

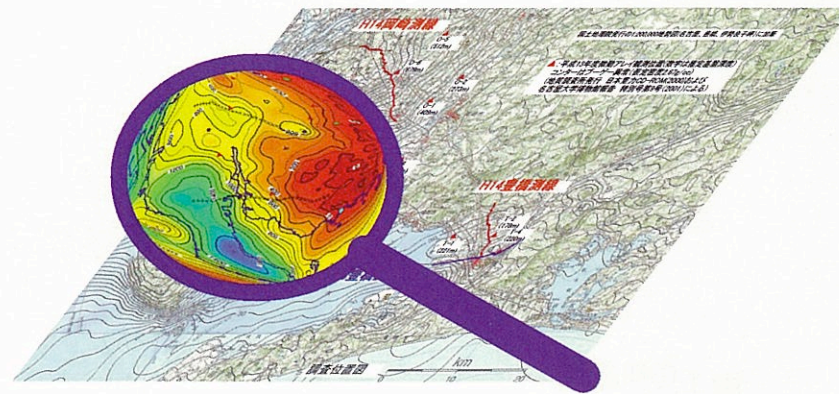
3 まとめと今後の課題

岡崎平野

岡崎平野の中部(平成14年度)および南部(平成15年度)を東西方向に横断するP波反射法・屈折法地震探査の結果と既存資料によって岡崎平野の地下構造の概略が明らかになりました。暫定的に作成した地下構造モデルを用いた3次元の地震動シミュレーションの結果は、平野近傍で起こった中小規模の地震に対して観測波形をよく再現しており、地下構造が概ね妥当であることを示しています。今後は、南北間の地下構造調査を実施することによりデータの高密度化を図り、これまで得られたデータを総合的に解釈し、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課題です。

豊橋平野

豊橋平野中央部を南北方向(平成14年度)および東西方向(平成15年度)に横断するP波反射法・屈折法地震探査を行い、この地域の地震基盤深度は、従来考えられていた200m程度よりも深く、最深部では1400m程度に達していることが明らかになりました。また、平野中央部では、地震基盤はすり鉢状にくぼんでいる可能性があります。これらの結果と既存資料によって作成した地下構造モデルを用いた3次元の地震動シミュレーションの結果は、平野近傍で起こった中小規模の地震で得られた観測波形を比較的良好に再現しており、豊橋平野における地下構造の概略が得られたことを示しています。今後は、ここで得られた新たな知見が、豊橋平野の地下構造のさらなる解明や、地域の地震防災のために利用されることを望みます。

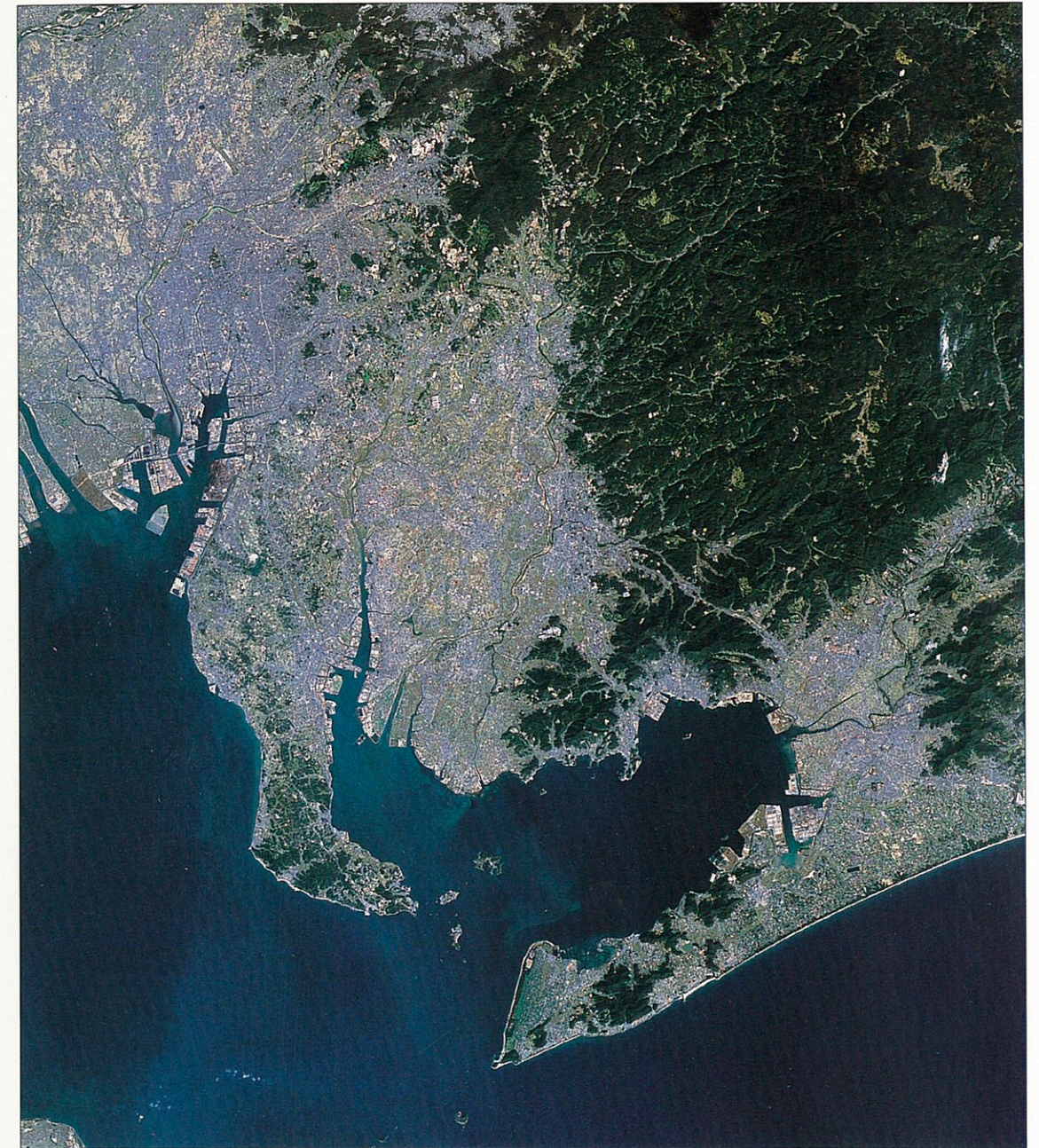


平成16年3月

平成15年度三河地域堆積平野地下構造調査(概要版)

発行 愛知県
調査 三河地域堆積平野地下構造調査委員会
事務局 愛知県防災局防災課
名古屋市中区三の丸三丁目1番2号 (〒460-8501)
電話 052(954)6190 (ダイヤルイン)
FAX 052(954)6911
電子メール bosai@pref.aichi.lg.jp
調査実施機関 株式会社地球科学総合研究所

