

層雲峡熔結凝灰岩における斜面崩壊形態と A E による崩壊予知に関する基礎研究

Fundamental Study on Failure Types of Welded Tuff and Prediction by Acoustic Emissions in Souunkyo Gorge

根岸 正充* 中島 巖** 氏平 増之***

Masamitsu NEGISHI, Iwao NAKAJIMA
and Masuyuki UJIHIRA

長大な柱状節理の発達する層雲峡熔結凝灰岩の破壊形態の調査と年間の AE 測定を行った。破壊形態はすべり破壊、トップリング破壊、座屈破壊の三形態がみられる。

トップリング破壊の発達する大函で AE の測定を行った結果、年間の月別の発生度は過去の層雲峡地域の崩壊実績と全体的にみるとほぼ対応している。また、多数の AE が連続して発生したときの発生から終了までの時間は約 1 時間であった。そして AE 発生時からピークにいたるまでの時間は約 30 分であり、AE の観測により岩盤崩壊の予知の可能性が示唆された。

《斜面崩壊；柱状節理；崩壊予知；AE》

The failure type of welded tuff with large dimension strongly developed columnar joints was investigated at Souunkyo Gorge, Hokkaido. Acoustic emissions from the tuff was monitored over approximately one year.

Rock slope failures were grouped into sliding, toppling, and buckling types, according to the phases.

Monitoring of the Ohbako site, where toppling has progressed, showed that the monthly frequency of acoustic events corresponded to failure events of the past seventeen years.

Successive acoustic emission activity of about one hour duration was monitored. This activity reached a peak 30 minutes after the start. It suggests the possibility of predicting rock slope failure by the acoustic emission method.

Keywords: slope failure, columnar joint, predict, accoustic emission.

1. まえがき

層雲峡地域においては柱状節理の発達した熔結凝灰岩

よりなる函状の谷地形が発達し、比高 50~200 m のほぼ垂直に近い急斜面を形成している。

*地質研究室長 **北海道大学教授 工学部資源開発工学科 ***北海道大学助教授 工学部資源開発工学科

熔結凝灰岩は柱状節理が発達し、急で大きな斜面を形成することが多いが、中でも層雲峡地区の熔結凝灰岩は幅0.5~2.0 m、傾斜80°~90°、高さ最大150 m以上に及ぶ典型的な柱状節理が発達している。このため、当地域では他では見ることのできない典型的な転倒破壊 (toppling) や座屈破壊 (buckling) が見られる。

当報文ではこれらの破壊形態について述べるとともに、岩盤の崩壊予知を行うために計測を開始したAE(アコースティック エミッション)の観測結果について述べる。

2. 層雲峡の地形、地質

層雲峡地域(図-1)は長大な柱状節理の発達する有

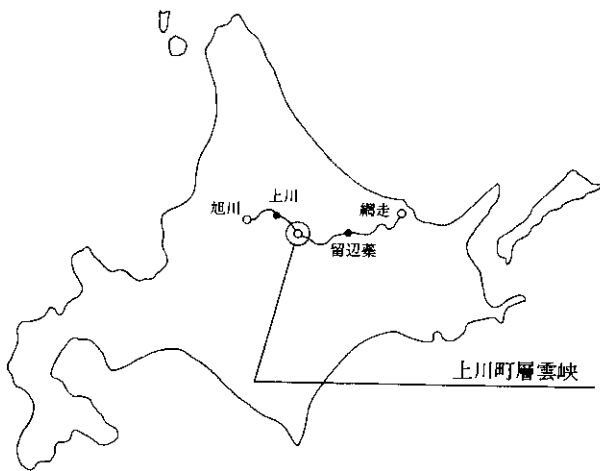


図-1 調査地点

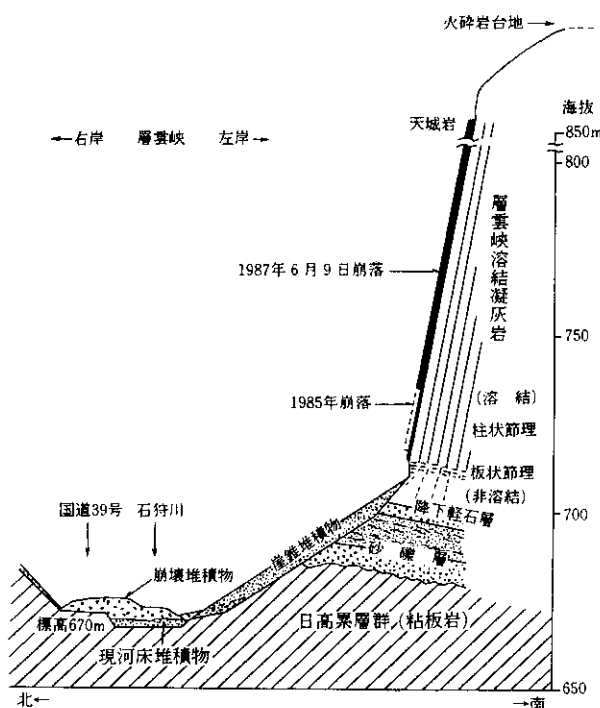


図-2 層雲峡地区の代表的地質断面(天城岩)¹⁾

名な景勝地であるが、これらの景観をなす高さ最大約200 m、幅300~400 mに及ぶ函形の地形は熔結凝灰岩からなる火砕岩台地が石狩川に侵食されて、形成されたものである。

層雲峡の地質は、主に基盤をなす白亜系の日高累層群とこれを覆う第三系および第四系からなる。長大な急斜面をなしている熔結凝灰岩の分布地域では、基盤をなす日高累層群を第四系が直接不整合で覆っているところが多い。これらの地域では、下位より粘板岩よりなる日高累層群および第四系の旧石狩川の河床砂礫層、降下軽石層、層雲峡熔結凝灰岩、崖錐堆積物層からなる。これらの典型的な地質断面を図-2に示す¹⁾

