

島根半島, ^{かつらじま}桂島の柱状節理と斜面の構造

彌富 涼子*・横田修一郎**

**Structures of andesite slopes controlled by columnar joints
in the Katsura-jima Island area, Shimane Peninsula, Japan**

Ryoko Iyadomi * and Shuichiro Yokota **

Abstract

Structures of andesite slopes of columnar joints and their instability were discussed on the basis of direction and spacing of joint planes in the Katsura-jima Island area, Shimane Peninsula, Japan. Direction of joint planes strongly depends on flow structures of andesitic lava which forms several lava domes in the area. Based on shapes and dip angles of columnar blocks separated by joint planes, most of them are unstable and tend to topple due to seismic vibration or sea waves under the gravity. Considering that these characteristic structures of slopes depending on lava domes are widely distributed, they show continuous regression of steep slopes and the repetition of toppling of columnar blocks during in the Quaternary Period.

Key words: columnar joints, slope structure, Katsura-jima Island, Shimane Peninsula

はじめに

斜面を構成する岩盤中に規則的な節理面が存在するとき、その方向や間隔、組み合わせ等によっては斜面の一部が不安定化する。規則的な節理面は均質な堆積岩や深成岩とともに火山岩や溶結凝灰岩中にも形成されるが、後二者では柱状節理として急崖に現れることが多く、柱状ブロックが不安定化して岩盤崩落を発生させることも少なくない。1987年に北海道層雲峡で発生した巨大柱状ブロックの転倒による崩落災害(根岸・中島, 1993, 1994 など)はその代表例である。その後、この種の崩落に関する斜面对策の工法がいくつか提案されてきたが(大平ほか, 1996; 山内ほか, 2002; 三嶋ほか, 2007 など)、個々の斜面構造の的確な把握が重要であることには変わりはない。

柱状節理の発達した斜面では、通常複数の高角節理面とそれらに直交する低角節理面が柱状ブロックをかたちづくっており、火山岩の場合、それらは溶岩の冷却・収縮過程で形成されると考えられている(Price, 1966; 地学団体研究会編, 1996)。柱状節理の形態や形成要因は古くから研究され(Spry, 1962; 久城ほか編, 1989; 周藤・小山内, 2002 など)、また、節理面の具体的な形成機構に関しては最近になっていくつかの研究がなされてきた(たとえば, Saliba and Jagla, 2003; Toramaru and Matsumoto, 2004; 伊藤ほか, 2004 など)。これらに基づけば、火山岩の場合、節理面の方向は岩体の形状や

溶岩の流下方向、さらには冷却時の温度勾配等に支配されるであろうし、節理面の間隔は冷却速度等に依存するであろう(Toramaru and Matsumoto, 2004)。

柱状節理の発達した斜面の不安定化は柱状ブロックの形状や方向だけでなく、斜面におけるブロックの現れ方や節理面に沿った岩盤の緩み等によって左右されることも考え得る。このため、不安定化の過程と機構の解明には多くの斜面での実態把握とその集積が必要である。こうした試みの一環として、筆者らは以下のような特徴をもつ島根半島の桂島地域(第1図)を対象として柱状節理と斜面構造の調査・計測を行った。

中新統の安山岩溶岩が広く露出している桂島とその隣接地域の急崖斜面には広範囲に柱状節理が現れている。ここでは安山岩溶岩は多数の溶岩ドームをなしており(山内・大平, 1998; 三宅・Smith, 2003, 2004)、それに対応して節理面の方向やブロックの形状も変化に富むとともに、斜面におけるそれらの現れ方も様々である。また、比高が小さく斜面へのアプローチが容易であることも当地域を選定した理由である。具体的には桂島地域において節理面の方向とそれらがつくる柱状ブロックの形状を計測し、節理面方向と溶岩ドームとの関係、およびそれらがつくる多様な斜面構造におけるブロックの不安定性等を検討した。

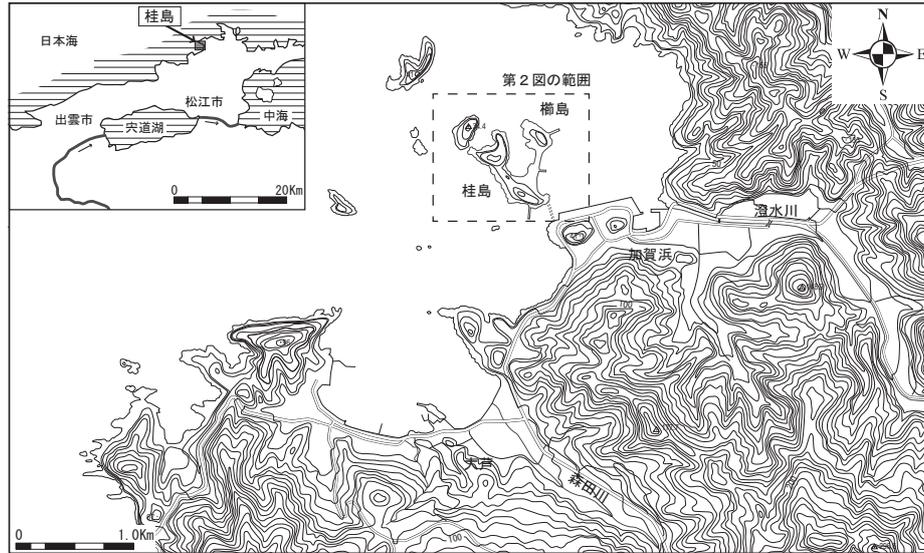
桂島とその周辺の地形・地質概要

1. 地形概要

桂島は島根半島北東部の加賀浜(松江市島根町加賀)の沖合約 200 m に位置し、長径 1 km にも満たない小島である(第

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科(現在、(株)防災地理調査) Geographical Survey and Photography Co., Ochiai 1-6-5-1004, Tama City, Tokyo 206-0033, Japan, E-mail: iyadomi@gpi-net.jp

** 島根大学名誉教授
E-mail: s-yokota@mvj.biglobe.ne.jp



第1図 島根半島の桂島の位置、および対岸も含めた広域の地形図。地形図は1/25,000「加賀」に基づいた。

1図)。島根半島の日本海側海岸線は凹凸が著しいが、大芦浜や加賀浜など小湾をなす箇所もあり、それらに沿った平地には集落が点在している。

第1図には桂島および対岸の加賀浜を含めた広域の地形を示す。小湾をなす加賀浜では澄水川や森田川等の小河川に沿って狭い平野が形成されており、その背後は標高200~300mの丘陵および山地となっている。小湾部以外の海岸では山地が海岸まで迫り、急崖が連続している。

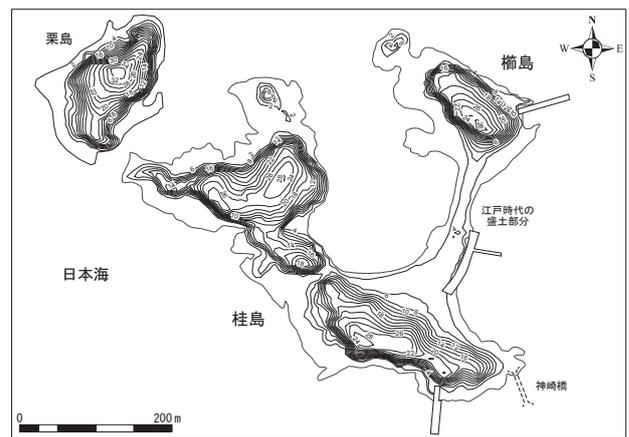
桂島と隣接地域の詳細な地形を第2図に示す。桂島は全体としてNW-SE方向に延び、北西部と南東部の2つの小丘がつながったかたちになっている。頂部の標高は20~25mであるが、小丘間のやせ尾根部は標高10~15mと低い。桂島の北東側に隣接する櫛島も最高標高約28mの頂部をもってNW-SEに延びている。

桂島および櫛島の稜線部はいずれも緩傾斜であるが、側部の大半は急崖斜面となっており、そこには小規模な海食洞が多数形成されている。標高5m以下には波食棚が形成されるとともに、一部には砂州や海浜も発達しており、これらが両島の大半を取り巻いている。急崖斜面および波食棚の大半は露岩となっており、柱状節理はそのような場所に現れている。

