

小泉武栄*：亜高山帯の自然地理とその歴史的背景

Takeei KOIZUMI * : Physical and Historical Setting of Subalpine Zone of the Japanese High Mountains

Abstract The development of subalpine conifer forests in Japan is closely related to climatic changes since the Last Glacial Age. However, it is also related to the development of mountain slopes. So, the relation between slope development and subalpine conifer forests is discussed first. Block slopes, which were formed during the Last or late Glacial Age, were distributed extensively in subalpine zones. Though most of these block slopes were covered with subalpine conifer forests, some parts were treeless. There, only saplings or isolated short trees, such as *Larix leptolepis* are able to be observed. It is considered that the lack of forest is due to the delay of plant succession on extensive block slopes. Treeless block slopes are distributed, for example, near the Sensui Pass in the southern Japanese Alps, and on Mt. Kimpu in the Kanto Range. In both areas, the lower limits of block slopes were at about 2000 m a. s. l. Fossil periglacial block slopes are dissected at their lower limits. Such parts, named "the postglacial dissected line" by Hatano (1986), offer unstable habitats for plants. *Betula ermanii* shrubs are often observed in such habitats. They seem to be adapted to an unstable geomorphic conditions. Forest line extends to about 2500-2600 m in central Japan. However, considering the climatic conditions it could ascend to about 2800 m. Normally, the limiting factor for forest growth is considered a mean temperature of approximately 10°C for the warmest month of the year. But in the Japanese Alps, an isotherme of 10°C for the warmest month runs about 2800 m. So the height of present forest line is lower than the estimated limit. The author concluded that the presence of periglacial block slopes probably caused the lower forest line.

Key Words : Subalpine zone, Subalpine conifer forest, Fossil periglacial slope, Timber line, Climatic change

1. はじめに

亜高山帯とは何をさすか。このことについて、欧米の研究者と日本の研究者の間に食い違いが認められることは、最近よく知られるようになってきている。しかし今回はそれを議論するのが目的ではないから、ここでは亜高山針葉樹林の卓越する高度帯、つまりブナ帯の上限と森林限界にはさまれた部分を亜高山帯ということにして話を進めたい。

さて亜高山帯とはもともと植生の垂直分布上の概念であって、地形学や気候学上の概念ではない。したがって地形や気候に関してはたして亜高山帯があるのかどうかは、はっきりしないところである。しかし第四紀学、気候地形学的視点からみると、氷河時代の影響をきわめて強く受けている点で、一般の山地斜面とは明らかに異なっている。今回のシンポジウムは、亜高山針葉樹林の成立過程を論ずることが目的であるから、ここでは亜高山針葉樹林の立地に関わりの深い、亜高山帯における斜面の形成・発達と斜面堆積物についてまず紹介し、次に亜高山帯の気候環境について若干の資料を提供したい。

2. 亜高山帯における斜面発達とそれに関連する問題

ここ10年ほどの間に、わが国の最終氷期の自然像はかなり明瞭なものになってきた。研究の遅れていた山地地域の自然についても、日本アルプスや日高山脈を始めとする各地で、氷河地形や斜面堆積物・段丘

*〒184 東京都小金井市貫井北町4-1-1 東京学芸大学地理学教室

Department of Geography, Tokyo Gakugei University, Koganei, Tokyo 184, Japan.

堆積物の調査が進み、2回の氷河前進期と2回の岩屑供給期が確認されるなど、研究の進展が著しかった（小野・平川, 1975; 柳町, 1983, 1987; 伊藤, 1982; 伊藤・正木, 1984, 1987; 小嶋, 1983; 小野, 1985 など）。木曾山脈では2期の寒冷期について、垂直分布帯の復元が行われている（柳町, 1984）。

一方、完新世については、温暖化に加え、ヒブシサーマル期には全体として降水量の増加したことが推定されている（宮城ほか, 1979; 中山・宮城, 1984; 相馬, 1988 など）。また、ネオグラシエーション期には気候は冷涼化し、日本海側の多雪山地では残雪が増加したと推定される（小泉ほか, 1981）。

こうした気候変化の中で、亜高山帯の山地斜面はどのように変化したのだろうか。これをレビューするのが、本稿の最初の目的であるが、これを明らかにする手順としては、山地斜面を、下方から、すなわちそれを侵食する河川の方からみる立場と、上から、すなわち岩屑を生産する尾根筋の方からみていく立場とがあり、それぞれ興味深い結果を得ているので、ここでは2つに分けて紹介する。

