

地下構造モデルの修正

先のモデルにおいては、主に評価の対象としている京都府震度計ネット等の観測点のうち、長岡市役所は後続波が過小である、京大防災研はS波到達後から7~8秒遅れて現れる大きな後続波が説明できないなど、波形を用いた地震被害想定を行う上で被害を過小に評価しかねない観測点が存在した。長岡市、京都大学防災研究所観測点のシミュレーション波形の改善を目指してモデルの修正を行った。

長岡市役所に見られる後続波

京都市が外環状線で実施した反射法探査(H13年度)や重力データに基づく基盤深度分布などから、長岡市周辺の基盤構造が複雑であり、特に市役所北側で基盤岩の隆起が存在することが知られている。ただし、反射法探査は測線上のデータであり、また重力データは実際の基盤構造に比べて感度が鈍いといった問題がある。本観測点においてはEW成分に見られる1.4sec付近の周期を持つ後続波(下図赤枠囲み)が優勢であるため、試行錯誤的に基盤岩形状・位置を変化させて対応する波群が見られるように調整を試みた。

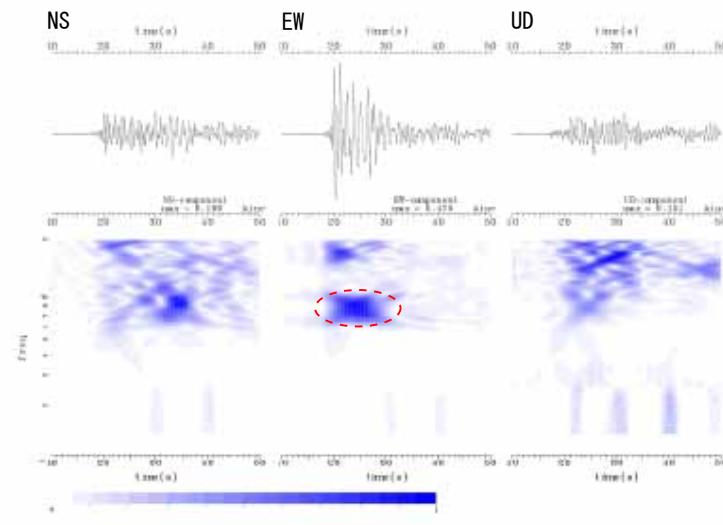


図-1 長岡市観測点における観測波形と非定常スペクトル
波形は0.1~2Hzバンドパスフィルター後の速度波形

今回の調整においては、下の図に示すように周期はほぼ再現しているものの、最大振幅までは再現し切れていない。しかし、右に示すEW成分のスナップショットのように、最大振幅を示すのはごく局所的な範囲で見られている。長岡京観測点の位置は最大振幅を示す位置からやや西側に位置しており、基盤岩隆起の微妙な位置関係が周辺に伝播する後続波の強度に左右していることが解る。

長岡京

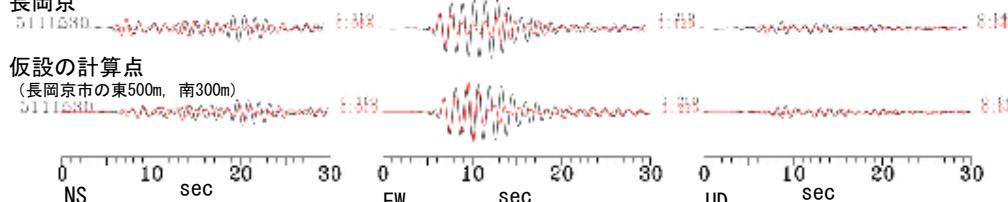


図-2 観測波形と計算波形の比較（黒：観測、赤：計算）
波形は0.1~1Hzバンドパスフィルター後の速度波形

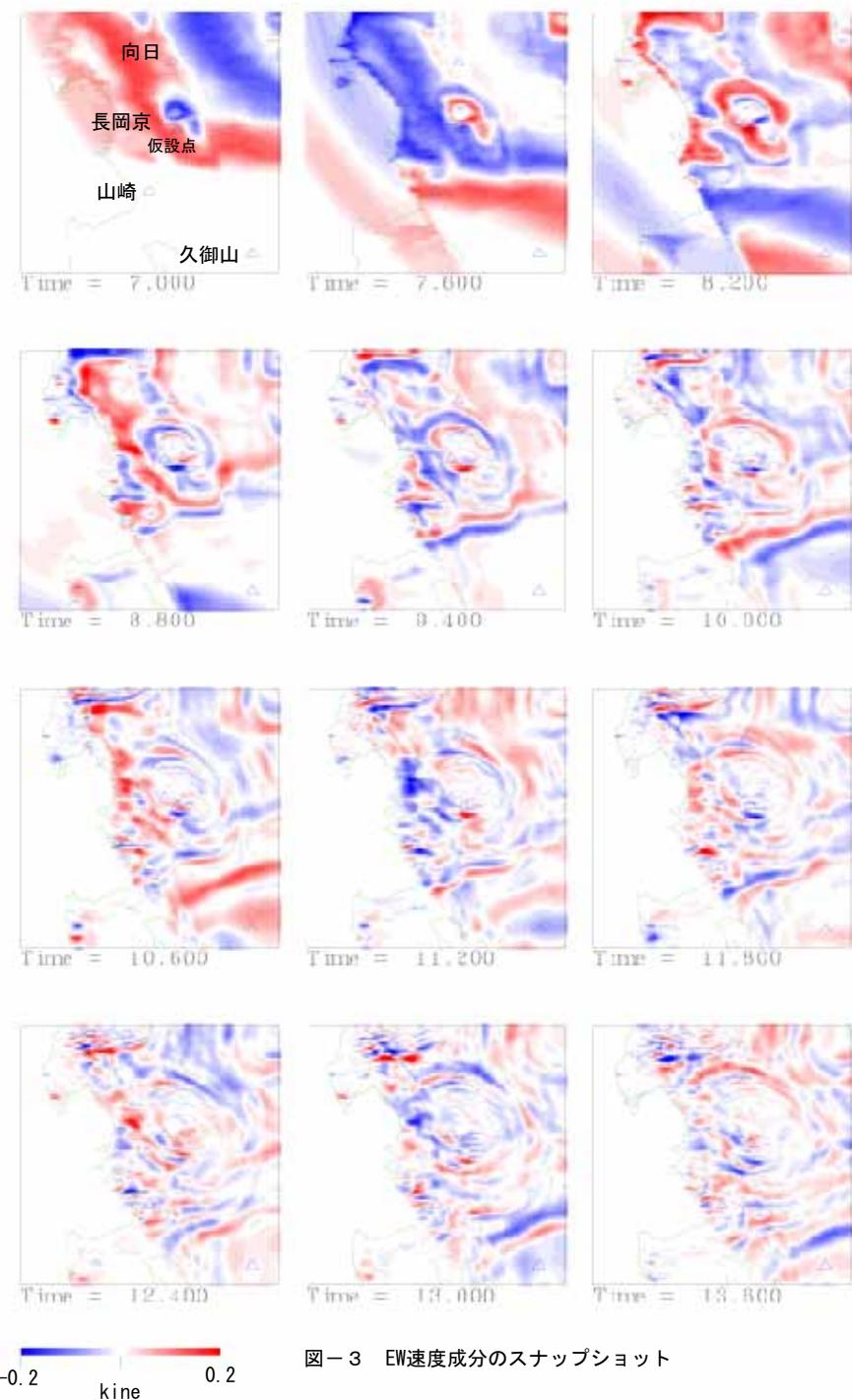


図-3 EW速度成分のスナップショット

京大防災研の地震観測点に見られる後続波

京都大学宇治キャンパス内に設置されている地震観測点では、S波初動到達後7~8秒後に表面波と見られる後続波群が見られる（中図下の赤破線囲み）。京大黄檗グラウンドにおいても地震観測点があり、非定常スペクトルからは分散性が判別しにくいものの同様な波群が見られる。

