



Title	濃尾平野における地震動シミュレーション
Author(s)	南雲, 秀樹; NAGUMO, Hideki
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 69, 69-83
Issue Date	2006-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.69.69
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21501
Type	departmental bulletin paper
File Information	06.pdf



濃尾平野における地震動シミュレーション

南雲 秀樹

(財)地震予知総合研究振興会

(2005年12月20日受理)

Simulating Seismic Wave Propagation in the Nobi Basin

Hideki NAGUMO

Association for the development of Earthquake Prediction

(Received December 20, 2005)

Nagoya City, one of the largest cities in Japan, is located on the Nobi basin where the future occurrence of Tokai and/or Tonankai earthquake disasters is feared. The prediction of strong ground motions in this region is a pressing concern in order to mitigate these disasters. In this study, I constructed a subsurface velocity structure model for an area of 60 km×40 km in the Nobi basin on the basis of geophysical exploration data. Basement structure of the Nobi basin has the following features. Large vertical offsets of 2.0 to 2.5 km exist between the mountain area and the sediment site at the western boundary of the basin by the Yoro fault. The basement beneath the plain gradually becomes shallower toward the northeast direction, and the outcrop of the basement rock is observed at approximately 40 km from the Yoro fault. I assume four sedimentary layers on basement. This model explained the observed PS-P times at most sites.

Next I carried out 3D finite-difference waveform modeling for two events. The maximum amplitudes and waveforms of S-wave were reproduced well at most sites by the simulation. The generation and propagation of the Rayleigh wave were also reproduced by the simulation. These results indicate the validity of the proposed 3D velocity model. However, some differences were seen in the propagation character of the Rayleigh wave. These are discrepancies between observed and simulated group velocities of the Rayleigh wave. These differences suggest that proposed model have to be modified in detail.

I. はじめに

濃尾平野は約 1300 km² の面積を持つ広大な沖積平野であり、そこには日本有数の大都市である名古屋市を中心とした一大都市圏が広がっている。濃尾平野の周辺には多数の活断層が認められており、過去に 1891 年濃尾地震 (M 8.0) や 1945 年三河地震 (M 6.8) などの内陸型大地震が発生している。また、海域では 1944 年南海地震 (M 7.9) などの海溝型大地震が発生しており、

深刻な地震災害を被っている。さらに近年では、次の東海・東南海地震の発生が懸念されている（例えば、地震調査推進本部ホームページ）。にもかかわらず、平野における地震動に関する研究は関東平野や大阪盆地などと比較して大きく遅れをとってきた。しかし、1997年以降、自治体や大学による地震観測が開始され、そこで観測される地震動の特性が明らかにされつつある（例えば、堀・他、2000、南雲、2000）。

一方、地盤構造については、Iida and Aoki (1968)が重力異常データから平野内の面的な基盤深度を推定したほか、爆破探査（正木・他、1982）や微動アレイ探査（南雲・他、1999）などにより部分的な構造のみが示されていたが、1999年以降の愛知県による大規模地下構造探査によってこれらの結果をつなげて面的な構造を考察することが可能となった。また、近年は防災科学技術研究所によるKiK-net観測点等のボーリング探査（澤田・他、1999、防災科学技術研究所ホームページ）も実施されており、平野内の堆積層の弾性波速度構造のより詳しいデータも得られている。

本研究では、これらの地盤構造探査結果や地震記録を用いて、濃尾平野の三次元地下構造モデルを作成するとともに、三次元地震動シミュレーションを実施し、濃尾平野上で観測された地震記録と比較することによって、濃尾平野地下構造について検討する。

II. 濃尾平野の地質と地盤構造

濃尾平野は主に中新世～鮮新世頃に始まった濃尾傾動運動によって形成されたと考えられている（東海三県地盤沈下調査会、1985）。この傾動運動により、濃尾平野は西に傾く盆地構造となり、西縁を養老断層で絶たれる構造が形成されたと考えられている（例えば、桑原1968）。特に、最近の反射法探査により、平野西縁での基盤の段差は2.5 km程度に達していることが明らかになっている（例えば、愛知県、2000、2002）。

さらに、近年では、反射法探査（愛知県、2000、2001 a、2002）や微動アレイ探査（例えば、愛知県、2001 a；南雲・澤田、2003；澤田・他、2003）、ボーリング探査（澤田・他、1999；愛知県、2001 b；防災科研ホームページ）などによって、平野内の地盤構造についても詳しく調べられている。

南雲・澤田(2001)は1998年に濃尾平野のすぐ西隣の深さ5 kmで発生した地震の観測記録のうち濃尾平野内の観測点では基盤と堆積層の境界で発生したPS変換波が明瞭に見られることを報告している。特にP波とPS変換波との到達時間差は平野内で西から東に向かって徐々に短くなり、平野内で行われた地盤構造探査結果と調和的である。

一方、濃尾平野の堆積層については、主体をなす層は第三紀の湖成堆積物である東海層群と呼ばれる層であり、その上位に第四紀の層が分布していることが地質的検討から示されている（例えば、桑原、1968）。平野内で実施された地盤構造探査ではこれらの層に対応する弾性波速度構造が得られている。

III. 濃尾平野の地盤構造モデル

濃尾平野上の各構造探査地点を Fig. 1 に示す。平野中部から南西部にかけては反射法探査や微動アレイ探査が多数行われているが、平野北西部では物理探査はほとんど行われていない。また、その地域には地震観測点も設けられていない。そこで、濃尾平野北西部についてはモデル化の対象からはずし、Fig. 1 の四角で囲む 60 km×40 km の範囲についてモデル化を行った。モデル化の手順としては、まず各種探査によって得られている基盤深度を重力異常の分布を参考にしながらつなげた。また、平野東端部付近については、重力異常のデータとともに地形を考慮した。こうし

