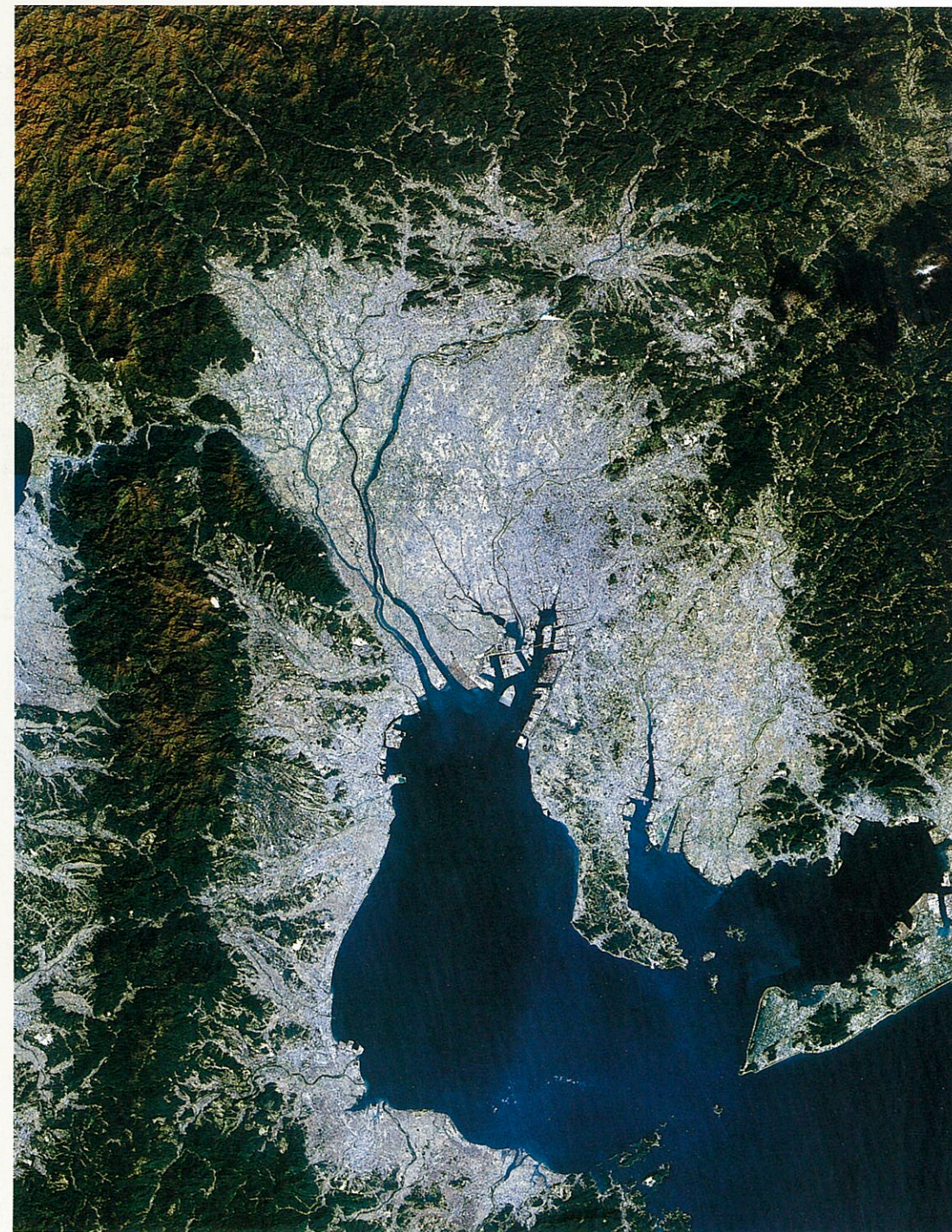


平成 13 年度 濃尾平野地下構造調査



平成 14 年 3 月



平成 14 年 3 月

平成 13 年度濃尾平野地下構造調査(概要版)

発行 愛知県

調査 濃尾平野地下構造調査委員会

事務局 愛知県県民生活部消防防災課

名古屋市中区三の丸三丁目 1 番 2 号 (〒460-8501)

電話 052(961)2111(代表)

調査実施機関 株式会社地球科学総合研究所

1. はじめに

日本有数の大規模な堆積平野のひとつである濃尾平野下の地震基盤（硬い岩盤）や堆積層の形状および地震波が伝わる速度などの地下構造や性質を知り、地震時の地震動を推定することは地震防災上極めて有益です。このために愛知県では文部科学省の地震関係基礎調査交付金を受けて平成 11 年度から濃尾平野において種々の地下構造調査を行いました。ここでは、平成 13 年度の調査結果を中心に取りまとめました。なお、本調査の実施にあたっては、下記の濃尾平野地下構造調査委員会を設置し、その助言、指導を受けながら行なっております。

