

Online ISSN : 2186-490X

Print ISSN : 1346-4272

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 72 No. 3 2021



産総研 地質調査総合センター

令和3年

論文

大規模波動イベントの影響を繰り返し受けたカキ礁の破壊と復元過程：北海道東部，馬主来沼における完新統 *Crassostrea gigas* 化石密集層の例

七山 太・安藤寿男・近藤康生・横山芳春・仲田亜紀子・笹嶋由依・重野聖之・古川竜太・石井正之 …139

岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する苦鉄質岩の化学組成と起源

中江 訓 ……………173

---

表紙の写真

北海道東部太平洋沿岸，馬主来沼東岸に出現した完新世カキ化石層

北海道東部の白糠丘陵南縁に位置する馬主来沼東岸において 5 孔のトレンチ掘削を行い，完新世 *Crassostrea gigas* (マガキ) 化石層のタフォノミーを解明した。その結果，当地のカキ礁が形成されたのは，約 7400 年前から 5600 年前にかけてであり，その間に少なくとも 5 回の大規模波動イベントを被った。その波源としては，千島海溝で周期的に発生してきた巨大津波の可能性も示唆される。写真左手に見えるのが海跡湖である馬主来沼，その周辺には縄文海進時の内湾を覆うように湿原が分布する。写真奥に見えるのが白糠丘陵の山々である。

(写真・文：七山 太)

Cover Photograph

The Holocene oyster shellbeds along the eastern coast of Pashukurutou Lagoons facing the Pacific coast of eastern Hokkaido

We conducted a trenching survey to clarify the formative processes of the Holocene oyster shellbeds along the eastern coast of the Pashukurutou Lagoon, located in the south of the Shiranuka Hills on the Pacific coast of eastern Hokkaido, northeastern Japan. The result suggests that the oyster reefs may have formed at about 7400 cal BP and continued growing until 5600 cal BP. At least five destructive processes seems to have occurred during the 1800 years of their existence, such as strong and high waves including tsunami flows generated at the Kuril subduction zone. The water in the left of the photo is the Pashukurutou Lagoon, which was an inner bay during the Jomon marine transgression. The marsh covers the area of the ancient inner bay around the lagoon. The mountains in far distance are the Shiranuka Hills.

(Photograph and Caption by NANAYAMA Futoshi)

## 大規模波動イベントの影響を繰り返し受けたカキ礁の破壊と復元過程： 北海道東部，馬主来沼における完新統 *Crassostrea gigas* 化石密集層の例

七山 太<sup>1,2\*</sup>・安藤 寿男<sup>3</sup>・近藤 康生<sup>4</sup>・横山 芳春<sup>5</sup>・仲田 亜紀子<sup>6</sup>・  
笹嶋 由依<sup>7</sup>・重野 聖之<sup>8</sup>・古川 竜太<sup>9</sup>・石井 正之<sup>10</sup>

NANAYAMA Futoshi, ANDO Hisao, KONDO Yasuo, YOKOYAMA Yoshiharu, NAKATA Akiko, SASAJIMA Yui, SHIGENO Kiyoyuki, FURUKAWA Ryuta and ISHII Masayuki (2021) Destruction and restoration processes of fossil oyster reef influenced by repeated large-scale waves: An example of Holocene *Crassostrea gigas* shellbeds around Pashukurutou Lagoon, eastern Hokkaido, northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (3), p. 139–171, 14 figs, 2 tables.

**Abstract:** We tried to clarify the formative processes of the Holocene oyster shellbeds exposed along the eastern coast of Pashukurutou Lagoon in the southern part of Shiranuka Hills facing the Pacific coast of eastern Hokkaido, northeastern Japan, on the basis of a) detailed observations of a lake-side outcrop and five trench wall sections on lithostratigraphy, shellbed morphology and taphonomy, b) molluscan composition analysis, c) AMS <sup>14</sup>C dating of shell and wood fragment samples, etc. We summarize the results as follows: (1) Considering the continuity of lithologic units and the characteristics of their bounding surfaces, the Holocene strata 4.1 m thick at maximum can be divided into six lithostratigraphic units, SU-X, SU-A, SU-B, SU-C, SU-D and SU-E; (2) The SU-B constitutes a composite oyster shellbed 2.2 m thick at maximum of interbedded allochthonous (FB-a, c, e, g) and three autochthonous (FB-b, d, f) shellbed units; (3) Oyster reef may have begun to form in the Pashukurutou Lagoon area at about 7400 cal BP, and continued to grow up until 5600 cal BP. At least five destructive processes of these allochthonous shellbeds such as strong and high waves, possibly including tsunami flows derived from the Kuril subduction zone, might have occurred during about 1800 years; (4) In the Pashukurutou Lagoon area, the Holocene sea level existed between 2.1–2.8 m at 5600 cal BP, and had declined by about 2–3 m to the present. This is presumed to be the influence of seismic uplift around the Shiranuka Hills caused by a trench-type earthquake in the Kuril subduction zone.

**Keywords:** fossil oyster reef, shellbed, estuary, Pashukurutou Lagoon, Holocene, taphonomy, eastern Hokkaido, Kuril subduction zone, Kuril forearc sliver

### 要 旨

北海道東部の白糖丘陵南縁に位置する馬主来沼<sup>ばしゅくろとう</sup>東岸において5孔のトレンチ掘削を行い、堆積学的・古生物学的手法ならびにAMS<sup>14</sup>C年代測定結果を用いて、完新世 *Crassostrea gigas* 化石層のタフオノミーを解明した。その

結果を簡条書きに示す。(1)湖岸露頭と5つのトレンチの壁面で作成した層相柱状図を対比して、6つの層序ユニット(SU-X, SU-A, SU-B, SU-C, SU-D, SU-E)を識別した。(2)このうち、SU-Bを構成する厚い*C. gigas*化石層は複合化石層を構成し、その内部に他生と自生-準自生の産状ユニットが繰り返す7つの化石層ユニット(FB-a-

<sup>1</sup> 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)

<sup>2</sup> 熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター (Center for Marine Environment Studies, Kumamoto University, 2-39-1, Kurokami, Chuo Ward, Kumamoto, Kumamoto 860-8555, Japan)

<sup>3</sup> 茨城大学理学部地球環境科学コース (Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo, Mito, Ibaraki 310-8512, Japan)

<sup>4</sup> 高知大学自然科学系理工学部 (Science and Technology Unit, Natural Sciences Cluster, Kochi University, 2-5-1 Akebonocho, Kochi, Kochi 780-8520, Japan)

<sup>5</sup> 一般社団法人地域微動探査協会 (Japan Microtremor Survey Consortium, 1-6-12 Shinkawa, Chuo Ward, Tokyo 104-0033, Japan)

<sup>6</sup> 元茨城大学理学部地球環境科学コース (Earth Science Course, College of Science, Ibaraki University, 2 Chome-1-1 Bunkyo, Mito, Ibaraki 310-8512, Japan)

<sup>7</sup> 元茨城大学教育学部人間環境教育課程 (Course for Human Environmental Education, College of Education, Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo, Mito, Ibaraki 310-8512, Japan)

<sup>8</sup> 明治コンサルタント株式会社 (Meiji Consultant Co., Ltd., 1-21-1, Minami 7 Jo, Chuo Ward, Sapporo, Hokkaido 060-0808, Japan)

<sup>9</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

<sup>10</sup> 石井技術士事務所 (Ishii Professional Engineer Office, 3-6-28, Fushiko 12 Jo, Higashi Ward, Sapporo, Hokkaido 007-0872, Japan)

\* Corresponding author: NANAYAMA, F., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nanayama-f@aist.go.jp

FB-g)が認識できた。(3)当地のカキ礁が形成されたのは、約7400年前から5600年前にかけてであり、その間に少なくとも5回の大規模波動イベントを被った。その波源としては、千島海溝で周期的に発生してきた巨大津波の可能性もある。(4)当地においては、5600年前に完新世高海面期が存在し、その後、約2–3 mも海面が低下しているが、これは白糠丘陵一帯の地震性地殻変動の影響と考えられる。

## 1. はじめに

北海道東部(道東)の完新統には、当時の内湾に生息していた*Crassostrea gigas*(マガキ)を主体とする干潟群集の化石層が見られ、*C. gigas*は各地でカキ礁を形成していたことを示す(前田ほか, 1986; 山代, 1987; Maeda *et al.*, 1992)。ここに含まれる軟体動物化石には温帯種(=北海道における温暖種: 松島, 1984)が含まれており、縄文海進最盛期における対馬海流の暖流の影響が及んだ直接的証拠とされ(松島, 1984; 松島, 1988)、完新世の海水準変動に伴う対馬海流の消長を反映した化石群集として注目されてきた(松島, 1988; 松島, 2010)。白糠町と釧路市(旧音別町)との境界に位置する馬主来沼の湖岸に露出する化石*C. gigas*密集層もこのような化石群集記録の一つであり(岡崎, 1978)、対馬海流の暖水塊末端部を示す温帯種を含むことが重要視されている(第1図a)。この化石密集層には、*C. gigas*、*Macoma incongrua*(ヒメシラトリ)、*Mya arenaria oonogai*(オオノガイ)、*Ruditapes philippinarum*(アサリ)が共産し、その種構成は近年死滅した厚岸湖の現世カキ礁の構成種と酷似することが指摘されていた(松島, 1982)。その一方で、*Trapezium liratum*(ウネナシトマヤガイ)などの温帯種の存在は暖水の釧路沖への流入を示唆しており、最低水温8℃以上の環境、すなわち、現在の仙台湾と同様の水温環境が想定されていた(松島, 1982)。また、馬主来沼の完新統産の*C. gigas*殻から5950 ± 95 yr BPの<sup>14</sup>C年代値が得られており、約8000–6000年前(較正暦年)の縄文海進最盛期に、現在の厚岸湖のカキ島(大嶋, 1971)と同様な環境でカキ礁が生成されたこと、その時の海面高度は現在より3–4 m高い位置に達していた可能性が示唆されていた(松島, 1982)。

道東太平洋沿岸域は、千島海溝(Kuril Trench / Kuril subduction zone)に面する本邦屈指の地震津波の多発地帯である。過去70年間を振り返って見ても、1952年十勝沖地震(M8.2)、1973年根室沖地震(M7.4)、2003年十勝沖地震(M8.0)といったM7–8クラスの巨大地震が起きており、その都度多大な津波被害を受けてきた(石橋・佐竹, 1998; 第1図)。さらに400–500年ごとに十勝沖と根室沖等の震源が連動して超巨大地震(Mw 8.8 ~) (Satake *et al.*, 2008; Ioki and Tanioka, 2016)が発生し、この際、沿岸低地では数kmオーダーでの津波遡上が繰り返

返し生じていたことが明らかとなっている(Nanayama *et al.*, 2003, 2007, 2011; Nanayama, 2020) (第1図)。この地域では、津波が陸域に残したと考えられる堆積物(以下、イベント堆積物)に注目した研究が1998年以来行われている(例えば、七山・重野, 1998; 七山ほか, 2000, 2001; Nanayama *et al.*, 2003; 添田ほか, 2004; 平川ほか, 2005; Nanayama *et al.*, 2007; Sawai *et al.*, 2009; Nanayama *et al.*, 2011; Ishizawa *et al.*, 2017; 七山ほか, 2018; Nanayama, 2020)。

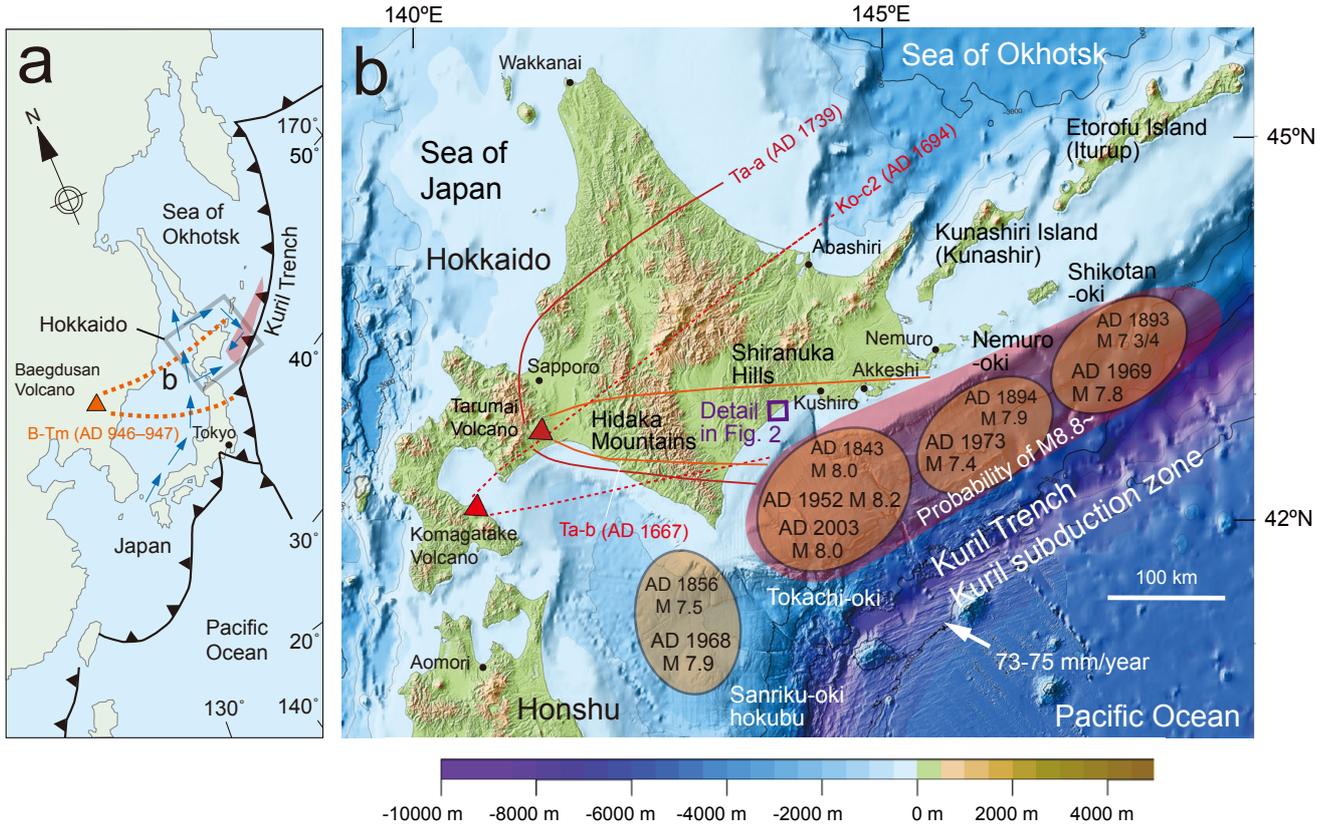
2011年8月10–15日、白糠町と釧路市の関係機関の協力を得て、馬主来沼湖岸の完新世*C. gigas*化石密集層のトレンチ掘削調査を実施し、層相・層序および化石密集層の形態やそのタフオノミー(taphonomy)について調査を行った。本稿では、その厚い*C. gigas*化石層の内部構造に見出された、自生的、他生的な産状の繰り返しについての詳細な観察に基づいて、完新世前期の干潟環境に発達したカキ礁が、大規模波動イベントによる破壊とその後の復元を繰り返した過程について成因的検討を行った。

本稿は2013年3月に卒業した仲田亜紀子ならびに笹嶋由依が茨城大学に提出した卒業論文を基礎として、安藤が指導教員としてデータ、図表、本文を大枠でとりまとめ、それを本稿の責任筆者(CA)である七山が総括的にまとめ直したものである。横山芳春と近藤康生は、カキ礁の記載を安藤とともに分担した。重野聖之と石井正之は、現地測量、津波堆積物の記載ならびにトレンチ掘削時の安全確保に貢献した。

## 2. 馬主来沼周辺の地形と海況

馬主来沼は太平洋に面した周囲約6 km、幅約2.2 km、奥行約2.8 kmの汽水湖であり、縄文海進期に発生した内湾が、湾口砂嘴によって閉鎖され生じた海跡湖(ラグーン)である(高山, 1984; 第2図)、空中写真による判読から、汀線から内陸側に100 mと350 mの位置に海岸線と平行な浜堤もしくは古砂丘が2列確認され、国道38号がその間を通過している。現在の海浜は中–粗粒砂からなり、円摩度の高い赤色チャートの粒子が卓越し、そのため海浜全体が、赤みがかって見える。これらの砂の起源は釧路海岸に露出する古第三系浦幌層群天寧層の赤玉礫岩(七山ほか, 1994)の再堆積物が、西向きの沿岸漂砂系によって馬主来海岸にまでもたらされたためと考えられる。

馬主来沼の東岸およびその沼尻の北東側には明瞭な海食崖がみとめられ、ここには鮮新統白糠層(多田・飯島, 1986)の塊状暗灰色軟質泥岩が広域に露出している。馬主来沼東方や西方の台地も主に白糠層からなる。その頂部(標高60–65 m)には、MIS5e海成段丘(M1; Okumura, 1996)が認められ、Toya等の更新世テフラを含む段丘堆積物に覆われている。



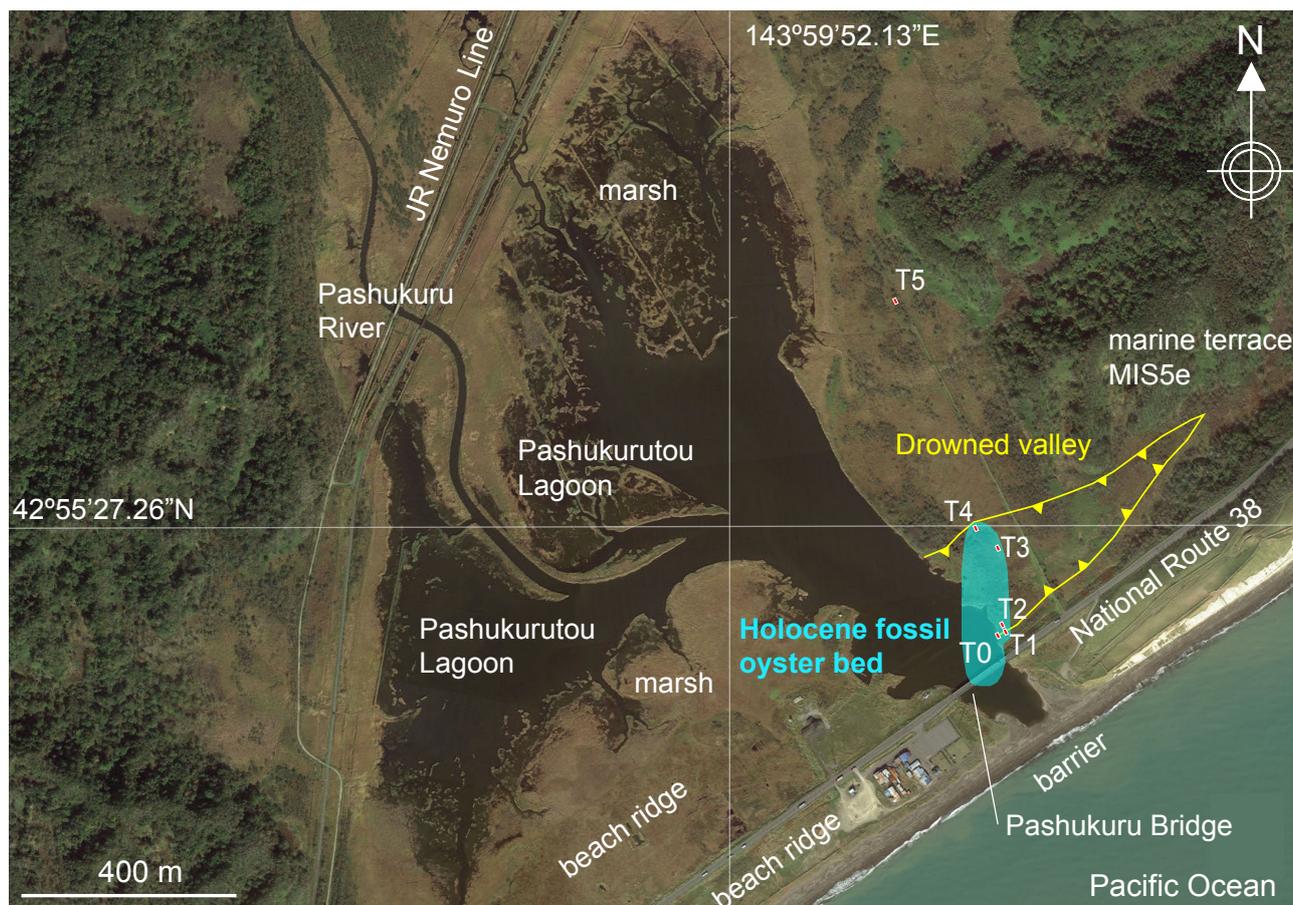
第1図 北海道を中心とした調査地域の位置図。(a)千島海溝に関連した日本列島のテクトニクスを示す広域位置図。オレンジ色の三角形は、白頭火山の位置を、オレンジ色の破線は広域テフラ(B-Tm)の分布域を示す(古川・七山, 2006)。千島海溝沿いの薄いピンク色で塗色したエリアは、複数のセグメントが連動して発生する超巨大地震の破裂領域を示している。青い矢印は、縄文海進最盛期における、日本海沿岸および北海道周辺での対馬海流(暖流)の影響と流れの向きを示す(松島, 2010)。灰色の四角形はb図の範囲を示す。(b)千島海溝と北海道の広域テクトニクスを示す地形図。北海道における広域テフラの給源火山および千島海溝において発生した主要な歴史地震の破壊領域(オレンジ色の楕円体)を示す地形図はメッシュ地形データ(Japan250m.grd)を基にして、岸本清行氏がGMTスクリプトを用いて作成した。地形図下に添付したバーは、標高と水深を示す。赤の2個の三角形は、駒ヶ岳火山および樽前火山の位置を示す。赤やオレンジ色の線は広域テフラ(Ta-a, Ko-c2, Ta-b)の分布域を示す(古川・七山, 2006)。千島海溝沿いの薄いピンク色で塗色したエリアは、複数のセグメントが連動して発生する超巨大地震の破裂領域を示している。白色の矢印で示す太平洋プレートの動きは、REVELモデル(Sella *et al.*, 2002)を引用した。紫色の四角形は第2図の位置を示す。

Fig. 1 Index maps around the study area. (a) Regional tectonic map related Japanese island arc and the Kuril Trench. An orange triangle indicates the location of the Baegdusan Volcano, and the orange dashed line indicates the distribution area of regional tephra (B-Tm) (Furukawa and Nanayama, 2006). The light pinkish area along the Kuril Trench shows the probable rupture area of a multi-segmented mega-earthquake. The blue arrows indicate the influence and direction of the Tsushima warm current on the coast of the Sea of Japan and around Hokkaido during the peak of the Holocene glacial retreat modified after Matsushima (2010). A gray square indicates the area of b. (b) Topographic map of regional tectonics around the Kuril subduction zone and Hokkaido showing source volcanoes of regional marker tephra (red triangles), and rupture area of major historical earthquakes (orange ellipsoids) along the Kuril subduction zone. The topographic map was drawn by Mr. Kiyoyuki Kisimoto using a GMT script based on the mesh topographic data: Japan250m.grd. An attached bar below the topographic map shows altitude and water depth. Red and orange lines show deposition of tephra from Komagatake, and Tarumai volcanoes (Furukawa and Nanayama, 2006). The light pinkish area along the Kuril Trench shows the probable rupture area of a multi-segmented mega-earthquake. Pacific plate motion (white arrow) is based on the REVEL model (Sella *et al.*, 2002). A purple square indicates the location of Fig. 2.

現在、馬主来沼の沼尻は定常的な波浪によって形成された幅60 m、高さ2-3 mの小規模なバリアー砂堆により閉塞されているが、融雪や降雨によって沼の水位が上昇すると自然に決壊し、太平洋に湖沼水が溢れ出る現象が報告されている(高山, 1984)。また、増水時には、沿岸

道路の道床やJR根室本線の路肩の保護のため、重機によって人為的にバリアー砂堆を開削し、水位を下げる工事が年に数度ほど行われている。

その一方で、馬主来沼の沼尻の部分では、台風等の暴浪時に高波がこのバリアー砂堆を越流して、海水が



第2図 白糠町西部，馬主来沼周辺の地形との湖岸露頭(T0)およびT1-T5トレンチの位置図。調査地域の位置は，第1図に示されている。黄色の線で示されたエリアは，トレンチ調査で明らかとなった最終氷期に形成された溺れ谷の位置を示す。水色で塗色されたエリアは，完新世*Crassostrea gigas* (マガキ)化石密集層の分布域を示す。基図にはGoogleおよびZENRINが著作権を所有するGoogle Earthの画像を用いた。

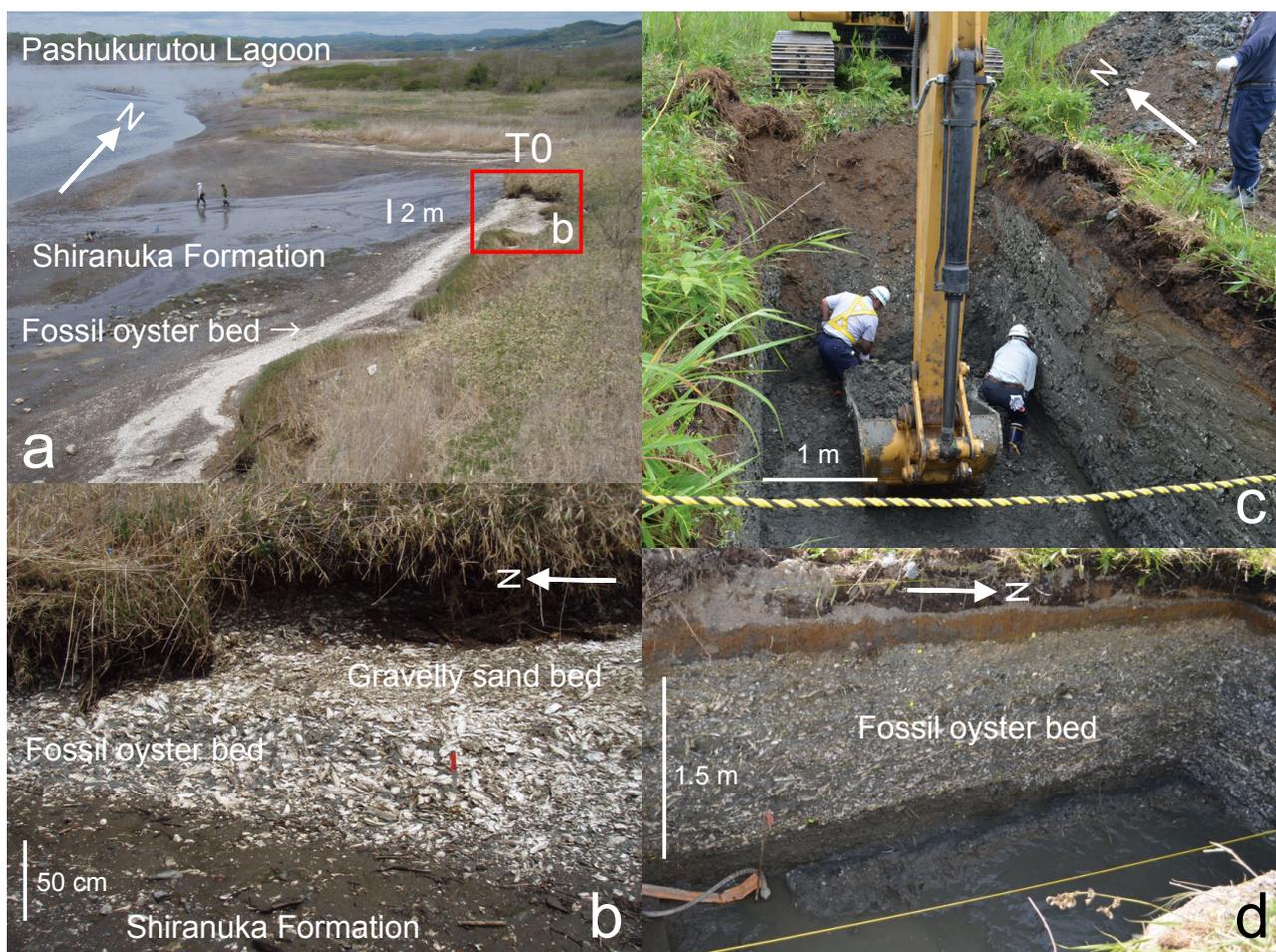
Fig. 2 Geomorphological features around the Pashukurutou Lagoon area, western side of Shiranuka Town based on the Google Earth image copyrighted by Google and ZENRIN and index map of the coastal outcrop (T0) and trench sites (T1-T5). Refer to Fig. 1 for the location of the area. The area indicated by the yellow line shows the location of the drowned valley formed during the last glacial period. The location of the valley was inferred in our study. The light blue area shows the confirmed distribution of the Holocene oyster (*Crassostrea gigas*) shellbeds.

沼に流入する現象が目撃されている。そのため，現在の湖沼水は沼尻に近いほど塩分が高くなっている(高山, 1984)。馬主来沼は水深3 m以浅の浅い汽水環境のラグーンであり，沼底には主に泥質な堆積物が堆積している(高山, 1984)。その湖水位はこの地域の平均海面高度よりも概ね1 m程高いことが知られている(岡崎, 1978)。現在，湖沼底には旧音別町が観光用に放流した*Corbicula japonica* (ヤマトシジミ)が自然繁殖している。流入する河川は4本あり，そのうち馬主来川が最も流量が多く，沼への流入口付近では小規模な鳥趾状三角州の発達が認められる(第2図)。底質は北側ほど河川の影響を受け，河川成の砂礫を伴うようになる(高山, 1984)。さらに沼の北側一帯は*Phragmites australis* (ヨシ)-*Calamagrostis langsdorffii* (イワノガリヤス)群落からなる低層湿原に

よって覆われ，ここでは現在も泥炭が形成されている。

馬主来沼付近においては，1843年北海道東方沖地震津波の際，東方に隣接する白糠町市街地において津波の河川遡上が観測されている(羽鳥, 1984)。1952年十勝沖地震津波や1960年チリ沖地震津波来襲の際も3-4 mの波高が記録されているが，この周辺では特に大きな被害は報告されていない(七山ほか, 2001)。

馬主来沼周辺の湿原地下にも，4層の千島海溝で発生した超巨大地震による津波堆積物が分布していることが既に報告されている。特に17世紀に発生したイベント堆積物であるGTS1 (Nanayama, 2020)はこの湿原一帯の表層付近に広域に伏在しており，さらに現在の海岸線から約3.7 km 地点まで追跡されている(七山ほか, 2001)。



第3図 馬主来沼東岸の*Crassostrea gigas*（マガキ）化石密集層の露出状況。(a) 2009年6月の低水位での馬主来沼東岸の状況。(b) T0：松島(1982)によって記述された露頭付近の現状の写真。(c) T1トレンチでの重機を使用したトレンチ掘削作業の状況。(d) 掘削後のT1トレンチ西壁の全体像。

Fig. 3 Exposures of fossil oyster beds along the eastern coast of Pashukurutou Lagoon. (a) Eastern side of Pashukurutou Lagoon at a low-water level in June 2009. (b) T0: outcrop described by Matsushima (1982). (c) Trench excavation work using heavy equipment at T1 trench. (d) The west wall of the T1 trench after excavation.

