

土木研究所資料

第1389号

地震を特定した場合の地震動の
推定法に関する研究
—1854年安政東海地震に対する適用例—

昭和53年3月

建設省土木研究所
地震防災部振動研究室

目 次

ま え が き

1. 概 説	1
2. 地盤の地震応答解析法	5
2-1 表層地盤と工学基盤	5
2-2 重複反射に基づく計算法	6
3. 表層地盤の地震応答	10
3-1 地 盤 調 査	10
3-2 応答解析結果	12
3-3 実測地中地震観測結果による検討	38
4. 基盤地震動の推定	45
5. 安政東海地震に対する適用	52
5-1 安政東海地震の概要	52
5-2 静岡県下に対する加速度分布の試算	53
5-3 古文書等から求められている震度分布との比較	55
5-4 静岡県以外の地域に対する震度分布の試算	63
6. ま と め	66
謝 辞	67
引 用 文 献	68
参 考 文 献	70

ま え が き

地震の予知に関しては、現在まだわが国では実用化されるには至っていない。しかし、中国においては1975年2月4日の遼寧省海域地震（ $M=7.3$ ）をはじめとする破壊的な地震を含めてすでに12個の地震の発生を予知することに成功したと言われており、またわが国においても昭和53年1月の伊豆大島近海地震のあとに余震に関する情報が初めて国民に流されるなど、地震学の長足の進歩に支えられて、遠からず地震予知が本格的に実用化される時代を迎えるものと考えられる。

地震の発生がある特定の地域において予知された場合に、公共土木施設等の被害の予測、補強対策、代替交通網の整備および緊急時の輸送体制等、防災上の処置を講じるためには、その地震による地震動の特徴、強度等を正しく把握することが必要とされる。現在までに主として進められてきた研究は、過去の地震の発生状況に基づいて統計的もしくは確率的な処理を施して求めたいわば平均的な地震に対して構造物を設計し、安全上の配慮ならびに対策を練ることに注がれており、将来発生が予想される特定の地震により期待される地震動を予測する手法に関する研究の例は少ない。

公共土木施設等の地震による被害を予測する手法には大きく分けて2つの方法があり、その1つは過去の地震被害に基づいて個々の構造物ごとに被害の種類ならびにその度合と地震の規模、震央距離等との関係を求めておき、この関係を予知された地震にあてはめて被害を算定する方法であり、もう1つの方法は地震によりそれぞれの地点で予想される地震動の強度をあらかじめ求めておき、これに地震動の強度に対応する各種の構造物の動的応答の関係を考慮しながら構造物の被害の程度を算定しようとする方法である。前者の方法は個々の地点における地震動の強度を求めなくてもよいため検討の対象とする構造物が少ない場合には比較的簡単であるが、構造型式の違う数種の構造物の被害率を同じ尺度で求めようとする場合、あるいは比較的最近の新型式の構造物で震害の事例が少ないようなものに対しては、直接この方法を適用することはできない。これに対して、後者の方法では、構造物に作用する地震動の入力と構造物の応答、それに基づく被害の予測といった分野が現在の耐震工学の中で最も進歩している分野の一つであるため、地震時に期待される地震動が正確に与えられれば、高い精度で構造物の被害予測を行なうことが可能と考えられる。

地震を特定した場合に期待される地震動を正確に求めるためには、地震の規模および震源域から当該着目地点までの地震動の伝播特性を正しく評価することが必要とされ、これらの分野は地震学、地震工学の両面において研究途上の課題が多いため、今後の調査研究を待たなければならない所も多い。しかしながら、強震観測による地震動の実測の事例も徐々に集積されつつあり、マグニチュードに代表される地震の規模および震央距離による地震動強度の変化を推し測る実測資料も整備されてきているため、こうした点は地震動の推定に適用することができよう。

本報告は、現在利用できる手法を用いて、地震の規模および震源位置、地盤構成が特定された場合に地震動の強度を算定する手法を提示し、この方法を1854年12月3日の安政東海地震にあてはめて本方法の適用性および精度を検討した結果をとりまとめたものである。

昭和53年3月

地震防災部振動研究室 室長 岩崎 敏男
研究員 川島 一彦
技官 高木 義和

1. 概 説

わが国周辺で生じたマグニチュード7.5以上の地震の分布(416年～1976年)は図1-1に示す通りであり、一部の例を除いて太平洋沿岸にくり返し大地震が生じている。これらの地域は産業活動、社会活動を通じてわが国の経済、社会の中核として大きな役割を果たしており、地震が発生した場合の都市機能の保持を図るための地震防災対策は今日のわが国における最も重要な課題の一つである。地震の予知に関しては、現在まだわが国では実用化されるには至っていないが、中国においては1975年2月4日の遼寧省海域地震($M=7.3$)をはじめとする破壊的な地震を含めてすでに12個の地震の発生を予知することに成功したと言われており、地震学の長足の進歩に支えられて遠からずわが国においても地震予知が本格的に実用化される時代を迎えるものと考えられる。地震の発生がある特定地域で予知された場合に地盤表面で期待される地震動の強度および特性を正しく求めることは今後新しく作る構造物の耐震設計を行なう際の基本となるばかりでなく、既存の公共土木施設の被害予測、補強対策、緊急時の道路網の確保等防災上の措置を講じるうえで基本的な資料を与える。このような観点から建設省中部地方建設局においては近い将来に地震の発生する確率が高いと指摘されている東海地方を中心とした震度分布の推算を行いつつあるが、本報告はこれと平行して土木研究所で実施されたもので、地震の規模および震源位置と地盤構成が特定された場合に地震動の強度を算定する手法を提示するとともに、この方法を1854年の安政東海地震にあてはめ、古文書等から推定されている震度の分布と比較照合することにより本方法の適用性ならびに精度を検討したものである。

地震による被害は震源もしくは活断層に近い地域で著しく、それから離れるに従って減少していくと同時に、震源から同程度の距離にある点でも被害の度合いには著しい違いを生じる場合があり、多くの場合これはその地点の地盤条件と密接な関係があることが現在までの幾多の震害例を通して広く知られている。こうした震害の特徴に関しては、現在までにそれぞれの分野において独立にあるいは互いに連携を保ちながら研究が進められており、たとえば地震動に対する表層地盤の増幅特性に関しては地盤内におけるせん断波の重複反射の立場から解析が進められており、また震源からの地震動の伝播および減衰に関する特性は地震計による定量的な記録が蓄積されるとともに、震源からある程度以上離れた距離に対しては多数の経験式が提案されている。

上記のような研究成果を総合して将来予想される地震時の地震動の強さおよび特性の場所ごとの違い

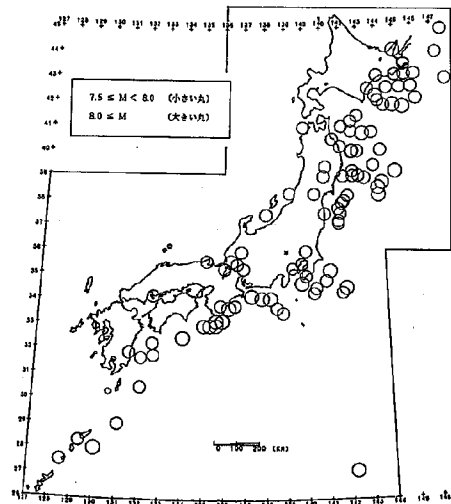


図1-1 わが国周辺で発生したマグニチュード7.5以上の地震(416～1976年間)

を評価し、その分布状況を求めることは、いわゆるサイスミック・マイクロゾーニングの問題として取挙げられてきており、このうち地盤構成に着目して解析的に求めた研究としては、たとえば、嶋²⁾は

東京下町における地盤の振動性状を各地点での卓越周期に着目してせん断波動の増幅特性から求めており、また、小堀ら¹⁾は大阪を対象として取上げ、地盤条件を構成により数種類に分類し、基盤から2種類の地震動を与えて多質点系の応答計算モデルにより、それぞれの地盤種別ごとに最大加速度および卓越周期の分布を求めている。中野ら³⁾は愛知県を対象としてマグニチュード8.3程度の地震を震源距離100 Km程度に想定して地盤の応答特性を考慮しつつ木造家屋の被害予測を行った。入力地震動としては1891年濃尾地震、1944年東南海地震、1945年三河地震における愛知県の木造家屋の被害率および地盤の関係を比較検討した結果、Taft地震動記録を選定し、基盤での最大加速度を100 galとして用いている。鏡味、小林⁴⁾は地盤構成に基づいて地震動強さの分布を求める方法を示し、これにより関東地震の際の川崎市東部および東京東部の地表地震動強さを求め、これを関東地震の際の地表記録、建築物の被害分布などと比較している。入力地震動としてはTaft地震記録を川崎では最大加速度を125 gal、東京では90 galにそれぞれ振幅を変化させて使用している。以上の研究ではそれぞれ想定する地震を与えて基盤地震動を求めるという方式をとっているが、さらに一歩進めて地震を特定し、震源域を想定して地震動を解析的に推算した例としては上部、野田、千葉⁵⁾の研究がある。上部らは大阪湾沿岸の港湾地域の地震防災対策の基礎資料とするため、過去において同地域にもっとも大きな影響を与えたとされる1596年京都文禄地震および1946年の南海道地震を選定し、それぞれの震源域を想定して合計112点に対して重複反射法による地震応答解析を行ない、地盤表面の加速度を求め、これを墓石の転倒等から推定される合震度や各地の震度との比較を行なっている。

ここで用いた方法は、図1-2にフローチャートで示すように地盤特性の調査、基盤地震動の選定、震源近くでの地震動強度の調査、表層地盤の地震応答計算から成っており、それぞれの項目は以下の通りである。

- (i) 地盤の構成は多種多様であり、また同時に場所ごとに変化しているため、対象とする地域全体の地震応答を計算することが最も理想的であるが、計算の精度および手間を考えるとこのような方法は実際的ではない。そこで、地盤の構成をグループ分けしてそれぞれのグループから代表的な地盤を抽出して、地震応答を計算することとし、分類の方法は道路橋耐震設計指針(日本道路協会、1971)⁶⁾におおむね準拠して行った。

次に対象とする地域を約1 Km幅の碁盤目状に分割し、それぞれのメッシュの範囲内で調査されたボーリング資料等の地盤資料を利用してこのメッシュが上記4種類の地盤種別のいずれに該当するかを定めた。この際、地盤の応答を忠実に求めるためにはできるだけメッシュの刻みを小さくし、きめ細かく地盤条件の変化に追従できるようにすることが必要であり、利用できる地盤資料の数や計算に要する時間等の条件を勘案して上記のきざみ幅を定めたものである。また、同一のメッシュの中で地盤条件が変化し2つ以上の地盤種別をとるような場合には、面積比の大きい方の地盤種別で代表させることを原則とするとともに、一部地域については約1 Km幅のメッシュをさらに細分化して地盤条件の変化に対応できるようにした。

- (ii) 4種類の地盤種別に該当する地盤条件をもった地点を地盤種別ごとに2地点ずつ、合計8地点選出、基盤に地震動を作用させた場合の地盤表面の地震応答を計算した。基盤に作用させた地震動は過去の地震により地盤の表面もしくは地中で採取された5種類の地震動記録であり、このうち地盤表面で採取された記録についてはその地点の基盤地震動に変換したうえで応答計算の入力とした。基盤地震動の強度は一応波形特性を固定したままで100 gal、200 gal、300 galの3通りに変

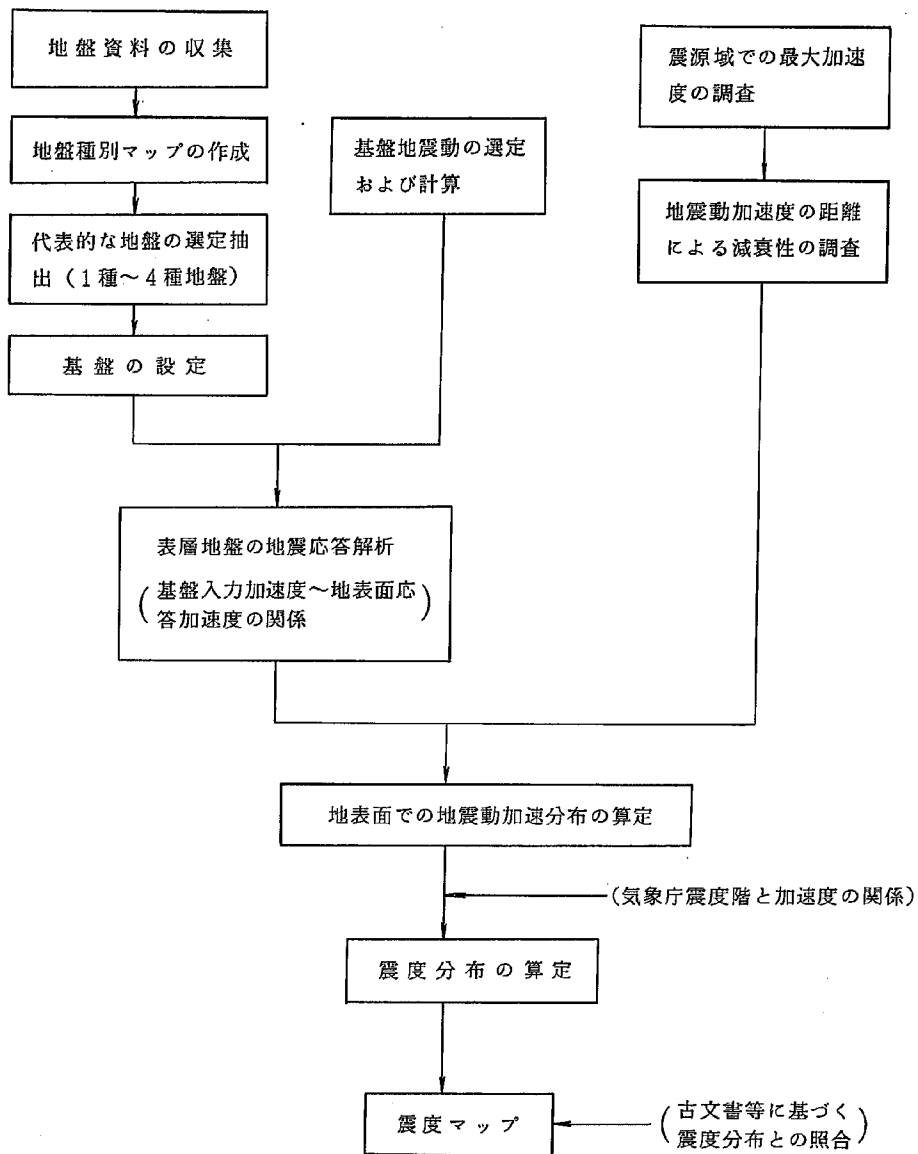


図 1 - 2 震度マップ作成の手順

化させた。

(Ⅲ) (Ⅱ)により計算された5種類の地震動記録に対する8地点の表層地盤の地震応答計算結果ならびに現在までに観測された地中地震動の加速度分布の結果等を総合して、4種類の地盤種別ごとに基盤にある最大地震動加速度を作用させた場合にその結果、地表面で期待される最大応答加速度を1対1の関係として求めた。

(Ⅳ) 地震時に破壊する断層の範囲を想定し、現在利用できる地震動最大加速度の震央距離による減衰

特性を用いて基盤で期待される最大加速度値を上記の各メッシュごとに求めた。その後、(Ⅲ)で求めた基盤から地表面までの最大加速度の増幅度の係数を用いて、地表面で期待される最大地震動加速度値を求め、最後に加速度をもとに気象庁の震度階に変換した。震度階に変換した理由は、現在までの調査研究により震度階と構造物の被害の相関関係に関し比較的多くの資料が整備されていることおよび過去の地震による地震動強度が震度階で表示されている場合が多く、これらと比較することにより計算結果を検討するのに便利であると考えたためである。

2. 地盤の地震応答解析法

2-1 表層地盤と工学基盤

地震時の地盤の運動はいろいろな要因に支配されていると考えられるが、大きく分けると、地震の発生そのものにかかわる特性と発生地点から当該地点に至るまでの伝播にかかわる特性に分けて考えることができる。前者は震源域において射出される地震動の性質で、これに関係する要因としては、例えば、震源域の規模、破壊の生じた長さ、破壊面の滑り量とそれに要した時間、破壊の向きといった諸々の条件が複雑にからみ合っていると考えられている。後者は震源域から射出された地震動の減衰もしくは増幅にかかわる特性で、これに関係する要因としては、地震波の伝播経路、伝播距離、中間の地盤の特性等の条件を挙げることができる。

いま、これらの2つの大きな要因が互いに独立であると仮定できるならば、このような関係は次式によって表わすことができる。

$$M(\omega) = E(\omega) \cdot G(\omega) \quad \dots\dots\dots (2-1)$$

ここに、

$M(\omega)$: 任意の地点における地震動の性質

$E(\omega)$: 震源域において射出される地震動の性質

$G(\omega)$: 震源域から当該地点に至るまでの伝播特性

ω : 振動数

震源域から出た地震波は伝播の途中経路において地盤、地層条件の非連続的な変化面において透過、屈折をくりかえしながら次第にその性質を変えていく。一般に、固い第一の物質から軟かい第二の物質に地震波が入射する場合、第二の物質が軟かければ軟かい程この物質への屈折波の振幅が大きくなることはよく知られており、これが地表面に近い地盤内における地震波の重複反射と相まって地表面に大きな振動を引起すと考えられている。地震が発生する地殻内のせん断弾性波速度は一般に3 Km/sec程度(花崗岩層)と言われており、一方、地表近くの地盤ではそれが200m/sec以下になる場合が少なくない。したがって、震源域から射出された地震波は地殻から地表面近くには到達するにおよんで、著しい堅さの違いのある地層面に出会い、こうした際に大きな特性の変化を生じるものと考えられる。こうした点を考慮するならば、震源域から今考えている地点に至るまでの伝播特性 $G(\omega)$ をさらに二つに分けて、一つは地表面近くの地盤内に伝播する際の伝播特性 $G_0(\omega)$ 、他の一つは震源域から地表面近くの地盤に達するまでの伝播特性 $G^*(\omega)$ の重ね合わせであるとする方が工学的な取扱いは便利である。すなわち、

$$G(\omega) = G_0(\omega) \cdot G^*(\omega) \quad \dots\dots\dots (2-2)$$

ここでは以下、 $G_0(\omega)$ を規定する地表面近くの地盤を表層地盤と呼び、表層地盤以深の地盤を工学基盤(以下、単に基盤と呼ぶこともある)、両者の境界面を基盤面と呼ぶことにする。 $G^*(\omega)$ は震源域から当該地点までの地震波の伝播の道すじをくわしく知らなければ求めることができないから、(2-1)、(2-2)式を組合わせて $E(\omega)$ を与えることにより着目している地点の地震動を求めることは容易ではない。しかしながら、一般に地震動の主要動部分が主として地盤の下方から上方へと伝播するせん断波動によるものであると考えるならば、重複反射に基づく計算等の手続きを経れば、比較

的精度良く表層地盤の特性 $G_0(\omega)$ を評価することができる。したがって、このような理由から、(2-1) (2-2) 式を次のような形で取扱うのが一般的である。

$$M(\omega) = E^*(\omega) \cdot G_0(\omega) \quad \dots\dots\dots (2-3)$$

ここに

$$E^*(\omega) = E(\omega) \cdot G^*(\omega) \quad \dots\dots\dots (2-4)$$

であり、 $E^*(\omega)$ は基盤面における地震動の特性を表わしており、(2-4) 式の定義から明らかなように震源域から送り出される時の地震波の性質とその後の基盤面に入射するまでの伝播特性によって定められるものである。いま、 $G^*(\omega)$ が地域的に著しい違いを示さないとの仮定を置くことができるならば、結果として $G^*(\omega)$ を支配する主要な要因は震源域からの距離と考えることができよう。したがって、このような場合には基盤面における地震動の特性 $E^*(\omega)$ は、震源から同等の距離にある区域にあるとはどこをとっても同じであると取扱うことができる。

基盤という考え方は、(2-2) 式で定義したように、地表近くの地盤の堅さがそれ以深の地盤の堅さに比較して著しく軟かいということに基づいているため、地盤の地質学的な条件をもとに定めたり、あるいは地盤の力学的な条件をもとに定める事例が多いが、そこで規定される地震動（基盤地震動）の具備する特性 $E^*(\omega)$ の問題としてとらえる方が考えやすいであろう。

すなわち、基盤地震動の具備すべき条件としては、他所における地震動との特性およびそのレベルを相互に比較することができるものであり、同時に地表上の構造物や地中に根入れもしくは埋設された構造物のいずれかに対しても統一した考え方で、入力地震動を取扱えるものであることが都合が良い。すなわち、前者の条件は、基盤地震動に対する平面的な普遍性の追求であり、後者の条件は、基盤地震動を基にした鉛直面内における地震動の取扱いの正確さに対する追求である。これら二つの条件は(2-3) 式で表層地盤の影響を適切に取入れることによって達成することができる。したがって、このような考え方に立つならば、表層地盤の影響の入っていない地震動が基盤地震動の条件であり、このような地震動を規定できる地盤であることが基盤の条件であるということができよう。

2-2 重複反射に基づく計算法

工学的な観点からの地盤の振動に関する研究は、関谷、大森らの近接点における地盤の振動振幅の差異に関する研究に刺激されて始められた。以後、地震動に及ぼす地盤条件の影響度が多くの研究者の関心を集めてきた。妹沢、西村、金井らは、⁽⁷⁾⁽⁸⁾⁽⁹⁾ 半無限弾性体上の一層系および二層系の地盤を対象として、地震波により土地の固有振動が励起される可能性を追求した。石本は⁽¹⁰⁾ 大きな加速度が生じる地震動の周期はその地層に固有な値であることを見出し、これをその地層の卓越振動周期と名づけ、その周期は地層のごく表層の固有振動の周期と一致するという仮説をたてた。これを高橋、平能は、⁽¹¹⁾ 本郷、上野、忍岡の3ヶ所における同時地震観測に基づき、忍岡の地震動の記録と本郷および上野の地震動の記録が一致しない点から、地震波が表面近くの地盤内で多重反射をするという仮説に発展させ、観測された地震動の記録が理論計算から説明されることを示した。金井は⁽¹²⁾ この研究をさらに発展させ、二層および三層系の粘弾性体より成る地盤の振動特性を研究し、多層地盤の卓越周期が重複反射理論によって説明されることを示した。その後、電子計算機を用いた計算技術の長足の進歩により、金井の研究は⁽¹³⁾ 小林、鏡味により非定常の地震動に拡張され、一応、理論上の解決を得た。その後、誤差論上異論は残るが⁽¹⁴⁾ 高速フーリエ変換を用いた手法が示され、今日では地震動記録の数値的处理は実用の

