

論文 / 著書情報
Article / Book Information

題目(和文)	震源域及びその近傍での地震動の強さに関する研究
Title(English)	
著者(和文)	翠川三郎
Author(English)	SABUROH MIDORIKAWA
出典(和文)	学位:工学博士, 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:甲第1205号, 授与年月日:1980年3月26日, 学位の種別:課程博士, 審査員:
Citation(English)	Degree:Doctor of Engineering, Conferring organization: , Report number:甲第1205号, Conferred date:1980/3/26, Degree Type:Course doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

震源域及びその近傍での
地震動の強さに関する研究

1980年(昭和55年)1月

東京工業大学 翠川 三郎
(社会開発工学専攻)

東京工業大学 437983

謝 辞

本研究を行うに際し、終始懇切なる御指導を賜わりました恩師東京工業大学教授工学博士小林啓美先生に心から深く御礼申し上げます。

東京工業大学助手瀬尾和夫氏には常に貴重な御助言と励ましを頂きました。ここに心から感謝申し上げます。適切なる御助言を頂きました東京工業大学助教授工学博士大町達夫先生に深く感謝致します。東京工業大学技官秦瑤子氏、同大学院生小林喜久二氏をはじめとする小林研究室の諸氏には多大の御協力と御援助を頂き心から感謝の意を表します。

本研究で用いました地震動記録のほとんどは東京工業大学小林研究室並びに運輸省港湾技術研究所により数値化されたものです。本研究の数値計算は東京工業大学総合情報処理センター-HITAC M-180, M-160によってなされたものです。以上の諸機関に深く御礼申し上げます。

内容梗概

本論文は「震源域及びその近傍での地震動の強さに関する研究」と題し、6章よりなっている。

第1章「緒論」では、本研究の目的を述べ、既往の地震動の強さに関する調査・研究を概観し、既往の地震動の強さに関する実験式の問題点を指摘し、本研究の方針を示している。すなわち、本研究は、地震工学における地震動の強さに関する実験式に地震学における断層理論の概念を応用して、震源域及びその近傍での地震動の強さの推定を試みる事をしたものである。

第2章「地震動スペクトルにみられる地盤特性と地盤構造との関係」では、地震動スペクトルには地盤特性が顕著にみられる事から地震動スペクトルを地盤の増幅率と地震基盤から地盤への入射波スペクトルとに分離して考える事の必要性を述べ、ある地点での強震記録の平均スペクトルと深い地盤構造に基づくSH波、表面波による地盤の震動特性との比較から地盤の増幅率をSH波の増幅率で近似できる事を確認している。深い地盤構造の知られている強震観測点は数少ないため、数地点において、小林・長橋によりスペクトルの平均操作から抽出された地盤の増幅率とSH波の増幅率との比を用いて、小林・長橋の地盤の増幅率に対する補正係数を求め、小林・長橋の地盤の増幅率を補正している。

第3章「地震基盤から地盤への入射波の性質」では、前章で得られた地盤の増幅率で地表の地震動の速度応答

スペクトルを除して、これを地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと定義している。45組の強震記録を用いて、周期0.1秒から5秒までの入射波速度応答スペクトルに関する実験式を地震規模、震源距離をパラメーターとして作製し、実験式から得られる入射波速度応答スペクトルの形状、地震規模によるスペクトル形状の変化等について述べ、この入射波速度応答スペクトルが簡単な震源モデルに基づく結果と調和的である事を示している。比較的大きな震源距離において、この入射波速度応答スペクトルに深い地盤構造に基づくSH波の増幅率を乗ずる事により比較的良好精度で地表の地震動の応答スペクトルを推定できる事を示し、さらに実験式の適用限界についても言及している。

第4章「地震断層を考慮した地震基盤から地盤への入射波の強さの推定」では、震源域にまで適用できる地震断層を考慮した入射波速度応答スペクトルの計算手法を示している。地震の震源である断層面がかなりの大きさをもつ事から地震動が断層面上の小領域から発生するインパルスの総和として考えられるものと仮定し、インパルスの形状を前章で示した実験式等を参考にして決定し、インパルスの重ね合わせにより各周期での1質点系の応答包絡線を求め、その最大値から入射波速度応答スペクトルを求めている。この応答包絡線が実際に観測された強震記録の時刻歴とよく対応する事から前述の仮定の妥当性を確認している。この方法で得られた入射波速度応

答スペクトルから入射波の最大加速度及び速度を逆算し、それぞれの振幅と震源からの距離との関係について検討している。数例の被害地震について震源域及びその近傍での入射波の最大加速度分布を計算し、実際の震度分布ともあわせて、断層面の形状及びその破壊伝播型式が最大加速度分布に及ぼす影響が大きい事を示している。

第5章「震源域及びその近傍での地震動の強さの推定」では、深い地盤構造に基づくS波の増幅率に前章で示した方法により計算された入射波速度応答スペクトルを乗じて、震源域及びその近傍での地表の地震動の応答スペクトルを計算し、観測記録の応答スペクトルとの比較から計算結果の妥当性を確認し、深い地盤構造を知れば、ある地点で予期すべき地震動の応答スペクトルの強さを推定できる事を示している。しかし深い地盤構造が知られている地点は稀であるため、地盤の増幅率を求める簡便な方法が必要となる。表層のS波速度と最大加速度に対する地盤の増幅率との相関を求め、S波速度と地質区分との相関から間接的に最大加速度に対する地盤の増幅率と地質区分との相関を求めている。地質区分から得られるこの増幅率の分布と前章で得られた入射波の最大加速度分布とから10余りの被害地震について震源域及びその近傍での地表面最大加速度分布を計算している。この計算された最大加速度分布は実際の震度分布、木造家屋の被害分布をよく説明する事ができ、本方法が大地震時の震度分布予測のための有効な手段となる事を示し

ている。最大速度に関しても同様の検討を行い、1923年関東地震を例にとって示している。

第6章は結論である。

これを要するに、本研究は地震断層の広がりや破壊伝播を考慮して地震波の伝搬に関する計算手法と地盤の増幅率を求める簡便な方法を示したもので、比較的簡便に震源域及びその近傍での地表の地震動の強さを求める方法を示したものである。

目 次

第1章 緒 論

- 1.1 本研究の目的
- 1.2 既往の調査・研究の概要
- 1.3 本研究の方法

第2章 地震動スペクトルにみられる地盤特性と地盤構造との関係

- 2.1 地震動スペクトルにみられる地盤特性
- 2.2 地震動スペクトルにみられる地盤特性と地盤構造との関係
- 2.3 強震観測点における地盤の増幅率

第3章 地震基盤から地盤への入射波の性質

- 3.1 地震基盤から地盤への入射波の周期特性に関する実験式
- 3.2 地震基盤から地盤への入射波の性質
- 3.3 地表の地震動の応答スペクトルの推定

第4章 地震断層を考慮した地震基盤から地盤への入射波の強さの推定

- 4.1 断層理論の概念と地震断層の大きさ
- 4.2 地震断層を考慮した地震基盤から地盤への入射波の周期特性の計算手法
- 4.3 地震動の包絡関数と地震断層との関係
- 4.4 地震基盤から地盤への入射波の強さととの距離減衰

4.5 震源域及びその近傍での入射波の最大加速度
分布

第5章 震源域及びその近傍での地震動の強さの推定

5.1 S H波の増幅率に基づく地表の地震動の応答
スペクトルの推定

5.2 最大加速度に対する地盤の増幅率を求める簡
略法

5.3 最大速度に対する地盤の増幅率を求める簡略
法

5.4 震源域及びその近傍での地表の地震動の強さ
の分布

第6章 結論

本研究に関連して発表した論文

参考文献

Appendices

第 1 章

緒 論

- 1.1 本研究の目的
- 1.2 既往の調査・研究の概要
- 1.3 本研究の方法

1.1 本研究の目的

地震時の強震地動の性質を明らかにし、さらに地震時における各地での地震動の強さを推定する事は構造物の耐震設計上のみならず地震防災上においても重要な問題である。特に破壊的な地震動が期待される震源域での地震動の強さを把握する事は地震工学上の1つの大きな課題である。

1952年にSMAC型強震計が開発され、その後多数の地点に設置され、多くの強震記録が得られてきた。しかし、これら強震計の設置の歴史も浅く、観測網もまだ完全とはいえず、現在までに震源域での破壊的な地震動の完全な記録はほとんど得られていない。したがって現在までに得られた強震記録から経験的に震源域での地震動の強さを推定する事は非常に困難である。

一方、地震学における研究成果から、地震の震源メカニズムがおおむね明らかにされ、長周期の地震動に限れば断層モデルにより観測波形を説明する事ができる。短周期の地震動を生じさせるメカニズムについては問題が複雑なためにまだ十分な説明がされていない。しかし、震源域での地震動の強さを推定する際に断層モデルの概念を何らかの形で導入する必要があるものと考えられる。

本研究は、地震学における断層理論の成果をふまえて震源域まで適用できる地震動の強さを求める半実験式的手法を開発し、大地震時における震源域及びその近傍で

の地震動の強さを推定するものである。

1.2 既往の調査・研究の概要

地震時における各地での地震動の強さに関して数多くの研究がなされているが、ここでは、これら既往の調査・研究を a) 震源域及びその近傍での強震地動に関する調査・観測結果 b) 地震動の強さに関する統計的研究 c) 地震動に及ぼす震源メカニズムの影響に関する研究 d) 地震動に及ぼす地盤の影響に関する研究 の4つに分け、その概要を述べた。

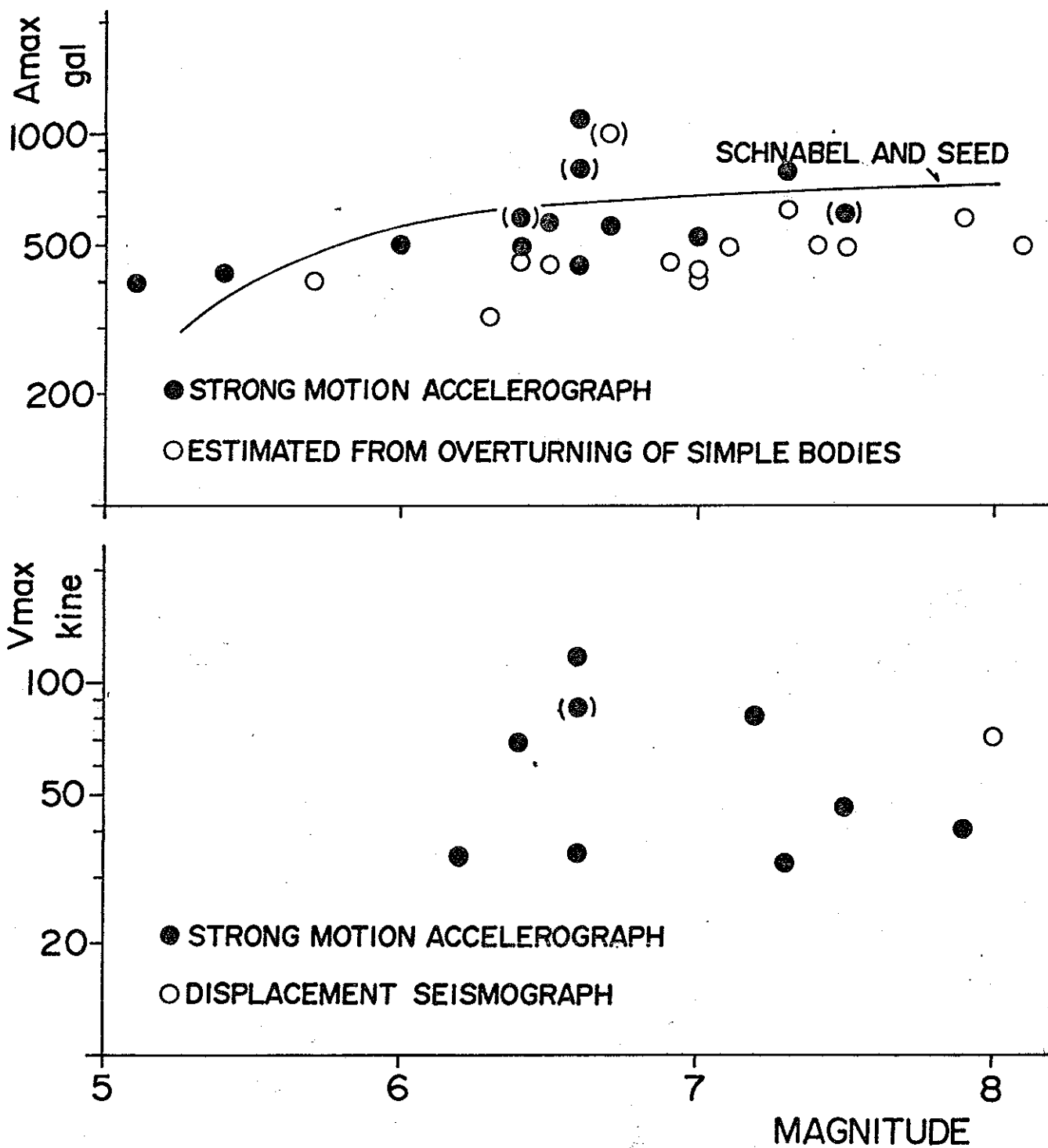
a) 震源域及びその近傍での強震地動に関する調査・観測結果

震源域での地震動の強さに関する調査として、墓石の転倒による最大加速度の推定があげられる。大森は1891年濃尾地震の際に転倒及び不倒石碑・石灯笼類より濃尾平野での地動の最大加速度を $0.4g$ 以上と推定している¹⁾。この研究を発端として、現在までに多くの被害地震の際に墓石の転倒状況から震源域を含む地域での最大加速度が推定されている。これらの最大加速度の値は墓石がロッキングにより転倒する状態を想定して幅 B と高さ H との比から得られているのが一般的であるが、実際の墓石の転倒に至る過程はそれ程単純ではない。田治米・望月は単体の転倒に関して複雑な動的計算を行い、転倒墓石の B/H から推定された最大加速度は実際の値に比べて低い側にあっても高い側にあることはない¹⁻²⁾と指摘している。

飯田・正木も振動台による単体の転倒実験から同様の指摘をしている。¹⁻³⁾ この問題を避けるために岩崎・川島は墓石の転倒率から最大加速度を推定する方法を提案している。¹⁻⁴⁾

強震地動の性質や構造物に働く地震力について、より正確な知識を得るために、強震計が開発され、アメリカでは1930年代から、日本では1952年から強震観測が始められている。¹⁻⁵⁾ 現在までに数多くの強震記録が得られているが、強震計の設置の歴史も浅く、その観測網も完全とはいえないため、震源域ないしその近傍で得られた強震記録は数少く、アメリカでは1966年 Parkfield 地震の Cholame No. 2 での記録¹⁻⁶⁾、1971年 San Fernando 地震の Pacoima ダムでの記録¹⁻⁷⁾、日本では1966年松代群発地震の記録¹⁻⁸⁾、ソ連では1976年 Gazli 地震の Karakyr Point での記録¹⁻⁹⁾ 等が例としてあげられるだけである。これを補足するために、震源域で得られた Seismoscope の記録から加速度記録の復元の試みもなされている。^{1-10), 1-11)}

これらの震源域ないしその近傍で観測された地震動の最大加速度・速度振幅と地震規模との関係をプロットすると Fig. 1-1 に示す様になる。最大加速度については、強震計による値(黒丸)は1000 gal を越えるものもあるが、ほとんど500~1000 gal の範囲に分布しており、地震規模との相関はみられない。墓石の転倒による推定値(白丸)はほとんどが400~600 gal の範囲に分布し、



PEAKS OF STRONG GROUND MOTION OBSERVED IN AND AROUND SEISMIC SOURCE REGION

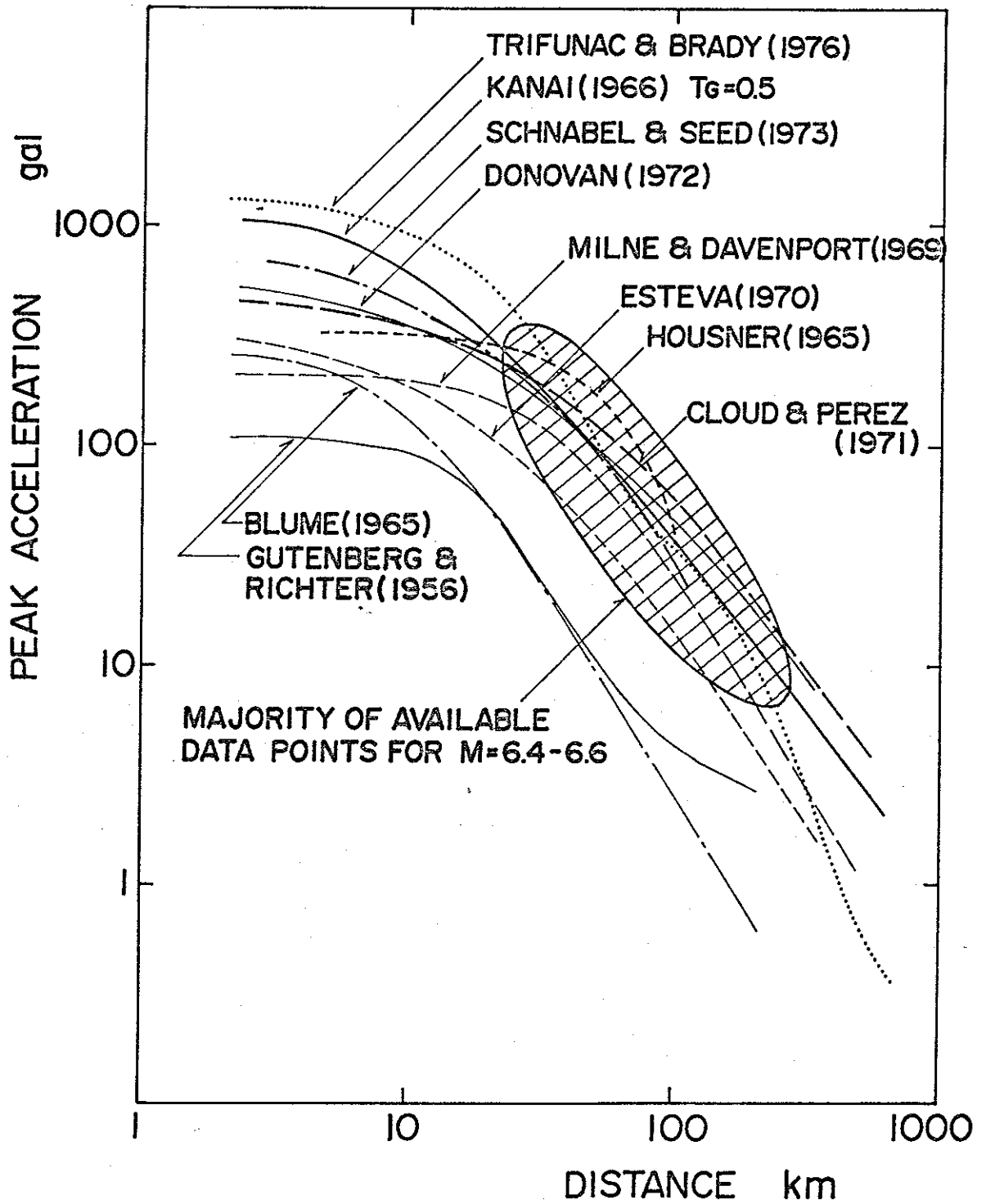
Fig.1-1

地震規模と共に若干増加する傾向にあるが、強震計による値に比べて明らかに小さく、前述の田治米らの指摘を裏づけている。最大速度については、観測例が少ないが、100 kine を越える値が観測されている。

b) 地震動の強さに関する統計的研究

上述の強震記録の蓄積にともない、これらを用いて地震動の強さに関する統計的研究が数多くなされている。特に地震動の最大加速度に関する実験式は金井¹⁻⁸⁾をはじめとして数多くの研究者から発表されている。これらの実験式のほとんどは、地震規模、震源から観測点までの距離及び観測点の地盤条件をパラメータとして、地震動に及ぼす震源メカニズム、伝播経路及び地盤の影響を概略的に考慮している。Fig. 1-2 は Trifunac¹⁻¹²⁾によりまとめられた既往の実験式から得られる $M=6.5$ の地震に対する最大加速度の減衰曲線の比較を示したものである。震源からの距離が 30 km 程度よりも遠い範囲では大部分の減衰曲線は同様の値をとるが、それよりも近い距離では各実験式による違いはかなり大きい。これは、地震規模が 6.5 程度の地震に対して得られた強震記録のほとんどが図中のハッキリの部分に分布する事から距離の近い範囲においては遠い距離でのデータから外挿しているためである。

そこで、この様な限られた範囲に分布する強震記録から震源域にまで適用できる実験式を得るために様々の試



COMPARISON OF THE CORRELATION, FOR A
 MAGNITUDE 6.5 EARTHQUAKE, OF PEAK
 ACCELERATION AND DISTANCE
 (AFTER TRIFUNAC & BRADY)

Fig.1-2

みが行われている。金井¹⁻⁸⁾, Trifunac ら¹⁻¹²⁾は震源を点とみなし、震源距離を変数とする複雑な関数で最大加速度を与えている。Schnabel らは震源を矩形の断層面とみなして、断層面からの最短距離を変数としている。¹⁻¹³⁾ 勝又は震源を球とみなして、この震源球からの距離を変数としている。¹⁻¹⁴⁾ 野田らは、これと同様の概念で震源域からの最短距離を変数としている。¹⁻¹⁵⁾ しかし、これらの試みによって、どの程度距離の近い部分まで実験式が適用できるのかについてはそれ程厳密には検討されていない。

近年の構造物の多様化に伴い、工学上対象となる同期領域が広がった事により地震動の強さの尺度として最大加速度は必ずしも適切なものではない事が認識され、¹⁻¹⁶⁾ 最大速度振幅・スペクトル振幅に関する実験式も近年提案されている。最大速度振幅に関する実験式としては、Trifunac ら¹⁻¹²⁾, 大崎ら¹⁻¹⁷⁾のものをあげることが出来る。地震動のスペクトル強度に関する実験式としては、Trifunac¹⁻¹⁸⁾, McGuire¹⁻¹⁹⁾, Katayama ら¹⁻²⁰⁾, 大崎ら¹⁻²¹⁾, 長橋¹⁻²²⁾のものをあげることが出来る。また、小林・長橋は地震基盤における地震動スペクトルに関する実験式を示している。¹⁻²³⁾ Kameda らはスペクトル強度に加えて、その時刻変動関数に関する実験式を示し、模擬地震動作製のための手法を示している。¹⁻²⁴⁾ しかし、これらの実験式の震源域における適用性については最大加速度に関する実験式と同様に問題がある。

c) 地震動に及ぼす震源メカニズムの影響に関する研究
地震動の性質が震源のメカニズムの影響を受ける事はよく知られている事であるが、特に震源付近での地震動の性質には地震の発震機構による影響が強く現れる事が指摘されている。村松は過去の被害地震の震度分布から震度V(裂震)の地域の大きさが余震域のそれとほぼ一致する事を示している。¹⁻²⁵⁾ 久保寺・三浪は震央付近での震度分布が地殻内の破壊パターンに支配されている事を示している。¹⁻²⁶⁾

理論の面では、地震学における断層理論の成果から断層モデルを用いて理論地震記象が計算可能となっている。Haskellは横ずれ断層による震源近傍での理論波形を示し、震源メカニズムが理論波形に及ぼす影響を示している。¹⁻²⁷⁾ Trifunacは1966年Parkfield地震及び1971年San Fernando地震において震源近傍で得られた強震記録から計算された変位波形が断層モデルから得られた理論波形とよく一致する事を示している。^{1-28), 1-29)}

Kanamoriは1923年関東地震の際の東京での理論波形が実際に長同期地震計で観測された波形とよく一致する事を示し、将来予期される大地震の際の震源近傍での理論波形を計算し、断層理論の防災工学への適用の可能性を指摘している。¹⁻³⁰⁾ Kudoは深い地盤構造を考慮する事により理論波形が観測波形をさらによく説明する事を示している。¹⁻³¹⁾ これらの比較的単純な断層モデルによる理論波形は変位波形を説明する事はできるが、速度・加速

度波形を説明する事は困難である。これは現在の断層モデルが断層面上の運動を非常に単純な型でとらえているために短周期の地震波を考慮する事ができないためである。¹⁻³⁰⁾

これら個々の地震に対して理論波形を計算する研究の流れとは別に震源から射出される地震波の平均像を求める研究がある。Akiは非常に簡単な断層モデルを仮定して、その震源スペクトルが地震規模にのみ依存するScale Modelを提案している。¹⁻³²⁾ 太田らはScale Modelを発展させて、基盤上での地震動スペクトルに関する半実験式を示している。¹⁻³³⁾ これらの研究により震源から比較的離れた地点での地震波の平均像が明らかにされている。

d) 地震動に及ぼす地盤の影響に関する研究

地震時の地震動が場所により、その強さ・特性が大きく異なる事は震害調査・地震観測等から、これまで数多く指摘されている。表は東南海地震、三河地震の倒壊率を用い、各震源距離からの基準の倒壊率との比から地盤危険率を定義し、地盤の種別との比較から特に沖積地盤で地盤危険率が大きくなる事示している。¹⁻³⁴⁾ さらに沖積地盤に注目して、Omoteは1923年関東地震の際の横浜での木造家屋の被害率が沖積層の層厚と共に増加する事示している。¹⁻³⁵⁾ 石本は東京・横浜で観測された地震動から地表の地震動にはその観測点固有の卓越周期がみ

らぬ、これらが地盤の性質と密接な関係にある事を指摘している。¹⁻³⁶⁾ 小林・長橋は国内9ヶ所で得られた強震記録から地表の地震動スペクトルが観測点毎に固有の形状を示し、地震毎にそれ程大きな違いがない事を示している。¹⁻²³⁾

金井はこの様な地盤による地震動の特性の違いをS波による地盤の増幅特性の違いで説明し、地表の地震動を地盤の増幅特性と地盤へ入射する地震波とに分離して考える事の必要性を指摘している。¹⁻⁵⁾ この概念に基づいて鏡味・小林は川崎市を例にとり、ある広がりをもった地域でのS波による地盤の増幅特性を解析的に求め、地震時の地震動の地域内における差異から実際の被害の地盤による差異を定量的に説明している。¹⁻³⁷⁾

S波による地盤の増幅特性を求める解析法の代表例としては、Haskellによる周波数領域で求める方法¹⁻³⁸⁾と鏡味・小林による時間領域で求める方法¹⁻³⁹⁾があげられるが、いずれの方法も地盤内のS波速度分布を必要とする。そこでS波速度分布を必要とせずに地盤の増幅率を求める簡略法も提案されている。金井は常時微動測定による地盤の卓越周期から地盤の増幅特性を求める半実験式を提案している。¹⁻⁵⁾ 嶋は基盤とした層のS波速度と地表のそれとの比と周波数領域で最大のSH波の増幅率との関係を示している。¹⁻⁴⁰⁾ Borcherterらは表層のS波速度と核実験による震動の観測から得られた地盤の相対的な増幅率との関係を示している。¹⁻⁴¹⁾

上述の如く、地盤の震動特性はS波による地盤の増幅特性で説明されているが、この議論は周期1秒程度以下の短周期領域に限られており、やゝ長周期領域においては表面波成分の存在も指摘されている。嶋は1968年十勝沖地震の際の八戸港湾の記録で卓越する周期2.5秒の成分を地殻構造を反映したLove波で説明している。¹⁻⁴²⁾ 神山は同じ八戸港湾の記録での卓越する周期1秒、2.5秒の成分をそれぞれ深さ400m程度の地盤を反映するRayleigh波、Love波で説明している。¹⁻⁴³⁾ 田中らは東京で観測された記録によくみられる周期8秒前後の成分を深さ2~3kmの地盤構造を反映したLove波で説明している。¹⁻⁴⁴⁾

以上、概要を述べた既往の研究のまとめとその問題点をあげれば次の如くである。

震源域においては、墓石の転倒により推定された最大加速度は比較的多くの地震に対して得られているが、その値の精度については若干問題があり、一方、震源域における強震記録は現在までにほとんど得られていない。したがって、強震記録を用いて作製された既往の地震動の強さに関する実験式の精度は震源からの距離が近い部分では悪く、震源域でのデータ不足を補うための様々の試みが行なわれているが、いずれも十分とはいえない。理論の面では断層理論により震源域近傍での長周期の地震動を説明する事ができるが、工学上必要となる短周期

の地震動を説明する事は困難である。しかし、震源域での震度分布から示唆される様に、震源域での地震動の強さを推定する際に断層理論の概念を導入する必要があるものと考えられる。また、地震動に及ぼす地盤の影響については過去の震害分布等から顕著に現れる事が指摘されており、地表の地震動を地盤の増幅特性と地盤へ入射する地震波とに分離して考えるべきであろう。周期1秒程度以下の短周期領域では地盤の増幅率をSH波によるもので説明できるが、それより長い周期では表面波の存在も指摘されており、やゝ長周期領域における地盤の増幅率に関する検討がさらに必要であると考えられる。

1.3 本研究の方法

構造物の震害予測を行う事を前提とすれば、地震動の強さの尺度としては応答スペクトルが適切であると考えられる。本研究では地震動の強さの尺度として速度応答スペクトルを基本的に採用し、以下、地震動のスペクトルは直交する水平2成分を用いた γ 減衰の2次元速度応答スペクトルの型を示す。本研究ではSMAC型加速度計による強震記録を用いて研究を進めるため、地震計の特性を考慮して、周期0.1秒から5秒までの周期領域を対象とする。

本研究では、地表の地震動の性質を地盤の増幅特性と地盤へ入射する地震波の性質とに分離して考え、まず地盤の増幅率について検討を行い、各強震観測点における地盤の増幅率を定める。各観測点で得られた強震記録の速度応答スペクトルをこの地盤の増幅率で除したものを地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと定義して、地震基盤から地盤への入射波の性質を概観する。さらに、地震断層の広がりとその破壊伝播の影響を考慮して震源域にまで適用できる入射波速度応答スペクトルを求める半実験式的計算手法を示す。地盤の増幅率については、地盤構造を知らずに地表付近の情報のみから地盤の増幅率を求める簡便な方法を示す。そして、これらの結果を総合して、震源域及びその近傍での地表の地震動の強さの分布を求める方法を提案する。本方法の妥当

性の確認については、本方法を過去の大きな被害地震に適用して、実際の震度分布、被害分布等と比較検討するという方法をとる。

第 2 章

地震動スペクトルにみられる地盤特性 と地盤構造との関係

- 2.1 地震動スペクトルにみられる地盤特性
- 2.2 地震動スペクトルにみられる地盤特性
と地盤構造との関係
- 2.3 強震観測点における地盤の増幅率

2.1 地震動スペクトルにみられる地盤特性

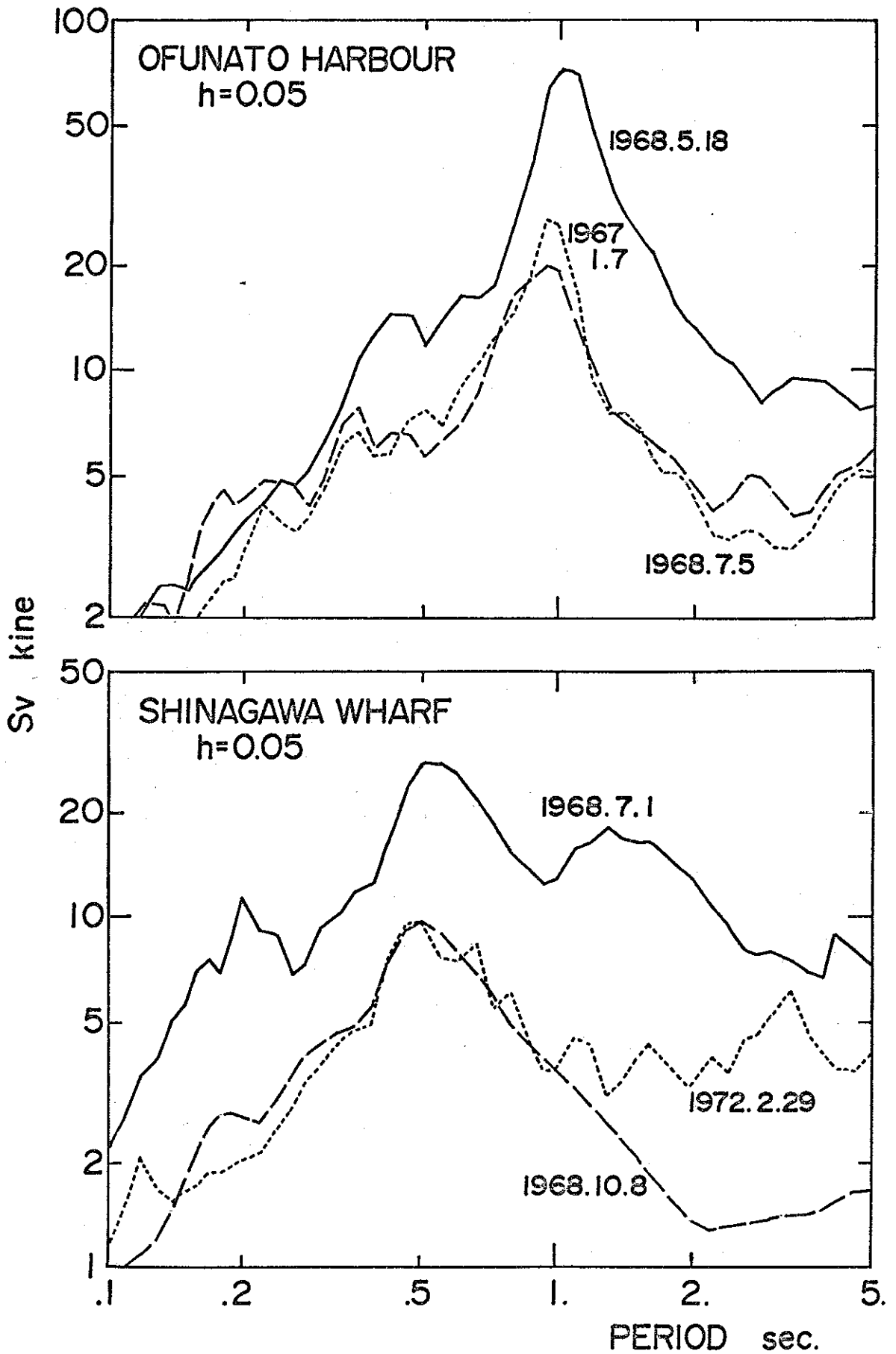
震源から射出された地震波は地殻を伝播して地表近くのいわゆる地震基盤に到達し、表層での増幅現象によって大きく変形されて、地表において地震動として観測される。したがって、地表での地震動は次式の形で表現する事ができる。すなわち、

$$R(\omega) = G(\omega) \cdot F\{O(\omega), P(\omega)\} \quad \dots(2-1)$$

ここで、 ω は周波数、 $R(\omega)$ は地表の地震動スペクトルであり、 $F\{O(\omega), P(\omega)\}$ は震源からの射出波スペクトル $O(\omega)$ と波の伝播経路による減衰の関数 $P(\omega)$ によって定まる地震基盤から地盤への入射波スペクトル、 $G(\omega)$ は地表近くの軟弱な層によって生ずる波の増幅特性である。したがって、以前から認められている様に地表で観測される地震動スペクトルは地震基盤から地盤への入射波スペクトルと地盤の増幅特性との積で示される。¹⁻⁵⁾

米国において観測された地震動にはその観測点固有の性質は顕著には現れないが、^{2-1), 2-2)}我が国で観測された地震動にはその観測点固有の性質が大きく現れ、地盤の影響が大きい事が既に指摘されている。^{1-23), 1-36)} ここでは例

として大船渡港及び品川埠頭で得られた強震記録の2次元速度応答スペクトルをFig. 2-1に示す。大船渡港でのスペクトルは3.0の異なる地震記録のいずれも周期1秒付近に鋭いピークを持ち、その形状もお互いに相似である。品川埠頭でのスペクトルは大船渡港でのそれとは大



VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.2-1

きく型状が異なり、3.3の地震記録のいずれにも周期0.5秒付近にピークをもち、大船渡港のそれと比べると、平坦な型状をしている。この様に地表の地震動スペクトルは観測点毎に異なる固有の型状を持ち、地震毎による型状の変化はあまり認められない。

一方、前述の如く米国において観測された地震動には地震毎に異なる性質がみられる事が指摘されている^{2-1), 2-2)}が、この事は、我が国に多く存在する軟弱な地盤上では地盤の増幅特性 $G(\omega)$ が顕著な周期特性をもつために地表の地震動スペクトル $R(\omega)$ の周期特性が地盤によらず $G(\omega)$ のそれによって支配されてしまい、一方、米国においては地盤が比較的良好なために $G(\omega)$ は顕著な周期特性をもたずに地表の地震動スペクトル $R(\omega)$ の周期特性は地震毎に異なる入射波スペクトル $F\{O(\omega), P(\omega)\}$ によって支配されてしまうためと解決できる。

したがって、地表の地震動スペクトルを理解するためには、各観測点毎に現れる地盤の増幅特性について検討を行い、次に地表の地震動スペクトルから地盤の増幅特性を除去した入射波スペクトルの性質から地震動に及ぼす震源メカニズムの影響を検討する事が合理的であると考えられる。

2.2 地震動スペクトルにみられる地盤特性と地盤構造との関係

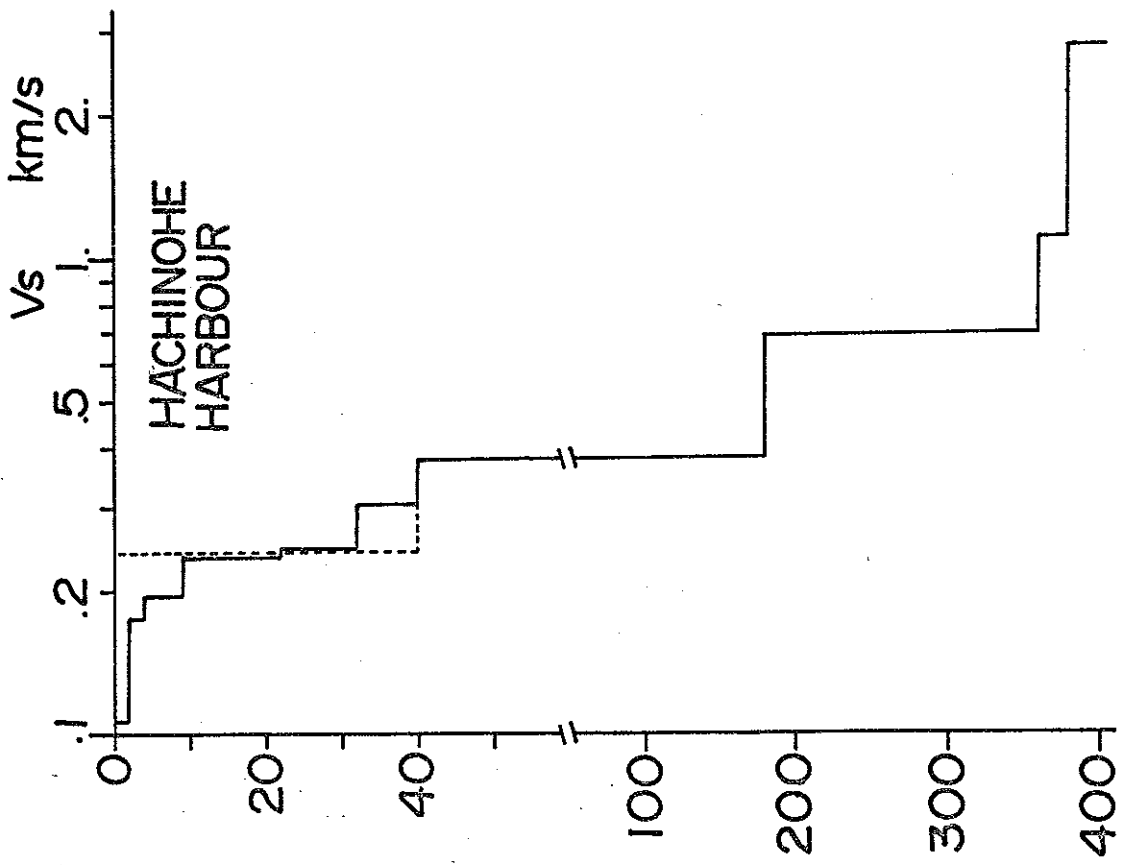
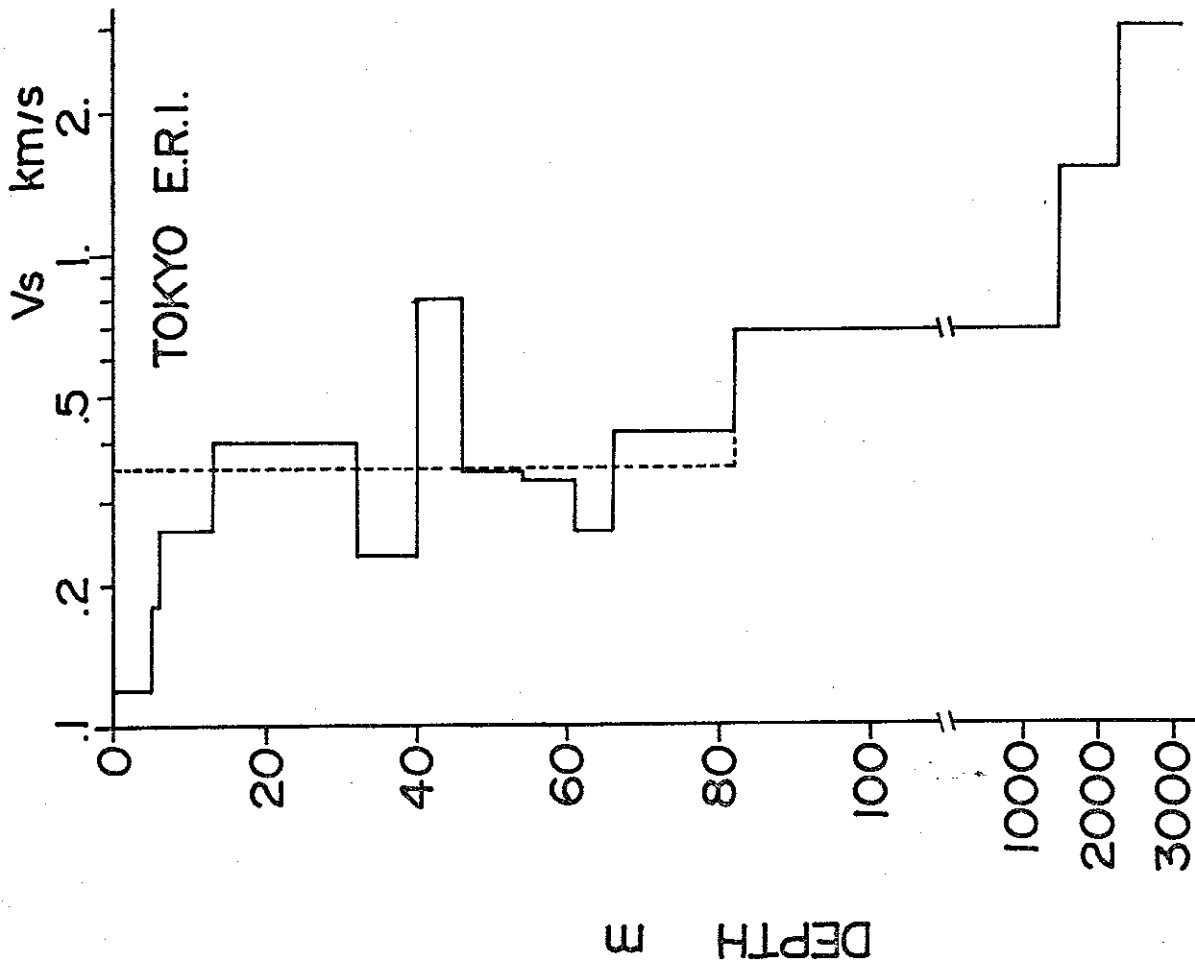
地震時の地盤の増幅特性については、周期1秒程度より短い周期領域においてはS H波の増幅特性で説明されている¹⁻⁵⁾が、それより長い周期領域では不明の点が多い。本節では、ある地点での地震動の平均スペクトルと地盤構造から計算されるS H波・表面波による地盤の震動特性との比較から、周期0.1秒から5秒までの比較的広い周期領域での地盤の増幅特性について検討を行った。

地盤構造に基づく波の震動特性を計算する場合、地震基盤の設定が問題となる。ここでは比較的広い周期領域を対象とする事から、後藤²⁻³⁾が指摘している“理想的基盤”、すなわちS波速度で3 Km/sec. 程度の地殻の最上層を地震基盤として採用した。以下、本研究では地震基盤の定義はこれと同一である。また、S H波の増幅率を計算する際にはS波の速度構造の他に地盤の粘性減衰値Qが必要である。このQ値の測定資料は必ずしが得られていないため、本研究では、測定値が得られている場合を除いては、過去の測定資料^{2-4), 2-5)}を参考にして、その層のS波速度(m/sec.)の10%程度の値を目安としてQ値を設定した。

上述の“理想的基盤”までの深い地盤構造が知られている強震観測点として、八戸港湾²⁻⁶⁾、東京大学地震研究所²⁻⁷⁾があげられる。両地点でのS波の速度構造をFig. 2-2に

示す。この地盤構造に基づいてハ戸港湾・地震研究所でのS H波の増幅率, Rayleigh波・Love波の分散曲線を計算する。ただし、表面波の分散曲線を計算する際には図中の点線で示す簡略モデルを用いた。

Fig. 2-3にハ戸港湾におけるS H波の増幅率を示す。実線は地震基盤から地盤への入射角が 0° (鉛直入射) の場合を示し、点線及び破線は入射角がそれぞれ 30° 及び 60° の場合を示す。入射角が大きくなる程、増幅率の値は低下するが、ピークを与える周期はほとんど変わらず、周期0.6秒付近、1秒付近、2.5秒付近に大きなピークがみられる。Fig. 2-4にRayleigh波(点線)、Love波(破線)の群速度曲線を示す。表面波の場合、群速度が極小となる周期でこの波が卓越する事が期待されるから、Rayleigh波の場合、周期0.6秒付近、1秒付近で、Love波の場合、周期0.6秒付近、1秒付近、2.5秒付近でそれぞれ卓越するものと考えられる。これらをS H波の増幅率のそれと比較すると、Love波の卓越周期はS H波のそれとよく一致し、Rayleigh波の卓越周期も周期2.5秒を除けばS H波のそれとよく一致する。したがってハ戸港湾においては、卓越周期に関してはS H波のそれを考慮すれば、表面波のそれも考慮した事になる。Fig. 2-5はハ戸港湾で観測されたら、の強震記録の平均スペクトルを示したものである。平均スペクトルの型状は比較的単純な型をしており、周期1秒、2.5秒付近に大きなピークを持つ。これらのピーク周期はS H波、Love



S - PROFILE

Fig.2-2

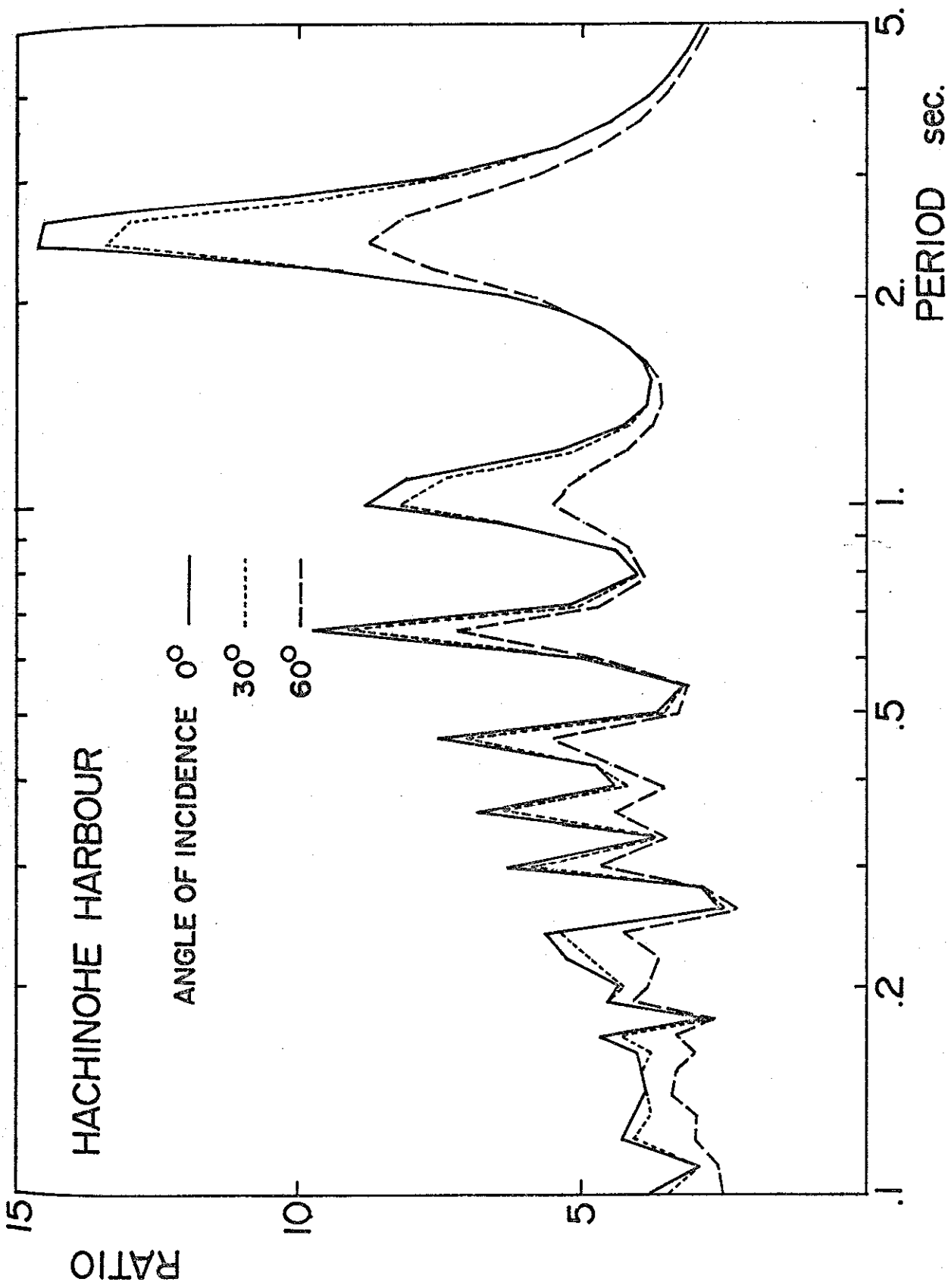
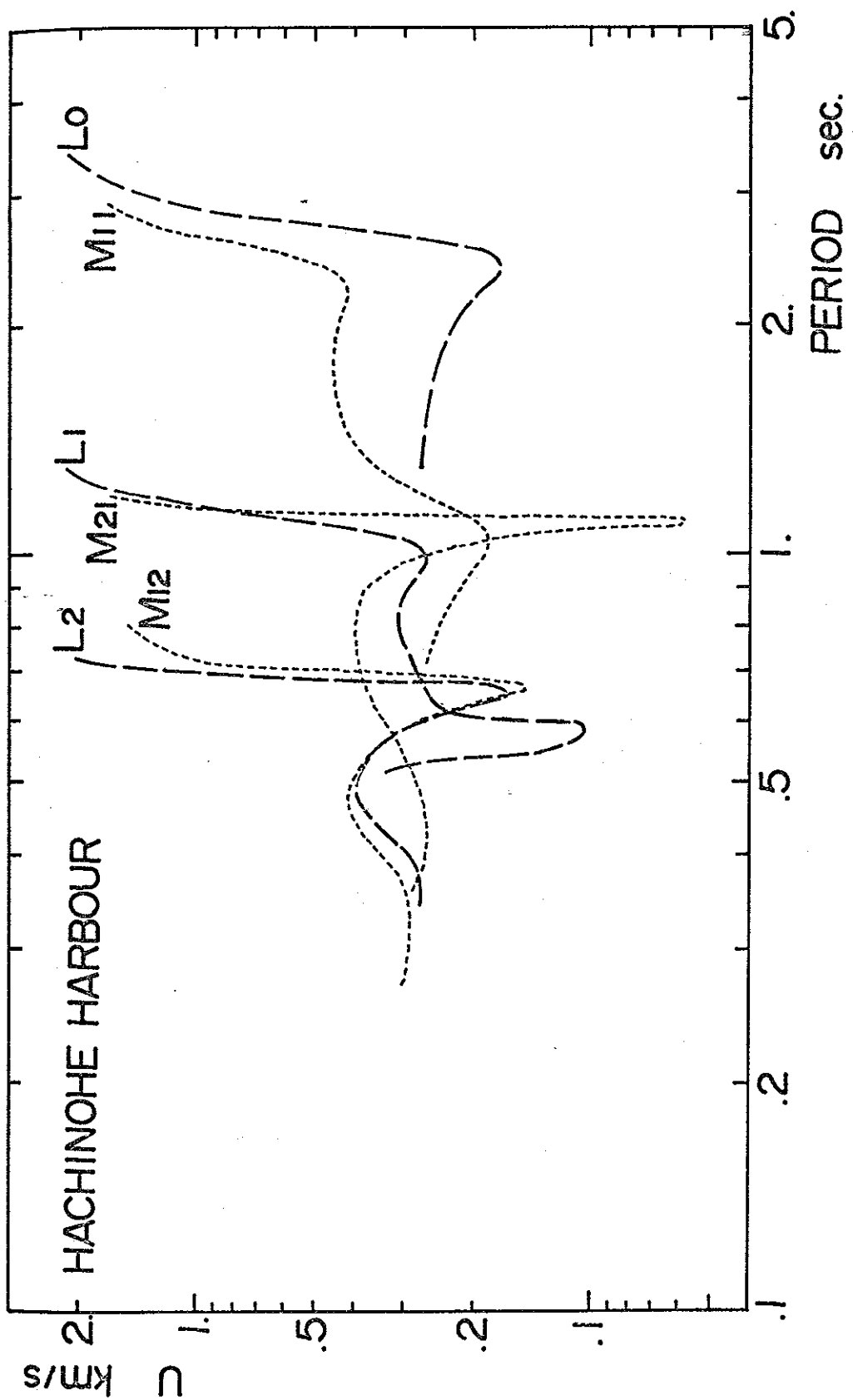
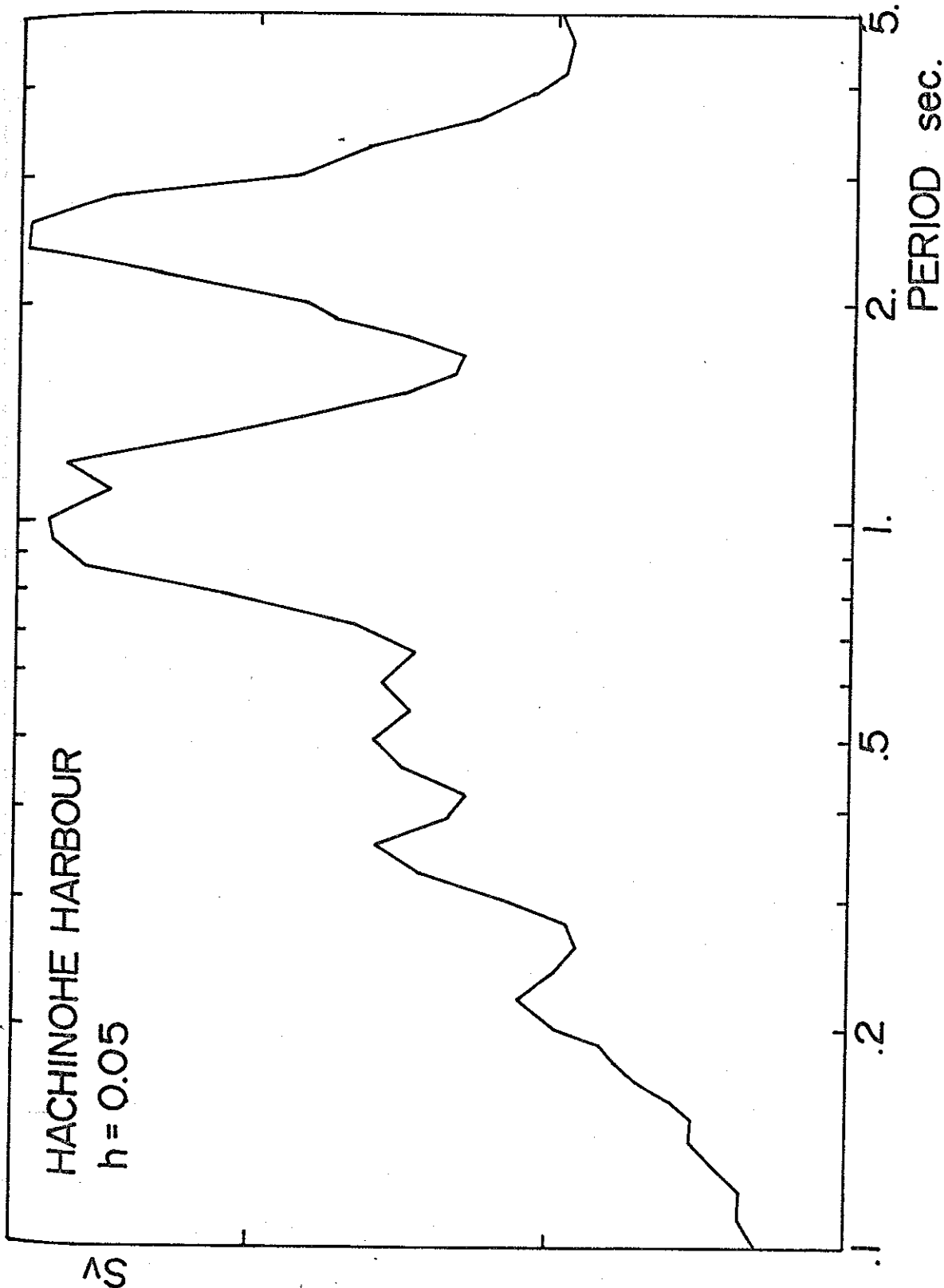


Fig.2-3



GROUP VELOCITY CURVES OF SURFACE WAVES

Fig.2-4



AVERAGED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.2-5

波の卓越周期とよく一致しており、また周期1秒のピークに関しては Rayleigh 波の卓越周期ともよく一致している。平均スペクトルの型状は SH 波の増幅率とよく類似している。

同様に地震研究所における SH 波の増幅率、表面波の群速度曲線、平均スペクトルをそれぞれ Fig. 2-6, 2-7, 2-8 に示す。SH 波の増幅率の型状は八戸湾でのそれと比べて複雑であるが、周期 0.2 秒, 0.9 秒, 1.3 秒, 1.7 秒, 3 秒付近にピークがみられる。表面波については、Rayleigh 波は周期 1 秒, 2 秒, 4.5 秒付近で、Love 波は周期 1.7 秒, 3 秒, 9 秒付近で卓越するものと考えられ、八戸湾の場合と同様に SH 波と Love 波の卓越周期はよく一致する。Rayleigh 波の卓越周期は他の 2 種類の波動のそれとはあまりよく一致しない。Fig. 2-8 に示す、の強震記録の平均スペクトルは比較的平坦な型状を示すが、周期 0.2 秒, 0.5 秒, 1 秒, 1.6 秒, 3.5 秒付近にピークがみられる。これらのピーク周期は周期 0.5 秒のものを除けば、SH 波、Love 波の卓越周期とよく一致し、平均スペクトルの型状と SH 波の増幅率のそれとは比較的よく類似している。

以上の 2 地点での例から、地震動がどの波動から構成されているのかを断定する事は困難であるが、平均スペクトルのピーク周期及び型状が SH 波の増幅率のそれらとよく一致する事、SH 波の卓越する周期は Love 波のそれとよく一致し、Rayleigh 波のそれとも比較的よく一

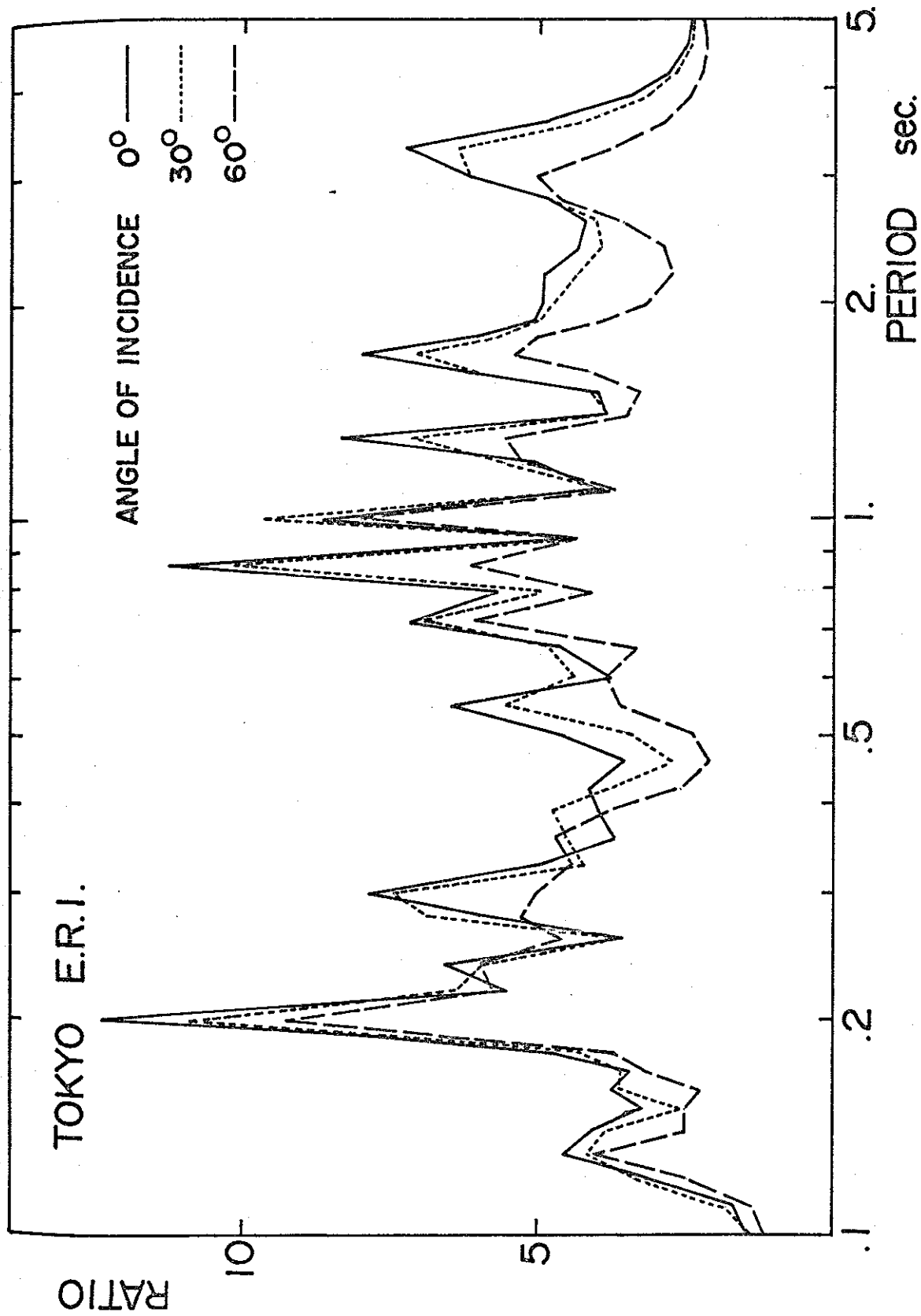
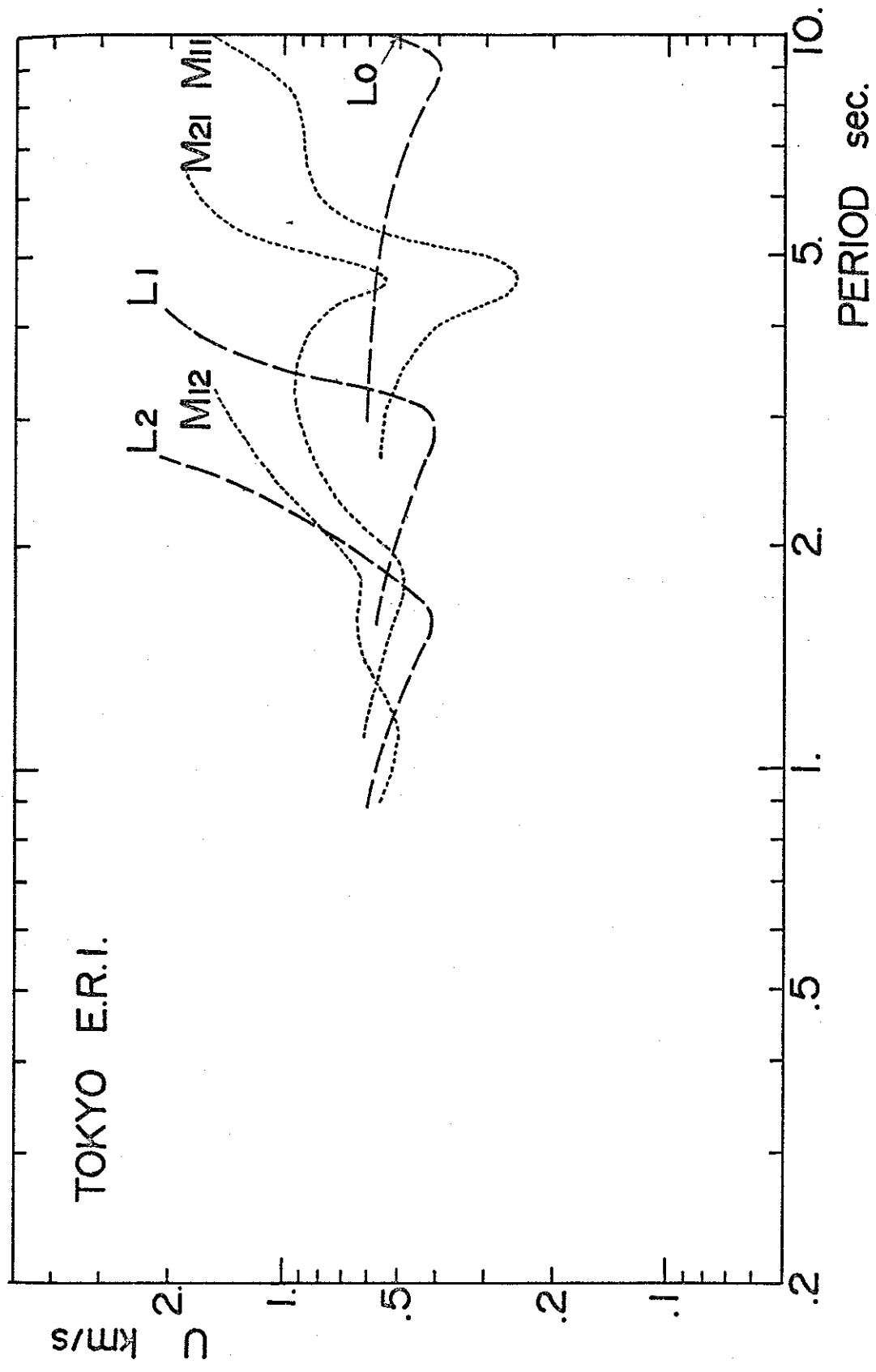
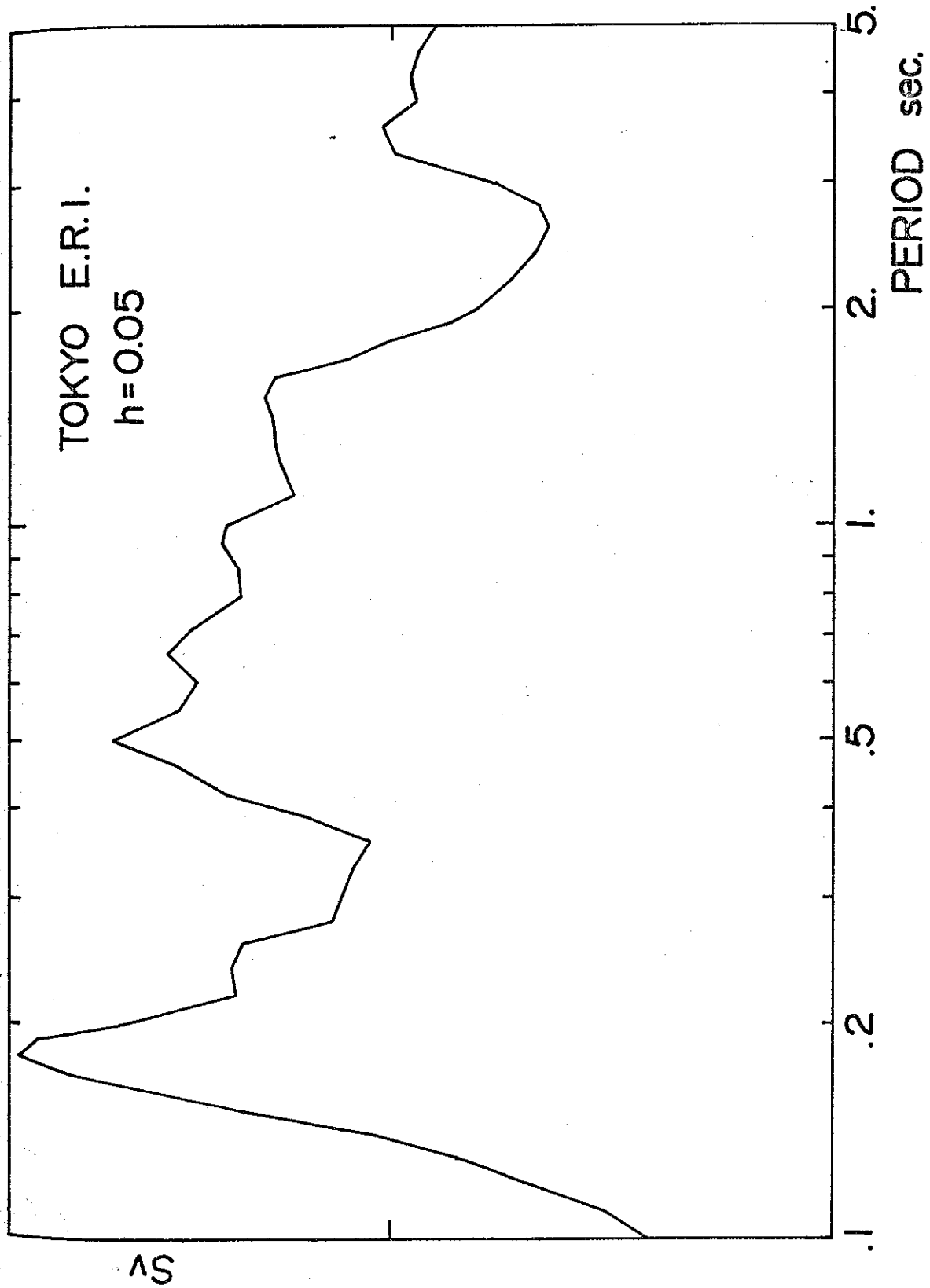


Fig.2-6



GROUP VELOCITY CURVES OF SURFACE WAVES

Fig. 2-7



AVERAGED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig. 2-8

致する事から、ニニで対象としている周期0.1秒から1秒までの周期領域では、地震動スペクトルにみられる地盤特性をS H波の増幅率で説明でき、さらに地盤の増幅率をS H波の増幅率と近似できるものと考えられる。