### 3. 研究方法

馬主来沼の完新世*Crassostrea gigas*（マガキ）化石密集層を検討するため、以下の手順で研究を行った。

#### (1) トレンチ掘削と現地測量

2011年8月10–15日に、重機を用いた5孔のトレンチ掘削（以下T1–T5）を行った（第2図）。トレンチ掘削は、深さ2–4 m、幅2–3 m、海陸方向の長さ26 mの規模で行った（第3図）。各トレンチにおける標高を得るために、基準点においてGPS staticを用いて正確な標高をもとめ、各トレンチの地表面標高は基準点からレベル測量で求めた。

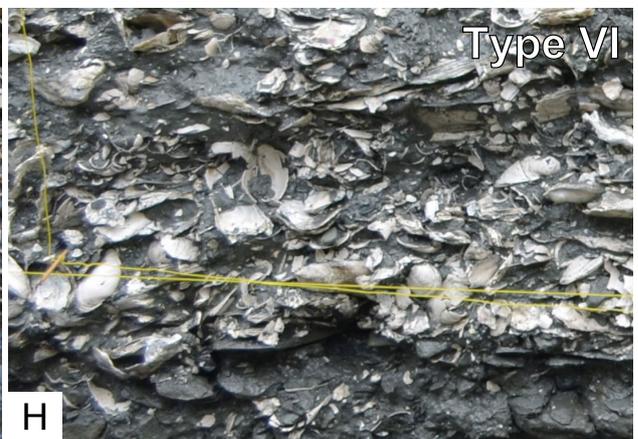
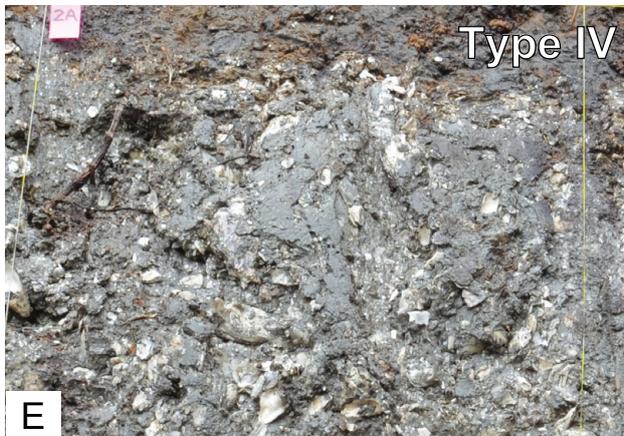
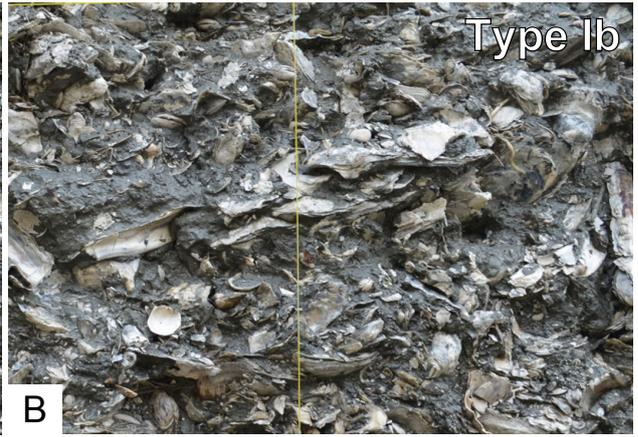
#### (2) トレンチ壁面の観察・記載とサンプリング

現地において層相、化石密集層の産状、産出種の観察・記載を行い（第4図）、それぞれの層厚、2.6 m（T1トレンチ）、3 m（T2トレンチ）、4 m（T3トレンチ）、2.6 m（T4

トレンチ）、1.6 m（T5トレンチ）の層序対比のための柱状図が得られた（第5図）。

T1、T2トレンチにおいては、海陸方向の長さそれぞれ6 m、4.5 mの掘削断面の露頭表面に、ポンプで揚水した湖水を吹きかけて表面の泥を落とした後、0.5 mの方形枠を張って地層断面の層相と化石産状の観察を行った。現地での露頭観察は時間的に限られていたため、トレンチ壁面は近接撮影した写真をパノラマに合成して拡大し、画像を詳細解析した。T2トレンチでは*C. gigas*化石密集層の連続的な剥ぎ取り試料（silicon resin stripping sheet；幅0.8 m、高さ2 m）を作製して持ち帰り、室内で詳細な観察を行った。なお、松島(1982)で記載された湖岸露頭(T0)についても、同様の観察・記載を行った。

T1–T3トレンチの*C. gigas*化石密集層の13層準で約0.25 m立方のブロックをサンプリングし、室内に持ち帰って



(← p. 144)

第4図 6タイプの化石産状を示す写真。撮影範囲を第5, 7, 8および9図に示す。A: T2トレンチの西側壁面(西面)の化石層ユニットFB-dに認められるタイプIa(第9図Aの中央左の範囲)。50 cm 間隔の赤マーカーの下にある2つの*Crassostrea gigas*(マガキ)の株状集合体は、直立した生息姿勢を示すいくつかの合弁個体で構成されている。B: T1トレンチ東面のFB-d中に認められるタイプIb(第7図)。幅: 45 cm。中央のレンズ状の貝殻の集合体は、最初に写真Aのような株状集合体を形成していた可能性がある。いくつかの合弁殻は、低角度または水平で腹縁を海側(右)に向けている。C: T2トレンチ西面のFB-b中のタイプII(第9図A右下)。中央にある大きな合弁の*C. gigas*の殻は、低角度で陸側(右)に傾斜している。D: T2トレンチ西面の露頭剥ぎ取り試料のFB-eでみられるタイプIII(第9図B中央右)。幅: 50 cm。合弁もしくは離弁の*C. gigas*の殻は、水平方向または多少不規則に密集している。E: T2トレンチ西面のFB-gにみられるタイプIV(第9図A上)。トレンチ掘削直後の水洗前の状態。F: T2トレンチ西面の露頭剥ぎ取り試料上のタイプIV(第9図B上)。露頭の水洗後に樹脂による露頭面の剥ぎ取りを行ったシート試料の、写真Eと同じ部分。鏡面对称にあるので、画像は比較のために水平方向に反転している。幅: 55 cm。断片的な*C. gigas*の殻は明瞭な貝殻のファブリックを示すことなく密集している。G: T2トレンチ層相ユニットT2-2を構成する塊状の暗い灰色の単調な砂質シルト内に挟まれたタイプV(第5図T2のS1)。ペンの長さ: 15 cm。多くの*Mya arenaria oonogai*(オオノガイ)が、*C. gigas*の殻とともに横向きの姿勢で密集している。H: T1トレンチ西面のFB-aに認められるタイプVI(第8図)。幅: 45 cm。*M. arenaria oonogai*の合弁/離弁の殻は、離弁/破片化し、まれに合弁の*C. gigas*の殻とともに密集している。上部の3分の1はタイプIIを示す。

Fig. 4 Photographs showing six types of modes of fossil occurrences. Photographing ranges are shown in Figs. 5, 7, 8 and 9. A: Type Ia in the fossil bed unit d (FB-d) on the west surface of T2 trench (broken square in the left central part of Fig. 9A). Two bouquet-like oyster clusters lower than two red labels with a 50 cm width are composed of several articulated shells in upright living position; B: Type Ib in FB-d on the east surface of T1 trench (broken square in Fig. 7). Width: 45 cm. A central lenticular shell aggregate might have initially formed a bouquet-like cluster like Type Ia on photo A. The ventral sides of several articulated valves are inclined seaward (rightward) with low angles or nearly lying horizontally; C: Type II in FB-b on the west surface of T2 trench (broken square in the lower right of Fig. 9A). A large articulated oyster individual in the center is low-angle inclined landward (rightward) with an elongate ventral margin; D: Type III in FB-e on a silicon resin stripped sheet taken from the west surface of T2 trench (central broken square in Fig. 9B). Width: 50 cm. Articulated and disarticulated oyster shells are aggregated horizontally or somewhat irregularly; E: Type IV in FB-g on the west excavated surface of T2 trench before washing by lake-water shower (upper broken square in Fig. 9A). The photographing range is as same as photo F; F: Type IV in FB-g on a silicon resin sheet stripped from the west washed exposure surface of T2 trench (upper broken square in Fig. 9B). Although the photographing range is as same as photo E, the image is horizontally reversed for comparison. Width: 55 cm. Fragmentary oyster shells are gregariously aggregated within the bed without conspicuous shell fabrics; G: Type V intercalated within massive dark gray monotonous sandy silt as a lithologic unit T2-2 of T2 trench (S1 of column T2 in Fig. 5). Length of pen: 15 cm. Many articulated shells of *Mya arenaria oonogai* are swarmed in sideways lying position with some articulated/disarticulated oyster shells; H: Type VI in FB-a in the west surface of T1 trench (broken square in Fig. 7). Width: 45 cm. Many articulated/disarticulated shells of *M. arenaria oonogai* are aggregated with disarticulated/fragmentary, rarely articulated oyster shells. The upper one third represents type II.

目開き2 mmの篩を使って個体を水洗して拾い出し、産出種の同定および個体数を計数して組成を調査した。二枚貝のうち殻頂で左右がわかる場合に殻1枚分とし、区別がつかないものは破片とみなし、組成比を求める場合には離弁殻一つに0.5、破片一つに0.25の係数を乗じて計算した。13試料のうち統計的に十分な量を得た9試料について計数値を求めた。

### (3) $^{14}\text{C}$ 年代測定と暦年較正

T1, T2トレンチの壁面および、T2剥ぎ取り試料から、合弁で殻が破損していない保存状態の良い軟体動物化石(*C. gigas*, *Trapezium liratum*) 11試料、および材化石3試料を取り出し、AMS (Accelerator Mass Spectrometry) 法により $^{14}\text{C}$ 年代測定を行った(第5図, 第1表)。

測定にあたって、全ての試料について、以下の前処理作業を実施した。材片試料については、酸-アルカリ-酸(AAA: Acid Alkali Acid)処理により不純物を化学的に取り除いた。貝殻試料については試料の表面を1 mol/lの塩酸を用いて約30%ほど溶かし、汚染された可能性のある部分を除去した(Edg)。木材は燃焼、貝殻はリン酸と反応させて二酸化炭素を発生させ、真空ラインで精製、水素で還元し、グラファイトを精製して測定に供した。測定は株式会社加速器分析研究所に依頼した。

得られたAMS $^{14}\text{C}$ 年代値はIntCal04およびMarine09データベース(Reimer *et al.*, 2009)を併用し、OxCal v4.1(Bronk Ramsey, 2009)を用いて暦年較正年代(cal BP;  $2\sigma = 95.4\%$ )を算出した。但し、海成炭素を用いた年代値は海洋リザーバー効果のため暦年よりも古めの値が得られることが知られている(Stuiver and Braziunas, 1993)。高緯度に位置する北海道周辺においては、 $\Delta R$ (海洋リザーバー効果の補正值)の値が大きいことはよく知られている(Yoneda *et al.*, 2002; Nakanishi *et al.*, 2015)。最近行われた根室温根沼地域の関江谷1堅穴群の貝塚遺跡調査から、既に $5225 \pm 25$  yr BPの炭化材に対して、*Ruditapes philippinarum*(アサリ)、*Mya arenaria oonogai*(オオノガイ)、*Pseudocardium sachalinense*(ウバガイ)等の海棲種の貝殻遺骸は600-700年古めの年代値が知られている(新美・猪熊, 2014)。そこで本稿では、新美・猪熊(2014)を参照し、完新世の $\Delta R$ を一律に700年と見積もることとする。なお、本文や図で引用する場合は、暦年較正年代、海洋リザーバー効果補正值ともに1の位を四捨五入して示す。

### (4) リワーク年代の評価

今回は潮間帯の軟体動物化石を用いて年代測定を行ったので、堆積曲線(depositional curve; 増田, 1998)と相対的海面変動曲線(relative sea level change)がほぼ相関することになる。但し、大型の軟体動物化石を用いた年代測定には、常にリワークの可能性が伴う。そこで今回の議論では、同一層準から複数の試料を採取して $^{14}\text{C}$ 年代測定を実施し、その最若年代を結び堆積曲線を作成した。

そして、この曲線から数100年程度古めの値をとるものまでは議論に採用し、大きく外れる年代値をリワーク年代と判定することにした。

## 4. 湖岸露頭およびトレンチ断面での層相記載

湖岸露頭(T0)と5箇所のトレンチ断面(T1-T5トレンチ)で観察した完新統の層相について、個々の箇所で識別した層相ユニットを記載する(第5図)。なお、湖岸露頭基部(標高0.9 m)、T1トレンチ基底(0.4 m)、およびT5トレンチ(2.0 m)において、完新統の基盤である鮮新統白糠層(多田・飯島, 1986)の塊状暗灰色軟質泥岩が露出しており、完新統との間の明瞭な不整合面が確認された。

### 4.1 T0 (湖岸露頭)

緯度経度:  $42^{\circ}55'20.0''\text{N}$ ,  $144^{\circ}00'14.12''\text{E}$

標高: 1.53 m

現在の汀線からの距離: 232 m

地表面からの深度: 0.70 m

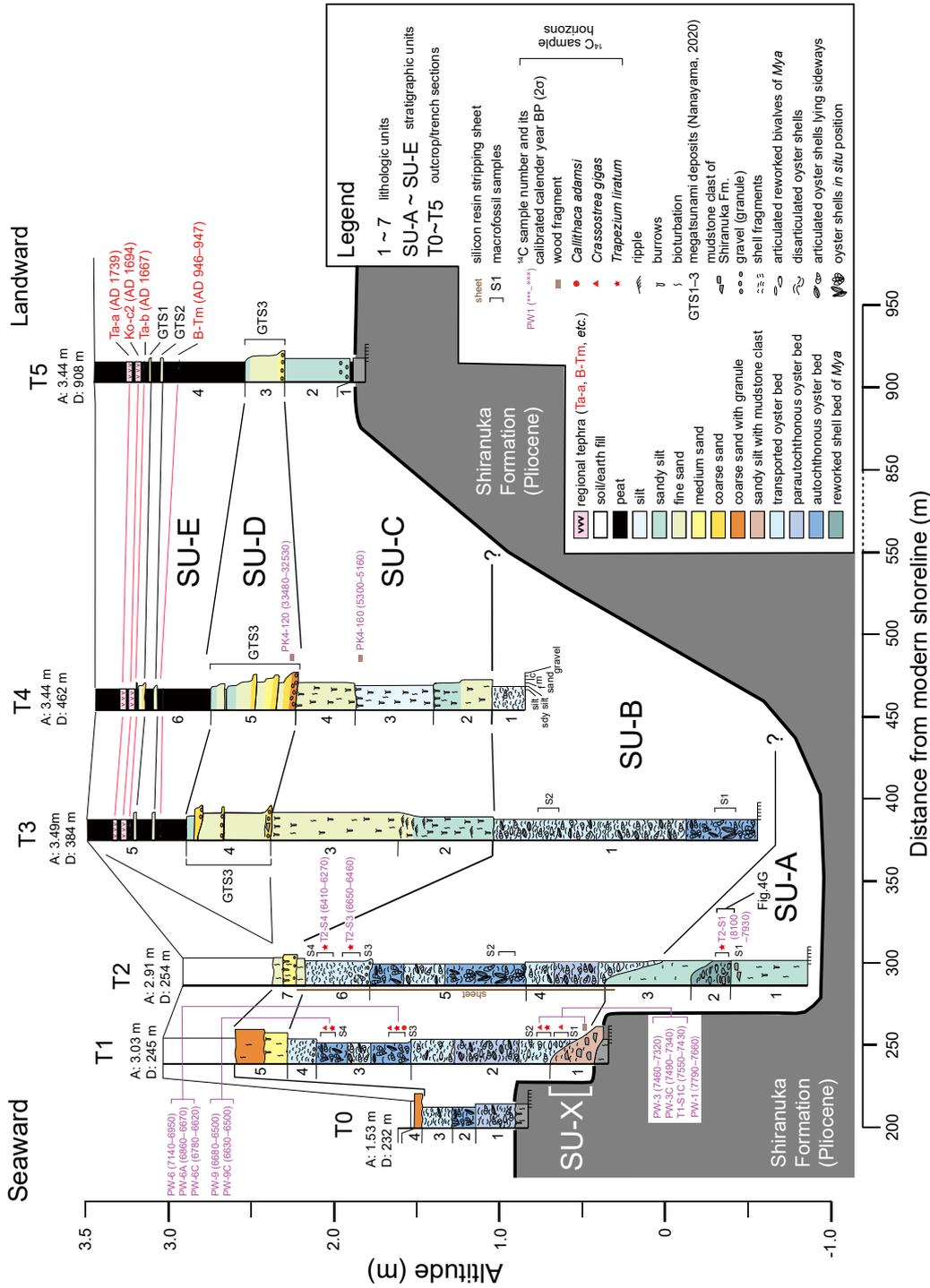
国道38号馬主来橋の東端北側の湖底には、鮮新統白糠層の半固結した軟質暗灰色泥岩の露出が確認できる(第3図a)。その上に、侵食面(不整合面)を介して完新統の層厚0.6 mの軟体動物化石の密集した砂質シルト層-シルト層が重なり、その上位を含礫粗粒砂層と表土が覆っている。この露頭は松島(1982)が記載したものであり、層相と化石の産状から4つの層相ユニット(下位から、T0-1, T0-2, T0-3およびT0-4)が識別される(第5図)。

**層相ユニットT0-1:** 不整合面上には垂直性管状生痕の掘り穴(burrows)が散在しており、T0-1の砂質シルトで充填されている。T0-1は層厚0.2-0.25 mの軟体動物化石片を含んだ暗緑灰色砂質シルトからなり、合弁ではあるが生息姿勢を保持せず横臥した*Crassostrea gigas*(マガキ)や*Mya arenaria oonogai*(オオノガイ)が多い。*C. gigas*は腹縁を陸(北)側に向けたものが多く、上部は破片が多くなる。

**層相ユニットT0-2:** T0-2は層厚0.15 mほどの合弁で直立もしくは急傾した(以後、便宜上、直立と記述)生息姿勢を示す*C. gigas*が多く見られるシルト層であり、一部は数個体が株状集合体をなし、散在する*M. arenaria oonogai*にも生息姿勢を示す個体が含まれる。T0-2基底は侵食面である。

**層相ユニットT0-3:** T0-3は層厚0.15-0.2 mの離弁・破片貝殻密集層をなすシルト層で、T0-2との境界はT0-1/T0-2境界に比べて産状変化が明瞭で軽微な侵食面とみなすことができ、貝殻が再堆積して水平に集積していた。

**層相ユニットT0-4:** T0-4は細礫を含む粗粒砂層であるが、厚さ数cmを確認したにすぎない。その上位は表土に覆われる。松島(1982)では厚さ0.4 mほどの含中-細礫・灰黄色-茶色粗粒砂層が記載されている。



第5図 層相ユニット区分に基づいた馬主来沼東岸の露頭(T0)と5孔のトレンチ(T1-T5)の層序と層序関係を示す柱状対比図。層相ユニットSU-Eに含まれる地域テフラ情報は七山ほか(2001)および古川・七山(2006)による。sdy silt: sandy silt, f: fine sand, m: medium sand, c: coarse sand。GTS1-3は、17世紀、12-13世紀および8-10世紀に千島海溝で発生したメガ津波堆積物の層序番号を示す(Nanayama, 2020)。

Fig. 5 Correlated columnar diagram for coastal outcrop and five trenches along the eastern coast of Pashukurutou Lagoon based on lithologic units. A: altitude (m), D: distance from modern shoreline (m). Regional tephra layers in SU-E are referred to Nanayama *et al.* (2001) and Furukawa and Nanayama (2006). sdy silt: sandy silt, f: fine sand, m: medium sand, c: coarse sand. GTS1-3 indicates the stratigraphic number of megatsunami deposits caused by the giant earthquakes that occurred in the Kuril Trench in the 8th to 10th, 12th to 13th and 17th centuries (Nanayama, 2020).

第1表 T1, T2およびT4トレンチの壁面から採取された軟体動物化石および材片のAMS<sup>14</sup>C年代測定結果。試料採取層準は第5図にある。AAAおよびEdgの説明は本文中にある。本文に詳しく記載したたとおり、最初に、各層準の最若年代を結んだ堆積速度曲線を作成し(第6図)、この線から古めに外れた年代値をリワーク年代として灰色で区分した。なお、本文や図で引用する場合は、暦年較正年代、海洋リザーバー効果補正值ともに1の位を四捨五入して示す。

Table 1 AMS<sup>14</sup>C age data measured for shells and wood fragments obtained from T1, T2 and T4 trench sections. Refer to Fig. 5 for sample horizons. See text for explanations of AAA and Edg. As described in detail in the text, first, a deposition velocity curve connecting the youngest ages of each stratum was created (Fig. 6), and the age values that deviated from this line were classified in gray as the rework ages. The calibrate ages and their corrected ages for marine reservoir effect are rounded to the first unit in text and figures..

Sample no.	Trench number	Altitude (m)	Stratigraphic unit	Lithologic unit	Sample	Treatment	δ <sup>13</sup> C (‰)	Conventional age (yr BP)	Calibrated age (2σ) (cal BP)	Lab code
PW-9	T1	2.04	SU-B	T1-3	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	5.61 ± 0.49	6160 ± 30	6680 – 6500	IAAA-110840
PW-9C	T1	2.04	SU-B	T1-3	<i>Crassostrea gigas</i>	Edg	-0.75 ± 0.48	6110 ± 30	6630 – 6500	IAAA-111956
PW-6	T1	1.61	SU-B	T1-3	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	3.68 ± 0.54	6530 ± 30	7140 – 6950	IAAA-110839
PW-6A	T1	1.61	SU-B	T1-3	<i>Callithaca adamsi</i>	Edg	5.96 ± 0.53	6300 ± 30	6860 – 6670	IAAA-112819
PW-6C	T1	1.61	SU-B	T1-3	<i>Crassostrea gigas</i>	Edg	-1.55 ± 0.47	6250 ± 30	6780 – 6620	IAAA-111957
PW-3	T1	0.72	SU-B	T1-2	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	-0.99 ± 0.53	6880 ± 30	7460 – 7320	IAAA-110838
PW-3C	T1	0.72	SU-B	T1-2	<i>Crassostrea gigas</i>	Edg	-2.82 ± 0.42	6900 ± 30	7490 – 7340	IAAA-111958
T1-S1C	T1	0.61	SU-B	T1-2	<i>Crassostrea gigas</i>	Edg	-1.00 ± 0.55	6990 ± 30	7550 – 7430	IAAA-111959
PW-1	T1	0.48	SU-X	T1-1	wood	AAA	-26.01 ± 0.49	6870 ± 30	7790 – 7660	IAAA-110837
T2-S4	T2	2.05	SU-B	T2-6	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	-0.96 ± 0.46	5930 ± 30	6410 – 6270	IAAA-113252
T2-S3	T2	1.90	SU-B	T2-6	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	2.27 ± 0.53	6130 ± 30	6650 – 6460	IAAA-113251
T2-S1	T2	-0.35	SU-A	T2-2	<i>Trapezium liratum</i>	Edg	1.65 ± 0.49	7540 ± 30	8100 – 7930	IAAA-110841
PK4-120	T4	2.18	SU-D	T4-5	wood	AAA	-26.56 ± 0.49	28620 ± 120	33480 – 32530	IAAA-111446
PK4-160	T4	1.76	SU-C	T4-3	wood	AAA	-31.16 ± 0.50	4480 ± 30	5300 – 5160	IAAA-111447

#### 4.2 T1トレンチ

緯度経度：42°55'20.8"N, 144°00'14.3"E

標高：3.03 m

現在の汀線からの距離：245 m

掘削深度：2.6 m

T1トレンチでは白糠層を不整合で覆って層厚2.3 mの完新統が重なっており、5つの層相ユニット(T1-1-T1-5)に区分される(第5図)。

**層相ユニットT1-1**：最下部のT1-1は、基底の不整合面に重なり、白糠層由来の中-大礫サイズの泥岩角礫を含む、層厚0.1-0.3 mの貝殻片砂質シルト層からなる。T1-1は北側に薄くなっており、本トレンチ以外では認められない。

**層相ユニットT1-2**：T1-1の上位に、明瞭な層相境界を挟んで軟体動物化石密集層をなす砂質シルト層(層厚0.8-1.0 m)が重なっている。T1-2は北側に厚くなっており、その内部と基底には、複数の侵食面が存在する。

**層相ユニットT1-3**：中部のT1-3はT1-2から漸移する厚さ0.55-0.60 mの軟体動物化石密集層をなすシルト層である。その内部には、侵食面が存在する。

**層相ユニットT1-4**：T1-4 (0.15-0.2 m)は、T1-2から続く軟体動物化石密集層の上部を構成し、平坦な侵食面に重なる細礫を少量含む砂質シルト層で、貝殻破片が密集する。T1-4は不明瞭ながらも低角の斜交層理を呈する。

**層相ユニットT1-5**：最上部のT1-5は、明瞭な岩相境界面に重なる層厚0.3 mの生物擾乱や垂直性生痕の見られる

やや分級の悪い細礫を含む中粒-粗粒砂層からなる。

#### 4.3 T2トレンチ

緯度経度：42°55'21.2"N, 144°00'14.2"E

標高：2.91 m

現在の汀線からの距離：254 m

掘削深度：3.8 m

T2トレンチにおいては、白糠層と完新統の不整合面が確認できなかった。ここでは層厚約3.0 mの完新統が観察され、7つの層相ユニット(下位から、T2-1, T2-2, T2-3, T2-4, T2-5, T2-6およびT2-7)が識別された(第5図)。

**層相ユニットT2-1**：T2-1は層厚0.4 mの生物擾乱を受けた塊状の暗灰色砂質シルト層からなり、垂直性管状生痕を含む。上部に白糠層由来の泥岩角礫を含む。

**層相ユニットT2-2**：T2-2は合弁もしくは離弁の*M. arenaria oonogai*が水平に密集し、*C. gigas*の合弁、離弁および破片をいくらか含む層厚0.1-0.2 mの砂質シルト層である。下部の基質には白糠層起源の泥岩礫を伴う径3 cm以下の中-細礫が散在しており、T2-2の基底は侵食面をなす。

**層相ユニットT2-3**：T2-3は貝殻片が散在するやや生物擾乱を受けた層厚0.25-0.45 mの砂質シルト層であり、下限は下位ユニットを浅く削り込み、上限も上位ユニット(T2-4)に深く削り込まれるような侵食性の起伏があり、それに伴って層厚が変化する。

**層相ユニットT2-4**：T2-4はチャンネル状の基底を埋積する層厚0.35-0.65 mの貝殻が密集した砂質シルト層からなる。

その内部にも、複数の侵食面が存在する。

**層相ユニットT2-5**：T2-5は自生産状の*C. gigas*密集部と他生産状の*C. gigas*密集部が互層する層厚0.8 mのシルト層からなる。その基底には、侵食面が存在する。

**層相ユニットT2-6**：T2-6は基底にいくらか起伏のある侵食面を介して、細礫を含む貝殻片が密集した砂質シルト層（層厚0.42 m）からなる。

**層相ユニットT2-7**：T2-7は比較的明瞭な平坦侵食面で重なる層厚0.25 mの細粒-中粒砂層からなり、生物擾乱や垂直性管状生痕が認められる。

#### 4.4 T3トレンチ

緯度経度：42°55'20.10"N, 144°00'14.5"E

標高：3.49 m

現在の汀線からの距離：384 m

掘削深度：4.0 m

T3トレンチにおいては層厚約4.0 mという最も厚い完新統が観察され、下位よりT3-1からT3-5の5つの層相ユニットに識別された（第5図）。今回の掘削では、完新統の基底は確認出来なかった。

**層相ユニットT3-1**：T3-1は、*C. gigas*が密集する厚い比較的均質な暗灰色シルト層（層厚1.6 m）である。中部にやや砂質な層準がある。T3-1の下部0.4 mは直立自生産状の*C. gigas*が多いが、それより上位は殆ど横臥離棄個体を主とする産状で、上半部は殻破片が多くなる。その内部には、侵食面が存在する。

**層相ユニットT3-2**：T3-2（層厚0.6 m）は、明瞭な起伏のある侵食面を介して、上方にやや粗粒化する砂質シルトもしくは極細粒砂層である。全体的に生物擾乱が著しく塊状で、垂直性管状生痕が散在する。レンズ状のウエーブリップルを伴う層厚数cm以下の砂層が含まれており、特に最上部には多いため極細粒砂層と砂質シルト層の細互層を呈する。

**層相ユニットT3-3**：T3-3（層厚0.6 m）はT3-2から漸移する塊状の暗灰色細粒砂層である。垂直性管状生痕が全体に散在するが、最上部は密集している。上限は平坦な侵食面でT3-4に覆われる。

**層相ユニットT3-4**：T3-4は級化する分級の良い3層（下位より層厚0.25, 0.15, 0.05-0.08 m）の粗粒-細粒砂層からなり、全体として上方細粒化する傾向が認められる。各砂層の基底は直径2 cm以下の中礫-細礫を含んでおり、最下部の砂層中には白糠層の泥岩礫も認められ、基底は侵食面をなす。最上部は砂質シルト層になっている。

**層相ユニットT3-5**：T3-5は、T3-4から比較的明瞭な層相境界を介して重なる、層厚0.6 mの灰黒色泥炭層をなしている。ユニットには、厚さ2 cm弱の細粒砂薄層が2層認められる。また、表層から下位に向けて4層の火山灰層を挟在する。最上位層は厚さ3-4cmの褐灰色細粒火山灰からなり、分級が良く、内部に成層や級化構造など

は認められない。構成粒子は火山ガラス片が主体であり、斜長石及び輝石の結晶片を含む。上から2番目の火山灰層は厚さ2-4 cmの灰白色細粒火山灰からなり、分級が良く、内部構造は認められない。構成粒子は火山ガラス片を主体として、斜長石及び輝石の結晶片を含む。上から3番目の火山灰層は褐灰色粗粒火山灰からなり、層厚はレンズ状に膨縮し、最大3 cmである。構成粒子は、分級が良くスポンジ状に発泡したガラス片を主体として、斜長石及び輝石の結晶片を含む。最下位は非常に分級の良い灰色細粒火山灰からなり、厚さはレンズ状に変化し、最大1 cmである。構成粒子は細粒な火山ガラス片を主体とする（第5図）。

#### 4.5 T4トレンチ

緯度経度：42°55'20.11"N, 144°00'14.6"E

標高：3.44 m

現在の汀線からの距離：462 m

掘削深度：2.6 m

T4トレンチにおいては約2.6 mの地層が確認でき、6つの層相ユニット（T4-1-T4-6）が識別される（第5図）。

**層相ユニットT4-1**：最下部のT4-1（層厚0.2 m）は軟体動物化石密集暗灰色砂質シルトからなり、軟体動物化石は層理面に平行な他生的な*C. gigas*殻片を主体とする。本層はその標高と層相からT3トレンチのT3-1の最上部に対比される。

**層相ユニットT4-2**：T4-2（層厚0.35 m）は、平坦な侵食性の基底面を持つ、暗灰色細粒砂-砂質シルト層からなり、生物擾乱が発達し塊状である。その中部で細粒砂から砂質シルト層へと級化漸移する。最上部は上位のT4-3基底層準から穿孔された垂直性管状生痕が発達し、その上面は明瞭な層相境界面を呈する。

**層相ユニットT4-3**：T4-3は垂直性の管状生痕や生物擾乱が顕著な斑状のシルト層（層厚0.45-0.5 m）である。

**層相ユニットT4-4**：T4-4（層厚0.4 m）は細粒砂層であり、垂直性管状生痕が全体に散在する。

**層相ユニットT4-5**：T4-5（層厚0.55 m）は、平坦な侵食面に重なる垂円細礫を伴う粗粒-細粒砂層であり、4層の級化層からなり、全体としても上方に細粒化する。3番目、4番目の砂層の上部は砂質シルトになっており、3番目の最上部には厚さ1 cmのシルト層を含む。下位3層の砂層の基底は陸（北）側へ緩く傾斜している。

**層相ユニットT4-6**：最上位のT4-6（層厚0.7 m）は灰黒色泥炭層であり、このユニットには、厚さ2 cm弱の細粒砂層が2層認められる。また、表層から下位に向けて4層の火山灰層が認められるが、これらの産状は層相ユニットT3-5のものと同様である（第5図）。

#### 4.6 T5トレンチ

緯度経度：42°55'20.12"N, 144°00'14.7"E

標高：3.44 m

現在の汀線からの距離：908 m

掘削深度：1.6 m

T5トレンチでは白糠層を直接不整合に覆って、層厚1.6 mの完新統が重なっており、4つの層相ユニット(下位から、T5-1, T5-2, T5-3およびT5-4)が識別された(第5図)。層相ユニットT5-1：不整合直上の厚さ2 cmの灰黒色泥炭層である。

層相ユニットT5-2：灰-暗灰色の塊状均質な砂質シルト層(層厚0.4 m)からなる。下部0.1 mには、直径4 cm以下の円礫や中粒-粗粒砂が散在する。

層相ユニットT5-3：基底に平坦な侵食面を介して中粒-細粒砂-砂質シルト層が重なる(層厚0.3 m)。この基底面上にも中-細礫が含まれ、層厚数cmの含礫層をなす。

層相ユニットT5-4：T5-3から漸移する灰黒色の泥炭層(層厚0.85 m)であり、このユニットには、厚さ2 cm弱の細粒砂層が2層認められる。また、表層から下位に向けて4層の火山灰層が認められるが、これらの産状は層相ユニットT3-5のものと同様である(第5図)。

## 5. 層序ユニット区分、堆積環境と堆積年代

T0(湖岸露頭)とT1-T5トレンチの壁面で識別した層相ユニット区分に基づく柱状図を用いて、標高を基準に海(南)-陸(北)方向に配列して層序対比を行い(第5図)、各層相ユニットの連続性や侵食面の性状を考慮して、完新統を6つの層序ユニット(stratigraphic unit：SU-X, SU-A, SU-B, SU-C, SU-D, SU-E)に区分した。次に、各層相ユニット間の累重関係、堆積構造、産出化石の状況などを考慮して、層序ユニット毎に堆積環境を推定した。

### 5.1 堆積速度曲線の作成

大型化石を用いた年代測定には、リワークの可能性が伴う。そこで今回の議論では、同一層準から複数の試料を採取して<sup>14</sup>C年代測定を実施し、その最若年代を結んだオリジナルな堆積曲線を作成し(第6図の茶色の破線)、この曲線上に乗る7つの較正年代値(T2-S1, T1-S1C, PW-3, PW-3C, PW-6C, T2-S3, T2-S4)を採用した(第1表)。次に、これらは全て海成の軟体動物化石を用いているため、一律に700年を除いて真の堆積速度曲線を推定した(第6図)。

### 5.2 SU-X：崩壊成堆積物

#### (1) 層相ユニットの組み合わせ

層序ユニットSU-Xは完新統最下部の層序ユニットであり、層相ユニットT1-1のみから構成される。T1-1はT1トレンチの完新統基底において白糠層由来の泥岩の角礫を含むシルト層であり、白糠層との不整合が構成する谷状地形の側壁に位置する。

#### (2) 堆積環境

SU-Xは崩壊起源の重力流堆積物、それに含まれる角礫は侵食崖由来の崩壊成堆積物と考えられる(第5図)。

#### (3) 積年代および対比

<sup>14</sup>C年代測定の結果(第5図、第1表)、T1トレンチのSU-X層準(標高0.48 m)の材化石(PW-1)から7790-7660 cal BPの1層準の年代値が得られた。但し、SU-Xは基盤の白糠層を直接不整合で覆う非海成層であるため、堆積速度曲線を使つての堆積年代の判断は難しい(第6図)。但し、SU-Xの堆積年代は、約7800-7700年前もしくはこれ以降と判断することは可能であろう。

### 5.3 SU-A：エスチュアリー泥層

#### (1) 層相ユニットの組み合わせ

SU-Aは完新統下部の層序ユニットであり、標高-0.8 mから0.7mの範囲のT2トレンチに層相ユニットT2-1, T2-2, T2-3の組み合わせから構成される(第5図)。T2トレンチでは、SU-Aの主体をなすT2-1およびT2-3は、暗灰色の生物擾乱を受けた塊状の砂質シルト層から構成される。その間に挟在されるT2-2(層厚0.1-0.2 m)は、上下のユニット境界が明瞭で、合弁もしくは離弁の*Mya arenaria oonogai*(オオノガイ)が層理面に平行に密集している。T2-1は貝殻片を含まない。T2-1上部には白糠層の泥岩礫を含む層準がある。これに対し、T2-3は貝殻片が散在するが、*Crassostrea gigas*(マガキ)の殻片は含まれない。

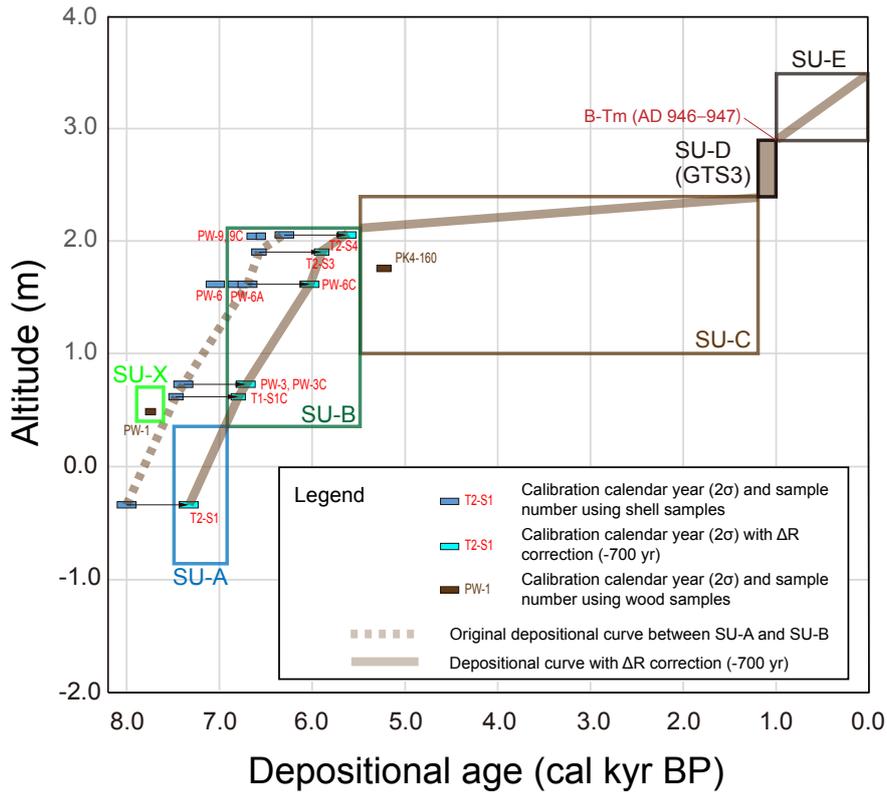
SU-AはT3トレンチではその存在を確認できないが、T3トレンチ側に薄くなって尖滅すると予想される。また、SU-Aの下限は確認できていない。

#### (2) 堆積環境

SU-AはT2トレンチの下部に限られ、柱状対比断面(第5図)では凹地を充填するような分布を示し、層相は生物擾乱を受けた塊状の砂質シルト層から構成され、*M. arenaria oonogai*の合弁他生密集層が挟在することから、*M. arenaria oonogai*の生息場からは遠くないことが推定できる。*M. arenaria oonogai*は内湾の汽水域の潮間帯に分布する(例えば、Goshima, 1982)こと、およびSU-Aが海進期に生じた地層であり、エスチュアリー泥底環境の堆積物と考えられる(第5図)。

#### (3) 堆積年代および対比

<sup>14</sup>C年代測定の結果、T2トレンチのT2-2(標高-0.35 m)の化石試料(T2-S1)中の*Trapezium liratum*(ウネナントマヤガイ)から、8100-7930 cal BP(T2-S1)の値が得られた(第5図、第1表)。この値は堆積速度曲線上にあることから、リワーク年代ではないと判定された(第6図)。この年代値を、さらにΔRを補正すると、7400-7230 cal BPと見積もられる。上限に関する直接年代値は得られていないが、整合累重する層序ユニットSU-Bの最下部からΔRを補正された6850-6730 cal BPの年代値が得られている。よって層序ユニットSU-Aの堆積年代は、約7400年前か



第6図 馬主来沼トレンチ断面から得られた<sup>14</sup>C年代値に基づく堆積速度曲線。右向きの黒の矢印はΔR（海洋リザーバー効果）を考慮した-700年分の年代補正幅を示す。各層序ユニット毎に色分けした四角形の枠線は、それぞれの分布標高と堆積年代の範囲を示している。

Fig. 6 Reconstructed Holocene relative sea-level curve around the Pashukurutou Lagoon area depend on <sup>14</sup>C ages. The right-pointing black arrows indicate ΔR correction (-700 years). The color-coded square border for each stratigraphic unit indicates the approximate elevation and sedimentary age range for each.

