

## 豊浜トンネル崩壊に関する地質・地形的特徴について

### Geologic and geomorphologic characters of the Toyohama Tunnel collapse.

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

箕浦名知男・藤原 嘉樹・渡辺 晖夫

Dept. of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Nachio MINOURA, Yoshiki FUJIWARA and Teruo WATANABE.

#### Abstract

Toyohama tunnel collapse occurred on Feb. 10, 1996, involved 20 fatal casualties, passengers of a bus and a driver of a passenger car. This tunnel was constructed tangentially under a cliff of 120m high. Below the elevation 20m of the cliff was overhung and more constricted below 6m. Nearly vertical open crack is suspected along the hillside wall of the tunnel. Rupture of the rock mass mostly occurred along this crack. Nearly vertical or slightly overhung ruptured cliff and several hackle markings on it suggest tensional failure of the ruptured rock mass.

キーワード：岩盤崩落・トンネル崩壊・急崖・亀裂

この報告では、豊浜トンネル崩壊をもたらした岩盤崩落のメカニズムを解析するために、崩落崖の形状と構造などを地質学的立場から検討し、崩落以前の地形的情報を地質学的に解析することに努めた。なお、渡辺は開発局の事故調査委員会のメンバーとしても現地調査に参加しているが、文部省の研究グループとしての活動が先行していたため、この報告では事故調査委員会で得られたデータ・写真は使用していない。しかし、調査委員として観察する機会が与えられたことが効果的であったことはいうまでもない。また、崩落以前の現場の復元については事故調査委員会のデータを使用しないという立ち場を貫くために渡辺は関連する執筆には直接関わらず、報告全体の記述の整合性を損なわない程度に内容を検討するという立ち場を取った。

したがって、岩盤崩落前の正確な事故現場の復元は事故調査委員会の報告をもって、修正を行なう必要の生じることを述べておきたい。

## 調査の概要

現地調査を主体にし、航空写真観察及び崩落以前の収集写真等の資料調査も行った。現地調査は2月22日・3月14日・4月18日・5月6日および5月18日の5回にわたって、共同または個別に行った。現地調査では周辺の概略の地質調査・岩石資料の採集のほか主として崩落面の観察および写真撮影を行った。

調査に際して、北海道大学理学部技官桑島俊昭氏および大学院生王子裕幸氏の協力を得た。また資料整理・製図に際して大学院生安藤達郎氏に作業の一部を行っていただいた。厚く感謝するものである。また崩壊以前の豊浜トンネル古平側入口周辺の写真を提供された匿名の方、および斜め写真を提供されたシン技術コンサル(株)および読売新聞社に感謝するものである。

## 崩壊以前の豊浜トンネル古平側入口付近の状況

崩壊以前のトンネル古平側の状況把握のため89年10月4日に撮影された古平側入口ほぼ正面からの写真を使用した。この写真是ある人のご厚意により提供されたものである。この写真および周辺の観察から作成した概観スケッチ（Fig. 1）に示すように、覆道部分より余市側、すなわちトンネル部左上の高さ20-25m（本報告中では特に断らない限りすべて道路面からの高さを使う）より下部はオーバーハングした急崖であるオーバーハング量は1-2mであろう。これより下部、高さ5-6mより下はさらにくびれて、1-1.5mのオーバーハング量がある。このくびれは覆道部山側に見られるくびれから続くものと思われる。覆道部山側に見られるくびれは、岩塊除去に伴って覆道上の緩衝覆土が除去されたために観察可能になったものである。急崖最下部の数mは、崖錐に覆われており、トンネル電気系統副制御室の陰になっているため、不明である。

このオーバーハングした急崖の直上奥には25-30mの高さに大きく深い凹みが認められ、その最深部はトンネル側壁より海側に1-2m以下のところにあたる。凹状地形は中部層角礫層主体部下低と、下部層との境界沿いに右手前に延びているが、凹みは次第に浅くなっている。この直下は小さな棚状になっているが、それより上部はおよそ65mまで緩やかな弧を描く急崖となっている。さらに上部では再び直立に近くなり、オーバーハングも多数認められ、およそ150mの急崖縁に至る。

Fig. 1に示すようにこのトンネル周辺の急崖には多数の開口亀裂が発達している。上記凹状地形の部分より今回の崩落岩塊の崩落面と一致する開口亀裂の発達が推定できる。これら亀裂

