

三畳系成羽層群の地質と地すべり

Landslide occurrence and geology of the Triassic Nariwa Group, Southwest Japan

宝谷 周 (Shu Hotani)*
鈴木茂之 (Shigeyuki Suzuki)**
田中 元 (Hajime Tanaka)***
山田琢哉 (Takuya Yamada)***

Geological and topographical study of landslides in the Triassic Nariwa Group has been carried out. Nariwa Group is mostly composed of non-marine deposits and is characterized by cycles of fining upward successions. Landslides abundantly occur in the non-marine successions. Slip surfaces occur in coaly mudstones that have conspicuously less strength than sandstones. Creeps immediately below slip surfaces contribute to the occurrence of landslides in the Nariwa Group.

Keywords: landslide, Nariwa Group, coaly mudstone

1. 序

岡山県西部、川上郡川上町から高梁市西部にかけて分布する上部三畳系成羽層群は、貝化石 *Entomonotis* や植物化石を多産するほか、炭田地帯として、かつて無煙炭が採掘されたことでも知られている。浅海に堆積した成羽層群の地層は、岩相の水平方向への連続が悪く、断層によって地塊化しているために、全体の層序や地質構造を把握することは容易ではなかった。20世紀初頭以来、本層群は数多くの研究者によって調査研究がなされてきたが、層序に関する見解は久しく諸説紛々の状態にあって定まらず、寺岡 (1959) による区分をまっけて初めて明確に定義された。しかし近年、大藤 (1985) により、鍵層 (酸性凝灰岩層) の記載とその追跡から大局的な向斜構造が明らかにされ、層序の見直しが示唆された。最近の研究では、鈴木 (1995) が地質構造の解析や層相の観

察をもとに、成羽層群を5層に区分している。

一方、成羽層群分布域は地すべり多発地帯であり、何らかの地質的素因が地すべり発生に関与していると考えられてきた。岡本・田中 (1990) は高梁市西部の大津寄西周辺の地質と地すべりの調査から、成羽層群地すべりの特性を次のように報告している。

1) 地すべりは流れ盤 (層理面が斜面とほぼ平行な地質構造) をなす河川沿いの侵食斜面に集中する。

2) すべり面はしばしば石炭層に形成されている。

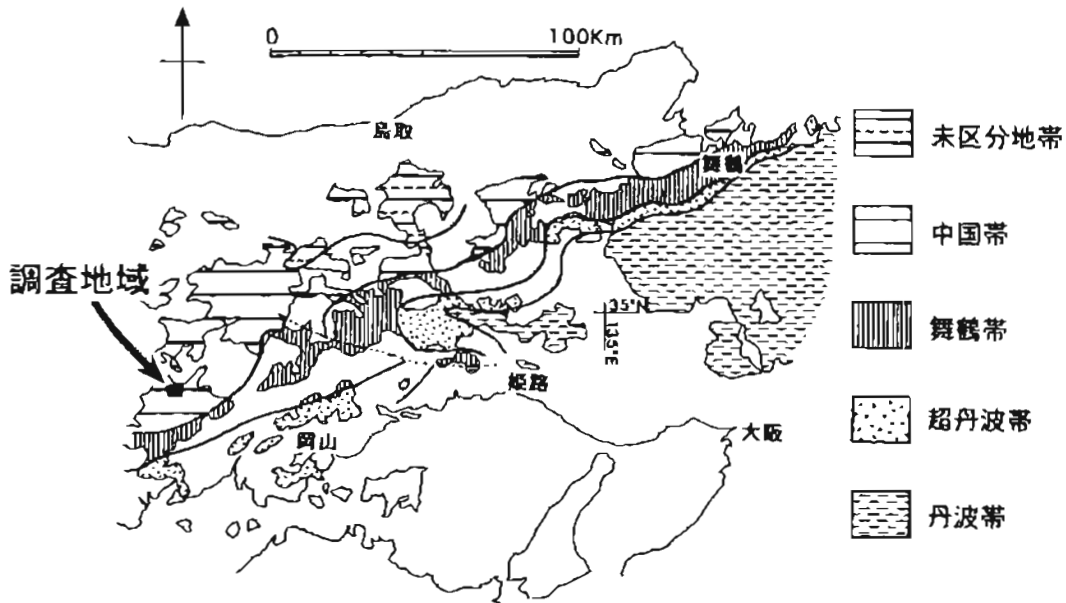
3) 風化石炭層はセリサイトやスメクタイトなどの粘土鉱物に風化変質して難透水層をなし、地化水はそれぞれの石炭層の上部を流下または滞留している。

本研究では、地すべりが多発している川上町内の成羽層群分布域を調査地域に選んだ。鈴木 (1995) の層序区分に従って調査地域内の成羽層群を仁賀層、地頭層、最上山層の3層に分けた上、岩相によって部層に細分し

* 岡山大学大学院理学研究科, 〒700 岡山市津島中 3-1-1

** 岡山大学理学部地球科学科, 〒700 岡山市津島中 3-1-1

*** 復建調査設計(株)岡山支社, 〒700 岡山市東古松 4-5-16



第1図 調査地域位置図

た。また、空中写真判読や地形図の詳細な読図に加え、段丘礫層の調査や河床縦断面図の作成などから調査地域内の第四紀地形発達史を検討し、地すべりとの関係を考察した。さらに、地すべり地のボーリング・コアより得られたすべり面粘土鉱物を粉末X線回折法で同定した。研究の目的は、以下の点に着目して成羽層群地すべりの発生素因を検討することにある。