濃尾平野地下構造調査委員会委員（平成 13 年度）

青木治三 (財)地震予知総合研究振興会東濃地震科学研究所所長	入倉孝次郎 京都大学防災研究所所長(委員長)
岡田篤正 京都大学大学院理学研究科教授	海津正倫 名古屋大学大学院環境学研究科教授
澤田義博 名古屋大学工学部教授	工藤一嘉 東京大学地震研究所助教授
福和伸夫 名古屋大学大学院環境学研究科教授	平原和朗 名古屋大学大学院環境学研究科教授
横倉隆伸 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門地殻構造研究グループ長	牧野内猛 名城大学理工学部教授
	正木和明 愛知工業大学教授

2. 調査の概要

本調査では、濃尾平野を対象として、その地震基盤までの速度構造を三次元的に把握することを目標としています。平成 12 年度までに実施された調査のみでは濃尾平野南部域における情報が不十分なため、平成 13 年度には、この地域を東西に横断する測線を設定し（図-1）、P波反射法地震探査とP波屈折法地震探査を行いました。この結果、深度 2000m を超える地下深部までの鮮明な地下構造断面とその速度構造が得られました。

3. 平成 11 年度および平成 12 年度調査結果概要

まず、平成 12 年度までに実施された調査結果の概要を紹介します。図-1 に示す位置において平成 11 年度および平成 12 年度に、地震波（人工的なものも含む広い意味での地震波）を用いた反射法地震探査、屈折法地震探査、微動アレー探査などの方法に加えて、実際に孔井を掘削して実施するボーリング調査等を実施しました。これらの結果

(表紙の写真は濃尾平野とその周辺のランドサット合成衛星画像)