ら6700年前の間(約700年間)に堆積したと判断される。

#### 5.4 SU-B：泥質干潟*C. gigas*化石密集泥層

##### (1) 層相ユニットの組み合わせ

層序ユニットSU-Bは、*C. gigas*化石密集層を構成する暗灰色のシルト層および砂質シルト層であり、南側ほど層厚が大きい。層相ユニットT0-1-T0-3, T1-2-T1-4, T2-4-T2-6, T3-1, T4-1から構成される。標高-0.7付近から2.3 mの範囲にあるが、T1トレンチで層厚1.55 m, T2トレンチで最大の2.0 m, T3で1.6 mにおよび、T2トレンチとT3トレンチの間で上限下限共に標高が低下している。T1, T2の基底には侵食性の起伏があり北側に低下する。ただし、海側最上部のT1-4とT2-6には、下底の侵食性境界を介して、*C. gigas*殻片が密集したシルト質極細粒-細粒砂層を含む砂質シルト層が下位の自生的化石層に重なっている。

T4トレンチ基底では層厚0.2 mのT4-1が見えるに過ぎないが、層序的分布からT4-1の下位にも層序ユニットSU-Bは厚く連続しており、さらにその北側では白糠層

との不整合にオンラップして尖滅するものと予想される。

##### (2) 堆積環境

*C. gigas*化石密集層の産状は層準と場所によって異なるが、自生的層準と半自生的-他生的層準が互層しており、内湾奥の泥底環境で大規模なカキ礁が形成され、それらが埋積あるいは集積保存されたことを示す。SU-Bは、シルト層および砂質シルト層の卓越した層相も考慮するならば、泥質干潟堆積物と推定される。

##### (3) 堆積年代および対比

<sup>14</sup>C年代測定の結果、層序ユニットSU-Bからは総計10個の年代値が得られている(第5図；第1表)。しかし堆積速度曲線を用いた検討により、このうち6個が堆積年代を示すと判断された(第6図)。これらのうち、T2トレンチの標高最上位(標高2.05 m)にある層相ユニットT2-6の*T. liratum*(化石試料T2-S4)から6410-6270 cal BP、標高中位(標高1.61 m)からは、6780-6620 cal BP (PW-6C)、標高最下位付近では、T1-2(標高0.61m)の*C. gigas*から7550-7430 cal BP (T1-S1C)の年代値が得られている。

これらの年代値の $\Delta R$ を補正すると、その上限は5710–5570 cal BP、その下限は6850–6730 cal BPとなる。よって、層序ユニットSU-Bは、大凡6900年前から5600年前(約1300年間)に形成された堆積物と判断される。

## 5.5 SU-C：干潟砂層

### (1) 層相ユニットの組み合わせ

SU-Cは砂層を主体とする層序ユニットであり、層相ユニットT1-5、T2-7、T3-2–T3-3、T4-2–T4-4、T5-1–T5-2の組み合わせからなる。この層序ユニットは塊状の生物擾乱を被った極細粒–細粒砂層を主体とし、垂直性管状生痕化石が多数含まれている。また、T4-3のようにシルト層も挟在する。特にT3-2上部には、ウエーブリップルを伴う細粒砂層とシルト層の薄層の互層部も含まれる。標高1 mから2.6 mの間に分布し、T1-5(層厚0.3 m)とT2-7(層厚0.25 m)からT3-2–3-3(層厚1.3 m)、T4-2–T4-4(層厚1.2 m)へと、陸側(北方)に向けて厚くなっていることも特徴的である(第5図)。SU-Cの基底は、侵食面となっている。

SU-Cの主体は、T4トレンチの北側で白糠層との不整合面にオンラップして尖滅すると予想される。一方、最奥のT5トレンチにおいて、T5-2は塊状単調な灰色砂質シルト層からなり、T2–T4トレンチと比べ生物擾乱や生痕を頻繁には伴わない。また下位にT5-1の泥炭層の薄層(層厚2 cm)を伴う。

### (2) 堆積環境

SU-Cは、垂直性管状生痕化石を含む生物擾乱砂層からなり、ウエーブリップルを伴う細粒砂層とシルト薄層の薄互層部も含まれフレーザー層理や波状層理をなすことから、砂質潟環境で形成された潮汐成堆積物であると推測される。また、T4-3のようなシルト層も挟在するので、一部には泥質干潟が発達したものと推定される。T1-5(層厚0.3 m)とT2-7(層厚0.25 m)からT3-2–3-3(層厚1.3 m)、T4-2–4-4(層厚1.2 m)へと厚くなっているが、これについては、T3側に深くなった干潟の滯筋、即ち潮汐チャネルの存在を想定することにより説明可能である。この場合、最奥のT5トレンチ付近は、泥質干潟の縁辺相と解釈できる。

### (3) 堆積年代および対比

$^{14}\text{C}$ 年代測定の結果、T4トレンチのT4-3最上部の材化石(PK4-160)から、5290–5160 cal BPが得られた(第1表、第5図)。よって、層序ユニットSU-Cは約5300–5200年前に形成された地層を含むと推定される。その上限はSU-Bから上方漸移し、SU-Dの侵食基底に覆われることから、層序ユニットSU-Cの堆積年代は、大凡5600年前から8–10世紀(約1200–1000年前)の間と判断される(第6図)。

## 5.6 SU-D：8–10世紀に発生した津波堆積物

### (1) 層相ユニットの組み合わせ

層序ユニットSU-Dは、標高2.5 m付近の層相ユニット

T3-4(層厚0.45 m)、T4-5(層厚0.55 m)、T5-3(層厚0.25 m)と続く粗粒–細粒砂層として識別できる。個々の砂層は明瞭に級化構造を示し、しばしば砂質シルト層に被覆されている。その内部にはカレントリップル等の掃流の流れを示す堆積構造が認められる。このような級化構造のセットが、T3トレンチでは3層、T4トレンチでは4層、T5トレンチでは1層認められる。

### (2) 堆積環境

SU-Dは、七山・重野(2004)やNanayama *et al.* (2007)で報告された津波によるイベント堆積物と同様に、(1)明瞭な侵食基底を持ち、その内部にはカレントリップル等の掃流の流れを示す堆積構造が認められ、(2)現在の海岸線から900 m以上にも渡って分布すること、(3)複数の級化ユニットが繰り返すことから、津波によるイベント堆積物であると考えられる。このイベント堆積物を境として、干潟堆積層であるSU-Cから湿原堆積物であるSU-Eへの離水を伴う堆積環境の変化は、七山ほか(2018)が論じたような8–10世紀に起こった地震性の地殻変動による地盤隆起を示している可能性がある。

### (3) 堆積年代および対比

今回の $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果、T4トレンチの材化石(PK4-120)から、33480–32530 cal BPの値が得られたが(第1表、第5図)、この年代値は完新世の年代を示しておらず、層序ユニットSU-Dの直接の堆積年代を示さない。SU-Dは上位のSU-Eに挟まれるB-Tmテフラの下位に位置することから、七山ほか(2001)のTS5に対比される。また、Nanayama (2020)によって津波堆積物が広域的に整理され、その中でTS5は巨大津波堆積物のGTS3に対比された。GTS3の年代は1223–1039 cal BPとされる(Nanayama, 2020)ことから、SU-Dは8–10世紀に堆積したと判断する。

## 5.7 SU-E：泥炭層

### (1) 層相ユニットの組み合わせ

層序ユニットSU-Eは、層相ユニットT3-5、T4-6からT5トレンチの最上部のT5-4(標高2.6–3.5 m)に分布する灰黒–黒色の泥炭層からなる。SU-EはT3-5(層厚0.6 m)、T4-6(層厚0.7 m)、T5-4(層厚0.9 m)と北方(陸側)に向かってやや厚くなる。

### (2) 堆積環境

SU-Eの堆積環境は、現在と同じ*Phragmites australis*(ヨシ)–*Calamagrostis langsdorffii*(イワノガリヤス)群落からなる低層湿原であったと推察される。

### (3) 堆積年代および対比

SU-Eの中部–上部に2層の細粒砂層が確認された。これらは七山・重野(2004)やNanayama *et al.* (2007)で報告された津波によるイベント堆積物と同様に、(1)明瞭な侵食基底を持ち、(2)その内部にはカレントリップル等の掃流の流れを示す堆積構造が認められ、(3)現在の海岸線から900 m以上にも渡って連続して分布すること、等

の特徴から、津波によるイベント堆積物であると考えられる。広域テフラと津波堆積物層序の対比から、七山ほか(2001)およびNanayama *et al.* (2003)による先行研究で報告されている17世紀と12-13世紀の津波イベント堆積物(GTS1およびGTS2; Nanayama, 2020)とみなされる。

一方、SU-Eの中部-上部に挟在する4層の火山灰層はいずれも分級が良く、成層構造や粒子の円磨など再移動した特徴を示さないことから、火山噴火に直接由来する降下火山灰層と認められる。層厚が膨縮するレンズ状の産状を示す火山灰層については、地形的低所への再移動があった可能性はあるが、堆積後の短期間に起こったものと解釈できる。各火山灰層の特徴は古川・七山(2006)に記載された同地域の火山灰層と酷似しており、上位から樽前a降下火砕堆積物(Ta-a, 西暦1739年)、北海道駒ヶ岳c2降下火砕堆積物(Ko-c2, 西暦1694年)、樽前b降下火砕堆積物(Ta-b, 西暦1667年)、白頭山-苫小牧火山灰(B-Tm, 西暦946年冬-947年春; Oppenheimer *et al.*, 2017)にそれぞれ対比できる。

これらのテフラと下位のSU-Dの年代から、層序ユニットSU-Eの堆積年代は、8-10世紀(約1200-1000年前)以降から現世と判断される(第6図)。

## 6. 化石産状・堆積構造から見た化石密集層の内部構造

層序ユニットSU-A中に挟在する*Mya arenaria oonogai* (オオノガイ)化石密集層(層相ユニットT2-2:層厚0.1-0.2 m)を除くと、層序ユニットSU-Bを構成する化石密集層は、暗灰色シルト-砂質シルトを基質として、最大で殻高が30 cm以上に達する縦長の“ナガガキ型”のマガキ(*Crassostrea gigas*; 大越ほか, 1989)を主体とし、その他に内湾生二枚貝を伴う自生的、他生的な産状が累重した複雑な内部構造を呈している。そこで、T1トレンチの東面(幅5.5 m, 高さ2.0 m; 第7図)、西面(幅5.5 m, 高さ約2 m; 第8図)と、T2トレンチの西面(幅2.5 m, 高さ3.0 m)およびT2西面の露頭剥ぎ取り試料(幅0.8 m, 高さ1.8 m; 第9図)における詳細な観察に基づいて、化石密集層の内部構造を以下に記載する。

### 6.1 化石密集層の産状型

横山ほか(2004)や吉川ほか(2011)による、化石密集層中に卓越する*C. gigas*に焦点をあてた化石の産状区分を参考に、層相、*C. gigas*およびそれ以外の二枚貝の配列(直立した姿勢、あるいは生息姿勢を保持しているかどうか)、合弁・離弁・破片の度合い、密集度、種組成などを考慮して、異なる堆積様式で形成されたと思われる6タイプの産状型(mode of fossil occurrence)を識別した(第4図、第10図)。

近藤・鎌滝(2000)によると、他生的な化石層は、運搬されても生息範囲にとどまる他生的(allochthonous)で同

相的(indigenous)な産状と、運搬されて生息範囲外で堆積する他生的で異相的(exotic)な産状が含まれる。したがって、他生でも生息範囲内の産状と判断できる場合は「他生同相的」、生息範囲外なら「他生異相的」と記して区別することが望ましい。しかし、本研究では両者は漸移的で識別は難しいと判断し、他生は生息範囲を区別しない広義の意味で用いる。

なお、砂泥底に半内生する現生の*C. gigas*は、細長い殻の腹縁部を海底面より上に突き出し、殻頂部を底質に潜没させるという特徴的な生息姿勢を示すので、化石層の中でも腹縁-殻頂の向きから*C. gigas*の生息姿勢からの変化の有無を容易に判断できる。

### タイプI：自生-準自生型

#### (1)産状

塊状シルト層中に、直立した生息姿勢を保った合弁の*C. gigas*数-10数個体からなる株状集合体と同じ層準にパッチ状に散在する自生的産状をタイプIaとする(第4図A)。単一個体が直立する場合もある。また、タイプIaの産状を示す合弁個体が斜めに傾き、合弁個体がやや乱雑に重なり合った準自生的密集部も近接して含まれる(第4図B)ので、これをタイプIbとする(第10図)。株状集合体の周囲はシルト質基質が多いが、合弁の*C. gigas*個体が斜めに転倒もしくは層理に平行に散在しており、破片や離弁殻も普通に含まれる。株状集合体は大~中型(殻高25-15 cm)の個体からなる。また、株状集合体の最大サイズは、幅約30 cm, 高さ30 cm弱である。株状集合体の最上部では直立した棒状殻の腹部が上位層との境界に切られているものが多い。小型個体が大型個体に付着したリレー戦略(鎮西, 1982a, b)を示す部分も認められる(第4図A)。

タイプIは、層序ユニットSU-Bの層相ユニットT1-3の下部と上部(後述の化石層ユニットFB-d, FB-fに対応)に散在的に並んでいるのが認められる。なお、タイプIbを示す産状は、T1トレンチ西面の層相ユニットT1-2の下部と上部(化石層FB-a, FB-c)にも局所的ながら1箇所ずつ見られる。

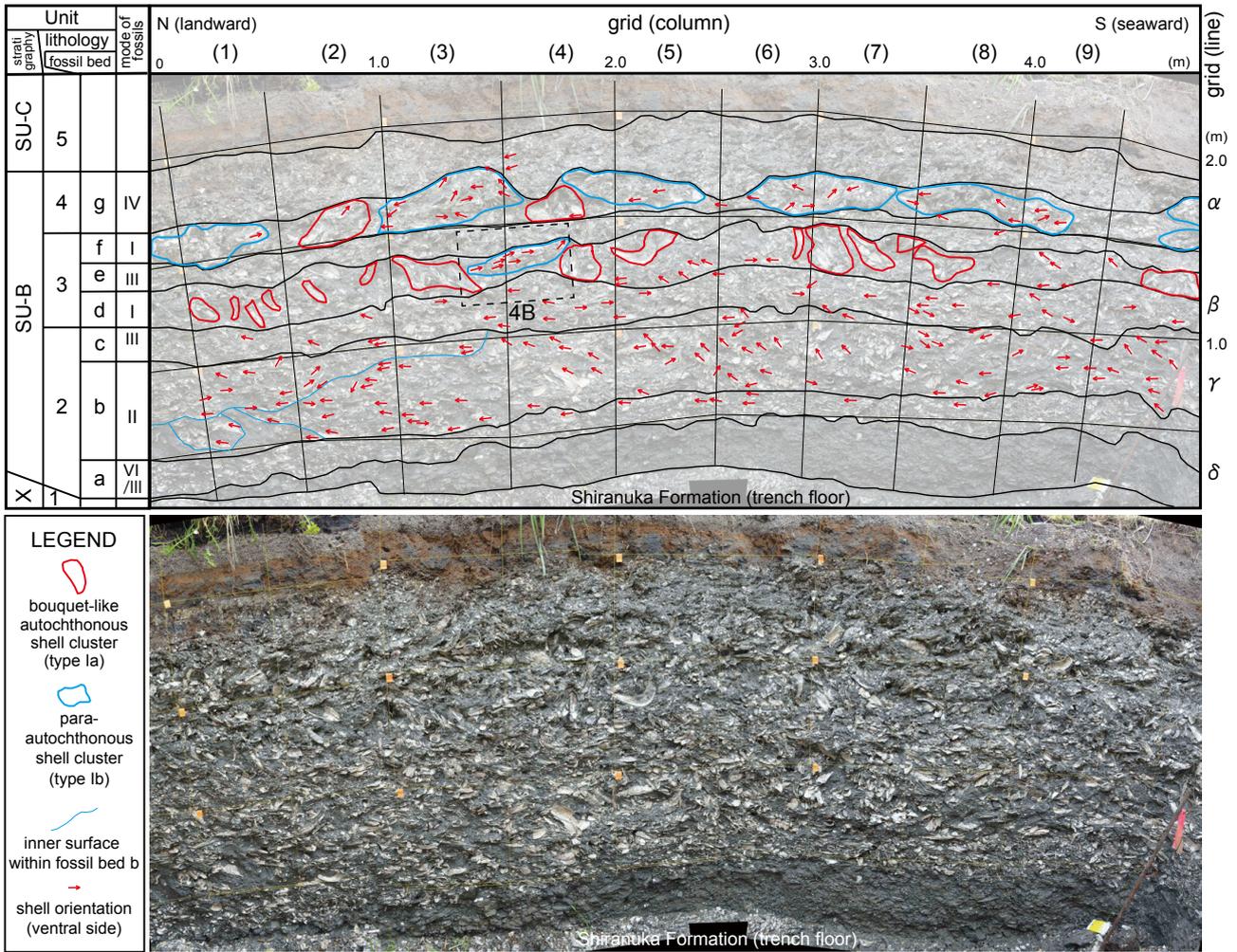
#### (2)形成要因

泥質干潟の貝殻底(貝殻が卓越する底質)に*C. gigas*が散在的な株状集合体をなして群生化することで形成された、パッチ状のカキ礁が保存されたものと考えられる。準自生的な密集部は自生していた*C. gigas*の株状集合体の一部が強い流れによって倒され、その場で横臥したことにより形成されたのであろう。

### タイプII：準自生微移動型

#### (1)産状

塊状シルト層中で、斜めもしくは横倒しになった合弁の*C. gigas*殻が斜交層理状に密集配列、あるいは塊状に



第7図 T1トレンチの東面のマガキ化石層の写真とスケッチ。層相ユニット(T1-1-T1-5), 化石層ユニット(FB-a-FB-g), 6タイプの産状型(タイプI-タイプVI)を示している。グリッドの大きさ: 50 cm × 50 cm。 (1)-(9): グリッドの列番号, α-σ: グリッドの行番号, 4B: 第4図Bの撮影範囲。パノラマ写真は、わずか2 mの幅の狭いトレンチ内で撮影された幾つかの接写画像を結合しているので、多少幾何学的に歪んでいる。

Fig. 7 Photograph and sketch of the studied oyster fossil bed on the east surface of T1 trench showing lithology units (T1-1-T1-5), fossil bed units (FB-a-FB-g), six modes of fossil occurrences (Type I-Type VI). Length of a grid: 50 cm x 50 cm. (1)-(9): column number of grid, α-σ: row alphabet of grid, 4B: photographing range in Fig. 4B. The panoramic photo is somewhat geometrically distorted due to some technical difficulty for combining several close-up images taken within a narrow trench with only two-meter width.

密集する部分が、殻が散在する部分と不規則に混在する産状である。離弁個体や破片も少なからず含んでいる。平面的には、長軸を南北あるいは北東-南西に向けたものが多い。腹縁-殻頂の向きをみても傾向があり、殻は腹縁部を陸側(北側)に、殻頂を海側(南側)にして横臥しているものが優勢である。特に、T1東面では、腹縁を北に向けた個体が多い。一方、合弁で生息姿勢を示す直立状態のものはわずかである。貝殻支持部が多いが、殻の散在する基質支持部がモザイク状に散在する。タイプIよりも貝殻の集積度が高く、破片も多い(第4図C)。SU-Bの層層ユニットT1-2下部(後述の化石層ユニットFB-b)に認められる。

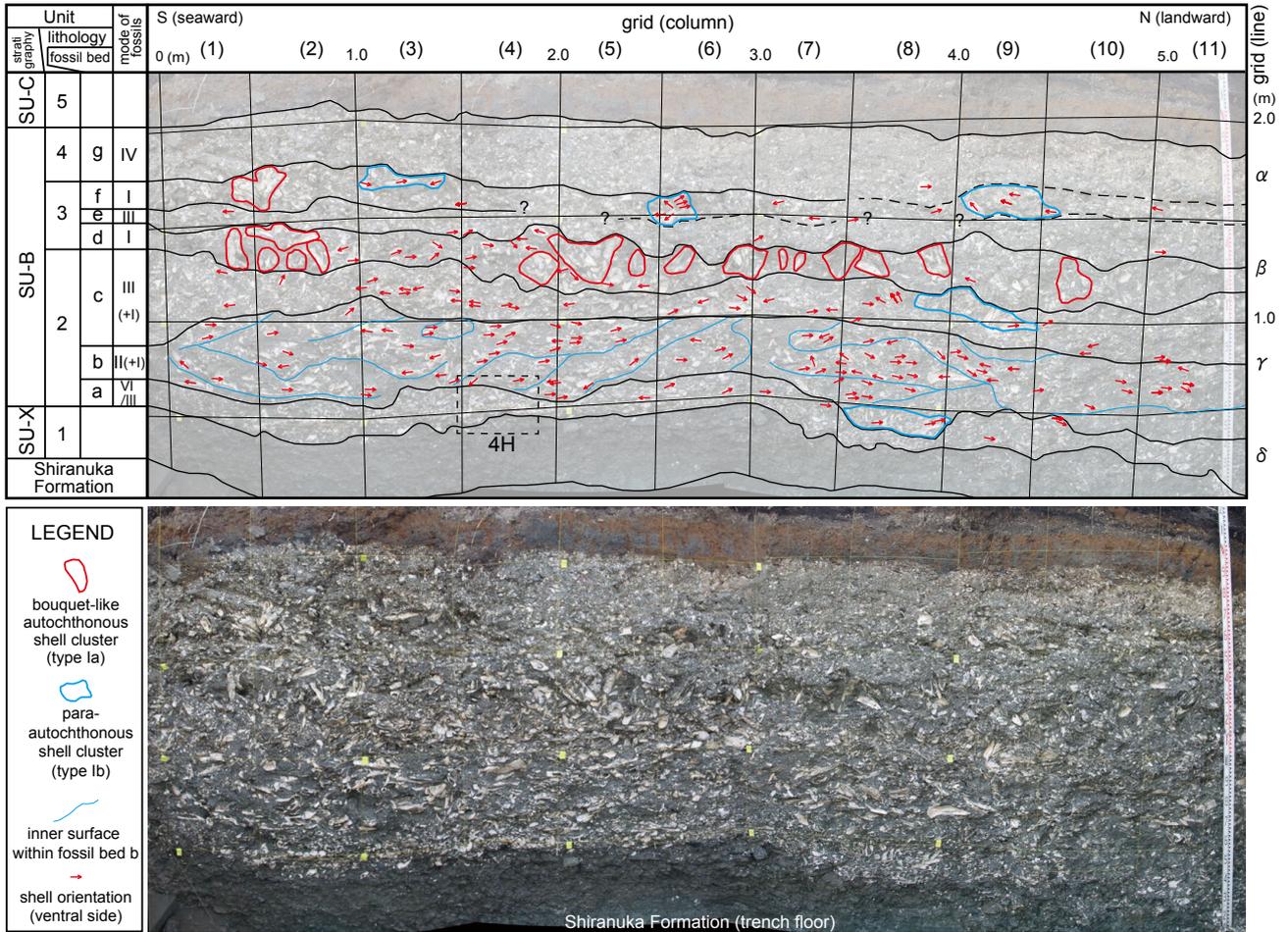
(2) 形成要因

陸向きの強い流れに伴ってカキ礁の物理的な攪乱が発生し、カキ礁を構成する直立した個体がある場所で陸方向に転倒し、水流で運搬されてきた離弁個体や破片とともにその場で移動し、不規則な内部構造が形成された産状と考えられる。合弁個体が多いため、移動距離は大きくないと考えられる。

タイプIII: 他生集積型

(1) 産状

一部で砂や細礫が散在するやや砂質な塊状シルト層中に、*C. gigas*の離弁個体や破片殻が、いくらか合弁個体



第8図 T1 トレンチの西面の *Crassostrea gigas* (マガキ) 化石層の写真とスケッチ。層相ユニット (T1-1-T1-5)、化石層ユニット (FB-a-FB-g) および6タイプの産状型 (タイプ I-タイプ VI) を示す。グリッドの大きさ: 50 cm × 50 cm。(1)-(9): グリッドの列番号, α-σ: グリッドの行番号, 4H: 第4図Hの撮影範囲。パノラマ写真は第7図と同じ理由で歪んでいる。

Fig. 8 Photograph and sketch of the studied oyster (*Crassostrea gigas*) fossil bed on the west surface of T1 trench showing lithology units (T1-1-T1-5), fossil bed units (FB-a-FB-g), six modes of fossil occurrences (Type I-Type VI). Length of a grid: 50 cm x 50 cm. 4H: photographing range in Fig. 4H. The panoramic photo is also distorted as in Fig. 7.

を伴って、全体としては比較的乱雑に密集した他生的な産状であるが、基質はいくらか砂質ではあるものの、タイプ I, II と大きな違いはない。地層面に平行な殻が多いが斜交する殻も少なくない。殻腹-殻頂の長軸方向の配列に明瞭な傾向は認められない。主に貝殻片支持で密集している(第4図D)。SU-B中部の層相ユニットT1-2の上部(後述の化石層ユニットFB-c)とT1-3の中部(FB-e)に認められる。

(2) 形成要因

強い流れによってカキ礁が洗掘・破壊され、その後集積・再堆積したものと思われる。しかし、合弁個体も少なくない上、顕著な破片化を受けておらず全体として殻の保存が良いことから、底質が同じ *C. gigas* の生息域内での、イベント的に発生した強い流れによる堆積過程が示唆される。

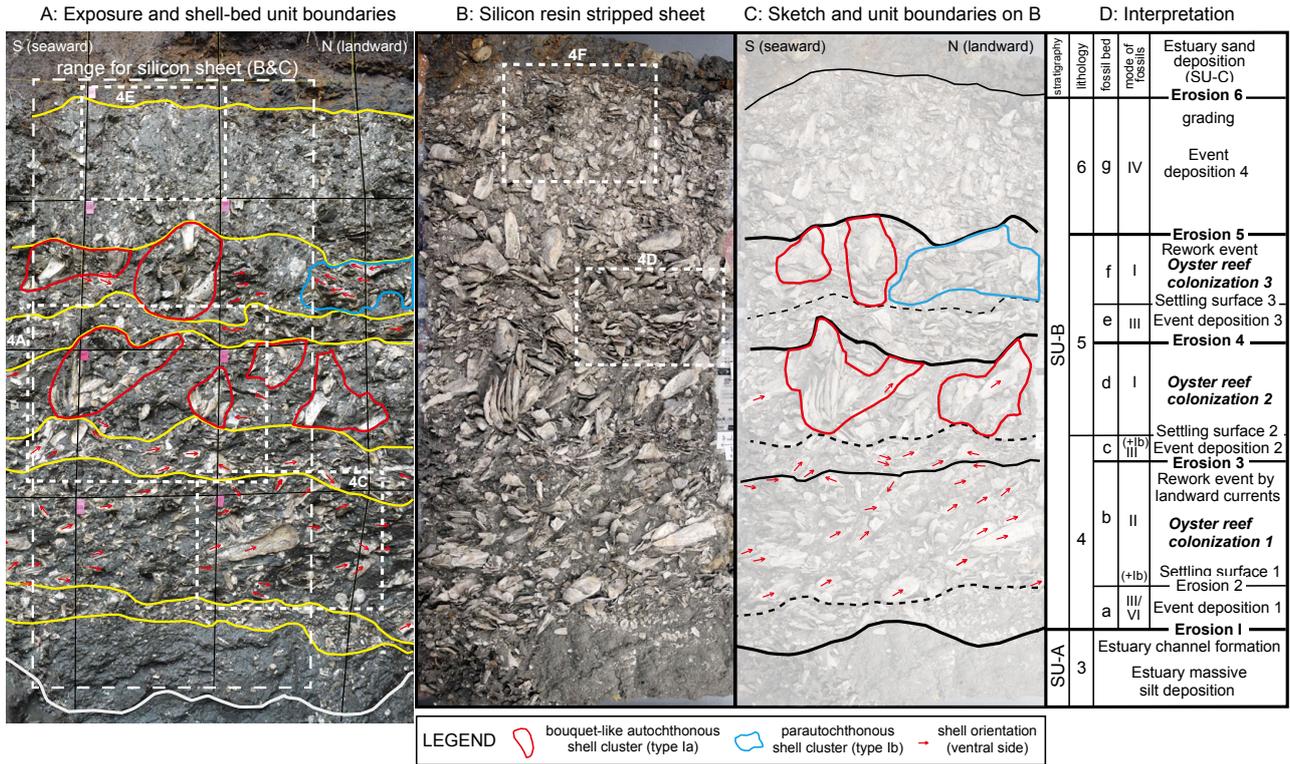
タイプIV: 他生破片集積型

(1) 産状

砂、円磨された細礫が散在した塊状砂質シルト層中に、*C. gigas* の破片および離弁個体が、*C. gigas* 以外の貝類とともに貝殻片支持で密集している。*C. gigas* の完全な殻は少なく、殻片の大きさが5 cm以下のものが多い(第4図E, F)。層序ユニットSU-Bの最上部(層相ユニットT1-4, T2-6)に認められる。タイプ I-III より基質は砂質である。

(2) 形成要因

貝殻が堆積するまでの履歴としてはタイプ III より複雑な長期の過程を経て集積したものと同定される。潮流流や暴浪時の波浪などによって、既に破片化していた *C. gigas* やその他の貝殻が、その後イベント性の強い流れで運搬・集積されて再堆積したものと同推察される。



第9図 T2トレンチの西面(A)と露頭剥ぎ取り試料(B)とそのスケッチ(C)、および化石層の形成論に関する解釈(D)。剥ぎ取り標本(B)はAの写真内の白い破線の長方形で囲まれた部分から採取された。なお、BとCの画像は、Aと比較するために反転されている。Aのグリッドの大きさ：50 cm x 50 cm。4A-4F：第4図の撮影範囲を白い破線で示す。解釈(D)は、T1, T2およびその他のセクション(第2, 5, 7および8図)の全データに基づく。

Fig. 9 Photographs and sketch of the studied oyster fossil bed on the west surface of T2 trench. Shell-bed unit boundaries on outcrop photograph (A), a silicon resin stripped sheet (B), its sketch (C) and the shell bed formative interpretation (D). The silicon resin sheet (B) was taken from the area enclosed in a white broken-lined rectangle on A. Images of B and C are reversed for comparison with A. Length of a grid in A: 50 cm x 50 cm. 4A-4F: the white dashed lines show photographing ranges in Fig. 4. Refer to Figs. 7 and 8 for other legend on taphonomic properties of oyster shell beds. The interpretation (D) is based on all data from T1, T2 and other sections (Figs. 2, 5, 7 and 8).

