

仙台北部丘陵の最上部中新統亀岡層の地質年代と教材化

* 川 村 寿 郎 • ** 菅 澤 丹 杜 • *** 千 葉 美 里 •
**** 檀 原 徹 • **** 岩 野 英 樹

Geological age of the Uppermost Miocene Kameoka Formation
and application to geology-teaching subjects in northern hills of the Sendai area

KAWAMURA Toshio, SUGASAWA Nito, CHIBA Misato,
DANHARA Tohru and IWANO Hideki

Abstract

Late Miocene and Pliocene strata are widely distributed in the northern hills of Sendai area. Those strata have been often utilized to teach geology subjects of science in many schools located on the hills. Among the strata, we focus the terrestrial Kameoka Formation which have been less detailed in previous studies, in contrast to the overlying marine Tatsunokuchi Formation bearing abundant fossils. The lower part of the Kameoka Formation, unconformably covering the Upper Miocene strata, consists of tuffaceous and coarse deposits of braided-river origin. In turn, the upper part is predominated with lignite, tuff, and muddy to sandy deposits, showing fining-upward piles of meandering-river plain origin. Zircon grains of tuffaceous siltstone at the upper horizon are dated to 5.7 ± 0.2 Ma as fission-track age by the LA-ICP-MS-FT method. This age is appropriate as depositional time of the formation in lights of the local chronostratigraphy integrated by marine-microfossil biostratigraphic correlation and radiometric dating. Knowledge related to the Kameoka Formation are useful to treat the geology-teaching subjects along evidences and estimations including; geological structure and extension of strata between hill surface and urban underground in the Sendai area, unconformity forming process, determination for depositional age of the strata, depositional environments of the terrestrial strata, ancient vegetation and paleoclimate, and marine regression and transgression.

Key words : northern hill of Sendai (仙台北部丘陵)

Latest Miocene Kameoka Formation (最後期中新世亀岡層)

geological age (地質年代)

zircon fission-track dating (ジルコンフィッショントラック年代)

geology-teaching materials (地学教材)

* 理科教育講座
** 仙台市立榴岡小学校
*** 初等教育教員養成課程理科コース
**** (株) 京都フィション・トラック

1. はじめに

仙台都市圏は、地形上、丘陵・台地・平野に渡っており、特に仙台北部では丘陵域に住宅地が拡がり、そこに多くの学校が立地している。各学校ではこれまで、丘陵地域の自然特性を活かした教材づくりが多く取り組まれてきている。学校周辺に見られる地層や化石を活かした理科の学習教材もその一つであり、実際、丘陵域にある学校ではかつて、宅地造成にともなって現れた地層の露頭を観察したり、校庭や周辺から貝化石を採集したりできた。バックグラウンドとなる学術的研究も多く、全国的にみても地学学習を展開する上できわめて恵まれた環境にあると言える。

地域の地質に関する情報は、現在では、産業技術総合研究所地質調査総合センターの「20万分の1 日本シームレス地質図」(<https://gbank.gsj.jp/seamless/>)や「地質図 Navi」(<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)によって入手できる。それらによると、仙台北部の丘陵域では、新第三紀中新世後期から鮮新世の地層が分布していることが分かり、そうした情報を地学教材として加工し利用することも試みられている(川村・高橋, 2016)。地層の中で特に竜の口層は、浅海成の化石が多く産出し、年代や堆積環境が比較的容易に推測できることから、これまでも地学教材として多く取り上げられている。

しかし、実際に学校周辺で見られる地層と地質情報とを対応づけて教材化するには、より大縮尺で精度の高い情報資料が時に必要となる。また、地層の堆積した当時の古環境を地学学習の題材とするためには、5万分の1 地質図幅説明書などの基礎資料を理解して、学習内容として抽出し吟味した上で展開することも必要になる。仙台北部の丘陵域では、竜の口層以外の地層は、層序関係や年代でも未だに不明な部分を残している。とりわけ竜の口層の下位の亀岡層は、亜炭を挟むことから陸成層として古くより認識されながらも、年代や堆積環境に関しては未だに漠然とした推測にとどまっている。

本報告では、特に亀岡層を主たる対象に、基礎資料とするためにフィッシュントラック法による地質年代(以下、FT 年代)を測定して年代論を深めるとともに、学習のねらいや教材として活用してゆく観点について検討する。

2. 仙台北部丘陵の地質層序

仙台市中心部から北方には標高60～130 m の丘陵地帯が広がり、1950年代からは特に住宅地や工業用地・ゴルフ場などとして開発・利用され、現在もそれが進んでいる。丘陵地帯は、東流する七北田川、吉田川を境にして、南から七北田丘陵、富谷丘陵～松島丘陵(一部)、大松沢丘陵に区分される(図1)。これらの丘陵地帯の地質は、西縁部の火山碎屑物および川・谷沿いの段丘堆積物、沖積層、人工埋積物などの第四系が表層部を覆うものの、大部分が新第三系中新統～鮮新統の軟岩の地層からなっている。

丘陵地帯の新第三系の地層は、下位より志田層群の幡谷層、鹿島台層、番ヶ森山層、青麻層、七北田層、秋保層群の白沢層、三滝層、仙台層群の亀岡層、竜の口層、向山層、大年寺層に区分されている(石井ほか, 1982; 石井ほか, 1983; 北村ほか, 1983; 北村ほか, 1986)。七北田丘陵では主に志田層群と仙台層群が分布し、丘陵西部で両層群の間に秋保層群が挟在しており、これら三層群が緩く南に傾斜した地質構造を示す

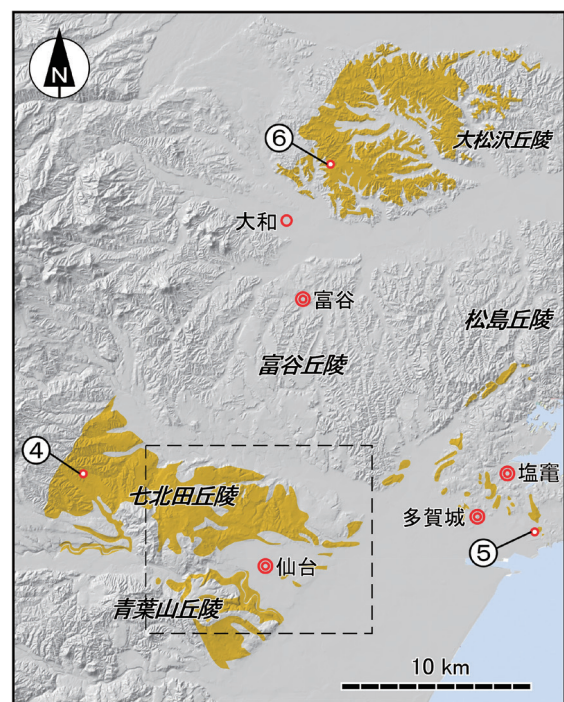


図1 仙台北部における仙台層群の分布

仙台層群はおもに大松沢、七北田、青葉山の各丘陵に分布する。地質の分布は産業技術総合研究所地質調査総合センター「20万分の1 日本シームレス地質図 v.2」(<https://gbank.gsj.jp/seamless/v2/>)に基づき、背景地図に「陰影図」を使用。④～⑥は図4の亀岡層岩相柱状図の作成地点。④仙台市青葉区奥武士北東。⑤七ヶ浜町湊浜。⑥大衡村奥田。

