

越前松島玄武岩質安山岩の産状

吉澤 康暢*

Occurrence of the Echizen Matsushima Basaltic Andesite,
Mikuni-cho, Fukui Prefecture, Central Japan

Yasunobu YOSHIKAWA*

(要旨) 美しい柱状節理を持つ小島が点在する越前松島は、越前加賀海岸国定公園内にあり、天然記念物・名勝となっている東尋坊や雄島と並ぶ一大景勝地である。東尋坊の岩質がデイサイト、雄島が流紋岩であるのに対して、越前松島はSiO₂の量が54wt%と少なく、玄武岩質安山岩に分類されている。越前松島に分布する玄武岩質安山岩の柱状節理は、溶岩の流出・冷却の条件の違いにより様々な方向を向き、ドーム状であったり、階段状であったりとその多彩さに特徴がある。この玄武岩質安山岩の産状について詳細な観察を行い、溶岩の流出・冷却の条件の違いについて考察をしてみた。また、溶岩流は、浅い水底下に堆積している未固結状態の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層中に流出したため、水冷破碎により溶岩の下部がブロック状に自破碎した、水中自破碎溶岩となっている。自破碎した溶岩ブロックは、下位の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層中に埋め込まれている。また、溶岩流の底部付近には、溶岩が冷却する際、内部のガスが抜けるときに形成される気泡痕の密集層がベルト状に形成されている。さらに、溶岩流の最下底部が下位の水中自破碎溶岩層中に鍾乳石状に垂れ下がる構造も確認できた。

キーワード：放射状柱状節理のドーム状構造、玄武岩質安山岩、水中自破碎溶岩、溶岩の垂れ下がり構造、気泡痕、岩脈状の溶岩

1 はじめに

越前加賀海岸国定公園内にある越前松島は、多くの小島が点在する美しい景勝地である。それぞれの小島は、様々な方向にのびた柱状節理が複雑に組み合わさって形成されている(写真1, 2)。東尋坊・雄島・越前松島の何れにおいても溶岩の冷却による柱状節理が形成されているが、越前松島の柱状節理の柱の直径は約20~30cmで、その断面形は五角形~六角形とよくそろっている(写真3, 4)。これらが日本海の波浪による侵食で露出している景観は、東尋坊・雄島・越前松島の中では最も見事である。柱状節理は、流出した溶岩が接触する基盤や空気により冷却固化する際、体積が収縮するために形成される。柱状節理の柱の伸びの方向は、重力の方向(上下)とは無関係で、マグマが冷えるときの等温度面に対して垂直にできると考えられている。つまり、マグマが水平に流れた場合、柱状節理の伸びの方向は地面にほぼ垂直になると考えられる。柱状節理が階段のように横に伸びている場合は、岩脈状の溶岩が冷却したものと考えられ、柱状節理を挟む二つの縦の等温度面を考えることができる。放射状に

配列した柱状節理群の場合、等温度面は半球状の表面と考えられ、一つのまとまりとしてドーム状構造を考察することができる。越前松島は、溶岩が流出した当時の原地形や冷却条件の違いが原因で、柱状節理の形態が複雑である。また、溶岩流の底部が、浅い水底下に堆積している未固結状態の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層中に流出した結果、水冷破碎により溶岩の下部1~3mがブロック状に自破碎した水中自破碎溶岩となっている。そして自破碎したブロックが、火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層中に埋め込まれている。また、溶岩流が冷却する際、溶岩中のガスが抜けた気泡痕の密集層がベルト状に形成されている。さらに、溶岩流の下底部が水中で固結しながら下位の水中自破碎溶岩層中に鍾乳石状に垂れ下がる構造が確認できた。越前松島の玄武岩質安山岩の形成年代は新生代新第三紀中新世で、12.5MaのK-Ar年代(東野外志男・清水 智, 1987)が報告されている。

今回、越前松島の玄武岩質安山岩の産状について詳細な観察を行い、溶岩の流出・冷却・固化の条件について考察をした。

*福井市自然史博物館 〒918-8006 福井市足羽上町147

*Fukui City Museum of Natural History 147 Asuwakami-cho, Fukui City, Fukui 918-8006, Japan



