

3月例会の報告

3月29日明治大で、長谷川、秋山、山川三氏の発表が行われた。参加者：19名。長谷川氏からは、今まで未調査であった蒲田川左俣谷の氷河地形についての報告があった。秋山氏からは多摩川源流部谷沿いの、山川氏からは木曽阿寺川流域斜面のそれぞれ巨礫堆積物についての報告があった。秋山氏の同定される可能性のあるチフラすべてを駆使して編年に走る姿勢と、山川氏の斜面堆積物を吟味してその堆積機構を探る姿勢とは対照的であった。

発表のあと4月からの事務局についての討議がなされ、以下のように決定した。

1986年度事務局の体制について

4月より事務局は、

113文京区本郷7-3-1

東大理学部地理学教室 高田将志気付

とする。

担当は、高田将志(D2)、島津弘(M1)

このほか、例会発表、会場、名簿作成などの仕事を補佐する

『事務局支援隊』を以下のメンバーで組織する。

岩田修二(都立大)、小野有五(筑波大)、小泉武栄(学芸大)、

清水長正(明治大・院)、松原敏子(明治大)

5月例会のお知らせ

極地地形研究グループと共催でおこないます。

----- 5月24日(土) 10:00-15:00 -----

国立極地研究所 講義室 (東上線下板橋駅下車または

都営三田線新板橋駅下車徒歩)

- 1) 福田正己氏(北大・低温研): Pingoの形成環境と形成機構について
- 2) 小野有五氏(筑波大・地球): 西スピッツベルゲン Isfjorden 周辺の周氷河地形とプロセスに関する研究 - J. Åkerman (スウェーデン・ルント大学) の学位論文の紹介 -
- 3) 森脇喜一氏(極地研)・松岡憲知氏(極地研): 第27次セルロンダーネ地学調査報告
- 4) スピッツベルゲン調査計画検討会

蒲田川左俣谷の氷河地形

長谷川 裕彦 (明治大・学)

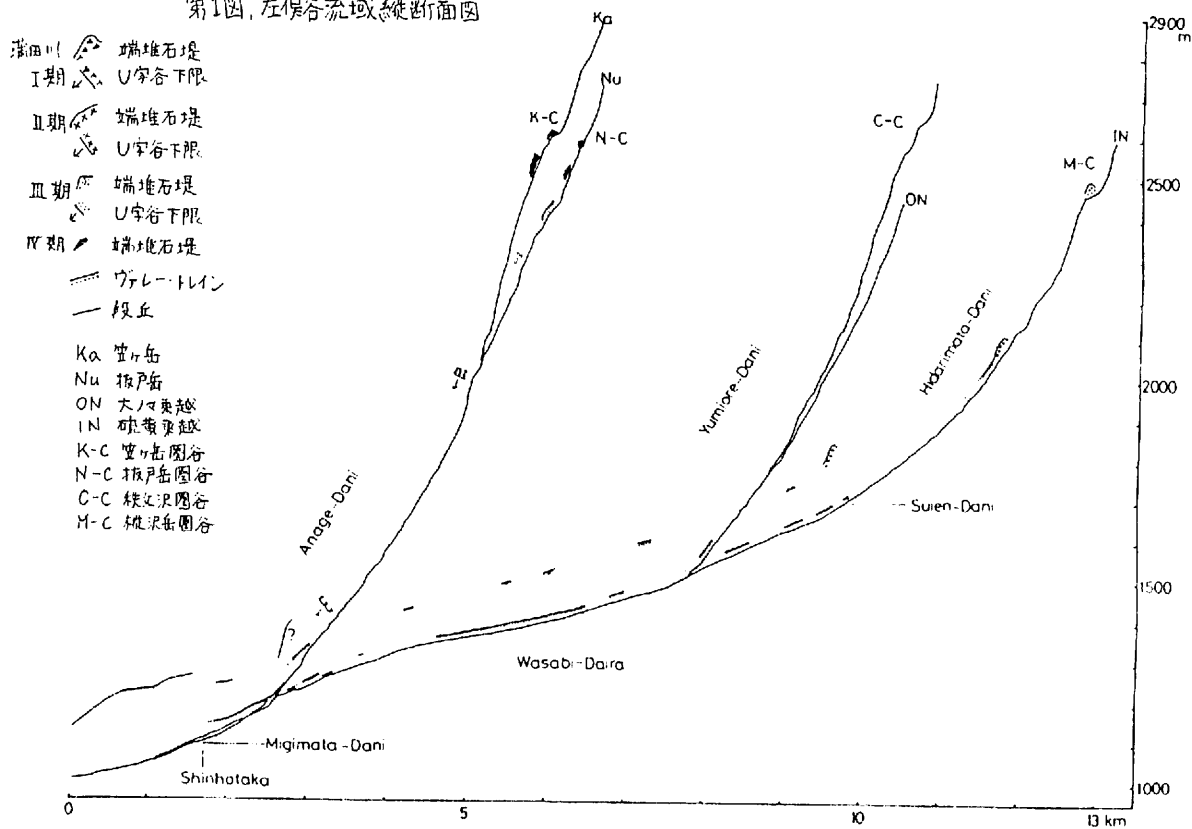
北アルプス南部の槍・穂高連峰周辺では、古くから氷河地形の研究が行われてきた。しかし、その西側の蒲田川左俣谷流域では、稜線付近のカールとカール内のモレーンの報告があるだけで、カールより下流の谷の中の地形や、氷河の消長についての研究はほとんど行われていない。演者は蒲田川左俣谷の氷河地形・氷成堆積物の分布を確認し、同地域の氷河の消長を明らかにすることを目的に調査を行ない、その結果若干の知見が得られたので報告する。

