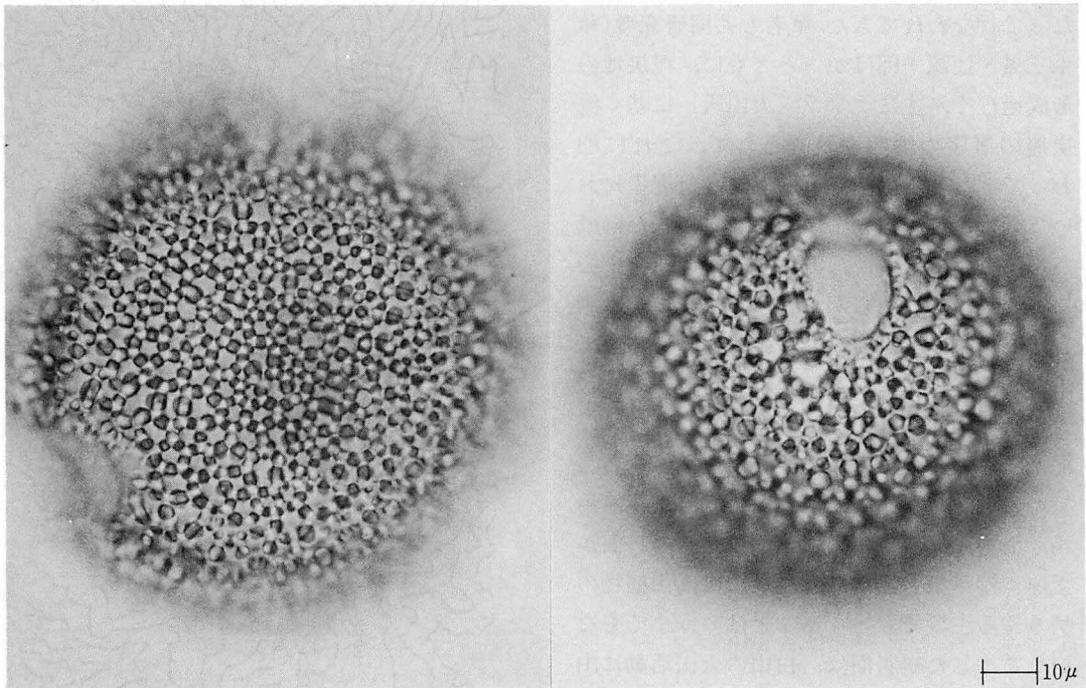


石川県白山自然保護センター編集

はくさん

特集 第四紀の白山

第11巻 第4号



ハクサンフウロの花粉

ハクサンフウロは白山の名を冠した高山植物の一種ですが、特に珍しいというほどのものでもありません。しかし、七倉山の斜面を歩きながらガスの切れ間に紅紫色の花を見つけたときなどは、やはり高山になくにはならない風格を感じさせます。

虫媒のため花粉生産量は少なく、花粉化石の産出も稀ですが、特徴のある大きな花粉なので高山帯の泥炭層や氷期の堆積物からはよく検出され、寒冷気候下の植物群や植生の分化・発達の過程をさぐる上で重要な植物の一つにあげられます。

花粉は100ミクロン前後の大きさで、球に近い形をしています。表面にはイボが突出し、下部で網目状につながる特徴のある花粉壁をもっています。花粉にも極性があり赤道と2つの極をもちますが、写真の左が極から、右が赤道から見たものです。両極方向に伸びるだ円形の溝が3本発達しているのも重要な特徴です。

(辻 誠一郎)

白山火山高山・亜高山帯の泥炭地と火山灰

遠藤 邦彦

白山火山高山・亜高山帯の泥炭地

白山火山地域の植生変遷史を柱とする自然環境の変遷の解明を目的として、白山高山帯およびその周辺の泥炭地の調査が、白山自然保護センターを中心に、昭和57年、58年にわたって行なわれてきた。筆者も共同研究者(鈴木三男・辻誠一郎ほか)とともに、泥炭地の形成過程や、主にテフラ(火山灰)に基く泥炭層の層序の解明を目的として、これに加わってきた。この調査は、現在各研究室において分析が進められつつあるなど、まだ継続されるものであるが、泥炭層や火山灰を中心に、これまでに明らかになった点や、この調査がどのような意味をもつのかなどについてふれてみることにする。

白山火山の標高1800~2500mの範囲には、泥炭でおおわれた緩やかな斜面が広く分布している(図1)。弥陀ヶ原をはじめ、南竜ヶ馬場、清浄ヶ原、小桜平など、これらの斜面が湿原、湿草地となって、夏期には高山植物の咲き誇る主要舞台となることはいうまでもない。こうした緩斜面は、白山の火山活動に由来する、様々な時代の様々な種類の噴出物によって形成されたものである。山崎ほか(1968)、長岡(1972)などによると、白山火山形成期は、古い方から、加賀室火山、古白山火山、新白山火山の三期にわけられている。御前峰を中心とする新白山期の山体は、古白山の山体の上に折り重なるようにして成り立っている。上記の緩斜面は、古白山・新白山両期の溶岩流、火砕流、泥流などによって形成されている。泥炭はこれらの噴出物をおおっているのだから、泥炭が形成され始めた年代を知れば、それぞれの噴出物の年代も知ることができると一般には考えられる。

しかし、高山帯において泥炭が形成される過程は、以下に述べるように、それほど単純ではない。

日本の高山・亜高山帯には小規模な泥炭地

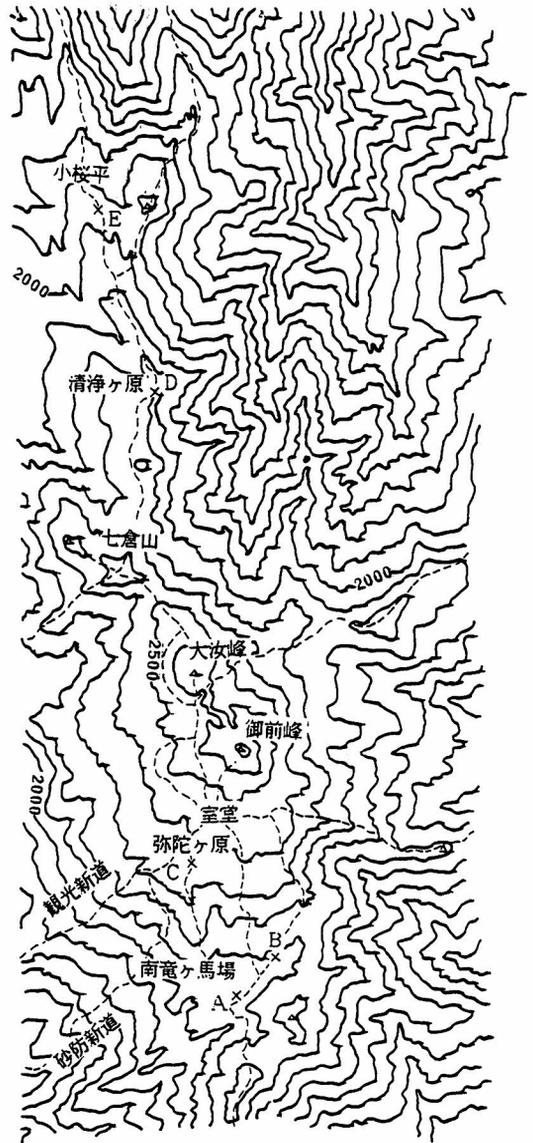


図1 位置図(A~Eは調査地点を示す。等高線の数字の単位はメートル。)

