

松島の地質と地形のなりたち

東北大学総合学術博物館 教授 高嶋 礼詩



七ヶ浜から塩竈、松島を経て東松島にかけては、石巻平野と仙台平野の砂浜を区切るように南東に突き出した新第三系を主体とした基盤岩類が露出する（図1）。これらの岩石は沈水作用によって大小およそ266の島々からなる風光明媚な多島海を構成し、日本三景の一つに数えられる松島湾の風景を作り出している。松島湾の島々はいずれも白色の岩肌を有するが、層理が発達し、角張った外形を示すものと（図2A）、塊状で丸みを帯びた外形（図2B）の二種類に大別できる。前者は大塚層のシルト岩と砂岩の互層、後者は、松島層の軽石凝灰岩からできており、島の形や景観に明瞭なコントラストをなしている。また、松島湾の地形には、顕著な2つの方向がみられる（南三陸海岸ジオパーク準備委員会編、2016；図1）。一つは松島湾の方向と直行する北西－南東のリニアメントで、島、半島、水道の配列に明瞭に表れている（図1）。奥の細道の中で「南東より海を入れて、江の中三里、浙江の潮をたたふ」と松尾芭蕉が表現したのも、このリニアメントを表していると思われる。もう一つは、北東－南西のリニアメントで、松島湾全体の形状がこの方向を有する（図1）。本論では、松島の地質・地形に関するこれまでの研究をレビューし、松島の景観がどのように形成されたのかについて解説する。

松島湾の地層

松島湾周辺には三畳系利府層とそれを不整合で覆う松島湾層群と志田層群が分

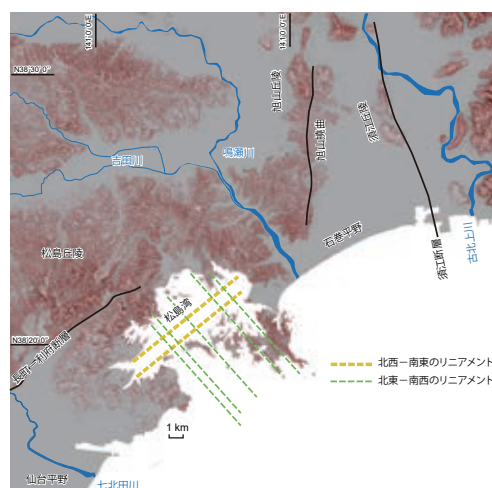


図1

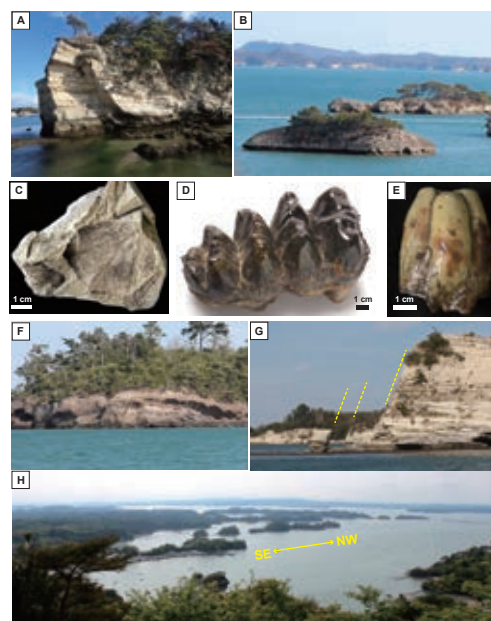


図2

布する（図3-5）。利府層は主に頁岩から構成され、三畳紀のアンモノイド化石を産出する。この地層は松島湾周辺地域の基盤を成し、一部の地域では白亜紀の花崗岩類に貫入されている（図5）。

松島湾層群は中新世前期～中期の堆積岩類を主体とし、火山岩類を伴う。松島

地域では下位より塩釜層、佐浦町層、網
尻層、松島層、大塚層から構成され、塩
竈周辺では大塚層の同時異相として東宮
浜層、石巻地域では佐浦町層～根古層の
同時異相として追戸層が分布する（図5；
石井ほか、1982a、1983a）。このうち、
松島湾の半島や島々の大部分が松島層と
大塚層から構成されている。松島湾層群
は、北西－南東に延びる正断層（松島東
縁断層群）によって東側を境された、東
傾斜の半地溝を埋めるように堆積したと
考えられており（図3；石原ほか、
1990）、各層は基盤岩にアバットするよ
うな形で堆積した（図4）。追戸層は、さ
らにその東側に存在した別の半地溝を埋
積した地層で、東縁を須江断層によって
境される（図3；Kato et al., 2004; 2006）。

