

波反射法とS波反射法があります。

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みます)。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、バイブ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。

VSP

VSP (Vertical Seismic Profile) は、地表で発生させた地震波を受振器の深度を変えながら坑井内で受振することにより、坑井近傍の速度構造などを推定する方法です。震源を変えることにより、P波速度およびS波速度が得られます。

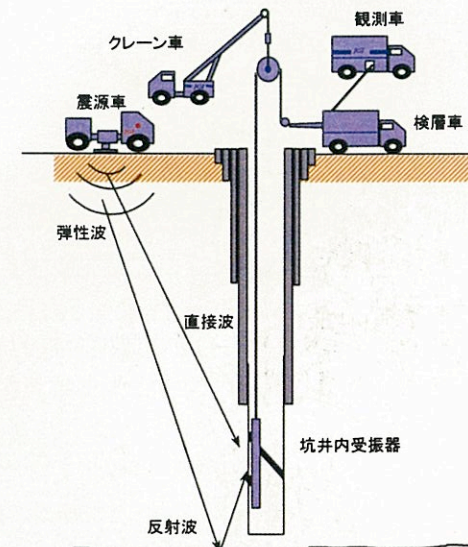


図-10 VSP法概念図

物理検層

坑井内に測定器を降ろし、これを移動させながら、坑井のまわりの地層の密度、弾性波速度、自然ガンマ線強度、比抵抗、自然電位などの物理量を深度に対して連続的に測定します。

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。

平成13年3月

平成12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 代表 052(961)2111 内線 2520・2521
調査実施機関 株式会社地球科学総合研究所、応用地質株式会社

平成12年度 濃尾平野地下構造調査



平成13年3月



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2年計画で、濃尾平野において地下構造調査を行いました。ここでは、これまでの調査結果を平成12年度の調査結果を中心に総括的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12年度)

井関弘太郎	名古屋大学名誉教授	入倉孝次郎	京都大学防災研究所教授(委員長)
岡田篤正	京都大学大学院理学研究科教授	工藤一嘉	東京大学地震研究所助教授
澤田義博	名古屋大学工学部教授	平原和朗	名古屋大学大学院理学研究科教授
福和伸夫	名古屋大学先端技術共同研究センター教授	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	横倉隆伸	地質調査所地殻物理部主任研究官

2.調査の概要と平成11年度調査結果

本調査は、濃尾平野を対象として、その地震基盤までの速度構造を3次的に把握することを目標としています。このために、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。各探査方法の概要については巻末の解説をご覧ください。

平成11年度の調査結果を以下に簡単にまとめますが、詳細については、昨年度報告した平成11年度濃尾平野地下構造調査(中間報告)をご覧ください。

- 濃尾平野中央部を東西に横断する(西春日井郡豊山町から岐阜県南濃町に至る)約27kmの測線上でバイプロサイズP波反射法地震探査を実施しました。図-2(a),(b)に示す深度記録結果から、基盤岩上の堆積層は東から西ほど次第にその層厚を増すとともに、西方に向かって傾斜し、西ほど深く沈降しており、これらの傾斜地層構造は、揖斐川西岸付近に存在する養老断層によって遮断されている様子が明瞭に捉えられました。さらに、基盤岩上面深度は測線東端で深度約600mで、木曾川以西でその傾斜を大きくし、揖斐川西岸で2200mに達していることが判りました。
- P波反射法測線の東端部近傍(清洲町および新川町)において、ミニバイブレータ(S波モード)を震源として実施したS波反射法地震探査の結果からは、深度600mの基盤付近までの反射波と各層の速度が得られました(図-3(b))。
- P波反射法の測線を利用したバイブレータ震源による高密度屈折法地震探査を、約31km区間で実施しました。基盤からの屈折波は、震源からの距離約3~20kmの間で比較的明瞭に確認できました。屈折波の到達時間から推定された速度構造は、反射法による速度構造と大略一致しており、また、基盤速度は約5.5km/sと推定されました。

(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)

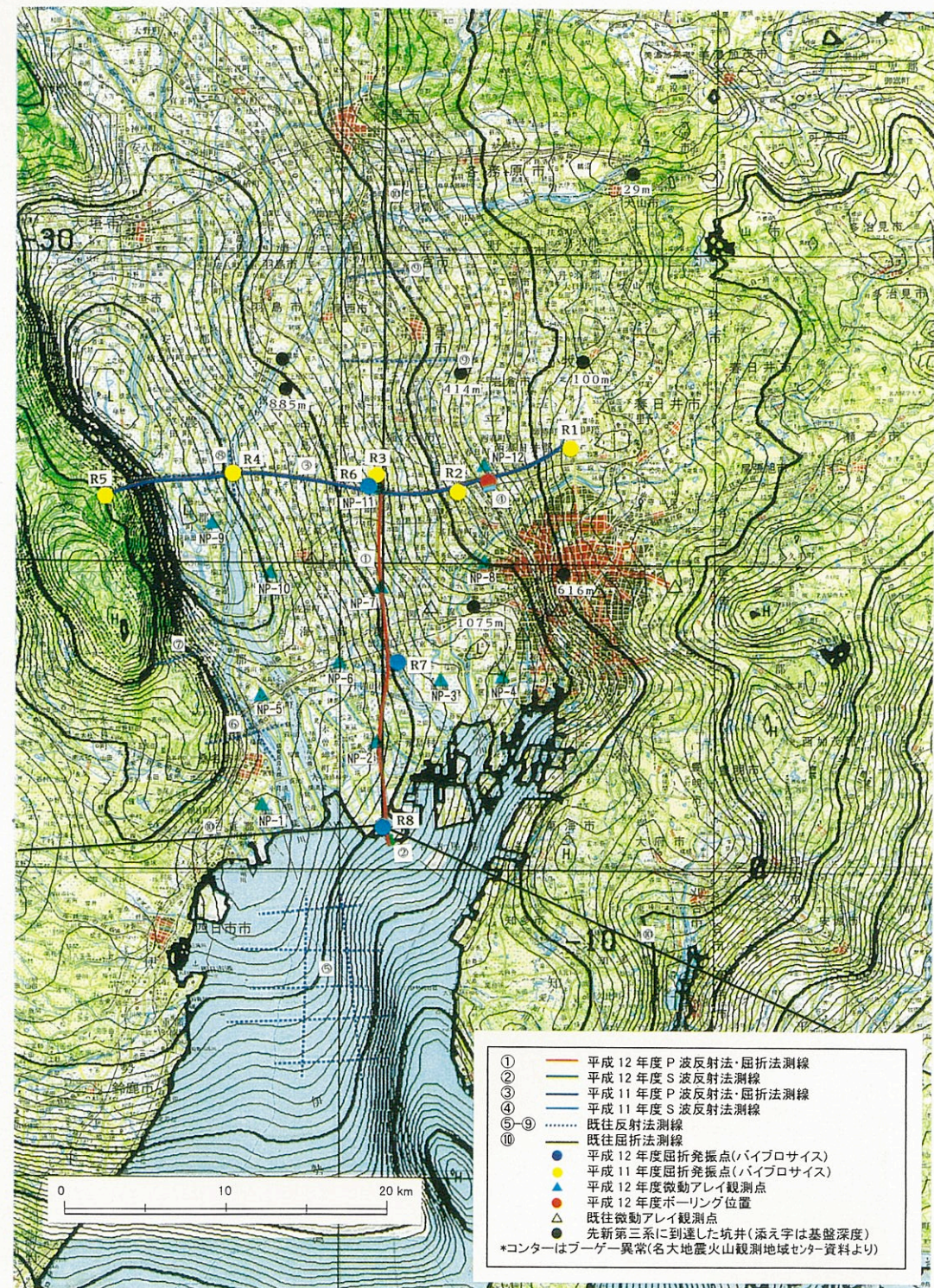


図-1 調査位置図

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13総復、第19号)

