

土木分野における

物理探査を用いた地質調査について

横矢 直道

0. はじめに

=本日のおはなしの内容=

- 土木の地質調査の分野で用いられている物理探査について、その
原理の概要と、**探査適用事例**についてお話します。

1. 土木の分野における地質調査とは？
2. 土木の分野で用いられる物理探査
3. 地震探査
4. 電気探査
5. 物理検層
6. 探査事例の紹介
7. 物理探査の有効利用について



1. 土木の分野における地質調査とは？

- 土木の分野で行う地質調査とは、

『新規の土木構造物の設計・施工、古くなった土木構造物の維持

管理（補修や補強）、自然災害防止のための対策工や被災箇所

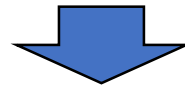
の復旧工の設計・施工に必要な地盤の情報を得るために行う調査』

ということができる。

1. 土木の分野における地質調査とは？

土木の分野で行う地質調査の手順

空中写真や地形図・地質図を用いて対象エリアの地形地質等を把握する。



現地踏査等を行い調査目的に適した地質調査計画を作成する。



調査計画に基づき現地で地質調査（および室内試験）を実施する。



調査結果を取りまとめて、設計・施工に提供する。

現地で行う地質調査とは？

- 必要深度までの、**地層構成**と、**各層の物理的・力学的性質**、および**地下水の状況**（水位や水圧）を把握することを目的として行う調査。
- 調査の対象により、把握すべき情報の内容が異なるため、調査に用いる手法も異なることになる。
- 調査対象ごとの、求められる情報について以下に考えてみる。

1. 土木の分野における地質調査とは？

▪ 橋梁、擁壁や建築物の基礎の設計・施工のための調査の場合

- 1) 支持層となる層の深度とその力学的性状
 - 支持層の深度や強度に応じて基礎の形式や基礎の規模（深度や大きさ）を検討する。
- 2) 支持層から地表面までの層の物理的・力学的性状
 - 地震時も含めて、横方向の抵抗力等を検討する。
- 3) 地下水状況
 - 地下水の有無および地下水位から、液状化の可能性等を検討する。

・ **トンネル**の設計・施工のための調査の場合

- 1) 坑口付近の詳細な地質状況
 - ・ 未固結層（表土、崖錐堆積層、強風化岩）の分布状況と力学的情報から、坑口付近の工法を検討する。
- 2) 施工基面付近の岩盤分類および断層の有無・及びその規模
 - ・ 分布する地質と風化の程度から既存資料に基づき岩盤（地山）分類（＝強度の推定）を行う。また、施工基面における断層の出現位置とその規模を知ることにより断層箇所工法の検討する。
- 3) 地下水状況
 - ・ 地下水位・湧水圧・透水係数から突発湧水の可能性、湧水量を検討する。

・ 斜面災害の対策のための調査の場合

- 1) 崩壊の可能性がある層の分布状況と物理的・力学的性状
 - ・ 崩壊発生時に危険が及ぶ範囲や、対策工の設計施工をする際に、崩壊の可能性のある層の分布状況および崩壊層の重量、崩壊面の強度等を精度よく把握しておく必要がある。
- 2) 地下水状況
 - ・ 斜面の安定性（安全率）の検討や対策工を設計・施工する際に、地下水の有無および水位が必要となる。

1. 土木の分野における地質調査とは？

・ 要求されている情報を、**どのような調査手法**で求めればよいか？

- 1) 地下の情報を、精度よく確実に把握するには、**掘ってみればよい!**
- 2) 深い深度までは、オープンに掘削することができないので、**ボーリング調査**をするればよい!!
- 3) 知りたい範囲が、広い、長い、深い場合は、ボーリングするにも限りがある!!
- 4) では、地表面から深い深度まで大まかに地下構造を知るために何か良い手立てはないものか？



2. 土木の分野で用いられる物理探査

- 地下の地質構造を2次元的に把握することができる調査手法として、**物理探査**がある。
- 物理探査とは、何らかの物理現象を観測し、
それをもとに地質(地下)構造を解析(推定)
する探査手法である。
- 利用される物理現象としては、重力、地磁気、地電流、放射能のような自然界そのものに備わっているものでも良いし、人工的に起こした振動(人工地震)や、電極から流し入れた地中電流でも良い。



- 使用するセンサーの場所により、地表、空中、海上、海底、坑道内、物理探査などの呼び名がある。このうち、特に試錐孔を利用して行う物理探査を物理検層と呼んでいる。
- 探査対象も多岐にわたっており、石油、金属及び非金属鉱床、石炭、地熱、地下水、温泉、土木・建築、防災の各分野で用いられている。
- 地球科学のような純学術分野でもこの技術が利用されることがある。
- 物理探査法及び物理検層法の種類を次頁に示す。

物理探査法，物理検層法の種類

区 分	測定方法	測 定 項 目	調 査 事 項
物理探査法 (地表探査法)	地 震 探 査	弾性波(P、S波)速度	地層構造、基盤の深さ、地盤の相対的硬軟
	音 波 探 査	音響インピーダンス	海底地形、地質構造
	電 気 探 査	自然電位、比抵抗	地質構造、地下水位
	電 磁 探 査	地下レーダー	浅部地盤構成
物理検層法 (孔内探査法)	速 度 検 層	P波速度	地層構成、地盤の相対的硬軟
	P S 検 層	P波、S波速度	地層構成、地盤の剛性とひずみの関係、地盤の相対的硬軟
	電 気 検 層	自然電位、比抵抗	地層構成、滞水層
	密 度 検 層	ガンマ線強度	地層構成、密度

2. 土木の分野で用いられる物理探査

- 土木の分野で、一般的に用いられている物理探査は、地震探査および電気探査である。試錐孔を用いて行う物理検層（PS検層＝弾性波速度検層）や電気検層も併用されることがある。
- 本日の講演では、地震探査、電気探査及び物理検層について説明する。



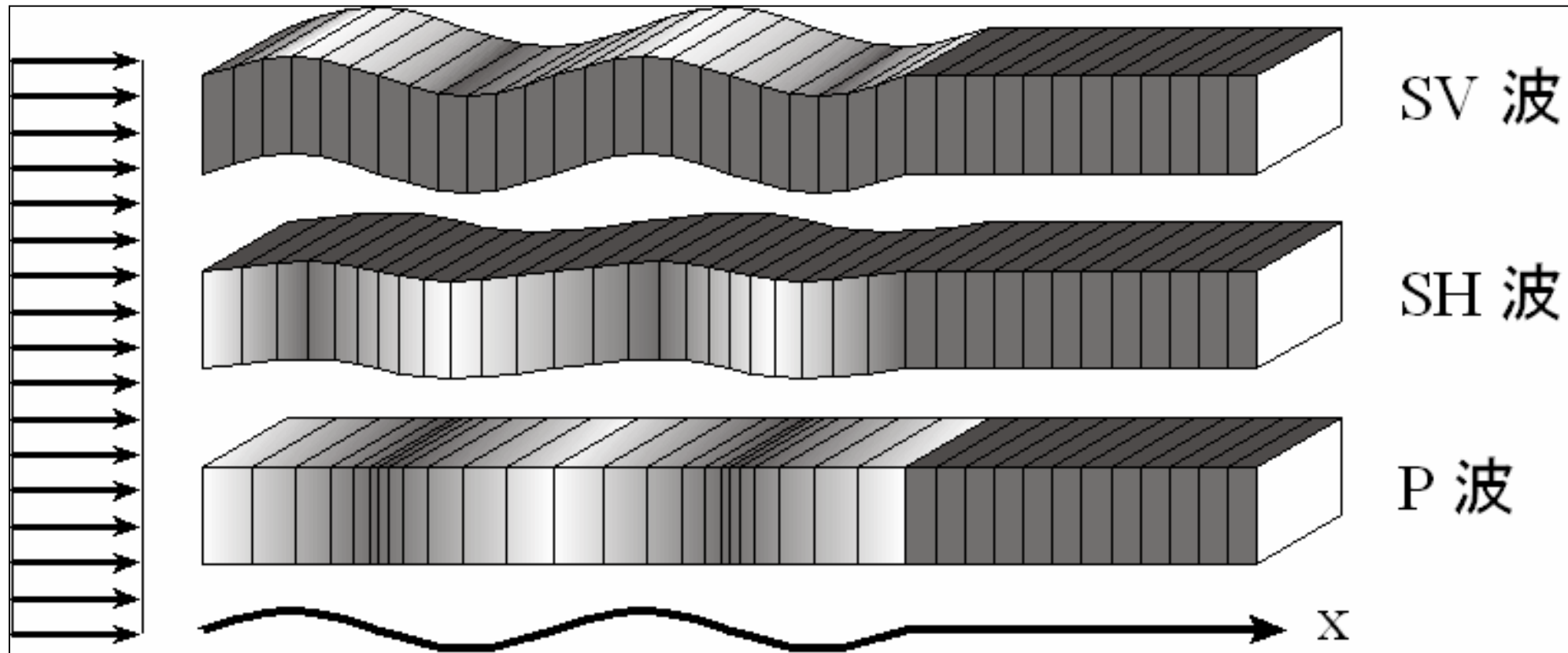
3. 地震探査

地震探査の原理

- 地震探査とは、人工的に起こした弾性波動を利用して、地下構造や地下の物質を推定する方法のことである。
- 地震波は大きく分けると、地盤内部を伝わる実体波、地表面に沿ってのみ伝わる表面波に分類される。実体波は体積変化を伴うP波と進行方向に対して直交した方向に運動するS波に分類される。

地震探査の原理

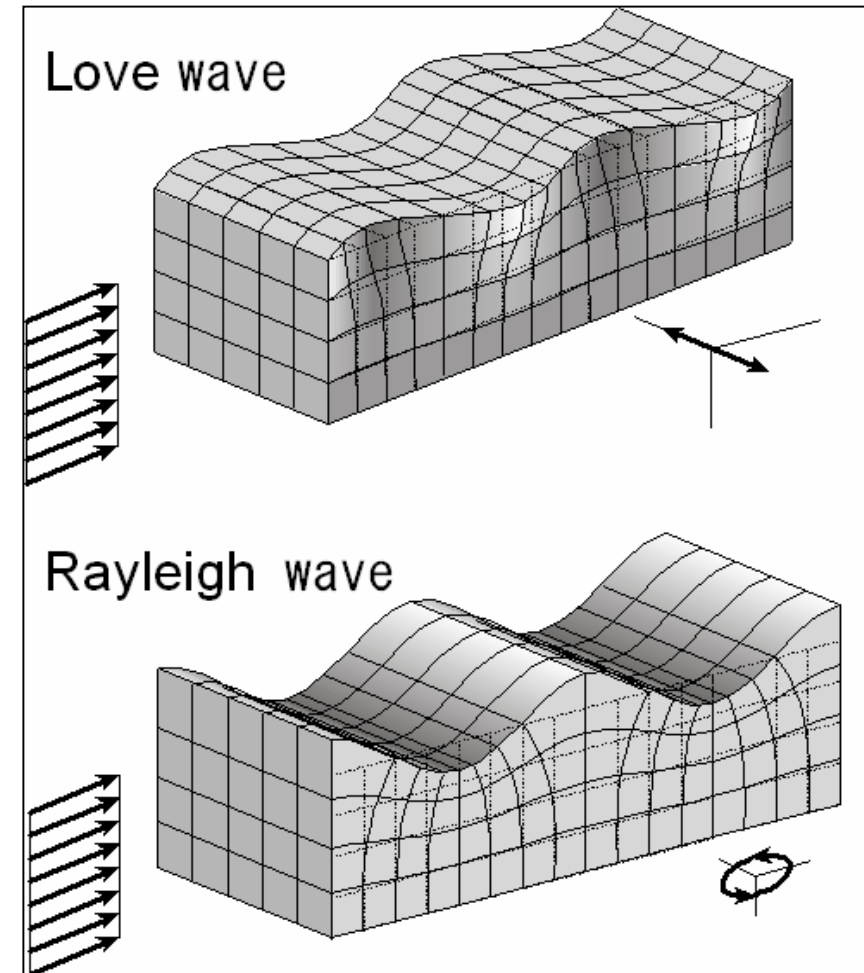
地震波(実体波)の種類



地震探査の原理

- **表面波**は、物体の表面(地表面)に沿って絡みつくように伝搬する波であり、地震において大きな被害を与えることでよく知られている。地震では、縦波・横波の後に、表面の層内で縦波と横波が合成さ、大きなうねりとして表面波が伝搬する。表面波は、英国のノーベル賞学者であるRayleigh(1842-1919)により数学的に初めて明らかにされた。

表面波の種類



地震探査の原理

- 通常、弾性定数や密度は、地層によって異っている。それらの異なる要素が隣接している場合、弾性波(実体波)は、反射・屈折というような特異な現象を呈する。地震探査は、この性質を利用する。
- 最近、**表面波(レイリー波)の分散**という性質を利用した地震探査手法も開発され用いられている。
- 適用する探査手法により、求めることができる地盤の構造・規模や精度が異なる。

地震探査の原理

- 地震波(実体波)の伝わり方を規定する要素は、**弾性定数と密度**である。

P波の伝播速度を V_p 、S波の伝播速度を V_s とすると

$$V_p = \left\{ (k + 4G/3) / \rho \right\}^{1/2}$$

$$V_s = (G / \rho)^{1/2}$$

という関係が成り立つ。

ここに

k : **体積弾性率**

G : **剛性率**

ρ : **密度** である。

したがって、 **k 、 G が大きい**(\div 硬い)ほど速度が速いことになる。

地震探査の原理

地震波(実体波)の伝播について

- 地表面付近で地震波(弾性波)を発生させると、その波は、震源を中心にして、四方八方へ伝播する。
- 伝播方向に性質(音響インピーダンス = ρv)の異なる層があれば、そこで**反射・屈折**する。
- 反射・屈折は、スネルの法則にしたがう。

$$\sin \theta_1 / V_1 = \sin \theta_2 / V_2 \quad \cdots \quad \text{スネルの法則}$$

地震探査の原理

地震探査の種類について

- 地層境界から反射してきた波を地表面付近で観測して地下構造を解析する手法を**反射法**、地層境界らの屈折波を観測して地下構造を解析する手法を、**屈折法**という。また、表面波の分散現象を観測して地下構造を解析する手法を**表面波探査法**という。
- 土木分野の地質調査では、**屈折法地震探査**が用いられることが多い。

屈折法地震探査について

屈折法地震探査とは？

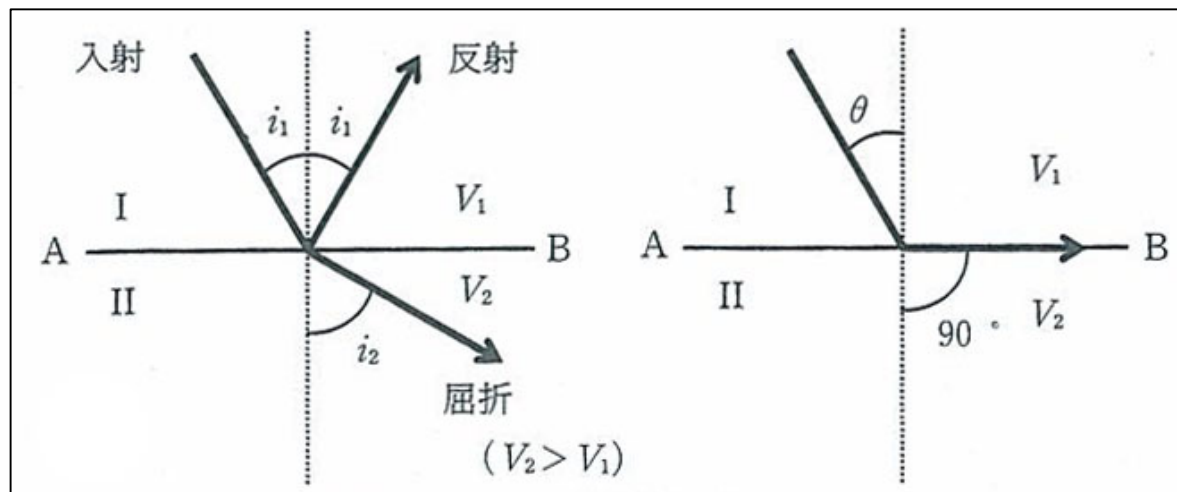
- 地中での発破などによって人工的に弾性波を発生させ、縦波（P波）、または横波（S波）が、直接または異なった地層間で**屈折**して地層中を伝播する状況を、地表に設置した測定装置で観測し、その結果を解析して地下構造を解明する方法を屈折法地震探査という。

屈折法地震探査について

- 下図に示すように、速度が V_1, V_2 の媒質 I, II の境界面を AB とし、入射波と屈折波が境界面の法線となす角をそれぞれ i_1, i_2 とすると、次式が成り立つ。

$$\sin i_1 / \sin i_2 = v_1 / v_2$$

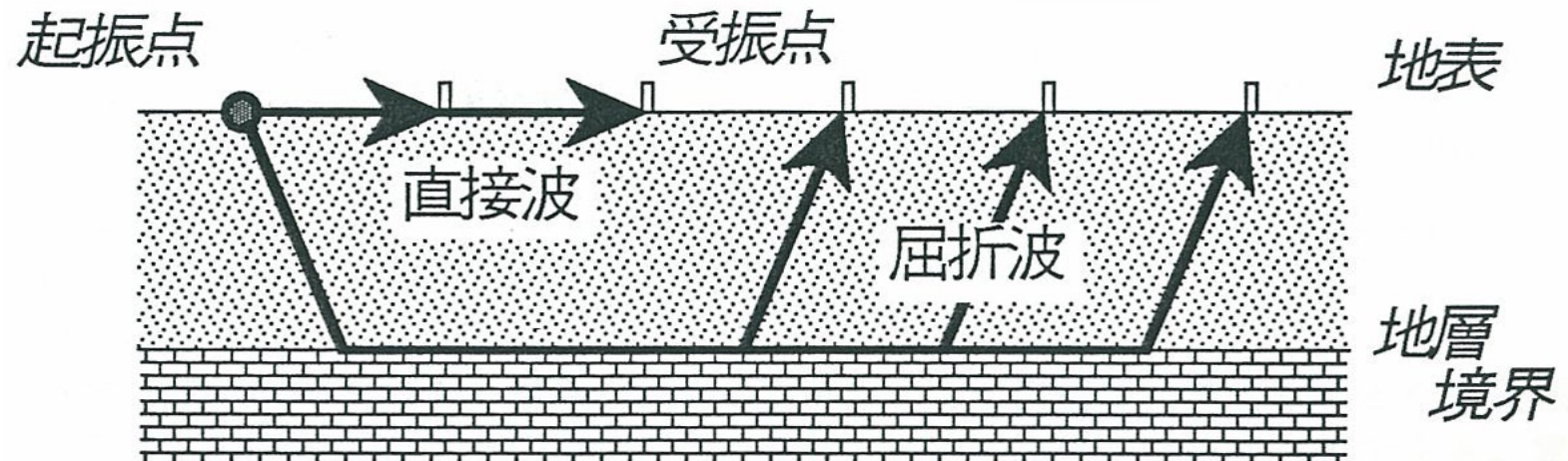
$v_1 < v_2$ かつ $i_2 = 90^\circ$ すなわち屈折波が境界面に沿って伝播するとき、 $i_1 = \theta$ とすると、 $\sin \theta = v_1 / v_2$ となる。



