

1. 雪 崩

北海道大学低温科学研究所 西 村 浩 一

1. はじめに

昨冬は、ネパールのクンブ地方で発生した雪崩により日本人13名が犠牲となった事故(11月)に続き、国内でも大雪と寒暖の差が大きかった天候を反映して、数多くの雪崩災害が発生した。12月9日に北海道美幌峠で除雪車が押し流された事故から3月20日の山梨県富士スバルラインを雪泥流が襲ったケースまで、新聞に報道された数だけでも実に57件にのぼった。

こうした雪崩はいったいどうして発生するのか、その発生を予知することははたして可能なのか、いったん動き出した雪崩はどの程度の速さで、どのくらいの距離を流れるものなのか、その破壊力に対抗する有効な方策はあるのか、等々の問題について、これまでに我々が得ることができた知見のいくつかを紹介してみたい。

2. 雪崩の種類

「雪崩」は「斜面に降り積もった雪が崩れ落ちる現象」すべてにあてはまる言葉であるが、それが発生するメカニズムだけに着目すると「表層雪崩」と「全層雪崩」に大別することができる。その名が示すとおり、前者は滑り面から下の積雪を残して上層部のみが崩落する雪崩で、後者は積雪の表面から地面までの全体が崩壊して落下する雪崩である(図1)。さらに表層雪崩については、発生域の形状から面発生と点発生に分類される。

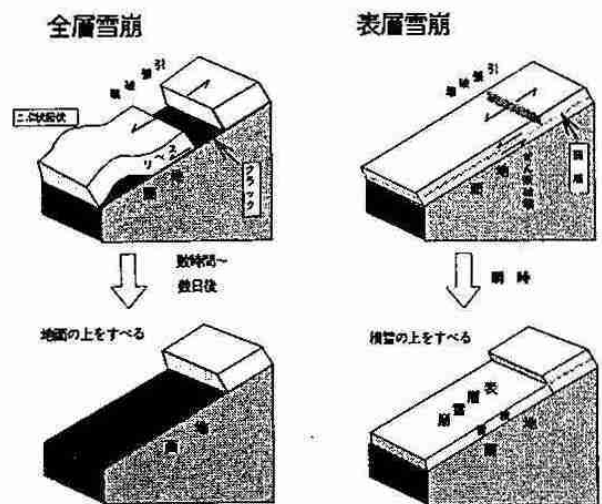


図1 全層雪崩と表層雪崩の模式図

一方、運動形態を基準にすると、大小の雪の塊が斜面を比較的ゆっくり流れる「流れ型雪崩」と、より高速で雪煙を巻き上げながら駆け下る「煙り型雪崩(粉雪崩)」(図2)に分類される。1938年黒部峡谷志合谷で90名にのぼる死傷者を出し、吉村昭の小説「高熱隘道」でも紹介されたホウと呼ばれる雪崩や、1986年新潟県能生町柵口で13名の犠牲者を出した雪崩は煙り型にあたる。このタイプの雪崩は、一般には図3に示すように雪面近傍の高密度の流れ(流れ層)とそれを覆す雪煙部の2層構造をもつ場合が多い。

3. 雪崩発生のメカニズム

全層雪崩は、春を迎え気温が上昇することによって発生が増加する。これは雨や融雪水



図2 ヒマラヤ (Mt. TILICO 7132m) で発生した煙り型雪崩 (Kappenberger 1980)

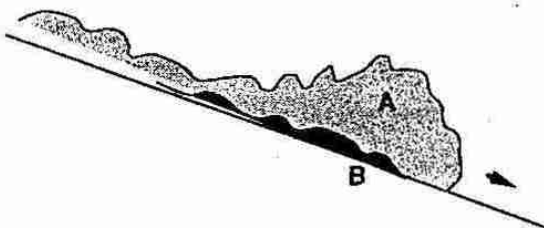


図3 煙り型雪崩の模式図
A: 雪煙部 B: 流れ層

が底面まで浸透し地表面をすべりやすくするためと考えられている。草地や笹地では、とりわけ危険性が高い。滑りが大きくなると、斜面の雪には割れ目が発生、それが大きくなるにつれて今度は下方に「こぶ状の起状 (雪しわ)」ができる。割れ目の形成から雪崩発生の日時を直接予知することはできないものの、「割れ目」や「こぶ」は遠くからもはっきり認識できるため、雪崩の危険性を容易に知ることができる。このように、前兆現象が比較的明瞭にあらわれること