平成15年度 三河地域堆積平野地下構造調査



平成16年3月



1 はじめに

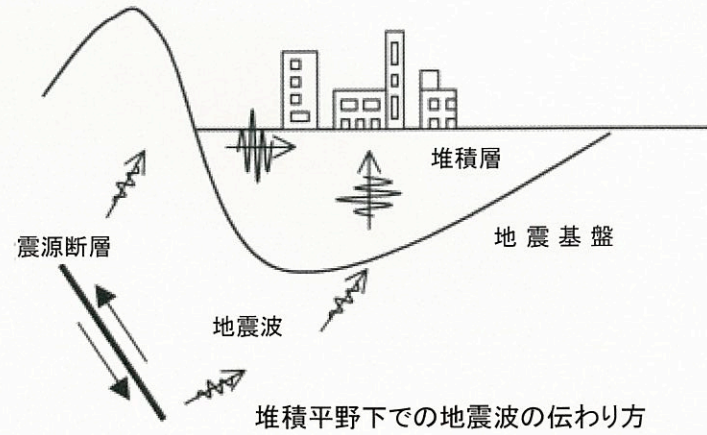
1995年に起きた阪神・淡路大震災では、直接的な活断層の動きとは別に「震災の帯」と呼ばれる特定の帯状の場所に被害が集中しました。この「震災の帯」がどうして起きたかという原因としては、地震波が地震基盤（硬い岩盤）から、その上に厚く堆積した堆積層（柔らかい地盤）中を地表に向けて伝わる過程で増幅されたこと、さらには、六甲山地から大阪湾にかけて地盤が大きく沈みこんでいるため、六甲山地側に回り込み、この埋もれた崖を通して横から堆積層に入ってきた地震波と、真下から入ってきた地震波とが特定の場所で重なり合ったために、「震災の帯」沿いの地震動が極めて大きくなったことが指摘されています。このように、地震の時の地面の揺れは、地震を発生させる断層（震源断層）の大きさや動きだけでなく、地震基盤や堆積層の形状、さらには地震波が伝わる速度に大きく影響されます。

愛知県には、濃尾平野、岡崎平野、豊橋平野といった大きな堆積平野があります。これらの地域の地震基盤や堆積層の形状及び地震波が伝わる速度などの地下構造や地下の性質を知り、地震発生時の地震動を推定することは、防災上きわめて有益です。愛知県では、平成11年度から平成14年度まで濃尾平野の地下構造調査を実施しました。平成13年度から岡崎平野と豊橋平野の地下構造調査を実施しています。ここでは、これまでに実施した三河地域堆積（岡崎平野と豊橋平野）の調査結果を取りまとめました。なお、この調査は、下記の三河地域堆積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いました。

三河地域堆積平野地下構造調査委員会委員（平成15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	京都大学総長補佐(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
工藤一嘉	東京大学地震研究所助教授	河邑 眞	豊橋技術科学大学工学部教授
鈴木康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授	澤田義博	名古屋大学大学院工学研究科教授
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
正木和明	愛知工業大学土木工学科教授	牧野内猛	名城大学理工学部教授
		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

(表紙の写真は三河地域の堆積平野とその周辺のランドサット合成衛星画像)



堆積平野下での地震波の伝わり方

地下構造調査では何を調べれば良いのでしょうか？

- ① 阪神・淡路大震災の例にあるように、地震の揺れは、地震の大きさだけでなく、地震基盤¹やその上の地層（堆積層）の形状に影響されます。ですから、地震基盤の形状と堆積層のつながり方を知る必要があります。
- ② 地震の揺れは、P波（最初に来るカタカタと縦に揺れる波）、S波（P波の後に来るユサユサと横に揺れる波）および表面波（S波の後に来るユラユラと長く続く揺れ）などがあります（10頁の図10に示した地震の波形をご参照下さい）。一般に、地震の被害は、S波や表面波などの揺れで起こる場合が多いと言われています。したがって、地震の揺れを推定するためには堆積層と基盤のP波速度（地層内をP波が伝わる速さ）とS波速度（地層内をS波が伝わる速さ）を知る必要があります。
- ③ 地下構造調査ではこれらの地下に関する情報を収集・分析して地震防災の基礎資料とします。

2 調査概要と結果

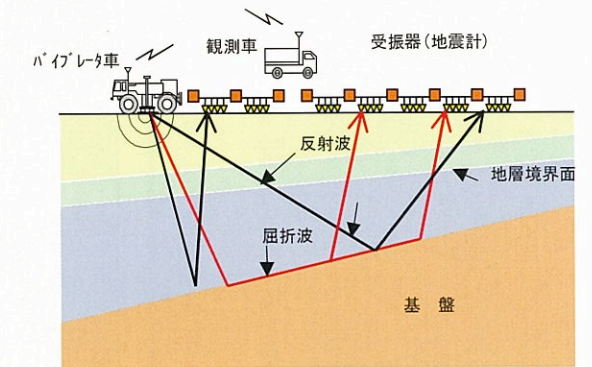
上記の目的のために、平成13年度には、三河地域堆積平野（岡崎平野と豊橋平野）の地質概要を把握するために、既存資料の収集・整理・分析を行いました。また、大まかな基盤深度構造と基盤のS波速度を得るために、岡崎平野8地点、豊橋平野4地点の合計12地点において微動アレイ探査²を実施しました。

平成14年度には岡崎平野18kmと豊橋平野11kmの区間、平成15年度には岡崎平野20kmと豊橋平野10kmの区間において、基盤までの堆積層の速度構造を求める目的で、P波反射法地震探査、P波屈折法地震探査を実施しました。また、堆積層中におけるP波速度とS波速度の関係を推定するためにS波反射法地震探査（平成14年度）を実施しました。

反射法地震探査と屈折法地震探査

反射法地震探査は、大型の震源車（バイブレータ車）などで人工的に地面を揺らし、地下の地層境界などで反射して戻って来る波（反射波、右図の黒い線）を地表に並べた受振器（地震計）で記録、解析し、堆積層や基盤の形状や地層の速度などの地下構造を明らかにする調査方法です。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。

屈折法地震探査は、屈折波と呼ばれる地層境界に沿って伝えわる波（上の図の赤い線）が受振器に到達する時間を用いる調査手法ですが、反射法ではわからないことが多い基盤のP波速度が得られます。



¹地震基盤：地下の古い時代の硬い地盤のこと。一般には、P波速度5km/sec程度、S波速度3km/sec程度の岩盤を指します。

²微動アレイ探査：交通や工場などのノイズや波浪の影響によって地面が起こす人体に感じない程度の小さな揺れ（微動）を地震計で観測することにより、地盤のS波構造を推定する調査手法です。

岡崎平野の結果

図1は平成15年度に岡崎平野で得られたP波反射法深度断面図です。基盤上面と堆積層は西に向かって落ち込んでおり、基盤上面の深度は最大1500m程度に達します。堆積層の変化から加木屋-成岩断層と平井撓曲の位置が確認されました。反射法の解析の結果、堆積層のP波速度は深度と共に速くなり、1.6km/sec~3.1km/secを示します。図1には、反射法解析の結果得られた地層境界(速度境界)を示しました。各層の速度は図3に示しま