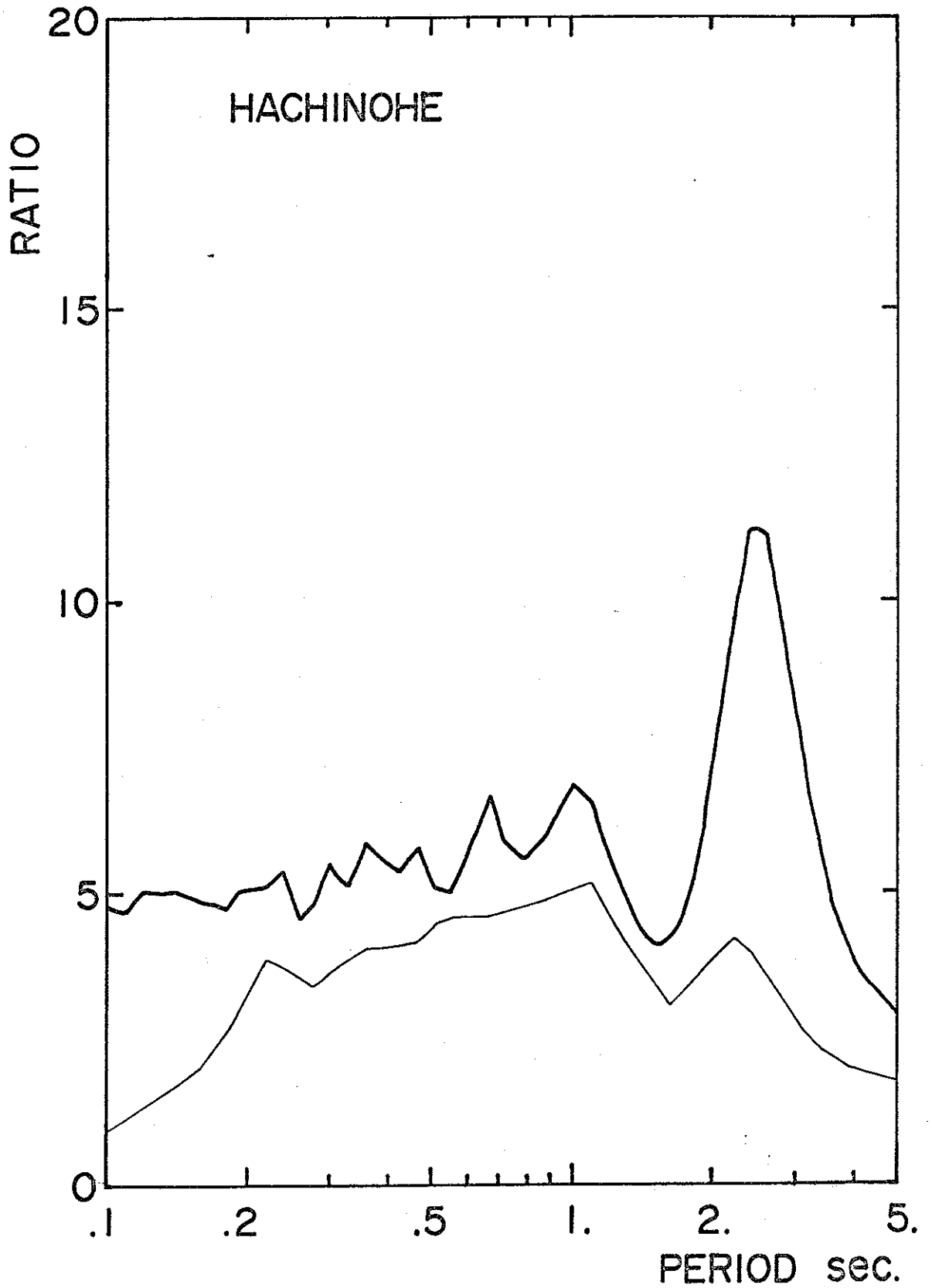
2.3 強震観測点における地盤の増幅率

前節において、地盤の増幅率をS H波の増幅率で近似できる事が知れた。したがって、各強震観測点における深い地盤構造を知れば、各地点での地盤の増幅率を知る事ができる。しかし、深い地盤構造の知られている強震観測点はわずかであるために、S H波の増幅率によって直接的に地盤の増幅率を決定できる強震観測点はわずかである。一方、小林、長橋は地盤構造とは無関係に同一地点で観測された強震記録のスペクトルの平均操作から9ヶ所の強震観測点(細島港湾、東海村、宮古港湾、八戸港湾、青森港湾、室蘭港湾、広尾、釧路港湾、釧路気象台)における地盤の増幅率を抽出している。¹⁻²³⁾これらの地盤の増幅率は地震動スペクトルの平均操作から得られたもので、その物理的定義については触れられていない。本節では、深い地盤構造の知られている地点においてS H波の増幅率との比較から、小林、長橋の地盤の増幅率の妥当性を検討し、さらにこれを修正して、間接的に強震観測点における地盤の増幅率を定める事を試みた。

前節で述べた様に地震基盤を速度の速い層に設定しているため、S H波の増幅率の計算を行う際、地震波が鉛直下方から地震基盤から地盤へ入射するとは仮定できない。そこで、地震基盤から地盤への地震波の平均的な入射角を概算してみた。南関東で発生した浅発地震のS波

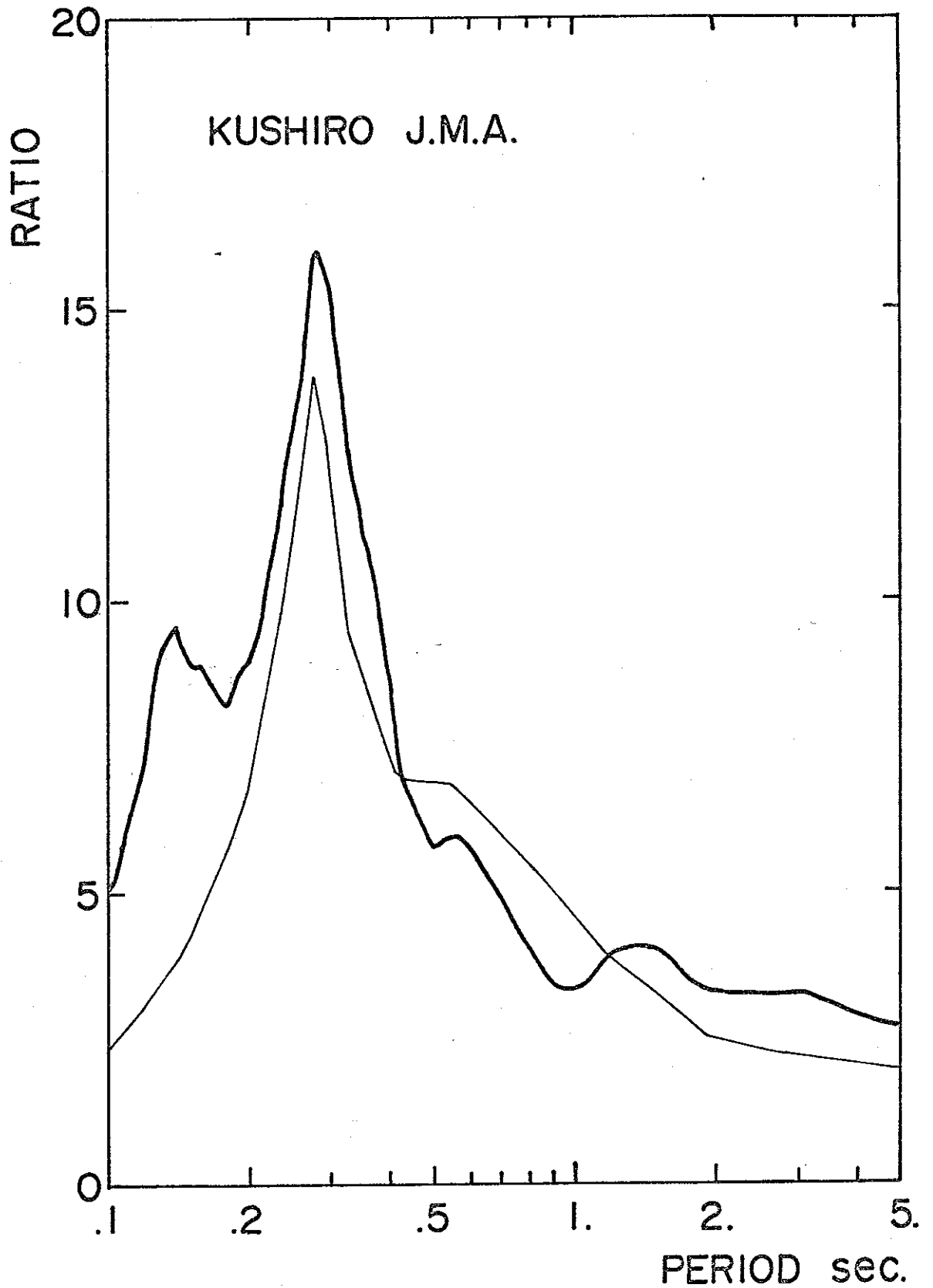
の初動は約 3.9 km/sec の速度をもつ層を通過して伝播している。²⁻⁸⁾ 地震基盤での S 波速度を 3 km/sec とすれば、浅発地震の場合の入射角 θ_i は $\sin^{-1}(3.0/3.9) \approx 50^\circ$ となる。深発地震の場合には入射角はこれより小さくなるから、地震基盤から地盤への入射角は 50° 以下と推定できる。ここでは平均的な入射角を 30° と考えて SH 波の増幅率の計算を行った。また、小林、長橋の増幅率が 5% 減衰の速度応答スペクトルから求められている事¹⁻²³⁾ から、地盤構造から計算される SH 波の増幅率に対して、 5% 減衰の振子の応答特性と等価的な平滑化を行った。

前述の9地点のうち、弾性波探査により深い地盤構造が知られているハ戸港湾²⁻⁶⁾、及び弾性波探査、地質調査等から深い地盤構造の推定が比較的容易な釧路長象台²⁻⁹⁾、²⁻¹⁰⁾、釧路港湾^{2-10), 2-11)}での SH 波の増幅率を計算し、小林、長橋の増幅率との比較を Fig. 2-9 ~ 2-11 に示す。図から知れる様に、両者のピーク周期についてよい一致がみられる。ハ戸港湾では SH 波の増幅率は周期 0.5 秒以下では周期に対してほぼ一定で、周期 0.6 秒、 1 秒、 2.5 秒にピークがみられ、小林、長橋の増幅率は周期 0.2 秒から 0.7 秒付近まで周期に対して一定で、周期 1 秒、 2.2 秒にピークがみられる。釧路長象台では、前者のピーク周期が 0.15 秒、 0.3 秒付近にみられ、後者のピーク周期が 0.3 秒付近にみられる。同様に釧路港湾では、前者のピーク周期が 0.15 秒、 0.35 秒、 1 秒付近にみられ、後者のピーク周期が 0.3 秒、 1 秒付近にみられる。したがって、



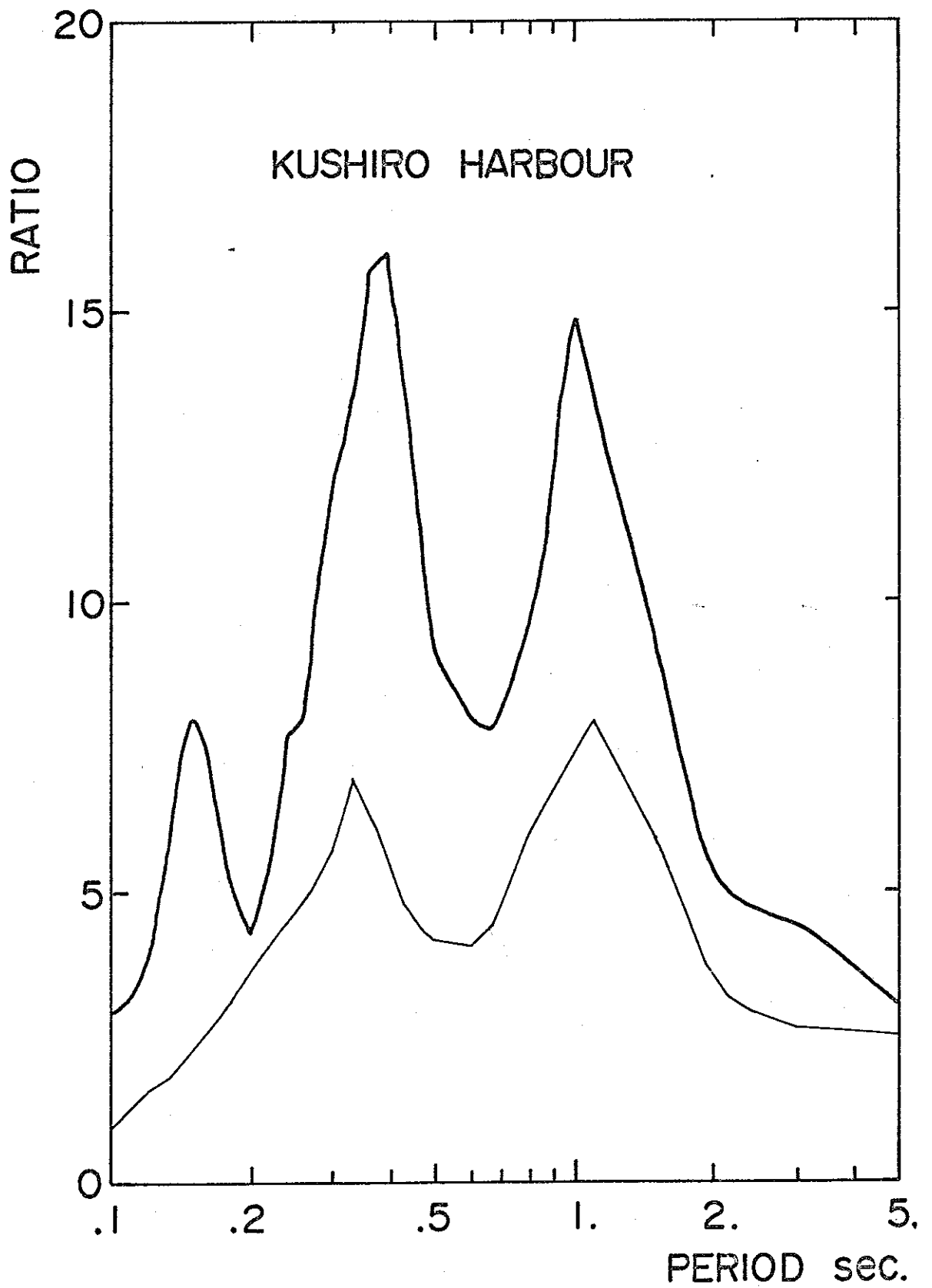
RATIO OF AMPLIFICATION OF SH-WAVES
(FINE LINE: KOBAYASHI & NAGAHASHI'S
AMPLIFICATION FACTOR)

Fig.2-9



RATIO OF AMPLIFICATION OF SH-WAVES
(FINE LINE: KOBAYASHI & NAGAHASHI'S
AMPLIFICATION FACTOR)

Fig.2-10



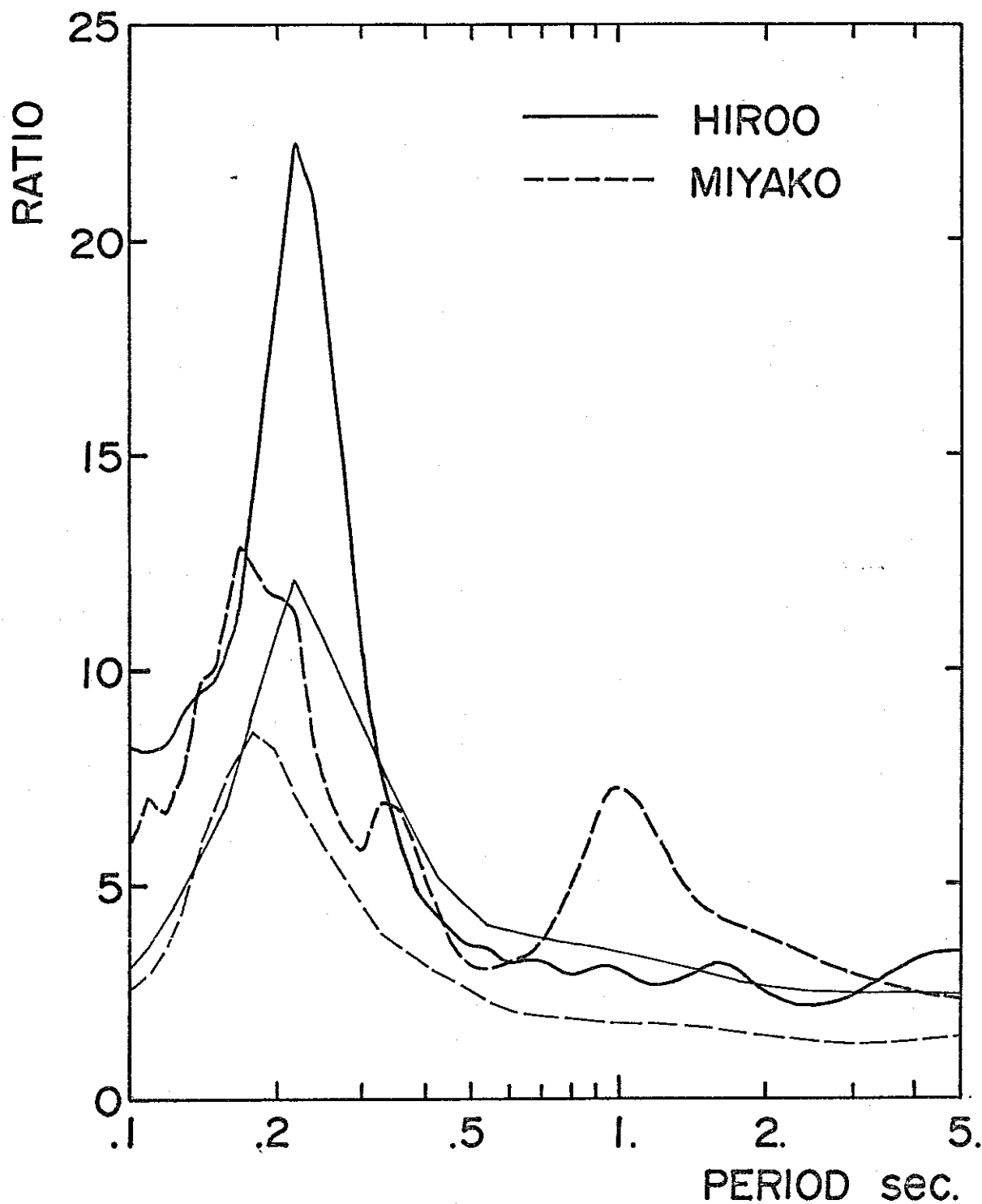
RATIO OF AMPLIFICATION OF SH-WAVES
 (FINE LINE: KOBAYASHI & NAGAHASHI'S
 AMPLIFICATION FACTOR)

Fig.2-11

小林、長橋の増幅率が定性的には地盤構造を反映したものと考えられる。増幅率の絶対値については、SH波の増幅率の方が3地点ともかなり大きく、特に周期0.2秒以下でその傾向は顕著である。例えば、八戸湾ではSH波の増幅率は小林、長橋のそれに比べて、周期0.1秒では約3倍大きく、周期0.2秒から2秒では約1.3倍大きい。

他の6地点については、その深い地盤構造の推定は困難であるが、その地点での地震動スペクトルのピークが短周期であり、浅い地盤構造によって増幅率がほぼ決定されてしまうと思われる宮古湾^{2-12), 2-13)}、広尾²⁻¹⁴⁾についても地盤構造を推定し、計算されたSH波の増幅率と小林、長橋のそれとの比較をFig. 2-12に示す。両地点とも前述の3地点と同様な傾向がみられる。なお、ここで用いた4地点での地盤構造モデルをTable 2-1にまとめて示す。

4地点において小林、長橋の増幅率に対するSH波のそれの比をとり、Fig. 2-13の細線で示す。各地点毎にはばらつきはあるが、周期0.3秒以下では比較的ばらつきは小さい。これらの比の周期による変動は両差のピーク周期が若干異なるだけでも生じてしまい、各地点毎に論ずる事はあまり意味がないものと考えられる。4地点でのこれらの平均を四の破線で示す。この値は周期0.1秒で約3倍で、周期0.2秒までは減少し、それより長い周期ではほぼ1.5倍の値を中心に変動し、特別の周期特性は



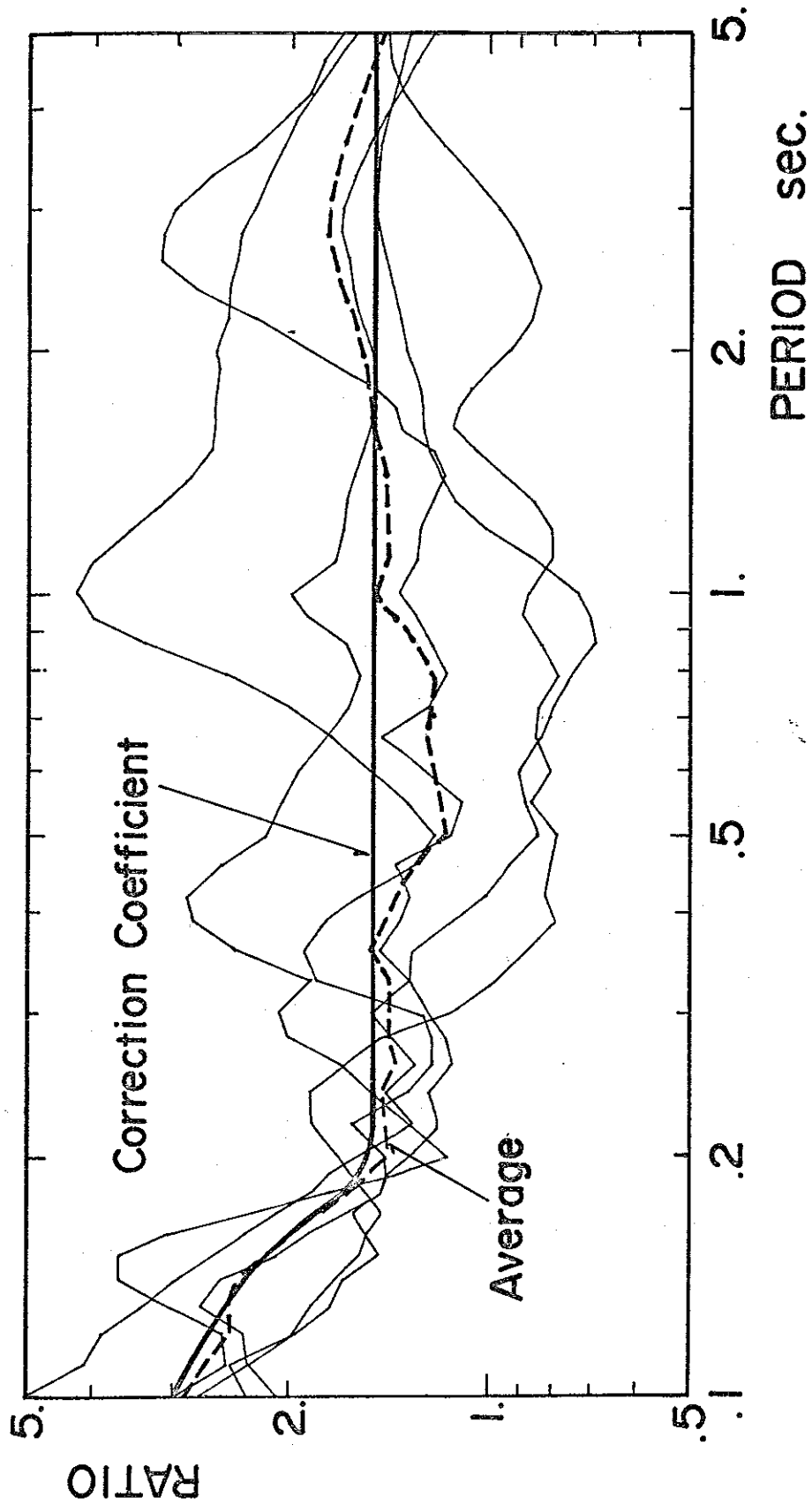
RATIO OF AMPLIFICATION OF SH-WAVES
 (FINE LINES: KOBAYASHI & NAGAHASHI'S
 AMPLIFICATION FACTOR)

Fig.2-12

Table 2-1

MODEL OF UNDERGROUND STRUCTURE

HACHINOHE				KUSHIRO J.M.A.				KUSHIRO HARBOUR				MIYAKO			
ρ g/cm ³	Vs m/sec	H m	Q	ρ ³ g/cm ³	Vs m/sec	H m	Q	ρ ³ g/cm ³	Vs m/sec	H m	Q	ρ ³ g/cm ³	Vs m/sec	H m	Q
1.8	107	2.0	14	1.6	120	6.0	20	1.6	50	2.0	8	1.6	120	2.2	20
1.8	176	2.0	13	1.7	270	9.0	20	1.7	70	5.0	8	1.7	230	7.9	20
1.9	201	2.5	12	2.0	400	6.0	50	2.0	400	13.0	20	2.0	800	200.	100
1.9	193	2.5	12	2.1	1100	150.	100	2.0	210	32.0	30	2.4	2500	1200.	200
1.7	239	6.5	12	2.2	1500	450.	100	2.0	600	33.0	30	2.5	3500	—	200
1.7	234	6.5	9	2.4	2220	1200.	200	2.1	1100	150.	100	HIROO			
1.8	248	10.0	7	2.5	3000	—	200	2.2	1500	450.	100	ρ g/cm ³	Vs m/sec	H m	Q
1.8	309	8.0	7					2.4	2220	1200.	200	1.6	70	1.8	20
1.8	378	10.0	7					2.5	3000	—	200	1.6	120	4.3	20
1.7	379	130.	100									2.0	800	30.0	100
2.0	690	180.	100									2.3	2000	2500.	200
2.1	1100	20.0	100									2.5	3500	—	200
2.5	2800	—	200												



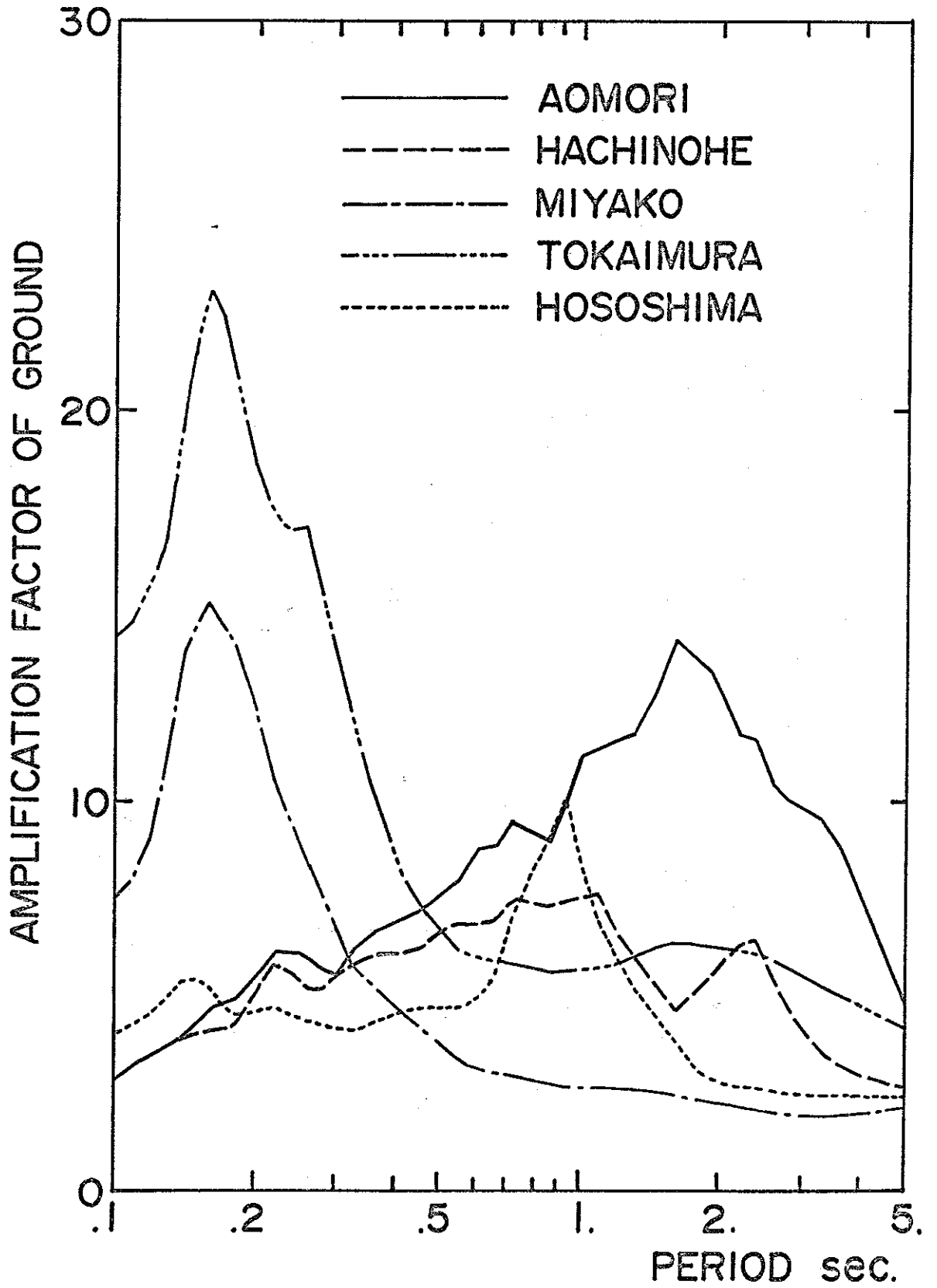
RATIO OF SPECTRAL RESPONSE DUE TO SH-WAVES
 TO KOBAYASHI & NAGAHASHI'S AMPLIFICATION FACTOR

Fig. 2-13

みられない。

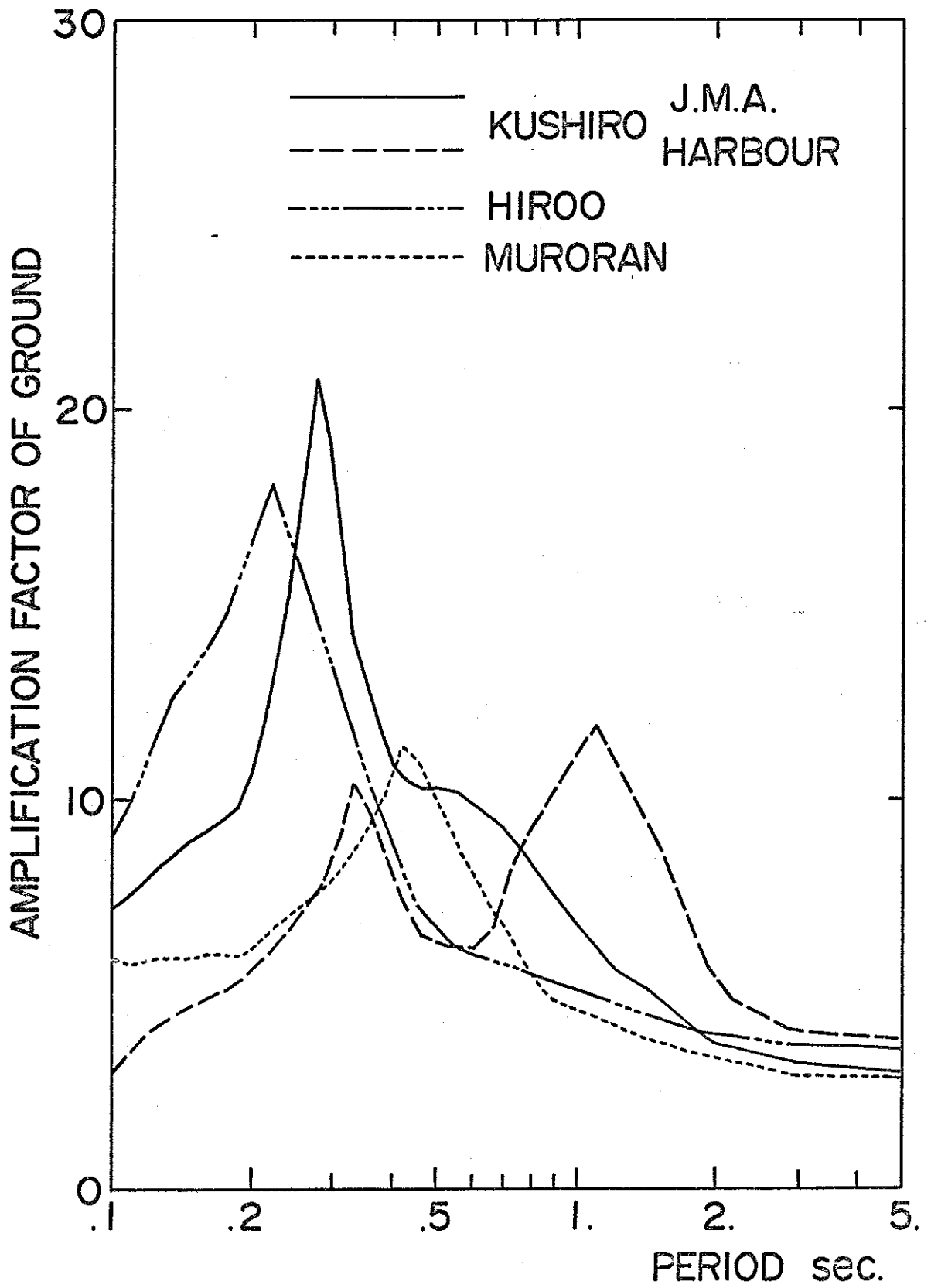
この比すなわち (S H 波の増幅率) / (小林・長橋の増幅率) は $\left[\frac{(\text{地表のスペクトル})}{(\text{入射波スペクトル})} \right] / \left[\frac{(\text{地表のスペクトル})}{(\text{小林・長橋の地震基盤におけるスペクトル})} \right]$ を意味し、結局 (小林・長橋の地震基盤におけるスペクトル) / (入射波スペクトル) を意味する。したがって、周期 0.2 秒以上でこれらの比の平均がほぼ 1.5 の値になるという事は、小林・長橋の定義した地震基盤におけるスペクトルが地震基盤から地盤への入射波スペクトルに対してほぼ 1.5 倍大きい事を意味するであろう。地震基盤から地盤への上昇波(入射波)の振幅を v' 、下降波の振幅を v'' とすると、地震基盤面での動きの振幅は $(v' + v'')$ で示される。地震基盤から地盤への入射波の振幅 v' に対する地震基盤面での動きの振幅 $(v' + v'')$ の比は一般的には 1~2 の値をとる。したがって、小林・長橋の定義した地震基盤におけるスペクトルが地震基盤面での動きに対するスペクトルを意味すると考えれば、小林・長橋の定義した地震基盤におけるスペクトルが Fig. 2-13 から推察される様に地震基盤から地盤への入射波スペクトルに対してほぼ 1.5 倍大きい事は容易に説明できる。また、周期 0.2 秒以下でこれらの平均が大きくなるという事は、小林・長橋の増幅率が地震動スペクトルの定常性を利用して求められている事から、地震基盤から地盤への入射波スペクトルにみられる定常性をも増幅率に転嫁したためと考えられる。

以上の事より、周期0.2秒以上では小林、長橋の増幅率をほぼ1.5倍したものが地震基盤をS波速度で3 km/sec.程度の層としたときのSH波の増幅率とほぼ等価的であると考えられる。そこで、これらの比の平均値をもとにしてFig. 2-13の太線で示す補正係数を設定し、この補正係数を小林、長橋の増幅率に乗じたものから地盤の増幅率すなわち地震基盤から地盤への入射波の振幅に対する地表の地震動の振幅の比を得ることが出来る。この様にして得られた9ヶ所の強震観測点における地盤の増幅率をFig. 2-14, 2-15に示す。図から知れる様に地盤の増幅率は地点毎にその大きさ及び型状が大きく異っている。



VARIATION OF AMPLIFICATION FACTOR AGAINST PERIOD

Fig.2-14



VARIATION OF AMPLIFICATION FACTOR AGAINST PERIOD

Fig.2-15

第 3 章

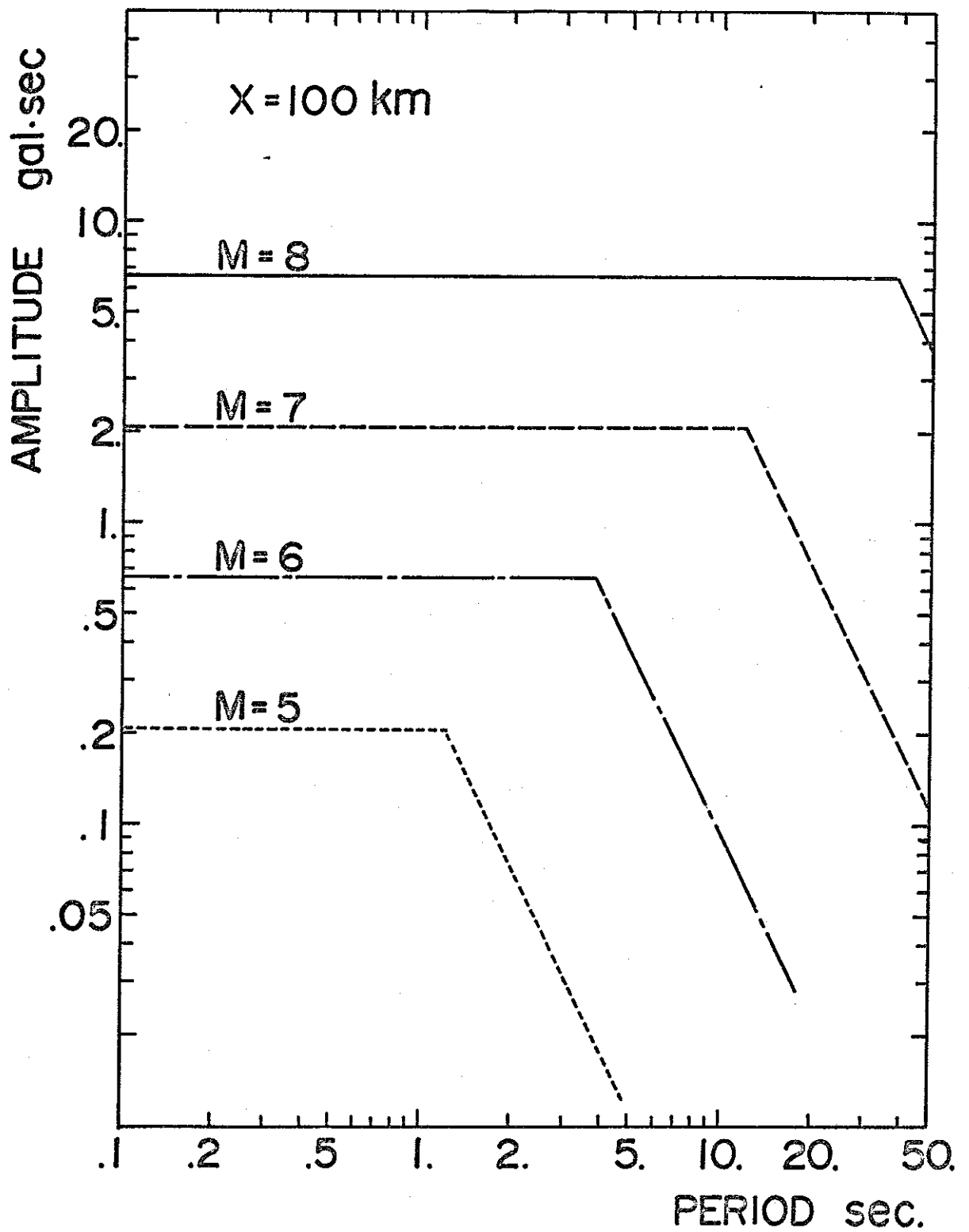
地震基盤から地盤への入射波の性質

- 3.1 地震基盤から地盤への入射波の周期特性
に関する実験式
- 3.2 地震基盤から地盤への入射波の性質
- 3.3 地表の地震動の応答スペクトルの推定

3.1 地震基盤から地盤への入射波の周期特性に関する実験式

地震基盤から地盤へ入射する地震波の観測は一般的に困難であるが、Kanaiらは日立鉾山地下300mでの観測から入射波の速度スペクトルが周期に対してほぼ一定である事を示している。³⁻¹⁾ 理論の面からは非常に簡単な断層モデルを仮定して、地震規模のみをパラメータとした震源スペクトルに関するScale Modelが示されている。¹⁻³²⁾ 例えば、Fig. 3-1に示す太田らのScale Model¹⁻³³⁾によれば、基盤に入射する地震波のフーリエ加速度スペクトルは地震規模によって決定される折点周期より短い周期では周期に対して一定であり、それより長い周期では周期の2乗に反比例する。しかし、これらのScale Modelで議論の中心になっているのはスペクトルの形状と地震規模によるその変化であり、スペクトルの絶対値についてはほとんど議論されず、観測された強震記録との対応もなされていない。本節では、地表の地震動の速度応答スペクトルを前章で得られた地盤の増幅率で除したものを地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと定義して、この入射波スペクトルに関する実験式をScale Modelにより得られた結果を参考にして作製した。

前章で得られた地盤の増幅率は地震基盤をS波速度で3 km/sec.程度の層とした場合の地震基盤から地盤への入射波の振幅に対する地表の地震動の振幅の比と考えられ



ACCELERATION FOURIER SPECTRA
ON SEISMIC BEDROCK
(AFTER Ohta)

Fig.3-1

る。したがって、ここで、地表の地震動の速度応答スペクトル（減衰定数5%の二次元応答スペクトル）を前章で得られた地盤の増幅率で除したものを地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと定義した。この入射波スペクトルはS波速度で3km/sec.程度の地震基盤からの入射波に対する速度応答スペクトルに相当する。この入射波スペクトルを支配するものとしては、前章の(2-1)式に示した様に地震の発震機構と地震波の伝播経路が考えられる。ここでは、この入射波スペクトルの性質を概観するという意味からできるだけ単純な型の実験式を提案した。地震の発震機構については前述のScale Modelの結果から地震規模のみを考え、地震波の伝播経路については震源距離のみを考えた。実験式の型は多くの既往の実験式が採用している以下のものを採用した。

$$\log S_{v_0}(T) = a(T) \cdot M - b(T) \cdot \log X - c(T) \quad \dots (3-1)$$

ここで、 T は周期、 $S_{v_0}(T)$ は地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトル、 M は地震規模、 X は震源距離(km)、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 及び $c(T)$ は周期を変数とする係数である。小林・長橋¹⁻²³⁾、Mcguire¹⁻¹⁹⁾は同様の実験式を提案して係数 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ を周期ごとにおのおの求めているが、この様に求めると物理的に説明のつけにくい部分が生ずる。例えば、 $b(T)$ が周期の増大と共に大きくなる。つまり周期の長い波動ほど減衰しやすくなる部分が一部生ずる。そこで、係数 $a(T)$ 、 $b(T)$ について周期に対

する関数化を試みた。

係数 $a(T)$ については前述の断層理論に基づく Scale Model と対応させて関数化を試みた。工学上対象となる地震のマグニチュードが $4 \sim 8$ の範囲にあると仮定し、Scale Model から求まる $M=8$ での震源スペクトルを $S_8(T)$ 、 $M=4$ でのそれを $S_4(T)$ とすると、(3-1)式から

$$\log [S_8(T)/S_4(T)] = a(T) \cdot (8-4) \quad \dots (3-2)$$

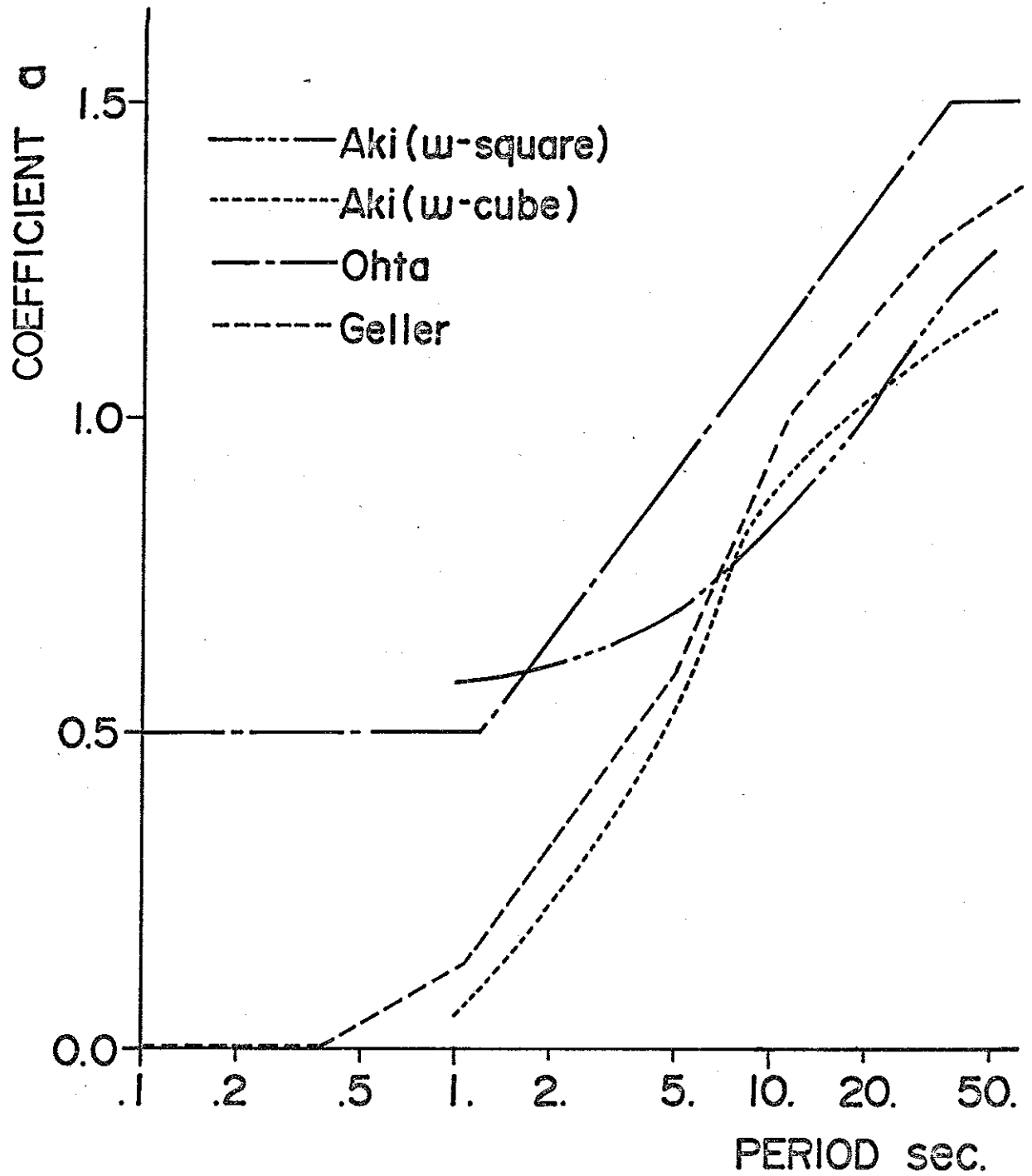
となり、Scale Model から等価的な $a(T)$ の値が求まる。この様にして、Aki⁽¹⁻³²⁾、太田ら⁽¹⁻³³⁾、Geller⁽³⁻²⁾ による Scale Model から得られた等価的な $a(T)$ の値を Fig. 3-2 に示す。それぞれの Scale Model から得られた $a(T)$ の値にはかなりの相違がみられるが、周期 1 秒より短周期では $a(T)$ は $0 \sim 0.5$ の値をとり、長周期では 1.5 の値に収束し、全般的に周期の増大と共に $a(T)$ が増大する傾向がみられる。そこで $a(T)$ を次式の型で関数化した。

$$a(T) = a_1 + a_2 \cdot \log T \quad \dots (3-3)$$

係数 $b(T)$ は距離減衰を示す係数である。一般に、粘弾性体を伝播する波動の振幅 $A(x, \omega)$ は次式で表わせる。

$$A(x, \omega) = A(0, \omega) \cdot x^{-n} \cdot e^{-\alpha x} \quad \dots (3-4)$$

ただし、 x は距離、 ω は波の周波数を表わす。 n は波の拡散による減衰を表わし、半無限弾性体においては実体波では 1 、表面波では 0.5 の値をとる。 α は地層の粘性による減衰を表わし、周波数に比例する値をもつ。したがって、 $b(T)$ の値は 0.5 を下回らず、周期が短くなるほど大きくなるはずである。そこで $b(T)$ を次式の型で関数



EQUIVALENT α VALUE DERIVED FROM SCALE MODEL

Fig.3-2

化した。

$$b(T) = 0.5 + b_1 T^{-b_2} \quad \dots\dots (3-5)$$

$c(T)$ は補正項であり、関数化に対して説明できる理論的背景に乏しく、無理に関数化する事による誤差の増大を恐れ、関数化を行わず、周期ごとに求める事にした。

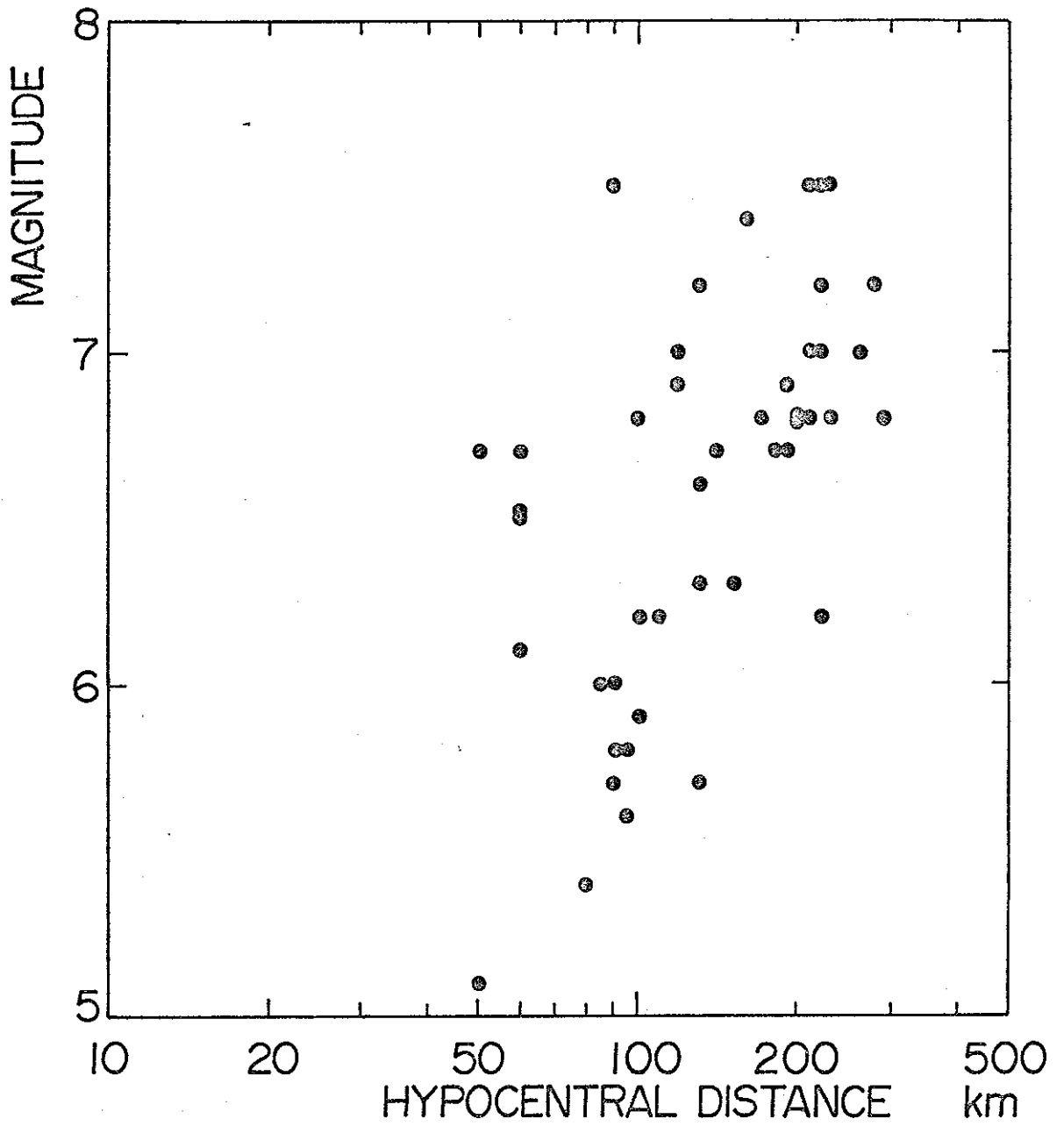
実験式を求める際に用いた地震記録はTable 3-1に示す45組のものである。これらの記録に対応する地震規模と震源距離との関係をFig. 3-3に示す。地震規模の大きな地震は震源域が大きく、震源を点としてとらえ難く、震源距離の決定が一意的でなくなる事から地震規模が7.5以下の地震の記録を採用した。これら45組の強震記録の2次元速度応答スペクトル($h=0.05$)を計算し、これを前章で得られた地盤の増幅率で除して、周期0.1秒から5秒までの地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルを求め、これらをデータとして実験式を作製した。ただし、地震規模の小さい地震の記録は一般的にや、長周期で振幅が小さく、数値化の際の誤差が無視できず、長い周期での応答量の信頼度が低い事より、太田らの折点周期に関する実験式⁽¹⁻³³⁾から各地震ごとに折点周期を求め、それより長い周期の応答量は実験式を作製する際に用いなかった。

この様にして求めた(3-1)式の係数 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ の周期による変化をFig. 3-4に示す。係数 $a(T)$ 、 $b(T)$ に関して以下に示す関係が得られた。

$$a(T) = 0.474 + 0.177 \log T \quad \dots\dots (3-6)$$

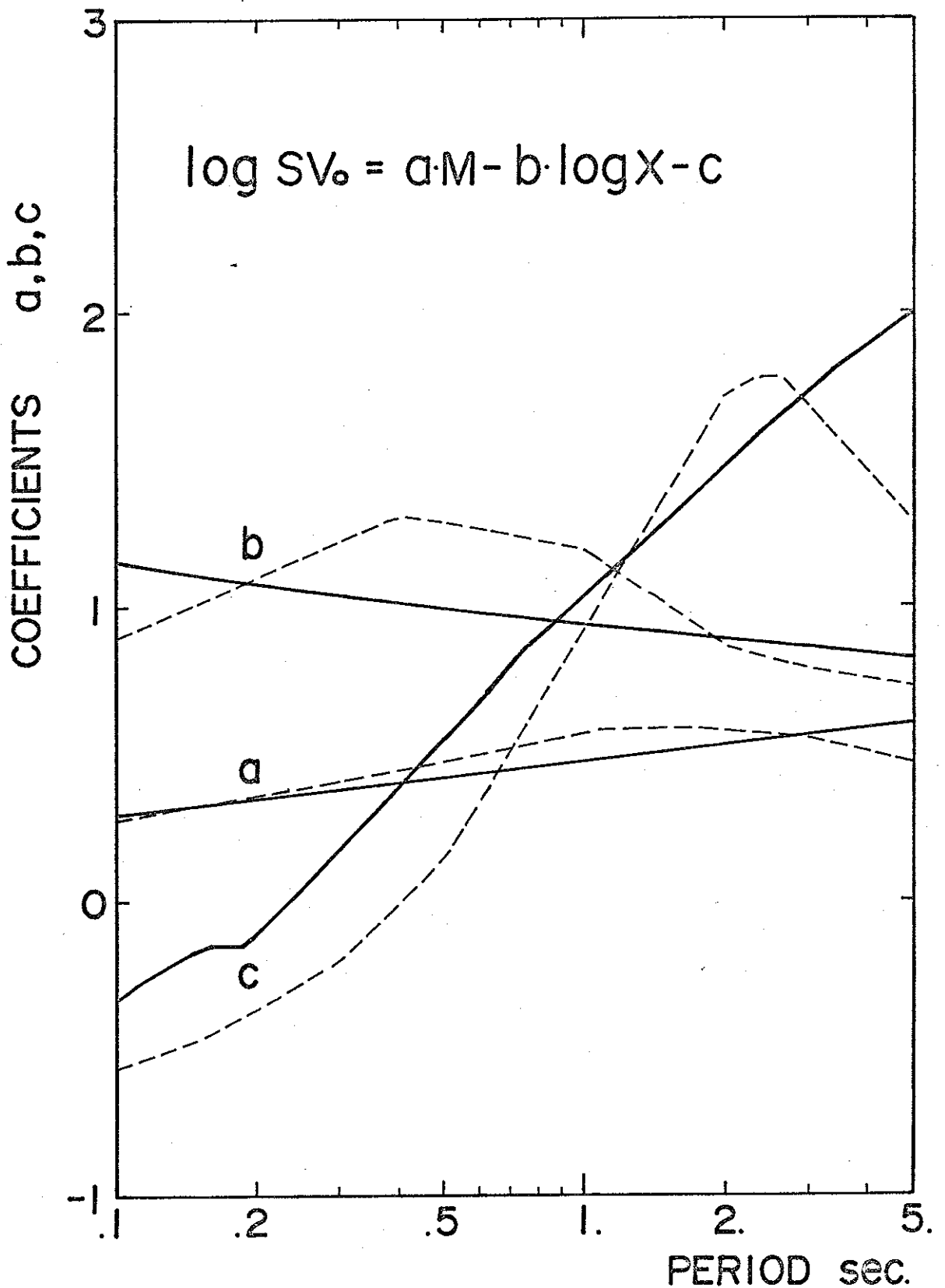
Table 3-1

SMAC Station			Kushiro JMA	Kushiro H	Hiroo	Muroran	Aomori	Hachinohe	Miyako	Tohkai	Hososhima
Date	M		Distance x km								
Nov. 15	1961	6.9	120								
Feb. 21	1962	6.2	110								
April 23	1962	7.0	120								
July 18	1962	5.9	100								
Feb. 5	1964	6.0								80	
June 23	1964	6.9	190								
Nov. 14	1964	5.1								50	
Sep. 18	1965	6.7								90	
Oct. 26	1965	6.8	200	200	290						
Sep. 19	1967	6.2			220						
Nov. 4	1967	6.5	60								
Nov. 19	1967	6.0								70	
April 1	1968	7.5									80
May 16	1968	7.5				230	220		210		
June 12	1968	7.2					280	220	130		
June 13	1968	5.7							130		
Aug. 6	1968	6.6									130
Aug. 7	1968	5.8		90							
Sep. 21	1968	6.8			100	170	230	210			
Oct. 8	1968	6.2			100						
April 21	1969	6.5									60
June 21	1969	5.6						90			
Jan. 21	1970	6.7		140	50	180					
April 1	1970	5.7							80		
July 26	1970A	6.7									60
July 26	1970B	6.1									60
Aug. 2	1971	7.0		220		260		210			
March 20	1972	6.3					130		150		
May 11	1972	5.8		90							
June 22	1972	5.4									80
June 17	1973	7.4		160							



RELATION BETWEEN EARTHQUAKE MAGNITUDE AND HYPOCENTRAL DISTANCE OF USED RECORDS

Fig.3-3



VARIATION OF THE COEFFICIENTS IN THE EXPERIMENTAL FORMULA OF VELOCITY RESPONSE SPECTRA ON SEISMIC BEDROCK (BROKEN LINE: AFTER KOBAYASHI & NAGAHASHI)

Fig.3-4

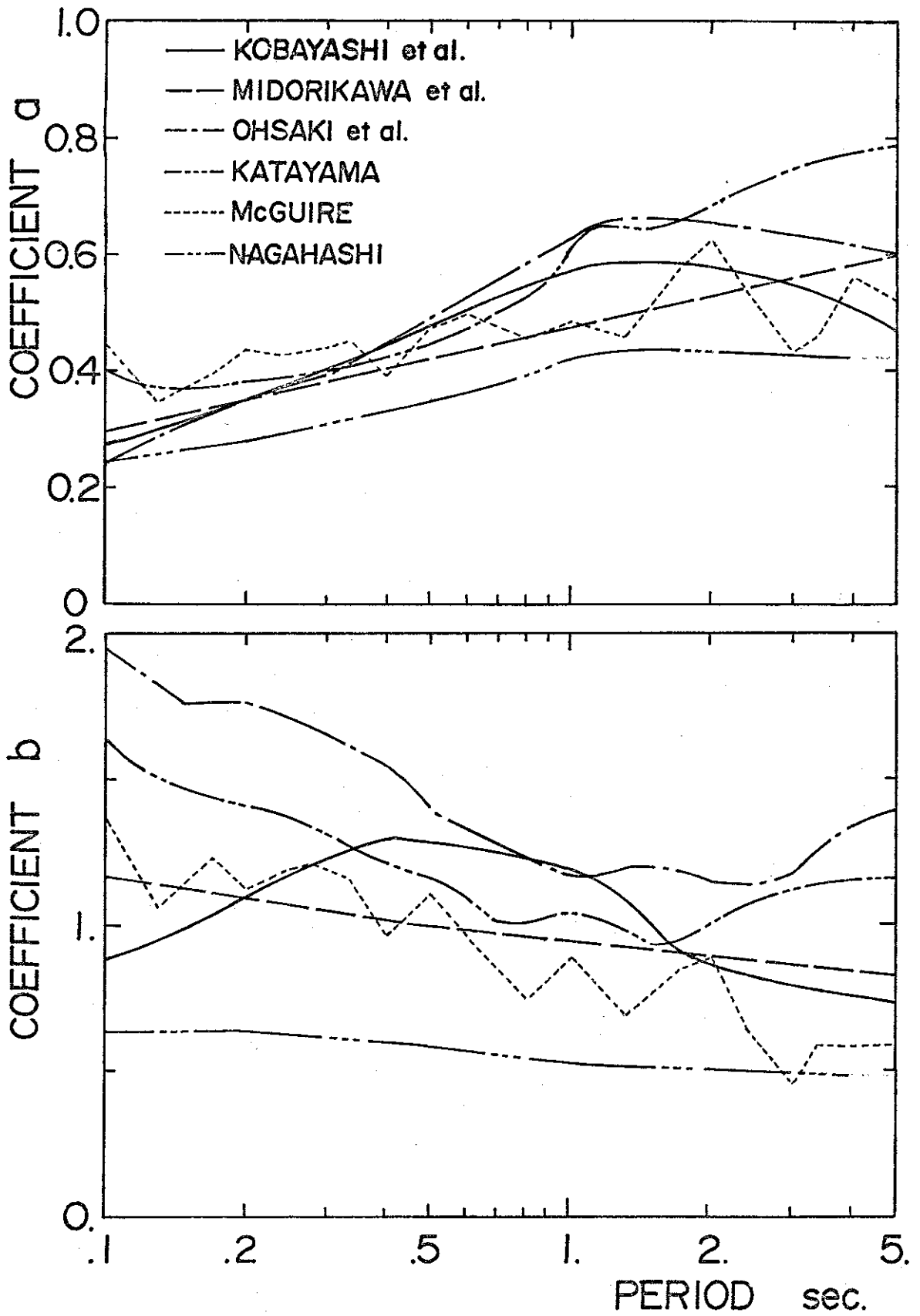
$$b(T) = 0.5 + 0.437 T^{-0.179} \quad \dots\dots (3-7)$$

(3-6)式の値はFig. 3-2に示したScale Modelからの値と矛盾しない。係数 $a(T)$, $b(T)$ を関数化しているため、係数 $C(T)$ も周期に対して比較的スムーズな変化をしている。この $C(T)$ の値を $\log T$ の2次曲線で近似すると以下に示す式が得られる。

$$C(T) = \left. \begin{array}{l} -0.676 - 1.90 \log T - 1.56 \log^2 T \quad (T \leq 0.17 \text{ sec}) \\ 1.022 + 1.51 \log T - 0.115 \log^2 T \quad (T > 0.17 \text{ sec.}) \end{array} \right\} \dots\dots (3-8)$$

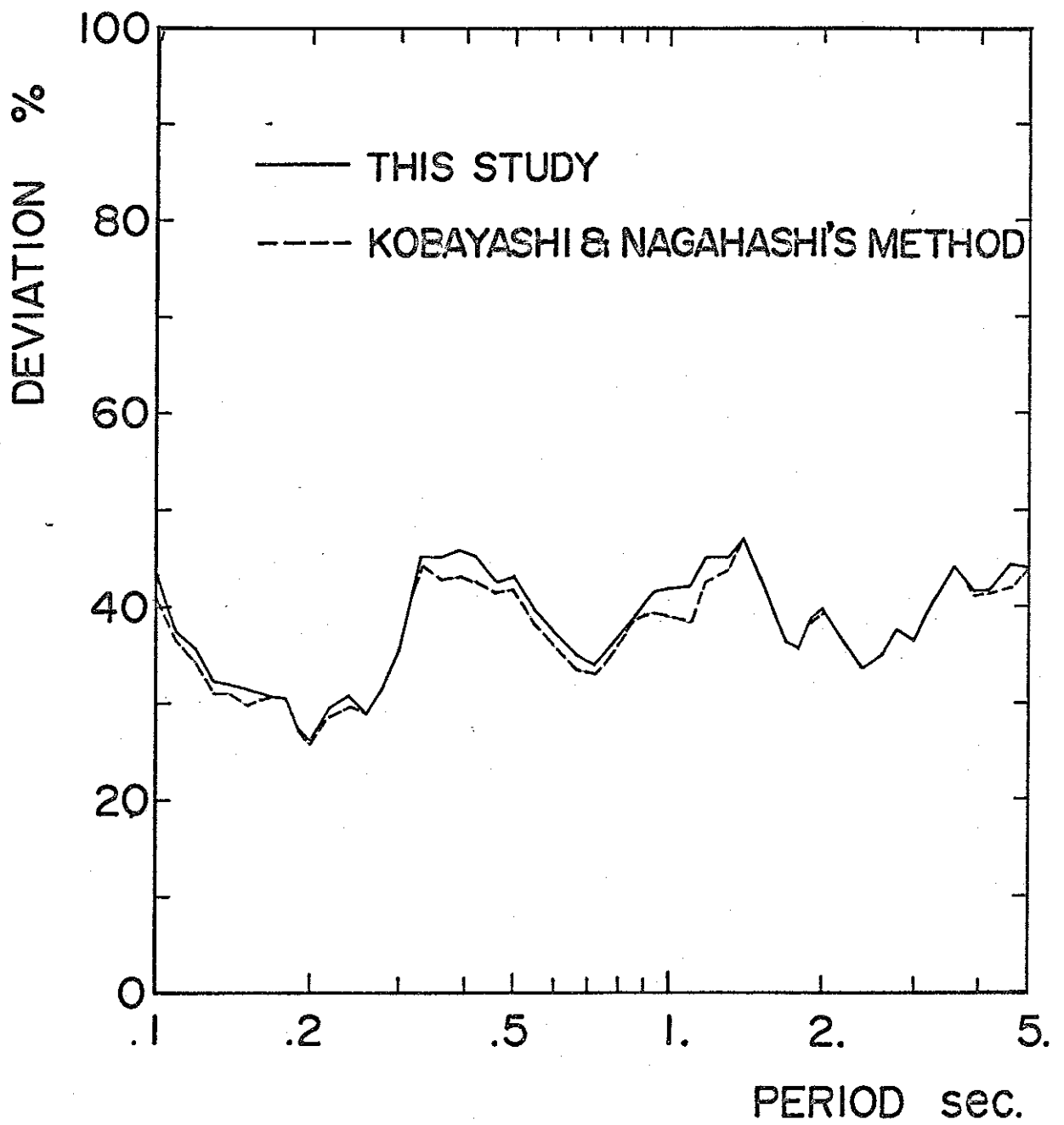
ここで得られた係数 $a(T)$, $b(T)$ を既往の実験式^{1-19)~1-23)}のそれらと比較するとFig. 3-5に示す如くとなる。図中の破線がここで得られた結果であり、他の研究の結果と調和的である。

実験式を求める際用いたデータに対する実験式の平均偏差率をFig. 3-6に示す。図の実線が係数 $a(T)$, $b(T)$ を関数化した場合の偏差率で、破線が周期ごとに求めた場合の偏差率である。前者は後者に比べて若干大きいけれどもほとんど差がなく、係数 $a(T)$, $b(T)$ を関数化した事による誤差の増大は無視できるものと考えられる。



COMPARISON OF COEFFICIENTS a , b

Fig.3-5



AVERAGED DEVIATION

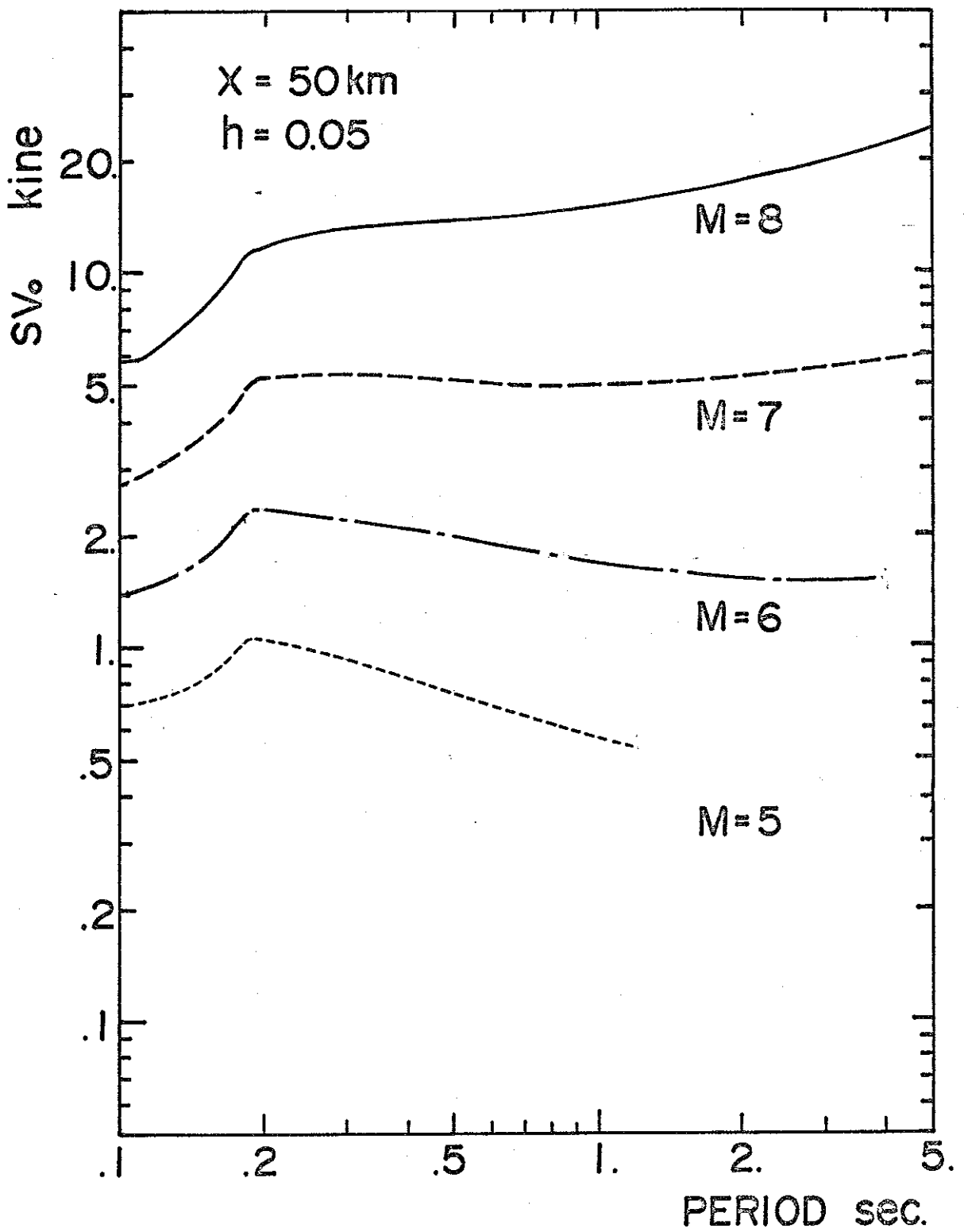
Fig.3-6

3.2 地震基盤から地盤への入射波の性質

本節では、前節で得られた実験式から求まる地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルから地震基盤から地盤への入射波の性質について考察した。

