

論文

南海トラフの巨大地震を想定した広域震度予測

久世 益充*・杉戸 真太**・能島 暢呂***

Estimation of Seismic Intensity Distributions for the Hypothetical Earthquakes in the Nankai Trough Region

Masumitsu KUSE*, Masata SUGITO**, Nobuoto NOJIMA***

Abstract

Estimation of extensive distributions of seismic intensity in Tokai region including Aichi, Gifu, Mie, and Shizuoka prefectures was performed for the hypothetical large-scale earthquakes in the Nankai Trough region. In the analysis, the fault parameters of the hypothetical earthquakes of Tokai, Tounankai, and their coupled earthquakes were referred to those estimated by the National Disaster Prevention Council, of Japan. The two computer programs developed by the authors were used; one is the simulation technique, EMPR, for non-stationary strong motion time histories on the upper surface of so-called engineering basamental rock, and the other is the seismic response analysis for the multi-layered surface ground model, FDEL, which incorporates the effect of frequency dependent equivalent strain characteristics on the shear rigidity and damping. The soil structure models for surface geology assigned to approximately 120,000 points equally distributed in the region were used. The typical characteristics on the seismic intensity distributions for the three hypothetical earthquakes were derived, and the areas of severe seismic intensities were compared in the three hypothetical earthquakes. The results of seismic intensity distributions are useful as the fundamental data for earthquake disaster prevention.

キーワード：南海トラフ，想定東海・東南海地震，強震動予測，メッシュ地盤データベース，広域震度予測

Key words: Nankai Trough, Hypothetical Tokai/Tounankai Earthquakes, Earthquake motion prediction, Database for soil structure models, Extensive distribution of seismic intensity

* 岐阜大学大学院博士後期課程工学研究科生産開発システム工学専攻

Graduate Student, Gifu University

** 岐阜大学流域圏科学研究センター

River Basin Research Center, Gifu University

*** 岐阜大学工学部社会基盤工学科

Dept. of Civil Engineering, Gifu University

本論文に対する討論は平成15年11月末日まで受け付ける。

1. はじめに

1995年兵庫県南部地震を契機として、いわゆる"直下地震"を対象とした地震被害想定調査が各自治体毎にほとんどの地域で実施されている。地震の規模は小さくとも直下で発生する強大な地震動の脅威を経験したことから、発生頻度は低いにもかかわらずこのような内陸の活断層を対象とした検討が試みられるようになった。

上記の発生頻度の低い内陸直下地震に対して、静岡県から西日本の太平洋沖の南海トラフでは過去に繰り返し海溝型巨大地震が発生している。南海トラフにおける過去3000年の巨大地震の発生履歴¹⁾を図1に示す。同図は、歴史上記録が残っている最近の数百年の履歴に加え、考古遺跡や津波堆積物より判断される履歴を示したものである。このうち、歴史上記録が残されている最近の過去5回の発生履歴に基づけば、90~140年間隔で巨大地震が発生していることがわかる。1000~3000年程度とされる内陸地震の発生間隔と比較して、南海トラフ沿いの巨大地震の発生頻度は極めて高いと言える。さらに、静岡県沖のEの領域では、1854年以降巨大地震が発生しておらず、この領域で地震の発生する可能性が高いと考えられている。

中央防災会議では、1979年に図1の領域Eで発生する東海地震を想定した地震動予測を実施し、大規模地震対策特別措置法に基づき地震防災対策強化地域が指定された。1979年に想定された震源域を図2に示す。同図には、2001年に見直された東海地震、東南海地震の震源域も示されている^{2),3)}。その後二十数年が経過し、観測データの蓄積などによる以下の知見を基にした詳細な震源モデルの検討が行われた²⁾。

- 地震観測技術の向上及び観測網の充実により、高精度の微小地震データが得られるようになり、プレート境界面の詳しい形状が明らかになってきた。また、固着域の存在が提唱されるなど、想定東海地震の発震機構に関する知見が得られてきた。
- GPS観測の進展により、地殻変動が広域かつ精緻にわかるようになってきた。これにより、

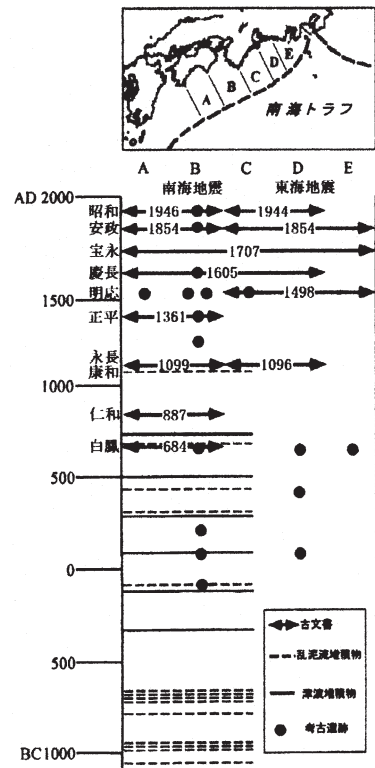


図1 南海トラフ域における過去3000年の巨大地震の発生状況¹⁾

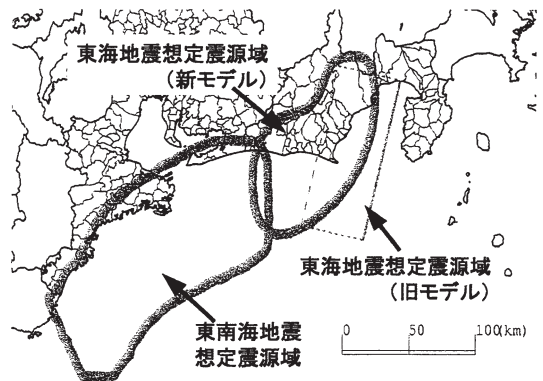


図2 東海地震、東南海地震の想定震源域

地殻変動からみたプレート間のカップリングの状態が解析されるなど新たな知見が得られるようになってきた。

- 地震波形や津波データの解析技法の進展により、1944年東南海地震の震源域が詳細に推定できるようになってきた。
- 海域での地殻構造探査手法の進展により、駿河湾から遠州灘にかけての海底地殻構造の詳細が明らかになった。
- 断層面での物理過程を取り入れたシミュレーション解析手法の進展により、プレート境界地震の発生に至るまでの地表変形や地中応力の変化を予測することが可能になった。