から、全層雪崩に関連した人身事故は少ない。

一方、ある起点から雪崩が発生し、これが周囲の雪を巻き込みながら流れ下るのが点発生表層雪崩である。雪崩の跡は発生地点を頂点とする細長い三角形となる。雪の安息角（雪粒が自然に崩れ落ちる臨界の角度）が斜面の傾斜より小さい時に発生するが、一般に雪崩の規模は小さい。

これに対し、積雪内にある特殊な雪結晶からなる強度の小さい薄い層「弱層」の破壊が直接の原因となるのが面発生表層雪崩である。これまでの研究成果から以下に述べる雪が弱層の原因となることが知られている。

1. 雲粒のない降雪結晶—風の弱いときに降る「大きな美しい結晶」（図4）

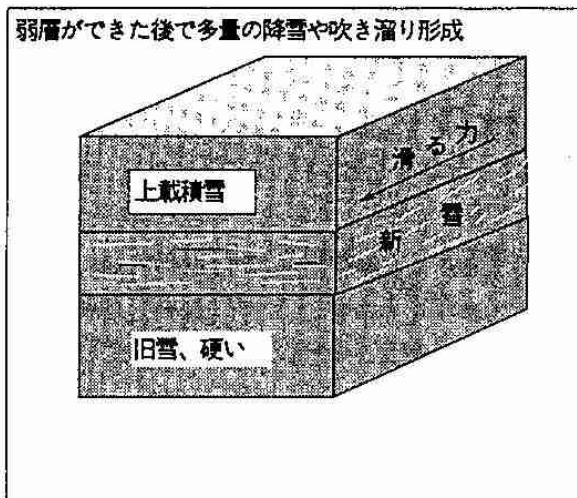
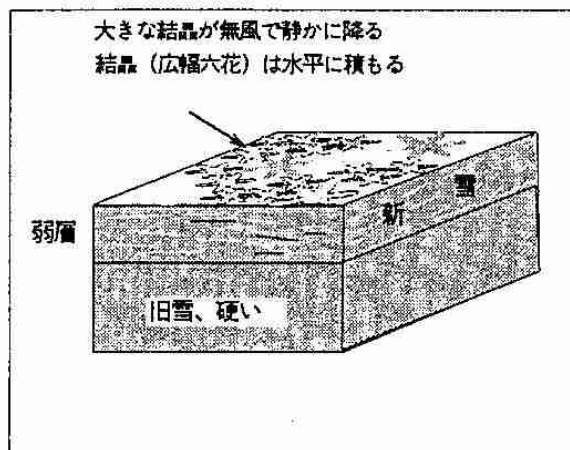


図4 弱層となる雲粒のない降雪結晶

2. 表面霜—積雪表面に降りる霜の結晶で、夜間の放射冷却、高い湿度に加えて適度な風がふくと、一晩で数mmから1cm程度の表面霜が急速に成長する。
3. 霜ざらめ雪—積雪内に大きい温度差がある時に形成される。寡雪・寒冷地では積雪の下部で発達するが、山岳地域の南斜面では、昼間の日射と夜間の放射冷却という条件がそろって表面付近で一晩に数cm成長することもある（図5）。

