

弾 性 波 探 査 の 概 説

平成 8 年 10 月

日本物理探鑛株式会社

目 次

1 . は じ め に	1
2 . 弾 性 波 速 度 と 地 質 工 学	3
2.1 弾 性 波 の 分 類	3
2.2 弾 性 波 探 査 に よ る 速 度 と 地 質	4
2.3 弾 性 定 数	7
2.4 割 れ 目 と 弾 性 波 速 度	9
2.5 含 水 に よ る 速 度 の 変 化	13
2.6 耐 震 調 査 と S 波	16
2.7 弾 性 波 速 度 と 物 性 値	19
3 . 走 時 曲 線 の 解 析	23
3.1 基 本 と な る 解 析	23
3.2 弾 性 波 探 査 の 適 用 上 の 限 界	32
4 . 建 設 工 事 に 適 用 さ れ る 弾 性 波 探 査	43
4.1 ダ ム サ イ ト の 弾 性 波 探 査	43
4.2 ト ン ネ ル の 弾 性 波 探 査	48
4.3 地 す べ り 地 の 弾 性 波 探 査	53
4.4 採 土 、 採 石 場 の 弾 性 波 探 査	54
4.5 構 造 物 基 礎 の 弾 性 波 探 査	55
4.6 切 土 地 点 の 弾 性 波 探 査	56
5 . 海 域 で の 弾 性 波 探 査	63
5.1 音 波 探 査	63
5.2 海 底 屈 折 法 (リ フ ラ フ ォ ン)	67
5.2.1 測 定	67
5.2.2 走 時 曲 線 の 形 状	69
6 . 結 言	71
参 考 文 献	73

1. はじめに

物理探査は、地下資源，土木建築，防災などに関する調査に広く適用されている。

通産省の地質調査所では、大学，研究所および会社が毎年実施した物理探査を、事業対象別および方法別に集計して「物理探査、調査研究一覧」として発刊している。

この資料にもとづいて、日本国内における土木建築分野での物理探査の方法別調査件数の年毎の推移を図1.1に示した。

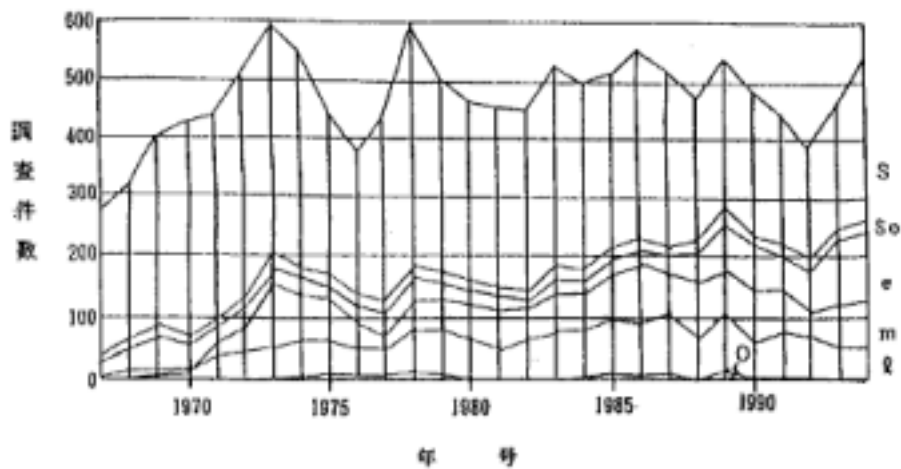


図1.1 土木，建築関係の方法別調査件数の推移（日本国内）

S：弾性波，So：音波（海域），e：電気，m：磁気

l：検層，O：放射能，測温，その他

図1.1によると、1960年代は、土木，建築関係の物理探査は、ほとんど弾性波探査が主であったが、現在では電気・磁気探査および検層などの物理探査が加えられ、年間500件を超える探査のうち約半分が弾性波探査となっている。

さて、土木関係で弾性波探査が用いられているのは、主としてトンネル，ダム，発電所，斜面，構造物基礎，耐震設計などを対象としており、主として屈折波法による弾性波探査である。

一般に、岩盤を対象とする地域での工事には、岩石の地質学的分類に加えて、弾性波速度（P波）による硬，軟の分類が、直接工事に利用される場合が多く、現在では、施工の安全性や経済性の両面から必須の調査方法となっている。

また、建築関係などが対象とする、第四紀層などの未固結堆積層よりなる都市地盤では、地盤の土質工学的分類の他に、地盤のP波，S波速度を測定することにより、地盤の力学的特性を知り、耐震設計の基礎資料とするようになってきた。

さらに、第四紀より現在までに活動したことのある断層，すなわち、活断層発掘の調査には、断層面の位置を推定するために浅層反射法が使われている。

しかしながら、弾性波探査も含めて、物理探査は、地表からの測定によって、全て手にとるように判るものではないということは理解しなければならない。

2 . 弾性波速度と地質工学

2.1 弾性波の分類

一般に、地震が発生すると、震源から同時に二つの波がスタートする。その一つは縦波で進行方向に振動しながら伝播する。他の一つは縦波より少し遅い横波で進行方向に垂直な面の中で振動しながら伝播する。

この両者は本来地球という一つの弾性体を伝わる弾性波であり、実体波と呼ばれている。

この他に、表面波と呼ばれるものがあるが、これは上述した実体波が地表のような境界面に達すると、そこで刺激を与えて二次的に発生する波である。

弾性波探査で問題とする波は、実体波である縦波と横波であって、縦波の方が横波よりも早く到達するので縦波を Primary の P をとって P 波、横波を Secondary の S をとって S 波と呼んでいる。

さて、弾性波探査などで、起振の方法としては、地面をカケヤでたたいたり、火薬を爆発させたりする。このような起振法では、S 波は発生しにくく P 波が発生する。

また、P 波は S 波よりも早く到達するので、一般に弾性波探査では P 波を対象としている。しかし初めに述べたように、都市地盤などでは、耐震設計上 S 波速度の測定が重要となってくる。S 波は、一般に地面に密着させた板などを水平にたたくと発生しやすくなる。

2.2 弾性波探査による速度と地質

一般に、長大切土面などで地質を観察すると、図2.1に示すように、地表付近では、草木の根を含む表土層があり、深部になるにつれて、岩塊混りの土砂（風化土）、さらに岩石の様相を呈するが割れ目の間は土砂状となった強風化岩から次第に割れ目は多少砂状となっているところもあるが、比較的硬質な岩石の多い弱風化岩、さらに割れ目を多少伴う硬岩（岩盤）へと移り変わる。

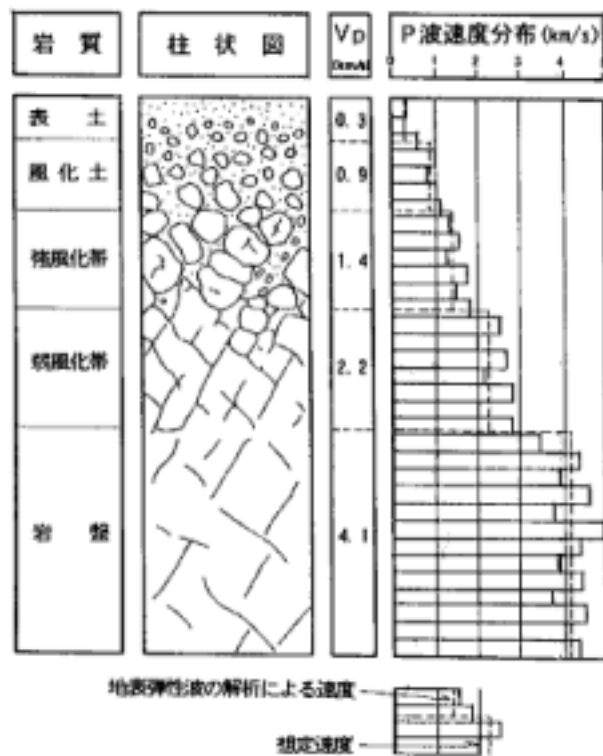


図2.1 岩盤の風化状況と弾性波速度値

このような地質状況を、もし細かに速度を測定したとすると、速度の変化は、0.5～1.0km/secの範囲で凸凹しながら深部になる程速度値も大きくなっていくものと想像される。また、この場所で、地表上で屈折波探査を行うと、その平均的な速度値として、地表から岩盤まで、0.3, 0.9, 1.4, 2.2, 4.1km/secという値の速度層に分割される。

したがって、4.1km/secの岩盤といっても、細かにみれば3.6km/secの部分もあり、4.8km/secの部分もあるといった状態で平均して4.1km/secということになる。

さらに、cmの単位でとりだしたボーリングのコアによる超音波速度測定では、その試料が新鮮なものであると、5.5km/sec程度であることもあり、試料による速度値と地山の速度値から岩盤の割れ目の程度を推定する資料としている。

図2.2は、日本道路協会による地層・岩石の弾性波速度（P波）を示したものである。

図2.2の値は、野外で測定された、風化や変質をうけていない地層や岩石の速度値であって、同じ岩石でも場所によって変化があり、また同じ速度値でも火成岩であることもあり、中・古生層であることもある。

要するに、速度値が大きいと硬い岩質であるということができる。野外で測定された V_p と地表踏査で調べた地質などから、設計・施工に必要な地山分類の指標として使われている。

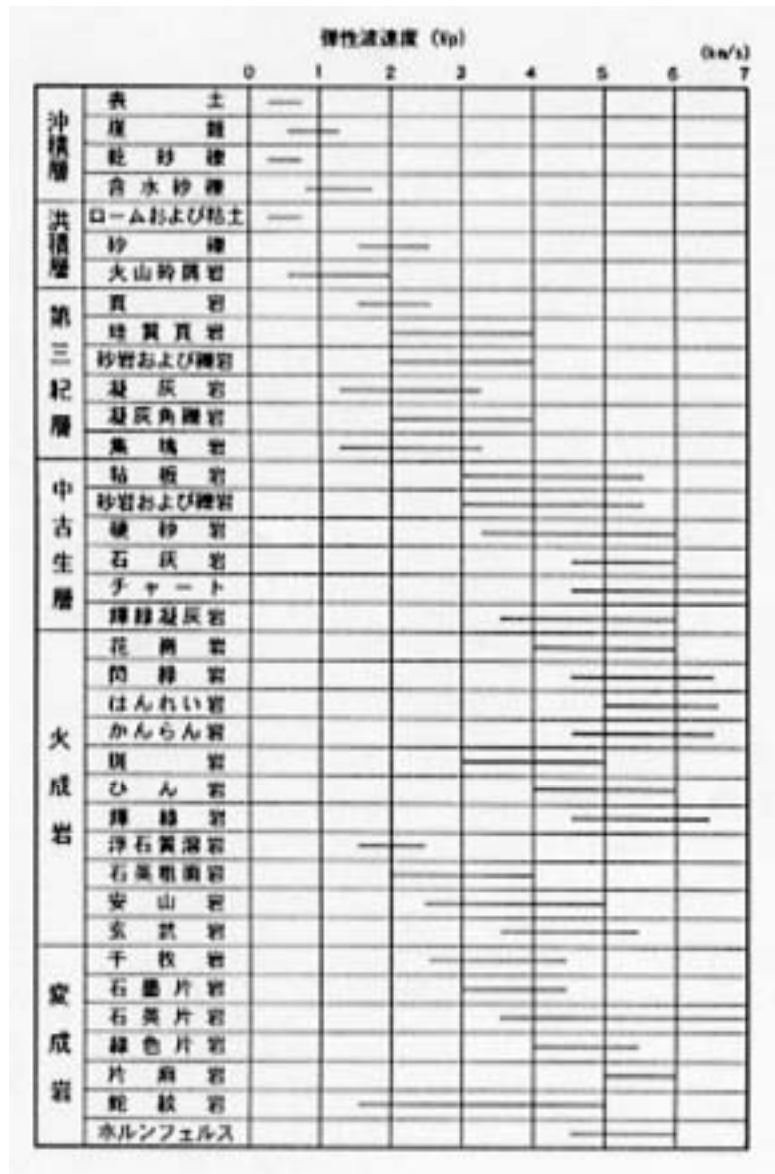


図 2.2 主要地層・岩石の原位置弾性波伝播速度，日本道路協会(1989)

(日本物理探鑛株式会社の資料による)

2.3 弾性定数

いま、岩盤の密度を ρ , 体積弾性率を K , ヤング率を E , 剛性率を G , ポアソン比を ν とすると、縦波の速度 (V_p) および横波の速度 (V_s) は、

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad \dots\dots(2.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad \dots\dots(2.2)$$

(2.1) , (2.2) 式より

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad \dots\dots(2.3)$$

となるが ν は 0 と 0.5 の間の数で 0.5 ということは液体の場合で S 波は存在しないから、常に $V_p > V_s$ である。

自然地震の観測結果によれば、地殻では ν は大体 0.25 でありこのとき $\frac{V_p}{V_s} = 1.73$ となる。

次に (2.1) , (2.2) 式を変形し、弾性定数を密度 , 速度 , ポアソン比で表わすと、

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad \dots\dots(2.4)$$

$$G = \rho V_s^2 \quad \dots\dots(2.5)$$

$$E = 2(1+\nu)G \quad \dots\dots(2.6)$$

$$K = \frac{2}{3} \cdot \frac{1+\nu}{1-2\nu} \cdot G \quad \dots\dots(2.7)$$

上式から求まる弾性定数は、通常動弾性定数と呼ばれ、載荷試験などから求められる静弾性定数と区別されている。

いま、弾性波速度値と密度を与えて弾性定数を計算してみる。

S I 単位では、基本単位として長さ (m) , 質量 (kg) , 時間 (S)
であり、組立単位は、力に関するものでは、力の単位 N (ニュートン = k
g · m/s²) , 応力および圧力 Pa (パスカル = N / m²) である。

よって、

$$V_p = 4000 \text{ m/s}$$

$$V_s = 2000 \text{ m/s}$$

$$= 2.5 \text{ g/cm}^3 = 2.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$$

とすると、

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{4000}{2000} \right)^2 - 1}{\left(\frac{4000}{2000} \right)^2 - 1} = 0.33$$

$$G = 2.5 \times 10^3 \times (2000)^2 = 10 \times 10^9 \text{ N/m}^2 = 10 \text{ GPa}$$

$$E = 2 (1 + 0.33) \times 10 = 26.6 \text{ GPa}$$

$$K = \frac{2}{3} \cdot \frac{1 + 0.33}{1 - 2 \times 0.33} \times 10 = 26.1 \text{ GPa}$$

これを従来単位にするときは重力の加速度 (g) , $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ で除
して、

$$G = 1.02 \times 10^9 \text{ kgf/m}^2 = 1.02 \times 10^5 \text{ kgf/cm}^2$$

$$E = 2.71 \times 10^9 \text{ kgf/m}^2 = 2.71 \times 10^5 \text{ kgf/cm}^2$$

$$K = 2.66 \times 10^9 \text{ kgf/m}^2 = 2.66 \times 10^5 \text{ kgf/cm}^2$$

となる。

2.4 割れ目と弾性波速度

一般に風化をうけていない新鮮な中～硬質な岩盤（一軸圧縮強度が200kgf/cm²以上）では、同じ岩石であっても場所によって岩盤速度の値が変化することがある。これは、主として岩盤にある割れ目の多少に起因するものと考えられる。

このことは、野外で実施された弾性波探査による岩盤速度が、ボーリングによって採取された新鮮なコアの超音波速度とくらべて、一般に前者の方が後者の値よりも小さい値であることから推定される。

そこで弾性波探査による岩盤の速度を V_{pf} （野外-field-で測定した V_p という意味）、その速度から求めた弾性係数を E_f 、試料による速度を V_{pl} （実験室-laboratory-で測定した V_p という意味）、その速度から求めた弾性係数を E_l とすると、(2.1)式は岩盤と岩石のそれぞれに成立するから、仮りに V_{pf}/V_{pl} の変化は2次的なものであると考えて変らないとすれば、

$$\frac{V_{pf}}{V_{pl}} = \sqrt{\frac{E_f}{E_l}}$$

よって、

$$\frac{E_f}{E_l} = \left(\frac{V_{pf}}{V_{pl}}\right)^2, \quad E_f = \left(\frac{V_{pf}}{V_{pl}}\right)^2 E_l \quad \dots\dots(2.8)$$

から求めることができることになる。岩盤としての弾性係数が岩盤のP波の速度を知ることにより室内試験の値と関係がつけられたことになる。

また、岩石の諸特性の間の関係で、弾性係数（ E ）と一軸圧縮強度（ qu ）の関係は、図2.3に示すように相関がよいものの1つであり、岩種が同じであれば直線的な関係があることが知られている。

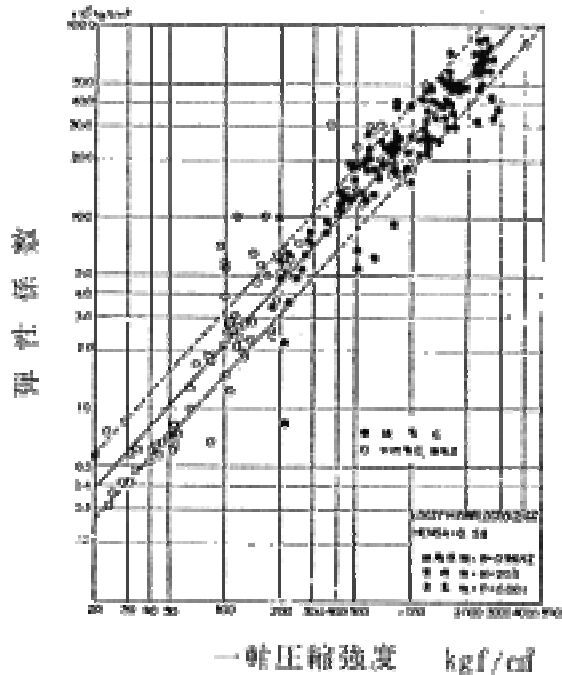


図2.3 乾燥状態の岩石テストピースにおける一軸圧縮強度と静弾性係数との関係，菊地 他(1984)

すなわち、 を比例定数として、

$$qu = E$$

の関係があるものとするれば、これを(2.8)式に代入して、

$$qu_f = \left(\frac{V_{pf}}{V_{pl}} \right)^2 qu_l \quad \dots\dots (2.9)$$

の関係が得られる。岩盤としての圧縮強度が岩石と岩盤の縦波の速度を介して関係づけられたことになる。

qu_f は準岩盤圧縮強度と呼ばれ、岩盤の強度をあらわす指標として用いられることが多い。

また、

$$\left(\frac{V_{pf}}{V_{pl}} \right)^2 \quad \dots\dots \text{岩盤良好度}$$

$$1 - \left(\frac{V_{pf}}{V_{pl}} \right)^2 \quad \dots\dots \text{亀裂係数}$$

と呼んでいる。ある文献では、岩盤良好度を亀裂係数とも呼んでいるので注意を要する。ここでは上述した呼び方で説明する。

いづれにしても $V_{p f} = V_{p 1}$ であると岩盤は試料と同じように割れ目のない堅硬な岩盤ということが出来る。

そこで小野寺は表2.1のように分類している。

表2.1 岩盤の良好度分類，土質工学会(1974)

記号	等級	良好度 ¹⁾	亀裂係数 ²⁾	備考
A	きわめて良い	> 0.75	< 0.25	¹⁾ $\frac{E_f}{E_i} = \left(\frac{V_{p f}}{V_{p i}} \right)^2$
B	良い	0.50 ~ 0.75	0.25 ~ 0.50	
C	中程度	0.35 ~ 0.50	0.50 ~ 0.65	²⁾ $1 - \frac{E_f}{E_i}$
D	やや悪い	0.20 ~ 0.35	0.65 ~ 0.80	
E	悪い	< 0.20	> 0.80	