写真 1 大島から望む屏風岩付近の美しい柱状節理群



写真 2 屏風岩の美しく整った柱状節理, 波浪の侵食で岩体の中心部が残ったもの



写真 3 大島北部の岩礁の柱状節理の断面形は5～6角形



写真 4 飛島の柱状節理の断面形は5～6角形

2 越前松島に分布する火山岩類

越前松島に分布する火山岩類の分布と層序について調査し、付近一帯の地質図を作成した(図1)。この地域に分布する火山岩類は3つの岩相に分類できる。

すなわち、最下部には水底で堆積したと考えられる正常級化構造を持つ火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層。その上位に上下方向や放射状の柱状節理を伴う厚い玄武岩質安山岩の溶岩が流出し、その下部は水中自破碎溶岩層となっている。最後に、先に流出し冷却固化した溶岩流の割れ目を埋め、階段状で横位置の柱状節理を持つ岩脈状の溶岩が流出している。

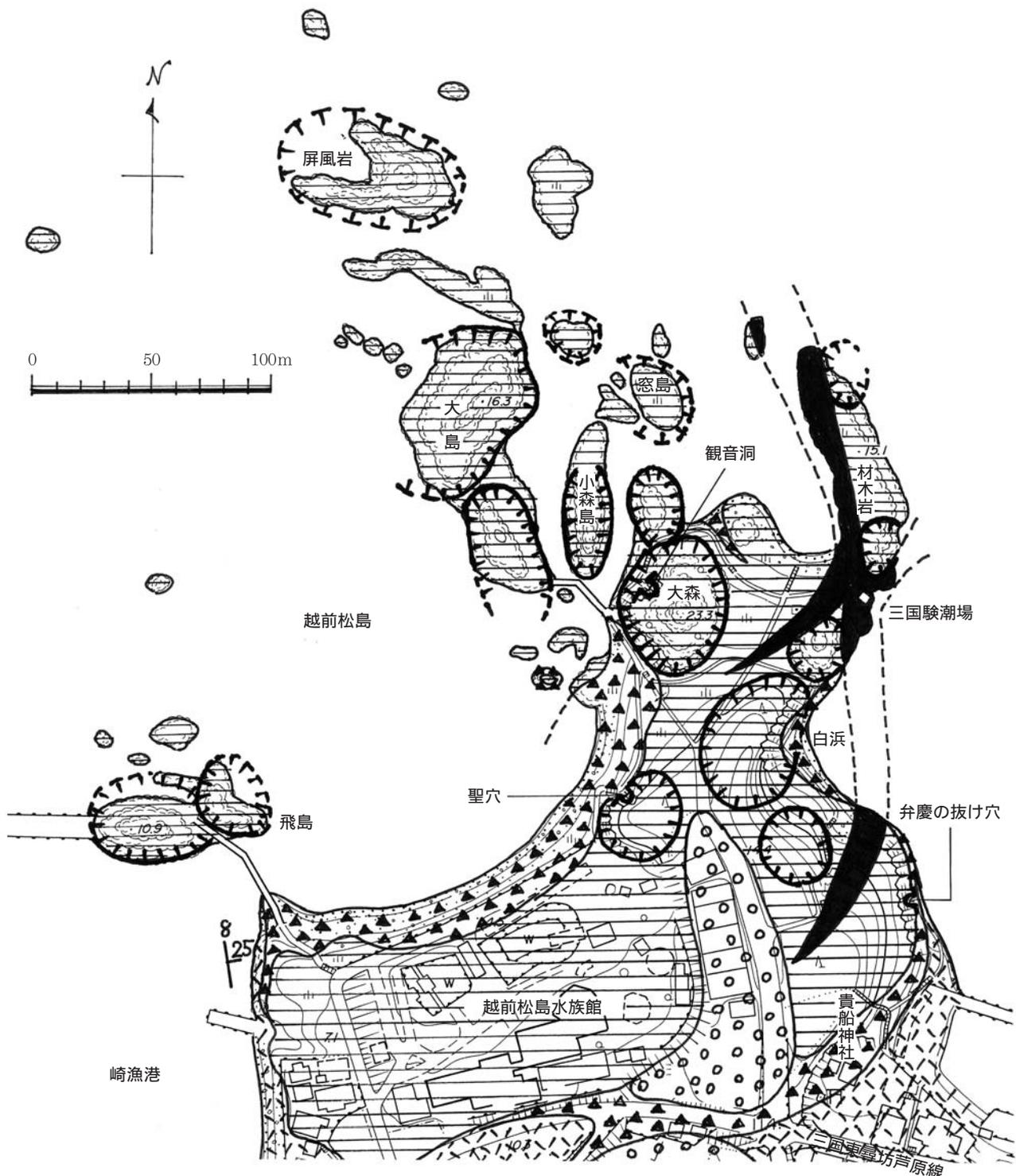
(1) 火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層