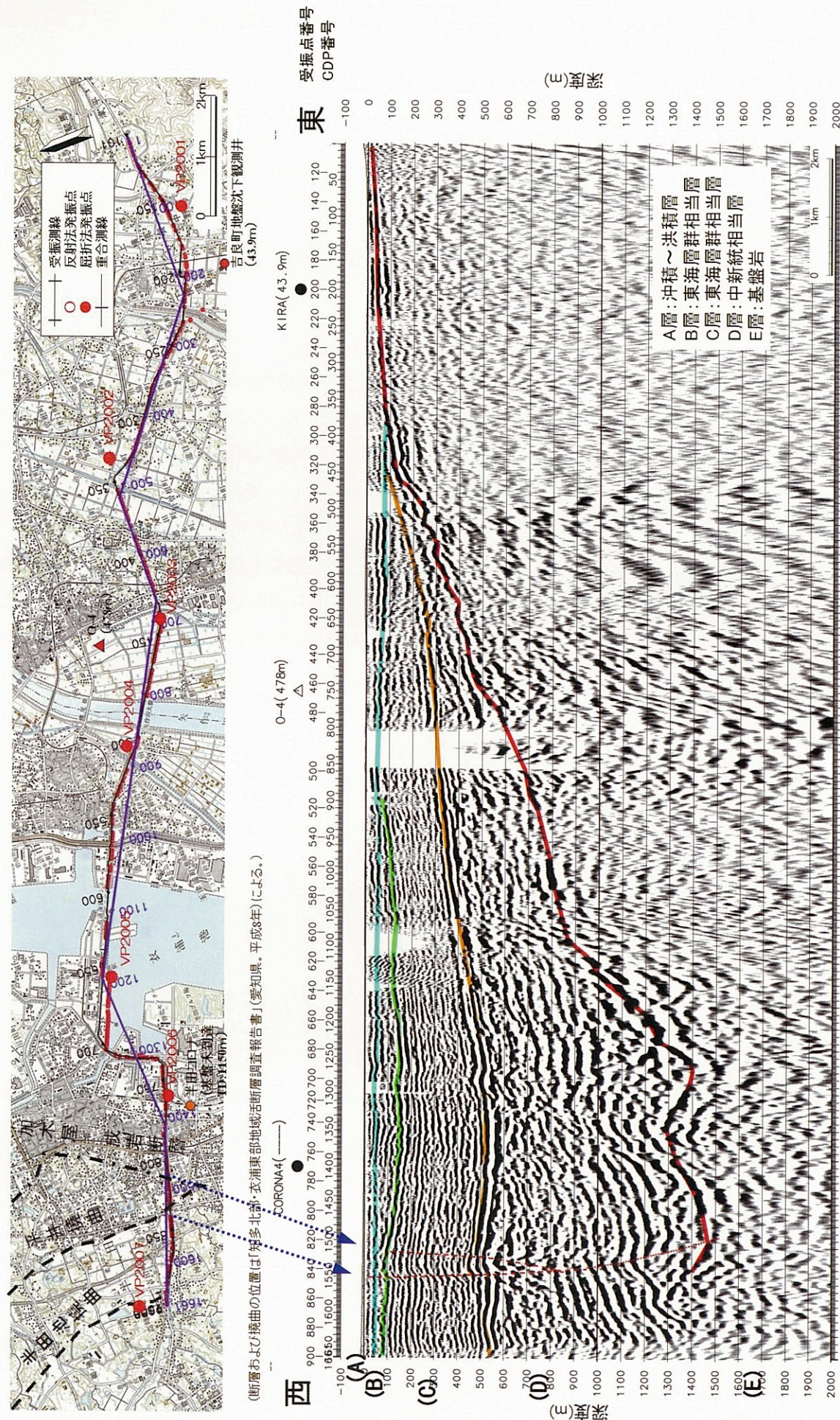


図1 平成15年度岡崎平野P波反射法深度断面図 (縦:横=4:1)

層は西に向かって落ち込んでおり、基盤上面の深度は最大1500m程度に達します。堆積層の変化から加木屋-成岩断層と平井撓曲の位置が確認されました。反射法の解析の結果、堆積層のP波速度は深度と共に速くなり、1.6km/sec~3.1km/secを示します。図1には、反射法解析の結果得られた地層境界(速度境界)を示しました。各層の速度は図3に示しま

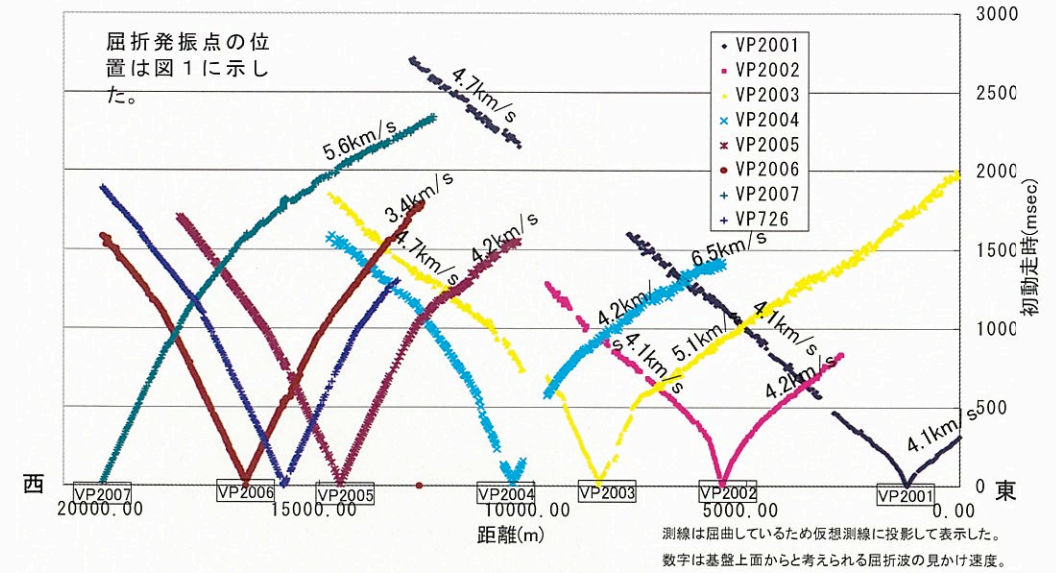


図2 平成15年度岡崎平野屈折記録の初動走時

した。反射法で用いた受振器展開を用いて実施したP波屈折法地震探査の結果、基盤からの屈折波は、発振点からの距離0.5km~11kmの間で確認されています(図2)。これらの屈折波の到達時間(走時)から、反射法では求めるのが難しい基盤のP波速度を約5.0km/sec