塩釜層からはおよそ23 Maの放射年代
が得られている（今田・植田、1980；石
井ほか、1982b）。安山岩質の凝灰角礫岩
を主体とし、軽石凝灰岩を伴う地層で、

陸上での火山噴火によってできたと考え
られている。塩釜層と上位の佐浦町層は
不整合関係で、両者の間には500万年ほ
どの時間間隙がある。

佐浦町層～大塚層は整合一連の地層
で、およそ17～15.5 Maに堆積した（図
4；柳沢・秋葉、1999）。佐浦町層～網
尻層下部は礫岩、砂岩、シルト岩からなり、
河川およびその氾濫原の堆積物と解釈さ
れている。礫岩の礫は主に下位の塩釜層
由来の安山岩で、鹽竈神社の参道（七曲
坂）には本層の礫岩がよく露出している。
佐浦町層～網尻層下部のシルト岩相から
はコンプトニア属やフウ属など、台島型
の植物化石群が産出し（図2C）、塩釜フ
ローラと呼ばれる（Okutsu, 1955）。網
尻層の基底に挟まる厚い流紋岩質軽石凝灰
岩は塩竈石と呼ばれ、石材として利用さ
れてきた。網尻層上部は、砂岩及び泥岩
からなり、ピカリアなど、門ノ沢動物群
を特徴づける軟体動物化石や海生の珪藻

化石が産出する（石井ほか、1982a
柳沢・秋葉、1999）。このため、網
尻層堆積時に堆積盆地が大きく沈降
し、海面に没したものと考えられ
る。網尻層からは大型脊椎動物も
産出し、下部からはシオガマゾウ、
上部からはデスモスチルスが報告
されている（図2D、E；Yabe, 1950;
Shikama, 1966）。

