茨城県久慈地方の新第三紀層の地すべりとその分布特性

著者	森脇 寛, 井口 隆
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	24
ページ	125-144
発行年	1980-01
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000833

国立防災科学技術センター研究報告　第24号　1980年10月

624.131.54:551.782:614.8(521.22)

茨城県久慈地方の新第三紀層の地すべりとその分布特性

森脇　寛*・井口　隆*

国立防災科学技術センター

Landslide Distribution in the Neogene Region of the Kuji District, Ibaraki Prefecture

By

Hiromu Moriwaki and Takashi Inokuchi

National Research Center fer Disaster Prevention, Japan

Abstract

The characteristics of landslide distribution in Ibaraki Prefecture, mostly in the Kuji district, were investigated by aerial photographs, topographic and geological maps.

The results are as follows: landslides in the prefecture are geologically classified into four regions: (i) Neogene region, (ii) Paleogene coal-field region, (iii) Plutonic region, and (iv) Paleozoic and Mesozoic region.

Among the four, most landslides occur in the Neogene region of the Kuji district. In this region, there is a clear tendency that landslides occur on Neogene sediments, the Asakawa group, and lithologically, on the altered zones of the shale and sandstone beds. Their slope grades generally range from 5° to 15°. Many landslides belong to the so-called "nagareban" type: a mass sliding along a slide plane toward the down-dip direction of the bedding.

The results of the geological survey in two landslide sites in the Neogene region are reported. One is landslide where dedris gradually slided and then a collapse occured in full scale about two months after the first crack was recognized. The other is a bedrock slide caused by foot cutting of an old landslide area.

1. まえがき

茨城県はこれまで一般に地すべりが少ない地域とみなされており，地すべりに対して余り関心が払われてこなかった．しかし最近県が行なった調査によると地すべり箇所数は多く，とくに近年では道路工事などに伴う人為的な地すべりも目立つようになってきている．その

* 第3研究部降雨実験室

中には明瞭な地すべり地形を示している斜面の脚部を道路拡幅のために切取り工事を施し，再び地すべり滑動を誘発した事例もある．このような場合，事前に多少とも地すべり地形かどうか注意をはらっていれば，工事による地すべり発生の危険性を予測することができ，したがってその発生を未然に防止できたであろう．地すべりの危険に対する配慮の不足は県下の地すべり発生と素因についての調査研究の乏しさも一因となっている．

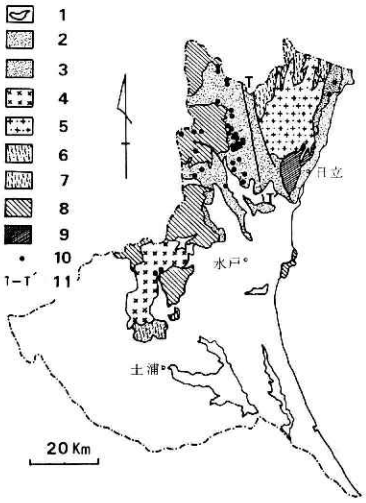
茨城県および周辺の地すべりに関する記載は数少なく，わずかに松倉・谷津（1979）による柿岡盆地北部東山における地すべりについての研究と，小出（1965）による県境に近い福島県側の破砕帯付近の地すべり分布，および建設省計画局・福島県編（1966）による都市地盤調査報告書にみられる常盤炭田地区の地すべりについての記載があるが，全体的な実態はほとんど明らかにされていないと言っても過言ではない．したがって今後の地すべり対策を講じる手だてとして種々考えることができるが，まず第一に県内の地すべり分布の特性を把握することが極めて重要な課題である．

本報告では県内の地すべり分布を調べ，その分布と地質の関係から4地域に区分けし，その特徴について述べる．さらにこの4地域のうち特に数多く地すべりが分布する茨城県北部の久慈地方に見られる新第三紀層地域について，地すべり地形を判読し，その分布状況と地質・岩質・地すべり方向・平均勾配との関係を考察する．またこの新第三紀層に発生した自然発生的な地すべりと人為的な地すべりの事例を各一例ずつ報告する．

2．県内の地すべり分布

図1，2は1979年に茨城県（河川課・林務課）が調査した地すべり箇所および筆者らが現地踏査した地すべり箇所を地質図（日本地質図，1979）上にプロットしたものである．ただし，これらの地すべり地は現在活動中か，もしくは最近滑動した形跡があり，日常生活に何らかの支障をきたしている地すべりに限定されている．そのため直接あるいは間接に影響を受けない地域での地すべりは除外されている可能性がある．

図1を見ると県内の地すべりは特定の地質に支配されている傾向が明瞭にうかがえる．例えば久慈川流域の新第三紀層に地すべりが集中しており，その他八溝山系の中・古生層にみられ，一方阿武隈山地の深成岩の地域には地すべりがみられない．そこで県内の地すべり分布を地質構造区分によって区分けすると以下の4種類に分類される．



1．第四紀層　2．新第三紀層　3．古第三紀層
4．筑波山花崗岩類　5．阿武隈深成岩類
6．筑波山変成岩類　7．阿武隈変成岩類
8．八溝山系中・古生層　9．日立古生層
10．地すべり箇所　11．棚倉破砕帯

図1　茨城県の地質と地すべり分布
Fig. 1　Landslide distribution and geology in Ibaraki prefecture.

(A) 新第三紀層における地すべり（久慈川左岸地域）

久慈川左岸のかなり低い丘陵・山地には新第三系の地層が南北に細長く分布している．ここは起伏量が200～400m（土地分類図，1973）の小起伏山地で，阿武隈帯とは棚倉破砕帯で接し，八溝山系の中・古生層とは不整合の関係にある．下位に砂岩・泥岩を主体として凝灰岩を挟む層があり，火山角礫岩質の厚い岩相がある．全体として東に緩く傾斜しているので西に下位層，東に上位層がみられる．県内の地すべりはこの地域，特に下位層分布地域に集中している．地すべり地形の判読によると地すべりの大きさは中規模で緩やかな勾配の流れ盤型の地すべりが多い．

(B) 古第三紀層における地すべり（日立・北茨城地方）

棚倉破砕帯東側の先第三系の阿武隈帯の深成岩・変成岩類を不整合におおっている地域で古第三紀層および新第三紀層が海岸沿いに細長く分布している．このうち地すべりは古第三系白水層群におおわれる地域に分布している．この白水層群は砂岩・シルト岩を主体とし，炭層を挟む堆積物から成っている．この地層が続く福島県の常磐炭田地区ではこの白水層群の他，その上位の湯長谷層群（新第三系）にも地すべりは多く，湯長谷層群の地すべりはすべり面が比較的浅く，移動が何回も繰り返し常習化することもなく，崩壊型地すべりである（都市地盤調査報告書，1966）．またこの白水層群の分布する地域は起伏量が100m前後（土地分類図，1973）と小さく地すべりの規模も小さい．