(1) 山地斜面を下方からみると

羽田野 (1974, 1986) は山地斜面の分類を行う際、遷急点の存在に着目し、過去に形成された平滑な斜面が現在、河川の侵食で壊されつつあると考えて、その境目の遷急点を後氷期開析前線と呼んだ。それまで地形学における山地斜面の分類は、もっぱら斜面の形態に基づいて行われ、それ以外では、DARLYMPLE *et al.* (1968) などのように、斜面上に働く地形形成作用に基づく分類が主流であったが、羽田野の考えは斜面分類に斜面の時代性を持ち込むという点で画期的なものであった。地形学の他の部門では時代性というのはごく当たり前の概念になっているが、山地斜面の場合は火山灰が残りにくく、そのために斜面形成の時代を明らかにしようという試みは、北上山地などでの例外的な研究を除き、ほとんどなされないままに経過してきた。羽田野の研究はこうした先入観を打ち破るもので、その後の斜面研究や斜面分類の方法に大きな影響を与えることになった。

小口 (1988) は松本盆地周辺の山地斜面において、段丘堆積物の供給期と山地斜面の形成期との関わりを調査し、きわめて興味深い結果を得ている。小口は羽田野の研究をふまえ、山地斜面を次の4つのタイプに分類した (図1)。



図1 小口 (1988) による山地斜面の分類 (北アルプス鍋冠山付近)

1. 高位平滑斜面, 2. 低位平滑斜面, 3. 高位開析斜面, 4. 低位開析斜面

高位平滑斜面…尾根筋に近い部分に分布。角礫層の上に風成火山灰をのせる。

低位平滑斜面…高位平滑斜面の下方に続く。角礫層の上に風成火山灰をのせる。

高位開析斜面…礫層のみで、火山灰層を欠く。

低位開析斜面…谷筋に現れる。基盤が露出し、崩壊地状になっている。

この研究では、風成火山灰の年代は特定できなかったが、段丘の形成年代から考えて、2種の平滑斜面は4万～1万数千年前、すなわち最終氷期後半の形成、開析斜面の形成は後氷期ないし現在だろうと推定された。

小口の調査地域の中には北アルプス常念山脈の東斜面も含まれており、山地斜面の4つのタイプは亜高山帯にも当然現れる。小口の研究から、亜高山針葉樹林に覆われる、安定した山地斜面の形成は、おそらく最終氷期後半だろうという推定が引き出せるが、この推定は後で述べる化石周氷河斜面の形成期とほぼ調和的である。

一方、清水（1989）は日高山脈から夕張山地にかけての山地斜面を調査し、斜面堆積物とその上にある火山灰を用いて、最終氷期から完新世にかけての斜面の安定性の垂直的変遷を明らかにした（図2）。この研究によれば、海拔400m程度の高さでは、最終氷期最盛期頃でも斜面は安定していたが、海拔が高くなるほど、斜面の安定化は遅れ、海拔1500mを越える高地では9000年前頃ようやく斜面が安定化したという。

このことは、気候の温暖化に伴い、斜面は下部からしだいに安定していくということを意味しているが、これは斜面を不安定にさせる周氷河作用の働く地域、すなわち周氷河地域の縮小・上昇を示すと考えられている。

これらの研究を通じて明らかになってきたことは、亜高山帯の斜面の形成もしくは安定化は意外に新しいのだということである。このことは山地地域における、氷期中もしくは後氷期の植物群落の成立や遷移を考える際、意外に重要な問題をはらんでいる。

これまで植物生態学者は、山地斜面の形成期というものがあるということを、火山以外、おそらく考えもしなかったと思われる。しかし、上記の例の他に、たとえば、北アルプスの薬師岳や白馬岳の高山帯には斜面形成が新しいために、植生遷移が遅れて地衣類や蘚苔類しか生育していない斜面があるし（小泉，1989）、後述する周氷河性岩塊斜面には、亜高山針葉樹林がまだ欠如している部分がかかなり広く残されている。これには斜面形成の遅れが一つの原因になっている可能性が強い。また守田（1984）は吾妻山の亜高山針葉樹林の成立が3000年前程度にしかさかのぼらないことを明らかにしているが、これも同様である。