3.平成12年度調査結果

平成12年度には、P波反射法地震探査、P波屈折法地震探査、S波反射法地震探査、微動アレー調査を濃尾平野下で実施しました。また、清洲町に観測井を掘削し、坑井地質調査、物理検層、VSP法などを行いました。

(1) P波反射法地震探査

平成11年度測線に直交し、濃尾平野を南北に横断する約21kmの測線上(西尾張中央道沿いに稲沢市から海部郡弥富町に至る区間)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-2(a),(b)に示す深度記録断面図から、以下のことが判りました。

- 1) 基盤岩上面は比較的凹凸に富み南方に傾斜しており、その深度は、測線北端で約1000m、津島市萩原町付近(I)および十四山村筏川付近(II)でその傾斜を大きくし、弥富町操出付近(III)で約1700mに達します。基盤上面はその後南に向かって緩やかに上昇しています。
- 2) 基盤岩上の堆積層はほぼ水平に堆積しており、基盤の直上に堆積している古い地層(東海層群下部~中新統相当層)を除いて、その層厚はほぼ一定です。また、活断層の存在を示唆するような大きな構造変化(累積性を持つ大きな上下変位)は認められません。
- 3) 堆積層の速度は深度とともに約1.5km/sから3.0km/sまで漸増しています。

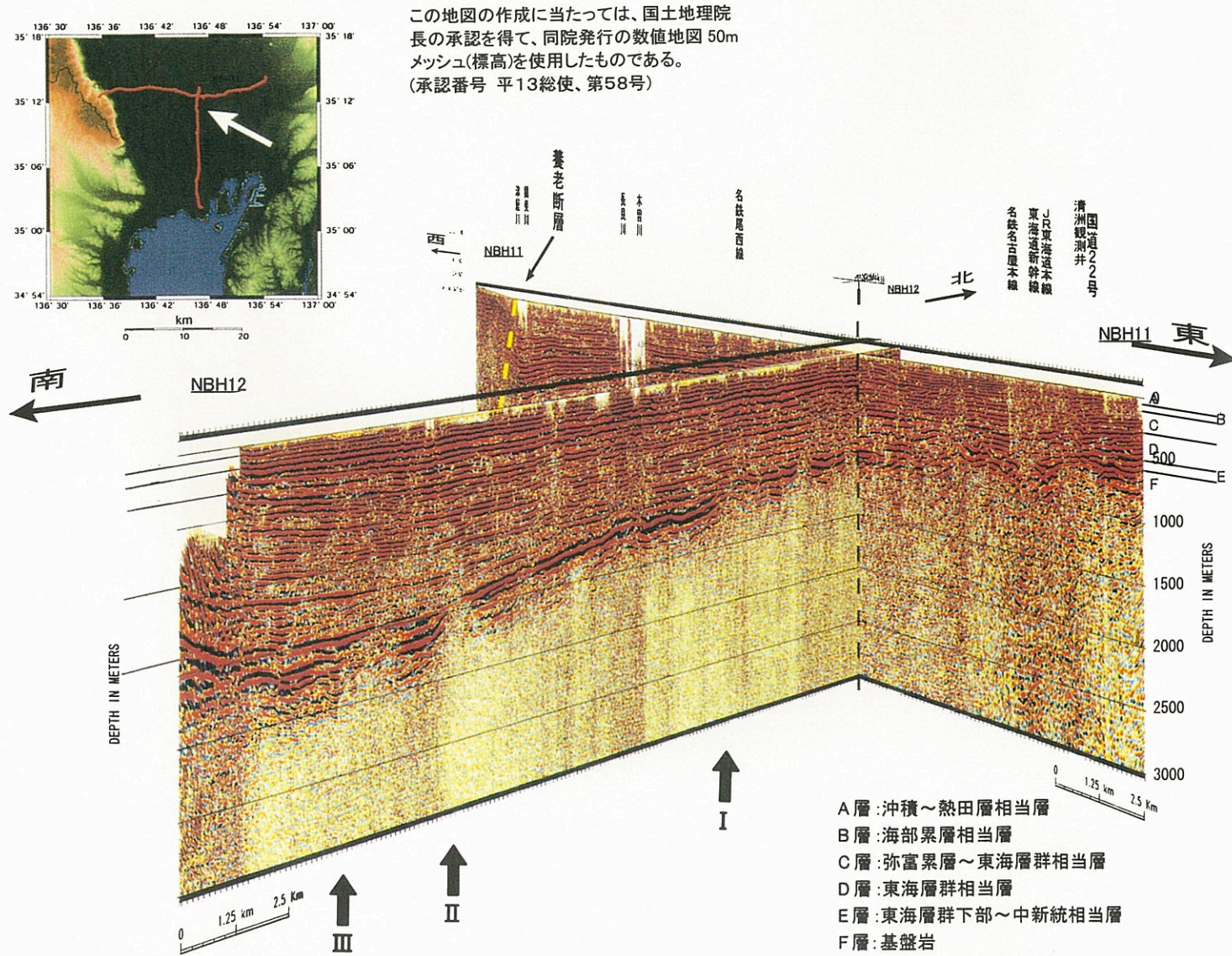


図-2(a) 平成11年度および平成12年度P波反射法深度断面図を用いた3次元表示(南東から見た例)