が広く知られるが、その多くは融雪水が供給される緩斜面上に発達するものである。これらは傾斜地泥炭地、山地貧養泥炭地、高山湿草地などと呼ばれ、その成立には、①夏の間は気温が高くなること、②越年雪とならない程度の雪田が存在すること、の2条件があげられている(小泉, 1982)。すなわち、降雪が活発であるとともに、これが融け、雪田の周囲に融雪水を供給すること、夏は暖かく、湿原植物の生育を促すことが必要となる。したがって、溶岩の流出などによって、緩やかな地形が生じて、直ちに泥炭地が成立するわけではなく、いつ上記2条件が整ったのが問題となる。

最近、2万~1.7万年前の最終氷期最盛期は、寒冷であっただけでなく、乾燥していたとする考えが一般的になりつつある。この最寒冷期の後、寒さはゆるんでいくが、古砂丘の形成史などからみても、乾燥した状態は、大局的には最終氷期の終り近くまで続いた可能性が高い。Sakaguchi (1978)などは、完新世に入って湿潤化する要因として、日本海側の多雪化をあげている。一方、大場ほか(1980)は、日本海の海底堆積物の研究から、この最寒冷期をはさんで、6万年前から1万年前の間、対馬暖流は日本海に流入していなかったこと、同暖流が日本海に本格的に流入するようになったのは完新世(沖積世)初頭

の約8000年前であったことを述べた。日本海における対馬暖流は日本海側に大量の降雪をもたらす主要な供給源であると考えられている。以上のことから判断すると、対馬暖流の流入、降雪量の増大、気温の上昇の条件がそろえば、一般的には完新世の初頭(約1万年前)と考えられるのである。

泥炭地堆積物の形成過程

泥炭の形成は、湿地に生育する植物の遺体が集積することによってなされるが、その過程で、様々な起源の堆積物の混入する。白山高山・亜高山帯における泥炭地の場合、その成立の条件と、泥炭地の堆積物の生成過程は、図2のように整理することができよう。混入物には、土壌の凍結・融解作用や表流水などによる表層物質の流動、大陸からの黄砂等々があげられる。中でも、特に、白山火山の活動や遠方の火山の活動によって飛来したテフラ(火山灰)は泥炭層の中にきれいな層をなして挟まれ、次のように重要な意味をもつ。

- ① 6000~6500年前に鹿児島県鬼界カルデラから噴出し、中部・関東地方にまで広く降下した鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah, 以下アカホヤ火山灰と略称; 町田・新井, 1978)のように、年代の知られている遠来テフラを発見することにより、泥炭層の形成された年代を知ることができる。

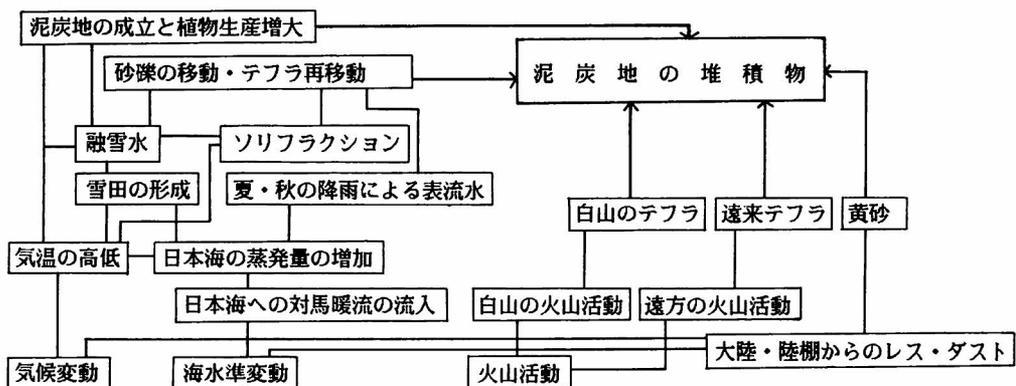


図2 白山高山・亜高山帯泥炭地における堆積物の形成要因

- ② 年代が未知である場合でも、同一のテフラを異なる地点に追跡することにより、同一時間面を把えることができ、相対的な時間尺度を得ることができる。
- ③ 白山火山の溶岩・火砕流・泥流を主とする火山活動史は既に明らかにされているが、特に新白山期のテフラの噴火史をこれに加えることによって、白山火山の活動の全貌を知ることができる。山崎ほか(1964)、山崎(1980)によって明らかにされている歴史時代の白山の噴火記録との対応を把握することも重要である。

白山泥炭地のテフラ

弥陀ヶ原の登山道沿いに露出する泥炭層の中には、橙褐色、暗灰色、淡褐灰色等、様々な色調を呈する多数のテフラが含まれている(図3)。地点によって、上部が削られて失なわれたり、下部が失なわれたりするが、ほとどの地点でも見出されるのは、南竜火山灰とアカホヤ火山灰の2層である。これらを基準として、全体のテフラを総合すると、合計15層以上のテフラが泥炭層中に含まれていることになる。これらは明瞭なものだけであり、さらに分析が進めば、その数はさらに増えることになる。

この中で、泥炭層の層序や年代を知る上で最も重要なものは、アカホヤ火山灰である(写真1)。これは、一般に、泥炭層の下部に0.5~1cmの厚さで挟まれる淡褐灰色の火山灰層で、指にこすりつけて日光にあてると、細かく、キラキラと輝く。顕微鏡下で観察すると、写真2に示すような、僅かに曲率をもった薄い板状のガラス片である。これらはバブル・ウォール(bubble-wall)型火山ガラスとよばれ、大規模な噴火の際に、水をとりこんだマグマが大量の泡を発生し、その泡が破片となって飛散したものである。写真のように、ガラス片には泡と泡の継ぎ目である梁のつい

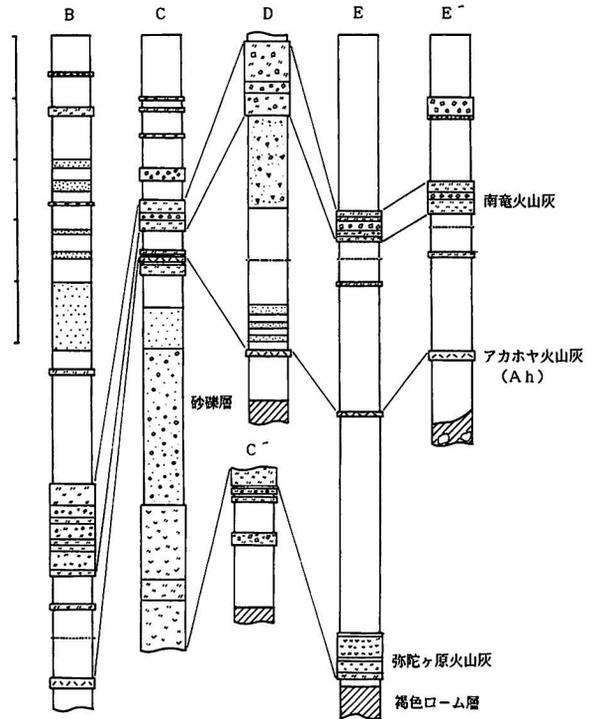


図3 白山泥炭地のテフラと泥炭層(地点は図1に示す。白色部は泥炭。)

