

秋田県谷地地域の初生的斜面崩壊に関する地質学的・岩石力学的背景

寺川 俊浩*・和久 紀生*・大西 吉一*

Geological and Rock Mechanical Background of the Primary Slope Failure
in Yachi Area, Akita Prefecture, Japan

Takahiro TERAKAWA, Toshio WAKU and Yoshikazu OHNISHI

Abstract The slope failure in Yachi area, the southeastern part of Akita prefecture, is derived from a typical primary landslide of bed rock in older age. This landslide along the left side of the river Narusegawa, of which course is controlled by geological structural line, is extensively developed in large scale with distance of about 1,300 m from east to west, about 950 m from south to north, and the volume of slidden mass amounts to about 35,000,000 m³.

The cause of this landslide can be essentially sought in the geological background, especially, in the lithology and geological structures (the Naruse river fault and synclinatorium structure) of the Tertiary strata forming almost this area. The geology in this area is mainly composed of three kinds of rock species that are different in each lithological characteristic, namely the so-called "hard shale", "intercalation of tuff" and "fault clay" that was formed by bedding slip.

Based on physical and mechanical tests, the landslide surface is verified to have been formed along the fault clay and the intensely weathered tuff. The Yachi landslide at its primary stage is of the slide type in UEMURA's criterion and of the rock block slide type in VARNAS's criterion.

I. ま え が き

秋田県南東部の谷地地域に発達する斜面崩壊は典型的な岩盤地すべりであり、VARNES(1978)の運動様式の分類によれば、rock block slide 型と考えられる。谷地地すべりのような典型的な岩盤地すべりの実像は、その要因と考えられる山内層(第三紀層)の岩質(物理的・力学的性質など)と本地域を支配する地質構造(成瀬川断層帯と複向斜構造)ならびにこの地域にみられるような地球科学的条件に密接な関連を有すると考えられる。

この小論は、岩盤地すべりと地質学的、岩石力学的特性との関係に焦点をしばり考察を試みるものである。

II. 地 形 概 要

1. 位置および地形

本地域は、秋田県南東部、横手盆地の南東縁にあたる雄勝郡東成瀬村谷地地内に位置する。この一帯は秋田・岩手県境にまたがる奥羽脊梁山脈の一部である真屋山^{まゐや}地の西辺を占め、標高 500~700 m の山稜が連なり、壮年期地形を呈する山地と、これにつづくゆるやかな丘陵性

の山腹斜面から形成される。

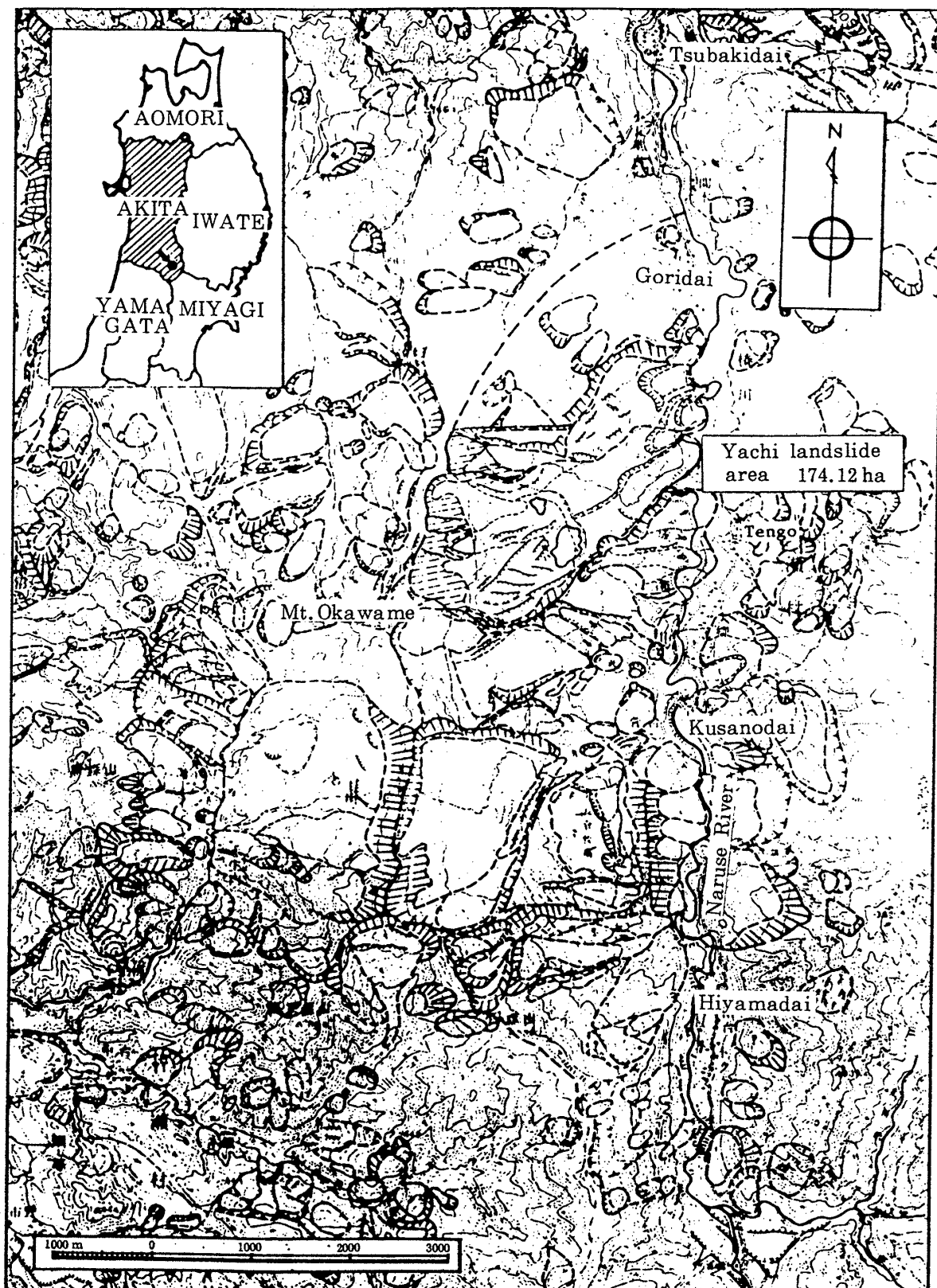
この地域の水系としては、栗駒山に源を発する成瀬川が南北に直線状に流下するが、真戸付近で、急に東西方向に流れを変えて貫流する(第1図)。谷地地すべり地付近の成瀬川の流路は地質構造と密接な関係があるものと考察される。成瀬川は下刻作用が進んだV字谷を形成しているが、右岸側と左岸側とは地形が著しく相違しており対照的である。すなわち、右岸側では山容が壮年期地形を呈し、山腹斜面の平均傾斜は30°~40°である。一方、左岸側では山稜からつづく傾斜20°前後のゆるい丘陵地が広く発達し、典型的な地すべり地形を呈している。

地すべりは成瀬川の左岸側に集中的に発生しており、上流の檜山台から下流の五里台にわたる長さ約 10 km・面積 23 km² におよぶ大地すべり地域のほぼ中央に谷地地すべりが位置している。この規模は、東西の延長約 1.3 km 南北の延長 950 m にわたる非常に広い面積を占め、東へ向かって活動する大規模な地すべりである。また、地すべり地の地形上の特徴は、冠頭部に2つの出口のない湖沼があり、その下方には落差約 50 m におよぶ滑落崖が形成されていることである。滑落崖の下から成瀬川にいたる地すべり斜面には、随所に亀裂・隆起・沈降などの微地形がみられ、斜面の単調さを破って著しく

* 株式会社 日さく。

Nissaku Co. Ltd. Kyobashi, Chuo-ku, Tokyo, 104 Japan

** ここでは地すべりは斜面崩壊の1つの運動形式とする。



第1図 谷地地すべり地の位置図 (清水ほか, 1982に一部加筆).

変化に富んでいる。また、成瀬川右岸には、大規模な川越え地すべりができており、この地すべりの活動がいかに大きかったかを物語っている。

2. 谷地地すべりの状況

国道 342 号線の成瀬川にかかる谷地橋を渡ると、約 100 m で谷地部落がある。ここから西側を眺めると谷地地すべりの一大パノラマが展開する(第 2 図)。すなわち、ほぼ北東方向へ走る断層線に沿って約 1 km におよぶ冠頭部が形成され、地肌をむきだした 3 つの大滑落崖が観察される。その最大落差は 50 m である。これらの滑落崖には地層の走向・傾斜が明確にみられる岩盤が露出し、急崖を形成している。この滑落崖から地すべり末端の成瀬川左岸までの約 1.3 km の間の斜面には、かなり規則正しい配列をなして、多くの陥没と隆起をくりかえす小さい起伏に富んだ微地形が発達する。斜面の平均傾斜は $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 前後で、ほぼ地層の傾斜と一致しており、いわゆる dip slope である。地すべり末端部は成瀬川の河床と比高 20~30 m の差で接しているが、一部は川越え地すべりにより右岸側に小丘を形成している。そこでは河川が地すべりによって堰き止められた時期に流路を変えたため、当時の河床が三日月湖として現在も残っている。

谷地地すべりの背後地は、ほぼ南北に走る大川^{おおかわ}目山の稜線を分水界としその真下に古い滑落崖を形成しており、かつて発生した旧地すべりが非常に大規模だったことをうかがわせる。この滑落崖から新しい滑落崖までの距離は約 2 km で、この間は低く起伏に富んだ地形がつづき森林地帯となっている。また、新しい滑落崖の上には出口のない大柳沼とこれに注ぐ上沼の 2 つの湖沼があり、この地区が地すべりを誘発する主要な原因となる地下水の涵養地となっている。この付近全体の集水面積は 2,200,000 m² である。大柳沼の面積は約 80,000 m² で全く出口を有していないが、年間を通じての水位変動量は 10 m と大きい。一方、上沼の面積は 23,000 m² で森林地帯から涵養された地表水を貯え、流出口は大柳沼へ通じているが、年間の水位変動量は少ない(寺川ほか、1982)。