この後続波が何処の地下構造により生成されたかが大きな問題であるが、地震計配置の関係上、アレイ解析は困難であるため、走時との一致性を見ることにより試行錯誤的に地下構造モデルを修正することにより発生源を特定する作業を行った。

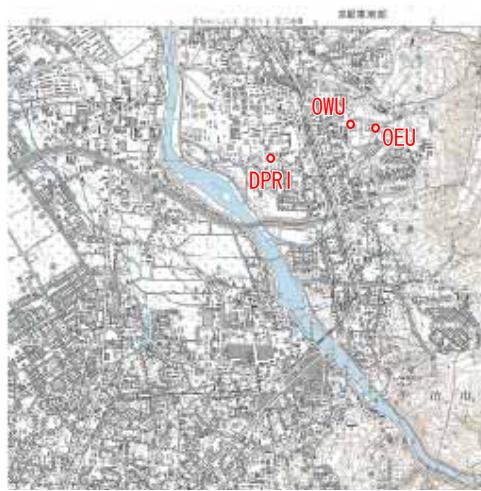


図-4 観測点位置図

図-5 各観測点の観測波形と非定常スペクトル（右）

いずれも速度波形。0.1~2Hzのバンドパスフィルター後。非定常スペクトルの周波数範囲は0.1~2Hzで、各波形毎に正規化している。上から順に、OEU, OWU, DPR1（東から西）をのものである。

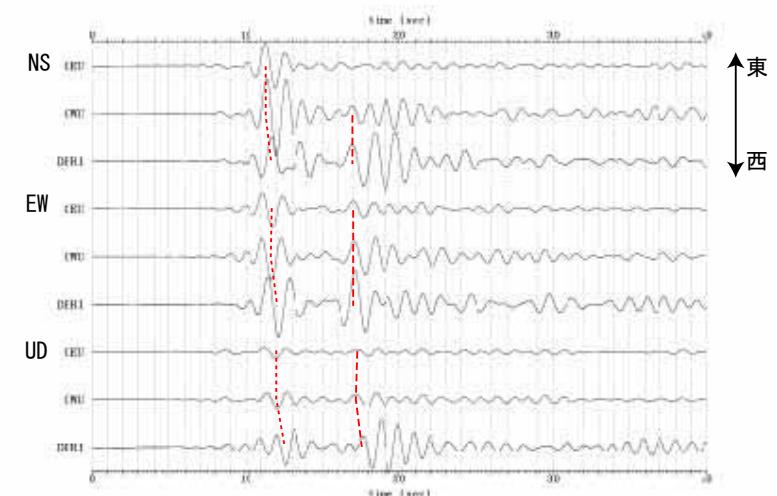
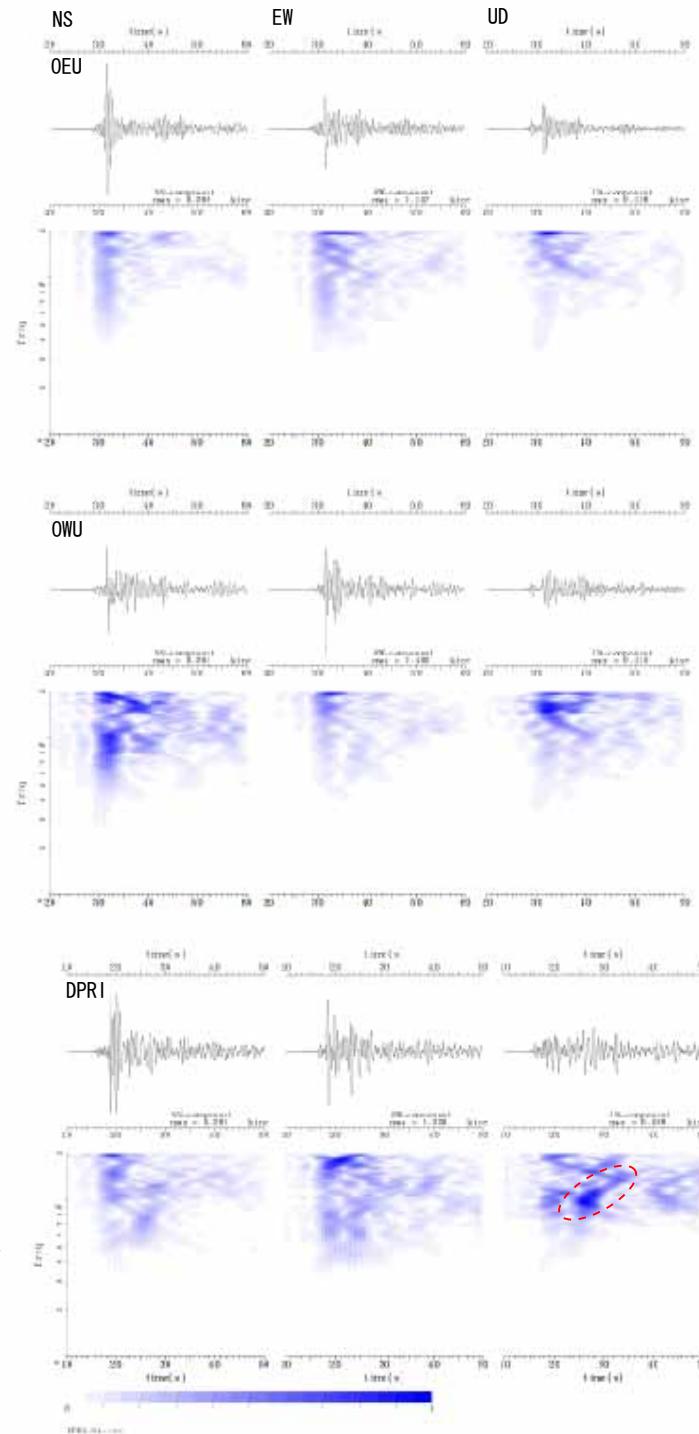


