

山地地盤の研究 (I)

— 弾性波探査による田上山地の花崗岩風化帯について —

中 川 鮮

A STUDY ON THE GROUND OF MOUNTAINOUS REGION (I)

— On the Weathered Granite Zone at Tanakami
Mountain Range due to Seismic Prospecting —

By Akira NAKAGAWA

Synopsis

The methods of seismic prospecting using *P*-waves were investigated on the ground of weathered granite zone at mountainous region. Its object were that to made clear for mechanism of weathering on the ground at mountainous region. At the ground of weathered granite zone, it was made up of become three type structures with V_I , V_{II} and V_{III} .

Specially, on the layer pointed out V_{II} , it was concerned for the process of weathering relative to granite rocks. It obtained the response that be possible show the exponential curve from V_p in V_{II} .

I. はじめに

山地地域の地盤を構成する表層風化帯は、地すべり、山くずれの移動形態をとる崩壊に関与する不安定土砂・土塊となりやすい性質をもっている。山地崩壊の発生は、風化帯の形成がなくても、ほかに卓越した原因によって地盤の強度低下があれば起りえるが、“風化”現象を広義に解釈すれば^{注)}、自然条件下における風化帯の発達形成は、一義的に地盤の安定条件を低下せしめ崩壊が発生する素因と考えられる。

風化帯の形成には物理的・化学的なさまざまな因子が包括されているが、災害科学的取扱いをする立場から考えれば、風化によって不安定土砂・土塊となりやすい表層地盤の状態を物理的な量の測定に基づいて解明することは有意義である。

具体的には、山地地域の表層風化帯は弾性体地盤として有限的空間的広がりをもっているため、volumeの算定可能な長さをunitとした地盤構造解析法、また、弾性定数など地盤の力学的性質を用いる強度判定法など物理量に基づいた方法論の確立が必要である。

わが国に広く分布する花崗岩地帯では、花崗岩の特性である深層風化などが原因として、崩壊に起因した災害を多く引き起している。花崗岩の風化物である“真砂”は風化によって母岩から生成した物質であってそれが初次的に移動する形態を分類すれば、地表流による掃流砂の移動、地すべり、山くずれにみられるmass movementによる移動がある。山地地域のmass movementは風化帯としてのある層厚をもつ地盤構造に卓越して発生しているため、山地地域という立地条件下でも実施できる調査方法によって、特に傾斜面上部に形成している風化帯を調べてみる事が望まれる。

注) 山地地盤は地すべり、山くずれ、土石流、泥流、solifluction、地表面侵食などのmass-wasting¹⁾の発生する前段階で、物理的・化学的な風化作用をすでに受けている。この風化作用で、主に地表面からの外的作用による風化(weathering)及び地かく内部からの地質的な変成・変質(metamorphism)を含めて広義

の“風化”とする。変成岩の hornfels, schist, mylonite のような変成（変質）作用を受けたものも、広義の“風化”として考えられる。地盤を構成する母岩がなんらかの営力によって、力学的強度の低下による軟弱層の形成は“風化”の結果と解釈する。

2. 調 査 地

調査地としては、滋賀県大津市の南部に分布する粗粒黒雲母花崗岩を主体とする田上山地 (Fig. 1) で信楽川右岸の滝ヶ谷地区 (Fig. 2) を選んだ。

田上山地は海拔約 200~600 m の高度をもつ山よりなり、広い範囲にわたってハゲ地となっている。ハゲ地の密集した田上山地は、湖南アルプスとも通称されており、晩壮年期の地形として特異な景観を示している (Photo. 1)。このハゲ地に代表される山地地域の荒廃の成因としては、奈良、平安時代の宮殿の造営及び社寺仏閣の建立にともなう濫代、また兵火による焼失、陶土採掘、燃料材の伐採など、人為的なものだといわれている²⁾。

調査地の滝ヶ谷地区 (Fig. 2, Photos. 2~4) は、田上山地の尾根部に多く分布する花崗岩風化物で形成される typical な風化帯の一つで、最近、松田、奥西³⁾ が調査して、風化帯として一部考察をおこなったところである。