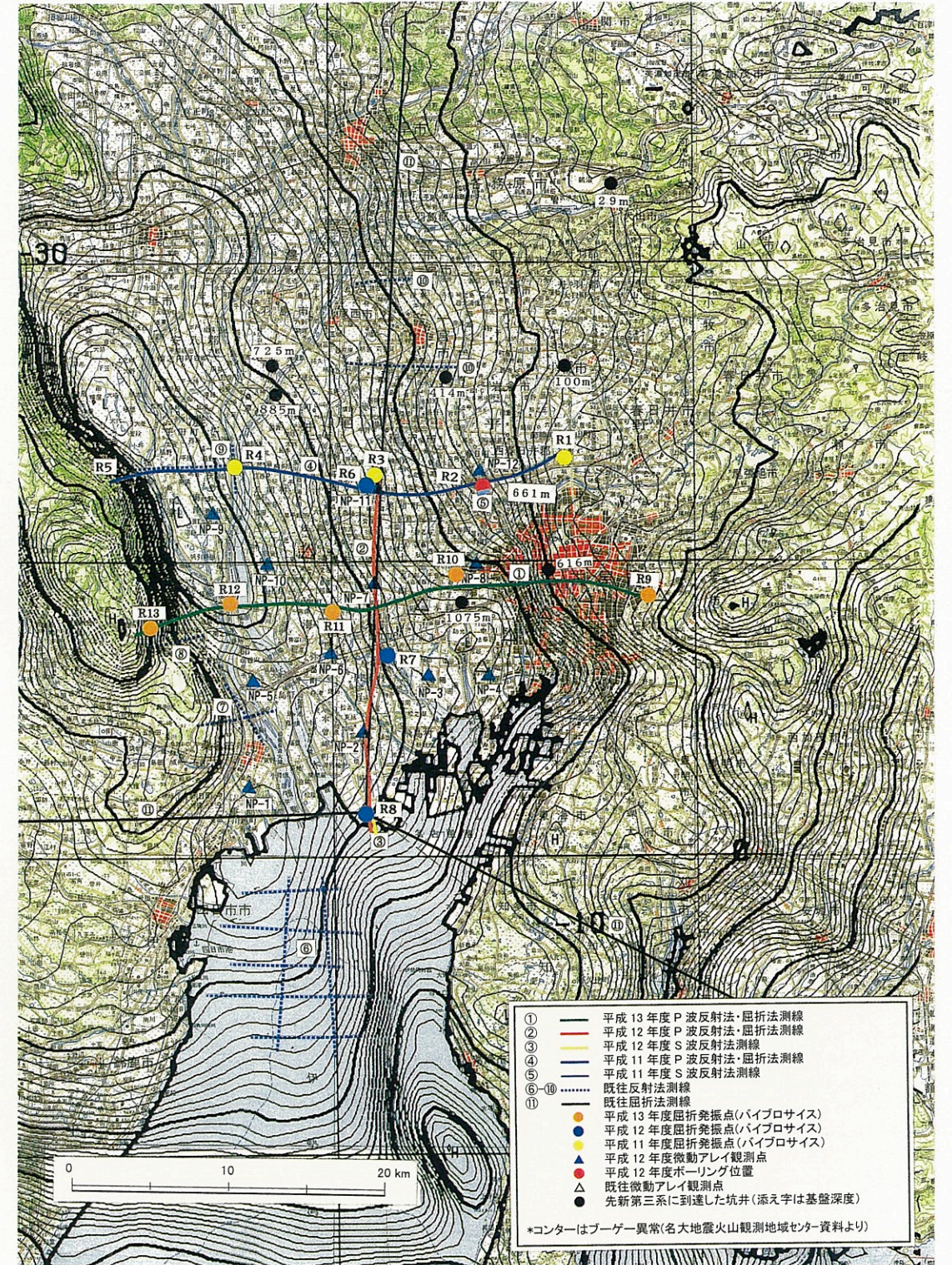


図-1 調査位置

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の 20 万分の 1 地勢図を複製したものである。(承認番号 平 14 総復、第 3 号)

の概要は下の表にまとめました。各探査方法の概要については巻末の解説を、調査結果の詳細については平成11年度濃尾平野地下構造調査(中間報告)および平成12年度濃尾平野地下構造調査をご覧下さい。

調査項目	平成11年度	平成12年度
P波反射法 地震探査	平野中央部を東西に横断する約27km区間の地下構造断面が得られました。西方に傾斜し、養老断層で切られている基盤岩上面の構造(深度0~2200m)や西ほど深く沈降している基盤上の堆積層の構造(図-2)が鮮明に捉えられ、堆積層のP波速度も推定されました。	平野を南北に縦断する約21km区間の地下構造断面が得られました。南方に緩やかに傾斜する基盤上面の構造(深度1000~1700m)と、その上を覆うほぼ水平に堆積した堆積層の詳細な構造(図-2)が捉えられ、堆積層のP波速度も推定されました。
P波屈折法 地震探査	反射法と同じ区間で実施し、基盤岩の大略的形状とP波速度を推定しました。	反射法と同じ区間で実施し、基盤岩の大略的形状とP波速度を推定しました。
S波反射法 地震探査	観測井付近において、深度600mの基盤付近までのS波およびP波の速度構造が得られました。	海部郡弥富町富浜において、深度約1500mの基盤岩近傍までのS波及びP波の速度構造が得られました。
微動アレ ー探査		平野全域にわたる12箇所、基盤までのS波速度構造が推定されました。
観測井の 掘削など		西春日井郡清洲町において、深度740mの垂直観測井を掘削し、詳細な坑井地質資料とともに正確なP波、S波の速度データを得ました。

さらに、平成12年度には、各調査法で得られた結果を総合的に解析し、濃尾平野におけるP波およびS波の三次元的な速度構造モデル(図-3)を推定するとともに、今後の地下構造調査を実施する際の調査指針の検討を行いました。

