風穴の成因について

——過去における低温気候起源説に対する反論——

江 川 良 武* 堀 伸 三 郎**
坂 山 利 彦**

On the Cause of the Subsurface Cold Air Circulation at Debris Accumulated Slopes

Yoshitake EGAWA Shinzabro HORI and Toshihiko SAKAYAMA

Abstract

Even in summer, the cold air, lower than average annual temperature by 10°C, is exhausted from underground through spaces within debris at the sites called "Fuketsu".

At the Fuketsu, the subsurface air circulation occurs. In winter, the air is inhaled from lower part of a slope, and exhausted at upper part of a slope. During this kind of the air circulation, the debris is frozen to even 50 m depth. In summer, the air circulation is reversed. The inhaled air is cooled to almost annual average temperature before arriving frozen debris. Due to these processes, debris remains to be frozen untill autumn and this is the reason why the exhausted air in summer is abnormally cold.

The common ground condition of the "Fuketsu" is studied by relative comparison of 20 samples, and the result is as follows.

- 1) Snow covered districts in winter.
- 2) North facing slopes.
- 3) Abundantly debris accumulated slopes in front of steep scarps, gigantic landslide area is favorable to this condition.

I. 緒 論

北日本を中心に、各地に「風穴」が散在している。風穴とは、盛夏においても地中から、その地方の年平均気温よりはるかに低い、0～5°Cの冷気が吹き出す場所をいう。冷気は洞くつなどの顕著な空洞からではなく、岩屑のすきまから、いわばどこからともなく吹き出している。冷蔵庫が普及するまでは、この冷気を逸散させぬよう、石室とよばれる石造の小屋を建造し、特にまゆの天然冷蔵庫として利用された。

風穴の一種に富士山など、火山の熔岩トンネルにみられるものがある(荒巻1970)。しかし、本論文で取り扱う風穴はこれとは性状、立地条件が異なっている。

風穴現象の成因として、最近、志保井(1974)は空気の冷温源を現在の気候に求めず、氷河期の低温に求める考え方を打ち出した。また一方、各地で夏期に凍結土が見い出された(福田ほか1974, 藤井ほか1972, 近藤ほか1973)が、これは過去における気候との関連で検討されることが多い(志保井1974, 近藤

* 建設省東北地方建設局河川部 River Department, Tohoku Regional Construction Bureau, Ministry of Construction

** 応用地質調査 K. K. OYO Corporation

ほか1973)。

ところで著者らは、各地における風穴の立地条件を検討したところ、それらが地形・地質的に共通の特徴を備えていることを見出した。これはそうした立地条件が風穴現象と密接に関わっていることを意味する。また著者らはそのうちの一つ、宮城県・渡瀬(わたらせ)風穴(樋口1978, 白石市教育委員会1979)を詳細に調査する機会を得た。これは風穴に隣接する地区に七ヶ宿ダムが計画されたことによる。すなわちダムサイト周辺の地質・水理状況等を明らかにするため、風穴地帯にもボーリング、横坑が掘削され、これを利用しての諸調査が可能となったからである。こうした各地の風穴、及び渡瀬風穴の調査の過程で、著者らは風穴現象の成因を過去の気候に求める必要はなく、現在の気候下での、地山中の対流によって説明できるとの結論を得た。

II. 風穴の分布とその立地条件

風穴とは風穴現象を示す場所を指し、何ら外観的特徴を規定するものではない。これは風穴の外観が特徴に乏しいためであり、一般には草木に乏しい、岩屑に覆われた何の変哲もない斜面に過ぎない。こうした事情を反映して、その分布を調べることは容易ではなく、従来においてもこれが論じられた例を聞かない。しかし前述のように、風穴が養蚕に利用されたことから、各地の古老の間ではその所在が知られている。また、風穴周辺の土壌やこれに接する大気が著しく寒冷なため、周辺に比べて紅葉が早く、さらに寒冷型の植物群落、いわゆる「風穴植物群落」(吉岡1973)が存在する。これらの一部については、植物研究者により報告されており、その所在を知ることができる。

風穴は北日本のみならず、長野県南安曇郡稲核(市川1974)、愛媛県浮穴郡面河溪などにでも知られている。しかし、著者らが比較的詳しく分布を知り得たのは、東北地方のみであり、以下での風穴の立地条件の検討もこの地方に限定して行うことにする。ただ、ここでは長野、愛媛両県における風穴も厳寒期には、気温が0°C以下となる地方であることに注意を喚起しておきたい。

東北地方で知り得た風穴は、第1表に示す通りである。福島県に風穴が多いが、これは同県で養蚕が盛んであり、風穴の需要が大きかったことと、福島農蚕高校の樋口利雄教諭が熱心に風穴植物群落の研究をされたためである。また、各県とも風穴は部落の近辺に多いが、これも養蚕との関係で説明がつく現象であろう。風穴の実数は表示したものよりはるかに多いと考えられる。