- 1) 岩相層序、特に炭質泥岩層と地すべりとの関連
- 2) 地質構造と地すべりとの関連
- 3) 地形発達史と地すべりとの関連
- 4) 風化石炭層の粘土鉱物と地すべりとの関連

2. 地形及び地質概要

本調査地域は、岡山県西部に位置する川上町の中南部である(第1図)。地域周辺は、隆起準平原として知られる吉備高原に属し、定高性を示す標高400~350m程度の比較的平坦な頂部を持つ山なみが連なる。350m以下には、より低い侵食平坦面が、名原~志田付近をはじめ、随所に山腹緩斜面として残存する。本地域には領家川(大竹川)とその支

流が流れ、山地を開析して急峻なV字谷を形成している。河岸段丘は小規模で連続性に乏しく、顕著な発達は見られないが、河床勾配に認められる2つの遷移点から、それに対応する2段の段丘面に区分することができる。

本地域の地質は、石炭-二畳系、上部三畳系及び古第三系からなる。石炭-二畳系は地域南部及び北西部に分布する。粘板岩、砂岩、塩基性火山岩、石灰岩からなり、中国帯に属する。上部三畳系成羽層群は本地域の大部分を占めて分布する。一部海成層を伴うが、ほとんど河川成の地層である。古第三系は山砂利層と呼ばれる礫層からなり、標高200~400mの山地に分布する。

3. 成羽層群

3.1 層序と岩相

上部三畳系成羽層群について、鈴木(1995)は、酸性凝灰岩層の追跡、モノチス化石産地の分布、地すべりによる変形をも考慮した地質構造の解析、層相の観察をもとに下位より、仁賀層、地頭層、最上山層、日名層、日名畑層の5層に区分している。本研究はこの層序区分に従った。調査範囲には仁賀層、地頭層および最上山層が分布する。本

研究では、仁賀層と地頭層について卓越する岩相を基準に各々3部層に細分した(第2図)。

(a) 仁賀層

成羽層群の最下位にあたる層で、本調査地域では北部、西部、南東部に広く分布する。砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩、炭質泥岩からなる。本層は、これらが順に重なって厚さ10数m程度の上方細粒化で特徴づけられるユニットの繰り返りで構成される。しばしば植物化石を産し、河川成の堆積物と考えられる。

a-1 下部砂岩優勢部層

本層は、志田、下平、小谷ヶ市、下谷、白藤、上房付近に分布する。上方細粒化ユニットの下部にあたる砂岩が優勢である。砂岩は粗粒～細粒で礫岩を伴うことがある。泥岩には炭質泥岩が挟まれる。

a-2 中部砂岩泥岩部層

本層は、天原、刈畑、陰地、小角、高岳の北部、大見谷付近に分布する。上方細粒化ユニットの内、砂岩と泥岩がほぼ等量である。砂岩泥岩互層の部分が発達している。しばしば炭質泥岩を伴う。

a-3 上部泥岩優勢部層

本層は、名原の北部、安成、特に畑日名周辺で広く分布する。塊状の泥岩が主体である。安成付近など、砂岩泥岩互層が卓越するところもある。塊状泥岩の分布域には炭質泥岩は見られない。

(b) 地頭層

地頭層は、鍵層として着目した酸性凝灰岩を挟み、本調査地域中央部から北西部にかけて、C字型に分布する下位の仁賀層に囲まれて分布する。主として淘汰の良い粗粒～細粒砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層、酸性凝灰岩からなる。分布域北部の地頭層では砂岩が、南部では泥岩が卓越する傾向が見られる。このことは、*Entomonotils* 化石を産する泥質細粒砂岩が北部にのみ分布し、南部では認められないことや、南部から西部にかけては泥岩中に挟まれる鍵層の酸性凝灰岩が、北部では

砂岩中に挟まれることなどとも関連して、北部と南部での同時異相が疑われる。植物化石がわずかに見い出され、炭質泥岩もいくらか挟まれる。堆積環境の変化に富む、浅海の堆積物と考えられる。

b-1 下部砂岩優勢部層

本層は、地頭、名原、大畑、音藤、安成、中筋、野田付近に分布する。淘汰の良い粗粒～中粒の塊状砂岩が主体であるが、*Entomonotils* 化石を産する泥質な細粒砂岩を含む。泥岩と互層したり、薄い炭質泥岩を挟むことがある。北西部では酸性凝灰岩を挟む。

b-2 中部泥岩優勢部層

本層は、日出谷下、大谷、八頭付近に分布する。塊状の、おそらく海成の泥岩が主体で、鍵層の酸性凝灰岩を挟む。一部砂岩と互層するところがある。

b-3 上部砂岩優勢部層

本層は、日出谷下、南、古敷付近に分布する。砂岩が優勢で、泥岩や礫岩を伴う。

(c) 最上山層 礫岩優勢部層

本調査地域における最上山層の分布域は狭く、中央部から西北西に走る向斜軸沿いに、本層の下部の一部が只尾から日出谷上にかけてわずかに分布するのみである。礫岩優勢で中粒～粗粒砂岩を含み、泥岩に乏しい。河川成の堆積物と考えられる。