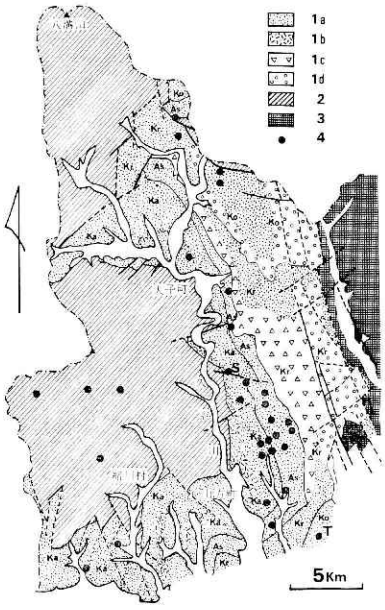
(C) ハンレイ岩における地すべり（筑波山系）

茨城県内の山地の最南端にあたり，八溝山系の中・古生層に貫入した深成岩（石英閃緑岩・ハンレイ岩等）からなる．この筑波山系には豪雨によって風化した表層土が崩落した地形が多く，一般に地すべりは少ない．この地域の地すべりはハンレイ岩質の東山，吾国山付近に発生している．東山の地すべりについて松倉・谷津（1979）はハンレイ岩風化生成物に含まれる緑泥石が膨潤し，それが地すべりの原因となっていること，およびこの膨潤性緑泥石のために速度も規模（長さ100 m，幅40 m）も小さいと考察している．

(D) 中・古生層における地すべり（八溝山系）

ここに含まれる地すべりは久慈川の西側に分布する八溝山系の中・古生層中に発生しているもので，その数も規模も小さいようである．八溝山系は北より，八溝山塊・鷲子（とりのこ）山塊・鶏足山塊・筑波山塊の4山塊より成るが，地すべりは鷲子山塊のみに分布する．ここは二畳紀～ジュラ紀の地層で構成され，その岩相は砂岩・頁岩を主体とし，石灰岩・チャートの薄層を挟在する．その固結度は良く，断層や破砕帯も顕著でない．空中写真によるとこの地帯では表層の風化土層が崩落した地形が多く，地すべり地形は少ない．

上記4区分のうち，(A)新第三紀層における地すべりに県内の地すべりの大部分が含まれている．この他図1において鷲子山塊以外の中・古生層分布地域（八溝・日立山系）および筑波山周辺のハンレイ岩分布地域を除く深成岩・変成岩類分布地域（筑波山・阿武隈山系）に



1. 第三紀層
1a 砂岩および頁岩
1b 凝灰岩
1c 集塊岩
1d 礫岩
As：浅川層
Ka：金沢層
Ko：小生瀬層
Kr：男体山集塊岩層
2. 八溝山系古生層
3. 阿武隈深成・変成岩類
4. 地すべり箇所
S 西金地すべり
T 棚谷地すべり

図 2　茨城県北部の地質と地すべり分布
Fig. 2　Landslide distribution and geology in north Ibaraki.

は地すべりは見られない.

茨城県内では温泉余土に伴う火山性地すべりはないが,破砕帯地すべりについては,先述の(A)新第三紀層における地域が地質構造上著名な棚倉破砕帯を一部含んでいるので,この点に触れておく.小出(1965)はこの棚倉破砕帯に沿う第三紀層地域(福島県)の地すべり調査結果から,「破砕帯の作用が激しいものにもかかわらず,見かけの上で破砕作用がほとんど認められないが,大きな地すべり地をかかえており,破砕帯から東と西へ遠ざかるにつれて第三紀層地すべりは急激に少なくなり,同時に小規模となる傾向がある」と述べている.またこの結果から茨城県の棚倉破砕帯付近にも地すべりが多いであろうと推論している.しかし,筆者らの調査ではこの破砕帯周辺には地すべりは見られず,その影響は少ないと考えられる.逆に破砕帯付近よりも第三紀層地域に特に地すべりが多いという傾向から,福島県側の棚倉破砕帯付近(茨城県境に近い)の地すべりも第三紀層という地質と密接な関係があると推論しうる.

また地すべり地の基岩の生成年代については,建設省土木研究所が全国的に集計したアンケート調査(建設省土木研究所地すべり研究室,1976)によれば,新第三紀が全体の50%,次いで古生代19%,古第三紀16%,中生代10%,その他5%となっている.このように全国的にみても第三紀層に多く,茨城県内の地すべりも第三紀層(特に新第三紀層)に多いという事実は注目される.

一方細かくみると第三紀層全部が地すべり多発地帯ではなく,その中のある地層に限られていることが多いと言われている.例えば高野(1972)は新潟県の第三紀層の地すべりは黒色泥岩を主体とした中新世の寺泊層に多いと報告している.また望月(1971)は長野県北部犀川沿川山地の地すべりは泥質岩を主とする高府泥岩層・青木累層・小川累層に多く分布していると報告している.茨城県の新第三紀層地すべりも図2からわかるように,浅川層群・金沢層群に地すべりが多いようである.筆者らは次章でこの点を考慮しつつ,地すべりが最も多く見られる新第三紀層地域について,その分布を細かく調査し,検討した.

3.　新第三紀層における地すべり地形の分布

久慈川流域の新第三紀層は茨城県内で最も地すべりが多いところである.この地域の地す

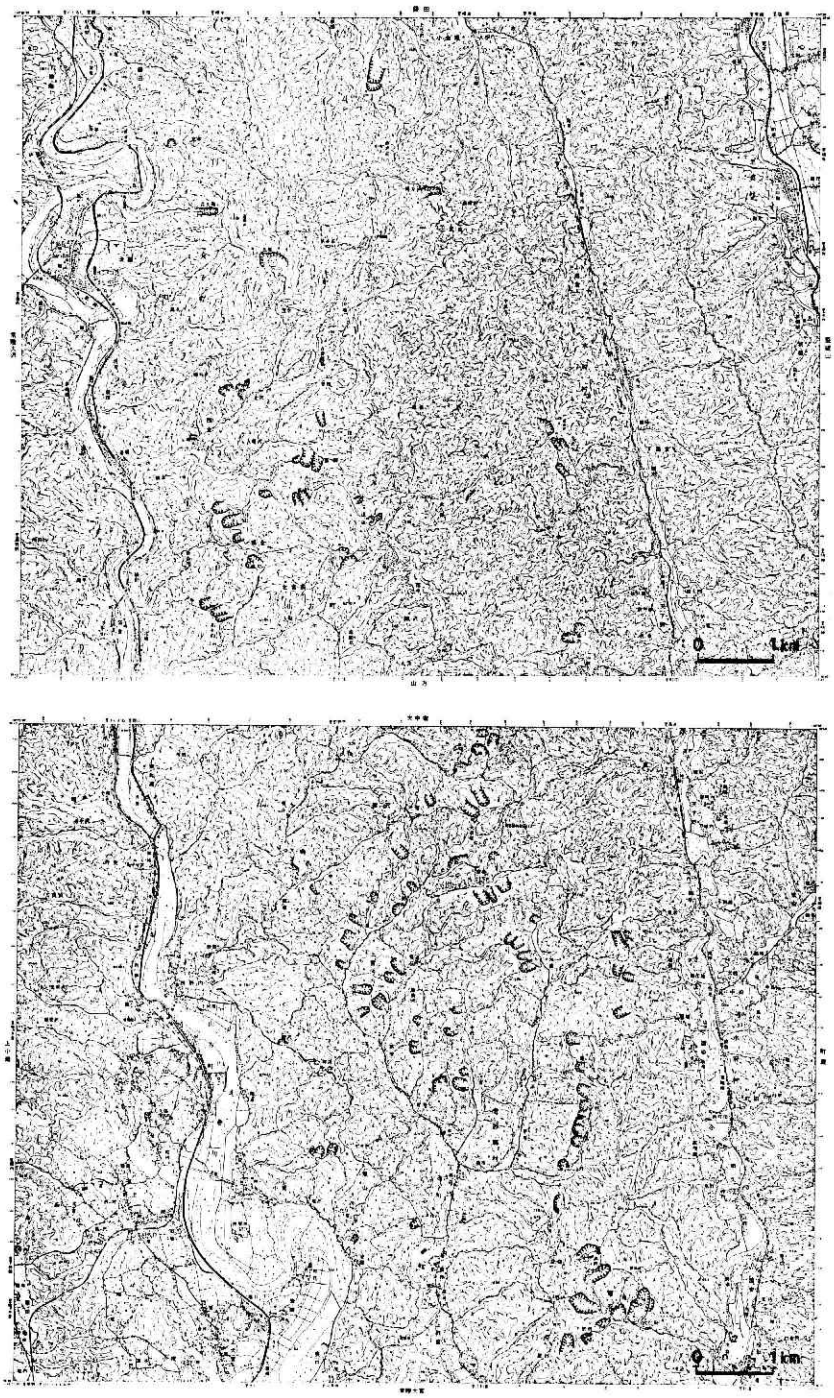


図 3 久慈地方の地すべり分布（国土地理院昭和53年12月28日発行1：25,000地形図．大中宿（上），山方（下））

Fig. 3 landslide distribution in the Kuji district.