第1表は風穴の立地条件を整理するため、既存の文献を中心に、航空写真(縮尺1/15,000)による判読資料を加味して作成したものである。標高欄に?マークが付されている風穴は、その大方の所在は判るものの、正確な位置がつかめないことによる。大崩壊地形、崖錐は航空写真で判読し得る規模のものに限られており、その存否を厳密に判定しているものではない。地質構造欄の「キャップ・ロック構造」(中村1969)とは、泥岩等の変形性の大きな岩盤上に熔岩等の変形性の小さな岩盤が載る構造をいう。

第1表を概観すると次のような特徴が浮かび上がる。

- 1) 冬期に積雪をみる地域に限定される。これは2)と共に、風穴を形成するための気象的条件を規定している。
- 2) 南向き斜面には少ない。
- 3) 大量の岩屑があり、その背後に傾斜の急な斜面が存在する。
- 4) グリーン・タフ地域に限定される。これは5)、6)と共に通気性の高い岩屑を生産する地質条件を指すものと思われる。
- 5) 大崩壊地形をなす斜面に非常に多く、顕著な崖錐地形がこれに次ぐ。
- 6) キャップ・ロック構造をなす地域に多い。これはこの構造が岩盤中の亀裂や大崩壊を生じさせやすいため(江川1979)と考えられる。

第1表 風穴の所在と立地条件 (Cはキャップ・ロック構造を示す)

風 穴 名	所 在	標高 m	斜面 方向	風穴 の 斜面 傾斜	風穴上 方の斜 面傾斜	地質 構造	地すべり地形			崖錐 の幅 m
							幅 m	長さ m	風穴の 位置	
長 走 ¹⁾²⁾³⁾	大館市長走	165 ~230	W	20°	30 ~45°	C ^{1),14)}	—	—	—	—
片 山 ⁴⁾	大館市 ニツ山	60	N E ~E	20	30	C ¹⁵⁾	—	—	—	—
経塚山 ⁸⁾	岩手県和賀郡経塚山 北北東 900m	1050 ~1150	N	35	35	C ¹⁶⁾	200	400	S	—
夏氷山 ⁸⁾	岩手県二戸郡安代町 大原西方1.5km	500?	N ~NE	?	?	?	500	600	D?	—
黒 森	宮城県加美郡小野田町黒 森	500?	N?	?	?	?	200	200	D?	—
渡 瀬 ⁵⁾⁵⁾	白石市小原	300	N	5~10	45	C	200	300	S	—
じゃがらもが ら ³⁾⁶⁾	天童市上貫津東方2.5km	650	—	0	25	C ¹⁷⁾	700	700	?	—
白鷹山	山形県東村山郡山辺町 西ノ原西方500m	520	E	15	45	C ¹⁷⁾	3000	5000	S	—
黒 鴨	山形県西置賜郡白鷹町 黒鴨西北西 1.5km	450	NW	?	30	?	?	?	—	—
平 沢 ⁷⁾	福島県伊達郡桑折町 平沢山東北斜面	350?	N	?	?	C ¹⁸⁾	200	200	D	—
御在所 ⁷⁾	福島市藤清水東方1.5km	360	—	0	25	C? ¹⁸⁾	700	1000	D	—
穴 平 ³⁾⁷⁾	福島市杉ノ平北北西2km	400	E	10	40	C ¹⁸⁾	500	500	D	—
天狗の庭 ³⁾⁸⁾	福島市鬼面山北北西 600m	1150	—	0	45	C	500	800	D	—
大 平 ⁹⁾	福島県耶麻郡熱塩加納村 大平沼南東岸	470?	W?	?	30	?	?	?	D	—
間 瀬 ³⁾⁹⁾	福島県耶麻郡熱塩加納村 上明戸東方	400?	W?	?	?	?	—	—	—	?
中 山 ¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾	福島県南会津郡下郷町 中山	550	E	5	45	C ¹⁹⁾	500	750	D	—
和田山 ¹²⁾	福島県南会津郡下郷町 白岩北方400m	540	W	5	50	C ¹⁹⁾	—	—	—	150
観音山 ³⁾¹²⁾	福島県南会津郡下郷町 野際新田東方700m	1000	N	?	45	C ¹⁹⁾	800	1500	S	—
荻 野 ¹²⁾	福島県南会津郡田島町 荻野東方300m	720	S	15?	43	C ²⁰⁾	—	—	—	45
浅草岳	福島県南会津郡只見町 平石山西北西 1km	750	S E	15	40	?	800	1300	D	—

