

飛島の地質と地形

長澤 一雄（山形県立博物館学芸員）・川辺 孝幸（山形大学名誉教授）

1 【地理・自然環境】

飛島は酒田市の北北西約 39km, 北緯 39 度 11 分, 東経 139 度 33 分にあり, 面積が 2.36 km², 島の周囲が 10.2 km で, 島の標高は高森山 (69m) を最高点として, 標高が 50~60m の平坦面が広く発達する (図 1). 遠方からテーブル状の平坦な地形が独特の印象を与える. 島の北西側の海岸沿いには明瞭な海成段丘が発達しており, 潮間帯には海食台が分布するが, 島の南東側は, 北西側とは対照的に海成段丘や海食台の発達が悪い.

飛島は, 年平均気温は 12.3°C で, 年平均気温が 12.7°C の酒田より若干低いが, 対馬暖流の流れる日本海の影響を受けて, 季節変化は酒田より小さいため, 酒田と比べると冬季は暖かく夏季はやや涼しい (図 2). また, 内陸の山形と比較すると, その差は明瞭で, 山形から見れば, 飛島は暖かいと言えるが, 酒田との比較からは暖流が流れているから, ということは理由にならない. ただし, 冬季は平均風速 10m 以上の北西の季節風が厳しく吹き荒れる. 植生は, 離島と暖流の影響によって, タブ林に代表される暖地性植物や島の固有種がみられる. 西海岸の荒崎周辺の海岸の植物群落は, 酒田市の天然記念物に指定される. その中の背の高いトビシマカンゾウは飛島の固有種である. ダーウィンが進化論を着想したガラパゴス諸島の例のように, 離島は他の生物との交流が乏しいため, 隔離によって生物が固有化しやすい. このほかにも, 飛島は野鳥の宝庫としても知られる. 山形県で確認される鳥類は約 370 種であるが, 飛島ではそのうち約 250 種が確認される. これは, 飛島が渡り鳥の重要な中継地 (休息, 避難) となっているためである.

飛島の海底では, 暖流の影響を受けてサンゴ類の群生をみる. 館岩の周辺では, ムツサンゴ, オノミチサンゴ, などが生息する. これらは非造環礁の単体サンゴ類で, このうちムツサンゴは日本海側で最大の生息地といわれ, 県の天然記念物に指定されている. ムツサンゴ (日本海側に分布) は黄色で, 1 個体の直径は 5mm 程度で, 水深 1~3m の海底に数十~数百個体が群体を形成する. オノミチサンゴ (日本周辺の近海に分布) はムツサンゴより数が少ないが, 飛島が分布の北限とされる.

2 【飛島の地形】

飛島の地形の最大の特徴は, 全体的に標高が低く (50~60m), 頂部が平坦なテーブル状の形態である (図 3). 日本海には佐渡, 粟島などいくつかの島々が点在するが, こうした地形の島はなく飛島は特異である. 頂部の平坦面は階段段丘の最上位面を示すが, これを含めて島には海成段丘 (または海岸段丘) がよく発達する. 宮内・山下 (1992), 富澤 (1995MS) の地質説明と地質図, 地形面区分図, によれば, 段丘面は 4 面確認されており, 標高の高い上位面より, I 面, II 面, III 面, IV

面と呼ばれる。島の周囲の潮間帯に海食台の平坦面がある(図 4, 図 5)。また、飛島をのせる日本海海底の飛島地塊は、水深 130m 付近に広大な平坦地形をもつ(第 6 図, 第 7 図)。これらの海底面から飛島の地形面は、波浪による侵食(平坦面形成)と大地震を伴う隆起、および第四紀の寒冷期と温暖期の繰り返しによる海水準変動(氷期, 間氷期)に伴って形成された。ただし、海底の平坦面および各段丘の形成年代についての研究はほとんどされていないので、今後の詳しい研究が望まれる。

飛島の各段丘面の標高を、島の東西で比較すると、西側より東側(勝浦側)が相対的にやや低くなっている。このことは、大地震の際の隆起量が西側の方がより大きいため、飛島の段丘面がやや東へ傾いたこと(傾動)を示している。また、段丘面の分布を細かく見ると、西側では海食台から数段の段丘面が発達しているが(図 5)、東側ではこのような細かい段丘面は認められず、急崖になっており、このこともまた、大地震の際の隆起量が西側の方が大きかったことを示している。

なお、島の周囲の潮間帯に発達する海食台は、過去の海食台である段丘面の分布よりかなり広い(図 6)。このことは、現在の海食台をつくる海食が長期間続いていることを示している。言い換えれば、海食台の隆起をもたらす大地震がここ最近起こったことが無いことを示している(宮内・山下, 1992)。つまり、日本海の地下では、大地震を発生させるストレス(圧縮応力)が開放されずに蓄積されており、今後、規模の大きな地震が発生する可能性を示唆している。

飛島は、冒頭で述べたように台形をなす一方で、河川の侵食による開析が進んでおらず、平坦面ができてからの地形を保っている。また、上位段丘では赤色風化作用を受けている。このことから、飛島は、第四紀更新世の後半のある時期に海水準変動と隆起によって離水(陸化)を繰り返して段丘Ⅰ面とⅡ面が形成され、その後赤色風化を被ったと推定される。

赤色風化とは、温暖期の温度と水などの作用で、硬い岩石でも酸化によって赤土状に粘土化した軟質岩になる風化のことである。山形県の内陸盆地の周辺でもよくみられる現象で、最終間氷期(下末吉期; 12.5 万年前)の高温期に起こったものとされる。従って、飛島の高位段丘がその作用を受けたことは、それ以前に陸化していたことになる。

