

第20回記念地盤震動シンポジウム (1992)

地 震 動 予 測

——設計のための地震動予測をめざして——

1992. 12. 11

日本建築学会 構 造 委 員 会
振動運営委員会 地盤震動小委員会

The 20th Commemorative Symposium (1992)

Prediction of Earthquake Ground Motion

—— For Seismic Design of Building Structures ——

December 1992

Tokyo

Sponsored by Architectural Institute of Japan

第20回記念地盤震動シンポジウム(1992)

地震動予測

——設計のための地震動予測をめざして——

主旨説明

北川 良和(建設省建築研究所) 1

A. 震源—伝播—地盤

A-1 震源のモデル化と強震動予測

入倉孝次郎(京都大学防災研究所) 3

A-2 地震動の距離減衰と地震動予測
—距離減衰式の設計への適用性—

武村 雅之(鹿島建設小堀研) 11

A-3 地震動特性に及ぼす地盤構造の影響

渋谷 純一(東北大) 17

A-4 地盤の土質力学的性質と地震動予測
—研究の現状と実用上の問題点—

吉田 望(佐藤工業中央技研) 27

B. 特別講演

原子炉施設の耐震設計用入力地震動を定める
ためには、どのように考えればよいのであろうか

表 俊一郎 33

C. 地下構造とサイスミック・ゾーネーション

C-1 地下構造と地震動予測

座間 信作(自治省消防研) 49

C-2 地震動の強さと被害分布・ゾーネーション

鏡味 洋史(北大) 57

D. 設計用入力地震動への応用

D-1 設計用地震動の作成法

若松 邦夫(大林組技研) 65

D-2 最近の動向と将来の展望

横田 治彦(清水建設技研) 73

D-3 予測地震動と建築物の応答

田治見 宏(田治見エンジニアリング) 77

資料

(1) 第19回地盤震動シンポジウムの報告

日本建築学会構造委員会振動運営委員会
地盤震動小委員会 83

(2) 第1回～第19回シンポジウム総目次

日本建築学会構造委員会振動運営委員会
地盤震動小委員会 85

The 20th Commemorative Symposium (1992)

Prediction of Earthquake Ground Motion

— for Seismic Design of Building Structures —

Preface	by Yoshikazu Kitagawa	1
A-1 Earthquake Source Modeling for Strong Motion Prediction	by Kojiro Irikura	3
A-2 'Attenuation Curve' in the Problem of Strong Motion Prediction — —Applicability for the Seismic Design	by Masayuki Takemura	11
A-3 Effect of Surface Ground Condition on Earthquake Motions	by Jun'ichi Shibuya	17
A-4 Evaluation of Dynamic Properties of Soil and its Effect on Prediction of Ground Motion During Earthquake	by Nozomu Yoshida	27
B. On the Philosophy by Which the Input Design Earthquake Motions for a Nuclear Power Plant Can Be Derived	by Shunitiro Omote	33
C-1 Deep Subsurface Structure and its Application to Earthquake Engineering Problems	by Shinsaku Zama	49
C-2 Spatial Distribution of Ground Motions and Seismic Zonation	by Hiroshi Kagami	57
D-1 On the Estimation Method for Design Earthquake Motion	by Kūnio Wakamatsu	65
D-2 Trends and Prospect on Input Ground Motion for Seismic Design in Japan	by Haruhiko Yokota	73
D-3 Predicted Strong Motion as Seismic Design Input	by Hiroshi Tajimi	77
(1) A Report on the 19th Symposium on Ground Vibrations (1991)		83
(2) Table of Contents : The 1st through 19th Symposia		85

主 旨 說 明

圖書

第20回地盤震動記念シンポジウム開催にあたって

主旨説明

Preface

北川良和

Yoshikazu Kitagawa

第20回地盤震動シンポジウムを迎えるにあたり、関係各位の御尽力・御支援に対し、地盤震動小委員会主査としてここに厚く御礼申し上げます。

地盤震動小委員会では、毎年恒例のシンポジウムを歴代の主査のもと開催してまいりました。この間、1983年には同小委員会第1期活動10周年を記念して「地震動と地盤」が刊行されました。その後、第2期活動としての10年間当小委員会では地震動予測に関する地盤震動の諸問題の発掘、整理、方向付けを行ってまいりました。

このたび、「国際防災の十年」という背景のもと、我国の地盤震動研究の現状を外国に紹介し、国際的貢献に資するため、この10年間の研究一技術の進歩・蓄積を踏まえ「Earthquake Motion and Ground Condition」を出版する運びとなりました。出版物の内容は地震現象（地震の発生機構と震源特性、波動伝播機構と距離減衰、地盤の増幅、地震動強さと被害）、地震動観測と地盤探査（地震動観測、地盤の動力学と地盤探査、地下構造探査、微動測定）、地震動予測とその応用（地震波の合成、不規則地盤構造と地震動、サイスミック・ゾーネーション設計用入力地震動への応用）、最近の主な被害地震より構成されています。今回の第20回記念シンポジウムはこの出版物の刊行と併せて「地震動予測—設計のための地震動予測をめざして—」と題して開催致します。当小委員会の過去20年間の研究活動を振り返りつつ、被害予測をも含めた広い意味での設計という観点から地震動予測の現状と設計の応用への展望について活発な討議・意見交換をお願いしたく考えております。

従来、地震工学の分野では、震源を点で近似し、震央距離、マグニチュードおよび観測地点近傍の地盤特性等を説明変数とし、最大地動（加速度、速度、変位）や応答スペクトル等を目的変数とした統計解析、経験をもとに建築物の耐震性を評価してまいりました。この場合、より合理的に建築物の耐震安全性を評価するためには震源-伝播経路-地盤特性を総合的に評価した地震動予測が重要な課題の一つとなっています。近年、断層の破壊形状を考慮した地震動評価が多く試みられております。大別すると、1)時刻歴波形ではなく、その包絡線に注目し振幅最大値やスペクトルを推定する工学的な手法、2)大地震の震源域で発生した小地震の地震動波形を用い、大地震時の地震動波形を合成する半経験的な手法、3)理論的な観点から地震断層をとらえそれを数学モデルに置き換え地震動を推定する理論的手法、4)理論的なアプローチにおける断層パラメー

タに確立変数を取り入れた研究などが挙げられます。このように地震動に関する研究に現状を概観すると、地震動の発生から建設敷地までの波動伝播特性や表層地盤の増幅特性などが、理論的、観測的観点から、かなり解明されてきております。

わが国の建築物に関する耐震設計法は世界的に高水準をゆくものであり、静的設計法から動的設計法へと移行しつつあります。しかしながら、種々の建築物の地震時における挙動は、構造実験等により解明可能な部分が多いのに対して設計の対象とする地震動そのものについては、再現性の難しさから理論的な面での進歩はあるものの実証の機会が少ないことから、やや安全側の包括的な取り扱いとなっているのが現状であります。一方、動的設計法は、近年における理論及びコンピュータ等の長足の進歩によって可能となった技術であり、現在地震という動的現象に対して最も精度の高い設計法といえます。しかしながら、設計用入力地震動としては実際に観測された地震動波形をそのまま用いて耐震安全性を検討しているのが現状であり、その基礎となるべき標準化された地震動波形は存在していません。これは地震動に寄与する各特性を一般性のあるものとして確定的な値にするにはまだ困難さが伴うことによっています。

このような状況を踏まえ、実際の敷地を想定して地震動を予測する場合、既往の知見を十分に把握し、個々の地域、地盤に対応した各種特性を評価する必要があります。このとき、建築物の重要度、耐震仕様等を勘案することは云うまでもありません。今後、地震動に寄与する各種パラメータに関する資料を蓄積するとともに、震源特性、伝播特性、地盤特性等を考慮した建設地点でより高度な設計用入力地震動の作成に努力する必要があります。自然現象は、自然科学を学び、真実を追求する者にとって正解値であります。現在、入力地震動に関する実験、観測の研究、理論的研究ともに高い精度が要求されています。更には解析法およびプログラムがある程度確立されてきた現在、データの吟味と結果の適切な判断が要求されています。目先のことにとらわれることなく、大局をつかみ設計用入力地震動をどう考えるか、地震動予測を含めて研究者・設計技術者自ら関与することが肝要といえるのではないのでしょうか。

A. 震源—伝播—地盤

第一冊 第一冊 .A

A-1

震源のモデル化と強震動予測

EARTHQUAKE SOURCE MODELING FOR STRONG MOTION PREDICTION

入倉 孝次郎
Kojiro Irikura

Abstract

This is a review of recent development of estimating strong ground motion for input motion for efficient earthquake-resistant design of structures. We focus the characterization of earthquake source and ground motion. This paper discusses the following topics: (1) deterministic kinematic source models, (2) stochastic source models, (3) hybrid source model, (4) strong motion construction for a large earthquake using observed seismograms of small earthquakes, (5) some problems for predicting strong ground motion. The empirical Green's function method has the advantage of not only containing propagation-path effects and local site effects incorporating the source effects due to growing of small cracks to larger ones. In simulating strong ground motion for the purposes of engineering designs, the empirical method is one of the most effective techniques.

1. はじめに

強震動予測の研究は耐震構造の分野で設計震度を定めるため、1950年代に既に金井等により先駆的研究がなされ、強震動の最大加速度や速度をマグニチュード、速度、地盤特性の関数として表す一連の研究(例えばKanai(1959))などが発表されている。次の段階として構造物の動的解析のため、強震動記録の回帰分析により速度応答スペクトルを同様の関数で表現する研究へ発展していった[小林・長橋(1976), 渡部(1981)など]。最近では等価点震源モデルの考えを導入して経験量である速度応答スペクトルが物理的にも分かりやすい表現で求められるようになった[武村(1987), Fukushima and Tanaka(1991)]。しかしながらこれらの一連の工学的研究は地震動を経験的統計量として扱っており、現実の物理現象としての地震との関係が極めて希薄となっており、将来の大地震に対する強震動の物理学的な予測という視点が持ち得ないという限界がある。

断層モデルに基づき決定論的に地震動を評価する試みはAki(1968)によりなされて以来、強震動予測の研究が震源の物理学や地殻媒質における波動場の問題としてとらえられるようになった。初期の決定論的震源モデルは震源、伝搬媒質ともに単純化しすぎていたため、工学的な実用性の観点から欠けていたが、波形インバージョンによる震源の破壊過程の詳細な研究により、工学的にも重要な周波数帯域に耐えられる震源のモデル化が可能となりつつある。大地震と小地震のスケール則を導く統計的モデル[Aki, 1967], 大地震の破壊の生長をシミュレートするハイブリッドモデル[Papageorgiou and Aki, 1983]等の震源のモデル化の考えは強震動予測を実用に1歩近づけたが、地震災害に重要な役割を果たす複雑な地殻媒質や表層地質での波動伝播特性の評価の困難さという弱点が残されている。

観測された小地震の記録を経験グリーン関数と用いる方法は地震の相似則の考えと結び付いて強震動予測の可能性をより現実にするものと考えられる。しかしながら強震動予測を実用化するには将来の地震の震源パラメータをどのように推定するか地震の相似則のばらつき、地震の再現性など解決すべき問題が多く残されている。本論では強震動予測のための震源のモデル化に関する種々の観点からの試みをレビューし、強震動予測の現状と今後の可能性を検討する。

2. 決定論的モデル

理論的な地震動の計算は、運動学的に、断層面上にスリップの時間分布を与え、そして断層面の各点でのスリップに対する地殻媒質の地震動応答を求め、それらの2つの関数を重畳し断層面内で積分することによってなされる。複雑な地殻媒質に対し

て完全に近いグリーン関数を数値計算することが最近のコンピュータの発展に伴い可能になりつつある。例えばグリーン関数の計算に関して平行多層媒質についてBouchon(1979)やOlson and Aspel(1982)の方法、不整形構造も考慮に入れたSpudich and Frazer(1984)の波線法やVidale and Helmberger(1988)の差分法などの計算法が開発されてきた。それに伴いこれらのグリーン関数の計算を基に、観測された記録から断層面上のスリップ分布や震源時間関数をインバージョン法によって求める試みがなされるようになった(Kikuchi and Kanamori, 1982; Hartzell and Heaton, 1983, 1986; Ruff and Kanamori, 1983; Nabelek, 1984; Takeo, 1987; Kikuchi and Fukao, 1987; Fukuyama and Irikura, 1986, 1988 and so on)。

それではこのようなインバージョンによる震源過程の解明により将来の地震に対する強震動予測は可能になったと言えるだろうか。

震源過程を求めるために今まで用いられてきた地震データは、津波や長周期表面波は数10秒以上なので、ここでは議論から除くとして、WWSNやGDSNで観測された実体波、強震変位記録、強震加速度記録等である。遠地の地震記録を用いた場合、インバージョンに有効な記録周期は数秒が限度となる。これは計器の精度の限界もあるが、むしろより短周期での地震波形の数値評価の困難さにある。なぜなら震源過程のインバージョンの信頼性は伝播経路の地層構造の推定精度に依存しており、長い伝播経路の全てのモデル化は極めて困難といえる。それに比べて、近地の加速度記録の震源インバージョンの信頼できる周波数範囲はここ数年で大きく改良された。1つはVidal and Helmberger(1988)によるもので、彼らは震源域(長さ約15km)を含んで、約50kmの長さの盆地構造を2次元問題としてモデル化し、インバージョンを行い、2-10sec周期範囲で観測とよく一致を得ている。Hartzell and Lida(1990)は、1987年Whittia Narrows地震(M=5.9)の震央距離15km以内の記録を用いて、平行地層構造を仮定して0.2 - 3 Hzの周波数範囲でインバージョンを行い、インバージョンの結果、インバージョンと観測波形がよく一致する破壊過程の解を得ている。得られた破壊過程は相対的に小さな震源域の中でやや複雑になっている。一方Gariel et al.(1992)では1989年伊東沖地震(M=5.5)の震央距離5km以内の観測点で得られた加速度記録のインバージョンを行い、0.1-4Hzの周波数域で簡単な震源モデルで観測とよく一致する合成波形を得ている。このように、決定論的運動学震源モデルを用いて、近距離の地域では、相対的に高周波数域まで観測とよく一致するインバージョンが可能となりつつある。これは震央距離が短い時、地層構造の波形への影響は(多少構造が複雑でも)相対的に小さいためであろう。震央距離が長くなるとグリーン関

数の決定論的な計算は困難であり、イパ-ゾンの精度を低下させる。工学的に重要な0.05~20Hzの広い周波数帯域を議論できる詳細な地層構造を推定する探査技術についても未だ問題が残っており、決定論的モデルを基に直接的に強震動を予測するのは未だ必ずしも現実的でないであろう。

個々の地震の解析結果の蓄積につれて、殆どの大規模の震源は時間的・空間的な不規則な破壊から成ることがわかってきた。波形のイパ-ゾンにおいて直接的に得られる情報は断層面上のすべりの分布である。このすべりの大きいところは破壊前に強度の大きい所と考え、Lay and Kanamori (1981)は7x7リテと名付けた。イパ-ゾンによって得られた破壊の伝播から断層面上の7x7リテの大きさや空間分布を推定する研究が最近数多くなされるようになった(e.g. Ruff and Kanamori, 1983; Hartzell and Heaton, 1985; Kikuchi and Fukao, 1987)。7x7リテ分布と太平洋の沈み込み帯のワトキスの関連性を Lay and Kanamori (1981)は調べ、500kmを超える大きな7x7リテからなる判型地震からリブ-ジョ-ン-クワ型地震と7x7リテが小さくなり、殆ど7x7リテのないマリア型地震までバ-ン分けがなされた。Hartzell and Heaton (1985)は環太平洋に起こった63個の巨大な浅発沈み込み帯地震の遠地地震波記録を用いて震源時間関数を推定した。求められた時間関数から彼等は(1)2.5~50secの7x7リテ形状、(2)時間関数の複雑さ、(3)多重震源などで震源の性質を分類し、沈み込み帯に特徴的な震源特性があることを見出している。個々の地震の7x7リテの形そのものは伝播媒質の平均減衰時間 t^* をいくつにとるか(彼らは $t^*=1.0$ として議論)によって変わるなどの問題はあがあるが、相対的な違いは明かであり、沈み込み帯毎に特徴的な震源特性の評価の必要性を指摘している。

地震動予測の立場から見ると、各種のイパ-ゾンから得られる7x7リテ、すなわちスリッ大きい領域が高周波数地震動の生成域に対応するのかどうか検討が必要である。例えば1980伊豆半島東方沖地震について、Takeo (1987)により強震変位記録のイパ-ゾンで得られたスリッの大きい部分と、Iwata and Irikura (1989)により近地域加速度記録を用いてトリグラーの方法で求められたスリッ速度強度の大きい分布とを比較すると、後者はより狭い領域に集中している。また1983ミナトク地震について、箕・入倉(1992)は経験的グリーン関数を用いて波形合成を行い、Mendoza and Hartzell (1989)がやや周期の長い波形イパ-ゾンで求めたスリッの大きい所に比べ、高周波生成域はより狭いことを指摘している。

もう一つの問題はイパ-ゾンにより過去の地震について断層面の不均質性がわかったとして、将来の地震について同じことが繰り返されるのかそれともランダムな現象なのかにある。未だ震源過程の研究の歴史は浅く同じ地域に繰り返して起こった地震の解析例はない。現在のところHartzell and Heaton (1985)がやったような震源特性の地域的共通性を見だし、それらの統計的性質の研究を通して次に述べる統計的震源モデルやハイブリッド震源モデルを考案して強震動予測に生かしていくのが実際のところであろう。

3. 統計的震源モデル

地震動の加速度7x7リテ $A(f)$ は、震源、伝播媒質、サイトのそれぞれの特性が互いにカギルしないと仮定できるとすると、一般に次の形で表現される。

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (1)$$

ここで $S(f)$ は震源加速度7x7リテ、 $P(f)$ は伝播媒質特性、そして $G(f)$ は局地的サイト特性である。 $P(f)$ と $G(f)$ については後に述べることにしてここでは主として $S(f)$ について詳述する。震源加速度7x7リテ $S(f)$ は、Aki (1967)により提案された ω^2 spectral scalingに従うとすると、

$$S(f) = M_0 f^2 / [1 + (f/f_0)^2] \quad (2)$$

で表される。すなわち震源7x7リテ f_0 は2つのパラメータ、地震モーメント M_0 とコーナー周波数 f_0 で支配される。

地震モーメント M_0 はAki (1966)により地震の大きさを表す物

理的尺度、すなわち地震断層面積、平均スリッと剛性率の積として提案されたものである(従来地震の大きさの尺度として用いられてきたマグニチュードは経験的に定められた量なので物理的に曖昧な点があったが、地震モーメントと関係づける事によって物理量の1つとして扱えるようになった。)。コーナー周波数 f_0 は断層 μ に關係する量であるが、スリッの次元を持つパラメータ $\Delta\sigma$ (stress parameter)を通して地震モーメント M_0 に關係づけられる(Brune, 1970)。すなわち

$$f_0 = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_0)^{1/3} \quad (3)$$

ここで β はS波速度でkm/sの単位、 $\Delta\sigma$ はbarの単位、 M_0 はdyn・cmの単位で表される。スリッ・パラメータ $\Delta\sigma$ が地震規模に依存しないとすると、震源7x7リテは地震の規模のみで決まる自己相似形(self-similarity)で表される。この7x7リテによれば工学的に重要な加速度7x7リテの値は $M_0^{1/3}$ に比例して大きくなる。

この7x7リテのスケリッが則が強震動の予測に有効であることが多くの研究で示されてきた。Hanks (1979), Hanks and McGuire (1981)等はカリフォルニアの地震は100barのスリッ・パラメータを考えると平均加速度値やピーク加速度値を係数2の精度(factor 2)以内で説明できるとした。Boore (1983)は ω^2 スリッ・モデルに基づいて時間領域の記録を統計的な手法でシミュレートする方法を提案し、求められたピーク加速度値、ピーク速度値や最大スリッ・パラメータが Joyner and Boore (1981, 1982)によるカリフォルニアの地震の回帰分析結果によく一致することを示した。これらの研究で解析に用いられた地震は $M_w \leq 7.5$ のものである。日本でも伊豆半島沖の地震系列(Mjma<7)についてIrikura (1983, 1986)やTakemura and Ikeura (1989)により ω^2 スリッの強震動シミュレーションの有効性が発表されている。この ω^2 スリッがどの程度のマグニチュード範囲の地震に有効か及びどの周波数範囲で有効かは未だ論争中の問題となっている。

Gusev (1983)は世界中の長周期観測記録や強震加速度記録など種々のデータを集め、広帯域の震源7x7リテを構築した。彼の7x7リテの特徴は高周波数限界 f_{max} が5~10Hzに存在すること、 10^{26} dyne・cmより大きい地震($M_s > 7$)になるとコーナー周波数が1つではなく、より高周波側にもう一つのコーナー周波数 f_1 が0.2Hz付近に存在し、 f_1 から f_{max} までの周波数域で7x7リテが隆起部(bump)を有することにある。Papageorgiou and Aki (1983)もカリフォルニアの地震の加速度記録を用いて、震源、伝播媒質およびサイト特性の分離を行った後の、震源加速度スペクトルが ω^2 スリッからはずれていることを示し、後に述べる specific barrier modelを提案している。Gusevの7x7リテでは f_{max} はマグニチュードに独立であったが、Papageorgiou and Aki (1983)によると f_{max} は僅かにマグニチュードに依存して変化している。

日本のIntra-plateの地震についてUmeda (1981)は固有周期の異なる3つのタイプの地震計で得られた中距離地域(100~200km)でのP波記録(Mjma6~8)を用いて広帯域の地震波7x7リテを求め、同様の7x7リテの隆起部の存在をGusev (1988)よりも前に指摘している。Koyama et al. (1982)により求められた震源7x7リテも同様に ω^2 スリッから顕著なずれを示している。またIzutani (1984)は東北日本の沈み込み地震(Mjma5.5~7.4)の強震加速度記録の解析で同様の7x7リテの隆起部の存在を示している。Gusevの7x7リテでは f_{max} も f_1 もマグニチュードに独立であったが、他の研究ではマグニチュード依存性を指摘している。しかしながらいわゆるコーナー周波数 f_0 は $f_0 \sim M_0^{1/3}$ であるのに対し、 $f_1 \sim M_0^{1/5-1/6}$ 、 f_{max} は極くわずかの M_0 依存で、 f_1 と f_{max} のマグニチュード依存性は f_0 よりゆるやかである。マグニチュード8以下の地震では f_0 と f_1 の区別はつかない。

一方で M_0 以上の巨大地震も含めて ω^2 スリッが有効であるという報告もある。Houston and Kanamori (1986)はWWSSNの短周期遠地記録を用いて $M_w = 6.5 \sim 9.5$ の地震の解析およびGDSN短周期ディジタル記録を用いた $M_w = 6.4 \sim 7.8$ の地震の解析により、 $M_w = 9.5$ の巨大地震までスリッ・パラメータを30barとした ω^2 スリッが有効としている。Boore (1986)は先に述べた統計的シミュレーション手法を用いて、Houston and Kanamori (1986)によりコンパイルされたWWSSNデータの遠地P波のシミュレーションを行い、種々の観測値と比較を試み、

(Simulated motion に 対し)

スベクトルのスケールが則の有効性の検定を行っている。検定に用いたスケール則は ω^2 モデルのみならず、Gusevモデル、 ω^2 モデルおよび $\omega^{1.5}$ モデルである。その結果ストレス・パラメータを50barとすると ω^2 モデルがM9.5の地震までfactor2~3の範囲で有効と結論している。しかしながら彼のシミュレーションはMs-Mw関係についてはM7以上の大地震について顕著に観測からはずれている[Boore(1983)のFig. 10参照]。一方GusevモデルはMs-Mw関係を満足しているが、ピーク加速度値や速度値の一致が ω^2 モデル程よくないとしている。Gusevモデルによるシミュレーションと観測との一致がよくないのは、Booreも指摘しているようにGusevモデルでは f_1 と f_{max} がマグニチュードに依存せず固定としていることによる。彼のモデルの隆起の周波数域($f_1 \sim f_{max}$)がPapageorgiou and Aki (1983)で指摘されているようにマグニチュードにより変わるとすれば、おそらくシミュレーションと観測の一致は可能となる。

加速度スペクトルが f_{max} を有することはカリフォルニアの地震についてHanks(1982)やPapageorgiou and Aki(1983)により指摘されているが、それが震源特性かサイト特性について久しく論争中の問題となっていた。Hanks(1982)は f_{max} は震源サイズよりもサイトにより大きく依存することを指摘して震源特性ではなくサイト特性であると主張した。それに対しPapageorgiou and Aki(1983)は加速度スペクトルに見られる f_{max} はサイト特性を取り除いても存在すること、更に f_{max} が震源サイズに僅かに依存することから、それがクラック先端での非弾性域、すなわちバリエーションのサイズで決まる震源パラメータの一つと考えた。Anderson and Hough(1984)は異なった解析によりサイト特性説を支持した。日本ではIrikura and Yokoi(1984)やUmeda et al. (1984)が1983日本海中部地震(Ms=7.8)の余震の観測データにより f_{max} が僅かにマグニチュードに依存していることを明らかにし、震源特性の可能性を支持している。 f_{max} が表層地質内での地震波の減衰に依る等のサイト特性として存在することはもちろん当然のことであるが、問題は震源特性としての f_{max} 、例えばバリエーションの影響が観測量をとらえられているのかどうかにある。ところが最近Kinoshita(1990,1991)は茨城県にある科学技術庁下総地殻変動観測所にある深層ゲージ(約3000m)で得られた中規模地震(M=6.0~6.7)の記録を解析した結果、 f_{max} が地震の震源域に依存して変わっているのを見いだした。すなわちIntra-plateに位置する伊豆半島や山梨県に発生する地震は f_{max} が10Hz程度であるのに対し、太平洋岸の沈み込み帯の浅いところに発生する地震は f_{max} が30Hz以上となり、深さ70km付近の地震の f_{max} は10Hz以下、より深くなると10~20Hzというように震源域により顕著に異なっていることを指摘している。このことは震源特性としての f_{max} の可能性を意味するものである。

4. ハイブリッド震源モデル

前節で述べた ω^2 モデルでは、高周波数域のスペクトルを説明するためにストレス・パラメータとして $\Delta\sigma \sim 50$ bar(Boore, 1986)の値を与える必要があった。一方Aki(1967)により初めて提案されたときの ω^2 モデルのコーナ周波数はより低周波数でそれから決まるストレス・パラメータは約0.5bar、Gusev(1983)モデルの低周波数側のコーナ周波数からのものは7barとなる。このことは、マグニチュードが7以上大地震は単一のコーナ周波数を持つ ω^2 モデルで震源スペクトルの全周波数域を説明できないことを意味することになる。このような観測事実を理解するため、Aki(1979)は断層面の不規則性の考えを基にハイブリッドモデルを提案した。大地震時に断層面の全領域が破壊されるのではなく、部分的にハイブリッドとして破壊せずに残るところがある。高周波数域は破壊伝播がハイブリッドでとまったり、また破壊がスタートしたところから生じ、そのため高周波数域から決まるストレス・パラメータは破壊した領域におけるlocal stress dropを表す。一方低周波数のコーナ周波数から決まるストレス・パラメータは破壊した領域と破壊していない部分を含めた断層面全体の平均的なストレス・パラメータ、いわゆるglobal stress dropを表している。

このハイブリッドモデルに基づく加速度スペクトルを評価するため、Papageorgiou and Aki(1983)はspecific barrier modelを提案した。

彼らのモデルは長方形の断層域に等しい直径の円型クラックが並んだ様な形状をしている。個々の円型クラックからは ω^2 モデルの地震動が生成される。このモデルでは巨視的には断層面内を平均速度 V_R で各クラックの破壊が伝播し、微視的には各クラックにおいて放射状に破壊が半径 ρ まで進行し、ハイブリッドで停止する。各クラックでは局地的にストレス・パラメータが解放される。このモデルでは個々のクラックの破壊は統計的に独立に起こると仮定し、かつ断層面全体の破壊の進行は決定論的に一定の平均速度で伝わりと仮定している。ハイブリッドパラメータは断層の長さ L 、幅 W 、破壊速度 V_R に加えて、クラックの直径(barrier interval) 2ρ およびローカル・ストレス・パラメータの5つになる。Papageorgiou and Akiは更に加速度スペクトルに見られる高周波数域 f_{max} はクラック先端でのバリエーションにおける平滑化効果による高周波数成分のフィルター作用により生じる、すなわち f_{max} はバリエーションの臨界長さ d と破壊速度 V_R に關係して $f_{max}=V/d$ で決まると考えた。Irikura and Aki(1985)はこのspecific barrier modelに基づく震源スペクトル $S(f)$ は

$$S(f) = [N(1 + (N-1)\sin^2(2\pi fT/2)/(2\pi fT)^2)]^{1/2} Se(f) \quad (4)$$

で近似的に与えられることを示した。この式は一定時間間隔 T 内に N 個のクラックがバリエーションに発生した場合の地震動のスペクトルに対応しており、Joyner and Boore(1986)により別の目的で与えられたものである。ここで時間間隔 T は断層全域での全破壊継続時間であり、 $Se(f)$ はクラックのサイズから生成される地震動のスペクトルで円形クラックを考えると(2)式と同じ ω^2 モデルの形となる。(4)式で表されるスペクトルは2つのコーナ周波数を持ち、低周波数側のコーナ周波数は $1/T$ で与えられ、第2のコーナ周波数は円型クラックの大きさから決まり、更にバリエーションから生成される震動スペクトルも当然同じ f_{max} を有するとする。この式で与えられる地震動スペクトルはGusev(1983)のスペクトルと同様に高周波数域で隆起をもつ。ローカル・ストレス・パラメータはバリエーションのコーナ周波数と高周波数域での加速度スペクトル $B(f)$ から決まり、ローカル・ストレス・パラメータは全破壊継続時間とバリエーションのサイズの総計から決まる。Hanks and McQuire(1981)やBoore(1986)により加速度記録のスペクトルを説明するために求められたストレス・パラメータ、 $\Delta\sigma = 50 \sim 100$ bar、はローカル・ストレス・パラメータにあり、Gusev(1983)によりMs-Mw関係を満たすように与えられたストレス・パラメータ、 $\Delta\sigma \sim 7$ bar、はローカル・ストレス・パラメータと考えれば広い周波数帯域の観測スペクトルが説明可能となる。Papageorgiou(1988)はカリフォルニアのMs6.2~7.8の地震がこのモデルでよく説明できると示した。

日本でも先に述べたように観測された地震動スペクトルが ω^2 モデルからそれているのを説明するためいくつかのハイブリッドモデルが提唱されている。Hirasawa(1979)は、従来の様なスリップの決定論的なモデルでは加速度振幅が観測に比して過小評価されることから、観測される加速度地震動の説明のため地震断層が大きさの異なる円型クラックからなる統計的なモデルを提唱した。この様なモデルからの加速度スペクトルのバリエーションは、各クラックのストレス・パラメータの平均値ではなく、ストレス・パラメータのミッドレンジ(rms)で表される。一般にrmsストレス・パラメータ $B(\tau^2)$ は平均ストレス・パラメータよりも大きく、この考えの導入により近地域の強震動の高い加速度振幅が説明できることを示した。Izutani(1981)はHirasawaモデルの加速度スペクトルが低周波数域では平均的ストレス・パラメータを考えた決定論的なモデルからの震源スペクトルに一致し、高周波数域ではrmsストレス・パラメータ $B(\tau^2)$ のバリエーションに一致することを示した。高周波数側に表れる第2のコーナ周波数 $f_0 = B(\tau^2)/B(\tau)$ で決まる。さらにIzutani(1981)は、この様なスペクトルを有する強震動をband-pass-filtered shot noise processを応用して、時間領域でシミュレーションする方法を提案した。このモデルにより内陸のハイブリッドに起こった松代地震(M4~5)や東北日本の沈み込み帯沿いの地震(M5.5~7.4)の地震の近地域の強震動が説明できると報告している(Izutani, 1984)。

Hirasawaの統計的モデルはPapageorgiou and Akiのspecific

barrier modelとよく似ており、現在のところ強震動記録の解析のみではどちらが正しいかなどの議論はできない。Suzuki and Hirasawa(1983)は断層面を種々の大きさの長方形のフラグに分け、specific barrier modelと同様、巨視的には破壊がある平均速度で中心から放射状に伝播し、微視的には各長方形フラグが中心から四方向に破壊するモデルを提案した。Papageorgiou and Aki(1982)と異なるのは、各subfaultの大きさ、stress drop、破壊速度、破壊方向などを全てrandomに与える点にある。specific barrier modelの一般化をめざしたものであるが与えるべきパラメータが多すぎるわりに、観測波形を説明するには余り成功していない。Koyama(1985)は同様に断層面をフラグに分けた後、フラグ速度の分布の不規則性を考えたハイブリッドモデルを提案し、Gusevモデルに似た隆起部のあるスケーラーが生じることを示した。彼のモデルで統計的なモデルでも平均的破壊伝播の方向性(unilateralなど)を考えると高周波数震動にも顕著な伝播方向依存性(directionality)が現れることを示した(Koyama and Izutani, 1990)。しかしこのモデルもスケーラーを見る限り、specific barrier modelとの違いは余りないようにみえる。

断層面の不均質性を考慮したもう一つのモデルがAsperity Modelである。Asperityの周辺領域が地震前に殆ど破壊された状態にあり、地震時にこのAsperity部分が破壊される。高周波地震動は断層域の中のこのAsperityの破壊により生成される(Madariaga, 1983)。単一のAsperityの動的破壊過程がDas and Kostrov(1983)により研究されている。単一のAsperityの破壊による地震は全断層域の半径をR、そしてAsperityの半径をrとした時、同じチャージドの通常のdislocation型地震(crack model型)に比べて、地震モーメントが(R/r)²倍大きく、コーナ周波数(r/R)倍低い、低周波数の卓越した地震、すなわち Weak Earthquake(Slow Earthquake)となることを示した。

Gusev(1989)はDas and Kostrov(1983)の結果を基にmulti-asperity modelを提案した。このモデルによる理論加速度スケーラーはGusev(1983)により構築されたスケーラーに似た形状となり、隆起部の高さは、いわゆるfilling factor Kr

$$Kr = \Sigma \pi r_i^2 / \pi R^2$$

で決まり、隆起部の位置はAsperityのサイズで決まる。観測との対応で、filling factor Kr(～1km)は地震に依らずほぼ一定との結果を得ている。

Aki(1990)はこのfilling factorを〔断層内の破壊域〕/(全断層域)と定義し、asperitiesとbarriersからの高周波の生成が同じと仮定し、ハイブリッドモデルもAsperityモデルと同じfilling factorの概念でスケーラーの形状が説明できることを導いた。この考えでカリフォルニアの5つの地震について解析し、√Krが0.06から0.3まで変化する、この変化がcreeping zoneから非creeping zoneへの地域的に違いに対応している興味ある結果を得ている。

specific barrierモデルもmulti-asperityモデルもそのスケーラー形状がfilling factor Krで支配されるということは、両モデルの違いをスケーラーの形では区別できない。しかしながら両モデルから推定される時間領域での地震動は両モデルの震源での物理的仮定が異なるので当然変わってくる。Aki(1990)はカリフォルニアの地震の震源近傍の強震動記録に見られる断層面に直交する方向のP波変位の歪率はAsperityモデルでは説明できないことを指摘し、カリフォルニアについて強震動予測はspecific barrier modelを用いて行うべきと主張している。

5. 経験的グリーン関数のための震源のモデル化

大地震時の地震動は、決定論的モデルのところで述べたグリーン関数と統計的モデルのところで述べたスケーラー則に基づいて、推定される。グリーン関数の計算は計算の基となる地層構造モデルの推定が問題となる。特に工学上重要な高周波震動を正確に計算するには、詳細な構造モデルが必要となる。経験的グリーン関数法は、小地震により発生される地震波が大地震とほぼ同様の伝播経路と局地的サイト特性が大地震とほぼ同じと考えられることから、

精度良い強震動予測の可能性を有しており、最近多くの研究者によって研究されてきている。(Hartzell, 1978; Kanamori, 1979; Hadley and Helmberger, 1980; Irikura, 1983, 1986, 1988; Imagawa et al., 1984; Houston and Kanamori, 1986; Takemura and Ikeura, 1988; Dan et al., 1988)。

大地震の強震動合成のために小地震の記録を重ね合わせるには、①大地震と小地震の間の震源パラメータの相似則および②地震動スケーラーの相似則を満足するようになされねばならない(Irikura, 1983)。大地震の震源域を小地震の震源サイズの断層面に分割し、各小断層に各1つの小地震が生じると仮定して、小地震記録を足し合わせると、合成された地震動は震源のスケール則から予想される地震モーメントより小さなモーメントをもつ。もし大地震と小地震のモーメント関係を満足するように小地震記録の振幅を大きくして足し合わせると高周波数の震動がスケール則から期待されるものよりも大きくなってしまふ(Irikura, 1986)。上記2つの相似則を同時に満足するにはどのような手続きが必要とされるかについてここで述べる。

大地震と小地震の地震モーメントをMoとmo、断層の長さをLとl、断層巾をWとw、断層変位(final offsets)をDとdと置くと、これらの震源パラメータのスケール関係式は

$$(Mo/mo)^{1/3} = (L/l)^{1/3} = (W/w)^{1/3} = (D/d)^{1/3} = N \quad (5)$$

となる(Kanamori and Anderson, 1975)。これが上記①の相似則である。

予測すべき大地震と経験的グリーン関数として用いられる小地震が共にω²モデルに従っているとすると、大地震と小地震のスケーラーの低周波数成分ULとul、および高周波数成分UHとuhは次の関係で結ばれる。

$$\begin{aligned} UL/ul &= Mo/mo = N^3 \\ UH/uh &= (Mo/mo)^{1/3} = N \end{aligned} \quad (6)$$

これが上記②の相似則である。

いま予測すべき大地震と経験的グリーン関数として用いる小地震とのモーメント比がN³とする。大地震の断層面がN×Nの小断層に分割する。その時各小断層の大きさは、(5)の相似則が成り立っていれば、小地震の断層サイズに一致する。

大地震のための合成地震動U(t)は小地震記録u(t)を用いて、次の式で表される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N^2} (r_i/r_1) F_i(t) u(t) \quad (7)$$

$$F_i(t) = \delta(t-t_i) + (1/N) \Sigma_{j=1}^{N-1} \delta[t-t_i - (j-1)T/(N-1)n] \quad (8)$$

$$t_i = r_i/v_c + F_i/v_r + \epsilon_i$$

ここで、rはサイトから小地震の震源までの距離、r_iはサイトからi番目の小断層までの距離、F_iは断層内の破壊のスタート位置からi番目の小断層までの距離、v_rは破壊速度、v_cは地震波の伝播速度(P波またはS波)、Tは対象である大地震のサイクリック、nは足し合わせの際に生じる人為的な周期性を興味範囲外の高周波に移動するための適当な数(n(N-1)/t > 2f_{max}であるようなnを定める)、そしてε_iは小断層間隔と破壊速度により生じる周期性を防ぐためのランダム数(pw/(2v_r) > ε_i > -pw/(2v_r), 1 > p > 0であるように定める)である。

(7)式で、小断層記録は始めに大地震と小地震のスケール時間関数の違いをF_i(t)というフィルタ関数で補正され、つぎに断層面上での破壊伝播に従って重ね合わされる。この式に基づく、非常な低周波数では小断層記録はcoherentに足し合わされるため、合成された地震動スケーラーの値はN² × [1 + (1/n)(N-1)n] = N³、すなわちモーメント比となり、そして高周波数では、F_i(t)はほぼ1で、小地震記録はincoherentに足し合わされるため、合成結果は(N × N)^{1/2} = N、すなわちモーメント比の三乗根となる。この大地震と小地震のスケーラー関係はω²モデルの条件、すなわち(6)を満たしている。

Boatwright(1988)の方法は小地震記録にいわゆるAsperity-Filterを周波数領域で行う点のみが違っただけで処理方法はほぼ

おなじである。しかし彼の方法は周波数フィルターを時間領域に戻すときに位相スフトをどのように定義するかで合成波形は変化してしまう任意性を残している。一方 Joyner and Boore (1986)の方法は断層面内の破壊伝播を考慮する代わりに、震源継続時間を T として定義する。合成すべき大地震のモメントを M_0 、グリーン関数として用いる小地震のマグニチュードを m_0 として、 $(M_0/m_0)^{1/3}$ 倍した小地震記録を T 時間内に $(M_0/m_0)^{1/3}$ 個のギャップに分布させて足し合わせることににより、合成される地震動は低周波数と高周波数で先に述べた方法と同様に(6)の関係を満足する。しかしながらこの方法では確かに周波数領域で $\omega^2 f^2$ を満足する地震動が合成されるが、断層面と観測点の幾何学的関係が考慮されていないため、合成された地震動はdirectivityなどの断層面内での破壊伝播特性が入っていないなどの問題がある。

Irikura (1986, 1988)では大地震と小地震のストレス・ドロップが一定でない場合や、さらに大地震が ω^2 スケール・リグ・則からはずれる場合について、specific barrier modelやasperity modelへの拡張方法も議論されている。

強震動合成の例

大地震に対する強震動を合成するために導かれた(7)式の有効性が、横井・入倉(1981)により1983年日本海中部地震の異なった大きさの余震を用いてテストされている。解析に用いられたマグニチュード6.1, 6.0, 5.0, 3.9の4つの地震(マグニチュード値は気象庁による。以後M6.1, M6.0, M5.0, M3.9の略称)は半径数 k_m 以内に起こったもので、震源から観測点までの伝播経路特性はほぼ同じと仮定できる。観測は震源域に近い(約80km)青森県深浦町で速度型強震計でなされたものである。

各地震の合成に必要な震源パラメータは初期 f^2 として地震波スパートからモメントとコーナー周波数が求められ、それらの値を基に、ストレス・パラメータや震源面積が推定されたものを参考として用いた。ターゲットとする地震と経験的グリーン関数として用いる地震のストレス・パラメータがほぼ同じと仮定できるときは、2つの地震のモメント比の3乗根よりスケール・ファクター N を定め、ターゲット地震の断層面を $N \times N$ に分割すると、その時各要素の大きさは小地震の断層の大きさに対応することになる(5式参照)。このようにして定められた震源 f^2 を基に合成波形を計算し観測波形と比較し観測に一致するように逐次近似的に f^2 が修正される(詳細は横井・入倉参照)。

M3.9の小地震記録を用いてM5.0の地震動を行った結果がFig. 1-1に示される。ここでは両地震のストレス・パラメータは同じで、スケール・ファクター N は3、破壊速度は3.0km/s、ターゲット地震の断層面積は $1.5 \times 1.5 \text{ km}^2$ 、破壊開始点は中央下部としていた。得られた合成波形が観測波形によく一致している。次にM5.0の地震記録からM6.1の地震からの強震動が合成され、その結果がFig. 1-2で観測と比較される。この場合M6.1の地震のストレス・パラメータはM5.0の4倍として補正された後、スケール・ファクター $N=3$ として合成された波形が観測とよく一致した。M3.9の地震記録を用いてM6.0の地震の強震動の合成結果がFig. 2-3で観測と比較される。この時M6.0の地震は2つのターゲットからなる多重震源として、M3.9の記録を用いてなされた(結果の図面は紙数の都合で略)。

第2震は第1震よりも小さく、モメントが1/7、面積が1/3で第1震の2.1秒後に発生したとした時、合成波形と観測はよく一致した。

経験的グリーン関数法の物理的意味

小地震記録を用いて大地震の震動を合成する方法の物理的意味について検討する。合成式(7)は小地震も大地震も $\omega^2 f^2$ に従うことを前提としている。 $\omega^2 f^2$ に従う地震動生成のための最も簡単な物理的 f^2 は円型クワック f^2 である。Madariaga (1976)は円型クワックの生成と拡大を動力学的破壊力学を基に研究し、円型クワックから $\omega^2 f^2$ に従う地震動が生成されることを示した。Gariel他(1990)はMadariaga (1976)により求められた円型クワック

の動的破壊に基づく断層面のスリッパ、スリッパ速度、スリッパタイム等のパラメータを用いて、中規模地震の地震動を計算し、観測に一致することを示した。しかしながら、一般には無限媒質中の円型クワックを考えた時、そこから生成されるS波の加速度波形はFig. 2-1に示されるごとく、たった2つの $\omega^2 f^2$ のみからなる(例えばBernard and Madariaga, 1984参照、ここでは簡単化のためP波は無視)。これは大地震のため大きなクワックを考えた場合、波形の形状は同じで $\omega^2 f^2$ の振幅が大きくそして $\omega^2 f^2$ の間隔が長くなるだけである。小さな地震のときにはこのように単純な波形が有り得るとしても、マグニチュード6以上の大地震の地震動は決してこのように単純な波形でないことは観測事実から明らかである。震源が多重のクワックから成る時、生成される加速度波形は各クワックから2つのS波 $\omega^2 f^2$ が生成されるので当然複雑になる。しかしながらこのような多重クワック f^2 から生成される地震動はFig. 2-2に示されるように $\omega^2 f^2$ から予想されるスパートには従わない。はじめに断層面上に多数のクワックが形成され、次にクワックとクワックの間の $\omega^2 f^2$ が破壊され、Fig. 2-3で示されるように見かけ上単一のクワックが形成されると考えると、この一連の破壊成長過程で生成される地震動が $\omega^2 f^2$ に従うスパートを有することはDas and Aki (1977)の2次元問題の破壊の数値シミュレーションで確認されている。

上記の考察を基にして、小地震から大地震への破壊の成長過程が2次元問題としてFig. 3のように5段階にまとめられる。第1段階で破壊のスタート付近に小クワックが形成され、第2段階で複数の小クワック間の $\omega^2 f^2$ が壊れ、少し大きなクワックとなりかつその合体したクワックの先端に小クワックが形成される。第3段階、第4段階で示されるように小クワックは合体を繰り返しながら少ずつ大きなクワックへと成長していく。ついに第5段階で全体として1つの大きなクワックとなる。最終段階が単一クワックならば $\omega^2 f^2$ に従う地震動が生成される。この f^2 ではクワックが成長、停止、更に $\omega^2 f^2$ の破壊の度毎に高周波地震動が生成されるので一様な破壊の生長と停止で形成される単一クワックとは異なり、複雑な加速度波形が生じる。最終的に大きな単一クワックが形成されることになる。

小地震記録から大地震の地震動の合成式(7)はFig. 3に示されるような大地震の破壊生長に従うようになされる。即ち小地震記録は小クワックの形成に担当し、フィルター関数 $F(\tau)$ は小クワック間の $\omega^2 f^2$ が壊れて大クワックに生長する時のスリッパ時間関数の変化に対応する操作(operation)と見なされる。結果として合成される地震動は $\omega^2 f^2$ に従うようになる。途中の第3や第4段階で破壊が停止すれば多重震源となる。

Fig. 3のような破壊生長 f^2 は、小クワックの合体が階層的に起こると考えると菊池(1988)の提唱する震源の階層構造の考えにほぼ一致する。

6. 強震動予測の実用化における問題点

(1) どの程度小さな地震まで大地震の合成に使えるか。

経験的グリーン関数法は式(7)を見る限り地震の小ささへの制限はないように見える。もちろん観測記録すなわち信号が $1/f$ に比べて十分大きいという条件は必要である。小地震記録は低周波成分が小さいため、ある周波数より高周波の帯域でのみ使えるということは大いに有り得る。たとえ観測記録が十分な精度を持っていたとしても大地震の強震動に問題が生じる可能性がある。今小地震記録はBrune (1970)で定義された $\omega^2 f^2$ をもつとする。ターゲット地震と小地震のモメント比が $5 \times 5 = 125$ 及び $25 \times 25 = 15,625$ の時、各々の合成波形がFig. 4a及びFig. 5bに示される(ケースbの小地震はケースaの1/125のちいささに相当)。Fig. 4aでは合成波形の $\omega^2 f^2$ の包絡型はほぼ $\omega^2 f^2$ に従って見えるように見えるが、Fig. 4bでは低周波数域と高周波数域では $\omega^2 f^2$ に従っているが中間周波数域で顕著な落込みが見られる。このことは極めて小さな地震の記録を経験的グリーン関数として用いようとすると、合成された大地震の地震動は中間周波数(コーナー周波数付近)で $\omega^2 f^2$ からのずれが大きいことを示

している。

この問題を解決するために、後者の例について 2段階の合成を試みた。始めに小地震から中間的サイズの地震 (M - m 比=5×5) を合成し、次にその合成された地震動を経験的グリーン関数として大地震の地震動を合成する。結果がFig. 4cに示される。2段階でなされた合成波形のスペクトルが $\omega^2 \tau_f^2$ に近いことがわかる。この2段階合成はFig. 3で例証されたいくつかの小クラックが合体し、中クラックに生長し、さらにいくつかの中クラックが合体して大クラックへと生長する。小地震から大地震への生長 τ_f^2 に対応していると理解される。

(2) 多重震源 τ_f^2 のための強震動予測

予測対象とする震源域の面積が S^2 でそこから q 個の τ_f^2 (各 τ_f^2 の M - m 比が M_{00}) が発生し総計 M - m 比 M の大地震になるとする。その震源域に発生する小地震 (M - m 比 m) と大地震を構成する各 τ_f^2 からの地震動は総て $\omega^2 \tau_f^2$ に従うとすると、個々の τ_f^2 からの地震動は合成式 (7) より容易に計算される。各 τ_f^2 からの地震動を足し合わせるにより多重震源の大地震からの地震動は求められるが、結果としてこの地震動は $\omega^2 \tau_f^2$ からはずれないものとなる。

予測すべき大地震が単一震源 (single shock) と仮定するか多重震源と仮定するかにより生成される地震動の大きさがどのように変わるか議論する。

大地震が単一震源とすると $M \propto (S^2)^{1/2}$ であるから大地震からの地震動の低周波数成分 U_0 と高周波数成分 A_0 は

$$\begin{aligned} U_0 &= c_1 (S^2)^{3/2} \\ A_0 &= c_2 (S^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (8)$$

となる。ここで c_1 と c_2 は比例定数である。

大地震が q 個の τ_f^2 からなる多重震源であるとした時、簡単化のために各 τ_f^2 の大きさは等しく、その面積と M - m 比がそれぞれ S と m となると、 $S_0 = S^2/q$ として $M_{00} = M^2/q$ となる。その時低周波数地震動と高周波数地震動はそれぞれ

$$\begin{aligned} U_0 &= q \cdot c_1 (S_0)^{3/2} = (S_0/S^2)^{1/2} \\ A_0 &= \sqrt{q} \cdot c_2 (S_0)^{1/2} = c_2 (S^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (9)$$

となる。ここで (8) と (9) で同じ比例定数としたのは単一震源である限り S と S_0 は震源の大きさに依らず一定とすることに対応する。(8) と (9) を比較すると高周波数地震動すなわち加速度 A_0 は単一震源でも多重震源としても変わらないが、低周波数地震動すなわち地震 M - m 比は単一震源を仮定した方が大きくなる。これは将来の大地震を予測するために、震源域の大きさとそこでの S と S_0 パラメータを震源規模に依らず一定にした仮定からくる。将来の大地震の予測に別の仮定をすれば当然別の結論となる。

(3) 小地震記録がない場合

小地震記録を用いて大地震の強震動を合成する方法は、先に述べたように単に伝搬経路特性や τ_f^2 特性を共有する有利さのみならず、小地震から大地震への生長の震源過程をシミュレートしている。従って対象とする大地震の震源域近傍に発生した小地震の記録がある場合には将来の大地震の強震動を予測する最もいい方法であろう。しかしながら対象とする地域で必ずしも小地震記録が得られるとは限らない。

釜江・入倉 (1991) は小地震の観測記録の代わりに、Boore (1983) に基づき小地震の震源時間関数を $\omega^2 \tau_f^2$ を満足するように統計的にシミュレートし、伝搬経路特性を経験的或は理論的に考慮して小地震記録を合成し、(7) 式により大地震の強震動を合成する方法を提案した。この方法は経験的グリーン関数のような有利さは勿論ないが震源域内での破壊の生長過程を疑似的にシミュレートしており、断層面内の破壊の伝搬方向と観測点の幾何学的関係により決まる方向性 (directivity effect) などが自動的に含まれる利点をもつ。彼らは経験的グリーン関数を用いた合成と上の方法による合成を比較し、よく一致する結果を得ている。

7. おわりに

本論では強震動予測のための震源のモデル化についての種々の試みがレビューされ、強震動予測の可能性が検討された。強震記録は 1933 年に Long Beach ではじめて得られ、1940 年 El Centro などデーターが蓄積されたが余りにも複雑なために 1968 年 Aki より震源極近傍の地震動の数値シミュレーションが試みられるまで長く地震学者から見向きもされなかった。近年計測技術とコンピュータによる数値計算方法の発達により、本論でレビューされるように多くの研究がなされ、決定論的モデル、統計的モデルから、さらに半経験的方法の登場でその複雑さも少しずつ解きほぐされ始めた。小地震から大地震への生長過程をシミュレートすることにより、震源の物理に即した強震動予測の試みははじめられている。

しかしながら強震動予測のために最も重要な次の大地震の震源パラメータをどのように推定すべきかという質問にはまだ明確な答は出ていない。特に断層面上の破壊の出発点をどこにとるかで強震動波形は大きく変わるが、その答はまだ不明である。強震動の精度よい予測は地震学、地震工学の研究者のみならず、地質学や地球物理学の研究者と共同の取り組みが必要であろう。

参考文献

- Aki, K., Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., 72, 1217-1231, 1967.
- Aki, K., Seismic displacement near a fault, J. Geophys. Res., 73, 5359-5376, 1968.
- Aki, K., Characterization of barriers on earthquake fault, J.G.R., 84, 6140-6148, 1979.
- Anderson, J. G., and S. E. Hough, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, Bull. Seis. Soc. Am., 74, 1969-1994, 1984.
- Boatwright, J., The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 489-508, 1988.
- Boore, D. M., Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra, Bull. Seis. Soc. Am., 73, 1865-1894, 1983.
- Boore, D. M., Short-period P- and S-waves radiation from large earthquakes: implications for spectral scaling relations, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 43-64, 1988.
- Bouchon, M., Predictability of ground displacement and velocity near an earthquake fault: An example: The Parkfield earthquake of 1966, J. Geophys. Res., 84, 6149-6159, 1979.
- Brune, T., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J.G.R., 75, 4997-5009, 1970.
- Das, S., and K. Aki, Fault plane with barriers: a versatile earthquake model, J. Geophys. Res., 82, 5648-56, 1977.
- Fukuyama, E., and K. Irikura, Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita Oki) earthquake using waveform inversion method, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1923-1940, 1986.
- Fukuyama, E., and K. Irikura, Heterogeneity of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake rupture process, Geophys. J. R. Astr. Soc., 1988.
- Fukushima, E., and T. Tanaka, A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 80, 757-783, 1990.
- Gariel, J. C., K. Irikura and K. Kudo, Rupture process of the 1989 Ito-Oki earthquake, J. Physics of the Earth, 1992.
- Gusev, A. A., Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 74, 787-808, 1983.
- Hadley, D. M. and D. V. Helmburger, Simulation of strong ground motions, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 617-630, 1980.
- Hanks, T. C., and R. K. McGuire, The character of high-frequency strong ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2071-2095, 1981.
- Hanks, T. C., f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1867-1879, 1982.
- Hartzell, S. H., Earthquake aftershock as Green's functions, Geophys. Res. Lett., 5, 104, 1978.
- Hartzell, S. H., and T. Heaton, Telesismic time functions for large, shallow subduction zone earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 985-1004, 1985.
- Hartzell, S. H., and T. Heaton, Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of

- strong motion records, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 649-674, 1986.
- Bartzell, S. H., and M. Iida, Source complexity of the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake from the inversion of strong motion records, J. Geophys. Res., 95B, 12475-12485, 1990.
- Houston, H., and H. Kanamori, Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture processes and strong motion, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1942, 1986.
- Irikura, K., Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disaster Prevention Res. Inst. (Kyoto Univ.), 32, 63-104, 1983.
- Irikura, K., and T. Yokoi, Scaling law of seismic source spectra for the aftershocks of 1983 Japan-Sea earthquake, Abstracts of the Seismological Society of Japan, No. 1, 1984.
- Irikura, K., and K. Aki, Scaling law of seismic source spectra and empirical Green's function for predicting strong ground motions, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 66, 967, 1985.
- Irikura, K., Prediction of strong ground motions using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan earthquake engineering symposium, 151-156, 1986.
- Irikura, K., Estimation of near-field ground motion using empirical Green's function, Proc. 9th World Conference on Earthquake Engineering, Japan, 37-42, 1988.
- Iwata, T., and K. Irikura, Tomographic imaging of heterogeneous rupture process of a fault plane, J. Seism. Soc. Jap., 42, 49-58, 1989.
- Izutani, Y., A statistical model for prediction of quasi-realistic strong ground motion, J. Phys. Earth, 29, 537-557, 1984.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore, Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion recording including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2011-2038, 1981.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore, Prediction of earthquake response spectra, Proc. 51st Ann. Convention Structural Eng. Assoc. of Cal., also U.S. Geol. Surv. Open-File Report, 82-377, 16 p., 1982.
- Joyner, W. B., and D. M. Boore, On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Ser. 8, edited by Das, S., and J. Boatwright, 269-274, 1986.
- 釜江・入倉, 地震のスケリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会論文報告集, 430号, 1-9, 1991.
- Kanal, A study of strong earthquake motion, Bull. Earthq. Res. Inst., 36, 295-310, 1958.
- Kanamori and Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seis. Soc. Am., 65, 1073-1095, 1975.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori, Inversion of complex body waves, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 491-506, 1982.
- Kikuchi, M., and Y. Fukao, Inversion of long-period P waves from great earthquakes along subduction zones, Tectonophysics, 144, 231-247, 1987.
- 菊池, 震源の階層構造や長周期(周期約2-20秒)地震動のメカニズムを用いた震源過程の解析, 科学研究費重点領域研究(1)代表伯野彦彦, 44-58, 1988.
- Kinoshita, S., Local characteristics of the f_{max} of bedrock motion in the Tokyo Metropolitan Area, Japan, J. P. E., 40, 487-515, 1982.
- 小林・長橋, 地表で観測された地動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地震基盤における地震動, 日本建築学会論文報告集, 240, 79-91, 1976.
- Koyama et. al., A scaling model for quantification of earthquakes in and near Japan, Tectonophy., 84, 3-18, 1982.
- Koyama, J., Earthquake source time function from coherent and incoherent rupture, Tectonophysics, 118, 227-242, 1985.
- Koyama, J., and Y. Izutani, Seismic excitation and directivity of short-period body waves from a stochastic fault model, Tectonophysics, 175, 67-79, 1990.
- Lay, T., and H. Kanamori, An asperity model for great earthquake sequences, in Earthquake Prediction - An International Review, Maurice Ewing Series 4, ed. D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 579-592, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1981.
- Madruga, Dynamics of an expanding circular fault, Bull. Seis. Soc. Am., 65, 630-666, 1976.
- Olson and Aspel, Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1989-2001, 1982.
- Papageorgiou, A. S., and K. Aki, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong motion, Part I description of the model, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 693-722, 1983a.
- Papageorgiou, A. S., and K. Aki, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong motion, Part II applications of the model, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 953-978, 1983b.
- Papageorgiou, A. S., On two characteristic frequencies of acceleration spectra: patch corner frequency and f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am., 509-529, 1988.
- Ruff, L., and H. Kanamori, The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P waves, Phys. Earth Planet Interiors, 31, 202-230, 1983.
- Spudich, H., and L. H. Frazer, use of ray theory to calculate high frequency radiation from earthquake source having variable rupture velocity and stress drop, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2061-2082, 1984.
- Takenura, M., and T. Ikeura, A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: simulation of strong ground motions during large earthquakes, J. Phys. Earth, 36, 89-106, 1988.
- 武村他, 地震動の平均スケリング則を評価する経験的・物理的基礎, 日本建築学会論文報告集, 375, 1-9, 1987.
- Takeo, M., An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 490-519, 1987.
- Vidale, J. E. and D. V. Helmberger, Elastic finite-difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 121-141, 1988.
- Umeda, Y., An earthquake source model with a ripple generating core, J. Phys. Earth, 29, 341-370, 1981.
- Umeda, Y., Y. Ito, A. Kuroiso, K. Ito and H. Murakami, Scaling of observed seismic spectra, Zisin, Ser. 1, 37, 559-567, 1984.
- 波部, 設計用模擬地震動に関する研究, 建築研究報告, 92, 1981.
- 橋井・入倉(1991), 震源スケリング則と経験的green関数法, 地震, 第2輯, 44巻, 1991.