谷地地すべり地に隣接する北東の斜面は、現在、地すべりの徴候はみとめられないが、旧地すべりの活動した証拠がかなり良く地形に反映され残存している(第 2 図)。そこでは、北西~南東方向にのびる規則正しい凹凸地形が顕著に発達しているが、滑落崖や末端隆起のような現象は観察されない。このような地形的特徴はこの地域が大規模な地すべりの末端部を形成し、その圧縮帯

が現在の地形に表現されたものと考え(寺川ほか、1979: (TERAKAWA, et al., 1983)。

ところで、谷地地すべり地は、A~D ブロックに大別され(第 2 図)各ブロックが接するところは活動的な剪断亀裂によって深い溝を形成している。しかし、地すべり地内には小さな沢や川はほとんど発達しておらず、地すべり崩積土がかなり空隙に富んでいることを暗示している。また、C および D ブロックの末端部は川越え地すべりをなし、谷地地すべりの活動が非常に大きなスケールであることがこれらからも判断される。地すべりの規模は前にもふれておいたが、面積はおおよそ 1,060,000 m²、移動層の深さは上部で平均 20 m、中部で 30 m、末端部で平均 60 m と確認されており、その移動土塊は約 35,000,000 m³ である。

III. 本地域周辺の地質

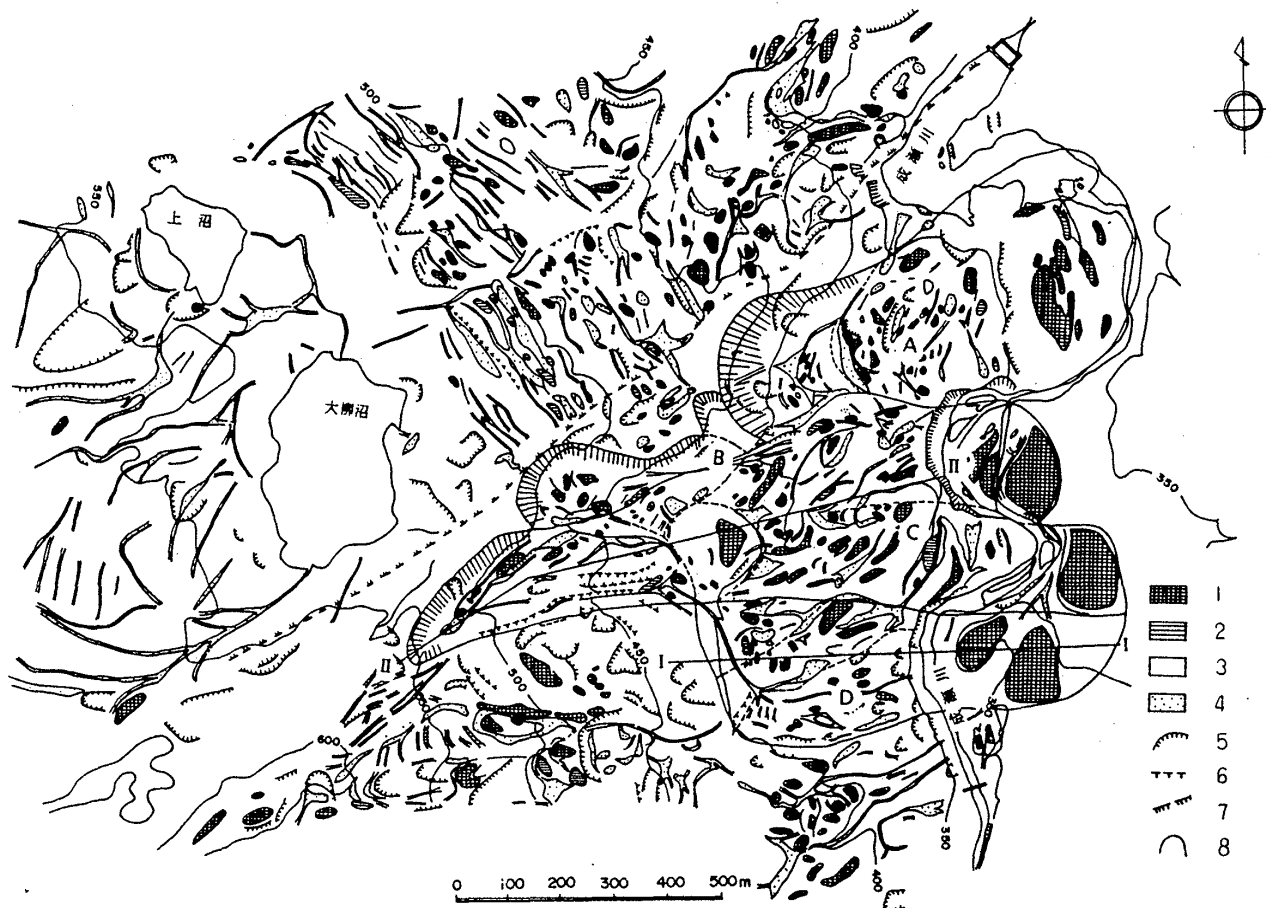
1. 地質概要

本地域の地質は、背梁山脈の西縁部にあたり基盤岩(堆積岩類)が内座層(Inlier)状に点在して分布し、その上位に新第三系の大荒沢層・大石層・小出川層・西小沢層・山内層などが広く分布している。その地質構造は、南北に走る延長 20 km におよぶ成瀬川断層によって特徴づけられている。この大断層は西落ちであり、その西側は一大複向斜構造を示す。

谷地地すべり地周辺に分布する地質は、下位から新第三紀層に属する西小沢層、山内層とよばれる 2 つの地層とこれらを被覆する新期火山岩類(安山岩、石英安山岩)および第四紀堆積物からなっている(第 3 図)。しかし、本地すべり地内では硬質頁岩を主体とする山内層と第四紀堆積物のみが露出する。後者は成瀬川の段丘堆積物ならびに岩塊および崩積土などである。また、谷地地すべりの北方では、山内層は田子内集塊岩および五里台砂岩層などの部層に移化し、これらは指交関係にある。

西小沢層は、厚さ約 600 m で、成瀬川流域に分布しているが、谷地地すべり地の南縁にある西小沢には良好な露出がみられ、本層の模式地となっている。ここでは、大部分が緑色凝灰質砂岩で、これに緑色凝灰角礫岩、浮石質凝灰岩および黒色凝灰質頁岩を介在する。凝灰岩は緑泥石化、黄鉄鉱化などの熱水変質作用をかなり強く受けているのが特徴である。

山内層は、西小沢層と漸移し、これを整合におおっている。成瀬川流域の五里台から檜山台にかけて、とくに砂岩が広く分布する。この地層は暗灰色硬質頁岩を主体



第2図 谷地地すべり地の微地形分類図 (Terakawa et al., 1983). 1: 顕著な隆起地形, 2: 隆起地形, 3: 顕著な沈降地形, 4: 沈降地形, 5: 滑落崖, 6: 亀裂, 7: 断層, 8: 地すべりブロック.

とするのが特徴であるが、帯緑灰色浮石質凝灰角礫岩・乳白色細粒凝灰岩・緑色凝灰岩および青緑色凝灰質砂岩を挟在する。また、暗灰色硬質頁岩と凝灰岩とが薄い互層をなす部分もある。

一方、山内層と指交関係にある田子内集塊岩層は、安山岩溶岩・同質の集塊岩・角礫凝灰岩から構成されるが、五里台砂岩は主として青緑色凝灰質砂岩からなっている。この2つの地層が分布しているところに地すべりの発生がほとんどみられないのは岩質によるものであろう。

2. 地質構造

本地域の地質構造を最も大きく支配しているものは、奥羽脊梁山脈をつくっている1つの大きな背斜構造である。そしてこの背斜構造の西翼部に位置する成瀬川沿いに走る数条の断層（成瀬川断層）と、西岸に発達する複向斜構造で特徴づけられる。