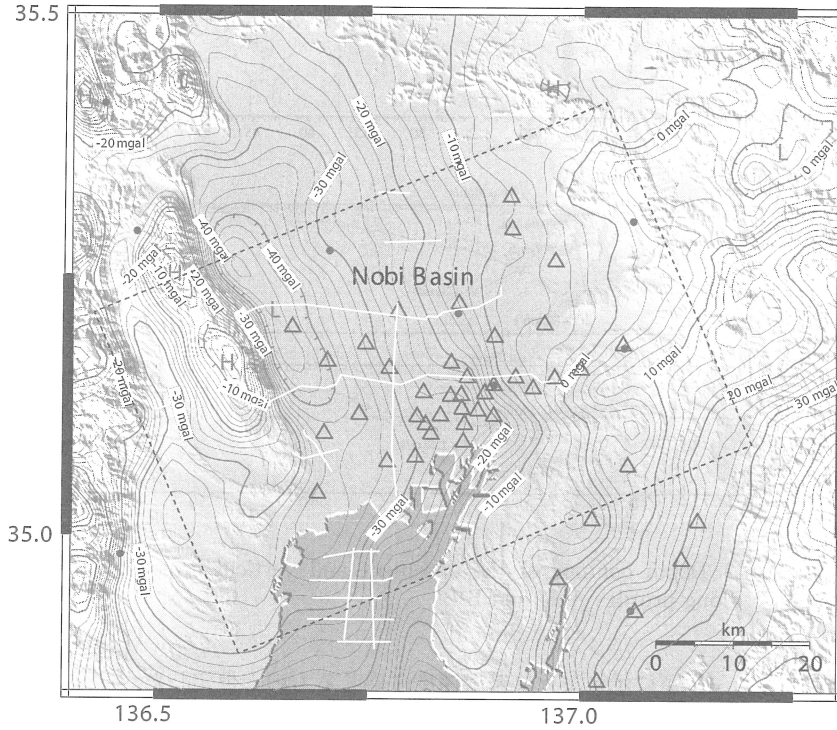


Fig. 1. Locations of the geophysical survey carried out in the Nobi Plain. Lines, open triangles and solid circles denote refraction survey lines, microtremor observation sites and PS logging sites, respectively. Contour shows gravity Bouguer anomaly by Geological Survey of Japan (2000). Rectangler means modeled area in this study.

て得られた基盤形状を Fig.2 に示す。基盤深度は平野西部で深く、濃尾平野北東に向かって徐々に浅くなっている。次に平野内の堆積層についてモデル化を行った。堆積層の層数については、濃尾平野の地質（例えば桑原，1968）や反射法探査結果を参考に Table 1 に示す 4 層構造とし、各層の厚さについては反射法探査や微

Table 1. Geophysical parameters of the each sedimentary layer of the Nobi basin.

V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q
1.8	0.3	1.8	30
2.0	0.6	2.1	50
2.2	0.9	2.2	80
2.8	1.3	2.3	100

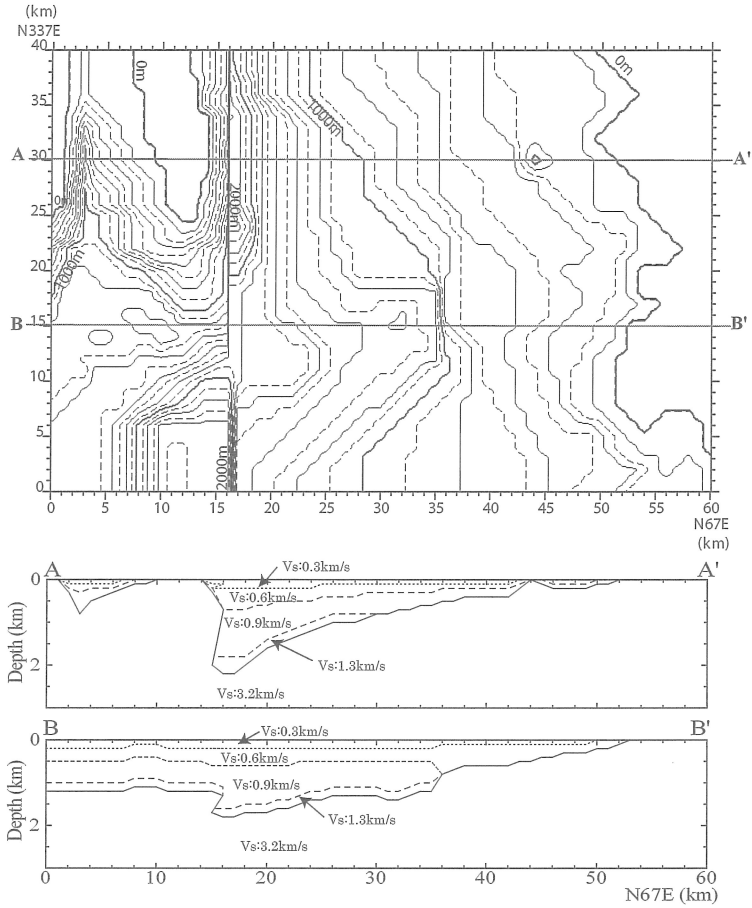


Fig. 2. Depth contour of the basement and vertical cross section along profiles A-A' and B-B'.

動探査結果をまとめ、以下に示すように基盤深度に応じるものと仮定した。

第1層：第四紀層相当 ($V_P=1.8$ km/s, $V_S=0.3$ km/s)

$$0.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 0.3 \text{ km} : h_1=0.0 \text{ km}$$

$$0.3 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 1.2 \text{ km} : h_1=0.1 \text{ km}$$

$$1.2 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 2.5 \text{ km} : h_1=0.2 \text{ km}$$

第2層：東海層群（第三紀層）上部相当 ($V_P=2.0$ km/s, $V_S=0.6$ km/s)

$$0.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 0.2 \text{ km} : h_2=0.0 \text{ km}$$

$$0.2 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 0.6 \text{ km} : h_2=0.1 \text{ km}$$

$$0.6 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 1.0 \text{ km} : h_2=0.2 \text{ km}$$

$$1.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 1.6 \text{ km} : h_2=0.3 \text{ km}$$

$$1.6 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 2.0 \text{ km} : h_2=0.4 \text{ km}$$

$$2.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 2.5 \text{ km} : h_2=0.5 \text{ km}$$