タイプV：他生 *Mya arenaria oonogai* 合弁密集型

(1)産状

塊状砂質シルト層中に、合弁の*M. arenaria oonogai*が層理面に平行もしくはやや斜めに貝殻片支持-基質支持で密集しており、*C. gigas*合弁個体も層理に平行に散在する他生産状である。層序ユニットSU-A中の層相ユニットT2-2(層厚0.1-0.2 m)のみに見られる。*M. arenaria oonogai*のサイズは殻長5-10 cmで比較的揃っている。*M. arenaria oonogai*, *C. gigas*ともに離弁、破片殻もいくつか含まれる(第4図G)。基質には白糠層起源の泥岩礫を含む径3 cm以下の中礫や細礫も散在する。T2-2は上下のユニット境界が明瞭で、内部の産状はおおよそ一様で堆積休止面は見られない。

(2)形成要因

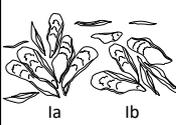
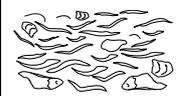
潮間帯砂泥底に深く潜没していた*M. arenaria oonogai*が、強いイベント的に発生した強い流れによって潜没深度まで底質が洗掘された後、合弁のまま湾中央側の泥底まで運搬されて、合弁もしくは離弁の*C. gigas*殻が

いくらか混在して集積したものと思われる。*M. arenaria oonogai*は合弁殻を主体としており、破片化もしていないので、運搬距離や殻破壊の程度は小さかったものと理解される。ゆえに、1回の堆積イベントで形成された単一化石層(安藤・近藤, 1999)と考えられる。

タイプVI：他生 *M. arenaria oonogai*-*C. gigas*混在集積型

(1)産状

SU-Bの最下部にのみ認められる。塊状砂質シルト層中に、離弁および破片の*C. gigas*殻と、合弁もしくは離弁の*M. arenaria oonogai*が、層理面に平行もしくは斜めに集積した、主に貝殻支持の他生産状である。合弁の*C. gigas*殻も見られる。タイプIIIより破片が多く殻サイズが小さいが、*M. arenaria oonogai*が多いので識別できる。タイプVのように*M. arenaria oonogai*が一様に分布するわけではなく、産状が不均一で、局所的あるいはレンズ状に*M. arenaria oonogai*が密集しており、タイプIIIと側方漸移する。タイプVより*M. arenaria oonogai*の比率が少

Shell bed type		Lateral view	Mode of shell occurrence		Formative processes/factors
No.	type name		oyster	other bivalves	
I	Autochthonous-parautochthonous type		Several individuals (large- to middle-sized) in upright position form patchwise-scattered bouquet-like clusters (Ia) associated with slightly reworked clusters (Ib) of mostly articulated shells in landward inclined/side-lying position. Some small individuals show vertically relay-type attachment on large shells of previous generation. Disarticulated and fragmentary oyster shells are also common.	Articulated shells of a few species ( <i>Macoma incongrua</i> , <i>Trapezium liratum</i> ) are common with some disarticulated shells.	Growth of oyster clumps within oyster banks; moderate to weak tidal/storm currents partly falling living oysters down sideways within oyster banks
II	Parautochthonous slightly-reworked type		Mostly articulated and subordinately disarticulated shells in landward-inclined and side-lying positions with some landward-inclined shells from initial upright living position. Fragments are very common.	Disarticulated/articulated shells of some species are common.	Physically disturbed down sideways and accumulated by strong landward flows after oyster bank formation
III	Allochthonous aggregated type		Disarticulated and fragmentary shells are accumulated sideways and form shell-framework within relatively rich matrix bearing many small shell fragments.	Disarticulated/fragmentary shells of several species are common	Eroded, broken and transported to some extent by strong currents, and finally accumulated horizontally
IV	Allochthonous fragment accumulated type		Disarticulated and fragmentary shells less than 5 cm long are accumulated and stacked each other, and form shell-supported framework within sandy silt bearing sand and rounded granule	Fragmentary shells of a few species are common	Resedimentation of reworked and transported fragmentary shells; accumulation by strong currents
V	Allochthonous articulated <i>Mya</i> accumulated type		Articulated/disarticulated shells are common in sideways lying position	Sideways lying articulated <i>Mya arenaria</i> shells are abundantly accumulated	Strong currents eroded and reworked deeper and vertically burrowing <i>Mya</i> without disarticulation and fragmentation
VI	Allochthonous <i>Mya-Crassostrea</i> accumulated type		Articulated/disarticulated and fragmentary shells are very common in sideways lying and irregular position	Sideways lying articulated/disarticulated <i>Mya</i> shells are commonly accumulated	Strong currents eroded and reworked deeper and vertically burrowing <i>Mya</i> with disarticulation and fragmentation to some extent

第10図 T1およびT2トレンチの壁面において識別された6タイプの軟体動物化石層の産状型区分。

Fig. 10 Six modes of fossil occurrences (shell bed type) recognized on T1 and T2 trench walls.

なく、離弁や破片も多い(第4図H)。

## (2) 形成要因

タイプVと同様、*M. arenaria oonogai*が強いイベント性の水流によって湾中央側の泥底まで運搬されて、合弁および離弁した殻が、離弁・破片を主体とするそれ以前に破片化していた*C. gigas*殻と混在して集積したものと考えられる。この場合、タイプVより運搬履歴や距離が長く、破片化の程度も大きかったと推定される。

## 6.2 産状型分布に基づく化石層ユニット区分

層序ユニットSU-Bを構成する厚い(層厚: 1.8–2.0 m) *C. gigas*化石層は、上述した産状型(第9図)の分布や累重様式の対比から、T1およびT2トレンチ壁面において7つの化石層ユニット(fossil bed units: FB-a–FB-g)を識別できる(第7–9図)。*C. gigas*化石層の写真とスケッチについて、T1トレンチの東面を第7図、T1トレンチの西面を第8図、T2トレンチの西面を第9図に示した。いずれの化石層ユニット(FB)境界も起伏があって、侵食面もしくは明瞭な境界をなしているため層厚も変化するが、下位のFBを尖滅させるほどの顕著な侵食は認められない。少なくともT1、T2トレンチを含む数10 mの範囲では7層の

FBがほぼ連続していると見なされる(第11図)。本節では各化石層ユニットの産状と形成過程を記述する。なお、T1トレンチ西面上部の列(4)から(11)については、放水による露頭面の洗浄が不十分だったため、FB-eからFB-g間の境界を確定できなかった(第8図)。

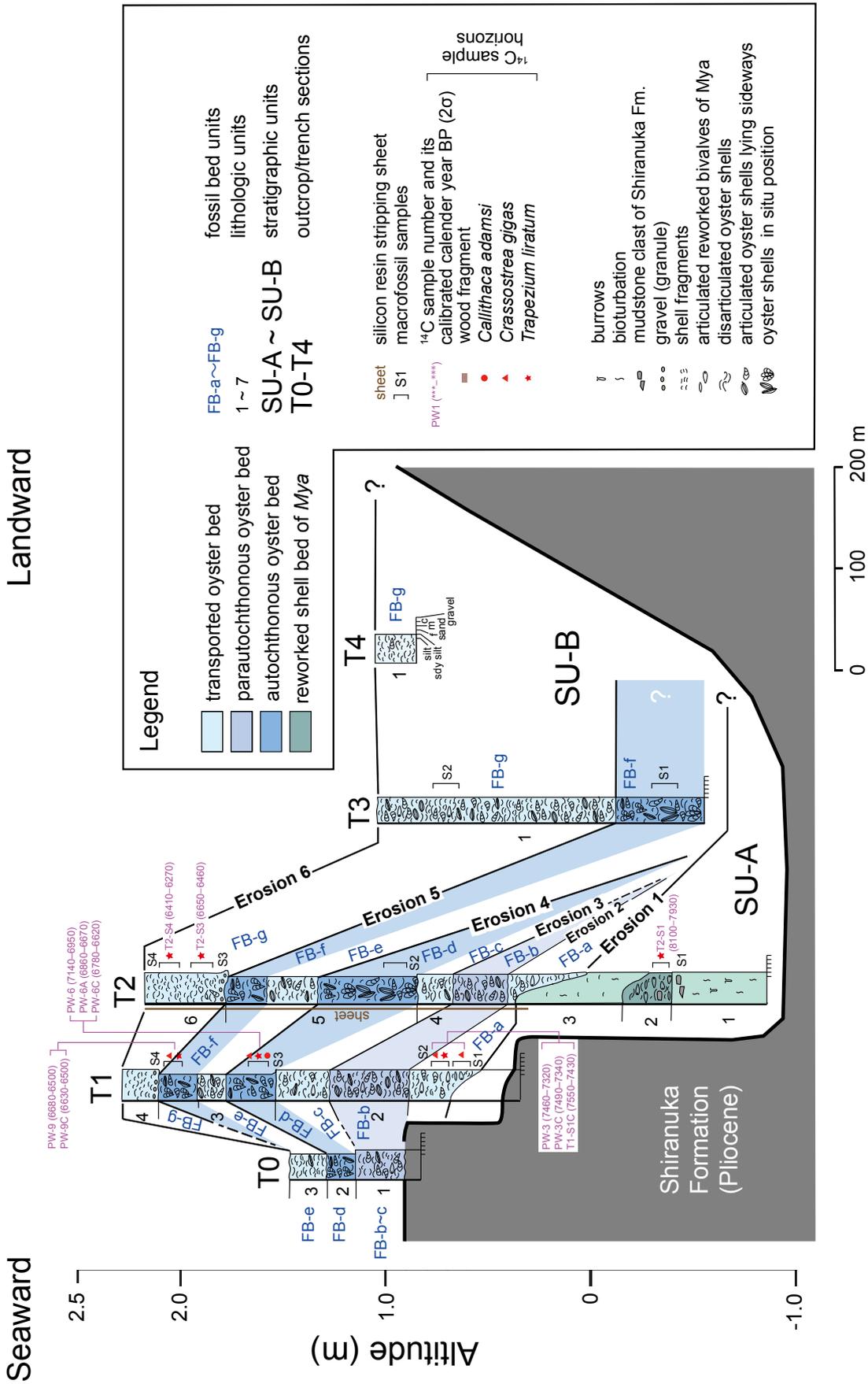
## FB-a：他生ユニット

### (1) 産状

厚い化石密集層の最下部ユニットを構成し、下位層を侵食する起伏のある基底面をもつため層厚が10数cm–30数cmと変化する。T1トレンチではレンズ状のタイプVIの産状型がタイプIIIと側方漸移する(第7図、第8図)が、T2トレンチではタイプIIIからなり(第9図)、どちらも主に貝殻支持の他生産状を示す。T1トレンチでは化石層ユニットFB-b以上とは異なり*M. arenaria oonogai*が多く、FB-a上部に合弁個体が密集する傾向がある。また離弁の殻は凹面を上にしたものがやや多い(第4図H、第8図)。

### (2) 形成過程

イベント的に発生した強い流れが、下位層(SU-A)を侵食しながら、干潟に深く潜没して内生する*M. arenaria oonogai*を大規模に洗掘して、合弁のまま湾中央側へ



第11図 層序ユニットSU-B内の化石層ユニット(FB-a-FB-g)の対比と分布. sdy silt: sandy silt, f: fine sand, m: medium sand, c: coarse sand.  
 Fig. 11 The correlation and distribution of the fossil bed units (FB-a-FB-g) in the stratigraphic unit, SU-B. sdy silt: sandy silt, f: fine sand, m: medium sand, c: coarse sand.

運搬する過程で、離弁・破片を主体とする*C. gigas*と混在して集積させたものと思われる。T2トレンチでは*M. arenaria oonogai*の供給はわずかであり、*C. gigas*主体の他生密集層が形成された。

#### FB-b：準自生ユニット

##### (1)産状

産状タイプⅡの合弁*C. gigas*を主体とする貝殻支持-基質支持混在の準自生的ユニットである。殻高30 cmに達するナガガキ型大型個体を含み、層厚0.25-0.45 mと7つのユニットの中で最も厚い(第4図C, 第7-9図)。殻の保存状態が比較的良く、貝殻片支持の部分が多いが、基質支持の部分もあり、FB-aよりシルト基質が多い。FB-bの基底は、いくらか起伏があり産状型の変化も明瞭で、横臥した貝殻が基底面に沿って配列していることから、軽微な侵食面をなしていると判断できる。

T1トレンチ西面では、明瞭とはいえないが貝殻の配列から斜交層理状の内部堆積構造が見られ、一部は塊状の密集部も認められる。直立生息姿勢を保持した*C. gigas*は殆どないが、陸側(北)に転倒した合弁個体が卓越する(第8図)。トレンチ壁面の拡大写真から確認できた殻の長軸の殻腹縁方向(右殻/左殻)を計数すると、殻腹縁部が陸側(殻頂が海側)に向いたものが7割以上(T1トレンチ西面：69/95個体；T1トレンチ東面：81/100；T2トレンチ西面露頭：29/31；17/20)である。

さらにT1トレンチ西面の列(8)の本ユニット基底(第8図)には、タイプIbを示すレンズ状部(厚さ15 cm, 幅50 cm)が認められ、その上面は軽微な侵食面をなしており直立個体の上部が切断されている(第8図)。

##### (2)形成過程

化石層ユニットFB-bは7つのユニットの中で最も厚いことから、初生的には大規模な厚いカキ礁が発達していたことを示唆する。陸向きの強い一方向流によってカキ礁が崩壊したものの、一様に攪拌されたわけではなく、殻密集部が斜交層理状やチャンネル状の配列(第8図)を作りながら、陸側に転倒した殻姿勢を保持したまま堆積したものと想定される。合弁殻が多いことは殻の移動距離が大きいことを示唆する。

T1トレンチ西面の列(8)のFB-b基底に局部的に発達するタイプIbは、下に凸のレンズ状基底侵食面と、上面の平坦で軽微な侵食面性状から、FB-a上面の凹みに発達したFB-bを構成していたカキ礁が凹みの部分だけが侵食されずに保存されたものと理解される(第8図)。

#### FB-c：他生ユニット

##### (1)産状

10 cm以下の*C. gigas*の破片が互いに層状に重なるように貝殻支持で密集する、タイプⅢを示す層厚0.1-0.2 mの他生的なユニットである。砂の薄層をいくらか挟む。基

底面は比較的平坦な侵食面をなし、FB-c上面も起伏が少ないため、厚さの変化は小さい。産状が類似するFB-eより殻サイズが小さく破片化の程度は大きい。

断面での殻の長軸方向に顕著な傾向は認められない。T1トレンチ西面の列(8)-(9)の本ユニット上部には、上位のFB-dには含まれない、最大厚15 cm, 幅70 cmほどのレンズ状のタイプIbが認められる(第8図)。

##### (2)形成過程

もともと破片の状態が集積していた*C. gigas*の貝殻層がイベント性の水流によって再堆積したものと考えられる。局所的にタイプIb産状があることから、FB-d形成前にカキ礁が発達していた可能性が指摘される。

#### FB-d：自生ユニット

##### (1)産状

FB-cの他生的なユニットに明瞭な侵食面を伴わずに重なる、タイプIを示す層厚0.2-0.35 mのユニットで、高さ30 cm弱の株状集合体も認められる。*C. gigas*の株状集合体の間はシルト層の基質支持であり、貝殻や破片が少ない。T1トレンチ東面では株状集合体やそれを構成する*C. gigas*の長軸が北(陸)側へ緩く傾いているものが多い(第7図)。

FB-dの上面は高さ10 cm程度の凹凸の起伏があり、タイプIaの株状集合体が高まりになっている。また、株状集合体や直立個体の上部はしばしば水平方向に切断されている(第7-9図)。また、1箇所であるがタイプIaに挟まれたタイプIbも確認でき、ここでは合弁個体は海岸側に転倒しているものが多い(第4図B, 第7図)。

##### (2)形成過程

7つの化石層ユニットの中で、カキ礁の初生形態を最もよく保存しており、安定したカキ礁の形成・発達過程があったことを示す。株状集合体を構成する最下部の個体はFB-c上面の貝殻底に着底して形成されたと考えられる。大型の株状集合体には2世代のリレー戦略(鎮西, 1982a, b)を示す部分も認められる(第4図A左, 第9図CのFB-dの赤枠2つ)。

FB-d上面の起伏は*C. gigas*の株状集合体が散在するカキ礁の構造を反映していると想定されるが、株状集合体やそれを構成する直立個体の最上部が切られているので、上位層(FB-e)堆積時のイベント的に発生した強い流れによって侵食・切断され、起伏もいくらか平坦化されていたかもしれない。

#### FB-e：他生ユニット

##### (1)産状

離弁または破片の比較的大型の*C. gigas*が密集する、貝殻支持のタイプⅢからなる層厚0.15-0.25 mのユニットである。合弁の*C. gigas*も混在するが、合弁個体の長軸に一定の方向性は認め難い。下位のFB-dに含まれる、タ

イブ IaやIbの産状を示す株状集合体の上部を侵食するFB-e基底面の起伏が顕著である。本ユニットは細礫を含み、合弁を含む*Trapezium liratum*が比較的多く散在する(第4図D, 第7-9図)。

#### (2) 形成過程

強い流れによってFB-dを形成していた大規模なカキ礁の上面を侵食・破壊しながら、離弁・破片の*C. gigas*がその起伏を充填して再堆積したと考えられる。FB-d上面の起伏やタイプ Iaの外形や輪郭から、本ユニットの形成時にFB-dのカキ礁面が少なくとも厚さ10数cm以上にわたって侵食された可能性がある。

### FB-f: 自生-準自生ユニット

#### (1) 産状

FB-eの他生的なユニットに明瞭な侵食面を伴わずに重なる、タイプ Iの産状を示す層厚0.15-0.25 mのユニットである。タイプ Iaよりタイプ Ibの準自生密集産状が多く、FB-dより自生の度合いが低い(第7-9図)。FB-fの上面は起伏があり、特にタイプ Iaや Ibの産状を示す株状集合体の上部が高まりをなしている。それらを構成する直立個体の上部が上位層の侵食により切断されている。基質支持の部分も多いが、FB-dより離弁個体も多く密集度もやや高い。

#### (2) 形成過程

FB-e上面が構成していた貝殻底を固着基盤として少なくとも高さ25 cmを越える株状集合体からなるカキ礁が一旦形成された。カキ礁の形成後に強い水流の影響で、株状集合体の多くがその場で転倒し、その上部がFB-gが堆積する際に侵食されて切断される一方、株状集合体を維持したまま殻が微移動集積しタイプ Ibが形成された。FB-f上面の起伏は、カキ礁上面の構造をいくらか反映していると思われる。しかし、FB-dに比べ平坦であるので、上位層(FB-g)堆積時の侵食の程度が大きかったために平坦化されたのであろう。

### FB-g: 他生破片集積ユニット

#### (1) 産状

タイプIVを主体とする、密集度の高い貝殻片支持の細円礫混じりユニットである(第4図E, F, 第7-9図)。層厚は0.25-0.4 mでFB-bと並んで厚い。下位のFB-fのタイプ Iaや Ibの産状を示す株状集合体の上部を侵食しているため、FB-e基底ほどではないが、明瞭な起伏が発達する。化石密集層全体に*T. liratum*が散点的に産するが、特に下部に多い。上部は*C. gigas*の破片サイズが小さくなって破片化の度合いが増す。ユニット内での殻の明瞭な方向性や配列は認められない。

#### (2) 形成過程

強い水流によってFB-f上部が大きく侵食され、その上に破片化した*C. gigas*殻が厚く集積・再堆積したことが示

唆される。FB-eの場合と同様、FB-f上面の起伏やタイプ Iaおよび Ibの産状を示す株状集合体の外形や輪郭から、FB-f最上部に形成されたカキ礁が少なくとも厚さ10 cm以上にわたって侵食された可能性がある。本ユニットには明瞭な内部構造がないので、断続的ではなく、一連のイベント的に発生した強い流れによって、形成された可能性がある。

### 6.3 湖岸露頭(T0)およびT3, T4トレンチにおける化石層

湖岸露頭の化石層は産状観察から、層相ユニットT0-1, T0-2, T0-3がそれぞれ産状タイプIIおよびIII, タイプI, タイプIVで特徴付けられる。層相と産状タイプの層序的な位置をT1, T2トレンチと比較すると、層相ユニットT0-1, T0-2, T0-3がそれぞれ化石層ユニットFB-b上部からFB-c, FB-d, FB-eに相当すると考えられる(第5図, 第11図)。

一方、T3トレンチ最下部のT3-1は、*C. gigas*が密集する厚い比較的均質な暗灰色シルト層(層厚1.6 m)からなるが、下部0.4 mはタイプIやIIを示すのに対し、その上位(層厚1.2 m)はタイプIIIもしくはIVの他生産状を示し、上部ほどIVが卓越する。これらは、T1, T2トレンチにおけるFB-f, FB-gに対比される可能性がある。T4トレンチ最下部のT4-1もタイプIIIもしくはIVの他生産状を示し、FB-gに対比されると考えられる(第11図)。

### 6.4 軟体動物群集組成

トレンチ壁面から直接採取したブロックサンプリング試料(おおよそ0.25m立方)を用いて、軟体動物化石の群集解析を行った。T1トレンチ西面では化石層ユニットFB-a(試料T1-S2), FB-d(T1-S3), FB-f(T1-S4), T2トレンチでは、T2-2(T2-S1), FB-d(T2-S2), FB-g(T2-S3, S4), T3トレンチでは、FB-f(T3-S1), FB-g(T3-S2)から採取した9試料を用いた(第5図, 第11図)。軟体動物群集組成の結果を第2表に、その代表的な産出化石の標本写真を第12図に示す。

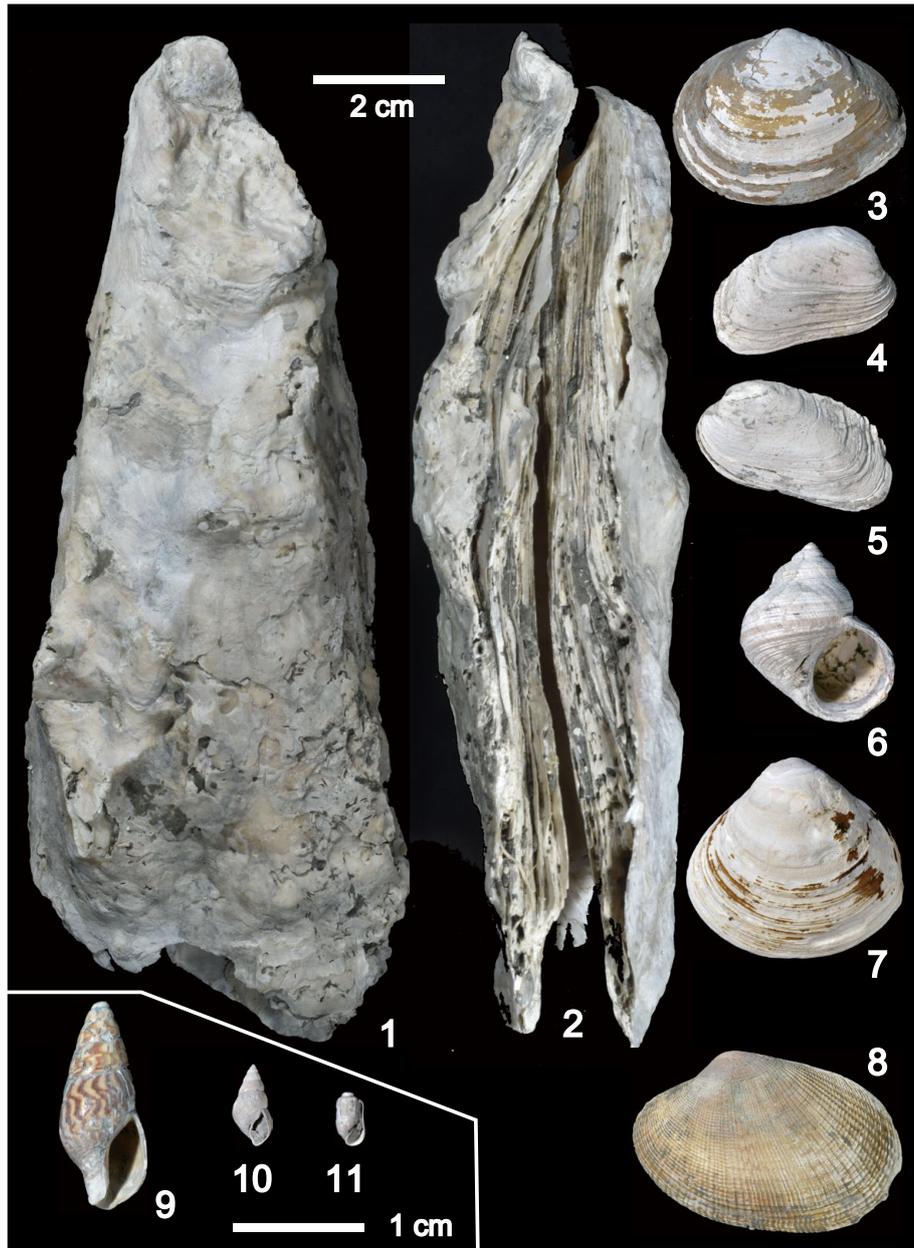
全試料に共通して、最大で殻高30 cmに達する“ナガガキ型”の*C. gigas*(14.7-91.9%)と*T. liratum*(2.0-35.3%)等の干潟に生息する種が卓越していることによって特徴づけられる。*C. gigas*に寄生する*Brachystomia bipyrarnidata*(カキウラクチキレモドキ)(0.9-55.9%)も多い。*M. arenaria oonogai*(0.0-32.2%), *Macoma incongrua*(ヒメシラトリ)(0.0-15.1%)や*Mitrella burchardi*(コウダカマツムシ)(0.0-7.2%)のほか、*Ruditapes philippinarum*(アサリ)(0.0-1.2%)などの内湾砂底の生息種、*Corbicula japonica*(ヤマトシジミ)(0.0-13.7%), *Potamocorbula amurensis*(ヤマコダキガイ)(0.0-12.6%)等の感潮域の生息種も産出する(第2表)。

先ずタイプIの自生産状を示す層準について見ると、FB-d(T1-S3, T2-S2)およびFB-f(T1-S4, T3-S1)層準には、

第2表 T1, T2およびT3トレンチから得られた9層の軟体動物化石層の種組成。表中に記載されているT2-S1/T2-2は、試料の層準/層相ユニットを示す。各二枚貝種の左の値(n)は、二枚貝のうち殻頂で左右がわかる場合に殻1枚分とし、区別がつかないものは破片とみなし、組成比を求める場合には離弁殻一つに0.5、破片一つに0.25の係数を乗じて計算した。

Table 2 Species composition of molluscan fossils obtained from a total of nine horizons of T1, T2 and T3 trenches. T2-S1/T2-2, for example, means sample horizon/lithologic unit. Left value (n) of each bivalve species is calculated as a set of articulated valves as 1, a complete disarticulated valve as 0.5 and a fragment as 0.25.

Molluscan species	Japanese name	Association /salinity regime/ life habit	SU-A		SU-B															
			Stratigraphic unit		FB-d				FB-f				FB-g							
			T2-S1/T2-2	T1-S2/T1-2 lower	T1-S3 /T1-3 upper	T2-S2/T2-5 lower	T1-S4/T1-3 upper	T3-S1/T3-1 Lowest	T2-S3/T2-6 lower	T2-S4/T2-6 upper	T3-S2/T3-1 upper	T1-S3 /T1-3 upper	T2-S2/T2-5 lower	T1-S4/T1-3 upper	T3-S1/T3-1 Lowest	T2-S3/T2-6 lower	T2-S4/T2-6 upper	T3-S2/T3-1 upper		
			V	VI	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	IV	IV	IV		
<i>Crassostrea gigas</i>	マガキ		150.3	47.2	99.5	32.1	133.3	32.7	37.3	46.3	95.5	26.3	42.3	14.7	814.8	72.8	295.8	91.9	67.5	15.3
<i>Trapezium liratum</i>	ウネナシトマヤガイ	Tidal flat	6.5	2.0	56.3	18.1	121.8	29.8	26.8	33.2	122.0	33.6	24.3	8.4	161.0	14.4	20.0	6.2	155.3	35.3
<i>Mya arenaria oonogai</i>	オオノガイ	Tidal flat	102.5	32.2	83.8	27.0	2.0	0.5	2.3	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>Ruditapes philippinarum</i>	アサリ	Inner-bay sand-bottom	2.5	0.8	0.5	0.2	2.3	0.6	1.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>Macoma incongrua</i>	ヒメシラトリ	Inner-bay sand-bottom	0.0	0.0	2.0	0.6	52.8	12.9	0.0	0.0	35.5	9.8	43.5	15.1	0.3	0.0	0.8	0.2	49.8	11.3
<i>Mitrella burchardi</i>	コウダカマツムシ	Inner-bay sand-bottom	0.0	0.0	6.0	1.9	22.0	5.4	1.0	1.2	26.0	7.2	15.0	5.2	6.0	0.5	0.0	0.0	12.0	2.7
<i>Corbicula japonica</i>	ヤマトシジミ	brackish (oligohaline)	43.8	13.7	9.0	2.9	1.3	0.3	1.3	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>Potamocorbula amurensis</i>	ヌマコダキガイ	brackish (oligohaline)	10.0	3.1	39.0	12.6	2.8	0.7	4.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0
<i>Littorina squallida</i>	エゾタマキビガイ		0.0	0.0	5.0	1.6	12.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.1	0.0	0.0	7.0	1.6
<i>Neptunea anthritica</i>	ヒメエゾボラ		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.3	0.0	0.0
<i>Brachystomia bipyramidata</i>	カキウラクチキレモドキ	Parasitic to C. gigas	3.0	0.9	9.0	2.9	58.0	14.2	7.0	8.7	84.0	23.1	161.0	55.9	136.0	12.2	4.0	1.2	71.0	16.1
<i>Decorifer insignis</i>	コメツブガイ		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<i>Odostomia</i> sp.	クチキレモドキの一種		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.7
			318.5	100.0	310.0	100.0	408.0	100.0	80.5	100.0	363.0	100.0	288.0	100.0	1119.0	100.0	321.8	100.0	439.8	100.0
			n= /%																	



第12図 T1およびT3トレンチの壁面から産出した代表的な軟体動物化石の写真。1-8は上のスケール(2 cm), 9-11は1-8の2倍のサイズで下のスケール(1 cm)に対応。6は化石試料T1-S4, 11はT3-S1, それ以外はT1-S3層準。[GSJ F18439 - F18448] は産業技術総合研究所地質調査総合センターの標本登録番号。

1: *Crassostrea gigas* (マガキ)の左殻 [GSJ F18439]; 2: *Crassostrea gigas*, 1の合弁後側面, 左側が左殻で右側が右殻 [GSJ F18439]; 3: *Macoma incongrua* (ヒメシラトリ)の左殻 [GSJ F18440]; 4: *Trapezium liratum* (ウネナシトマヤガイ)右殻 [GSJ F18441]; 5: *Trapezium liratum*の左殻 [GSJ F18442]; 6: *Littorina squalida* (エゾタマキビガイ) [GSJ F18443]; 7: *Corbicula japonica* (ヤマトシジミ)の左殻 [GSJ F18444]; 8: *Ruditapes philippinarum* (アサリ)の左殻 [GSJ F18445]; 9: *Mitrella burchardi* (コウダカマツムシ) [GSJ F18446]; 10: *Brachystomia bipyramidata* (カキウラクチキレモドキ) [GSJ F18447]; 11: *Decorifer insignis* (コメツブガイ) [GSJ F18448].

Fig. 12 Photographs of representative molluscan fossils from T1 and T3 trench sections. The upper (2 cm) and lower (1 cm) scales for 1-8 and 9-11 specimens, respectively. 1-5, 7-10: sample horizon T1-S3; 6: T1-S4; 11: T3-S1. [GSJ F18439 - F18448]: specimen registered number in Geological Survey of Japan.

1: *Crassostrea gigas*, left valve [GSJ F18439]; 2: *Crassostrea gigas*, articulated valves of the same individual as 1 (posterior lateral view, left: left valve, right: right valve) [GSJ F18439]; 3: *Macoma incongrua*, left valve [GSJ F18440]; 4: *Trapezium liratum*, right valve [GSJ F18441]; 5: *Trapezium liratum*, left valve [GSJ F18442]; 6: *Littorina squalida* [GSJ F18443]; 7: *Corbicula japonica*, left valve [GSJ F18444]; 8: *Ruditapes philippinarum*, left valve [GSJ F18445]; 9: *Mitrella burchardi* [GSJ F18446]; 10: *Brachystomia bipyramidata* [GSJ F18447]; 11: *Decorifer insignis* [GSJ F18448].