各級の地質的性状

A：新鮮、割れ目ほとんどなし

B：多少割れ目がある。割れ目の面に沿う多少の風化があるが、内部は新鮮である。

C：割れ目の間に、ごく僅かの粘土を挟むこともあるが、岩石自体は新鮮。ただし割れ目の表面は風化している。

D：割れ目は開き、幅が大きい。その間に水を伴った粘土物質をもつことが多い。岩石自体には硬い部分もあるが、風化や変質を、また割れ目を伴う。

E：風化がすすみ、岩石が全体的に風化変質している。節理などの割れ目も多く、破碎されていることもある。

なお、参考までに R Q D による地山の分類を示す。

岩盤の等級	R Q D (%)
A 非常に良い	100 ~ 90
B 良好	90 ~ 75
C 普通	75 ~ 50
D 悪い	50 ~ 25
E 非常に悪い	25 ~ 0

いままで述べてきたことは、岩盤速度が主として割れ目によって支配される中・硬岩に適用されるものである。一軸圧縮強度が $200\text{kgf}/\text{cm}^2$ 以下の軟岩で、岩盤速度が $2.0\text{km}/\text{sec}$ 内外の岩盤にあっては、岩石試料による V_{p1} はかならずしも岩盤の V_{pf} より大きい値であるとは限らない。むしろ小さいことが多い。

これは、ボーリングで採取されたコアは、軟岩のため応力の解放による試料の体積膨張や微小な亀裂の発生によるものと考えられる。

したがって、中・硬岩の場合のような準岩盤圧縮強度でなく試料の圧縮強度そのものを使用することがある。

2.5 含水による速度の変化

中・硬岩や軟岩は、いずれも岩石内に若干の間隙がある。

中・硬岩の場合は数%以内，軟岩では数十%もある場合がある。このような間隙が空気だけであるか、水が飽和状態に近くあるかによって速度値は変化する。

因みに、

空 気 …… $V_p = 340 \text{ m/sec}$

水 …… $V_p = 1500 \text{ m/sec}$

である。

表土のように間隙が全て空気であると V_p は空気の速度よりもかえってちいさくなり $V_p = 200 \sim 300 \text{ m/sec}$ となることが確められている。

また、逆にシルトのように、間隙の大半が水で飽和されていても若干の空気を含み $V_p = 600 \sim 1000 \text{ m/sec}$ ということもある。

岩石の場合は、中・硬岩では含水による影響は間隙率も小さいので速度の変化は少ないものと思われるが、図2.4に示すように、大見他(1977)は、細粒花崗岩で測定した、乾燥状態と含水飽和状態ではP波速度の変化が著しいことを認め、走査型電子顕微鏡を用いて岩石の孔隙構造を観察した。

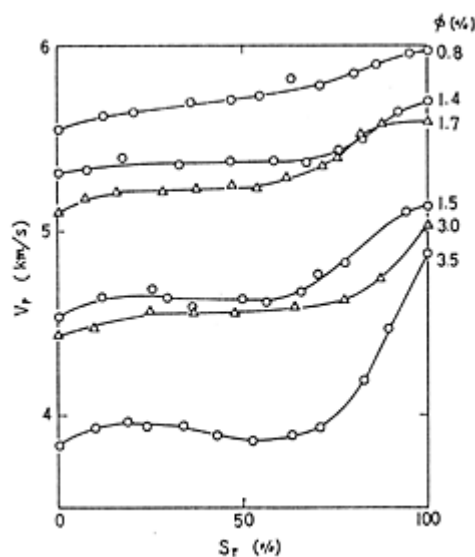


図2.4 細粒花崗岩における飽和度の変化にともなう縦波伝播速度の変化(板付), 大見他(1977)

その結果、速度変化の著しい岩石は、いづれも微細なクラック状孔隙を多く含んでいることをつきとめた。

また、トンネルの切羽での速度測定でも、地表弾性波探査による地山速度よりも可成り低下した速度値を示すことがある。この場合も、クラック状孔隙と含水状態によるものと考え、Walsh(1969)の理論式を適用して速度を計算して図2.5に示した。

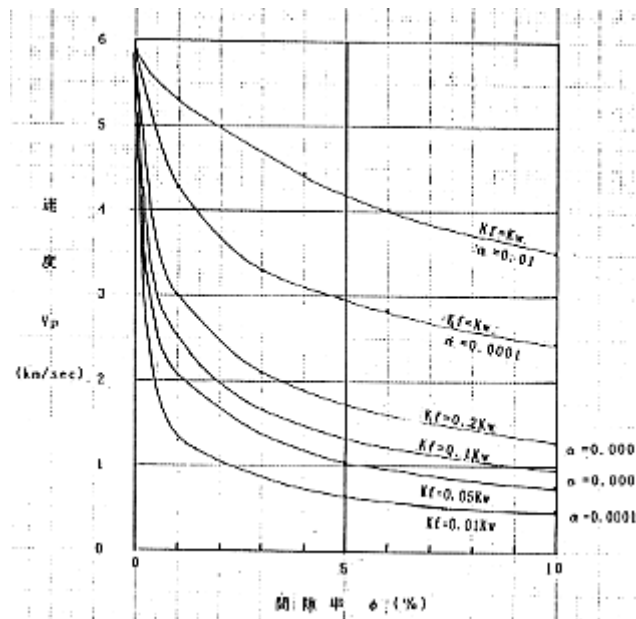


図2.5 間隙率とP波速度

(図中 α はアスペクト比を示す)

なお、この計算は、岩石中に扁平な回転楕円体のクラックが分布している場合の弾性係数を求めるものである。そして、このクラックの形状は、アスペクト比と称し、楕円の短軸と長軸の比である。このアスペクト比を充分小さくしたものは、岩盤中の節理の分布を模式化するものと考え、アスペクト比を0.0001とした。

計算に使用した物性値は、体積弾性率（ K ）、剛性率（ G ）および密度（ ρ ）であって、岩盤の実質部分、水、空気にそれぞれ s 、 w 、 a の添字を付して次に示す

$$K_s = 44 \text{ GPa}$$

$$K_w = 2.2 \text{ GPa}$$

$$K_a = 150 \text{ KPa}$$

$$G_s = 37 \text{ GPa}$$

$$G_w = G_a = 0$$

$$\rho_s = 2.7 \text{ g/cm}^3$$

$$\rho_w = 1.0 \text{ g/cm}^3$$

$$\rho_a = 0$$

図2.5で K_f は割れ目を満たす物質の体積弾性率であって、 $K_f = K_w$ の場合は割れ目が全て水で満たされているもの、 $K_f = 0.1 \sim 0.2 K_w$ は、割れ目が含水飽和状態でなく空気が若干含まれている状態に相当する。

図2.5から明らかのように $\alpha \ll 1$ であるクラック状孔隙を考えると、アスペクト比が小さくなる程孔隙率の変化による速度差は大きくなり、また同じ α の値でも含水飽和状態と若干の空気を含む場合とではやはり速度差は大きくなる。

実際の岩石では、いろいろな α の孔隙を含んでいるので、一概に速度値から孔隙率や含水状態を推定することはできないが、図2.5から速度変化の大要を知ることは可能である。

2.6 耐震調査とS波

日本の国土のように山地が多いところでは、多くの構造物は、軟弱な沖積平地に集中している。1995年1月に発生した兵庫県南部地震では、神戸～芦屋間の海岸に沿った沖積地盤で特に人家や構造物に大きな被害を与えたことは周知のとおりである。

本項では震害とS波について考えてみる。

一般に地震の発生するところは、地下深部の硬い岩盤内であり、その波動が地表に達するところは軟弱な地層である。したがって、地表への入射角は、ほとんど地表に垂直となる。したがって、地震の際に最初に到達する縦波であるP波は、波の進む方向に振動する疎密波であるから地表に垂直方向に振動し、振幅は小さいので建物を破壊することは少ない。次に現われる横波であるS波は、波の進む方向に直角に振動する剪断波で、地表に沿って水平方向に振動し、振幅も大きいので、地震の規模が大きい場合には建物を破壊することになる。この状況を示したものが図2.6である。

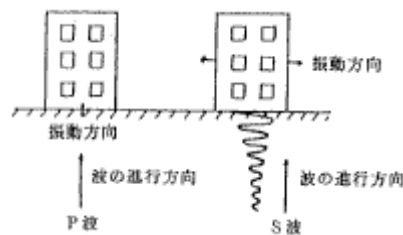


図 2.6 P 波 , S 波 と 建 物 の 振 動

さて、このように地震のときに問題となるのは、主としてS波ということができる。この地震波は、地表に設置した地震計による記録と特別

に掘削された深度1000m以上の基盤内に掘削されたボーリング孔底に設置した地震計による記録とを比較してみると、振幅にかなり違いがある。これは、地表の軟弱層で、S波が重複反射するためと考えられる。

いま、図2.7に示すように、地表に達したS波は反射して下方に向い、

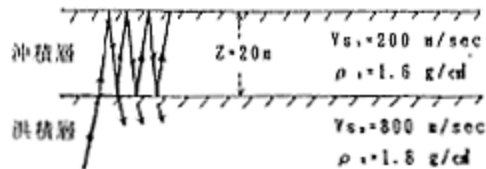


図2.7 地盤の波動重複反射モデル

一部は、下層に入るが大部分は硬い層で反射して再び地表に向う。このような繰返しを重複反射と称する。

重複反射をするうちに、特定の周期の波だけが非常に大きな振幅となる。この周期は、

$$T = \frac{4Z}{V_{s1}} \quad \dots\dots(2.10)$$

で表わされ、この周期を地盤の卓越周期と称している。

そして、この周期をもった波は、地表では下部の硬い層から入射してきた時の振幅にくらべて2 / 倍の振幅をもつようになる。

ここで、 α はインピーダンス (impedance) 比と称し、

$$\alpha = \frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{s1}} \quad \dots\dots(2.11)$$

で表わされる。

以上が、重複反射理論の概略である。

いま、図 2.7 によって T および α について計算してみると次のようになる。

$$T = \frac{4Z}{V_{s1}} = \frac{4 \times 20}{200} = 0.4 \text{ (sec)}$$
$$\alpha = \frac{2}{\frac{\rho_1 \cdot V_{s1}}{\rho_2 \cdot V_{s2}}} = \frac{2}{\frac{1.6 \times 200}{1.8 \times 800}} = 9$$

よって、図 2.7 に示すような沖積地盤上の表面では、周期 0.4 秒の波が卓越し、下部の洪積層にくらべて約 9 倍の振幅でゆれることが判る。ただしこの計算では、沖積地盤内での内部減衰は考慮していないので実際にはこれほど大きく増幅はされない。

また、卓越周期 0.4 秒以外の波は、さらに小さな振幅となる。

以上は、単純なモデルについて計算を試みたのであるが、実際には、S 波速度の相異によって多数の層構造とし、各層内の内部減衰も組入れて電算処理により振動特性を求めている。

したがって、震害対策上、構造物設置地点では、各層の層厚 (Z)、密度 (ρ)、S 波速度 (V_s) などの物理定数を決める必要があり、このため、地表からの弾性波探査やボーリング孔内での速度検層、密度検層が実施される。

このように、軟弱地盤といわれるような地質のところでは、地盤の動的問題をとりあつかう際に、最も重要な要素として S 波速度を知ることは不可欠なものである。

2.7 弾性波速度と物性値

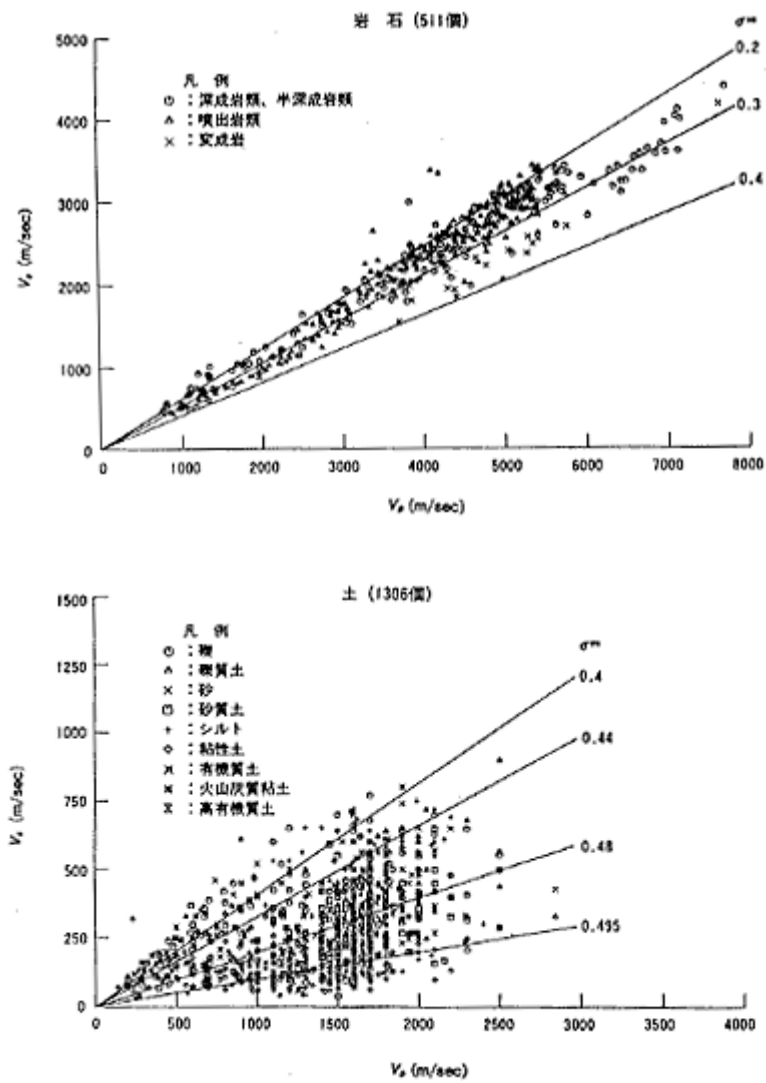


図 2.8 P 波速度 (V_p) と S 波速度 (V_s) の関係，土および岩石の速度測定に関する研究委員会 (1988)

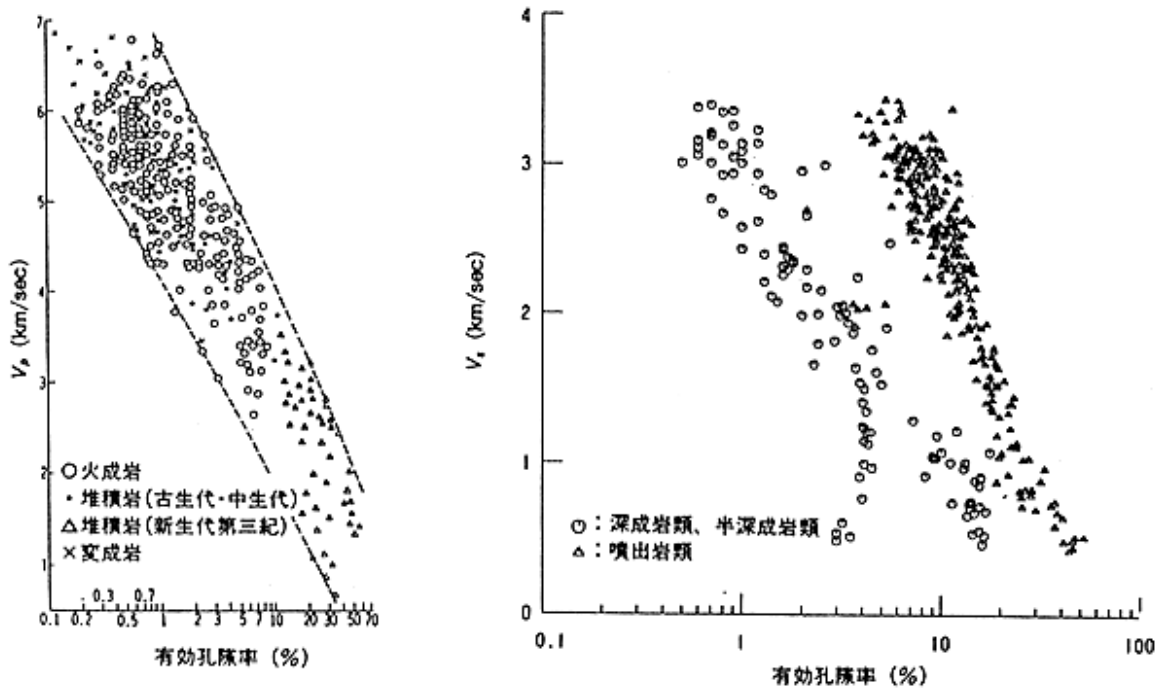


図 2.9 弾性波速度と有効孔隙率の関係，大久保 他 (1971)

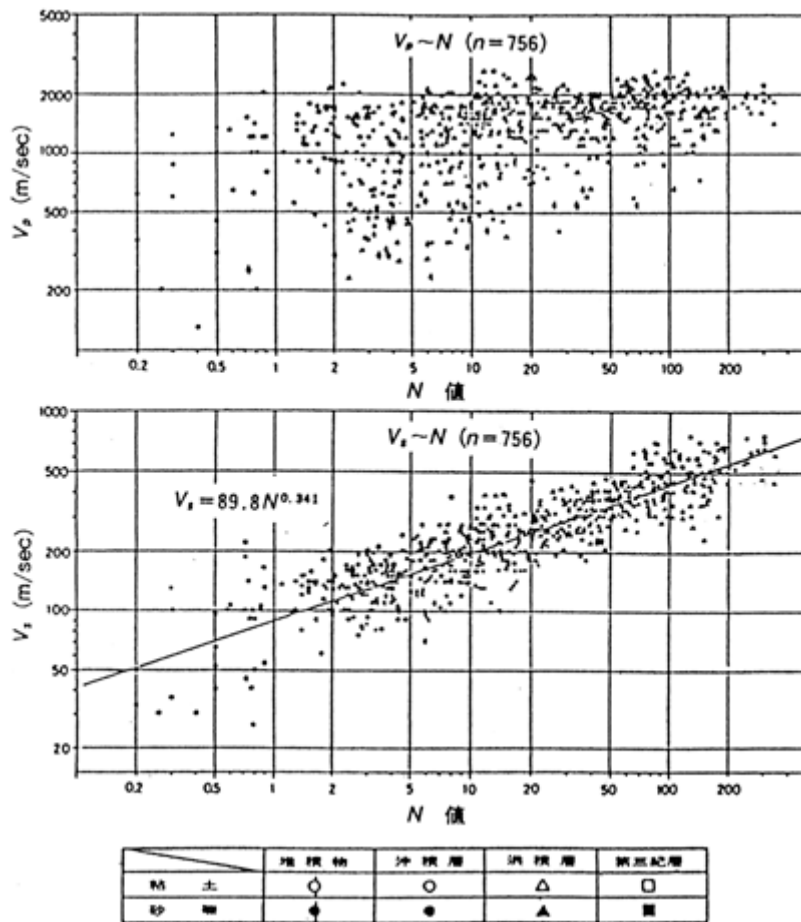


図 2.10 弾性波速度とN値の関係，今井他 (1975)

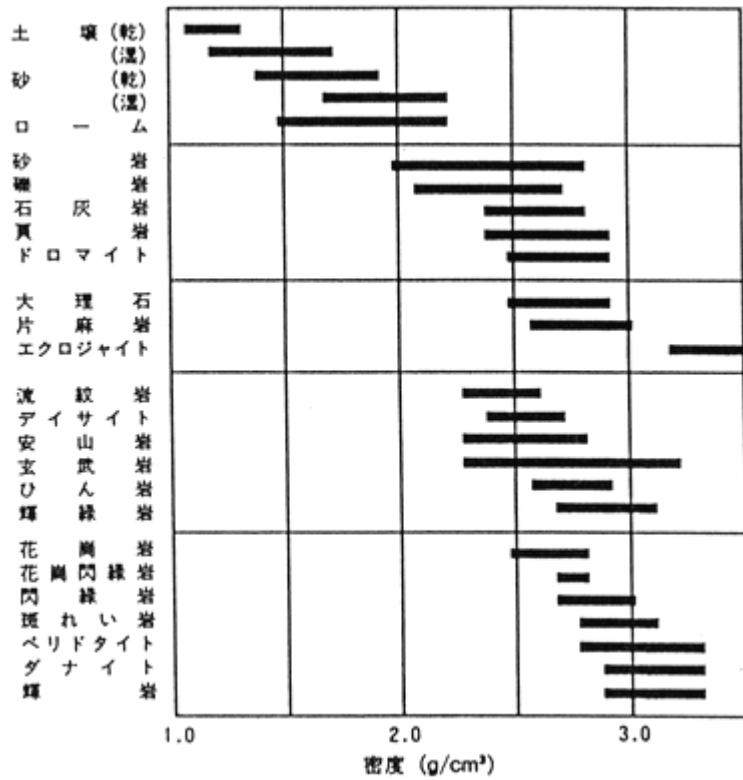


図 2.11 岩石の密度, Wohlenberg(1982)