第3層：東海層群（第三紀層）下部相当（ $V_P=2.2$ km/s, $V_S=0.9$ km/s）

$$h_3 = d_{\text{base}} - (h_1 + h_2 + h_4)$$

第4層：中新統相当（ $V_P=2.8$ km/s, $V_S=1.3$ km/s）

$$0.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 0.8 \text{ km} : h_4 = 0.0 \text{ km}$$

$$0.8 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 1.0 \text{ km} : h_4 = 0.1 \text{ km}$$

$$1.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 2.0 \text{ km} : h_4 = 0.2 \text{ km}$$

$$2.0 \text{ km} \leq d_{\text{base}} < 2.5 \text{ km} : h_4 = d_{\text{base}} - 1.8 \text{ km}$$

ここで、 d_{base} , h_1 , h_2 , h_3 , h_4 はそれぞれ、基盤の上面深度、第1層から4層の層厚を示す。

なお、平野東部における探査結果では、3層目に相当する層のS波速度が0.7 km/s程度で、平野西部の探査結果に比べてやや遅い結果となる傾向が共通して見られる（南雲・他，2002；南雲・澤田，2003）ことから、N 67 E方向の35 km以上かつN 337 E方向の22 km以下の領域では、3層目を除外した。

濃尾平野の地盤構造に関しては、南雲・澤田(1999)によって報告された平野内の地震観測点におけるPS-P時間はここで構築したモデルの妥当性を検討する上で有力なデータである。そこで、構築したモデルから理論的なPS-P時間を計算し、観測結果と比較した。理論と観測によるPS-P時間の差の絶対値の分布をFig. 3に示す。理論と観測との差は平野西部から西南部にかけてやや大きい。これは平野西部には濃尾平野を代表する河川である長良川・揖斐川・木曾川が流れているため、表層付近には水分を多く含む低速度層が存在し、その影響を受けているものと考えられる。この部分を除くと全体的にはそのずれはほとんどの観測点で0.2秒以内に収まっており、ここで作成したモデルは観測された地震波の走時の特徴をある程度説明できるものであることが

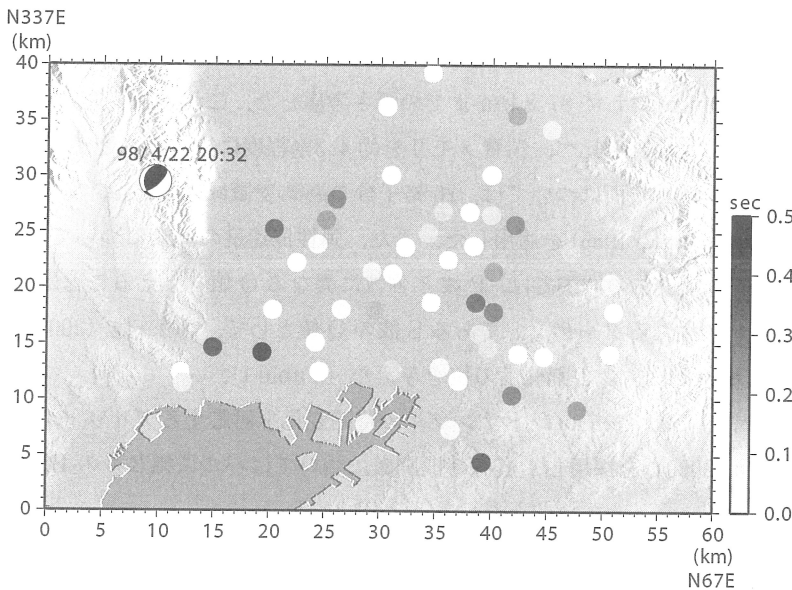


Fig. 3. Distribution of absolute difference of PS-P time between the calculation and observation.

Table 2. Geophysical parameters of the surrounding crustal model. "Dep" means depth of upper boundary.

Dep(km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q
-	5.5	3.2	2.8	250
4	6.0	3.6	2.9	300
24	6.6	3.8	3.0	300
29	7.8	4.4	3.2	500
-	8.2	4.6	3.4	900

わかる。

一方、基盤よりも深い部分の構造については、Aoki et al.(1972)による爆破探査の結果を参照して Table 2 に示すような 5 層構造を仮定した。このうち基盤の下位に位置する 3 層の上面は水平としたが、最下層はフィリピン海プレートを想定したもので、その上面は山崎・大井田 (1985) や微小地震の震源分布などを参考に、モデル中で N 337 E に向かって 39 km から約 14 度で傾く平面とした。

IV. 地震動シミュレーション

1. シミュレーション手法

地震動シミュレーションには Staggerd grid を用いた有限差分法を用いる。ここでは Aoi and Fujiwara (1999) と Pitarka(1999) による手法を組み合わせ消費メモリの節約を行った。Aoi and Fujiwara (1999) によって提案された方法は、格子点間隔が 1:3 の不連続格子を弾性波速度が十分速い領域でつなげる方法である。ここでは 2.7 km よりも浅い部分の格子間隔を 0.1 km、それより深い部分を 0.3 km とした。一方、Pitarka による方法は差分計算の係数を変えることによって、任意の格子点間隔での計算を可能にする。ここでは、8.8 km よりも深い部分での上下方向の格子点間隔を 1 km にして 87.8 km までの深さ考慮した。これらの工夫により 0.1 km 間隔の等間隔格子を用いた場合と比べ、消費メモリを約 4.3%程度に抑えることが可能となった。

モデルの自由表面以外の面については、20 格子分の過減衰領域を設定し、境界からの反射波を抑える方法 (Cerjan et al., 1985) を適用した。また、弾性波速度の減衰については Graves(1996) による方法を適用した。この方法では、P 波と S 波に異なる Q 値を与えることはできないので、シミュレーションの主たるターゲットである S 波の Q 値として、堀家・他 (2002) などを参考に S 波速度 (単位 m/s) の 1 割程度の値を与えた (Table 1)。