段階に入った。以下にはフーリエ変換の手法を用いた成層地盤の地震応答解析法²⁰⁾を示す。

図2-1に示すように水平に堆積した地盤のせん断振動による運動方程式は一次元振動論で表現でき、次式で与えられる。

$$G_j \frac{\partial^2 v_j}{\partial x_j^2} + C_j \frac{\partial^3 v_j}{\partial t \partial x_j^2} = \rho_j \frac{\partial^2 v_j}{\partial t^2} \quad \dots\dots (2-5)$$

ここに

j : 地盤の層を表わすサフィックス
 G_j : 第 j 層の地盤のせん断弾性係数
 C_j : 第 j 層の地盤の粘性係数
 ρ_j : 第 j 層の地盤の密度

図2-1 重複反射の計算法に基づく
地盤のモデル化

である。

(2-5) 式のフーリエ変換によって、周波数ごとの解を求められるようにすると、

$$(G_j + i\omega C_j) \frac{d^2 \bar{v}_j}{dx_j^2} = -\rho_j \omega^2 \bar{v}_j \quad \dots\dots (2-6)$$

となる。ここで、 $\bar{v}_j(x, \omega)$ は、 $v_j(x, \omega)$ のフーリエ変換表示であり、(3-1) 式の周波数領域での解である。(2-6) 式の一般解は、

$$\bar{v}_j = F_j^1 e^{-i\alpha_j x_j} + F_j^2 e^{i\alpha_j x_j} \quad \dots\dots (2-7)$$

と表わすことができる。ここで、 F_j^1, F_j^2 は積分定数であり、 α_j は、

$$\alpha_j^2 = \frac{\rho_j \omega^2}{G_j + i\omega C_j} \quad \dots\dots (2-8)$$

である。土質試験の結果に基づけば、地盤の剛さ G_j および減衰定数 h_j は、一般に振動数によらず、おおむね一定であるといわれている。したがって、粘性係数 C_j を減衰定数に変換すると、

$$\omega C_j = 2 G_j h_j \quad \dots\dots (2-9)$$

であるから、(2-4) 式は、

$$\alpha_j^2 = \frac{\rho_j \omega^2}{G_j (1 + i 2 G_j h_j)} = \frac{\rho_j \omega^2}{G_j} \cdot \frac{1 - 2 i h_j}{1 + 4 h_j^2} \simeq \frac{\rho_j \omega^2}{G_j} (1 - 2 i h_j) \quad \dots\dots (2-10)$$

となる。したがって

$$\alpha_j \simeq \sqrt{\frac{\rho_j}{G_j}} \omega (1 - i h_j) = \frac{\omega}{V_{sj}} (1 - i h_j) \quad \dots\dots (2-11)$$

ここで、 V_{sj} はせん断弾性波速度である。したがって、(2-11) 式を(2-7) 式に代入すれば(2-6) 式の一般解は次のように求められる。

$$\bar{v}_j = F_j^1 e^{-\frac{\omega}{V_{sj}}(h_j+i)x_j} + F_j^2 e^{\frac{\omega}{V_{sj}}(h_j+i)x_j} = F_j^1 \frac{1}{e} (c-is) + F_j^2 e (c+is) \quad (2-12)$$

ここで,

$$e = e^{\frac{h_j \omega}{V_{sj}} x_j}$$

$$c = \cos \frac{\omega}{V_{sj}} x_j \quad (2-13)$$

$$s = \sin \frac{\omega}{V_{sj}} x_j$$

一方, フーリエ変換表示したせん断応力 $\bar{\tau}$ は,

$$\bar{\tau}_j = G_j \frac{d\bar{v}_j}{dx_j} = -\frac{G_j}{V_{sj}} \omega \left[F_j^1 \frac{1}{e} \{ (h_j c + s) + i(c - h_j s) \} - F_j^2 e \{ (h_j c - s) + i(c + h_j s) \} \right] \quad (2-14)$$

となる。(2-12) 式および (2-14) 式をマトリックス表示すると, 第 j 層内におけるフーリエ変換表示した変位およびせん断力は次式のように与えられる。

$$\begin{bmatrix} \bar{v} \\ \bar{\tau} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{c}{e} - i \frac{s}{e} & e(c+is) \\ -\frac{G_j}{V_{sj}} \frac{\omega}{e} \{ (h_j c + s) + i(c - h_j s) \} & \frac{G_j}{V_{sj}} \omega e \{ (h_j c - s) + i(c + h_j s) \} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} F_j^1 \\ F_j^2 \end{bmatrix} \quad (2-15)$$

今, 第 j 層の上面 ($x_j=0$) および下面 ($x_j=H_j$) における変位およびせん断力は (2-15) 式にそれぞれの x_j の値を代入することにより次のように与えられる。

$$\bar{S}_{j,o} = \underline{A}_j \underline{a}_j \quad (2-16)$$

$$\bar{S}_{j,H} = \underline{B}_j \underline{a}_j \quad (2-17)$$

ここに,

$\bar{S}_{j,o}$: 第 j 層の上面におけるフーリエ変換表示した変位およびせん断力

$\bar{S}_{j,H}$: 第 j 層の下面におけるフーリエ変換表示した変位およびせん断力

$$\underline{a}_j = \langle F_j^1 \quad F_j^2 \rangle^T \quad (2-18)$$

$\underline{A}_j$: (3-11) 式の右辺第 2 項に $x_j=0$ を

$\underline{B}_j$: (3-11) 式の右辺第 2 項に $x_j=H_j$ を代入したマトリックス

一方, 地層間における変位およびせん断力の連続条件は第 j 層と第 $j+1$ 層の間では,

$$\bar{S}_{j+1,0} = \bar{S}_{j,H} \quad (2-19)$$

であるから, (3-12) (3-13) 式を代入すれば

$$\underline{A}_{j+1} \underline{a}_{j+1} = \underline{B}_j \underline{a}_j \quad (2-20)$$

となる。また、(2-16) および (2-17) 式から、第 j 層の下面における変位およびせん断力 $\bar{S}_{j,H}$ は第 j 層の上面における変位およびせん断力 $\bar{S}_{j,0}$ と次の関係で結ばれる。

$$\bar{S}_{j,H} = \underline{C}_j \bar{S}_{j,0} \quad \dots\dots\dots (2-21)$$

ここで、

$$\underline{C}_j = \underline{B}_j \underline{A}_j^{-1} \quad \dots\dots\dots (2-22)$$

である。

いま、地表面 ($j=1, x_1=0$) において地震動 $v(t)=v_0(t)$ が規定されたとすると、そこではせん断応力はゼロであるので、第 1 層の上面におけるフーリエ変換表示した変位およびせん断力は次式で与えられる。

$$\bar{S}_{1,0} = \begin{bmatrix} \bar{v}_0 \\ 0 \end{bmatrix} \equiv \bar{S}_0 \quad \dots\dots\dots (2-23)$$

基盤を第 $N+1$ 層とすれば、基盤面すなわち第 $N+1$ 層の上面におけるフーリエ変換表示した変位およびせん断力は、(2-23) 式を (2-21) 式に代入することにより、

$$\bar{S}_{N+1,0} = \underline{D}_N \bar{S}_0 \quad \dots\dots\dots (2-24)$$

ここで、

$$\underline{D}_N = \underline{C}_N \cdot \underline{C}_{N-1} \cdot \dots\dots \cdot \underline{C}_1 \quad \dots\dots\dots (2-25)$$

となる。したがって基盤での積分定数 a_{N+1} は (2-16)、(2-24) 式により

$$a_{N+1} = \underline{A}_{N+1}^{-1} \underline{D}_N \bar{S}_0 \quad \dots\dots\dots (2-26)$$

と決定することができる。(2-12)、(2-18) 式からわかるように、 F_{N+1}^1 は基盤面から下方に向う反射波の振幅であり、 F_{N+1}^2 は下方から基盤面に到達する入射波である。このようにして、 $\bar{S}_{j,0}$ が求まれば、変位およびせん断力 $\underline{S}_{j,0}$ は $\bar{S}_{j,0}$ にフーリエ逆変換を施して

$$\underline{S}_{j,0} = \begin{bmatrix} v(t) \\ \tau(t) \end{bmatrix}_{j,0} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{S}_{j,0}(i\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad \dots\dots\dots (2-27)$$

と求めることができる。

3. 表層地盤の地震応答

3-1 地盤調査

上述した手法により地盤の特性が定められれば、基盤での地震動を与えて表層地盤の地震応答を計算することができる。地盤の構成は多種多様であり、同時に場所により変化するため、地盤条件の変化をできるだけ忠実に解析に取入れるためにはボーリング調査等の地盤調査資料をきめ細かく収集することが必要となる。ここでは静岡県管内において静岡県が現在までに調査収集した3067本の地盤調査のボーリング資料（静岡県東部地区1224本、中部地区477本、西部地区826本、静岡市および清水市540本）および659本の深井戸用ボーリング資料（静岡県東部地区367本、中部地区84本、西部地区208本）に基づき県下を東西方向に1.2km、南北方向に0.9kmの矩形のメッシュに分割し、それぞれのメッシュごとに1～4種の地盤種別を割りふって求めたマップ¹⁹⁾に今回新たに収集した東名高速道路沿いの地盤調査用ボーリング資料¹⁶⁾1152本および愛知県の一部と小田原市のボーリング資料それぞれ27本、82本を加え、合計4987本のボーリング資料を補足して地盤種別マップを定めた。

ここで、深井戸の資料からはせん断波速度、 N 値等を定量的に求めることはできなかったが、基盤の位置を推定するのに役立った。また、地盤の種別はボーリング柱状図から工学的な判断を交えて地盤を沖積層および洪積層に分け、図3-1に示す沖積層および洪積層の厚さに応じて分類した。この際、砂質土では N 値が30以上あれば洪積地盤、それ以下

の場合には沖積地盤、粘性土では N 値が10以上あれば洪積地盤、それ以下の場合には沖積地盤とそれぞれ判断した。このように地盤構成を分類した理由は、地盤の地震応答はその基本固有周期に深く関係していると考えられるが、現在まで道路橋の耐震設計で広く用いられていた地盤種別（道路橋耐震設計指針、日本道路協会、1971年）では1種（岩盤）、2種（洪積地盤）、3種（沖積地盤）および4種（軟弱沖積地盤）におけるせん断振動としての基本固有周期はそれぞれおおむね0.2秒以下、0.2～0.5秒、0.5～0.7秒、0.7秒以上の範囲に対応している。道路橋の耐震設計指針では、地盤の地質的な厚さに応じて地盤分類を行っているが、これを上記の地盤の固有振動周期の観点から見直すと、地盤を剛性が

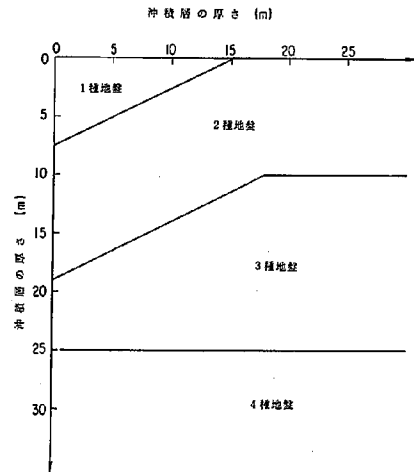


図3-1 地盤の分類

無限に大きい基盤上に分布する一様な剛さのせん断振動体と仮定した場合の基本固有振動数は次のように与えられる。

$$T = \frac{4H_A}{V_{SA}} + \frac{4H_D}{V_{SD}} \quad \dots\dots\dots (3-1)$$

ここで

T : 表層地盤の基本固有周期

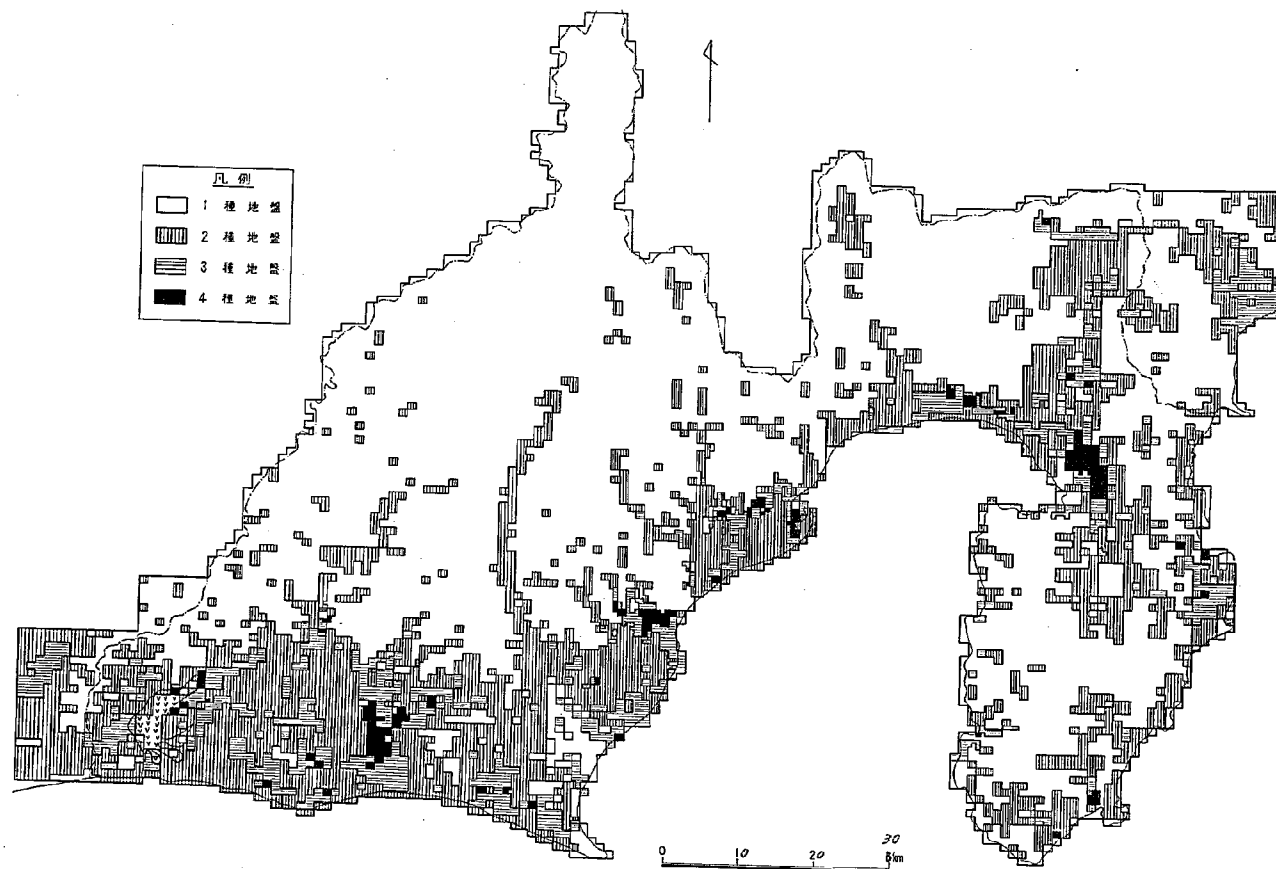


図3-2 静岡県下の地盤種別〔国土開発技術研究センター¹⁷⁾による〕

H_A, H_D : 沖積層および洪積層の厚さ

V_{SA}, V_{SD} : 沖積層および洪積層の平均的せん断弾性波速度

いま、沖積層および洪積層の平均的なせん断弾性波速度 V_{SA} および V_{SD} をそれぞれ150 m/sec, 300 m/sec と見込めば上述した1種~4種の地盤種別に対応する沖積層および洪積層の厚さ H_A, H_D が求められる。このようにして求められた H_A, H_D と現行の道路橋耐震設計指針で定められている地盤分類法を総合して求めたのが図3-1の関係である。

以上のようにして分割したメッシュの総数は約10000個にのぼったが、そのうち深井戸を含めてボーリング資料が1個以上ある箇所は全体の約3%で、残りの約97%のメッシュは直接ボーリング資料から地盤種別を定めることができなかった。しかしながら、海岸に面した地層の変化の激しい沖積地盤では比較的豊富にボーリング資料を利用することができ、ボーリング資料の利用できない地域は一般に山地、丘陵地が多かったため、比較的容易に地盤の種別を定めることができた。都市部周辺地域の一部では多くのボーリング資料が収集できたため、これらの資料を有効に使うためメッシュの間隔をさらに4つに細分化した。このようにして求めた地盤種別を図3-2に示す。

3-2 応答解析結果

4種類の地盤種別に該当する地点を地盤種別ごとにそれぞれ2点ずつ、合計8地点(表3-1参照)を選び出し、基盤に地震動を作用させた場合の表層地盤の地震応答を計算した。¹⁸⁾ これらの地点の地

表3-1 解析の対象とした地点

地点番号	地 点 名	微小振幅時の基本固有周期	地 盤 種 別
①	熱海市網代字	0.05 (秒)	1
②	富士宮市富丘小学校	0.1	
③	熱海市海光町	0.21	2
④	下田市中河内	0.28	
⑤	賀茂郡南伊豆町下賀茂神子元島	0.44	3
⑥	掛 川	0.46	
⑦	富士市浮島	0.98	4
⑧	藤枝市	1.11	

表3-2 解析に用いた地震動記録

地震動番号	地 震 名	地震発生年月日	マグニチュード	記 録 地 点	記録時の最大加速度(gal)	成分
A	サンフェルナンド地震	1971. 2. 9	6.6	キャストリック(地表)	310	
B	伊豆半島沖地震	1974. 5. 9	6.9	観音崎(地下120m)	22	EW
C	根室半島沖地震	1973. 6. 17	7.4	静内橋(地下40m)	45	TR
D	日向灘沖地震	1968. 4. 1	7.5	板 島 橋(地表)	186	TR
E	十勝沖地震	1968. 5. 16	7.9	八 戸 港(地表)	235	NS