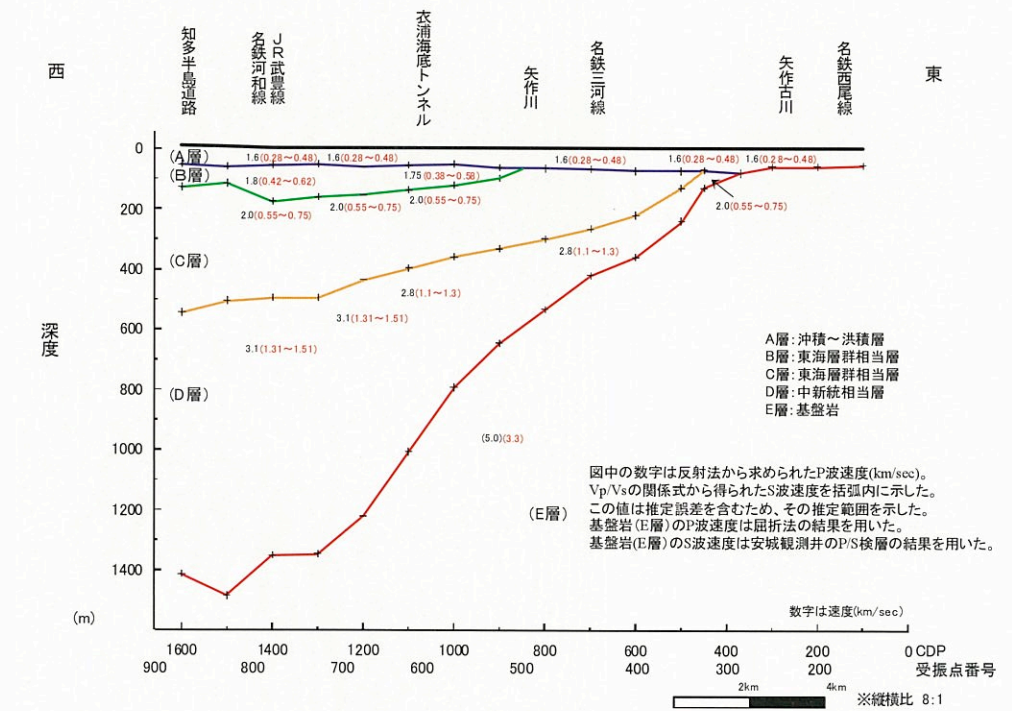


図3 平成15年岡崎平野反射法測線に沿ったP波およびS波速度構造図

と推定しました。P波反射法の結果からだけでは、S波の速度はわかりませんが、岡崎平野では、平成14年度に実施したS波反射法の結果からS波の速度が0.3km/sec以上の堆積層内においてP波速度とS波速度の関係が求められています(詳しくは、平成14年度三河地域堆積平野地下構造調査報告書をご覧ください)。この結果を用いてP波速度からS波速度を推定しました。この結果を図3に示しました。基盤のS波速度は、既存資料による結果を示しました。

豊橋平野の結果

図4は平成15年度に豊橋平野で得られたP波反射法深度断面図です。基盤上面は、測線中

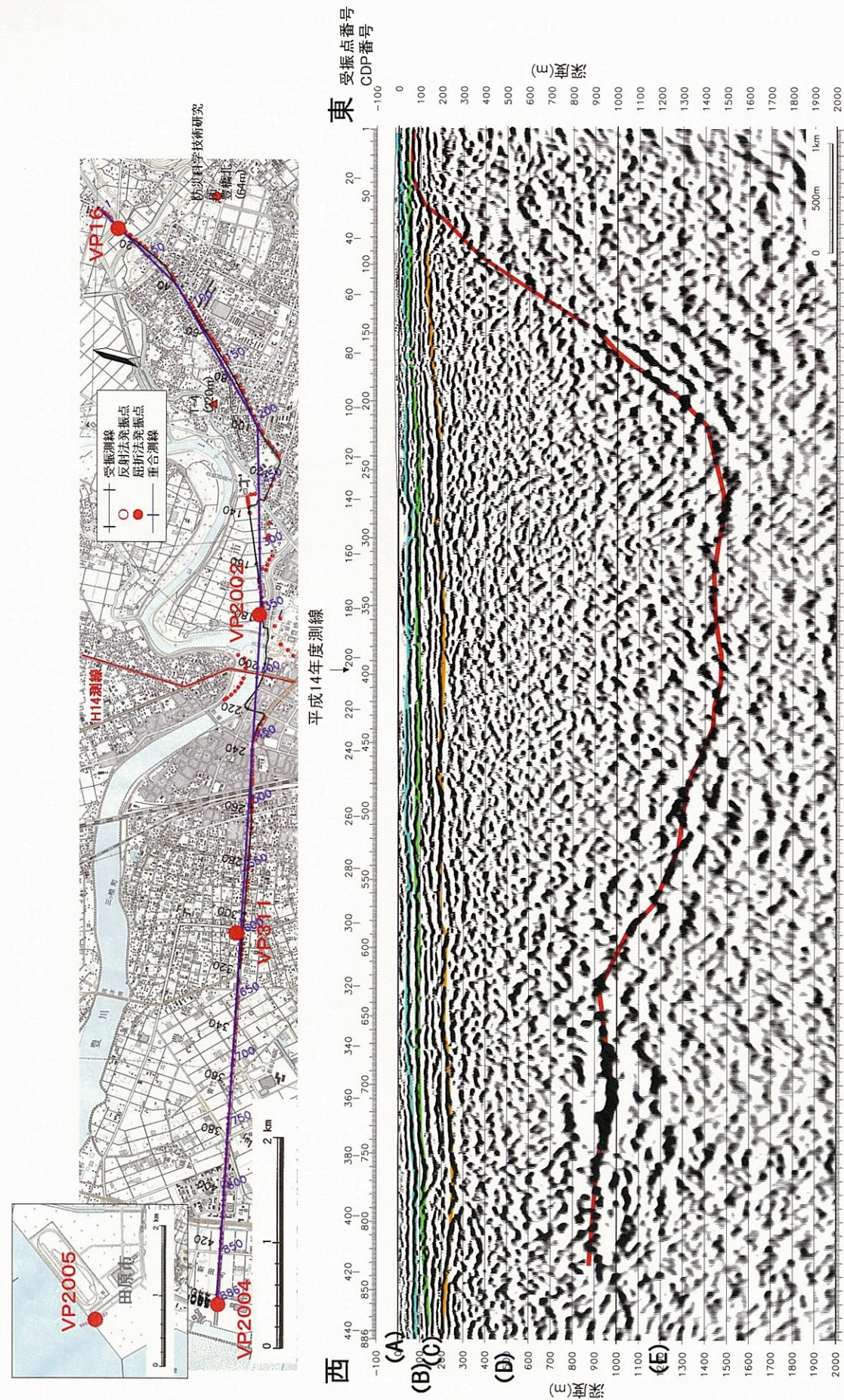


図4 平成15年度豊橋平野P波反射法深度断面図(縦:横=2:1)