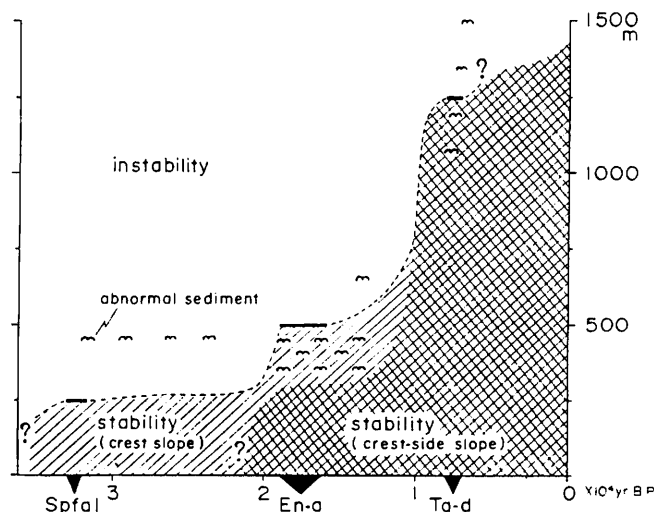


図2 夕張山地南部と日高山脈西部における最終氷期以降の斜面安定性の垂直的変遷（清水，1989）

こうした斜面は他地域からも探せば、続々と出てくるのではないと思われる。

四手井(1981)はヨーロッパの亜高山針葉樹林に陽樹が卓越することから、森林自体がまだ成熟していないのではないかと推定しているが、わが国の亜高山針葉樹林についても、もしかしたらこうした視点からの再検討が必要になるかもしれない。

この他、高山植物の伝播というようなことを考えたりする際には、これまで陸橋の有無といったことがもっぱら重視されてきたが、今後は、通過地の山地斜面の安定性といったようなことも考慮に入れていく必要があるのではないかと考える。

ところで山地斜面の発達といった視点から亜高山帯の斜面をみると、現在は、氷河時代につくられた平滑斜面が破壊され、下位に新しい侵食斜面ができつつある時期であると考えられることができる。これは、やすりで削るような氷河時代の削剝の様式から、ノミでえぐるような、完新世の削剝様式に変化したためである。このことも亜高山帯の植生の立地を考える際、重要になりそうである。八ヶ岳などいくつかの山地ではダケカンバの優勢な部分があるが、こうした部分は、小口(1988)のいう2種の開析前線に一致している可能性があり、今後の検討が必要である。なお、山崩れは細かくみると、地質や破碎帯との関わりが強い現象である。開析前線の進み方についてはこの点に注意する必要がある。

(2) 亜高山帯の斜面を上方からみると

高山の西側斜面上部を中心に広がる岩塊斜面を、化石周氷河斜面と呼んでいる。この斜面の存在そのものは、山地の研究者によって比較的古くから気がつかれていたが、調査が盛んになるのは1980年代に入ってからである。筆者ら(小泉・柳町, 1982)は、木曾山脈中部の檜尾岳付近において、現在の岩屑生産は基盤に節理が密に入った部分に限られており、西側斜面上部にはハイマツ群落に覆われた、化石的な岩塊斜面のあることを明らかにした。

清水(1983)は関東山地からこの斜面の存在を報告し、大きくみて2回の化石周氷河斜面の形成期があったことを明らかにした。その後、化石周氷河斜面は蝶ヶ岳(関, 1986)、三国山脈(高田, 1986)などからも報告され、各地に広く分布することが明らかにされつつある。

化石周氷河斜面は一般には人頭大から径が1mを越えるような粗大な岩塊に覆われており、空隙が多いため、植物の生育には必ずしも適していない。

そのためしばしば植被を欠く場合が出てくる。植被を欠く斜面は薬師岳や檜・穂高の高山帯などに広くみられるが、長大な化石周氷河斜面の場合、その末端部は当然ながら亜高山帯にまで伸び、そこに植被を欠く岩塊斜面を作り出すことになる。その好例は南アルプス仙水峠付近や関東山地の金峰山にみられる。

仙水峠では岩塊斜面が海拔2080mまで低下し、図3に示したような特異な景観を示している。ここは標高の上では間違いなく亜高山帯にあるが、亜高山針葉樹林は十分発達しきれず、岩塊地が広く残されている。岩塊地にはカラマツの幼樹や数m程度に育った低木ないし亜高木が点在している。また岩塊斜面末端の2080m付近にはハイマツが群落をなして生育している。このハイマツと亜高山針葉樹林の分布について、小泉秀雄(1924)は垂直分布帯の逆転現象であると報告しているが、こう考えてもやむをえないところであろう。