θ は臨界面角である。

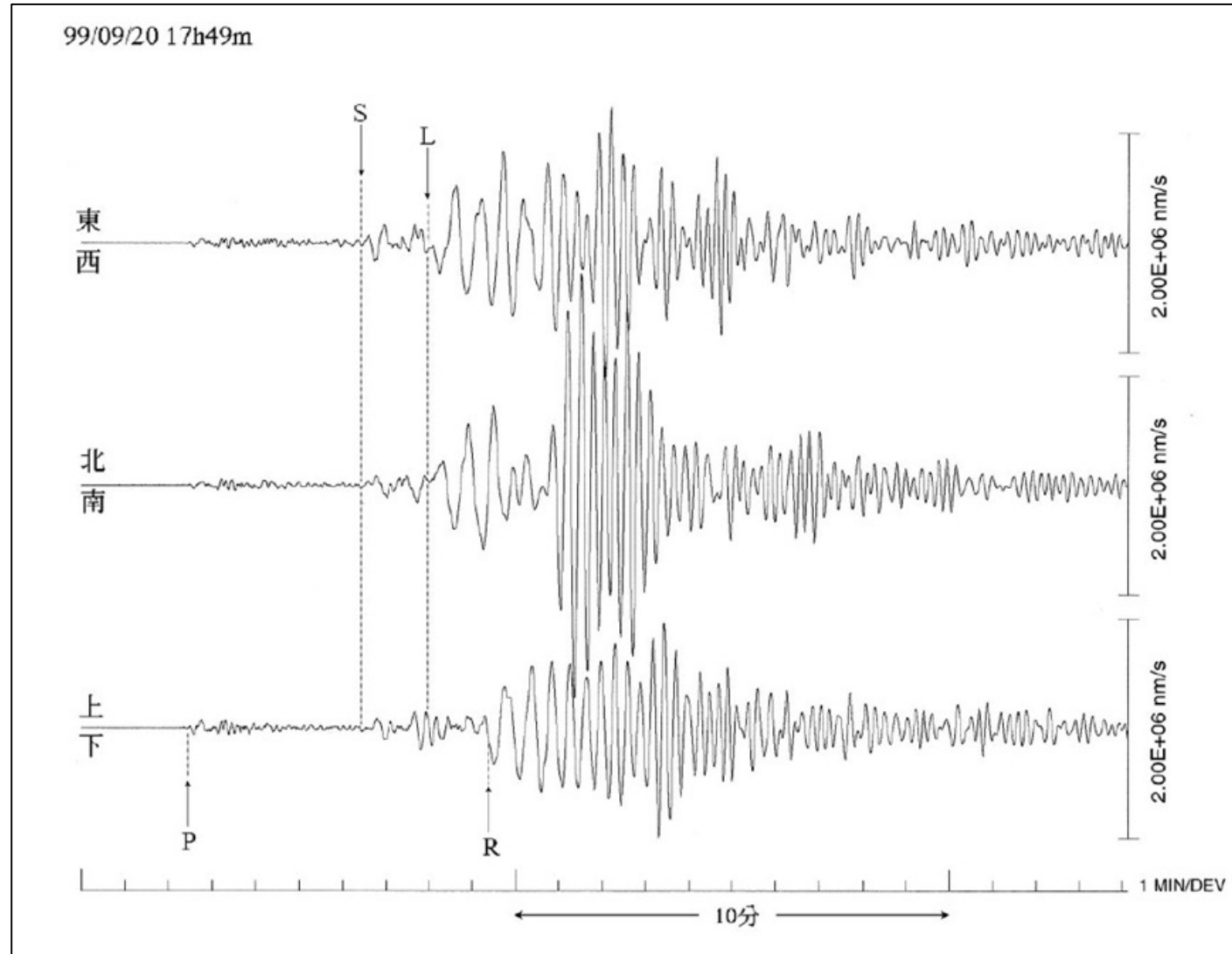
屈折法地震探査について

- ・ 屈折波は、各受振点**最初に到達する**ため「屈折法地震探査とは、起振点で発生した地震波のうち、それぞれの**受振点に最初に到達した波の所要時間**（これを初動走時という）を測定、解析する探査手法である。」と言い換えることができる。



屈折法地震探査について

地震波形の例



屈折法地震探査について

屈折波が初動になる理由

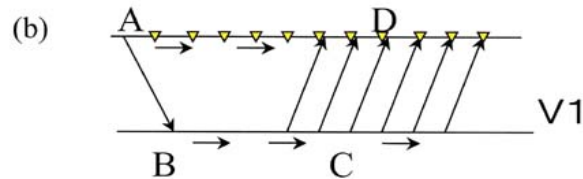
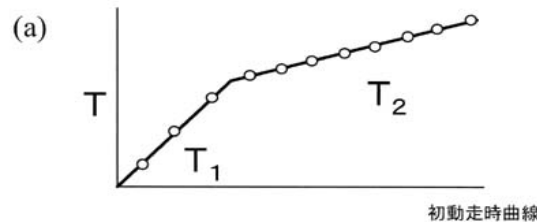
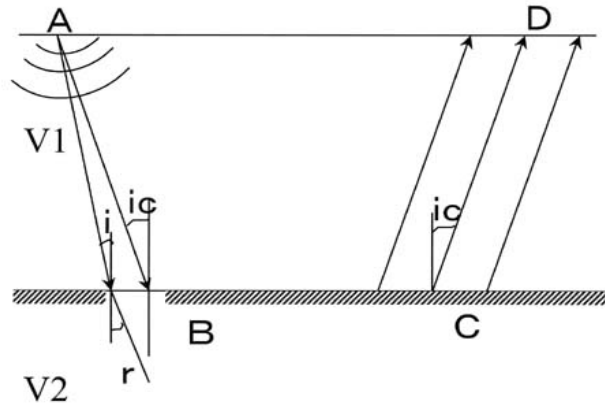
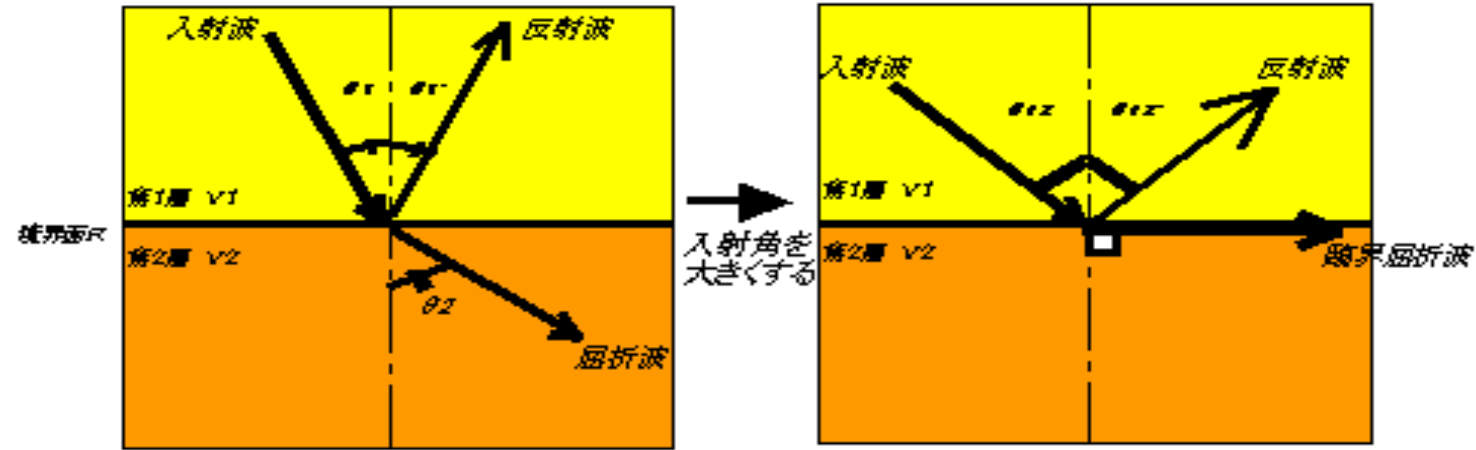


図2-14 屈折法概念図



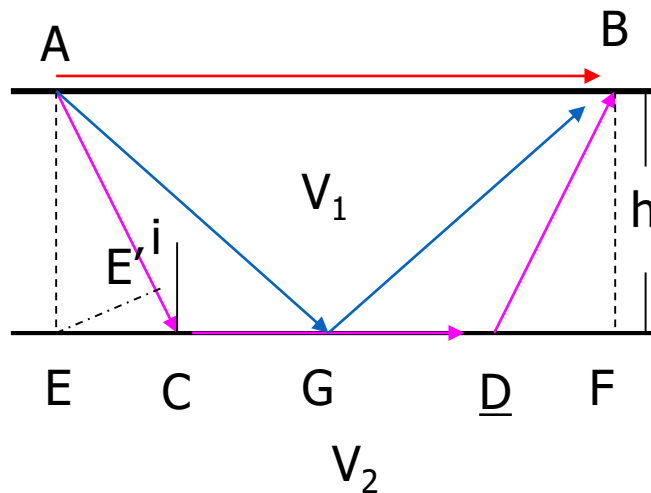
スネルの法則 $\sin\theta_1/V_1 = \sin\theta_2/V_2$

$$\frac{AD}{V_1} \cong \frac{AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1}$$

D点より遠い地点は、常に屈折波が最初に到達することになる。その理由を以下に考えてみよう！

屈折法地震探査について

屈折波が初動になる理由

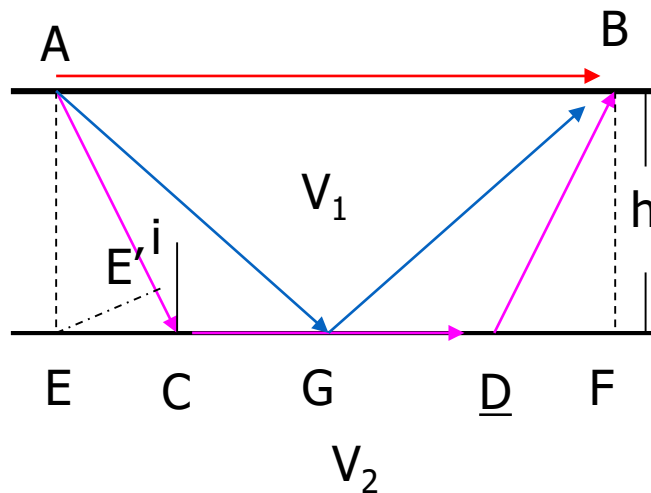


直接波: $T_d = AB/V_1$

A点で起振された地震波は、直進、反射、屈折してB点まで伝播するがその時間は・・・ **直接波**の走時は・・・

屈折法地震探査について

屈折波が初動になる理由



直接波: $T_d = AB/V_1$

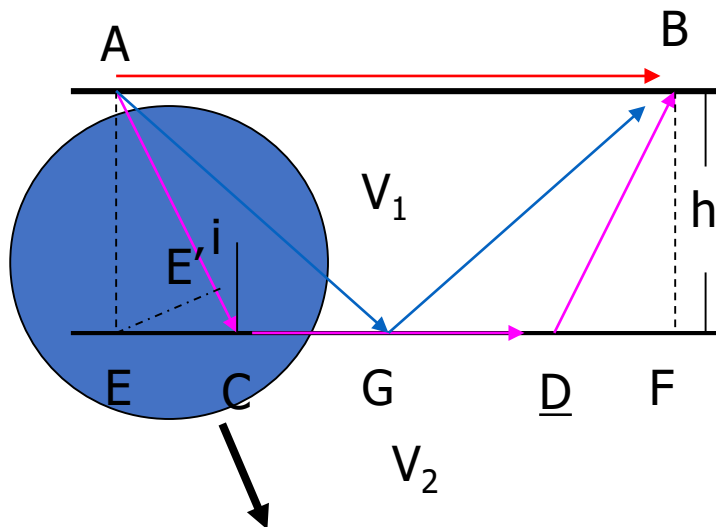
反射波: $T_I = 2 \cdot \{ \sqrt{(AB/2)^2 + h^2} \} / V_1$
 $T_I^2 = (AB/V_1)^2 + (2h/V_1)^2$

A点で起振された地震波は、直進、反射、屈折してB点まで伝播するが、その時間は・・・**反射波**の走時は・・・

屈折法地震探査について

屈折波が初動になる理由

A点で起振された地震波は、直進、反射、屈折してB点まで伝播するが、その時間は・・・**屈折波の走時は**・・・



直接波: $T_d = AB/V_1$

反射波: $T_r = 2 \cdot \{\sqrt{(AB/2)^2 + h^2}\} / V_1$
 $T_r^2 = (AB/V_1)^2 + (2h/V_1)^2$

屈折波: $T_r = AC/V_1 + CD/V_2 + DB/V_1$
 $= \frac{h \cos i}{V_1} + \{EC \cdot (V_1/V_2)\} / V_1 + CD/V_2$
 $+ \frac{h \cos i}{V_1} + \{DF \cdot (V_1/V_2)\} / V_1$
 $= 2h \cdot \cos i / V_1 + (EC + CD + DF) / V_2$

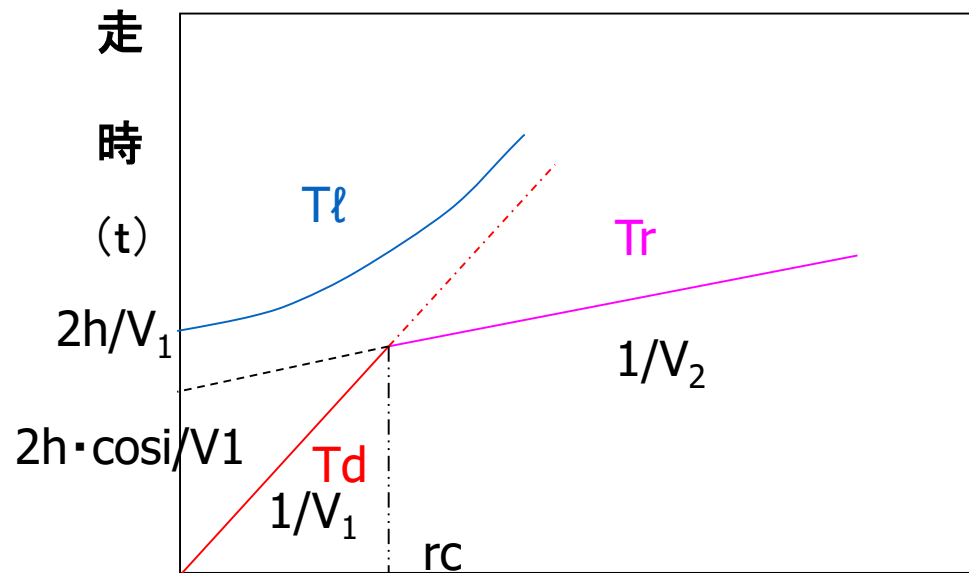
$\doteq 2h \cdot \cos i / V_1 + AB / V_2$

$AC = AE' + E'C = h \cdot \cos i + EC \cdot \sin i$
 $= h \cdot \cos i + EC \cdot (V_1/V_2)$

スネルの法則 $\sin i = (V_1/V_2)$

屈折法地震探査について

- ある受振点距離(rc)より遠いところでは、屈折波が必ず最初に到達する。
- 水平2層構造の場合 rc がわかれば、表層厚が算出できる。



受振点距離 ($AB = r$)

水平2層構造の、表層の層厚の算出

$$rc/V_1 = 2h \cdot \cos i / V_1 + rc/V_2$$

$$2h \cdot \cos i / V_1 = rc \{ (V_2 - V_1) / V_1 \cdot V_2 \}$$

$$h = (rc/2 \cdot \cos i) \cdot \{ (V_2 - V_1) / V_2 \}$$

$$= rc/2 \cdot \{ (V_2 - V_1) / V^2 \} / \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

$$= rc/2 \cdot \sqrt{(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)}$$

rc 、 V_1 、 V_2 は、全て観測から得られる。

$$\cos i = \sqrt{1 - (\sin i)^2} = \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

屈折法地震探査について

屈折法地震探査の解析結果について

- ・ **下層ほど速度が速い層が分布する場合**（屈折波が観測できる構造の場合）、各層の弾性波速度（ V_p ）と、その層上部層の層厚を解析することができる。
- ・ また、最下層の一部に低速度を示す箇所（通常は、断層等に起因する破碎部）があれば、検出することができる。

屈折法地震探査について

屈折法地震探査の解析結果について

- ・ 地質と弾性波速度 (V_p) の関係は、おおよそ次のようである。
- ・ 堆積岩では古いものほど、火成岩では深部で生成したものほど V_p が大きくなる。
- ・ 同じ地質でも、亀裂が多いほど、風化が進んでいるほど V_p は低下する。したがって、水で飽和された亀裂のない新鮮な岩盤ほど V_p が大きいといえる。

屈折法地震探査について

屈折法地震探査の測定の方法

- 測量を行い、決められた測点間隔で杭を設置する。起伏がある場合は水平距離で等間隔（通常は、5mまたは10m）となるようにする。
- 通常、24成分の観測機を用いるため、観測区間の24点に地震計を設置し、ケーブル（テークアウトケーブルという）接続し、中継ケーブルを介して観測本部の観測機器までケーブルを接続する（この作業を展開と呼ぶ）。
- これとは別に、発破手は決められた起振（発破）点位置に火薬（通常はダイナマイト）を埋設する（ ϕ 50mm程度鉄棒で1m前後の孔を掘削する）。

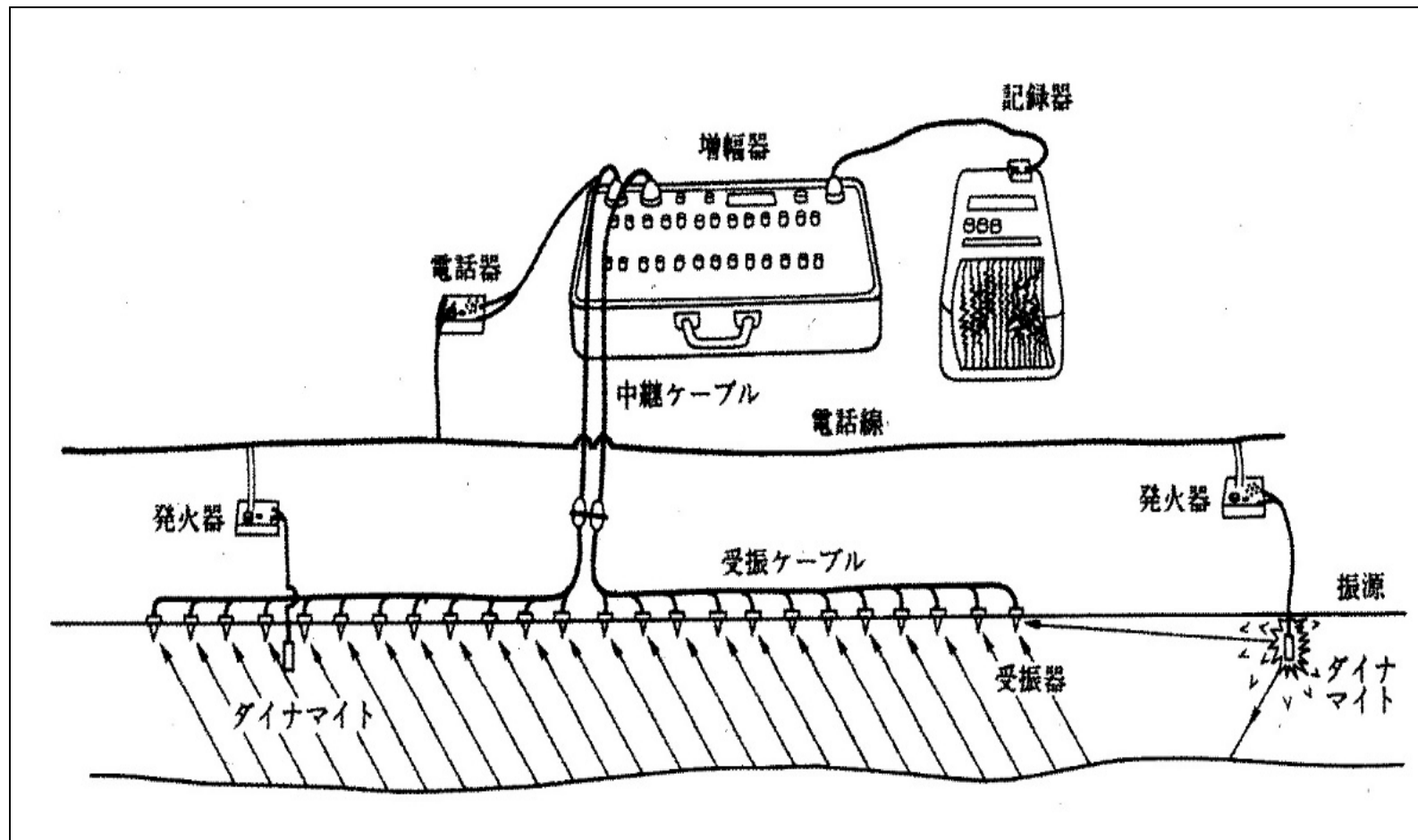
屈折法地震探査について

屈折法地震探査の測定の方法

- 観測本部では、周辺の安全と、設置された受振器全般にノイズがないことを確かめて、発破手に火薬点火の合図を送る。
- 火薬の爆発により起振され、各受振器に到達した地震波を記録する。
- 正常に記録が得られたことを確認されると、次の区間に展開をする。
- このような作業を繰り返して、調査予定区間すべてで記録を取得する。