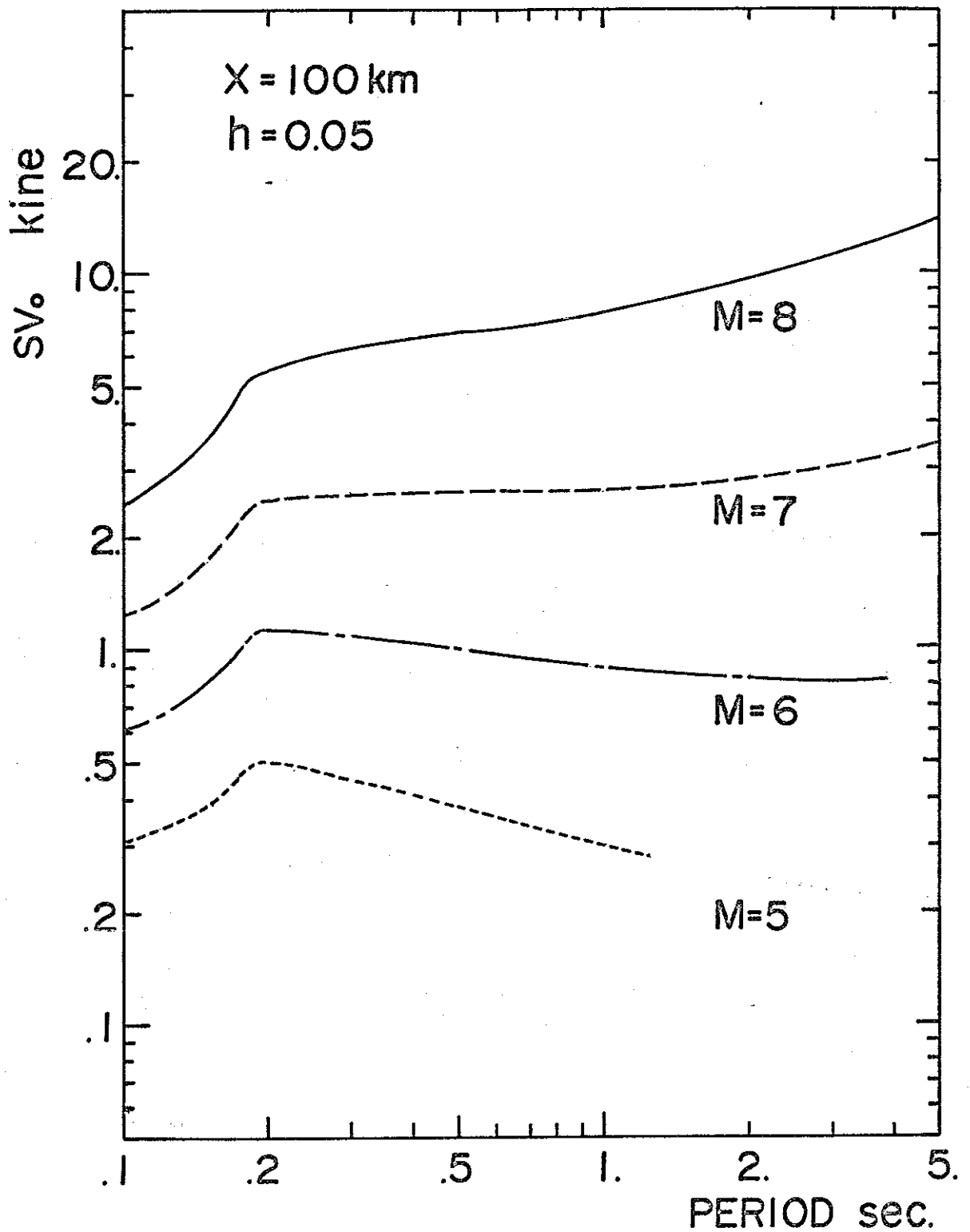
実験式から求まる地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルを震源距離 $x=50\text{km}$, 100km 及び 200km の場合につき、 $M=5\sim 8$ の各マグニチュードごとに Fig. 3-7~3-9 に示す。図から知れる様にこれらのスペクトルは地表の地震動のスペクトルに比べて平坦な型をしている。これらのスペクトルはいずれの場合も周期 0.1 秒から 0.2 秒にかけて周期の増大とともに速度応答量は増大する。周期 0.2 秒以上では、速度応答量は周期によらずおおむね一定の値をとるが、 $M=5\sim 6$ で周期の増大とともにやや減少し、 $M=7\sim 8$ でやや増大する。一般的な傾向として、地震規模が大きい程、また震源距離が大きい程、短周期成分に対するやや長周期成分の速度応答量の比は大きくなる。これらのスペクトルの速度応答量の絶対値について着目すると、例えば、震源距離 50km での周期 1 秒の速度応答量は、 $M=8$ で約 15kine 、 $M=7$ で約 5kine 、 $M=6$ で約 2kine と地表で観測された地震動に対する値に比べてはるかに小さい。

この入射波スペクトルは S 波速度 3km/sec 程度の地震基盤からの入射波に対する速度応答スペクトルと考えられるので、太田らの Scale Model によるスペクトル¹⁻³³⁾



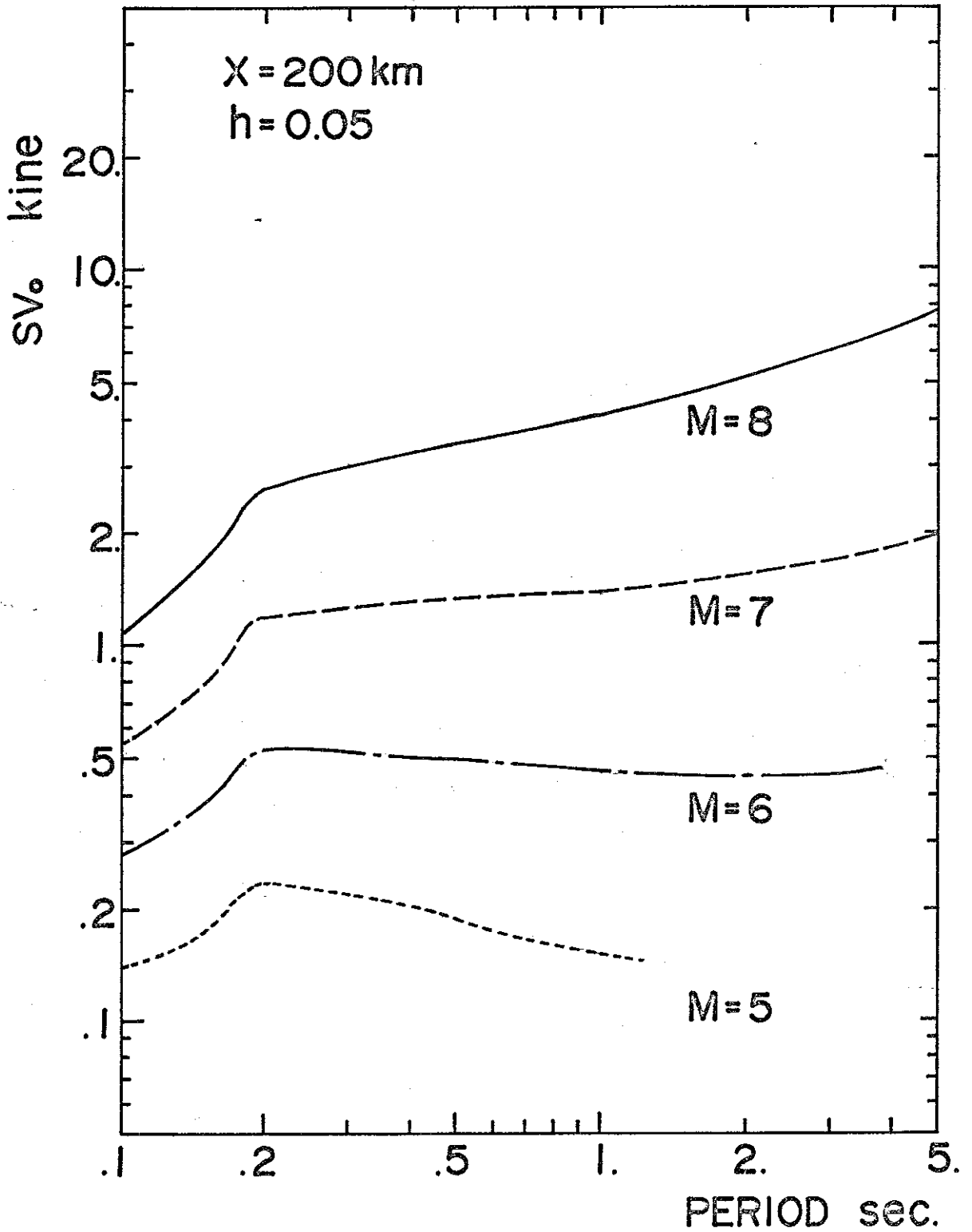
VELOCITY RESPONSE SPECTRA
ON SEISMIC BEDROCK

Fig.3-7



VELOCITY RESPONSE SPECTRA
ON SEISMIC BEDROCK

Fig.3-8



VELOCITY RESPONSE SPECTRA
ON SEISMIC BEDROCK

Fig.3-9

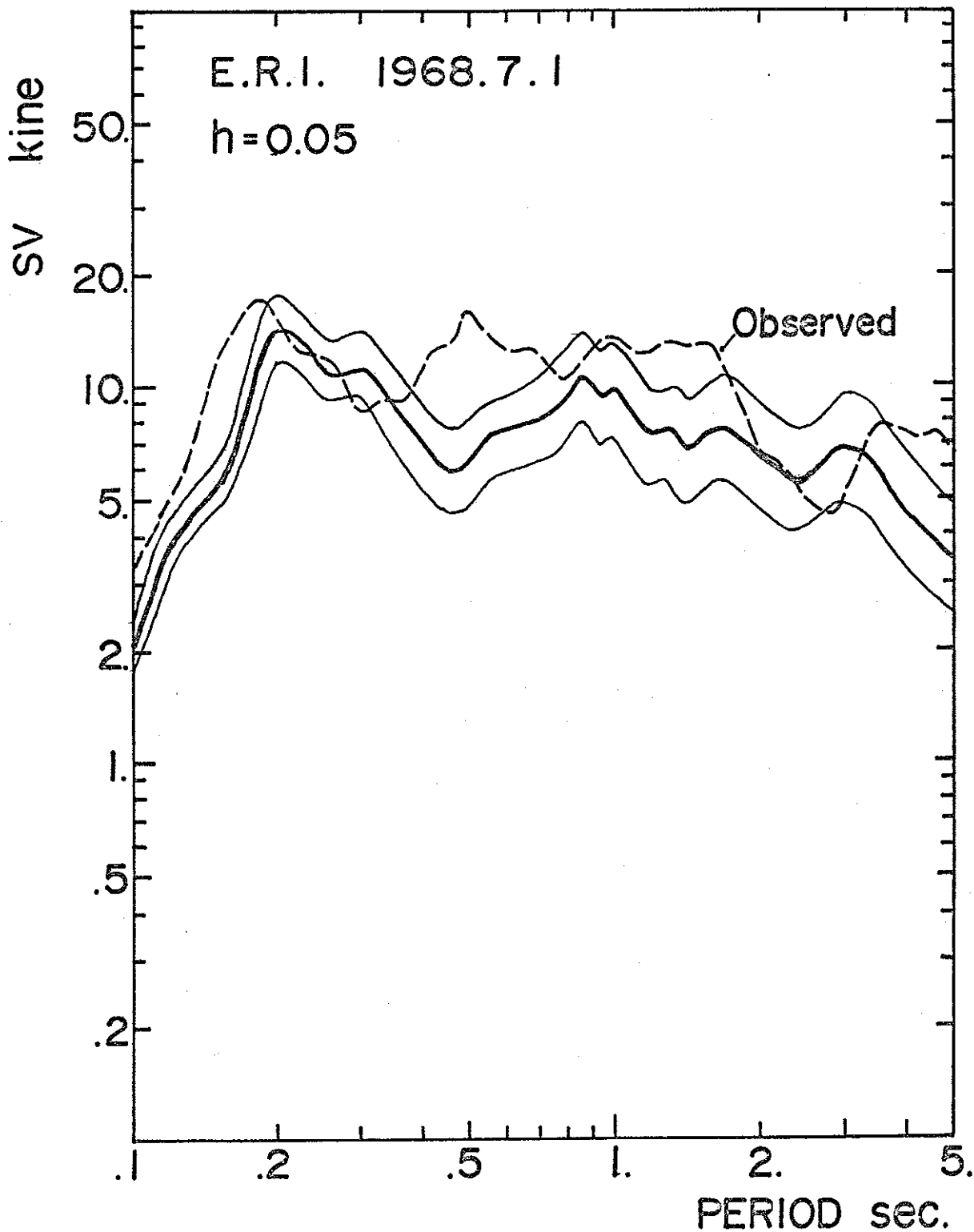
と同等の定義のものである。太田らによるスペクトルはフーリエ加速度スペクトルであるが、これは減衰定数 γ の速度応答スペクトルと近似的に等しいとみなせる。³⁻³⁾したがって、太田らによるスペクトルの値と本実験式から求まるスペクトルの値とは、ほぼ1対1に対応すべきものである。そこで、震源距離100 kmの場合について両者を比較した。(Fig. 3-1, 3-8 参照)

スペクトルの型状については、両者ともおおむね周期によらず一定であり、両者のスペクトル型状の差異はほとんど認められない。スペクトルの絶対値については、本実験式から求まるスペクトルの平均的な速度応答量の値を S_{vm} 、太田らによるスペクトルの折点周期より短い周期での値を FA_0 とすると、 $M=8$ では S_{vm} が約8 kineであるのに対して、 FA_0 が6.6 gal·sec.(\equiv kine)であり、 $M=7$ では S_{vm} が約2.5 kineで、 FA_0 が2.1 gal·sec., $M=6$ では S_{vm} が約0.9 kineで、 FA_0 が約0.7 gal·sec., $M=5$ では S_{vm} が約0.3 kineで、 FA_0 が約0.2 gal·sec.である。前者は後者よりも20~40%程度大きいが、両者の値はかなりよく一致している。したがって、本実験式から求まる入射波スペクトルの値は断層理論に基づくScale Modelからの結果と矛盾せず、本実験式から求まる地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルがS波速度で3 km/sec.程度の地殻の最上層を地震基盤とみなした場合の地震基盤からの入射波スペクトルに相当すると考える事の妥当性を示している。

3.3 地表の地震動の応答スペクトルの推定

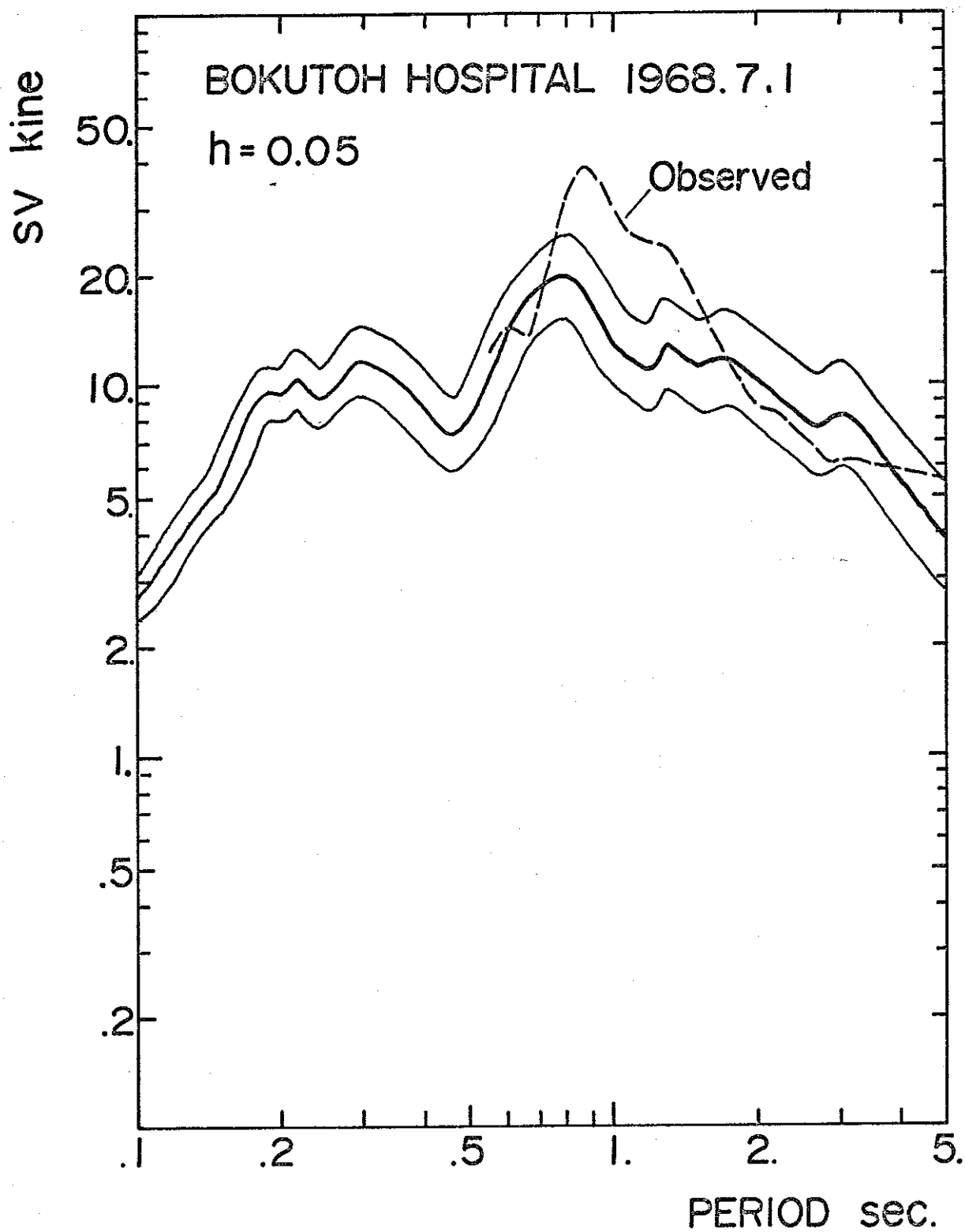
地表の地震動の応答スペクトルは地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと地盤の増幅率との積で示される事から、地盤の増幅率を知れば3.1で示した実験式を用いて地表の地震動の応答スペクトルの推定が可能である。本節では、深い地盤構造の知られている地点においてS_H波の増幅率を求め、これに実験式から求まる地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルを乗ずる事により地表の地震動の応答スペクトルを推定し、観測記録との比較を行った。

S波速度で3km/sec.程度の層までS波速度分布が知られている地点で、強震記録が得られている地点として東京・江東地区²⁻⁷⁾がある。とて、1968年7月1日の東松山地震の際の東京大学地震研究所、墨東病院、江東電話局での強震記録及び1972年2月29日のハズ島東方沖地震の際の東京大学地震研究所での強震記録の速度応答スペクトルと推定された速度応答スペクトルとの比較をFig. 3-10~3-13に示す。東松山地震は地震規模が6.1、東京までの震源距離が70kmであり、ハズ島東方沖地震は地震規模が7.0、東京までの震源距離が320kmである。これらの値と地盤構造に基づくS_H波の増幅率から推定した速度応答スペクトルが図の太い実線である。また、地震規模の精度が通常±1/4程度の誤差を含むものである事¹⁻⁵⁾から、この地震規模に1/4を加えたもの



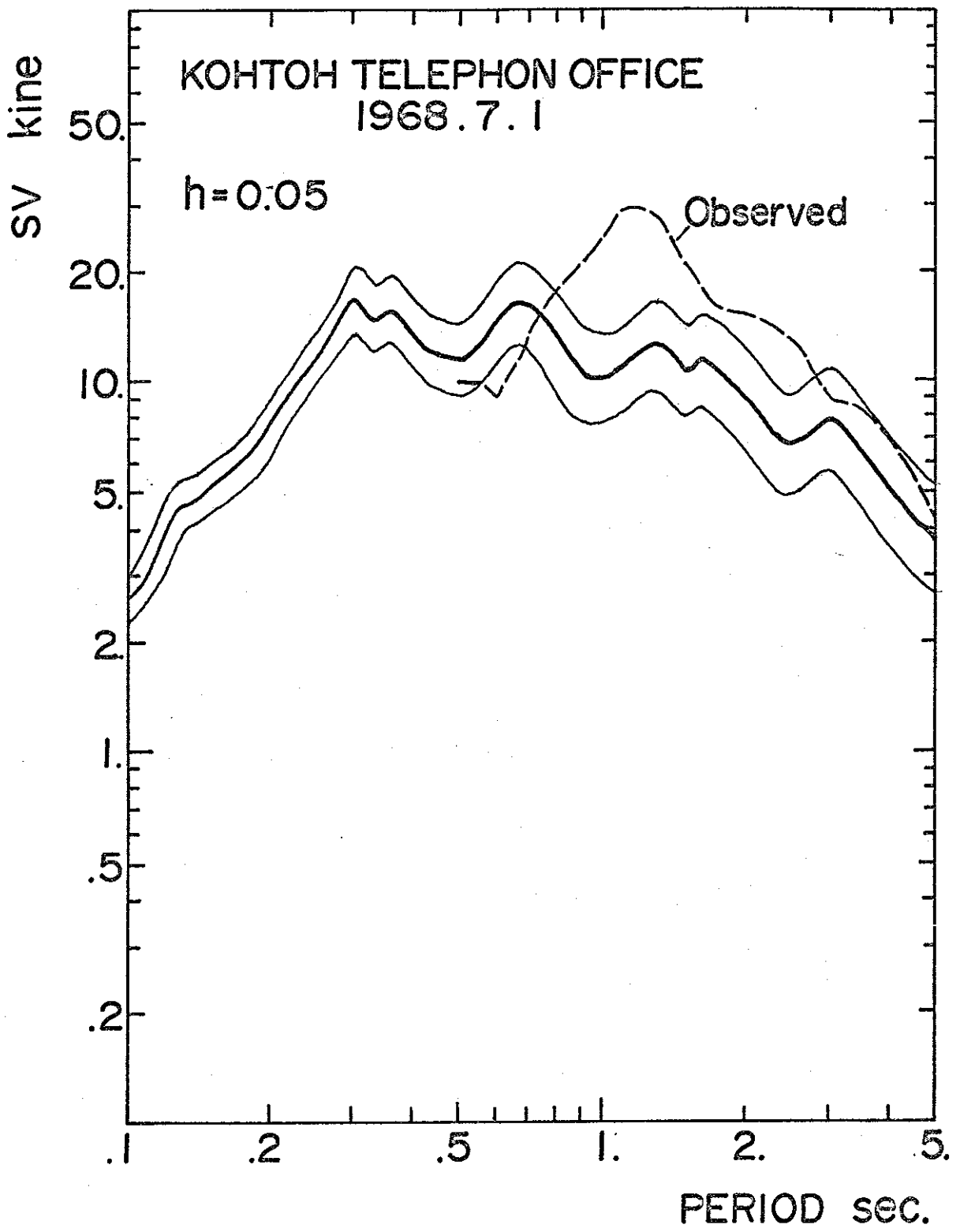
ESTIMATED RESPONSE SPECTRA

Fig.3-10



ESTIMATED RESPONSE SPECTRA

Fig.3-11



ESTIMATED RESPONSE SPECTRA

Fig.3-12

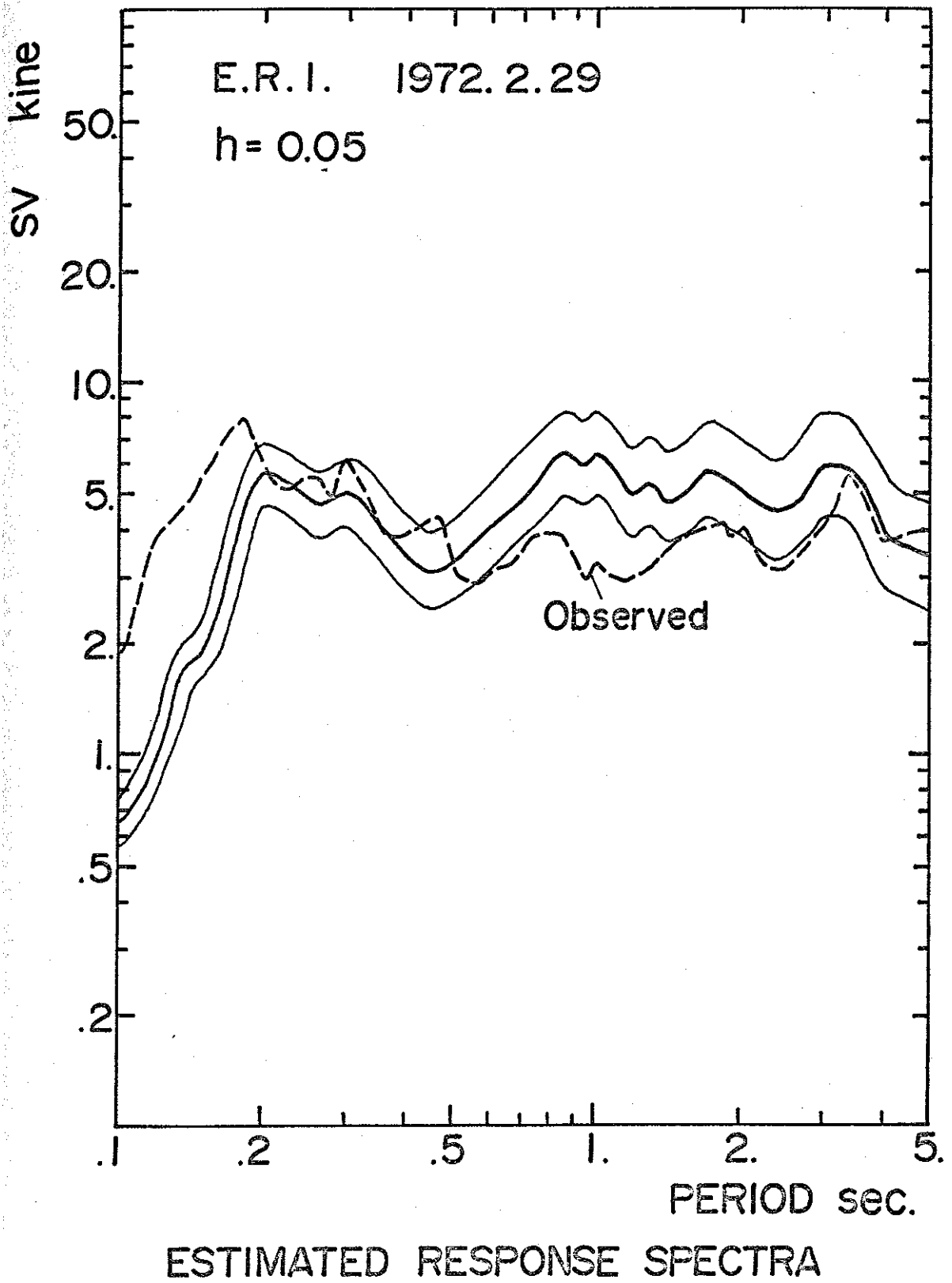


Fig.3-13

と引いたものに対して推定したスペクトルを図の細線で示す。破線が観測記録のスペクトルを示し、豊東病院、江東電話局での記録は建物の地下階で観測されたものなので、建物の影響がないと思われる建物の1次固有周期より長い周期範圍³⁻⁴⁾ についてのみスペクトルを示す。

東松山地震については、まず東京大学・地震研究所での観測スペクトルと推定スペクトルとを比較すると、周期0.5秒付近で前者がピークになっているのに対して後者が谷になっているが、それ以外の周期では両者のピーク周期及び速度応答量の値はかなり一致している。例えば、前者のピーク周期は0.2秒、0.5秒、1秒、1.5秒、3.5秒付近にみられるのに対して、後者のそれは0.2秒、0.9秒、1.7秒、3秒付近にみられる。同様に、豊東病院での記録の場合、両者のピーク周期はよく一致するが速度応答量の値は周期1~2秒で観測値の方がかなり大きい。江東電話局での記録の場合も速度応答量の値は周期1~2秒で観測値の方がかなり大きく、観測スペクトルと推定スペクトルの一致はそれ程よいものではない。これは、地震研究所での地盤構造がその地点直下のものであるのに対して、豊東病院、江東電話局での地盤構造がそれぞれ1km程度離れた地点でのものである事に由来すると考えられる。ハチ島東方沖地震の際の地震研究所での記録の場合については、観測スペクトルと推定スペクトルとの一致はかなりよいが、東松山地震の際とは逆に周期0.5秒から2秒で観測スペクトルが推定スペクトルを

若干下回っている。

これらの事より、本実験式から求まる地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルに、地震基盤をS波速度で3km/sec.程度の層にした場合のSH波の増幅率を乗ずる事により得られる応答スペクトルが地表の観測記録の応答スペクトルを比較的よい精度で説明するものと考えられる。しかし、この実験式は震源距離をパラメータとしており、震源を点とみなしている事及び実験式の作製の際に用いた地震記録が限られている事(Fig.3-3参照)等から、この実験式は比較的大きな震源距離において有効であり、震源域近傍では大きな誤差を伴うものと考えられる。したがって、震源域にまで実験式が適用できる様にさらに実験式の型式を見直す必要があるものと考えられる。

第 4 章

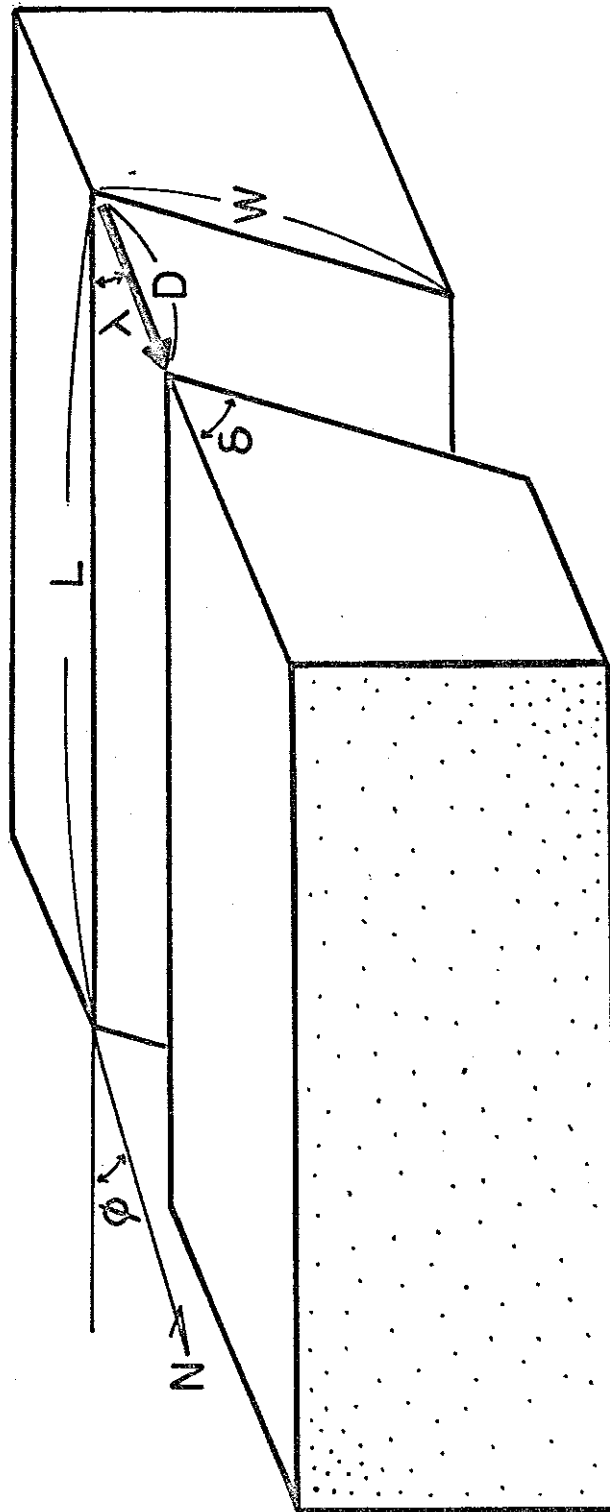
地震断層を考慮した地震基盤から 地盤への入射波の強さの推定

- 4.1 断層理論の概念と地震断層の大きさ
- 4.2 地震断層を考慮した地震基盤から地盤
への入射波の周期特性の計算手法
- 4.3 地震動の包絡関数と地震断層との関係
- 4.4 地震基盤から地盤への入射波の強さと
その距離減衰
- 4.5 震源域及びその近傍での入射波の最大
加速度分布

4.1 断層理論の概念と地震断層の大きさ

地震波動を発生させる直接の原因としては、地殻岩石中に何らかの原因で徐々に溜まった歪による応力が岩石の強度を越えたときに急激な破壊が生じて地震が発生するとする“弾性はねかえり説”が一般に受け入れられている。少なくとも、ほとんどの浅い地震は、地殻の中にくい違い、すなわち、断層が急激にできて起こるものと考えられている。このような地震波動発生モデルを地震の断層モデルという。⁴⁻¹⁾

この断層運動は一種の破壊現象であり、一般的にきわめて複雑な性質をもつが、破壊の微細な構造に立ち入らずに巨視的に考える事により断層運動の全体像を把握する事ができる。まず、断層とは、地球の内部にある面を考え、その面を境にして生ずるくい違いであると規定する。その面の面積を S 、面上での平均のくい違いの大きさを D とする。Fig. 4-1に簡略化した断層モデルを示す。この断層モデルを幾何学的に記述するには6つの量が必要である。すなわち、断層面の走行 ϕ 、断層面の傾斜角 θ 、すべりの方向と断層の走向方向とのなす角 α 、断層の長さ L 、断層の幅 W 、すべりの大きさ D である。すべりの角 α が 0° の場合を横ずれ断層、 90° の場合を縦ずれ断層と呼ぶ。これらの幾何学的な断層パラメーターの他に動的な断層パラメーターがある。すなわち、断層運動に伴う断層面上に働くせん断応力の変化量(応力降下)



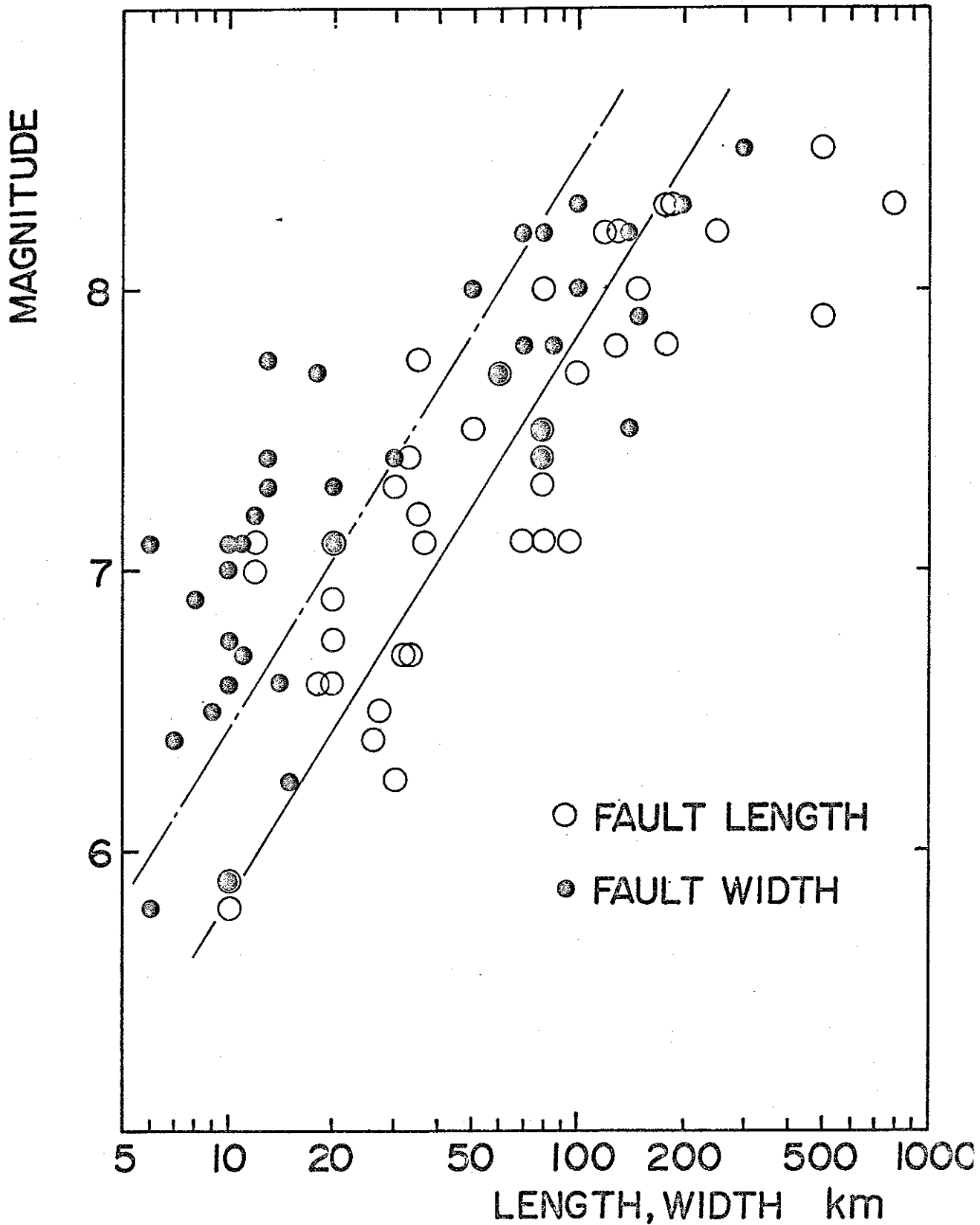
SIMPLE FAULT MODEL

Fig.4-1

△の、断層面のくい違いが発生してからDなる最終的なくい違いを生ずるまでの所要時間(立ち上り時間)で等である。また、断層面のくい違いは断層面上で同時に発生するのではなく、ある点で破壊が始まり、それが広がっていく。このような現象を移動震源という。その簡単な例として、破壊が断層面の中央から生じてある破壊伝播速度 V_R で両方向へ広がっていく2方向破壊伝播と断層面の一端から始まり一方へ広がっていく1方向破壊伝播とが考えられる。^{4-2), 4-3)}

これらの断層パラメーターは地震記象等の観測データを解析する事により得られ、現在までに比較的多くの地震に対して断層パラメーターが得られている。Gellerは現在までに得られている断層パラメーターをまとめ、各パラメーター相互の関係を示している。³⁻²⁾ これらの断層パラメーターのうち、断層面の大きさについては、余震域等の大きさとほぼ一致し、地震規模の増大と共に増大する事が知られている。Fig. 4-2に地震規模と断層面の長さ、幅との関係³⁻²⁾を示す。地震規模が8程度の地震では断層面の長さ、幅はそれぞれ100km, 50kmを越え、断層面の面積は1つの県のそれに匹敵する大きさを持つ。地震規模が7程度の地震でも断層面の長さは数十kmに及ぶ。したがって、震源を点とみなす事は困難であり、震源がある広がりをもったものであると理解する必要がある。

上述の断層モデルを用いて、各断層パラメーターを与



RELATION BETWEEN FAULT LENGTH,
 WIDTH AND MAGNITUDE
 (AFTER Geller)

Fig.4-2

える事により理論地震記象を計算する事ができる。¹⁻²⁷⁾ 計算された理論波形は観測された変位波形をほぼ満足するが、速度及び加速度波形を説明する事は困難である。これは、前述の断層モデルが実際の断層運動を巨視的にとらえ、短周期の波動を起しやすすい微細な断層運動を無視しているためと考えられる。一方、Haskellは横ずれ断層に対する理論計算から断層近傍での地震動の強さの分布が断層の型状に大きく支配されている事、また短周期の波動ほど移動震源の影響がみられる事を示している。¹⁻²⁷⁾ この結果は震央付近での震度分布^{1-25), 1-26)} から支持されており、短周期の波動に関しても、断層モデルによる計算結果が実際の現象をある程度定性的に説明できるものと考えられる。

したがって、震源域及びその近傍での地震動の強さを推定する際にこれら断層理論の概念を導入する事は不可欠であり、地震断層を考慮した半実験式的な計算手法を開発する必要があるものと考えられる。

4.2 地震断層を考慮した地震基盤から地盤への入射波の周期特性の計算手法

地震断層を考慮する際に断層パラメータとしては前節で示したように多数のものが考えられるが、地震動の強さを推定する際にこれらのパラメータのすべてを用いる事は工学的には複雑で、簡便なものとは言えない。ここでは、前節で述べた Haskell の計算結果¹⁻²⁷⁾を参考に、断層面の大きさ、形状に関するパラメータと移動震源に関するパラメータとを考慮し、他のパラメータは地震規模でおきかえられるものと考えた。本節では第3章で示した実験式をもとにして、さらに断層面の広がりとその破壊伝播の影響を考慮した地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルを求める計算手法を提案した。

第2章で示したように、本研究で対象とする周期0.1秒から1秒までの比較的短い周期領域では地震動は主として実体S波からなるものと考えられる。そこで、この短周期領域での地震動の地震基盤から地盤への入射波の時刻歴について以下の仮定をした。

1) Trifunacによれば、地震動の継続時間 d は破壊が生じてから終るまでに要する時間 d_{source} と観測点に最も速く伝播してくる波と最も遅く伝播してくる波の到達時刻の差 d_x の和で示される。⁴⁻⁴⁾ また地震動の時刻歴は

定常的でなく、初動が到達してから振幅を増し、主要動となり、以後振幅が減衰していく。したがって、単純に考えれば、入射波の包絡線 $E(t)$ は Fig. 4-3 (a) に示すような型で表わすことが出来るであろう。

2) 断層面での運動は同時に発生するのではなく、ある点から破壊が始まり、それが広がっていく。したがって、地震動は移動する小領域の震源からの寄与の総和として考えられ、入射波の包絡線は断層面の小領域からのインパルス $E'(t)$ の重ね合わせで表わせよう。小領域からのインパルス $E'(t)$ の形状は Fig. 4-3 (b) に示すような型で表現できるものと考えられる。すなわち、小領域において破壊が生じてから終るまでに要する時間 d'_{source} においてはインパルス $E'(t)$ は矩型であり、それ以後、最も遅く伝播してくる波が到達するまでの時間 d'_x ではインパルス $E'(t)$ は直線的に減衰するものと仮定した。

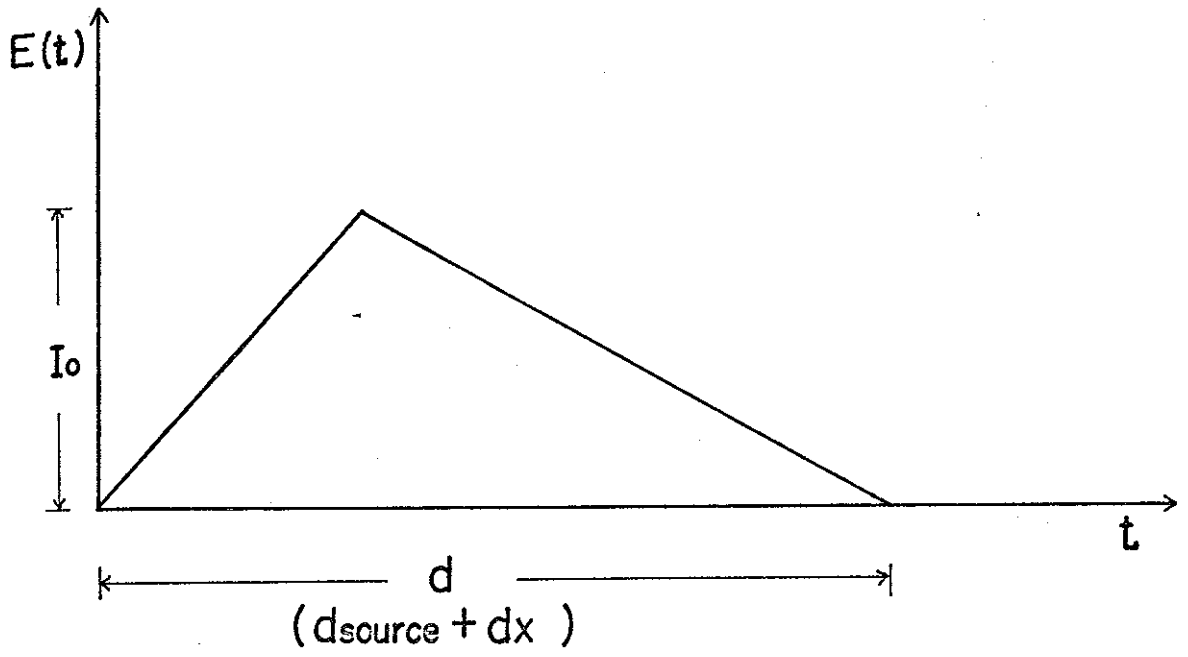
3) 1質点系の応答を1種の帯域フィルターとみなせば⁴⁻⁵⁾ 1質点系の応答包絡線はその減衰定数が比較的大きければ、入力の地震動の時刻歴と相似であると考えられる。

これらの仮定に従って、Fig. 4-4 に示すように断層面 S を n 個の小領域 ΔS_i に分割した。小領域 ΔS_i からのインパルスの特性は以下の式で表わす事ができる。

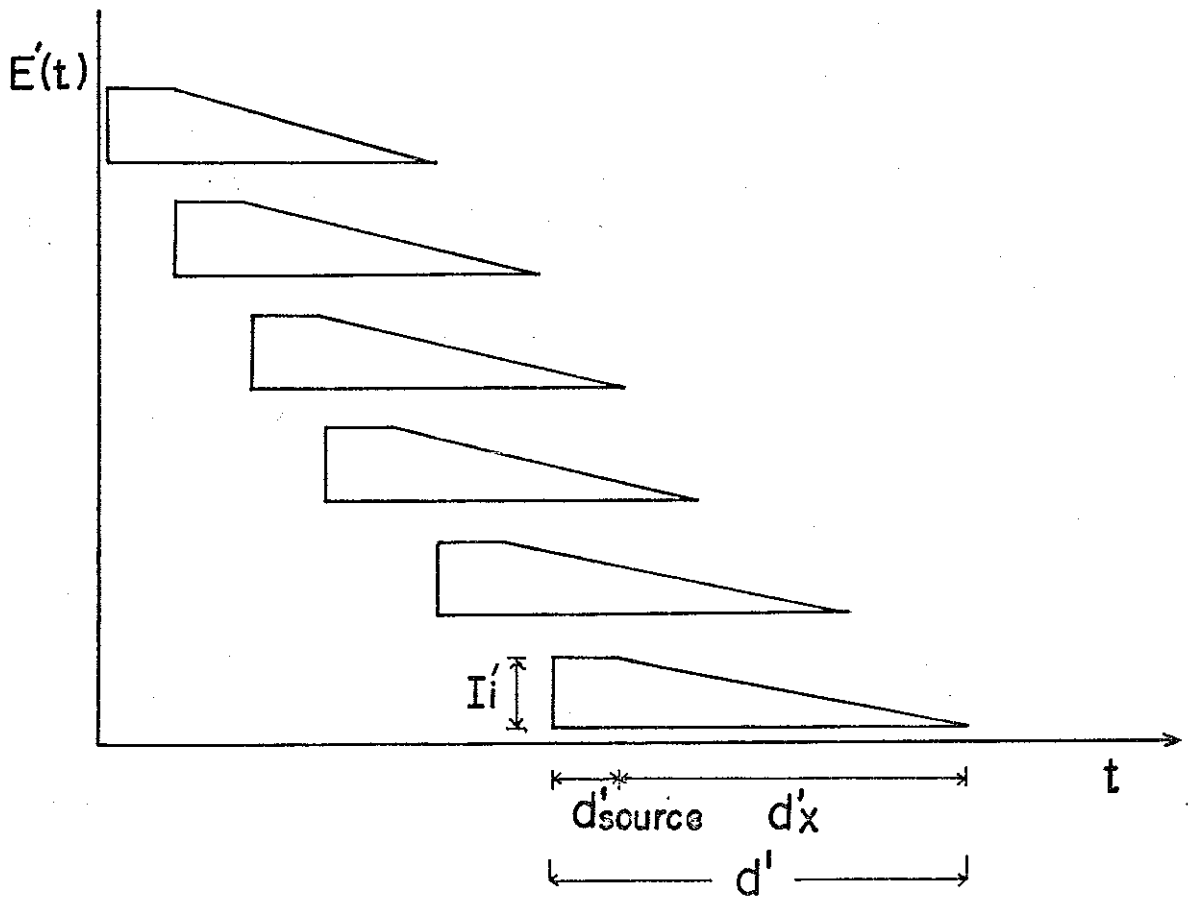
$$d'_{source} = \Delta L / V_R \quad [\text{sec.}] \quad \dots (4-1)$$

$$d'_x = C \times X_i \quad [\text{sec.}] \quad \dots (4-2)$$

$$I_i = \frac{d}{n \times (2d'_{source} + d'_x)} \times I_0 \quad \dots (4-3)$$



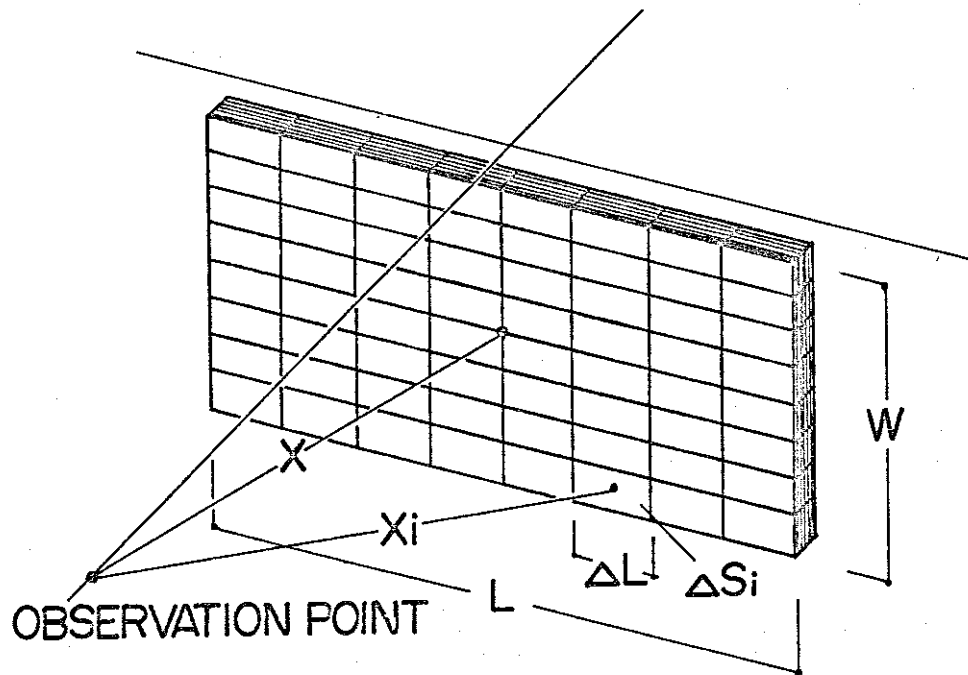
(a)



(b)

ENVELOPE OF INCIDENT WAVE

Fig.4-3



FAULT PLANE S

Fig.4-4

(4-3)式は入射波のエネルギーが分割数 n によらないために(4-4)式から得られる。

$$\int E(t) dt = \sum_{i=1}^n \int E_i(t) dt \quad \dots (4-4)$$

ここで ΔL [km]は小領域 ΔS_i の長さ、 V_R [km/sec.]は破壊伝播速度、 X_i [km]は観測点から小領域 ΔS_i までの距離、 I_i' はインパルスの強さである。(4-2)式の定数 C は以下の式で理解できる。

$$C = 1/V_{min} - 1/V_{max} \quad \dots (4-5)$$

ここで、 V_{min} は最も遅く伝播する波の速度、 V_{max} は最も速く伝播する波の速度である。震源から射出された地震波は地震基盤に直接到達するばかりでなく、反射・屈折して到達する事から、仮りに $V_{min} = 2 \text{ km/sec.}$ 、 $V_{max} = 4 \text{ km/sec.}$ とすると $C = 0.25$ が得られる。また、この値は経験的にTrifunacによれば0.15が、Esteveらによれば0.3がそれぞれ得られている。⁴⁻⁴⁾ ここでは、これらの値も参考にして $C = 0.24$ とした。

(4-3)式より I_i' を得るためには、 I_0 と d を決定する必要がある。 I_0 は前章で提案した地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルに関する実験式(3-1)式に地震規模 M と断層面の中心から観測点までの距離 X を代入して得られる値とした。 d については、まず d_{source} は以下の式であらわせる。

$$d_{source} = L/V_R \quad (\text{1方向破壊伝播の場合}) \quad \dots (4-6)$$

$$= 0.5L/V_R \quad (\text{2方向破壊伝播の場合}) \quad \dots (4-7)$$

(4-6)式と(4-7)式の平均から

$$d_{source} = 0.75 L / V_R \quad \dots (4-8)$$

が得られる。ここで L [km] は断層長さである。Fig. 4-2, 4-5に地震規模と断層長さ及び破壊伝播速度との関係³⁻²⁾をとれどれ示す。これらの図から以下の関係が得られる。

$$L = 0.012 \times 10^{0.5M} \text{ [km]} \quad \dots (4-9)$$

$$V_R = 0.7 \times 10^{0.08M} \text{ [km/sec.]} \quad \dots (4-10)$$

(4-9)式, (4-10)式を(4-8)式に代入して

$$d_{source} = 0.013 \times 10^{0.42M} \text{ [sec.]} \quad \dots (4-11)$$

が得られ、 d_x は以下の式で与えられる。

$$d_x = C \times X \text{ [sec.]} \quad \dots (4-12)$$

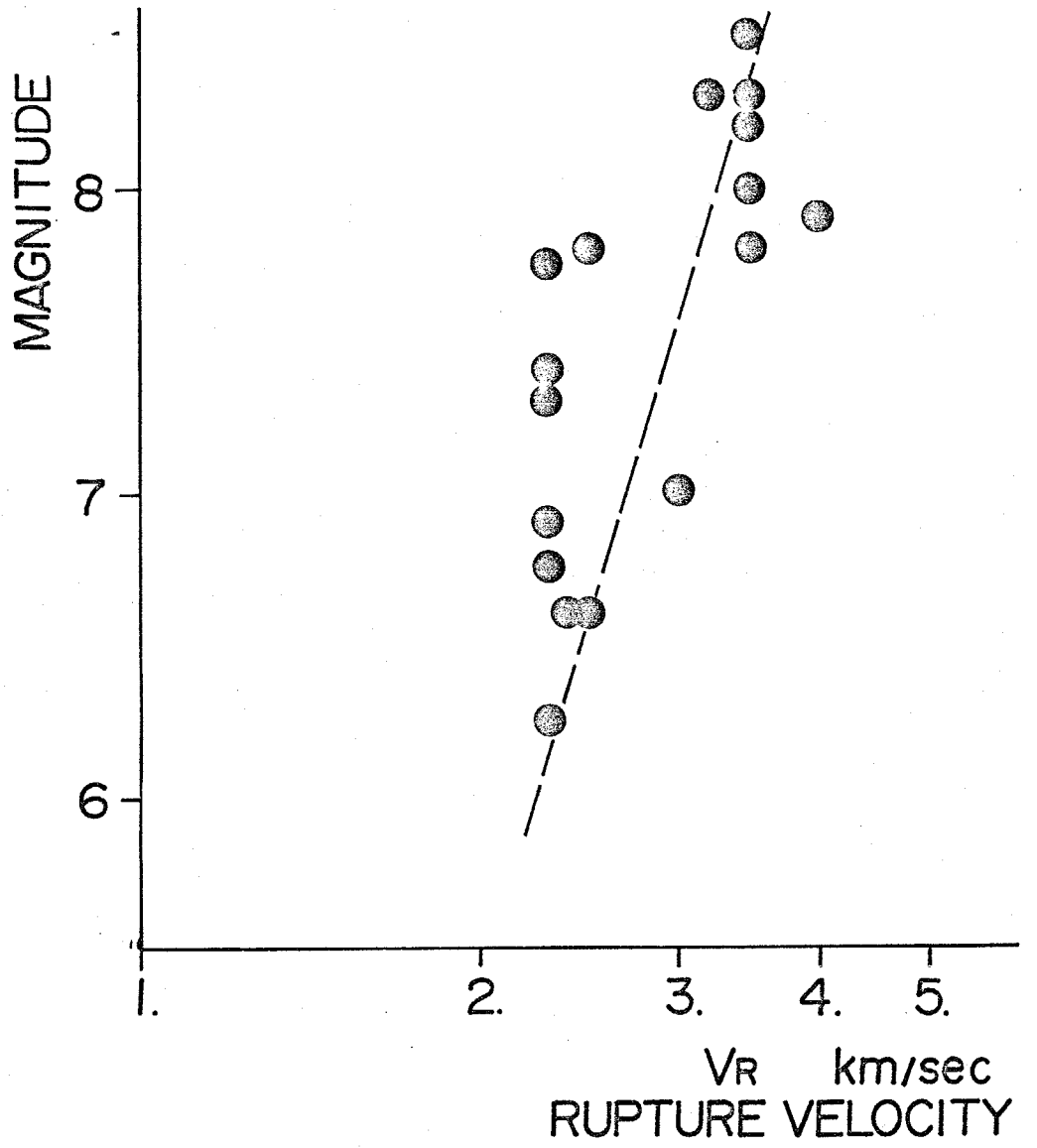
前述のように C は 0.24 をとる定数である。結局、継続時間 d は

$$d = 0.013 \times 10^{0.42M} + 0.24 X \text{ [sec.]} \quad \dots (4-13)$$

で与えられ、入射波の継続時間の半実験式が得られる。

なお、この半実験式は前述の仮定から考えて加速度レベルで適用できるものである。

以上に示した式を用いて、地震規模、断層面の型状と観測点との位置関係、断層面での破壊伝播型式及び破壊伝播速度、断層面から観測点までの波動の伝播速度を与える事により、1質点系の応答包絡線が計算できる。すなわち、(4-1), (4-2), (3-1), (4-13)式よりそれぞれ d_{source} , d_x , I_0 , d を求め、これらを(4-3)式に代入して I_i が得られ、それぞれの小領域からのインパルスの型状が決定される。また、断層面の型状、破壊伝播型式及び破壊伝播



RELATION BETWEEN MAGNITUDE AND RUPTURE VELOCITY

Fig.4-5

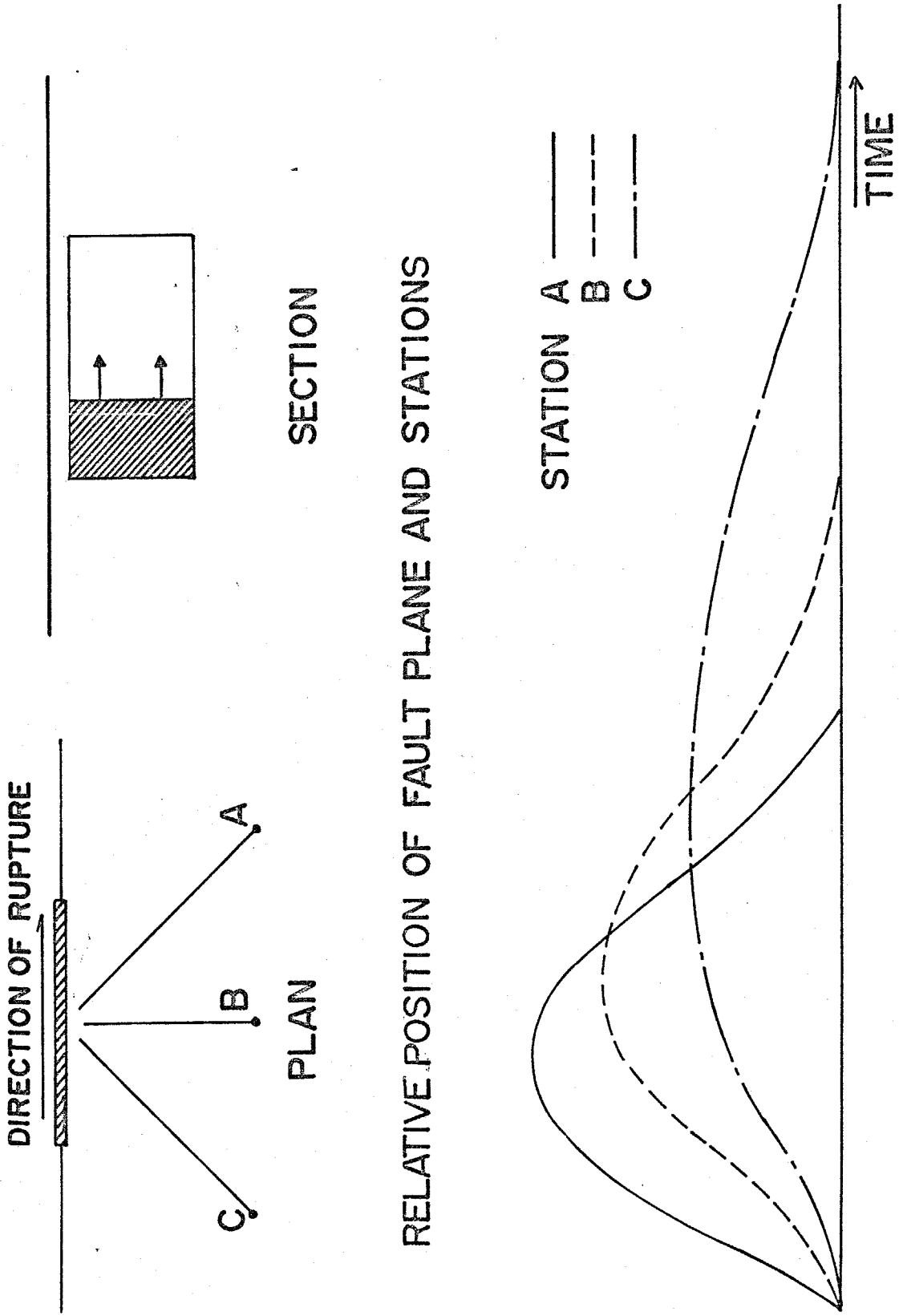
速度からそれぞれの小領域での発震時刻が相対的に定まり、断層面と観測点の位置関係及びインパルスの伝播速度からそれぞれの小領域からのインパルスの到達時刻が相対的に求まる。したがって、観測点に到達したインパルスをそれぞれ重ね合わせる事により1質点系の応答包絡線が得られる。このようにして0.1秒から5秒までの各周期に対してこの応答包絡線を計算し、各周期での包絡線の最大値から入射波速度応答スペクトルを求める事ができる。なお、分割数の影響を検討するために分割数が64, 144, 256の場合について計算したところ、分割数が64の場合については他の場合と結果が若干異なる場合がある事から、以下分割数を144ないし121として計算を行った。

4.3 地震動の包絡関数と地震断層との関係

本節では、前節で示した計算手法により地震基盤から地盤への入射波の包絡関数を計算し、それと地震断層との関係について検討を行った。

前節の計算手法により得られた入射波の包絡関数の1例をFig. 4-6に示す。ニニで仮定した断層面は図の上段に示すように地面に対して垂直で、断層面上の破壊は図の左側の一辺から始まり1方向へ伝播するものと仮定した。観測点Aは断層面に対して破壊が伝播する方向側に位置し、観測点Cはそれと反対側に位置する。観測点Aでの計算された入射波の包絡関数の型状は、その最大値は大きいが継続時間は短く、逆に観測点Cでのそれは、その最大値は小さいが継続時間は長い。断層面に対して真横に位置する観測点Bでの包絡関数は両者の中間的な型状を示しており、断層面上の破壊伝播の影響が認められる。

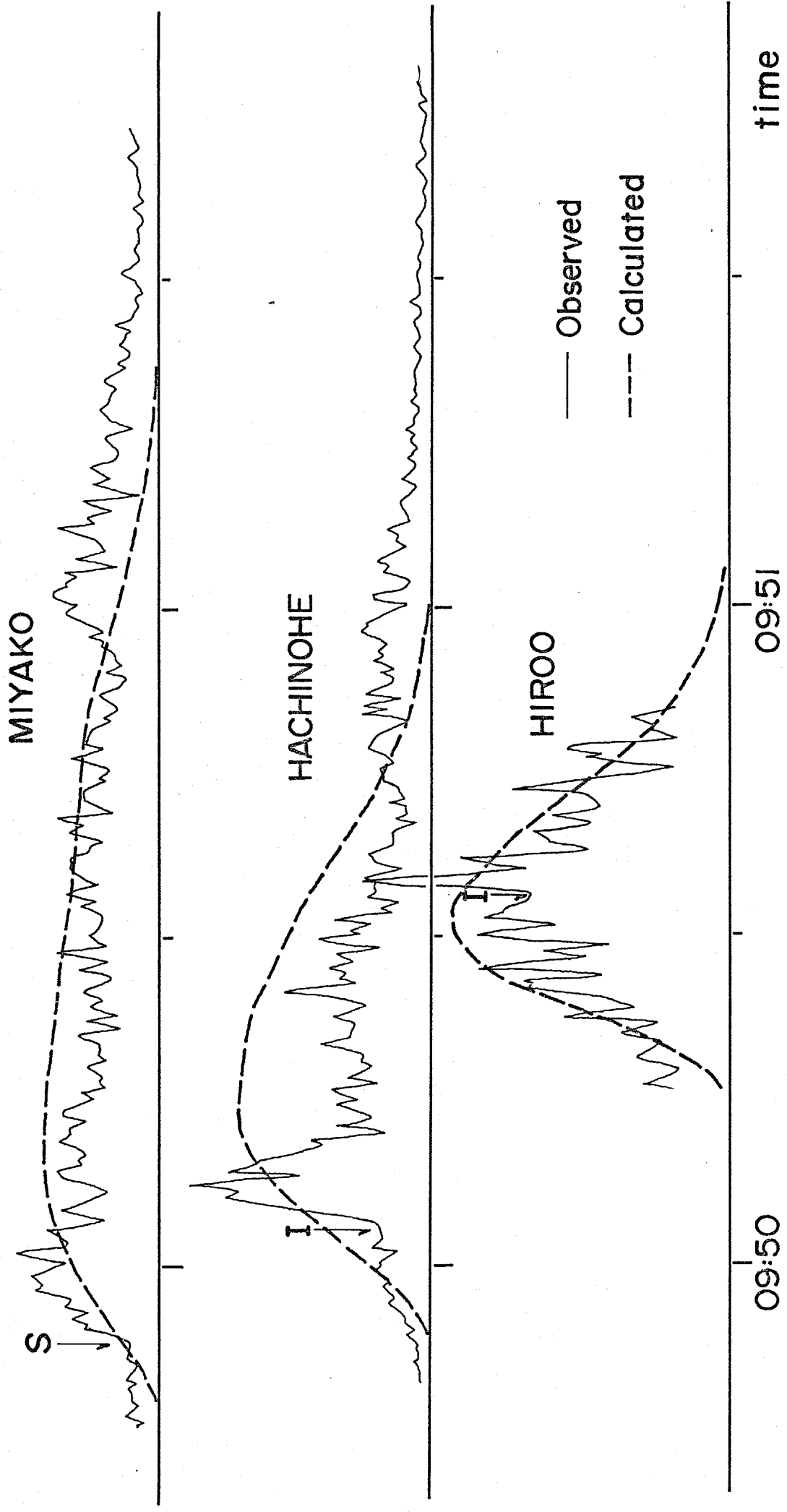
このような傾向は1968年十勝沖地震の際に各地で観測された強震記録にもみられる。Fig. 4-7, 4-8の実線は宮古、八戸、青森、室蘭、広尾、釧路港湾での強震記録の水平2成分の2乗和の平方根の時刻歴の包絡線を示す。観測された強震記録には絶対時刻が刻まれていないが、強震記録の包絡線の急増する時刻が長宗のI-phase⁴⁻⁶⁾(気象庁1倍強震計記録中に非常に大きな振幅を与える位相)の時刻に対応すると考え、各観測所でのI-phase



RELATIVE POSITION OF FAULT PLANE AND STATIONS

CALCULATED TIME HISTORY OF EARTHQUAKE GROUND MOTION

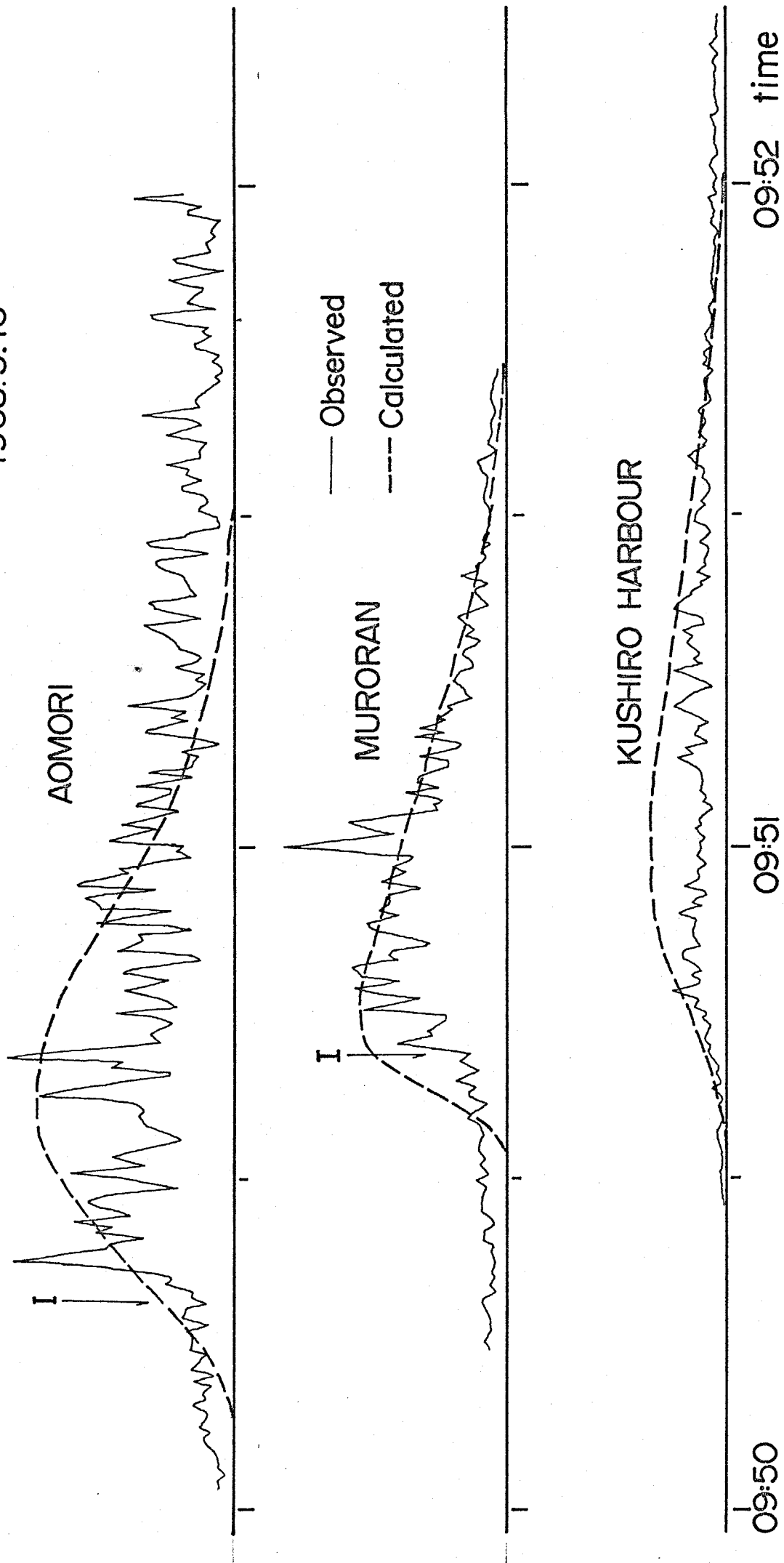
1968. 5. 16



ENVELOPE OF ACCELEROGRAM

Fig. 4-7

1968.5.16



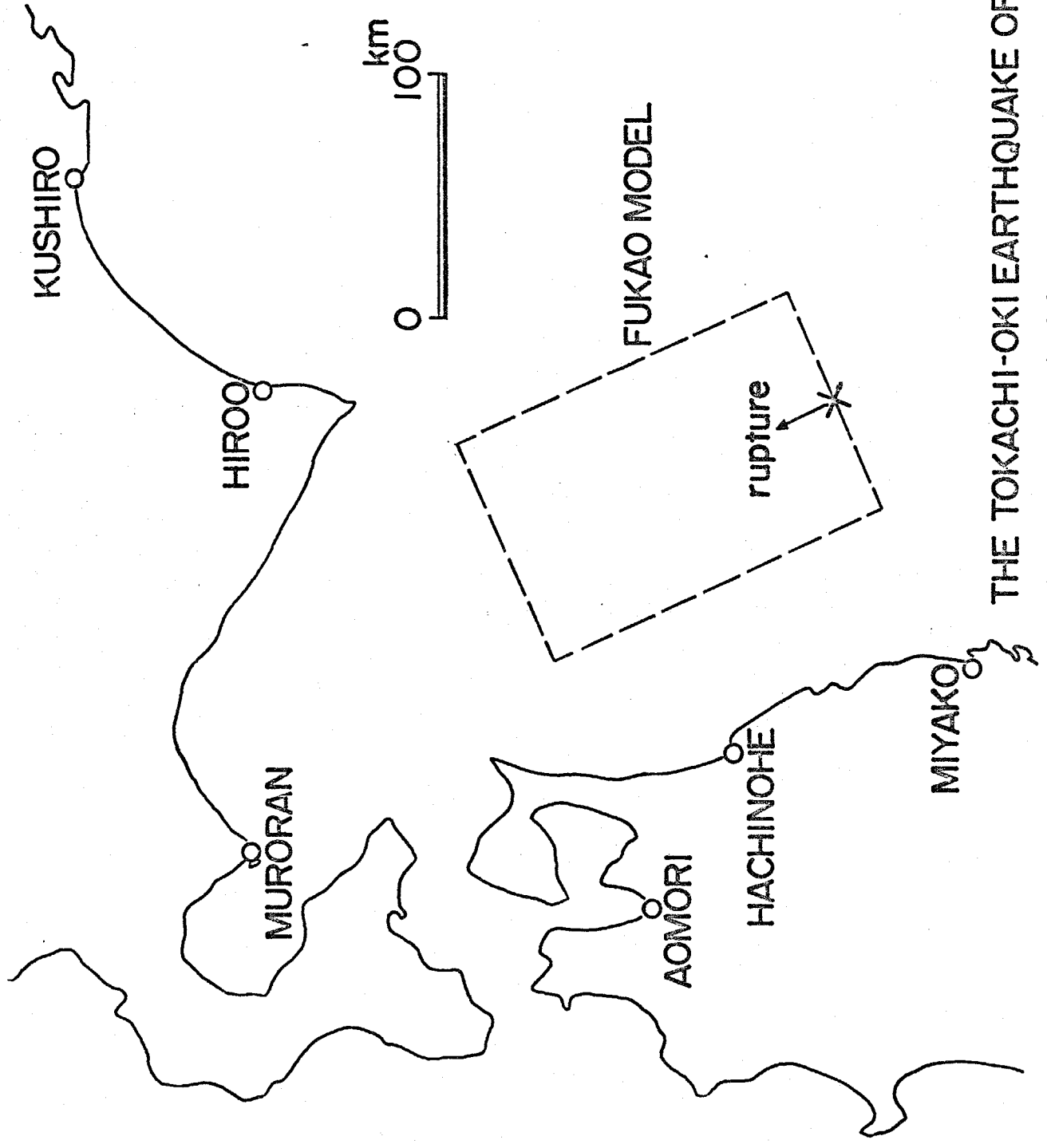
ENVELOPE OF ACCELEROGRAM

Fig.4-8

の絶対時刻から各強震記録の絶対時刻をあわせたと。ただし、宮古ではS波の位相から絶対時刻をあわせ、釧路ではI-phaseが認められていないので強震記録の絶対時刻は任意である。Fig. 4-7, 4-8の破線はFukaoらによる断層モデルと発震時⁴⁻⁷⁾を用いて計算した入射波の包絡関数を示す。Fig. 4-9に示すようにこの断層モデルは長さ150km、幅100kmの大きさを持ち、断層面上の破壊は断層面の南端から生じ、北々西の方向へ伝播したものとされている。⁴⁻⁷⁾断層面に対して破壊伝播方向側に位置する広尾、室蘭では継続時間が短く、それと逆方向側に位置する宮古では継続時間が長く、観測値と計算値の一致は非常によい。軟弱な地盤が深くまで存在する八戸²⁻⁸⁾、青森⁴⁻⁸⁾、釧路港湾²⁻¹⁰⁾においても地盤の増幅による影響(短周期表面波の励起等)を考慮すれば両者の一致はよいものと考えられる。