左俣谷上流部の1650m付近には最低位の端堆石堤(M1)が存在し、その上流側にはU字谷が発達する。U字谷底には層厚30m程の底堆石が分布し、右岸側から合流する支沢には、本流の底堆石よりも高い位置に堆積面を持つ底堆石が分布する。M1の下流側にはヴァレー・トレインが分布し、新穂高温泉付近に分布する蒲田川の上位段丘に対比される。U字谷上流の2050m付近には、河床からの比高10~20mに堆積面を持つ段丘状の端堆石(M2)が存在し、下流側のヴァレー・トレイン(中位段丘)に移行している。M2は上記底堆石を下刻した谷の中に形成されており、M1・M2形成期の間には下刻期の存在が認められる。左俣谷谷頭部の横沢岳圏谷圏谷底(2470m)には、一列の端堆石堤(M3)が分布する。以上のように左俣谷上流部には、M1・2・3の各端堆石堤が分布し、その形成期は古い方から左俣谷Ⅰ期(HⅠ)、Ⅱ期(HⅡ)、Ⅲ期(HⅢ)の3期に区分される。

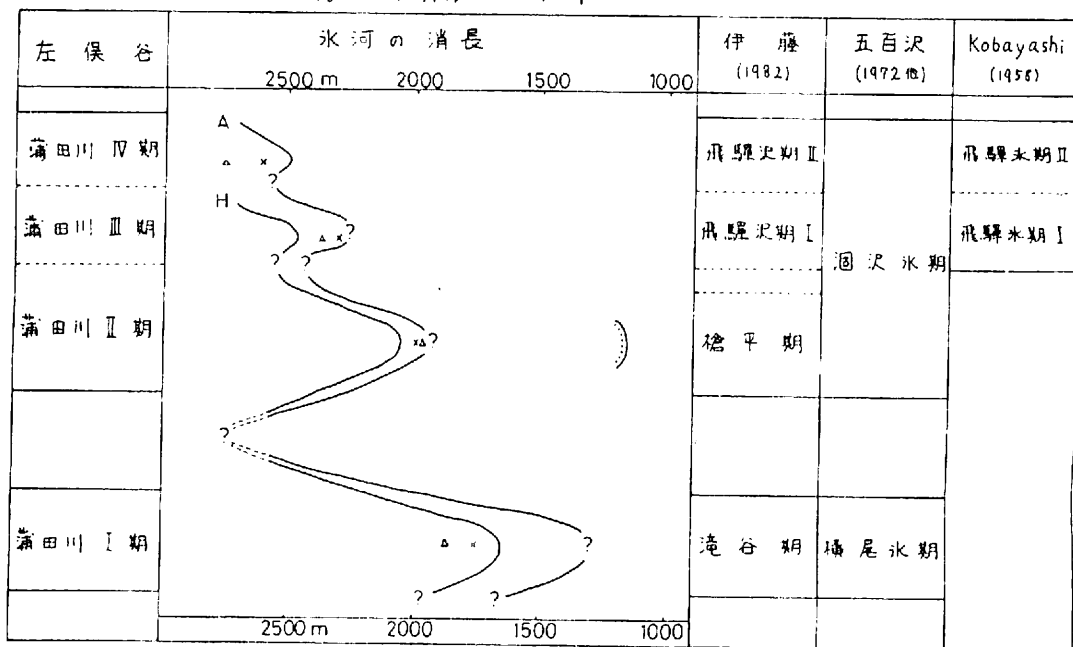
一方、穴毛谷の谷頭部には笠ヶ岳圏谷、坂戸岳圏谷が存在し、各圏谷底には数列の端堆石堤が分布する。坂戸岳圏谷から下流には、開析された氷食谷壁が断片的に分布し、それらから3段の氷食谷が復元できる。これにより圏谷内に分布する堆石堤形成期以前に3回の氷食谷形成期が推定され(堆石は未確認)、穴毛谷の氷河地形形成期は穴毛谷Ⅰ期(AⅠ)、Ⅱ期(AⅡ)、Ⅲ期(AⅢ)、Ⅳ期(AⅣ)の4期に区分される。復元された氷食谷と圏谷内の堆石堤の分布から、各期の氷河はAⅠ 1350m以下、AⅡ 2000m以下、AⅢ 2300m以下、AⅣ 2500m付近まで流下し、氷食谷の開析の程度から、AⅠ—AⅡ間には下刻期が存在したと考えられる。また、氷食谷と段丘堆積物の位置関係から、上位段丘が穴毛谷Ⅰ期のヴァレー・トレインに対比される可能性が大い。