べりをさらに詳しく解析するため，1/25,000地形図と1/40,000空中写真を使って地すべり地形の判読を行ない，その分布について地質・地質構造および岩種との関係，地すべり方向・地表面勾配・規模について検討した．調査区域は久慈川左岸流域の1/25,000地形図水戸9号山方・大中宿図幅に示される地域である．ただし，これらの地すべりは過去に地すべり滑動を起こして現在の地形を示しているもので必ずしも現在活動中のものだけではない．またこの地域は広くないので気象の差違による影響は小さいと考えられる（図3）．

表 1　久慈地方の新第三紀層序（神谷1969）

Table 1　Neogene formations in Kuji district.

			地層名	
新第三紀	中新世	中期	小生瀬層群	
			黒沢層群	男体山集塊岩層
			浅川層群	滝倉層
				浅川層
			金沢層群	
先第三紀			鷲子層群	

a)　地質・岩種との関係について

この地域は第三紀層が最も発達している地域で一般的走向は北北西から南南東の方向で東に20°～30°傾斜し，単斜構造を形成している．この第三紀層は大子町南方では古期岩石と不整合に重なっているところも多いが，大子町西方のように断層で接しているところもある（図4a, 4b）．

この地域の地質層序を表1に示す．この中で地すべりは中新世中部金沢層群および浅川層・滝倉層を含んだ浅川層群に多く発生している．そのうち特に浅川層群に集中している．その上位にある男体山集塊岩の分布する東側（黒沢層群）では地すべり地形は極めて少ない．

金沢層群は下底に基底礫岩を持ち，砂岩・頁岩・集塊岩・白色凝灰岩などから成っている．浅川層群は大子盆地に標式的に発達している地層で下部の浅川層は

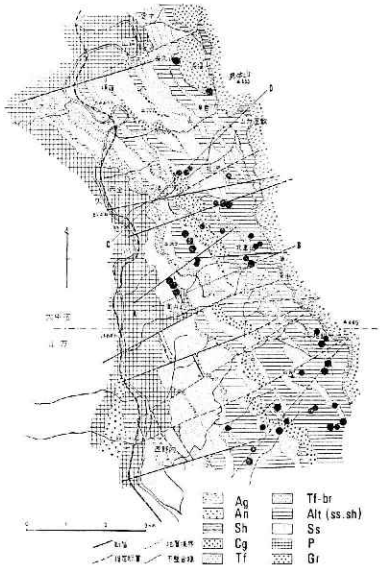


図 4a　久慈川左岸地域の地質（神谷，1969）と地すべり分布

Fig. 4a　Geological map of the left bank area of Kuji river (after Kamiya, 1969) and landslide distribution.

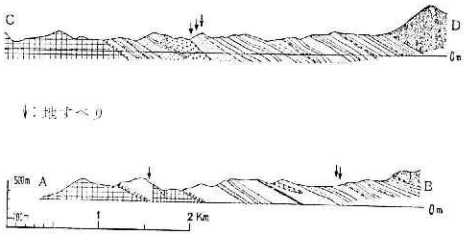


図 4b　久慈川左岸地域の地質断面図（神谷，1969）

Fig. 4b　Geological cross section of the left bank area of Kuji river (after Kamiya, 1969).

凝灰岩・砂岩・頁岩などから成っている．上部の滝倉層は男体山西方の上小川村滝倉付近を標式とする地層で主に礫岩・砂岩・泥岩より成り，火山性の岩石が少ない．男体山集塊岩層はガラス質安山岩の角礫から成る集塊岩で突出した地形を呈している．

この堆積環境について大森・蜂須（1979）は，金沢層群は湖水のような半陸的性格を持ち，浅川層群は汽水から浅海までの堆積物と考えられ，男体山集塊岩層は海底火山の噴出物であるとしている．

地質構造と分布の関係について言えば，この地域は図4bに示しているように単斜構造であり，背斜軸等の影響による地すべりは存在しない．

またこの地域には断層が東西方向に数本走っており，その周辺に地すべり地形が多く読みとれることから断層の影響は大きいと考えられるが，緒川村・山方町に接している久慈川右岸地域は同じ新第三紀層で断層がかなり多く走っているにもかかわらず地すべり地形が多く存在しないことからその要因が大きいと断定することはできない．なおこの右岸域の第三紀層には滝倉・浅川層は分布していない．

次に岩種と地すべり分布の関係について述べる．図4aは神谷（1969）が作成した久慈川流域の地質図（岩相図）中に図3a，3bで示した地すべりを黒丸印で示したものである（ただし，図3bの下方の一部は含まれていない）．これによると約6割強の地すべりが砂岩，頁岩の互層にあり，残りの大部分は砂岩層にある．その他の岩種の地域ではほとんどみられない．

以上のことからこの地域ではある特定の地層が地すべりの発生と関係があり，特に地層を構成する砂岩・頁岩の互層は地すべりが発生しやすい素因を有しているものと思われる．

神谷（1969）の記載によると，この互層部については，北部地域では凝灰質頁岩と砂岩の互層で断裂劈開が発達しており，南部地域では凝灰質砂岩・泥質砂岩などの互層で全体として砂質の部分が多く，砂岩はラミナが発達している．砂岩層については，北部地域では塊状の粗粒～細粒質砂岩・分級不良の中粒～粗粒砂岩・凝灰質砂岩などが発達し，南部地域では塊状の凝灰質砂岩・中粒の赤褐色砂岩・泥質砂岩などが主体をなしている．このように凝灰質成分がいずれの層にも含まれており，火山性成分の存在がこの地域の地すべりの素因となる可能性が強い．

(b) 地すべり方向・地表面勾配および規模

図5はこの調査区域に分布する地すべりの移動方向の方位別頻度を示している．これによると東から東南方向にかけて多く分布していることがよく示されている．この付近の地質構造（図4b）が全体として北北西—南南東に走向を持ち，東にゆるく傾斜していることから地層傾斜方向と同じすべり方向を持つ流れ盤タイプの地すべりが多いと解釈できる．標高との関係についてはこの調査区域一帯が起伏量200～400mのなだらかな山地であるため，特に著しい傾向は見出せなかった．

表2は地すべり地形の滑落崖と舌端部間の地表面の平均勾配を調べた結果を示したもので

表 2　久慈地方の新第三紀層地すべりの地表面勾配

Table 2　Slope grade of landslide in Neogene region of Kuji district.