成瀬川断層は南北方向に走る延長 20 km をこえる西

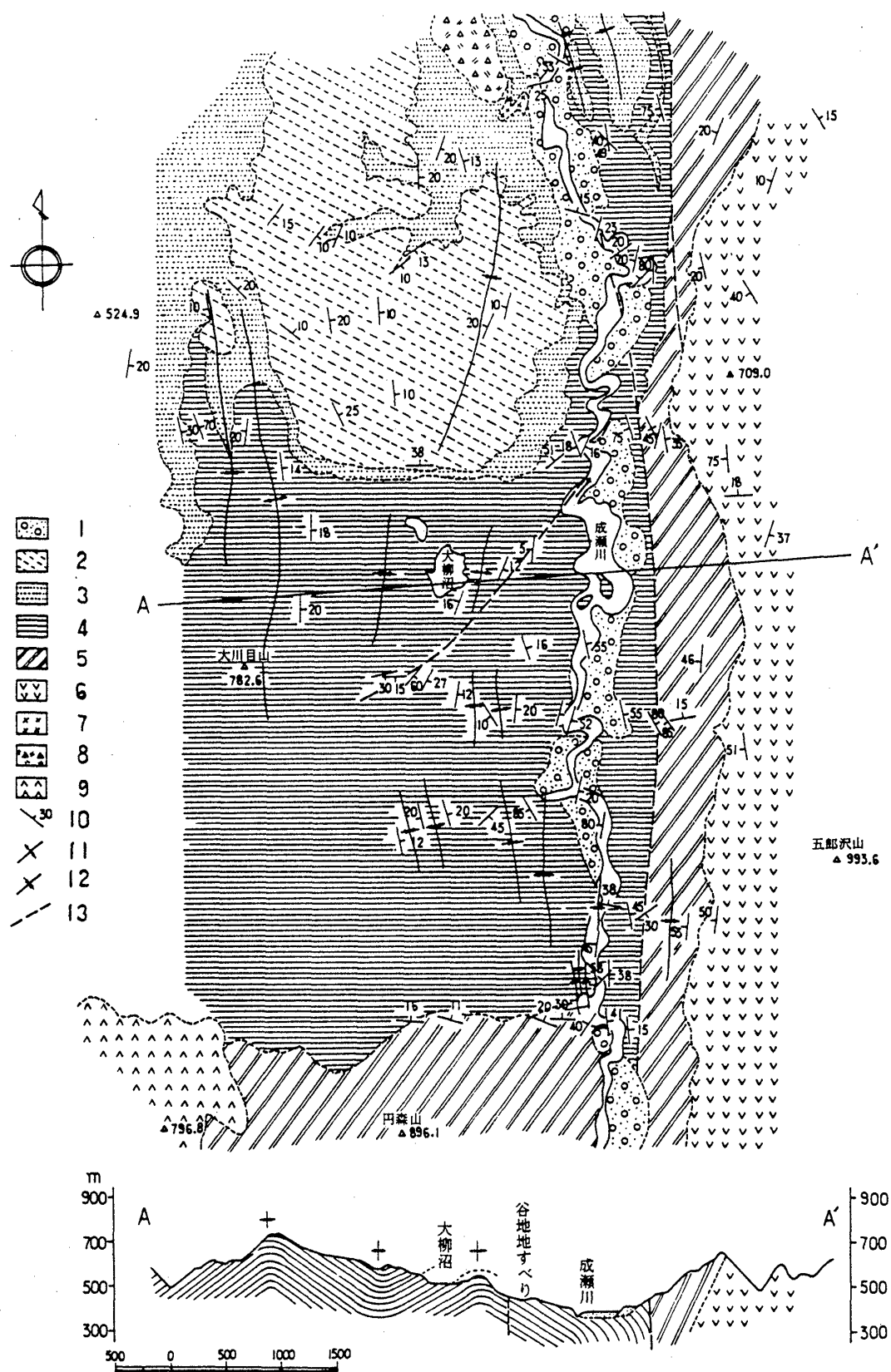
落ちの大断層である。成瀬川沿岸にみられる露頭では、急傾斜のいくつかの小さい背斜と断層がくりかえし観察され、断層の中は数 m の剪断帯を形成している。

一方、成瀬川左岸の複向斜は単波長の褶曲群で、複雑な褶曲構造を形成している。その軸は成瀬川断層と同じくほぼ南北方向であるが、わずかに北東方向に軸を変えている。しかし、その延長部分は、それぞれ成瀬川断層に接近するに従い南北方向に収斂される傾向がある。このことから、この複向斜は成瀬川断層による地層の差動運動に伴うひきずり褶曲 (drag fold) と考えられる。

これまで、地質学者によってしばしば“成瀬川断層帯”という名称が提唱されてきたが、筆者らの野外調査によると、少なくとも成瀬川沿岸では急傾斜のいくつかの小さな背斜と断層とのくりかえしとみなすことができるように、この地域の地質構造は非常に複雑である。

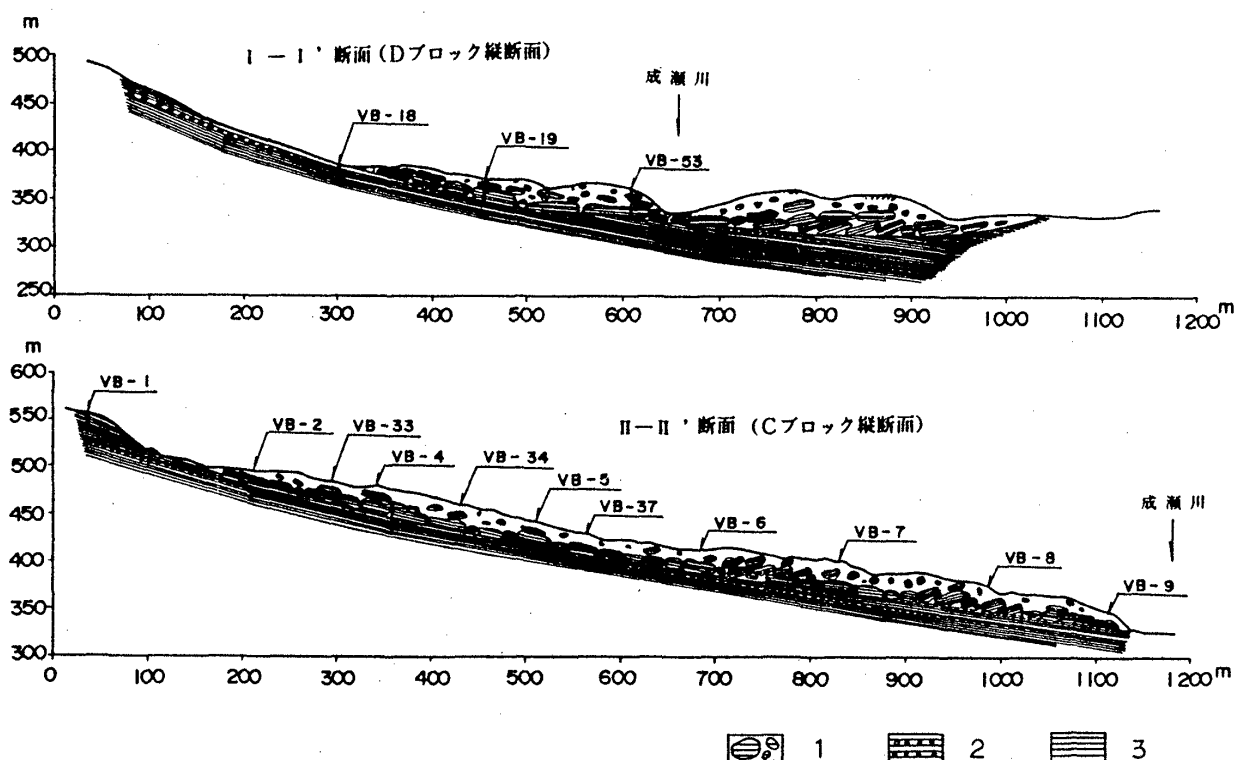
3. 谷地地すべりの地下地質

本地すべり地内では、現在まで数多くのボーリング調



第3図 谷地地すべり地質図 (寺川ほか, 1979).

- 1: 段丘堆積物, 2: 砂岩, 3: 凝灰質砂岩, 4: 頁岩, 5: 砂質頁岩,
6: 流紋岩・同質凝灰岩, 7: 石英安山岩, 8: 安山岩・同質火砕岩,
9: 安山岩, 10: 走向・傾斜, 11: 背斜軸, 12: 向斜軸, 13: 断層.

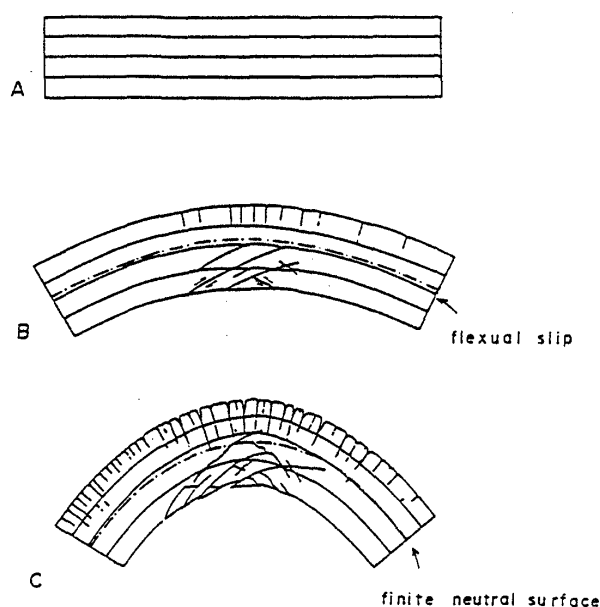


第4図 谷地地すべり地の地質縦断面図 (寺川ほか, 1979). 1: 地すべり崩積土, 2: 凝灰岩類, 3: 硬質頁岩. 縦断面の位置は第2図に I—I, II—II で示した

査がなされ、地下の地質が解明されている。それによると、本地域内の基岩は硬質頁岩を主体とし、それに凝灰岩類を介する山内層から構成される (第4図)。

硬質頁岩は肉眼的には新鮮なものは灰色を呈し、風化すると褐色を帯びる非常に堅硬でいわゆる *hard shale* とよばれるもので秋田油田における新第三紀中新世の女川層に対比される。しかし、化学分析値をみると成瀬川沿いのものは SiO_2 の含有量は66.64~69.96%程度のもので、秋田県下に一般にみられる女川層の硬質頁岩のそれが83.35~93.35%ぐらいであるのに比べるとかなり少ない。つまり、山内層の頁岩の硬さからしては *hard shale* としてもさしつかえない岩質であるが、分析値からすると珪質頁岩とよぶことは適当ではない。山内層の頁岩には厚さ 30~100 cm の顕著な規則正しい層理が発達し、しばしば細粒砂岩の薄層を挟む。これらの岩石の層理面では、褶曲時に形成された層面すべりが観察され、細粒で軟かい粘土 (断層粘土) が充填されている。

これらの硬質頁岩層には厚さ 2~6 m のいく枚かの酸性凝灰岩と同質の凝灰角礫岩が介在している。谷地地すべり地域では岩質から凝灰角礫岩、緑色凝灰岩および酸性凝灰岩に区分される。凝灰角礫岩は黄色~黄緑色を呈し、10~30 cm の安山岩質角礫を含んで硬質であるが、



第5図 曲げの進行に伴う中立面の移動と断裂の進行 (RAMSAY, J. G., 1967).