これにより、左俣谷上流部と穴毛谷の氷河地形形成期は、HⅠ—AⅠ、HⅡ：AⅡ、HⅢ：AⅢのように対比され、左俣谷流域の氷河地形形成期も蒲田川Ⅰ期~Ⅳ期の4期に区分した。東側の槍穂高連峰で明らかにされている氷期の編年との対比から、蒲田川Ⅰ期は最終氷期前半の亜氷期に、蒲田川Ⅱ期~Ⅳ期は後半の亜氷期に、それぞれ対比されると考えられる。

第1図、左俣谷流域縦断面図



第2図、左俣谷流域の氷河の消長とその編年



A. 穴毛谷 H. 左俣谷上流部 x. 横沢 △. 飛騨氷 (x, △は伊藤, 1982による)

題目「多摩川最上流部の谷沿いに分布する巨礫を含む堆積物の編年と堆積機構」

氏名 秋山 生哉 (東京都立大学 学)

<目的>

多摩川最上流部の谷沿いには巨礫を含む堆積物が分布しているが、その堆積原因については、従来周氷河作用説、土石流説などが報告されているが、よくわかっていないので、今回テフラを携えて編年をくわしく行ない、その堆積物の堆積機構について考察してみた。

<調査結果>

堆積物の層相の内、1.層理が揃う 2.礫層と夾在する 3.堆積物中に火砕灰層を複数夾在する この3点を根拠に、この堆積物が、当地性の基盤の風化物ではないこと。又巨大崩壊のような、一過性の土石流による堆積物ではないこと。しかし、その移動に際しては流水の関与が大きいことが言える。

また、この堆積物を追跡すると、岩塊流的な表面形態に変化する所がある。(IV層、V層) ところで、その堆積物の分布域と花崗閃緑岩の分布域が一致するのは、礫が生産されやすい為ではなく、むしろ堆積を促進させる、浅い谷地形が形成される為である。

この堆積物は、テフラ、現河床からの比高、層相から、6層に区分される (図-2)

<考察>

この巨礫を含む堆積物は、一度の巨塊によるものではないが、当地域のテフラの時代の分解能の範囲で、ある時期に、比較的短期間のうちに、どの沢でもかなり共通に堆積した。

そして、その堆積時期は、氷河、周氷河現象の発達した時期や、当地域における斜面の角礫の堆積時期とは、明らかに異なり、むしろ、周辺地域の堆積段丘の段後時期と一致している。

このことは、当地域の谷沿いに分布する巨礫を含む堆積物は、周氷河作用による岩屑量の増大に伴って堆積したのではなく、気候不順による、土石流の頻度の増大によって堆積したのではないかと、そして、その堆積時期は、気候の寒冷から温暖に移行する時のように思われる。