央部で落ち込んでおり、最大深度は約1400mにも達することがわかりました。堆積層は水平または西にむかって少し下がっていますが、堆積層中に大きな構造変化は認められません。反射法の解析の結果、堆積層のP波速度は深度と共に速くなり、1.6km/sec~4.3km/secを示します。図4には、反射法解析の結果得られた地層境界(速度境界)を示しました。各層の速度は図6に示しました。反射法で用いた受振器展開を用いて夜間に発振を行ったP波屈折法地震探査

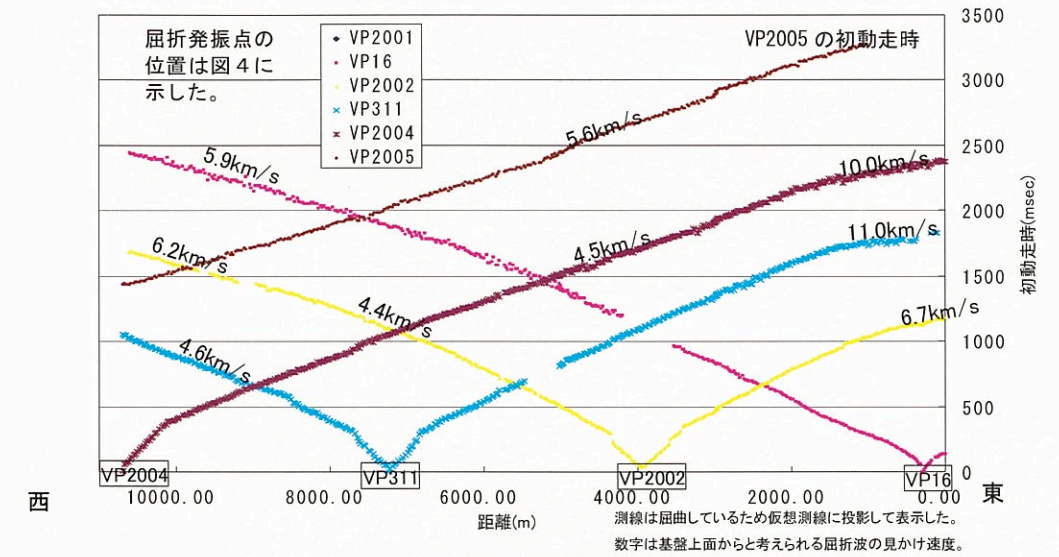


図5 平成15年度豊橋平野屈折記録の初動走時

の結果、基盤からの屈折波は、発振点からの距離0.5km~17kmの間で確認されています(図5)。これらの屈折波の到達時間(走時)から、反射法では求めるのが難しい基盤のP波速度を5.2km/sec前後と推定しました。S波速度は、岡崎平野と同様に、平成14年度に実施したS波反射法の結果を用いてP波速度から推定しました。この結果を図6に示しました。基盤のS波速度は、既存資料による結果を示しました。