その後、最終氷期(ウルム氷期)に入ると地球は寒冷するが、最寒冷期(2 万年前)に年平均気温が 6~8℃も下がったことから、海で蒸発した水が雨となって陸上に降り注いだあと、氷となって陸上に固定されて海に循環されなくなったため、海水面が最大 140m も低下した。これによって飛島地塊を含む日本列島の沿岸が広く陸化して、侵食による平坦化が進んだ。完新世(1 万年前)に入ると気温が上昇して飛島地塊が水没したが、その際の海進による外浜侵食と高海水面の安定期の波食によって飛島の周囲で海食台(Ⅲ面)が形成され、その後の海退と隆起で段丘となった。さらに数千年前の海進時には波食によるⅣ面の形成と隆起があった。そしてその後の安定した海水面で波食作用が進行しているのが現在の島の周囲に発達している海食台である。各段丘の特徴は次のとおりである。

段丘Ⅰ面(標高約 50～60m)

島の中央の最上部の平坦面で、小起伏があるがほとんど平坦である。島には柏木山、高森山などの高まりがある。谷が刻まれるが浅い。段丘Ⅰ面とⅡ面の標高差は 7～10mで、段丘崖は緩傾斜をなす。段丘面の下では新第三系を厚さ3mほどの堆積物がおおう。西方海上に突出する御積島、烏帽子群島の標高もほぼこの面に標高であり、形成年代は同じで、これらの島は、段丘Ⅰ面と同時期に侵食されて形成されたと考えられる。御積島の縦長の海食洞門は、波の侵食が下方へ進行したため形成された。

段丘Ⅱ面(標高約 35～45m)

段丘Ⅰ面を囲むように島の外周部に発達する。平坦だが谷がやや深く削り込んでいて、谷は下位のⅢ面との境で滝状となる。段丘Ⅱ面とⅢ面の標高差は 20mほどあり、急で明瞭な段丘崖がある。段丘面をつくる堆積物の厚さは約 2mである。

段丘Ⅲ面(標高 17～25m)

島の南西海岸の賽の河原～荒崎にのみ分布する。地形は開析されておらず若い地形を示していることから、形成年代は完新世の中頃(5～6千年前)と推定しておく。段丘Ⅲ面とⅣ面の標高差は 6～8mあり、急な段丘崖を形成している。男優堆積物の厚さは 3～5mである。段丘面は、荒崎の周囲から北東にかけて、標高差が 0.5～2m の段差が付いていて、区分が可能であるが(図 5)、堆積物での区分はまだ手が付けられていない。

段丘Ⅳ面(標高 3～10m)

島の外周の汀線に沿って狭く分布する平坦面である。東～北海岸では、勝浦、中村、法木の集落をのせる生活面である。形成年代は完新世の後半で、勝浦のテキ穴(海食洞)は、この面がより低かった海食台の時期に形成された。段丘堆積物の厚さは 1～2.5mである。

海食台(潮間帯)

島の周囲の潮間帯には、沖へ 50～400mほどの範囲で広く分布する。海食台の幅は勝浦などの東海岸で狭く、荒崎などの西海岸で広い。より硬い火山岩類は残丘状に海底より突出する。西海岸の明神の社付近の岩塔状のロウソク岩は、硬い火山岩が侵食に抗して残ったものである。また、海食台の上には、球形の巨礫がのっている。岩石の種類は、溶結凝灰岩、花崗岩など、飛島には分布しない種類も多い。これらの起源は不明なものが多いが、津波石として海底の岩石が津波によって運ばれてきた可能性がある。海食台は将来大地震によって隆起すると、段丘Ⅴ面となる。

飛島と地震、津波

現在の飛島の地形は地殻変動や気候変動と関連して形成された。地震によっては、海底地震によって津波が発生する。飛島周辺では、これまでも大地震や大津波が繰り返されたと考えられる。近年、飛島における堆積物からの津波の研究が発表みられるようになった(平川, 2013; 相原ほか, 2014; 川上ほか, 2017 など)。ただし、日本海側地域における津波堆積物の研究は、堆積物認定や

年代の議論に関して不明な点もあり、今後の研究が必要である。

山形県が 2018 年に公表した「山形県津波災害警戒区域指定基準」によると、飛島を襲う津波の最大の高さは、勝浦(7.4m)、中村(7.0m)、法木(12.1m)、荒崎などの飛島西側(14.3m)で、各集落には地震発生から数分で到達するとみられている(図 3)。飛島の津波については、防災の観点からも今後研究を進める必要があるだろう。

3【飛島の地質】

飛島の地質については、古くは村山(1932)、畠山(1955)、茅原(1958)などがあり、神保ほか(1972)、吉田(1986)などによる層序の検討と地質図の作成、地質調査所(大沢ほか、1982)による地質の概説と地質図、富澤(1995MS)の地質説明と地質図、長澤ほか(2007)などがある。ただし、飛島の地質については、まだ課題が多く残されている(長澤、2008)。飛島は「鳥海・飛島ジオパーク」として 2016 年に認定を受けているが、地質については研究途上であり、科学的な教育活動のためにも今後の調査研究が望まれる。

飛島の地質は、主として新第三紀の前期から中期中新世の火山岩、火山細屑岩類で構成され、一括して飛島層と呼ばれる。飛島層は、岩相によってさらに部層に区分されている。層序や部層区分はまだ統一的な見解にいたっておらず研究の余地がある。ここでは富澤(1995MS)の部層区分と地質図をもとにして地質の概要を説明する(図 8)。

飛島の地質構造について、概ね島の東部と中央部に、それぞれ北西－南東方向に伸び、南東にプランジする非対称な背斜構造がある。東部の背斜構造は、島の最高峰、高森山付近を通り、北西方向と南東方向に伸びる尾根にほぼ沿って分布している。北東翼が数度の傾斜で北東に緩く傾き、南西翼は 20 度前後で南西に傾斜している。中央部の背斜構造は北東翼が 20 度前後で、南西翼が数度と緩傾斜であり、島の西部の地層はすべてこの背斜構造の南西翼に属する。この二つの背斜構造に挟まれた間には、両翼の傾斜がやや大きい開いた向斜構造が発達している。