平均勾配	箇所数（比率）
4°≧	3（5%）
5°～9°	16（26%）
10°～14°	32（52%）
15°～19°	10（16%）
≧20°	1（1%）

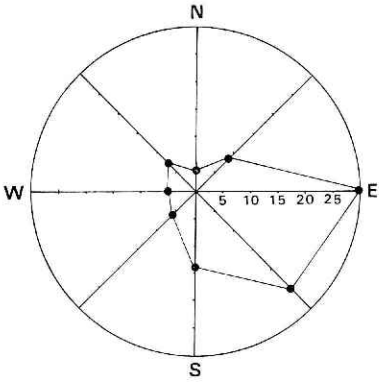


図 5　久慈地方の新第三紀層における地すべり方向別頻度

Fig. 5　Frequency of landslide direction in Neogene region of the Kuji district.

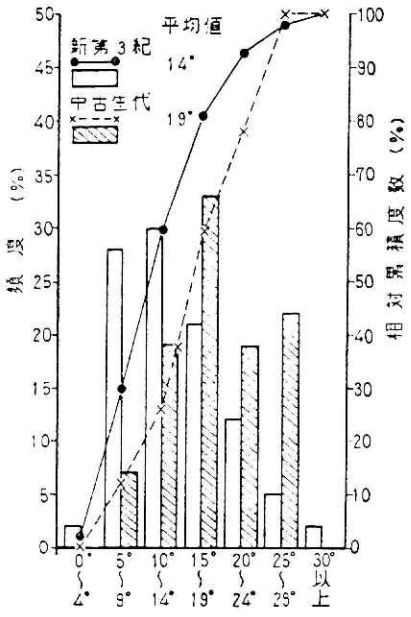


図 6　全国の地すべり地の地表面勾配（建設省土木研究所，1977）

Fig. 6　Frequency of slope grade of landslide in Japan (Public Works Research Institute, Ministry of Construction, 1977).

ある．これによると5°～15°の勾配を持つ地すべりが多く，特に11°～12°の地表面勾配に集中している．20°以上ではほとんど見られない．図6は前掲の土木研究所（1977）が全国的に地すべり地の地表面勾配を地質毎に調査したものである．新第三紀層地すべりは比較的緩勾配の斜面で発生しており，茨城県の第三紀層地すべりもほぼ同じような傾向を示している．平面規模についてはこの新第三紀層地すべりの平均長さ・幅とも200～300m（例外として水府村滝の上付近に見られる地すべりは長さ約500 m，幅400mもある）で同じく土木研究所地すべり研究室（1975）が調べた新第三紀層地すべりの平均長さ444 m，平均幅270 mと比較して，地すべりの幅はほぼ同じであるが，斜面長はかなり小さいようである．これは本調査地域が起伏量の小さい地形（200～300m）のため，斜面長の大きい地すべりは生じにくいものと考えられる．

4．新第三紀層地すべりの例

3章では主として地すべりと素因の関係を検討，考察したが，この章ではこの新第三紀層

地域において発生した地すべりについて調査した中から自然発生的な（降雨による）地すべりと道路工事によって生じた人為的な地すべりの各一例ずつについてその概要を述べる．

前者は地元住民によって発見された亀裂が徐々に大きくなって行き，約2カ月後に大滑落を起こした．この地すべり地は規模が小さく，1/25,000地形図・1/40,000空中写真を用いても地すべり地として判読できない．斜面勾配も急で崩積土が滑落した移動速度の速い地すべりである．後者は落差は小さいが過去に地すべり滑動を起こした輪郭がはっきりしている斜面の末端を道路拡幅のために切取りしたことによって再び滑動した地すべりである．

4.1 西金地すべり—自然発生的—

1976年4月10日久慈郡大子町湯沢温泉街近くの山腹に小さな亀裂があるのが発見されたが，この亀裂はその後次第に拡大し，約2カ月後の6月6日早朝ついに大滑落を起こした．その土砂により人家一戸が全壊，下方に流れる小河川が埋塞された．著者らはこの大滑落の前後に現地調査を行い，貴重な地すべり前後の写真を撮影している．

4.1.1 位　置

現場は国鉄水郡線西金駅から東北東方向へ約15 kmのところに位置し，近くの湯沢温泉街を流下する湯沢川の右支川である棒目木沢を分流点から約150 m上流に入った東向き斜面である．この山は“鍬柄山（かがらやま）”と呼ばれており，標高194mである．今回はこの山の標高140 mのあたりから幅40 mにわたって滑落を起こした．ここは平均勾配が約35°の急斜面である．

図7は地すべり変動区域を示したものである．この主滑落崖の15m下方を通っている農道（幅50 cm）を境にそれより上方はヒノキ（5年生），下方ではスギ（15年生）の植林が施されていた．頂上付近はケヤキ，クリ，ナラ等の雑木で占められている．この農道より下方のスギ林地は過去に段々畑として利用されていたらしく，畑を区切る石積が残されていた．この斜面の脚部には湧水があり，近くの民家が飲料水として使用していた．この湧水は4月20日頃から停っている．この斜面の脚部と下方の棒目木沢の間には幅約10 mの水田が沢沿いに作られている．

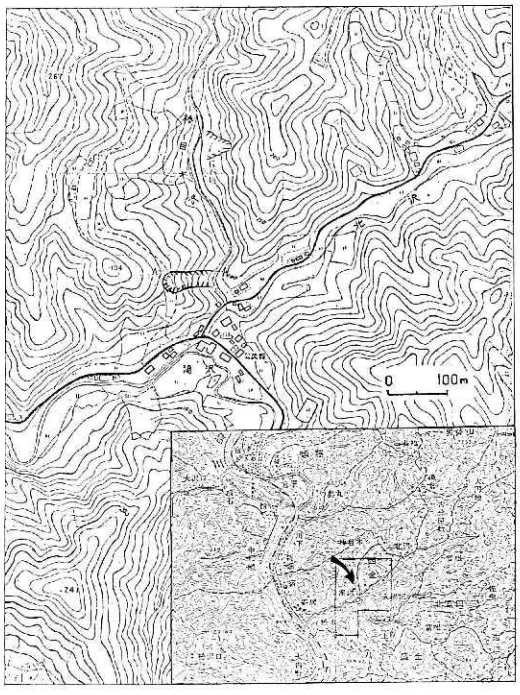


図 7　西金地すべり地の位置図
Fig. 7　Location map of Saigane landslide.

表 3　西金地すべり地の表層土の性質（1976,5,20）
Table 3　Properties of soil in Saigane landslide.

地すべり頭部

深　さ（cm）	含 水 比(%)	分　　類	液性限界(%)	塑性限界(%)	塑性指数(%)
表　　面	30.5	粘土質ローム	41.5	30.9	10.6
50	33.4	ロ　ー　ム	40.5	29.5	11.0
75	31.8	粘土質ローム	40.5	28.4	12.1
100	31.0	粘土質ローム	36.5	31.0	5.5
200	30.9	砂質ローム	48.5	32.1	16.4
230	51.4	砂質ローム	50.5	36.5	14.0

4.1.2　地質概要

この付近の地質は新第三系中新統金沢層に属し，一般に暗灰色を呈する泥岩，暗灰色を呈する凝灰岩および砂岩・泥岩の互層で構成されている．表層部には褐色を示す礫混じりローム，粘土等が崩積土として堆積している．

表3は滑落前にこの地すべり地の頭部の表層部土壌（深さ0～230 cm）をハンドオーガーで採取し，分析したものである．図8にその採取位置（S印）を示す．これによると主にローム・粘土質ロームで占められており，含水状態も150cm深さまでは約30%の含水比とほぼ均一な状態を示しているが，深さ230cmでは含水比が約50%と高い値を示しており，深いところではかなりの高い含水状態であったことが考えられる．

4.1.3　地すべりの経過および形態

1976年4月10日に鍬柄山中腹を通っている農道の近くに小さな亀裂（当時落差0.4 m，長

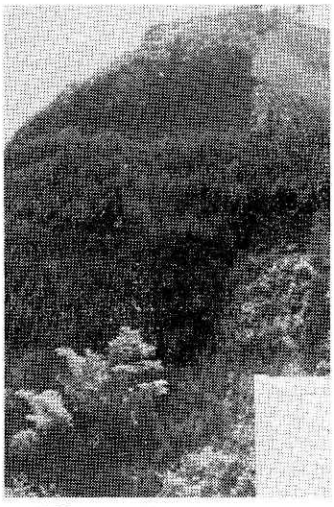


写真 1　西金地すべり（滑落前，1975）
Photo 1　Saigane landslide (before sliding, 1975).