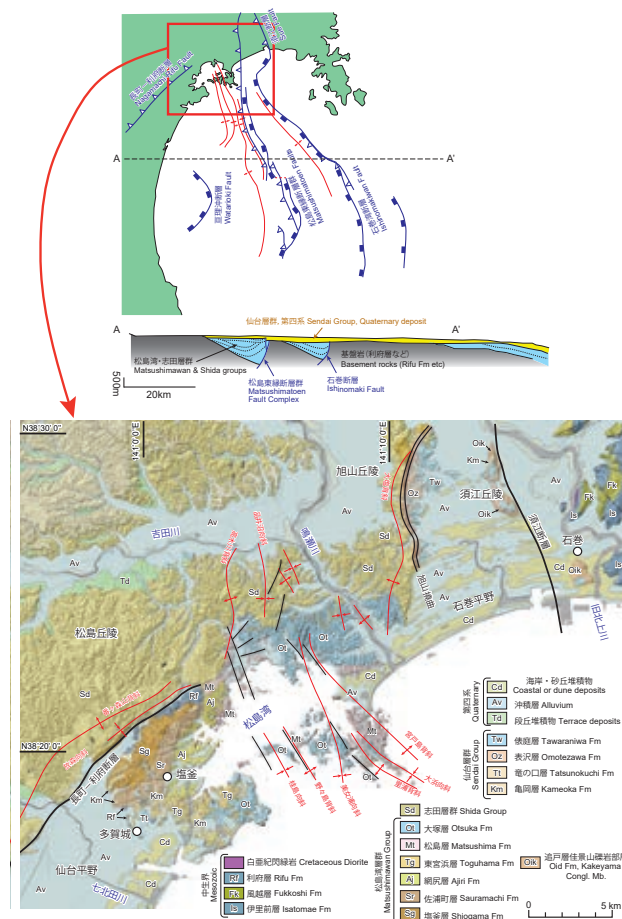


図3

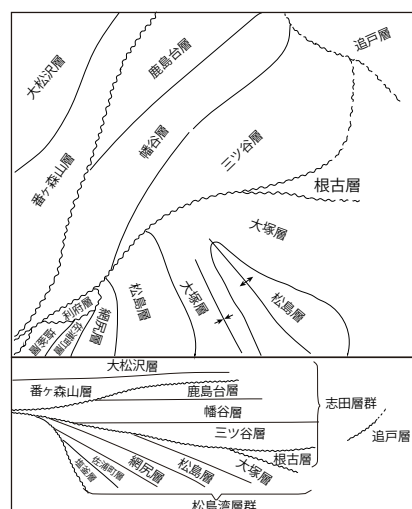
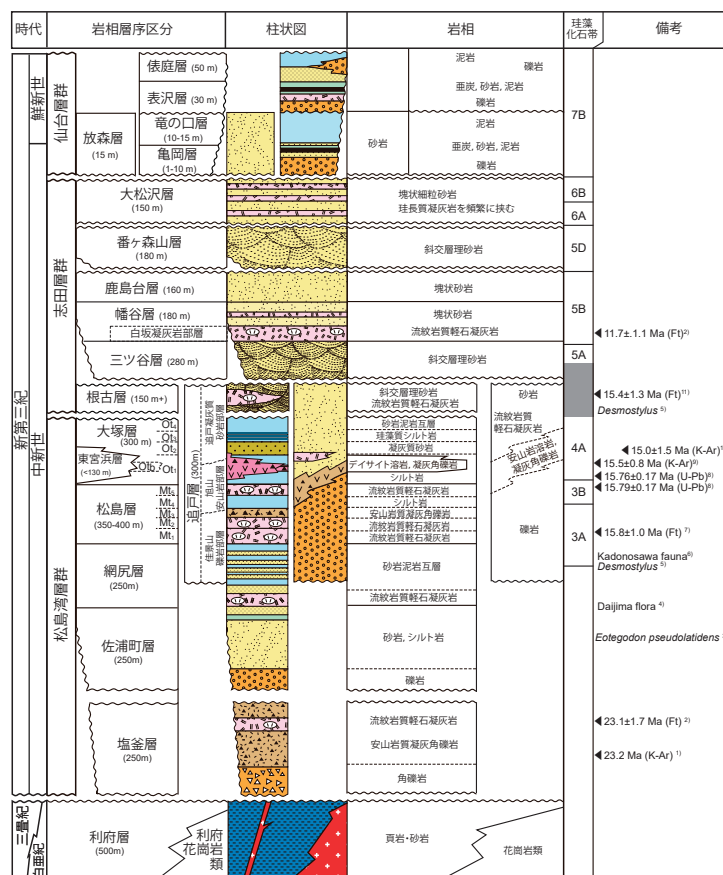


図4

松島層は火山碎屑岩類を主体とした地層で、下位より、下部軽石凝灰岩部層 (Mt₁)、中部軽石凝灰岩部層 (Mt₂)、凝灰角礫岩部層 (Mt₃)、シルト岩部層 (Mt₄)、上部軽石凝灰岩部層 (Mt₅) に区分される (図5、石井ほか、1983a)。下部、中部、上部軽石凝灰岩部層は、数cm～10cm程度の軽石を多量に含む流紋岩質の凝灰岩で、単層上部には葉理が発達する。下部軽石凝灰岩には珪化木が含まれるために、少なくとも下部軽石凝灰岩部層の給源となった火山は陸上にあったが、凝灰岩に挟まるシルト岩からは海棲珪藻化石が産するのために、火砕流は海底で堆積したものと考えられる。雄島、瑞巖寺、五大堂などの地盤は下部軽石凝灰岩でできており、摩崖仏などがよく作られているのもこの岩相である。各軽石凝灰岩部層の上部は葉理が発達しており、水流の影響を受けたことが示唆される。福浦島は、南側が中部軽石凝灰岩

(Mt₂)、北側が凝灰角礫岩部層 (Mt₃) からなるため、島の南側はのっぺりとした崖が続くが、北側は角礫岩特有のごつごつとした崖に囲まれている。松島層上部の凝灰角礫岩部層 (Mt₃)、シルト岩部層 (Mt₄)、上部軽石凝灰岩部層 (Mt₅) は、野蒜海岸から宮戸島にかけて広く分布する。松島層の凝灰岩は流紋岩質が大部分であるが、異質岩片として塩釜層由来の安山岩角礫を多く含み、凝灰角礫岩部層 (Mt₃) のみが安山岩質の本質岩片から構成される。凝灰角礫岩部層 (Mt₃) と上部軽石凝灰岩 (Mt₅) は、それぞれ潜ヶ浦石と野蒜石とよばれ、石材として採掘されてきた。宮戸島から野蒜海岸にかけて多数の採石場跡が残っている。

大塚層は珪藻を多産するシルト岩主体の地層である。松島層を整合に覆い、下位よりシルト岩部層 (Ot₁)、凝灰質砂岩砂質シルト岩部層 (Ot₂)、珪藻質シルト岩部層 (Ot₃)、シルト岩砂岩部層 (Ot₄)