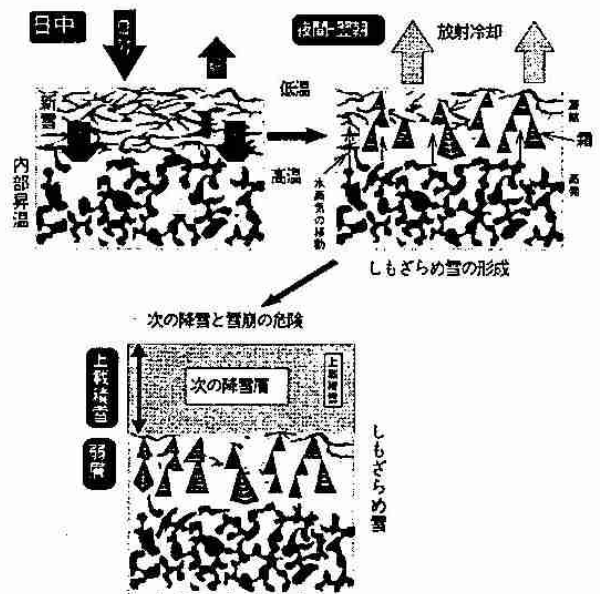


図5 積雪表面付近で急速に成長するしもざらめ雪

4. 大粒のあられ
5. 濡れざらめ雪—積雪が日射等で急激に融けて多量の水分を含み、雪粒同士の結合が切れ強度が低下した球状のざらめ雪。本州で報告がある。

こうして形成された弱層は、その後の降雪で埋没するが、その上の雪の重さ「上載荷重」と弱層の強度のバランスが崩れると、何かのきっかけで破壊がおこり一瞬のうちにそれが面的に伝播する。その結果、弱層より下の雪を残して上の雪のみが滑り落ちる面発生表層雪崩が発生する。多量の降雪や吹きだまり、雪庇の崩落、

地震などに加えて、人間が雪崩を誘発する直接のトリガとなった例も数多い。発生域の破断面の厚さが3 m以上になることも決してめずらしくないなど、初期の質量がもともと大きいため、大規模で大きな破壊力をもつ雪崩に発達する潜在能力をもっている。実際、多くの災害をもたらしている雪崩のほとんどが、この面発生表層雪崩である。しかし明瞭な前兆現象がないことから、綿密な積雪構造の観測を行う以外に発生予測が難しい。

4. 雪崩のダイナミクスとピンポン球雪崩実験

それでいったん動き始めた雪崩はいったいどのような構造をもつ流れなのだろうか？この課題に取り組むべく、我々は黒部峡谷の志合谷(平均斜度33度、長さ約2000 m)で雪崩観測を開始した。雪崩走路上に、種々のセンサーを取り付けた2基の鋼鉄製マウンドを設置し(図6参照)、雪崩内部の構造やその時間的、空間的变化

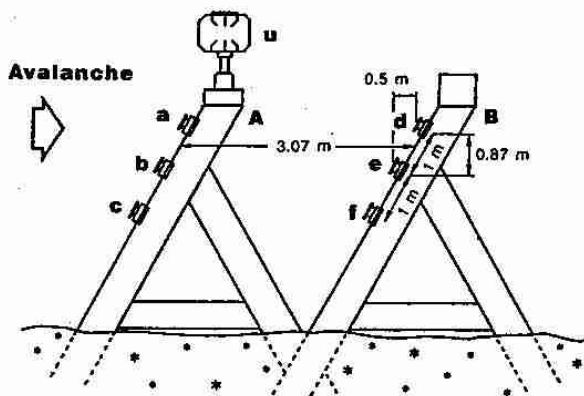


図6 黒部峡谷志合谷の雪崩走路上に設置された観測用マウンドと測定機器の概略図
a-f: 荷重変換器, u: 超音波風向風速計

の測定をめざしている。なお、この志合谷では、観測を開始した1988年よりちょうど50年前の1938年12月に、電源開発の作業員宿舎を雪崩が急襲し、何と80余名の人々が亡くなるという衝撃的な事故が発生している。そのときの雪崩はいったいどのようなものであったのだろうか。

雪崩の速度は種類によって大きく異なる。全層雪崩では一般に10~30 m/sと比較的低速であるが、表層雪崩しかも煙り型になると80 m/sに達する場合もある。これは時速では300 km/h、新幹線よりずっと速い。これらの値は主に映像などをもとにめられた雪崩の先端部分の速度であるが、近年はレーダーを雪上車に搭載したり雪崩の走路に埋め込むなどの方法によって、内部の速度情報も得られるようになった。図7は煙り