風化に対して脆い。緑色凝灰岩は中粒~粗粒で新鮮な緑色~青灰色を呈し、浮石を含む。酸性凝灰岩は細粒で白色~淡緑色を呈し、含水すると非常に粘性を増し石けん様を呈する。また頁岩、凝灰岩類の浸水崩壊度試験によ

れば、凝灰岩類は崩壊速度がきわめて速く、膨潤する傾向が強い。それに比べ、頁岩は非崩壊で原形を保つ。ボーリングの結果によると、地すべり面を形成する滑剤は、後に述べるようにモンモリロナイトを主体とする凝灰岩類に伏存しているのが確認されている。一方、地すべり崩積土は頁岩の物性を反映して、脆性破壊した大きな岩塊がそのまま移動した状態を残し、地すべりブロック脚部では非常に厚く堆積している。確認された岩塊の最大径は 2.5~7 m に達し、しばしば基岩と間違ふほどである。

4. 地すべりと地質構造

谷地地すべり地周辺の地質構造は、先に述べたように巨視的には、成瀬川に沿い南北に走る成瀬川断層の西側では、長軸・長波長で緩傾斜の1つの大きな褶曲構造(向斜構造)を形成している。しかしこの向斜構造のなかには急傾斜の短軸・短波長のいくつかの背斜・向斜が雁行状に発達しており、複向斜構造を形成している。これらの短軸・短波長の褶曲の軸方向は、南北性から成瀬川断層に接近するにしたがって次第に北東方向をとるようになり、成瀬川断層に収斂する。軸長は 0.5~1.5 km 程度、軸間距離は 100~200 m のもので、どちらかといえば急傾斜部に chevron 型の背斜が多い。つまり、谷地地すべりを支配する大きな褶曲構造は、基本的には基盤の運動によって形成されたものとみなされるが、二次的には側方圧縮性の応力場を考える必要があり、短軸・短波長の褶曲群は座屈(buckling)による力学的過程が考慮されるべきであろう。

本地域のように脆性な岩石が褶曲運動を受けると山内層はどのような変形と断裂が形成されるであろうか。一般に褶曲が進むと有限中立面は内側に移り、引張り領域が拡大し断裂系が進行する。この変形機構を RAMSAY (1967) は第5図のように表現した。

ところで、谷地地すべり地付近の地質構造のなかで、地すべり発生の原因に関連してとくに興味をひく現象は、背斜の性格によって生ずる構造にみられる特徴であろう。すなわち、1つは山内層のなかには層面すべりの発達が多いということである。山内層の規則正しい層理が発達する硬質頁岩や延性度の高い凝灰岩類には褶曲に伴う flexural slip や flexural flow が生じている。また他の1つは、層理面にはほぼ直角な節理がしばしば発達していることである。これは伸長性の亀裂で、褶曲の中核部へ向って収斂するように傾くという規則性が観察される。これらの現象は RAMSAY の示した褶曲機構(第5

図)と良く一致している。この褶曲機構が後述するように本地域全体の初生的斜面崩壊を規制していると考えられる。

flexural slip や flexural flow に伴って、互層部や凝灰岩類には断層粘土がしばしば形成されている。この粘土は、褶曲時における変形の進行形態を反映し、鱗片状の粘土や小礫を含む粘土でかなり硬く、おおむね含水量は少ない。多層系である山内層において、地すべり面形成の難易度を考慮する場合、断層粘土や延性度の高い凝灰岩類の物理的・力学的特性が問題として指摘される。このような観点から現地において断層粘土を採取し、自然含水比の変化がないように密封して試験に供した。しかしながら、同一箇所における多量の試料採取は不可能な状況であったので、隣接する岩石を試料とした。

IV. 地すべり地における岩石の物理的・力学的性質

前項に述べたように、谷地地すべりに直接関係する山内層は、硬質頁岩と凝灰岩類との互層から構成され、その層理面には断層粘土が形成されている。定性的ではあるが岩質が地すべりの運動像と発生機構に深い関係があることがうかがえる。そこでさらに一歩論理を進め、これらの岩石の物理的、力学的性質について定量的解析をする必要性から、筆者らは室内試験を行った。なお、断層粘土は試験に供する十分な試料が採取できなかったので、隣接する岩石からこれに類似した供試体(以下人工岩)を作成した。

1. 試験方法

(1) 物理的試験：この試験は真比重・見かけ比重・自然含水比などについて行った。真比重は粉末状に破碎し、土の比重試験法 JIS A 1202 によって、また自然含水比は土の含水量試験法 JIS A 1203 に準拠した(土質工学会, 1969)。見かけ比重と吸水率は細・粗骨材の比重および吸水試験法(国鉄鉄道技術研究所, 1969)より求めた。

(2) 力学的試験：この試験は供試体を岩石と人工岩とに区分し、さらに吸水が岩石の力学性質に及ぼす影響を調べる目的で、それぞれ自然含水比状態(以下自然状態)と吸水状態(以下吸水後)とのもので行った。吸水後の供試体は、岩石では現地の水圧に近い圧力の下で浸水飽和させ、人工岩は国鉄岩石試験方法案に基づき96時間吸水試験させたものを使った。

人工岩の供試体は、原岩を粉末状に破碎した後に水を加えて現地の断層粘土の自然含水比になるように調整し

第1表 岩石の物理・力学試験値一覧表。

項目			頁 岩					凝 灰 岩				
試 料			S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5
自然 状 態	自然含水比	W %	3.48	8.111	7.80	1.24	7.22	10.43	9.90	23.14	3.98	4.22
	真比重	Gs	2.748	2.639	2.680	2.652	2.627	2.743	2.695	2.647	2.721	2.769
	単位体積重量	γ_t g/cm ³	2.403	2.268	2.238	2.421	2.283	2.166	2.135	1.875	2.394	2.453
	乾燥密度	γ_d g/cm ³	2.322	2.098	2.076	2.391	2.129	1.961	1.943	1.523	2.302	2.354
	間隙比	e	0.183	0.258	0.291	0.109	0.234	0.399	0.387	0.738	0.182	0.176
	飽和度	Sr %	52.35	83.04	71.92	30.29	81.15	71.72	68.98	83.01	59.50	66.39
	吸水率	Q %	6.59	10.14	7.93	4.71	9.11				4.97	5.12
	膨張率	%	0.035	-0.003	0.037	0.046	0.0184				2.130	1.693
	一軸圧縮強度	qu kg/cm ²	953	694	591	1130	703	149	154	13	387	531
	圧縮延性度	ϵ %	1.05	1.25	1.15	1.00	1.20	0.55	0.45	1.35	1.30	1.60
	試験ヤング率	E ₃₀ kg/cm ²	1.01×10 ⁴	6.09×10 ⁴	4.73×10 ⁴	1.13×10 ⁵	6.76×10 ⁴	2.33×10 ⁴	3.76×10 ⁴	8.13×10 ⁴	2.76×10 ⁴	2.66×10 ⁴
	試験含水比	W %	6.59	10.14	7.93	4.71	9.11				4.97	5.12
	真比重	Gs	2.748	2.639	2.680	2.652	2.627	2.743	2.695	2.647	2.721	2.769
	単位体積重量	γ_t g/cm ³	2.272	2.252	2.246	2.368	2.296				2.273	2.401
	乾燥密度	γ_d g/cm ³	2.132	2.046	2.081	2.261	2.104				2.165	2.284
吸 水 後	間隙比	e	0.289	0.290	0.288	0.173	0.249				0.257	0.212
	飽和度	Sr %	62.66	92.27	73.87	72.20	96.11				52.62	66.87
	一軸圧縮強度	qu kg/cm ²	559	492	408	1001	492				285	221
	圧縮延性度	ϵ %	3.08	0.75	1.38	0.69	0.70				1.79	1.69
	試験ヤング率	E ₃₀ kg/cm ²	1.47×10 ⁴	6.78×10 ⁴	1.31×10 ⁵	1.28×10 ⁵	6.31×10 ⁴				2.79×10 ⁴	2.51×10 ⁴

第2表 人工岩の物理・力学試験値一覧表。

項目			頁 岩					凝 灰 岩				
試 料			S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5
自然 状 態	自然含水比	W %	11.27	13.25	11.24	11.04	13.65	6.79	10.70	22.62	6.64	9.71
	真比重	Gs	2.748	2.639	2.680	2.652	2.627	2.743	2.695	2.647	2.721	2.769
	単位体積重量	γ_t g/cm ³	1.674	1.666	1.660	1.639	1.667	1.506	1.525	1.665	1.480	1.588
	乾燥密度	γ_d g/cm ³	1.504	1.471	1.492	1.476	1.467	1.410	1.378	1.358	1.388	1.420
	間隙比	e	0.827	0.794	0.796	0.797	0.791	0.945	0.956	0.949	0.960	0.950
	飽和度	Sr %	37.45	44.04	37.84	36.74	45.33	19.71	30.16	63.09	18.82	28.30
	吸水率	Q %	23.33	24.08	22.50	22.30	23.17	28.11	31.44	40.13	28.15	24.95
	膨張率	%	0.074	0.077	0.044	0.040	0.017	0.982	1.058	7.961	0.212	0.555
	一軸圧縮強度	qu kg/cm ²	0.692	1.242	0.883	0.528	1.323	0.377	0.746	3.190	0.386	0.904
	圧縮延性度	ϵ %	0.60	0.90	1.40	1.25	1.00	1.10	1.15	1.80	1.00	1.20
	試験ヤング率	E ₃₀ kg/cm ²	1.38×10 ⁴	1.24×10 ⁴	6.31×10 ⁴	4.36×10 ⁴	1.65×10 ⁵	3.15×10 ⁴	5.73×10 ⁴	30.6×10 ⁴	3.86×10 ⁴	8.21×10 ⁴
	三軸全応力	C kg/cm ²	0.3	0.35	0.22	0.25	0.5	0.28	0.19	1.05	0.08	0.21
	三軸圧縮試験有効応力	ϕ °	31° 40'	36° 20'	34° 00'	34° 35'	24° 05'	32° 25'	36° 50'	24° 15'	34° 15'	32° 15'
	三軸全応力	C' kg/cm ²	0.28	0.35	0.22	0.20	0.44	0.19	0.13	1.01	0.08	0.14
	三軸圧縮試験有効応力	ϕ °	33° 50'	38° 25'	35° 10'	37° 10'	29° 00'	36° 00'	39° 15'	24° 45'	35° 30'	36° 00'
吸 水 後	試験含水比	W %	23.33	24.68	22.50	22.30	23.17	28.11	31.44	40.13	28.15	24.95
	真比重	Gs	2.748	2.639	2.680	2.652	2.627	2.743	2.695	2.647	2.721	2.769
	単位体積重量	γ_t g/cm ³	1.864	1.885	1.855	1.844	1.842	1.772	1.788	1.729	1.775	1.778
	乾燥密度	γ_d g/cm ³	1.511	1.512	1.514	1.508	1.495	1.382	1.360	1.234	1.385	1.423
	間隙比	e	0.819	0.745	0.770	0.759	0.757	0.985	0.982	1.145	0.965	0.946
	飽和度	Sr %	78.28	87.42	78.31	77.92	80.41	78.28	86.28	92.77	79.37	73.03
	一軸圧縮強度	qu kg/cm ²	0.288	0.312	0.188	0.357	0.567	0.176	0.162	0.940	0.145	0.170
	圧縮延性度	ϵ %	230	0.70	0.55	0.45	1.20	260	550	700	460	0.80
	試験ヤング率	E ₃₀ kg/cm ²	360×10	0.20×10	5.22×10	1.49×10 ⁵	6.60×10	1.31×10	7.71×10 ⁵	4.94×10	6.90×10 ⁵	7.08×10
	三軸全応力	C kg/cm ²	0.4	0.12	0.65	0.23	0.28	0.165	0.16	0.5	0.08	0.11
	三軸圧縮試験有効応力	ϕ °	11° 50'	11° 00'	12° 45'	22° 15'	7° 30'	7° 00'	10° 00'	5° 00'	16° 30'	15° 40'
	三軸全応力	C' kg/cm ²	0	0	0	0	0.08	0	0.03	0.495	0	0
	三軸圧縮試験有効応力	ϕ °	31° 30'	31° 45'	31° 10'	35° 00'	25° 30'	34° 15'	36° 00'	5° 30'	35° 30'	35° 30'

