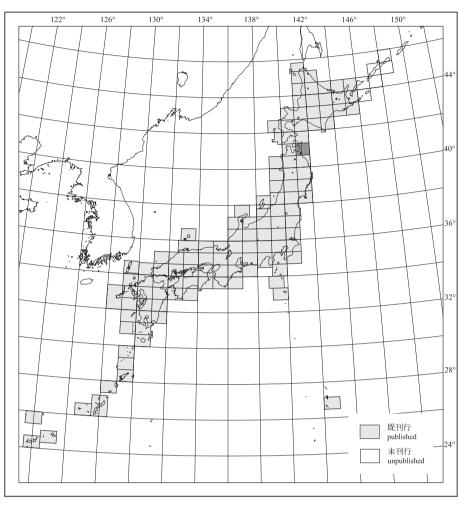
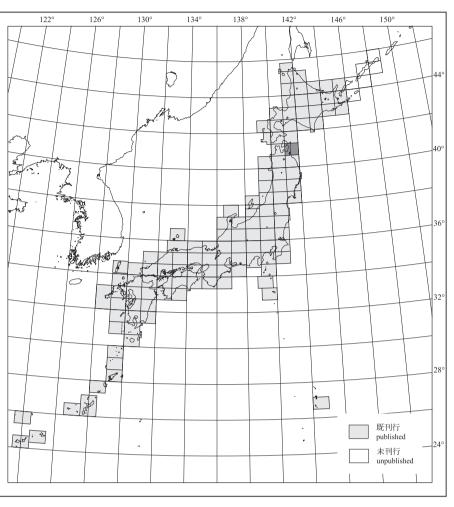
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, NOHEJI (2nd EDITION)



KON Yoshiaki and MIYAKAWA Ayumu



2021

● 産総研 地質調査総合センター ● **メ**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

20万分の1地質図框「軽辺地」は、国立研究開発注人産業は振鈴会研究所地質調本総合 センターが作成する20万分の1地質図幅の1つである。初版の20万分の1地質図幅「野辺 也」(対馬,1964) 発行後,57年ぶりの全面的な改訂作業を実施し,20万分の1地質図幅

1. はじめに

「野辺地」(第2版) として刊行するものである. 第2版の作成は、既存資料の編纂と新規の調査・研究により行った、地質図については、 既存の資料をその信頼度や精度に応じて編纂するとともに、代表的な地域やデータが不足 する地域については、新たに地質調査を実施し、その結果を地質図に反映させた. また、 詳細な年代層序の構築のため、微化石分析及び各種放射年代分析を実施した(工藤・柳沢、 2020; 工藤ほか, 2020b; 工藤, 2020; 内野, 2018; Uchino and Suzuki, 2020). 温 泉、鉱床、重力異常については、既存資料を参照して地質図上に示した. 5分の1「野辺地」地域(以下,本地域)及び隣接する地域には,数多くの原子力関連 施設が点在する.そのため、原子力事業者による膨大な地質データが様々な形で報告され ている。第2版の作成に当たっては、これらのデータを多く活用したが、可能な限り現地 の確認調査を行い,その信頼性を評価した上で採否を判断した.原子力事業者による地質 データは,原子力規制庁のウェブページにpdf形式の審査会合資料として断片的かつ膨大 な資料が掲載されている。しかし、これらの資料は一定期間が過ぎると削除されてしまう ため、永続的に確認することが不可能である。そこで本地質図幅では、トレーサビリティ 一確保の観点を重視し、国会図書館などに紙媒体で永続的に所蔵され、誰でも閲覧可能と っている各種許可申請書(リサイクル燃料貯蔵株式会社,2009;東京電力株式会社, 2010; 東北電力株式会社, 2014; 日本原燃株式会社, 2014) に掲載されているデータを

現地調査と地質図の作成に当たっては、上部ジュラ系を内野が、中新統を工藤が、鮮新 統~完新統を工藤・小松原が、活構造を小松原・工藤が、地下資源を昆・工藤が、重力異 常を宮川が担当し、全体の取りまとめを工藤が行った。 地質図の作成は以下のように行った、上部ジュラ系の部分は、著者のオリジナルデータ に基づく. 新第三系~第四系の部分は、今井 (1961)、三浦 (1968)、通商産業省 (1969、 1970)、東北農政局計画部 (1969)、岩井ほか (1972)、中川 (1972)、通商産業省資源エネ ルギー庁 (1976)、富樫 (1977)、岩井・大池 (1982)、岩崎 (1983、1987)、宮内 (1985)、 岩井 (1986), 多田ほか (1988), 金沢・山口 (1988), 芳賀・山口 (1990), 岩井・根本 1990),鈴木・宮脇 (1998),小池・町田 (2001),桑原 (2005),リサイクル燃料貯蔵株式 会社 (2009),東京電力株式会社 (2010),東北電力株式会社 (2014),日本原燃株式会社 (2014), Matsu'ura et al. (2014a, b, 2019), 渡辺 (2016), 工藤ほか (2020b) による地 質図あるいは段丘地形分類図を編纂するとともに、一部をオリジナルデータで描いた. 本図幅の作成に当たり、以下の機関や方々のご協力を得た、株式会社阪神コンサルタン ツの須藤浩一氏、株式会社ダイヤコンサルタントの小林 淳氏(当時)、東京電力株式会社 には、地質図をまとめる上で有益な情報をご提供いただいた。新潟大学の植田勇人博士に は下北丘陵のジュラ系について情報をいただいた。東北電力株式会社、東京電力株式会社 リサイクル燃料貯蔵株式会社、日本原燃株式会社からは、各種許可申請書をご貸与いただ いた、使用した薄片は、産総研地質情報基盤センター地質試料調製グループの製作である (工藤 崇・小松原純子・内野隆之)

2. 地 形

本地域は東北地方北部に位置し、行政区分としては、青森県北東部のむつ市、下北郡東 記録。 企業都横浜町,六ヶ所村,野辺地町,東北町,七戸前,<デ戸前,東津軽郡平内前 十和田市及び三沢市が含まれる. 本地域の地形陰影図を第1図に示す. 本地域の東側には 太平洋が広がり、西側には陸奥湾が湾入する。太平洋と陸奥湾に挟まれた陸地が下北半島である。本地域の地形は、北方から順に、怒山山地、田名部平野、下北丘陵、上北平野、 - Andrews 三角岳山地(奥羽山脈の一部)に大きく区分される(第1図:小池ほか編,2005). 上北平 野の東側には小川原湖,鷹架沼,尾駮沼などの海跡湖が存在する. 恐山山地は、標高400~900 m前後のピーク及び稜線からなる山地であり、その大部分 を恐山火山の山体が占める、恐山火山は第四紀の複成火山であり、成層火山体や溶岩ドー ムの集合体からなる.火山体は開析を受けており,火山原面の保存は悪い.恐山火山の山 頂部には、直径約6 kmのカルデラ地形が認められ、宇曽利カルデラと呼ばれている(第1図). カルデラ底には直径約2 kmの宇曽利山湖がある. 田名部平野は、恐山山地と下北丘陵に挟まれた平野で、沖積面と複数段の海成段丘面か

らなる. 標高は100 m以下である 下北丘陵は、南北方向に伸長する丘陵~低山地で、北部では標高100~300 m程度の丘 陵地帯をなすが、南方ほど標高が増してより急峻な地形となり、南部では標高300~500 m前後の低山地となる.下北丘陵北部の片崎山付近では開析された複数段の段丘地形が認 められる. なお、これらの段丘地形については、段丘堆積物の有無や形成時期が不明なた め、地質図には堆積物の分布を図示していない

上北平野は、上北丘陵と奥羽山脈の間に広がる広大な台地型の海岸平野であり、複数段 の海成段丘面が広く発達するほか,沖積面,河成段丘面,十和田火山起源の火砕流堆積面 や砂丘地形が認められる. 三角岳山地近傍では、開析された扇状地地形も認められる. 標 高は150 m以下である. 三角岳山地は、東北地方を南北に縦断する奥羽山脈の一部をなす。三角岳山地は、標高 300~1,000 m前後のピーク及び稜線からなる山地であり、標高はさほど高くないものの 急峻な山地地形をなす。山地内の河川沿いには八甲田カルデラ起源の火砕流台地地形が認

3. 地質概説 本地域の地質系統は、上部ジュラ系、中新統、鮮新統~完新統に大きく3分される.

上部ジュラ系 (岩屋コンプレックス) は、下北丘陵の北部のみ小規模に分布し、新第三 系~第四系の基盤をなす。本コンプレックスは泥岩を主体とし、若干の砂岩・砂岩泥岩互 層・礫岩・チャート・石灰岩を伴う.砂岩中の砕屑性ジルコンのU-Pb年代と泥岩中の放 散虫化石から、砕屑岩の堆積年代は後期ジュラ紀中頃とされる. 中新統は、恐山山地西部、下北丘陵、三角岳山地などの山地や丘陵地に分布する. 中 新統は、17~6 Maの間に堆積した玄武岩~流紋岩火山岩及び堆積岩からなる(第2図;第

3図). 下部中新統の一部に陸成層を伴うが、大半は海成層からなる. これらは、日本海

【陸奥横浜 陸 奥 湾 【三沢

宇曽利カルデラ

第1図 20万分の1「野辺地」地域の地形陰影図 地形名称,活構造及び5万分の1区画名を示す. 陰影起伏図は国土地理院の

拡大による沈降により生じた堆積盆を埋積した地層で、主に深海で堆積した地層からなる。 10 Ma以降は隆起によって浅海化が始まり、いくつかの不整合が形成された。恐山山地及 び三角岳山地では約8 Ma以降の地層が欠如し、下北丘陵では不整合を境に8~7 Ma頃の浅 海堆積物が認められる(第2図;第3図).

