

付加体の特徴を素因とした斜面変動：北海道の事例から

田近 淳 (北海道立地質研究所)

1. はじめに

2001年10月4日に北海道東部の国道333号北見市北陽で岩盤崩壊が発生した。この崩壊（以下、北陽崩壊と呼ぶ）は、日本有数の寡雨地帯で発生したことに加え、それまで斜面崩壊に関連してほとんど経験のなかった白亜紀付加体の常呂帯（仁頃層群）で発生したことで注目された。北陽崩壊の素因としては①火山性碎屑岩（メラングジュ）の上に石灰岩・チャート互層岩体が載る地形的キャップロック構造を構成すること、②火山性碎屑岩の不連続で定向性にやや乏しい劈開・小断層面が、全体として流れ盤（柁目～逆目盤）を構成していること、そしておそらく③崩壊以前に重力的な岩盤の変形が進んでいたことがあげられる。一般国道333号北陽土砂崩落調査委員会¹⁾は「常呂帯のような複雑な地質の分布する地域」（＝付加体）での岩盤崩壊は予見が難しく「発生すると大きな被害をもたらす可能性がある」として、崩壊機構をはじめとした調査研究の重要性を指摘している。

この報告では、北海道の白亜紀～古第三紀付加体の分布域に見られる斜面変動の概要を紹介するとともに、事例として北陽崩壊をとりあげ、付加体としての諸特徴が斜面変動をどのように規制しているかを示す。

なお、本報告で使用する北陽崩壊に関するデータの大部分は、一般国道333号北陽土砂崩落調査委員会（以下、北陽調査委員会と略称）¹⁾によるものであり、その地質素因に関する議論の大部分は田近・伊藤²⁾を基にしたものである。

2. 白亜紀～古第三紀付加体とその斜面変動

2.1 付加体の概要

北海道は東北日本弧と千島弧の衝突帯とされ³⁾、先第三紀地質体は、ほぼ南北のトレンドを示す渡島帯（広義）、空知・エゾ帯、日高帯、常呂帯、根室帯の5つの地帯に区分されている（図-1）。

西側の3つの地帯は白亜紀のユーラシア大陸東縁を構成する地質帯であり、渡島帯（広義）は、北部北上帯の北方延長であるジュラ紀付加体および白亜紀の島弧からなる。空知・エゾ帯は空知層群（ジュラ紀オフィオライト・前期白亜紀島弧火山岩）の上に白亜紀の前弧海盆堆積体（エゾ累層群など）が重なる地帯であり、西側の背斜部（「神居古潭帯」）に高圧変成作用を受けた付加体が、東側の「イドンナップ帯」には弱変成付加体が分布する⁴⁾。日高帯は白亜紀末～古第三紀の陸源碎屑物を主体とする付加体からなる。

一方、東側の常呂帯と根室帯は白亜紀後期～古第三

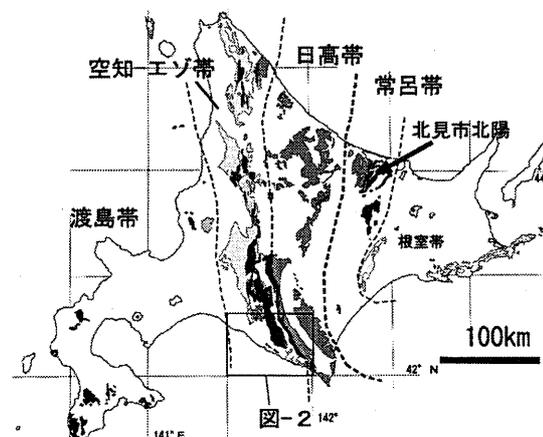


図-1 北海道、先新第三系の地帯区分

と前弧海盆と考えられている。常呂帯⁵⁾はジュラ紀末～白亜紀初めの海山・大洋島や深海底堆積物とその崩壊堆積物を起源とする白亜紀付加体である仁頃層群と、それを不整合に覆う前弧海盆堆積物佐呂間層群、および白亜紀末～古第三紀の陸源碎屑性堆積物を主体とする付加体である湧別層群からなる。仁頃層群は、高圧型変成作用を受けている。