中央防災会議は東海地震の震源域を再検討した結果、**図2**に示す"なすび型"の新たな想定震源域を発表した²⁾。従来の想定震源域(長方形)よりも西側に移動し、面積も大きくなった。新たな想定震源域により、中央防災会議では震度分布推定²⁾や地震防災対策強化地域の見直し⁴⁾が行われ、各自治体では東海地震を想定した地震被害予測が行われつつある。

さらに、**図1**の領域A~Dで発生する東南海、南海地震に対する地震発生確率の評価⁵⁾や被害想定に関する検討^{3),6)}が行われている。

東南海、南海地震の想定震源域について、地震調査研究推進本部³⁾は1854年安政東海地震、1944年東南海地震、1946年昭和南海地震の津波記録や震度分布を目安に震源域を設定した。これら過去に発生した地震の震源モデルを参照し、微小地震などに基づくプレート境界面の推定に関する研究成果及び当該地域の変位構造についての研究成果に基づき、**図2**に示す想定震源域が発表されている。

これらの震源域はそれぞれが巨大であるが、過去には**図1**の領域A~Eで同時発生した事例もあるため、南海トラフで発生する巨大地震に対して被害想定を行う場合、それぞれ単独で発生するケースだけでなく連動して発生するケースも検討すべきであろう。

以上のように、東海地域で近い将来に巨大地震発生の可能性が高いことから、この地域の各想定地震による震度分布の特徴を広域的に、しかも高い精度で予め推定し、広域地震防災に有効に役立てることが強く望まれている。本研究では、著者

らによって開発された強震動予測手法 EMPR⁷⁾と地盤震動解析法 FDEL⁸⁾を用いて、南海トラフで発生する東海地震、東南海地震、さらに両地震が連動して発生する場合を想定した複合型東海地震の3ケースを対象に、東海4県域の広域震度分布推定を行った。

なお、地震動は局所的な地盤特性に大きく依存することから、表層地盤データは可能な限り詳細なものを用いることが重要と考え、東海4県域の各自治体が独自に整理したメッシュ地盤データを収集し、データベース化したものを解析に用いた。

以下、2章では震度分布推定法の概要、断層パラメータの設定方法、メッシュ地盤データの整備について述べる。3章では、2章で設定した断層パラメータに基づき算定した工学的基盤面における地震動推定結果について述べる。4章では基盤レベルの地震動波形と東海4県域のメッシュ地盤データにより推定した地表面震度分布推定結果について述べる。

2. 震度予測法の概要

2.1 地震動推定手順

想定された断層による着目地点での地震動予測は、地震工学における基本的課題の一つである。地震観測記録が蓄積され、特に重要な断層近傍における地震動に関する知見が得られつつあるが、短周期地震動に関しては未だ未解明な点が多い。地震動を時刻歴波形で予測する手法は、大まかには、(1) FEM等による力学モデルに基づく数値解析による算定法^{9),10)}、(2) 震源断層のパラメータとスペクトル強度に関する相似則、及び観測記録の双方を組み合わせたハイブリッド的な方法(いわゆる経験的グリーン関数法)¹¹⁾、(3) 既往の観測記録に基づきスペクトル強度や波形の時間特性の回帰モデルを作成し、想定断層の3次元の広がりや断層破壊方向と着目点との関係などを考慮して波形を算定する方法、に大別される。

このように地震動予測法は多数提案されているが、設定される条件、与えられる情報量に応じてそれぞれ適切な算定法を選択する必要がある。本研究で検討している想定東海・東南海地震に関し

ては、震源域やおおまかなアスペリティの分布状況は与えられているが、詳細な力学モデルを与えるだけの情報や対象とする広い領域における深部地盤構造の3次元的な特徴までは与えられていない。これらの状況を踏まえ、今回の震源断層について与えられている情報、すなわち断層の広がり、アスペリティ分布、断層破壊方向の影響について考慮できる手法として(3)に分類される著者らによる工学的基盤面における地震動予測手法EMPR⁷⁾(Earthquake Motion Prediction on Rock Surfaceの略)を用いることとした。EMPRは、1995年兵庫県南部地震を含む国内の強震記録の基盤地震動データセットに基づいて開発された地震動予測法である。

また、表層地盤での地震動増幅については、著者らによる地盤震動解析法FDEL⁸⁾(Frequency Dependent Equi-Linearized Techniqueの略)を用いた。入力地震動レベルが高くなると、地盤の非線形性が大きく影響することが知られており、地盤パラメータの非線形特性が十分に得られている場合には時刻歴非線形解析が有効である。今回の検討は広域・多地点での解析であり、地盤情報が限られていることを考慮し、通常の等価線形化法の修正手法であるFDELを適用することとした。FDELは周波数依存型等価ひずみを用いて地盤の減衰・剛性をひずみの周波数特性に応じて評価できる簡便な地盤震動解析法である。これまで実務的に多用されてきたSHAKE¹²⁾と比較して、軟弱地盤において入射する地震動レベルの大きな場合でも観測値に近い結果が得られ、解析精度が相対的に高いことが確認されている⁸⁾。

以下、著者らによって開発された工学的基盤面における地震動予測法⁷⁾及び地盤震動解析法⁸⁾を用いた広域震度分布推定法の概要を述べる。

一般に、想定地震による地震動を推定する場合、マグニチュードや断層位置、断層の破壊様式などの震源特性を規定し(ステップI)、次に、震源から着目地点へ伝播する過程における地震動の減衰や屈折・散乱による伝播経路特性を考慮した基盤レベルでの地震動推定(ステップII)、さらに、着目地点の堆積地盤の層構造や不整形性といった局

所的な地盤特性の影響を考慮した地震動推定(ステップIII)といった過程を経る。

ステップIでは、断層の広がり、震源位置、破壊伝播方向、アスペリティ分布など、対象とする想定地震の断層モデルを設定する。ここでは、中央防災会議²⁾、地震調査研究推進本部³⁾の断層モデルを参考に断層モデルを設定した。設定の詳細については2.2で述べる。