た。調整した試料は現地で測定した密度に等しくなるようにタンパーを用いて再整形した。

(a) 一軸圧縮試験：岩石の供試体は直径 50 mm×長さ 100 mm の大きさの円柱状に作成し、両端の平行度は誤差1/500以下に整形した。試験は谷藤機械製作所の軟岩用三軸圧縮試験機を用い、ひずみ速度は $1.0 \times 10^{-4} \sim 10^{-5}/\text{sec}$ とした。人工岩は、直径 35 mm×長さ 80

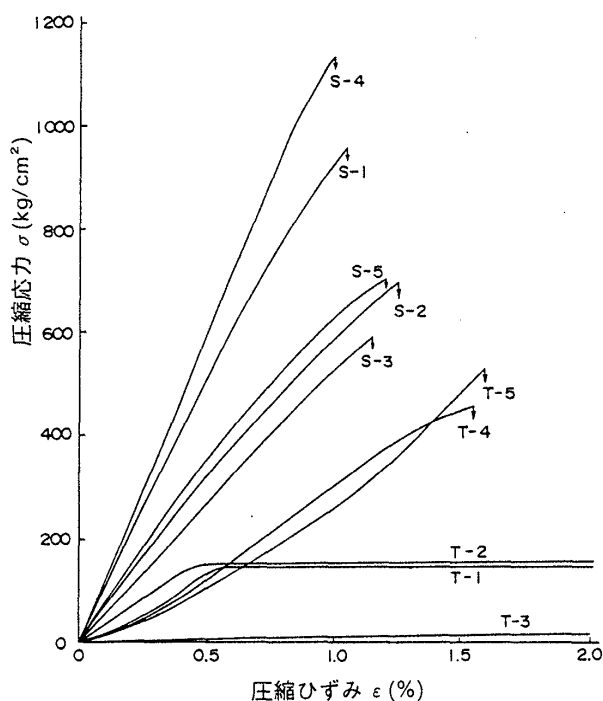
mm の円柱状供試体をトリマーおよびマイターボックスを使用して作成した。試験はマルイ製自記一軸圧縮試験機を用い JIS A 1216 によって行った（土質工学会，1969）。ひずみ速度は $1.67 \times 10^{-4}/\text{sec}$ とした。

(b) 三軸圧縮試験：岩石試験は、新潟大学理学部の島津製作所の岩石三軸圧縮試験機を使用した。試験機の性能は最大軸圧力 50 ton，最大封圧 3,000 kg/cm² であ

る。供試体はすべて直径 19.5 mm×長さ 39.0 mm の円柱状に作成し、両端の平行度を誤差 1/500 以下になるよう精密に整形した。試験方法は、非圧密非排水三軸圧縮試験（以下 UU 試験）により行ないひずみ速度は $1.0 \times 10^{-4}/\text{sec}$ とした。

人工岩は、丸東製作所の SG-49 型三軸圧縮試験機を用いて行った。供試体は一軸圧縮試験のそれと同一に作成し、円柱状の直径 35 mm×長さ 80 mm の寸法を原則とした。試験方法は UU 試験（土質工学会, 1969）により行ないひずみ速度は $1.67 \times 10^{-4}/\text{sec}$ とした。

なお、一軸、三軸圧縮試験は、いずれも荷重がロードセル、変位は差動トランスを用い、X-Y レコーダーで自記記録させた。



第6図 頁岩 (S) と凝灰岩 (T) の一軸圧縮試験による応力～ひずみ曲線（寺川ほか, 1978）。

2. 試験結果

岩石の供試体35個の試験結果によると、物理的・力学的性質は、岩石の種類により近似した値のいくつかのグループに分けることができる。ここでは頁岩 (S) 5個と凝灰岩 (T) 5個の計10個の岩石とこれらの原岩から作成した人工岩の供試体について説明したい。なお、いずれの供試体も自然状態と吸水後に区分して試験を行った。岩石試験の結果は第1表、第2表に示すように取りまとめられる。

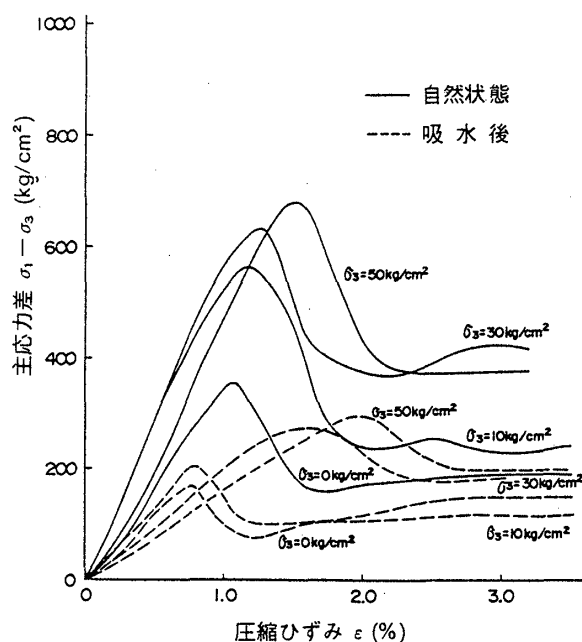
岩石の物理的性質についてはすでに寺川ほか (1979) によって報告されているので、ここでは人工岩について述べる。人工頁岩は各供試体とも粒度組成が似通っており砂分を主としている。単位体積重量 γ_t は 1.6 g/cm^3 でいわゆる沖積粘土の値に類似し、自然含水比 w は 11～13%とバラツキが少ない。間隙比 e は 0.79～0.82 の範囲にあり、吸水膨張率は 0.02～0.08%と微量である。一方、人工凝灰岩は T-3 を除き頁岩と類似した粒度組成を示し、 γ_t が $1.4 \sim 1.6 \text{ g/cm}^3$ と前者に比べ小さな値となっている。 w は 6～11%と範囲は小さいが T-3 のみは粘性土分が多く、 w も 22%と高い。これは原岩の風化度を反映させているものであろう。 e は 0.94～0.96の範囲にあり、吸水膨張率は 0.2～1.0%と前者に対して顕著な差がみられ、とくに T-3 は 8%と大きい。

力学試験は一軸、三軸圧縮試験を行っているが、岩石の一軸圧縮試験結果と考察についても寺川ほか (1979) の詳細な報告がある。ここでは人工岩の一軸圧縮試験結果と岩石および人工岩の三軸圧縮試験結果について述べる。

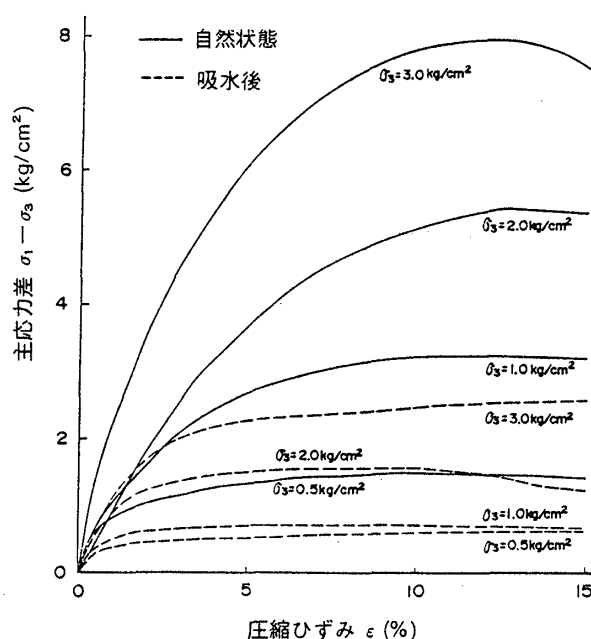
各供試体の圧縮強さ q_u は一軸圧縮試験より測定し、延性度は応力～ひずみ曲線より HANDIN ほか (1963) によって定義づけられた最大強さの点におけるひずみ量 (%) から求めた。ヤング率 E_{50} は応力～ひずみ曲線より割線法に基づき計算した。岩石の試験結果によれば、