2.2 「地すべり地形」から見た付加体の斜面変動

白亜紀～古第三紀付加体のうち、空知・エゾ帯の緑色岩類・蛇紋岩の分布地域に大小の「地すべり地形」が多いことは以前から指摘されている⁶⁾。図-2に、日高地域の地質区分⁷⁾と地すべり地形の分布を示した。これによれば、地すべり地形は空知・エゾ帯のうち特に岩清水コンプレックス（Iw:神居古潭帯）に集中するのに対して、同じく緑色岩類を主体とするナイ沢コンプレックス（Na:イドンナップ帯）には少ない。岩相から見ると前者はチャート・珪質頁岩・緑色岩類など多様な岩相と高圧型変成作用が特徴であり、後者は低変成度で溶岩を主体とする。しかしながら、農村振興局所管地すべり防止区域のピラシケ地域（図-2：★印）などを除けば、その地質構成・地質構造と斜面変動との関係の詳細が検討された例はない。なお、地すべり地形が特に多いわけではないが、岩清水コンプレックスの多様な岩相と高圧型変成作用という特徴は後述の常呂帯仁頃層群の特徴に似ている。

一方、陸源碎屑岩を主体とする日高帯の一部（Idの北部）をのぞいて、地すべり地形は少ない。日高山脈の北東側では大部分がホルンフェルス化しているが、クリッペを構成していると思われる西側の日高累層群（Hi）でも地すべり地形はまれである。この傾向はこ

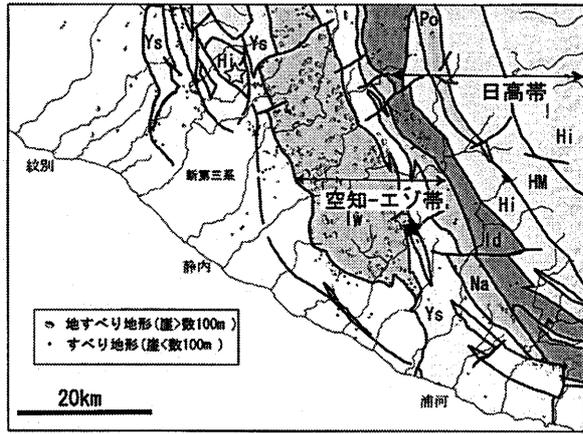


図-2 日高地方の地質区分⁷⁾と地すべり地形⁶⁾
 Hi:日高累層群, HM:日高変成岩類, Id:イドンナップ層
 など, Na:ナイ沢コンプレックス, Iw:岩清水コンプレ
 クス, Ys:蝦夷累層群.

の地域に限らず日高帯北部でも同様であり、混在岩の
 小規模な崩壊は見られるが、大規模な崩壊や地すべり
 地形は少ない。

2003年台風10号による豪雨では、西側の日高累層
 群ニセウ層(図-2:☆印)で深層崩壊が多発した⁸⁾。
 岩相を見ると整然相でも構造的な連続性が乏しく、層
 理面が癒着して砂岩・泥岩の延性度較差は小さいよう
 に見える。層理面よりも劈開や節理の発達に岩盤クリ
 ープの進行に関与しているようである。

以上のように、付加体と斜面変動の関係について検
 討した例は少ない。そのなかで北陽崩壊
 は比較的詳しい検討がなされた例である。

3. 常呂帯仁頃層群北陽崩壊

3.1 崩壊の概要と崩壊過程

崩壊の発生した北見市北陽は、北見山
 地の南東部(仁頃山地)にあたる、ジュ
 ラ紀末~白亜紀の仁頃層群から構成され
 る標高300m程度の小起伏山地に位置し
 ている。

崩壊はルクシニコロ川右岸の東向き出
 尾根を切土(勾配1:1.2)した斜面の一
 部とその南側の谷壁斜面およびそれら
 の背後の自然斜面を含む領域で発生した。
 この崩壊には乗用車1台が巻き込まれ2
 名の方が亡くなられた。崩壊の全長(L)
 は約135m、比高は約80m、崩壊堆積物は
 2.4万m³とされている。

なお、10月4日までの約1ヶ月の積算
 降水量は300mm以上という北見地方と
 しては過去数10年でトップクラスの値で
 あり、この降雨が誘因と考えられている。