以上のような地質構造から、飛島層の各層は、2 つの背斜部でもっとも下位の地層が分布し、飛島の西部に分布する地層は、すべてこの褶曲の南西翼にあり、東から西へと順次上位の地層が重なって分布する。

なお、富澤(1995MS)では、飛島の西部で、翼部の傾斜が 10～20 度の小規模な背斜、向斜が繰り返しているとされているが、これらの小褶曲は粗粒堆積物中に発達する斜交層理を誤認している可能性がある。

飛島層の各層には、玄武岩や流紋岩などの大規模な貫入岩をはじめ、小断層や節理などの割れ目、それらの割れ目に熱水が注入してできたメノウなどの岩脈など各種の地質現象がみられる。飛島層は下位から(古いほうから)次の 4 部層に区分される。

A 部層(凝灰質シルト岩部層)

凝灰質シルト岩, 粗粒砂岩, 細礫岩, 礫岩などを主体とし, 島の北部や中部の海岸沿いに分布する. シルト岩には植物化石(木の葉化石, 珪化岩)を含むことがある.

B 部層(安山岩質・玄武岩質凝灰角礫岩部層)

安山岩質～玄武岩質の凝灰角礫岩を主体として, A 部層をおおい島の北部から中部に広く分布する. しばしば溶結凝灰岩, 花崗斑岩などの異質礫を含む. 大規模な玄武岩の岩脈, 巨大な碎屑岩脈などもみられる.

C 部層(火山円礫岩部層)

B 部層をおおい, 安山岩質～デイサイト質の円礫～垂円礫岩と火山礫凝灰岩の互層を主体として島の中部～南部に分布する. 特徴的に緑色変質を受けて淡い緑色を呈する部分が多い. 各礫は内部が多孔質で, 小空隙に二次鉱物(沸石)を結晶してる. 地層は十～数十cmの厚さで, 一般に級化構造が見られ, 幅数m～20m程度, 深さ20cm～1mの, 規模の小さい褶曲の繰り返しと見間違ふような大規模で浅いトラフ型斜交層理をなしていることが多い. 小規模の断裂内部を石英・蛋白石脈, 碎屑岩脈が充填する.

D 部層(流紋岩部層)

C 層をおおい, 緑色凝灰角礫岩層や流紋岩質の軽石凝灰岩～火山礫凝灰岩からなる. これらを貫いた巨大な流紋岩の貫入岩体が柏木山や百合島, 館岩となっている. 島の南西部に分布する.

貫入岩類

飛島の各部層に貫入する火山岩類は多様である. 流紋岩は柏木山, 百合島, 館岩, 御積島, 赤島を形成し, 安山岩は烏帽子群島, 鼻戸崎, 戸ヶ崎, オビシヤク島, 寺島, 荒島に分布し, 玄武岩は二股島, オカミ島, 丸亀島, トバ島, 八幡崎の岩脈などでみられる. このように, 飛島では多様な火山岩が観察できる.

バイモーダル火成活動

狭い地域において, ほぼ同年代の玄武岩と流紋岩という両極端の異なるマグマの活動が起こることをバイモーダル火成活動と呼ぶ. 飛島では上述のように流紋岩から玄武岩までの多様な化学組成のマグマの噴出がほぼ同時期にあり, これらの火山活動はバイモーダル火成活動といえることができる.

バイモーダル火成活動の有力な原因の説に, 海洋プレートが大陸側のプレートに潜り込む関係にある地帯に特有な火山活動とする考え方である(図 9). すなわち, 潜り込まれる大陸の前縁に島弧が形成されるが, その背後で, 地下深くに続く潜り込む海洋プレートによって持ち込まれる水によって融点の降下がおこり, マントルから大規模な玄武岩質マグマが形成される. そのマグマが上昇し, 大陸地殻を構成する分厚い花崗岩を融かすことによって多量の流紋岩質マグマを発生させる. このようにして, 玄武岩質だけでなく流紋岩質のバイモーダルな火成活動が起こるとする考え方である.

この時、マントルからの玄武岩マグマの生成が大量に起こって地殻表層部に押し寄せると、中央海嶺のように、島弧背後の地殻が割れては押し広げられて玄武岩質マグマが噴出することを繰り返すことで、マントルからの玄武岩マグマの湧出部を中心に玄武岩質岩石の広い分布ができることになる。島弧は、その結果海洋プレート側に押し寄せられることになる。

日本列島周辺では、火成岩に残された古地磁気の記録から、2000 万年前～1400 万年前に、もともと大陸に繋がっていた日本列島の背後の大陸地殻で、大規模な裂け目ができて開がり、日本列島のうち西南日本は対馬海峡付近を回転軸に時計回りに約 45 度、東北日本は樺太南部を回転軸に反時計回りに 45 度それぞれ回転して太平洋側に張り出し、背後の開いてできた凹みが日本海になったと考えられている(日本海のリフティング)。このような時期に飛島のようなバイモーダル火山活動が見られることは、まさにバイモーダル火成活動の原因を説明する前述の説と合致する。日本海のリフティングに関わるバイモーダル火成活動の例としては、秋田県男鹿半島にみられる門前層の加茂溶岩類(玄武岩, 安山岩:27.1Ma, 31.5Ma ※1Ma は 100 万年前)と真山流紋岩類(23.1Ma), 山形県小国町の北小国層(流紋岩質溶結凝灰岩, 20～22Ma)と温海層群(玄武岩溶岩)などがある。現在の東アフリカ大地溝帯(大規模なリフト帯)でもバイモーダルな火成活動が発生している。