たものが含まれる。粒子の長径は10~60ミクロンである。アカホヤという名称は、もともと中九州・南九州で地表近くに厚さ10~40cmで見られる、橙黄色のテフラに対して用いられたもので、町田・新井(1978)の研究によって、その噴出源が九州南方の鬼界カルデラにあること、また、九州から関東地方に至るまでの広い範囲に散布したことなどが明らかにされた。アカホヤ火山灰の火山ガラスは特有の屈折率の値を示すが、白山の弥陀ヶ原で得た同火山灰の火山ガラスの屈折率は、新井房夫氏(群馬大)により、1.508~1.512と測定された。この結果は、アカホヤ火山灰のそれ(町田・新井, 1978)とよく一致する。さらに、白山の弥陀ヶ原の同火山直下にある泥炭の年代は、学習院大学木越研究室において、 ^{14}C 法により、6670年 \pm 160年(Gak-11169)、その上位の泥炭については、5160年 \pm 160年(Gak-11170)と測定された。これ

らの結果は、同火山灰の多くの年代が日本各地において、6000～6500年前に集中する(町田・新井, 1978)ことと一致する。以上を総合すれば、弥陀ヶ原をはじめ、白山高山・亜高山帯の各泥炭地から見出される同様の火山灰層は、アカホヤ火山灰として疑いのないものといってよいであろう。

アカホヤ火山灰とともに、白山の各泥炭地で認められるのが、南竜火山灰である(図3)。橙褐色～黄灰色とあざやかな色を呈し、よく目立つ。厚さは厚く、5～20cmと変化に富む。また細かく成層しており、薄い火山灰の降下が長い時間をおかずに、何度も繰り返されたことを示す。また、一たん堆積した火山灰が再び流水により移動・再堆積した部分を含んでいる。この火山灰の最下部に挟まれていた木片の年代は、 ^{14}C 法により、2370年±130年(Gak-11175)と測定された。

白山の泥炭地では、一般に泥炭層の最下部付近にアカホヤ火山灰が位置することが多いが、弥陀ヶ原や小桜平の一部では、アカホヤ火山灰の下に、さらに厚い泥炭層を挟んで、著しいテフラが認められる(図3)。弥陀ヶ原火山灰と名づけられるこのテフラは、弥陀ヶ原で厚さ30cmに達し、細粒火山礫と火山灰からなり、数ユニットに分けられる。このテ

フラの年代を直接的に示す資料は未だないが、その上位の泥炭の年代が、 ^{14}C 法により、8050年±170年(Gak-11167)と測定されていることから、この年代より古い時代に降下したことがわかる。

以上の南竜火山灰および弥陀ヶ原火山灰は新白山火山の噴出物と考えられる。以上の他に、複数の泥炭地にわたって認められるテフラは数層存在し、地点間の地層の詳しい対比に極めて有用である。最近、町田ほか(1981; 1984)は、本地域西方の日本海に位置する鬱陵島を給源火山とする鬱陵一隠岐火山灰(U-Okii)を発見し、日本海南部から近畿地方にかけて分布することを示した。白山泥炭地に認められるテフラの中には鬱陵島を起源とするものが存在する可能性が十分にあり、現在分析を行なっている。

白山高山・亜高山帯泥炭地の形成期

白山高山・亜高山帯の泥炭地が、いつ頃から、どのような過程で形成されてきたから、前項のテフラや、泥炭・木片などを用いた ^{14}C 年代測定などを基礎として明らかになる(図4)。とりわけ、テフラについては、弥陀ヶ原火山灰と南竜火山灰は特に著しいもので、これらの降灰により、白山の殆ど泥炭地の植生は一時的に壊滅したものと思われる。し

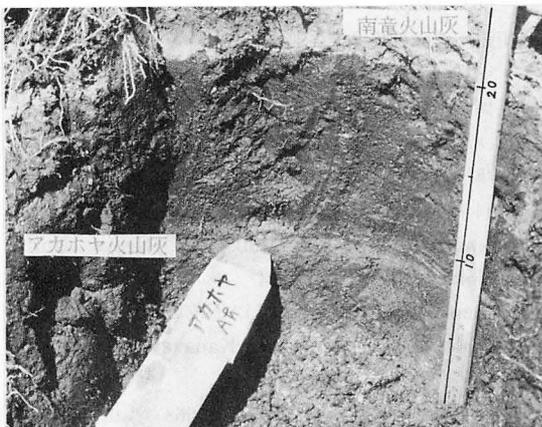


写真1 白山弥陀ヶ原の泥炭層とテフラ(スケールの単位はcm)

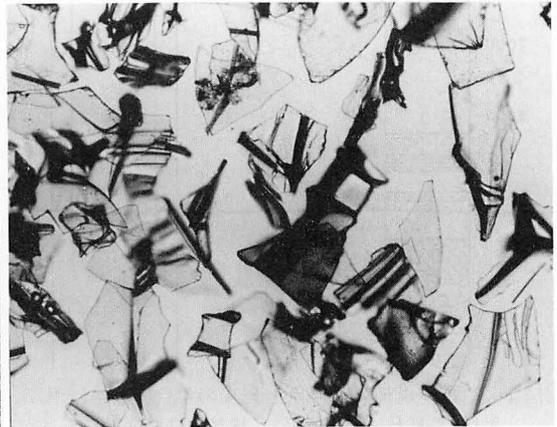


写真2 白山弥陀ヶ原のアカホヤ火山灰の火山ガラス(約25倍)

かし、それぞれ次第に泥炭形成を復活させている。

これらの火山灰層により、白山の泥炭層は、弥陀ヶ原火山灰により下位の弥陀ヶ原泥炭層、弥陀ヶ原火山灰と南竜火山灰との間に位置する小桜平泥炭層、そして、南竜火山灰の上位に発達する南竜泥炭層にわけることができる。

このうち、最下位にある弥陀ヶ原泥炭層は、白山高山・亜高山帯における泥炭地の形成開始期を示すもので、褐色ローム質土におおわれた緩斜面上の地形的凹所に生成されたものである。この年代は測定中であるが、8000年前より古いことは確かであり、恐らく、最終

氷期最末期にかかるものであることが予想される。

小桜平泥炭層は、8000年前頃から2500年前頃にかけて形成されたもので、比較的安定した環境が継続していたように思われる。特にアカホヤ火山灰のやや下位付近より泥炭地はその範囲を広めたものと思われる。また、この間には、厚い、あるいは粗粒なテフラは認められず、新白山の火山活動も比較的静穏であったのであろう。

南竜泥炭層は、2000年前頃以降に形成されたもので、新白山の火山活動に由来するものを含め、かなり多くのテフラが挟まれ、また、流水などによる砂質物が層をなして、あるいは泥炭中にまじりあって含まれている。

以上、白山高山・亜高山帯泥炭地に認められるテフラや泥炭地の形成過程について、すでに明らかになった点を述べた。さらに分析が進められることにより、白山地域の自然環境の変遷が、より詳細に、具体的に明らかになるであろう。 <日本大学文理学部>

引用文献

- 小泉武栄 (1982) 第四紀研究, 21, p. 245—253.
 町田 洋・新井房夫 (1978) 第四紀研究, 17, p. 143—163.
 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 科学, 51, p. 562—569.
 町田 洋・新井房夫・季 炳高・森脇 広・古田俊夫 (1984) 地学雑誌, 93, p. 1—14.
 長岡正利 (1972) 金沢大学理学部理学研究科修士論文 (MS).
 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1980) 考古学と自然科学, 13号, p. 31—49.
 Sakaguchi, Y. (1978) Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo, No. 8, p. 1—24.
 Yamasaki, M., Nakanishi, N. and Kaseno, Y. (1964) Science Reports of Kanazawa Univ., 9, p. 189—201.
 山崎正男・中西信弘・松原幹夫 (1968) 火山第2集, 13, p. 32—43.
 山崎正男 (1980) はくさん, 8, 3号, p. 8—10.