鮮新統~完新統は、約5 Ma以降の堆積物からなり(第2図;第3図)、本地域の全域に広 (分布し、中新統を不整合に覆う. 恐山山地及び三角岳山地には、主に陸上で堆積した玄 武岩質安山岩~デイサイトの溶岩及び火山砕屑岩が分布する。一方、上北平野及び田名部 平野には、砂を主体とする浅海堆積物が広域に分布するとともに、山地・丘陵の近傍や現 河川沿いでは河川堆積物が分布する. 第四紀火山としては, 恐山山地の恐山火山, 三角岳 山地の八幡岳火山群が認められる. 恐山火山は、約150万年前以降に活動を開始した複成 火山で、現在でも噴気活動が認められる活火山である。八幡岳火山群は、2.5~1.4 Maに 活動した小規模な火山群であり、本地域内にはその一部の溶岩が分布する、上北平野や田 名部平野においては、複数段の海成段丘地形が広域で認められる. これらは少なくとも 40万年前以降の海成堆積物からなる. これらの海成段丘堆積物は、堆積年代と相対的な 地形面高度分布に基づき、中期~後期更新世の各高海水準期に対応して区分される。 本地域において中期更新世以降に活動した活構造としては、横浜断層、出戸西方断層、 六ヶ所撓曲,上原子断層,底苗撓曲が認められる(第1図).これらは南北方向に伸長し 山地・丘陵の縁辺付近に認められる. いずれも逆断層あるいは逆断層により生じた撓曲と されている。なお、本地質図幅では、断層については伏在部分を描いていないが、撓曲(ついては撓曲端が伏在となっているものが多く、伏在部を示さないと表現が困難となるた (工藤 崇・小松原純子・内野隆之)

4. 上部ジュラ系(付加体)

北部北上帯に属する下北半島の中生代付加体は、下北丘陵北部の桑畑山 (図幅範囲外)。 片崎山、大森地域に新第三系~第四系の基盤として分布する(例えば、鎌田、2000

図幅「近川」(今井, 1961) では尻屋層として、また北隣の5万分の1地質図幅「尻屋崎」(対 馬・滝沢、1977) では尻屋層群として命名されたが、その後、付加体地質学的見地から尻 屋コンプレックスと呼ばれてきた (例えば、川村ほか、1994;鎌田、2000). 更に近年、 桑畑山地域の尻屋コンプレックスについて、北から前期白亜紀の尻労ユニットと後期ジュ ラ紀の岩屋ユニットに細分され (Ueda et al., 2018), 岩屋ユニットは本地域内の付加体と 対比可能だとされている (Uchino and Suzuki, 2020). ただし、層序単元名に関しては、 本図幅では中江(2000)の構造層序単元区分法に従い、第一義的な基本単元と見なせる岩 屋ユニット及び尻労ユニットをそれぞれ岩屋コンプレックス・尻労コンプレックスと読み 替える. またそれらの上位階層 (尻屋コンプレックス) には、対馬・滝沢 (1977) で用いら れた尻屋層群を充てた. 片崎山及が大森地域の岩屋コンプレックスは泥岩を主体とし、 若王の石灰岩・チャー

ト・砂岩泥岩互層・砂岩・礫岩を伴う. 層面劈開の姿勢は、図幅範囲外の片崎山地域北部 では南北ないし北北西-南南東,図幅範囲内の同地域南部では南北ないし北東-南西,大森 地域では北北西-南南東ないし北西-南東の走向で、ともに低~中角度の西傾斜を示す。な お、随伴岩石は層厚が薄いため20万分の1縮尺の地質図には表現できないが、Uching and Suzuki (2020) に掲載された5万分の1縮尺相当の地質図にはそれらも示されている. 石灰岩は露頭幅数mの孤立岩体として主に東縁部に産し、分布幅は最大200 mに及ぶ. 灰~淡灰色を呈する結晶質な石灰岩で成層構造は認められず、玄武岩岩片を含まない. ま た、淘汰の悪い石灰角礫岩もまれに認められる。チャートも露頭幅数mの孤立岩体とし て散在し、その分布幅は最大50 mに及ぶ、灰色で成層構造をなし、そのほとんどが再結 晶している. 泥岩は暗灰色を呈し、鏡下ではしばしば放散虫化石の仮像が認められる. 砂岩は細~極粗粒で淘汰が悪く、長石~石質アレナイトから石質ワッケまで様々である。 時々、泥岩と各々1 cm以下の厚さで細互層することがある、礫岩は露頭幅数mで散在し その分布幅は最大40 mに及ぶ. チャートを始めとし、珪質泥岩・泥岩・砂岩・粗粒石英 片などの角~亜円礫からなる礫支持の細~中礫岩である.

岩屋コンプレックスを構成するこれらの岩石は全体的に著しい変形と変質作用を被って いる。特に泥岩には層理に平行なスレート劈開が発達しているほか、礫岩では礫が偏平化 している. また、泥岩中には、劈開・裂開に沿って移動したと考えられる流体による変質 (白色化) が頻繁に認められる. 年代については、大森地域の砂岩中の砕屑性ジルコンから約155 MaのU-Pb年代(最若 クラスター年代) が得られているほか (内野,2018),近傍の泥岩からキンメリッジアン期 付近の年代を示す放散虫化石が得られている (Uchino and Suzuki, 2020). したがって, 岩屋コンプレックスの砕屑岩の堆積年代は後期ジュラ紀中頃と考えられる.

5. 中新統

本地域の中新統は、「むつ地域」、「七戸及び野辺地地域」及び「下北半島東部地域」の3 つの地域に離れて分布する.「むつ地域」と「七戸及び野辺地地域」は、それぞれの5万分 の1地形図の区画名に一致する (第1図). 「下北半島東部地域」は,5万分の1地形図の区画 名では、「近川」、「陸奥横浜」、「平沼」を合わせたものに相当する(第1図)、以下では、こ れらの3地域ごとに中新統の記載を行う. なお, 以下の記載で用いる珪藻化石帯区分は Akiba (1986) 及びYanagisawa and Akiba (1998) に,石灰質ナンノ化石帯区分は Okada and Bukry (1980) に、放散虫化石帯区分はKamikuri et al. (2017) に従う.

5.1 むつ地域 むつ地域の中新統は、下位より檜川層、小沢層及び脇野沢層からなる. これらは、むつ 地域の南西端部に分布する. むつ地域の中新統は、桑野 (1958a)、北村ほか (1959)、鈴 木・桑野(1962)、 通商産業省(1969、1970)、 金属鉱物探鉱促進事業団(1972)、 金属鉱 業事業団 (1973, 1974), 上村 (1975), Uemura (1979) などにより調査・研究が行われ てきた. これらの研究報告では小沢層相当層の地層名や層序区分に不一致が認められるが 本地質図幅では隣接する5万分の1地質図幅「陸奥川内」(上村、1975)の層序区分を踏襲し た. また. 多くの研究報告では脇野沢層は小沢層の上位に位置付けられてきたが、工藤 (2020) により示された知見に基づき、脇野沢層と小沢層は同時異相(指交関係)とした。

地層名は桑野 (1958a) による. 層厚は500 m以上ある (通商産業省, 1970). 本層は, デイサイト~流紋岩溶岩,火山砕屑岩及び貫入岩からなる.溶岩は水冷破砕を受け火山角 礫岩として産する. 火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩として産する. 溶岩及び火山砕屑岩は、無斑晶状のデイサイト~流紋岩からなるものが多い. いずれも強 度の変質を受け、淡緑灰色を呈する. 一方、貫入岩は斑状で石英斑晶の目立つデイサイト 流紋岩からなる.本層は海成層であり、底生及び浮遊生有孔虫化石の産出が報告されて いる(金属鉱物探鉱促進事業団,1972;金属鉱業事業団,1974).有孔虫化石から,本層 は秋田地域標準層序(例えば、池辺、1962;佐賀、1992)の西黒沢層に相当すると考えら れており(金属鉱物探鉱促進事業団、1972)、その堆積年代は前期~中期中新世である.

5.1.2 小沢層(Kz) 地層名は北村ほか(1959)による. むつ地域において, 本層は檜川層を不整合に覆う. ただし、むつ地域南西方の陸奥川内地域 (図幅外) では、本層は檜川層を整合に覆う (上村 1975). 本層の層厚は400 m以上である (上村, 1975). 本層は, 模式地付近では泥岩を主 体とする地層であるが (例えば、上村、1975)、むつ地域に分布する本層は軽石質火山砕 屑岩からなり、その一部は、北村ほか(1959)による銀杏木流紋岩質凝灰岩部層と葛沢砂 質凝灰岩部層に相当する (工藤、2020)、工藤 (2020) は、本層の中部をなす銀杏木流紋岩 質凝灰岩部層が脇野沢層を直接整合的に覆うこと、本層上部の葛沢砂質凝灰岩部層が脇野 沢層を構成する火山岩と同質の放射状冷却節理を持つ安山岩火山岩塊を豊富に含むことを 示した. これらのことは、本層が脇野沢層と同時異相の関係にあることを示唆する. 本層 は、軽石火山角礫岩、軽石凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩、軽石火山礫岩及び凝灰岩から なる. 本層は海成層であり、底生有孔虫化石の産出が報告されている(金属鉱物探鉱促進 事業団、1972;金属鉱業事業団、1973、1974)、本層の堆積年代は、銀杏木流紋岩質凝 灰岩部層から8.3±0.2 MaのU-Pb年代、7.7±0.3 Maのフィッション・トラック (FT) 年 代が得られていること (工藤、2020) から、後期中新世の8 Ma前後と判断される.

地層名は北村ほか(1959)、鈴木・桑野(1962)による、本層は小沢層とは同時異相の関

係にある. 層厚は500 m以上である (上村, 1975). 本層は, 安山岩~デイサイト溶岩, 火山砕屑岩及び貫入岩からなる.溶岩は水冷破砕を受け,塊状岩体を伴う火山角礫岩とし て産する. 火山砕屑岩は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩として産する. 本層の一部は、著し い珪化変質を受け、珪化岩として産する。本層からは8.41±1.01 Maの全岩K-Ar年代が 報告されている (通商産業省資源エネルギー庁, 1995). 本層の堆積年代は, 小沢層との 層序関係及び上記のK-Ar年代より、後期中新世の8 Ma前後と判断される.

5.2 七戸及び野辺地地域 七戸及び野辺地地域の中新統は、下位より四沢層、和笛川層、小弾川層とこれらを貫く 貫入岩からなる.七戸及び野辺地地域の中新統は、これまで岩井・鈴木(1957)、北村・ 岩井(1963)、斎藤(1965)、北村ほか(1972)、通商産業省資源エネルギー庁(1976)、日 本原燃株式会社 (2014)、工藤・柳沢 (2020) などにより調査・研究がなされてきた. ただ これらの報告では,地層区分や分布に大きな食い違いがあり,同じ地層名であっても 相当する部分が大きく異なる場合がある。そのため、七戸及び野辺地地域の中新統につい ては岩相層序の基本的な枠組みを含めた抜本的な再検討が必要であるが、本地質図幅では 暫定的に、七戸及び野辺地地域全体を総括している通商産業省資源エネルギー庁(1976) による層序区分に従った.ただし,通商産業省資源エネルギー庁(1976)による和田川層 の溶岩・火山砕屑岩が卓越する部分については、岩井・鈴木 (1957)、北村・岩井 (1963)、 斎藤(1965)、工藤・柳沢(2020)に従い、小坪川層と呼ぶ、以下では各地層について概要

5. 2. 1 四沢層 (Yr, Yb, Ybi, Ym) 地層名は北村ほか (1972) の「四沢凝灰岩類」に由来する. 「四沢層」の名称は、通商産 業省資源エネルギー庁 (1976) によって初めて使用された. 本層の層厚は最大で1,800 m である (通商産業省資源エネルギー庁、1976). 本層は、硬質な灰色~暗灰色泥岩 (Ym を主体とする海成層で デイサイト~流紋岩溶岩・水山砕屑岩・貫入岩 (Vr) 支討岩 溶岩・火山砕屑岩 (Yb), 玄武岩及びドレライト貫入岩 (Ybi) を伴う. 本層の最上部は, 泥岩, 凝灰質泥岩, 砂質泥岩, 砂岩, 火山礫凝灰岩及び凝灰岩の互層 (層厚約7 m) からな)(層厚が薄いため地質図には非表示),これらを構成する砂質泥岩は海緑石を散点的に含 が(工藤、2020)、泥岩は、成層していることが多く、厚さ数m以下の砂岩や火山礫凝灰 岩~凝灰岩をたびたび挟む. 溶岩は,塊状溶岩あるいは水冷破砕溶岩として産する.火山 砕屑岩は、火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩として産する. 本層からに 貝化石 (北村ほか、1972)、底生及び浮遊生有孔虫化石 (北村ほか、1972;通商産業省資 源エネルギー庁, 1976), CN4帯及びCN5a帯に相当する石灰質ナンノ化石 (岡田, 1988) の産出が報告されている. 本層のデイサイト~流紋岩溶岩及び火山砕屑岩からは, 15.3~ 13.4 MaのU-Pb年代, 12.4~11.5 MaのFT年代が得られている (工藤, 2020). 本層の堆 積年代は、微化石層序及び放射年代より中期中新世の16~12 Ma頃と判断される.