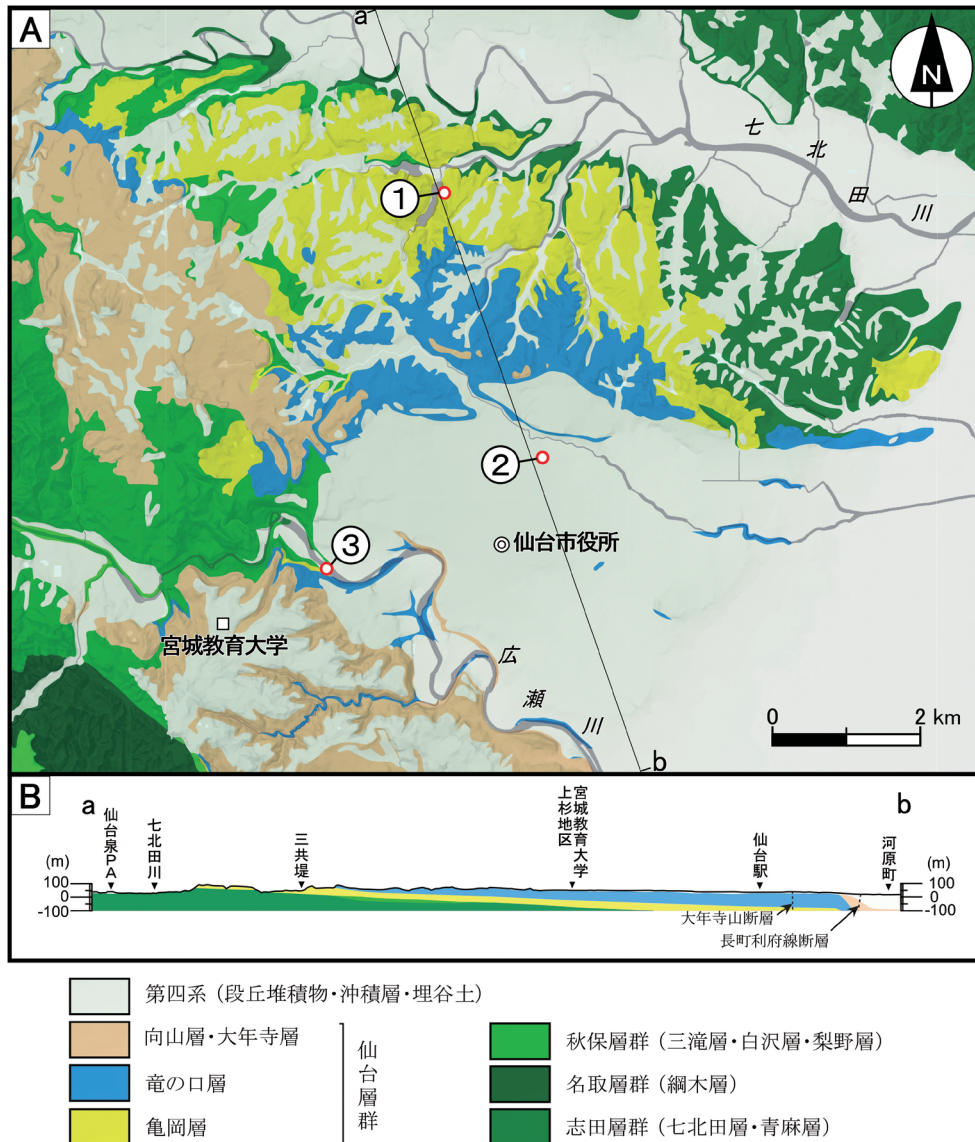


図2 仙台北部丘陵における地質図

A: 平面図、B: 測線 a-b の断面図。①～③は図4の亀岡層岩相柱状図の作成地点。①仙台市泉区三共堤遊歩道 (亀岡層模式地)、②仙台市青葉区宮城教育大学上杉地区 (地下ボーリング)、③仙台市青葉区川内三十人町 (亀岡層模式地)。地質図は北村ほか (1986: 5 万分の1 地質図幅「仙台」) を一部改変。背景の地形図は産業技術総合研究所地質調査総合センター「地質図Navi」 (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>) の背景地図「川だけ地形図」を使用。

(図1、図2)。富谷丘陵では主に志田層群が分布し、西部では東に、東部では西ないし北西にそれぞれ緩く傾斜した向斜構造をなす。大松沢丘陵では志田層群と仙台層群が分布し(図1)、おおむね西に緩く傾斜している。

七北田丘陵では、東部から北縁部にかけて、志田層群の七北田層の上部が主に分布する(図2)。七北田層上部は、一部で斜交層理を示す細粒～粗粒砂岩、シルト岩、火山礫質または軽石質粗粒凝灰岩の互層からなる(図3)。細粒砂岩やシルト岩には生痕が多く見られ、北方の富谷丘陵では二枚貝や有孔虫などの動物化石や珪藻化石が産し、海成層を示す。珪藻化石層序と FT 年代に基づき、七北田層の年代は8.7～7.7 Ma (中新世トートニアン期後期) とされ(鈴木ほか、

2019)、仙台南西部に分布する名取層群綱木層中部～上部と同年代とされる(藤原ほか, 2013)。

秋保層群は主に仙台南西部に分布する地層であり、七北田丘陵の西部にまで延長されるものの、東方に向けて層厚を減じてせん滅する(図2)。三滝層と白沢層に区分されるが(図3)、両層は指交関係にあるとされる(北村ほか, 1986)。三滝層は安山岩質火砕岩ないし凝灰角礫岩からなり、七北田丘陵南西部では安山岩溶岩を含む。白沢層は凝灰質砂岩、軽石質凝灰岩、シルト岩からなり、下位の七北田層とは不整合または一部整合とされる(北村ほか, 1986)。三滝層は陸上の火山噴出物を主とし、白沢層は湖成層とされることから(宮本ほか, 2013)、両層とも陸成層である。三滝層の安山岩の全岩 K-Ar 年代として7.7～8.2 Ma、

白沢層のFT年代として9.4～6.9 Maがそれぞれ報告されており(宇都ほか, 1989; 北村ほか, 1986)、両層とも中新世トートニアン期後期にあたる。

仙台層群は下部の亀岡層と竜の口層、および上部の向山層と大年寺層とに区分される(図3)。亀岡層は、次章で詳述するように、砂岩、礫岩、凝灰岩、亜炭などからなる陸成層であり、下位の志田層群や秋保層群を不整合に覆う。竜の口層は亀岡層に整合に重なり、貝化石を含む砂岩、シルト岩からなる海成層である。向山層は砂岩、礫岩、泥岩からなり、中部に火砕流起源の厚い凝灰岩(「広瀬川凝灰岩部層」)をはさむ陸成層であり、下位の竜の口層を不整合で覆う。大年寺層は向山層に整合的に重なり、おもに砂岩からなる海成層である。こうした仙台層群の一連の累重は、二回の海進によって形成されたものとされる(北村ほか, 1986)。竜の口層は、珪藻化石層序とFT年代によって、5.4 Maから5.0–4.8? Ma(中新世メッシニアン期末から鮮新世ザンクリアン期前期)の堆積年代とみられる(柳沢, 1998; 藤原ほか, 2013)。一方、向山層中の広瀬川凝灰岩のFT年代として3.5 Ma(檀原・岩野, 1995)が報告され、大年寺層は珪藻化石層序から2.6 Maが上限とみられることから(柳沢ほか, 2003)、両層を合わせた年代はほぼ鮮新世ピアセンジアン期とされる(藤原ほか, 2013)。