震源の導入については、モーメントテンソルの時間変化を対応するグリッドの応力値に付加する方法 (Pitarka, 2000) を採用し、震源時間関数についてはパルス幅 2 秒の Bell function を用いた。

シミュレーションは、1998 年 4 月 22 日に濃尾平野の西隣で発生した地震 (M 5.5) と 1999 年 11 月 29 日に濃尾平野東部の直下で発生した地 (M 4.7) について実施した。これらの地震は平野のすぐ近くで発生しており、途中の伝播経路による散乱等の影響はきわめて少ないと考えられる。

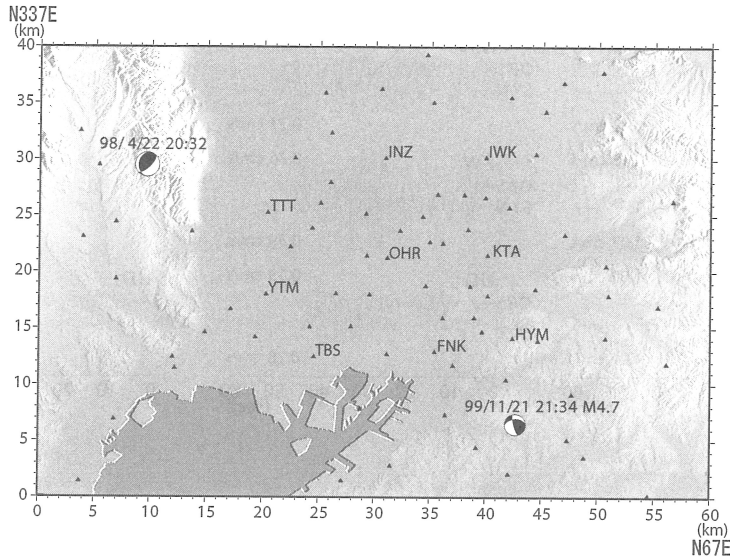


Fig. 4. Seismic observation sites and source locations.

なお、濃尾平野には、国、自治体、大学による地震観測点が多数設けられているが、本研究では Fig. 4 に示す 9 地点を平野内の各区域の代表地点とし、波形の比較を行う。

2. 1998 年 4 月 22 日の地震 (M 5.5) のシミュレーション

この地震は、濃尾平野の西端の極めて浅いところで発生した地殻内地震である。気象庁による報告では深さ 10 km とされている(気象庁, 1998)が、Freesia による長周期の波形を使った解析では震源の深さは 5 km という結果が得られている(防災科学技術研究所ホームページ)。本研究では、震央位置は気象庁による結果を、震源の深さおよび震源メカニズムについては Freesia による結果を採用した (Table 3)。

このシミュレーションによって得られた 0.1~0.5 Hz のバンドパス・フィルター波形と観測波形との比較を Fig. 5 に示す。波形の形状および最大値はほとんどの観測点で概ね調和的である。特に、5 秒付近に見られる各観測点の S 波初動部分の波形はほとんどの観測点でシミュレーション結果は観測をよく再現している。これらのことから、今回作成したモデルは大局的には妥当なものであることがわかる。

平野西縁に近い TTT, YTM とそれより少し離れた INZ, OHR の波形に注目すると、平野西

Table 3. Source parameters assumed in this study.

Date	Lat (deg)	Lon (deg)	Dep (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Moment (dyne · cm)
1998/4/22	35.165	136.570	5	24	67	108	5×10^{23}
1999/11/29	35.060	137.003	51	141	78	133	3.6×10^{23}