清水(1983)が調査した関東山地の金峰山でも、岩塊斜面が2000m付近まで低下している。ここ



図3 南アルプス仙水峠付近の岩塊斜面とその植生景観

でも亜高山針葉樹林はやはり未発達で、森林帯の中に広い岩塊地が残されている。

2つの事例は岩塊斜面があまりに広大なために、氷期終了後もまだ森林が発達し切れていないケースと考えることができよう。このような事例は大なり小なり、日本アルプスや関東山地などの各地で観察されるものである。亜高山針葉樹林の組成や構造の地域差についてはいろいろ議論があるが、ここで紹介したような視点から亜高山帯の森林の立地を見直してみると、また何か別のことがわかるかもしれない。

筆者の体験では、縞枯現象の発生している斜面も岩塊斜面であることが多いようである。この現象の原因としてはもっぱら風があげられてきたが、もしかしたら風と岩塊斜面の存在が複合して効いているのかもしれない。

この他、岩塊斜面がさらに低下したケースとして、関東山地大菩薩嶺の北に位置する六本木峠付近の岩塊斜面をあげることができる。ここは海拔 1500 m 程度にすぎず、高度的にはブナ帯に含まれるが、岩塊斜面上にのみ、ハリモミ、ツガ、モミ、ネズコなどからなる針葉樹林が成立している。林学の方では岩塊地や岩角地にこういう森林があるのはさほど珍しいことではないというが、興味深い現象ではあると思う。ブナが育たない岩塊地になぜ針葉樹が育ち得るのか、今後解明していく必要があろう。中間温帯林の存続に岩塊斜面がそれなりの役割を果たしてきたことも、別の意味で評価できるのではないかと思う。

3. 森林限界をめぐる問題

夏の気温からみると、日本の森林限界は低すぎるのではないかと、ということが本章で筆者のいいたいことである。これについては今西（1935）がすでに指摘しており、山頂現象と多雪の影響の可能性を示唆しているが、その後、研究の進展はみられなかった。

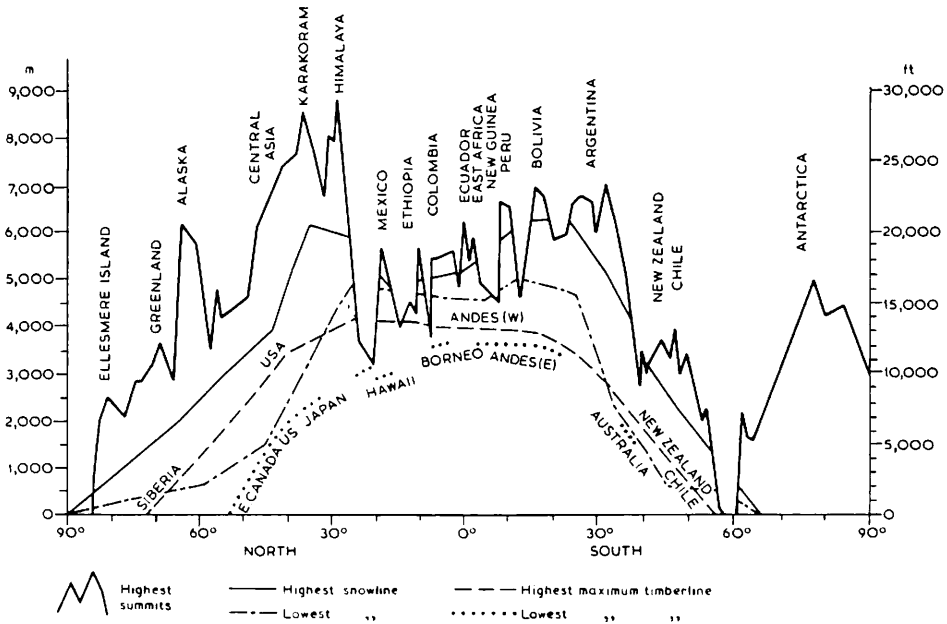


図4 世界の森林限界高度（模式断面図）（BARRY & IVES, 1974）

表1 蝶ヶ岳ヒュッテにおける7, 8月の平均気温
(1975～1984の10年間の観測値)