粘板岩は割れ目が多く、岩質的にもろく、風化の影響も受けやすい。熔結凝灰岩の下にある河床砂礫や降下軽石層も未~弱固結で、軟質である。

3. 層雲峡地域で見られる崩壊の形態

斜面の代表的な破壊形態はすべり (sliding) 破壊と岩塊の崩落 (fall) であり、これらは当地域においても多数見られる。さらに、これらに加えて、第三の破壊形態として転倒 (toppling) 破壊、第四の破壊として座屈 (buckling) 破壊があるが、これらの破壊現象はいくつもの個所で見られる。

3.1 すべり破壊

すべり破壊は落下とともに最も一般的に見られる破壊形態であり、形態上もわかりやすい。すべり面の形から円弧 (circular) 破壊、平面 (plane) 破壊、クサビ (wedge) 破壊などに区分される。

当地域の熔結凝灰岩は一辺が50~200 cmの長方形断面をなす柱状岩体が多く、一部台形や、五角形、六角形の断面をなす柱状岩体も発達する。さらに、これらを水平に切る割れ目や斜めに切る割れ目も発達するところもある。このため、これらの面をすべり面として、多数の柱状岩体に平面破壊やクサビ破壊が生じている。

3.2 トップリング (転倒) 破壊

前述のように、すべり破壊あるいは落下は最も一般的に認められる岩盤の斜面崩壊形態であり、決して珍しい形態ではない。

もちろん破壊はこれらの破壊形態が複合して発生している場合も多いが、しかし自然の斜面崩壊の形態はこれだけでは説明できないものが存在する。

De Freitas と Watters (1973)²⁾ は、イギリスにおける代表的な3地区の崩壊地の調査から、このような崩壊形態の多数のものが Ashby (1971)³⁾ が提案した転倒破壊モデル (トップリングモデル、図-3) でよく説明でき

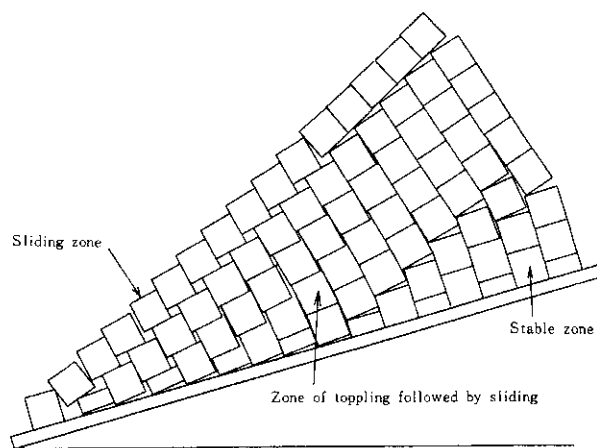


図-3 トップリング破壊の基本モデル³⁾

ることおよびそれが自然界に必ず存在し、決して異常なプロセスで発生したものでなく、異常な地質条件も必要としないことを報告している。

以後、我が国においても急斜面の崩壊形態がトップリング破壊であるという例が指摘されるようになった。しかし、それらがどのような根拠によったものか詳しい報告はほとんどない。

今回の層雲峡地区の崩壊調査によると、過去、現在において多数の個所で典型的なトップリング破壊が発生していることが明らかであり、ここではそれらについて報告する。

過去のトップリング破壊の存在を示すものは、背面に存在するリブマーク (rib-mark) の存在である (図-4)。トップリングが節理面から分離した場合は、リブマークは生じない。この場合は、転倒した岩体の形態からトップリングであることを判断するしかない。しかし、背面からの分離がすべて節理面で生じるわけではないので、背面のインタクトロックの岩盤に周期的な引張破壊を受けてできたリブマークが生じるものがある。

層雲峡地区では、リブマークが長大な急斜面をなす地区のいくつかの個所でみられる。それらの地区では急斜面は70~200 mの比高があり、過去の崩壊物はさらにその下にある斜面に沿って移動、回転して堆積しており、それらの岩塊から破壊形態がトップリングであることを断定することはできない。しかし、現在の崖面には、上部にリブマークに相当すると思われる波状の破線が発達する面がいくつも見られ、これらの部分が引張破壊を受けたことを示している。

層雲峡の熔結燧灰炭は石狩川沿いに分布するが、大函トンネル付近はその分布地域の中では上流地域に属する。この付近では川による下方侵食は下流地域より少なく、谷壁を構成する斜面は比高20~50 m程度であり、川幅約



写真-1 石狩川を横断しているトップリング破壊岩体 (大函)

30~40 mの函状をなす。川による下方侵食は図-2に示す断面と異なり、下部の白亜系の粘板岩や降下軽石層などに及んでいないので、現河床面は熔結燧灰岩中にある。

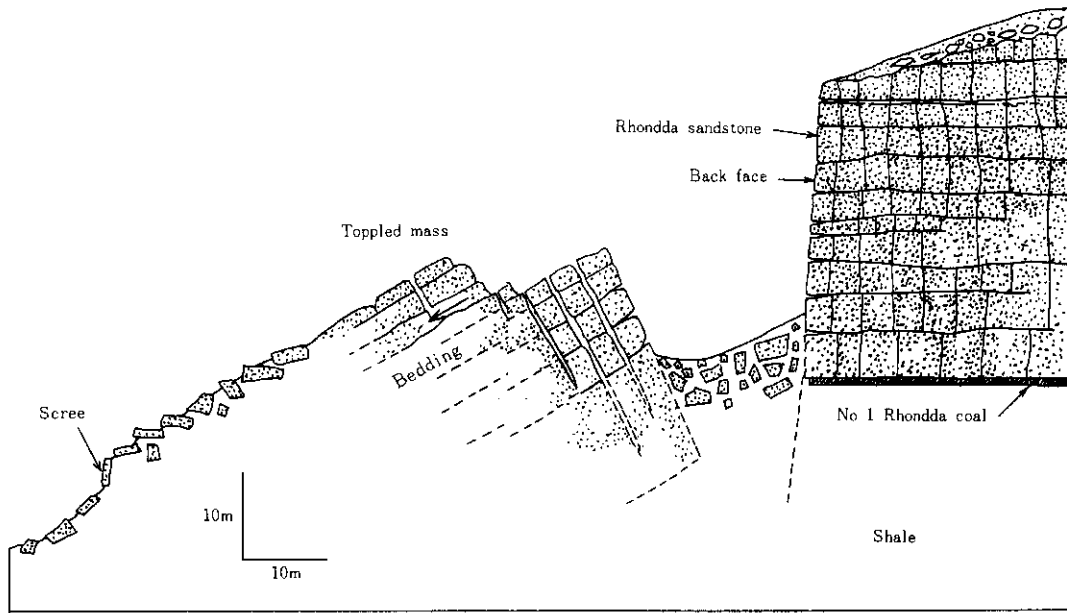
この付近では、現在も高さ15~20 mの柱状岩体の典型的なトップリングがいくつも見られる (写真-1)。