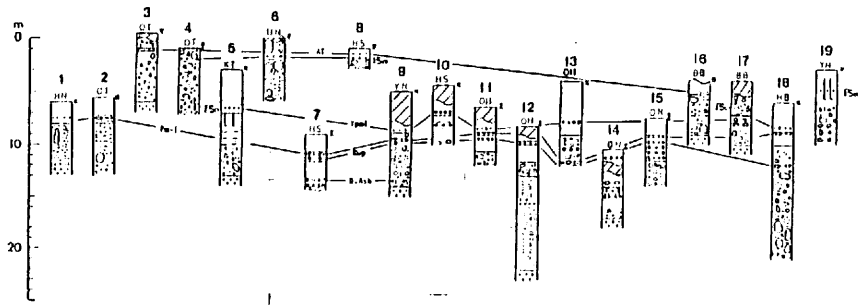
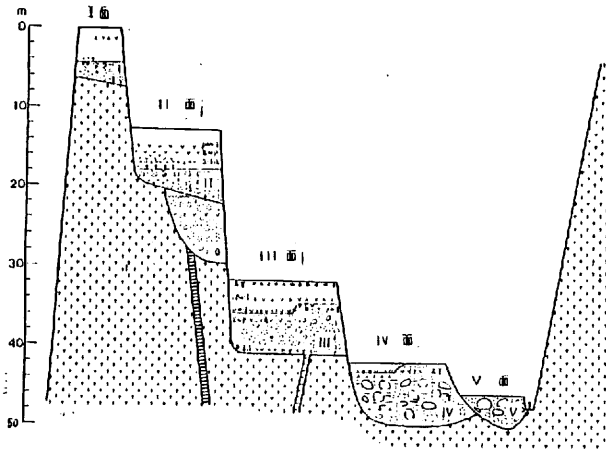


図-1 多摩川最上流部のテフラ層柱状図

柱状図上の数字、ローマ字はそれぞれ地点番号(図一と図四)と地点記号
柱状図右上のローマ数字は、堆積物区分

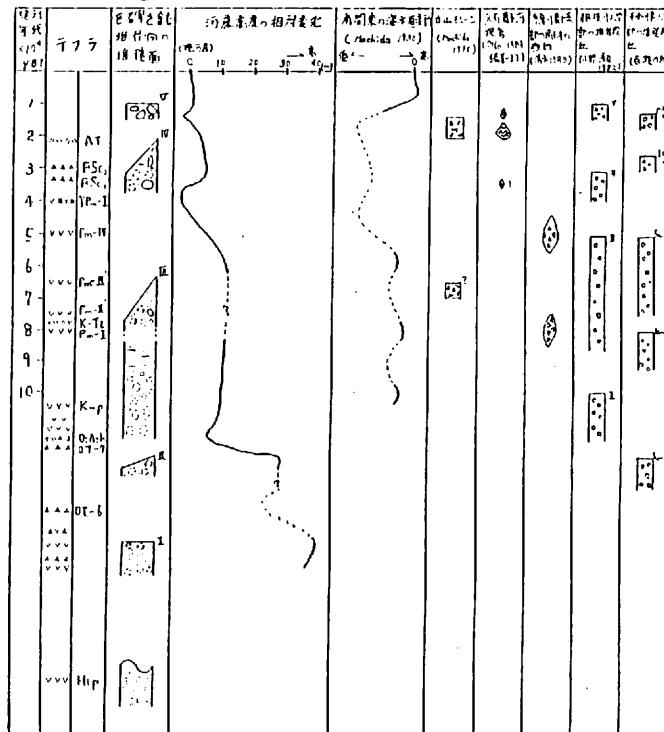
- | | | |
|--------------|--------------|--------------|
| □ 褐色火山灰層 | □ 緑柱ガラス質火山灰層 | □ スコリア層 |
| □ パミス層 | □ 岩片 | □ 褐色火山灰混じり砂層 |
| □ 砂層 | □ シルト層 | □ 堆積物 |
| □ 礫層 (花崗閃緑岩) | | |
-
- | | | |
|--------|-----------------|-----------------|
| 【形状】 | □ ブロック状 | □ パッチ状 |
| □ 層状 | □ Slightly-Poor | □ Slightly-Well |
| □ 散状 | □ Very-Well | □ 不整合 |
| □ Well | | |