	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	平均
7月	13.1 ^{°C}	10.3	12.7	13.5	11.0	11.5	12.5	8.7	8.5	11.6	11.3
8月	14.1	10.8	12.0	12.4	12.7	11.0	11.6	10.6	11.3	12.8	11.9

図4はSWAN (1967)の原図をBARRY & IVES (1974)が描き直した、世界の森林限界高度を示す模式断面図である。これを見ると、日本列島の森林限界は、中緯度温帯ではもっとも低いところに位置しており、ほぼ同緯度の中国中西部に比べて100 m 近く低いところにある。異常ともいえる低さである。同じことはHERMES (1955)がまとめた世界の森林限界高度の図にもよく現れている。日本の森林限界高度は北緯35°線と比べてみると、世界で一番低い。

森林限界を決める気候因子については、すでに夥しい研究の集積があり(横山, 1983), さまざまの検討がなされてきた。しかし一般には森林限界線は7, 8月の平均気温10°Cの線に一致するといわれており、ヨーロッパアルプスなどではその一致がかなりの程度確かめられている。

不思議なことに、わが国では森林限界を決めている気候条件を厳密に検討した例がほとんどない。吉良 (1948, 1949) は“暖かさの指数”15の線が森林限界線に一致するとしたが、この値の成否についてはその後、だれも検討したことがなく、これと7, 8月の平均気温10°Cとの関係も不明のままである。

わが国では高山の気象データはまことに乏しいが、次にわずかに得られているデータをあげてみよう。筆者が解析した木曾駒ヶ岳千畳敷カール(海拔2600 m)の資料によれば、7, 8月の平均気温は11~12°Cに達しており(小泉, 1974), 一般にいわれている値より、1~2°C高くなっている。現在、森林限界は海拔2600 mにあるが、この値から推定する限り、2700~2800 m ぐらいにあってもいいはずである。蝶ヶ岳の海拔2650 mにある蝶ヶ岳ヒュッテでの夏山観測のデータ(表1)をみても、ほぼ同じ値が得られている。乗鞍岳でも海拔2873 mにある宇宙線観測所で気象観測が行われており、それによれば7, 8月の平均気温はそれぞれ、10.0, 9.8°Cとなっており、これから推定される森林限界も2800 m 程度になりそうである。

森林限界線が気温から推定される高度より200~300 m 低い原因として、筆者は最終氷期の岩塊斜面が重要な役割を果たしていると考えている。たとえば、蝶ヶ岳では最終氷期の岩塊斜面が、亜高山針葉樹林の上昇を食い止めており(図5), 森林限界は岩塊斜面の下限に一致して上下している(図6, 小泉・関, 1988)。岩塊斜面上にはハイマツ群落が成立している。

同様な現象は、鈴木・清水(1982)によって金峰山から報告されており、北海道の山々からも、沖津・伊藤(1984)によって森林限界高度はWI 15(暖かさの指数15)よりかなり低いことが明らかにされている。ここでも最終氷期の岩塊斜面が、森林限界を押し下げているのではないかと推定されている。

世界の他の山岳地域でこのような現象があるのかどうかははっきりしないが、わが国においては夏冬の気温較差が大きく、夏は比較的高温に、冬はかなりの低温にさらされる。森林限界は現在の夏の気温によって決定されているのに対し、岩塊斜面の下限は氷期の冬の低温によって決められるために、上記のような現象が生じたのではないかと考えている。

なおこの問題に関しては、岩塊斜面の形成年代をはっきりさせなければならない、という課題が残るが、これについては現在、調査を続けているところなので、詳しくは別稿にゆずりたい。

4. 最終氷期以降の森林限界の変動をめぐ る問題

最終氷期最盛期頃の日本列島の植生図はすでにいくつか描かれており(塚田, 1974, 1984; 日浦, 1980; 那須, 1980; 安田, 1980 など), 各図にかなりの違いはあるものの、大筋においては一応の共通点が見られるといつてよいであろう。しかしながら山地部については精度がかなり粗いままに経過してきたのではないかとと思われる。一般に最終氷期最盛期頃、平均気温は7~8°C低下し、それに見合う垂直分布帯の低下は、1500 m 程度に達したと推定されている。現在の森林限界は海拔およそ2500 m 付近にあるから、この値から推定すると、当時の森林限界

