飛島の海岸段丘

宮内崇裕* 山下佐祐美**

Marine Terraces in the Tobi-shima Island, Northeast Japan

Takahiro MIYAUCHI* and Sayumi YAMASHITA**

Abstract

A flight of late Quaternary marine terraces in the Tobi-shima Island, Northeast Japan, shows tilt toward the east. Uplift pattern of five paleoshorelines allows two modes of deformation to be estimated; chronic uplift marked in the southwestern part, and south-eastward tilting probably by cumulative seismic crustal displacement.

I. はじめに

日本海東縁部の奥尻海嶺には海面上に頭を出した島がいくつかあり、飛島はその一つとして奥尻海嶺南部に位置する(図1)。飛島が海岸段丘からなる島であることは、山形県総合学術調査の成果として米地(1972)が報告をしている。それによれば海岸段丘は4段に区分され、島南西部の段丘面高度が高く、波食台が南西部で特に幅広く発達していることから、西南上がりの傾動を伴う地塊運動が推定されている。東北日本の各地において海岸段丘の年代が火山灰編年学的に解明されつつあるが、飛島の海岸段丘がいつごろ形成されたのかまだ明らかにされていない。この島がどのような隆起過程を経てきたのかを知ることは日本海東縁部のテクトニクスを解明かす一助となるに違いない。

本研究では、段丘の年代決定に利用可能な火山灰(テフラ)は検出できなかったが、段丘面の高度分布を提示し、隆起運動の性質と変遷について報告する。また、他地域との比較に基づいて地震性地殻変動などの可能性について検討した。

II. 飛島の地勢と地質

奥尻海嶺の南部に属する飛島は、山形県酒田市から北西39kmに位置し、面積2.3km²、海岸線の周囲10km ならず、北東-南西方向に長軸をもつ(写真1, 図2)。飛島の近海には、水深130~140mの平坦面(陸棚)が、奥尻海嶺の方向である北北東の方向に細長く延びている。飛島の北東には飛島海盆があり、陸棚とは急崖で境され、水深400mまで落ち込む。西側には800mほどの水深に最上舟状海盆が南北に伸びる(図1, A-B断面)。島の最高点は北東部にある高森山で海拔69mであり、この小さな山をとりまくように海岸段丘が発達しているので、島全体は低平な地形を示す(図2, A-B, C-D断面)。

畠山(1955)、「島海山・飛島」総合学術調査報告(神保ほか, 1972)によると、飛島はおもに新第三系の玄武岩質ないし安山岩質の火山砕屑岩より構成され、飛島層に一括される。飛島層は下位より玄武岩~安山岩質火砕岩部層、火山円礫岩部層、泥岩・礫岩部層、流紋岩部層の4つの部層に分けられる。玄武岩~安山岩質火砕岩部層は新第三系の最下部に位置し、最も広く分布する。これらの地層にはNW-SE方向の断層と、E-W方向の褶曲構造が卓越する。蛭子前崎、鼻戸崎、八幡崎などの岬には、安山岩または玄武岩の貫入岩が露出する。

* 千葉大学理学部地学教室

** (株) パスコ

* Department of Earth Sciences, Chiba University

** Pasco Corporation

図 1 飛島近海の海底地形
等深線の間隔：500m.
A-B は地形断面の位置。

III. 海成段丘の分布状況

飛島の海岸段丘はその連続性、高度分布から4段に分類されている(米地, 1972)。本論文での区分は米地による区分と基本的には同じで、高位より第1段丘、第2段丘、第3段丘、第4段丘と呼ぶことにする(図2)。また、現地調査によって、最下位の段丘の下に離水した波食面(ベンチ)が地域的に認められた。この離水ベンチは、第4段丘との比高も小さく、分布も南西部に限られる(図4参照)。

旧汀線高度測定は気圧高度計(米国 AIR 社製 Hand-Held Digital Barometer/Altimeter (AIR-HB-1B), 精度 $\pm 0.5\text{mb}$)を用い、2時間ごとに海面および三角点で補正を行なった。また酒田港を基準にして潮位補正も施した。断面測量は、オートレベルおよび斜面測量器を用いて行なった。自然露頭はほとんどないので、堆積物・被覆層を確認するための掘削調査を簡易ハンドオーガーを用いて行なった。第1～第3段丘について、掘削によって採取した風化火山灰層の連続サンプルを5cmごとに水洗浄し、乾燥後検鏡したが、期待されたテフラに由来する火山ガラスや斑晶鉱物は検出できなかった。