松田、奥西³⁾ によると、現地観察をして“一般に風化帯は相当厚いと考えられているが、流土地の例では 5~10 m 程度、厚い所でも 20 m を越える所は少ない。風化帯はほとんどの地域で、頂上から見た場合の最初の傾斜変換線附近より上の部分にあるのが普通で……、”とのべ、また“風化帯は流土地区、森林地区の多くの地域に存在し、古い時代からの残積土である可能性を示さしている……。”と記述している。松田、奥西の記載する風化帯は、本文中中に著者が風化帯と呼んで取り扱っているものと同義語と考えられる。

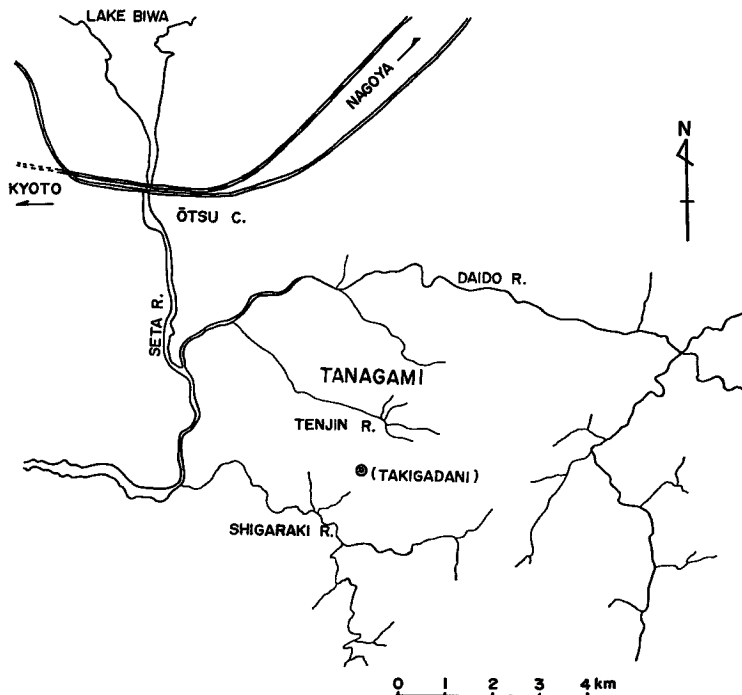


Fig. 1 Rough map in Tanakami mountain range.