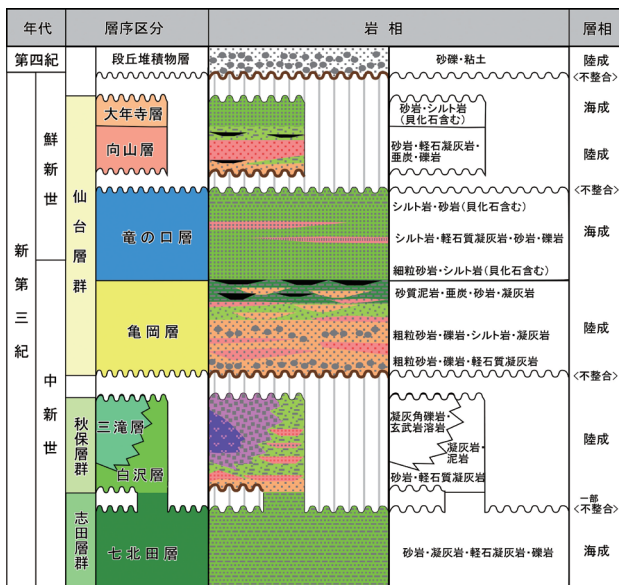


図3 仙台北部丘陵(七北田丘陵)における新第三系の模式岩相層序と層区分

3. 亀岡層の分布と岩相層序

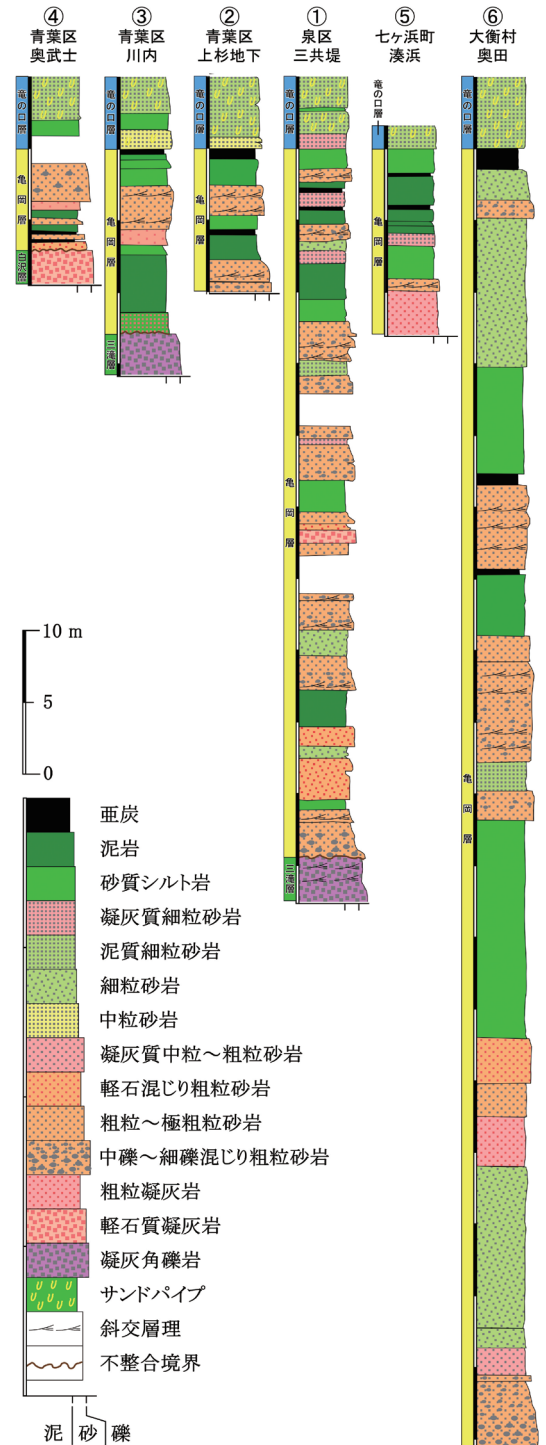


図4 各分布地区の亀岡層の岩相柱状図

地点は図1および図2を参照。①仙台市泉区三共堤遊歩道(亀岡層模式地)。北村ほか(1986)の第39図の③を一部参照し改変。②仙台市青葉区宮城教育大学上杉地区地下ボーリング資料。川村ほか(2018)を参照。③仙台市青葉区川内三十人町(亀岡層旧模式地)。北村ほか(1986)の第39図の②を使用。④仙台市青葉区奥武土北東。北村ほか(1986)の第40図の④を使用。⑤七ヶ浜町湊浜。石井ほか(1983)の第69図の○63を使用。⑥大衡村奥田。北村ほか(1983)の第10図を使用。

分布と層厚

亀岡層は岩井 (1949) により、仙台市青葉区川内亀岡町の広瀬川沿いの崖を模式地として提唱された。この模式地における亀岡層の分布に限られることから、北村ほか (1986) は、仙台市泉区上谷刈と青葉区桜ヶ丘とに挟まれた三共堤 (ため池) 一帯を新たな模式地として設定した。

亀岡層は上位の竜の口層とともに、宮城県から岩手県内陸南部や福島県浜通北部にかけて同様の岩相を示して広く分布することが分かっている。この二つの累層区分は、加美町西部では合同した区分、あるいは岩手県内陸部では一部異なる区分名称となるものの、宮城県内各地の広い範囲で適用されている (吉田, 2017b)。

亀岡層は、仙台北部の丘陵地帯を中心にして、北方では、涌谷町加護坊山-簗岳地塊の周縁、栗原市若柳-金成から一関市花泉町西方の丘陵地一帯に分布し、一関市巖美周辺や北上市夏油川下流域にも相当する地層が分布している。また、仙台南部では名取市-岩沼市西部の丘陵縁辺部に分布し、さらに南方の亘理町西部の丘陵にも延長される。

仙台北部の丘陵地帯における亀岡層の分布は、七北田丘陵の北部で広く、大松沢丘陵西部にも広く分布する。そのほか富谷丘陵南縁部の「県民の森」東方、多賀城市東部-七ヶ浜町西部の高台の一部、仙台市青葉区芋沢川上流、同太白区鉤取周辺にもわずかに分布する。

亀岡層の層厚は、七北田丘陵北部の模式地周辺で30 ~ 40 m で比較的厚いが、丘陵東部から七ヶ浜周辺では3 ~ 15 m 程度と薄くなる (北村ほか, 1986)。青葉山丘陵周辺や青葉区芋沢では10 m 以下であり、さらに南方の名取-岩沼周辺では1~数mとなる。一方、大松沢丘陵では15 ~ 120 m となって最も厚い (北村ほか, 1981, 1983)。さらに、栗原市若柳-金成から一関市花泉周辺では40 ~ 60 m に達し (松野, 1967)、北上市夏油川周辺では亀岡層に相当する石羽根層の層厚が40 ~ 60 m とされる (大石ほか, 1996)。