飛島の年代

飛島には各種の火山岩類が貫入しているため、これらをもとにした放射年代測定が可能である。ところが、これまでのところ、火山岩類の放射年代の研究はほとんど実施されていない。周藤ほか(1989)が飛島の年代として、23～29Ma の値を紹介している程度である。しかしこの値は、日本海の形成年代など他の地質研究でほぼ確立された年代よりも古く妥当ではない。飛島層には、本格的な海で堆積した地層(海成層)の証拠はない。これまで産出した植物化石や飛島層の層相、また日本海形成史などを総合すると、飛島の地質の年代は新生代新第三紀・前期中新世の 16～18Ma と推定される。すなわち、日本列島がアジア大陸の東縁にあって、東西方向の引っ張りによる断裂と地溝状の湖が形成されて各種の碎屑物が堆積し、またバイモーダルで大規模なマグマの活動が起こったと考えられる時代だろう。今後年代の議論がより進展することが望まれる。

4【飛島の形成】

飛島周辺の海底地形

飛島は海底地形としてみると、飛島地塊(水深 130m～140m, 南北 44km東西 12km)の隆起帯の頂部が海上へ現れた部分である(図 6, 図 7)。飛島地塊は頂部が平坦で南北に長い大局的には楕円形をなす台地状の隆起帯であり(図 6)、最近の詳細な海底地形探査による地図では、北東-南西方向と北北西-南南東方向の断層で区切られた菱形の地塊をなしていることがわかった(図 7)。こうした台地状の隆起帯は、本州の陸棚(深さ 200m 以浅の緩傾斜の海底面)の縁辺部で、南北に断続的に連なっている。これらは南から新潟県の粟島、飛島、新礁、男鹿向瀬、北海道奥尻島へと

連なる。この隆起帯は奥尻海嶺と呼ばれる。隆起帯とは逆に、沈降による深海部が飛島の周辺にある。飛島の北西側には飛島海盆(400m)が、北側には男鹿海盆(500m)が、東側には最上舟状海盆(水深 800m)がある。これらの海底地形は、第四紀の日本列島周辺の圧縮応力場において、逆断層による隆起と沈降の運動によって形成された。隆起帯の頂部の平坦な地形は、波食による削剥である。飛島の頂部の地形もまた侵食の名残であり、海底下の台地状の地形は海上で侵食された後に海底に没した(地塊の沈降または海面上昇)ことを示す。飛島の地質構造をみると、顕著な褶曲や断層などの地質構造は発達していないことから、飛島地塊の運動は内部変形を伴わずに全体がブロック状に運動したと考えられる。

なお、図7を見ると、最上舟状海盆も、飛島地塊と同様な北東-南西方向と北北西-南南東方向の断層で区切られた菱形の海盆をなしていることがわかる。最上舟状海盆と飛島地塊との形とサイズ、位置関係を見ると、あたかも菱形をしたパズルのピースが南西にずれて外れたのではないかと思ってしまう。日本海が形成された歴史を思うと、あながち妄想ではないかもしれない。ボーリングなどによって最上舟状海盆周辺や飛島地塊の岩石を採取して、地質的な連続性の有無を確認することで解決できるはずである。

飛島の生い立ちをステージⅠ～Ⅴとしてまとめる。

<ステージⅠ> 飛島の地質形成の時代(前期中新世, 1600 万年～1800 万年前)

アジア大陸の縁辺部が切り離されるような東西方向への引っ張り力が働いた。そのため大地が切り裂かれ、その部分が陥没して南北に長い湖がいくつ形成された。飛島の地質(飛島層)は、そうした時代の湖に砂や礫、あるいは植物が堆積して形成された。飛島層が堆積した時代には、バイモーダルな火成活動が発生し、各種のマグマが貫入した。また火山灰や火山岩塊なども水中で堆積し、水的作用で移動しては堆積を繰り返し、厚い飛島層を形成した。

<ステージⅡ> 飛島の海底の時代(中期中新世～鮮新世, 1600 万年 260 万年前)

大陸縁辺部の断裂はさらに拡大し、海水が侵入して日本海となった。拡大は 1400 万年頃に停止し、その後日本海は沈降した。飛島付近も静かな海底となり、飛島層の上には静かに泥が堆積した。鮮新世(500 万年前)になると、日本列島の周辺では現在のプレート運動と同じよう東西から圧縮されるようになり、日本列島の陸域が拡大した。陸地では山地の隆起や盆地の沈降が起こってきた。日本海の海底でも連動し地殻変動が起こり、隆起帯と沈降帯が交互に配列した。飛島地塊は隆起によって次第に浅海化してきた。

<ステージⅢ> 飛島地塊の陸化の時代(第四紀更新世・260 万年～30 万年)

第四紀(260 万年前)に入ると、プレート運動による圧縮力は強まり、東北地方では逆断層を形成しながら奥羽山脈と出羽丘陵が隆起し、内陸盆地(米沢盆地, 山形盆地, 新庄盆地)と庄内平野が沈降した。第四紀の地殻変動が現在の山形の山地や盆地の地形を形成した。

日本海海底でも、プレート運動による同様の地殻変動が発生した。飛島地塊は逆断層を形成し

ながら大きく隆起し、飛島の東の飛島海盆と西側の最上舟状海盆が沈降した。飛島地塊は、更新世の後半の数十万年前に頂部が海上へ姿を現した。

＜ステージⅣ＞ 飛島地塊の地形形成の時代(第四紀中期更新世・30 万年前～後期更新世ウルム氷期最寒冷期・2万年前)

飛島地塊の隆起は更新世の後半に大きくなり、陸化するたびにステージⅡで堆積した深海時代の泥や砂の地層が侵食された。飛島地塊付近の隆起は、周辺の隆起帯よりも大きく、隆起するたびに侵食が進みことによって飛島の深部の地層(飛島層)が露出するようになった。そして大きな隆起(大地震)によって、段丘Ⅰ面(15 万年前, 段丘Ⅰ)が完全に離水した。島の周囲の海底では、波食作用が進んで平坦な海食台が形成された。そして、次の大地震によって大きく隆起して段丘Ⅱとなった(12.5 万年前)。これら陸化して露出した飛島層は、下末吉期(12.5 万年前)の赤色風化作用を受けて軟弱土壌を形成した。下末吉期は現在よりも2～3℃気温が高かったと考えられる。