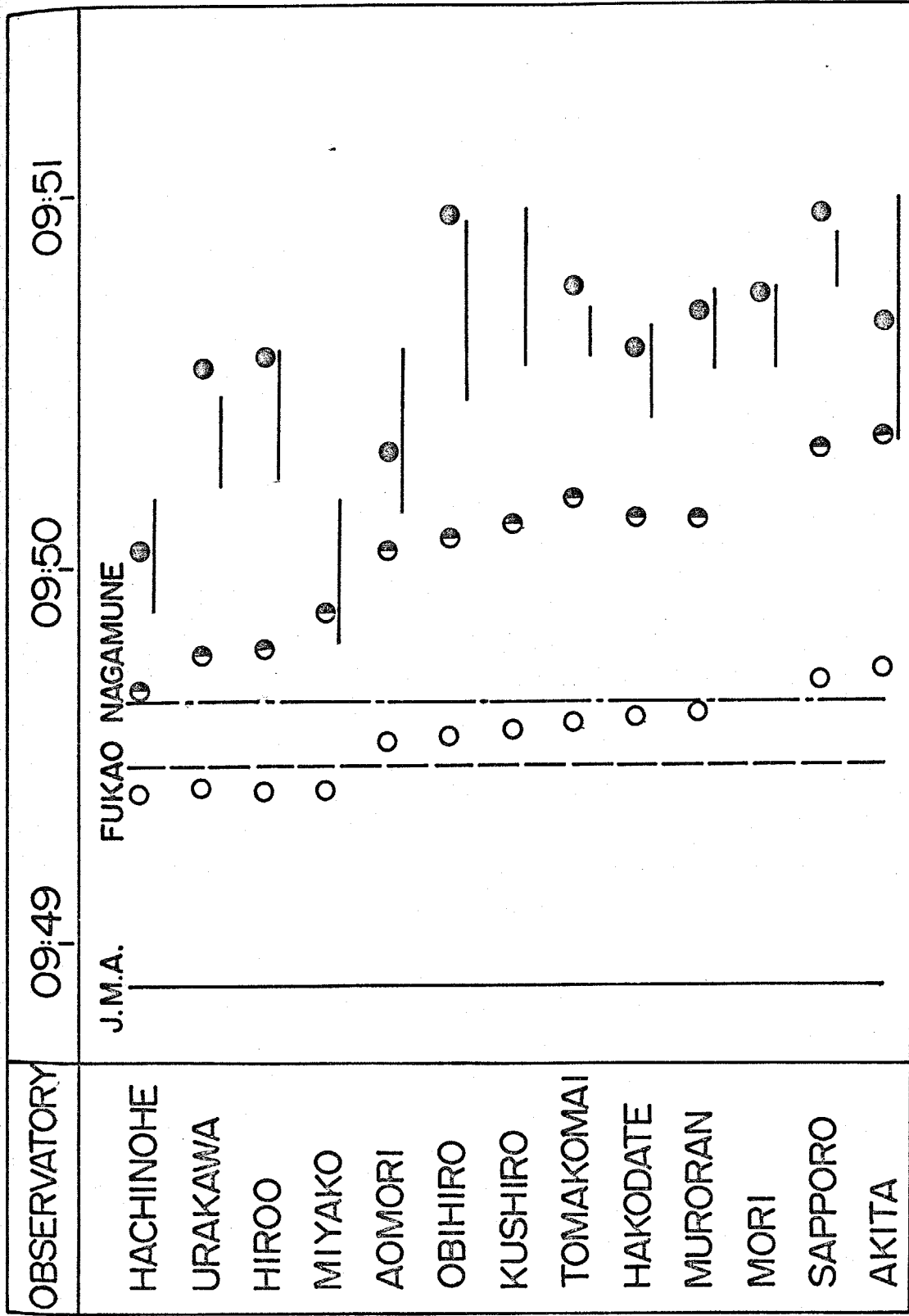
強震記録は得られていないが気象庁の観測からP波、S波の初動及びI-phaseの時刻の知られている観測点に対して同様の計算を行い、計算された包絡関数の始まりの時刻からその最大値の発生するまでの時刻とP波、S波の初動及びI-phaseの時刻⁴⁻⁶⁾とを比較すると、Fig. 4-10に示す如く各観測点における計算値はI-phaseの時刻とよく一致する。

したがって、断層面での破壊伝播が地震動に及ぼす影響を前節で示した方法により考慮する事ができるものと考えられる。



THE TOKACHI-OKI EARTHQUAKE OF 1968

Fig. 4-9



○ P ● S ● I — Calculated
 ARRIVAL TIME FOR P, S AND I WAVES

4.4 地震基盤から地盤への入射波の強さとその距離減衰

本節では、4.2で示した方法により地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルを計算し、この入射波の強さとその距離減衰について検討を行った。

小林らは5%減衰の応答スペクトルと地震動最大振幅との関係を以下の式で示している。⁴⁻⁹⁾

$$A_{\max} = 1.2 \times M.S.I. \quad \dots (4-14)$$

$$V_{\max} = 0.3 \times S.I. \quad \dots (4-15)$$

ここで A_{\max} 、 V_{\max} はそれぞれ最大加速度、速度を表わし、 $S.I.$ は減衰定数5%に対する Housner の Spectrum Intensity である。 $M.S.I.$ は次式で示されるような Modified Spectrum Intensity である。

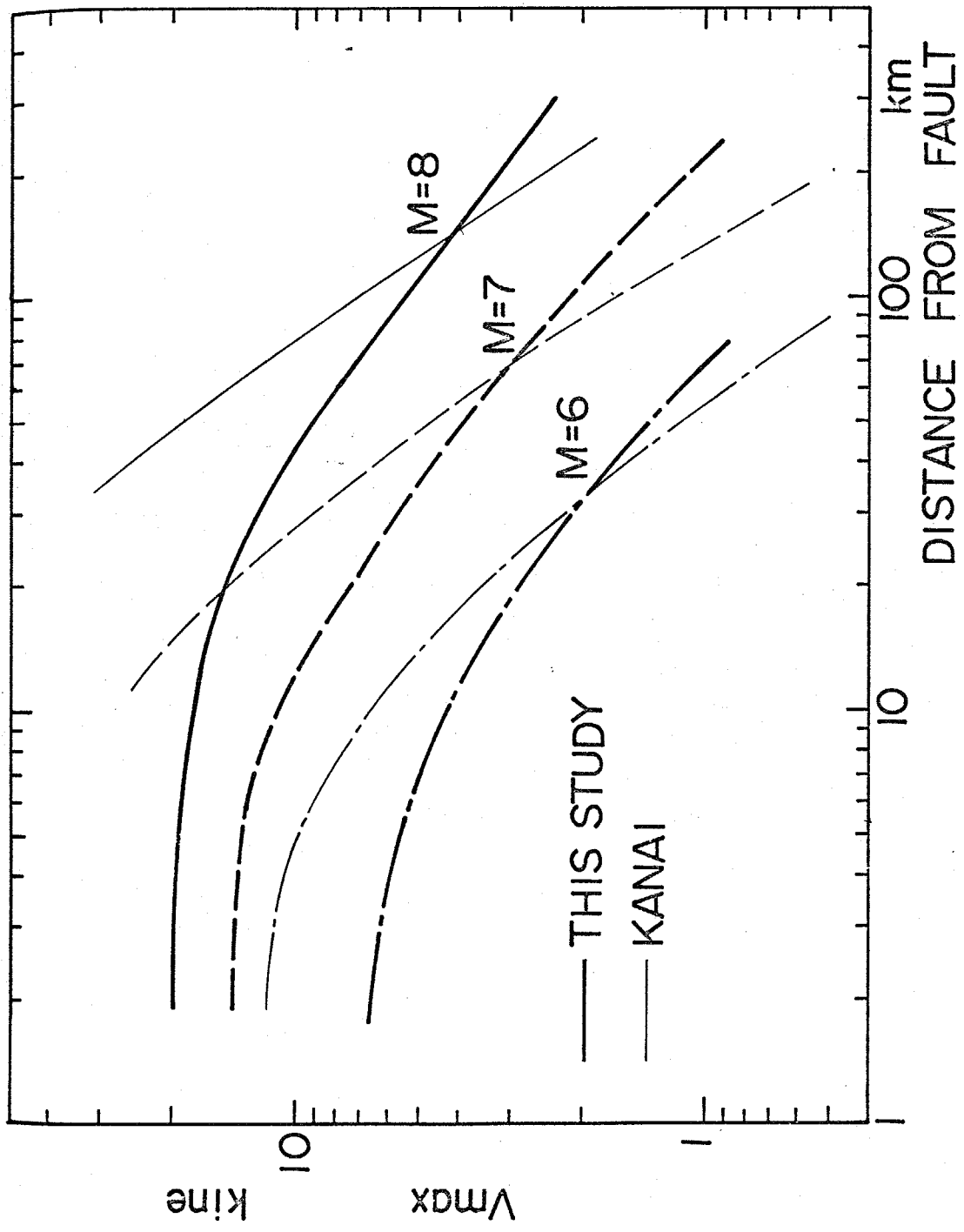
$$M.S.I. = \int_{0.1}^{0.5} S_A(T) dT \quad \dots (4-16)$$

ただし $S_A(T)$ は減衰定数5%の加速度応答スペクトルである。4.2で示した方法から入射波速度応答スペクトルを計算し、このスペクトルを(4-14)、(4-15)式を用いて最大加速度及び速度振幅に変換して、入射波の最大加速度及び速度振幅を求める事ができる。ここでは、平均的な内陸地震を想定し、それに対して入射波の最大加速度及び速度振幅の減衰曲線を計算した。計算の際用いた断層パラメータは、断層面の傾斜角が 90° 、1方向破壊伝播とし、 $M=8$ で断層の長さ100 km、幅50 km、破壊伝播速度3.5 km/sec.、 $M=7$ で断層の長さ30 km、幅12 km、破

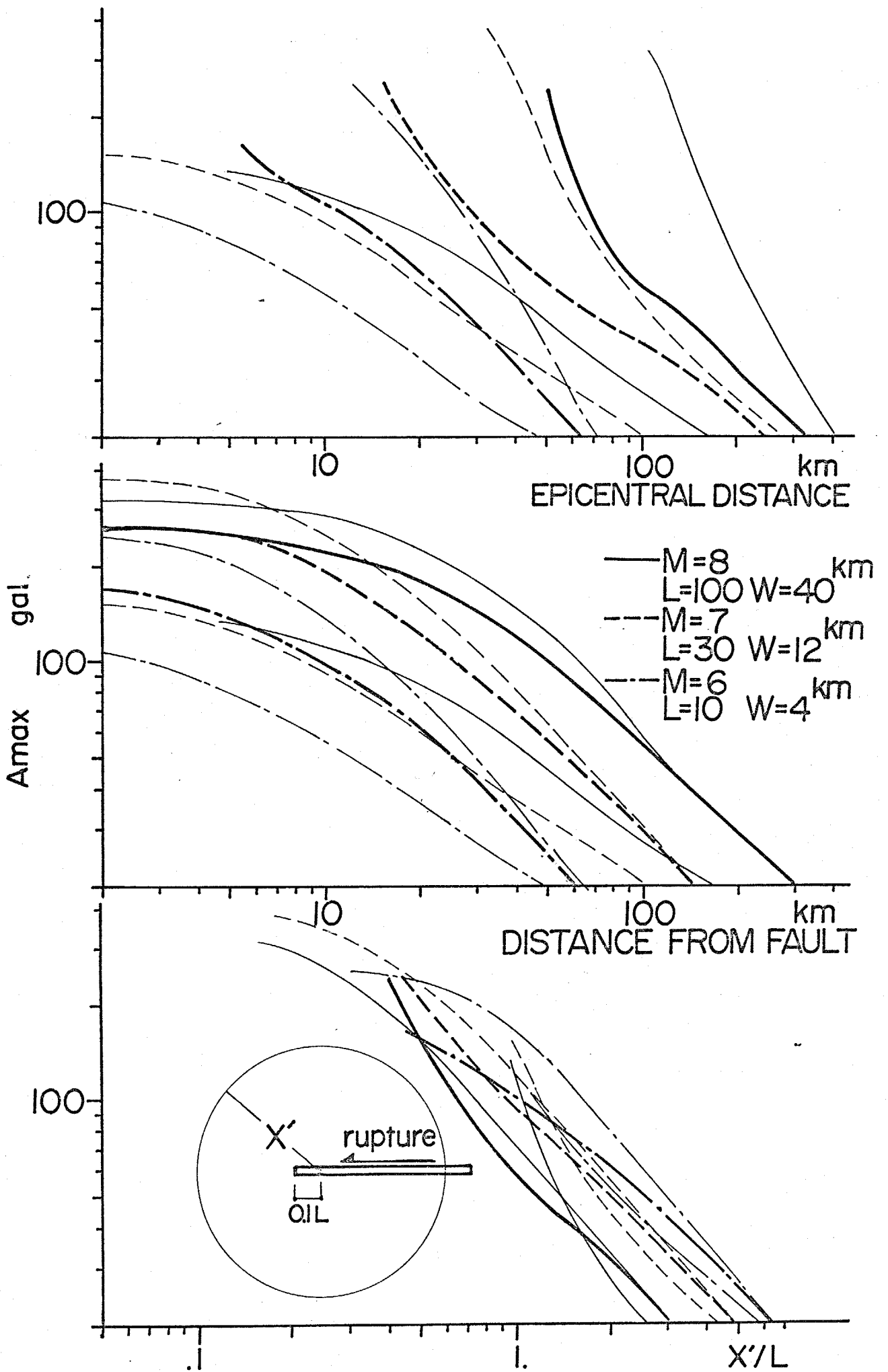
壊伝播速度 3.0 km/sec. 、 $M=6$ で断層の長さ 10 km 、幅 4 km 、破壊伝播速度 2.5 km/sec. である。

Fig. 4-11 に断層面の真横に位置する観測点 (Fig. 4-6 の B 点に相当する) に対して計算された入射波の最大速度振幅と断層面からの最短距離との関係を太線で示す。金井による入射波の最大速度振幅の減衰曲線¹⁻⁵⁾ (図中の細線) と比較すると、距離の小さい範囲では本方法による値がある値に収束するのに対して、金井による値は大きな値をとり、両者はよく一致しないが、距離の比較的大きな範囲では両者はおおむね一致する。したがって本方法による結果は金井によるものと矛盾せず、距離の近い範囲ではある値に収束し、過大な値を与えない事が知れる。

定義の異なる 3 種類の震源からの距離に対する入射波の最大加速度及び速度振幅の減衰曲線をそれぞれ Fig. 4-12, 4-13 に示す。図中の細線は断層面に対する観測点の方向の差による変動を示す。図の上段は一般的な震源距離 (断層面上の破壊が始まった点からの距離) を横軸にとったもので、振幅の距離による減衰は大きく、震源距離を小さくすると振幅は発散するようにみられる。また観測点の方向による変動も大きい。図の中段は横軸に断層面からの最短距離をとったもので、Schnabel らの減衰曲線¹⁻¹³⁾ に対応するものである。この減衰曲線では距離が小さくても振幅は発散せずにある値に収束する。最大加速度については地震規模にかかわらず入射波の振



ATTENUATION CURVES OF MAXIMUM VELOCITY OF INCIDENT WAVE



ATTENUATION CURVE OF MAXIMUM
 ACCELERATION OF INCIDENT WAVE

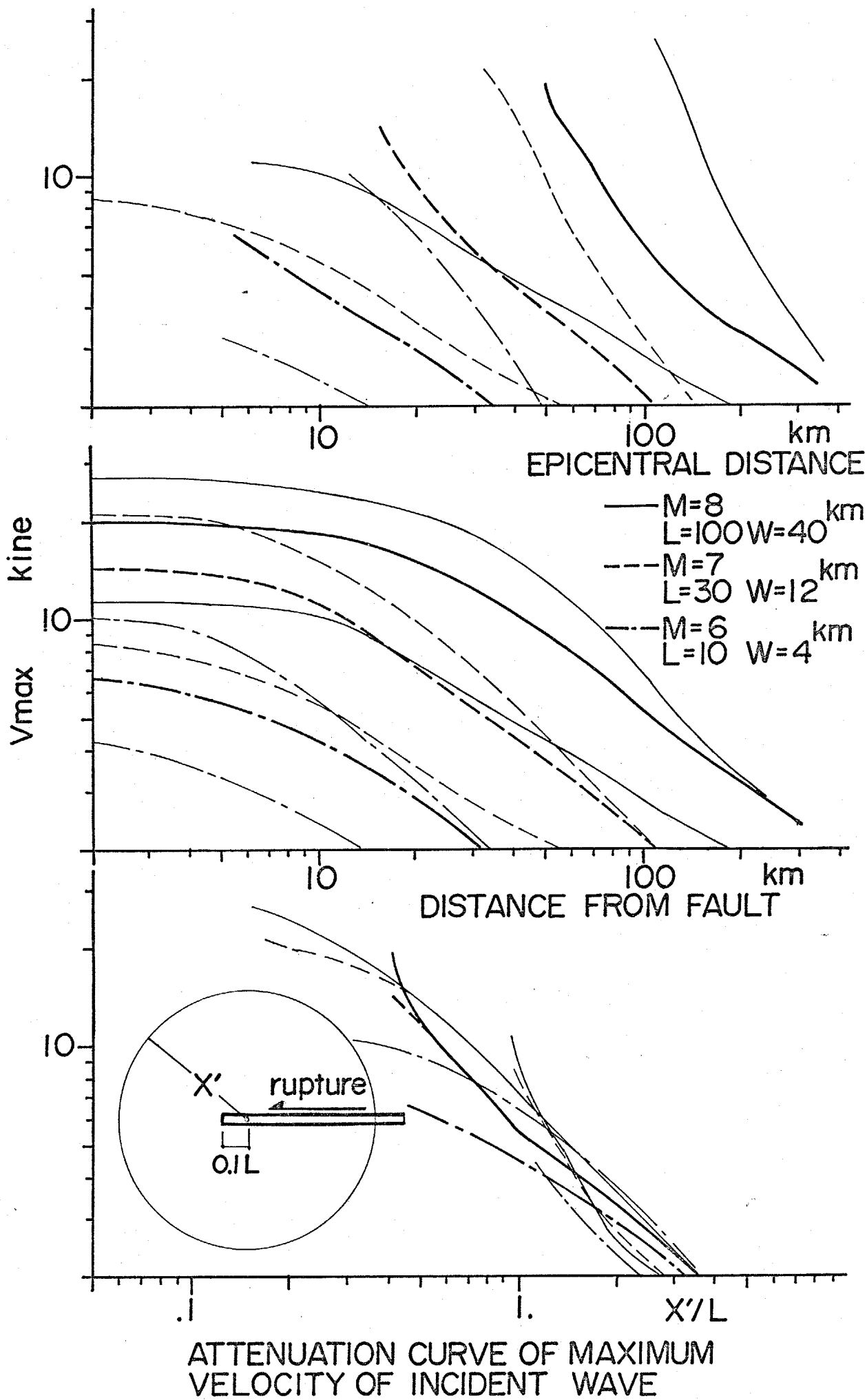


Fig.4-13

幅は300 gal程度に収束する。最大速度についてはこの収束する値は地震規模の増加と共に増加するが、 $M=8$ で30 kineを越えない。地殻内でのS波速度を3 km/sec. (3×10^5 cm/sec.)、破壊時の地殻のひずみを 10^{-4} とすれば、破壊時の地殻内での限界速度振幅 V_c は $V_c = V_s \times \epsilon = 3 \times 10^5 \times 10^{-4} = 30$ (kine)が得られ、¹⁻²⁵⁾前述の結果はこの結果とよく対応する。観測点の方向の差による変動は図の上段のそれに比べて小さいが、まだかなり大きい。

図の下段は横軸に破壊伝播の終点から断層面の長さの10%だけ内側の点から観測点までの距離 X' を断層面の長さ L で除して無次元化したものをとっている。この点から距離をとると、観測点の方向の差による変動は非常に小さくなる。すなわち、1方向破壊伝播の場合においては、破壊伝播の終点から断層長さの10%内側の点が入射波の強さの分布のほぼ中心であるとみなす事ができる。この事は次節で述べる1968年十勝沖地震の場合の計算された入射波の最大加速度分布等にも示されている。(Fig. 4-14参照) また、距離を断層長さで除して無次元化する事により最大加速度の減衰曲線は震源域付近($X'/L < 1$)では地震規模に対して独立となる。この事は、震央距離を震源域の半径で無次元化すると震度の減衰曲線が地震規模によらずほぼ1本の線であらわせるという嶋の指摘⁴⁻¹⁰⁾に符合するものである。一方、最大速度の減衰曲線は距離を無次元化しても地震規模に対して独立とはならない。

4.5 震源域及びその近傍での入射波の最大加速度分布

震央付近での震度分布が震源の破壊パターンに支配されている事が指摘されている。¹⁻²⁶⁾ 本節では前述の方法で数例の被害地震に対して震源域及びその近傍での入射波の最大加速度分布を計算し、この最大加速度分布に及ぼす断層面の型状及びその破壊伝播型式の影響について検討を行った。ここで用いた地震の断層モデルの詳細についてはここでは触れずに、次章で述べることにする。

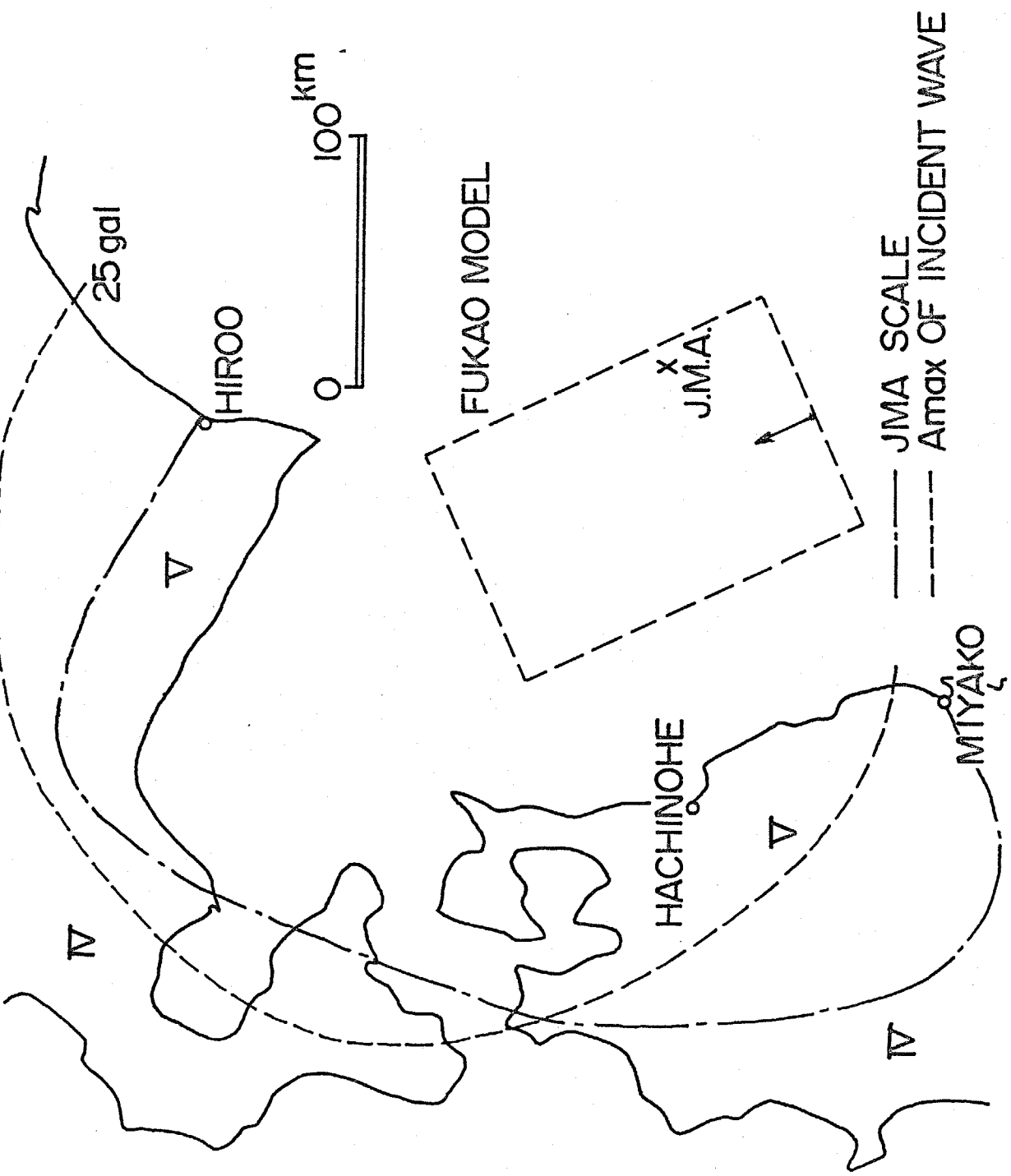
a) 1968年十勝沖地震の場合

この地震の断層面は長さ150km、幅100kmの大きさを持ち、その傾斜角は 20° で、断層面上の破壊は南端から始まり北々西へ1方向に伝播したものとされている。⁴⁻⁷⁾ Fig. 4-14に示す計算された入射波の最大加速度分布(破線)は断層面の北々西側で大きな値を示し、前節で述べたように破壊の終点から断層面の長さの10%程度内側の点を中心として距離と共に振幅が減衰している様子がみられる。観測された震度分布⁴⁻¹¹⁾も断層面の北側で大きな値を示し、計算値と同様の傾向がみられる。

b) 1945年三河地震の場合

この地震も前述の十勝沖地震と同様、傾斜角の小さい断層面を持ち、断層面上の破壊は南東端から始まり北西へ1方向に伝播したものとされている。⁴⁻¹²⁾ Fig. 4-15に示す計算された入射波の最大加速度分布は断層面の北西側

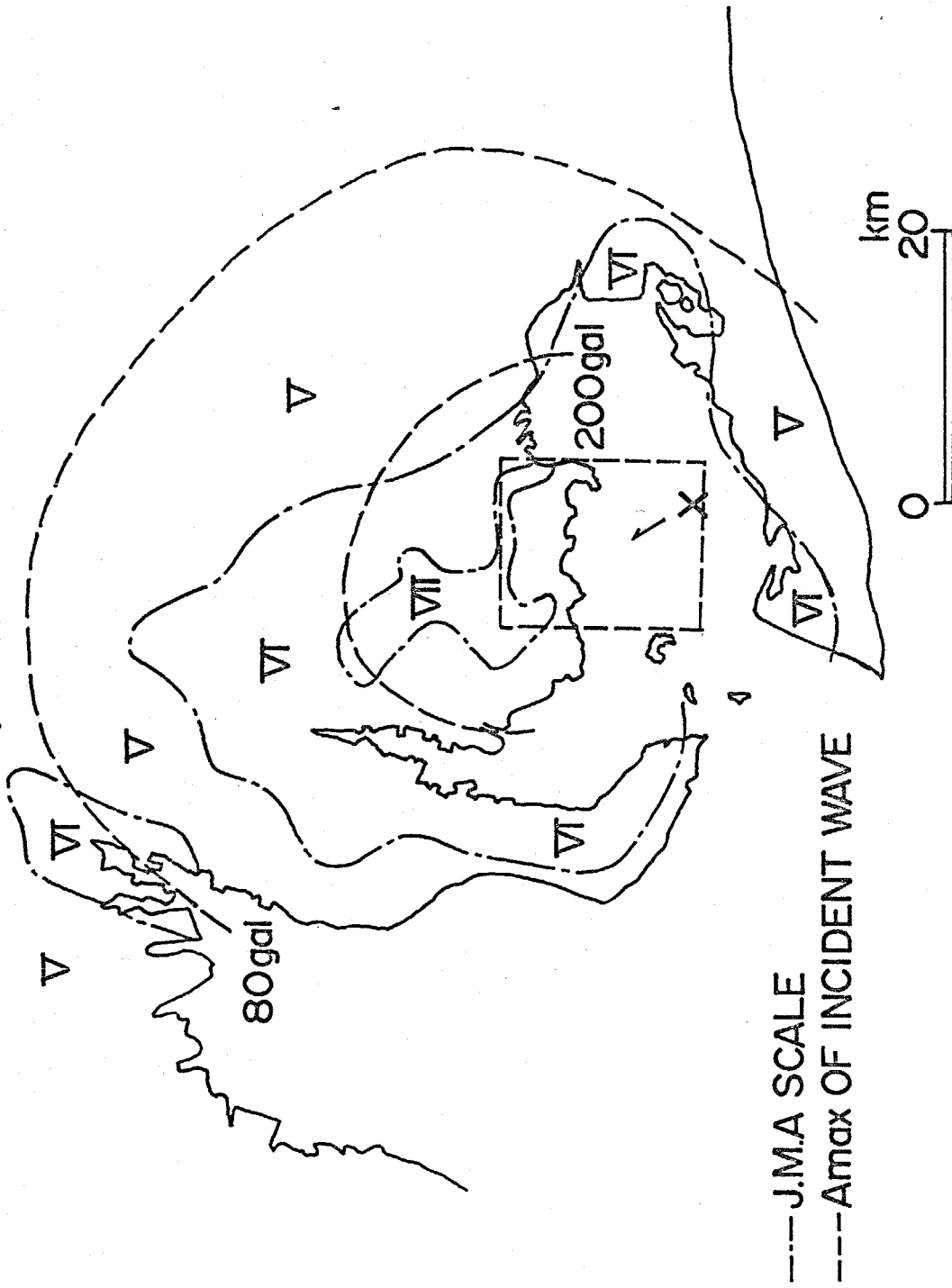
THE TOKACHI-OKI EARTHQUAKE OF 1968



ISOSEISMAL MAP

Fig. 4-14

THE MIKAWA EARTHQUAKE OF 1945



ISOSEISMAL MAP

Fig. 4-15

で大きな値をとり、ほぼ断層面の北西端を中心として距離と共に振幅が減衰している様子がみられ、観測された震度分布⁴⁻¹²⁾にみられる傾向と一致している。

c) 1923年関東地震の場合

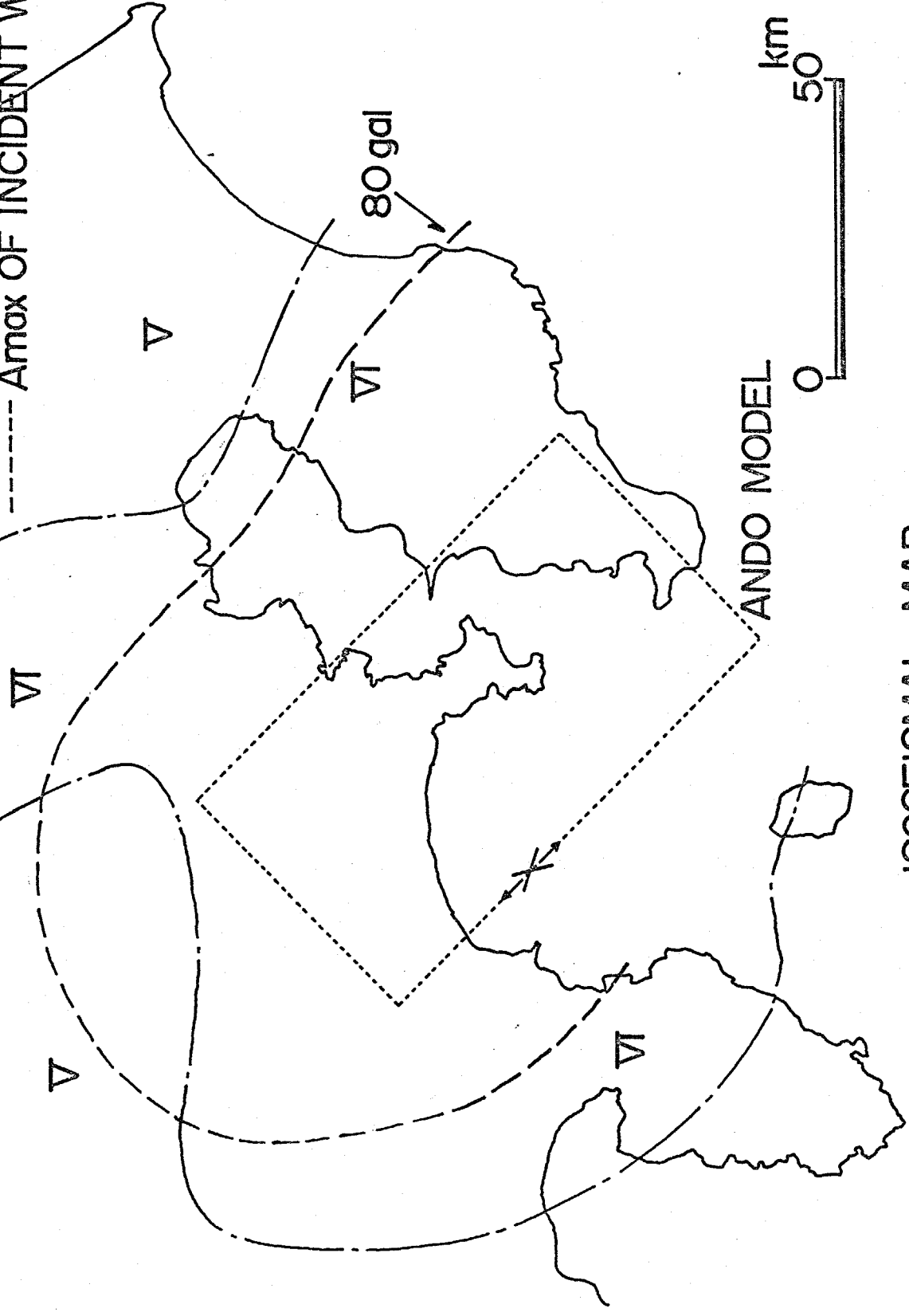
この地震も傾斜角の比較的小さな断層面をもつ⁴⁻¹³⁾が前述の2つの地震とは異なり、断層面上の破壊は断層面のほぼ中央で始まり、北西及び南東の2方向に伝播したものとされている。¹⁻³⁰⁾ Fig. 4-16に示す計算された入射波の最大加速度分布は、前述の2つの地震の場合と異なり顕著な異方性はみられず、断層面からの最短距離と共に振幅が減衰している様子がみられる。観測された震度分布⁴⁻¹¹⁾は複雑な型状をしているが、地盤が非常に堅い丹波山付近の関東山地で震度が比較的小さく、地盤が非常に軟弱であると考えられる東京から熊谷にかけての旧荒川沿いで逆に震度が比較的大きい事を除けば、震度分布と入射波の最大加速度分布の型状はよく対応しているものと考えられる。

d) 1948年福井地震の場合

この地震は鉛直な断層面をもち、断層面上の破壊は断層面の中央から始まり、南北の2方向へ伝播したものとされている。⁴⁻¹⁴⁾ Fig. 4-17に示すように入射波の最大加速度分布は断層を中心軸とするひょうたん型を示しているが、おおむね断層面からの距離と共に振幅が減衰しているとみなせ、前述の関東地震の場合と同様な傾向を示している。

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

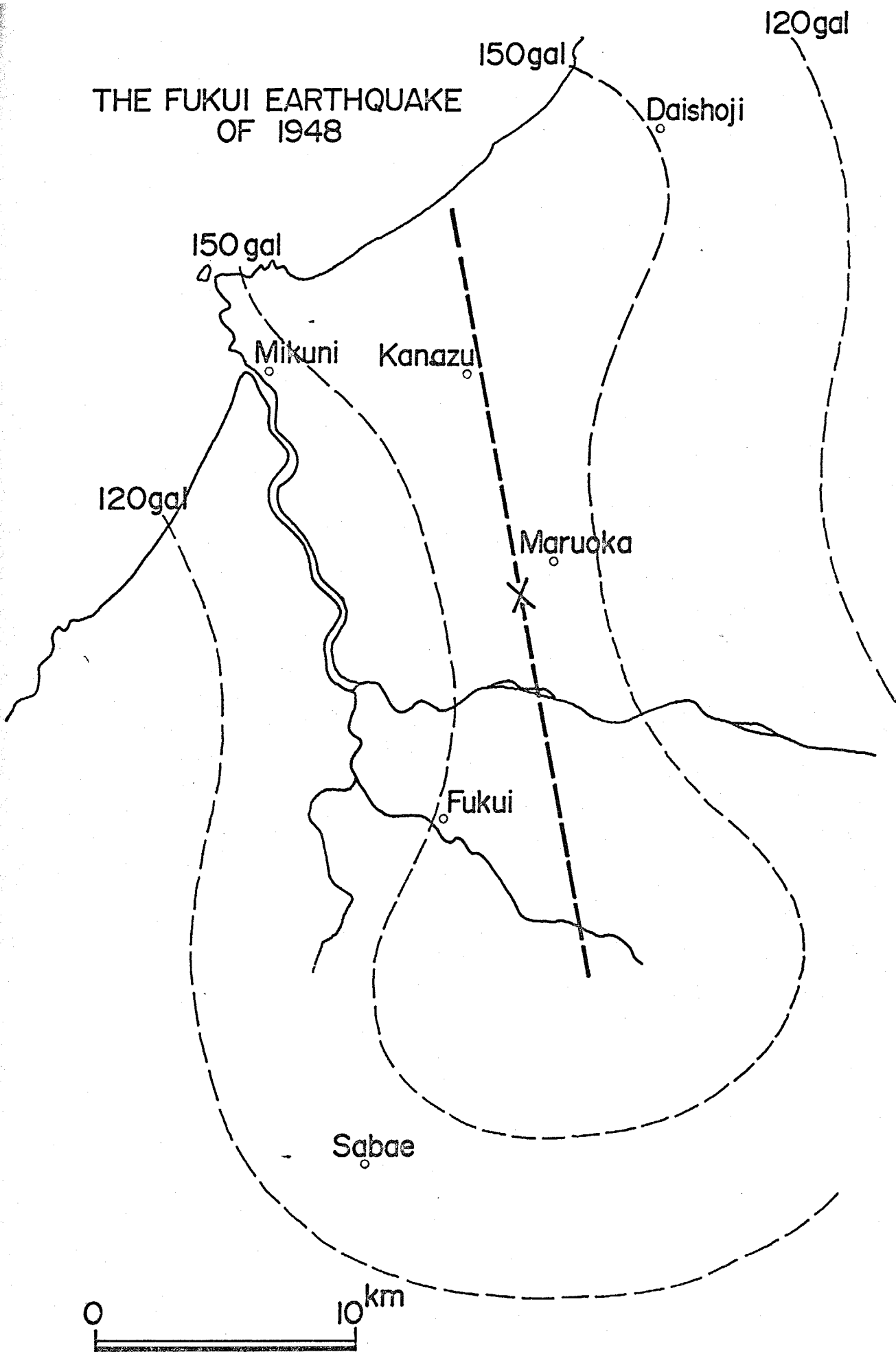
— J.M.A. SCALE
- - - - - Amax OF INCIDENT WAVE



ISOSEISMAL MAP

Fig 4-16

THE FUKUI EARTHQUAKE OF 1948



DISTRIBUTION OF PEAK ACCELERATION OF INCIDENT BEDROCK MOTIONS

Fig. 4-17

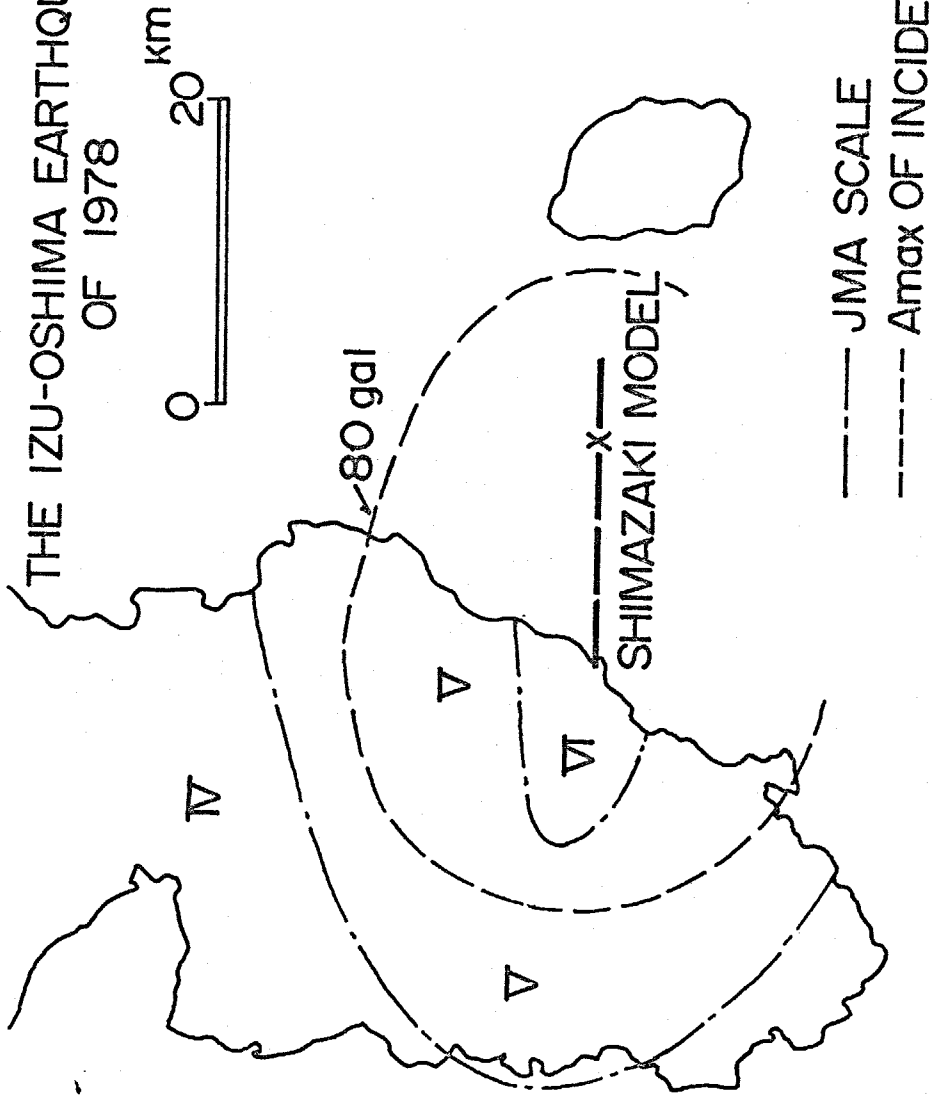
e) 1978年伊豆大島近海地震の場合

この地震も鉛直な断層面をもつが、断層面上の破壊は断層面の東側で始まり、東西の2方向へ伝播したものとされている。⁴⁻¹⁵⁾したがって、この地震の破壊伝播型式は前述の十勝沖・三河地震の1方向破壊伝播と関東・福井地震の2方向破壊伝播との中間的なものと考えられる。Fig. 4-18に示すように入射波の最大加速度分布は十勝沖・三河地震の場合ほど強い異方性を示さないが、断層面の西側で大きな値をとり、観測された震度分布⁴⁻¹⁶⁾にみられる傾向と一致する。

f) 1854年安政東海地震の場合

この地震は、地震による津波、海岸の隆起・沈降等から2つの断層面によって生じたものとされている。⁴⁻¹⁷⁾ (Fig. 4-19参照) 4.2で示した計算手法は、震源として1つの断層面を対象としているが、各断層面の小領域の大きさを一致させる事により複数の断層面をもつ地震に対しても適用できる。ここでは断層面(a)を120分割、断層面(b)を63分割して各小領域の大きさを一致させて計算を行った。断層面上での破壊がどこから発生したかは不明であるため、西側の断層面の西端から発生した場合 Model Aと2つの断層面の境界から発生した場合 Model Bの2つの場合を仮定した。Model Aに対する入射波の最大加速度分布(破線)には大きな異方性がみられ、断層面の北東側で非常に大きな値を示している。Model Bに対する入射波の最大加速度分布(点線)には大きな異方性は

THE IZU-OSHIMA EARTHQUAKE
OF 1978



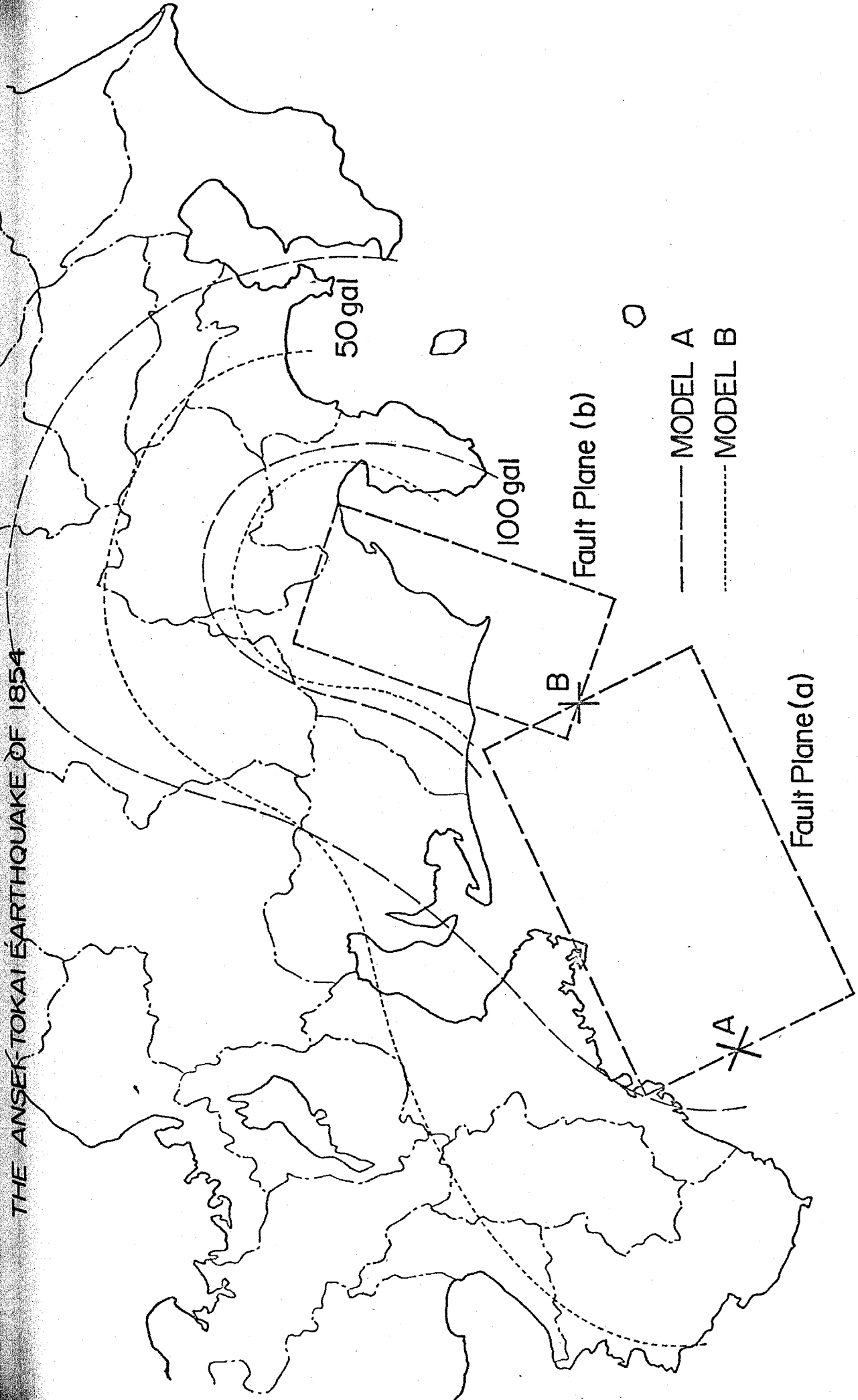
—— JMA SCALE

----- Amax OF INCIDENT WAVE

ISOSEISMAL MAP

Fig. 4-18

THE ANSEK TOKAI EARTHQUAKE OF 1854



DISTRIBUTION OF PEAK ACCELERATION OF INCIDENT WAVES

みられずに、断層面からの最短距離と共に振幅が減衰している傾向がみられ、断層面上の破壊の始まる点をかえる事により入射波の最大加速度分布の型状が大きく変化する事が知れる。

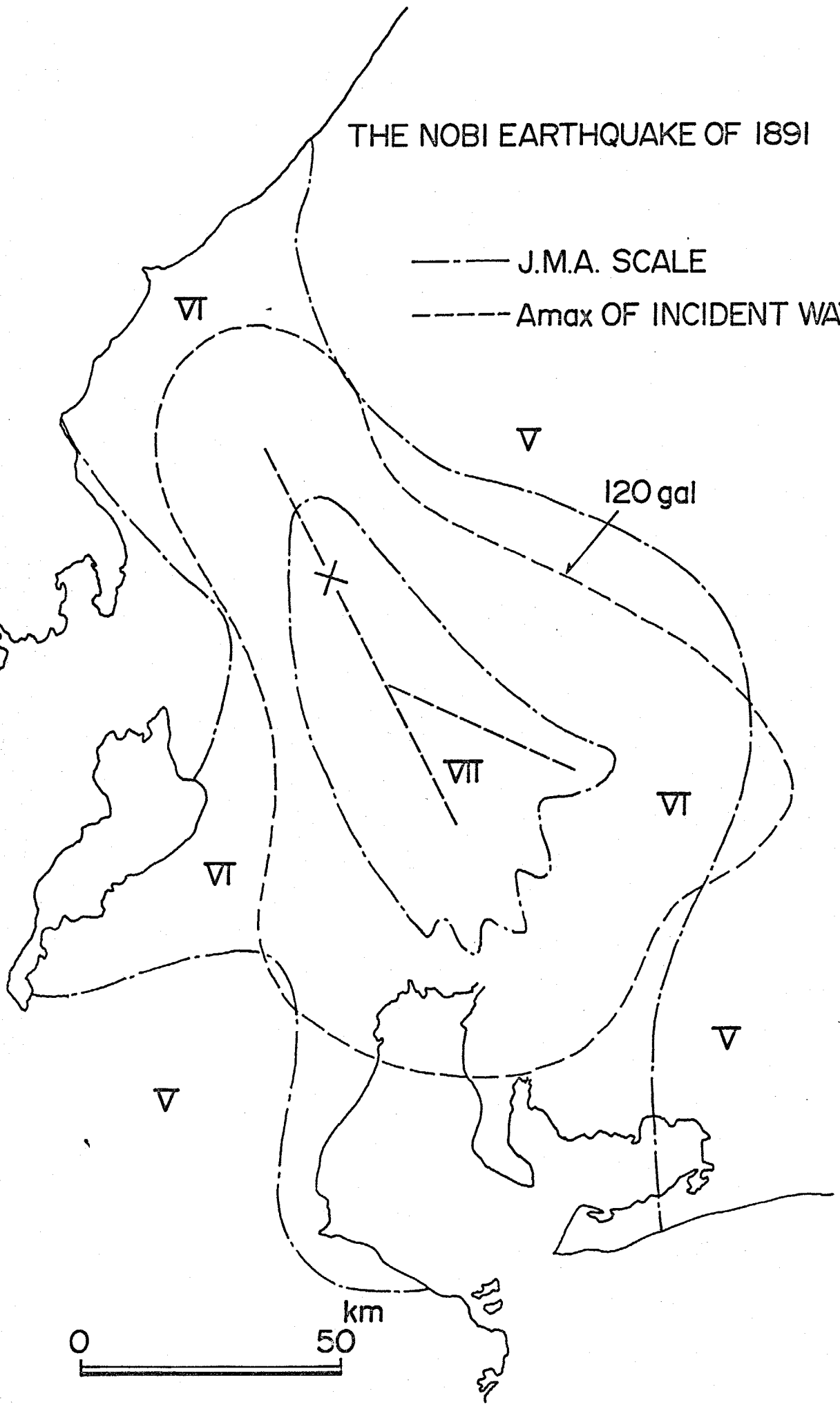
g) 1891年濃尾地震の場合

この地震は3つの鉛直な断層面からなるものとされている⁴⁻¹⁸⁾が、ここでは長さ80kmの主断層面とそれから枝別れた長さ40kmの副断層面とで近似した。断層面上の破壊は断層面の北側から発生したものとされている⁴⁻¹⁸⁾。なお計算の際の分割数は主断層面については80、副断層面については40としてある。Fig. 4-20に示すように入射波の最大加速度分布は断層面の南側でや、大きな値をとるが、おおむね2つの断層面からの最短距離とともに振幅が減衰していく傾向がみられ、観測された震度分布⁴⁻¹⁹⁾にみられる傾向と一致する。

以上示した数例の被害地震の計算例から、震源域及びその近傍での入射波の最大加速度分布が断層面の型状及びその破壊伝播型式に大きく支配されており、特に破壊伝播型式の違いによる入射波の最大加速度分布の型状の変化が大きい事が知れる。また、実際の震度分布にみられる異方性を4.2で示した計算手法によって説明できる事が確認されたものと考えられる。

THE NOBI EARTHQUAKE OF 1891

— J.M.A. SCALE
- - - Amax OF INCIDENT WAVE



ISOSEISMAL MAP

第 5 章

震源域及びその近傍での地震動の強さの推定

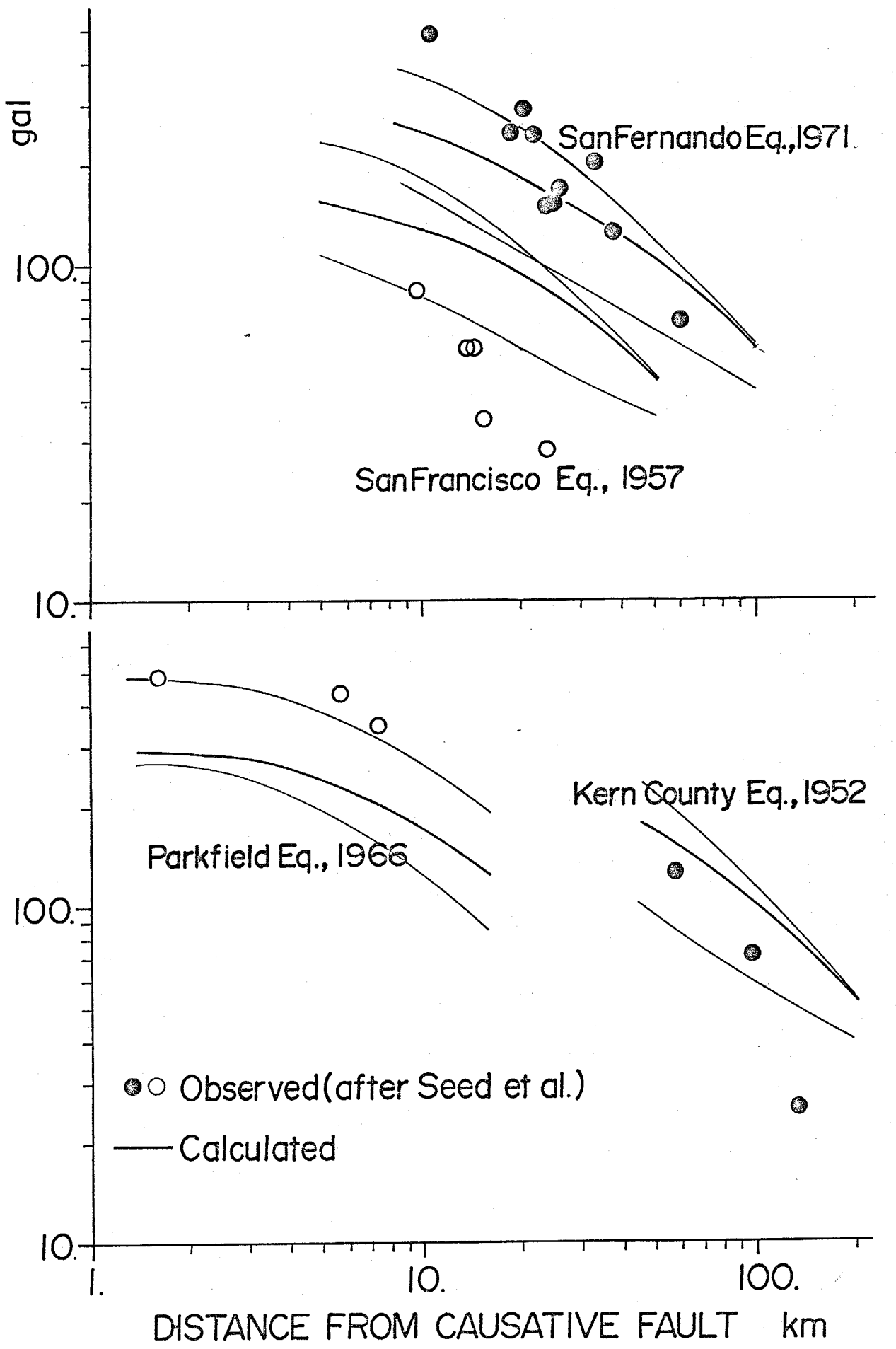
- 5.1 SH波の増幅率に基づく地表の地震動の
応答スペクトルの推定
- 5.2 最大加速度に対する地盤の増幅率を求め
る簡略法
- 5.3 最大速度に対する地盤の増幅率を求め
る簡略法
- 5.4 震源域及びその近傍での地表の地震動の
強さの分布

5.1 SH波の増幅率に基づく地表の地震動の応答スペクトルの推定

深い地盤構造の知れた地点では、それに基づくSH波の増幅率を計算し、これに4.2で示した方法により得られる震源の情報に基づく入射波速度応答スペクトルを乗じて、地表の地震動の応答スペクトルを計算する事ができる。本節では数例のアメリカ及び日本の地震に対して計算を行い、観測記録と比較検討した。なお、以下、SH波の増幅率を計算する際に地震基盤から地盤への入射角は浅発の被害地震を想定して 45° とした。(2.3参照)

a) アメリカ西海岸での地震の場合

Schnabelらはアメリカ西海岸で観測された岩盤上での最大加速度と断層面からの距離との関係を示している。¹⁻¹³⁾ 岩盤上での地盤の増幅率が周期0.1秒から0.5秒の領域でおおむね3.5倍である⁵⁻¹⁾として、岩盤上での最大加速度の減衰曲線を計算し、Schnabelらが示した観測結果と比較するとFig. 5-1に示す如くである。図中の細線は断層面に対する観測点の方向の差による変動を示す。断層面の型状等についてはSchnabelらの値¹⁻¹³⁾を採用した。地震規模については、表面波マグニチュード(M_s)、実体波マグニチュード(m_b)及びローカル・マグニチュード(M_L)の値⁵⁻²⁾を参照してTable 5-1に示すものを採用した。1957年San Francisco地震の場合は計算値の方が観



ATTENUATION CURVE OF MAXIMUM ACCELERATION IN ROCK

Fig. 5-1

Table 5-1

Earthquake	Ms	m_b	M_L (W-A)*	M_L (S-M)**	M***
Kern County 1952	7.7	-	-	7.2	7.2
San Francisco 1957	-	-	5.3	5.3	5.3
Parkfield 1966	6.4	5.3	5.6	5.9(6.2)	6.0(6.4)
San Fernando 1971	6.6	6.2	6.3	6.3	6.4

* M_L obtained from Wood-Anderson Records

** M_L obtained from Strong-Motion Records

*** M adopted in this study

測値に比べて大きい。1966年 Parkfield 地震及び
1971年 San Fernando 地震の場合については両者の一致
はよく、1952年 Kern County 地震の場合も両者の一致
は比較的よい。

これら4つの地震の中で1966年 Parkfield 地震の際
に地表にあらわれた断層からわずか80m離れた地点（
Cholame No.2）で強震記録が得られている。Fig. 5-2に
この地震の断層と強震観測点との位置関係を示す。図に
示した観測点の中で震源に近い Cholame No.2, No.5及び
Temblor の3地点に対して地表の地震動の速度応答スペ
クトルを計算し、観測記録のスペクトルとの比較を Fig.
5-3 ~ 5-5 に示す。計算に用いた断層モデルは Anderson
によるもの⁵⁻³⁾で、地震規模は6.0及び6.4の2つの場
合を考えた。(Table 5-1 参照) 地盤モデルは Eaton ら⁵⁻⁴⁾
及び Seed ら⁵⁻⁵⁾の結果から推定し、Fig. 5-6 に示す。計
算値と観測値とを比較すると、Cholame No.2 においては
スペクトルの絶対値は観測値に比べて計算値はやや小さ
いが、両者のピーク周期の一致はよい。周期0.3秒以下
での両者の一致はあまりよくないが、これは水平成分が
N65°E成分しか得られておらず、Seismoscope から推
定された他成分（N25°W成分）の波形¹⁻¹¹⁾には周期0.2
~0.25秒の波が顕著にみられる事からある程度説明でき
るものと考えられる。Cholame No.5 においても観測値と
計算値の一致は非常によく、Temblor においても両者の
一致は比較的よい。

THE PARKFIELD EARTHQUAKE OF 1966

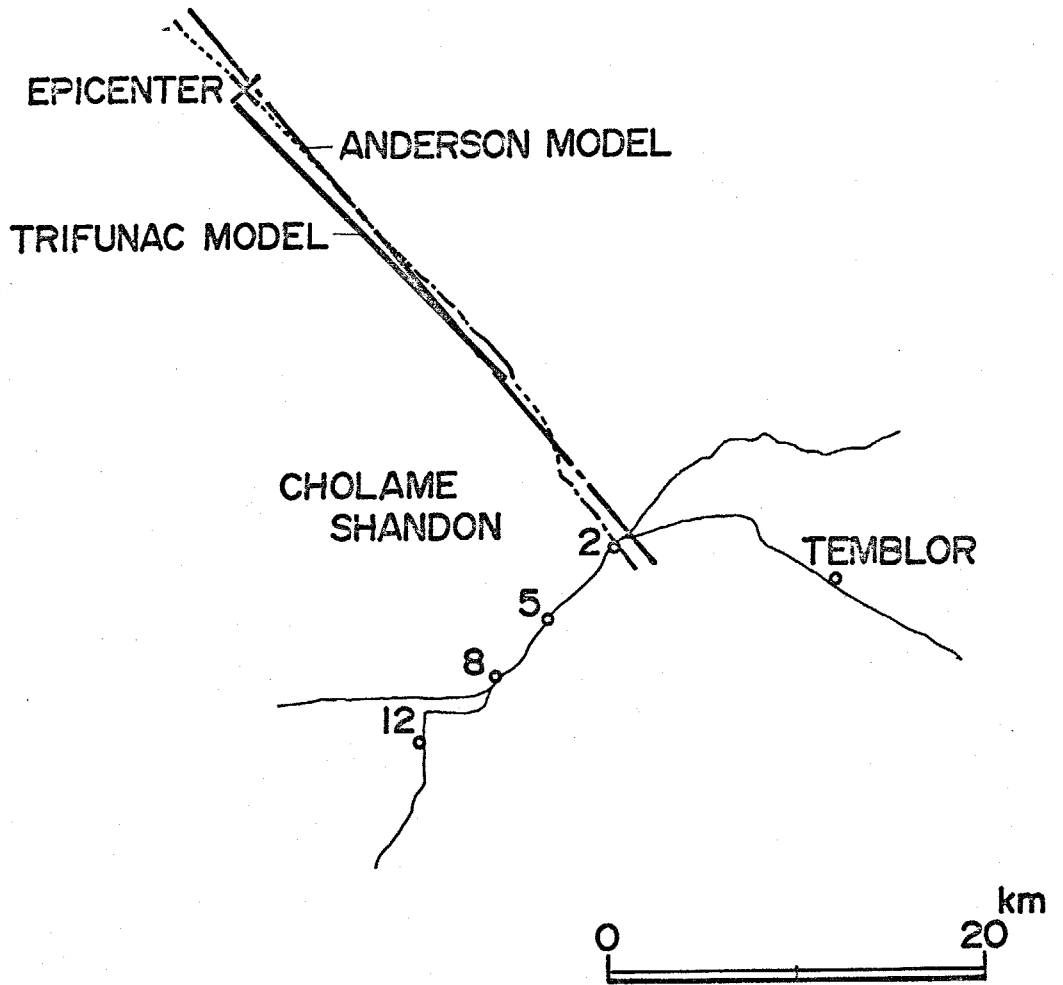
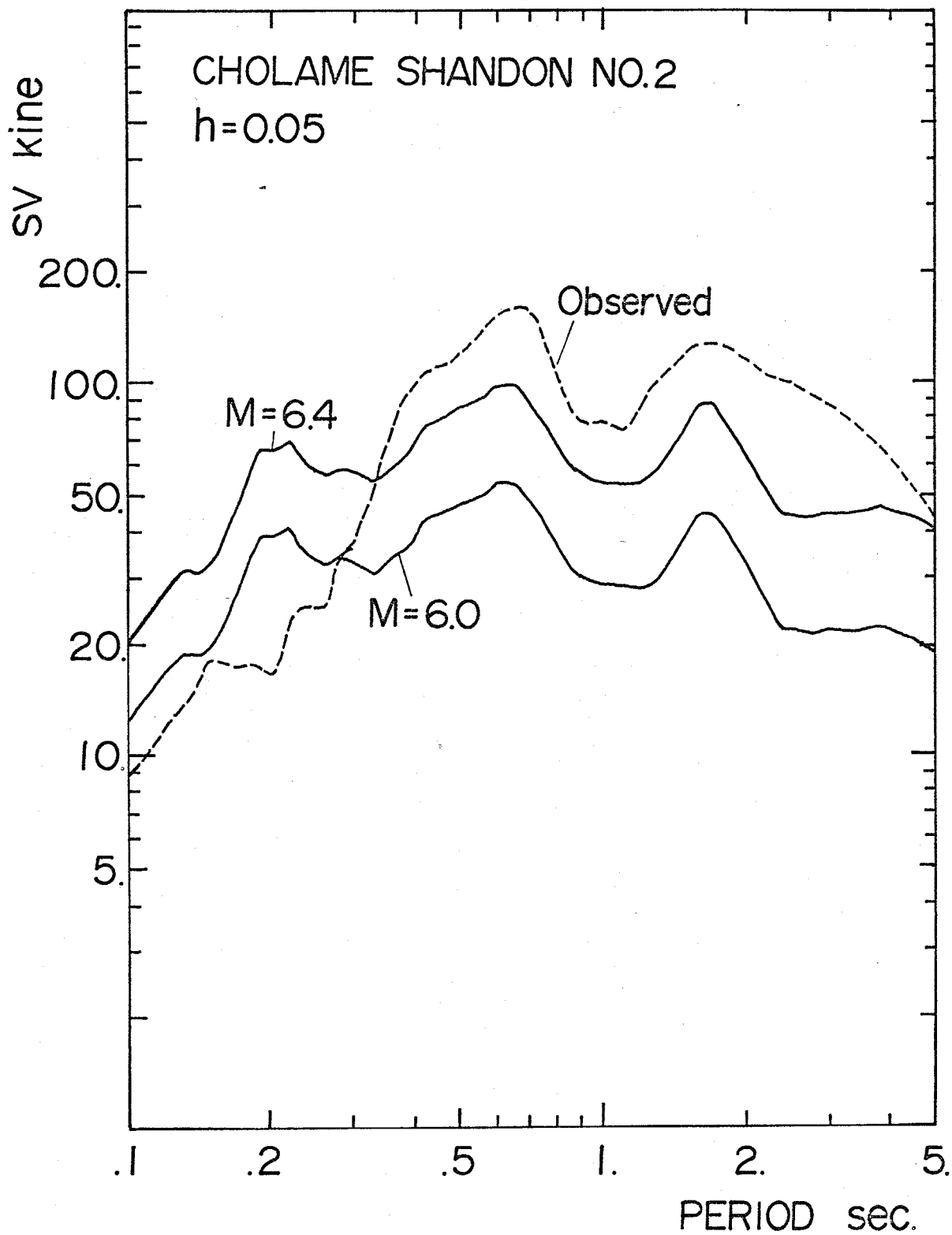
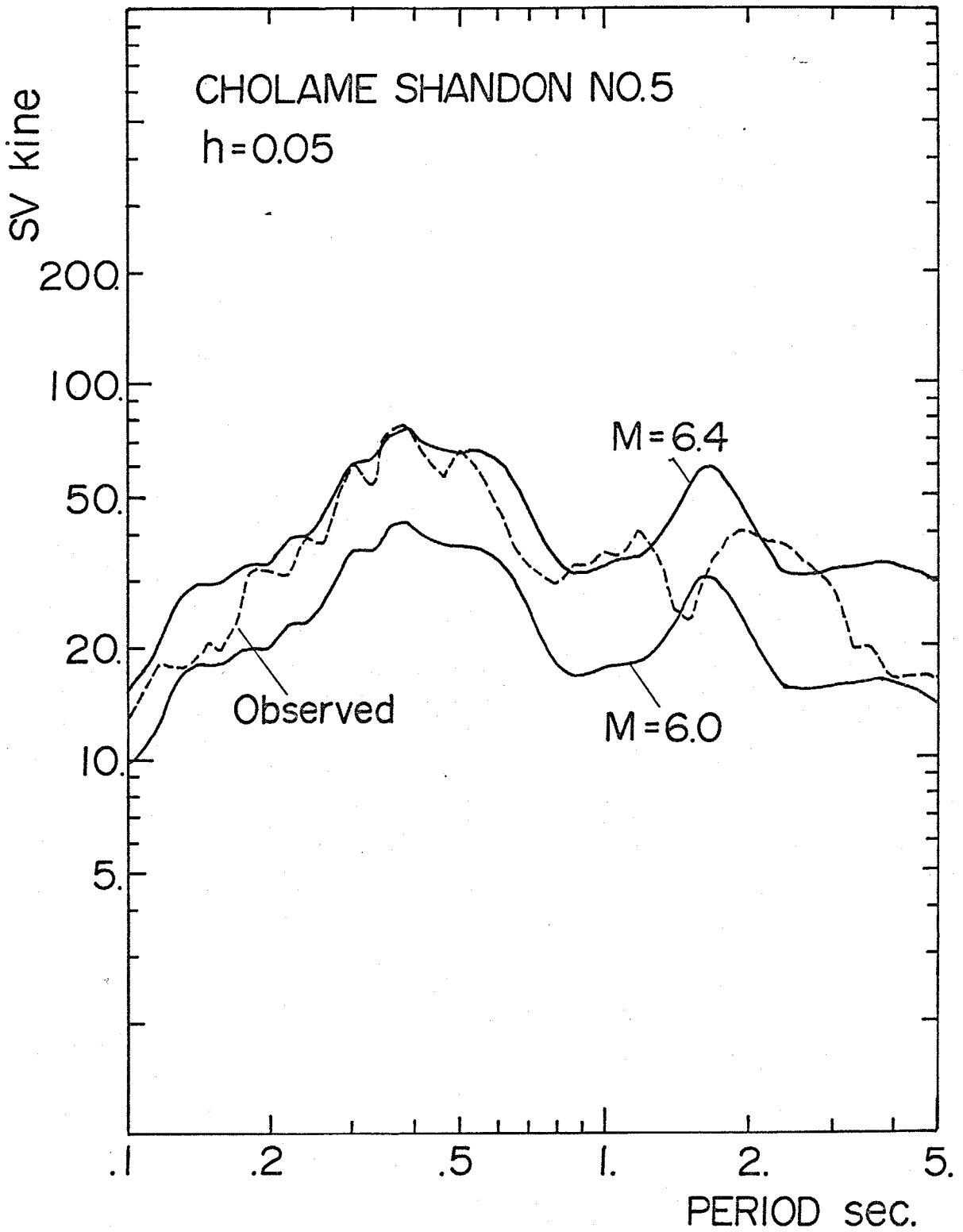