3.2 地質構造

本調査地域に分布する成羽層群は、酸性凝灰岩を鍵層とした岩相の分布や走向傾斜などから、ENE-WSW走向、ほぼ鉛直の軸面を持ち、ENE方向にプランジした複向斜構造をなしていると考えられる(鈴木ほか、1990)。また、この向斜軸が天原～上房以西で途切れ、顕著なずれが認められることから、南北系の断層が推定される。

4. 地すべり

4.1 地すべり地形

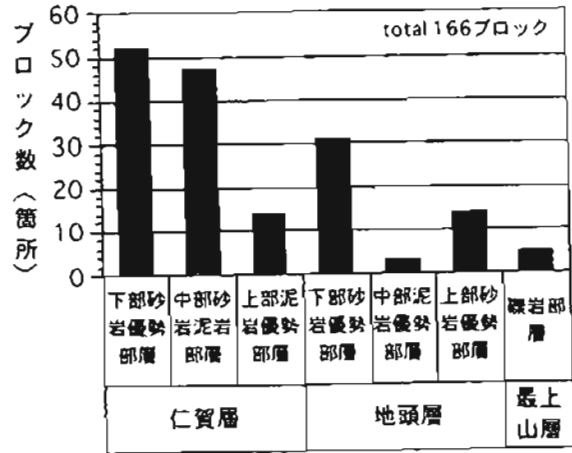
空中写真(1/8000)と地形図(1/5000)から地すべり地形を判読した。地すべり地形には以下のような特徴がある。

- a) 地すべり地と周囲の非地すべり斜面との間には、傾斜、水系、植生、土地利用状況などに不連続が認められ、側方境界にはガリーや沢が形成されていることが多い。
- b) 比較的新しい地すべり地は、緩斜面上に円弧状の急崖をなす明瞭な滑落崖を持つ。
- c) 発達段階の進んだ地すべり地では、緩斜面上に凹凸があり、いくつかの地すべりブロックに細区分することができる。
- d) 河川や沢沿いに発生した地すべりでは、移動土塊が水系を対岸に押しやり、不自然に流路を迂回させることがある。

地すべり地形による緩傾斜面と、段丘面や侵食平坦面との区別は、上記a)及びc)を主な基準にした。崖錐地形(崖崩れ)とは、規模が大きく斜面勾配が緩いという違いをもとに区別できる。

