

# その昔, 富田城の立つ山は火道だった

鹿野和彦<sup>1)</sup>

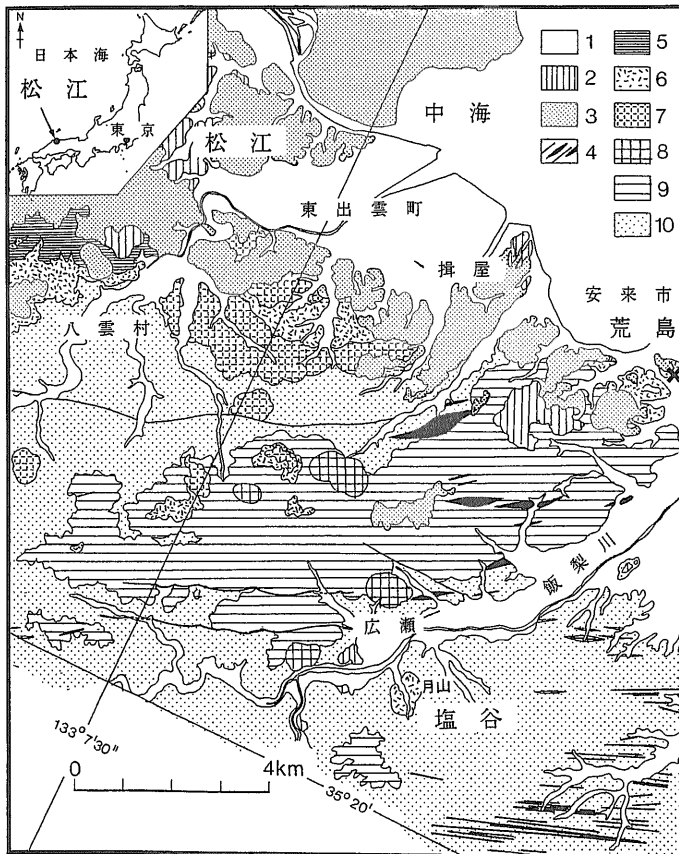
## 1. 話は富田城から始まる

中海に注ぐ飯梨川の河口から南に川を遡るに従って両側に山裾が迫ってくる。そのあたりに島根県能義郡広瀬町の中心地、広瀬があり、その東側を山裾に沿って流れる飯梨川の東岸の小高い丘陵から南東側の屹立した月山の頂上にかけて富田城は築かれている(第1図)。

富田城はその有利な地勢を背景に400年以上の

永きにわたって命脈を保った。その地勢を与えたのは古第三紀の花崗岩を貫く中期中新世初頭の火道である。

火道は地質学的に見てもまれにしか観察できない研究対象であり、それ自体あれこれ調べてみる価値がある。歴史的に有名な富田城の地勢に火道が一役かっているということであれば、富田城についても調べてみたくなろうというものである。



第1図

松江地域南東部の地質図。鹿野ほか(1994)から作成。月山とその上に立つ富田城は塩谷にある(第2図参照)。1=完新統, 2=更新統, 3=鮮新統-中部中新統(和久羅山安山岩, 松江層, 布志名層), 4=前期-中期中新世流紋岩貫入岩, 5=前期-中期中新世泥岩(久利層), 6=前期-中期中新世流紋岩火砕岩(久利層), 7=前期-中期中新世流紋岩溶岩(久利層), 8=前期-中期中新世安山岩貫入岩, 9=前期中新世安山岩-デイサイト溶岩火砕岩(波多層), 10=後期白亜紀-古第三紀火成岩類。

1) 地質調査所 地質部

キーワード: 溶結凝灰岩, 流動溶結凝灰岩, 流動塑性変形, 溶結, 火道充填堆積物, 漏斗型火道, 富田城, 月山

## 2. 富田城とその城下町の興亡

富田城の歴史については、長いわりにはまとまった文献が少ない。ましてや歴史に疎い者が読めるようなものはほとんどなかったのだが、数少ない文献や資料を集成して記述した郷土史家妹尾豊三郎さんの一連の本が最近復刊された。そこで、それらのうち、富田城の歴史に直接関係する二つの本「月山富田城考」「月山史談」の記述(妹尾, 1966, 1977)に基づいてその歴史を振り返ってみることにする。

富田城は、毛利氏と度々争って敗れた尼子氏の城として知られている。しかし、城主は度々交代しており、その中で最も長く城主にあったのが尼子氏である。伝聞では、平宗清あるいは藤原景清によって1100年代後半に築かれたとされているが、定かではない。

古文書で確認できる最初の城主は出雲隠岐守護として1185年に入城した佐々木氏である。この後、繰り返される戦乱の中で、塩治氏、後佐々木氏、山名氏、京極氏と次々と守護が交代したが、守護代を富田城において出雲を治めたことも少くない。

尼子氏は、最初、1392年に守護となった京極氏の守護代として富田城にいて出雲を治めたが、京極氏との諍いで放逐された。その後、1486年に、尼子経久が決起して出雲を平定し、富田城を拠点にその勢力を周辺にまで広げた。その天下は1566年に毛利元就に城を奪われるまで続く。尼子氏を滅ぼした毛利氏は関ヶ原の戦い(1600年)の後、萩に移封され、富田城は徳川方の堀尾氏のものとなった。しかし、堀尾氏は、手狭になった富田城を解体し、出雲の中心にあって交通の便が良い松江平野の小高い丘陵に城を築いて1611年にそこに移った。

尼子氏の時代は、ちょうど日本で製鉄が盛んになり始めた頃で、「尼子鍛冶」の名声は今に伝えられているように、溪谷の出口にあった富田城の地でも、上流の布部やその南の地からかんな流しで採取された砂鉄が運ばれて製鉄が盛んに行われたらしい。実際、1965年頃に、城と接する飯梨川の、富田橋から新宮橋下流にかけて河床の砂が洗い流されて、かつての製鉄炉とおぼしき遺跡がいくつか

見つかっている。

鉄は飯梨川を使って中海へ運ばれ、生活物資は中海から飯梨川を通して運ばれた。かくて交易で得た豊かな財力を背景に、尼子氏の治世は80年に及ぶ。富田城は整備され、周辺の町は隆盛を極めたといわれている。しかし、上流では砂鉄を取るために山が削られ、製鉄のために木が伐採され続け、これが仇となって洪水が多発し、町は衰退していった。堀尾氏が松江に移った後は、度々洪水に襲われて飯梨川が急に浅くなり、1666年の洪水で町が全滅した。その後、そのときに流路が変わった飯梨川の西側に現在の広瀬の市街が再建されたが、かつての繁栄は戻らなかった。

## 3. 富田城の地勢

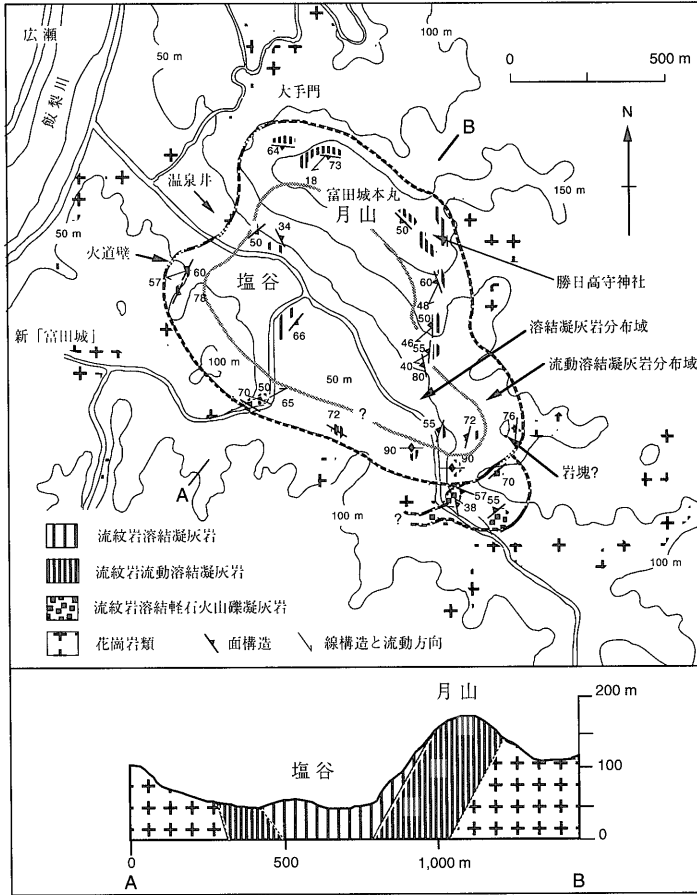
富田城は複郭式山城である。本丸は月山の、北西-南東方向に細長く伸びた、長さ200-300m、幅50m、標高170-180mのなだらかな頂部に立てられている(第2図)。