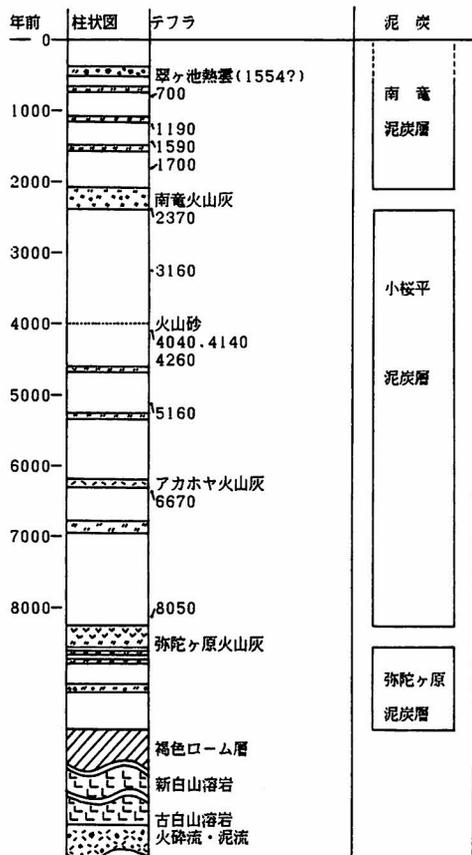


図4 白山泥炭地のテフラと泥炭の年代 (数字は¹⁴C年代(年BP、誤差省略)。柱状地は時間軸にもとづく)。翠ヶ池熱雲の西暦年代は山崎 (1980) による。



弥陀ヶ原

白山高山帯の 植生史をさぐる

辻 誠一郎

日本における高山帯の植生史の研究は意外なほどに立ち遅れています。そのもっとも大きな理由は、研究の対象となる泥炭地に乏しいことでしょう。このような状況の中で、白山高山帯は、日本の高山帯植生史や高山帯の植物相の発達・分化様式を明らかにする上で貴重なフィールドであるといえます。なぜなら、高山帯にもかかわらず泥炭の堆積の場としては十分な広さを持つ弥陀ヶ原や、これと比較できる泥炭地を亜高山帯にいくつも持つからです。さらに、地質時代を通じての植物群の移動や拡大・衰退の過程をさぐるのに十分な時間指示者としての火山灰層が多数泥炭層にはさまれていることもみのがせません。こうした好条件に加えて、白山高山帯の植物相が多様であることは、われわれの高山帯植生史への興味をより増大させてくれます。

筆者は白山自然保護センターの協力のもとに、昭和 57, 58 年度の調査を行ない、現在花粉分析という手法から植生史の解明にとり組んでいます。ここでは、花粉やその集団である花粉群集の性格、そして白山高山帯の植生史について現在までにわかってきたことを要約して述べてみましょう。

泥炭地に堆積する花粉群集

植生史を明らかにする手段はいろいろありますが、花粉分析は堆積物に残された顕花植物の花粉や隠花植物の胞子を検出し、その形態や産状を調べることによって過去に実在した植物群や植生、さらには気候を復原しようとする方法です。その復原を可能にする根拠は3つあります。第1は花粉・胞子のかたち（表現形質）が分類群に固有なため、科・属

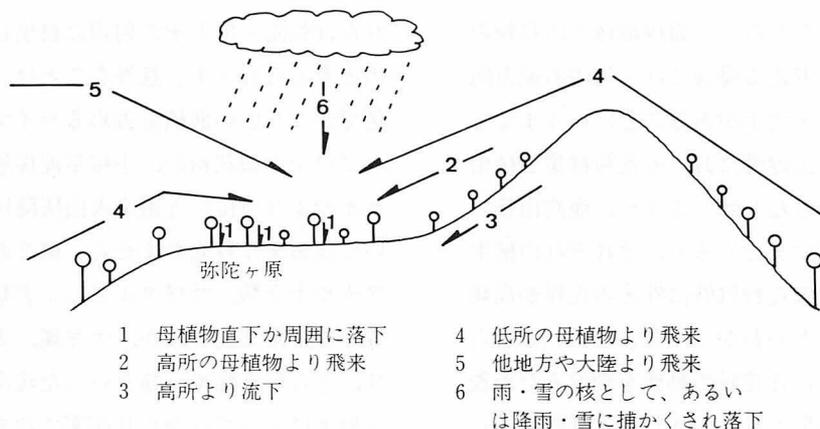


図1 弥陀ヶ原における花粉の搬入経路

あるいはものによっては種以下のレベルまで同定が可能なことです。第2は、景観をつくる主要な植物の花粉生産量がきわめて多いことです。このことが統計的なあつかいを可能にしています。第3は花粉・胞子が強じんな壁を持ち、還元状態下では特異な場合を除き花粉・胞子壁が遺体として残ることです。

生産された花粉・胞子は、水生・湿生植物のように生育地が遺体の堆積場である場合には、母植物の直下に堆積することもあります。多くの場合、風や水によって分散します。泥炭層に含まれる花粉群集には、その場（湿原）や近辺で生産されたものが圧倒的に多く含まれますが、かなり遠方から飛来したものも決して少なくはありません。空中生物学（aerobiology）といて、生物個体やその部分の大気中での動態を研究する分野がありますが、泥炭地に眠る花粉群集から過去の植生を復原するには、そのような動態の研究が平行してなされる必要があります。そうでないと、湿原やその周囲に実際に生育していた植物が何であり、どのような状態で生育していたのかを正確に知ることはできません。

図1は、弥陀ヶ原を例にして、高山帯の泥炭地における花粉の搬入経路を模式的に示したものです。もちろん、周縁地域での花粉の搬入経路をも考える場合には、矢印の逆方向の花粉の分散・流下があることはいうまでもありません。山地帯における花粉群集と植生の関係はおおむね一致しますが、亜高山帯、さらに高山帯にまでくると、それぞれの植生帯で生産される花粉以外に外来の花粉が高頻度を占めることがわかってきました。筆者らは、白山における花粉の動態を調べるため表層堆積物の採取も行ないました。詳細はあらためて報告することにしますが、高山帯の景

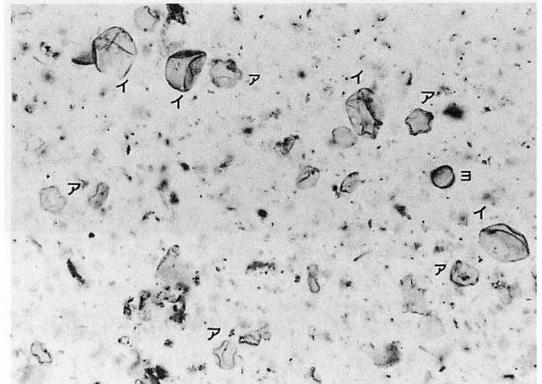


写真1 顕微鏡下の花粉化石の産状の一例
ア：ハンノキ属 イ：イネ科 ヨ：ヨモギ属

観を復原する上でも、また平野から高山帯にかけての大気の運動と花粉の動態とのかかわりについても多くの資料を提供するものと思います。

弥陀ヶ原に眠る花粉化石と植生史

弥陀ヶ原に堆積した小桜平泥炭層および南竜泥炭層（本誌「白山火山高山・亜高山帯の泥炭地と火山灰」参照）の花粉群集を検討してみると、低所で堆積した群集とは異なる3つの特徴が見出されます。まずハンノキ属とイネ科花粉がつねに優占することです（写真1）。ハンノキ属の大半は高山帯植生をつくるミヤマハンノキとみなしてよいでしょう。これらは弥陀ヶ原とその周辺に自生していたものと考えられます。意外なことは、白山高山帯でかなり広い面積を占めるハイマツ相当のゴヨウマツ類花粉が、小桜平泥炭層下部（アカホヤより下位）と南竜火山灰降灰以降を除いてはあまり目立ちません。第2の特徴は、ブナやナラ類、サワグルミ、シテ類、ケヤキ等の温帯落葉樹のほか、ナギ属、アカメガシワ、さらに常緑カシ類といった暖温帯の要素が層準によってはかなり高率で含まれることです。第3は定量堆積物中の花粉粒量がきわ