岩相層序

亀岡層はおもに砂岩、礫岩、凝灰岩、シルト岩、亜炭からなるが、地域によって岩相や層厚が変化する (図4)。層厚が比較的大きい地域では下部と上部に大きく分けられるが、小さい地域では下部は薄く、上部が下位層を不整合で直接覆う。

下部はおもに粗粒-極粗粒砂岩と細礫-中礫礫岩からなり、砂質凝灰岩、軽石質凝灰岩、凝灰質シルト岩をはさむ。基底部には円礫岩または礫質砂岩が卓越し、下位層の侵食面上に不整合で重なる (図5-A)。礫岩の礫種は、周辺の下位層をなす硬岩に由来することが多く、仙台市西部では三滝層に由来する安山岩-玄武岩が多い。大松沢丘陵では基底部の礫岩が厚さ30 m に達するとされる (北村ほか, 1983)。模式地の三共堤では、基底部に亜角礫や材化石を乱雑に含む基質支持礫岩が見られる。砂岩は火山岩や軽石の細礫や

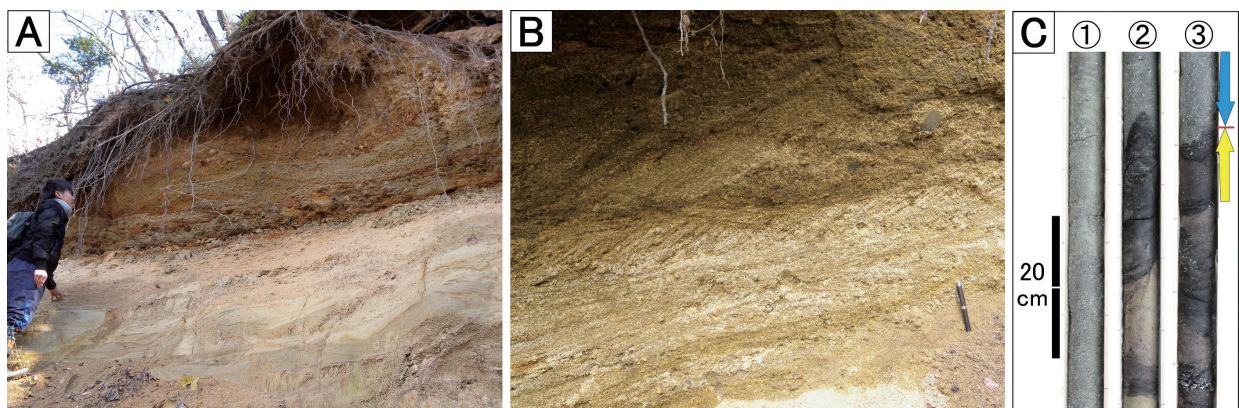


図5 亀岡層の岩相

A : 亀岡層基底部。中礫質砂岩層が下位の七北田層砂岩泥岩互層を不整合に覆う。丸田沢古堤 (北緯38° 18' 34", 東経140° 51' 59")。B : 下部の砂岩中にみられる斜交層理。スケールのペンは長さ13cm。三共堤探勝路 (北緯38° 18' 24" 東経140度° 51' 47")。C : 宮城教育大学上杉地区ボーリングコアの亀岡層。①斜交層理を示す粗粒-中粒砂岩。GL -38.1m ~ -38.5m。②亜炭および炭質泥岩。亜炭の上位にはシャープな境界で接して粗粒砂岩が重なる。GL -36.0m ~ -36.5m。③亀岡層最上部の亜炭 (黄色矢印) とその上位の竜の口層最下部の細粒砂岩 (青色矢印) との境界。GL -30.4m ~ -30.8m。

表1 FT年代結果

| (1) | (2) | (3), (4) | | | | | | | | (5) | (6) | (7), (8), (9) | |
|----------|----------|----------------|----------------------------------|-------|----------------------------------|------------|---------------------------------------|------------|--|----------|---------------------|---------------|---------------------------|
| 測定 鉱物 | 測定 方法 | 結晶 数 (個) | 自発核分裂飛跡 | | ^{238}U 計数(サンプル) | | ^{238}U 計数(スタンダード) | | Zeta値 | 相関 係数 | χ^2 検定 | ウラン 濃度 | FT年代値 |
| | | | ρ_s (cm^{-2}) | N_s | ρ_u (cm^{-2}) | N_u | ρ_{ustd} (cm^{-2}) | N_{ustd} | ($\text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$) | r | $\text{Pr}(\chi^2)$ | (ppm) | (Ma) Age $\pm 1\sigma$ |
| Zr | Int.S | 30 | 2.10×10^6 | 1598 | 4.12×10^{10} | 31,211,900 | 4.767×10^9 | 33,680 | 46.8 ± 1.5 | 0.844 | 0 | 640 | 5.7 \pm 0.2 |

1) 測定鉱物 Zr:ジルコン

2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: Int.S)

3) ウランカウント数(N_s 計数面積への補正值)4) 測定面積補正值: N_s 計数面積 / レーザースポット面積5) ^{238}U 濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500(平均: 74ppm片を使用)(6) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)(7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_u) \cdot \rho_{ustd}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)(8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_{ustd} + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$ (9) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{10} \text{ yr}^{-1}$ Zeta値: $\zeta = (1/\lambda_D) (e^{(\lambda_D - \lambda_{std})} - 1) / [g (\rho_s/\rho_u)_{std} \cdot \rho_{ustd}]$; A_{std} は年代標準試料(Fish Canyon Tuff Zircon), ジオメトリックファクター: $g = 0.5$

シルト岩の同時礫を含み、所により石英粒に富む。1セットの厚さ10～50 cmのトラフ型斜交層理がよく見られ、砂質泥岩や凝灰質砂岩の薄層が挟まれる(図5-B)。軽石凝灰岩は細礫～中礫サイズの軽石を多く含み、一部に斜交層理を示す。砂質凝灰岩は粗粒で軽石片を多く含み、砂岩や凝灰質シルト岩と互層をなす。三共堤遊歩道では基底より5 m上位に、灰白色の軽石質粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩とが一部斜交層理を示して互層をなす。同じく基底より23 m上位には、軽石を大量に含む塊状の砂質凝灰岩(層厚3 m)が見られる(図4-①)。

上部はおもに泥岩、砂質シルト岩、亜炭、中粒～粗粒砂岩、細粒凝灰岩からなる。泥岩や砂質シルト岩は、一部に平行葉理を示し、炭質物の薄層をはさむことがある。青葉区上杉地区の地下ボーリングでは、生物擾乱または脱水による流動変形の痕が見られる。亜炭は層厚10～150 cmで、中に材化石を含む。所により細粒凝灰岩の薄層を挟むことや、黒褐色の炭質泥岩に移化する。砂岩にはトラフ型斜交層理が見られ、泥岩の同時礫や薄層を含む。凝灰岩は細粒砂質～シルト質で、泥岩や亜炭中に挟在している。亀岡層の最上部の上には、淘汰のよい細粒砂岩～砂質泥岩が重なる。この砂岩～泥岩にはサンドパイプが見られ海成層を示すことから、仙台北部丘陵一帯では、一般に亜炭層または炭質泥岩層の上限をもって亀岡層と竜の口層の境界としている(例えば、北村ほか, 1986)。ただし、七ヶ浜地域では、最上部のカキ化石を含む層までを亀岡層とし上位の竜の口層に漸移するとされる(石井ほか, 1983)。シーケンス層序学的にみた場合、海進時のラグ堆積物は不明瞭ながら、亀岡層の上限にラビー