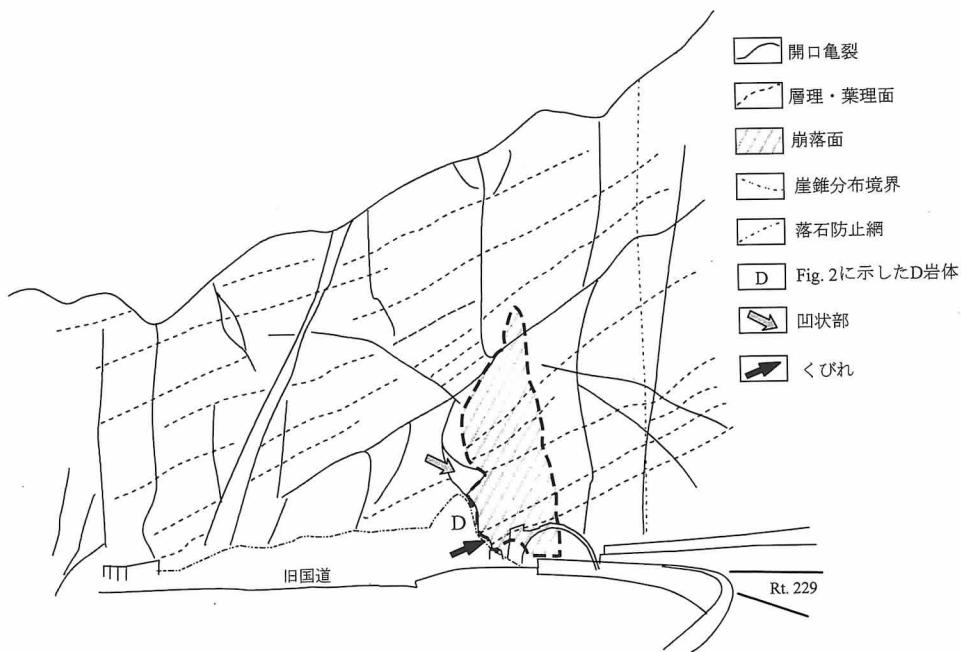


Fig. 1 崩落以前の豊浜トンネル古平側入口付近の概略スケッチ。  
89年10月撮影の写真から作成。今回の崩落面を書き加えた。

の方向・開口の程度や深さは、現地調査が積雪厳寒期であったことと、あまりにも急傾斜なためとで接近できず、直接の観察不能な場合が多く不明なものが多い。

## 崩落後の状況及び崩落岩盤の概要

崩落の翌日、2月11日に撮影された斜め立体空中写真より作成したスケッチを Fig. 2 に示す。写真はシン技術コンサル(株)より、研究グループの一員である山岸が提供を受けた。写真中の岩塊の内、特に大きなものを向かって右より、それぞれ A, B, C, D とする。4 岩塊のうちもっとも左側の D 岩塊は、上面に植生も付着しており、明らかにかなり以前に崩落していたものであり、Fig. 1 にも示す様に前記凹状地形の左側に認められる。A 岩塊は全高47.5m、全幅23m、奥行12.5mと計測されている。一方 B 岩塊は高さ19mとされている。A 岩塊の頂部は崩落面のおよそ55mのところから崩落しており、トンネルを押しつぶして、その高さ (6.5m) だけ低くなっている。B 岩塊の崩落以前の位置は、前述の凹状地形部の直上部右側にあたり、A 岩塊の左側と連続していたものと思われる。B 岩塊頂部は崩落面のおよそ45mから崩落していることから落下距離は26m以上となってしまう。B 岩塊の周辺には比較的多量の崩壊片が認められることからすれば、その下半部は大きなオーバーハングで、落下によって下部の薄い

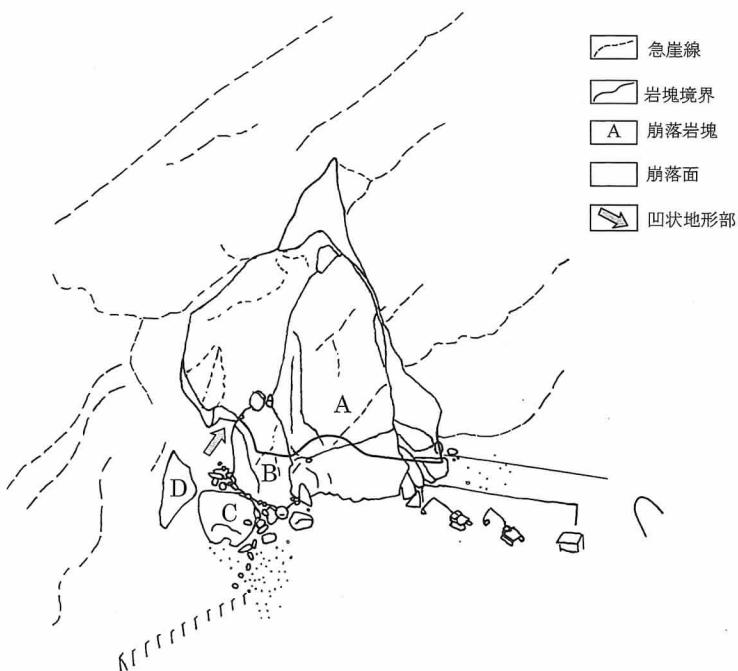


Fig. 2 崩落翌日 2月11日撮影の立体空中写真より作成した崩落現場スケッチ。

部分が破碎されたのかもしれない。

C 岩塊は B 岩塊の左に連続していたものと考えられるが、崩落後の方向は不明である。A・B 両岩塊の前面の積雪量は左右残存部のそれと比して極めて少ない。これは崩落に伴って急傾斜部の積雪が滑り落ちたためであろう。一方、C 岩塊の積雪量はやや多い様に見うけられる。午前11時10分撮影のレッカーチャー牽引されている、崩壊直前に脱出した被害乗用車には数cmの積雪がみられる（北海道新聞10日夕刊）。一方同時刻に撮影の崩落岩塊の積雪状況（同紙）・10日午後4時30分撮影の写真（読売新聞11日朝刊）・11日撮影の上記立体写真を比べてみると、崩落時から11時10分までに数cmの積雪があったが、それ以後11日午前までの間にはほとんど積雪はなかったと推定できる。C 岩塊上の積雪量がやや多いのは、C 岩塊上の積雪は崩落に伴って滑り落ちなかつた可能性も否定できないが、A・B 両岩塊より以前に崩落していた可能性が高い（Fig. 3 参照：読売新聞提供）。