Fig.5-2



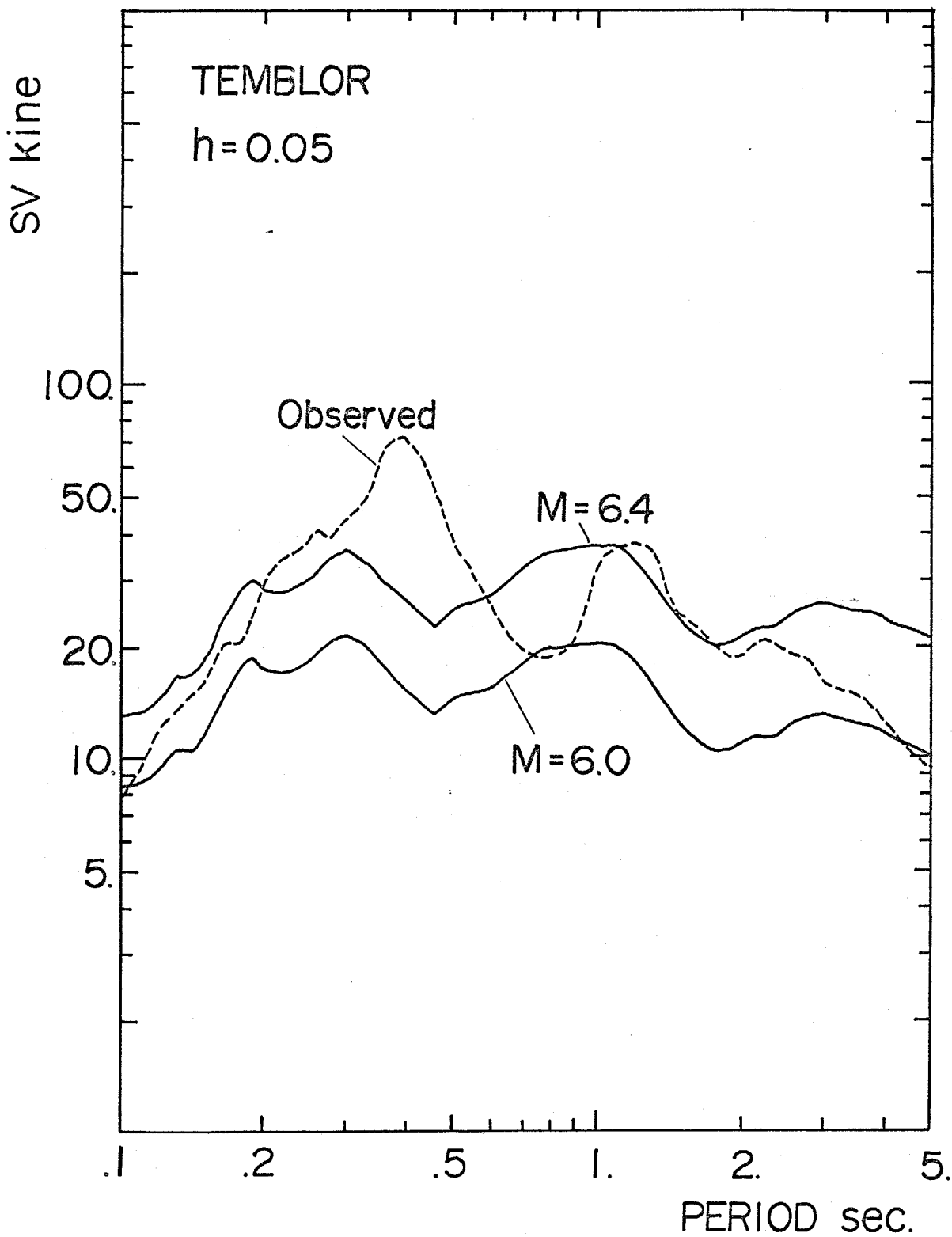
ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig. 5-3



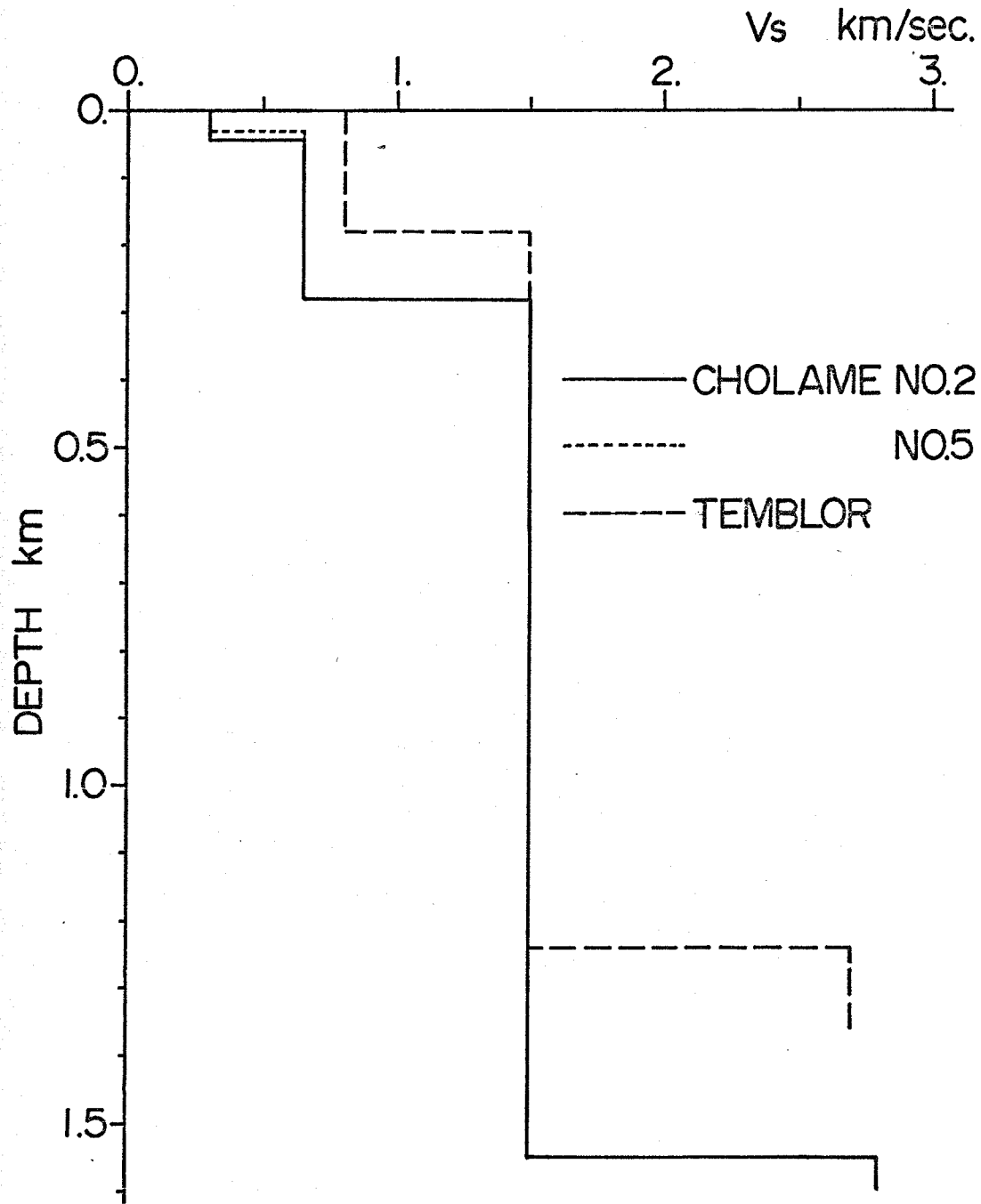
ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-4



ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-5



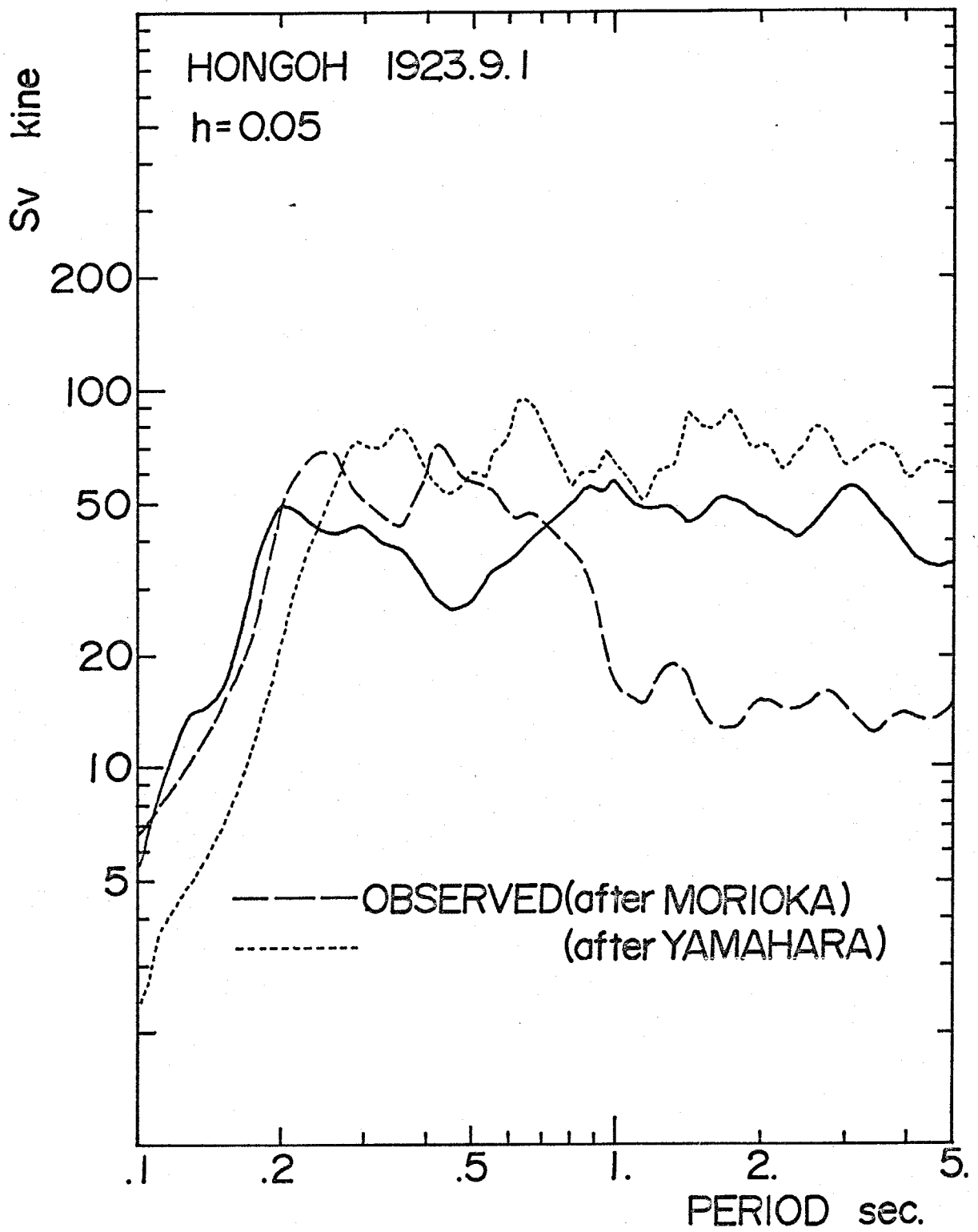
S - PROFILE

Fig.5-6

b) 1923年関東地震の場合

この地震の際、東京・本郷において3種類の異なる特性をもつ変位計で地震記録が得られているが、いずれの記録もスケールアウトしている。森岡⁵⁻⁶⁾、山原⁵⁻⁷⁾はそれぞれユース型、今村式変位計による記録を復元して、そのスペクトルを示している。そこで、東京・本郷の地点に対して前述の Ando による断層モデル⁴⁻¹³⁾と2.2で示した地盤モデルを用いて地表の応答スペクトルを計算し、復元記録の応答スペクトルとの比較をFig. 5-7に示す。計算スペクトルは周期0.2秒、1秒、1.5秒、3秒付近にピークをもつが、周期0.2秒から5秒まではおおむねフラットであり、速度応答量は50kine程度である。2種類の復元記録のスペクトルはやや長周期領域でかなり異なっているため、これらと計算スペクトルとの比較を議論する事は困難であるが、山原によるスペクトルと計算スペクトルとは比較的よく一致する。この計算スペクトルを与える地震動の最大加速度、速度をそれぞれ4.4で示した(4-14)、(4-15)式を用いて計算すると、370 gal、32 kineが得られる。森岡による復元記録の最大加速度、速度はそれぞれ394 gal、40 kine、山原による復元記録のそれらはそれぞれ380 gal、36 kineである事から、計算値は復元記録と調和的であるものと考えられる。

深い地盤構造の知られている東京・新宿、日比谷、木場、川崎、浮島、等々力、南加瀬、岩槻、下総^{2-7), 5-8)}



ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-7

の各地点についても同様の計算を行い、計算された最大加速度、速度を Table 5-2 に示す。この表から 1923 年関東地震の際の東京での最大加速度は 400 gal 内外、最大速度は 30~50 kine となり、鏡味・小林による東京・関東地区での結果⁵⁻⁹⁾と調和的である。

① 1978 年宮城県沖地震の場合

この地震の際に墓石の転倒状況の調査が行われ、やや広い範囲での最大加速度分布が推定されている。⁵⁻¹⁰⁾ Fig. 5-8, 5-9 の丸印が墓石の転倒からの推定最大加速度値を、四角印が SMAC 型強震計による最大加速度値を示す。先第三紀層が露頭している牡鹿半島では震源からの距離が近いにもかかわらず、最大加速度は 300 gal 以下と推定され、一方、沖積地盤上にある仙台市中央部及び沖積地盤上にある仙台市東部では最大加速度はそれぞれ 300~400 gal 及び 400 gal 以上と推定されている。推定最大加速度値とこの地盤の地質区分との関係を Fig. 5-10 に示す。先第三紀層から沖積地盤へと年代が若い程(地盤が軟くなる程)最大加速度は増大する傾向がみられ、地盤が最大加速度に大きな影響を及ぼしているものと考えられる。

この地域での土質柱状図、地質断面図等から Fig. 5-11 に示す地盤モデルを推定し⁵⁻¹⁰⁾ この地盤モデルと瀬野らによる断層モデル⁵⁻¹¹⁾ とから地表の応答スペクトルを求め、さらに地表の最大加速度を計算した。Fig. 5-12 に示すように計算値(白丸)は墓石の転倒による推定値(縦

Table 5-2

CALCULATED PEAK ACCELERATIONS AND VELOCITIES DURING
THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

SITE NAME		PEAK ACC.	PEAK VEL.
TOKYO	HONGOH	370 gal	32 kine
	SHINJUKU	380 gal	32 kine
	HIBIYA	330 gal	27 kine
	KIBA	420 gal	45 kine
KAWASAKI	UKISHIMA	310 gal	57 kine
	TODOROKI	490 gal	36 kine
	MINAMIKASE	390 gal	50 kine
SAITAMA	IWATSUKI	260 gal	26 kine
CHIBA	SHIMOFUSA	290 gal	27 kine

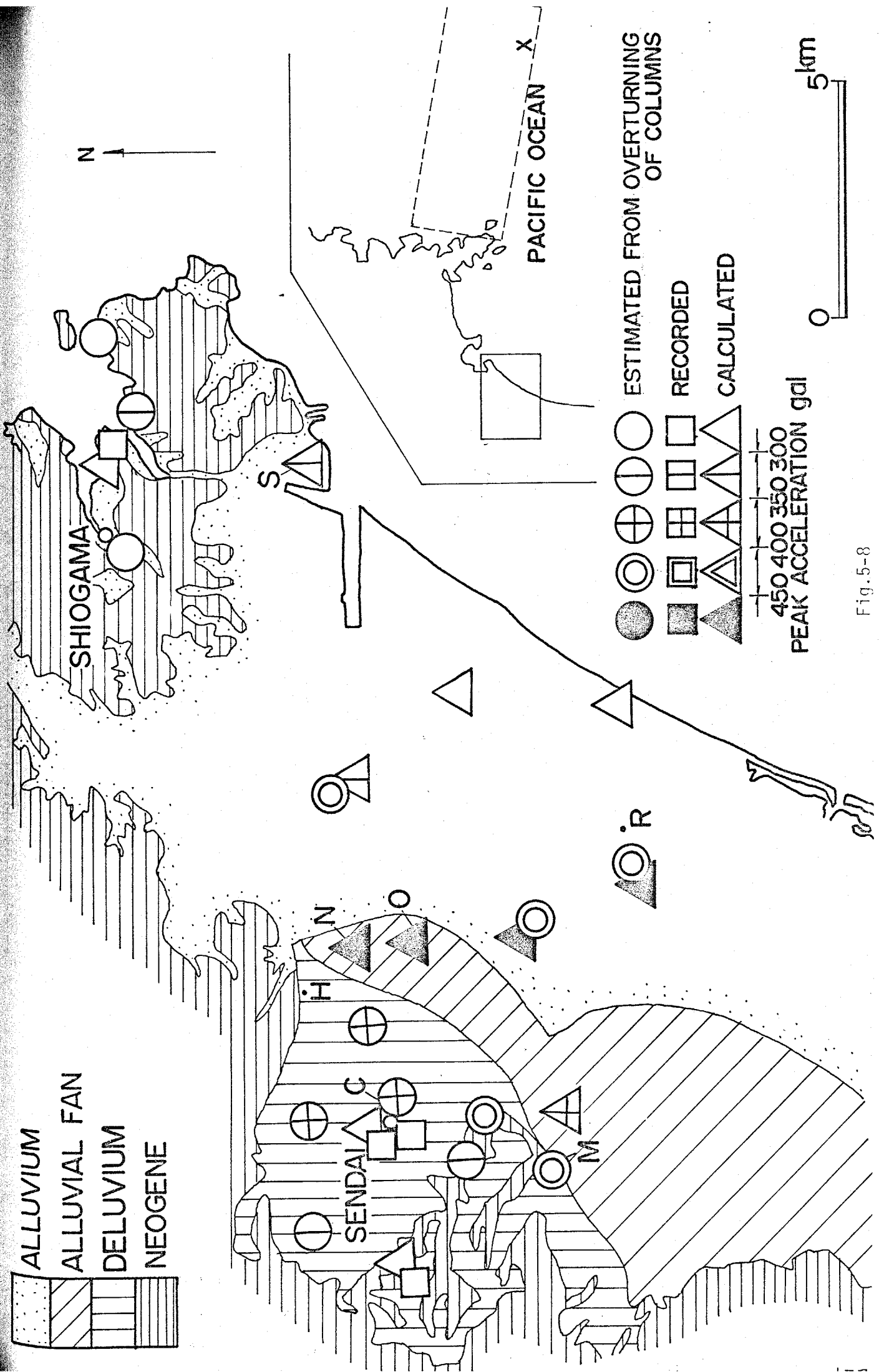


Fig. 5-8

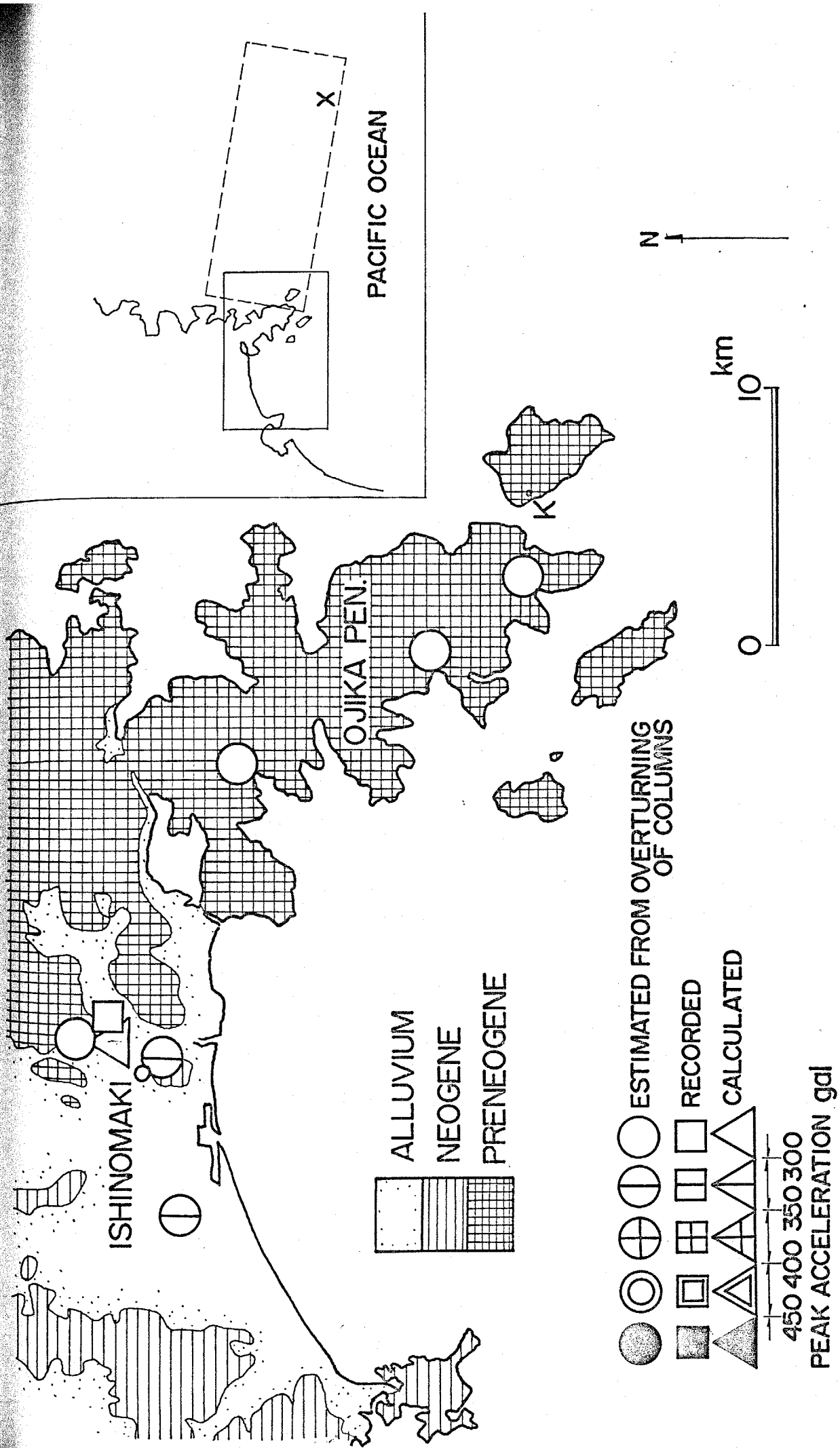
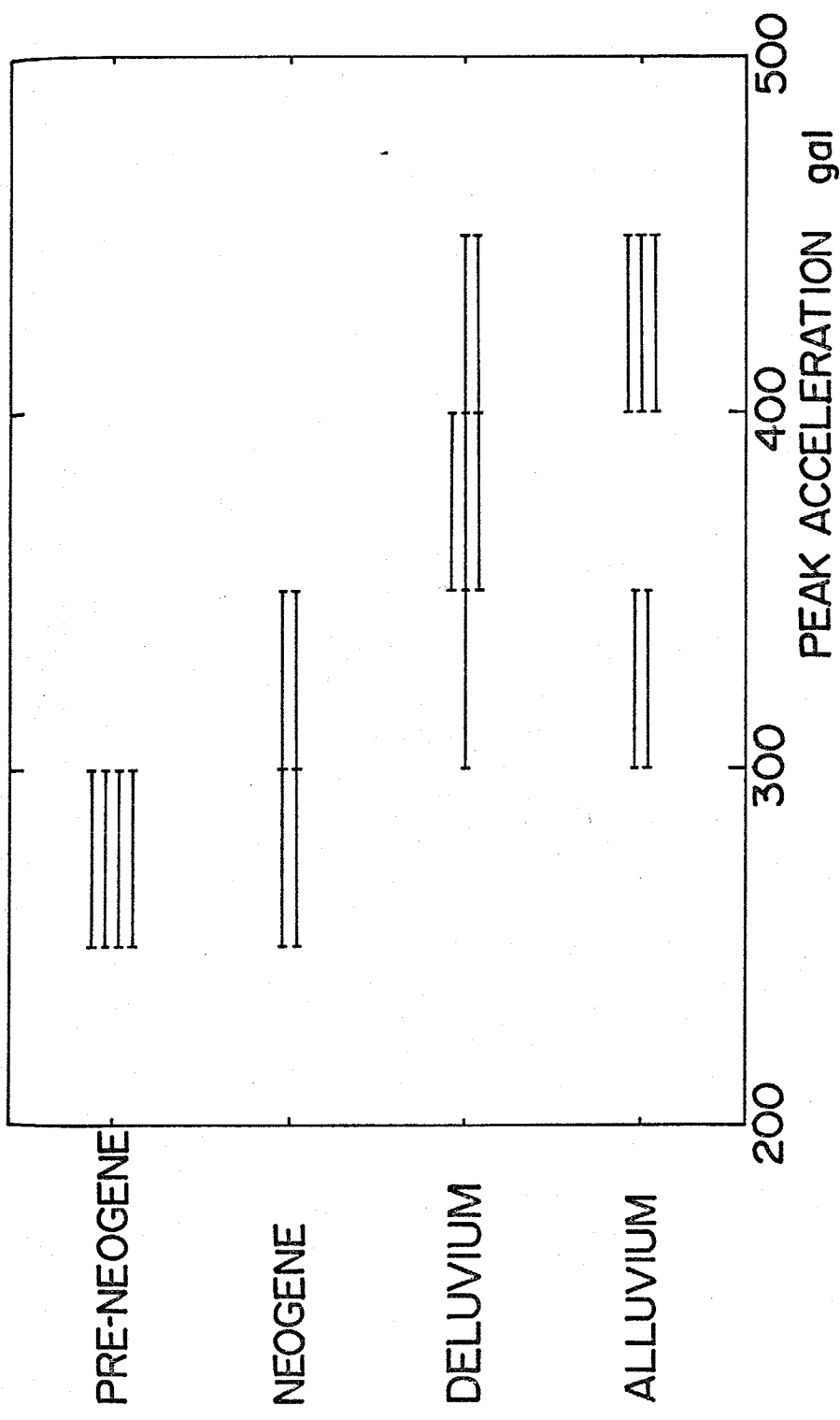


Fig. 5-9



CORRELATION BETWEEN GEOLOGICAL CONDITION AND PEAK ACCELERATION ESTIMATED FROM OVERTURNING OF SIMPLE BODIES

Fig. 5-10

ISHINOMAKI			
P	V_s	H	Q
t/m^3	km/s	m	
1.8	0.30	5	10
2.2	1.30	100	50
2.5	3.00	-	200

SHIOGAMA			
P	V_s	H	Q
t/m^3	km/s	m	
1.6	0.08	24	10
1.8	0.30	3	10
2.0	0.70	93	30
2.3	1.50	80	100
2.5	3.00	-	200

TAKASAGO			
P	V_s	H	Q
t/m^3	km/s	m	
1.7	0.16	23	10
1.8	0.40	29	20
2.0	0.70	28	50
2.3	1.50	920	100
2.5	3.00	-	200

ROKUGO			
P	V_s	H	Q
t/m	km/s	m	
1.6	0.10	7	10
1.7	0.23	11	10
1.8	0.40	17	20
2.0	0.70	65	50

KASUMINOME			
P	V_s	H	Q
t/m	km/s	m	
1.6	0.10	6	10
1.7	0.23	11	10
1.8	0.40	19	20
2.0	0.70	64	50

SENDAI STN.			
P	V_s	H	Q
t/m	km/s	m	
1.8	0.25	8	20
2.0	0.70	132	50

TOHOKU UNIV.			
P	V_s	H	Q
t/m	km/s	m	
1.9	0.30	23	20
2.0	0.70	157	50

2.3	1.50	900	100
2.5	3.00	-	200

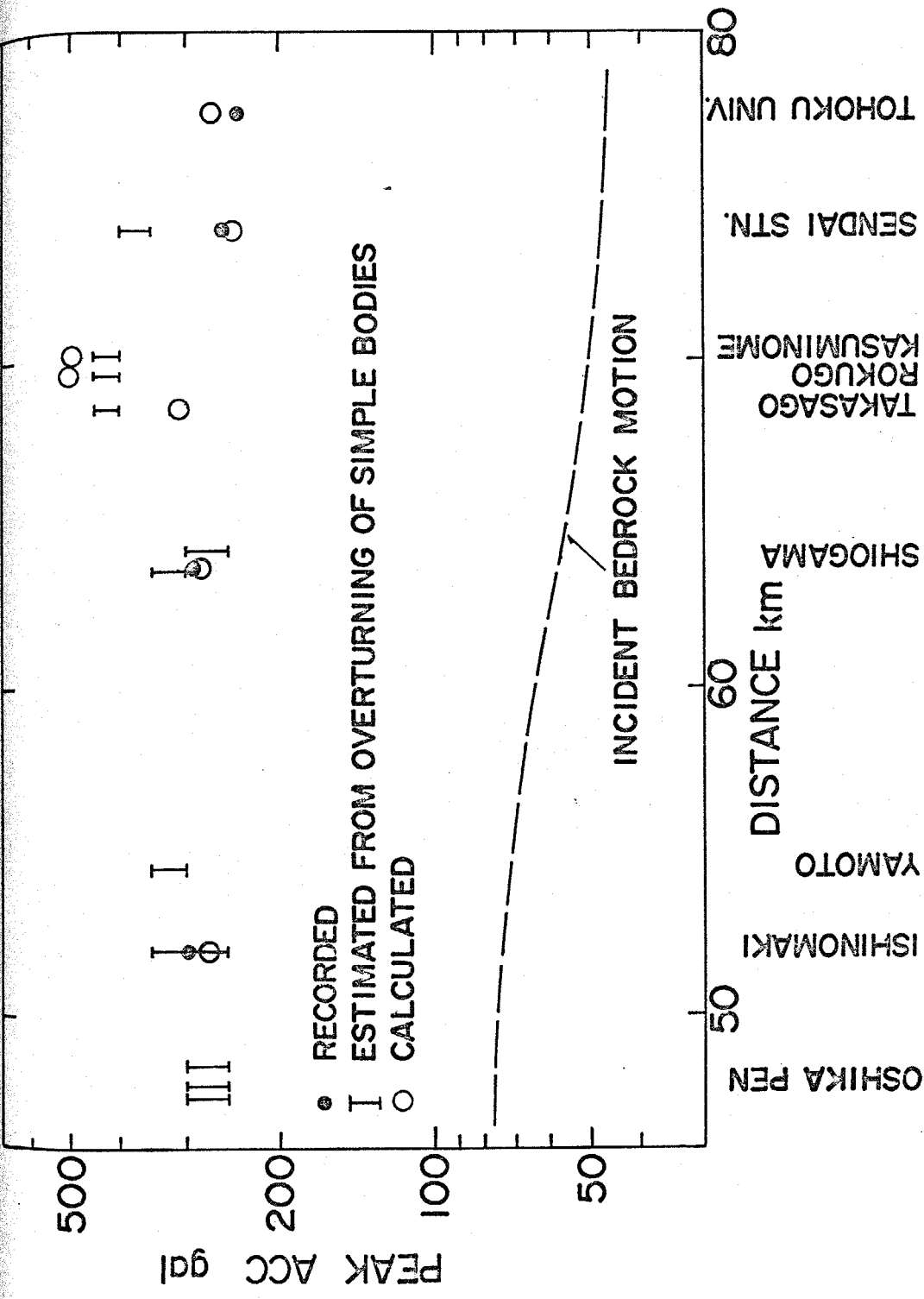
2.3	1.50	900	100
2.5	3.00	-	200

2.3	1.50	860	100
2.5	3.00	-	200

2.3	1.50	820	100
2.5	3.00	-	200

PROFILE OF UNDERGROUND STRUCTURES

Fig.5-11



ATTENUATION OF PEAK ACCELERATIONS

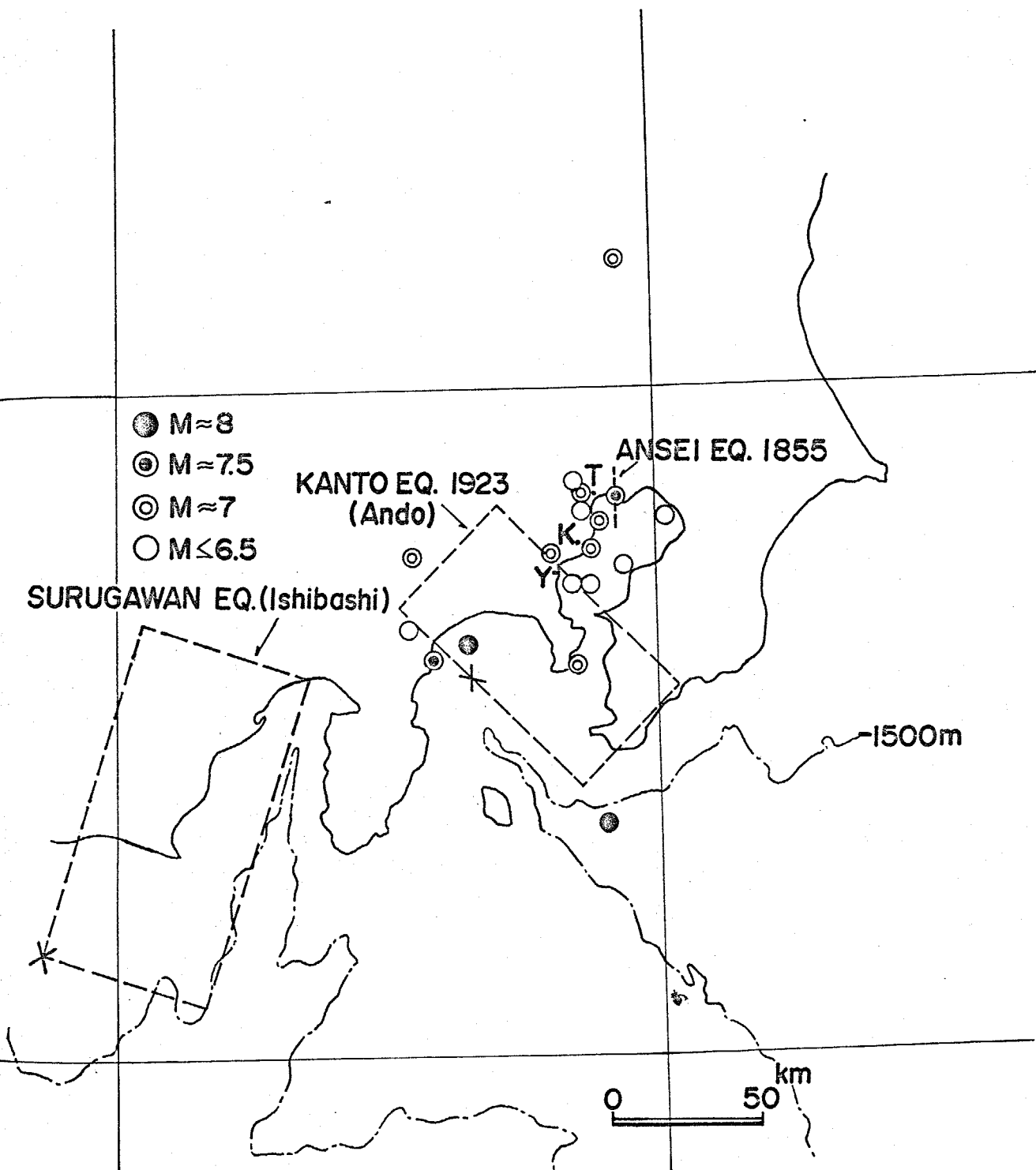
Fig.5-12

棒)ないしSMAC型強震計による観測値(黒丸)と各地点で比較的よく一致し、特に仙台市東部(高砂、六郷、霞目)で推定された大きな最大加速度をよく説明している。

以上、数例の地震に関する検討から、地震の断層モデル及び観測点での深い地盤構造を知れば、震源域及びその近傍での地表の地震動の応答スペクトルをかなりよい精度で推定できるものと考えられる。

そこで深い地盤構造の知れている観測点において破壊的な地震動を与えるような地震の断層モデルを知れば、その地点において予期すべき地震動の強さをあらかじめ把握する事が可能であろう。ここでは川崎市の3地点を例としてとりあげ、これらの地点で予期すべき地震動の強さを推定し、建築物の震害予測について若干の検討を行った。

Fig. 5-13に江戸時代以降、東京にⅤ以上の震度を与えた地震の震央分布^{4-11), 5-12)}を示す。この図から東京(川崎)に破壊的な地震動を与える地震として相模湾及び東京湾周辺に震央をもつ2つのタイプが考えられる。そこで、この2つのタイプの地震の代表例として、それぞれ1923年関東地震及び1855年安政江戸地震を想定した。また、近年、発生 of 緊迫性を指摘されている駿河湾地震も想定した。計算の際に用いた断層モデルはTable 5-3に示す如くである。関東地震、仮想駿河湾地震の断層モ



LOCATION OF MAJOR EARTHQUAKES NEAR TOKYO (1603-)

Fig.5-13

Table 5-3

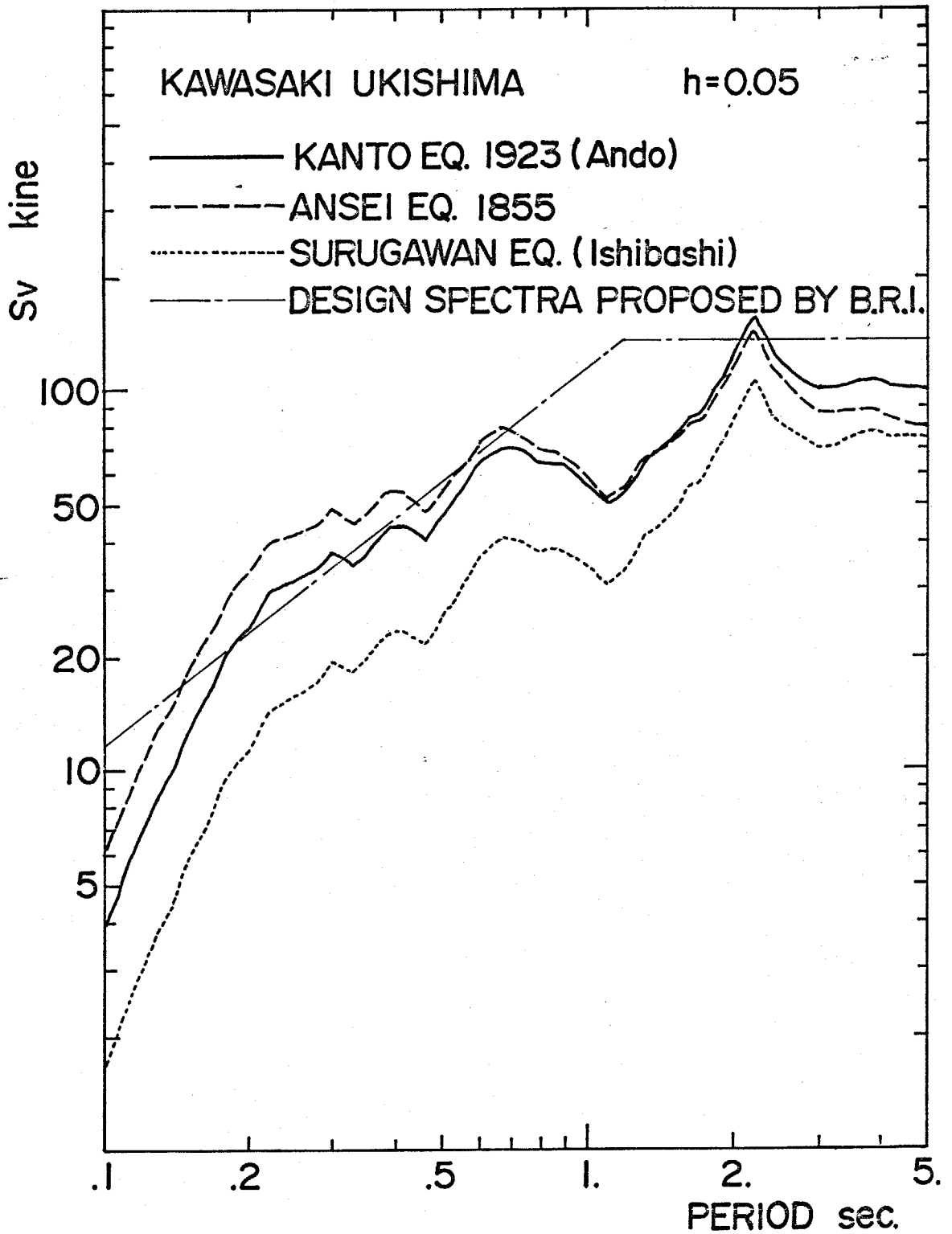
Earthquake	M	Source Dimension		Dip Direction	Dip Angle	VR km/sec	Type of Faulting	Depth km
		L km	W km					
Kanto Eq. 1923 (Ando)	7.8	85	55	N 45°E	30°	3.0	Bilateral	2
Ansei Eq. 1855	7.0	20	10	N 90°E	90°	2.6	Bilateral	20
Surugawan Eq. (Ishibashi)	8.0	115	70	N 72°W	34°	3.0	Unilateral	2

LIST OF FAULT PARAMETERS

モデルについては、それぞれ Ando⁴⁻¹³⁾、石橋⁴⁻¹⁷⁾ によるものを用い、安政江戸地震の断層モデルについては震度分布等より仮定した。

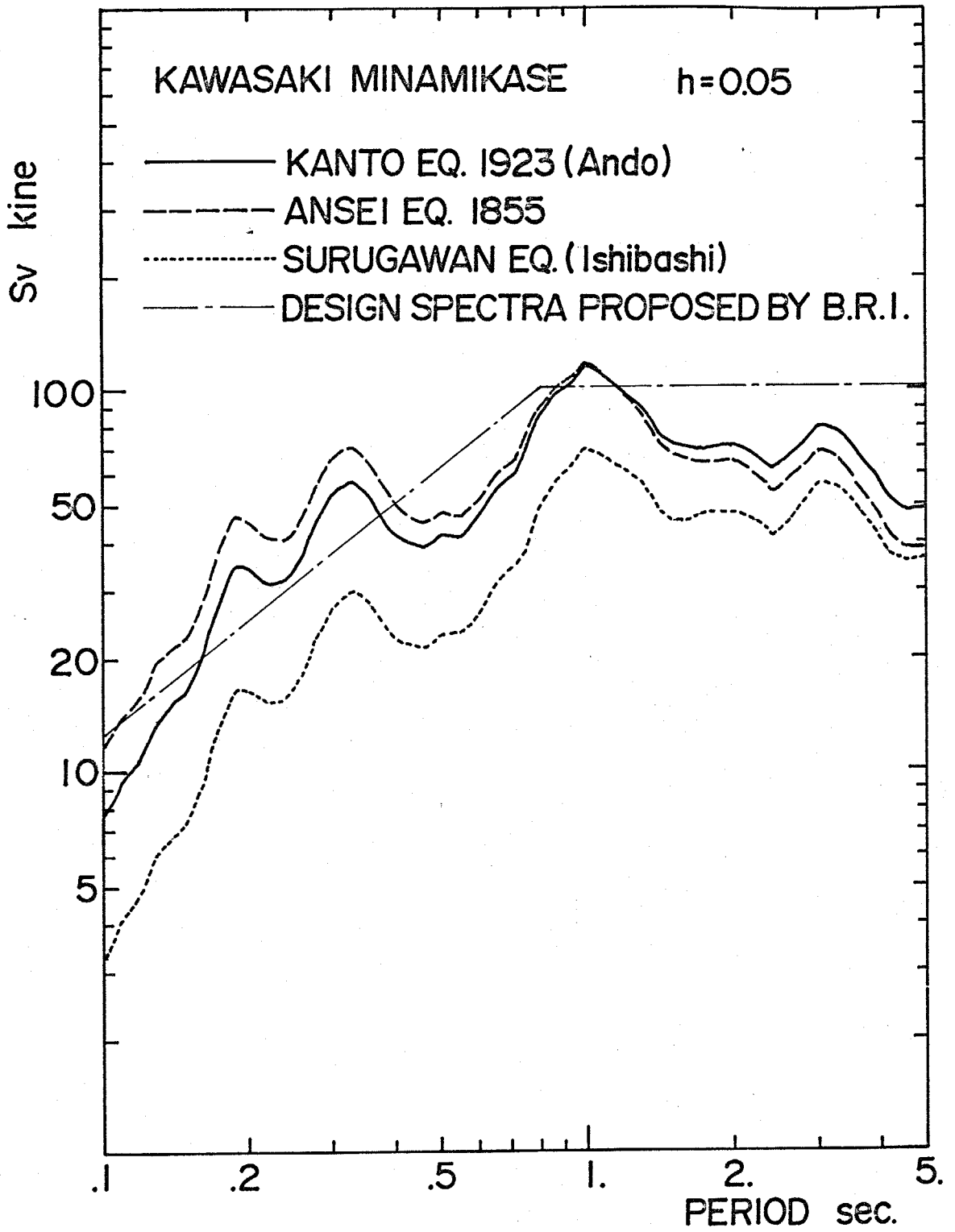
これらの断層モデルと深い地盤構造^{2-7), 5-13)} から地表の地震動の応答スペクトルを計算した。Fig. 5-14 ~ 5-16 にそれぞれ川崎市幸島、南加瀬、等々カ公園での計算スペクトルを示す。参考のため、建築研究所の提案による設計用スペクトル⁵⁻¹⁴⁾ を図中の1点鎖線で示す。想定した3つの地震の中で、安政江戸地震の場合が短周期(周期1秒以下)で、関東地震の場合がやゝ長周期(周期1秒以上)で、それぞれ最も強い地震動を与える事がわかる。また、仮想駿河湾地震の場合も震源からの距離が大きいにもかかわらず、やゝ長周期領域では他の2つの地震の場合と同程度の地震動を与えている。これらのスペクトルから地震動の最大加速度、速度を計算するとTable 5-4 に示す如くとなり、関東地震及び安政江戸地震の場合の震度はⅥ、仮想駿河湾地震の場合の震度はⅦ(強い方)と予想される。(Appendix II 参照)

一般に建築物の減衰定数はその固有周期が短くなるにつれて増加する事が知られている。そこで Fig. 5-14 ~ 5-16 に示した $h=0.05$ の速度応答スペクトルに減衰定数の影響⁵⁻¹⁵⁾ を補正して $h \cdot T=0.03$ の加速度応答スペクトルを計算した。Fig. 5-17 に想定した3つの地震の中で短周期で最も強い地震動を与える安政江戸地震の場合の3地点での加速度応答スペクトルを示す。R.C. 建築物、木造建



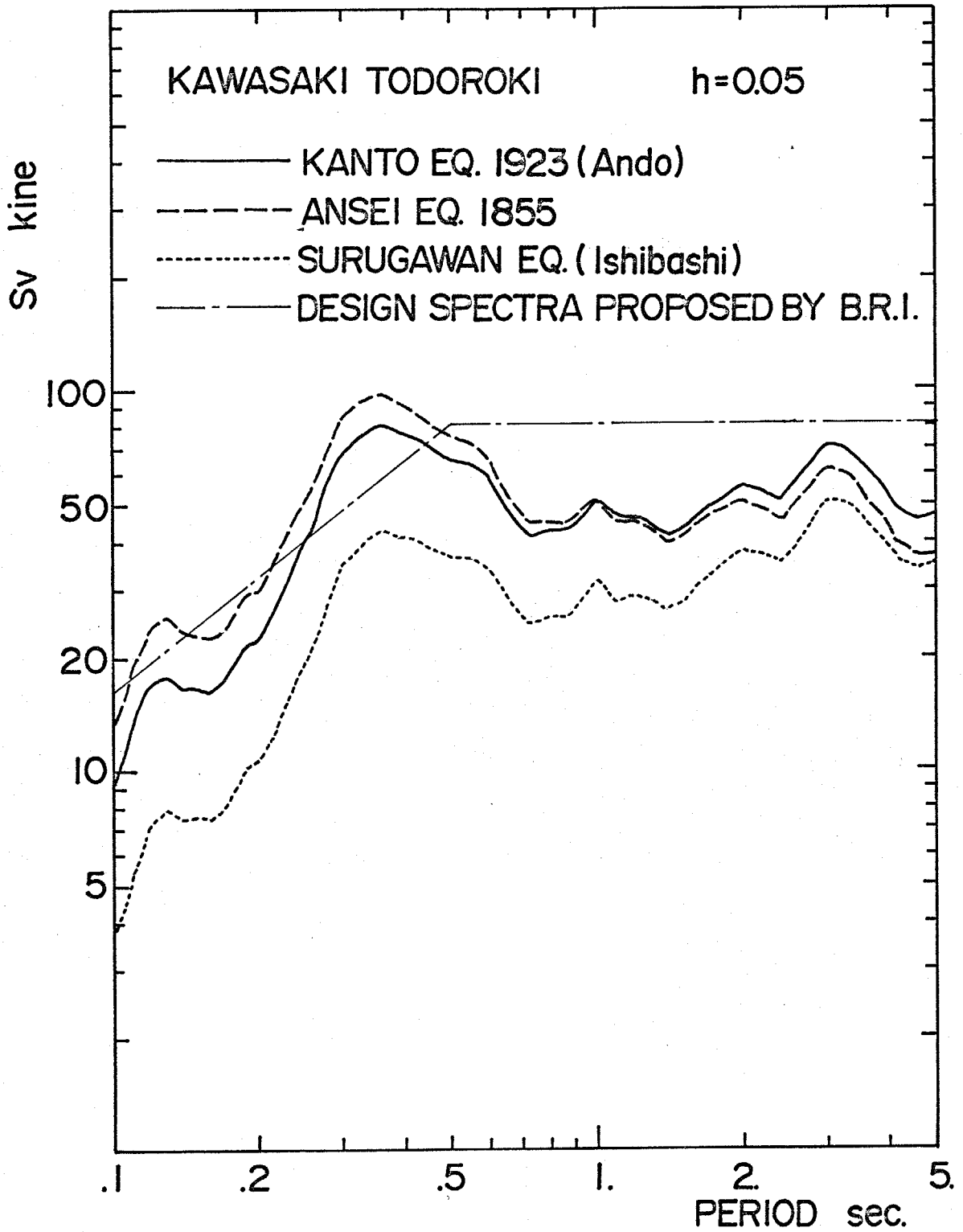
ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-14



ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-15

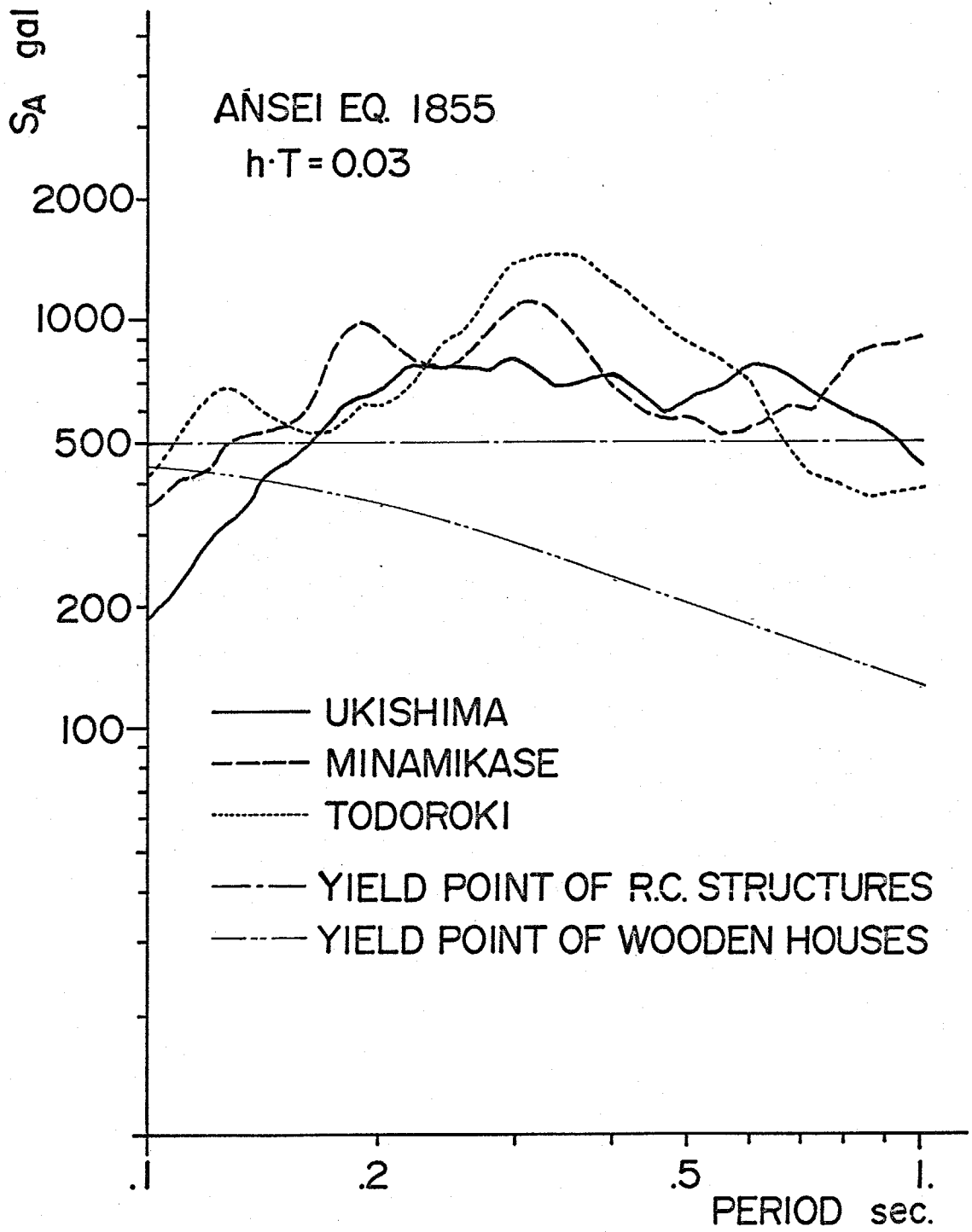


ESTIMATED VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.5-16

Table 5-4

Earthquake	Site Name	Peak Acceleration	Peak Velocity	J.M.A. Intensity
Kanto Eq. 1923 (Ando)	Ukishima	310 gal	57 kine	Ⅶ
	Minamikase	390 gal	50 kine	Ⅶ
	Todoroki	490 gal	36 kine	Ⅶ
Ansei Eq. 1855	Ukishima	410 gal	57 kine	Ⅶ
	Minamikase	490 gal	50 kine	Ⅶ
	Todoroki	620 gal	36 kine	Ⅶ
Surugawan Eq. (Ishibashi)	Ukishima	160 gal	36 kine	Ⅴ
	Minamikase	190 gal	31 kine	Ⅴ
	Todoroki	250 gal	23 kine	Ⅴ



ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE SPECTRA

Fig.5-17

建築物の降伏強度と固有周期の関係をそれぞれ図中の1点鎖線、2点鎖線であらわせるものと仮定すれば、これらの降伏強度よりも地震動の加速度応答量が上回れば建築物は被害をうけるものと考えられる。R.C.建築物については、浮島では周期0.2秒から1秒のものが、南加瀬では周期0.15秒以上のものが、等々カ公園では周期0.7秒以下のものが多少なりとも被害をうけるものと推定され、特に等々カ公園での周期0.3秒から0.4秒のもの（5.6階建に相当する）に比較的大きな被害が予想される。木造建築物については、3地点とも周期0.15秒以上のものが多少なりとも被害をうけるものと推定される。川崎市での木造家屋の固有周期が0.2秒付近にある事⁵⁻¹⁶⁾から、特に南加瀬では比較的大きな被害が予想される。

5.2 最大加速度に対する地盤の増幅率を求める簡略法

前節において、震源の断層モデルと観測点での深い地盤構造を知れば、その地点での地表の地震動の応答スペクトルを精度よく推定する事ができる事を示した。しかし、深い地盤構造の知られている地点は全国的にみてわずかであり、ある広がりをもった地域での地震動の強さの分布を求める事は実際には非常に困難である。したがって深い地盤構造を知らずに地盤の増幅率を知るためのより簡便な方法が必要である。

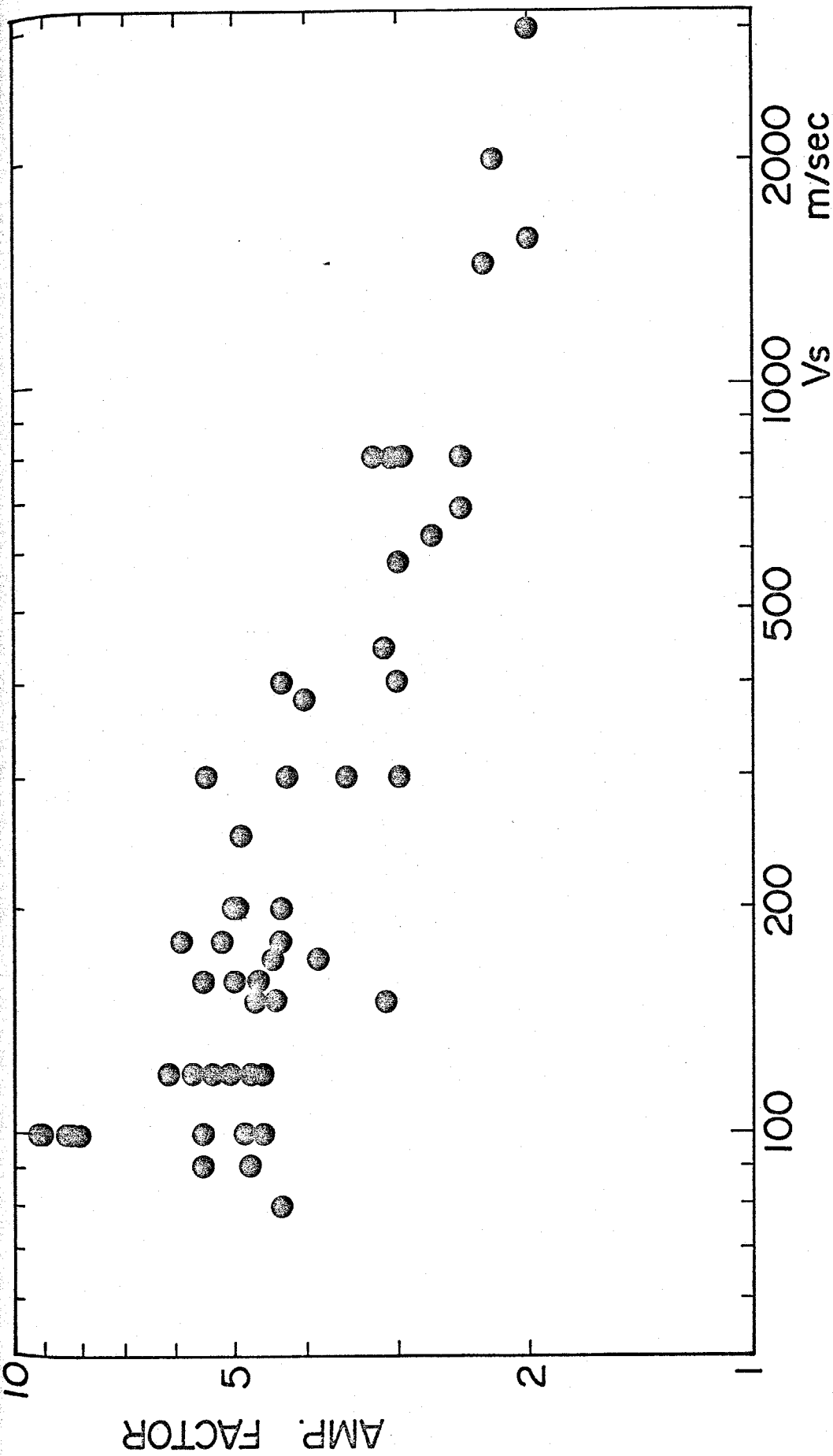
過去の多くの震害調査において、地震動の最大加速度分布あるいは建築物の震害分布と地盤条件（主として地質条件）との相関が指摘されている。この事は、短周期領域での地盤の増幅率と地質条件との間に密接な関係が存在する事を示唆するものと考えられる。地質条件に対応する地盤の物理定数としては地盤のS波速度が考えられる。これに関連する研究として、嶋は基盤とした層のS波速度と地表のそれとの比と同波数領域における最大のSH波の増幅率との間に明瞭な直線関係があり、地盤が軟弱になる程増幅率が大きくなる事を示している。¹⁻⁴⁰⁾

しかし、この方法では増幅率の最大値を知る事はできても、それを与える周期を知る事はできないため、得られた増幅率のもつ意味は明確なものとは言い難く、定量的な議論は困難であろう。

こゝでは地盤の増幅率として最大加速度に対する増幅

率を計算した。まず、ある入射波速度応答スペクトルを仮定し、その加速度応答量を周期0.1秒から0.5秒まで積分した値から入射波の最大加速度 a_i を求め(4.4参照)次に入射波速度応答スペクトルに地盤構造に基づいたS波の増幅率を乗じて地表での地震動の応答スペクトルを求め、入射波の場合と同様にして地表の最大加速度 a_s を求め、 a_s/a_i をもって最大加速度に対する地盤の増幅率と定義した。なお、周期0.1秒から0.5秒までの領域では、地震規模及び震源からの距離の違いによる入射波の加速度応答スペクトルの型状の変化はそれほど大きいものではないので(3.2参照)計算の際に用いた入射波速度応答スペクトルの特性による最大加速度に対する地盤の増幅率への影響はほとんどないものと考えられる。

ちる地点に対して地盤をモデル化し、最大加速度に対する地盤の増幅率を計算した。Fig.5-18に最大加速度に対する地盤の増幅率と表層のS波速度との関係を示す。全体的な傾向として、表層のS波速度の低下と共にこの増幅率は増大するが、表層のS波速度が200~300m/sec.以下になるとこの増幅率の増加はとまり、ほとんどが4~6の値をとる。ただし、表層のS波速度が100m/sec.でこの増幅率が10倍弱を示す地点がいくつかあるが、これらはすべて仙台市東部の地盤をモデル化したものであり、他の地域の地盤をモデル化したものにはそれほど大きな増幅率がみられない事から一般的なものとはみなし難い。また表層のS波速度が150m/sec.でこの増幅率が約



RELATION BETWEEN SHEAR WAVE VELOCITY OF SURFACE LAYER AND AMPLIFICATION FACTOR OF GROUND

Fig.5-18

る倍を示す地点は川崎・浮島の例で、これは非常に軟弱で地盤の粘性減衰が大きいと考えられる層が深さ100m程度まで存在するためと考えられる。

したがって、表層が比較的軟弱になると、最大加速度に対する地盤の増幅率は表層のS波速度によらず、ほぼ一定の値をとるものと考えられる。最大加速度に対する地盤の増幅率 A_a と表層のS波速度 V_s との関係を定めると

$$A_a = 5.5 \quad (V_s \leq 200 \text{ m/sec.}) \quad \dots (5-1)$$
$$A_a = 40 \times V_s^{-0.374} \quad (V_s > 200 \text{ m/sec.})$$

となり、地盤構成によらず表層のS波速度のみから最大加速度に対する地盤の増幅率を求める事ができる。

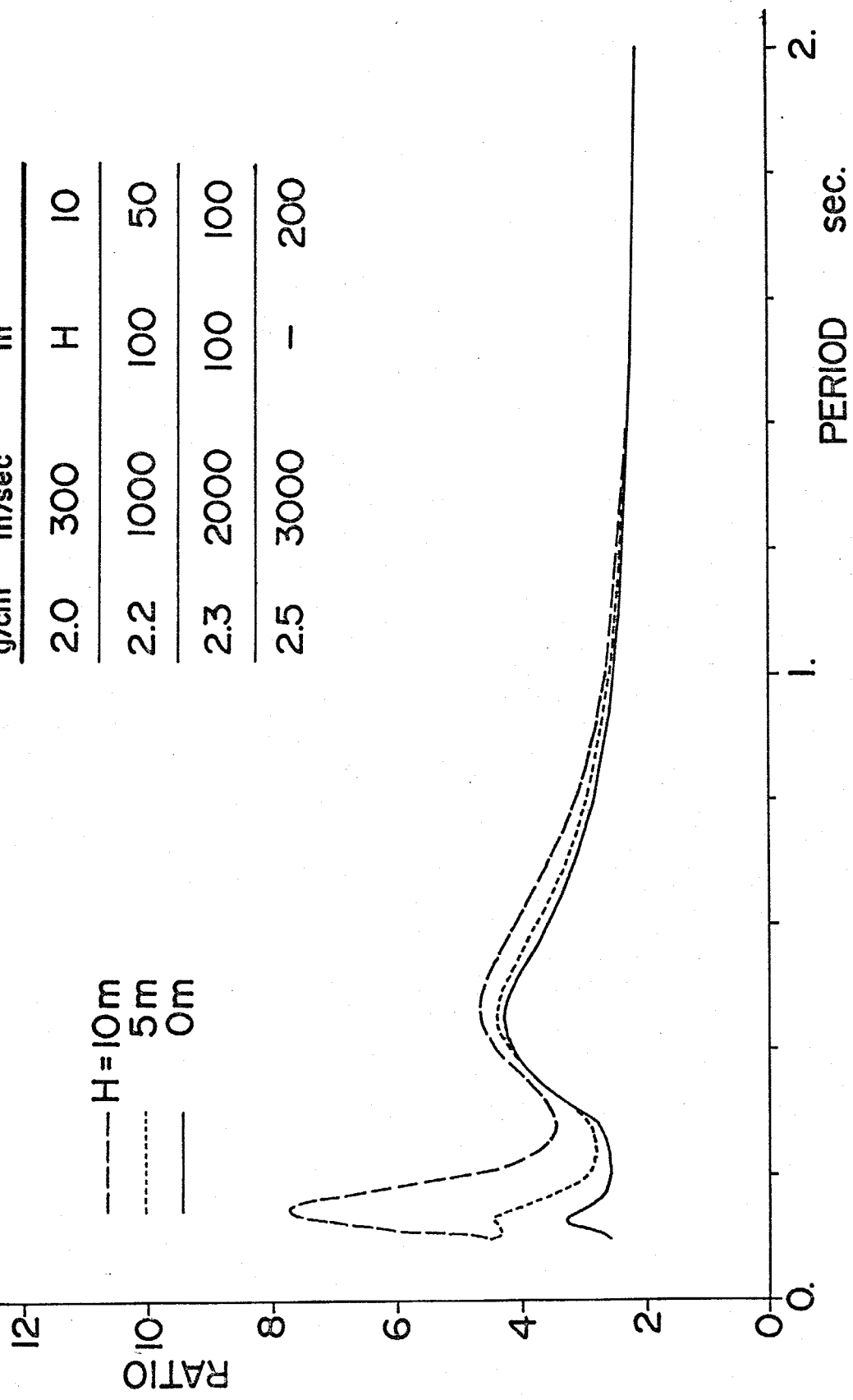
表層のS波速度の遅い地点 ($V_s \leq 300 \text{ m/sec.}$) についてさらに、この増幅率と地盤種別との関係を検討した。Fig. 5-19は横軸に地盤種別を、縦軸にこの増幅率をとったものである。ただし、地盤種別は常時微動測定結果から金井の方法で得られたものであり、地盤の堅さのみを反映しているものではなく、表層地盤の層厚ないしは地層構成をも反映しているものと考えられる。地盤種別を変数と考えれば、地盤種別が小さくなる程、この増幅率は増大する傾向がやっみられる。地盤種別 k と最大加速度に対する地盤の増幅率 A_a との関係を定めると

$$A_a = 8.9 \times 10^{-0.08k} \quad \dots (5-2)$$

となる。

P g/cm ³	V_s m/sec	THICKNESS m	Q
2.0	300	H	10
2.2	1000	100	50
2.3	2000	100	100
2.5	3000	-	200

--- H = 10m
 - - - 5m
 ——— 0m



RATIO OF AMPLIFICATION OF SH-WAVES

Fig. 5-20

以上に示した関係から、表層のS波速度ないし金井の地盤種別から最大加速度に対する地盤の増幅率を求める事ができる。金井の地盤種別は全国的にみれば限られた範囲でしか得られていない事からも、全国的な分布が得られており、S波速度との対応関係が知られている地質条件が最大加速度に対する地盤の増幅率を求めるための指標として現実的に有効であろう。末田によれば、第4紀層、第3紀層、先第3紀層に対するS波速度として、それぞれ0.1~0.5 km/sec., 0.3~2 km/sec., 2~3 km/sec. が考えられる。実際の第3紀層及び先第3紀層の地盤では表層にS波速度の小さい風化層が薄く存在するものと考えられる。Fig. 5-20はこの風化層の層厚がSH波の増幅率に与える影響を示したものであるが、風化層が5m程度であれば、SH波の増幅率は風化層がない場合と比べてそれほど大きな変化を示さない。よって、最大加速度に対する地盤の増幅率をそれぞれの地質条件に対応するS波速度を(5-1)式に代入して得られる値よりも若干大きめに見積って、地質条件とこの増幅率 A_a との関係を以下のように定めた。

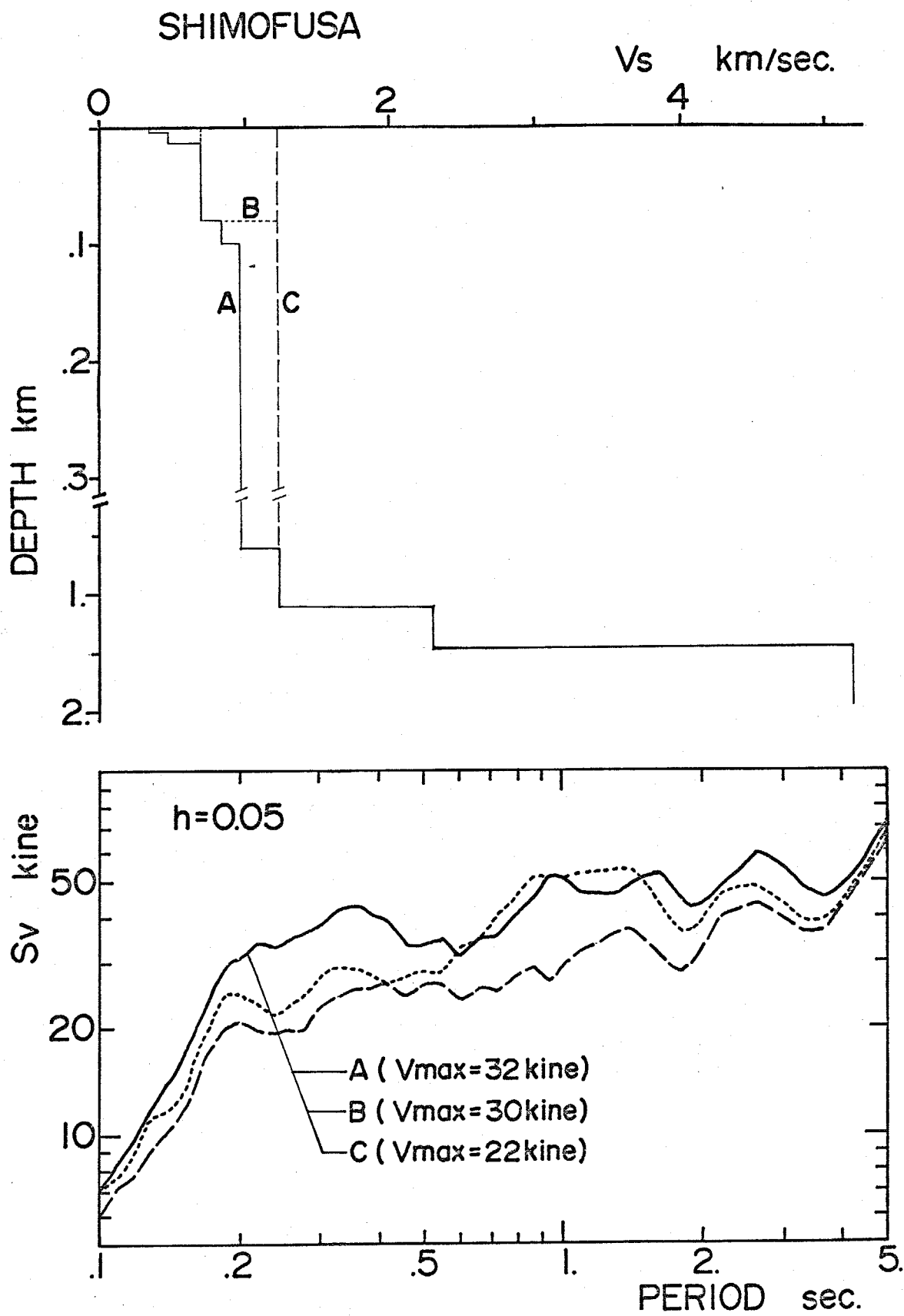
$$\left. \begin{aligned}
 A_a &= 5.5 \quad (\text{第4紀層}) \\
 A_a &= 5.0 \quad (\text{第3紀} \sim \text{第4紀層}) \\
 A_a &= 4.0 \quad (\text{第4紀噴出物層}) \\
 A_a &= 3.5 \quad (\text{第3紀層}) \\
 A_a &= 2.5 \quad (\text{先第3紀層})
 \end{aligned} \right\} \dots(5-3)$$