1) 今田・植田 (1980), 2) 石井ほか (1983b), 3) Yabe (1950), 4) Okutsu (1955), 5) Shikama (1966), 6) 石井ほか (1983a), 8) 高嶋ほか (2019), 9) 石井ほか (1982b), 10) 石井・柳沢 (1984), 11) 柳沢 (2012)

図5

の4つの部層に区分される(図5; 石井ほか、1983a)。本層は、松島湾北部と浦戸諸島～宮戸島西部に広く露出する。大塚層と同時異相の東宮浜層は、多賀城市、塩竈市、七ヶ浜町に分布し、デイサイト質の溶岩や火山角礫岩からなり、安山岩溶岩を伴う。デイサイト火山体は、^{にらやま} 韮山デイサイトと名付けられ、七ヶ浜町を中心に分布する。大塚層のシルト岩部層中に挟まるデイサイト質凝灰角礫岩層はObtと名付けられ、東宮浜層のデイサイト凝灰角礫岩の末端相に相当する(図2F)。仁王島などは、このObtと大塚層のシルト岩の境界部に相当する部分から構成される。

追戸層は石巻～涌谷地域を中心に分布する中新統で、その年代から網尻層～根古層の同時異相とみられる(図5)。追戸層は、石巻地域では下位より佳景山^{かけやま} 礫岩部層、旭山安山岩部層、追戸凝灰質砂岩部層に区分されるのに対し、涌谷^{わくや} 地域では、和渕^{わぶち} 礫岩部層、^{ののだけ} 篳岳火砕岩部層、追戸砂岩部層と、別々の名称がつけられている(石井・柳沢、1984)。佳景山礫岩部層は、淘汰不良な円礫～亜円礫からなる崖錐堆積物で、日本海拡大時に発達した半地溝の東縁を区切る正断層の断層崖に沿って堆積したと考えられている(Kato et al., 2004; 2006)。礫種の大部分は、南部北上帯の中生界の頁岩や花崗岩である。旭山安山岩部層は、旭山丘陵の頂上部に露出する安山岩溶岩で、 15.0 ± 1.0 Maの年代が得られている(石井ほか、1982b)。年代的にも東宮浜層の韮山デイサイトと同時期の活動と思われる。追戸凝灰質砂岩部層からは多数の軟体動物化石、浮遊性有孔虫化石が産出しており、網尻層～根古層相当の年代が示唆される(石井・柳沢、1984)。

志田層群は、松島湾層群を不整合に覆い、松島湾の北西部に広く分布する(図3-5)。15～8 Maにかけて堆積した浅海の砂岩主体の地層で、各層の境界

の多くは不整合関係である(柳沢・秋葉、1999)。堆積した当時の斜面は北西に向かって傾斜していたと推定され、砂岩の斜交葉理に基づくと、南東から北西への古流向が卓越する(図6A: 石井、1989)。志田層群は、上位の地層ほど北西方向にオンラップしており、堆積盆地が北西に移動していったことが示唆される(図4; 石井ほか、1983a)。

仙台層群は下位より、亀岡層、竜の口層、表俵層、表庭層の4層から構成され、陸成層と海成層が交互に累重する(図5)。松島湾周辺では、多賀城～七ヶ浜周辺と旭山・須江丘陵周辺にのみ、わずかに分布する(石井ほか、1982a, 1983a)。層厚は数10 mほどで、北上低地帯の仙台層群が200 m近くあるのに対してかなり薄い。

松島湾の地質構造・地形発達史

松島湾層群は、日本海拡大時に伴う引張応力場によって生じた半地溝に堆積した地層である。17～15 Maには日本海拡大に伴い、堆積盆の沈降によって松島湾層群の堆積相は陸成層(佐浦町層～網尻層下部)から海成層(網尻層上部～大塚層)へと変化した(図7A)。この時期は、東北日本の地下において高温のアセノスフェアが前弧域にまで広がり、火山フロントが大幅に前進して太平洋沿岸にまで火成活動が発生した(吉田、2009; Hanyu et al., 2006; Yamamoto & Hoang, 2009; 山元・山崎、2023)。塩釜層、網尻層基底部、松島層および大塚層にみられる火山岩や火山砕屑岩類はこれらの活動を反映したものと考えられる。奥羽山脈から西側では、同じ時代に海底下で玄武岩～流紋岩質の火成活動が生じているが、これらの火山岩・火山砕屑岩類は熱水変質を受けて緑色のグリーンタフとなっている。一方、前弧側のものはこのような熱水変質を受けていないため、松島湾層群の流紋岩・デイサイト質の溶岩、凝灰岩、凝灰質シルト岩は白色～灰白色を呈