注) NS: 南北方向成分, 東西方向成分

TR, LG: 橋軸方向成分, 橋軸方向

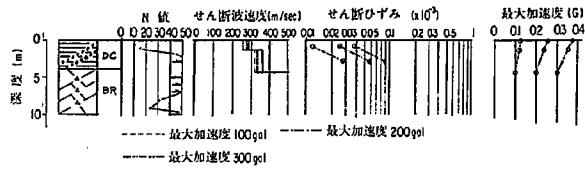


図 3-3-①-A 地盤①（熱海），入力地震動：サンフェルナンド

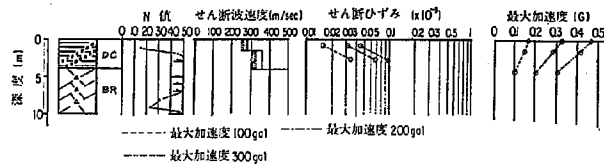


図 3-3-①-B 地盤①（熱海），入力地震動：観音崎

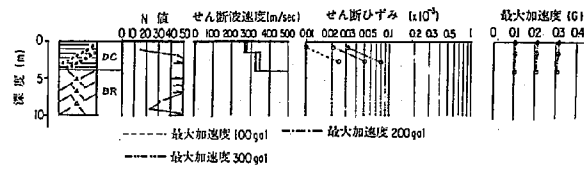


図 3-3-①-C 地盤①（熱海），入力地震動：静内

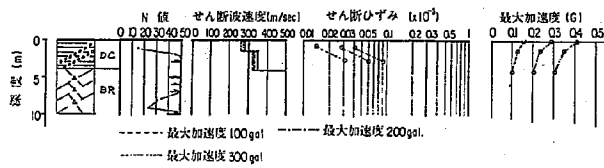


図 3-3-①-D 地盤①（熱海），入力地震動：板島

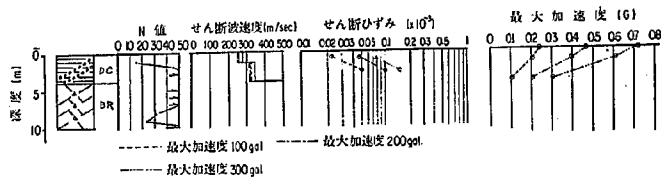


図 3-3-①-E 地盤①(熱海)，入力地震動：八戸

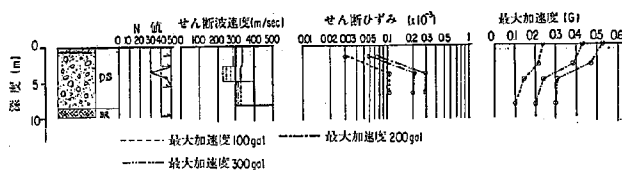


図 3-3-②-A 地盤②(富士宮)，入力地震動：サンフェルナンド

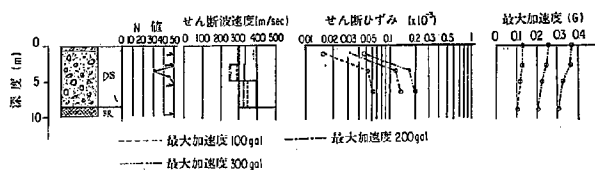


図 3-3-②-B 地盤②(富士宮)，入力地震動：観音崎

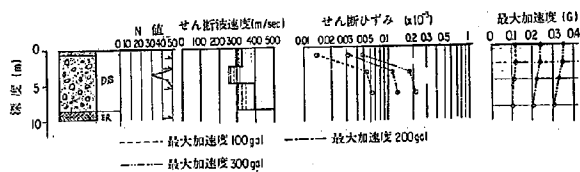


図 3-3-②-C 地盤②(富士宮)，入力地震動：静内

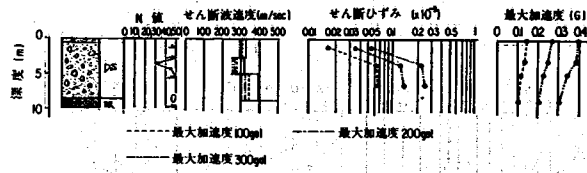


図3-3-②-D 地盤②(富士宮), 入力地震動: 板島

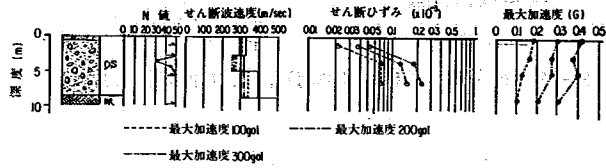


図3-3-②-E 地盤②(富士宮), 入力地震動: 八戸

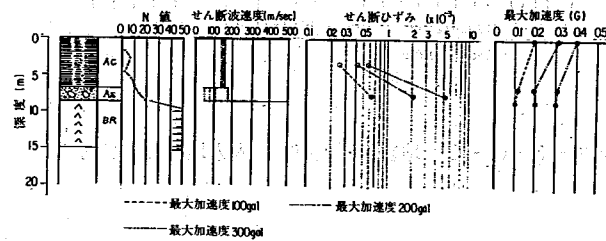


図3-3-③-A 地盤③(熱海), 入力地震動: サンフェルナンド

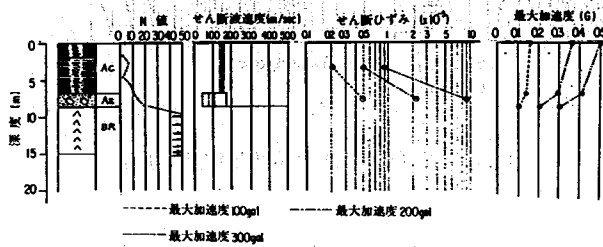


図3-3-③-B 地盤③(熱海), 入力地震動: 観音崎

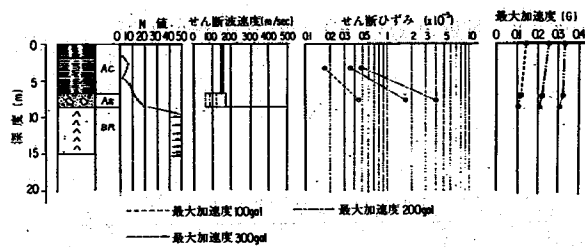


図3-3-③-C 地盤③(熱海), 入力地震動: 静内

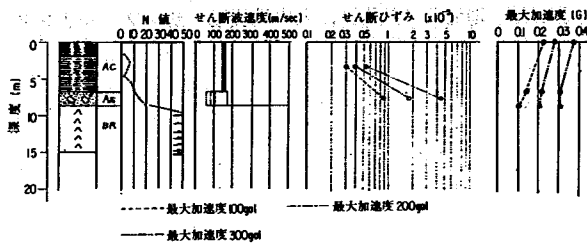


図3-3-③-D 地盤③(熱海), 入力地震動: 板島

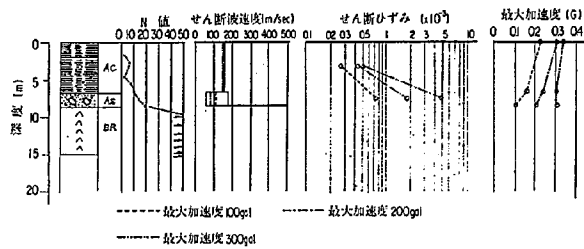


図 3 - 3 - ③ - E 地盤③ (熱海), 入力地震動: 八戸

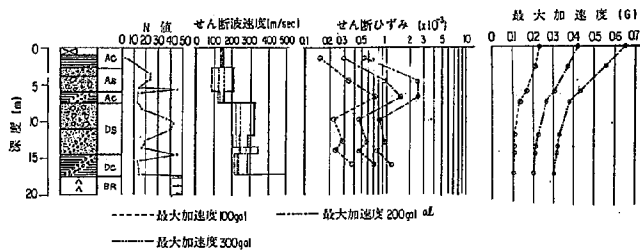


図 3 - 3 - ④ - A 地盤④ (下田), 入力地震動: サンフェルナンド

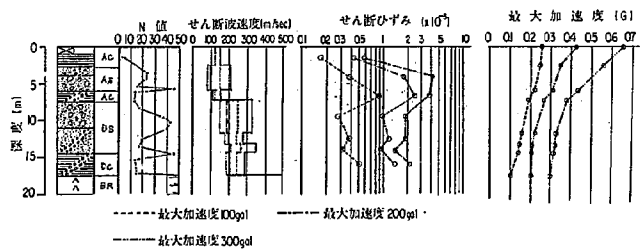


図 3 - 3 - ④ - B 地盤④ (下田), 入力地震動: 観音崎

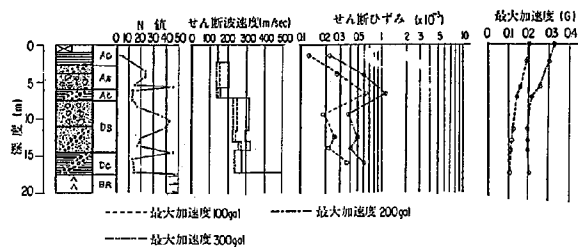


図 3-3-④-C 地盤④（下田），入力地震動：静内

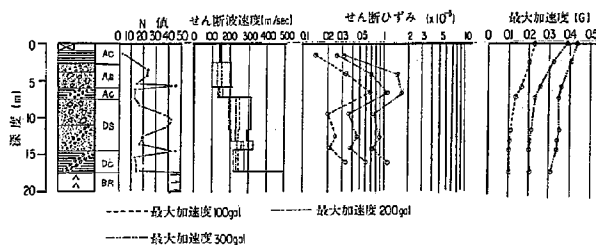


図 3-3-④-D 地盤④（下田），入力地震動：板島

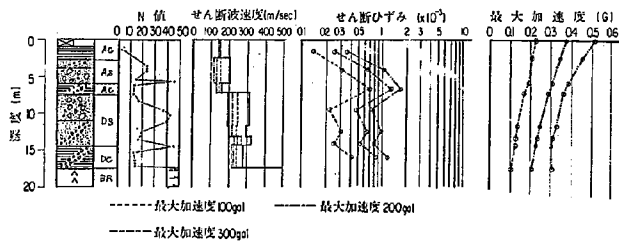


図 3-3-④-E 地盤④（下田），入力地震動：八戸

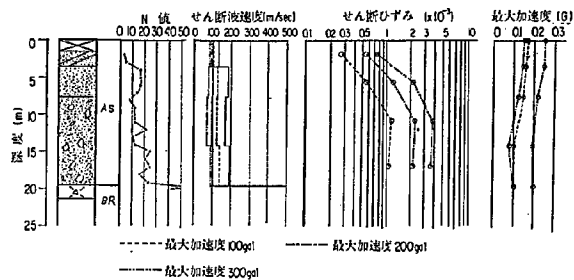


図 3-3-⑤-A 地盤⑤（神子元島），入力地震動：サンフェルナンド

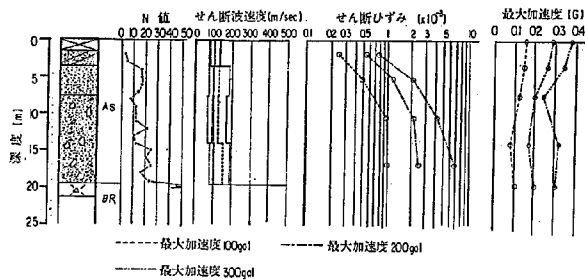


図 3-3-⑤-B 地盤⑤（神子元島），入力地震動：観音崎

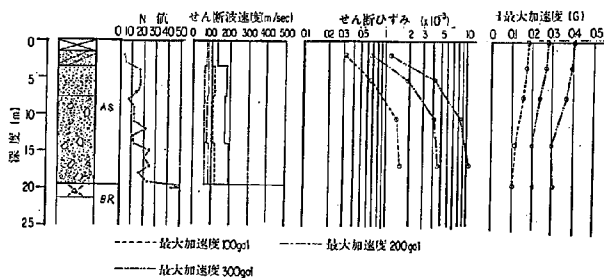


図 3-3-⑤-C 地盤⑤（神子元島），入力地震動：静内

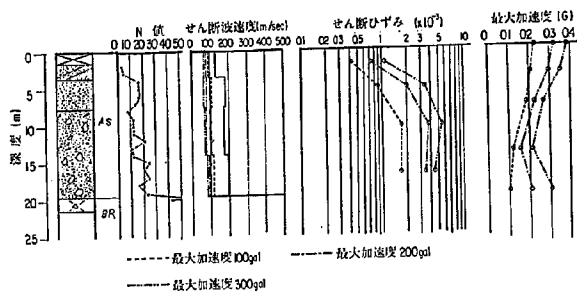


図 3 - 3 - ⑤ - D 地盤⑤ (神子元島), 入力地震動: 板島

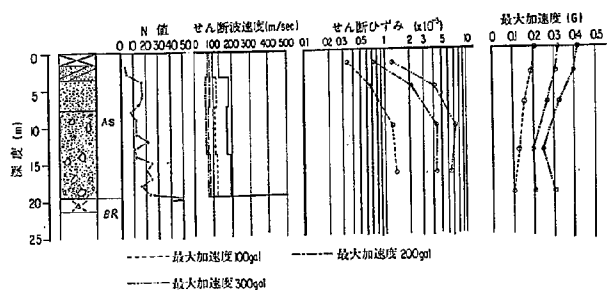


図 3 - 3 - ⑤ - E 地盤⑤ (神子元島), 入力地震動: 八戸

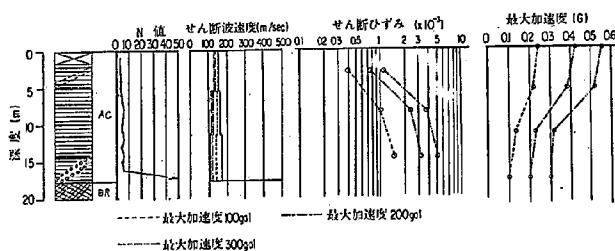


図 3 - 3 - ⑥ - A 地盤⑥ (掛川), 入力地震動: サンフェルナンド

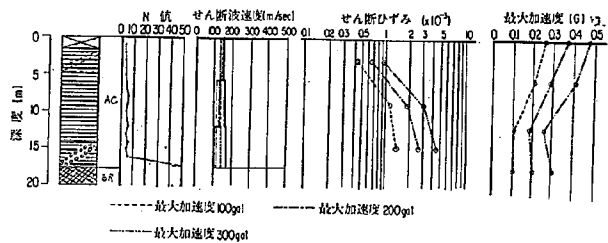


図3-3-⑥-B 地盤⑥(掛川), 入力地震動: 観音崎

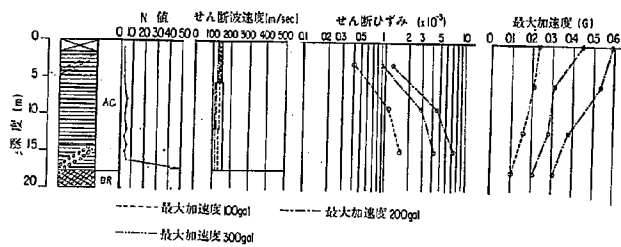


図3-3-⑥-C 地盤⑥(掛川), 入力地震動: 静内

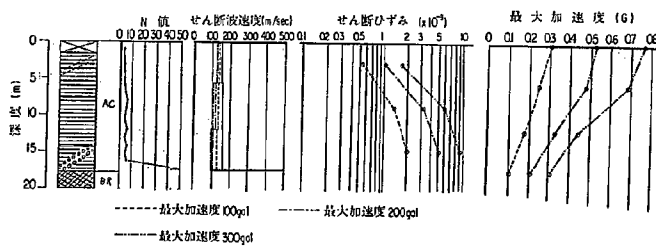


図3-3-⑥-D 地盤⑥(掛川), 入力地震動: 板島

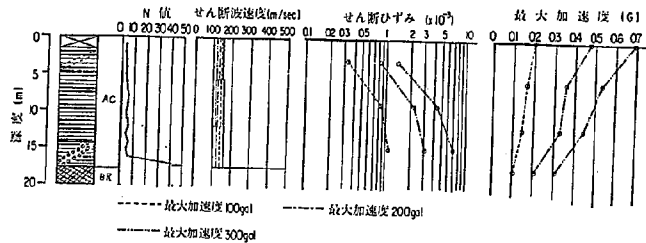


図 3-3-⑥-E 地盤⑥ (掛川), 入力地震動: 八戸

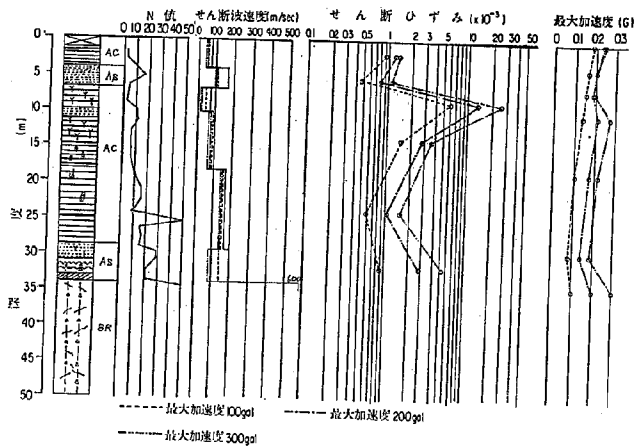


図 3-3-⑦-A 地盤⑦ (富士宮市), 入力地震動: サンフェルナンド

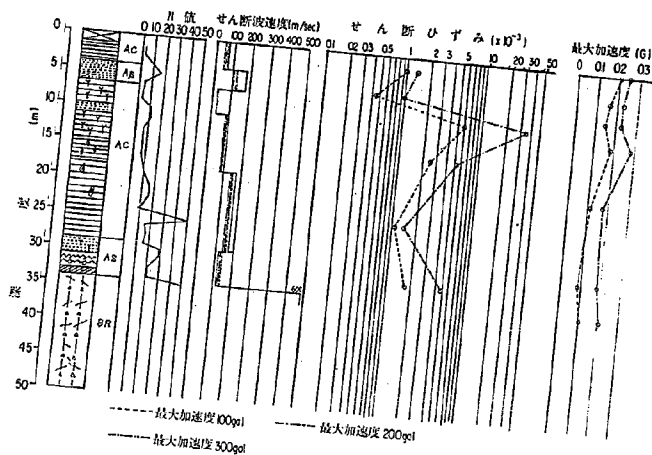


図 3 - 3 - ① - B 地盤⑦ (富士宮市), 入力地震動: 観音崎

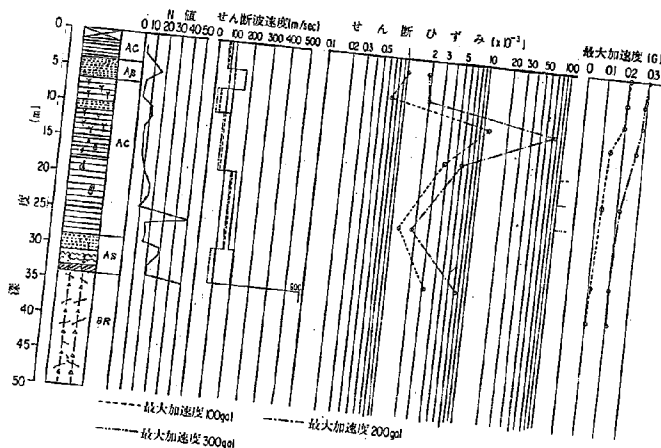


図 3 - 3 - ① - C 地盤⑦ (富士宮市), 入力地震動: 静内

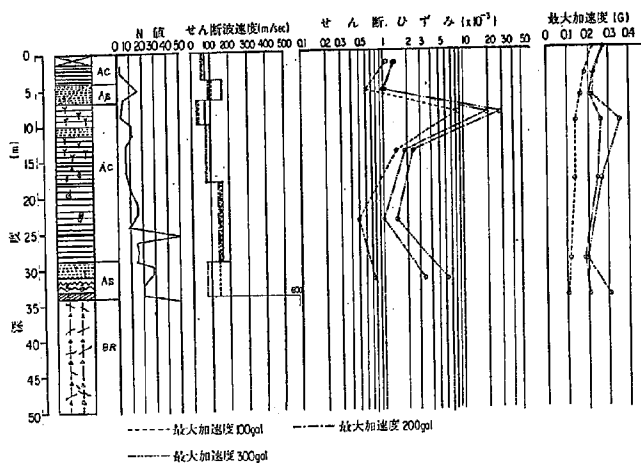


図 3 - 3 - ② - D 地盤② (富士宮市), 入力地震動: 板島

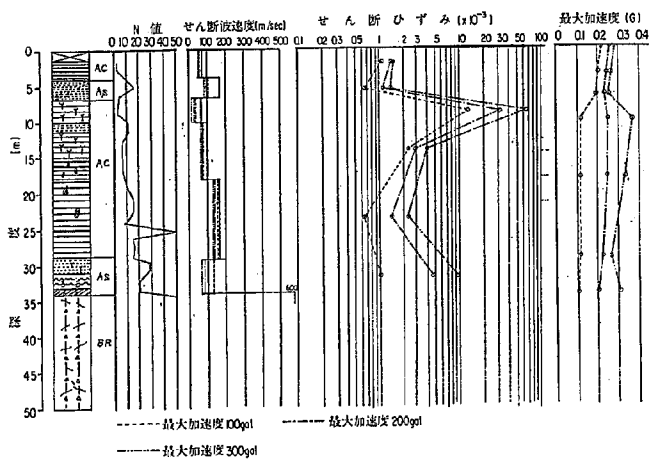


図 3 - 3 - ② - E 地盤② (富士宮市), 入力地震動: 八戸

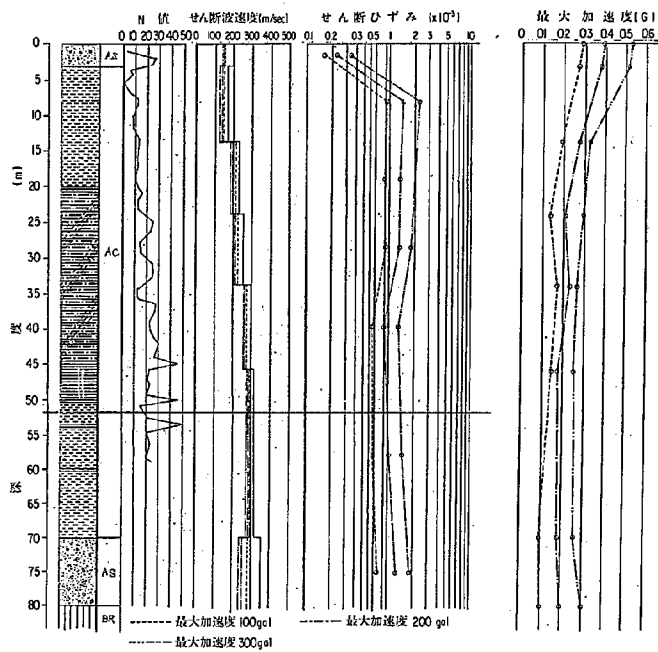


図3-3-⑨-A 地盤⑨(藤枝), 入力地震動:サンフェルナンド

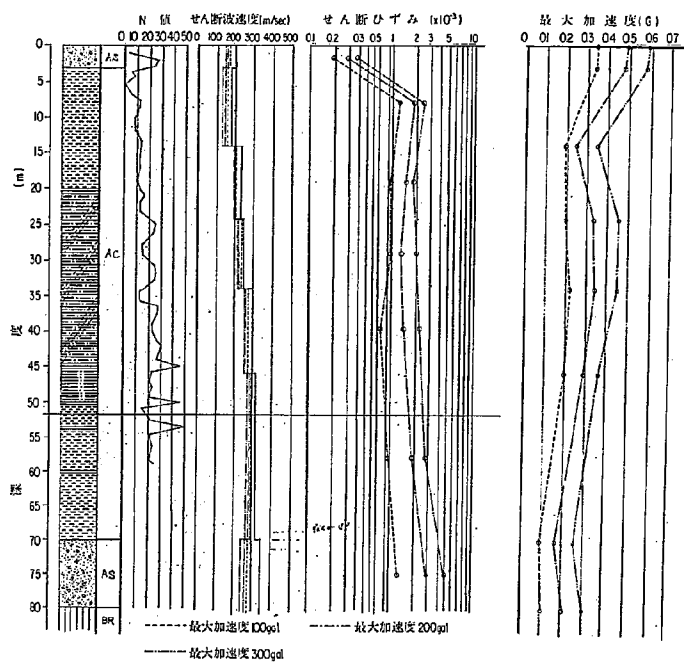


図 3 - 3 - ⑥ - B 地盤⑥ (藤枝), 入力地震動: 観音崎

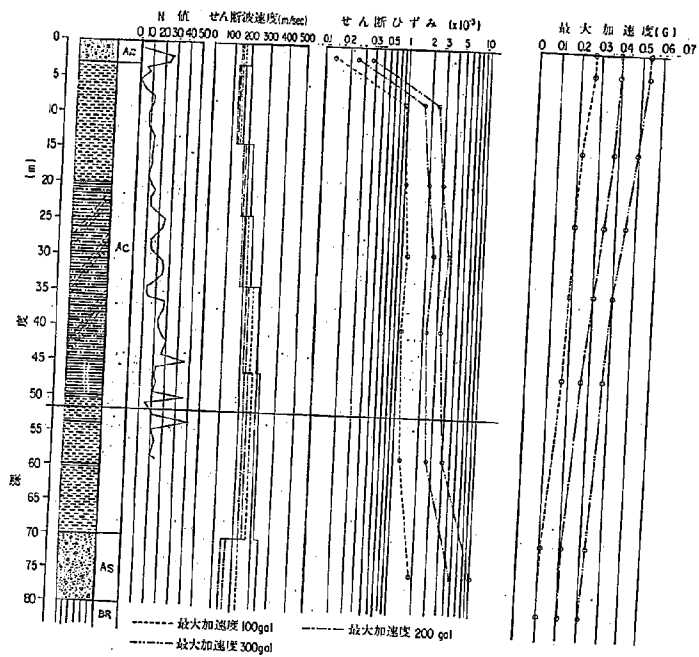


図 3 - 3 - ⑧ - C 地盤⑧（藤枝），入力地震動：静内

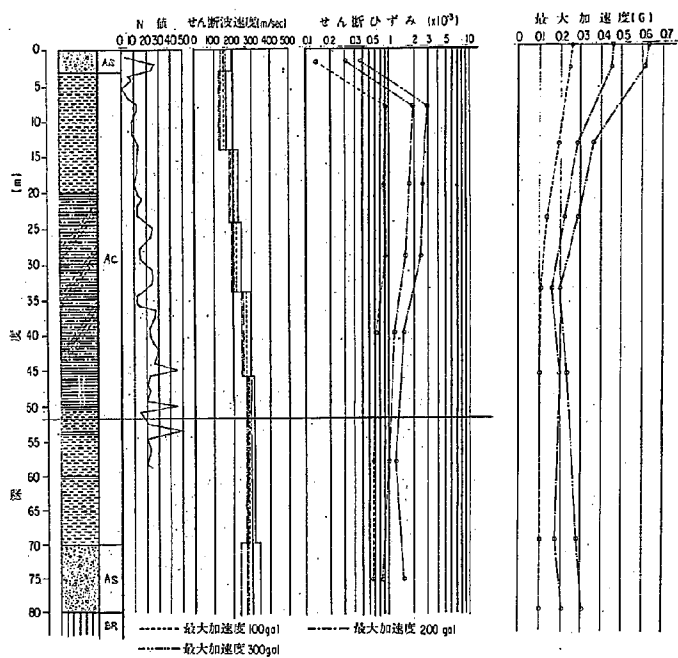


図 3 - 3 - ③ - D 地盤③ (藤枝)，入力地震動：板島

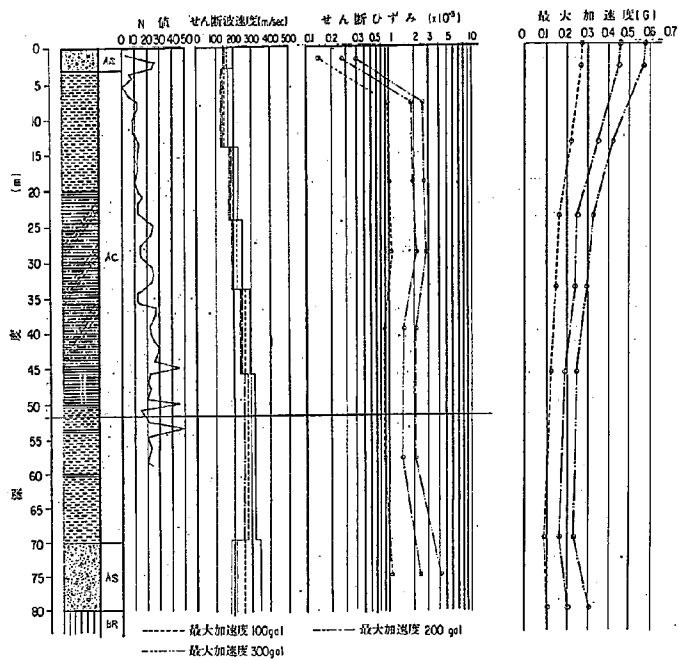


図3-3-③-E 地盤⑤(藤枝), 入力地震動: 八戸

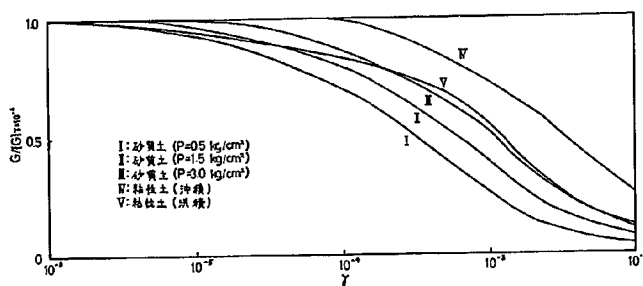


図 3-4 土のせん断剛性率とヒズミとの関係^{19) 20)}

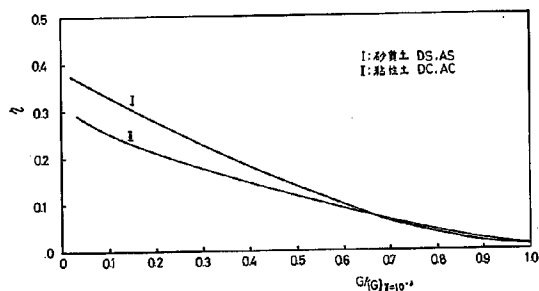


図 3-5 土の減衰定数とせん断剛性との関係^{19) 20)}

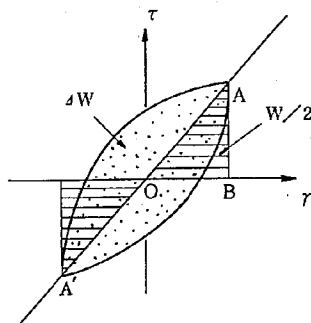


図 3-6

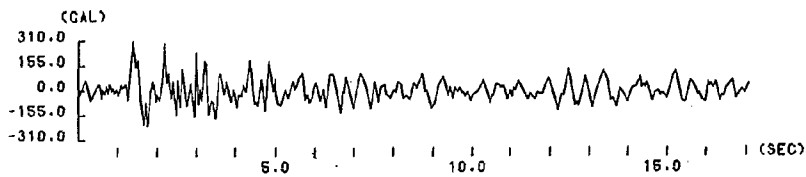
盤構成は図 3-3 に示す通りである (ただし、図中には後述の計算結果も同時に示されている)。