地層名は岩井・鈴木(1957)による.本層は下位の四沢層を整合に覆い,小坪川層とは 指交関係にある。本層の層厚は、岡田 (1988) の柱状図によれば少なくとも600 mはある 本層は、主に珪質の暗灰色~灰色泥岩から構成される海成層であり、一部で厚さ数m以⁻ の火山礫凝灰岩~凝灰岩や砂層を挟む.泥岩は,塊状あるいは厚さ50 cm以下の単位で硬 軟互層をなす.泥岩は、新鮮な内部は暗灰色~灰色を呈するが、露岩表面は赤褐色を呈す ることが多い。一部の泥岩は極めて珪質かつ硬質で、光沢のある黒色を示し、貝殻状断面 を示す黒曜岩状のものが認められる. 本層からは、貝化石 (北村ほか、1972)、底生及び 浮遊生有孔虫化石(北村ほか、1972;通商産業省資源エネルギー庁、1976)、CN5b~CN8 帯に相当する石灰質ナンノ化石 (岡田、1988)、NPD5C帯及びNPD6A帯に相当する珪藻 化石(工藤・柳沢、2020)の産出が報告されている。本層の堆積年代は、微化石層序より 中期~後期中新世の12~8 Ma頃と判断される(工藤・柳沢, 2020).

5 2 3 小採川層(K) 地層名は岩井・鈴木(1957)による. 本層は, 和田川層と指交関係にある火山岩主体の 地層である. 本層の層厚は最大で1,700 mである(斎藤, 1965). 本層は, 安山岩~デイサ 一ト水冷破砕溶岩及び火山砕屑岩を主体とし、礫岩、砂岩及び泥岩を伴う、水冷破砕溶岩 は、塊状部と破砕部からなり、破砕部は火山角礫岩として産する、塊状部と破砕部は側 方・上下方向に漸移関係にある.火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩と して産する.礫岩は,溶岩・火山砕屑岩と同質の安山岩~デイサイト礫からなるものが多 . 砂岩は、いずれも凝灰質で、数m以下の厚さで礫岩や火山砕屑岩と互層をなす. 泥岩 は和田川層のものと同様な特徴を示す. 本層の一部は著しい珪化変質を受けており (通商 産業省資源エネルギー庁、1999、2000)、白色化しているため、かつては四沢層の流紋岩 5るいは火山砕屑岩と誤認されたこともあった(例えば、通商産業省資源エネルギー庁, 1976). 本層の年代は、坪川流域付近での本層と和田川層の層序関係より、10~8 Ma頃と 推定されている(工藤・柳沢、2020)。しかしながら、本層に相当すると推定される部分は、 一部で四沢層を直接覆う可能性がある (通商産業省資源エネルギー庁, 1976). この可能 性が指摘される地域は、地質構造が複雑で変質も著しいため、地層の対比そのものに不確 定要素が多く、今後の詳細な検討を要する、本地質図幅では、本層の一部が四沢層を整合 に覆うと見なし、本層の堆積年代を和田川層と同様に中期~後期中新世の12~8 Maとし

5. 2. 4 貫入岩 (Di, Ad) 七戸及び野辺地地域では、四沢層、和田川層及び小坪川層を貫く貫入岩が広域で認めら れる.これらは,岩質と石基の粒度から,斑状細粒閃緑岩貫入岩(Di)と安山岩~デイサ イト貫入岩 (Ad) に区分される.貫入形態は,岩株~ラコリスあるいは岩脈である.安山 岩~デイサイト貫入岩の岩質が小坪川層と類似すること。市ブ渡層には貫入しないことが 5. 本貫入岩は小坪川層を形成した中期~後期中新世の火山活動によって形成された可能

5.3 下北半島東部地域 下北半島東部地域の中新統は、下位より猿ヶ森層、泊層、鷹架層、蒲野沢層及び砂子文 層からなる.下北半島東部地域の中新統については,これまでに青森県 (1954),桑野 (1958b)、柴崎ほか (1958)、岩井ほか (1959)、今井 (1961)、北村・藤井 (1962)、山口 (1970), 多田ほか (1988), 岩井 (1986), 岩井ほか (1986), 滝本 (1986), 芳賀・山口 (1990), Takimoto and Shuto (1994), リサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009), 東京電力

株式会社 (2010), 東北電力株式会社 (2014), 日本原燃株式会社 (2014), 工藤ほか (2020b) などの研究報告がある. これらの研究報告において、猿ヶ森層、泊層、鷹架層 及び蒲野沢層の定義については細かい違いはあるが大局的には一致している. しかしな がら、砂子又層の定義については研究報告間で大きく異なっており、混乱が生じている

砂子又層は、東通村砂子又を模式地として、蒲野沢層を取り巻いて分布する砂層主体 の海成層に対して与えられた地層名である(例えば、青森県、1954;半沢、1954;桑野、 1958b;岩井ほか、1959;今井、1961). その後、芳賀・山口 (1990) は、それまで砂 子又層に一括されていた地層中に不整合を見出し、不整合より下位の地層を砂子又層と 再定義し、上位の地層を浜田層とした. 砂子又層の模式地である砂子又は、不整合より も下位の地層の分布域にあるため この再定義は妥当なものと言える 一方 原子力事 業者(リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009;東京電力株式会社, 2010;東北電力株式会 2014) は、芳賀・山口 (1990) による区分を採用せず、不整合より下位の地層に直 名層という新名称を与え、上位の地層を砂子又層と再定義した. ただし、原子力事業者 による区分は、地層名の由来となった砂子又付近に砂子又層が分布しないという矛盾を 内包しており、「日本地質学会地層命名の指針」にも準拠していない、そのため、本地質 図幅では砂子又層の定義を芳賀・山口(1990)に従う. 原子力事業者による砂子又層は、 本地質図幅では鮮新統~下部更新統の浜田層にほぼ相当する. 以下では各地層について 概要を記載する.

5.3.1 猿ヶ森層(Sr) 地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による。本層は、下北半島東部地域におい て新第三系の基底部をなし、後期ジュラ紀の尻屋層群を不整合で覆い、泊層の下部と は指交関係にある (例えば, 今井, 1961; 工藤ほか, 2020b). 層厚は500 m以上に達 する (山口, 1970; 多田ほか, 1988). 本層は, 泥岩, 砂岩及び礫岩からなり, 陸上~ 浅海環境で堆積した地層と考えられている(今井, 1961; 多田ほか, 1988)。 尻屋層群 の分布近傍では礫岩主体であるが、それ以外の地域では泥岩及び砂岩が主体となる. 泥岩は灰色~青灰色を呈し、植物片を豊富に含むことが多い、泥岩と砂岩は数十cm以 下の単位でしばしば互層する. 礫岩は、泊層と同質の玄武岩~安山岩礫からなること が多いが、尻屋層群の分布近傍では尻屋層群由来の泥岩及び砂岩礫が優勢となる、本 層からは、多数の植物化石の報告があり(青森県、1954;半沢、1954;棚井、1955; 亘里, 1957; 北村・藤井, 1962; 山口, 1970; 岩井ほか, 1986; 甲田ほか 2001)、これらは台島型植物化石群に相当すると考えられている(棚井、1955; 亘里、 1957; 山口、1970). その他、貝化石(北村・藤井、1962), 底生及び浮遊生有孔虫化 石 (北村・藤井, 1962), NPD3A帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010) の 産出が報告されている。本層の堆積年代は、本層が蒲野沢層よりも下位に位置付けら れること、NPD3A帯の珪藻化石を産することから、少なくとも15 Ma以前であり、前 期中新世の17.0~16.6 Ma間を含むことは確実であるが、詳細な上限・下限年代は不明

5.3.2 泊層(T) 地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による. 本層は鷹架層下部と同時異相の 関係にあり、本層下部と猿ヶ森層上部は指交関係にある (工藤ほか、2020b). 層厚は 2,000 m以上に達する (山口、1970). 本層は、玄武岩~安山岩溶岩、火山砕屑岩及び貫 入岩を主体とし、凝灰質砂岩、礫岩及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。本層は全岩MgO含 有量が8~12 wt.%にも達する非常に未分化な玄武岩を産することで知られている(滝本, 状溶岩, 水冷破砕溶岩及び枕状溶岩として産する (例えば, Yamagishi, 1991). 玄武岩 ~安山岩火山砕屑岩は、凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩として産する。玄武岩~安山岩貫 入岩は岩脈あるいはシルとして産し、一部は猿ヶ森層に貫入する. 凝灰質砂岩は、しば しば塊状岩相を示し、細礫混じりで淘汰が悪く、大量の貝殻片を含む.凝灰質砂岩の 部は、かつて棚沢層(北村・岩井、1963;岩井ほか、1986)と呼ばれていたものに相当 する、礫岩は、支武岩~安山岩礫から構成される。いわゆる「火山円礫岩」と呼ばれる ものである. 軽石火山礫凝灰岩は塊状で無斑晶状の白色軽石で構成される.