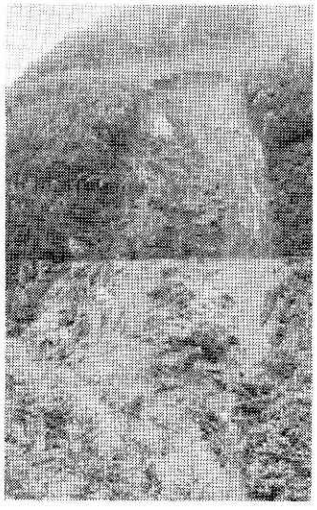


写真 2　西金地すべり（滑落後，1975）
Photo 2　Saigane landslide (after sliding, 1975).





写真 4 西金地すべり地の主滑落崖
Photo 4 Main scarp in Saigane landslide.

写真 3 西金地すべり（対策工事施工後，1979）
Photo 3 Saigane landslide (after control works, 1979).

さ10m）がちょうど農作業に出かける途中の地元住民によって発見され，大子町役場に通報されている．この亀裂発見から大滑落までの期間が短かく，斜面の移動量を連続的に計測できる伸縮計の設置ができなかったが，通報を受けてから役場職員・大子町消防隊員が毎日現場で警戒にあたっていたので，以下では出来る限り得られた情報から整理して経過をのべることにする．

4月10日の亀裂発見以後，5月4日には著しく亀裂は拡大し，落差1.1 m，長さ38 mになった．5月20日は亀裂は落差1.8 m，長さ40 mに拡がり，この亀裂の他にさらに二筋の開口亀裂が生じた．約2カ月後の6月6日午前5時45分，大音響とともに大滑落を起こした．この大滑落の瞬間を目撃した地元の人達の話によると滑落は2回にわかれて起こり，最初この斜面の下半分が滑落し，続いて上半分の土塊が滑落したと言われている．推定滑落土砂量は約3,000 m^3である．この一連の斜面の挙動をクリープ的な動きとする見方もあるが，亀裂が何日間か離れては著しく拡大していっていることから断続的な動きをしていたものと考えられる．

この滑落前の5月20日の調査では滑落崖とすぐ近くの二筋の亀裂の他に地すべり変動域の両側面と思われる縦亀裂がスギの倒木などで明らかに確認できたが，この変動区域内では圧縮亀裂など微地形の変化は認められなかった．この斜面の下方では地表面の盛り上がりがわずかに見られ，地すべり変

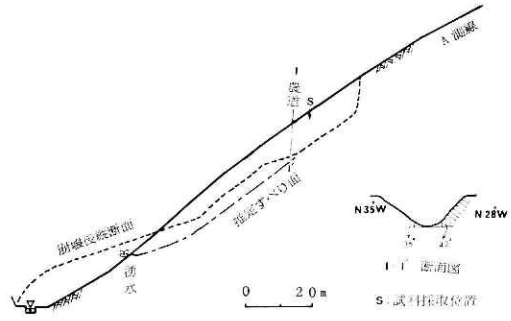


図 8 西金地すべり地の縦断面図
Fig. 8 Longitudinal profile of Saigane landslide.

動域の脚部と思われるが余り明瞭ではなかった．図8は大滑落後に測量したこの斜面の縦断面を示したものである．写真2，3からもわかるようにすべり面は横断方向にV字形を成しており，その右半分は極めて平滑な岩盤である．滑落後の堆積土砂の観察によるとほとんど新鮮な岩石もなく，粘土分の多いロームが大半を占めていたことと滑落前に採取した試料分析結果から判断すると，今回の地すべりはこのV字形の谷部に堆積した崩積土が移動・滑落を起こしたものと思われる．6月6日の大滑落では最初に亀裂を発見した位置よりさらに10m上方から滑落している．

幸いなことに4月10日の亀裂発見当時から大子町役場がすみやかに警戒体制をしき，近くに住んでいた住民は既に避難していたため，今回の大滑落による死傷者は一人も出なかった．当初，地すべりによる一次災害よりも滑落土砂による棒目木沢の閉塞・ダムアップ後の破壊による小規模な洪水が懸念されていた．しかし6月6日以降は雨も少なく，水害は生じなかった．

4.1.4　発生原因の考察

この地すべり斜面は特に排土などの土木工事を加えた形跡もなく，この場合人為的誘因を考える必要はない．また滑落前後の調査から何らかの原因で生じたV字谷に堆積した土砂が滑らかな基盤を境界として地すべりを起こしていることがわかっており，もともと構造的には滑り易かったと考えられる．

直接の地すべり運動をひき起こした誘因を考えると，一般には(1)山脚部の侵食による不安定化，(2)地震，(3)降雨の三要因が上げられる．(1)についてはこの斜面の脚部を流れる棒目木沢の侵食により河床低下および渓岸侵食によって滑落を誘発したという考えも成立つが，5月20日の調査で地すべりの脚部と推定した区域がこの沢の現河床より17mと高く，その間にある水田にも何らかの地形的異常，例えば畝のずれなども認められなかったことから最近の誘因としては問題にならない．そこで，以下では降雨と地震の影響について検討する．この場合，土塊の移動（亀裂の拡大）と対比するのが有効であろう．利用可能なデータは最初に発見された4月10日，著しく大きくなった5月4日および20日，最後に大滑落を起こした6月6日の4回のものしかない．これと比較する．

地震の影響

表4は茨城県水戸で観測された最近の有感地震を示したものである．亀裂（主滑落崖）の落差が大きくなった4月10日，5月4日の各々直前に震度Ⅱ，大滑落の前々日の6月4

表 4　有感地震（水戸地方気象台）
Table 4　Felt earthquakes (Mito Local Meteorological observatory).

日	時	震源	震度
1976年4月2日	14：09	千葉県西部	Ⅰ
4月3日	02：08	茨城県沖	Ⅱ
4月9日	14：44	茨城県南西部	Ⅱ
5月1日	07：38	茨城県沖	Ⅱ
5月11日	15：11	茨城県沖	Ⅰ
5月14日	05：29	茨城県鹿島灘	Ⅲ
5月21日	22：00	〃	Ⅱ
5月27日	03：51	〃	Ⅱ
5月29日	03：29	〃	Ⅱ
6月4日	13：24	宮城県沖	Ⅰ

日には震度Ⅰが記録されている．地震はエネルギーとして莫大なものであるため，誘因として無視できないが，茨城県ではこの程度の地震は頻発しており，最も震動が大きい時にも移動していないことから直接的な要因とは考えにくい．

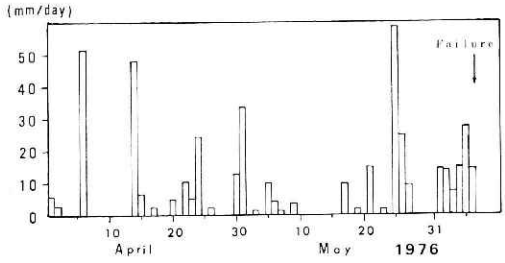


図 9 日雨量（大子町土木事務所）
Fig. 9 Daily rainfall (Daigo Town Public Works Office).