応答計算に際しては土の動的な剛性および履歴減衰係数の歪依存性を等価線形モデルによって表示することとし、図 3-4 および 3-5 に示す室内実験から求められた関係^{19) 20)}を用いた。ここで、等価線形モデルとは一般に図 3-6 に示すような土の応力とひずみの履歴曲線を直線 AA' の勾配に対応する等価せん断弾性係数 G_{eq} と次式で与えられる、等価な履歴減衰定数 h_{eq} で表示したものである。

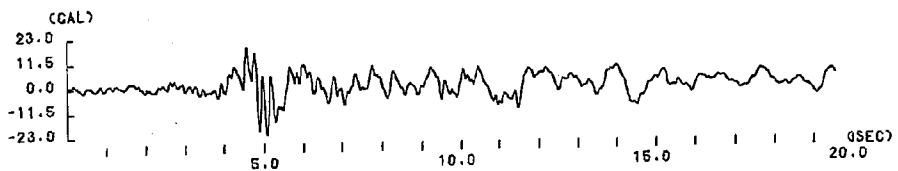
$$h_{eq} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta W}{W} \dots\dots\dots (3-2)$$

ここに

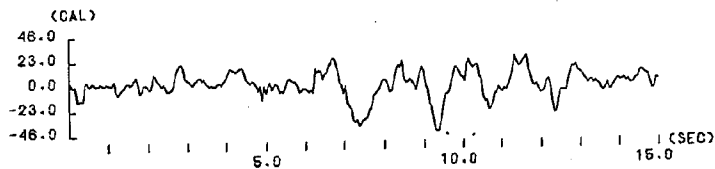
W : $\triangle AOB$ の面積 $\times 2$



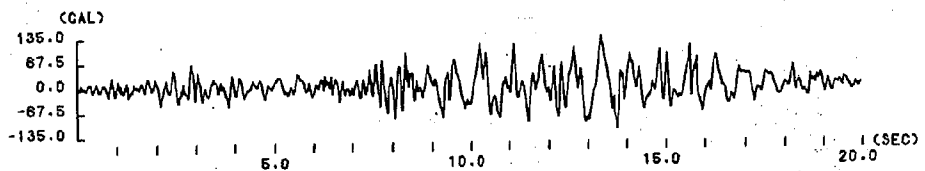
(a) キャスタイク記録 (1971年2月9日サンフェルナンド地震による)



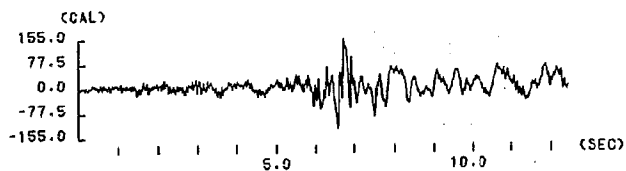
(b) 観音崎地表面下120mの記録 (1974年5月9日伊豆半島沖地震による)



(c) 静内橋地下40mの記録 (1973年6月17日根室半島沖地震による)

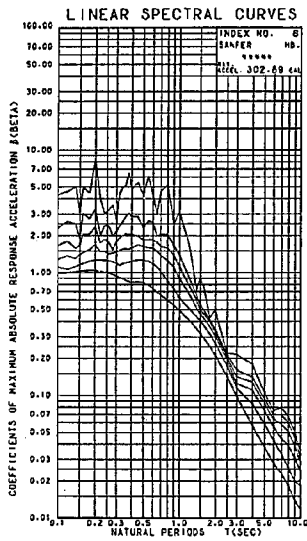


(d) 板島橋近傍地盤上の記録 (1968年4月1日日向灘沖地震による, 基盤地震動に変換)

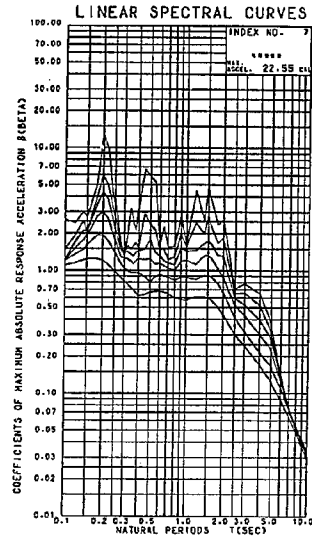


(e) 八戸港の記録 (1968年5月16日十勝沖地震による, 基盤地震動に変換)

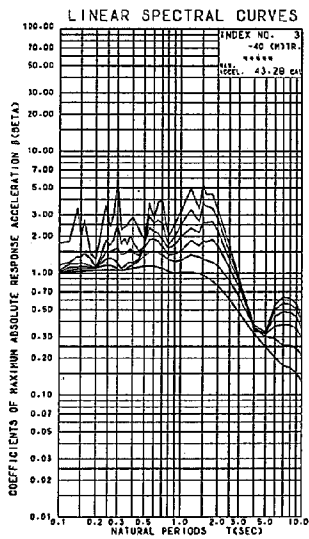
図3-7 入力地震動波形



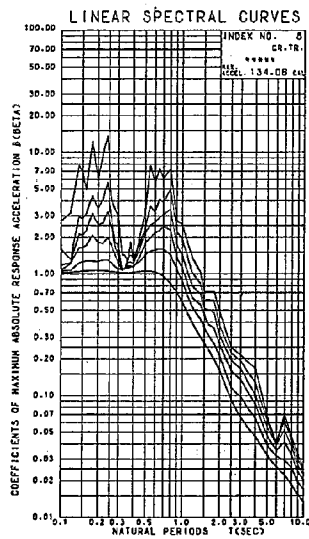
(a) キャスタイク



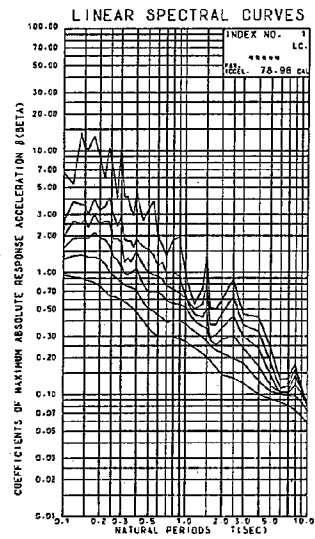
(b) 観音崎 (地中)



(c) 静内橋 (地中)



(d) 板島橋



(e) 八戸港

図 3-8 絶対加速度応答スペクトル比

(減衰定数 $h = 0.0, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4$)

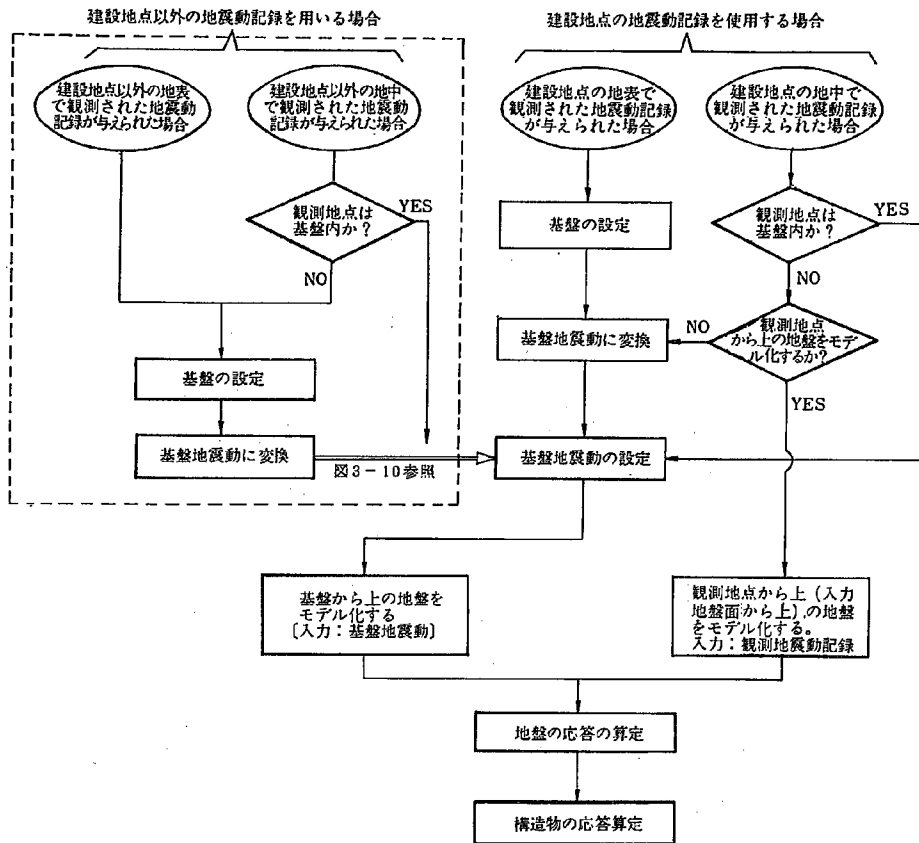
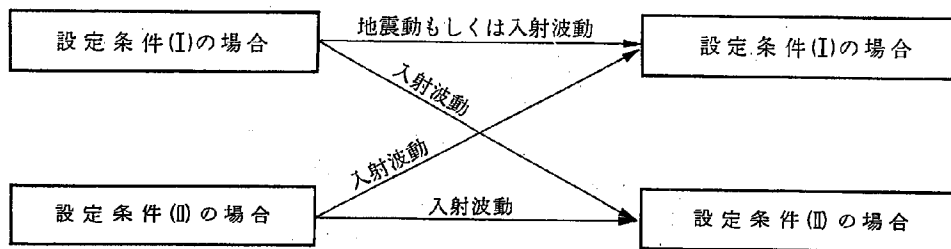


図3-9 入力地震動が与えられてからの解析手順

〔観測地点における基盤の設定条件〕

〔建設地点における基盤の設定条件〕



ここで、

設定条件(I)：表層地盤に比較して下方に連続的に無限大の剛性を有する地盤

設定条件(II)：無限大の剛性を有してはいないが、下方に一樣な性質で連続した地盤である場合

地震動＝入射波動＋反射波動（図3-9参照）

図3-10 観測地点の基盤地震動から建設地点の基盤地震動への受渡し

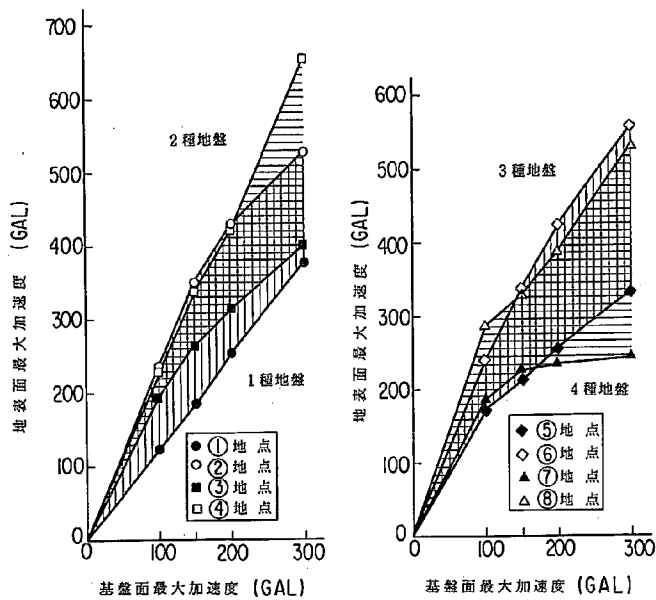


図3-11(a) 表層地盤の地震応答〔サンフェルナンド地震によるCastaic地震動を作用させた場合〕

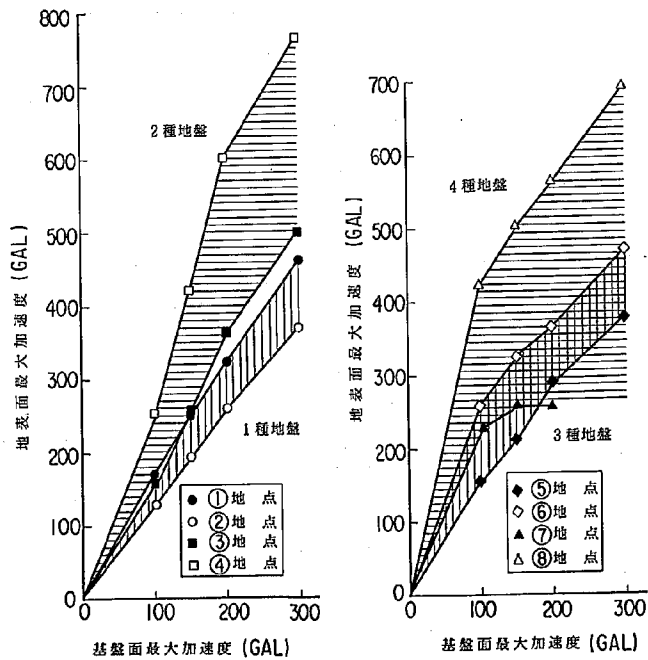


図3-11(b) 表層地盤の地震応答〔観音崎地震動を作用させた場合〕

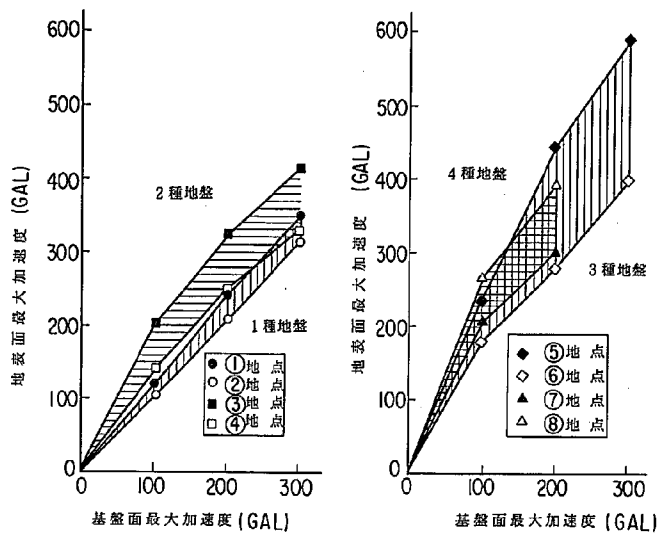


図 3-11(c) 表層地盤の地震応答〔静内橋地震動を作用させた場合〕

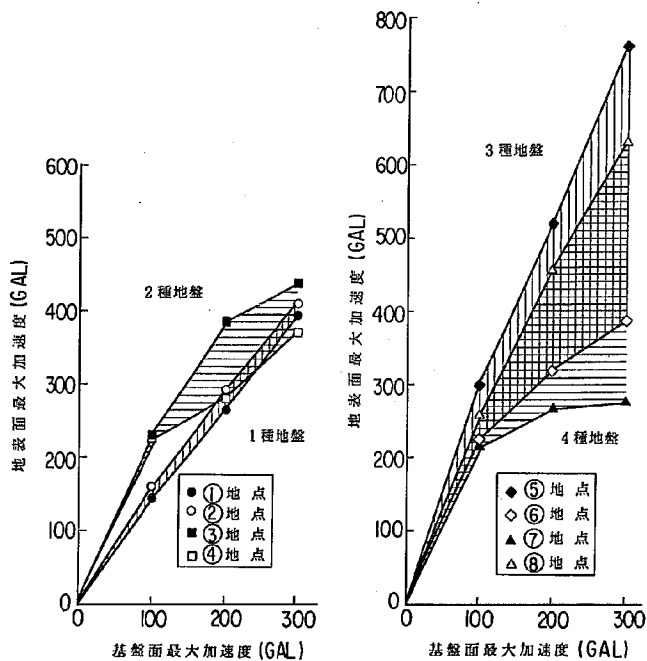


図 3-11(d) 表層地盤の地震応答〔板島橋地震動を作用させた場合〕

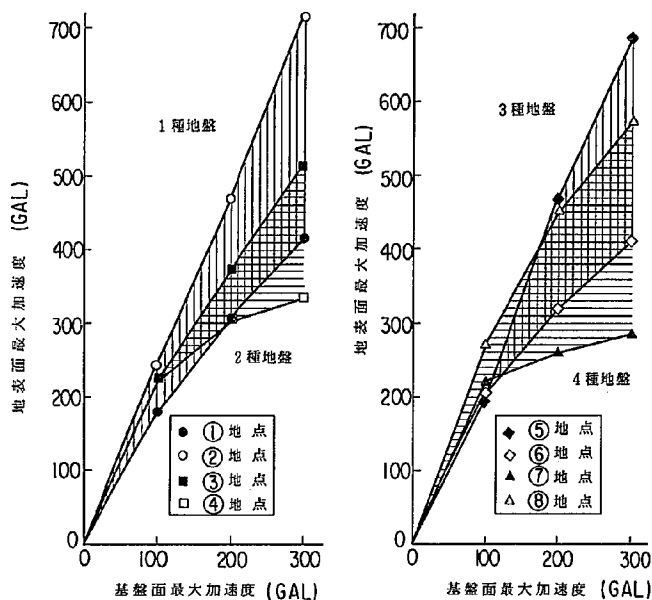


図3-11(e) 表層地盤の地震応答〔八戸港地震動を作用させた場合〕

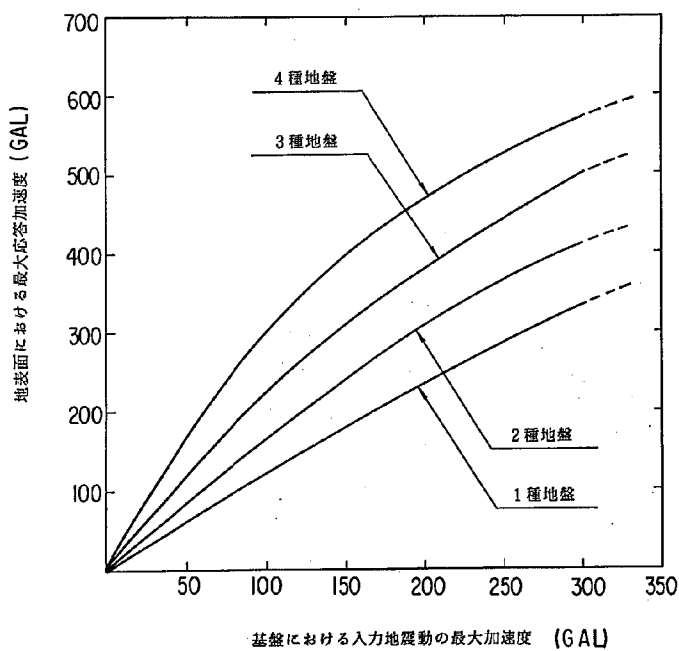


図3-12 表層地盤の地震応答特性

△W: 履歴曲線が囲む面積

基盤に作用させた地震動は過去の地震により地盤の表面もしくは地中で採取された表3-2に示す5種類の地震動記録^{21) 22)} (地震波形および加速度応答スペクトル比はそれぞれ図3-7, 3-8参照)であり、このうち地盤の表面で採取された記録については図3-9および3-10に示すように、その地点の基盤地震動に変換したうえで応答計算の入力とした。基盤地震動の最大加速度は波形特性を固定して100gal, 200gal, 300galの3通とした。

このようにして計算した8地点での表層地盤の地震応答は図3-3に示すようになった。これを基盤面から地表までの間の加速度の増幅率に着目して結果を整理すると図3-11のようになる。この結果をまとめると、

(i) 1種地盤では基盤面から地表までの間の加速度の増幅率は小さく、おおむね1.1程度である。ただし、八戸港の地震記録を作用させた時のように1種地盤でも増幅率が1.5以上となる場合がある。