火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩層の成層状態は、水族館敷地の西側海岸で観察することができる(写真21)。この他、貴船神社南西隅、弁慶の抜け穴付近、白浜付近、聖の穴付近に分布している。地層は走向N8°W、傾斜25°Eで、ゆるく東に傾斜している。橙黄色～灰色を呈する火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層からなり、正常級化構造を有し、スコリアや軽石を含むような層準もあり、付近で火山噴火が活発に行われているような環境下の浅い水底で堆積したものと考えられる。この互層より、植物化石 *Betula* sp. が産出(安野, 1994)している。

(2) 玄武岩質安山岩の溶岩と水中自破碎溶岩

成層した火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層を覆うように、玄武岩質安山岩のメインの溶岩がシート状、ドーム状、半円筒状に流出し、柱状の冷却節理を形成している。溶岩が流出する際、下位の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩層は水底に堆積しており、未固結状態であったと考えられる。玄武岩質安山岩の溶岩流がこの浅い水底に流出する際、溶岩流の最下部1～3mが水冷破碎して、多くの破碎溶岩ブロックが形成され、水中自破碎溶岩層を形成している(写真25, 27, 28)。また、溶岩流が冷却しつつも、内部がまだ熔融状態であったためか、溶岩の最下部が、多くの場所で、下位の水中自破碎溶岩層中に鍾乳石状に垂れ下がっている構造を見ることができる(写真29～34)。また、自破碎した溶岩のブロックをはじめ、溶岩流最下部には、溶岩中の気体成分が冷却とともに放出された気泡痕の密集層が、厚さ30～60cmにわたってベルト状に連続して見られる(写真27, 33)。以上のことから、玄武岩質安山岩の溶岩が流出した水域の水深は、1～3mであったと考えることができる。

溶岩流の柱状節理の柱の横断面の長径は、どの部分においても、下部は太く、上部は細い2段階構造になっ



- 凡例
-  段丘堆積物
 -  火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩互層
 -  岩脈状の溶岩
 -  玄武岩質安山岩溶岩
 -  溶岩の水中自破碎部
 -  地層の走向・傾斜
 -  放射状柱状節理のドーム状構造

図1 越前松島の地質図

ている(写真26)。これは、溶岩が2回流出したのではなく、厚みを持った溶岩流の冷却が、空気に触れている上部ほど早く進み、細い柱状節理を形成したものと考えられる。下部がゆっくり冷却した理由として、溶融状態の溶岩流が水深1～3mの水中に流入したため、水が沸騰して高温となり、急激な冷却が緩和されたものと考えられる。

この他、水中自破碎溶岩層中の破碎した溶岩ブロックの中に、明瞭なシュードピロー(写真35)、ローブ状の伸び(写真22)、ローピーリンクル(写真36)などが観察でき、噴出当時の溶岩の流出・冷却・固化といった一連の過程を考えることができる。

(3) 岩脈状の溶岩

岩脈状の溶岩流は、白浜、材木岩、三国験潮場、飛鳥などで観察することができる。柱状節理の方向は横位置が多く、階段状になっている(写真17～20)。外観的には、垂直に立った柱状節理からなる小島に、2～3mの幅を持った階段状の柱状節理が切って入り込んでいるように見える。互いに急冷部や熱変質部は見あたらない。この成因を推定すると、先に冷却・固化した主溶岩にできた割れ目に沿って、地下から同質のマグマが上昇し、岩脈状に貫入して充填したものと考えられる。その結果、溶岩の割れ目を挟む二つの縦の等温度面で冷却され、柱状節理が横倒しになったものと考えられる。つまり、マグマが岩脈状に貫入した場合、柱状節理は貫入方向に対して垂直に形成される。

3 斜長石斑晶の定方向配列と石基の流理組織

越前松島に分布する溶岩の岩質はSiO₂の量が54wt%と少なく、玄武岩質安山岩に分類されている。また、肉眼的には黒色で多少玻璃光沢を有する(写真5)。この岩石全体の黒色は主に石基の色で、斑晶としては、白い斜長石が目立つほか、単斜輝石の斑晶が含まれている(写真7)。材木岩(グミ島)北端では、岩脈状溶岩の表面で、流理構造に沿った斜長石の斑晶の明瞭な定方向の配列が認められる(写真6)。斑晶である斜長石の長辺の配列方向は溶岩流の流れの方向を示していると考えられる。偏光顕微鏡による観察では、石基には小さな針状の斜長石の結晶が無数に認められ、これが斜長石や単斜輝石の斑晶と斑晶の間を縫うように連続して配列している(写真8)。これは、溶岩の流れの方向を示す流理組織と考えられる。この他、石基には小さなカンラン石の結晶が認められる。越前松島の玄武岩質安山岩の形成年代は新生代新第三紀中新世で、12.5MaのK-Ar年代(東野外志男・清水 智, 1987)が報告されている。