降雨の影響

現場に最も近い大子町土木事務所の雨量記録（図９）から降雨量との関係を検討する．まず最初に移動が始まったと思われる４月10日の数日前に日雨量50 mm，さらに一週間前に日雨量40 mmの雨が降っている．その後亀裂が大きくなった５月４日の数日前にも二日間にわたって総雨量50 mmの降雨があった．そして大滑落を起こした６月６日の前々日から当日までに56 mmの降雨があった．また，この年の月降水量も４月では175 mm，５月では177.5 mmを記録しており（６月６日の大滑落日より以前の１カ月間では221 mm）．同月の月平均降水量（水戸）は各々19 mm，130 mmであるから，例年よりもかなり降水量が多かった．以上の結果から降雨と今回の地すべり変動との関係については例外もあり絶対的な相関があるとは言えないが（５月25日にこの２カ月間で最大の日雨量60 mmを記録しているが，大滑落に至っていない），地すべり変動に対して降雨はかなりの要因を占めていると考えることができる．また，４月10日の亀裂発見以後，地すべり変動区域の脚部付近にあった井戸が湧水しなくなっていることから，この時の水みちが上層の移動によって閉鎖され，その後の度重なる降雨によって地すべり脚部付近の間ゲキ水圧が上昇して斜面は安定を失い，滑落に至ったものと思われる．

この他この地すべり斜面に植林されたスギの成長による斜面土層の不安定化も原因のひとつとして推測できるが実証はできない．

4.2 水府村棚谷地すべり

1978年12月２日早朝，久慈郡水府村棚谷の県道わきの畑地斜面に，長さ50m幅100 mにわたり地すべりが発生し，人家一戸が全壊し県道が不通となった．

4.2.1 位置

地すべり現場は常陸太田市の北西約10 kmに位置し，久慈地方での第三紀

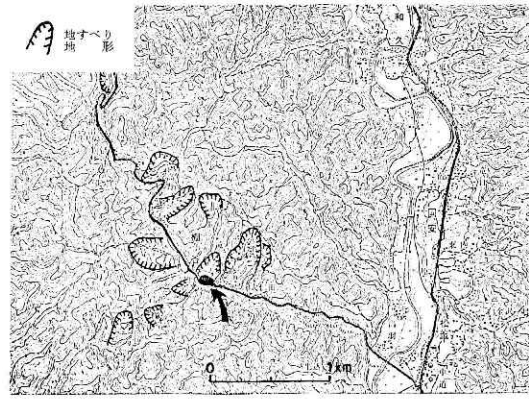


図10 棚谷地すべり地の位置図
Fig.10 Location map of Tanaya landslide.

層地すべりの分布する範囲のほぼ南端にあたる（図10）．ここは県道常陸太田—烏山線を水府村和田より西北西に約2km行ったところにある南向きの斜面で，上部に平均勾配12°のゆるやかな畑地斜面があり，2戸の人家がある．沢ぞいの道路に面する下部は，比高8m勾配約35°の灌木林および竹林からなる急斜面からなっている．この付近一帯は図10に示すように，川沿いの緩斜面に地すべり地形が数多く見られ，いずれも畑地として利用されている．今回の地すべり現場も背後に幅250m，奥行き200mの地すべり地形を呈する畑地をもち，過去の地すべり運動によって作られた滑落崖の跡である落差数十cm～2m位の段差が何本も横切っている（図11）．

4.2.2　地質概要

現場付近の基岩は，新第三紀中新世中期の小生瀬（こなませ）層群中の砂岩・頁岩・凝灰質砂岩の互層から成る地層で，その走向はN30～50°E，傾斜はSEに10～15°位である．

小生瀬層群は，山田川左岸域の水府村滝黒磯から町田・松平，山田川右岸の同村国安・棚谷・金砂郷村岩手・川原坪にかけて北東—南西方向に分布するが，北部地域では礫岩層が卓越し地すべりは見られない．また南に下った地域では起伏量が小さく，小生瀬層群中で地すべりの分布するのは棚谷付近に限られている．

土地分類図（1973）によると棚谷付近は200～400mの小起伏山地であり，風化は一般に中程度で3～5m位まで風化している．ボーリング調査によると，表層はローム質土および表土が30cm～2m程度薄く堆積しており，その下は破砕された基岩が出現する．

4.2.3　経　過

現場付近では2カ月ほど前の9月22日から県道の拡幅工事が行なわれていた．亀裂の発見された12月1日には長さ50mにわたり，道路に接する急斜面を1～3mの高さまで削り取り，擁壁ブロックを積みはじめるまでに工事は進んでいた．同日，切り取り斜面上部の畑地に亀裂が発見され，亀裂にシートをかぶせるなどの応急措置がとられ，畑の下の民家一軒が避難を開始した．家財共に避難を終えた直後の翌2日早朝，亀裂が急速に拡大し，竹林の折れる音とともに，道路近くの斜面が押し出され3カ所で急斜面の土砂が崩れ落ち，斜面下の民家が物置小屋を含め全壊し，県道も不通と



写真 5　棚谷地すべり
Photo 5　Tanaya landslide.

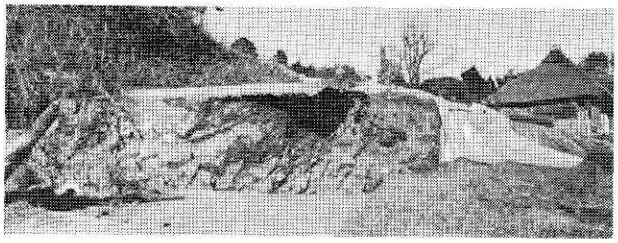
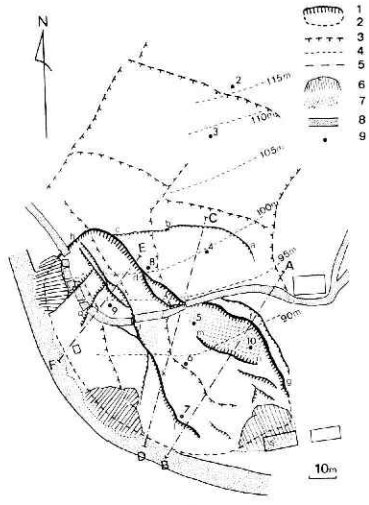


写真 6　棚谷地すべり地内の亀裂
Phote 6　Cracks in Tanaya landslide.

なったが，幸いにも避難が早く死傷者は出なかった．そのため県は応急対策として，斜面末端部に押え盛土を行ない，仮設の道路を南側に迂回させた．その後地すべり対策としてふとん籠を設置し，斜面下部の安定化をはかり，ボーリング杭などによる調査を行なった．さらに水平ボーリングによる地下水の排除を行ない，県道も押え盛土の上の高い位置につけかえることとし，地すべり地の安定化をはかっている．

今回のすべりは，12月2日早朝の急速な移動が顕著でそれ以後は亀裂もさほど拡大せず，1月全体をとっても伸縮計の変化は5 mm以下で，12月2日のすべりでほぼ安定化したことを示している．



1．今回の地すべりによる亀裂・滑落崖
2．地すべり脚部　3．古い地すべりによる滑落崖跡
4．すべり面等高線　5．断面線　6．崩落した部分
7．陥没した部分　8．道路　9．ボーリング位置

図11　棚谷地すべり地の平面図
Fig.11　Sketch map of Tanaya landslide.