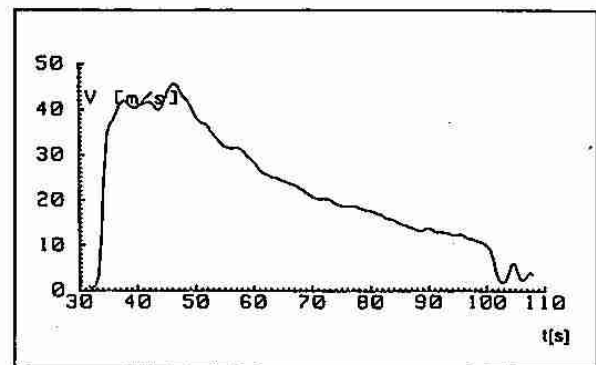


図7 雪崩流れ層内部の速度構造1
(雪崩先端から末端まで, Gubler 1993)

型雪崩の流れ層について、先端部から末端に至る内部の速度変化を測定した例であるが、先端部よりもやや後方が一番速く、その後はゆっくりと減少していくようすがわかる。また図8の速度の鉛直プロファイルは、底面付近に大きな速度勾配が存在することを示している。

煙り型雪崩は一般に2層構造を持つことは先に述べた。このうち底面付近に存在する流れ層は、個々の雪粒子までバラバラになって流動状態にある雪と多数の雪の塊から構造されとされている。事実、雪崩堆積物を調べると、径が10 cmから100 cm程度の雪の塊が数多く見いだされる。この流れの密度を直接測定することに成功した例はまだ報告されていないが、デブリ(雪崩堆積物)の観測結果と雪崩の厚さ、または衝撃圧の値と内部速度から算出すると50~300 kg/m²と求められる。人間の密度はほぼ水(1000

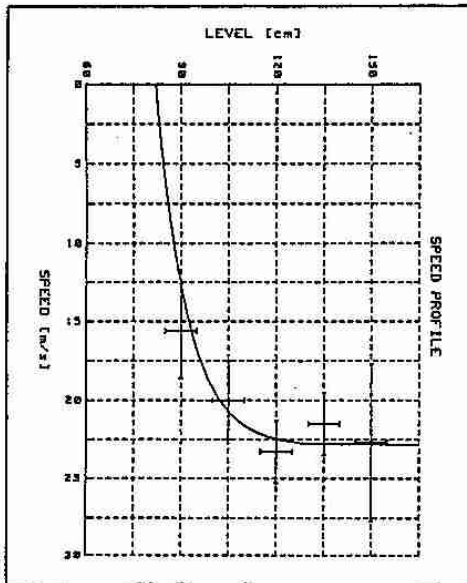


図8 雪崩流れ層内部の速度構造2
(速度の鉛直プロファイル, Gubler 1993)

kg/m³)と同程度であるから、万が一、雪崩に巻き込まれたとき、内部から浮力によって浮き上がることはちょっと難しそうである。しかし粒子の流れでは、一般に大きい粒子ほど表面近く集まるという特徴に加え、流動化した雪の粘性はほぼ水に等しいという実験結果もあることから、「雪崩のなかで泳ぐ」ことは可能かもしれない。

一方、この流れ層を覆うもくもくとした雪煙部分の密度は、空気(約1 kg/m³)より少し大きい、最大でもその10倍程度と報告されている。黒部峡谷で発生した雪崩についても空気に比べて10から40%程度重いという結果が求められている。意外に小さく感じられるが、空に白くぽっかりと浮かぶ雲の水量が 2×10^{-3} kg/m³程度であることを考えれば妥当なところであろう。

さて、話を50年前に志合谷を襲った雪崩に戻そう。当時の気象条件等から判断して「煙り型」の表層雪崩であったことはほぼ間違いない。仮に速度が60 m/sあったと考えよう。雪煙部では密度が空気と変わらないといっても、台風の時さえ瞬間最大風速が60 m/sを超えることはめったにないから、大変な事態には間違いない。では、

空気より100倍以上大きい密度をもつ流れ層が新幹線以上の速度で襲来したとき、それがいかに破壊力をもつもので、そしてどのような惨事をもたらすか、いや実際に50年前にもたらしたかは想像にかたくない。