<第1段丘>

最高位の段丘面で、島の中央部に屋台骨をなすように広がる。開析が進んだ段丘面は多少の起伏をもち、段丘崖端は丸みを帯びている。島南端部の柏木山の平頂部にはこの段丘面が残されている。旧汀線と考えられる傾斜変換線は高森山のみ、この山を取り巻くように認められる。なお、高森山の東側では、比高1.5mほどの小崖によって第1段丘は2つに細分されるが、分布が限られるため図2には示していない。第1段丘の旧汀線は高森山周辺でしか認められないので、南西部では面の高度を測定した。測定値は50～63mである。島の中央南西部が最も高く、北東へまた南へ低くなる。

第1段丘では段丘堆積物は見られず、波食面が白色～黄褐色を呈する風化火山灰層(層厚0.4～1m)に直接覆われている(図3, 1～9)。基盤表

写真 1 飛島の全景
北西方より望む。現成ベンチが島を取り巻く様子がよくわかる。

面も強く風化し粘土化しており，風化火山灰層との境界が不明瞭なことが多い。

<第2段丘>

第1段丘の周囲を連続的に取り巻いて分布する。とくに鼻戸崎，勝浦付近で発達がよい。北東岸の一部を除いて，汀線アングルは明瞭に確認できる。勝浦，柏木山付近において小崖（比高0.5m）によって細分されるが，連続しないので図2には表示していない。旧汀線高度は38～55m であり，第1段丘と同様，最高点は島の中央南西部である。第2段丘も段丘堆積物の見られない波食面で，黄褐色の風化火山灰層（層厚0.2～0.7m）に直接被覆われている（図3，10～15）。

<第3段丘>

島南西部の荒崎から賽の河原にかけて局所的に幅狭く分布する。開析は進まず，段丘面は平坦である。上位の第2段丘との比高は約15m，旧汀線付近は崖錘堆積物・崩土で覆われることが多い。旧汀線近くと判断される内縁の高度は24～31m であり，南へ高くなる。この面上には段丘堆積物も風化火山灰層も認められない。基盤表面の風化した波食面上に直接腐植土層（層厚0.3～0.5m）がのる（図3，16，17）。

<第4段丘>

この面は，八幡崎，鼻戸崎周辺を除きほぼ全島をふちどるように高度3～7m に分布し（図2），

面はとても平坦である（図4）。汀線アングルも明瞭で，高位の段丘面とは急崖で境される。荒崎付近でこの面は最も広く（図4，断面 c），旧汀線から幅130m ほどのところまで植生に覆われ，それより海側は基盤岩が露出している。この付近では亀裂が多く起伏に富むが，全体的には海側へ緩く傾斜する。

南西海岸に面する段丘面外縁の小崖は連続露頭となっており，平坦に削られた基盤上に段丘堆積物が見られる。この堆積物は層厚20cm 程，長径3～5cm の円礫からなり，その間を腐植土が埋める（図5）。この堆積層より，貝類などの年代試料は採集できなかった。

<離水ベンチ>

南西部の海岸沿い（荒崎～賽の河原）に分布し，荒崎付近によく発達する（図4，断面 c, d, e）。高度は2～3m で比高1～2m の小崖で第4段丘に接している。段丘堆積物の全く見られない波食面で，基盤岩が露出し植生に被覆されない。北東岸（法木付近），東岸（中村～勝浦）地域にはこのレベルに古海面を指示する地形は認められない。

<現成ベンチ>

島のほとんどをとりまいて発達しており（図2），特に島南西部での発達がよい。ベンチの幅は賽の河原付近で最大185m，田下付近で98m，八

図 2 海岸段丘分類図
A-B, C-D は地形断面の位置.

幡崎で268mである。外縁部は比高2mの小崖で浅海平坦面(海食台)に接している。ベンチ上には幅1mほどの溝(groove)が節理・断層に沿って発達する。

IV. 海岸段丘の形成年代

年代既知の広域テフラや年代測定資料は採集できなかったため、いくつかの状況証拠から海岸段

丘の形成年代を推定してみることにする。

第4段丘は①開析はほとんどされておらず、段丘面の保存がよい、②上位の段丘面との比高が大きい、③旧汀線高度が10m以下であるという特徴をもち、これは日本海東縁部に分布している完新世段丘の特徴(宮内, 1990)と一致する。これより、第4段丘は完新世、おそらく縄文海進後に離水したと推定される。