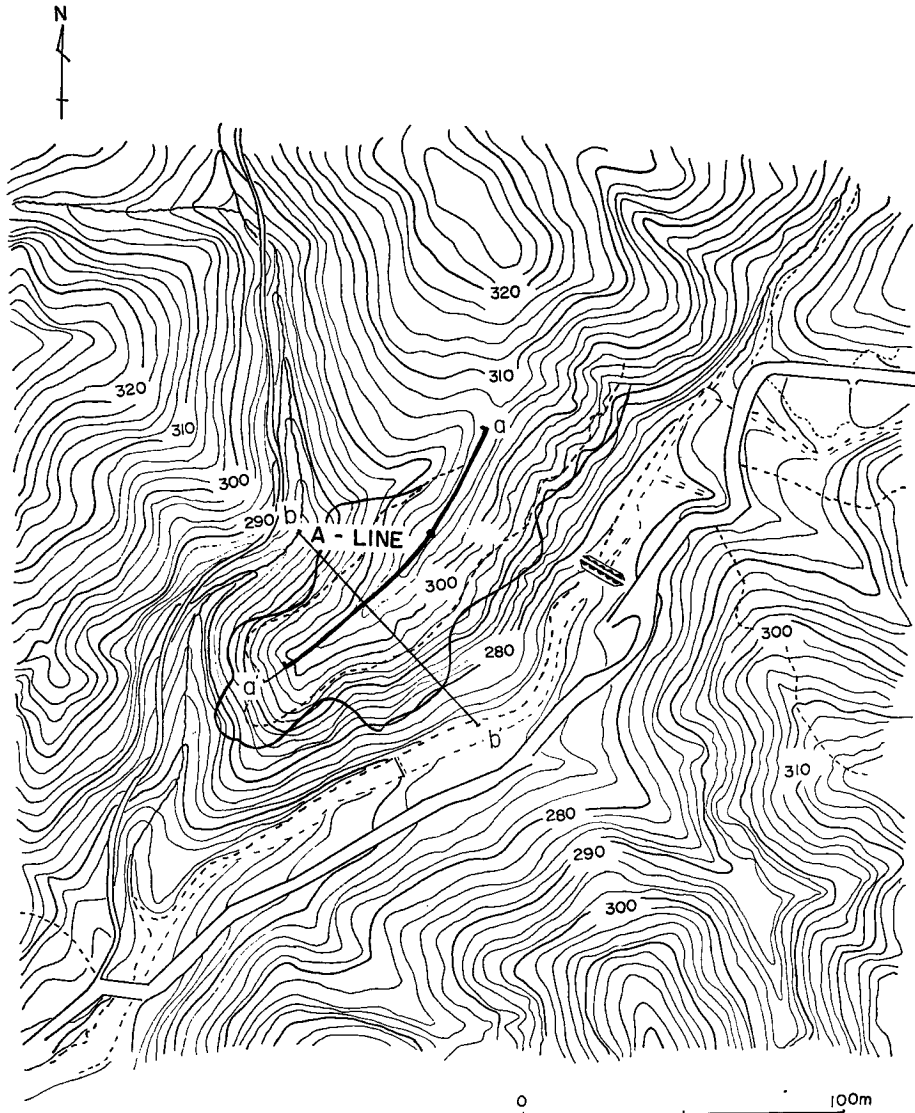


Fig. 2 A-line at map of Takigadani section in Tanakami mountain range.

風化帯とは別に風化層 (weathering layer) という語があるが、一般に地質的な意味をもつように思われる傾向があるので、風化帯 (weathered zone) という語を用いる方がよい。しかし、本報文では地層そのものを、いわゆる地質学的な取り扱いによってみるのではなく、弾性波探査によって、地層の弾性波速度という物理的な見地で考察を試みるのであるから、便宜的に“風化帯”を使用しているが、風化帯と風化層とを厳密に分類しているわけではない。

田上山地についてこれまでにおこなわれた研究をみると、繁沢⁴⁾は、地質学鉱物学の立場から、同地域の花崗岩、pegmatite について、風化した biotite を調べるという方法を用いて研究している。

池田⁵⁾は地形学的立場から谷の発達と山地解体との関係について詳細に論じており、花崗岩山地の解体は、



Photo. 1 An example of landscape at weathered zone.



Photo. 2 Weathered zone of Takigadani section.



Photo. 3 Weathered zone A-line in Takigadani section.



Photo. 4 Weathered zone at slope in Takigadani section.

風化の進んだ山地の平坦面に現輪廻の谷が形成されることによって生じ、バッドランドの存在は山地が急速に解体されつつあるものによるとしている。

北野等⁶⁾は、地域内の大戸川の天然水について化学分析をおこない、岩石風化、崩壊について論じている。

奥西⁷⁾等⁸⁾は、陸水学の立場から、同一地質条件で風化状態、植生、土壌発達、ハゲ地の分布などの相違に着目し、その原因の一部を陸水循環、風化、侵食の相違に起因するとのべている。

福尾⁹⁾は、冬期の frost action による被侵食性の増大、夏期の土砂移動を実測して、土砂移動の定量的把握を試みている。

武居等¹⁰⁾は、同地域における表面侵食による土砂生産量を知るため、試験地を設けて観測をしている。それによると、平均降雨量 1550 mm/year, 斜面の土砂移動は主に 3~5 月, 7~9 月におこり, 平均侵食深 13~15 mm/year, 3~5 月に生じた移動性土砂は 5~9 月の豪雨時に運搬する。運搬平均土砂量は裸地で 3900 m³/km²/year, 植栽地で 20 m³/km²/year, 裸地の移動性土砂の流出過程の周期は 1 年で完了するが植栽地では