崩壊の過程は崩壊地形や目撃談から推

定できる。

馬蹄形の滑落崖(上部滑落崖)の直下には旧地面を
 残すブロックが残存しており、その前面に同じく馬蹄
 形の崖が残されていることから、最初に中段の滑落崖
 (下部滑落崖)から崩壊が開始し、支えを失った背後
 のブロックが続いて移動したものと推定される。崩壊
 堆積物は緑色岩類や石灰岩・チャート互層の岩塊とそ
 の破砕物、および表土・樹木・なだれ防止柵等からな
 っている。中段より上の立ち木は前方に傾倒するもの
 が多いことから、すべり面は平面に近かったと見ら
 れる。移動体はのり面最下部から道路上に抜けてルク
 シニコロ川を閉塞した。移動体は斜面の基盤の構造を
 残しており、この崩壊は「岩盤の急速滑動」(rapid rock
 slide)といえる。

目撃者の一人は、崩壊は崩壊斜面中段の陥没に引き
 続いて下部が膨らんで破裂したように崩壊したと証言
 しており、ほとんどの目撃者は一瞬の出来事だったと
 している。

この斜面の一部では、1990年5月頃と1995年6月
 に変状が見られ、対策工事が実施されている。1990年
 の変状は南側の崖錐堆積物が膨れたもので、1992年に
 のり枠+アンカー工が施工されている(1:1.14)。平
 1995年の変状は既設のり面(1:0.8)の一部が膨れ、
 それを囲むような亀裂の発生と、1992年ののり枠の一
 部が変形したもので、変形部風化部を除去する切土
 (1:1.2および非変形部1:1)と注入式植生マット工が
 施工されている。

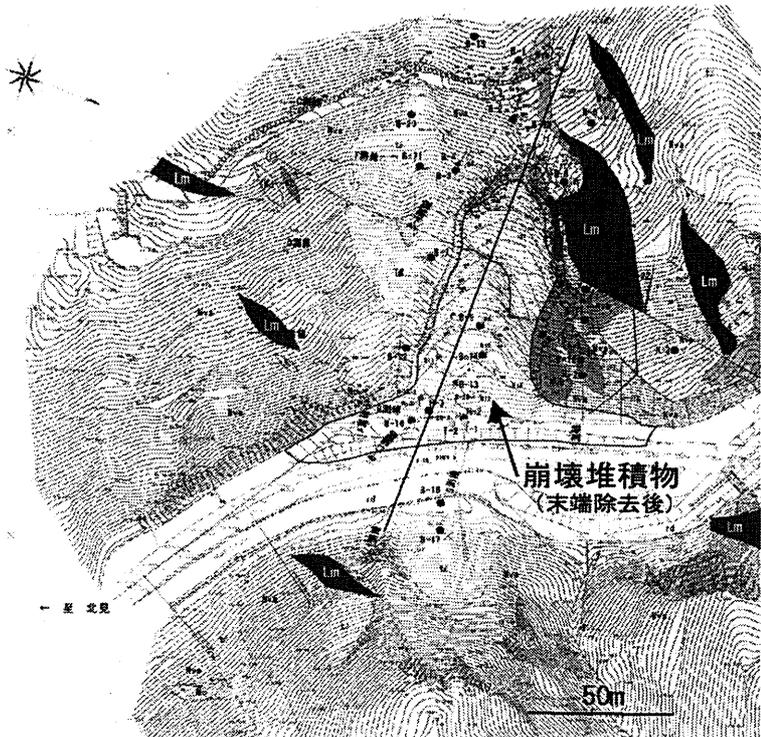


図-3 北陽崩壊付近の地質図(一部) 「北陽調査委員会」⁹⁾に加筆
 Lm:石灰岩・チャート互層岩体, Nva:火山碎屑岩A,
 Nvb:火山碎屑岩B 中軸の直線は断面線(図-4)