(ii) 2種, 3種, 4種の地盤では基盤面から地表までの間の加速度の増幅率は1種地盤の増幅率よりも一般に大きい。今回の計算結果では、計算ケースごとの変動が大きく2種, 3種, 4種の地盤の増幅率を定量的にはっきり区分する程の差異は認められないが、定性的には2種地盤より3種, 4種地盤の方が増幅率は高く、3種地盤および4種地盤はほぼ同程度の増幅率を示しているように思われる。

(iii) 基盤に作用させる入力地震動の加速度レベルを大きくしていくと、一般に基盤面から地表までの間の加速度の増幅率は下がってくる。この傾向は4種地盤において著しく、3種, 2種の順に小さくなり、1種地盤においては著しくない。

以上のような点を総合して基盤に作用させる地震動の最大加速度とその結果地表上で期待される最大応答加速度の関係を図3-12に示すように仮定した。

3-3 実測地中地震観測結果による検討

現在まで東京湾周辺の川崎市浮島公園、川崎市観音崎、千葉県富津岬において観測された地中地震動記録のうち、地表面位置で最大加速度が 20 gal 以上あった記録の地中内での最大加速度の分布（各地ごとに同時刻ではない）を示すと図3-13（浮島公園）、図3-14（富津岬）、図3-15（観音崎）のようになる。地盤構成はそれぞれ図中に示されているが、その概要は以下の通りである。浮島公園においては地表面から地下約50m程度までは N 値10以下の軟質な沖積シルト層、それ以下は N 値60～100程度によく締った砂質地盤である。富津岬においては地表面からボーリングの行われた少くとも地下110m地点までは砂、シルト質細砂、中砂等から構成されている。また、観音崎においては地表面から地下120mまでほぼ一様なシルト質岩であり、所々厚さ3m程度までの砂岩が混っている。図3-1に示した地盤種別の分類によれば浮島公園は4種、富津岬は2種もしくは3種、観音崎は1種に相当することになる。図3-13～図3-15に示した最大加速度の地盤内分布を相互に比較すると、個々には相当の変動があるが、加速度は一般に地中の深い所程小さくなること、小さくなる度合いは4種地盤である浮島公園において著しく、2種もしくは3種地盤である富津岬、1種地盤である観音崎の順となっていることがわかる。このような傾向を個々の地点において地震ごとに平均化して示したのが図3-16（浮島公園）、図3-17（富津岬）、図3-18（観音崎）であり、地表面最大加速度を1.0とした場合の地中最大加速度値を地震ごとに平均した値、および平均値に標準偏差の1倍を加えた値および差引いた値の分布を示している。

これを見ると、観音崎では地表面下120mで地表の約80%程度にしか最大加速度が減少していないのに対し、浮島公園では地表面下127mで地表の約40%程度まで減少しているのがわかる。また富津岬においては浮島公園と観音崎の中間的な傾向を示しており、最大加速度は地表面下110mで地表の70%程度になっている。浮島公園では地表面下約50mの砂礫層を基盤と考えれば、基盤面から地表に至るまでの最大加速度の増幅率はおおむね2.5程度となる。

次に、地中内での最大加速度分布の平均値からの分散に着目すると、浮島公園では比較的小さいのに対して富津岬、観音崎の順に大きくなっているのが注目される。地震動の観測記録数が少ないため、同一の地震による記録を抽出して比較するに至っていないが、浮島公園のように軟質地盤ではどのような地震動に対しても最大加速度は常におおむね同じように分布するのに対して、観音崎のように岩盤から成る地盤では地震ごとに最大加速度の分布の異なる度合いが大きいように思われる。

次に、このような地震動加速度の増幅の度合いを浮島公園および観音崎について上下方向に相隣る2観測点間の伝達関数として示すと以下の通りとなる。図3-19は浮島公園における3回の地震動記録（パワースペクトルは図3-20参照）から算出した地表面下127mの地点に対する地表面下67mの地点、地表面下67mに対する地表面下27m、地表面下27mに対する地表の伝達関数（絶対直）を、図3-21は観音崎における地震動記録（パワースペクトルは図3-22参照）から算出した地表面下120mに対する地表面下70m、地表面下70mに対する地表の伝達関数をそれぞれ示したものである。浮島公園に対しては表3-3に示すA、B、Cの3種類の地震に対して伝達関数が計算されているが、これらを相互に比較するとA、B、Cの各地震動記録の場合とも伝達関数はよく似た傾向を示しており、ここで対象とした3地震については地盤の相隣る上下2点間の伝達特性は地震動がかわってもおおむね一定となる傾向がみられる。伝達関数にはいくつかのはっきりした増幅度のピークと谷が振動数の領域にあてられている。これらの増幅の度合いは、67m/127mが一番大きく、以下27m/67m、0m/27mの順となっ

ているが、これは3者の深さが違うためであって、同一の尺度で増幅の度合を比較するために単位深さあたりの増幅度に換算すると、 $0\text{ m}/27\text{ m}$ および $27\text{ m}/67\text{ m}$ が大きく、 $67\text{ m}/127\text{ m}$ は小さくなっており、地盤の軟質な地表面に近いほど高い増幅度をもっているのがわかる。次に、観音崎における伝達関数を上述の浮島の結果と比較すると、本地点においては、①伝達関数には0～8%の振動数の範囲では振動数領域にはっきりした増幅度の山谷は生じない、②全体として増幅度は小さい、の2つの特徴があることがわかる。本地点はほぼ一様なシルト質岩地帯であり、こうしたはっきりした地盤条件の差異を反映して伝達関数も互いに特徴のあるものとなったと考えられる。

以上のような点を総合すると、地中地震観測から求められる表層地盤の増幅特性は図3-12に示した結果と著しい矛盾はないと考えられる。

表3-3 伝達特性の解析の対象とした地中地震動記録

1) 神奈川県川崎市浮島 (NS成分)

地震動記号	発生年月日	震 央				M	最大加速度 (gal)				摘 要
		震源地	緯度	経度	深度		地表面	-27m	-67m	-127m	
A	1970. 9. 30	神奈川県東部	35°29'	135°38'	40	4.8	11.8	10.7	5.5	4.3	
B	1972.12. 4	八丈島東方沖	33°12'	141° 5'	50	7.2	11.2	14.6	7.4	6.4	
C	1974. 5. 9	伊豆半島南岸付近	34°34'	138°48'	10	6.9	12.2	9.2	5.0	5.9	

2) 神奈川県観音崎 (NS成分)

地震動記号	発生年月日	震 央				M	最大加速度 (gal)			摘 要
		震源地	緯度	経度	深度		地表面	-80m	-120m	
D	1972. 2. 29	八丈島東方沖	35°11'	140°16'	70	-	10.3	13.1	12.2	
E	1972.12. 4	八丈島東方沖	33°12'	141° 5'	50	7.2	6.6	10.1	10.4	
F	1973.12. 22	千葉県南部	35°13'	140°17'	70	-	13.0	6.4	6.0	
G	1974. 5. 9	伊豆半島南岸付近	34°34'	138°48'	10	6.9	30.0	14.7	11.5	



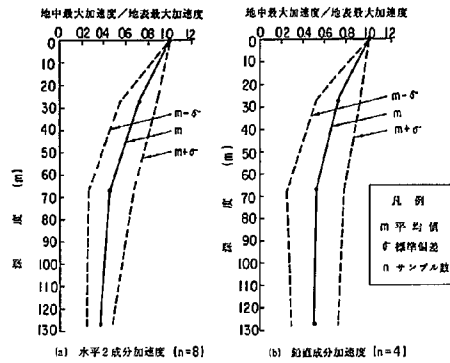


図 3-16 地表最大加速度を 1.0 とした場合の地中加速度の分布〔浮島公園〕

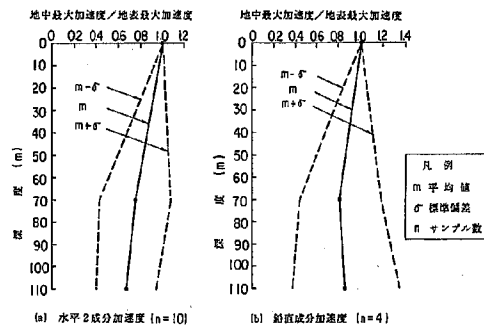


図 3-17 地表最大加速度を 1.0 とした場合の地中加速度の分布〔富津〕

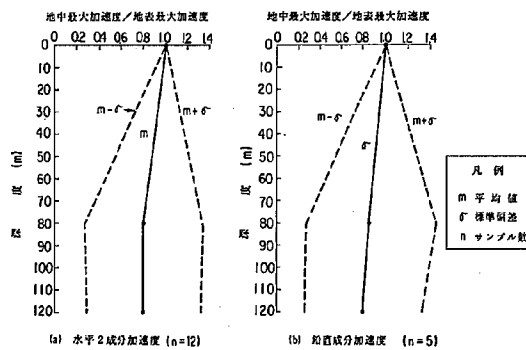
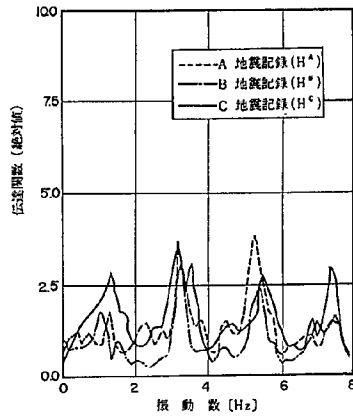
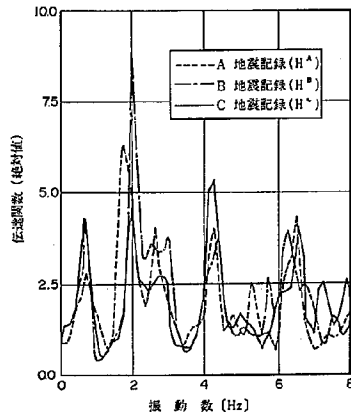


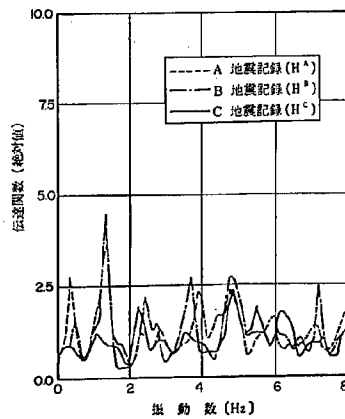
図 3-18 地表最大加速度を 1.0 とした場合の地中加速度の分布〔観音崎〕



(a) 0 m / 27 m

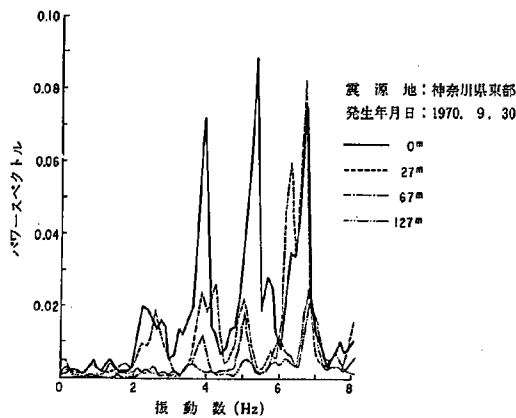


(b) 27 m / 67 m

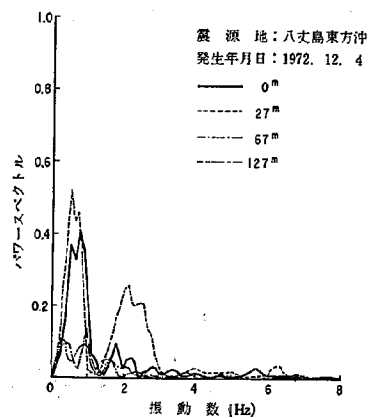


(c) 67 m / 127 m

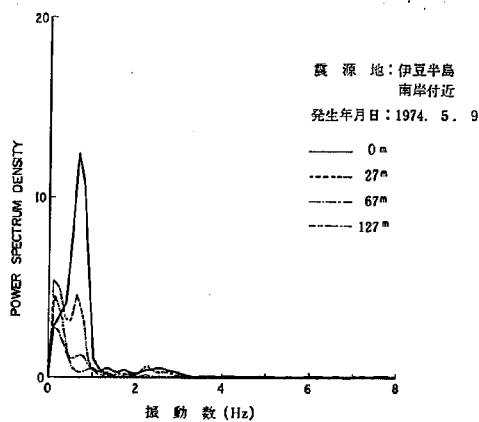
図 3-19 観測された加速度記録より計算した地盤の伝達関係〔浮島〕



(a) 地震動記録〔浮島, 1970. 9. 30, NS成分〕



(b) 地震動記録〔浮島, 1972.12.4, NS成分〕



(c) 地震動記録〔浮島, 1974.5.9, NS成分〕

図3-20 加速度記録のパワースペクトル〔浮島, NS成分〕

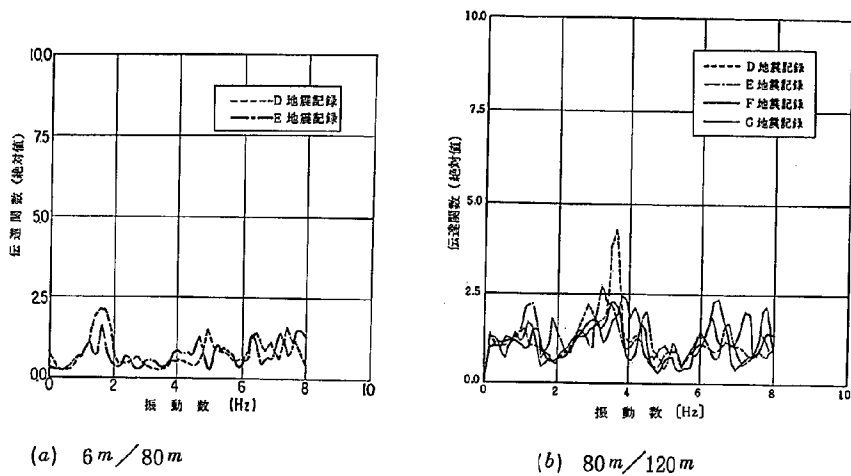


図3-21 観測された加速度記録より計算した地盤の伝達関係(観音崎, NS成分)

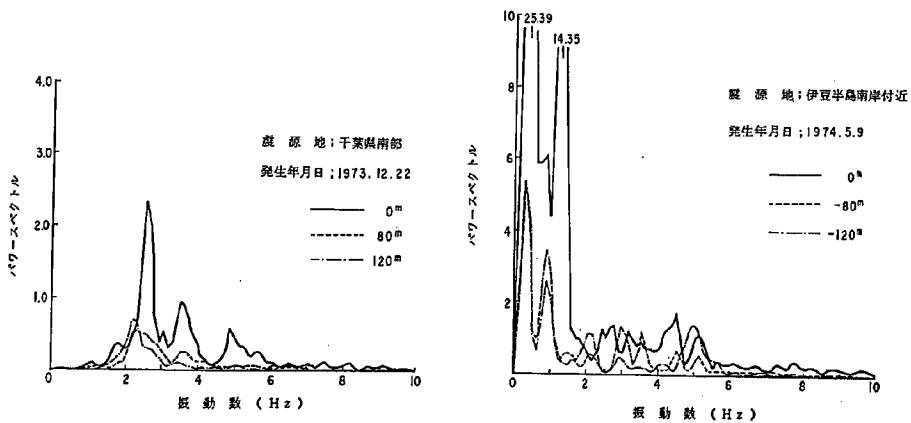
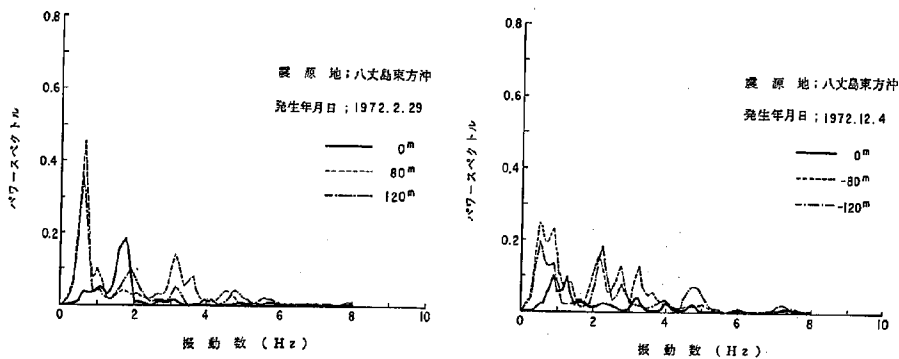


図3-22 加速度記録のパワースペクトル(観音崎, NS成分)

4. 基盤地震動の推定

地震を特定した場合には、震源もしくは断層から任意の点における地震動の強度および特性を定めることが必要とされる。現在までの震害経験によれば、構造物の被害は一般に震源に近い所で著しく、それから離れるに従って減少することが知られており、これは基盤に入射する地震動の強度が震央距離に応じて小さくなるためと考えられている。このような震央からの距離による地震動加速度の減衰の度合いに関しては実測値に基づいたり、あるいは理論的な考察により種々の提案がなされている。こうした研究には、一般に震源から離れた地点における地震動強度を取扱ったものが多く、震源の近くや震源域内での地震動強度を対象としているものは少ない。この理由は震源域内での地震動を直接観測した事例が極めて少ないためであり、こうした点は今後の調査を待たなければならないが、現在までに震源域もしくは断層直近を含めて地震動強度を論じた研究には次のようなものがある。

Gutenberg, Richer (1956)²⁵⁾ は南カルフォルニアに生じるごく浅い地震による岩盤上での最大加速度をマグニチュードの関数として次式を与えている。

$$\log a_0 = 2.1 + 0.81M - 0.027M^2 \quad \dots\dots\dots (4-1)$$

ここで、

a_0 : 震央付近の最大加速度 (gal)

M : マグニチュード

一方、Housner^{26) 27)} は地震動強度は一般に断層からの距離が近い程大きいとしながらも El Centro 地震 (1940), Hebgen Lake 地震 (1959), Pleasant Valley 地震 (1915), Buyn Zara 地震 (1963) 等において断層直近で採取された記録をみると、地震動強度は断層から数マイルの範囲内ではそれぞれの地震ごとに、ほぼ一様であることに着目し、断層にきわめて近い地域では断層からの距離が近くなるにつれてどんどん加速度も大きくなるというわけではないことを指摘した。この理由として Housner は、ある地点での地震動はその点からただか 30 マイル程度の範囲の断層における応力の解放により生じた振動が伝播してくるものであり、それより遠く離れた断層に生じた振動の影響は小さいこと、破壊の生じる岩盤に蓄え得るひずみエネルギーに上限がある以上、そのひずみエネルギーの瞬間的な解放によってもたらされる振動にもある限度があるはずだという点を挙げている。また、このような考察に基づき全米において過去に観測された地震動記録を整理した結果、

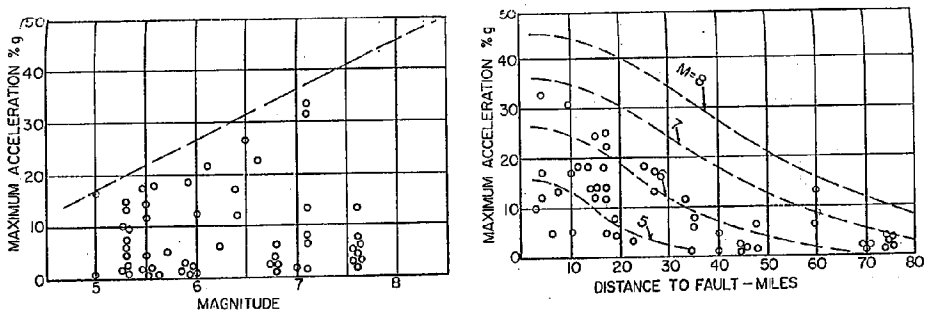


図4-1 最大加速度～断層からの距離～マグニチュード関係 (Housnerによる)

0.5 Gを上回る最大加速度の生じた事例はないことを指摘し、図4-1に示すようにマグニチュード8クラスの最大級の地震時に断層直近で0.5 G程度の最大加速度となるように地震の規模と断層からの距離によって変化する最大加速度の減衰曲線を提案している。

また、Cloud (1970)²⁸⁾ は図4-2に示すように19の地震記録に基づき地震動の最大加速度と震央距離Δ〔mile〕(近距離では震央距離のかわりに断層からの距離を使用)の関係を求め、これを次式で与えている。

$$\log\left(\frac{a}{g}\right) = \begin{cases} 3.0 - 2 \log(\Delta + 43) & \cdots \cdots \cdots \text{平均値} \\ 3.5 - 2 \log(\Delta + 80) & \cdots \cdots \cdots \text{大きめに見積った場合} \end{cases} \quad (4-2)$$

ここで、

a : 地震動加速度 (gal)

g : 重力の加速度 (980 gal)

Δ : 震央距離もしくは断層からの距離〔mile〕

(4-2)式のもとになっている考え方では、震源域(Δ=0)における地震動の最大加速度 a_0 はマグニチュードに関係なく次式で与えられることになる。

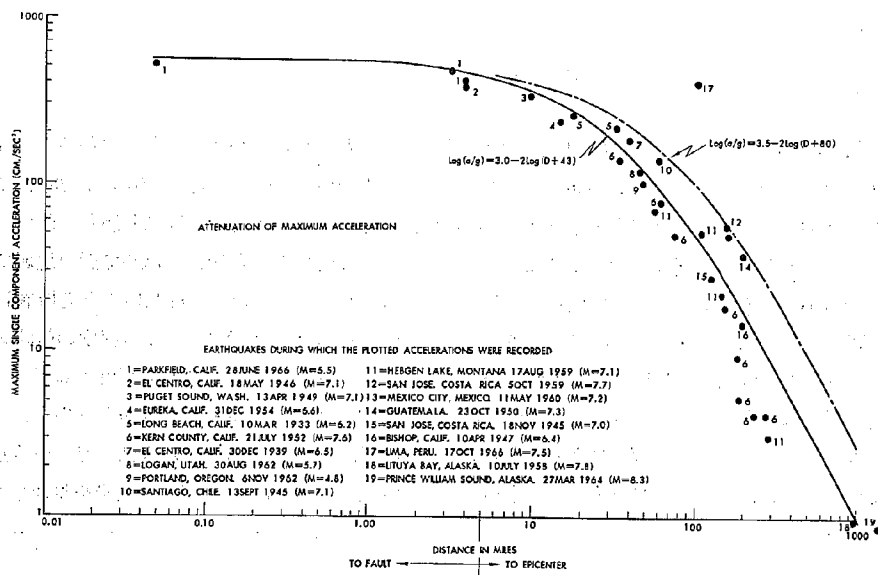


図4-2 最大加速度～震央(もしくは断層からの)距離の関係(Cloudによる)

$$\log\left(\frac{a_0}{g}\right) = \begin{cases} 0.49 & \cdots \cdots \cdots \text{平均値} \\ 0.54 & \cdots \cdots \cdots \text{大きめに見積った場合} \end{cases} \quad (4-3)$$