屈折法地震探査について

屈折法地震探査測定概念図



屈折法地震探査について

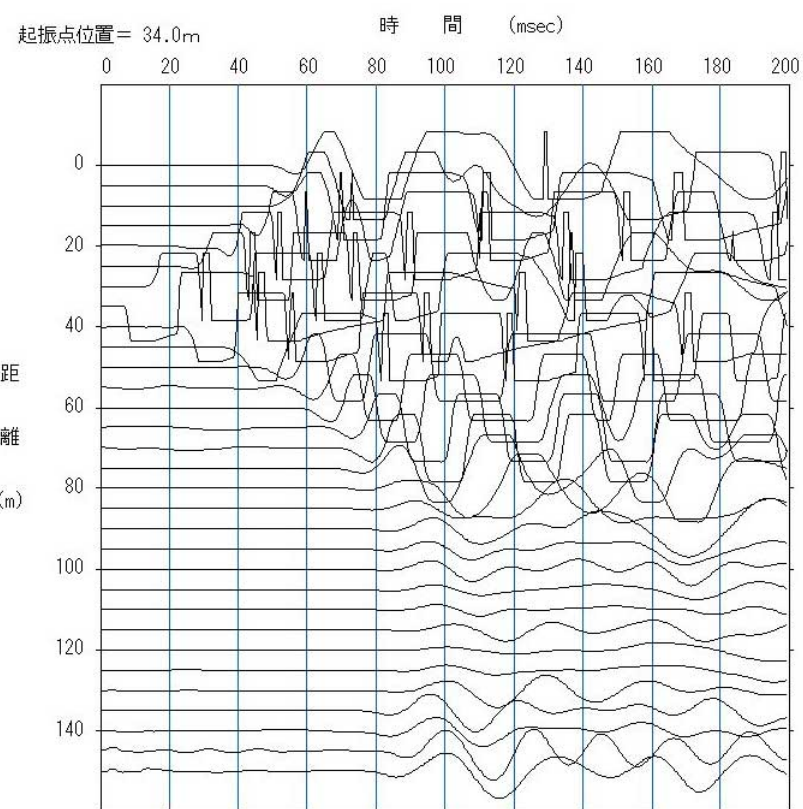
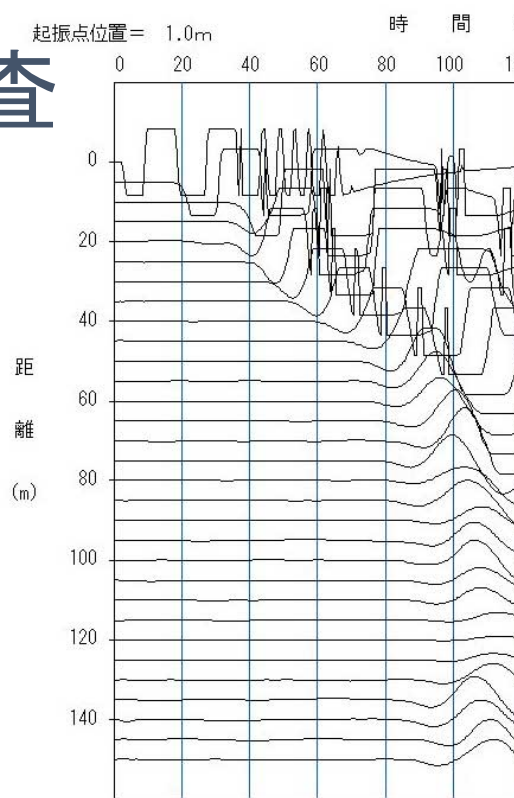
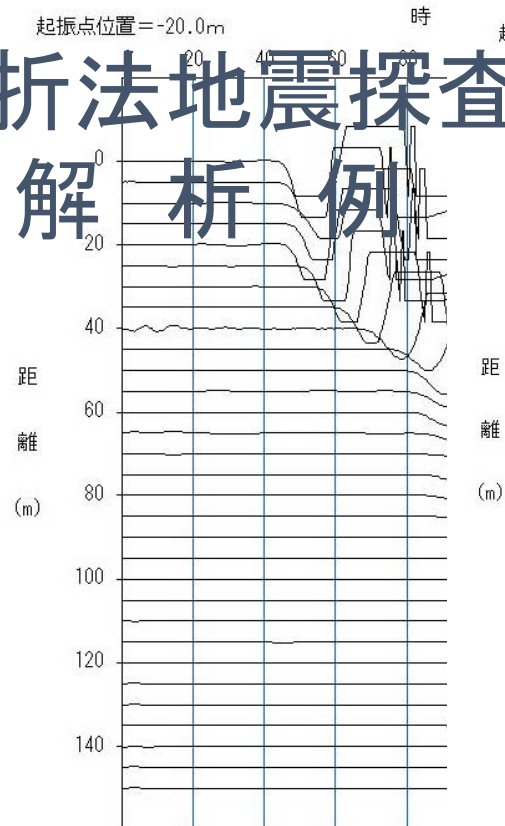
地震探査に使用する機器一式



屈折法地震探査について

3. 地震探査

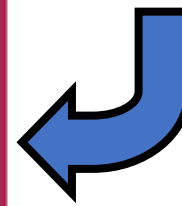
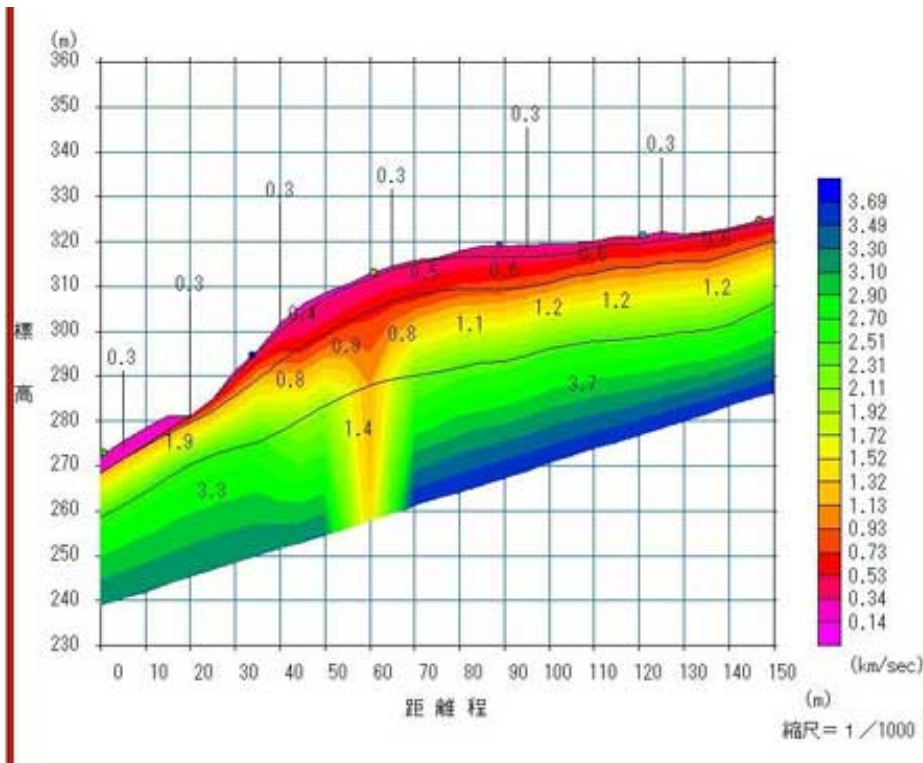
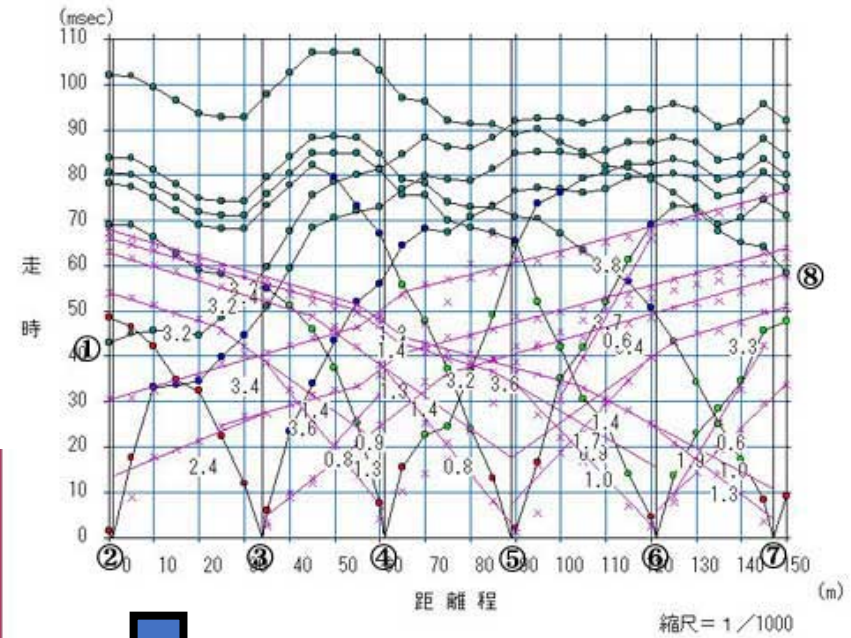
屈折法地震探査 解析例



屈折法地震探査について

屈折法地震探査
解析例

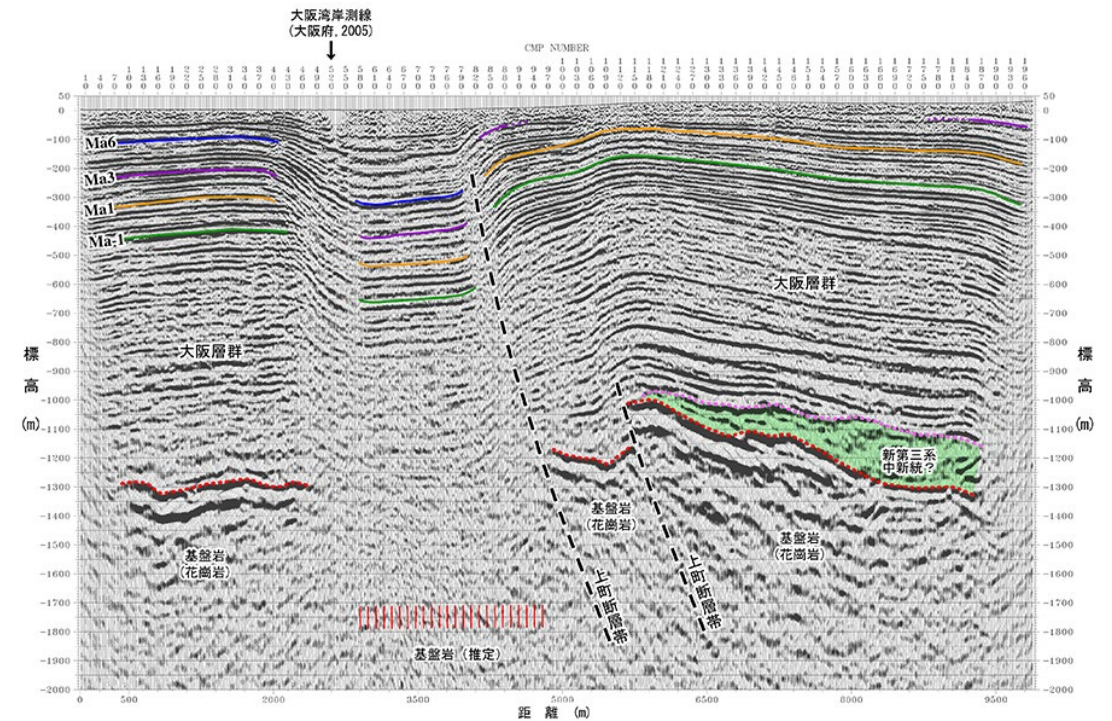
走時曲線



解析断面

反射法地震探査について

- 地表付近で弾性波を発生させ、それが地層中を伝播し**地下の反射面—音響インピーダンス($\rho \cdot V$)の変化する地層境界面—**から反射してくる反射波を観測し、そのデータの処理・解析を行って、**地下の反射面の深度分布(形状)を解明する手法である。**



反射法地震探査について

反射法地震探査の解析結果について

- 比較的浅い深度から1000mを超える深度まで適用でき、地層の境界が起伏に富んでいても地層境界面を精度良く把握することができる点が長所ではあるが、原理的に**反射面下層の弾性波速度を把握することが難しい。**

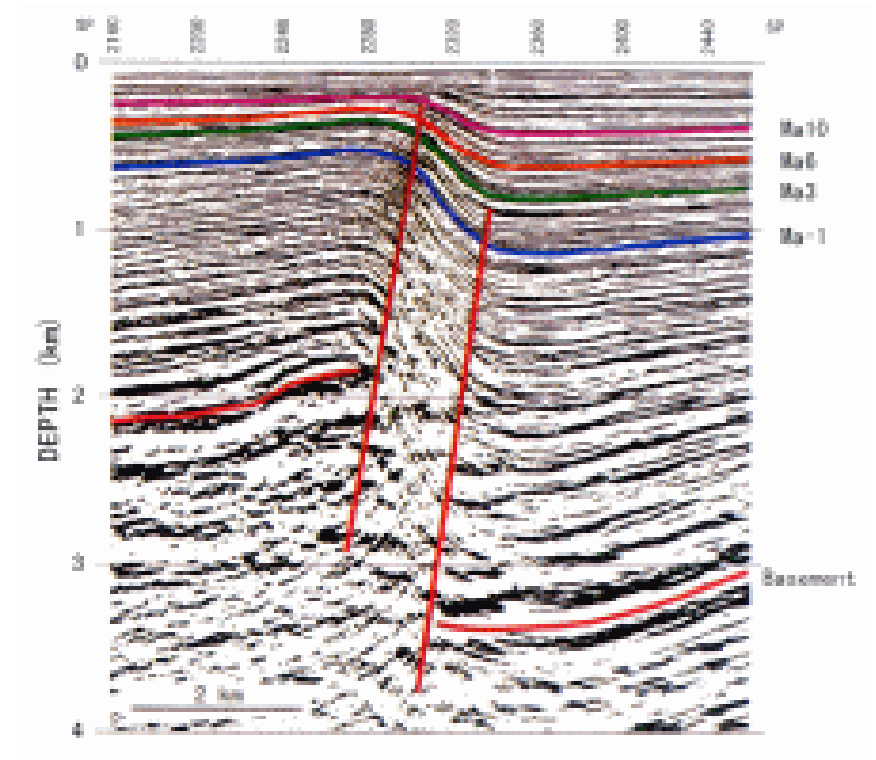
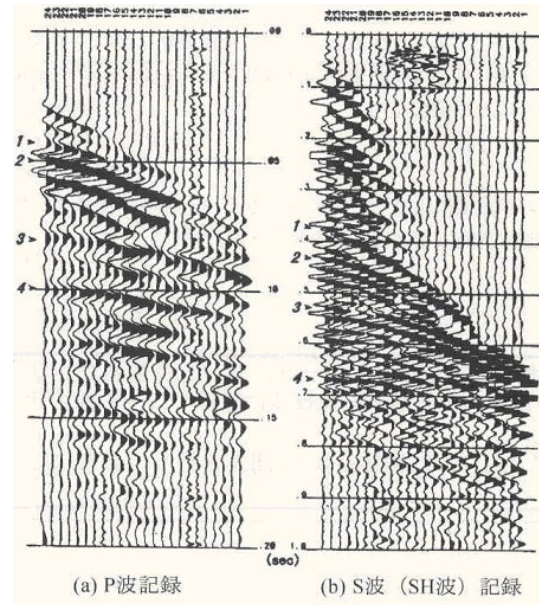
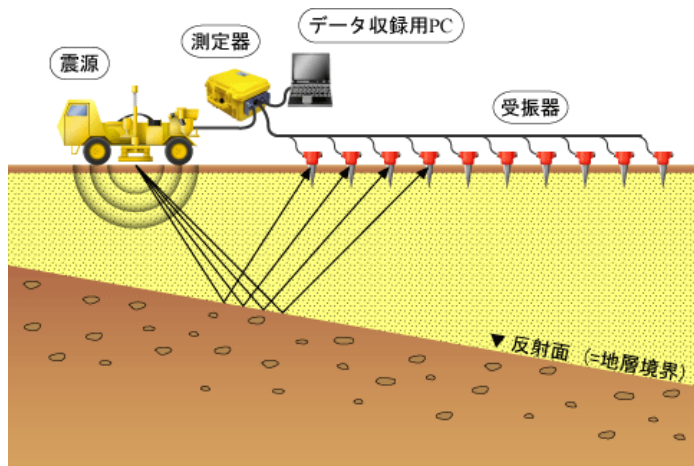
反射法地震探査について

反射法地震探査の解析結果について

- また、記録データを処理して信号/雑音比の向上を向上をはからないと記録断面を作成することができないので、適用には**極めて高度の技術**が要求される。(石油探鉱等の資源調査にとっては主要な探査手段として用いられている。)

反射法地震探査について

反射法の測定概念と解析例



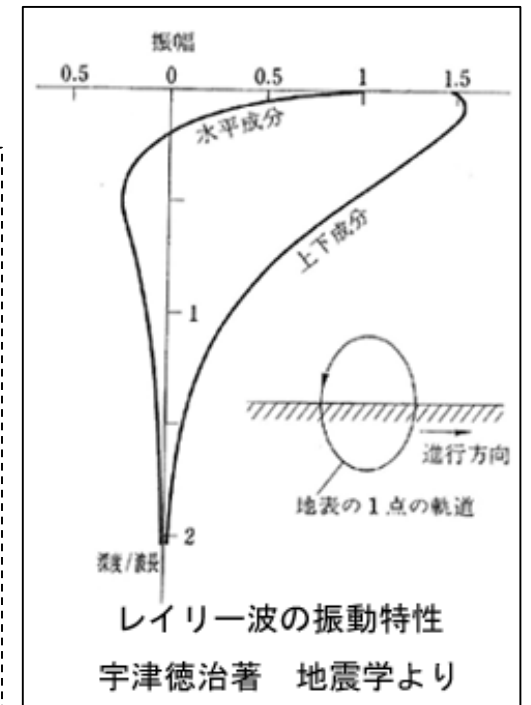
反射法地震探査の測定概念と 反射波の記録例

反射法による断層の解析例

表面波探査について

- 表面波探査は、地震波のうちの地表面に沿って伝播する表面波（のうちのレイリー波）を測定・解析して地下構造（S波の速度構造）を求める地震探査手法である。

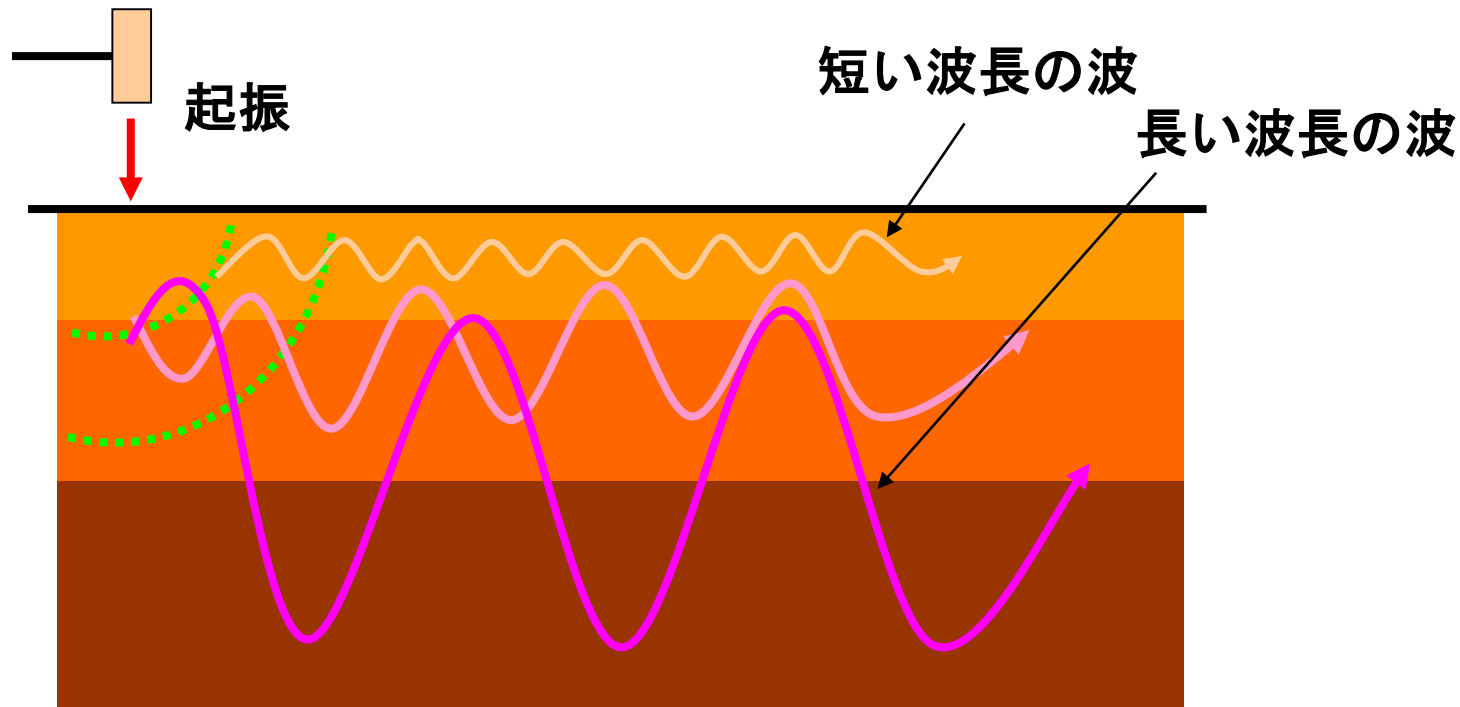
レイリー波は、右図に示すように、地表の各点が楕円の軌跡を描いて振動する。この楕円は鉛直面内にあるので、上下動、水平動両方の成分をもつ。振幅は地表付近で最も大きく、地下深部では急速に減少する。レイリー波の伝播速度（正確には位相速度）は、半無限媒質ではS波速度の約0.92倍となる。