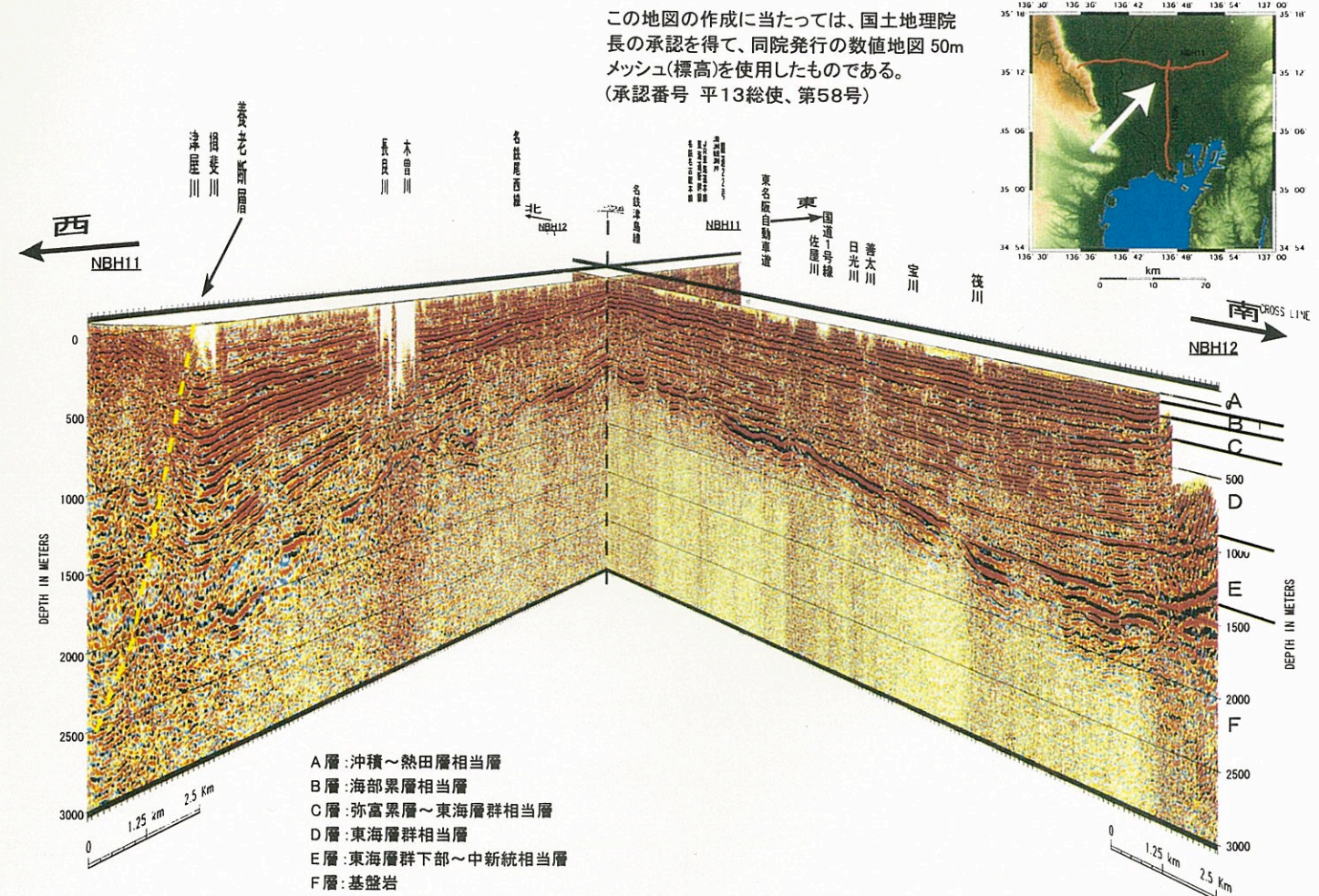


図-2(b) 平成11年度および平成12年度P波反射法深度断面図を用いた3次元表示(南西から見た例)

(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、稲沢市から海部郡弥富町に至る区間で実施しました。基盤からの屈折波は一部地域で不明瞭な箇所もありますが、発震点からの距離約3km~21kmの間で確認されています。この屈折波の到達時間(走時)から、反射法地震探査から得られた速度構造モデルを基に、反射法では求めるのが難しい基盤の速度を約5.5km/sと推定しました。

(3) S波反射法地震探査

海部郡弥富町富浜において、測線長約1000mの区間で、ミニバイブレータを震源とするS波反射法地震探査を実施しました。この測線は、P波反射法地震探査測線の約2kmほど南に位置します。この測線において比較のためP波反射法地震探査も実施しました。これら三つの反射法の深度記録を図-3(a)に示します。発振作業を夜間に行ったためノイズの少ない良好な記録が取得でき、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。S波速

度は約 0.3km/s~1.2km/s、P波速度は 1.4km/s~2.7km/s を示しています。尚、参考の為に、平成 11 年度の結果を図-3(b)に示しました。

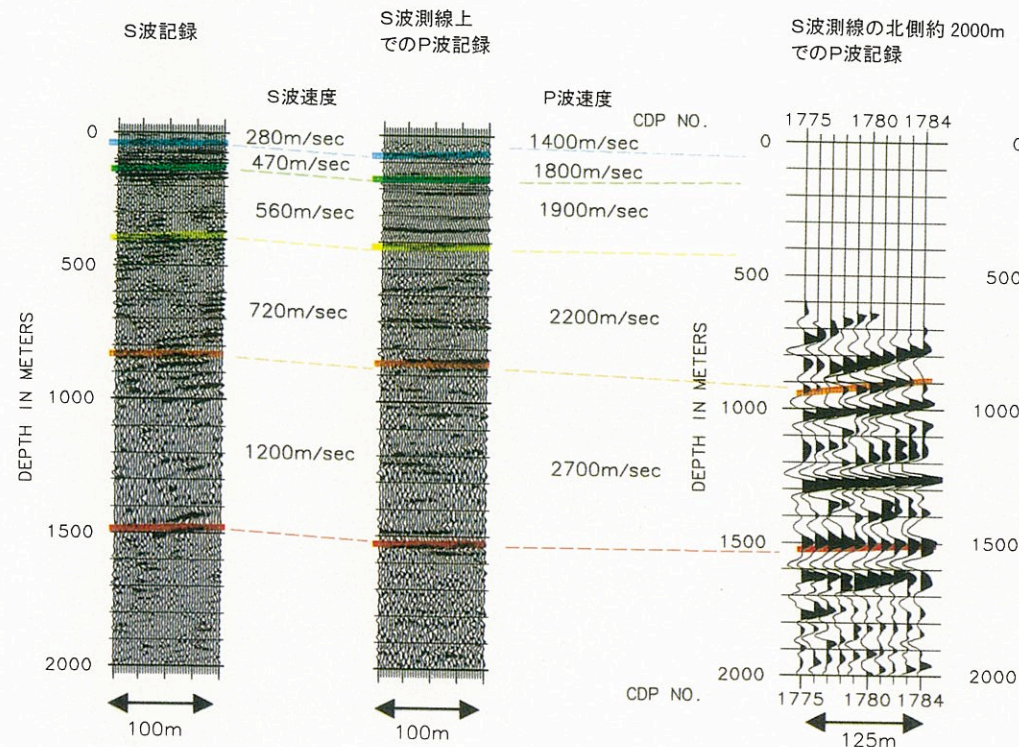


図-3(a) 平成 12 年度 P 波・S 波深度比較断面図(海部郡弥富町)

注 1)

S 波記録: 水平方向に発震し、水平方向の地震計で受振。
P 波記録: 垂直方向に発震し、垂直方向の地震計で受振。

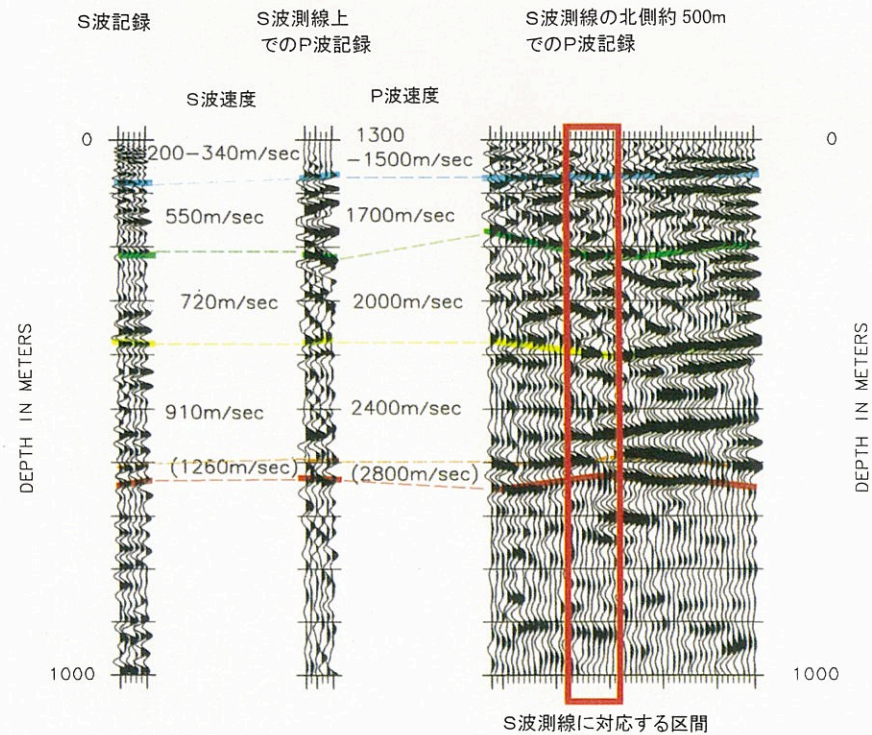


図-3(b) 平成 11 年度 P 波・S 波深度比較断面図(西春日井郡清洲町および新川町)