なお、加賀浜は古くから天然の良港であり、前面の桂島は加賀浜にとって防波堤になることから、藩政時代から桂島も含めて港湾整備がなされてきた(山陰中央新報HP)。桂島と櫛島との間の約100mもその整備の一環として浅瀬が埋め立てられ、陸続きとなっている。さらに今日では桂島と加賀浜との間は神崎橋で結ばれている。

2. 地質概要

桂島と対岸の加賀浜を併せた広範囲の地質平面図および断面図を第3図に示す。これらは1/50,000地質図幅「境港」(鹿野・吉田, 1985)を参考に現地調査をもとに作成したものである。

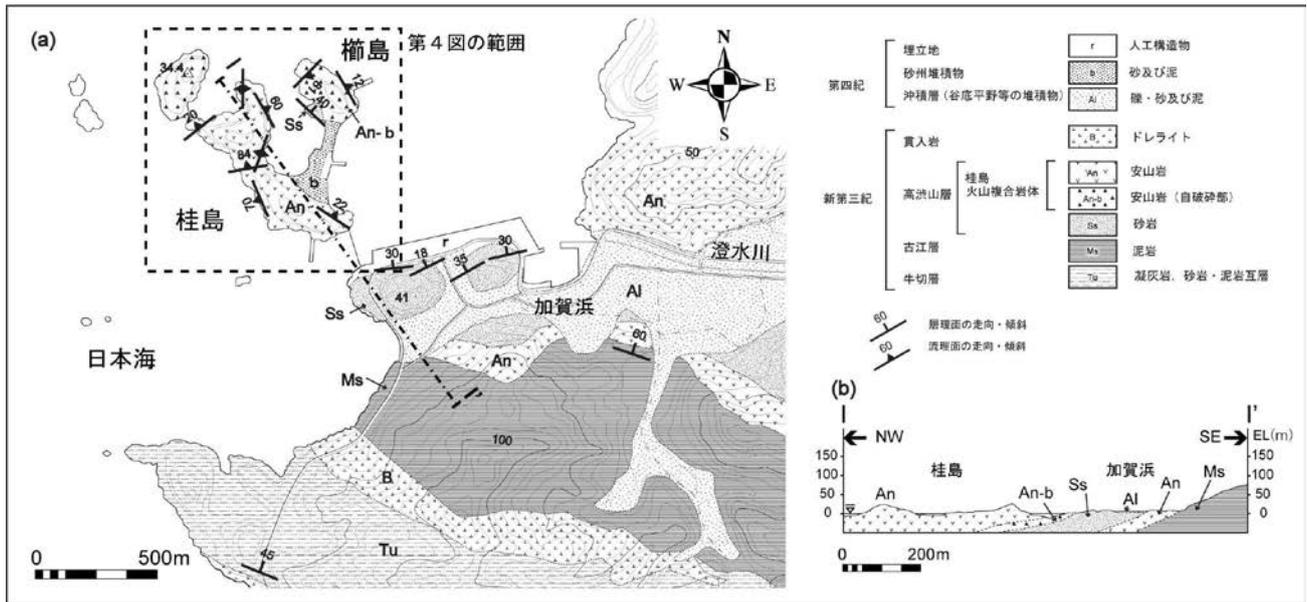


第2図 桂島およびそれに隣接する櫛島の地形。地形等高線は国土地理院作成の基盤地図情報(数値標高モデル)5mメッシュに基づいた。等高線間隔は2m。

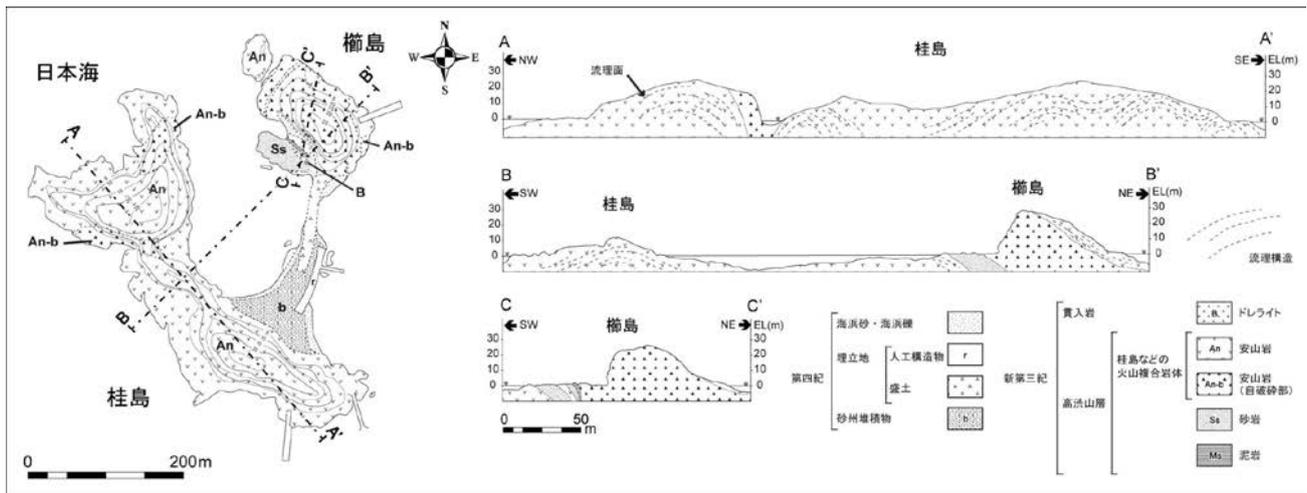
島根半島はほぼ中新統によって構成され、加賀地区に分布するそれらは下位から牛切層、古江層、高洪山層とよばれている(山内ほか, 1980; 鹿野・吉田, 1985)。砂岩・泥岩・凝灰岩の互層等よりなる牛切層や泥岩を主体とする古江層は加賀浜の南側に、またそれらより層序的上位で安山岩を主体とする高洪山層は加賀浜の北東側や桂島地域に分布している。

鹿野・吉田(1985)に基づけば、高洪山層の最下部は安山岩~デイサイトの火砕岩類よりなり、黒色の泥岩薄層を挟む。下部では安山岩の溶岩が卓越し、火山角礫岩~凝灰岩の二次堆積物も含むようになる。さらに上部になると玄武岩溶岩が優勢となり、最上部では再び安山岩の溶岩が卓越するようになる。これらの溶岩は水中に流出したものであり、水冷破砕とともにハイアロクラスタイトの二次堆積物を挟むことが確認されている(鹿野・吉田, 1985)。

桂島とその隣接地域はほぼこの高洪山層の安山岩溶岩に



第3図 桂島とその周辺地域の広域の地質概要. (a) 地質平面図, (b) 地質断面図.



第4図 桂島～櫛島の地質調査結果. 地質平面図(左)および地質断面図(右).

よって構成されている。溶岩は多数の溶岩ドームをなしており(山内・大平, 1998; 三宅・Smith, 2004), 岩脈等も含めて1つの火山複合岩体を構成すると考えられている(沢田・斉藤, 2004)。広域的な砂岩や泥岩の層理面の走向・傾斜をもとにすれば, 当地域の中新統は火山複合岩体を含めて大局的にはE-W~ENE-WSWの走向で北~北西側に10~30°で傾斜し, 同斜構造をなしている(第3図(b))。したがって, 桂島の北西部には火山複合岩体の相対的に浅部が, 南東部には深部が現れていることになる。

火山複合岩体と溶岩ドーム構造

1. 安山岩溶岩を主体とした火山複合岩体

桂島とその隣接地域において火山複合岩体中の岩相と流理

構造を主体とした現地調査を実施し, 結果を地質図および同断面図に表現した(第4図)。斜面や波食棚に広く露出している安山岩は桂島の大半では塊状を呈し, 溶岩ドームを構成するが, 同島の北西部および櫛島の大半では自破砕状を呈している(第16図(b))。前者の部分では流理面が明瞭である。また, 溶岩中に貫入した安山岩の岩脈が各所で認められ, 櫛島の北西部では自破砕状安山岩中に貫入していることを確認した。

安山岩は黒色~灰色で油脂状光沢を呈し, 気泡(脱ガスの跡)を多数含む。塊状でも自破砕状でも岩石組織の点では大差はなく, 顕微鏡下では斑晶として主に斜長石と単斜輝石がみられ, 斜長石には双晶がみられる。石基は針状の斜長石で充填されており, 不透明鉱物を含んでいる。

