

釜塚・段子差地すべり

(その地史的生立ちと対策)



昭和56年9月

新潟県農地部農地建設課

序

本県は全国でも屈指の地すべり多発地帯として知られており、県農地部においても昭和33年地すべり等防止法が制定されて以来、地すべり防止事業を積極的に推進してきた。近年では、防止効果があらわれ、当時のような著しい被害を与える事例は激減している。しかしながら、本文で述べられている釜塚・段子差地すべり地のように、局所的な移動が発生している地域も未だ数多く残されている。

一方、昭和56年度現在、145地区で防止工事を実施しているが、今後も数百地区にのぼる地すべり危険地域で防止工事の早期着手が望まれている。

防止法制定以来20年余の今日、さらに効率的、効果的な地すべり防止工事を実施し、地すべり災害の未然防止に一層努力していく所存である。

本書は、基本的地すべり機構の把握が効率的防止工事に結びつくという立場から、「その地史的生立ちから現在に至る地すべりを解明する」と言う従来とやや異なったアプローチから調査を行った結果をとりまとめたものである。

これにより各位の助言を賜り、防止技術向上に資することができれば幸甚である。

昭和56年9月

新潟県農地部農地建設課長

那 須 丈 士

目 次

＜はじめに＞	1
§－1 調査内容	2
§－2 広域調査結果	2
2－1 地 質	2
2－2 地質構造及びその発達史	9
2－3 堆積盆地の変遷	9
2－4 デブリフローおよびデブリフロー堆積物	10
2－5 大規模地すべりの分布	13
2－6 大規模地すべりおよびデブリフロー発生時期	13
2－7 大規模地すべりの発生機構	15
§－3 狭域調査結果	19
3－1 狭域調査による確認検証	19
3－2 釜塚（2次）追加地区周辺の地すべり発生機構	19
3－3 大規模地すべりと現地すべりの関係	22
3－4 狭域調査結果各論	23
3－4－1 ボーリング調査及び解析	23
3－4－2 地下水解析	33
§－4 対策工	34
4－1 対策工についての基本的な考え方	34
4－2 対策工マスタープランおよび問題点	34
ま と め	36

〈はじめに〉

釜塚・段子差地すべり地は信越線新井駅から、
東方 6 Km 板倉町北西部の関川水系大熊川右岸にある。

県下でも有数のいわゆる頸城地方の地すべり
地帯は、新井市東部から北北東へ向け発達し、や
がて北東方向へ向きをかえ、東頸城地方の地すべ
り地帯となるが、本地すべり地は、ちょうどこの
屈曲部附近に位置する。

釜塚・段子差地すべり地では、昭和 33 年以来
多くの地すべり防止工事が実施されてきており、
地すべり状況は格段に改善されている。しかし、
地下水に起因すると思われる地すべりに対しては、
地下水排除工の効果が得にくく、局部的にしか効
果をもたない杭打工等の抑止工に頼らざるを得ず、
恒急的な地すべり対策の実施に大きな問題をかか
えている。さらに昭和 54 年度に大熊川対岸の水
張（源治カ窪）、八田、久々野の 3 地区で全体実施
計画策定のため調査を行ったが、地質及び地質構

造が判然とせず、地すべり発生場としての解析
に問題を残した。また他の地すべり地でよく認め
られるような地形的集水域では説明しがたい量の
地下水の供給源も未解明部分となり基本的地すべ
り発生機構の把握に不十分さが残された。

このような状況の中で、地すべりを時間的にも
空間的にも大きくとらえることにより、現状の打
開につながる地すべりの正しい全体像が把握され、
さらにこれに基づく効率的な防止工事計画を樹立
できるのではないかという立場に立って、昭和 55 年
度に釜塚（2 次）追加地区の全体実施計画策定調
査を新井市平丸川から清里村櫛池川までの地域で
実施した**。

本文はその結果をとりまとめたものである。

なお、検討会その他を通じてご指導を頂いた、
津田禾粒、長谷川美行、鈴木郁夫（新潟大学）、
田中恭一、榎並信行（北陸農政局）、早津賢二
（富山大学）の方々に深く感謝の意を表する。

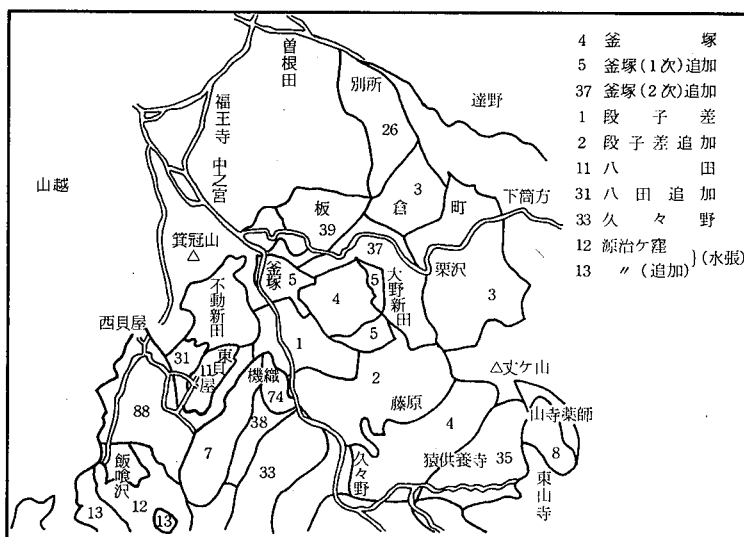
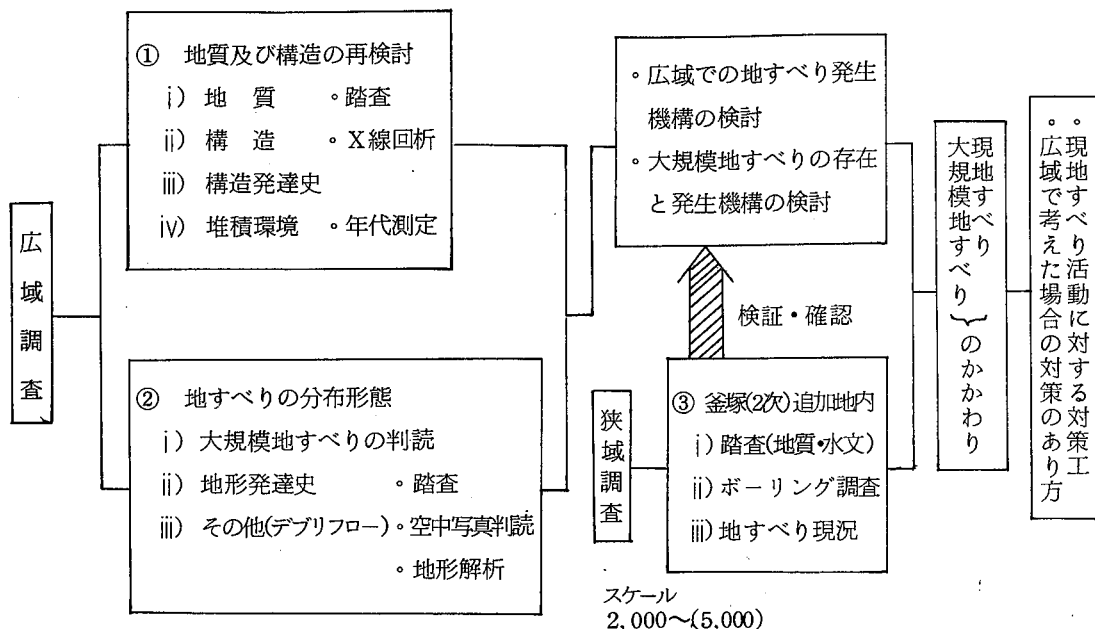


図-1 位置図

§-1 調査内容

調査の内容及び流れは次のようである。



§-2 広域調査結果

2-1 地 質

釜塚(2次)追加地区を中心として新井市平丸川から清里村櫛池川に至る地域にわたって調査を実施した。地層は岩質によって第Ⅰ層〜第Ⅴ層に区分し、新潟県標準層序と対比をおこなった。

各層の区分は最も露出の良好な新井市馬場川ぞいの断面を基準とした。図-3に馬場川ぞいのルートマップ^{*}を示した。岩質による地層区分の困難な部分については、馬場川ぞいの断面で採集した

試料のX線回析^{**}を行い、それによって得られた粘土鉱物の組成を手掛りとして行った部分もある。
以下各層毎にその特徴を概述する。

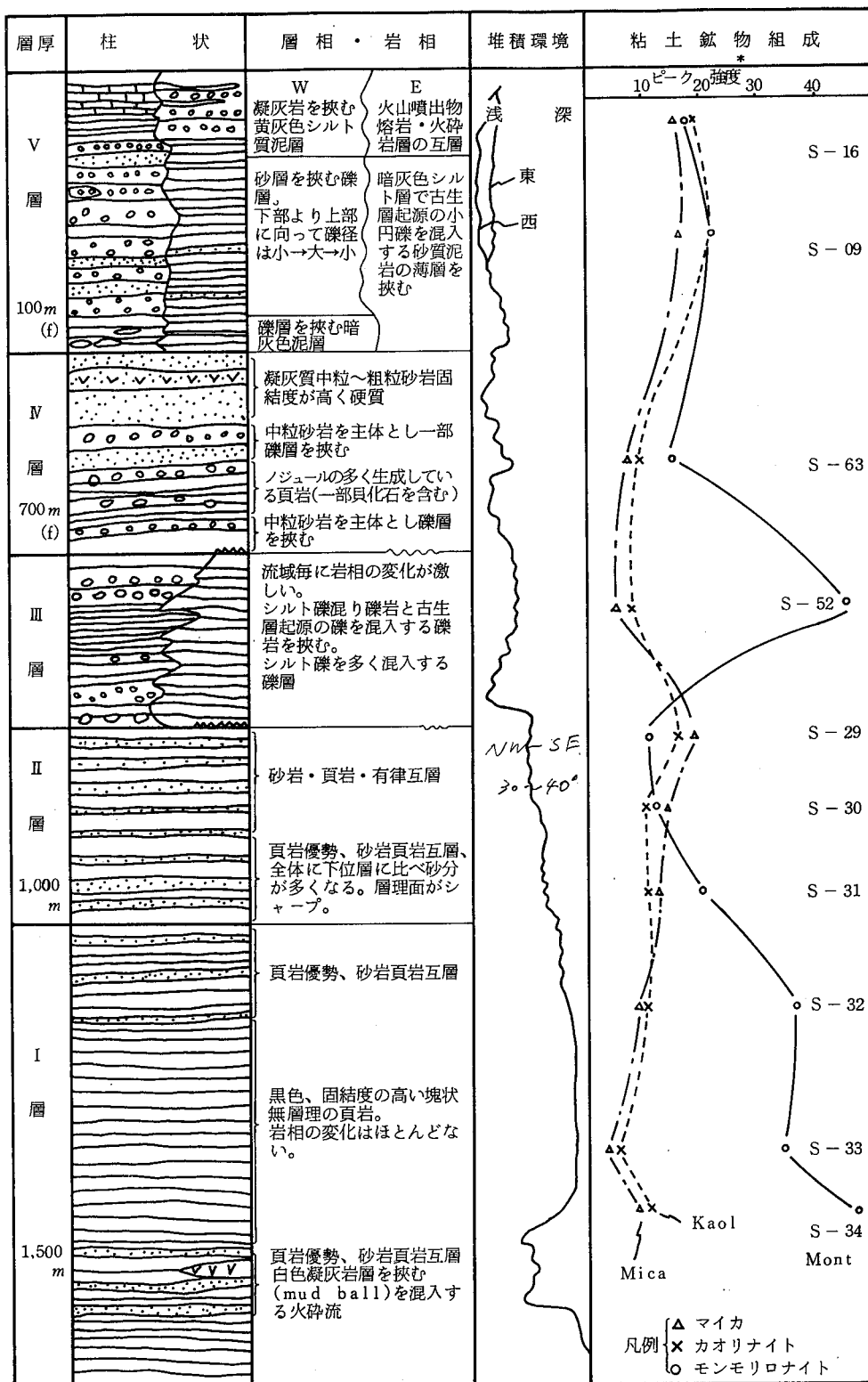


図-2 総合柱状図

④ 第Ⅰ層

本地域に分布する新第三系の最下部を占める。

本層は固結度の高い黒色頁岩層で全体に岩質の変化に乏しく、走向傾斜の測定がほとんど出来ない塊状無層理を特徴とする。

本層下部は砂質頁岩層よりなり、白色の石英安山岩質凝灰岩を挟在する。凝灰岩中に径20 cm内外の泥岩塊(mud ball)を多く混入する。中部は無層理塊状頁岩層であるが、上部に向って砂質となり、上部では頁岩が優勢な砂岩頁岩互層となる。