写真に示した例では、横幅80~130 cm、奥行き60~100 cmの柱状の岩体が石狩川を横断し、長さ16 mにわたり転倒している。

これらは柱状岩体の下部が石狩川の侵食や冬期の凍結融解作用を受けて抜け落ちたり、侵食されて不安定化し

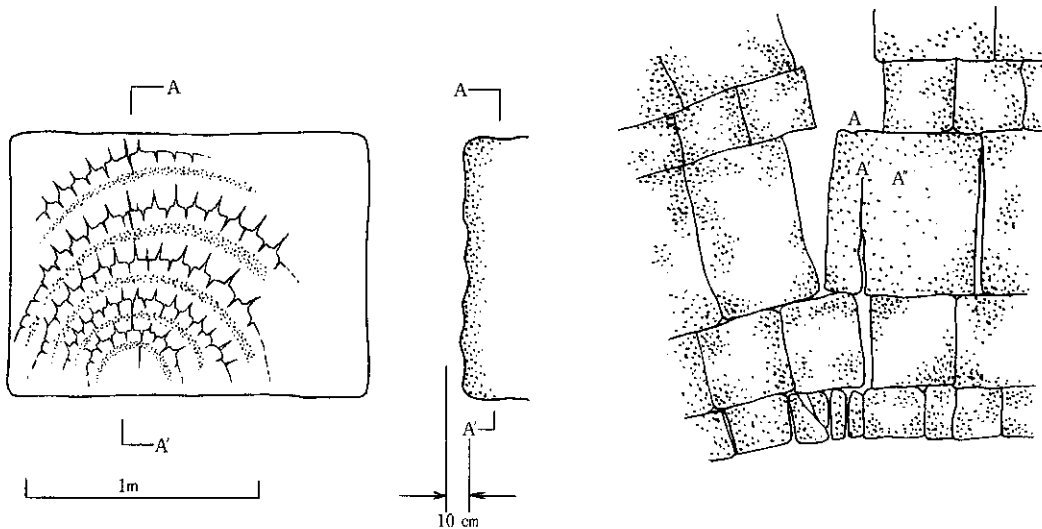


写真-2 上部が除々に開きつつあるトップリング破壊直前の柱状岩体 (大函)



Section through back face area

(a) トップリング破壊の断面



(b) 背面 (back face) 表面の
リブマークの野外スケッチ

(c) リブマークの発生箇所 (A'の箇所)

図-4 トップリング破壊によるリブマーク (rib-mark)²⁾

ていくことにより、その上部の柱状岩体がトップリングを起こしたものである。この地域のトップリングは柱状岩体の背面の節理面に沿って分離が生じたものであり、リブマークは見られない。しかし、函状をなす熔結凝灰岩の斜面ではすでに柱状岩体の上部の割れ目が開き、やがてトップリングにいたるものが両岸に多数存在する。これらのうち、典型的なものを写真-2に示す。柱状岩体の下部では引張りきれつが入っている。また、きれつは1年間の観察では徐々に拡張して、上部の節理もトッ

プリングにより開きが増加している。

3. 3 座屈破壊

岩盤の座屈破壊は柱状の岩体が自重により座屈を起こし、岩盤の斜面破壊を生じるものである。自然の岩盤斜面ではめったに存在する現象ではなく、詳しい報告例もないが、層雲峡地区では長大な柱状岩体の発達する大函などの斜面に認められる(図-5)。

柱の座屈荷重は、その両端の支持条件により大きく変わる。また、柱状岩体の支持状態はその場所の地質条件

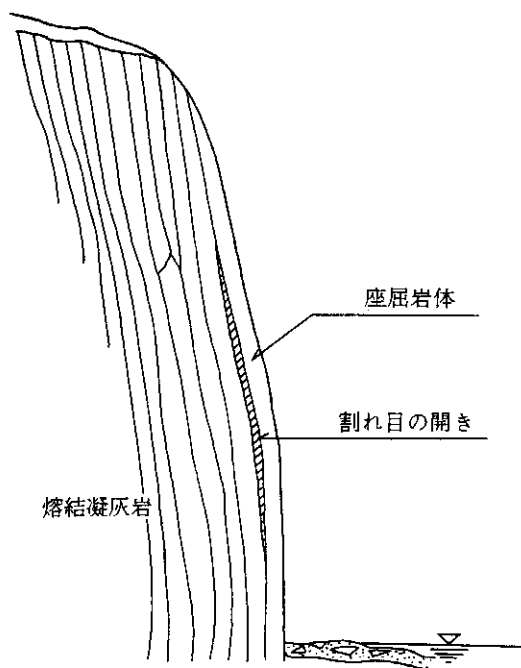


図-5 長柱状岩体の座屈破壊

やトップリングの進行状況により変わるので、一概に計算することはできない。しかし、概略を試算してみると以下ようになる。両端単純支持の柱の弾性座屈荷重(オイラー荷重) P は

$$P = \pi^2 \frac{EI}{l^2} \dots\dots\dots(1)$$

- l : 柱の長さ
- E : 弾性係数
- I : 断面二次モーメント

上端自由, 下端固定支持の柱の P は

$$P = \frac{\pi^2 EI}{4l^2} \dots\dots\dots(2)$$

である。垂直な柱状岩体の単位高さ当たりの自重 q , 座屈を起こす岩体の長さ l , 上端は自由, 下端が固定支持されており, 自重により座屈を起こすものとすれば, このときの危険荷重の限界は(2)式より

$$q(l-x) = \frac{EI\pi^2}{4} \left/ \left(x + \frac{l-x}{2} \right)^2 \right. \dots\dots\dots(3)$$

x : 下端からの高さ

である。(3)式において, $x=l/3$ のとき q が最小になる。したがって, 次式により柱状岩体の座屈長さが求まる。

$$l = \sqrt[3]{\frac{27 EI \pi^2}{32 q}} \dots\dots\dots(4)$$

当地域の熔結凝灰岩の平均的密度は岩石試験によると 2.1 gf/cm^3 であり, 弾性係数 E は $10,000 \sim 20,000 \text{ kgf/cm}^2$ である。 $E=10,000 \text{ kgf/cm}^2$ とすると, 断面が $100 \times$