月山はかつて勝日山<sup>かつひ</sup>といわれていたらしい。その名は、月山の頂上の南東端にある勝日高守神社にちなむ。勝日高守神社は素戔鳴尊、稲田姫と大国主尊を祀っている。その名は出雲風土記にもでてくるので、歴史は古く、富田城はこれを避けて築かれている。

勝日山の名は飯梨川を挟んで西側の小高い山につけられている。現在の勝日山の山腹にある富田八幡宮は、かつて月山にあったが、築城に当たって現在の地に移されたとされている。勝日山の名もそのときに移されたらしい。富田という城の名は、おそらく、富田八幡宮の荘園であったこの地の名にちなむ。

さて、勝日高守神社の南側の斜面に沿って急な道を下ると塩谷川の上流に出る。月山の南東側は塩谷川に面する急斜面で、南側も塩谷川に合流する深い谷に面している。この谷の上流は月山に続く尾根となっているが、尾根の南東側は急峻な山へ続く。塩谷川と月山頂部との標高差は160mにも及ぶ。

月山の北側と北西側の斜面も上の方では急峻であるが、80mほど下った中程からなだらかになって丘陵地へと続く。大手門はこの北西斜面の変曲点



第2図 月山及び周辺地域の地質図。Kano et al. (1997)を一部改変。

付近に位置しており、富田城の外郭は、この大手門の外側、丘陵地へ続く斜面から丘陵地にかけて建てられている。

丘陵地の北東側は新宮の谷で、尼子氏を支えた新宮党の家臣団がここに居を構えていた。急峻な斜面に囲まれ、緩やかな斜面側に外郭と強固な家臣団を配した富田城の守りは相当に堅固であったに違いない。

#### 4. 月山を訪ねる

それでは、この山城の立つ月山はなぜ険しいのだろうか。

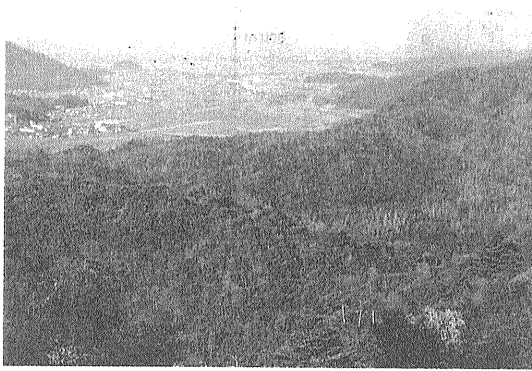
筆者は、地域地質研究報告「松江」地域の地質(5万分の1地質図幅)の調査研究のため、1993年にこの地を初めて訪れた。歴史に疎く、富田城のことも尼子氏のことほとんど知らなかったが、屹

立する月山はひときわ目立つ存在だった。

当然事前に月山の地質に関する文献も探したが、当時、月山とその周辺の地質についての詳しい記述はほとんどなく、唯一見つかったのが井上多津男さんの学会講演要旨(井上, 1985)だった。

著者の井上さんは、島根県立工業技術センターの資源担当の研究者で、月山に近い東出雲町に住んでおり、この周辺の地質をくまなく調べている方である。

この井上さんの講演要旨によると、月山とその周辺には花崗岩が広がり、これを流紋岩が、800m×600mのほぼ円形の輪郭をなして貫いている。流紋岩の流理は岩体の輪郭に調和的で、その中心部に向かって急傾斜している。岩体と流紋岩との接触部付近には、破碎された花崗岩の角礫岩があり、ところどころ流紋岩や安山岩の岩片をまじえている。岩体の南部には、安山岩質凝灰岩ないし凝灰



第3図 月山からの眺望。春霞をとおして遠くに中海が見える。1993年3月撮影。

角礫岩が流紋岩と花崗岩との間に分布しており、その中には、花崗岩起源の岩片と結晶片が含まれている。

このようなことから、井上さんは、かつてここに火道があり、そこを上昇して現在の位置に留まり固結したのがこの流紋岩であると結論づけている。すなわち、この流紋岩は地質学で言う岩頸 (volcanic neck) というわけである。緻密な流紋岩は母岩の花崗岩よりも風化に強く、浸食から取り残されて高い地形をなす。月山は流紋岩体の縁辺に位置しており、富田城の本丸は浸食から取り残されたその上に立っているということになる。

月山に登ってみた。さすがに急である。汗をかいてたどりついた頂上からの眺望は素晴らしく、飯梨川の先に中海も見える(第3図)。

富田城は、急な斜面をならし石垣を組んでその上に建てられている。

妹尾さんの「月山富田城考」によると、石垣を組んだ石は、ほとんどが月山の頂上付近に露出している石と同じだということである。特に何かを切り出した石ではなく、月山やその周辺に転がっている石(山石)を集めて石垣としたらしい。月山の南側や東側の沢沿いには、山石が多く転がっている。

勝日高守神社近くで石垣を観察してみた。その多くは、ガラス質で灰色を呈し、幅数mm以下のレンズ状ないし縞状の色の濃淡で表される流理に似た構造を示し、一見、流理の発達したガラス質流紋岩に見える。しかし、「流理」にそって薄く割れ、「流理」面には線構造も認められる。井上さんによれば富田城の石垣も流紋岩ということになるのだ

が、ここの石は片岩のようにも見えた。

## 5. 月山とその周辺の石を調べる

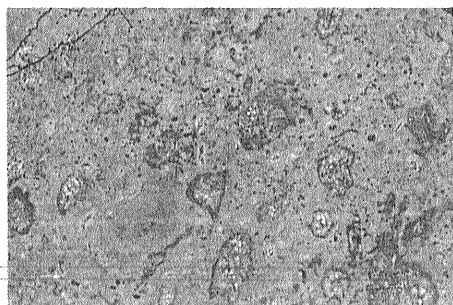
月山の南東麓の塩谷に、そこから町営の福利厚生施設「富田城」に至る道路がある。その道沿いに歩を進めると、まず入り口の南側に切り割りがある(第2図)。

そこに露出する石は、やけに固く、ハンマーを打ち下ろしても簡単には割れない。新鮮な破断面は灰色を呈し、緻密でガラス質である。なるほど流紋岩の様に見える。しかし、丁寧に観察すると、均質に見える基質の中に、レンズと径数mmの岩片が点在している(第4図)。これは流紋岩ではない。流紋岩の溶結凝灰岩(welded tuff)である。

その先の連続した露頭に行くと、灰色の濃淡で識別される厚さ0.1-1mm以下の流理が明瞭に見えるようになる。流理面は塩谷の方に向かって50°ないし90°傾斜し、ところどころで褶曲しており、ハンマーでたたくと流理面に沿って薄く剥がれる(第5図)。ここで観察できる岩石は、一見流紋岩のように見える。

その先には花崗岩がある。花崗岩との接触部は草木や土壌に覆われて良く見えないが、人目をはばかりつつも大胆にそれらを取り除くと、明瞭な境界が見えるはずである(第6図)。流理は境界とほぼ平行で、花崗岩は境界から幅20-30cmの範囲で圧碎されている。「流紋岩」は緩やかに波曲し、ところどころブーディン構造のソーセージのように見えるところがある(第7図)。よくよく見ると「ソーセージ」は圧碎された花崗岩の岩片である。その周りを丁寧に見ると、破砕された花崗岩の小さな破片が散在している。接触部から3-4m離れたところには厚さ数10cm、長さ数m以上の大きさの圧碎された花崗岩のスラブがある。このスラブは圧碎されているだけでなく少し変質しており、全体にセリサイトや黄鉄鉱、石英などが生じている。

「流紋岩」の褶曲は局所的で緩やかで閉じていない(第5図)なのでその流動方向はわからない。しかし、花崗岩の岩片の周囲では、岩片に沿って流理が折り畳まれるように褶曲しており、褶曲の形態から、岩片が花崗岩の壁から離れるように下向きに回転したことがうかがえる(第7図)。薄片を作って