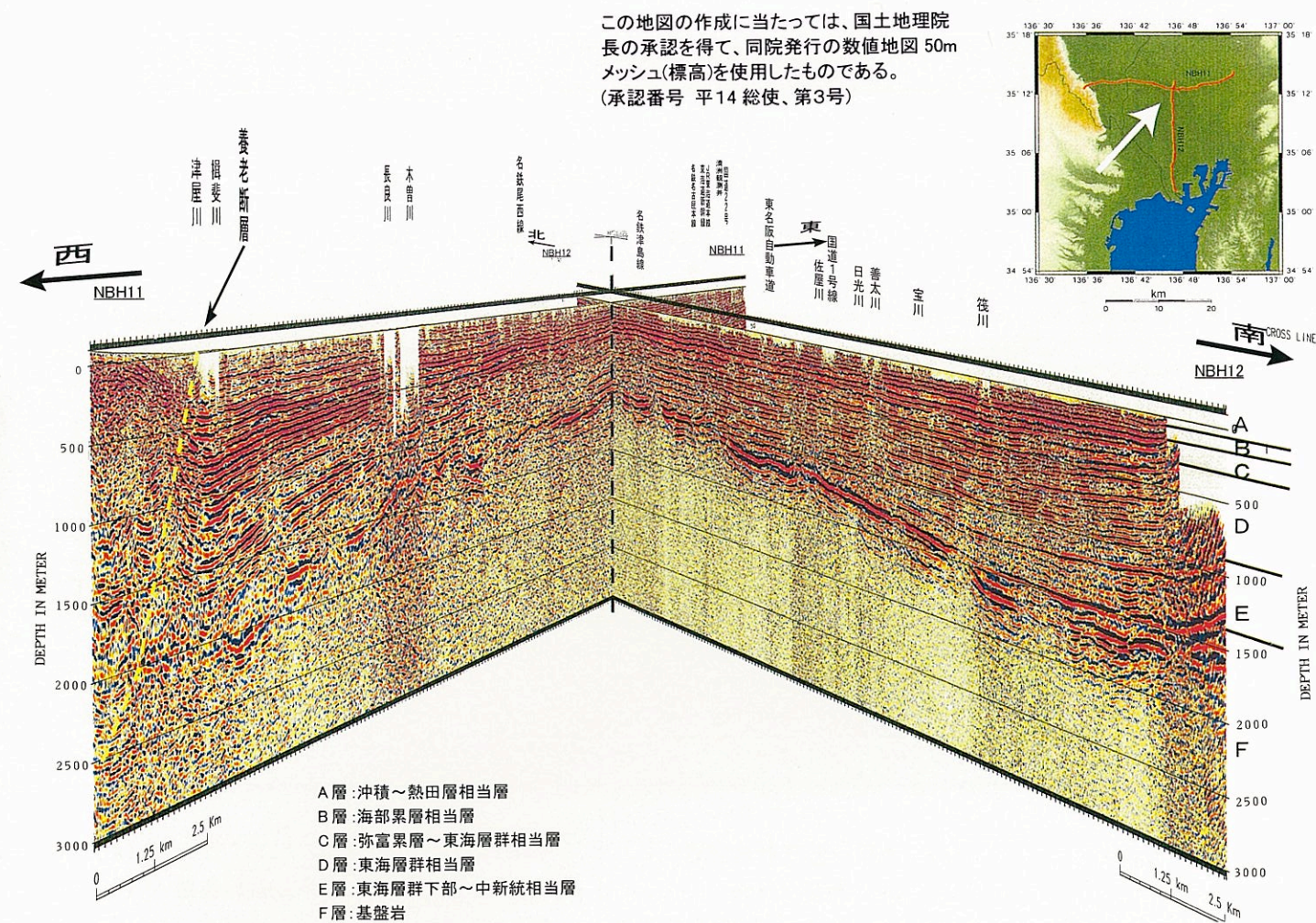


図-2 平成11年度および平成12年度P波反射法深度断面図を用いた三次元的表示(南西から見た例)

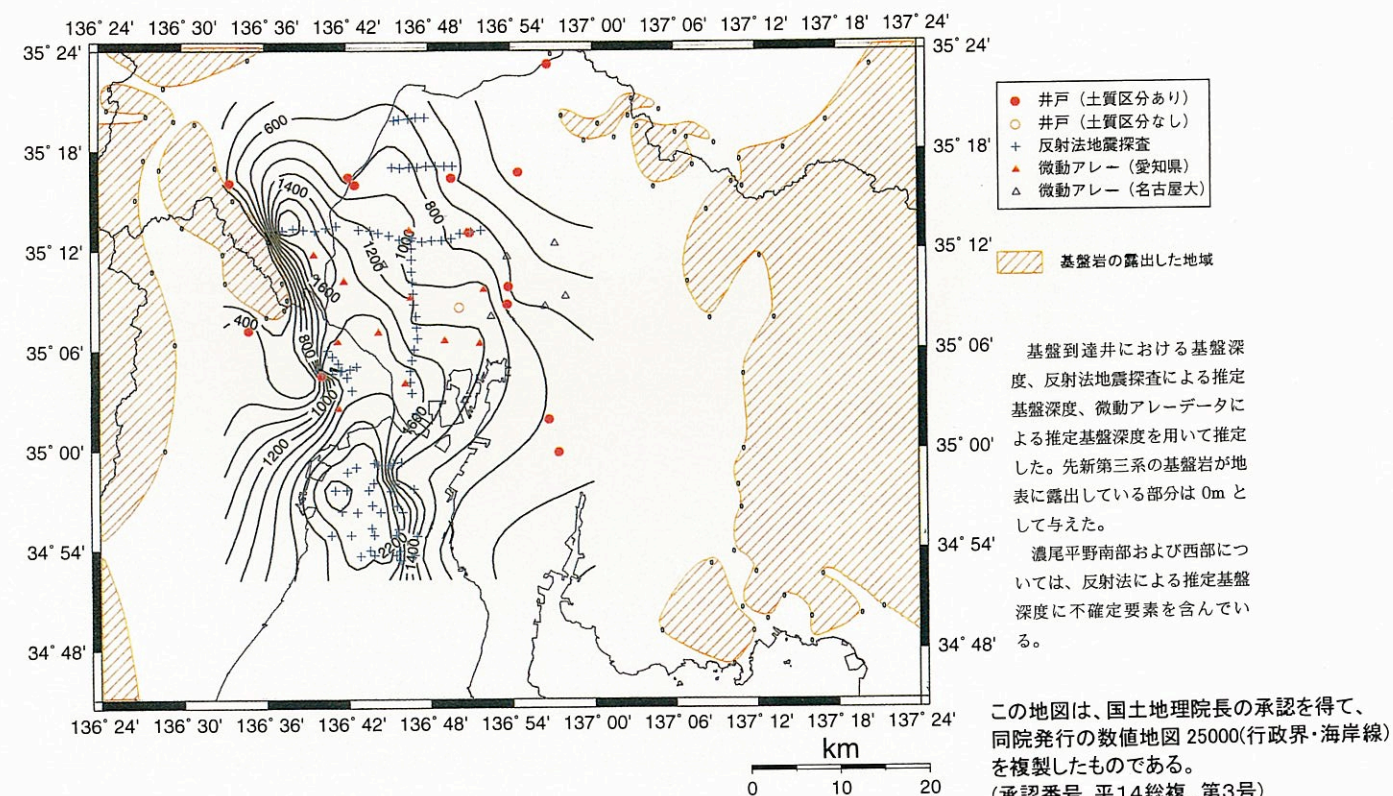


図-3 基盤上面深度推定構造図

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図25000(行政界・海岸線)を複製したものである。(承認番号 平14総複、第3号)