一般走行は構造の発達方向であるN-Sに近く、分布は馬場川中流から上久々野に延びる背斜の軸部、機織釜塚周辺、栗沢一達野背斜の軸部、荻平背斜周辺である。

本層は寺泊層上部に対比される。

⑤ 第Ⅱ層

固結度の高い黒色～暗灰色頁岩と中～細粒砂岩の互層で層理が非常に明瞭である。下部は頁岩の優勢な砂岩頁岩互層、上部は砂岩頁岩の有律互層よりなる。

一般走行は第Ⅰ層と同じくN-Sに近く、分布は調査地中央を南北に発達する背斜軸部の第Ⅰ層の周辺に広い。

下位の第Ⅰ層とは整合^{*}の関係にある。

本層は椎谷層に対比される。

⑥ 第Ⅲ層

最下部にシルト礫(同時礫あるいは偽礫^{**})を多量に混在する厚さ8 m～10 mの礫岩が存在し、第Ⅱ層と明瞭に区分される。本層は各ルートの断面で岩質の変化が激しいのが特徴である。全体的に

共通する現象として互層部分の層理が不鮮明で離れて露頭を観察すると互層であることは識別されるが、露頭に近づくと層理が判然としなくなり、走行傾斜の測定も困難となる。

一般走向はN-S～N30°E、傾斜は東部で40～45°Eで全体によく揃っている。

分布は東部と西部に分れ、東部は連続性が良く、南～北に第Ⅱ層に沿って帯状に分布する。西部では平丸川下流、雁平川に狭く分布する。

下位の第Ⅱ層との関係は一部整合、一部小さな不整合^{*}関係にある。

本層は西山層に対比される。

⑦ 第Ⅳ層

下部は固結度の高い砂岩が優勢な互層で構成され、古生層起源のチャート、粘板岩等の円礫あるいはシルト礫を多量に混入する礫岩を挟在する。中部は暗灰色～灰色の砂質泥岩砂岩互層よりなる。全体に岩質は安定しており、変化に乏しい。上部の砂岩層は固結度が高く、連続性に^{***}とみ鍵層となる。一般走行はN-S～N30°E、40～45°Eで全体に良く揃う。第Ⅲ層の東側を南北方向に帯状に分布する。西側の丘陵末端部では平丸川下流部に一部狭く分布する。

下位の第Ⅲ層とは整合関係にある。

本層は灰爪層に対比される。

⑧ 第Ⅴ層

丘陵末端の西部地域と東部の山腹上部～山稜部では岩質は異なる。西部地域では下部は砂礫の薄層を挟在する暗灰色泥層、中部は砂層を挟む砂礫層、上部は凝灰岩層を挟む暗灰色～黄灰色シル

ト質泥層よりなる。中部の砂礫層は古生層起源のチャート、粘板岩、砂岩、花崗岩質の礫より構成され、礫は小さいものは5～10 cm大、大きいものは50～70 cm大で、比較的分級が良い。

東部地域は暗灰色シルト層を主体とし、薄い礫層を挟む。最上部は安山岩質火砕岩と、同質の熔岩が互層をなす。

一般に走向は東部、西部地域ともN-S～N30°Eで比較的良く揃い、傾斜は東側ではN40～45°Eであるが、西部では断層等の影響でいくぶん乱れる。

分布は西部地域では丘陵末端で南北方向の伸びをもって帯状に広い。東部地域では山腹上部から山稜にかけて広く分布する。

東部に分布する火砕岩の噴出年代測定をK-Ar^{**}法でおこなったが、

最下部……2.5 ± 1.4 my

最上部……1.8 ± 0.8 my

の値を得、最上部は離水している。

東側地域においては第Ⅳ層とは整合、西側地域においては下位層とは断層で接する。

第Ⅴ層は魚沼層下部に対比される。

(新潟県地質図説明書より転載)

—6—

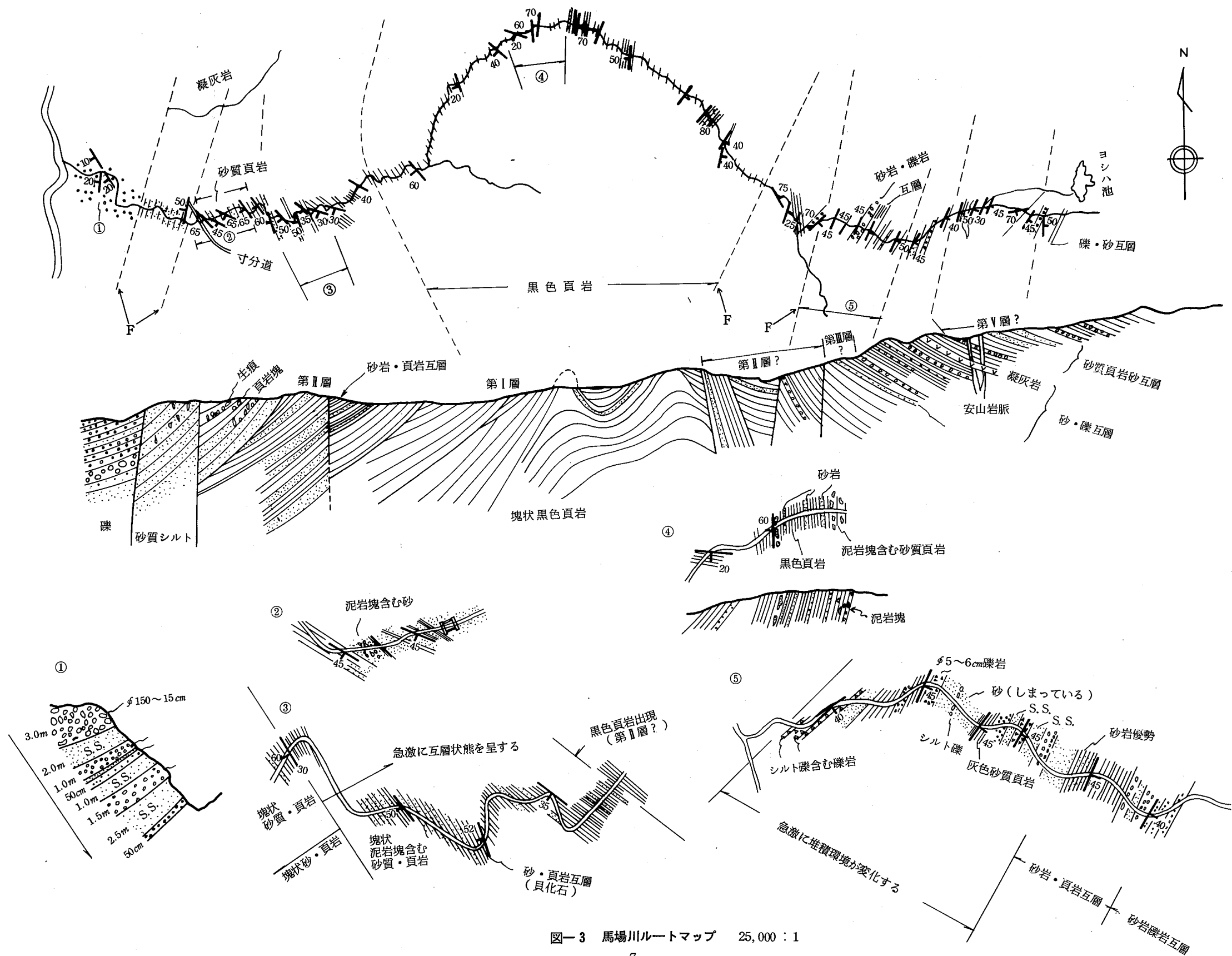


図-3 馬場川ルートマップ 25,000 : 1

2-2 地質構造及びその発達史

調査地内は、中央部をほぼ南北に走る背斜構造とほぼそれに平行する2本の断層及び調査地中央部を東北東に走る断層によって特徴づけられる。

背斜構造は、南部と北部でやや趣を異にし、長野県の北信地方から伸びる南北の背斜構造は、馬場川の北、大池新田の東付近で不明瞭となり、これ以北は、ドーム状構造に近い短軸の背斜構造となる。

① 背斜形成開始の時期

背斜形成開始の時期を示す確証は得られていない。しかし前述したように第Ⅲ層堆積時は各流域での岩質変化が著しく、最下部のシルト礫岩層は第Ⅰ層、第Ⅱ層に由来するものであり、背斜形成に伴う堆積盆地の分化が進んでいた時代と考えられることから、背斜形成の時期は、一般にいわれているように椎谷期すなわち第Ⅱ層堆積時頃よりと考えられる。

② 断層の形成時期

調査地北西部（高田平野側）に発達するものは、明らかに第Ⅴ層までを切っており、第Ⅴ層堆積以降まで活動したことは疑いない。

調査地東部に発達するものは中央部を東北東に走る断層で切られるものであり、明確なリニアメントとして観察される。形成時期は第Ⅲ層堆積以後と考えられる。

調査地中部を東北東に発達するものは、明らかに第Ⅳ層下部を切り、第Ⅴ層は切っていない。これから形成の時期は第Ⅳ層堆積時であろう。

又、前述した北西部に発達する断層を境にして

高田平野側は、第Ⅳ層が分布しないという大きな特徴があり、高田平野で行われたボーリング調査に於ても第Ⅴ層が第Ⅲ層に直接することが確認されている。

これは、

①第Ⅲ層堆積時の軸を中心とする上昇量が、特に高田平野側が大きく第Ⅳ層の堆積を欠き、その後の断層運動で高田平野側が沈降し、第Ⅴ層の堆積となった。

あるいは、

②この断層運動で高田平野側は隆起し、第Ⅳ層の堆積を欠き、第Ⅴ層堆積時に再び沈降し、第Ⅴ層の堆積となった。のいずれかが考えられる。後者は断層運動の解釈に無理があり、前者の考えが妥当と思われる。この断層の高田平野側の地層の傾斜は全体的な背斜構造とは逆の東落ちとなっており、この断層による沈降を示すものとみられる。

2-3 堆積盆地の変遷

第Ⅰ層の堆積時は、まだ海は深くなる傾向にあった。調査地内の第Ⅰ層下部には多量の泥岩塊を含む凝灰岩があり、火山活動もまだ伴っていたとみられる。上部にいくに従い砂岩頁岩の互層となる。やがて第Ⅱ層の堆積時になり、沈降を続けていた海は隆起に転じ、背斜形成に移り、海ははだいに浅くなり始めた。やがて第Ⅲ層の堆積時となるが、この第Ⅲ層の堆積物は、各流域での岩質の変化が著しく、又最下部に第Ⅰ～Ⅱ層に由来するとみられる礫岩が存在することからこの時期は堆積盆地の分化が進み、すでに一部は陸化していたものであろう。第Ⅲ層の堆積が終了する頃の陸域は、高田平野側及び背斜軸部であった可能性が強い。

このような堆積盆地の分化が極度に進んだ時期に第Ⅳ層の堆積が始まるが、この第Ⅳ層は岩質の変化に乏しく、全体に類似した浅海～瀬海性の環境であった。西部地域では第Ⅳ層は無堆積であった可能性がある。やがて第Ⅴ層の堆積時となるが、この時期頃より、高田平野側は、断層運動により再び沈降を始め、中央部の軸を中心とした陸化部を境にして堆積盆地は大きく東西に2分されていた。西部地域は、断層運動による沈降のためか、全体として浅く、礫を主体とした堆積となっていたが、東部地域は、未だ幾分深めの環境下であり、泥質分を優勢とする堆積が続いた。その後全体的な隆起がおこり、県境附近の火砕岩噴出時期($2.5 \pm 1.4 \sim 1.8 \pm 0.8 \text{ my}^*$)を迎えるが、この時期には西部地域では陸化が完了し、東部地域も、 $1.8 \pm 0.8 \text{ my}$ には陸化していた。

その後も東部地域では上昇運動が継続し、県境附近を分水嶺とする山地の形成となった。

丈ヶ山安山岩の貫入時期については、判然としないが、現時点においては光ヶ原を中心とする県境附近火砕岩噴出時期と同時代と考えている。図-5にこれらの関係を模式的に示した。

2-4 デブリフロー^{**}(debris flow) およびデブリフロー堆積物(debris flow deposits)