めて多いことです。わずかな植物組織片と他のダスト以外は花粉・胞子で占められます。1グラム中の花粉粒量は30万ないし50万個と見積もられます。低地の湖沼の堆積物ではだいたい5万ないし15万個ですから、比較にならないほど多いことがわかります。

検出した花粉化石の中にはきわめて飛距離の大きい遠来のものがあります。はっきりしているものに、西方の大陸の乾燥地帯に分布するマオウ属があげられます(写真2)。日本海側の低地の堆積物にはよくマオウ属花粉が検出されます。このことも考えあわせると、おそらく冬の季節風に乗ってはるか遠方にまで飛来したものと考えられます。

ところで、花粉化石の種類や各種の出現率の地史的な変動を調べてみると、弥陀ヶ原とその周辺の植生史はおおむね3つと時代に区分できそうです。弥陀ヶ原火山灰からアカホヤ火山灰にかけてはミヤマハンノキ林とハイマツ林が比較的優勢な時代です。雪田植生をつくる要素も出現しますが多くありません。上位の2つの時代ではアカホヤ火山灰と南竜火山灰のほぼ中間で分けられます。下位の時代はミヤマハンノキ林が卓越し、おそらくやや低所でダケカンバ林が目立ちます。この時代に入ってショウジョウバカマが出はじめます。上位の時代では、ミヤマハンノキ林とハイマツ林が優勢で最下位の時代と似ていますが、コバイケイソウ、イワイチョウ、ショウジョウバカマなど雪田植生をつくる半乾半湿植物が卓越する点で異なります。

こうした植生の変化に対応するように、外来性花粉の産状にも変化が認められます。最下位の時代には、乾燥した温帯林に多いシナノキ属がみられますが、この時代に限ってあらわれます。一方、雪田植生の卓越する時代

には、スギや常緑カシ類がそろって出現し、出現率も比較的高くなります。常緑カシ類は5%を占めることもあります。

泥炭地の発達と植生

弥陀ヶ原およびその周囲の植生史と外来性花粉の種類や出現率の時間的な変動を泥炭地の発達と関連して考えてみましょう。

日本海側では晩氷期に入って積雪量が増大し、気候がしだいに湿潤・温暖化したことがいくつかの花粉分析結果にもとづいて示されています。弥陀ヶ原泥炭層もこの変化に対応して形成がはじまったと考えられますが、まだ有機物量の乏しい泥炭質な泥しか堆積していません。立山ではこのころツガ属が優勢していたとの報告があります。白山でのこのころの植生はまだわかっていませんが、立山と同様、不安定な土地条件に対応する植生が成立していた可能性は高いでしょう。ただでさえ高山という厳しい環境下で、気候の変わり目という不安定な時代ではたとえ気候の湿潤化が進行したとしても雪田を形成し泥炭を堆積するにはまだまだ充分な環境ではなかったと考えられます。

弥陀ヶ原において、花粉に富み有機物量の多い褐色泥炭が堆積するのはアカホヤ火山灰

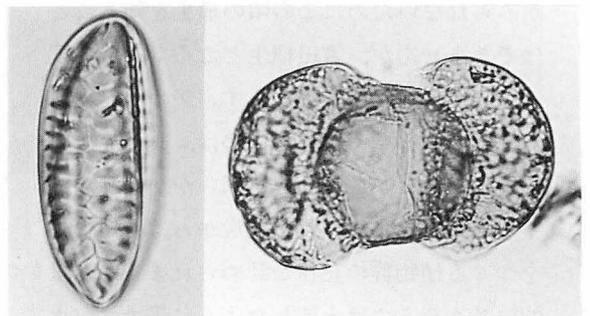


写真2 弥陀ヶ原の泥炭層(アカホヤ直下)より産した花粉化石(遠方より飛来したもの)
左:マオウ属 右:ナギ属

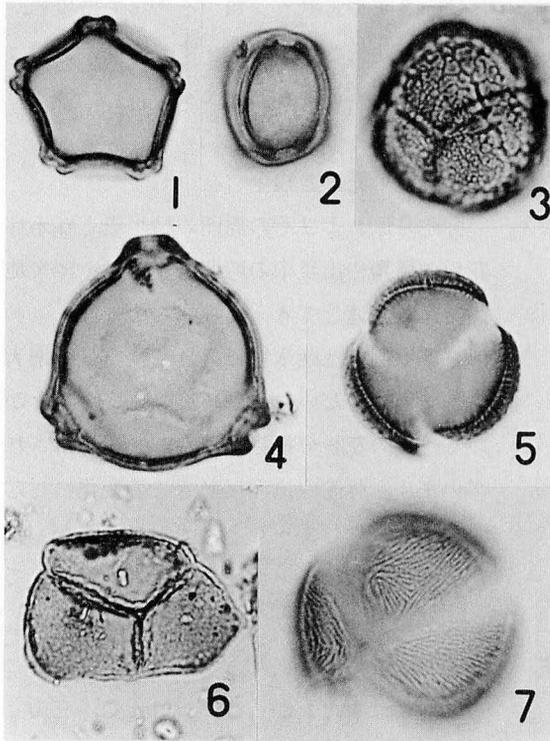


写真3 弥陀ヶ原の泥炭層（アカホヤ直下）より産した花粉化石（弥陀ヶ原とその近辺に生育していたもの）

- | | |
|------------|-----------|
| 1,2. ハンノキ属 | 3. ツツジ科 |
| 4. カバノキ属 | 5. ヨモギ属 |
| 6. ラン科 | 7. イワイチョウ |

の若干下位からです。弥陀ヶ原火山降灰後褐色泥炭が堆積するまでには比較的厚い二次的な砂礫層が堆積し、地形面は不安定であったと考えられます。堆積物が粗粒な砂礫層しかみられないためにこの頃の植生を知ることができませんが、雪田植生どころでなく、荒涼とした景観が想像されます。アカホヤ火山降灰前のハイマツ林の優勢は、まだ十分に安定していない地形面とも深いかかわりがあると考えられます。褐色泥炭からは雪田植生をつくる植物群の花粉が認められますが、量的に多くなるのは上述したようにアカホヤ火山灰と南竜火山灰の間、年代にすればおよそ5千ないし4千年前です。現在のようない