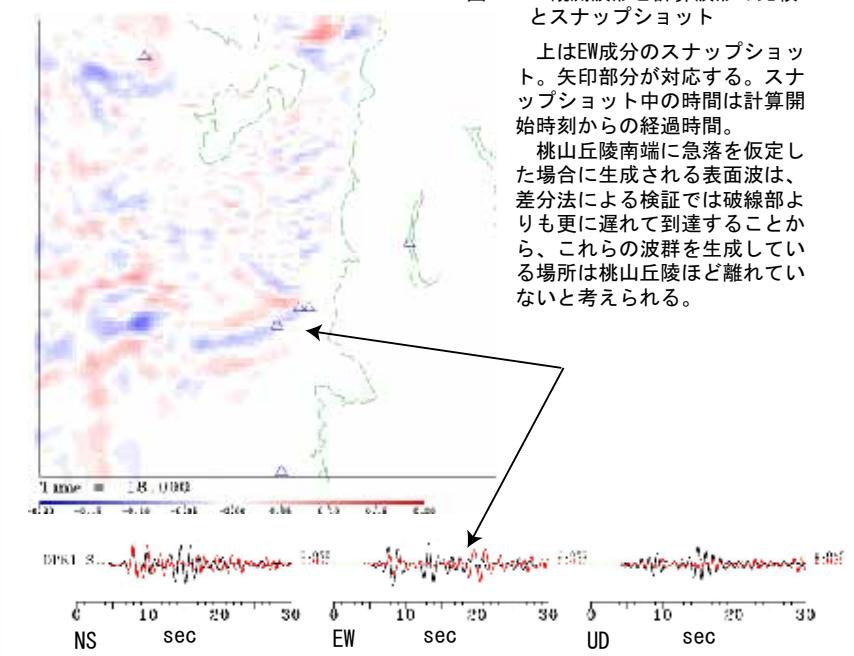
図-6 各観測点の観測波形（2）

0.1~1Hzのバンドパスフィルターを適用した後の速度波形。点線部は盆地東側で生成されたと考えられる後続波群。破線部付近で到達する後続波群は、ほぼ同時刻に到達することからこれらの観測点に対しほば南北方向から到達するものと考えられる。

図-7 観測波形と計算波形の比較とスナップショット

上はEW成分のスナップショット。矢印部分が対応する。スナップショット中の時間は計算開始時刻からの経過時間。

桃山丘陵南端に急落を仮定した場合に生成される表面波は、差分法による検証では破線部よりも更に遅れて到達することから、これらの波群を生成している場所は桃山丘陵ほど離れていないと考えられる。



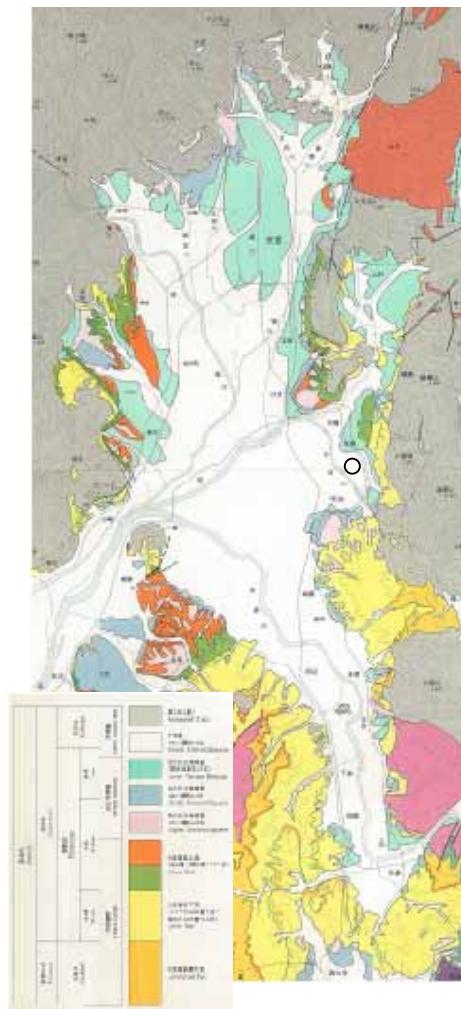


図-8 京都盆地周辺における地質分布状況

JR宇治駅から南側にかけて大阪層群下部が分布しており、地震観測点の設置されている黄葉地域（上図黒丸附近）とは様相は異なっている。

出典：市原他(1991)12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第4紀地質図」、アーバンクボタ、30号

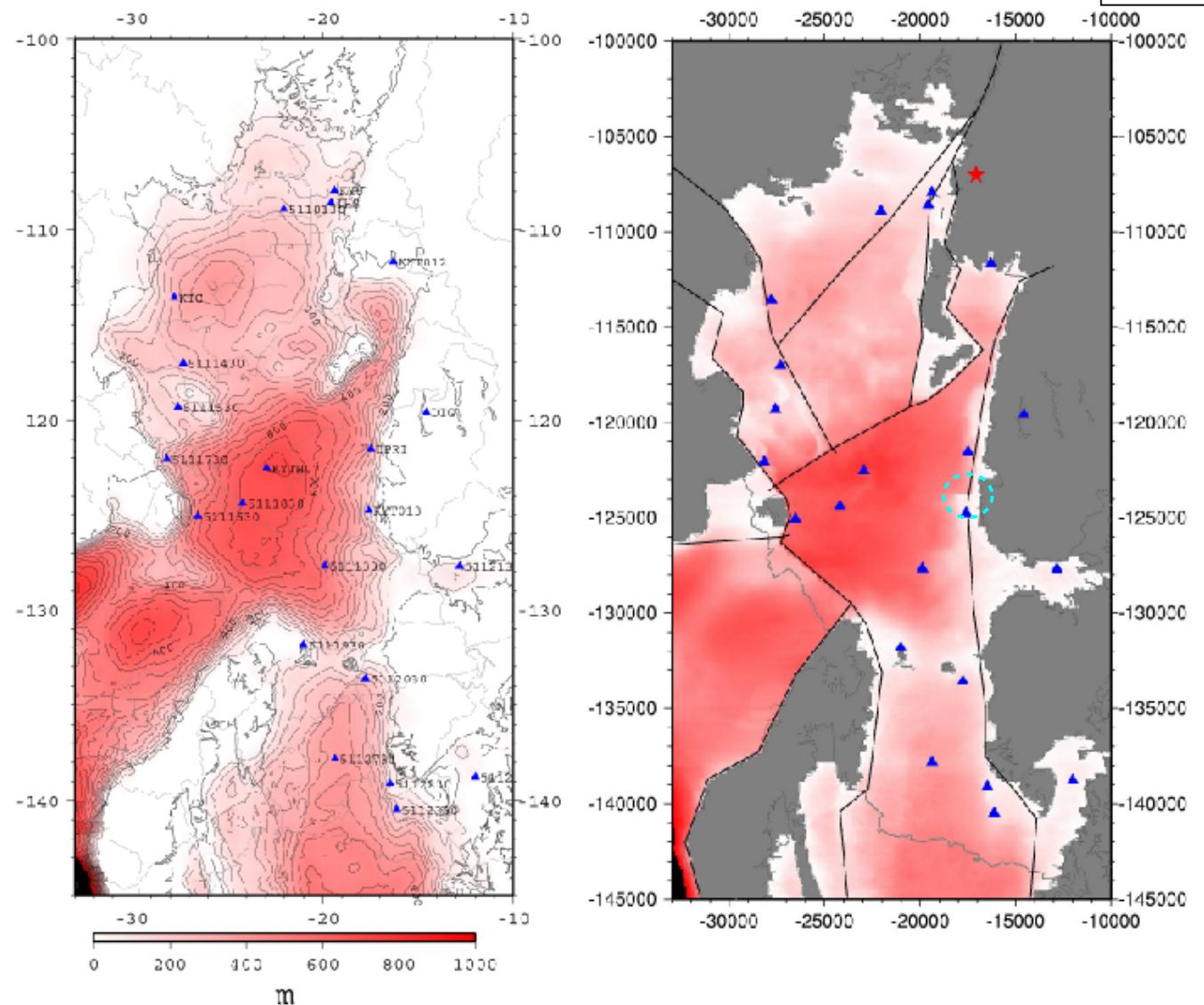
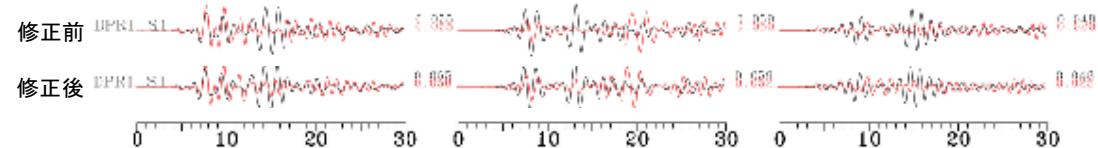
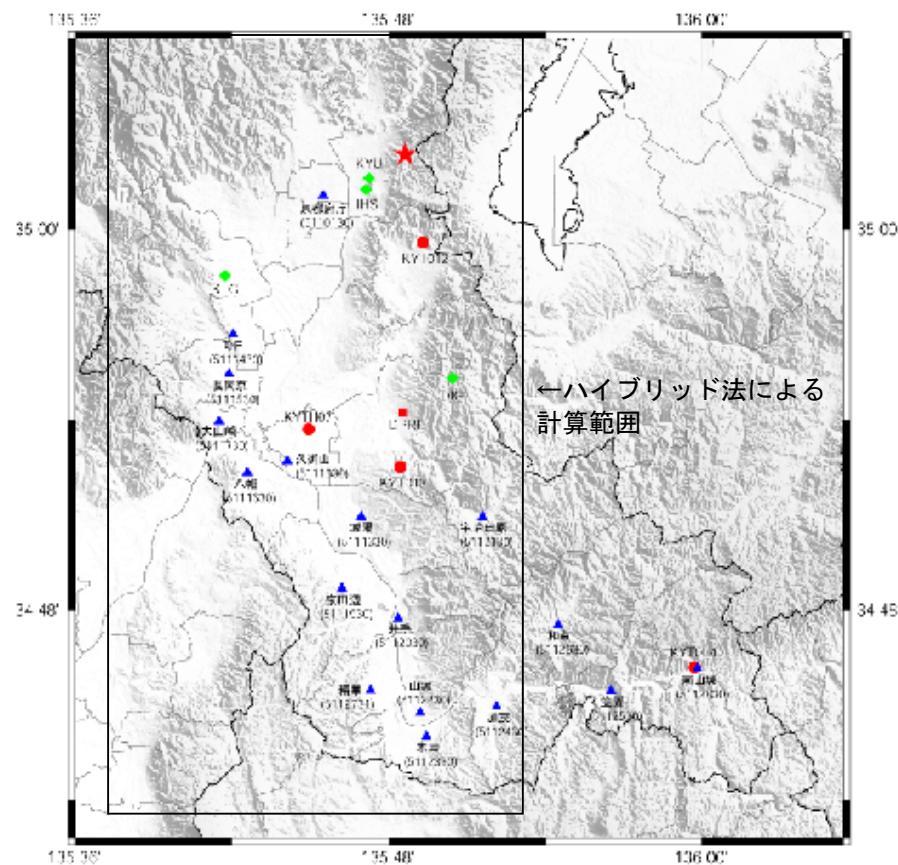