Fig. 3 崩落当日 2月10日午後 4時30分撮影の崩壊現場（読売新聞社提供）。  
C 岩塊上の積雪量は A・B 岩塊上に比べてかなり多い。また、A・B  
岩塊の急傾斜部の積雪量は残存急崖部に比べて、非常に少ない。

## 崩 落 面

崩落面の正面形状は全幅約54m, 全高約55m（斜め写真から測定された63.5mの内、最上部約10mは崩落岩塊による支持を失った結果、二次的にずり落ちたものと判断される）の左下方のやや欠けたほぼ三角形を呈する（Fig. 4）。崩落面の大部分を占めるのはトンネル側壁とほぼ平行な、走向N 65–70°Wの面（I面）である。崩落面右および右上方にはI面と斜交する走向N 10–20°W, 傾斜70–80°SWの面（II面）が認められる。II面は高さ25mまでは徐々に幅が広がるが、それより下方では走向N 30–40°W, 傾斜80–85°SWとなり幅も狭くなる。最下部ではさらに幅が狭くなり、下記の突出部を挟んでI面と連続しているごとく見える

( Figs. 3, 4 )。

崩落面右下端部から左上方へ約45°で延びるやや顕著な突出部が見られ、中央やや左寄りのおよそ20mの位置より左下方に折れ曲がり、全体として押しつぶされた逆Uないし逆V字形をなす。この突出部より下部の崩落面 ( Ib ) は全体として下向きに凸なオーバーハングとなっている。特にトンネル破損部東北端直上ではオーバーハング量は2-3mに達する。Ia, Ib の境界をなすこの突出部より右上方の縦断面形は全体としては非常に浅い凹状を呈している。いっぽうI面左側では右上70°方向の軸を持つ薄いかまぼこ状の高まりを呈するために、縦断面形状は前方に凸な形態をとる。またこの薄いかまぼこ状部分の下側(裏側)は開口亀裂となっている。II面は完全なオーバーハングである。いっぽうI面上部はほぼ垂直ないし85°以上の傾斜をもつやや凹んだ面である。Ib面がかなりなオーバーハングしていることから、水平断面でも垂直断面でも多少波打つような形状をなすが、崩落面全体で見ればほぼ垂直ないしややオーバーハングしていることになる。

崩落面に見られる無数の段差は、Fig. 4 のOを中心とした同心橋円状に分布している如くである。すなわちO点より左上方では右下に凸で左側の高い段差が多く、右側では逆に左下に凸で右側の高い段差となっている。一方、層理面に平行な細かな波状の形態も見られるが、その分布はIb面に集中している。II面には面の傾斜方向の比較的直線的なパターンが目立つ

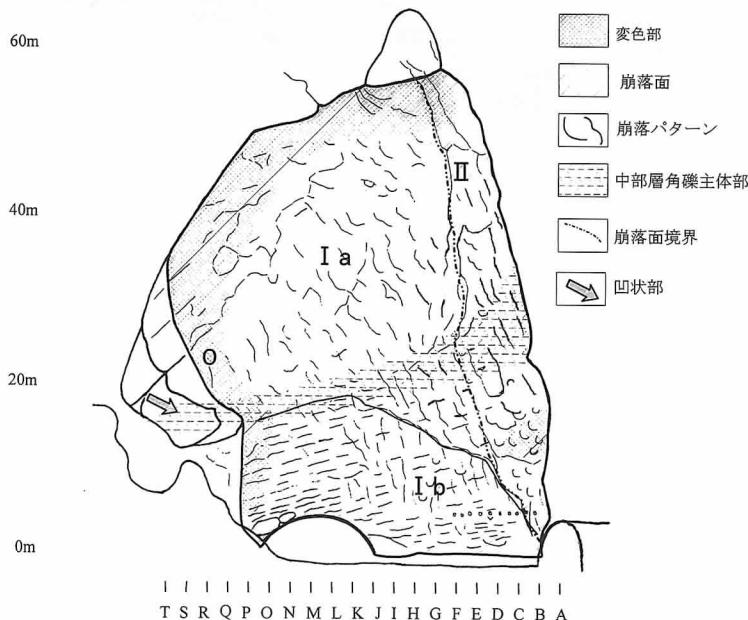


Fig. 4 崩落面スケッチ。A-TはFig. 7の断面線位置。



Fig. 5 豊浜トンネル覆道部に見られるくびれ（矢印）

(後述)。II面下部には5-10cm程度の前方に凸な鱗状の構造も認められる。いずれにしろ、これらの構造には引きずり等による構造は見られない。

II面上部からI面上部～左側にかけてとII面下部に明瞭な変色部が認められ(Fig. 4), I・II面全体のおよそ20-25%を占めるものと推算される(Fig. 4)。この変色部の最上端の上位層と崩落面との境界部からはかなり湧水があり、赤褐色のかなりな厚さ(2-3cm?)の水酸化鉄?被膜が崩落面沿いに認められる。I面にはかなり広い範囲にわたり、弱く変色した部分が小斑点状に認められる。