¹⁾(荒谷・1926), ²⁾(小荒井・1964), ³⁾(樋口・1978), ⁴⁾(荒谷・1923), ⁵⁾(白石市教育委員会・1979), ⁶⁾(安斎・1943), ⁷⁾(樋口・1969), ⁸⁾(樋口・1970), ⁹⁾(樋口・1968), ¹⁰⁾(佐野・1962), ¹¹⁾(佐野・1963), ¹²⁾(樋口・1967), ¹³⁾(樋口・1972), ¹⁴⁾(秋田県・1973・a), ¹⁵⁾(秋田県・1973・b), ¹⁶⁾(大沢ほか・1971), ¹⁷⁾(地質調査所・1962), ¹⁸⁾(宮城県・1970), ¹⁹⁾(福島県・1973), ²⁰⁾(福島県・1972)

III. 渡瀬風穴

1) 渡瀬風穴の概要

渡瀬風穴とは、白石川上流の宮城県刈田郡七ヶ宿町と白石市との境界附近における、風穴群を指している。当地域では山頂標高約600mの早壮年期山地が広がっているが、その中に滑落崖の幅が700mにも達

第1図 渡瀬風穴の概要

1. 冷風穴, 2. 温風穴, 3. 風穴現象の徴候のある所, 4. 横坑, 5. 石室, 6. 外気温測定位置, 7. 地温測定位置, 8. 風速測定位置, 9. 河道, 等高線添付数字は標高 (m)
Ic. 石室冷風穴 Ih. 石室温風穴 T. 虎岩 Tc. 虎岩冷風穴 Th. 虎岩温風穴 M. 見張所
a, b. 凍結線上限 (本文参照) c c' 地質断面線

する大崩壊地形が所々に発達する地区がある。渡瀬風穴の分布は丁度、この範囲と一致している。

本研究の対象とした風穴はこのうち虎岩から、これより西方500 m にかけての斜面に発達するもので(第1図)、以下では、これを便宜的に渡瀬風穴と呼ぶ。

ここでは渡瀬風穴の記載に先立ち、風穴における「冷風穴」と「温風穴」(荒谷1923, 1926)について説明を加えておきたい。冷風穴は一般にいう風穴であり、本論文におけるこれまでの「風穴」もこれを示している。春季から秋季にかけて冷気の吹き出しが見られ、これ以降は外気の吸入に転じる。温風穴は冷風穴よりも標高的に高い位置を占め、冷風穴とは全く逆に春季から秋季にかけて外気を吸入し、秋季から春季にかけて、外気より暖かい空気を吹き出す。冷風穴が常に岩屑堆積地であるのに対し、温風穴は片山風穴(荒谷1923)のように、岩盤における開口亀裂である場合がある。温風穴においては、外気と異なる温度の空気が流動する時期が秋期から春季にかけてであり、標高が高い位置に所在すること、利用価値に乏しいことなどから一般に認識されることは少ない。ただ、冬季にそこだけ積雪がなく、島状に地肌が露出することが著しい特徴である。以下では温風穴を含めて風穴の語を用いることにする。

渡瀬風穴は大局的に東西2つの系列に分離できる。西方の風穴は冷風穴が標高280~300mに、温風穴が標高350~390mに存在する。冷風穴には石室の遺構が残っており、「石室風穴」と仮称することにする。地形的には冷風穴、温風穴ともに大崩壊跡地にあり、前者は傾斜5~10°の押し出し堆積地形部、後者は傾斜40~45°の滑落崖部にあたる。両者とも岩屑に覆われた斜面であり、空気の入出はそれを通じてなされている。東方の風穴は冷風穴が虎岩の基部、標高240mの地点に、温風穴が虎岩の頂部、標高340mの地点に存在する。これらを「虎岩風穴」と仮称する。冷風穴は岩屑堆積地に位置するが、温風穴は開口幅・約20cmの岩盤の亀裂である。虎岩風穴附近は他の多くの風穴と異なり、明瞭な崩壊地形を示さない。しかし虎岩背後の標高350mの鞍部は微小滑落崖（羽田野1974）の疑いが濃く、虎岩が若干の滑動を起した可能性がある。

2) 渡瀬風穴附近の地質

当地区の地質状況は地表踏査、ボーリング、横坑調査により詳細が明らかにされている。基盤は第三紀中新統の凝灰質砂岩と、これを岩床状に貫入した安山岩よりなり、両者はキャップ・ロック構造をなしている（第2図）。標高350m附近を境にして谷側は層厚約40mに及ぶ厚い岩屑堆積物で覆われ、それより