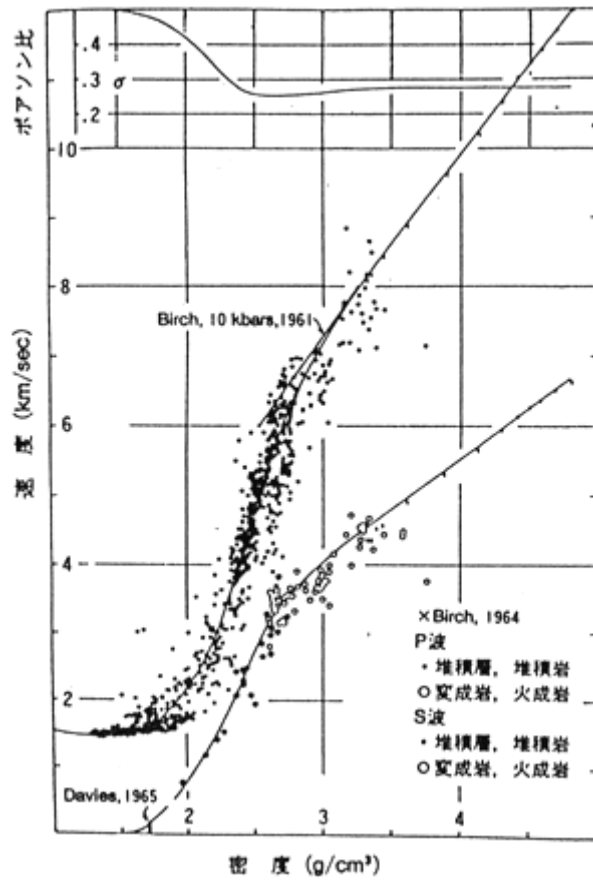


図 2.12 P波速度と密度の関係

上図はポアソン比と密度の関係 [Ludwig et al., 1970 in the Sea, vol.4, part より]

表2.2 花崗岩の岩盤区分とボーリングコア，横坑内観察，測定値の関係，本州四国連絡橋公団(1977)

手法	ボーリングコア観察による岩区分					調査坑内の肉眼観察による岩区分															
	色調	① 硬軟の程度	② 風化変質の程度 (細区分)	③ 割れ目の状態	④ コアの状態 (細区分)	⑤ 考データ(例)				⑥ 硬軟の程度 (細区分)	⑦ 風化変質の程度	⑧ 割れ目間隔と状態 (細区分)	⑨ 考データ(例)								
						E ₁₀ (kg/cm ²)	RQD (%)	V ₀ (ln/sec)	V ₁ (ln/sec)				シヤア硬度 S _a	山中式 土硬硬度 F _s (mm)	コンタリート びょう貫入量 D ₁ (mm)	シュミット ハンマー 反動値 S ₁ (%)	剥離率 * (‰)	密度 γ (t/m ³)			
A	青灰 一孔洞	硬 ハンマーで叩くと金属音。 D. B. で2cm/min以下。	き裂面とも、おおむね新鮮。未風化。 (A)	き裂少なく、おおむね20~50cmで密着している	硬軟一様柱状でおおむね30cm以上で採取される (I)	15000<	75~100	5<	2.9<	硬軟 (A)	岩石の風化なし。	割れ目間隔50cm以上。割れ目密着し、割れ目に沿った変質。変色なし。 {I, a}								2.65	
B	乳灰 (灰) 腐坑	硬 ハンマーで軽い金属音。 D. B. で2~4cm/min。	おおむね新鮮なるし、き裂面に沿って若干風化変質帯を帯びる。 (B)	割れ目間隔5~15cmを主としている。一部開口している。	短柱~棒状。おおむね20cm以下。 (II)	25000 ~8000	60~90	4.8<	2.8<	硬軟 (A)	岩石は淡褐色をおびている程度。	割れ目間隔15~50cm程度。割れ目に沿って酸化鉄付着。 (III-III, b)								2.65	
CII	腐坑 (灰) 腐坑	中硬 ハンマーで金属音~高音を発生する。コア脆弱か。小刀で割つく硬さ。D. B. で3cm/min以上	割れ目に沿って風化進行。長石等は一部変色。変質している。 (B)-(C)	割れ目発達。開口部に一部粘土はさむ。ヘアクラック発達。割れ目多い。	短柱状。コア長5~15cm。断面粗面可。 (III)	5000 ~15000	25~75	4.1~5.0	2.0~2.5	岩石は割合硬質 (B)	変質帯。斜長石は若干変質	割れ目間隔5~30cm程度。変質帯。き裂面に沿って薄い粘土をはさむ。 (III-W, b~d)	50~60						3±	2.60	
CI	灰腐 一腐坑	やや軟~硬 ハンマーで容易に割れ腐音を発生する。コア脆弱か。小刀で割つくことあり。D. B. で割道可。	岩内部の一部を除き、風化進行。長石、雲母はおおむね変質している。 (C)-(D)	割れ目多く発達し、5cm以下。開口して、粘土をはさむ。	薄片~薄片(角礫)状。碎け易く、不円形多い。コア長5cm以下で断面粗面困難 (IV)	3000~8000	0~50	3.0~4.2	1.5~2.1	ハンマーで叩くたいては割れる (C)	斜長石の変質進む。	割れ目間隔5~15cm程度。き裂面に沿って粘土をはさむ。 (IV-V, c)	40~45					21~30	5±	2.50	
CL	腐坑 一腐坑	軟 ハンマーで容易に割れる。コア脆弱か。小刀で割つくことあり。D. B. で割道可。	岩内部まで風化進行する。若くは腐坑。石英未風化で残る。 (C)-(E ₁)	割れ目多いが、粘土化進行。土砂状で密着している。	薄片状~棒状。割で砕けて砂状。円形コアなし (IV)-(V)	800~4500	0~25	2.0~3.3	1.0~1.6	ハンマーで叩くたいては割れる。短柱で一部砕ける。砂子は硬い塊状~棒状 (D-C)	変質帯の黄変化は認められるが、カリ長石の粘土化は若干認められる。石英は未風化。斜長石は変質。	割れ目間隔5~50cm程度。割れ目状態明りょう。 (III, a-b) (II-W, d)	26~29	>37	<29				11~20	10±	2.40
DI		軟 ハンマーでほぼ自由に砕ける。	おおむね一様に風化進行。 (D-E ₁)		棒状 (V-W)	800~1500	0~10	1.5~2.5	1.2>	ハンマーで叩くことは容易。短柱でつぶれ。石英腐坑に長石を残す。各粒子硬く。塊状~砂状 (D)	変質帯の黄変化が見られ、黄褐色粘土化。斜長石の大部分は変質粘土化	みかけの割れ目間隔が広くなる。割れ目間隔15~30cm程度。 (III, a-b) (II-W, b)	13~25	33~36	30~69				<10	14~20	2.30~2.20
DI	黄腐	硬軟 まさ化。	(E ₁)	粘土化進行のため、クラックなし。	砂状 (W)	300~800	0	<1.5		短柱で若干長石の粒子面を残す砂状になる。砂子は硬い。 (E ₁)	雲母は一部を除き、結晶形は失われ、斜長石はほとんど変質。	みかけの割れ目間隔はさらに広がる。間隔は30~50cm程度か、不明である。割れ目密着。 (I-II, b-c)	5~12	28~32	70~99				20~25	2.10	
DL					砂状 ~シルト状 (W)	50~300	0	<1.2		手の平での指圧で、多くは粉末状となる。一部砂状 (E ₂)	長石類のほとんどが、変質粘土化している。	割れ目は不明か、あっても50cm以上。 (I, e) (II, b)	<4	<27	>100				35~43	1.90	

備考：①②上位ランク③④下位ランク、①②下位ランク③④上位ランクのときは、いずれも下位ランクとして表示する。D.B.: ダイアビット、M.C.: メタルクラウン、この表は文献1のいくつかの表をまとめたものである。

3. 走時曲線の解析

3.1 基本となる解析

いま図3.1に示すような水平2層構造を考えてみる。この場合振源Aより測定点Rに達する波は3種類考えられる。

AよりRに地表に沿って走る直接波 T_1 、点線の経路を走る反射波 T_r および破線の経路を走る屈折波 T_2 である。

このうち、直接波と屈折波の走時は直線であるが、

反射波の走時 T_r は、図3.1 波線の経路とそれらの走時曲線座標 $(0, 2Z_1/V_1)$ を頂点とし、 T_1 を漸近線とする双曲線である。この走時曲線にみられるように反射波は初動になりえない。ゆえに、初動の走時解析に重点がおかれる屈折波においては反射波は無視される。よってここでは、屈折波による解析について説明することにする。

a. 水平2層構造の解析

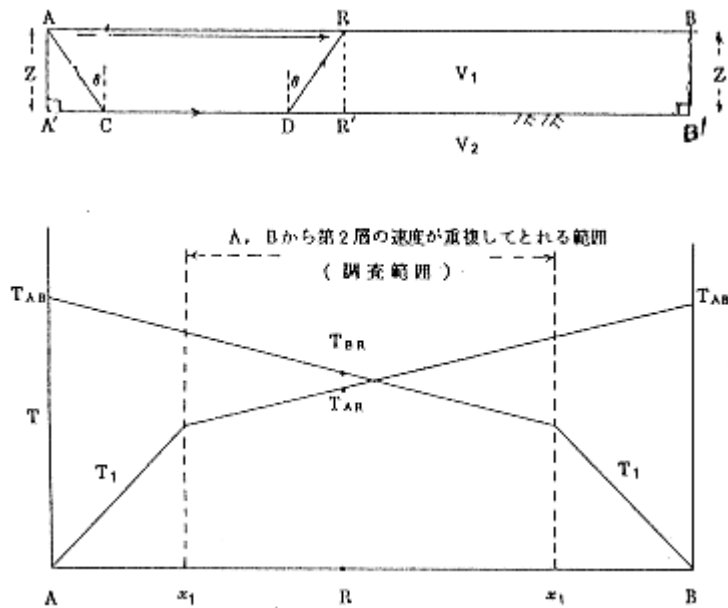


図3.2 水平2層構造の走時曲線の解析

図3.2に示すような水平な2層構造において、第1層の速度を V_1 、第2層の速度を V_2 とし深さを Z とする。

いま、測線 AB の中間にある観測点を R とし、起振点 A から R に達する波の経路について考えてみる。

先づ A から R に地表に沿って直線に走る直接波の走時を T_1 、 A から C 、 D を通り R に達する屈折波の走時を T_{AR} とすると、

$$T_1 = \frac{AR}{V_1} = \frac{x}{V_1} \quad \dots\dots(3.1)$$

$$T_2 = \frac{AC+RD}{V_1} + \frac{CD}{V_2}$$

ここで、

$$AC=RD = \frac{Z}{\cos\theta}$$

$$CD=AR - (AC+DR) = x - 2Z \tan\theta$$

$$\sin\theta = \frac{V_1}{V_2}$$

であるから、

$$T_2 = \frac{x}{V_1} + \frac{2Z \cos\theta}{V_2} \quad \dots\dots(3.2)$$

となる。

いま、 $T_1 = T_2$ のときの A よりの距離を x_1 とすると (3.1)、(3.2) 式より

$$Z = \frac{x_1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad \dots\dots(3.3)$$

が得られる。同様に

$$x_1 = 2Z \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \quad \dots\dots(3.4)$$

となる。

いま、ある調査範囲内で目的とする基盤を詳細に知ろうとすると、図3.2で判るように知ろうとする範囲に $2x_1$ を加えた測線の長さを必要とすることになる。

調査範囲を200mとし、調べる深さを25mとするとどれだけの測線が必要かという、通常 $V_2 = 2V_1$ と考えて、(3.4)式より

$$x_1 = 2 \times 25 \sqrt{\frac{2+1}{2-1}} = 85\text{m}$$

よって200mの区間で第2層の速度が重複している範囲は $200 - 85 \times 2 = 30$ mとなるので、 $200 + 85 \times 2 = 370$ mの測線が必要となる。

ところが、振源を基盤上のA, Bとし、受振点を地表上のRとすると、屈折波はA, Bよりそれぞれ $Z \tan \theta$ の位置から現われるので、上述した深さの25mとすると、 $V_2 = 2V_1$ であると $\theta = 30^\circ$ となるので $Z \tan \theta = 25 \times 0.57 = 14.4$ mとなり調査範囲200mのうち $200 - 14.4 \times 2 = 171$ mの範囲が第2層の速度が重複した範囲となる。

山地で測線を選定する際に、測線の両端を沢に設けるのは、沢は基盤が露われているかまたは基盤に近接しているので、測線内で基盤の情報が長い範囲にわたって得られるからである。

次に水平2層構造の場合の(3.3)式より深さを求める計算例を図3.3に示す。この走時曲線は横軸に距離を1/1000の縮尺でとってあり、縦軸の時間は1cmが1/100secとしてある。これは、走時曲線から速度を求めやすくするためである。すなわち、距離10m(1cm)に対し、走時1/100sec(1cm)であると、縦1cmに対し横が1cmであれば1km/secの速度、横が3cmであれば3km/secというふうに容易に速度が求められるからである。

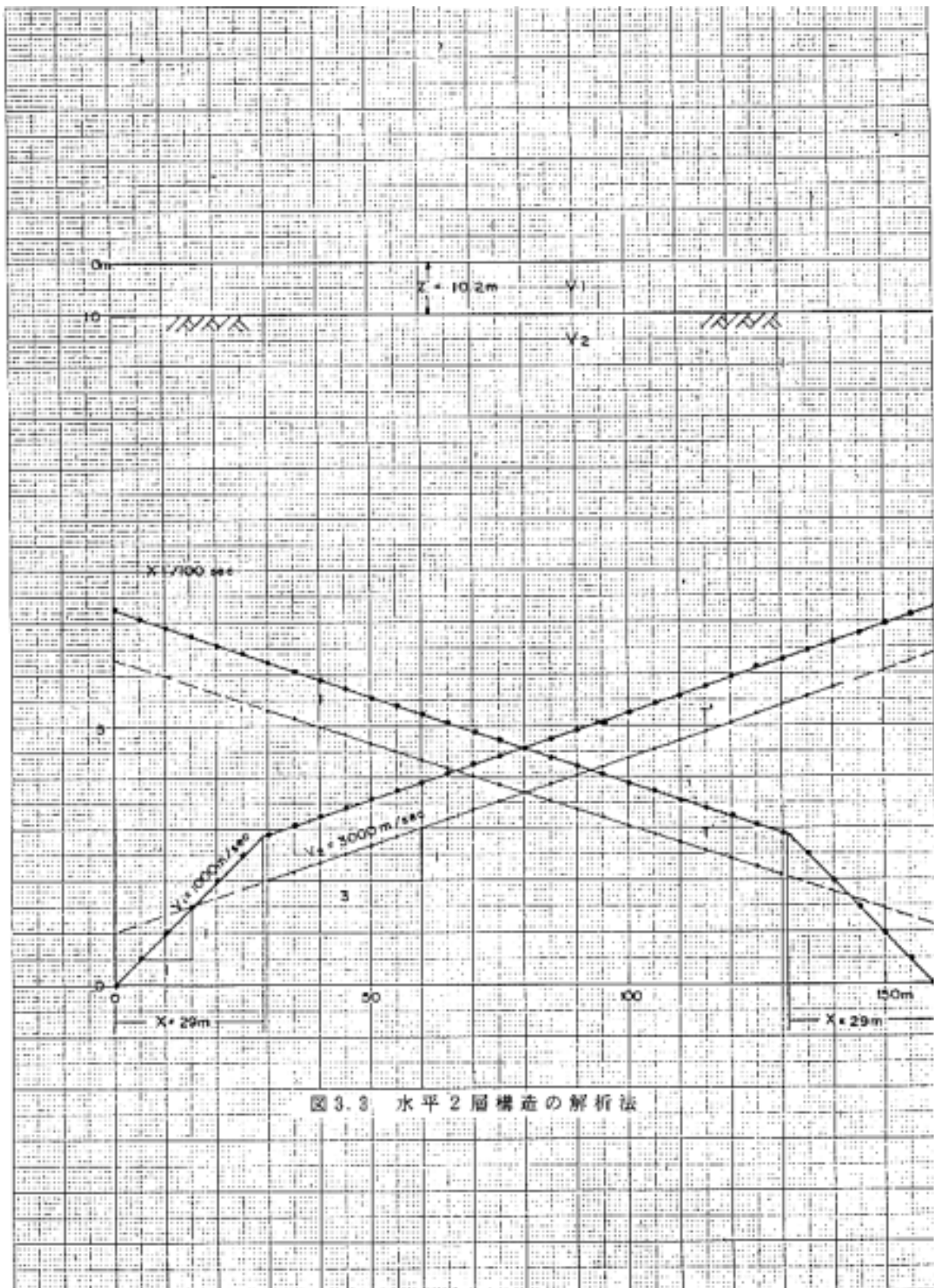


図 3.3 水平 2 層構造の解析法

さて、図3.3の走時曲線から直接波が $V_1 = 1000\text{m/sec}$, 屈折波が $V_2 = 3000\text{m/sec}$ で、

$x_1 = 29\text{m}$ であることが判ったので

$$\text{深さは } Z = \frac{29}{2} \sqrt{\frac{3000-1000}{3000+1000}} = 10.2\text{m}$$

と計算され、図の上段に示したような地下構造が求められる。

このように地表も基盤も水平であれば走時曲線は起振点 A , B とも二つの傾きの異なる走時が得られ、計算式によって簡単に深さが求められる。しかし、実際には地表も基盤も凹凸を示すので走時曲線も凹凸の多いものとなる。したがって、上述したように走時曲線からすぐに速度や深さを計算することができない。次に、このような場合の解析法について説明する。

b . 地表に凹凸のある場合の解析

図2.4は地表に凹凸のある場合の地下構造図と走時曲線である。

上段の図に示すような地表であると、たとえ地盤は水平でも下段に示すような走時曲線となる。

この走時曲線は、図3.3に示すような走時曲線と違って、屈折波走時がいくつもの傾きをもつ直線の集まりとなって、簡単に地盤の速度は求められない。このような場合に適用される解析法が「ハギトリ法」, 「T 走時法」, 「表層除去法」, 「A B C method」などと呼ばれているものである。