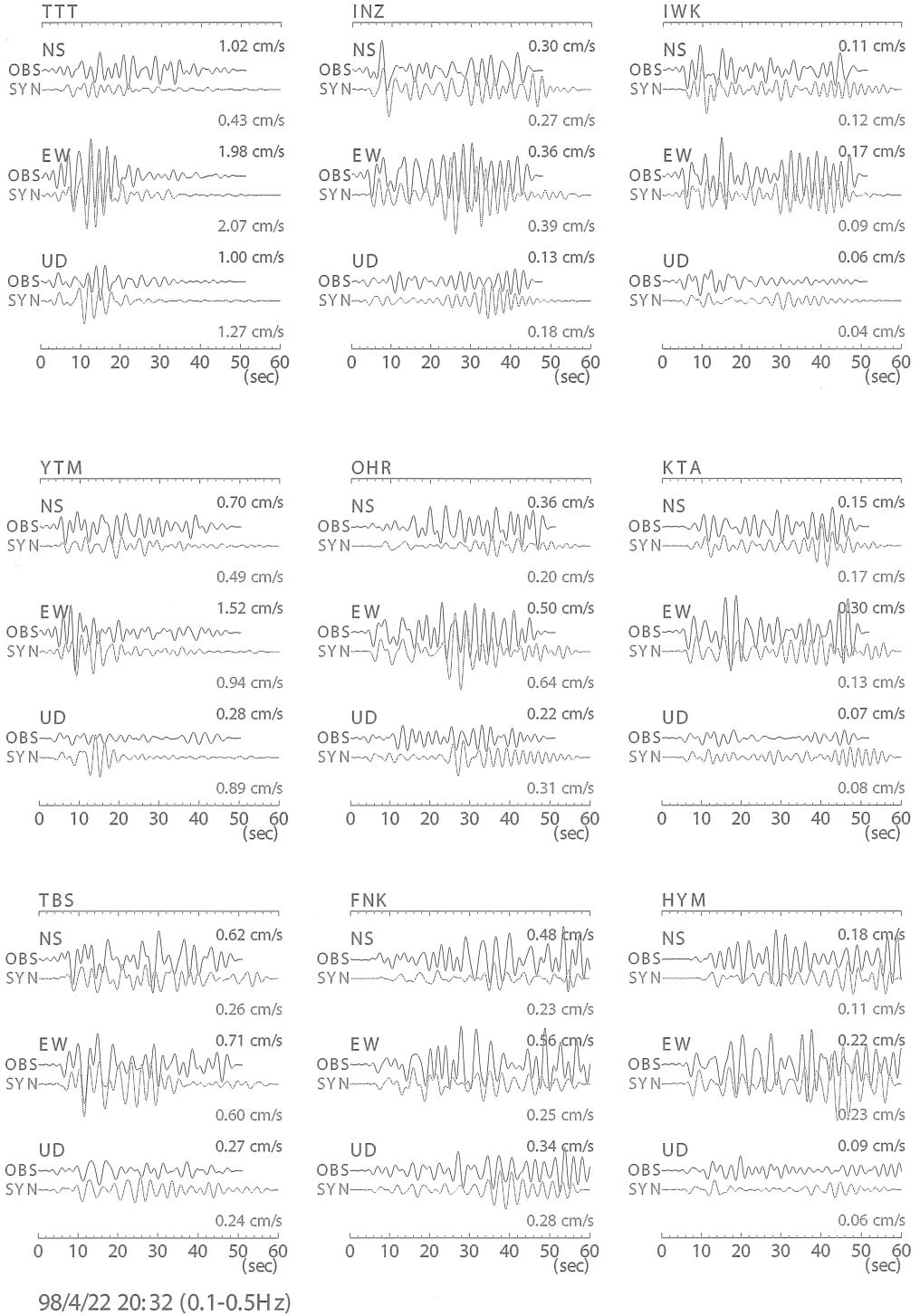


Fig. 5. Bandpass filtered (0.1–0.5Hz) velocity seismograms at selected sites during the 1998 event (M5.5).

縁から離れた観測点でS波に続く振幅の大きな部分の継続時間が長くなっているが、この傾向もシミュレーションではよく再現されている。この後続波動は平野西縁で二次的に生成された表面波の伝播によるものである。Fig. 6に平野西縁をまたいで東西方向に位置する観測点における上下方向の波形を示す。TADは平野の西側に位置する平野外の観測点である。TADにおける波形はほぼS波のみで構成されているが、平野内の観測点ではS波に続く部分に振幅の大きな波が形成され、ゆっくりと平野内を東に向かって伝播する様子がはっきりと確認できる。堀・他(1999)はこの部分の波の伝播速度と粒子軌道を調べ、平野西縁で二次的に生成されたRayleigh波であることを明らかにした。この波の伝播は、シミュレーション結果でも同様に確認できる。しかし、その波形と伝播速度は観測記録とはやや異なっている。波形については観測記録ではS波に続いて一連の波群を形成しているが、シミュレーション結果では周波数の違いによって複数の波群に分かれている。約0.3 Hzの周波数成分を持つ波は0.8 km/s程度の見かけ速度で伝播し、0.4~0.5 Hzの周波数成分を持つ波は0.5 km/s程度の速さで伝播している。伝播速度は全体的にシミュレーションの方が若干遅いように見える。一方、波群の振幅に注目すると観測では波群の後半部分で振幅が大きいのにに対し、シミュレーション結果では最初の波群の振幅が大きくなっている。これらの波形の違いは、Rayleigh波の群速度が観測とシミュレーションとで異なっているためである。これらの波の伝播特性をあわせるためには、堆積層各層の層厚およびS波速度を

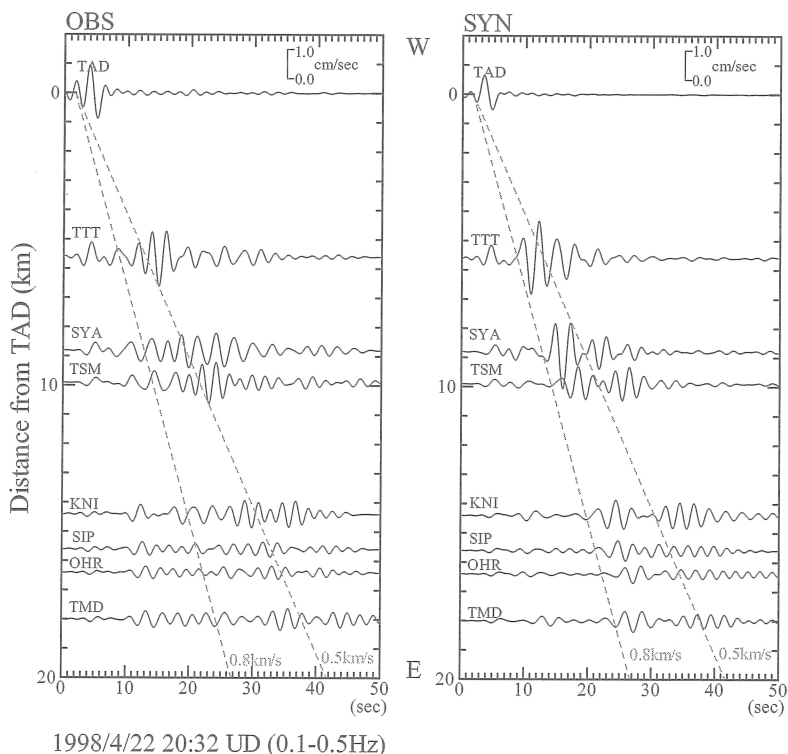


Fig. 6. Observed and synthetic vertical component ground velocities during the 1998 event for the sites along EW direction from the source.