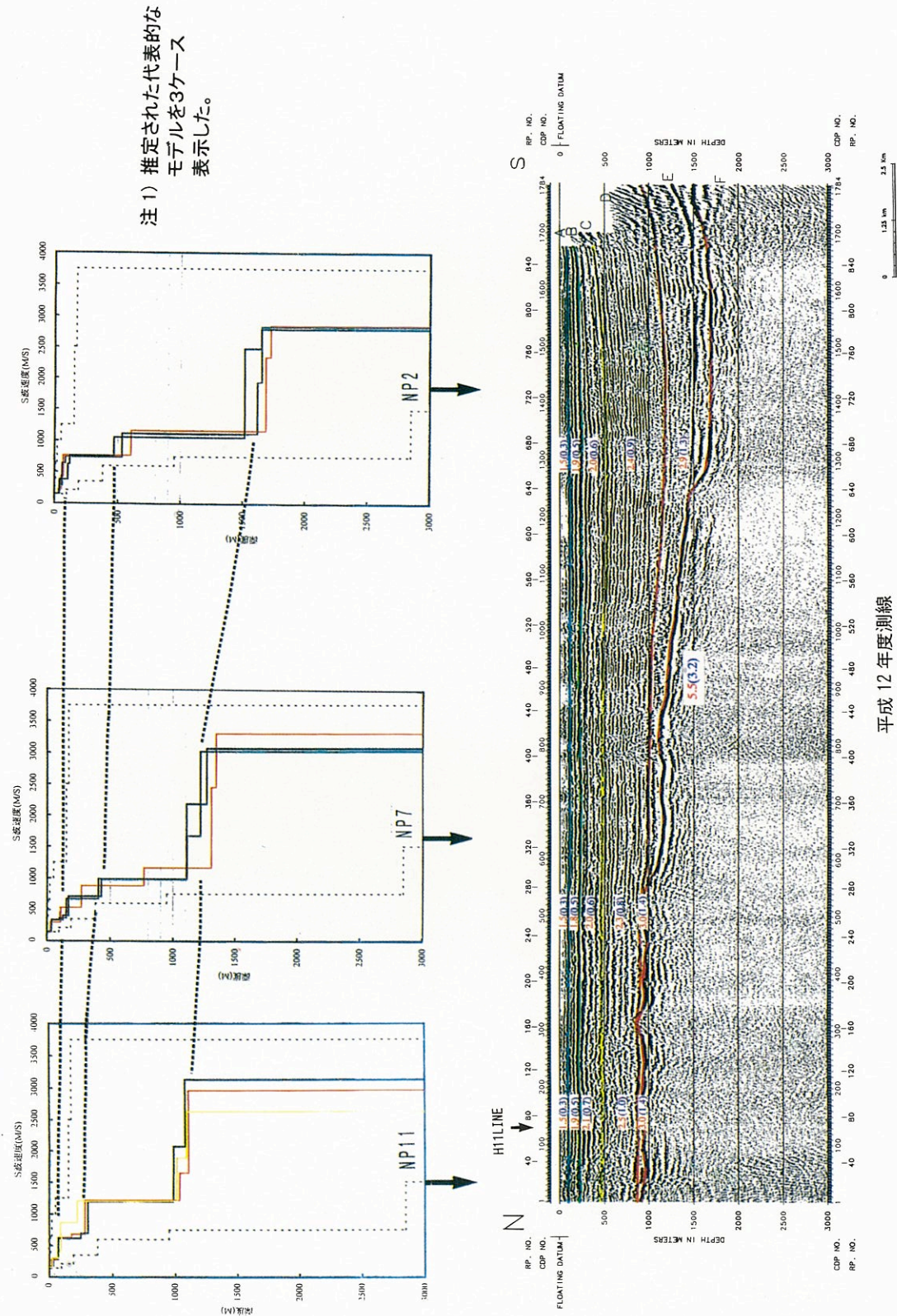
注 2)

平成 11 年度の結果を再解析した結果であり、平成 11 年度濃尾平野地下構造調査(中間報告)結果に若干の修正を加えている。

(4)微動アレー探査

濃尾平野下の 12 箇所の観測点において、微動アレー探査を実施し、基盤までの S 波速度構造を推定しました。これらの内、反射法測線上の結果を反射記録断面とともに図-4(a),(b)に示します。この結果は概ね 4 層構造を示しており、地表から、第 1 層: 約 0.5km/s 以下、第 2 層: 約 0.7km/s、第 3 層: 約 1.1km/s、最下層: 約 3km/s を示します。