調査地内には多くデブリフロー堆積物が分布する。図-6・7に二種の接峯面図と共に示した。デブリフローの発生および堆積物の分布は、地形発達史においては地すべり発生、発達史などを考える上で重要である。

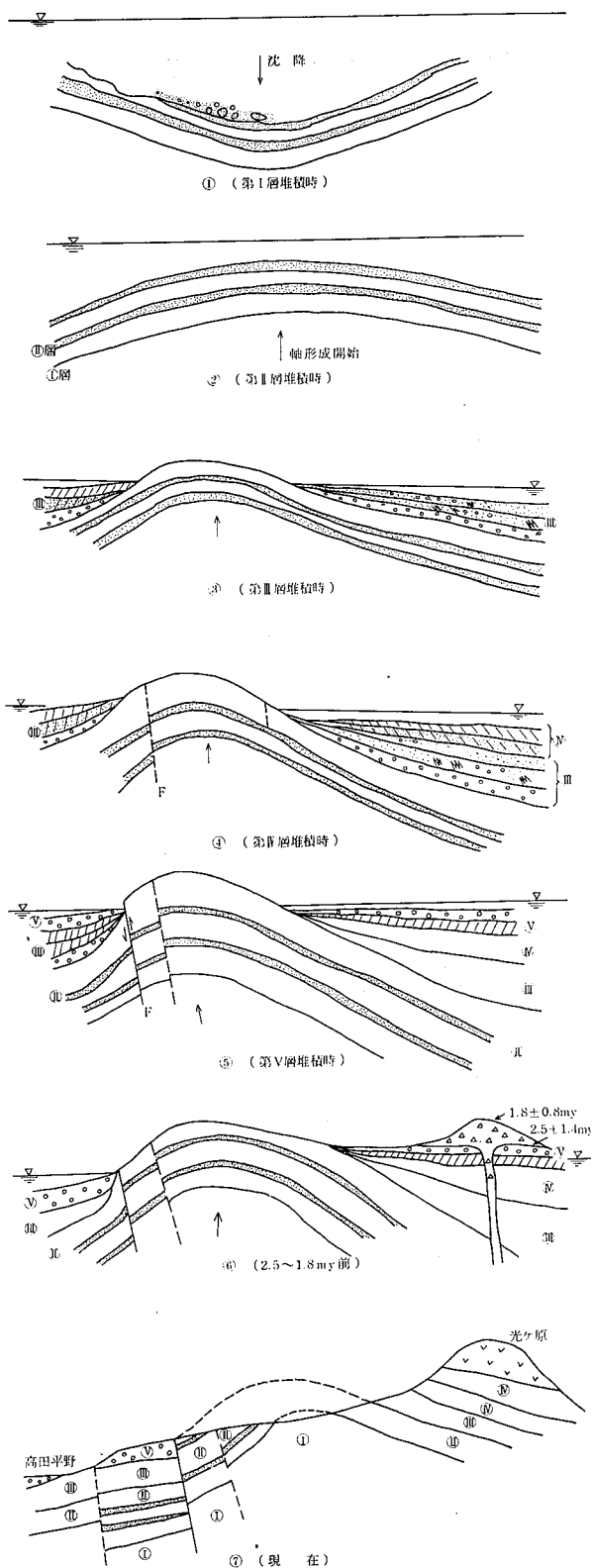


図-5 模式地質構造発達図

デブリフロー堆積物の分布は、図-6・7にも示すように調査地北部の櫛池川、別所川、大熊川に沿っての分布および、南玄藤寺、大野新田、大池新田附近と南西～北東方向に標高250～370 mの丘陵山腹斜面部での分布となっている。これを模式的に図-8に示した。南部では馬場川上流ヨシハ池周辺での分布が南限であり、馬場川中・下

流およびその南の平丸川流域での分布はないという特徴がある。

デブリフロー①としたものが最も古いもので、現在の標高250～370 mの尾根部に分布する。岩質は安山岩の角礫は混入し、基質部^{*}はロームあるいは安山岩岩片よりなり、黄褐色を呈するものである。図-10に南玄藤寺附近のデブリフロー

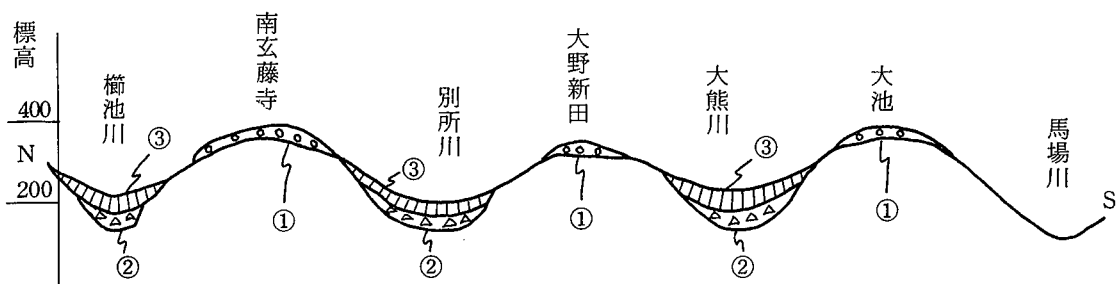


図-8 デブリフロー模式図

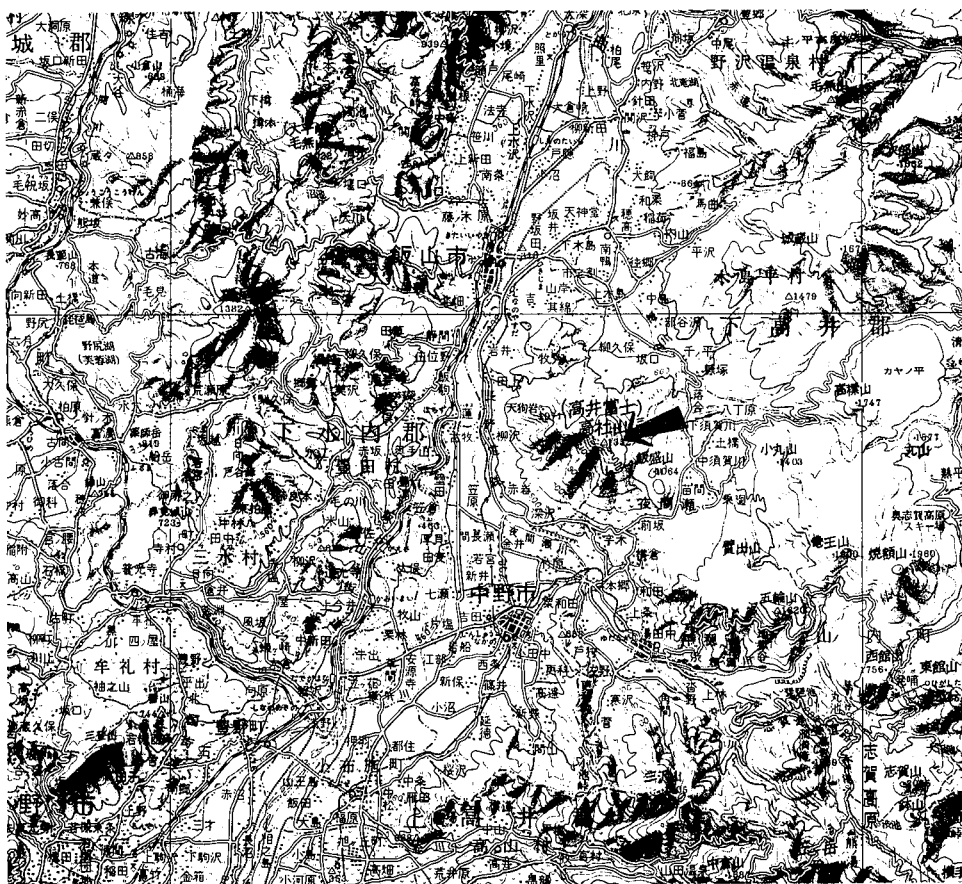
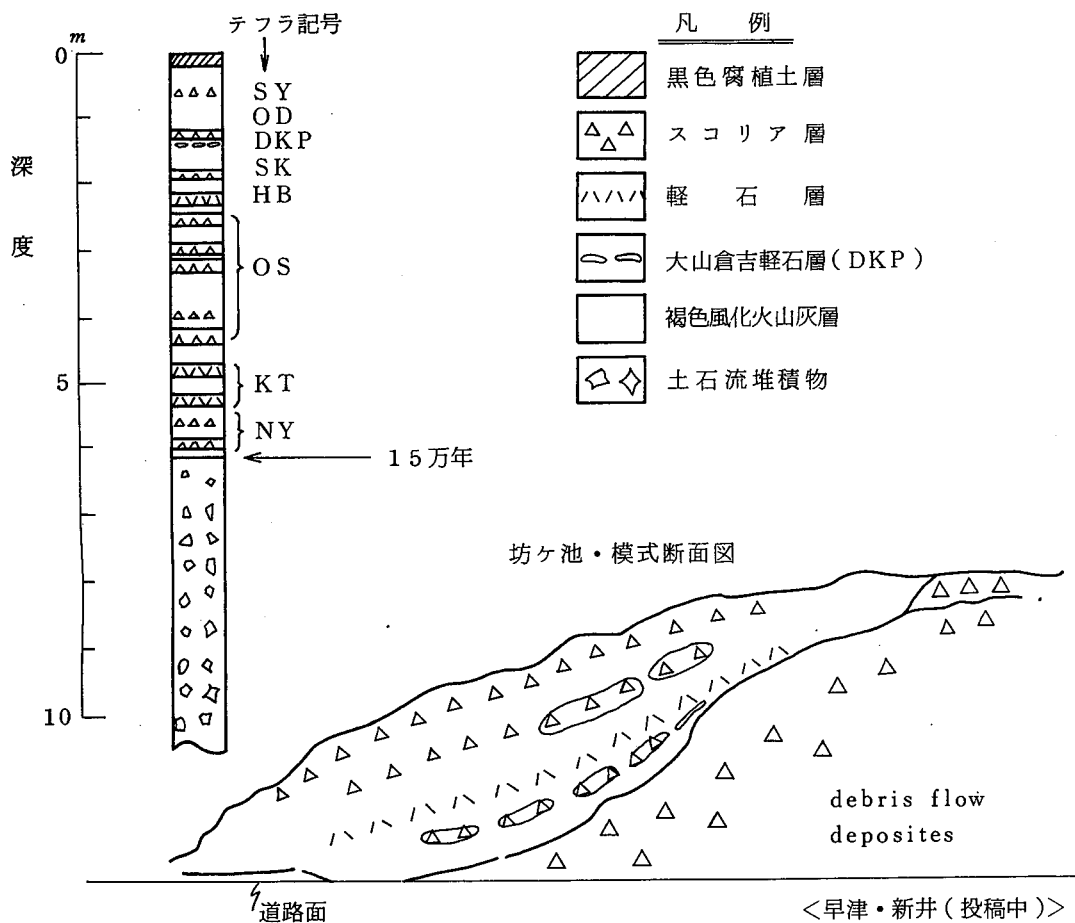


図-9 高社火山位置図



図一10 デブリフロー柱状図
(南玄藤寺附近)

①の柱状を示した。このデブリフローは、高社（たかやしろ）火山起源のローム層と直接しており、発生の時期は20～30万年前と判断される。この高社火山の活動期間は5万年以内とされており、時期的なずれはあまりないと考えられる。

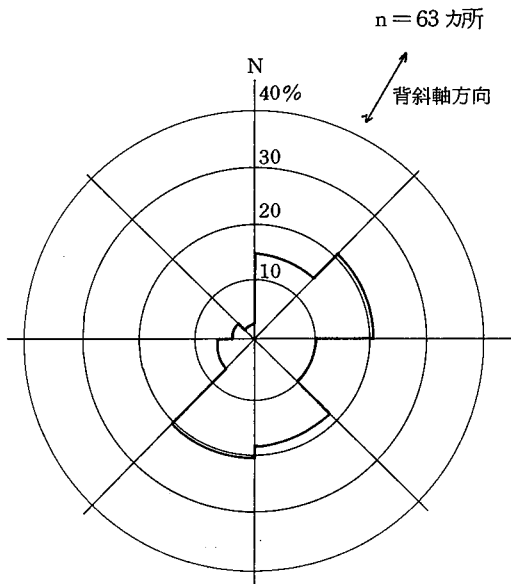
デブリフロー②、③は機織、猿俣川、下筒方、釜塚入口及び別所で観察される。②はチャート、