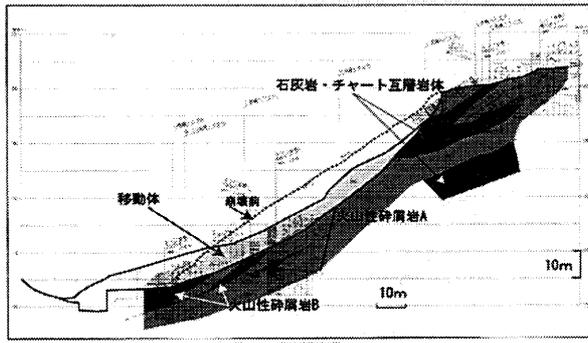


図-4 地質断面図 「北陽調査委員会」⁹⁾に加筆

3. 地形・地質・地質構造

3.1 地形の特徴

崩壊した斜面は、ルクシニコロ川の右岸の東向き斜面である。この斜面背後の山地は北北東にのびる仁頃山地の主稜線から東に分岐した尾根がさらに北北東にいくつか分岐した稜線の出尾根の1つにあたる。この尾根の特徴は、東北東にむかう尾根（標高 430～300m）と背後の出尾根（標高 310～270m）の間に明瞭な「稜線の高度不連続」が認められることである。この稜線の不連続は北西側に隣接した出尾根にも認められ、北西側隣接斜面を含めこの斜面一帯がやや異常な地形の一部にあたる可能性を示す。また、出尾根には露岩の間に幅 1～2m で延長 10～20m の不連続な「線状凹地」が見られた。

今回の崩壊の際に、この出尾根の付け根（稜線高度の不連続部分）や、尾根上の線状凹地には新たな開口亀裂が認められた。これらの稜線の不連続や線状凹地は基岩における不連続面の存在を示すものと見られる。

もう一つの特徴は、出尾根南側の谷壁斜面に見られる複数の崩壊跡である。これは「北陽調査委員会」では崖錐堆積物 (T1) と表現されているもので、浅い小規模な崩壊跡であるが、南に隣接して 2～3 箇所認められる。これらの崩壊地形の切断関係を見ると、概ね南から北へ、崩壊が順次発生したように見える。

崩壊した斜面はこの古い崖錐斜面の一部と 1996 年に切土された北側の斜面の擦り付け部分であり、斜面傾斜は概ね 30°～40° である。

3.2 斜面を構成する岩相

崩壊した斜面の地質は、仁頃層群の岩塊状の石灰岩・チャート互層、チャートと緑色岩類・碎屑岩類の混在した岩相（メランジュ）から構成される（図-3）。仁頃層群の緑色岩類や碎屑岩類の各岩相は、露頭では区別が困難の場合が多い。このため「北陽調査委員会」はこれを、主に露頭での色彩に注目して火山性碎屑岩 A、火山性碎屑岩 B、赤色含礫泥岩に区分している。

石灰岩・チャート互層およびチャート：白色～ピンク色の石灰岩とチャートの厚さ数～10 数 cm の互層か

らなるメランジュブロック（岩体）である。上部滑落崖の北半部および、移動体の上部を構成する岩相の半分以上を占める。自然状態の一軸圧縮強度 σ_c は 110～170MPa で、この斜面を構成する岩相としては最も大きな強度を持つ。しばしば垂直に近い高角度の開口亀裂や空洞が発達し、岩盤としての透水性は大きい。

火山性碎屑岩 A：主に灰緑～暗緑色の玄武岩質角礫よりなる碎屑岩起源のメランジュであり、様々な程度に破断している。しばしば異質な礫を雑多に含むことながら、海山の崩壊堆積物を起源とするものと考えられる。一部は玄武岩・チャート・石灰岩の礫からなる角礫岩で、滑落崖の一部はこれによって構成されている。この岩相は仁頃層群の一般的岩相であり、滑落崖の南半部をはじめ斜面の上部に多く、自然状態の一軸圧縮強度 σ_c は 50～150MPa（試料の多くは垂直ボーリングコア、以下同様）である。

火山性碎屑岩 B：碎屑岩 A に挟まれる灰～赤紫色の玄武岩質火山岩片を主体とするメランジュであり、ブロック状の枕状溶岩や異質礫を伴う。斜面の下部に多く、同じく σ_c は 50～120MPa で、A よりも軟質であり、透水性も小さい。一部に赤鉄鉱・石英の濃集部（鉱化帯）が見られる。なお、赤紫色の泥岩で石灰岩・玄武岩ほかの礫を含む岩相を赤色含礫泥岩と呼んでいる。これは石灰岩・チャート岩体の周囲にわずかに薄く分布することが多く σ_c は 30～85MPa と最も小さな値を示す。

3.3 地質構造

仁頃層群の各岩相の分布は複雑であるが、岩相境界や層理からみると、石灰岩や碎屑岩 B の分布は概ね NNE-SSW 20°～40° 東傾斜で分布する。石灰岩は出尾根の頂部付近から山腹にかけて分布し、崩壊斜面を横切る NNE-SSW 75° の高角断層に切られている（図-4）。