第3表 岩石の三軸圧縮試験による強度定数。

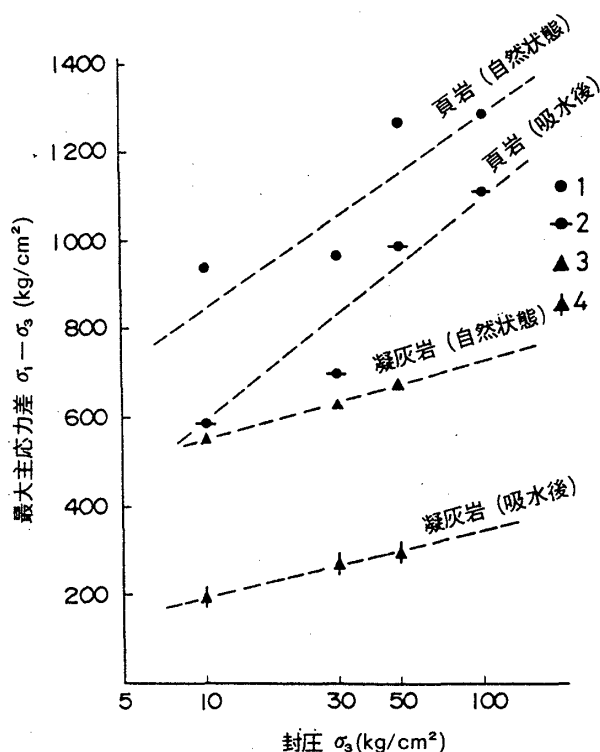
岩質	試料番号	状態	含水比 $W (\%)$	乾燥密度 $\gamma_d (\text{g/cm}^3)$	ピーク強度		残留強度	
					$C (\text{kg/cm}^2)$	$\phi (\text{度})$	$C (\text{kg/cm}^2)$	$\phi (\text{度})$
頁岩	S-2	自然状態	3.36	2.098	100	$58^\circ 00'$	—	—
		吸水後	8.85	2.130	100	$47^\circ 00'$	—	—
凝灰岩	T-4	自然状態	6.05	2.114	55	$55^\circ 15'$	30	$49^\circ 15'$
		吸水後	10.93	2.081	40	$38^\circ 30'$	18	$38^\circ 30'$



第7図 凝灰岩 (T-4) の三軸圧縮試験による応力～ひずみ曲線。

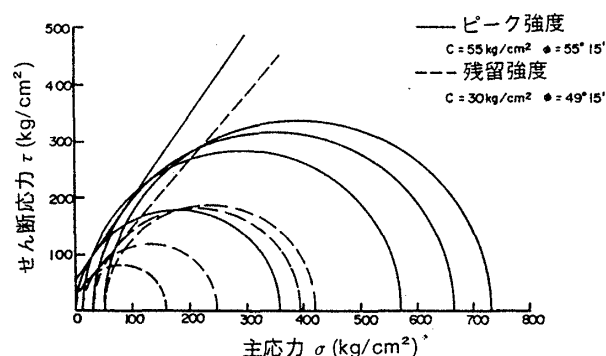


第9図 人工凝灰岩 (T-4) の三軸圧縮試験による応力～ひずみ曲線。



第8図 頁岩 (S-2) と凝灰岩 (T-4) の最大主応力差と封圧との関係。1: 頁岩 (自然状態), 2: 頁岩 (吸水後), 3: 凝灰岩 (自然状態), 4: 凝灰岩 (吸水後)。

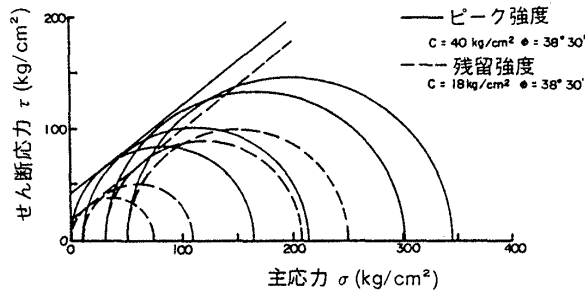
力学的性質は物理的性質とほぼ対応した傾向がみられ、S-1・4, S-2・3・5 と T-1・2, T-3, T-4・5 の5つのグループに分けられる (第6図)。人工岩では、 qu は



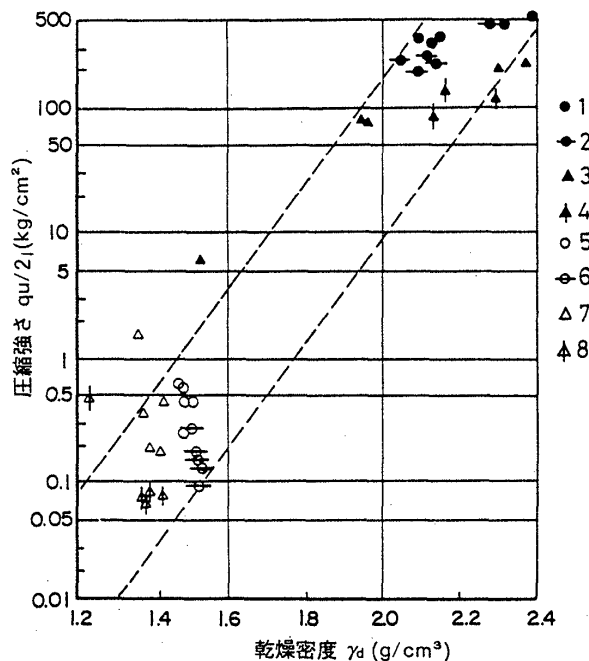
第10図 凝灰岩 (T-4, 自然状態) のモールの応力円。

0.38～3.19 kg/cm² と大きなバラツキがあり、吸水後は $qu=0.14\sim0.94$ kg/cm² と非常に小さな値に低下する。

三軸圧縮試験は、人工岩の各供試体について行ったが、岩石は試料数の不足などから S-2 と T-4 の供試体で試み、粘着力 C 、内部摩擦角 ϕ を算出した。岩石は自然状態で S-2 が $C=100$ kg/cm², $\phi=58^{\circ}00'$, T-4 が $C=55$ kg/cm², $\phi=55^{\circ}15'$ であり、吸水後では前者は $C=100$ kg/cm², $\phi=47^{\circ}00'$, 後者が $C=40$ kg/cm², $\phi=38^{\circ}30'$ となりいずれも吸水後強度が低下している (第3表)。人工岩は自然状態で $C=0.08\sim1.05$ kg/cm², $\phi=24^{\circ}15'\sim36^{\circ}50'$ の値を示し、吸水後では $C=0.08\sim0.65$ kg/cm², $\phi=5^{\circ}00'\sim22^{\circ}15'$ の範囲にあり、いずれの状態の下でも値は大きなバラツキを示している。これ



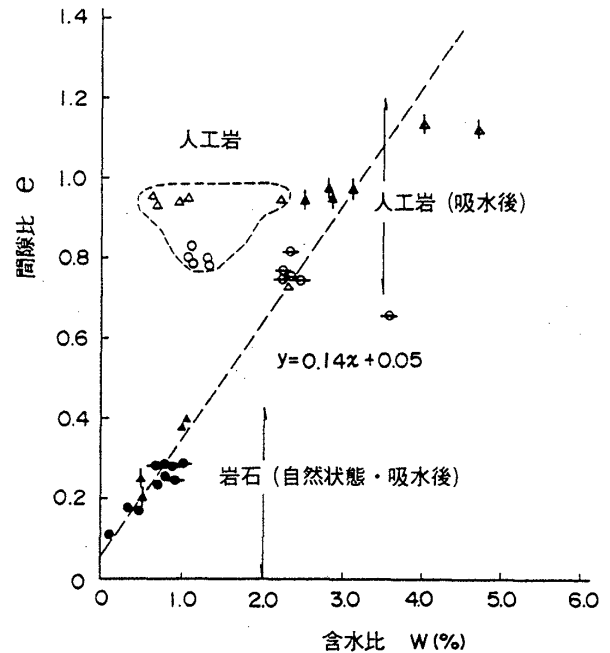
第11図 凝灰岩 (T-4, 吸水後) のモールの応力円。



第12図 供試体の圧縮強さ ($qu/2$) と乾燥密度 (rd) との関係。1: 頁岩 (自然状態), 2: 頁岩 (吸水後) 3: 凝灰岩 (自然状態), 4: 凝灰岩 (吸水後), 5: 人工頁岩 (自然状態), 6: 人工頁岩 (吸水後), 7: 人工凝灰岩 (自然状態), 8: 人工凝灰岩 (吸水後)。

らの試験結果のなかで特徴的な事項について列記する。

(1) 応力～ひずみ曲線について: ①岩石の応力～ひずみ曲線をみると, S-2 のそれは自然状態・吸水後共に一軸圧縮試験のそれと類似のパターンを示す。つまり, 封圧の変化にもかかわらずパターンに変化は生じない。頁岩は本質的に極脆性の変形様式をとる。②T-4 では, 一軸圧縮試験のそれとはかなり異なったパターンを呈し, ピーク付近ではなだらかな山型曲線を描く (第7図)。凝灰岩は本質的に塑性的性質を有す。③T-4 の自然状態と吸水後の応力～ひずみ曲線をみると, 前者のパターンは土質工学でいう過圧密粘土, 後者は正規圧密粘土に類似した挙動を示す。④吸水が強度におよぼす変化



第13図 供試体の間隙比 (e) と含水比 (W) との関係。凡例は第12図に同じ。

をみると, S-2 では差応力で10～30%程度低下し, T-4 は40～50%もの低下を生じており, 後者の低下率が著しく大きい (第8図)。封圧と低下率の関係については, S-2 では封圧の増大にしたがい強度低下率が小さくなり吸水による影響が弱まる。一方, T-4 は封圧の差異に左右されずおおむね一定値を示す。⑤人工岩は自然状態で正規圧密粘土型のパターンを呈し, 吸水後の差応力の減少は頁岩・凝灰岩を問わずかなり大きい (第9図)。

(2) せん断強度について: ① qu , $C \cdot \phi$ の関係をみると, かなりのバラツキはあるが, 含水比の増加に伴って強度は減少している。②吸水作用が C , ϕ に及ぼす影響についてみると, S-2 では C は変化しないが, ϕ が $58^\circ 10'$ から $47^\circ 00'$ に低下している。T-4 の場合は C が 55 kg/cm^2 から 40 kg/cm^2 , ϕ は $55^\circ 15'$ から $38^\circ 30'$ にそれぞれ低下している。吸水作用による強度定数の低下は, 凝灰岩では明らかに認められるが, 頁岩ではごく小さいか無視できる。③凝灰岩のピーク強度と残留強度を比較すると, ϕ は両者間による差は少ないが, C は1/2程度と小さい (第10, 11図)。残留強度を風化あるいはすべり破壊後の強度と考えると, 風化の進行とともに粘着力のみが低下する。

3. 考 察

前項に詳しく述べたように, 岩石試験結果からみると谷地地すべり地を構成する岩石の物理的・力学的性質に

第4表 岩石の特性と地すべりとの関係.