5.3 最大速度に対する地盤の増幅率を求める簡略法

本節では、前節と同様な概念で最大速度に対する地盤の増幅率を求める簡略法について検討した。

Fig.5-21は、入射波速度応答スペクトルは同一で、地盤モデルを変化させたときの計算された地表の地震動の応答スペクトルの変化を示したものである。図中の地盤モデルAは下総での実際の地盤モデル⁵⁻⁸⁾を示し、地盤モデルBはほぼその約10m以浅を簡略化したものであり、地盤モデルCはさらにほぼ80m以浅を簡略化したものである。各地盤モデルに対して計算された地表の応答スペクトルは短周期領域ではそれぞれ異なるが、周期0.6秒以上ではモデルA及びBに対する応答スペクトルはほとんど一致し、これらのスペクトルから逆算される地震動の最大速度振幅も図中に示すようにモデルAとBとはほとんど一致する。しかし、モデルCの値は他の2つのモデルの値に比べてかなり小さい。この事は、最大速度に対する地盤の増幅率の値は最上層のS波速度のみによって支配されているのではなく、ある程度深い地盤構造に支配されている事を示唆するものと考えられる。ここでは、ある深さまでの平均S波速度を指標として最大速度に対する地盤の増幅率を求める事を試みた。

前節で示した手順と同様に、まず、ある入射波速度応答スペクトルを設定し、これに対応する最大速度振幅を V_L とする。この入射波速度応答スペクトルに地盤構造

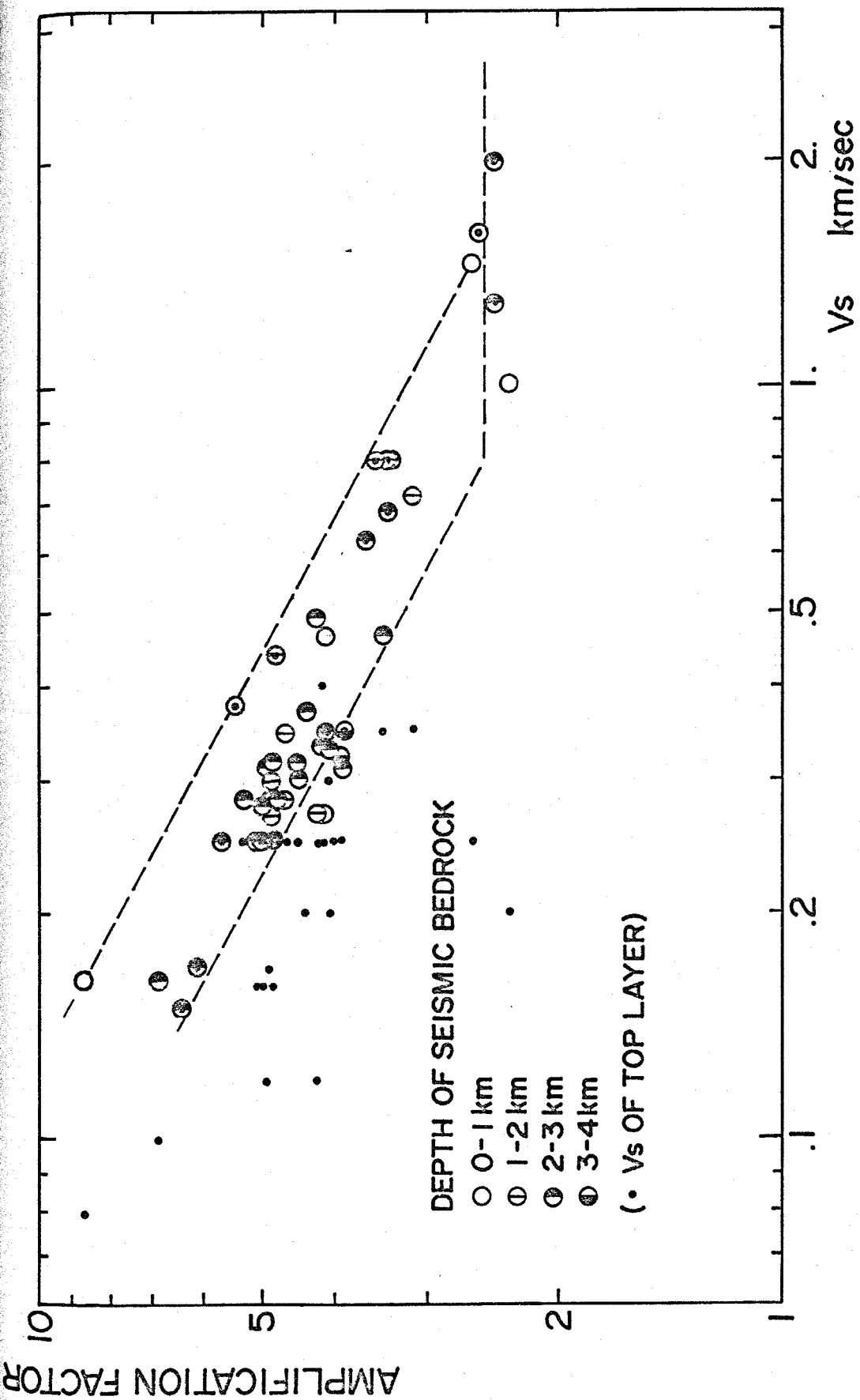


MODEL OF SUBSOIL STRUCTURE AND ESTIMATED RESPONSE SPECTRA

Fig.5-21

に基づくSH波の増幅率を乗じて地表の地震動の応答スペクトルを求め、これに対応する最大速度振幅を V_L とする。として V_L/V_{LI} の値を最大速度に対する地盤の増幅率と定義した。なお、設定した入射波速度応答スペクトルの形状の変化によるこの値の変動は $\pm 5\%$ 以内である事から設定した入射波速度応答スペクトルの特性による影響は無視できるものと考えられる。

前節と同じ53地点について最大速度に対する地盤の増幅率を計算した。Fig. 5-22の小さい黒丸は表層のS波速度とこの増幅率との相関を示したものであるが、両者の相関は悪い。そこで、深さ10m、30m、50mまでの平均S波速度とこの増幅率との相関をとると、図中の大きな丸印で示した深さ30mまでの平均S波速度の場合が一番相関がよい。ただし、平均S波速度とは各層でのS波速度を層厚で重み平均したものである。図から知れるように、この増幅率は平均S波速度の低下とともに増大する傾向がみられ、最大加速度に対する地盤の増幅率にみられたS波速度がある程度以下になると増幅率がほぼ一定の値をとるような傾向はここではみられない。この事は、この増幅率が最大加速度に対する地盤の増幅率に比べて長い周期のSH波の増幅率を反映しているため、地盤の粘性減衰による影響が小さく、地盤と地震基盤とのインピーダンス比に比例して増大するためと考えられる。最大速度に対する地盤の増幅率 A_v と深さ30mまでの平均S波速度 \bar{V}_s との関係を定めてみると



CORRELATION BETWEEN AMPLIFICATION FACTOR FOR PEAK VELOCITY AND MEAN SHEAR WAVE VELOCITY FROM SURFACE TO 30M DEPTH

Fig. 5-22

$$A_v = 170 \times \bar{V}_s^{-0.6} \quad (\bar{V}_s \leq 1100 \text{ m/sec.}) \quad \dots (5-4)$$
$$A_v = 2.5 \quad (\bar{V}_s > 1100 \text{ m/sec.})$$

となり、地盤構成にかかわらず、最大速度に対する増幅率を求める事ができる。

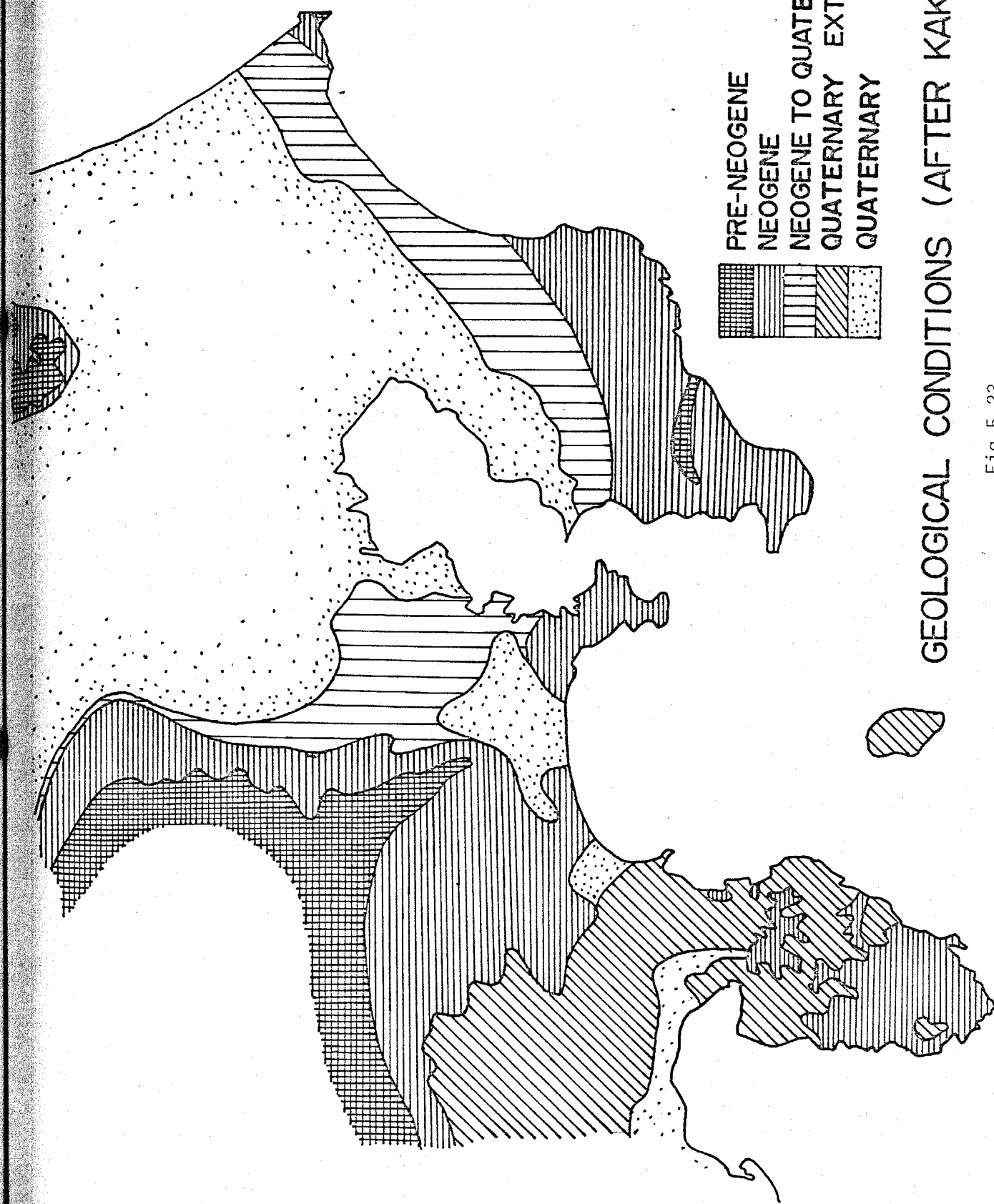
5.4 震源域及びその近傍での地表の地震動の強さの分布

ある地震を想定し、破壊的な地震動が期待される震源域及びその近傍での地表の地震動の強さの分布をあらかじめ予期できれば、構造物の耐震設計上ならびに地震防災計画上有利となる。本節では第4章及び5.2, 5.3に示した結果を総合して10余の被害地震に対して地表の地震動の強さの分布を計算し、実際の震度分布・被害分布との比較検討し、方法の妥当性について検討した。

a) 1923年関東地震の場合

この地震は相模トラフ北部に発生したもので、陸上に国府津-松田断層が生じたが、主断層は相模湾海底に現れた。Ando⁴⁻¹³⁾は地殻変動のデータからこの地震の断層モデルとして長さ85km, 幅55km, 傾斜角30°のものを提案している。これらの値とその他のパラメータについてはKanamoriによる値¹⁻³⁰⁾を用いて、第4章で示した方法により入射波の最大加速度分布を計算した。(Fig. 4-16参照)

地盤の増幅率については、Fig. 5-23に示した地質分布から(5-3)式を用いて最大加速度に対する地盤の増幅率の分布を求めた。例えば、第4紀層上にある東京周辺でのこの増幅率の値は(5-3)式より5.5倍、第3紀層上にある房総半島南部でのそれは3.5倍、先第3紀層上にある丹



GEOLOGICAL CONDITIONS (AFTER KAKIMI et al.)

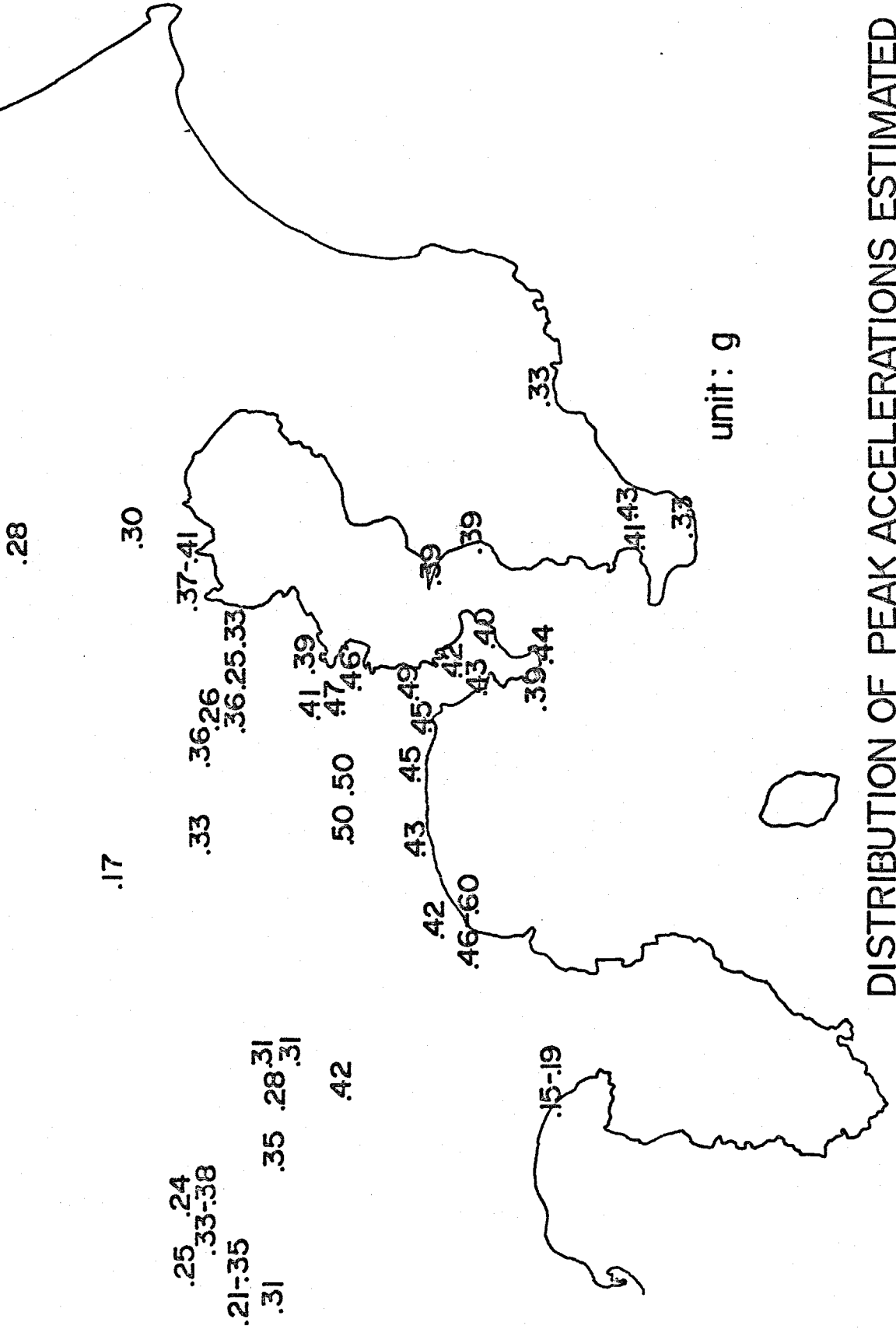
Fig. 5-23

沢山付近でのそれは 2.5 倍と考えられる。

この増幅率に前述の入射波の最大加速度を乗じて、地表の地震動の最大加速度を計算できる。計算値の妥当性を確認するために、この地震の際に墓石の転倒から推定された各地での最大加速度⁵⁻¹⁷⁾ (Fig. 5-24 参照) との比較を行った。Fig. 5-25 は縦軸にこの墓石の転倒による推定値を、横軸に計算値をとったものである。推定値に比べて計算値は全般的に大きめの値をとる。(図中の 1 点鎖線参照) 墓石の転倒による推定値は短周期の地震動を実際より小さく評価している筈である^{1-2), 1-3)} から、墓石の転倒による推定値が実際の最大加速度の 80% をあらかすものと考えれば¹⁻³⁷⁾ 計算値と推定値の対応は最大加速度 600 gal 程度以下ではよいものと考えられる。(図中の 2 点鎖線参照) 最大加速度が 600 gal 程度を越えると両者の対応は悪くなる。本計算は地盤の非線型性を考慮していない事から、この事は地盤の非線型性の影響がこの程度の加速度レベルになると無視できなくなる事を示唆するものと考えられる。(Appendix I 参照) したが、本計算方法によって最大加速度 600 gal 程度以下の範囲では定量的な議論が可能であろう。

Fig. 5-26 に観測された震度分布⁴⁻¹¹⁾ と計算された最大加速度分布(破線)との比較を示す。計算された最大加速度分布は 5.1 の Table 5-2 に示した深い地盤構造を用いて計算された結果と矛盾しない。最大加速度 300 gal 以上の地域と震度 VI のそれとが全体的によく対応してい

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

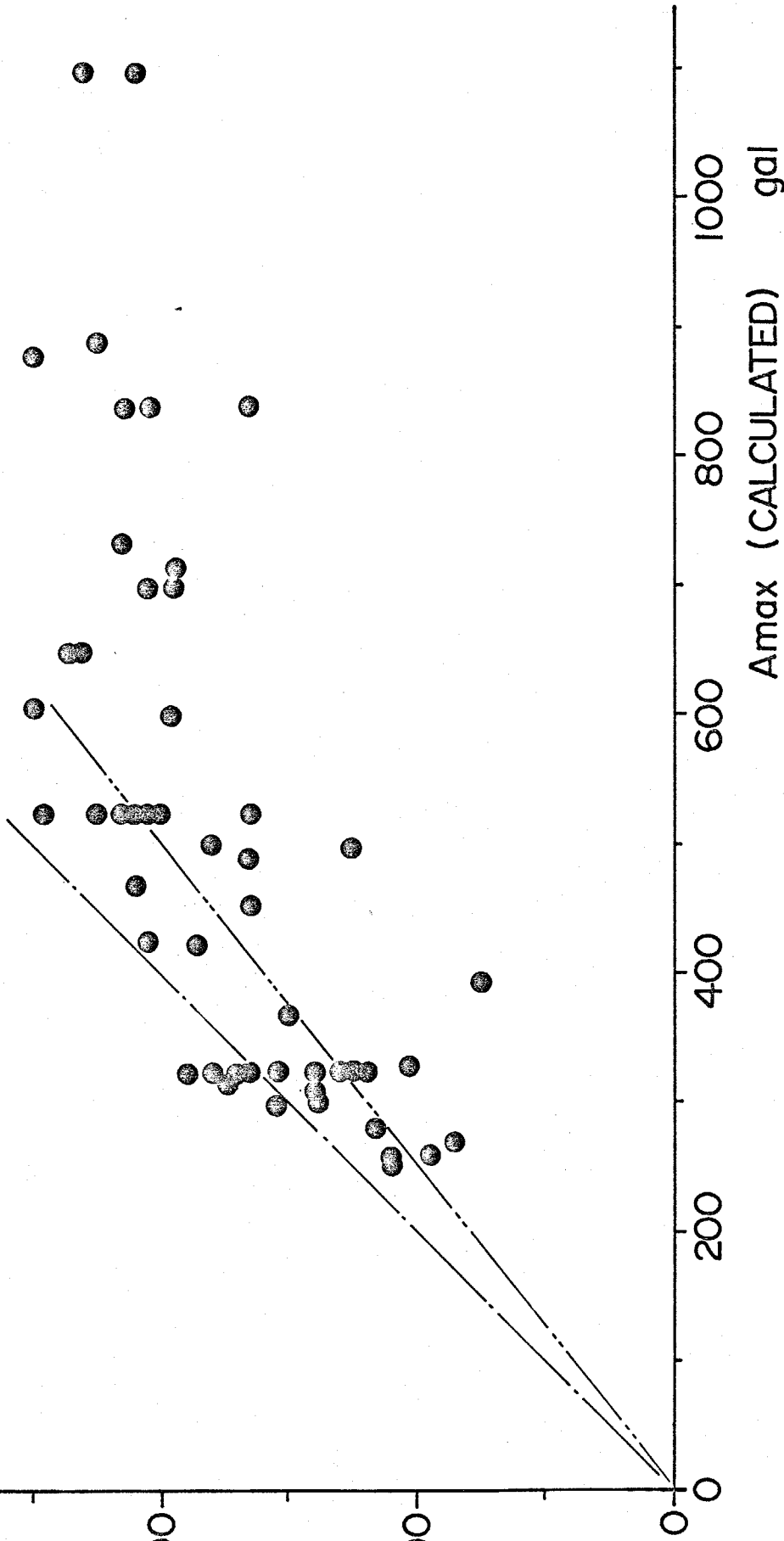


DISTRIBUTION OF PEAK ACCELERATIONS ESTIMATED FROM OVERTURNING OF SIMPLE RODIES

Fig. 5-24

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

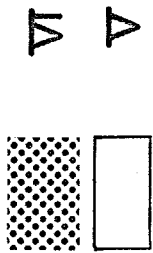
Amax (ESTIMATED) gal



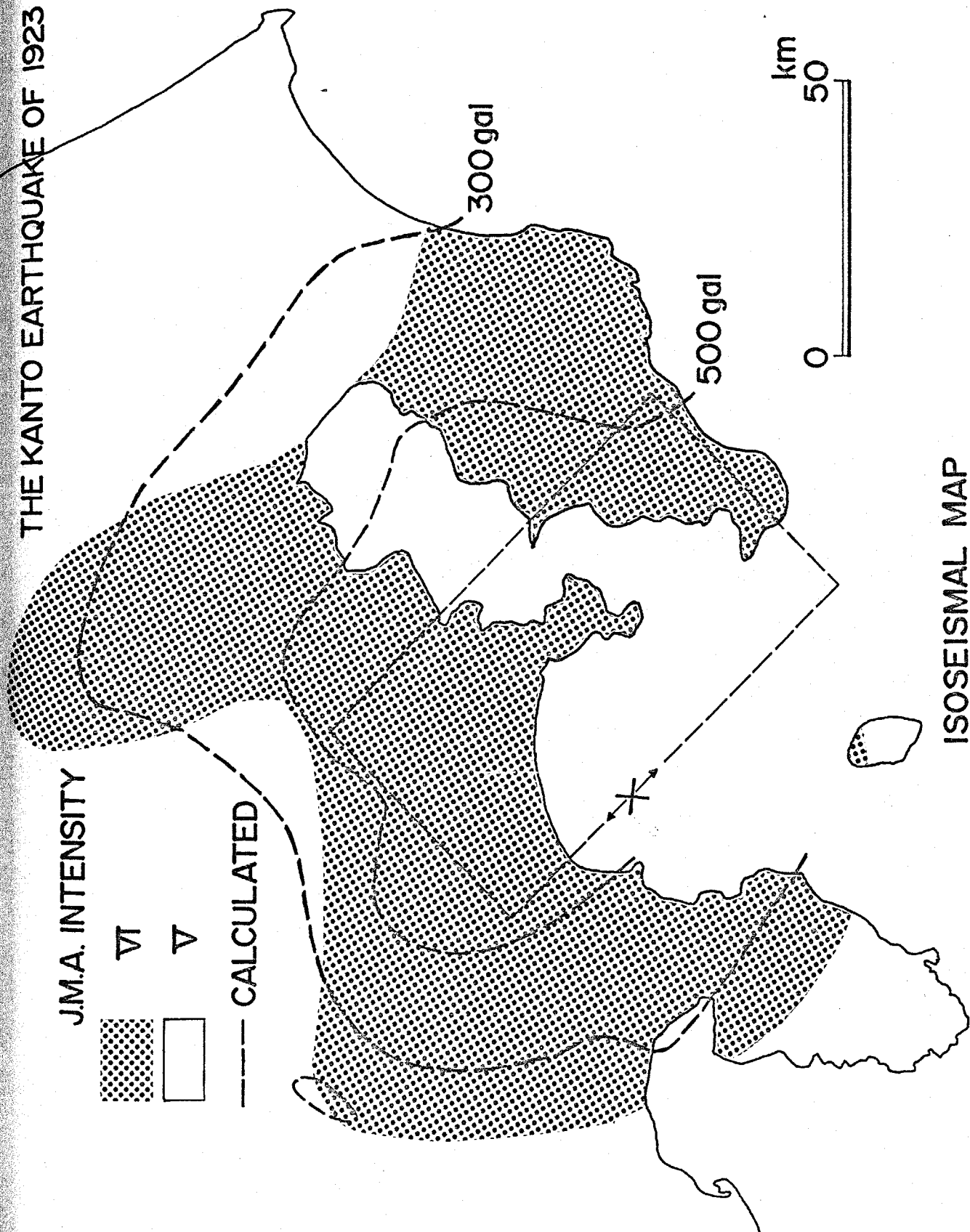
RELATION BETWEEN CALCULATED PEAK ACCELERATIONS AND ESTIMATED FROM OVERTURNING OF SIMPLE BODIES

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

J.M.A. INTENSITY



--- CALCULATED



ISOSEISMAL MAP

る。Fig. 5-27は木造家屋の全壊率⁵⁻¹⁷⁾と計算された最大加速度分布の比較を示したものである。計算値の方が若干南東方向にずれているが最大加速度500 gal以上の地域は全壊率10%以上のそれとよく対応しており、最大加速度300 gal以上の地域と全壊率1%以上のそれとが比較的よく対応している。これらの対応関係は木造家屋に対する応答解析からの結果と調和的である。(Appendix II 参照)

Fig. 5-26, 5-27に示した震度分布、被害分布をよくみると、埼玉県の新荒川沿いで比較的大きな震度及び被害が観測されているのに対して、それに隣接した千葉県北西部では震度及び被害は比較的小さい。この地域に限れば、前述の計算値の分布は震度分布、被害分布とはそれ程よい一致を示さない。この事は地質区分のみから推定された地盤の増幅率の精度の限界を示すものとも考えられる。

Fig. 5-28はこの地域での木造家屋の全壊率分布と液状化発生地点⁵⁻¹⁸⁾を示したものである。全壊率分布と液状化発生地点とは比較的よく対応しており、地盤の軟弱な地点に被害が集中したものと想像される。この地域での深さ30 mまでの平均S波速度の分布をS波換層、土質柱状図等の資料から計算するとFig. 5-29に示す如くなる。この平均S波速度分布から(5-4)式を用いて最大速度に対する地盤の増幅率の分布を計算するとFig. 5-30に示す如くなる。この増幅率は、東京江東地区及び埼玉県

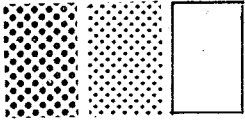
THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923

--- CALCULATED PEAK ACC.

50- %

10-50%

1-10%



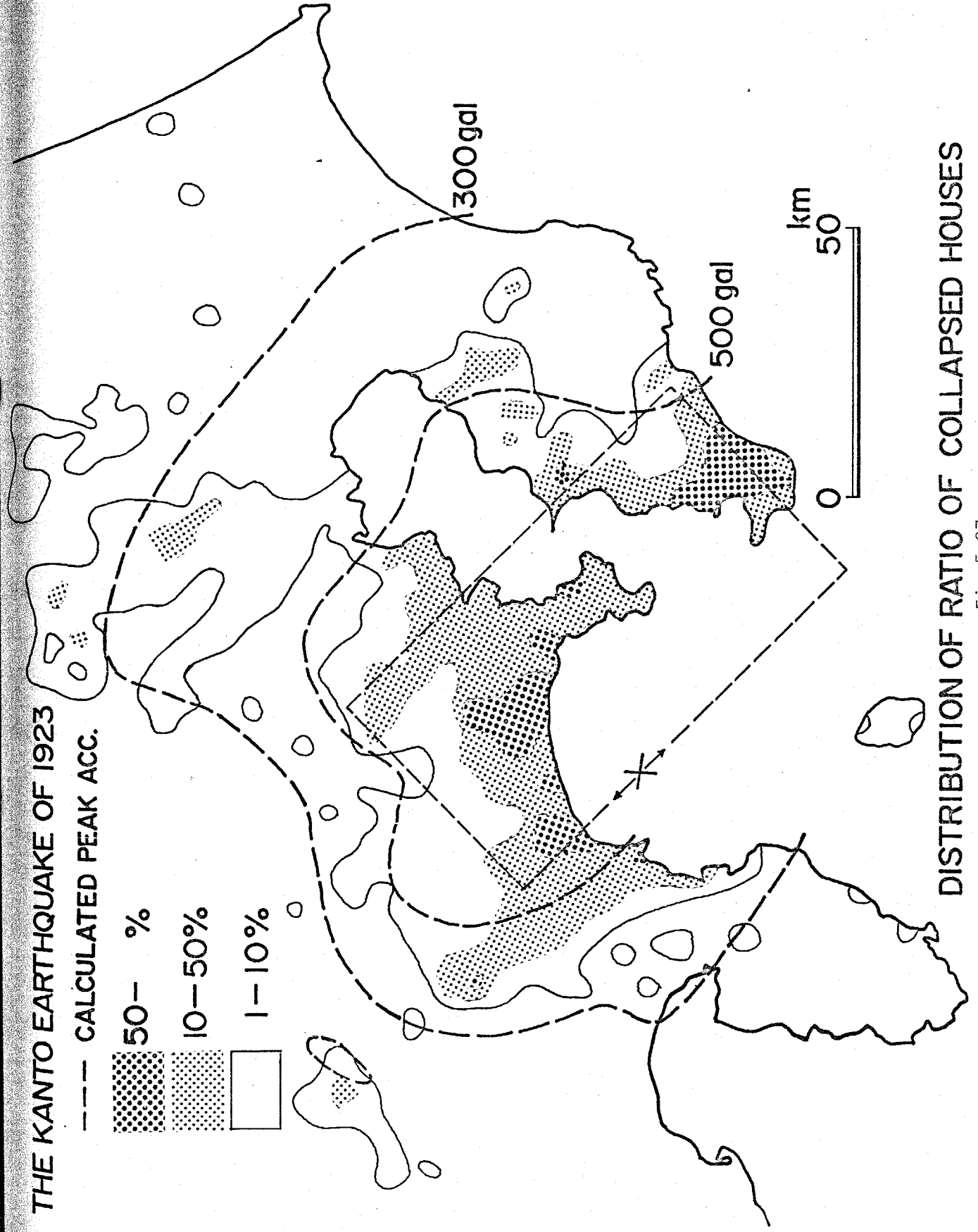
300 gal

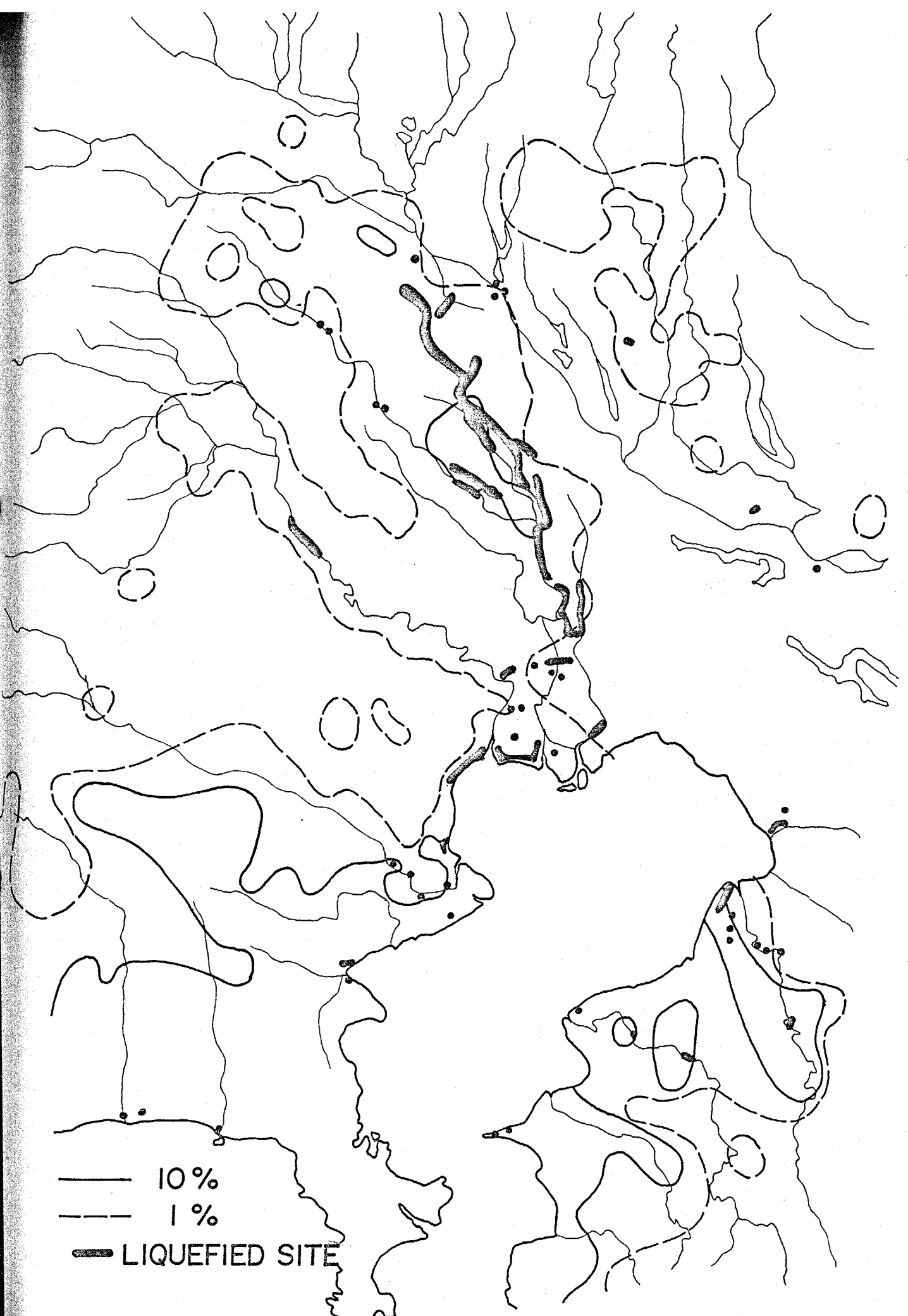
500 gal

km
0 50

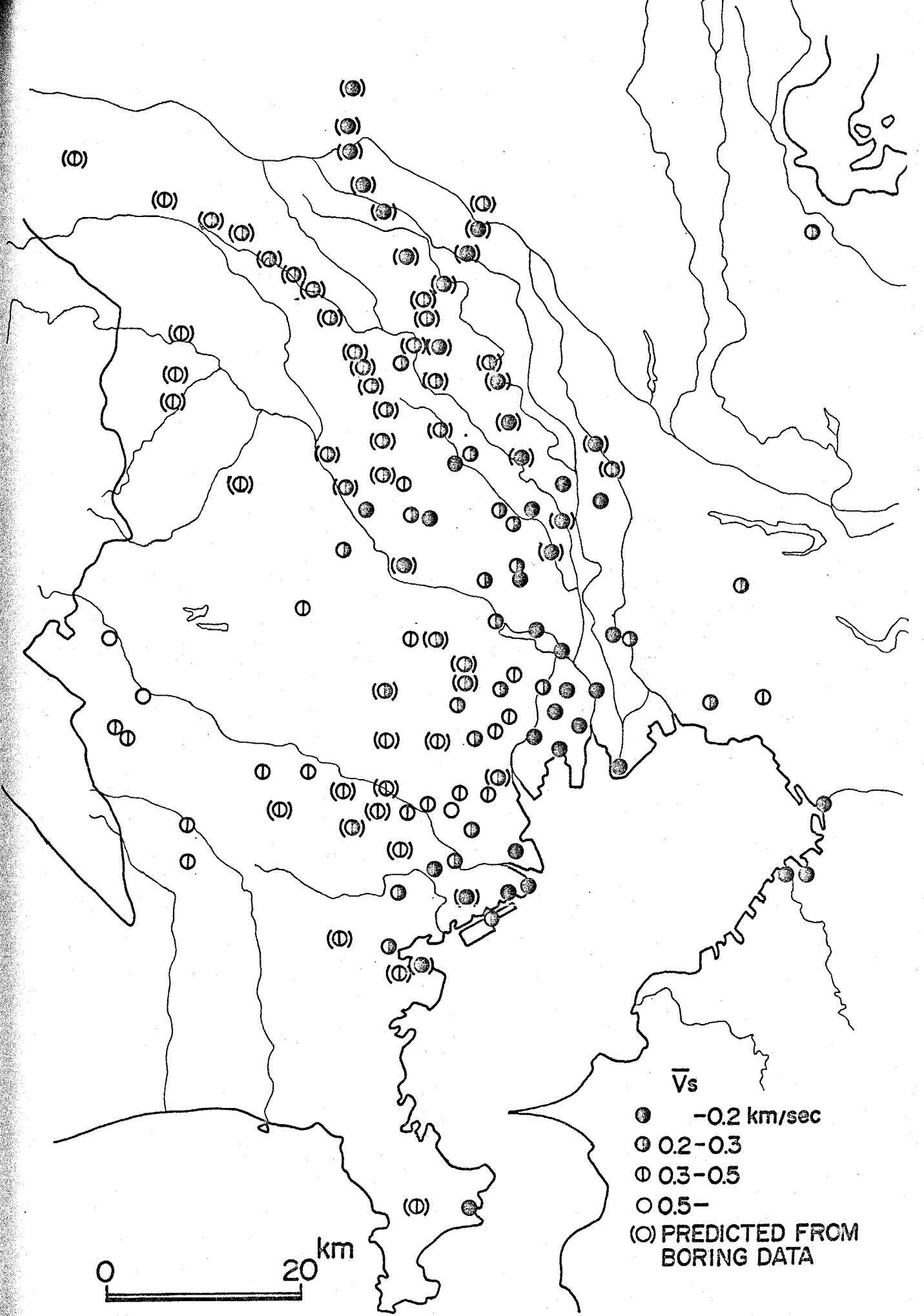
DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig. 5-27

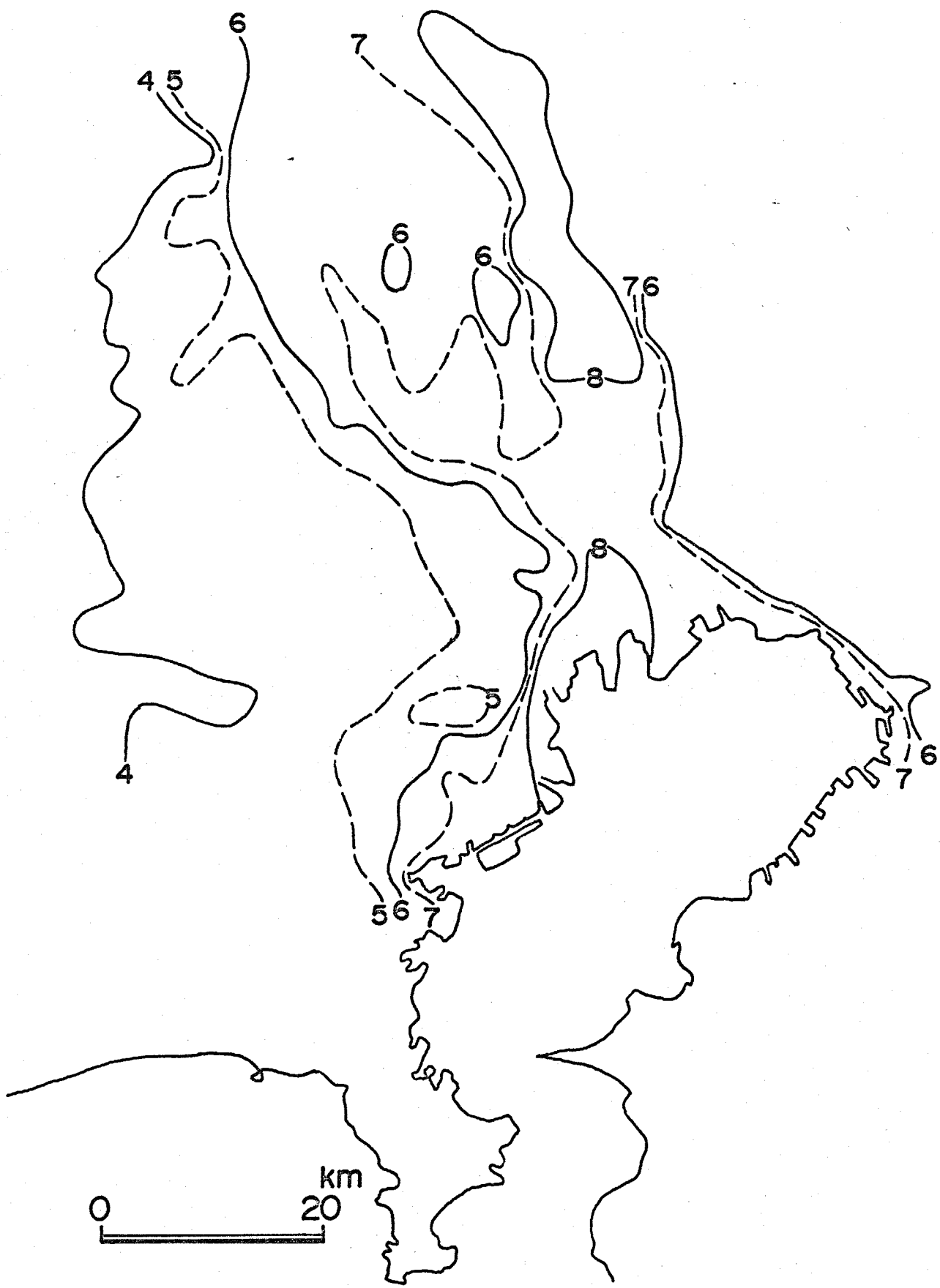




DISTRIBUTION OF PERCENTAGE OF COLLAPSED WOODEN HOUSES DUE TO THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923



DISTRIBUTION OF MEAN SHEAR WAVE VELOCITY FROM SURFACE TO 30M DEPTH



CONTOUR OF AMPLIFICATION FACTOR FOR PEAK VELOCITY

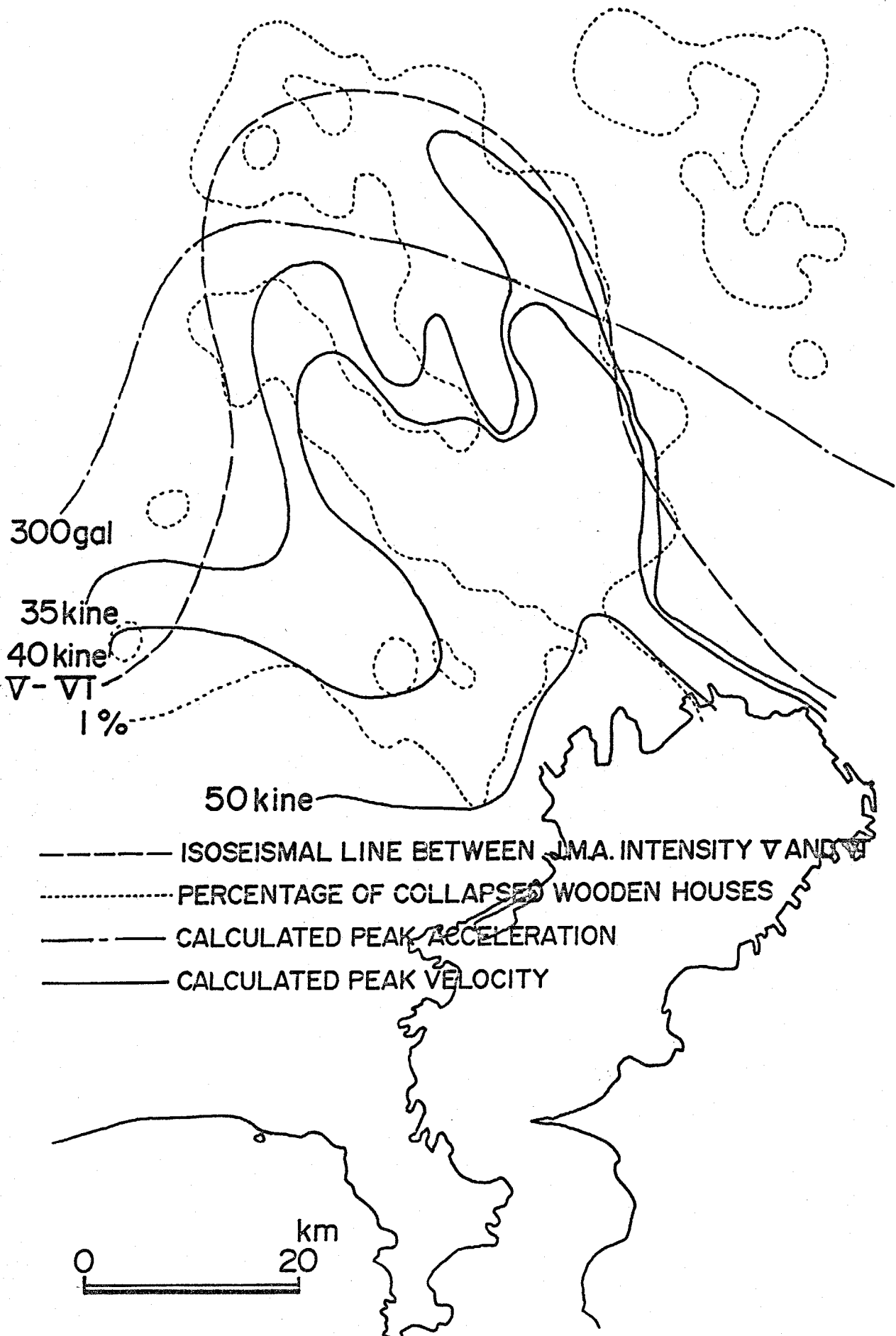
Fig.5-30

越谷市から栗橋町にかけての旧荒川若いで大きな値を示し、千葉県西部及び武蔵野台地等では比較的小さな値を示す。この増幅率の分布に前述の断層モデルから計算される入射波の最大速度分布を乗じて、地表の最大速度分布を求め、Fig.5-31の实線を示す。計算値35kineのコンターラインは前述の計算値300galのコンターライン(1点鎖線)に比べて、震度ⅤとⅥの境界(破線)及び木造家屋の全壊率1%のコンターライン(点線)をよく説明している。(Appendix II参照)ただし、茨城県西部にみられる木造家屋の被害については、この地域での地盤のS波速度に関する情報が得られなかったために(Fig.5-29参照)ここでは議論できない。以上の事より、前述の最大加速度分布に加えて、最大速度分布を計算する事によりさらに精度よく震度分布及び被害分布を説明する事ができるものと考えられる。

b) 1854年安政東海地震の場合

この地震は現在までに知られている地震の内でも最大級のものであり、被害区域は関東から近畿にまで及んだ。この地震の断層モデルは石橋によりTable 5-5に示すものが提案されている。⁴⁻¹⁷⁾この断層モデルに対して計算された入射波の最大加速度分布(Fig. 4-19参照)に、Fig. 5-32に示す地質分布から得られる最大加速度に対する地盤の増幅率を乗じて、地表の最大加速度分布を計算し、Fig.5-33~5-36に示す。Fig.5-33は断層面上の破壊が西

THE KANTO EARTHQUAKE OF 1923



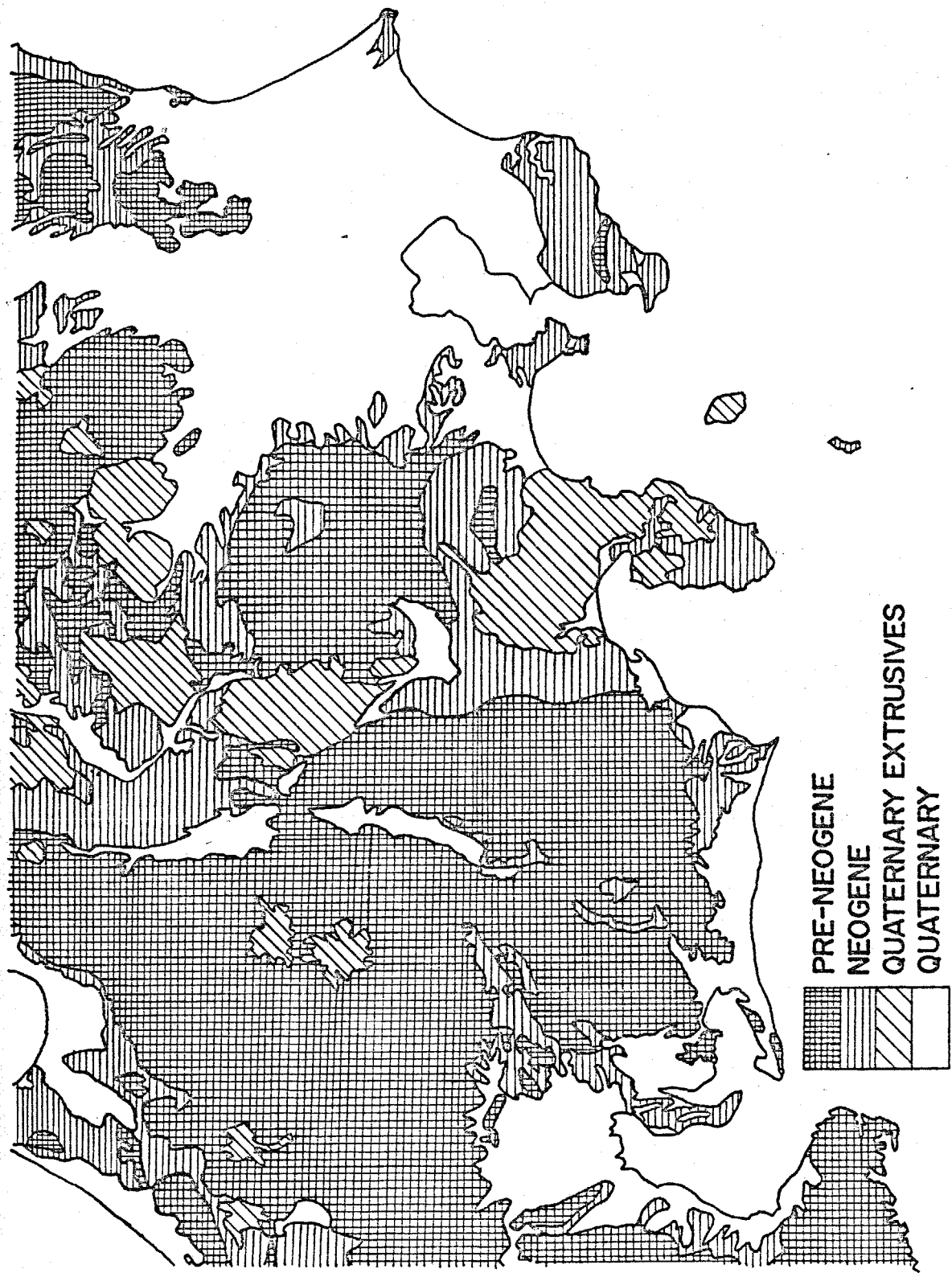
ISOSEISMAL MAP

Fig.5-31

Table 5-5

FAULT PARAMETERS ADOPTED IN THIS STUDY (After Ishibashi)
THE ANSEI-TOKAI EARTHQUAKE OF 1854

	Fault Plane (a)	Fault Plane (b)
Fault Length	150 km	115 km
Fault Width	100 km	70 km
Fault Strike	N65°E	N18°E
Dip Angle	24°	34°
Rupture Velocity	3.0 km/sec.	
Type of Faulting	Unilateral (A) Bilateral (B)	
Earthquake Magnitude	8.4	



GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig. 5-32

THE ANSEI-TOKAI EARTHQUAKE OF 1854

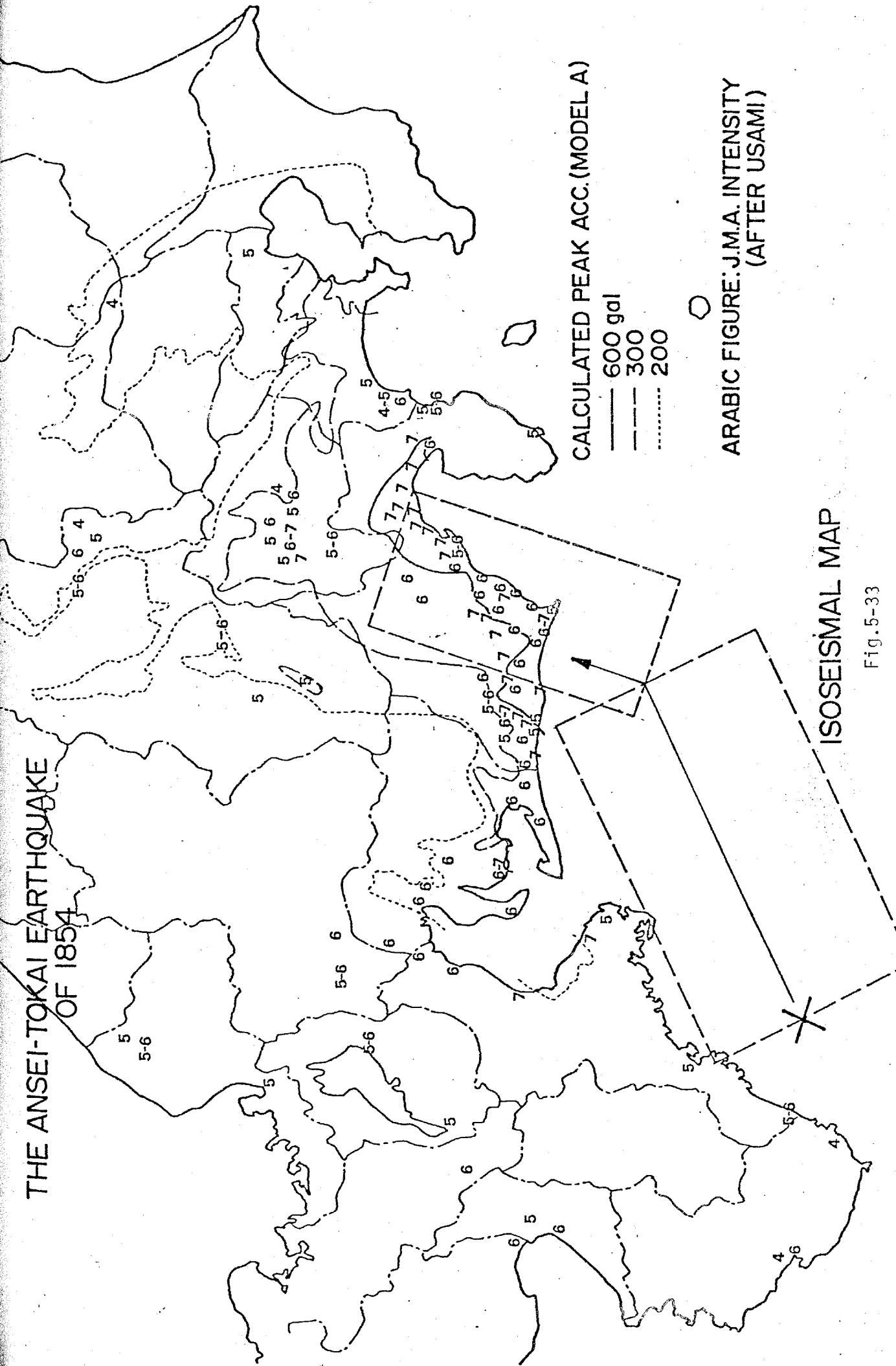


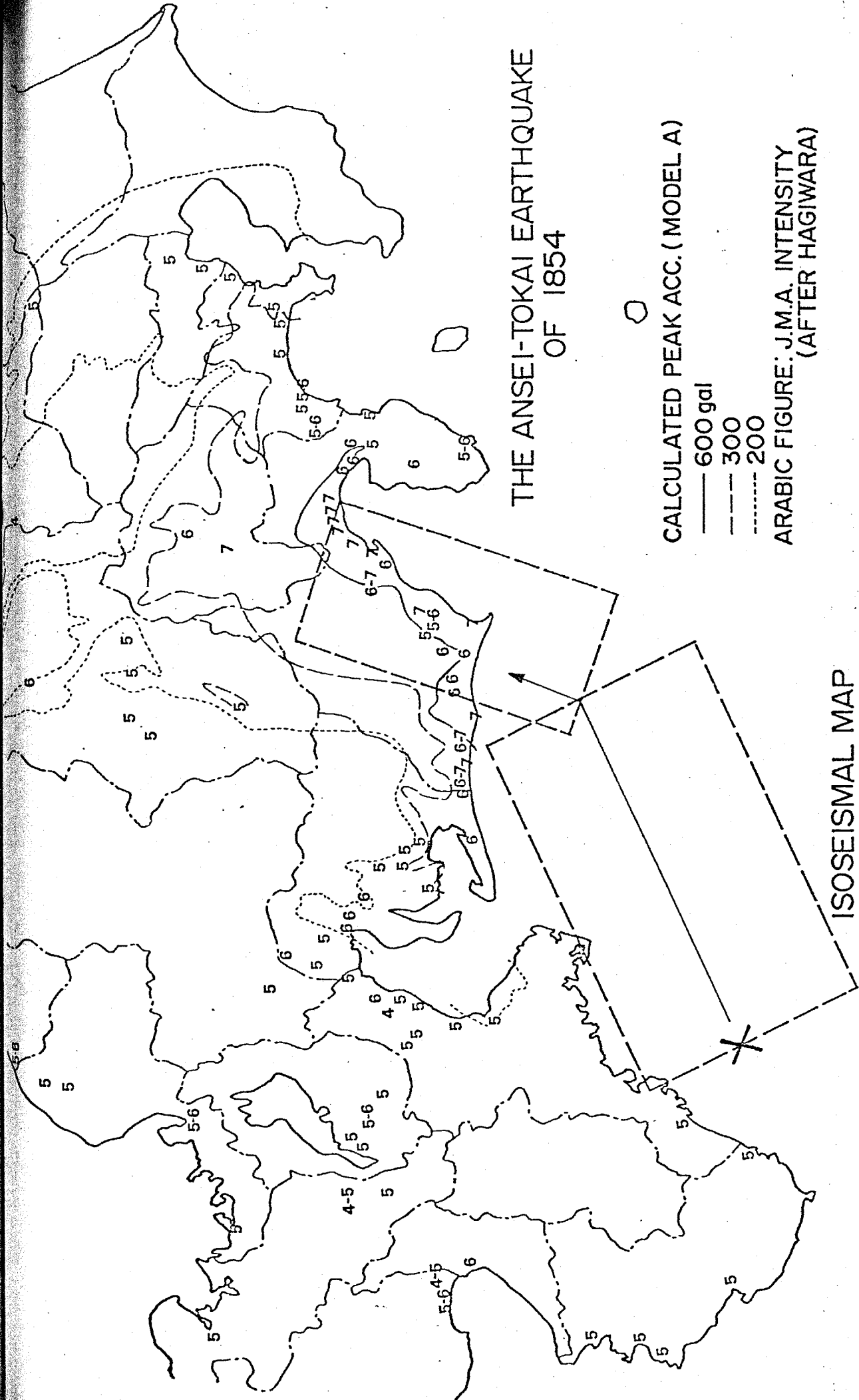
Fig. 5-33

THE ANSEI-TOKAI EARTHQUAKE OF 1854

CALCULATED PEAK ACC. (MODEL A)

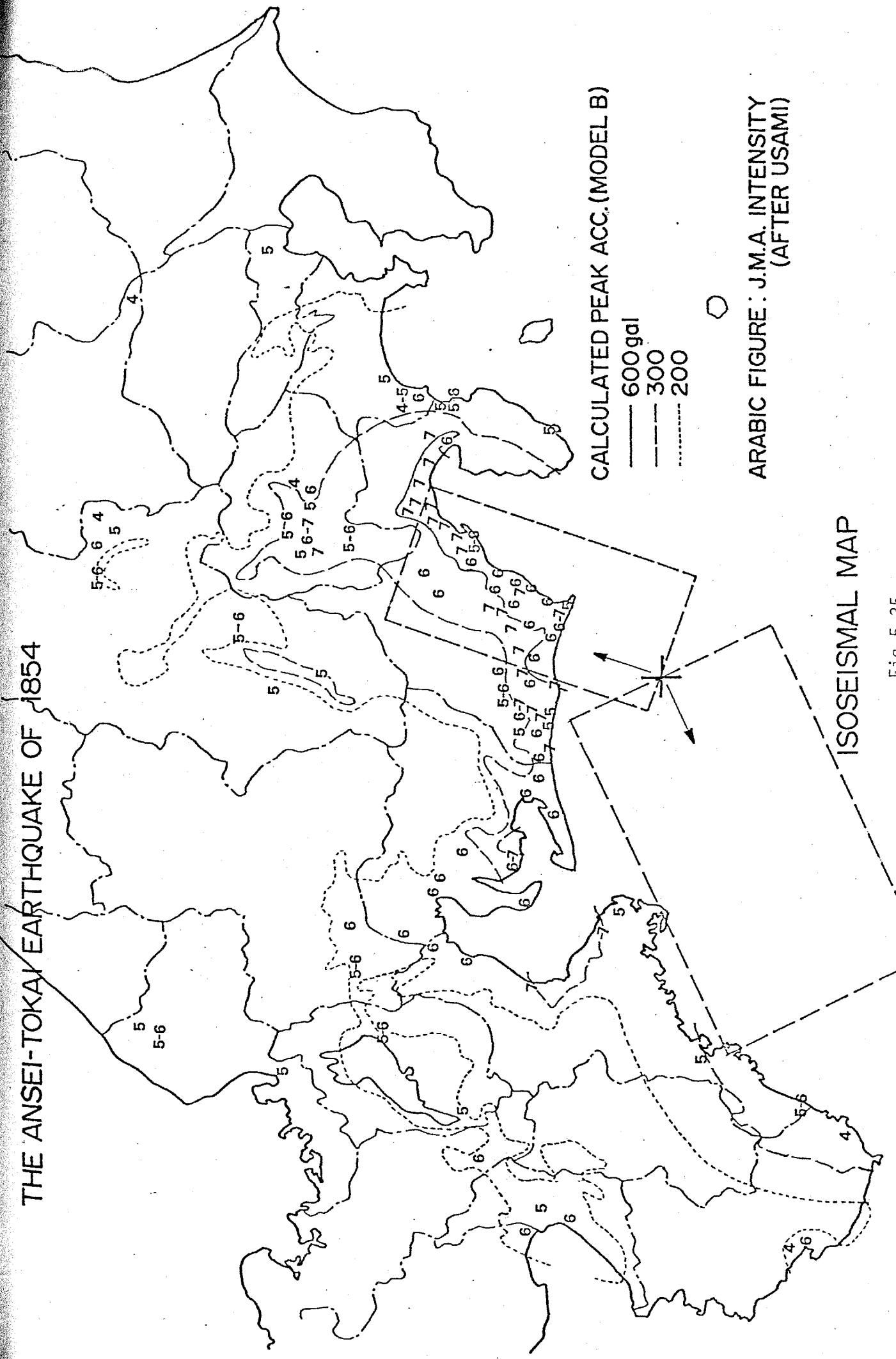
- 600 gal
- - - 300
- · · 200

ARABIC FIGURE: J.M.A. INTENSITY
(AFTER HAGIWARA)



ISOSEISMAL MAP

THE ANSEI-TOKAI EARTHQUAKE OF 1854



CALCULATED PEAK ACC. (MODEL B)

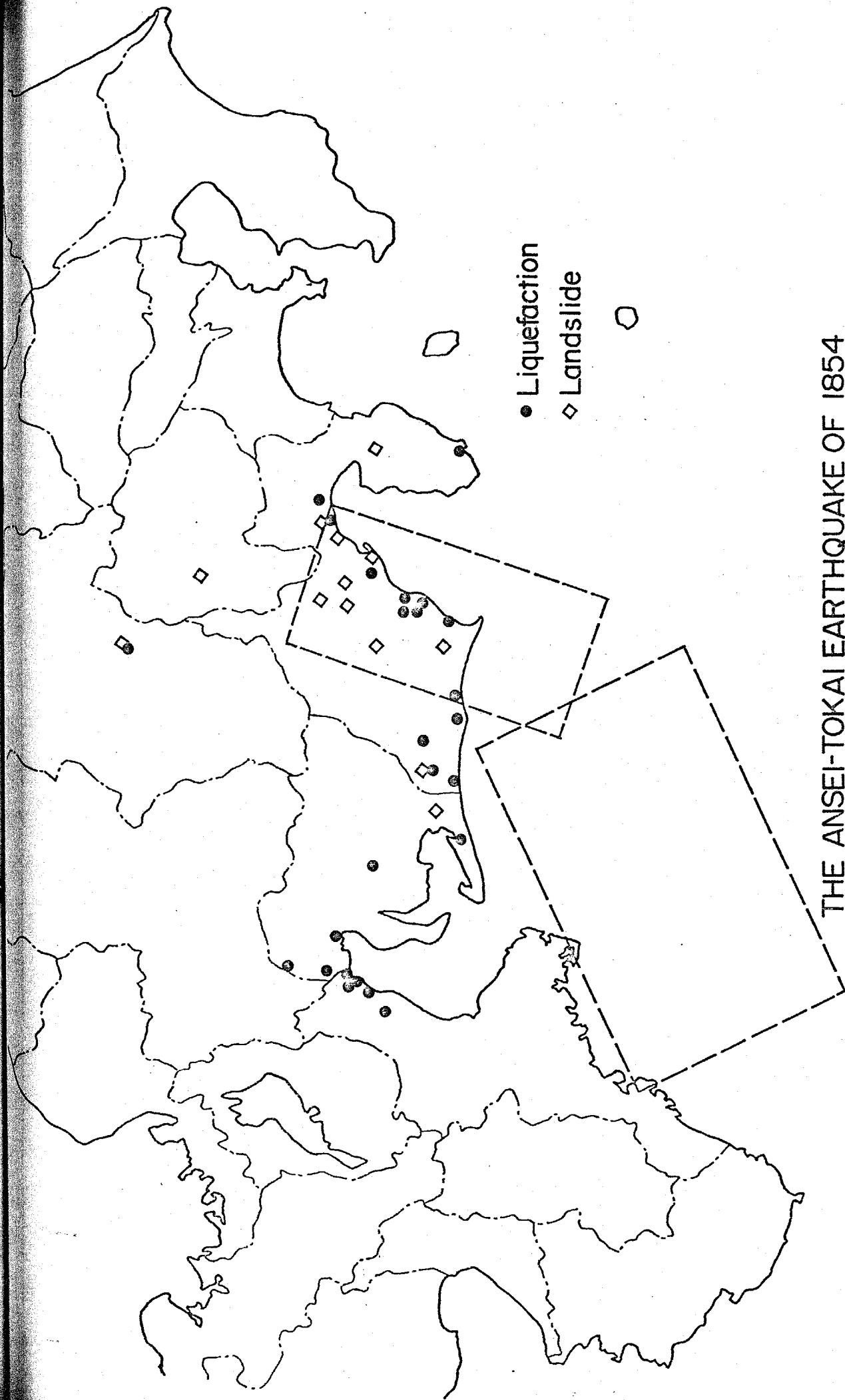
- 600 gal
- - - 300
- 200



ARABIC FIGURE: J.M.A. INTENSITY
(AFTER USAMI)

ISOSEISMAL MAP

端から始まり東北東へ1方向に伝播した場合 (Model A) の計算値と宇佐美による古文書から推定された震度分布⁵⁻¹⁹⁾との比較を示したものである。古文書から推定されたこの地震の震度分布としては他に萩原のもの⁵⁻²⁰⁾があり、これと計算値との比較を Fig. 5-34 に示す。宇佐美の震度分布と萩原のそれとはほぼ同様の値を示すが、津・伊勢等での震度は大きく異なる。Model A に対する計算値は震度分布に比べて、断層面の東北側で大きな値を示し、西側で小さな値を示し、計算値と震度分布とはあまりよく対応しない。断層面上の破壊が2つの断層面の境界から発生し2方向に伝播した場合 (Model B) の計算値と宇佐美、萩原による震度分布との比較をそれぞれ Fig. 5-35, 5-36 に示す。Model B に対する計算値の分布は Model A に対するそれと比べて震度分布と比較的よく一致する。ただし、大阪、京都、名古屋、天竜川河口、甲府、長野県山岳部では震度に比べて計算値は小さく、逆に大井川河口付近では震度に比べて計算値は大きい。(Appendix II 参照) これらの地点のほとんどはこの地震の際に液状化ないし崖くずれを生じた地点^{5-19), 5-21)}であり (Fig. 5-37 参照)、液状化ないし崖くずれによって被害が増大したと考えれば、前者の不一致を説明でき、液状化発生によって地盤が地震波を伝えるにくくなり液状化発生地点での震度はⅦになりえないと考えれば、後者の不一致を説明できる。以上の事を考慮すれば、Model B に対する計算値と古文書による震度分布とはおおむねよく一致するもの