いま、図3.4と同じ地下構造である図3.5からハギトリ法を説明する。

図3.4の走時曲線も参照されたい。

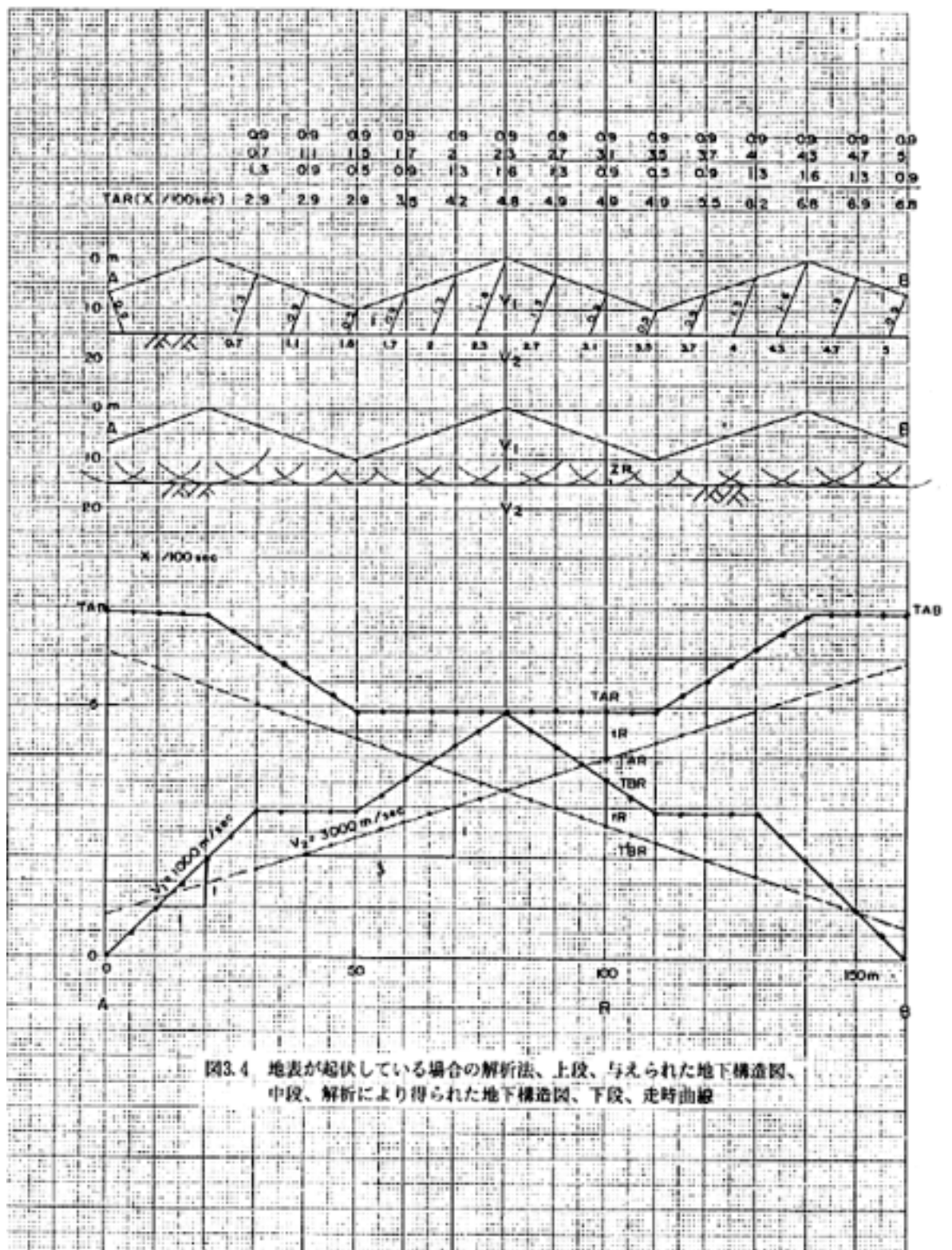


図3.4 地表が起伏している場合の解析法、上段、与えられた地下構造図、中段、解析により得られた地下構造図、下段、走時曲線

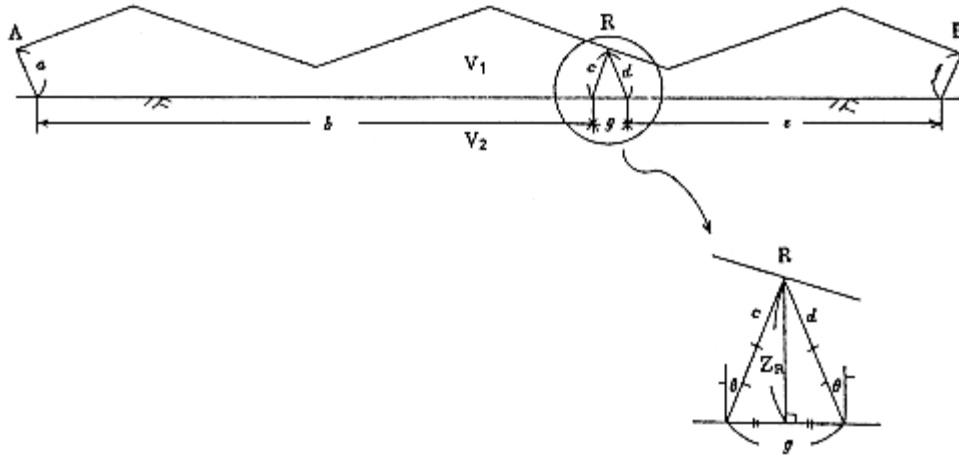


図 3.5 「ハギトリ法」の原理

いま図 3.4 の走時曲線の屈折波走時について、任意の観測点 R の T_{AR} および T_{BR} について t_R なる値をそれぞれ差引いた値を T_{AR} 、 T_{BR} とする。

そして t_R は、

$$t_R = \frac{T_{AR} + T_{BR} - T_{AB}}{2} \quad \dots\dots(3.5)$$

とする。ここに T_{AB} は全走時（起振点 A (B) に対しては観測点 B (A) における走時）とする。

図 3.5 の屈折波の経路に a ~ g の符号で記されているのは、それぞれ符号が記されている部分を伝わる走時である。

(3.5) 式を a ~ g の符号で表わすと

$$\begin{aligned} t_R &= \frac{(a+b+c) + (d+e+f) - (a+b+g+e+f)}{2} \\ &= \frac{c+d-g}{2} \end{aligned}$$

となる。ここで $c = d$ であるから、

$$t_R = c - \frac{g}{2} = d - \frac{g}{2}$$

となる。

次に、

$$\left. \begin{aligned} T_{AR} - t_n &= T'_{AR} \\ T_{BR} - t_n &= T'_{BR} \end{aligned} \right\} \dots\dots(3.6)$$

とおくと、

$$T'_{AR} = (a+b+c) - (c - \frac{g}{2}) = a+b + \frac{g}{2}$$

$$T'_{BR} = (d+e+f) - (d - \frac{g}{2}) = f+e + \frac{g}{2}$$

このような計算を各観測点で行なって画いた T 走時が図3.4の細い実線で示す走時曲線である。つまりこの T 走時曲線は凹凸を示さず、基盤の正しい速度を示している。

これで基盤の速度は判ったのであるが、基盤までの深度は、図3.5の印の部分を拡大した図において、

$$c = d = \frac{1}{V_1} (Z_R \cos \theta)$$

$$\frac{g}{2} = \frac{1}{V_2} (Z_R \tan \theta)$$

$$\sin \theta = \frac{V_1}{V_2}$$

であるから

よって $t_n = c - \frac{g}{2} = d - \frac{g}{2} = Z_R \left(\frac{1}{V_1 \cos \theta} - \frac{\tan \theta}{V_2} \right)$

$$Z_R = t_n \frac{V_1}{\cos \theta} \dots\dots(3.7)$$

ここで、 V_1 と V_2 が判っているから、 Z_R も判り(3.7)式より V_1 / \cos の値が判ることになる。

そこで、それぞれの観測点の t_R に V_1 / \cos を乗ずれば、図 3.4 の中段に示すような地下構造図が求まる。

(3.5), (3.6), (3.7) 式による計算を「ハギトリ法」と称している。

次に、基盤に凹凸のある場合について図 3.6 に示した。

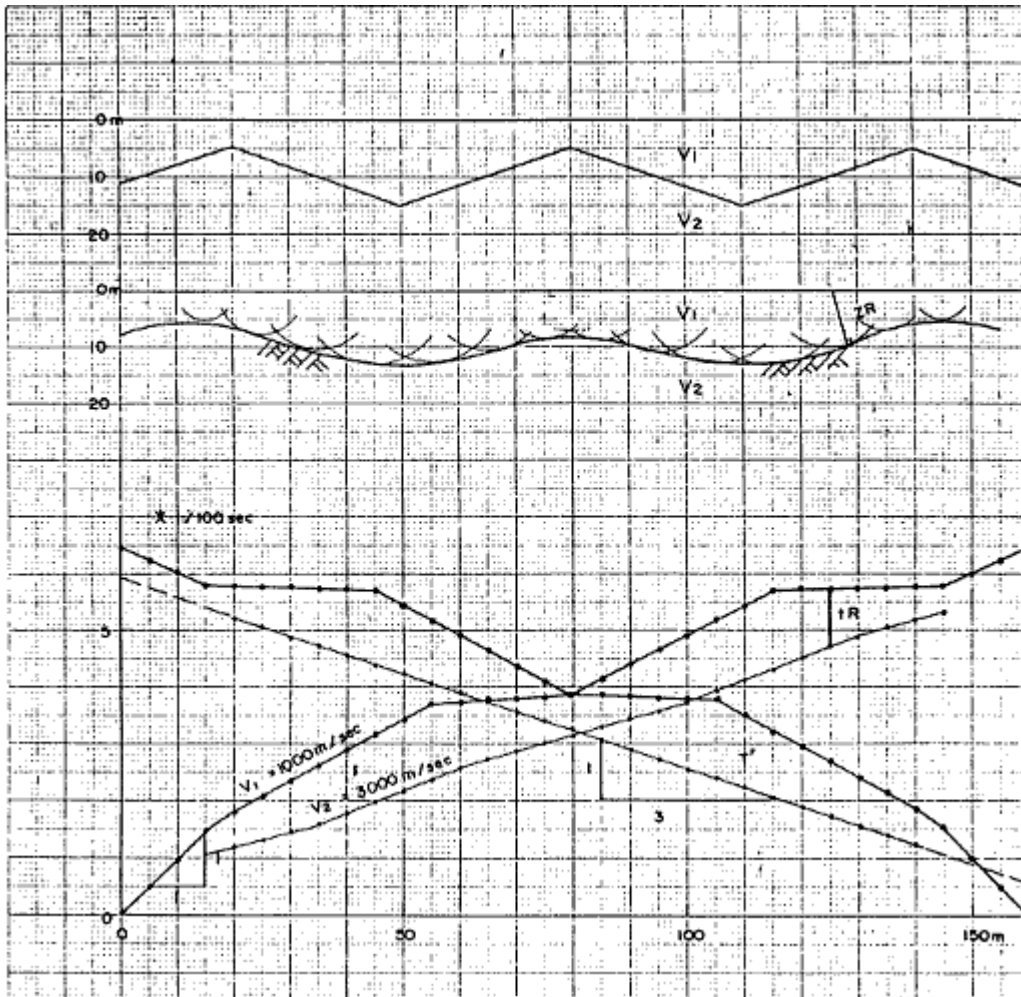


図3.6 基盤が起伏している場合の解析法、上段、与えられた地下構造図、

中段、解析により得られた地下構造図、下段、走時曲線

3.2 弾性波探査の適用上の限界

弾性波探査を適用するにあたっては、その限界について良く理解しておく必要がある。その限界は1)測定技術上の限界、2)解析上の限界、3)結果を解釈する上での限界に大別される。以下順をおって説明する。

1)測定技術上の限界

弾性波探査は、通常ダイナマイトの爆発による振動を記録するものであり、測定される波の周期は0.1~0.01秒程度で、それに適するような受振器を使用している。一般に波長(速度と周期を乗じたもの)が短いと、それだけ微細な構造が判明するのであるが、短い波長の波は、長い波長のものにくらべて減衰が大きく、深部まで達し得ない。したがって深くなると、微細な構造は判らなくなる。例えば、測定によって得られた記録から走時は1/1000秒まで読まれている。したがって、伝播速度1000m/secの岩石については1m以内のことは判らない。また周期が0.01秒であればその波長は、 $1000\text{m/sec} \times 0.01\text{sec} = 10\text{m}$ であるから、波長より短い1m程度のことはまず判らないといって良い。

2)解析上の限界

走時曲線を解析する場合に、各層の屈折波が初動として現われなければならない。その条件としてはa;各層の速度が下にゆくほど大きくなってはならない。b;各層の厚さがある程度の厚さをもっていなければならない。c;層の傾斜角が $+90^\circ$ でなければならない、といった制約がある。

a の場合の例

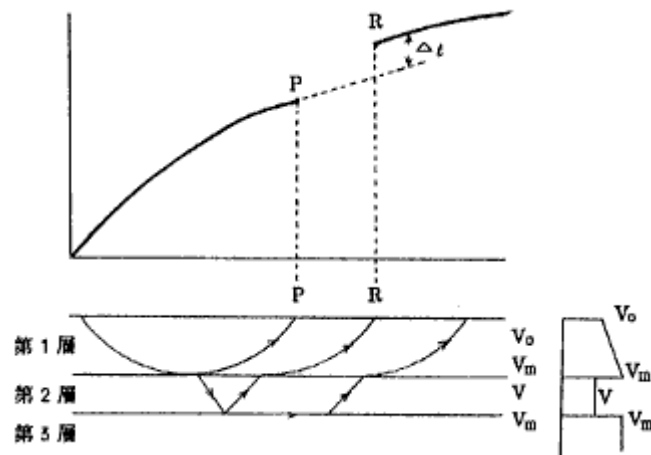


図 3.7 低速挟み層のある場合

図 3.7 に示すように、地表より第 1 , 2 , 3 層がある場合、第 2 層の速度が第 1 , 3 層よりも小さいときは、走時曲線に Δt だけ走時が遅れる現象が現われる。ここで、低速度層の存在は判明するが、その速度 V が判明しないので、第 2 層の厚さが判らないことになる。このような場合、速度 V を知るためには、ボーリング孔内で速度検層をする必要がある。このような地質状況は、沖積層や洪積層など未固結の堆積層によくみうけられる。

b の場合の例

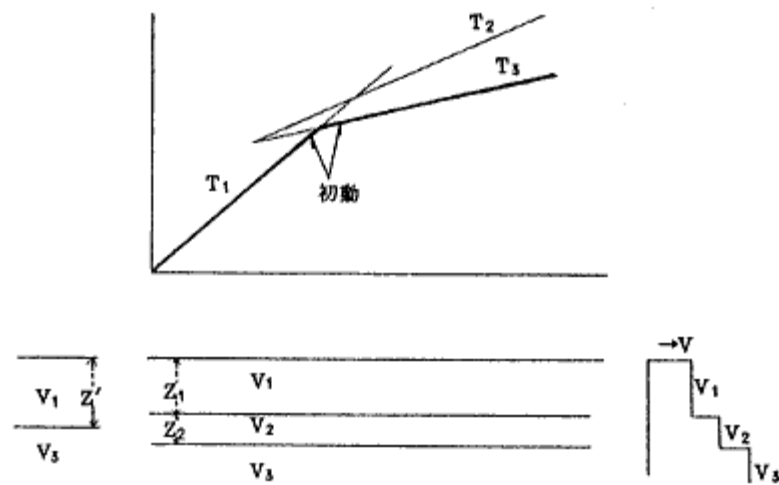


図 3.8 V_2 層が薄い場合

下層程速度が大きくても、図3.8に示すように第2層である V_2 層の厚さが薄いと、第2層を伝わった屈折波は、走時曲線に示すように初動として現われない。第2層が初動として現われる限界は V_1, V_2, V_3 と Z_1, Z_2 によって決まる。

走時曲線の初動としては、 T_1, T_3 だけが現われているので、2層構造として計算すると、図の下段左側にかいてあるように V_3 の基盤までの深さ Z は $Z_1 < Z < Z_1 + Z_2$ となり、実際の深さよりも若干浅くなる。このような場合 V_2 層の存在を確かめるためには、aの場合と同じようにボーリング孔で速度検層をする必要がある。

c の場合の例

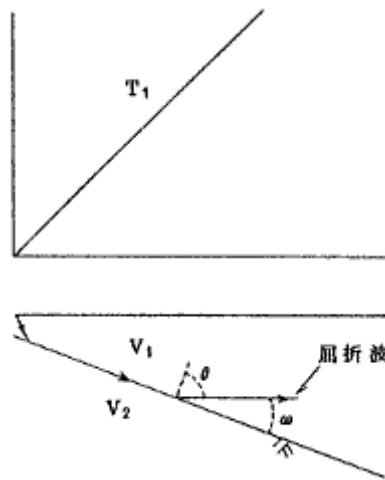


図 3.9 基盤の傾斜が急な場合

図 3.9 の下段の地下構造に示すように、 $\theta > 90^\circ$ となると屈折波が水平または水平より下向きになり地表に屈折波がもどってこないことになる。ただしこの場合は、これと直交するような測線をとれば基盤の形状は判明する。

地下構造の形状

a 波の経路は測線の直下とは限らない。

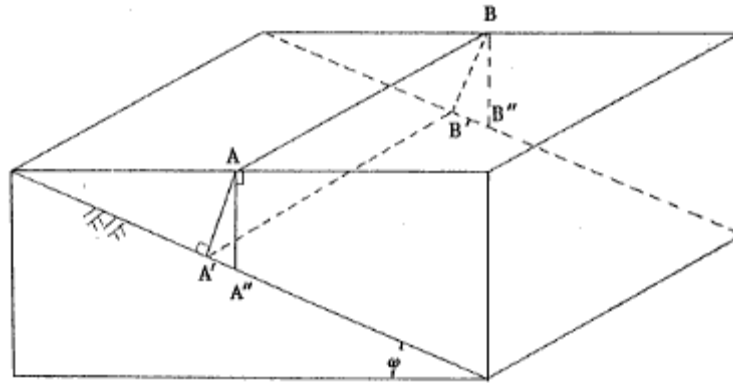


図3.10 傾斜した基盤と測線

図3.10に示すような傾斜した基盤の走向方向に測線 AB をとった場合、求められる基盤の深さは、基盤に垂直な AA' 、 BB' であって、地表から鉛直に下した深さ AA'' 、 BB'' でないことに注意を要する。

これは、屈折波は最短時間の経路をとるからである。したがって、測線は1本だけでなく、それに直交または斜交する測線がとられるのが普通である。

同じように基盤が凹んでいるとき（図3.11参照）凹んでいる方向に測線をとると、基盤の深さは最短距離の AE の長さとして求められる。これも前述したように屈折波が最短時間の経路をとるからである。

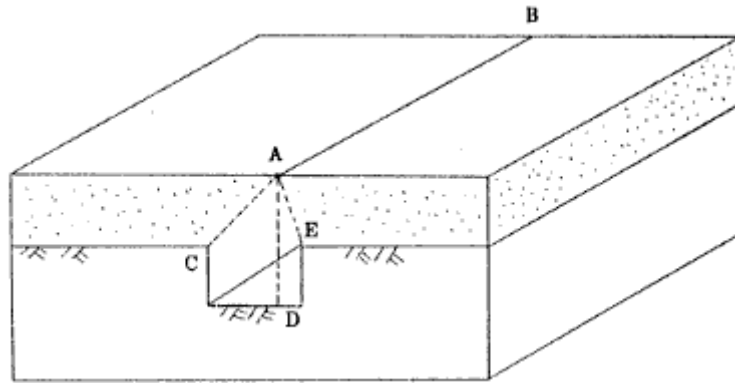


図 3.11 溝状構造と測線

b 一組の走時曲線から求められる地下構造は一つとは限らない。

これは、特殊な場合であるが、図 3.12 に示すように、同じ走時曲線から二つの異なる地下構造が求められる。この場合、測線が 1 本であると、区別がつかないが、交差する測線があれば区別が可能となる。