〒611 京都府宇治市五ヶ庄 京都大学防災研究所

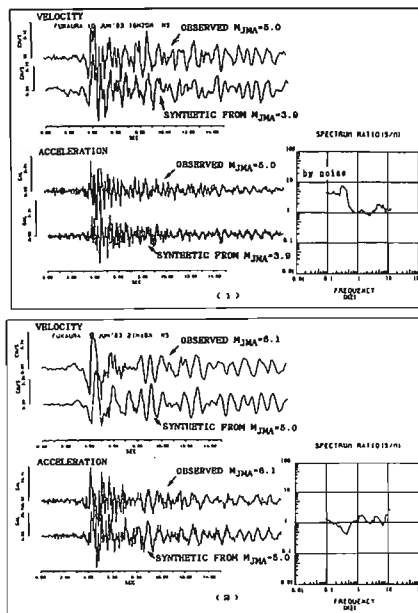
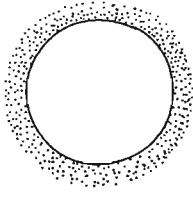


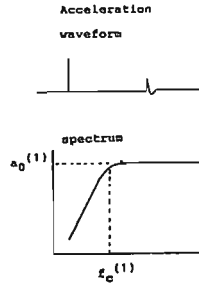
Fig. 1: Comparison between observed and synthetic seismograms (velocity and acceleration). (1) Synthetic of M 5.0 using M 3.9. (2) Synthetic of M 6.1 using M 5.0.

Acceleration Spectra of Seismic Waves Generated from Cracks

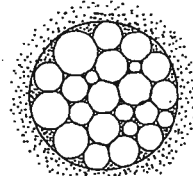
(1) Single circular crack



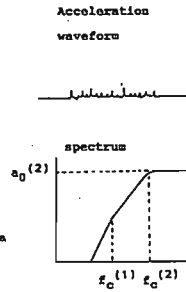
R : crack radius
 $\Delta\sigma$: stress drop
 $a_0(1) = c\Delta\sigma R$



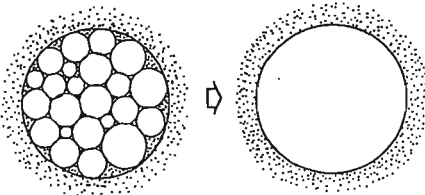
(2) Multiple circular cracks



R : radius of total ruptured area
 r : small-crack radius
 n : the number of small cracks
 $\Delta\sigma_1$: local stress drop
 $a_0(2) = \sqrt{n}\Delta\sigma_1 r$



(3) Source process of a large earthquake to generate the ω^{-2} spectral characteristics

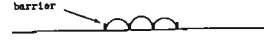


In the initial stage, small cracks are generated by skipping barriers.

Eventually, the barriers are broken.

CONSTRUCTION OF SOURCE PROCESS OF LARGE EARTHQUAKE

1st stage: Small cracks are generated and each crack stops at barriers.



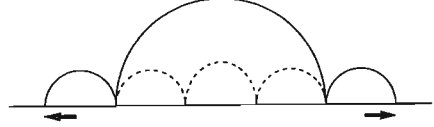
2nd stage: Barrier between cracks are broken and larger cracks are generated.



3rd stage: Larger crack sequence is generated, combining small cracks.



4th stage: Similar processes are going on...



5th stage: Eventually, barriers inside the fault plane of the mainhook are all broken and a large crack is produced.

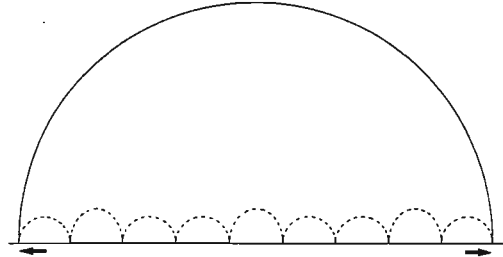


Fig. 2: Illustration for source process of large earthquake to generate the ω^{-2} spectral characteristics.

Fig. 3: Construction of source process of a large earthquake.

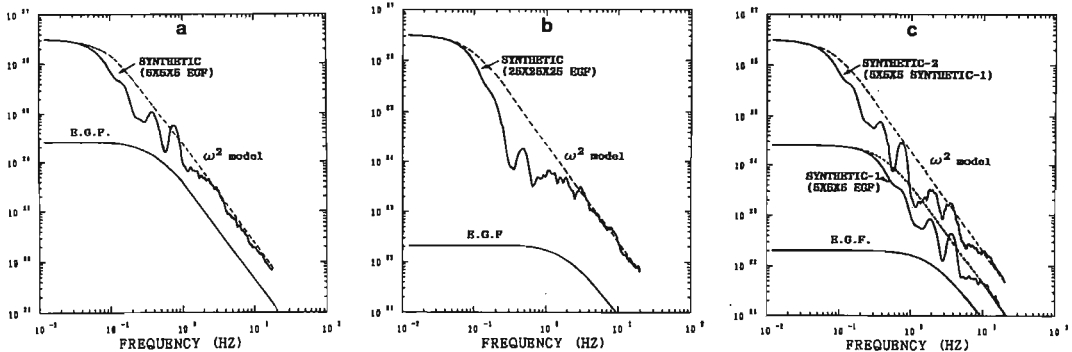


Fig. 4: Influence of subevent size on synthetic result. a: Moment ratio = 5x5. b: Moment ratio = 25x25x25. c: Two-steps' synthetics. Moment ratio = 5x5 for each step.

A-2

地震動の距離減衰と地震動予測 — 距離減衰式の設計への適用性

'Attenuation Curve' in the problem of strong motion prediction
-Applicability for the seismic design-

武村 雅之
TAKEMURA Masayuki

There are different approaches for predicting strong ground motion generated by an earthquake. The first two approaches: theoretical approach and semi-empirical approach, are based on the physical background of seismic-wave radiation and propagation. The third approach is aimed at predicting ground motion empirically based on stochastic analyses of observed records from earthquakes. Main part of studies for the empirical approach evaluates attenuation curve to predict peak amplitude and response spectrum of ground motion. The attenuation curve has some advantages for practical use in seismic design, compared with the theoretical and the semi-empirical methods. The first advantage is to obtain a result from few parameters, usually earthquake magnitude, distance from source to site, and ground condition under the site. Furthermore, the obtained results are relatively stable, irrespective of differences of local conditions for the prediction. Besides on these advantages, it can be used for the sites in every place. Therefore, the attenuation curves have been used most frequently for determining the strength of input wave motion for the seismic design. On the other hand, recent advance of seismology indicates some problems related to the physical background of the attenuation curve. For example, an ambiguity of the relation to velocity and attenuation structures along the wave propagation path from source to site, an ambiguity of definition of the distance in near source region, and so on. Some studies are made to solve these problems. Results of them are also described in this paper to discuss the applicability of the attenuation curve for a future seismic design.

1. はじめに

大地震が発生した時、どの程度の強さの地震動が起こるかということは、世界一の地震国に住む我々全てが知りたい点である。何故知りたいかはいくまでもないが、地震が起こる前に地震動に備えた様々な準備をしておくためである。このため地震動の予測結果は様々な目的に用いられる可能性がある。地震動予測をする場合、できるだけ正確な予測をするということは最も重要な課題であるが、自ずから予測が誤差を伴う行為であることを考慮すると、何に使うための予測かということも忘れてはならない観点である。

大地震発生前の様々な準備の中で、最も一般的によく知られ重要視されているのが建物の耐震設計である。ここで取り上げる距離減衰式は、最も早くから耐震設計における入力地震動評価や地震危険度マップの作成等に用いられてきた。地震や地震動に関する学問が進歩し従来用いられてきた距離減衰式の問題点が指摘されている現在でもその地位はあまり変わっていないように思われる。それは距離減衰式の持つ基本的な特性が、実用上の要求とどこかで一致しているためではないだろうか。指摘されている問題点を解決し、将来に渡って入力地震動評価に対する有効な方法として距離減衰式を発展させてゆくために何をなすべきかについて考えてみることにする。

2. 設計用入力地震動の立場

距離減衰式について議論する前に、距離減衰式評価の目的とされる設計用入力地震動について述べる。設計用入力地震動を考える際に筆者の頭にすぐ浮かぶのは「人間の都合」と「自然の都合」という言葉である。自然はもちろん人間の都合等全く考えてはくれないが、人間は自然の都合を考えざるを得ない。建物に関していえば、人間は専ら安価で使い易いものを望むが、そればかりを優先させると例えば地震が起こった時大きな被害を受けることになる。しかしながら、自然の都合を考慮することは、通常建物自体から人間が受ける利益を何等増大させるものでなく、もし建物の存続期間内に地震が無ければ、そのために費やした費用は全く無駄なものとなってしまふ。そこで迷いに迷って「人間の都合」と「自然の都合」の接点を求めるのが設計用入力地震動評価である。

それらの関係を図示するとFig.1のようなになる。このような場合、地震学は地震現象の研究を通じて「自然の都合」を人間が知るための行為であり、ここから設計用入力地震動が生みだされることはない。しかしながら、「人間の都合」を優先し過ぎる原因の一つに我々の地震現象に対する無理解があるとすれば、それらを解消するために地震学の役割は大きいといえる。近年すすめられている高層ビル等の設計用入力地震動評価の見直し¹⁾²⁾は、いままで以上に「自然の都合」を考慮しようという動き

であり、それを支えているのは地震現象に対する理解の深まりである。

このようにして、設計用入力地震動の位置づけを明かにすると、それらを評価することが、自然現象を忠実に記述することと、多少異なる要素を持つと言うことが自ずから理解される。それはまさしく「人間の都合」によるものである。筆者が考えるに、その最も大きな点は評価結果の「安定性」である。設計用入力地震動に対する要求には様々なものがあるが、例えば地域的に設計用入力地震動が大きく変わらないで欲しいということ、過去の評価結果をあまり大きく変えないで欲しいということ、評価する人によって評価結果にバラツキがあまり生じないで欲しいということ等は、全て評価結果の「安定性」を求める要求である。評価結果として応答スペクトルを用いる場合、山谷を無くするような最終処理をするのも別の意味での「安定性」であるかもしれない。これら「安定性」の要求は、地震現象の多彩な面をよく知る者にとっては、建物の安全性を損なう恐れがあるように思えるが、反面、それらを忠実に記述できない場合には、むしろ安全側にはたらく場合も多い。

3. 距離減衰式の基本的特性

現状の地震動予測法を分類すると大きく3つに分けられる³⁾。一つは断層モデルを用い、さらに震源から観測点に至る地下構造に対するGreen関数を理論的に計算する方法(理論的方法)、2番目は、断層モデルに基づくが地下構造に対するGreen関数を小地震による観測記録で代用する方法(半経験的方法)、そして最後が距離減衰式を用いた方法(経験的方法)である。この3つの方法を並べて改めて気づくことは、距離減衰式を除く2つの方法は、震源や地下構造のパラメータを与えて地震動を予測するだけでなく、逆解析いわゆるインバージョンにより観測記録から逆に震源における断層運動の様子を求めることができる⁴⁾⁵⁾が、距離減衰式は一方的に地震動の予測にしか使えないという点である。このことは、距離減衰式が震源や地下構造を記述するようなモデルを理論的背景として持っていないということと深く関連している。このことから、先人達が地震動が震源から離れるに従って小さくなるという経験をもとに、はじめから地震動を予測しようという目的のために距離減衰式を考案したことが分かる。このため、距離減衰式で使われるパラメータは通常、観測点から震源までの距離(震源距離 X または震央距離 Δ)、震源の大きさ(マグニチュード M)、地盤条件の大まかな差(例えば地盤種別や表層 S 波速度)等であり、断層モデルのように地震動の大きさに対して同じような影響を及ぼすパラメータが多数混在するということはない。

Table 1に3つの方法の特徴をまとめる³⁾。距離減衰式

による方法は簡便でどこでも使え結果が安定して求められる反面、特定の現象の記述は不得意で、不整形地盤の影響、表面波の励起、震源の破壊伝播方向による地震動の方向性等を評価することは通常できない。しかしながら、設計用入力地震動が要求する「安定性」については、3者の中で最も要求をよく満たす。例えば、距離減衰式では、不整形地盤や表面波の励起等、2次元3次元的な地下構造の影響を無視するため地域的な評価結果の差異は比較的小さくなる。また後で示すように観測記録を統計解析によって処理し回帰係数を決定するため、用いる観測記録が一瞬にして増えない限り過去の評価結果から急激に評価が変わることもない。さらに与えるパラメータが少なく地震動を記述するために基本的なもののみであるため、評価者による結果の差異も極めて少ない。

Fig. 2に、福島他⁶⁾によって震源近傍まで比較的有効とされた7つの距離減衰式を示す。これをもとに福島・田中は震源域での最大加速度の目安は400から600galであると結論づけている。目安にしろ、これほど明確に震源域の地震動強さを示すことができる方法は他にない。震源域であろうがどこであろうがほぼ全ての地域でそれなりに地震動評価ができる点も設計用入力地震動を評価する場合頼りになる要素である。

このように距離減衰式は他の2つの方法に比べ設計用入力地震動と相性いい地震動予測法である。しかしながら、このことが「自然の都合」をより厳密に考慮しようという立場から見ると、距離減衰式の大きな欠点に見える。

4. 距離減衰式の新しい方向性

4.1 距離減衰式に対する問題点の提起

距離減衰式は、もともと人間の経験を素朴に式に表現したものであり、はじめからモデルありきの他の方法と異なる。このため、地震動を説明するパラメータも非常に少ない。従って地震現象の解明がすすむと、適切なパラメータを導入するよう外からの働きかけがあるのは当然である。一方、距離減衰式の研究は、設計用入力地震動との相性の良さにも支えられ、地震現象とは物理的に全く関係のない統計的世界に閉じ込める傾向がある。このため、それらの働きかけに正面から取り組んだ研究はまれである。筆者の知る限りでは、金井式⁷⁾と翠川・小林の方法⁸⁾がそれらの働きかけに答えようとした研究の代表例である。金井式は、もともとあった坪井⁹⁾によるマグニチュード M を決定する式(逆に使えば距離減衰式)に地盤での地震波の増幅を考慮した点に特徴があるし、翠川・小林の方法は、金井式の考え方をスペクトルに拡張し、さらに震源の広がりを考慮した点に特徴がある。しかしながら残念なことに、翠川・小林の方法は、一部で「断層モデル」による方法と認定され距離減衰式から

除外されてしまった。

このような状況の中で今まで距離減衰式に対して指摘された主な問題点は以下のような項目に関するものである。

- (1) 伝播経路の地下構造特にQ値構造との関係
- (2) 震源近傍での断層面の広がりとの関係
- (3) 震源からの地震波放射の方向性との関係

距離減衰式は、その名の通り地震波が震源から観測点に到達する間に伝播経路の媒質の影響や幾何的な波面の広がりとの影響で減衰する現象を経験的に表現しており、地下構造が地震波を減衰させる能力(Q値)が分かる場合には、それらの情報が逆に距離減衰式の地域的な適用性を判断する材料にもなる。しかしながら、このような検討は今までほとんどなされておらず、一部に距離減衰式の地域性の指摘^{10), 11)}があるに留まっている。(1)はこの点に関する問題提起であり、距離減衰式の距離に関する式の形やその物理的意味と深く関わる問題である。

次の(2)(3)は翠川・小林の方法で積極的に取り入れられた点であるが、(2)は震源近傍で震源からの距離をどのようにして定義するかという距離減衰式本来の問題に一度立ち帰って検討する必要がある、(3)の問題は、近年研究が進んだ震源からの短周期地震波の励起についての理論や観測結果を踏まえて再度検討する必要がある。

4.2 問題解決への方向性

以上提起された問題点について、(1)(2)(3)の順に距離減衰式としての解決の糸口を紹介する。問題点の指摘は全て「自然の都合」をより多く考慮する方向に通じるものであるが、距離減衰式の持つ設計用入力地震動評価と相性が良いという特徴を生かすことも十分考慮の上問題解決をすすめる必要がある。

(1) 式の形と物理的意味

地震動の特性 $O(f)$ は通常、震源 $S(f)$ 、伝播 $E(f)$ 、地盤 $G(f)$ の3つの特性の積として表される。

$$O(f) = S(f) \cdot E(f) \cdot G(f) \quad (1)$$

ここで、 f は地震動の周波数である。上記3特性を最も簡単に、しかも現象をある程度説明するように表現できる結果として、無限媒質中の点震源による地震波の発生、内部減衰 Q を持つ媒質内の実体波の伝播、成層構造内の実体波の重複反射等を組み合わせたモデルがよく採用される。その際、震源特性 $S(f)$ 、伝播特性 $E(f)$ は以下のように書き表すことができる。

$$S(f) = (\gamma \omega^{-2} / 4\pi \rho V_s^3) M_0(f) / X \quad (2)$$

$$E(f) = \exp(-\pi f X / V_s Q(f)) \quad (3)$$

ここで、 γ はラヴィーソン¹²⁾係数、 ρ, V_s は媒質の密度とS波速度、 $M_0(f)$ は地震モーメント密度(震源スペクトル)である。このとき(1)式の $O(f)$ は観測記録の加速

度フーリエスペクトルである。

震源距離 X に関して上記の理論と整合する距離減衰式を求めると以下ようになる^{12), 13)}。

$$\log F(f) = a(f)M + c(f) - (\log X + b(f)X) + d(f) \quad (4)$$

ここで、 $F(f)$ は観測記録のスペクトル、 X は震源距離、 M はマグニチュード、 a, b, c, d は回帰係数である。 M と $M_0(f)$ との関係を比例定数 $P_0(f)$ を用いて $M_0(f) = P_0(f) 10^{0.8(f-M)}$ のように仮定すると、(1)式と(4)式の対応より回帰係数は以下のように物理定数と対応させることができる¹³⁾。

$$a(f) = (\log M_0(f) - \log P_0(f)) / M \quad (5)$$

$$b(f) = (\log e) \pi f / V_s Q(f) \quad (6)$$

$$c(f) = \log(\gamma \omega^2 P_0(f) / 4\pi \rho V_s^3) \quad (7)$$

$$d(f) = \log G(f) \quad (8)$$

また、逆に震源スペクトル $M_0(f)$ および伝播経路の Q 値、 $Q(f)$ 、および地盤増幅率 $G(f)$ を求めると以下のようになる。

$$M_0(f) = 10^{a(f)M + c(f)} / (\gamma / 2\pi \rho V_s^3) \quad (9)$$

$$Q(f) = (\log e) \pi f / V_s b(f) \quad (10)$$

$$G(f) = 10^{d(f)} \quad (11)$$

つまり、震源スペクトルは係数 $a(f)$ および $c(f)$ 、伝播経路の Q 値は $b(f)$ 、地盤増幅率は $d(f)$ によって表すことができる。

池浦他¹³⁾は観測記録の加速度応答スペクトル(減衰定数5%)を $F(f)$ として、回帰係数を求め、(9)(10)(11)式の妥当性を確認している。ここでは、伝播経路の Q 値に注目し、(10)式に関する例をFig.3に示す。関東地方から東北地方南部の地殻のS波の Q 値の結果^{14), 15), 16), 17)}と応答スペクトルの距離減衰式の $b(f)$ の値から求められる Q 値とが大変良く一致することが分かる。このことは、距離減衰式として(4)式を用いれば、距離減衰式の簡便さを損なわずにすでに求められている伝播経路の Q 値の情報を取り込むことができることを示している。

この他距離減衰式の形については、Sato¹⁸⁾が、最大加速度値を対象に、ランダム媒質を伝わる波の伝播理論を用いた検討も行っている。さらにマグニチュード M に関する関数形と震源スペクトルの関係についても最新鋭の検討がなされている¹⁹⁾。それらの詳しい内容については、それぞれの論文を参照されたい。

(2) 断層面の広がりとの効果

距離減衰式でしばしば問題となるもう一つの点は、断層面の広がりや影響する震源近傍での適用性の問題である。従来の距離減衰式の検討は、点震源を仮定し、断層面の広がりとの効果に対する明確な理論的背景を持っていない。

そこで、震源距離 X に変わるものとして提案されたの

が等価震源距離 X_{eq} である¹⁰⁾。ここでは、詳しい説明は省くが、 X_{eq} は一般的に以下の式で定義される。

$$X_{eq}^{-2} = \frac{\sum_{i=1}^N e_i / X_i^2}{\sum_{i=1}^N e_i} \quad (12)$$

i は断層面を N 個のメッシュに切った場合のメッシュの番号、 X_i は各メッシュと観測点の距離である。 e_i は各メッシュから出る地震波のエネルギーの分布を示すが、断層面上のすべり分布や地震モーメントの分布を近似的に用いることもできる。勿論これらのパラメータが分からない場合には一様分布の仮定で議論をすすめることになる。また、等価震源距離 X_{eq} は断層から離れると震源距離 X に一致する。

Fig. 4 に 1979 年のインベリアルバレー地震の際の観測記録のフーリエスペクトルの 1.0 から 10 Hz の平均値を断層からの最短距離 X_{sh} と等価震源距離 X_{eq} に対してプロットした結果を示す¹⁹⁾。図から分るように、 X_{eq} を用いると全てのデータがあたかも点震源から放出されたようにほぼ X_{eq}^{-1} に比例することが分る。Fig. 5 に等価震源距離 X_{eq} が同じとなる地点を結んだ曲線を示す。この曲線は、結果的に地震動の強さが同じところを結んだ曲線に対応し、断層近傍では、断層の形状にあわせてその形がかなり歪み、点震源から等方的に地震動の強さが減少する従来の距離減衰式の場合に比べ、断層の広がりによる震源近傍での地震動の方向性をよく表現していることが分かる。

等価震源距離は、(12) 式から分かるように、断層面上のエネルギー放出分布と、観測点と断層面の幾何学的位置のみで決まる。このため、予め対象地震に対するそれらの情報が分っている際には、まず X_{eq} を計算し、次に遠方の記録から決められた距離減衰式の形を変えず、震源距離 X の代わりに X_{eq} を代入することによって震源近傍の地震動を評価することができる。

つまり、(1) の検討結果と総合すると物理的意味が比較的理解で震源近傍でも用いることができる式として以下の式が提案できる。

$$\log F(f) = a(f)M + c(f) - (\log X_{eq} + b(f)X_{eq}) + d(f) \quad (13)$$

(3) 震源からの地震波放射の方向性

断層モデルに基づくと、震源から発生する地震波の強さに方向性が生じる原因として、一般に震源メカニズムの効果と破壊伝播効果が考えられている。またこの他に、震源の近傍では断層面の広がりの効果によって地震波の強さに方向性が生まれることは Fig. 5 の結果からも明かである。このことに関してはすでに述べた通りである。

震源メカニズムと破壊伝播効果の影響については、遠方で観測される長周期地震動の記録において確かめられていることは周知の事実である。これに対して地震工学

で対象とするような短周期地震動に対しては、長周期地震動とは異なる結果が報告されている。

Fig. 6 は、1980 年伊豆半島東方沖地震の東松山での記録である。この地震の断層はほぼ南北に走行を持つ垂直な面を持ち、すべりはほぼ純粋な横ずれ断層である。このため、震源の真北にある東松山では、もし震源メカニズムに従った S 波が到達すれば、その震動は $E-W$ 成分のみに偏向するはずである。しかしながら Fig. 6 を見ると、そのような傾向は S 波の初動直後に僅かに見られる程度であり、工学的に重要となる主要動の最大値に関しては、ほとんどそのような傾向は見られない。同様の結果は、断層の真東にある館山や真西にある修善寺でも確認されている。つまり、このことは震源メカニズムによる影響が、短周期地震動に現れにくいことを示している。実際、1979 年のインベリアルバレー地震の余震の強震動の振幅方位分布を調査した Liu and Helmlinger²¹⁾ は最大加速度値 A_{max} に対して震源メカニズムの影響がほとんど見られないことを指摘している。なぜ、このような結果になるかについての定量的な説明は未だなされていないが、断層面上での震源メカニズムの変動や複雑な伝播経路の影響等が考えられている。

次に、破壊伝播効果について考える。短周期地震波に対する破壊伝播効果は、すべりが断層面上で不均質に起こる場合、地震動の継続時間 T_d や最大値 A_{max} が以下のような方向性を持つことが指摘されている^{22) 23)}。

$$T_d = L(1/VR - \cos\theta/Vc) \quad (14)$$

$$A_{max} \propto T_d^{-1/2} \quad (15)$$

ここで、 L 、 VR 、 θ は、断層長さ、破壊伝播速度、破壊の方向と観測点の方向とのなす角度である。この場合、破壊は長さ方向の一方向破壊と仮定した。上記の結果から注目すべきことは、地震動の最大値 A_{max} が、長周期地震動のように T_d の -1 乗に比例せず、-1/2 に比例する点である。これは、明らかに破壊伝播効果による地震動の方位依存性が長周期地震動に比べ、短周期地震動で弱まる傾向にあることを示している。Fig. 7 に 1978 年の宮城沖地震の宮古観測点の条件を用い、観測点と破壊伝播の方向 θ を変えた場合の模擬地震波の結果および減衰定数 $h=5\%$ の絶対加速度応答スペクトルの結果を示す²⁴⁾。模擬地震波の作成に関しては (14) (15) 式の関係が考慮されている。図から分かるように A_{max} は破壊伝播方向で最大、逆方向で最小となり、その違いは約 2.5 倍である。距離減衰式の評価誤差と比較するため、仮りにこの違いが $\log A_{max}$ の $\pm 2\sigma$ に対応するとする。この場合、破壊伝播効果によるバラツキの標準偏差 σ は約 0.1 と求められる。先に Fig. 2 で示した各距離減衰式の標準偏差は 0.15-0.35⁶⁾ と指摘されており、これらの値と比べると明かに小さいことが分かる。

以上の検討結果を考慮し、さらに地震動を予測する際

に破壊の開始点や破壊伝播方向を一意に定めることができないう現状を考えると、地震動評価を煩雑にする方位依存性の導入は、使用目的も考慮して慎重に検討する必要がある。

5. まとめ

距離減衰式は正に地震動予測のために考え出された方法であり、設計用入力地震動の置かれた環境に比較的良好にマッチした方法である。しかしながら一方では、地震現象に対する知識の深まりとともに、それらを反映した予測法に脱皮できるかどうか、現状直面する課題となっている。他の予測法の現状をみると、今後も地震動予測法としての距離減衰式の持つ役割は依然重そうである。そこで、そのような重責に答えるべく行われている最近の研究成果の例を紹介した。

なお、Fig.6に示す記録は10電力共通研究によった。

- 参考文献
- 1) 武村雅之、池浦友則、大野晋、太田外気晴、1991: 距離減衰式を用いた震源近傍での強震動の評価法、第21回地震工学研究発表会、25-28.
 - 2) Liu, H. L. and D. V. Helmberger, 1985: The 23:19 aftershock of the October 1979 Imperial valley earthquake: More evidence for an asperity, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 689-708.
 - 3) 武村雅之、池浦友則、1988: 伝播性破壊確率モデルと最大加速度、地震工学研究発表会、41, 351-358.
 - 4) 武村雅之、池浦友則、1990: 不均質なペリを考慮した半経験的地震動評価法、地震工学研究発表会、43, 483-492.
 - 5) 武村雅之、池浦友則、1989: 地震波の発生伝播理論を考慮した模擬地震動作成法、日本建築学会構造系論文報告集、403, 25-34.
 - 6) 武村雅之、池浦友則、1986: 大規模地震の発生伝播理論を考慮した模擬地震動作成法、日本建築学会構造系論文報告集、375, 1-9.
 - 7) Kanai, K., K. Hirano, and S. Yoshizawa, 1966: Observation of strong earthquake motions in Matsushiro area, Part I, Bull. Earthq. res. Inst., 44, 126-129.
 - 8) 武村雅之、池浦友則、1984: 大地震により励起された反収気地震波の減衰過程、鹿島技研年報、32, 135-140.
 - 9) 武村雅之、池浦友則、1987: 地震動の平均的なスペクトルを評価する経験式の物理的基礎、日本建築学会構造系論文報告集、375, 1-9.
 - 10) 武村雅之、池浦友則、1986: 深井戸観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性、国立防災センター研究報告、38, 25-145.
 - 11) 武村雅之、池浦友則、1984: 大地震により励起された反収気地震波の減衰過程、鹿島技研年報、32, 135-140.
 - 12) 武村雅之、池浦友則、1987: 地震動の平均的なスペクトルを評価する経験式の物理的基礎、日本建築学会構造系論文報告集、375, 1-9.
 - 13) 武村雅之、池浦友則、1986: 深井戸観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性、国立防災センター研究報告、38, 25-145.
 - 14) Takemura M., K. Kato, T. Ikeura, and E. Shima, 1991: Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology, J. Phys. earth, 39, 537-552.
 - 15) 武村雅之、池浦友則、1986: 深井戸観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性、国立防災センター研究報告、38, 25-145.
 - 16) Aki, K., 1980: Attenuation of shear-waves in lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter. 21, 50-60.
 - 17) Sato, H. and S. Matsumura, 1980: Q values for S-waves (2-23Hz) under the Kanto district, ZISIN, 33, 541-543.
 - 18) Sato, H., 1990: Unified approach to amplitude attenuation and coda excitation in the randomly inhomogeneous lithosphere, Pure Appl. Geophys., 132, 1-28.
 - 19) 堀一男、福島美光、1992: 地震動のコーナー周波数を考慮した応答スペクトルの回帰式、地震学会講演予稿集、No. 2, 1-2.
 - 20) 武村雅之、池浦友則、大野晋、太田外気晴、1991: 距離減衰式を用いた震源近傍での強震動の評価法、第21回地震工学研究発表会、25-28.

離減衰式を用いた震源近傍での強震動の評価法、第21回地震工学研究発表会、25-28.

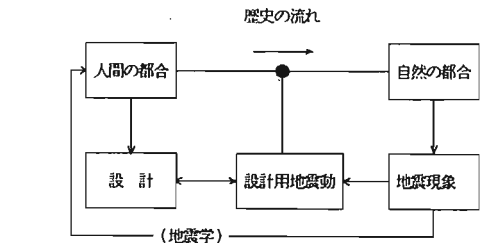


Fig.1 A position of the seismic design earthquake motion.

Table 1 Characteristics of three approaches for the strong motion prediction³⁾.

評価法	利点	欠点	課題
距離減衰式による方法	簡便、評価結果が安定	複雑な現象が評価できない(不規則地盤、表面波)	境界の把握 大地震の震源のモデル化
半経験的方法	地下構造の情報が不要	観測記録の存在が条件	地震動観測 中小地震の震源の研究 大地震の震源のモデル化
解析的方法	理論的	1, 2次元解析 詳しい地下構造の情報が必要	広範囲な地下 探査 大地震の震源のモデル化

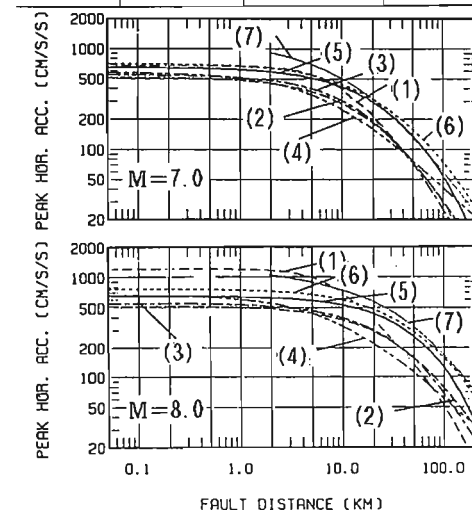


Fig.2 Comparison of attenuation curves⁶⁾ for peak accelerations in the horizontal components due to the events of M=7 and M=8, determined by

(1) Joyner and Boore(1981), (2) Cambell (1981), (3) Annaka et al.(1987), (4) Abrahamson and Litehiser(1989), (5) Fukushima and Tanaka(1990), (6) Midorikawa(1989), and (7) Ohta and Ohno(1992).

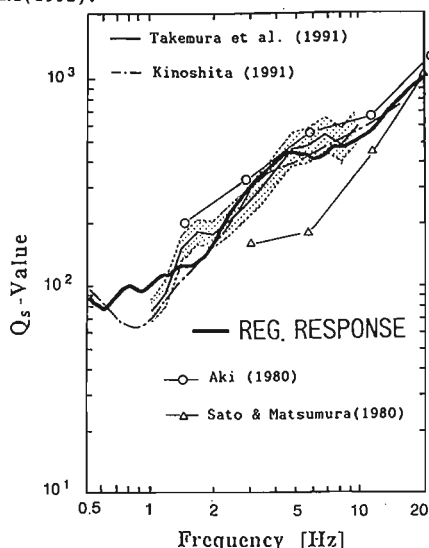


Fig.3 Q_s -values evaluated from the distance coefficient $b(f)$ which is obtained by the regression analysis for response spectra with damping factor h of 5%¹³⁾. Q_s values in the lithosphere under the Kanto and Southern Tohoku districts are also presented.

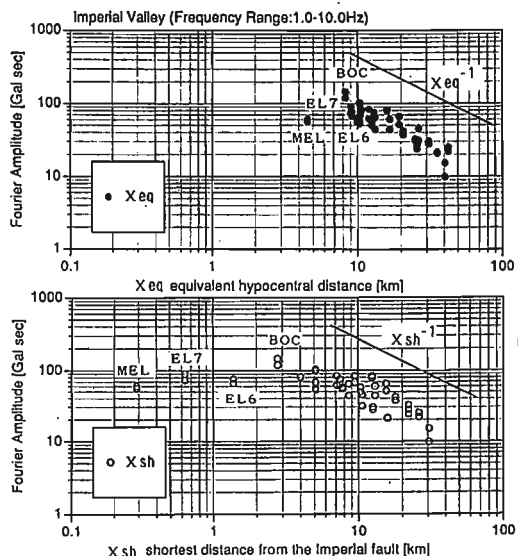


Fig.4 Relationships of equivalent hypocentral distance X_{eq} , shortest distance X_{sh} , from the fault, and Fourier amplitude spectrum averaged over frequencies from 1 to 10 Hz for the Imperial valley earthquake²⁰⁾.

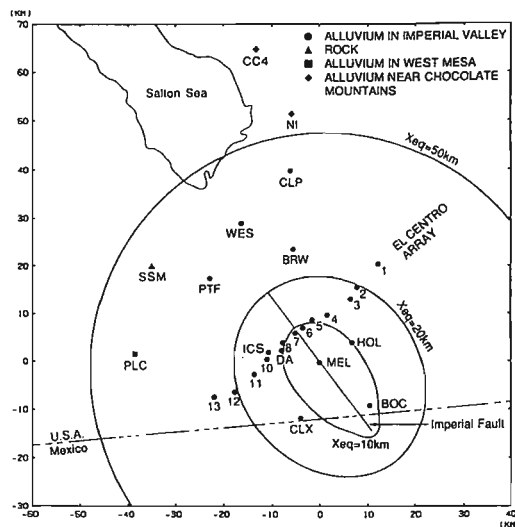


Fig.5 Contours of equivalent hypocentral distance for the 1979 Imperial Valley earthquake fault²⁰⁾.

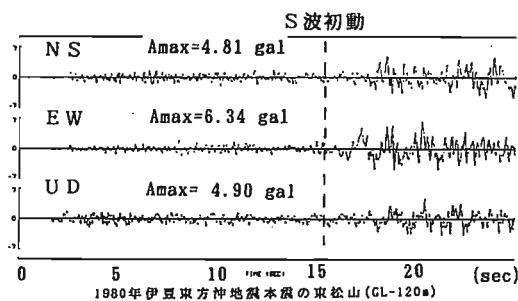


Fig.6 Accelerograms from the 1980 Izu-toho-oki earthquake at Higashi-matsuyama station.

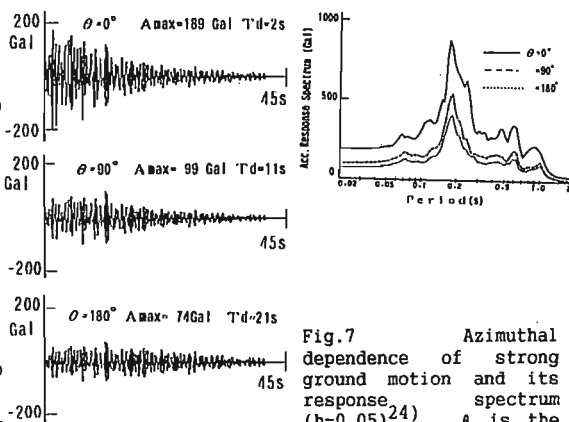


Fig.7 Azimuthal dependence of strong ground motion and its response spectrum ($h=0.05$)²⁴⁾. θ is the azimuth angle of the station from the direction of rupture propagation.

地震動特性に及ぼす地盤構造の影響

EFFECT OF SURFACE GROUND CONDITION ON EARTHQUAKE MOTIONS

渋谷 純一*

Jun'ichi SHIBUYA

ABSTRACT

In this paper, presented is the state-of-the-art of recent researches on the effects of surface ground conditions on earthquake motions, according to the contents described in Section 3, Chapter 1 of the publication "EARTHQUAKE MOTION AND GROUND CONDITION" by AIJ. Research results and related problems are summarized for the following three items:

- 1) Body wave amplification in sedimentary layers using records of vertical seismic array.
- 2) Surface wave characteristics in strong motions observed on the deep sedimentary layers.
- 3) Evaluation of effects of geological topography on strong motions using analytical ground model.

1. はじめに

ここでは、地盤震動シンポジウム20周年記念出版物「EARTHQUAKE MOTION AND GROUND CONDITION」の第1章第3節(Seismic Wave Amplification in Sedimentary Layers)の内容に沿って、主として表層付近の地盤構造と地形が地震動特性に与える影響に関する最近の研究の現状と今後の課題について述べる。内容は大きく分けて、1)成層地盤における実体波の増幅特性、2)成層地盤における表面波の励起、3)地盤の不整形性が地震動特性に及ぼす影響に関する研究であり、地震動予測の立場から、主に観測記録のシミュレーション解析の例を中心に紹介する。なお、2)、3)の部分は、執筆担当の野田茂氏(鳥取大学工学部)、川瀬博氏(清水建設大崎研究室)の原稿に基づいてまとめたものである。

2. 成層地盤における実体波の増幅

(1) 強震記録にみられる地震動の地盤による増幅

地震動が表層地盤の条件によって大きく異なることは、その例を多くの強震記録に見ることができる。例えば、柴田(1981)、渋谷(1985)は1978年宮城県沖地震の際、仙台及びその周辺の異なる地盤条件の4地点で観測された強震記録の特性比較を行なった。図1に4観測地点の地盤状況を示す。4地点の震央距離は100~120kmで、震央に対する方位も大差ないが、地盤条件が大きく異なっている。表1に最大加速度、加速度波形の全パワー、及びスペクトル強さの比較を、図2に速度応答スペクトルの比較を示す。地点によって、最大加速度には大差がないが、加速度波形のパワーや、周期範囲0.5~2秒の速度応答スペクトルには大きな差がある。このことから、強震動の特性には、数十m程度の表層地盤は勿論のこと、数百mオーダーの第3紀層の構造の影響も大きいことがわかる。最近の地震では、1989年ロムプリエタ地震の際、

* 東北大学工学部災害制御研究センター

サンフランシスコ湾内のイエルバブエナ島とトレジャー島で観測された強震記録の特性比較(Seed et al., 1990)も地盤の影響を示す典型的な例であろう。その地盤状況と観測記録を図3に、加速度応答スペクトルの比較を図4に示す。イエルバブエナ島の記録は露頭岩盤上、トレジャー島の記録は極めて軟弱な海底堆積層、人工埋立層(着岩深度約85m)上の記録である。軟弱地盤上の記録は岩盤上の記録に対して、最大加速度で2倍強、応答スペクトルでおよそ2~4倍大きい。図中には、地盤の地盤の1次元モデル(SHAKE)を用いた軟弱地盤上の計算波形のスペクトルも併記しており、概ねよく合っている。

(2) 鉛直アレー観測記録による地盤動特性の推定

この約20年における地震動の鉛直アレーによる観測は、成層地盤における地震動の増幅特性に対する理解を大きく前進させた。即ち、加速度振幅はごく地表の軟弱な堆積層で大きく増幅されること、主要動部分は概ね成層地盤内における平面波の重複反射理論で説明できること、表層地盤における減衰の性状と定量的評価が行なえるようになったこと等である。

佐藤・他(1992)は、足柄平野久野地区における鉛直アレー観測記録を用いて、記録の主要動、後続動部分の堆積層内における波動伝播性状を検討した。図5に観測地点の地盤状況と観測位置を、図6に観測波形と解析を行なった時間区間を、図7に地表と地中記録の相互相関関数を示す。主要動部分の相互相関関数は、周期帯によらずPS検層によるS波速度の鉛直伝播による走時とほぼ対応する時間遅れで最大相関を示すことから、主要動部分は実体波の鉛直伝播と考えられること、一方、後続動部分の周期0.7~2秒の成分は、時間遅れ0秒で最大相関を示すことから、表面波と考えられることを示した。

鉛直アレー観測による地表と地中の記録を用いて、その振幅スペクトル比に対して1次元地盤モデルによる最適化法を適用して、地盤のS波速度構造を推定した研究

例は多数ある。この手法はPS検層結果の補足、補正や、強震による地盤の非線形性の検討に利用されている。

次に、鉛直アレー観測記録を利用して表層地盤の減衰を評価した研究例をいくつか紹介する。石田・他(1987)は、同一地点の地盤を対象として、①ボーリングコア試料を用いた室内試験、②ボーリング孔におけるS波検層記録の直達波の振幅を用いる方法、③地震観測記録の直達S波の振幅を用いる方法、④地震観測記録の地中と地表の記録のスペクトル比のフィッティングによる方法を用いて、各深さの地盤の減衰を評価し、比較を行なった。その結果を図8に示す。手法によって、歪レベルや振動数は異なるが、室内試験による結果は、原位置試験による結果と比べて小さな値となること、3種の原位置試験による結果は良い整合性を示すが、地震記録を用いる方法はS波検層記録を用いる方法より大きな値となることを示した。地震記録を用いる方法では、波形が解析の際仮定する条件を満足するかどうかの吟味が重要である。

近年、鉛直アレー観測の記録を用いて、岩盤及び洪積、沖積地盤を伝播するS波の減衰を評価し、その振動数依存性や土質との関係を検討した研究が多くみられる。池浦・他(1988)、木下(1988)、小林・他(1989)、境・他(1989)による研究の結果を表2にまとめて示す。減衰評価の手法としては、地中と地表の記録のスペクトル比を目標としたフィッティング手法が多いが、木下(1988)は深い地中の記録にみられる直達S波と反射S波のスペクトル比を用いている。表より、減衰の振動数依存性は、振動数 f の $(-0.5 \sim -1)$ 乗程度に比例する結果を示しているものが多い。また、砂、砂礫地盤の方がシルト、粘土地盤より減衰の値が大きい結果となっている。今後、このような観測による減衰特性を説明するような、モデルによる理論的研究も重要と考える。

(3) 表層地盤の不均質性の影響

近年、地震動の空間的変動の要因として、深層地盤や表層地盤の媒質の不均質性を指摘する研究がいくつかみられる。桑田・他(1991)は、京都盆地におけるアレー観測記録を解析して、地震動の空間変動の程度を相関係数で評価し、表層地盤の不均質性との関係を数値モデルを用いて検討している。観測記録を用いて地盤の動特性を評価する場合には、地盤の不均質性に対する考慮が重要である。石井・他(1990)は、東京大学千葉実験所のアレー観測による11地点の地表及び地中の記録に対して、ビームフォーミングの処理を行ない、散乱などによるインコヒーレントな成分を取り除いた波形を抽出し、これに基づいて地盤の増幅特性を検討している。図9は、上段が敷地内11地点におけるスペクトル比の重ね書き、中段がそのアンサンブル平均、下段がビームフォーミング処理をした波形のスペクトル比である。下段の図には地盤資料に基づく計算伝達関数比も併記してある。ビー

ムフォーミングによる波形のスペクトル比は個々の記録のスペクトル比やその平均と比べて、ピーク位置も明瞭で、その形状もシャープである。ビームフォーミングは相関性の高い波形を抽出する有効な手法と考えられる。

Sato et al.(1992)は、速度構造にばらつきをもたせた不均質な有限要素地盤モデル(図10)を用いて、数値実験により波動の散乱による減衰について検討を行なった。モデルの下方からSH、SV波のRicker waveletを入射し、直達波の振幅の減少より、減衰 $(1/Q)$ を評価した。図11は各深さにおける直達波の振幅減少率、図12は無次元振動数 ka (k :波数、 a :相関距離)に対する減衰 $1/Q$ の変化である。これらの図より、地盤の内部減衰がない場合でも、波動の散乱により減衰の効果が現れること、内部減衰がある場合には、全体の減衰は内部減衰と散乱による減衰の和で近似されること、振動数に対しては、高次増大型と高次減少型となる領域があること等を示した。このような数値実験は、地盤減衰の理論モデルの構築に対して道を拓くという意味で重要と考える。

3. 成層地盤における表面波

(1) 表面波の工学的意味

近年の超高層ビル、大スパン構造物、長大橋、大型石油タンク等の長周期構造物の出現に伴って、その耐震設計では長周期地震動に対する考察が重要になってきている。この様な大型構造物は、数秒から十数秒の固有周期をもち、こうした周期帯の強震動では表面波が卓越することが指摘されている。例えば、1974年伊豆半島沖地震の際の東京における記録(Kudo, 1978)や1983年日本海中部地震の際の新潟における記録(工藤 1984、山田・他 1987)等が挙げられる。

また、平面的に大きな広がりをもつ構造物や多点で支持される長大な橋梁の耐震設計では、空間的に変動する地震入力に対する検討が重要である。トンネルや埋設管等の耐震設計では、加速度による慣性力よりも地盤変形の空間分布が荷重効果として重要である。表面波は、地震動の空間変動や地表付近における地盤の大歪をもたらす大きな要因となるので、上記のような構造物の耐震設計では、表面波地動に対する考察が重要である。神山(1976)は、成層地盤モデルに、S波が下方から入射する場合と、Love波が水平方向から入射する場合の地中の応力と歪分布を示し(図13)、表面波の場合は地表のごく浅い部分で大きな応力と歪が発生することを指摘した。

現在、耐震設計に用いられるような強震動について、地盤変位の空間分布や地盤歪の実測データが殆どないため、簡単な地盤モデルを用いた解析によって検討されているのが実状である。

(2) 強震記録に含まれる表面波のシミュレーション

地震動の予測という観点からは、震源の特性と地盤の

構造を考慮した理論地震動が強力な武器となる。Kudo(1980)は、1974年伊豆半島沖地震を対象として、正規モード解(震源の特性及び媒質の多層構造を考慮した理論解から表面波の寄与のみをとり出した近似解で、遠方かつ長周期成分を対象とする場合は良い近似を与える)を用いて、東京における長周期地震動を計算し、1倍強震計による観測変位波形との比較を行なった。このとき、震源域と東京の地盤構造のちがいを考慮して、異なる構造の地盤が接している場合の表面波の透過係数を Alsop(1966)の手法により評価して計算波形を求めている。計算波形と観測波形の比較を図14に示す。観測波形の初動部にみられる短周期成分を除いて、計算波形は観測波形の振幅、周期、継続時間をよく説明している。このように、周期数秒から十数秒の地震動は表面波が卓越すること、その予測のためには深さ数kmまでの地下構造についての情報が必要となることがわかる。