上方では安山岩が露頭している。岩屑を構成する岩石は全て上方の安山岩であり、これらの状況は前述の大崩壊地形によく対応している。岩屑堆積物は基質に乏しく、殆ど径4~5cmの角礫より成る。滑落崖に露頭する安山岩は、堅硬ではあるが開口亀裂が発達し、横坑内では開口幅60cmに及ぶ鉛直方向の空洞が確認された。地下水位は岩屑堆積物中には存在せず、周囲のボーリング資料から判断すると、地表下50m以深の安山岩中にある。以上は当地における地盤の通気性が岩屑堆積物・安山岩岩盤ともに高いことを物語っている。

第2図 地質断面図

1. 岩屑 2. 安山岩 3. 凝灰岩 4. 埋没段丘礫 5. 砂礫 T. 横坑

3) 風穴現象の観測

風穴現象の解明にあたっては、気温・地温・風速等に関する精密な記載が不可欠である。従来にもつじ山（志保井1974）、長走（荒谷1926）、片山（荒谷1923）等の風穴について、各種の記載がなされてきた。しかしそれらは立体的な風穴現象を地表、又は地表下数mの位置から観測した結果であり、また観測地点数も少ないことから、必ずしも風穴現象の全容を解明する上で十分な資料ではなかった。一方、当地区においては風穴の空間的配置が比較的明瞭であり、各風穴の同時観測が可能である。さらに横坑内での観測を加えることによって風穴現象を立体的に把握することができる。そこで、石室、虎岩両風穴において各種の観測を行った。観測地点は作業性を考え、虎岩風穴における温風穴（虎岩温風穴と呼ぶ）、石室風穴における冷風穴（石室冷風穴と呼ぶ）、及び見張所とした¹⁾（第1図）。なお、横坑は石室冷風穴の

1) 測定対象とした冷風穴、温風穴は必ずしも地下において互いに連絡し合う通気経路をもつものではないが、それぞれの代表的存在として扱うことにする。

第2表 各地点の測定内容

観測位置		項目	方 法
見張所		気温	見張所外壁でアルコール温度計を用いて測定
石室風穴	石室地点*	外気温	百葉箱を設置，自記温度計で測定
		地温	地表下約30cmを自記地中温度計で測定
	横坑	坑内気温 坑内風速	坑口より5m毎にアルコールに温度計で測定 坑口，2m，5m，30m，60m，80m 地点で電子風速計を用いて測定
虎岩温風穴		外気温 地温 風速	百葉箱を設置，自記温度計で測定 地表下約30cmを自置地中温度計で測定 電子風速計で測定

* 厳密には石室から横坑方向へ約7mずれている。

一部ではあるが，そこにおける観測結果は別個に記載する。各地点における観測内容，方法は第2表の通りである。

観測は昭和51年1月17日より開始され，昭和54年8月現在，継続中である。こうして得られた資料のうち，当初の約2年分を第3図に示す。この際，午前10時の観測値でもって1日を代表させた。

第3図を概観すると昭和51年，52年とも諸データは多少のパラツキはあるものの，似たような変化を示している。これからグラフに示される特徴的な変化のパターンが，風穴現象そのものであるとみなすことができよう。以下に各測定項目ごとの特徴を要約する。

第3図 a 渡瀬風穴におけ外気温及び地温

第3図b 渡瀬風穴の坑内及び開口亀裂における気温と風速、及び降雨量
(Dは坑口からの距離を示す)

外気温

外気温は見張所、石室冷風穴、虎岩温風穴の各地点で測定された。見張所は石室から約200m 離れた標高270 m の地点にあり、風穴現象の影響を全く受けていないとみなすことができる。ここでは各年とも、7月下旬に最高気温 31°C 、1月下旬に最低気温 $-2 \sim -3^{\circ}\text{C}$ を記録している。年平均気温は約 12°C と計算される。石室冷風穴、虎岩温風穴の各観測地点はそれぞれ見張所よりも標高が50m, 100m 高い。それぞれは夏期と冬期に排気状態となるから、見張所と比べ石室冷風穴の気温は夏期に低く、虎岩温風穴の気温は冬期に高いことが予想される。しかし、第3図を見る限りそのような傾向は明瞭でない。これは観測地点が地表から約1.5 m あり、地表附近で激しい風穴現象の影響を直接受けないためであろう。