本層からは、貝化石 (Hatai, 1950)、NPD3B~NPD4A帯に相当する珪藻化石 (東京 電力株式会社 2010) の産児が報告されている 木層の支武岩〜安山岩窓岩及び火山砂 屑岩からは、16.4~7.1 Maに及ぶ20個のK-Ar年代(全岩・斜長石・石基)が報告されて いる (Watanabe et al., 1993 ; Hanyu et al., 2006). これらのK–Ar年代は、変質を受 けたとされる2試料を除けば $16.4\sim12.2$ Maの範囲にあるが、微化石層序との比較によ れば、それらの多くは若返った年代と判断される(工藤ほか、2020b)。本層の軽石火山 礫凝灰岩からは、1つの試料から16.0±0.4 MaのU-Pb年代と14.4±0.6 MaのFT年代 が得られており、U-Pb年代が堆積年代を示すと判断される(工藤、2020;工藤ほか、 2020b). 本層の堆積年代は、微化石層序及び放射年代より前期~中期中新世の16.6~ 15 Maの範囲にあると判断される(工藤ほか、2020b)

5. 3. 3 鷹架層 (Tl, Tm, Tu) 地層名は柴崎ほか (1958) による. 本層は, 日本原燃株式会社 (2014) により, 岩相の 違いから下部(T1),中部(Tm),上部(Tu)の3つに区分されている。本層の下部は泊層 と同時異相の関係にある (工藤ほか, 2020b). 本層は下部の一部に陸成層を含むが、主 体は海成層からなる. 鷹架層下部(TI)は、泥岩、砂岩及び礫岩からなる. 亜炭層を挟む こともある. 泥岩は灰色~暗灰色を呈し, 礫岩は泊層由来の玄武岩~安山岩礫からなる. 鷹架層中部 (Tm) は、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩及び砂岩からなる. 鷹架 層上部 (Tu) は、緑灰色を呈する塊状の珪藻質泥岩を主体とし、一部で砂岩や凝灰岩の 薄層を伴う. 本層からは、貝化石 (柴崎ほか、1958;青木・桑野、1959; Aoki, 1959), CN5a帯に相当する石灰質ナンノ化石(工藤ほか、2020b)、NPD3B、NPD4A、NPD4Ba NPD4Bb帯に相当する珪藻化石(東京電力株式会社, 2010;工藤ほか, 2020b)の産出 が報告されている. 本層の堆積年代は、微化石層序より前期~中期中新世の16.6~13 Ma頃と判断される(工藤ほか, 2020b)

5. 3. 4 蒲野沢層 (Gs. G1. G2. Gt1. Gt2) 地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による. 本層は泊層を不整合に覆う (例 えば、芳賀・山口、1990; 丁藤ほか、2020b)、層厚は約700 mである(芳賀・山口、 1990). 本層は、珪藻質泥岩及び硬質珪質泥岩を主体とする海成層であり、砂岩、凝灰 質砂岩、軽石質火山砕屑岩を伴う、本層は大きく「下部」と「上部」に区分され、この境

界は秋田地域標準層序 (例えば、池辺、1962;佐賀、1992) の西黒沢層と女川層の境界 にほぼ一致する. 本層下部は,一部で礫岩を伴う砂岩及び凝灰質砂岩 (Gs),緑灰色~灰 色を呈する塊状珪藻質泥岩(G1),軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、軽石凝灰角礫岩及び凝灰 質砂岩 (Gt_1) からなる. Gsは本層基底部において G_1 と指交関係にある. 本層上部は、層 理が発達した暗灰色珪質硬質泥岩及び緑灰色~灰色の塊状珪藻質泥岩 (G2), 軽石火山礫 凝灰岩, 凝灰岩, 軽石凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩 (Gt₂) からなる. 本層からは, 貝化石 (Hatai, 1950)、底生有孔虫化石 (芳賀・山口, 1990)、CN4帯に相当する石灰質ナン ノ化石 (芳賀・山口, 1990;工藤ほか, 2020b), NPD3B~NPD5C帯に相当する珪 藻化石 (丸山, 1988; 秋葉・平松, 1988; 芳賀・山口, 1990; 工藤ほか, 2020b), に相当する放散中化石(相田・的場 1988)の産出が報告されている 本層下部の軽石 凝灰角礫岩からは、12.1±0.3 MaのU-Pb年代、11.4±1.0 MaのFT年代が得られて いる (工藤, 2020). 本層の堆積年代は,珪藻化石層序から中期~後期中新世の15~10 Maの範囲内にあると判断される(工藤ほか, 2020b).

5.3.5 砂子又層(Sn)

地層名はHatai (1950) 及び青森県 (1954) による. 本層は蒲野沢層を不整合に覆う (芳賀・山口、1990)、層厚は約150 mである(芳賀・山口、1990)、本層は、主に凝灰 質砂層、砂層、軽石礫層、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩の互層からなる海成層である。 全体に凝灰質であり、砂層中にしばしば軽石細礫~中礫を交える. 本層からは、貝化石 (半沢, 1954), NPD6B及びNPD7A帯に相当する珪藻化石 (東京電力株式会社, 2010) の 産出が報告されている。本層の軽石火山礫凝灰岩からは、7.5±0.2 MaのU-Pb年代 7.3±0.9 MaのFT年代が得られている (工藤, 2020). これらを総合すると、本層の 堆積年代は後期中新世の8.7~6.5 Ma頃と判断される.

6. 鮮新統~完新統

6.1 湯プ小川層 (Yk) 地層名は北村ほか(1959)による。本層はむつ地域西端部に分布し、中新統の小沢層 を不整合に覆う. 層厚は400 m以上である (上村, 1975). 本層は, 灰白色~黄白色を 呈する凝灰岩を主体とし、軽石火山礫凝灰岩及び泥岩を伴う海成層である.凝灰岩の 多くは数m以下の間隔で細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩の互層を構成し、しばしば脱水構造 が認められる. 下部では灰色泥岩が互層に加わり, 上部では軽石火山礫凝灰岩が互層 に加わる. 本層からは貝化石の産出が報告されている (郷原ほか、1957; Matsubara, 2009). Matsubara (2009) は、本層から産する貝化石群が大桑・万願寺動物群 (Otuka, 1939) と共涌する種を含むことから、本層の堆積年代を鮮新世~前期更新世とした、本 地質図幅では、本層が上部鮮新統~下部更新統の湯プ酸川層に覆われることから鮮新統

6.2 市ノ渡層 (Ic)

地層名は岩井・鈴木 (1957) による. 本層は七戸及び野辺地地域に分布し, 中新統の **ト坪川層を不整合に覆う (岩井・鈴木,1957;斎藤,1965;通商産業省資源エネルギー** 庁, 1976). 層厚は200~800 mである (斎藤, 1965). 本層は, 主に軽石火山礫凝灰岩 凝灰岩、凝灰質砂岩及び砂岩からなり、泥岩及び礫岩を伴う、本層は豊富に火山砕屑物 を挟有するが、それらの給源火山は明らかになっていない. 化石の産出はこれまで報告 されていない. 本層の軽石火山礫凝灰岩から、4.1±0.4 MaのFT年代が報告されている (工藤・柳沢, 2020). 本層の堆積年代は、前述のFT年代及び上部鮮新統~下部更新統 の清水目層に覆われる層序関係より、前期鮮新世と判断される。

6.3 湯グ殻川層 (Yn)

地層名は上村・斎藤 (1957), 通商産業省 (1970) による. 本層はむつ地域西端部に分布し、湯ノ小川層を不整合に覆う (上村, 1975). 層厚は300 m以上である (上村, 5). 本層は陸成層であり (上村, 1975), デイサイト火山砕屑岩を主体とし, 礫岩 を伴う. 本層に対比される薬研層 (上村・斎藤, 1957) の上部から2.6±2.1 Maの全岩

K-Ar年代が報告されている (新エネルギー総合開発機構、1986)、このK-Ar年代より 本地質図幅では本層の堆積年代を後期鮮新世~前期更新世とする. 6.4 浜田層, 甲地層, 清水肖層及びその相当層 (Hs, Hm) 20万分の1 「野辺地」 地域には、前期鮮新世後半から前期更新世にかけて堆積した砂 層主体の地層が広域に分布する. これらは下北半島北東部では浜田層 (Hatai, 1950;青 森県、1954)、下北半島南東部では甲地層(柴崎ほか、1958)、七戸及び野辺地地域では

清水目層(大木ほか、1955)と呼ばれている. 地層名は地域により異なるが、分布は連 続しているため、地質図では同一の凡例で示す、層厚は、浜田層が250~350 m(金 沢・山口、1988)、甲地層が100 m以上 (柴崎ほか、1958)、清水目層が100~250 m (斎 藤, 1965) である。市ノ渡層を整合に覆い (斎藤, 1965)、中新統を不整合に覆う。これ らの地層は、砂層及び泥質砂層を主体とし、泥層、礫層、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩 を伴う. 地質図では砂層及び泥質砂層を主体とする部分(Hs)と泥層を主体とする部分 (Hm) に区分して示した. 大半は海成層であるが, 一部で陸成層を含む. 浜田層の模式 地である横浜町浜田付近では、いくつかの部層に区分され、比較的詳細な層序が構築さ れている (金沢・山口, 1988 : Kanazawa, 1990 : 菅原ほか, 1997). なお本地質図幅では、芳賀・山口 (1990) により、むつ市境川流域で「砂子又層」として示されていた局 所的に分布する地層を、産出する珪藻化石から浜田層に含めた. 浜田層からは,貝化石(Otuka,1939;Hatai,1950;桑野,1957,1958b;青木・ 桑野、1959; Hatai et al., 1961; 北村・藤井、1962; 山口、1970; 金沢・山口、1988 Kanazawa, 1990; 甲田ほか, 2001; 島口・奈良, 2015), 貝形虫化石(花井・山口, 1987), 底生及び浮遊生有孔虫化石 (菅原ほか、1997;根本・吉本、2001), 珪藻化石 (芳賀・山口、1990)、石灰質ナンノ化石(菅原ほか、1997)の産出が報告されている。甲 地層からは貝化石(柴崎ほか、1958)、清水目層からは貝化石(斎藤、1965)、植物化石、

珪藻化石及び花粉化石(島口, 2002)の産出が報告されている。島口(2002)は、産出す る珪藻化石から清水目層の一部が湖沼堆積物であると述べてい 浜田層の堆積年代については、菅原ほか (1997) が報告した石灰質ナンノ化石に基づ くと、石灰質ナンノ化石基準面 (Takavama and Sato, 1987) の11~8間の少なくと も1.7~1.1 Ma間を含むと判断される (年代はSato *et al.*, 2009に基づく). 根本・吉本

Geology of the 1:200,000 Noheji Quadrangle

The 1:200,000 Noheii Quadrangle is located in the northernmost part of

The Late Jurassic accretionary complex, named the Iwaya Complex, is

restricted to the northern part of the Shimokita Hills. The complex consists

mainly of mudstone, with minor amounts of sandstone, and alternating

the Tohoku region in Japan. The geology of this district is divided into the

Late Jurassic accretionary complex, Miocene and Pliocene to Quaternary.