ステップIIでは着目地点直下の基盤上の地震動を推定するが、ここでは著者らによる地震動予測手法EMPR⁷⁾を用いて工学的基盤レベルでの地震動波形を算出する。EMPRには震源距離とマグニチュードにより地震動を算定するEMPR-Iモデルと、断層の3次元的な広がりや破壊伝播方向の影響を考慮したEMPR-IIモデルがあるが、本報ではEMPR-IIモデルを用いて地震動を推定する。

ステップIIIでは、堆積地盤内の地震動増幅を考慮して地表面地震動を算出する。地震動は着目地点直下数m~数十m程度の堆積地盤の影響を大きく受けるため、対象地点の地盤条件による地盤震動解析を行う必要がある。そこで著者らによって開発された地盤震動解析法FDEL⁸⁾を用いて地表面地震動を算出する。

なお、より深部の複雑な基盤構造によっても局所的に地震動が大きく変化する報告例¹³⁾もあるが、今回対象とする地域が極めて広域であり、そのような情報が地域全体で整備されていないため、ここでは深部構造の影響は考慮していない。

以上の手順により地表面の時刻歴波形を推定した後、気象庁の規定する計測震度算定法¹⁴⁾に従って計測震度を算出する。計測震度は水平2成分、上下動成分の計3成分の地震動波形より算出されるが、ここで用いているEMPRは水平1成分の地震動推定法である。そこで2.3で述べる方法により、水平1成分の地震動波形より求めた計測震度を便宜的に3成分相当に変換することとした。

2.2 非定常パワースペクトル合成法(EMPR)を適用するための断層モデル決定方法

本節では、中央防災会議²⁾及び地震調査研究推

進本部³⁾の発表した震源パラメータと図2の想定震源域から、EMPRに必要な断層パラメータを設定する方法について述べる。

EMPRでは、図2のような任意形状の断層面を表現するために、断層面を長方形もしくは一平面上の矩形の集合として表す必要がある。図3に、東海、東南海地震の想定震源域を含む長方形の断層面を設定し、断層面を複数の小断層に分割することで震源域をモデル化した図を示す。図中の斜線部が震源域を表し、太線の小断層はアスペリティのより大きい位置を示している。

EMPRでは、周波数ごとに算出される非定常パワースペクトルを小断層毎に与え、時間軸上で重ね合わせることで加速度時刻歴を算定する。この時、アスペリティ分布の情報を反映させるために以下の検討を行っている。

アスペリティは一般にすべり量分布で与えられ、断層面の剛性が一定とすればアスペリティは各小断層の地震モーメントの比を表すと見なせる。EMPR-IIでは、EMPR-IにおけるM=6クラスの地震による、非定常パワースペクトルの重ね合わせ数 N_G ⁷⁾を断層全体の地震モーメント M_0 (N・m)より規定している。 N_G は、周波数ごとに異なる非定常パワースペクトルの重ね合わせ個数を全周波数の平均的な代表値として統計的に定めた値(非整数)であり、次式に示すように地震モーメントの関数で与えられる。

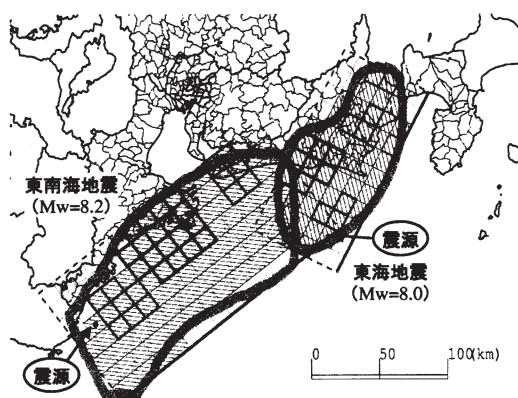


図3 想定東海地震、想定東南海地震の断層モデル

$$N_G = 6.35 \times 10^{-8} \times M_0^{0.409} \quad (1)$$

一方、地震モーメントは次式で定義される。

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (2)$$

ここで、 μ は剛性率(N/m²)、 D は断層面の平均すべり量(m)、 S は断層面積(m²)である。

今回想定される東海地震のように断層面のアスペリティ分布が与えられている場合には、その情報を以下の考えによりEMPRに取り入れることができる。

EMPRにおける非定常パワースペクトルの重ね合わせ数 N_G は地震モーメントの M_0 の関数として式(1)で与えられている。大規模断層を N_G に近い整数値の小規模断層に等分割し、非定常パワースペクトルを重ね合わせる時に個々の小規模断層からのパワーの寄与率を補正する。すなわちアスペリティの位置や大きさの情報を、個々の小規模断層のパワーの寄与率を変えることで取り入れる。対象とする断層の面積 S 及び剛性率 μ が等しい場合には、式(1)、(2)より重ね合わせ数 N_G は次式のようなすべり量 D との関係が成立する。

$$N_G \propto D^{0.409} \quad (3)$$

そこで、アスペリティ分布が着目する断層面上でのすべり量分布として与えられている今回の場合には、断層面上の個々の小規模断層についてすべり量の相対比率を算出する。算出した相対比率を式(3)により0.409乗することにより、アスペリティと等価なパラメータとして非定常パワースペクトルの重ね合わせにおけるパワーの相対比率を求めることとした。図4、表1に、想定東海地震、想定東南海地震におけるこのようなパワーの相対比率の算出結果を示す。

中央防災会議・地震調査研究推進本部より発表された想定震源域を基に設定した断層パラメータを表2に示す。表中*は想定震源域をほぼ包含する長方形で表した場合の値、**は断層の破壊領域の面積である。以下、表2と図3を用いて、EMPRにより工学的基盤面における地震動を推