1 cm

第4図 溶結凝灰岩の切断研磨面。軽石と岩片が点在する。試料番号：No.1-2 (山内)。塩谷から南へ分岐する道路の入り口の切り割り。

顕微鏡で観察すると、「流紋岩」の中に花崗岩や流紋岩、流紋岩溶結凝灰岩の岩片、長石や石英などの結晶片が点在しており、周囲の流理の褶曲形態からそれらも同じ方向に回転している様子がうかがえる(第10図)。線構造は流理面の走向に直交ないし斜交して数 $10^{\circ}$ 急傾斜しており、岩片や結晶片の回転方向とあわせて考えると、「流紋岩」が壁に沿って流下したことがわかる。

この岩石は溶結凝灰岩に漸移しており、その中に岩片や結晶片が点在している。これは普通の火山岩ではありえない。もし溶岩なら、花崗岩の壁に沿って流動するときに壁に熱を奪われて冷え、破碎されて角礫岩(流動角礫岩：flow breccia)が生じていてもよさそうなものである。貫入岩にしては異質物が多すぎるし、破片状の結晶が多い理由も説明できない。先ほどの石が溶結凝灰岩なら、これはガラスの溶結が進んで流動した流動溶結凝灰岩(rheomorphic welded tuff)といわれるものに違いない。

溶結凝灰岩は、均質に見える基質、そこに点在する結晶片や岩片、そしてレンズなどからなる(第4図)。全体に変質して微細な珪長質鉱物に置換されているが、レンズを置換する珪長質鉱物の方が粗く、しかも不透明鉱物に縁取られているので、レンズと基質とは明瞭に識別できる(第8図)。

レンズは、繊維状の構造を部分的に残している。また、面構造に平行な面上で観察すると、その端が、ところどころ、ぼろぎれが引きちぎられたようになっており、確かに、圧密された軽石(fiamme)の特徴をそなえている(第8図)。



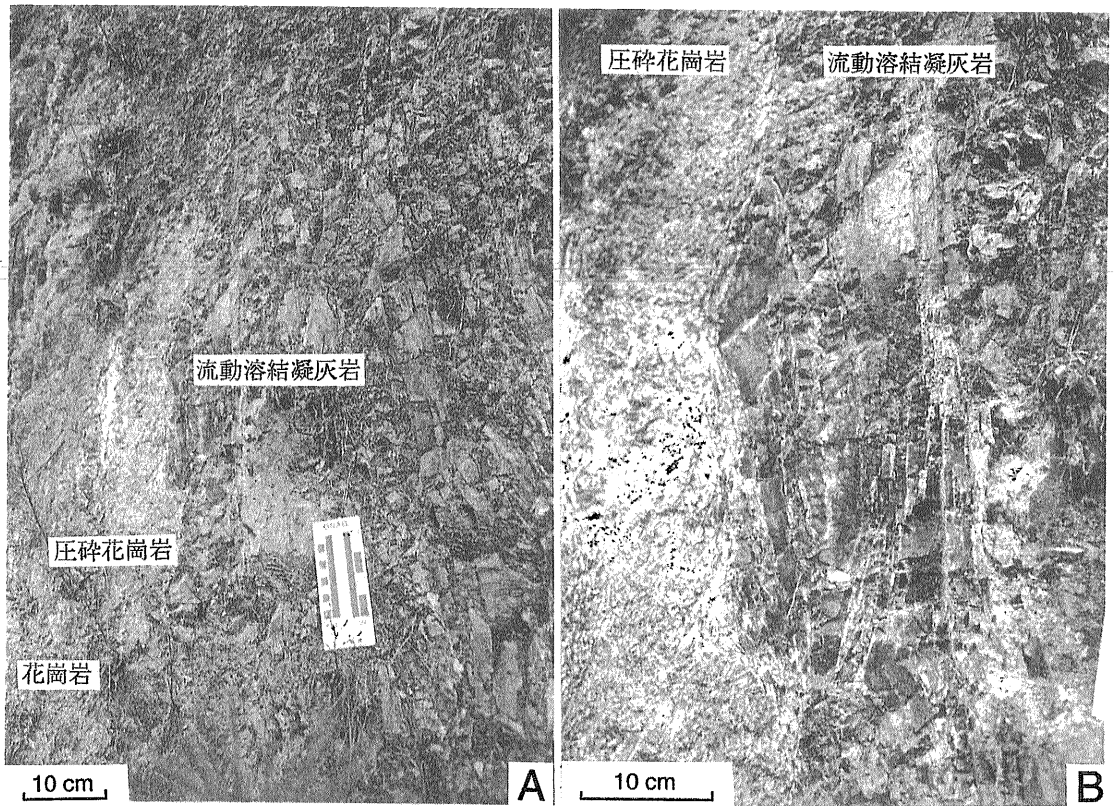
10 cm

第5図 流動溶結凝灰岩の褶曲。面構造が明瞭で、面に沿って片岩のように薄く割れる。塩谷から南へ分岐する道路の切り割り。1994年4月撮影。

基質は微細な珪長質鉱物からなり、ほとんど構造が見えない。それでも、丁寧に観察すると、不透明鉱物に囲まれ微細な珪長質鉱物からなる小さな領域が数多くあり、ところどころ、マグマの発泡によって生ずるガラス片(bubble wall shard)と形態も大きさもよく似たものも認められる(第9図)。これらは火山ガラス片の仮像に違いない。

このようなことから、この岩石は、もとは火山ガラス片や軽石からなる凝灰岩であったと考えることができる。しかも、軽石と思われるレンズは圧密され、切れ切れになったその端は、塑性変形しているので、構成する火山ガラスが圧密され、溶融して互いに膠着固結した溶結凝灰岩であろうと確信できる。

レンズの内部や基質には、直径が数 $10-100\mu\text{m}$ の球状ないし楕円体状の、石英の集合体(石英ポケット)が点在する(第8図・第9図)。強く溶結した凝灰岩では、しばしば粒子間の孔隙や二次発泡して生じた孔隙に石英や長石、ときに苦鉄質鉱物が



第6図 流動溶結凝灰岩と花崗岩との境界。(A) 左手の花崗岩に右手の、面構造が明瞭な流動溶結凝灰岩が接している。流動溶結凝灰岩に接する花崗岩は圧砕されている。(B) 両者の接触部の拡大写真。塩谷から南へ分岐する道路の切り割り。1994年4月撮影。

二次的に晶出することがある。石英ポケットは、その大きさと形態から考えて、そのような孔隙のように見える。溶結するときにガラスから分離した揮発成分が緻密なガラスとガラスとの間の孔隙に閉じこめられ、そして、そこに溶出した珪酸から石英が沈澱したに違いない。

流動溶結凝灰岩では、明らかに軽石や火山ガラス片といえるものない。

しかし、溶結凝灰岩と同様に、不透明鉱物に縁取られたレンズがたくさん認められる(第10図)。レンズは、厚さ0.1-0.4mm、長さ1mm-3cmあるいはそれ以上で、微細な珪長質鉱物からなり、その間に直径が数10 $\mu$ mないし2mmの球状ないし楕円体状の石英ポケットが点在している。

基質はより微細な珪長質鉱物からなり均質に見える微小領域と、レンズの伸びの方向にかなり薄く引き伸ばされた、厚さ数10 $\mu$ m、長さ数10 $\mu$ mないし数mmの石英ポケットとからなる。これらは、い