4. 平成 13 年度調査結果

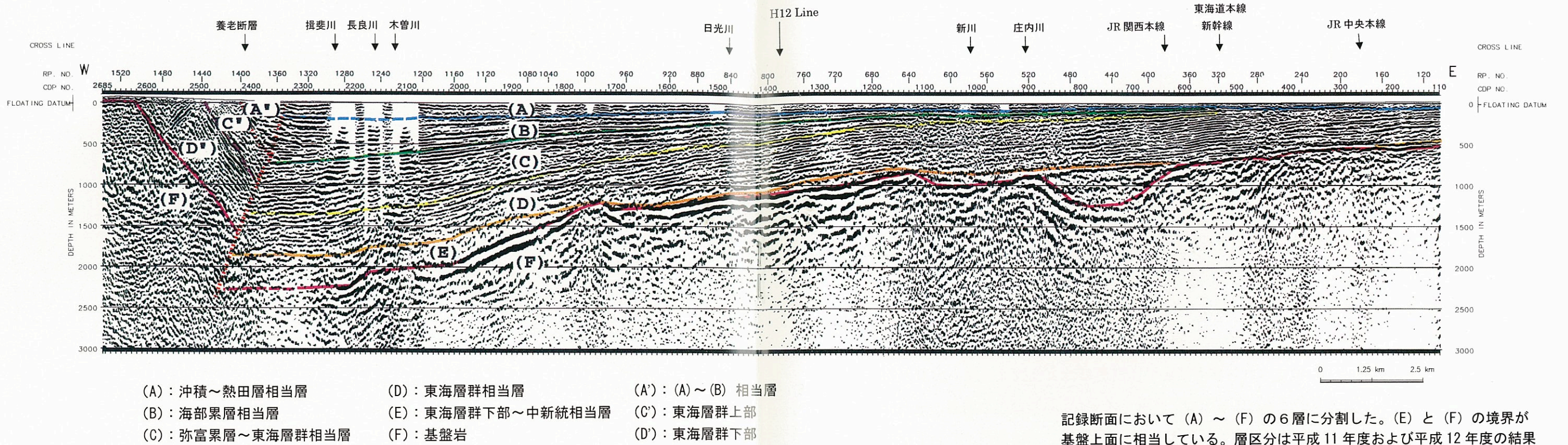


図-4(1) 平成 13 年度 P 波反射法深度記録断面図(縦:横=2:1)