4.2 岩相・地質構造との関連

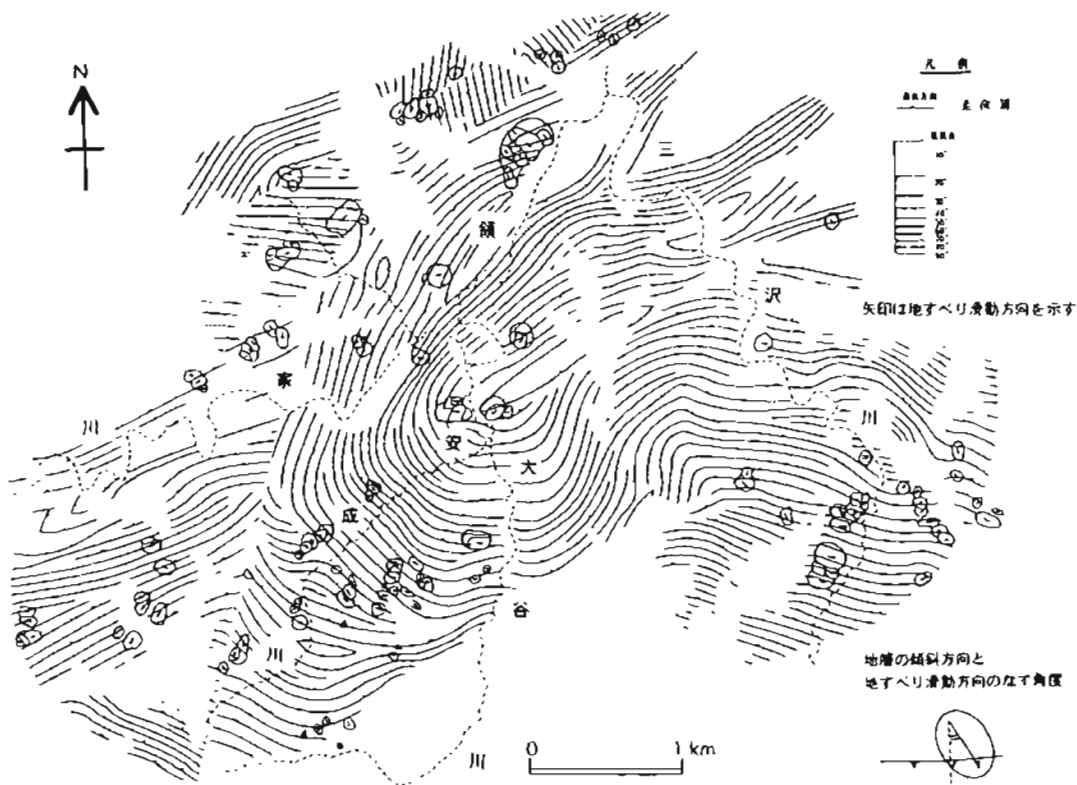
岡本・田中(1990)は、地すべりの発生



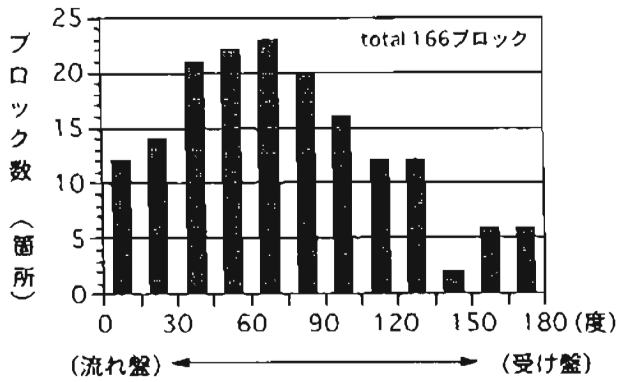
第3図 部層別地すべり頻度図

に關与する地質的要素として、炭質泥岩層と地質構造に着目している。ここでは、本調査地域において地すべりと岩相および地質構造との関連について検討した。

まず、判読された地すべり地形と確認された炭質泥岩露頭を記入した地質図(第2図)をもとに作成した、層準ごとの地すべり分布頻度を第3図に示す。これらの図から、炭質層を多く挟む層準、すなわち仁賀層の中部砂



第4図 走向線図



第5図 地層の傾斜方向と地すべり滑動方向のなす角度別の地すべり頻度図

岩泥岩部層と下部砂岩優勢部層、及び地頭層下部砂岩優勢部層に地すべり地が集中する傾向を認めることができる。

次に、本地域の成羽層群の地質構造を走向線図にあらわし（第4図）、この図から地層の傾斜方向と地すべり滑動方向のなす角度を読み取ってまとめた頻度グラフを第5図に示す。この図から、多くの地すべりが地層の傾斜方向とは40~90度斜交した方向に滑っていることがわかる。従って、地すべりは必ずしも流れ盤に形成されていないと言える。

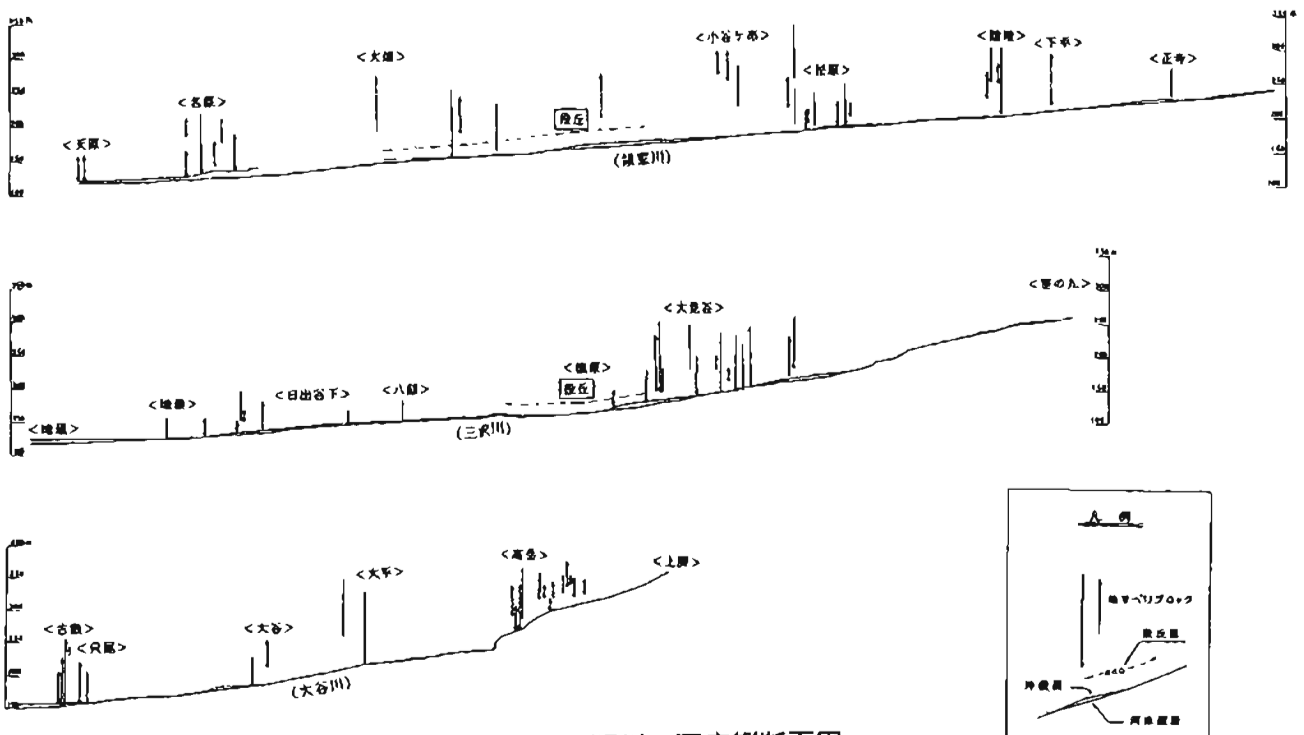
岡本・田中（1990）及び山田（1992）は、成羽層群の地すべり地における調査ポ-