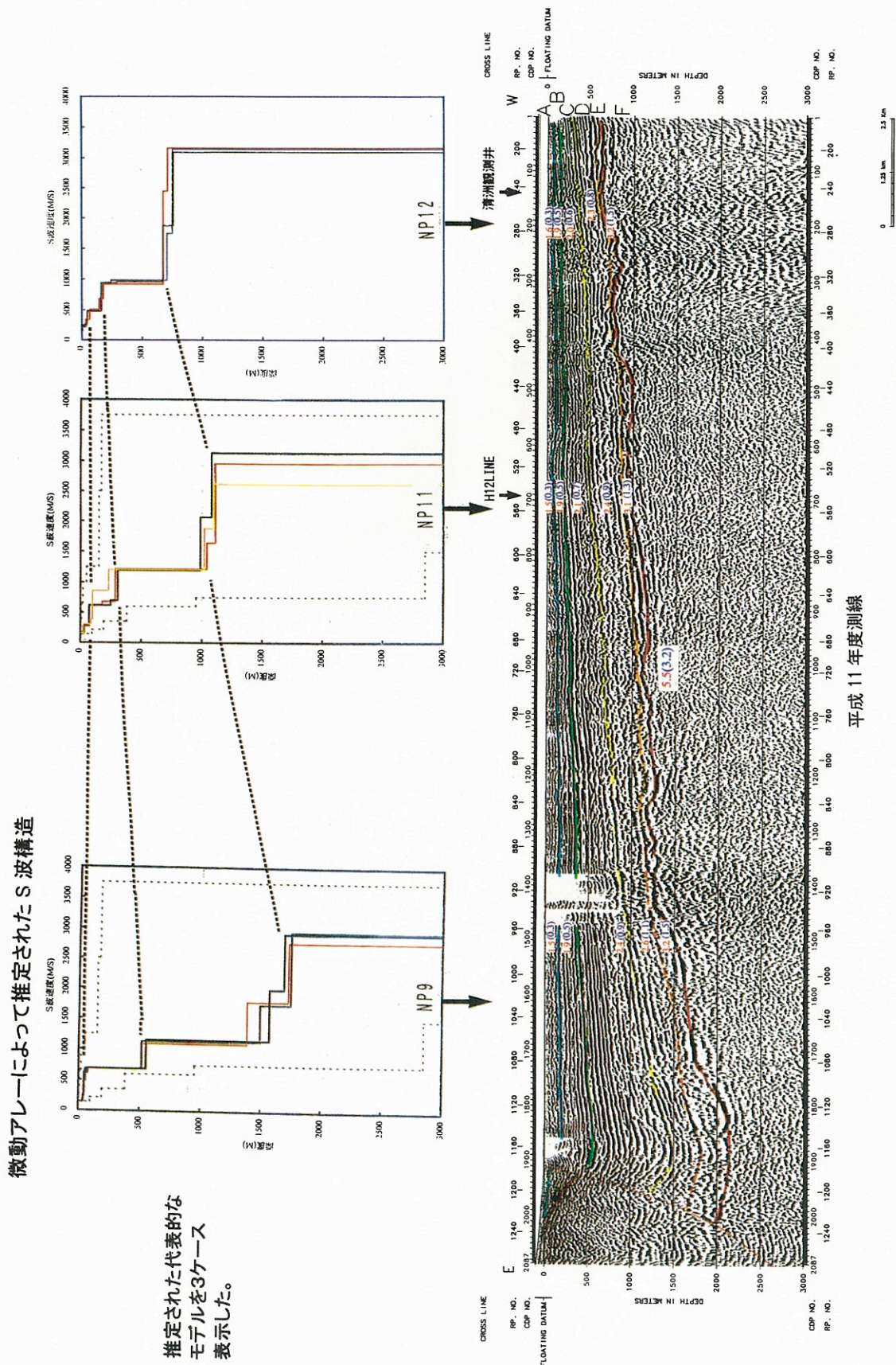
微動アレーによって推定された S 波構造



注 2) 反射法結果上の数値は反射法によって推定された P 波速度(赤字)および P 波速度と S 波速度の関係式から推定された S 波速度(青字)。

図-4(a) 微動から推定された S 波モデルと平成 12 年度反射法結果との対比

最下層は基盤に対応していると考えられ、基盤の上面深度は、反射法による結果と比較的良好一致しています。ただし、この手法は観測点毎に独立に速度構造を決定するため、観測点間にばらつきがあり、三次元的速度構造のモデル化には今後更なる検討が必要と考えられます。



注2) 反射法結果上の数値は反射法によって推定されたP波速度(赤字)およびP波速度とS波速度の関係式から推定されたS波速度(青字)。

図-4(b) 微動から推定されたS波モデルと平成11年度反射法結果との対比

(5) 観測井掘削、坑井地質調査、物理検層、VSP法

西春日井郡清洲町に、掘削深度740mの垂直観測井を掘削しました。図-5に総合柱状図を示します。また、ボーリング孔を利用して、地表から孔底までの速度、密度、比抵抗、ガンマ線強度、孔径、温度などを測定する物理検層を実施しました。この内の速度検層および密度検層の結果を図-5に示しました。

この観測井を用いて、パイプレータを用いたVSP調査を実施し、孔底までのP波及びS波速度構造を得ました。図-5に、これらの結果を示します。これらの孔井で得られるデータは、地表での観測により地下を類推するような反射法や微動アレー調査結果を評価する際の基準になる極めて重要なデータと考えられます。

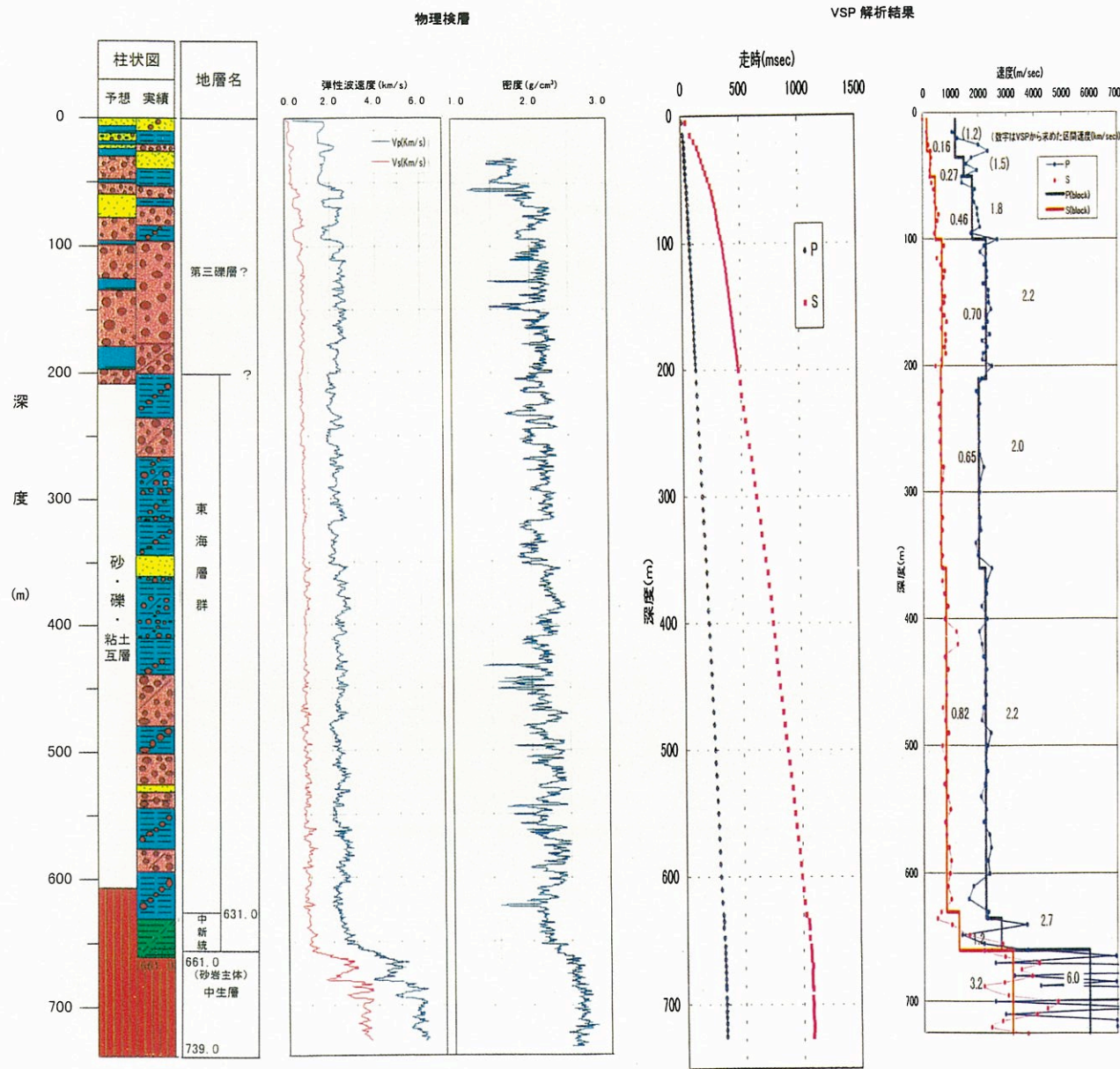


図-5 総合柱状図およびVSP結果

注1) 推定された代表的なモデルを3ケース表示した。

(6) 総合解析

各調査法で得られた結果を総合的に解析し、濃尾平野の三次元的な速度構造モデルの構築に向けて以下の検討を行いました。

- ・ 基盤到達井、反射法、微動アレーの結果から基盤上面の三次元的形状を推定しました。この結果を図-6に示します。さらに、参考的に、堆積層中の主要な境界面の三次元的な深度構造についても推定しました。
- ・ 比較的データ取得が容易であり、信頼性の高いP波速度からS波速度を推定する手法について検討を行いました。P波速度とS波速度には一定の関係があることが確認されました(図-7中の青線)。
- ・ 濃尾平野を十字に切る断面(反射法測線)における詳細なP波およびS波速度構造を推定しました(図-8(a), (b))。
- ・ 各種調査手法の比較検討を行い、今後の地下構造調査を実施する際の調査指針についての検討も行いました(表-1)。