変えて検討してゆく必要がある。これらのことを詳細に検討するためにも地震観測記録および堆積層の構造についてのデータをさらに蓄積してゆくことが必要不可欠である。

3. 1999年11月29日の地震のシミュレーション

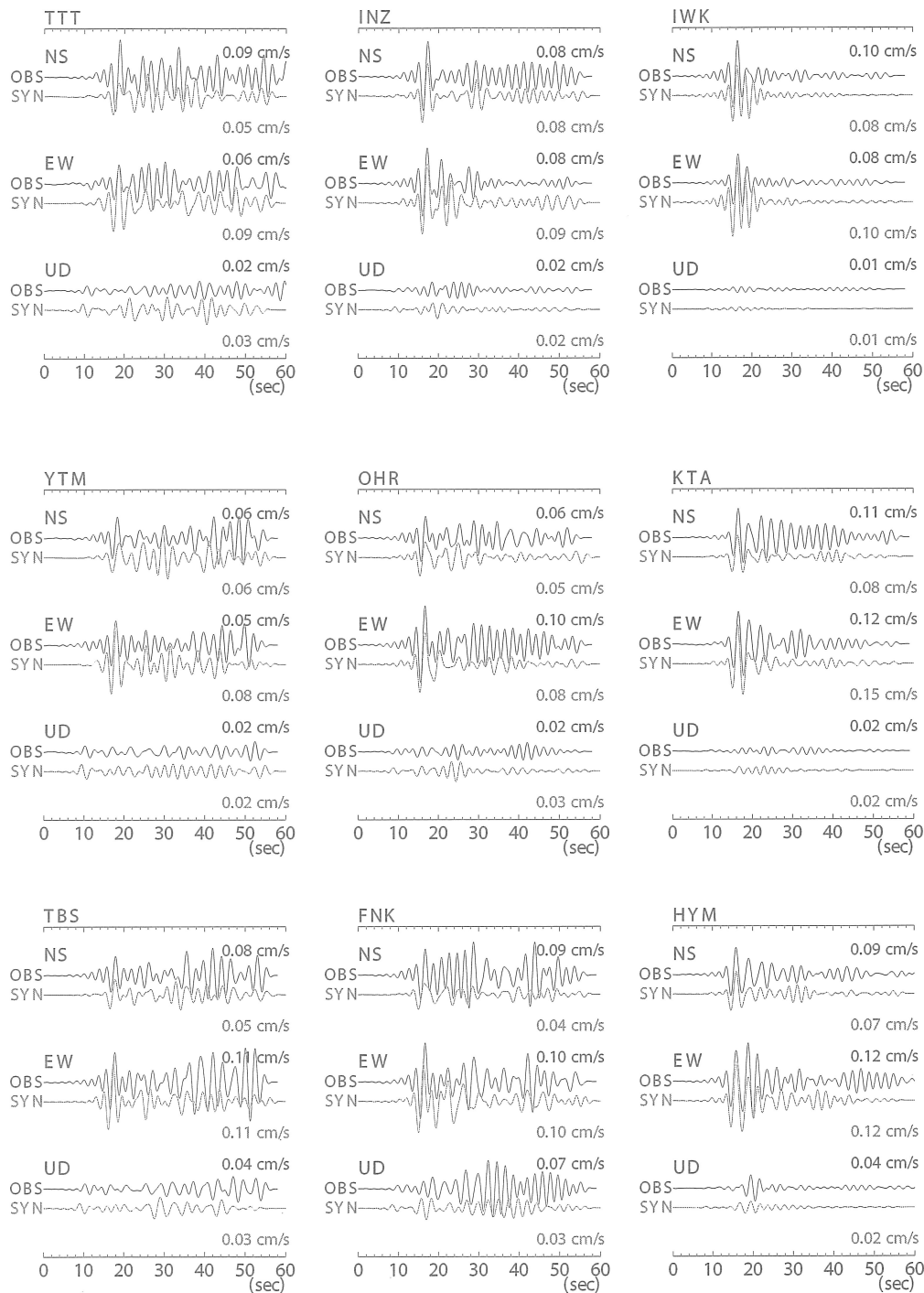
この地震は濃尾平野東部のほぼ真下で発生したフィリピン海プレート内の地震であり、震央位置および震源深さは気象庁（気象庁，2000）による解析結果を参照して、51 kmとした。震源メカニズムは Freesia による結果を用いた（Table 3）。

このシミュレーションによって得られた0.1~0.5 Hzのバンドパス・フィルター波形と観測波形との比較を Fig. 7に示す。シミュレーションの結果では全体的にEW成分がやや過大評価され、NS成分がやや過少評価されている傾向が見られる。これはシミュレーションで与えた震源メカニズムが実際のもものと若干ずれていることによると考えられる。このことを除くと先の地震と同様に、S波部分についてはシミュレーションの結果は観測結果をよく再現している。また、それに続いて振幅の大きな波が見られる特徴もよく再現している。

ところで、この地震では平野東部に位置するHYMでのアレイ地震観測記録によって、平野東端部で生成された表面波の伝播が観測されている（南雲，2000）。そこで、1999年の地震のシミュレーションの結果からHYMに相当する観測点に隣接する4格子点の波形を抽出し、センブランス解析（Neidell and Tarner, 1971）を実施した。Fig. 8に上下動記録の解析結果を示す。8秒付近でS波が到達しているが、そのすぐ後のハッチで示した部分はRayleigh波が伝播する部分である。観測ではこの部分の見かけ速度が約1.2 km/sに求められているが、この速度は南雲・他（1999）が微動アレイ探査から求めた0.5 Hz付近のRayleigh波の位相速度とほぼ一致する。また、その到来方向はN 75 E~N 65 Eとなっている。一方、シミュレーションによる結果では、その部分では見かけ位相速度が3.0 km/s以上の速さから1.5~1 km/s程度まで小さくなり、ほぼ調和的な値となっている。しかし、この部分の波の到来方向はN 90 Eで観測結果と若干異なっている。これは、HYM付近のローカルな基盤の形状による影響と考えられる。シミュレーションによる結果ではこの波は東山キャンパスの東側では基盤の形状の変化によりほぼ真東に向かって伝播するようになる。

Fig. 9にHYMを通る東西測線における上下動の波形を示す。図中の+印はRayleigh波に対応する部分のエンベロップが最大値を記録する時刻を示している。観測記録では、HSG付近から伝播速度の遅い波が出現し、見かけ速度約0.6 km/sで東に向かって伝播する様子が明瞭に見られる。シミュレーションによる結果は伝播速度だけでなく波形も観測結果をよく再現しており、東部におけるモデルも妥当なものであることを示している。

東部付近の基盤の形状および平野東端部境界については、ここでは、主に重力異常や地形の変化に基づいてモデルの作成を行っているが、この部分のモデルの細部については更なる地震記録の蓄積を続け、チェックを行うとともにモデルをチューニングしてゆく必要がある。



99/11/29 21:34 (0.1-0.5Hz)

Fig. 7. Bandpass filtered (0.1–0.5Hz) velocity seismograms at selected sites during the 1999 event (M4.7).