一般に最近の地質時代に繰り返し活動し、将来も活動することが推定される断層を活断 層と呼ぶ (活断層研究会, 1980, 1991). 本地質図幅では、中期更新世以降に活動した断 層・撓曲を活構造として示す。活構造としては、下北丘陵西側の横浜断層、下北丘陵南東側の出声西方断層と汽ヶ所撓曲、三角岳山地東縁の上原子断層と底面撓曲があり、いずれ も走向は概ね南北方向である (第1図). 活構造の位置は,活断層研究会 (1991),青森県 [1996], 渡辺ほか (2008), 東京電力株式会社 (2010), 日本原燃株式会社 (2014), 渡辺 (2016) 今息ほか (2018) たどの寸耐及パ震而組密を其に編算した

六ヶ所撓曲 六ヶ所村東部において北北東-南南西に延びる東側隆起の撓曲構造である (渡辺ほか、2008;渡辺、2016)、六ヶ所村出戸から鷹架沼南岸にかけてMIS5の海成段丘 面を1°程度の傾斜で東下がりに変形させ、変位量は最大で30 m以上とされている(渡辺 上原子断層 三角岳山地の東縁に沿って野辺地川から上原子付近まで北北西-南南東に

延びる東側降紀の逆断層である(青森県, 1996), 清水目川, 赤川上流で断層露頭が確認 されているが、南端は不明瞭である。中期更新世の古期扇状地及び河川成堆積物を変形さ せていることから、最新活動時期は中期更新世以降と推定される。なお、上原子断層の南 底田棲曲 三角岳山地の東縁に沿って採川付近から南方へおおよそ南北方向に延びる西 側隆起の撓曲構造である(斉藤、1965)。 撓曲帯における地層の傾斜は場所により90°を 超える.青森県 (1996) では「天間林断層」,東京電力株式会社 (2010) や日本原燃株式会 社(2014)では「七戸西方断層」と呼ばれている.中期更新世の古期扇状地及び河川成堆 積物を変形させており、約61 kaの十和田レッドパミス(RP)テフラ(東北地方第四紀研究 グループ, 1969; 大池・中川, 1979; Ito et al., 2017b) には明瞭な変位を与えていない

8. 地下資源

8.1 金属鉱床

ヶ所村において、中新統の貫入岩及び泊層の火山岩を対象として採掘されている. 砂利 は、小川原湖北岸及び六ヶ所村太平洋沿岸部などで、上部鮮新統~下部更新統の甲地層、 上部更新統~完新統の古期砂丘堆積物や海浜及び新期砂丘堆積物中の浜砂利が採取されて また、恐山の宇曽利山湖付近では、後カルデラ期溶岩及び火砕岩や崩壊堆積物などに硫

80℃の硫黄泉の湧出が認められる。また、ほとんどが掘削により湧出した温泉であるが 本地域には源泉温度約40~50℃の食塩泉を主体とする温泉が数多く認められる. 特に上 北平野南部の七戸町,東北町南部,三沢市において分布密度が高い.

1990) が出版されている。今回の重力図の編集に当たり、青森地域重力図の出版時に用い たデータ及び日本重力データベースDVD版(産業技術総合研究所地質調査総合センター編)13) によるデータを統一的に処理・編集した. 重力データの処理はSPECG1988 (地質 調査所重力探査グループ、1989)に準じて行い、地形の起伏の影響を取り除く地形補正に ついては、村田ほか(2018)と同様に行った、その際、最適な密度はブーゲー異常と地形 の起伏との相関を小さくするものであるという仮定に基づいて、本地域の陸域のデータか ら計算した上方接続残差の分散を最も小さくする仮定密度(駒澤, 1995)を探索する手法 を用いて表層密度とした。ただし、本地域は海域を多く含むとともに地形の起伏も乏しい

ため、 紀伏に富む三角岳山地及び恐山山地に限り上記探索手法を用いて、 最適な表層密 度を2.7 g/cm³と仮定した. なお、陸奥湾においては重力観測が実施されていないことか ら、重力コンターを表示していない. また、太平洋沿岸域においても、海陸の境界とな る沿岸域においては重力観測が実施されておらず、補間して表記していることに注意が

本地域のブーゲー異常(以下,重力異常)は、大局的には南北方向に伸長する構造が認 められる. 特に海域においては、下北半島のすぐ東に位置する南北に伸びる高重力異常 域から、太平洋側に向けて重力異常が低下していく、太平洋側において東方の図幅範囲 外へと及ぶ低重力異常は三陸沖堆積盆、下北半島の東縁の高重力異常は三陸沖堆積盆の 西縁を境する礼文―様戸(亜)帯の前期白亜紀火山岩・花こう岩によるものと考えられる

本地域の重力異常の特徴を明瞭にし、かつ、地質構造との対応を示すために、上方1 kmの喜さにおけるブーゲー異常を計算した上方接続図 (第4回) と ブーゲー異常図か ら上方接続図を広域トレンドとして除去した上方接続残差図 (第5図) を示す. ただし. ブーゲー異常の計算のために一様な仮定密度を用いているため、実際の岩石密度と仮定 密度に差がある地域では、地形の影響が残っている可能性に注意する必要がある。この 地域の陸域における高重力異常域は上部ジュラ系や新生代火山岩などの高家度岩体が分 布する地域、また、低重力異常域は鮮新世~第四紀の未固結堆積物からなる低密度岩体 が分布する地域に対応する. 高重力異常域は上部ジュラ系が露出する下北丘陵北部や 中新世の火山岩が分布する下北丘陵中央~南部及び三角岳山地において顕著であり、第 四紀の恐山水山噴出物の分布する恐山周辺においてま比較的高い重力異常域が分布する 方、本地域で最も低い重力異常は、鮮新世~第四紀の未固結の砂を主体とする堆積物 や火砕流堆積物が広く分布する小川原湖から西方において観察される. 三角岳山地の火 山岩を主体とする中新統と東側に分布する鮮新世~第四紀の未固結堆積物の境界には顕

著な重力異常のコントラストが存在し、それらの境界には撓曲帯が存在する. 141°30'

-6 -4 -2 0 2 4

第5図 1 kmの上方接続残差図

beds of sandstone and mudstone conglomerate chert and limestone Based on detrital zircon U-Pb ages from the sandstone and radiolarian fossils from the mudstone, the deposition age of clastic rocks has been estimated to be the middle Late Jurassic. The Miocene is distributed in the western part of the Osorevama Mountains, Shimokita Hills and Sankakudake Mountains. The Miocene consists of basalt to rhyolite volcanic rocks and sedimentary rocks from 17–6 Ma. Some of the Lower Miocene are terrestrial while the others are marine deposits. Most of the Miocene is deep-sea deposits from sedimentary basins that developed due to the subsidence associated with the opening of the Japan Sea. The uplift began approximately 10 Ma and several unconformities were formed. After 8 Ma, the Miocene strata are absent from the Osorevama and Sankakudake mountains. The 8-7 Ma shallow marine deposits are recognized above the ~9 Ma unconformity in the Kamikita Hills.

The Pliocene to Holocene sediments and volcanic rocks that were deposited after 5 Ma are widely distributed in this district, and unconformably overlie the Miocene. Basaltic andesite to dacite terrestrial lava and volcaniclastic rocks are distributed in the Osorevama and Sankakudake mountains. Shallow marine sediments mainly composed of sand are widely distributed in the Kamikita and Tanabu plains. Fluvial sediments are distributed near the mountains and hills and along present rivers. The Osorevama Volcano in the Osorevama Mountains and the Hachimandake Volcanic Group in the Sankakudake Mountains are Quaternary volcanoes. The Osorevama Volcano is an active polygenetic volcano that has been active since ~1.5 Ma, and currently exhibits fumarolic activity. The Hachimandake Volcanic Group is a small volcanic group formed during 2.5 to 1.4 Ma, and some of their lava is distributed in this district. Several marine terraces are widely recognized in the Kamikita and Tanabu plains; these terraces consist of marine sediments deposited after ~0.4 Ma. These marine sediments were classified into at least four stratigraphic units according to the highstand stages of the Middle to Late Pleistocene, based on their age and the relative topographical height of the terrace surface. Active structures that have been active since the Middle Pleistocene in this district include the Yokohama Fault, Deto-Seihou Fault, Rokkasho Flexure, Kamiharako Fault and Sokota Flexure. These features, which exhibit a N-S trend and are found near the edges of mountains and hills, are reverse faults or flexures caused by the offset of reverse faults.

Miocene terrestrial deposits, crushed stone and gravel, and a number of hot and mineral springs. The gravity anomaly is correlated with the distribution of the surface geology on land. The high gravity anomalies are consistent with the distribution of the Jurassic accretionary complex and the Miocene to Pleistocene volcanic rocks. The low gravity anomalies correspond to the distribution of the Pliocene to Quaternary shallow marine and fluvial sediments. The remarkable gravity contrast is observed along the boundary between the volcanic rocks in the Sankakudake Mountains and the Pliocene to Quaternary unconsolidated sediments in the Kamikita Plain. This gravity contrast is consistent with the flexure distributed along edges of the mountains. The N-S trending distribution of the low and high gravity anomalies in offshore areas is derived from the Sanriku-Oki

The subsurface resources in this district include iron sand deposits in the

Pliocene to Quaternary shallow marine sediments, lignite in the Lower

Keywords: areal geology, geological map, 1:200,000, Noheji, Aomori Prefecture, Shimokita Peninsula, Tohoku region, Upper Jurassic, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Osoreyama Volcano, accretionary complex, volcanic rocks, sedimentary rocks, marine terrace deposits,

sedimentary basin and the Late Cretaceous volcanic rocks with granite

60 80 100 120 140 第4図 1 kmの上方接続図 ıンター間隔は2 mgal (ミリガル).

環境保健部(1992)、青森県(1997)による. 恐山の宇曽利山湖北岸では、源泉温度60~

(小松原純子・工藤 崇)

昭和24年頃に休山して現在に至っている(今井, 1961).

20万分の1「野辺地」地域においては、20万分の1重力図「青森地域重力図」(広島ほか

地層名に関しては今後の再検討が必要である。 先カルデラ期堆積物の年代は、 海成段斤堆 積物との層位関係から、約48~27万年前と推定されている(リサイクル燃料貯蔵株式会社、

岩屑から構成される. 本堆積物の年代は48~27万年前の間と考えられているが(リサイク

宇曽利カルデラ内に形成された後カルデラ期の火山体を構成する溶岩及び火砕岩を「後 カルデラ期溶岩及び火砕岩」と総称する. 本溶岩及び火砕岩は, 安山岩~デイサイ 及び火砕岩からなる.これらは宇曽利山湖の北岸に分布が集中し、剣山、地藏山、北窯 SSIND が歯鶏頭山の少なくとも4つの溶岩ドームと創山を取り囲が1つの火砕丘を構成す る (リサイクル燃料貯蔵株式会社, 2009). 本溶岩及び火砕岩から, 0.20~0.06 Maの4試 料のFT年代,0.16~0.08 Maの3試料のTL年代が報告されている(リサイクル燃料貯蔵株 式会社,2009). これらの放射年代と層序関係より,本溶岩及び火砕岩の年代は約20~8

6.8 崩壊堆積物(c) 本堆積物は、恐山火山の後カルデラ期火山体の崩壊により形成された岩屑からなる堆積 物の総称である. 宇曽利山湖北東岸付近にのみ分布する.

物などからなる(リサイクル燃料貯蔵株式会社,2009).

中新統~中部更新統からなる山地及び丘陵の縁辺には、これらが再堆積した礫、砂及び 泥から構成される扇状地及び河川成堆積物が分布する. そのうち、酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage: MIS) 5e-aの海成段丘堆積物よりも古いと判断,あるいは推定さ れるものを「古期扇状地及び河川成堆積物」とする. 本堆積物は、開析された扇状地地形 や段丘地形を示し、地形面の保存は概して悪い、本堆積物は、恐山火山の南東山麓、下北 丘陵西縁、三角岳山地の北東山麓などに分布する。これらは後期更新世のMIS5e-a海成 段丘堆積物に覆われる(三浦, 1968;小池・町田, 2001;日本原燃株式会社, 2014).