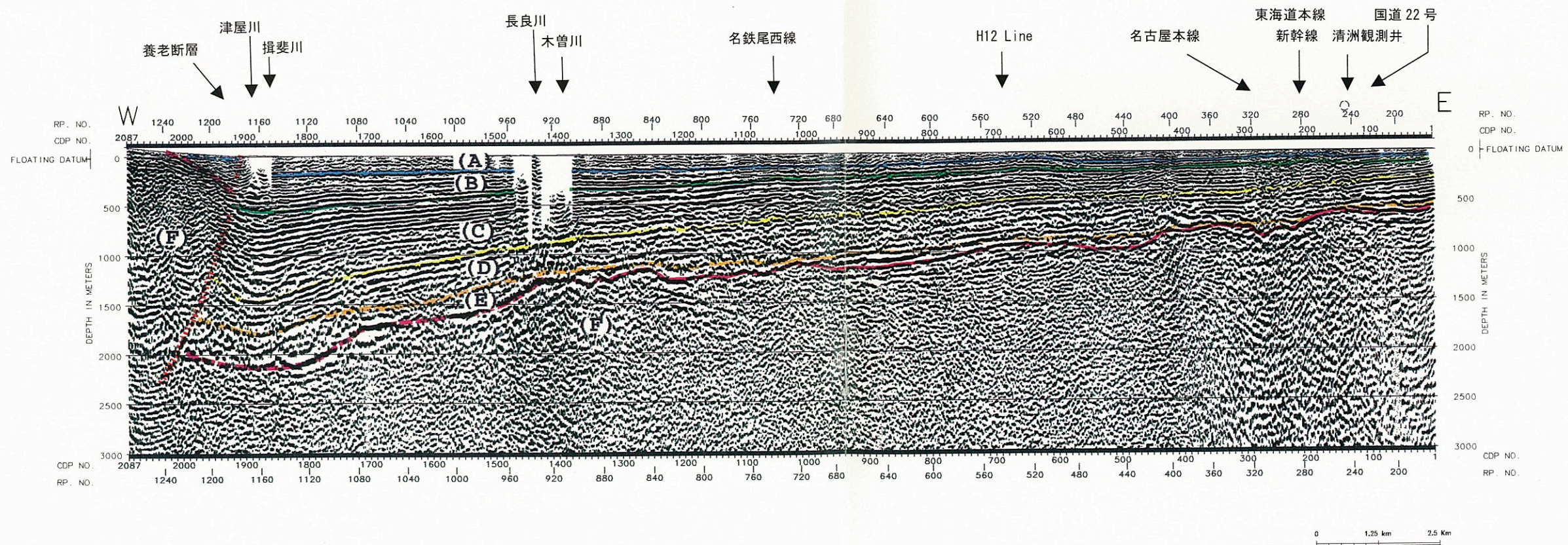


図-4(2) 平成 11 年度 P 波反射法深度記録断面図(縦:横=2:1)

(1) P波反射法地震探査

平成 12 年度測線に直交し、濃尾平野南部域を東西に横断する約 32km の測線上(名古屋市昭和区から三重県多度町に至る区間)で、大型バイブレータを用いて、P波反射法地震探査を実施しました。図-4 に示す深度記録断面図から、以下のことが判りました。なお、比較のために平成 11 年度に実施した反射法結果(今年度の測線とほぼ平行で約 8km 北方に位置する)も同時に示します。

- 1) 基盤岩上位の堆積層は、平成 11 年度反射法の結果と同様に、西方に向かうにつれて、次第にその層厚を増すとともに西ほど深く沈降しています。さらに、測線東部においては、東海層群上部～海部累層にかけての地層は削剥を受けていると考えられ、濃尾平野南部域での傾斜地質構造が見事に捉えられました。
- 2) 基盤岩上位の地層境界面は揖斐川西方で消滅しています。これは、地表位置で多度町北小山付近に存在すると推定されている養老断層に対応した事象と考えられます。ただし、反射記録から推定される養老断層の主断層の地表位置は、北小山東方約 1km 地点となり、北小山は養老断層の副次断層と考えられる東傾斜の断層の地表位置に対応していると考えられます。この副次断層の西側には東海層群上部および下部層が東に急傾斜で存在していると考えられます。
- 3) 基盤上面は比較的凸凹に富み、西方に傾斜しています。その深度は、測線東端で深度約 500m であり、佐屋町付近以西でその傾斜を大きくし、揖斐川西岸付近で約 2300m に達します。測線西端部では、深度 50m 付近の反射面が基盤上面に対応していると考えられ、養老断層の落差は約 2200m 程度に達しているものと考えられます。
- 4) 基盤上面は黄金駅から庄内川付近において、最大比高約 400m 程度の滑らかな凹状を示しています。これは、重力(ブーゲー異常)のローカルな低重力異常域と比較的良く対応しており、この凹地が平成 12 年度測線の南端部で確認された凹地に対応していると考えれば、この凹地は、北東-南西トレンドを持ち、南西方向に広く、浅く連続していると考えられます。これまで、基盤の大きな落差を反映しているのではないかと考えられていた中村区付近に認められるブーゲー異常の急傾斜部(断層等の可能性も示唆されていました)は、この凹地の影響によるものではないかと考えられます。
- 5) 笠寺付近で推測されている地形面の傾動または変換線の北方延長部に相当する久屋大通り西側付近では、基盤上面の変化がやや大きく、さらにその上部の反射記録の

連続性もやや悪いものの、浅部の堆積層は比較的連続しており、活断層の存在を明瞭に示すような大きな構造変化(累積性を持つ大きな上下変位、下記注参照)はないものと考えられます。また、今回行った反射法の分解能の範囲内では、養老断層を除いて、その東側には別の活断層の存在を明瞭に示すような大きな構造変化は認められません。

(2) P波屈折法地震探査

反射法地震探査の受振器展開を利用して大型バイブレータを用いた P波屈折法地震探査を、上記反射法とほぼ同じ区間で実施しました。基盤からの屈折波は、発震点からの距離約 3km～21km の間で確認されています(図-5(1))。図-5(2)に示すこれらの屈折波の到達時間(走時)から、速度構造モデルを推定しました。この結果は、反射法による速度構造モデルと大略一致した速度を示しており、さらに反射法では求めるのが難しい基盤の速度は約 5.5km/s と推定されました。