勝又(1972)²⁹⁾ は震源域を球体と仮定して地震動の最大加速度 a を求める方法を提案している。それによれば、

$$\log a = \log a_0 - \beta \log R^1 \quad (4-4)$$

ここで、

a : 任意の点における地震動の最大加速度

a_0 : 半径 r の球の表面における最大加速度

R' : 次式で定義する有効距離

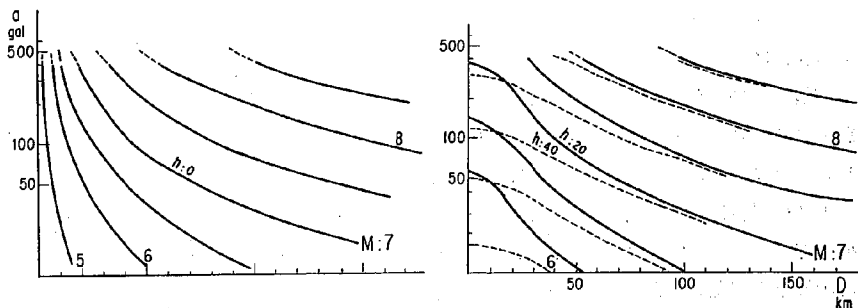
$$R' = R - r \quad \dots\dots\dots (4-5)$$

r : 震源域を表わす球の半径で次式で与える。

$$\log r = 0.5M - 2.25 \quad \dots\dots\dots (4-6)$$

$$\beta = -0.125M + 2.4 \quad \dots\dots\dots (4-7)$$

ここに、震源域を想定した半径 r の球の表面における最大加速度 a_0 は 400 gal と想定している。この場合の距離による最大加速度の衰の度合いは図4-3に示す通りである。



Variation of Maximum Acceleration with Earthquake Magnitude and Epicentral Distance.
 a ; Maximum acceleration in gal
 D ; Epicentral distance in kilometer
 h ; Focal depth in kilometer
 Left; a D curves for $h=0$, or a hypocentral distance curves
 Right; solid curves, a D for $h=20$, dashed curves, a D for $h=40$

図4-3 地震動の最大加速度におよぼすマグニチュードと震央距離の影響の1例(勝又による)

図4-4は Trifunac, Brady³⁰⁾によるマグニチュードが6.5の地震による最大加速度～震央距離の関係である。

次に、現在までに土木研究所で収集した強震記録のうち、震源近くの地盤上で採取された記録をリストアップすると表4-1に示す通りとなる。これらは一般に規模の小さい地震による記録が多いが、この中で加速度が最も大きいのは1968年8月6日の豊後水道沖地震($M=6.6$)により板島橋付近の地盤表面で観測された記録であり、水平2方向の最大加速度は 361 gal および 438 gal となっている。これに次ぐのは1966年4月17日の松代群発地震中の地震($M=4.7$)により落合橋付近の地盤上で採取された記録で、水平2成分の最大加速度は 313 gal および 50 gal と、一方向の振動が他方向の振動に比較して著しく大きくなっている。なお、豊後水道沖地震では板島橋橋脚天端における水平2方向の最大加速度は 230 gal および 198 gal であり、橋には全く被害を生じなかった。

建設省総合技術開発プロジェクトの一環として実施された耐震技術に関する研究開発³¹⁾では、51回の地震により工学式強震計で観測された301記録(記録は水平2成分および鉛直1成分の計3成分からなる)をもとにして、加速度記録の最大値、周期特性、継続時間等を多変量解析により解析して

いる。その中の1つとして、記録を採取した地点を道路橋耐震設計指針（日本道路協会，1971）に基づき1種～4種の地盤種別に分類し，それぞれの地盤種別ごとに地震動の最大加速度，震央距離，マグニチュードの関係を求めている。これによれば，1種地盤および3種地盤上での最大加速度は次式で与えられている。

$$a = 108 \times 10^{0.202M} \times (\Delta + 30)^{-0.813} \quad (1 \text{ 種地盤}) \quad \dots\dots\dots (4-8)$$

$$a = 170 \times 10^{0.260M} \times (\Delta + 30)^{-1.06} \quad (3 \text{ 種地盤}) \quad \dots\dots\dots (4-9)$$

ここで，

a ：最大加速度（gal）

M ：マグニチュード

Δ ：震央距離

ここで，右辺第3項において $(\Delta + 30)$ となっているのは震央 $(\Delta = 0)$ において地震加速度が無限に発散しないようにするために置いたものであり， $\Delta + 10$ ， $\Delta + 20$ の場合についても多変量解析により回帰式を導いている。この結果によれば，回帰式と実測加速度記録との相関の強さをあらわす係数（相関係数）は3者のいずれの場合もほとんど同じであり，また，後述の1854年の安政東海地震のマグニチュードに合わせて M を8.4とした場合の1種地盤上の最大加速度～震央距離の関係も図4-5に示すように同じような結果を与えるため，ここでは $(\Delta + 30)$

の形で求めた回帰式を用いることにした。この理由は $(\Delta + 30)$ とした場合には震央距離が0～30kmの範囲で加速度はなだらかに変化するが，安政東海地震の断層の大きさを地表面に投影すると短辺方向に約60kmあり，後述のように地震エネルギーが断層の中心線から発生すると仮定した場合には震源域で地震動を与えるのに都合が良いためである。

(4-8)式を誘導するのに用いられた地震資料は中小の地震により得られた地震記録が大部分であり，規模の大きい地震の震源域もしくは，その近傍で採取された記録は含まれていない。したがって，震源域での地震動は(4-8)式の適用範囲外であり，(4-8)式により直接震源域での地震動を与えることができるかどうかは今後の検討を待たなければならない。しかし，いま試みに(4-8)式において， $\Delta = 0$ と置くことにより震央での地震動を求めてみると次のようになる。

$$a_0 = 6.8 \times 10^{0.202M} \quad (1 \text{ 種地盤}) \quad \dots\dots\dots (4-10)$$

$$a_0 = 4.6 \times 10^{0.260M} \quad (3 \text{ 種地盤}) \quad \dots\dots\dots (4-11)$$

この関係をマグニチュードの関数として図示すると図4-6に示す通りとなる。同図中には上述した現在までの研究成果が併せて図示されている。これらと比較してみると，それぞれ対象としている地盤の条件，もとになっている地震記録の特性等による差異を反映して推定値相互に大きな違いがある

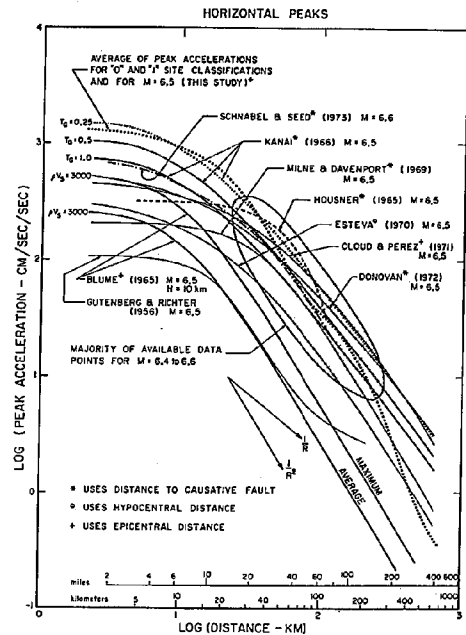


図4-4 種々の研究者によるマグニチュードが6.5の地震による最大加速度～震央距離の関係（Trifunac, Brady による）

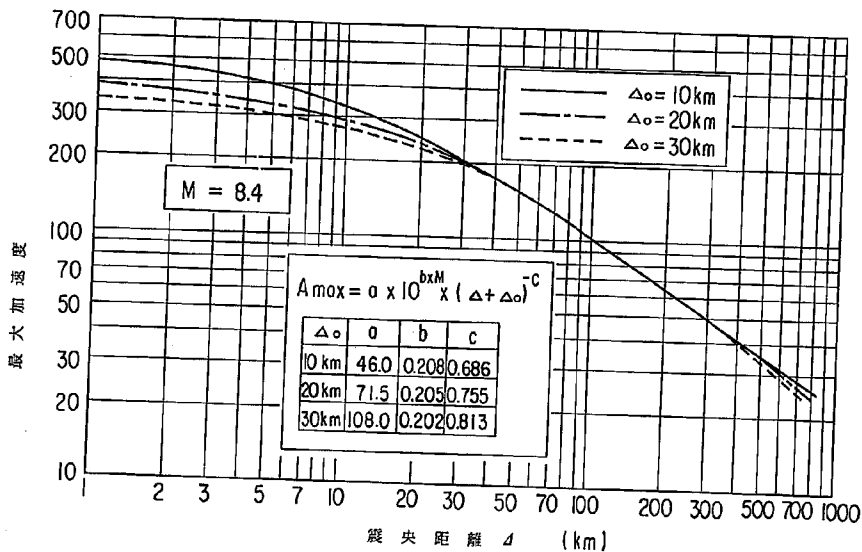


図4-5 最大加速度～震央距離の関係 ($M = 8.4$, 1種地盤)

が、マグニチュードが約8程度の大規模な地震の場合には、いずれの研究成果も地震動の最大加速度は地盤の表面で400～500 galの値を与えており、(4-8)式による加速度推定式は上述した研究成果と著しい矛盾は生じていない。このような点から、ここでは(4-8)式による1種地盤上での加速度推定式を基本にして基盤震動を求めることとし、(4-8)式は地盤表面での最大加速度を与えるため、図3-12の結果を参考にしてこれに $\frac{9}{10}$ を乗じ、次式で基盤地震動 a_{BR} を求めることにした。(図4-7参照)

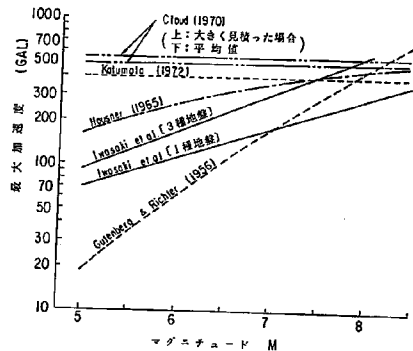


図4-6 震源における最大加速度

$$a_{BR} = \frac{9}{10} \times 108 \times 10^{0.202M} \times (\Delta + 30)^{-0.813} \quad (4-12)$$

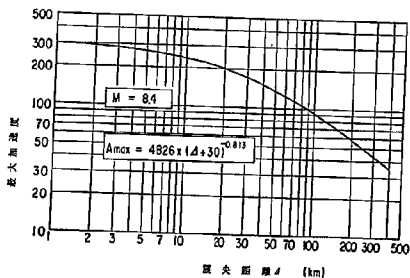


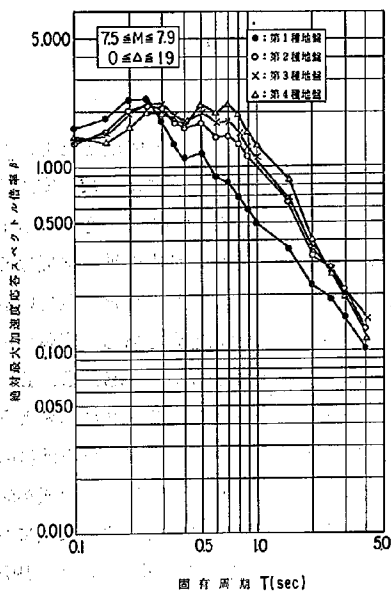
図4-7 計算に想定した基盤最大加速度～震央距離の関係

最後に図4-8はわが国で観測された地震動加速度記録のうち深さが60km未満、マグニチュード4.5以上の合計68個の地震により採取された277成分の記録をもとに絶対最大加速度応答スペクトル比 β (以下応答スペクトル比 β と呼ぶ)を数量化理論により解析した結果の一部であり、マグニチュードが7.5以上7.9未満のカテゴリーに属する応答スペク

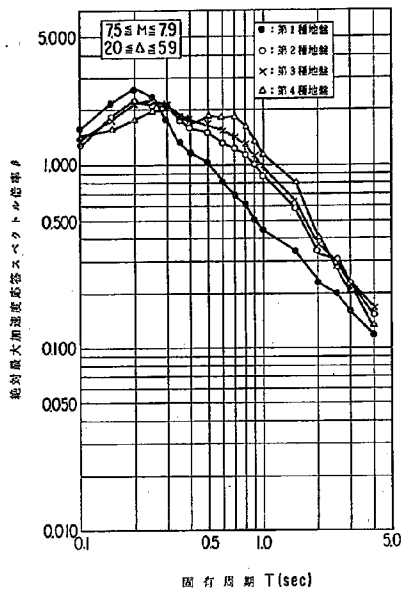
トル比 μ を震央距離の順に示したものである。それぞれ1種～4種の地盤種別ごとに示されているが、基盤地震動の周期特性を調べるために1種地盤に相当する応答スペクトル比 μ に着目すると、応答の倍率 μ が最大となる固有周期は震央距離にあまり左右されずおおむね0.2秒程度であることがわかる。このような点から、図4-8に示した応答スペクトルに基づいて地震のマグニチュードの範囲を7.5から7.9に固定した場合には1種地盤上での地震動の周期特性は震央距離によって著しい変化はないように思われる。

表4-1 震源近くで採取された地盤上の地震動記録

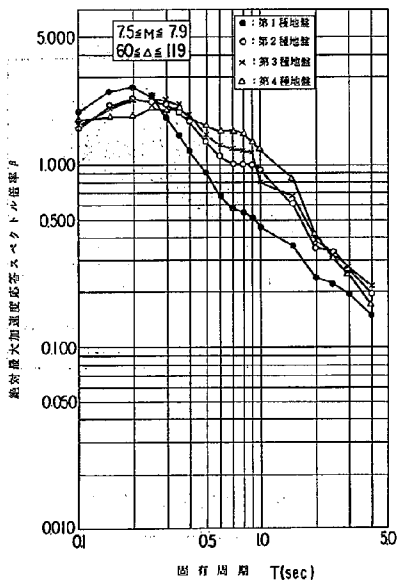
観測地点	地震発生年月日	震源地	マグニチュード M	震央距離 Δ (Km)	最大加速度 [gal]		
					水平①	水平②	鉛直
米山橋	1971. 2. 26	新潟県南西部	5.5	26	106	116	36
小見川橋	1974. 11. 16	銚子付近	6.1	58	113	105	8
	1975. 2. 8	千葉県北部	5.4	45	123	92	6
雄平橋	1970. 10. 16	秋田県北東部	6.2	24	158	147	48
板島橋	1968. 8. 6 (1時17分)	愛媛県西海岸	6.6	18	361	438	140
	1968. 8. 6 (13時21分)	愛媛県西海岸	5.3	18	170	228	60
豊浜大橋	1971. 1. 5	愛知県沖	6.1	43	130	124	37
天ヶ瀬ダム	1968. 1. 20	京都南部	4.4	17	170	40	73
有明締切堤	1966. 11. 12	有明海	5.5	11	118	83	13
土研千葉支所	1975. 2. 8	千葉県北部	5.4	21	120	60	45
落合橋	1966. 4. 5	松代(群発地震)	5.4	8	125	250	25
	1966. 4. 17	松代(群発地震)	4.7	9	313	50	38



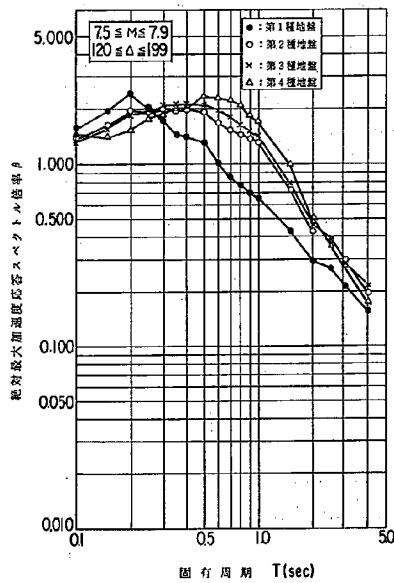
(a) $0 < \Delta \leq 19 \text{ km}$



(b) $20 < \Delta \leq 59 \text{ km}$



(c) $60 < \Delta \leq 119 \text{ km}$



(d) $120 < \Delta \leq 199 \text{ km}$

図4-8 マグニチュード、震央距離で分類した絶対応答加速スペクトル β
($7.5 < M \leq 7.9$ の場合)

5. 安政東海地震に対する適用

5-1 安政東海地震の概要

安政東海地震は1854年12月23日に発生し、その約32時間後に発生した安政南海地震とともにマグニチュード8.4と推定されるわが国最大級の規模の地震の1つである。理科年表によれば、安政東海地震では津波により約8300の倒壊流失家屋、300の焼失家屋、1000人の死者が生じ、さらに富士川では洪水が生じたとされている。また、宇佐美(1974)³³⁾によれば、安政東海地震の被害区域は関東地方から近畿地方にまたがっており、有感範囲は岩手県から九州東北部にまで及んだとされている。

安政東海地震および安政南海地震はいずれも南海トラフ沿いに生じた巨大地震である。安藤(1975)³⁴⁾は南海トラフ沿いに発生した現在までの巨大地震の分布を図5-1に示すようにA, B, C, Dの4領域に分けてとらえ、安政東海地震ではCおよびDの領域が破壊したと考えて図5-2に示すような低角逆断層モデルを想定した。その後、最近になって古文書等の見直しが図られ、安政東海地震の際には駿河湾西岸一帯で1m以上の隆起が生じていたことがわかり、その結果この地震の震源域が駿河湾の奥にまで延びていたらしいことが指摘されている(羽鳥1976,³⁵⁾ 石橋1976³⁶⁾)。このような点に基づき羽鳥(1976)は安政東海地震による津波の波源域を図5-3のように想定し、また、石橋(1976)は安藤のD領域の東側に新たにE領域(駿河湾)を加え、安政東海地震ではC, DおよびEの領域が破壊したとして今後検討の余地を残すとしながらも図5-3に示すような長さ120km×70km および115km×70kmの断層モデルを提示している。

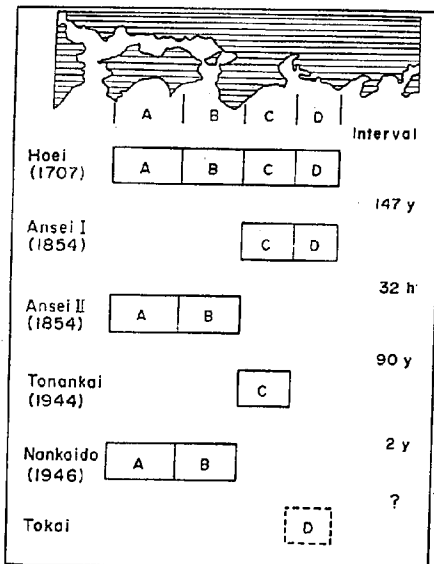


図5-1 南海トラフ沿いに発生した巨大地震(安藤による)

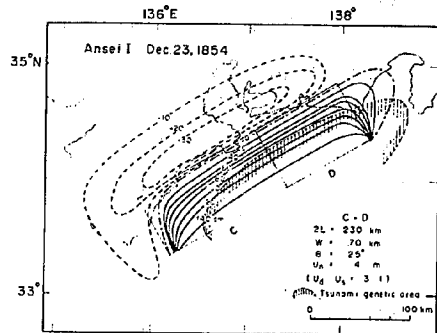


図5-2 安政東海地震の断層モデル(安藤による)

一方、安政東海地震による各地の震度分布は大森、武者、萩原、宇佐美らにより独立に求められている。図5-4は宇佐美(1976)³³⁾により求められた東海地方を中心とする震度分布を示したもので

ある。また、図5-5は同じく宇佐美(1977)³⁹⁾により求められた静岡県下を中心とした震度分布を示したものであり、震度5、5~6、6、6~7、7の5段階で表示されている。宇佐美は家屋被害と同時にがけくずれ等の被害の記録から図5-5を求めたとされている。

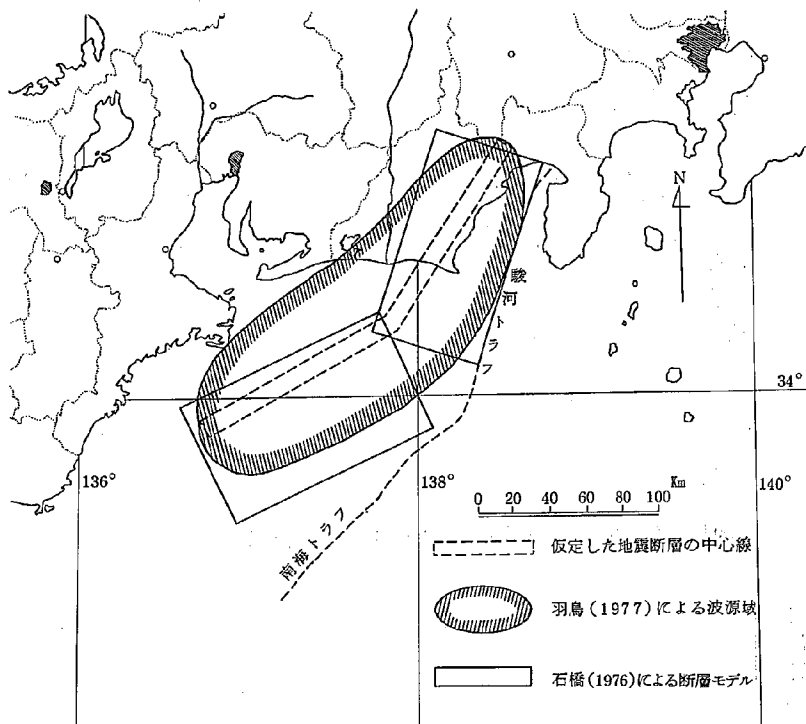


図 5 - 3 安政東海地震の震源域

5-2 静岡県下に対する加速度分布の試算

安政地震は南海トラフ沿いの低角逆断層の破壊によるといわれている。断層モデルによる計算では、断層上で最初に破壊が生じた箇所、破壊の伝播する速さおよびその方向等を想定して地盤の変動を求めるのが普通であり、地震エネルギーは地殻内の応力解放に伴い断層上からおおむね一様に発すると考えられている。しかしながら前述のように工学的には震源域内での地震動を直接観測した例が乏しいため、断層面からの距離で地震動強度を整理した例はきわめて少なく、前述の(4-12)式も地震動強度(加速度)を震央距離によって整理して求めたものである。震央は最初に破壊が生じた点に相当しており、一般には余震観測等から定められる震源域の端の方に位置しているといわれているが、(4-12)式のように記録が採取された地点と個々の地震の震央との距離を多数回の地震について平均してなして求めた震央は震源域のおおむね中央に位置していると考えてもよいであろう。したがって、原理的には震源域の中心点からの距離に応じて(4-12)式で地震動強度を想定すればよいのであるが、安政東海地震の震源域は非常に広い範囲にわたっており、地震エネルギーが一点から発生すると考えたのでは震源域内およびその近傍での地震動を合理的に想定することができない。そこで、