- 凡 例
- | | |
|----|---------------|
| ▲▲ | 緑柱ガラス質火山灰層 |
| ▲▲ | スコリア |
| ▲▲ | パミス |
| ▲▲ | 岩片 |
| ○○ | 礫層 (花崗閃緑岩) |
| ○○ | 褐色火山灰混じり砂層 |
| ○○ | 堆積物 |
| ○○ | 層状 |
| ○○ | 散状 |
| ○○ | Well |
| ○○ | Very-Well |
| ○○ | パッチ状 |
| ○○ | Slightly-Well |
| ○○ | 不整合 |
- 【形状】
- | | |
|----|------------|
| ▲▲ | 花崗閃緑岩 |
| ▲▲ | 石英安山岩 (新鮮) |
| ▲▲ | 石英安山岩 (風化) |

図-2 多摩川最上流部に分布する堆積地形の模式断面図

図-3 多摩川最上流部のE礫と互に堆積物の断面図



(注) 河床基盤の相対高さは、河床基盤の頂面を基準として、河床基盤の頂面から河床基盤の底面までの距離を示す。河床基盤の頂面は、河床基盤の頂面から河床基盤の底面までの距離を示す。河床基盤の底面は、河床基盤の底面から河床基盤の頂面までの距離を示す。河床基盤の頂面は、河床基盤の頂面から河床基盤の底面までの距離を示す。河床基盤の底面は、河床基盤の底面から河床基盤の頂面までの距離を示す。

題目：木曽阿寺川流域における岩塊堆積物

山川克己(法政大学・院)

要旨：

木曽谷南部、阿寺川流域には、「ゴーヤ」地と呼ばれる粗大な岩塊からなる斜面が広く分布している。「ゴーヤ」地の分布および堆積構造の特徴を整理すると次のとおりである。

①阿寺川は隆起準平原を開析する侵食谷としての性格を有し、特に稜線付近で侵食が著しい。ゴーヤ地は、この稜線直下の傾斜 $30\sim 40^\circ$ の谷型斜面の最凹部に帯状に分布し、幅は $20\sim 30\text{ m}$ 、長さは $100\sim 200\text{ m}$ 前後のものが多い。②ゴーヤ地斜面の最上部には流紋岩類からなる岩壁やTorが観察されることが多い。③ゴーヤ地を構成する岩塊堆積物は厚さ $1\sim 3\text{ m}$ 程度で、マトリックスを全く欠く粒径 $0.1\sim 1\text{ m}$ 前後の角～亜角レキからなり、通常上層ほど粒径が大きい逆グレーディングを呈する。④岩塊の表面は、厚さ数cmの粗腐植層およびコケに被覆されていおり、サワラ・ヒノキ等の樹木が巨レキを抱くように根を張っている。⑤岩塊堆積物の下部には 0.3 m 前後の土壤層があり、さらにその下は最大 4 m の角レキ混じりシルト層(場所によってはシルト混じり角レキ層)が基盤の凹部を埋積している。⑥シルト混じりの角レキの粒径はゴーヤ地を構成する巨レキの $1/4\sim 1/3$ 程度とかなり小さい。⑦基盤の流紋岩類はきわめて堅硬で、板状節理、方状節理の発達が顕著である。

以上のような特徴からゴーヤ地を構成する堆積物の成因を次のように推定した。

- ①岩塊堆積物は上部の岩壁から生産された巨レキが谷型斜面の凹部に堆積したもので、小規模な谷埋堆積物である。
②岩塊堆積物直下の土壤層は、岩塊堆積後に形成されたものではなく、角レキ混じりシルト層の表面に発達した土壤層が、岩塊の堆積により埋没したものである。
③角レキ混じりシルト層は基盤上のregolithであり、基盤の風化(凍結・融解作用など)により生成されたものである。

以上のことから、凍結・融解作用により生じた角レキ混じりシルト層の表面に、(温暖化により生成された?)土壤層が発達し、その後、斜面上部の岩壁から崩壊等*により供給された巨レキが堆積したと推定される。堆積した年代については、時代指標となる火山灰層を確認していないため確実な証拠はないが、阿寺川の自然植生はヒノキ・サワラの極相林で、樹齢800年を超すものもあることから、少なくとも千年以上前の堆積物であることは間違いない。

*地震による崩壊の可能性が高いが、1984年9月の長野県西部地震では、林道の切割りを除いてほとんど崩壊しなかった。ただし、震源に近い王滝川付近の流紋岩地域では大きな崩壊が散見された。

文献：地理予23, P64~65, ('83). 法政地理13, P61~70, ('85).