4.2.4　地表面変形構造

今回変動したのは図10に示すように，地すべり地全体の最下端部の狭い領域である．その地表面変形構造の概略を図11に示す．

1)　全体構造

今回変動を起こした領域は，最初に発生した最上部の亀裂（図中a. b. c.）を含めると，奥行き80 m，幅100 mのやや脚部の広がった形態を示し，主な変動領域と考えられる主滑落崖より下部は奥行き50 m，幅100 mあり，やや幅の広い形をとる．

主滑落崖より背後にある最上部の亀裂（a. b. c.）は最初に発生した亀裂で（地元の人の話による）あるが，12月2日の変動では顕著な動きは示さなかった．b－c間は落差が，5～10 cm開口幅が5 cm前後で東方に向って次第に小さくなり，a付近で地表では消失する．亀裂の西方は主滑落崖によって切られている．

主滑落崖冠頂部（c. d. e. f. g）は最上部の亀裂とかなり斜交する方向に大きな落差で続いている．c–d間では落差1.8～2.5 mのほぼ垂直な滑落崖が直線的にのびており，今回のすべりで最大の垂直変動をおこした部分となっている．d–e間では滑落崖は上下二本に分かれ，各々が0.7 m前後の落差を持っている．上方の崖はほぼ垂直に落ち20 cmほど開口しているのに対し，下方では亀裂は開口せずに圧縮している．これは下方の滑落崖が先に出来たが，上方にせり出すようにして残った土

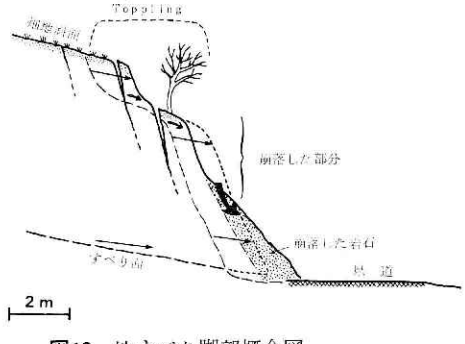


図12　地すべり脚部概念図
Fig.12　Foot area of Tanaya landslide.

塊が不安定化し，上方で二次的に崩落したと解釈できる．e–f–g では滑落崖は円弧状に湾曲し，落差は0.9～1.3 mと小さくなる．開口幅はやや大きく20～40 cm 位である．この部分では主滑落崖の3～5 m上方にこれをとりまくように小さな背後亀裂が生じている．主滑落崖冠頂部は全体的に見て，西側ほど落差が大きくなり，c, f と二カ所に頂点を持つゆるやかな逆W字形をしている．

主滑落崖の側方延長は，東側（g）では冠頂部からゆるやかな曲率でカーブして斜面端に達するのに対し，西側（h）ではほぼ直角に折れ明瞭な側方崖を作っている．落差の変化も西側では急激に減少し（2.5 m→1.0 m），東側ではゆるやかに減少する．

主滑落崖は延長で約140 mある．

2)　脚部の変形構造

脚部における変形構造は応急対策として地すべり後崩落岩屑の排除および押え盛土を行なったため詳細は不明であるが，地すべり翌日の12月3日の調査および写真をもとにして図12の脚部の変形構造の概念図を作成した．これによると，斜面直下を走っている県道には，亀裂・めくれ上がり等の変形は見られないことから，すべり面は道路面よりも上部にあったと考えられる．また移動量は不明であるが，前方にすべったブロックの先端がくずれ，残った部分も不安定化して，斜面上部が転倒前倒れ，すなわち toppling をおこした．末端部の崩落は，三カ所で急崖の上部から大きく崩れ，うち一カ所では下にあった人家一戸を全壊させた（図11）。

3)　地すべり地内の変形構造

すべり地内の地表面変形構造で目立つのは h–i–j–k と一連に続く亀裂で，これは地すべり地のほぼ全面を横切り，延長が100 m ある．h–i 間ではほぼ平行な二本の亀裂に分かれ，そ

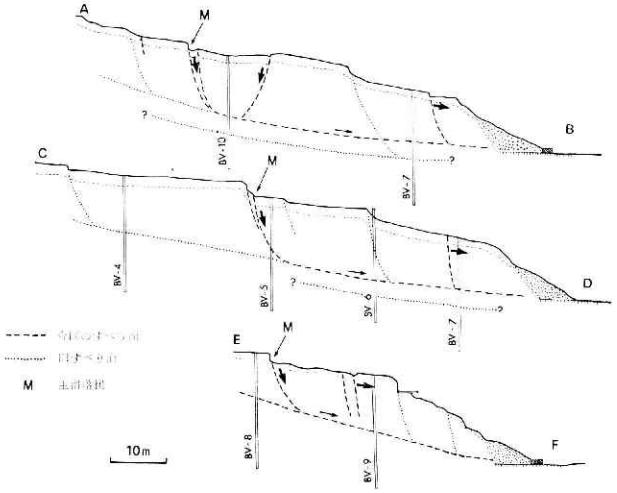


図13　棚谷地すべり地の縦断面図
Fig. 13　Longitudinal profiles of Tanaya landslide.

れぞれが落差がなく50～80 cm まで広く開口するのを特徴とする．j 付近では亀裂はやはり開いているが，逆方向に落差（50 cm）が見られる．k 付近では，開口幅は少なく（5～10 cm），20～50 cmの通常の落としの段差を持っている．

m–n は80～30 cm の逆向きの落差を持った亀裂で，これと主滑落崖にはさまれた部分が大きく陥没している．ここは一番奥行きのある所で，図13のA–B断面にも示されるように，すべりによって空いた空間に地すべり土塊の後方部がおちこんで陥没を生じたものと考えられる．同様の陥没は j 付近の亀裂の後方にも広がっている．

h–i–j の亀裂より下方の斜面には縦方向の亀裂が数本入っており，他の部分と異なった様相を示している．図に示した２本の亀裂はいずれも西側が1.5～1.2m落ちている．この部分を通る道路が寸断されているように，図に示した以外も多くの縦方向の亀裂があり，これらはいずれも水平方向の変動と共に垂直方向の変動も大きいことを特徴とする．この部分はこれらの亀裂により小ブロック化しお互いに差動的な動きをしたためにできたと考えられる．

4.2.5 すべり面

筆者らが斜面測量器を用いて測定した縦断面形に，県のボーリング調査資料を参考として加え，図13の断面図を作成した．ボーリングコア柱状には１層ないし2–3 層の粘土質の部分がある．これらの中でこの層を境として上部が破片状を呈するなどすべりの徴候が見られるものを図に示した．

すべり面は地表からおよそ７～14m付近にあり，場所によってはすべり面と考えられる層が２層ある．今回のすべりでは，道路面より高い位置にすべり面があったと考えられることから判断し，これを破線で，それ以外を点線で図示した．ボーリング調査によると同様の粘土層が地すべり地形を呈する畑地の全域に広がっており，今回のすべりが，かつて動いたすべり面の一部が再活動したものだと推定される．