## 豊浜トンネル周辺の地形

豊浜トンネル古平側は、新第三紀中新世の尾根内累層に区分される(Yamagishi, 1981)水冷火碎岩類からなる(地質の詳細は本報告書山岸:宇井の報告を参照されたい)、旧国道チャラツナイトンネルからセタカムイにいたる、1km以上にわたって海蝕によって形成された急崖の連続する部分である。この急崖の裾部分はチャラツナイトンネルではN 45°E方向であり、緩やかに弧を描いて豊浜トンネル古平側入り口付近ではN 75°E方向となる。今回崩落した急崖部分は、上記急崖方向よりは、やや突出していた(Fig. 6)。この西側でもゆるく弧を描いて、セタカムイ覆道入口付近ではEW-N 70°W方向となり、やや北へ向きを変えながらもほぼそのままセタカムイまで延びる。これはちょうどJ字を裏返した形である。

急崖縁の最高標高はおよそ220mで、セタカムイトンネル坑口上方にあたる。この急崖の平均斜度はほとんどで80°以上であるが、チャラツナイトンネルから豊浜トンネル古平側入口西方にかけては特に急斜しており、平均斜度でも85°以上で、多数のオーバーハングも見られる。

微地形的にトンネル付近で注目すべきは、覆道部山側に見られる高さおよそ5—6m（海拔にすれば11—12m）のくびれ地形である（Fig. 5）。これは覆道上の緩衝盛土を除去した結果確認できるようになったものである。この部分でのオーバーハング量は0.5m弱である。前記の様にFig. 1に示されるくびれに続くものであろう。このくびれ地形は旧汀線の波蝕により形成されたノッチが、海水準の低下により現在位置にとりのこされたものか、湧水の突出などでえぐれたものである。このようなくびれは急崖の裾部では崖錐に覆われているため、直接観察できるのは多くはない。むしろ現在急崖が直接波打ち際になっている部分の直上に見られることが多く、比高6—12mのものが多い。

豊浜トンネル古平側坑口は高さ150mに達する平均傾斜85°以上の急崖の下部に掘削されている。この急崖の方向は上述の様にほぼN 75°Eである。一方、トンネルはほぼN 70°W方向であり、トンネルとこの急崖とはおよそ35°で交わっていることになる（Fig. 6）。崩壊以前の推定地形図に崩落面のおよその平面形状を描き加えたFig. 6は、Figs. 1—5および周辺部を含めた観察に基づいて作成したものである。Fig. 7はFig. 6から作成した推定断面図である。両図とも推定に基づく部分が多いが、実際より誇張になりそうなことは避けた。すなわち、推定される最低、最小限の形状を描いた。

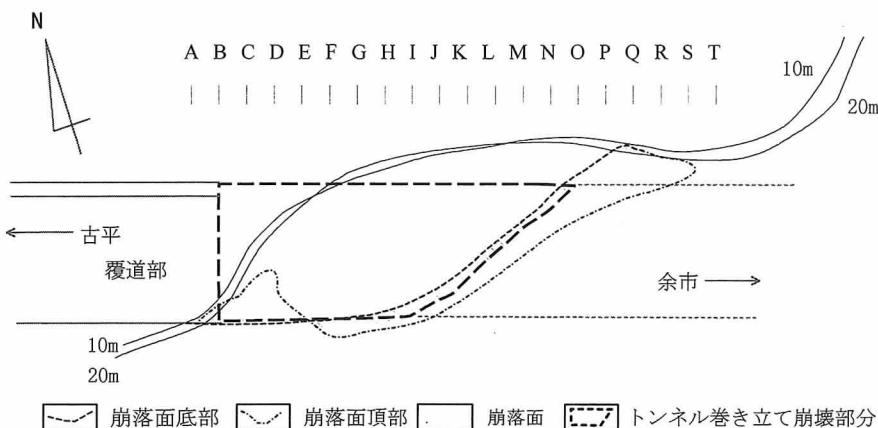


Fig. 6 破断面の推定平面図（崩落前の10mおよび20m等高線（道路面よりの）の推定位置も描いたが正確なものではない。）  
A-TはFig. 7の断面位置を示す。