粘板岩等の古生層起源の円礫を混入し、基質部は一見泥質であり、地すべり崩土の岩相を呈する。これまで南原、筒方等の地すべり地内のボーリング調査に於ては、このデブリフロー②に対比されると考えられる「礫層」の下位は、風化は受けているものの、近年の地すべり活動は受けた形跡が無いことが確認されている。

デブリフロー③は安山岩の角礫を多く混入し、基質部は安山岩の破片、火山灰等によって充填され全体に締りが良い。これらの発生の時期その他については2-6で検討する。

2-5 大規模地すべりの分布

ここでいう大規模地すべりとは、現地形に存在する地すべり地形の中で、規模的に一応25km以上の規模を持ち、その地形的特徴からこの規模の地すべりが一体として活動した形跡をもつもので、地塊型の地すべりの形跡をとどめるものである。小面積の地すべりの集合体で一体として活動した形跡の判然としないものは除いてある。分布はほぼ現地形に規制されているが、地すべりの末端部が、現河床より50~100mとかなり高位にあるように判読される。現在明確に地すべりブロックとして判読される小地すべりブロックを包括する形態が多い。



図一11 大規模地すべり推定移動方向頻度図

分布上の大きな特徴の一つは、馬場川以南には見られないという事であり、デブリフローの分布範囲と一致する。

地すべりの発達方向は、地層の走向方向に発達するものが多い。図-11に地すべり方向の頻度分布を示した。

2-6 大規模地すべりおよびデブリフロー (debris flow) 発生時期

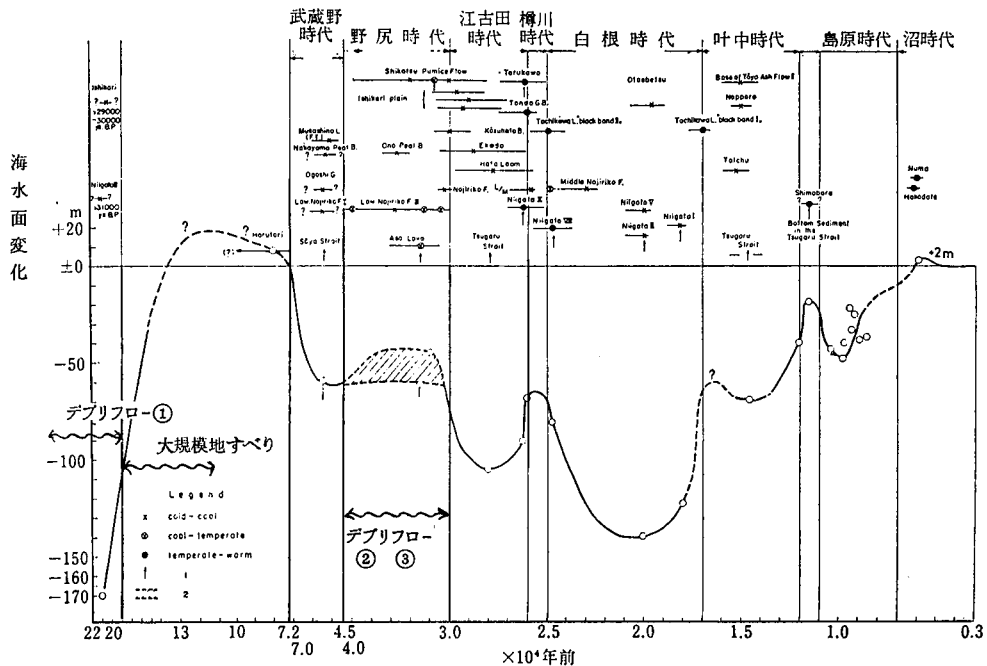
図-6・7に示すように、大規模地すべりは、接峯面図^{*}(Ⅱ)の谷部に集中し、発生はほぼこの接峯面図の地形時とみることができる。分布は前述したが、デブリロー堆積物①の空白部に位置し、かつデブリフロー堆積物②、③より上位に分布する。しかし、清里村清滝川沿い、青柳附近においては、一部このデブリフロー②、③に覆われている大規模地すべりもある。

これらの大規模地すべりは、デブリフロー①発生以後、デブリフロー②、③発生前に活動したと考えられる。

時代的に比較的是っきりとした決定が可能なのは、デブリフロー①である。デブリフロー①は高社火山灰に被覆されていることから20~30万年前である。大規模地すべりは、このデブリフロー①の空白部に位置することから、少なくともデブリフロー①堆積後であろう。

時代推定の手段として、現河床面と地すべり末端までの比高から考えてみると、河床の底下量が0.5%/年の場合、大規模地すべり-現河床の比高が100~50mであることから、20~10万

また、試みに、これらの推定年代をウルム氷期^{*}一沖積世の海水面変化の図にプロットしてみると図-13のようになる。



図一 13 ウルム氷期—沖積世の海水面変化 (Y. Gohara, 1976 による) とデブリフロー地すべり発生時期

2-7 大規模地すべりの発生機構

大規模地すべりの分布上の特徴を挙げると次のようになる。

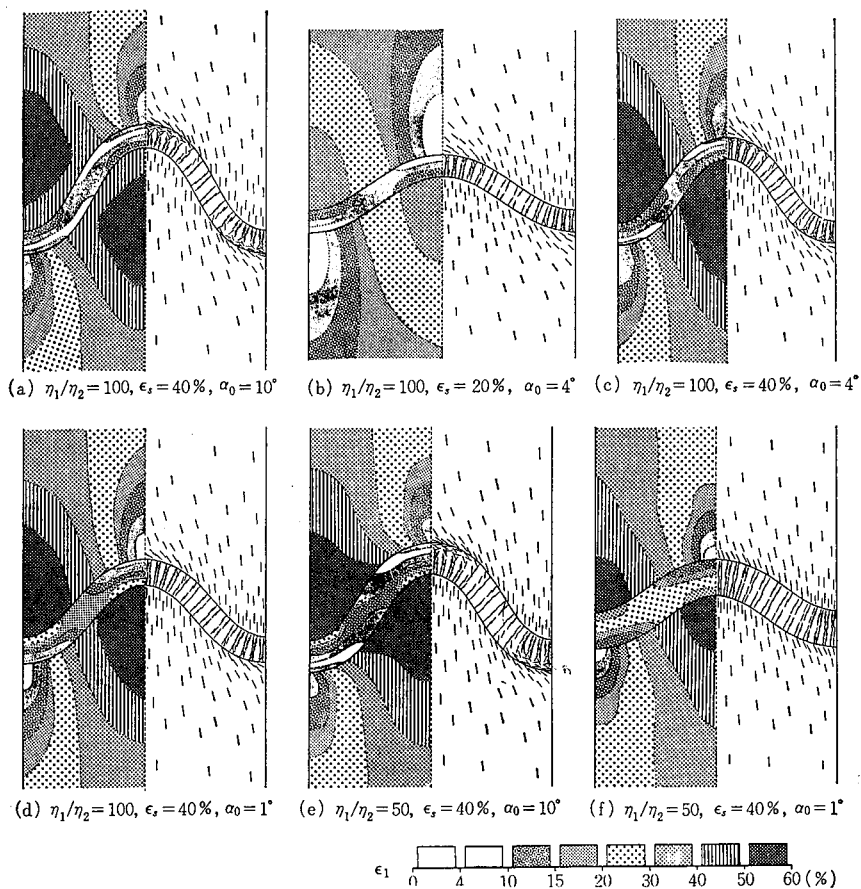
- ① 分布は馬場川以北に集中する。
- ② 地すべり方向は走向に発達するものが優勢である。
- ③ 現在の地形にかなり支配されている。

分布が馬場川以北に集中し、走向方向への地すべり発生が優勢なことから、地質構造運動の差、つまり、褶曲運動に伴う内部歪状況、またその時間的運動形態に、その発生条件の大きな素因が存在することがうかがわれる。これは地質（岩質・岩相）の面では、馬場川以南、以北で特に有為の差は認めにくく、2-2で若干ふれたように、南

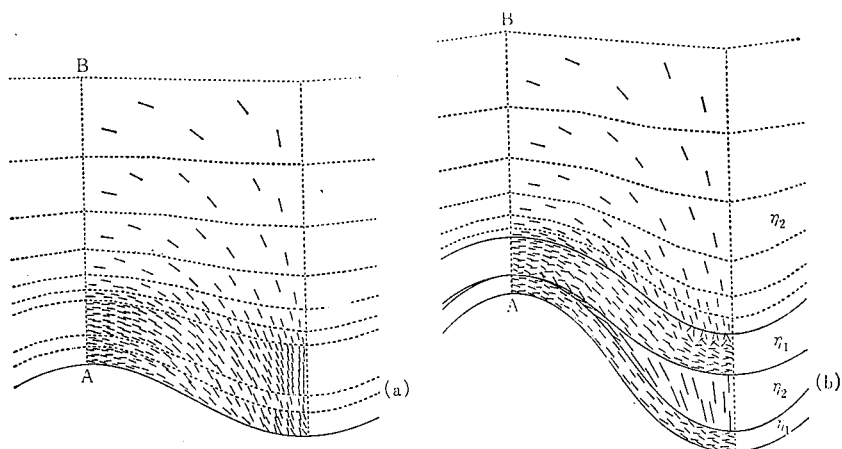
部は「比較的ゆるやかに継続した運動で形成された軸を中心とした褶曲」と考えられるのに対し、北部は南部からの褶曲構造の北端部に位置し、「ブロック状の差別昇降運動で形成された褶曲」の様相を呈しており、またその運動も南部に比べ急激なものであった可能性が考えられることによる。

ここで、歪について近年有限要素法で解析された結果と対応させてみる。図-14-aはいわゆる座屈褶曲のモデルであり、図-14-bは曲げ褶曲のモデルである。

この図からもあきらかなように座屈褶曲においては最大伸び歪の方向は、層理面にほぼ直交する。これに対し、曲げ褶曲においては背斜部付近において層理面とほぼ平行な最大伸び歪が発生している。すなわち、この最大伸び歪方向は、片理などの発達方向となり、最も剪断面の発達しやすい方



図一4—a 有限要素法にもとづく単層褶曲の歪像の解析 (Shimamoto & Hara, 1976)
各図の右半分は最大伸び歪の方向、左半分はその量 ϵ_1 。 η_1/η_2 : 粘性率比、 ϵ_s : 系の平均短縮歪量、 α_0 : 翼傾斜角の初期値



図一4—b 有限要素法による粘性曲げ褶曲の歪解析 (池田・嶋本, 1974)
歪像は最大伸びの方向によって示されている。(a)均一系の曲げ褶曲、A B間の平均短縮量=10%、(b)2枚のコンピテント層を含む系の曲げ褶曲、層と媒質間の粘性率比 $\eta_1/\eta_2=100$ 、A B間の平均短縮量=20%