図3 地質柱状図

掘削地点は図2に示す。

南東側からの投影で、同じ段丘の基盤表面を細線で結んだ。

図4 第4段丘および離水ベンチの地形断面

a～eは測線の名称、測線の位置は図2に示す。

一方、第1、第2段丘は褐色系の風化火山灰層に覆われており、その層厚は前者がわずかに大きい（図3）。東北日本北部の日本海側において、同種の褐色風化火山灰層に被覆される海岸段丘のうち、完新世段丘の上位にある2～3の段丘群の形成年代は更新世後期（約12万年前、10万年前、8万年前、6万年前の4つの高海面期のどれかに

あたる）であることが、火山灰編年学的明らかにされている（宮内、1988）。被覆する火山灰層や段丘面の位置関係における類似性は、第1、第2段丘が更新世後期に形成されたことを強く示唆する。

第3段丘の形成年代を推定することはむずかしい。腐食土層に直接覆われる事実は第4段丘同様

完新世に形成されたことを推定させるが、段丘面の配置と高度分布は第3段丘が更新世後期に形成されたことを予想させる。経験的には後者の可能性が高い。

図 5 第4段丘の露頭スケッチ
位置は図2に示す。

V. 第四紀後期の地殻変動に関する
若干の考察

1) 旧汀線の変位より知られる地殻変動

段丘面の隆起の様子を知るために、測定した旧汀線高度をもとに、島全体に分布する第1、第2、第4段丘について等隆起量線図を作成した(図6)。第1段丘については旧汀線が高森山の周囲にしか見られないので、面の高度で代用した。

これらを見ると、第2段丘の旧汀線高度は、島の中央南西部で最も高く、全体的としては南東へ傾動が読み取れる。第1段丘の高度も西側で値が大きくなっており、第2段丘に見られた傾動を支持する。第4段丘では、旧汀線高度の分布はやはり西上がりの傾動を示すが、細かくみると南半部では傾動方向は東～東北東であり、第2段丘の傾動方向とは異なっている。第4段丘についての測点の数と分散度は十分とはいえないが、第4段丘の離水後は南西部がより隆起するような変動が加わっているように見える。

ただし、第2段丘の形成年代は第4段丘のそれより一桁古い。第4段丘の東方への傾動は過去数千年間の累積結果であり、より長い時間的スケー

図 6 旧汀線の等高線図
数値の単位：m。第1段丘の数値の多くは旧汀線ではなく面高度を示す。

表 1 日本海東縁地域における旧汀線の傾動重量 (数値の単位: $\times 10^{-3}$)

地 域	奥 尻 島	西 津 軽	男鹿半島	粟 島	大 佐 渡	飛 島
更新世後期	4.3 (M ₁)	5.2~11.1 (M ₁)	3.5 (M ₁)	20~35 (牧平 I)	5.7 (T ₂)	北部: 11/南部: 21 (第 2 段丘)
完 新 世	?	0.35 (L I)	?	?	0.3 (L ₁)	北部: 0.7/南部: 2.5 (第 4 段丘)
参考文献	Miyauchi (1990)	Miyauchi (1990), 八木・吉川 (1988)	Miyauchi (1990)	太田ほか (1988), 中村ほか (1964)	田 村 (1979)	本 論 文

() 内は段丘名

ル (10万年前後) では南東への傾動が卓越し, 将来的に積算することによって第 2 段丘の傾動パターンに近づくことも予想される。南西部の隆起運動はひとつの変動様式であるが, それが新しく付加したか否かは現時点では判定しがたい。

2) 海岸線付近の地形から知られる最近の地殻変動

前述したように離水ベンチは第 4 段丘と現成ベンチの間に位置し, 南西岸にのみ見られる。離水ベンチのない北東岸 (八幡崎~鼻戸崎) では, 現成ベンチが高位の段丘崖下に直接している。このような離水ベンチの偏在性は, ベンチが海面変化 (ここでは海面の低下) によって出現したのではなく, 南西部を隆起させる局所的な運動 (最大 2.5m の隆起) によって最近離水したことを示している。前項において傾動方向の変化から推定した南西部の隆起運動は, おそらくこの種の変動と同質のもので, 第 4 段丘の形成後継続してきていると判断される。

また, 離水ベンチは平坦な第 4 段丘に比べて海側に緩く傾斜している (図 4, 断面 c, d, e)。ベンチの離水プロセスを形態から推定した場合, 第 4 段丘は相対的な海面の安定下で形成され間欠的離水によって出現した可能性がある (例えば, 地震隆起) のに対し, 緩く傾く離水ベンチは非間欠的, 慢性的に進行した隆起運動によって徐々に出現したことが予想される。後者の変動は及ぶ範囲が限定されることから, テクトニクス由来ではなく, ダイアビル状の突き上げに起因するものか