2001; 日本原燃株式会社, 2014; Matsu'ura et al., 2019). その場合は複数の区分をま たがる分類とした(例えば、「MIS7もしくはMIS9海成段丘堆積物」)。 最も古い海成段丘堆積物は、小川原湖と陸奥湾に挟まれた台地の頂部に分布する. これ

らの段丘は、分布と標高からMIS11に形成されたと考えられている(宮内、1985;小池 町田、2001; Kuwabara、2001; 日本原燃株式会社、2014)、しかしながら、現状では 地形情報以外にMIS11と確定できる根拠は存在しない. これらの海成段丘堆積物を覆う 袋町3テフラ及び袋町6テフラのFT年代として、それぞれ0.91±0.15 Ma、1.17±0.0 Maが報告されている(桑原、2007)が、これはMIS11とする既存研究の見解と矛盾する。 そのため、現状ではこれらの海成段丘堆積物がより古い時代の堆積物である可能性を排除 できない. そこで、本地質図幅ではこれらの海成段丘堆積物を「MIS11かそれより古い海 成段丘堆積物」 として示した. 同様の海成段丘堆積物は、田名部平野の東縁にも小規模 に分布する(岩崎, 1987;桑原・山崎, 2000; 小池・町田, 2001; Matsu'ura et al.

上北平野では、上記の「MIS11かそれより古い海成段丘堆積物」を取り囲むように、中期 更新世のより新しい海成段丘堆積物である「MIS9かそれより古い海成段丘堆積物」、「MIS9 海成段丘堆積物」,「MIS7もしくは9海成段丘堆積物」,「MIS7海成段丘堆積物」 が分布す る (鈴木・宮脇, 1998; 小池・町田, 2001; 日本原燃株式会社, 2014; Matsu'ura e al. 2019)、小川原湖の西方ではMIS9の段丘構成層は上位に約2 mのローム層を介して 20.5~21万年前の白ベタテフラ(WP: 東北地方第四紀研究グループ, 1969; Matsu'ura et al., 2014b) に覆われる (Matsu'ura et al., 2019). MIS9とMIS7の海成段丘堆積物は, 田名部平野縁辺部にも分布し(桑原・山崎, 2001;小池・町田, 2001;桑原, 2005), MIS9の段丘堆積物は25.7~26.3万年前の田名部Cテフラ (Tn-C:桑原・山崎, 2001 覆われる。陸奥湾北岸にはMIS7の段丘堆積物が小規模に分布する。

層を介して約10.9万年前の洞爺火山灰(Toya:町田ほか, 1987;東宮・宮城, 2020)に MIS5eの海成段丘堆積物は、小川原湖の周辺、下北丘陵の東岸及び西岸、田名部平野な どに広く分布し、陸奥湾北岸及び南岸にも点在する。段丘堆積物の上位にToyaを載せる 宮内,1985;岩崎,1987;小池・町田,2001). このうち,小川原湖南岸の高瀬川(七 戸川)及び砂土路川両岸では、分布の西側を後期更新世の十和田大不動及び十和田八戸火 砕流堆積物に覆われる. 小川原湖の東岸では段丘面は東へ向かって徐々に低くなる. これ 一部をMIS5c及び5aの段丘として区分する研究例(宮内, 1985;小池・町田, 200) もあるが、明瞭な境界が認め難いこと、20万分の1「野辺地」地域全体で相当する段丘面 を追跡できないことから、本報告では一括してMIS5e-aとした、小川原湖東岸では MIS5eの段丘堆積物から126±3 ka, 132±2 kaのpIRIR (post-IR IRSL:ルミネッセン ス年代の一種) 年代が得られている (Ito *et al.*, 2017a)

6.12 八甲田第2期火砕流堆積物(Hta) 地層名は村岡・高倉 (1988) 及び村岡・長谷 (1990) による. 本堆積物は、七戸地域西 方に位置する八甲田カルデラ起源の大規模火砕流堆積物であり、七戸地域西半部に分布し 開析された火砕流台地の地形を示す。本堆積物は、デイサイト~流紋岩溶結火砕岩からな り、層厚は最大で150 m程度である。本堆積物の直下には、火砕流の発生に先行して堆積 した降下堆積物を主とする八甲田TE-1テフラ(岩崎、1983;工藤、2005)が認められる ことがある.本堆積物の年代は,八甲田TE-1テフラとMIS9海成段丘堆積物の関係から, おおよそ0.3 Ma頃と考えられている(工藤ほか、2019).

小川原湖東岸から北にかけて分布するMIS5e-a海成段丘堆積物の西側に沿って、砂丘 堆積物が分布する。これらを古期砂丘堆積物と呼ぶ、淘汰の良い極細粒~細粒砂からなり 大型のトラフ型斜交層理が見られ、厚さは10 mを超える. MIS5e-a海成段丘堆積物を覆 ローム層に覆われる。小川原湖西岸に分布するMIS9段丘面上にも、同様の砂丘堆積 物が分布することが地形から判読できるが、その層相や年代については不明である.

6.14 十和田大不動及び十和田八戸火砕流堆積物 (Tw) 野辺地、七戸、三沢及び平沼地域の平野・丘陵地には、十和田火山起源の十和田大不動 火砕流堆積物(東北地方第四紀研究グループ, 1969)及び十和田八戸火砕流堆積物(中川 ほか、1972)が広域に分布する.20万分の1地質図では、これらを区分して描くのはスケ ール上困難であるため一括して示す. これらの火砕流堆積物は、数m~数十mの厚さで、 地形的低所を埋めるように堆積し、平坦な堆積面をなす。これらは後に河川侵食を受け 三本木面あるいは三本木段丘(中川、1961)と呼ばれる段丘地形を形成している。両堆積 物は、より高位の段丘や丘陵上にも十数cm~数cm程度の厚さでより広域に分布するが、 本地質図幅では層厚が数mを超える部分のみ分布を示した。両堆積物ともに、デイサイト ~流紋岩軽石火山岩塊,軽石火山礫及び火山灰から構成される軽石流堆積物である.両堆 積物は共通して斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物斑晶を含み、十和田八戸火砕 流堆積物には普通角閃石斑晶も含まれる (例えば、工藤、2005;工藤ほか、2019). 両者 は非常に良く似た岩相を示すが、普通角閃石斑晶の有無で区別可能である. 堆積年代は、 十和田大不動火砕流堆積物が36 ka (小岩ほか, 2007;工藤ほか, 2019), 十和田八戸火 砕流堆積物が15.5 ka (Horiuchi et al., 2007) である.

6.15 新期扇状地及び河川成堆積物 (f₂ 扇状地及び河川成の堆積物のうち、後期更新世に堆積したものを指す、礫、砂及び泥か らなり、田名部平野西部、下北丘陵西側の現河川沿い、下北丘陵東縁部、上北平野の七戸 川及び砂土路川沿いなどに分布する. MIS5e-a海成段丘堆積物よりも層位学的に上位で

6.16 沖積低地及び谷底低地堆積物 (a) 本堆積物は、最終氷期以降に堆積し現在の沖積低地を形成する. その地表部は、河川成 の氾濫原堆積物,後背湿地堆積物,河道堆積物,自然堤防堆積物と,山間部の谷底に分布 する河道堆積物からなる。本堆積物は田名部平野及び上北平野に比較的広く分布する。田 名部平野に分布する本堆積物は、浜堤列の背後に分布し、表層約2 m付近までは泥炭層 を含む後背湿地堆積物, その下は貝化石を含む潮間帯~内湾成の泥層からなる (松本, 1984;むつ市、1989)。貝化石からは5.480±120~6.370±190年前の放射性炭素年代が 得られている(松島・奈良, 1987)。上北平野に分布する本堆積物は、主に礫、砂、泥か らなり、基底は小川原湖西岸の砂土路川河口付近で標高-35 m付近にある. 泥層は貝殻 や腐植物を含む海成層で非常に軟弱である(建設省計画局・青森県, 1970). 六ヶ所村。 三沢市北部の太平洋沿岸に分布する沖積低地堆積物は、砂州で閉塞された沿岸湿地に形成 され、主に砂からなる(建設省計画局・青森県、1970)。

6.17 海浜及び新期砂丘堆積物(b) 本堆積物は田名部平野の海岸沿い、下北半島の東岸及び西岸に分布し、MIS5e-a海成 段丘堆積物上のローム層もしくは沖積低地及び谷底低地堆積物を覆う。陸奥湾北岸の芋崎 形成された3列の浜堤列が分布する(松本, 1984)。東通村猿ヶ森付近には、海岸から1.8 kmの範囲に最大比高35 mに及ぶ大規模な砂丘が発達している(大矢・市瀬, 1958;千釜 ほか、1998).

7. 活構造

横浜断層 西側隆起の逆断層である (今泉ほか, 2018). 南限は横浜町太錦漬苗で、北 尖滅する. 横浜町鶏沢でのトレンチにおいて、阿蘇4火山灰 (Aso-4:町田ほか、1985) マ 変形させる(東京電力株式会社、2010) ことから、最新活動時期は9万年前以降と推定さ れる. なお、横浜断層の北方では、北北東-南南西方向へ伸長する東側隆起の撓曲構造が 認められ、上部鮮新統~下部更新統の浜田層以下の地層を変形させている(東京電力株式 会社, 2010). この撓曲構造は横浜断層とは変位センスが逆であり, 両者は連続しない(日 本原燃株式会社, 2014

出戸西方断層を老部川から棚沢川南方にかけてほぼ南北に延びる西側隆起の逆断層であ る (日本原燃株式会社, 2014). 老部川左岸で十和田大不動火砕流堆積物に伴う降下テフ ラ (BP1) を変形させている (東京電力株式会社、2010) ことから、最新活動時期は3.6万 年前以降と推定される. 渡辺(2016)は、出戸西方断層を六ヶ所撓曲の中に形成された副 欠的な活断層であるとしている

方には底田撓曲が認められるが、変位センスが逆であり、両者は連続しない.

ことから (青森県, 1996), 最新活動時期は中期更新世~約6万年前の間と推定される.

8.2 非金属鉱物資源

三沢市太平洋沿岸部(淋代など)では、過去に海浜及び新期砂丘堆積物を対象として海 産があった(地質調査所、1954)、また、上北郡七戸町の天間林鉱山(別名:天満鉱山)で は、上部鮮新統~下部更新統の清水目層中の砂層に対し山砂鉄を対象とした坑内採掘を行 っていた. 精鉱の品位は鉄約50-60%, 1952年~1961年間で計17万tの生産があった (大

主な非金属資源として砕石及び砂利が挙げられる. 砕石は、上北郡七戸町、横浜町及び

黄及び硫化鉄鉱を伴う小規模な変質帯が認められ、かつて硫黄が採取されていた(上村 本地域の温泉・鉱泉の分布は、酒井ほか(1967)、岩井(1975, 1983, 1988)、青森県

下部中新統の猿ヶ森層中に狭在する炭層は、下北炭鉱として明治40年頃から開発が行 なわれた、昭和18年から東北鉱業株式会社によって本格的に褐炭の採掘が行われたが、

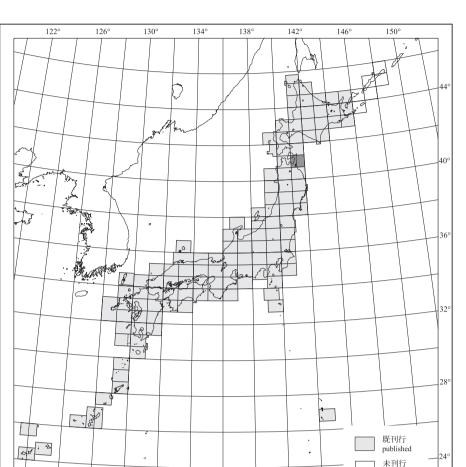
9. 重力異常

active structure, subsurface resources, gravity anomaly

belonging to the Rebun-Kabato Belt, respectively.