し、松島湾の白い岩壁からなる景観をつくりだしている。以上のように、松島の原型は日本海の拡大に起因する半地溝の形成と火成活動によって形作られた。

日本海拡大に伴う東西方向の引張応力場は、少なくとも松島地域では15.5 Maには終了し、東西圧縮に転じた（図7B）。これは日本海拡大による東北日本の反時計回りまたは東進の結果、日本海溝での相対的な沈み込み速度が増大したことに起因すると考えられている（中島、2018）。これにより、松島湾層群の堆積場を作り出した正断層は逆断層として再活動し、半地溝にはそれと平行な北西－南東方向の軸を持つ褶曲構造が形成された（図2F, 7A；石原ほか、1990；中村、1992）。松島湾に発達する北西－南東方向の半島や島の配列は、この地質構造を反映したものと解釈される（図1、2H）。

この褶曲構造の形成直後に、褶曲軸方向とほぼ直行する、北東－南西方向の長町利府断層が正断層として活動した（大槻ほか、2011）。この活動により長町利府断層より北西側が沈降して堆積盆が形成され、そこに志田層群が堆積したと考えられている（図7C；石井ほか、1989）。一方、断層よりも南東側の松島湾層群の分布域はその堆積物の後背地となっていたようである（石井ほか、1983a、1989）。この断層と平行に多くの正断層が松島湾層群には見られ、これが松島湾にみられるもう一つのリニアメント（北

東－南西方向）の要因となった（図1、2G；南三陸海岸ジオパーク準備委員会編、2016）。この時期は松島湾周辺だけでなく、東北日本全体が大きく沈降し、海底下に没した。その理由としては、日本海拡大後の地殻の冷却による熱的な沈降で説明するモデルが提案されていたが（Sato & Amano, 1992）、冷却のみではこの時代にみられる急速な沈降は説明できないとする見解もある（中島、2018）。いずれにしても、上記2つの地質構造は松島湾層群にのみ発達し、志田層群には見られないことから（石井ほか、1989）、松島湾層群と志田層群の間の不整合が生じた比較的短期間（およそ15.5～15 Maの間）に形成されたようである。

前述したように志田層群の地層は、上位に向かってより北西側にオンラップしている（図4）。志田層群は陸棚以浅の堆積物からなり、多数の不整合を挟むことから、わずかな隆起・沈降あるいは海水準の上下によって、堆積作用が断続的に起こったようである（柳沢・秋葉、1999）。この時期、松島湾周辺は北上山地と阿武隈高地の2つの陸地に挟まれた海峡に位置し、志田層群にみられる斜交葉理の発達する砂岩は、津軽海峡や大隅海峡に発達するものと類似した、海流堆積物と解釈されている（図6A；吉田・立