4 柱状節理のドーム状構造と階段状の横倒し構造

溶岩が地表を流れる場合、溶岩流の下面は地表に接し、上面および側面は空気に接しているため、それぞれの面が冷却面となる。溶岩が、地表ではなく浅い地層中に流れた場合には、上面、下面、側面全てが冷却面となる。溶岩流が冷却により収縮する際、これら複数の冷却面に直交するように柱状の冷却節理ができると考えられる。したがって、節理の配列が連続しなかったり、途中で曲がったり、切れたりすることが予想できる。柱状節理が半球の中心から放射状に伸びるような配列の場合は、溶岩がドーム状に流れたと考えられる(写真11, 12, 13)。ドームの表面が冷却面となり、半球の表面に直交するように柱が形成されたものと考えられる。また、溶岩がカマボコのように半円柱状に流れた場合(写真14)、その断面では柱状節理が放射状に形成されると考えられる。柱状節理が階段状の横倒し構造を持つ場合(写真15, 16, 17)は、岩脈状の溶岩と考えられ、柱状節理を挟む二つの縦の等温度面を考えることができる。一般に溶岩流の流れの方向と柱状節理の方向とは直交するが、先に固結した同質の溶岩の割れ目に同質のマグマが岩脈状に貫入した場合、柱状節理は貫入方向に対して垂直に形成される。

この他、弁慶の抜け穴付近などでは、柱状節理に直交する板状節理が認められる。これは、溶岩の流理構造に沿って形成されたものと考えられる。越前松島玄武岩質安山岩の柱状節理の断面形は大きさがよくそろった5～6角形が最も多く、冷却による溶岩流全体の体積収縮が均一に行われたと考えることができる。

5 溶岩の流出回数と流出方向

越前松島玄武岩質安山岩の溶岩流出の回数は少なくとも2回以上あると考えられる。基本的には、メインの溶岩の流出、岩脈状溶岩の流出の2回であるが、流出が1回と見える溶岩流も、岩質が同質であるため区別が困難で、複数回の流出の可能性もある。

溶岩流の流出方向については、メインの溶岩流は、下位の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層との接触面の傾斜、水中自破碎溶岩層の厚み、柱状節理全体の傾きなどから、ほぼ南から北に向かっていると考えられる。岩脈状溶岩についても、柱状節理の方向から推定した溶岩流の流れの方向は、ほぼ南から北に向かっていると考えられる。

以上の考察の証拠となる露頭は、三国験潮場付近(写真15)、白浜南部(写真16)、材木岩(グミ島)北端(写真17, 18)などで観察することができる。メインの溶岩流と岩脈状の溶岩流との接触部付近である。

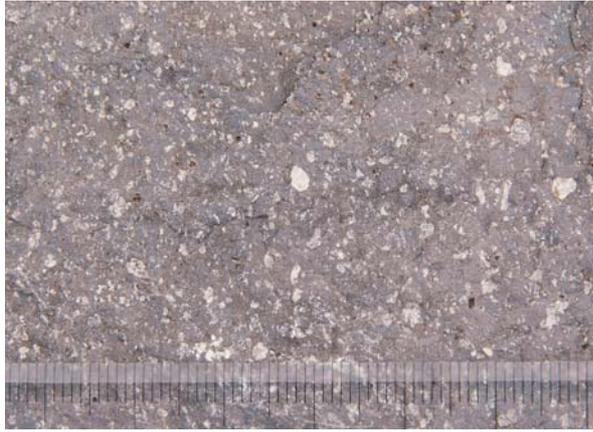


写真 5 三国駿潮場付近, 玄武岩質安山岩の表面の拡大, 白い斑晶は斜長石



写真 6 材木岩北端, 岩脈状の溶岩の流理構造に沿った斜長石の斑晶の定方向の配列(この写真では上下方向)