図-9 重力データに基づくによる基盤岩深度（中）とモデルの基盤岩深度分布（右）

地表の地質分布状況では宇治駅周辺から南側で大阪層群の下部が見られることから、この付近（水色破線囲み部分）に基盤岩の落差を持たせるように修正した。この結果、弱いながらも京都大学防災研究所で観測された後続波に対応する波群が見られている。



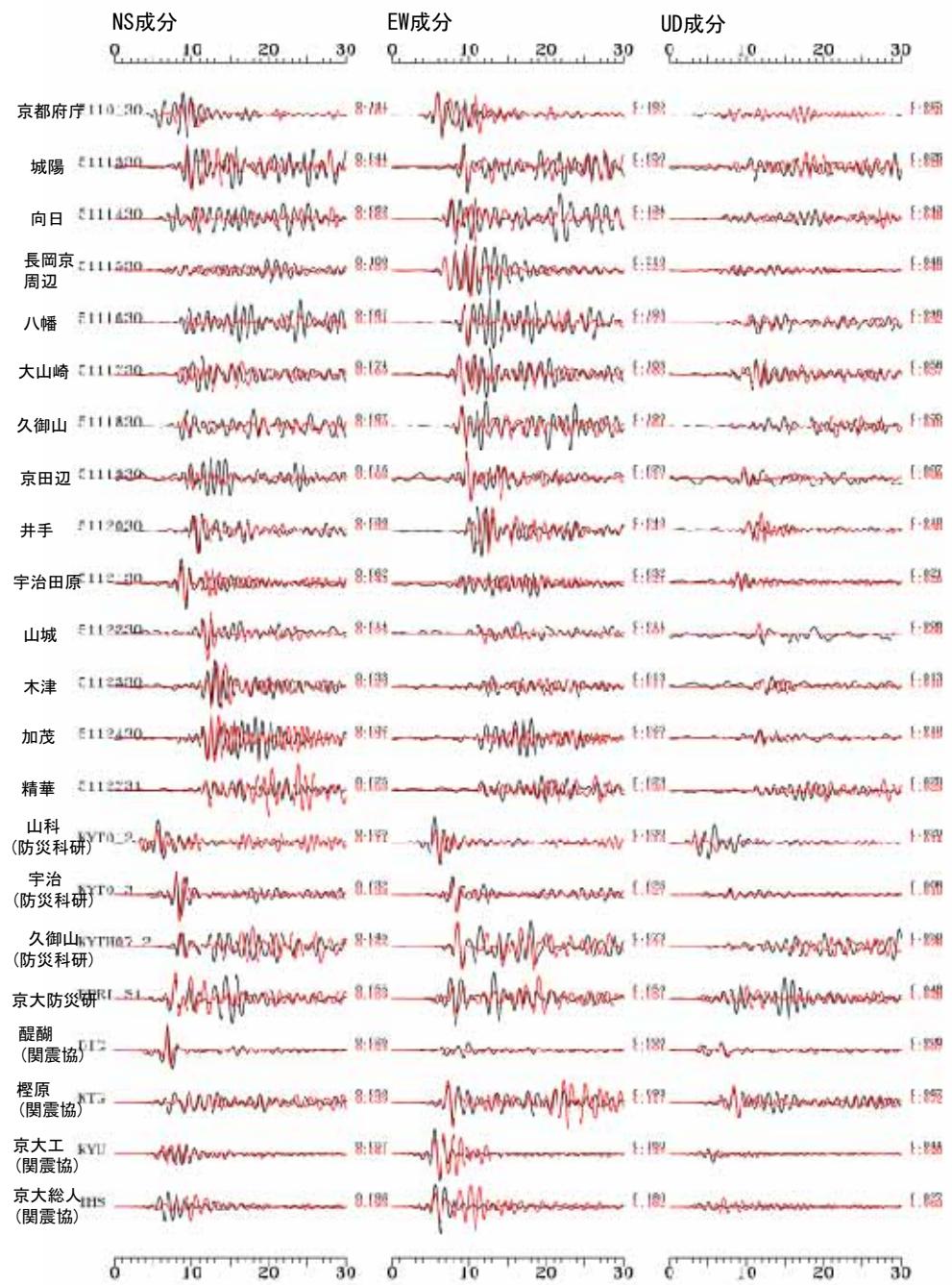


なお、図-11に示す波形は前項図-9に示した基盤岩深度モデルとともに各観測点における観測波形と差分法による計算波形（いずれも速度）である。各波形の右横に示した数字は最大速度（kine）である。