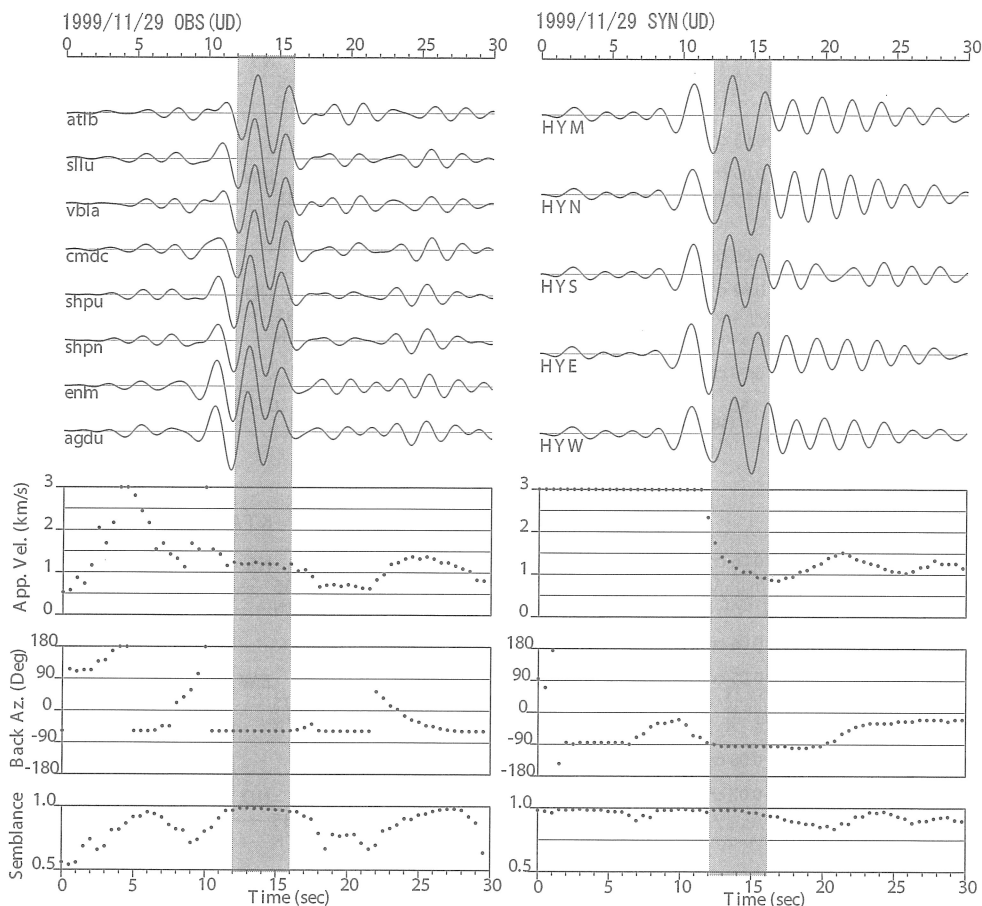


Fig. 8. Apparent velocities, arrival directions and semblance values obtained from semblance analysis of the vertical component of observed (left) and synthetic (right) seismograms. Arrival directions are measured in degree anti-clock wise from north. Rayleigh wave propagation is seen in the hatched area.

V. ま と め

濃尾平野で実施された地盤構造探査結果および重力異常、地形を総合して濃尾平野の地下構造モデルを作成した。このモデルは地震観測記録で見られたPS-P時間をおおむね説明するものであった。さらに、濃尾平野の近隣で発生した2地震による地震動シミュレーションを実施した結果、平野内で観測された0.1~0.5 Hzの地震波形の特徴がおおむね再現された。これらのことから、ここで作成したモデルは大局的には妥当なものであることが示された。しかしながら、一部のS波部分の振幅や平野内部を伝播するRayleigh波の波形などに相違が見られた。これらことはモデルの細部についてはさらにチューニングしてゆく必要があることを示している。特に、平野端部で発生する表面波は、兵庫県南部地震の際に見られた“震災の帯”(例えば、川瀬・他、

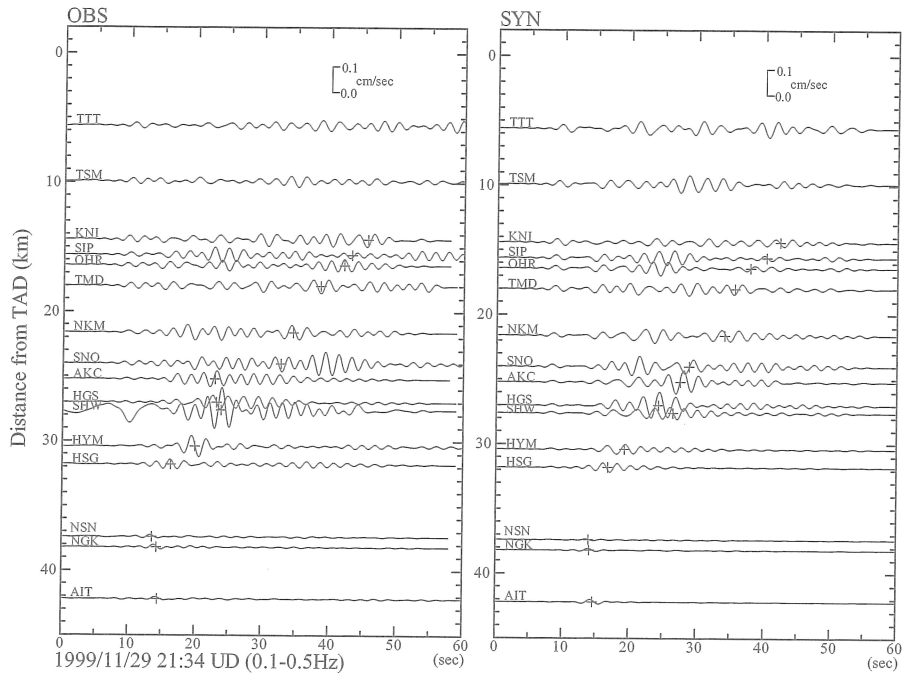


Fig. 9. Observed and synthetic vertical component ground velocities during the 1999 event for the sites along EW direction. Plus symbols denote the time corresponding to local maximum of envelope of the Rayleigh wave portion.