露岩面の安山岩溶岩には顕著な縞状構造が認められ, 数

10 cm～数 m の幅で露岩面から突出している箇所がある（第 16 図 (c)）。三宅・Smith (2003) によれば、これは岩石中の SiO₂ 組成の違いを反映したものであり、マグマの間欠の上昇に伴う火道中での急激な冷却が化学的分化をもたらした結果と考えられている。さらにこの縞状構造の方向は溶岩ドームとも調和的であることが指摘されている（三宅・Smith, 2003）。

塊状の安山岩は海岸に面した急崖斜面では概して新鮮であるが、尾根部では風化している箇所が多い。また、規則的な節理面が密に発達している箇所では急崖であっても節理面の開口しているところが多く、斜面表層部は岩盤として緩んでいることを示している。

第 4 図に示すように、櫛島南側の波食棚には安山岩類とは別に成層した砂岩・泥岩がわずかに現れている。砂岩は細粒～極細粒の石質アレナイトを主体とし、明瞭な葉理と級化構造が認められる。その上位に黒色を呈する薄い泥岩層が存在し、これにはドレライトがシート状に貫入している。この堆積岩類は NW-SE の走向で北東側に 30～40° で傾斜し、北東方向にいくにつれて急傾斜となっている。これらは層序的には高洪山層の自破砕状安山岩の下位であり、溶岩ドームの形成・隆起に伴って局所的に変形したものと推定される。

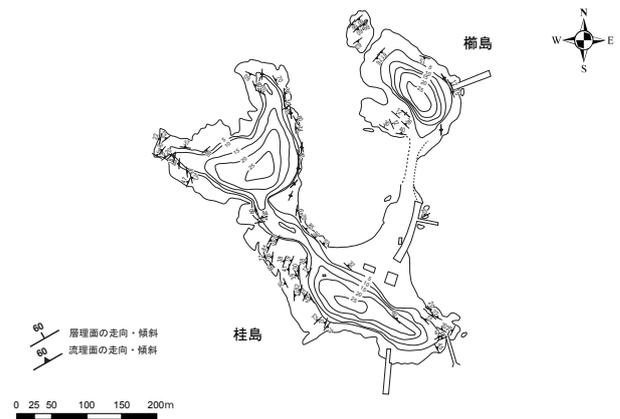
2. 流理構造に基づく溶岩ドーム構造の形状

安山岩溶岩では自破砕状部を除いて流理構造が明瞭である。流理面の走向・傾斜が場所によって変化することから、山内・大平 (1998) や三宅・Smith (2004) はそれに基づいて溶岩ドームを推定している。今回、筆者らも節理面方向の測定に先だって流理面の走向・傾斜を多くの地点で測定した。測定値の分布を第 5 図に、それに基づく流理面の走向線図および推定される溶岩ドームの概形を第 6 図に示す。

第 5 図に示すように、流理面の走向は全般に N-S～NW-SE が多いが、部分的にはそれに直交する NE-SW のものも見られる。また、傾斜角は低角から鉛直に近いものまで様々である。傾斜もあわせてみると、流理面は桂島の北西端のように狭い範囲内でバラツキが大きい箇所もあるが、大局的には櫛島の一部を除いて地形の高まりと調和的でもある。そして、後述するように、急傾斜した部分はドームの縁辺部に該当する。流理面のこのような傾向は走向線図（第 6 図）にも明瞭に示されており、大局的には桂島や櫛島の概形に沿っていることがわかる。ただし、詳細にみると等高線と斜交している箇所もある。

溶岩ドームは、自破砕状部の広い櫛島では不明確であるが、その他では平面的には長径 100～150 m、短径 50～80 m の楕円形のものが多い。楕円形の伸びは NW-SE ないし N-S が目立ち、桂島の地形的な伸び方向とほぼ調和的である。山内・大平 (1998) や三宅・Smith (2004) も桂島～櫛島において数個の溶岩ドームの配列を指摘しているが、第 6 図に示したドームの位置はそれらとも類似している。ただし、流理面の走向・傾斜は狭い範囲で急変する箇所もあることから、ドームの中に小さなドームが局所的に存在している可能性も考え得る。

桂島の横断面図上でみると、流理面は西側斜面では西方向



第 5 図 桂島～櫛島において測定した安山岩溶岩中の流理面の走向・傾斜。図中には参考のため、櫛島南側の波食棚に現れている砂岩・泥岩の層理面の走向・傾斜も示している。

に、東側斜面では東方向に傾斜して上方に凸のカーブを描くことから、断面図上でも小丘の地形的高まりに調和的であることがわかる（第 7 図）。この場合、急崖斜面での流理面の傾斜角は斜面のそれより緩傾斜となっている箇所が多い。

なお、島の地形を特徴づける小丘群はドームに調和的であるが、当地域が中新世のドーム形成以降に北～北北西へ 10～20° 傾斜する構造運動を経て、陸化・剝されてきたことを考えれば、小丘群は浸食・剝削によって現れた組織地形 (structural relief) にすぎない。これについては後述する。

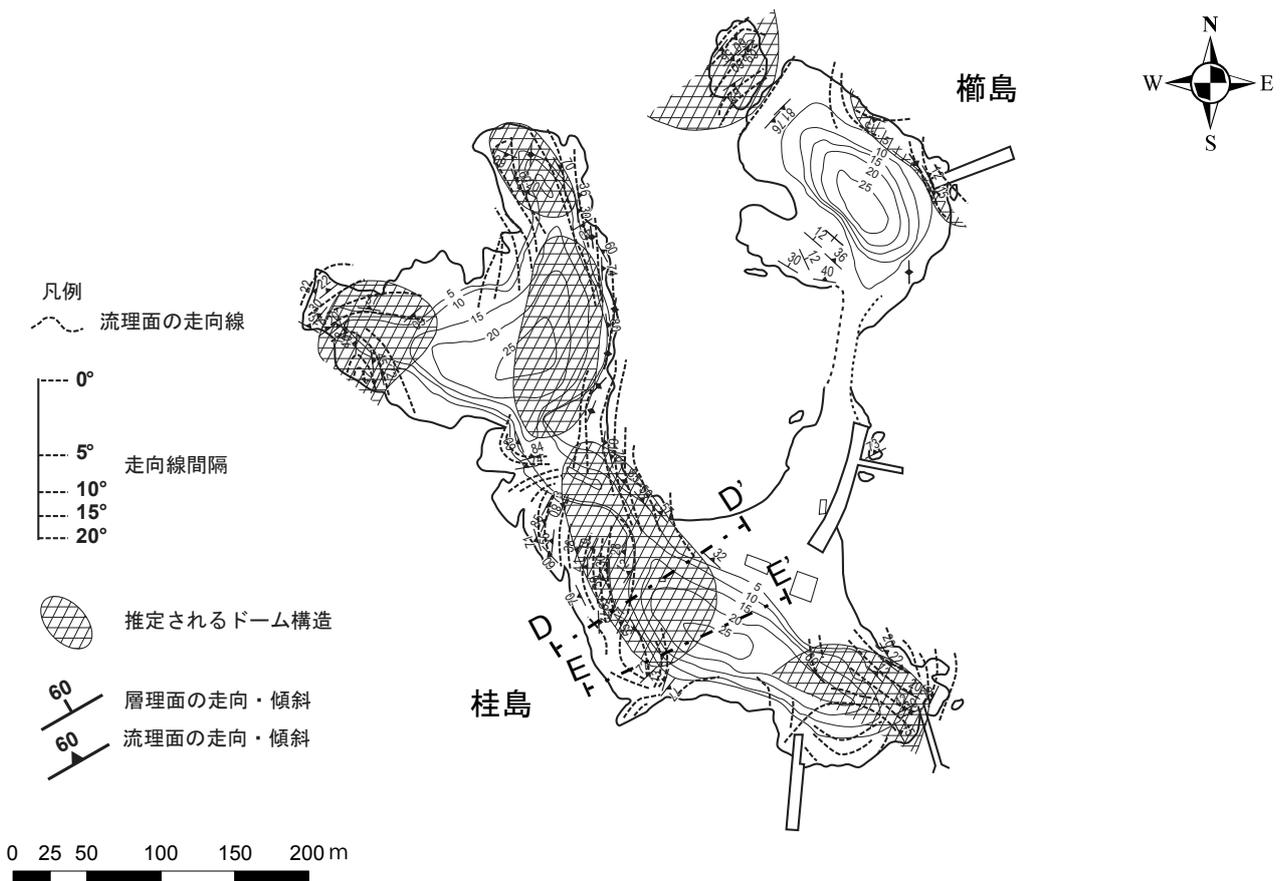
安山岩溶岩中の節理面の卓越方向

1. 節理面の卓越方向と流理面

規則的な節理面と溶岩流や貫入岩体がつくるドーム構造との関係は各地で調べられており (Walker, 1993; Goto and McPhie, 1998; 周藤・小山内, 2002 など)、それらによれば、ドームに沿った“殻”に相当する節理面とそれに直交する長い節理面が形成されることが知られている。これらを参考にして桂島地域においてドーム中の節理面方向を多数測定した。測定には露岩が広がっている計 11 地点 (D-1～11, 桂島で 7 地点、櫛島で 3 地点) を選定した。地点ごとに $n=40\sim 140$ の節理面を測定し、それらの極方向をコンターダイアグラム (π -ダイアグラム) に表現した (第 8 図)。また、流理面との関係を見るため、ダイアグラム中には流理面方向を破線の大円で示した。