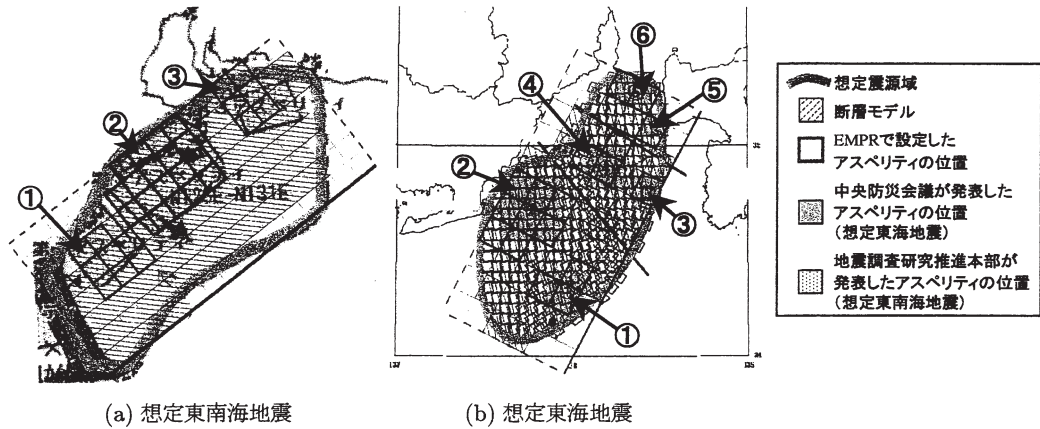


図4 東海地震の震源域とアスペリティの位置(文献^{2),3)}に加筆

表1 非常時パワースペクトルの重ね合わせ数 N_G の相対比率の設定例

(a) 想定東南海地震				
領域(図4(a)参照)	①	②	③	背景
すべり量 (m) ³⁾	8.50	6.01	6.01	2.08
N_G の相対比率	1.78	1.54	1.54	1.00

(b) 想定東海地震							
領域(図4(b)参照)	①	②	③	④	⑤	⑥	背景
すべり量 (m) ²⁾	4.80	6.93	3.35	4.84	2.78	3.90	1.78
N_G の相対比率	1.50	1.74	1.29	1.51	1.20	1.38	1.00

表2 各想定地震の断層パラメータ^{2),3)}

震源位置	緯度	東海地震	東南海地震	複合型東海地震
	経度	34° 12' 10"	33° 36' 00"	137° 56' 20"
断層	長さ L (km)	145*	200*	145* + 200*
	幅 W (km)	70*	100*	70* + 100*
	面積 (km ²)	7536**	14688**	21912**
	走向 θ (度)	207.0	232.0	—
	傾斜角 δ (度)	16.4	11.54	—
地震モーメント M_0 (N・m)	1.10 × 10 ²¹	2.15 × 10 ²¹	3.25 × 10 ²¹	
モーメントマグニチュード M_w	7.96	8.15	8.27	
破壊伝播速度 v_r (km/sec)	2.70			
地震波伝播速度 v_{prop} (km/sec)	3.82	3.80		

* 断層の長さとは幅は、想定断層面をほぼ包含する長方形で表した場合の値を示す。

** 断層面積は破壊部分の面積を示す。

定する。

2.3 メッシュ地盤データベース

一般に、地表で観測される地震動は局所的な地

盤条件に大きく依存するため、広域震度分布推定を行うには各地の地盤データごとに地震動の増幅を評価する必要がある。地盤震動解析により地表面地震動を算出する場合には、S波速度構造など

の詳細な地盤パラメータが必要となる。近年自治体で行われている地震被害想定では、県内のボーリングデータを基にモデル柱状図を作成し、等分割した各メッシュに割り当てたデータベースを用いて各地点の地震動予測が行われている。そこでこれまで県ごとに独自に整備されていたメッシュ地盤データを統合し、これらのデータを活用した東海4県域(愛知・岐阜・三重・静岡)の詳細な広域震度分布予測を行うこととした。

表3に東海4県で地震被害想定に用いられているメッシュ地盤データの一覧を示す。表中のメッシュサイズとは、国土地理院の国土数値情報や総務省統計局の地域メッシュ統計などに用いられている標準地域メッシュ及び標準地域メッシュコード¹⁵⁾に基づき、緯度経度で区画されたメッシュである。表3に示すように、愛知県、岐阜県、静岡県は緯度、経度が15×22.5秒の2分の1地域メッシュ(約500mメッシュ)、三重県は30×45秒の標準地域メッシュ(約1kmメッシュ)で整備されている。また、地盤モデル数は愛知県の316本から三重県の10本、地盤モデルの深さは数m~数十m、基盤面のS波速度は420m~3000mと、県によってメッシュサイズや地盤データにばらつきが見られる。このように県ごとに独自に整備されていたデータを統合すると県境付近で異なる地盤モデルとなる可能性があるため、地盤データの整合性を予め確認しておく必要がある。

そこで地震動増幅特性に与える影響が大きくなる表層付近の地盤条件について、メッシュ地盤データベースより算出される表層地盤の軟弱さ指標 S_n 値¹⁶⁾分布による整合性評価を行った。 S_n 値は、地表から20m程度の地盤の軟弱さを連続量で表す指標で、 N 値分布より次式で求められる。

$$S_n = \int_0^{d_s} e^{-0.04N(x)-0.14x} dx - 0.885 \quad (4)$$

ここに、 $N(x)$ は深さ x (m)における N 値、 d_s は地盤資料の深さ(m)である。ちなみに、 $N(x) \equiv 0$ の超軟弱地盤で $S_n = 1.0$ 、 $N(x) \equiv 19$ で $S_n = 0.0$ 、 $N(x) \equiv 50$ の堅固な地盤で $S_n = -0.63$ である。

表3 東海4件のメッシュ地盤データベース

	メッシュサイズ	メッシュ数	モデル数
愛知県	500×500m	20345	316
岐阜県	500×500m	41461	49
三重県	1000×1000m	6015	10
静岡県	500×500m	30272	13

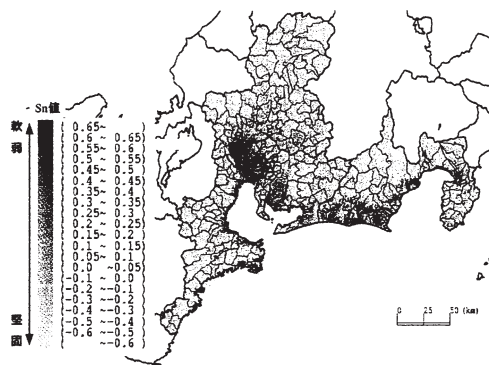


図5 S_n 値分布図

東海4県の地盤モデルより算出した S_n 値分布を図5に示す。自治体によりメッシュサイズや地盤モデル数に違いがあっても、 S_n 値による評価では県境の地盤パラメータの連続性がほぼ保持されていることが確認できる。