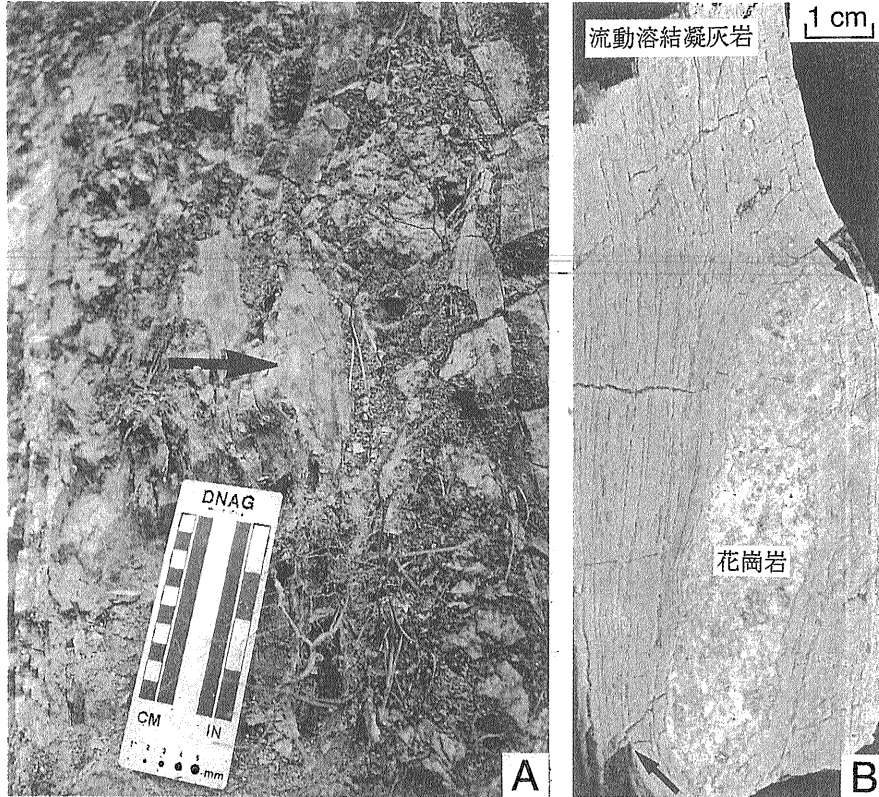
れも岩片や結晶片の周囲で湾曲または褶曲している。

大きさや構成物などの特徴から見て、レンズは軽石に、基質の微小領域は、おそらく、火山ガラス片と考えることができる。

石英ポケットは、溶結凝灰岩の場合と同様、粒子間の孔隙や二次発泡して生じた孔隙に石英が沈澱してできたものであろう。それらが、岩片や結晶片の周囲で湾曲または褶曲しているということは、この岩石が溶結流動しているときには孔隙を流体が充たしていたことを示している。

孔隙中に流体がなければ、ガラスの流動変形にもなって孔隙は潰されてしまう。石英は、破断されていないので、ガラスが固化した後に沈澱したはずである。

レンズが極端に引き伸ばされている場合は、基質の石英ポケットやレンズ内部の石英ポケットも、レンズの伸びの方向に著しく伸ばされており、レンズ



第7図 流動溶結凝灰岩に取り込まれた圧砕された花崗岩の岩片とその周りでの流動溶結凝灰岩の変形。(A) 面構造の発達した流動溶結凝灰岩は矢印のあたりでソーセージのように膨らんで見える。第6図の花崗岩との接触面から数10cm離れたところにある。花崗岩の壁は左手にある。1994年4月撮影。(B) 膨らみの切断研磨面。流動溶結凝灰岩に圧砕された花崗岩の岩片が取り込まれている。膨らんでいたのはこのためである。流動溶結凝灰岩の流理面の変形から花崗岩の岩片は矢印の方向に回転したと考えられる。花崗岩の壁は左手にある。

内部では隣り合う石英ポケットがところどころつながっている。また、そのような場合、径数 $100\mu\text{m}$ もの大きな石英ポケットが生じている。このことは、流動変形が進むにつれて隣り合う孔隙の流体が移動、合体し、成長したことを物語っている。

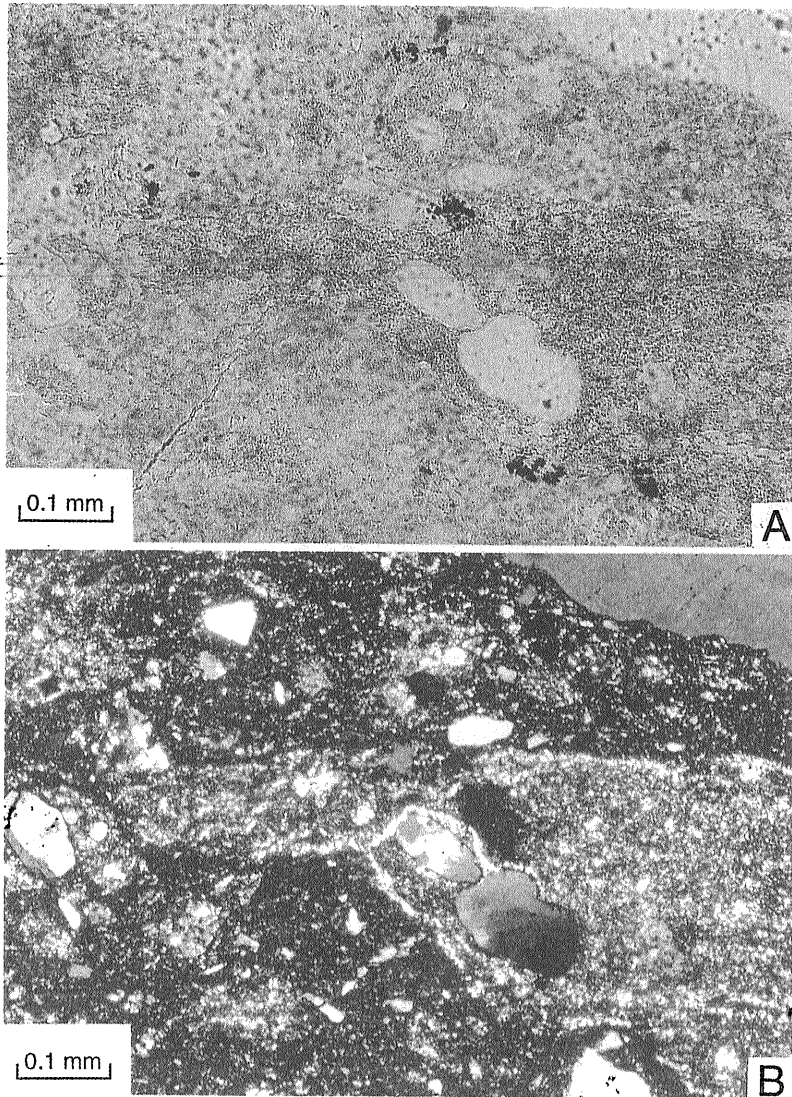
## 6. 溶結凝灰岩の分布と内部構造を追いかける

さて、新「富田城」への道から周囲へと調査を進めるとどうなるか。月山とその周辺は草木が生い茂り露頭はなかなか見つからない。月山も城へと続く道以外なく、歩いて調べるのは大変である。それでも、急な登りとなっている道には点々と露岩がある。

同僚の松浦浩久さんと島根大学の山内靖喜さんの助けも借りて苦労して調べて歩いた結果、井上多津男さんのいうように、「流紋岩」は、閉じた外形

をなして、花崗岩中に分布していることがわかった。その形は、ちょうどピーマンを縦に切ったときの断面に近い。へたを北西方向に、先を南東方向に向けており、この北西-南東方向の長軸の長さはおおよそ $1,100\text{m}$ 、これに直交する短軸の長さはおおよそ $900\text{m}$ ある(第2図)。

流動溶結凝灰岩は花崗岩との境界に沿って分布しており、その内側に溶結凝灰岩が分布している。溶結によって引き延ばされたレンズなどがなす面構造はこの岩体の外形に調和的である。花崗岩との接触部では接触面と面構造とがほぼ平行し、内側に $90^\circ$ 近くまで傾斜している。流動溶結凝灰岩に見られる線構造の多くも走向にほぼ直交し、内側に $40-60^\circ$ 急傾斜している。面構造は内部でも外形にほぼ平行な走向を示すが、内側に向かうにつれて傾斜は $30^\circ$ 近くまで緩くなる。このような内



第8図 溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真。塩谷から南へ分岐する道路の切り割りで採取。試料番号：m138B(鹿野)。(A) 周囲よりも暗く左側に向かって先細りしてレンズ状に見える部分には軽石の繊維状の構造とちぎれた布の切れ端のような端がかすかに認められる。このレンズは軽石がつぶれたものであろう。その中の透明な部分は石英に充填された孔隙(石英ポケット)。繊維状の組織をなす孔隙よりも極めて大きいので二次的にできたと考えられる。平行ニコルで撮影。(B)レンズは微細な珩長質鉱物によって置換されている。周囲の基質も珩長質鉱物によって置換されているが、軽石を置換する珩長質鉱物よりもさらに微細なため、ここでは暗く見える。右上隅の格子模様が見えるのはカリ長石、左端中程明るく写っている部分は斜長石。いずれもレンズ中の斑晶よりも大きく破片状なので、花崗岩に由来すると考えられる。直交ニコルで撮影。