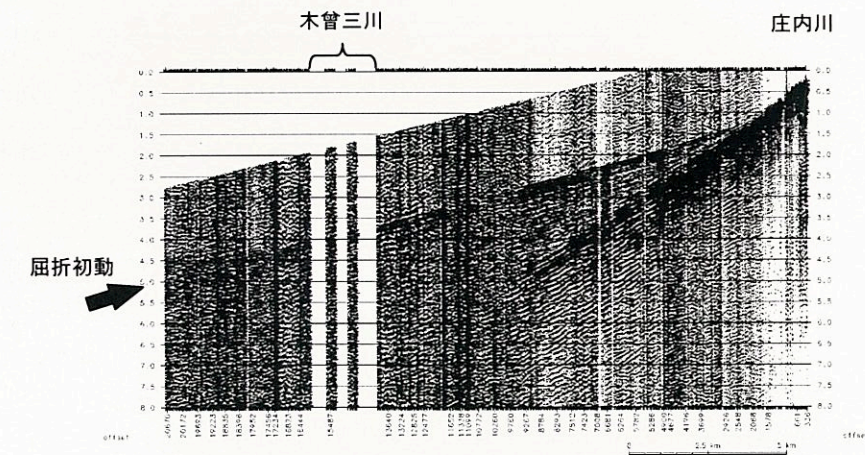


図-5(1) R10(庄内川)で発振した屈折法記録の一例

(3) P波反射法および屈折法地震探査から得られた速度構造モデル

P波反射法および屈折法地震探査結果を総合的に解析し、平成 12 年度結果も参考に、今年度実施した測線における P波と S波の速度構造を推定しました(図-6)。

* 反射法記録では、断層は地層が深度方向に連続して食い違う現象として現れ、一般には断層の活動度が大きいほど、この食い違いの量(上下変位量)は大きくなります。活断層とはこれらの断層の内第四紀(約 180 万年前～現在)に繰り返し活動し、今後も活動する可能性の高いものをさします。反射記録上では、基盤から地表まで連続して断層の食い違いがあり、その上下変位量が大きい場合に検出することができます(変位量が小さい場合には、例え、活断層が存在しても、反射法ではその検出が難しくなることに注意する必要があります)。活断層の場合、一般には、変位の累積によって深部ほど変位量が大きく、活動度の大きなものでは基盤の変位量は 1000m を超えるものもあります。

図-5(1)に示す
屈折初動の到達時間を読み
とって表示したもの

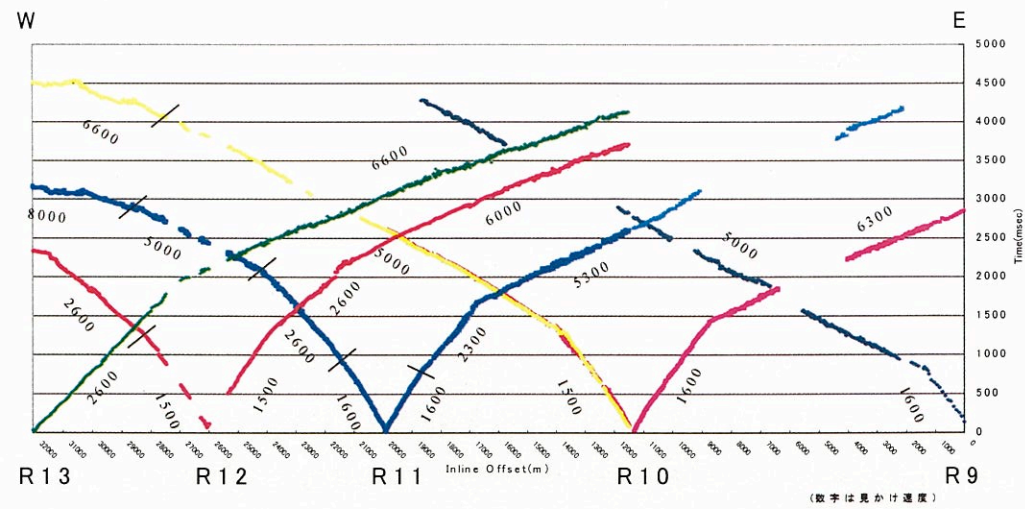


図-5(2) 全ての屈折記録の初動走時

5. 今後の課題

今までに得られた全ての調査結果を統合して、濃尾平野全域に亘る三次元的な速度構造を推定するとともに、地震動シミュレーションによって断層や盆地構造などの構造変化による地震動への影響について検討し、地震防災に反映していく事が今後の最重要課題です。なお、今後新しいデータが得られていくに従い、今回の調査結果の一部が変更されることが考えられます。

最後に、本調査の実施に当たり、地域の住民の皆様を始め、調査地域市町村、岐阜県及び三重県の消防防災課等の多くの関係機関のご協力をいただきました。厚く感謝申し上げます。