表面波探査について

- 表面波探査においてS波速度構造が求められる基本原理は、以下のとおりである。
 - ①（レイリー波）は周波数によって伝播速度が異なるという**分散性**を示すので、測定波形を解析することによって周波数と伝播速度との関係（**分散曲線**）が求められる。

表面波探査について＝分散現象＝

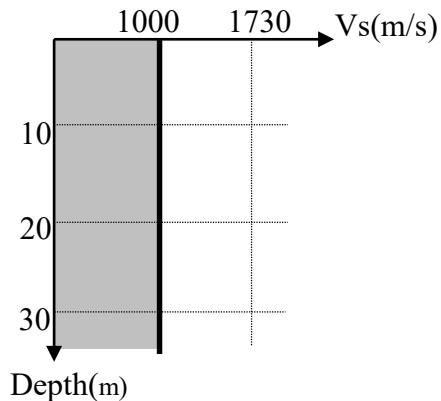


周波数によって伝播速度が異なる⇒分散

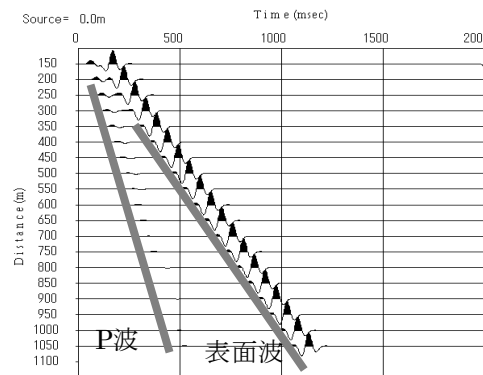
短い波長の波は浅い層、長い波長の波は深い層の伝播速度を示す。

表面波探査について＝分散現象＝

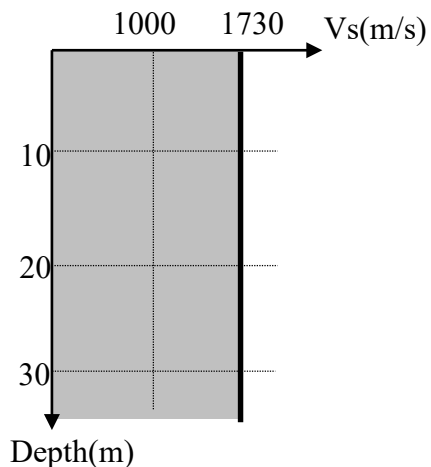
均質構造の場合



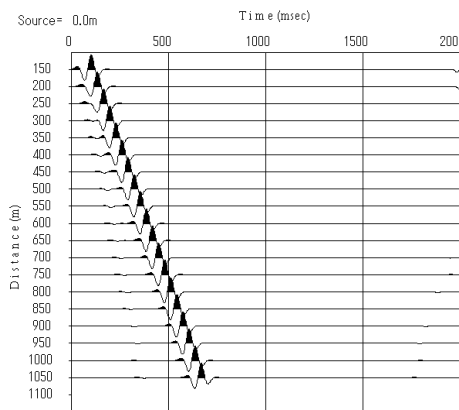
S波速度構造



理論波形記録

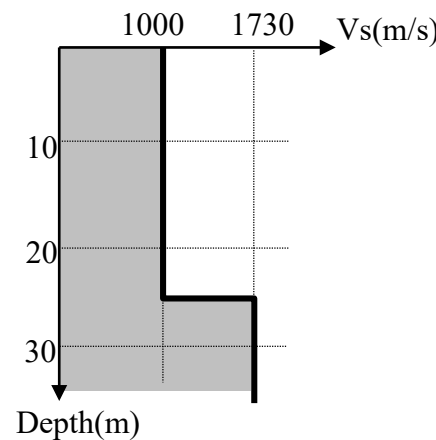


S波速度構造

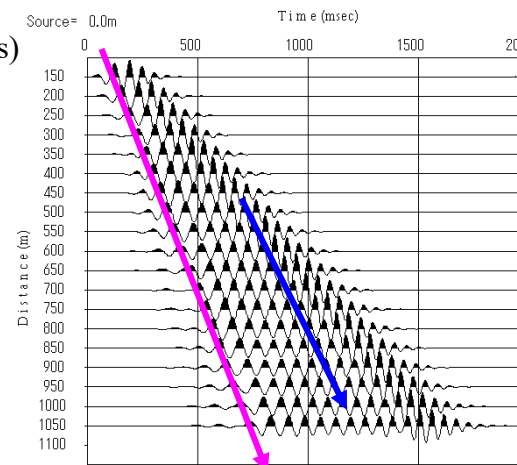


理論波形記録

2層構造の場合

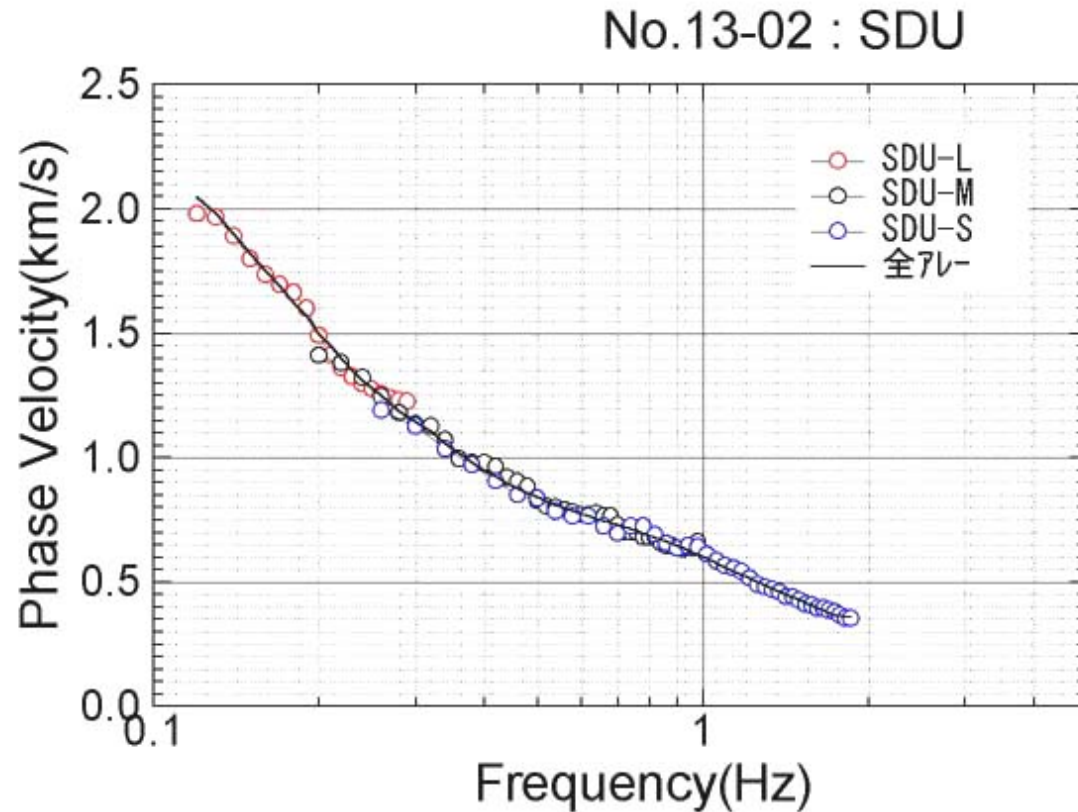


S波速度構造



理論波形記録

表面波探査について＝分散現象＝



分散曲線の例

各受振点についてこのような分散曲線を作成する。

この図から、周波数と位相速度の関係が分かるので、これから深度と位相速度の関係に変換する。

表面波探査について

- ②周波数は深度と関係する（表面波の位相速度は波長の3分の1程度の深度までのS波速度を反映する）ので、周波数と伝播速度の関係を、深度と伝播速度の関係に置き換えることができる。
- ③表面波とS波の伝播速度の関係（表面波速度はS波速度の約0.92倍）を利用して、表面波の伝播速度をS波の伝播速度に変換できる。
- つまり、表面波の分散現象を利用して、分散曲線を満足するようなS波の速度分布を求めようとするのが表面波探査であり、連続した測定点においてそれぞれ散曲線を求めると距離と深度方向のS波速度断面図が得られることになる。

表面波探査について

- 測定は屈折法の地震探査と同様に、地表に等間隔（通常1～2m 間隔）に地震計（通常固有周期4.5Hzの速度計）を設置し、測線の両端および測線内に起振点を設け“かけや”もしくは“重錘落下”を用いて行う。

表面波探査について

• 解析は、

- ①周波数と位相速度の関係（観測で得られた分散曲線）から、表面波の波長を求めて、波長に相当する深度までの速度構造を算出し、これを初期モデルとする。
- ②初期モデルに対して理論的な分散曲線を計算する。
- ③観測で得られた分散曲線と理論的な分散曲線との残差を求め、残差が最小となるまで繰り返し計算を行い最終モデルを求める。

いった手順で行う。

表面波探査について

表面波探査の解析結果について

地下浅部（波長に相当する深度まで）のS波の速度分布（S波速度は、地盤の剛性を反映する）を、高い精度で求めることができる。

4. 電気探査

電気探査について

- 電気探査とは地盤の電氣的性質を測定することにより、地盤状況（地下構造）を把握する手法である。
- 電気探査には、地盤の自然状態の電位分布を測定し、電位異常を捉える自然電位法（SP法）や、地盤に人工的に直流電流を通電したときの電位応答から、地盤の電気特性を把握する比抵抗法や強制分極法（IP法）がある。
- 土木の分野で使われるのは、比抵抗法が一般的であり、強制分極法は、土木分野では比較的少ないが、断層調査などに使われることもある。

直流比抵抗法電気探査について

- 地表面に設置した電極間に直流電流を流し、それによって生じる電場（電位差）を測定し、地下の比抵抗（電気の流れにくさ）分布を求める探査法である。
- 探査の規模の制約は原理的にはなく、数十cmから数千mのスケールで実施することが可能であるが、電極間隔を変えることで探査深度を制御するため、深部を対象とした探査では作業性が著しく低下することになる。

直流比抵抗法電気探査について

- 岩石の比抵抗値は、頁岩などの示す $1 \Omega m$ 程度から新鮮な火成岩類の $10^6 \Omega m$ 程度までと非常に広い範囲の中にあり、同じ岩相・同じ風化の程度であっても値が大きく異なることは珍しくない。
- このため、得られた比抵抗値のみでは地質やその風化状況を定量的に評価することは一般にむづかしいといえる。
- しかし、比抵抗は変質の度合いや含水率などのわずかな差異を反映するため、比抵抗の分布が土質性状や岩盤状態に関する有用な情報となりうる。

直流比抵抗法電気探査について

物質の比抵抗とは？

- ・地盤の抵抗は、測定対象物の大きさ（たとえば、地層の層厚など）によって変化する。測定する電極間隔が広がると、同じ地層でも、電流の流れる範囲が広がり、測定される「見掛け抵抗値」が小さくなる。この抵抗値を標準化し、**1 m真四角の立方体の両端（単位体積当たり）の抵抗値に換算した数値**を「比抵抗 ρ （ロー）」と呼ぶ。比抵抗の単位は「 $\Omega \cdot m$ 」（オーム・メートル）で、均質な地盤なら、測定する電極間隔に影響されず、同一の値になる。

直流比抵抗法電気探査について

物質の比抵抗とは？

- 面積（ S ）長さ（ l ）の材質の抵抗が R のときの比抵抗（ ρ ）は、

$$\rho = \frac{R \cdot S}{l} \quad (\Omega \cdot m) \quad \text{である。}$$

これは、導電率の逆数である。

主な物質の比抵抗値は、以下のとおり。

地下水 0.05~0.3

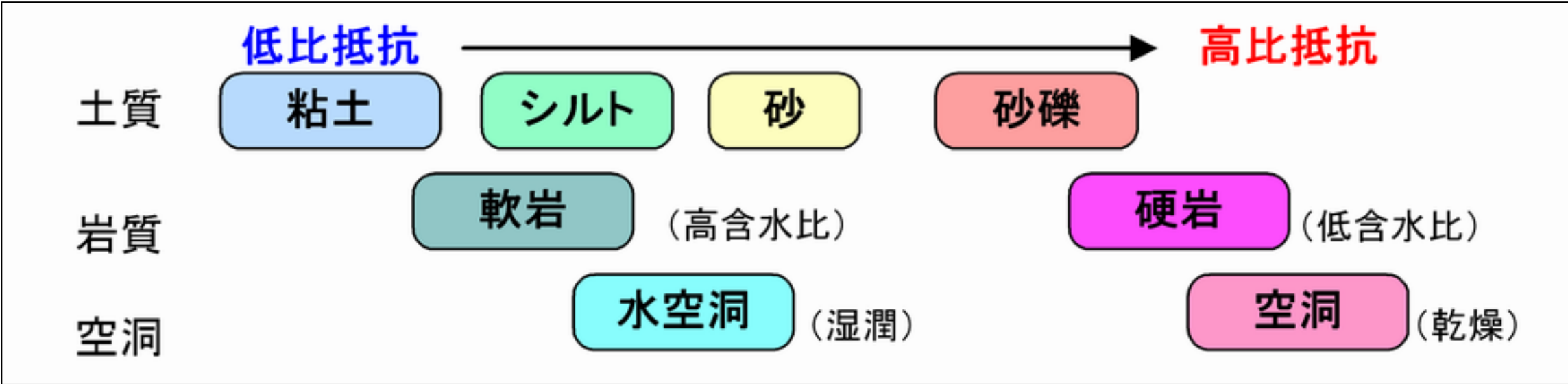
砂(乾燥) $\sim 10^5$ 、砂(湿潤) 数10~100

粘土(乾燥) $\sim 10^3$ 、粘土(湿潤) ~ 10

花崗岩 $10^3 \sim 10^5$ ($\Omega \cdot m$)

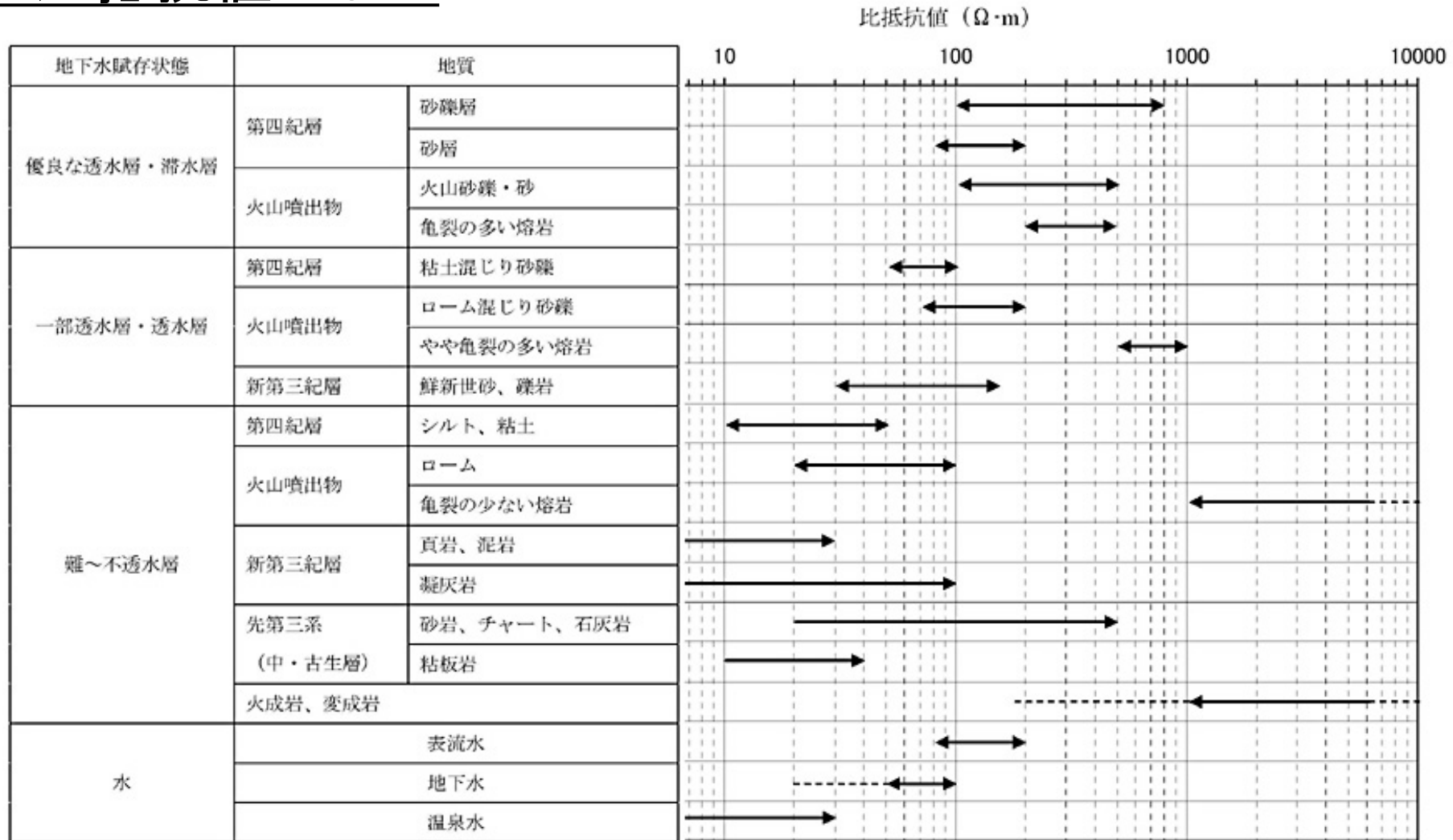
直流比抵抗法電気探査について

物質の比抵抗値とは？



直流比抵抗法電気探査について

物質の比抵抗値とは？



参考)IP法電気探査について

- 自然界に存在する鉱物の中には、電圧をかけるとコンデンサーのように電荷を蓄える性質を持つものがある。このような性質を分極といい、その程度を表す指標を分極率という。
- **IP法（強制分極法：Induced Polarization）** 電気探査では、比抵抗と同時にこの分極率を測定する。黄銅鉱や黄鉄鉱のような硫化鉱物は分極率が高いため、鉱床探査でIP法電気探査が使われる。

直流比抵抗法電気探査について

比抵抗法電気探査・解析結果の解釈について

- 比抵抗法電気探査で得られる解析結果は、地盤（地下）の比抵抗分布である。
- 地盤の比抵抗は、電気を通しやすい鉱物（粘土鉱物）の含有量、間隙率、水分含有量、間隙水の水質（比抵抗）、温度といった多くの要因に左右される。
- したがって、電気探査で求められた比抵抗値だけから岩石の違い、鉱物組成、含水率（含水比）、強度など地盤の状況を**直接判断することは困難**といえる。

比抵抗法電気探査・解析結果の解釈について

- 得られた解析結果における比抵抗の差異は、これらの要因のうちいずれかが異なることを意味するから、解析結果を解釈するためには、**どの要因が比抵抗に影響しているかを推定することが重要になる。**
- 比抵抗の大局的分布状況（水平方向、鉛直方向の変化状況）と地質学的情報を勘案して、地下の地質構造、地質の（風化）状態、**地下水の状況**などを概略的に判断することになる。
- 比抵抗の差異は地層・岩石の違いのみならず、むしろ同一地層・岩体内の岩相変化、風化・熱水変質の程度、含水状況などを端的に表していることが多い。