＜ステージⅤ＞ 飛島の完成の時代(第四紀更新世ウルム氷期・2 万年前～完新世・現在)

更新世の最後の氷期(ウルム氷期)は約2万年前に最寒冷期を迎えた。そのころの年平均気温は現在よりも6～8℃も低かった。寒冷期には世界的な海水準の低下が起こるが、2万年前は日本海で最大140mの海面の低下が起こった。海面が低下すると海岸線が沖へ遠のくことから、この現象は海退とも呼ばれる。飛島周辺でも海退によって広く陸化したが、同時に波食作用が進行したため、その一帯は広大な台地状の平坦な地形となった。

地球の気温は1万年前(完新世)に入ると急激に上昇して、ほぼ現在の気候となった。気温の上昇は海水準の上昇(海進)を起こした。そのため、侵食で形成された台地状の隆起帯はすべて海底に没した。このような、最終氷期から完新世にかけての地形が、現在の日本海の海底地形を形成した。飛島地塊も狭い頂部(これが現在の飛島)を残してほとんどが水没した。現在の飛島地塊の主部は、水深130m付近に大きな縦長の台地状の地形を残している。こうした海底の地形としては、飛島の西方の水深140～150mに、広い台地状の最上堆がある。また、東北日本の海岸線から沖にかけて平坦な大陸棚(傾斜1°程度の緩傾斜面)が水深100数十mまで続く。大陸棚もまた、最終氷期の海退現象にともなって形成され、完新世の海進とともに水中に水没した地形である。

完新世の5～6千年前には、大地震にともなう隆起によって、段丘Ⅲが形成された。ただし、この隆起は局所的だったため段丘Ⅲの発達はあまりよくない。その後数千年前に、大地震によって全島が隆起し、島の海岸を取り巻くように段丘Ⅳが形成された。人々は海岸沿いのこの段丘面でくらしている。

5【飛島で観察できる地学現象】

- (1) **火成岩**:流紋岩(館岩, 柏木山など), 安山岩(烏帽子群島, オビシヤク島ほか), 玄武岩(二股島, 八幡崎の岩脈ほか), 真珠岩(ロウソク岩付近), 花崗斑岩(ツブ石の海岸巨礫, 凝灰岩中の異質礫ほか)など.
- (2) **堆積岩**:凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩(荒崎ほか), 凝灰質シルト岩(八幡崎ほか), 溶結凝灰岩, 礫岩(青石ほか), 海成段丘堆積物(各段丘), ローム(赤色風化層)(小物忌神社付近)など.
- (3) **鉱物**:石英・玉髄・蛋白石(裂か充填脈, 各堆積層), 沸石(C部層の円礫内部), 斜長石・普通輝石(安山岩の斑晶), 碧玉(赤玉石)(流紋岩類と共産)など.
- (4) **地質現象**:褶曲, 断層, 貫入(岩脈). 砕屑岩脈, 裂か充填(石英脈ほか). 流理構造(流紋岩), 柱状節理(玄武岩, 安山岩, 二股島, 八幡崎付近玄武岩脈), 級化構造, 斜交層理など.
- (5) **化石**:植物化石(葉), 珪化木(樹幹).
- (6) **地形**:海成段丘(海岸段丘), 段丘面, 段丘崖, 海食台(波食棚), 津波石(ヂヂ石, ババ石, ツブ石), 海食洞, 海食洞門. 傾動地塊.

6【飛島の天然記念物, 珍しい生物】

地学関係天然記念物

- ・盲島・烏帽子島・西島・二見島の安山岩柱状節理(酒田市指定天然記念物)
- ・二股島の玄武岩柱状節理(酒田市指定天然記念物)

植物関係天然記念物

- ・百合島, 御積島ウミネコ繁殖地(国指定天然記念物)
- ・館岩海底, 飛島サンゴ類群棲地(山形県指定天然記念物)
- ・荒崎頸部の植物群落(酒田市指定天然記念物)
- ・柏木山, ハイビヤクシン自生地(酒田市指定天然記念物)
- ・柏木山, トビシマカンゾウ自生地(酒田市指定天然記念物)
- ・高森神社叢(酒田市指定天然記念物)
- ・中村, ムベ自生地(酒田市指定天然記念物)

珍しい生物

- ・鳥類:ヤツガシラ, ホシムクドリ, アカガシラサギ, シロハラホオジロなど.
- ・昆虫類:ミカドマイマイ
- ・陸産貝類:トビシママイマイ, コウニケマイマイ

7【文 献】

- 相原淳一・駒木野智寛・大畑雅彦, 2014, 山形県飛島の津波堆積層と遺跡との関係ー特に考古学的な視点からー. 歴史地震, 29, 271.
- 茅原一也, 1958, 昭和 32 年度加茂・飛島班地質調査報告. 石油資源開発株式会社報告書. 38, 1-58.
- 畠山 昭, 1955, 飛島の地質. 地質学雑誌, 61, 442-448.
- 平川一臣, 2013, 日本海東縁の古津波堆積物. 地震予知連絡会報, 90, 537-541.
- 川上源太郎・加藤善洋・ト部厚志・高清水康博・仁科健二, 2017, 日本海東縁のイベント堆積物. 地質学雑誌, 123, 857-877.
- 宮内崇裕・山下佐祐美, 1992, 飛島の海岸段丘. 地学雑誌, 101, 71-78.
- 村山賢一, 1932, 飛島の地質と地理. 地学雑誌, 44, 212-219.
- 長澤一雄・大場 總・阿部龍市, 飛島の地質と地形について. 山形応用地質, 27, 64-74.
- 長澤一雄, 2008, 飛島の地質の諸問題. 山形応用地質, 28, 12-17.
- 野 徹雄, 平松 孝晋, 佐藤 壮, 三浦 誠一, 千葉 達朗, 上山 沙恵子, 壺岐 信二, 小平 秀一, 2016, 日本海及びその周辺の地形データの統合と赤色立体地図. JAMSTEC Rep. Res. Dev., 22, 13-29.
- 大沢 穠・池辺 穰・荒川洋一・土屋信之・佐藤博之・垣見俊弘, 1982, 象潟地域の地質 (酒田地域の一部, 飛島を含む). 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 73p.
- 富澤 尹, 1995MS, 飛島はどのようにしてできたか. 出羽博物の海茶話会資料.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一・富澤 尹, 1972, 飛島の地質. 山形県総合学術調査会報告書「鳥海山・飛島」, 307-314.
- 吉田三郎, 1986. 2 万 5 千分の 1 地質図福「飛島」及び同説明書. 10 p. 山形県.