我々が黒部峡谷で雪崩観測を行っていることはすでに述べた。雪崩のダイナミクスを研究する上で、雪崩そのものを実際に観測するのが最善であることはいうまでもない。しかし雪崩は、急峻な山岳地帯で、それも突発的に発生する場合が多い。最近、テレビや雑誌等で、図2に示したような迫力ある雪崩の映像や写真を見る機会があるが、実はそのほとんどが、海外でそれも人工爆破によって引き起こされたものである。残念ながら日本では法的な規制が厳しく、簡単には人工的に雪崩を発生させることができない。雪崩研究者は、いつどこで起きるかわからない自然発生を待つしかなく、我々の仲間でも本物の雪崩を直接観測する機会に恵まれた人は少ない。

そこで検討されたのは、実験によってより基礎的なデータの収集を行うという試みである。そして、実験フィールドとして最適な長大な斜面として、我々が着目したのがスキー競技用ジャンプ台である。今年の3月、すべての競技会が終了後、宮の森ジャンプ台の助走路を雪崩斜面にみたと、実際に雪のブロックまたはあらかじめ細かく砕いた雪を最大300kg流下させる実験を行った。雪は加速するにつれて破壊、流動化、粒子化し雪煙を発生しながら流れ下り、そして緩斜面で停止、堆積に至る。その過程をビデオカメラで撮影したほか、黒部峡谷で展開している観測システムと同様のものを走路上に構築し測定を行った。今冬は、黒部峡でも大規模な雪崩のデータ取得に成功しており、両者を比較検討することで、雪崩の流動特性に関わる理解が深まると期待される。

一方、雪崩は、粒子の集団が重力の作用で斜面上を空間や地面、それに粒子間で相互作用し

ながら流れ下る現象のひとつと言い表わすこともできる。一見、単純そうなこの現象、実は物理的にはまだよくわかっていないことが多い。そこで昨年の秋から荒井山（35m級）と宮の森（70m級）のジャンプ台で、最大30万個までの

ピンポン球を一気流下させる実験を開始した(図9)。ピンポン球のもっとも大きな特長はその軽さにある。実際、硬式球一個の質量は2.5g、直径は3.8cmであり、平均密度に換算すると0.087g/cm³、最密充填の場合のかさ密度にして0.064