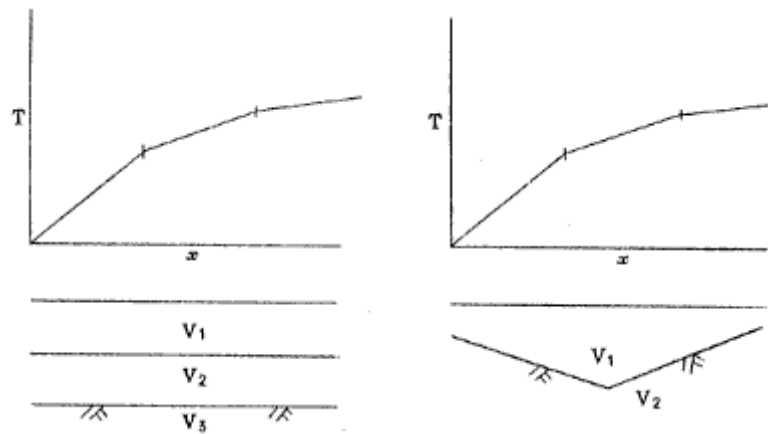


図 3.12 同じ走時曲線から求められる二つの異なる地下構造

測定結果を解釈する上での限界

a 硬い岩盤の速度と地質（第四紀の堆積層、風化帯を除いたもの）

表3.1に示すように、一般に堆積岩では年代の古いもの程速度が大きい。火成岩では深成岩が火山岩よりも速度が大きく、いづれも酸性岩より塩基性岩になるにつれて速度は大きくなる。変成岩はほぼ深成岩と同じといえる。しかし速度値からだけで岩石の種類を知ることはいできない。

b 風化帯の速度と地質

風化帯は、道路の切取面などで直接観察できるように、地表付近には草木の根を含む表土および風化土、さらに下位には原岩の構造をとどめているが、ハンマーでたたくとボロボロに崩れるような風化帯（上部風化帯）下位になるにつれて個々の岩石は堅硬で新鮮であるが、開口した割れ目を伴い（下部風化帯）、次第に深くなるにつれて割れ目も密着した岩盤となる。

一般に切取面で観察できるような風化の状況は、表土，上部風化帯であって、下部風化帯は、目で見ただけでは岩盤とされることが多い。しかしこの下部風化帯は、トンネルや横坑などを掘削したとき、明らかに判るもので、施工目的によっては岩盤と見做されないことも多い。以上の風化状況は弾性波探査の上でどのように反映されるのか説明する。

一般に、表土，風化土，上部風化帯，下部風化帯，岩盤とつづく一連の風化帯域において、実施した弾性波探査の走時曲線は図3.13に示すようにある範囲内、図では0～90mの範囲内で速度が原点(0)より漸次増加する曲線となる。そこで解析にあたっては、曲線に接するいくつかの切線、図では4つの直線をとって速度を決めてある。

表3.1 弾性波速度と地質，服部他(1975)

岩 石	資料数	速 度 km/sec					
		1	2	3	4	5	6
深成岩	総 計	326					
	閃輝岩-斑岩	11					
	閃輝岩	59					
	花崗岩	256					
半深成岩	総 計	173					
	輝緑岩	13					
	玢岩	16					
	斑岩	144					
火山岩	総 計	292					
	一般火山岩	59					
	下記の小計	193					
	玄武岩	20					
	安山岩	124					
	玄武岩	49					
広域変成岩	総 計	223					
	片麻岩	42					
	絹晶片岩	149					
	千枚岩	32					
其他成岩	ホルンフェルス	50					
	蛇紋岩	17					
古生代堆積岩	総 計	297					
	石灰岩	11					
	輝緑凝灰岩	20					
	チャート	23					
	砂岩類	18					

岩 石	資料数	速 度 km/sec					
		1	2	3	4	5	6
中生代堆積岩	頁岩類	77					
	互層類	170					
中生代堆積岩	総 計	254					
	礫岩	7					
	輝緑凝灰岩	6					
	砂岩類	33					
	頁岩類	46					
古第三紀堆積岩	互層類	167					
	総 計	55					
	砂岩類	5					
	頁岩類	6					
新第三紀中下部堆積岩	互層類	42					
	総 計	277					
	礫岩	4					
	砂岩類	12					
	頁岩類	29					
新第三紀上部堆積岩	凝灰岩	45					
	角礫凝灰岩	46					
	互層類	150					
	総 計	128					
新第三紀上部堆積岩	砂岩類	10					
	頁岩類	17					
	凝灰岩	27					
	角礫凝灰岩	15					
	互層類	60					

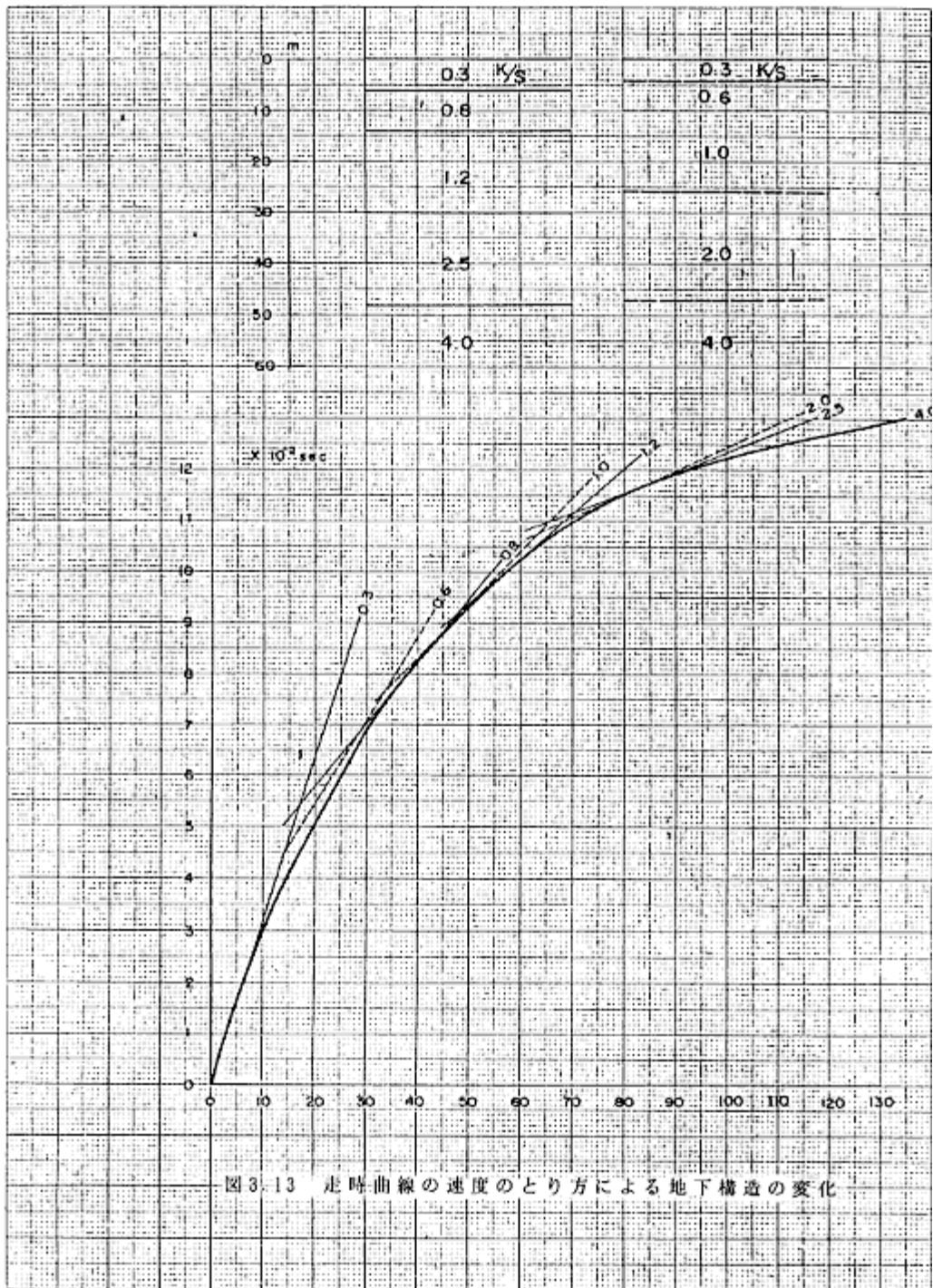


図3.13 走時曲線の速度のとり方による地下構造の変化

深さを求めている。したがって曲線に接する直線は、一種類だけとは限らない。図では細い実線で示すとり方と点線で示すとり方の二つについて、速度と深さを求めると、上段に示すような結果となる。

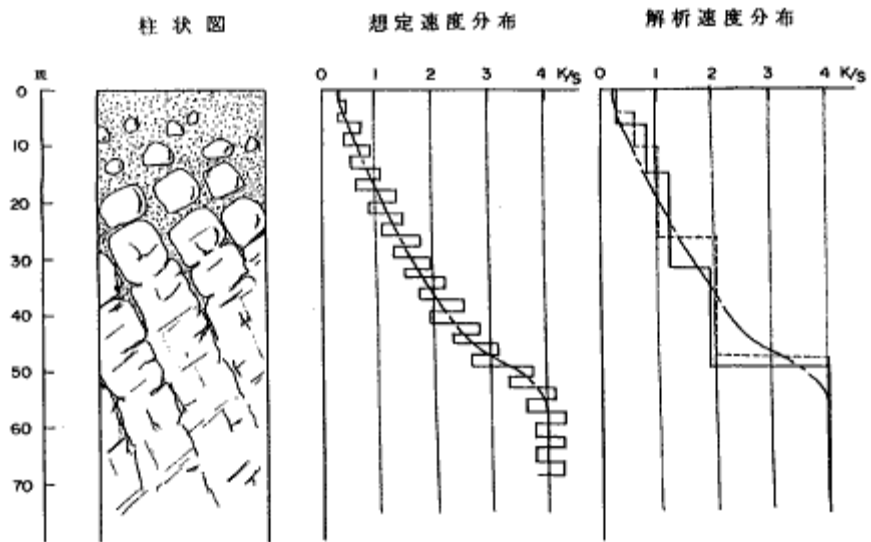


図 3.14 風化帯の地質状況と速度分布

いづれの場合も、岩盤である4.0km/secまでの深さには大した変化はないが、途中の速度のとり方で層の境の深さが若干異なる。どちらかの断面が正しいとは言いきれない。

いま、この速度層にふさわしい柱状図と速度分布を図3.14に示した。

この図の中間に記入したのは、もしこの地域でボーリングなどして、その孔の中で細かに速度を測ったらこのようになるであろうという想定速度分布で、そこに記入された鎖線は大局的にみた速度分布である。

右側の速度分布は図3.13の走時曲線の解析結果によることおりの速度分布をいれてある。

実際には速度は連続して増加する鎖線のような速度分布で計算しなければならないのであるが、便宜上岩盤までを4つの層に分けて解析したものである。

したがって、速度の境界付近で全く岩盤が変わるという性質のものでないことは明らかである。

また、走時曲線から二つの断面ができたといってもどちらが正しいと言いきれる性質のものではないし、弾性波探査の2.0km/sec層内で、ボーリング検層をしてある局所的な範囲が1.5km/secであってもあるいは2.3km/secであっても上記2.0km/secの層が間違っているということにはならない。

要は弾性波探査では大局的にみた地下構造が求められるということで、効果があるのである。

4 . 建設工事に適用される弾性波探査

4.1 ダムサイトの弾性波探査

ダムサイトの地質調査としての弾性波探査は、計画しているダムの技術的可能性の可否を検討する予備調査の段階、およびそれから一步すすんでダム地点が決定した場合の概要調査の段階で行われる。

いづれの段階でも、調査量の差はあっても、図4.1に示すように、ダム軸に平行な測線と、それとほぼ直交する測線がそれぞれ数本以上選定される。

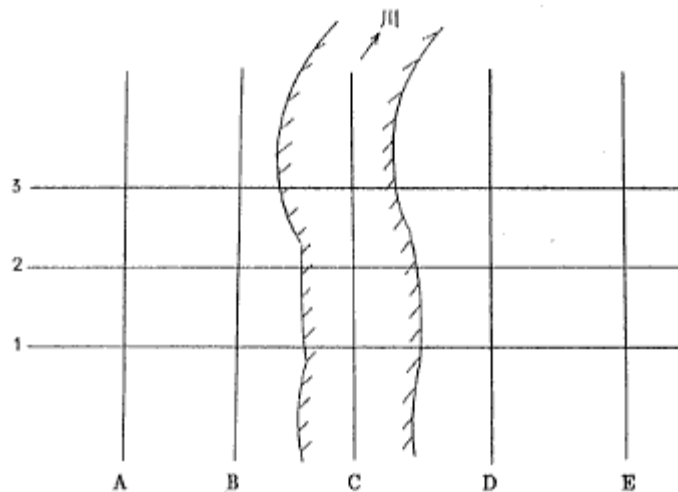


図4.1 ダムサイト調査における弾性波測線配置の一例

この場合ダム軸に平行な測線1, 2, 3では、測定は左岸斜面, 河床, 右岸斜面の三つに分けて行われる。

さて、一般に河床の基岩は、侵蝕をうけて新鮮な岩盤が分布し、その上に若干の堆積層が分布する。したがって、測線Cの測定結果から岩盤速度が明瞭に求められる。

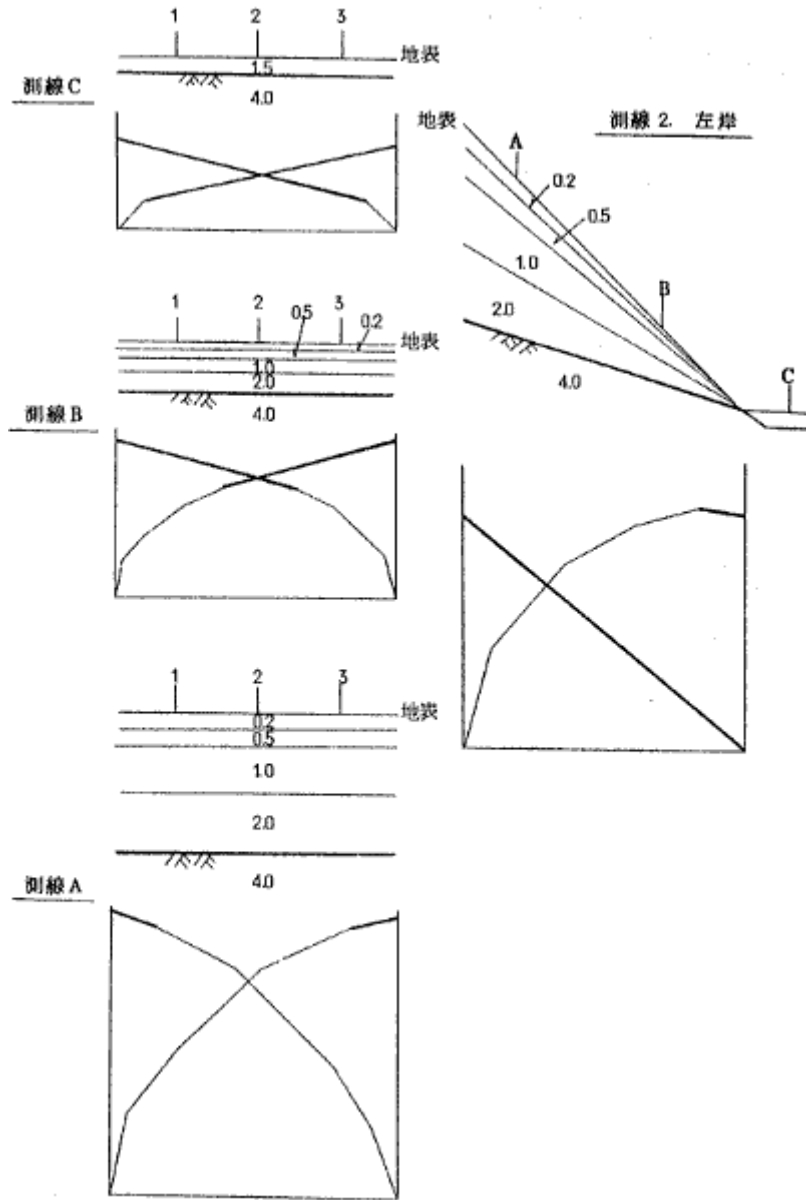


図4.2 各測線の地下構造図(上段)と走時曲線(下段)地下構造図内に記入してある0.2~4.0の数値は速度(km/sec)を示す。地表上の1, 2, 3, A, B, Cは他の測線との交点とその測線名、太線は岩盤および岩盤を示す走時曲線

しかし、測線 1 , 2 , 3 のそれぞれ左岸 , 右岸の斜面では、斜面の上方ほど風化岩が厚く分布するようになるので、斜面上方を振源とした走時曲線には、岩盤を示す走時は河床に近くなった一部の間に現われるにすぎない。

よって、ダム軸に直交する斜面上の測線 A , B , D , E などの測定結果を参考にして解析しなければならない。この関係を図 4.2 に示した。この図からも明らかのように同じ長さの測線 A , B , C で岩盤（太い線で示してある）が深くなれば、走時曲線で岩盤の速度を示す部分は測線の両端付近となり、斜面の上方では、測線 1 , 2 , 3 と同じように、岩盤の上方は適確に判明しないことになる。

したがって、測線の長さのある程度延長したり、測線 A , B , D , E の両端を川の支谷である谷まで延長したりする必要がある。谷では風化岩が侵食されて、岩盤までの深さが比較的浅くなっているためである。

よって測線の配置は、ダム軸に平行した測線は別としても、それに交わる測線 A ~ E は、ダム軸に必ずしも直交しないで、調査が有効に実施されるような方向に選定することが望ましい。

なお、測点間隔は、5 m に選定する必要がある。

ダムサイトの精密調査の段階では、横坑内および横坑間の速度測定が行われることが多い。

また、施工中では、コンソリデーショングラウチング施工前後の弾性波速度測定により、グラウチングの効果を判定することも行われている。

ダム地点の弾性波探査の結果、求められた速度と岩質の対比には、表 4.1 , 4.2 , 4.3 に示すような分類がある。

表 4.1 岩 盤 分 類 , 菊 地 他 (1982)