リングの結果から、すべり面は石炭層やその風化生成物中に生じていることを報告している。本研究で得られた、地すべり地が炭質層を多く挟む層準に集中するという結果は、岡本・田中（1990）及び山田（1992）の見解とは調和的である。しかし、本地域では完全な流れ盤の地すべりは少なく、層理面にはすべて規制されていないという結果とは一見矛盾する。この矛盾については後に考察する。

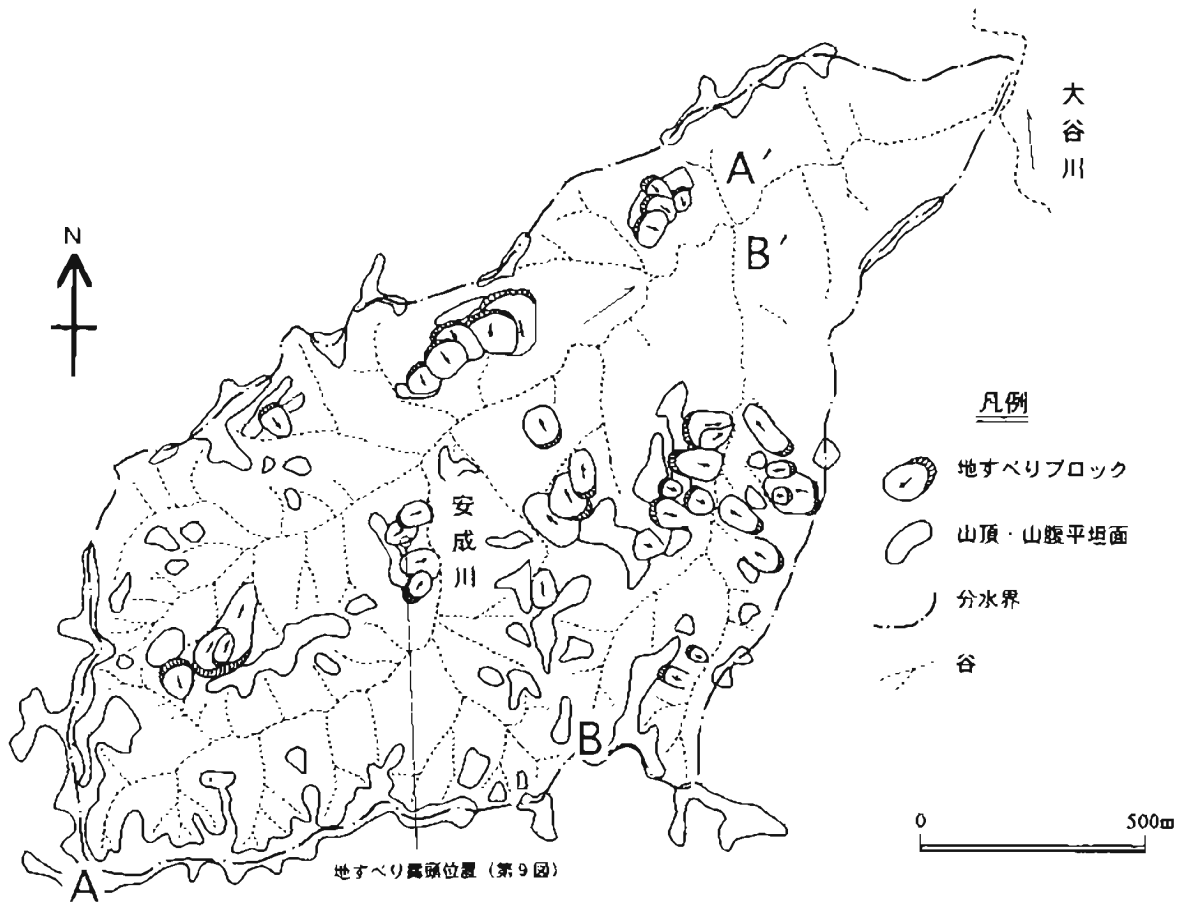
4.3 地形発達史との関連

地すべりの発生には、地質的要因のほか、地形的要因が大きく関与していると考えられる。地形発達史と地すべりの発生との関連についても検討した。

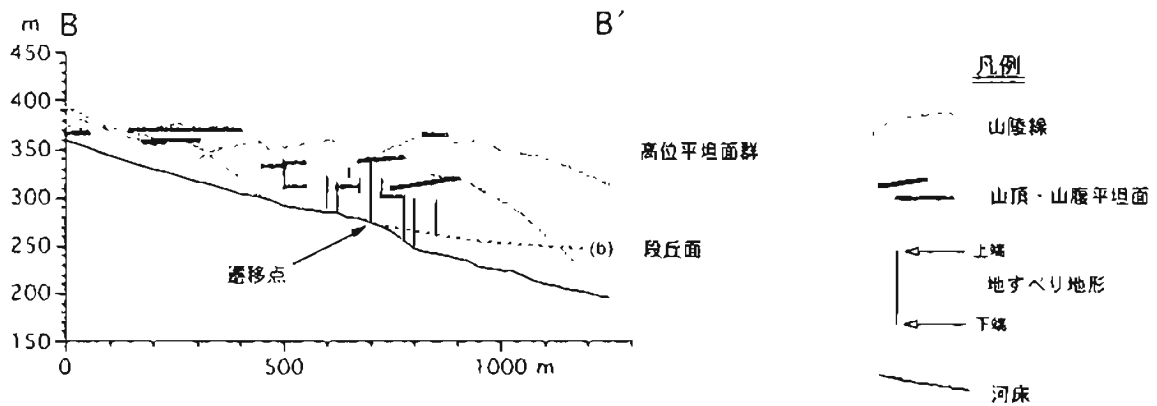
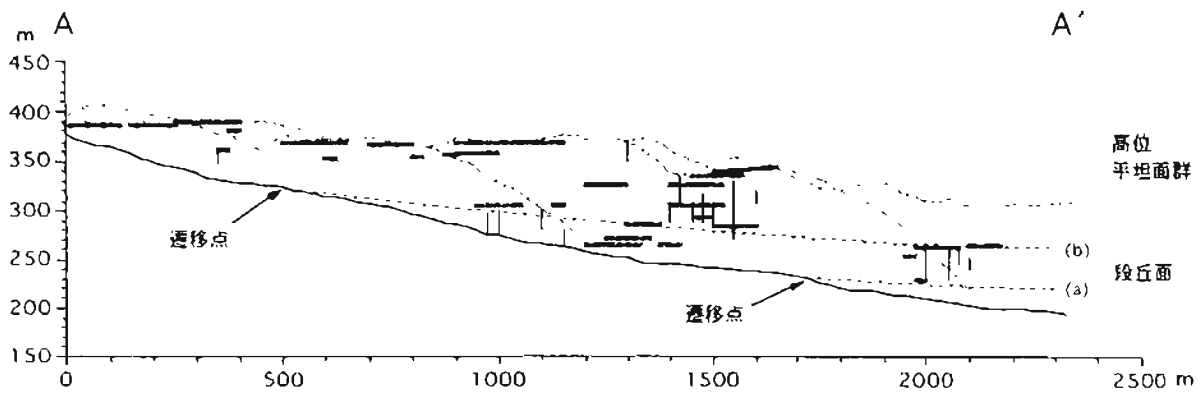
まず、本地域を流れる主な河川（領家川、三沢川、大谷川）の河床縦断面図に、河岸の斜面に認められる地すべり地形の高度を示したものが第6図である。現地調査により、段丘礫層が確認された段丘面の高度も投影した。地すべり地形の下端部は、河床高度に規制されているものと、河床より高いものがある。後者のものには、全体にばらつきがあるが、下端高度が段丘面に規制されていると思われるブロックが認められる。



第6図 主要3河川の河床縦断面図