100 cm の柱状岩体で l は 32 m , $150 \times 150 \text{ cm}$ で 42 m である。新鮮で硬質な熔結凝灰岩の弾性係数は $20,000 \text{ kgf/cm}^2$ 程度あり, この場合はさらに 10 m 前後自立高さは高くなる。この計算によると, おおよそ $30 \sim 50 \text{ m}$ の柱状岩体が座屈せず自立可能である。しかし, 実際の斜面ではこれよりも高い柱状岩体が座屈せずに斜面を形成している。これは, 柱状岩体が個々に分離していないで互いに付着しており, 一体となっていることによる断面二次モーメントの増加や岩体の傾斜が 90 度でなくやや緩いことによる影響などによるものと考えられる。また, 計算よりも短い柱状岩体で座屈が見られるものがあるが, これは節理間隔が狭いことおよび凍結融解作用の繰返しによる弾性係数の減少が影響しているものとする。

4. 岩盤斜面の崩壊原因

寒冷地である北海道では, 冬期間の凍結融解作用が岩盤斜面を不安定化させる最も大きな原因である。長年にわたる凍結融解作用による岩質劣化と岩目の拡大が素因となり, 降雨時や融雪期に崩壊や落石が発生することが多い(図-6)。図に見るように, 当地域の過去の落石, 崩壊件数のピークは5月にあり, 昭和62年の天城岩の大規模崩壊は6月上旬であった。当地域で月平均気温が 0°C を越えるのは5月であり, 6月上旬には高所にはまだ残雪があり, 融雪も進行している時期である。

月平均雨量が 100 mm を越えるのは7~10月であり, 11月は月平均気温がはじめて 0°C 以下になり, 岩盤表面では凍結融解作用が生じている。厳冬期には岩盤が凍結しているため, 落石や崩壊は少ない。図-6はこれらの結果を反映しているものとする。

層雲峡熔結凝灰岩分布地域の斜面は, 図-7の(a)~(c)に示すような代表的な斜面がある。(a)は階段状の

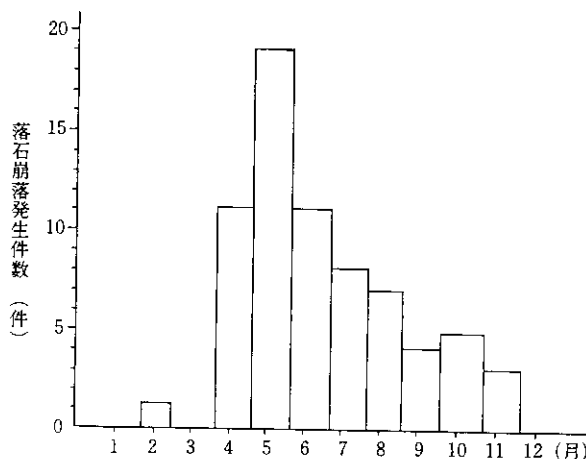
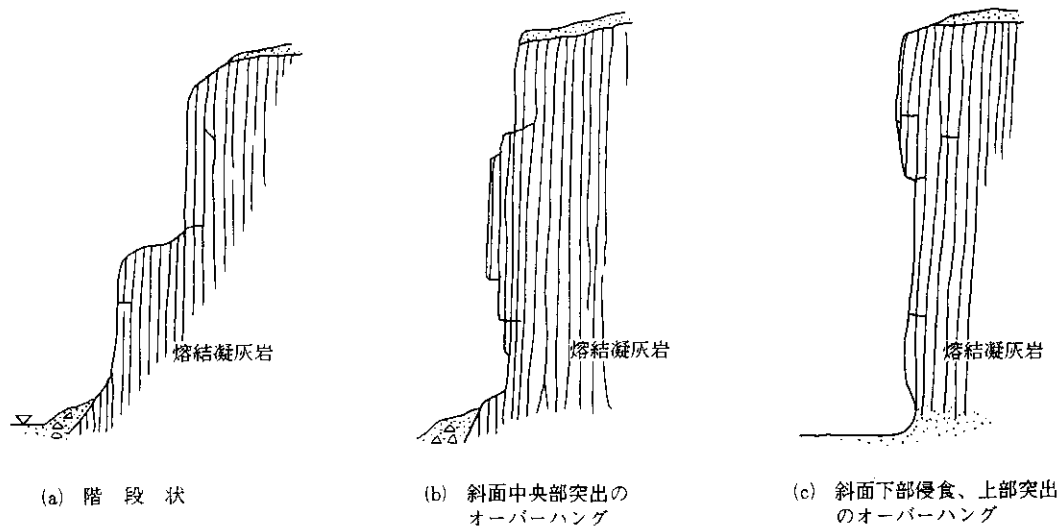


図-6 国道39号層雲峡地区の急斜面の月別落石, 崩壊件数⁴⁾



図一七 層雲峡地区の急斜面の代表的な模式形状

地形、(b)は熔結凝灰岩の下部が抜けでた上部～中央部が残ったオーバーハング(overhang)状の地形、(c)は熔結凝灰岩の下位にある降下火山灰や軽石層が侵食され熔結凝灰部分がオーバーハング状になった地形である(写真3)。

これらの斜面を形成した原因はいずれも凍結融解作用であり、その一例を示す(写真一4、5)。

写真一3は降下火山灰、降下軽石層が地下水の浸出や



写真一3 下部が抜け落ちてオーバーハングになった斜面(この写真のみ天人峡における層雲峡熔結凝灰岩、下部が侵食された典型)