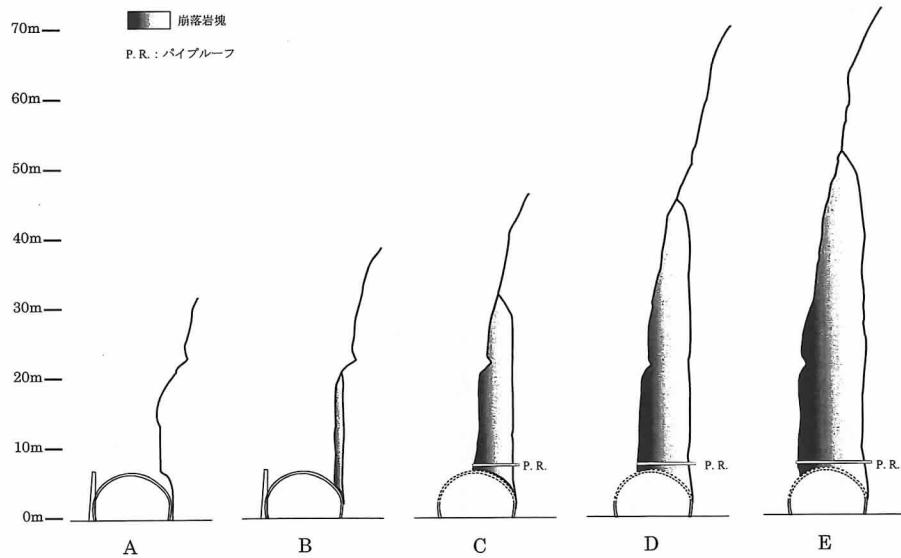


Fig. 7a 崩落部の推定断面図 A-E。  
(トンネル軸に直交。断面線位置は Figs. 4, 6 に示す。)

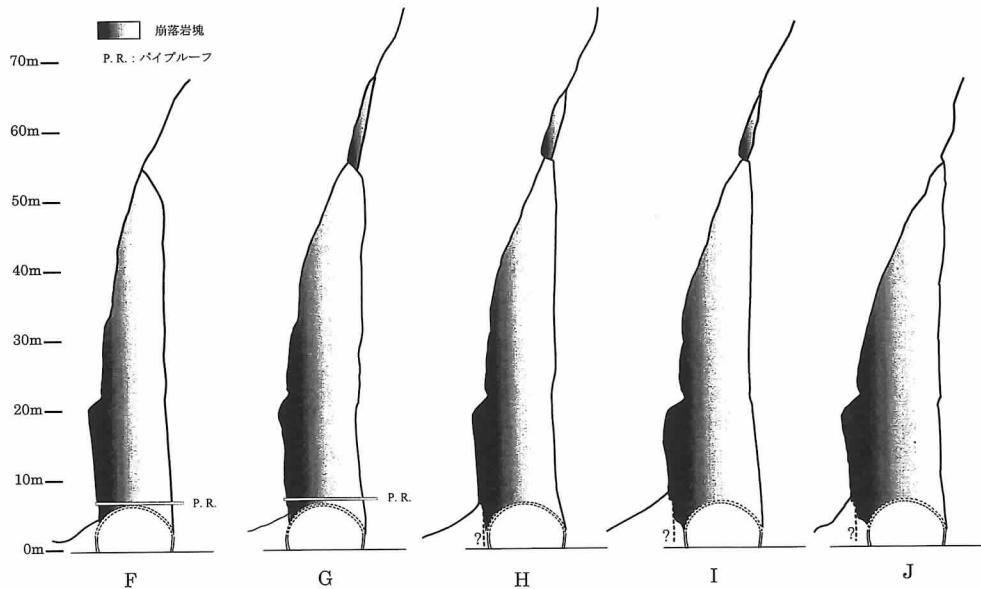


Fig. 7b 崩落部の推定断面図 F-J。  
(トンネル軸に直交。断面線の位置は Figs. 4, 6 に示す。)

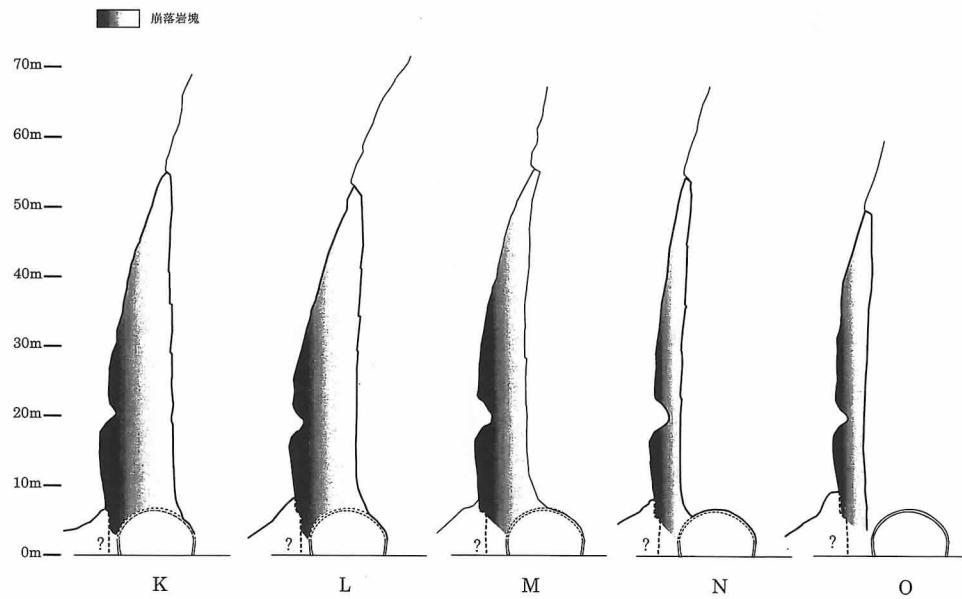


Fig. 7c 崩落部の推定断面図 K-O。

(トンネル軸に直交。断面線の位置は Figs. 4, 6 に示す。)