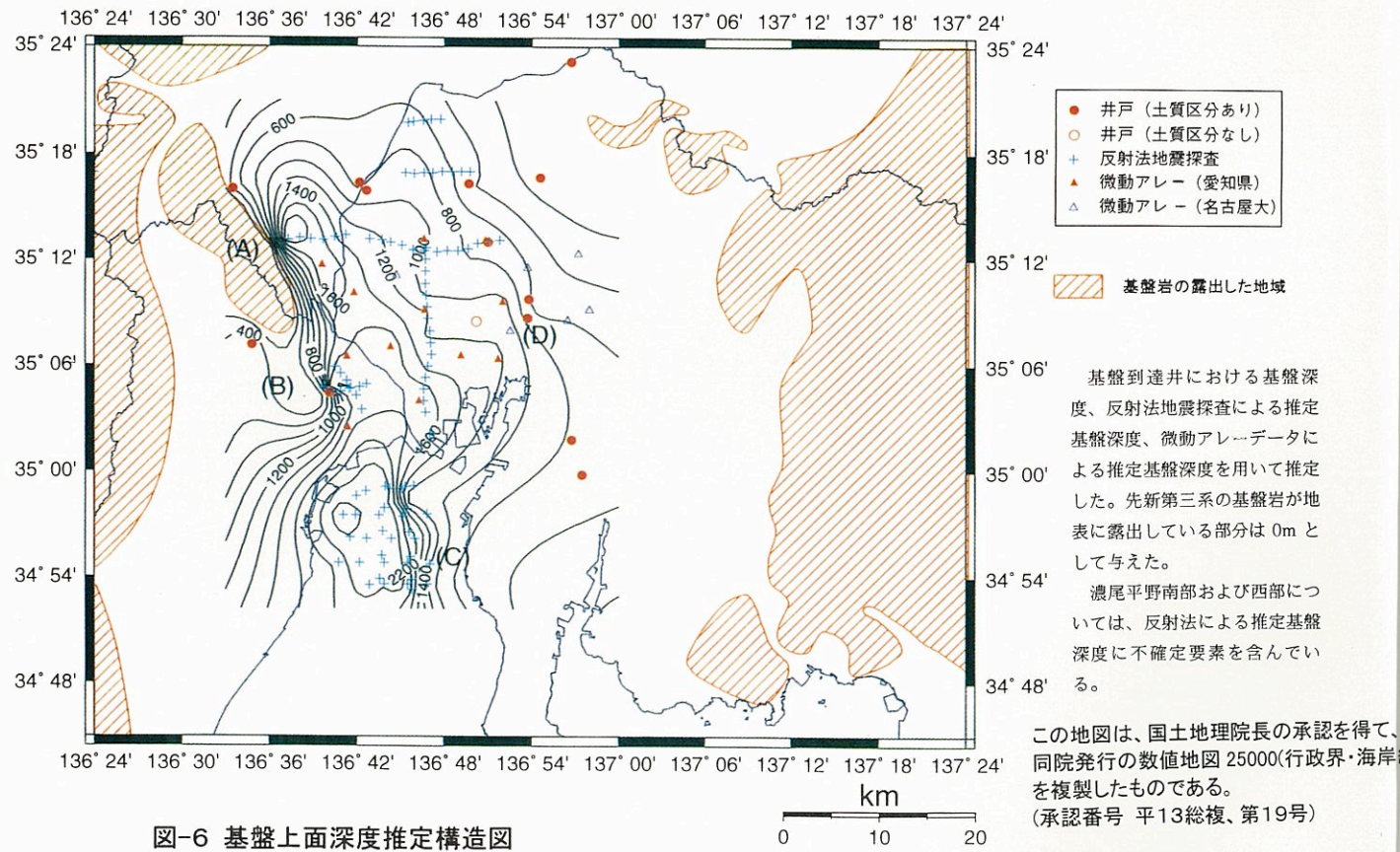


図-6 基盤上面深度推定構造図

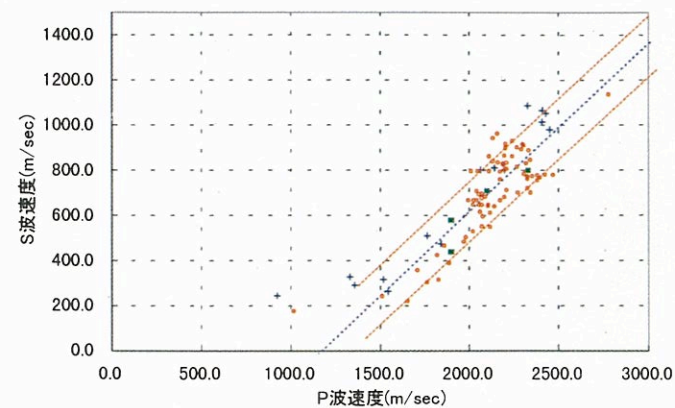


図-7 濃尾平野内の基盤到達井(清洲、羽島、山王)におけるVSPからのP波速度とS波速度の関係

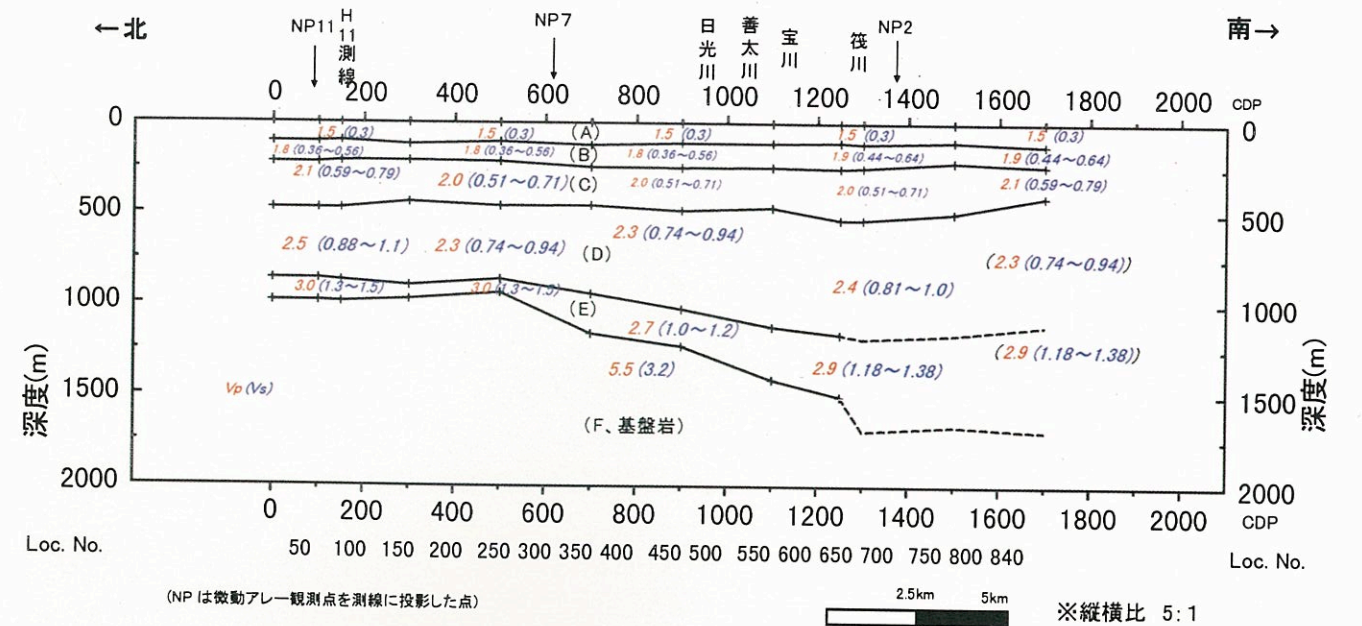


図-8(a) 平成12年度P波反射法でのP波速度およびS波速度構造

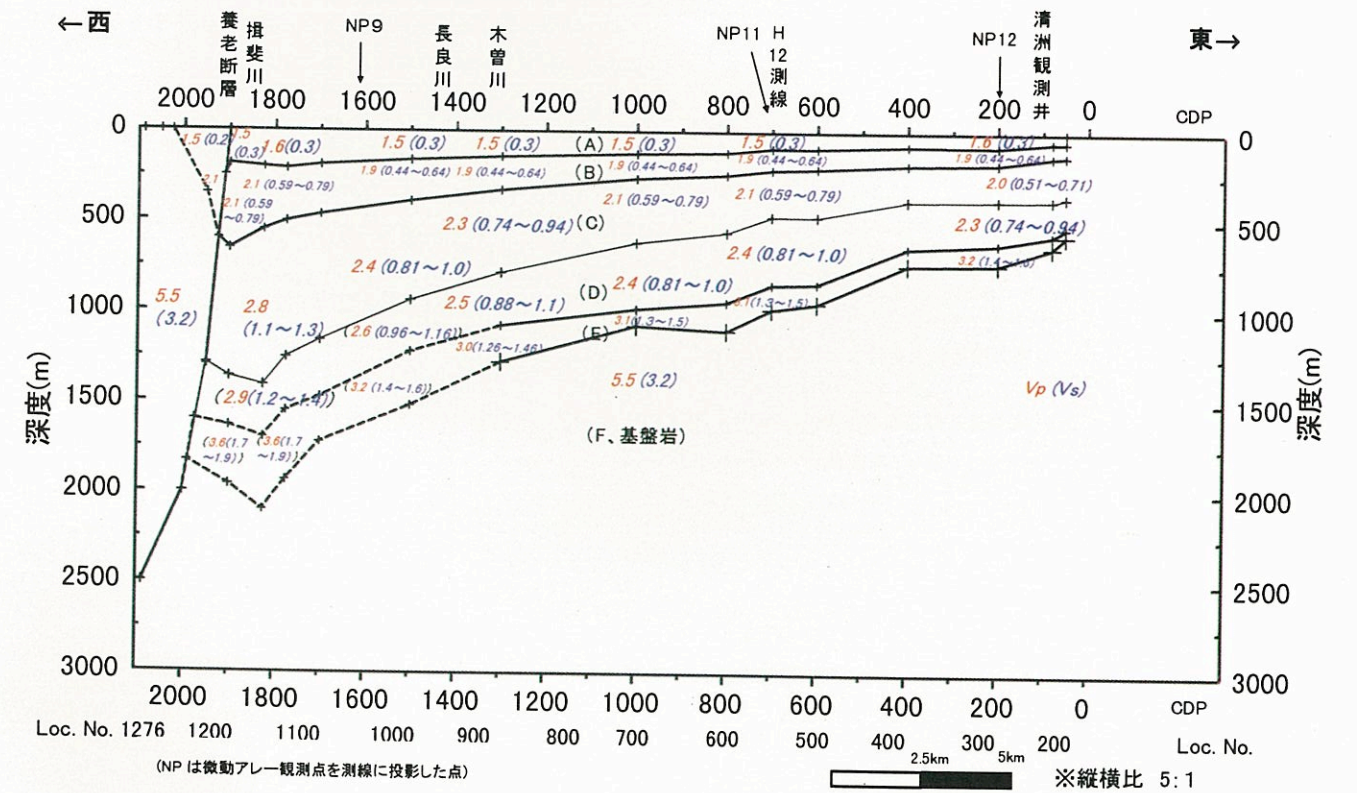


図-8(b) 平成11年度P波反射法でのP波速度およびS波速度構造

- (A): 沖積～熱田層相当層
- (B): 海部累層相当層
- (C): 弥富累層～東海層群相当層
- (D): 東海層群相当層
- (E): 東海層群下部～中新統相当層
- (F): 基盤岩

注)

- ・ 図中の赤い数字は反射法から求められたP波速度(km/sec)。
- ・ P波速度とS波速度の関係式から得られたS波速度(推定範囲)を括弧内に示した。
- ・ A層のS波速度は名古屋市内のPS検層の結果から推定した。
- ・ F層(基盤岩)のP波速度は屈折法から得られた5.5km/sec、S波速度はVSP法によって得られた3.2km/secを示した。