岩 盤 等 級	硬 質 岩	中 硬 質 岩	軟 質 岩	
		一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの乾燥一軸圧縮強度が 800kg/cm^2 以上のものである。岩石ハンマーによる打撃では一般に金属音を発する。	一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの乾燥一軸圧縮強度が $800\text{kg/cm}^2 \sim 200\text{kg/cm}^2$ の範囲にあるものである。岩石ハンマーによる打撃ではかなりしまった音が発生するが一般には金属音を発しない。この範囲にあるものうち、軟質側のものは岩石ハンマーの尖頭部による打撃で岩石の表面にわずかにくぼみを生ずる場合もある。	一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの乾燥一軸圧縮強度が 200kg/cm^2 以下のものである。岩石ハンマーによる打撃ではふい確した音を発し、時には破壊する場合もある。岩石ハンマーの尖頭部による打撃では岩石の表面に容易にくぼみが生ずる。
A	岩質は極めて新鮮で、火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は全く風化変質しておらず、また節理はほとんど分布していない。岩盤としては極めて堅牢、固密である。			
B	岩質は新鮮で、火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は、ほとんど風化変質していない。また節理の分布は疎らであり、密着している。岩盤としては堅牢、固密である。	岩質は新鮮であり、構成粒子は二次的な風化変質をまったくうけていない。また節理等の割目はほとんど分布していない。岩盤としては堅固である。この場合軟質岩に近いものについては、上記のような性状であっても、すでにこのクラスに属さずC上級に属するものがある。		
C	C _H	岩質は概ね新鮮、堅硬であるが、火成岩では造岩鉱物中、長石類および雲母、角閃石などの有色鉱物がわずかに風化変質している場合もあり、また堆積岩類では構成粒子として二次的に存在する長石類および有色鉱物がわずかに風化変質している場合もある。節理はかなり分布しており、また節理面は風化変質をうけて紫色汚染されている場合が多く、時には風化物質がうすく付着していることもあるが、一般には概ね密着している。岩盤としては堅固である。	岩質は新鮮であり、構成粒子は二次的な風化変質をうけていない。また節理の分布は疎らで密着している。岩盤としては概ね堅固である。ただしこの場合、硬質岩に近いものについてはこのような性状でもB級に属するものがある。	このクラスの対象となる岩石は、中硬質岩に近いもの(新鮮な岩石の乾燥一軸圧縮強度が 150kg/cm^2 程度以上)である。岩質は新鮮で、構成粒子は風化変質をまったく受けておらず、また節理はほとんど分布していない。
	C _N	岩質は一般にやや風化変質している。このうち火成岩では石英を除き、長石類および有色鉱物は風化を受け、しばしば褐色あるいは赤褐色を呈している。また堆積岩類では構成粒子として二次的に存在する長石類および有色鉱物が風化変質し、火成岩の場合と同様、しばしば褐色あるいは赤褐色を呈している。節理は開口し、しばしば粘土あるいは風化物質を挟んでいる。このクラスの岩石中には細かな毛髪状割目が多数に認められていることが多いので岩石ハンマーで強化すれば、この毛髪状割目を分離面として崩壊することがしばしばある。この他岩質は新鮮であっても、開口節理の分布が著しく、クラッキーな状態を示すものもこのクラスに含まれている。	構成粒子として二次的に存在する長石類および有色鉱物がやや風化変質しているものが多い。風化程度としてはあまり進んでいないが、原岩が中硬質の岩石であるので、絶対的な硬さとしてはやや軟質な感じをうける。節理はかなり分布しており、やや開口していることが多く、節理は風化変質をうけて紫色汚染されており、しばしば粘土の薄層、風化物質を挟んでいる。このクラスの岩盤は毛髪状割目がある程度存在するので、岩石ハンマーによる打撃ではこの毛髪状割目を分離面として、しばしば崩壊する。	岩質は新鮮であり、構成粒子も二次的な風化変質をうけていない。また、節理はほとんど分布していないか、あるいは分布していても疎かでありしかも密着している。岩盤としては風化をほとんどうけていないが、原岩が軟質な岩石であるので、絶対的な硬さとしては、軟質な感じをうける。この場合、乾燥一軸圧縮強度が $60\text{kg/cm}^2 \sim 70\text{kg/cm}^2$ 程度以下のものではすでにこのクラスに属さずC下級に属する。
	C _L	火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は著しく風化を受けているために、岩石全体としても一般に褐色あるいは赤褐色を呈する。節理は開口し粘土および風化物質の挟在が著しい。このクラスの岩石では細かな毛髪状割目の分布が著しくさらにこの割目に沿って風化も進んでいるので、岩石ハンマーによる軽打によって容易に崩壊あるいは陥没する。この他、岩質は新鮮であっても開口節理の分布が著しく、石積状の産状を示すものもこのクラスに含まれる。	構成粒子は風化変質し、固結程度はかなり低くなっている。原岩が中硬質の岩石であるので、絶対的な硬さとしては、かなり軟質な感じをうける。節理はかなり分布している。節理は開口し、また風化物質、粘土層を著しく挟んでいる。このクラスの岩盤では毛髪状割目に沿って、かなり風化がすすんでいるので、岩石ハンマーによる軽打撃によっても容易に崩壊する。	構成粒子はやや風化変質をうけ、固結程度は著しく低下している。岩盤としての絶対的な硬さとしては、極めて軟質な感じをうける。岩石ハンマーの尖頭部で打撃すると、しばしば尖頭部は岩盤に突きささる。
D	火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は著しく風化を受け、しばしば砂状および粘土状を呈する部分が見られる。このクラスの岩盤では節理の分布はむしろ不明瞭である。	構成粒子は風化変質が著しくすすみ固結程度は著しく低下し、しばしば砂状および粘土状を呈している。このクラスのもの、割目の分布はむしろ不明瞭である。	構成粒子の固結程度は極めて低くなり、大部分砂状あるいは泥土状を呈している。	
対 当 岩 石	(1) 深成岩、半深成岩および火山岩等の火成岩類がこれに該当する。 (2) 中生代以前の砂岩、礫岩、チャート、石灰岩および輝緑凝岩等の堆積岩および火山砕屑岩がこれに該当する。ただし粘板岩、頁岩は原則的には除外する。 (3) 変成岩のうち、比較的塊状の片麻岩は、これに該当する。ただし結晶片岩類は除外する。 その他、新第三紀の堆積岩および火山砕屑岩にもこれに該当するものもある。	新第三紀中新世以前の第三紀の堆積岩(泥岩、シルト岩、砂岩および礫岩)および火山砕屑岩(凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩および溶結凝灰岩)の大部分がこれに該当する。ただし第四紀の溶結凝灰岩にはこれに該当するものもある。	新第三紀新世以降の堆積岩(泥岩、シルト岩、砂岩および礫岩)および火山砕屑岩(凝灰岩、凝灰角礫岩および火山角礫岩)の大部分がこれに該当する。ただし第四紀の火山砕屑岩には、これに該当するものもある。	
備 考	田中式岩盤等級に対応する。			

4.2 トンネルの弾性波探査

トンネルの弾性波探査は、路線選定の段階で実施されることもあり、また、路線決定後も設計および積算資料に役立たせるために実施される。

調査は、トンネル両坑口付近の被りが小さいところでは、表土、崖錐および風化帯などの比較的軟質な地層の分布状況を、被りの大きいところでは、岩盤の性状、破碎帯の分布などが調査の対象となる。

したがって両坑口付近では、測点間隔5mで、震源の間隔は50m以内、トンネル中央部では、深部の地質状況を見るため、測点間隔は5~10m程度で、震源は両坑口付近の谷を利用し、測定を全測線にわたって実施することが望ましい。

調査にあたっての注意すべき点は次のとおりである。

1) 地形補正について

トンネル中心線方向の測定では、地形は当然山型をなしているので、測線の両端を振源とする走時曲線の解析にあたっては岩盤速度が山麓で小さく、山頂で大きいという見掛けの速度が現われるので補正の検討をした上で正しい値を求めなければならない。もっとも、この補正は地形に沿って岩盤も山型をなしているときに限り見掛けの速度となるのであって、地表が山型でも岩盤の形状が平坦なときは真の速度を示す。よって岩盤の形状を検討した上で判断しなければならない。

2) 破碎帯について

破碎帯は、岩盤速度が局部的に低速度に現われた部分として検出される。

トンネルと平行した破碎帯は、たとえそれがトンネル中心線上に分布していたとしても、トンネル中心線だけの測定では検出できない。

したがって、トンネル中心線と平行または斜交すると思われる破碎帯や断層が、あらかじめ地形や地質の上から推定されている場合は、それらの方向に直交する（トンネル中心線に直交するとは限らない）測線を数本選定して調査を実施する必要がある。

また、あらかじめ推定が困難であった場合でも、トンネル中心線に交わる測線を設けておく方が良い。

3) 坑口付近について

トンネル坑口付近は、軟質な地層が分布することが多いので、開削にあたって地すべりや崩壊を伴うことが多い。したがって、地質状況に応じて、すくなくとも一測線100m以上の測線をトンネル中心線とほぼ直交して選定しておく必要がある。

4) 施工面付近の地質の解釈について

施工面付近の地質の解釈が調査目的であるから、当然地質踏査、ボーリングなどの結果も参照して総合的に判断するわけである。

この場合、岩盤の速度によって岩質を判定する基準が表4.4, 4.5に示す日本道路公団およびJR（元日本国有鉄道）による地山分類表に示されている。

しかしながら、例えば岩盤速度3.7km/secであっても、粘板岩であればあまり悪くない地質であったが、チャートでは破碎された不良岩盤であったということもあるので、他の調査結果もふまえて、慎重に判断を下す必要がある。

また、破碎帯などの傾きも地質状況を考慮に入れて推定する必要がある。湧水の恐れがあると判断されるときは、ボーリングなどで湧水圧の測定などを実施しておく必要がある。

5) 設計・施工にあたっての資料

トンネルは、一般の構造物と異なり、線状に連なる構造物で、さらに山岳トンネルの場合は、土被りも一般に大きいため、事前にトンネル位置の地山の状態を詳細に把握することが困難である。そこで、地山分類基準が作成され、その分類に対応するパターン化された設計基準に、調査結果を照合して計画段階の設計が行われている。

現在用いられている地山分類の代表的なものとして、日本道路公団のものを表4.4に、JRのものを表4.5に示した。

いづれも、測線に沿って連続的に、地山の状態を評価できる弾性波速度値を指標とした地山分類となっている。

もちろん、この他にボーリングによるコアの状態，RQD，岩石の強度，割れ目の頻度などが判定の要素として加えられている。

しかしながら、弾性波速度による地山の評価は、塑性土圧の作用するような地山，液状化するような含水未固結地山の評価には、有効でない場合があり、前者については、地山の強度と地中応力の大きさの比、すなわち地山強度比が評価に重要であり、後者については、粒度組成，水圧，固結度が重要な評価の要素となってくる。

表4.4 地山分類, 日本道路公団(1985)

地山等級	岩種	(1) 弾性波速度 (Vp, km/s)					地山強度比	(2) ボーリングコア		(4) 地質状態 (地質調査の結果または地質図の状態)	(5) 試験		(6) 風削後の状態		
		1.0	2.0	3.0	4.0	5.0		6.0	コアの状態		RQD(%)	ハンマー打撃による割れ方	亀裂間隔 (cm)	切羽の自立性	内空実位置 (mm)
A	a							コア採取率は、概ね90%以上で完全な柱状を呈し、径は20cm以上の長さを有する。断片はほとんど含まない状態のもの。	90以上	・地質は非常に堅硬かつ新鮮なもので大塊状を呈し、割れ目がほとんどなく連続して安定している。 ・水による劣化はない。	ハンマーが跳ね返る。強く叩いてかろうじて割れ、新鮮な面で割れる。	100~50以上	・自立状態は非常に良く、風削にゆるむことはない。 ・ゆるみ高さ1.5m	微小	
	b														
	c														
	d ₁														
B	a						コア採取率は、概ね70%以上で大断片状-短柱状-棒状を示し、コアの長さが概ね10-20cmであるが、5cm前後のものもみられる。	90-70	・岩質は新鮮で堅硬であるが割れ目は比較的少ない。 ・岩質はかなり堅硬であっても風化作用のため多少変質した傾向が認められる。 ・岩質は堅硬であるが断片をなす岩で層理あるいは片理が認められ、その面に沿って割れ易いもの。 ・水による劣化はない。	ハンマーで強く叩けば割れるが、ほとんどが亀裂あるいは節理等に沿って比較的大きく割れる。	70-30	・断面は自立。素断面に局部的に肌落ちがみられるが、概ね安定。 ・局部的にゆるんだ箇所は部分的に支保を要する地山。 ・ゆるみ高さ1.5-3.0m	微小		
	b														
	c														
	d ₁														
C	I	a					コア採取率は、40-70%で亀裂が多く、また砕け屑のため小さくなり、5cm以下の断片が多量に取れる状態のもの。原形復元困難-不可能。	70-30	・風化作用を受けて岩石に変質を起こしているもので、岩質が多少軟くなる。 ・岩質は比較的堅硬であっても亀裂が細く入っていて、その間隙には薄い粘土が充填するもの。 ・層理の継ぎ目で非常に薄く割れ易いもの。 ・幅の狭い小断層を挟むもの。 ・水による劣化は少ない。	ハンマーで容易に割れる。亀裂面等に沿って比較的の小片に割れ、むしろ亀裂以外の面では割ることが困難である。	50程度以下	・断面は自立する。 ・素断面は絶壁付近にクラウン部に伏付けが必要となる地山。 ・ゆるみ高さ2.0-4.0m	50以下		
		b													
		c													
		d ₁													
	II	a					コア採取率は低下し、概ね40%以下となることが多く、コアは断片状となるが、時には角礫状や砂状あるいは粘土状となるもの。	10程度以下	・著しい風化作用を受け、一部には既に土壌化した部分が見られ、中に多少硬い部分が残っている程度に軟弱で脆いもの。 ・割れ目が極めて多いもので亀裂以外のいかなる部分からでも容易に割ることが出来るもの。 ・粘土化のあまり進んでいない破砕帯で、粘土土と断片状の断片の混合した状態になって、微分硬い所も含まれているもの。 ・土砂・塵埃等。 ・水により泥が軟弱化する場合はD ₂	ハンマーで容易に割れる。岩は脆く、指先で容易に割れる。	—	・断面・素断面とも肌落ちが著しい場合と割方からの折干の押し出しがある場合がある。先受け支保工および早期の山留めが必要な地山。 ・塑性範囲またはゆるみ高さ3.0-5.0m	60以下		
		b													
		c													
		d ₁													
D	a					コア採取率は低下し、概ね40%以下となることが多く、コアは断片状となるが、時には角礫状や砂状あるいは粘土状となるもの。	10程度以下	・著しい風化作用を受け、一部には既に土壌化した部分が見られ、中に多少硬い部分が残っている程度に軟弱で脆いもの。 ・割れ目が極めて多いもので亀裂以外のいかなる部分からでも容易に割ることが出来るもの。 ・粘土化のあまり進んでいない破砕帯で、粘土土と断片状の断片の混合した状態になって、微分硬い所も含まれているもの。 ・土砂・塵埃等。 ・水により泥が軟弱化する場合はD ₂	ハンマーのわずかな打撃によって割れる。ハンマーの先が突き刺さる。	—	・断面は肌落ちが著しい。素断面は割方からの押し出しがある。 ・塑性範囲またはゆるみ高さ3.0-5.0m	200以下			
	b														
	c														
	d ₁														
E	a					コア採取率は低下し、概ね40%以下となることが多く、コアは断片状となるが、時には角礫状や砂状あるいは粘土状となるもの。	—	・著しい偏圧・異圧を伴うような、かなり幅を有する粘土化が著しい断層、破砕帯や大きな崖線地帯等。 ・水による劣化が著しく軟弱化を生ずる。	—	—	・断面は押し出しを生じ、顕著なものは崩壊する。 ・素断面は局所的な押し出しを生ずる。 ・塑性範囲>7.0m	400以下			
	b														
	c														
	d ₁														
	e														

(注) 1. 岩種 a: 変成岩 (千枚岩, 石英片岩, 緑泥石片岩, 石英片岩, 緑色片岩, 片麻岩, 蛇紋岩, カンパニウス等) d: 第三紀層および下第三紀層 (泥岩, 頁岩, 泥質頁岩, 砂岩および礫岩, 凝灰岩, 凝灰角礫岩, 礫岩等) 深成岩 (閃輝石, 輝石等) ただし、新鮮な岩石資料の一軸圧縮強度 (σ₁) 200kg/cm²を基準として、d₁・d₂に区分する。
b: 古生層および中生層 (粘板岩, 砂岩および礫岩, 硬砂岩, 石灰岩, 凝灰岩, 輝緑岩等) d₁: σ₁ ≥ 200kg/cm²
c: 火山岩 (石英粗面岩, 安山岩, 玄武岩等) d₂: σ₁ < 200kg/cm²
e: 新成岩 (花崗岩, 石英斑岩, 閃岩, 輝緑岩等) e: 上第三紀層 (ロームおよび粘土, 火山砕屑物), 沖積層 (崖線, 表土等) 深成岩 (花崗岩, 閃輝石等)
2. ボーリングコアの状態, RQD, 亀裂間隔は、岩種a・b・c・dに適用する。

表 4.5 地 山 分 類 , 日 本 国 有 鉄 道 (1 9 8 3)

地山種類 地山等級	硬 岩			中硬岩	軟 岩**	土 砂	
	A 岩種	B 岩種	C 岩種	D 岩種	E 岩種	P・G 岩種	
						粘性土	砂質土
V _N	$V_p \geq 5.2$		$V_p \geq 5.0$	$V_p \geq 4.2$			
IV _N	$5.2 > V_p \geq 4.6$		$5.0 > V_p \geq 4.4$	$4.2 > V_p \geq 3.4$			
III _N	$4.6 > V_p \geq 3.8$	$V_p \geq 4.4$	$4.4 > V_p \geq 3.6$	$3.4 > V_p \geq 2.6$ かつ $G_n \geq 5$	$2.6 > V_p \geq 1.5$ かつ $G_n \geq 6$		
II _N	$3.8 > V_p \geq 3.2$	$4.4 > V_p \geq 3.8$	$3.8 > V_p \geq 3.0$	$2.6 > V_p \geq 2.0$ かつ $5 > G_n \geq 4$	$2.6 > V_p \geq 1.5$ かつ $6 > G_n \geq 4$		
I _N	$3.2 > V_p \geq 2.5$	$3.8 > V_p \geq 2.9$	$3.0 > V_p \geq 2.5$	$2.6 > V_p \geq 2.0$ かつ $4 > G_n \geq 2$ あるいは $2.0 > V_p \geq 1.5$ かつ $G_n \geq 2$	$2.6 > V_p \geq 1.5$ かつ $4 > G_n \geq 2$	$G_n \geq 2$	$D_r \geq 80$ かつ $F_c \geq 10$
I _B				$1.5 > V_p$ あるいは $2 > G_n \geq 1.5$	$1.5 > V_p$ あるいは $2 > G_n \geq 1.5$	$2 > G_n \geq 1.5$	—
I _L	$2.5 > V_p$	$2.9 > V_p$	$2.5 > V_p$			—	$D_r \geq 80$ かつ $10 \leq F_c$
特 S				$1.5 > G_n$	$1.5 > G_n$	$1.5 > G_n$	—
特 L						—	$80 > D_r$

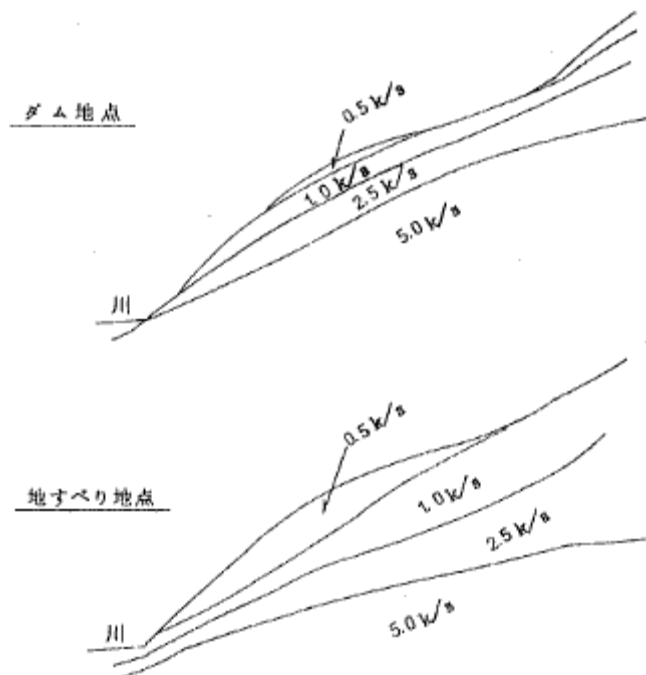
- 注) V_p : 弾性波速度 (km/s), G_n : 地山強度比, D_r : 相対密度 (%), F_c : 細粒分含有率 (%)
- 一般的な地山の等級 I ~ V については, N のサフィックスをつける。
特殊な地山のうち標準支保パターンが示されているものは等級の後に個性化地山については S, 未固結地山については L のサフィックスをつける。これらの標準支保パターンでは, 不十分と考えられる地山に対する等級は特 S, 特 L とする。
 - B 岩種で $V_p \geq 2.6$ の場合は D 岩種に準じて評価する。
 - この表は土盛り 500 m $> H > 2 D$ (D: トンネル幅) 程度のトンネルの計画に用いるものとする。ただし I_L については 0.5 D 以上のものに適用できるものとするが, 適用にあたっては十分検討のうえ計画するものとする。
 - 幅の広い断層線帯, 傾圧地形や傾圧を及ぼす地質の地山, また, トンネル断面が著しく小さいか大きい場合, 作業に支障する湧水があると考えられる場合あるいは水圧を設計に考慮しなければならない場合および市街地, 重要構造物下, 近接, 併設トンネルなどについては十分検討のうえ適用するものとする。
 - V_p : 地山の弾性波速度 (P 波) (km/s)
 G_n : 地山強度比 ($\sigma_c / \gamma H$)
 D_r : 相対密度 (%)
 F_c : 細粒分含有率 (%)
- $$\left[\begin{array}{l} \sigma_c: \text{地山の軸圧縮強度 (kN/m}^2 \text{ または t/m}^2 \text{)} \\ \gamma: \text{地山の単位体積重量 (kN/m}^3 \text{ または t/m}^3 \text{)} \\ H: \text{土盛り高さ (m)} \end{array} \right]$$
- なお地山の軸圧縮強度は地質等の存在が無視できる地山においては試料の軸圧縮強度を適用できるが標準強度 σ_c' (kN/m² または t/m²) を用いてもよい。
- $$\sigma_c' = (V_p/v_p)^2 \cdot \sigma_u$$
- v_p : 試料の縦波 (弾性波) 速度 (km/s)
 σ_u : 試料の軸圧縮強度 (kN/m² または t/m²)
- なお, 軟岩で $V_p > v_p$ となることがあるが, その場合には $(V_p/v_p) = 1$ とする。
- 岩種の区分は池田和彦 (1969 年) の区分を一部変更した付表 2 の岩種分類による。なお, E 岩種は新錐岩の軸圧縮強度がおおむね 20 MN/m² (200 kgf/cm²) 以下のものとする。
 - P・G 岩種の砂質土と粘性土の土質区分は『建築物設計標準』(昭和 62 年 1 月) より以下を目安とする。
砂質土: 細粒分 (粒径 75 μm 以下の土粒子) 含有率が 30% 程度未満の土
粘性土: 細粒分含有率が 30% 程度以上の土

