



写真1：ボルテージ氷河



写真2：ツェルマツト・ゴルナグラード

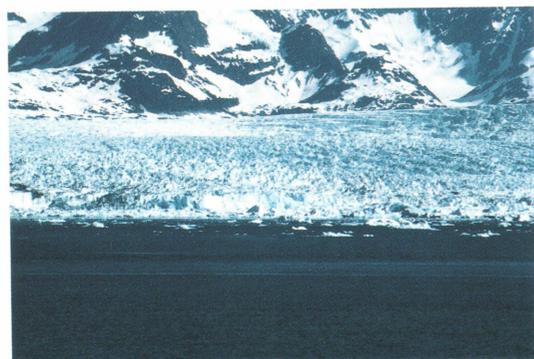


写真3：アラスカ・コロンビア氷河

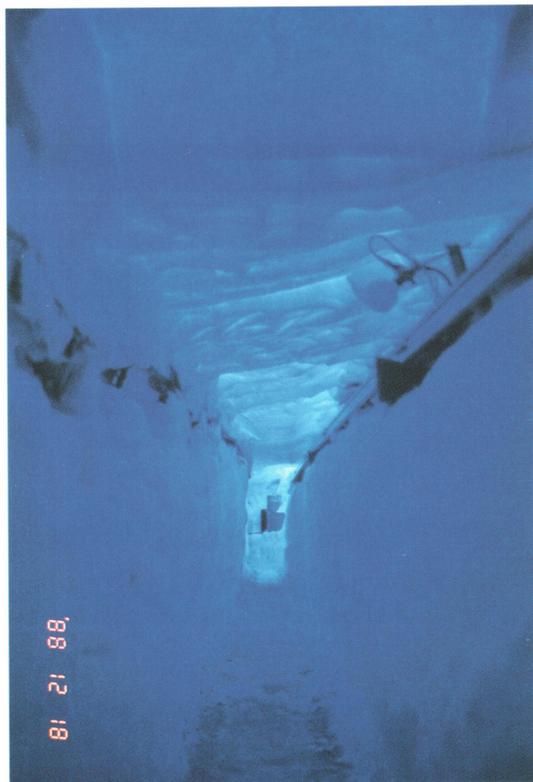


写真4：南極・あすか観測拠点の雪洞

(写真提供：1, 2, 3：藤原 滋水)

(写真提供：4 : 青木 輝夫)

氷の色・雪の色*

藤原 滋水**・青木 輝夫***

一年程前に、三崎方朗氏から写真が送られて来て、氷河の色は何故青いのか？ という質問があった。先輩であったICUの教授にお聞きしたところ、似たような質問が日本雪氷学会の機関誌に出ているから、それを読みなさいという返事。そこで、国立極地研究所の神沢博氏に頼み、FAXで雪氷49巻4号の記事を送って頂いた。その記事の内容を要約すると、氷は紫外線・赤外線に対し強い吸収を示し、純氷は $0.7\mu\text{m}$ (赤)が $0.4\mu\text{m}$ (紫)よりも強い吸収を示すからであるらしい。なお注があって、気泡や土砂・デブリ混じりの氷は青くない。また青空や雲があっても無関係、氷河のタイプや地域にもよらない。氷河内のクレバスや湖等に流出している氷の壁は特に鮮やかな青である、とのこと。そこで、3例の青氷をお見せしよう (写真1・2・3)。 (藤原滋水)

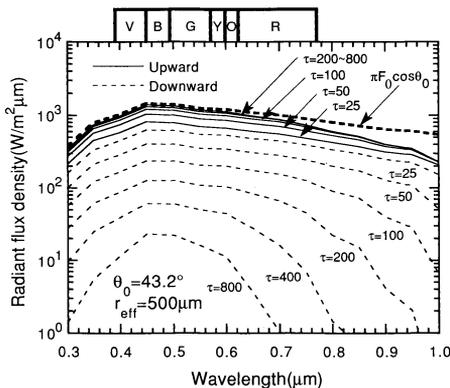
氷河は青く見えるが、雪の場合も見ると条件によって青く見えることがある。写真4は南極あすか基地の雪洞で、5~6秒の露出で撮影したものである。もちろん外には太陽がある。雪洞以外にもクレバスやピッケルで雪に穴を開けたときにも青く見える。積雪の表面は白く見えるのに、どうして内部は青いのだろうか？ このことを積雪の多重散乱モデル¹⁾²⁾を使って調べてみた。このモデルは積雪を1つ1つの独立した水粒子からなる光学的な層と考え、多重散乱による放射伝達を計算したものである。第1図は積雪粒子の有効半径 $r_{\text{eff}}=500\mu\text{m}$ の均一な積雪1層モデルで、積雪表面からの上向きフラックス密度 (Upward) と積雪下端からの下向きフラックス密度 (Downward) を、波長 $0.3\sim 1.0\mu\text{m}$ について $0.05\mu\text{m}$

毎に計算したものである。このときの太陽天頂角は 43.2° 、積雪の光学的厚さ (τ) は25から800まで変化させた。上向きフラックスは τ が大きくなると、ある波長分布に収束してくる。この波長分布は可視域では太陽のスペクトル ($\pi F_0 \cos \theta_0$) に非常に近い。つまり雪面は白く見える。一方、下向きフラックスは τ の増加と共に波長分布が変化し、 $0.45\sim 0.5\mu\text{m}$ の青い光が他の波長より相対的に強くなっていく。これは水による光の吸収の波長特性によるもので、氷は可視域では $0.45\mu\text{m}$ で最も吸収が少ない。このため積雪下端では τ の増加に伴い多重散乱が繰り返して起こるため、吸収の強い赤やオレンジの光は雪に吸収され、相対的に青い光が残ってくるのである。さらに他の粒径についても計算したのが第2図である。このときの下向きフラックスの波長分布から、大きな雪粒子の積雪ほど内部は青く見えることがわかる。このことは実際の積雪について考えた場合、粒子の小さな新雪よりも粒子の大きな古い雪やざらめ雪の方が、内部はより青く見えるということの意味している。

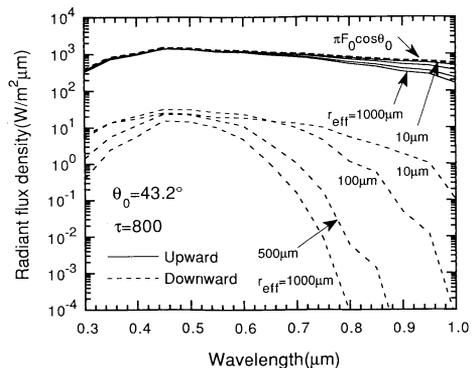
(青木輝夫)

参考文献

- 1) 青木輝夫, 青木忠生, 深堀正志, 1992: 大気-積雪系の多重散乱フラックスモデル, 気象学会春季大会予稿集, C352.
- 2) Aoki, T., 1992: A multiple scattering model for the atmosphere-snow system, Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 6, 77-83.



第1図 積雪の光学的厚さが変化したときの積雪上向き及び積雪下端下向き放射フラックス密度の波長変化



第2図 第1図に同じ、ただし粒径が変化したとき

* Color of Ice, Color of Snow.

** Shigemi Fujiwara, 元東京管区気象台長.

*** Teruo Aoki, 気象研究所物理気象研究部.