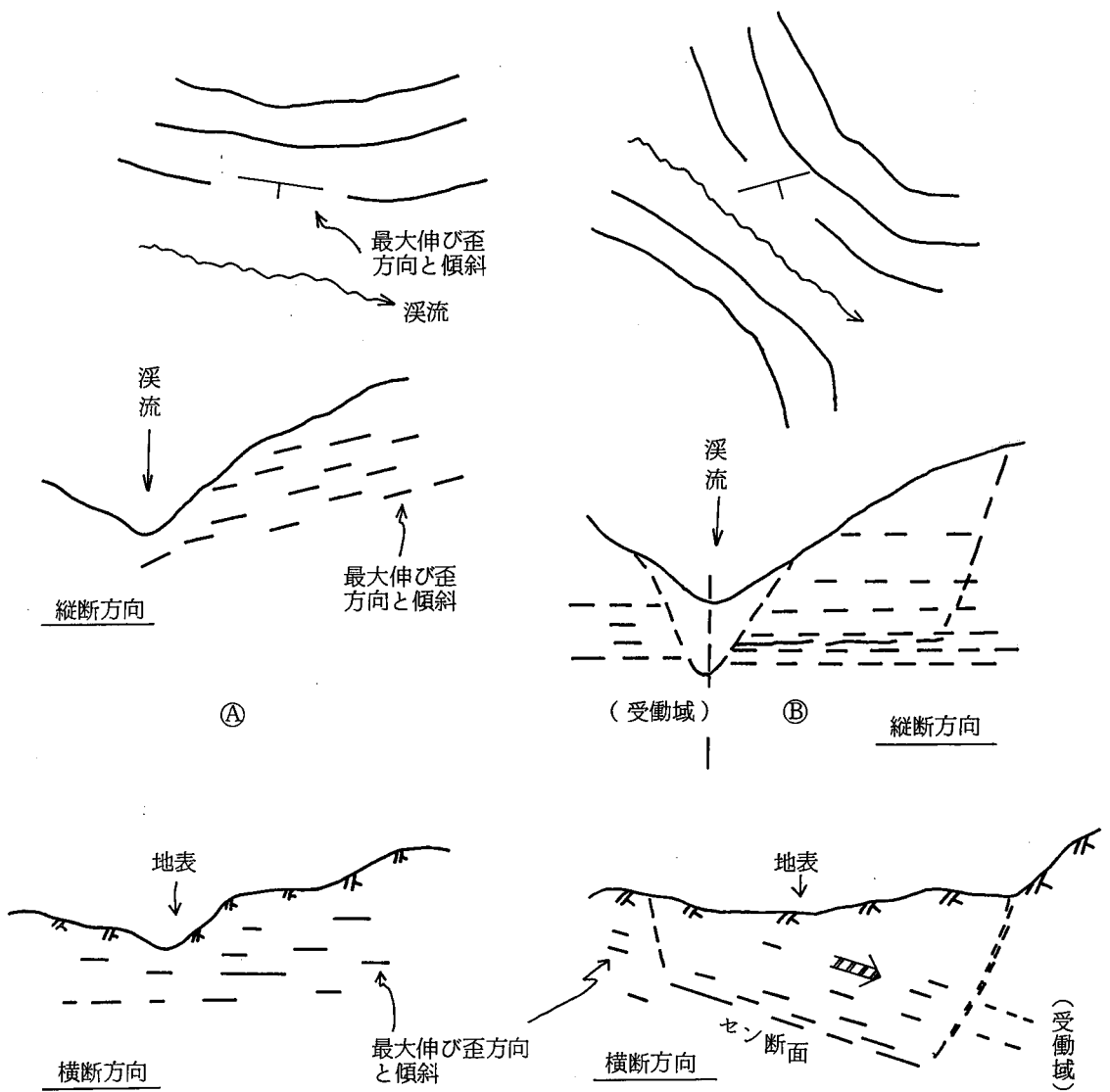


図-14-c 模 式 図

向となる。

大規模な地すべりが発生するためには、すべり面傾斜がゆるい必要があり、事実現在発生している大規模な地すべりは、すべり面傾角が 10° 以下という地すべりが大部分である。このような条件は曲げ褶曲地帯の方が座屈褶曲に比べて発生しやすいということになり、走向方向への大規模地す

べりの発生が優勢なこともうなずける。背斜軸を中心として地すべり多発する傾向にあるという報告などの説明もできそうである。

すなわち、新井市馬場川以北は、曲げ褶曲の傾向が強く、以南は座屈褶曲の傾向が強いことが予想され、大規模地すべりは、この曲げ褶曲部での多発として位置付けられる可能性がある。ただ今回

の調査において走向傾斜の測定可能カ所が少なく、また地すべり運動による乱れなどもあって褶曲の型・メカニズムなどの十分な検討はなしていない。

上述したような場において、侵蝕という営力が働く。この場合、図-14-cに示すように最大伸び歪方向と傾斜の発達方向に対して、地形の発達が、平行する場合と斜交する場合の2つに大別できよう。

縦断的にみると、前者の場合、侵蝕に伴って常に最大歪方向への地表最大傾斜発達となり、地すべりは極めて発生しやすい。しかし、常時地すべり応力の解放がおこるため、比較的小規模の地すべりの集合した地すべりブロックへの発達が予想される。

後者の場合、最大歪方向と地表最大傾斜方向が

斜交するため、条件的には前者と比して地すべりは発生しにくい。しかし、最大伸び歪方向への応力は働き、いわゆる歪の蓄積が発生する。横断的にみた場も同様で前者は歪の蓄積はおこりにくく、後者の場合、横断方向でも歪の蓄積がおこる。このため侵蝕の進行に伴い、やがて受働域の欠除がおこり、いままで蓄積された歪を一期に解放する型で地すべりの発生となる。すべり面の傾角と蓄積された歪の量にみあった地すべりとなり、規模的には前者と比し当然大きくなるであろう。

このような機構は地形的な条件のみではなく岩質・岩相の差による異方性によっても発生しうる。

これまで述べてきた3つの条件が大規模地すべり発生機構として考えられるのではなかろうか。

§-3 狭域調査結果

3-1 狭域調査による確認検証について

狭域調査による確認検証事項は次の通りである。

- ① 地形的に2-5で述べた大規模地すべり地と判断できる。これは頭部附近の特殊な地形および大熊川の屈曲などから明確に続きとれる。
- ② 深層ボーリング調査で不連続面が検出され、この不連続面は地形的に想定される地すべり断面とよく一致し、最近発生した比較的大規模な地すべりの地すべり断面と似た形態をとる。この不連続断面の検出などについては3-4-1で述べる。
- ③ 水文的条件は、
 - イ) 地下水検層で大規模地すべりのすべり面と推定される不連続面附近に流動を確認。
 - ロ) 地表においてこの不連続面が出る位置で電導度の高い地下水を検出。3-4-2を参照。
 - ハ) この流動部の推定圧力水頭は、BV-1で不連続面上55.0mと非常に高い。(地下水検層、試錐時の孔内水位などより推定。)とまとめられ、狭域調査でこの大規模地すべりの存在がほぼ裏付けられたと言えよう。

3-2 釜塚(2次)追加地区周辺の地すべり発生機構

釜塚(2次)追加地区周辺の地すべり地、すなわち「釜塚」「釜塚(1次)追加」「釜塚(2次)追加」「段子差」「段子差追加」の地すべり指定地は、マクロ的にみた場合の地すべりの一単位と

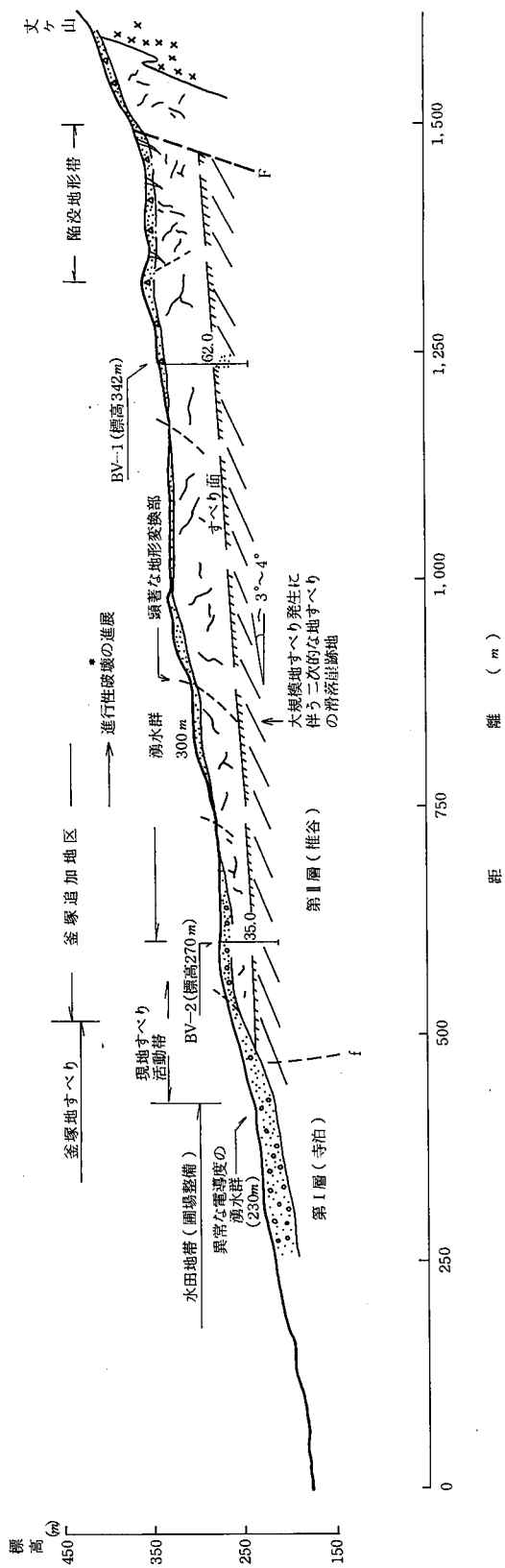
して取りあつかうことが可能である。この範囲は大規模地すべり跡地であり、図-15地すべり機構図に示すような地すべり分布である。この大規模地すべりは標高350m附近を地すべり頭部とし、北側は大野新田→大池→北の川、南側は段子差追加地区の眼盗沢を通り、大熊川に至る面積約100haの大地すべりとみることができる。この大規模地すべりブロックの頭部、中央部は、図-15でもわかるように非常に複雑な地形を呈し、多くの残丘、連続性のよい凹地形部を残しており、かつて大規模な「平板すべり^{*}」をおこした形跡をとどめている。また「釜塚(1次)追加」および「段子差追加」は、この大規模地すべりの左右の側端部に位置するが、すでに典型的な「長形地すべり^{**}」地形に変貌している。

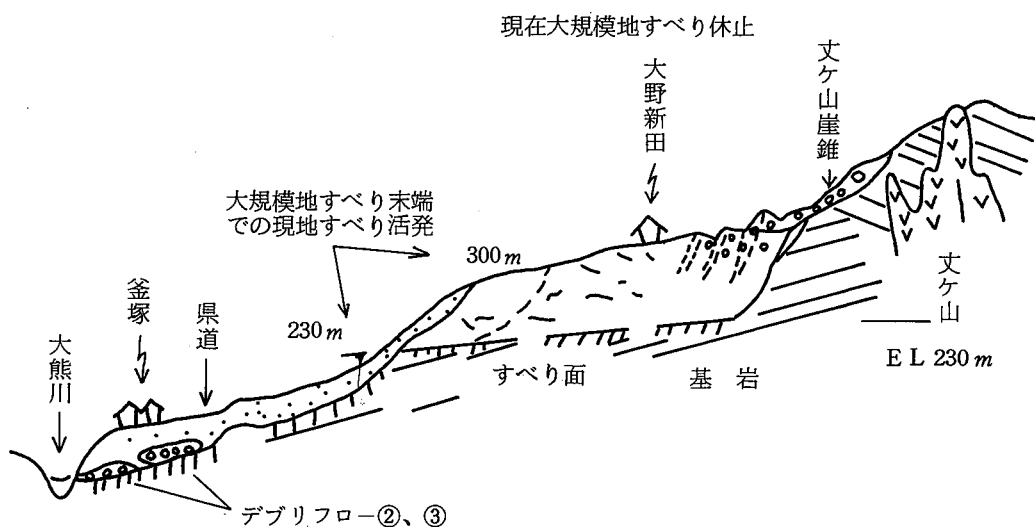
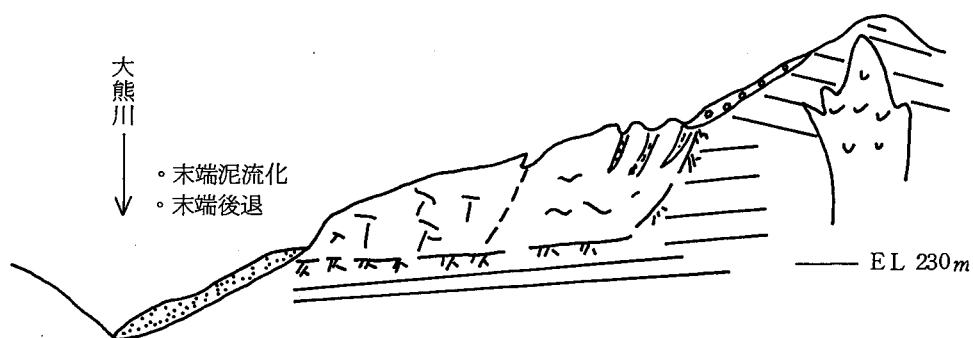
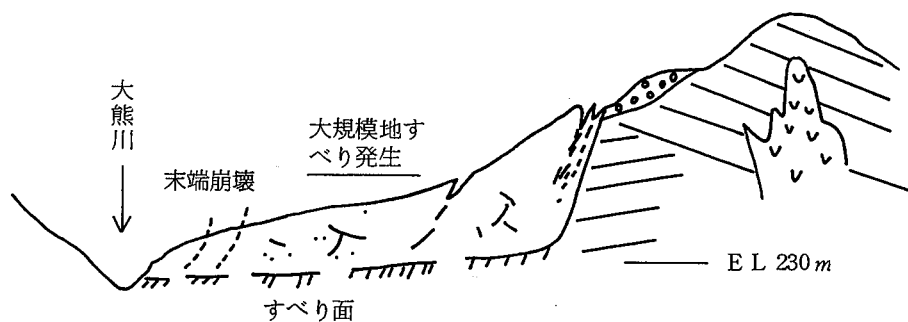
この大規模地すべりのすべり面は、地形的特徴、陸水電導度分布、ボーリング調査結果から、標高230m附近で地すべり末端部をなす。