第7図 安成川水系の地すべり地形と山頂・山腹平坦面の分布図



第8図 安成川の河床縦断面図

次に、安成川において、地すべり地形と山頂・山腹平坦面との関係を調べた。安成川水系の地すべり地形と地形面の分布を第7図に、また図中のA-A', B-B'間の河床縦断面図を第8図に示す。第8図に投影した山腹平坦面は、空中写真判読によって、面の起伏に表れた開析の度合から、吉備高原面に対比されると考えられる高位平坦面群と比較的新しい段丘面とに2区分した。段丘面は、2つの河床勾配の遷移点にそれぞれ連続する(a),(b)2段の面を識別した。第7図から、地すべり地形の上端部が山頂・山腹平坦面を円弧状にえぐる形で切っていることが読み取れる。第8図では、地すべり地形の上端部が山頂・山腹平坦面を切るもの、下端部が山腹平坦面上にあたるものが認められ、地すべり地形が侵食平坦面や段丘面に規制されている様子がうかがえる。

4.4 地すべり露頭の観察

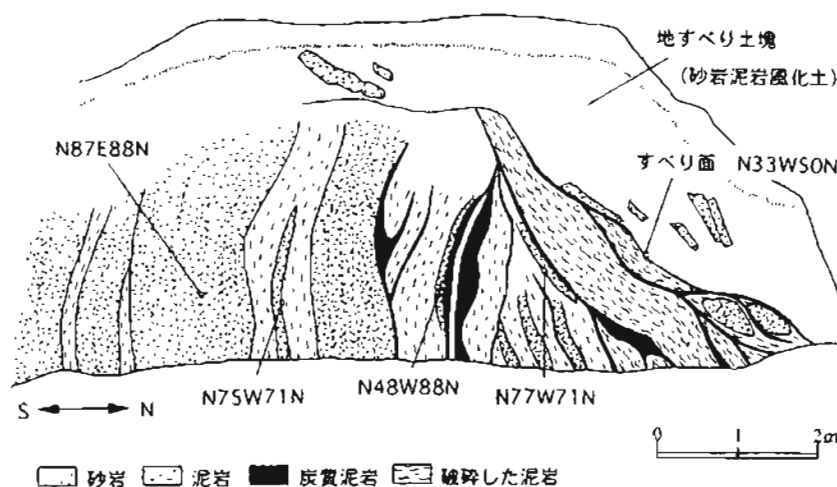
通常、地すべり面は、植生や表土に覆われて隠れており、地すべり活動で動くか開口しない限り地表で確認することは難しい。しかし人工的な切土においては、地すべり露頭として観察できることがある。確認された地すべり面は、安成川沿いの山腹斜面に判読された地すべり地形の縁の部分にあたる(第7図)。この地すべり地形は、上側の山腹平坦面を切っている。露頭にあらわれた基盤の岩