ワイチョウやコバイケソウが広く群生するみごとな雪田植生が成立したのはその頃とみてよいでしょう。

このように、褐色泥炭層（小桜平・南竜泥炭層）を通じて、湿原植物の豊富な泥炭地化の方向をたどり、また土地的にも乾燥から湿润への方向をたどったことがわかります。このことで、スギや常緑カシ類花粉の飛来と飛来量の増大とはどのようなかわりを持つのでしょうか。平野部では約6,500年前頃よりスギや常緑カシ類が増加開始したことが知られています。約5千年前にはそれらは極大となります。白山へのそれら外来花粉の飛来や粒量の増大は、平野部あるいは山地帯への分布拡大の極大に近づいた頃からと判断されます。後氷期後半に入ると、日本海側ではいかにスギ林の最盛期をむかえます。これは年降水量（積雪量を含む）が増大したことによると考えられます。アカホヤ火山灰の年代が約6,500年前ですから、高山帯における雪田植生の成立も平野部におけるスギの拡大も、気候の湿润化が大きく関係していることがわかります。

白山高山帯の泥炭地に眠る花粉群集は先に述べたようにいくつかの特異性がありますが、そうした側面に平野部で起こっている事件をも内在していることがわかってきました。しかし、実はまだその一端をのぞいたにすぎません。高山帯というきびしい環境と、その中で生きる植物群の歴史を明らかにするには、そうした特異な側面を十分に理解しなければならないでしょう。

〈大阪市立大学理学部〉

白山火山の形成年代

—K-Ar 年代測定より—

東野外志男*, 板谷徹丸**

白山火山は現在火口やその周辺の火山斜面をよく保存していますが、過去には火山体の形成と解体を何度か繰り返してきました。古文書には歴史時代の噴火活動が記されていますが、白山火山の誕生時期については、第四紀後半という以外、よくわかっていません。今回、白山火山の噴出物の K-Ar (カリウム-アルゴン) 年代を測定する機会を得たので、ここに紹介します。

白山火山の形成史

これまでの野外調査で明らかになった白山火山の形成史は、本誌の第 8 巻第 3 号で一度とりあげたので、ここでは簡単に述べます(表 1 参照)。

白山火山といった場合、まず現在の白山の山体を思い浮かべますが、実は、現在の火山体とは噴出場所を異にする成層火山体が過去に二度形成され、そして侵食作用によって解体されたことが、地質調査で明らかになっています。加賀室火山と古白山火山がその火山体です。そのため、現在の山頂を噴火活動とする火山体は、これらと区分するため新白山火山と呼ばれています。これら 3 つの火山の噴出物の性質にはほとんど差がみいだせず、一連の白山火山の活動の産物と考えるべきものです。

加賀室火山、古白山火山の山体は、両者共侵食がかなり進み、その形は現在見るべくもありません。そのうち古白山火山については、噴出物の一部に火山原面が残されており、それらの分布と傾斜方向・角度から、復元はか

なり可能です。加賀室火山と古白山火山の新旧関係を直接示すものは野外で観察されませんが、侵食程度から加賀室火山の方が古いと考えられています。しかし、侵食期が両者の火山体形成の間に存在したのか、存在したとしたらどの程度の長さなのか、そして、古白山火山と新白山火山の活動にはどれ程の時間的間隙があったかなどについては、野外調査はこれ以上語ってられません。

白山火山の K-Ar 年代

そこで、岩石の年代を決めるのに力を発揮するのが、放射性元素の崩壊の半減期を利用した年代測定法です。K-Ar 年代測定法は其中で最もよく知られたものの一つです。岩石中の放射性元素カリウム-40(^{40}K)が崩壊してアルゴン-40(^{40}Ar)に変化する反応を利用しています。放射性元素の半減期とは、ある放射性元素 A が他の元素 B に崩壊を行なう際、A がもとの量の 2 分 1 になるのに必要とする時間で、 ^{40}K の半減期は約 13 億年です。もし、ここである岩石が固化する時、その岩石中に ^{40}Ar が存在しなかったら、固化後の経過年数、つまり岩石の年代は、岩石が含有する ^{40}K 量と ^{40}Ar 量を測定すれば計算できます。ただここで問題なのは、岩石が固化した時に ^{40}Ar が存在していなかったという確証を得れるかということです。堆積岩や変成岩は、この点についてかなり問題が残りますが、火山岩については幸いなことに岩石が固化した時には ^{40}Ar がほとんど存在しなかったと仮定してよいのです。それは、Ar という

表 1 白山火山の各火山の概要と K-Ar 年代値

	噴火中心	標高	噴出物の体積	K-Ar 年代値
新白山火山	現在の山頂	2,702 m	約 1 km ³	?
古白山火山	中ノ川支流地獄谷の上流	約 3,000 m	約 15 km ³	13.2 万年前, 10.8 万年前
加賀室火山	岩間道尾根西斜面(?)	?	?	42.7 万年前, 31.8 万年前

元素は揮発性の元素で、マグマが地下深くにある時には高圧のためマグマ中に溶け込んでいるのですが、マグマが地上に噴出すると圧力が低下ししかも温度が高いため、マグマ中に含まれていた Ar が空気中に放出されるためです。一方、岩石が固化した後は、 ^{40}K の崩壊によって生成された ^{40}Ar は岩石外には逃げられず、岩石中に蓄積されます。

白山火山の K-Ar 年代測定は、加賀室火山、古白山火山、新白山火山それぞれの噴出物 2 個ずつについて行ないました(表 1)。加賀室火山については 42.7 万年前、31.8 万年前、古白山火山については 13.2 万年前、10.8 万年前の年代を得ました。新白山火山については形成年代が若いのでこの方法では測定できませんでしたが、本号の「白山火山高山帯・亜高山帯の泥炭地と火山灰」で紹介しているように、誕生は少なくとも 8000 年より古いことがわかっています。

これらの測定結果をもとにすると、白山火山の形成史についてかなり具体的なことがいえるようになります。一つは、地形の侵食程度から堆定されてきた加賀室火山と古白山火山の形成の新旧関係がこれで確定したこと、両者の間にかかなり長い侵食期間(約 20 万年)が存在すること。そして、加賀室火山の誕生が 40 万年程前、古白山火山の形成が 10 万年程前と、以前私達が漠然と考えていた形成年代がはっきりとしてきました。

白山周辺の第四紀火山の年代

最後になりますが、白山周辺地域の第四紀火山の年代についても少しふれましょう。とはいっても、図 1 に示した白山周辺に分布する数多い第四紀の火山のうち、年代がわかっているのは戸室火山と大日ヶ岳火山だけです。

戸室火山については、放射性元素による年代測定はなされていませんが、金沢の河岸段丘の礫層の研究から、戸室火山の形成は 5 万年前～2 万年前と推定されています(越中, 1982)。大日ヶ岳火山は、地質調査所発行日本地質図(100 万分の 1, 1978)では第三紀鮮新世～第四紀更新世前期(鮮新世と更新世の境界は約 200 万年前)の火山として記されています。白山火山と同様、3 個の噴出物の K-Ar

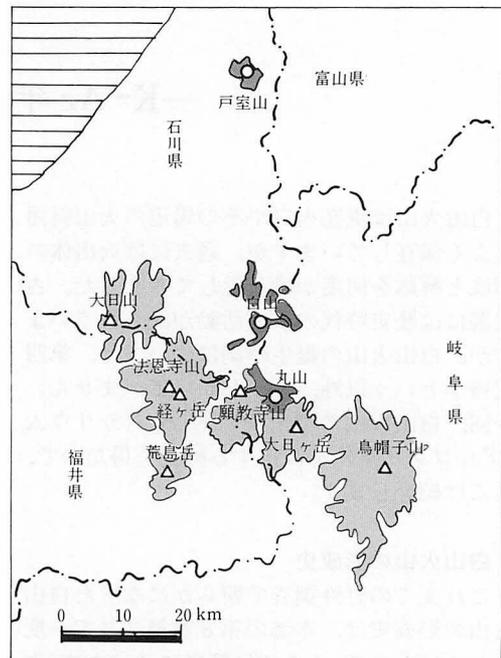


図 1 白山及びその周辺地域の第四紀火山、円で示した火山が第四紀でも比較的新しい時代に、三角で示した火山がそれらよりも古い時代に形成されたと考えられる。各火山の噴出物の分布は地質図幅 1/50 万「金沢」(地質調査所, 1974)を多少改変