今回の地すべりにかかわったと考えられるすべり面の等高線をボーリング資料からえがき，図11に示した．これを見ると，地表面が南西に傾斜しているのに対し，すべり面は地すべり地東側で深くなり，南南東方向に傾斜しているのがわかる．これによりすべり面は地表面に平行ではなく，むしろ南東に傾斜している地層面に近い走向を持つことがわかる．傾斜角も平均で13°とこの付近の地層の傾きと一致している．

このことは，すべり面の形成が地層中のある特定の層に何らかの深い関連があることを示唆しており，茨城県久慈地方の新第三紀層中の地すべりが砂泥互層中に多く発生している事実と考え合わせて，この地域の地すべりの素因解明が求められる．

地すべり粘土の同定のため，ボーリング資料から得たサンプルのX線粉末分析を行なった（図14）．未処理のサンプルでは16.7 Åに強いピークが出現する．このピークはエチレングリコール処理では18.0 Å に膨潤し，加熱処理では200°C でピークが低下し，300°C で消失することから地すべり粘土の代表であるモンモリロナイトであることがわかった．

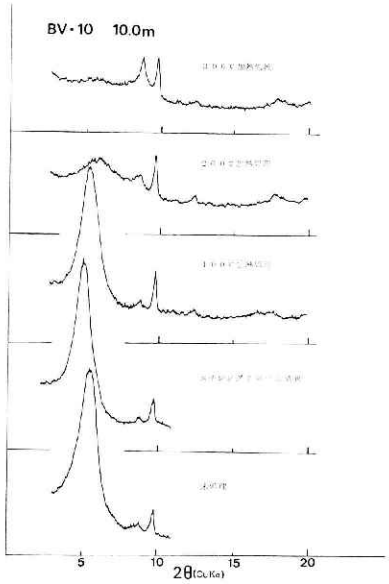


図14　棚谷地すべり粘土X線粉末回析図

Fig.14　X-ray powder patterns of Tanaya clay.

すべり面の状況はボーリングコアにおいて，いずれも固結化は見られず，状況の変化に応じて他の部分でも再活動する危険性は十分に考えられる．

4.2.6　地すべりのタイプ

今回の地すべりの変動部分は，表土やローム層がうすく，大部分が風化した第三紀層の岩石より成る．ボーリングコアではかなり破砕されているが，破片の上下のつながりはわりあいはっきりしており，過去何度かのすべりによりやや乱されてはいるものの，今回のすべりも岩盤すべり型のすべりである．特に西側はボーリングコアも比較的新鮮でしっかりしており，すべりもブロック化して差動的な動きを示すなど，より岩盤すべり的要素が強い．

これに対し東側は，滑落崖も円弧状になり，陥没が見られるなど，やや崩積土すべり的である．これはこの部分ではすべり面が二層あるなど，西側に比べ地すべりが活発であったため破砕が進んだためと考えられる．

また，先項でのべたようにすべり面が地層の層理面と平行であり，棚谷地すべりは岩盤すべり型の層すべりと言うことができる．

4.2.7　発生原因について

地すべり亀裂が最初に発見された12月1日までは表5，図15のように地震・降雨はともに少なく，直接の誘因としては考えにくい．むしろ9月下旬より行なわれた県道拡幅のための斜面脚部の掘削工事により，斜面の安全率が低下し，12月1日に限界状態を越えて滑動に至ったものと考えた方が妥当である．

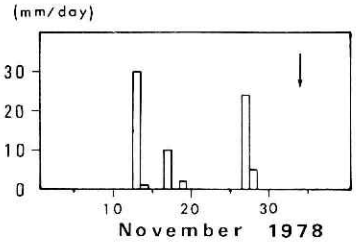


図15　日雨量（水戸地方気象台中野観測所）

Fig.15　Daily rainfall (Nakano Meteorological observing Station, Mito Local Metearological Observatry).

表 5　有感地震（水戸地方気象台）

Table 5　Felt earthquakes (Mito Local Meteorogical observatory).

月	時	震源	震度
1978年11月2日	20：02	茨城県南西部	Ⅱ
11月6日	01：17	茨城県沖	Ⅲ
11月21日	22：33	栃木・茨城県県境	Ⅰ

5. ま と め

茨城県内の地すべり分布調査から得られた結果を以下に要約する.

(1) 県内の地すべりは地質区分によって新第三紀層地すべり，古第三紀層地すべり，ハンレイ岩地すべり，中・古生層地すべりの4タイプに区分される.

(2) 大部分の地すべりは新第三紀層地域に分布する.

(3) 新第三紀層地域の地すべりは浅川層群に集中的に分布している．岩種別では凝灰質の砂岩・頁岩の互層上に多い．地すべり地の地表面勾配は5°～15°の緩かな斜面が多く，地すべり方向と地層傾斜方向が同じ流れ盤型地すべりが多い.

以上のように茨城県の地すべりは特定の地域，地質・岩種に集中して分布していることがわかった.

また現地地すべり調査例から次の二つの教訓が導かれる．ひとつは地すべり災害をひき起こす要因を持った場所を日頃から知っていること，もうひとつは今回避難が早く死傷者が出なかったように，早めに地すべり変動の前兆をつかみ，必要な対策・対応をすばやくとることである．特に地すべり地形の判読作業は地すべり対策の基本であり，種々の有益な資料を与えてくれる．今回は限られた区域しか作業を行なわなかったが今後もその発展が多いに望まれる.

6. 謝　　辞

最後に調査にあたって協力していただいた県土木部河川係・同林務部治山係ならびに大子町役場の方々に御礼を記すとともに，原稿のとりまとめにあたり，有益な御助言をいただいた地表変動防災研究室長の大八木規夫氏，災害研究室長の水谷武司氏に厚く御礼申し上げる.

参 考 文 献

1) 藤本治義（1964）：日本地方地質誌〝関東地方〞朝倉書店，357，115-117.
2) 茨城県（1962）：茨城県地質図.
3) 神谷英利（1969）：茨城県久慈川流域北部の第三系，とくにその層相変化について．地質学雑誌，Vol. **75-3**，157-170.
4) 経済企画庁総合開発局（1973）：土地分類図（茨城県）.
5) 建設省土木研究所地すべり研究室（1975）：地すべりの実態統計（その1）．土木研究所資料．No. **987**，63-64.
6) 建設省土木研究所地すべり研究室（1976）：地すべりの実態統計（その2）．土木研究所資料，No. **1121**，12.
7) 建設省土木研究所地すべり研究室（1977）：地すべりの実態統計（その3）．土木研究所資料，No. **1204**，17-18.
8) 建設省計画局・福島県編（1966）：福島県常磐地区の地盤，都市地盤調査報告書第**12**巻，44-45.

9) 小出博（1965）：日本の地すべり，東洋経済新報社259 pp. p. 170参照.
10) 松倉公憲，木股三善，谷津栄寿（1979）：柿岡盆地北部，東山におけるハンレイ岩の風化と地すべり粘土の生成．地理学評論**52-1**，30-39.
11) 望月巧一（1971）：長野県北部，犀川，姫川沿川山地の地すべり（Ⅰ）——犀川沿川山地の地すべりの一般性——．地すべり Vol. **7-3**，7-14.
12) 大森昌衛・蜂須紀夫（1975）：茨城県の地質をめぐって．日曜の地学8．築地書館 p 150参照.
13) 高野秀夫（1972）：新版，地すべり調査と対策，山海堂．254，p14 参照.
14) 地質調査所（1978）：日本地質図.

（1980年5月30日　原稿受理）