相は砂岩が優勢で、泥岩、炭質泥岩及びその破碎したものからなる。すべり面は破碎した炭質物で黒色を呈し、破碎した炭質泥岩層に沿って形成されており、炭質物で黒色を呈している。すべり面を境に、上側の移動土塊は著しく風化して黄褐色を呈している(第9図)。

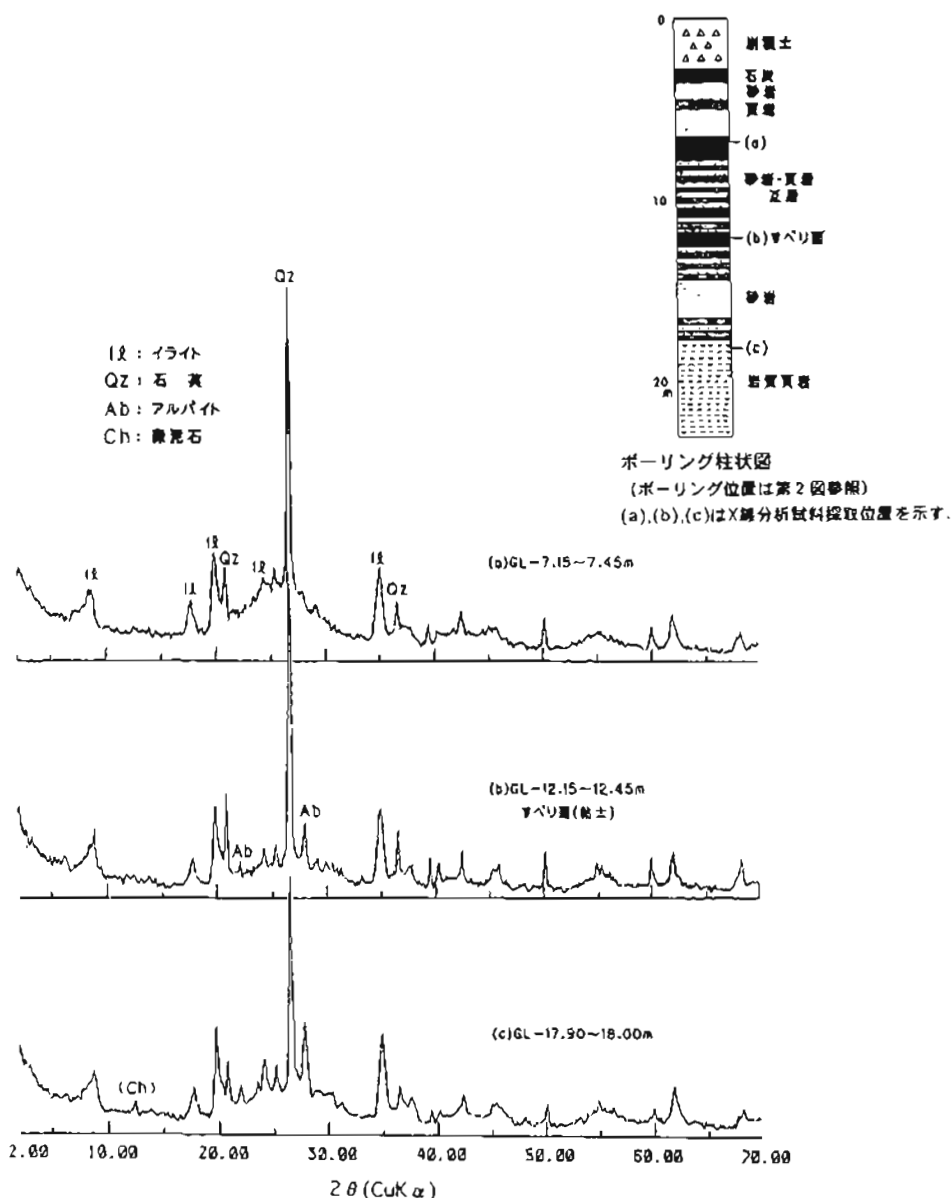
4.5 すべり面の粘土鉱物

地すべり面の粘土をX線で分析し、鉱物の同定を行った。

典型的な第三紀層地すべりでは、しばしば膨潤性に富むモンモリロナイトなどの鉱物が検出され、それが地すべりの活動を助長するものと考えられている。本研究では、調査地域内の地すべりの内、名原地区で行ったボーリングで得られたすべり面の粘土に含まれる鉱物の分析を行った。このすべり面は、岡本・田中(1990)及び山田(1992)の報告にあるような、石炭層中に認められるすべり面の一つである。比較のために、すべり面上下の炭質層から採取した試料の分析もあわせて行った。第10図に不定方位試料の粉末X線回折パターンを示す。その結果、すべり面粘土を含むいずれの試料からも、イライト以外の粘土鉱物はほとんど検出されず、また、各試料のX線回折パターンに顕著な差異も認められなかった。このことから、モンモリロナイトなどの膨潤性のある粘土鉱物は、名原