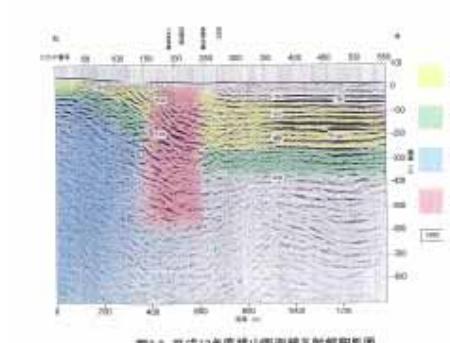
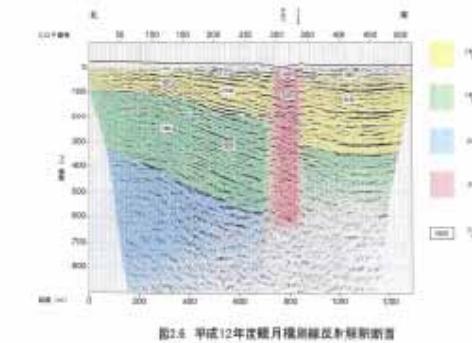
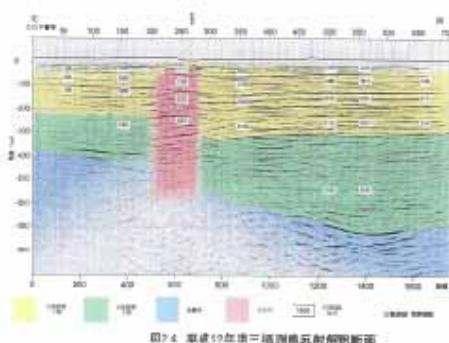
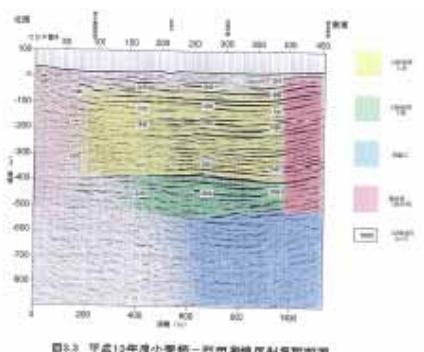
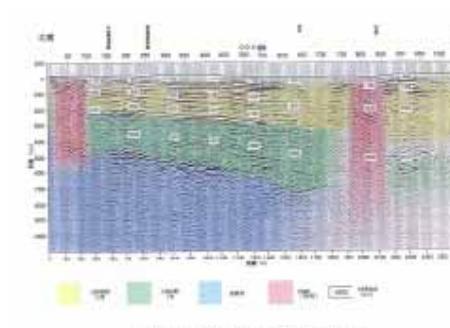
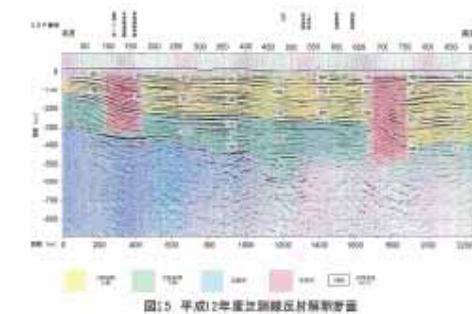
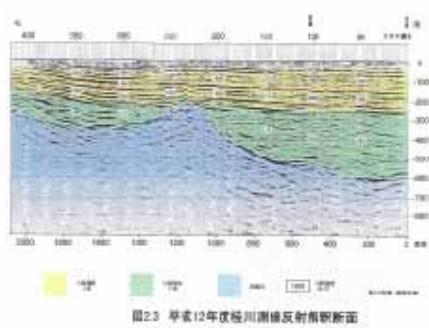
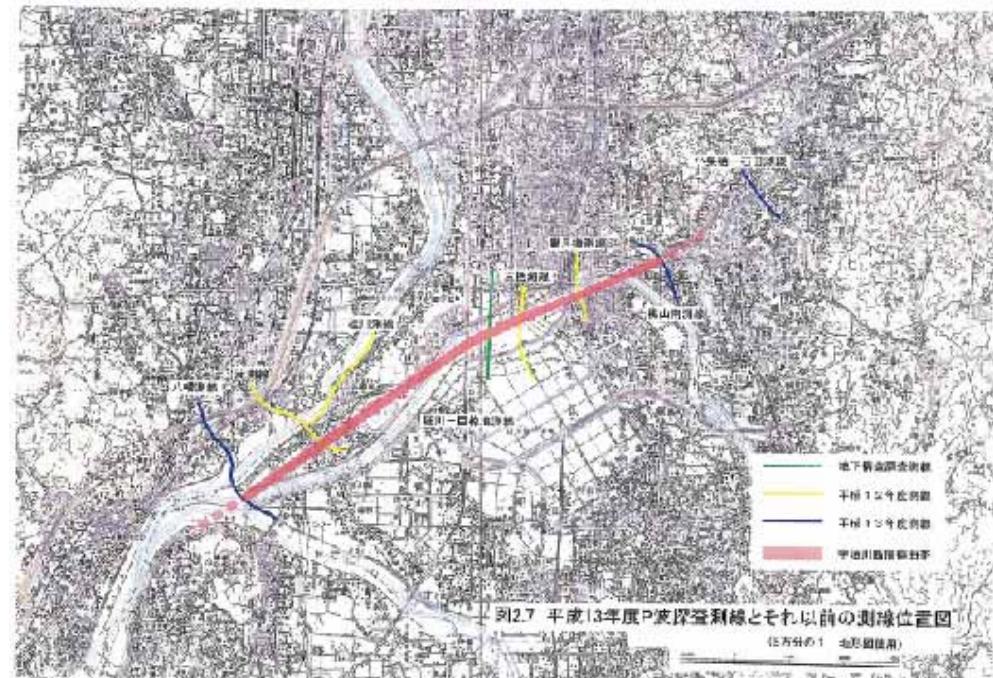
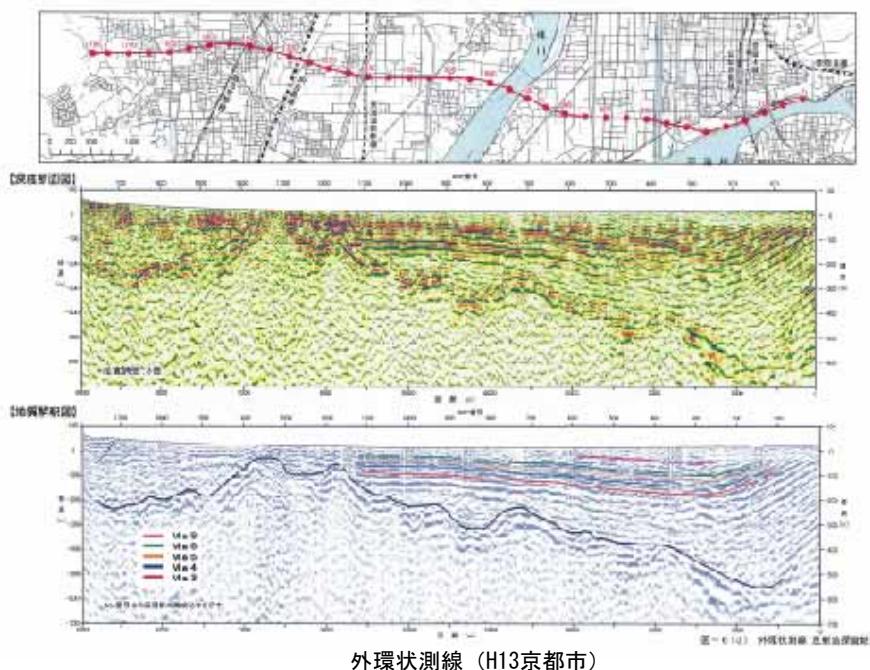
堆積層の中心周期を0.5secとしてgravesのQによりS波速度(m/s)の1/5とし、波形には0.1~1.0Hzのバンドパスフィルターを適用している。