凍結融解作用を受けて浸食されたものである。これらは上に載る熔結凝灰岩よりも著しく固結度が低いために、凍結融解作用の影響を受けやすいことおよび地下水の浸出ゾーンにあり、吸水状態で凍結融解を繰り返している。このため、その上部にのる熔結凝灰岩の岩体より著しく侵食されたものである。写真一4、5は熔結凝灰岩の下部が抜けでている個所の例であり、写真一4は初冬(12月)、写真一5は厳冬期(2月)のものである。熔結凝灰岩の下部において浸透した地下水が岩盤とともに凍結している様子がわかる。すなわち、地下水が浸透してくる面以下にある熔結凝灰岩は吸水状態で凍結融解を繰り返し、このため地下水面上にあり、気中で繰り返している部分より速い速度で岩質劣化が進み、オーバーハング状の斜面をつくる原因となっている。

5. AEによる崩壊予知

岩盤斜面の破壊挙動を観測し、崩壊を予知する方法を確立するために岩盤の発生するAEの観測を行った。

今回の測定の実施目的は

- 1) 地山の割れ目やAEセンサーの感度を考慮した観測法の検討
- 2) AEの年間の発生頻度と発生パターンの観測と解析
- 3) AEの発生要因の究明

などである。

AEの観測は1990年2月より行っているが、現在までに得られた観測結果について述べる。なお、AEの発生要因を調査するために同時に気温や岩盤の地下水位も測定したが、これらを含めて今回はAEの発生要因を報告するまでにいたらなかった。AEの発生要因については、今後データを積み重ねた上で報告したい。



写真-4 斜面下部の浸出地下水の凍結と侵食状態 (12月)



写真-5 斜面下部の浸出地下水の凍結と侵食状態 (2月)

5. 1 AEの観測法

5. 1. 1 AEセンサー

岩盤の破壊などに起因して発生したAE波はその発生源付近では広い範囲の周波数成分で構成されているが、伝播過程で高周波成分がより減衰しやすい。このため、現場観測では伝播してくるAE波の周波数帯域に対して高感度な応答特性を有するセンサーを使用する必要がある。今回の観測ではこの点を考慮して、圧電型の加速度型振動計 Marubun M568 を用いた。M568 は感度 2 v/g 、応答周波数 $300 \sim 5,000 \text{ Hz} \pm 3 \text{ dB}$ 、大きさ直径 35 mm 、長さ 65 mm である。

5. 1. 2 AE記録計

年間を通じて自動記録を行うために、AE計測用の記録計 Marubun ESM-210 を導入した。

本記録計のフィルター $1 \sim 5 \text{ KHz} (6 \text{ dB/OCT})$ 、最大利得は 40 dB (ゲイン誤差 3% 以下)、測定点数は 6 ch 、メモリ容量は最大 $87,000$ データである。電源は充電式バッテリーで約 4 カ月使用可能であり、野外における長期間の連続計測に適している。

5. 1. 3 AE計測用ロッド

AEセンサーの設置は、岩盤に直接岩着させる方法とAE計測用ロッドとともに岩盤中に埋込む2つの方法がある。今回の測定では、この2つの方法で行った。

観測に用いたロッドは中島ら⁵⁾により地すべりの観測用

に開発されたものであり、その構造を図-8に示す。ロッドはウェーブ・ガイド (wave guide) としてAE波を伝えるとともに、岩盤の変形や破壊に伴いロッドに変形が生じるとロッド内のロジン (rosin) が破壊を起し、AE波を発生する。このため発生したAE波を計測、解析す

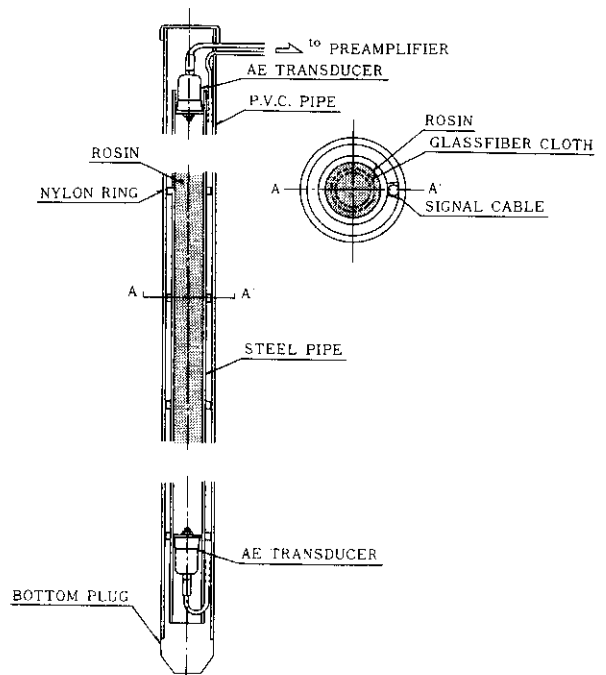


図-8 AE計測ロッドの構造⁵⁾

ることにより、岩盤の破壊挙動の観測が可能である。図示したようにロッドは外管、内管の二重構造になっており、外管の直径は76 mm、内管の直径は48.6 mmであり、上下両端にAEセンサーをとりつけるようになっている。なお、今回の測定では、現場の岩盤状態と設置孔の傾斜角度などを検討し、内管のみを岩盤中のボーリング孔に挿入し、モルタルを充填して内管を直接岩着させた。

5. 2 AEの観測結果と考察

旧大函トンネル上川町側坑口付近の地形と、そこに設置したAEセンサーの設置要領を図-9に示す。

AEセンサーはCh-1, 2, 3の3個設置した。Ch-1と2は前述のAEロッドと一緒に埋設し、Ch-1は垂直な谷壁の表面から8 m 50 cm、Ch-2は50 cmの位置に設置した。また、Ch-3は21 m 20 cm 岩盤内に直接埋設した。したがって、Ch-1と2は岩盤中で発生したAE