地温

地温は虎岩温風穴、石室冷風穴で測定された。石室冷風穴では気温が最低となる1月ごろ、地温は $-10 \sim -11^{\circ}\text{C}$ まで下り、この後徐々に上昇するが盛夏である7月中旬まで 0°C 以下の状態が続く。この際、地温は -2°C 附近まで速やかに上昇し、この間、約1.5カ月を要するに過ぎない。しかし、この後は $-2 \sim 0^{\circ}\text{C}$ の状態が約4ヶ月も継続する。特に昭和51年にこの傾向が著しい。7月下旬ごろ地温は 0°C を越えるが、この後の地温上昇は著しく、1カ月の内に約 10°C に達する。そしてこの状態は10月下旬 $\sim$ 11月上旬ごろ、再び急速な地温の低下が始まるまで続く。外気温と地温のグラフを比較してみると、夏季における地温のピークは外気温のそれより1カ月以上、明瞭に遅れている。ところで石室附近は夏季においても地表附近の岩層が凍結状態にある。

七ヶ宿ダム工事事務所・菅原文二氏はこの状況を積雪がほぼ消えた昭和51年5月1日から11月にかけて調査された。それによると5月1日には石室附近から約30m 山側の標高310m 附近まで、地表は凍結状態にあった。この後標高の高い方から氷が融け始め、5月8日には地表の氷は石室附近を除いて消失した。しかし、石室から山側へ約10m、標高約295m の地点で岩屑を約10cm 取り除いたところ、凍結した岩屑が現れた。この状態は6月6日頃まで続いた。7月17日には深度約10cm での凍結範囲が若干谷側へ後退している様子が認められた。石室では岩屑を約60cm 掘り込んでいるため、その壁で凍結面の上限が下方に

後退する様子を調べることができる。8月13日では落葉でおおわれた岩屑堆積物の表面まで凍結していた。これ以降、凍結面の上限は順次深くなり、9月18日には地表から50cmの位置に、10月23日には石室の壁面から消失している。第3図に示した地温と上記の凍結状況との間には若干のズレが認められるが、これは両者の観察地点、乃至測定地点が約7m離れているためである。

虎岩温風穴の地温は石室冷風穴とは異なった様相を呈する。気温が12°C以下の11月～4月上旬の期間では地温は気温にかかわりなく、恒常的に12°Cを示している。これに対し気温が12°C以上となる4月中旬から10月までは、気温の上昇と共に地温も上昇し、しかも気温の短期的な変化にも地温が敏感に対応している。ところで、第3図によれば、昭和51年11月末と52年3月上旬に地温の著しい低下がみられる。温度計に水滴がついた等の理由が考えられるが、この場合の原因は特定できない。ここでは一応、異常値として扱っておく。

横坑内における凍結状況・気温・風速

まず始めに横坑の仕様を明らかにしておく、横坑の掘削は2期にわけて行われ、1期は昭和50年7月～11月、2期は昭和51年12月～52年3月にかけてであった。それぞれの作業終了時の横坑掘削深は60m、80mである。断面は全延長に亘って1.7m×1.2mとした。坑内の地質状況は坑口から52mまでが岩屑、52m以深は安山岩岩盤が露出するものの、70m附近までは開口亀裂が発達し、大きな亀裂では通風現象がみられる。

坑内の凍結状況の観察は、昭和51年5月1日から開始された。5月8日までは、坑口から岩盤が現れる52mまで完全に凍結状態にあった。その後、横坑の奥から解氷が始まり、5月15日には凍結範囲が坑口から、22m奥の地点までに狭まった。5月29日には坑口附近からも氷が消え、横坑内の壁面における氷の露頭は完全に消失した。ところで、横坑の掘削を開始した前年、昭和50年7月においては坑口より、2m奥の地点まで、凍結状態にあったという(菅原氏談話)。したがって51年における坑口附近の解氷は前年より約2カ月早いことになる。この原因は後述する坑内気温の資料に照しても横坑の掘削の進行に伴う風穴現象の弱化によるものと考えられる。したがって横坑に直交する断面では、解氷は横坑から順次外側へ向かって進み、横坑壁面で解氷しても一定の時期までは地山内部は凍結状態にあるとみられる。

坑内気温は全般に著しく寒冷であり、坑内を通じての最高気温は10.5°C、坑口から60m地点のそれは6°Cにすぎない。冬季の坑内気温は外気温とほぼ対応し、1月末～2月にかけて最低気温-4°Cを記録する。これ以降9月上旬まで上昇傾向を示すが、0°C附近で若干低滞する傾向がみられる。9月中旬～下旬に気温のピークに達するが、これは外気温のそれより約1カ月遅れている。10月に入ると下降に転じ、しかもその後の下降勾配は大きい。坑口からの距離による坑内気温の変化は冬季(吸気時)においては殆ど認められない。これに対し夏季(排気時)においては系統的相異が認められる。第3図・a及びbによると昭和51年と52年では外気温は殆ど同じであるにもかかわらず、坑内気温の状況が若干異なっている。これは横坑の掘削に伴う風穴現象の弱化が昭和52年に著しく現れているためと考えられる。したがって、以下では昭和51年を中心に記載する。第3図・bを概観すると坑口から30mまでと、60m以深で気温の変化パターンに相違が認められる。11月～翌年7月上旬までは坑口から30mの範囲が60m以深よりも気温が低い。しかし、7月上旬～10月末まではこの関係が逆転する。ところで横坑内の気温測定は5mごとになされている。そこで上述の、気温の変化様式の相違がどの地点で現れるかを調べるため、原資料を検討してみたところ、それは坑口から45～50m地点であった。これは横坑内での着岩深度、52mとほぼ一致している。