個々のダイアグラム中には 3～4 の卓越方向が認められる。そのうち 2～3 方向は極が流理面の円上プロットされており、流理面にほぼ直交していることが分かる。また、他の 1 方向は極が上記の円上のもので約 90° の交角をなす方向にある。これらのことから、全般的な傾向として本地域では卓越方向のうちの 1 方向は流理面にほぼ平行し、他の 2～3 方向はそれにほぼ直交していることが分かる。

節理面で画されるブロックの形状は、通常、方向ごとの節



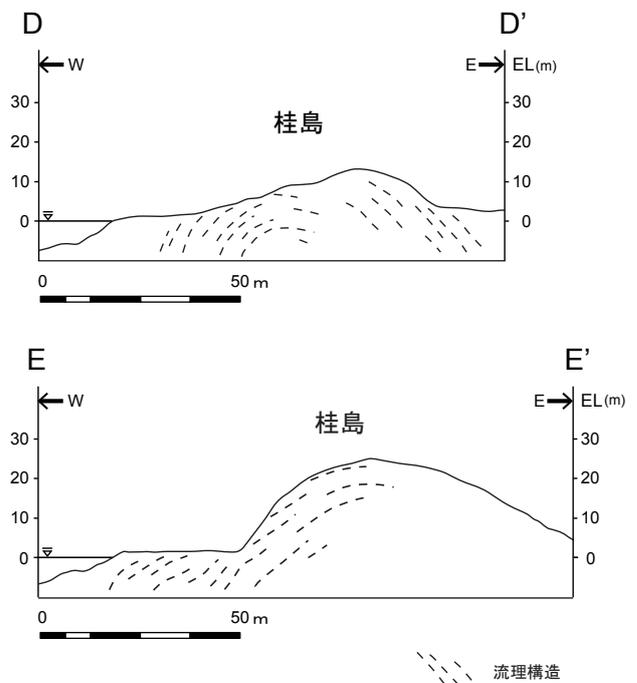
第6図 流理面の走向線図とそれから推定される溶岩ドームの概形。ハッチ部分がドームの範囲。

理面間隔の違いによって板状や柱状などとなるが、現地での観察では流理面に平行な方向の節理面間隔が概して大きいことから、ブロックの基本形状は柱状である（第8図の右下参照）。流理面方向が柱状ブロックの底面に、他の2~3方向がブロック側面に相当する。そこで、第8図の各ダイアグラムでは、卓越方向のうちブロック底面方向を J_0 とし、それに直交する複数の側面方向を J_1, J_2, J_3 とした。さらに流理面方向として F_0 を付した。各地点におけるこれらの一覧を第1表に示す。

なお、第8図の各ダイアグラムに示すように、側面の J_1, J_2 間の交角は 90° 前後のものが多く、これは後述するようにブロックの切断面（横断面）形状としては多角形のなかでも四角形が多いことに対応している。

2. 卓越方向の場所による違い

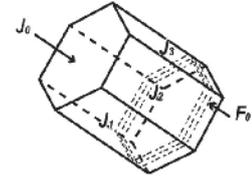
節理面の卓越方向は地点によって異なっているが、隣接地点間では互いに類似していることもある（第8図）。たとえば桂島中部の西側海岸で隣接したD-10, 11の J_1, J_2 はいずれもNW-SE走向で北東傾斜およびNE-SW走向で南東傾斜である。しかし、すぐ北側のD-9ではNW-SE走向で南西傾斜および北東傾斜となり、前二者とは異なっている。これは空間的には前二者を全体として北西方向に回転させた位置にあるともいえる。さらに北側のD-8ではN-S走向で西側または



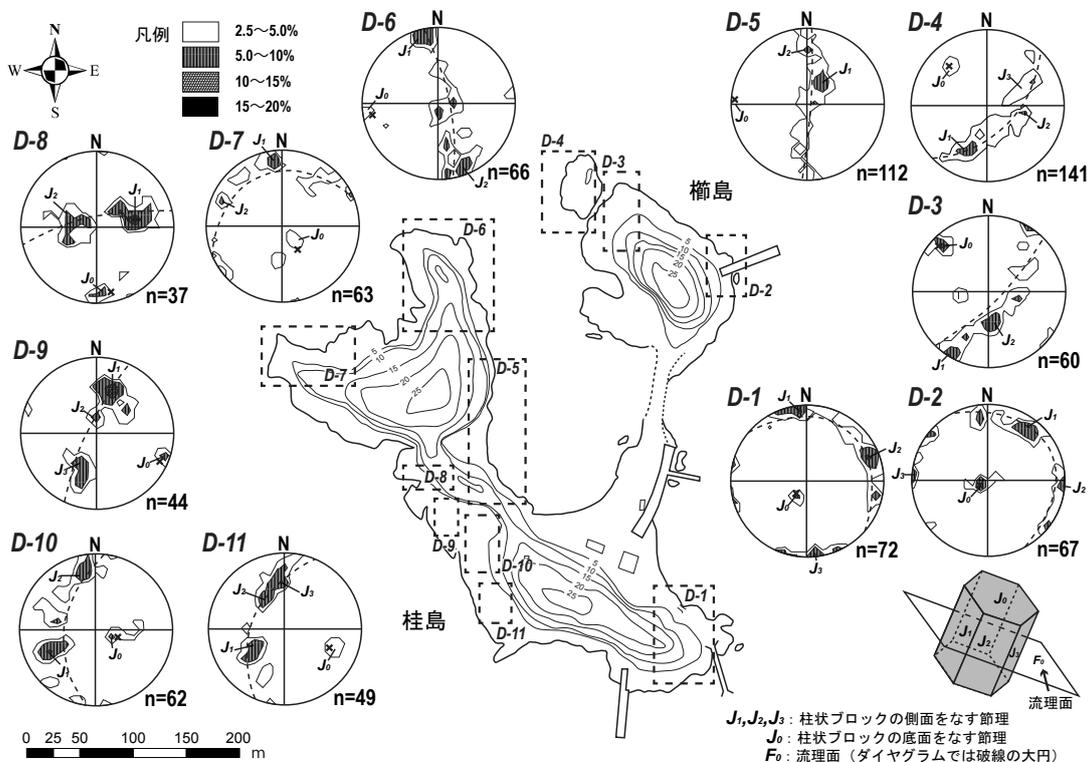
第7図 桂島の横断面における流理面方向とそれが示す溶岩ドームの構造。断面線の位置は第6図に示す。

第1表 各地点 (D-1~11) で得られた流理面 (F_0) の方向および節理面の卓越方向 (J_0, J_1, J_2, J_3).