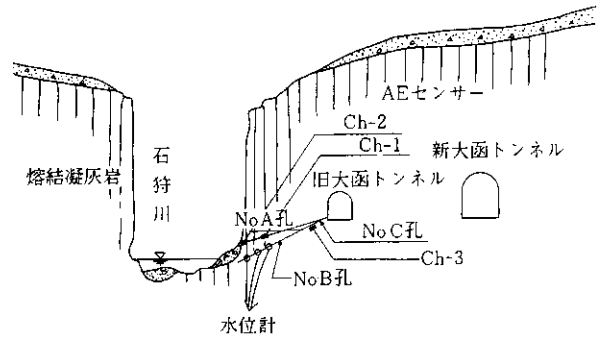


図-9 調査地の地形とAEセンサーの配置

とAEロッド自身が発生したAEを検出するのに対し、Ch-3は岩盤が発生したAEのみを検出する。両者の相違を調査するのもひとつの研究目的であった。

AEの年間の測定データを図-10に示す。なお、発生

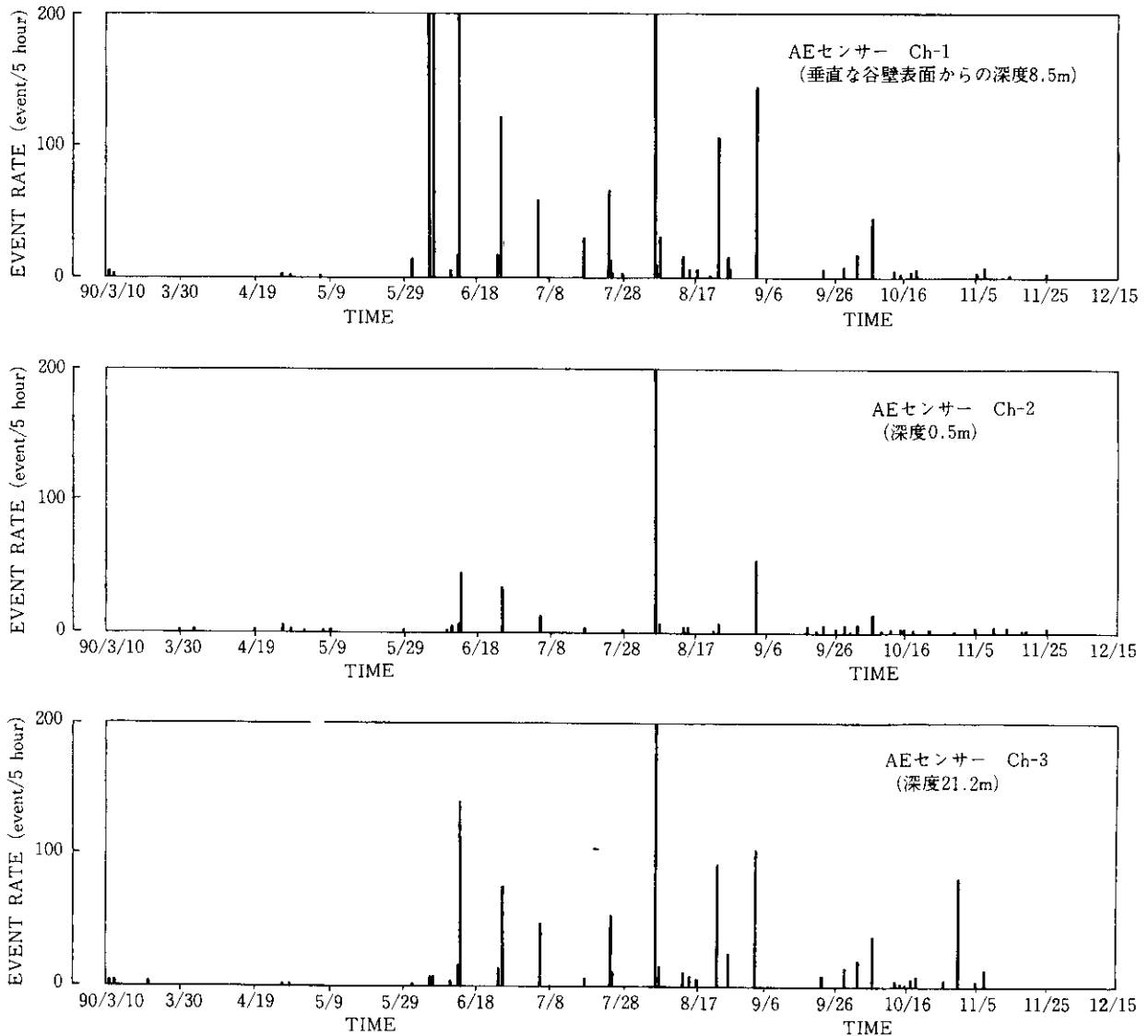


図-10 層雲峡大函のAE

したイベント (event) 数は3分間隔で自動記録されており、3分単位での発生頻度で表示されている。

AEの発生頻度は図-10に示されているように、3~4月はわずかであるが5月下旬から6月にかけて増加し、7~9月上旬まで高く、9月中旬~11月上旬はそれよりも低くなっている。さらに、11月中旬以後は非常に低くなっている。すなわち、12~3月の岩盤の凍結期はAEの発生が非常に少ないことを示している。

これらの関係は図-6に示した当地域の急斜面の月別落石、崩壊件数とよく対応していることが認められる。図-6は最近の17年間のデータであり、地域も層雲峡の斜面の広い地域に及んでいるのに対しAEの測定は約1年間の測定であり、必ずしも直接結びつくとは考えられないが、全体的にみるとAEの発生頻度と斜面の落石、崩壊頻度が対応していると思われ、両者の発生時期の特徴がよくでている。今後、さらにAEの測定を継続し、年間の発生頻度を調査してみたい。なお、測定データによるとAEはセンサーCh-2が少なく、Ch-1と3はあまり変わらないが、Ch-1の方がやや多い。原因として

は、Ch-2が急斜面の表面近くに設置されているためにまわりの節理が開いており、AE波が減衰して伝わりにくいことによるものと考えられる。Ch-1と3はほとんど変わらないことから、いずれも測定された大部分のAEは岩盤で発生したものであり、前述のAEロットから発生し、Ch-1、2で測定されているAEは非常に少ないことが推定される。