以上の検討を基に、東海4県のメッシュ地盤データを約500mメッシュに整備し、このデータベースを用いて地表地震動を算出する。なお、ここでメッシュサイズは、平均すると緯度方向463m×経度方向568mである。

2.4 1999年台湾集集地震の観測記録に基づく計測震度の修正方法

2.1で述べたように、気象庁で規定されている計測震度算定法では、水平2成分(NS成分、EW成分)と上下動成分(UD成分)の3成分の地震動波形をベクトル合成した波形により算出する。しかしEMPRにより推定される地震動は平均的な水平1成分の波形であるため、規定に従って震度を算出すると、地震動予測の結果得られる計測震度が過小評価になる。そこで1999年台湾集集

地震で観測された 395 地点の観測記録¹⁷⁾を基に、水平 1 成分の地震動波形より算出した計測震度を 3 成分の地震動波形を用いた場合に相当する計測震度に便宜的に修正する方法を検討した。台湾集集地震は断層規模が大きく、断層近傍～遠方の多地点で強震記録が得られていることから、東海、東南海地震レベルの断層規模における平均的な地震動特性を示すデータとして、この結果を参考に修正値を検討することとした。

図 6 に、水平 1 成分による計測震度と 3 成分による計測震度の差の頻度分布を示す。図より、水平 1 成分による計測震度に対して、3 成分による計測震度が 0.05～0.45 程度高いことがわかる。図 6 の結果を基に、水平 1 成分の計測震度を 3 成分相当に変換するにあたり、次のように一定値を加えることとした。すなわち、震度の差の平均が $\mu = 0.21$ 、標準偏差 $\sigma = 0.13$ より、安全側を考慮して $\mu + 0.3\sigma = 0.25$ を加えることとした。これは累積値でデータの 68.7% に相当している。

なお、本文で示す計測震度は、この方法により水平 1 成分の地震動波形により算出した計測震度

を 3 成分相当とみなした値である。

3. 工学的基盤面における地震動推定結果

3.1 加速度時刻歴の比較

名古屋港地点を対象とした新旧東海地震、東南海地震の工学的基盤面におけるシミュレーション波形を図 7 に示す。比較のため、同図 (a) には 1995 年兵庫県南部地震の波形も示した。この波形は関西電力新神戸変電所における地表の記録か

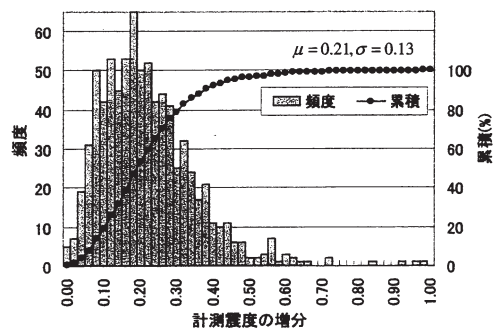


図 6 計測震度差の頻度分布 (1999 年台湾集集地震)

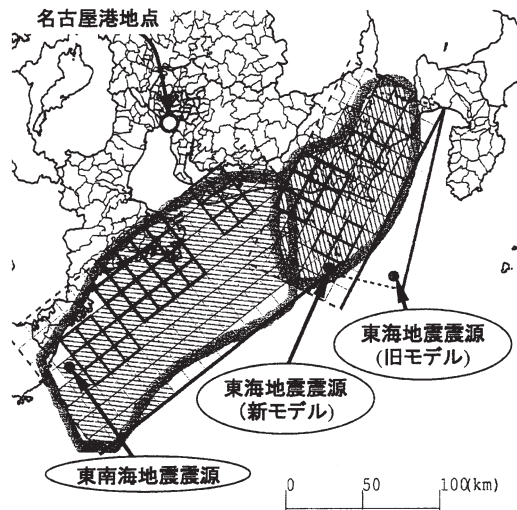
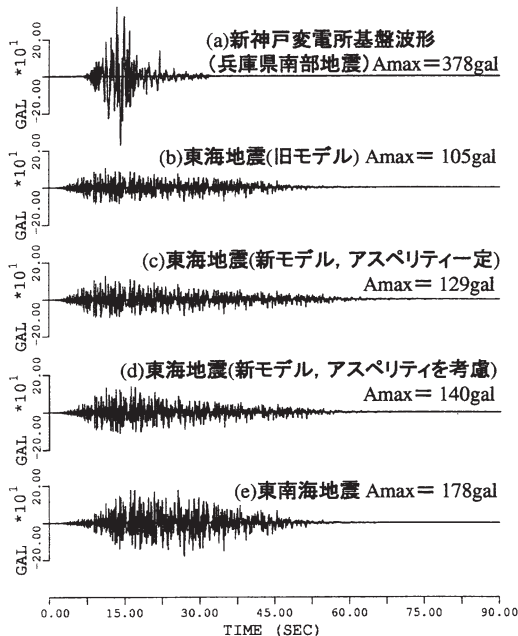


図 7 名古屋港地点 (工学的基盤面) におけるシミュレーション波形と兵庫県南部地震の記録との比較

ら、当該地点の地盤モデル¹⁸⁾を用いて FDEL により工学的基盤相当の地震動に変換したものである。

1995 年兵庫県南部地震の記録 (a) と東海、東南海地震の推定結果 (b) ~ (e) を比較すると、(a) が最大加速度 378 gal に対して (b) ~ (e) は 180 gal 以下と最大振幅は小さい。しかし、兵庫県南部地震よりも断層規模が大きいため継続時間が長いことがわかる。

新旧東海地震のシミュレーション波形 (b), (c) を見ると、新たな想定震源域の断層面積が大きくなり、断層が名古屋港地点に近づいたため振幅、継続時間が増加していることがわかる。さらにアスペリティを考慮した (d) の場合では、断層西側の大きなアスペリティの影響によりアスペリティを考慮しない (c) よりも振幅が大きくなることわかる。