一方、火山碎屑岩 A、B 中にはメランジュ等付加体構成物に一般的な鱗片状の壁開をはじめとして多数の不連続面が発達する（図-5）。壁開（片理）、小断層面（鏡肌）、断層破碎帯などの走向傾斜は概ね N-S～NE-SW で東に傾斜するものが多いが、ばらつきが大きく、急傾斜のものや西傾斜の不連続面も多い。これらの面は、それぞれ連続性に乏しい。

崩壊斜面（もとの斜面の傾斜 30°～40°：崩壊面の走向・傾斜：N-S 35° E）と地質構造の関係をみると、岩相分布や他の不連続面の多くはやや斜交する流れ盤とみなすことができる。詳しく見ると、層理面・岩相境界は概ね傾斜 30° よりも低角な構造をとる場合が多い。それに対して片理面や破碎帯、小断層（鏡肌）は、これよりも高角な姿勢を示すものがあり、受け盤を含めてかなりばらついている。すなわち全体として層理や岩相境界は斜面に対してやや低角（柎目盤⁹⁾）であるが、斜面下部を中心に発達する劈開（片理面）や小断層面（鏡肌）は斜面の傾斜よりもやや高角の流

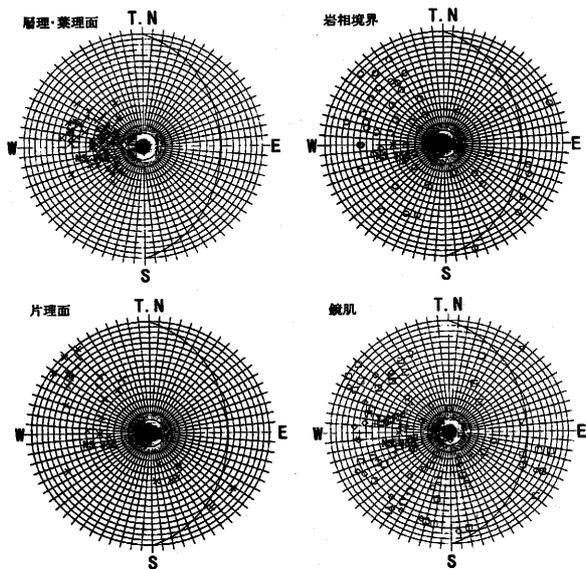


図-5 北陽斜面における仁頃層群の不連続面のステレオ下半球投影(一部)。「北陽調査委員会」¹¹⁾に加筆

れ盤(逆目盤⁹⁾)が多いといえる。

一方、斜面崩壊を規制する各岩相の物理的な性質を比較すると、斜面の上部と下部には明瞭な格差が見られる。斜面中～下部は相対的に軟質で透水性の小さな火山性碎屑岩Bから構成される。それに対して、その上の斜面上部には硬質で透水性の大きな石灰岩・チャート互層が斜面傾斜に対してやや低角に載っている。これは地すべり多発地帯によく見られる、やや軟質な岩盤の上にほぼ水平な硬質岩が載る構造、すなわち地形的なキャップロック構造と解釈できる。

3.4 北陽崩壊の地質素因

以上、述べてきたように、この斜面の崩壊には、火山性碎屑岩(すなわち玄武岩質碎屑岩のメラングジュ:以下玄武岩質メラングジュと呼ぶ)中に発達する、それぞれ連続性に乏しい概ね定方向の壁開(片理)や小断面(鏡肌)の存在が関与していると考えられる。

一方、斜面上部の石灰岩の開口亀裂や出尾根における線状凹地の存在は、崩壊に至る以前の岩盤クリープの進行を示唆している。このことは、「北陽調査委員会」¹¹⁾がFEM解析の結果から指摘している、崩壊面となった亀裂が崩壊以前に斜面の中腹まで連結していたとする考えに調和的である。

メラングジュの斜面における重力変形の様式は複雑であることが予想される。しかし、壁開や岩塊の配列がほぼ定方向を示す場合には、概ね層状岩・片状岩の岩盤クリープの様式で近似できると考えられる。千木良¹⁰⁾によれば、不連続面が流れ盤で斜面傾斜よりも高角の場合には、重力によって面構造に沿ってせん断が発生しようとするが下方が拘束されているために、斜面の下部では平板の座屈が起こる。また、斜面傾斜よりも低角の場合には、面構造に平行なせん断が働き、