1年で完了しない。その他詳細な研究をおこなっている。

調査地滝ヶ谷地区内で、探査測定地としたのは、Fig. 2 に示した A-line (a-a') で、地形的に尾根状をなした位置である (Photo. 2)。地形踏査によってこの地点は、表層に花崗岩風化物をのせて、内部のある深さには基岩として硬質の未風化花崗岩があると推定された。推定の基準として、松田、奥西²⁾ によって報告された傾斜面に認められる傾斜変換線より上部にある地層を推定風化帯として、その模式図を Fig. 3, Fig. 4 に示した。Fig. 4 では weathered zone として示してあるが、この地層だけが風化を受けていて、下部層が未風化の基岩を構成しているとは、傾斜変換線より下方斜面の露岩を観察してみても、不均質な風化状態を示していることなどからして考えがたい。しかし、地表面を観察するかぎりの地形踏査において推定すれば、傾斜変換線附近に地層の不連続面の介在が推定され、未風化の花崗岩ではないにしても、やや風化のおくれた岩層として下部へ移行していると考えられた。

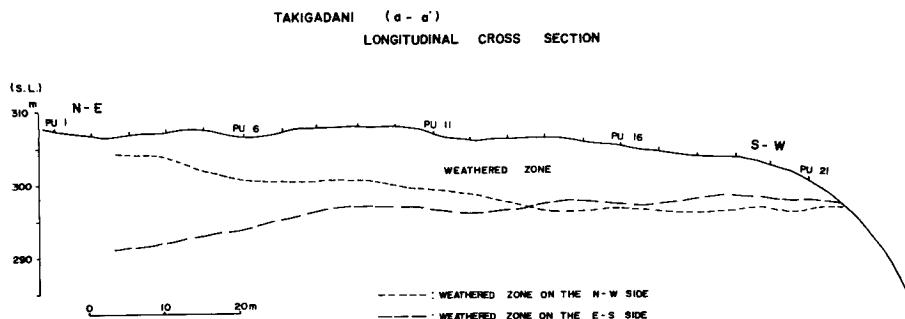


Fig. 3 Topographical cross-section of weathered zone on A-line (a-a') in Fig. 2.

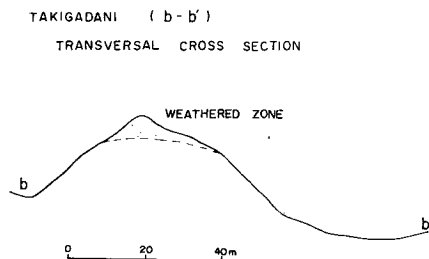


Fig. 4 Topographical cross-section of weathered zone on b-b' line in Fig. 2.

3. 探 査 法

実施した弾性波探査は P 波の初動を用いる屈折波法である。この場合地盤が stress, strain について弾性的限界内での弾性体とみなし得る挙動を示し、實際上、弾性地盤中に存在する波動現象として取扱うことができるという性質に基づいている。

滝ヶ谷地区における調査では P 波、S 波の速度測定をおこなってみたが、本報文では取扱いが比較的容易な P 波の測定結果と地形踏査による結果とを照合してみた。また、S 波については、ハンドオーガーによるボーリング孔中でも測定しているので、続報において論ずる予定である。

S 波による地盤の地下構造探査については、最近研究¹¹⁾ がすすんできたので、S 波利用による成果が期待できる。特に弾性波動の観測点を地表だけではなく地中に設けると、地盤構造の解釈は正確なものになる

ことが認められている^{12), 13), 14), 15)}。

今回の調査に使用した探査器は OYO 製 PS-5 HANDY-SEISMOGRAPH (小型地震探査装置) である。

増巾器は、増巾度 80 db, 成分 6 ch., 周波数特性 5~2000 Hz, 電源 9 V (乾電池), 記録器は、紙送り速度 30 cm/sec, 60 cm/sec, ガルバノメーター G タイプ周波数 300 Hz, 成分 7 ch. (time mark 100 Hz) 電源 12 V (バッテリー内蔵) 受震器は、Hs-J 型 /28 Hz/6 個/縦横使用可能である。起震装置は、人為的にハンマーによって shot mark 発生装置のハンマーリングヘッド (電磁変換器内蔵) を打撃して起震し、shot mark を記録紙上にマークする。