(3) 長周期地震動に対する地域のゆれやすさ

長周期地震動の理論的な予測のためには、深さ数kmに及ぶ地下構造についての情報が不可欠であるが、全国的にみればこのような情報が得られるのは、関東地域などのごく限られた地域である。これに対して、深い地下構造のデータを用いずに、観測記録の振幅の相対比較によって、地域の長周期地震動に対するゆれやすさを評価した研究がある。岡田・他(1978)は、全国各地の気象庁地震観測所の強震計記録を利用して1~10秒程度の長周期地震動の相対的ゆれやすさを評価した。ゆれやすさ指標を、記録の最大振幅の標準減衰曲線(地震毎に設定)から推定される振幅に対する比と定義している。その結果を図15に示す。ゆれやすさ指標の大きな地域には、関東周辺の都市や大阪などの大都市が含まれていること、ゆれやすさ指標の大小はその地域の堆積層の厚さと深く関わっていることを示した。Mamula et al.(1984)はこれと同様の主旨で、標準減衰曲線を用いる代わりに、標準的な地盤構造モデルを用いた正規モード解によるスペクトル振幅を用い、観測記録のスペクトルとの比較により、周期別($T=3\sim 10$ 秒)の各地のゆれやすさを評価した。

4. 地盤の不整形性が地震動に及ぼす影響

ここでは、地表付近で不整形な構造をもつ地盤に地震動が入射した場合、どのような波動が発生し、それがどのような振幅や継続時間を示すかについて、主として、解析例に基づいて示す。なお、不整形地盤における地震動の解析手法については、第18回地盤震動シンポジウム講演集において、源栄(1980)、川瀬(1980)が各種手法の特徴と研究例を纏めているので、これを参照されたい。

(1) 不整形地盤において発生する波動

地中を伝播してきた波動が不整形な境界にぶつかると、反射波とともに回折波を生じ、さらに地表がある場合に

は、これらの波動がその境界条件を満足させるべく、表面波を構成して地表に沿って伝播する。図16に、Ohtsuki et al.(1983)が計算した、崖地形に平面SV波が鉛直下方から入射する場合に、崖近傍で生成される波動の伝播の様子を示す。入射SV波が地表面で反射される様子、斜面近傍で生成された回折波がReileigh波に変換されて、地表面付近で大きな振幅を保ちながら水平に伝播する様子がよくわかる。このような時間領域における波動伝播の解析は、各種波動の発生とその伝播の仕方を理解する上で有用である。

(2) 堆積盆地における地震動の性質

ここでは、2次元の堆積盆地地形に各種の波動が入射する場合に、盆地内で生成される表面波の性質について解析例に基づいて述べる。Kawase et al.(1989)は、図17に示すような地表部分に堆積層をもつ比較的浅い2次元盆地地形モデルに、各種の波動が入射する場合の地震動を計算し、盆地内で生成される表面波の性質について詳細な検討を行なっている。図18は、SH波のRicker wavelet($f_0=0.5\text{Hz}$)が鉛直下方から入射した場合の地表各点の応答波形である。最初に現れる直達実体波の後に、規則的に現れる後続波が明瞭である。これらの後続波は盆地端部で生成されたLove波とその反射波である。Love波の振幅は直達波の振幅よりやや小さく、反射Love波の振幅はさらに小さい。また、Love波が盆地端部に近づくにつれて振幅が急激に増大する、いわゆる「なぎさ現象」は認められない。図19は、SV波Ricker waveletの鉛直入射による地表各点の水平動の応答波形である。他の条件は前図と同じである。直達波に続いて後続波が現れているが、その伝播の様子は、前図のLove波の場合と比べて複雑である。この振動数帯では、伝播速度の異なる基本モードと1次の高次モードのRayleigh波が発生しているためである。Rayleigh波の振幅は直達波に比べて小さく、反射Rayleigh波の振幅はさらに小さいため、全体としての継続時間はLove波の場合より短い。

以上のような単純な地形モデルに実体波を入射した解析では、1985年メキシコ地震の際にメキシコ市内の記録に見られたような、主要動部を上回るような大振幅の後続波がきわめて長い継続時間にわたって現れる現象は、定性的にもなかなか説明できない。これに対して、Kawase et al.(1989)は、図20に示すような大きな盆地構造の中に軟弱な堆積盆地構造をもつモデルを用いて、SH波Ricker waveletの鉛直入射による地表面各点の応答波形を計算し、図21の結果を示した。軟弱な堆積層の部分では、実体波による直達波を上回るような大振幅の後続波が発生し、継続時間もきわめて長くなっていることがわかる。これは、大きな構造の盆地左端部で生成されたLove波が軟弱な堆積層の中でより速度の遅いLove波に変換され、振幅が増したためと考えられる。この例は、

軟弱な堆積盆地における観測記録のシミュレーションを行なうには、場合によっては、より広域かつ深い構造の地盤についても同時に考慮する必要があることを示している。

(3) 3次元構造の影響

実際の地形を考えると、3次元の地下構造の不整形が地震動特性に及ぼす影響を考察しておくことは重要である。Ohori et al.(1989)や Horike et al.(1992)は、Aki & Larner法を用いて、2次元及び3次元の堆積盆地地形における地震動波形を計算し、振幅や継続時間について検討を行なっている。Horike et al.(1992)は、図22に示す台形の比較的浅い堆積盆地地形モデル(縦13km、横8km、深さ0.5km)に、鉛直下方からS波のRicker waveletが入射する場合の地表各点の応答波形を計算し、図23、図24の結果を示した。図23は3次元モデルによる地表各点の応答波形で、図24は2次元モデル(図22のY1軸に沿う断面のモデル)による応答波形である。これらの図より、3次元モデルによる波形は、2次元モデルのものと比較して、振幅が約2倍程度大きいこと、震動継続時間も長いことがわかる。また、図23のLine X1とX2の波形の比較すると、その振幅や継続時間が大きく異なっており、3次元モデルによる波形は空間変動の度合いも大きいことがわかる。このように、3次元地下構造の不整形性は地震動の振幅、継続時間、空間分布に大きな影響を与える。

5. むすび

モデル解析により観測記録の定量的シミュレーションを行なう場合、あるいは将来の地震に対する特定敷地の地震動の予測を行なう場合には、以下のような困難な問題を解決する必要がある。

第一は、対象地域を含む広域割深い地盤の地下構造(地形、速度分布、地盤減衰等)についての情報を得ることである。このためには、一般に、大きな労力と時間をかけた大掛かりかつ詳細な地盤調査が必要である。

第二に、対象地域への入射波(波動の種類と波形)を推定するために、周辺の露頭岩盤や地中基盤などの複数の地点で、精度の良い同時観測記録を得ることである。入射波を用いないで、直接、震源や地震波の伝播経路のモデルを解析過程の中に採り込んだ予測も行なわれているが、短周期地震動を対象とする場合には、まだ難しい。

第三に、有効な解析手法の開発が挙げられる。2次元構造の弾性問題に対する解析手法はかなり一般的に用いられるようになってきたが、計算機能力の向上に期待すれば、3次元構造、非線形の問題も、将来、実用的に行なわれるようになって考えられる。

以上のような意味から、米国 Turkey Flatや小田原市足柄平野で行なわれた、国際的協力体制に基づく大規模

かつ詳細な地盤調査と精度の良い地震動観測、及び各種地震動予測手法の比較検討は、ESG研究における新しい突破口を示したものであろう。今後、このような形の研究の積み重ねによる成果が期待される。

参考文献

- Aki, K. et al.(1970), J. Geophys. Res., 75, 933-954.
Alsop, L.E.(1966), J. Geophys. Res., 71, 3969-3984.
Horike, M. et al.(1992), Proc. 10th World Conf. on Earthq. Eng., 2, 911-916.
池浦友則、他(1988)、建築学会大会、B、41-42。
石田寛、他(1987)、第15回地盤震動シンポジウム、17-26。
石井透、佐藤俊明(1990)、Proc. 8th Japan Earthq. Eng. Sympo., 1, 517-522。
神山真(1976)、土木学会論文報告集、No.250、9-23。
Kawase, H. et al.(1989)、Bull. Seism. Soc. Am., 79, 1361-1382。
川瀬博(1980)、第18回地盤震動シンポジウム、71-78。
木下繁夫(1988)、第15回地盤震動シンポジウム、11-16。
小林喜久二、他(1988)、Proc. Nat. Sympo. on ESG on Seismic Motion, 49-54。
Kudo, K.(1978)、Proc. 2nd Int. Conf. on Microzonation, 2, 785-776。
Kudo, K.(1980)、Proc. 7th World Conf. on Earthq. Eng., 2, 499-506。
工藤一嘉(1984)、第12回地盤震動シンポジウム、47-54。
桑田和宏、他(1991)、建築学会大会、B、517-518。
Mamula, L. et al.(1984)、Bull. Earthq. Res. Inst., 59, 467-500。
源栄正人(1990)、第18回地盤震動シンポジウム、61-70。
Ohori, M. et al.(1989)、Proc. Nat. Sympo. on ESG on Seismic Motion, 325-330。
Ohtsuki, A. et al.(1983)、Earthq. Eng. Struct. Dyn. 11, 441-462。
岡田成幸、他(1978)、AIJ論文報告集、No.267、29-38。
境茂樹、他(1989)、Proc. Nat. Sympo. on ESG on Seismic Motion, 19-24。
Sato, T. et al.(1992)、Proc. Int. Sympo. on ESG on Seismic Motion, 1, 257-262。
佐藤俊明、他(1992)、建築学会大会、B、389-390。
Seed, R.B. et al.(1990)、Report No. UCB/EERC-90/05, Univ. of California, Berkeley。
柴田明徳(1981)、第9回地盤震動シンポジウム、23-32。
渋谷純一(1985)、第13回地盤震動シンポジウム、95-102。
Toksoz, M.N. et al.(1992)、Proc. Int. Sympo. on ESG on Seismic Motion, vol.1, 33-64。
山田善一、他(1987)、AIJ構造系論文報告集、378, 1-15。

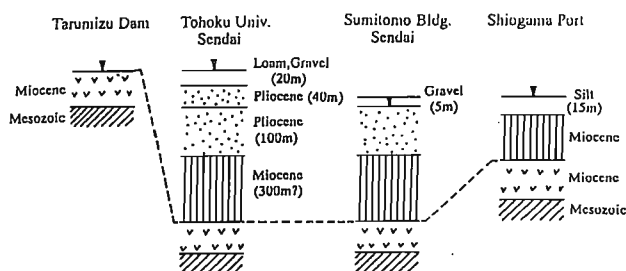


図1 強震観測地点の地盤状況 (宮城県沖地震)
(波谷, 1985)

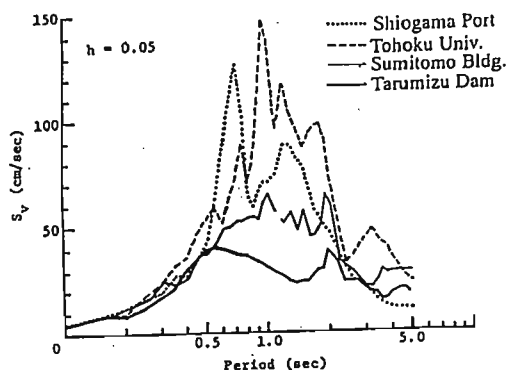


図2 速度応答スペクトルの比較
(宮城県沖地震)
(波谷, 1985)

表1 最大加速度、加速度波形のパワー、
スペクトル強さの比較 (宮城県沖地震)
(波谷, 1985)

Sites		a_{max} (gal)	$\overline{a^2(t)}$ (gal ² ·s)	SI (cm)
Tarumizu Dam	LG	235 (1.0)	18800 (1.0)	69 (1.0)
	TR	185 (1.0)	14900 (1.0)	50 (1.0)
Sumitomo Bldg.	NS	251 (1.1)	40700 (2.2)	106 (1.5)
	EW	240 (1.3)	35300 (2.4)	96 (1.9)
Tohoku Univ.	NS	258 (1.1)	139500 (7.4)	174 (2.5)
	EW	203 (1.1)	105900 (7.1)	116 (2.3)
Shiohama Port	NS	264 (1.1)	94900 (5.1)	136 (2.0)
	EW	273 (1.5)	113700 (7.6)	171 (3.4)

() : ratio to the Tarumizu Dam record

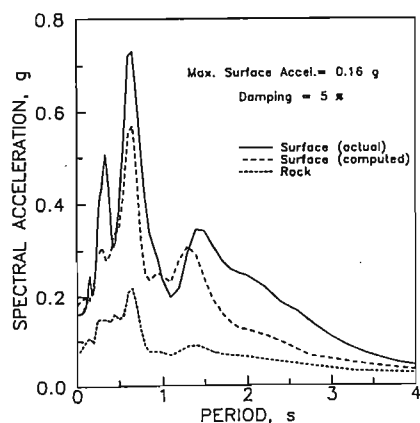


図4 加速度応答スペクトルの比較
(Loma Prieta地震)
(Seed et al., 1990)

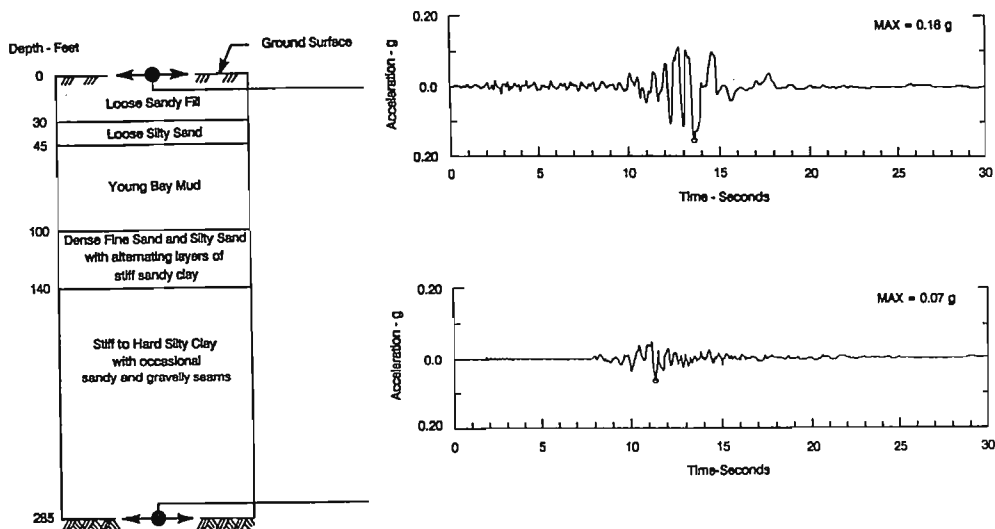


図3 Yerba Buena島とTreasure島における強震記録 (Loma Prieta地震)
(Seed et al., 1990)

地はS波へ伝播
 後振は表面波

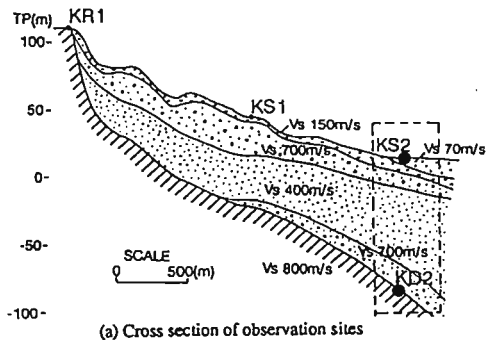


図5 小田原市久野地区における観測点と地盤状況
 (佐藤・他、1992)

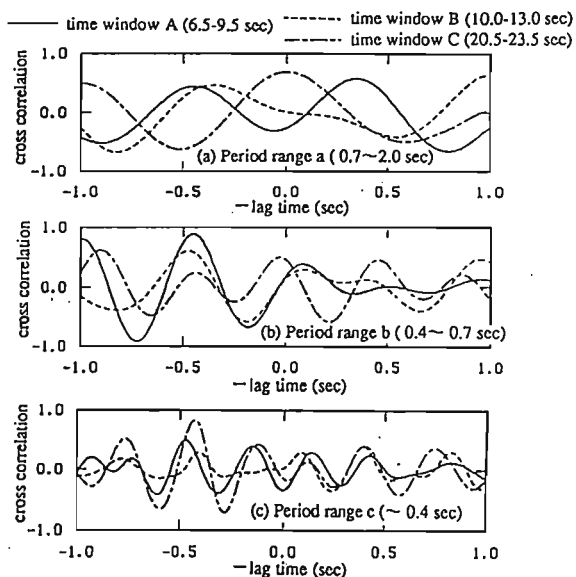


図7 地表と地中の記録の相互相関関数
 (佐藤・他、1992)

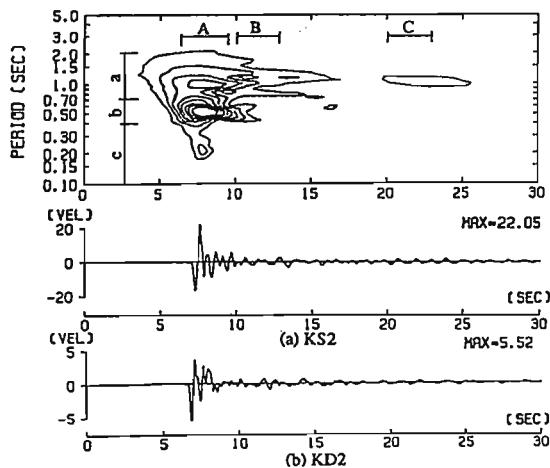


図6 地表・地中の観測速度波形と解析の時間区間
 (佐藤・他、1992)

深 度 (m)	地 層	地 質	減 衰 定 数 (%)																			
			S波速度				室内試験				S波検層				地震動#1 直達波				地震動#2 重複反射			
			(km/sec)																			
			1	2	2	4	6	8	2	4	6	8	2	4	6	8	2	4	6	8		
0	新第三紀層	砂岩																				
100																						
200																						
300	古第三紀層	シルト岩																				
400																						
500																						
600	古第三紀層	砂岩																				
700																						
800																						
900	基盤岩	風化帯																				
1000																						
ひずみレベル			$10^{-6} \sim 3 \times 10^{-3}$				$10^{-12} \sim 10^{-6}$				$1.6 \times 10^{-7} \sim 1.5 \times 10^{-6}$											
振動数 (Hz)			1				10~70				5~15											

図8 各種の手法による地盤減衰定数の比較
 (石田・他、1987)

表2 鉛直アレーの記録を用いた地盤減衰の評価例

研究者名	対象地盤	手法	結果
油浦・他 (1988)	岩盤 (いわき、富岡)	スペクトル比の フィッティング	$h=h_0 f^{-n}$ $n \approx 1$ $h_0=0.1 \sim 0.2$ (浅部) $n \approx 0.4$ $h_0=0.01 \sim 0.07$ (深部)
木下 (1988)	岩盤 (府中)	直達波と反射波 のスペクトル	$h=0.01 f^{-1}$
小林・他 (1989)	沖積、洪積地盤 (南砂、習志野)	スペクトル比の フィッティング	$h=(\alpha/2Vs)f^{-n}$ $n=1$ $\alpha=20$ (シルト、粘土) $\alpha=60$ (砂、砂礫)
境・他 (1989)	沖積、洪積、第3 紀層(仙台地域)	スペクトル比の フィッティング	$h=h_1(f/f_1)^{-n}$ $n \approx 0.8$ $h_1=0.1 \sim 0.2$ (砂礫) $n \approx 0.4$ $h_1=0.07$ (シルト、粘土)

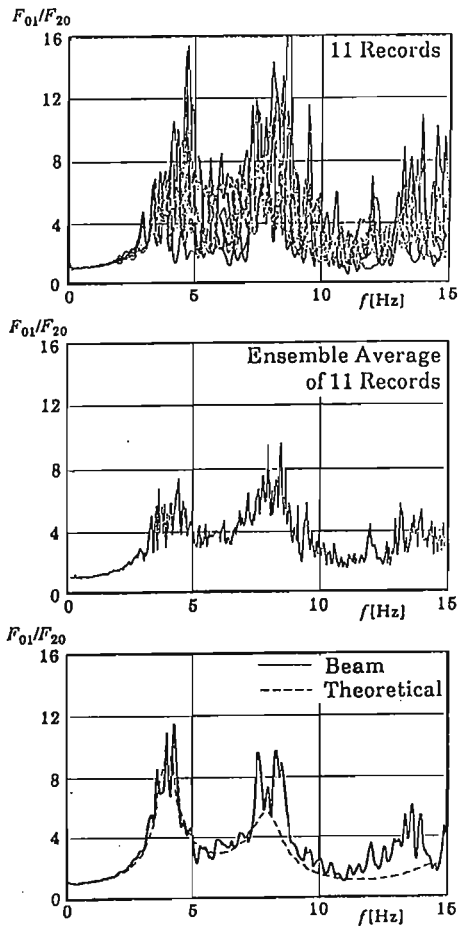


図9 地表と地中の記録(主要動部)の
フーリエスペクトル比
(石井・他、1990)

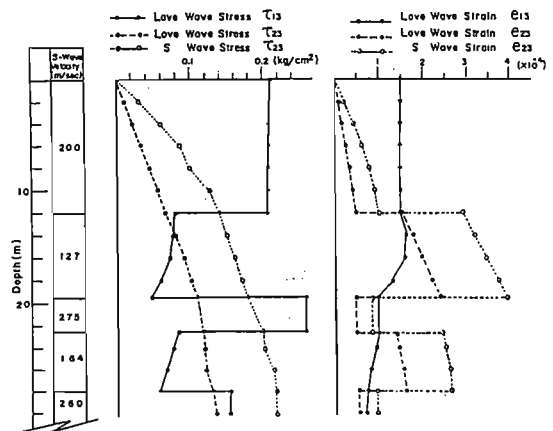
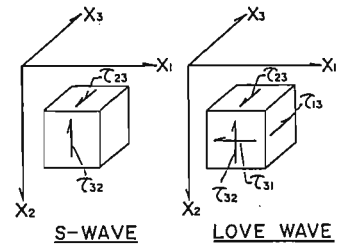


図13 成層地盤モデルにおけるS波入射とLove波
入射による最大応力・最大歪の分布
(神山、1976)

ランダム性に着目する。incoherentなものを除けば、

Density	1.8 (t/m^3)
Mean S-wave velocity V_{sm}	200.0 (m/s)
Mean P-wave velocity V_{pm}	1000.0 (m/s)
Correlation function	Gaussian
Correlation length a	3.0 (m)
Coefficient of variation c.o.v.	0.20
Intrinsic $1/Q_i (=1/Q_{si}=1/Q_{pi})$	0.00 or 0.04

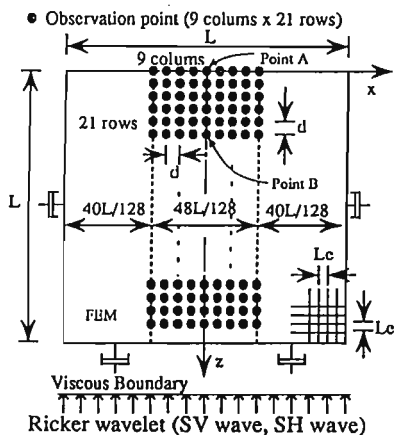


図10 不均質な地盤の有限要素モデル
(Sato et al., 1992)

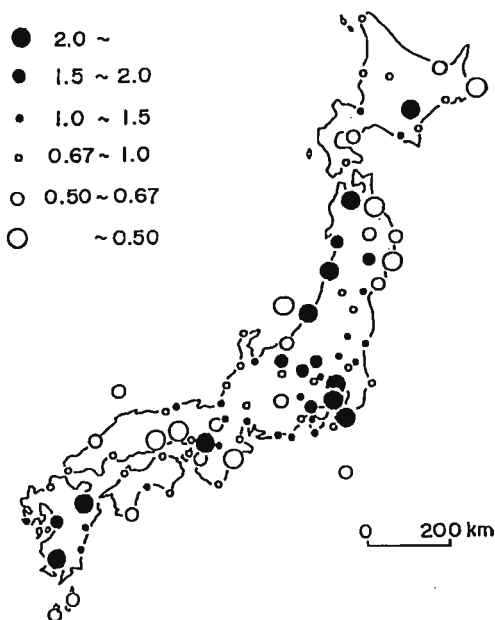


図15 長周期震動 (1~10秒) に対する
ゆれやすさ指標の分布
(岡田・他, 1978)

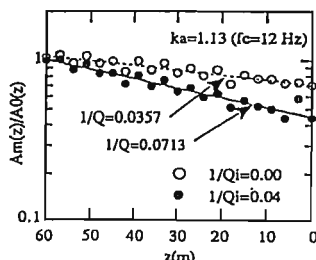


図11 SV波入射の場合の深さ
に対する振幅減少率
(Sato et al., 1992)

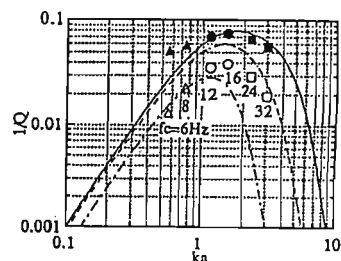


図12 SV波の減衰 $1/Q$ の無次元
振動数による変化
(Sato et al., 1992)

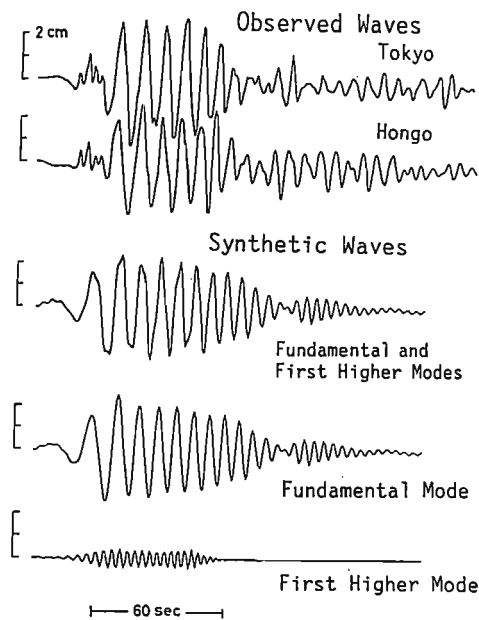
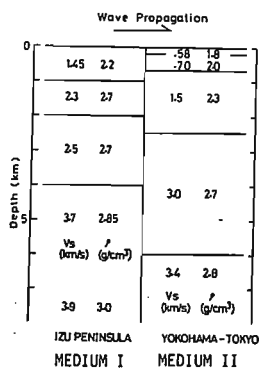


図14 1974年伊豆半島沖地震による東京の記録の
シミュレーション
(Kudo, 1980)

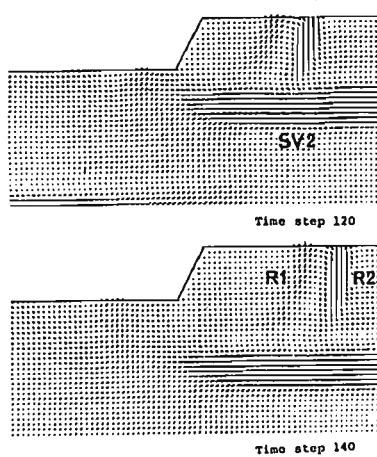
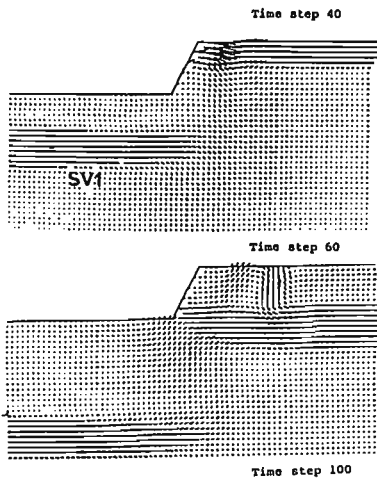
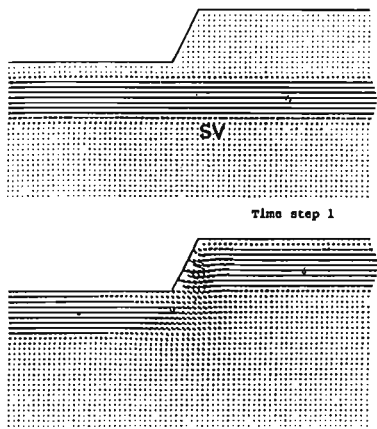


図 16 SV波入射による崖地形の近傍における波動の散乱
(Ohtsuki et al., 1983)

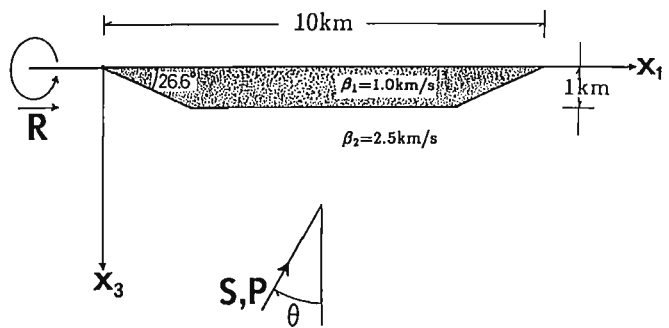


図 17 2次元堆積盆地地形モデル
(Kawase et al., 1989)

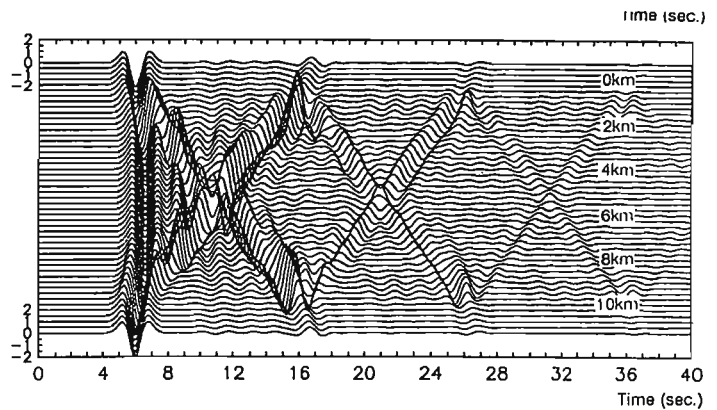


図 18 SH波入射による盆地地表の応答波形
(Kawase et al., 1989)

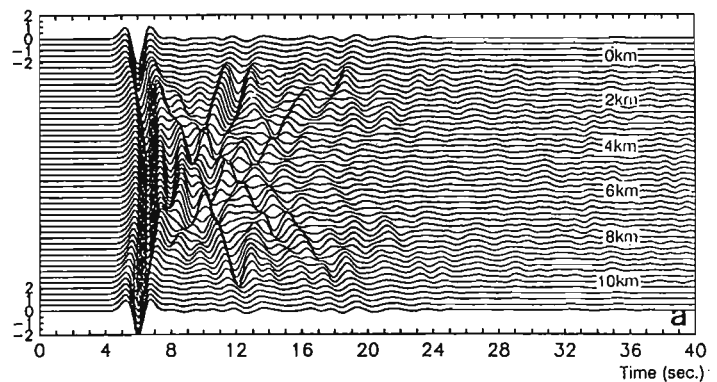


図 19 SV波入射による盆地地表の水平動の応答波形
(Kawase et al., 1989)

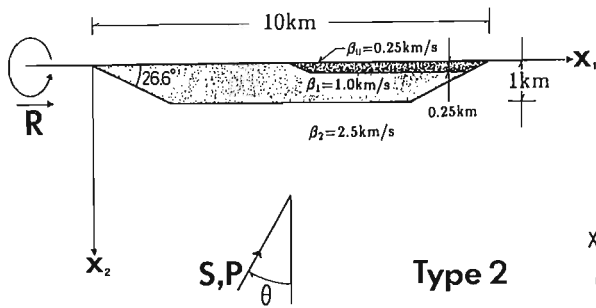


図20 大きな盆地構造の中にある軟弱堆積盆地モデル
(Kawase et al., 1989)

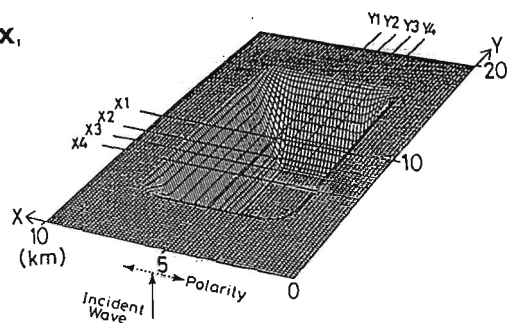


図22 3次元堆積盆地地形モデル
(Horike et al., 1992)

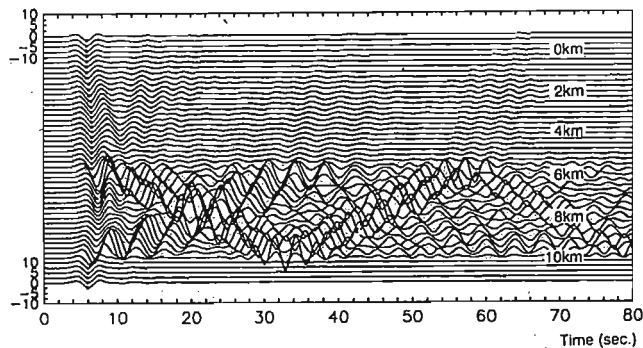


図21 SH波入射による盆地地表の応答波形
(Kawase et al., 1989)

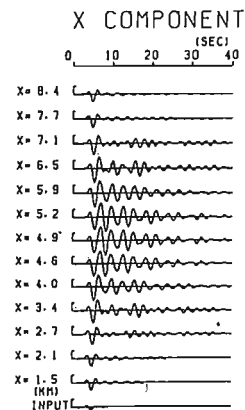


図24 2次元モデルによる
地表の応答波形
(Horike et al., 1992)

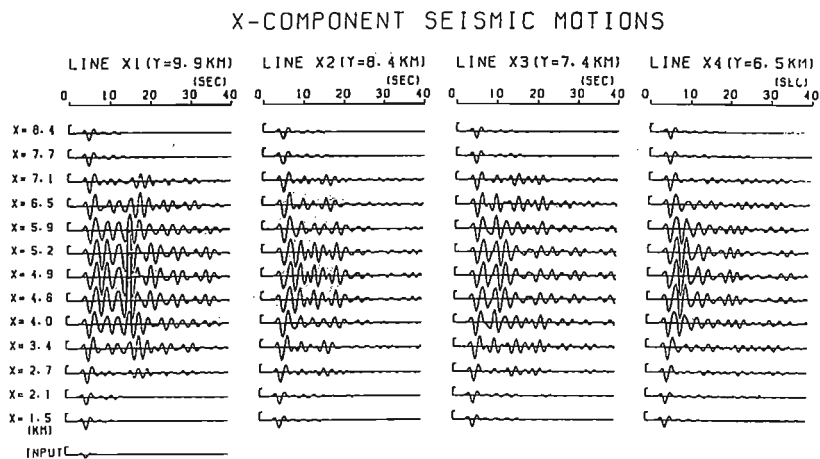


図23 3次元モデルによる地表の応答波形
(Horike et al., 1992)

A-4 地盤の土質力学的性質と地震動予測 一研究の現状と実用上の問題点一

Evaluation of dynamic properties of soil and its effect on prediction of ground motion during earthquake

吉田 望

YOSHIDA Nozomu

Abstract

Methods for evaluating dynamic properties of soil and for modelling the ground are summarized and discussed, focusing on the following items: 1) In-situ and laboratory tests for obtaining the dynamic property of soil for the dynamic response analysis, 2) Limitations and recommendations for determining model parameters of stress-strain models, 3) Factors to be considered for modeling the ground, and 4) Exactness of the dynamic response analysis.

1 はじめに

地盤を構成する土では、弾性領域があるとしても、その領域は非常に小さい。また、設計で対象としている地震に対しては、破壊ひずみに至るような大きなひずみが生じることもある。このような事情を考えると、地震時の地盤の挙動を予測するためには、地盤材料の非線形性を考慮することが必要となる。本報では、実務的な地震応答解析に用いるという観点で、土の動的性質についての最近の研究から見た問題点を指摘するとともに、地震応答解析による地震動予測の現状について報告する。

2 土の動的性質

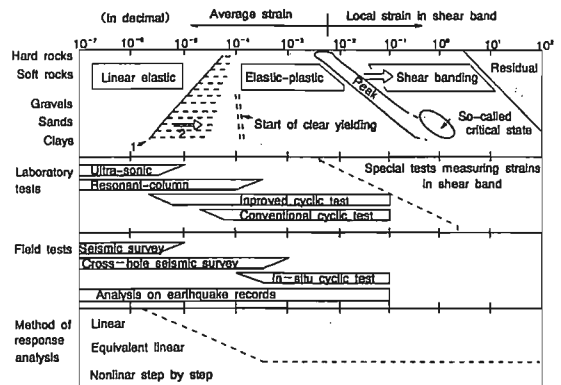
土の動的性質については、いくつかのまとめがある（例えば、文献1～5）ので、一般的な動的性質についてはこれらを参照していただくことにし、本報では主として実務上の地震動予測を目的として現状と問題点を示すことにする。

図1に土のひずみに依存した材料特性、材料特性を求めるための試験法とひずみに対応する地震応答解析手法を示す¹⁾⁵⁾。通常地盤を構成している砂や粘土ではひずみレベルが 10^{-6} ～ 10^{-5} を越えると非線形挙動をはじめめる。土ではこのように弾性域が小さく、しかも設計の対象となるような大地震時には破壊に至るような大ひずみ域まで変形することもあり、地盤の地震時挙動を求めるためには、非線形解析は必須である。

土の変形挙動は多くの要因に影響される（例えば文献6参照）。しかし、地震時挙動のみに着目すれば、最も影響の大きいのは有効拘束圧とひずみ振幅であり、その他の要因が考慮されることはほとんどない。

土の材料特性を求める方法には、原位試験と室内試験がある。原位試験では標準貫入試験や、PS検層などが、また、室内試験では振動三軸試験機を用いた動的変形試験が代表的な試験である。

弾性定数は、原位試験ではPS検層、室内試験では共振柱試験や動的変形試験から求めることができる。また、N値からせん断波速度を求める式も多く提案されている（例え



1. For normally consolidated soils subjected to monotonic loading

2. Increases as OCR increases and with cyclic loading

図1 ひずみレベルと土の性質、試験法および解析法¹⁾⁵⁾

ば文献7には多くの式が示されている）。このうちでは、PS検層によるものが最も正確である。図2³⁾に例を示すように、室内試験から求める方法では、試料採取時や運搬時の影響から、原位試験と同一値にはならず、一般に室内試験では剛性の高い材料では小さめ、剛性の高い材料では大きめの値となる傾向がある。

標準貫入試験は広く行われている試験であるので、N値からせん断波速度を求める方法は広く使われている。しかし、計測値は実際にはかなりばらついている。東畑ら⁸⁾はこのようばらつきが地震応答解析結果に及ぼす影響をパラメータスタディにより求めているが、図3に例を示すように、応答結果に与える影響は非常に大きい。

原位で弾性波速度を求める場合、地下水位以下の部分では、水と土の混合体の速度を計っている。全応力解析ではこれを使ってもよいが、有効応力解析では土骨格そのもののP波速度（または体積弾性係数）がデータとして要求され、これはPS検層ではだけからは得られない。しかし、土骨格の体積弾性係数に関しては、実験データも少なく、例

佐藤工業（株）中央技術研究所・主席研究員・工学博士

Chief Research Engineer, Engineering Research Institute, Sato Kogyo Co., Ltd., Dr. Eng.

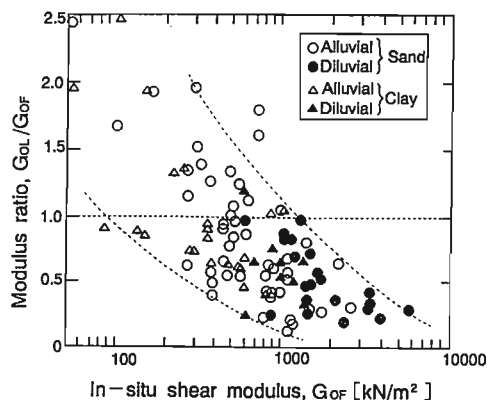


図2 室内試験で求めた微小ひずみ時のせん断弾性 G_{OI} と原位試験で求めたせん断弾性 G_{OF} の関係³⁾

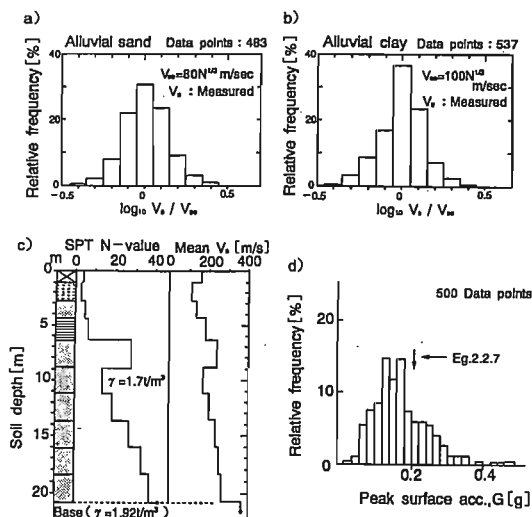


図3 V_s のばらつきが地震応答解析結果に与える影響⁸⁾

a) 砂質土のばらつき、b) 粘性土のばらつき、c) 解析した地盤、d) 地表最大加速度の分布 (↓はN値から推定した結果)

えば拘束圧依存性についてせん断弾性係数と同じなのか違うのかといった基本的なことにしても議論はまとまっていない。

土のせん断変形に対する非線形特性は、室内試験で求めるのが普通である。これは、原位試験 (例えば孔内載荷試験) では応力やひずみの定義を明確に出来ないことが原因である。実験は図4に示すようなステージテストという載荷法で行われ、割線せん断定数 G_{eq} と等価減衰比 D のひずみ依存性としてデータの整理が行われる。実際の土の挙動がこれだけで表せるわけではないが、実験値の整理法や応力-ひずみ関係のモデル化のどのような誤差や差異がどの程度地震応答解析に影響を与え、したがってどのような整理法が必要かといった研究は非常に少ない。

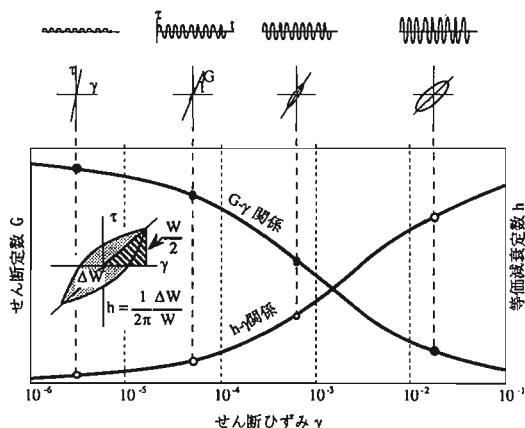


図4 ステージテストによる動的変形試験の模式図

地震応答解析において図4で示したような実験値を用いる場合には、次のような点に注意する必要がある。

(1) 室内試験と原位特性

室内試験で土の材料特性を求める場合、原位置の不攪乱の試料を採取し、実験を行う必要がある。また、攪乱の影響を受けていると考えられる場合には、補正して使うことも必要となる。

液状化強度に与える試料採取時の攪乱の影響が大きいのはよく知られており、この場合には、いわゆる不攪乱試料採取法であるチューブサンプラーでも攪乱の影響を避けることが出来ず、液状化強度を過小評価する¹⁵⁾。土の動的性質に関しては、ここまでの議論は特には行われていないが、問題としては同じであろう。

いわゆる不攪乱試料を用いた動的変形試験では、得られた非線形特性は図2に示したような誤差を含んできると考えられる。そこで、実務では、原位置で測定したせん断弾性定数 $G_{max,1}$ を用い、せん断定数を $G_{eq}/G_{max,1b} \cdot G_{max,1}$ 倍したものを割線せん断定数として用いるのが普通である。

別の観点からも不攪乱試料による実験が重要となる要因がある。図5は動的変形特性試験を行う前に、小さい振幅のひずみ履歴を与えた実験結果である⁵⁾。事前のひずみ履歴の数が増えるほど等価減衰比が大きく減少していく様子が見られる。室内で調製した試料では処女供試体と同じ性状を示すであろうし、過去にどの程度のひずみ履歴を受けているかは予測することが困難であろうから、原位置の材料の正確な把握は原位置から採取した不攪乱試料を基にして得るしかないことになる。

なお、既往の室内試験に関し、龍岡ら³⁾は、室内試験のため試料を作成する際に試料端部で生じるベディングエラーのために、従来の計測方法では相対変位を大きく測定することを示した。このような影響は軟岩で最も大きく、試料が軟らかくなるほど小さくなる。図6は豊浦砂に対する結果であるが、その影響は明瞭に見ることが出来る。

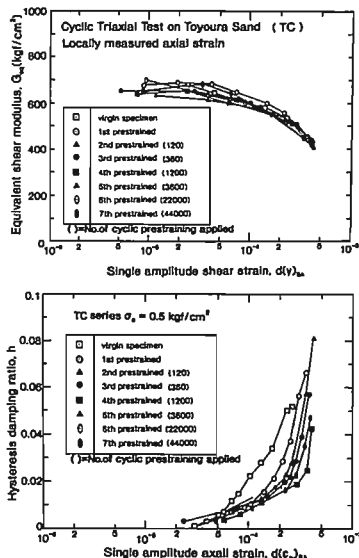


図5 Prestrainingが動的変形特性に与える影響⁹⁾

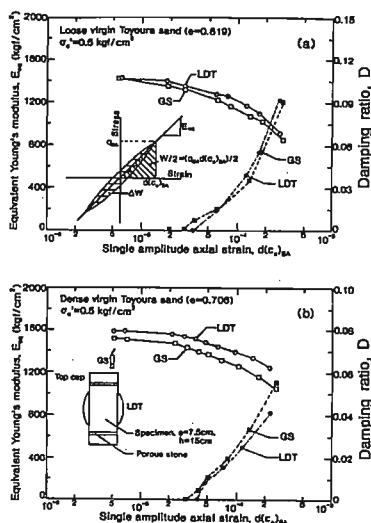


図6 局所ひずみ測定によるとギャップセンサーによる動的変形特性計測結果の違い⁵⁾

(2) 減衰特性

実験値ではひずみの小さい所でも2~4%程度とかなり大きい減衰があるのが普通である。この原因は明確ではないが、例えば共振柱試験の結果ではもっと小さい減衰しか示さない⁹⁾ことから、試験装置や計測、整理時の誤差とする意見もある。

図4では減衰特性はひずみの単調増加関数となっているが、実験ではひずみの大きい所で減衰が小さくなることも珍し

くない。これは、ステージテストの各ステージは非排水条件下の試験なので、ダイレタンシーのため応力-ひずみ関係が逆S字型を描くようになるからである。

(3) 拘束圧依存性

土が通常の構造材料と異なる点は、材料特性が有効拘束圧に依存することである。しかし、このことは動的解析の実務では反映されていないことが多い。例えば、柱状図で同じ材料とあれぱせん断波速度や非線形特性は同じとするモデル化が普通に行われている。しかし、材料が同じであれば、下にある方が有効拘束圧が大きいため、弾性波速度は大きく、また、剛性も大きいはずである。

このようなモデル化の行われる原因の一つは、PS検層にあると考えられる。一般に行われているダウンホール法では、N値がかなりばらついていてもS波速度やP波速度が一定な結果となることは普通であるが、これは分解能に限界があるためと考えられる。サスペンション法によるPS検層では、より詳細な計測が可能で、ダウンホール法との比較によれば、サスペンション法の計測結果がN値とよい整合性を示しているデータも示されている¹⁰⁾。

非線形特性については、室内試験で多くの事例がある。拘束圧の補正式として龍岡らの式⁹⁾がよく引用されるが、一般的でない二つの関数が導入され、一般的な材料についての追跡実験がないので実用的には使えない。吉田ら¹¹⁾¹²⁾は動的解析に必要な物理量を用いて補正する方法を提案しており、より実用的である。

地震応答解析で、拘束圧依存性をどの程度考慮すべきかという点に関しても、ほとんど研究は行われていない。薄井ら¹³⁾は、1次元の等価線形解析で拘束圧依存性の影響に関する検討を行い、3~5mの層厚で地盤の物性を代表させれば解析結果に大きな差はないとの結果を得ている。また、森本ら¹⁴⁾は、材料非線形性の日本各地の土に対する平均値と95%信頼限界を用いた解析を行ない、結果の比較をしているが、拘束圧依存性を考える上でも参考になろう。

3 土の動的性質のモデル化

地震応答解析で材料の非線形性を考慮する方法には、非線形法と等価線形法の二つがある。非線形法は、地震継続中の材料特性の変化を追跡しながら解析していく手法、等価線形法は材料特性の変化をなんらかの基準で等価な線形の系に置き換える手法である。前者は数値積分の方法として逐次積分法しか使えないのに対し、後者は逐次積分法と周波数領域の解析法の両方の方法が使える、実用的によく使われるFLUSH¹⁶⁾やSHAKE¹⁷⁾では周波数領域の解析が用いられているため、等価線形法に対し、非線形法による解析を逐次積分法と呼ぶことがある。

等価線形法の適用範囲は、図1に示したが、実際にはこれよりひずみの大きい範囲でも使われることが多い。これには、等価線形法に代る使いやすいう適当な非線形法のプログラムや構成則がないということも原因であろう。しかし、既存の等価線形法では、ひずみに依存したせん断剛性と等

価減衰定数のみを扱っているのに対し、これ以外の非線形性も問題となるような場合には適用できない。また、従来からいわれているように、等価線形法では地震中に材料特性が大きく変化するような問題に対しては誤差が多くなる。このような点を考えれば、等価線形法は次第に非線形法に移って行くべきと考えられる。しかし、等価線形法には長所があり、完全に非線形法に移行するには無理がある。例えば、地表加速度時刻歴から入射波と反射波を求めることは非線形法では出来ない。また、線形の系を使えば、境界条件の扱いなどで理論的に正解が得られることもある。

1次元解析では、せん断応力 τ -せん断ひずみ γ 関係のみが必要である。この先駆となったのはHardinとDrnevichの研究¹⁸⁾で、彼らは割線剛性 G_{eq} と等価減衰定数 h に関し次のようにモデル化した。

$$\frac{G_{eq}}{G_{max}} = \frac{1}{1 + \gamma/\gamma_r}, \quad h = h_{max} \left(1 - \frac{G_{eq}}{G_{max}} \right) \quad (1 a, b)$$

この関係は実務では多く使われており、また、その後の研究でも第1近似としては成立することが実証されている。

1次元解析でよく用いられるモデルに、双曲線モデルと、Ramberg-Osgoodモデルがある。前者は、日本ではHardin-Drnevichモデルといわれることが多い。また、両モデルとも改良、修正、履歴型等の語を冠して呼ばれることもあるが、実質的には全て同じものを指している。これらのモデルは、処女載荷時の応力-ひずみ関係（骨格曲線）としてモデルの名称で与えられる数式を用い、骨格曲線からの除荷、再載荷挙動（履歴曲線）に対してはMasing則を適用し、骨格曲線を相対的に大きく（相似比=2）したものをを用いている。ところで、式(1a)より応力-ひずみ関係を求め、Masing則を適用する（双曲線モデル）と得られた等価減衰比は式(1b)の様にはならない。すなわち、実際の地盤材料ではこれらモデルで用いられるような相似比が2のMasing則は成立しない。このことが、モデルパラメータを決める際に技術者を悩ませることになる。パラメータの決め方に関しては色々な方法が提案されているが、汎用的に使えるというわけではなく、原則的には、予想される最大のひずみまたは影響の大きい部分までの履歴挙動に着目してフィッティングをするのがよい結果を生む。

2次元以上の解析では、さらに問題が複雑となる。土の挙動では、ダイラテンシー（せん断変形にともない体積変化が生じる現象）も主要な役割をするため、本格的な構成則はかなり複雑なものとなり、そのパラメータを決める作業はかなり手間の必要なものとなる。実務的には、1次元解析で多く行われているように、ダイラテンシーの効果は無視しひずみによる非線形性を考慮するだけで充分なときも多いと考えられ、例えばFLUSHではせん断剛性と等価減衰比をひずみの関数として表現するというような簡便なモデル化が行われている。しかし、これに相当するような非線形多次元解析手法はあまり行われていない。例えば、Duncan-Changの手法¹⁹⁾はこれに相当するものと考えられるが、一般

の地震応答解析プログラムには取り入れられていないようである。Finnら²⁰⁾は双曲線モデルを2次元に拡張したモデルを用いている。また、非合ら²¹⁾は、1次元のばねの作用方向を多く変えたマルチメカニズムモデルで2次元挙動を表している。これらは比較的簡単に他のプログラムにも適用できると考えられる。

4 地盤のモデル化

実際の地盤は3次的に分布しているが、解析では3次元連続体として捉えられることはほとんどない。地震応答解析として最も多く行われるのは、1次元の解析である。この場合地盤の不整形性の影響は、基盤や各層の位置が異なるという事で考慮されており、相互作用の影響は考慮されない。2次元解析は、地盤-構造物系の解析や無視できないような不整形の影響がある場合に用いられる。

地盤のモデル化を行う場合に、材料の非線形性に起因する履歴減衰以外に、地盤のモデル化の過程で生じる二つの見かけ上の減衰が重要となる事もある。

地盤は半無限体であるが、解析では解析範囲を限定するために、遠方地盤と解析対象範囲との境界では適切な境界条件を設定し、半無限の地盤に出ていく波動による振動の減衰（逸散減衰）を考慮することは重要である。地震波が入射してくる境界ではダッシュボットをつけることが多い。これはLysmerら²²⁾により提案された使い方をJoyner²³⁾が発展させたものである。同じダッシュボットは、側方の地盤との境界でも自由地盤との相対速度に対して抵抗する要素として用いられる。これ以外では、側方の境界については各種のエネルギー伝達境界、解析基盤では境界要素法などが用いられる。

地盤は本来不均質な材料で構成されている。このような材料中を波動が伝播する際には、地震波の散乱が起こり、見かけ上の減衰が生じる。このような減衰の評価は履歴減衰がほとんどない小さい地震の解析をする場合重要となる。この減衰の効果を考慮しないと増幅特性が大きくなりすぎるからである。地震応答解析では地盤をいくつかの均質な材料の集合としてモデル化するので、散乱による減衰は見かけ上周波数に依存する減衰となって現れる。このことは、逐次積分法を用いた解析ではこの減衰の厳密な評価は困難であることを意味する。幸いなことに、逐次積分法が必要となる非線形法が重要な大きな地震に対しては、散乱による減衰の影響は履歴減衰に比べて小さく、ほとんど無視できるという報告がある²⁴⁾。

5 地震動予測の現状

近年、多くの地震記録が観測されるようになり、地震応答解析との比較も多く行われるようになってきている。比較の対象とされる解析は、大部分が等価線形法によるものである。例えば、図7は千葉県東方沖地震の際、東京大学生産技術研究所で観測された地震波を用いた解析例である。この例では、地表最大加速度が400Gal近くであるが、最大加速