部分的に破砕帯や空隙が形成される。また下部が拘束されている場合にはキंकが形成されやがて山形褶曲となる。

北陽崩壊の場合、石灰岩・チャート互層岩体の分布は地表面の傾斜方向よりも緩傾斜である。しかし、斜面中～下部の火山性碎屑岩中の不連続面は斜面傾斜より高角な面も多く、クリープした岩盤は平板の座屈タイプの変形をする可能性も大きい。おそらく、崩壊以前に、この斜面中～下部の岩盤は座屈タイプや剪断タイプの複合した変形が進んでいたものと思われる。

この斜面は難透水性でやや軟質の火山性碎屑岩の上に硬質・高透水性の石灰岩・チャート互層が載るキャップロック構造を示す。したがって石灰岩・チャート互層直下の火山性碎屑岩(メラングジュ)は、相対的に風化(劣化)していたと考えられる。

このような石灰質岩を上に載せたメラングジュの斜面崩壊としては、美濃帯の根尾白谷崩壊・ナンノ谷崩壊の例がある。小島ほか¹¹⁾によれば、根尾白谷・ナンノ谷崩壊の下部をしめる砂岩泥岩質メラングジュは受け盤であるが、高透水性の石灰岩からの難透水性のメラングジュへの地下水の供給がその崩壊要因の1つと考えられている。また、風化・侵食に対して相対的に抵抗力の大きな石灰岩が斜面上部に存在することにより、周囲のメラングジュが侵食され重力的に不安定になってもその斜面は崩壊せずに残ることになる。このことが、結果として比較的規模の大きな崩壊になる原因と考えられている。

地下水流動系の検討は今後の課題の一つであるが、北陽崩壊がこれまで常呂帯では例をみない規模となった背景には、このような付加体に特徴的な構造が関与していたと考えられる。

以上をまとめると以下のようになる。北陽崩壊の地質素因としては①火山性碎屑岩(玄武岩質メラングジュ)の上に石灰岩・チャート互層岩体が載るキャップロック構造、および②斜面中～下部の火山性碎屑岩(玄武岩質メラングジュ)の不連続な面構造として斜面傾斜より高角な流れ盤構造と低角の流れ盤構造が混在していたことがあげられる。メラングジュの場合、一般に面構造は不均質かつ不連続であり、大規模な崩壊に至ることは少ない。むしろ、この流れ盤構造とキャップロック構造の両方の存在が、比較的規模の大きな斜面崩壊となった要因と考えられる。しかし、面構造は不連続であり、面構造が存在するだけでは崩壊は起こらない、岩盤の強度を考慮すると、③岩盤の重力的な変形が進行していたことが崩壊のもう一つの要因と考えられる。

4. まとめ—付加体の特徴と斜面変動

斜面変動の発生頻度と運動様式を規制する地質的要素としては、さまざまなスケール(サイズ)での岩相構成と構造、構成物質の強度や透水性などの物性が

あげられる¹²⁾。変動の発生には、斜面発達史が大きく影響を与えるがそれを除外して考えると、斜面変動の素因に関連する付加体の主な特徴は次のようなものである¹³⁾¹⁴⁾。①スラストシートの積み重なり、すなわち層面に平行なデコルマをはじめとして、様々な規模・姿勢の多くの剪断帯(弱層・弱面)が形成されていること。②海洋プレート構成岩類の上に陸源砕屑物が載る層序からなり、それぞれの構成岩相からなるメラングジュと呼ばれる混在岩相を含むこと。メラングジュは連続性や規模、強度に変化の大きい複数以上の岩相から構成されている。③深部の付加体は片理で特徴づけられる結晶片岩となっており、深部から浅部まで様々な変成度・変形相の岩石から構成されること、などである。

多くの弱面は、斜面変動の潜在的なすべり面となりうる。また、強度や透水性のコントラストの大きな岩体の境界は、その後の構造運動や風化作用によっても、劣化が進みやすく、すべり面になりやすい。北陽岩盤崩壊における小断層面(鏡肌)や石灰岩とメラングジュの関係、小俣¹⁴⁾が記載した秩父帯の浦山ダム周辺の石灰岩の岩盤すべりや砕屑岩の風化岩すべりなどのすべり面がその例である。