次に、東南海地震のシミュレーション結果 (e) と東海地震の推定結果 (d) を比較する。東南海地震の断層面積は東海地震の約 2 倍で、断層位置がさらに名古屋港地点に近づくので振幅が大きくなっている。断層の破壊時間 (断層長さ / 破壊伝播速度) が東海地震で 45 秒、東南海地震で 65 秒と大きく違うため、継続時間も東南海地震の方が長くなることが予想されたが、(d), (e) を比較すると継続時間に大きな違いは見られない。これは、東海地震の震源域は破壊伝播方向に直交した方向に名古屋港地点があり、東南海地震は破壊伝播方向に名古屋港地点があることから、断層の破壊伝播方向の影響によると思われる。

3.2 新旧東海地震による震度分布予測結果の比較

図 8, 9 に東海地震の新旧の想定震源域による震度分布予測結果を示す。断層モデルの違いによる分布形状の違いを比較するため、ここではアスペリティを考慮していない。

新旧どちらの震源域による推定結果でも、静岡県のほぼ全域、長野県、山梨県の一部において工学的基盤レベルで震度 6 弱以上となっている。新しい想定震源域が西へ移動して断層面積が広くなっ

たことで、断層西側の愛知県、岐阜県南東部で震度が 0.2~0.3 程度高くなり、東海地方への影響が相対的に大きくなることが考えられる。

3.3 震源位置の違いによる震度分布推定結果の比較

図 9 の震度分布推定結果は、東海地震の震源位置を南側に設定した場合の震度分布推定結果であった。震源位置が異なると断層破壊の進展方向が変わり、その結果推定される震度の分布形状が異なる。そこで震源を図 9 とは異なる位置に設定した推定結果と比較した。

図 10 に、震源位置を断層北側に設定した場合の震度分布推定結果を示す。震源を北側に設定すると断層破壊が北東から南西方向へ進展するため、震源を南側に設定した図 9 において内陸部で見られた震度 6 強以上の地域が海域に分布していることがわかる。

また、震度 6 弱以上の地域は静岡県南部のみであり、南側に設定した場合より内陸部の震動による被害の影響は小さいと言える。言い換えれば、東海地方への被害の影響は震源を南側へ設定した図 9 が、北側に設定した図 10 よりも大きいことがわかる。このように断層面積が大きい場合には、震源位置、すなわち断層破壊の進展方向が震度分布に大きく影響することがわかる。

4. 堆積地盤における震度分布推定結果

本章では、EMPR により算出した工学的基盤面の地震動波形と東海 4 県のメッシュ地盤データベースを用いて、地盤震動解析法 FDEL により算出した地表面地震動より得られる震度分布推定結果について示す。対象とする想定地震は、東海地震、東南海地震、そして両者が連動して発生する「複合型東海地震」の 3 ケースである。

図 11 に各ケースの東海 4 県の地表面震度分布を示す。震源位置については、東海地震は図 9, 10 を参考に東海 4 県で高い震度が予想される断層南側の地点、東南海地震は 1944 年東南海地震の震源位置に設定した。複合型東海地震については、図 11 (c) に示すように東南海地震と同じ地点を震