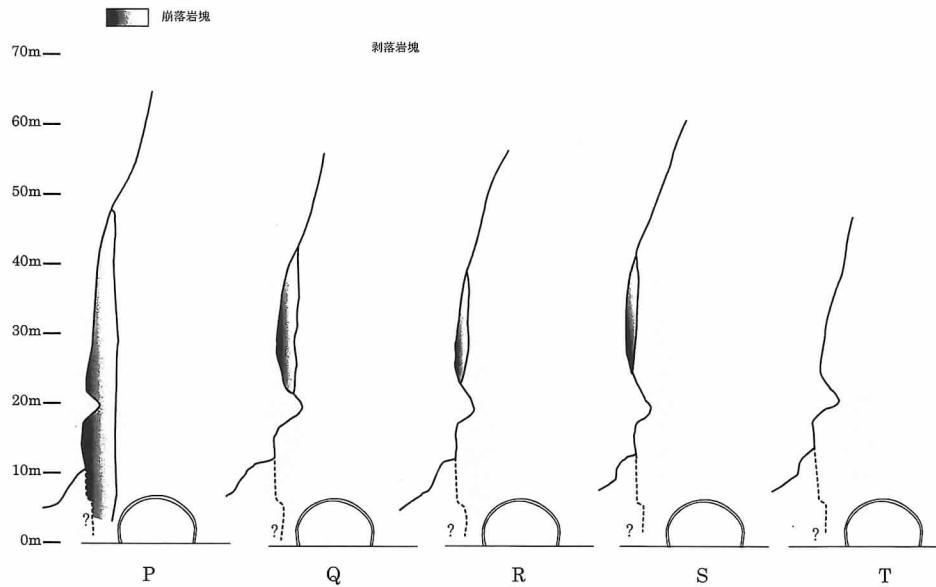


Fig. 7d 崩落部の推定断面図 P-T。

(トンネル軸に直交。断面線の位置は Figs. 4, 6 に示す。)

## 崩落面上の小構造

すでに崩落面の状況は記述したが、ここではさらに詳細な構造について検討する。その前に崩落面の性格について述べる。

豊浜トンネル古平側入口周辺には不規則に亀裂が入っている（Fig. 1）。この亀裂は間隔や方向はあまり規則的ではないように見えるが、空中写真から読み取れる何方向かのリニアメントと一致している（本報告書：山岸）。崩落面には二方向の面（I・II面）がみられるがこれは二方向の割れ目に規制されているのであろう。ここではこのような割れ目も Twiss（1992）に従って節理（joint）と呼ぶ。

節理は構造運動による場合に向斜軸や背斜軸などに規制されてできるようなものや、火成岩体の冷却などに伴うもので、規則的かつ直線的が多い。しかし、成因のわからない不規則でかつ直線性の乏しい割れ目も節理とよべ、nonsystematic jointとよばれる（Twiss, 1992）。また、岩体の削剥過程で形成される節理もあって、このような場合、崖面に沿って節理が形成される。氷河の後退などで崖面の側圧が解放された時にも形成され、neotectonic jointsとよばれる（Gross & Egelder, 1991）。したがって、海蝕崖の素早い後退によって、崖表面の近くに発達する割れ目があれば、これも neotectonic joints の一種と考えうる。このジョイントは発達が不十分であれば nonsystematic joint に分類される場合がある。豊浜トンネル崩落崖では割れ目の成因が確定していないのでここでは成因には踏み込みます、産状から nonsystematic に分類されうる節理とだけ呼んでおく。

国道正面に見られる崩落面はENE-SWS性であるが、特に上部（Ia面）は詳細に見れば、やや斜交する二つの節理に分けることが出来る。崩落面左側には左上がりの二列の段差で境されたわずかに北に振れた走向を持つ面（Fig. 8a 矢印、段差の方向は実線）がある。これも一種の節理面と考えられる。Ia面全体よりもむしろこの面の走向がチャラツナイ岬周辺のリニアメントに一致する。Ia面に含めたこれら二方向の節理面の交線下部が凹状地形（Figs. 1, 3）である。Fig. 8b のMはモンモリロナイトの変質が進んでいると判断される部分である（ここに相当する部分の顕微鏡写真はFig. 12c）。Fig. 8b には矢印で岩体内部に発達する節理面を示した（Fig. 9a は上部の氷柱の下がっていた部分のクローズ・アップで、ここで節理がはっきり見えている）。なお、黒く塗りつぶした矢印は後にFig. 12aで示す一種の「鋤櫛」構造（hackle marking）である。

Fig. 8b に示す様に崩落面とその周辺は風化による表面の変色の様子によっていくつかのレベルに分類できる。長期に風化された露出面であるW1、順に風化の弱くなるにしたがって、W2～5（W5はFig. 9bの短い実線の下側）の5レベルが識別出来る。W4の広がりは今後詳しく検討すべきであり、W4の延長上にW5相当の面が識別されることもありうる。また、崩落面は前述のように中部層の部分が浅い匙のようにへこんでいるため、中部層の下側はいくぶ