AEで崩壊の予兆現象を観測し、崩壊の予知に結びつけようとする、AEが時間的にどのような頻度で発生するかが問題になる。このためには、AEイベント数の時系列頻度分布を分析する必要がある。観測例として、AEが短期間に集中的に多数発生したときの代表的な発生パターンを図-11に示す。図に見るように、AEは発生し始めてから終了まで約1時間継続しており、発生開始からピークにいたるまでの時間は約30分である。AEがすべてこのような発生パターンを示すともいえないし、むずかしい問題であるが、これらの現象があることはAEにより崩壊予知を行える可能性があることを示唆していると考える。

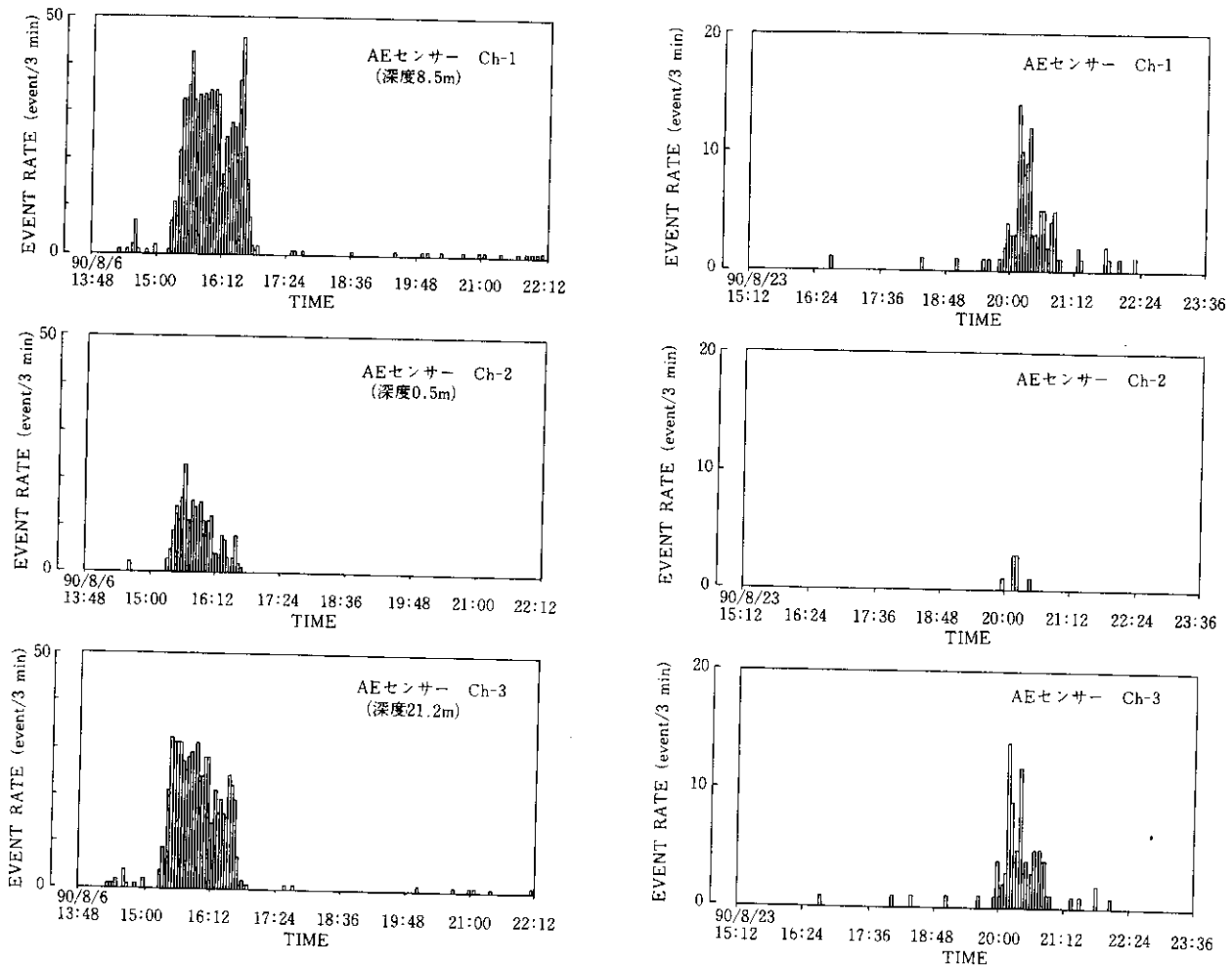


図-11 層雲峡大函のAEの代表的な測定例

なお、AEの発生要因を調査するために、気温および岩盤の温度、地下水位を同時に観測しているが、気温の観測例を図12に示す。図に見るように当地域の気温は3～4月は月平均気温はマイナスであり、5月になると平均気温がプラスになり、6月以降は日最低気温がマイナスになることはない。これらの気温のうち、凍結融解期の3～5月の日気温変化を図13に示す。図に見るように、この間に気温は約40回のプラスとマイナスを繰り返している。岩盤斜面の表面の凍結融解サイクルも同程度の回数と考えられるが、深くなるにしたがって凍結融解サイクル数は急激に減少する。なお、この付近の冬期間の岩盤の最大凍結深さは、実測と計算によると約150cmまでになる。

前述のように、凍結融解作用が岩盤を劣化させる要因であるが、今回の岩盤内部のAEの観測では凍結融解期にAEが多く発生しているという事実はない。すなわち、AEセンサーが前述のような深さに設置されているため、

凍結融解作用により岩盤のごく表面で発生する微小なAEは減衰してAEセンサーに到達せず、検出されていない。検出されたAEは、長年にわたる凍結融解作用やその他の風化作用により劣化した岩体が斜面の表面でなく凍結岩盤全体の融解期および降雨時期の落石や崩壊、破壊などにより生じたものであると考えられる。そのほか、AEの発生原因として地下水位の上昇による岩盤の不安定化、地震などが考えられるが、現在のところなにがAEの発生要因でどのような発生パターンであるか調査中であり、今後観測を継続してデータの解析を進めたい。