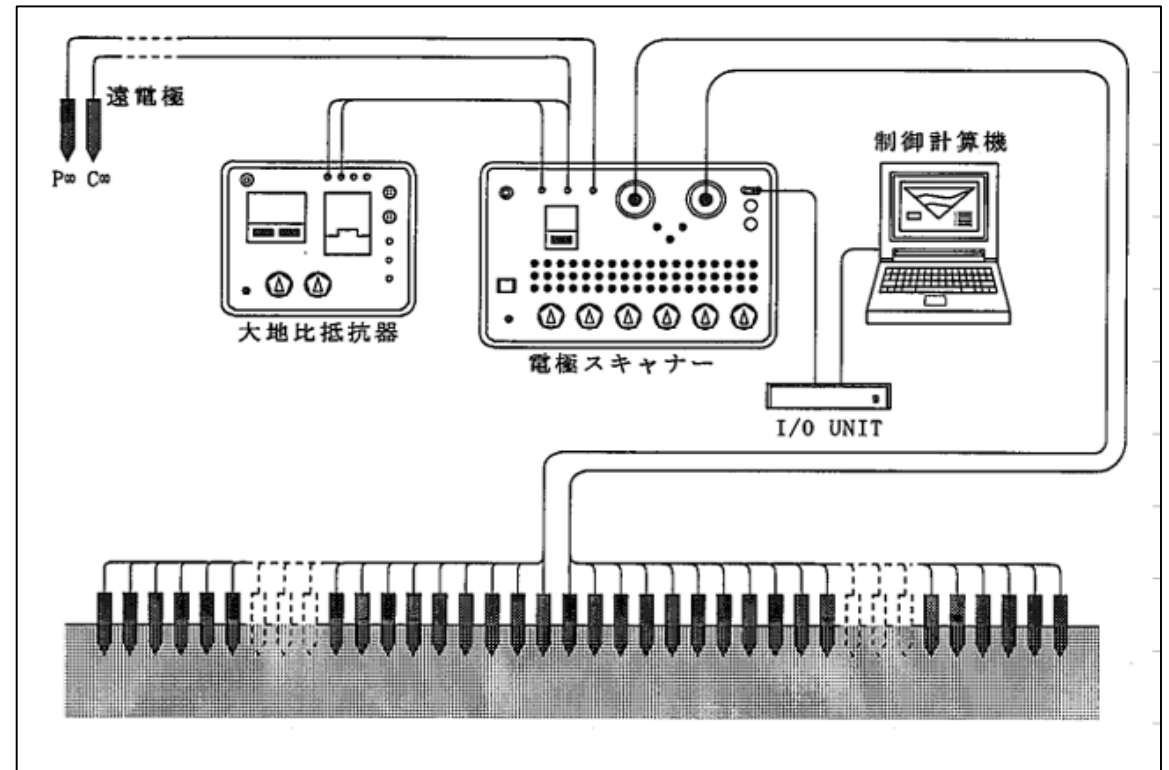
直流比抵抗法電気探査について

比抵抗法電気探査の測定の方法＝2極法電極配置の場合＝

- 測量を行い、測点を等間隔に決める。起伏がある場合には水平距離で等間隔となるようにする。
- 全ての測点到電極を配置する。電極には金属（ステンレスなど）製の棒を用いる。必要があれば、複数の電極棒を並列に接続したり、塩水を撒くといった方法で接地抵抗を下げる。
- これとは別に、測線の外側（概ね探査目的深度＝最大電極間隔の10倍以上離れた地点）に遠電極を2本設置する。
- 各々の電極に電線を接続し、測定本部まで延長し、計測機器に接続する。

比抵抗法電気探査の測定の方法＝2極法電極配置の場合＝

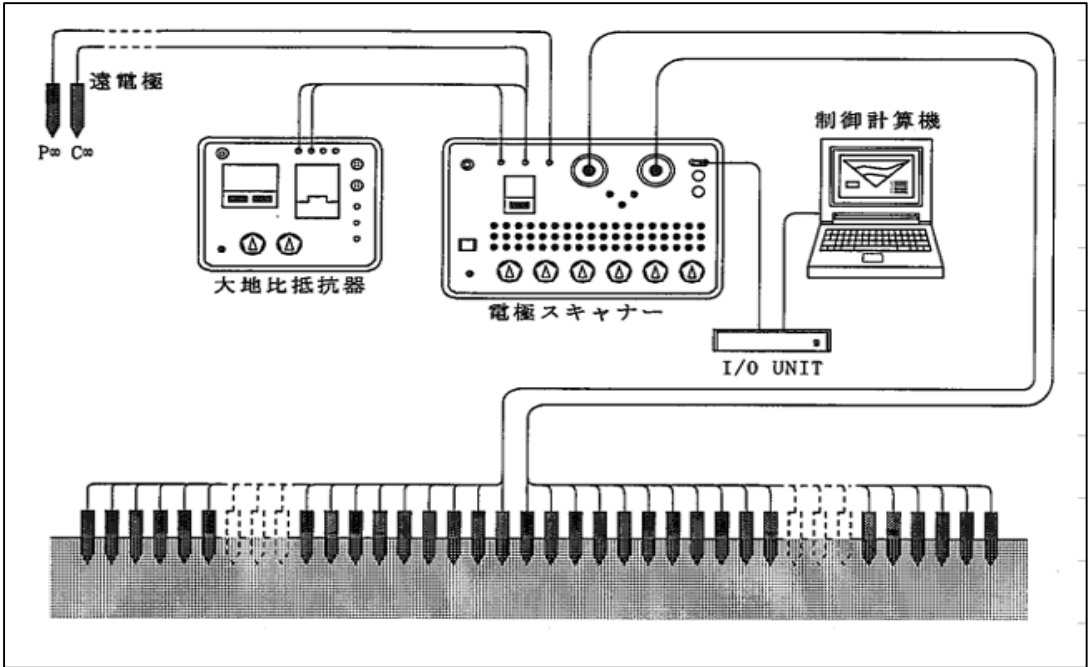
- 測定系の設定が終了したら、以下の手順で測定を開始する。
- ここで測定深度数（電極間隔を変化させる数）をNで表す。
- まず、1番目の電極を電流電極として、2番目から（N+1）番目までのN点の電極でそれぞれの電位を測定する。



直流比抵抗法電気探査について

比抵抗法電気探査の測定の方法＝2極法電極配置の場合＝

- 次に、2番目の電極を電流電極として、3番目から（ $N + 2$ ）番目までの N 点の電極でそれぞれの電位を測定する。
- これを繰り返す。測線の終盤の N 点ではデータが1つずつ減っていく。
- 最後に、測線の終点の1点前の電極を電流電極として、終点の電位を測定する。



比抵抗法電気探査の測定の方法＝2極法電極配置の場合＝



電気探査測定資材一式

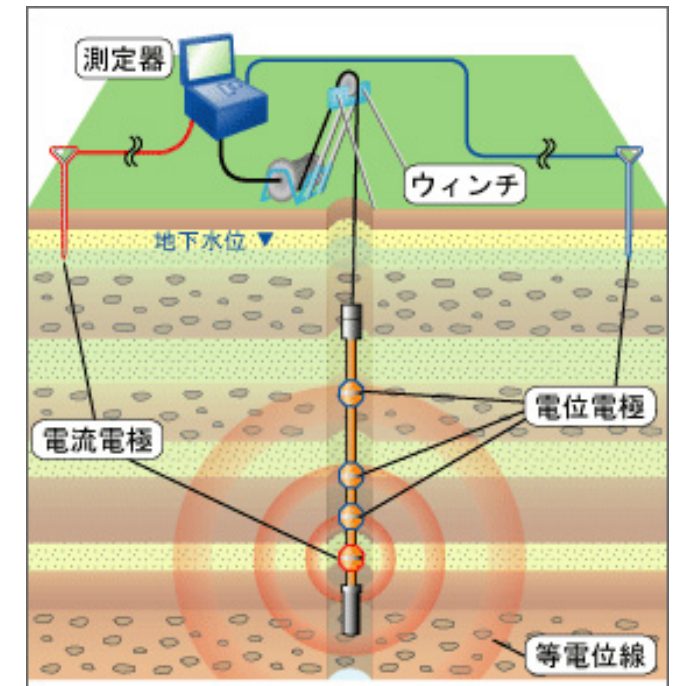
5. 物理検層

物理検層について

- 試錐孔や坑井において、物理的諸量を利用して、地質の状態や性質を把握するために連続的に深度と対応させて行う測定のことである。
- 測定結果は、柱状図で表される。試錐孔内で連続的に測定するため、試錐孔周辺の地質性状を**精度良く**把握することができる。
- **電気検層、P S 検層、密度検層、温度検層** 等がある。

電気検層について

- 試錐孔や坑井内に電極を降下して、地層に電流を流し、地層の比抵抗を連続して測定する方法である。
- 坑井内に降下した電極の配置によって、ラテラル法（3極法電極配置）やノルマル法（2極法電極配置）がある。
- 図はノルマル法（電極配置が3パターン）で、地表と坑井内の電流電極間に電流を流し、地表と坑井内の電位電極間の電位差を測定する。



電気検層について

- 電流電極AB間に流した電流をI、この時測定されたMN間の電位差を ΔV 、坑井内の電流電極と電位電極の間隔AMをaとすると、地層の比抵抗Rは、次式で表される。

$$R = 4 \pi a \Delta V / I$$

- この時の測定深度の基準は、地中の電流電極と電位電極MNの中心点なる。

電気検層について

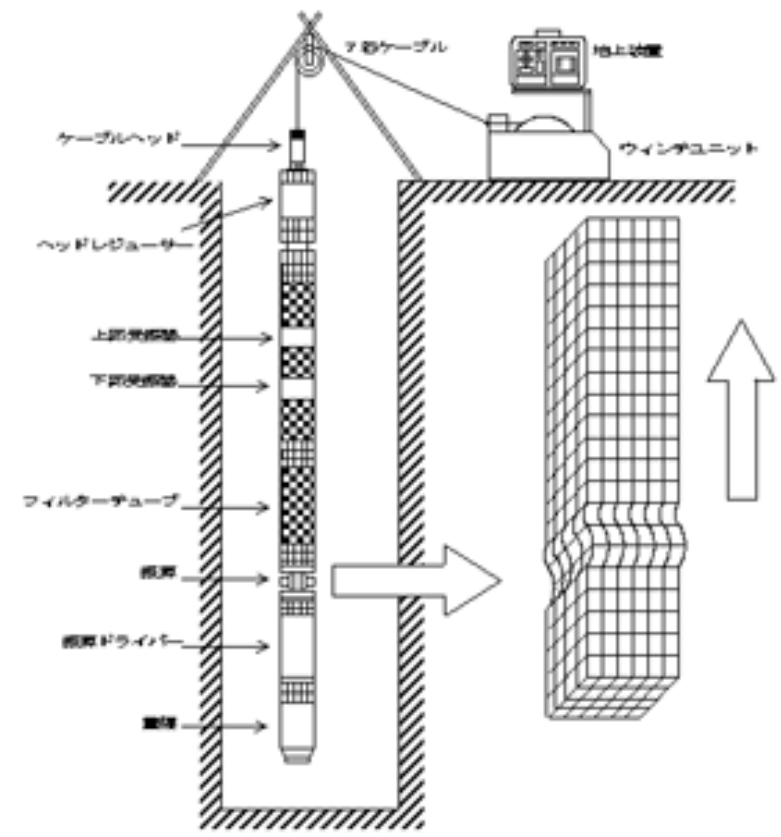
- 電極間隔MNを長くするほど測定値は孔壁より深部の地層の比抵抗に近い値を示すが、その反面薄層の検出能力が低下することになる。
- したがって、実際には、2種類以上の電極間隔で測定した比抵抗曲線を同時に記録して、地層の真の比抵抗把握、薄層の検出など、目的に応じて解析・解釈を行っている。
- 実際に測定する場合の電極間隔は、0.25m、0.5m、1.0mの3種類で行うことが多い。

速度(PS)検層について

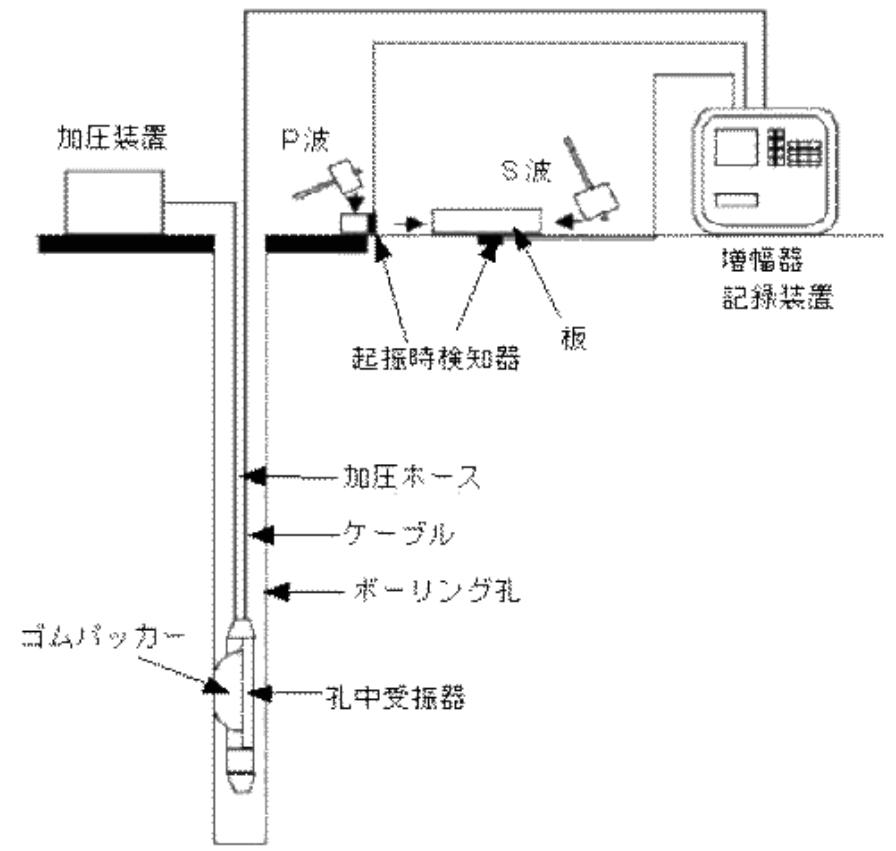
- 速度(PS)検層は、試錐孔を利用して、受振器へ最初が届く弾性波(初動)の速度から地盤内の弾性波速度(V_p , V_s)分布を求める手法である。
- おもな測定方法として、震源(起震)と受振位置の配置により下記の2種類等に分類できる。
- ダウンホール法 (陸上起震、孔内受振) * アップホール法も可能
- サスペンション法 (孔内起震、孔内受振)

速度(PS)検層について

PS検層の測定概念図

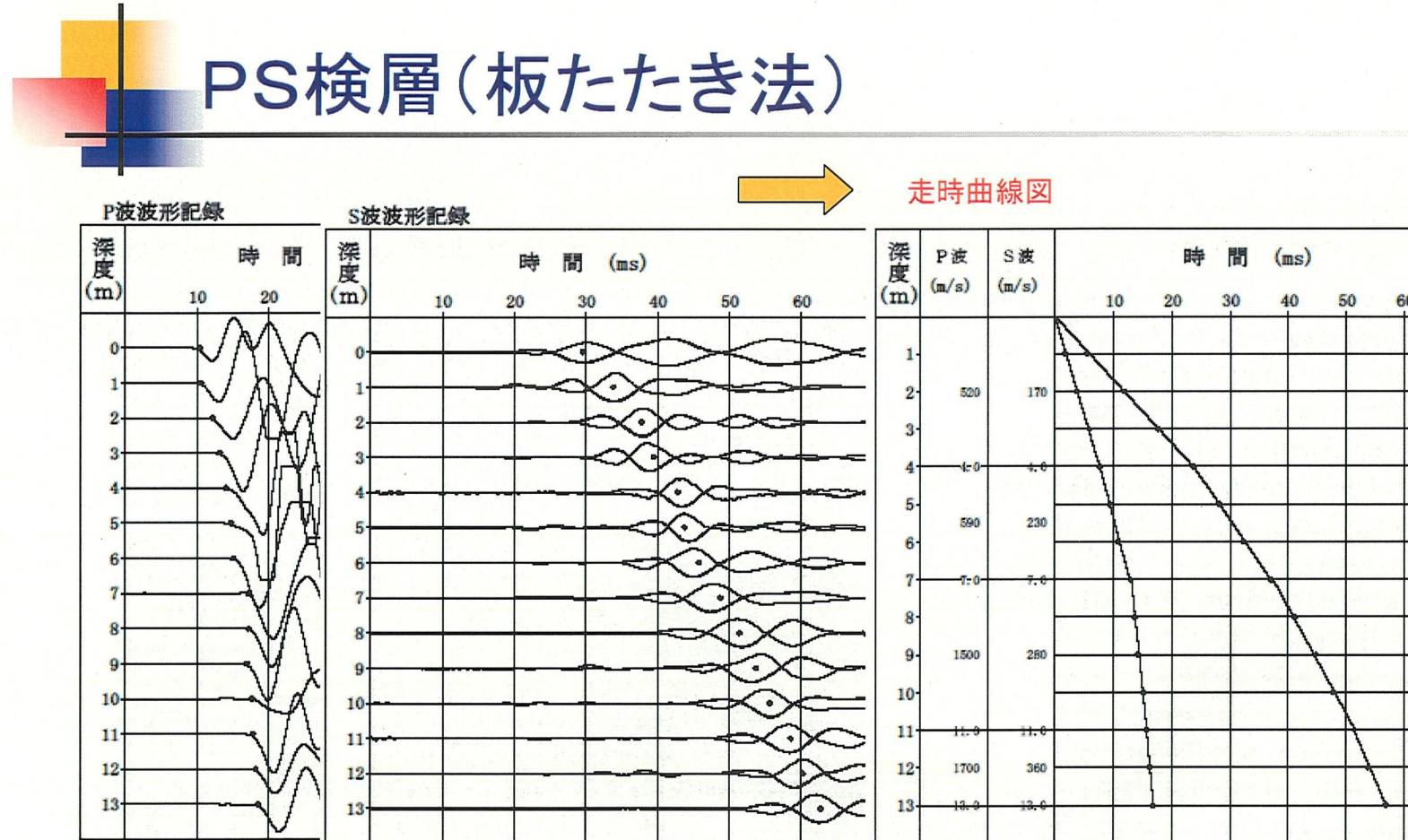


サスペンション法によるPS検層



ダウンホール(板叩き)法によるPS検層

ダウンホール法測定で得られた記録と走時曲線は以下のようなになる。



PS検層 走時曲線

速度(P S)検層について

- P S 検層結果から、地山岩盤や土質地盤の力学的特性を評価することができる。
- 地盤各層の P 波速度、S 波速度が分かるため、これらの値により、弾性理論から動的な弾性定数を算出することができる。

$$V_p = \sqrt{(K + 4G/3)/\rho} = \sqrt{\{E(1 - \sigma)/(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)\}/\rho}$$

$$V_s = \sqrt{G/\rho} = \sqrt{\{E/2(1 + \sigma)\}/\rho}$$

ここに、

- ρ : 密度
- K : 体積弾性率
- E : ヤング率
- G : 剛性率
- σ : ポアソン比

$$E = \rho \cdot V_s^2 \cdot (3V_p^2 - 4V_s^2) / (V_p^2 - V_s^2)$$

$$G = \rho \cdot V_s^2$$

$$\sigma = \{(V_p/V_s)^2 / 2 - 1\} / \{(V_p/V_s)^2 - 1\}$$

6. 探査事例の紹介

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査

- 琵琶湖は、およそ四百数十万年前に滋賀県の伊賀のあたりに生まれ、北方へ移動して、およそ四十万年前に現在と同じ位置になった。
- 琵琶湖の湖底に堆積している“堆積層”を、乱さないで採取することにより、40万年前から現在に至る地球の古環境を知ることができる。
- 堆積層が厚いところが情報量が多い・・・堆積層が厚いところはどこか？
- **地震探査**で、湖底の地質状況を探査した。