4.3 地すべり地の弾性波探査

地すべり地域の弾性波探査は、他の地域でのそれと調査の方法などで特に変わることはなく、得られる結果にしても、例えば結晶片岩地帯などでは速度分布に特に変化はない。

ただ、同じ結晶片岩地帯でも、ダム地点として調査するような場所と地すべり地での調査では、速度分布の形態が異なってくる。(図4.3参照)

図4.3 ダム地点(地質良好)と地すべり地点での



弾性波速度の分布形態の相異

しかし、地すべり地点の調査結果から、すべり面がどこにあるか指摘することはできない。ボーリング調査結果など対比して、活用すると有効な結果が得られることが多い。

4.4 採土、採石場の弾性波探査

一般に採土の対象となる地質は基岩の風化土などであって、弾性波速度が1.0km/sec未満のものが多く、採石の対象となる地質は基岩の速度が4.0km/sec以上のものおよびその風化岩である2.0km/sec程度のものが多い。

したがって、採土、採石場予定地では、弾性波探査により広域に調査が行われる。

そして、それぞれ対象となる速度層について、掘削面を仮定することにより、可採量の概算を求めることが可能となる。

測線は採取範囲内に基盤の目状にとることが普通で、測点間隔は5 m程度である。なお、岩質と歩止りについては表4.6に示すような資料がある。

表4.6 岩質と歩止り

弾性波速度(km/sec)	岩等級	岩質	ロック材歩止り
> 5.0	B ~ A	岩盤(堅硬)	
4.0 ~ 5.0	C _H ~ B	岩盤(割目あり)	
3.0 ~ 4.0	C _H	風化漸移帯	
2.0 ~ 3.0	C _M ~ C _H	下部風化帯	
1.0 ~ 2.0	C _L ~ C _M	上部風化帯	50 ~ 70%
0.5 ~ 1.0	D ~ C _L	風化土	10 ~ 30%
破砕帯	D	粘土化又は細片化した破砕帯	0

採石の場合、地山容積に対し採石容積は140~200% (採石容積率)となるが、ここでは考えに入れていない。

4.5 構造物基礎の弾性波探査

沖積層や第四紀層など未固結堆積層よりなる都市地盤では、構造物の基礎調査として、ボーリングによる地盤の土質工学的分類の他に、ボーリング孔内でP、S波速度を測定するPS検層が行われる。PS波速度を測定することにより、地盤の力学的特性を知り、耐震設計の基礎資料とする。

測定は、一般に孔径66mm、深度は100m以上も可能であり、測点間隔は2～5mである。P波の起振力にはエアガン、S波の起振力には板叩き法による。

岩盤地帯では、特に原子力発電所建設地点において、耐震設計の上から、通常の弾性波探査の他に、都市地盤と同じようにボーリング孔内で、PS検層が行われる。地質にもよるが深度500m程度までP、S波の速度が測定される。

起振力にはダイナマイトまたはエアガン、ばね式S波発生装置などが使用される。

測点間隔は、2～10mである。

S波速度と土質常数の間には図2.10に示すような相関がある。

4.6 切土地点の弾性波探査

道路などの切土地点は、のり高が非常に高い場合や、安定性について問題がある場合、ボーリングに併用して弾性波探査が用いられている。

すなわち、弾性波速度から、表層の厚さ、断層破砕帯などの地質上の弱層の位置および規模、地山の岩石の風化の程度などを推定している。

弾性波速度とのり面勾配との関係は、弾性波速度が岩種、風化の程度、キレツの影響などにより大きく変るため明確ではないが、参考として日本道路公団が中・古生層および火成岩が分布する切土予定地域の弾性波探査結果と、同一地点で実際に施工したのり面勾配との関係を示したものを図4.4、4.5に示した。

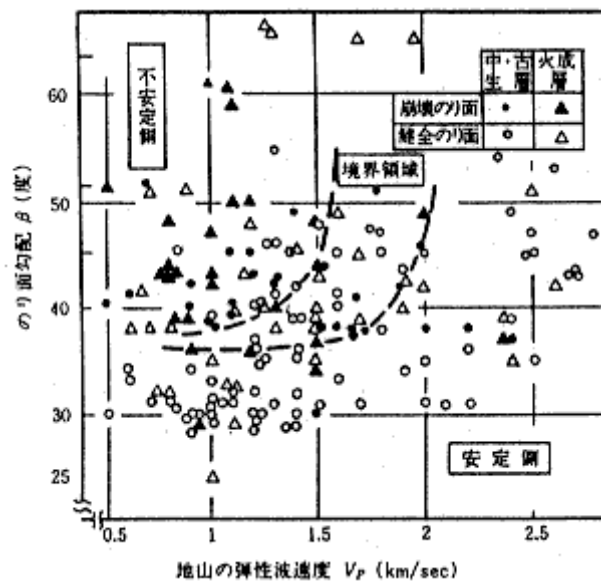


図4.4 地山弾性波速度 - のり面勾配とのり面の安定性，日本道路公団(1983)

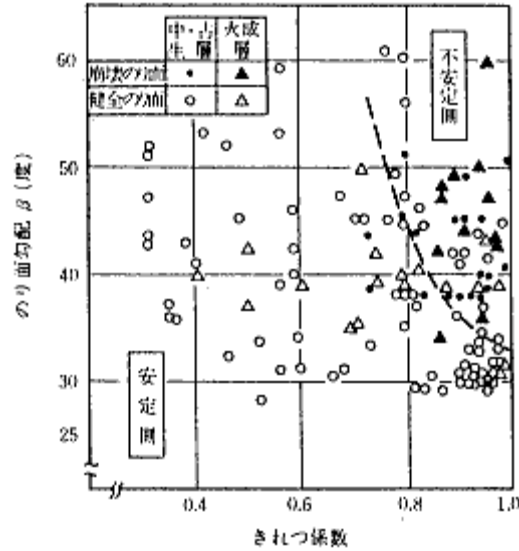


図 4.5 きれつ係数 - のり面勾配とのり面の安定性，日本道路公団 (1983)

また、建設省の岩分類と切土勾配について表 4.7 ~ 4.9 に治水砂防協会のものを表 4.10 に示した。

表 4.7 岩石の判定基準(建設省)

岩 分 類	
名 称	岩 石 の 程 度
軟岩(I)	第3紀の岩石で固結の程度が弱いもの。風化がはなはだしく、きわめてもろいもの。指先で離し得る程度のもので、き裂間の間隔は1~5cmくらいのもの。
軟岩(II)	第3紀の岩石で固結の程度が良好なもの。風化が相当進み、多少変色を伴い軽い打撃により容易に割り得るもの。離れ易いもの。き裂間の間隔は5~10cm程度のもの。
中硬岩	凝灰質で堅く固結しているもの。風化は目にとって相当進んでいるもの。き裂間の間隔は10~30cm程度で、軽い打撃により離しうる程度、異種の岩が硬い互層をなしているもので、層面を楽に離しうるもの。
硬岩(I)	石灰岩、多孔質安山岩のようにとくにち密でないが、相当の硬さを有するもの。風化の程度があまり進んでいないもの。硬い岩石で間隔が30~50cm程度のき裂を有するもの。
硬岩(II)	花崗岩、結晶岩など全く変化していないもの。き裂間の間隔は1m内外で相当密着しているもの。硬い良好な石材を取り得るようなもの。
硬岩(III)	けい岩、角岩など、石英質に富んで岩質が硬いもの。風化していない新鮮な状態のもの。き裂が少なく、よく密着しているもの。

表 4.8 地山弾性波速度による岩分類(建設省)

岩分類	グループ	地山弾性波速度 (km/sec)	A, B両グループに入る代表的な岩名
軟岩(I)	A	0.7~1.2	Aグループ 片麻岩、砂質片岩、緑色片岩、珪岩、角岩、石灰岩、砂岩、輝緑凝灰岩、礫岩、花崗岩、セシウム岩、ハンレイ岩、カンラン岩、蛇紋岩、流紋岩、ヒン岩、安山岩、玄武岩
	B	1.0~1.8	
軟岩(II)	A	1.2~1.9	
	B	1.8~2.8	
中硬岩	A	1.9~2.9	
	B	2.8~4.1	
硬岩(I)	A	2.9~4.2	Bグループ 黒色片岩、緑色片岩、千枚岩、粘板岩、輝緑凝灰岩、頁岩、泥岩、凝灰岩、集塊岩
	B	4.1以上	
硬岩(II)	A	4.2以上	
	B		

表4.9 切土高及び勾配
(建設省, 道路協会)

地山の土質及び地質		切土高	勾配(割)
硬軟 砂 SP, SW			0.3~0.8 0.5~1.2 1.5~
		締まっているもの	5m以下 0.8~1.0 5~10m 1.0~1.2
砂質土 SM, SC	ゆるいもの	5m以下	1.0~1.2
		5~10m	1.2~1.5
礫質土, 岩塊又は玉石混じり砂質土 GW, GM, GC, GP	締まっているもの又は粒度分布の良いもの	10m以下	0.8~1.0
		10~15m	1.0~1.2
粘質土, 粘土 ML, MH, OL, OH, CL, CH	締まっていないもの又は粒度分布の悪いもの	10m以下	1.0~1.2
		10~15m	1.2~1.5
岩塊又は玉石混じりの粘質土, 粘土 GM, GC		10m以下	0.8~1.2
		5m以下 5~10m	1.0~1.2 1.2~1.5

- 注) 1. 切土がこの表の切土高を越えるとき、又は、この表に定めのないときは、別に安全度を確かめ、安全を確認しておかなければならない。
2. 上表は風化が著しい場合あるいは供養の恐れがある場合は、これらに対して適切な保護をした場合に適用できる。
3. シラスの場合は別途検討する必要がある。
4. 記号(例えばSM)は統一分類法による。

表4.10 岩盤区分とのり面勾配
(治水砂防協会)

区分	判定基準	岩盤状況	指定弾性波速度 (km/sec)
㊶	3分より厚で7m以上可(35mまで)	岩質は非常に堅硬で全く風化しない。	1.0km/sec以上
㊷	3~5分で7mまで可。侵食防止のためのり面処理の要あり。	岩質は非常に堅硬かつ新鮮なもので、一部に割目が発達する部分もあるが、割目は大部分が露部である。	3.0~5.0
		岩質はかなり新鮮堅硬であるが、割目始いに風化変質が認められる。一般に割目が発達し、その割で割れやすい。	2.0~4.0
㊸	4分~1割で7mまで可。侵食防止のためのり面処理の要あり。	岩質はむしろ風化変質している。割目が発達し、粘土を挟む。	1.0~3.0
		風化作用を受け、一部は粘酸化している。割目は全粒に貫通し、一面には硬い岩片を残す。	0.5~2.5
㊹	1割より厚で5mまで可。侵食防止のためのり面処理の要あり。	完全に風化し、土質化している。硬い岩片をほとんど残さない。	0.3~1.0

次に、切土も含め土地の造成にあたっては、機械掘削によって施工のできる深さを知るために弾性波探査が行われる。

ここで弾性波速度と機械掘削の関係について記したものを、表4.11~4.14および図4.6~4.8に示した。

表 4.11 岩 の 分 類 (日 本 道 路 公 団)

大分類	小分類	岩 種	岩質の程度(目安)	弾性波速度(参考)
軟 岩	軟岩A	石礫片岩, 砂岩, 凝灰岩, 蛇紋岩, 花こう岩, 凝塊岩, 片麻岩, 緑泥片岩, 粘板岩, 閃緑岩, 安山岩, かんらん 岩	風化が進み, 多少の着色も伴い, きれつが発達し(間隔10cm以下 程度), ハンマーでたたいて目 にそって割れるもの。	2.0 km/sec 程度以下
	軟岩B	土 丹		1.0~3.0km/sec 程度
	軟岩C	凝灰岩, 花こう岩, 片岩, 片麻岩, 硬 岩などが風化した もの。	風化がはなばだしく, きれつが 発達し(間隔1~5cm程度), ハンマーでたたいて容易に割れる 岩の層間は, ハイドロリック リッパによる施工が有効である が, 掘削後の状態がほとんど土 砂状(塵状とならない)になる もの。	1.0 km/sec 程度以下
	軟岩D	軽石が多く混入す る土砂	原則として軽石の混入率20%以 上の土砂	
硬 岩	硬岩A	凝塊岩, 片麻岩, 石灰岩, 硬砂岩, 角岩, 砂岩, 礫岩, 安山岩, ひん岩, 粘板岩, 角岩, 玄 武岩, かんらん岩, 凝灰岩	凝灰質でかたく固結したもの, 岩自体硬質せず大きいきれつ (10~50cm程度)のあるもので, 大ハンマーで数回たたいてかろ うじて割れる程度のもの。	2.0~3.5km/sec 程度
	硬岩B	花こう岩, 千枚岩, せん緑岩, ひん岩, 安山岩, 玄武岩, 砂岩, 角岩, 硬砂 岩	新鮮堅岩, きれつが少なく密着 したもので岩質が最も堅いもの。 大ハンマーで数回たたいてかろ うじて割れるかまたは, はね返 って容易に割れないもの。	3.5~6km/sec 程度
	硬岩C	溶 岩		

表 4.12 施工のための岩および土の分類，日本道路協会（1986）

名 称	説 明	摘 要	日本統一土質分類法による土の簡易分類との対応	
ま た は 石	硬 岩	きれつがまったくないか、少ないもの。密着のよいもの	弾性波速度 3,000m/sec以上	
	中 硬 岩	風化のあまり進んでないもの [きれつ間隔30-50cm程度のもの]	弾性波速度 2,000-4,000m/sec	
	軟 岩	固結の程度の良い第4紀層、 風化の進んだ第3紀層以前の もの、リッパ掘削できるもの	弾性波速度 700-2,800m/sec	
	転石群	大小の転石が密着しており、 掘削が極めて困難なもの		
岩塊・玉石	岩塊・玉石が混入して掘削し にくく、バケットなどに空け きのしやすいもの	玉石まじり土、岩塊 起砕された石 ごろごろした河床		
土	礫まじり土	礫の混入があって掘削時の能 率が低下するもの	礫の多い砂、礫の多い砂 質土、礫の多い粘性土	礫 [G] 礫 質 土 [G F]
	砂	バケットなどに山盛り形状に なりにくいもの	海岸砂丘の砂 マサ土	砂 [S]
	普通土	掘削が容易で、バケットなど に山盛り形状にしやすく空け きの少ないもの	砂質土、マサ土 粒度分布の良い砂 条件の良いローム	砂 [S] 砂 質 土 [S F] シ ル ト [M]
	粘 性 土	バケットなどに付着しやすく 空けきの多い状態になりやす いもの、トラフィカビリティ が問題となりやすいもの	ローム 粘性土	シ ル ト [M] 粘 性 土 [C]
	高含水比 粘 性 土	バケットなどに付着しやすく 特にトラフィカビリティが悪い もの	条件の悪いローム 条件の悪い粘性土 火山灰質粘性土	シ ル ト [M] 粘 性 土 [C] 火山灰質粘性土 [V] 有 機 質 土 [O]
	(有機質土)			高 有 機 質 土 [O]

注) 上表の説明は出現頻度の多いものについてのものであり、土は特にその状態によ
って大きく変化するので注意すること。

表4.13 地山弾性波速度とリッパ装置付ブルドーザの規格

およびリッパの爪数，日本道路協会(1986)

地山の弾性波速度(m/sec)		爪 数		情 要
A群の岩	B群の岩	21t級	31t級	
600 未満	900 未満	3本	3本	
600以上～ 1,000未満	900以上～ 1,400未満	2本	3本	
1,000以上～ 1,400未満	1,400以上～ 1,800未満	1本	2本	
1,400以上～ 1,700未満	1,800以上～ 2,100未満	—	1本	

注) A群の岩とは、砂岩、花崗岩、安山岩、珪岩、片麻岩など比較的かたい岩。
B群の岩とは、頁岩、黒色片岩、凝灰岩、粘板岩など比較的もろい岩。

表4.14 リッパピリティ ガイド値 (Excavation Handbook, 1981, による)

機種 (リッパ)	弾性波速度 (地山) Vp (m/sec)					
	500	1000	1500	2000	2500	
中型トラクターリッパ 27～45t級 (200hp～300hp)	リッパ 不要	容 易	普 通	困 難	極困難 又は 発破	発破掘削
大型トラクターリッパ 45～72t級 (300hp～525hp)	リッパ 不要	容 易	普 通	困 難	極困難 または 発破 掘削	発破掘削

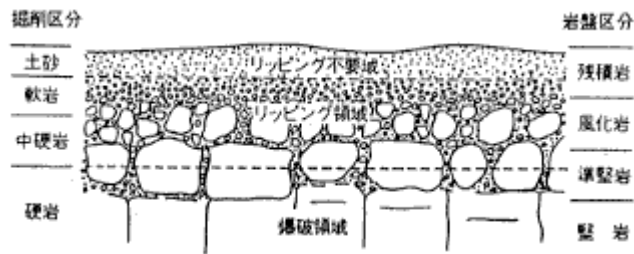


図 4.6 掘削区分の一例

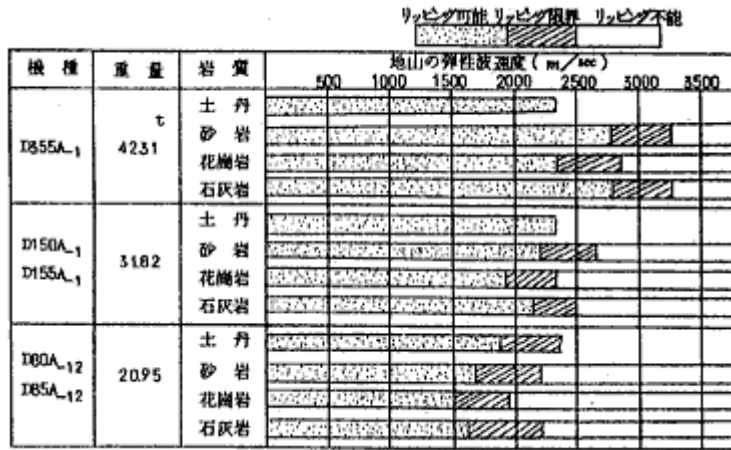


図4.7 リッパー作業可能限界図 (小松製作所, 1971)