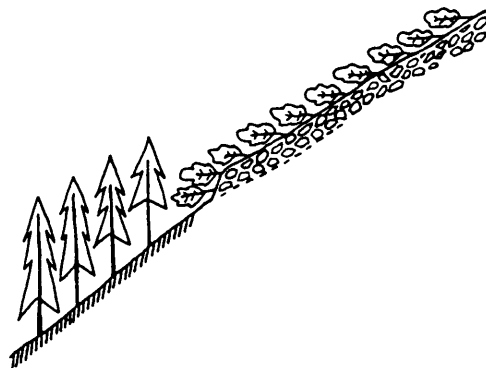


図5 ハイマツをのせる岩塊斜面が亜高山針葉樹林の上昇を食い止めていることを示す模式図(小泉・関, 1988)

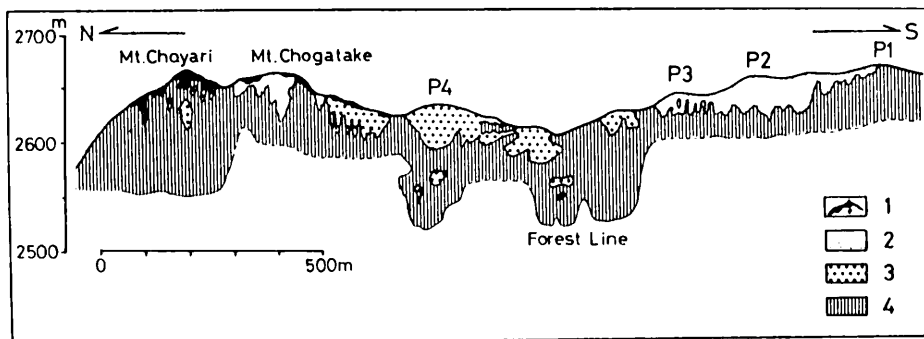


図6 蝶ヶ岳における岩塊斜面の分布と森林限界高度との関係 (小泉・関, 1988)
1. 露岩地, 2. 砂礫地, 3. 岩塊地, 4. ハイマツにおおわれた礫地および岩塊地

は海拔 1000 m ぐらいまで低下したことになる。しかし、果たして本当にそれほど低下したのか、これが第一の疑問である。

関東山地では前記六本木峠付近に岩塊斜面があるし、多摩川の支流、秋川の源頭にある三頭山では海拔 1300 m に岩塊流が観察されている。したがって岩屑を生産する高度帯の低下は確かであろう。しかし岩屑生産そのものは、現在の山地でも森林限界以下でしばしば観察されることや、六本木峠などの岩塊地は山頂現象として生じた可能性が強いということから考えると、筆者には森林限界が 1000 m 付近まで低下したというのはいささか疑問に思えてならない。

津田 (1989) は南アルプス北部入笠山の、海拔 1800 m 付近に位置する大阿原湿原で花粉分析を行い、最終氷期最盛期頃でもこの湿原付近に亜高山針葉樹林の存在していた可能性を指摘している。これに従えば、森林限界の低下量は一般的にいわれている値よりはるかに小さかったことになる。前の章で述べたように、現在の森林限界が本来上昇すべき標高よりも数 100 m 低いところで止まっているとするならば、1500 m もの森林限界の低下は見込む必要がなくなるだろうし、あるいはヨーロッパアルプスなどでよく言われる山塊効果によって、日本アルプスの中央部では垂直分布帯の低下量が小さかったのかもしれない。この点について筆者はこれ以上の資料を持たないが、今後、この問題についてのさらなる検討を望みたい。

次にヒブシサーマル期とネオグラシエーション期の森林限界について述べたい。この時期の森林限界の変動については、今回のシンポジウムで吉井がきわめて興味深い発表をしたし、杉田の研究にも関わりが大きい。まだごくわずかしか実態が明らかになっていないといっているだろう。しかしたとえば、ネオグラシエーション期には木曾駒ヶ岳の高山帯で、こぶし大程度以下の岩屑の生産があり、それらは移動して階段状の構造土を作り出した。また他の地域でもかなり活発な岩屑の生産と移動があった。寒冷化の程度は一般に考えられているより著しかった可能性がある。これらの時期の山の自然についてはさらに詳しい調査が必要だと考える。