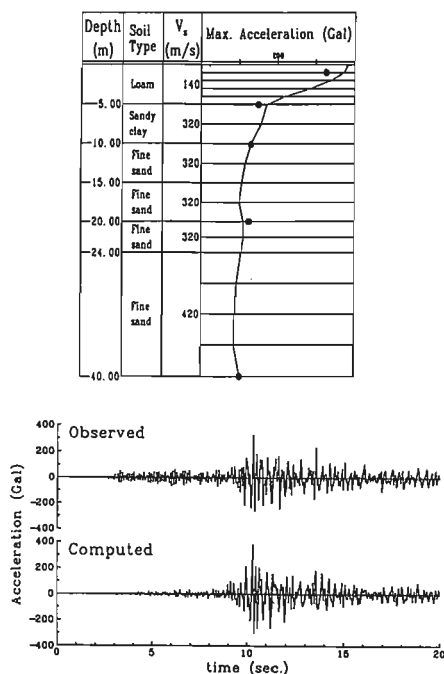


図7 地震観測記録と地震応答解析結果の比較

度や加速度波形の状況はよく把握されている。

このように、これまでのシミュレーションでは一般的に地震記録との整合性はかなりよいという結論が得られている。しかし、例えば図7に示して例では最大加速度は大きい、最大せん断ひずみは約 6×10^{-4} であり、やはり図1の等価線形解析の適用範囲内である。図1の適用範囲を越えるような大地震に対するシミュレーションの例はほとんどない。

これらの結果を見ていると、地震応答現在の地震応答解析は実際の現象をシミュレートするのに（少なくとも等価線形手法が成立するようなあまり大きくない地震については）十分な精度を持っているように見える。しかしながら、これとは逆のことを示している例もある。

ESG 1992²⁶⁾では、足柄平野を対象としてブラインドテストを実施した。ここでは、地盤条件と、あまり大きくない地震の岩盤上の観測記録を与え近傍の表層地盤の地震応答解析の結果を予測させた。予想されるひずみは、図1の等価線形法の適用範囲内と考えられる。

与えられた地震波から解析基礎に対する入射波を求める方法など、いくつかの工学的な判断を要する事項があり、一方では与えた地盤条件が適切ではなかったかもしれないという意見もあるが、多くの応募者がかなり同じ条件で解析を行ったという点では意義がある。この中には等価線形手法による1次元解析の結果も数多く含まれている。図8は全ての結果をまとめたものの一部で、最大応答加速度の範囲およびスペクトルのばらつきを示したものであるが、こ

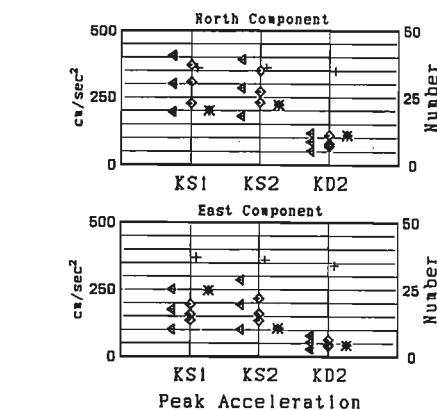
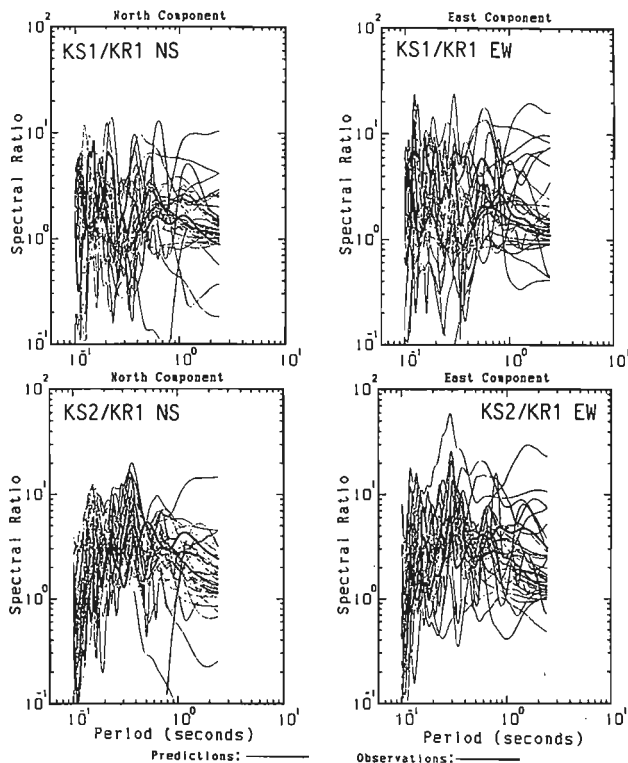


図8 ESGブラインドテストによる最大加速度の分布範囲とスペクトルのばらつきの例²⁶⁾

のような単純とも考えられる条件であるにも関わらず、結果が非常にばらついていることは着目される。

6 おわりに

本報では、表層地盤の地震時の挙動を予測するという観点から、既往の地盤材料の動力学的性質をまとめ、実務への適用上の問題点を指摘し、さらに、非線形の地震応答解析の現在のレベルについても述べた。これらのまとめと、

今後の発展に関し次のようなことがいえる。

- 1) 土の挙動は複雑であり、完全なモデル化はなされていない。地震応答の予測という観点で見ると、材料挙動のモデル化誤差がどの程度地震応答解析結果に影響を与えるのかといった研究が不足している。このため、技術者は解析に際しかなり工学的な判断を要求される。
- 2) 中程度迄の地震に対しては等価線形法で材料非線形特性を考慮する方法はかなり有効である。大地震時に関しては理論的、また、非線形法による解析結果との比較から、等価線形手法の適用には限界がある事が示されており、今後は非線形法に移行すべきであろう。そのためには、使いやすいモデル化手法の開発が必要である。
- 3) 大地震時の地震時挙動予測の検証をするための地震記録が不足している。近年、日本建築学会²⁷⁾や震災予防協会²⁸⁾を通じて多くの強震記録が公開されているが、このような試みをもっと行われることを期待する。
- 4) 解析手法の差異を検討するための一斉解析やブラインドテスト等の試みが不足しており、技術者はどの手法を選べばよいのか判断できない部分がある。EGSは一つの試みであったと考えられるが、今後もこのような企画を期待する。

参考文献

- 1) Ishihara, K., Evaluation of soil properties for use in earthquake response analysis, Proc. Int. Symp. on Numerical Models in Geomechanics, Zurich, 1986, pp.237-259
- 2) 栗林栄一他、地震応答解析のための土の動的性質、土質工学会、昭和61年
- 3) Kokusho, T., In-situ dynamic soil properties and their evaluation, Proc., 8th Asian Regional Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Kyoto, Vol. II, pp.215-240, 1987
- 4) 土木学会編、動的解析と耐震設計、第1巻、地震動・動的特性、技報堂、1989年
- 5) Tatsuoka, F. and Shibuya, S., Deformation characteristics of soils and rocks from field and laboratory tests, 生産技術研究所報告、東京大学、第37巻、第1号、pp.1-136、1992年
- 6) 土質工学会編、土質地盤工学、土質基礎工学ライブラリー24、土質工学会、昭和58年
- 7) 酒井運雄、耐震地盤調査の計画と管理、鹿島出版会、pp.74-75、昭和60年
- 8) 東畑郁生、Ronteix, S., N値から推定した V_s の誤差が地盤の地震応答解析結果に及ぼす影響、第23回土質工学会研究発表会講演集、昭和63年、pp.825-826
- 9) Tatsuoka, F., Iwasaki, T., and Takagi, Y., Hysteretic damping of sands under cyclic loading and its relation to shear modulus, Soils and Foundations, Vol.18, No.2, June 1978, pp.25-40
- 10) 国生剛治、地盤の動的特性、講座・地盤と構造物の動的相互作用の解析法、土と基礎、Vol.40, No.4, pp.76-74、1992年
- 11) 吉田望、辻野修一、石原研而、地盤の1次元非線形解析に用いる土のせん断応力-せん断ひずみ関係のモデル化、日本建築学会大会学術講演梗概集、1990年10月、pp.1639-1640
- 12) 吉田望、地盤の1次元非線形解析に用いる土のせん断応力-せん断ひずみ関係のモデル化 その2 液化化解析への適用性の検討、土木学会第46回年次学術講演会、平成3年9月、pp.252-253
- 13) 薄井治利、風間基樹、稲富隆昌、初期せん断剛性の拘束圧依存性が等価線形地震応答解析結果に及ぼす影響について、地盤と土構造物の地震時の挙動に関するシンポジウム論文集、土質工学会、平成元年1月、pp.219-224
- 14) 森本敏、鈴木茂、一次元応答解析結果に及ぼす動的パラメータの影響、第18回土質工学会研究発表会講演集、昭和58年、pp.635-636
- 15) 吉見吉昭、砂地盤の液化化、第二版、技報堂、pp.50-54、1991年
- 16) Lysmer, J., Udaka, T., Tsai, C.-F. and Seed, H.B., FLUSH a computer program for approximate 3-D analysis of soil-structure interaction problems, Report No. EERC75-30, University of California, Berkeley, 1975
- 17) Schnabel, P.B., Lysmer, J., and Seed, H.B., SHAKE a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, Dec. 1972
- 18) Hardin, B.O. and Drnevich, V.P., Shear modulus and damping in soil: Design equations and curves, J. of SM, ASCE, Vol.98, No. SM7, pp.667-692
- 19) Duncan, J.M. and Chang C.-Y., Nonlinear analysis of stress and strain in soils, Jour. of Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol.95, No. SM5, pp.1629-1653, 1970
- 20) Finn, W.D.L., Yogendrakumar, M., Yoshida, N. and Yoshida, H., TARA-3: A program for nonlinear static and dynamic effective stress analysis, Soil Dynamic Group, University of British Columbia, Vancouver, Canada, 1985
- 21) Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T., Strain space plasticity model for cyclic mobility, Soils and Foundations, Vol.32, No.2, pp.1-15, June, 1992
- 22) Lysmer, J. and Kuhlemeyer, R.L., Finite dynamic model for infinite media, J. of EM, Proc. ASCE, Vol.95, No. EM4, 1969, pp.859-877
- 23) Joyner, W.B., A method for calculating nonlinear response in two dimensions, Bul. Seismological Society of America, Vol.65, No.5, pp.1337-1357, Oct., 1975
- 24) Suetomi, I., Nakamura, S. and Yoshida, N., A numerical study on characteristics of Q values in two dimensional inhomogeneous soil deposit, Proc., 10WCEE, Madrid, Spain, Vol.2, pp.761-766, 1992
- 25) Midorikawa, S., A statistical analysis of submitted predictions for the Ashigara Valley blind prediction test, Proc., Int. Symp. on the effect of surge geology on seismic motion, Odawara, Japan, Vol.2, pp.65-77, March, 1992
- 27) 日本建築学会耐震連絡委員会強震観測小委員会編、強震記録集、第1巻 1987年12月17日千葉県東方沖地震、1992年11月（刊行予定）
- 28) 震災予防協会、強震動アレー観測記録データベース推進委員会/作業部会1991年度報告書、1992年12月（刊行予定）

B. 特 別 講 演

(物理探査学会のご好意により掲載致します。
物理探査 Vol. 43 No. 5, PP 330~345, 1990)

B. 特別 鑑査

（昭和二十一年三月三十一日現在）
（昭和二十一年三月三十一日現在）

B 原子炉施設の耐震設計用入力地震動を定めるためには、 どのように考えればよいであろうか

表 俊一郎*

On the Philosophy by Which the Input Design Earthquake Motions for a Nuclear Power Plant Can
Be Derived.—By Syunitiro OMORI

1. 諸 言

今回ふとしたことから、学会から上記のような題で解説欄に寄稿しないかとの御依頼をうけた。色々な事柄と関係するむづかしい問題を沢山抱えている事柄であるので、気配りが足りない自分であることをよく承知している筆者にとっては、舌足らずの表現などのため御関係の方々に思い掛けないご迷惑をおかけするような事もあるのではないかと心配になる点多々考えられたが、長い間この問題と取組んできた者として、私が知っている（と考えている）地震学の知識の中で、私なりの議論を展開することを試みることは、一つの務めでもあり、又万一にもどなたかの御参考になる点があって、将来に向けてのこの問題の一層の進展に役立つようなことがあれば望外の仕合せでもあると考えたので、引受けさせていただいたものである。以下の小文について誤りを御指摘いただき又、お気付の点御教示御叱正を賜り得れば幸甚とする所である。

現実の問題としては、我が国においては38基の原子力発電所が酷しい審査を経てすでに稼動中である。審査を経てと云うからには審査を行う側にきちんとした審査基準がある筈である。地震に関係する問題については、原子力委員会は、1981年原子炉安全基準専門部会からの答申に基きその内容を検討して「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」を決定し（科技庁原子力安全調査室1984）、これが審査の基準として用いられることとなっている（柴田碧1989）。

従って標題に対する答えとしてはこの審査指針を丸写しする方が話は早いかも知れないけれども、元来法律又

は法律に準ずるものの表現は、それが作られる基となった理論哲学は別に置いて、結論だけが美しく並べられているので、なぜと云う質問には答えないように出来ているのが一般である。又これが作られたのは、第1次案が1978年、改訂版が1981年であるのですでに10年を経過し、最近の目覚ましい地震学の進展を勘案すれば考え直さねばならない時期に来ていると考えるのが寧ろ当然のことであるかも知れない。上記のような背景の下で大筋としては、耐震設計審査指針の解説を行うと云う線に沿いながら、私見を混えて標題の問題を考えて見ることとしたい。

2. 基準地震動

さて原子炉施設の耐震設計に用いられる地震動（これを基準地震動と呼んでいる）を考えるに当っては、無益な曖昧さを議論の中に残さないために、まず初めに一つ二つの約束事を定めておくのがよいとされている。その第1は自明のことであるので説明は省略するが地震と地震動の夫々の定義をはっきりさせて置くことである。

第2には地震動をどのレベルで評価するかの問題をはっきりさせて置くことである。日本では堅硬で新鮮な岩盤が地表に露出している場所を選んでその場所に原子炉施設を建設するのは極めて困難、否寧ろ不可能に近い至難の業であることは一般通念である。実際にはこの困難を克服するため、なるべく地質のよい場所を選び、更には風化して弱くなっている風化岩等を剥ぎ取ったりして、堅硬な岩盤を露出させ、平坦な岩盤表面に原子炉施設を建設しようとする努力が拂われることとなる。これを解放基盤表面と定義し、このレベルで基準地震動を考えることとしている。解放基盤表面を言葉で表現することは必ずしも容易ではないが、公式には次のような表現

九州産業大学名誉教授

* 元東京大学（地震研究所）教授

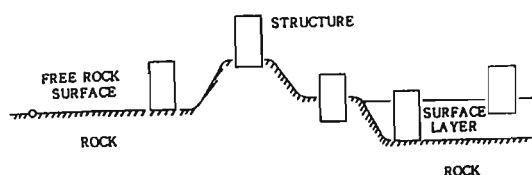


図-1 解放基盤表面の定義 (大崎による)。(久田他 1978)

が用いられている。「解放基盤表面とは基盤（概ね第三紀層及びそれ以前の堅牢な岩盤であって、著しい風化を受けていないもの）面上に表層や構造物がないものと假定した上で、基盤面に著しい高低差がなく、ほぼ水平であって相当な広がりのある基盤の表面を云う。」と。大崎順彦は、図-1 のような図を添えてこれを表現している (Hisada et al 1978)。

第3には基準地震動を定めるに当たって、特定のサイトに対し一つだけの基準地震動で充分であると考えないで、安全を充分確保するために、地震動の強さのレベルについて、或る強さの地震動、更にされより高いレベルのもう一つの基準地震動の、2種類の基準地震動を定めることとしようとして定めていることである。

一つを基準地震動 S_1 、設計用最強地震動

もう一つを基準地震動 S_2 、設計用限界地震動

と呼んでいる。

どうしてこのようなことが必要になるかと云うと、或る一つ特定の原子炉施設サイトに対し、どれ程の大きさの地震動が最強地震動になるかを直接計算する又は直接さがし出すと云うことは行えないので、後に詳述するように、先ずサイト周辺の過去の地震の生起状況、又は周辺の活動度の高い活断層から発生するであろうと予測される地震等に基いて、サイトに最も大きな影響を支えるであろうと考えられる地震を先ず想定することが行われる。即ち S_1 地震動をあたえる地震を先ず想定することとなる。そのような地震を S_1 地震又は最強地震と呼んでいる。

しかし上記のようにしてある特定のサイトに対し、ある一定の限られた年数（例えば原子炉の耐用稼行年数）の間にその敷地に最強の地震動を与えるであろうと考えられる最強地震は定め得たとしても、現在の地震学の知見から、若しかするとこの最強地震による地震動を上廻る大きな地震動を敷地に与えるような地震の発生が否定できない場合も生じ得る。安全確保の見地からそのような地震が敷地に与える地震動に対しても充分な耐力をもつよう原子炉施設は耐震設計がなされなくてはならな

い。そのような地震動が先きに S_2 地震動又は限界地震動と名付けられたものであり、このような地震動を与える地震を S_2 地震又は限界地震と呼んでいる。このようなわけで二つの異なったレベルの地震動を考慮することが必要であるとされている。

以上のようにして原子炉施設の耐震設計用入力地震動、即ち基準地震動を求めるためには、具体的には上記最強地震、限界地震を求めることから作業が始められることとなる。それではどのようにしてこれらの地震を探るか、これを探るための手掛りとして我々が持っているものは何か、と云うことが次の問題になるのであるが、我々が持っている手掛りとして挙げることのできるものは二つしかないこととなる。(1)としては地震の再来性の特性であり、(2)としては活断層の特質である。(1)プレートテクトニクス理論の定着と共に、地震と云う現象は地殻の中に歪エネルギーが蓄積されてこれがある程度以上の大きさに become すると昔の古傷に添って再び破壊現象を起こす。これが即ち地震であると考えられるようになった。従って昔地震が起こった所は、将来又同じような地震を発生させる可能性が大きいと考えることは妥当であるとされている。このことを第1の手掛かりとしようとするものである。

(2)は活断層を有力な手掛かりとして考えて行こうとするものである。地質学に於ては、地球上の地質現象は少なくとも第四紀の始め以降一様な活動が現在継続進行中であると考えられている。従って活断層は、その間繰返し地震を発生させてきた確かな証拠を示す場所であると考えるとよいとされている。従ってこれを手掛として最強地震、限界地震を考えようとするのは妥当な考えであるとしようとするものである。

このような現状であるので以下に上記二つの手掛に基づいてどのようにして最強地震、限界地震が求められているのかの問題について考察を行うことにしよう。

3. 歴史地震の問題

3.1 地震の繰返しと歴史地震

歴史は繰返すということは極く普通に言われていることであるが、地震の場合には、これは特によくあてはまる言葉であると考えている地震学者は多い。経験的データに基づいて、地震は繰返し同じ場所に発生するという考えは、地震の研究が行われるようになった始めの頃から多くの人によって考えられていたようであるが、多少とも理論的立場から地震は何故繰返し起こり得るか、繰返し起こらなくてはならないか、もし繰返すとするならば、繰返しの間隔はどのような基礎の上に

立って推定することができるのであろうか、などの問題が筋道に従って論じることができるようになったのは、プレートテクトニクス理論が定着してきてから以降のことであり、極めて最近のことであると言うべきであろう。

しかし、地震は不均質物質である地殻の破壊現象であるとするれば、地震が繰り返し起こるとする場所についても、繰り返される時についても平均値からの偏差は当然小さくはないであろうし、又繰り返し間隔もあるいは千年、あるいは2千年となると、人間の文化の歴史と同じ位の長さとなって仕舞うため、将来起こるかもしれない地震のことを考えるに当たっては先ず第1に、過去に起こった地震についてできるだけ古い過去に遡って、出来るだけ詳しいデータを集め、広く且つ深い調査研究を行うことが何よりも必要なこととなるのは当然のことになってくる。近年原子炉施設等を建設するサイトに将来起こるかも知れない地震の問題を考察するに当たっては、そのサイトで、又はその周辺の地域一帯で、歴史地震調査の重要性が強調されるようになってきたのは、それだけの理由があるからである。

3.2 地震史料

歴史地震の調査研究は、先ず古い文書の中から地震に関する記述を見出して整理し、夫々の地震毎の記述を纏め、考察の資料をつくることから始まる。古文書からの地震記事を集め、文章の形で記述されているものを普通、地震史料と呼んでいる。地震史料は、地震学地震災害工学の最も基礎的なデータベースであるが、地震史料編纂の作業はあまりにも労多くしてと云うべき作業であるので、多くの国では手付かずの状態で放置されている場合が多い。しかし我が国に於いては、大惨害を蒙った1891年濃尾地震の翌年震災予防調査会が世界に魁けて地震学地震工学の公的研究機関第1号として発足したとき、本調査会が今取り組むべき18項目を定めているがその第2番目の項目に「古来の大地震に関する調査即ち地震史を編纂すること」を挙げている。当時の委員諸公の慧眼に敬服しない者はいないであろう。

但し、この事業は云うは易く行ふは難しの典型であった為、実際に大日本地震史料が上梓されたのは、関谷清景の懇望により田山実（田山花袋の実兄）なる人物を得て始めて作業が行われた1903年であった。（田山1904a, 田山1904b）。その後30余年を経て武者金吉が、増訂大日本地震資料を纏めることを始めたが（武者1935, 武者1951）、第2次世界大戦による出版事業の困難も手伝って最後の巻「日本の地震史料—並びに隣接地域、自 嘉

永元年—至 慶応3年」が毎日新聞社出版として日の目を見たのは1950年（昭和25年）となっていた（文部省震災予防評議会1935）。

その後更に35年を経て、宇佐美龍夫の努力により、新収日本地震史料が東京大学地震研究所編として1981年以降出版されており（地震研究所編1981）、現在第5巻及び補遺（1989）が発行されている。

3.3 地震カタログ

上記地震史料は一つ一つの地震について詳細な記述が行われていて、大変貴重な文書であるが、地震を例えば、年代順に並べて調べたり、大きさ毎に分類して考察しようなどと云う場合には、徒らに膨大であって扱い難い。従って地震を発生年代順に並べ、発生の年月日、震央緯度経度、マグニチュードM、其他主要な要素、被害、等を簡潔に摘出したものがあれば極めて便利であるとの要求に応えるため、地震の要素を抜出して一覧表としたものが作られている。一般にこのようなものを地震カタログと呼んでいる。地震カタログも古くから色々なものが作られてきたが、ここでは現在主に使われているカタログに主眼を置いて簡単な説明を加えるに止めたい。ここに説明されているより以前の地震カタログに興味のある方は文献を参照されたい（田山1899, 大森1910, 地震研1934~1942, 保田・小平1938）。

1) 理科年表（東京天文台1925）

比較的近年迄最も信頼度の高い地震カタログとして数地付近の震央分布の調査研究に用いられてきた。東京天文台は1925年理科年表第1冊を編纂して以来毎年発行を続けてきた。その中の地学の部に地震の項を置き今村明恒を監修として本邦大地震年代表を載せてきた。第1冊にはAD 27年朝鮮（当時の呼称による）の地震に始まり大正12年（1923）9月の関東地震迄、日本及び朝鮮半島の大地震312を収録している。地震の起こった年、被害の基だしかつた地方、被害の概況などが記述されている。幾つかの地震について初めて震央の緯度経度が表示されるようになるのは第19冊（1943年）、Mが記載されるようになるのは、第25冊（1952年）、MはGutenberg-Richterの定義による地震の大きさと註が書かれている。第44冊（1971年）以降のカタログには1874~1925年の地震についてMの値の下にMから0.5を差引いた値が括弧に入れて併記されるようになる（宇佐美他1970）。1989年版から大幅改訂が行われた。最近後述するように各年代毎に信頼度の高いカタログが出てきたこともあり、大改訂後はあまり使われていないようである。

2) 河角カタログ (河角広1951)

河角広は、日本の地震危険度を表現するため大森のカタログ、武者資料などに修正を加え、更に震度分布から地震のマグニチュード M_K (河角マグニチュードと呼ばれた) を定め M_K を M にリンクさせるための換算式を提案して、AD 590年大和の地震から1949年今市地震までの342の被害地震を記載した河角カタログを提案した。 M_K を導入したことにより機械観測のなかった時代の歴史地震についても、マグニチュードを決定して近代地震学に通用するカタログを作成した功績は高く評価されている。しかし M_K , M の換算式を始め (坪井忠二1964, 宇佐美他1970, 嶋悦三1982) 近年各方面でよりよいカタログにするための見直しが行われるようになったが、河角カタログの根拠となったデータがほとんど残されていないことは大変残念であるとされている。

3) 宇佐美龍夫 資料日本被害地震総覧 (宇佐美1975)

宇佐美龍夫 新編日本被害地震総覧 (宇佐美1987)

宇佐美は、新収日本地震資料始め豊富な資料に基づいて、既存の地震カタログの大改訂を志し1975年資料日本被害地震総覧初版を刊行し、AD 416年河内の地震以降1973年和歌山県西部の地震まで607個の地震を収録した。1979年の再版には1975年福島県沿岸の地震迄617個の地震を収録している。宇佐美は、其の後更にいくつかの地震について修正を加え1987年新編日本被害地震総覧 (東京大学出版会) を刊行、1984年9月14日長野県西部地震迄653個の被害地震を記載している。これらの総覧は、いづれも始めの数頁に地震を年代順に並べたものの簡単な要素を一覧表にしたカタログがのせてあるが、そのあとに各地震について震度分布、被害の特質其他の記事を豊富にのせた図入りの説明が記述されている。これらの被害地震総覧を作成するに当って、宇佐美は、限りあるデータからなるべく正確な地震要素を求めるために多くの研究を行っている。(宇佐美1973, 宇佐美1974, 宇佐美他1985, 宇佐美1986)

このようにして、新編日本被害地震総覧は、特別に詳しい見直しが行われたので、1885年以降の地震は別として、太古から明治の始め頃1884年迄の地震については最も信頼度の高い地震カタログと呼ばれている。しかし元来歴史地震の震央は、史料に基く等震度線図の中心を考慮して定められることが多いが、データ量が少ない場合等当然ははっきり定め難い場合も生じる。宇佐美は、この不確かさを誤差と云う表現に置換し、各地震に A, B, C, D の記号をつけた。新編の各地震の震央緯度経度の地点は、 $A \leq 10 \text{ km}$, $B \leq 25 \text{ km}$, $C \leq 50 \text{ km}$, $D \leq 100 \text{ km}$ の範囲外に出ることはまずないと考えるとしている。ま

た M にも変動範囲を付したものもある。

4) 宇津カタログ

我が国で初めて地震の観測が始められたのは、一般に1872年(明治5年)であるとされている(長宗留男1975)。1885年(明18)6月気象台に関谷清景を課長(兼務)とする験震課が創設され、地震観測も全国調査を目指すようになり、翌年には「中央気象台地震報告」として地震観測結果が初めて公刊された。その後気象台の地震観測は着々と整備されて行くのであるが、畫期的進展はやはり関東地震後1926(昭和元)年以降に待たなくてはならなかった。しかし気象庁地震カタログについては、戦後の早い時期から大型コンピュータの導入もあって、気象庁地震の表(1952~1982)に見るように着々と成果を挙げできた。

しかし、これらの地震カタログについては修正を必要とする箇所が段々指摘されてきたので、宇津徳治は、大阪気象台、東京大学を始め当時の地震記象を実際に渉猟し、又震度分布資料の見直しを行ったりして、既存のカタログに大改訂を加え宇津カタログ1885-1925(宇津1972)を作成した。その後、気象庁地震カタログ、地震月報等に検討を加えながら利用できるデータを全て活用し(宇津1981, 1982a), 宇津カタログ1885-1980が完成された(宇津1982b)。1885年以降気象庁地震観測大整備が発足するまでの年代の地震カタログは、従来一番不確かなカタログとされていたのであったが、貴重なデータをよく発掘し、精密な解析を行い、信頼度の高いカタログを作り上げた宇津の功績は高く評価されなくてはならないであろう。尚宇津カタログについては、その後多少の訂正追加が行われている(宇津1986)。

5) 気象庁地震月報

気象庁による地震観測は、観測計器の整備と解析技術の進歩とにより1975年頃より、以前に較べ格段に高い精度で結果が出せるようになり世界に誇る地震観測が行われている(長宗1975)。宇津による見直しが行われた1885-1980の期間以後の地震、即ち1981年以降の地震カタログとしては気象庁地震月報が最も信頼できるカタログとして用いられている。

6) 基準地震動策定のための日本被害地震一覧表

先にも述べたように、宇佐美による新編日本被害地震総覧は内容的には充分信頼できる震源要素が記述されているが震央の大きさに誤差がつけられているので、特定の地震とサイト迄の距離を考える等の場合に時に無用な誤解を招き、不必要な疑義を生じる恐れ無しとしない。従ってAD 416-1885の歴史地震については、既存の文献(主として宇佐美新編日本被害地震総覧(1987))に

に基づき最も確からしい震源要素を網羅し、実用的カタログを用いると云う目的で日本電気協会原子力発電耐震設計特別調査委員会で審議して標記の地震カタログがつくられている（耐特委1989）。

7) 地震活動の検討のために用いられる標準的地震カタログ

上記のような経過を経て、原子炉サイトの地震活動の検討に用いる標準的地震カタログとしては、以下のものが用いられている。

- (1) 有史以来1884年迄の地震については基準地震動策定のための日本被害地震一覧表。
- (2) 1885年-1980年迄の地震については宇津カタログ。
- (3) 1981年以降の地震については気象庁地震月報。

以上のカタログが現在迄に発表されている専門家の意見を充分に取り入れて、一番信頼度の高いカタログとして広く認められている。しかし夫々のサイトに当てはめる場合には夫々のサイトに付いて更に充分な検討が行われなくてはならない。

3.4 地震カタログについての考察

以上述べたように、これらの地震カタログは用いられている資料、資料の解析法等に亘り、真実性、信頼性について充分な検討が行われ、議論を重ねて作られているのであるが、尚幾多の問題点を持つものであることは当然である。この小論で問題全てに詳しい議論を行うことは出来ないけれども、一つ二つの点についてコメントをつけ加えることとしたい。

1) 地震カタログの特異性

地震カタログの作成は、何と云っても先ず古文書の中から地震関連の記事を抽出することから始まる。古文書そのものを発掘し、万巻の書を読んで摘出できる地震記事は極めて少ないのが通例である。しかし抽出された地震記事が全てデータとして使えるかとなると決してそうではない。近年特に古文書の記事の信頼性が厳しく問われるようになってきている。この分野はしかし地震学者の素人判断が全く通用しない分野であり、専ら歴史学者の知恵を拝借しなくてはならない。さてこれらの検討に耐えたデータを用いて地震学的な研究検討作業にはいるのであるから、震度分布一つ求めるにしても、充分な資料に基きと云える場合は極めて少ないであろうことは想像に難くない。このような苦心談は例えば宇佐美「歴史地震事始」(宇佐美1961)、同「歴史地震」(宇佐美1976)、萩原尊礼編「古地震」(萩原1982)、同「続古地震」(萩原1989)などに詳しい。

2) 見直しを必要とされる地震

以上のような訳であるので、沢山の地震の中には、資料のどの記述を真実とするのか、一部は誤りであると認めて棄却するのか、A, B 2 地点の揺れ方被害等、同じ地震によるとするのか別の異なった地震に依るとするのか等、解釈判断の相違により、震央の位置、マグニチュード等に非常に大きな違いが生じてくる場合がある。このような問題は、歴史地震の研究が進み資料が多くなる程増加してくるかも知れないし、又思いがけない資料が得られて問題が解決される場合も生じてくるであろう。古地震の中で萩原が見直しの必要があるとしている地震(萩原1982)をあげることにしよう。

1. 大宝元年(710)の地震、冠島沈没
 2. 弘仁9年(818)及び元慶2年(878)の関東地震
 3. 承知8年(841)伊豆地震、丹那断層トレンチ
 4. 貞観10年(868)播磨の地震：山崎断層
 5. 元慶4年(880)出雲地震：M 7.4, 東出雲(国府), M 6.3~6.5大原郡南西部
 6. 慶長元年(1596)伏見桃山地震：地震加藤で有名
 7. 慶長19年(1914)越後高田地震：越後高田 M 7.7多分京都付近 M 6.5
 8. 寛文2年(1662)近江の地震：M 7.6
 9. 安政元年(1854)6月伊賀上野地震
- #### 3) 統計資料としての地震カタログ

先にも述べたように初期の頃の地震カタログは、地震が発生した年、発生した地域、被害が大きかった場所等を記述するのが精一杯であった。1936年 Richter マグニチュードが確立され、我が国の歴史地震が河角マグニチュードを通して国際マグニチュードと結ばれる研究成果が出て、地震現象も漸く統計現象として扱う可能性が生じてきたと云ってもよいであろう。

しかしここまで述べてきた所により既に明らかであるように、我々の持っている地震カタログは、ある年代(例えば AD 416年)以降の全ての地震が、又は全ての被害地震が、漏れなく網羅されているなどと云えるような立派なものではない。むしろ、特に古い時代の地震については、被害地震の中の特別なものだけが記録に残りカタログに収録されることができたのであろうと考えるべきなのかも知れない。元来被害地震などと云うものが国の公の記録に残るなどと云うことは極めて難しく出来ている。時の中央政権が強ければ地方からの報告文書も多く被害地震も沢山報告されてくるであろう。しかし政権が弱くなればその逆の事が生じてくる。又折角地方からの報告として上がってきた事柄も国の記録として残される場合に篩い落とされるものも多い。更に折角記録として生き残ったとしても公の記録文書そのものが、不慮

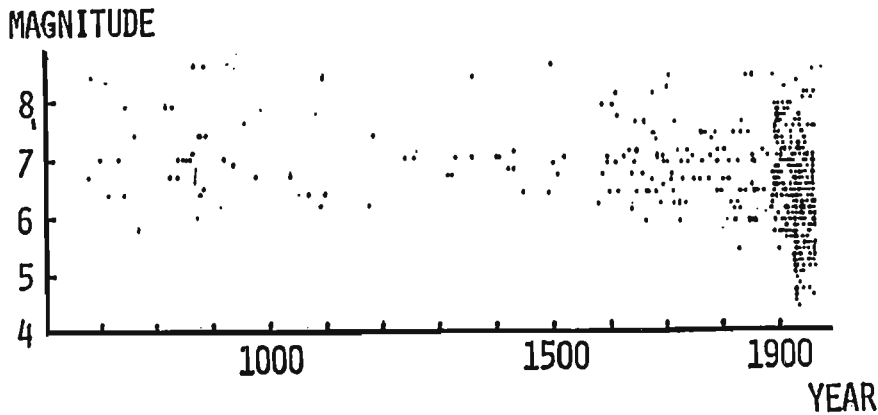


図-2 マグニチュード別 地震発生の時間経過

の洪水火災により又は戦乱の中の兵火により烏有に帰する場合も我々の歴史には度々生じている。人為的な原因で欠けたものを、何等かの法則で補って本来の姿を浮かび上がらせることはまだ適切な方法は見つかっていない。我々が現在持っている地震カタログは世界を見渡しても遜色のない程、質もよく量も多い立派なものではあるけれども、それでもなお数多くの地震が脱落している可能性が大きいものであることは否むことができない。その一例として図-2を示すこととする。上記の地震資料を用いて416年以降近年までの地震を年代順にマグニチュードに応じてプロットしたものである。これを見ると(1)1900年前後地震の機械観測が始まった頃から地震の発生が急に盛んになったかのように見える。(2)M6以下の地震が出現するものやはりその頃に降である。(3)極めて大ざっぱな表現が許されるとすればM8以上の巨大地震については日本の地震カタログはかなり信頼度は高そうであると言えそうである。(4)M7~6程度の地震は時代と共に発生回数が多くなってきているように見える。(5)地震頻度分布には地震発生の多い時期、少ない時期が交互に現れていて、地震の活動期静穏期について目安を与えるようにも見えるが人為的影響もかなりあることが推察されるので、結論を導くには十分な検討が行われなくてはならない。

図-2は日本全体を一纏めにしてM別の地震発生の有様を示したものであるが、萩原編「古地震」の第2章「古地震の見直し、被害地の資料」の項には、北海道、東北、関東甲信越、近畿中部、中国四国九州のそれぞれの地域別に同様の図が示されている。これを見ても(1)、(2)の傾向は極めて顕著であり、又(3)以下の傾向については近畿中部地域についてはその傾向が指摘されるが、他

の地域についてはそれすら難しそうである。いずれにせよ、図-2のような図を見ても被害地震についてさえも、カタログから脱落しているものが決して少なくなさそうである事が充分気付かれる。

歴史地震については、新しい資料の発掘が盛んに行われるようになり、資料の信憑性、鑑定の技術が進み、信頼性の高いデータについての解析法が進展するなどして、せめてM7級願わくばもう少しMの小さい所までの地震について、被害地震について脱落のすくないカタログが出現するようになれば、原子炉施設の入力地震動の問題も格段の進歩を遂げることが出来るも期待するものである。

4) 活断層トレンチ掘削による地震の歴史解明への探求

この問題は今迄考えてきた歴史地震の範疇からは少し外れる事柄であるが、日本でならば416年以上昔には遡れないと考えられてきた地震の歴史を、新調査法の開発により差し当り数千年古い時代に迄知見を広げようとするものであり、歴史地震に関心と興味を持つ者にとっては画期的な新分野が開かれた事になるのでひとこと付言することとする。

1978年 Kerry E. Sieh は (Sieh, 1972) サンアンドレアス断層上ロスアンジェルスから北東55 km の Pallett creek の牧場内の1地点を選び断層に直角に深さ5 m の大トレンチを堀り断層の壁の調査を行った。その結果この断層の壁は白人の移住が始まるより遥か昔の年代に遡って地震の歴史を解明することの出来る絵図面であることを証明した。5 m の深さのこの壁は過去1400年の間にはほぼ160年の間隔で9回の断層活動を繰返してきたことを示す証拠であることを物語るものとなった。

これに刺激されて我が国に於いても「活断層の第四紀

後期における活動期の確認」の研究が安藤雅孝、佃為成、尾池和夫、岡田篤正、松田時彦を始め多くの研究者により活発に開始され、鳥取地震の鹿野断層（安藤他1981）、京都付近の山崎断層（岡田他1982）を始めとして次々にトレンチ調査が行われている。松田他による1980年、1982年2回の丹那断層トレンチ調査は、第1回松田1972、と（丹那断層発掘調査団1982）の調査研究により地下2m 辺りに1930年北伊豆地震による断層活動の痕跡を、更に1m 下にAD 841年承和地震によると考えられる地震断層の証痕を同所から出土した木片の年代測定などで見出している。更に第2回丹那断層発掘調査グループ1983では、長さ20m 深さ7m の大トレンチが掘られ、約6,300年前迄の地層とそれを切断する断層とが観察され、その間に9回の地震が発生したであろうとの結論を得ている。このような活断層発掘調査はすでに30地点以上の場所で行われ、着々と美事な成果があげられている（活断層研究会1986、1988）。

このようなトレンチ調査が他の多くの地震断層についても活発に行われるようになれば、古文書による歴史地震の枠を超えて、地質年代に遡る歴史地震の年代を決めることも、あるいは可能になってくることが考えられ、サイト付近の地震活動を調査するための歴史地震に関するより優れた資料を提供すると云う上からも、非常に大きな貢献をするようになることが期待される。

4. 活断層の問題

4.1 活断層と地震

プレートテクトニクス理論が定着すると共に、地殻内

に生じる急激な断層変位即ち地震の発生であるとの考えが一般に認められるようになった。もしそうであるとするれば、断層はかつて地震を発生させた痕跡と云うべきものである。地質運動の連続性を考えれば、断層は将来起こるであろう地震を考える時の重要な手掛りを与えるものである。しかし、我々の想像を絶する長い時間系列の上に構築されている地質学の立場から考えれば、地球上に無数に存在する断層の大部分は、かつての地質年代に活動したとしても現在は既に活動を停止してしまった dead fault であると考えられている。我が国に於いては現在と同じ様式の地殻変動は第四紀初期から、地域によっては第四期中後期から継続しているとの吉川・他（吉川他1973）の考えが一般に受け入れられているので、第四期以降、地域によっては第四紀後期以降に活動したことのある断層は、近い将来再び活動する可能性が高いと考え、そのような断層を活断層と呼ぶことが行われている。日本に存在する第四紀始め以降の活断層については貝塚爽平他により整合性のよい精密な活断層分布図がつけられている（活断層研究会1981）。（図-3）

しかし実用上の立場から考えると、例えば発電所の耐用年数を30～50年とすれば、180万年前に活動してその後活動した形跡のないもの迄、原子力サイトに近い将来影響を与える地震を発生させる可能性のある活断層として考える必要はないのではないかとこの考え方も出てくる。先の耐震設計審査指針の解説においても、原子力発電所に影響を与える地震を発生させる可能性のある活動層としては、比較的近年に活断した活断層を考えれば充分であるとの判断に基づき、工学的見地に立って考慮すべ

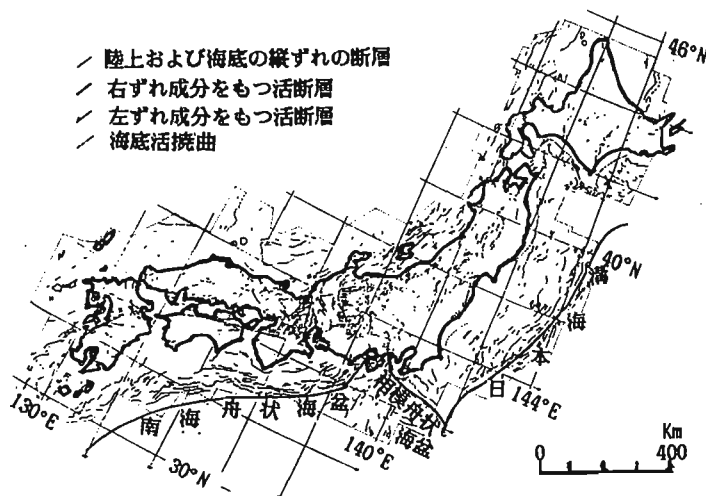


図-3 日本と周辺海底の主な活断層
（日本の活断層，活断層研究会編 1981による）

き活断層としては、5万年以降に活動した活断層を考えるとされている。もう少し厳密な議論を必要とされる読者は垣見俊弘「断層と地震」(垣見1986)などを参照されたい。

4.2 活断層の評価

サイト付近に見出される活断層が、近い将来いかに程の大きさの地震を発生させるかの評価を行うためには、過去の地震断層について得られている経験に基づいて考察する以外にはない。我が国に於て地震に伴った地震断層が明らかに確認されているものは20足らずで、これらについて断層の長さ、最大変位量を始め関係する諸元について厳密な考察を行った結果が上述垣見の論文(p 94, 表2-1)に示されている。

これらの地震断層の特性を十分に研究した結果、松田(松田1964)は活断層と地震との間に地質学的に次のような関係が認められるとしている。(1)M 7以上の浅い地震(地殻内で起こる深さ15 km 迄位の地震)は殆ど地震断層を伴っている。但し例えば福井地震(1948)のように沖積層が非常に厚い地域で起こった地震の場合には、明確な地表断層が出現しない場合もある。(但しその場合でも精密水準測量などから確認できる。)(2)M 6.5以下の地震の場合には、特に我が国の場合のように多少とも軟かい堆積層が地表を覆っている地域が多い所では、地震断層は出現しない場合が多い。(3)地震断層は既存の活断層が再活動したものであって、その時の断層変位の向きは、その断層の累積変位の向きと同じである。(4)地震発生機構として求められる地震時の断層の走向、傾斜、変位の向き、変位量などは実際に現れる地震断層(副断層などは別として)のものを良く説明することが出来る。

これらの観察に基づいて活断層の諸元の大きさと地震のマグニチュードとの関係を数量的に求めることが行われている。

4.3 活断層の諸元と地震のMとの関係(松田1978)

活断層の活動によって発生する地震の規模M、発生前隔Rなどと関係する活断層の諸元は次の3つであるとされている。

- ① 断層系のディメンジョンL(単位kmが用いられる。)
- ② 第四紀後期の断層の平均変位速度(m/1000年)
- ③ 断層運動の際の断層又はその部分区間の単位変位量D(m)

1) MとLとの関係

地震の発生は、地殻の中に蓄えられた歪エネルギーが

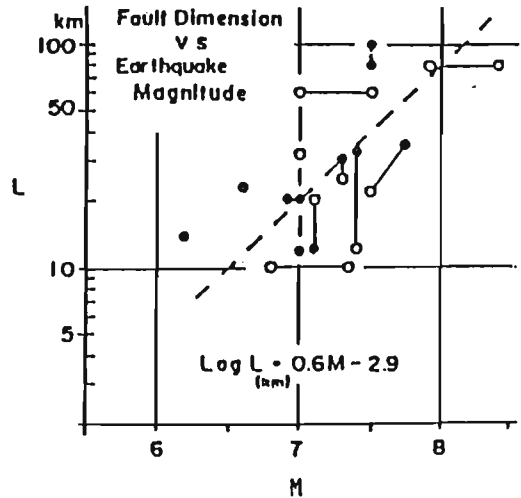


図-4 Mと断層の長さL(km)との関係(松田 1975)

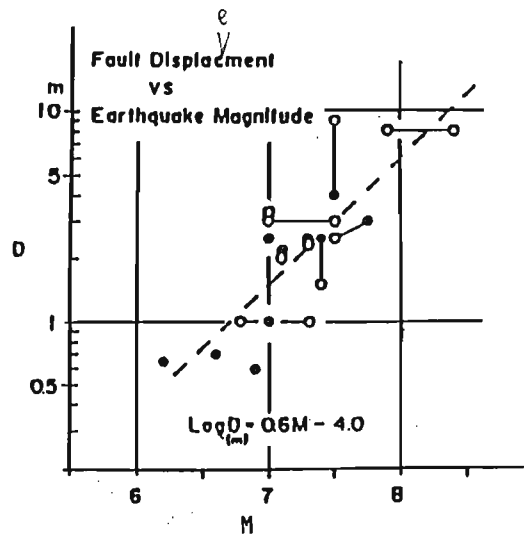


図-5 Mと断層変位量D(m)との関係(松田 1975)

断層変位が生ずることにより急激に解放されることによって生じるとされている。単位体積の岩石がその中に蓄え得る歪エネルギーの大きさは有限であるので、Mの大きい地震程歪領域は大きくなくてはならないし、断層の長さも長くなるとされている。発生した地震のMと、活動した断層の長さLとの関係については色々な式が提案されているが、日本の地震については、図-4の関係から松田の式が一般に用いられている。(Lの単位km)

$$\log L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

表1 第四紀の主な断層の平均変位速度 (松田 1976)

級	平均変位速度 S (m/1000年)	例
A	$1 \leq S < 10$	中央構造線 阿寺断層 丹那断層
B	$0.1 \leq S < 1$	福島断層 深谷断層
C	$0.01 \leq S < 0.1$	深溝断層

2) M と D との関係

1回の地震により生じる断層の変位量Dと、その地震のMとの関係が図-5に示されている。Mが大きい程Dも大きいことが明らかであり、日本内陸の地震について次の関係式が与えられている。

$$\log D = 0.6 M - 4.0 \quad (2)$$

但し、Dの長さはmを単位としている。M8の地震ではD=6m、M=7ならばD=1.5mとなる。

3) 断層平均変位速度 S

日本の活断層に対する研究から考えると、第四紀、又は少なくともその後期について言えば、10³年又は10⁴年以降の期間について、例えば阿寺断層、跡津川断層、中央構造線などの例に見るように、断層基準の古さにはほぼ比例してその変位量も大きくなっているのが見られる。従ってそれらの活断層は少なくともこの期間を通じて現在迄、ほぼ同じ速度の割合で変位を続けてきたと考えられる。

従って活断層の地震時の変位量については、断層線を跨いで両側でかつては一連であった岩石、地形、人工物等、断層基準と呼ばれるものが都合よく存在していた場合には、断層基準が形成されてから現在に至る迄の期間にその活断層が行った断層活動による累積変位量ΣDを求めることができる。これをその期間の長さY(年)で割れば、その活断層の平均的変位速度が求められることになる。このようにして断層平均変位速度Sは

$$S = \Sigma D / Y \quad (3)$$

で定義されている。

第四紀の主な断層について求められている平均変位速度が表1に示されている。この表に見るように、変位速度の大きさは断層によって大きく異なっている。日本内陸の第1級の活断層ではその平均変位速度は、S=1~10 m/10³年に達しているが、平均変位速度がこれの1/10、又は1/100程度でしかない断層も沢山ある。

活断層をその平均変位速度の大きさに応じてA級、

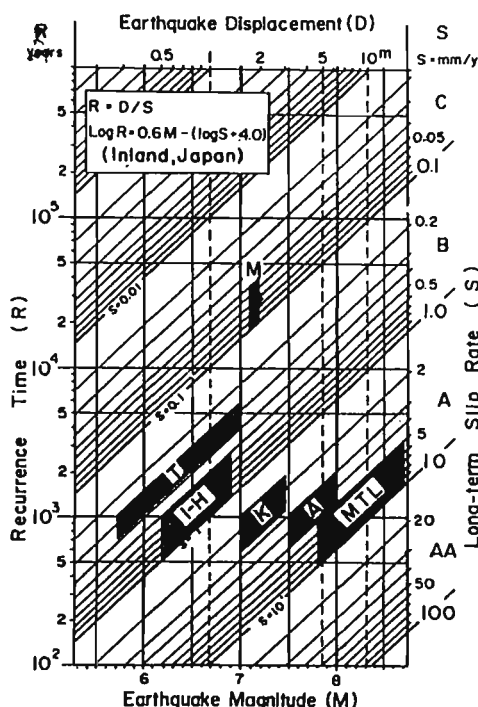


図-6 地震のM、断層の平均変位速度S、1回の地震による断層の変位量Dなどと地震再来年と関係 (松田 1977)。M：深溝断層、T：立川断層、I-H：石廊崎断層、K：北伊豆断層系、A：阿寺断層、MTL：中央構造線系断層。

B級、C級の三つの等級に分類することが行われている。

A級 1 m~10 m/10³年

B級 0.1 m~1 m/10³年

C級 0.01 m~0.1 m/10³年

4) 活断層による地震の再来年 (松田1977)

今迄に研究されている活断層の性質を総合的に判断すれば、一つの活断層から繰り返し発生する地震のマグニチュードM、及びその時の断層変位量Dは夫々の断層毎にはほぼ一定の値を持つと考えられるので、もしこの仮定が許されるとするならば、

$$R = D / S \quad (4)$$

で定義されるRもほぼ一定の値を与えることとなり、夫々の断層毎にはほぼ一定のいわば地震発生の周期とも呼べるものが存在することとなる。このRを地震再来年と呼んでいる。

(4)式で定義されたRを(1)、(2)、(3)式と組み合わせ

表2 日本の歴史地震について求めた再来年数 (松田1976)

地 震	再来周期
1930 北伊豆地震 (北伊豆断層系)	1000年
1964 新潟地震 (粟島の傾動)	560
1923 関東地震 (海岸の隆起)	260~320
1703 元禄関東地震 (房総海岸の隆起と段丘数)	700~1200
1802 佐渡小木半島の傾動)	5000~9000
1974 伊豆半島沖地震 (石廊崎断層)	10000

れば R と M とを関係付ける式

$$R = 0.6 M - (\log S + 4.0) \quad (5)$$

が得られる。これらの関係が我が国に過去に起こった大地震の場合についてどのようにになっているかが図-6に示されている。

この図に示されているように、1945年の三河地震はC級の活断層 (深溝断層) が活動した地震で、そのときに見られた変位量 D は、 $D = 1 \sim 2$ m であった。従ってそのような場合は、再来年の大きさは1万年以上20万年以下と推定されることとなる。図によればA級活断層

から発生する M 8 の大地震の再来年は $0.6 \sim 6 \times 10^3$ 年、B 級、C 級の活断層からのものであれば、再来年は順に1桁ずつ長くなることとなる。M 7 の地震の場合には再来年の長さは M 8 の地震の場合の1/4となる。

このようにして得られた再来年の長さは、その活断層からいつも同じ規模の地震がほぼ同じ年数で繰り返し発生すると仮定して求められたものである。実際にはバラツキがあるはずであるから、このようにして求められた値は最近地質時代における地震発生間隔の平均値である。実際にはバラツキの大きさがどの程度であるか十分解っていない。しかし、同一断層系から歴史時代に2回又はそれ以上繰り返し大地震が生じたと見られる例、北伊豆、濃尾、南海などの各地震又は過去5000年間に地震の時の隆起で生じた南房総の海岸段丘の規則的発達の様相からみると、そこにはかなりよい規則性が成り立っているようにみえる。松田が求めることの出来た日本の歴史地震についての再来年数が表-2に示されている。上述の関係はほぼみたまされていると云ってよいであろう。

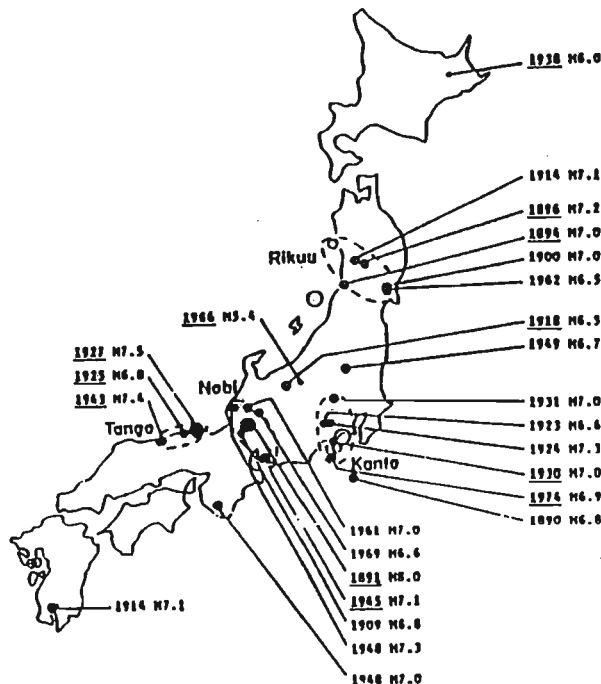


図-7 1885-1978の日本の地震のうち断層を伴った地震、および伴わなかった地震 (松田 1981)