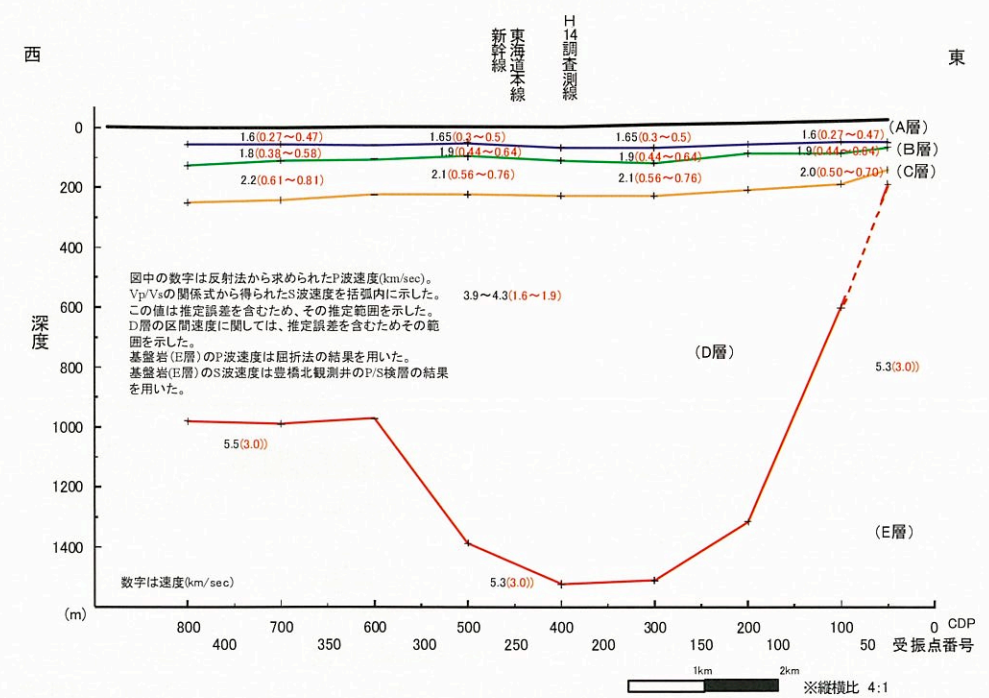


図6 平成15年度豊橋平野反射法測線に沿ったP波およびS波速度構造図

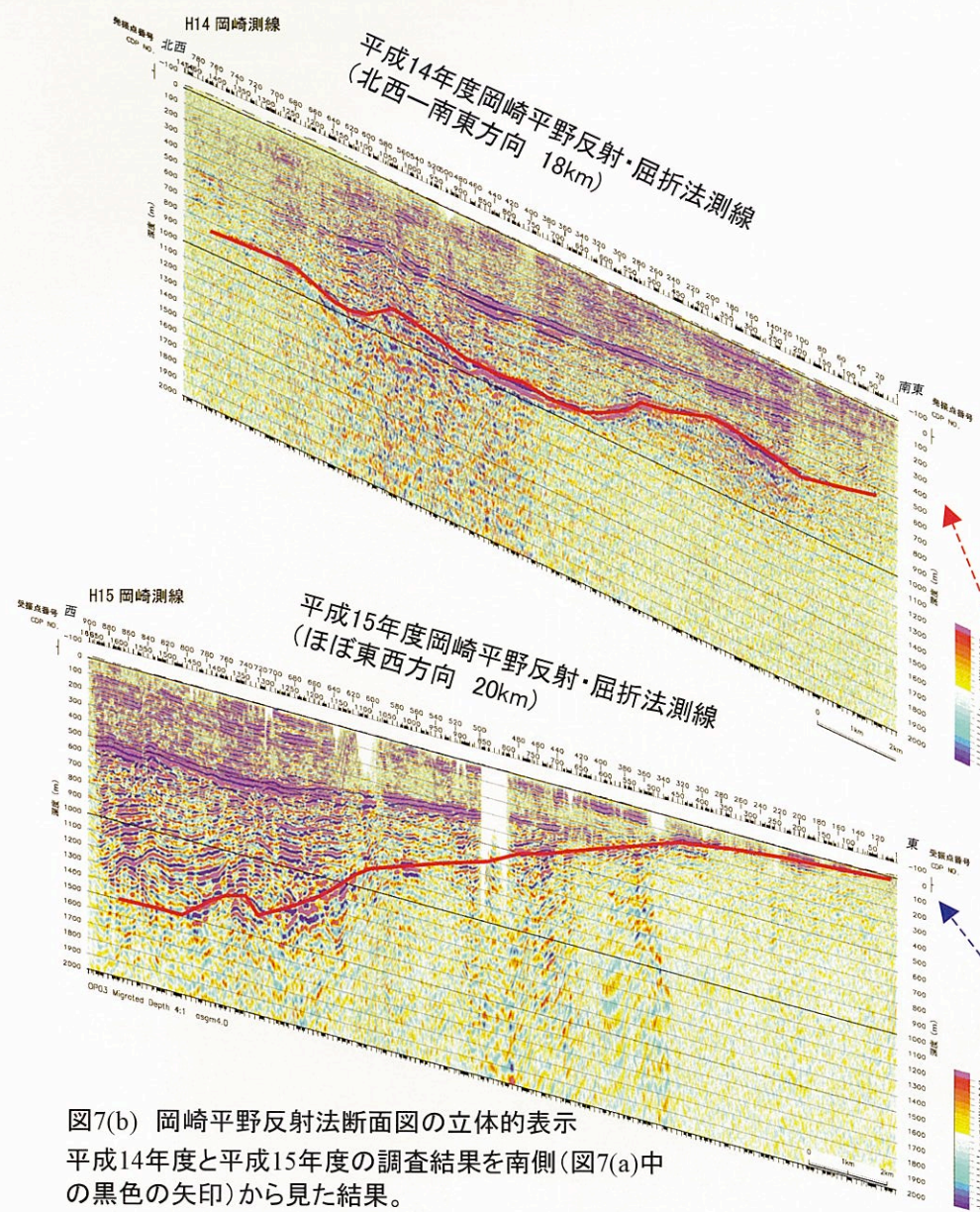


図7(b) 岡崎平野反射法断面図の立体的表示
平成14年度と平成15年度の調査結果を南側(図7(a)中の黒色の矢印)から見た結果。

図7(b)は岡崎平野における平成14年度と平成15年度の調査結果(反射法深度断面図)を立体的に示した結果です。図中には基盤上面を赤線で示しました。これらの結果と既存の資料を用いて、岡崎平野における基盤上面深度と堆積層中の顕著な反射面(地層境界)であるD層上面深度を3次的に推定しました。図8には豊橋平野とあわせてこの結果を立体的に表示しました。

これらの結果から次のことがわかりました。

岡崎平野の平成14年度および平成15年度調査結果

- ① 基盤上面は凸凹がありますが、岡崎平野全体としては、西側と南側に向かって落ち込んでいます。
- ② 基盤の上に堆積している堆積層も全体としては西に向かって下がっています。
- ③ 堆積層のP波速度は、1.6km/sec~3.1km/secまで漸増しています。
- ④ 反射法地震探査の結果から、高根山撓曲、大高-高浜断層(平成14年度測線)、加木屋-成岩断層、平井撓曲(平成15年度測線)などの断層や撓曲の位置がわかりました。
- ⑤ 基盤岩のP波速度は5.0~5.2km/sec程度です。