*C. gigas*寄生種の*B. bipyramidata* (8.7–55.9 %)が多く出現する。これはこの層準に*C. gigas*が自生していたことに由来すると考えられる。

次に他生産状を示す層準について検討する。産状型タイプVを示す層序ユニットSU-AのT2-2 (試料T2-S1)層準には、層理面に平行に合弁の*M. arenaria oonogai* (32.2 %)や合弁の*C. gigas* (47.2 %)を多数含んでいる。この試料には感潮域を示す*C. japonica* (13.7 %)や*P. amurensis* (3.1 %)が多く認められる。このことは、干潟–汽水環境の底質に生息する種が攪乱されて集積した可能性を示唆している。

FB-a層準 (試料T1-S2)にも層理面に平行な合弁の*M. arenaria oonogai*が多く認められた。これには*P. amurensis* (0.7–12.6 %)や*C. japonica* (0.3–2.9 %)等の感潮域群集も含まれている。このことは、この層準でも広範囲に干潟–汽水環境の底質が攪乱され、それらの種が集積した可能性を示唆している。

FB-g (試料T2-S3, T2-S4, T3-S2)層準では*C. gigas*が15.3–91.9 %, *T. liratum*が6.2–35.3 %の個体数を占めた。*T. liratum*は検討した全試料において産出頻度が高いが、同サイズの他の貝類より比較的殻が厚いため、再堆積の時に破壊されにくく、より保存されやすかったためと考えられる。

以上のほか、干潟群集の化石には通常含まれない*Callithaca adamsi* (エゾヌノメアサリ)が、産状型タイプIの層序ユニットSU-B中部のブロック試料FB-d (T1-S3)と同層準(T1の東面)から産出しているのは注目に値する。この産出の意義については、考察(7.2)で述べる。

## 7. 考察

### 7.1 *Crassostrea gigas*化石密集層の形成過程

堆積相やその層序対比、化石のタフオノミーなどを検討した結果、湖岸露頭(T0)とトレンチ断面(T1–T4トレンチ)で観察した最大厚2.2 mの*C. gigas*化石密集層(層序ユニットSU-B)は、下位のSU-Aと合わせて、白糠層を基盤とする溺れ谷を埋積することが判明した(第5図, 第11図)。この谷地形は最終氷期最盛期(LGM: last glacial maximum; 26.5–19 ka; Clark *et al.*, 2009)に開析谷として形成された後、縄文海進時には溺れ谷になっていた可能性が高い。さらに、SU-B基底は明瞭な侵食面(侵食面1: 第9図)をなし、T0-1と白糠層との不整合面からT1, T2, T3トレンチへと北(陸)側に向かって標高が下がっており、南北200 mの間に1.5 m以上の谷地形があったことが読み取れる(第5図, 第11図)。さらに北側では白糠層との不整合にオンラップしてその分布は尖滅するものと推定される。いずれにしても、少なくとも南北300 mにわたってこの溺れ谷を充填するように大規模なカキ礁が発達し、それに由来する*C. gigas*化石密集層が形成されたことが判明した。

まず最初に、今回の調査において、大規模な化石カキ礁が確認された地層と完新統基底の不整合との間に、*Mya arenaria oonogai* (オオノガイ)が密集するほか、合弁の*Crassostrea gigas* (マガキ)を含む地層(第4図G; SU-AのT2-2)がみられた意味について、考察を試みる。T2-2は、前述したように、比較的サイズの揃った(殻長5–10 cm)合弁の*M. arenaria oonogai*が層理面に平行あるいはやや斜めに密集し、*C. gigas*合弁個体も層理に平行に散在する、タイプVの産状型を示す。さらにSU-B基底の化石層ユニットFB-aでは、合弁もしくは離弁の*M. arenaria oonogai*と*C. gigas*が層理面に平行あるいはやや斜めに混在密集するタイプVIの産状型を示す。両種が合弁の状態であっても生息姿勢は保持せず一緒に運搬され堆積していることは、生息場所が重複していたことを示唆する。実際、*M. arenaria oonogai*, *C. gigas*ともに、汽水域の潮間帯砂泥底に生息する種であり、共存してみられる場所もあるが、分布の中心は異なる。すなわち、*M. arenaria oonogai*は潮間帯砂泥底に深く潜没して内生し(Goshima, 1982)、海岸線に近い潮間帯砂泥底に比較的広く分布する。それに対して、*C. gigas*は、より沖側の潮間帯泥底に分布する傾向がある(松島, 1984)。したがって、不整合の上位に*M. arenaria oonogai*と*C. gigas*の合弁個体を含むイベント性の化石層が堆積し、その上位にカキ礁が発達していったことは、海進に伴って堆積の場が岸寄りから湾中央側に推移した過程を示すと解釈できる。

一方、*C. gigas*化石密集層であるSU-Bは、化石の産状からFB-aからFB-gの7つのユニットに識別でき、他生(タイプIIIおよびVI: FB-a, c, e)と自生–準自生(タイプIもしくはII: FB-b, d, f)産状ユニットが数10 cmの厚さで3回繰り返し、その最上部に他生破片集積的なユニット(タイプIV: FB-g)が重なる(第5–9, 11図)。生息姿勢を示す株状集合体(タイプIa)は2層準(FB-d, FB-f)に認められる。自生–準自生の層準(FB-b, d, f)は、他生の下位層準の*C. gigas*殻が多い底質を着底基盤(着底基盤1–3: 第9図)として*C. gigas*が着底・成長し順次世代交代を繰り返してカキ礁(カキ礁コロニー1–3: 第9図)が発達したことを示唆している。特にFB-dの堆積期には*C. gigas*が少なくとも2世代以上にわたってリレー型の株状集合体を形成する礁が成立していた。

FB-d, FB-fの自生層準の上面は他より起伏の大きな侵食面4および5(第9図)をなしており、起伏は小型の株状集合体が散在するカキ礁の上面構造を反映しているものと想定される。一方、株状集合体や直立個体の上部が侵食で切断されているのは、上位層堆積時のイベント性の水流の侵食によって切断されたことを示唆する。どちらの層準も、イベント堆積層(イベント堆積層3, 4: 第9図)に覆われている。

準自生産状のFB-bは殻の長軸が南北(特に北方)を向いたものが多く、もともと大規模に発達したカキ礁が、外

洋側から内湾に向かって遡上する強い流れによって崩壊し、陸(北)方向に転倒した初生的な株状の集合形状をいくらか保ったまま保存されたことを示している(第5-9, 11図)。その基底は軽微な侵食面2(第9図)をなしている。T1西面の列(8)基底のタイプIb産状(第8図)は、FB-bが初生的には自生カキ礁であった有力な証拠と解釈できる。

他生的な*C. gigas*化石密集層(FB-a, FB-c, FB-e, FB-g)は、殻の長軸方向や凹凸面の上下など有意の方向性を持たずに雑多に混在する産状、*C. gigas*破片が層状に密集する産状などが観察された。これらは、泥質干潟に発達したカキ礁を擾乱・洗掘し、多量の*C. gigas*の殻を運搬・再堆積させた高エネルギー営力の流れを示唆するイベント堆積物であり(イベント堆積層1-4:第9図)、その基底は侵食イベント(侵食面1, 3-5:第9図)を示唆する。FB-a基底の侵食面1は柱状対比(第11図)からは起伏の存在が顕著であるが、露頭では下位の白糠層の偽礫を含み、*M. arenaria oonogai*の合弁を含むことなどを除くと、ほかの侵食面と比べて侵食面性状に大きな違いは認められない。FB-bを侵食するFB-c基底の侵食面3はその性状や起伏を考慮すると、FB-eやFB-g基底よりは侵食の規模が小さいように思われる。

FB-d, FB-fの自生層準の上限は他より起伏の大きな侵食面4および侵食面5をなしており、高まりをなす株状集合体や直立個体の上部を切断している(第9図)。そして、最上位ユニットのFB-gは下位のカキ礁構成層を大きく削り侵食面5(第9図)をなしているが、主体は厚い貝殻片集積層(イベント堆積層4)を構成する。そして、その上位にはSU-Cの干潟堆積層が重なっており、その基底は軽微な侵食面6をなしている(第9図)。これはエスチュアリー内の泥質低地の堆積が終了したことを示唆している。

以上のように、SU-Bの複合化石層は、主に3回のカキ礁の形成と4回の強い水流イベントによるカキ礁の破壊・運搬と他生化石密集層の堆積が間欠的に繰り返すことで形成されたことを示唆している(第9図)。これは安藤・近藤(1999)によれば、複合化石層とよぶことができる。

## 7.2 *Crassostrea gigas*化石密集層の形成メカニズムと要因

層序ユニットSU-A内の*M. arenaria oonogai*密集層やSU-B内の4層の他生化石密集層の形成メカニズムとしては、以下の3つの仮説が示唆される。この際の前提条件として、この当時の馬主来沼周辺の環境は、松島(1982)が指摘するように、現在のような閉鎖されたラグーン環境ではなく、厚岸湖のように潮流口が広く、しかも内湾奥にあって、その潮流流の影響が強かったと推定される。

### 海面変動仮説

海進海退によるという仮説である。即ち海進期にカキ礁が形成され、高海水準期または海退期に他生の砂質シルト貝殻層が堆積した。カキ礁は、規模が最初は小さい

が、海進と共に成長して最大となり、その後、高海水準/海退期に侵食を受けて他生の砂質シルト貝殻層に覆われる。3回のカキ礁形成と4回のカキ礁の破壊・運搬がこうした小規模な海進海退に対応して形成されたとする説明である(第7-9図)。しかし、SU-AからSU-Bの堆積した約7400-5600年前における我が国における一般的な海水準変動(例えば、松島, 2010)を考慮すると、この時期には縄文海進による海面上昇速度が低下するものの、これのみで頻繁な海進海退の繰り返しを想定するのは難しいと考えられる。

この仮説の場合、地域的な地震性地殻変動に海面変動に影響すると仮定すると、以下のような説明が可能である。例えば当地を襲った17世紀の超巨大地震によって、水深1-2 mの厚岸湖は地震隆起によって干上がり、それによってカキ礁が死滅した可能性が指摘されている(Atwater *et al.*, 2004)。馬主来沼湖岸にみられる*C. gigas*が卓越した比較的均質な厚い化石密集層は、7400年前までに縄文海進によって内湾が成立した後、約1800年の間、*C. gigas*が生息できるエスチュアリーから泥質干潟環境が続いたことを示している(第11図)。これは、本来海進がさらに進み内湾へと変貌するはずが、数百年に一度千島海溝で発生する超巨大地震によって地盤がたびたび隆起し、*C. gigas*の生育できる泥質干潟環境が続いた為である。

### 暴浪仮説

大規模な台風来襲時の暴浪の影響によるという仮説である。歴史的に見ると、厚岸湖のカキ島が年オーダーの暴浪によって死滅したという報告事例は知られていない。但し、約7400-5600年前に道東太平洋沿岸地域に襲来した台風の頻度と規模について、全く情報がないため、考察は難しい。

### 巨大津波仮説

千島海溝に由来する巨大津波の影響によるという仮説である。馬主来沼の*C. gigas*化石層には、エスチュアリー環境における津波のさまざまな営力、すなわち、侵食、崩壊、篩い分け、運搬、また、海岸付近から内陸側への堆積作用の変化、などが記録されている可能性がある。例えば、2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)による大津波によって、福島県松川浦において、“多数のオオノガイが干潟表面に洗い出された”との報告が知られている(大越, 2011)。

*C. gigas*化石密集層の群集組成に関しては、*C. gigas*で代表される干潟群集に、*Macoma incongrua*(ヒメシラトリ)、*M. arenaria oonogai*などの内湾奥の砂泥底の種、*Corbicula japonica*(ヤマトシジミ)、*Potamocorbula amurensis*(ヌマコダキガイ)のような感潮域の種が混在していることから、エスチュアリー内で相当程度の洗掘・再堆積が生じていたと推察される(第11図)。

厚さ2 mを越えるSU-Bの*C. gigas*化石密集層は、約

6900年前から5600年前の1300年間、*C. gigas*を中心とした軟体動物群集の生育に適した泥質干潟環境が成立していたことを示している（第11図）。さらに、SU-Aの*M. arenaria oonogai*密集層(T2-2)を含めると、馬主来沼地域にカキ礁が形成され始めたのは約7400年前のことであり、その後、5600年前までの約1800年間*C. gigas*化石密集層が形成され続けたことになる。その間に5回ほど、*M. arenaria oonogai*やカキ礁を洗掘、運搬・再堆積させる大規模波動イベントが発生した可能性が示唆される（第11図の層相ユニットT2-2基底と第8図の侵食面1, 3-5）。また、これらの発生間隔は360年程度と概算されることから、約300-500年毎に発生するとされる推定される千島海溝の超巨大地震の発生頻度（Ishizawa *et al.*, 2017; Nanayama, 2020）と近似できる。また、Fujiwara *et al.* (2000)は、房総半島南部の完新統沼層中に、化石カキ礁と化石サンゴ礁を侵食基底で覆い、破損した貝殻遺骸や群体サンゴの破片を含む層厚30 cmの砂層(Type C)を、7300年前に発生した津波堆積物と解釈している。特に、館山市平久里川流域におけるType Cの産状写真は、今回我々が記載した他生化石密集層と酷似している点は重要である。

次に、化石群集組成の観点からも若干考察する。T1トレンチで認められた、冷水域における沿岸砂泥底群集の構成種（近藤, 2001）である*Callithaca adamsi*（エブヌノメアサリ）の産出（T1-S3層準）は、干潟群集の中では異例の産出であり、*C. gigas*化石密集層中に強い流れによって沿岸側の異所から運搬されて再堆積した可能性を示唆している。ただし、その産出層準は大規模なカキ礁が発達したFB-d（T1-S3）であるので、前段で考察した大規模イベントの層準とは異なることから、*C. adamsi*を干潟に運んだ営力は、何らかのより小規模なイベントとみられる。

ところで、日本の他地域の白亜紀以降の*C. gigas*化石密集層にも、他生・自生*C. gigas*化石層がしばしば認められる（横山ほか, 2004; Fan *et al.*, 2006; 吉川ほか, 2011）。例えば、茨城県霞ヶ浦崎浜の更新統下総層群では、カキ礁の構造を保存した厚い*C. gigas*化石密集層（層厚6 m）中に2層の薄い他生密集層を認めており（横山ほか, 2004）、これを暴浪時の波浪や潮流によって再堆積したイベント堆積物とみなした。一方、中国渤海湾北西岸の天津市海岸の巨大カキ礁や完新世*C. gigas*化石層との比較を行ったFan *et al.* (2006)では、層厚6 mの*C. gigas*化石密集層に数層の他生転倒*C. gigas*層の存在を認めている。時代や内湾のサイズは異なるが、どちらも湾奥においても、カキ礁が攪乱される波動イベントの存在を実証している。

以上のように、厚層な*C. gigas*の化石層中には地質時代に起こった波動イベントの記録が保存されている可能性がある。今後、この様な視点からの化石層の見直しが必要であろう。

### 7.3 馬主来沼トレンチの分析結果から復元された相対的海面変動曲線の持つ意味

馬主来沼の完新統の層序、層厚、標高、堆積年代から増田(1998)の手法を用いて復元した相対的海面変動曲線（以下、海面変動曲線）を第13図に示す。灰色で示した堆積曲線は $\Delta R$ 補正する前の値を用いて描いている。水色で塗色したエリアは、堆積曲線に乗ってくる較正暦年に $\Delta R$ を考慮して700年分を減じた。

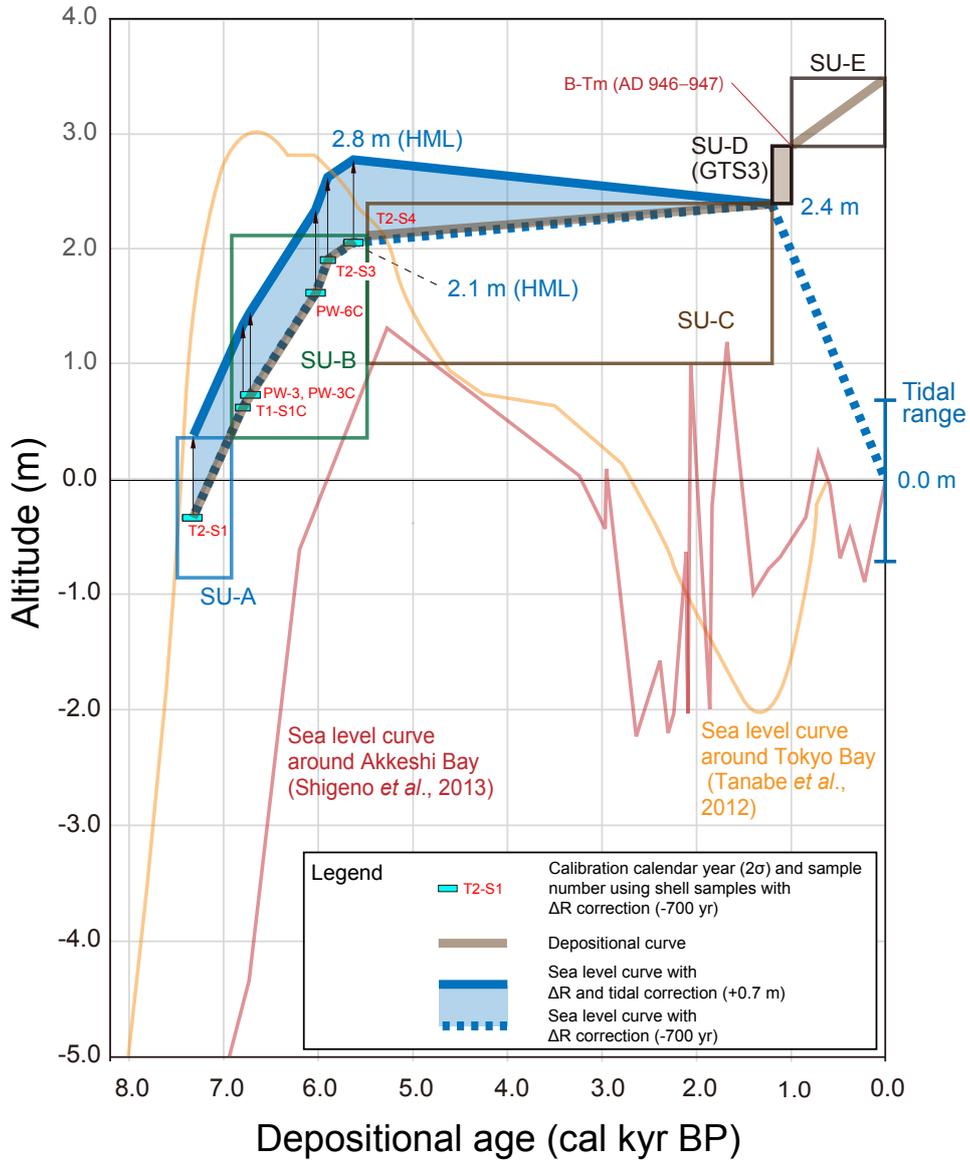
これまで馬主来沼における完新世最高海面高度（HML: Holocene marine limit）は、現在より3-4 m高い位置に達していた可能性が示唆されていた（松島, 1982）。この根拠として松島(1982)は、干潟環境にカキ礁を作る*C. gigas*が生息する水深は、0-3 mの範囲にあると論じていた。しかし、我々がこの論拠となっているAmemiya (1928)を子細に確認したところ、単に最高潮位と最低潮位の間で、さらに海水に浸かっている時間の長い平均海面高度より下位側に多いことのみが示されていた。Amemiya (1928)のこの見解は、調査地域に近い厚岸湖および福島県松川浦での観察結果（鎮西1982b）とも一致するので、以下、この情報に基づいて議論を進める。

ここで平均海面高度を+0 mとみなすならば、釧路港で観測されている過去5年間（2015年-2019年）の大潮（朔望）時の平均潮差は約1.4 mなので（気象庁, 2020）、道東海岸で*C. gigas*が生育できる標高は-0.7+0.7 mであり、特に海水に浸かっている時間の長い-0.7-0 m側にカキ礁が形成されやすいことが予想される。要するに、道東海岸において過去のカキ礁が見つかり、しかも現在の分布標高が+0 mであった場合、当時の平均海面高度は+0+0.7 mと復元できることになる。但し、縄文時代の潮差が現在と同じかどうかは定かではないが、同一であることを仮定して議論を進める。

今回の検討の結果、HMLは5600年前に標高2.1 m付近にあったことが判明した。さらに厳密に見積もると、HMLは、この値にカキ礁の棲息出来る最低潮位である-0.7 mを加味した標高2.1-2.8 mの間にあったと推定される（第13図）。この高度は道東太平洋沿岸においては最大値を示している（Nanayama, 2020）。一方、T5トレンチにおいては、8-10世紀頃のGTS3をもたらしした巨大津波が発生した前後に、干潟環境から湿原環境に変化していることが読み取れる（第5図）。これは地震性の地殻変動によって、この地域全体が隆起したことを意味している。この環境変化を伴うイベント堆積物（GTS3）の基底の高さは、現在標高2.4 mにある（第13図）。

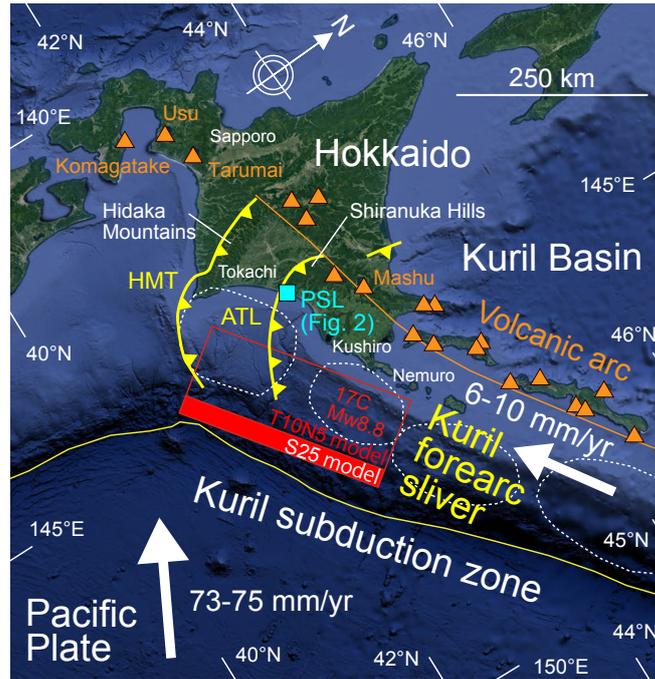
第13図に、厚岸湾地域（重野ほか, 2013）と東京湾地域（田辺ほか, 2012）において復元された完新世海面変動を付記する。ただし、これらデータでは $\Delta R$ を厳密には見積もられてはいない。それを加味して比較を行うと、以下の2点が明確となった。

(1) 厚岸湾地域においては、過去5500年間、海面高度が



第13図 復元された馬主来沼周辺における完新世相対海水準曲線。上向きの黒い矢印は現世の*Crassostrea gigas* (マガキ)がカキ礁を作る最大の生息水深を考慮した場合の+0.7 m分の海面高度の補正を示す。薄いオレンジ色の実線は東京湾地域の海面変動曲線(田辺ほか, 2012), 薄い赤色の実線は厚岸湾地域の海面変動曲線(重野ほか, 2013)をそれぞれ示す。HML: Holocene marine limit. 各層序ユニット毎に色分けした四角形の枠線は, それぞれの分布標高と堆積年代の範囲を示している。

Fig. 13 Reconstructed Holocene relative sea-level curve around the Pashukurutou Lagoon area. The up-pointing black arrows indicate the range of habitat water depth of modern oyster (+0.7 m). The light orange solid line indicates the Holocene sea level curve in the Tokyo Bay area (Tanabe *et al.*, 2012), and the light red line indicates the sea level fluctuation curve in the Akkeshi Bay area (Shigeno *et al.*, 2013). HML: Holocene marine limit. The color-coded square border for each stratigraphic unit indicates the approximate elevation and sedimentary age range for each.



第14図 千島海溝で発生したプレート間地震の震源域および千島前弧スリバー (Kimura, 1986) の関係を示す図面。Ioki and Tanioka (2016) および Nanayama (2020) を参照して修正・加筆された。Google Earth画像 (著作権の帰属: Google, Image Landsat / Copernicus and 2018 ZENRIN, Data LDEO-Columbia, NSF, NOAA and Data SIO, NOAA, US Navy, NGA, GEBCO) を基図として用いた。PSL: 馬主来沼地域。オレンジ色の三角の印は活火山を示す。オレンジ色の細線は千島弧の火山フロントの位置を示す。黄色の細線は海溝の位置を示す。白色の破線で示した楕円は千島海溝で周期的に発生する海溝型地震の破壊領域を示す(第1図参照)。黄色の太線は千島前弧スリバーの西進衝突によって生じた日高山脈西縁と白糠丘陵西縁に生じた逆断層帯を示す。赤色の四角はIoki and Tanioka (2016) の示したT10N5 modelおよびS25 modelによる破壊領域を示す。白色の矢印はREVELモデル (Sella *et al.*, 2002) によるプレートの運動速度を示す。ATL: 網走構造線, HMT: 日高主衝上断層。

Fig. 14 Satellite image showing the relationship between epicenter area of an interplate earthquake in the Kuril subduction zone and the Kuril forearc sliver (Kimura, 1986) modified after Ioki and Tanioka (2016) and Nanayama (2020). PSL: Pashukurutou Lagoon. Google Earth image (© Google, Image Landsat / Copernicus and 2018 ZENRIN, Data LDEO-Columbia, NSF, NOAA and Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO) are used for the base map. PSL: Pashukurutou Lagoon area. The orange triangle mark indicates the location of the main active volcano in Hokkaido. The thin orange line indicates the position of the volcanic front of the Kuril arc. The thin yellow line indicates the position of the trench. The ellipse of the white dashed line shows the rupture region of the trench earthquakes that occur periodically in the Kuril subduction zone. See Fig. 1 in details. The thick yellow line indicates the reverse fault zone in the western side of Hidaka Mountains and the western side of Shiranuka Hills caused by the westward collision of the Kuril forearc sliver (Kimura, 1986). The red squares indicate the rupture region by the T10N5 model and S25 model (Ioki and Tanioka, 2016). White arrows indicate the velocity of plate movement according to the REVEL model (Sella *et al.*, 2002). ATL: Abashiri Tectonic Line, HMT: Hidaka Main Thrust.

0 m付近を中心として上下に1-2 m程度の上下変動を繰り返しながら推移しているのに対し、馬主来沼地域においては、5600年前の完新世高海面期(HML)が標高2.1-2.8 mに存在し、その後、現在までに2.1-2.8 mも海面が低下している(第13図)。これは厚岸湾地域と馬主来沼地域では全く異なる海面変動の傾向を示している。

(2)馬主来沼東方のMIS5c海成段丘(M1)の標高は60-65 mに達している(Okumura, 1996)。この値は、馬主来

沼地域を含めた白糠丘陵が、単純に根釧海岸のMIS5c海成段丘の約2倍隆起していることを示している(Okumura, 1996)。馬主来沼地域は白糠丘陵の東縁に位置している。一方、白糠丘陵の西縁には、網走構造線の存在が知られている(Kimura, 1986; 第14図)。既にKimura (1986)やOkumura (1996)は白糠丘陵や日高山脈の第四紀における急激な隆起は千島前弧スリバーの西進衝突によるネオテクトニクスであると論じている。この場合、根釧海岸地域は前弧スリバー

内に位置しているため、白糠丘陵ほど明瞭な隆起傾向は認められないが、根室側と比較して釧路側の隆起量が多くなっていることは、既にOkumura (1996) によって指摘されている (Nanayama, 2020)。

現在の千島海溝の超巨大地震の震源モデル (たとえば Satake *et al.*, 2005 ; Ioki and Tanioka, 2016) は、北海道に対する太平洋プレートの沈み込みのみを念頭に置いて、十勝沖と根室沖の連動したメガスラストを想定しているが、千島前弧スリバーの横ずれ変位やその衝突による地殻変動については全く無視して議論を行っている。何故、白糠丘陵地域では根釧海岸の約2倍の隆起量を持つのか、前弧スリバー西進のメカニズムと超巨大地震発生との相互関係については、未だ地震学的には解明されてはいないのが実情である (七山ほか, 2018 ; Nanayama, 2020 ; 第14図)。これに関しては、日高山脈の隆起メカニズムも同様である。今後は道東太平洋沿岸地域の広域地殻変動と千島海溝で周期的に発生してきた超巨大地震の震源の関係について、より詳しく検討が行われ、より合理的な地震モデルが構築されることを念じている。

## 8. まとめ

2011年8月10–15日、北海道東部太平洋沿岸の馬主来沼東岸において5孔のトレンチ掘削を行った。現地での露頭観察、露頭写真のパノラマ合成画像の解析、研究室での化石群集解析、AMS<sup>14</sup>C年代測定などから、縄文海進期に形成された完新世C. *gigas*化石層の発達様式、およびカキ礁形成前後の海面変動と古環境変化を明らかにすることを試みた。その結果を簡条書きにして、以下にまとめる。

- (1) T0 (湖岸露頭) とT1–T5 トレンチの壁面で識別した層相ユニット区分に基づく柱状図を用いて、標高を基準に海(南)–陸(北)方向に配列して層序対比を行い、各層相ユニットの連続性や侵食面の性状を考慮して、完新統を6つの層序ユニット (stratigraphic unit), SU-X, SU-A, SU-B, SU-C, SU-DおよびSU-Eに区分した。
- (2) SU-Bを構成する厚いC. *gigas*化石層は複合化石層を構成し、その内部に7つの化石層ユニット (fossil bed unit : FB-a–FB-g) が認識できる。ここでは他生と自生–準自生産状ユニットが3回繰り返り、最後に他生ユニットが重なる。
- (3) 馬主来沼地域にカキ礁が形成され始めたのは約7400年前のことであり、その後、5600年前までの約1800年間でC. *gigas*化石密集層が形成されたことになる。その間に5回、*M. arenaria oonogai*やカキ礁を洗掘、運搬・再堆積させる高潮等の大規模波動イベントが発生した可能性が指摘される。これは約300–500年毎に発生するとされる道東の超巨大地震の発生間隔とほぼ近似でき、巨大津波の遡上流による影響も想

定可能である。

- (4) 馬主来沼地域においては、5600年前に完新世高海面期が存在し、その高度は2.1–2.8 mの間であった。その後、現在までに約2–3 mも海面が低下している。これは白糠丘陵地域における地震性地殻変動によって隆起したと理解される。

**謝辞：** 神奈川県立生命の星・地球博物館の松島義章先生は、2021年1月12日に本稿の執筆途中に逝去された。本研究において、松島先生には現地作業や剥ぎ取り標本作製を実施するにあたり、献身的に貢献して頂いた。共著者一同、謹んでご冥福をお祈り申し上げたい。笹嶋の卒業研究を終始ご指導頂いた教育学部の伊藤 孝教授には厚く御礼申し上げる。茨城大学大学院の村田崇行氏には、仲田と笹嶋の室内作業を手伝っていただいた。同、上原 亮氏には現地調査を、白糠町役場建設課ならびに教育委員会、釧路市教育委員会、釧路市立博物館、北海道高等学校理科教育研究会の皆様には2011年8月の調査実施に際して多大なご協力を賜った。また、JR北海道、林工栄技建株式会社 of 林 昭雄氏、白糠漁協、釧路市埋蔵文化財調査センターの石川 朗氏には数々の便宜を供与していただいた。京都大学の鎮西清高名誉教授には *Crassostrea gigas*化石密集層の形成過程を考察する上で、非常に有益なご意見をいただいた。産総研の岸本清行氏には、GMTスクリプトを使って第1図の地形図を作成していただいた。地質調査研究報告編集委員の長森英明主任研究員ならびに匿名の査読者には、粗稿を推敲するうえで有益なコメントを多数頂いた。上記した皆様方には、この場を借りて厚く御礼申し上げる。なお、本研究はJSPS科研費JP22340153, JP18K03767の助成を受けたものである。

## 文 献

- Amemiya, I. (1928) Ecological studies of Japanese oysters with special reference to the salinity of their habitats. *Journal of the College of Agriculture, Imperial University of Tokyo*, **9**, 333–382.
- 安藤寿男・近藤康生 (1999) 化石密集層の形成様式と堆積シーケンス—化石密集層は堆積シーケンス内でのように分布するのか。地質学論集, no. 54, 7–28.
- Atwater, B. F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H. M., Moore, A. L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S. C., Satake, K., Sawai, Y., and Shimokawa, K. (2004) Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *The Holocene*, **14**, 487–501.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- 鎮西清高 (1982a) マガキの古生態学 (1). 化石, no.31, 27–34.

- 鎮西清高(1982b) マガキの古生態学(2). 化石, no.32, 19-27.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. and McCabe, A. M. (2009) The last glacial maximum. *Science*, **325**, 710-714.
- Fan, C., Gao, S. and Wang, H. (2006) Discontinuities in the construction records of Holocene buried oyster reefs on the northwest coast of Bohai Bay and their solutions. *Marine Geology and Quaternary Geology*, **26**, 27-35.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T. and Fuse, K. (2000) Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, **135**, 219-230.
- 古川竜太・七山 太(2006)北海道東部太平洋沿岸域における完新世の降下火砕堆積物. 火山, **51**, 351-371.
- Goshima, S. (1982) Population dynamics of the soft shell clam *Mya arenaria* L., with special reference to its life history pattern. Publications from the Amakusa Marine Biological Laboratory, Kyushu University, **6**, 119-165.
- 羽鳥徳太郎(1984)天保14年(1843年)北海道東部津波の波源域. 東京大学地震研究所彙報, **59**, 423-431.
- 平川一臣・中村有吾・西村裕一(2005)北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波: 2003十勝沖地震津波との比較を含めて. 月刊地球号外, no. 49, 173-180.
- Ioki, K. and Tanioka, Y. (2016) Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. *Earth and Planetary Science Letters*, **433**, 133-138
- 石橋克彦・佐竹健治(1998)古地震研究に見るプレート境界巨大地震の長期予測の問題点—日本付近のプレート沈み込み帯を中心として—. 地震, 第2輯, **50**, 別冊, 1-21.
- Ishizawa, T., Goto, K., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Sawada, C., Nishimura, Y. and Sugawara, D. (2017) Sequential radiocarbon measurement of bulk peat for high-precision dating of tsunami deposits. *Quaternary Geochronology*, **41**, 202-210.
- Kimura, G. (1986) Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril Arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- 気象庁(2020) 2019年の釧路の潮汐概況. <https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/gaikyo/nenindex.php> (閲覧日: 2020年10月12日).
- 近藤康生(2001)木更津市とその周辺に分布する更新統下総層群, 特に下部層の非対称型海進海退サイクルに見られる貝類群集の特徴. 千葉県立中央博物館研究報告特別号, no. 4, 23-36.
- 近藤康生・鎌滝孝信(2000)フィールド古生態学の方法: 古東京湾の二枚貝類を中心として. 奈良正和編, 日本古生物学会フィールドワークショップ: 海底表層環境と底生動物のダイナミクス, 日本古生物学会, 37-67.
- 前田保夫・松島義章・松本英二・松田 功・居平昌士(1986)約5千年前以降における根室半島ノツカマップ付近の自然環境の変遷. 根室市博物館開設準備室紀要, no. 1, 3-22.
- Maeda, Y., Nakada, M., Matsumoto, E. and Matsuda, I. (1992) Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido in Japan and upper mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, **19**, 857-860.
- 増田富士雄(1998)高密度で測定された<sup>14</sup>C年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, **107**, 713-727.
- 松島義章(1982)北海道東海岸, 馬主来沼の沖積層から産出した貝殻の<sup>14</sup>C年代. 釧路市郷土博物館紀要, no. 9, 1-8.
- 松島義章(1984)日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間の変遷—. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), no.15, 37-109.
- 松島義章(1988)貝類から見た日本海沿岸の変遷, とくに北海道沿岸を例として. 採集と飼育, **50**, 67-71.
- 松島義章(2010)完新世における温暖種が示す対馬海流の脈動. 第四紀研究, **49**, 1-10.
- Nakanishi, T., Hong, W., Sung, K. S., Sung, K. H. and Nakashima, R. (2015) Offsets in radiocarbon ages between plants and shells from same horizons of coastal sediments in Korea. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, **361**, 670-679.
- Nanayama, F. (2020) Evidence of giant earthquakes and tsunamis of the 17th-century type along the southern Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, northern Japan: A review. In Dilek, Y., Ogawa, Y. and Okubo, Y. eds., *Characterization of modern and historical seismic-tsunami events, and their global-social impacts*, Geological Society, London, Special Publications, **501**, doi: 10.1144/SP501-2019-99.
- 七山 太・重野聖之(1998)北海道東部, 千島海溝沿岸地域における歴史津波堆積物—研究序説—. 月刊海洋号外, no. 15, 177-182.
- 七山 太・重野聖之(2004)遡上津波堆積物概論—沿岸低地に残された津波堆積物に関する研究レビューと1993年北海道南西沖地震津波の研究結果から得られたそれらの認定基準—. 地質学論集, no. 58, 19-33.
- 七山 太・中川 充・岡田博有(1994)北海道東部, 上部始新統の碎屑性クロムスピネルとその起源. 地質学雑誌, **100**, 383-398.

- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充(2000)釧路市春採湖コア中に認められる、千島海溝沿岸域における過去9000年間に生じた20層の津波イベント堆積物。活断層・古地震研究調査概要報告, no. 1, 233–249.
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太(2001)イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価—根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原及び湧洞沼における研究例。活断層・古地震研究報告, no. 1, 251–272.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660–663.
- Nanayama, F., Furukawa, R., Shigeno, K., Makino, A., Soeda, Y. and Igarashi, Y. (2007) Unusually nine large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology*, **200**, 275–294.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Shitaoka, Y. and Furukawa, R. (2011) Geological study of unusual tsunami deposits in the Kuril Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters. In Nils-Axel Mörner ed., *The Tsunami Threat - Research and Technology*. INTECH, 283–298.
- 七山 太・渡辺和明・重野聖之・石井正之・石渡一人・猪熊樹人(2018)千島海溝沿岸域において認められる超巨大地震津波痕跡群と広域地殻変動。地質学雑誌, **124**, 413–433.
- 新美倫子・猪熊樹人(2014)関江谷1堅穴群における貝塚部分出土試料の年代測定。根室市歴史と自然の資料館紀要, no. 26, 65–70.
- 大嶋和雄(1971)カキ礁の古生態的考察について。地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 22, 29–36.
- 岡崎由夫(1978)馬主来沼周辺の沖積世の貝化石について。釧路市立博物館報, no. 254, 3–7.
- 大越健嗣(2011)東北地方太平洋沖地震が沿岸に生息する生物に与えた影響。ベントス学会誌, **66**, 117–119.
- 大越健嗣・菅原義雄・野村 正(1989)宮城県長面浦のナガガキ。ちりぼたん, **19**, 79–80.
- Okumura, K. (1996) Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geographical reports of Tokyo Metropolitan University*, **31**, 19–26.
- Oppenheimer, C., Wacker, L., Xu, J., Galván, J. D., Stoffel, M., Guillet, S., Corona, C., Sigl, M., Cosmo, N. D., Hajdas, I., Pan, B., Breuker, R., Schneider, L., Esper, J., Fei, J., Hammond, J. O. S. and Büntgen, U. (2017) Multi-proxy dating the ‘Millennium Eruption’ of Changbaishan to late 946 CE. *Quaternary Science Reviews*, **158**, 164–171.
- Reimer P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C. Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150.
- Satake, K., Nanayama, F., Yamaki, S., Tanioka, Y. and Hirata, K. (2005) Variability among tsunami sources in the 17th–21st centuries along the Southern Kuril Trench. In Satake, K., ed., *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*. Springer, 157–170.
- Satake, K., Nanayama and Yamaki, S. (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth Planets Space*, **60**, 925–935.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. and Aung, T. T. (2009) Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01319. doi:10.1029/2007JB005503.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. and Mao, A. L. (2002) REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, **107**, no. B4. doi: 10.1029/2000JB000033.
- 重野聖之・七山 太・須藤雄介・長谷川 健・安藤寿男(2013)北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元。地質学雑誌, **119**, 171–189.
- 添田雄二・七山 太・重野聖之・古川竜太・熊崎農夫博・石井正之(2004)北海道東部太平洋沿岸域, 史跡国泰寺跡および汐見川低地において認定された先史時代の巨大津波イベント—津波堆積物認定の際の堆積学的解析と珪藻遺骸分析併用の重要性—。地質学論集, no. 58, 63–75.
- Stuiver, M. and Braziunas, T. F. (1993) Modeling atmospheric  $^{14}\text{C}$  influences and  $^{14}\text{C}$  ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, **35**, 137–189.
- 多田隆治・飯島 東(1986)北海道南東部厚内—浦幌地域新第三系の地質と層序。地質学雑誌, **92**, 31–45.
- 高山末吉(1984)道東海岸線における河川湖沼のプランクトン及び底生動物。道東海岸線総合調査報告書, 釧路市立博物館, 187–209.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行(2012)東京低

大規模波動イベントの影響を繰り返し受けたカキ礁の破壊と復元過程（七山ほか）

地臨海部の沖積層に認められる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, **118**, 1-19.

山代淳一(1987)北海道釧路町岩保木及び釧路市武佐の沖積層貝化石について(予報). 釧路市立博物館紀要, no. 12, 31-36.

横山芳春・安藤寿男・橋本聡子(2004)大規模カキ化石密集層のタフオノミー：茨城県霞ヶ浦周辺の第四系更新統下総層群を例に. 化石, no. 76, 32-45.

Yoneda, M., Tanaka, A., Shibata, Y., Morita, M., Uzawa, K., Hirota, K. and Uchida, M. (2002) Radiocarbon marine

reservoir effect in human remains from the Kitakogane Site, Hokkaido, Japan. *Journal of Archaeological Science*, **29**, 529-536.

吉川武憲・安藤寿男・香西 武・近藤康生(2011)香川県まんのう地域に分布する上部白亜系和泉層群北縁相の大規模カキ礁. 地質学雑誌, **117**, 523-537.

( 受 付 : 2020年3月11日 ; 受 理 : 2021年2月12日 )  
( 早期公開 : 2021年5月19日 )



## 岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する 苦鉄質岩の化学組成と起源

中江 訓<sup>1,\*</sup>

NAKAE Satoshi (2021) Geochemical composition and origin of mafic rocks of the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt, the Kuji area, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (3), p. 173–190, 8 figs, 1 table.

**Abstract:** For the purpose of understanding their origin, mafic rocks (basalt and dolerite) included in the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt in the Kuji area, Iwate Prefecture, were geochemically analyzed by using XRF and ICP-MS. In this belt, the Akka–Tanohata and Kuzumaki–Kamaishi subbelts are distinguishable from one another by their oceanic rocks having clearly different age, and the both are also subdivided into several formations. The mafic rocks in the Kuji area are mostly distributed in the Sawayamagawa and Kassenba formations; the former belongs to the Akka–Tanohata subbelt and the latter to the Kuzumaki–Kamaishi subbelt. As a result of the analysis, low FeO\*/MgO ratio (< 2.23) suggests that the mafic rocks of the Sawayamagawa Formation originated from relatively undifferentiated basaltic magma. Most of the Sawayamagawa mafic rocks are displayed on the fields of oceanic island basalt (OIB) and within-plate basalt (WPB) of various discrimination diagrams. The basalt of the Kassenba Formation is considered to be derived from more differentiated basaltic magma (FeO\*/MgO ratio = 3.78) than the Sawayamagawa mafic rocks, and plots on some discrimination diagrams indicate that OIB and WPB are the most suitable nominations for its origin, although they are plotted on the fields of MORB and/or island arc basalt of another discrimination diagram due to high Y concentration. The mafic rocks of both formations contain high concentrations of incompatible HFS elements and light rare earth elements, closely resembling OIB patterns in the N-type MORB- and chondrite-normalized diagrams.

**Keywords:** geochemical composition, mafic rock, Jurassic accretionary complex, North Kitakami Belt, Kuji area, Iwate Prefecture

### 要 旨

岩手県久慈地域に位置する北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在される玄武岩・ドレライト(苦鉄質岩)について、その起源・由来を解明する目的で、蛍光X線分析(XRF)による主要成分元素組成と誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)による微量元素組成を求めた。北部北上帯は、それぞれを構成する海洋性岩石類に明瞭な時代差がある安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯に二分され、さらに両亜帯とも付加時期が系統的に異なる複数の下位階層の層序単元から構成されている。久慈地域において対象とした苦鉄質岩は沢山川層と合戦場層に分布するが、前者は安家-田野畑亜帯に、後者は葛巻-釜石亜帯に属す。分析の結果、沢山川層苦鉄質岩は比較的未分化な玄武岩質マグマを起源としたことが示唆され、大半の試料は各

種の判別図などから海洋プレート内で活動した海洋島アルカリ玄武岩に類似する。合戦場層玄武岩は、沢山川層苦鉄質岩より分化が進行した玄武岩質マグマを起源とし、一部の判別図で中央海嶺玄武岩ないし島弧玄武岩領域に表示されるものの、海洋プレート内の海洋島玄武岩に由来することが明らかとなった。また両層の苦鉄質岩は、不適合元素と軽希土類元素が濃集し、N-type MORBとコンドライトの規格化図における海洋島玄武岩の分布様式に酷似する特徴を示す。

### 1. 緒言

日本列島の付加複合体における構成岩類の一つとして、海嶺や海洋島(海山)・海台などに由来する玄武岩などの苦鉄質岩がある。その大部分は海洋プレートと共に深部に沈み込んでしまうが、一部は遠洋性ならびに陸源

<sup>1</sup> 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: NAKAE, S., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nakae-satoshi@aist.go.jp

性の堆積物と混合した複合体として大陸縁に付加すると考えられている(例えば, Kanmera and Nishi, 1983; Lallemand and Le Pichon, 1987). 従って, 現在陸上に露出する苦鉄質岩は, 付加複合体に取り込まれた海嶺あるいは海山・海台の断片であると見なされる(例えば, 小川・谷口, 1989; Isozaki *et al.*, 1990). つまり, これらの苦鉄質岩の化学組成を明らかにすることはその起源を推定する上で不可欠であり, また過去の海洋底における火成活動の特徴や環境を知ることにつながる。

北上山地北部に分布する北部北上帯ジュラ系付加複合体にも多くの苦鉄質岩が含まれ, これまでいくつかの研究報告がある。土谷ほか(1999)は北上山地北部の広範に亘る地域から苦鉄質火山岩類-深成岩類の産状と全岩の岩石化学的特徴を記載し, 一部の苦鉄質火山岩類は中央海嶺玄武岩に類似するものの, 多くは海洋島アルカリ玄武岩の特徴を示すことを報告した。三浦・石渡(2001)は, 北上山地北端部の青森県南東部(八戸周辺)に分布する苦鉄質岩の全岩化学組成ならびに鉱物化学組成を検討し, 大半がソレアイト玄武岩的な組成を示す海洋島玄武岩に由来することを明らかにすると共に, 北上山地北部の主部(土谷ほか, 1999)との相違を指摘した。これ以降, 岩手県の宮古西方や一戸-葛巻町境付近におけるSuzuki *et al.* (2007)及び永広ほか(2010)の検討においても, 苦鉄質岩の起源が海洋島玄武岩に求められている。

これら先行研究の結果に基づくと, 北部北上帯ジュラ系付加複合体に含まれる苦鉄質岩には化学組成上ある程度の多様性が認められるものの, そこから導き出された結論は, 海洋プレート内の海山・海洋島が沈み込み帯においてその一部が付加したとする解釈に至っている。これらの研究が対象とした苦鉄質岩は北部北上帯の広範囲に及ぶため, それらを挟有する層序単元も異なり, またその噴出時期も当然異なることが予想される。大上・永広(1988)ならびに永広ほか(2005)以降, 北部北上帯は二つの亜帯(安家-田野畑亜帯, 葛巻-釜石亜帯)に区分され, それぞれを構成する海洋性岩石類に明瞭な時代差があることが示されている。さらに両亜帯とも従来から, 複数の下位階層の層序単元から構成されることは周知の通りである(例えば, 杉本, 1974; Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018)。従って化学組成上の多様性は, 異なる時期・場所で形成された別個の海山・海洋島が互いに異なる層序単元として付加したことに起因する可能性を示唆しているかも知れない。この問題を解決するためには, 更なる苦鉄質岩の化学組成分析を実施すると共に, それぞれの形成時期やどの層序単元に位置付けられるのかを, 今後明らかにしていく必要がある。

本研究では上述の観点から, 北上山地北部のほぼ中央に位置する岩手県久慈市に露出する幾つかの苦鉄質岩について全岩化学分析を実施し, これらの起源・形成場について検討する。

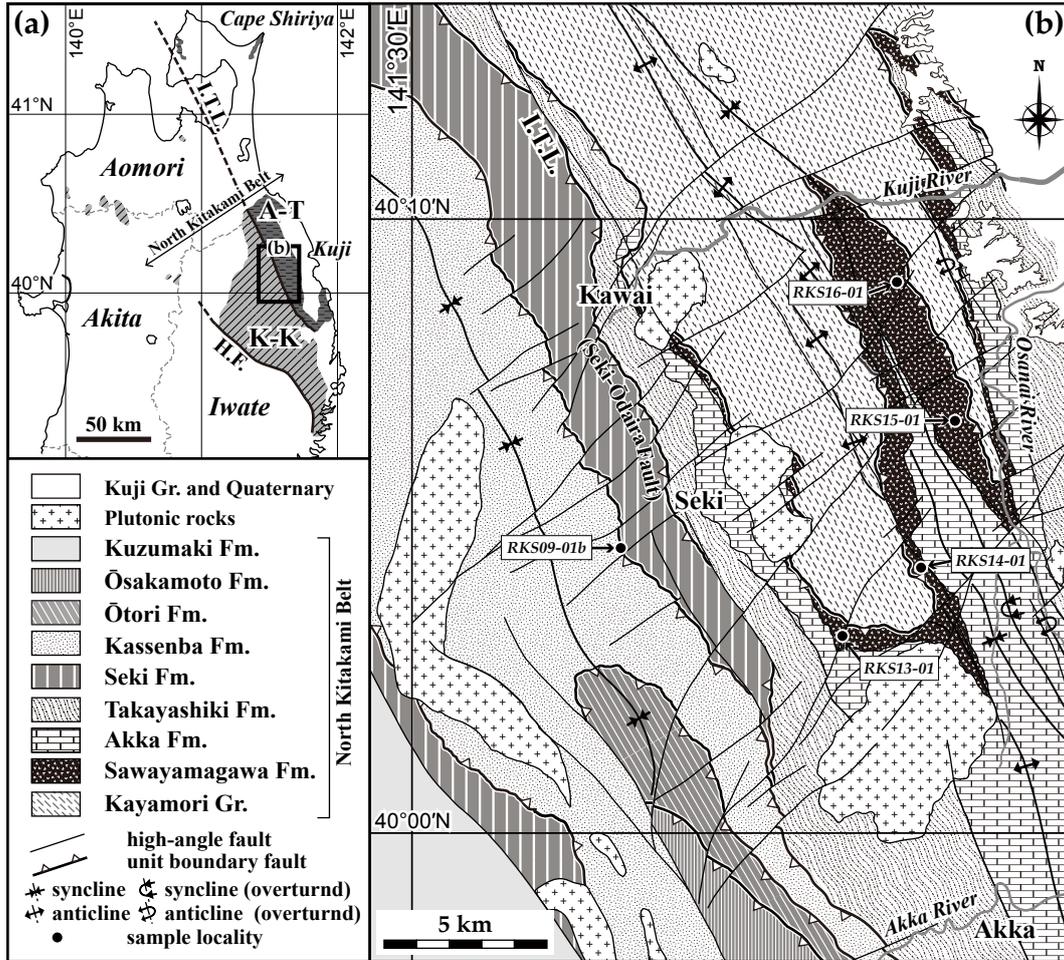
## 2. 地質概要と調査地域

東北日本の北東部に位置する北上山地には, 白亜紀以降の珪長質深成岩類に貫入あるいは火山岩類・陸成-浅海成堆積岩類に被覆された古生界-中生界が広く分布する(第1図a)。そのうち, 北上山地の北部は地体構造区分として北部北上帯(広義)に相当する地域として扱われ, 古アジア大陸東縁に沿ったプレート沈み込みに伴う付加作用によって形成されたジュラ系付加複合体が分布する(例えば, 箕浦, 1983; 永広ほか, 2005, 2008)。また, 下北半島北東端の尻屋崎周辺・奥羽山地北部・出羽山地北端部など北上山地北部以外にも, 北部北上帯に属するジュラ系付加複合体の分布が知られている(松岡, 1987; 鎌田ほか, 1991; Ueda *et al.*, 2018)。この北部北上帯は大上・永広(1988)により, 岩泉構造線を境界断層として東側の安家-田野畑帯と西側の葛巻-釜石帯に二分された(永広・鈴木, 2003及び永広ほか, 2005もこの区分を亜帯として踏襲)。両亜帯の違いは主に, 古生代岩体の有無(古生代の石灰岩・チャート岩体は葛巻-釜石亜帯のみ分布)と砂岩組成の違い(大局的には, 安家-田野畑帯は石英とカリ長石に富み, 葛巻-釜石帯は火山岩片と斜長石に富む)に基づいている。

本研究で調査対象とした久慈地域は岩手県久慈市街地より西方の内陸部に当たり, 北上山地北部の中央北寄りに位置する(第1図b)。調査地域の中央には岩泉構造線に相当する関-大平断層が北北西-南南東方向に走り, その東側が安家-田野畑亜帯に, 西側が葛巻-釜石帯に相当する。

調査地域内における北部北上帯ジュラ系付加複合体の概要は, 杉本(1974), 永広ほか(2005)ならびに本研究に基づく以下の通りである。安家-田野畑亜帯には下位より茅森層群, 沢山川層, 安家層, 高屋敷層が, 葛巻-釜石帯には下位より関層, 合戦場層, 大鳥層, 大坂本層が分布し, さらに南東端には葛巻層(大上・村田, 1974)が分布する。これらは多くの場所で下部白亜系の珪長質深成岩類(北上花崗岩類)に貫入され, 北東端では上部白亜系久慈層群などに被覆される(第1図b)。

最下位の茅森層群は主に, チャート・珪質泥岩・粘板岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩から構成され, 苦鉄質岩・石灰岩の岩体や泥質混在岩などを僅かに伴う。沢山川層は苦鉄質岩から構成され, その大半は枕状構造が明瞭な玄武岩と塊状のドレライトが主体をなし火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・苦鉄質凝灰岩などを伴う。また一部に斑れい岩も見られる。安家層は, 沢山川層上部の苦鉄質凝灰岩から整合的に漸移する石灰岩から構成され, その上部で石灰岩チャート互層に移化する。高屋敷層は, 苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの大小様々な規模の岩体を包有する泥質岩から構成される。関-大平断層(岩泉構造線)を境に高屋敷層の上位に位置する関層は,



第1図 北部北上帯と久慈地域の地質図

(a) 北部北上帯の位置と亜帯区分。A-T: 安家-田野畑亜帯, K-K: 葛巻-釜石亜帯, H.F.: 早池峰東縁断層, I.T.L.: 岩泉構造線。(b) 久慈地域の地質概略図及び岩石試料採取地点。Gr.: 層群, Fm.: 層。地質概略図は中江ほか (2021) に基づく。

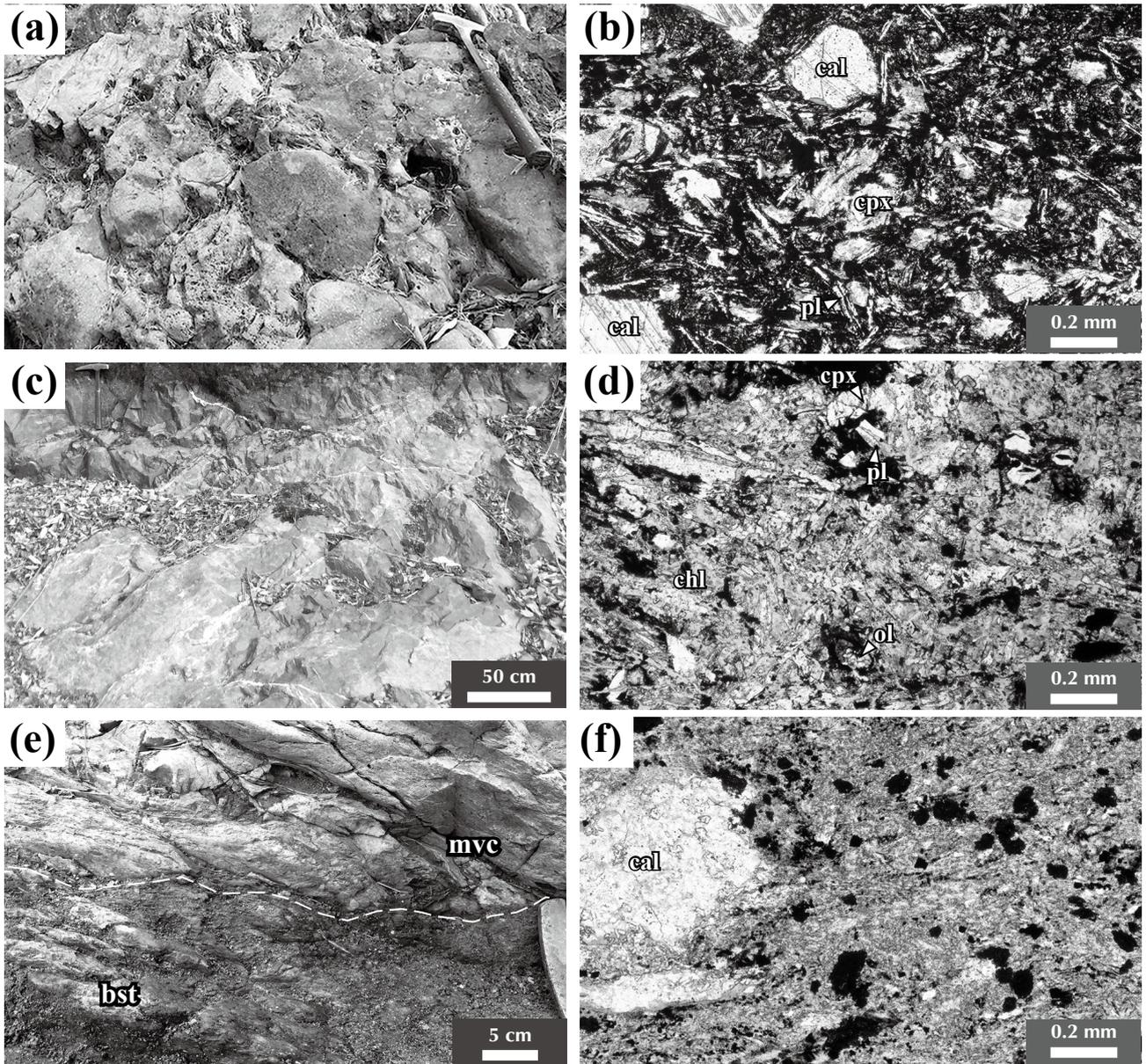
Fig. 1 Index map of the North Kitakami Belt and geological map of the Kuji area

(a) Location of the North Kitakami Belt and its subdivision. A-T: Akka-Tanohata Subbelt, K-K: Kuzumaki-Kamaishi Subbelt, H.F.: Hayachine Eastern Marginal Fault, I.T.L.: Iwaizumi Tectonic Line. (b) Geological brief map of the Kuji area with localities of the analyzed rock samples. The map is based on Nakae *et al.* (2021). Gr.: Group, Fm.: Formation.

基底部に僅かながら苦鉄質岩が随伴するものの、チャート・粘板岩質泥岩が主体をなし少量の珪質泥岩・砂岩が伴われる。合戦場層も関層と同様に基底部に少量の苦鉄質岩を伴うが、砂岩が著しく卓越し珪質泥岩を随伴するチャートやシルト質泥岩などを挟有する。大鳥層では珪質泥岩や粘板岩質泥岩を伴うチャートが大勢を占め、基底部に僅かながら苦鉄質岩が含まれる。大坂本層は大鳥層から漸移し、粘板岩質泥岩が優勢でチャートならびに砂岩を伴う。

沢山川層の主体をなす玄武岩・ドレライトの一般的特徴は、以下の通りである。玄武岩は明瞭な枕状構造を保持した溶岩として産することが多く、暗灰色の細粒・無斑晶質な岩石である。表面はしばしば緑色を帯

び、あるいは赤褐色に変色することが多く、径1~3 mm程度の発泡痕が方解石で充填された杏仁状構造を普遍的に見ることができる(第2図a)。鏡下では、斜長石や単斜輝石の斑晶が僅かに見られ、その間を長径0.1~0.2 mm程度の針状をなす斜長石や赤鉄鉱を主とする不透明鉱物から構成される石基が埋めていることが観察される(第2図b)。ドレライトは暗緑色を帯びた暗灰色を呈する塊状・硬質の岩石として露出し(第2図c)、構成鉱物は中粒から比較的粗粒な粒径(長径0.5~2 mm)を示す。主に単斜輝石とその間を埋める斜長石から構成される完晶質な岩石であることが、鏡下観察から確認できる(第2図d)。不透明鉱物やごく稀にかんらん石が認められるほか、緑泥石や方解石などの二次鉱物も多くも



第2図 久慈地域の苦鉄質岩

(a, b) 沢山川層玄武岩の産状(a)と薄片写真(b). (c, d) 沢山川層ドレイトの産状(c)と薄片写真(d). (e, f) 合戦場層玄武岩の産状(e)と薄片写真(f). (b), (d)及び(f)は中江ほか(2021)の第3.15図(a), (c)と第3.28図(a)をそれぞれ再掲したものである. bst: 玄武岩, mvc: 苦鉄質火山碎屑岩, cal: 方解石, cpx: 単斜輝石, chl: 緑泥石, pl: 斜長石, ol: かんらん石. 薄片写真は単ニコル.

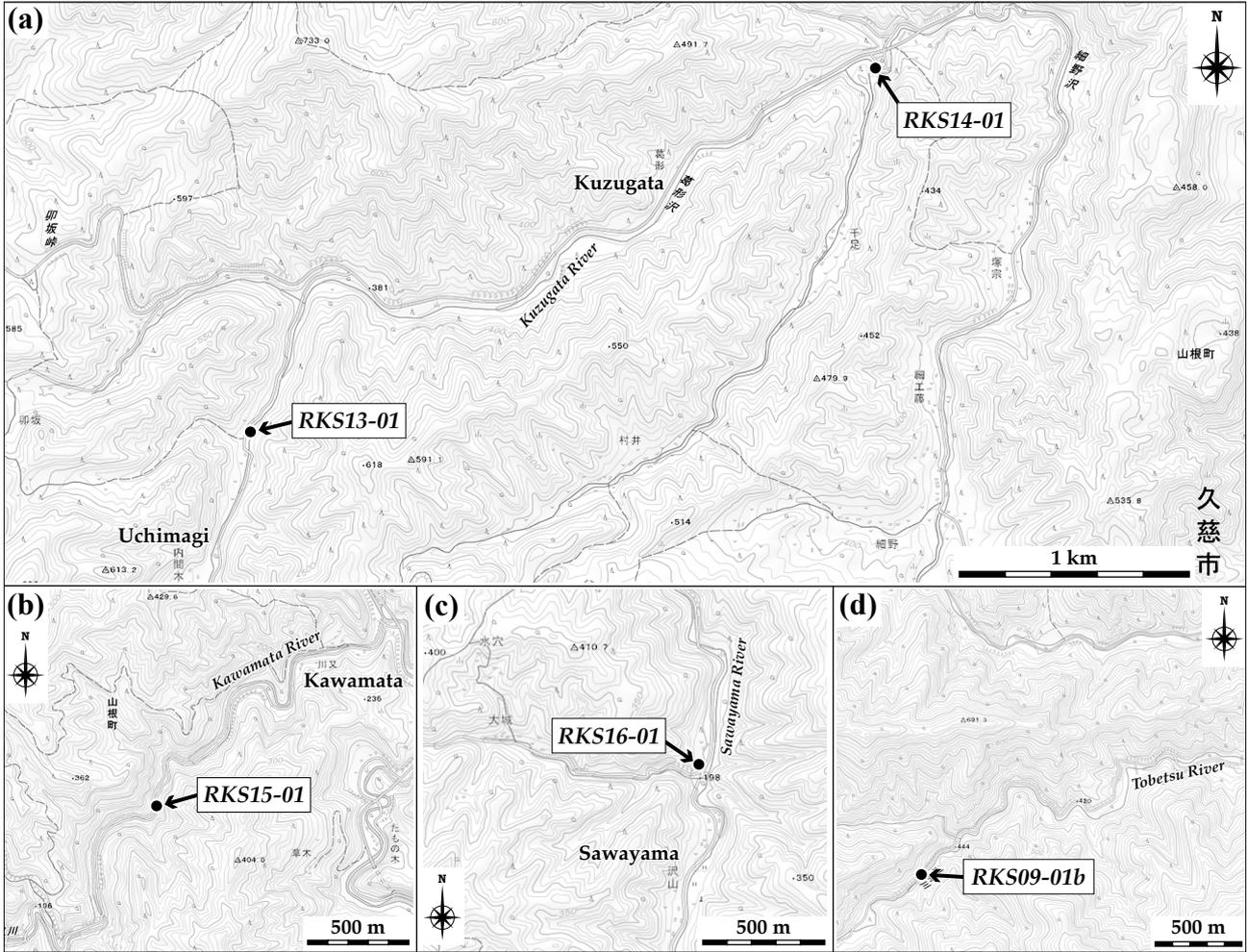
Fig. 2 Mafic rocks in the Kuji area

(a, b) Outcrop (a) and photomicrograph (b) of basalts of the Sawayamagawa Formation. (c, d) Outcrop (c) and photomicrograph (d) of dolerites of the Sawayamagawa Formation. (e, f) Outcrop (e) and photomicrograph (f) of basalts of the Kassenba Formation. Microphotographs (b), (d) and (f) are respectively reused from the figures 3.15a, c and 3.28a of Nakae *et al.* (2021). bst: basalt, mvc: mafic volcaniclastic rock, cal: calcite, cpx: clinopyroxene, chl: chlorite, pl: plagioclase, ol: olivine. (b, d, f): open nicol.

見られる。

合戦場層の苦鉄質岩は、その下限に沿うチャートの基底部に小規模な玄武岩岩体(第2図e)として露出する。露頭では、部分的に赤褐色を帯びた暗灰色を呈し、長径3 mm以下の発泡痕も見られる。鏡下観察では、玄武岩に

は単斜輝石の斑晶が稀に確認できるが、全体的には無斑晶質であり、主に微細な斜長石と不透明鉱物から構成されることがわかる(第2図f)。杏仁状構造をなす発泡痕は方解石で充填されている。この玄武岩には苦鉄質火山碎屑岩が伴われる(第2図e)。火山碎屑岩は、細粒砂~粗粒



第3図 久慈地域の苦鉄質岩採取地点

基図には国土地理院の地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用。

Fig. 3 Sample localities of mafic rocks in the Kuji area

The GSI map of the Geospatial Information Authority of Japan (<http://maps.gsi.go.jp>) is used for the base maps.