年代を測定しましたが、得られた数値は 103.3 万年前, 93.8 万年前, 103.4 万年前です。白山火山や戸室火山よりは古くなりますが、以前考えていた程には古くないようです。

白山及びその周辺地域に分布する第四紀火山については、以前から、火山地形の侵食程度から戸室火山、白山火山、丸山火山は第四紀でも比較的新しい時代に、そして残りの火山はそれらよりも古いと考えられてきました。年代の数値自体は、以前想像していたよりも若くなりましたが、これまでに得られた年代値は、それらとは矛盾しません。

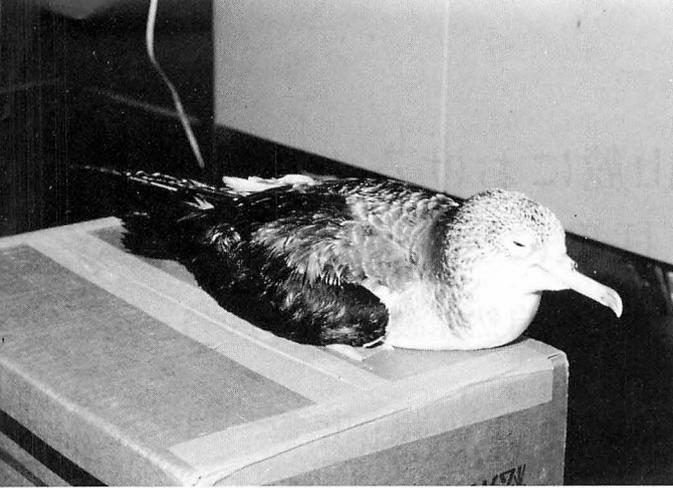
それにしては、図 1 に示した火山のうち比較的新しい火山が南北方向に、そしてそれらより古い火山が北西～南東方向に配列しているのは単なる偶然でしょうか。それとも、第四紀という時代に、地下で時間と共に何か変化が起きているのでしょうか。

〈*白山自然保護センター、**岡山理科大学蒜山研究所〉

白山麓で見つかった海鳥

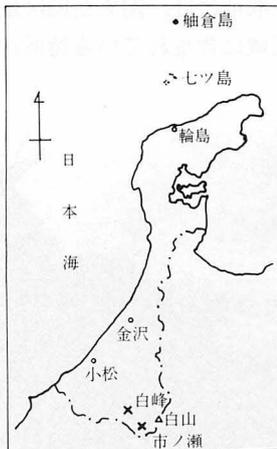
オオミズナギドリ

上馬 康生



みなさんはオオミズナギドリという鳥をご存知でしょうか。ミズナギドリ科という鳥のグループの一員で、背や翼の上面は全体に褐色ないし黒褐色、下面は白色で、全長 50 cm くらいの大きさのカモメに似た形の海鳥です。普通は船で海へ出た時か、海岸から沖合遠くに見られるだけです。この鳥が白山の山中で昨年 11 月に見つかり、当センターへ連絡が入ったのです。場所は白峰村市ノ瀬の永井旅館の前で、11 月 13 日と 20 日にそれぞれ 1 羽ずつ、また 14 日に白峰のみどりの村御前荘の近くで 1 羽見つけて拾われました。13 日の個体は死んでいましたが、他の 2 羽は生きていました。なぜ海鳥であるオオミズナギドリが、こんな山の中まで飛んできたのでしょうか。

この鳥は全国各地の離島で繁殖しています。本県でも、輪島の北方の七ツ島が集団繁殖地として知られています。島周辺で見られるのは、毎年春から秋までで、6～7 月頃に、島のススキなどの草原の地中に掘った穴に、



オオミズナギドリの発見場所

(昭和 58 年 11 月)

産卵されているのがたくさん見つかっています。通常は海上で集団で見られ、エサの魚をさがしています。10 月後半から 11 月になると南方への移動を始め、冬期には見られません。そして 2

～3 月頃に島周辺へもどってきます。

さて、白山の山中で見つかったのは昨年秋だけのことではありません。今までにも昭和 57 年 11 月 12 日に吉野谷村市原、昭和 51 年 11 月 6 日に尾口村一里野などで見つかっています。そのいずれの記録も、10 月下旬から 11 月のものです。そこで考えられるのは、この頃に、七ツ島などから南方への移動の途中に迷い込んだのではないかということです。

このような例は、近県では京都府の冠島で繁殖したものとみられる多数のオオミズナギドリが、やはり 10～11 月に近畿地方の各地で落鳥しているのが見つかっています。福井県でも毎年各地で見つかっており、それを調べた福井県鳥獣保護センターの林哲さんの報告によると、落鳥は悪天候に関係しているようです。つまり、11 月に入って冬型の気圧配置になり、季節風が強ク吹いた後に、まとまって見つかっているのです。本県でも、以前から悪天候の後でよく見つかる傾向は知られていました。昨年も、市ノ瀬と白峰で続けて見つかった日の前は、3 日間冬型の気圧配置で天候が荒れました。

拾われたオオミズナギドリは、その場で飛ばしてやっても飛び立てないのがほとんどです。今までにセンターに連絡のあったもので、生きているものは全て県野鳥園へ届けられ、そこでしばらくエサをもらって体力をつけてから、野外へもどされています。

このように海鳥であっても、時には山の中で発見されることもあるのです。広い山の中ですから、人の目にふれないものもきっと多くあるかと考えられます。このような落鳥は、その鳥についての研究の上で貴重な資料となりますので、また発見されたら連絡してください。
<白山自然保護センター>



山碎石採取現場

白山麓における土石等の採取について

(白山地域自然保護懇話会から)

田 中 宏 明

当センターが年2回開催している「白山地域自然保護懇話会」も、昭和52年8月の発足以来、延べ15回の会議を重ねてきました。

本懇話会は、白山麓に関係する行政機関の代表者と、学識経験者で組織され、白山麓地域住民の生活安定と自然保護の推進を目的としています。また毎回のテーマは、この趣旨に沿い、自然保護、産業、観光レクリエーション、生活環境等の中から、その時々話題を選んで開催しています。

今年度は、去る12月7日に、克雪対策及びスパイクタイヤ問題等をテーマとして第1回懇話会を開催し、この度、2月17日に第2回懇話会を開催しました。

今回は、昨今問題となっている自然公園内及びその周辺等における土石の採取と、これに伴う汚濁水の河川流出、更にはそれによる水生生物等への影響といった面に着目し、①「骨材生産について」、②「自然公園法による(土石の採取等の)指導・規制」、③「砂利採取が水生生物に及ぼす影響について」といった一連のテーマ設定の基で、鶴来土木事務所長、環境庁白山国立公園管理員、金沢大学理学部大串教授から状況説明、意見発表をいただき、各会員の意見交換が進められました。