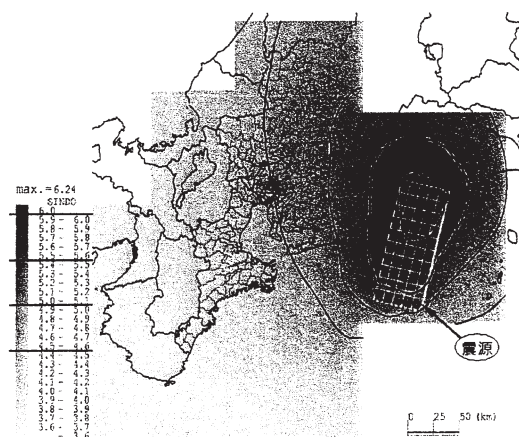


図8 東海地震（旧モデル）による工学的基盤面震度分布

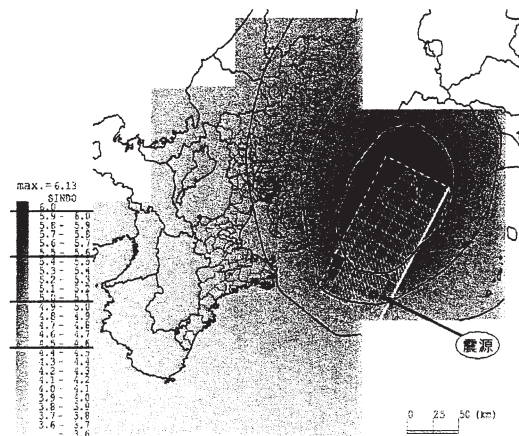


図9 東海地震（新モデル）による工学的基盤面震度分布（震源は海側に設定）

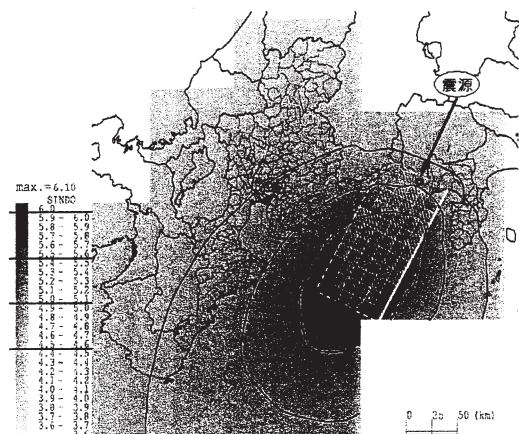


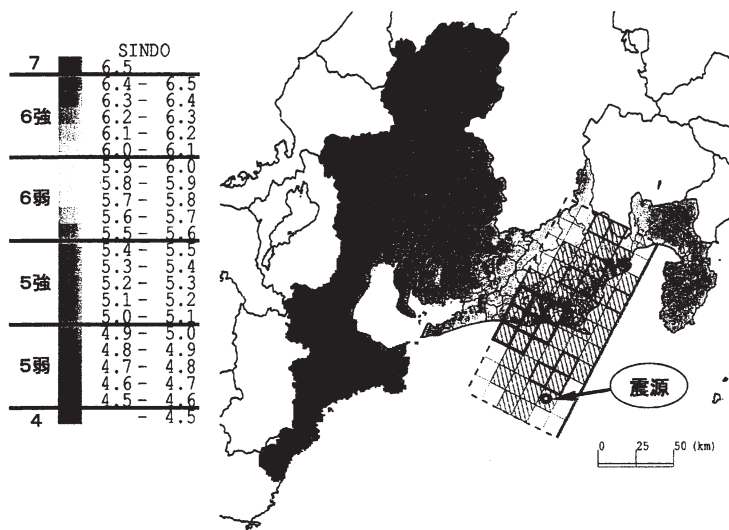
図10 東海地震（新モデル）による工学的基盤面震度分布（震源は陸側に設定）

源に設定し（第1震源）、地震発生後断層破壊が東海地震の震源域に到達する57秒後に第2震源より東海地震の震源域で断層破壊が開始するケースを設定した。図11より、どのケースでも断層を中心に非常に広い範囲で震度6弱以上となり、各想定地震の被害の広域性が容易に想像できる。また、図5の S_n 値分布と比較すると、 S_n 値の高い、すなわち軟弱地盤で地震動が増幅されて高い震度となる傾向が見られることから、断層直上や軟弱地盤地域では大きな被害が予想される。

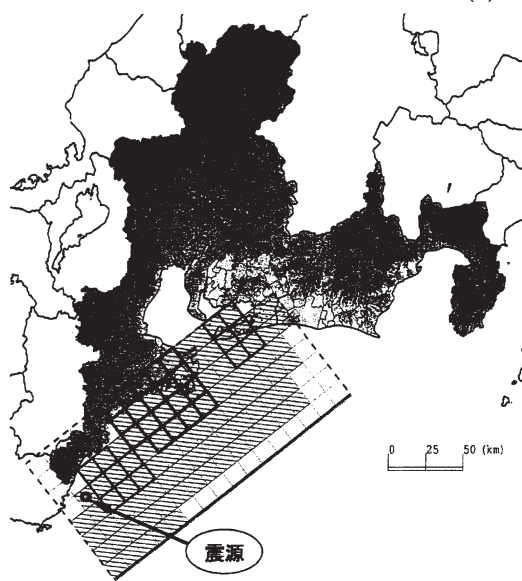
各想定地震の震度分布の特徴を以下にまとめる。

- ・東海地震では、伊豆半島以西から愛知県東部、岡崎平野で震度6弱以上、断層直上の静岡県では多くの地域で震度6強以上、駿河湾西沿岸部と御前崎周辺の地域で震度7となった。
- ・東南海地震では、愛知県、静岡県南西部、志摩半島や伊勢湾沿岸部で震度6弱以上、遠州灘、豊橋平野、渥美半島、岡崎平野、伊勢半島の一部地域で震度6強以上となった。震度7の地点は推定されなかったが、三重県東部～静岡県にかけて震度6弱以上となる地域が広く分布している。
- ・複合型東海地震では、伊豆半島以西～知多半島、志摩半島、三重県の伊勢湾沿岸部で震度6弱以上と、東南海地震よりもさらに広い範囲で高い震度となることがわかる。さらに、志摩半島の一部地域、渥美半島、岡崎平野、駿河湾西部から遠州灘を中心とした静岡県の3分の1近くの地域で震度6強以上、静岡県沿岸部で震度7となった。震度分布を見ると、単独で発生した場合の各地点での震度の高い値に近い分布形状となっている。このことから、東海、東南海地震がそれぞれ単独で発生した場合よりも、両地震が連動して発生した場合には非常に広い範囲で大被害となることが予想される。

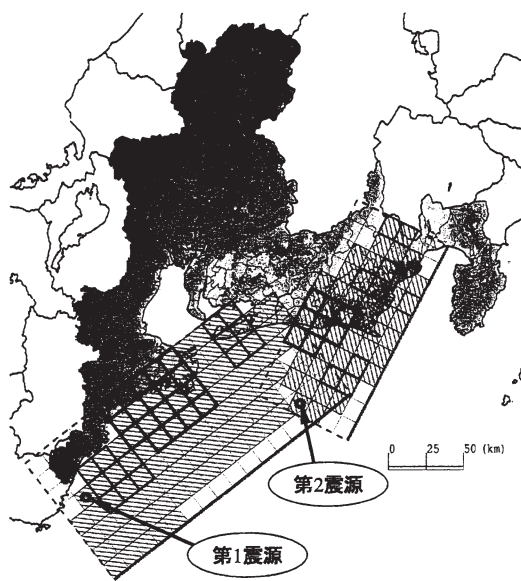
次に東海4県域へ及ぼす被害の程度を評価するため、各メッシュで算定した結果を震度階別に整理し、震度6弱以上の面積を集計した結果を図12に示す。東海地震は東南海地震よりも断層面積は小さいが、静岡県直下に断層が位置しているため



(a) 東海地震



(b) 東南海地震



(c) 複合型東海地震

図 11 堆積地盤上震度分布図

震度 6 弱以上の範囲は東南海地震よりも広い。複合型東海地震では、東海・東南海地震それぞれ単独で発生した場合よりもさらに広い範囲で震度 6 弱以上となることがわかる。なお、図12は東海4県の集計結果であるが、隣接する長野県・山梨県

なども高い震度が予想されるため、各想定地震による被害はさらに広範囲に及ぶことが予想される。

5. まとめ

今世紀前半に発生する可能性の高い南海トラフ

域の海溝型巨大地震を対象に、著者らが開発した強震動予測法、地盤震動解析法を用いた震度分布推定を行った。東海4地域のメッシュ地盤データベースを基に、それぞれ震源を特定した1ケースではあるが広域かつ詳細な震度分布が推定できた。結果を以下に要約する。

- (1) 東海4県でそれぞれ独自に整備されていたメッシュ地盤データを収集・統合し、データベース化した。メッシュ数は4県域で約12万点、地盤モデルは各県で異なり、10~316モデルとなっている。これにより、広域地震防災を検討する上で重要な基礎データを取りまとめることができた。
- (2) 東海地震を対象として、新旧の断層モデルによるおおまかな震度分布の違い、震源位置が異なることによる断層の破壊伝播方向やアス