ンメント面の設定が可能である。

亀岡層の上に重なる竜の口層は、おもに細粒砂岩ないしシルト岩からなり、細粒凝灰岩をはさむ。浅海成の貝化石が数層準に密集または散在して含まれる。砂岩はシルト岩と互層をしており、リップル葉理やまれにハンモック状斜交層理を示す。シルト岩にはサンドパイプがよく見られ、生物擾乱を受けている。

亀岡層の岩相を特徴づける亜炭は、上位の向山層や大年寺層のものとともに、仙台、大松沢丘陵、金成・花泉丘陵の各地において、1970年代まで採掘され燃料として利用された。亜炭は複数層挟まれることから、大松沢、金成・若柳地域では亜炭層を含む一連の地層の重なりがサイクル性の堆積(「堆積輪廻」)として認識された(松野, 1967; 北村ほか, 1981, 1983)。亜炭層は、下部の礫岩、粗粒砂岩から上部の細粒砂岩、泥岩へと順に重なるサイクルの中の上部～最上部に挟在するとされる(庄司, 1958; 北村ほか, 1983)。

亀岡層からはこれまでに、陸上植物の葉、球果、材などの化石や花粉化石の産出が報告されている(北村ほか, 1986)。仙台層群の化石植物群は「仙台フローラ」と呼ばれ(Okutsu, 1955)、その植生は全般に温暖な気候を示すとされる(Sohma, 1956; 大槻ほか, 1994; 竹内・吉田, 2012)。

4. 亀岡層のFT年代

測定試料

年代測定のための試料は、三共堤東側の遊歩道(探勝路)に露出する亀岡層上部の凝灰質シルト岩を採集した。採集地(北緯38° 18' 19.18"、東経140° 51' 43.50")

表2 ジルコン粒子の年代測定結果

| 粒子番号 | χ^2 検定 [Pr(χ^2)] | LA-ICP-MS-FT年代 | | |
|-------|------------------------------|----------------|---|------------------|
| | (%) | 年代 (Ma) | ± | 誤差 (1 σ) |
| no.1 | 4.35 | 7.1 | ± | 0.4 |
| no.2 | 4.94 | 7.3 | ± | 0.4 |
| no.3 | 2.33 | 5.0 | ± | 0.2 |
| no.4 | 4.83 | 4.5 | ± | 0.3 |
| no.5 | 0.66 | 4.9 | ± | 0.4 |
| no.6 | 0.83 | 4.7 | ± | 0.5 |
| no.7 | 2.95 | 6.9 | ± | 0.4 |
| no.8 | 22.15 | 11.5 | ± | 0.9 |
| no.9 | 7.51 | 7.3 | ± | 0.4 |
| no.10 | 2.88 | 7.8 | ± | 0.7 |
| no.11 | 0.27 | 6.4 | ± | 0.7 |
| no.12 | 2.00 | 4.4 | ± | 0.4 |
| no.13 | 0.50 | 6.3 | ± | 0.5 |
| no.14 | 19.17 | 3.2 | ± | 0.2 |
| no.15 | 0.86 | 6.4 | ± | 0.2 |
| no.16 | 0.07 | 6.1 | ± | 0.7 |
| no.17 | 3.28 | 7.2 | ± | 0.5 |
| no.18 | 0.82 | 7.1 | ± | 0.9 |
| no.19 | 2.07 | 6.7 | ± | 0.4 |
| no.20 | 5.14 | 7.6 | ± | 0.5 |
| no.21 | 18.58 | 3.1 | ± | 0.2 |
| no.22 | 2.66 | 4.2 | ± | 0.4 |
| no.23 | 4.46 | 3.6 | ± | 0.4 |
| no.24 | 1.13 | 4.7 | ± | 0.4 |
| no.25 | 0.05 | 5.6 | ± | 0.3 |
| no.26 | 1.25 | 6.9 | ± | 0.6 |
| no.27 | 0.88 | 6.3 | ± | 0.4 |
| no.28 | 3.41 | 4.3 | ± | 0.3 |
| no.29 | 5.55 | 10.0 | ± | 1.2 |
| no.30 | 0.36 | 6.2 | ± | 0.4 |

周辺では、亀岡層はほぼ水平またはきわめて緩く南に傾斜する。試料とした凝灰質シルト岩は、層厚1～2 mで、野外では灰白色を呈し、弱い葉理が認められる。下位には炭質物や軽石を含む凝灰質砂岩がみられる。上位は露出がないために不明ながら、採集地南東方500 mの泉区虹の丘四丁目ではかつて亜炭があったとされ、さらに採集地南方600 mの青葉区北仙台小学校の周囲では竜の口層の貝化石が採集できる。

水洗した試料には、砂粒として石英が多く、細粒砂には石英や鉄鉱物（チタン鉄鉱、磁鉄鉱）のほか、斜方輝石、角閃石が少量含まれる。ジルコン粒子は、水洗しない生試料0.5 kg（乾燥重量）中に約10,000個と多量に含まれており、そのほとんどが赤桃色の自形結晶であり、見かけ上均質である。

測定方法

FT年代測定は、東京大学大学院理学研究科地殻化学実験施設のレーザーアブレーション ICP 質量分析 (LA-ICP-MS) システムを用い、ジルコンの内部面をエッチングして行った。測定条件などは、すべて岩野ほか (2012) に基づく。測定に際して、明らかに不適な粒子を対象から除外したほかは、無差別に30個のジルコンを測定した。

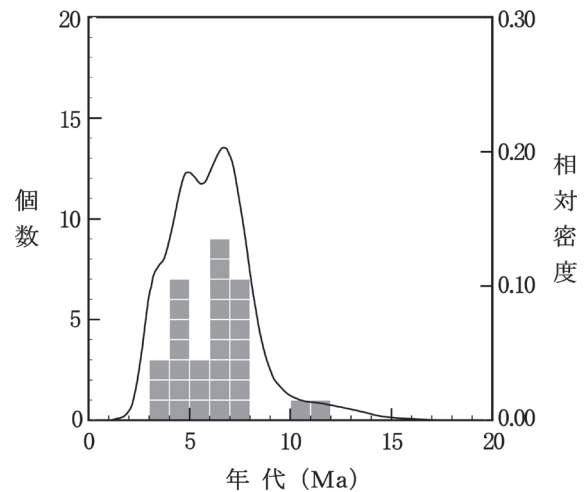


図6 ジルコン粒子の年代の頻度分布と確率密度分布
 計測した粒子数は計30。

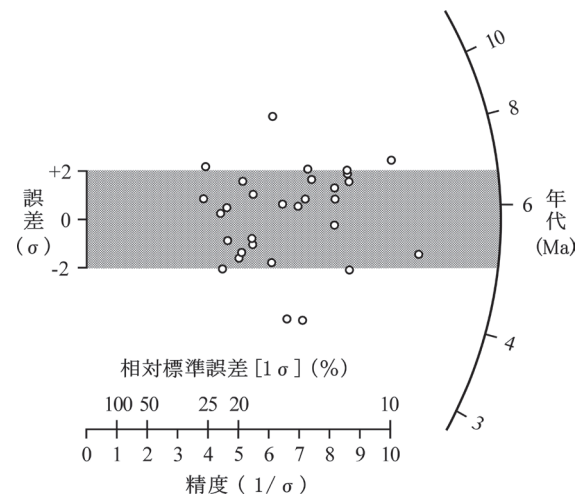


図7 ラジアルプロットによる FT 年代測定結果
 計測した粒子数は計30。プロットは Galbraith (1990) に基づく。

測定結果

測定結果は表1と表2、および図6と図7に示される。ジルコン粒子30個の年代は、1粒子ごとの年代値では比較的よくまとまるものの（図6）、年代誤差を合わせた場合 χ^2 検定には失格する。しかし、併行して行った U-Pb 年代測定による照合では、測定した粒子群が本質およびリセット年代の粒子で構成されると判断されるため、全測定粒子30個を単一年代集団に属すものとみなした。その結果、加重平均値をとると、 5.7 ± 0.2 Ma の年代値が得られた。