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査

• 調査の目的

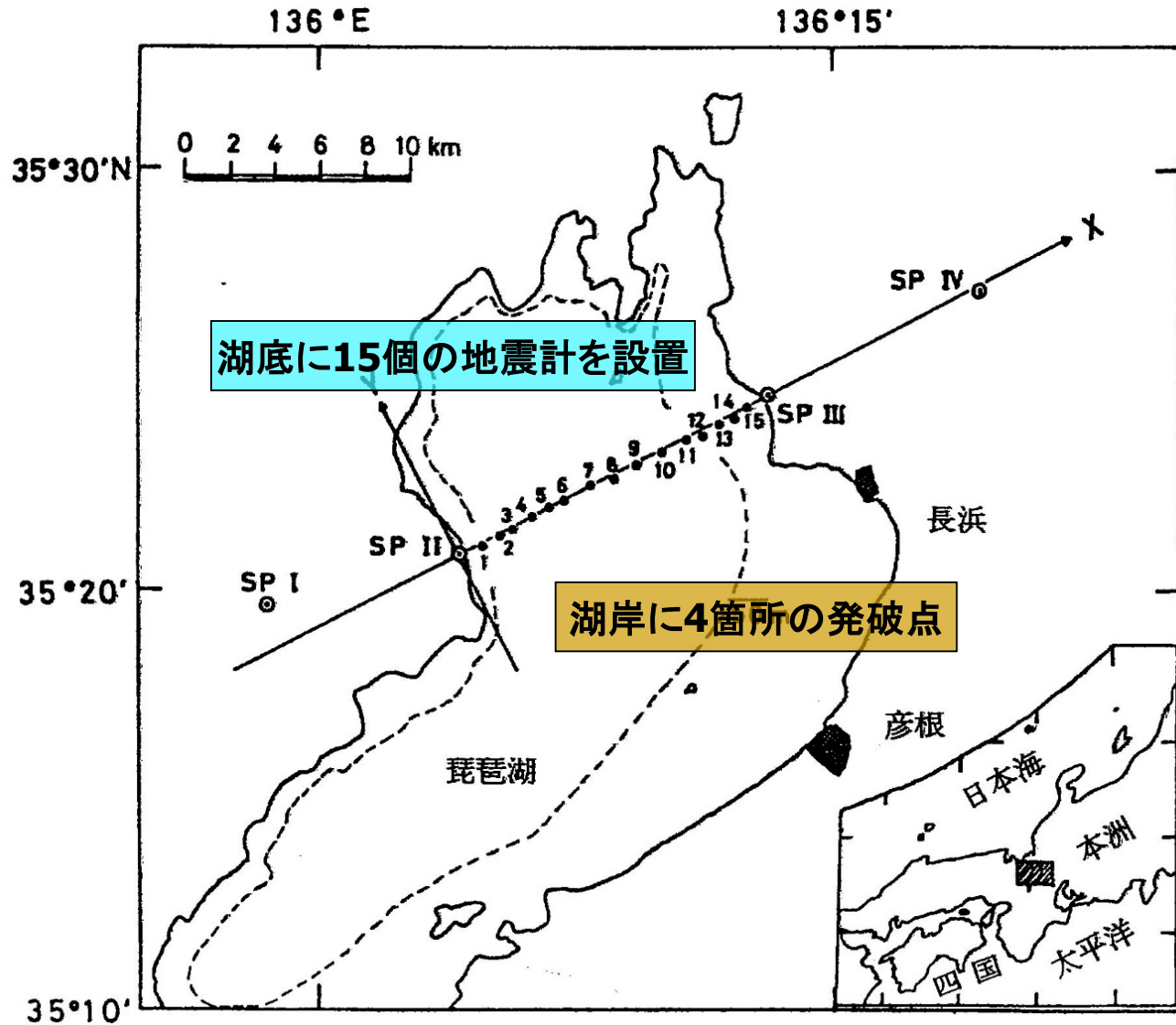
琵琶湖湖底の堆積層の厚い箇所を探す。

→過去の堆積環境（地球古環境）を調べる。

• 調査概要

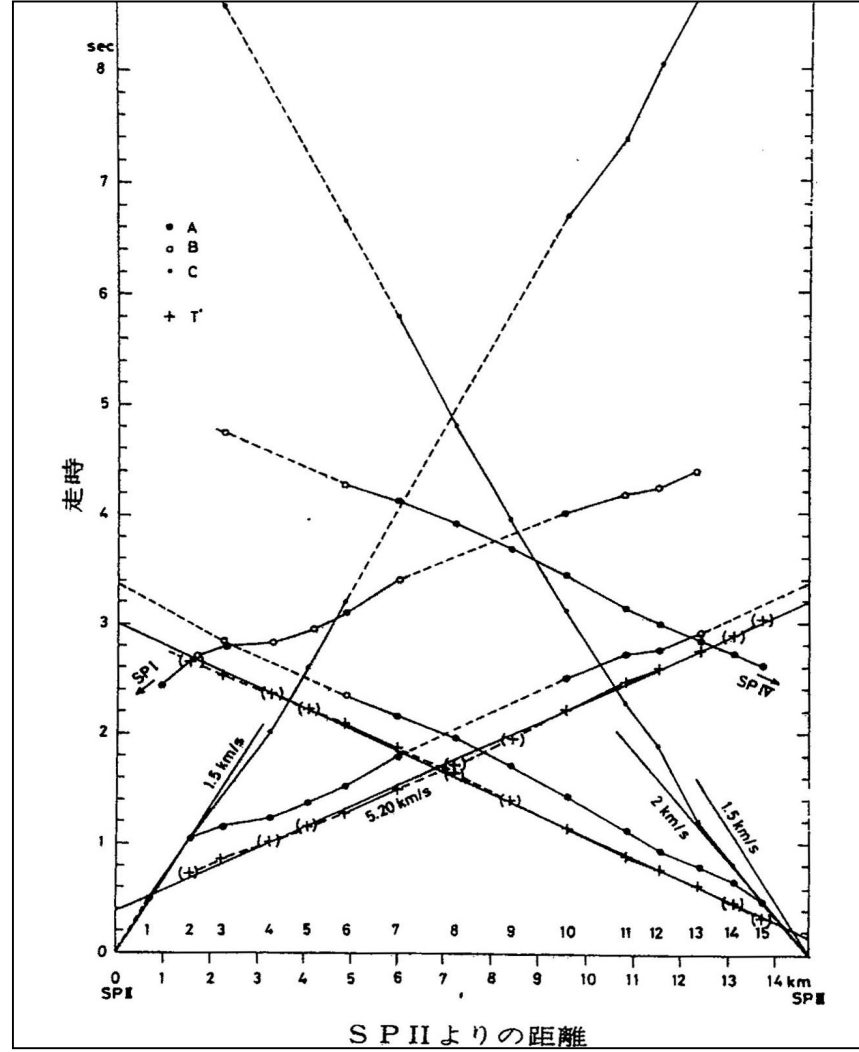
測線上の最大水深 110m, 探査目的深度 2000m、**最大装薬量 1トン**
(爆破点4点の総薬量1.99トン)、**水深100m**の湖底に**地震計15個**設置

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



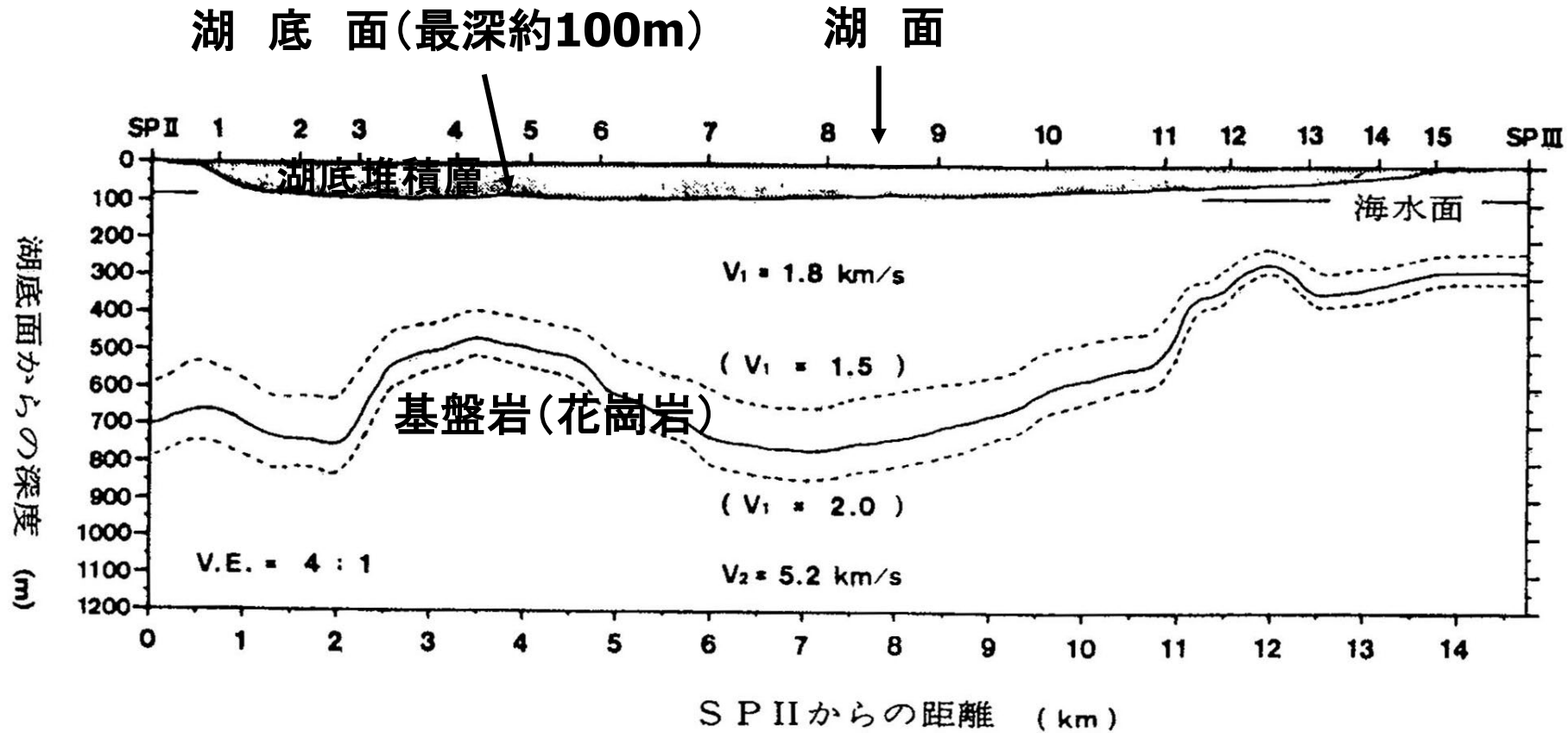
測線配置

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



探査により得られた走時曲線

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



琵琶湖北部深部構造探査・解析結果図

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査

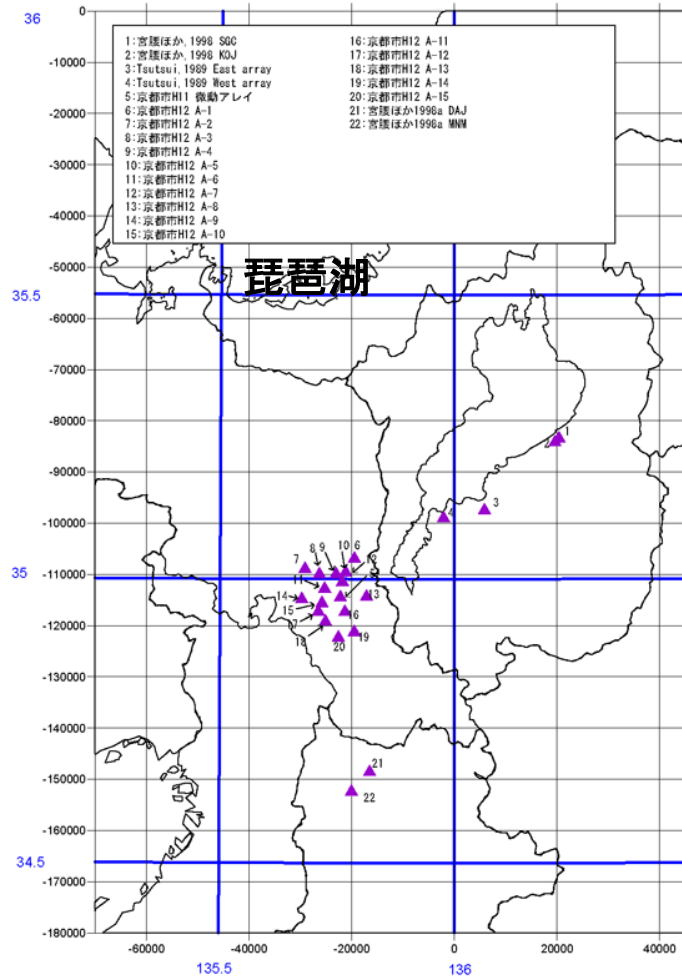


図3.4-1(5) 文献による調査位置 (微動アレイ探査)

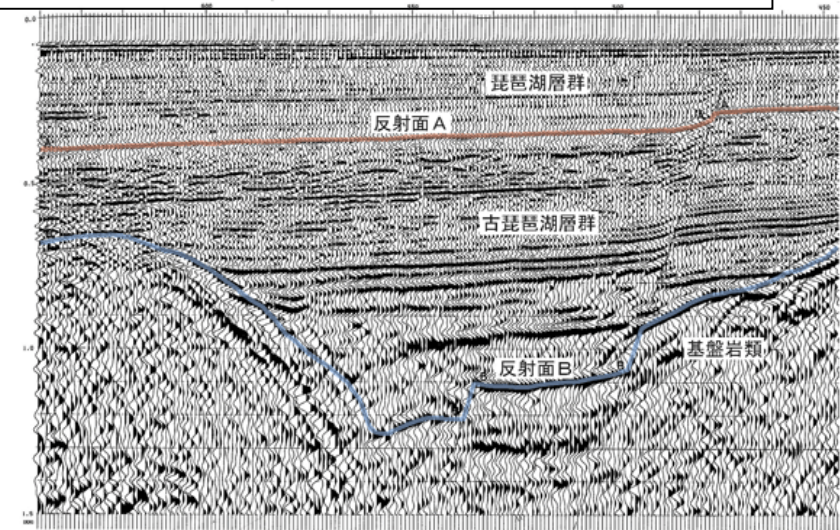


図3.4-1(6) マルチチャンネル反射法地震探査結果 (9-1 測線; Horie, 1983)

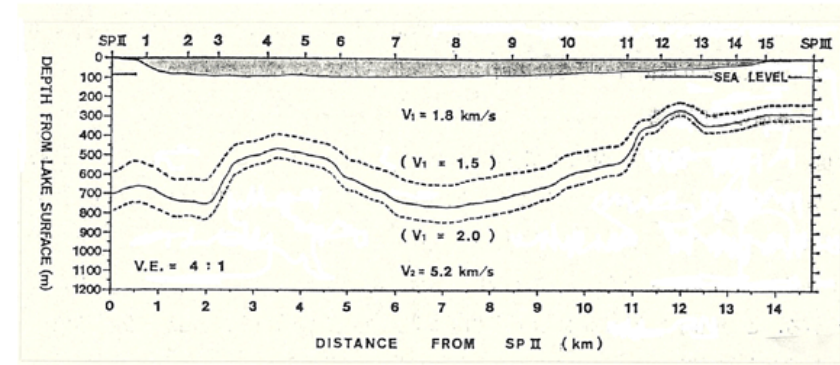
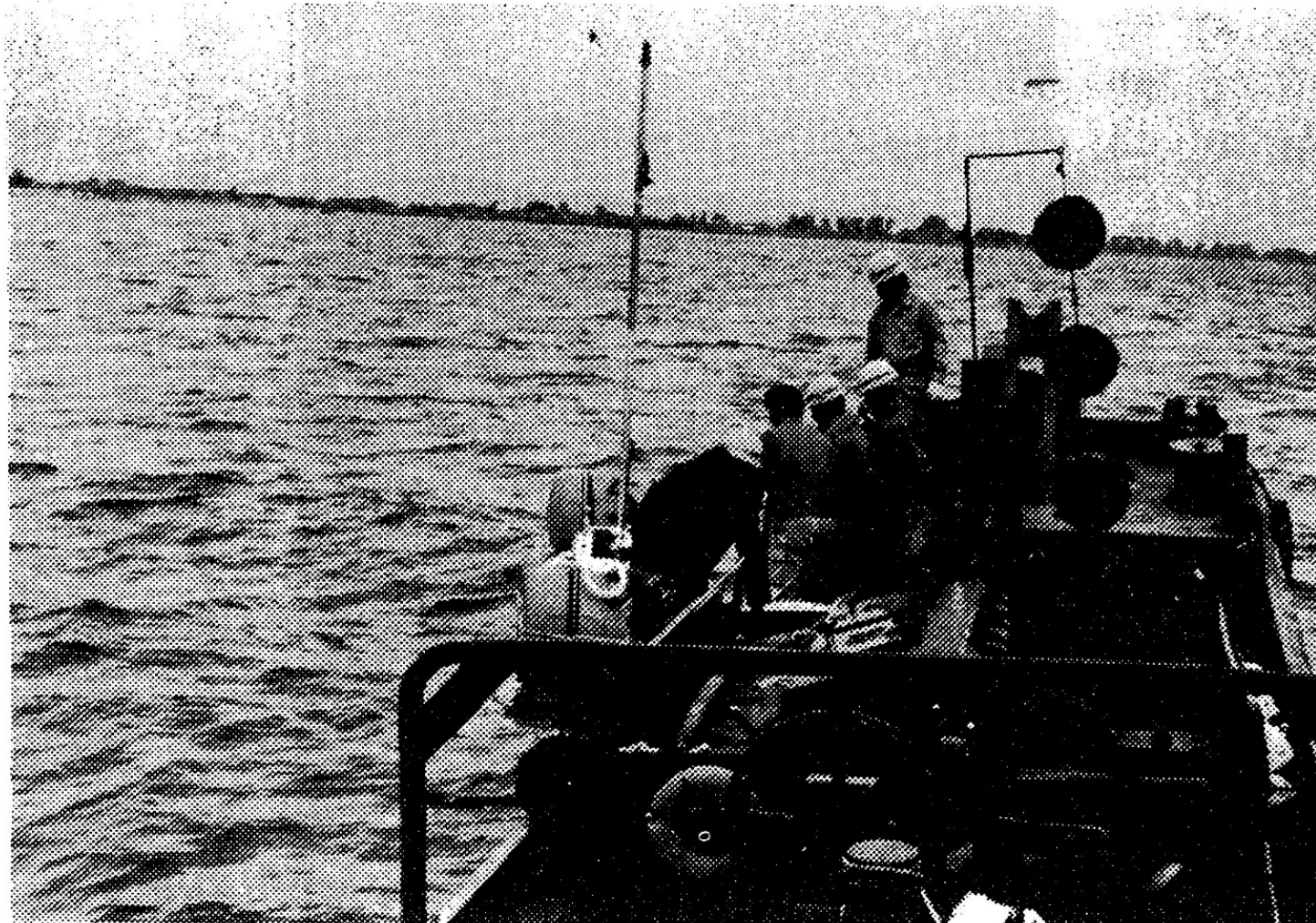


図3.4-1(7) 琵琶湖湖底屈折法地震探査解析結果 (伊藤ほか, 1982)

解析結果

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



琵琶湖湖底に受振器を設置している状況

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



S P III・装薬量200kgの発破孔の防備状況

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査



S P I V ・装薬量 3 0 0 kg の発破孔の防備状況

地震探査の学術利用例・屈折法と反射法による琵琶湖深部探査

・ 解析結果

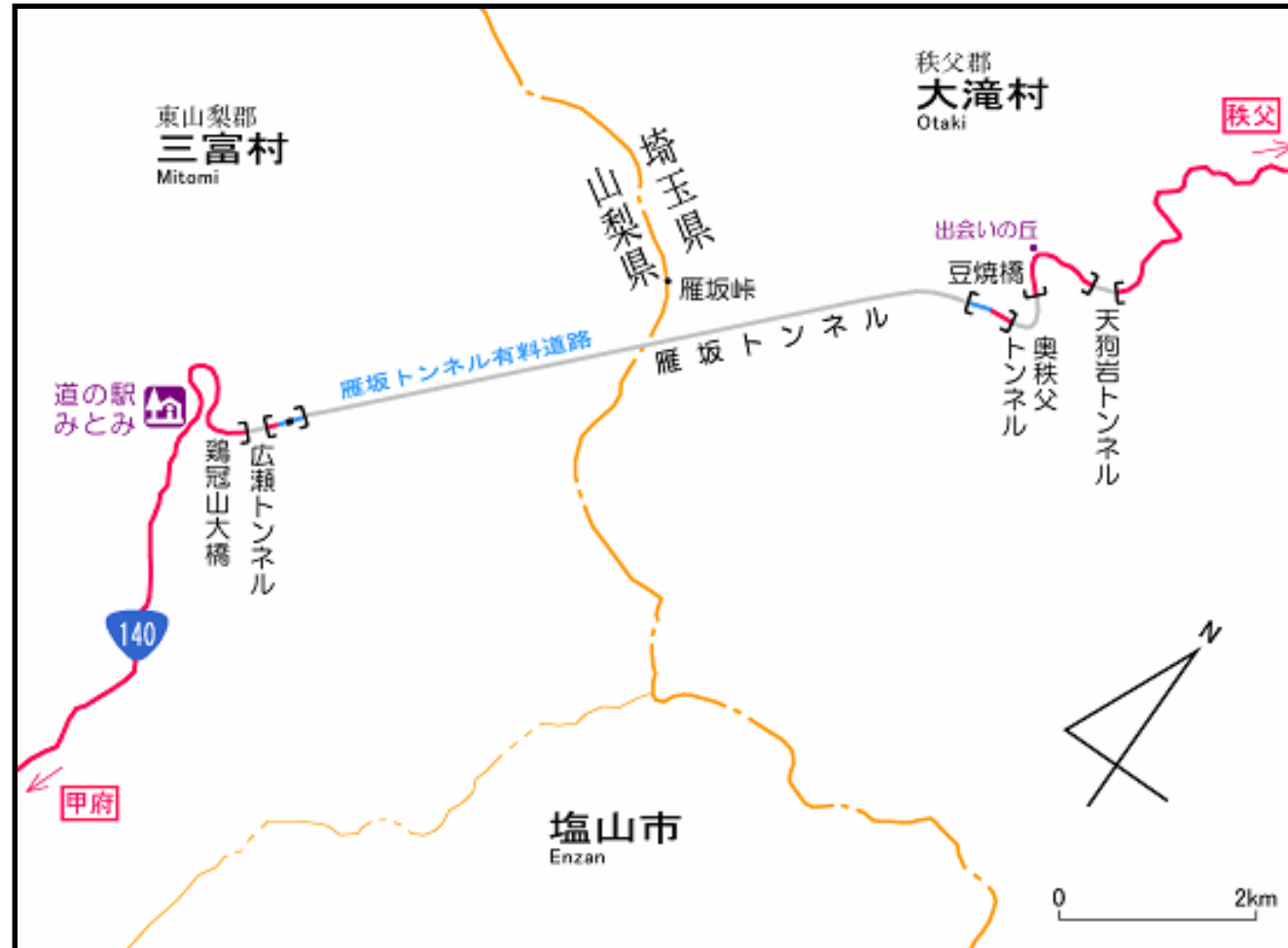
- 1) 第1層は、 $V_p=1.5\sim 2.0\text{km/s}$ であることから、堆積層と想定される。
- 2) 第2層は、 $V_p=5.2\text{km/s}$ であり、基盤岩（花崗岩）と想定される。
- 3) 堆積層は大局的には東から西に向かって厚くなっており、最深部でその層厚は800m程度である。これは、探査前に想定されていた1000～2000mよりも薄いということが判明した。