また、基盤岩の物性は
深さ3kmまでをVp=5400(m/s)、Vs=3000(m/s)、ρ=2.7(g/cm³)、Q=250
深さ3km以深をVp=6000(m/s)、Vs=3400(m/s)、ρ=2.8(g/cm³)、Q=350とした。

なお、図中の囲み部分は、ハイブリッド法による計算範囲。

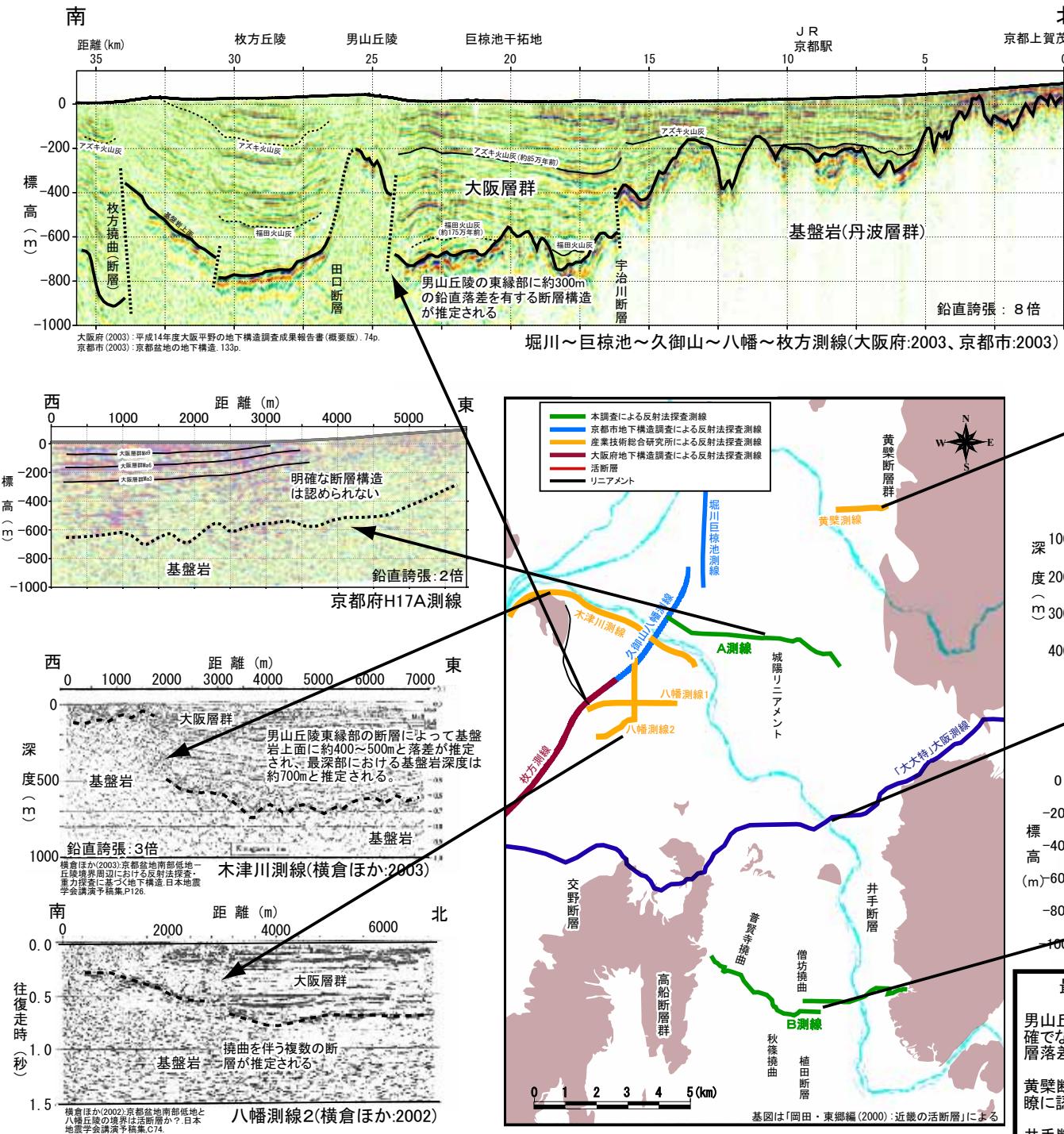


参考資料 反射法探査深度断面図



宇治川断層に関する調査成果報告書
(H13年度京都市) より引用

図-1 京都盆地南部の地下構造に関するおもな調査結果



最近の調査によって明らかになった京都盆地南部における主要な地質構造

男山丘陵東縁の構造: 丘陵北端付近より約5km区間ににおいて断層が確認された。南部への延長は明確でないが、「大大特」大阪測線において明瞭な断層構造が認められることより、それらの間で断層落差が解消すると推定される。

黄檗断層: 城陽リニアメントとの関係が明確でなかったが、京都府H17A測線において断層構造が明瞭に認められないとより、地表地質情報とあわせると黄檗断層の南限は宇治川付近と推定される。

井手断層: 京都府H17B測線における探査結果より、盆地東縁を限る井手断層は、少なくとも南部地域では落差数10m程度の比較的小規模な構造であり、大きな基盤岩落差を有する断層ではないことが明らかとなった。また、断層北部を探査した「大大特」大阪測線においても明瞭な基盤岩落差は認められていない。