5. 最近の気候変化と森林

岡 (1988) は富士山の森林限界付近の樹木 (主としてカラマツ) の成長を解析し、ここ数百年間の気候変化と樹木と生長との関連を論じた。また筆者ら (小泉ほか, 1988) は奥多摩の三頭山でブナ林の調査を行い、このブナが大径木ばかりで後継樹が育っていないことから、小氷期に発芽した可能性を指摘した。当時は気候が冷涼化し、冬に雪が多かったと考えられ、種子の発芽と生育が可能になったと考えられる。

これらの事例のように、ここ数 100 年程度の間の気候変化が、意外に植物の分布に効いている可能性がある。わが国ではこうした視点からの研究はほとんどないので、今後、調べてみる価値があると考えられる。

一つの例として、金峰山の岩塊斜面上に成立した高さ 2~3 m の針葉低木林をあげておきたい (図 7)。この低木林は既存の亜高山針葉樹林の縁を取り囲むように、20 m ほどの幅で分布している。これがどのような性格の低木林なのか、まだはっきりしないが、何らかの気候条件の変化を反映している可能性がある。

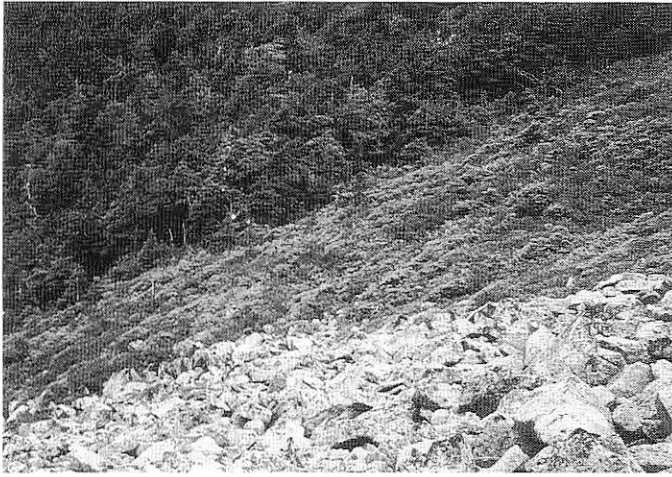


図7 金峰山の亜高山針葉樹林の縁に沿って生じた低木林，手前は
ほぼ植被を欠く岩塊地

6. その他の問題

亜高山帯における自然地理的な問題としては、他に積雪をめぐる問題と土壤凍結に関わる問題がある。前者については一つのシンポジウムを組むほどの問題であるが、筆者自身はこれについてほとんど資料をもっていない。後者についてはたとえば、野辺山高原の天然カラマツの分布との関わりが指摘できよう。甲信の高原にブナがほとんど分布せず、ミズナラの林になっていることにも関係があるかもしれない。

引用文献

- BARRY, R. G. B. & IVES, J. D. 1974. Introduction. "Arctic and Alpine Environment" (eds. J. D. IVES. & R. G. B. BARRY.), 1-13. Methuen.
- DARLYMPLE, J. B., BLONG, R. J. & CONACHER, A. J. 1968. An hypothetical nine unit landsurface model. *Zeit. Geomorph.*, 12: 60-76.
- 羽田野誠一. 1974. 最近の地形学 8. 崩壊性地形 (その2). 土と基礎, 22 (11): 85-93.
- . 1986. 山地の地形分類の考え方と可能性. 東北地理, 38: 88-90.
- HERMES, K. 1955. Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihre Abstand zur Schneegrenze. *Kölner Geographische Arbeiten*, H. 5, 277 S.
- 日浦 勇. 1980. 地表性分化型生物の現在の地理的分布から推定したウルム氷期日本列島の環境区分. 「ウルム氷期以降の生物地理に関する総合研究昭和54年度報告書」, 67-78.
- 今西錦司. 1935. 日本北アルプスの森林限界線. 山岳, 第三十年: 217-264.
- 伊藤真人. 1982. 北アルプス南部, 蒲田川, 右俣谷の氷河地形. 地学雑, 91: 20-35.
- . 正木智幸. 1984. 北アルプス, 乳川流域における更新世の岩屑供給期. 地理評, 57: 282-292.
- . 1987. 後立山連峰, 鹿島槍ヶ岳, 大冷沢流域における氷河地形と氷河前進期. 地理評, 60: 567-592.
- 吉良龍夫. 1948. 温量指数による垂直的な気候帯のわかちかたについて. 寒地農学, 2: 143-173.
- . 1949. 日本の森林帯. 林業解説シリーズ, 17. 42pp. 日本林業技術協会.
- 小崎 尚. 1983. 氷河・周氷河地形からみた日本の最終氷期. 月刊地球, no. 5: 13-19.
- 小泉秀雄. 1924. 日本南アルプス寒地植物誌. 621 pp. (横内 斎増改補, 1959).
- 小泉武栄. 1974. 木曾駒ヶ岳高山帯の自然景観—とくに、地形と植生について—. 日本生態学会誌, 24: 78-91.
- . 1989. 北アルプス薬師岳における斜面発達と強風地植物群落. 日本生態学会誌, 39: 127-137.
- . 山川信之・原 篤・坂本里美. 1981. 上越平標山の埋没泥炭層からみた完新世後期の気候変化. 地