使用したハンマーは 16 lb. の鉄ハンマーである。

滝ヶ谷地区での探査は signal としてハンマーによる人為加震であるが発生する signal power に限界があり noise の影響で初動の読み取り可能な記録が得られる shot point と受震点間の距離は 57 m までであった。SN 比を上げるために受震器を地中に約 20 cm 埋設した。

Fig. 5 に示したように record (a), (b) では初動 P 波の response が読めるが record (c) については noise と signal による波形が confuse して読みとれない。

探査線 A-line (Fig. 2) 上に、0~100 m 間に 5 m 間隔で受震器を設置し shot point は 25 m 毎にしたが、A-line 上で、近接受震器への強い影響をさけるため Fig. 6 に示したごとくそれぞれ 1 m づらして加震した。

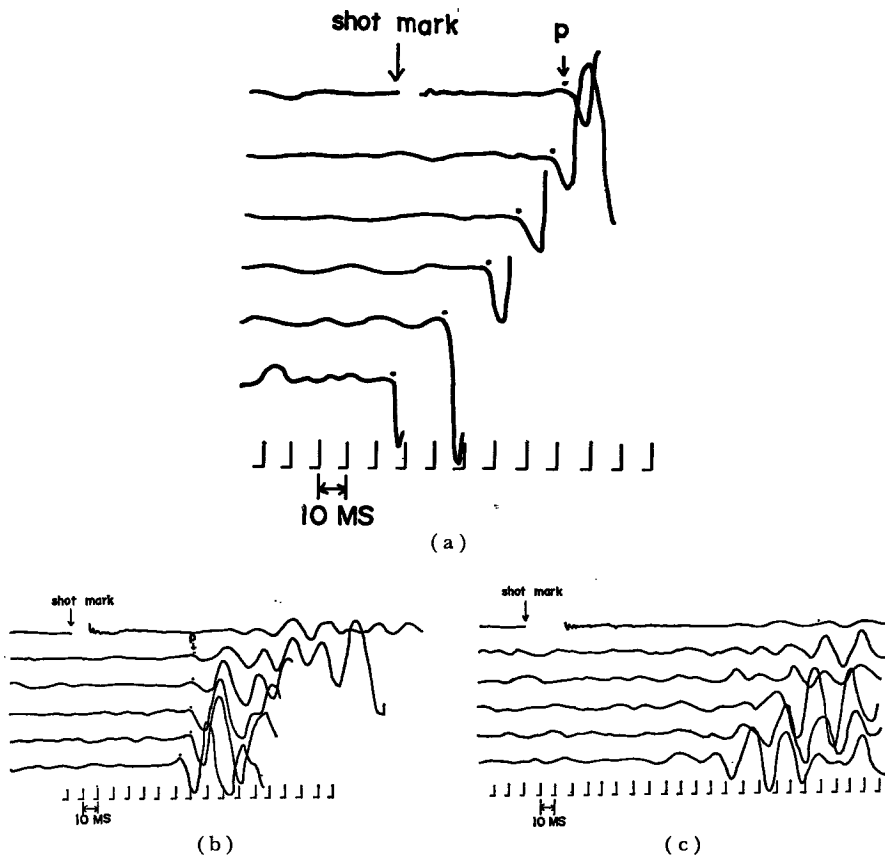


Fig. 5 An example of refraction records of P-wave, (a), (b) and (c).