図7(a) 測線位置図

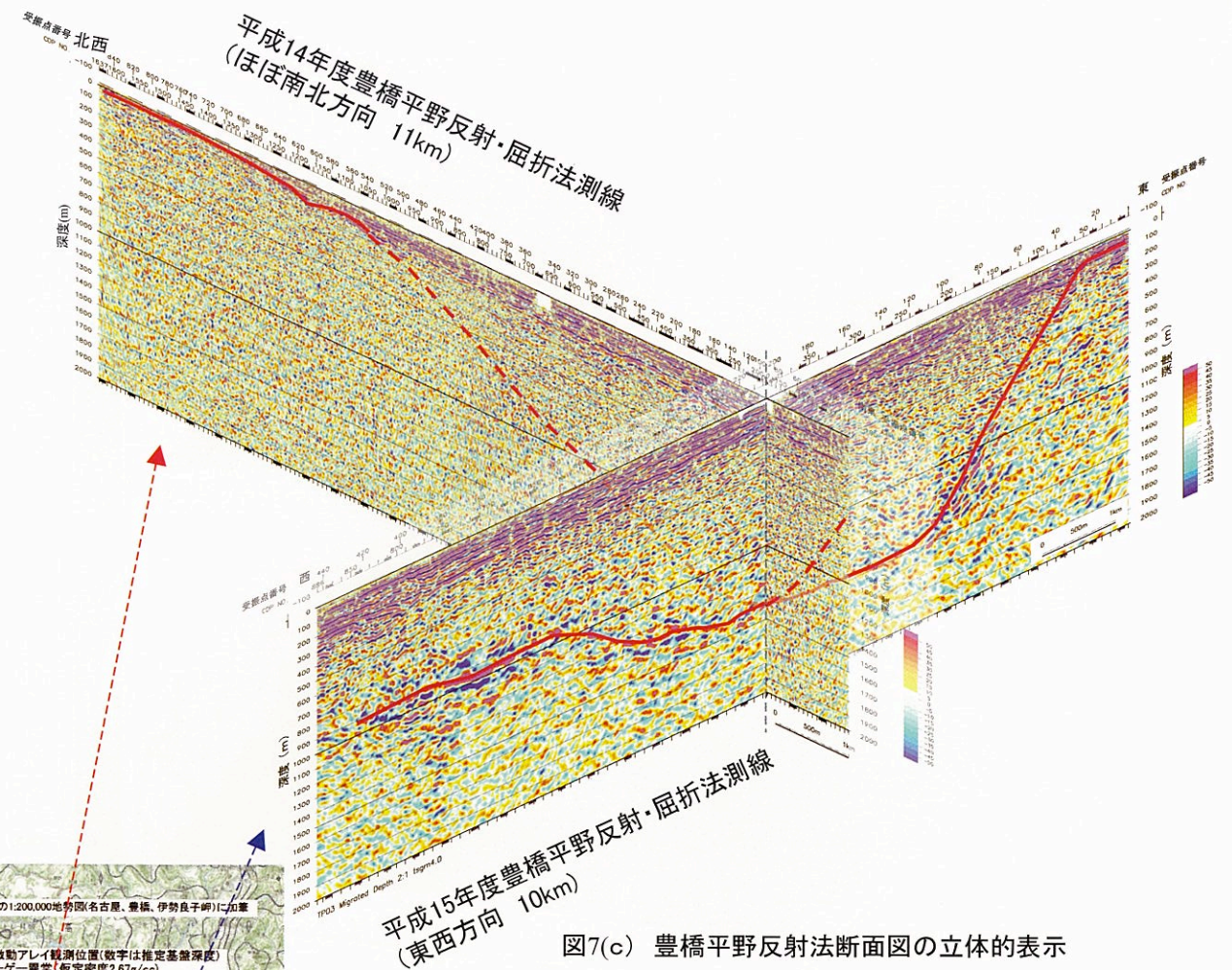


図7(c) 豊橋平野反射法断面図の立体的表示
平成14年度と平成15年度の調査結果を南西側(図7(a)中の緑色の矢印)から見た結果。

図7(c)は豊橋平野における平成14年度と平成15年度の調査結果(反射法深度断面図)を立体的に示した結果です。図中には基盤上面を赤線で示しました。これらの結果と既存の資料を用いて、豊橋平野における基盤上面深度と堆積層中の顕著な反射面(地層境界)であるD層上面深度を3次的に推定しました。図8には岡崎平野とあわせてこの結果を立体的に表示しました。

これらの結果から次のことがわかりました。

豊橋平野の平成14年度および平成15年度調査結果

- ① 平成14年度の結果からは、基盤の構造ははっきりとは判りませんが、平成15年度の結果とあわせて考えると基盤は豊橋平野中央部ですり鉢状にへこんでいる可能性があります。
- ② 深度200mまでの堆積層はほぼ水平ですが、基盤のすぐ上にあるD層には明瞭な反射面が見られないのが特徴です。
- ③ 堆積層のP波速度は、1.6km/sec~4.3km/secまで漸増しています。
- ④ 平成14年度測線は中央構造線と交差している可能性がありますが、中央構造線を示唆する特徴は反射法の結果からは得られませんでした。
- ⑤ 基盤岩のP波速度は4.5~5.3km/sec程度です。

これまでの結果を総合して三河地域の3次元地下構造モデルを作成しました(図8)。

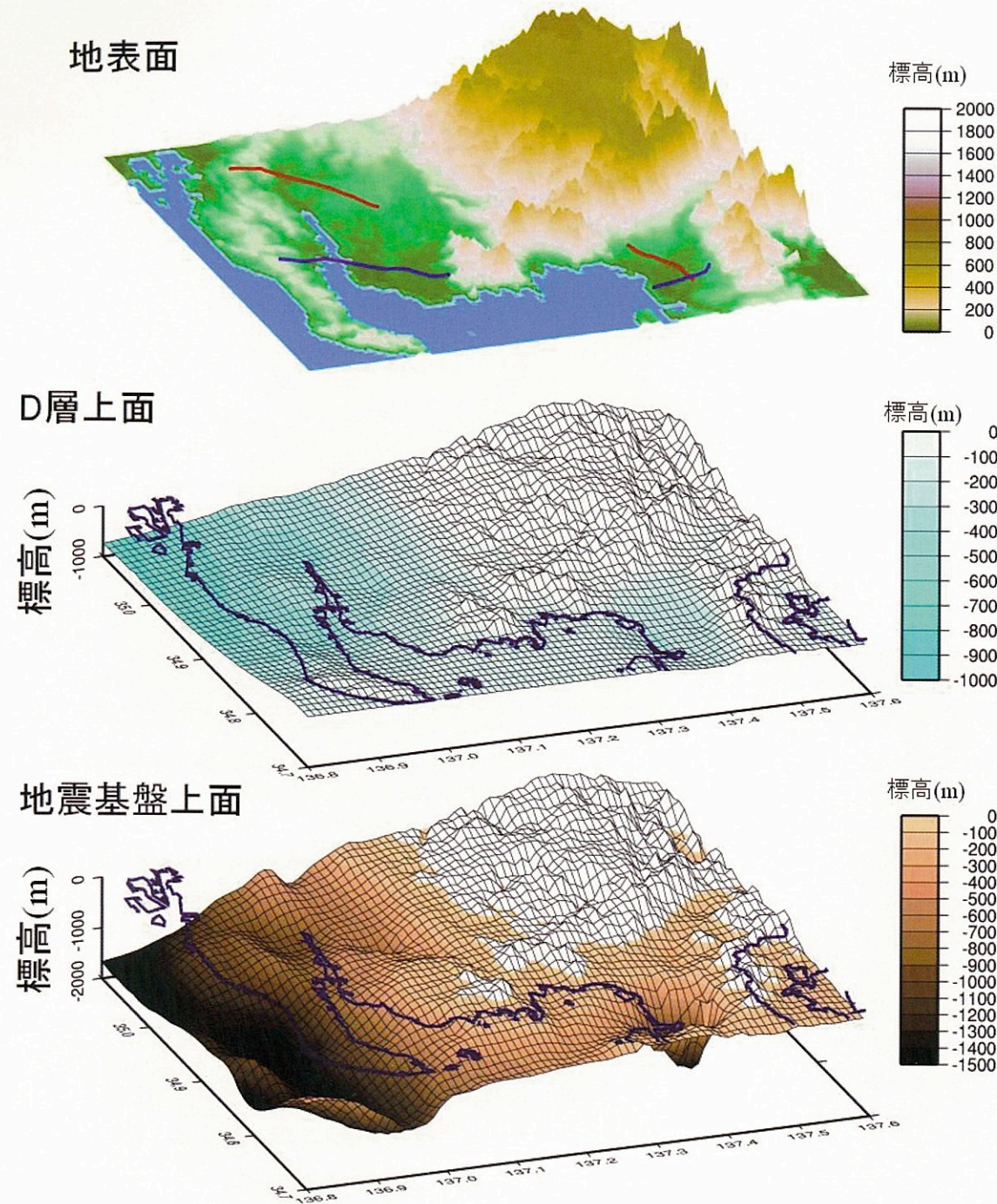


図8 三河地域の3次元地下構造モデル

*岡崎平野については、平成16年度に、南北間の調査を実施するため、暫定的なモデルとなっています。

地震動シミュレーションによる地下構造モデルの検証

作成した地下構造モデルを検証するために、実際に起こった地震で観測された波形と比較する目的で地震動シミュレーションを実施しました。図9には、2001年2月23日に浜名湖直下で起こった地震(震源の深度40km、M4.9)に対する計算結果(東西方向の揺れのスナップショット)を示しました。図10には、この計算波形と観測波形の比較例を示します。図10から岡崎平野(①~④)、豊橋平野(⑧~⑫)ともに、計算によって観測波形をある程度再現できており、地下構造モデルが概ね妥当であることがわかりました。また、図9および図10からはP波、S波が震