風速

風速は横坑坑口、坑内の各所及び虎岩温風穴で測定された。測定は5分間の平均値とした。第3図・bを見れば横坑内の風速が著しく大きい。これは測定を坑内で行うため、横坑の実断面が小さくなり、見かけの風速が出てしまうためである。しかし、着岩後風速は著しく小さくなることが明らかである。

以上に述べた年変化観測のほかに、日変化を調べる目的で夏季と冬季に24時間観測を行った。しかし、結果は年変化を小型化したものに過ぎなかったため、この記載は省略する。

IV. 風穴現象に関する考察

風穴現象の原因を解明するためには、得られた定量的観測資料を基に、個々の過程における熱交換の実態を知らなければならない。しかしそれに先立ち、風穴現象の全体像から、地中における空気の流れの状況を明らかにする必要がある。そこで風穴現象の概要を総括してみる。

風穴地帯では、冷風穴と温風穴が共存し、前者は後者よりも標高的に低い位置を占める。夏季において冷風穴は冷気を吹き出し、温風穴は吸気状態である。冬季においては温風穴が暖気を吹き出し、冷風穴は吸気状態となる。以上の現象は地中における空気の対流を想定することによって説明がつく。つまり冬季においては、地中の空気は地上の空気と比べ暖かく軽いので上昇し、割れ目や岩屑堆積物から吹き出す。吹き出した空気を補うかたちで下方の冷たい空気が地中に吸引され、そこに凍結状態を作り出す。夏季には地中の空気が地上の空気と比べて冷たく重いために、地山中を下降し冷風穴から吹き出す。吹き出した空気を補うかたちで温風穴から外気が地中に吸入される、という図式である（第4図参照）。そこでこうした仮説に立って各測定資料を吟味してみる。

第4図 風穴現象模式図

1. 岩屑 2. 冬季凍結範囲
3. 岩盤及び開口亀裂
4. 冬季空気対流方向及び気温
5. 夏季空気対流方向及び気温

地温

虎岩温風穴は排気時に、常に外気の年平均気温と同じく 12°C を保っている。これは排気径路が十分な熱容量を持つことを意味する。吸気が始まると地温は外気に追従し始める。しかし、通気径路は十分な熱容量をもつことから、吸入された暖気が冷風穴附近に到達する頃には、約 12°C に下がっていると推定される。石室冷風穴の地温は7月中旬まで 0°C 以下の状態が続き、これ以降急激な上昇が始まる。ところで、この附近の地表の解氷は7月中旬である（第1図参照）。こうした時期の一致は地温の変化が明らかに、岩屑の凍結・解氷によるものであることを示している。

横坑内における凍結状況・気温・風速

坑内における凍結岩屑の解氷は坑口からではなく、奥の方から進行する。このことは地温を上げるためのエネルギーが、坑奥から坑口に向かって流れていることを意味する。一方、地表附近が解氷する7月中旬以降、岩盤区域は坑内で最低気温を維持する。これは上記の推論と一見反するが、岩盤内に限れば、岩屑に近いほど気温が低い。これは冷熱源がいまは溶けてしまった氷であることを意味している。

風速

横坑坑口での風速は、外気温と坑内地温（30m 地点）との温度差にほぼ比例する。これは両者の密接な関係を物語る。

以上の吟味により次のような風穴の具体的機構が浮かび上がる。冬季に気温と地温の温度勾配が生じると、岩屑部で外気の吸入が始まる。吸入された冷気は、岩屑を凍結せしめ、石室風穴の例では、凍結範囲は横坑坑口から52m 地点までの岩屑部全体に及ぶ。我が国では一般に、地中の凍結は地表面より1m 以深に及ぶことはない（東1954）。それは一般の土壤凍結が外気温を冷熱源とする熱伝導によるからであり、風穴地帯ではこれが対流であるところに大きな相違がある。一方、夏季においてはやはり外気温と地温との温度勾配から、岩屑部からの排気が行われる。この際、上位標高部から外気を吸入するが、この通気路周辺の熱容量は大きく、凍結地帯に到着するころには、夏季の熱気は失われ、地山の地温、当風穴の例では 12°C 近くまで冷やされている。その結果、岩屑の解氷は遅れ、夏季～秋季においても地表附近の結氷を見ることになる（第4図）。