図版 1～8



図1 飛島の位置図(上, 鳥海山・飛島ジオパークのHPの地図に加筆)と
飛島の沖合いからの眺め(飛島→酒田の連絡船より)

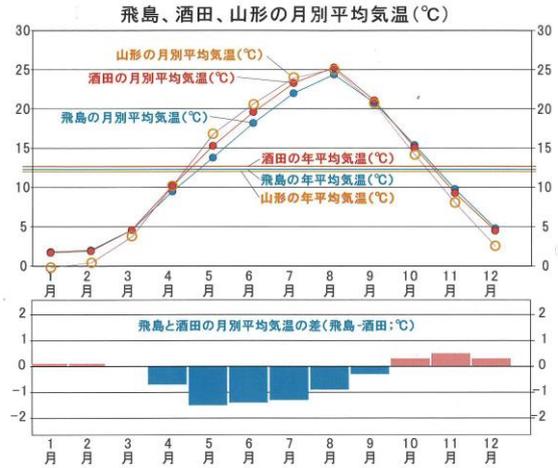


図2 飛島、酒田、山形の月別平均気温(°C, 上)と
飛島と酒田の月別平均気温の差(飛島-酒田°C, 下)



図3 酒田市飛島の地形図とハザードマップ(酒田市HPより)

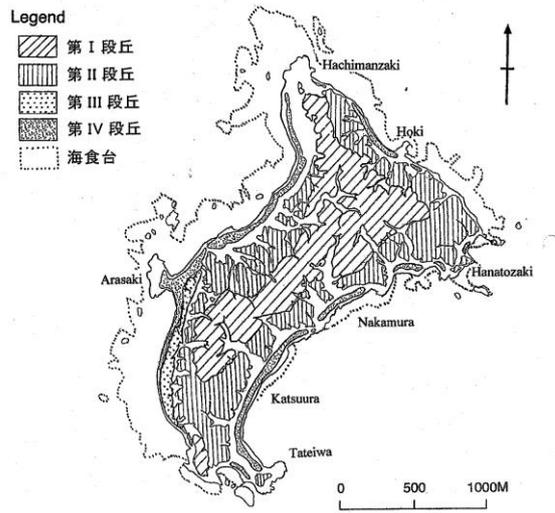


図4 飛島の地形区分(富澤, 1995MSによる長澤, 2007)

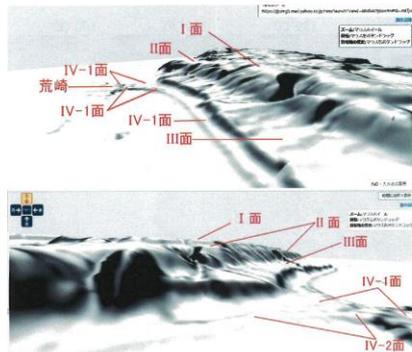


図5 飛島の北西部に発達する段丘地形の鳥瞰図 上:南側からの俯瞰図, 下:北側からの俯瞰図。図は、国土地理院地理院地図を使用して傾斜量図を3D表示させた(傾斜量の大きい部分は黒っぽくなる)。H : L = 1.4 : 1。段丘面区分は富澤(1995MS)をもとに、第III段丘を2段に細分した。

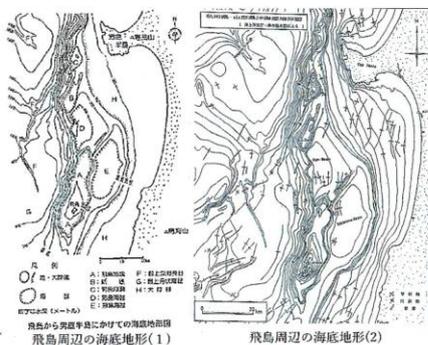


図6 左:飛島周辺の海底地形面区分, 右:海上保安庁による秋田県・山形県海底地形図と地質構造(背斜, 向斜, 断層)との関係(富澤,1995MSによる)

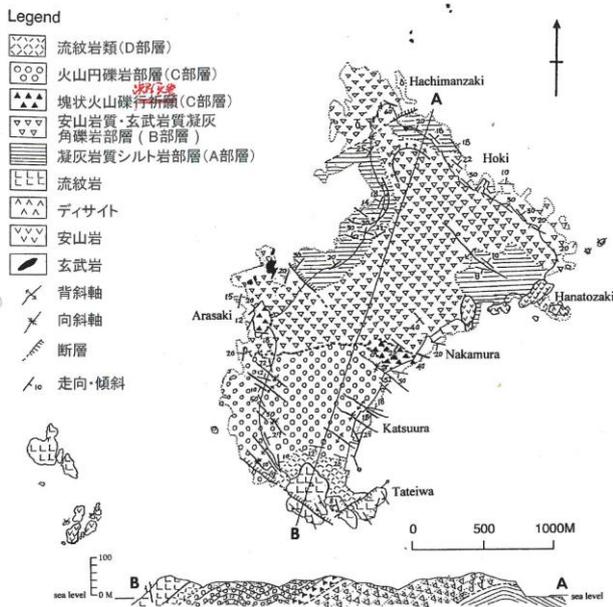


図8 飛島の地質図(長澤, 2007による富澤, 1995MSの原図を一部改変)