5. 議論と考察

亀岡層の年代論

亀岡層の年代は、古地磁気層序を研究した Manabe (1979, 1980) によって、ギルバート逆帯磁気（前期鮮新世）とされた。しかし、中村・天野 (1994) の再検討により、どの試料も安定した残留磁化を保持していないことが明らかとなり、年代を直接示す証拠はなくなった（大石ほか, 1996；藤原ほか, 2013）とされてきた。ただし、亀岡層に相当する北上市夏油川下流域の石羽根層からは、同層上部の外鱗沢凝灰岩の FT 年代として 5.6 ± 0.5 Ma が報告されている（大石・吉田, 1998）。

亀岡層の年代的な位置づけは、上位の竜の口層の珪藻化石層序や放射年代から類推されている。柳沢 (1990) および才田ほか (2011) は、仙台地域の竜の口層最下部に中新世と鮮新世の境界にほぼ相当する化石珪藻種 (*Thalassiosira temperei*) の最終産出層準（約 5.4Ma）の存在を報告した。柳沢 (1998) は、北上市夏油川下流域の竜の口層下部に同じ層準を確認した。大石ほか (2012) は、一関市巖美地区の竜の口層中上部の細粒凝灰岩の FT 年代として 5.3 ± 0.4 Ma を報告した。そこで竜の口層の堆積年代は、中新世最末期（メッシニアン期最末期）から前期鮮新世（ザンクレアン期前期）の約 5.5 ～ 約 4.7 Ma 前後とみられ、亀岡層はそれよりも古い地層とされてきた（藤原ほか, 2013；鈴木ほか, 2019）。

本報告の FT 年代は、これまで証拠のなかった仙台地域の亀岡層模式地で直接得られたものである。誤差の年代幅が ± 0.2 Ma と比較的小さいために、年代をかなり正確に限定できている。その中央年代値である 5.7 Ma は中新世メッシニアン期末期にあたり、上記の竜の口層から類推される年代や他地域の相当層の FT 年代とも矛盾していない。そのため、きわめて妥当な年代を示していると判断され、仙台層群をはじめとする新第三系の年代層序を編む上でよい指標となる。

ただし、本報告の年代は、亀岡層上部の凝灰岩から得られたものであり、亀岡層全体の年代を表すものではない。2 章で述べたように、亀岡層下部には厚い砂岩・礫岩の卓越部分があり、その年代については未明である。亀岡層下部には凝灰岩も多く挟在することから、その放射年代を測定することによって、亀岡層の

年代幅と中新世末期の陸上での堆積期間が明らかになると考えられる。なお、川村ほか (2019) では、青葉山地区の両鍾石英標本の産出する地層について、 8.0 ± 0.7 Ma の FT 年代をもとにして、これまで考えられた亀岡層ではなく白沢層として位置づけた。本報告の亀岡層模式地の年代が 5.7 Ma であることから、その位置づけが妥当であることが裏付けられた。

亀岡層の堆積環境

亀岡層は不整合面の上に重なる礫岩・砂岩で亜炭を含むことから、陸成層という括りでとらえられてきた。陸域の低湿地や潟湖、および河口域の三角州～扇状地が示唆されているものの（大槻ほか, 1994）、さらに詳しい堆積相区分や堆積環境の推定はなされていない。亀岡層は構成岩の風化が速く、連続した累重を呈する露頭が少ないため検討は不十分ながら、以下に岩相と累重様式に基づく堆積相と堆積環境について推定する。

亀岡層下部は、斜交層理の発達した砂岩、礫岩と細粒砂岩から構成される。砂岩・礫岩はおもに、斜交層理の規模と形態の特徴からみて、小規模な砂礫州をつくる網状河川流路で運搬された堆積物とみられる。そのうち基質支持礫岩は、高密度混濁流による運搬・堆積機構が考えられ、土石流堆積物などであろう。一方、細粒砂岩やシルト岩は、流路周辺の氾濫原の堆積物とみられる。下部に挟在する軽石質凝灰岩はそうした氾濫原において、近隣の火山からもたらされた火砕流堆積物がそれが水流で運搬され再堆積した二次的堆積物と考えられる。以上のことから、亀岡層下部は河川勾配のやや大きい扇状地から平坦な内陸性河川低地の堆積体をなしていたと予想される。

亀岡層上部は、シルト岩、砂岩が卓越し、亜炭や凝灰岩を挟む。「夾炭層」とも呼ばれた亜炭を挟む地層には、礫質砂岩を基底として泥岩や亜炭が上位に重なる累重がくり返す周期性が認められている（松野, 1967；北村ほか, 1983）。庄司 (1960a,b) は、亀岡層の亜炭層を含めた日本の炭田地域に見られる厚さ数 m ～ 10 数 m の周期性の成因について、海水準変動とそれに伴う気候変動や地盤の変動のほかに、火山活動を強調した。しかし近年では、夾炭層の上方細粒化の累重様式は、蛇行河川の流路変更による堆積相の変化としてとらえられている（例えば、Miall, 2010）。亀岡層上部に認められる周期的堆積の場合、川村ほか (2018)

が青葉区上杉地区の地下ボーリングコアで示唆したように、基底部の斜交層理を示す礫質砂岩は蛇行流路の突州での付加作用による堆積物とみなされ、上部のシルト岩はおもに氾濫原の堆積物とみられる。亜炭は氾濫原の中の後背湿地を中心に繁茂した樹木林と考えられる。また、挟在する細粒凝灰岩は、降下火山灰または火山泥流による堆積が示唆される（北村ほか、1986）。

亀岡層の上に重なる竜の口層は、仙台から北方では、宮城県北から岩手県花巻市付近までの内湾性の海成層である（例えば、地学団体研究会仙台支部編、1980）。北上市夏油川下流域では、Yoshida et al. (2007) によって亀岡層相当層の石羽根層から竜の口層にわたる地層の堆積相解析がなされており、低海水準期の網状一蛇行河川性の石羽根層から、海進期の潮汐平底－エスチュアリー湾央の竜の口層へと移り変わるとされる。古地理上内湾の湾口付近にあったとされる仙台地域では、豊富に産出する貝化石から、沖合砂泥底、外洋性砂底、内湾砂礫底～砂底～泥底、汽水性砂礫底、岩礁の群集を含むとされ、潮間帯から水深20-30 m以浅の海底と推定されている（大槻ほか、1994）。そうしたことから、仙台地域の亀岡層上部はおもに当時の海岸平野で堆積し、縁辺部の仙台北部や東部の七ヶ浜地域などでは開析された小河川や谷の凹地を埋積した（石井ほか、1983）。その後急速な相対的海水位の上昇に伴って陸域は沈水して、一部に海浜性や上部外浜の堆積相を挟みながら、より沖合の下部外浜へと急速に移り変わり、竜の口層の砂質～泥質堆積物が広範囲にわたって堆積していったと想像される。