以上のような風穴現象を生じさせるための立地条件としては、第1に冬季の気候が岩屑を凍結させ得るだけ寒冷にして水分を供給するものであること、第2には地中で対流が発生するだけの、空隙率の大きい岩屑が存在し、なおかつそのような地中の通気径路が十分な勾配をもっていることに集約されよう。これらはⅡで検討した各地の風穴において、一般的にみられた立地条件と一致する。

次に、風穴機構に関する上記の説の妥当性を確認するため、地山と流入空気との間の熱収支を検討してみる。

今、温度 T_i の空気が地山に入って、温度 T_o となって吹き出してくる過程を考えると、この温度差 $\Delta T = (T_i - T_o)$ に見合うだけの熱量を地山に供給していることになる。この熱量によって地山の温度は $\alpha \Delta T$ だけ上昇する。ここで $\alpha < 1$ である。したがってこの間の熱量の授受は、

空気の地山内見掛流速 V^* 、空気の流入時間 t 、空気の密度 ρ_a 、空気の比熱 K_a 、吸気から排気までの距離 L 、地山の密度 ρ_r 、地山の比熱 K_r とすると、単位断面当り

$$V^* t \rho_a K_a \Delta T = L \rho_r K_r \alpha \Delta T$$

で表現できる。これを V についてまとめると

$$V^* = \frac{L \alpha}{t} \left(\frac{\rho_r K_r}{\rho_a K_i} \right)$$

となる。

現在得られている測定値から上式に従えば、空気の地山内見掛流速は、いくら程になるのか見当すると

$$\alpha < 1, L = 1.5 \times 10^4 \text{ cm}, t = 1.5 \times 10^7 \text{ sec (半年)}, \rho_r = 2.6 \text{ g/cm}, K_r = 0.85 \text{ J/gK}, \\ \rho_a = 1.2 \times 10^{-3} \text{ g/cm}, K_a = 1.0 \text{ J/gK}$$

として

$$V^* < \frac{1.5 \times 10^4}{1.5 \times 10^7} \left(\frac{0.85 \times 26}{1.0 \times 1.2 \times 10^{-3}} \right) = 1.8 \text{ (cm/sec)}$$

従って空気の地山内見掛流速として cm/sec のオーダーの値ということになる。 V がこの値をこえるということは、前記の式で考えて、 $\alpha > 1$ ということになり、ここで考えた空気の流入時間 $1.5 \times 10^7 \text{ sec}$ 以内にいわゆる冷却能力を失うことを意味する。

しかし、地山内に供給された熱量が他の何らかの方法、例えば熱伝導又は地下水による熱移動等によって除去されれば、この空気の地山内見掛流速が上記の値を超えても、地山の冷却能力は保持される。これらの効果を考えても地山内見掛流速としては、 $2 \sim 3 \text{ cm/sec}$ が最大限度であろう。

ここで横坑内での実測値を用いて地山内見掛流速を計算してみる。夏季における坑口での測定値は、約 1.5 m/sec である。しかし、坑口では拡散によって測定値は過小と考えられ、ここでは真の風速を 3 m/sec として計算を進める。なお、横坑内では切羽に向かって風速は減少し、切羽では 0.5 m/sec 以下の弱い風速しか見られない。従って坑口で見られる風速は、横坑壁面からほぼ一様に流出する流速の総流出量に見合うものであると考えられる。今、地山に掘られた半径 r 、長さ L の横坑を考えれば、横坑口排気速度 V と地山内見掛流速 V^* との関係は

$$2 \pi r L V^* = \pi r^2 V$$

従って

$$V^* = \frac{r}{2L} V \text{ となる。}$$

$$\text{ここで, } r \doteq 1 \text{ m}, L \doteq 60 \text{ m}$$

とすると、地山内見掛流速は、

$$V^* = \frac{1}{120} \times 3 \text{ (m/sec)} = 2.5 \text{ (cm/sec)}$$

となる。この値は前記の理論値とほぼ一致している。

従って以上の結果から、当地域における風穴現象の冷却作用は、流入空気が低温地山との接触によって生ずる熱交換現象として説明可能である。

V おわりに

本研究がまとまりかけた頃、荒谷（1926）が今から50年も前に風穴の成因を「地中の対流による」としているのを知った。しかしながら、それが具体的にどのように夏季の冷氣をもたらすかについては、触れられていない。その意味で本論文で主張した風穴の成因論も今日的意義があると考ええる。