これを図-16-a大規模地すべり想定断面図、及び図-16-b模式断面図に示す。

この地域での最も大きな特徴は図-15からもあきらかなように、地すべり末端標高230mを中心として、現在の活動中もしくは活動している可能性のある地すべりブロックが連続的にならぶということである。この230mというライン沿いは地形的に他の斜面より傾斜が急な地形変換部もしくは山腹斜面部にあたり、たしかに地形的条件から大規模地すべりの他の部分よりも地すべりが発生しやすい条件下にはある。しかし、大規模地すべり外の同様の斜面とくらべても、標高230m

図一16-a 地すべり想定断面図





図一16—b 模式地すべり断面図

を中心とする斜面は、地形的な条件のみの地すべり多発というより、これまで考察してきた大規模地すべりと関係があるのとみるのが適切である。

これについては3-3で述べる。

また標高300m附近も顕著な地形変換部であるが、この位置は大規模地すべりの中腹部からの2次滑落崖跡地と考えている。

県道上小沢-脇野田停車場線から、大熊川に至る地域は、水田地帯となっているが現在活動中の地すべりブロックがみられる。これらの地すべりは図-16に示すように、デブリフロー②、③が分布し、この上位をカバーする最も新しい地すべり崩積土が再移動しているものである。直接的に

は、これまで述べてきた大規模地すべりとの関係はない。

3-3 大規模地すべりと現地すべりの関係

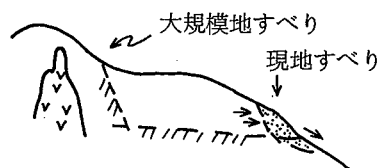
大規模地すべりと現地すべりとの関わりを検討すると次のようになる。

イ) 大規模地すべりの活動性に関わるもので、主として応力の面で相互関係にあるもの。

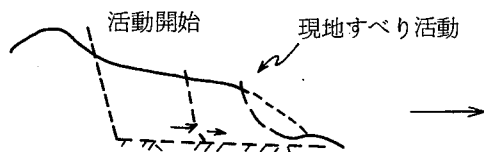
ロ) 大規模地すべりと現地すべりの間で水文的な関係があるもの。

の二つになろう。

(イ)は大規模地すべりの歪によって現地すべりが

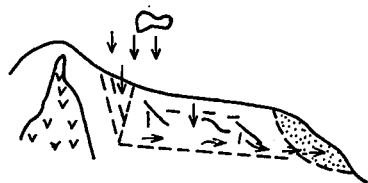


大規模地すべりの歪によって現地すべりが発生している。
末端崩壊を大きくしたようなタイプ



もし、この現地すべりの活動が活発となり末端部附近が欠落したとすると大規模な地すべり発生へ連なる可能性が極めて高い。

大規模地すべりの歪に対する対策が必要。
当然末端の二次的な地すべりの防止も必要で、再度大規模な地すべり発生の可能性が強い。



大規模地すべりに供給された地下水が、古いすべり面附近および側端部を通して現地すべり地に供給され、間隙水圧の上昇となり、現地すべり活動の原因となる。

現地すべりに対する対策として、大規模地すべりからの地下水を遮断することにより末端の安定が図りやすい。この末端の地すべりの放置は大規模地すべりの末端部での除荷による再移動の可能性がある。

図-17 大規模地すべりと現地すべりの関係模式図

発生している。(末端崩壊と似る)と考えるもので、これは逆に現地すべりの活動が活発化すると、末端部附近の欠落により、進行性破壊のスピードが著しくなり、やがて再び大規模地すべりの再発へ直接結びつく。

(㊦)は大規模地すべり地へ供給されている地下水が、すべり面および側端部を主地下水流路として現地すべりへ供給され、現地すべりの活発化の主因となっているものである。

本地域においては、主として(㊦)の関係を考えられるが(㊦)を全く否定するデータはない。

これらを模式的に図-17に示した。

3-4 狭域調査結果各論

3-4-1 ボーリング調査および解析

このボーリング調査は、大規模地すべりを想定し「不連続面」の検出を目的として実施したものである。本調査地は図-4の地質図からも明らかに丈ヶ山の北側を走る断層の近くであり、構造運動による基盤の破碎、粘土化が当然予想されこの構造運動による破碎、粘土化と地すべり活動による破碎、粘土化の区別が可能かどうかが大きな焦点であった。

ボーリングは標高342mの頭部陥没状地形部(BV-1)と標高270mの踏査によって推定した大規模地すべり下部(BV-2)に実施した。

BV-1号孔、堀削深度100m、BV-2号孔、堀削深度60m、柱状図は、泥岩のコア長、亀裂状態、堀削状況等を検討した。

① コア長について

掘進によって得られたコアの1.0mおきの最大コア長、最小コア長を計測した。コア長の決定は、「堀削による人為的なもの」および「コアのもつ岩質的なもの」の両者によって決定される。

「コア長が長い」ということは、新第三系の泥岩などにおいては④粘土化が進行している強風化をうけたもの⑤亀裂、層理の発達がない新鮮なもの、とお互いに相反する条件下にある。堀削長10.0mおきに最大コア長の平均と標準偏差をもとめてみると、浅層から深層にいくにしたがいコア長は短くなり、BV-1号孔で深度60~70mをさかいにして、再びコア長が長くなるという規則性が認められる。BV-2号孔においても40mを境にして同様である。すなわち、これは前記の④→⑤への変化と判断することが可能である。標準偏差をみると、同様に浅層→深層へむかって小さくなる傾向にある。

これは、浅層程粘土化が進行しているため、コア長にバラツキが多い(人為的な影響でコア長は決定される割合が多いであろう。)ということを示すと考えられ、これらをうらづけている。すなわち、このコア長のみの変化から、BV-1:60~70m附近と、BV-2:30~40m附近をひとつの連続した不連続面として考えることができよう。10cm以上のコア長の数の分布も同様な傾向を示す。

② 亀裂の数、方向などについて

コアに表われた亀裂も、もともと基盤に存在しているものと、堀削などの作業で人為的に形成さ

れる両者がある。人為的に形成された亀裂といえども、もともとその部分に弱線部などがあった可能性もあり、直ちに人為的に形成されたと判定される亀裂も無視できない。今回はコア中に発生しているすべてをひろって検討した。

亀裂の方向の分布をみると、BV-1、2とも30°以下と30°以上の亀裂群に分けることができる。(BV-2に顕著にあらわれている。)この30°以下の亀裂は、人為的に形成された亀裂(コアの切れ、掘進跡)すなわち軟弱粘土化進行の指標とすることができる。ただBV-1号孔の80.0m以深は明らかに層理面に沿う剥離である。30°以上の亀裂は構造運動に伴う破砕、破断によるものとはぼ考えてよさそうである。柱状図に30°以下と30°以上の亀裂の頻度を5.0m間隔に図示したが、BV-1では、深度45.0m附近までは圧的に30°以下の亀裂が多く、それ以深は30°以上の亀裂の出現が始まる。すなわち、しだいに粘土化などの軟弱化が少なくなり、元来の基盤の亀裂系の発達を表わすようになる。しかし、その割合は深度70mまではほぼ同じである。深度70mより30°以上の亀裂の増加を示そうとするが、深度80mより前述もしたように30°以下の亀裂のみになる。これは明らかに層理面に沿う剥離であり、岩体自体は非常に安定したものである。深度95.0～100.0mまで再び30°以上の亀裂のみの分布となる。これは観察においては軟弱化しているものの構造運動のみによる亀裂系の発達としてよく、地すべりによる亀裂系の発達がないと

確実に判断される区間(80.0～95.0m)を上位に乗せていることを考え合わせると、これまで述べてきたことを裏付けているものであろう。

BV-2号孔においても50.0～55.0m区間をのぞいて全く同様の傾向を示す。この亀裂の方向分布などからも、BV-1で深度70.0m、BV-2で深度35.0m附近を境にして不連続が認められる。

これらをまとめると、深層のすべり面(不連続面)については、BV-1においては深度70.0mより上位、BV-2については35.0m附近を考えることができる。

BV-1においては深度62.0mが最もその可能性が高い。その理由としては、

- イ) 深度62.0m附近まで約5.0mの層厚で粘土化が進行している。
- ロ) 深度62.0～68.0m区間は、粘土化のない破砕帯である。(地下水検層、試錐日報解析、掘削時の崩壊大)
- ハ) 踏査結果の想定と一致する。