砂大の火山碎屑物が主体をなし、やや粗粒となって細礫大の碎屑物ないし岩片を含む部分的もある。しかし変質が著しく、肉眼で構成物を確認するのは困難である。

### 3. 採取試料

本研究で対象とする苦鉄質岩は、安家-田野畑垂帯の沢山川層(4試料)と葛巻-釜石垂帯の合戦場層(1試料)から採取されたものである。それぞれの採取地点について、以下に記述すると共に第3図に記す。

#### RKS13-01

採取地点：久慈市山形町内間木から北北東約680 mの河床(第3図a)。

緯度経度：北緯40°3'26.10"/東経141°38'50.77"。

層準：沢山川層。

岩石種：玄武岩。

#### RKS14-01

採取地点：久慈市山根町葛形から北東約1 kmの葛形河床(第3図a)。

緯度経度：北緯40°4'18.48"/東経141°40'46.64"。

層準：沢山川層。

岩石種：玄武岩。

#### RKS15-01

採取地点：久慈市山根町川又から南西約1 kmの道路沿い露頭(第3図b)。

緯度経度：北緯40°6'48.52"/東経141°41'20.48"。

層準：沢山川層。

岩石種：ドレライト。

#### RKS16-01

採取地点：久慈市山根町沢山から北に約500 mの山麓斜面露頭(第3図c)。

緯度経度：北緯40°9'21.69"/東経141°40'9.18"。

層準：沢山川層。

岩石種：ドレライト。

RKS09-01b

採取地点：久慈市山形町関から西南西約2.3 kmの遠別川<sup>とおべつ</sup>河床(第3図d)。

緯度経度：北緯40°4'39.28"/東経141°34'14.61"。

層準：合戦場層。

岩石種：玄武岩。

#### 4. 分析手法

岩石試料の粉碎ならびに粉末試料は、次の手順で行なった。1) 岩石試料を数cm角の岩片に切断し、試料表面や切断面に付着している風化・変質部を取り除く。この岩片をイオン交換水で洗浄し超音波洗浄機で不純物を除去したのち、再度イオン交換水で洗浄し、恒温槽(120℃)中で乾燥させる。2) 洗浄・乾燥させた岩片試料をタングステンカーバイド製乳鉢で径2 mm以下になるまで粉碎したのち、大型ボールミルでさらに細くなるまで10分程度粉碎し、粉末試料を作成する。

全岩化学組成分析には、新潟大学理学部に設置された蛍光X線分析装置(XRF: RIGAKU RIX3000)及び誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS: Agilent 7500a)を使用した。

蛍光X線分析に用いる低希釈率(1:2)ガラスビードの作成方法は以下の通り、主に高橋・周藤(1997)に従った。3) 上記2の粉末試料を800℃で強熱し、灼熱減量(LOI)を事前に計測する。4) 電子天秤を用いて灼熱した無水粉末試料(1.8 g)を正確に秤量する。5) 試料と融剤の重量比が1:2となるよう調合し、無水四ホウ酸リチウム(Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) 2.88 gと無水リチウムメタボレイト(LiBO<sub>2</sub>) 0.72 gをそれぞれ秤量したのち、これらを瑪瑙乳鉢で無水粉末試料と混合する。6) 混合した粉末試料を白金製容器に移しビードサンプラーを用いて1,200℃で熔融し、ガラスビードを作成する。7) ガラスビードを蛍光X線分析装置で、主要成分10元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P)を測定する。

誘導結合プラズマ質量分析を、以下の手順で行なった。8) 7 ml テフロンジャーに上記2の粉末試料を0.05 g秤量し、これに塩酸(0.2 ml)、過塩素酸(0.5 ml)、フッ酸(2 ml)を加えホットプレートで加熱(120℃)し、適宜、超音波洗浄機を用いて粉末試料を完全に分解する。9) 根尾ほか(2006)に従い粉末試料を硝酸化し試料を約70,000倍に希釈したのち、この溶液を測定試料とする。10) 溶液試料についてICP-MS分析計で微量成分47元素の測定を行う。

#### 5. 分析結果と全岩化学組成

分析結果を第1表に掲げる。主要成分元素(酸化物)組成では、無水での合計が100%になるように再計算した値を用いる(以下の記述では無水換算の値)。以下に、本研究によって採取された沢山川層の玄武岩・ドレライト

と合戦場層基底部の玄武岩の分析結果を記述するが、第4図から第8図に、これらと共に土谷ほか(1999)による沢山川層苦鉄質岩の全岩元素組成も併せて掲載する。

#### 5.1 変質と岩石分類

久慈地域の苦鉄質岩の地球化学的特徴を記述するにあたり、まず初めにそれらの変質の有無と岩石分類について検討する。

強熱による岩石中の有機物や鉱物中の揮発成分の重量減少量を灼熱減量(LOI)として表すが、分析した試料では著しく異なった値となった(第1表)。沢山川層では玄武岩2試料(RKS13-01, RKS14-01)が1 wt%未満で少ない値となるのに対し、残りのドレライト2試料(RKS15-01, RKS16-01)と合戦場層玄武岩(RKS09-01b)では多く7 wt%前後の値を示した。大きな灼熱減量を示す後者の試料では、前者の試料に比べ4倍以上のH<sub>2</sub>Oを含んでいるのが特徴である。詳細は後述するが、灼熱減量が多い試料では、MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>Oの何れかに増減の大きな変動が見られる。

苦鉄質岩の岩石分類を第4図に示す。シリカ含有量に対する全アルカリ(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)含有量(TAS図: 第4図a)を見ると、低いSiO<sub>2</sub>含有量(42.77 ~ 51.43 wt%)に対し全アルカリ含有量にやや富む試料がある。沢山川層玄武岩では4.94 ~ 6.44 wt%の範囲でアルカリ岩領域に含まれ粗面玄武岩~玄武岩質粗面安山岩に分類されるのに対し、ドレライトでは0.18 ~ 2.79 wt%と少なく非アルカリ岩領域に含まれるピクライト玄武岩~玄武岩に分類される。このうちピクライト玄武岩に分類されるドレライト(RKS15-01)は全アルカリ量が著しく少ないのに対し、後述のようにMgO含有量(16.11 wt%)とCr濃度(2,364 ppm)が共に高く、ピクライト質の特徴を持っている。合戦場層玄武岩では全アルカリ含有量が更に多く6.99 wt%に達し、フォノテフライトに分類される。

ところで、このTAS図は新鮮な岩石試料に対して適用されるべきであり、久慈地域のような風化・変質が予想される試料ではアルカリ元素の移動(逸脱・付加)の影響(Cann, 1970; Pearce, 1996)を排除できないと考えられている。Immobile element TAS図(第4図b)は、風化・変質の影響を受けにくい不可動性元素を縦軸(Zr/Ti)と横軸(Nb/Y)に設定したものであり、それぞれがSiO<sub>2</sub>と全アルカリの代用指標となる(Floyd and Winchester, 1975)。そこでこの図で検討すると、TAS図で広範囲に分散する久慈地域の苦鉄質岩試料は、風化・変質の影響が排除されたImmobile element TAS図では狭い範囲に集中する結果となった。TAS図で非アルカリ岩に分類されるドレライト(RKS16-01)のNb/Y比が0.56となりImmobile element TAS図においても非アルカリ領域(Nb/Y < 0.67: Winchester and Floyd, 1977)に属す以外、全ての試料がアルカリ玄武岩領域に収まった。さらに、ピクライト玄武

久慈地域における北部北上帯苦鉄質岩の化学組成と起源 (中江)

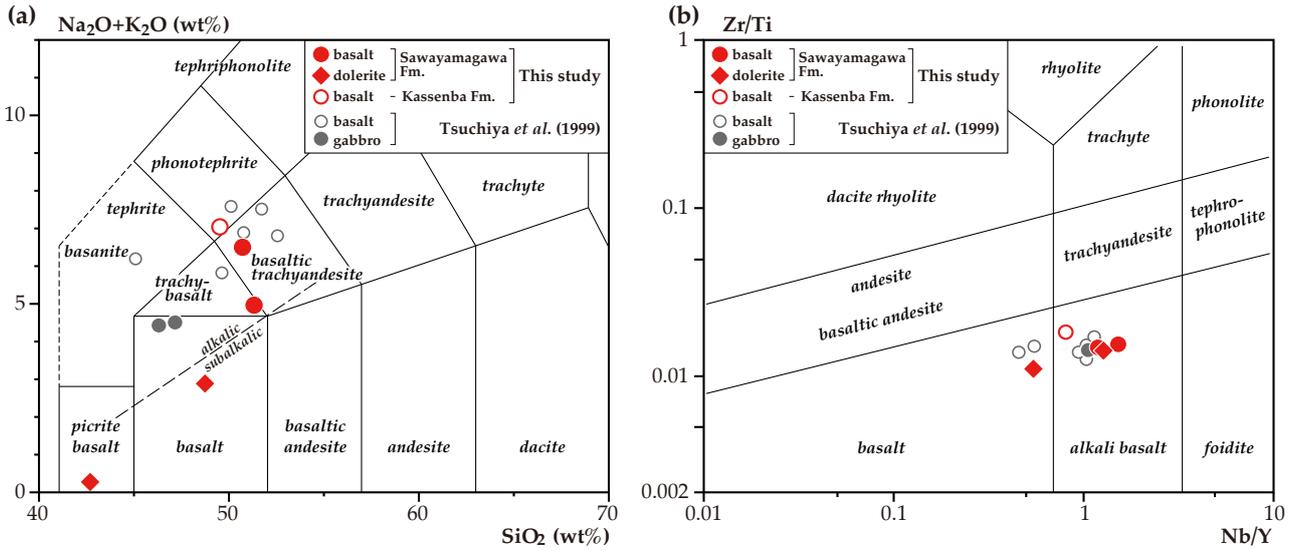
第1表 久慈地域から採取した苦鉄質岩の全岩主要成分元素及び微量元素の分析結果

FeO\*は全鉄をFeOとして計算した値. LOIは灼熱減量. ( )内は無水での合計が100%になるように再計算した値. n.d.は非検出を表す.

Table 1 Whole rock major and trace element compositions of the analyzed mafic rock samples from the Kuji area

FeO\* denotes total Fe as FeO. LOI: loss on ignition. Figures in parentheses represent the values that are recalculated to sum of 100 %. n.d.: not detected.

Unit	Sawayamagawa Fm.						Kassenba Fm.			
Location	Uchimagi		Kuzugata		Kawamata		Sawayama		Seki	
Sample no.	RKS13-01		RKS14-01		RKS15-01		RKS16-01		RKS09-01b	
Rock	basalt		basalt		dolerite		dolerite		basalt	
XRF major elements (in wt%)										
SiO <sub>2</sub>	49.91	(50.83)	50.93	(51.43)	38.31	(42.77)	43.85	(48.84)	46.26	(49.69)
TiO <sub>2</sub>	2.77	(2.82)	2.95	(2.98)	2.52	(2.81)	1.70	(1.90)	2.59	(2.79)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.07	(16.36)	14.86	(15.00)	9.56	(10.68)	12.86	(14.32)	16.67	(17.91)
FeO*	10.31	(10.51)	11.59	(11.70)	12.70	(14.18)	13.40	(14.93)	8.99	(9.66)
MnO	0.11	(0.11)	0.17	(0.17)	0.27	(0.31)	0.50	(0.56)	0.12	(0.13)
MgO	6.08	(6.19)	5.20	(5.25)	14.43	(16.11)	8.61	(9.59)	2.38	(2.56)
CaO	6.49	(6.61)	8.21	(8.29)	11.36	(12.68)	6.18	(6.89)	8.60	(9.24)
Na <sub>2</sub> O	4.20	(4.27)	4.20	(4.24)	0.11	(0.12)	1.92	(2.14)	0.72	(0.78)
K <sub>2</sub> O	2.13	(2.17)	0.69	(0.70)	0.05	(0.06)	0.58	(0.65)	5.78	(6.21)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	(0.12)	0.23	(0.23)	0.26	(0.29)	0.16	(0.18)	0.97	(1.05)
H <sub>2</sub> O±	1.86		1.43		7.94		7.95		8.61	
Total	100.05	(100.00)	100.46	(100.00)	97.51	(100.00)	97.71	(100.00)	101.69	(100.00)
LOI	0.71		0.14		6.52		6.46		7.61	
ICP-MS trace elements (in ppm)										
Li	30.2		21.8		37.4		75.2		54.1	
Be	1.8		1.5		1.1		0.7		1.8	
B	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Sc	30.9		31.7		32.7		38.1		25.4	
V	318		378		353		530		226	
Cr	33		29		2364		1184		275	
Co	38		61		80		95		39	
Cu	78		44		157		50		18	
Zn	101		106		156		251		459	
Ga	22.1		22.2		17.1		16.8		21.7	
Ge	1.57		2.73		1.76		1.89		1.53	
Rb	43.2		21.7		0.5		27.8		112.2	
Sr	579.0		649.7		168.5		284.6		153.0	
Y	31		39		25		24		62	
Zr	243.8		248.5		200.7		106.6		264.9	
Nb	48.86		47.40		32.98		13.40		51.82	
Ru	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Rh	0.79		0.74		0.61		0.62		0.30	
Pd	14.24		18.46		10.29		10.80		21.87	
Cd	0.14		0.13		0.13		0.08		0.15	
Sn	2.54		2.63		1.99		1.08		2.35	
Cs	1.664		2.336		0.135		2.868		5.273	
Ba	118		139		2		26		333	
La	30.36		30.41		21.68		9.17		39.36	
Ce	67.79		70.00		50.87		23.15		75.46	
Pr	8.67		9.12		6.57		3.16		9.80	
Nd	35.0		37.8		27.8		14.7		39.3	
Sm	7.73		8.21		6.22		3.60		8.61	
Eu	2.557		3.034		2.197		1.300		2.541	
Gd	7.10		7.94		5.73		4.03		8.82	
Tb	1.077		1.191		0.841		0.693		1.382	
Dy	5.81		6.55		4.71		3.99		7.86	
Ho	1.111		1.292		0.857		0.805		1.642	
Er	2.84		3.38		2.22		2.37		4.80	
Tm	0.34		0.38		0.24		0.27		0.60	
Yb	2.27		2.48		1.68		1.89		4.06	
Lu	0.316		0.329		0.237		0.269		0.612	
Hf	4.9		5.8		4.0		2.5		5.5	
Ta	2.892		2.999		1.934		0.728		3.002	
W	0.3		137.5		0.4		0.3		0.5	
Os	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Ir	0.19		0.15		0.24		0.05		0.13	
Pt	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Au	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.	
Pb	1.8		1.4		1.0		2.5		2.0	
Th	3.10		3.28		2.24		0.90		3.77	
U	0.624		0.613		0.466		0.230		1.068	



第4図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の岩石分類

(a)全アルカリ-シリカ(TAS)図(Le Bas and Streckeisen, 1991). アルカリ岩と非アルカリ岩の境界線は, MacDonald and Katsura (1964)に基づく. (b)不可動性元素を用いたImmobile element TAS図(Pearce, 1996). アルカリ領域と非アルカリ領域の境界(Nb/Y = 0.67)はWinchester and Floyd (1977)に基づく.

Fig.4 Rock classification for mafic rocks of the analyzed samples from the Kuji area

(a) Total alkali-silica (TAS) diagram (Le Bas and Streckeisen, 1991). Boundary line between alkalic and subalkalic is referred from MacDonald and Katsura (1964). (b) Immobile element TAS diagram (Pearce, 1996). Boundary between alkalic and subalkalic (Nb/Y = 0.67) is referred from Winchester and Floyd (1977).

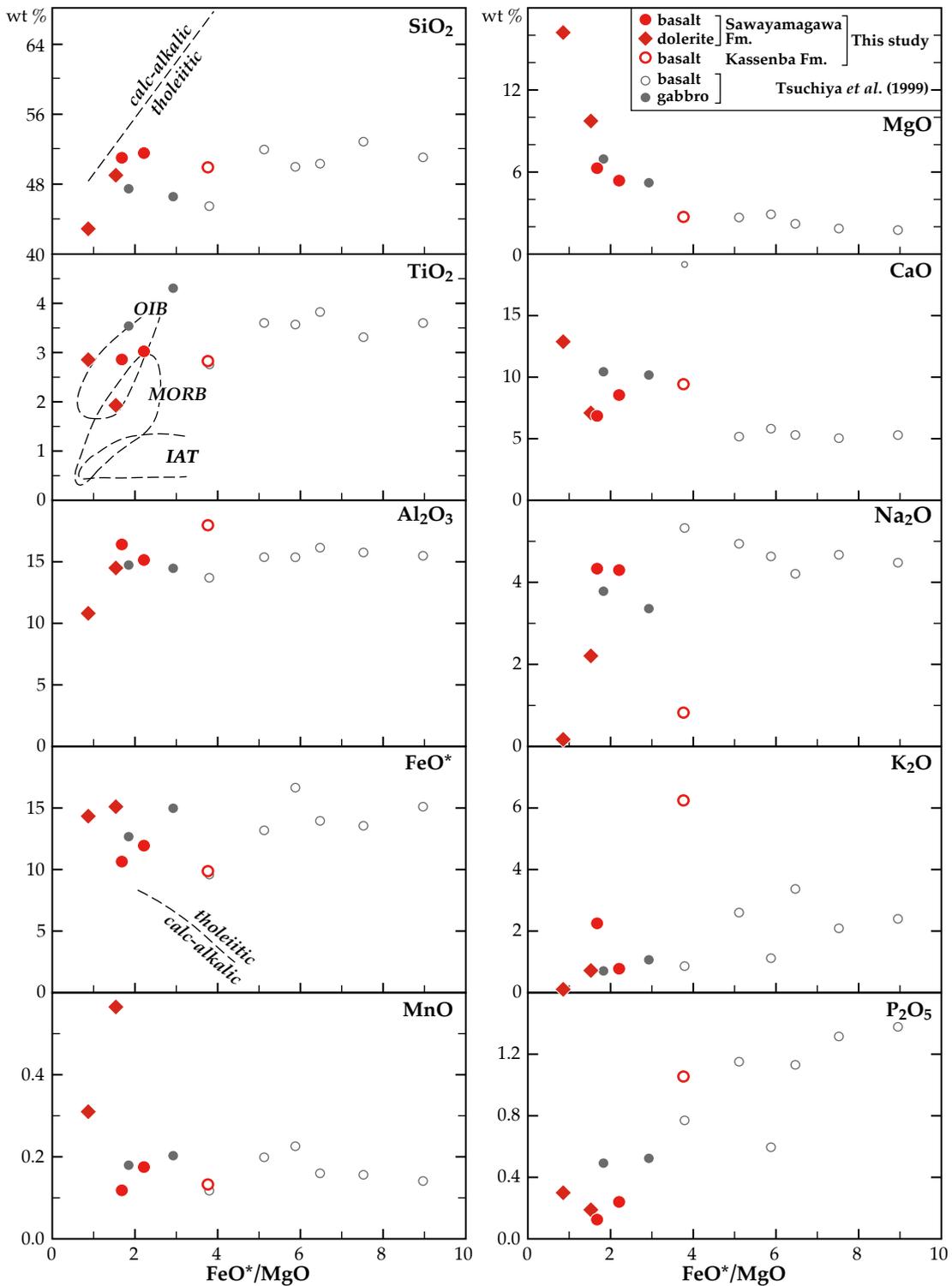
岩に分類されたドレイト(RKS15-01)はSiO<sub>2</sub>含有量が少なく超苦鉄質(第4図a)とされるが, Immobile element TAS図では苦鉄質である他の岩石試料とほぼ同様のZr/Ti比を示す(第4図b). つまりこのことは, 風化・変質によってある程度のSiO<sub>2</sub>とアルカリ元素が移動したことを示唆するものである.

## 5.2 主要成分元素変化図

FeO\*/MgO比に対する各主要成分元素(酸化物)の含有量変化を第5図に示す(FeO\*は全鉄をFeOとして計算した値). なお, SiO<sub>2</sub>とFeO\*の変化図に示されるカルクアルカリ系列とソレイト系列の分化傾向を識別する境界線ならびにTiO<sub>2</sub>の変化図における領域は, それぞれMiyashiro (1974)と周藤ほか(1985)に基づく.

沢山川層では, 玄武岩とドレイトは共にSiO<sub>2</sub>含有量が乏しく, 玄武岩(RKS13-01, RKS14-01)で50.83 ~ 51.43 wt%, ドレイト(RKS15-01, RKS16-01)でより少なく42.77 ~ 48.84 wt%となり, 苦鉄質から超苦鉄質の組成領域に跨る. また, FeO\*/MgO比は0.88 ~ 2.23の範囲にあることから, 比較的未分化な組成であると言える. ソレイト系列ではFeO\*/MgO比の増大に対しSiO<sub>2</sub>含有量があまり増加しないのが特徴(Miyashiro, 1974)として挙げられるが, 玄武岩とドレイトのSiO<sub>2</sub>含有量はFeO\*/MgO比が上記の狭い範囲において急増する傾向に

ある. さらに, ソレイト系列の特徴としてTiO<sub>2</sub>とFeO\*の含有量も増加する(Miyashiro, 1974)ことも知られているが, TiO<sub>2</sub>含有量にやや増加傾向が見られるものの, 分析結果からは両者にこのような増加が明瞭に認められるとは言い難い. これらのことから, 沢山川層の苦鉄質岩試料は必ずしもソレイト起源であると断定できない. TiO<sub>2</sub>含有量は1.90 ~ 2.98 wt%で中央海嶺玄武岩(MORB)領域より相対的に多い値をとり, 周藤ほか(1985)による海洋島玄武岩(OIB)領域内に表示される. これは, 島弧玄武岩(IAB)と比較した場合, 一般的に海嶺・海洋島の玄武岩はTiO<sub>2</sub>に富み, さらにFeO\*/MgO比の増大に伴うTiO<sub>2</sub>含有量の増加がMORBよりOIBの方が大きくなる(Wilson, 1989)に基づいている. TiO<sub>2</sub>も含めAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\*, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>の含有量は試料間で然程の差が無く比較的一定でP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>を除き多い値(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.68 ~ 16.36 wt%, FeO\* = 10.51 ~ 14.93 wt%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.12 ~ 0.29 wt%)を示すのに対し, その他の成分ではより広範な値を示す. FeO\*/MgO比が小さいドレイトは玄武岩と比較して, MnO (0.31 ~ 0.56 wt%)とMgO (9.59 ~ 16.11 wt%)の含有量が多くAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>やNa<sub>2</sub>Oで含有量がやや少なくなる傾向を示す(ただし, MnOとNa<sub>2</sub>Oは変質の影響で移動を被っている可能性がある). また, SiO<sub>2</sub>含有量(42.77 ~ 48.84 wt%)とFeO\*/MgO比(0.88 ~ 1.56)が低くこれに対応してMgO含有量が多くなることは, 結晶分化作用の観点から調和



第5図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比に対する主要成分酸化物の変化図  
 $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図及び $\text{FeO}^*$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図におけるカルクアルカリ岩系列とソレライト系列の境界線、ならびに $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図において示される領域は、それぞれはMiyashiro (1974)と周藤ほか(1985)に基づく。IAT: 島弧ソレライト, MORB: 中央海嶺玄武岩, OIB: 海洋島玄武岩。

Fig. 5 Variation diagrams of major oxides against  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area  
 Boundaries between calcalkalic and tholeiitic series in panels for  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  and  $\text{FeO}^*$  vs.  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ , and tectonic fields in panel for  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  are respectively referred from Miyashiro (1974) and Shuto *et al.* (1985).  
 IAT: island arc tholeiite, MORB: mid-oceanic ridge basalt, OIB: oceanic island basalt.

的な関係であると言える。

合戦場層玄武岩(RKS09-01a)では、 $\text{SiO}_2$ 含有量は49.69 wt%で苦鉄質の組成領域内に表示され、また沢山川層の玄武岩・ドレライトより高い $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比(3.78)を示す。この $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比は少ない $\text{MgO}$ 含有量(2.56 wt%)によると判断され、より分化した玄武岩であることを表す。 $\text{TiO}_2$ と $\text{CaO}$ の含有量は沢山川層玄武岩・ドレライトと同様の範囲にあり顕著な差は見られず、また $\text{SiO}_2$ 、 $\text{FeO}^*$ 、 $\text{MnO}$ では沢山川層玄武岩と同程度の含有量を示す。さらに $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含有量(17.91 wt%)は若干多く高アルミナ玄武岩の領域( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16.5$  wt%)に表示されるほか、 $\text{K}_2\text{O}$ (6.21 wt%)と $\text{P}_2\text{O}_5$ (1.05 wt%)の含有量が著しく多い特徴を示す。

### 5.3 微量元素変化図

第6図に、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比に対する微量元素濃度の変化図を示すが、それぞれの微量元素濃度については第1表を参照されたい。

沢山川層では適合元素であるCrにおいて、玄武岩の29～33 ppmに対しドレライトで1,184～2,364 ppmという著しく高い濃度を示し明瞭な違いが認められる。またLi、V、Co、Znなどでも、ドレライトの方がやや高濃度となる傾向がある。これらとは対照的にドレライトの方が玄武岩より、イオン半径が大きい元素(LILE)であるRb、Sr、Baと、Th、Nb、Zr、Y、Ybなど電荷の大きい元素(HFSE)に乏しい傾向にある。一般的に、MORBは海洋島や島弧の玄武岩より低いLILE濃度を持つ(Wilson, 1989)ことから、ドレライトの低いLILE濃度はMORB的な性格を示唆する。しかし後述するように、LILEは風化・変質による濃度変化が大きいため必ずしもMORB的とは言えない。何れにしても沢山川層苦鉄質岩全体として、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比の増大と共にこれらの不適合元素が増加する特徴(正の相関)を示す。

合戦場層玄武岩(RKS09-01a)では沢山川層苦鉄質岩と比較すると、玄武岩とドレライトとの中間的な値を示すCr濃度(275 ppm)、さらに高い $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 比(3.78)と低いV濃度(226 ppm)、などの特徴が見られる。不適合元素ではSrを除きTh、Nb、Zrで濃度が若干高いほか、Rb、Ba、Y、Ybにおいて1.5～2倍程度の高濃度を示す顕著な違いがある。

### 5.4 苦鉄質岩の判別図

岩石に含まれる元素はその風化・変質によって移動するものが多い。久慈地域の苦鉄質岩試料においても、アルカリ元素がある程度移動したことが第4図から示される。その中にあってNb、Zr、Ti、P、YなどのHFSEは比較的移動し難いことが知られている(例えば、Cann, 1970; Hart *et al.*, 1974; Pearce, 1975)。従って、HFSEを用いた地球化学的判別図を利用することは、苦鉄質岩の形成環境を推定するにあたりとても有効な手段である。以下に、

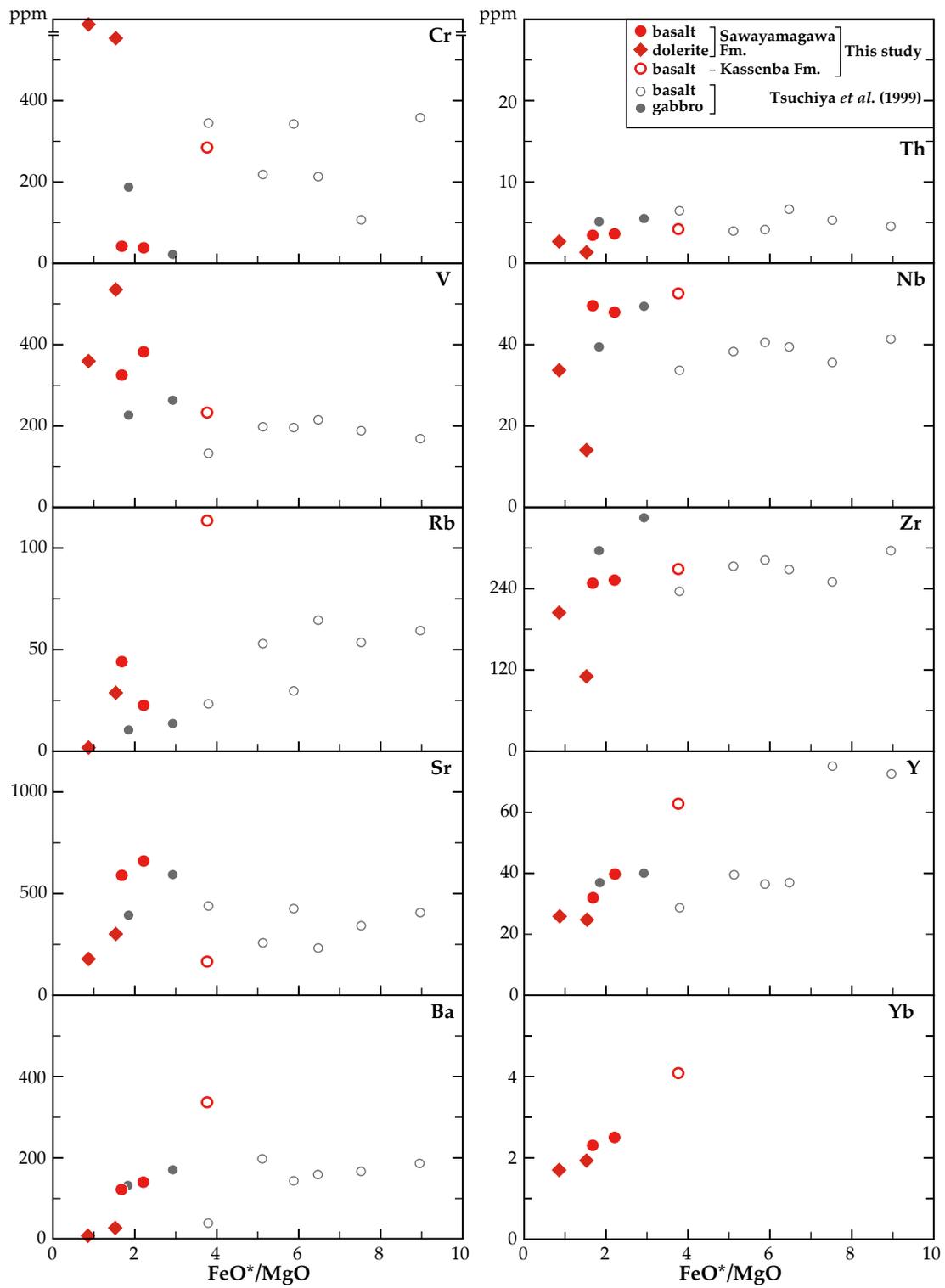
幾つかの地球化学的判別図に主要成分元素ならびに微量元素の組成を表示する(第7図)。

$\text{TiO}_2$ - $\text{MnO}$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ 図(第7図a)においては、沢山川層玄武岩は2試料(RKS13-01, RKS14-01)とも海洋島ソレライト(OIT)の領域に表示されるのに対し、ドレライト2試料(RKS15-01, RKS16-01)は玄武岩より2～5倍多くの $\text{MnO}$ を含むため中央海嶺玄武岩(MORB)から島弧ソレライト(IAT)の領域に跨り、また合戦場層の玄武岩1試料(RKS09-01a)のみが著しく高い $\text{P}_2\text{O}_5$ 含有量のために海洋島アルカリ玄武岩(OIA)の領域に表示される。つまり、多様な形成環境に分散する結果となった。 $\text{Ti}$ - $\text{Zr}$ - $\text{Y}$ 図(第7図b)では、沢山川層の苦鉄質岩全てがプレート内玄武岩(WPB)の領域に集中するのに対し、合戦場層玄武岩はMORBあるいはIATの領域とカルクアルカリ玄武岩(CAB)領域の境界付近に表示される。さらにNb-Zr-Y図(第7図c)では、E-type MORB領域に含まれるドレライト1試料(RKS16-01)を除くと、沢山川層と合戦場層の苦鉄質岩はプレート内のアルカリ玄武岩(WPAB)とソレライト(WPTB)に跨る領域に表示される。

これら3つの判別図を通じて、久慈地域における苦鉄質岩試料の化学組成と形成環境を比較すると、次のように解釈される。まず沢山川層の玄武岩を見ると、OIT領域に含まれる2試料(第7図a)がWPBあるいはWPAB+WPTB(第7図b, c)の領域に表示される。この関係は、これらの領域がプレート内の火成活動に由来したと解釈できる点で一致している。ドレライトについても同様に、プレート内火成活動に起源を持つWPBやWPAB(第7図b, c)あるいはその影響を受けたE-type MORB(第7図c)の性格が示されるが、 $\text{TiO}_2$ - $\text{MnO}$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ 図(第7図a)ではこれらと全く異なる中央海嶺や島弧をその形成環境として表している。この相違に対しては、ドレライトが他の試料より明らかに多い $\text{MnO}$ 含有量(0.31 wt%, 0.56 wt%: 第5図の $\text{MnO}$ - $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 図を参照)を持ち、そのため $\text{TiO}_2$ - $\text{MnO}$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ 図において $\text{MnO}$ 成分に片寄ったIAT領域に表示されることで説明できる。さらに合戦場層玄武岩では、プレート内火成活動(OIA領域: 第7図aとWPAB+WPTB領域: 第7図c)がその候補となるが、このことは $\text{Ti}$ - $\text{Zr}$ - $\text{Y}$ 図(第7図b)には反映されず、中央海嶺(MORB)あるいは島弧的(IAT+CAB)な性格を持った火成活動を示す。この矛盾した関係は、合戦場層玄武岩が他の試料より1.5～2倍程度高いY濃度を持つこと(第6図)に起因すると考えられる。

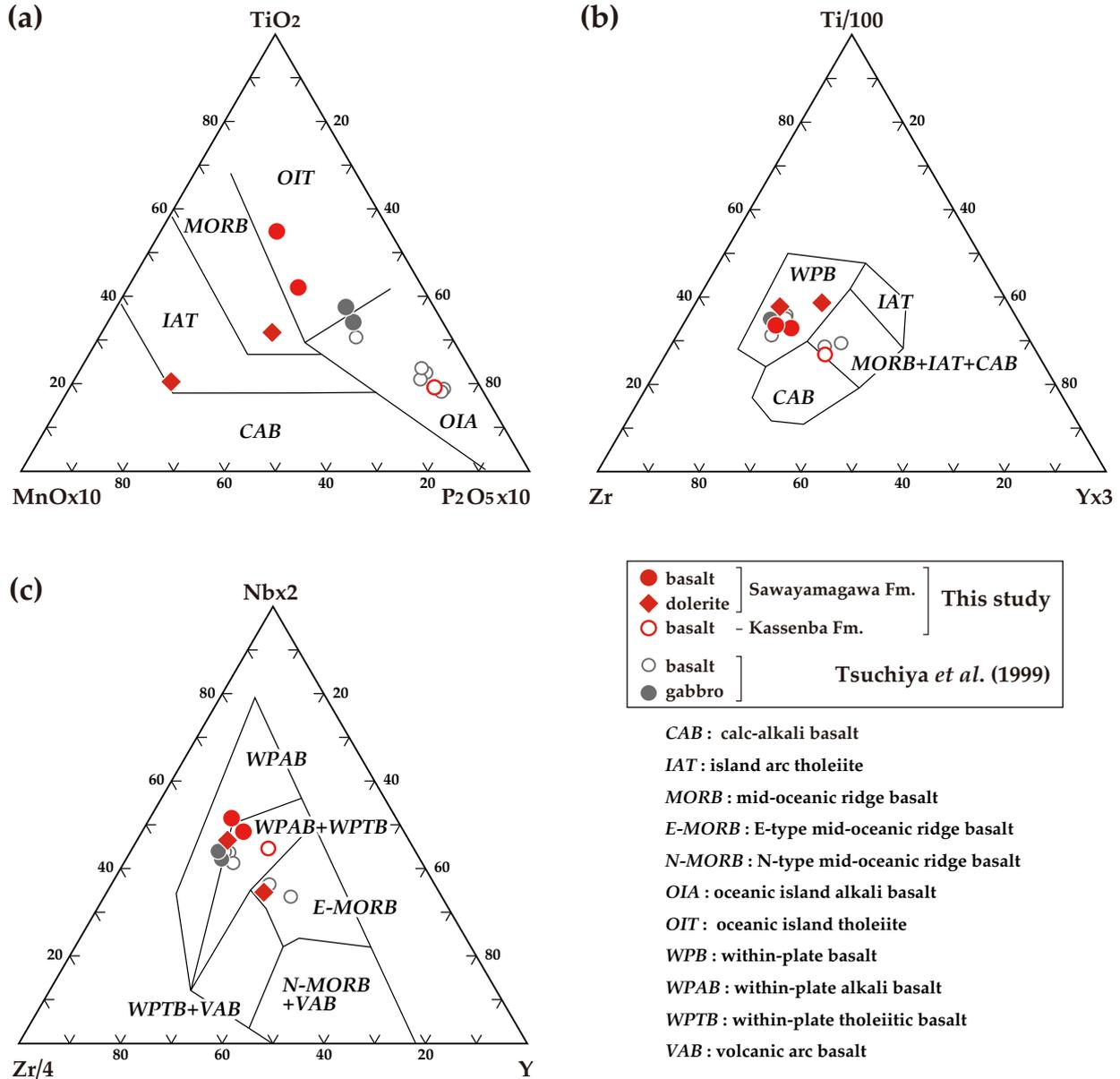
### 5.5 微量元素の規格化図

久慈地域の苦鉄質岩試料について初生的な地球化学的性質を理解するために、N-type MORBとコンドライトで規格化した微量元素の分布様式を第8図に示す。不適合元素を用いたN-type MORB規格化(第8図a)では、Rb、Ba、K、SrなどのLILEは変質などによる濃度変化が大



第6図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の $FeO^*/MgO$ 比に対する微量元素変化図

Fig. 6 Variation diagrams of trace elements against  $FeO^*/MgO$  for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area



第7図 久慈地域から採取した苦鉄質岩試料の地球化学的判別図

(a) Mullen (1983) による TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 図. (b) Pearce and Cann (1973) による Ti-Zr-Y 図. (c) Meschede (1986) による Nb-Zr-Y 図.