もしれない。

3) 傾動隆起をもたらした地殻変動

第 2, 4 段丘の旧汀線の傾動量を最大傾斜の方向で求め, 日本海東縁において傾動隆起の知られている地域と比較したものが表 1 である。南部の第 2 段丘の傾動量は, 最も傾動量の大きい粟島の牧平 I 面に次ぐ。また, 第 4 段丘の傾動量も完新世段丘として傾動量の知られている西津軽や大佐渡よりもその値はかなり大きいことがわかる (南西部の慢性的隆起を差し引いても大きいことには変わらない)。これらは, 飛島が日本海東縁のなかでも著しい傾動隆起の場であることを示している。

表 1 で比較した地域は, 奥尻島を除いて歴史時代に地震に伴った傾動隆起を経験し, それらが第四紀後期に累積してきたと考えられている地域である。また, これらの地域の隆起は, 新第三系の地塊化の進行に見られるように第四紀の短縮変動の結果である。飛島は隆起地塊 (奥尻海嶺) 上に位置し, 同質のテクトニクスが期待されることから, 南東への傾動隆起は比較した地域と類似の地震性変動によってもたらされた可能性が大きい。

段丘の形態から地震隆起の可能性を示すのは平坦な第 4 段丘であることは前述した。とすると最近数千年間の高海面安定期に 1 回の地震による傾動隆起 (第 4 段丘の離水) があったということになる。現成ベンチが全島を取り巻いてよく発達していることは, 長い期間海面が安定している, 言い換えれば飛島周辺は顕著な地殻隆起を伴う地震

の空白域であることを示している。近い将来地震の起きる可能性を秘めている。

VI. む す び

飛島の高成段丘ならびに海岸地形の解析から、

- 1) 飛島は日本海東縁地域の中でも第四紀後期に著しく傾動している。
- 2) 変動には、少なくとも南西部が慢性的に隆起する様式(ダイアピルの突き上げに伴う?)と南東へ傾動隆起する様式がある。
- 3) 日本海東縁地域内でも大きい値を示す南東への傾動量は、地震性変動の積算によるものと推定され、近い将来地震隆起の発生する可能性がある。

ことなどがわかった。

年代試料が得られず、海岸段丘の年代は特定できなかった。しかし、段丘面の分布や形態の特徴から、その段丘の離水が地震隆起によるか否かを判定する基準の糸口をおぼろげながらつかむことができた。最近の離水地形のサンプルを集め、比較検討しながら判定基準を確立していきたいと思う。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、酒田市役所建設部土木課の庄司茂美氏には資料収集に、また同所総務部企画調整課には写真の提供に多大な御協力をいただきました。現地調査では、本間 博氏(とびしま総合センター)、斉藤昇氏(元飛島小中学校校長)、民宿さだゆうの方々、寺嶋

智巳氏(農林水産省森林総合研究所)、伊藤 洋氏、尹英亜氏、竹田 信氏(千葉大学大学院生)に様々なかたちで御協力いただきました。以上の方々に、併せて感謝の意を表します。

なお、本研究には1989年度東京地学協会助成金および平成2年度科学研究費補助金総合研究(A)「日本列島における海岸環境の変遷」(研究代表者:小池一之;課題番号:02302091)の一部を使用した。

文 献

- 昌山 昭(1955): 飛島の地質. 地質学雑誌, **61**, 442-448.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一・富沢 尹(1972): 飛島の地質とくに第三系について. 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告, 35-45.
- 宮内崇裕(1988): 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年. 地理学評論, **61A**, 404-422.
- 宮内崇裕(1990): 日本海東縁海岸地域の完新世地震性地殻変動. 地学雑誌, **99**, 390-391.
- Miyauchi, T. (1990): Late Quaternary folding deduced from marine terrace deformation in the northern Northeast Japan arc. *Sci. Rept. Tokyo Metropol. Univ.*, **25**, 99-108.
- 中村一明・笠原慶一・松田時彦(1964): 新潟地震による粟島の地変. 震研速報, **8**, 73-94.
- 太田陽子・柏木修一・桜井一賀・池田 潤(1988): 新潟県粟島の高成段丘からみた地震隆起の累積に関する検討. 地学雑誌, **97**, 25-38.
- 田村明子(1979): 佐渡島の完新世段丘と地殻変動. 地理学評論, **52**, 339-355.
- 八木浩司・吉川契子(1988): 西津軽海岸の完新世海成段丘と地殻変動. 東北地理, **40**, 247-257.
- 米地文夫(1972): 飛島の地形. 「鳥海山・飛島」総合学術調査報告, 307-314.
- (1991年8月30日受付, 1991年12月16日受理)