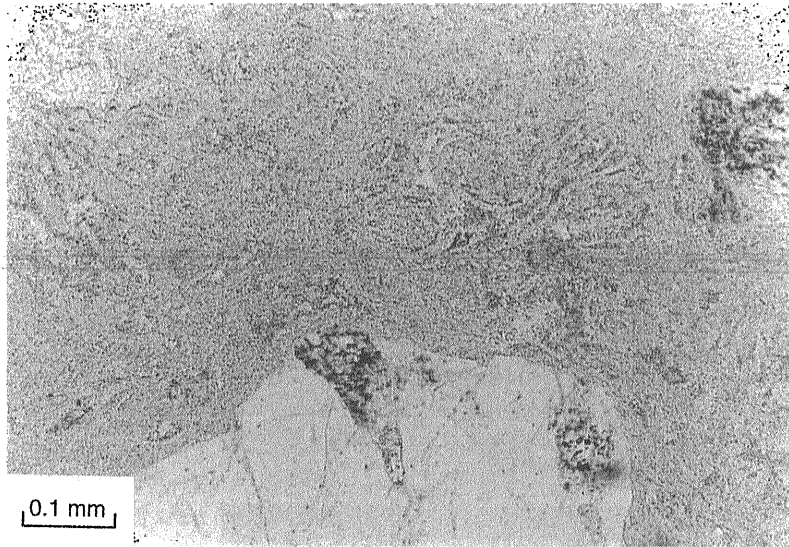
部構造は、この岩体が漏斗のような形態をなしていることを示唆している(第2図断面図)。

岩体の南東部にはこれと似た形態をなす溶結軽石火山礫凝灰岩の小さな岩体がある(第2図)。岩質は似ているが、軽石火山礫に富む。また、軽石や基質に径数cm以下の不規則な形状をした孔隙

が軽石や基質にかかわりなく点在しており、その中には水晶や黄鉄鉱が晶出している。溶結凝灰岩と同様に全体に変質して珩長質鉱物に置換されているが、孔隙やその中の二次鉱物は、それらの産状や形態から、熱水起源と考えられる。

月山には「金石を産す」という言い伝えがある。





第9図 溶結凝灰岩の基質の偏光顕微鏡写真。平行ニコルで撮影。不透明鉱物で縁取られた破片状で均質に見える部分がところどころにある。これらは発泡によって生じた火山ガラス片の仮像と思われる。下端に写っているのは割れ目の入っている石英の破片。これも軽石中の斑晶よりも大きく破片状なので、花崗岩に由来すると考えられる。塩谷南東の道路沿いで採取。試料番号：M113(松浦)。

金石とは金鉱石のことらしい。月山の中腹(場所は定かではない)にある穴は金鉱石を試し掘りした跡だと言われている。「金石」は、それが金鉱石かどうかは疑わしいが、熱水変質がもたらした硫化鉱があることは確かである。

溶結軽石火山礫凝灰岩の小さな岩体は花崗岩に囲まれており、接触部付近の花崗岩はやはり圧碎されて、ところどころに、この岩体の岩石をまじえている。北西部では先の流動溶結凝灰岩と接する。両者の間に露頭はなく、直接の関係は観察できない。しかし、岩質は異なり、面構造も互いに不調和で、その面構造と輪郭から、溶結凝灰岩とは別個の小さな漏斗状の岩体をなしていると判断される。井上多津男さんが安山岩火砕岩としたのはこの岩体のことらしい。

## 7. 花崗岩の中の火砕岩

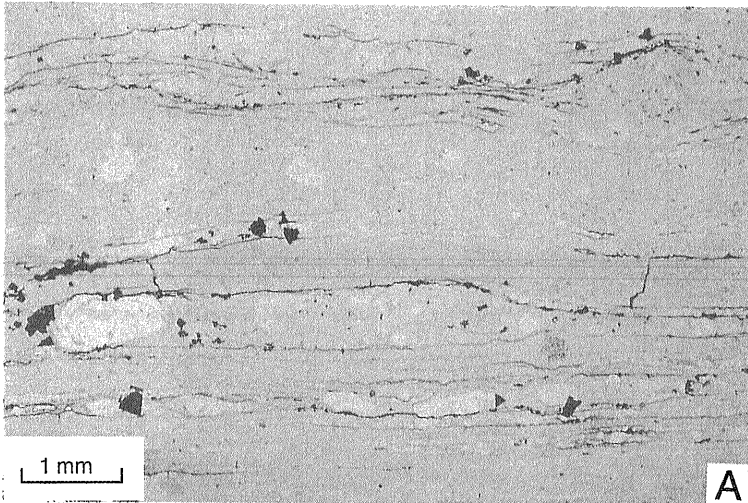
時間はかかったが、調べてみると、月山やその周辺に分布している岩石は流紋岩ではなく溶結凝灰岩であった。流紋岩なら環状をなして花崗岩を貫いていても不思議ではない。しかし、なぜ凝灰岩が花崗岩の中に漏斗状に分布しているのか、なぜ花

崗岩に沿って凝灰岩が流動しているのか。

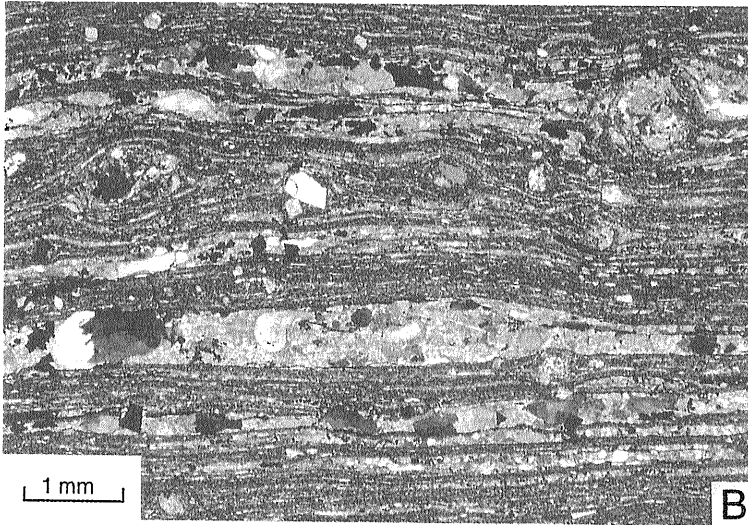
答えの一つは、花崗岩の中に漏斗状の凹地があってそこに凝灰岩が堆積して溶結した。あるいは流動性のある粒子が次から次と堆積面に溶結しながら凹地に堆積流動し固化したというものである。

しかし、漏斗状の深い凹地の起源がわからない。この岩体を縁取る断層はないので、まず、陥没説は考えなくてよさそうである。それでは、はたして浸食によってこのような深い凹地ができるものであろうか。月山の周辺には花崗岩の上に中新世の溶岩や火砕岩が重なっている(第1図)。浸食面であろうと思われるそれらの基底を探してもこのように深く広い凹地は見つからない。仮に浸食によってできた凹地であるとして、その表面には土壌や草木、あるいは岩屑などがあるはずであるが、そのようなものはないし、溶結凝灰岩の中にも取り込まれていない。それにこの岩体が凹地を埋めるようにして堆積したというのであれば、同じ溶結凝灰岩が周囲にも分布していて、そこから凹地に向かって流動するはずで、そのときには周囲の土壌や草木、あるいは岩屑などを取り込みつつ流動して角礫化しても良い。