Fig. 8a 崩落面Iを下から見る。矢印の部分はやや斜交する面。



Fig. 8b 崩落面および周辺の変色程度を示す。黒矢印は「鋤櫛」構造。  
Mはモンモリロナイトを含む変質部。



Fig. 9a 残存岩体内へ延びる節理面（矢印）。

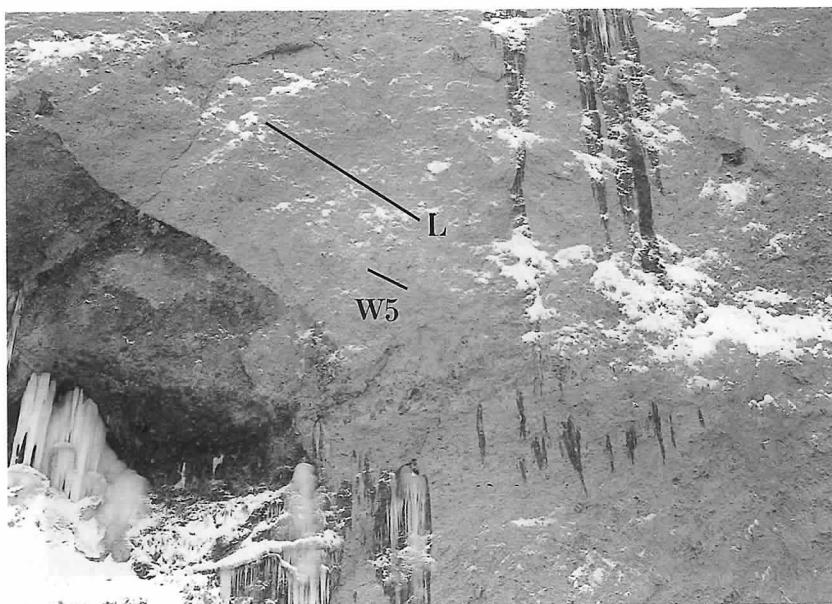


Fig. 9b 崩落面 I 左下の弱い変色部および、雪のつきかたによって示される線状構造。



Fig. 10a 崩落面 I 中部の凹状屈曲部（直線）。矢印は岩体内へ延びる節理。



Fig. 10b ワッカケ岬の崩落崖。実線より上部が凹面を形成する。  
上部から黒く下がるのは湧水痕。

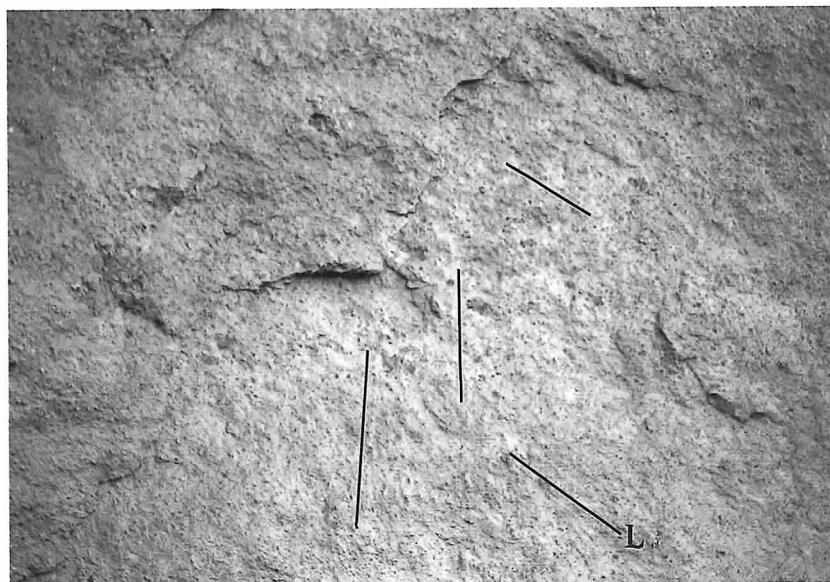


Fig. 11a 崩落面 I 左中部に見られる 2 方向の線状構造。

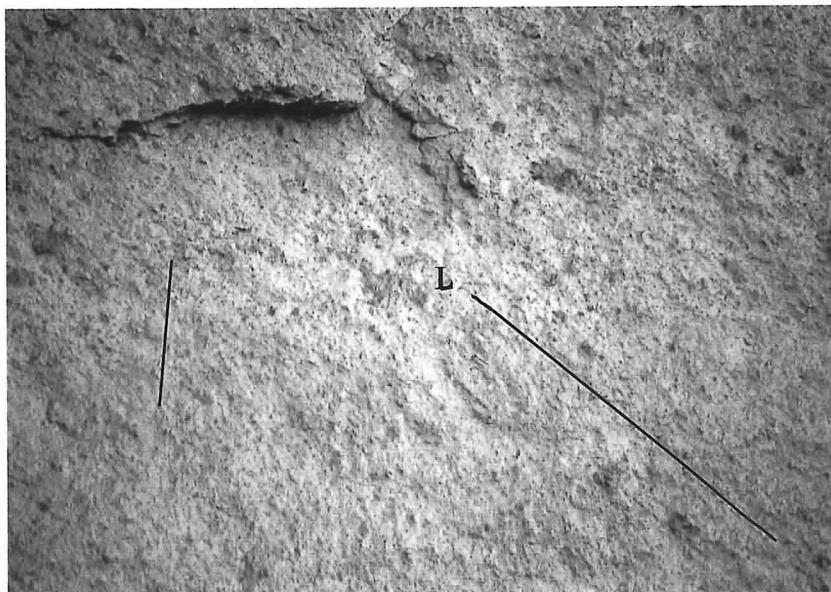


Fig. 11b 同上クロープアップ。

ん突き出ており、このわずかな地形の違いは積雪の集中しやすさによって判別できた。Fig. 10a では氷柱の曲がり方の違いによってそれがわかる (Fig. 10a, 実線方向; 図の三角は岩体内へ延びる節理面)。このような形状は約2.5km東のワッカケ岬の崩落崖では一層明瞭である (Fig. 10b 実線で示す)。

ところで、崩落面 I 面には弱い二方向の線状構造が見られる (Figs. 11a, b; Fig. 9b の L)。これも一種の「鋤櫛」構造であろうが、何を示すかは今後の詳しい検討が必要である。NW-SE 性の面 (II 面) にはっきり見られる「鋤櫛」構造 (Gash, 1971) は張力によって引き剝がされた面に形成されると思われる (Fig. 12a)。このような構造を持つ岩石と同一層準の岩石には細かい亀裂が顕微鏡で確認できるが、変質は進んでいない (Fig. 12b)。変質の進んだ部分は亀裂がモンモリロナイトで埋められ、顕微鏡的に亀裂が広がっている (Fig. 12c)。これらの亀裂の状態からは、変質の進んでいない岩石の方が引っ張り強度が大きいことが推定できる。亀裂の進んでいない岩石の引っ張り強度は岩盤崩落前にどの程度岩盤の剥離が進んでいたかを明らかにする上で鍵を握るであろう。