竜の口層の拡がりとは「竜の口海進」とも呼ばれ、当時の氾世界的海水準の上昇を反映するとされる（大槻ほか、1994；柳沢、1990）。竜の口層はおもに海進期堆積体から一部高海水準期堆積体であるのに対して、下位の亀岡層は低海水準期堆積体としてとらえられる。しかし、亀岡層の堆積過程である内陸堆積盆の埋積は、当時の奥羽脊梁部での反転テクトニクスによる後背地での地盤上昇（山路・佐藤、1989；吉田、2017a）に加えて、カルデラを成したとされる珪長質マグマの火山活動による西方からの火山碎屑物の供給（吉田、2017a）が大きい。本報告で亀岡層の地質年代が定まったことで、中新世メッシニアン後期～鮮新世

ザンクレアン期前期における地域的なテクトニクスや火山活動の変化と継続、および氾世界的海水準変動との呼応に関しては、より精度の高い時間軸と地質系統配列で描かれることが期待される。

6. 仙台北部丘陵の亀岡層の教材化

仙台北部の七北田丘陵では1960年代から主に住宅地の開発が進み、造成地やその周辺に亀岡層や竜の口層の地層の露頭が多く現れた。一方、富谷丘陵では1970年代後半以降住宅地や商工業施設の開発が進められ、丘陵一帯に分布する七北田層などの地層の露頭が現れた。このように、仙台北部丘陵で二つの丘陵域に立地する学校では、地層を身近に観察できる状況にあり、それを活かした学習も多く取り組まれてきた。しかし宅地整備が進み年月が経つにつれて、近隣に観察に適した露頭が少なくなり、児童生徒が地層を目にする経験も乏しくなっている。

ここでは、特に亀岡層を対象として、仙台北部丘陵から仙台市街地の中学校や高等学校において、中学校理科第2分野「(2) 大地の成り立ちと変化」や高等学校「地学基礎」の授業の中で発展的内容として取り上げられることを想定する。川村ほか（2018）で提示した青葉区上杉地区の地質ボーリングコア資料を使った学習とも関連させて、以下の観点での教材活用を提案する。

- ① 地層の広がりと地質構造
- ② 不整合の形成
- ③ 地層の堆積した年代
- ④ 陸成層の堆積環境
- ⑤ 堆積当時の気候
- ⑥ 海進と海退

①は、川村ほか（2018）で提示したように、七北田丘陵に露出する亀岡層や竜の口層が、仙台市街地中心部の地下に連続し延長することを理解する。上杉地区ボーリング資料の柱状図を使って、竜の口層が地下6 m以下に、亀岡層が地下30m以下にそれぞれ存在することから、それらの地層が七北田丘陵から南側に緩く傾いて広がっていることを知る。また、七北田丘陵よりも北の富谷丘陵には、亀岡層よりもさらに下位の志田層群が露出していることも理解する。

②は、亀岡層が下位の地層を不整合に覆う地層であることを理解する。地質図での分布から、亀岡層は秋

保層群の各累層、あるいはより下位の志田層群や松島湾層群の様々な地層に接して重なった地層であることがわかる。これまでの研究から、下位の秋保層群はおおよそ800～700万年前、七北田層はおおよそ900～800万年前とされており（鈴木ほか，2019）、本報告によって亀岡層が570万年前とすれば、その年代差は130～230万年となる。こうした地層の不連続性と時間間隙、および④の堆積環境の違いによって、亀岡層と下位層とが不整合であることを認識する。

③は、地層の年代を知るという地質学の根本的な目的のために、様々な対象と方法がとられることを学ぶ。地層の重なり順序である岩相層序の比較と鍵層による広域的対比、さらに有孔虫や珪藻などの微化石生層序とこれまでに設定されている世界的～広域的な標準生層序区分との比較と対比のほか、古地磁気の極性変化や同位体比変化の世界的標準層序との対比などを統合して、地層の堆積した年代が求められる。さらに、地層中の鉱物や岩石に含まれる放射性元素の原子核崩壊や放射線による損傷を利用した放射年代測定によって年代数値が求められる。海成層である竜の口層や七北田層では絶滅した示準的な珪藻化石が産し、それらの生層序区分による詳しい対比がされて、堆積した年代が明らかにされている（柳沢，1990；Yanagisawa and Akiba, 1998；鈴木ほか，2019）。しかし、陸成層である亀岡層や向山層の場合には、生層序の比較対比による年代決定が難しいため、古地磁気極性の対比や放射年代測定が行われている（Manabe, 1979, 1980；檀原・岩野，1995）。放射年代測定では、放射性元素を含む鉱物がマグマから晶出して火山から噴出してできた火山灰や溶岩が測定に適した対象となる。本報告では、当時の火山活動によってもたらされた火山灰から抽出したジルコンを使って、FT年代の数値が示された。そうした種々の年代資料を統合し、それらの妥当性をよく吟味した上で、地層の堆積年代や期間が明らかにされる。

④は、亀岡層の種々の岩相や累重様式などを基にして、堆積した場を推定する。亀岡層上部には陸上植物化石の集積物である亜炭が挟まれており、樹木が生い茂る森林が当時広がっていたことを物語る。さらに、亀岡層にみられる様々な岩相や堆積構造などの特徴を証拠として、陸上に見られる扇状地、沖積平野などの堆積地形や、河川流路周辺の微地形（自然堤防や後背

湿地など）と対応させながら、堆積環境を推測してゆく。特に亀岡層上部では、5章で述べたように、砂岩や礫岩の上に泥岩や亜炭が重なる累重様式が見られることから、沖積平野を流れる蛇行河川の流路変更が想起される。

⑤は、亀岡層の堆積した時期の気候を推測する。亀岡層の亜炭や炭質泥岩からは、当時繁茂していた植物の葉・球果・材のほか花粉の化石が産出し（北村ほか，1986）、それらの種類や構成内容から、当時繁茂していた植生が概ね復元できる。さらに現在の植生と比較することによって、当時のおおまかな気候が推測できる。Sohma (1956) や鈴木 (1987) によると、亀岡層の化石植物はブナ属やハンノキ属などの落葉広葉樹やセコイア属などの針葉樹を含み、その構成から温帯性の比較的温かな気候が示唆されている。

⑥は、陸成層である亀岡層から海成層の竜の口層へと移り変わる地層の重なりについて、その概念や要因を理解する。地層の堆積する基準となる海水位は一定ではなく、地質時代には上昇や下降をくり返している。相対的に海水位が上昇して陸域に海岸線が後退することを海進、下降して海岸線が前進することを海退と一般的にとらえられており、それぞれで地層の重なり方が異なる。亀岡層から竜の口層は、当時の海進によって浅海域が北方に湾状に広がり、陸域の堆積層の上位に浅海域の堆積層の重なり様式を示す。一方、陸成層である亀岡層は基底に不整合面があり、当時の海退期～低海水準期の陸化・侵食とその後の陸上での堆積を物語っている。こうした海進や海退となる要因は、5章で述べたように、当時の汎世界的な海水位の上昇や下降、あるいは広域的な地盤の下降や隆起を要因として考える必要がある。