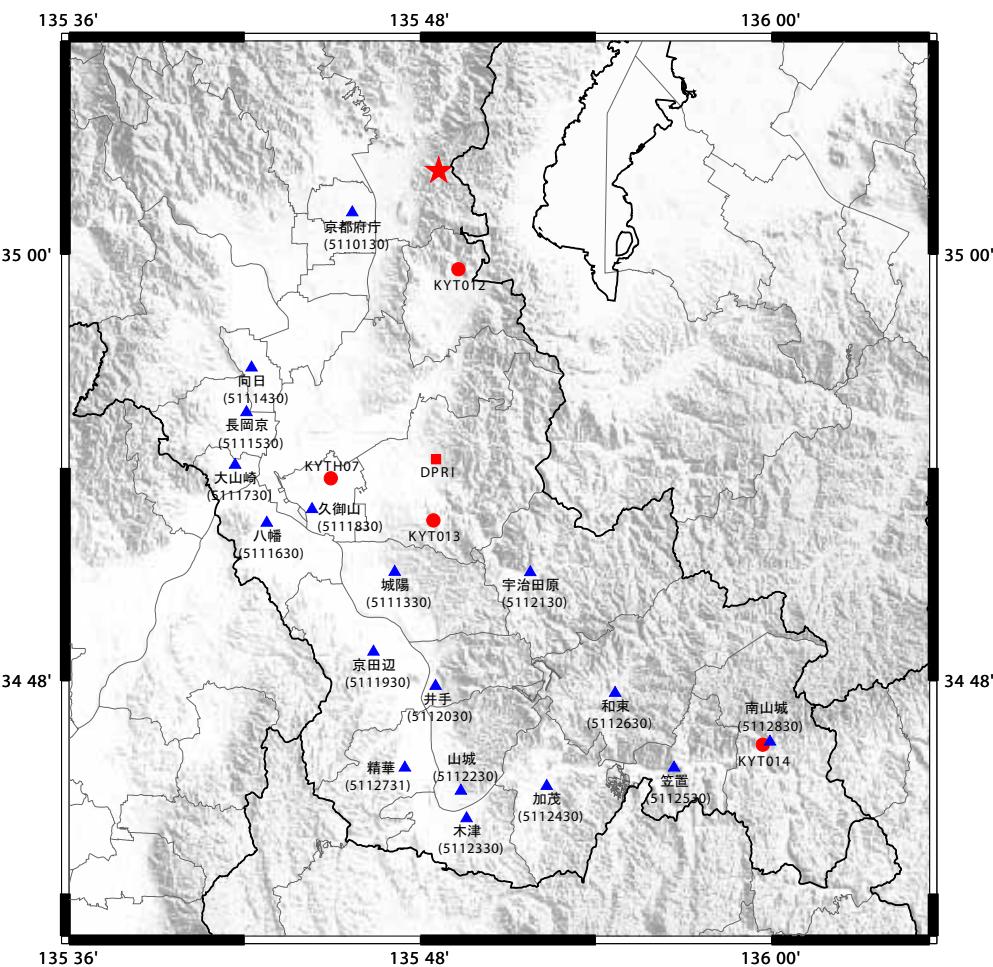


図-3 2004年12月1日23:30に発生した地震と地震波形のある観測点位置

赤い星印が震央位置を表す。

震源の位置は、東経135.81、北緯35.04、深さ12.63km、Mj4.0（気象庁）

震源解は11:158/52:43/112:65、Mo=1.04E+15Nm、D=14km、Mw=4.0（F-NET）

なお、青三角はこの地震の観測記録のある京都府震度計ネットワークの観測点、赤丸は防災科研による地震観測点、赤四角は京大防災研による地震観測点を示す。

右の波形は上図の各観測点における観測波形と差分法による計算波形（いずれも速度）を示す。観測波形には0.1~1.0Hzのバンドパスフィルターを適用している。

堆積層の中心周期を0.5secとしてgravesのQIによりS波速度(m/s)の1/5として与えた。

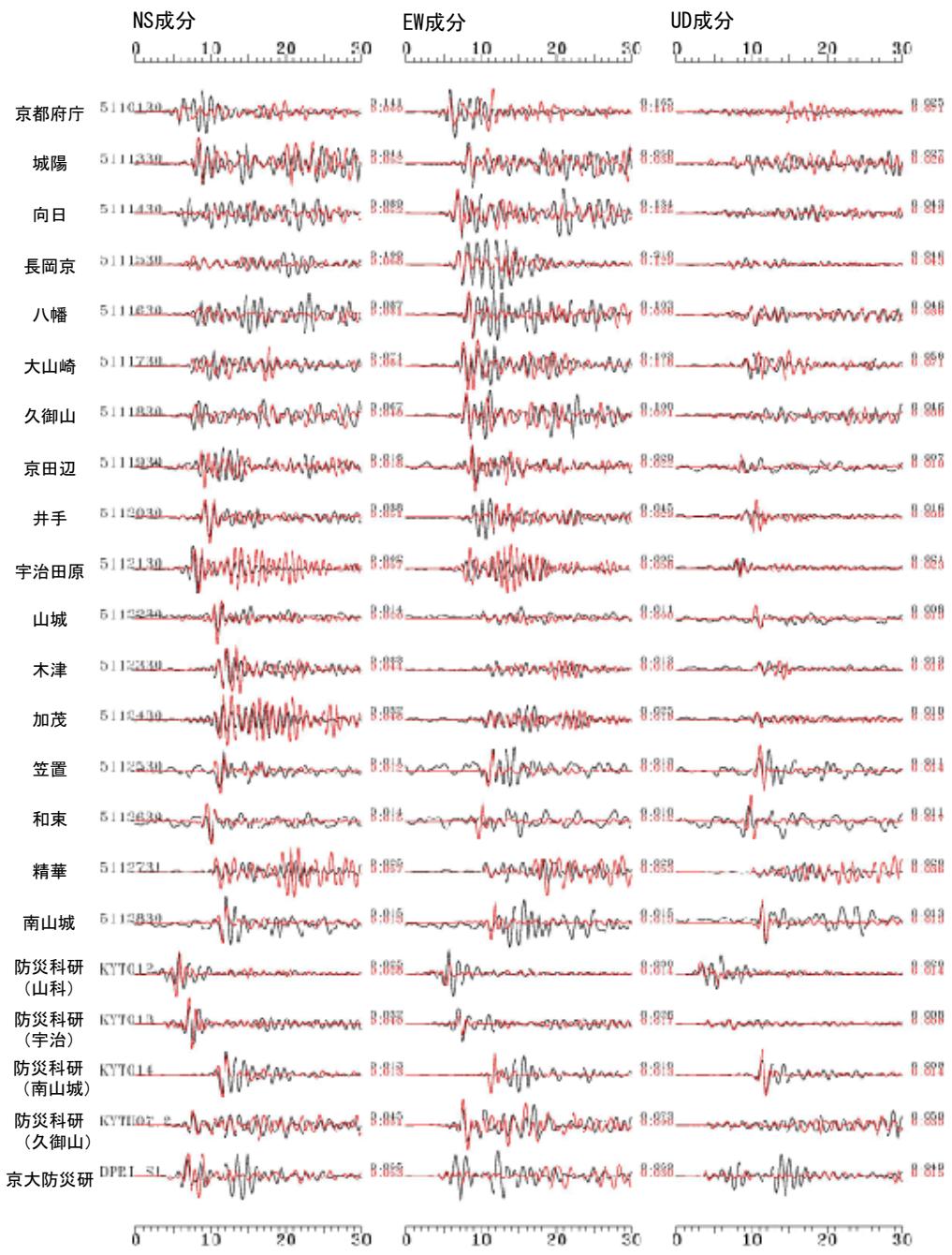
また、基盤岩の物性は

深さ3kmまでをVp=5400(m/s)、Vs=3000(m/s)、ρ=2.7(g/cm³)、Q=250

深さ3km以深をVp=6000(m/s)、Vs=3400(m/s)、ρ=2.8(g/cm³)、Q=350

とした。

なお、和束、笠置、南山城はモデル化した領域の外側にあるため基盤上の観測点としている。



参考資料 2006年10月25日実施 第4回地震動部会資料

資料 1-2

2004年12月1日23:30に発生した地震によるモデルの検証

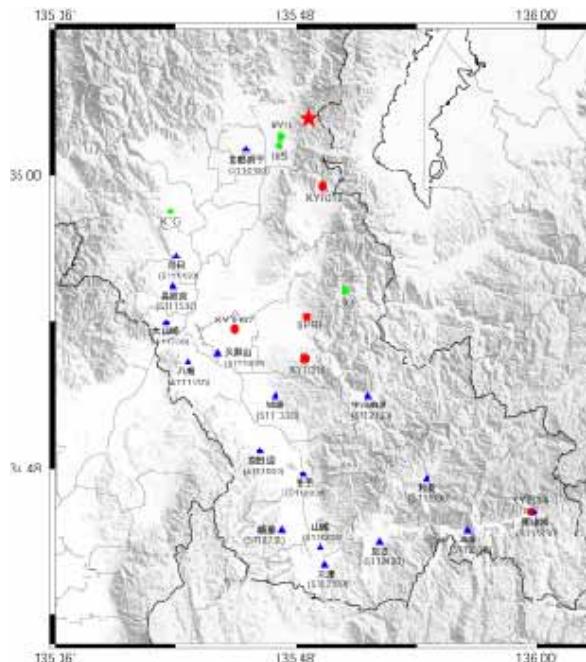


図-2a 震央位置と地震観測点位置