黒丸：陸地に震央をもつ浅い被害地震 ($h \leq 30$ km, $M > 6.5$)

白丸：海岸線近くの海底に震央をもつ浅被害地震

小さい黒丸：M < 6.0 の地震であったが断層を伴ったので記入されている、特に大きい丸は $M \geq 7.5$ の地震
アンダーラインをしてある地震は断層を伴った地震

4.4 最強地震、限界地震を発生させる活断層

1) 最強地震に関連する活断層

基準地震動 S_1 を敷地基盤に与える地震を敷地周辺に存在する活断層が発生させるか否かを評価するに際しては次のような判断基準を目安として行うこととしている。

- ① 歴史資料により、過去に地震を発生させたと推定される活断層
- ② A級の活断層であって、且つ10,000年前以降活動した活断層、又は地震の再来期間が10,000年未満と考えられる活断層
- ③ 微小地震の観測から、断層の現在の活動性が顕著に認められる活断層

2) 限界地震に関連する活断層

基準地震動 S_2 を敷地基盤に与える地震を敷地周辺に存在する活断層が発生させるか否かの評価を行うに際しては以下の事項を考慮する。

- ① 上記1)の②に述べたものを除きA級活断層に属する全ての活断層
- ② B級及びC級に属する活断層で、活動歴又は地震の再来期間が50,000年未満の活断層

4.5 活断層と地震との関係についての問題点

1) 活断層と地震との対応の問題

我が国の古来からの沢山の大地震の中で、地震断層を伴ったと明確に云えるものは1874年善光寺地震 (M 7.4) (松田1976) とされている。地震と断層を結びつける証拠を提供してくれるのは最近の地震だけであり、極く僅かの例しか無いのは当然である。松田により調べられた断層を伴った地震及び伴わなかった地震の図を引用すると (松田1981) (図7), M 7以上の地震についてはほぼ大地震は地震断層を伴うと云えるようである。尤も例えば1914年桜島噴火に伴う地震 M 7.1 (宇津の低周波地震) など明瞭な地震断層が出現しなかった地震もあり、海洋の地震又は海岸近くの地震 (例えば1923関東地震) など断層が陸上に見られなかったものもあり、福井地震 (那須他1950) のように我が国特有の厚い堆積層の影響で精密水準測量などにより辛うじて地震断層が確認された場合もあるが、十分な調査が行われれば M 7以上の巨大地震が思いも懸けない所に出現することは先ずないと考えられている。但し、M 6.5又はそれより小さい地震の場合には地震断層が地表に出現しない場合が多い、逆に言えば、近くに大断層が存在しないので M 7級以上の大地震発生の心配は先ずないと云う場合でも、6.5以下の地震は直下地震としてそのサイトに影響を与える

可能性を否定することは出来ない。従って少なくとも我が国の場合には、そのような地震は限界地震の可能性があるととして考慮されるべきであるとされている。

2) 1回の地震で活動する断層の長さの問題

一つの活断層から発生する地震の大きさ M を、断層の長さ L と関係付けるものとして前述のように式(1)が与えられている。しかしこの式は、活断層の長さが判明すれば、その活断層が全体として活動したときに発生するであろう地震のエネルギーの総量を示す目安としての M を与える式である。断層の長さそのものを現地で実際に数的に確定することも必ずしも問題がないわけではないが、仮にこれが決まったとして、次に出てくる問題は、次の地震でその断層の長さ全長にわたり最大限まで蓄えられた全エネルギーが、1回の地震で全て放出されるか否かの問題である。これについても一つ一つの断層について夫々特有の傾向又は癖とも言うべきものがあるらしいことが知られている。しかしそのことが多少とも解っている断層はむしろ極めて少ない。これらの問題について、松田時彦が幾つかの断層について調べた貴重な研究があるので以下に引用させて頂くこととしたい (松田1981)。

例えば、濃尾、陸羽地震などの場合には下表のような実例があるのでこれらの場合は、活断層の全域に蓄積された歪エネルギーは一括放出されたと考えられるのであるが、会津断層系、福島断層系などの場合には実際に生じた地震の M は断層全域から一括歪エネルギーが放出されたとしたときの M の大きさに比べ有意に小さいので、分割放出型であることは明らかである。図-8にこの関係が明示されている。

	断層長さより推定される地震のM	実際に生じた地震のM	
濃尾地震	8.0	7.9	
陸羽地震	7.7	7.5	

	断層長さより推定される地震のM	実際に生じた地震のM	
会津断層系	7.7	6.7	6.9
福島断層系	7.6	6.1	6.6

もう一つの問題として、活断層の長さが非常に長い場合がある。例えば中央構造線とか、日本中部を横断する静岡糸井川線に沿う断層などの場合である。もしもこれらの断層が活動した場合を考え、先の(1)式を適用したとすれば非常に大きな M の地震が発生することとな

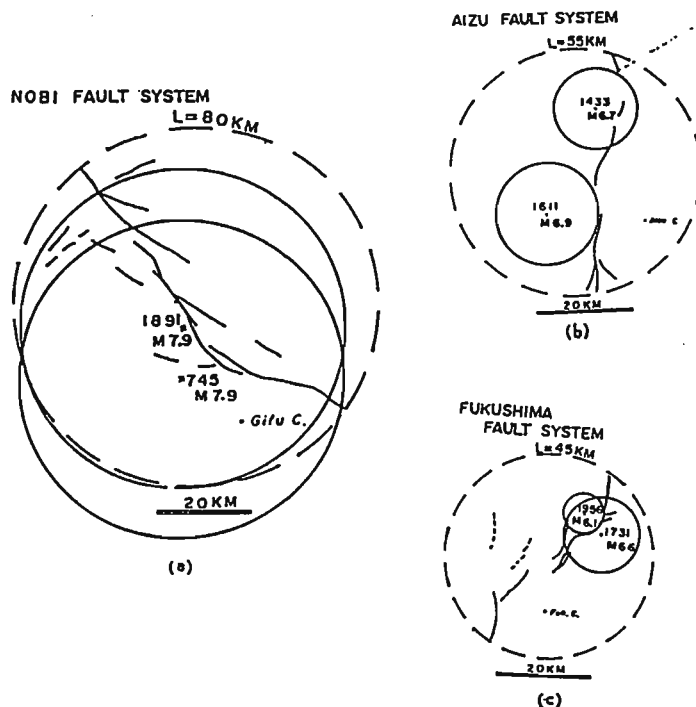


図-8 一括放出型の断層（例 濃尾断層系）と部分放出型の断層（例 会津断層系及び福島断層系）。(松田 1981)

る。しかし我々の少ない経験からしても非常に大きな M をもった地震は発生したことがない。(この問題についてはモーメントマグニチュードの問題を論じなくてはならないが、今の場合直接結果と関係するものではないので省略する。) 実用上の問題に限れば、我が国の地震カタログはかなりの信用度をもつものと考えることが許されるであろうから、日本及び極く近くの周辺海域を含めて、過去から現在迄の大地震分布を示した図に、多少の地質学的、地体構造学的知見を取り入れて分割できる地域夫々に付いて起こり得るであろう最大地震の M を求めた地図がつくられている。(図-9) 通称 Omote-map (表他1968) と呼ばれている。

一連の長大な活断層があっても、これが活動する場合には分割活動をして、各地域で発生する地震の規模は最大の場合でも図に示されたものが限度となるであろうと考えたのが図-9である。この図は主として過去の地震分布に基づいて将来を予測しようとしたものであるので、活断層分布に基づく最大地震予測図(松田1990)、重力異常分布(河野他1989)その他地震震央分布、活断層分布図を始め重力異常、電磁気異常等、地球物理学的地体構造学的データの見直し等を行って、より総合的理論的な日本における最大地震分布図の研究が、萩原地震予

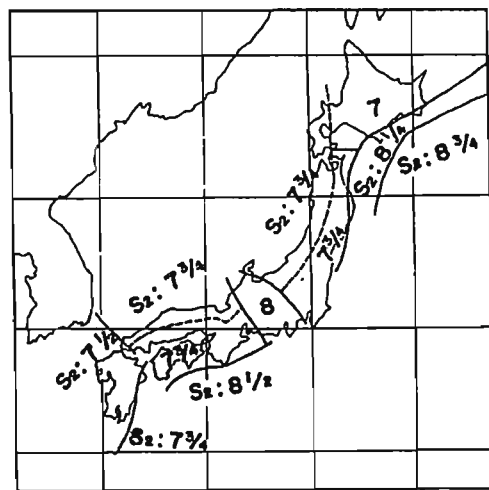


図-9 過去の大地震震央分布に基づいて求められた日本各地域における最大のマグニチュード分布 (表 他 1968)

知研究総合振興会において精力的に行われておりその成果が期待されている。

3) 地質学と地震工学との狭間で

活断層と云うのは元々地質学の中で生れてきた考えで

ある。活断層は最近の地質年代に活動した断層であると云うけれども、地質学で云う最近は10万年はおろか、100万年200万年前のことを意味することが多い。地球誕生以来46億年に亘る地球の地質現象を探索していこうとする地質学にとっては、確かに100万や200万年前などはつい最近の話となるであろうが、営々と努力して作り上げた地震カタログも我が国で1500年、世界一を誇る中国の地震カタログも、3000年を超えてそれ以上には遡れないと云う枠の中で地震学を学ぶ我々にとっては、1000年でさえ、つい最近の出来事と云う感覚はない。ましてや200万年前の出来事をつい最近の出来事と理解することの出来る実感があるわけがない。

それにも拘らず原子炉施設の地震に対する安全を論じる時にだけ矢庭に、1万年以降又は5万年以降に活動した活断層から発生する地震の影響を、高々30~50年の耐用年数の施設の安全のための Key event として考えなくてはならなくなると云うところに木に竹を継ぐ不連続の存在と、その不連続に伴う重い不安を感じている関係者は案外少なくないのではなかろうか。筆者は、原子炉施設の基準地震動をあたえる基準地震として活断層からの地震に充分考慮を払うことは是非共必要であり、再来年約1万年又は5万の活断層から発生するであろう地震を S_1 , S_2 基準地震の基として考慮せよとする現行の指針に今直ちに手直しをすることの必要はないと考えるものであるが、それ故にこそ明日起こるか5万年先きにかかるのかの問題は問わずに、発生可能性がある限りその地震に対し安全を確保せよとすることにいまだ少し真実味現実味を持たせる必要性を痛感すると共に、この問題をもっとスッキリとした形で充分納得のいく形で解決する方法はないものであろうかと考えるものである。

しかし、これから先の問題について一言することは解説の域を超えたとお叱りをいただくかも知れないが、敢えて一言だけ付け加えることをお許し願いたい。この問題に應える最も直接的な方法の一つは断層面の両側で歪応力の蓄積度、断層付近の岩石の歪の程度を直接測定することである。しかしそのような岩石の中に蓄積されている歪の応力度を必要とされる精度で直接測定することは、現在では地球物理学の様々な測定技術の中でも最も難しい測定技術の部類にはいる問題の一つとして鋭意研究が進められている現状である。また地震予知の分野でも早くからこの問題の重要性を認め早急に開発すべき技術として熱心に研究が進められてきているが、活断層至近傍の岩石の歪応力の蓄積度を現場で測定する実験は、現在は未だ成功するに至っていない。

しかしこの分野における研究の進展は近年著しく、

幾多の注目すべき成果が次々と挙げられている(田中豊1980, 田中1986, 田中他1989, 田中他1990, Tsukahara, H, et al 1987, 塚原他1989)。しかし現在の測定技術の面から云えば、地殻歪の測定が精密に行われるためには、その場所の岩石岩盤の地質、その岩石の物性、賦存状態などが可なり測定に都合よく出来ていないと、精度が上らないとか、測定を行う為には適当な深さ(少なくとも500 m 出来れば1000 m)の試錐孔を目的に応じて何本も掘ることを要求される等、技術の面でも費用の面でも乗り越えなくてはならない難問を沢山抱えており、実用の域にはいったと云うにはまだ多少道程があるようである。

つい数年前迄は、断層を挟んだ両側で岩盤の中に蓄積されている歪応力の進行状況を必要な精度を満たして測定したいと念願するなど云うことはないものねだりの最たるものであると一笑に付されるのが落ちであった。しかし最近のこの学問の目覚ましい進展が事態を一変させている。断層至近傍における岩盤の中の歪応力の変化を精密に測定することは、実施すれば必ず答えが出る問題になってきていると多くの専門家は確信するようになってきている。あと幾つかの困難を乗り越えれば地殻歪の測定は実用化できる技術になってくるであろうと熱い期待が寄せられている。この活断層の付近の岩盤の歪の大きさは、岩石の歪限界をもう超えそうなのでこの活断層からは極めて近い将来 M がこの程度の地震の発生が予測されるなどと云えるような測定が可能になったならば活断層と基準地震とは血の通った糸で結ばれることになるであろう。

5. 終りに

以上与えられた標題に対し、入力地震動をあたえる地震を探すにはどのように考えればよからうかの問題について現行指針の解説を行うという形で私の考え方を述べたつもりである。始めにおことわりしたように以上述べたことは入力地震動に関しては、言わば地震学が主として係わる部分だけの解説を行ったことになる。あと半分は言わば地震工学が係わる部分であり、M 如何程の地震がサイトから如何程の所に起こればサイト基盤への入力地震動の速度振幅(又は加速度振幅)、周波数特性、継続時間その他の諸元はどのようにして求められるかの問題が主題となる。かなりの部分は充分に検討が行われた経験式などを用いて定められる部分も多いが、特に近年サイト至近距離に地震が発生した場合、断層モデルを用いて入力地震動の諸元を計算することが必要であるとされるようになり非常に沢山の解析計算の手法が提案さ

れている。地震動の上下動をいかに評価するかも今後の課題として残されていて、研究すべき分野は沢山あるようである。私の解説はいわば前半の地震の所だけを論じたということにして終わらせて頂きたい。

謝 辞

この解説を書くようにとお薦めいただいた物理探査学会の御関係の方々に厚く御礼を申し上げる。本文中で、特に活断層に関して論文を引用し図面・表などをのせることをお許しいただいた前地質調査所長垣見俊弘博士、東大地震研究所松田時彦教授に厚く御礼申し上げる。又地殻歪測定の問題について懇切な御教示を賜った京大地球物理学教室の田中豊助教授に厚く御礼を申し述べる次第である。

文 献

- 阿部勝征 (1979a) 日本付近の地震 (1901~1925) のマグニチュード, 地震Ⅱ, 32, 341-353.
- 阿部勝征 (1979b) 明治・大正期の被害地震のマグニチュード, 地震予知連会報, 22, 210-215.
- ABE, K (1979c) Size of Great Earthquakes of 1837-1974, Inferred from Tsunami Data, J. Geophys. Res., 84, 1561-1568.
- ABE, K. and KANAMORI, H. (1980) Magnitudes of Great Shallow Earthquakes from 1953 to 1977, Tectonophysics, 62, 191-203.
- 安藤雅孝, 岡田篤正, 佃為成 (1981) 鹿野断層の発掘調査とその地形・地質・地震学的考察, 京都大学防災研究所年報, 24 B-1, 105-126.
- 萩原尊礼編 (1982) 古地震—歴史資料と活断層からさぐる—, 東京大学出版会.
- 萩原尊礼編 (1989) 続古地震—実像と虚像—東京大学出版会.
- HISADA, T., OHSAKI, Y., WATABE, M. and OHTA, T. (1978) Design spectra for stiff structures on rock. Proc. 2nd Conf. on Microzonation, San Francisco 3, 1187-1198.
- 地震研 (1934~1942) Seismometrical Report. Sensible Earthquake in Tōkyō. (1924~1947). Earthquake Research Institute. Vols. 1~32.
- 地震研究所編 (1981) 新収日本地震史料, 1 (1981), 2 (1982), 3 (1983), 4 (1984), 5 (1985) 同補遺 (1989).
- 科技厅安全調査室 (1984) 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針について, 及び同解説. 監修 科学技術庁原子力安全局原子力安全調査室, 「原子力安全委員会安全審査指針集」大成出版社, 376-391.

- 垣見俊弘 (1986) 断層と地震: 大崎・渡部監修原子炉施設の耐震設計, 第3章の2, 90-104.
- 活断層研究会編 (1981) 日本の活断層—分布と資料—, 東大出版会.
- 活断層研究会 (1986) 活断層研究—特集日本の活断層発掘調査 (その1)—活断層研究会 1-80
- 活断層研究会 (1988) 活断層研究—特集日本の活断層発掘調査 (その2)—活断層研究会 1-82
- 河野芳輝, 古瀬慶博 (1989) 日本列島重力異常図, 東大出版会
- 河角 広 (1951) 有史以来の地震活動より見た我国各地の地震危険度及び最高震度期待値, 震研彙報, 29, 469-482.
- 気象庁地震の表 (1952-1982) 日本付近における主な地震の規模表 [1885-1950] (1952) 気象庁地震月報別冊-1, (日本付近の主要地震の表) [1926-1956] (1958) 気象庁地震月報別冊-2, (日本付近の主要地震の表) [1957-1962] (1966) 気象庁地震月報別冊-3, (日本付近の主要地震の表) [1963-1967] (1968) 気象庁地震月報別冊-6, (日本付近の主要地震の表) [1926-1960] (1982).
- 気象庁 (1981~) 地震月報 [1981. 1月~], 気象庁.
- 松田時彦 (1964) 活断層と大地震—地震現象解明のために, 科学. 39-8, 398-409.
- 松田時彦 (1972) 1930年北伊豆地震の地震断層, 伊豆半島, 東海大学出版会, 73-93.
- 松田時彦 (1978) 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震Ⅱ, 28, 269-283.
- 松田時彦 (1976) 活断層と地震予知, 地震予知シンポジウム (地震予知小委員会地震学会編), 11, 194-202.
- MATSUDA, T (1977) Estimation of Future Destructive Earthquakes from Active Faults on Land in Japan, Jour. Phys. Earth, 25, Supple.
- MATSUDA, T (1981) Active Faults and Damaging Earthquakes in Japan, -Macroseismic Zoning and Precaution Fault Zones, Earthquake Prediction-An International Review, Maurice Ewing, Series 4, 279-289.
- 松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分布図, 震研彙報 65, 289-319.
- 文部省震災予防評議会 (1935) 増訂大日本地震史料 (武吉金吉) 1, 945, 2, 3, 4, 5.
- 武者金吉 (1935) 増訂大日本地震史料 1, 自懿徳天皇御宇至永禄4年閏3月, 震災予防評議会1941年1-945, 2自元禄7年至天明3年, 震災予防評議会1943年, 1-756. 3自天明4年至弘化4年, 震災予防評議会1943年1-945.

- 武者金吉 (1951) 日本地震史料—並びに隣接地域, 自嘉永元年至慶応3年, 毎日新聞社 1-757.
- 長宗留男 (1975) 気象百年史, 第14章地震・火山, 気象庁編 441-455.
- NASU, N. and RIKITAKE, T. (1950) Crustal deformations. The Fukui Earthquake of June 28, 1948, Report of Special Comm. for the Study of the Fukui Earthquake, Chapter V. 93-130.
- 岡田篤正, 安藤雅孝, 佃為成 (1980) 山崎断層の発掘調査, 地震予知連会報, 24, 190-194. 同上 (1982): 山崎断層の地震繰り返し間隔, 地震予知連会報, 26, 251-253.
- 大森房吉 (1910) 本邦大地震概説, 震災予防調査会報告, 68乙, 1-180, 本邦大地震概表, 同88乙, 1-71, 1921.
- OMOTE, S., OHSAKI, Y., KAKIMI, T. and MATSUDA, T. (1968) Japanese Practice for Estimating the Expected Maximum Earthquake Force at Nuclear Power Plant Site, Bull. New Zealand Nat. Soc. for Earthquake Engineering, 37-48.
- 柴田 碧 (1989) 原子力発電所耐震設計技術指針, 編集電気技術調査委員会原子力専門委員会 耐震設計分科会 (長柴田碧) 日本電気協会発行 1-896.
- 嶋 悦三 (1982) 日本の地震活動, 安全工学, 地震対策特集号, 21-6, 338-344.
- SIEH, K. (1978) Slip Along the San Andreas Fault Associated with the Great 1857 Earthquake, Bull. Seis. Soc. Amer., 68, 1421-1448.
- 耐特委 (1989) 基準地震策定のための日本被害地震一覧表, 日本電気協会 原子力発電耐震設計特別調査委員会 1-12.
- 田中 豊, 斉藤敏明 (1980) 応力解放法による地殻応力の測定, 月刊地球 2, 630-647.
- 田中 豊 (1987) 日本における地殻応力測定—研究動向と問題点—地震予知研究シンポジウム 各分野における研究成果と問題点 199-212.
- 田中 豊, 藤森邦夫, 竹内智一 (1989) 測定された地殻応力変化と観測された地殻ひずみ変化の比較 京大防災研年報, 32 B-1 61-73.
- 田中 豊・藤森邦夫・竹内智一 (1990) 平木鉱山, 宝殿採石場および土橋鉱山における地殻応力測定 京大防災研年報, 33 B-1 23-37.
- 丹那断層発掘調査団 (1982) 丹那断層発掘調査の記録, 地理, 26-6, 122-129.
- 丹那断層発掘調査グループ (1983) 丹那断層 (北伊豆・那賀地区) の発掘調査, 震研彙報, 58, 797-830.
- 田山 実 (1899) 日本地震史料目録 日本地震史料目録の調査, 震災予防調査会報告, 26, 3-112.
- 田山 実 (1904a) 田山囑託員調査, 大森委員提出: 大日本地震史料 (自允恭天皇5年至天保14年3月) 震災予防調査会報告, 46(甲), 1-606.
- 田山 実 (1904b) 田山囑託員調査, 大森委員提出: 大日本地震史料 (自弘化4年2月至慶応元年2月) 震災予防調査会報告, 46(乙), 1-595.
- 東京天文台編 (1925) 理科年表, 第1冊, 地学部地震, 本邦大地震年代表, 281-298.
- TSUBOI, C. (1964) Time Rate of Energy Release by Earthquakes in and near Japan—Its General Uniformity and Variability, J. Phys. Earth, 12, 25-36.
- TSUKAHARA, H. and IKEDA, R. (1987) Hydraulic fracturing stress measurements and in-situ stress field in the Kanto-Tokai area, Japan. Tectonophysics, 135, 329-345.
- 塚原弘明・池田隆司 (1989) 関東地方に作用する地殻応力, 応用地質 30. シリーズ解説: 最近の地質学の発展. 41-46.
- 宇佐美龍夫 (1961) 歴史地震事始め, 太平社印刷社
- 宇佐美龍夫 (1966) 日本付近のおもな被害地震の表, 震研彙報, 44, 1571-1622.
- 宇佐美龍夫・茅野一郎 (1970) 河角の規模と気象庁の規模との関係, 震研彙報, 48, 923-933.
- 宇佐美龍夫 (1973) 関東地方の古い地震震央の範囲, 関東大地震50周年論文集, 地震研究所, 1-12.
- 宇佐美龍夫 (1974) 歴史的地震の震央位置について, 東京大学地震研究所研究速報, No. 12, 1-29.
- 宇佐美龍夫 (1976) 歴史地震—古記録は語る—, イルカぶっくす, 海洋出版株式会社.
- 宇佐美龍夫 (1977) 資料・日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 初版1975, 改訂版, 1977.
- USAMI, T. (1979) Study of Historical Earthquakes in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst. 54, 399-439.
- 宇佐美龍夫, 浜松音蔵, 田中貞二 (1985) 被害中心・震度中心としての震央位置 (1874-1984) 1-20. 日本電気協会原子力発電耐震設計特別委員会, 歴史地震資料に関する調査報告書 (1989) 付属資料.
- 宇佐美龍夫 (1986) 歴史的にみた地震動の予測 (5) 地震災害予測研究会昭和60年度報告, 歴史地震による震度V, IVの回数分布, 15-41, 被害中心・震度中心としての震央位置 (1874-1984) 43-65.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編・日本被害地震総覧, 東京大学出版会.
- 宇津徳治 (1972) 1885年~1925年の日本の地震活動, —M

原子炉施設の耐震設計用入力地震動を定めるためには、どのように考えればよいであろうか 表俊一郎

6 以上の地震および被害地震の再調査一, 震研彙報,
54, 253-308.

宇津徳治 (1981) 関東・中部地方およびその周辺の地震活動 (1904年~1925年), 震研彙報, 56, 111-137.

宇津徳治 (1982a) 1885年~1925年の日本の地震活動 (訂正と補遺), 震研彙報, 57, 111-117.

宇津徳治 (1982b) 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 震研彙報, 57, 401-463.

宇津徳治 (1986) 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年 (訂正と追加), 震研彙報, 60, 639-642.

保田桂二, 小平孝雄 (1938) 東京地震観測及報告書 (1872~1923・Dec) 1-107.

吉川虎雄, 杉村 新, 貝塚爽平, 太田陽子, 坂口 豊 (1973) 新編日本地形論, 東大出版会 415p.

C. 地下構造とサイスミック・ゾーネーション

（セキヤード・パース・システム）

C-1

地下構造と地震動予測

Deep Subsurface Structure and Its Application to Earthquake Engineering Problems

座間 信作
ZAMA Shinsaku

ABSTRACT

Recent exploration results of deep subsurface structures down to the basement were reviewed. As several exploration methods were used in these surveys, the subsurface structural models derived by these methods at a specific site (Fuchu) were compared. As a result, deep subsurface structural models by different methods were consistent with one another. However, it is necessary to utilize, as much as possible, any information on the structures in interpreting the data, especially, in the case of long-span refraction data, wide-angle reflection data, and gravimetric data. It was pointed out that three-dimensional S-wave velocity structures down to the basement in wide areas are very important in predicting strong ground motions.

1. はじめに

ある地点の地震動を予測するには2つの方法があり、第1は震源から出発する方法、第2は地表から逆に震源に近づくというもの(嶋、1977)である。第1の方法に関しては、長周期はよいとしても、短周期については震源過程の詳細を知る必要があり不向きであるとし、第2の方法については基盤(V_p -5km/s程度)まで下りそこでの震動特性が与えられれば、地表での任意地点の地震動予測が可能で、そのため、基盤までの地下構造を知ることの重要性を述べている。第2の方法を実行する際には、基盤での地震動の予測が必要になる。このため、より震源に近づき、岩盤、基盤での観測記録を得ることが重要となり観測網が展開されるようになってきた。これらの記録を用いて inversion により破壊過程を調べる(例えば、Takeo, 1988)、あるいは小地震をグリーン関数とする方法(例えば、Irikura, 1983)により観測記録を満足する震源過程の推定も行なわれ、第1の方法も大きな可能性が出てきた。しかし、前者ではグリーン関数を実構造について求めることが必要であるため、地下構造が既知であることが前提となる。後者では、確かに記録さえあれば伝播経路の影響を考慮する必要が無いように見えるが、任意の地点の地震動予測という目標を考えると、記録のない地点に対する予測を行なう上で地下構造に関する知識はやはり必要となるであろう。

地震動予測という言葉は2通りの意味に使われているようである。1つは予測された断層が破壊した時の任意地点の波形の推定に対してで、strong motion seismologyの最終目標とするところはここにある(Aki, 1987)。第二は地震記録が与えられた時の周辺での地震動予測であり、ESGのblind predictionはこれにあたる。何れにしても地下構造(あるいは伝達関数)の詳細が与えられている必要がある。

このような地震動予測を目指した明確な立場から深部までの地下構造の詳細な情報を得るという要求に対して、当初の深部地下構造探査は、地震記録の解釈といった観点から出発した。即ち、1968年十勝沖地震の際に得られたSMAC記録にみられた卓越周期2.5秒程度の地震動の説明のために、八戸で行なわれた人工地震探査(岡田, 1971)であった。その後、長大構造物の増加、あるいは先に述べた基盤層の設定に関する論議と相まって、地殻上部以浅の地下構造探査が積極的に進められてきた。ここでは、このような地下構造探査の成果を概観するとともに問題点を明らかにし、さらに地下構造がどのような問題に用いられ、地震動予測に迫っているかを紹介する。

2. 深部地下構造探査

2.1 屈折法

我国における深部地下構造探査は「爆破地震動研究グループ」により1950年岩手県の石淵ダム建設に伴う大規模な砕石爆破の観測に始まり、その活動は1960年代のUMP(Upper Mantle Project)、70年代のGDP(Geodynamics Project)、80年代の第4次地震予知計画と引き継がれ今日まで精力的に続けられている。この探査では地殻及び上部マントルの構造と震源分布との関連を明らかにすることが大きな目的の一つであり、地震工学の分野での要求である地殻上部以浅の構造よりもはるかに深い(20-30km)構造を対象としていた。従ってFig. 1aの太実線が示すように非常に長い測線を設けた屈折法探査が主流であった。この図にはよく引用されるa-a'測線の速度構造モデルが示されているが(Fig. 1b)、地殻上部以浅の詳細な構造は得られていない。但し、最近では伊豆半島の測線のように比較的短い測線上に多数(60-80点)の観測点をおき、詳細な構造を得て地質との対比もなされるようになってきている(Yoshii et al., 1985)。

地震工学の問題を念頭におき、やや深い地下構造探査が行なわれたのは、はじめに述べたように1970年に行なわれた八戸での人工地震探査である(図1aの領域A)。海岸に平行してSMAC観測点付近を通る約6kmの測線上に5発破点と64観測点を設けた屈折法による地下構造探査がなされ、深さ数百m、P波速度約5km/sまでの構造(Fig. 1c)が求められ(岡田, 1971)、SMAC記録にみられた約2.5秒の卓越周期成分はこの地下構造を反映したものといえることが示された。また、この測線に対し微動測定がなされており、その卓越周期から推定した地下構造は弾性波探査の結果とよく一致していることが報告されている(成瀬・他, 1976)。

八戸における地下構造探査の成功は首都圏、さらには名古屋、大阪地域での地下構造探査へと広がっていった。超高層ビル、石油タンク等の長大構造物の建設あるいは計画が多くなされたことも相まって、地下深部の地下構造を知ることの重要性が指摘され、第1回夢の島爆破実験が1975年2月に(嶋・他, 1976)が実施された。以降88年3月一応の終了まで28回の実験が行なわれ、観測記録等が夢の島人工地震実験資料集(首都圏基盤構造研究グループ, 1989)として纏められた。夢の島爆破実験以外にも首都圏では多くの人工地震探査が行なわれ、現在まで50回以上の爆破実験に対し1700点以上の観測記録が得られており、首都圏の基盤構造が次第に明らかになってきている。Fig. 1aの領域Bについて、基盤を伝播してきた大量のP波の走時データに対しタイム・ターン法を適用

することによって、基盤のP波速度の異方性をも考慮した3次元基盤構造(Fig. 1d)が得られ(嶋、1990; Kohketsu and Higashi, 1992)、任意の断面の基盤深さが容易に得られるよう基盤形状を表わすスプライン関数の係数も与えられた(嶺崎・他、1991)。また、立川断層の南東方向の延長上に顕著な落ちの段差構造が発見された(山中・他、1988)こともこれらの爆破実験の一つの成果であった。これら首都圏の地下構造探査に関しては山中(1990)のレビューを参照されたい。

首都圏と同様の目的を持って1980年には名古屋地区(Fig. 1a: 領域C)で、また1988年には大阪平野(Fig. 1a: 領域D)を対象とした人工地震実験が行なわれ、基盤までのP波速度構造(Figs. 1e, f)が推定されている(深部地質構造研究会、1980; 鳥海・他、1990; 香川・他、1990)。大阪平野についての詳しいレビューは堀家(1990)を参照されたい。その他の地域での地震工学を意識した屈折法による探査としては、神奈川県足柄平野での調査(ESGワーキンググループ、1989; 長谷川・他、1991)、京都盆地(Kobayashi and Tsutsui, 1992)、東海地域(小林・他、1981)、等が挙げられるが調査地域は限られているのが現状である。

地球物理学的見地から行なわれた探査ではあるが、その結果は工学にも適用可能と思われるものに海域でのエアガン・OBSシステムを用いたものがある。陸上と異なり観測点を多く設けることは困難であるがショット数は極めて多く設定できる。西沢・他(1991)は相模湾においてエアガンによる5000回ものショットを17のOBSで観測することによって3次元速度構造モデルを得ている。このような海域での調査は、我国における大地震の多くが海域で起きることから、地震波の励起、伝播特性を把握する上で極めて重要であると考えられる。

2. 2 反射法

上述のように屈折法は地震工学の分野では広く用いられており、比較的広域のP波速度構造を推定することができる。しかし、得られた速度構造モデルは測線の平均的なものであると同時に、測線長が大きくなると基盤より浅い層に関する情報がきわめて乏しくなる。一方、反射法は深度や分解能の良さ等の特徴を備え、地下構造の詳細なイメージが得られる。反射法で用いられる弾性波は一般にはP波であるが、最近では物性解釈のためにS波も用いられるようになってきた。反射法の最近のレビューについては高橋(1991)を参照されたい。

通常、反射法探査を市街地で用いるのは、交通ノイズ、構造物等により困難であるが、最近油圧インパクト(井川・他、1986)のような新しい振源が開発され、市街地においても堆積層の構造を明らかにする調査がなされるようになった。浅野・他(1991)は東京都清瀬市において深さ1.6kmまでの堆積層の構造を得ている。更に浅野・他(1991b)は、より深い構造を知るためより強力な振源であるパイプロサイスを用いて府中での基盤までの詳細な構造を得ている。この他、紀伊半島(吉川他、1987a)、大阪市内(吉川・他、1987b)、京都盆地(Kobayashi and Horike, 1987)、琵琶湖(筒井・他、1989)、北海道長沼町(浅野・他、1986)、船橋市(天池・他、1992)、筑波(山口・他、1992)等多くの地点で反射法探査がなされている。

陸上での調査に比べ海上でのそれは比較的容易で、例えば東京湾でのマルチチャンネル反射法音波探査(加藤、1984)のようにかなり広域の調査が可能である。この探査で発見された基盤の段差は、さきに述べた屈折法で得られた陸上での段差に結びつくものと考えられている(山中・他、1988)。この他、岩崎・他(1990)は大阪湾の2測線での観測から基盤形状の概略を明らかにしている。

2. 3 その他の手法

1) P S 検層

検層は屈折法、反射法よりも直接的に深さ方向の弾性定数を測定できる測定技術である。太田・他(1977、1978)、山水・他(1981a)は、国立防災科学技術センター(現防災科学技術研究所)の岩槻(深度3510m)、下総(深度2300m)、府中(深度2750m)の観測井を利用し、down hole法を適用して基盤までの構造を求めている。P波速度構造については火薬爆発を、府中でのS波速度構造についてはS波大砲(山水・他、1981b)を振源として用いている。他にも、飯塚・他(1986)による富岡での1000mまでの調査等がある。これらの結果の解像度は高く、周辺地域の他の地下構造探査の解釈に重要な役割を果たしている。

2) ジオトモグラフィ

1)と同様に坑井を積極的に利用し地下構造を探る技術で、(a)地表発振-坑井内受振、(b)坑井内発振-地表受振、(c)坑井内発振-坑井内受振の測定系がある。このうち(a)は一般にVSPと呼ばれているもので、通常の検層では初動のデータ(おもに走時)が用いられるのに対し、この方法では反射・透過波の両方を扱い、速度分布や減衰率の分布を求めることができる。浅野・他(1991c)は府中の観測井を利用し約2500mまでの構造を求めている。同様の調査が岩槻深層観測井でも行われている(山水・他、1992)。

3) 重力探査法

今まで述べてきた弾性波探査では3次元の地下構造を得るのに多大な時間と費用が必要になる。従って、より簡易にかつ安価に広域の探査を可能とする方法が必要となる。その一つの方法が重力探査である。この方法では直接的には速度構造は得られないが、広域の3次元基盤構造のおよそのイメージを把握することが可能となる。即ち、重力測定値に潮汐、緯度、大気、フリーエアー、ブーゲー、地形補正の処理を行なって得られるブーゲー異常データが地下構造を反映するからである。このブーゲー異常データに対し、空間フィルターを施すことによって浅部、深部の地下構造を推定することができる。堆積層及び基盤の密度を仮定し、駒沢・長谷川(1988)は関東平野全体の基盤深度図を求めている。そのおよその傾向は図1に示した屈折法による基盤深度図と調和的であるが、細部においてはやや違いが見受けられる。しかし、広域の3次元基盤構造の概略が容易に把握できること、活断層の形状把握等も可能である(萩原・他、1987; 大久保・他、1992; 工藤・河野、1992)ことから有用な手段と考えられる。

5) 微動を用いる方法

簡単に安価に広域の探査を可能とするもう一つの方法として、やや微動測定に基づく方法が挙げられる。鏡味(1988)は深部地下構造の探索という観点から、やや長周期微動の性質を(a)地下構造に対応して卓越周期に系統的变化が見られたもの(八戸、青森、濃尾平野、メキシコ市等)、(b)振幅の変化が見られるもの(新潟、石狩平野、ロスアンジェルス等)、及び(c)不明のものに大別されることを示し、(b)は堆積層が数kmと厚く、基盤と地盤とのインピーダンス比が小さく、速度が深さとともに漸増するような構造と対応することを述べている。また、微動を地下構造探査に利用するためには、基盤の露頭を基準点とした多点同時観測が望ましいことを述べている。

一方、微動のアレイ観測により表面波を分散の形(位相速度)で抽出し地下構造を推定する方法も、有力な手段としていくつかの地点で適用されている。岡田・他(1990)はこの方法の理論的バックグラウンドの概要と適用例について述べ、その有効性を主張している。即ち、通常の弾性波探査に比べ

詳細な地下構造を求めることは難しいが、少なくとも地下構造が点あるいは線として詳細に求められている場合には、それを面的に拡張が可能であること、地震動予測に必要な不可欠なS波速度構造が得られること、そして経済的であることを指摘している。一方で、探査深度の限界が微動のパワースペクトルで規定されること、アレイの大きさが異なると求める位相速度が同じ周期でも異なるという不安定さが生じる等の問題もあるが、今後大いに活用されるものと考えられる。

その他、微動のレーリー波部分の水平と上下動成分の周期別振幅比から地盤構造を推定する方法も提案されている(塩野・他、1979; 小林、1989)。尚、それぞれの方法については、第17回本シンポジウム(1989)において詳しい紹介がなされているので参照されたい。

3. 各種探査法による結果の比較

上述のように、地下深部構造を探索する手法には色々なものがあり、それぞれに特徴があることから、特定の地点について異なった手法によって得られた地下構造モデルを比較することは興味深い。ここでは、府中地殻活動観測施設近傍を対象とする(Fig. 2a)。

山水・他(1981)は深度2750mのこの観測井においてP波及びS波の速度測定を実施した。測定は地表振源坑井内受信のいわゆるdown-hole methodによって、100-200m毎に坑底まで17の深度で行なわれた。結果を各種検層結果と共にFig. 2bに示す。S波・P波とも深さ2000m付近に顕著な速度境界を有しており、この境界は他の検層結果と極めてよく一致している。この境界以深を基盤とすると、基盤のP、S波速度はそれぞれ4.8、2.5km/sとなる。基盤以浅での音波検層による速度は深さと共に漸増するが、得られた結果ではP、S波速度境界深度は必ずしも一致していない。これは走時読み取り誤差や解析上3層構造とした平均化等の影響と考えられている。

笠原・他(1976)はFig. 2aに示す飯能-横浜約40kmの測線上に3発破点、250観測点を設け詳細な屈折法探査を行なった。Fig. 2cは得られたP波速度構造モデルを山水・他(1981)による観測井でのP波速度構造と共に示したものである。府中観測井はこの測線から約2km離れているが、両者は大変良く一致している。このことは、屈折法であっても比較的短いスパンに稠密に観測点を設定すれば、精度の高い構造が得られることを示している。一方、山中・他(1988)は東扇島-黒川測線での屈折法探査で同様の結果を得ているが、夢の島-高尾測線での基盤速度は4.8km/s層はなく、5.4km/sとなっている。これは、観測井付近が有意の厚さの4.8km/s層を持つ境界にあたり、このためこの測線ではブラインド層となったと考えられている。

浅野・他(1991c)は府中観測井において、油圧インパクトとパイロサリスを用いたVSP法探査を行なった。この油圧インパクトは、400kgの重錘を傾斜打撃する事によりP、S波を同時に発生させることができる。しかも打撃の方向を変え、記録の和と差をとることによって、P、S波を強調させることができる(Fig. 2d)。記録から2700mの深さまで直達S波が届いているのがみとれる。得られた構造は、地質、音波検層結果とも極めて良い一致を示している。また、山水・他(1981)の結果とも測定方法、測定間隔を考慮すれば調和的である。

更に浅野・他(1991b)はVSP法で得られた“点”の情報を広げるよう、観測井を含む5kmの測線上で反射法探査を実施した。振源にはパイロサリス2台を用いた。ゼロオフセットVSPによる合成反射記録を積み込んだ深度断面図をFig. 2eに示す。両者の対応は良く、従って地質、検層結果ともよく対応する。この図から、深度2000mまでの堆積層は浅部から深部まで比較的平坦な成層構造をなすこと、2000mから最も深い4000mまでの基盤には顕著な構造はないこと、深度1000m付近

にみられた顕著な反射面(上総層群と三浦層群との境界)は測線の西方では明瞭であるが、東側では判然としない事などが示された。また得られた速度構造は夢の島-高尾測線での屈折法探査結果とかなり異なっており、屈折法で得られた結果が、基盤内のより深い部分の構造を平均的に捉えているものと考えられている。

駒沢・長谷川(1988)は詳細な関東地域重力図を用い、2層構造を仮定して重力基盤構造を求めている(Fig. 2f)。その際、基盤の露頭あるいは深さの分かっている、府中観測井を含む26地点をコントロールポイントとして用い、コントロールポイントでの残差重力値と計算重力値との差を最小にようにしている。府中での重力基盤深度(1991m)と地質基盤深度(2024m)との差は、当然ではあるが大変小さく求まっている。2層構造とはいえ、重力探査は3次元的な基盤面の形状を知るには有効な方法であるといえる。

以上見てきたように、府中での異なった方法で得られた深部地下構造モデルは互いによく一致していると言えるが、一般には、坑井での直接的な測定を除き、特に長いスパンの屈折法探査、広角の反射法探査、重力探査のデータの解釈には、できる限り色々な情報を用いることが肝要と考えられる。

4. 地下構造の利用

ここでは、深部地下構造がどのような問題(直接・間接的には地震動予測の問題)に利用されているかを概観する。

地震動予測において対象とする地震の設定が先ず必要である。その際過去の大きな地震を調べるのが基本となるが、震源位置特に深さは一つの重要な検討事項である。座間・嶋(1976)は首都圏の堆積層の影響を考慮したstation correctionを用い、関東地震前後の比較的大きな地震の震源再決定を行なっている。嶋・太田(1992)は安政江戸地震タイプの地震を、いわゆる経験的グリーン関数法を用いて予測するための小地震として1956年東京湾北部の地震(地震研でのSMAC記録は東京101と呼ばれている)を用いるに当たって、その震源深さの見直しを行ない、公表値よりも10km程度浅く(約50km)と求めている。

また、地下構造の知見に基づいて、地震記録の顕著な位相の解釈も行なわれている。Yamanaka et al. (1988)は爆破地震記象や地震の記録にみられる顕著な位相を、波線理論を用いて堆積層での重複反射として説明している。坑井でのこのような位相に着目し、木下(1983)は堆積層のQ値を求めた。座間(1990)はP波初動付近の水平動にみられる位相を基盤上部で変換したP波と解釈し、堆積層の平均的なS波速度が求められることを示した。

田中・他(1979)は1916年から1978年の間に起こった29地震(M6.0-7.9)の東京における地震記録から、やや長周期帯域における卓越周期は8秒、4秒前後であり、それらの主な構成波群は、観測記録や夢の島付近の構造(嶋・他、1976)から得られる分散特性から、それぞれラブ波、レーリー波である可能性を指摘している。瀬尾(1985)は、東京と横浜の深部構造モデルについてSH波重複反射による増幅度を求め、東京では第1層($V_s=0.7\text{km/s}$)が卓越周期を支配しているのに対し、横浜では多層構造が総体として関与していることを指摘している。このことは、地震基盤をどこに設定するかという重要な問題を投げかけている。

波動の識別とその伝播特性の把握も、地震動の空間変動を知り広域の地震動予測を行なう上で欠かせない。Higashi and Kudo(1992)は足柄平野で得られた記録に周波数-波数解析を施して得た位相速度と地下構造から推定されるそれとを比較し、観測記録の主要部分は堆積層内のラブ波伝播として解釈している。地下構造から推定される群・位相速度と観測値との比較は、Kudo(1978)、Horike(1988)、Koyama et al. (1988)、Samano and Seo(1988)、座間(1991)等多くくなされている。

このような表面波の位相速度、群速度に関する解析では、地下構造を水平成層構造として扱っている。しかし、Fig. 1で示したように地下構造は多かれ少なかれ不規則な様相をみせている。例えば座間(1981)は2次元有限要素法を用いて夢の島-高尾測線の地下構造モデルに対してラブ波の伝播問題を計算し、振幅に不規則な構造の影響が現われることを示した。Kudo(1980)は1974年伊豆半島沖地震の東京での記録を、垂直境界を取り入れた正規モード解によってシミュレーションし、よく再現できることを示した。Yamanaka et al. (1989)は差分法を用い、より現実的な地下構造モデルにより実際の観測記録を説明している。このような試みは、Horike(1988)、源栄(1990)、山本・他(1990)、佐藤(1990)、早川・他(1992)等によってなされている。

以上は2次元でのモデリングであったが、3次元の地下構造の影響を考慮しなければならない場合もある。Zama(1992)は1990年2月20日大島近海地震の首都圏で得られた記録を解析し、周期8秒付近の波動伝播過程を求めた(Figs. 3a, b)。いくつかの顕著な波群がそれぞれ異なった経路を伝播しており、このため東京湾奥付近では極めて長い継続時間を有することとなっている。菅原・他(1992)は関東平野の基盤構造を3層構造として位相速度分布を与え(Fig. 3c)、周期8秒のラブ波の幾何学的波線追跡を行なった(Fig. 3d)。その結果は、丹沢山系から平野中央部への伝播や、東京湾奥周辺への波線の集中など、観測から求めたものと調和的である。同様の試みは、小山・他(1992)によって熊谷での主要動から約1分後に見られる顕著な後続位相の解釈について行なわれている。また、釜田・他(1992)は簡易3次元PEMによって波形をも求めている。その結果は千葉県側における観測記録にみられた千葉市付近での振幅の増大、粒子軌道の偏り、反射ラブ波の存在(座間, 1991)をおおよそ説明している。この他にも、3次元地下構造の影響を取り込む新しい方法も提案されており(Tanimoto, 1990)、やや長周期帯域の観測記録は現実的な地下構造モデルを用いて説明され始めている。

5. 今後の課題—おわりに代えて—

2. では我国における地下構造探査の概略を述べた。しかし、任意地点の地震動予測を行なうという目的達成のためには、あまりにも探査地域が少ない。例えば、1983年日本海中部地震で、震央距離約300kmの新潟でスロッシングによるタンク被害をもたらした地震動特性を説明するための情報は極めて不足している。1990年2月20日伊豆大島近海地震の場合も同様であるが、震源からサイトまでの構造のみならず、その周辺のより広域の地下構造の情報を持つことが必要である。従って、海域での調査、あるいは微動、重力を用いた広域の探査が今後とも行なわれる必要がある。また、最も多くの探査が行なわれている首都圏の地下構造モデルは、多くは屈折法によっており、瀬尾(1985)の指摘するように地表・中間層が重要な意味を持つにも拘らず曖昧なままである。これについては最近、野沢・嶋(1992)が夢の島爆破実験の観測記録の後続位相に着目した見直しを行なっている。

前節で述べた色々な地下構造の地震工学の問題への適用においては、必ずS波速度が必要となっている。しかしながら、多く得られている情報はP波速度についてであり、S波速度の情報は極めて不足しているのが現状である。従って、VS/P探査、反射法、あるいはそれらの情報を面的に広げ得る微動を用いた探査を進めていく必要があろう。またS波速度構造決定の際の一つの拘束条件として、PSあるいはSP変換波を利用する事も有効と見られる。

各種の探査では、構造解析の中で多かれ少なかれ解釈が入る。それによってモデル化がなされているのであり、必ずしも唯一解を与えているわけではなく、また測定結果を完全に満たす解となっているとも限らない。従って地下構造モデル

を利用する場合には、そのような不確実性がモデル化には混入していることを理解しておくべきである。

謝辞

本稿を纏めるに当たっては、"Earthquake Motion and Ground Condition-11.3. Survey of deep subsurface structure", AIJ, 1992"を参照している。担当された東京工業大学瀬尾和大助教授、鹿島建設(株)山中浩明博士に感謝申し上げます。また、日本の地下構造探査に関する資料を提供して頂いた元東京大学地震研究所柳沢昌住氏、応用地質(株)金子史夫氏に感謝申し上げます。

尚、Fig. 1aの測線に関する参考文献は、紙面の都合上大半を省略させて頂いた。

参考文献

- Aki, 1987, Strong ground motion seismology, edited by Erdik, M. O. and M. Toksoz, D. Reidel Publishing Company, 3-39
- 天池・他, 1992, 船橋市における反射法地下構造調査、地震学会予稿集, 2, 150
- Asano et al., 1979, Crustal and upper mantle structure beneath northeastern Honshu, Japan as derived from explosion seismic observations, J. Phys. Earth, 27, 51-513
- 浅野・他, 1986, バイブロサイス反射法による地殻構造調査、物理探査学会講演予稿集, 73-74
- 浅野・他, 1991a, 東京都清瀬市における反射法地下構造調査、地震44, 131-143
- 浅野・他, 1991b, 首都圏における反射法地下構造調査, 3., 地震学会講演予稿集, 2, 151
- 浅野・他, 1991c, 首都圏における反射法地下構造探査, 2., 地震学会予稿集, 2, 150
- ESGワーキンググループ, 1989, 足柄平野における地下構造探査、地震学会講演予稿集, 2, 26
- 萩原・他, 1987, 活断層の重力調査(2)、地震研究所報, 62, 311-327
- 長谷川・他, 1991, 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造、地震学会講演予稿集, 2, 214
- 早川・他, 1992, 仙台平野の地下構造と表面波の伝播に関する考察、日本建築学会梗概集, 385-386
- Higashi and Kudo, 1992, Polarization and frequency-wave number spectrum analysis for the strong motion data in Ashigara valley, Japan, J. Phys. Earth 40, 5-26
- Horike, 1988, Analysis and simulation of seismic ground motion observed by an array in a sedimentary basin, J. Phys. Earth 36, 135-154
- 堀家, 1990, 大阪平野の地下構造とその地震動の特徴、第18回地盤震動シンポジウム, 37-44
- 飯塚・他, 1986, 宮岡1000m地震観測孔における検層結果、物理探査, 39-2, 1-16
- 井川・他, 1986, 油圧インパクト震源の開発について、物理探査学会講演会講演予稿集, 37-38
- Irikura, 1983, Semi-empirical approach to prediction of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 33, 64-104
- 岩崎・他, 1990, 大阪湾における反射地震探査、物理探査学会論文集, 54-57
- 鏡味, 1988, 微動とその工学的利用、地学雑誌, 97-5, 1, 14
- 香川・他, 1990, 発破実験より推定される大阪堆積盆地構造、地震, 43, 527-537
- 釜田・他, 1992, 東京湾臨海部の地震動特性に関する研究
- その4、日本建築学会大会学術講演梗概集, 2178-2179
- 笠原・他, 1976, 東京西部地区基盤調査について, 2, 地震学

会予稿集, 2, 139

加藤, 1984, 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査、水路部研究報告, 19

木下, 1983, 表層地盤の減衰特性に関する考察、土木学会論文報告集, 330, 15-25

小林・他, 1981, 天竜川河口-豊橋間における地下深部探査、地震学会講演予稿集, 1, 228

Kobayashi and Horike, 1987, Analysis of seismic exploration data using the ray method: Kanegahara fault structure near Kyoto, Japan, J. Phys. Earth 35, 127-141

小林, 1989, やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定への応用、第17回地盤震動シンポジウム, 19-30

Kobayashi and Tsutsui, 1992, Seismic explorations conducted in Kyoto and its environs for determining shallow subsurface structure, J. Phys. Earth 40, 193-207

駒沢・長谷川, 1988, 関東地方の重力基盤に見える断裂構造、地質学論集, 31, 57-74

額根・他, 1991, 関東平野の3次元基盤構造とその震動特性、地震学会講演予稿集, 2, 152

Kohketsu and Higashi, 1992, Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo Metro politan area, central Japan, submitted to Bull. Seis. Soc. Am.