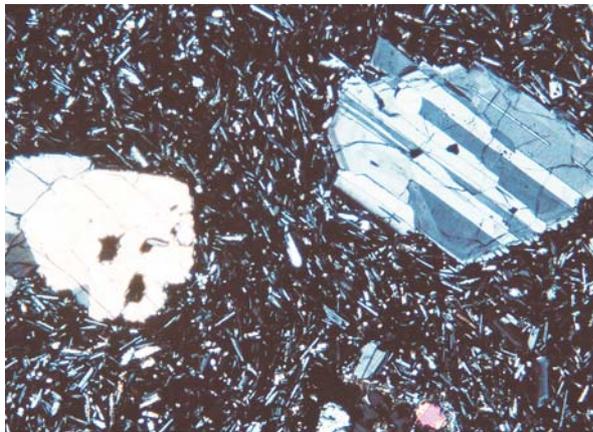


写真 7 偏光顕微鏡写真(直交ポーラー), 斑晶は斜長石(右)と単斜輝石(左)

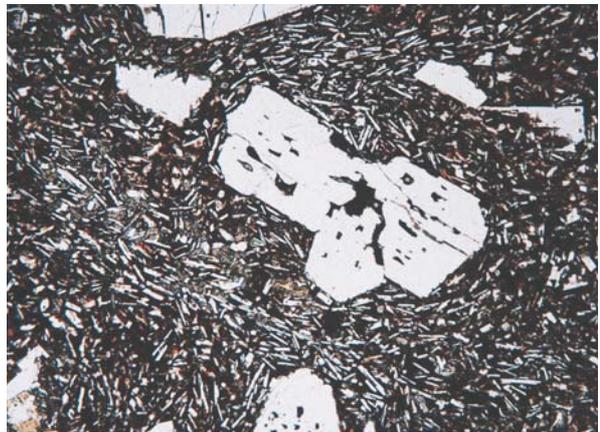


写真 8 偏光顕微鏡写真(下方ポーラー), 石基には斜長石の針状結晶の流理組織が見られる

6 溶岩流底部の垂れ下がり構造と水中自破碎溶岩

水中自破碎溶岩が詳細に観察できる主な場所は、弁慶の抜け穴付近、白浜付近、大森付近、聖の穴付近、飛鳥付近である。全ての地点で共通していることは、溶岩流の底部に溶岩の垂れ下がり構造が認められる(写真29~34)。また、溶岩流の最下部の厚さ30~40cmほどには、気泡痕の密集した層がベルト状に見られる(写真27)。この構造は、溶岩流が冷却する際に溶岩中の気体成分が抜け出た痕であり、溶岩流の流理構造や下位の堆積岩層との接触面の構造に調和している。水中自破碎溶岩層は、メインの溶岩流の下部を構成するものであり、時間のずれはなく一連の岩体である。メインの溶岩が流出する際、下位の堆積岩層が堆積している浅い水中に流れ込んだため、水冷破碎した部分であると考えられる。つまり、水中自破碎溶岩層はメインの溶岩流の下部構造であると考えられることができる。

水中自破碎溶岩層は、ガスが抜けた気泡痕が多く入ったコクス状の玄武岩質安山岩溶岩の角礫が密集した層で、マトリックスは主に黄白色の凝灰質泥岩である。自破碎溶岩の角礫が火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質

砂岩の互層中に埋め込まれる際、この岩層のラミナが破壊された部分や、変形している部分が多く観察できる。

この他、水中自破碎溶岩の溶岩ブロックには、明瞭なシュードピローをはじめ、ローブ状に伸びたブロック、明瞭なローピーリンクルを持つブロックなどが観察できる。これら自破碎溶岩ブロックの産状は、溶岩の流出・冷却・固化といった一連の過程を考察する貴重な資料である。

7 溶岩流出時の環境とマグマ活動

メインの溶岩流の下部構造である水中自破碎溶岩、溶岩流底部の溶岩の垂れ下がり構造、下位の堆積岩層のラミナの変形、直上の柱状節理の状態などの産状を総合すると、溶岩流出時の状況を推定することができる。溶岩流の噴出口は、越前松島の少し南方の高所にあり、そこから流れ出たメインの溶岩流は、北に向かってゆっくり流れ下り、浅い水中に流れ込んでそこで静止した。その際、溶岩流の下部が水冷破碎し水中自破碎溶岩となった。溶岩流全体は、まだ溶融状態であったため、その底部が水中自破碎溶岩層中に鍾乳石状に

垂れ下がる構造を形成した。その後の冷却により、ドーム状構造をはじめ、一帯の柱状節理の全体構造が形成されたものと考えられる。

岩脈状の溶岩流については、先に流出したメインの溶岩流が冷却・固化した後、地下の同じマグマソースの活動が活発となり、地殻変動により多くの割れ目が発生した。地下から大量のマグマがこの割れ目を伝って上昇し、隙間を埋めて冷却・固化し、横倒しの柱状節理が形成されたものと考えられる。