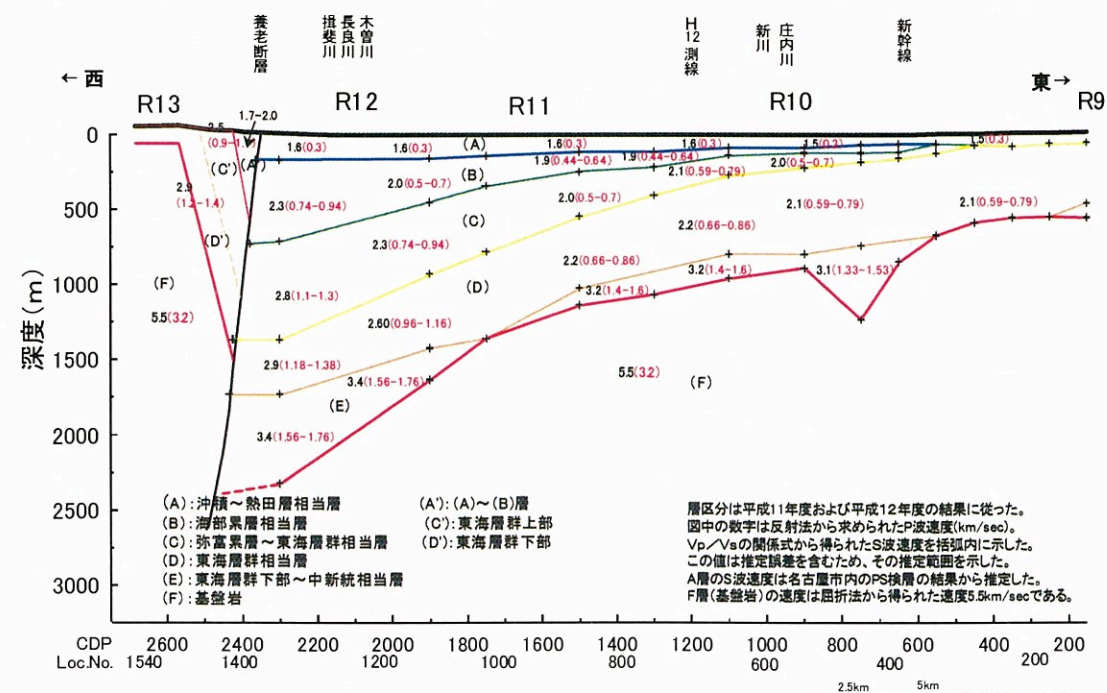


図-6 P波速度およびS波速度構造

(参考資料)

- 愛知県(1998)：尾張西部地域活断層調査報告書
- 愛知県(2000)：平成11年度濃尾平野地下構造調査(中間報告)
- 愛知県(2001)：平成12年度濃尾平野地下構造調査

(各探査方法の解説)

反射法地震探査

パイプレータ(地面を揺らす震源)やインパクト(地面を叩いて振動を発生させる震源)などの非破壊型の人工震源を道路上で移動させながら、微弱な地震波を発生させ、この波が地下深部に伝わり、地層境界など物性の異なる面から反射してくる波を調査測線沿いに設置した小型の地震計で観測します。このような非常に微弱な反射波を重ね合わせて強調すると地下の断面図を作成することができます。利用する波によってP波反射法とS波反射法があります。

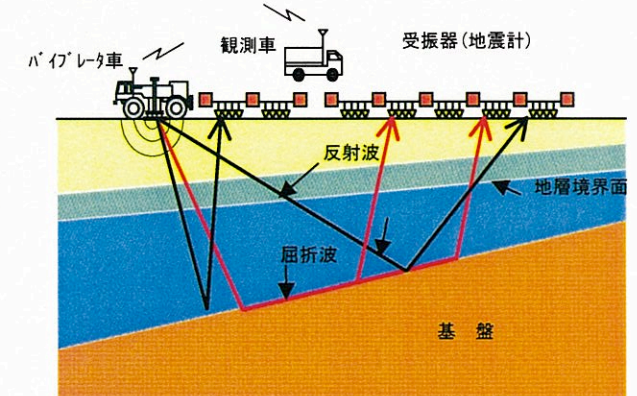


図-7 反射法と屈折法の概念図

P波：岩石中を伝わる地震波の中で体積変化を伝え、地震時の最初の小さな揺れに対応します。
S波：ねじれの状態を伝え、地震時のユサユサと横に揺れる大きな振動に対応します。

屈折法地震探査

屈折波と呼ばれる地下の地層境界に沿って伝わる波が地震計へ到着する時間から、地下構造を調査する手法です。反射法と観測方法はほぼ同じですが、屈折法は反射法に比べて測線長を必要とするため、人工震源のエネルギーを大きくする必要があります。(ただし、発震箇所は反射法に比べて、はるかに少ない地点です)。都市部では人工震源としてダイナマイトの使用が一般に難しいため、パイプレータの台数を増やし、反射法に比べて長時間の振動を与えたり、夜間観測を行ったりすることで非常に微弱な屈折波を捉えます。

微動探査法(アレー観測)

人体に感じない程度の交通や工場などのノイズや波浪の影響によって地面が小さな揺れを起こすことを微動と呼びます。これらを地震計で観測することにより、地下構造を推定することができます。反射法や屈折法では推定が難しいS波の速度構造が得られる点や、人工震源を用いない点に特徴があります。