田調查報告, 青森県水産商工部商工課, 1-11 青森県水産商工部商工課、1-9. 日本本バスに同二日四日上版、 L=3. 岩井武彦 (1975) 小川原湖畔地域における温泉群の研究. 青森県・三沢市・ 上北町・東北町、26p. 岩井武彦 (1983) 青森県むつ下北地域の温泉調査報告書. 青森県環境保健部, 岩井武彦 (1986) 島弧横断ルートNo. 10. 北村 信編 新生代東北本州弧 地質資料集, 宝文堂, 地具員村来、玉文至。 岩井武彦(1988)温泉ゆう出地基礎調査報告書(野辺地町・東北町・天間林村・七戸町).青森県環境保健部,49p. 岩井武彦·根本直樹 (1990) II. 表層地質図. 土地分類基本調査「七戸」.

工藤 崇・小松原純子・内野隆之・昆 慶明・宮川歩夢 KUDO Takashi, KOMATSUBARA Junko, UCHINO Takayuki,



令和3年

相田吉昭・的場保望(1988)青森県鰺ヶ沢・五所川原地域および下北半島の 新第三系放散虫化石, 第三紀珪質岩の総合研究, 昭和62年度科学研究費

補助金 (総合研究A) 研究成果報告書, 63-80.

Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene though Quaternary diatom zones for middle-to-high atitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn W. T. et al., eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U. S. 1988) 青森県鰺ヶ沢 五所川原および下北地域の新領 系珪藻化石層序. 第三紀珪質岩の総合研究, 昭和62年度科学研究費補

助金(総合研究A)研究成果報告書, 35-51 Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Japan, Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C, 6, 225–280. 青木_滋・桑野幸夫(1959)下北半島の新第三紀貝化石群集. 資源科学研究

青森県 (1954) 青森県の地下資源. 青森県総務部調査課, 148p 青森県(1996)平成7年度津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調 查成果報告書. 青森県. http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/ 青森県 (1997) 青森県温泉地質誌、青森県環境保健部自然保護課、535p 青森県環境保健部(1992)温泉ゆう出地基礎調査報告書(三沢市・下田町・

百石町・八戸市) 青森県環境保健部、65p. 荒川武久・岡島靖司・水上啓司・宮脇理一郎・青木道範・小林 淳 (2008) 恐山火山宇曽利カルデラ内で確認した最近6万年間の堆積物. 日本第四 伴 雅雄・大場与志男・石川賢一・高岡宣雄 (1992) 青麻-恐火山列, 陸奥 七時雨及青麻火山のK-Ar年代-東北日本弧第四紀火山の 帯状配列の成立時期- 岩鉱 87. 39-49. 千釜 章・多田省一郎・青沼正光 (1998) 下北半島における津波の伝承の解 釈と埋没ヒバ林の成因, 地震, 51, 61-7

地質調査所 (1954) 主として金属原料となる鉱石. 日本鉱産誌BI-c, 工業技術

地質調査所重力探査グループ (1989) 地質調査所重力補正標準手順SPECG 1988について. 地質調査所月報, 40, 601-611. Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. -X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. 郷原保真・桑野幸夫・生出慶司(1957) 恐山火山の地質(予報), 下北半島北 部の第四系 第2報. 資源科学研究所彙報, no. 43-44, 芳賀正和・山口寿之 (1990) 下北半島東部の新第三系―第四系の層序と珪藻 国立科学博物館報告, 16,

花井哲郎・山口寿之(1987)青森県下北半島の鮮新一更新世貝形虫群集(予). 国立科学博物館專報, 20, 45-51. Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006) Contri melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc or the last 25 Myr: constraints from geochemistry. Geoc stems, 7, Q08002, doi:10.1029/2005GC001220. 半沢正四郎 (1954) 東北地方,日本地方地質誌. 朝倉書店, 344p.

Hatai, K. (1950) Cenozoic mollusca from Aomori Prefecture, Japan

irnal of Conchology, 90, 128–136. Hatai, K., Masuda, K. and Suzuki, Y. (1961) A note on the Pliocene megafossil fauna from the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Northeast Honshu, Japan. Saito Ho-on Kai Museum 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1990) 青森地域重力図 (ブーゲー異常). 重力

Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohvama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5-cal kyr BP byroclastically buried forest: a pilot study. Radiocarbon, 49, 池辺 穣 (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積 秋田大学地下資源研究施設研究報告, no. 26, 1-59. 今井 功 (1961) 5万分の1地質図幅「近川」 地質調査所, 45p. 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマッ

Ito, K., Tamura, T. and Tsukamoto, S. (2017a) Post-IR IRSL dating of K-feldspar from Last Interglacial marine terrace deposits on the amikita Coastal Plain, northeastern Japan. Geochronometria, 44 Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017b) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess ntercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. aternary International, 456, 154–162. 岩井淳一・鈴木養身(1957)東津軽郡東部及び上北郡北西部地区.青森県油 岩井淳一・北村 信・藤井敬三 (1959) 下北半島田名部町東方地区の地質.

プ [新編]. 東京大学出版会, 154p.

著作権所有・発行者

令和3年3月31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

中新統の年代層序. 地質調査研究報告, 71, 439-462.

Tokyo Metropolitan University, 36, 17–28.

Kuwabara, T. (2001) Quaternary tectonic movement deduced from

marine terraces and Noheji Formation in the Kamikita Plain

Shimokita Peninsula, Northeast Japan. Geographical Report of

AIST20-G06138 Geological Survey of Japan, AIST © 2021

岩井武彦・大池昭二 (1982) II. 表層地質図. 土地分類基本調査 「三沢」. 岩井武彦・奈良正義・金沢道生 (1972) II. 表層地質図. 土地分類基本調査 「大湊」. 青森県, 23-35. 岩井武彦・多田元彦・北村 信 (1986) 島弧横断ルートNo. 8およびルート No. 9. 北村 信編 新生代東北本州通地質資料集,宝文堂. 岩崎孝明(1983)青森県東部の火山灰. 駒澤大学大学院地理学研究, 13, 33–39. 岩崎孝明(1987)下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序. 駒澤

鎌田耕太郎 (2000) 尻屋コンプレックス: 尻屋崎に分布する先第三紀付加体 堆積物, 弘前大学教育学部紀要, 83, 39-47. Kamikuri, S., Itaki, T., Motoyama, I. and Matsuzaki, K. M. (2017) Radiolarian biostratigraphy from middle Miocene to late Pleistocene n the Japan Sea. Paleontological Research, 21, 397–421. Kanazawa K (1990) Farly Pleistocene glacio-eustatic sea-level fluctuations as deduced from periodic changes in cold- and

warm-water molluscan associations in the Shimokita Peninsula

neast Japan. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 金沢謙一・山口寿之(1988)下北半島中部の鮮新一更新統浜田層の地質. 国 立科学博物館專報, 14, 45-57 活断層研究会 (1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 363p. 活断層研究会(1991)新編 日本の活断層:分布図と資料.東京大学出版会,

川村信人・大津 直・寺田 剛・安田直樹 (1994) 渡島帯付加体の内部構造. 日本地質学会第101回学術大会見学旅行案内書, 175-19 建設省計画局・青森県 (1970) 青森県八戸・三沢地区の地般 都市地般調査 報告書, 第21巻. 136p. 菊池かおる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巌雄(1984)新潟油田地 域, 灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対比. 地質学雑誌, 90, 金属鉱物探鉱促進事業団(1972)昭和46年度精密調查報告書,下北地域.

金属鉱物探鉱促進事業団, 101p 金属鉱業事業団(1973)昭和47年度精密調査報告書,下北地域. 金属鉱業事 金属鉱業事業団 (1974) 昭和48年度精密調查報告書,下北地域. 金属鉱業事 2013) 日本活火山総覧 (第4版). 気象庁, 1498p. 北村 信・藤井敬三 (1962) 下北半島東部の地質構造について―とくに"下北

断層"の意義について一. 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, 北村 信・岩井武彦 (1963) 青森県の新第三系. 青森県地質説明書, 青森県, 北村 信・鈴木養身・多田元彦 (1959) 下北半島西部の地質. 青森県水産商 言・岩井武彦・多田元彦(1972)青森県の新第三系.青森県の地質、

小林 淳・水上啓治 (2012) 恐山火山外輪山の年代と火山活動史-小目名沢 石英安山岩の恐山火山の活動史上の位置づけに着目して-. 日本第四紀 学会講演要旨集, 42, 14-15. 小林 淳・水上啓治・岡島靖司 (2011) 恐山外輪山における屛風山-朝比奈岳 火山群の年代と火山活動史. 日本火山学会講演予稿集, 2011年度秋季大 之・町田 洋(2001)日本の海成段丘アトラス.東京大学出版会,105p 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編(2005)日本の地形3 東北.