BV-2も同様である。

このBV-1、62.0m、BV-2、35.0mを結ぶ平面を現段階では大規模地すべりのすべり面として判定する。

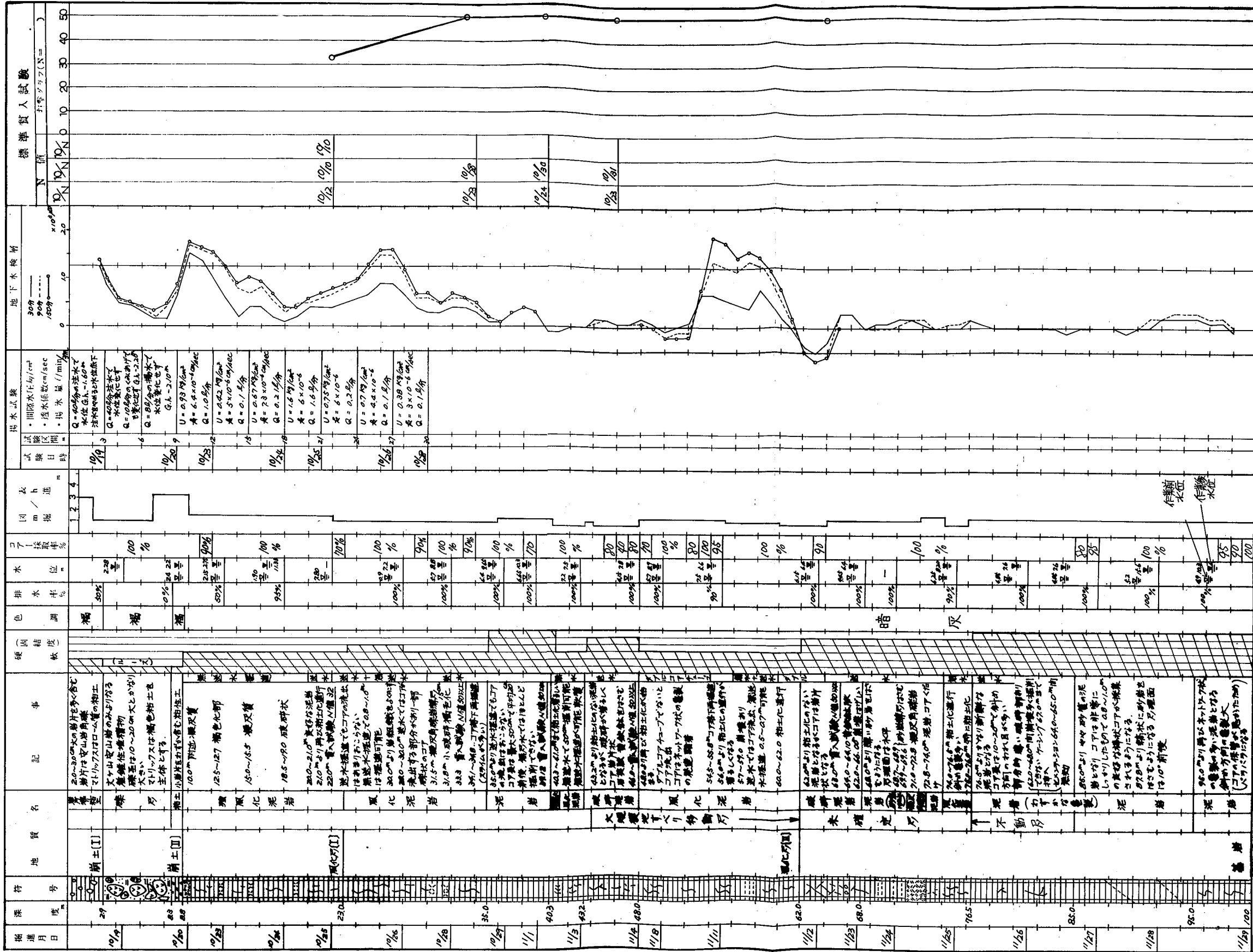
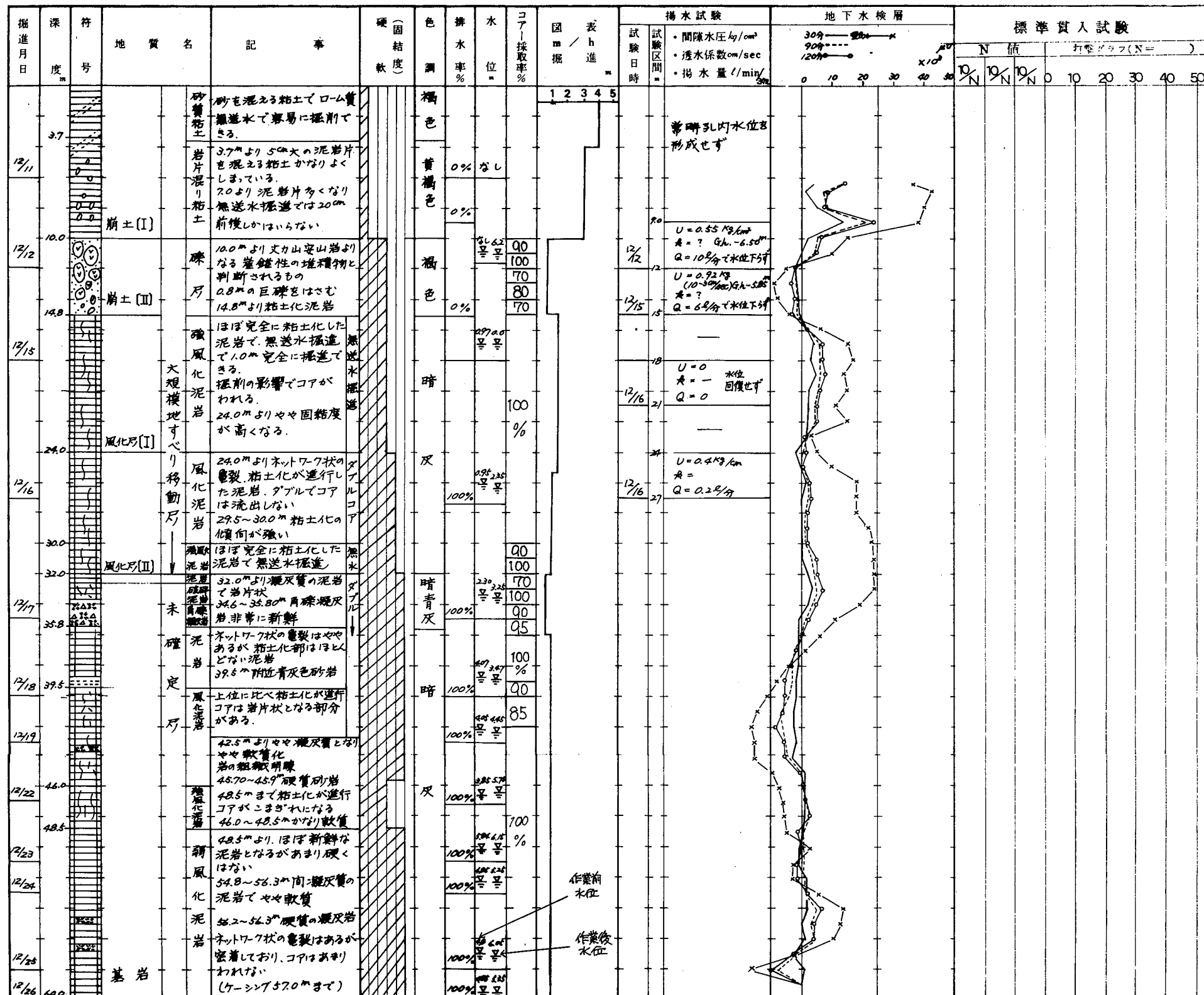


図-18 柱状図



图一 18 柱 状 图

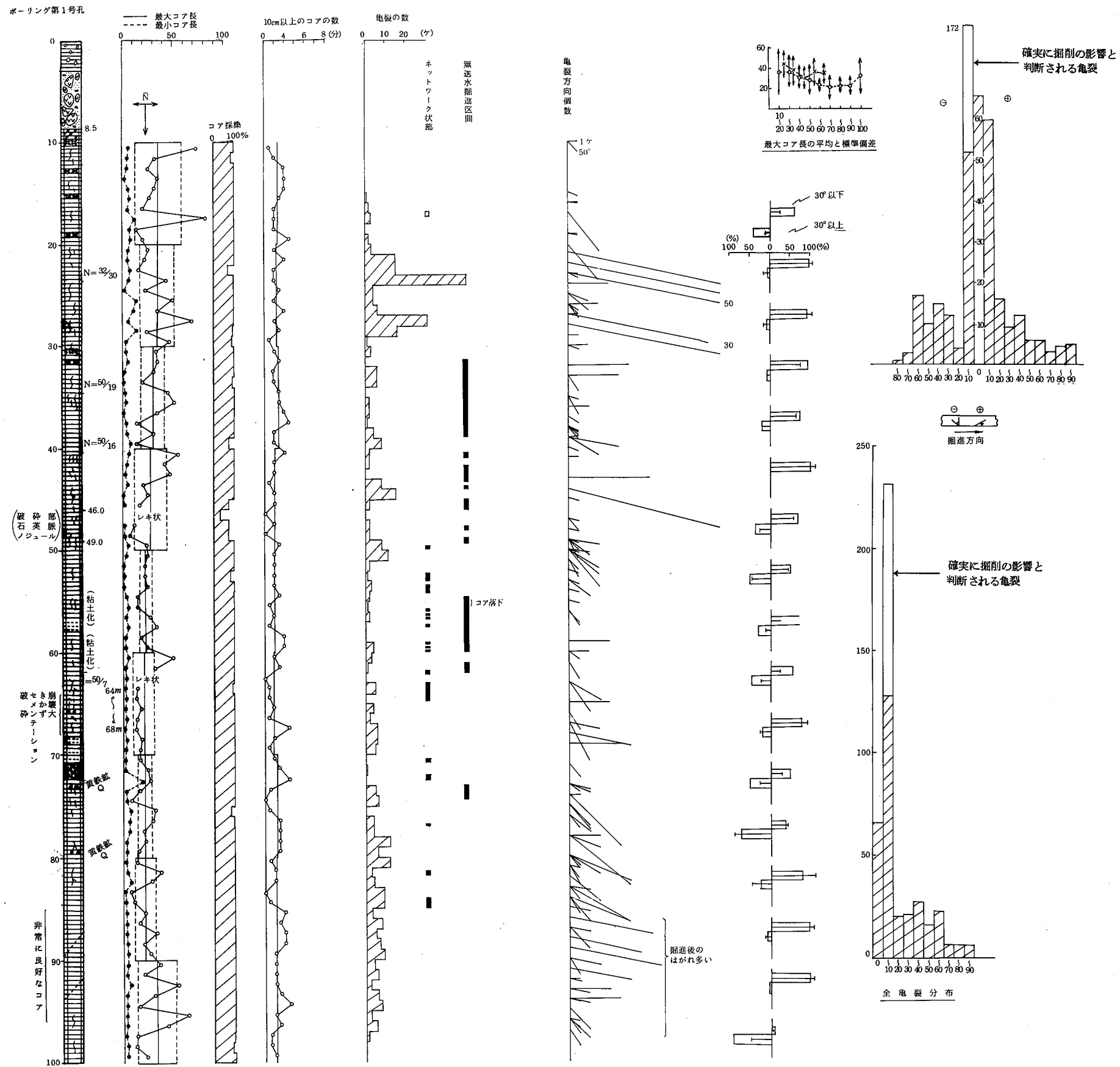


図-19 ボーリング柱状解析図

ボーリング第2号孔

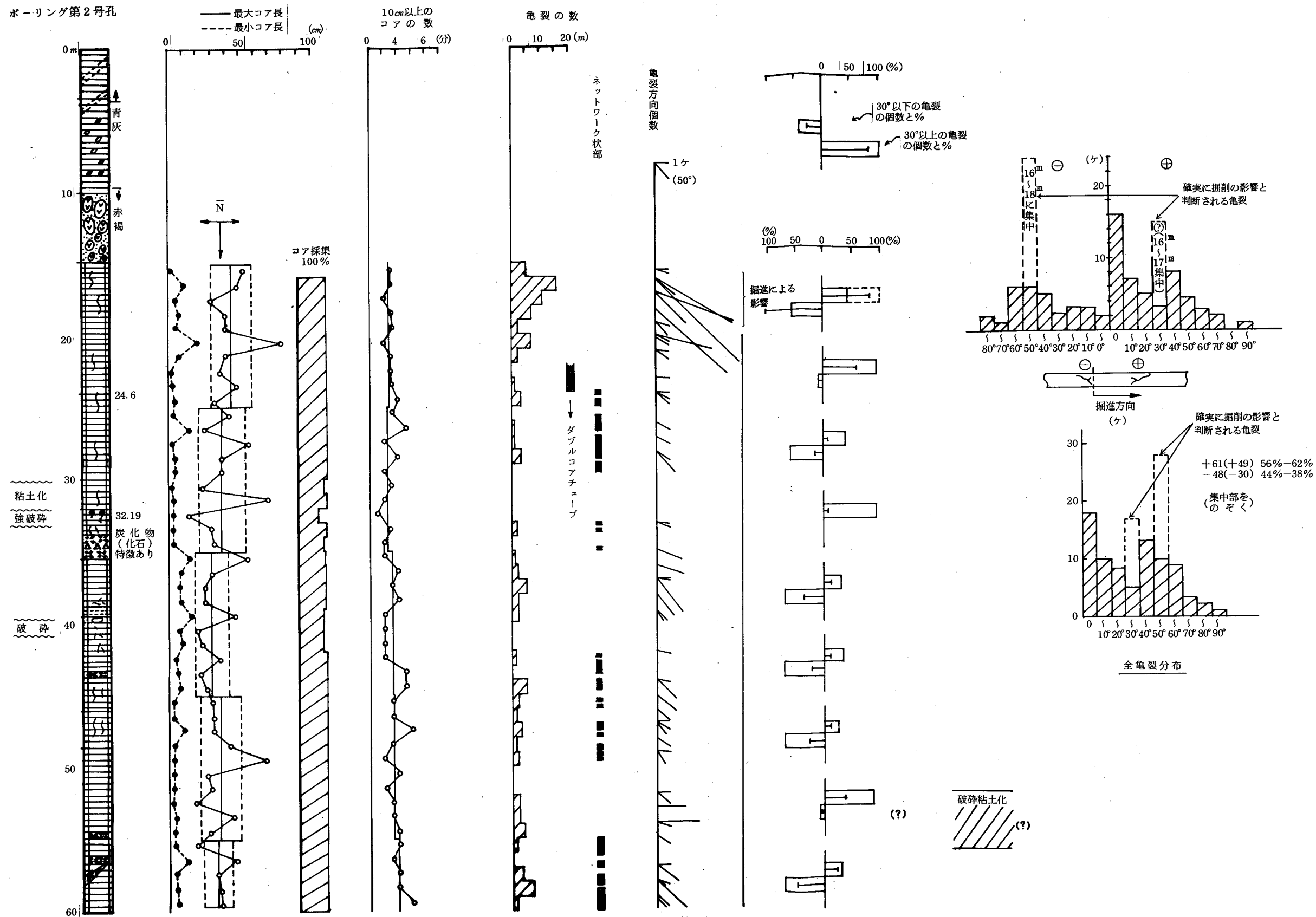


図-19 ボーリング柱状解析図

3-4-2 地下水解析について

地下水解析は、踏査時に実施した電導度測定を主として検討する。図-20に分布図を示した。釜塚および釜塚(2次)追加地区内の陸水の分布は、標高230 m、300 m、335 m附近を中心として分布する。標高230 m附近のものは230 m附近から斜面下部にいくにしたがい電導度が低下する。特に標高230 m附近のものは、異常に電導度が高いことが特徴的である。

電導度は、① 40~50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ …… 低

② 60~90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ …… 中

③ 90~250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ …… 中

④ 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上 …… 高

の4種に区分され、帯状の分布を示す。

40~50 μS の低電導度のものは、一般の降雨水河川水などと考えられ、水田地帯のものがこれにあたる。60~90 μS のものは標高335 m沿いに分布するもので、やや地下水化したものと考えられ、地形的な条件から丈ヶ山の安山岩崖錐中を流下してくるものと判定される。90~250 μS のものは標高300 m附近の湧水群と標高235 m