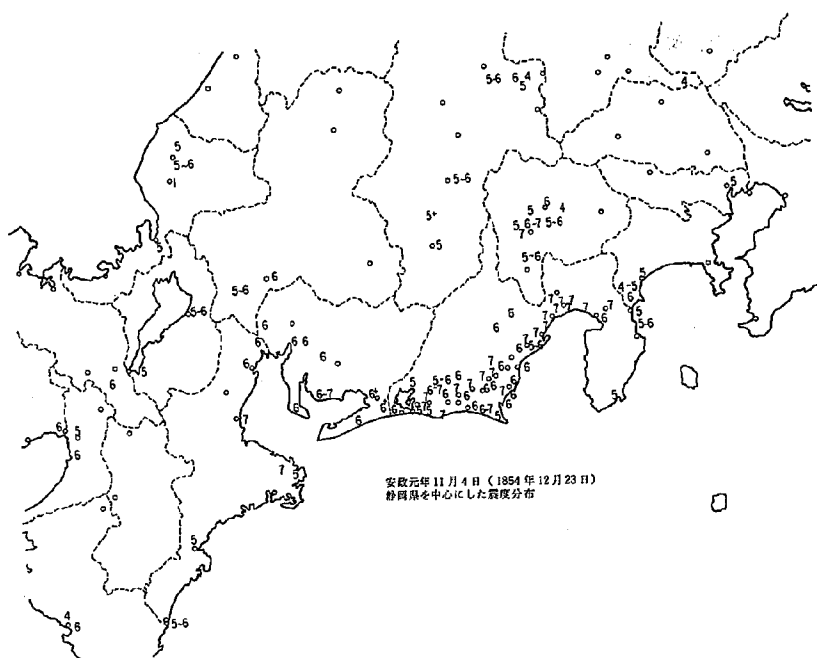


図5-4 東海地方を中心とした震度分布 [宇佐美による]

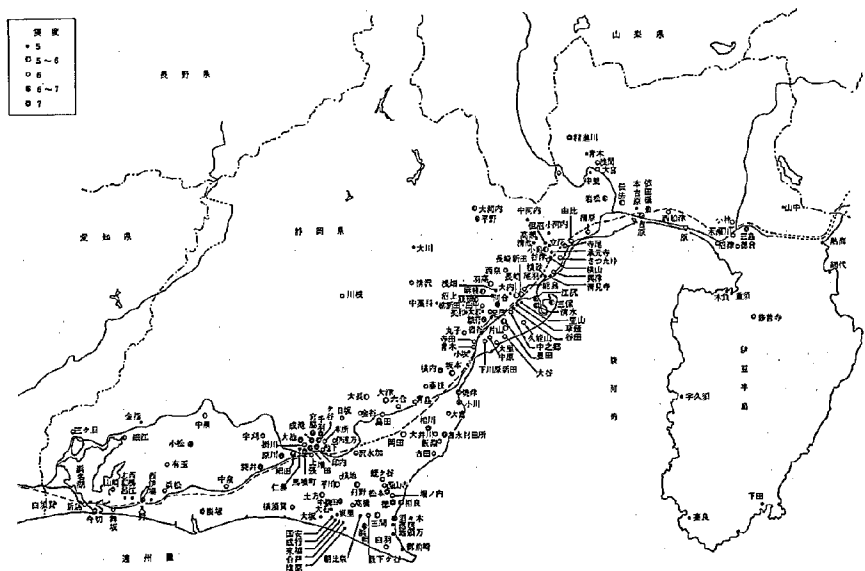


図5-5 安政東海地震による震度分布 [宇佐美による]

ここでは図5-3に示すように断層面からの地震エネルギーは断層を地表に投影した面の中心を通る幅10kmの線、いわば工学的な地震断層の中心線から生じると仮定し、この線の外周線からの距離に応じて(4-12)式で地震動強度を求めることにした。

このようにして基盤地震動強度の分布を求めると図5-6に示すようになる。次に、図3-12に示した表層地盤の増幅率を考慮して基盤地震動を地盤表面での地震動加速度に変換すると図5-7のようになる。ここで、図5-7は1種、2種、3種、4種のそれぞれの地盤種別に対応する地点での最大地表面加速度の分布を示したものである。これより、静岡県下について先に図3-2に示した約1km幅の基盤目状の地盤図から、それぞれのメッシュごとの地表面最大加速度の期待値を求め、これを50galピッチに示すと図5-8に示す結果が得られる。

最後に後述のように、古文書等から求められている震度分布と比較するために、仮に加速度値をもとにして加速度の分布を気象庁震度階(表5-1参照)に変換すると図5-9に示すような震度分布が求められた。これによれば計算上は静岡県下は全域において震度5以上、震源域と想定した地域においては震度6ないし7と求められている。

なお、最大加速度から震度への変換に際しては、震度5以下は次式で表わされる河角(1943)の式を用いた。

$$A = 0.253 \sim 0.800 \times 10^{0.5I} \quad (\text{ただし } I \leq 5) \quad \dots\dots\dots (5-1)$$

ここで、

A : 最大加速度 (gal)

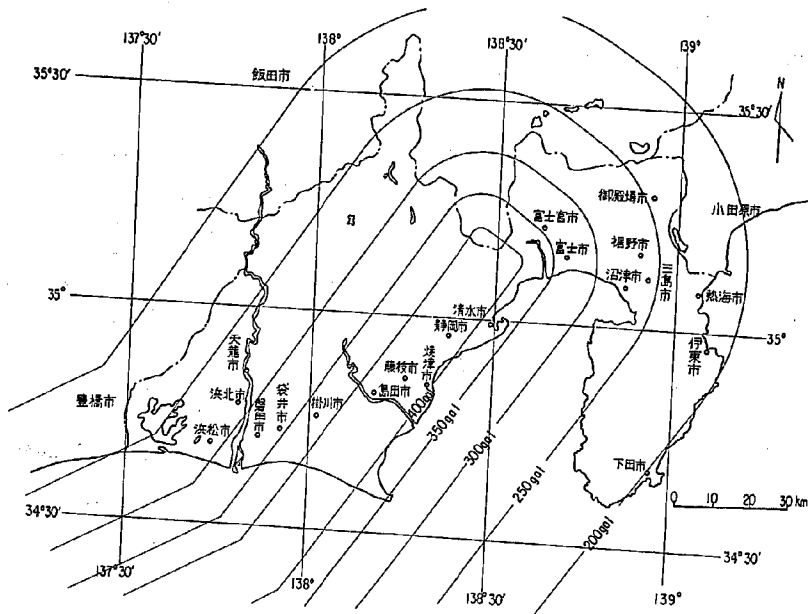
I : 震度

勝又、徳永⁴⁰⁾は、建設省土木研究所、運輸省港湾技術研究所、日本国有鉄道等により得られた地盤上の加速度記録をもとに震度との対応について検討している。その結果によれば、最大加速度は同一の震度に対してもかなり広い範囲にわたっていること、震度と地震動に関する他の要素との関係についても考慮されなければならないこと等を指摘しながらも、図5-10に示すように、震度Ⅲについては174例中92例(53%)、震度Ⅳについては104例中64例(62%)、震度Ⅴについては10例中7例(70%)がそれぞれ(5-1)式から期待される範囲内におさまっていることを示している。したがって、震度と地震動の最大加速度の関係を過信するわけにはいかないが、(5-1)式で変換した結果は一応の目安を与えるものと考えられる。また、震度6、7に対しては、表5-1より250～400gal、400gal以上の加速度とした。

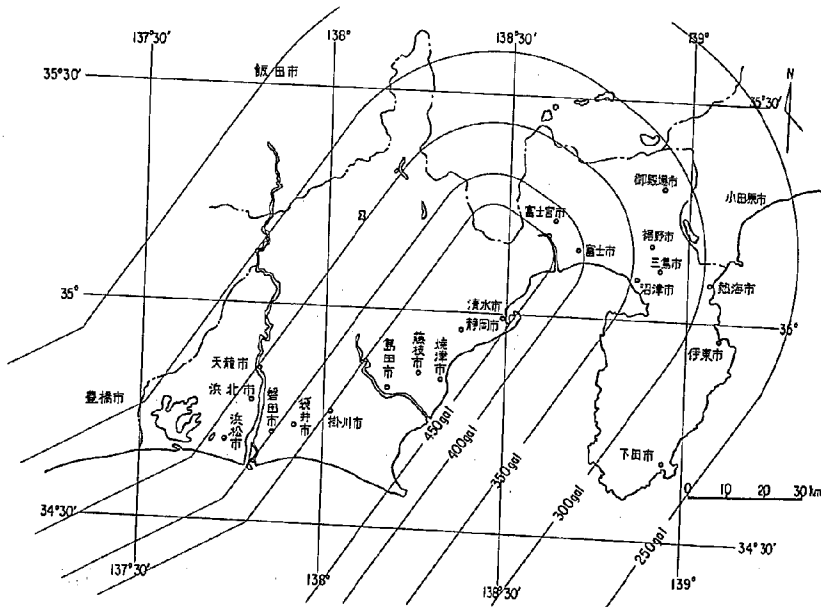
5-3 古文書から求められている震度分布との比較

ここで図5-5に示した宇佐美による震度分布と照合するために、図5-9から対応する地点の震度を抜き出すと図5-11のようになる。ここで計算上求めた震度は図5-9に示したように5、6、7の3段階で表示されているため、図5-11も基本的にはこの3段階になっているが、対応する地点がたまたま隣接するメッシュの境界線附近にあり、震度が異なるような場合には両メッシュの震度の中間をとって、たとえば6～7というように表示している。表5-2は図5-6に示した震度と計算上求められた図5-11の震度を各地点ごとに比較したものである。図5-11および表5-2では、当時の家屋の位置がはっきりしないものは表示されていない。

図5-9および図5-11の震度分布をそれぞれ図5-4(宇佐美)および図5-5と比較すると次の

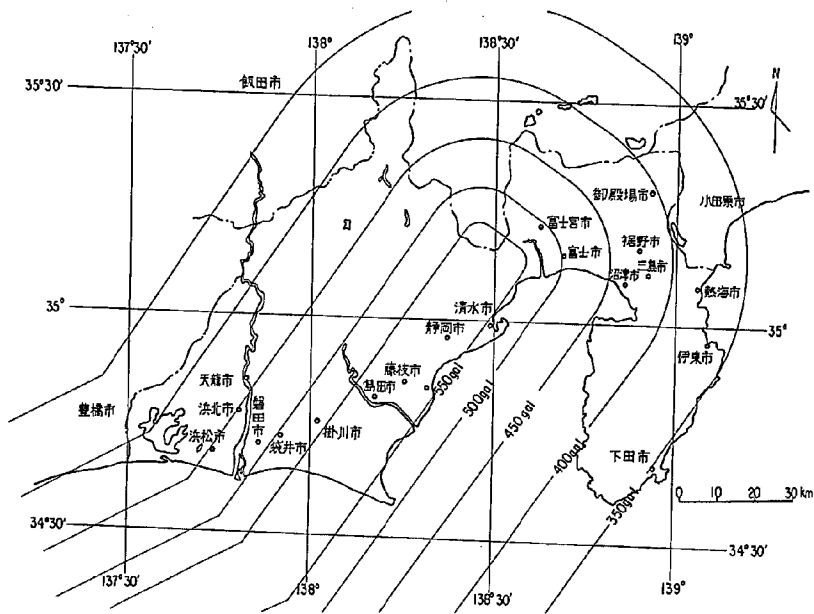


(b) 2 種地盤の場合



(c) 3 種地盤の場合

図 5 - 7 地表面最大加速度の分布



(d) 4 種地盤の場合
図 5 - 7 地表面最大加速度の分布

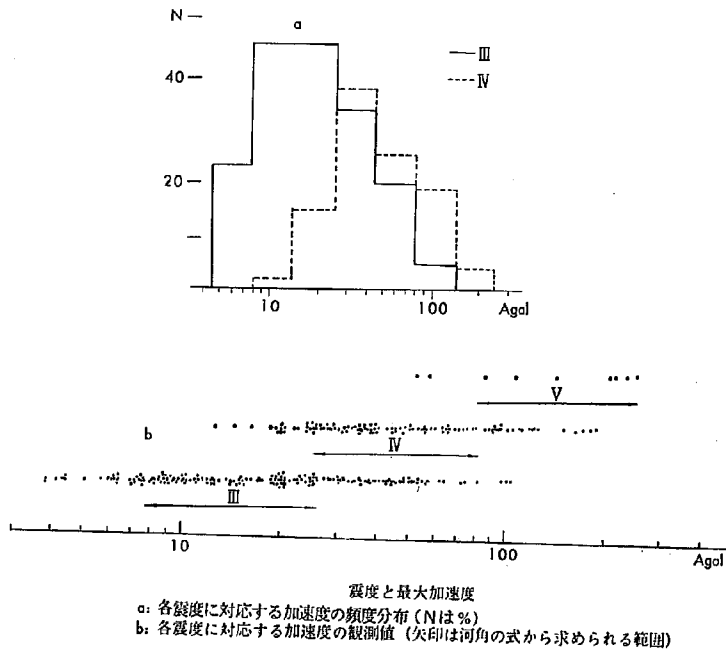


図 5 - 10 震度と最大加速度の関係 (勝又, 徳永による)

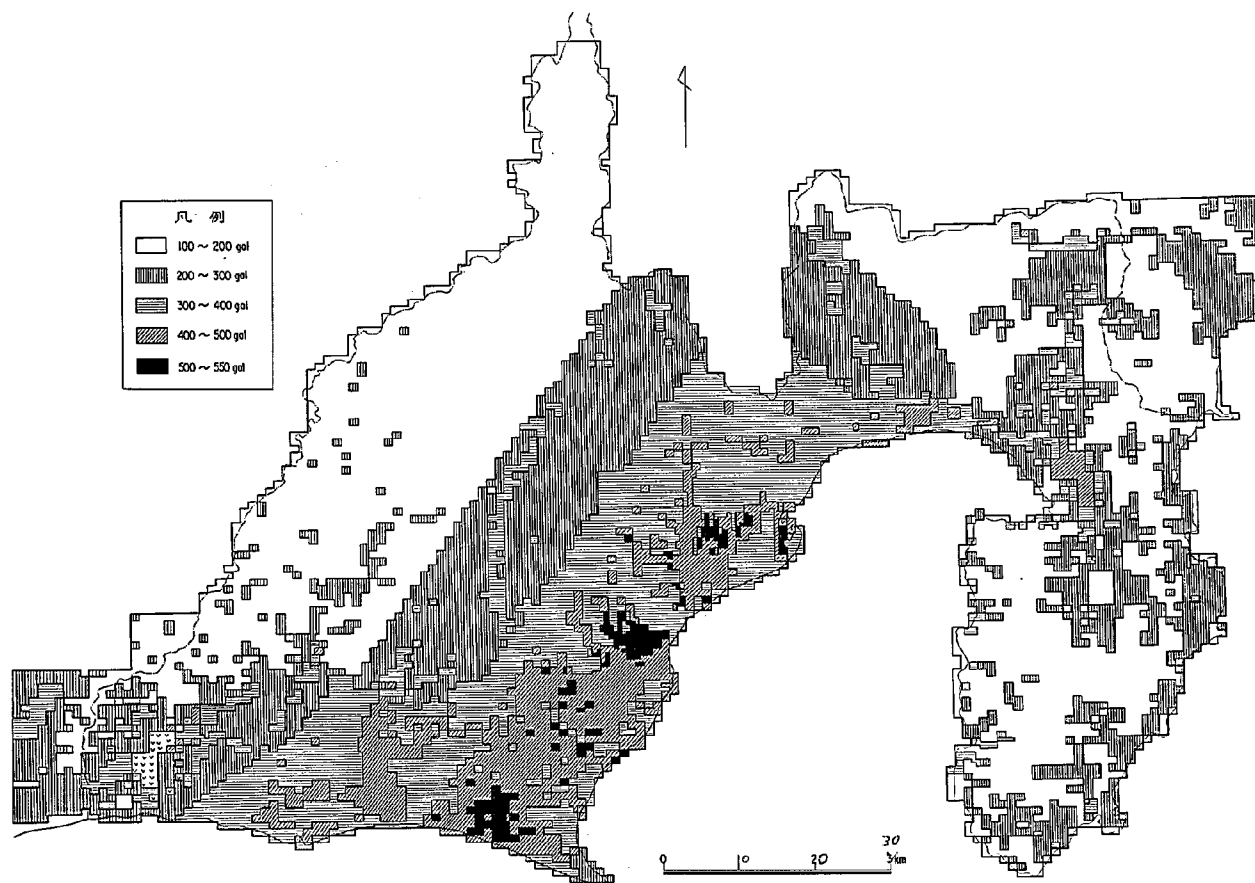


图 5 - 8 加 速 度 分 布

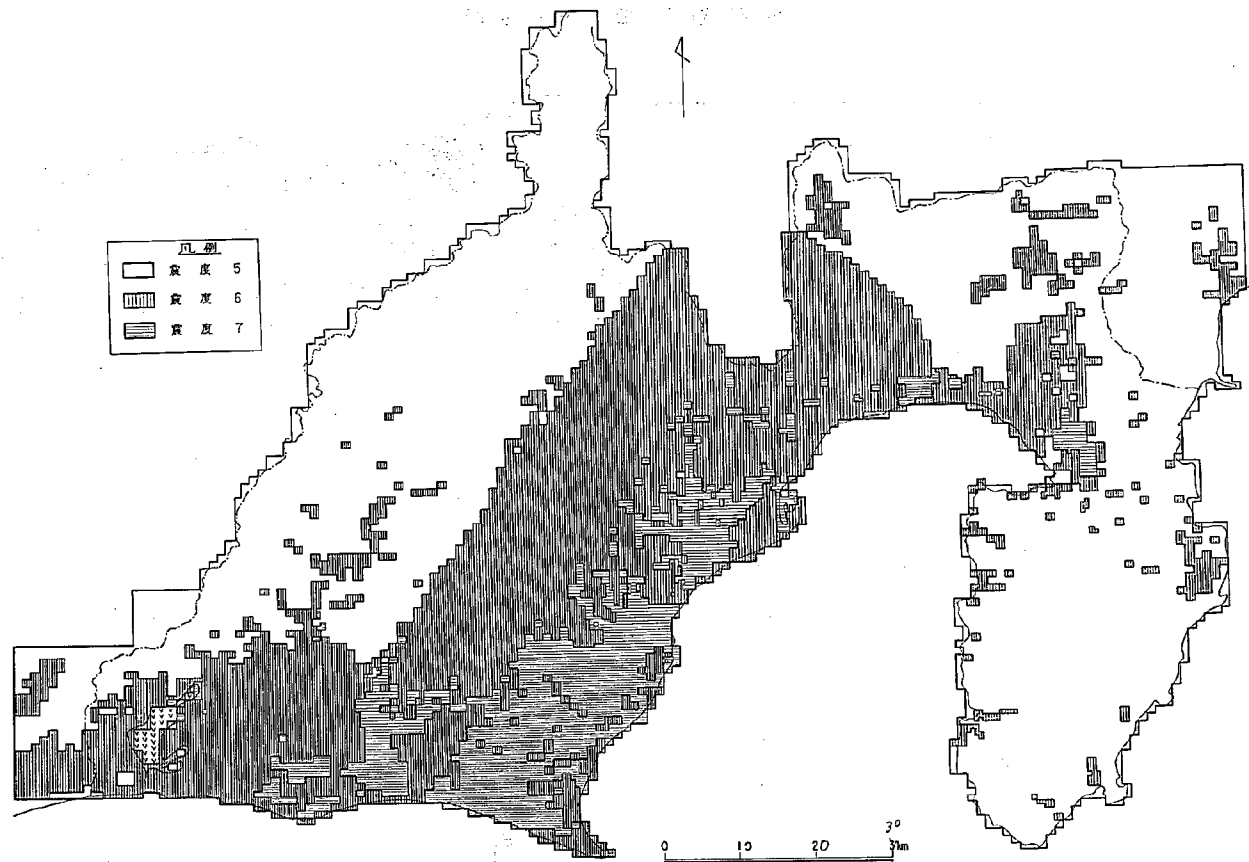


图 5-9 震度分布

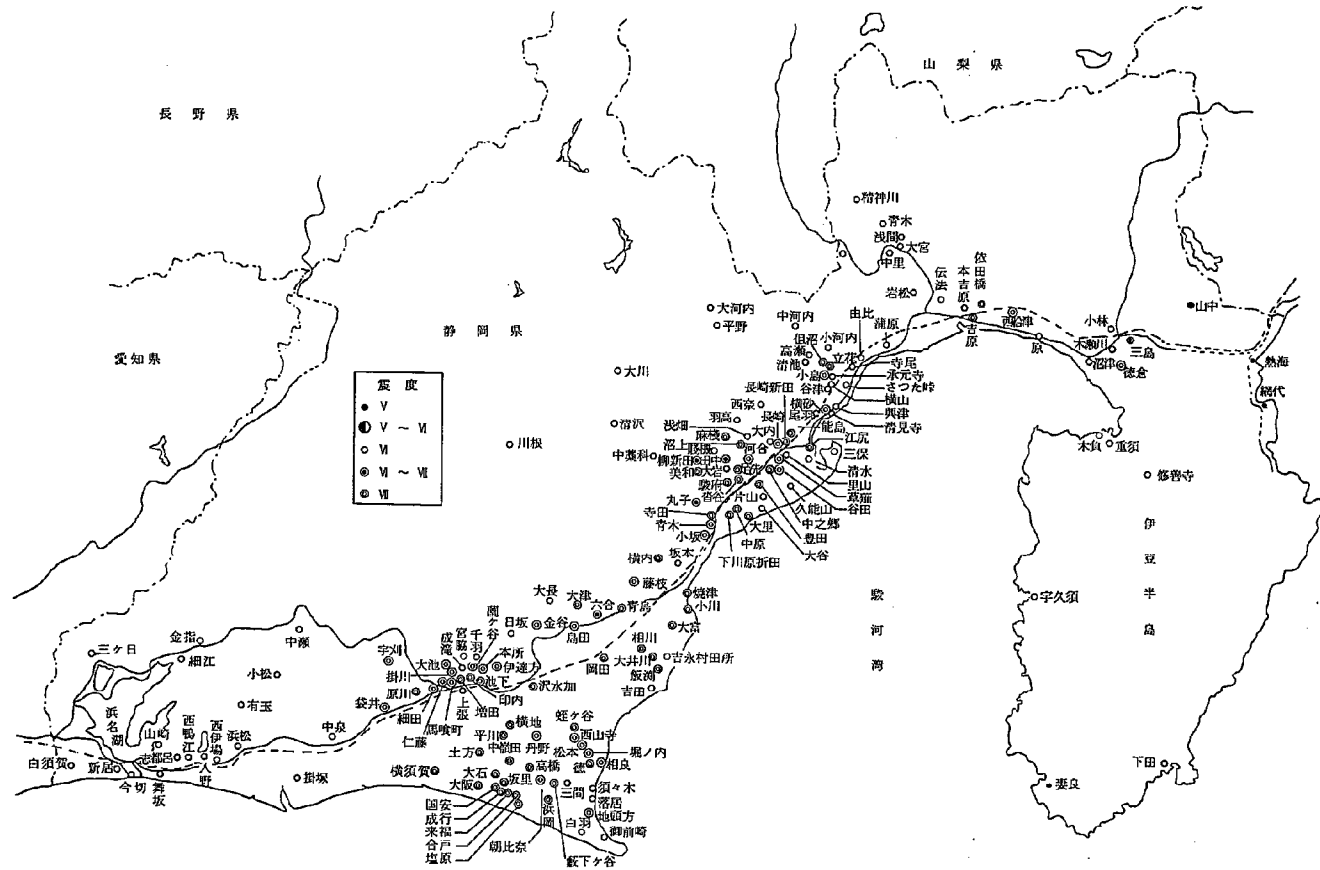


図5-11 計算により求めた安政東海地震による震度分布

ようになる。

(Ⅰ) 計算上求められた震度7の地域は吉原から清水、駿府、焼津、相良に至る駿河湾西岸沿いの地域であり、このような点は図5-4および図5-5に示した古文書等から求められた震度分布とよく一致している。しかしながら詳細に比較すると古文書等から求められた震度分布では上記の駿河湾西岸地域でも震度5もしくは6に相当する地点が比較的多く存在するのに対して計算上は震度6から7に対応する地点が多く、全体としては計算値はやや大きめの震度の見積りになっているように思われる。