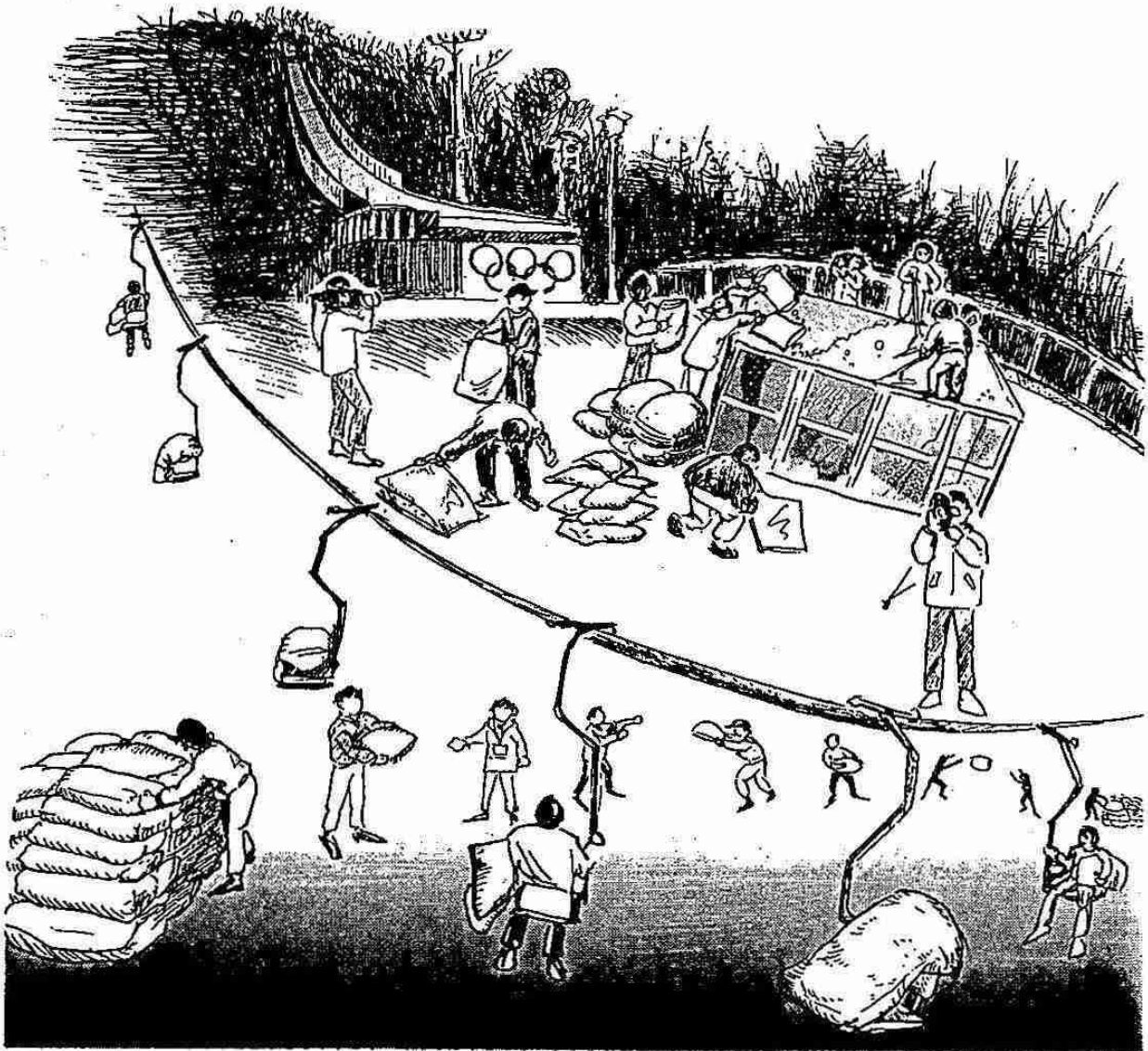


図9 スキージャンプ台でのピンポン球なだれ実験の準備状況

g/cm³となる。この値はまさに降り積もったばかりの最も軽い新雪の密度に相当する。密度が小さいということは、実際の雪崩では決してできないようなこと、たとえば観測者自らがなだれを頭から浴びるという疑似体験さえ可能にする。さらに重要なのは、重力に対して空気抵抗の効

果が相対的に大きい、すなわち空気中で重力落下する終速度が小さいため、比較的短い時間で空気抵抗とバランスした定常もしくは準定常な状態にすることができる点にある。

ピンポンなだれの映像をみてまず気が付くのは、先端にはピンポン球が集中したクリアーな

頭部が、これに対し、後端にかけてはばらばらに散乱した尾部が形成されているようすである。これは粒状体の運動が空気抵抗に染んだ定常的な段階では、単独よりも集団の方が重力に対する空気抵抗の効果が相対的に小さいために、大きな集団の方が速度が大きくなるという事実と対応している。すなわち、先頭の集団からピンポン球一個が単独で抜け出そうとしても、集団の方が速度が大きいのですぐに集団に飲み込まれて抜けられない（図10）。これに対して、集団の末尾で取り残されると集団より速度が遅いのでますます集団から離され、落ちこぼれていくのである。この結果、先頭は集団となりながら、後方の落ちこぼれのために全体としてはどんどん長く伸びていくことになる。何か人間社会を彷彿とさせるような現象であるが、ついでに落ちこぼれが復活するにはどうしたらいいかを考えてみよう。自分が前方の本体よりも遅れ始めたと気が付いたら、いったん立ち止まり、自分よりも後方のピンポン球が追い付くまで待つのである。そしてある程度の小集団ができれば再び流れ下る。すると、前方で落ちこぼれとなったピンポン球を次々に吸収し、大きな集団となってついには先頭集団に追い付くことができるのである。このようにピンポン球なだれでは、顕著な頭部と細長い尾部が形成されるが、もしピンポン球の代わりにゴルフ球を流下させると、このような形態的特徴は現われない。これは、重い粒状体の場合この程度の斜面長では、まだ空気抵抗に馴染んだ速度に到達していないためである。このような状態では、ある到達地点における速度は集団の大きさに関わりなく一定となる。

大型の雪崩や火砕流、岩屑流など自然界の大規模なだれもまた先端にクリアーな頭部をもち、後端は尻尾のように長く伸びた形態的特徴をもつことが知られている。このような自然界の大規模なだれのモデル実験を小さなスケールで行うとき、この形態的な特徴が再現されているか