地震探査の長大トンネル設計のための地質調査利用例

• 調査の目的

急峻，高標高の山岳地帯における土被りの厚い（最大約900m）道路トンネルが計画されたが、山頂（標高約2100m）付近に地質境界があることが分かっており、地質境界部（花崗岩と古生層の接触部）の地質状況（断層だとすればその破碎状況は？、地下水の状況は？）を把握する必要性が生じた。

地震探査の長大トンネル設計のための地質調査利用例



トンネル計画位置図

地震探査の長大トンネル設計のための地質調査利用例

・ 解析結果

以下の2点が明らかになった。

1) 速度層境界の位置と花崗岩と古生層の新鮮部の弾性波速度値

花崗岩 $V_p = 5.1 \text{ km/s}$

古生層 $V_p = 5.6 \text{ km/s}$

2) 低速度帯（断層と推定される）の位置

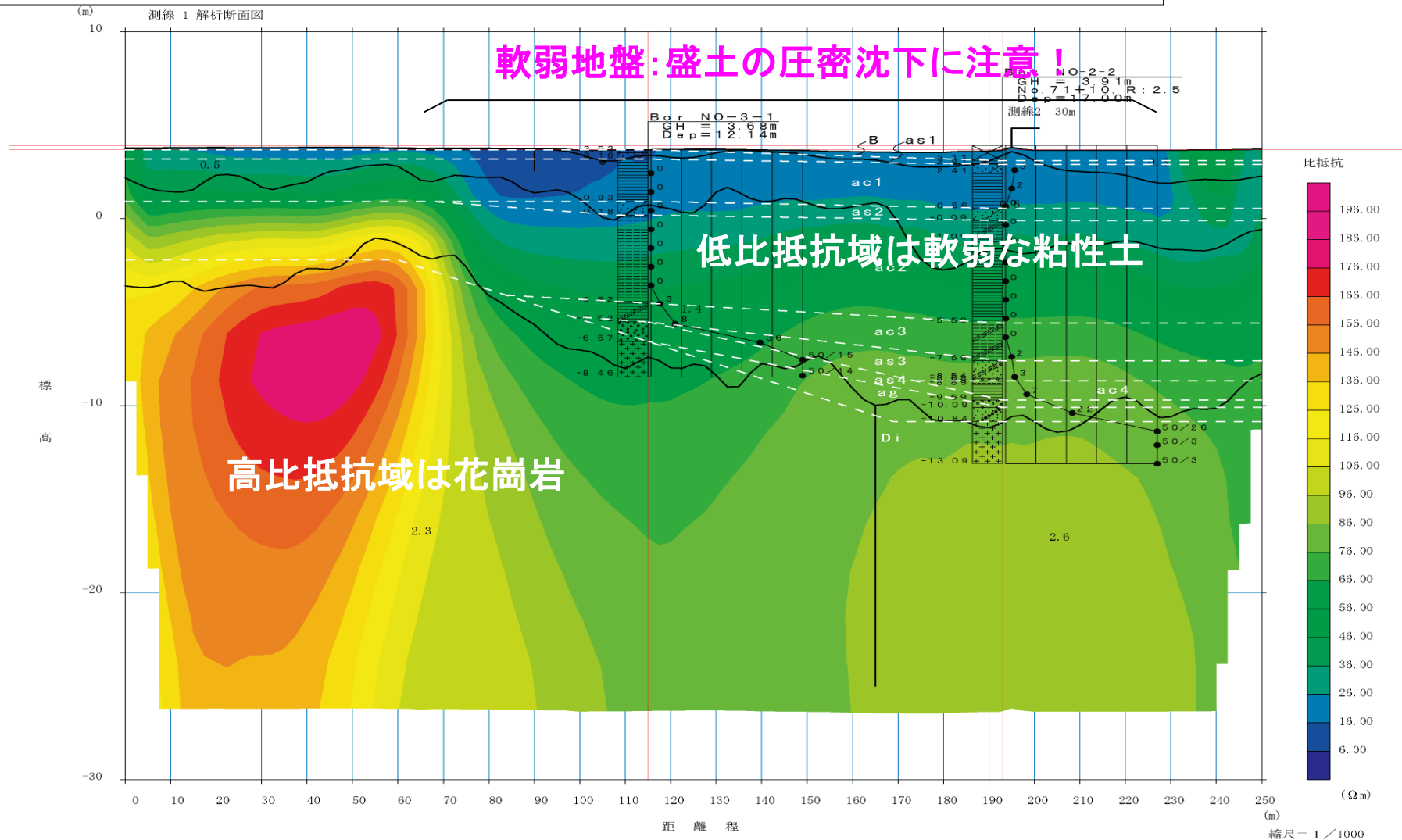
山頂より少し山梨県側・・・見かけの速度値 $V_p = 4.6 \text{ km/s}$

地震・電気探査の道路設計のための地質調査利用例

・調査の目的

丘陵地から平野部にかけて計画されている道路の設計・施工を行うにあたり、平野部の地盤状況（改良の必要性）を検討する資料を得るために、基盤岩の形状（急激な落ち込みが予想された）およびその上部の堆積層の層厚・力学的性状を把握することを目的として、ボーリング調査及び、屈折法地震探査・電気探査を併用した調査を行った。

地震・電気探査の道路設計のための地質調査利用例



道路建設予定地における調査結果(解析例)

地震・電気探査の道路設計のための地質調査利用例

・解析結果

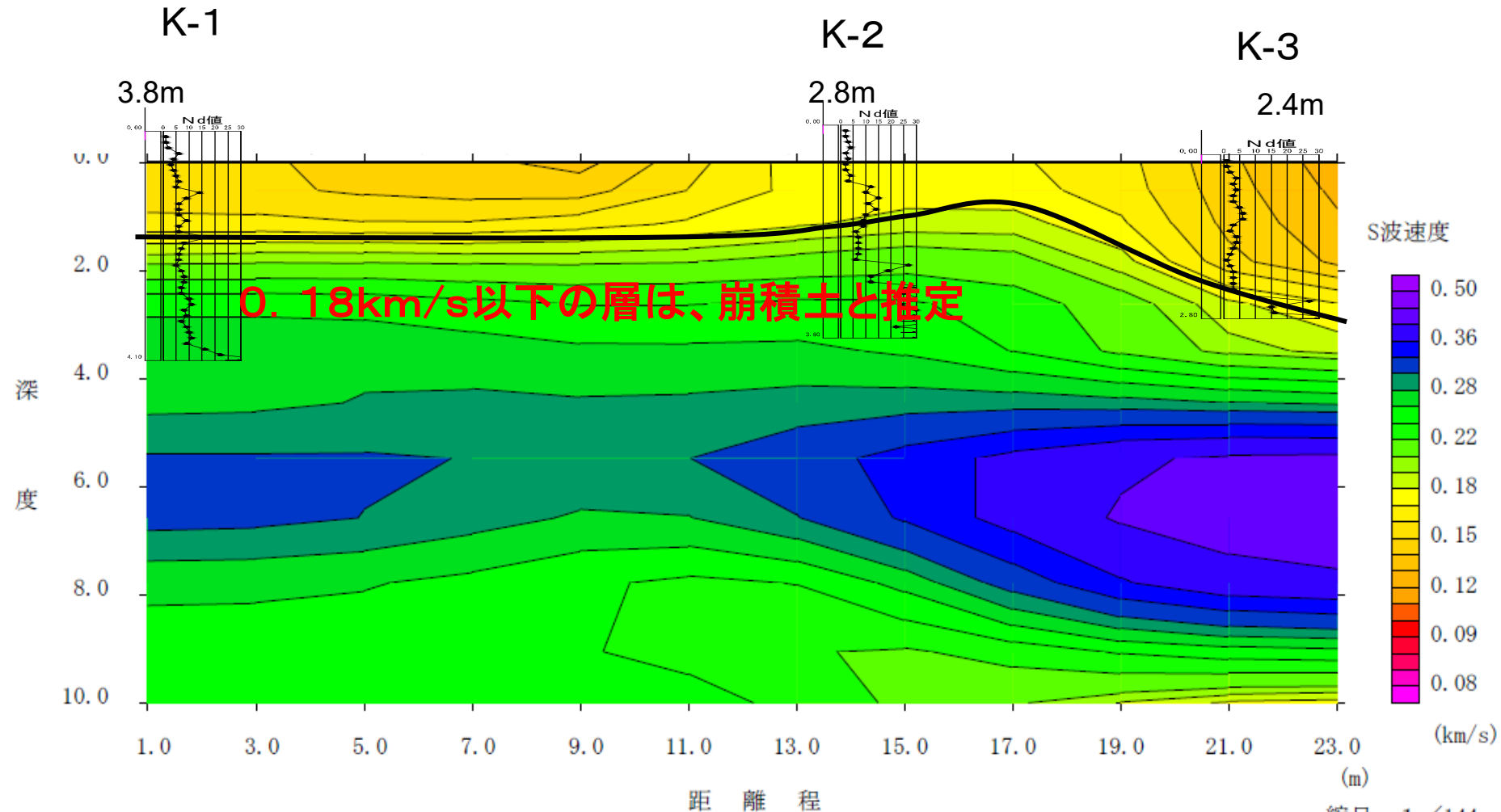
- 1) 測点70付近より、始点側は高比抵抗・表層部分が薄いことから風化岩が分布しているが、それより終点側は、軟弱な堆積層が堆積していることが想定される。(花崗岩は、測点70付近で急激に落ち込んでいる事がうかがわれる。)
- 2) 電気探査結果の $50 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗層と弾性波探査結果の第4速度層上面の形状・深度が、ボーリング結果のN値0の層の上面の形状・深度とほぼ同じであることから、この層上面の層は、地盤改良の必要性があることが明らかになった。

表面波探査による表層崩壊危険箇所の地質調査利用例



現場状況

表面波探査による表層崩壊危険箇所の地質調査利用例



縮尺 = 1 / 144

解析結果と簡易貫入試験結果

表面波探査による表層崩壊危険箇所への地質調査利用例

・ 解析結果

表面波伝播速度 $\div V_s$ が 0.18m/s の速度境界層の位置が、動的簡易貫入試験結果の $N_c=10$ の層境界とほぼ一致することから、この層上部の層を崩壊の危険性がある層とした。

この層の層厚は、谷部で厚く 3m 程度であり、斜面部では 1.8m 程度であることが明らかになった。

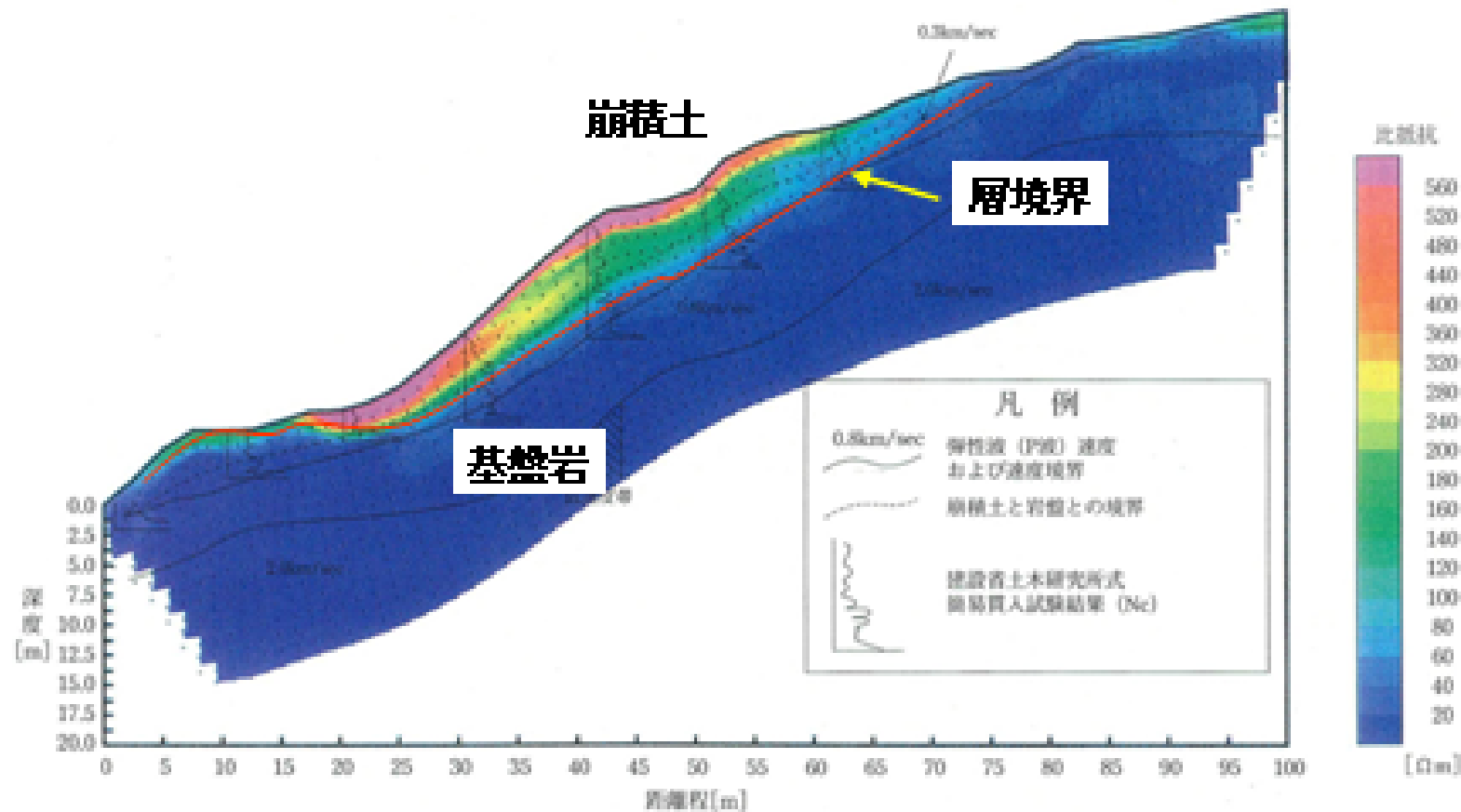
地震・電気探査併用による急傾斜地の崩壊層厚探査例

• 調査の目的

2極法電気探査（比抵抗映像法）により、急傾斜地の崩壊の危険性のある層（崩積土）の分布状況を把握する。

屈折法地震探査と動的簡易貫入試験も同一測線上で実施し、それらの結果を併せて総合的な解釈を行った。

地震・電気探査併用による急傾斜地の崩壊層厚探査例



比抵抗映像法の解析結果と弾性波探査・簡易貫入試験の結果。破線で示したのは推定された崩積土と岩盤との境界

解析結果

地震・電気探査併用による急傾斜地の崩壊層厚探査例

・ 解析結果

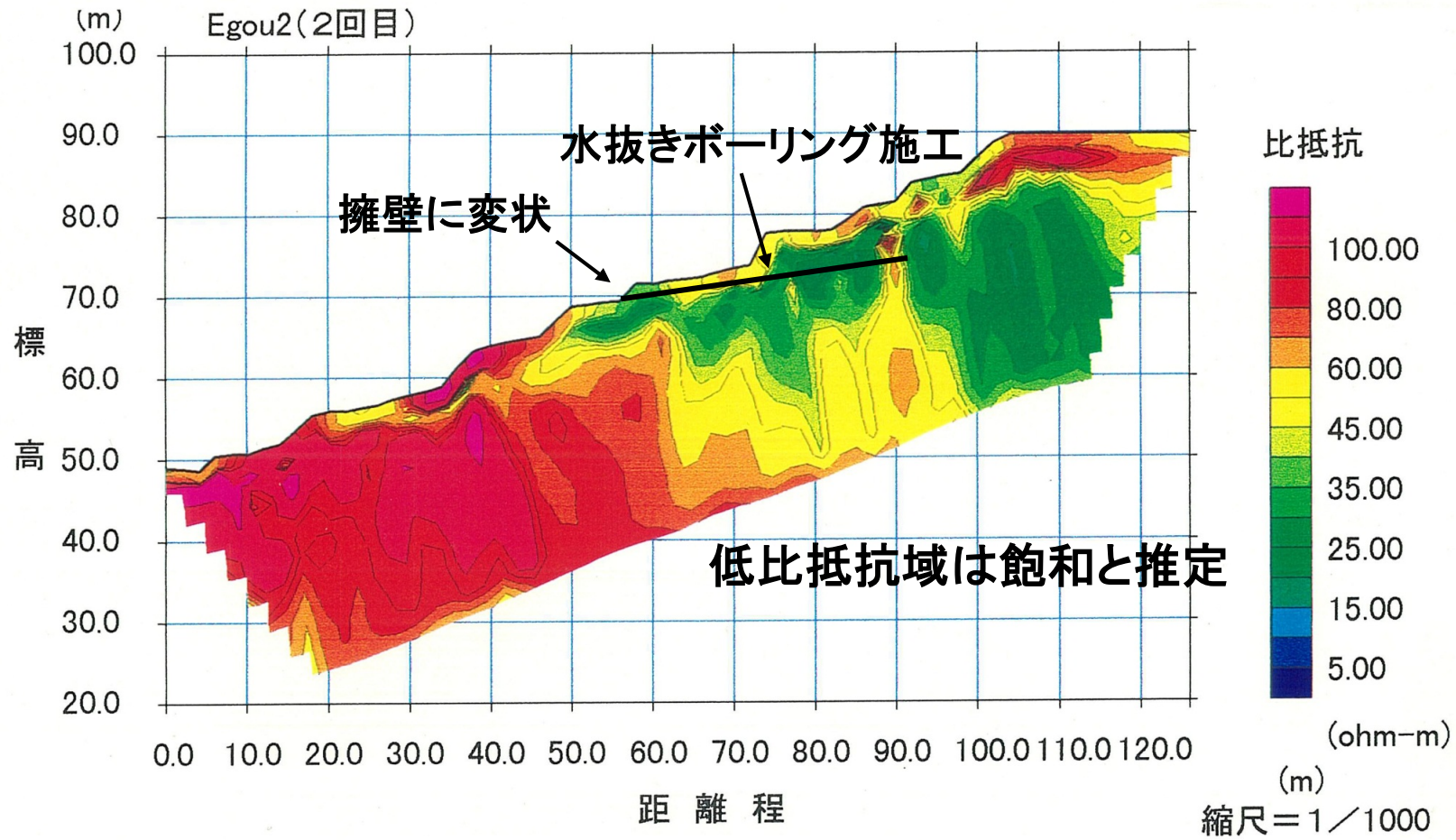
比抵抗 $100 \Omega \cdot m$ と弾性波速度 $V_p = 0.3 \text{ km/s}$ の速度層境界が動的貫入試験の測定結果 N_c 値が10以上に跳ね上がる深度とほぼ一致していることから、これらの物性値境界より上部の層を、崩壊の危険性がある層（崩積土）と判定することができた。