越前松島の柱状節理は、どの場所においても柱の直径が50~60cmとほぼ同じで、全体が整ったバランスの良い形になっている。これらの特徴から、越前松島の溶岩流は流れがゆるやかで、溶岩流の厚みがあり、冷却時に急激な温度変化がなかったものと考えられることができる。

8 波浪による侵食作用

越前松島は、長年にわたる波浪の侵食作用により、原地形の大部分はすでに失われている。現在、侵食に耐えて残っている部分は、溶岩流の一番コアな部分が残されているものと考えられる。溶岩流の上面には、色々な溶岩地形が残されていた可能性があるが、現在は侵食により残されていない。海面下にある岩盤も上空から見ると、浅い部分は海面上の小島と相似形の地形となっており、海面上と同様の侵食を受けているものと考えられる。侵食作用は今後も続けられ、現在海面上にある大部分の地形は失われてしまうものと考えられる。

9 まとめ

越前松島に分布する玄武岩質安山岩の産状を詳細に調査した結果、次のことが明らかとなった。

- (1) この地域に分布する火山岩類は3つの岩層に分類できる。下位より、水底で堆積した正常級化構造を持つ火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩の互層。下部に水中自破碎溶岩を伴う玄武岩質安山岩溶岩が流出。最後に、先に冷却固化した溶岩層の割れ目を埋め、階段状で横位置の柱状節理を持つ岩脈状の溶岩が流出。
- (2) 越前松島に分布する玄武岩質安山岩溶岩は、黒色で多少玻璃光沢を有する。斑晶には斜長石、単斜輝石が含まれている。石基には小さなカンラン石の結晶が認められる。岩脈状の溶岩には、流理構造に沿った斜長石の斑晶の明瞭な定方向の配列が認められる。また、石基には小さな針状の斜長石の結晶の流理組織が認められる。

- (3) 柱状節理は柱の伸びの方向が、重力の方向（上下）とは無関係で、マグマが冷却するときの等温面に対して垂直にできることから、越前松島の溶岩流は、シート状、ドーム状、半円柱状、岩脈状に流出し、冷却・固化したものと考えられる。また、点在する小島のほとんどは、放射状に配列した柱状節理を持ち、ドーム状構造となっている。これらの小島は、その後の波浪の侵食で溶岩の外側の壁が消失し、柱状節理の放射状構造のみが現れている。
- (4) メインの溶岩流の下部は、浅い水底下に堆積していた下位の未固結状態の火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩・凝灰質砂岩層凝灰岩層中に流出し、溶岩がブロック状に水冷破碎し、水中自破碎溶岩となっている。これは、メインの溶岩流の下部構造と考えることができる。その自破碎溶岩ブロックは、下位の地層を变形し中に埋め込まれている。
- (5) 水中自破碎した後の溶岩流の底部は、水中で冷却・固化しながら、下位の水中自破碎溶岩層中に鍾乳石状に垂れ下がる構造を形成している。
- (6) 溶岩流が冷却する際、溶岩中のガス成分が大量に抜けた気泡痕が、溶岩流の下層部分にベルト状に集中して形成されている。

参考文献

- 東野外志男・清水 智, 1987, 福井県三国海岸に産出する火山岩類のK-Ar年代, 石川県白山自然保護センター研究報告, no.14, 25-30
- 平原由香・周藤賢治, 2003. 北海道礼文島ドレライト質スコトン岬貫入岩体の内部構造と形成過程. 地質学雑誌, 109, no.8, 442-458
- 市川 渡・粕野義夫・山崎正男, 1961, 福井県東尋坊松島地区地質調査報告書, 19p
- 伊藤智也・藤本忠博・千葉則茂, 2003, 柱状節理の形成過程を考慮した岩場形状モデリング. 岩手大学, 芸術科学会論文誌, 3, no.1, 86-95
- 三浦 静, 1957, 福井県加越台地の地質 -第1報- (特に新第三系の層序について), 福井大学学芸学部紀要, II, no.7, 149-161
- 三浦 静, 1975, 三国町の自然環境概観及び三国町地質図. 三国町自然環境保全候補地学術調査報告, 三国町, 1-5.
- 安野敏勝, 1987, 福井県三国町米ヶ脇累層産の海棲貝類化石. 福井市立郷土自然科学博物館研究報告, no.34, 1-9
- 安野敏勝, 1994, 福井県三国町の地質と野外観察, 高志高等学校研究集録第22号, 1-23
- 吉澤今日子, 1988, 越前松島安山岩の柱状節理の研究, 福井県理科学研究会第37回私たちの理科研究
- 吉澤康暢, 1991, 福井県三国町米ヶ脇累層の岩相層序と堆積環境, 三浦 静教授退官記念論文集, 35-42
- 吉澤康暢, 2005, 東尋坊安山岩質貫入岩体の産状と構造, 福井市自然史博物館研究報告, no.52, 13-27
- 山岸宏光, 1994, 水中火山岩 -アトラスと用語解説-, 北海道大学図書刊行会, 195p