ペリティの有無による工学的基盤レベルでの震度分布の違いについて考察した。

- (3) 中央防災会議により提示された断層モデルを対象として、東海、東南海、複合型東海地震の3つの想定地震に対して、同一手法により県境を越えた広域震度分布を推定した。これにより、各想定地震の震度分布の特徴を相対的に評価した。
- (4) 震度分布推定結果より震度階別の面積を集計した結果、東南海地震よりも東海地震の方が東海4県域へ与える影響が高いことが示された。さらに、複合型東海地震では単独で発生した場合よりもかなり広い範囲で高い震度となることが明らかとなり、複合型東海地震の地震被害の甚大さが明示された。

なお、東海地震については中央防災会議より震度分布推定結果が公表されている²⁾。解析手法の概要を表4に示す。中央防災会議は地震防災対策強化地域を特定するために実施された震度分布試算結果であり、震源位置や前提条件の違う4ケースの最大値を取った震度分布である。一方、本研究は地震防災対策策定の基礎データ作成を目的に、東海4県域で高い震度となる地点を震源に設定した1ケースのみによる震度分布である。推定目的が異なるので両者を比較することは難しいが、地震動が表層地盤の影響を大きく受けることを考えると、各自治体の有する詳細な地盤データと、SHAKEより解析精度が高いとされる地盤震動解析法FDELを用いた本研究では、中央防災会議よりも詳細・高精度な推定が行われていると思われる。

さらに、想定地震による被害が非常に広域に及

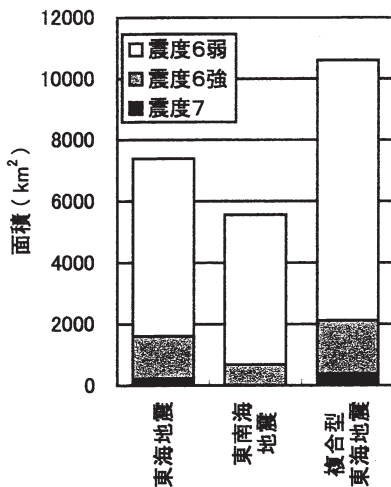


図12 震度階別面積の比較(東海4件)

表4 地震動推定における解析手法の比較

	本研究	中央防災会議 ²⁾
ステップⅠ (断層モデルの設定)	中央防災会議提唱の断層モデル	
ステップⅡ (基盤地震動推定法)	強震動予測法 EMPR	統計的グリーン関数法
ステップⅢ (地盤震動解析法)	周波数依存型等価ひずみによる 等価線形化法 (FDEL)	等価線形化法 (SHAKE)
メッシュ地盤データ	約 500m メッシュ	1km メッシュ

ぶことを考えると、県レベルの地震防災対策に加え、各県相互の協力体制や、復旧支援体制を事前に協議することが極めて重要であり、本研究の成果がこうした広域地震防災対策策定に有用な基礎資料として活用できると思われる。今後は、東海4県域と同様に大被害が予想される長野県・山梨県なども対象に震度予測を行う必要がある。

謝 辞

下記の東海4県の防災担当部局の方々には、同一手法による広域震度予測の重要性に御賛同頂き、各県のメッシュ地盤データの提供を快諾して頂いた。これらのご協力に記して謝意を表します。

愛知県県民生活部消防防災課

岐阜県地域県民部防災危機管理室

三重県地域振興部消防防災分野

静岡県総務部地震対策課

また、最終原稿をとりまとめるにあたり、査読者の方々からの大変有意義な御指摘を参考にさせて頂いた。これらに対しても謝意を表します。

参考文献

- 1) 安藤雅孝：総論：次の南海地震に向けて日本は何をすべきか、月刊「地球」号外、No.24、南海地震一次の巨大地震に備えて、pp.5-13、1999.3.
- 2) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会、<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/index.html>
- 3) 地震調査研究推進本部：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）、<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/01b/hyoka.pdf>
- 4) 中央防災会議：地震防災対策強化地域の指定について、http://www.bousai.go.jp/chubou/4/20020423_siryou-1-1.pdf、2002.4.
- 5) 地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01_sep_nankai/index.htm
- 6) 中央防災会議：東南海・南海地震等に関する専門調査会、<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/index.html>
- 7) Sugito, M., Y. Furumoto and T. Sugiyama: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2111/4/A, CD-ROM, 2001.
- 8) 杉戸真太・合田尚義・増田民夫：周波数特性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察、土木学会論文集、No.493/Ⅲ-27、pp.49-58、1994.6.
- 9) Toki, K and F. Miura: Simulation of a Fault Rupture Mechanism by a Two dimensional Finite Element Mechod, Journal of Phys. Earth., Vol.33, pp.485-511, 1985.
- 10) 山田善一・野田 茂：離散型波数有限要素法を用いた地震動のシミュレーション、自然災害科学、Vol.5, No.2, pp.35-60, 1986.
- 11) Irikukra, K: Prediction of Strong Acceleration Motions using Empirical Green's Function, 第7回日本地震工学シンポジウム論文集、pp.151-156, 1986.
- 12) Schnabel, P.B., J. Lysmer and H. B. Seed: SHAKE a Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, EERC, 72-12, 1972.
- 13) 入倉孝次郎：兵庫県南部地震の震源断層、強震動と被害の特徴、物理探査第48巻第6号、pp.463-489, 1995.
- 14) 気象庁：震度を知る－基礎知識をその活用－、ぎょうせい、1996.
- 15) 秋山 実：地理情報の処理、山海堂、1996.
- 16) Kameda, H., M. Sugito and H. Goto: Microzonation and Simulation of Spatially Correlated Earthquake Motions, Proc. Third International Microzonation Conference, Seattle, Vol.III, pp.1463-1474, 1982.
- 17) CWB: CWB Free-Field Strong-Motion Data from the 921 Chi-Chi Earthquake: Volume 1, Digital Acceleration Files on CD-ROM, 1999. 12.
- 18) 財団法人震災予防協会：強震動アレー観測記録データベース Vol. A05, CD-ROM, 1998.3.

(投稿受理：平成14年10月16日)

訂正稿受理：平成15年3月3日)