電気探査による地すべり対策工検討のための地質調査利用例

・ 調査の目的

山間谷部の斜面に位置する集落の民家周辺の道路（石積み）擁壁から、降雨時の出水および、一部擁壁の変状が認められ、地すべりによる斜面崩壊が懸念されていたため、対策工の検討に必要な資料（地下水の分布状況）を得ることを目的として、比抵抗法電気探査を行った。

電気探査による地すべり対策工検討のための地質調査利用例



解析結果および提案した対策工

電気探査による地すべり対策工検討のための地質調査利用例

• 解析結果

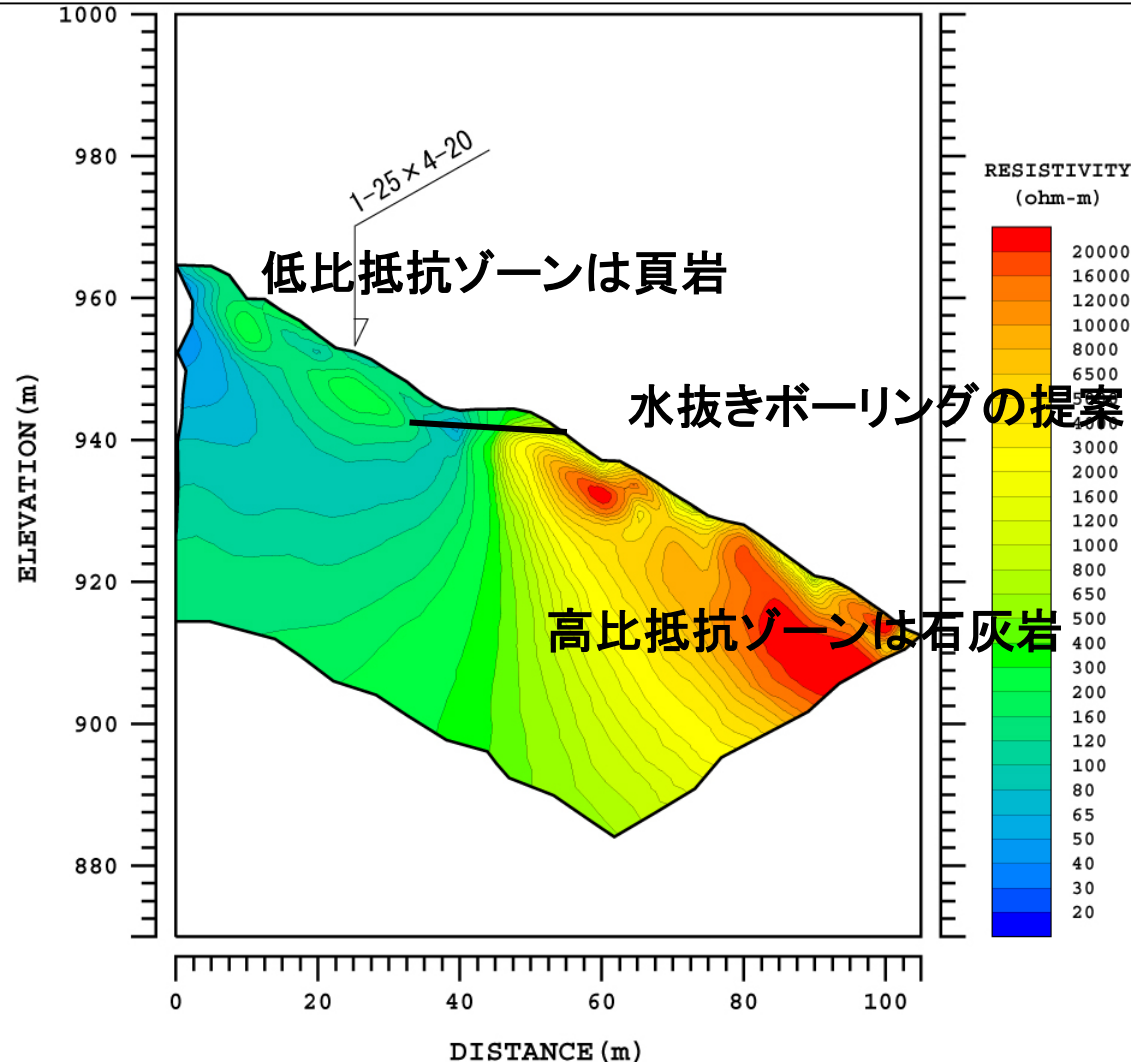
調査地は、キャップロック型の地すべり地であり、分布する地質は、斜面上部の安山岩等の火山岩類を起源とする崖錐堆積層である。したがって、**不飽和部分は高比抵抗、飽和部分は低比抵抗**を示すと想定された。解析結果は、降雨直後に測定したものであり、降雨の浸透状況を良く表したものとなっている。擁壁変状箇所から横孔ボーリングをして排水することで、擁壁の変状はおさまった。

電気探査による水抜き孔位置の検討のための地質調査利用例

・ 調査の目的

セメント採掘山の上部斜面から湧水があり、水抜き孔を施工することになり、その位置を決めるための資料を得ることを目的として比抵抗法電気探査を行った。なお、この調査地に分布する地質は、セメント採掘位置（斜面下部）は石灰岩で、斜面上部は頁岩が分布することが分かっていた。

電気探査による水抜き孔位置の検討のための地質調査利用例



石灰岩と頁岩の地質分布

セメント採掘山における地すべり対策:水抜き孔の削孔位置の検討

電気探査による水抜き孔位置の検討のための地質調査利用例

・解析結果

石灰岩と頁岩の比抵抗のコントラストが大きいため、それらの地質境界を明瞭に検出することができた。

湧水は、斜面上部の頁岩の割れ目の中に胚胎する地下水であることが想定され、その地下水を速やかに排除することができる位置に横孔ボーリングを施工することを提案した。

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

A地区は阿蘇火山起源の火砕岩によってつくられた火山台地で、上部には非溶結凝灰岩（火山灰質粘性土）が分布する。この地区には、図-1に示すような切土が計画されており、事前調査で火山灰質粘性土がのり面に分布することが判っていた。

探査はこの火山灰質粘性土（崩壊の危険性がある層）の分布領域を把握するために実施した。

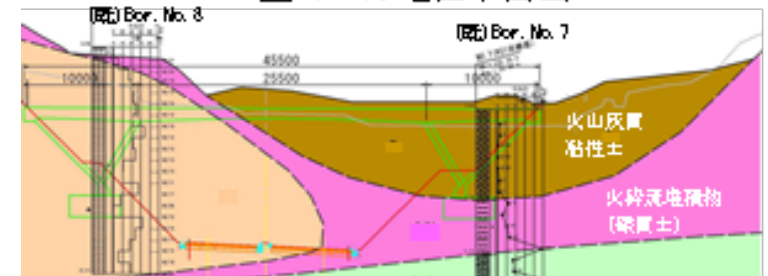
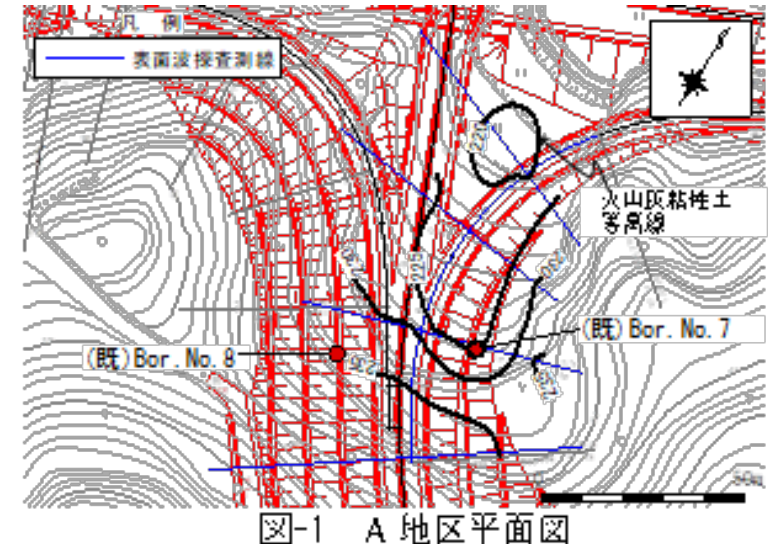


図-2 調査ボーリングのみの地層想定断面図

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

調査結果を図-3、図-4に示す。地層とS波速度の関係はボーリング結果から、 $V_s < 160\text{m/sec} \Rightarrow$ 火山灰質粘性土、 $V_s = 160 \sim 180\text{m/sec} \Rightarrow$ 火山灰質粘性土と火砕流堆積物（礫質土）が混在する地層、 $V_s > 180\text{m/sec} \Rightarrow$ 火砕流堆積物（礫質土）と解釈することができる。火山灰質粘性土の分布が精度よく把握できている。

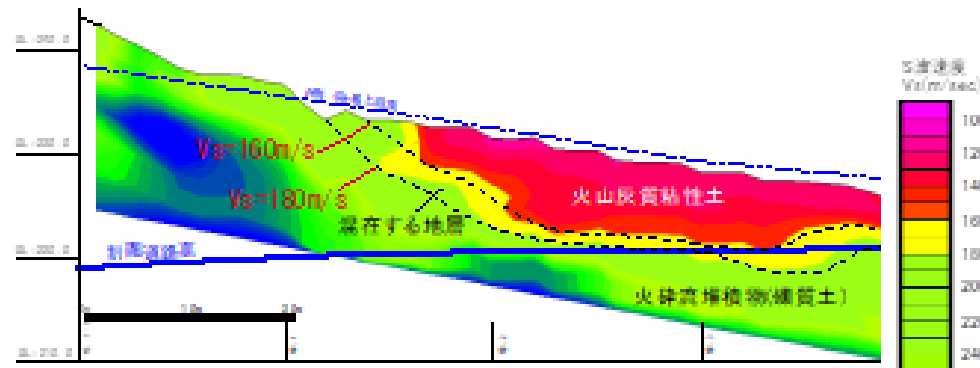


図-3 A地区道路縦断方向の表面波探査結果

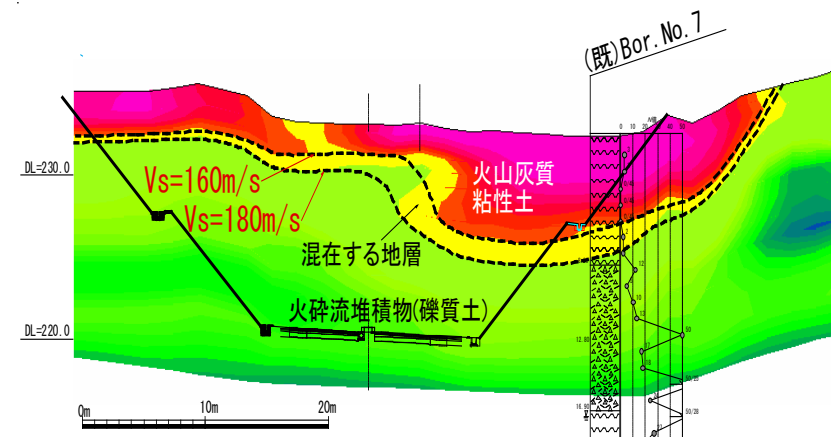


図-4 A地区道路横断方向の表面波探査結果

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

A地区は平坦地であったが、B地区は、図-5に示すように地表面が起伏に富む（急崖部がある）砂岩泥岩互層斜面である。

地表面が起伏に富むような現場での表面波探査の適用性を検討することを目的として、B地区で表面波探査及び屈折法地震探査を行い、双方の解析精度について比較を行った。また、ボーリング調査も行った。

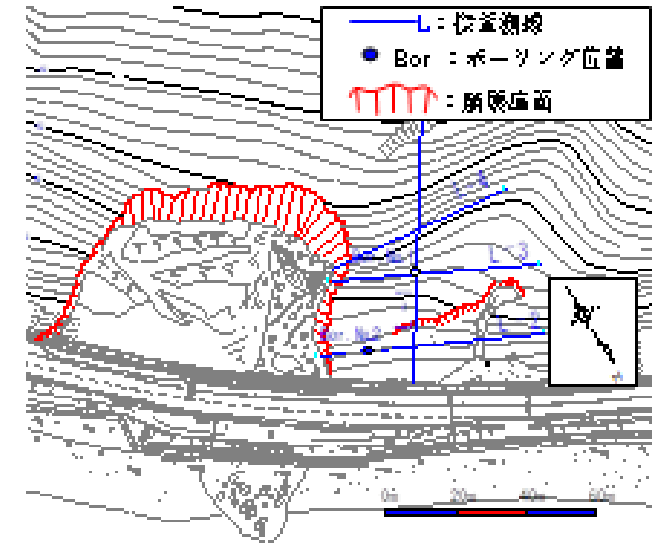


図-5 B地区平面図



写真-1 下部斜面の転石状況

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

表面波探査結果を図-6に示す。ボーリング結果と対比して、 $V_s < 300\text{m/s}$ の層を崩積土、 $300\text{m/s} < V_s < 380\text{m/s}$ の層を礫混じりの崖錐堆積層と解釈すれば、斜面中腹付近はボーリング結果と調和的であるが、L-1測線では斜面末端の急崖より下方斜面は崩積土が検出されていない。しかし、L-2測線では、検出されている。

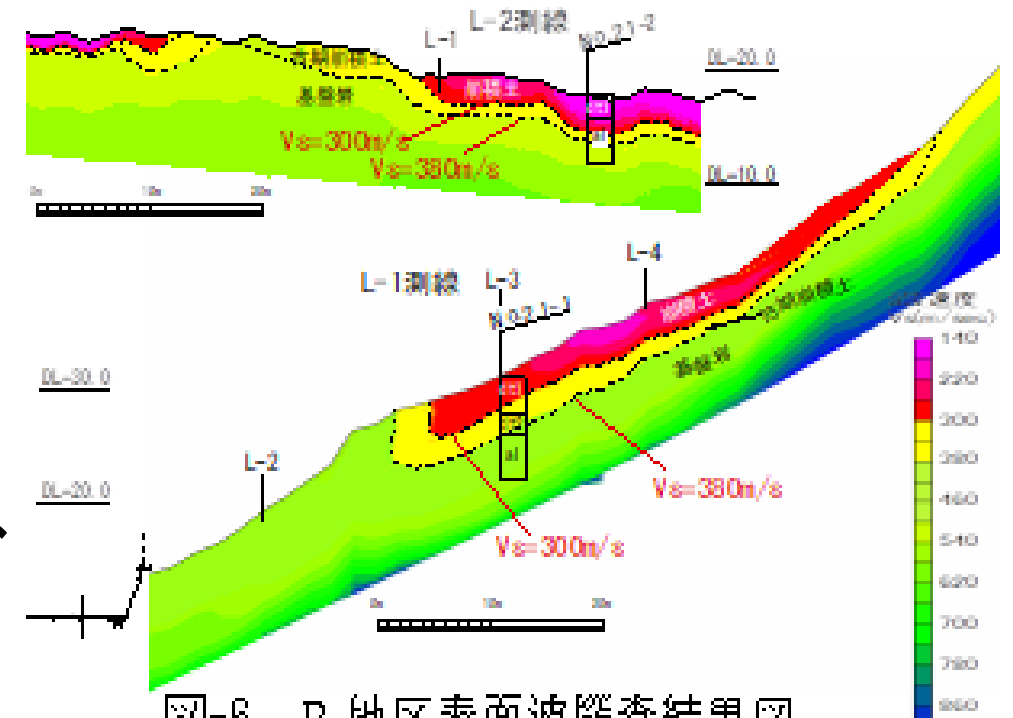


図-6 B地区表面波探査結果図

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

図-7に屈折波探査結果を示す。ボーリング結果と対比して、 $V_p < 0.7\text{km/s}$ の層を崩積土、 $0.7\text{km/s} < V_p < 1.0\text{km/s}$ の層を礫混じりの崖錐堆積層と解釈すれば、崖錐堆積層は全体的に若干薄めに、崩壊土層はほぼ調和的に検出されている。

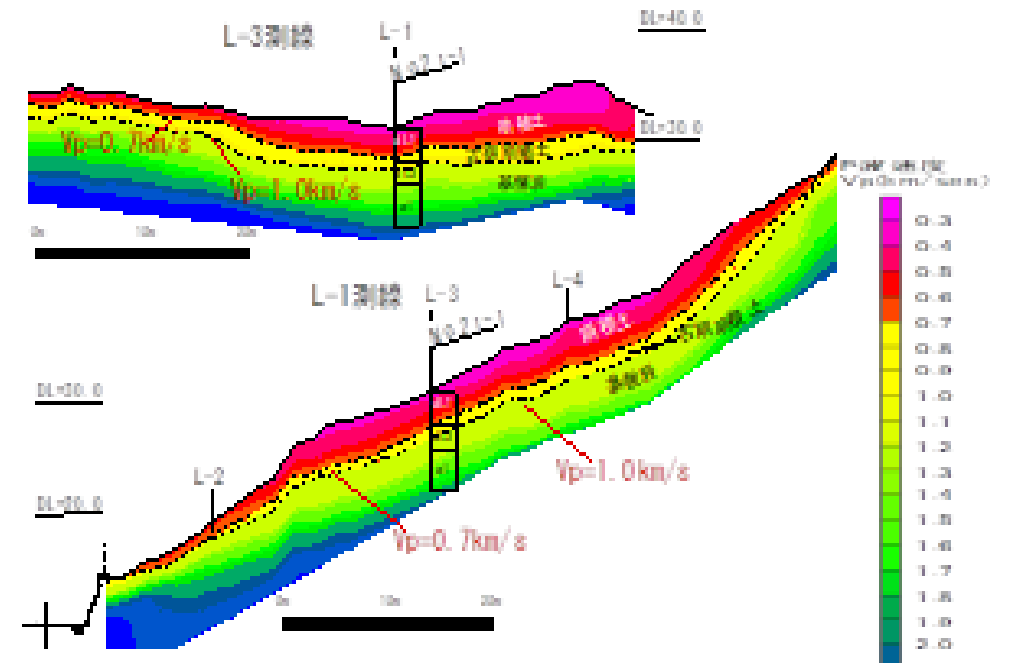


図-7 B地区屈折波探査結果図

表面波探査による崩壊の危険性がある層の分布調査への適用例

表面波探査のL-1測線では斜面末端の急崖より下方斜面は崩積土が検出されていない。下方斜面で崩積土が不明瞭な理由は、急崖部を挟んだ領域では、波長の短い（表層部を伝播する）表面波が、観測（生成）されていない可能性が考えられる。L-1測線に直行するL-2測線においては交点付近で崩積土が薄く検出されている。

地表が起伏に富むような現場においては、測線の配置計画も重要であることが確認された。

7. 物理探査の有効利用について

物理探査を上手に使えば、地下の地層の分布状況を3次元的に把握することができる。

では、「上手に使うとは？」について考えてみる。

- ①探査原理（全ての調査においてはその調査原理）をよく理解して、
「明らかにしたいことを明らかに」できる探査手法を選択する。
- ②地形・地質図・既存資料及び現地踏査等から、調査対象地の地質・
地下水状況・災害履歴等を把握する。

7. 物理探査の有効利用について

③現地状況を鑑み、探査目的を達成可能な最適な探査計画（測線配置、起振点*・受振点・電極配置）を立案する。

地質状況が複雑であったり、高い精度が求められる場合は、事前にボーリング調査や検層等を行って、探査計画を立案することも必要である。

*屈折法においては、解析精度を高めるために起振点計画は特に重要である。

7. 物理探査の有効利用について

④探査計画に従って現地で探査を行うが、その際、質の高いデータを取得することに務める（ノイズとの闘い！）。

* 測線の近傍に送電線・鉄道・工場・鋼製物（電気探査のみ）などがあると、弾性波探査ではこれらがノイズ源となり、電気探査ではこれらの影響により異常値が測定されることがあるので、測線設定時には注意が必要である。

7. 物理探査の有効利用について

⑤データ解析を行い、同時に実施した他の調査の結果等も参考にして、明らかにしたいことを明らかにできるような解釈を行う。

- ・ 重要なのは、**綿密な調査計画の立案**（複雑な地質が予想される・高精度が要求されるといった場合は、**ボーリング調査や検層**を先に行うことも考慮）**と的確な解釈**である。
- ・ つまり、解析結果は事実を語っており、その事実をどのように**必要な情報に解釈するか**が**技術者の技術力**である。これらがすべて満たされてはじめて、**有効利用になる**のではないかと考えられる。