崩落面には強弱程度の差こそあれ、「鋤櫛」構造が見られた。II 面のそれは岩盤が最後にずり落ちるときに引き剝がされて作られた構造であろう。I 面のそれも引き剝がしだと考えれば、これはどのようなメカニズムで形成されたのであろうか? Fig. 3 には岩盤崩落直後の湧水による黒い (染み) が見られる。これは岩盤崩落前にも凍結していない湧水が節理面にそって流れ、岩盤中に染み込んでいたことを示す。そして冬季に岩盤表層で凍結したであろう。凍結が岩石内部に進めば凍結によって張力が働き岩石を引き剝がすこともある。その他の物理的風化が長年にわたってくり返されると、不完全に発達していた節理面が伸長することもあるかもしれない。

## 文献

- Gash, P. J. S., 1971 : A study of surface features relating to brittle and semi-brittle fracture. *Tectonophysics*, 12, 349-391.
- Gross, M. R. and Engelder, T., 1991 : A case for neotectonic joints along the Niagara escarpment. *Tectonics*, 10, 631-641.
- Twiss, Robert J., 1992 : Structural Geology, Freeman & Co., Ltd.
- Yamagishi, H., 1981 : Geology of the Shakotan Peninsula, Hokkaido, Japan. Rep. Geol. Surv. Hokkaido, no. 52, 1-29.

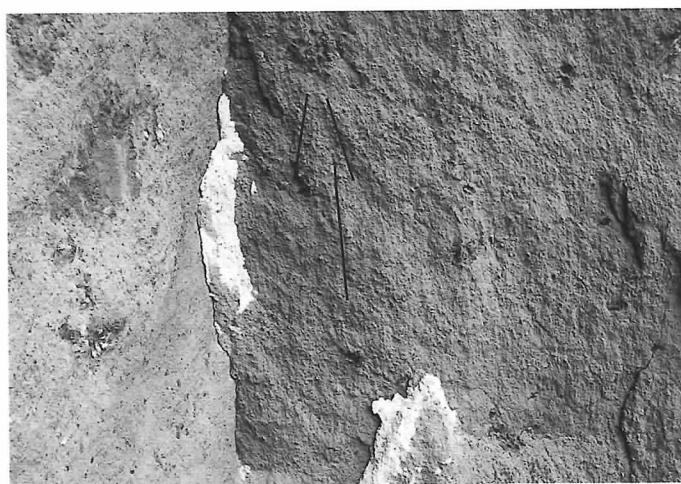


Fig. 12a 崩落面IIに見られる「鋤櫛」構造。



Fig. 12b 中部層の顕微鏡写真（横3mm）。

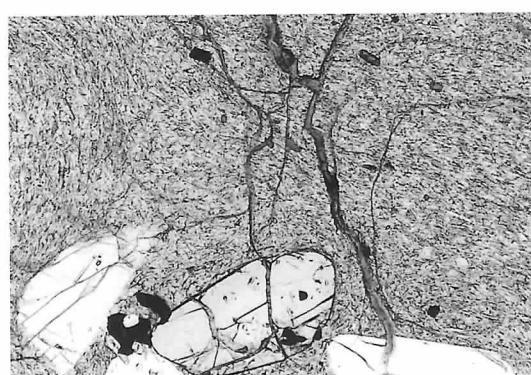


Fig. 12c 中部層変色部の顕微鏡写真（横3mm）。