さて、当センターでも、白山麓(鶴来町、河内村、鳥越村、吉野谷村、尾口村、白峰村)における手取川筋での砂利採取や、山間部での土石(山碎石)採取と、自然保護との兼ね合いは、常に問題となるところですが昭和57年度の同地区におけるその生産量は、おおむね表-1のとおりとなっております(鶴来土木事務所調べ)。

この表を見てもわかるとおり、陸砂利、河川砂利は、コンクリート骨材としてのみ利用される重要な土木資材で、吉野谷村を除く五町村で生産されており、その総生産量421,600 m³は、県内のコンクリート自給量(約110万m³、需要量は約180万m³)の約38%に達しています。

また、山碎石は、生産したものを選別して良質なものの約10%がコンクリート骨材となる他、大部分(約80%)が道路の舗装用骨材として、さらに残り10%が盛土材等として使用されていますが、これも鶴来、河内両町村での生産量617,000 m³は、県内の同生産量約165万m³の37%に達しています。

このように、砂利、碎石等の生産は、地元白山麓にとっては無論の事、県内の建設業にとっても重要な産業であります。反面、無秩序な状況で放置されれば、自然環境、生活環境の悪化を招く一面があることも否めません。

現在、これらの採取地には、国立公園区域や、県立自然公園区域に含まれている箇所が



河川砂利採取現場

表一 白山麓町村別砕石・砂利採取量 (昭和 57 年度)

(単位 m³)

町村名 種別	鶴来町	河内村	鳥越村	吉野谷村	尾口村	白峰村	計	用途
山 砕 石	153,000	464,000	—	—	—	—	617,000	道路用骨材, コンクリート骨材, 盛土材等
陸 砂 利	161,800	—	—	—	—	—	161,800	コンクリート骨材
河川砂利	—	3,000	800	—	176,000	80,000	259,800	コンクリート骨材
計	314,800	467,000	800	—	176,000	80,000	1,038,600	

(鶴来土木事務所調べ)

数か所あり、前者は環境庁長官、後者は知事の、それぞれ許可或は届出受理により事業が行われています。

また、これらの公園区域外における事業地でも、砂利採取法、採石法、河川法等により一定の制約に基づいて事業が行われており、「無秩序な採取状況」といった事態は、一応回避されるようになっていきます。

このような現状の基で、自然公園内での土石採取をみると、地元産業の育成、生産さ

れた建設資材が有する利用目的の公共性、更にはそれらがもたらす経済的波及効果等を考慮すると、優先した配慮は必要であるにしても、単に自然保護の見地からのみ全てを規制してゆくのは適当なこととは言えないでしょう。

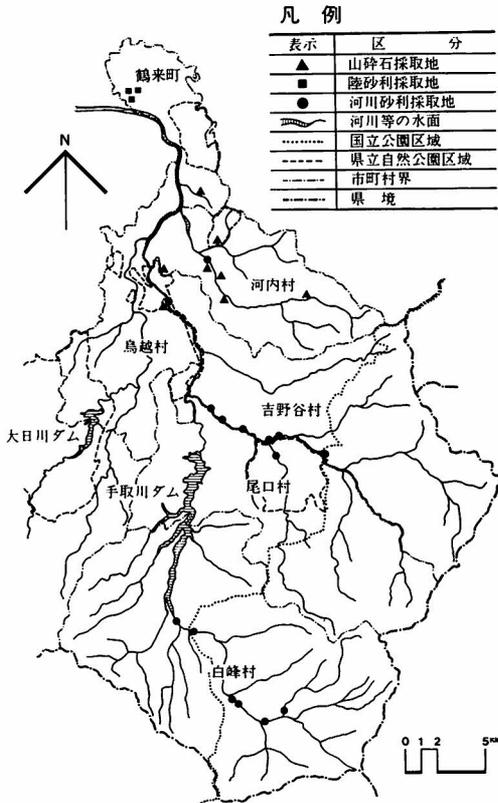
今回の懇話会においては、これら砂利採取等に対する環境庁としての方針についても次のような説明がありました。

それによりますと、まず現在採取許可の決定にあたっては、採取の必要性、公共性、代替採取地の有無、採取地の地形及び自然度、採取跡地の取扱い等をはじめ、その他数項目にわたる審査指針により審査し、一定の基準を満たしたのものについてのみ採取を認めています。なお、白山国立公園区域内においては、河川砂利以外の採取（山砕石の露天掘等）は認めない方針であるとのことでした。

当センターにおいても、県立自然公園区域内での採取許可等の審査方針は、全体として環境庁のそれに沿ったものであり、特に前述した地域産業と自然保護といった一面背反する問題についても、極力その「バランス」を考慮した適切な判断、指導を目指しています。

また、これら採取事業の着手にあたっては、事業完了後の跡地処理が常に問題とされ、現在その手法として、緑化（法面種子吹付等）工が一般的ですが、当センターでは、採取後の急傾斜地が裸地のまま放置され、後に悔を残すことのないよう、自然保護の立場から、より周囲の環境に適応し、かつ確実な緑化が図られるようキメ細かな指導を進めていく所存です。

〈白山自然保護センター〉



白山麓の土石等の採取地位置図

たより

今年は3年ぶりの大雪で、しかも割合遅くまで雪が降りました。白山ろくの村々でも雪がまだ残っています。山の中で生活する動物たちも、今年は苦勞したのではないかと思います。

当センターでは本格的な春の訪れを前に、尾口村一里野にあるブナオ山観察舎のより一層の利用増を目的として、二つの新しい試みを行ないます。一つはブナオ山観察舎のポスターを製作・配布することで、県内の公共機関（役所、博物館等）、デパート、銀行、駅などに掲示します。もう一つは、ブナオ山観察舎での観察希望者を集め、センター職員が引率、案内する試みです。4月以後の毎週日曜日、午前9時半に放送により一里野スキー場管理事務所前に希望者に集ってもらい、そこからブナオ山観察舎までセンター職員が説明をしながら案内します。スキー客、あるいは宿泊客の人達にとっては、これまで以上にブナオ山観察舎に行きやすくなるでしょう。

2月17日(金)に、昭和58年度第2回白山地域自然保護懇話会が吉野谷村役場にて開催されました。本文で紹介されているとおり、今回は“白山麓の砂利採取”について話しあわれました。産業の少ない地元の村にとって砂利採取は大切な産業となっている反面、自然環境の悪化の一因ともなっており、その調整には関係者一同（業界、役所、識者）のより一層の話し合いが望まれます。

白山国立公園管理員の松下洋氏が4月1日付で富士箱根伊豆国立公園船津管理官事務所へ転任され、後任として阿寒国立公園管理員の上杉哲郎氏が赴任されます。

(岩田)

目 次

表紙	ハクサンフウロの花粉	辻 誠一郎	1
特集	第四紀の白山		
	白山火山高山・亜高山帯の泥炭地と火山灰	遠藤 邦彦	2
	白山高山帯の植生史をさぐる	辻 誠一郎	7
	白山火山の形成年代—K-Ar年代測定より—	東野外志男・板谷徹丸	11
こんな発見・あんな記録4			
	白山麓で見つかった海鳥オオミズナギドリ	上馬 康生	13
	白山麓における土石等の採取について (白山地域自然保護懇話会から)	田中 宏明	14
たより			16

はくさん 第11巻第4号(通巻50号)

発行日 1984年3月20日
発行所 石川県白山自然保護センター
石川県石川郡吉野谷村木滑
☎920-23 TEL 07619-5-5321
印刷所 株式会社 橋本確文堂