第9図 地すべり露頭スケッチ



第10図 すべり面付近の試料の
粉末X線回折パターン

地区での成羽層群地すべりの発生機構に関与していないといえる。

5. 成羽層群地すべりの発生機構

5.1 地質的素因

地すべりの発生が地すべり地とその周辺の成羽層群の岩相及び地質構造とどのように関連しているか検討した。その結果、本調査地域の地すべりは、炭質泥岩層を多く挟む層準

に多発している一方で、流れ盤の斜面に集中していないことが明らかになった。すなわち、地すべりの発生には炭質泥岩層が関与しているが、その層理面の傾斜方向に必ずしも規制されているわけではない。この結果は、地すべりの発生が流れ盤に必ずしも支配されないとする、何によってもたらされるかという疑問を残す。疑問に対する一つの解答として、次のようにクリープの影響を考えた。地すべり露頭(第9図)において、露頭の基盤に相当する部分のうち、左半分(南側)の砂岩は

比較的堅牢であり、その走向傾斜は付近の地質構造とも調和してほぼE-W走向で鉛直に立っている。地すべりはおおよそENEの方角へ滑っていることが地形図から読み取れるので、この地すべり地に限っては流れ盤の斜面に発生したものではないといえる。ところが、基盤のうち露頭右側では、すべり面に近づくほど泥岩の割合が増え、地層は乱れがちになるとともに、すべり面と調和的な走向傾斜へ漸移して流れ盤に近い形になる。すべり面そのものは炭質泥岩層に沿って形成されており、局部的には完全な流れ盤のように見える。このような泥岩や炭質泥岩の走向傾斜の変化はすべり面近くに限られた局所的なものであり、これらは、千木良(1985)が「地表近くで岩盤が重力によって徐々に変形・破壊する現象」と定義した“岩盤クリープ”によるものであると考えられる。すべり面をなす破碎した炭質泥岩層は、もとの地層が変形を受けたものではなく、“岩盤クリープ”から地すべりへ移行する際にすべり面に集まった炭質物なのかもしれない。いずれにせよ、こうしたすべり面が調査ボーリング・コアにおいては“石炭層中に生じている”とみなされ、さらには流れ盤の地すべりだと判断されることはありうる。成羽層群地すべりの地質的素因としては、したがって、変形運動の際に破碎されやすい脆弱な炭質泥岩層の挟在が、岩盤の強度を低下させる役割を果たし、“岩盤クリープ”が容易に起こりうるという点にあると考えられる。すべり面の炭質物が、もとの炭質泥岩層そのものなのか、あるいはすべり面形成の際に面と交差する炭質泥岩層から供給されたものかは不明であるが、岡本・田中(1990)らの指摘するように、難透水層をなして地下水位を上昇させ、地すべりの活動を助長していることは予想される。しかし、4.5で記述したように、すべり面粘土鉱物のX線解析結果によれば、スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物が関与しているわけではなさそうである。

5. 2 地形的誘因

地すべりと地形発達史との関連を検討したところ、地すべり地形は侵食平坦面や段丘面に規制されていることがわかってきた。地すべり地形の下端部の高度は、河床面の高度に一致するもののほかに、段丘面や侵食平坦面などのより高い地形面の高度に一致するものが見られる。これは、段丘面が河床レベルにあった時期と現河床が形成されてからの時期の、形成年代の異なる新旧の地すべり地形が併存していることを意味していると思われる。地形図や空中写真の判読によって大まかに見積もられる開析度と比較しても、下端高度の高いものほど古い時代に形成された地すべり地形であることが推定される。本調査地域を含め、成羽層群の分布地域周辺は、吉備高原面などの古い地形面が比較的良好に残る一方、河川による激しい下刻が進行中で、谷は不安定な急斜面からなる。こうした地形的な特性も成羽層群地すべりの誘因となっているように思われる。

6. 結論

成羽層群地すべりの特性として以下のことが明らかになった。

- 1) 地すべりは炭質泥岩層を多く挟む層準に多発している。
- 2) 地すべりは必ずしも流れ盤斜面に集中するわけではない。その場合、強度の弱い炭質泥岩層や泥岩層に起こるクリープが地すべりの発生に寄与していると考えられる。
- 3) 地すべり地形の下端高度は、現河床面、段丘面、侵食平坦面によって規制されている。

謝辞

調査研究に際し、柴田次夫教授、松田敏彦助教授並びに野坂俊夫博士には御指導と御助言を頂いた。安藤夏弥技官には薄片を作製して頂いた。以上の方々に深く感謝の意を表します。

参考文献

千木良雅弘(1985): 結晶片岩の大規模岩盤

クリープ性地質構造—関東山地三波川帯
大谷地区を例として—。地学雑，94，
357-380

岡本広文・田中 元(1990)：岡山県におけ
る地すべりの地質特性—特に，中生代成
羽層群に頻発する地すべりの特徴—。第
29回地すべり学会研究発表講演集，
84-87。

大藤 茂(1985)：岡山県大賀地域の非変成
古生層と上部三疊系成羽層群との間の不
整合の発見。地質雑，91，779-786。

鈴木茂之・D.K.Asledu(1995)：岡山県成
羽地域の中・古生界。日本地質学会第
102年学術大会見学旅行案内書，89-
95。

鈴木茂之・小坂丈予・光野千春・昭和61年
度岡山大学地学科進級論文履修生一同
(1990)：岡山県川上郡周辺の古生界お
よび三疊系にみられる褶曲の構造解析。
地質雑，96，371-377。

寺岡易司(1959)：岡山県成羽町南域の中・
古生層，特に上部三疊系成羽層群につい
て。地質雑，65，494-504。

山田琢哉(1992)：岡山県西部成羽層群分布
地域における地すべり。復建技報，17，
166-171。