Koyama et al., 1988, On the significant later phase of seismograms at Kumagaya, Japan, Proc. 9th WCEE, 2, 585-590

小山・他, 1992, 波線追跡法によるLove波伝播経路の推定、日本建築学会大会学術講演梗概集, 381-382

Kudo, 1978, The contribution of Love waves to strong ground motions, Proc. 2nd Inter. Conf. on Seismic Microzonation 2, 765-776

Kudo, 1980, The contribution of surface waves to strong ground motions, Proc. 7th WCEE, 2, 499-506

工藤・河野, 1992, 日本列島の"地下構造写真"、地震学会予稿集, 2, 3

源栄, 1990, 堆積盆地地形において生成される表面波に関する解析検討、第18回地盤震動シンポジウム, 61-70

成瀬・他, 1976, やや長周期の微動観測と地震工学への適用(2)、地震 29, 25-32

西沢・他, 1991, 海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造(2)、地震学会講演予稿集, 2, 217

野沢・嶋, 1992, 首都圏の地下構造、日本建築学会大会学術講演梗概集, 2206-2207

岡田, 1971, 弾性波による八戸市の基盤探査、北海道大学地球物理学研究報告, 26, 147-167

岡田・他, 1990, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法、物理探査, 43-6, 402-417

大久保・他, 1992, 国府津・松田断層の2.5次元重力解析、地震学会予稿集, 2, 251

太田・他, 1977, やや深い構造のS波速度、地震 30, 415-433

太田・他, 1978, やや深い構造のS波速度(11)、地震, 31, 299-308

Samano and Seo, 1988, Influence of deep underground structure on characteristics of rather long-period ground motions, Proc. 9th WCEE, 2, 591-596

佐藤, 1990, 理論地震動による堆積盆地上のやや長周期地震動のシミュレーション、第8回日本地震工学シンポジウム, 1, 193-198

瀬尾, 1985, 深い地盤の震動特性を探る、第13回地盤震動シンポジウム, 27-34

嶋・他, 1976, 東京の基盤構造、地震研究所集報, 51, 1-11

嶋, 1977, 基盤層、土と基礎, 25-5, 91-92

嶋, 1990, 首都圏の三次元地下構造、第8回日本地震工学シンポジウム, 697-702

嶋・太田, 1992, 1956年2月14日東京湾北部地震(Tokyo101)の震源深さ、地震, 45, 53-55

深部地質構造研究会, 1980, 名古屋地域の基盤構造(その2)、地震学会講演予稿集, 1, 229

塩野・他, 1979, やや長周期の微動観測と地震工学への適用(6)、地震, 32, 115-124

菅原・他, 1992, Gaussian Beam法による関東平野の表面波伝播特性解析、日本建築学会大会学術講演梗概集, 2185-2186

高橋, 1991, 地下深部構造探査、地震, 44 特集号, 159-171

Takeo, 1988, Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms Bull. Seism. Soc. Am. 78, 1074-1091

田中・他, 1979, やや長周期帯域における強震動の特性、地震研究所集報, 54, 629-655

Tanimoto, 1990, Modelling curved surface wave paths: menbrane surface wave synthetics, Geophys. J. Int. 102, 89-100

鳥海・他, 1990, 大阪平野の地下構造、地震, 43, 373-378

筒井・他, 1989, 反射法地震探査による琵琶湖東岸、日野川河口付近の地下構造の推定、地震学会予稿集, 2, 29

山口・他, 1992, 筑波山北西平野部の地質構造、地震学会予稿集, 2, 16

山水・他, 1981a, やや深い構造のS波速度(111)、地震, 34, 465-479

山水・他, 1981b, 新S波大砲の製作、地震, 34, 589-591

山水・他, 1992, 岩槻深層観測井における反射法地震探査(2)、地震学会予稿集, 2, 14

山本・他, 1990, 関東平野におけるやや長周期地震動のシミュレーション、日本建築学会構造系論文報告集, 41

山中・他, 1988, 人工地震による首都圏南西部の地下構造探査(3)、地震, 42, 527-539

Yamanaka et al., 1988, Multiple reflection of seismic waves in sedimentary layers during explosion and earthquake in the southwestern Kanto plain, Proc. 9th WCEE, 2, 653-658

Yamanaka et al., 1989, Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seis. Soc. Am. 79, 631-644

山中, 1990, 関東平野の深い地盤とやや長周期地震動、第18回地盤震動シンポジウム, 27-36

Yoshii et al., 1985, Detailed crustal structure in the Izu peninsula as revealed by explosion seismic experiments, J. Phys. Earth, 34, Suppl., 241-248

吉川他, 1987a, 和歌山県下中央構造線における反射法地震探査、物理探査学会第76回学術講演会講演論文集, 46-53

吉川・他, 1987b, 大阪市内における反射法地震探査、物理探査学会第77回学術講演会講演論文集, 114-117

座間・嶋, 1976, 表層の影響を考慮した古い地震の震源再決定、第13回自然災害科学シンポジウム, 391-392

座間, 1981, 不規則構造に対する地震波の挙動その3、地震研究所集報, 56, 761-777

座間, 1990, 東京湾岸及びその周辺で観測されるP波初動付近の位相について、消防研究所報告, 69, 1-8

座間, 1991, 東京湾岸で観測されるやや長周期地震動の特徴、消防研究所報告, 71, 1-9

Zama, 1992, Characteristics of long-period ground motions in Tokyo Bay area, Japan, Proc. 10th WCEE, 593-598

〒181 三鷹市中原3-14-1 自治省消防庁消防研究所

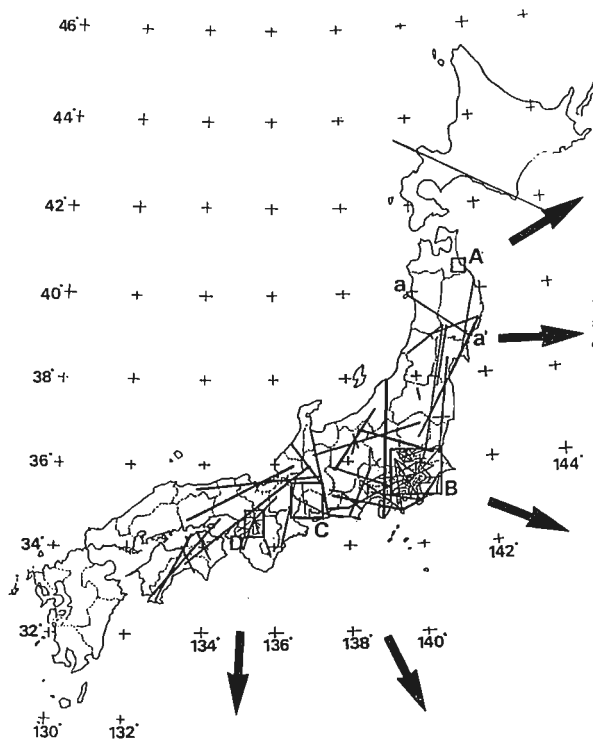


Fig.1a Profiles in the seismic explorations.

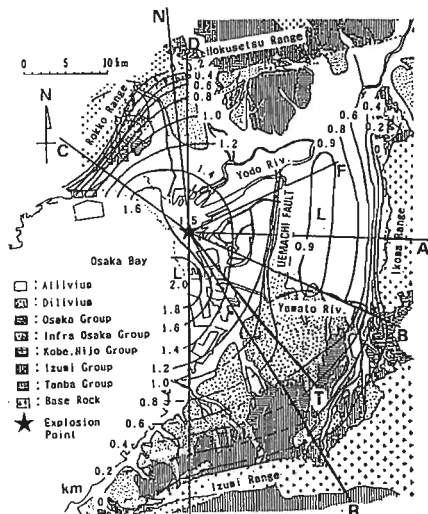


Fig.1f Three-dimensional map of the basement depth in the Osaka plain(Toriumi et al,1990).

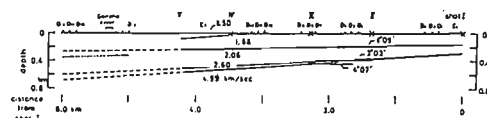


Fig.1c P-wave velocity structural model in Hachinohe(Okada, 1970).

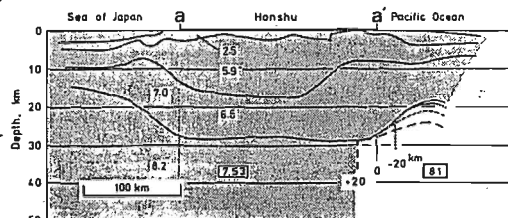


Fig.1b P-wave velocity structure of crust and upper mantle (Asano et al., 1979).

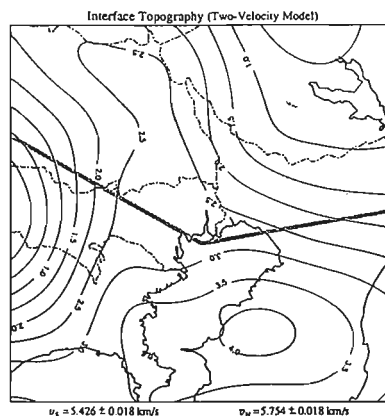


Fig.1d Topography of the sediment/basement interface obtained by the extended time-term method(Kohketsu and Higashi, 1992).

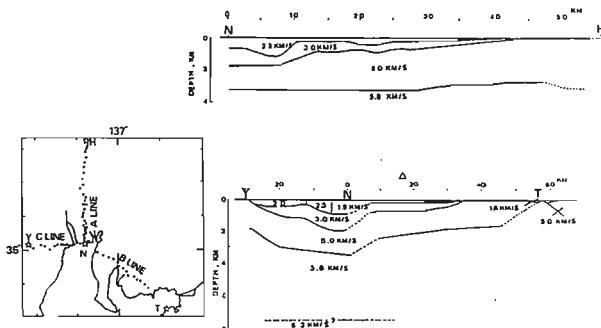


Fig.1e Location of shot(star) and recording(circle) point, and the subsurface structural models in and around Nagoya (Research Group on Deep Subsurface Structure, 1981).

Fig.1 Exploration results in Japan.

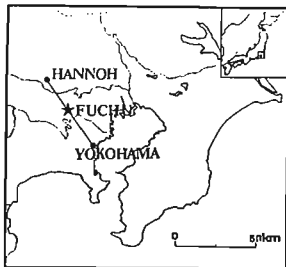


Fig. 2a Location of the Fuchu site, and the profile surveyed by the refraction method (Kasahara et al., 1976).

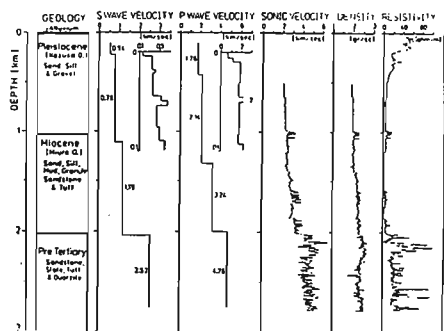


Fig. 2b Velocity structures of P- and S-wave compared to geologic section, sonic velocity, bulk density, and electric resistivity obtained in the Fuchu Deep-Borehole Observatory (Yamamizu et al., 1981).

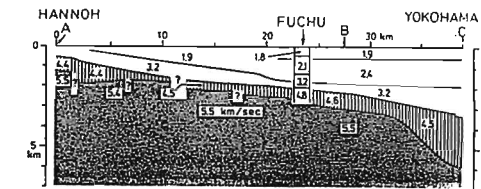
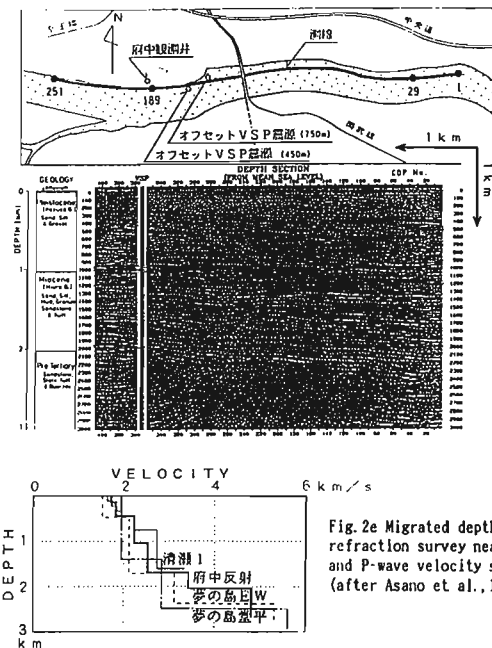


Fig. 2c P-wave velocity structural models along the profile between Hannoh and Yokohama (Kasahara, 1976), and in the Fuchu borehole (Yamamizu et al., 1981).

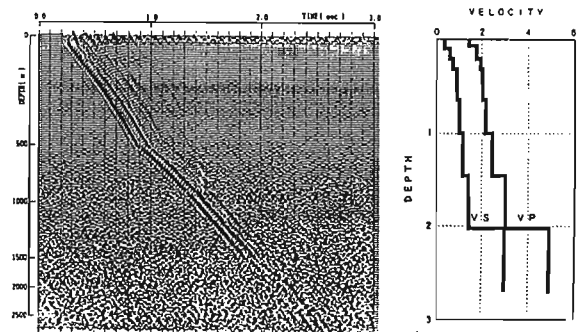


Fig. 2d An example of S-wave records obtained by vertical seismic profiling in the Fuchu borehole, using 'Yuatsu Impactor', and P- and S-wave velocity structural models (Asano et al., 1991c).

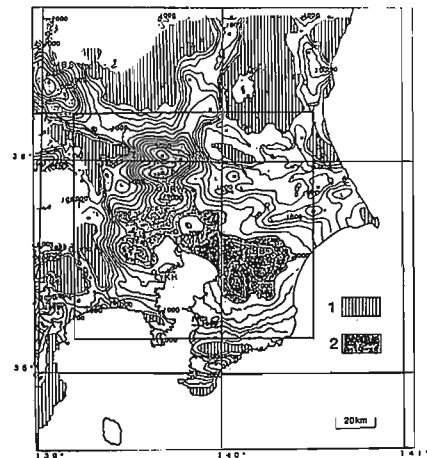


Fig. 2e Topography of the sediment/basement interface obtained by Komazawa and Hasegawa (1988) from gravity anomalies.

Fig. 2f Migrated depth section obtained from the seismic refraction survey near the Fuchu borehole using Vibroseis, and P-wave velocity structural models by different methods (after Asano et al., 1991b).

Fig. 2 Comparison of subsurface structural models obtained by different methods at Fuchu.

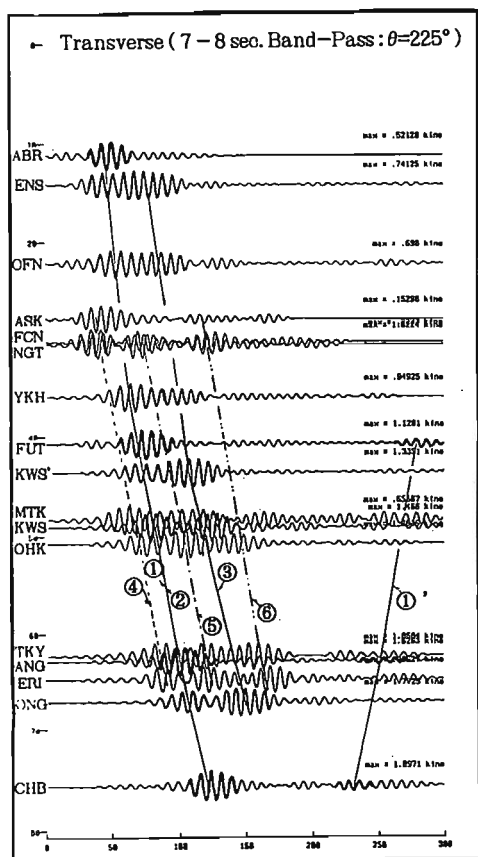


Fig. 3a Band-pass filtered (7-8 sec) velocity records in the NW-SE component from the 1990 Izu-Oshima-Kinaki earthquake.

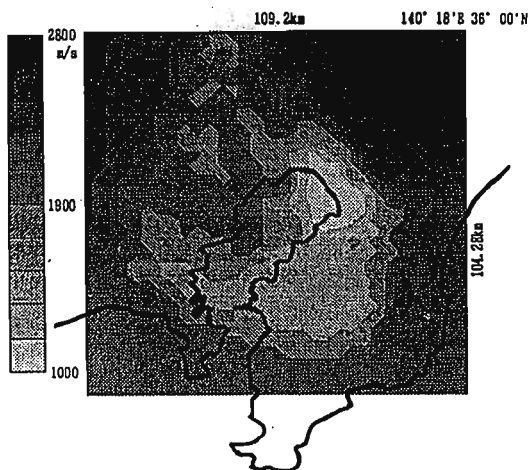


Fig. 3c Phase velocity distribution of Love wave at a period of 8 sec calculated from the deep subsurface structure (Sugawara et al., 1992).

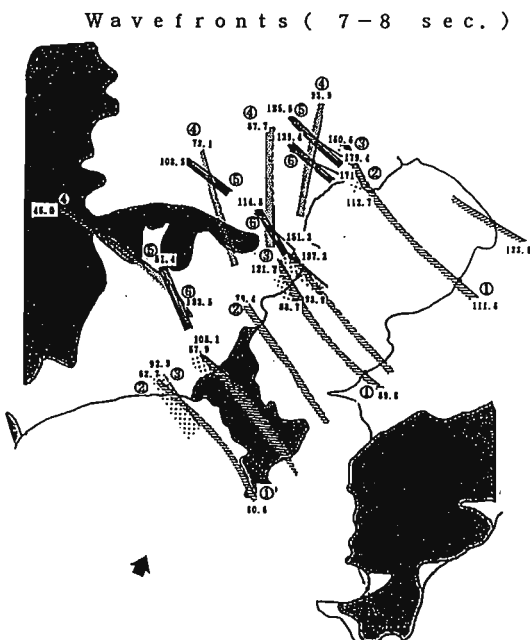


Fig. 3b Wavefront of main wave packets at periods of about 7 to 8 sec.

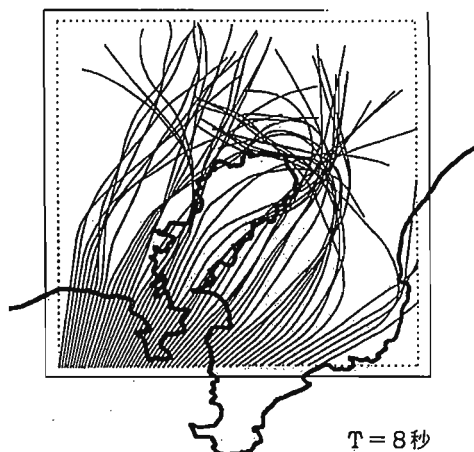


Fig. 3d Ray tracing of Love waves at a period of 8 sec for the 1990 Izu-Oshima-Kinaki earthquake (Sugawara, 1992).

Fig. 3 Wave propagation characteristics in the long-period range during the 1990 Izu-Oshima Kinkai earthquake (M6.5).

C-2

地震動の強さと被害分布・ゾーネーション Spatial Distribution of Ground Motions and Seismic Zonation

鏡 味 洋 史
Hiroshi Kagami

Abstract

This paper reviewed recent studies of strong ground motions and their application to seismic zonation. First, various strong motion severity measures were listed in relation of structural damage and their spatial distribution. Among them seismic intensity was picked up as an effective measure for damage assessment and was discussed in detail. Then, seismic zonation procedures were discussed with various examples.

1 はじめに

地震動予測の問題は、個々の地点で得られた強震記録の解釈から始められ、強震記録を規定する震源～伝播経路～地盤における要因を明らかにし、これらを一般化しモデル化することによって進められる。さらに、個々の点での予測を積み上げ地域全体の地震動予測の問題へ広げられ、地震防災の基本とされる。

ここでは、地域全体の地震動予測の問題について考える。地域全体の地震動を考える場合、個々の地点での強震記録など機械観測による精度の高いデータが有用であることは言うまでもないが、地域全体をカバーする被害分布や震度分布の把握などマクロな取扱いがより重要である。まず、地震動強さの尺度について考察し、強震記録と被害との関係を見てみる。次に、被害や震度の空間分布について、それらに關する要因をマクロに捉えてみる。マクロな取扱いには震度が有用な尺度となるのでこれについてやや立ち入って議論する。地域の地震動予測の成果はサイスミックゾーネーションマップとして地図上に表現され利用される。これらを、地震発生危険度を示すマクロゾーネーションマップを含め作成手法について議論し、地震防災への適用を考えてみる。

2 地震動強さの尺度と被害

2.1 地震動強さの尺度

地震動強さを評価する尺度には、その結果である被害の程度から推定するものから、機械観測による地震記録をもとにするものまで、種々の尺度が提案され用いられている。代表的な尺度として次のものが上げられる。

a) 震度階：地震による人体感覚、事物の動き、構造物などの被害程度から地震動強さを評価しようとするもので、古くより全世界で用いられている。震度の定義表が用意されており、それに従って震度が求められる。判定の基準となる構造物の種類・強度などは地域に依存する部分が多いため、地域性に立脚した震度階が複数用いられている。機械計測によらない簡便な指標

であり、かつ地震動強さを表現する総合的な尺度であることから、その効用は大きい、詳細は第4章で後述する。

b) 最大振幅：地震記録が得られている場合、まず最初にその最大値が尺度として用いられる。加速度最大値はそれが構造物に作用する慣性力に比例することから重要な尺度として用いられる。また、基石などの転倒から加速度最大値が推定され地震記録の多く得られなかった時代から多用されている。速度の最大値についてもそれがエネルギーと対応することから重要な尺度として用いられている。

c) 自乗平均振幅：地震動の自乗平均の和を求めその平方根を継続時間で除した値で表したものであり、地震動の全体の強さを表す尺度となっている。しかし、継続時間の取り方に左右される欠点を持つ。

d) 継続時間：継続時間は構造物の非線形応答に重要なファクターとなる。地震動の開始時刻はともかく終了時刻は捉えにくい。継続時間を工学的に定義する方法が種々提案されている。例えば、Trifunac and Brady (1975)は加速度記録の自乗和からエネルギーを計算し、5%から95%放出される時間を継続時間と定義している。

e) 応答スペクトル：一自由度系構造物の速度応答値から地震動強さを評価しようとする尺度が1952年にHousnerによって提案されてから、地震工学の分野では広く用いられてきており馴染みが深い。初期にはSERACなどアナログ計算機が用いられたが、デジタル計算機の普及とともに地震動解析の基本とされるようになった。系の減衰定数をパラメータに、応答値が固有周期を横軸に示される。このスペクトルからは一質点の構造物の応答値を直接読み取ることができ、多質点系の場合についても利用することができる。さらに、地震動に含まれる周期成分を見ることができる。地震学の分野で多用されるフーリエスペクトルとは、非減衰の速度応答スペクトルが加速度のフーリエスペクトルと一致するという関係で結ばれている。

f) スペクトル強度：Housner(1952)はさらに、スペクトルを1つの値で代表させ地震動強さを表す尺度としてスペクトル強度(Spectrum Intensity)を提案してい

る。すなわち、速度応答スペクトルの 0.1~2.5 秒間の積分値をスペクトル強度と定義している。単一量で評価する尺度として明解であるが、弾性応答を基本としていることから、非線形の強い問題には不向きである。

他に、秋山(1980)によるエネルギースペクトル、Arias and Lange(1968) によるアリアス強度などが構造物の破壊能と結びつけた尺度が提案されている。

2.2 被害との関係

地震動強さと被害との間の関係を明らかにするためには、個々の構造物についての詳細な検討を積み重ねていく方向もあるが、被害の空間分布に着目したマクロな取り扱いも重要である。先駆的な研究に物部(1933)の研究を上げることができる。ある地域の木造の倒壊率を地震動強さを横軸にプロットしこれより平均的な関係を見いだしている。地震動強さの尺度は合震度と呼ばれる鉛直成分を考慮した水平加速度最大値に相当するもので、基石など単体の転倒状況より求めたものである。地域に限った場合、木造建物の強度分布のばらつきは少なく正規分布していると仮定し、実測値に累積正規分布曲線をあてはめることで、建物の平均強度、均一性(ユニフォーミティ)を求めている(Fig.1)。この考え方は各種の被害分布をマクロに取り扱う場合有効であり、一般化し被害関数(パルナラビリティ関数)として多用されている。たとえば、カルフォルニアでは各種の構造物についてエキスパートの知識を総合し統一した形で被害関数の一覧を作成している(ATC(1985))。

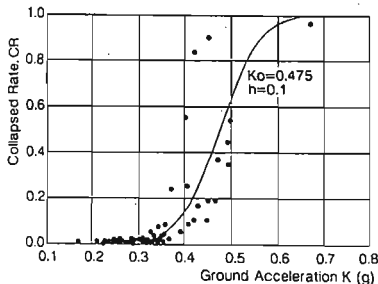


Fig.1 Relationship between damage of wooden houses and ground acceleration estimated from overturning of simple bodies (after Mononobe, 1933).

3 被害・震度の空間分布

3.1 分布の再現性

Fig.2 は旧東京市内について2つの震度分布を比較して示す。左図は1855年安政江戸地震の震度分布図(今村(1913))、右図は1923年関東地震の震度分布図(今村(1925))であり、両者は非常によく一致しており再現性が見られる。Fig.3 はメキシコ市内の3つの地震の際の被害区域を比較したもので(Esteva et al. (1985))、1985年の大地震に先立つ1957年1979年の地震についても同じ地域が被害を受けており再現性が見られる。

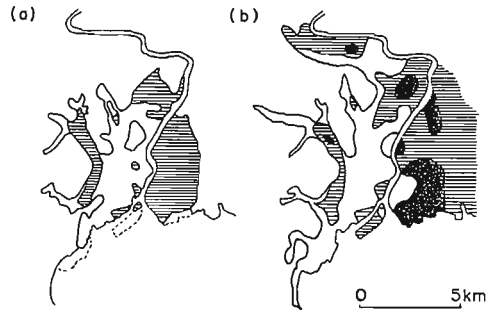


Fig.2 Comparison of intensity distribution maps from two earthquakes that occurred in Tokyo: a) 1855 Ansei Earthquake (after Imamura, 1913). b) 1923 Kanto Earthquake (after Imamura, 1925).

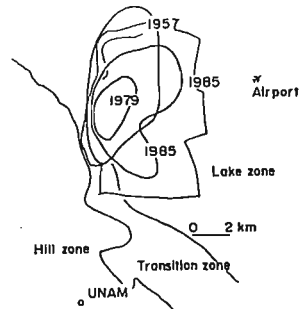


Fig.3 Comparison of the damaged zones due to the past three big earthquakes (after Esteva et al., 1985).

3.2 震度分布の形成に関わる要因

震度分布は第一近似的には、減衰により同心円となる。しかし、実際の震度分布は同心円を基本とするが不整形となる場合の方が一般的である。震度分布を形成する要因は多々考えられるが、これを、震源、経路、地盤に大別して考えてみる。まず、震源について、震源域の大きさは地震の規模(M)に関係し、Mの小さい場合には点震源として扱うことができ震度分布も点を囲む同心円となる。Mが大きくなるにつれ震源域は大きくなり面的な影響は震度分布にも表れることになる。これらの関係は震源と対象とする地域との位置関係も当然関わってくる。内陸に震源を持つ地震の場合、震源の形状が震度分布に明瞭に表れる。1881年濃尾地震の場合、Fig.4 の震度分布図(村松(1973))に見られるように断層に沿った震度6、7の地域が細長く延びている。このような断層の形状を忠実に反映する震度分布は、他の内陸地震に多く見られる。震源が外洋にある場合には、地震断層直上は海域であるためその影響は表れないが震源域の広い、すなわち規模の大きな地震の場合にはその影響が全体の震度分布に表れる。1983年日本海中部地震の震度分布(太田・他(1984))は震源域を取り囲む形で南北に延びた楕円状となっている。

次に、伝播経路における減衰の地域的な違いが震度分布に当然影響してくる。Fig. 5は1987年日高山脈の地震の震度分布図（鏡味・他（1988））であり、東西に延びた震度分布を示しており、南北方向への減衰の大きいことを示している。

上記の震源と経路の特性により震度分布のパターンは大きく変化するがさらに地盤の増幅効果により変化を受ける。前述の濃尾地震の震度分布（Fig. 4）で震度6の地域は断層上だけでなく南部に広く広がっている。これらの地域は広大な濃尾平野の堆積層の厚い地域と一致している。

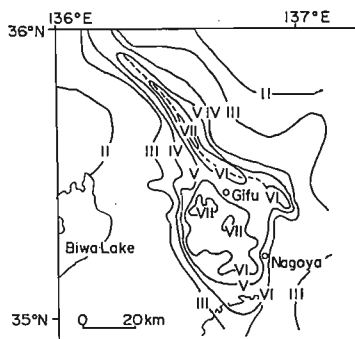


Fig. 4 Isoseismal map of the 1891 Nohbi earthquake (after Muramatsu, 1973).

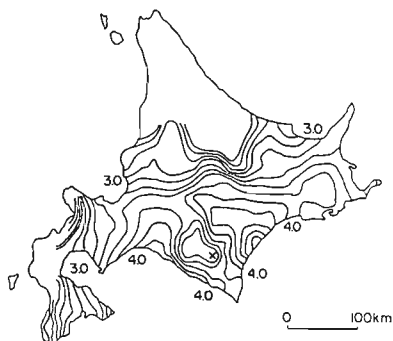


Fig. 5 Isoseismal map of the 1987 Hidaka-sanmyaku earthquake (after Kagami and Okada, 1988).

3.3 震度分布からの要因抽出

震度分布のパターンには震源～経路～地盤に至る種々の要因を含んでいる。逆に、不整形な震度分布から諸要因を抽出することができる筈である。これまで試みられた事例を整理してみる。震源の幾何学的要素を詳細に求めた震度分布から逆問題として解く試みが、日本海中部地震を例になされている（Kagami et al. (1988)）。Fig. 6は北海道の地域的な減衰を震度分布から求めたものである（岡田・鏡味（1987））。高密度震度分布に空間フィルターをかけ地盤による局地的変化をハイカットし全体的な減衰をだし、幾何減衰を除くことによって粘性減衰項の地域差を抽出している。

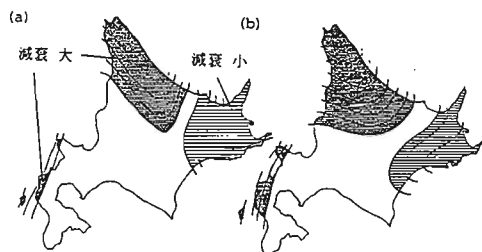


Fig. 6 Regional heterogeneity of attenuation characteristics estimated from data for the three earthquakes (after Okada and Kagami, 1987).

4 震度とその利用

4.1 各種震度階とその特徴

震度は前述のように、地震時の人体感覚、事物の動き、構造物などの被害状況などを総合して判断することを基本としている。したがって、歴史的には地域の実状特に建築物の種別に応じた震度階が種々提案され、一方で汎用性の高い国際的な震度階を目指して改良、統合がなされてきている。現在では、日本の気象庁（JMA）震度階、米國を始め中南米では修正メルカリ（MM）震度階、ヨーロッパではMSK震度階の3つが主流をなしている。JMA震度階は1949年より現在の8段階（0～VII）が用いられている。MM震度階は12階級（I～XII）で表されJMA震度よりきめ細かい区分となっている。また、建物を構造別5種類に分けそれぞれに被害状況と対応させて震度を定義している。MSK震度階はMM震度階と同じ12階級であり共通点が多い。被害程度に関する記載を明確にし、国際統一的な震度階を目指したものとなっており、1964年に提案された。これを受けて気象庁でも試用し検討が行われているが、問題点も多く採用には至っていない（広野・佐藤（1971））。

JMA震度をMM・MSK震度と比較してみると、後者は12階級であり構造種別ごとに被害状況の記載があるなど相当詳細なものになっている。しかし、内容の精粗だけでなく両者には根本的な違いが見いだされる。JMA震度階では低い震度から高い震度に移行するに従って、着目すべき項目は人体感覚から事物の動き、建物の被害、周辺の地変へと移行しており、これらが1軸上に整理されている。このため、震度を決定する際ユニークに決めやすい形となっており、即断に適したものとなっている。一方、MM・MSK震度階では、記載項目の多さもさることながらそれらが並列して震度との関係で示されており、一つの軸上に並べられていない。そのため、実際に震度を決定する場合、項目ごとに対応する震度が異なる場合も少なくない。最終的には一つの震度を決めるわけであるが、どのように総合判断をするかは問題が多い。Stover et al. (1980)は一般には最大の震度を与える項目に着目し震度を判断すべきとしている。ただし、液状化など低い震度で稀に起きる可能性のあるものについては除外すべきであるとしている。このように、震度決定に

はエキスパートの総合判断が必要とされる。このことは、震度の決定が日本の場合のように必ずしも即時的でなく、事後の現地被害調査を通じてエキスパートにより総合判断されるケースが多いことと対応しているといえよう。また、別の観点からは、日本のJMA震度は担当官の即断により判断されていることから狭い地点での震度を、MM・MSK震度の場合は現地の被害踏査に立脚していることからやや広い地域の代表震度を表していると言えよう。両者の震度を比較する場合、これらの根本的な違いを念頭におく必要がある。

4.2 震度と他の物理量との関係

震度と物理量との関係式として、河角(1943)の最大加速度との関係式がよく知られている。翠川・福岡(1988)は強震記録を多数(226組)統計解析し強震記録から得られる物理量と震度との関係を議論している。Fig.7は解析に用いた強震記録の最大加速度と震度の関係をプロットしたものである。図中の長方形は河角の関係式を示したものであり、小さめの値を示している。各震度での最大加速度のバラツキは10倍程度にもなっている。他の、物理量、最大速度振幅、加速度のパワー、速度のパワー、継続時間などと比較している。結論として地震工学上重要な高震度では最大速度や加速度の全パワーの相関が高いとしている。また、震度に寄与する周期成分をフーリエスペクトルの相関解析を通じて議論している。Fig.8は震度で比較的高い相関を示す周期範囲を水平成分について描いたものである。震度とよい対応を示す周期範囲は震度が高くなるにつれ長くなる傾向が見られる。この一因として、JMA震度階の定義が、低震度で人体感覚、中震度で屋内物品の動き、高震度で建物被害と関与する周期が短周期から長周期へと移り変わっている事に対応していると指摘している。一方、岡田(1987)は別途に強震記録群(76組)の重回帰分析を行い、フーリエスペクトルから震度を求める実験式を震度域(低～高)ごとに算定し、周期別の係数が震度に依存し、低から高に移るに従って長周期側の寄与が大きくなることを示している。

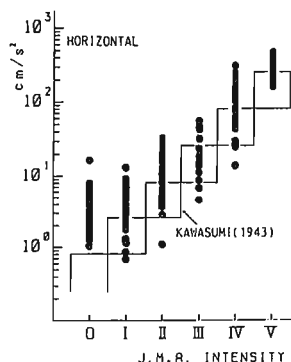


Fig.7 Correlation of JMA intensity with horizontal peak ground acceleration and the relationship proposed by Kawasumi (1943) (after Midorikawa and Fukuoka, 1988).

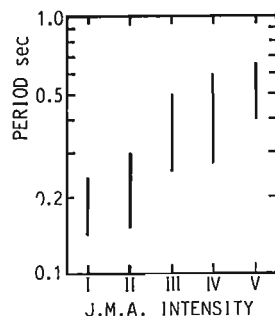


Fig.8 Period range in which horizontal ground motion shows reliability higher correlation with intensity (after Midorikawa and Fukuoka, 1988).

村松(1987)は周期を考慮した震度階を提案している。Fig.9に示すように両対数グラフ上で0.8秒以下の短周期では従来の加速度との対応を、0.8～6.3秒の中周期では速度との対応を、6.3秒以上の長周期では変位との対応を提案している。図中の点はこれまで特殊な被害を起こした地震動の周期と振幅の関係を示したもので、提案の震度で説明できるとしている。

5 マクロゾーンネーションマップ

地震発生の危険度分布を求め国・地域単位で図示したものをサイスミックマクロゾーンネーションマップと呼び、耐震設計の基本とされ耐震規定の地域係数を与える根拠とされる。図の作成は、既往の地震の発生状況の統計解析によりある再来期間内の発生危険度を求める手法と、地震発生場所を断層上など特定しそれらの時空間活動度より定める方法に大別される。

5.1 統計・確率的手法

過去の地震カタログをもとに、統計解析により時空間での平均的な発生状況として危険度が求められる。そのため、基本資料となる地震カタログは長い期間のものが要求される。日本の場合416年よりの被害地震の資料が利用できるが、歴史の浅い国では難しく最近に発生した地震に大きく左右され、その地域が過大に評価されるという欠点を持つ。これを補うため中小の地震資料を利用したり極値統計学を応用するなど工夫がなされている。

日本においては1951年にいわゆる河角マップが作成され、耐震規定の地域係数を定める基本となっている。その後、多くの研究者によって改良がなされ種々の

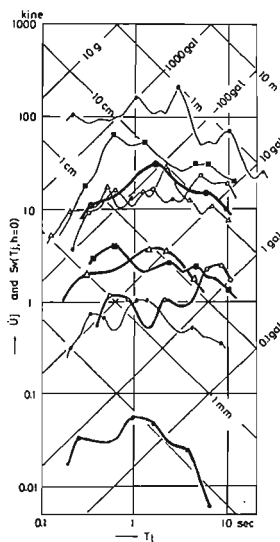


Fig.9 Relation between seismic intensity scale and spectral amplitude (after Muramatsu, 1987).

危険度マップが提案されている。詳細は地震荷重—その現状と将来の展望（日本建築学会編、1987）に詳しく、松村はTable 1 のように危険度マップを整理している。

Table 1 List of various seismic macrozonation maps in Japan (after Matsumura, 1987)

研究者	河角 広	金井 尚 鈴木富三郎	後藤 典雄 堀田 弘行	尾崎 北川 良相 定有	牧野 隆 松村 和雄	池田 弘行 奥村 俊彦	増 一男 神田 順
文献	49	55	56	57	59	60	58
発表年	1951年	1968年	1968年	1978年	1978年	1985年	1986年
地震カタログの主な内容	342コの 震害地図	507コの 震害地図	理科年表の 震害地図 +気象庁カタログ	166コの 震害地図 +気象庁カタログ	気象庁カタログと震害地図	気象庁カタログと震害地図	宇佐美リスト+理科年表
統計期間	1350年	1290年	1200年	329年	90年	歴史地震は362年	1302年
用 途	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度	標準地震： 震度 →加速度
主な減価曲線	震度： 河角式	震度： 金井式	震度： 河角式	震度： 金井式	震度： 金井式	震度： 池田式	震度： 金井式
解析法	震度分布の 当てはめによる推定	震度分布の 当てはめによる推定	正規分布の 当てはめによる推定	第二正規分布の 当てはめによる推定	確率モデルによる推定	シミュレーションによる推定	正規分布の 当てはめによる推定
再現期間	75年 100年 200年	75年 100年 200年	75年	50年 100年 200年	100年	100年	50年

5.2 活断層を考慮した手法

米国カリフォルニアにおいては主要な被害地震はサンアンドレアス断層上に発生しており、その発生は断層ブロックごとに周期性を示している。したがって全体を平均的に扱う統計的なアプローチよりは、個別の断層を対象とした確定的なアプローチの方が向いている。Fig. 10はサンアンドレアス断層上の地震発生危険度をマグニチュードと向こう30年間の発生確率で示したものである（USGS(1989)）。

日本においても、近年活断層研究会による系統的な研究が進められ「日本の活断層図」としてまとめられている。これらの資料をもとに活断層による危険度マップが求められている。Fig. 11はWesnovsky et al. (1984)が求めたマップである。さらに、地震カタログによる従来の手法と結びつけた研究が行われている（例えば、亀田・奥村(1985)）。内陸の活断層による地震発生の繰り返し周期は千年単位と長く、歴史地震の周期との整合性を求めるのが課題である。

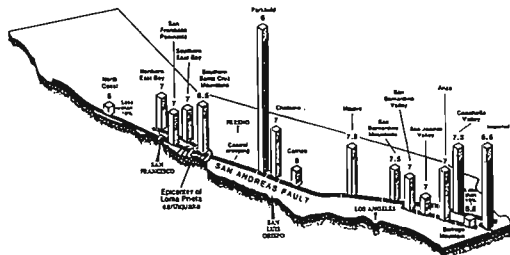


Fig. 10 The probability of major earthquakes occurring between 1968 and 2018 along the San Andreas Fault (after U.S. Geological Survey, 1989).

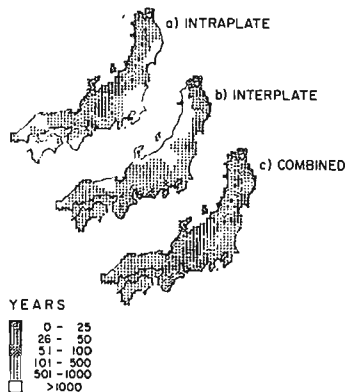


Fig. 11 Expected average shaking interval for JMA intensity $\geq V$ in Japan (after Wesnovsky et al., 1984).

6 マイクロゾーネーション・マップ

6.1 地震入力評価

地震被害の予測図としてサイスミックマイクロゾーネーションマップが作成される。その際、地震入力評価が基本となる。地震入力評価は当該地域に対する想定地震に対する地表面の地震動を評価し図示することが基本となるが、地盤の動特性、すなわち増幅性が顕著にあらわれるため、これのみを独立に取り扱うことも多い。地震入力評価についてこれを手法別に考察してみる。

a) 実験解による方法：実際に観測された強震記録を利用するのが直接的であり理想的である。しかし、このためには強震計が当該地区に相当密に配置されていることが条件となる。最近では都市部において強震観測網の展開が進められ、かなりの密度で地震入力分布を評価することが可能となった。例えば、1987年ウィッサー地震、1989年ロサンゼルス地震ではロサンゼルス、サンフランシスコ都市圏で入力分布が捉えられてい

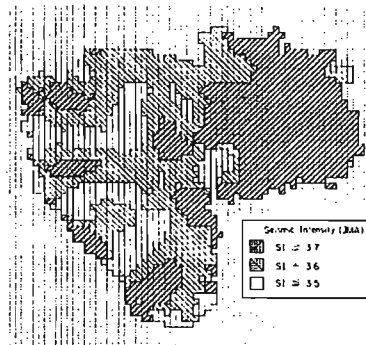


Fig. 12 Distribution of seismic intensity in Tokyo for the Ibaragi Prefecture earthquake of October 4, 1985 (after Enomoto et al., 1988).

る。このような実際の地震(弱震)を用いる方法は以前より用いられており、特に大地震後の余震の集中的な観測によってゾーニングマップを作成している例が多い。また、弱震の代わりに微動を利用することで時間的制約なしに効率よくゾーニングマップの作成に応用することができる。次に、震度は前述のように地震入力分布を示す有用な指標となる。アンケートによる高密度の調査により入力分布を詳細に求めることができる。Fig. 12は1985年茨城県南部の地震の際の東京23区内の震度分布を25,000枚以上の調査票より求めたものである(Enomoto et al. (1988))。

b) 解析的手法による方法：解析的に地表の地震動を算定する方法として、地盤を水平な多層構造にモデル化し鉛直下方から入射するS波の重複反射による応答を求める1次元解析方法が一般的に用いられる。盆地の周辺部、丘陵地など複雑な構造に対しては2次元、3次元のモデルへの置き換えによる詳細な解析が行われるが、ゾーニングの問題に対しては必ずしも一般的でない。いずれの場合も地盤のモデル化に際して、定数をいかに定めるかが解析精度を支配することになる。特に、S波の伝播速度の設定が重要となる。地盤の増幅率が表層と基盤の波動インピーダンス比にほぼ比例することから基盤のS波速度は一定であるとし表層のS波速度分布からゾーニングを簡便に行う方法が提案されている(嶋(1980))。

6-2 各種の危険度評価

a) 構造物：構造物の被災危険度は建物タイプごとに評価され被害率分布として表示される。評価は地震入力に対して求められるが、構造物の特性がバリエーションが少なく整理されている場合、これをもとに簡単に求めることができる。解析的には構造物の応答計算を通じて求められる。簡単には1質点系の弾性応答として、構造種別に求められる。RC構造等の場合、弾塑性応答により被害程度の分布として求められる。被害率分布は存在する構造物の実数を乗じることにより被害数分布として表現することができる。

b) ライフライン：都市機能・生活を支える、電気・ガス・水道・交通・通信などの耐震問題は、1971年サンフェルナド地震の際、UCLAのデュークによってライフラインと名付けられてから、地震工学の重要な課題となってきた。日本では、1978年宮城県沖地震、米国では1989年ロムブリエタ地震の被害を契機にさらに重要性が強調されてきている。ライフライン施設の被害予測は他の構造物と同じ手法で算定できるが、埋設管が重要な役割を果たすことから振動的な問題のみならず永久変位を含む地盤の変形の問題が重要となる。また、ライフラインは個別の被害はもとよりシステム全体としての機能が重要である。

c) 地震火災：大地震に伴う地震災害は時に一大災害となる。日本においては1923年関東地震の苦い経験があり現在においてもその再発が最も恐れられている。関東地震時に比べると耐火建築物の比率も高くなり、木造建築物においても防火構造の採用など進んでいる。しかし、一方では密集度の増加、危険物の集積、自動車の増加など当時とは桁外れに進行している。地震火

災の予測は延焼モデルによるシミュレーション解析が主流をなしている。地震発生時刻、風向、風速など条件による結果への差異が大きい。米国においても1906年のサンフランシスコ地震大火の経験があり、予測がなされている(例えばFig. 13、Scowthorn et al. (1988))。

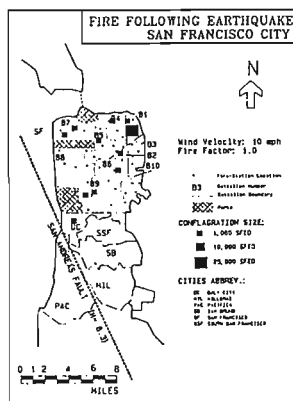


Fig. 13 Results of regional model, City of San Francisco, location of fires (after Scawthorn et al., 1988).

7 ゾーネーションの今後の課題と地震防災への応用

7.1 最近の動向と今後の課題

a) GISの利用：ゾーネーションマップを作成する場合、従来は対象地域ごとに個別に行われ、地域情報もその都度目的に応じて言わば手作業で集められ利用されてきた。近年の計算機の飛躍的發展とともに都市域の各種の基礎資料も多目的利用を前提にした地理情報システム(Geographic Information System: GIS)としてデータベース化・地図表示のシステム化が進められてきている。マイクロゾーニングの作業はこれを積極利用することで飛躍的發展が期待できる。これは世界的動向になっており1991年に開催された国際地震ゾーネーション会議での一つの大きなトピックとされた。日本でも各地でGISの適用が試みられている。例えば、大阪府を対象に50m角メッシュを基本とするデータベースの構築が行われ、推論過程にエキスパートシステムを導入している(尾崎・他(1990))。

b) ゾーネーションの対象の拡大：ゾーネーションの対象項目は前節に述べたように、建物など直接的な被害からライフラインの機能被害、地震火災など間接的なものまでを含んでいる。昨今の都市機能の高度化に伴い大都市圏における地震災害は直接的な被害はもとより都市機能の破壊、低下など間接的な被害の比率が増大している。このような状況に対応し間接被害に対するゾーネーションも考慮していく必要がある。

また、ゾーネーションの対象は陸地の地表面に限られていたが、ウオータフロント開発、海洋構造物の出現、大深度地下の開発などに対応し、海域あるいは地下のゾーネーションについても近い将来考えていくべ

きであろう。南部カリフォルニアでは海洋構造物のためのオフショアのゾーニングマップがすでに作成されている (Fig.14、Selzer et al. (1978))。

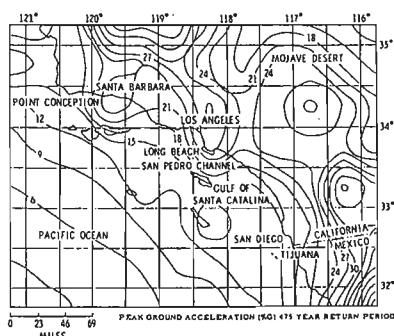


Fig.14 Seismic risk map for southern California including the offshore regions (after Selzer et al., 1978).

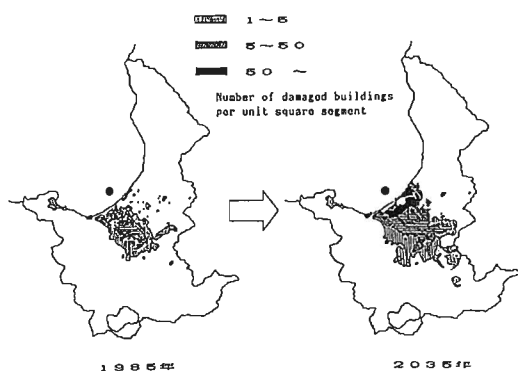


Fig.15 Seismic risk maps of Sapporo region for present and future considering its urbanization (after Okada and Ohta, 1988).



Fig.16 Master plan of the "Minato Mirai 21", Yokohama, Japan.

ゾーニングマップの大部分は現在の地域情報に基づいて算定されている。都市の特徴の一つに都市域の拡大など地域構造の変化の激しさを上げることができる。将来の地震に対する被害想定を行う場合には将来の条件の変化を見越した試算がより本質的である。また、このような試算結果を参照し将来の都市の発展の方向を地震防災の観点から見直すことが可能である。岡田・太田(1988)は札幌都市圏を例に1985年現在と2035年の予測結果との対比を行っている (Fig.15)。

7.2 地震防災の動向と課題

a)行政における地震防災対策：日本においては、各行政体において地震防災対策が進められているが、特に首都圏、東海地震の発生が懸念されている静岡においては積極的に進められている。地震災害は多岐の項目に亘るため対策項目も必然多いが、近年重点がおかれている項目をいくつか上げておく。

①地震火災：地震火災は前述のように最大関心事であり、地震防災においても重要な位置を占めている。地震火災による被害の推定、広域火災に対する避難場所の整備・検討、防災拠点の設置、大火の遮断帯設置などの対策が上げられる。

②耐震診断・耐震補強：公共建築物を中心とした既存建物の耐震診断、それに基づく危険建物の撤去・耐震補強が静岡県を始め各地で進められている。米国においても非補強レンガ造の問題が重要な課題となっている。また、地震直後の被災建物の危険度判定も重要な問題である。1989年ロサンゼルス地震の際には組織的に行われ成果を上げている。日本においてもこの問題は緊急の課題として取り組まれている。例えば静岡県・神奈川県では自己診断マニュアルを作成している。

b)企業における地震防災対策：従来、一般企業の地震防災対策は必ずしも積極的であったとは言いがたく、行政まかせの面が多かった。しかし、近年の地震防災の社会問題化、企業経営のトータルな取り組みとともに、地震防災が真剣に考えられるようになってきている。施設の耐震診断、耐震補強、地震防災教育、訓練など、ハード・ソフトの面に及んでいる。また、電子情報の重要度が増すに従い電算機設置床の免震化、情報管理センターの分散化など積極的に取り組まれている。

安全な街である	
①	防災直後の人命の安全を確保する
②	災害を拡大させない
自立できる街である	
③	応急活動ができる
④	ライフラインを確保する
⑤	交通機能を確保する
自分街で守れる街である	
⑥	情報システム、防災体制を確立する
周辺へ貢献できる街である	
⑦	避難者を受入れる
⑧	救援活動の拠点とする

ライフラインを担当する公共企業体では地震防災は従来より重要課題であり、施設の耐震化はもとよりシステム全体の頑強性を増すため冗長性の導入、被害を生じた場合の復旧戦略など研究開発が進められている。近年は地震計網と直結したオンライン緊急停止装置の開発などが進められている。

c) 都市計画における地震防災の役割：従来の都市計画では地震防災の問題が間接的には、道路の拡幅、建物の不燃化により地区の耐震性の向上に寄与してきているが、これが正面から取り上げられることは少なかったと言わざるを得ない。最近のウォーターフロント開発では、立地がそもそも軟弱地盤上であり地震防災の問題を避けて通れないこともあり、地震防災の問題が最初から取り上げられるようになってきた。例えば、横浜市の臨海部の大規模再開発である「みなと未来21」プロジェクトでは「安全な町である」が一つの大きな柱となってマスタープランから考えられている（Fig.16）。このような動向は他の一般の都市計画にも生かされていくべきである。

本稿は、日本建築学会地盤震動小委員会20周年記念出版物 [Earthquake Motions and Ground Condition] の1-4 Ground motion and Damage および 111-3 Seismic Zonation を参照しまとめ直したものである。原執筆者の翠川三郎（東工大）岡田成幸（北大）村上ひとみ（北大）長能正武（竹中工務店）の諸氏の労作を、紙面の都合および筆者の独断で大幅に割愛し、省略した部分・図表・参考文献も多い。結果として原著者の思いとは相当かけ離れたものになっているおそれがある。この点から是非原文を参照していただきたい。

参考文献

- 秋山 宏(1980). 建築物の耐震極限設計、東京大学出版会。
Applied Technical Council (1985). Earthquake damage evaluation data for California (ATC-13), Redwood City, CA, 1-348.
Arias, A. and G. Lange (1968). Una medida de intensidad sísmica, Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile (in Spanish).
Enomoto, T., N. Abeki, N. Tanaka, and T. Mochizuki (1988). A study on the seismic microzonation for 23 wards of Tokyo metropolis, Proc. 9th World. Conf. Earthq. Engn., 11, 151-156.
Esteve, E., et al. (1985). Effects of the September 19, 1985 Earthquake in the Buildings of Mexico City, UNAM.
Housner G. W. (1952). Intensity of ground motion during strong earthquake, Calif. Inst. of Technology Earthq. Res. Lab.
広野卓蔵・佐藤 馨(1971). 気象官署におけるMSK震度の観測、気象庁技術報告、76, 15-34.
今村明恒(1913). 東京大阪両都市に於ける震度ノ分布、震災予防調査会報告、77, 17-43.
今村明恒(1925). 関東大地震調査報告、震災予防調査会報告、100-甲, 21-66.

鏡味洋史・岡田成幸・太田 裕(1988). 1987年1月14日日高山脈の地震の高密度震度分布調査、北海道地区自然災害資料センター報告、3, 43-58.

Kagami, H., Shigeyuki Okada and Yutaka Ohta (1988). Versatile Application of Dence and Precision Seismic Intensity Data by an Advanced Questionnaire Survey, Proceedings of the 9th World Conference on Earthquake Engineering, 8, 937-942.

亀田弘行・奥村俊彦(1985). 活断層データと歴史地震データを組合せた地震危険度解析、土木学会論文集、362, 1-4, 407-415.

活断層研究会(編)(1982). 日本の活断層一分布図と資料、東京大学出版会

河角 廣(1943). 震度と震度階、地震、15, 6-12.

Kawasumi, H. (1951). Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, Bull. Earthq. Res. Inst., 29, 469-482.

松村和雄(1987). 地震発生の確率、地震荷重—その現状と将来の展望、日本建築学会、76-93.

翠川三郎・福岡知久(1988). 気象庁震度階と地震動強さの物理量との関係、地震、2、41, 223-233.

物部長穂(1933). 土木耐震学、常盤書房.

村松郁栄(1973). 地震動災害から見たストレンレベル、日本建築学会地盤震動シンポジウム資料集、2, 3-8.

村松郁栄(1987). 既存震度階の適用限界吟味と改善への試み、科研報告書(地震災害事象の通信・面接・現地調査法にもとづく組織的研究)、57-66.