4. 探 査 結 果

滝ヶ谷地区に設けた探査線の A-line (Fig. 2) 上での P 波速度測定に基づいて Fig. 6 に走時曲線を示した。走時曲線中 A_{III} の破線部分は、記録の読み取りができなかったところで、その原因は記録紙上で初動の立ち上がり不明瞭であることによる。また、Fig. 6 の黒丸印でプロットしたのは、読み取りはおこなったがやや不確かさを残して、白丸印でプロットした確かなものとを分類したものである。

Fig. 7 に地下構造解析結果を示したが、Fig. 6 の走時曲線を三層構造と仮定して得られたものである。V_I, V_{II}, V_{III} で三層に分けた各速度層においても、速度 (V_p) に水平方向の local なバラツキがかなりある。上部から第 1 層目の速度層 V_I の V_p は 0.37~0.55 km/sec と尾根の先端に近づくほど速くなっている傾向がある。同じく V_{II} では 0.74~0.83 km/sec, V_{III} では 4.0~6.0 km/sec とする。

V_I~V_{III} の各速度層の境界を示す深度は、V_I と V_{II} では地表より 5~6 m 深にあり、V_{II} と V_{III} では 12~20 m 深にある。V_I と V_{II} では 0.37~0.55 km/sec と 0.74~0.83 km/sec と V_p にあまり差がない。しかし、V_{II} と V_{III} では V_p による contrast が大きく、媒質の物理的性質が明瞭に異なっていることを示すものであろう。

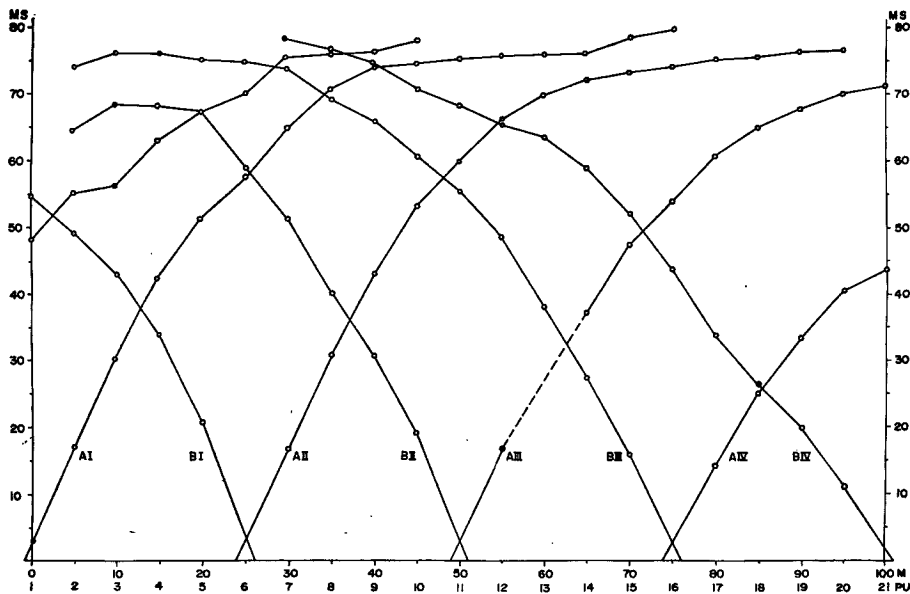


Fig. 6 Travel time curves at the refraction spread A-line.

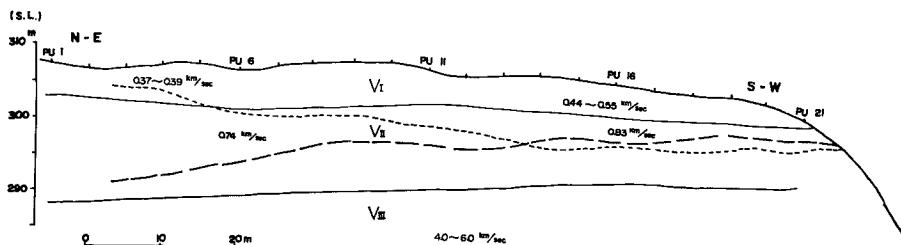


Fig. 7 The structure analyzed from travel time curves at the spread A-line.