(a)地震発生から9秒後

(b)地震発生から12秒後

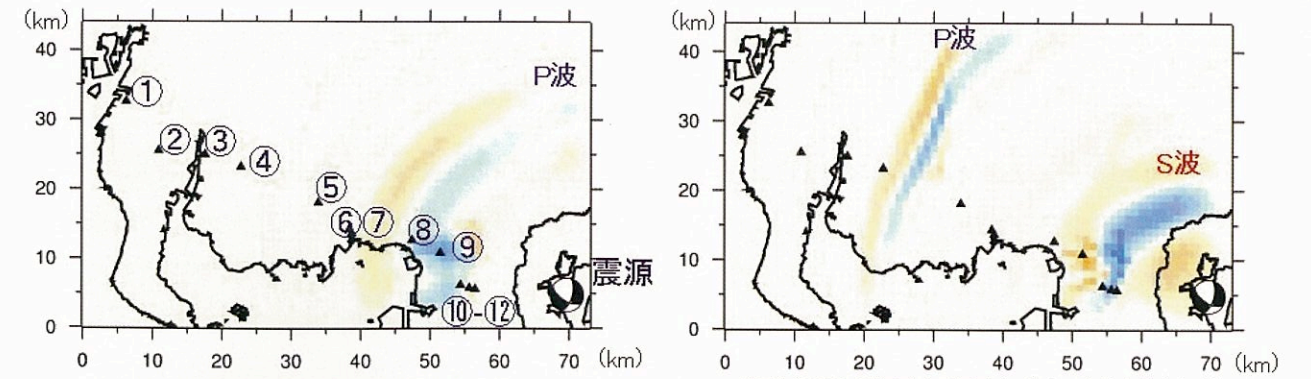


図10に示した観測点の位置を①~⑫で記した。

(c)地震発生から15秒後

(d)地震発生から18秒後

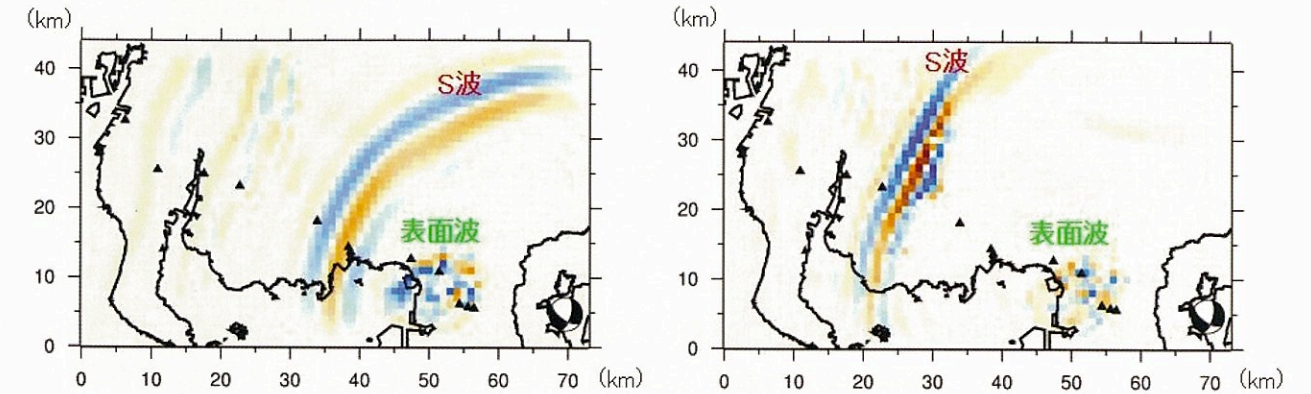


図9 地震動シミュレーション結果例(2001年2月23日、浜名湖直下、深度40km、M4.9に対する東西方向の揺れ)

源から西に向かって伝播していく様子や豊橋平野(⑧~⑫)内や岡崎平野内(①~④)では、地震基盤が浅い蒲郡市など(⑤~⑦)に比べて大きく揺れていること、長大構造物に影響を与えると考えられる表面波が、長い間平野内にとどまっていることが判ります。このように、地下構造調査によって得られた情報は、地震時の地面の揺れを予測する基礎資料として今後の地震防災に活用できます。

東西方向の揺れ

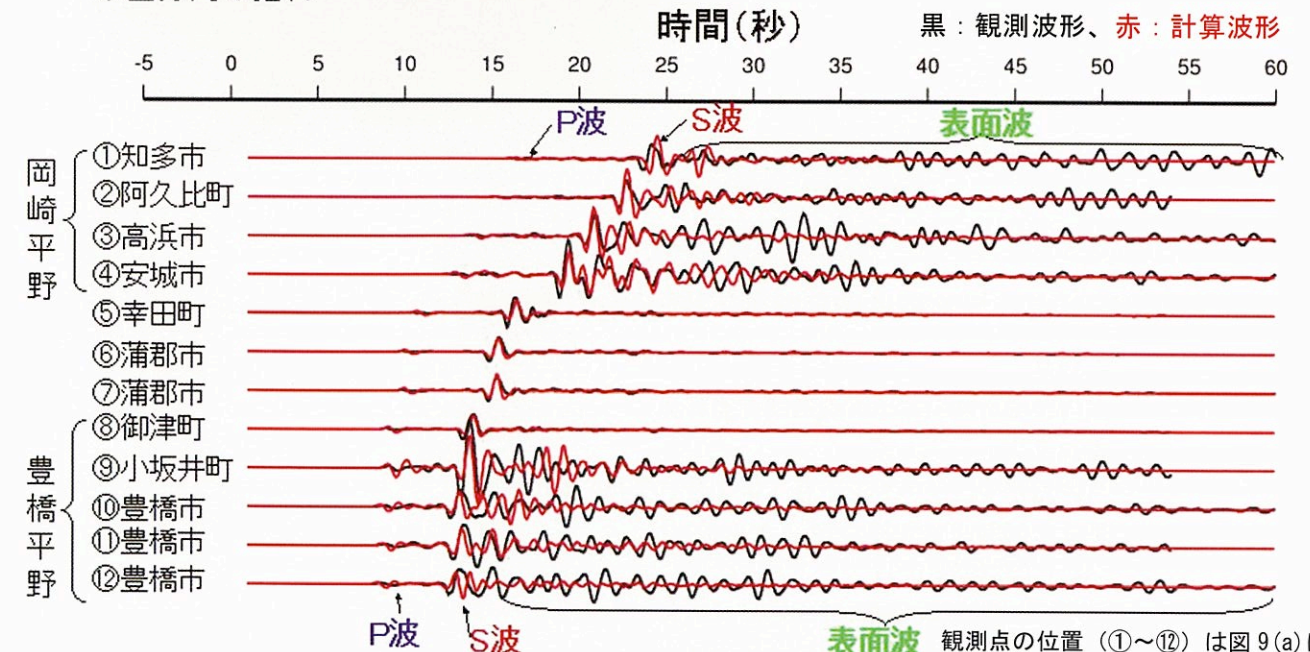


図10 観測波形と計算波形の比較例(東西方向の揺れ)

(市町村、防災科学技術研究所 K-net および気象庁による強震観測データを使用しました。)