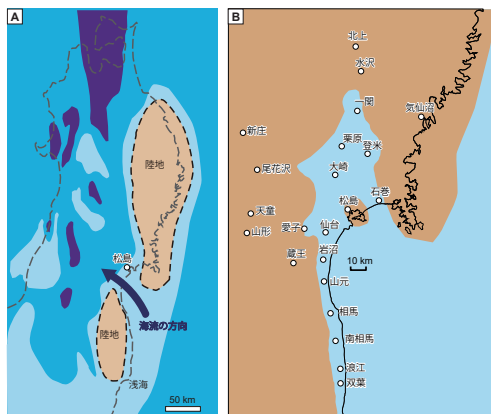


図6

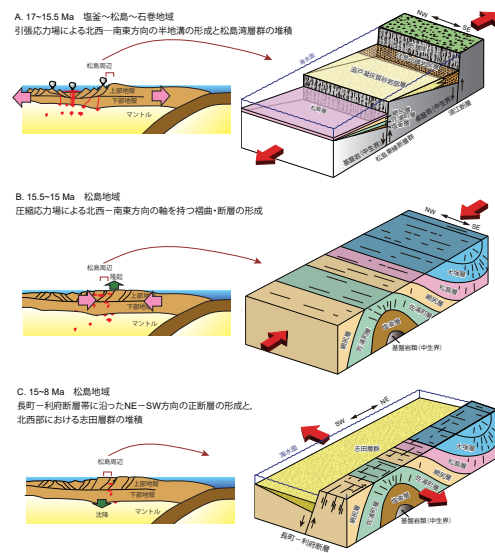


図7

石、2003)。古流向の解析から、松島周辺域では大局的には太平洋から日本海側へと強い海流が流れていた（石井、1989）。

鮮新統仙台層群は、隣接する「仙台」「古川」「若柳」など、北上低地帯周辺では全層厚が200 m近くに達するのに対して、松島湾周辺では仙台層群が欠如していることが多く、仙台層群の分布する塩竈周辺や旭山丘陵～須江丘陵周辺でも数10 mと非常に薄い。これは、松島湾周辺がこの時期にすでに隆起帯となっていたことを意味し、竜の口層堆積時の古地理復元図でも松島湾周辺が島として復元されている（図6B）。この領域はちょうど、松島湾層群の分布域とも一致し、志田層群堆積時以降、一貫して隆起域となっていた可能性がある。

今から約2万年前の最終氷期最盛期には、グローバルな海水準が現在より120 m近く下降していたことが知られている（Lambeck et al., 2014）。松島湾は、湾の外側でも水深は24 m程度のため、この時期に松島湾はすでに完全に陸化し、北西－南東と北東－南西の2つのリニアメントに沿った浸食が進行し、松島湾周辺で見られる地形の基本構造が出来上がっていたと思われる。最終氷期以降、海水準は上昇し続けたが、とりわけ10,000～8,000年前ごろには仙台平野における相対的な海水準の上昇が最も急速であった（Tamura and Masuda, 2005）。このころの松島湾の沈水過程については、松島湾周辺のボーリングとその年代測定の結果を基に、松本（1984、1988）によって詳しく示されている。ここでは、Tamura and Masuda（2005）によって改訂された仙台湾の海水準変動とその年代論に基づき、松本（1984；1988）のモデルを再解釈する。松島湾の沈水開始はおよそ10,000年前までさかのぼることができ、現在の野蒜海岸と宮戸島の間から海水が侵入し始めたようである。9,050年前には、塩竈から浦戸諸島、宮戸島に

かけては東に突き出た半島状態となり、現在の松島湾内は、野蒜－宮戸島間から入ってきた海水によってほぼ水没した。おそらく、長町利府線に沿った断層により塩竈から北東－南西方向に延びる谷ができており、その谷に沿って海水が侵入したものと思われる。8,750年前には海水準は現在より10 m低い位置にまで上昇し、塩竈－宮戸島の半島の一部が海によって分断され、古桂島と古宮戸島の大きな2つの島となった。この分断を引き起こした低地部分は、北西－南東方向の褶曲軸・断層群と一致する。その後も海水準は上昇を続けて、水没が進行した結果、6,000年前には現在と同じ海水準となり、現在のような多島海となった。

さらに、八島（1998）の古地図の比較に基づくと、宮戸島は明治9年（1876年）の海図までは、陸とつながっていない島の状態であった（図8）。しかし、1901年～1938年の間に、不老山を基部に砂洲が発達し、宮戸島が本州つながって陸繋島と化している。さらに、1938～1958年の間に、野蒜海岸の海岸線は東側に100 mも前進したが、1958年以降、海岸線は変化していない。この理由については、八島（1998）は北上川の河川改修との関係を指摘している。北上川は江戸時代初期までは、追波湾に注いでいたが、江戸時代初期の大規模な河川改修により、江合川と迫川を合わせて石巻湾にそそぐよ



図8

うになり、大量の土砂が石巻湾に供給された結果、砂嘴が発達した可能性が高い(図9)。そして、八島(1998)は、北上川の分流工事(1934年に終了した、北上川の流量の85%を新北上川〔追波湾〕へ、15%を旧北上川へと分流させる工事)と1953年の新旧北上川分岐点付近の分流停止工事によって、砂嘴の発達が停止したとしている。

以上のように、現在の松島の景観は、中新世前期～中期にかけての日本海拡大に伴う構造運動、火成活動、堆積作用によってその基本的な枠組みが作られた。その後、長期間にわたり地質構造(北西-南東および北東-南西方向)に沿った選択的な浸食を受け、およそ1万年前から6000年前に起こった相対的な海水準の上昇によって沈水し、多島海が完成したと考えられる。しかし、景観はその後も変化しつづけ、特に北上川の河川改修は宮戸島を陸繋島へと変化させるとともに、野蒜に広大な砂洲を形成するに至った。

引用文献

Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Yoshida, T., 2006, Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q08002, doi:10.1029/2005GC001220.