流紋岩のtorがある。

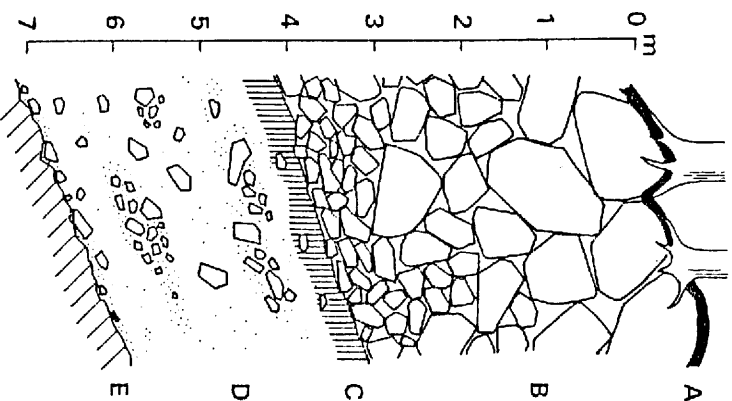


Fig. 5 岩壁斜面構成層の模式断面図
A: コーヤ地層 B: コーヤ地層 C: 埋込土
層 D: 埋込土層 E: 埋込土層

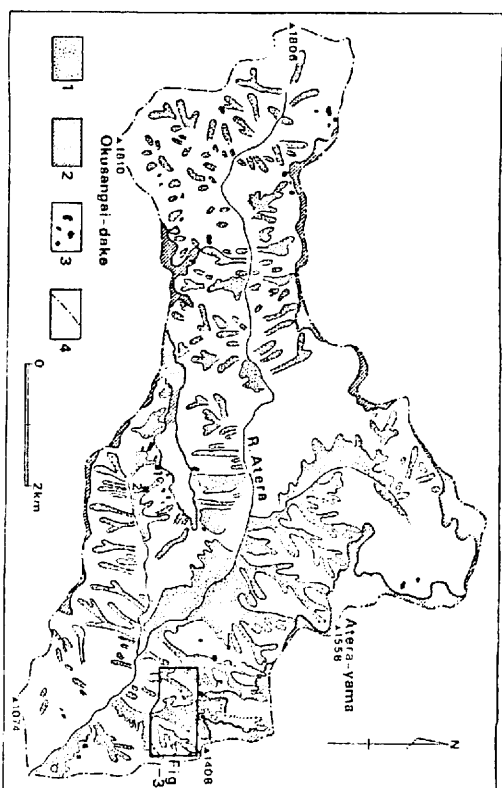


Fig. 2 研究区域におけるコーヤ地層の分布
1: コーヤ地層 2: 埋込土層の分布
3: 埋込土層 4: 埋込土層

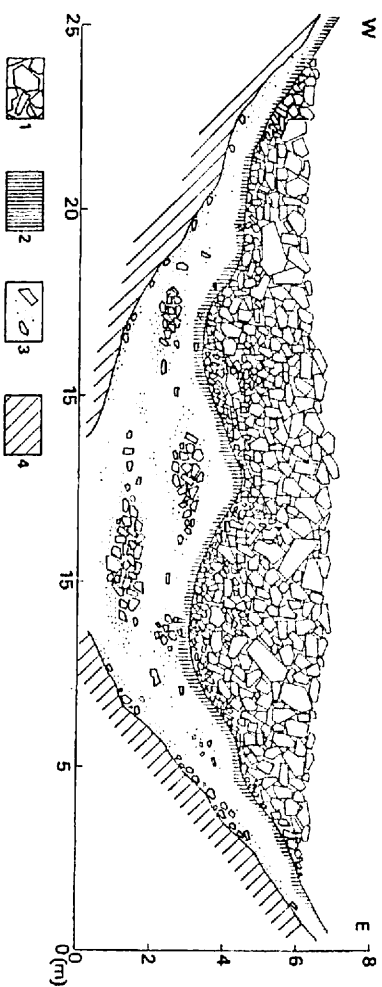


Fig. 4 タルカ沢林道の南向き山腹斜面に発達する
岩塊堆積物 (Fig. 2, Loc. 2)
1: コーヤ地層を欠く岩塊層 2: 埋込土層 3: 埋込土
層 4: 埋込土層