岡田成幸(1987). 震度と物理量に関する関係式の考察、科研報告書(地震災害事象の通信・面接・現地調査法にもとづく組織的研究)、41-55.

岡田成幸・鏡味洋史(1987). 高密度震度調査資料にもとづく地震動の減衰特性と地盤増幅特性の考察、日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集、15, 47-56.

太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・岡田成幸・堀田 淳・大橋ひとみ(1984). 1983年日本海中部地震に伴う東北・北海道地域町村別震度調査、1983年日本海中部地震による災害の総合的研究(科研報告書)、176-179.

尾崎昌弘・辻井健一郎・堀家正則・竹内吉弘(1990). 地震危険度評価のためのデータベース構築に関する一考察、第8回日本地震工学シンポジウム論文集、73-84.

嶋 悦三(1980). 東京都23区の予想震度分布、日本建築学会第8回地盤震動シンポジウム資料集、37-41.

Stover C. W., B. G. Reagor, and R. J. Wet miller (1980). Intensities and isoseismal map for the St. Elias Earthquake of February 28, 1979, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1635-1649.

Trifunac, M. D. and A. G. Brady (1975). A study on the duration of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am. 65, 581-626.

U. S. Geological Survey (1989). The Loma Prieta Earthquake of October 17, 1989, 16pp.

Wesnowsky, S. G., C. H. Sholtz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984). Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: a case study of Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 687-708.

D. 設計用入力地震動への応用

D. 設計用入り地盤への応用

D-1

設計用地震動の作成法

On the estimation method for design earthquake motion

若松 邦夫
WAKAMATSU Kunio

ABSTRACT

Due to the recent remarkable development of seismology and earthquake engineering, it has become possible to predict the earthquake ground motion within some extent of precision in the period domain valid for structural engineering. First of all, a general view of actual design earthquake forces (or motion) in Japan is presented in this paper. As a next step, the useful estimation methods for design earthquake motion corresponding to a concrete earthquake image are described. For each method, examples of application are shown and special attention is focused on the use of these methods based on past studies.

1. はじめに

近年の地震学・地震工学のめざましい発展により、工学として有用な周期領域に於ける地震動の予測がある程度の精度で可能になってきている。ここでは、設計用入力地震動(力)の現状を概観すると共に、主として具体的な地震像を想定した場合の設計用入力地震動の作成法、その適用事例および使用に当たっての留意点等について既往の研究成果を基に述べる。

2. 設計用入力地震動(力)の現状

耐震設計に於ける設計用入力地震動(力)を設定する方法は以下の三つに大別される¹⁾。

①複数の地震波の特性を振動モデルのフィルターに通し、地震荷重として整理し、これを標準的な設計用入力地震動(力)と同等のものと考える手法

②過去の比較的大地震時に記録された或いは当該敷地やその近傍で観測された地震波を、最大強度をある値に規準化して設計用地震動と読み替える手法

③具体的な地震像を想定して経験的、半経験的或いは理論的な手法を用いて設計用地震動を作成する手法である。

①は建築規準法にみられる下式のせん断力係数 C_1 として表されるものであり、その場合は静的な地震荷重と見なすことが出来る。

$$C_1 = Z \cdot R_1 \cdot A_1 \cdot C_0$$

ここに、

Z : 地域係数 (1.0~0.7)

R_1 : 振動特性係数

A_1 : せん断力係数の高さ方向の分布

C_0 : 標準せん断力係数 (1次設計[許容応力度設計用]:0.2以上, 2次設計[終局強度設計用]:1.0以上)

地域係数を1.0としたときの終局強度設計用のベースシア係数を図-1に示す。

②, ③は地盤そのものの震動として定義され、それをそのまま地震荷重とみなすかどうかは別として、時刻歴波形或いは応答スペクトルの形で与えられるのが一般的である。

②の方法は(財)日本建築センターの高層建築物構造評定委員会において、耐震安全性評価の際に用いられる動的解析用地震動の設定方法である。本委員会の指針である「高層建築物の動的解析用地震動について」²⁾によると、その基本方針は建築規準法を踏襲した2段階設計となっており、レベル1およびレベル2の地震動が設定されている。即ち、レベル1の地震動とは耐用年数中に一度以上受ける可能性が大きい地震であり主要構造体は概ね弾性を目標、またレベル2の地震動とは過去および将来において最強と考えられる地震であり建築物は倒壊させないことを目標とするものである。それらの入力最大強度は原則として速度値で規定され、例えば東京磯層を支持層として剛強な基礎構造を有する建築物の地表面相当においては、レベル1の地震動で25cm/sec以上、レベル2で50cm/sec以上とされている。また、地震動波形は、a.標準的な地震動波形(EL-CENTRO 1940, TAF 1952等)、b.長周期成分等を含む地震動波形(HACHINOHE 1964等)およびc.地域特性を表すような地震動

波形（東京であれば TOKYO 101, 大阪であれば OSAKA 205 etc）の3種類の波形を用いることが推奨されている。

設計で多用される代表的な波形をレベル2の50cm/secに規準化し、減衰定数5%の速度応答スペクトルの形で図-2に示した。同図から、高層建物の1次周期が多く存在する0.5秒程度以上の長周期領域における速度スペクトルの包絡値はおおよそ100~150cm/secの値となっている。建築規準法のスペクトルが減衰何%のものに対応するものであるか定かではないが、それらは1種から2種地盤相当のスペクトルに対応している。

この方法は、複数個の入力地震動に対して検討を行うもので広い意味での確率統計的な方法であり⁸⁾、敷地周辺の地震特性（活動度・テクトニクス等）および地質条件は直接的には考慮されていない。

地震が何時起こるかは別として、地震の規模・場所は地震学の進歩によりかなり明かになってきているし、確率統計的に考えるに充分とは言えないまでも豊富な歴史地震資料が我が国にはある。このような資料から地域特性を表すような地震動波形に関して、地震の諸特性、伝搬経路および深層・広域の地下構造を含む敷地の地盤構造等を反映した地震動を策定することができれば極めて合理的な耐震設計ができることになる。

以下に、③の具体的な地震像を想定したときの設計用地震動の作成法に関して、工学的観点から有用であると現時点で考えられる方法および適用事例を紹介すると共に使用に当たっての留意点等について示す。

3. 設計用地震動の策定フロー

建設敷地が具体的に決定した場合の設計用地震動の策定フローを表-1に示した。同表は事前の調査・検討と個別解析手法の二つに大別される。事前の調査・検討は全ての手法に対して必要なものではないが、基本的な調査項目として挙げたものである。フローに従い各調査・検討の概要について以下に述べる。

まず、敷地地盤の現位置試験（標準貫入試験、PS検層、密度検層、常時微動測定等）および土質サンプルによる各種室内試験（動的変形試験、物理力学試験、液状化抵抗試験等）を実施し、建物支持層より上位の主として比較的浅い部分の地盤を対象とした層構造、卓越周期、剛性・減衰の歪依存性等敷地固有の動的な地盤振動性状を把握するのが一般的であろう。

次に、周辺の歴史地震および活断層を文献4), 5), 6), 7), 8), 9), 10)等により調査し、耐震設計の対象とする地震、断層パラメータおよび周辺の地震活動度等を整理する。耐震設計の対象とする地震の選定に関しては以下の二通りの方法が考えられる。一つは、歴史的にみて耐震設計上重要な地震、近い将来発生することが予測されている地震および活動度・確実度の高い活断層等であり確定的

に設定される。もう一つは、危険度解析から設計レベルの地震動強度に対応する再現期待値に基づき確率論的な立場から最適な地震像を見積もる方法である^{11), 12)}。震源深さの設定に関しては、器械観測が始めてから以降の地震に関しては問題ないが、古い地震に関しては不明なものも多くその取扱いに注意する必要がある。飯田の余震体積半径¹³⁾の1/2を用いる方法もあり、周辺で発生した地震の震源深さ或いは最近の微小地震の発生分布も参考になると思われる。後述する回帰式を用いた確率論的なアプローチにおいては、これらの資料から周辺の地震を統計的に評価しGutenberg-Richter式におけるいわゆるb値を求めることも必要となる。その際には地震カタログの時間軸上の精度を充分吟味し、地震発生の一様性に基づく適用範囲を明確にしておくことも肝要である。また、最大マグニチュードの設定、地震活動のタイプ・活発さの度合い等に基づくゾーニングの評価も重要となり、文献14), 15)等が参考となる。

深層・広域の地盤構造に関する情報を文献より調べることも必要である。例えば、東京においては深井戸による地下構造¹⁶⁾或いは爆破観測に基づく三次元的な深層構造¹⁷⁾が調べられている。

更に、敷地或いは近傍に於ける強震記録を調査する。現在、運輸省港湾技術研究所、建設省土木研究所等から強震記録のデジタル情報が公開されている。最近、(財)震災予防協会の「強震動アレー記録データベース推進委員会」（委員長：表俊一郎九州産業大学名誉教授）において、官学民の観測記録を収集・公開する作業が進められており、近々1991年度版の数値強震記録集がCD-ROMの形で頒布される予定である。また、(社)日本建築学会からは「強震観測小委員会」（主査：渡部丹東京都立大学教授〔当時〕〔第一期〕、大谷圭一防災科学技術研究所室長〔第二期〕）のアウトプットとして、1987年千葉県東方沖地震の観測記録MTが本年10月に頒布された。このような記録集は今後も継続的に発行されることが予定されており、より合理的な設計用入力地震動の策定に大いに活用されるものと考えられる。

一般的高層建物等の事前調査としては、予算の関係もありこの程度までが限界であろう。建物の重要度にもよるが、重要なものであれば事前に敷地での地震観測を行い、より精度の高い地盤振動特性を把握することも考えられ、場合によっては波形合成法の要素地震波が得られる可能性もある。また、やや大規模な地盤調査から広範囲の立体的な地盤構造の把握も考えられ、最近では首都圏において反射法による地下構造探査¹⁸⁾が成功している。

このような情報から可能な地震動予測手法が表-1の中段以降に示してある。

予測のルートには4つの選択肢がある。第1は対象と

する断層で発生した比較的大きなマグニチュードを有する観測記録があるかということである。このようなものがあれば申し分無いことであるが、これは現在の強震観測の歴史が高々40年程度であることを考えると当てはまるケースは未だ少ないであろう。しかしながら、強震観測の充実により今後質の高い資料が蓄積されて行くことは確かである。第2の選択は地震動強さの最大振幅・応答スペクトル等の回帰式に基づく方法をとるかということであり、確率論的な評価と確定論的な評価に分かれる。第3の分岐点は波形合成法による手法によるかであり、最後は理論的な計算法による予測を行うかということである。これらは経験的なものから理論的な方向に並べたものである。

以下にそれらの手法に関する概要、適用事例および使用に当たっての留意点等について述べる。

3.1 地震動最大振幅・スペクトルの回帰式に基づく方法

この方法は確率論的な方法と確定論的な方法に分かれるが、何れも適切な地震動強さの回帰式を用いるという点では同様である。回帰式としては既往の提案式を用いるか、或いは敷地での豊富な観測記録がある場合などは新たな回帰式を作成することも考えられる。

確率論的な方法は河角系の研究¹⁰⁾とCornell系の研究²⁰⁾に別れる。どちらの方法も、ハザード曲線および設計レベルに対応する再現期間から定まる一様リスクスペクトルと呼ばれる最終的なアウトプットは同様である。前者は、歴史地震から得られる最大地動・スペクトルの確率分布をモデル化する方法であり、地震発生の時系列は一様ランダムポアソン型であるが、震源位置は歴史地震のそれに固定される。本手法に関するものとして、Kitagawa et al.²¹⁾の研究等がある。後者の方法は、地震発生の時間的・空間的なモデルをポアソン過程とし、地震規模の相対頻度のモデルをGutenberg-Richter式の関係に従うb値モデルとした危険度解析に基づく表-1に示した一連のアプローチが一般的である。また、活断層の評価も種々工夫されたものが提案されている²²⁾。但し、このような確率論的手法においては、再現期間の取り方に関して設計レベル、建物の共用年数・非超過確率等をどのように考えるか難しい問題が含まれている。また最近では、地震発生時の非定常性を考慮する方向に進んでいる^{23)・24)}。

確定的な方法は、選定された一個または複数の地震に対して、適切な回帰式を用いて応答スペクトルを作成することになる。

地震動最大振幅・スペクトルをマグニチュードMと震源距離X(或いは震央距離Δ)で表す回帰式(距離減衰式)に関しては、金井の先駆的な研究から始まり現在までに数多くの研究がなされている。それらの内代表的な

ものが「地震荷重—その現状と将来の展望」²⁵⁾に、また最大振幅値に関しては福島・田中²⁶⁾に用いたデータベースの範囲等も含めて詳細にまとめられている。具体的な各提案式の内容に関してはこれらの文献を参照して頂くとして、ここでは回帰式を用いて地震動予測をする場合の留意点について述べる。

距離減衰式の各回帰係数はそれぞれの提案式毎に相当の差異がある。その理由として長橋²⁷⁾は、各回帰式の基となっているデータベースに問題があるとし、その指摘項目に対応して留意点を挙げると以下ようになる。

① 先ず、回帰式の基となる観測データのM、X(Δ)の分布であり、予測に際しての大幅な外挿は回帰式の設定関数そのものの形状に大きく依存するため注意が必要がある。(データの分布領域に関する適用範囲)

② 次に、観測データの震源域或いは震源～観測点間の伝搬経路の問題である。武村他²⁸⁾は最大加速度の距離減衰の度合いに関して日本海側の地震と太平洋側の地震を比較し、アサシスミック・フロントの西側に存在する高減衰の影響を明瞭に示し、距離減衰に地域性のあることを指摘している。また、Yokota et al.²⁹⁾は東京で観測される地震動には震源域の地域性が反映されており、震源によってスペクトルの形状が異なること、更に長橋³⁰⁾は震源地域が同じであっても観測点によって応答スペクトルに差があることから伝搬経路の影響も無視できないことを示している。(震源域・伝搬経路に関する適用範囲)

③ 当然のことながら観測点近傍の地盤条件は重要な問題であり、予測の対象とする地層と同等の地層における回帰式を選定することは言うまでもない。(地質に関する適用範囲)

④ 最後に、観測に用いた地震計の周波数特性の問題である。特に、短周期或いは長周期の構造物に適用する場合は充分注意する必要がある。(周期に関する適用範囲)

回帰式は点震源を仮定しているため、特にMの大きい地震を近距離で評価する場合などに於いては遠方近似が成り立たないこと、また震源位置が必ずしも地震エネルギーの最大発生位置と同一でないこと等の問題があることも心得おくべきであろう。断層近傍の最大値に関しては大野他³¹⁾が定義している等価震源距離を用いた推定も考えられる。更に、基となるデータベースが解放地盤面上で得られたものか、地中のものかにも注意する必要がある。

最近の研究から本手法の適用例を二つ紹介する。図-3²⁷⁾は、表-2²⁷⁾に示した各回帰式からM7およびM8のX50kmにおける岩盤での1～5秒のスペクトル特性を評価したものである。同図より、1～5秒の平均的なスペクトル特性はほぼ平坦であり、M8、X50kmで30～50cm/secの値となっている。また、図-4³²⁾は東京本郷で観測された1923年の関東地震の本震および余震記録に東京で

観測されたM6以上の記録から求めた回帰式による結果である。同図より、大きい地震ほど東京の地下構造を反映した周期8秒前後の震動が卓越するのが認められる。

3.2 波形合成法に基づく方法

この方法は以下の2つに分類される。一つは、対象とする断層の近傍で発生した中小地震の記録を経験的グリーン関数として大地震を予測しようとする方法であり、もう一つは、断層面の小要素から射出されて観測点に到達する地震波の包絡波形を経験的な距離減衰式を用いて重ね合わせる方法である。

中小地震の観測記録を用いる方法は震源での予測し難いパラメータ、伝搬経路および敷地或いは周辺の地下構造の複雑な影響などが分からなくても強震動の推定が可能な手法であり、入倉⁸²⁾、田中他⁸⁴⁾、武村他⁸⁶⁾の方法等がある。その他にも要素地震の重ね合わせの異なる種々の方法が提案されている。各種法のねらいは重ね合わせによる人工的な卓越成分の出現の回避および一様滑りによる短周期成分の不足の補充である。後者の問題に関して池浦⁸⁸⁾は、各種法による震源スペクトルのscalingがどのようになっているかを理論的な誘導の基に比較している。その結果、0.5Hz以上の短周期帯域では各手法間に1オーダー以上の差のあることが認められ、構造物の耐震設計上重要であるこの様な周期領域においては断層面における破壊の不均質性の適切な評価が必要であることを指摘している。

また、本手法の適用に当たっては、要素地震の選定が重要であり、選定に際しては次の条件を満足することが望ましいとされている⁸⁷⁾。

- ①震源メカニズムが等しく要素地震の発生過程が評価対象地震と相似であること。(震源過程の相似性)
- ②想定する大地震と要素地震の震源が近く、且つ評価対象地点或いはそこから地域的にそれほど離れていない地点における要素地震の観測波形があること。(伝搬経路の相似性)
- ③評価対象地点における地盤の振動性状が要素地震と評価対象地震とで差がないこと。(増幅特性の類似性)

大地震の断層面から比較的近い場所における予測には、伝搬経路の相似性から複数の要素地震を用いることも考えられる。また、比較的近い伝搬経路をもつ異なる地震についても震源近傍の地盤構造や放射特性の影響を微妙に受けることが考えられ、要素地震の選定には充分注意が必要と思われる⁸⁹⁾。なお、設計用ということ考えると、表層地盤は著しい非線形性を示すことになるであろうから、予測点としては比較的安定した硬質地盤において評価するのが適当である。適切な記録がない場合は何らかの方法で表層地盤の影響を除去することも必要であろう。本方法は地震波動を構成する全ての波

動成分を考慮することができ要素地震がワイドバンドの地震計で観測されたものであれば広い範囲の周期領域まで考慮することが出来ることも有利な特徴である。文献39)に本方法に関する留意点等が詳細にまとめられているので参照されたい。

包絡波形重ね合わせ法は、翠川・小林⁴⁰⁾により提案された手法であり、地震基盤($V_s=3\text{km/s}$ 程度)に入射する地震波の包絡形および応答スペクトルを推定する手法である。震源断層を小要素に分割し、各小要素から射出されて観測点に到達する地震波の包絡波形を距離減衰式から定め、重ね合わせにより断層全体からの包絡波形および応答スペクトルを求める方法である。この方法は震源域近傍まで適用可能であり、余震記録を必要としないことまた入力データが比較的少ない等の利点がある。この方法は実体波のS波を対象としており、対象周期は0.1秒から5秒程度とされている。

両手法とも断層の破壊パターンが予測地点のスペクトルに大きな影響を与える。破壊パターンは結果論として評価されるものであろうと思われるので、いくつかのパターンを想定して安全側の値を採用する配慮も必要であろう。

中小地震の観測記録を重ね合わせる手法の適用例として、太田他⁸⁷⁾による横浜での1923年関東地震の予測スペクトルを図-5に示した。同図は減衰定数5%の応答スペクトルであり、0.5~3秒付近の中周期領域で $S_v=100\text{cm/s}$ 程度となっている。

包絡波形の重ね合わせによる方法の適用例として、1923年関東地震の東京都江戸川区における地表・東京礫層等の予測結果を図-6⁸⁷⁾に示した。同図は、夢の島人工地震実験から求められた首都圏の深層地盤構造¹⁷⁾に対象敷地の表層地盤を重ね合わせたモデルを作成し、時刻歴に変換された基盤地震動を一次元の重複反射により表層に上げたときのスペクトルを示している。

3.3 理論的方法

理論的な方法によるものは、地盤を成層構造としたものと盆地形状のような不整形構造にしたものとに分けられる。どちらもやや長周期地震動の予測に注目したものが多く、特に不整形構造に関する研究はメキシコ地震以来急速に発展した分野である。

成層構造の研究に関しては次のようなものがある。表面波に関するものとして、工藤⁴¹⁾は半無限成層構造中について正規モード理論による遠方近似解を断層面からの寄与として加え合わせ、ラブ波・レーリー波の波形を求める方法を提案している。実体波と表面波を考慮できるものとして、北川他⁴²⁾は断層面上に局在して分布するイベントを考え、各イベントから発生する実体波と表面波を理論的に計算して基盤上で加え合わせ、更に表層の増

幅特性を考慮して地表の波形を求める方法を示した。図一7は関東地震における東京での予測スペクトルである。実体波に関するものとして、石田⁴³⁾はHASKELLモデルに基づくS波の加速度スペクトルに短周期成分を補強するための実地震動記録から求めた補正関数を施し、地震基盤における加速度スペクトルを求める方法を示した。また、瀬尾⁴⁴⁾は堆積層外縁部から透過したSH波を堆積層内の全反射問題とし、全ての伝搬経路の波を重ね合わせるにより対象地点の波形を求める手法を提案した。本手法の適用例として、関東地震の東京他における予測速度応答スペクトル($h=2\%$)を図一8⁴⁵⁾に示した。

地下構造を不整形とした地震動予測手法は、波線法、差分法、AL法、境界要素法、有限要素法等があり、文献39), 46), 47), 48), 49)に各種法の特徴・使用に当たっての留意点に関して詳細かつ要領よくまとめられているので参照されたい。不整形地盤の地震動予測に関しては2次元・3次元的な地下構造、減衰特性等が明らかになるにつれて、その精度がますます向上するものと思われる。

以上、地震動予測の各種法について概観したが、その他の地震動予測手法として瀬尾⁴⁶⁾は、微動を用いた方法を提案している。即ち、岩盤と堆積層のスペクトル比を地震時の伝達関数とみなし地震動予測を行うものである。この方法は測定が簡便であり費用が少なくすむこと、また測定に際して公害振動・騒音の問題もないこと等有利な面があり今後の発展が望まれる。

最後に、スペクトルの形で得られた設計地震力を時刻歴に変換する際および地震基盤或いは工学的基盤で作成された波形を解析モデルに相応しい入力位置での波形に変換する際の諸々の項目・留意点に関して簡単に触れる。時刻歴波形への変換に関しては種々の手法が提案⁴⁷⁾されているが、正弦波の重ね合わせにより目標スペクトルにフィットする波形を作成するのが一般的であろう。その際、継続時間の取り方や非定常スペクトル特性の関保することが肝要である。表層地盤の非線形応答に関しては、時間領域および周波数領域によるものとがある。一般に修正R-Qモデル或いは修正H-Dモデルを用いた時間領域の逐次積分法による解析は高振動数が卓越した結果を与える、逆に等価線形解析による周波数領域の結果は高振動数成分の少ない結果を与える⁴⁸⁾とされている。目標とする周期領域との関連も含めて適切に選択する必要がある。また、近年ウォーターフロント等で注目を浴びている砂地盤の液状化問題に関しては、液状化過程から液状化後の挙動については一次元の有効応力解析で実記録を極めて良くシミュレート出来るとの報告⁴⁹⁾があり、同様の解析から液状化のレベルを設計スペクトルと結び付けて考える提案⁵⁰⁾もなされている。更に、崖地形のように地表

不整形の影響についても二次元或いは三次元による解析⁵¹⁾および観測事例の調査・検討による適切な評価が必要であろう。

4. おわりに

現状では設計を制するような地震動を一義的に決めることは困難であり、ある程度の間は複数の地震による応答を確率統計的な立場から評価せざるを得ないであろう。しかしながら、地震工学の研究分野においては最終的なゴールである地震動予測に向けて着実に発展し、多くの成果が蓄積されている。これらの最新の研究成果を積極的に取り込み、多くの予測例を積み重ねることにより、更に合理的な設計用入力地震動の評価が可能になると思われる。

末筆ながら、筆者の勉強不足から重要な研究に見落としが多々あると思われるが、その時はどうかご容赦頂きたい。

【謝辞】

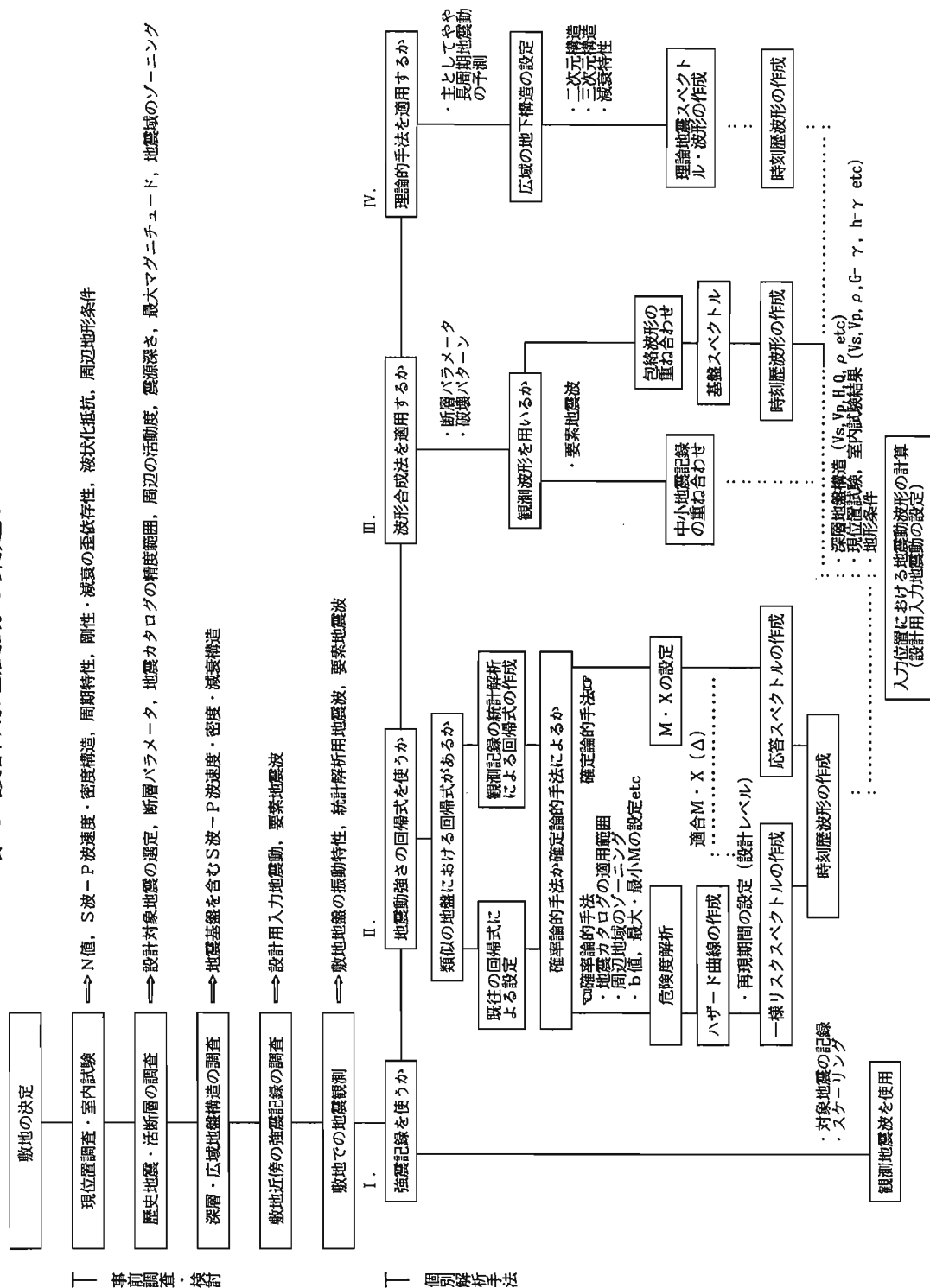
本資料を作成するに当たり、日本建築センターと建設省建築研究所の共同研究として実施されている設計用入力地震動研究委員会(委員長:加藤勉東洋大学教授)の内部組織であるワーキンググループC(主査:横田治彦博士)の資料を大変参考にさせて頂きました。ここに記して深謝致します。

【参考文献】

- 1)久徳敏治:「設計用地震動に考慮すべき諸要因について」—設計地震動のたてまえと耐震設計の本音—, 第10回地盤震動シンポジウム, 1982.4.6
- 2)(財)日本建築センター:「高層建築物の動的解析用地震動について」, ビルディングレーター, 1986.6
- 3)竹内吉弘:模擬地震波の設計への利用, 第10回地盤震動シンポジウム, 1982.4.6
- 4)東京天文台編:理科年表
- 5)宇津徳治:「日本付近のM6以上の地震及び被害地震の表:1885~1980」, 1982, 東京大学地震研究所彙報 57号
- 6)宇津徳治:「日本付近のM6以上の地震及び被害地震の表:1885~1980(訂正と追加)」, 1985, 東京大学地震研究所彙報 60号
- 7)気象庁:地震月報別冊
- 8)宇佐美龍夫:資料・日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1975
- 9)活断層研究会:[新編]日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 1991
- 10)佐藤良輔, 阿部勝征, 岡田義光, 島崎邦彦, 鈴木保典:日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989
- 11)(財)日本建築防災協会:臨海部における大規模建築物群の総合的な構造安全に関する調査・検討のうち動的設計用入力地震動の設定に関する検討, 平成4年3月

- 12) 亀田弘行・石川裕：ハザード適合マグニチュード・震央距離による地震危険度解析の拡張，土木学会論文集，第392号/1-9，1985
- 13) Iida: Earthquake magnitude, Earthquake fault and source dimensions, J.E.S Nagoya Univ. 1965
- 14) Omote, S., Y.Ohsaki, T.Kakimi and T.Matuda: Japanese practice for estimating the expected maximum earthquake force at a nuclear power plant site, Bull. New Zealand Nat. Soc. Earthq. Eng., 13, 37-48, 1980
- 15) 萩原尊禮：日本列島の地震—地震工学と地震地体構造，鹿島出版会，1991
- 16) 山水史生・高橋博・後藤典俊・太田裕：やや深い構造のS波速度(Ⅲ)地震 第2輯，第34巻，1981
- 17) 嶋悦三他：夢の島人工地震実験資料集，首都圏基盤構造研究グループ，平成元年7月
- 18) 浅野周三・安井謙・若松邦夫・奥田暁・鈴木宏芳・笠原敬司・山水史生・井川猛他：首都圏における地下構造調査 その1.，その2.，建築学会大会梗概集，1992
- 19) Kawasumi, H: Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity Historical time, B.E.R.I., Vol.29, 1951
- 20) C. Allin. Cornell: Engineering Seismic Risk Analysis, B.S.S.A., Vol.58, NO5, 1968
- 21) Kitagawa, Y. and S. Hattori: On the regional distribution of the earthquake danger and the maximum amplitude in Japan, Proc. JEES, 1975
- 22) 例えば、亀田弘行・奥村俊彦：活断層データと歴史地震データを組み合わせた地震危険度解析，土木学会論文集，362号/1-4，1985
- 23) A.S.Kiremidjian et al.: A STOCHASTIC MODEL FOR SITE GROUND MOTIONS FROM TEMPORALLY DEPENDENT EARTHQUAKES, B.S.S.A., Vol.77, No.4, 1987
- 24) 松村和雄・牧野稔：非定常な地震の発生を考慮した地震危険度解析，日本建築学会構造系論文報告集，第417号，1990
- 25) 日本建築学会：地震荷重—その現状と将来の展望，昭和62年
- 26) 田中貞二・福島美光：地震動強さの距離減衰式，第15回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，1987.8
- 27) 日本建築学会：免震構造設計指針，1989
- 28) 武村雅之：強震地動，第12回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，1984
- 29) Yokota, H., K.Shiba and K.Okada: Characteristics of underground earthquake motion observed in the mud stone layer in Tokyo, proc. of 9th WCEE, Vol.2, 1988
- 30) 長橋純男：関東地方における地震動の距離減衰特性，建築学会大会梗概集，1988
- 31) 大野晋・太田外気晴・池浦友則・武村雅之：海外震源近傍記録の回帰分析による地震動スペクトル評価，第8回日本地震工学シンポジウム，1990
- 32) 松井正広・横田治彦・片岡俊一・田中貞二：東京で観測されたやや長周期地震動の応答スペクトル特性—変位、速度記録に基づく回帰分析—，建築学会大会梗概集，1990
- 33) IRIKURA, K.: Estimation of near-field ground motion using empirical Green's function, 9WCEE, 1986
- 34) 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢：前・余震の記録から本震地動の加速度波形特性を推定する方法，第6回日本地震工学シンポジウム，1982
- 35) 武村雅之・池浦友則：断層の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価，地震第40巻，1987
- 36) 池浦友則・武村雅之：半経験的地震動評価法と震源スペクトルのスケールリング，地震学会講演予稿集，1990 No.2
- 37) 太田外気晴・嶋悦三・丹羽正徳・池浦友則・竹村雅之：東京湾岸における高層建築物の耐震設計入力地震動評価，日本建築学会構造系論文報告集，第426号，1991
- 38) Wakamatsu, K., A. Nobata, O. Kurimoto and Y. Yasui: Characteristics of long-period ground motions in the Tokyo metropolitan area based on seismometer array with broad period band, 10WCEE, 1992
- 39) 野田茂：やや長周期地震動の各種予測手法のレビューと研究展望，第18回地盤震動シンポジウム，1990
- 40) 翠川三郎・小林啓美：地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質，日本建築学会論文報告集，第273号，1978
- 41) 工藤一嘉：やや長周期の地震波形予測と周辺問題，第10回地盤震動シンポジウム，1982
- 42) 北川良和・西出俊夫：断層モデルによる強震地動予測手法に関する研究，第8回日本地震工学シンポジウム，1990
- 43) 石田勝彦：強震地動スペクトル評価に関する一考察，第6回日本地震工学シンポジウム，1982
- 44) 瀬尾和大：地下深部の地盤構造が地表面の地震動に及ぼす影響，東京工業大学博士論文，昭和56年5月
- 45) 佐間野隆彦・瀬尾和大：首都圏において考慮すべきやや長周期地震動の強さ，建築学会大会梗概集，1990
- 46) 井上涼介：やや長周期帯域における設計入力地震研究の展望，土木学会論文集第374号/1-6，1986年10月
- 47) 源栄正人：堆積盆地地形において生成される表面波に関する解析検討，第18回地盤震動シンポジウム，1990
- 48) 川瀬博：表層地質が地震動に及ぼす影響に関する研究事例と今後の課題，第18回地盤震動シンポジウム，1990
- 49) 綱領一起：不整形地盤における地震動，土木学会論文集第437号/1-17，1991年10月
- 50) 瀬尾和大・佐間野隆彦：地震動予測への微動の活用について，建築学会大会梗概集，1992
- 51) 模擬地震動作成手法研究会〈代表/大崎順彦〉：模擬地震動作成手法の改良について，昭和59年3月
- 52) 田蔵隆・清水勝美・横田治彦：地盤の非線形地震応答特性，第15回地盤震動シンポジウム，1987
- 53) 時松孝次・古山田耕司・辻本康広：実測記録より見た液状化過程における地盤の非線形動的特性，建築学会大会梗概集，1992
- 54) 三輪滋・森伸一郎：地盤の地震動増幅特性に及ぼす間隙水圧の影響 その4.，建築学会大会梗概集，1992
- 55) 例えば、末富岩雄・中村晋：平面ひずみ状態を考慮した3次元地震応答解析による不整形地盤の地震動応答，建築学会大会梗概集，1992

表-1 震言十月地震動の策定フロー



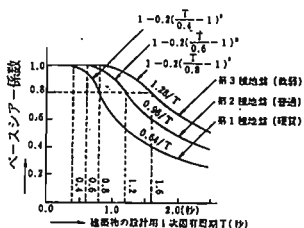


図-1 建築標準法における2次設計用ベースシア係数

表-2 岩盤を対象としたスペクトル減衰式に関する既応の研究²⁷⁾

No.	研究者	文献	地盤 (想定 V_s km/s)	M	X (km)
1	小林・浜田	2)	高層	5~8	50, 100, 200
2	堀川・小林	3)	基盤 (No. 3)	5~8	50, 100, 200
3	大崎他	4)	硬岩 (≥ 1.5), 軟岩 ($0.5 \sim 1$)	5~7	50, 100
4	渡部	5)	硬質地盤 (0.6~1.6)	5~8	50, 75, 100
5	神岡他	6)	岩盤	7	100
6	神岡他	7)	硬岩 (> 1), 軟岩 (< 1)	5~7	50, 100, 150
7	池田他	8)	基盤 (2.8)	5~7	50, 100

[注] No. 2 については入射波 $\times 1.5$ を取崩波とした。

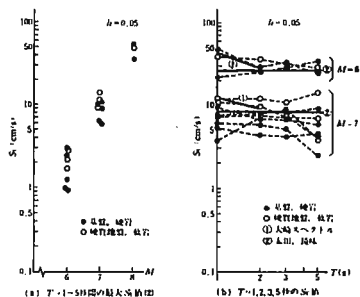


図-3 回帰分析による速度応答スペクトル S_v 値 ($X=50$ km)²⁷⁾

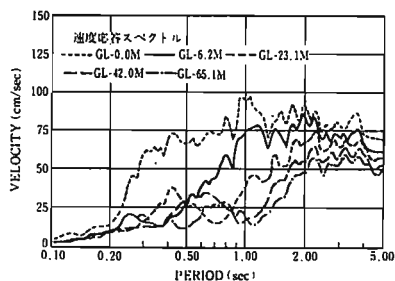


図-6 包絡波形の重ね合せに基づく関東地震の東京・江戸川における予測スペクトル ($h=5\%$)²⁷⁾

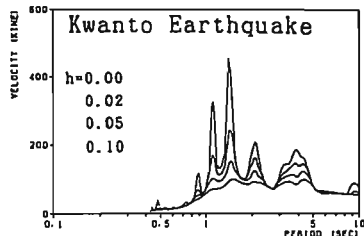


図-7 北川他⁴⁾の方法による関東地震の東京における予測スペクトル⁴²⁾

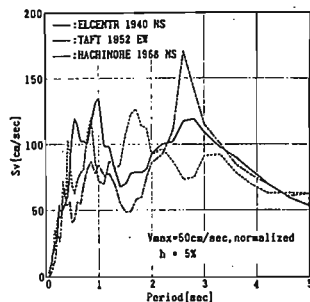


図-2 設計で多用される著名地震波の速度応答スペクトル ($V_{max}=50$ cm/sec)

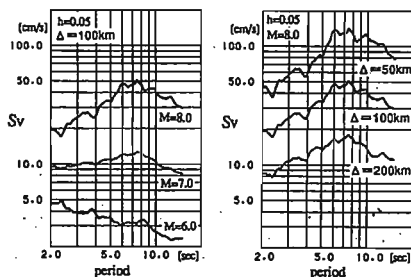


図-4 回帰式による速度応答スペクトル²⁹⁾

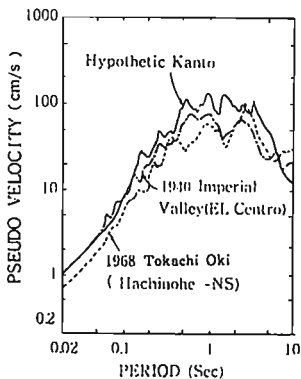


図-5 中小地震の重ね合せによる関東地震の横浜における予測スペクトル ($h=5\%$)³⁷⁾

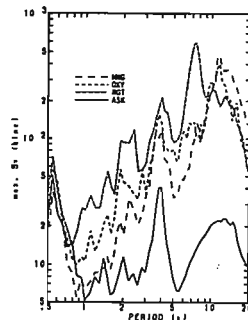


図-8 瀬尾の方法による関東地震の東京他における予測スペクトル ($h=2\%$)⁴⁸⁾

Trends and prospect on input ground motion for seismic design in Japan are mentioned.

Guidelines incorporating the latest ground motion research results have been prepared for setting up ground motions for seismic design of buildings to be objects of appraisal such as tall buildings and base-isolated buildings. It is necessary to discuss about some future needs and prospect to be expected and applied to the practical design. Ground motion in the longer period range, spatial distribution of ground motion, vertical ground motion, ground motion of soft soil and near field motion are discussed.

1 はじめに

免震建築、高層RC建物の耐震設計、東京臨海部の大規模建築物群の耐震設計などにもなって設計用入力地震動の検討、設定作業が近年盛んに行われている。また、超高層建物がさらに高層化することを考慮してやや長周期地震動の設計の評価なども盛んに行われている。日本建築センター内に設置された設計用入力地震動研究委員会(顧問：梅村魁東大名誉教授、志賀敏男教授、委員長：加藤勉教授)では、日本全国を対象とした設計用入力地震動作成手法の提案が進められている。以上の例に見られるように、最近の地震動研究の成果を取り入れて、現時点で最も適当と考えられる設計用入力地震動の設定を行う検討作業は多くの場において実施されており、地震動予測の研究成果が実用的な設計法として受け入れられつつある。

本報告では、設計用入力地震動の設定に関する最近の動向について簡単に述べるとともに、その将来的な課題と展望について述べる。入力地震動の設定に関しては、地域を限定して設計用の入力地震動を検討した東京臨海部の例と、日本全国を対象とした設計用入力地震動研究委員会の例について述べる。

2 東京臨海部における動的設計用入力地震動の検討

東京臨海部の開発事業において建設される予定の高層建物では、構造形式の多様化、種々の基礎工法の採用などが予想される。また、臨海部の限られた地域に多くの建築物群が建設される。したがって、従来からの標準的な設計用入力地震動ばかりでなく、敷地地盤特有の地震動特性を考慮した設計用入力地震動による検討も必要となる。そこで、上記の背景を考慮して動的設計用入力地震動が実務的な観点から検討されている1),2),3)。以下に概要を紹介する。

本検討では地域が限定されているために、東京都心部の地震観測結果を入力地震動評価に用いることができる。また、関東平野の深い地下構造を反映していると考えられるやや長周期地震動について検討している。建設地の地域特性を考慮して、レベル2相当の地震動を策定するために過去に最大級の影響を及ぼした、または将来的に最大級の影響を及ぼすと考えられる地震を複数選定し、多くの地震動評価手法、過去の研究成果などを反映

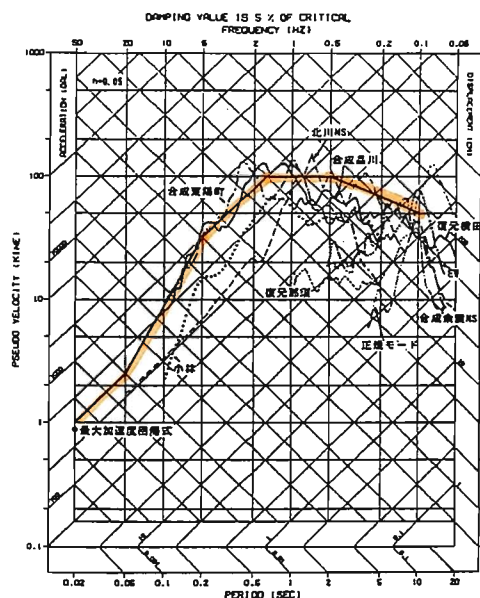
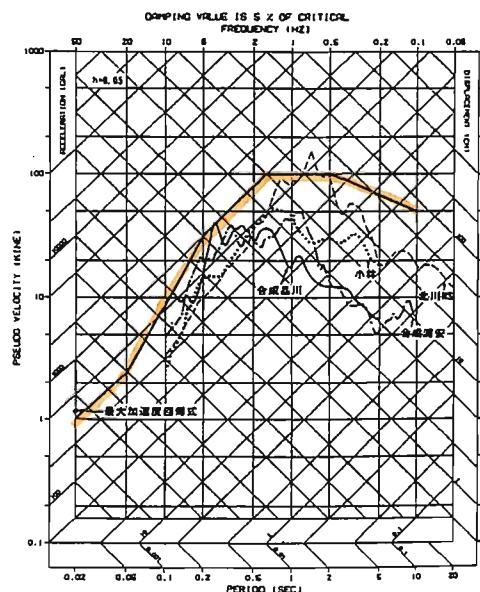
図-1 関東地震の疑似速度応答スペクトル($\eta=5\%$)

図-2 安政江戸地震の疑似速度応答スペクトル(h=5%)

して設計用応答スペクトルを決定した。設計用地震動の設定は、敷地地盤の振動特性を反映し易いこと、地盤の非線形応答解析、液状化の検討、基礎―地盤―建物系の動的相互作用解析が合理的に行えることを考慮して、建物の支持層相当地盤（東京礫層または江戸川層）の上面を自由表面と見なして設定した。

(1) 考慮すべき地震

当該地域を中心とする半径200km圏内で発生した過去の地震について各種の回帰式を用い、考慮すべき地震を検討した。最大加速度（大崎・渡部 [1977]，金井 [1966]，道路橋示方書 [1980] による）は、1855年安政江戸地震，1894年東京地震，1923年関東地震の順で大きい。応答スペクトル（大崎 [1984]，片山 [1978] による）は、関東地震，安政江戸地震が大きい。従って、海洋性巨大地震として関東地震を、内陸性地震として安政江戸地震を選び、想定地震として東海地震も検討対象とした。

(2) 3地震の検討結果

関東地震の検討：各種検討によって得られた疑似速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）をまとめて図-1に示す。①関東地震の復元波形，②回帰式の最大振幅値，③波形合成法，④理論的方法，⑤地震断層を考慮した応答スペクトル推定法などによって検討した。

安政江戸地震の検討：結果を図-2に示す。上記②～⑤の検討を行った。

東海地震の検討：結果を図-3に示す。上記③～⑤の検討を行った。

(3) 設計用入力地震動

以上の結果をまとめると短周期領域では安政江戸地震と関東地震は同程度であり東海地震は小さい。中周期領域では関東地震が大きく応答速度（ $h=5\%$ ）は最大で約100kine程度である。やや長周期領域では関東地震と東海地震は同程度であり、応答速度は約50～100kine程度である。このように、全周期領域で関東地震は他の地震を概ね包含している。このため、基準地震動は関東地震の各種検討結果を概ね包絡するように、図中の実線で示すように設定した。用いた地震記録の信頼性および疑似速度応答スペクトルで定義していることなどから、5秒程度以上の周期領域に関してはさらに検討を進める必要がある。上記の基準スペクトルを満たす

模擬地震動は、位相特性として関東地震の波形合成法による推定波形を用い正弦波の重ね合わせで作成した。模擬地震動の加速度波形とこの積分波形を図-4に示す。最大加速度，速度は各々約310Gal，51kineである。

レベル1の地震動は多面的な検討を経て、最終的にはレベル2地震動の半分とした。また、上下動の設計スペクトルについても検討し提案している。

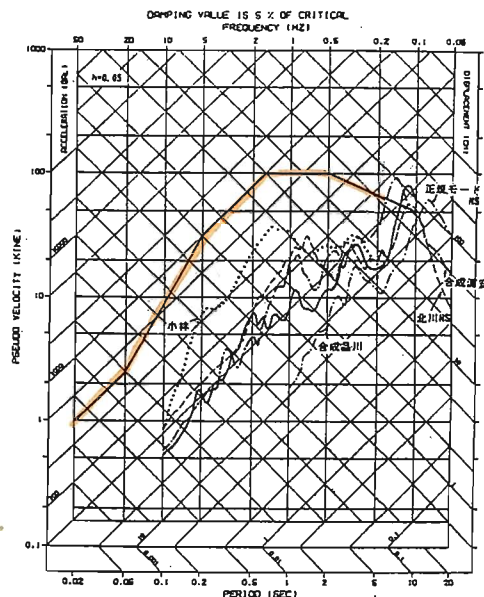


図-3 東海地震の疑似速度応答スペクトル($h=5\%$)

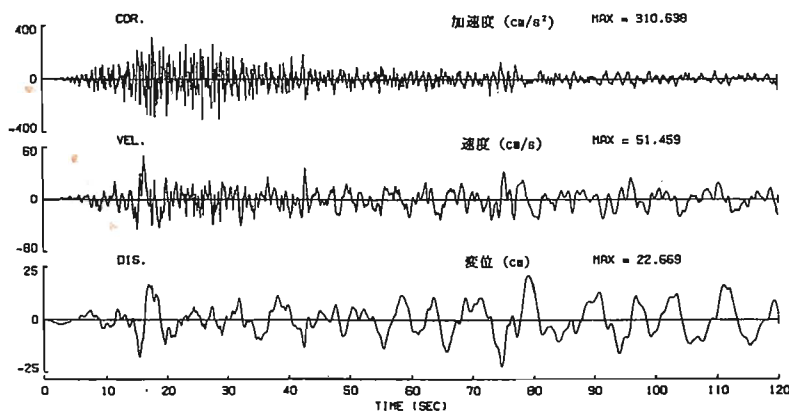


図-4 模擬地震動波形（加速度および積分速度・変位）

3 設計用入力地震動研究委員会の動向

日本建築センター内に、建設省建築研究所との共同研究の一環として、設計用入力地震動研究委員会が設置され研究が進められている。高層評定、免震構造評定などの評定対象の建物、高さが45から60mまたは幅高比6以上の建物など技術評価対象の建物の耐震設計用地震動の策定を行うために、1989年度から4年間の予定で最新の地震動研究成果を盛り込んだガイドラインを作成している。現在設計で多用されている設計用入力地震動（例えばEl Centro 1940 NS, Taft 1952 EW, Hachinohe 1968 など）にかわるより合理的な動的解析用の入力地震動を提案することを目的としている。設計する建物の建設対象地域は日本全国となるため、詳細に地域の特性を考慮することはできないが、設計用入力地震動として平均像的な時刻歴波形を与えられるように標準的な策定フローが示される予定である。また、深い地下構造、震源の特性など建設対象の地域特性を十分に反映することのできる地域については、詳細な個別検討によって設計用入力地震動を策定する方法が資料編に示される予定である。委員会におけるガイドラインの作成作業は1992年度中に終了する予定である。

本章では設計用入力地震動策定の基本的考え方とその設定例について紹介する。

本ガイドラインの基本的な考え方は以下のようである。

①設計は2段階設計法を基本とする。

レベル1、レベル2の2段階としその地震入力に対して耐震設計を行なう。

②設計用の入力地震動を建物の工学的基盤（ V_s が400～500m/s 程度）で定義する。工学的基盤を自由地表面（開放面）として、ここで基準応答スペクトルとして減衰定数5%の疑似速度応答スペクトルを与える。基準応答スペクトルは周期0.02～10.0秒の範囲で定義される。

減衰定数5%の設計用応答スペクトル $S(T)$ 、 $S'(T)$ は以下のように与えられる。

$$S(T) = \zeta \cdot B(T) \cdot L(T) \cdot G(T) \quad (1)$$

$$S'(T) = S(T) \cdot P(T) \cdot I(T) \quad (2)$$

ζ ：地域毎の地震活動度を考慮して定める地震活動度係数。当面、建築基準法施行令および建設省告示で示されている地震地域係数 Z を用いてもよい。すなわち、日本全国の地震活動度に応じて1.0～0.7の係数を考える。

$B(T)$ ：工学的基盤における計用基準応答スペクトル。

レベル1、レベル2の2つの基準スペクトルが与えられている。関東における地震観測結果、地震動評価結果を参考としており、やや長周期領域における地震動をも設定している。

$G(T)$ ：表層地盤増幅特性係数。

レベル1、レベル2の地震動レベルに対応して地盤の非線形性を考慮した増幅特性を与える。表層地盤の増幅特性を地盤の卓越周期に関連して与える。

$L(T)$ ：やや長周期補正係数。

やや長周期の地震動強さは関東などのように地震基盤と考えられる岩盤上に厚い堆積層を有している地域を基準とし、深い地下構造の広がりや深さ（堆積平野の規模）に応じて低減する。周期2秒から10秒の範囲で補正係数スペクトルとして与える。

$P(T)$ ：液状化補正係数。砂質地盤の液状化に伴う表層地盤の増幅特性の変化（長周期化）を考慮する係数である。

$I(T)$ ：地形効果補正係数。崖地や切り土、盛土の造成地等の特殊な地形の増幅特性への影響を考慮する。

上下動設計用応答スペクトルは水平動のスペクトルを基本として上下動成分係数スペクトル $V(T)$ を乗ずる。

上記の諸係数を用いて設定された設計用応答スペクトルは減衰定数5%の応答スペクトルを基準としており、地震応答解析を行なう場合にはこれに基づいて時刻歴波形（模擬地震波）を作成する。ガイドラインでは模擬地震動の作成方法についても言及している。また、周期5秒程度以上を基本周期とする長周期構造物の設計など、最新の地震学、地震工学的な知見を取り入れた詳細な検討を実施する場合にはガイドラインに拘束されずに別途検討することを推奨している。委員会のまとめ作業は現在進行中であり、最終案は1992年の秋までにまとめられる予定である。

ここで提案されている設計用入力地震動は、工学的基盤で与えられた基準スペクトルに表層の増幅特性、長周期の補正係数、地形、液状化の影響などを考慮して地表面の設計用応答スペクトルが計算できるように工夫されている。最新の知見に基づいた新しい試みである。

4 入力地震動研究の課題と展望

(1) 長周期地震動

やや長周期の入力地震動研究は多くの研究者によって推進されており、多くの有用な知見が得られている。しかしながら、研究を進めるに従って新たな研究課題が生じ、研究成果が十分に実際の耐震設計に生かされているとは言えない。その理由は、地震動の複雑さ、再現性の問題、地盤構造による影響の大きさなど多くのことが考えられる。現在は研究的な課題でありその成果が十分に実務に反映されていないが、将来的には設計実務で定量的に反映できる研究のうち、重要な課題について挙げると、

①やや長周期地震動の定量的評価（評価精度の向上）

②やや長周期の上下動

③地域の特性（深い地下構造）を反映した地震動

④3次元の波動伝播を考慮したやや長周期地震動の評価などが挙げられる。

やや長周期地震動は震源特性、震源位置、伝播経路の地下構造、対象地点周辺広域の深い地下構造などによって大きな影響を受ける。従って、同程度の規模の地震であってもやや長周期地震動の振幅は大きく異なり、その定量的評価結果のばらつきは大きい。また、やや長周期地震動が卓越するような大きな地震動の記録はなかなか得られず、なんらかの予測手法を用いなければならない。評価手法の研究と共に、その有用性を実証するための観測データの蓄積、深い地下構造の探査が不可欠となる。特に、規模の大きい平野、盆地などの深い地下構造の探査、長周期領域まで精度良く記録できる地震計による観測データの収集、蓄積は特に重要な課題である。やや長周期地震動の定量的評価は、条件によって大きく異なるため、その基となる基本的データの蓄積が重要である。

現在まで日本で設計・建設された建物の最長周期は約6秒であるが、将来的には周期10秒以上の建物も多く検討されると考えられる。現状では、日本において周期5秒以上の高層建物を建設しようとする、地震荷重より風荷重の方が大きくなると考えられているが、やや長周期地震動の特性を再評価した場合に、風荷重と比較してどちらが支配的となるか検討することも重要な課題である。今後、やや長周期地震動の設計評価の重要性はますます高まると考えられる。

(2) 建設地の広がりやを考慮した地震動

大型ドーム、スタジアムなどの大型構造物、道路を跨ぐ建物などでは地震動の2次元または3次元の広がりを考慮して入力地震動を考える必要がある。観測などに基づいて実際問題としての地震動の相異、入力への影響を定量的に評価すること、メカニズムの解明などが当面の課題である。また、設計的な観点からこの問題に取り組むことも必要で、どの程度の地震動の相異が許容できるか、入力損失効果などについても検討しておく必要がある。

(3) 上下地震動

通常の構造物では建物の剛性が縦方向には十分に大きいとして建物の上下動応答はあまり大きな問題にされなかった。しかし、高層建物やロングスパンの構造物では上下方向の固有振動数が数Hz以下となり、上下動応答も考慮することが必要となる。最近の研究では水平動と上下動の関係、P波、変換P波、ラーリー波などによる上下地震動が検討されている。耐震設計における水平動、上下動の同時入力なども課題である。

(4) 地盤の非線形増幅特性を考慮した地震動

臨海部などの大規模開発にともない軟弱な表層地盤の

非線形増幅特性の評価が課題となっている。この問題は以前から大きな課題であったが、最近では1989年のロマ・ブリエタ地震の際にも再度注目されている。強震観測記録などが不足しており、地盤を水平平行層と仮定せずに不均質性などを考慮した場合の研究は未だに課題である。

(5) 震源近傍の地震動

日本ではほとんどの大地震は海洋底を震源として発生しているが、濃尾地震のように内陸型の大地震も発生している。また、都市直下を震源とする中規模地震であっても、震源距離が近い場合には大きな地動加速度を生じることが予想されている。日米の観測記録に基づく震源近傍の最大振幅の推定結果は地表付近の地盤構造の相異の影響もあって日本の方が大きな値となる。最大振幅以外にもそのスペクトル特性などにも着目して震源域の地震動を明らかにしてゆく必要がある。高密度の観測アーレーなどによって近い将来に震源近傍の地震動特性も明らかにになると期待される。

(6) 耐震設計上の課題

上記に述べた地震動評価の課題に関連して、耐震設計上の解析モデルの検討、解析に用いる各種パラメータの設定方法、設計方法などの検討が不可欠である。総合的にバランスの取れた耐震設計を目指すことが大きな課題と考えられる。

5 おわりに

本報告は、設計用入力地震動の設定に関する最近の動向と、将来の展望について簡単にまとめたものである。設計用入力地震動の策定に携わった多くの方々への成果を引用させていただいたことに心から感謝いたします。また、入力地震動研究の課題と展望については著者の意見とともに、「地震動と地盤（第2版）」の中の記述から引用させていただいた。関係の諸氏に紙面をお借りして感謝の意を表します。

（参考文献）

- 1) 丹羽正徳、渡部丹、横田治彦、田村保：東京臨海部における動的設計用入力地震動の検討（その1 基準地震動スペクトルと模擬地震動）、日本建築学会大会、pp.361～362、1991.9
- 2) 芳賀勇治、渡部丹、阿世賀宏、藤堂正喜、平沢光春：東京臨海部における動的設計用入力地震動の検討（その2 模擬地震動を用いた各種地盤の応答解析）、日本建築学会大会、pp.363～364、1991.9
- 3) 丹羽正徳、芳賀勇治、横田治彦、田村保、阿世賀宏、藤堂正喜、平沢光春：東京湾臨海部における動的設計用入力地震動の検討、シンポジウム ウォーターフロントにおける地震動特性と地盤に関わる諸問題、日本建築学会関東支部構造部会、pp.51～56、1991.9

清水建設（株）技術研究所、工博

D-3

予測地震動と建築物の応答

Predicted Strong Motion As Seismic Design Input

田治見 宏

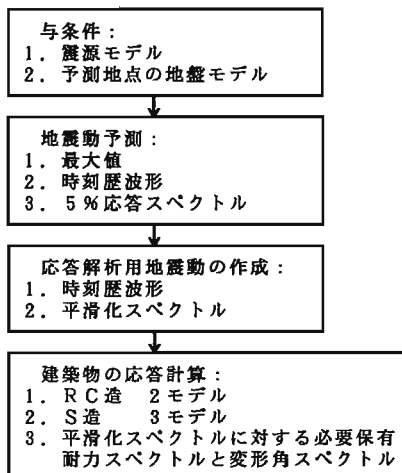
TAJIMI Hiroshi

This paper describes a brief summary of the report on "Strong Motion Prediction and Building Response", which was published from the Architectural Institute of Japan (AIJ), on May 1992. The predicted motions in the report are discussed and compared to the governmental recommendations of the two level design earthquake motions, whose peak velocities are specified to 20 and 50 cm/s or more, respectively. Such design input levels are also discussed from a statistical viewpoint of the return period approach. The pseudo-velocity response spectrum is useful to the design purposes. The report presented such response spectra in smoothed forms as averages of spectra made by the various prediction methods. For future application of energy input spectrum to the design basis, the paper recommends to distinguish the Energy Input Spectra from the Pseudo-Energy spectra.