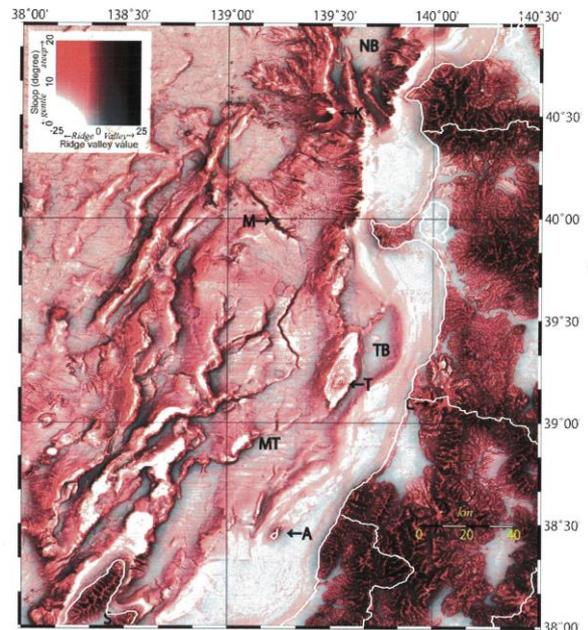
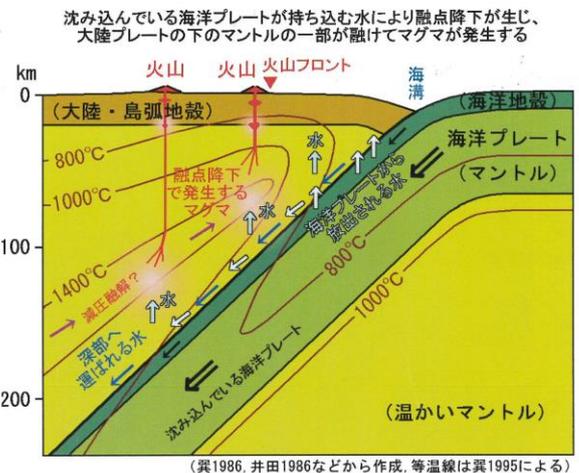


図7 JAMSTEC による音響調査をもとに作成した日本海北東部の赤色立体図(野ほか, 2016)をもとに、本州および佐渡島の輪郭と県境界を加筆した。



沈み込み帯のマグマ発生モデル
大鹿村中央構造線博物館HPより
(<https://mtl-muse.com/study/kashio-spring/magma2/>)

図9 沈み込み帯のマグマ発生モデル(大鹿村中央構造線博物館 HPの図を一部改変)

2024(R6)年 山形・飛島フィールドワーク 巡検地 解説 (東桜学館高等学校 小林 透)

・ 1日目 午後 地質・民俗・植生コース (館岩～荒崎、段丘地形)

①遠賀美神社：

②館岩：流紋岩、飛島の地形、サンゴ群生地、ハイビヤクシン

飛島層 D 部層の流紋岩の流理構造が顕著。飛島南西部の地形の特徴がよく見える。ハイビヤクシンが所々に群生している。北東側の直下にサンゴの群生地あり。

③小松浜：流紋岩の岩体、ハヤブサの生息地

海水浴場背後に飛島層 D 部層の流紋岩の岩体、上部にハヤブサの巣があり。百合島にはウミネコの営巣地あり。海水浴場には緑色凝灰角礫岩、飛島大橋橋脚部には白色軽石凝灰岩、流紋岩は貫入。

④長崎：流紋岩の岩体、海食洞

海岸遊歩道沿いに飛島層 D 部層の流紋岩の岩体、流理構造顕著、海食洞の「マンモス岩」、流紋岩の亀裂に「オパール、メノウ、玉髄、碧玉(赤玉石) 主成分 SiO_2 」あり。水が綺麗でコウイカなど。

⑤賽の河原：安山岩円礫、ロウソク岩、霊場

暗色の安山岩円礫が一面にあり、一部積み上げられている。霊が寄り付く処。安山岩の円礫は沖の烏帽子群島の「クズ浜」の円礫と同種で流されてきたものか？円礫は持ち帰り禁止。「ロウソク岩」は上部が黒色真珠岩、下部はハイアロクラスタイト(水冷破碎溶岩)で流紋岩質マグマが水中で急冷してできた。真珠岩の露頭あり。海岸には小さな巻貝の殻が多数敷き詰められている。

⑥明神の杜：

⑦ゴトロ浜～オバフトコロの浜：火山円礫岩、海食崖、海食台、級化構造、斜交葉理

飛島層 C 部層の火山円礫岩が海食崖、海食台に見られる。含まれる円礫は緑色に変質し基質とほぼ同じだがやや硬いため丸く突出する。級化構造がみられ、斜交葉理があることから噴火後、堆積した後に何回も流されたことが推定される。火山円礫岩層には割れ目に入り込んだ岩脈がみられる。岩脈は SiO_2 に富んだ熱水が入り込んででき、玉髄やメノウなどになっている。これらの岩脈が侵食されて礫となり海岸に多数落ちている。カニなどが海食台のくぼみ等に多数生息している。クラゲやアオイガイなどがあるかもしれません。

⑧チヂ石・ババ石：海岸巨礫、津波石

荒崎手前に、チヂ石・ババ石とよばれる2つの巨礫がある。花崗岩と溶結凝灰岩、球顆を含む流紋岩からできている。これらの岩石は飛島周辺には分布しない。そのため、別の場所から流されてきた「津波石」の可能性が高い。県南部の小国町付近には同様な岩石が分布する。

⑨荒崎：凝灰角礫岩、海食台、海岸植物群落(オニユリなど)