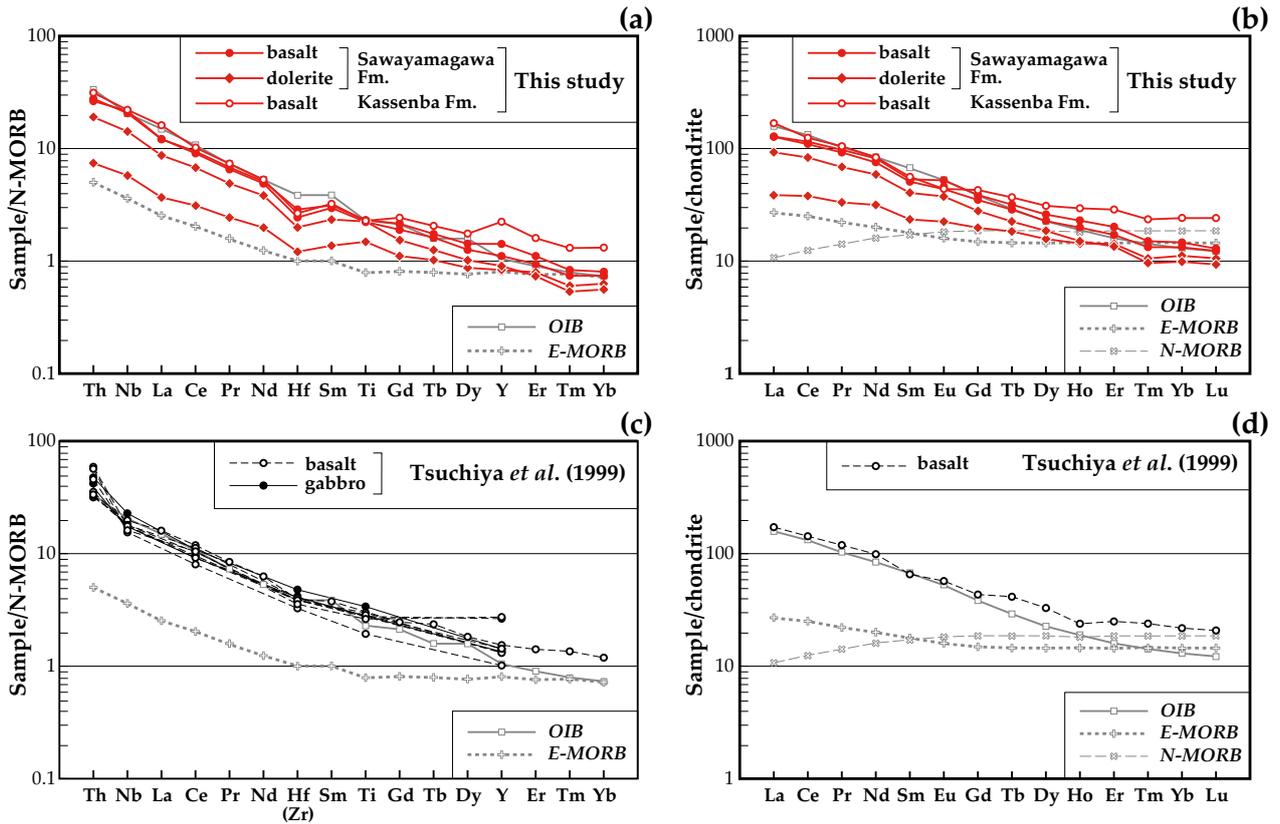
Fig. 7 Discrimination diagrams for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area

(a) TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram after Mullen (1983). (b) Ti-Zr-Y diagram after Pearce and Cann (1973). (c) Nb-Zr-Y diagram after Meschede (1986).

きいと考えられるためこれらを除き、HFSEを用いる。そのうち、横軸の左側から不適合度の高い順に元素を配置する (Pearce, 1983)。また希土類元素のコンドライト規格化 (第8図b) においては、横軸の右端に向けてイオン半径が順に小さくなるよう、左側と右側にそれぞれ軽希土類元素 (LREE) と重希土類元素 (HREE) を配置する (Masuda, 1962; Coryell et al., 1963)。なお、規格化に用いた N-type MORB とコンドライトの値は全て Sun and McDonough (1989) に基づく。

HFSE と希土類元素の組成は、各元素につき試料間で 2 ~ 5 倍程度の濃度変化を示す (一部の元素を除く) が、規格化図においては互いに平行に近い分布様式を示す結果となった。

N-type MORB 規格化図 (第8図a) においては、まず沢山川層・合戦場層の苦鉄質岩に共通して見られる特徴として、Hf にやや枯渇 (軽微な負異常) するものの Nb に負異常が無く、ドレライト試料では Ti がやや濃集 (弱い正異常) することが挙げられる。Nb と Ti に負異常が現れない



第8図 久慈地域から採取した苦鉄質岩微量元素のN-type MORB及びコンドライト規格化図 (a, c) N-type MORBで規格化した不適合微量元素の分布様式. (b, d) コンドライトで規格化した希土類元素の分布様式. 規格値ならびにN-type MORB, E-type MORB, OIBの組成はSun and McDonough (1989)に基づく. 不適合元素及び希土類元素の配列順はPearce (1983), Masuda (1962)及びCoryell *et al.* (1963)に基づく. MORB: 中央海嶺玄武岩, OIB: 海洋島玄武岩.

Fig. 8 N-type MORB- and chondrite-normalized trace element patterns for the analyzed mafic rock samples from the Kuji area (a, c) N-type MORB-normalized incompatible element patterns. (b, d) Chondrite-normalized rare earth element patterns. Both normalized values, and compositions of N-type MORB, E-type MORB and OIB are after Sun and McDonough (1989). Order of immobile and rare earth elements is referred from Pearce (1983), Masuda (1962) and Coryell *et al.* (1963). MORB: mid-oceanic ridge basalt, OIB: oceanic island basalt.

点で、島弧玄武岩からは明確に区別できる。また、各試料は互いに平行な分布様式を示し、N-type MORBと比較して各元素の規格値が全体的に高いことが明らかである。Y, Er, Tm, Ybなど比較的不適合度の低い元素は枯渇する傾向にありそれらの規格値がN-type MORBの0.6～3倍程度であるのに対し、不適合度の高い元素ほど規格値が高くTh, Nb, Laなどでは数倍～20倍程度に濃集している。このような左上がりの分布様式はE-type MORBないし海洋島玄武岩(OIB)の分布様式に類似するものである。玄武岩についてみると、合戦場層玄武岩ではY, Er, Tm, Ybなどが沢山川層玄武岩より1～3倍程度高い規格値を示す点でやや異なるが、それ以外の元素は両者とも同じような規格値を示す。規格化図上では、両玄武岩の分布様式は典型的なOIBのそれにほぼ重なる。これに対し沢山川層ドレライトでは、全ての元素において玄武岩より相対的に低い規格値をもち、典型的なE-type MORBとOIBの中間的性格を示している。

コンドライトによる希土類元素規格化図(第8図b)においても、N-type MORB規格化図(第8図a)で見られる苦鉄質岩に類似する傾向が確認される。つまり、SmとTmに弱い負異常が見られる以外には明瞭な正・負の異常が見られず、各試料は直線的で互いに平行に近い分布様式を示す。また、各元素の規格値はコンドライトより高く、全体的にHREEにやや枯渇しLREEに富む直線的な左上がりの傾向を示す(Lu, Ybの10～30倍程度に対しLa～Euは数10倍～200倍程度に濃集)。これはE-type MORBないし海洋島玄武岩(OIB)の分布様式に類似するものである。岩石種の違いで比較すると、玄武岩は沢山川層・合戦場層ともドレライトより高い規格値を示す。また、合戦場層玄武岩は沢山川玄武岩に比べHREEに富むがLREEには顕著な差が無いため、規格化図上では両玄武岩とも典型的なOIBに酷似した分布様式を示す。これに対し沢山川層ドレライトでは、全ての希土類元素の規格値は玄武岩より相対的に低く、E-type MORBとOIBの中間的性格

格を示している。

地球化学的判別図(第7図)でOIT, OIAやWPB(あるいはWPAB+WPTB)領域に表示された沢山川層と合戦場層の玄武岩試料は, MORB規格化図とコンドライト規格化図のどちらにおいても左上がりの分布様式を示す(第8図a, b)。また, IAT領域及びE-type MORB領域に表示されるドレライト1試料(RKS16-01)は, 規格化図(第8図a, b)においても他の試料よりHFSEやLREEに枯渇したE-type MORBに近い分布様式を示している。

## 6. 議論

久慈地域を含む北上山地北部に分布する苦鉄質岩は, 北部北上帯ジュラ系付加複合体の主要構成岩類の一つとして重要である。その大部分は沢山川層として区分された(杉本, 1974)が, これ以外にも石灰岩やチャートに付随する小規模な岩塊として泥岩中に混在し露出する。これまでに, この苦鉄質岩は海洋域の玄武岩に類似した性格を持つとの指摘(Kawabe *et al.*, 1979)があったものの, 詳細は長らく明らかにされてこなかった。杉本・宇田(1972)及び杉本(1974)は, 沢山川層の苦鉄質岩は‘安山岩質’の枕状溶岩・ハイアロクラスタイトであり, これらに貫入する斑れい岩の存在を報告すると共にこれを現地性の火成活動によってもたらされたと考えた。箕浦(1983)及びMinoura(1990)もこの苦鉄質岩を島弧火成活動によって形成された安山岩であると見なした。その後土谷ほか(1999)は, 全岩化学組成(主要成分・微量成分)と残存単斜輝石化学組成の分析結果に基づき, 沢山川層の苦鉄質岩は玄武岩質で斑れい岩もこれと同源であると判断し, プレート内火成活動に由来する海洋島アルカリ玄武岩であることを確認した。一方, 沢山川層以外でも久慈地域周辺に点在する苦鉄質岩については, 三浦・石渡(2001)ならびに永広ほか(2010)によって海山・海洋島に由来するアルカリ玄武岩及びソレライトであることが明らかにされた。

土谷ほか(1999)が分析した北部北上帯苦鉄質岩には, 久慈地域内の沢山川層から採取した8試料が含まれており, それらは本研究試料の一部(RKS15-01, RKS16-01)から比較的近い地点である。これ以降, 上記8試料を便宜上「土谷試料」と略記する。

本章では以下に, 久慈地域の苦鉄質岩について本研究で得られた試料と土谷試料の分析値を比較し, その火成活動の生成場や時代について考察する。なお第4図から第8図までに, 土谷試料の組成も示した。

### 6.1 苦鉄質岩の起源

#### 沢山川層

本研究で報告した苦鉄質岩は1試料を除き沢山川層から採取したものである。これまで述べたように全岩化学組成に基づくと, 沢山川層苦鉄質岩は(1)変質などによ

るSiO<sub>2</sub>の減少が多少あるとみられるが苦鉄質～超苦鉄質で, ソレライト質の1試料があるもののアルカリ玄武岩の組成領域に属し(第4図), (2)低いFeO\*/MgO比と高いMgO含有量から比較的未分化な玄武岩質マグマに由来したと見なされ, MORBに比べ相対的にTiO<sub>2</sub>に富む(第5図)という特徴を示す。さらに, (3)PとYに乏しくTiとNbに富むことから地球化学的判別図(第7図)では多くがプレート内玄武岩の領域に表示されるだけでなく, (4)N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図でHFSEとLREEが顕著に濃集する左上がりの分布様式が認められる(第8図a, b)ことから, 海洋プレート内の海洋島を起源とする可能性が示唆される。しかしながら, (5)ドレライトは玄武岩より未分化な傾向を示すと共に1試料についてはややMORB的な性格を示しており, このことは規格化図においても, 規格値が相対的に低く, 傾斜が小さいE-type MORBの分布様式に類似していることと整合的である。

主要成分元素のうちSiO<sub>2</sub>含有量は, 本研究の分析値(42.77～51.43 wt%; 第4図)と土谷試料の分析値(無水換算でおよそ39.8～51.4 wt%)との間では大きな差は無く, ほぼ同一範囲に収まる。ところが, マグマの分化作用における指標として用いられるFeO\*/MgO比は著しく異なる(第5図)。つまり, 本研究の沢山川層試料が0.88～2.23(玄武岩=1.70～2.23, ドレライト=0.88～1.56)であるのに対し, 土谷試料では1.86～8.99(玄武岩=3.82～8.99, 斑れい岩=1.86～2.95; 土谷ほか(1999)のTable 1より計算)となり, 明らかに高い値をとる。土谷ほか(1999)で用いられたMgO/(MgO+FeO\*)比も同じくマグマの分化指標であるので, これを比較してみても, 本研究試料(=0.31～0.53)と土谷試料(=0.10～0.35)の値に大きな差が存在する点で, 同様の結果となった。ちなみに, 八戸市南方(三浦・石渡, 2001)や一戸-葛巻町境の馬淵川沿い(永広ほか, 2010)など本地域周辺の苦鉄質岩や北部北上帯の広範囲に点在する沢山川層以外の苦鉄質岩(土谷ほか, 1999)におけるFeO\*/MgO比を見ると, 大半の試料は土谷試料より相対的に低い値である(0.90～2.14; 三浦・石渡, 2001; 1.94～3.67; 永広ほか, 2010; 0.42～4.01; 土谷ほか, 1999)。従ってこれらを比較すると, 土谷試料は他試料より明らかに分化が進行した苦鉄質岩であると解釈できる。

土谷試料については斑れい岩と玄武岩とも, 本研究試料に比べP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含有量がおおよそ4～5倍多い(第5図)ことから, 地球化学的判別図(TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>図: 第7図a)でOIT/OIA境界～OIA領域に表示される。また他の判別図(第7図b, c)でも, プレート内火成活動に由来する玄武岩領域(WPBとWPAB+WPTB)であることが示されるが, 本研究試料よりY濃度が2～3倍高い2つの玄武岩試料(第6図)はプレート内玄武岩から外れた領域(MORB+IAT+CABあるいはE-type MORB)に含まれる。これら

の試料をN-type MORB規格化図(第8図c)で見ると、他より高いY規格値を示すものの、HFSEは全体として他の試料と同様の左上がりの分布様式を示し、典型的なOIBの分布様式に重複することが明らかである。また、本研究試料(ドレライト1試料を除く)と比較しても、Zr (Hf)異常の有無や未分析のEr, Tm, Tbを除き、分布様式は互いに酷似している(第8図a, c)。さらに、土谷試料では分析値が1例のみであるが、不適合度の小さいHFSE (Y, Er, Tm, Ybなど)とHREEがそれぞれN-type MORB規格化図とコンドライト規格化図において比較的濃集する特徴を示すが、全体的に本研究試料と典型的なOIBに類似する分布様式を有する(第8図d)。

このように沢山川層苦鉄質岩の個々の試料ではある程度異なった化学組成を持っているが、全体として海洋島玄武岩に起源を持つと結論される。規格化図において各試料を比較すると、改めて土谷試料の方が全体的に高い規格値を有することがわかる(第8図)。その差はN-type MORB規格化図でおよそ2~8倍、コンドライト規格化図でおよそ1.5~5倍になる。つまり、苦鉄質岩の起源となった玄武岩質マグマの部分溶融において、土谷試料の方がその程度が低く、不適合元素がより多く濃集した結果であると推察できる。

#### 合戦場層

合戦場層では、1試料の玄武岩(RKS09-01a)における全岩化学組成の分析結果に基づく議論となる。既述のように、(1) Immobile element TAS図で見ると苦鉄質でアルカリ玄武岩の組成領域に入り(第4図b)、(2)地球化学的判別図においては、高いY濃度(第6図)を反映してMORBないし島弧の玄武岩領域(IAT + CAB)に表示される(第7図b)ものの、他の図(第7図a, c)ではプレート内の海洋島玄武岩(OIAとWPAB + WPTB)であることが示される。さらに(3) N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図では、HFSEとLREEの規格値が左上がりに上昇する分布様式が見られる(第8図a, b)。これらの特徴に基づくと、合戦場層玄武岩も海洋プレート内の海洋島を起源とすると考えられる。

本研究による沢山川層の苦鉄質岩との比較においては、 $K_2O$ と $P_2O_5$ 以外の主要成分元素含有量には顕著な差は見られないが、 $FeO^*/MgO$ 比が若干高く、より分化した玄武岩であることが示される(第5図)。また、不適合度の小さいHFSE (Y, Er, Tm, Ybなど)とHREEの規格値が高くなる点で若干異なる。この傾向は、土谷試料にも見られる特徴である。

## 6.2 苦鉄質岩の形成環境

苦鉄質岩主体の沢山川層はその上位において、石灰岩優勢の安家層に整合に覆われる。両者の間には、玄武岩から苦鉄質凝灰岩を経て、さらに泥質石灰岩ないし石灰質泥岩から成層石灰岩に移化する層序関係が認められる

(杉本, 1974; 永広ほか, 2008)。土谷ほか(1999)でも指摘されたように、沢山川層苦鉄質岩がプレート内火成活動に由来する海洋島玄武岩を主体とすることが、本研究でも全岩化学組成の特徴から追認された。

沢山川層苦鉄質岩の形成時期に関しては久慈地域内において、これに挟在する石灰岩岩塊・岩体から中生代を示唆する石灰藻や属種不明のウミユリ・サンゴなどの産出報告(杉本, 1974)があるが、詳細な地質時代は不明である。一方、安家層石灰岩については周辺地域を含め、古くから半沢(1954)や島津ほか(1970)などによるサンゴ・ストロマトポラ・ウミユリなどの化石の産出が知られていると共に、*Epigondolella primitia*や*Epigondolella abneptis*などを含むコノドント化石群集が報告された(豊原ほか, 1980; 吉田ほか, 1987)。これらの生息層準はそれぞれ、三畳系カーニアン階上部とノーリアン階下部-中部(Krystyn *et al.*, 2009)と見なされる。

コノドントを除く上記の化石は造礁生物であることから石灰岩は、当時の海水面近くに到達した海山頂部や海洋島周縁のサンゴ礁からもたらされたと考えられる。従って、全岩化学組成から判別される苦鉄質岩の起源(海洋島)と産出化石から判断される石灰岩の形成場の関係は調和的であり、少なくとも三畳紀の中頃にはすでに海洋島としての沢山川層が形成されていたと結論される。

合戦場層は、チャートと砂岩を主体としこれらに随伴する珪質泥岩・シルト質泥岩から構成され(杉本, 1974)、これらが下部のチャートとそれに累重する珪質泥岩・シルト質泥岩・砂岩が卓越する上部からなる層序(チャート-碎屑岩シーケンス)の繰り返しを形成する(永広ほか, 2008)。石灰岩の存在は現在のところ全く知られていない。玄武岩は既述の通り、合戦場層の下限をなすチャートの直下に小規模岩体として露出し、露頭欠如のため直接的な関係は確認されていないが、上述のチャート-碎屑岩シーケンスの基底に位置するものと判断される。遠洋性深海堆積物であるチャートに密接に伴うことから、玄武岩の起源としてMORB的な性格を有する海洋地殻そのものであった可能性も否定できない。しかしながら、全岩化学組成の特徴からプレート内火成活動に起源を持つ合戦場層玄武岩の由来として、石灰岩を全く含まないことを考慮すると、頂部が海面に到達した海洋島ではなく比較的規模の小さい海山を想定する方が妥当と考えられる。

合戦場層玄武岩の形成時期に関しては、久慈地域のチャートから*Neogondolella bulgarica*, *Neogondolella polygnathiformis*, *Xaniognathus tortilis*, *Neohindeodella aequiramosa*, *Neohindeodella suevica*など、三畳系アニシアン階~ラディニアン階ないしノーリアン階を示すコノドント化石のほか、三畳系オレネキアン階に対比される*Neospathodus homeri*の産出が報告された(豊原ほか, 1980)。さらに南接地域では、ペルム系に生息層準

が限定されるコノドント化石(豊原ほか, 1980)や, ペルム系から三疊系最下部に生息が限定される*Neogondolella* sp.とした種(高橋ほか, 2016)も報告された. このように合戦場層チャートの堆積時期はペルム紀まで遡ることができ, これに付随する玄武岩の形成時期もペルム紀あるいはそれ以前と予想される.

ここまで議論したように久慈地域の苦鉄質岩は岩石化学的特徴から, プレート内火成活動に起源を持つ海洋島(海山)玄武岩の性格を有することが明らかとなったが, それらを挟有する層序単元の構成岩類やその堆積時期(化石年代)から判断すると, 海洋島の規模と形成時期は互いに大きく異なっていたと考えられる. つまり, 北部北上帯を二分した安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯には, それぞれを構成する海洋性岩石類の形成時期に明瞭な差(前者には三疊紀以降の苦鉄質岩・石灰岩・チャートが, 後者には石炭紀以降の石灰岩・チャートが分布: 大上・永広, 1988; 永広ほか, 2005)があり, それぞれの形成に関与した海洋プレートの違いが示唆される. また, 両亜帯とも複数の下位階層の層序単元から構成される(杉本, 1974; Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018)と共に, 碎屑岩類の堆積終了時期で近似される層序単元の付加時期についても近年, 各地で詳細な検討が行われ, 系統的に時代が異なることが明らかにされている(例えば, Suzuki *et al.*, 2007; 中江, 2018; 内野, 2019; Uchino and Suzuki, 2020). このような海洋性岩石類と付加時期の相違に基づいた海洋プレートの観点から見ると久慈地域では, 沢山川層は安家-田野畑亜帯に, 合戦場層は葛巻-釜石亜帯に属す. さらに, この考察でも参照した苦鉄質岩が分布する八戸市南方の島守層(箕浦ほか, 1998)と一戸-葛巻町境付近の葛巻層あるいは五葉久保層(岩井ほか, 1964)は, 岩相的特徴と分布の連続性からそれぞれ安家-田野畑亜帯と葛巻-釜石亜帯に属すとされる(例えば, 三浦・石渡, 2001; 永広ほか, 2010). 永広ほか(2010)によると, 一戸-葛巻町境付近の苦鉄質岩は海洋島アルカリ玄武岩(OIA)に由来し, その形成時期は付随する石灰岩から産出したアンモノイド化石群集に基づき石炭紀モスコビアン期に想定される. ペルム紀以前に形成されたOIA由来という点で, 同じ葛巻-釜石亜帯に属す合戦場層の玄武岩と大きな差異は見られない. ところが石灰岩の有無は, 両者における海山・海洋島の規模がかなり異なっていたことを示している可能性がある.

冒頭で提起したように岩石化学組成上の多様性は, 異なる時期・場所で形成された別個の海山・海洋島が互いに異なる層序単元として付加したことに起因する可能性があり, それを解決するため久慈地域の苦鉄質岩を分析し周辺域との若干の比較を試みた. その結果は, 問題を十分に解決したとはまだ言えないが, 今後さらに広域的な検討を実施し情報を蓄積していく必要がある.

## 7. 結論

本論で報告した内容と結論は, 以下の通りである.

- 1) 岩手県久慈地域における北部北上帯ジュラ系付加複合体に挟在する苦鉄質岩について, 全岩化学組成を分析した. 苦鉄質岩で構成される沢山川層は, 岩相に基づきドレライトと玄武岩に区別される. また合戦場層は主にチャートと砂岩から構成され, チャートの基底部に玄武岩が随伴する.
- 2) 沢山川層の苦鉄質岩はドレライト1試料がソレライト質であるものの, その他はアルカリ玄武岩の組成領域に属し, 比較的未分化な玄武岩質マグマに由来した苦鉄質~超苦鉄質であると見なされる. 地球化学的判別図ではプレート内玄武岩の領域に表示されるだけでなく, N-type MORBならびにコンドライトによる規格化図から, 海洋プレート内の海洋島を起源とする可能性が示唆される. ただし, ドレライトは玄武岩よりMORB的性格を有し, ソレライト質である1試料はE-type MORBに類似する.
- 3) 合戦場層玄武岩は沢山川層苦鉄質岩と比較すると, 大半の主要成分元素含有量に顕著な差は無いが, 分化がより進行した玄武岩であることが示される. 地球化学的判別図ではプレート内火成活動に起源を持つ海洋島アルカリ玄武岩の領域に表示され, またN-type MORBならびにコンドライトの規格化図は海洋島玄武岩に酷似する分布様式が示される.
- 4) 苦鉄質岩を含むそれぞれの層序単元を構成する岩相的特徴とその堆積時期に基づくと, 沢山川層苦鉄質岩は頂部あるいは周縁にサンゴ礁を伴う三疊紀中頃に形成された海洋島に由来し, また合戦場層玄武岩はペルム紀に形成された小規模な海山に由来する.

**謝辞:**本研究は, 産総研・地質調査総合センターによる「陸域地質図プロジェクト(5万分の1地質図幅陸中関地域)」の一環として実施されたものである. 全岩化学組成分析に際しては新潟大学科学技術振興技術者の野原里華子氏にご協力いただき, また内野隆之氏(産総研)には査読の労を執っていただいた. 以上の方々に謝辞を表す.

## 文献

- Cann, J. R. (1970) Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letter*, **10**, 7-11.
- Coryell, C. D., Chase, J. W. and Winchester, J. W. (1963) A procedure from geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 559-566.
- 永広昌之・鈴木紀毅(2003) 早池峰構造帯とは何か—早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱— 構造地質,

- no. 47, 13–21.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎(2005) II 東北地方. 第1章 中生界, 1.1 概説および構造帯区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版, 共立出版, 東京, 49–50.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅(2008) 安家–久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. 地質学雑誌, 補遺, **114**, 121–139.
- 永広昌之・小守一男・土谷信高・川村寿郎・吉田裕生・大石雅之(2010) 北部北上帯付加体中の海山石灰岩からの石炭紀アンモノイド・サンゴ化石. 地質学雑誌, **116**, 219–228.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 211–218.
- 半沢正四郎(1954) 日本地方地質誌 東北地方. 朝倉書店, 344p.
- Hart, S. R., Erlank, A. J. and Kable, E. J. D. (1974) Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **44**, 219–230.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- 岩井淳一・村田正文・長谷紘和・大村一夫(1964) 北部北上山地葛巻付近の古生層について(演旨). 地質学雑誌, **70**, 382–383.
- 鎌田耕太郎・秦 光男・久保和也・坂本 亨(1991) 1:200,000地質図 八戸. 地質調査所.
- Kanmera, K. and Nishi, H. (1983) Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 195–206.
- Kawabe, I., Sugisaki, R. and Tanaka, T. (1979) Petrochemistry and tectonic setting of Paleozoic–Early Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese Islands. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 189–193.
- Krystyn, L., Mandl, G. W. and Schauer, M. (2009) Growth and termination of the upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 23–33.
- Lallemand, S. and Le Pichon, X. (1987) Coulomb wedge model applied to the subduction of seamounts in the Japan Trench. *Geology*, **15**, 1065–1069.
- Le Bas, M. J. and Streckeis, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, London, **148**, 825–833.
- MacDonald, G.A. and Katsura, I. (1964) Chemical composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, **5**, 82–133.
- Masuda, A. (1962) Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *Journal of Earth Science, Nagoya University*, **10**, 173–187.
- 松岡 篤(1987) 青森県尻屋崎層群の放散虫年代. 化石, no. 42, 7–13.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different type of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, **56**, 207–218.
- 箕浦幸治(1983) 北部北上帯の地質. 月刊地球, **5**, 480–487.
- Minoura, K. (1990) The pre-Cretaceous geology and tectonics of Northern Kitakami region. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I. Hada, S. and Tao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Osaka, 267–279.
- 箕浦幸治・小菅正裕・柴 正敏・根本直樹・山口義伸(1998) 青森県の地質. 青森県商工観光労働部鉱政保安課, 207p.
- 三浦 亮・石渡 明(2001) 北部北上帯, 島守層に産する海洋島ソレイト起源緑色岩の岩石学. 岩石鉱物科学, **30**, 1–16.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margin. *American Journal of Science*, **274**, 321–355.
- Mullen, E. D. (1983) Mn/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letter*, **62**, 53–62.
- 中江 訓(2018) 一戸地域の地質, 第3章 北部北上帯ジュラ系. 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, 13–35.
- 中江 訓・鎌田耕太郎・久保和也・工藤 崇(2021) 陸中関地域地質. 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, 137p.
- 根尾夏紀・高澤栄一・周藤賢治(2006) 四重極型誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS)による玄武岩質岩・かんらん岩の微量元素定量分析. 基盤研究(C)研究成果報告書「マフィック岩を包有する不均質なマン托ルの部分溶融に関する地質学的検証」(課題番号: 16540413, 代表: 高澤栄一), 79–94.
- 大上和良・永広昌之(1988) 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学, **42**, 187–201.
- 大上和良・村田正文(1974) 北部北上帯西縁部平糠川流域の地質. 岩手大学工学部研究報告, **27**, 21–25.
- 小川勇二郎・谷口英嗣(1989) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源

- とエンブレイスメントのプロセス. 地学雑誌, **98**, 304–318.
- Pearce, J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41–67.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230–249.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication*, **12**, 79–113.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letter*, **19**, 290–300.
- 島津光夫・田中啓策・吉田 尚(1970) 田老地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 54p.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一(1985) 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高TiO<sub>2</sub>ソレライト. 岩石鉱物鉱床学会誌, **80**, 246–262.
- 杉本幹博(1974) 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 74, 1–48.
- 杉本幹博・宇田進一(1972) 北部北上山地, 沢山川層基底の不整合について. 金沢大学教育学部紀要自然科学編, no. 21, 83–91.
- Sun, S. -S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the Oceanic Basins*, *Geological Society Special Publication*, no. 42, 313–345.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T. (2007) Geology of the Kuzumaki–Kamaishi subbelt of the North Kitakami belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai–Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bulletin of Tohoku University Museum*, no. 6, 103–174.
- 高橋 聡・永広昌之・鈴木紀毅・山北 聡(2016) 北部北上帯の亜帯区分と渡島帯・南部秩父帯との対比: 安家西方地域のジュラ紀付加体の検討. 地質学雑誌, **122**, 1–22.
- 高橋俊郎・周藤賢治(1997) 蛍光X線分析装置RIX3000による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, **28**, 25–37.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村俊雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉(1980) 北部北上山地–渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造体区分の再検討. 総合研究A研究成果報告書, 27–36.
- 土谷信高・和田元子・木村純一(1999) 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石化学的特徴. 地質学論集, no. 52, 165–179.
- 内野隆之(2019) 岩手県外山地域の北部北上帯に分布するジュラ紀付加体中砂岩の碎屑性ジルコンU–Pb年代. 地質調査研究報告, **70**, 357–372.
- Uchino, T. and Suzuki, N. (2020) Late Jurassic radiolarians from mudstone near the U–Pb-dated sandstone of the North Kitakami Belt in the northeastern Shimokita Peninsula, Tohoku, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 313–330.
- Ueda, H., Kimura, S., Saito, T., Takano, Y., Iizuka, N. and Origashi, Y. (2018) Material recycling in a sediment-starved trench recorded in the Early Cretaceous Shiriya accretionary complex, Northeast Japan. *Island Arc*, **27**, doi:10.1111/iar.12272.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325–343.
- 吉田 尚・吉井守正・片田正人・田中啓策・坂本 亨・佐藤博之(1987) 陸中大野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.

( 受付: 2020年11月9日; 受理: 2021年2月8日 )  
( 早期公開: 2021年5月28日 )

## 地質調査総合センター研究資料集

- |     |   |                                   |
|-----|---|-----------------------------------|
| 716 | 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事（三重県松阪市地区）報告書 | 重松 紀生・小泉 尚嗣・木口 努・渡辺 寛・伊藤 勉        |
| 717 | 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事（高知県須崎市地区）報告書 | 板 場智史・梅田 康弘・小泉 尚嗣・木口 努・渡辺 寛       |
| 718 | 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事（愛媛県松山市地区）報告書 | 佐藤 努・北川 有一・小泉 尚嗣・木口 努・名取 二郎・芳賀 政蔵 |
| 719 | 伊豆大島火山地質図（暫定版 2021）                       | 川辺 禎久                             |
| 720 | 中国地域の地殻内応力マップデータ                          | 今西 和俊・内出 崇彦・椎名 高裕・松下 レイケン・中井 未里   |
| 721 | 始良カルデラ大隅降下軽石の地点層厚データ                      | 下司 信夫・西原 歩亮                       |
| 722 | 大規模火砕噴火推移時系列データ集 その2                      | 下司 信夫・池上 郁彦・西原 歩                  |
| 723 | 日光白根火山の噴火記録集                              | 及川 輝樹                             |
| 725 | 第2 白嶺丸重力データ                               | 石原 丈実・小田 啓邦                       |

## 地質調査総合センターの最新出版物

---

5 万分の 1 地質図幅	池田 陸中関
20 万分の 1 地質図幅	野辺地 (第 2 版)
土壌評価図	E-8 表層土壌評価基本図 ~四国地域~
水文環境図	No. 6 山形盆地 (第 2 版) No. 12 紀の川平野
空中磁気図	No. 48 仙台平野南部沿岸地域高分解能空中磁気異常図
重力図	No. 34 名古屋地域重力図 (ブーゲー異常)
海陸シームレス地質図	S-7 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」
その他	東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版) 中部地方の地球化学図

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 鈴木 淳  
副委員長 佐々木 宗建  
委員 宮城 磯 治  
松本 弾子  
東郷 洋子  
高木 哲一  
川辺 能成  
大谷 竜  
長森 英明  
納谷 友規  
工藤 崇  
板木 拓也  
森尻 理恵

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター  
地質情報基盤センター 出版室  
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi  
Deputy Chief Editor: SASAKI Munetake  
Editors: MIYAGI Isoji  
MATSUMOTO Dan  
TOGO Yoko  
TAKAGI Tetsuichi  
KAWABE Yoshishige  
OHTANI Ryu  
NAGAMORI Hideaki  
NAYA Tomonori  
KUDO Takashi  
ITAKI Takuya  
MORIJI Rie

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology  
Geological Survey of Japan  
Geoinformation Service Center Publication Office  
<https://www.gsj.jp/en/>

---

地質調査研究報告 第72巻 第3号  
令和3年6月29日 発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567  
茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

---

Bulletin of the Geological Survey of Japan  
Vol. 72 No. 3 Issue June 29, 2021

**Geological Survey of Japan, AIST**

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,  
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN  
OF THE  
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 72 No. 3 2021

CONTENTS

- Destruction and restoration processes of fossil oyster reef influenced by repeated large-scale waves: An example of Holocene *Crassostrea gigas* shellbeds around Pashukurutou Lagoon, eastern Hokkaido, northeast Japan  
NANAYAMA Futoshi, ANDO Hisao, KONDO Yasuo, YOKOYAMA Yoshiharu, NAKATA Akiko, SASAJIMA Yui, SHIGENO Kiyoyuki, FURUKAWA Ryuta and ISHII Masayuki ..... 139
- Geochemical composition and origin of mafic rocks of the Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt, the Kuji area, Iwate Prefecture, Northeast Japan  
NAKAE Satoshi ..... 173