石原文実・駒沢正夫・中村光一・西村昭・棚橋学・斎藤英二・渡辺和明・本座栄一・井上英二・有田正史・木下泰正・玉木賢策・上嶋正人・西村清和・村上文敏・岡村行信・山崎俊嗣・斎藤文紀, 1990, 金華山沖海底地質図, 海洋地質図 no. 33, 地質調査所.

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川旭・松野久也, 1982a, 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, 121 p.

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・阿部智彦, 1982b, 塩竈地域の中新世火山岩のK-Ar年代 - Actinocyclus ingens ゾーンと Denticulopsis lauta ゾーンの境界の年代に関連して. 地質調査所月報, 33, 425-431.

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一, 1983a, 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, 112 p.

石井武政・柳沢幸夫・山口昇一, 1983b, 松島湾周辺に分布する中新世軽石凝灰岩のフィッシュ・トラック年代. 地質調査所月報, 34, 139-152.

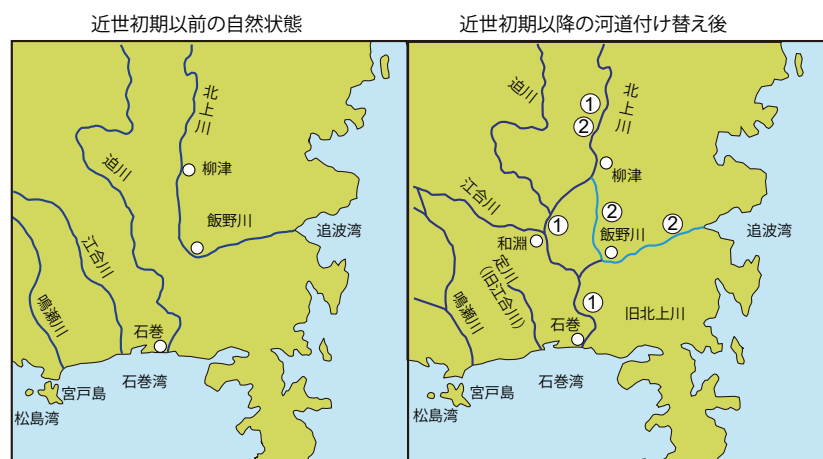
石井武政・柳沢幸夫, 1984, 旧北上川沿いに分布する追戸層の地質年代について. 地質調査所月報, 35, 623-635.

石井武政, 1989, 東北本州弧外側第三系の地質とその発達史. 地質学論集, no. 32, 113-132.

Kato, N., Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Okada, S., Kagohara, K., Kawanaka, T. and Kasahara, K., 2004, Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northeastern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift. *Earth Planets Space*, 56, 1369-1374.

Kato, N., Sato, H. and Umino, N., 2006, Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 28, 2011-2022. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.004

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014, Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to