日本の渚100選に選ばれている。飛島層 C 部層の凝灰角礫岩、斜交葉理や級化構造がみられるため、堆積した後に移動していることがわかる。干潮と満潮では海食台の様子は大きく変化する。海岸植物群落のうちオニユリがみられるはずだが、トビシマカンゾウ(6～7月開花)は見られるか？遠くに「烏帽子群島」、「御積島」が見える。

⑩荒崎から農免道路まで：飛島海成段丘(海岸段丘) ヤブミョウガ、アオスジアゲハ

IV面(荒崎のベンチや植物群落があるところ)→III面(荒崎から少し上がった狭い面)→II面(急

斜面を上がってやや平らになった面) → I 面 (農免道路がある面) 農免道路では道路わきにヤブミョウガが多数あり開花している、アオスジアゲハがよく飛び回る。

・ 2 日目 午前 地質・鉱物・地形コース (館岩～八幡崎・八幡神社)

・ 2 日目早朝散歩で A 宮谷のタブノキ林 (酒田市の天然記念物)、柏木山展望台

⑪ミヤダ浜：凝灰角礫岩、溶結凝灰岩の円礫

飛島層 B 部層の凝灰角礫岩、中に溶結凝灰岩礫を含む。礫浜に溶結凝灰岩の円礫が多数ある。黒いガラスが縞模様に入る。陸上に噴出した凝灰角礫岩が熱で変成されて硬くなったもの。軽石などがガラスになってしまう。飛島周辺には分布しない。飛島層堆積以前に付近で陸上での火山噴火があったのだろう。溶結凝灰岩の岩質は田川酸性岩類に似ている。

⑫田下 (たのしり)：泥岩、礫岩、炭化物、珪化木、礫浜

飛島層 A 部層の凝灰質泥岩が海岸で見られる。時々円礫が多い礫岩がブロック状・レンズ状に入る。泥岩中には時々珪化木や炭化物を含むが植物化石は見つからない。泥岩は湖などの堆積物だが円礫岩が入るのは堆積したものが崩れたのか。青石までは礫浜で様々なものが漂着する。過去にはクジラも漂着している。礫には珪化木や碧玉、メノウなどがある。注意するととてもきれいなものが採集できる。

⑬青石：変質した礫岩、砂岩

飛島層 A 部層の礫岩、や砂岩が弱く層状に堆積している。緑色になっているが色は変化する。礫種は流紋岩、花崗岩、スコリア、凝灰岩、珪化木などである。

⑭ツブ石：玄武岩、花崗斑岩の巨礫 (円礫)

周辺の海食崖は A 部層の泥岩だが、海岸付近に多数の玄武岩、花崗斑岩の巨礫 (円礫) が集まっている。玄武岩は沖の二股島や八幡崎にあるが付近にはない。花崗斑岩は八幡崎の B 層に含まれるが飛島付近には分布しない。また巨大な円礫であることから遠距離を移動してきたかもしれない。「津波石」か？

⑮八幡崎：玄武岩質凝灰角礫岩、玄武岩岩脈の貫入

飛島層 B 部層の安山岩質・玄武岩質凝灰角礫岩が分布する。全体に黒く塊状である。玄武岩の岩脈が何本もみられ、ずれているものもある。安山岩質・玄武岩質凝灰角礫岩に含まれる礫は安山岩、玄武岩、花崗斑岩、溶結凝灰岩、流紋岩、泥岩、珪化木などである。

⑯八幡神社：

・ 2 日目 午後 地形・歴史コース (八幡神社～源氏盛・平家盛～テキ穴)

⑰オボゲの浜：凝灰質泥岩・礫岩、スランプ構造

飛島層 A 部層の凝灰質泥岩と礫岩の互層中に泥岩部分がちぎれて切れたような形の「スランプ構造」が見られます。湖底に堆積した未固結の泥が地震などの振動で滑り落ちてできた構造です。

⑱源氏盛・平家盛：

⑲高森神社：タブノキ巨木

⑳志津原：凝灰質泥岩・砂岩、植物化石

飛島層 A 部層の泥岩と砂岩、小さな露頭で、風化が著しい。ここでかつて植物化石が産出したが、

現在は破片が産出するのみ。

㉑小物忌神社：第四系 ローム層

周辺に赤土状のローム層（風化火山灰層）がみられる。柔らかく崩れやすい。同様なローム層が山グラウンド付近にも分布する。神社は段丘Ⅱ面に位置する。第四紀更新世以降12万年前頃に大きく陸化し風化を受けたのだろう。

㉒テキ穴：海食崖の洞窟、平安時代の人骨出土

飛島層C部層の緑色凝灰岩にできた？洞窟。段丘Ⅳ面上にある。穴は屈曲している。波の力でできたのか？土器、動物遺物と22体分の人骨出土。9～10世紀の土器出土。

・3日目 午前 周辺環境観察コース（飛島周辺の小島の観察、二俣島、御積島、烏帽子群島）

・3日目 早朝散歩でB 飛島総合センター、鼻戸崎展望台（烏海山と島々）、巨木の森（タブノキ、アオバト）、ムベ

㉓鼻戸崎付近の島々：安山岩の島…島北東の鼻戸崎付近のオビシヤク島、船島、クンセ島、寺島（デーサイト）、荒島、ヒラ磯、高正直島、鴨島、戸ヶ崎

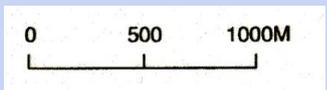
㉔二俣島付近の島々：玄武岩の島…二俣島（柱状節理）、丸神島、オカミ島

㉕トバ島：玄武岩

㉖御積島付近の島々：流紋岩の島…御積島（雲形侵食）、赤島周辺

㉗烏帽子群島：安山岩の島…盲島（海食洞門）、（大、小）烏帽子島、西島、二見島、（柱状節理）大平島、内の島島ほか、ミツクデの「グズ浜」安山岩の円礫浜

飛島 巡検地 案内図



地理院地図から作成