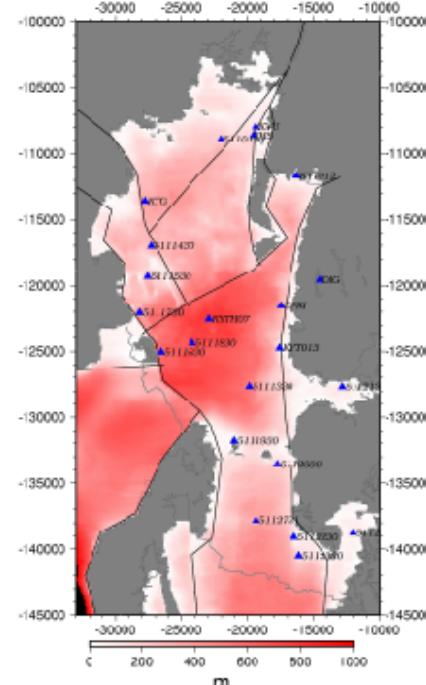


図-2b モデルの基盤岩深度分布

図-2aの赤い星印が震央位置を表す。

震源の位置は、東経135.81、北緯35.04、深さ12.63km、Mj4.0（気象庁）
震源解は11:158/52:43/112:65、Mo=1.04E+15Nm、D=14km、Mw=4.0（F-NET）

なお、青三角はこの地震の観測記録のある京都府震度計ネットワークの観測点、赤丸は防災科研による地震観測点、赤四角は京大防災研、緑四角は関西地震観測研究協議会による地震観測点を示す。

図-2cに示す波形は図-2bに示す基盤岩深度モデルをもとに各観測点における観測波形と差分法による計算波形（いずれも速度）を示す。各波形の右横に示した数字は最大速度（kine）である。前回のモデルで後続波の振幅が大きすぎた宇治田原・加茂の後続波振幅を抑えるようにモデルを修正するとともに、前項のHV微動の結果を受けて長岡京市周辺の基盤岩構造の手直しを行った。

堆積層の中心周期を0.5secとしてgravesのQによりS波速度(m/s)の1/5とし、波形には0.1~1.0Hzのバンドパスフィルターを適用している。

また、基盤岩の物性は

深さ3kmまでをVp=5400(m/s)、Vs=3000(m/s)、ρ=2.7(g/cm³)、Q=250

深さ3km以深をVp=6000(m/s)、Vs=3400(m/s)、ρ=2.8(g/cm³)、Q=350

とした。

なお、和束、笠置、南山城はモデル化した領域の外側にあるため基盤上の観測点としている。

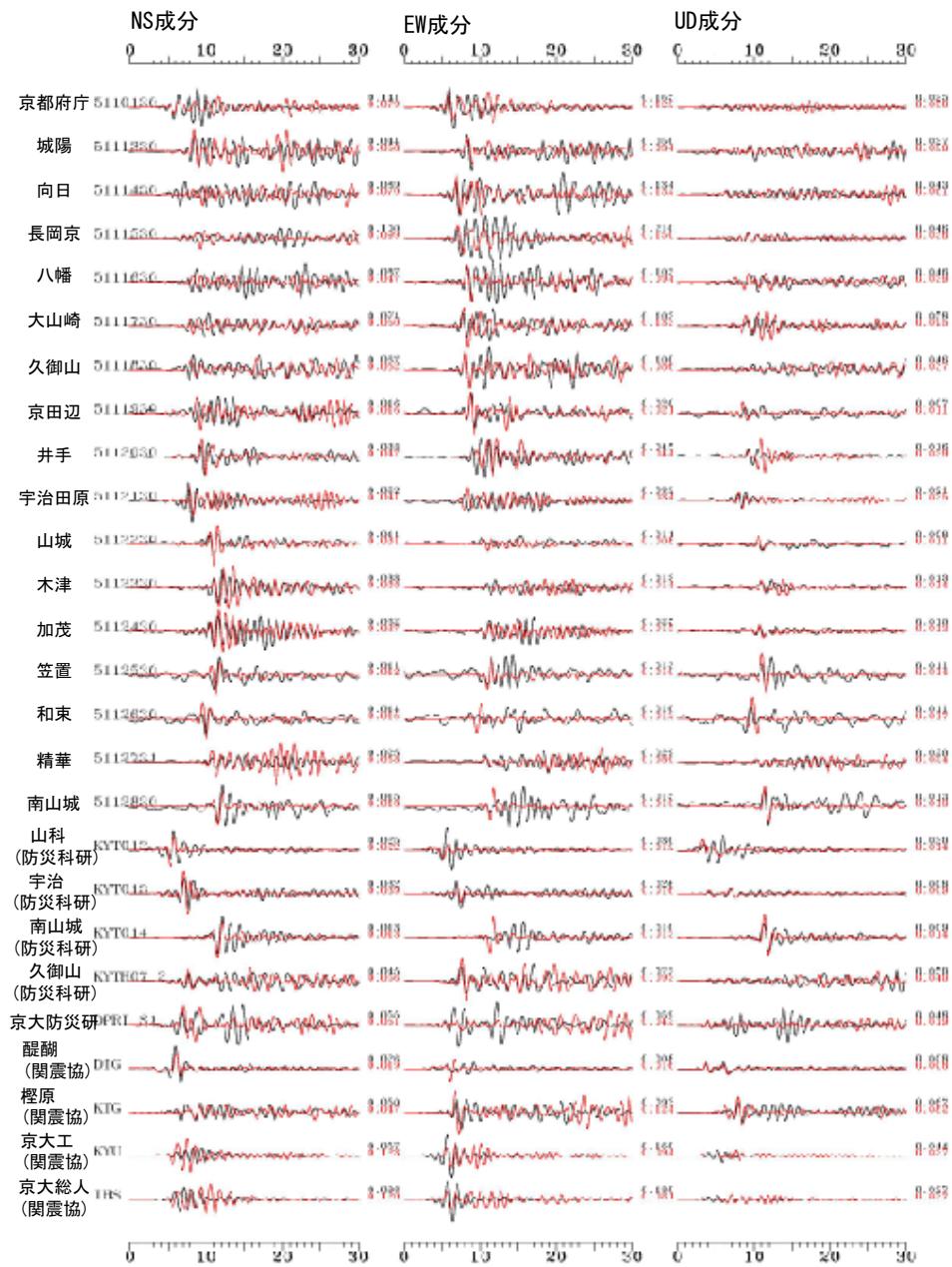


図-2c 観測記録（黒）と計算波形（赤）の比較