写真 9 柱状節理の典型的な断面，六角形は3層構造で，外皮が断熱材となっている



写真10 弁慶の抜け穴上部，柱状節理に直交する流理構造に沿った板状節理



写真11 飛島の柱状節理の放射状配列，溶岩の冷却時，等温度面がドーム状であった



写真12 大森北部，柱状節理が放射状に配列した部分，溶岩のドーム状構造



写真13 小森島の柱状節理の放射状配列，溶岩のドーム状構造



写真14 大島南部，柱状節理の放射状配列，等温度面は半円柱状で2～3層構造になっている



写真15 三国験潮場付近，縦の柱状節理をもつ下位の溶岩と岩脈状の溶岩の接触部



写真16 白浜南部，縦の柱状節理をもつ下位の溶岩と岩脈状の溶岩の接触部



写真17 材木岩(グミ島)北端, 岩脈状の溶岩の横倒しになった柱状節理



写真18 材木岩(グミ島)北端, 放射状の柱状節理(左)と岩脈状の溶岩(右)の節理の接触部



写真19 材木岩北西, 岩礁のシート状溶岩(下位)と岩脈状の溶岩(上位)の接触部



写真20 材木岩(グミ島)南端, 放射状の柱状節理(右)と岩脈状の溶岩(左)の節理の接触部



写真21 水族館の西側海岸, 成層した凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩互層の正常級化構造