- 理評, 57: 739-748.
- . 柳町 治. 1982. 木曾山脈主稜部における周氷河性岩屑生産. 第四紀研究, 20: 281-287.
- . 鈴木由告・清水長正. 1988. 多摩川源流域の森林立地に関する地形・地質学的研究. とうきゅう環境浄化財団助成研究, No. 114: 45 pp.
- . 関 秀明. 1988. 高山の寒冷気候下における岩屑の生産・移動と植物群落, VII. 北アルプス蝶ヶ岳の強風地植物群落. 日本生態学会誌, 38: 201-210.
- 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子. 1979. 仙台周辺の丘陵斜面の削剝過程と完新世の環境変化. 第四紀研究, 18: 143-163.
- 守田益宗. 1984. 東北地方における亜高山帯の植生史について. 日本生態学会誌, 34: 347-356.
- 中山知子・宮城豊彦. 1984. 閉鎖系堆積物からみた最終氷期中葉以降の環境変化と斜面発達過程—山形県桶低地—. 東北地理, 36: 25-38.
- 那須孝悌. 1980. ウルム氷期最盛期の古植生について. 「ウルム氷期以降の生物地理に関する総合研究昭和54年度報告書」, 55-66.
- 小口 高. 1988. 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史. 第四紀研究, 27: 101-124.
- 岡 秀一. 1988. 森林限界に関する年輪学的研究. 地理予, 34: 60-61.
- 沖津 進・伊藤浩司. 1984. 北海道山岳の森林限界高度と WI 15. 日本生態学会誌, 34: 341-346.
- 小野有五. 1985. 最終氷期の地形環境と気候. 月刊地球, 7: 344-348.
- 小野有五・平川一臣. 1975. ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評, 48: 1-26.
- 関 秀明. 1986. 北アルプス蝶ヶ岳の周氷河性岩屑斜面. 学芸地理, 40: 29-40.
- 四手井綱英. 1981. ヨーロッパの亜高山帯林. 林業技術, 46: 22-24.
- 清水長正. 1983. 秩父山地の化石周氷河斜面. 地理評, 56: 521-534.
- . 1989. 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変遷. 第四紀研究, 28: 159-170.
- 鈴木由告・清水長正. 1982. 秩父山地金峰山における化石周氷河地形からみた森林限界. 地理予, 21: 266-267.
- SWAN, L. W. 1967. Alpine and aeolian region of the world. "Arctic and Alpine Environment" (eds. H. E. WRIGHT, JR., & W. H. OSBURN), 29-54. Indiana University Press.
- 高田将志. 1986. 北アルプス薬師岳高山帯周辺の地形と地形構成物質. 地理予, 33: 88-89.
- 津田美弥子. 1989. 長野県入笠山大阿原湿原における花粉分析. 日本第四紀学会講演要旨集, 19: 70-71.
- 塚田松雄. 1974. 古生態学II—応用論—. 231 pp. 共立出版.
- . 1984. 日本列島における約2万年前の植生図. 日本生態学会誌, 34: 203-208.
- 柳町 治. 1983. 木曾山脈北部における最終氷期の氷河の消長と編年. 地学雑, 92: 152-172.
- . 1984. 木曾山脈北部における最終氷期の地形形成帯・植生帯の垂直分布. 地理評, 57: 110-121.
- . 1987. 氷河・周氷河地形からみた中部日本における最終氷期の気候. 第四紀研究, 25: 295-304.
- 安田喜憲. 1980. 環境考古学事始—日本列島2万年—. 270 pp. 日本放送出版協会.
- 横山秀司. 1983. 山地の森林限界と地因子との関係について. 地理評, 56: 639-652.

(1990年5月12日受付)