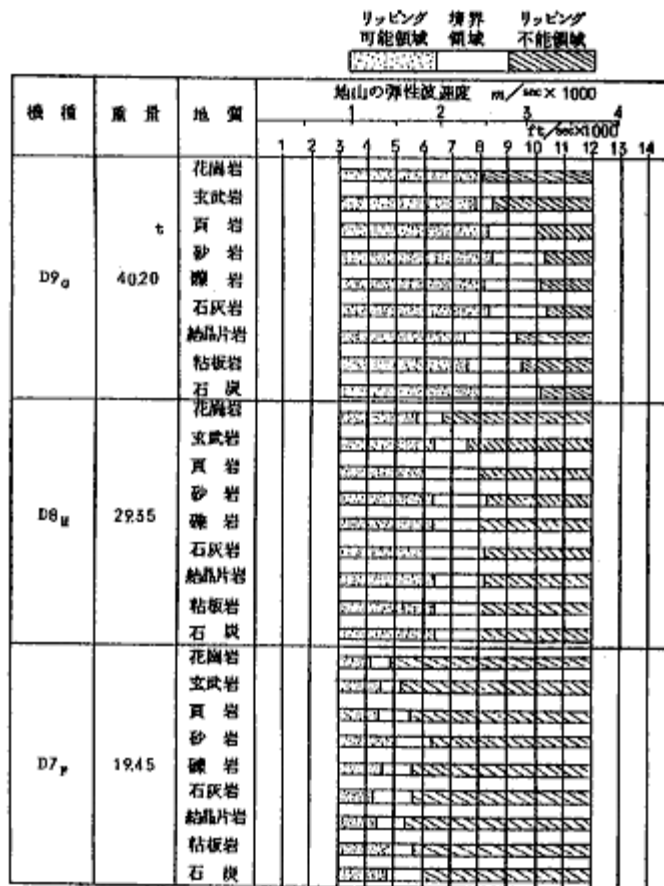


図4.8 リッピング領域図 (キヤタピラ社, 1970)

5 . 海域での弾性波探査

5.1 音波探査

海洋の土木調査のための弾性波探査でよく利用される方法に音波探査がある。音波探査とは海中に設置した音源から出た振動が海底下の地層の境界面からもどってくる反射波をとらえ、地質構造を調査する方法であり、図5.1に原理を示す。調査海域の地理的条件，水深さらに音源の種類，受振器の配列方法，解析方法などに差があり、目的に応じてこれらを選択使用しているのが現状である。表5.1に音波探査の種類と一般的な特徴をまとめて示す。また、図5.2，5.3にそれぞれスパーカーおよびマルチチャンネルの探査による記録を示した。

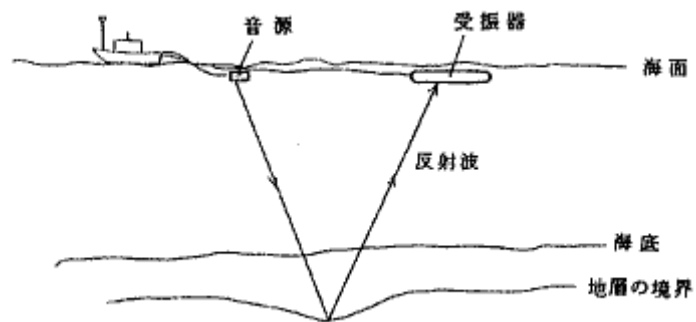


図5.1 音波探査の原理

表5.1 音波探査の種類と一般的な特徴

音源方式	電歪・磁歪式振動板	電磁誘導式振動板	水中放電	水の瞬間放出	圧縮空気の放出
代表的装置または 発振器の名簿	ソノプローブ SP-3 T-18A	ユニブーム [Model 230-1]	スパーカー NE-19C NE-17D	ウォーターガン [S-15・S-80・H-400]	エアガン [600B・1500C]
発振周波数	2,000~8,000Hz	400~14,000Hz	100~4,000Hz	1~1,000Hz	1~500Hz
発振波形	波連	単一パルス	パルス2個	単一パルス	振動波形
発振間隔	0.2~0.6S	0.167~0.5S	0.1~10S	0.5~20S	0.5~60S
エネルギー	(例)36ジュール	100~300ジュール	50~20,000ジュール	3,000~80,000ジュール	400~400,000ジュール
発振成分数	シングル	シングル	シングル, マルチ	シングル, マルチ	マルチ, シングル
分解能	高	高	高~中	中	中~低
調査可能水深	3~50m	3~100m	3~2,500m	10~3,000m	10~5,000m
海底下の可探深度	約25m	50~100m	30~500m	50~1,000m	500~5,000m
主な探査対象	浅部の地質構造	浅部の地質構造	浅~深部の地質構造	浅~中部の地質構造	中~深部の地質構造

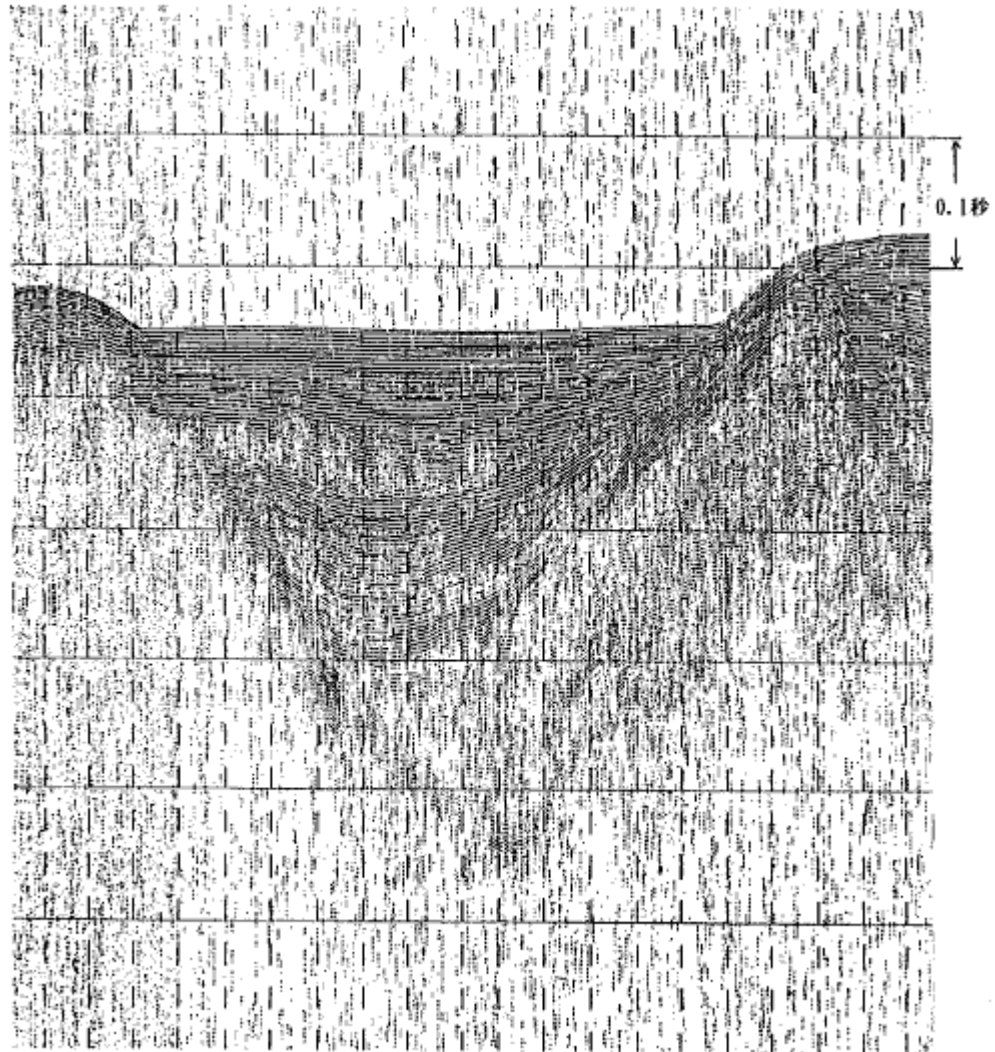


図5.2 スパーカーによる反射記録

図内の横線は0.1秒毎のマーカであり、約75mに相当する。図の両側の山型の部分は、第三紀の火山性の岩層で中央部には洪積層が堆積している状況が良く観察される。使用した音源はエネルギー4500ジュールのスピーカーを用い、350~630ヘルツのバンドパスフィルターの処理をしてある。

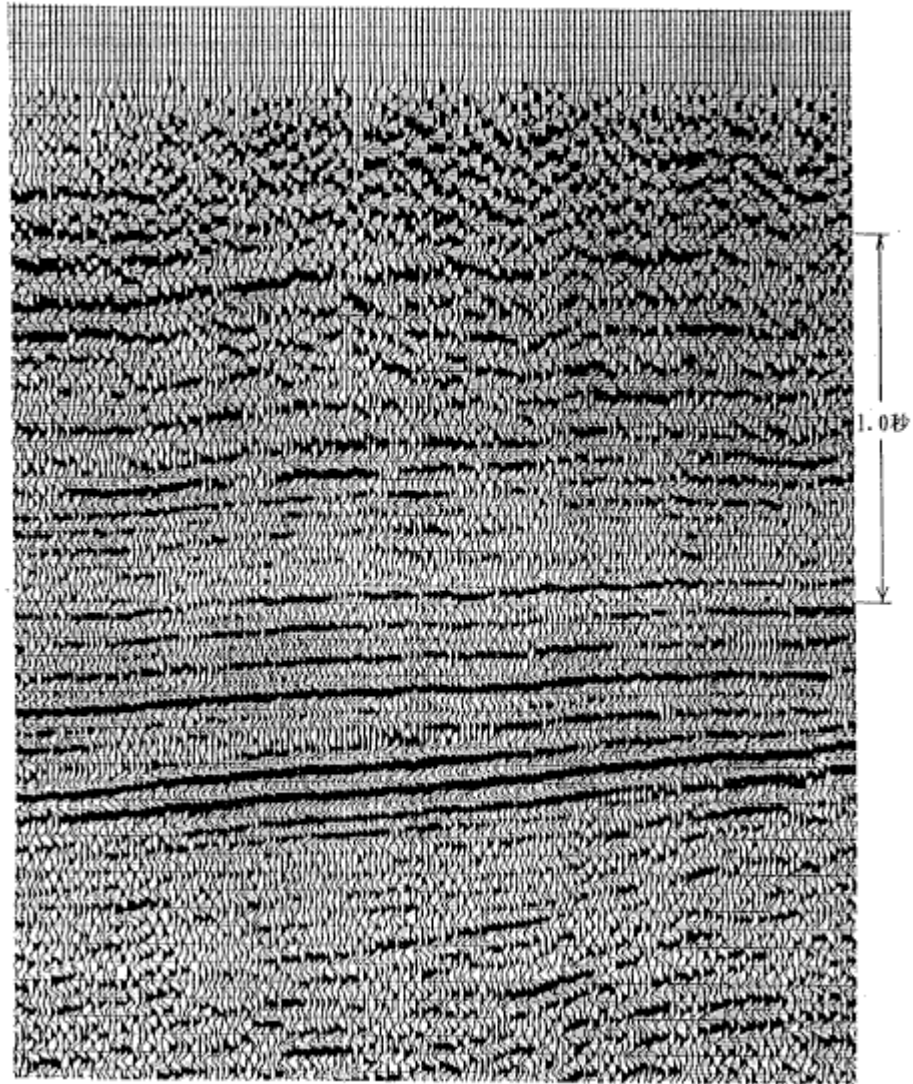


図5.3 デジタルマルチチャンネル音波探査記録例

測定記録を大型計算機で処理し、その結果をプロッターで記入してある。図中下方には連続した反射面が明瞭に見られる。デジタルマルチチャンネル音波探査では、データ処理の際、反射面より上層の地層の伝播速度も求められる。図右側に1.0秒と記入した区間の速度は2.0km/secである。音源には、エアガンを用いた。

5.2 海底屈折法（リフラフォン）

5.2.1 測定

通常実施されるシングルチャンネルの音波探査は濃淡記録から海底の地質構造の断面を直感的に知り得る特長がある。

しかし、この方法だけでは地層を伝播する弾性波速度を測定できないので、岩石の硬さや破碎帯などを知ることはできず、海域での建設工事に必要な岩質判定の資料としては不十分であった。

この欠点を補うべく、近年リフラフォンと称する海底屈折波探査により、陸上と同じような探査が可能となった。

測定方法は、図5.4に示すように、測線上の海底に3～4点、場合によ

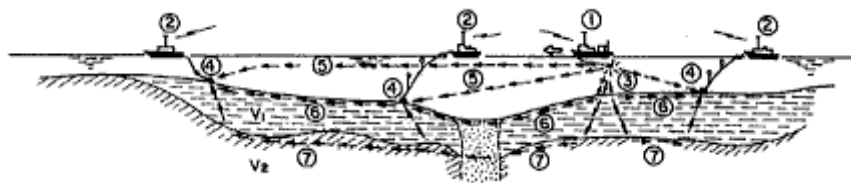


図5.4 リフラフォンによる海底地質調査

ってはさらに多数点の受振点を海底に設置して、受振器を沈め電線で観測船の記録装置に結ぶ。次に、測線上を発振船が2～4ノットで航行し、6～10秒間隔でエアガンなどの非爆薬音源を連続して発振してゆく方法である。

観測船では、発振船から電波で送られてくる発振瞬時記録とともに、受振器が受ける水中音波や屈折波の振動をデータ・レコーダに収録してゆくものである。

図5.5にリフラフォンによる測定記録を示した。

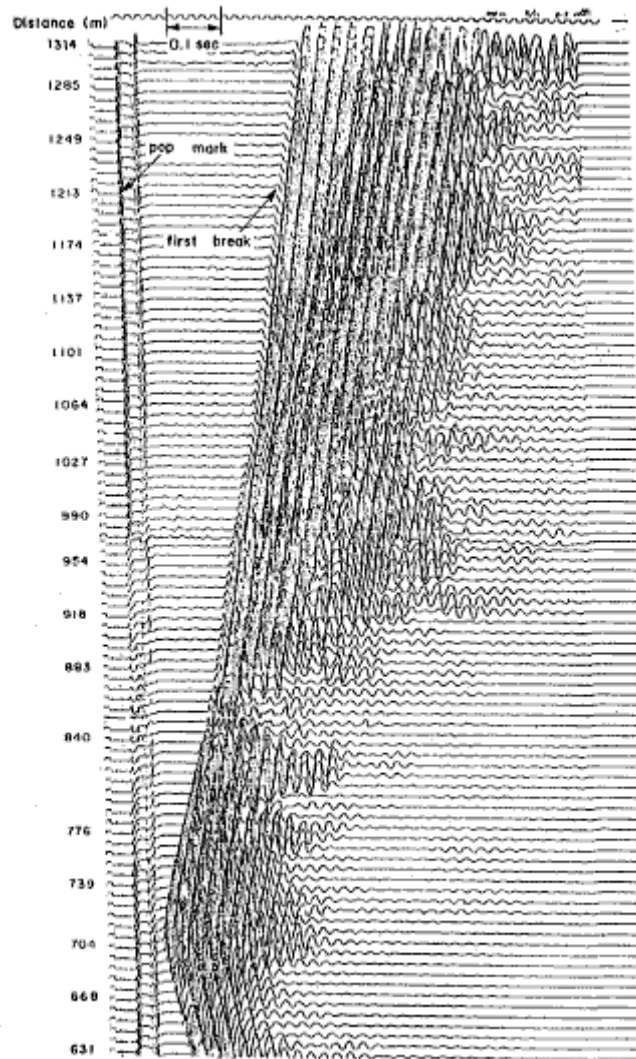


図 5.5 リフラクションによる弾性波記録

S_1, S_2 は、 $OS_1 = OS_2 = Z_1 \tan \theta_{12}$ で、 $\theta_{12} = \sin^{-1} V_1 / V_2$ である。

すなわち、海底面が水平な場合、海底面に沿う屈折波は受振点 R より鉛直線 OR に対して、臨界角 θ_{12} で射出する水面との交点 S_1, S_2 以遠から初動として現われる。

この辺の走時曲線の形状が、陸上のそれと異なるところであって、あとは陸域の走時曲線の解析と変りはない。

6 . 結 言

建設工事に伴う地質調査では、地質踏査，弾性波探査などの物理探査，ボーリング，孔内試験，試掘横坑調査および岩石試験などがある。

この中で、弾性波探査は、広い範囲にわたって地下構造の概要を把握するのに有効でありまた、地盤の性状を工学的に判断する資料としても活用されている。

本文で述べた岩盤分類基準としての弾性波速度値の分布を、火成岩，変成岩，中・古生層などの硬質な岩石について、ダムとトンネルを対象として比較検討したものを図6.1に示す。

P波速度 (km/s)	1	2	3	4	5
日本道路公団	D		C	B	A
J R	I		II	III	IV
電力中央研究所	D, CL	CM	CH	B(A)	

図6.1 各機関における岩盤分類

図6.1によれば、岩盤速度4.0km/s以上の岩盤は、ダムでの電研区分では、おおむねB級にまとめられるのに対し、トンネルでは2～3区分の分級が設定されている。逆に岩盤速度3.0km/s以下の場合、道路公団ではD級，JRではI級としてそれぞれ最下位の区分にまとめられているのに対し、ダムでは、CH～Dの4階級に対応している。

つまり、表土を剥いだ岩盤表面からそれ程深くない位置に定められたダム基礎と地山深部の掘削を主体とする山岳トンネルでは、検討対象範囲の風化の程度は当然異なってくる。しかしながら地質要素基準としての記載には本来違いはないはずであり、速度の相異は、上載荷重，割れ目と含水状態など岩盤環境などの影響もあるものと思われる。

参 考 文 献

- 土質工学会編(1974)：岩の工学的性質と設計・施工への応用，P.334．
- 服部保正・杉本卓司(1975)：岩石のP波伝播速度に関する統計的研究()
物理探鉱，No.28，No.1，P.3～7．
- 本州四国連絡橋公団(1977)：尾道～今治地区海峡部地質調査(その15)．
- 今井常雄・麓秀夫・横田耕一郎(1975)：日本の地盤における弾性波速度と
力学的特性，第4回 日本地震工学シンポジウム論文集，P.89～96．
- J.B.Walsh(1969)：New analysis of attenuation in partially melted
rock，J.G.R.Vol.74，No.17，P.4333～4337．
- 菊地宏吉・斎藤和雄 他(1982)：ダム基礎岩盤の安定性に関する地質工学的
総合評価について，大ダム，NO.102，103合併号．
- 菊地宏吉・藤枝誠・岡信彦・小林隆志(1984)：ダム基礎岩盤の耐荷性に関
する地質工学的総合評価，応用地質特別号．
- 日本道路公団(1983)：設計要領，第一集 土木・舗装・排水・造園．
- 日本道路公団(1985)：設計要領，第三集 第9編 トンネル，P.34．
- 日本道路協会(1986)：道路土工施工指針．
- 日本道路協会(1989)：道路トンネル技術基準(構造編)・同解説．
- 日本国有鉄道(1983)：N A T M設計施工指針(案)，日本鉄道施設協会，
P.33～35．
- 大久保彪・寺崎晃(1971)：岩石の物理的性質と弾性波速度，土と基礎，
19-7，P.33．

大見美智人・岡三治生・平田篤夫・井上正康(1977)：吸水による岩石中の弾性波伝播速度の変化(第3報) - 孔隙の形状が縦波伝播速度に及ぼす効果について - 物理探鉱, Vol.30, No.6, P.1~9.

田中治雄(1964)：土木技術者のための地質学入門, 山海堂.

土および岩石の速度測定に関する研究委員会(1988)：土および岩石の速度測定に関する研究委員会報告, 物理探査, Vol.41, No.3, P.240, 241.

Wohlenberg(1982)：Density of Rocks, in Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Angenheister, G., ed., Vol.1, Physical Properties of Rocks.

吉田壽壽(1987)：屈折波探査による海底地質調査, 水路, Vol.15, No.4, P.8~15.