本研究で重点的に調査した渡瀬風穴においては、越年性凍土は発見されておらず、まず存在しないものとみなして良い。しかし、風穴現象が著しいところでは、越年性凍土が存在しても何ら不都合はないであろう。従って越年性凍土が発見されたとしても、先ず風穴の可能性を疑ってみるべきである。

冒頭に、本論文で扱う風穴と熔岩トンネルにおける氷穴は異なると述べた。しかし、本論文で主張した大気の運動は当然、熔岩トンネルでにおける風穴にも発生するはずであり、同様の成因である可能性が大きい。今後、観測値に裏づけられた検討が望まれる。

本研究にあたっては、多くの方々から援助を頂いた。なかでも調査にあたって様々な便宜を計って頂き、またダム関係資料の使用を御許可頂いた七ヶ宿ダム工事事務所前所長・大木達夫氏、現所長・斉藤賢一氏、資料を提供して頂いた同事務所・菅原文二氏、福島県立福島農蚕高校教諭・樋口利雄氏に負うところが多い。これらの方々には深い謝意を表します。

引用文献

- 秋田県（1973・a）：碓ヶ関，秋田県総合地質図幅及び説明書，1-45。
 ——（1973・b）：大館，秋田県総合地質図幅及び説明書，1-94。
 安斎 徹（1943）：天然記念物ジャガラモガラ並びに三ツ石調査書．史蹟名勝天然記念物調査（第2報），2-14。
 荒牧重雄（1970）：風穴，地学辞典，平凡社，932。
 荒谷武三郎（1923）：秋田県片山風穴，地学雑誌，**36**，732-738。
 ——（1926）：秋田県長走風穴に就て．地球，**8**，426-441。
 東 晃（1954）：北海道の土壤凍結（積雪との関係）．農業物理研究，**3**，145-157。
 江川良武（1979）：グラビテーション・スプレディングと地質構造．地理学会予稿集17。
 地質調査所（1962）：山形市北部地方地質図，及び説明書．1-68。
 藤井理行・樋口敬二（1972）：富士山の永久凍土．雪永，**34**，9-22。
 福島県（1972）：糸沢地域の地質，福島県地質調査報告，5万分の1地質図幅付，1-36。
 ——（1973）：田島地域の地質，福島県地質調査報告，5万分の1地質図幅付，1-33。
 福田正巳・木下誠一（1974）：大雪山の永久凍土と気候環境（大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心としての若干の考察）．第4紀研究，**12**，192-202。
 羽田野誠一（1974）：最近の地形学，8・崩壊性地形（その1）．土と基礎，**22**，77-84。
 樋口利雄（1967）：福島県に産する藓類VI，一南会津郡風穴地帯の藓類一．福島生物，**10**，30-36。
 ——（1968）：福島県に産する藓類VII，一耶麻郡風穴地帯の藓類一．福島生物，**11**，32-37。
 ——（1969）：福島県に産する藓類VIII，一県北地方風穴地帯の藓類一．福島生物，**12**，11-19。
 ——（1970）：福島県に産する藓類IX，一天狗の庭の藓類一．福島生物，**13**，1-5。
 ——（1972）：福島県に産する藓類XI，一浅草岳の藓類一．福島生物，**15**，15-18。
 ——（1978）：東北地方の風穴地帯における藓類の特性．吉岡邦二博士追悼植物生態論集，318-331。
 市川健夫（1974）：信濃の川旅・4．信濃路，48-50。
 小荒井 実（1964）：風穴植物の生態（II）．福島生物，**7**，33-36。
 近藤祐弘・野川 潔（1973）：北海道十勝三股の永久凍土層（凍結角礫層）について．第4紀学会，1973年要旨集，31。
 宮城県（1970）：関地域の地質．5万分の1地質図及び説明書，1-7。
 中村三郎（1969）：地すべり，応用地形学．西村嘉助編，大明堂，96-106。

- 大沢 稔・舟山裕士・北村 信 (1971) : 川尻地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 1-40.
- 佐野 実 (1962) : 福島県南会津郡下郷町中山の風穴と高山植物群落・福島生物, 5, 17-22.
- (1963) : 風穴植物の生態(I). 福島生物, 6, 29-36.
- 志保井利夫 (1974) : 北海道常呂郡留辺蘂町, 温根湯つつじ山の風穴について. 地学雑誌, 83, 25-38.
- 白石市教育委員会 (1979) : 材木岩・虎岩風穴地域植物調査業務委託報告書. 1-218.
- 田淵 洋・安達 寛 (1972) : 北海道における越年凍土層の気候学的検討. 日本地理学会予稿集・2, 81.
- 通産省 (1967) : 昭和41年度広域調査報告書, 西会津地域. 1-18.
- 吉岡邦二 (1973) : 風穴植生. 生態学講座月報, 8, 7-8.

(1979年10月16日受理)