走時曲線 (Fig. 6) においても, shot point より 45 m 以上離れた点で測定した走時は急に緩勾配となり, V_{III} に相当する弾性波が速いことを示している。このことは Fig. 6 の走時曲線で AI, AII, BIII, BIV の各曲線において認められる。 V_{III} の速度層は $V_p=4.0\sim 6.0$ km/sec という値からしても未風化の基盤岩を構成していると解釈できる。 V_I, V_{II} の各速度層に介在する境界面は, 弾性地盤の媒質の contrast を速度比によってみると $0.37\sim 0.55/0.74\sim 0.83$ である。A-line 上の PV-7 地点にハンドオーガーで深さ 5.5 m の孔を掘り, 掘りあげた花崗岩砂及び人力によってでも掘進でき得る地盤の硬度からして, V_I で仮定される最上層部は, 花崗岩の風化が著しく岩としての性質は全くもっていない媒質である。まだハンドオーガーで確認していないが, V_{II} で仮定した2層目については風化は V_I と同程度すすんでいるが, 降水の滲透など外部からの営力が少ない深さにあり, 風化物の層であっても, 母材が深成岩の一種であって, 堆積砂層のように, かって移動した砂で形成されたものでなく未攪乱であるがためやや速度が速く測定されるのかもしれない。このことを調べる目的で A-line 上で PV-7~8 の場所で受震器を 1 m 間隔に設置して, V_I の直接波によるものだけを測定してみると Fig. 8 のような低速度の走時曲線を得た。それは弾性波速度 250 m/sec である。また, A-line 上 PV-7 から傾斜面 (E-S 側) 上部に露出している完全に風化して軟弱化しているが, 尾根筋頂上部で見られるものよりややしまった地盤に同じように受震器を地表に 1 m 間隔に設置し測定してみると Fig. 9 で示す走時曲線をえた。それによると弾性波速度 410~440 m/sec である。この結果 V_I は母岩の花崗岩から風化して, やや攪乱をうけた砂層であっても弾性波速度によってみれば, 不均質な分布をもつ媒質である。そのことは母岩を形成していたときの造岩鉱物の粒形などの不ぞろいによるものか, 砂層化したのちに滲透水の影響を被って不均質なものになったのか, あるいは他の原因によって弾性波速度に反映しているのか詳しいデータによる検討を試みなければ解らない。

V_{II} に相当する Fig. 6 の走時曲線を見ると, 弾性波速度の増加状態は深度の増加には一次的には関係ない変化を示し, むしろ, 岩石の風化帯においては深さに対して指数函数的であると考えるのが適切で, mirage 層として理解されているものである。

V_{III} の V_p は $4.0\sim 6.0$ km/sec と硬い花崗岩による媒質と考えられ, その上部に V_{II} がのっていて, 現在風化作用が顕著に働いている層としての可能性があり, 今後データをふやし検討を試みるべき問題である。

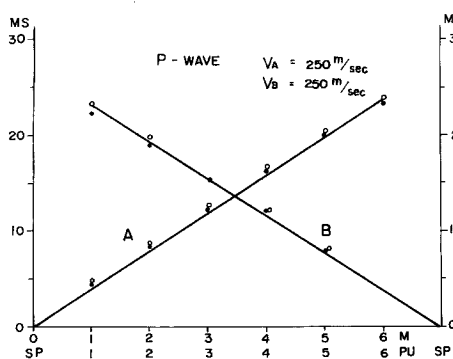


Fig. 8 Travel time curves at the spread PU-7~8 in A-line.

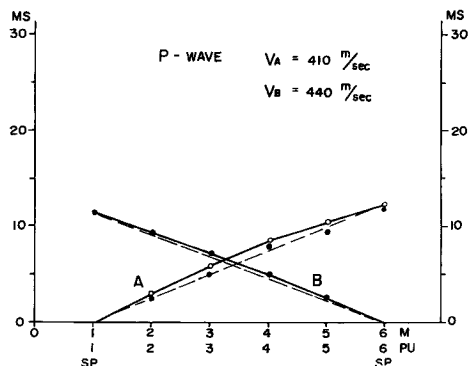


Fig. 9 Travel time curves at the spread the slope (E-S) from PU-7 in A-line.