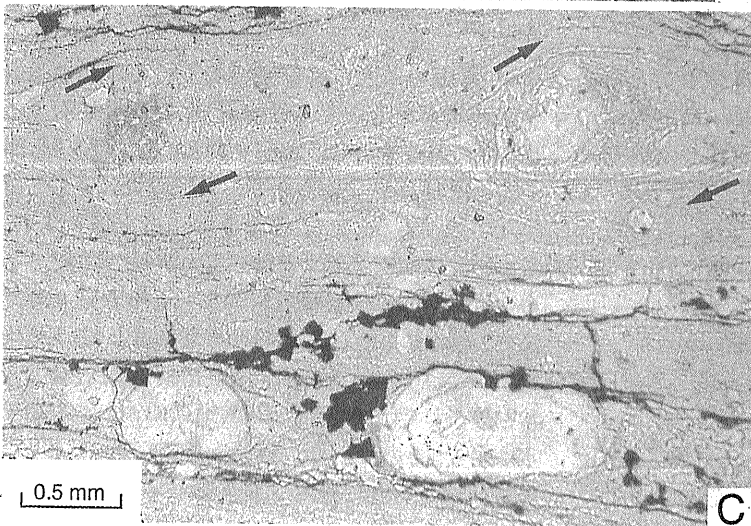
このように考えてくると、凝灰岩がもともとあった



A



B



C

第10図

流動溶結凝灰岩の偏光顕微鏡写真。塩谷から南へ分岐する道路の切り割りで採取。試料番号：m138A(鹿野)。(A) 不透明鉱物で縁取られたレンズと濃淡の縞がかすかにみえる基質。レンズの中には石英ポケットが点在する。基質の中の透明で破片状の部分は、石英、長石の破片、または珩長質鉱物に置換されたガラス質岩片である。基質の中にも、不規則でなめらかな外形をしたレンズ状の透明な部分がレンズの伸長方向に平行に点在している。平行ニコルで撮影。(B) レンズは微細な珩長質鉱物によって置換されている。周囲の基質も珩長質鉱物によって置換されているが、軽石を置換する珩長質鉱物よりもさらに微細なため、ここでは暗く見える。左上隅近くに珩長質鉱物に置換されたガラス質岩片が、また、左端中程に黒色にみえる石英片があり、それらの周りで流理が変形している。上の写真でレンズや基質の楕円ないし不規則でなめらかな外形をしたレンズ状の透明な部分はここでは灰ないし黒色を呈した単一またはいくつかの領域からなっており、それらが石英に充填されていることがうかがえる。直交ニコルで撮影。(C) 上二つの写真の左下半分からそのさらに左手にかけてのクローズアップ。写真の右上の石英片と左上の珩長質鉱物に置換されたガラス質岩片の周囲で流理が変形している。石英片または岩片の左下から右上に向かって突き出るように変形していることから岩片が矢印の方向に回転したことがうかがえる。流理に沿って石英に充填された極めて薄いレンズ状の透明な部分(石英ポケット)も変形している。下半分の、不透明鉱物に囲まれたレンズには同じく石英に充填された大きな円ないし楕円形の石英ポケットが明瞭に見える。平行ニコルで撮影。

凹地を埋めて堆積したという説はかなりあやしいことになる。

もう一つの考え方は、火道を火山灰や軽石が埋めて溶結し、もっとも溶結が進んだ部分が流動化して、全体が下方に沈んだというものである。

マグマが発泡して急激に爆発的に膨張するときマグマはちぎれて軽石や火山ガラス片となり、膨張するガスとともに高速で火道を上昇し噴出する。このとき、軽石や火山ガラス片などの火砕物とガスとの混合物からなる流れの圧力と火道の周りの岩石にかかる封圧との差は、流れが上昇するにつれて大きくなるので、その差圧によって火道の上部ほど壁が破壊されて、そこから削剥された岩片が火砕物やガスとともに放出される。したがって、火道は出口に近づくほど広がって漏斗状になる(Wilson *et al.*, 1980; Macedonio *et al.*, 1994)。火道がこのような形状であろうことは早くから予想されており、荒牧(1969, 1983)は、日本のカルデラの火道の多くも漏斗型であると主張している。北海道の濁川カルデラはその例である(安藤, 1993)。

溶結凝灰岩岩体の形状が漏斗状で、これに接する花崗岩の壁が圧碎されている。しかも、壁をなす花崗岩の大小の岩片が溶結凝灰岩に取り込まれている。こうしてみると漏斗状の火道を軽石や火山ガラス片が埋めて溶結し、溶結が進んだ部分が流動化して、全体が下方に沈んだという説はもっともらしく見える。

漏斗型火道を溶結凝灰岩が埋めている例は、槍ヶ岳西方の水鉛谷給源火道(原山ほか, 1990; 1991)、上高地丹生川村平湯川西岸の貝塩給源火道(原山ほか, 1990)など国内でも幾つか知られてはいるが詳しくは調べられていない。Reedman *et al.* (1987)は、火道を埋める溶結凝灰岩は火砕噴火の最中に火砕物が火道の壁に付着してできたと主張している。しかし、火砕噴火の最中は火道を上昇する火砕物とガスの混合流体の圧力が火道にかかる静水圧よりも大きいので、火道が削剥されることはあっても火砕物が火道に付着することはない。噴火が弱まったときに火道に付着するというものも考えられないわけではないが、流動溶結凝灰岩の内側にある大量の溶結凝灰岩がどのようにしてできたのかこれでは説明できない。珪長質マグマの火砕噴火が、マグマ溜まりの圧力がある値を超えたとき

に突然起こり、それよりも圧力が下がると突然に止む(Wood and Koyaguchi, 1994)ということ考えると、噴火が弱まって火道に火砕物が付着し始めてもなお大量の火砕物が噴出し続けていることはありえない。火砕物が火道に付着するとしたら、それは噴火がおさまって火道に落下してきたときであろう。

## 8. 火道の中の溶結

それにしても、壁に近いほど溶結が進み流動化していて、しかも、壁と流動化した溶結凝灰岩との間に流動角礫岩がないのは不思議である。

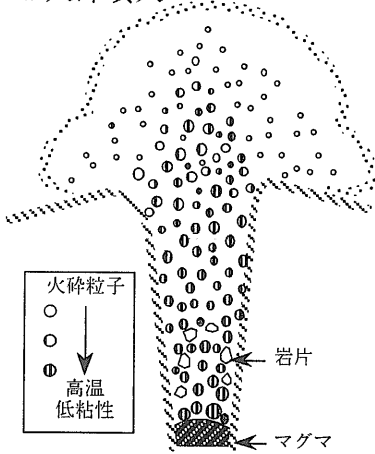
これについては、1929年の北海道駒ヶ岳の噴火が参考になる。

1929年の駒ヶ岳の噴火では、火口原に新たに開いた火口から安山岩の軽石火山礫や火山ガラス火山灰が大量に噴出し、周囲に火砕流をもたらした。火口の周りにも軽石火山礫や火山ガラス火山灰が大量に堆積したはずであるが、噴火がおさまった10日後に火口を観察した記録によれば、火口とその周辺の凹地を埋めたこれらの火砕物は溶結し、火口を取り囲むように割れ目が環状に生じていた(勝井ほか, 1975)。期待されたような火砕丘はなかったのである。

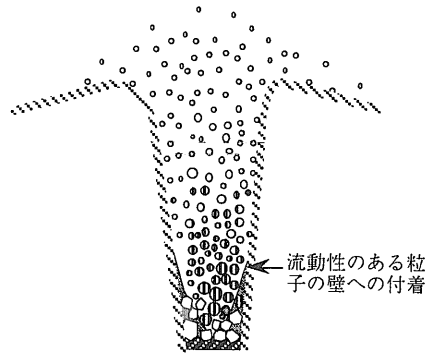
このことは、火口を埋めた火砕物が溶結して火道の下方に向かって沈降したことを物語っている。そのために環状の割れ目も生じたのである(Katsui and Komuro, 1984)。火道がどれだけ下まで続くのかはわからないが、そこをいっぱいに充たしたのであれば、火砕物は相当に厚いので、下の方の火砕物には相当な荷重がかかる。しかも当時の噴出物の温度は800℃と安山岩のガラス転移温度よりも高温だったので、溶結はかなり早く進行したらしい。一方、大気と混合しながら駒ヶ岳の周辺へ落下した火砕流堆積物はせいぜい数mの厚さしかなく、急速に冷やされて溶結するに至っていない。

この一連の過程を少し詳しく考えてみよう(第11図)。火道から噴出した火砕物は周囲の流体を取り込むにつれて冷やされるので、上に上昇した物ほど温度は下がる。一方、火道の中にまだとどまっていた火砕物は、噴火が止まると同時に、ほとんどものマグマに近い温度を保ったまま火道を落

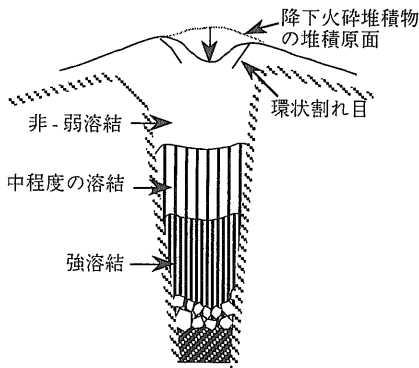
A. 火砕噴火



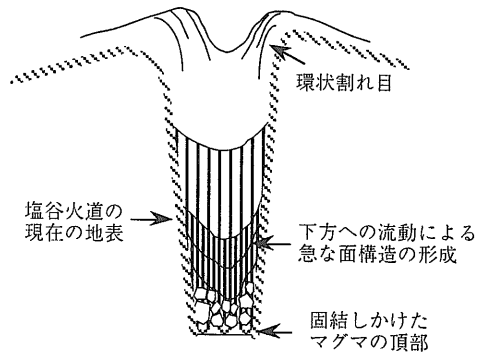
B. 火砕物の火道への降下



C. 火道を埋積した火砕物の溶結



D. マグマ頂部の下降と溶結凝灰岩の下方への移動



第11図 火道を埋めた火砕物の溶結と流動変形過程. Kano et al. (1997)を改変.