岩石名	物理的特性	力学的特性	粘土鉱物	岩質	風化の難易度	地すべり面形成度
頁岩	$\gamma_t = 2.2 \sim 2.4 \text{ g/cm}^3$ $W = 1.2 \sim 8.1\%$ $e = 0.11 \sim 0.29$ 吸水率 = 4 ~ 10% 吸水膨張率 = 0 ~ 0.04%	せん断強度 $qu = 600 \sim 1100 \text{ kg/cm}^2$ $C = 100 \text{ kg/cm}^2$ $\phi = 47 \sim 58^\circ$ 応力~ひずみ曲線 封圧が変化しても同じパターン 吸水後も強度変化微小	モンモリロナイト 微量 石英が多い	極脆性の岩石で硬岩 弾性体的挙動	風化に対し抵抗大で風化し難い 評価 V	地すべり面は形成し難い 評価 V
凝灰岩	$\gamma_t = 1.8 \sim 2.4 \text{ g/cm}^3$ $W = 3.9 \sim 23.1\%$ $e = 0.17 \sim 0.73$ 吸水率 = 5% (但し T-12.3 除く) 吸水膨張率 = 1.7 ~ 2.2% (同上)	せん断強度 $qu = \text{㉑} 380 \sim 530 \text{ kg/cm}^2$ $\text{㉒} 149 \sim 154 \text{ kg/cm}^2$ ㉓ 13 kg/cm^2 $C = 40 \sim 55 \text{ kg/cm}^2$ $\phi = 38 \sim 55^\circ$ 応力~ひずみ曲線 封圧が増大するとひずみ硬化~軟化型パターン吸水後強度低下大. 土被り厚が大でも水の影響有.	T-3 はモンモリロナイトが 90% 他は緑泥岩とモンモリロナイトの規則型混合層とイライトとモンモリロナイトの混合層	塑性の岩石で軟岩 粘塑性体的挙動	風化に対し抵抗性小で風化しやすい 岩石→風化→粘土化の過程をたどっている 評価 II ~ III	地すべり面は形成し易い とくに T-3 は地すべり面となっている 評価 II
人工岩	$\gamma_t = 1.4 \sim 1.6 \text{ g/cm}^3$ $W = 6.6 \sim 22.6\%$ $e = 0.79 \sim 0.96$ 吸水率 = 22 ~ 40% 吸水膨張率 = 0.04 ~ 8%	せん断強度 $qu = 0.14 \sim 3.19 \text{ kg/cm}^2$ $C = 0.08 \sim 1.05 \text{ kg/cm}^2$ $\phi = 5 \sim 22^\circ$ 応力~ひずみ曲線 正規圧密粘土型パターン 吸水後強度低下大	分析結果なし	正規圧密粘土	含水により弱化 評価 I	地すべり面は容易に形成 評価 I

 γ_t : 単位体積重量 qu : 一軸圧縮強さ W : 含水比 C : 粘着力 e : 間隙比 ϕ : 内部摩擦角

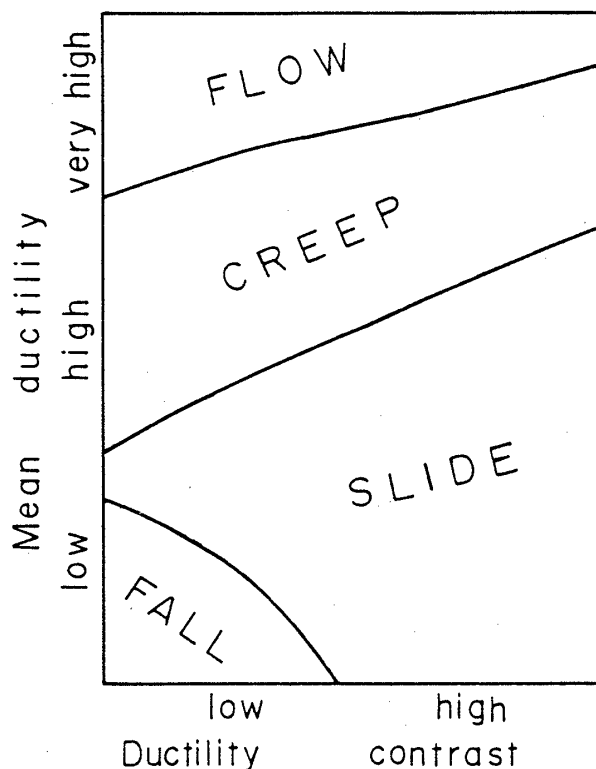
大きな差異があることがわかる。ここでは、岩石と人工岩の物理的・力学的特性について次のように考察する。

(1) 物理的特性: ①岩石・人工岩を対象とした一連の試験結果をみると、 w と e ・ γ_d との間には良い相関性が存在し、岩石—人工岩・自然状態—吸水後を1つの系列としてとらえるならば、物性値の変化から風化の進行を判断することが可能と考えられる(第12図)。 w と e の関係は、 $y = 0.14x + 0.05$ で求められる。また、自然状態の人工岩は、1つの独立したグループを作り相関性からはずれている。これは粒状材料にみられるような締固め特性が強くあらわれたためである(第13図)。② w と γ_d の関係は $w < 20\%$ の範囲では直線状、 $w > 20\%$ では非直線状に移行する。つまり、この点が岩石と人工岩との境界とも一致しており、 w が20%より小さい場合は岩石と考えられる。③ 岩の風化の難易度の指標に吸水率があげられる。試験結果では、吸水率は頁岩が4~10%、凝灰岩は5%程度と差異がないが、吸水に伴う膨張率をみると前者は0~0.04%、後者は1.7~2.2%と明瞭な差異が認められる。④岩石と人工岩の間に物性上(とくに e 、 γ_d)の差が存在するため中間領域の試験データが少ないが、これらの問題は今後の研究課題と考えている。

(2) 力学的特性:

(a) 頁岩: ① qu 値から明らかに2つのグループに分けられるが、これは物性値ともほぼ類似している。② せん断強度は、 $qu = 600 \sim 1,100 \text{ kg/cm}^2$ 、 $C = 100 \text{ kg/cm}^2$ 、 $\phi = 47^\circ \sim 58^\circ$ と大きく、硬岩に分類される強度を有する。③ 応力~ひずみ曲線は封圧を数回変えても同じパターンを示し、本質的に極脆性の岩石でレオロジー的には弾性体と考えられる。④上記のような指標物性からすると、頁岩は風化に対し抵抗性の非常に大きい脆性な岩石で弾性体的挙動を示すと考察される。

(b) 凝灰岩: ① qu 値は ㉑ $380 \sim 530 \text{ kg/cm}^2$ 、㉒ $149 \sim 154 \text{ kg/cm}^2$ 、㉓ 13 kg/cm^2 と3つのグループに区分される。応力~ひずみ曲線も極脆性から漸移性→延性へとパターンの変化が認められる。これに対応する物性値は㉑ $w = 4\%$ 、 $\gamma_t = 2.40 \sim 2.45 \text{ g/cm}^3$ 、㉒ $w = 10\%$ 、 $\gamma_t = 2.15 \text{ g/cm}^3$ 、㉓ $w = 23\%$ 、 $\gamma_t = 1.87 \text{ g/cm}^3$ であり、これが風化の度合を示すとすれば基岩→風化→粘土化に対応すると考えられる。②三軸圧縮試験の応力~ひずみ曲線はピーク付近ではなだらかな山型曲線を描く。つまり、封圧下ではひずみ硬化~軟化型の性状を示し、この傾向は自然状態よりも吸水後に著しい(第7図参照)。すなわち凝灰岩は塑性的でレオロジー的には粘塑性体と



第14図 地すべりの運動型式と平均延性度・延性度較差との関係 (植村, 1976)。

考えられる。③吸水が強度におよぼす影響をみると、凝灰岩は封圧の差異に左右されずおおむね一定値をとっている。この結果は、凝灰岩が 50 kg/cm^2 以上の封圧下（土被り荷重）にあっても地下水の作用によって強度低下が生ずることを暗示している。④凝灰岩の応力～ひずみ曲線は、吸水作用によって過圧密粘土から正規圧密粘土へ移行し、それに伴って先行圧密応力の低下に伴う強度上の変化が生じている。つまり、凝灰岩は風化作用により、岩石の強度が変化してくる。⑤風化作用が G 、 ϕ におよぼす影響については奥園 (1976) の報告がある。それによると、岩石は風化の進行とともに粘着力 C' のみが低下し内部摩擦角 ϕ' については一定になると発表されている。吸水に伴う G 、 ϕ の変化は、 C' で大きく低下し ϕ' はほとんど変化はみられない。これは奥園の指摘と一致し、凝灰岩の吸水後の物性は、風化した状態にあると考えられる。