1998) の形成などの予期せぬ地震災害を引き起こす可能性があることから、観測記録に基づいて詳細に検討してゆくことが必要である。そのためにも地震観測記録や地盤構造データの蓄積を引き続き行うことは必要不可欠である。

なお、今回のモデルでは、地震観測データや地盤構造データなどの制約から濃尾平野北部および南部の境界付近については考えなかったが、これらの境界からも盆地端部の効果によって生成された波が発生することが考えられるため、この部分も含めた平野全体のモデル化およびその検証が緊急の課題として残されている。

謝辞 本研究において、愛知県、名古屋市、防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET および基盤強震観測網 KiK-net による観測記録を利用させていただきました。記して感謝いたします。なお、この研究は学位論文「濃尾平野の地盤構造と地震動特性に関する研究」の一部として行われたものです。

文 献

愛知県, 1998. 尾張西部地域活断層調査報告書, 平成 10 年 3 月.

- 愛知県, 2000. 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野の地下構造探査成果報告書, 平成 12 年 3 月.
- 愛知県, 2001 a. 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野の地下構造探査成果報告書 (観測井戸掘削等), 平成 13 年 2 月.
- 愛知県, 2001 b. 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野の地下構造探査成果報告書 (反射法探査・総合解析等), 平成 13 年 3 月.
- 愛知県, 2002. 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野の地下構造探査成果報告書, 平成 14 年 3 月.
- 愛知県, 2003. 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金三河地域堆積平野の地下構造調査成果報告書, 平成 15 年 3 月.
- Aoi, S., and H. Fujiwara, 1999. 3d finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 918–930.
- Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki T. Ooida, I. Muramatsu H. Simamura and I. Furuya, 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observations, *J. Phys. Earth*, **20**, 107–223.
- 防災科学技術研究所, <http://www.kik.bosai.go.jp>
- 防災科学技術研究所, <http://www.freesia.bosai.go.jp>
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshelf, 1985. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, *Geophysics*, **50**, 706–708.
- Graves, R. W., 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite difference, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091–1106.
- 堀啓輔・中村仁・福和伸夫・中野優・飛田潤, 2000. 多点の強震記録に基づく濃尾平野の地震動特性, 日本建築学会東海支部研究報告集, **38**, 149–15
- 堀家正則, 2002. Kik-net データを用いた地震入射波と地盤 Q 値の同定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 179–180.
- Iida, K., and H. Aoki, 1958. Gravity anomalies and the corresponding subterranean mass distribution, with special reference to the Nobi plain and its vicinity, Japan, *Jour. Earth Science Nagoya Univ.*, **6**, 113–142.
- 地震調査推進本部, <http://www.jishin.go.jp>.
- 川瀬博, 1998. 強震動特性と地下構造—兵庫県南部地震における震災の生成メカニズム, 第 26 回地盤震動シンポジウム, 9–20.
- 気象庁, 1998. 地震月報 (カタログ編) 平成 10 年 4 月.
- 気象庁, 2000. 地震月報 (カタログ編) 平成 11 年 11 月.
- 桑原徹, 1968. 濃尾盆地の傾動地塊運動, 第四紀研究, **7**, 235–247.
- 建設省中部地方建設局, 水資源開発公団中部支社, 1995. 長良川河口堰調査報告書 (第 1 巻), 平成 7 年 7 月.
- 正木和明・谷口仁士・飯田汲治, 1982. 名古屋地域の深部地下構造調査 II 第 2 回名古屋鍋田発破および第 1 回豊橋田原発破実験, 愛知工業大学報告, **17**, 159–171.
- 南雲秀樹・澤田義博・飛田潤・大西徹夫・谷直彦・凌魁群・今義豪, 1999. 名古屋市における基盤構造について—微動探査結果と地震動特性—, 物理探査学会第 101 回 (平成 11 年度秋季) 学術論文集, 43–47.
- 南雲秀樹, 2000. 濃尾平野東端で発生した二次生成表面波の伝播特性, 日本地震学会講演予稿集 2000 年度秋季大会, A 71
- 南雲秀樹・澤田義博, 2001. 濃尾平野の地盤構造と地震動特性, 第 26 回地震工学研究発表会講演論文集, 第一分冊, 293–296
- 南雲秀樹・澤田義博・石黒雅美・中本丈視・田賀雅宏, 2002. 微動アレイ探査による濃尾平野東部付近の深部地下構造の推定, 物理探査学会第 106 回 (平成 14 年度春季) 学術論文集, 225–227.
- 南雲秀樹・澤田義博, 2003. 微動アレイ探査による濃尾平野北東部の深部地下構造の推定, 物理探査学会第 108 回 (平成 15 年度春季) 学術論文集, 282–285.
- Neidell, N. S., and M. T. Tarner, 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482–497.

- 澤田義博・南雲秀樹・後藤広和・安藤文彦・高屋正・杉山長志, 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(1)観測の意義, 全体概要, 物理探査学会第101回(平成11年度秋季)学術論文集, 226-230.
- 澤田義博・乗田実哉子・南雲秀樹・倉橋奨・正木和明・凌魁群, 2003. 名古屋市南西部における微動アレイ探査, 物理探査学会第108回(平成15年度春季)学術論文集, 278-281.
- 地質調査所(編), 2000. 日本重力CD-ROM, 数値地図P-2, 地質調査所.
- 東海三県地盤沈下調査会編, 1985. 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 名古屋大学出版.
- Pitarka, A., 1999. 3d elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- 山崎文人・大井田徹, 1985. 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, *地震*, **38**, 193-201.