Domain	流理面の卓越方向	節理面の卓越方向			
	F_0	J_0	J_1	J_2	J_3
D-1	N50W/17N	N50W/17N	N84E/80S	N22W/75S	N84E/85N
D-2	N30W/10N	N30W/10N	N57W/72S	N7E/87E	N86E/70S
D-3	N43E/78S	N43E/78S	N60W/88N	N83E/33N	
D-4	N46E/61S	N46E/61S	N72W/53N	N15E/40W	N27W/50S
D-5	N3E/87E	N3E/87E	N63W/27S	N88E/64S	
D-6	N11W/78N	N11W/78E	N74E/83S	N65E/75N	
D-7	N65E/29N	N65E/29N	N79E/70S	N23E/75S	
D-8	N78E/77N	N78E/77N	N10W/47W	N40E/30S	
D-9	N25E/80N	N25E/80N	N75W/48S	N85W/15S	N65W/40N
D-10	N7E/33W	N7E/33N	N27W/57E	N75E/65S	
D-11	N23E/53N	N23E/53W	N32W/39N	N64E/40S	N85E/55S



節理面方向 J_0, J_1, J_2, J_3 の相互関係
流理面方向 F_0 はほぼ J_0 に対応



第8図 各地点 (D-1~11) で得られた節理面方向のコンターダイヤグラム (下半球投影) とそれに基づく卓越方向. 卓越方向は流理面 F_0 とそれに調和的に形成されている柱状ブロック底面を J_0 とし, 側面を J_1, J_2, J_3 とした. ダイヤグラム中の破線の大円は流理面 F_0 に対応する.

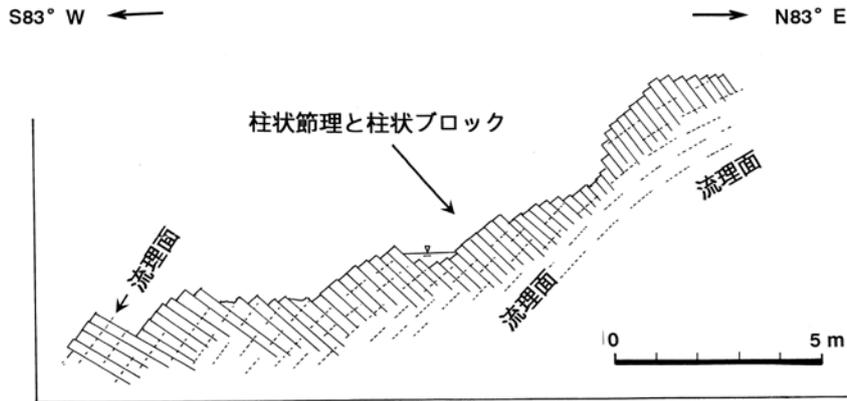
東側に緩傾斜しており, 前3者とは大きく異なっている.

また, 桂島中部の東側海岸ではE-W走向で北または南に緩く傾斜する箇所があり, 西側のそれに直接対応するものではない. 桂島北部でも北西端 (D-7) と北東端 (D-6) とでは卓越方向は大きく異なるとともに, 桂島の中部のものとも異なっている.

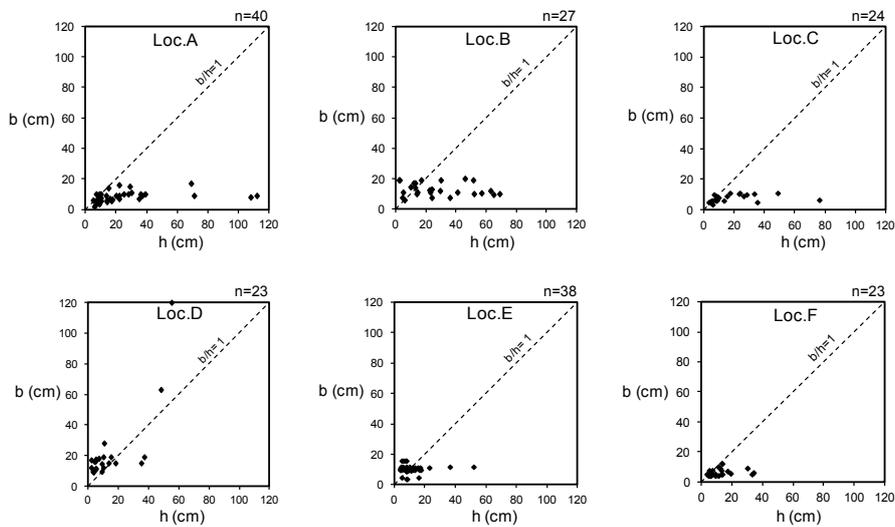
一方, 榑島では北西部で隣接するD-3とD-4はいずれもNW-SE走向で北東または南西に傾斜しており, 互いに類似している. しかし, 同南東部のD-2の方向はこれとは大きく異なっており, むしろ約300m南方の桂島南東端のD-1と酷似

している.

このように, 節理面の卓越方向は場所によって大きく変化するが, 同時に流理面方向も変化しており, 節理面の卓越方向は常に流理面と一定の幾何学的関係を保ちながら空間的に変化していることが分かる. 節理面方向とドーム構造とのこのような関係は露頭でも確認でき, 狭い範囲内でのそのような例を第9図に示す. ここでは, 上に凸の弧を描く流理面に直交する方向に節理面と柱状ブロックが形成されているが, それらの方向も流理面方向の変化とともに場所によってわずかながら変化している. したがって, 桂島地域の節理面とそれ



第9図 上方に凸をなす流理面のトレンドとそれと幾何学的関係を保ちながら方向が変化する柱状節理および柱状ブロックの例。桂島中部の尾根上。



第10図 6地点 (Loc.A~F) における柱状ブロックの形状測定結果。地点の位置は第13図参照。

に画されたブロックの方向は基本的に様々なスケールの溶岩ドームの構造に支配されたものといえる。

柱状ブロックの形状と斜面におけるブロックの不安定性

1. 柱状ブロックの縦断形状と切断面（横断面）の形状

ブロック形状を規定する節理面の間隔は狭い範囲内でも変化することから、その測定には節理面方向の測定とは別に露出の広い6地点 (Loc.A~F, 位置は第13図に示す) を選定した。測定はブロック底面をなす流理面方向の節理面 J_0 を基準に、柱状ブロック側面をなす節理面の間隔を幅 b (cm) とし、底面に平行な節理面の間隔を高さ h (cm) とした。第10図はそれぞれの地点において得られたブロックの幅 b と高さ h を両軸にプロットしたものである。

一般的には底面 J_0 は低角で側面は高角であるが、流理面が急傾斜している箇所では J_0 も高角となっている。また、ブロック側面は2~3方向あるが、不安定化に大きく影響するの

は斜面の最大傾斜方向の断面上に現れる方向であるから、幅 b はその方向のものとした。

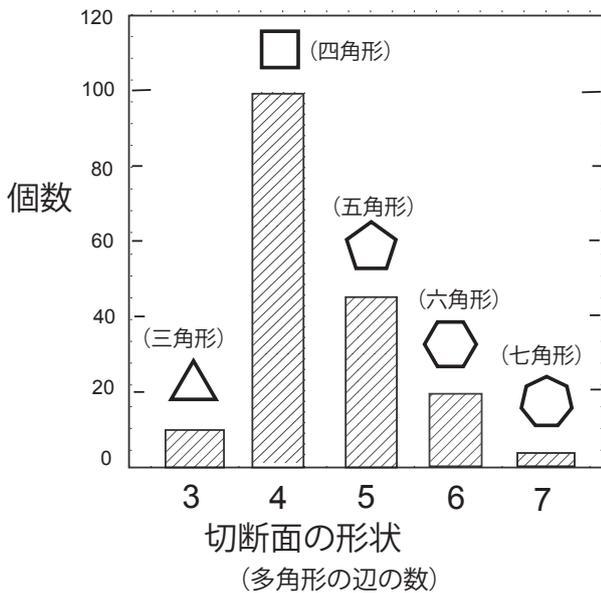
第10図に示すように、大半の地点では b は5~20 cm, h は10~60 cm と変化に富んでいる。一部の地点では両者の間にわずかに正の相関性が認められるが、これは狭い範囲では大きさが異なってもブロックは相似形に近いことを意味している。各地点における b/h 比の範囲 (最大値, 最小値) と平均値の一覧を底面の傾斜角 ϕ とともに第2表に示す。

グラフ中にプロットされた b, h の値が $b/h=1$ の直線より上であればブロックは横長 (板状), 下であれば縦長 (柱状) となるが、Loc.A, C, F では縦長ブロックが圧倒的に多いのに対し、Loc.B, D, E では縦長と横長の両方が混在している。Loc.D では平均すると $b/h \approx 1.4$ であり、横長ブロックが多い。

流理面が明瞭な箇所でも底面の節理面 J_0 は必ずしも密に発達して間隔が狭くなっているわけではない。ただし、流理面は力学的弱線であるため、風化の進行に伴ってはそれに沿って新たな節理面が顕在化して間隔が狭くなり、ひいてはブロッ

第2表 6地点 (Loc.A~F) における柱状ブロックの形状 b, h とブロック底面の傾斜角 ϕ . b : 幅 (cm), h : 高さ (cm), ϕ : ブロック底面の傾斜角 ($^{\circ}$).