下して堆積する。また、火道の下の方にはまだ下がりがきいていないマグマがあって、その熱で火砕物も火道も暖められる。加えて、マグマから放出される火山ガスが火山ガラスに浸透すれば、そのガラス転移温度と粘性係数を下げる(鈴木, 1970; Taniguchi, 1981)。かくして、火道の下の方ほど、火砕物の溶結は進み、孔隙がつぶれて全体が沈下することになる。溶結は圧力や温度、水蒸気圧が高いほど進む(鈴木, 1970; 河野・大島, 1971)。

しかし、圧密だけでは、面構造が急傾斜することはない。それには、火砕物と接しているであろうマグマの先端が下がる必要がある。マグマの先端が下があれば、溶結が著しく進んだ凝灰岩も更に下へ流動する。同じ深さで比べた場合、壁に近いところは熱が壁の外へと拡散して温度が低下し粘性が

高くなるので、中心部ほど下へ垂れ下がり、面構造は急傾斜することになる。一方、火道の上部ではそれほど溶結が進まないの、同じ深さの所で見た場合、壁側に流動した溶結凝灰岩が、内側に溶結の程度が低い凝灰岩があることになる。火口に近いところでは、沈降にともなって下方に引っ張られ、環状の割れ目ができるはずである。

アラスカ半島Katmai火山群のNovarupta火山でも、噴火の直後に火道を充たした火砕物が沈下し、環状の割れ目が形成されている(Hildreth, 1987)。これも火道の中で火砕物が溶結したためと考えられている(Eichelberger et al., 1990)。

しかし、このような溶結現象はどこでも起こるわけではない。北海道の濁川カルデラの場合、火道を埋めた堆積物は、そこから噴出した火砕物に火

道の壁をなす岩石の碎屑物が大量に混合しており、圧密が進んではいるが溶結はしていない(安藤, 1993). これは火碎物の熱が火道壁に由来する碎屑物に散逸してその温度が急速に低下したためではないかと考えられる.

## 9. 噴出物の行方

以上のような調査結果と考察に基づいて、筆者は松浦浩久さん、山内靖喜さんとともに、月山付近に火道を認め、これを塩谷火道と呼んだ(Kano *et al.*, 1997). 月山といえたいがい山形県にある月山火山を思い浮かべてしまう。これと混同されないう、月山の麓にある集落の名を取って、ここでは塩谷火道と名付けたのである。

塩谷火道に隣接する溶結軽石火山礫凝灰岩は、その産状から、規模こそ小さいけれども、塩谷火道とほぼ重なる位置に火道があったことを示唆している。また、塩谷火道を埋める溶結凝灰岩にはそれに良く似た溶結凝灰岩の岩片がわずかながら含まれており、火道を埋めた溶結凝灰岩が次の噴火で破碎され取り込まれたのではないと思われる。おそらくこの塩谷からは、繰り返し火碎噴火が起こったに違いない。

その噴出量はどのぐらいだったのか、火碎物の噴出量と火口の直径との間には相関があるので、火口の直径さえわかれば経験的に噴出量を推定することはできる(佐藤, 1995; 佐藤・谷口, 1996). カルデラの場合は、火碎物の噴出量とカルデラの面積との間に相関があるので、それを使えばよい(Smith, 1979).

それでは塩谷火道の火口の直径はどのぐらいあったのか。現在の塩谷火道の地表面は火道が削剥された結果露出した火道のどこかにあたるが、火口からの深さはわからない。しかし、周辺に分布するほぼ同時期の流紋岩溶岩火砕岩(久利層)の上面を当時の地表面とすると、少なくとも現在の地表面から200-300m上に火口があったことになる。そこで、現在の地表面における火道の直径を1km、火道の壁の傾斜を60°として外挿すると、火口の直径は1.1-1.2km程度になる。また、火口の内側の斜面が砂礫の安息角に近い角度30°であったとすれば、2km程度になる。おそらく、火口の直径はこの

間のどこかの値をとっていたはずである。

そこで、火口の直径を1-2km程度とし、単純に1回の噴火で塩谷火道の火口が形成されたと考えることにする。塩谷火道からの噴火は一回とは限らないし、火口直径もおそらく2kmよりも小さい。こうして見積もられる塩谷火道からの噴出量は最大値かそれに近く、1-2.5km<sup>3</sup>になる(第12図)。塩谷火道から噴出し周辺に堆積した火碎物の平均の厚さを10-100mとすると、火口を中心に2-9km四方に噴出物が分布することになる。

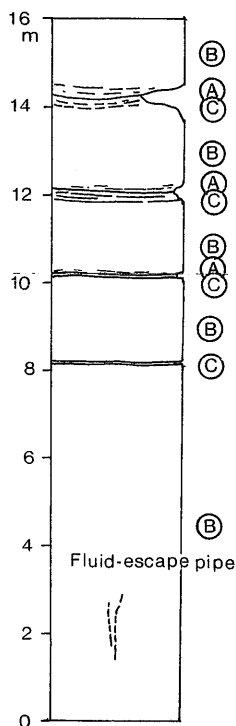
それにしても、これだけの量の火碎物はどこへいつってしまったのであろうか。

火道の近くで噴出物を探してみた。広瀬町から飯梨川を下り、中海へと注ぐあたり、塩谷からはおよそ6km離れた荒島に荒島石と呼ばれ、石材に利用されている凝灰岩がある(第2図)。この荒島石は新鮮で、塩谷火道を埋めている溶結凝灰岩とは一見異なるようにみえる。しかし、この点を除けば、塩谷火道を埋めている溶結凝灰岩と構成物の種類と大きさ、量が似ているのである。中に含まれているジルコンのフィッシュトラック年代を測ってみると、15.3±0.9Maである。この値は、塩谷火道を埋める溶結凝灰岩のジルコンのフィッシュトラック年代14.8±0.9Maの値に極めて近い(鹿野ほか, 1984)。

このように、年代も構成物も似かよったものはこの周辺ではほかにないので、おそらく、これが塩谷火道から噴出したものであろう。その可能性は高い。

荒島凝灰岩は厚さ2-20mのいくつかのフローユニットからなる重力流堆積物である(第13図)。それぞれのフローユニットの基底は逆級化した粗粒凝灰岩、主部は塊状軽石火山礫凝灰岩ないし正常級化した軽石火山礫を含む粗粒凝灰岩で、最上部の平行層理ないし低角度の斜交層理が発達した凝灰岩層に移化する。最上部の凝灰岩層はフローユニット全体の10分の1程度の厚さで、陸上の場合(Fisher, 1979)とあまりかわらない。主部にまれに周囲よりも粗粒な粒子がパイプ状に集まっている構造が認められることがある。これは流体が抜けたときにできる構造と考えられる。しかし、抜けた流体がガスであったというには粒子の分級が十分ではなく、ほかに荒島凝灰岩が高温で定置した証拠

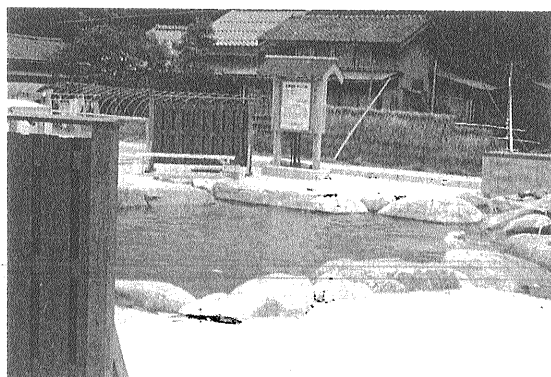




第13図 荒島凝灰岩の柱状図。露頭の位置は第1図の×印。A=逆級化した粗粒凝灰岩、B=塊状軽石火山礫凝灰岩ないし正常級化し軽石火山礫を含む粗粒凝灰岩、C=平行層理ないし低角度の斜交層理が発達した凝灰岩。