地震荷重小委員会ワーキング・グループ2 (WG2) は、地震学や地震工学の最新の知識を取り入れた地震荷重評価法の作成をめざしてきた。そのため、現在提案されているいろいろの手法を総合的に検討することとし、これらの手法を用いて仮想地震モデルから出発する一連の評価作業を行い、その成果を「地震荷重-地震動の予測と建築物の応答」¹⁾と題して上梓した。また、本年5月にシンポジウムを開催し、広く会員にご理解いただくとともに、さまざまなご意見を伺う機会をもった。この小論は、以上の作業に関与して、個人的に感じたことを2、3記したものである。

1. WG2で行った地震動評価の経緯

1.1 評価作業の流れ



震源 海溝沿いM8級…仮想東海地震 (M7.9)
内陸のM7級直下地震…
仮想神奈川西部地震 (M7.0)
予測地点 静岡 (震源距離 約50km 東海)
小田原 (震源距離 約20km 直下型)
東京
それぞれ4地点。地盤種別を配慮。

1.2 地震動の予測法

- 8法で行われたが、これらは次の4種類に大別できる
- 波形は観測波をそのまま用い、その最大値を、過去の強震動の回帰分析による距離減衰式に適用して定める法。
 - 地震動の最大値、応答スペクトル (またはパワースペクトル) を実測データに基づく回帰式から算定し、波形の位相は類似な地震および地盤条件のもとに観測された記録波形の位相、または数学的な乱数。
 - 予測対象の震源とほぼ同一の震源より発する小地震の、当該地点における観測地震動をグリーン関数とする波形合成法。
 - 伝播経路や地盤の地下構造データを用い、弾性波動理論に基づく解析による法。

1.3 応答解析用の地震動の選択

1.3.1 時刻歴波形

予測地震動のすべてを応答計算に用いるわけにはいかないので、静岡、小田原の代表的地点 (東静岡、城内) について、それぞれ2波を選択した。その予測は、予測法のii)に分類されるB2法と、iii)に分類されるD法によるものである。この2波を選択した理由は、B2法

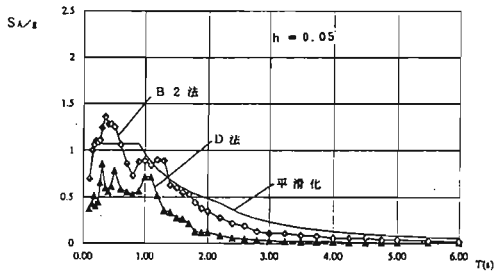
は最も新しい強震動データの回帰分析によって得られた距離減衰式に基づいていること、また、D法は小地震とはいえ、現地で記録された観測波を用いた波形合成法であること、が理由となっている。ただし、今回は現地観測波が静岡、小田原にそれぞれ1波しかなく、その適応性については検討するすべがなかった。波形合成法は学問的な好奇心をそそる方法であるが、種となる地震動には良質な観測波の存在が不可欠である。

1.3.2 平滑化スペクトル

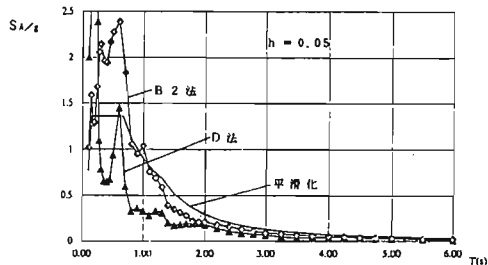
全予測地震動の平均を表すものとして、平滑化スペクトルを作成した。この平滑化スペクトルは、設計スペクトルに多用されている3重対数紙上の折線で表示したもので、全予測結果の算術平均そのものではない。むしろ速度スペクトル値や、折線の交点にあたるコーナー周期などを主たる指標として作成したものである。

1.3.3 応答解析用地震動

応答解析に用いた地震動の主要パラメーターを表した5%減衰の応答スペクトルを図1に掲げておく。同図には平滑化スペクトルも書き入れてある。なお、参考波として、実際設計に多く使われているエルセントロ1940(NS)と八戸1968(EW)を最大速度 25, 50 cm/sとして用いた。



(a) 東海地震 静岡 (S3A)



(b) 神奈川県西部地震 小田原 (O2A)

図1 応答解析用地震動の加速度応答スペクトル

1.3.4 解析の対象とした建築物

対象とした地点の地震および地盤条件から地震地域係数 $Z=1.0$ で第2種地盤に建つ建築物を想定し、表2のように選んだ。

表1 応答解析に使用する地震動

地震動	継続時間 (s)	最大加速度 (cm/s ²)	最大速度 (cm/s)
東海地震 静岡 (S3A, D法)	40	299	29
同上 (B2法)	40	428	59
神奈川県西部地震 小田原 (O2A, D法)	40	980	32
同上 (B2法)	40	721	60
1940年エルセントロ地震動(NS)	30	245	25
同上	30	490	50
1968年八戸地震動(EW)	30	102	25
同上	30	203	50

表2 解析の対象とした建築物

No	構造種別	階数	軒高(m)	設計用ベースシャワー係数	1次固有周期(s)
1	鉄筋コンクリート造	3	11.0	0.20	0.31
2	同上	12	42.9	0.25	0.80
3	鉄骨造	3	9.0	0.30	0.47
4	同上	5	17.8	0.20	0.89
5	同上	18	72.7	0.16	2.02

応答解析は、主要構造体がフレームモデルに置換できる方向について行った。地盤は静岡と小田原では多少違うので、とりあえず基礎固定とし、建物モデルは共通とした。ただし、S造5層モデルのみ小田原の地盤モデルを使い、杭基礎とした場合を扱っている。

2. 「高層建築物の動的解析用地震動」の適用について

2.1 レベル1、2地震動の設定

高層建築物の動的解析用地震動について、次の基本方針がうたわれている。²⁾

1) 基本方針

i) 当該建築物の敷地において、当該建築物の耐用年数中に一度以上受ける可能性が大きい地震動に対して、当該建築物は損傷を受けることなく、主要構造体は概ね弾性的な挙動で応答することを目指す。このような強さを有する地震動をレベル1の地震動と呼ぶ。

ii) 当該建築物の敷地において、過去に受けたことのある地震動のうち最強と考えられるもの、および将来において受けることが考えられる最強の地震動に対して、当該建築物は、倒壊あるいは外壁の脱落等の人命に損傷を与える可能性のある破損を生じないことを目標とする。このような強さを有する地震動をレベル2の地震動と呼ぶ。

また、地震動の強さについて

2) 動的解析用の地震動の強さは、レベル1およびレベル2の二種類以上とし、これら地震動波形の最大速度値設定にあたっては、基本方針で示す目標に従い、建

築基準法において想定している地震動の強さを基として、当該地域における地震の活動度等を考慮して決定する。2)において例えば、東京礫層を支持層として剛強な地下部分および基礎構造を有する建築物の地上部分を動的解析の対象とする場合での地表面に相当する部位における動的解析用地震動波形最大速度値は、下記の値による。

レベル1の地震動	レベル2の地震動
25 cm/s 以上	50 cm/s 以上

ところで、この予測で対象とした仮想東海地震や仮想神奈川県西部地震は、静岡や小田原で新築される建築物にとっては、その耐用年間に遭遇する可能性の高い地震である。しかも予測される地震動はレベル2級である。そこで、このような場合のレベル1級の地震動の決め方が問題となる。

基本方針では、レベル1の地震動とは、「主要構造体が概ね弾性的な挙動で応答する」程度の強さの地震動とし、数値的にはレベル2の1/2の強さを事例として挙げている。そこで、今回のような場合も「レベル1地震の強さはレベル2地震の強さの1/aとする。」

例として、 $a=2$ とする案が考えられる。

基本方針のレベル1、2の区別は、現在の東京に対し想定されている地震発生の時系列にはよく適合している³⁾。しかし、地域によっては必ずしもそうはいかない。そこで今回の予測例のように、まず、最強の地震動(レベル2)を設定し、次に、重要度の高い建築物にあっては、そのときの損傷の程度を抑えるため、さらにレベル1地震を上記のように設定する、という時系列を考えない方法もある。

2.2 再現期待値の活用

地震の発生に周期があるのは確かであるが、その間隔が地質学的スケールで、人間のスケールからはいつ起こるか分からない、むしろランダムという観点から再現期待値 T_r に基づいて設計用地震動を設定しようとする考え方が有る。例えば、東京においてレベル1地震動の再現期待値は200年、レベル2地震動の再現期待値は800年という試算がある。⁴⁾ この再現期待値は今回の事例では次のようになっている。

図2は地震資料(1885年~1985年)と金井式を用いて求めた基盤速度の年最大値の累積分布を書いたもので、対応する再現期待値(年)も記入してある。⁵⁾ 一方、同じ金井式を用い、今回の予測対象(東海-静岡、神奈川県西部-小田原)について、図中にプロットした。これによると静岡は $T_r=1200$ 年、小田原は $T_r=120$ 年ぐらいになっている。静岡の1200年は、東京の800年と同

じ程度と見てよからう。しかし、小田原の120年は東京の800年から見ると格段に短く、地震活動が高いことを示している。しかし、この場合すでにレベル2級の最高地震動を考えているので、これを更に高める理由にはならないように思う。小田原は日本でも特異なケースかも知れないが、他の地域についてもレベル2の地震動の強さについて、震源モデルに基づくものと、再現期待値に基づくものとの関係調べる必要がある。

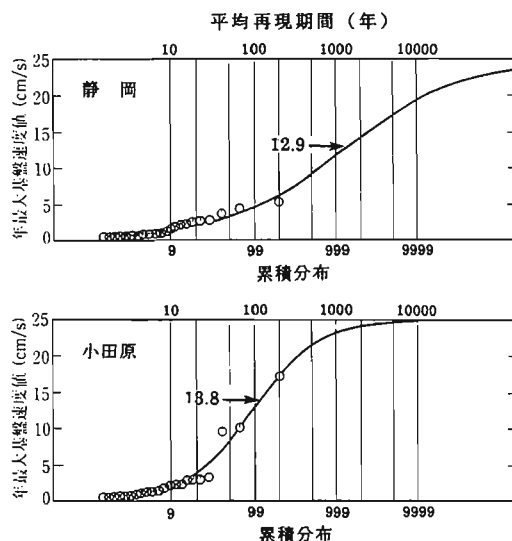


図2 年最大基盤速度値の累積分布

なお、以上の議論は基盤速度を対象としており、表2の解析用地震動の最大速度は基盤より上の地盤による増幅効果が含まれている。今回の予測でもこの基盤速度に基づくサイトの地震動予測はB1法で、別途なされており、表1と同程度の最大速度値が得られている。

3. 地震動のスペクトル表示について

今回の地震動のスペクトル表示は、5%減衰の応答スペクトルとしたが、算定式は使用したプログラムによって異なっており、算定基準を絶対加速度の最大値 $|\ddot{x} + \ddot{y}|_{\max}$ としたもの、相対速度の最大値 $|\dot{x}|_{\max}$ としたもの、相対変位の最大値 $|x|_{\max}$ としたものがあつた。これらを3重対数紙の一軸に当てるので、他の軸は擬似(Pseudo-)の名を冠して呼ばれている。すなわち、それぞれ、

- (i) $S_{pv} = S_a / \omega$, $S_{pd} = S_a / \omega^2$
- (ii) $S_{pa} = S_v \cdot \omega$, $S_{pd} = S_v / \omega$
- (iii) $S_{pa} = S_d \cdot \omega^2$, $S_{pv} = S_d \cdot \omega \bar{x}$

で、表される。減衰 0 のときは (i) と (iii) は完全に一致するが、(ii) と (iii) は $T \rightarrow \infty$ のとき、 $S_y \rightarrow |\dot{y}|_{\max}$ となるのに対し、 $S_{py} \rightarrow S_d 2\pi/T \rightarrow 0$ と異なってくる。

ところで、設計では、エネルギー入力とか入力エネルギーと呼ばれる量のスペクトル表示が用いられている。⁶⁾ 今回の予測では、このスペクトルは扱っていないが、応答スペクトルを用いた解析のところで、弾塑性履歴に対する等価減衰量を求める際に、類似の計算を行っている。このエネルギー入力は、一質点系の方程式

$$m \ddot{x} + c \dot{x} + Q(x, \dot{x}) = -m \ddot{y} \quad (1)$$

に対するエネルギー式

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} m \dot{x}(t)^2 + c \int_0^t \dot{x}^2 dt + \int_0^t Q(x, \dot{x}) \cdot \dot{x} dt \\ = -m \int_0^t \ddot{y} \cdot \dot{x} dt \end{aligned} \quad (2)$$

において、 t を継続時間 t_d にとると、 $\dot{x}(t_d) = 0$ として

$$\begin{aligned} E_I &= -m \int_0^t \ddot{y} \cdot \dot{x} dt \\ E_D &= c \int_0^t \dot{x}^2 dt \\ E_H &= \int_0^t Q(x, \dot{x}) \cdot \dot{x} dt \end{aligned} \quad (3)$$

とすれば次式が成り立つ。

$$E_I = E_D + E_H \quad (4)$$

ここで、 E_I をエネルギー入力といっている。入力動 $\ddot{y}$ が与えられたとき、このエネルギー入力は減衰係数 c や $Q(x, \dot{x})$ の降伏強度などにはあまり影響されないという。そして、 E_I を運動エネルギー式で表し

$$E_I = \frac{1}{2} m V_E^2 \quad (5)$$

と置いたとき、等価速度 V_E と系の固有周期 T の関係が図 3 のように単純に表せるという。つまり、 E_I は地震を受けたとき構造物が吸収すべきエネルギーの全量を表しており、そのため E_I は設計用スペクトルとして有用とされている。

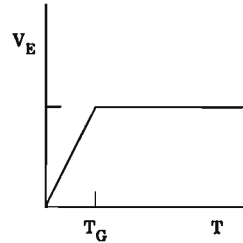


図 3

しかし、(2) 式は時々刻々のエネルギーの収支を求めるには不適当と思う。それは (2) の第 1 項が相対速度の運動エネルギーになっており、本来の運動エネルギーの物理的意味を表さないからである。例えば、物体が完全に地動から絶縁している場合は、相対速度は $\dot{x} = -\dot{y}$ 、したがって相対速度の運動エネルギーは $1/2 m \dot{y}^2$ となる。しかし、完全に絶縁しているなら、静止しているからエネルギー入力は 0 のはずである。これは次のようにして求めることができる。

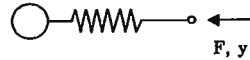


図 4

ここで扱っている振動系は、図 4 で説明すると、ばねの端部に外力が作用した場合に相当する。このときの端部の変位は地動であるから、 F のなす仕事は、

$$W = \int_0^t F \cdot dy \quad (6)$$

このときの外力は運動方程式より

$$F = m(\ddot{x} + \ddot{y}) \quad (7)$$

ゆえに (6) 式は、

$$\begin{aligned} W &= m \int_0^t (\ddot{x} + \ddot{y}) y dt \\ &= m \int_0^t (\ddot{x} + \ddot{y}) (\dot{x} + \dot{y}) dt - m \int_0^t (\ddot{x} + \ddot{y}) \dot{x} dt \\ &= \frac{m}{2} (\dot{x} + \dot{y})^2 + \int_0^t (c \dot{x} + Q(x, \dot{x})) \cdot \dot{x} dt \\ &= \frac{m}{2} (\dot{x} + \dot{y})^2 + c \int_0^t \dot{x}^2 dt + \int_0^t Q \dot{x} dt \end{aligned} \quad (8)$$

このように(8)式では第1項が絶対速度の運動エネルギーとなっている。したがって、完全に絶縁していれば第2、3項も0であるから

$$W = 0 \quad (9)$$

となる。このように正しい入力エネルギーの定義は下式で与えられる。

$$W = m \int_0^t (\ddot{x} + \ddot{y}) dy \quad (10)$$

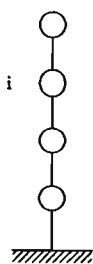


図 5

図5の多質点系の場合も、建物基部に作用する地震力のなす仕事を考え、

$$W = \int_0^t \sum_i m_i (\ddot{x}_i + \ddot{y}) \dot{y} dt \quad (11)$$

とすればよい。もし振動方程式が、

$$[m]\{\ddot{x}\} + [c]\{\dot{x}\} + [k]\{x\} = -[m]\{1\}\ddot{y} \quad (12)$$

で与えられているときは、

$$\begin{aligned} W &= \int_0^t \dot{y}\{1\}^T [m] (\{\ddot{x}\} + \{1\}\ddot{y}) dt \\ &= \int_0^t (\{\dot{x}\} + \{1\}\dot{y})^T [m] (\{\ddot{x}\} + \{1\}\ddot{y}) dt \\ &\quad - \int_0^t \{\dot{x}\}^T [m] (\{\ddot{x}\} + \{1\}\ddot{y}) dt \\ &= \frac{1}{2} (\{\dot{x}\} + \{1\}\dot{y})^T [m] (\{\dot{x}\} + \{1\}\dot{y}) \\ &\quad + \int_0^t \{\dot{x}\}^T [c] \{\dot{x}\} dt + \frac{1}{2} \{x\}^T [k] \{x\} \quad (13) \end{aligned}$$

として求めることができる。

そこで、応答スペクトルに速度スペクトルとか擬似速度スペクトルがあるように(10)式をエネルギー入力、(2)式を擬似エネルギー入力と呼ぶことにしてはどうかであろうか。

引用文献

- 1) 日本建築学会：地震荷重—地震動の予測と建築物の応答，1992. 5.
- 2) 高層建築物構造評定委員会：高層建築物の動的解析用地震動について，ビルディングレーター，1986. 6. pp. 49-50.
- 3) 石井 透，佐藤俊明，堀 富博：東京における地域特性を考慮した設計用入力地震動，日本建築学会大会梗概集，1992. 8. B, pp. 359-360.
- 4) 渡部 丹，大熊武司，藤堂正喜：高層建築物設計用の地震・風荷重，JCROSSAR '91 論文集，pp. 655-658.
- 5) 1)の図5. 1. 1.
- 6) 秋山 宏：建築物の耐震極限設計，東京大学出版会，1980. 9.

エネルギーの概念

静的にはありえない？

資 料

第19回地盤震動シンポジウム「都市直下の地震と地盤震動」

構造委員会 振動運営委員会 地盤震動小委員会

恒例の地盤震動シンポジウムが、1991年7月26日(金)に東京・田町の建築会館ホールにおいて開催された。今回は「都市直下の地震と地盤震動」をテーマに多賀直恒(名大)、渋谷純一(東北大)、萩尾賢治(大成建設技研)の司会のもとに行われ、約200名の参加があり、活発な討議が行われた。

まず、地盤地震小委員会主査の長橋純男(長崎総合科学大)が今回のシンポジウムの主旨説明を行った。長橋は「強震動予測」という総合的なテーマのシンポジウムを将来開催するためには、それにかかわる各研究項目について現時点での理解や知見を一通り整理しておく必要がある。そういう理由で、当シンポジウムではこれまで真正面から取り上げてこなかった重要なテーマである「直下地震」を今回選定した。また、わが国における代表的な直下地震である濃尾地震から今年はちょうど100年目にあたる。そこで今回は、濃尾地震研究の第一人者である村松郁米先生に特別講演をお願いしている。さらに、午後の討議では参加者どうしが活発に議論されるよう要望した。

最初に問題提起として、次の3題の発表が行われた。

瀬尾和大(東工大)は、「直下地震による福井大震災からの教訓」と題して、近い将来、都市直下に起こることが予想される地震に対する防災対策において、過去の大震災の教訓が生かされるべきという観点から、これもわが国の代表的な直下被害地震である「福井地震」を取り上げて、当時の震後の情報伝達、救援と復旧、避難状況などについて主として社会的側面から言及した。そしてその場合、個々の事例が特別であるかどうかやその時代背景・社会的背景(当時は木造が主流、現在はRC造)の違いを含めて総合的に検討することも重要であるとの考えを示した。

武村雅之(鹿島建設小堀研)は、「震源近傍観測記録の解釈とその問題点」と題して、従来の知見をもとにした震源近傍での短周期地震動記録の解釈を試みた。震源域にお

ける短周期地震動の方位依存性は断層面上での破壊のメカニズムや複雑な伝播経路の影響などのための長周期地震動ほど大きくなく、断層面上の各点までの距離で決まる幾何減衰の影響による方向性が支配的となる。このため武村氏が提案する等価の震源距離を用いれば点震源に対する遠方場の評価式を用いることも可能である。上下動については水平動とS波速度構造の関係と同様にP波の多重反射で説明がつく場合も多い。その場合地下水位の影響についても注意する必要があるという考え方を示した。

島崎邦彦(東大研)は、「活断層と地震予測」と題して発表を行った。地震の発生をモデル化するとき、確率的なモデルと確定的なモデルがある。例えば日本周辺といま比較的広範囲に発生する地震全体を考えると、地震の発生は全くランダムであり一般的な統計法則に従うが、特定の震源(域)についてその発生経過を眺めるとある確率論に基づく法則に従う。後者の時間依存の地震発生モデルは個々の断層、個々の資源について現在検討され始めており、それぞれの震源の固有の性質が明らかになる。

村松郁米(岐阜大名管教授)は、「濃尾地震の教訓」と題して1891年に起こった濃尾地震について特別講演を行った。村松は(1)被害と教訓、(2)地震動とその破壊力、(3)断層と地震動の再現、(4)歴史上の濃尾地震の各項目について、調査結果を紹介した。また当時の被害を撮影した貴重なスライドが紹介された。

午後は、まず「震源域での強震動」と題して3つの発表があった。

山下剛夫(東大研)は「高周波地震波の発生機構とそのモデル化」と題して、高周波地震動を用いて複雑な断層の破壊過程を解釈する場合の問題点について説明した。まず震源断層モデル発展の歴史について説明し、現在強震動記録の解釈のために多用されている断層モデルは必ずしも物理的な根拠に基づいていないとして、震源時間関係の任意性やモデルパラメーターが多いな

どの「食い違い理論」の欠点を指摘した。その欠点を補うものとしての破壊力学的震源モデルについて説明した。高周波地震動は断層面の破壊過程に非常に敏感であるので、将来的には高周波領域は破壊力学的な考察により検討し、低周波領域は従来の食い違いモデルを適用することも可能という考えを示した。

工藤一嘉(東大研)は「震源近傍での強震観測」と題して震源近傍の地震動予測という観点から地震観測における現状での問題点とその将来的な動向を中心に論じた。現状を踏まえたうえで将来的に周波数範囲はDC~100Hz、強震計のダイナミックレンジは0.01~5000ガルが必要になるのではないか。また高周波の上下動について、P波部分の寄与が一般的に大きい、震源近傍では水平動と同等のレベルを期待すべきではないかとの考えが示された。

福島島光(清水建設大崎研)は「震源域における地震動強さの統計的考察」と題して今までに提案された震源近傍にまで適用可能な最大加速度振幅の回帰式(距離減衰式)の比較検討から、震源域で期待される最大加速度レベルについて論じた。

各回帰式による震源域での予測値を比較すると、水平動はM5~8で400~600ガルとなる。上下動は、M8で断層のごく近傍に対して600ガルを超える水平動を上回るが、距離数km以上およびM7以下では水平動の90~60%と小さい。近~中距離では水平動については数km以内では平均370ガルでほぼ一定、上下動は数km以内の平均が310ガルとなり、上下の水平の比は平均的には1より小さい。震源近傍では、上下動が水平動を上回るかどうかはデータからはどちらとも言えない。ここで用いている震源近傍のデータのほとんどは米国の記録であるので、日本では地盤条件の差などから5割程度大きいことが予想される。

さらに、「地盤震動の諸問題」と題して実用面の問題について、以下の3題の発表が行われた。

石田勝彦(電力中央研究所)は「都市直下の地震に対する評価手法の諸問題—1990年小田原地震(M5.1)を例として—」と題して、小田原地震を例にとり、都市直下の地震に対する評価手法の問題について、いくつが

の検討結果を示した。それによると、都市直下の地震は震源距離が短いために、従来から言われているように、既往の距離減衰式の適用には注意する必要がある。また、最大加速度を応力降下量で規準化し震源距離を等価円形断層の半径で規準化したパラメーターを用いた場合、小田原地震の場合も伊豆大島近海地震、岩崎郡地震、サンフェルナンド地震、宮城県沖地震と同一の母集団として扱い得るとしている。

土屋秀男（大成建設技研）は「近距離地震の建築構造物への影響」と題して近距離地震の建築構造物への影響という観点から1975年の大分県中部地震による被害建物の調査結果および被害建物の解析結果に基づき、近距離地震の上下動が建築物の柱の変動軸力量に及ぼす効果について示した。被害建物の水平上下動入力により弾塑性解析および建物の柱の変動軸力量のスペクトル解析を行い、震源に近い地域に建設されるラーメン構造の低層鉄筋コンクリート造建物が水平動と卓越する上下地動を同時に受けた場合の建物の応答性状に及ぼす上下地動の組み合わせ効果について、被害建物の側柱における上下動と水平動との組み合わせ効果は、建物の形状によって決まる変換係数によって異なること、変換係数が2以下の建物は側柱軸力における上下地動の効果が強く、変換係数が大きくなると水平地動の効果が強くなること、被害建物の中柱の地震時の軸力変動は水平動の影響は少なく、上下動入力による影響が極めて大きいことをそれぞれ示した。

野田茂（鳥取大）は「地震振動が土木構造物に及ぼす影響」と題して、まず地震被害とその調査から得られたテーマとしては、マイクロゾーニングの問題、液状化による被害と防止対策、ライフライン系のバックアップと冗長性の問題や地震時と地震後の緊急対応が挙げられる。ライフライン系の耐震補強計画としては、ソフト面の対策として、施設の配置計画の改善やシステムの強化、ハード面としては、個々の施設の耐震強度をむやみに高めるのではなく、システム機能上の影響力や重要性に応じて、システム内の各施設の耐震設計を行うことが挙げられる。橋梁の耐震性を考える場合には、部材レベルから橋梁構造系全体レベル

の耐震性を正しく捉える必要がある。また、免震と制振を同時に用いて、地震の影響をより有効に小さくするハイブリッド技術を用いることが必要である。特に、橋梁では、免震装置にセミアクティブな要素を付け加えたハイブリッド装置が広く応用される可能性があることが指摘された。

その後、多賀直恒の進行により、総合討論が行われた。

まず多賀から、福井地震の教訓を現在に生かすためにはどうすればよいかについて意見が求められた。瀬尾からは、現在とは時代・社会背景が違うので、まず現在という視点から福井地震を眺め直して、そこからどのような教訓を取り出すかが重要ではないかという指摘があった。

武村、工藤両発表者に対して、上下動の主要因を一方は表層地盤、他方は震源に帰しているが、互いの発表に対するコメントが求められた。武村は、必ずしも表層の影響が支配的と断言しているわけではないが、とりあえず情報量のもっとも多い表層地盤から検討していくことが可能と考えている。また、工藤から要因は表層地盤と震源どちらにもあるのであって、要は割合の問題であろう。はっきり説明するための資料がまだなく、震源に立ち戻って考える必要もあるという意味である、という回答があった。

つぎに構造物の地震応答に関して、横田治彦（清水建設技研）から断層直上でのくらの振幅レベルを想定しておくべきかという質問があった。

これに対して、田中貞二（清水建設大崎研）から回答があった。田中によると、ごく短周期を対象とした観測では十数Gという報告が出たことがある。工学と理学とでは立場が異なるので最大振幅の捉え方は異なっている。平均するとアメリカの記録では600ガル程度である。しかし日本での距離減衰を考慮するとそれより50%くらい小さくなる可能性はある。

太田外気晴（鹿島建設技研）からは、設計的には、構造物の粘りの問題もあるので入力の最大振幅だけで評価されるわけではないとのコメントがあった。

関連して武村より、高周波地震動の破壊力学的検討から何らかの上限がでてこない

かという質問があった。山下から回答があり、実際そのような研究も現在行われているが、課題は今よりも現実的な三次元モデルで検討を行う必要があることである。またパラメーター決定のための実験とその震源モデルへの適用という問題もある。この場合、観測、理論、実験の3要素が重要と考えている。現状では完全弾性体で検討を行っているが、減衰がないという弱点があり、この点を克服するためにも実験が必要だ。

小林啓美（日本エス）から福井地震での最大震度0.6Gの推定根拠について、この値は墓石の転倒や被害の状況から推定したものである。現在の計器観測に換算すると最大加速度は0.8G～1.2G程度を考えてよいのではないかと、とのコメントがあった。

太田よりさらに補足説明があり、安政江戸地震を東京101記録を要素波としてシミュレーションした結果が示された。それによると平均で226ガル、最大で340ガル程度であった。

小林から、福井地震での橋のアンカーの破損に関連して、直下地震の場合地盤ひずみが相当大きくなる可能性があること、およびこの現象は長大構造物に大きな影響を及ぼすという指摘があった。

野田から、水道管やガス管は地中ひずみを考えて設計しているとの説明があった。

川瀬博（清水建設大崎研）からは、断層近傍における被害の非一様性が断層面上のスリップの平均質性によって現れるものと考えていること、また都市直下では厚い堆積層の影響が大きな要因となることを考えると、震源域での最大速度や最大加速度の分布に関する議論や、震源の位置と堆積層の関連性といった観点からの議論が必要ではないかとのコメントが出された。

最後に、北川良和（建設省建築研究所）が今回のシンポジウムの総括を行った。北川は、自然地震動と設計用地震動とは同じものではない。しかし設計者も、設計入力の設定という観点から地震動予測手法の現状での問題点について、いま一度考えてみていただきたいとの要望が示され、その後散会した。

●大川出／建設省建築研究所

地盤震動シンポジウム 総目次

地盤震動小委員会

第1回「建築物の設計に考慮すべき地震動」(1972.8.31)

強震動の観測値

いわゆる長周期問題について

耐震設計に用いるべき地震動の強さについて—加速度のもつ意味につい

地震力をうける建物の耐力および変形性能

応答解析に用いられている地震動

村松郁栄

太田 裕

小林啓美

和泉正哲

田治見 宏

第2回「ストレン・レベルによる地震動」(1973.11.30)

1 震源域におけるストレン・レベル

2 地震動災害から見たストレン・レベル

3 破壊領域と地震波の特性

4-1 常時微動と地震動の周期特性比較

4-2 常時微動と地震動の特性比較

4-3 常時微動と地震の特性比較

5 強震記録から推定される地盤のストレン・レベル

6-1 地盤の動力学的性質とその応用

6-2 地盤の動力学的性質とその応用

7 軟弱地盤における地震動(設計の立場から)

8 Strain Level から見た地震動

9 地震工学における MICROZONATION

笠原慶一

村松郁栄

工藤一嘉

田中貞二

角田智彦

山原 浩

土岐憲三

原 昭夫

太田外気晴

田治見 宏

太田 裕

小林啓美

第3回「地盤における観測地震波とその考察」(1975.1.14)

—1974年伊豆半島沖地震についての報告—

I-1 伊豆半島沖地震(1974年5月9日)の観測資料について

I-2 東京椎名町における地震観測結果とその検討

I-3 稲毛海岸埋立地に杭支持された建物の地震動観測

I-4 東海道新幹線沿線の強震記録

I-5 伊豆半島沖地震の断層

I-6 工学における地震観測の窓

I-7 直下型地震とその考察

II 観測資料

小林啓美

太田外気晴

河村壮一

藤原俊郎

松田時彦

後藤典俊・太田 裕

森岡敬樹

第4回「強震動におけるやや長周期成分について」(1976.1.20)

—耐震解析用地震動の再検討—

1 震度と地震波の周期成分に関する私案(問題提起として)

2 耐震工学上考慮すべき周期の上限と振幅の下限

3 EL CENTRO 1940 および TAFT 1952 の地震動のやや長周期成分の

強さに関する二・三の考察

4 1968年十勝沖地震 八戸港湾の強震記録にみられるやや長周期成分について 田中貞二

5 1968年十勝沖地震 やや長周期微動による深い地盤特性の把握と強震記録の解釈 鏡味洋史

6 1968年十勝沖地震 理論地震動との比較による2・3の考察

7 関東地震の記録

8 1923年関東大地震の地動

9 東京で観測された長周期地震動

—1974年伊豆半島沖地震の東京における変位記録—

10 東京で観測された長周期地震動—三陸沖地震の加速度記録—

11 大阪で観測された長周期地震動

—越前岬沖地震(1963.3.27)その他について—

12 大阪平野の震動特性について

13 震源と地震動の周期との関係

14 地盤探査と耐震解析用地震動

木村俊彦

太田 裕

長橋純男

田中貞二

鏡味洋史

石田勝彦

山原 浩

森岡敬樹

工藤一嘉・田中貞二

田中貞二

角田智彦・若松邦夫

大場新太郎

村松郁栄

小林啓美

第5回「地盤種別と地震動」(1977.2.18)

- 1 木造家屋の倒壊率より推定される地震動強さの分布
- 2 震害・墓石調査による地震動の推測について
- 3 通信調査による震度分布の地域性
- 4 地表の強震記録からみた地盤の振動特性
- 5 地盤と地震記象
- 6 地盤種別と地震動の平均的特性
- 7 地中地震観測から(東京近郊・関東ローム地盤)
- 8 東京の軟弱地盤における地中地震観測
- 9 各種地盤での地表・地中地震動特性
- 10 表層地盤による地震波の増幅特性への基盤岩地形の影響
- 11 崖近傍の振動性状について
- 12 東京都23区の予想震度分布
- 13 やや長周期の地盤特性とその全国分布

村松郁栄
望月利男・宮野道雄
茅野一郎
土田 肇
勝又 護
太田外気晴・安藤治彦
角田智彦
横田治彦
河村壮一
入倉孝次郎
小牧昭三・大保直人
嶋 悦三
鏡味洋史・岡田成幸

第6回「地盤震動研究の現状と将来」(1978.3.28)

- I-1 地震基盤と地震動
- I-2 長周期地動
- I-3 最大地震動の予測
- I-4 地中地震観測
- I-5 地震波の種類とその識別
- II-1 震源から構造物
 - (1) 震源と地震入力の問題
 - (2) 地震災害予測
 - (3) Seismic Risk の耐震設計への応用
- II-2 構造物の設計に関して
 - (1) 地盤と構造物の動的相互作用からみた入力地震動
 - (2) 地震動と地盤の減衰特性
 - (3) 設計面から見た地盤震動研究の動向と今後の展望について

入倉孝次郎
工藤一嘉
服部定育
田中貞二・北川良和
塩野計司

太田 裕
小林啓美
北川良和

鈴木 有
太田外気晴
山原 浩

第7回「最近の地震被害に見られる地盤震動の諸問題」(1979.3.27)

- I 地震観測記録より
- II 地盤種別から見た被害より
 - II-1 強震地動と地盤
 - II-2 1978年6月の宮城県沖地震による建物の被害分布とその地盤の性質
 - II-3 1978年6月12日、宮城県沖地震のアンケート調査解析
 - II-4 宮城県沖地震におけるコンクリートブロック塀および
仙台市内の小・中・高校の震害調査
- III 埋設管の被害から 1978年宮城県沖地震による埋設管被害と地盤の関係
- IV 宅地造成の被害から 丘陵地および山岳地の宅地の被害
- V 土地条件の見方より 土地条件図の見方

渡部 丹
渋谷純一
表 俊一郎

田中礼治

片山恒雄
阪口 理
原田美道

第8回「地震危険度研究に関する最近の動向」(1980.3.28)

- 第1部(地震危険度の研究-過去・現在・将来)
 - 1 地震危険度-法規的にみた現状での取り扱いから-
 - 2 地震資料からみた地震危険度
 - 3 地震危険度予測への展望-地震学と地震工学の接点-
 - 4 地震危険度"雑感"
 - 5 地震危険度-最近の国際会議等からみた米国の現状-
- 第2部(最近の研究から)
 - 6 地域地震危険度の評価-仙台の場合-
 - 7 地域地震危険度の評価-川崎の場合-
 - 8 地域地震危険度の評価-震害予測のための地震力推定-
 - 9 地震被害に及ぼす地盤の寄与

北川良和
尾崎昌凡
大塚道男
伯野元彦
太田外気晴

和泉正哲
表 俊一郎
嶋 悦三
望月利男・宮野道雄

- 10 強震動の短周期成分と長周期成分の予測 村松郁栄
 11 断層モデルによる短周期加速度・速度の推定 鈴木保典・佐藤良輔
 12 地震断層と地盤条件を考慮した地表面最大加速度・最大速度分布の推定 翠川三郎
 13 震度分布から震源モデルへトルコ・チャルドラン地震(1976)の場合 佐藤一之・太田 裕

第9回「構造物の耐震性能を考慮した入力地震動研究の諸問題」(1981.4.3)

- 1 建築物の耐震性能と入力地震動—シンポジウムのテーマ選定の主旨説明— 太田外気晴
 2 建築構造物の耐震性能
 2.1 構造崩壊から見た応答、地震動及び震源 山田 稔・河村 広
 2.2 構造物の応答特性と考慮すべき地震入力 秋山 宏
 3 最近の地震における事例から
 3.1 建物の地震時挙動と入力特性(宮城県沖地震の場合) 柴田明德
 3.2 住友生命仙台ビルの耐震設計と地震挙動 青柳 司・内田直樹
 4 入力地震動の評価手法とその問題
 4.1 強震記録からみた地震動の強さの評価 田中貞二
 4.2 理論地震動の工学への適用性について 石田勝彦
 4.3 最大加速度予測のための震源モデル 平沢朋郎
 5 入力地震動研究の動向 田治見 宏

第10回「設計用入力地震動研究の現状と展望」(1982.4.6)

I 講演

- I-1 地震観測—設計用入力地震動研究に関連して— 大沢 胖
 I-2 地震観測資料の解釈と活用—地震波の減衰の実験式と震度分布図の作成— 小林啓美
 I-3 地震動予測 入倉孝次郎
 I-4 模擬地震波の設計への利用 竹内吉弘

II パネルディスカッション「設計用入力地震動に考慮すべき諸要因について」

- 1 設計的立場から
 1.1 やや長周期成分の設計への活用 山本鎮男・清水信行
 1.2 設計用入力地震動に考慮すべき諸要因について
 —設計地震動のたてまえと耐震設計の本音— 久徳敏治
 1.3 検討用地震動についての要望 矢野克巳・寺本隆幸
 2 研究的立場から
 2.1 地盤震動における地形・地盤の不整形性の影響 多賀直恒
 2.2 やや長周期の地震波形予測と周辺問題 工藤一嘉
 2.3 耐震実験と地震波 高梨晃一

第11回「地震動研究の蓄積とその活用」(1983.7.15)

I 講演

- I-1 地震動研究の蓄積とその活用—主旨説明にかえて— 太田外気晴
 I-2 地震と地震動 鈴木保典
 I-3 地震特性と地震動 萩尾堅治
 I-4 設計入力と地震動 横田治彦
 I-5 サイスマックゾーンেশョン 鏡味洋史

II 地震動予測の試みとその応用

- 1.1 埼玉県における地震動予測の試み 嶋 悦三
 1.2 土木分野における工学的地震動予測とその問題点 亀田弘行
 1.3 産業施設の耐震設計と地盤動 柴田 碧
 1.4 建築構造設計の分野から 青柳 司・寺本隆幸

III パネルディスカッション「地盤震動からみた地震防災への諸問題」

シンポジウム「地盤震動と耐震設計の現状」(1983.7.19)(共催 近畿支部)

I 入力地震動と耐震設計

- I-1 地震動研究の現状 河野允宏
 I-2 建築構造設計の分野から 青柳 司・寺本隆幸

- I-3 大阪地盤とその震動特性
I-4 地震動と耐震設計
岩崎好規
樋口元一
- II 地震動と地盤
II-1 震源モデルと地震波動
入倉孝次郎
II-2 地盤特性と地盤震動
太田外気晴
II-3 強震地動－記念出版物「地震動と地盤」より－
石田勝彦
II-4 設計用入力地震動
北川良和
- III パネルディスカッション「大阪地盤と耐震設計」
III-1 大阪における被害地震
竹内吉弘
III-2 大阪市域における入力地震動
久徳敏治
- 第12回「地盤震動にかかわる今日の課題」(1984.6.26)
－日本海中部地震をめぐる－
地盤震動シンポジウムの新たな方針 主旨説明にかえて
太田外気晴
- I 基調報告
I-1 地動特性と被害
北川良和・太田外気晴
I-2 強震地動
武村雅之
I-3 震源過程
鈴木保典
- II 話題提供
II-1 秋田県におけるマイクロゾーニングの評価
望月利男・荏本孝久
II-2 地震動予測
入倉孝次郎
－1983年日本海中部地震および余震群の震源パラメータのスケーリング則－
II-3 深い地盤による長周期地震動の卓越
工藤一嘉
－1983年日本海中部地震による新潟での石油溢流、長周期地震動強さの地域性に関連して－
II-4 地盤特性と液化化現象－日本海中部地震の場合－
陶野郁雄・社本康広
II-5 地盤震動の課題
多賀直恒
- 第13回「地震動観測のあり方とその利用」(1985.7.9)
I 地震動観測に関する研究の課題
I-1 課題の整理 地震動観測に求められているものは何か？
多賀直恒
－地盤震動研究にとって地震観測のもつ意味について－
I-2 地震動の観測と事象
小林啓美
- II 何をどのように計画するのか
II-1 震度VIの地震動を探る
村松郁栄
II-2 深い地盤の震動特性を探る
瀬尾和大
II-3 硬質地盤の震動特性を探る
太田外気晴
II-4 地震時地盤ひずみの観測
佐藤暢彦・J.Farjoodi・片山恒雄
II-5 地震想定と強震観測
工藤一嘉
II-6 建物を含む系の地震観測
北川良和
- III 強震観測から何を学ぶどう活かすか
III-1 記録から何を学ぶどう活かすか
石田勝彦
－強震記録が震源過程の解明に如何に寄与したか－
III-2 1979年インペリアルバレー地震から学んだもの
翠川三郎
III-3 1983年コーリング地震から学んだもの 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・大槻 明
III-4 1978年宮城県沖地震から学んだもの
渋谷純一
III-5 設計用地震動への活かされ方－関東地方における地震動の場合－ 長橋純男
- 第14回「メキシコ地震を探る－日本の事例と比較して－」(1986.7.11)
1 主旨説明
北川良和
2 基調報告
2-1 地震学的立場から－発生機構からみたメキシコ地震の特徴－
阿部勝征
2-2 工学的立場から－1985年メキシコ地震の被害と地盤震動－
太田外気晴

3 地盤震動の課題

3-1 強震観測体制について

工藤一嘉

3-2 震源域およびその周辺地域における強震地動特性

武村雅之

3-3 盆地平野における地震特性

3-3-1 日本の軟弱地盤とその震動特性

殿内啓司・金子史夫・今野政志

3-3-2 地盤構成と微動および地震動特性について

河野允宏

3-3-3 強震地動の時間変動特性に着目した不整形地盤解析

川瀬 博

3-3-4 地下構造に基づく地震記象の解釈

瀬尾和大

3-3-5 堆積層表面波の構造について—大阪平野の場合—

鳥海 勲

3-4 地震動と建物被害の解釈

3-4-1 設計基準の立場から

渡部 丹

3-4-2 サイスマックマイクロゾーネーションの立場から

小林啓美

資料

1 平野の地下構造と地盤震動—濃尾平野の場合—宮崎 正・正木和明・富樫 豊・多賀直恒

2 京都盆地の波動伝播特性

堀家正則・入倉孝次郎

3 石狩平野の震動特性

鏡味洋史・岡田成幸

4 1985年メキシコ地震における地震特性に関する

解析的検討

源栄正人・太田外気晴・釜田正毅・喜多村英司

5 手賀沼極軟弱地盤での地震観測

沢田義博・石田勝彦

6 麻機地区極軟弱地盤での地震観測

北川良和

7 メキシコ市内の震度分布—東京区部と比較して—

望月利男・精木紀男

第15回「地盤における地震動の減衰評価」(1987.8.27)

地震動の減衰評価に関する最近の研究動向

—地殻・上部マントルから表層地盤まで—

長橋純男

I-1 地震動強さの距離減衰

田中貞二・福島美光

I-2 室内試験、S波検層および観測地震動に基づく

地盤の減衰評価

石田 寛・太田外気晴・原 昭夫・高橋克也

I-3 表層地盤における土の非線形性の取扱い

大川 出・二木幹夫

II-1 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式

武村雅之

II-2 高密度震度調査資料に基づく地震動の減衰特性と地盤増幅特性の考察 岡田成幸・鏡味洋史

II-3 表層地盤の減衰特性の観測と実験

北沢巧次・萩尾堅治

II-4 地盤の非線形地震応答特性

田蔵 隆・清水勝美・横田治彦

第16回「地盤条件が地震動に与える影響」(1988.7.14)

—観測記録からの考察—

I 古くて新しい課題

I-1 地盤条件の影響に関する研究の歩み

—日本における代表的な強震記録を中心に—

鏡味洋史

I-2 関東地域における地中・広域地震観測

木下繁夫

I-3 地盤特性を考慮した強震動予測—米国での研究の現状—

入倉孝次郎

I-4 IASPEI/IAEE JOINT WORKING GROUP ON THE EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY

ON SEISMIC MOTION に関する活動の経緯と第2回ワークショップ 工藤一嘉

II 何を観測できたか—千葉県東方沖地震の観測記録から—

II-1 地盤分類と地震動特性

太田外気晴・高橋克也・越田 洋・石田 寛

II-2 地震動観測の目的について

瀬尾和大

II-3 地震動観測記録にみるやや長周期成分

山田 真

II-4 広域・地中観測データの利用について

横田治彦・片岡俊一・田中貞二

II-5 気象庁1倍変位強震計記録から

井上涼介

II-6 千葉県東方沖地震による地震動と地盤ひずみの記録

佐藤暢彦・片山恒雄

<地震観測資料>

第17回「微動の工学的利用について」(1989.7.13)

—その現状と可能性—

I 微動の基本的性質について

I-1 微動研究の現状

I-2 やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定への応用

I-3 やや長周期微動による深層地盤特性探索の問題

I-4 長周期微動の利用による深層地盤構造の推定

宮崎 正・多賀直恒

小林喜久二

鏡味洋史

松島 健・岡田 広

II 特別講演 常時微動測定方法の問題点

長田甲斐男

III 微動観測とその工学的利用

III-1 微動のゾーニングへの応用

III-2 微動観測による基盤構造の不規則性の推定

III-3 中国における微動の工学的利用の可能性について

—唐山及び北京での測定事例から—

III-4 微動観測とその工学的利用—メキシコ・アメリカの事例から—

野越三雄

入倉孝次郎

郝 憲生・佐間野隆憲・瀬尾和大

瀬尾和大

IV 附録 微動観測とその工学的利用

鏡味洋史

第18回「やや長周期地震動」(1990.7.13)

—現時点で予測はどこまで可能か—

I 主旨説明 やや長周期地震動問題の地震工学における新たな展開

—主旨説明にかえて—

長橋純男

II 工学的ニーズ

II-1 やや長い周期特性をもつ地震動に関する研究の工学的利用

II-2 石油タンクのスロッシングとやや長周期地震動

萩尾堅治

座間信作

III 研究の蓄積

III-1 震源過程の取り扱いなどについて

III-2 関東平野の深い地盤とやや長周期地震動

III-3 大阪平野の地下構造とその地震動の特徴

井上涼介

山中浩明

堀家正則

IV 予測手法の現状と限界

IV-1 やや長周期地震動の各種予測手法のレビューと研究展望

IV-2 断層の不均質性を考慮した広い周波数帯域の強震動の合成

IV-3 堆積盆地地形において生成される表面波に関する解析検討

IV-4 表層地質が地震動に及ぼす影響に関する研究事例と今後の課題

野田 茂

岩田知孝

源栄正人

川瀬 博

V 資料：これまでに開催された地盤震動シンポジウムの報告

地盤震動小委員会

第19回「都市直下の地震と地盤震動」(1991.7.26)

I 主旨説明 濃尾地震100周年にあたりいま都市直下地震を考える

長橋純男

II 問題提起

II-1 直下地震による福井大震災からの教訓

II-2 震源近傍観測記録の解釈とその問題点

II-3 活断層と地震危険度

瀬尾和大・佐間野隆憲

武村雅之

島崎邦彦

III 特別講演 濃尾地震の教訓

村松郁栄

IV 震源域での強震動

IV-1 高周波地震波の発生機構とそのモデル

IV-2 震源近傍での強震観測

IV-3 震源域における地震動強さの統計的考察

山下輝夫

工藤一嘉

福島美光・田中貞二・渡辺孝英

V 地盤震動の諸問題

V-1 都市直下の地震に対する評価手法の諸問題

—1990年小田原地震(M5.1)を例として—

V-2 近距離地震の建築構造物への影響

V-3 地盤震動が土木構造物に及ぼす影響

石田勝彦

土屋秀雄

野田 茂

VI 資料

VI-1 第18回地盤震動シンポジウム報告

VI-2 金井 清先生の語る「地盤震動あれこれ」

地盤震動小委員会