測定場所		Loc.A	Loc.B	Loc.C	Loc.D	Loc.E	Loc.F
個数 n		40	27	24	23	38	23
幅 b (cm)	値の範囲(最小-最大)	1.8-17.0	6.0-20.0	3.5-11.0	9.0-12.0	4.0-16.0	4.0-12.0
	平均値	8.1	12.9	7.8	21.9	10.7	6.2
長さ h (cm)	値の範囲(最小-最大)	5.0-112.0	2.3-69.0	3.0-76.0	2.0-55.0	4.0-52.0	3.5-34.0
	平均値	23.9	27.7	17.7	13.7	11.2	12.5
b/h 比	値の範囲(最小-最大)	0.07-1.43	0.14-8.26	0.09-1.67	0.43-8.50	0.23-3.20	0.15-1.50
	平均値	0.52	1.2	0.75	2.5	1.4	0.67
底面の傾斜角 ϕ ($^{\circ}$)		20	70	80	50	12	42



第11図 檜島北東側の Loc.E 付近で測定した柱状ブロックの切断面 (柱の方向に直交した横断面) の形状 (多角形) のヒストグラム.

ク形状に変化をもたらすことも考え得る.

一方, 柱状ブロックの切断面 (横断面) 形状は一般には多角形であり, なかでも四角形~六角形が多いとされている (Badgley, 1965). Walker (1993) は玄武岩溶岩において詳しく計測し, 最頻値が五~六角形であることを示している. 本地域でもブロック側面の高角節理面は必ずしも2方向とは限らないことから, 柱状ブロックの切断面形状を檜島北東部において調査した. 結果を第11図に示すが, 切断面には五角形や六角形も認められるものの, 四角形が圧倒的に多いことが分かる. このことは, 第8図に示したように, 本地域における高角節理面間の交角に 90° 前後が多いことにも対応する. したがって, 上述したような斜面の最大傾斜方向の断面上でのブロック縦断形状と傾斜角に基づく不安定性の議論は可能である.

2. 傾斜した長方形ブロックの不安定性

一般に岩盤斜面で長方形ブロックが規則的な節理面に沿って分離した状態になっていれば, ブロックの不安定化の程度

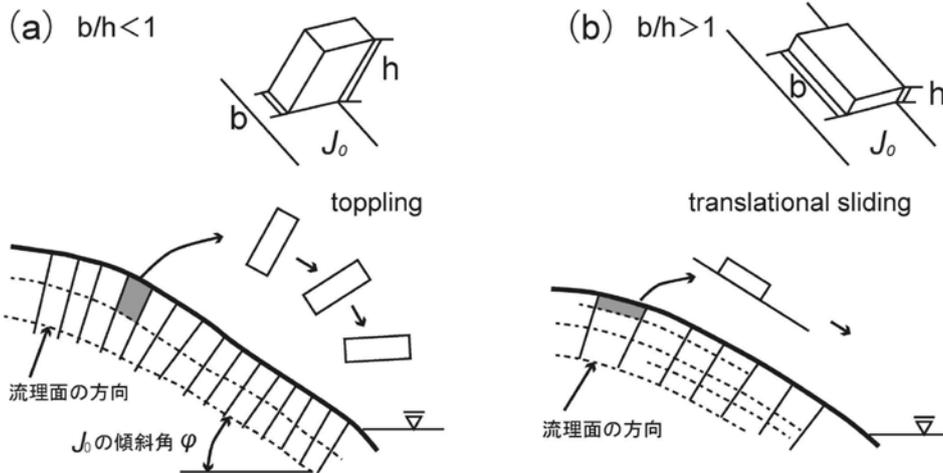
と不安定化時の運動タイプはブロックの形状と底面の傾斜角によって規定される (Hoek and Bray, 1977). いま, 2次元断面上で底面が斜面方向に傾斜した長方形ブロックを想定すると, ブロックが縦長の場合には前方に転倒しやすい, 横長の場合には底面に沿ってすべりやすい. 運動タイプとして前者はトッピング (toppling) であり, 後者は並進すべり (translational sliding) である (第12図).

Hoek and Bray (1977) に基づけば, この場合の不安定化の程度は具体的には斜面の最大傾斜方向にとったブロックの縦断形状 b/h 比と底面の最大傾斜角 ϕ との幾何学的関係によって推定できる. 第13図には Loc.A~F で得た傾斜角 ϕ と b/h 比 (平均値と最大・最小値の範囲) を両軸にとって各地点それぞれの値を示した. 傾斜角 ϕ は地点によって $12\sim 80^{\circ}$ とレンジは広いが (第2表), これは本地域の流理面はドーム中の位置によって大きく異なるためでもある. トッピングに関する不安定性は $b/h < \tan \phi$ の場合には高く, $b/h > \tan \phi$ には低い. ただし, $b/h > \tan \phi$ であっても, ϕ がある程度大きければ, 並進すべりによる不安定性が高くなる (Hoek and Bray, 1977).

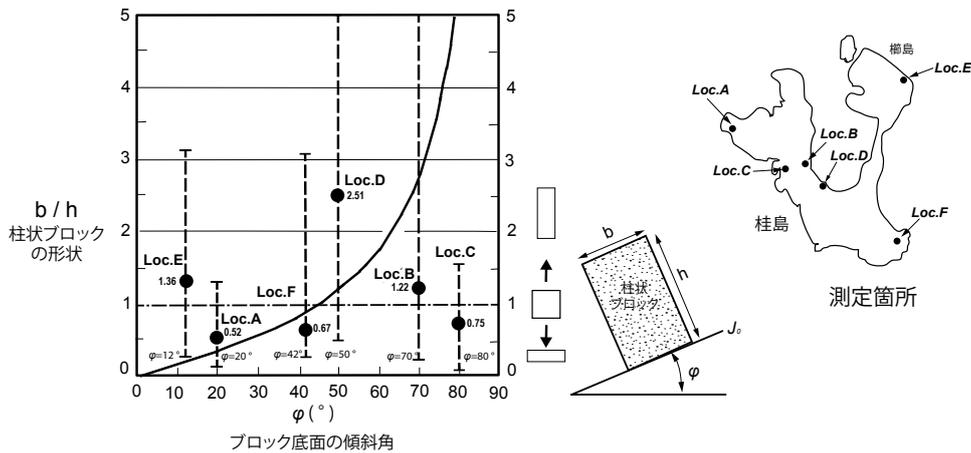
b/h と $\tan \phi$ の関係を地点ごとに比較すると, $\phi > 30^{\circ}$ の範囲では Loc.D のみは $b/h > \tan \phi$ であり, 横ブロックの並進すべりが発生しやすいが, 他の多くでは $b/h < \tan \phi$ であり, トッピングが発生しやすい状態であることが分かる (第13図). なお, Loc.C では柱状ブロックが縦長で, 傾斜角 ϕ が 80° と大きい, この場合, 現実には多数の柱状ブロック群が重なり合っていることで安定しており, 波食等の影響がない限り, 不安定化は生じにくい.

このように, 大きさの異なる多数の柱状ブロックが集合体をなして節理面間に多少の強度が残存していれば, 安定性は保たれ, すぐに崩落発生いたる可能性は低いが, 逆に斜面表層の岩盤が緩んでいれば, 容易に崩壊が発生する. また, 縦長で b/h 比が小さい場所では, ブロック底面が緩傾斜なものや斜面内部方向に傾斜したものであっても, 地震動や波浪などの誘因によっては容易に不安定化し, 崩落発生にいたるであろう.

以上の結果, 桂島地域の急崖斜面では斜面構造という面では一部を除き不安定な状態であり, トッピングを主体とした崩落発生が日常的に懸念される.