砕粒子は、水中へ沈み、その多くは混濁流 (turbidity current) となって水底に広がる。

噴火が止むと火道上にある火砕粒子は水と混合しながら落下して火道を埋積し始める。火道にとどまっていた火砕物は水と混合することなくマグマに近い温度を保ったままいち早く火道の奥深くへと逆戻りして堆積し、間もなく水と火砕物との混合物に覆われる。水と火砕物との混合物の中では、熱せられた水が水蒸気となり、浅ければ、ときに水蒸気爆発を起こしながら上方に抜ける。一方、水と火砕物との混合物とその下の高温の火砕物との間では、水が熱せられて水蒸気が発生するが荷重によって水蒸気爆発はおさえられ、むしろ水蒸気が膜となって火道の上からの水の進入を防ぐと予想される。したがって、このような状況下では、火道の奥深い所で火砕物が溶結することは十分可能であろう。塩谷火道が海底にあったとしても火砕物が火道に逆戻りして、そこを埋めて溶結することはありえない話ではない。



第14図 広瀬温泉「月山の湯」の露天風呂。無料だが、目隠しがほとんどないので裸で入るには勇気がある。1994年9月撮影。

## 11. 再び月山に立つ

月山を構成する岩石は流紋岩溶結凝灰岩で、その昔、ここが火道だったことを示している。そこから噴出した火砕物は、海水と混合しながら中海あたりまで広がった。月山に立つ富田城の栄光はこの火砕物の流れのように月山からあまねく周辺に及んだのである。

月山から見ると周囲の花崗岩の中には幅数m-数10mの流紋岩岩脈が東北東-西南西方向に多数並んでいる(第1図)。そのジルコンのフィッシュトラック年代は月山を構成する流紋岩溶結凝灰岩や荒島凝灰岩とほぼ同じである(鹿野ほか、1994)。その頃、この地域では流紋岩マグマが次々と地下から上昇して噴出していたに違いない。塩谷火道はそのような岩脈のひとつから始まった火砕噴火によって生じたのであろう。

東北東-西南西方向に平行に走る流紋岩平行岩脈群は、その当時、地殻が北北西-南南東方向に引っ張られていたことを示唆している。その当時とは、日本海が拡大して日本列島が太平洋側に向かっている最中のことである。月山の周辺も引っ張られてできた割れ目に沿って沈降していたはずである。同じ頃にすぐ近くに堆積していた久利層に浅海ないし半深海の有孔虫化石が見つかるのはそのためにも違いない。月山に立ちながらこんなことも考えた。

## 12. 月山の湯に入る

月山を塩谷に向かって下りると、塩谷の集落の近くに温泉がある(第2図)。この温泉は、1993年3月に訪れたときはなく、1994年9月にこの地を訪れたときには出現していた(第14図)。ボーリングを掘って温泉を当てたのである。パイプを通して湧き出るお湯は一般の人が自宅に運べるようになっている。その側には、広瀬温泉「月山の湯」という案内板が立っており、板扉で囲った小さな露天の風呂がある。湯温43℃でちょうどよい湯加減である。無料で入浴できる。

この話の発端となった5万分の1地質図幅「松江」の研究報告書はすでに出版されていた。火道についての話も見えてきた頃である。秋の青空を仰ぎながら入る温泉は心地よく、遠い昔の月山と富田城の物語も忘れて汗を流した。

### 引用文献

荒牧重雄(1969): カルデラに関するいくつかの問題。火山, 14, 55-76。  
 荒牧重雄(1983): 日本のカルデラの成因に関するいくつかの問題。鉱山地質特別号, 11, 139-154。  
 安藤重幸(1993): ボーリング結果からみた濁川カルデラの構造。地球, 5(2), 116-121。  
 Cole, R.B. and DeCelles, P.G. (1991): Subaerial to submarine transitions in early Miocene pyroclastic flow deposits. Geol. Soc. Am. Bull., 103, 221-235。  
 Eichelberger, J.C., Ballard, S., Carrigan, C.R., Goodliffe, A., Hildreth, W., Iwatsubo, E., Kasameyer, P.W., Kieth, T.E.C., Kienle, J., Papike, J.J., Pollard, D.D., Stone, D.B., Wallmann, P.C., Ward, P.L., Wilt, M. and Yount, M.E. (1990): Geophysics at Katmai: Geophysical expedition to Novarupta volcano, Katmai National Park, Alaska. EOS, 71, 733-735。  
 Fisher, R.V. (1979): Models of pyroclastic surges and pyroclastic flows. J. Volcanol. Geotherm. Res., 6, 305-318。  
 Fisher, R.S. (1984): Submarine volcanoclastic rocks. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Editors), Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 16, 5-27。  
 原山 智(1990): 上高地地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175p。  
 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤啓生・滝沢文教(1991): 槍ヶ岳地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 190p。  
 Heiken, G. and Wohletz, K.H. (1985): Volcanic Ash. Univ California Press, Berkeley, CA, 246p。  
 Hildreth, W. (1987): New perspective on the eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. Bull. Volcanol., 49, 680-693  
 妹尾豊三郎(編著)(1966): 月山富田城跡考。戦国ロマン広瀬町シ

ーズ2, 1996年復刻版, ハーベスト出版, 135p。  
 妹尾豊三郎(編著)(1977): 月山史談。戦国ロマン広瀬町シリーズ10, 1996年復刻版, ハーベスト出版, 225p。  
 井上多津男(1985): 火山噴出源としての、島根県東部月山の地質。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.295。  
 Kano, K., Matsuura, H. and Yamauchi, S. (1997): Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit, Shiotani, southeast of Matsue, SW Japan. Bull. Volcanol., 59, 125-135。  
 Kano, K., Yamamoto, T. and Ono K. (1996): Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima Island, Kagoshima Bay, SW Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 71, 187-206  
 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋(1994): 松江地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p。  
 Katsui, Y. and Komuro, H. (1984): Formation of fractures in Komagatake Volcano, Hokkaido. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. C, 21, 183-195。  
 勝井義男・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄(1975): 駒ヶ岳(火山地質・噴火史・活動の現況及び防災対策)。北海道における火山に関する研究報告書, 第4編, 北海道庁, 194p。  
 河野芳輝・大島恭麿(1971): 火砕流堆積物の溶結過程に関する数値実験。火山, 16, 1-14。  
 Kokelaar, B.P. (1986): Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., 48, 275-289。  
 Macedonio, G., Dobran, F. and Neri, A. (1994): Erosion process in volcanic conduits and application to the AD 79 eruption of Vesuvius. Earth Planet. Sci. Lett., 121, 137-152。  
 Reedman, A.J., Park, K.H., Merriman, R.J. and Kim, S.E. (1987): Welded tuff infilling a volcanic conduit at Weolseong, Republic of Korea. Bull. Volcanol., 49, 541-546。  
 佐藤博明(1995): マグマ-水蒸気爆発の多様性: 火口サイズと噴出物量の関係から。文部省科学研究費補助金重点領域研究「蒸気爆発の動力学」ニュースレター, 3(1), 14-15。  
 佐藤博明・谷口宏充(1995): 火口直径と噴出物量からみたマグマ爆発とマグマ水蒸気爆発の噴火エネルギーの分配。日本火山学会講演予稿集, 1996年度秋季大会, p.55  
 Smith, R.L. (1979): Ash-flow magmatism. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 180, 5-27。  
 Sparks, R.S.J. (1986): The dimensions and dynamics of volcanic eruption column. Bull. Volcanol., 48, 3-15。  
 鈴木建夫(1970): 溶結凝灰岩の軸圧焼結実験。火山, 15, 75-86。  
 Taniguchi, H. (1981): Effect of water on the glass transformation temperature of rhyolitic rock melt. J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., 76: 49-57。  
 Wilson, L., Sparks, R.S. and Walker, G.P.L. (1980): Explosive volcanic eruptions - IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. Geophys. J. R. Astr. Soc., 6, 117-148。  
 Woods, A.W. (1988): The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. Bull. Volcanol., 50: 169-193。  
 Woods, A.W. and Koyaguchi, T. (1994): Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. Nature, 370, 641-644  
 KANO Kazuhiko (1998): The mountain, on which Toda castle stands, was an eruption conduit.

< 受付: 1998年1月16日 >