メラングジュや、片理・劈開の発達した変成岩、砂岩泥岩互層の整然相は、力学的異方性をもつ層状岩・片状岩とみなすことができる。この場合には、斜面と片理・層理との関係によって座屈、剪断、転倒といった岩盤クリープが進行し、やがて大規模な崩壊へと移行する¹⁰⁾。大規模な転倒構造を示す四万十帯の赤崩や加奈木崩れなどはこの例である。北陽崩壊でも地形の特徴からみて、崩壊の発生前に流れ盤の岩盤の重力的な変形(岩盤クリープ)があったと推定される。このような条件で、石灰岩が斜面上部にスラストにより、あるいはブロックとして低角に載っている場合には、これらはキャップロックとしてメラングジュを保護することになる。変形の進行にしたがい、より規模の大きな斜面崩壊への移行が予想される。

なお、陸源砕屑岩を主体とする北海道の付加体を見る限り、付加体の地質的な特徴が地すべり・崩壊の発生頻度の大きさに直接関連しているかどうかは必ずしも明確になってはいない⁸⁾。豪雨による崩壊などの検討事例を積み重ねていく必要がある。

5. おわりに

終わりに、北陽崩壊から得た付加体の斜面調査における教訓のいくつかを記述する。付加体斜面の調査では、第1に石灰岩(チャート)キャップロック構造の存在する斜面かどうか?隠れてはいないか?を確かめよう。今後は、そのような斜面では規模の大きな岩盤崩壊の可能性を疑いたい。第2に、斜面とメラングジュの劈開・岩塊分布方向の姿勢を検討しよう、柎目か?

逆目か?受け盤か?どの要素が卓越するのか?この構造が崩壊以前の岩盤クリープの様式を決定する。逆目では平板の座屈タイプの変形が進み、少なくとも崩壊直前には斜面の下部が座屈し低角の軸をもつ褶曲(すなわち膨れ上がり)が発生するであろう。そして、岩盤クリープが進行していれば、凹地・階段状地形の形成や、開口亀裂の発達が見られるはずである。

文献

- 1) 一般国道333号北陽土砂崩落調査委員会(「北陽調査委員会」): 一般国道333号北陽土砂崩落調査報告書, 200p. 2002.
- 2) 田近 淳・伊藤陽司: 2001年国道333号北見市北陽岩盤崩壊の地質素因, 第43回日本地すべり学会研究発表会講演集, 49-52, 2004.
- 3) 日本の地質「北海道地方」編集委員会(編): 日本の地質1北海道地方, 共立出版, 337p. 1990.
- 4) 植田勇人・川村信人: 中央北海道の白亜紀付加体からみた前弧の固体物質循環, 月刊地球, 月号No. 52, 94-101, 2005.
- 5) 榊原正幸・磯崎行雄・七山 太・成井 英一: 北海道東部, 常呂帯仁頃層群の緑色岩-チャート-石灰岩の放散虫化石年代と付加過程, 地質学雑誌 99, 615-627, 1993.
- 6) 山岸宏光(編): 北海道の地すべり地形-分布図とその解説, 北海道大学図書刊行会, 392p, 1993.
- 7) 酒井 彰・中川 充・高橋 浩・駒澤正夫・広島俊男: 20万分の1地質図幅「浦河」, 地質調査所, 2000.
- 8) 川上源太郎・田近 淳・石丸 聡・大津 直: 2003年台風10号による斜面変動-古第三紀付加体の斜面崩壊と地質規制, 平成17年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 41-44, 2005.
- 9) 鈴木隆介: 建設技術者のための地形図判読入門, 3台地・丘陵・山地, 古今書院, 942p. 2000.
- 10) 千木良雅弘: 岩盤クリープと崩壊-構造地質学から災害地質学へ, 地質学論集, No. 50, 241-250, 1998.
- 11) 小嶋 智・西岡 勲・矢入憲二: 付加体分布域の大規模斜面崩壊の特徴と予測: 中部日本美濃帯の例。「十津川災害111周年記念集會-斜面災害発生場所予測に向けて」, 12S-3 京都大学防災研究所, 41-47, 2000.
- 12) 日本応用地質学会(編): 斜面地質学-その研究動向と今後の展望, 日本応用地質学会, 294p. 1999.
- 13) 小川勇二郎・久田健一郎: 付加体地質学, フィールドジオロジー5, 共立出版, 160p. 2005.
- 14) 小俣新重郎: 付加体における斜面変動-浦山ダム貯水池斜面の事例, (独)産業技術総合研究所地質調査総合センター第3回シンポジウム「付加体と土木地質-地質図の有効性と限界」, 地質調査総合センター研究資料集, No. 430, 28-31, 2005.