第12図 長方形ブロックの形状と斜面での現れ方による運動の違い。底面が斜面方向に傾斜していれば、縦長 ($b/h < 1$) の場合にはトッピング (toppling) が発生しやすい、横長 ($b/h > 1$) の場合には並進すべり (translational sliding) が発生しやすい。



第13図 Loc.A-Fにおいて得られた b/h 比とブロック底面の傾斜角 ϕ の値の分布。それぞれを両軸にとってプロットしたもの。 $b/h < \tan \phi$ であればトッピングが発生しやすく、 $b/h > \tan \phi$ で ϕ がある程度大きければ並進すべりが発生しやすい。

長期的に見た柱状節理斜面の不安定化

1. 桂島地域における斜面の不安定化過程

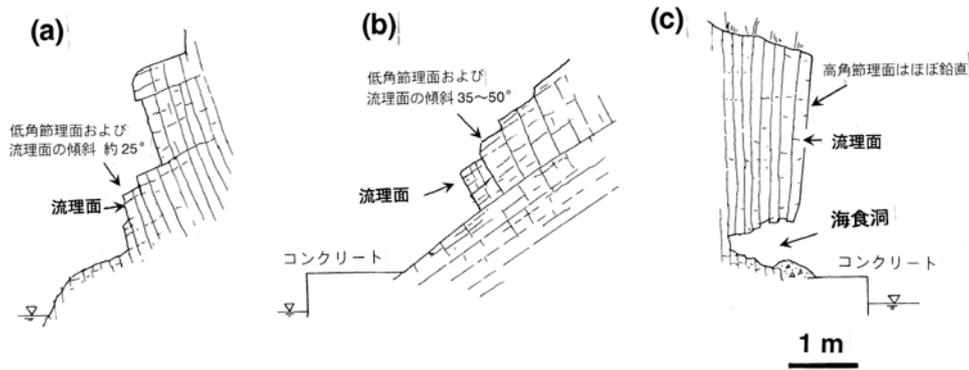
桂島地域の急崖斜面では節理面に支配された不安定化だけでなく、現実には他の要因も加わって様々なタイプの不安定化が発生している。現地調査で得られた代表例を第14図に示すが、単独の柱状ブロックのトッピングや横長ブロックの並進すべりだけでなく、低角・高角の節理面群とそれらに沿った岩盤の緩み方によって運動タイプが多少複合していることもあるし、波浪によって急崖裾部に小規模な海食洞が形成されてオーバーハング化し、その後に節理面に沿ったブロックが崩落していったことも推定される。こうした節理面の分離・開口には植物根の影響も加わっている。

桂島地域の急崖斜面では裾部の大半は波食棚によって保護されていることから、日常的に直接波浪を受ける状態ではな

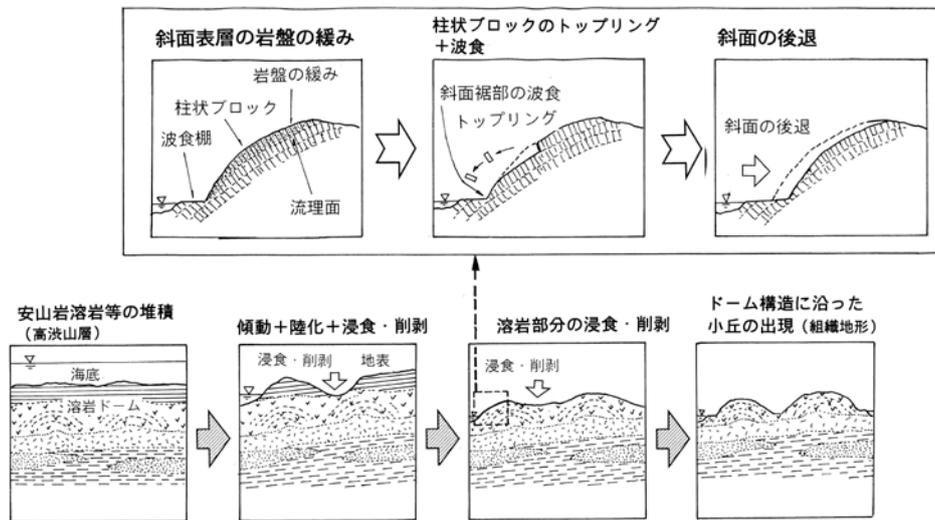
いが、ときには高い波浪が波食棚を越えて斜面裾部を浸食することも推定され、それが誘因として急崖裾部でのオーバーハングと岩盤の緩みを生じ、柱状節理斜面を不安定な状態にしていくことも考え得る。

2. トッピングの繰り返しによる長期的な斜面の後退

斜面表層の緩んだ岩盤部分において多数のブロックがトッピングしていくことで急崖斜面は後退していくが、その際、岩盤の緩み領域は斜面にほぼ平行するであろうから、後退後の斜面形状は当初のものに近いと考えられる。長期的にはこのような岩盤の緩みと崩落の繰り返しによって、それぞれの急崖斜面が今日の位置まで後退してきたと推定される。この過程を概念的に示せば第15図のようになる。これには前述のように節理面がつくる斜面構造に加えて誘因として地震動や波浪の関与が考え得る。



第14図 桂島～櫛島の柱状節理斜面における崩落跡の例。それぞれの形状から崩落タイプが推定される。(a) 柱状ブロックのトップリング (桂島北西部海岸), (b) 横長ブロックの並進すべり (桂島東側海岸, Loc.D), (c) 海食洞形成に伴う天井部のブロック落下 (櫛島北東部海岸)。



第15図 溶岩ドームの構造に調和した急崖斜面におけるトップリング発生と斜面後退の概念図(上)と、それらを含めた溶岩ドーム形成から浸食・削剥へて組織地形としての小丘出現にいたる概念図(下)。

桂島地域の急崖において柱状節理と柱状ブロックによる特徴的な斜面構造は溶岩ドームの構造に支配されているが、個々の溶岩ドームの広がりを見れば、このような斜面構造のゾーンはドーム縁辺部に沿ってある程度幅をもって存在していたと推定される。したがって、現在と同様の不安定化とトップリングを主体とした崩落発生は過去から繰り返されてきたと考えられる。

溶岩ドームの位置と形状は大局的には島の概形、とくに小丘群に調和的であるが、前述したように、安山岩溶岩の噴出と溶岩ドームの形成は中新世であることから、小丘を含めた現在の地形の凹凸はその後の浸食・削剥作用によって作りだされた組織地形 (structural relief) である。これは、長期的にみた浸食・削剥の速度がドームの構造に支配され、ドーム外縁部で大きかったことを意味しており、短期的にはドームの構造に強く支配された特有の斜面構造において不安定化と

トップリング発生が繰り返してきたことでもある。

長期的な浸食・削剥速度の違いがドームの構造に支配されて小丘群を出現させたことは、小丘をとりまく急崖斜面が常に不安定であり、崩落を繰り返してきたことにも対応しており、そのような視点からも当地域の斜面の不安定性を指摘できる。

ま と め

島根半島の桂島地域において安山岩溶岩中の節理面方向とそれらがつくる柱状ブロックの形状を調査・計測し、節理面方向と溶岩ドームとの関係、およびそれらがつくる多様な斜面構造におけるブロックの不安定性等を検討した。結果は以下のようにまとめられる。

(1) 桂島地域には複数の溶岩ドームが推定される。ドームの

いくつかは平面的にも断面的にも島を構成する小丘の概形に調和的であり, このため, 小丘の側面をなす急崖斜面の多くでは流理面は斜面と同方向に傾斜している。

- (2) 安山岩溶岩中には規則的な節理面が発達しているが, 節理面の卓越方向はドームに対応する流理面方向に強く支配され, 流理面に平行なものとそれに直交する複数のものがある。流理面方向は場所によって変化するが, 上記の節理面方向もこれと幾何学的関係を保ちながら変化している。
- (3) 節理面によって画されたブロックの縦断形状には, 横長のものも認められるが, 縦長柱状のものが圧倒的に多い。ブロックの縦断形状と底面の傾斜角に基づけば, 現状では柱状節理斜面の大半では柱状ブロックが不安定化しやすい斜面構造をなしており, 岩盤の緩みによってはトップリング (toppling) 発生の懸念がある。
- (4) 特徴的な小丘地形はドームの構造と調和的であるが, 後者が中新世に形成されたことを考えれば, 前者は後者に支配されて出現した組織地形である。したがって, 長期的にはドーム構造が規定する斜面構造をもった特定ゾーンで斜面が後退しつつ現状にいたったと推定される。これは, 現在と同様の斜面構造の下で同様のトップリングが繰り返されてきたことを物語っている。

謝 辞

島根大学大平寛人准教授には桂島にかかわる地質全般について様々なご教示をいただくとともに, 粗稿に目を通していただき, いくつかの有益な御指摘を受けた。また, 同澤田順弘名誉教授には桂島の溶岩組成変化などについて様々なご教示をいただいた。これらの方々 に記して謝意を表します。

文 献

Badgley, P. C., 1965, *Structural and Tectonic Principles*, Harper & Row, 600p.