5. おわりに

花崗岩風化帯の V_p による地盤構造については一つの結果を得ることができた。しかし, 初の予想では, V_{II} の風化現象が進行中だと考えられた層では, もう少し垂直的に厚い層において V_p が変化していると考

えていたが、結果では V_{III} の上部では指数函数的曲線変化をしていると考えるのがよいことがわかった。花崗岩の風化においては、ここに一つの問題点があるように思える。

ハンマーによる人為的加震では起震力に限界があり、signal power が今回の探査規模では少し不足であった。一考を要する問題であるが、山地地域で少人数で、しかも、大掛かりにならない調査において適切な方法を考えなければならない。

花崗岩風化帯でも、水平方向と垂直方向では、地盤のもつ弾性波速度に異方性があると考えられるし、また、irregular な分布があると推定できる。花崗岩の地質的不均質さ、風化 type による不均質さがあり、弾性波速度においても local な変化をもっていると考えられる。

こうした地盤の特長については今後の課題と考えられる。

本報文のおわりにあたって、貴重な助言と指導をして下さった吉川宗治教授に厚くお礼を申し上げます。また調査において始終協力して下さった奥西一夫助手、後藤典俊助手に感謝の意を表します。報文作成に図かきなどを手伝っていただいた倉内洋子、島田糸子両氏に感謝いたします。

調査地について便宜を計って下さった建設省琵琶湖工事事務所工工事課長橋本明氏に深謝いたします。

参 考 文 献

- 1) L. Bloom 著、樫根勇訳：地形学入門，地球科学入門シリーズ 1，昭45. 2，初版，pp. 54-57.
- 2) 建設省琵琶湖工事事務所：瀬田川の砂防，昭 44.
- 3) 松田博幸・奥西一夫：田上山地の禿山の地形学的特性，京都大学防災研究所年報，第 13 号 A，昭 45. 3，pp. 541-555.
- 4) Shigezawa, K.: On the Weathered Biotite from Tanakami Granite and Granite Pegmatite, Shiga Prefecture, Japan, 滋賀大学学芸学部紀要，第 11 号，昭 36.
- 5) 池田碩：花崗岩地域の地形学的研究，立命館文学，233 号，昭 39，pp. 157-174.
- 6) 北野 康外 3 名：天然水の化学的組成による大戸川流域の岩石の風化崩壊の研究（その 1），京都大学防災研究所年報，第 10 号，昭 42. 3，pp. 529-598.
- 7) 奥西一夫・夏川享子：山地小流域に関する陸水学的研究（Ⅰ），京都大学防災研究所年報，第 10 号，昭 42. 3，pp. 89-101.
- 8) 奥西一夫：山地小流域に関する陸水学的研究（Ⅱ），京都大学防災研究所年報，第 13 号 A，昭 45. 3，pp. 589-599.
- 9) 福尾義昭：山地斜面の昇降と土砂移動の観測，土砂の流出流送に関する河川災害の基礎的研究，昭 44，pp. 30-35.
- 10) 武居有恒・遠藤隆一：土砂生産源に関する研究，土砂の流出流送に関する河川災害の基礎的研究，昭 44，pp. 109-114.
- 11) 吉川宗治 外 1 名：地震探査の応用と実施例，物理探査の土木工事への応用，昭 45. 4，pp. 25-50.
- 12) 狐崎長琅：孔中固定式受震器による S 波の観測（Ⅰ），物理探査，第 20 卷，第 1 号，昭 42. 2，pp. 1-15.
- 13) 後藤典俊：地中地震計による探査について，京都大学防災研究所年報，第 10 号 A，昭 42. 3，pp. 181-188.
- 14) 狐崎長琅：孔中固定式受震器による S 波の観測（Ⅱ），物理探査，第 20 卷，第 2 号，昭 42. 4，pp. 47-57.
- 15) 狐崎長琅・後藤典俊：孔中固定式受震器による S 波の速度分布の測定，京都大学防災研究所年報，第 12 号 A，昭 44. 3，pp. 191-204.