① 江戸時代初期～昭和時代初期の北上川本流
② 昭和時代初期～現在の北上川本流

図9

- the Holocene. *PNAS*, 111, 15296–15303. doi: 10.1073/pnas.1411762111
- 今田正・植田良夫, 1980, 東北地方の第三紀火山岩のK-Ar年代. 岩石鉱物鉱床会誌, 特別号, no. 2, 343–346.
- 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.
- 大槻憲四郎・永広昌之・布原啓史, 2011, 宮城の地質. 大地, no. 51, 3–16.
- 松本秀明, 1984, 宮城県松島湾の沈水過程. 東北地理, 36, 46–53.
- 松本秀明, 1988, 宮城県松島湾の沈水過程に関する再検討. 東北地理, 40, 290–291.
- 南三陸海岸ジオパーク準備委員会編, 2016, 南三陸・仙台湾地域のジオツアーガイド. 株式会社ソノベ, 212p.
- 中島健, 2018, 日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス. 地質学雑誌, 124, 693–722.
- 中村光一, 1992, 反転テクトニクス (inversion tectonics) とその地質構造表現. 構造地質, 38号, 3–45.
- Sato, H., Amano, K., 1991, Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 74, 323–343.
- Sato, H., 1994, The relationship between the Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22261–22274.
- Shikama, T., 1966, Postcranial skeletons of Japanese Desmostylia. *Paleontol. Soc. Japan, Spec. paper*, no. 12, 161–173.
- 高嶋礼詩・庭野道夫・佐藤寿正・成田朱里・鈴木結依・西弘嗣, 2019, 宮城県東部に露出する松島層最上部一大塚層最下部の地質年代とその意義. 東北福祉大学感性福祉研究所年報, 20, 103–111.
- Tamura, T., Masuda, F., 2005, Bed thickness characteristics of inner-shelf storm deposits associated with a transgressive to regressive Holocene wave-dominated shelf, Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentology*, 52, 1375–1395.
- Yabe, H., 1950, Three alleged occurrence of *Stegolophodon latidens* (CLIFT) in Japan. *Proc. Japan Acad.*, 26, 61–65.
- Yamamoto, T. and Hoang, N., 2009, Synchronous Japan Sea opening Miocene fore-arc volcanism in the Abukuma Mountains, NE Japan: An advancing hot asthenosphere flow versus Pacific slab melting. *Lithos*, 112, 575–590.
- 山元孝広・山崎誠子, 2023, 中新世の日本海拡大に伴う東北日本前弧域火山活動: 茨城県, 塩子無斑晶状安山岩の地球化学的特徴. 地質学雑誌, 129, 165–177.
- 柳沢幸夫・秋葉文雄, 1999, 松島地域の中新世珪藻化石層序の再検討. 地調月報, 50, 431–448.
- 柳沢幸夫, 2012, 岩手県, 宮城県及び福島県北部から産出した束柱類化石の地質年代. 地質調査総合センター研究資料集, no. 550, 1–25.
- 八島邦夫, 1998, 野蒜洲崎浜の急速な地形発達とその要因についての一考察. 季刊地理学, 50, 329–337.
- 吉田真見子・立石雅昭, 2003, 宮城県仙台市北方の上部中新統番ヶ森山層, 青麻層の海流堆積相. 堆積学研究, 56号, 27–39.
- 吉田武義, 2009, 東北本州弧における後期新生代の火成活動史. 地球科学, 63, 269–288.
- Yoshida, T., Kimura, J., Yamada, R., Acodella, V., Sato, H., Zhao, D., Imaizumi, T., 2013, Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust-mantle structure in the NE Japan Arc. *Geol. Soc. London. Special Pub.*, 385, doi: 10.1144/SP385.15.
- 図1. 松島周辺の地形. アジア航測株式会社の赤色立体地図作成手法 (特許3670274、特許4272146) を使用し, 加筆した.
- 図2. A. 大塚層から構成される島 (野々島南方), B. 松島層の下部軽石凝灰岩層から構成される島 (布袋島, 毘沙門島). C. 網尻層のフウ属の葉化石 (*Liquidamber formosana*: 東北大学総合学術博物館所蔵). D. シオガマゾウの歯化石 (*Eostegodon pseudolatidens*: 東北大学総合学術博物館所蔵). E. 佐浦町層から産出したデスモスチルスの歯化石 (*Desmostylus japonicus*: 東北大学総合学術博物館所蔵). F. 大塚層のデイサイト質凝灰角礫岩 (Obt) にみられる背斜構造 (野々島背斜, 船入島). G. 北東–南西方向に発達する正断層 (黄色点線) に沿う島の崩壊の様子 (蔭田島). この断層は寒風沢水道と平行に発達すると推測される. H. 北西–南東方向に延びる松島湾の島や半島 (大高森頂上から).
- 図3. 松島湾周辺の地質構造・断面図 (上) と地質図 (下). 地質構造・断面図は, 工業技術院地質調査所発行の金華山沖海底地質図 (石原ほか, 1990), 地質図は産業技術総合研究所公開のシームレス地質図に加筆.
- 図4. 松島湾層群と志田層群の模式分布図及び模式断面図 (石井ほか, 1982a).
- 図5. 松島地域の新第三系の模式柱状図 (石井ほか, 1982a, 1983a, 柳沢・秋葉, 1999を基に編集).
- 図6. 松島地域の地質構造発達史. 石井ほか, (1982a, 1983a), Sato & Amano, 1991, Yoshida et al., 2013を基に作成.
- 図7. A. 中新世中期～後期 (志田層群堆積時) の東北地方の古地理図 (Sato, 1994を基に作成). B. 鮮新世前期の仙台付近の古地理図 (竜の口層の分布を基に作成).
- 図8. 野蒜地域における砂嘴の発達過程 (八島, 1998に加筆).
- 図9. 近世における北上川河道の変遷 (八島, 1998を編集).