写真22 弁慶の抜け穴, 水中自破碎溶岩ブロックに見られるロープ状の伸び



写真23 飛島の橋基部, 下位の凝灰質砂岩中に埋もれた水中自破碎溶岩ブロック



写真24 弁慶の抜け穴, 下位の凝灰質砂岩中にめり込んだ水中自破碎溶岩ブロック

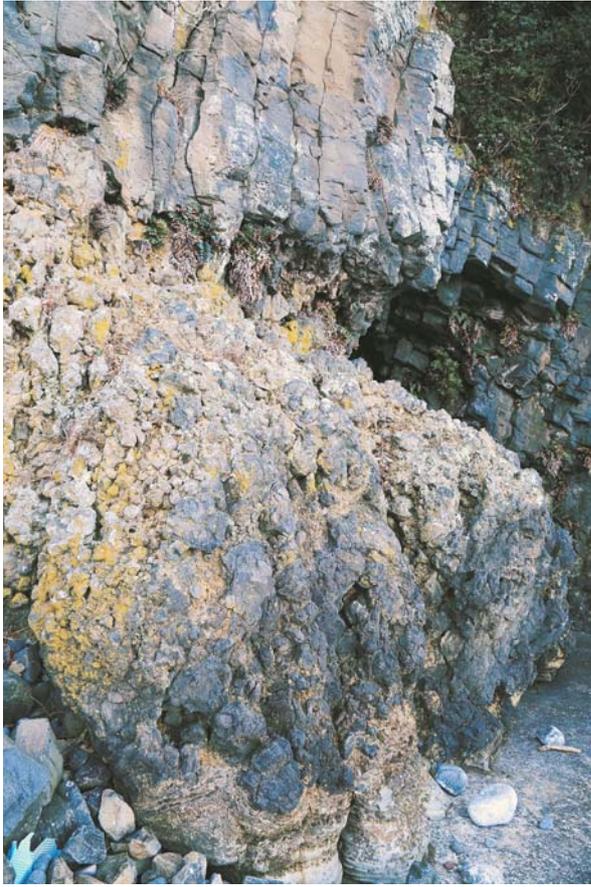


写真25 弁慶の抜け穴, 下位より凝灰質砂岩, 水中自破碎溶岩, メインの溶岩の順

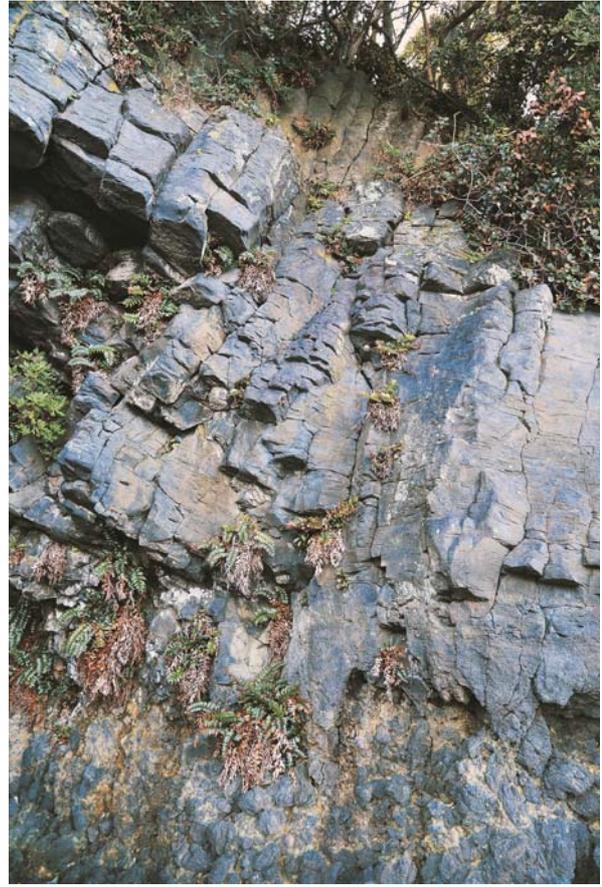


写真26 弁慶の抜け穴, メインの溶岩の上部は節理が細い, 下部は水中自破碎溶岩



写真27 弁慶の抜け穴, メインの溶岩下部の垂れ下がり, 溶岩のガスの抜け穴が流理に平行

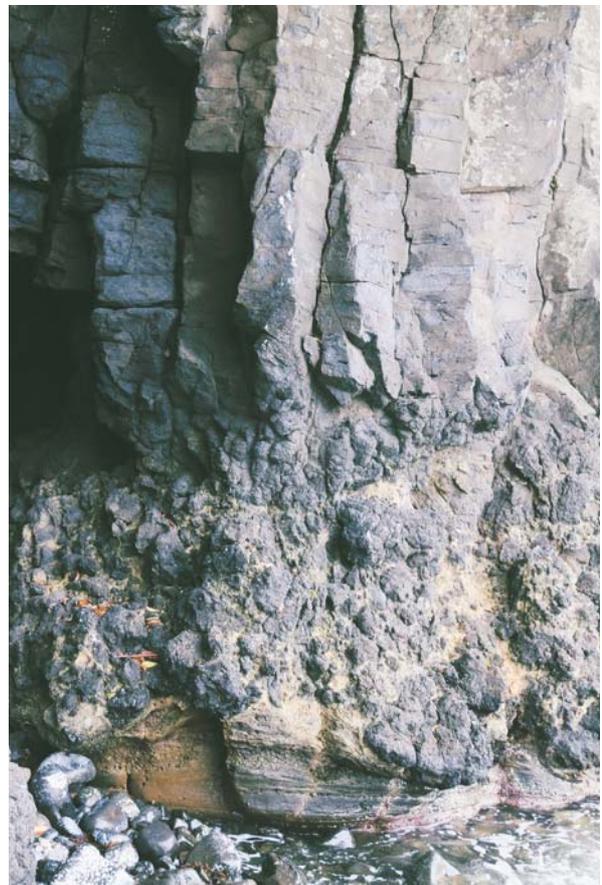


写真28 弁慶の抜け穴, 下位より凝灰質砂岩, 水中自破碎溶岩, メインの溶岩の順



写真29 弁慶の抜け穴、メインの溶岩下部の垂れ下がりと下位の水中自破碎溶岩



写真30 弁慶の抜け穴、写真29のアップ、溶岩のガスの抜け穴が流理に平行



写真31 弁慶の抜け穴、メインの溶岩下部の垂れ下がりと下位の水中自破碎溶岩



写真32 弁慶の抜け穴、写真31のアップ、垂れ下がり部の流理構造が下にたわんでいる



写真33 白浜、メインの溶岩下部の垂れ下がりと水中自破碎溶岩、ガスの抜け穴が流理に平行



写真34 弁慶の抜け穴、凝灰質砂岩が流失し、メインの溶岩の垂れ下がり構造が明瞭になる



写真35 弁慶の抜け穴、写真31のアップ、メインの溶岩の垂れ下がり直下のシュードピロー



写真36 飛島の橋基部、水中自破碎溶岩ブロックに見られるローピーリンクル