7. まとめ

本報告では、仙台北部の七北田丘陵や富谷丘陵に分布する新第三系亀岡層を対象として、地質年代と地学教材への活用を検討した。その結果、

- 1) これまで年代資料のなかった模式地における亀岡層上部の凝灰質シルト岩のジルコンFT年代として、LA-ICP-MS法による測定の結果、 5.7 ± 0.2 Maの年代値が新たに得られた。
- 2) 上記の測定結果は、これまでに得られた亀岡層の

上位層や下位層、および相当層から得られた生層序対比と放射年代に関する資料と照合すると、極めて妥当な年代である。

- 3) 陸成層である亀岡層の堆積環境として、下部ではおもに網状河川周辺が、上部ではおもに蛇行河川周辺が、それぞれ卓越したとみられる。
- 4) 地域の地質学習として、亀岡層は、地表から地下の地層の拮がりと地質構造、不整合の形成、地層の堆積年代、陸成層の堆積環境と古気候、海進などに関する学習材として適している。

謝辞

猪瀬文野、小山陽大の各氏には、宮城教育大学在学中に、野外調査にご協力いただいた。(株)テクノ長谷の島本昌憲氏には、仙台周辺の地質層序についてご教示いただいた。宮城教育大学附属中学校の西川洋平教諭、仙台市立加茂中学校の水上範子教諭、国土地理院地理地殻活動研究センターの岩橋純子氏には、亀岡層の教材化に関するご意見をいただいた。本研究は、科学研究費補助金(16K00947、代表：川村寿郎)の助成を受けたものである。

文献

- 地学団体研究会仙台支部編(1980)新編 仙台の地学。きた出版、178p.
- 檀原 徹・岩野英樹(1995)火砕流堆積物のFT年代測定—仙台層群広瀬川凝灰岩の場合—。フィッション・トラックニュースレター, 8, 25-34.
- 藤原 治・鈴木紀毅・林 広樹・入月俊明(2013)仙台南西部に分布する東北日本太平洋側標準層序としての中・上部中新統および鮮新統。地質学雑誌, 119補遺, 96-119.
- Galbraith R. F.(1981) On statistical models for fission track counts. Mathematical Geology, 13, 471-478.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也(1982)松島地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一(1983)塩竈地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
- 岩井淳一(1949)仙台付近の新生代層。地球科学, 1, 23-27.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継(2012)同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックとU-Pbダブル年代測定法の評価。地質学雑誌, 118, 351-364.

- 川村寿郎・高橋知美(2016)中学校理科における「20万分の1日本シームレス地質図」を活用した学習。宮城教育大学紀要, 50, 127-133.
- 川村寿郎・菅澤丹杜・島本昌憲(2018)宮城教育大学上杉地区における地質ボーリングコア標本と理科学習での活用。宮城教育大学紀要, 52, 123-131.
- 川村寿郎・猪瀬文野・佐藤奈月・檀原 徹・岩野英樹(2019)青葉山周辺から産する鉱物標本の産出層準—仙台地域の地質教材の基礎資料—。宮城教育大学紀要, 53, 167-176.
- 北村 信・大沢 稔・石田琢二・中川久夫(1981)古川地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 32p.
- 北村 信・大沢 稔・中川久夫(1983)吉岡地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 50p.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫(1986)仙台地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 134 p.
- Manabe, K. (1979) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (I). Science Report of Fukushima University, no. 29, 51-65.
- Manabe, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (II). Science Report of Fukushima University, no. 30, 49-71.
- 松野久也(1967)若柳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 24p.
- Miall, A. (2010) 6. Alluvial Deposits. James, N. P. and Dalrymple, R.W. (editors) Facies Models 4, GEOText 6, Geological Association of Canada, 105-137.
- 宮本 毅・蟹澤聰史・石渡 明・根本 潤(2013)仙台の大地の成り立ちを知る。地質学雑誌, 119補遺, 27-46.
- 中村謙治・天野一男(1994)仙台市周辺に分布する仙台層群の堆積相と海水準変動。日本地質学会第101年学術大会講演要旨, 147.
- Okutsu, H. (1955) On the stratigraphy and paleobotany of the Cenozoic plant beds of the Sendai area. Science. Reports of Tohoku University, 2nd Series. (Geology), 26, 1-114.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男・柳沢幸夫・杉山了三(1996)北上低地帯西縁に分布する鮮新・更新統の地質と年代：いわゆる“本畑層”の再検討。地質学雑誌, 102, 330-345.
- 大石雅之・吉田裕生(1998)北上低地帯中流域の鮮新・更新統のフィッション・トラック年代。岩手県立博物館調査研究報告書, 14, 55-59.
- 大石雅之・吉田裕生・吉田 充(2012)一関市蔽美町の竜の口層のフィッション・トラック年代。岩手県立博物館研究報告, no. 29, 1-4.
- 大槻憲四郎・根本 潤・長谷川四郎・吉田武義(1994)広瀬川流域の地質。仙台市編, 広瀬川流域の自然環境, 仙台市環境局, 1-83.
- 才田直人・小向 英・大石雅之(2011)仙台市の竜の口層(最後期中新世～前期鮮新世)から産出した鯨類化石：産出層準・産状および産出の意義。東北大学博物館紀要, 10, 135-146.

- 庄司力偉 (1958) 宮城県北西部亜炭田地域の地質—鮮新統に発達する堆積輪廻の生成に関する研究—, 東北鉱山, 5, 1-25.
- 庄司力偉 (1960a) 日本の夾炭層に発達する堆積輪廻の成因について (1) - 堆積輪廻に関する成因上の諸問題 -, 地質学雑誌, 66, 660-674.
- 庄司力偉 (1960b) 日本の夾炭層に発達する堆積輪廻の成因について (2) - 堆積輪廻の形成機構についての考察 -, 地質学雑誌, 66, 733-741.
- Sohma, K. (1956) Pollenanalytische Untersuchungen der Pliozaenen Braunkohlen der Sendai-Gruppe, I. Übersichtliches. Ecological Review, 14, 121 – 132.
- 鈴木敬治 (1987) 大型植物化石 (仙台付近の新第三系植物化石群). 地学団体研究会仙台支部・仙台市科学館編, 広瀬川流域の地形地質調査報告書, 仙台市科学館, 94-97.
- 鈴木拓馬・林 広樹・柳沢幸夫・藤原 治・檀原 徹 (2019) 宮城県仙台市北東部に分布する中新統の統合年代層序. 地質調査研究報告, 70, 17-41.
- 竹内貞子・吉田明弘 (2012) 仙台南山地域の仙台層群より産する花粉化石. 地球科学, 66, 193-197.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂 (1989) 東北日本新第三紀火山岩の K-Ar 年代: その 1. 宮城県仙台地域三滝層および高館層. 地質学雑誌, 95, 865-872.
- 山路 敦・佐藤比呂志 (1989) 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 329-349.
- 柳沢幸夫 (1990) 仙台層群の地質時代 —珪藻化石層序による再検討—. 地質調査所月報, 41, 1-25.

(令和元年 9 月 27 日受理)