6. ま と め

- 1) 比高50～200mにいたる層雲峡の急斜面をなす熔結凝灰岩の長柱状岩体の崩壊形態はすべり、トップリング、座屈である。
- 2) 長柱状岩体の典型的なトップリング破壊が多数発生しているが、トップリング破壊の場合、崩壊岩体の直

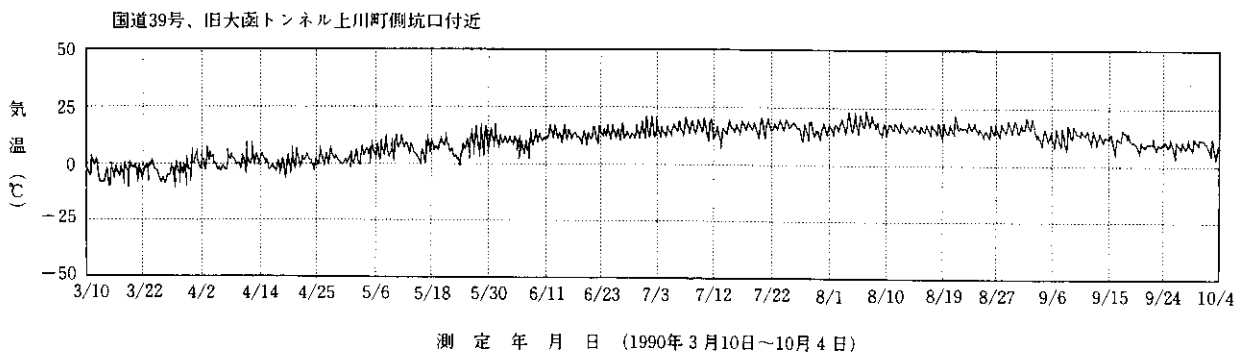


図-12 層雲峡大函の気温

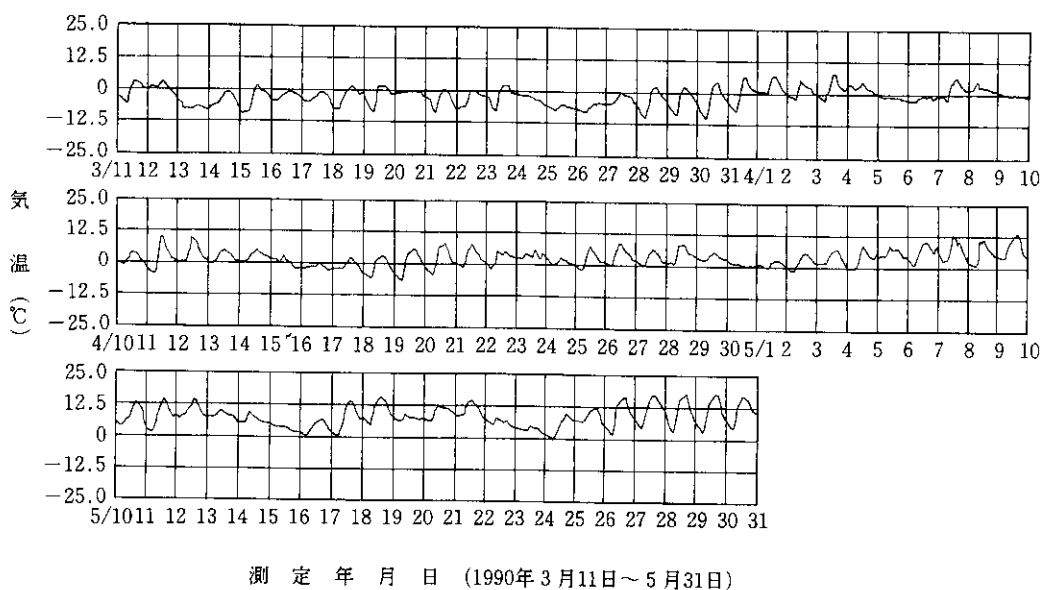


図-13 層雲峡大函の気温の日変化

撃範囲（斜面でバウンドしないで直接当たる範囲）が他の破壊形態より広くなる。

- 3) 長大な熔結凝灰岩の急斜面は、長期的には『斜面下部の凍結融解による岩質劣化—侵食—オーバハング地形の形成、同時に凍結融解による岩質劣化、節理のゆるみ—落石、崩壊』という過程を繰返している。
- 4) 岩盤における年間のAEの月別発生度は、当地域の過去の月別の落石、崩壊実績と全体的にみるとほぼ対応している。両者とも5～11月に多く、岩盤の凍結している12～3月は少ない。
- 5) AEが集中的に検出されたときのイベントの時系列分布における代表的な発生パターンをみると、発生から終了まで約1時間、発生からピークにいたるまで約30分である。このことから、AEにより岩盤崩壊の予兆現象を捕らえ、崩壊予知の行える可能性が示唆された。

7. あとがき

以上、層雲峡熔結凝灰岩地域の平成2年度の斜面の崩壊に関する現地調査とAEの測定結果について報告した。

AEの発生要因の究明と崩壊予知法の確立という点ではまだ不十分であり、今後も現地調査や観測を継続し、デー

タを蓄積した上で解析、検討を進め報告したい。

最後に、これらの調査にあたり、大変お世話になった旭川開発建設部道路第二課、上川道路建設事業所、上川町役場、北海道大学工学部資源開発工学科、開発土木研究所地質研究室の関係各位に厚く御礼申しあげる。

参考文献

- 1) 勝井義雄ほか：層雲峡天城岩地域の地質，1987年北海道層雲峡熔結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究報告書，1988.
- 2) De Freitas, M. H & Watters, R. J.: Some field examples of toppling failure, *Geotechnique* 23, No. 4, 1973.
- 3) Ashby, J.: Sliding and toppling modes of failure in jointed slopes. MSc dissertation, University of London, Imperial College, 1971.
- 4) 北海道開発局旭川開発建設部：層雲峡地区落石調査報告書（未公表），1987.
- 5) NAKAJIMA, Iwao et: The observation of landslide by the acoustic emission monitoring rod, *Proceedings of the 9th international acoustic emission symposium*, 1988.

*

*

*