地学団体研究会編, 1996, 柱状節理, 新版地学事典, 平凡社, 1443p.

Goto, Y. and J. McPhie, 1998, Endogeneous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, **84**, 273-286.

Hoek, E. and Bray, J., 1977, *Rock Slope Engineering* (2nd edition), Institution of Mining and Metallurgy, 402p.

伊藤智也・藤本忠博・千葉則茂, 2004, 柱状節理の形成過程を考慮した岩場形成モデリング, *芸術科学論文誌*, **3**, 86-95.

鹿野和彦・吉田史郎, 1985, 境港地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅および同説明書, 57p.

久城育夫・荒巻重雄・青木謙一郎編, 1989, 日本の火成岩, 岩波書店, 260p.

三嶋昭二・能見忠歳・佐藤 史・馬 貴臣・辻 雅規・野口礼人・山本隆宏・宮良圭一, 2007, 国道 279 号易国地区における道路防災の取り組み, *応用地質技術年報*, no.27, 1-28.

三宅康幸・J. V. Smith, 2003, 島根半島桂島溶岩ドームの縞状構造の成因; 火道中でのマグマ分化と噴出時マグマの展張の可能性, 2003 年度日本火山学会講演予稿集, 61.

三宅康幸・J. V. Smith, 2004, 島根半島桂島の中新世水中溶岩ドームの縞状構造の形成過程再考, *日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨*, 111-123.

根岸正充・中島 巖, 1993, 層雲峡熔結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊-寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究 (第 1 報)-, *応用地質*, **34**, 47-57.

根岸正充・中島 巖, 1994, 層雲峡熔結凝灰岩の柱状節理における長柱岩体のトップリング機構-寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究 (第 2 報)-, *応用地質*, **35**, 1-11.

大平則夫・伊藤哲雄・藤ノ木幸夫, 1996, 岩石崩壊とその対策, *新潟応用地質学会誌*, no.46, 30-33.

Price, N. J., 1966, *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rocks*, Pergamon Press, 176p.

山陰中央新報 HP, 松江誕生物語: (14) 松江藩のインフラ整備・其の二 加賀港築堤工事, <http://www.sanin-chuo.co.jp/shashin/modules/news/article.php?storyid=505580203>.

沢田順弘・齊藤 暁, 2004, 同時多発的多種マグマ-島根半島桂島の縞状構造をもつ中期中新世火山複合岩体の成因-, 2004 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, V056-003.

周藤賢治・小山内康人, 2002, 記載岩石学-岩石学のための情報収集マニュアル, 岩石学概論・上, 共立出版, 272p.

Saliba, R. and E. A. Jagla, 2003, Analysis of columnar joint patterns from three dimensional stress modeling, *Jour. Geophysical Res.*, **108**(B10), 2476, doi:10.1029/2003JB002513.

Spry, A., 1962, The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows, *Jour. Australian Geol. Soc.*, **8**, 191-216.

Toramaru, A. and T. Matsumoto, 2004, Columnar joint morphology and cooling rate: A starch-water mixture experiment, *Jour. Geophysical Res.*, **109**, B02205, doi:10.1029/2003JB002686.

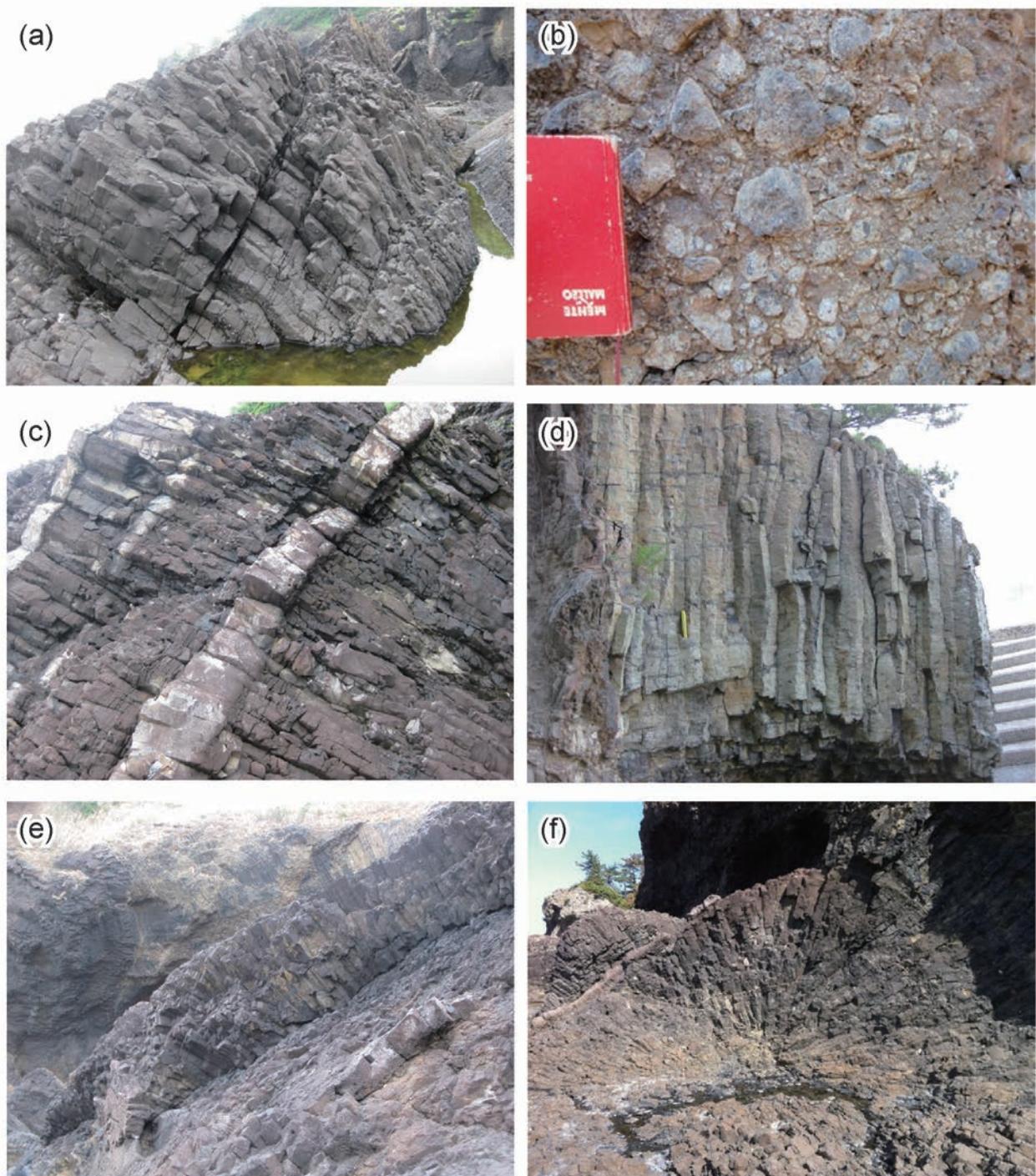
Walker, G. P. L., 1993, Basaltic-volcano systems, *In Magmatic Processes and Plate Tectonics* (Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B.W. and Neary, C. R. eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, no.76, 3-38.

山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎, 1980, 島根半島の中新統, *日本地質学会第 87 年総会年會見学旅行案内書*, 39p.

山内靖喜・大平寛人, 1998, 島根の自然をたずねて, *日曜の地学 25 - 陸に上がった海底火山-*, (「島根の自然」編集委員会編), 築地書館, 30-37.

山内淑人・中原恭憲・奥園誠之・笹尾春夫, 2002, 柱状節理を持つ崖面の切り取り工事における計測管理, *土と基礎*, **50**, no.6, 13-15.

(受付: 2014 年 10 月 27 日, 受理: 2014 年 12 月 22 日)



第16図 桂島～櫛島における安山岩溶岩と柱状節理. (a) 塊状の安山岩と柱状節理 (桂島西側), (b) 自破碎状の安山岩 (櫛島南側), (c) 安山岩中の縞状構造. 白色を呈して突出している (桂島南西部), (d) 鉛直方向に発達した柱状節理 (櫛島南東部), (e) 傾斜した柱状節理 (桂島西側), (f) 放射状の節理 (桂島北西部).