(c) 人工岩：①人工岩の三軸圧縮試験では、有効応力で整理したせん断強度が $C' \approx 0$ 、 $\phi' \approx 35^\circ$ となり、吸水後の凝灰岩の残留強度の $C = 18 \text{ kg/cm}^2$ 、 $\phi = 38^\circ 30'$ と内部摩擦角ではほぼ一致している。このことは、前述した風化による C の変化を立証しているといえる。②応力～ひずみ曲線をみると自然状態で正規圧密粘土型パ

ターンを示し、吸水後の差応力の減少は大きい。このパターンは岩石が完全に風化した場合の曲線に相当する。したがって、人工岩は岩石が極風化した岩石であると考えても大きな問題は生じないであろう。

V. 岩石の特性と地すべりの運動形態

岩石の物理的・力学的特性について前述したが、これらの岩石の特質と地すべり運動形態および地すべり面形成の難易度について論及する。岩石の特性を項目ごとに主な指標について要約し整理したものが第4表である。なお、粘土鉱物については、寺川ほか (1979) の報告がありこの資料に基づいた。

ところで、山内層はすでに述べたように硬質頁岩のほかに厚さ $2.5 \sim 7 \text{ m}$ のいく枚かの酸性凝灰岩と同質の凝灰角礫岩を介在し、それぞれ明瞭に異なった岩石の特性を有している。このような成層状態からすると、山内層は延性度 (ductility) が異なる地層 (単層) から構成される多層系の岩体ということができる。

植村 (1975, 1976) は山地斜面の崩壊形式は大局的には崩壊物質のレオロジカルな性質に対応しているとし、物性を表現する適当な基準を設定することができれば、材料の性質から崩壊形式を予想することも可能と考え、延性度に関する2つの指標を提案した。すなわち、植村は岩石変形論の分野で用いられている平均延性度 (mean ductility, D_m) および延性度較差 (ductility contrast, D_c) という2つの指標によるのが効果的であるとしている。これは DONATH & PARKER (1964) が多層系の褶曲機構を分類するにあたり導入した指標である。たとえば砂岩と頁岩との互層の場合、延性度は一般に砂岩の方が頁岩より小さいから、砂岩が優勢の互層とを比較すると延性度較差は同じであるが、平均延性度は前者の方が後者より小さい。砂岩・頁岩の等量の互層と砂質頁岩とでは平均延性度はほぼ等しいが、延性度較差は前者で大きく、後者で小さい (植村, 1976)。

山内層の硬質頁岩は物性からすると平均延性度はかなり低い岩石であるのに対し、凝灰岩類は一般にはかなり高い岩石とみなされるが、山内層の全体としては量的に硬質頁岩が多いから平均延性度は低いということになる。一方、延性度較差は不均一で異方性累積岩体であるから高いと考えなければならない。植村 (1976) は mass movement の運動形式について4つの基本形式 (第14図) — creep 型 (緩慢な塑性運動)・slide (急激な地塊運動)・flow 型 (急速な混濁流)・fall 型 (粉体移動) — に分類しており、この分類によれば谷地すべりの運動形

式は slide 型に区分される。

以上に述べたことは、谷地地すべり地の第三紀層の岩石特性と運動形式であるが、このような地質条件は谷地地すべりの運動像をいろいろな意味で特徴づけるものである。すなわち、前に述べたように平均延性度と延性度較差からして、谷地地すべりは岩盤中に地すべり面を形成する広義の岩盤地すべりの運動形態をとっている。

岩盤地すべりの場合、多層系の岩体内のどの単層が地すべり面を形成し易いかが問題となる。この地域の山内層の褶曲形成機構は、前述したように“flexural slip”を主としこれに若干の“flexural flow”をとっている。しかも、山内層の中に発達している flexural slip に伴い、断層粘土が形成されている。この粘土は、岩石試験の人工岩と物理的性質がほぼ類似している。つまり初生的な斜面崩壊は、第4表からも明確なように強度の弱い粘土が滑剤になったと考察される。この運動がよく観察できるのは成瀬川の土ヨロ橋の露頭であろう。この場所では河岸に山内層の硬質頁岩と凝灰岩との互層があたかも衝上断層で重なりあっているように観察されるが、これは前者の岩体が後者の岩体をオーバーラップしているのである。しかも硬質頁岩の下盤には、地すべり時に形成された擦痕が残存している。

褶曲時に形成された山内層の断裂は、層理面に直角な方向の開口性亀裂が多く露頭で認められ、とくに硬質頁岩においてその発達著しい。一方、層理面に水平な方向の断裂の形成は凝灰岩類の中で顕著で、その形態は破碎を受けた構成物質は礫・砂などからなり空隙に富んでいる。このような垂直方向・水平方向の断裂系は、この地域の地層の岩質と褶曲構造とに規制されて形成されたもので、これが“水みち”となって地下水が複雑に流れているものと考察される(寺川ほか, 1982)。

先に述べたように、凝灰岩類は 50 kg/m^2 以上の土被り荷重の場合にあっても地下水の作用によって強度が低下することが岩石試験から判明し、さらに吸水後基岩は、風化→粘土化をたどり強度は著しく低下している。この粘土や風化岩が、地すべり面を形成し易い内的要因であることは明確である。谷地地すべりの地すべり面は、末端部で 60 m 以深に伏存し、その形状は直線状でその面はすべて凝灰岩類中に形成されている。この事実からも凝灰岩類が地すべり面となって巨大な土塊が移動している。

この地域全体の斜面崩壊の発生要因は、容易に風化→粘土化の過程をたどる凝灰岩類が滑剤となり、褶曲構造

に規制されていると考察される。この運動様式は VARNES (1978) の分類における典型的な rock block slide に他ならない。さらに、本地域に発達する褶曲構造は、おそらく成瀬川断層の形成と密接な関係を有するものであろう。flexural slip を主としこれに若干の flexural flow を伴うような岩盤地すべり、そして巨礫からなる厚い崩積土(残留岩塊)という運動像と生産物をもたらしたものと考察される。

VI. あ と が き

本地域の斜面崩壊は、わが国でも有数の典型的な岩盤地すべりである。その素因は、この地すべり地に広く分布する地層の岩質と地質構造にその背景を求めることができる。すなわち、本地域の地質構成は、大局的には硬質頁岩とこれに介在される凝灰岩類および褶曲運動時に形成された断層粘土からなる。このような多層系の岩石特性の著しく異なる山内層のなかで、岩盤地すべりが発生している。

硬質頁岩のような物質は、岩石試験結果からも明らかに風化作用には強い抵抗性があり、粘土化はほとんどみられない。したがって、地すべり面を形成する滑剤は、flexural slip により形成された断層粘土と風化の著しい凝灰岩類のなかに形成されることが検証された。

小論では、初生的斜面崩壊の素因となっている構成物質(岩質)の特性と岩盤地すべりの運動の実体について地質工学的視点から論及した。その結果は、岩石試験結果からもとくに岩盤地すべりの発生機構の解明には、かなりの明確な結論を得ることに役立ったと考えられる。

なお、この小論には寺川が昭和60年度東北大学に提出した博士学位論文の一部が含まれている(寺川, 1985)。

謝 辞

本小論を草するにあたり終始有意義なご指導とご助言を賜った東北大学理学部の北村 信教授に衷心より感謝の意を表す。本研究の端緒をつくって下され、機会あるごと詳細で有益なご教示とご指導を賜った新潟大学の故西田彰一名誉教授の霊に深甚の謝意を捧げる。同大学理学部の植村 武教授にはとくに構造物理学的観点から有意義なご助言と岩石試験のご指導さらに原稿の校閲をしていただいた。深く感謝申し上げる次第である。岩石試験は俣日さくの近藤昌敏氏にお願いし、同資料の整理は同氏と三浦謙二氏が行った。秋田県砂防課の諸氏には種々ご便宜をはかっていただいた。これらの関係各位に対しここに厚く御礼申しあげる。

文 献

- DONATH, F.A. and PARKER, R.B., 1964: Folds and folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **75**, 45-62.
- 土質工学会編, 1969: 土質試験法. 土質工学会, 22-51, 336-360.
- HANDIN, J. and HAGER, V., 1963: Experimental deformation of rocks under confining pressure. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **41**, 1-50.
- 国鉄鉄道技術研究所, 1969: 国鉄における岩石標準試験法(案). 鉄道技術研究所報告, No. 668, 10-11.
- 奥國誠之, 1976: 切土ノリ面のノリ勾配の検討基準について. 昭和50年度日本道路公団試験所報告, 43-53.
- RAMSAY, J.G., 1967: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568p.
- 清水文健・大八木規夫・井口 隆, 1982: 地すべり地形分布図(稲庭図幅). 防災科学技術資料, No. 69.
- 寺川俊浩・近藤昌敏・西田彰一, 1978: 谷地地すべりとくに岩石の物性と工学的性質について. 地すべり学会第17回研究発表会予稿集, 62-63.
- 寺川俊浩・西田彰一・近藤昌敏, 1979: 谷地地すべりとくに岩盤地すべりと地質的背景. 地すべり, **16**(1), 9-18.
- 寺川俊浩・水谷宣明・西田彰一, 1982: 谷地地すべりとくに岩盤地すべり地における地下水の挙動. 地すべり, **19**(1), 34-43.
- TERAKAWA, T., NISHIDA, S. and KONDO, M., 1983: On the Geological and Geomechanical Backgrounds of Yachi Landslide, Akita Prefecture, Japan. *Jour. Coll. Engineering of Nihon Univ. Ser. A*, **24**, 1-13.
- 寺川俊浩, 1985: グリーンタフ地域における初生的斜面崩壊に関する地質学的・岩石力学的研究. 昭和60年度東北大学博士学位論文, 6-35.
- 植村 武, 1975: 地すべりの分類と予測. 自然災害特別研究成果, No. A-50-6, 3-12.
- 植村 武, 1976: 崩壊型式とダクティリティ. 昭和50年度自然災害特別研究「フォッサマグナ北部地域における崩災の発生機構と予測に関する研究」成果報告, 45-47.
- VARNES, D.J., 1978: Slope movement and types and processes, Landslides analysis and control. *Transportation Research Board, National Academy of Science*, Washington, D.C., Special Report, 176, 11-33.