(Ⅱ) 断層の東側に位置する伊豆半島では震度は5ないし6と計算されており、図5-5の結果とよく一致している。また、断層の西側に位置する掛川から袋井に至る地域では震度は6から7と計算されており、図5-5の結果とおおむね一致している。さらに西に向かって、浜名湖周辺においては計算値も古文書等から求められた値とともに震度は5程度となっており、両者はよく一致している。

以上の点を総合すると、静岡県地域に対して計算上求められた震度分布は細部においてやや大きめの見積りと思われる点はあるにしても、全体としては図5-4および図5-5に示した宇佐美による古文書等から推定されている震度分布とおおむね一致しているといえよう。

5-4 静岡県以外の地域に対する震度分布の試算

安政東海地震では図5-3に示したように、静岡県の約東半分の地域が震源域に含まれていたと考えられている。静岡県下の震度分布は前述した通りであるが、静岡県から更に遠方での震度分布を同一の手法で試算した。ここで静岡県以外では約1km幅のメッシュで基盤目状の地盤種別を作成するだけの十分な地盤資料を収集できないため、メッシュを粗くして図5-12に示すように約20km幅のメッシュに分割してそれぞれのメッシュごとに地盤図を参考にして1種～4種の地盤種別に分類した。

もとよりメッシュが粗いためきわめて大づかみな地盤分類であるが、全体としての傾向を把握することは可能であろう。これを用いて図5-6から加速度値をもとにして震度分布を計算すると図5-13に示すようになり、震度5以上と求められたのは主として関東地方、中部地方、近畿地方であり、この他に仙台、新潟、福井、島根、岡山、高松、高知においても4種地盤上では震度5となっている。

計算により求められた震度分布を図5-5に示した宇佐美による震度分布と比較すると、神奈川県から静岡県、愛知県、紀伊半島にかけての地域は震度5ないし6、震源に近い地域で震度7となっており、両者はよく一致していると思われる。また、長野県の一部および福井平野においては震度5となっており、これらも宇佐美による推定値と符合しており、全体としては計算値は古文書等から推定された震度の分布をよく説明しているといってもよいであろう。

表5-1 気 象 庁 震 度 階

震 度	名 称	説 明
0	無 感	人体に感じないで地震計に記録される程度、0.8 gal 以下
I	微 震	静止している人や、特に地震に注意深い人だけに感ずる程度の地震 0.8～2.5 gal
II	軽 震	大勢の人に感ずる程度のもので、戸障子がわずかに動くのがわかるぐらいの地震 2.5～8.0 gal
III	弱 震	家屋がゆれ、戸障子がガダガダと鳴動し、電燈のような吊下げ物は相当ゆれ、器内の水面の動くのがわかる程度の地震 8～25 gal
IV	中 震	家屋の動揺が激しく、すわりの悪い花びん等は倒れ、器内の水はあふれ出る、また歩いている人にも感じられ、多くの人々は戸外に飛出す程度の地震 25～80 gal
V	強 震	壁に割目が入り、墓石、石燈籠が倒れたり、煙突、石垣などが破損する程度の地震 80～250 gal
VI	烈 震	家屋の倒壊は30%以下で、山崩れが起き、地割れを生じ、多くの人々は立っていることができない程度の地震 250～400 gal
VII	激 震	家屋の倒壊が30%以上におよび、山崩れ、地割れ、断層などを生ずる 400 gal 以上

表 5-2 計算上の震度と宇佐美による震度の比較

地名	宇佐美による値	計算値	地名	宇佐美による値	計算値	地名	宇佐美による値	計算値
熱網下妻宇修木重山三徳小木沼	5	5	沼根田中岩合洗田谷山里	5	7	伊本池千箇印宮成大掛原細仁上増平馬土中大坂	6	7
久善	5	5	新	5~6	6	達	6	7
瀬	5	5	田	5	6~7	ヶ	6	7
原	5	5	大	5	6~7	方	6	7
船	5	5	河	6~7	7	所	6	7
田	5	5	足	6	7	下	6	7
吉	5	5	豊	6	7	羽	6	7
進	5	5	大	6	7	谷	6	7
	5	5	片	6	7	内	6	7
西依吉本伝精青浅大中岩蒲由寺小立承さ中但小横谷興滑高横尾清能江三清長長大一草谷久中西大平羽浅麻	5	5	大	5~6	6	脇	6	7
	5	5	中	6	7	瀧	6	7
	5	5	下	6	7	池	6	7
	5	5	美	6	7	川	6	7
	5	5	駿	6	7	川	6	7
	5	5	沓	5	6	田	6	7
	5	5	丸	6	7	藤	6	7
	5	5	寺	6	7	張	6	7
	5	5	青	6	7	田	6	7
	5	5	小	6	7	川	6	7
	5	5	坂	6	7	方	6	7
	5	5	大	6	7	町	6	7
	5	5	清	6	7	田	6	7
	5	5	中	6	7	石	6	7
	5	5	横	6	7	里	6	7
	5	5	藤	6	7	坂	6	7
	5	5	燒	6	7	安	6	7
	5	5	小	6	7	行	6	7
	5	5	大	6	7	福	6	7
	5	5	川	6	7	戸	6	7
	5	5	青	6	7	原	6	7
	5	5	吉	6	7	須	6	7
	5	5	相	6	7	刈	6	7
	5	5	大	6	7	井	6	7
	5	5	飯	6	7	泉	6	7
	5	5	吉	6	7	瀬	6	7
	5	5	岡	6	7	松	6	7
	5	5	和	6	7	玉	6	7
	5	5	大	6	7	松	6	7
	5	5	島	6	7	塚	6	7
	5	5	津	6	7	場	6	7
	5	5	津	6	7	野	6	7
	5	5	寺	6	7	指	6	7
	5	5	瀬	6	7	江	6	7
	5	5	砂	6	7	崎	6	7
	5	5	羽	6	7	呂	6	7
	5	5	池	6	7	坂	6	7
	5	5	島	6	7	切	6	7
	5	5	尻	6	7	日	6	7
	5	5	保	6	7	居	6	7
	5	5	水	6	7	賀	6	7
	5	5	田	6	7		6	7
	5	5	崎	6	7		6	7
	5	5	内	6	7		6	7
	5	5	山	6	7		6	7
	5	5	雜	6	7		6	7
	5	5	田	6	7		6	7
	5	5	山	6	7		6	7
	5	5	鄉	6	7		6	7
	5	5	奈	6	7		6	7
	5	5	内	6	7		6	7
	5	5	野	6	7		6	7
	5	5	高	6	7		6	7
	5	5	畑	6	7		6	7
	5	5	棧	6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5		6	7		6	7
	5	5						

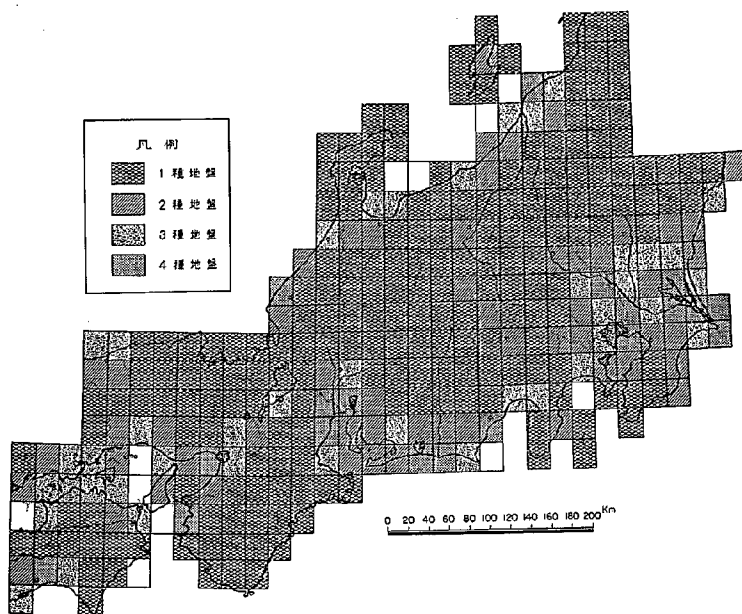


图 5 - 12 地 盤 種 別

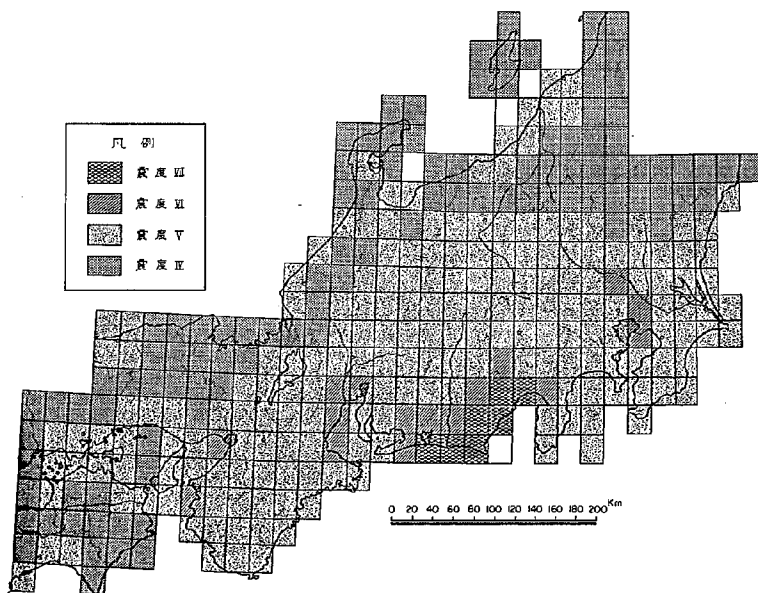


图 5 - 13 震 度 分 布 图

6. ま と め

地震の規模と位置を特定した場合にその周辺で期待される地震動の加速度を求める手法を提示し、この方法を1854年の安政東海地震にあてはめて適用性を検討した。この結果、次のような結論と今後の問題点が得られた。

- (1) 想定した震源域中央での地表面最大加速度は計算上、1種、2種、3種、4種の地盤に対してそれぞれ約350、410、500、570 galと求められた。
- (2) 加速度と震度との間に河角により与えられた関係式を目安として、静岡県下に対して地表面最大加速度から震度に変換して求めた震度分布は、細部においてやや大きな見積りと思われる地点もあったが、全体としては古文書の記述等から推定されている震度分布とおおむね一致した。しかしながら、地震動の最大加速度と震度との関係についてはあいまいな点が多く、特に震度6以上に関しては、震度が地震動の強度自体よりもむしろ被害の度合いを中心にして定められた量であるため、地震動の最大加速度との関係を一義的に求めることは無理であろう。こうした点から考えて、ここで計算上求めた震度6以上の分布については、今後更に十分な検討を加えることが必要とされる。
- (3) 震源域およびその近傍での地震動の特性および強度、強震時の表層地盤の地震応答、短周期の表層地盤の地震応答、低角逆断層を生じた場合の断層線の上盤と下盤での地震動の違いを工学的な計算に取り入れていく手法等に関しては今後さらに強震観測、実験、解析等により調査ならびに確認していくことが求められる。

謝 辞

本研究は建設省中部地方建設局が行っている東海地域震災対策調査に関連して土木研究所において行った地震動の計算法の調査、地盤ボーリング資料の収集、安政東海地震への適用例をとりまとめたものである。とりまとめにあたっては、河川局防災課、建設省中部地方建設局、静岡県、国土開発技術研究センター等多方面からの御指導、御協力を賜った。3章の地盤種別マップは静岡県において調査収集された地盤種別マップをもとに新たなボーリング資料を追加して国土開発技術研究センターがとりまとめた結果を使用させていただいたものであり、地盤の地震応答解析は静岡県が実施した計算の一部を利用させていただいたものである。東京大学地震研究所の宇佐美龍夫教授には静岡県を中心とした安政東海地震による震度分布に関する調査研究結果を本報告に使用させていただくことを快承していただいた。建設省国土地理院地殻調査部の佐藤裕課長には安政東海地震の断層面および期待される地震動の特性に関して種々御教示いただいた。静岡県総務部地震対策課の後藤貞一氏および渡辺定弘氏には震度分布に関し御討議いただくとともに、地盤資料の収集に御協力いただいた。国土開発技術研究センター調査部の佐藤和夫次長には東海地震との関連において本研究の全般にわたり御指導いただいた。その他巻末に示す多くの方々研究成果を引用もしくは参考にさせていただいた。末尾ながら以上の関係機関、関係各位に厚くお礼申し上げる次第である。

引用文献

- 1) Kobori, T., Yosikara, S., Minai, R., Suzuki, T. and Iwasaki, T.: *Effects of Soil and Geological condition on Structural Responses in Osaka Area, Proc. of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, 1972.*
- 2) 嶋悦三：東京下町における地盤の振動性状，地震研究所彙報，Vol. 47, 1969, pp.145～163
- 3) 愛知県防災会議：大地震による木造家屋の被害想定 of 作成に関する調査報告書，環境科学研究会（中野尊正主査，田治米，松田，望月の各委員），1976年1月
- 4) Kobayashi, H. and Kagami, H.: *A Method for Local Seismic Intensity Zoning Maps on the Basis of Subsoil Condition, Proc. of the International Conference on Microzonation for Safer Construction, Seattle, Washington, U.S.A., 1972.10月.*
- 5) 上部，野田，千葉：大阪湾沿岸地域の大地震時における地盤加速度，港湾技研資料No 253，運輸省港湾技術研究所，1977年3月
- 6) 日本道路協会：道路橋耐震設計指針，1971年
- 7) 妹沢克雄：地震波によって土地の固有振動が誘起される可能性に就いて，地震研究所彙報，Vol. 8 1932
- 8) 妹沢，西村：弾性波の反響性及び分散性分散に就いて，地震研究所彙報，Vol. 10, 1932
- 9) 妹沢，金井：地震波によって土地の固有振動が誘起される可能性，第四報，地震研究所彙報10号，1932
- 10) 石本巳四雄：東京横浜10箇所における地震動加速度観測(1)，地震研究所彙報，Vol. 12, 1934
- 11) 高橋，平能：軟弱地盤における地震動，地震研究所彙報，Vol. 19, 1941
- 12) 金井清：地表面の性質と地震動振幅との関係（1報および2報），地震研究所彙報，Vol. 30 1952 およびVol. 31, 1953
- 13) 小林，鏡：波動理論を用いた成層構造の地震応答数値解析法について，第2回地震工学国内シンポジウム，1966年
- 14) Schnabel, P., Lysmer, J. and Seed, H.B.: *SHAKE - A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkeley, 1962.*
- 15) 静岡県総務部地震対策課地震対策基礎地質調査資料によった。
- 16) 日本道路公試験所図書資料係の御協力を得た。
- 17) 国土開発技術研究センター：東海地震震災対策調査結果（昭和52年度）によった。
- 18) 静岡県総務部地震対策課：静岡県地震対策基礎調査（昭和52年度）によった。
- 19) Iwasaki, T., Tatsuoka, F. and Takagi, Y.: *Shear Moduli of Sands Under Cyclic Torsional shear Loading, Soils and Foundations, Vol. 18, No. 1, 1978年3月.*
- 20) 岩崎，龍岡，横田：不攪乱粘性土の変形係数についての室内実験結果，第13回土質工学研究発表会，1977年5月
- 21) 土田，倉田：1968年十勝沖地震とその余震の港湾地域における強震記録，港湾技研資料No 80，運輸省港湾技術研究所
- 22) 栗林，岩崎，若月，高木：強震記録のデジタル数値改訂版（その1～その3），土木研究所資料第876号，建設省土木研究所，1972年

- 23) 岩崎, 若林, 堀内: 地中地震動の観測結果 (その1, その2), 土木研究所資料第1103号, 建設省土木研究所, 1976年
- 24) 栗林, 川島, 宮田: 地震動入力の設定法に関する研究, 土木研究所資料第1192号, 建設省土木研究所, 1977年2月
- 25) Gutenberg, B. and Richter, C.F.: *Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bulletin of Seismological Society of America*, 46, 1956, pp. 105~195.
- 26) Housner, G.W.: *Intensity of Earthquake Ground Shaking Near the Causative Fault, Proc. of Third World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand, 1965*, pp. 94~111.
- 27) Housner, G.W.: *Strong Ground Motion, Earthquake Engineering, Chapter 4, Edited by Wiegel, R, UL Prentice Hall, 1970.*
- 28) Cloud, W.K.: *Comments on Earthquake Records and Analysis, 1st Joint Meeting, U.S. - Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR, Tokyo, 1972年3月.*
- 29) 勝又護: 地震動の最大加速度の推定, 験震時報, 第37巻, 1972年, pp. 79~87
- 30) Trifunac, M.D. and Brady, A.G.: *On the Correlation of Peak Acceleration of Strong Motion with Earthquake Magnitude, Epicentral Distance and Site Condition, Proc. of the U.S. National Conference on Earthquake Engineering - 1975, 1975年6月, pp. 43~52.*
- 31) 建設省土木研究所: 耐震技術に関する研究開発総合報告書, 土木研究所資料第1250号, 1977年3月
- 32) 理科年表, 東京天文台編纂, 第38冊, 1965, 丸善株式会社
- 33) 宇佐美龍夫: 資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1975年3月
- 34) Masataka Ando: *Source Mechanism and Tectonic Significance of Historical Earthquakes Along the Nankai Trough, Japan, Tectonophysics*, 27, 1975年, pp. 119~140.
- 35) 羽鳥徳太郎: 安政地震 (1854年12月23日) における東海地方の津波, 地殻変動の記録 - 明治25年静岡県下26カ町村役場の地震報告から -, 地震研究所彙報, Vol. 51, 1976年, pp. 13~28
- 36) 羽鳥徳太郎: 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査, 静岡県地震対策基礎調査報告書 - 第2次調査, 津波第1報 -, 静岡県地震対策課, 1977年8月
- 37) 石橋克彦: 東海地方に予想される大地震の再検討 - 駿河湾地震について - 第34回地震予知連絡会, 1976年8月
- 38) 宇佐美龍夫: 静岡県を中心とした宝永・安政両地震 (*Intensity Distribution of the Hoei (1707) and the Ansei (1854) Earthquakes*), 地震予知連絡会会報, 第17巻, 建設省国土地理院, 昭和52年2月
- 39) 宇佐美龍夫: 安政東海地震による各地の震度, 静岡県地震対策基礎資料によった。
- 40) 勝又, 徳永: 震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の関係, 験震時報, 第36巻, 第3.4号, 1971年8月

参考文献

- 1) 羽鳥徳太郎：東海，南海道沖における大津波の波源 — 1944 年東南海，1946 年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定 —，地震，第2号，第27巻，1974年，pp.10~24
- 2) 宇津徳治：東海沖の歴史上の大地震，地震予知連絡会地域部会報告，第1巻，建設省土地理院，1977年1月
- 3) 関谷涛：遠州灘の *Seismicity Gap* と地震活動について，地震予知連絡会地域部会報告，第1巻，建設省国土地理院，1977年1月
- 4) 佐藤裕：測地測量による東海地方の地殻変動，地震予知連絡会地域部会報告，第1巻，建設省国土地理院，1977年1月
- 5) 小西，佐藤，上野，加藤，栗林，伯野，山田：都市の公共構造物の防災，土木学会誌，Vol. 63，1978年増刊号，pp. 1~10
- 6) 川島，若月：地中地震動に基づく地盤の伝達特性，土木学会第29回年次学術講演会，1974年10月
- 7) 栗林，川島，高月：地中地震観測に基づく地盤の伝達特性，第12回土質工学研究発表会，1977年8月
- 8) 岩崎，川島，高木：実測地中地震動に基づく地盤の伝達特性の経時変化，第13回土質工学研究発表会，1978年6月
- 9) Kanai, K.: *Relation between the Nature of Surface Layer and Amplitude of Earthquake Motions*, (i) *BERI*, 30 (1952), pp. 31~37, (ii) *BERI*, 31 (1953), pp. 219~226, (iii) *BERI*, 31 (1953), pp. 275~279, (iv) *BERI*, 34 (1956), pp. 167~184.
- 10) Kanai, K. et al.: *Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground*, (i) *BERI*, Vol. 37 (1959), pp. 53~86, (ii) *BERI*, Vol. 44 (1966), pp. 609~643.
- 11) 嶋悦三：地表層の振動，第2回地震国内シンポジウム，1966年10月，pp. 437~445
- 12) 土木学会：沈埋トンネルの耐震性に関する調査研究報告書（昭和47年度），1973年3月
- 13) 勝又護：地震動振幅の地盤係数（その2）—最大振幅について—，験震時報，30巻4号，1971年
- 14) 徳永，勝又：最近の顕著な地震の表（1961年~1970年），験震時報，36巻3.4号，1971年，pp. 97~107
- 15) 佐藤裕：最近の地震予知研究，土木技術資料18-9，1976年，pp. 441~446
- 16) 金森，安藤：関東大地震の断層モデル，関東地震50周年論文集，1973年，pp. 89~101
- 17) 東京都防災会議：東京都（23区）地盤の振動に対するレスポンス，1970年3月
- 18) 安藤，川崎：低角逆断層近傍の加速度—上盤側と下盤側との被害の非対称性について—，地震学会秋期大会講演予稿集，1973年11月
- 19) 佐藤裕：東海地震説について，地震予知連絡会報（37），建設月報，No. 345，1978年3月，pp. 77~80