小岩直人・柴 正敏・葛西優貴 (2007) 青森県屛風山砂丘地帯, 館岡層中の 十和田大不動テフラのAMS¹⁴C年代. 第四紀研究, 46, 437-441. 駒澤正夫 (1995) 阿蘇火山の重力解析と解釈. 測地学会誌, 41, 17-45. 田光明・工藤一弥・新岡浩一・島口 天 (2001) 下北半島東部から産出す 下北丘陵の自然,下北丘陵自然調査報告,青森県郷土館,調査 工藤 崇(2005) 十和田地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図 幅)、産総研地質調査総合センター、79p. 工藤 崇 (2020) 20万分の1 「野辺地」地域に分布する中新統のジルコンU-Pb 及びフィッショントラック年代、地質調査研究報告、71、481-507、 工藤 崇・柳沢幸夫 (2020) 青森県七戸町坪川セクションにおける上部中新 統~鮮新統の年代層序. 地質調査研究報告, 71, 215-23 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質、地域地質研究 報告(5万分の1地質図幅)。産総研地質調査総合センター、192p. 工藤 崇・檀原 徹・岩野英樹・山下 透(2020a) 八甲田カルデラ東方、 幡岳火山群の地質と火山活動史. 地学雑誌, 129, 工藤 崇・堀内誠示・柳沢幸夫 (2020b) 下北半島東部に分布する下部~中部

> (地質図面に続く) 許可なく複製を禁ずる

(2001) は、浮遊生有孔虫化石より、浜田層中にNo.2 Globorotalia inflata bedを見出し 浜田層上部がこれよりも新しいと述べている、No.2 G. inflata bedは石灰質ナンノ化石基 準面の9と10の間に位置することから、浜田層上部の年代は少なくとも1.4 Ma以降と判断 される. 一方, 浜田層の最下部からはNeodenticula koizumii, N. sp. Aが比較的多く産 するため (芳賀・山口、1990)、本層の下限はNPD8~9 (3.9~2.0 Ma) まで遡ると判断さ れる. 田村ほか (2011) によれば、浜田層は1.4~1.2 MaのKd8b (里口、1995)、約1 Ma の吉水テフラ (菊池ほか、1984) に対比可能なテフラを挟在する. なお、Kd8bの年代は、 佐藤ほか (1999) 及びSato et al. (2009) による. 放射年代としては、浜田層及び甲地層相当層から4.3~0.72 Maの範囲のFT年代 (7試 料) が報告されている(島口、2009;日本原燃株式会社、2014)、また、清水目層からは

(TL) 年代が報告されている (青森県、1996). 以上を総合すると、浜田層、甲地層及び清 水目層の堆積年代は後期鮮新世~前期更新世と判断される。 6.5 北般沢火砕流堆積物(Kt) 地層名は工藤ほか(2020a)による. 本堆積物は七戸地域南西端部に分布し、鮮新統の

市ノ渡層を覆い、八幡岳火山群噴出物の八幡岳溶岩に覆われる、本堆積物は、デイサイ ト~流紋岩溶結火砕岩からなり、層厚は最大で約40 mである. 噴出源は不明である. 本 堆積物より1.54±0.17 MaのFT年代が報告されている(工藤ほか、2020a)。 6.6 八幡岳火山群噴出物 八幡岳火山群は、複数の小規模火山体からなる火山群であり、その火山活動時期は2.5 ~1.4 Maである(工藤ほか, 2020a). 八幡岳火山群噴出物は, 玄武岩質安山岩溶岩及び火 砕岩からなり、「大中台溶岩・火砕岩」、「法量北溶岩」、「黒森溶岩」、「八幡岳溶岩」、「荷

説容岩」の5つの地質ユニットに区分されている(工藤ほか, 2020a). それらのうち, 20 万分の1「野辺地」地域では、七戸地域南西端部において「法量北溶岩」及び「八幡岳溶岩」 6. 6. 1 法量北溶岩 (Hk) 地層名は工藤(2005)による. 本溶岩は鮮新統の市ノ渡層を覆う. 本溶岩は複数枚の玄

年代が報告されている(工藤ほか, 2020a).

ラのため、本地質図幅には示していない.

6, 7, 1 屏風山-朝比奈岳火山群噴出物 (Oa)

武岩質安山岩溶岩からなり、層厚は最大で150 m 程度である. 本溶岩より1.80±0.15 Ma の石基K-Ar年代が報告されている(工藤ほか、2020a)。 地層名は工藤ほか (2020a) による. 本溶岩は鮮新統の市ノ渡層と下部更新統の北股沢火 砕流堆積物を覆う。本窓岩は、多数の支武岩質安山岩窓岩からなり、八幡岳(標高1,020.4 m)を最高点とし、南東に8~10°で緩傾斜する広い面を持った台地状の山体を構成する. 最大層厚は八幡岳山頂付近で150~200 mである. 本溶岩より1.47±0.09 Maの石基K-Ar

6.7 恐山火山噴出物 かまふせやま むつ地域に位置する恐山火山は、釜臥山 (標高878.2 m) を最高峰とする第四紀の複成火 山であり、その山体は複数の成層火山体や溶岩ドーム等で構成される。山頂部には直径約 4 kmの字曽利カルデラが存在し、カルデラ内には溶岩ドーム群や火砕丘が形成されてい る. 恐山火山は活発な噴気活動の存在から活火山に指定されている (気象庁, 2013). 忍 山火山の地質学的・岩石学的研究としては、郷原ほか(1957)、富樫(1977)、桑原・山崎 (2001)、岡島ほか (2008)、荒川ほか (2008)、リサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009)、小林 ほか (2011),小林・水上 (2012) などがある.恐山火山噴出物の地質図編纂に当たっては, 主に富樫 (1977) 及びリサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009) の地質図を用いた. 以下では、 主にリサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009) と小林・水上 (2012) に基づき、恐山火山の活

動史について述べる. 恐山火山の活動は、約20万年間の活動休止期を挟んで、約146~68万年前の古恐山火 山の活動と約48万年前以降の新恐山火山の活動に区分される (小林・水上, 2012). 古恐 山火山の活動では、溶岩の流出が主な活動様式であり、複数の成層火山体や溶岩ドーム 形成された. この時期の噴出物は、「屛風山-朝比奈岳火山群噴出物」と「釜臥山・障子山 火山群噴出物」からなる. 新恐山火山の活動は, 爆発的噴火を主な活動様式とし, 宇曽利 カルデラの形成を境として「先カルデラ期」と「後カルデラ期」に区分される. 先カルデ ラ期の噴出物は「先カルデラ期噴出物」、後カルデラ期の噴出物は「関根第1及び第2火砕 流堆積物」及び「後カルデラ期溶岩及び火砕岩」からなる. 「先カルデラ期噴出物」は、複 数回の爆発的噴火による噴出物からなる. 年代は約48~27万年前である. そのうち最も 規模の大きな噴出物は、最上位の正津川火砕流堆積物である。正津川火砕流堆積物を形成 した噴火は約27万年前に発生し、この噴火によって宇曽利カルデラが形成されたと考え られている. また、先カルデラ期には複数回の山体崩壊が発生し、「先カルデラ期岩屑 なだれ堆積物」が形成された、宇曽利カルデラの形成後、後カルデラ期には、27~20万 年前の間にカルデラ内で複数回の爆発的噴火が発生した.このうち、約21万年前に発生 した2回の噴火により「関根第1及び第2火砕流堆積物」が形成された。27~20万年前の間 には、関根第1及び第2火砕流堆積物以外にも複数枚の噴出物が認められているが、既存 研究で地質図が示されていないため、本地質図幅には表現できていない.約20~8万年前 には、宇曽利力ルデラ内で溶岩ドーム群及び1つの火砕丘が形成された、これらを「後カ ルデラ期溶岩及び火砕岩 と総称する、恐山火山の最新の噴出物は、約2万年前の水蒸気 噴火により生じた「鬼石テフラ」である.鬼石テフラについては、小規模噴火によるテフ

容岩及び火砕岩からなる. 宇曽利カルデラ東側に位置する屏風山 (標高628 m), 南西~北 西側に位置する大尺山 (標高827.4 m). 円山 (標高806.5 m). 朝比奈岳 (標高873.8 m) な ど、複数の成層火山体及び溶岩ドームを構成する。本堆積物から1.46~0.68 Maの6試料 のK-Ar年代と0.92±0.13 MaのFT年代が報告されている(通商産業省資源エネルギー庁、 1994; 小林ほか、2011). 6.7.2 釜臥山・障子山火山群噴出物 (Ok) 地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009) による. 本堆積物は玄武岩質安山岩~デ

イサイト溶岩及び火砕岩からなる. 宇曽利カルデラ南東側に位置する釜臥山(標高878.2

地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009) による. 本堆積物は安山岩~デイサイト

m) や障子山 (標高863 m) など、複数の成層火山体及び溶岩ドームを構成する。いずれも 山頂付近は窓岩を主体とし、山麓部では火砕流堆積物を伴う、本堆積物から0.74±0.06 Ma及び0.81±0.05 Maの石基K-Ar年代が報告されている(伴ほか, 1992).

6.7.3 先カルデラ期噴出物 (正津川火砕流堆積物を含む) (Oc) 新恐山火山の活動開始から宇曽利カルデラの形成までの複数回の爆発的暗火による暗出 物を「先カルデラ期噴出物」と総称する. 本堆積物は火砕流堆積物を主体とし、降下火砕 堆積物を伴う. これらはデイサイト軽石火山岩塊. 火山礫及び火山灰からなる. 本堆積物 は、リサイクル燃料貯蔵株式会社(2009)による落野沢火砕流堆積物や正津川火砕流堆積 物などを含む、正津川火砕流堆積物は、先カルデラ期最後の噴火により生じた堆積物であ 方に広く分布する. なお,「正津川火砕流堆積物」の地層名については,「正津川」の地名 が「先カルデラ期岩層なだれ堆積物」の一部を構成する「正津川岩層なだれ堆積物」にも 重複して用いられている(富樫、1977; リサイクル燃料貯蔵株式会社、2009)、そのため、

6.7.4 先カルデラ期岩屑なだれ堆積物 (Od) 先カルデラ期の複数回の山体崩壊により生じた岩層なだれ堆積物を「先カルデラ期岩層 なだれ推積物 と総称する 本推積物は火山岩塊 火山礫 火山灰 礫 砂及パポなどの

6.7.5 関根第1及び第2火砕流堆積物 (Os) 地層名はリサイクル燃料貯蔵株式会社 (2009) による. 本堆積物は安山岩~デイサイト 軽石火山岩塊、火山礫及び火山灰からなる、宇曽利カルデラ内及び宇曽利カルデラ東方に

分布する。関根第1火砕流堆積物は、後カルデラ期において最も規模の大きな噴火による 堆積物である. 本堆積物の年代は、海成段丘堆積物との層位関係などから、約21万年前 6.7.6 後カルデラ期溶岩及び火砕岩(Op)

万年前とされている(リサイクル燃料貯蔵株式会社,2009).

6.9 宇曽利カルデラ内湖成及び河川成堆積物 (us) 本堆積物は、約27万年前の宇曽利カルデラ形成後~現在までの間に、宇曽利カルデラ 内で堆積した湖成堆積物及び河川成堆積物の総称である. 宇曽利山湖の湖岸におけるボー ング調査結果によれば、本堆積物の層厚は少なくとも40 m以上ある(リサイクル燃料財 蔵株式会社, 2009). 本堆積物は、礫、砂及び泥から構成され、扇状地堆積物や湖沼堆積

6.11 海成段丘堆積物(t₁, t₂, t₃, t₄, t₅, t₆) 海成段丘堆積物は、陸奥湾沿岸、太平洋沿岸及び上北平野に分布し、主に礫及び砂から 構成され、一部に泥層を伴い、ローム層や古期あるいは新期砂丘堆積物に覆われる(大池 ほか、1959;中川、1961;三浦、1968;東北農政局計画部、1969;宮内、1985;岩崎 1987; 小池・町田, 2001; 桑原, 2004), 海成段丘堆積物は, 堆積年代と相対的な地形 面高度分布に基づいて、中期~後期更新世の各高海水準期、すなわち酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage: MIS) 11, 9, 7, 5に対応して分類される.ただし中期更新世 (MI 11,9,7)の段丘堆積物については、侵食により地形面が不明瞭な場合があること、年代指 標となるテフラの分布が南方に限られ、特に小川原湖よりも北ではMIS9の指標テフラが 分布しないことから年代の制約ができず、正確に分類できない場合がある. このため、 既存研究の間でも区分が一致していない場合が多い(例えば、宮内、1985;小池・町田、