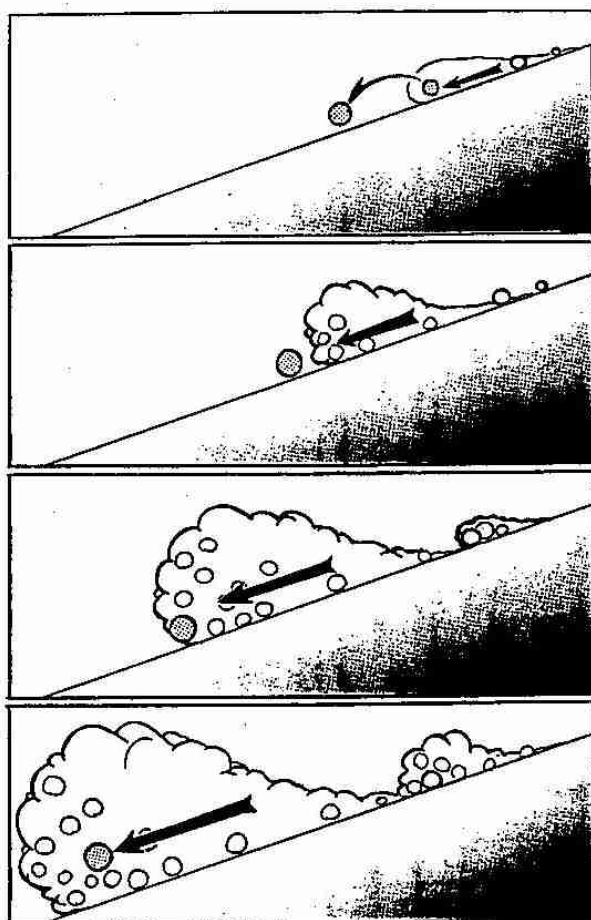


図10 ピンポン球なだれにおける頭部と尾部の形成

どうかは、巨視的な意味での現象の相似性を議論する上で非常に重要な意味をもつことになる。

それでは、ピンポン球の実験は、自然界ではどのような規模の雪崩に対応するのかを検討してみる。ここでは、現象が加速段階にあるのか、あるいはすでに定常状態にあるのかに関する相似性に注目する。つまり斜面の長さを L 、定常状態の速度を V_e 、重力加速度を g とすると、これらの物理量で与えられる無次元数 V_e^2/Lg が一定であれば、互いに対応する現象をみていることになる。この手順に従うと、宮の森ジャンプ台（70m）における秒速8メートル程度のピンポン球雪崩実験は、50m/sの煙り型雪崩では走行距離が4km以上の大規模なものに匹敵することが導かれる。

5. あとがき

スイス、フランス、イタリア、オーストリア、ノルウェー、アメリカ、カナダそして日本を含めた世界の多くの雪崩国では、防災面の要請もあり雪崩そのものの観測や室内実験と並行して、その発生や運動を記述する数値モデルの開発も数多く試みられてきた。いずれも一応の成果はあげてはいるが、雪崩の内部構造、雪の取り込みや堆積等に関連した未知のパラメータが多数含まれているのが現状である。

近年の各種計測システムやコンピュータ技術の進歩は、雪崩に関しても、その情報量を飛躍的に増大し、それがまた研究の発展にも大きく寄与したことは疑うべくもない。しかし忘れてならないのは、我々は、まだまだ雪崩という自然現象のほんの一部を理解したにすぎないということである。ここにしばらく続いた、暖冬少雪傾向のなかでともすれば忘れがちであった雪崩の恐ろしさを、はじめにも述べたように、昨冬は改めて思い知らされる結果となった。「常に自然に対して謙虚であること」、あえて阪神大震災の例をあげるまでもなく、この言葉の重みを自戒しなくてはなるまい。

参考文献

- 最新雪崩学入門：北海道雪崩事故防止研究会編
山と溪谷社 1996
- なだれと火砕流：月刊 地球 海洋出版株式会社 1993
- 雪崩から身を守るために：北海道大学低温科学研究所 1995