より下部の湧水がこれにあたる。標高300 m附近のものは、それより斜面上部のものが、この電導度より低いものしか分布しないことから、地下水に近いものと考えられる。いっぽう標高235 mより下部のものは、上部の異常に高い湧水と一般降雨水などの混合したものである可能性が高い。陸水の分布および電導度から考えて、それぞれの陸水は、成因的に異なると考えられる。標高235 m、300 mは泥岩中の裂れ……おそらく大規模地すべりによるすべり面附近を通ってくるものと考えられ、この位置がほぼ大規模地すべりの末端附近にあたると判断される。

また、地下水検層においては、BV-1号孔において深度55~60 mの深層部(推定すべり面62 m)に流動と判断される電導度の変化が認められている。BV-2号孔においては判然としな

い。また、BV-1号孔において、深度45 m、64 m附近に黄鉄鉱脈があり、この250 μS 以上の地下水は、この附近を通る深層水である可能性もある。深度64 m附近は推定しているすべり面附近にあたる。

§-4 対 策 工

4-1 対策工についての基本的な

考えかた

釜塚(2次)追加地区周辺の地すべりは、大規模地すべりとかなり密接な関係があるとみてよく、基本的には、大規模地すべりのすべり面および側端部を主地下水径路として流下する地下水の捕捉が対策の要点となる。特に「段子差追加」地区、「釜塚」などの指定地は、まだかなり広範囲が活動中であり、根本的な対策が必要である。ただこのような広範囲にわたる対策をいっきに実施するわけにはいかず、地すべり災害を考えた場合、放置できない小ブロックもある。このようなことを考えると、対策は緊急性の高い小地すべりブロックへの早急な対応と、大規模地すべりを一単位とした対策の「2本立て」がどうしても必要となる。

この大規模地すべりを一単位とした対策は当然莫大な費用と長年月を必要とする。しかし、このような観点で実施される対策は、結果的には安価となろう。対策は排水を主体とした抑制工となり、地すべり地(地内の地下水)を社会的に利用できる可能性も考えられる。

4-2 対策工マスタープラン及び問題点

対策は、大規模地すべりのすべり面および側端部附近を主な径路とする地下水をいかに効果的に捕捉するかということになる。この大規模地すべり地へ供給される地下水は、平坦化している大規模地すべり頭部への降水と丈ヶ山を中心とする

後背地からのものと推定される。大規模地すべり冠頭部および頭部の一部は広く丈ヶ山崖錐堆積物に覆われており、ここに貯留された地下水が、大規模地すべり頭部から深層化し、すべり面附近へ集中し、流下する。また一部丈ヶ山の貫入岩からの深層地下水が基盤の裂力を通り供給されている可能性もある。この大規模地すべり地内の地下水は当然裂力水であり、この分布は不規則である。このため、ある部分に集まってからの捕捉が最も効率的といえる。この部分は、大規模地すべり頭部、側端部、およびすべり面附近ということになる。この場合この地下水捕捉の位置は、④大規模地すべりの頭部附近および、⑤大規模地すべり末端附近が効率的である。

大規模地すべり頭部附近での排水は、当然すべり面までが排水の対象区間となり、図-22に示すような排水トンネルをもとにした立体排水工しかない。この工法により、すべり面より上部の旧移動地塊内、および標高335mより上位の丈ヶ山安山岩崖錐中の地下水はすべて捕捉が可能となる。この対策は、直接的には段子差追加地区、および「釜塚(2次)追加」地区の地すべりに対して機能し、間接的には標高230mライン附近の現活動中の地すべりに機能する。この基幹トンネルはおよそ1,000mの規模となる。

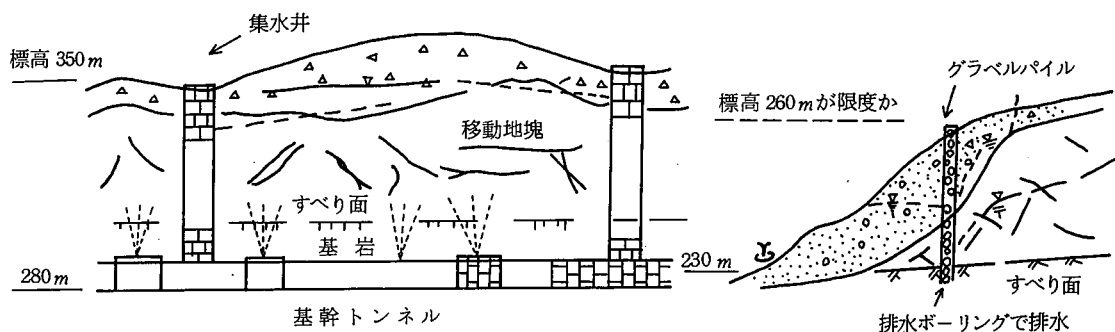
大規模地すべり末端附近での排水は、図-22に示すように排水対象区間が深度的に浅く、グラベルパイル(一部DWP)などで対応が可能となる。

しかし、グラベルパイルはその深度に施工上制限があり、おそらく現地すべり小ブロック(一部

移動中)に施工せねばならない。さらにグラベルパイルの実質的機能にも他地区の施工例から現在のところやや不安が残っている。今回の計画はグラベルパイル最大深30mを基準として計画した。

この対策工案のねらいは、上部排水トンネルで全地区にわたる地下水供給量を減らし、全域的な地すべり発生頻度を押えながら、さらに不安定ブ

ロックに対して、そのブロック直上へブロック内で地下水の流入をカットすることにある。ただ工費的な面での難点と大規模な工事となるためさらに慎重な調査が必要となる。また排水カ所が限られるため、利水関係などのトラブル発生への配慮が要求される。



※ DWP グラベルパイルのかわりにすべり面以下にストレーナーを切った鋼管を挿入。地すべり応力にも対応できる。

図-22 対策工模式図

ま と め

今回の調査は母岩の堆積時から、現在に至るまでの発展課程をとらえることによって、より適正な対策の立案が可能ではないかということにあった。今回の調査で明らかになったことは、

- i) この調査前まで、「断層あるいは貫入岩の影響で破碎粘土化をうけている。」とされていた「基岩」面下部をすべり面とする非常に大規模な地すべり(大規模地すべり)の発生が10~20万年前にあり、現在の釜塚・段子差地すべりは、この大規模地すべりと、直接・間接に関わりがあると判断される。
- ii) この地域での大規模地すべりの分布は、馬場川以北に集中しており、これは岩質・堆積環境のちがいによるものではなく、構造運動(褶曲運動)のちがいと、地形発達状況のちがいがその発生機構に大きく関与しているためと考えられる。
- iii) 調査地内の馬場川以北には、ii)の大規模地すべりの分布とともに、広範囲にデブリフロー堆積物の分布がみられ、少なくとも3枚に区分可能であり、最も古いデブリフローは20~30万年前、これより新しい2枚のデブリフローは、2~3万年前に発生したと考えられる。

iv) この地域では、20~30万年以後現在まで数回の大規模地すべり、あるいはデブリフローを発生させるような時代があったと考えられる。

v) 現在の釜塚・段子差地すべりは、この大規模地すべりのすべり面あるいは側端部を介して供給される地下水が主因と判断され、対策は、この大規模地すべりまでを対象とした対策工が必要と考えられる。

現段階では、大規模地すべり頭部での排水トンネルを主とした立体排水工と大規模地すべり末端部(現活動中の小地すべりブロック群頭部にあたる。)でのグラベルパイルを主体とした対策工の2本立てが妥当であろう。

上記したような一応の結論は得られた。しかし、提起した課題はあまりにも大きく、現段階においては、緒についたばかりといえよう。問題点として、

- a) 大規模地すべりと現地すべりの関わりについてのさらに詳細な追求。
- b) 大規模地すべりの具体的な検証方法
- c) さらに、広範囲でのこのような観点からの考察と、今回の調査地区の位置づけ。

などが挙げられ、今後さらに検討を進めたい。

＜参 考＞

P1 * 釜塚・段子差地すべり地

釜塚、釜塚（１次）追加、釜塚（２次）追加、および段子差、段子差追加地すべり指定地の総称。

** 国土防災技術佛新潟支店

地すべり対策事業「釜塚追加地区」地質調査委託

P2 * ルートマップ

あるルート（路線）に沿って地質調査した結果を記入した図。踏査路線図又は路線地質図ともいう。

** X線解析（Xray analysis）

鉱物その他の結晶にX線をあて、その回折斑点の位置、強度を計数管によって測定記録し、鉱物の同定に役立てること。

** X線回折（Xray diffraction）

単結晶あるいは多結晶物質にX線を照射すると、X線の波長と結晶の原子間隔が同じ程度であるために、各原子で散乱されたX線は相互に干渉して特定方向に強い回折X線を出す。これを記録し、結晶の格子定数、空間群を定め結晶構造を解析する。

P3 * ピーク強度

X線回折の項参照、特定方向に強い回折X線の強さ。

P4 * 整合（conformity）・不整合（unconformity）

あい重なる二つの地層間に著しい堆積の間隙

がなく、両者がほぼ連続して堆積している場合を整合。両者に著しい時間的間隙がある場合を不整合という。

** 同時礫あるいは偽礫

未固結または半固結の堆積物が、再食または同時浸食により削られて礫状体となるか、あるいはスランピングの際にちぎれて、礫状体となったものが、ほぼ同時代の砂質堆積物中に取りこまれたもの。

*** 鍵層（key bed）

任意の地域内で、比較的短期間に堆積し、相対的に大きな広がりをもち、かつ、他の層と比べて特徴のある岩相を示す地層。これを手がかりに、地層対比の一つの基準となる。

P5 * 火砕岩（pyroclastic rock）

火山碎屑岩ともいう。火山活動により地表に放出された破片状の固体物質が、固結して生じた岩石。

直接火山活動によって生じたもののほかに、火山作用以外の営力（風・流水）によって再堆積し固結した岩石も含まれる。

** K-Ar法（potassium - argon method）

岩石の年代測定法の一つ。 ^{40}Ar の岩石試料中の蓄積量とカリウムの含有量から年代が算出される。

*** 離 水

海面下での堆積ではなく、陸上で堆積したことをいう。

P9 * 堆積盆地

ある期間沈降の傾向を持続し、その間にかな

りの厚さの地層が累積する区域。

P10 * $2.5 \pm 1.4 \sim 1.8 \pm 0.8$ my

岩石の絶対年代測定値。西暦1950年を基準とし、250万年前を中心として ± 140 万年の誤差があることを示す。同様に180万年前を中心として ± 80 万年前であることを示す。

** デブリフロー (detritus) or (debris flow)
風化分解して生じた岩石の破片 (debris) or (debris) が大雨等の際に土石流化して流れること。

P11 * 基質部 (matrix)

岩石中で径の大きな粒の間隙が、それよりはるかに小さな粒によって埋められているとき、後者の部分を基質という。

P13 * 接峯面図

山頂に接する仮想的な曲面。実際には一定の基準で浸食谷を消去することによって生ずる高度分布。古い時代の地形を表わす。と考えてよい。

P14 * ウルム氷期 (würm glacial stage)

第四紀の最終氷期 (7万年～1万年前)

P15 * 地質構造運動 (tectonic movement)

地殻を構成する岩体をそれら形成後に変位変形させ、褶曲、断層などの構造的変形や破壊をひきおこす原因となる運動および過程の総称。

** 差別昇降運動

基盤の地塊がブロック状で変位するような地質構造運動。

*** 有限要素法

小さな要素に分割して、各要素間の力学的境界条件から、各要素の応力、ひずみなどをもとめる方法。

** 座屈褶曲 (buckling fold)

側方圧縮によって発生する褶曲。

〃 曲げ褶曲 (bending fold)

層状構造に直角な方向の力によって発生する褶曲。

** 片理 (schistosity)

柱状、針状または板状、鱗片状の結晶が一定方向に配列して生ずる面状の構造。

P19 * 平板すべり

すべり面の形状が直線的で平板状であるもの。大規模な地すべりはこの例が多い。

** 長形地すべり

地すべり斜面長が幅に対して著しく長い形態をもつ地すべり。

P20 * 進行性破壊

すべり面の形成が、局所的な破壊をもとにしてつぎつぎと進行していき、ついに全域にわたるすべり面形成となり、地すべりとなるような破壊機構。