表一「濃尾平野地下構造調査」探手法の比較と評価

調査法	調査法の一般的利点(◎)と弱点(△)	今までの結果の評価の概要と問題点
P波反射法	◎堆積層および基盤の形状が詳細に分かる。 ◎断層や構造などの急変する構造も検出可能 ◎堆積層中のP波速度が細かく求められる。 ◎人工ノイズが多くても調査できる。 △基盤の速度は求めにくい。 △2車線以上の道路に沿ってしか調査できない。 △民家密集地での発振は困難。	・都市部のノイズ環境下にもかかわらず、深度 600m~2200m に亘り凹凸を伴いながら変化する基盤岩上面の形状や、堆積層中の境界面が全域で明瞭に捉えられた。ボーリングデータを用いて層序対比を行なうとともに、基盤までの P 波速度構造を推定した。 ・清洲町のボーリングデータ(深度 740m)と比較すれば、基盤上面深度誤差は約 5% 以内、Vp 推定誤差は最大 10%程度と深度及び速度の推定精度は極めて高い。 ・東西測線の西部(南北測線の南部も同様)では基盤に到達するボーリングがないため層序(特に中新統)に不確定さが残る。養老断層より西側の測線長が短く、速度の水平変化が大きいため基盤付近の深部構造の精度は若干落ちる。
高密度屈折法	◎基盤を含めた地層の主要な速度境界と境界に沿った速度が分かる。 ◎従来の方法(0.5~1km の地震計間隔)に比べて細かい構造がわかる。 ◎爆破震源に比べて、発振点選択の自由度が高く、市街地の近くでも実施可能。 ◎反射法の測線展開をそのまま利用でき、単独で行う場合に比べて費用節約になる。 △断層などの複雑な構造に対しては単独では解析が難しい。 △常に、対象とする基盤深度の数倍以上の測線長を必要とする。 △パイプソライズ震源による屈折波の最大到達距離は、通常 20km 程度であり、ケーブル展開のための道路が必要。	・都市部のノイズ環境下でも、パイプソライズ4台を用い 100 重畳程度の夜間発震で震源距離約 20km 程度の初動の検出が可能である。 ・屈折初動の追跡に、高密度の受振器配置は極めて有効であった。 ・高密度の受振器測線を直線に設定するのは難しく、これは解析法を制約したり、解析精度を劣化させる原因となった。 ・反射法と併用することにより、効率的作業が可能となった。 ・基盤 P 波速度は約 5.5km/s と推定されたが、中新統相当の約 3km/s 層は明瞭ではない。
微動探査法(アレー観測)	◎地層の S 波構造が解析できる。 ◎自然のノイズ(海洋の波浪など)を利用するので、人工震源が不用。 ◎観測システムが比較的軽便である。 ◎観測点を面的に配置できる。 △低周波数域については測定時期により大きく変化することがある。 △地層を連続的に追跡することは出来ない(スポット的)。 △非定常的なノイズの影響を受け易い。 △水平層を仮定しているため、傾斜層や断層などがあれば解の意味が不明になる。 △地表地形の標高差が大きい場合の影響が不明。 △解析深度と同じくらいのアレー半径を必要とするので、解は常にその半径内の平均値である。	・殆どの観測点で 0.2Hz~4Hz 以上の周波数範囲の位相速度が推定できた。ただし、調査域北西部の3点については微動信号のパワーが全体的に小さいため、0.4Hz 以下の位相速度の推定が困難な地点もあった。 ・NP12 については再測を行ない、気象条件の違いにより微動のパワーが大きく影響されることを確認した。 ・S 波速度の解析結果は、概ね4層構造を示し、その速度値は他データから推定される速度値と比較的良く一致している。最下層は基盤に対応していると考えられ、約 3km/s を示す。 ・基盤上面深度は反射法や坑井データと比較的良好一致を示している。 ・堆積層中の境界面深度については観測点間ではばらつきが大きく、他のデータ無しには観測点間の層の安定した対応づけが難しい。
S波反射法	◎堆積層および基盤の形状が詳細に分かる。 ◎断層や構造などの急変する構造も検出可能 ◎堆積層中の S 波速度が細かく求められる。 ◎人工ノイズが多くても調査できる。 ◎土質地盤で卓越周波数が P 波に比べて著しく低くなければ P 波に比べて高い分解能が得られる。 △1km 以深の探査能力を持つ S 波震源は国内にない。 △海外には大型 S 波パイプソライズは有るが、巨大であり、エネルギーも大きいため、発振箇所が制限される。 △S 波に先行する P 波や、表面波がノイズとなり悪影響を与える場合が多い。 △卓越周波数が P 波に比べて著しく低い場合には P 波に比べて分解能の向上が得られない。	・基盤深度約 650m と 1500m の2地点で実施したミニパイプソライズを用いた S 波反射法で基盤付近あるいは基盤までの反射面が検出された。基盤深度 1500m 地点では夜間観測のため S/N の高い記録となった。 ・基盤深度付近では速度解析の精度は十分ではないものの、P 波記録の反射面との比較により速度を絞り込むことができる。 ・清洲観測井で推定された S 波速度構造は概ね坑井データと一致しているが、市街地のため S/N が低く、VSP と比較するとその速度値には 25%程度の誤差が生じた。 ・夜間観測を実施しても、深度 1000m 以上の基盤までを対象とするならば発震エネルギーは若干不足。市街地や 1000m 以深の基盤を対象とする場合には、複数台の震源の使用や重畳数の検討が今後必要。
ボーリング調査	◎最も直接的で精度の高い地質層序調査法 ◎コア分析や物理検層の併用により数多くの精度の高い物性値が推定できる。 △費用が高く、都市部では環境問題から掘削箇所が限定され、平面的には、点の情報しか得られない。	・濃尾平野においては、基盤到達率は偏って分布しており、速度測定の実施されたものは3坑井のみである。基盤深度が 1000m を超えるような地域での信頼性のあるデータはない。 ・東海層群下部から中新統が厚く堆積している場所での坑内速度測定が望まれる。
速度(PS)検層	◎地下の原位置での地層のP波およびS波速度が直接測定できる。 ◎分解能は極めて高い。 △ケーシング孔では不可であり、坑壁条件による品質劣化を受け易い。 △厚い地層の平均速度を求めるには誤差が蓄積される。	・分解能の高い良好な P 波速度、S 波速度が得られた。 ・深度 50~650m では P 波速度、S 波速度ともに速度変化は小さい。基盤岩の S 波速度は坑底で約 3200m/s であるが、基盤岩上部の約 40m 程度の区間では低速度(Vs=2900m/s)を示す。
VSP	◎地下の原位置での地層のP波およびS波速度が直接測定できる。 ◎ケーシング孔でも実施可能。 ◎物理検層に比べ坑壁条件による品質劣化が少ない。 ◎反射法よりは分解能が高い。 △坑井近傍の局所的な速度情報 △速度検層と比較して分解能はやや低い。	・坑底まで良好な P 波、S 波 VSP 記録が得られた。 ・VSP の実施された3坑井のデータの P 波と S 波の速度のクロスプロットでは Vs が 300m/s 以上では近似的に線形関係が成立している。

4. まとめと今後の課題

濃尾平野中央を東西および南北に横断する P 波反射法地震探査の結果と既存資料によって、濃尾平野の地下構造の概略が明らかになりました。しかし、これまでに得られた情報全てを総合しても、地震動シミュレーションに必要な精密で平野全域をカバーする堆積層中の速度構造を得るまでには至っていません。濃尾平野全域における地震動を推定するためには、特に、平野南部の三次元的な地下構造把握の高精度化を図る必要があります。さらに、得られた情報を総合し、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をすることが今後の最重要課題です。そのためには、従来の地下構造探査に加えて、新たに平野南部を東西に横断するような地下構造調査を実施するとともに、基盤深度が深いと予想される平野西部および南部地域において、既存坑井等を利用した P 波および S 波速度の観測データの増強が望まれます。

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。次第です。

(参考文献)

- 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(2000)：平成 11 年度濃尾平野の地下構造調査成果報告書
- 須貝俊彦・杉山雄一(1998)：大深度反射法調査による濃尾平野の活構造調査，地質調査所速報 no. EQ/98/1, p. 55-65
- 土質工学会中部支部(1988)：最新名古屋地盤図
- 防災科学技術研究所(2001)：基盤強震観測網(Kik-net)
- 水資源開発公団・(財)大阪土質試験所(1994)：長良川河口部周辺地質構造調査報告書
- 山口伸治ほか(1999)：名古屋市山王における温泉ボーリングを利用した地震観測 その(2)物理検層結果について，物理探査学会第 101 回学術講演会論文集, p. 230-234.

(各探査方法の解説)

反射法地震探査

パイプソライズ(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

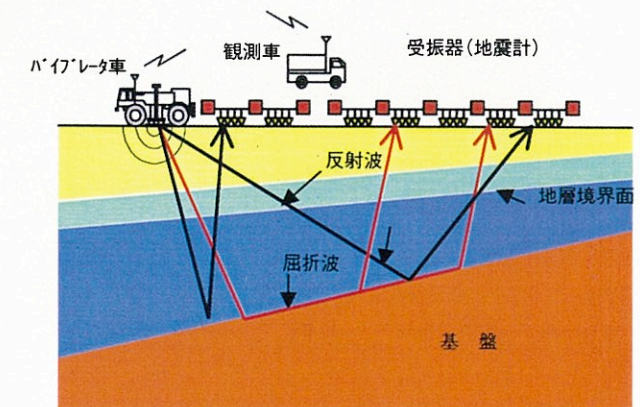


図-9 反射法と屈折法の概念図