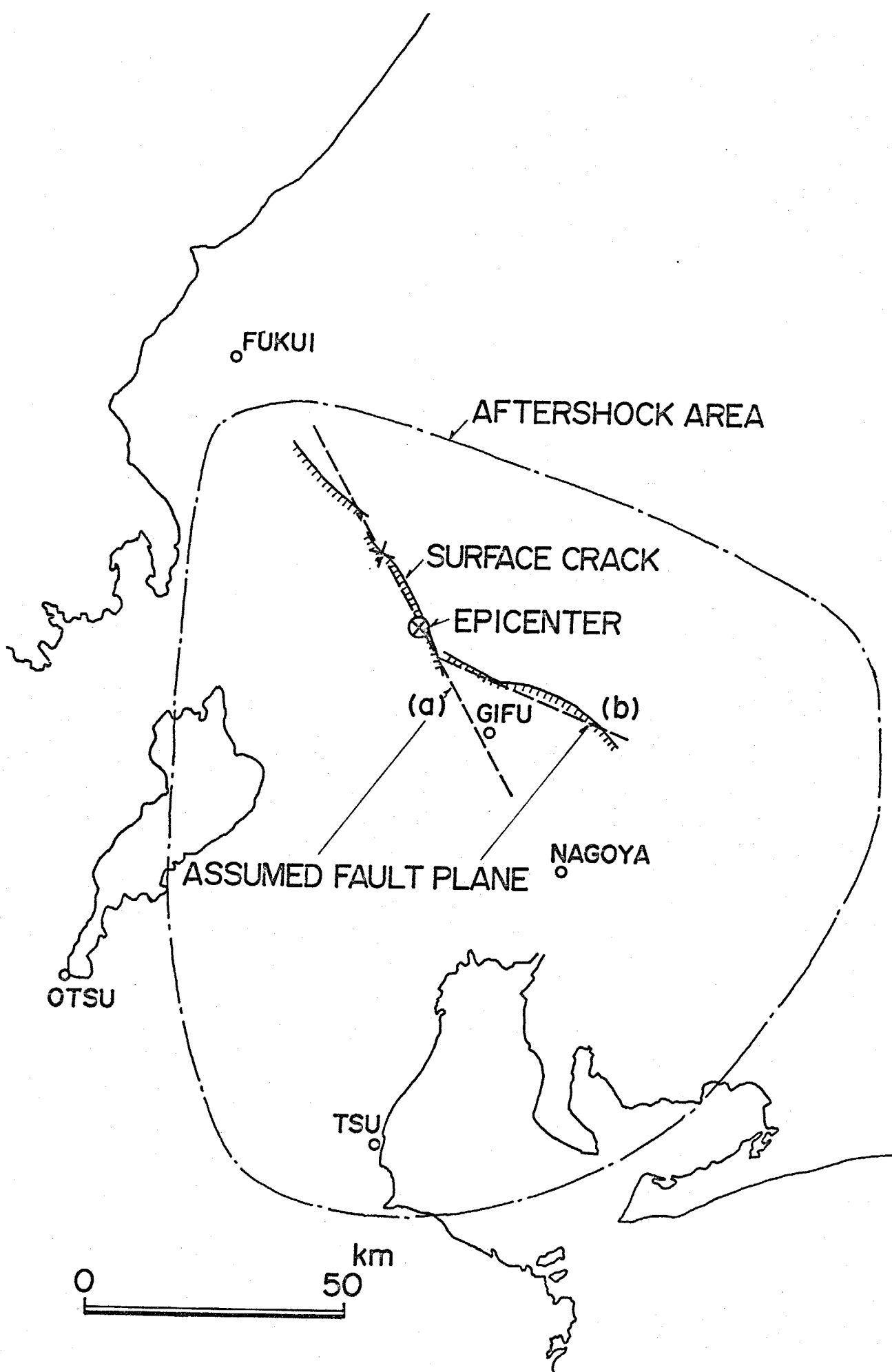
THE ANSEI-TOKAI EARTHQUAKE OF 1854

Fig. 5-37

と考えられる。

c) 1891年濃尾地震の場合

この地震は内陸地震としては最大級のもので、余震域は岐阜県をはじめとして三重県にまたがり、地表に現れた断層の長さは100 km近い。⁴⁻¹⁸⁾ (Fig. 5-38参照) この地震の断層モデルとして Mikumo らは福井県南部から根尾谷を通り、神海付近で名古屋方向と犬山方向へ別れる3枚の断層面を示している。⁴⁻¹⁸⁾ ここでは、この断層モデルを参考にして Fig. 5-38 の破線で示す福井県南部から一宮にかけての主断層面(a)と神海から犬山にかけての副断層面(b)の2つの断層面を仮定した。(Table 5-6 参照) 断層面上の破壊は断層の北部から発生したものと考えられる。⁴⁻¹⁸⁾ この断層モデルに対して計算された入射波の最大加速度分布 (Fig. 4-20 参照) に Fig. 5-39 に示す地質分布から推定された最大加速度に対する地盤の増幅率を乗じて計算された地表の最大加速度分布を Fig. 5-40, 5-41 に示す。Fig. 5-40 は計算値と震度分布⁴⁻¹⁹⁾ との比較を示したもので、計算値 300 gal 以上の地域と震度Ⅵ以上の地域とが非常によく一致しており、計算値 700 gal 以上の地域と震度Ⅶの地域と比較的よく対応している。点線は小藤による激震域⁴⁻¹⁹⁾ を示し、計算値 700 gal 以上の地域とよく対応している。Fig. 5-41 は計算値と木造家屋の被害率⁴⁻¹⁹⁾ との比較を示したものである。両者の型状は相似であり広い地域にわたって大きな被害を生じた事を計算値から



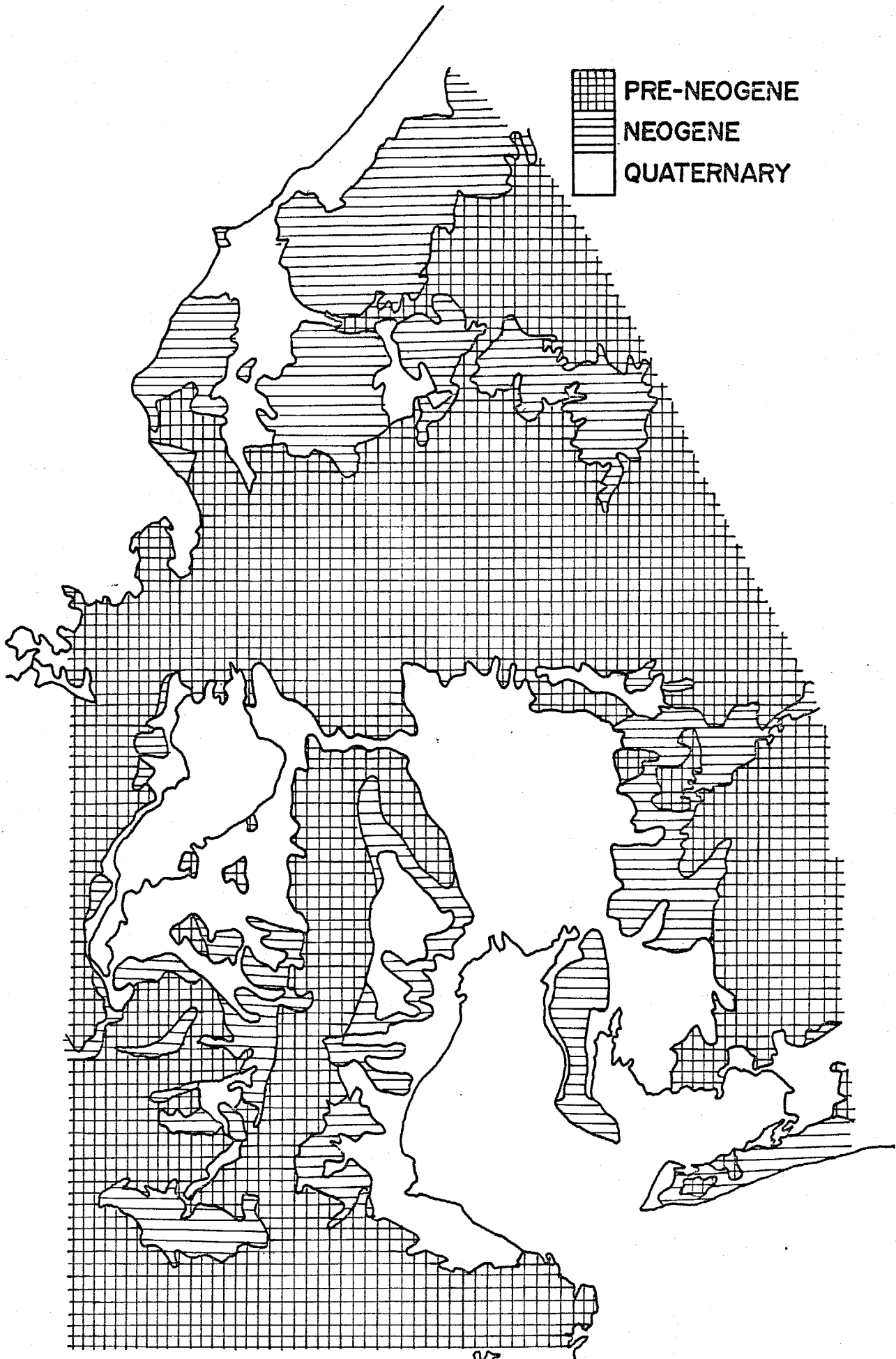
THE NOBI EARTHQUAKE OF 1891

Fig.5-38

Table 5-6

FAULT PARAMETERS ADOPTED IN THIS STUDY
THE NOBI EARTHQUAKE OF 1891

	Fault Plane (a)	Fault Plane (b)
Fault Length	80 km	40 km
Fault Width	25 km	25 km
Fault Strike	N28°W	N67°W
Dip Angle	90°	
Rupture Velocity	2.2 km/sec.	
Earthquake Magnitude	8.0	



GEOLOGICAL CONDITIONS

THE NOBI EARTHQUAKE OF 1891

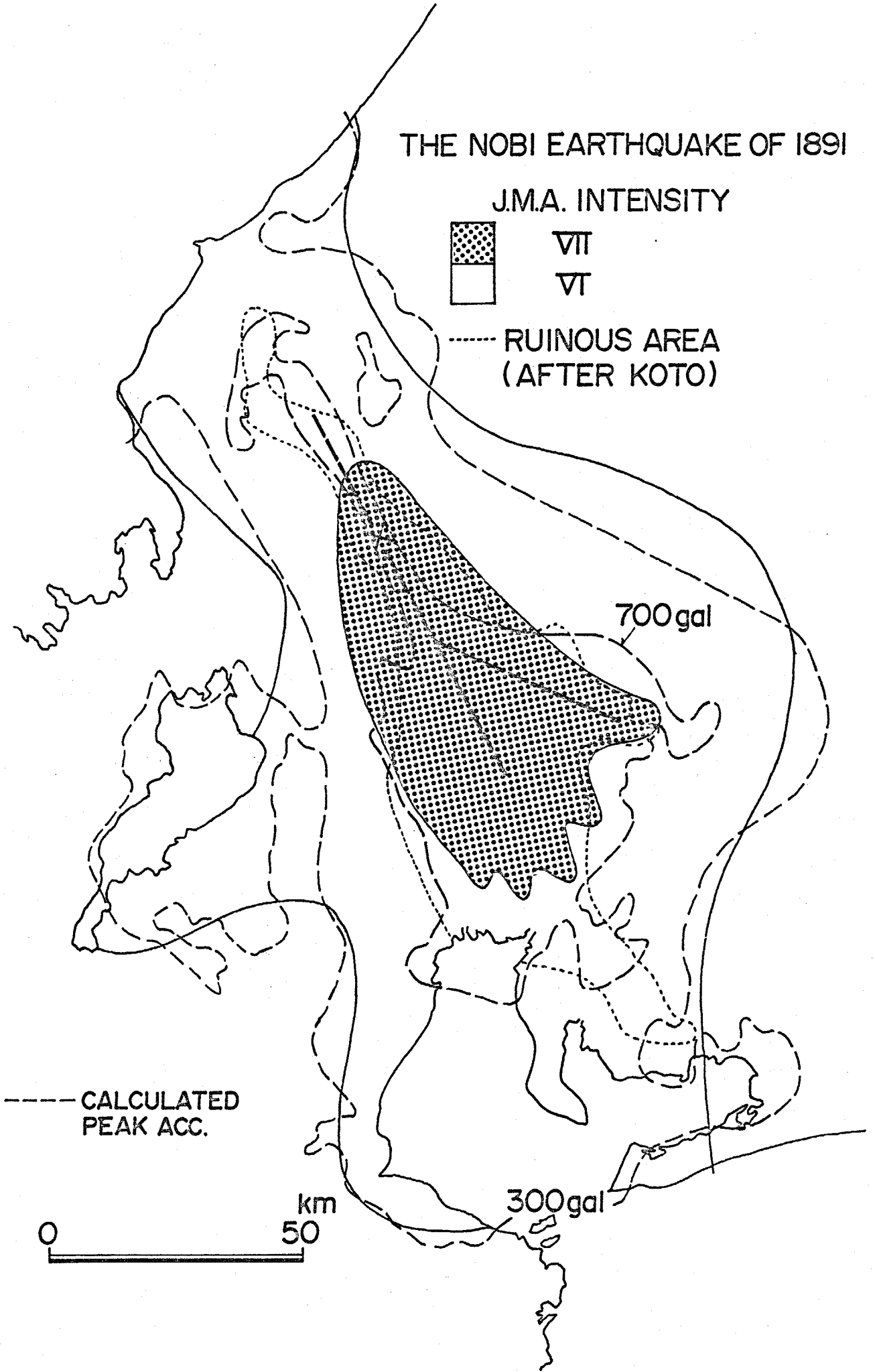
J.M.A. INTENSITY



VII

VI

----- RUINOUS AREA
(AFTER KOTO)



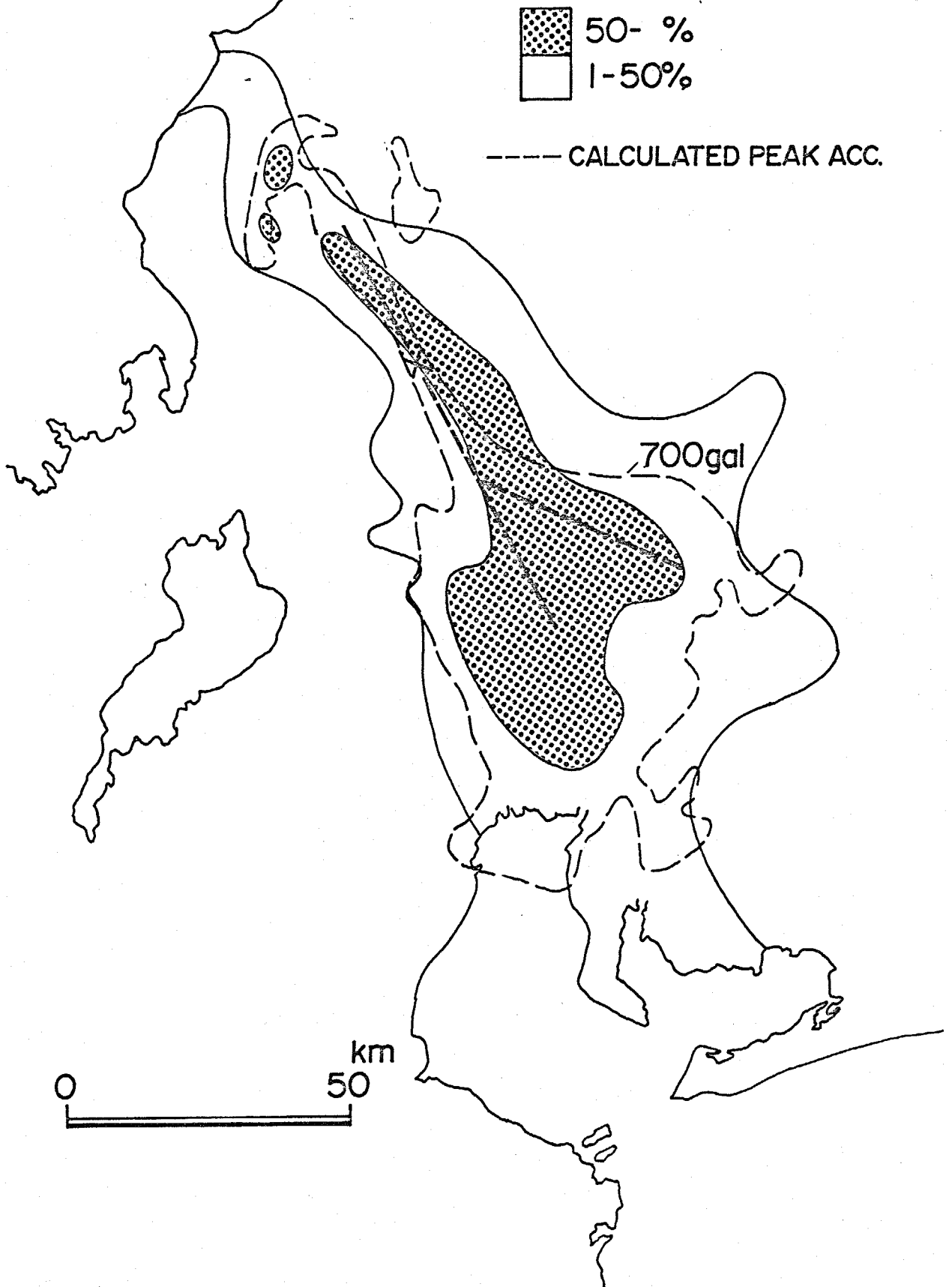
----- CALCULATED
PEAK ACC.



ISOSEISMAL MAP

Fig.5-40

THE NOBI EARTHQUAKE OF 1891



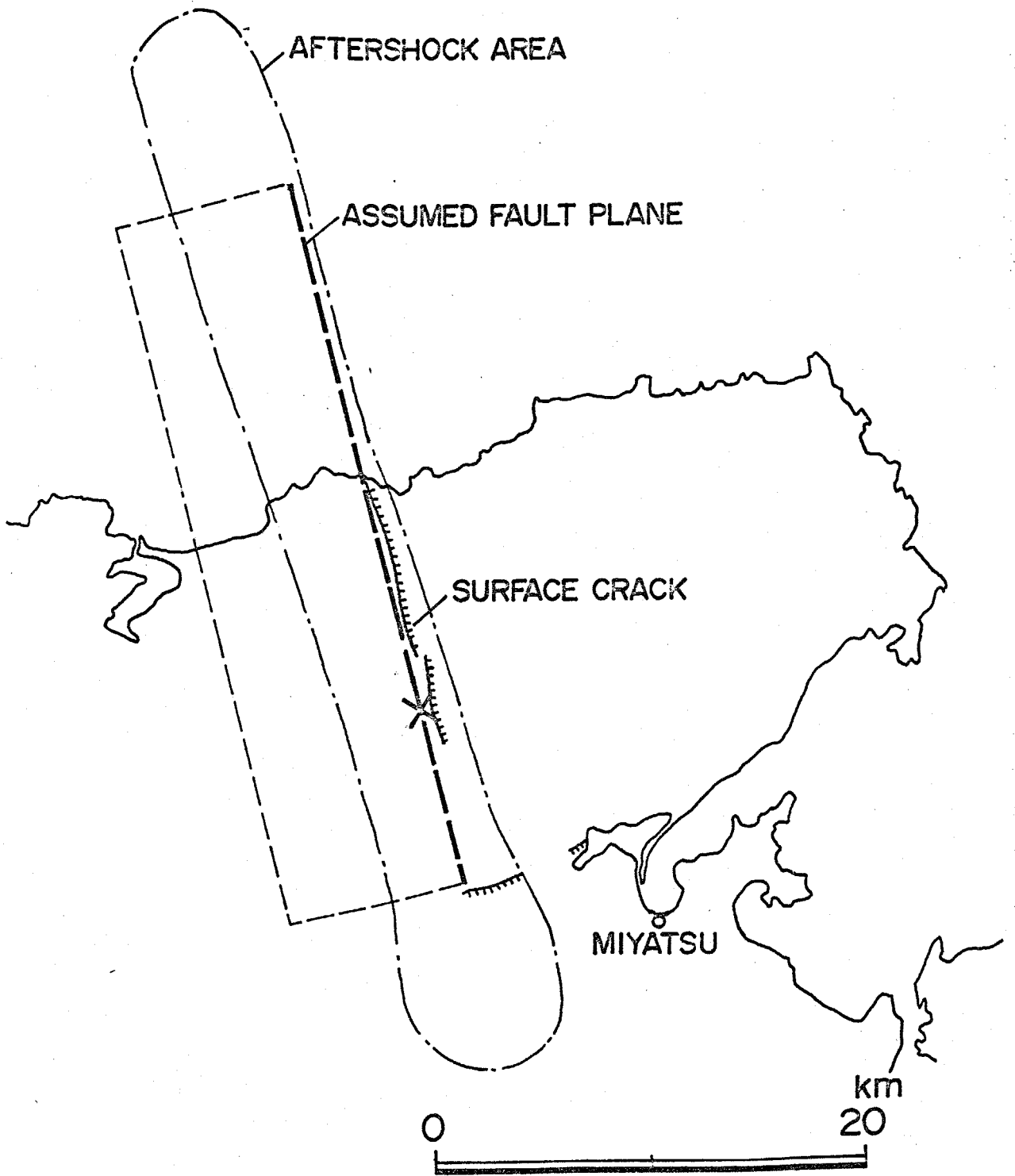
DISTRIBUTION OF DAMAGE RATIO OF WOODEN HOUSES

説明できる

d) 1927年北丹後地震の場合

この地震の震央は京都府北西部の奥丹後半島に位置し、郷村断層とそれに直交する山田断層の水平ずれが生じている。⁵⁻²²⁾ この地震の断層モデルとしては、地震学的データから決められたkanamoriのもの⁴⁻¹⁴⁾と測地学的データから決められたMatsu'uraのもの⁵⁻²³⁾とがあるが、ここでは後者のものを採用した。(Fig. 5-42 参照) この地震の規模は7.5とされている⁴⁻¹¹⁾が、余震域の大きさ⁴⁻¹¹⁾、地殻変動のみられた地域の大きさ⁴⁻¹¹⁾、震度分布の大きさ¹⁻²⁵⁾から既往の経験式⁴⁻¹¹⁾を用いてそれぞれ対応する地震規模を求め、それらを平均すると7.38となり、ここでは地震規模を7.3とした。(Table 5-7 参照)

この断層モデルとFig. 5-43に示す地質分布とから計算された地表の最大加速度分布と木造家屋の全壊率分布⁵⁻²²⁾との比較をFig. 5-44に示す。木造家屋の被害が沖積地盤上に集中している事がわかる。計算値500 gal, 700 galのコンターラインはそれぞれ全壊率2%, 20%のそれとある程度対応しているが、それ程よい一致はみられない。この奥丹後半島のような人口密度の低い地域では、住家の存在する場所が沖積地盤とその周辺に限られているものと想像され、全壊率が小さいからといって必ずしもその地点での地震動が弱かったとは限らない場合も考えられる。したがって、計算値と全壊率の分布とは大きな矛



THE KITA-TANGO EARTHQUAKE OF 1927

Fig.5-42

Table 5-7

The Kita-Tango Earthquake of 1927

Location of Epicenter	135.1°E 35.6°N d=10km (J.M.A.)
Earthquake Magnitude	7.5 (J.M.A.)
Aftershock Area	1700 km ² [M'=7.33] (Usami)
Crustal Deformation Area	2360 km ³ [M'=6.66] (-)
Isoseismal Area of Intensity V VI	6000 km ² [M'=7.97] (Muramatsu) 430 km ² [M'=7.57] (-)
Fault Dimension (L x W)	35 x 13 km ² (Kanamori) 33 x 19 km ² (Matsu'ura)
Fault Strike	N25°W (Kanamori)
Dip Angle (Seismological Data) (Geodetic Data)	90° (Kanamori) 64° (Matsu'ura)

Fault Parameters adopted in this study

Earthquake Magnitude	7.3
Fault Dimension (L x W)	33 x 19 km ²
Fault Strike	N25°W
Dip Angle	64°
Rupture Velocity	2.3 km/sec.

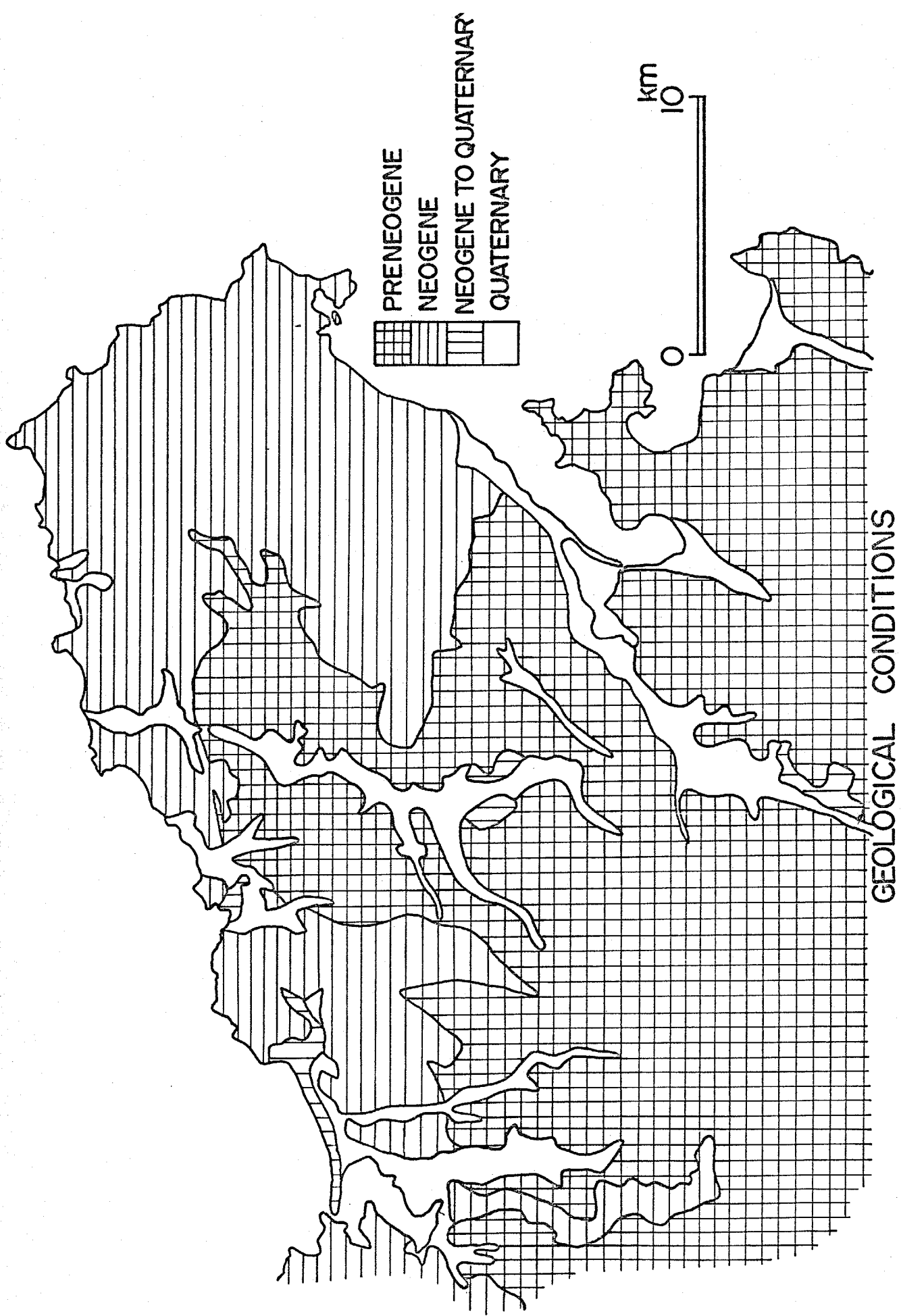
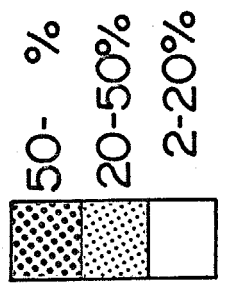


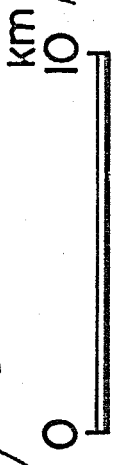
Fig. 5-43

THE KITA-TANGO EARTHQUAKE
OF 1927

700 gal
500 gal



--- CALCULATED
PEAK ACC.



DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig. 5-44

盾はないものと考えられる。

e) 1930年北伊豆地震の場合

この地震は伊豆半島北部の丹那盆地付近に震央をもち、南北に走る長さ約20kmの丹那断層が生じている。⁵⁻²²⁾ ここで用いた断層モデルは藤井ら⁵⁻²⁴⁾、kudo¹⁻³¹⁾によるものを参考にした。この地震の規模は7.0とされている⁴⁻¹¹⁾が、余震域の面積等から地震規模を6.7とした。(Table 5-8 参照) 断層面上の破壊は断層面のほぼ中央から生じたものとした。⁵⁻²²⁾

この断層モデルとFig. 5-45に示す地質分布とから計算された地表の最大加速度分布と木造家屋の全壊率分布⁵⁻²²⁾との比較をFig. 5-46に示す。計算値と全壊率の分布の型状はおおむね相似であり、計算値500 gal以上の地域は全壊率30%以上の地域を包含している。

f) 1943年鳥取地震の場合

この地震の震央は鳥取市付近に位置し、吉岡と鹿野に地震断層が生じている。(Fig. 5-47 参照) 断層モデルはkanamoriのもの⁵⁻²⁵⁾を用いた。地震規模は7.4とされている⁴⁻¹¹⁾が、余震域の面積等から地震規模を6.9とした。(Table 5-9 参照) 断層面上の破壊は断層面の西側から始まり⁵⁻²⁶⁾、2方向へ伝播したもの⁵⁻²⁵⁾と考えられる。

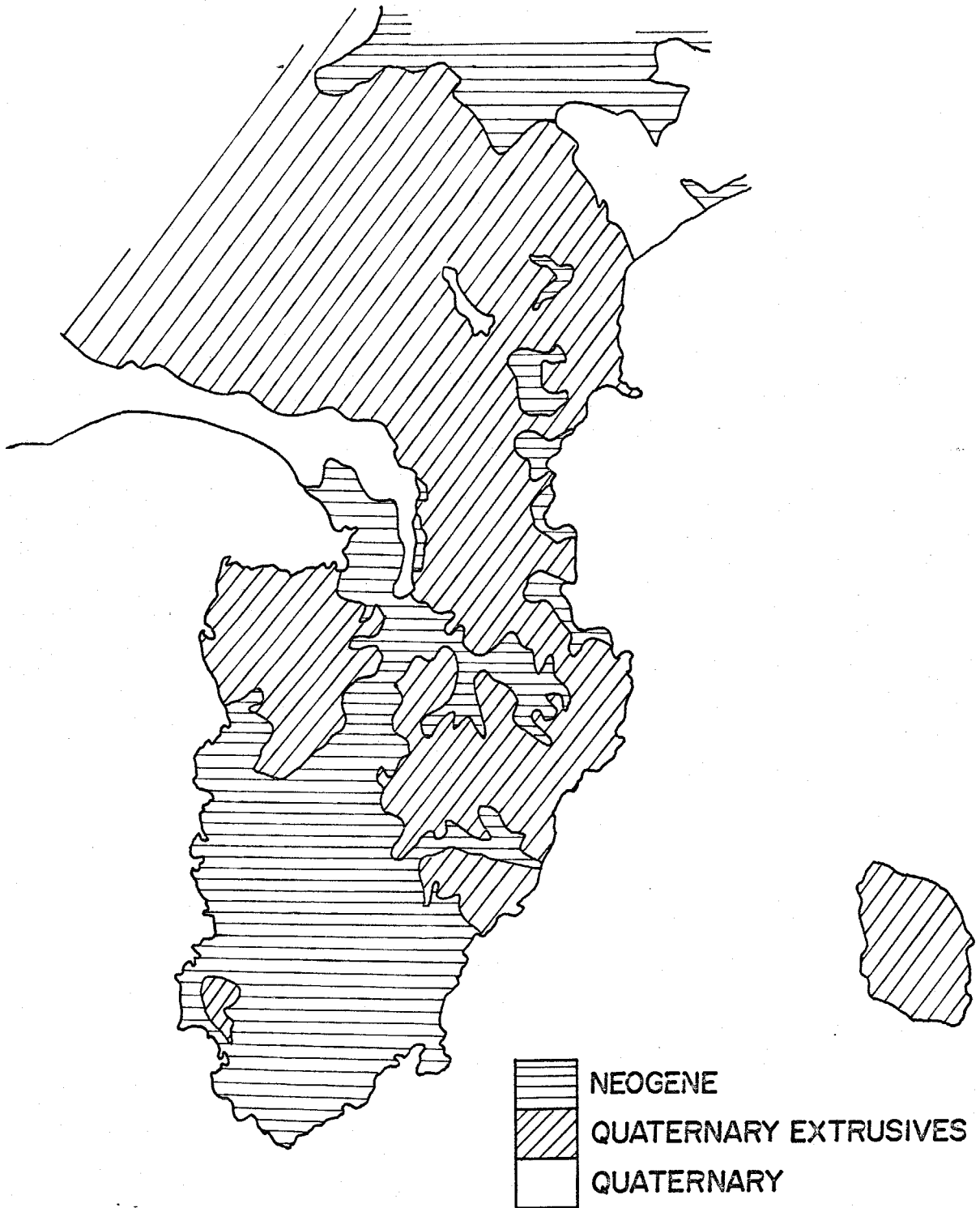
この断層モデルとFig. 5-48に示す地質分布とから計算された地表の最大加速度分布と木造家屋の全壊率分布⁵⁻²⁶⁾

Table 5-8
The Kita-Izu Earthquake of 1930

Location of Epicenter	139.0°E 35.1°N d< 5km(J.M.A.)
Earthquake Magnitude	7.0 (J.M.A.)
Aftershock Area	780 km ² [M'=6.99] (Usami)
Crustal Deformation Area	2050 km ³ [M'=6.62] (Usami)
Isoseismal Area of Intensity V	3100 km ² [M'=6.69] (Usami)
Fault Dimension (L x W)	22 x 11 km ² (Kudo) 24 x 12 km ² (Fujii)
Fault Strike	N09°E (Ichikawa)
Dip Angle	90° (-)

Fault Parameters adopted in this study

Earthquake Magnitude	6.7
Fault Dimension (L x W)	24 x 12 km ²
Fault Strike	N09°E
Dip Angle	90°
Rupture Velocity	2.0 km/sec.

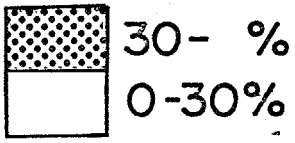


GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig.5-45

THE KITA-IZU EARTHQUAKE OF 1930

----- CALCULATED PEAK ACC.

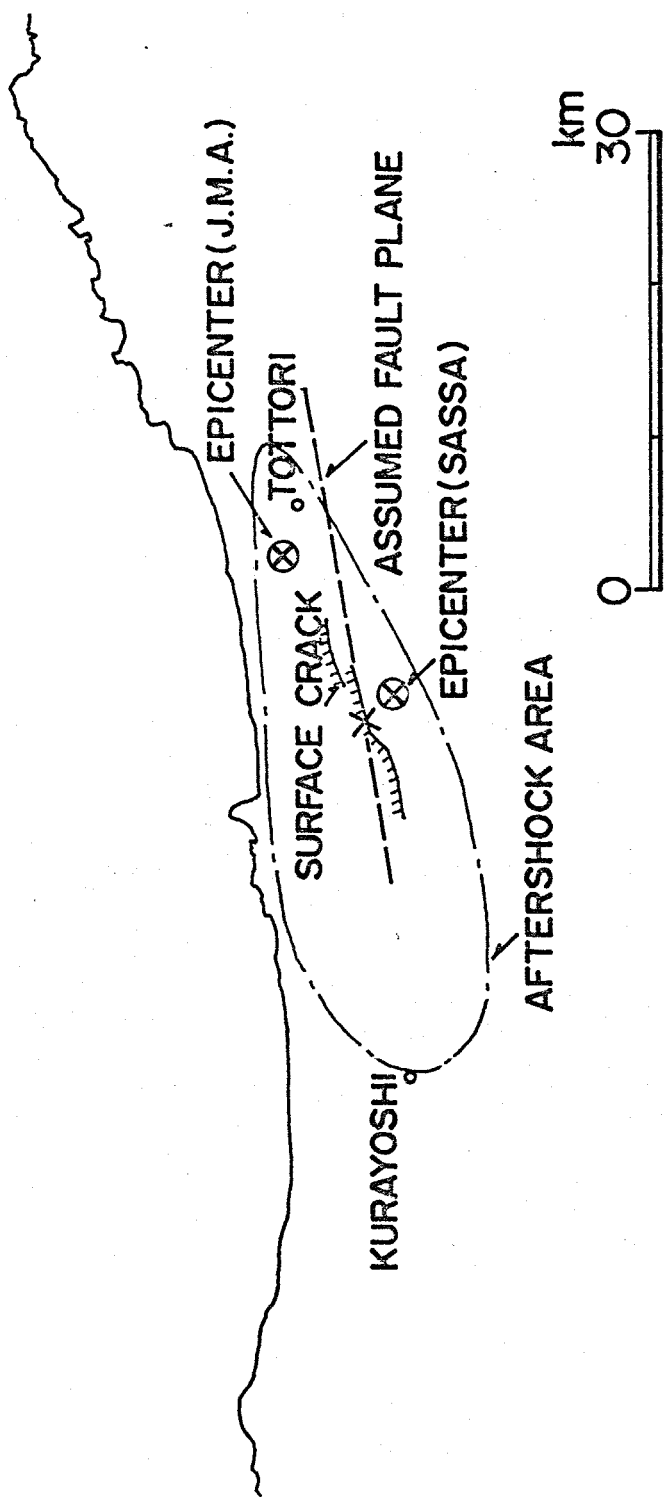


500gal



DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig.5-46



THE TOTTORI EARTHQUAKE OF 1943

Fig.5-47

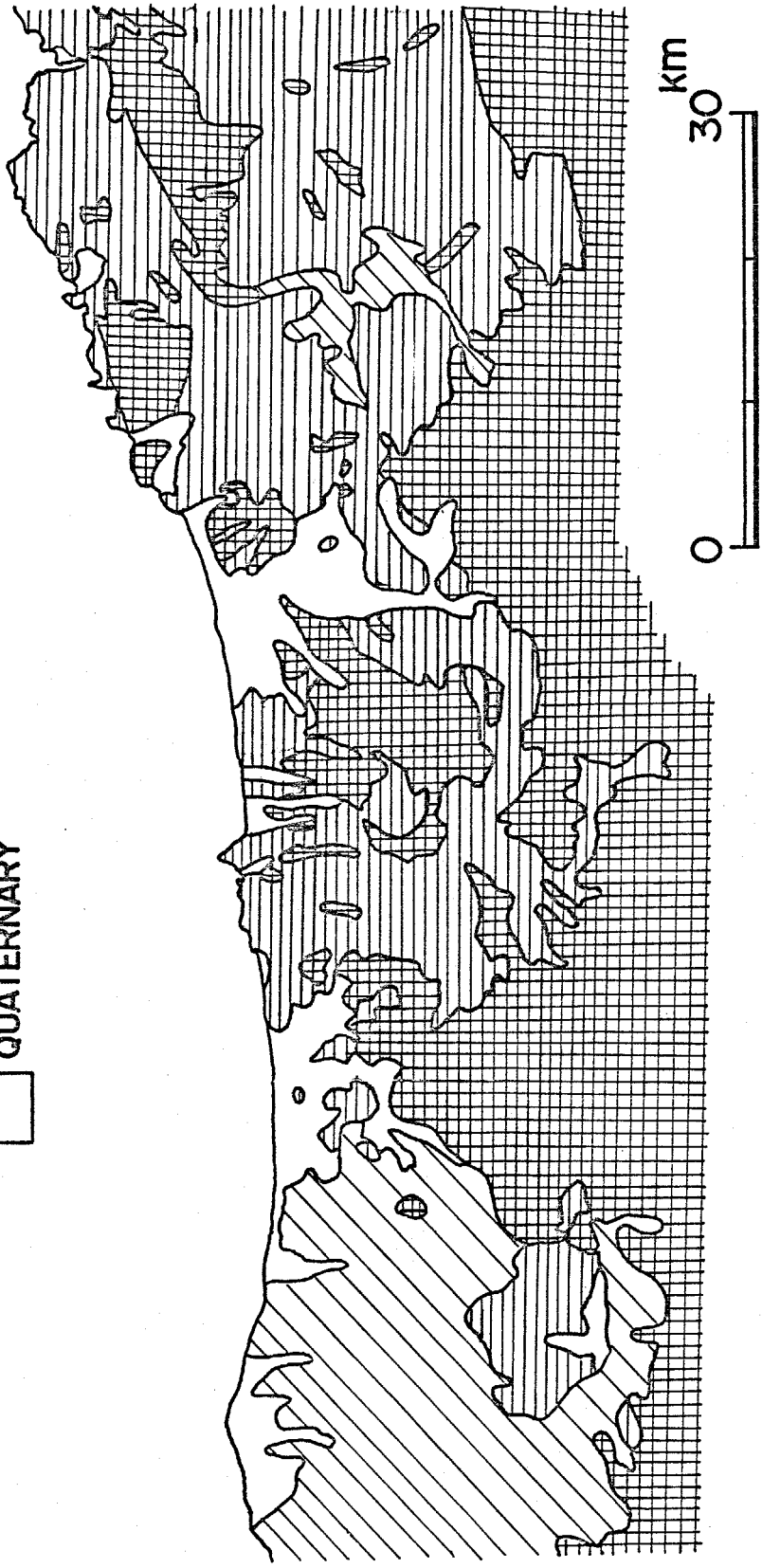
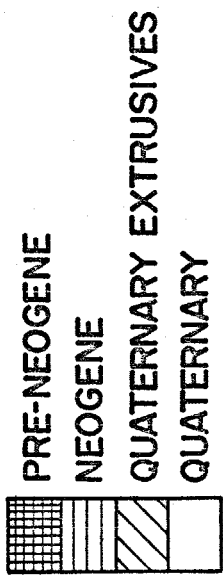
Table 5-9

The Tottori Earthquake of 1943

Location of Epicenter	134.2°E 35.5°N d=10km (J.M.A.)
Earthquake Magnitude	7.4 (J.M.A.)
Aftershock Area	1900 km ² [M'=7.38] (Usami)
Crustal Deformation Area	2570 km ³ [M'=6.68] (-)
Isoseismal Area of Intensity V VI	3400 km ² [M'=6.73] (Muramatsu) 240 km ² [M'=6.65] (-)
Fault Dimension (L x W)	33 x 13 km ² (Kanamori)
Fault Strike	N80°E (-)
Dip Angle	90° (-)

Fault Parameters adopted in this study

Earthquake Magnitude	6.9
Fault Dimension (L x W)	33 x 13 km ²
Fault Strike	N80°E
Dip Angle	90°
Rupture Velocity	2.3 km/sec.



GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig. 5-48

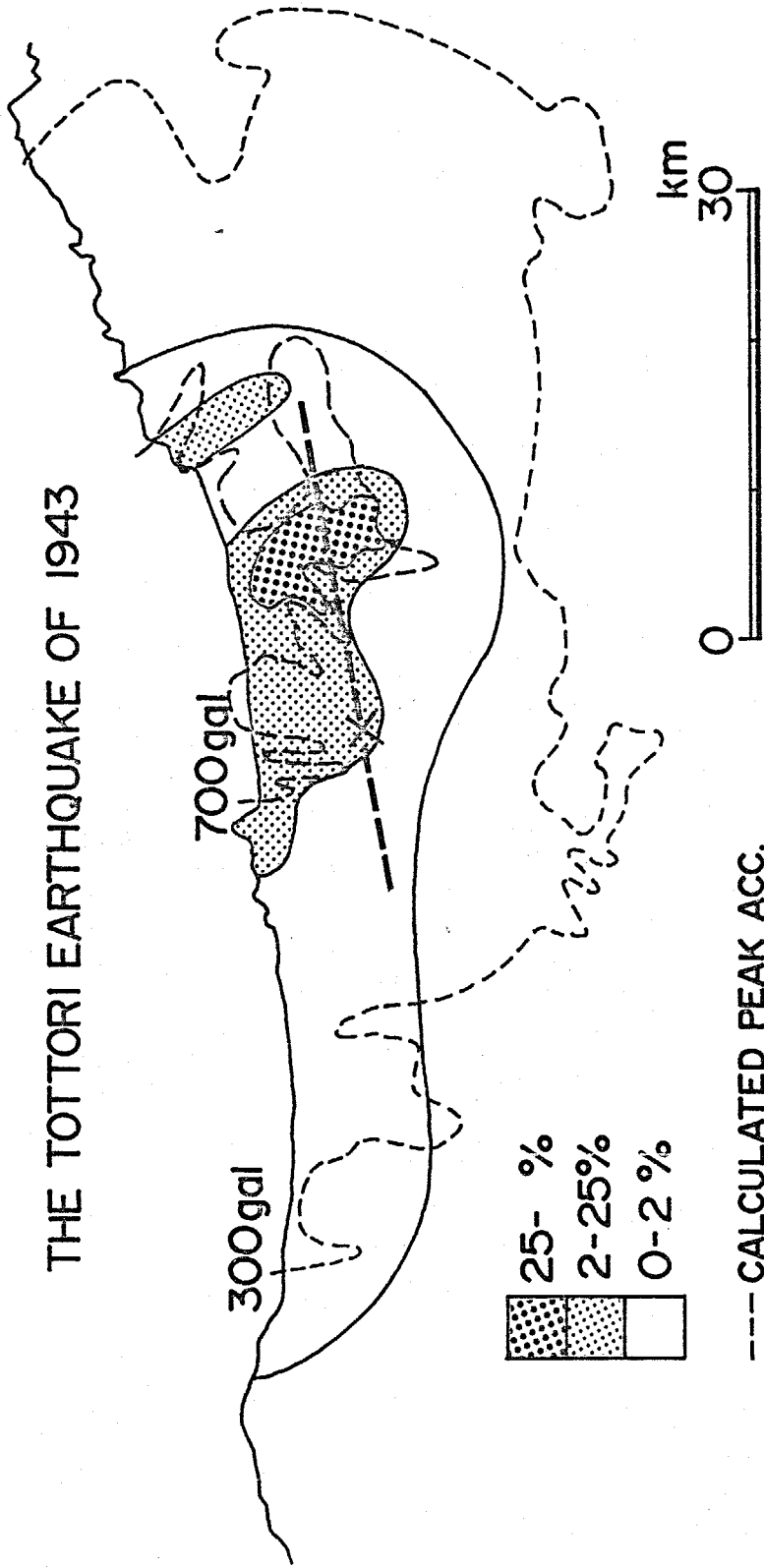
との比較を Fig. 5-49 に示す。計算値 300 gal 以上の地域は全壊家屋の生じた地域をほぼ包含しており、計算値 700 gal 以上の地域は全壊率 25% 以上の地域を包含しており、計算値と全壊率の分布との対応は比較的よいものと考えられる。

g) 1945年三河地震の場合

この地震の震央は三河湾に位置し、全長 20km 程度の深溝断層が地表に現れている。⁵⁻²²⁾ (Fig. 5-50 参照) 断層モデルは Ando によるもの⁵⁻²⁷⁾ を浪源域の拡がり⁴⁻¹²⁾ 等を考慮して修正したものを採用した。この地震の規模は気象庁によれば 7.1⁴⁻¹¹⁾、村松によれば 6.8¹⁻²⁵⁾ とされているが、余震域の面積等⁴⁻¹¹⁾ からここでは地震規模を 6.6 とした。(Table 5-10 参照) 断層面上の破壊は断層面の南東端から始まり、北西方向へ伝播したものと考えられる。⁴⁻¹²⁾

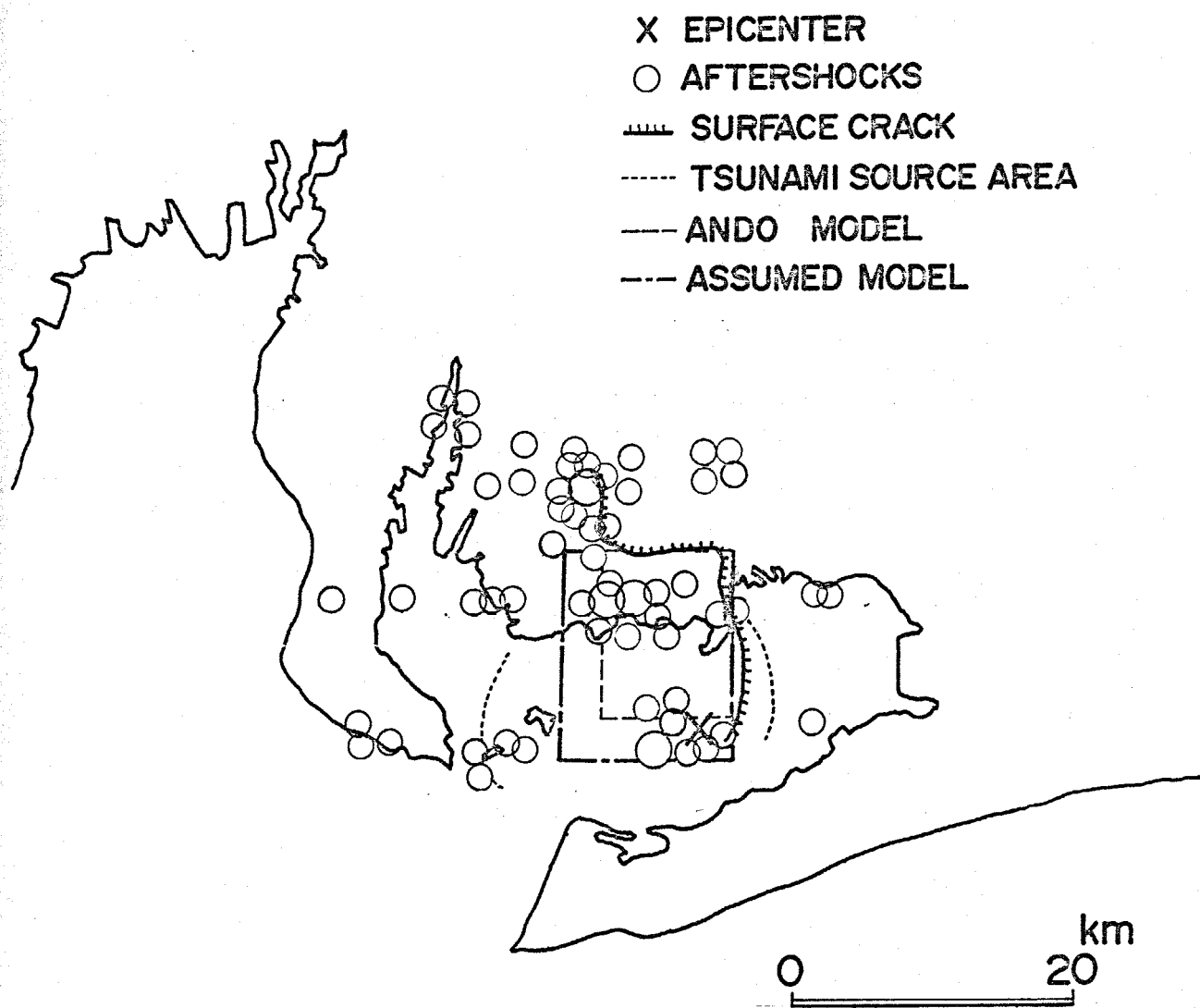
この断層モデルと Fig. 5-51 に示す地質分布とから地表の最大加速度分布を計算した。Fig. 5-52 に計算値と震度分布⁴⁻¹²⁾ との比較を示す。計算値と震度の分布とはおおむね相似であり、計算値 300 gal 以上の地域と震度 VI 以上の地域との対応は比較的よく、計算値 500 gal 以上の地域は震度 VII の地域を完全に含んでいる。同様に Fig. 5-53 に計算値と木造家屋の全壊率分布⁴⁻¹²⁾ との比較を示す。計算値 300 gal 以上の地域は全壊家屋の生じた地域とよく対応しており、計算値 500 gal 以上の地域と全壊率 10% 以上の地域との対応も比較的よい。

THE TOTTORI EARTHQUAKE OF 1943



DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig. 5-49



THE MIKAWA EARTHQUAKE OF 1945

Fig.5-50

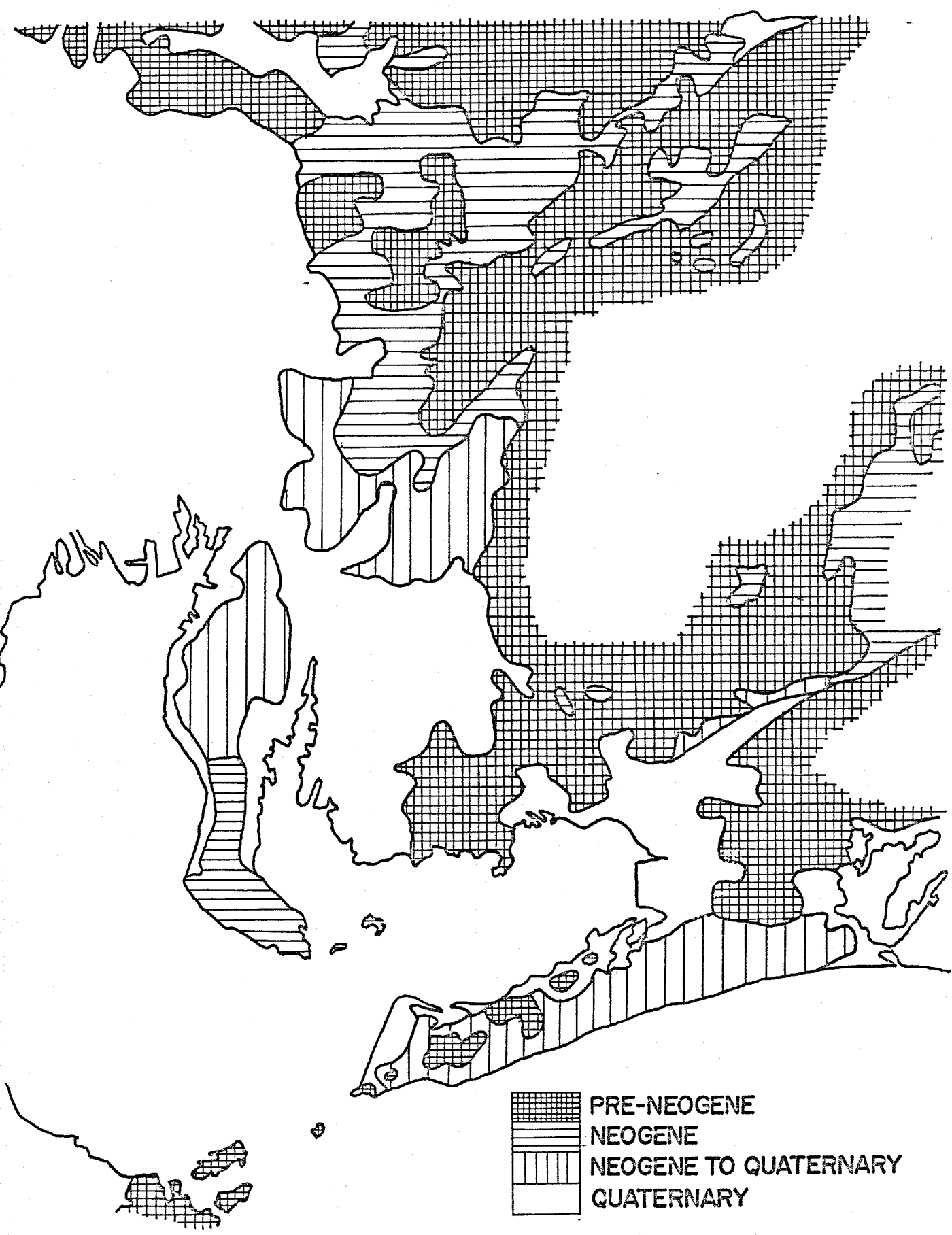
Table 5-10

The Mikawa Earthquake of 1945

Location of Epicenter	137.0° E 34.7° N d= 0km (J.M.A.) 137.2 E 34.7 N d<10km (Iida) 137.1 E 34.8 N d= 5km (Ando)
Earthquake Magnitude	7.1 (J.M.A.) 6.8 (Muramatsu)
Aftershock Area	1400 km ² [M'=6.80] (Usami)
Tsunami Source Area	400 km ² [M'=6.28] (-)
Crustal Deformation Area	1670 km ³ [M'=6.56] (-)
Isoseismal Area of Intensity V	3500 km ² [M'=6.75] (-)
Fault Dimension (L x W)	12 x 11 km ² (Ando)
Dip Direction	N90°W (-)
Dip Angle (Geodetic Data) (Seismological Data)	30° (-) 45° (-)

Fault Parameters adopted in this study

Earthquake Magnitude	6.6
Fault Dimension (L x W)	15 x 18 km ²
Dip Direction	N90°W
Dip Angle	45°
Rupture Velocity	2.2 km/sec.

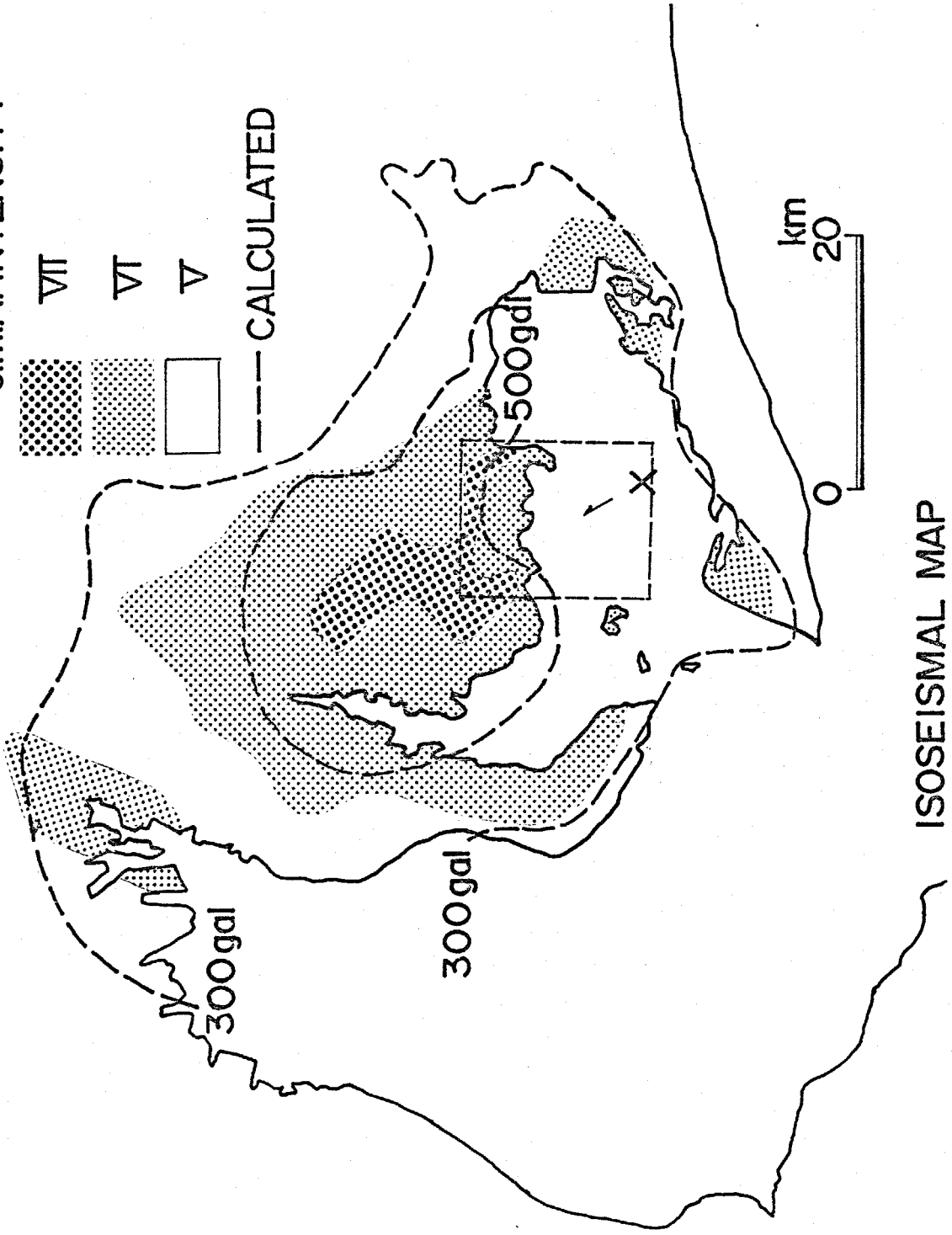
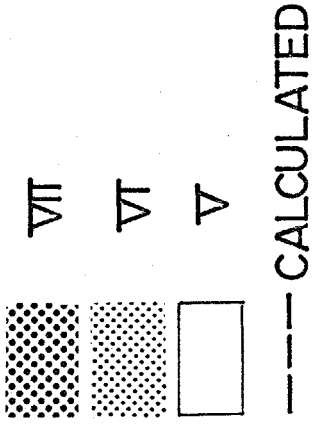


GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig.5-51

THE MIKAWA EARTHQUAKE OF 1945

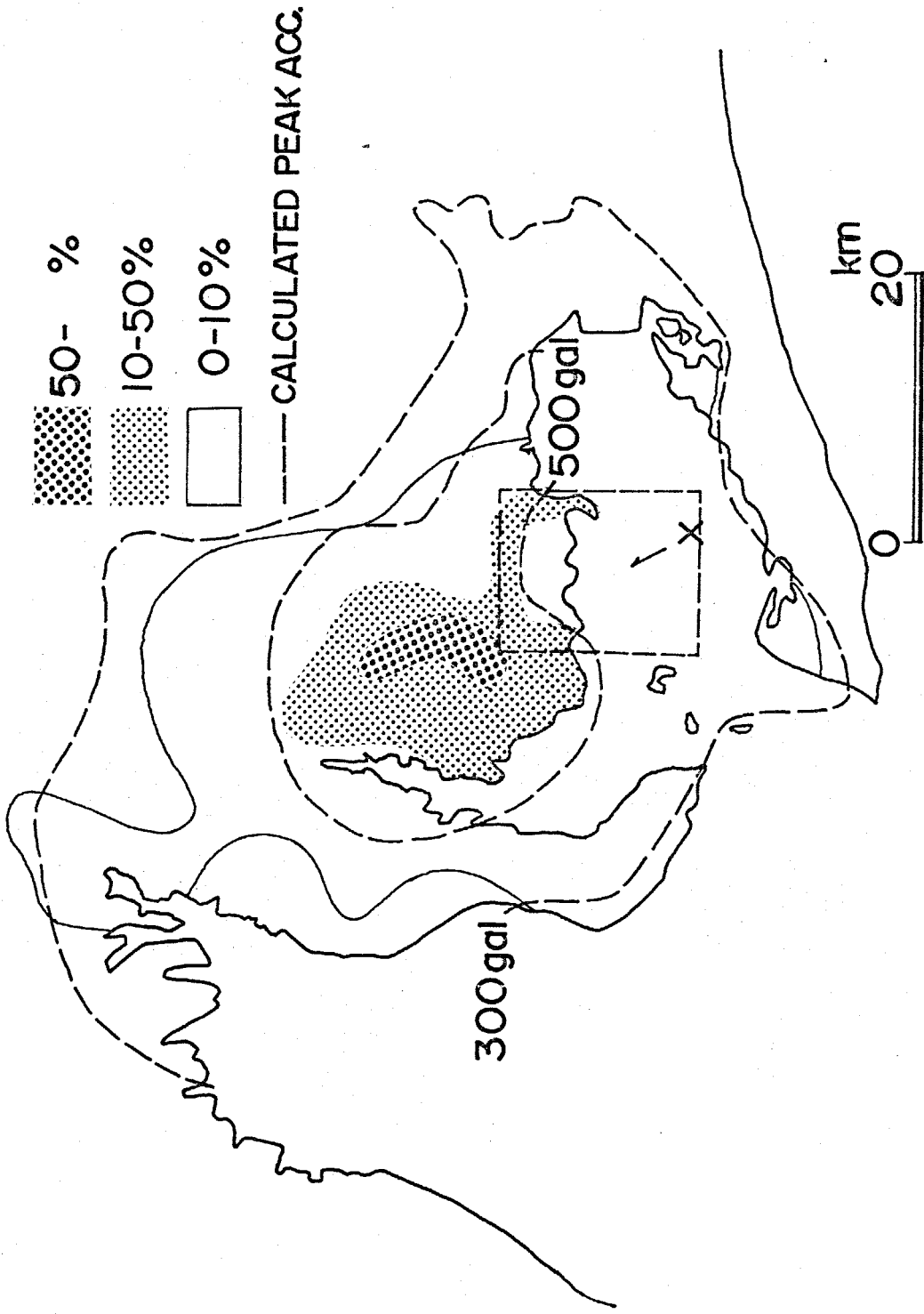
J.M.A. INTENSITY



ISOSEISMAL MAP

Fig. 5-52

THE MIKAWA EARTHQUAKE OF 1945



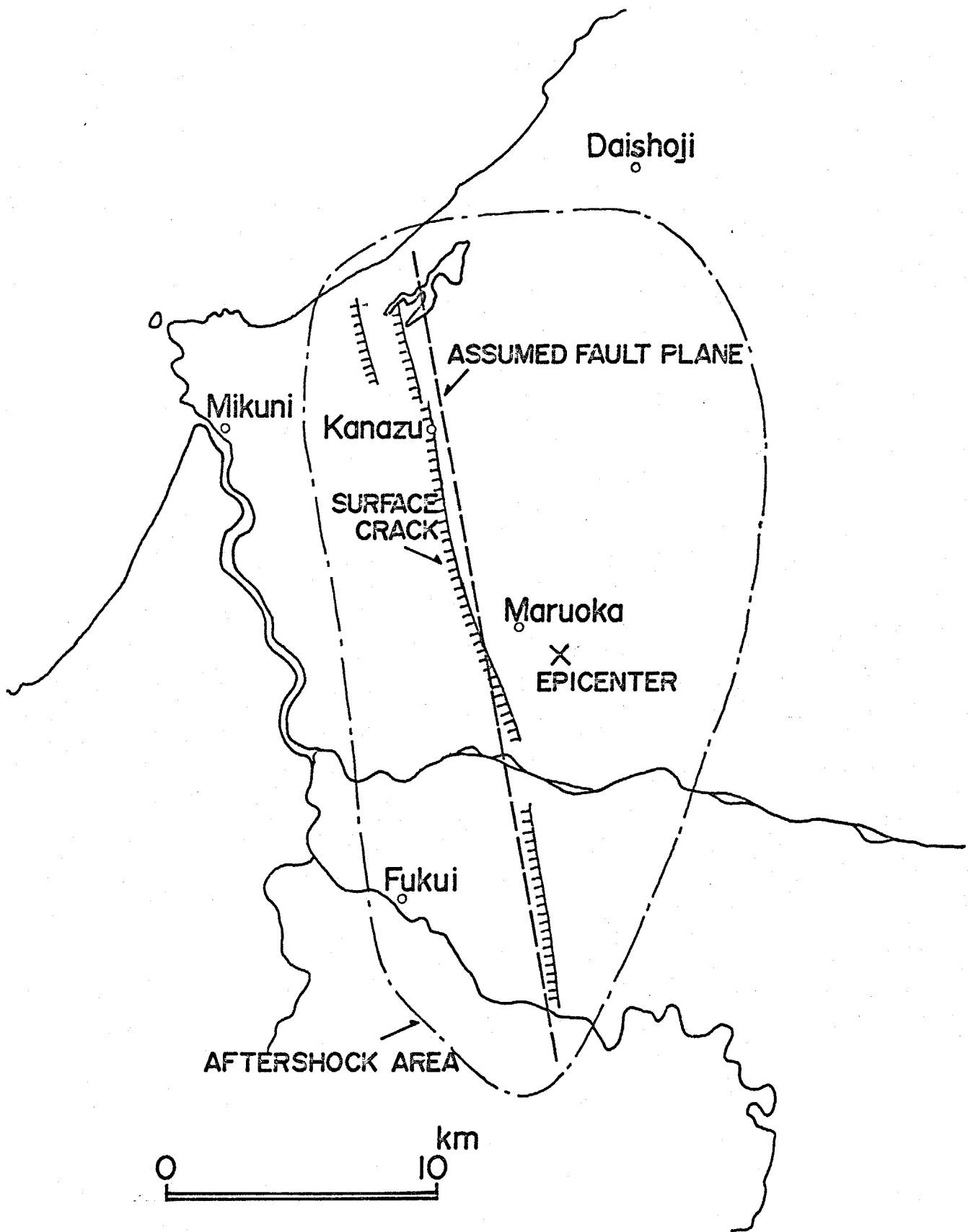
DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig. 5-53

h) 1948年福井地震の場合

この地震は福井平野全域に大被害をもたらし、この地震の後、気象庁は新しい震度級を制定し、震度Ⅶがあらたに加えられた。地震後の測量結果から長さ25kmの潜在断層が確認されている。⁵⁻²²⁾(Fig. 5-54参照)断層モデルはkanamoriのもの⁴⁻¹⁴⁾のうち断層面の幅のみを震源深さ、余震分布⁵⁻²³⁾から20kmに変更したものを用いた。地震規模は7.3とされている⁴⁻¹¹⁾が、余震域の面積等からここでは地震規模を7.0とした。(Table 5-11参照)断層面上の破壊は断層面の中央から生じたものと考えられる。⁴⁻¹⁴⁾

この断層モデルとFig. 5-55に示す地質分布とから地表の最大加速度分布を計算した。Fig. 5-56に計算値と墓石の転倒から推定された最大加速度^{5-29), 5-30)}との比較を示す。計算値700 gal以上の地域では墓石の転倒による推定値はほとんど0.5gを越え、逆に計算値700 gal以下の地域では推定値は0.5gを越えない。1923年関東地震の場合に述べたように墓石の転倒からの推定値が実際の最大加速度を過小評価する傾向にある事、この程度の加速度レベルになると地盤の非線型性の影響が無視できなくなってくる事を考慮すれば、計算値と推定値とは調和的な関係にあるものと考えられる。Fig. 5-57に計算値と木造家屋の全壊率分布⁵⁻²⁹⁾との比較を示す。計算値と全壊率の分布とはおおむね相似であり、最大加速度700 gal以上の地域は全壊率30%以上の地域を包含している。



THE FUKUI EARTHQUAKE OF 1948

Fig.5-54

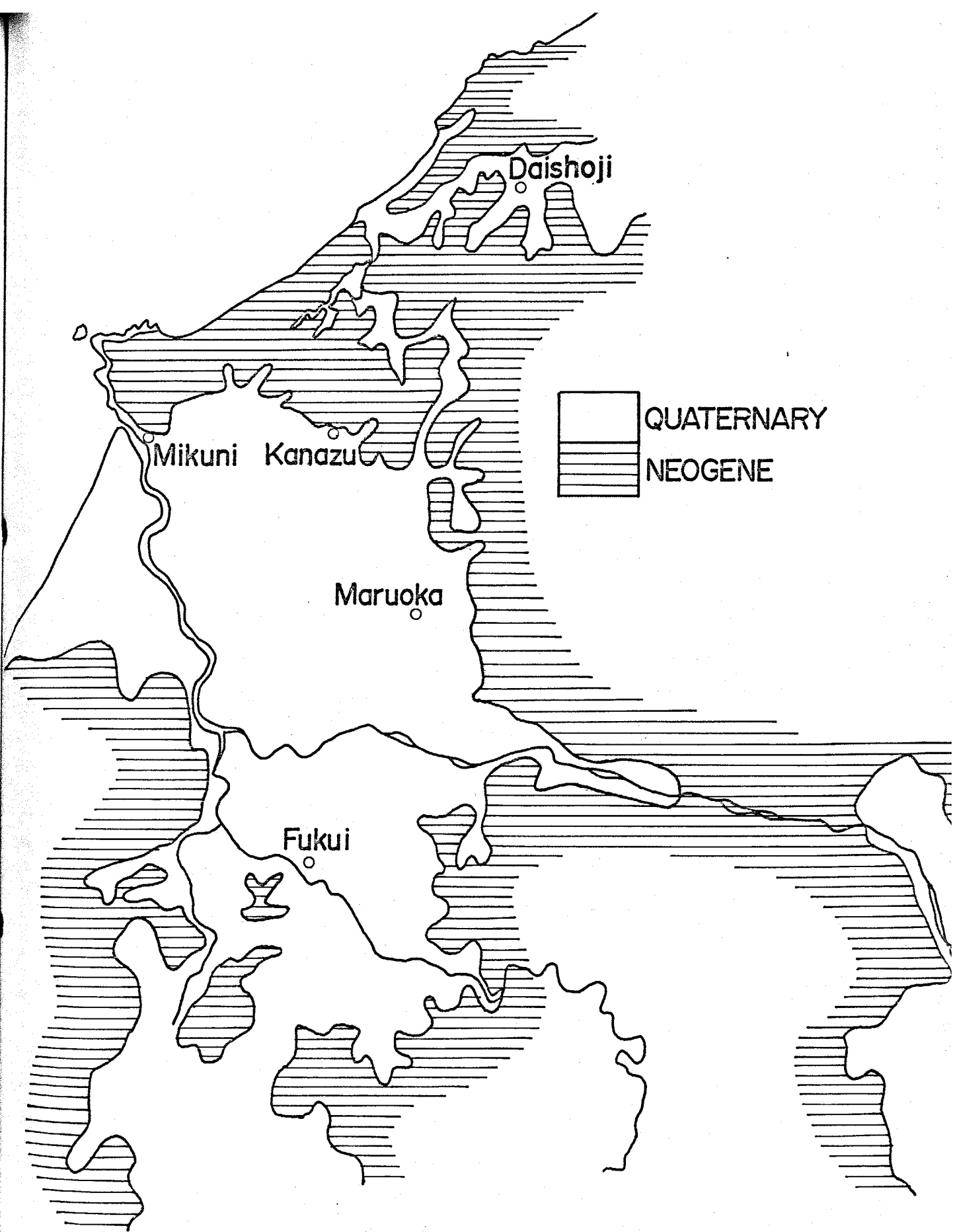
Table 5-11

The Fukui Earthquake of 1948

Location of Epicenter	136.2°E 36.1°N d=20km (J.M.A.) 136°17'E 36°8'N d=33km (Koshikawa)
Earthquake Magnitude	7.3 (J.M.A.)
Aftershock Area	690 km ² [M'=6.94] (Usami)
Crustal Deformation Area	2290 km ³ [M'=6.65] (-)
Isoseismal Area of Intensity V	1200 km ² [M'=7.13] (Muramatsu)
Fault Dimension (L x W)	30 x 13 km ² (Kanamori)
Dip Direction	N80°E (-)
Dip Angle	90° (-)

Fault Parameters adopted in this study

Earthquake Magnitude	7.0
Fault Dimension (L x W)	30 x 20 km ²
Dip Direction	N80°E
Dip Angle	90°
Rupture Velocity	2.2 km/sec.



GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig. 5-55

THE FUKUI EARTHQUAKE OF 1948

--- CALCULATED PEAK ACC. (700 gal)
 - - - (500 gal)

unit: g

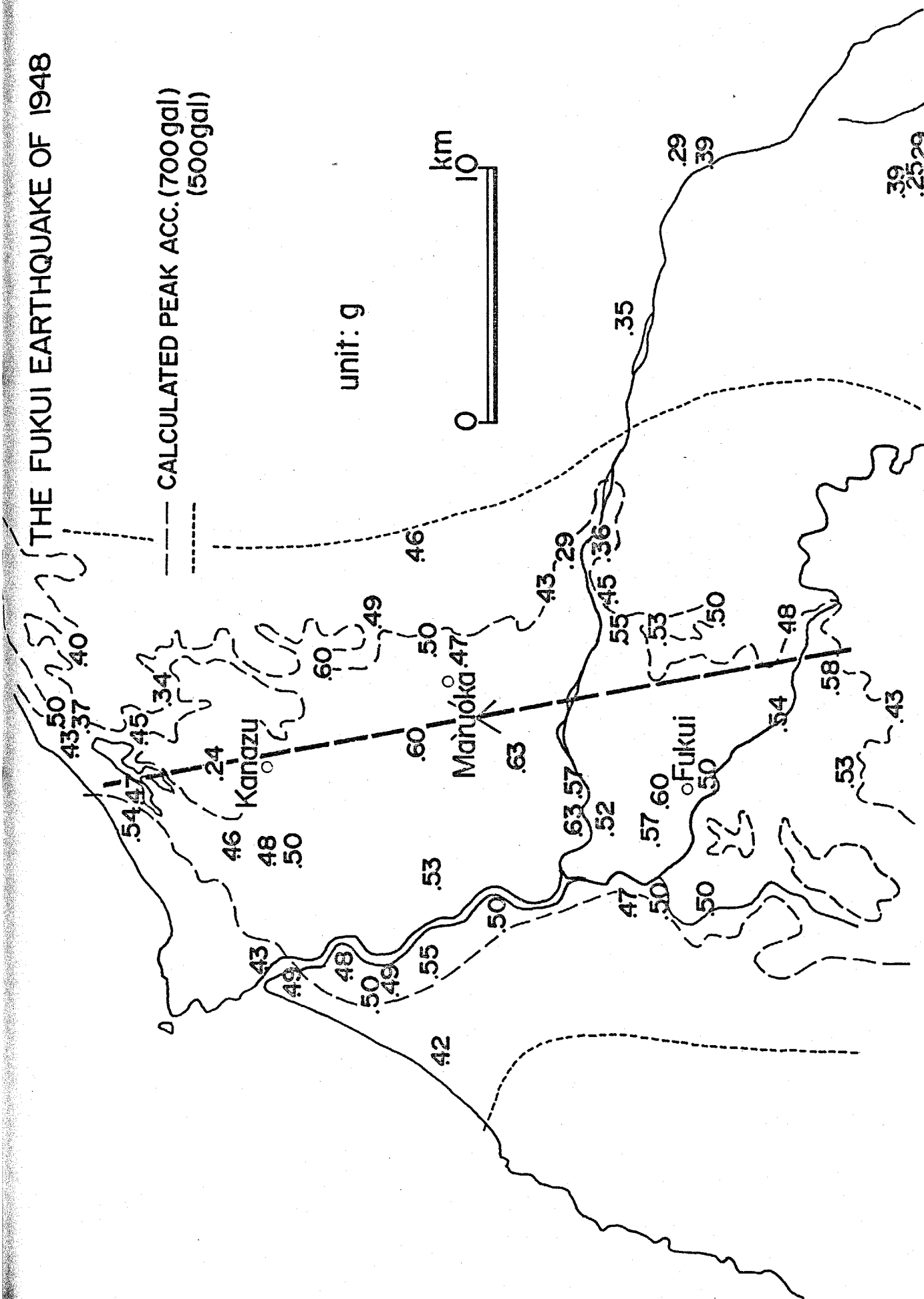
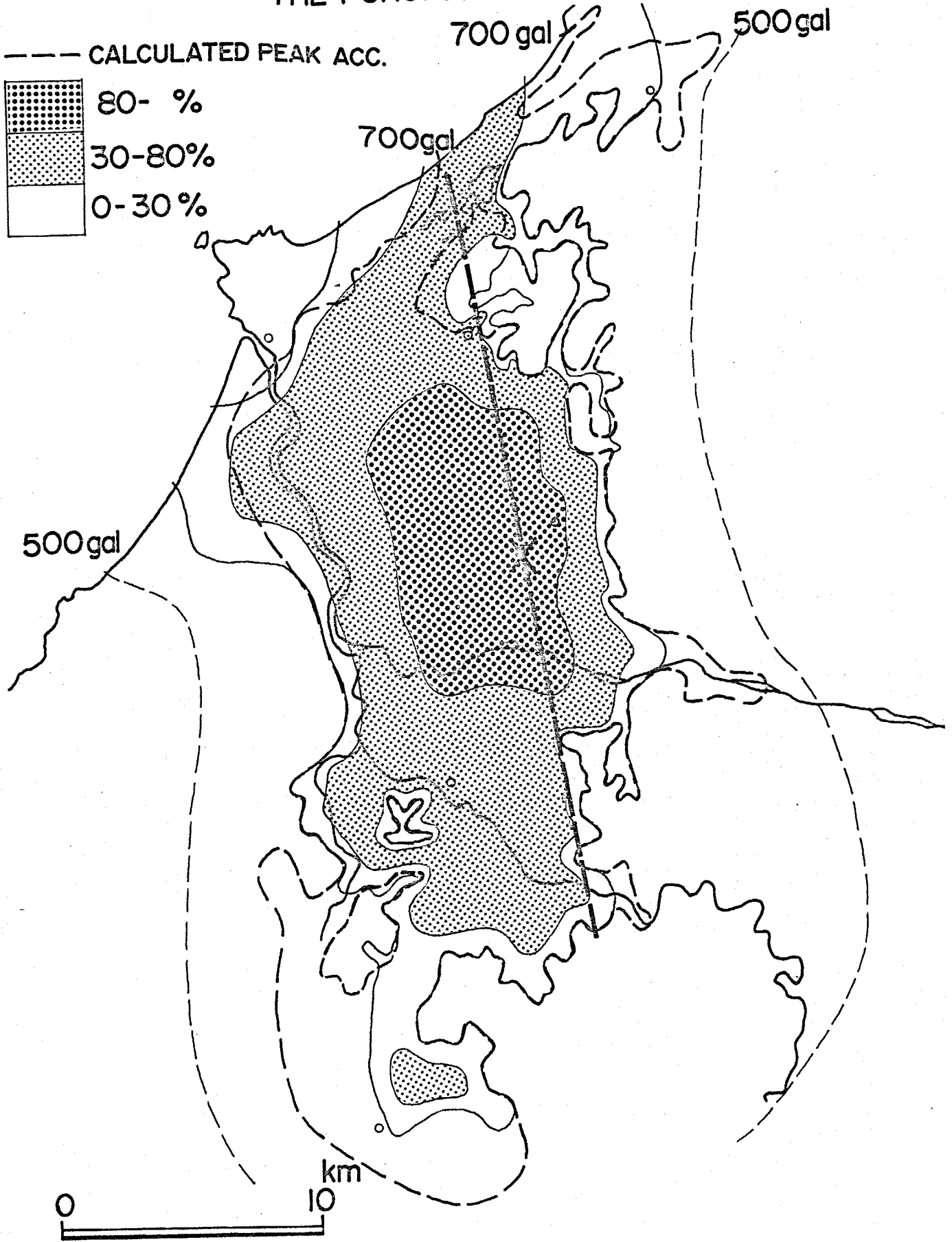


Fig. 5-56 DISTRIBUTION OF PEAK ACC. ESTIMATED FROM OVERTURNING OF SIMPLE BODIES

THE FUKUI EARTHQUAKE OF 1948



DISTRIBUTION OF RATIO OF COLLAPSED HOUSES

Fig.5-57

i) 1968年十勝沖地震の場合

この地震の震央は青森県東方沖に位置し、青森県を中心として広い範囲にわたって被害を与えた。前述のFukaoらによる断層モデル⁴⁻⁷⁾とFig. 5-58に示す地質分布とから計算された最大加速度分布と震度分布^{4-3), 5-31)}との比較をFig. 5-59に示す。震度分布は地質分布とよく対応しており、計算値100 gal以上の地域と震度Ⅴの地域とはよく一致している。

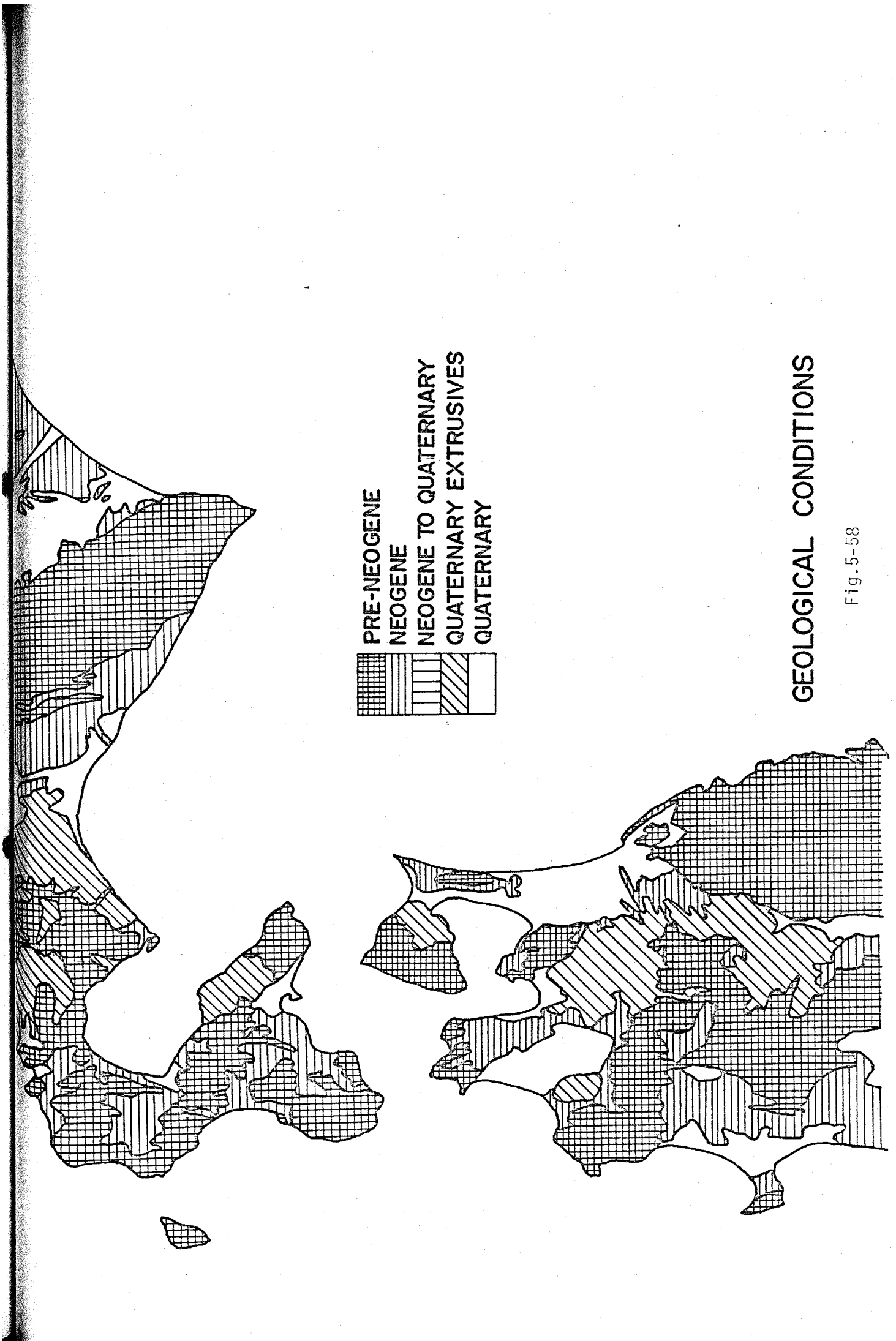
j) 1974年伊豆半島沖地震及び1978年伊豆大島近海地震の場合

この2つの地震はお互いに同程度の地震規模をもち、長さ10km程度の断層を陸地に生じた。断層モデルは伊豆半島沖地震については多田のもの⁵⁻³²⁾を、伊豆大島近海地震についてはShimazakiらのもの⁴⁻¹⁵⁾を参考にしてTable 5-12に示すものを採用した。地震規模については田中らの結果⁵⁻³³⁾からそれぞれ6.1, 6.2とした。

伊豆半島沖地震及び伊豆大島近海地震の場合の計算された最大加速度分布と墓石の転倒から推定された最大加速度分布^{5-34), 5-35)}との比較をそれぞれFig. 5-60, 5-61に示す。推定値に比べて計算値の方が若干大きい傾向がみられるが、分布の型状は両者ともよく一致している。

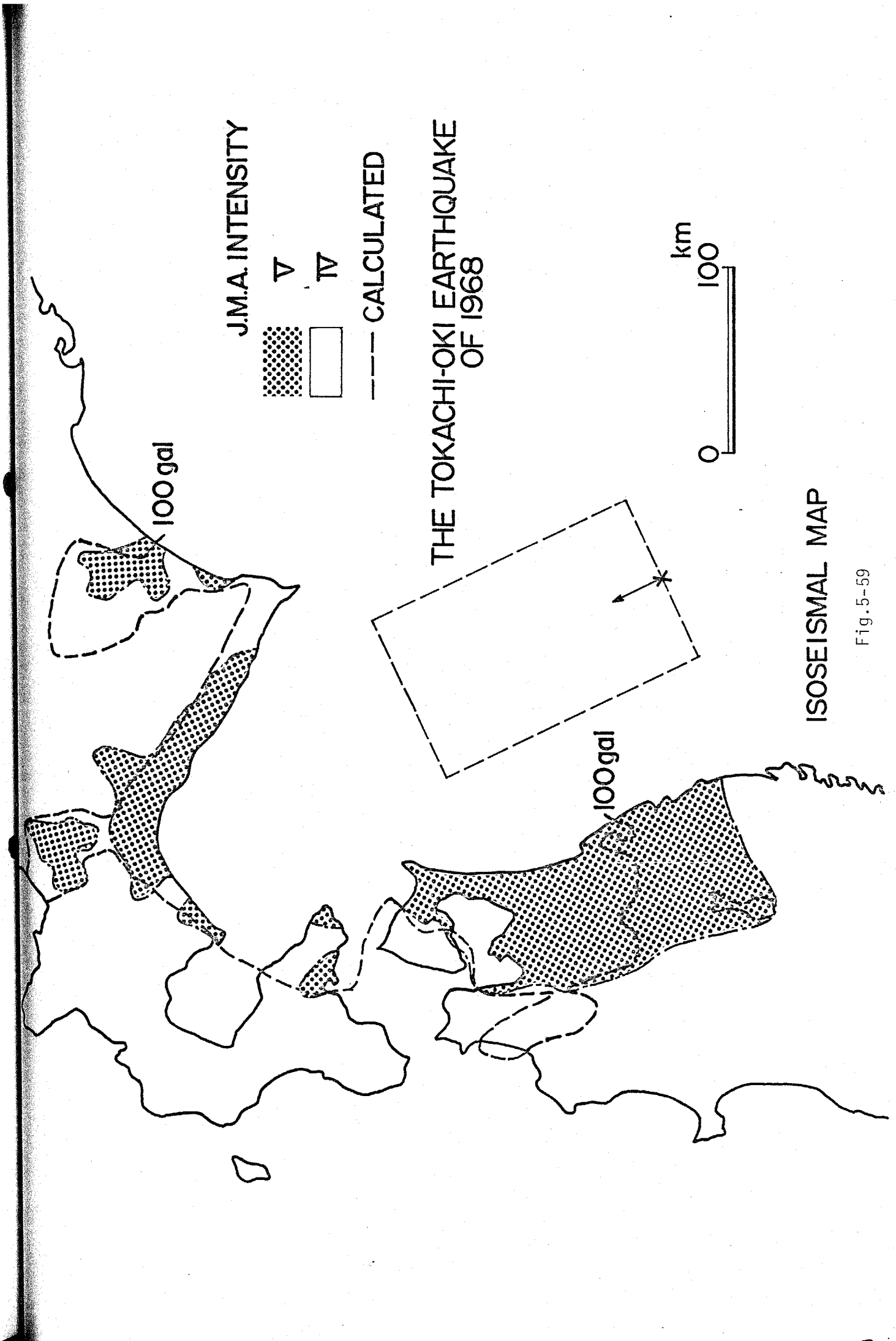
k) 1978年宮城県沖地震の場合

瀬野らによる断層モデル⁵⁻¹¹⁾とFig. 5-62に示す地質分



GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig. 5-58



J.M.A. INTENSITY

V

TV

--- CALCULATED

THE TOKACHI-OKI EARTHQUAKE
OF 1968

km
100

ISOSEISMAL MAP

Fig. 5-59

Table 5-12

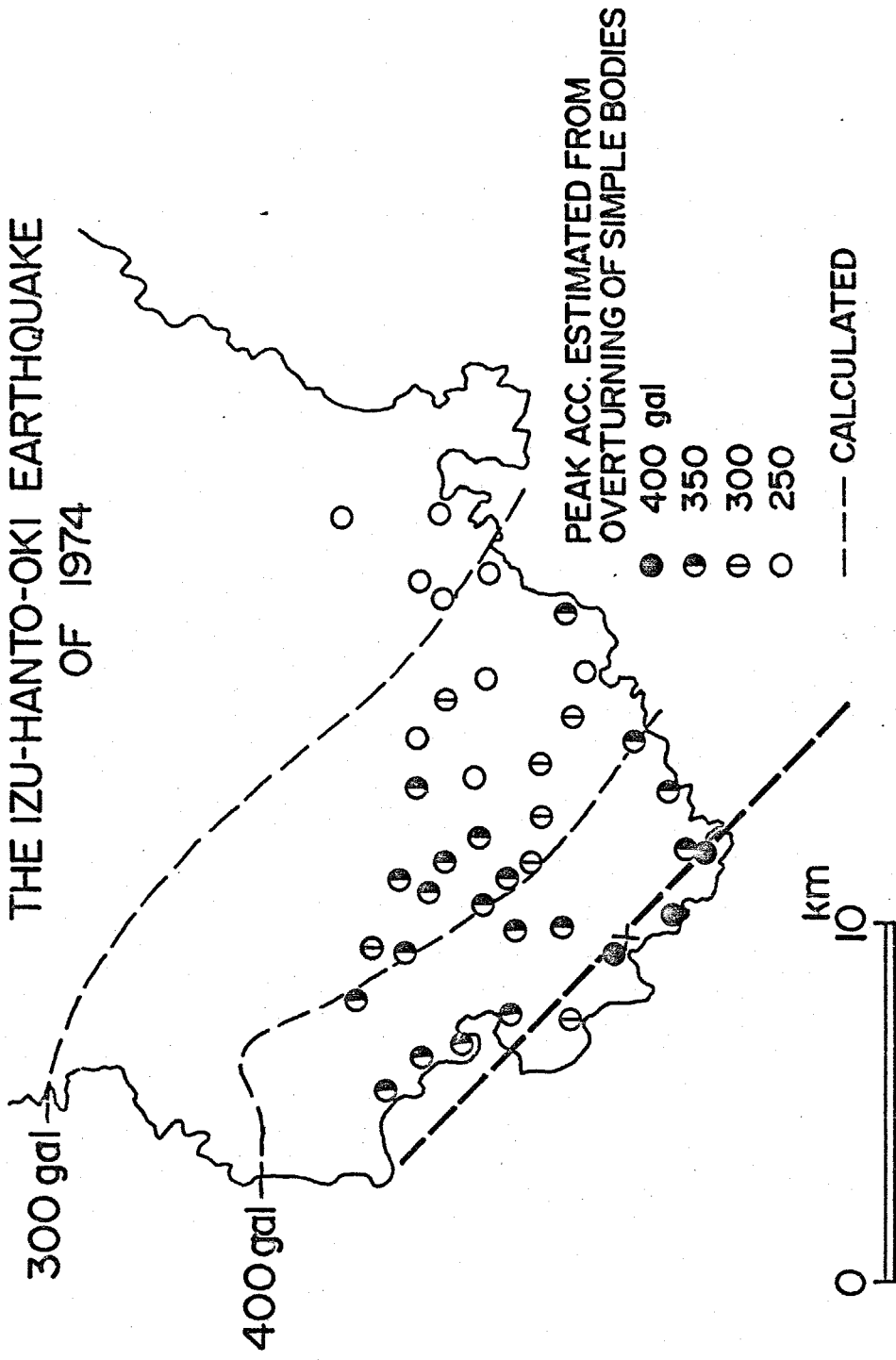
FAULT PARAMETERS ADOPTED IN THIS STUDY
The Izu-Hanto-Oki Earthquake of 1974

Earthquake Magnitude	6.1
Fault Dimension (L x W)	18 x 10 km ²
Fault Strike	N45°W
Dip Angle	90°
Rupture Velocity	2.5 km/sec.

The Izu-Ohshima-Kinkai Earthquake of 1978

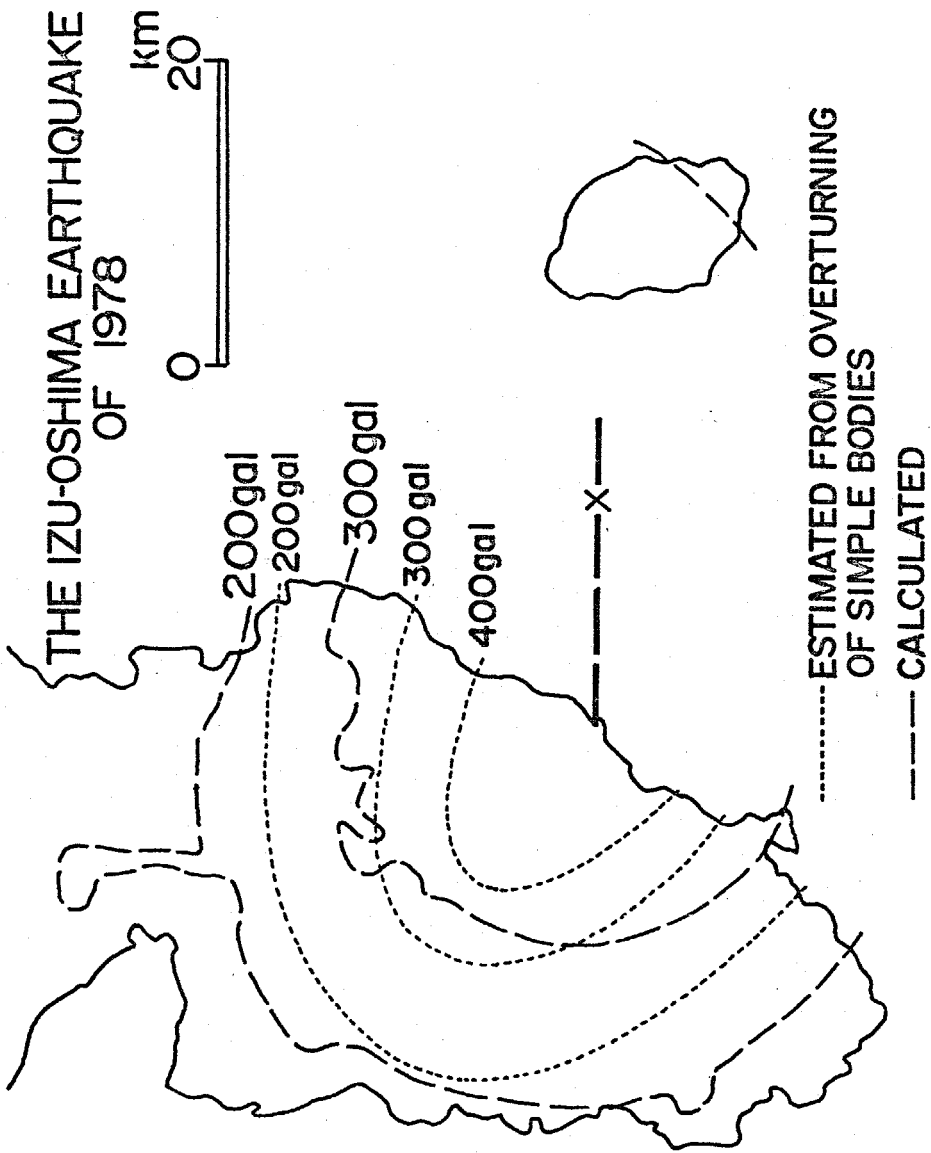
Earthquake Magnitude	6.2
Fault Dimension (L x W)	20 x 10 km ²
Fault Strike	N90°W
Dip Angle	90°
Rupture Velocity	2.8 km/sec.

THE IZU-HANTO-OKI EARTHQUAKE
OF 1974



ISOSEISMAL MAP

Fig. 5-60



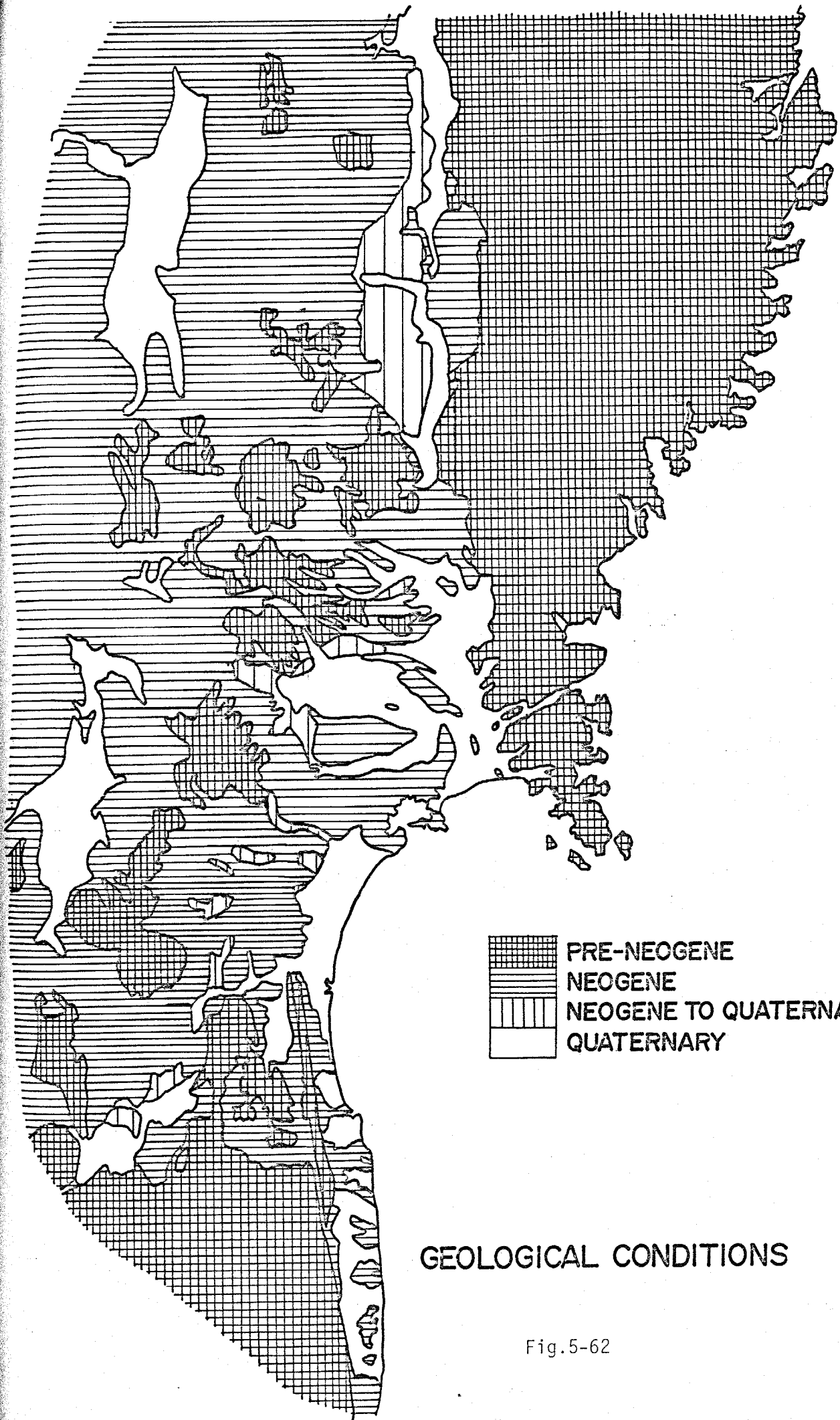
ISOSEISMAL MAP





Fig. 5-61

布とから計算された最大加速度分布(破線)と震度分布⁵⁻³⁶⁾(丸印)との比較をFig. 5-63に示す。震度分布は地質分布とよく対応しており、計算値100 gal以上及び300 gal以上の地域がそれぞれ震度Ⅴ以上及びⅥの地域とよく対応している。

以上示した12例の地震の内、比較的詳しい震度分布の知られている4つの地震(1923年関東地震, 1945年三河地震, 1968年十勝沖地震, 1978年宮城県沖地震)について計算された最大加速度と観測された震度との相関をFig. 5-64に示す。各震度に対応する最大加速度は広い範囲に分布しているが、震度ⅣとⅤ、ⅤとⅥの境界はおおむね最大加速度100 gal, 300 galにそれぞれ対応している。震度ⅥとⅦの境界についてはあまり明瞭ではないが最大加速度600~700 galと対応している。これらの関係は既に指摘されている震度と最大加速度との関係と調和的であり(Appendix II参照)、計算された最大加速度の値の妥当性が確認されたものと考えられる。

以上の事より、本方法で計算された最大加速度分布、最大速度分布が実際に観測された震度分布、木造家屋の被害分布をよく説明し、また計算された最大加速度の値が墓石の転倒による推定値及び震度との対応から妥当である事が知り、本方法の妥当性と有効性が確認されたものと考えられる。ただし、最大加速度が600 gal程度を越えると地盤の非線型性の影響が無視できなくなるもの



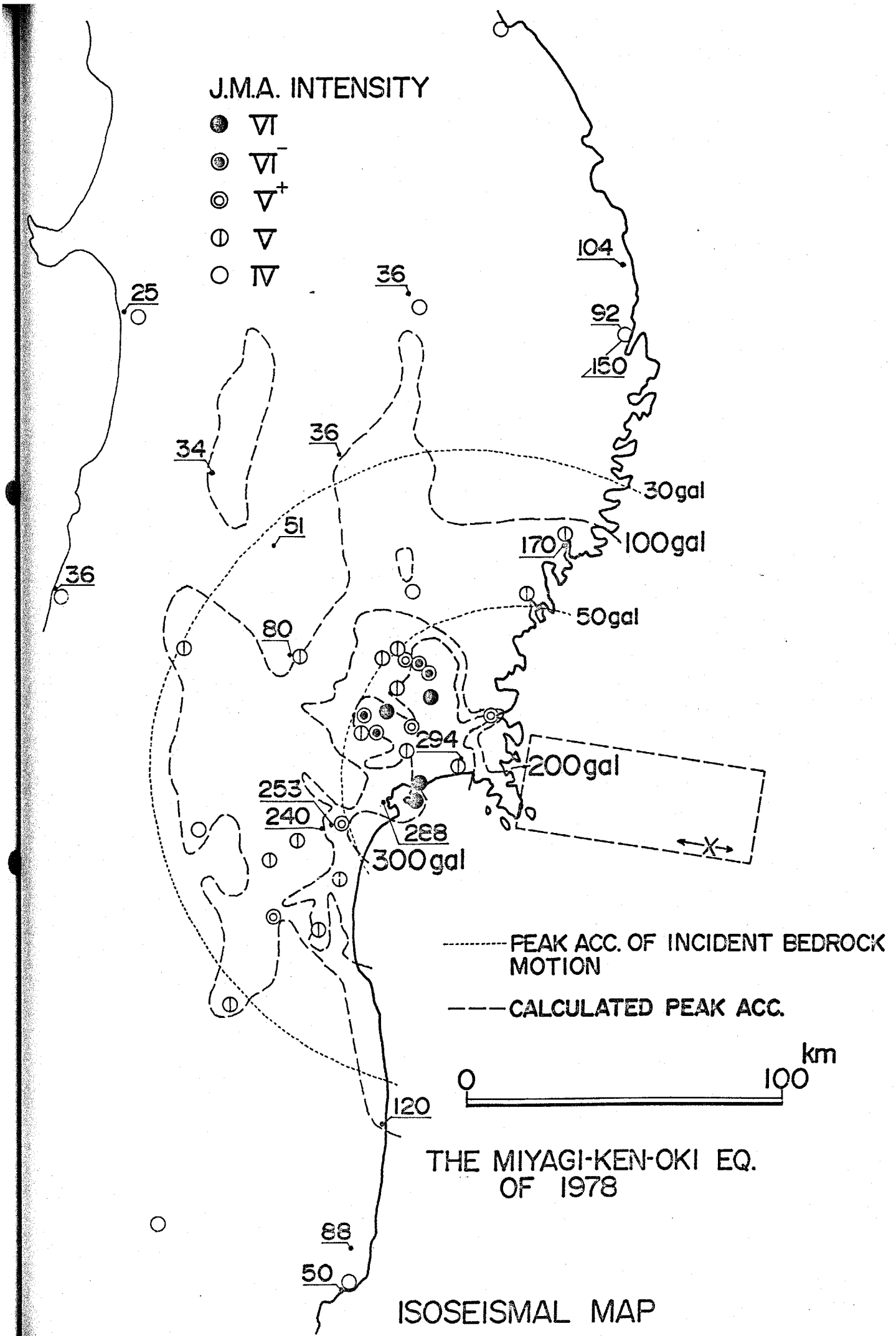
	PRE-NEOGENE
	NEOGENE
	NEOGENE TO QUATERNARY
	QUATERNARY

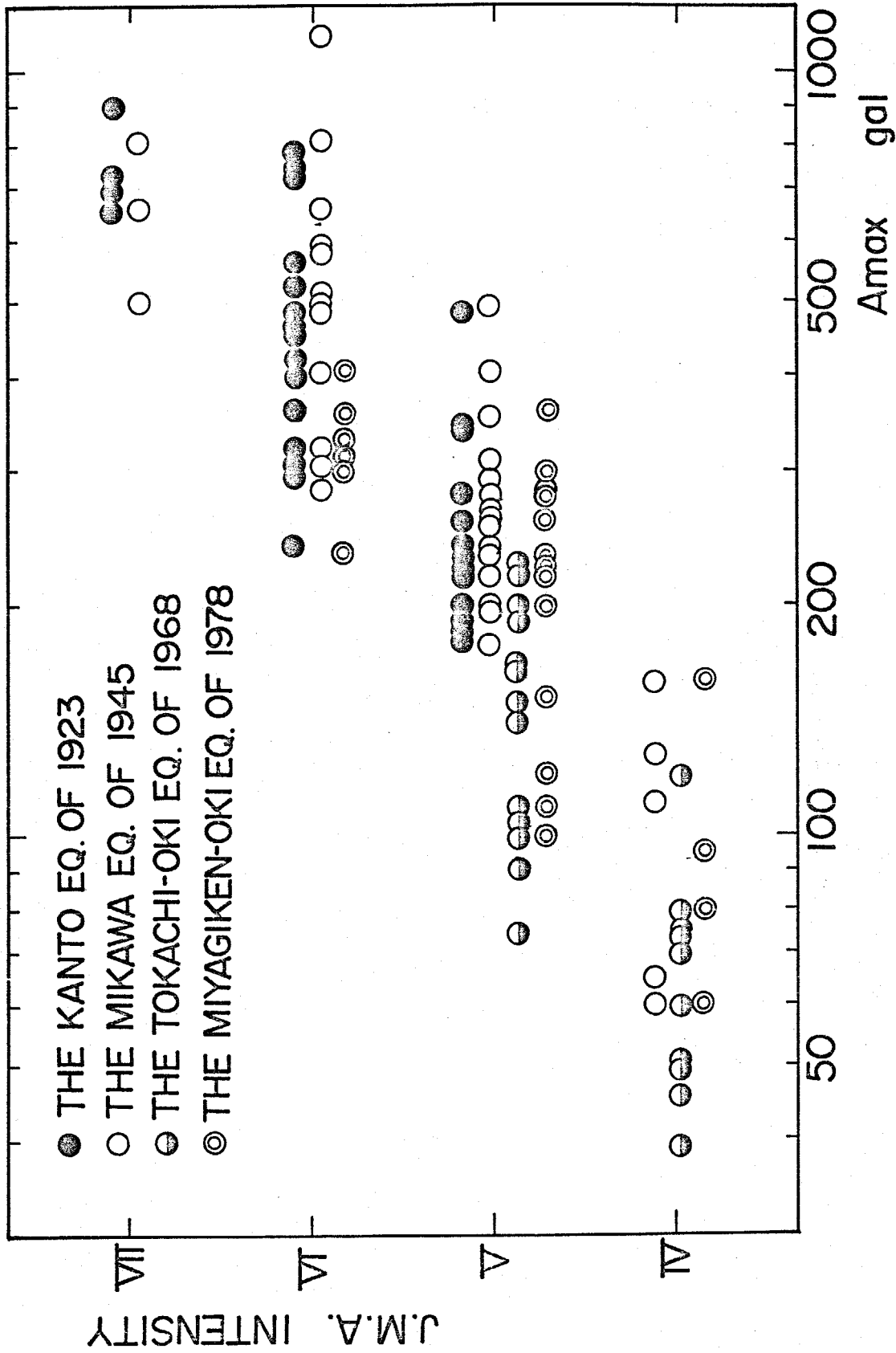
GEOLOGICAL CONDITIONS

Fig.5-62

J.M.A. INTENSITY

- VI
- ⊙ VI⁻
- ⊙ V⁺
- ⊙ V
- IV



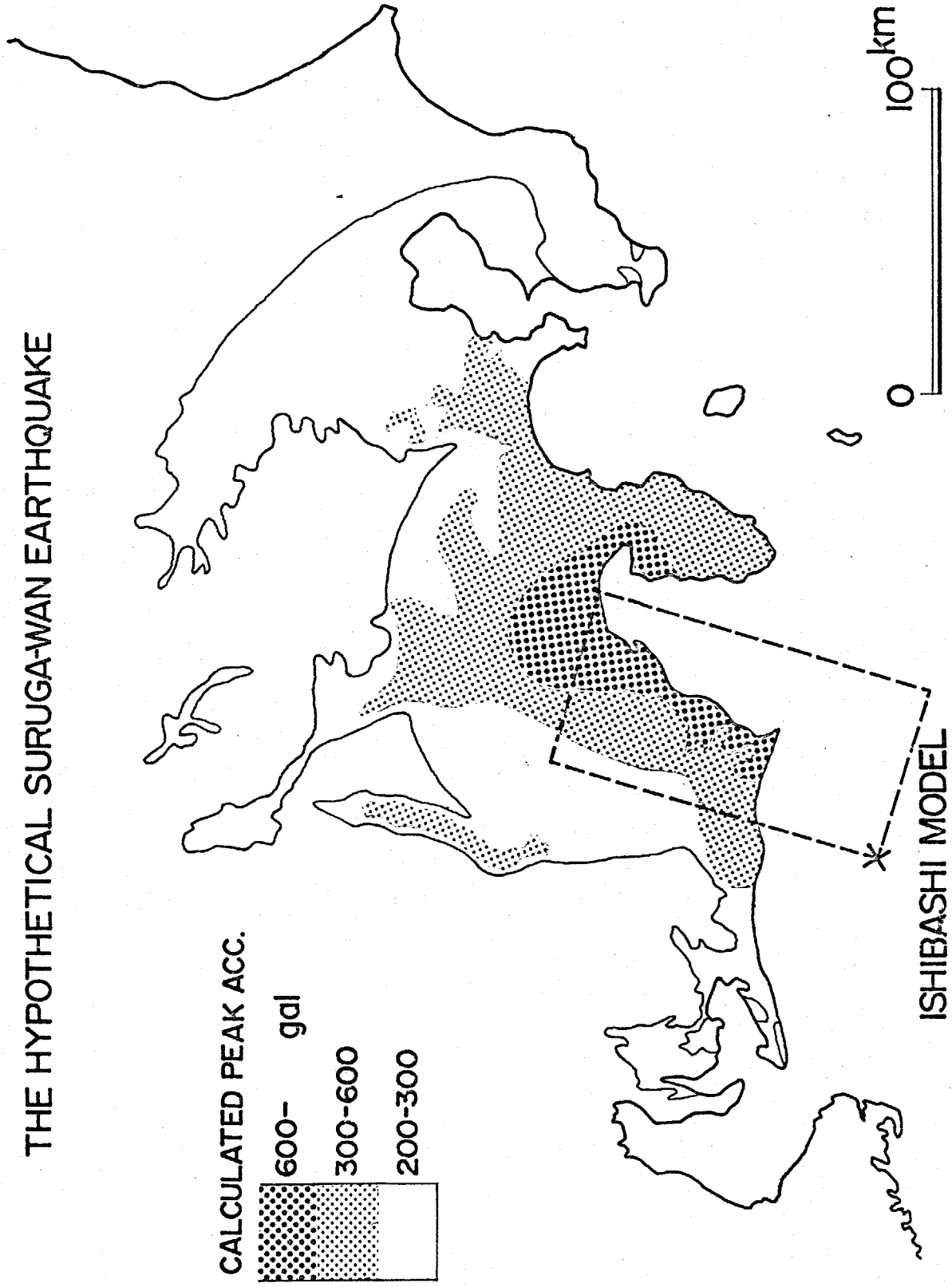


RELATION BETWEEN CALCULATED PEAK ACCELERATIONS AND OBSERVED J.M.A. INTENSITIES

と考えられ、さらに今後、地盤の非線型性の影響を定量的に検討する必要があるものと考えられる。

なお、震度分布予測の1例として、仮想駿河湾地震⁴⁻¹⁷⁾の場合をFig. 5-65に示す。前述の検討から、計算された最大加速度 600 gal 以上, $300 \sim 600 \text{ gal}$, $200 \sim 300 \text{ gal}$ の地域がそれぞれ震度Ⅶ、Ⅵ、Ⅴ⁺の地域に相当するものと考えられる。

THE HYPOTHETICAL SURUGA-WAN EARTHQUAKE



ISOSEISMAL MAP

第 6 章

結 論

本研究は、地震学における断層理論の概念を地震工学における地震動の強さに関する実験式に適用して、震源域及びその近傍での地震動の強さを推定する事を試みたものである。すなわち、地表の地震動の応答スペクトルを地盤の増幅率と地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルとに分離して考え、地盤の増幅率に及ぼす地盤条件の影響と入射波速度応答スペクトルに及ぼす地震断層の広がりや破壊伝播の影響とを考慮して震源域及びその近傍での地表の地震動の強さを計算する手法を示し、さらにこの計算手法の妥当性を確認したものであり、次にあげる結論を得た。

(1) 本研究で対象とする周期 0.1 秒から 5 秒までの周期領域において、地表の地震動の応答スペクトルには観測点固有の地盤特性がみられ、それを深い地盤構造を反映した S H 波の増幅率で説明でき、比較的広い周期領域にわたって地盤の増幅率を S H 波の増幅率で近似できる事を確認した。さらに同一地点で得られた強震記録のスペクトルの平均操作から抽出された小林・長橋の地盤の増幅率と S H 波の増幅率との比較から小林・長橋の地盤の増幅率が定性的に地盤構造を反映している事を確認し、数地点における両者の比を用いて小林・長橋の地盤の増幅率を修正し、各強震観測点での地盤の増幅率を定める事ができた。

(2) この地盤の増幅率で地表の地震動の速度応答スペ

クトルを除して、これを地震基盤から地盤への入射波速度応答スペクトルと定義し、この入射波速度応答スペクトルが周期0.1秒から0.2秒で周期の増大と共に増大し、周期0.2秒以上では $M=6\sim7$ で周期によらず一定で、これより地震規模が小さい場合には周期が長くなる程速度応答量は小さく、逆にこれより地震規模が大きい場合には周期が長くなる程速度応答量は大きくなる事を示した。また、この入射波速度応答スペクトルがS波速度で3km/sec.程度の地震基盤から地盤への入射波に対する速度応答スペクトルと考えられる事を確認した。

- (3) 震源域にまで適用できる地震断層を考慮した入射波速度応答スペクトルの計算手法を提案した。すなわち、地震動の時刻歴の包絡線が断層面の小領域からのインパルスの重ね合わせで表現できるものと仮定し、インパルスの型状を実験式から決定し、それらの重ね合わせから各周期での1質点系の応答包絡線を計算し、その最大値から入射波速度応答スペクトルを求める方法を示した。本方法により得られた入射波の包絡関数及び震源域近傍での入射波の強さの分布が観測値をよく満足し、震源の揺がりと破壊伝播が地震動に及ぼす影響を本方法により考慮できる事が判った。本方法による計算結果から、入射波の最大加速度の上限値を地震規模にかかわらず300gal程度と規定する事ができた。一方、入射波の最

大速度の上限値は地震規模の増大と共に増大するが、 $M=8$ で30kineを越えない事が知れた。

- (4) 上述の方法による入射波速度応答スペクトルに深い地盤構造に基づくSH波の増幅率を乗じて得られた地表の地震動の応答スペクトルが実際に震源域近傍で観測された地震動の応答スペクトルとよく一致する事が判った。
- (5) 深い地盤構造が知られている地点は稀である事から、深い地盤構造を知らずに簡便に地盤の増幅率を求める方法を提案した。すなわち、最大加速度に対する地盤の増幅率と表層のS波速度との関係を求め、これと既往の地質区分とS波速度との対応関係から地質区分と最大加速度に対する地盤の増幅率との関係を定め、地質分布のみからこの地盤の増幅率の分布を求める事ができる事を示した。同様に、最大速度に対する地盤の増幅率が深さ30mまでの平均S波速度を指標として簡便に求まる事を示した。
- (6) 以上に示した結果を総合して、比較的簡便に震源域及びその近傍での地表の地震動の強さの分布を求める方法を提案した。すなわち、上述の簡便な方法で得られた最大加速度及び最大速度に対する地盤の増幅率の分布と地震断層を考慮して計算された入射波の最大加速度及び最大速度分布とを乗じて、震源域及びその近傍での地表の地震動の最大加速度及び最大速度分布を計算できる事を示した。これらの計

算値の分布は実際の震度分布及び木造家屋の被害分布をよく説明し、方法の妥当性と有効性を確認した。

本研究に関連して発表した論文

[日本建築学会論文報告集]

- 1) 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”，第273号，1978年11月
- 2) 翠川三郎、小林啓美：“地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定”，第282号，1979年8月
- 3) 翠川三郎、小林啓美：“震源域及びその周辺での地表最大加速度分布の推定”，投稿中

[日本建築学会大会学術講演梗概集]

- 1) 小林啓美、翠川三郎：“東京での1倍強震計記録にみられる地盤構造の影響”，1977年10月
- 2) 小林啓美、翠川三郎、田鎖隆：“震源域周辺での地震基盤からの入射波の強さについて”，1978年9月
- 3) 小林啓美、瀬尾和夫、翠川三郎：“1978年宮城県沖地震における仙石地域での最大加速度分布について”，1979年9月

[その他]

- 1) S. Midorikawa and H. Kobayashi: “On Estimation of Strong Earthquake Motions with Regard to Fault Rupture”, Proceedings of the Second International Conference on Microzonation, Nov., 1978
- 2) H. Kobayashi, K. Seo, S. Midorikawa, Y. Yoshimi, I. Tohno, K. Tokimatsu, T. Katayama and H. Shibata: “A Report on the Miyaziken-oki, Japan, Earthquake of

June 12, 1978", Proceedings of the Second International Conference on Microzonation, Nov., 1978

3) 翠川三郎・小林啓美：“震源域の大きさとその周辺の地震動”，三大学院地震工学・応用地学に関するシンポジウム，1978年3月

4) 小林啓美・瀬尾和夫・翠川三郎：“1978年宮城県沖地震について その1～その3”，第2回三大学院地震工学・応用地学に関するシンポジウム，1978年12月

5) 小林啓美・翠川三郎：“震源域周辺での地表面最大加速度分布の推定”，第3回三大学院地震工学・応用地学に関するシンポジウム，1979年3月

参 考 文 献

1-1) 大森房吉：“明治24年10月28日濃尾大地震に関する調査”，震災予防調査会報告，第28号，1899，pp.79~95

1-2) 田治米辰雄・望月利男：“震度の評価についての2,3の考察 その1. 墓石の移動・転倒から評価される震度について”，第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1977，pp.401~402

1-3) 飯田淑事・正木和明：“墓石転倒実験よりみた震央付近の最大加速度の推定”，第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1977，pp.399~400

1-4) 岩崎敏男・川島一彦：“伊豆大島近海地震における墓石転倒率と地震動最大加速度の関係について”，地震学会講演予稿集 1978 No.2，1978，pp.139

1-5) 金井清：“地震工学”，共立出版，1969

1-6) W.K.Cloud and V.Perez：“Accelerograms - Parkfield Earthquake”，Bulletin of Seismological Society of America，Vol.57，1967，pp.1179~1192

1-7) M.D.Trifunac and D.E.Hudson：“Analysis of the Pacoima Dam Accelerogram - San Fernando, California, Earthquake of 1971”，Bulletin of the Seismological Society of America，Vol.61，1971，pp.1393~1411

1-8) K.Kanai, K.Hirano and S.Yoshizawa：“Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area. Part 1 (Empirical Formulae of Strong Earthquake

Motions) , Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 44, 1966, pp. 1269~1296

1-9) W.J. Person: "Seismological Notes - May ~ June 1976", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68, 1978, pp. 255~264

1-10) R.F. Scott: "The Calculation of Horizontal Accelerations From Seismoscope Records", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 63, 1973, pp. 1637~1661

1-11) M.D. Trifunac and D.E. Hudson: "Analysis of the Station No.2 Seismoscope Record - 1966, Parkfield, California, Earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, 1970, pp. 785~794

1-12) M.D. Trifunac and A.G. Brady: "Correlations of Peak Acceleration, Velocity and Displacement with Earthquake Magnitude, Distance and Site Conditions", Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 4, 1976, pp. 455~471

1-13) P.B. Schnabel and H.B. Seed: "Accelerations in Rock for the Earthquakes in the Western United States", Report No. EERC 72-2, U.C. Berkeley, 1972

1-14) 勝又護: "地震動の最大加速度の推定", 験震時報, 第37巻, 1972, pp. 79~87

1-15) 野田節男, 上部達生, 千葉忠樹: "重力式岸壁の震度と地盤加速度", 港湾技術研究所報告, 第14巻,

1975, pp. 67~111

1-16) 長橋純男, 小林啓美: “地震動の強さを評価する簡便な尺度としての地震動最大振幅”, 日本建築学会論文報告集, 第181号, 1971, pp. 15~22

1-17) 大崎順彦, 渡部丹: “地震動の最大値について”, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1977, pp. 525~526

1-18) M.D. Trifunac: “Preliminary Empirical Model for Scaling Fourier Amplitude Spectra of Strong Ground Accelerations in terms of Earthquake Magnitude, Source-to-Station Distance and Recording Site Conditions”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, 1976, pp. 1343~1373

1-19) R.K. Mcguire: “Simple Model for Estimating Fourier Amplitude Spectra of Horizontal Ground Acceleration”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68, 1978, pp. 803~822

1-20) T. Katayama, T. Iwasaki and M. Saeki: “Prediction of Acceleration Response Spectra for Given Earthquake Magnitude, Epicentral Distance and Site Conditions”, Bulletin of the Earthquake Resistant Structure Research Center, No. 11, 1977, pp. 3~20

1-21) 大崎順彦, 渡部丹, 藤堂正喜, 末田義博, 林高明, 大村文: “硬質地盤における地震動の応答スペクトル策定(その3)”, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1979, pp. 531~532

1-22) 長橋純男：“東京を期待される地震動の強さ”，
第5回日本地震工学シンポジウム講演集，1978，pp.9
~16

1-23) 小林啓美・長橋純男：“地表を観測された地震動
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
る地震動の性質”，日本建築学会論文報告集，第240号，
1976，pp.79~92

1-24) H.Kameda and M.Sugito：“Prediction of Strong
Earthquake Motions by Evolutionary Process Model”，
Proceedings of the Fifth Japan Earthquake Engineering
Symposium，1978，pp.41~48

1-25) 村松郁栄：“震度分布と地震のマグニチュードと
の関係”，岐阜大学教育学部研究報告（自然科学），第
3巻，1969，pp.168~176

1-26) 久保寺章・三浪俊夫：“震央付近における震度分
布の異方性”，地震第2輯，第29巻，1976，pp.413~
417

1-27) N.A.Haskell：“Elastic Displacements in the
Near-Field of a Propagating Fault”，Bulletin of the
Seismological Society of America，Vol.59，1969，
pp.865~908

1-28) M.D.Trifunac：“A Three Dimensional Distoca-
tion Model for the San Fernando, California, Earthquake
of February 9, 1971”，Bulletin of the Seismological
Society of America，Vol.64，1974，pp.149~172

1-29) M.D. Trifunac and F.E. Udvardia : " Parkfield, California, Earthquake of June 27, 1966 : A Three Dimensional Moving Dislocation ", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 64, 1974, pp. 511 ~ 533

1-30) H. Kanamori : " Long-Period Ground Motion in the Epicentral Area of Major Earthquake ", Tectonophysics, Vol. 21, 1974, pp. 341 ~ 356

1-31) K. Kudo : " The Contribution of Love Waves to Strong Ground Motions ", Proceedings of the Second International Conference on Microzonation, 1978, pp. 1765 ~ 1776

1-32) K. Aki : " Scaling Law of Seismic Spectrum ", Journal of Geophysical Research, Vol. 72, 1967, pp. 1217 ~ 1231

1-33) 太田裕・鏡味洋史 : " 耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限 ", 日本建築学会論文報告集, 第249号, 1976, pp. 53 ~ 60

1-34) 表俊一郎 : " 東海地震および三河地震による地盤危険率の比較 ", 東京大学地震研究所彙報, 第24号, 1946, pp. 87 ~ 98

1-35) S. Omote : " The Relation between the Earthquake Damages and the Structure of Ground in Yokohama ", Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 29, 1950, pp. 63 ~ 68

1-36) 石本巳四雄：“東京横浜市内10個所における地震動加速度観測(1)”，東京大学地震研究所彙報，第12巻，1934，pp. 234~248

1-37) 鏡味洋史、小林啓美：“関東地震の川崎における地表面の加速度分布(地盤と木造建築物地震被害率)”，日本建築学会論文報告集，第176号，1970，pp. 17~23

1-38) N.A. Haskell：“The Dispersion of Surface Waves in Multi-Layered Media”，Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 43, 1953, pp. 17~34

1-39) 鏡味洋史、小林啓美：“水平な多層地盤でのS波の重複反射による増幅”，日本建築学会論文報告集，第173号，1970，pp. 31~36

1-40) 嶋悦三：“東京都23区の予想震度分布”，第5回地盤震動シンポジウム資料集，1977，pp. 61~65

1-41) R.D. Borcherth, J.F. Gibbs and T.E. Fumal：“Progress on Ground Motion Predictions for the San Francisco Bay Region, California”，Proceedings of the Second International Conference on Microzonation, 1978, pp. 241~253

1-42) 嶋悦三：“強震地動に見られる表面波成分”，第3回日本地震工学シンポジウム講演集，1970，pp. 277~288

1-43) 神山真：“強震地震動の非定常スペクトル特性とその波動論的考察”，土木学会論文報告集，第284号，1979，pp. 35~48

1-44) 田中貞二、吉永静代、大末群：“やや長周期帯域における地震動の特性 - 東京で観測されたM6以上の地震 -”，第5回日本地震工学シンポジウム講演集，1978，pp. 265 ~ 272

2-1) 鏡味洋史：“地盤の構成にもとづくサイスミックマイクロゾーニングに関する研究”，東京工業大学学位論文，1976

2-2) F.E. Udwadia and M.D. Trifunac：“Comparison of Earthquake and Microtremor Ground Motions in El Centro, California”，*Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 63, 1973, pp. 1227 ~ 1253

2-3) 後藤典俊：“深層S波速度検層の実施 - 広域地震基盤設定の - 条件 -”，第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1977，pp. 329 ~ 332

2-4) 工藤一嘉：“波動の減衰測定 - 野外実験 -”，地震波の生成・伝搬に関する実験 - 20年の成果 -，1976，pp. 177 ~ 182

2-5) 末田義博：“弾性波動の減衰特性と地盤の地震波増幅特性”，電カ中央研究所報告総合報告 No. 3，1976，pp. 49 ~ 79

2-6) 大末群他：“1968年十勝沖地震における八戸湾の強震記録と地盤特性”，1972

2-7) 嶋悦三，柳末馬住，座間信作：“首都圏の基盤構造”，第5回日本地震工学シンポジウム講演集，1978，pp. 321 ~ 328

2-8) 瀬尾和夫：“初動の走時から推定される地震波の南関東における伝播経路”，地震学会大会講演予稿集

1977 No.2, 1977, pp. 147

2-9) 酒井良男他：“「広尾沖地震における釧路の強震記録と構造物の被害について」，1969

2-10) 笹谷努，鈴木貞臣：“広尾沖地震（1962）の震源過程と長周期地震動”，第4回日本地震工学シンポジウム講演集，1975，pp. 9~14

2-11) 神山真：“強震記録の投動論的考察 -第3報-”，土木学会第31回年次学術講演会講演概要集第1部，1976，pp. 395~396

2-12) 土田肇，山田逸一郎，倉田栄一：“港湾地域強震観測資料（その1）”，港湾技研資料，No.34，1967

2-13) M. Hashizume et al.：“Crustal Structure in the Profile across the Northeastern Part of Honshu, Japan, Derived from Explosion Seismic Observations. Part 2. Crustal Structure”，Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 46, 1968, pp. 607~630

2-14) M. Watabe：“Investigations and Analyses on Some Very Strong-Motion Earthquake -Hidaka Sankei Earthquake-”，Proceedings of the Third Japan Earthquake Engineering Symposium, 1970, pp. 819~826

3-1) K. Kanai and S. Yoshizawa：“The Amplitude and the Period of Earthquake Motions, II”，Bulletin of the Earth-

quake Research Institute, Vol. 36, 1958, pp. 275 ~ 293

3-2) R.J. Geller: "Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitude", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, 1976, pp. 1501 ~ 1523

3-3) 山本鎮男、清水信行: "地震波の長周期成分が長周期構造物に及ぼす影響", 建築技術 / 1974.6, 1974, pp. 381 ~ 388

3-4) 鏡味洋史、小林啓美: "基盤に到達する地震波について (東松山地震 1968.7.1 とハ丈島東方沖地震 1972.2.29 の例)", 日本建築学会論文報告集, 第 220号, 1974, pp. 19 ~ 28

4-1) 日本物理学会編: 「地球の物理 現代の地球観」, 丸善, 1974

4-2) 阿部勝征: "地震断層の運動", 科学, 第 44 巻, 1974, pp. 139 ~ 145

4-3) 宇津徳治: 「地震学」, 共立全書, 1977

4-4) M.D. Trifunac and A.G. Brady: "A Study on the Duration of Strong Earthquake Motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 65, 1975, pp. 581 ~ 626

4-5) M.D. Trifunac: "Response Envelope Spectrum and Interpretation of Strong Earthquake Ground Motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, 1971, pp. 343 ~ 356

4-6) 長宗留男：“大地震生成の過程（1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖地震）”，地震第2輯，第22巻，1969，pp.104~114

4-7) Y. Fukao and M. Furumoto：“Foreshocks and Multiple Shocks of Large Earthquakes”，Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.10, 1975, pp. 355~368

4-8) 鏡味洋史：“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”，第4回地盤震動シンポジウム資料集，1976，pp.23~26

4-9) 小林啓美・翠川三郎・田鎖隆：“震源域周辺での地震基盤からの入射波の強さについて”，日本建築学会大会学術講演梗概集，1978，pp.553~554

4-10) 嶋悦三：“地震時における地盤の振動”，計測と制御，Vol.16，1977，pp.685~693

4-11) 宇佐美龍夫：“資料 日本被害地震総覧”，東京大学出版会，1975

4-12) 飯田淑亭：“昭和20年1月13日三河地震の震害と震度分布”，愛知県防災会議地震部会，1978

4-13) M. Ando：“Seismo-Tectonics of the 1923 Kanto Earthquake”，Journal of Physics of the Earth, Vol.22, 1974, pp. 263~277

4-14) H. Kanamori：“Mode of Strain Release associated with Major Earthquakes in Japan”，Annual Review of the Earth & Planetary Science, Vol. 1, 1973,

pp. 213 ~ 239

4-15) K. Shimazaki and P. Somerville: "Summary of the Static and Dynamic Parameters of the Izu-Ohshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978.", Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 53, 1978, pp. 613 ~ 628

4-16) 村井勇, 角田信子, 辻村芳子: "1978年伊豆大島近海地震の被害・震度と地震断層", 東京大学地震研究所彙報, 第53巻, 1978, pp. 1025 ~ 1068

4-17) 石橋克彦: "東海地方に予想される大地震の再検討 - 駿河湾大地震について -", 地震学会講演予稿集 1976 No. 2, 1976, pp. 30 ~ 34

4-18) T. Mikumo and M. Ando: "A Search into the Faulting Mechanism of the 1891 Great Nobi Earthquake", Journal of Physics of the Earth, Vol. 24, 1976, pp. 63 ~ 87

4-19) 飯田淑專: 「明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布」, 愛知県防災会議地震部会, 1979

5-1) R.M. Lastrico et al.: "Effects of Site and Propagation Path on Recorded Strong Earthquake Motions", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 62, 1972, pp. 933 ~ 954

5-2) H. Kanamori and P.C. Jennings: "Determination of Local Magnitude, M_L , from Strong Motion Accelerograms", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68,

1978, pp. 471~485

5-3) J. Anderson: "A Dislocation Model for the Parkfield Earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 64, 1974, pp. 671~686

5-4) J.P. Eaton et al.: "Aftershocks of the 1966 Parkfield - Cholame, California, Earthquake: A detailed Study", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, 1970, pp. 1151~1197

5-5) H.B. Seed, C. Ugas and J. Lysmer: "Site-Dependent Spectra for Earthquake-Resistant Design", Report No. EERC 74-12, U.C. Berkeley, 1974

5-6) 森岡敬樹: "1923年関東大地震の地動", 第4回地盤震動シンポジウム資料集, 1976, pp. 39~48

5-7) 山原浩: "関東地震の記録", 第4回地盤震動シンポジウム資料集, 1976, pp. 35~38

5-8) F. Yamamizu and N. Goto: "Direct Measurement of Seismic Wave Velocities in Deep Soil Deposits", Proceedings of the Fifth Japan Earthquake Engineering Symposium, 1978, pp. 329~336

5-9) 鏡味洋史, 小林啓美: "関東地震の東京東部における地表面の加速度分布", 日本建築学会論文報告集, 第184号, 1971, pp. 41~50

5-10) 小林啓美, 瀬尾和夫, 翠川三郎: "1978年宮城県沖地震における仙石地域での最大加速度分布について", 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1979, pp. 421~422

- 5-11) 瀬野徹三、須藤研、江口孝雄：“1978年6月12日宮城県沖地震の発生機構”，地震学会講演予稿集，1978 No.2，1978，pp.36
- 5-12) 萩原尊礼：“東京の被害地震”，地質工学，No.8，1972，pp.6~11
- 5-13) 太田裕、嶋悦三：“川崎市における地震基盤の設定”，川崎市の震災予防に関する基礎的調査報告集，1969，pp.13~17
- 5-14) 日本建築学会，“地震荷重と建築構造の耐震性（1976）”，1977
- 5-15) 木崎順彦、渡部丹、内木銖臣：“減衰定数と応答スペクトル形状との関係”，日本建築学会大会学術講演梗概集，1978，pp.607~608
- 5-16) 寺尾次夫、浜保文雄、金井清：“木造家屋の振動性状について（2階建の起振機実験）”，日本建築学会大会学術講演梗概集，1978，pp.825~826
- 5-17) 震災予防調査会：“震災予防調査会報告 第100号”，1975
- 5-18) 栗林栄一、龍岡文夫、吉田精一：“明治以降の本邦の地盤液状化履歴”，土木研究所集報，第30号，1974
- 5-19) 宇佐美龍夫：“静岡県を中心とした宝永・安政両地震”，地震予知連絡会会報，第17巻，1977，pp.84~88
- 5-20) 萩原尊礼：“1854年の東海地震の震度分布”，地震予知連絡会会報，第3巻，1970，pp.51~52

5-21) 飯田淑專：“明応、宝永、安政東海地震と津波災害について”，第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，1979，pp. 279~280

5-22) 国立防災科学技術センター：“地震断層付近の震害に関する調査 - 1891年~1976年の主要内陸地震について -”，防災科学技術研究資料，第39号，1979

5-23) M. Matsu'ura：“Inversion of Geodetic Data, Part II, Optimal Model of Conjugate Fault System for the 1927 Tango Earthquake”，Journal of Physics of the Earth，Vol. 25，1977，pp. 233~255

5-24) 藤井陽一郎，中根勝見：“1930年北伊豆地震とその前後における伊豆半島北部の地殻変動”，地震学会講演予稿集，1978 No.1，1978，pp. 12

5-25) H. Kanamori：“Determination of Effective Tectonic Stress Associated with Earthquake Faulting. The Tottori Earthquake of 1943”，Physics of the Earth and Planetary Interiors，Vol. 5，1972，pp. 426~434

5-26) 建築学会震災調査隊：“鳥取県震災報告”，建築雑誌，第58巻，1943，pp. 79~145

5-27) M. Ando：“Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945”，Tectonophysics，Vol. 22，1974，pp. 173~186

5-28) S. Omote：“Aftershocks, the Fukui Earthquake of June 28, 1948”，The Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake，1950，pp. 37~78

- 5-29) 北陸震災調査特別委員会：「昭和23年福井地震
震害調査報告 II 建築部門」，1950
- 5-30) 中央気象台：「昭和23年福井地震調査概報」，
1948
- 5-31) 気象庁：「1968年十勝沖地震調査報告」，1969
- 5-32) 多田堯：“1974年伊豆半島沖地震の測地学的断
層モデル”，地震第2輯，第29巻，1976，pp.117~126
- 5-33) 田中貞二，坂上実，大沢胖，吉沢静代：“加速度
型強震計による1978年伊豆大島近海地震の余震観測お
よび本震の最大加速度”，東京大学地震研究所彙報，第
53巻，1978，pp.761~778
- 5-34) 田治米辰雄，望月利男，松田磐余：「地盤と震害」，
模書店，1977
- 5-35) 岩崎敏男，川島一彦：“墓石の転倒から推定した
伊豆大島近海地震（1978年1月14日）の最大加速度
分布”，地震学会講演予稿集，1978 No.2，1978，pp.140
- 5-36) 表俊一郎，樫橋秀樹：“1978年6月12日宮城
県沖地震のアンケート調査解析”，第7回地盤震動シン
ポジウム資料集，1979，pp.77~81

APPENDICES

Appendix I 地震動記録にみられる地盤の非線型性の影響に関する若干の検討

一般に土の剛性にはひずみ依存性がみられ、ひずみが大きくなると剛性が低下する事が認められている。本研究では地盤の増幅率を計算する際に地盤が弾性であると仮定している事から土の剛性のひずみ依存性(非線型性)が地震動に及ぼす影響について検討しておく必要があるものと考えられる。

地震時の地盤内のひずみレベルを観測する事は困難であるが、地盤がせん断振動するものと仮定する事により地表の地震動記録から地盤内のひずみの大きさを計算する事ができる。Fig. I-1 はこのようにして鏡味^{I-1)}、土岐ら^{I-2)}^{I-3)}、杉村^{I-4)}によつて計算された地盤内のひずみの最大値と地表の最大加速度との関係を示したものである。最大加速度が100 gal以上あれば、地盤内のひずみの最大値は 10^{-4} を越え、さらに最大加速度が500 gal程度になるとひずみの最大値は 10^{-3} のレベルになる。ただし、ひずみのR.M.S.値は最大値の $1/3$ 程度の値をとる。Fig. I-2 に実験室での試験結果による土の剛性-ひずみ関係を示す。ひずみが 10^{-4} 程度では剛性の低下率は1割程度であるが、ひずみが 10^{-3} になると剛性は微小ひずみ時のそれの7割以下に低下し、地盤は非線型的挙動をし、微小ひずみ時とは異なる震動特性をもつものと想像される。そこで同一地点で観測された異なる加速度レベルの地震

記録のスペクトル特性及びその時刻変化を比較する事により地震動に及ぼす地盤の非線型性の影響を把握する事を試みた。

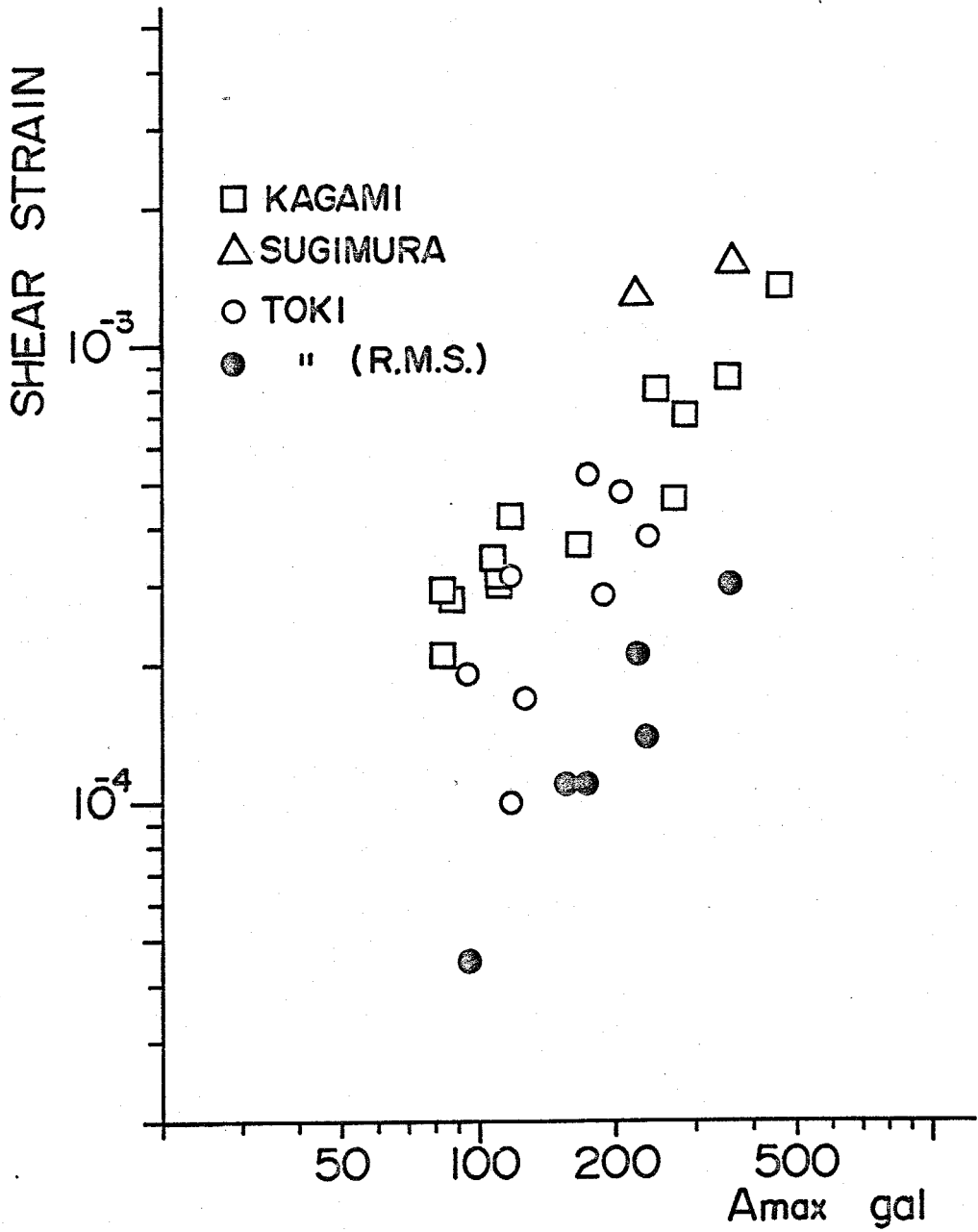
ここでは釧路支象台での地震記録を例にとりあげた。この地点は釧路段丘上に位置し、表層は粘土、火山灰、砂におおわれ、深さ14m以深に砂岩が認められる。^{I-5)} Fig. I-3は1964年6月23日の加速度記録の包絡線とそのスペクトルを示したものである。この記録の最大加速度は84 galである。図の下方に示すスペクトルはそれぞれ記録のある3秒間に対するフーリエスペクトルである。それぞれのフーリエスペクトルは周期0.3秒弱に共通のピークを持ち、その形状も時刻の経過と共に変化していかない。同様にFig. I-4に最大加速度272 galを持つ1965年10月26日の記録の例を示す。1964年の記録の場合と同様にスペクトルは周期0.3秒弱にピークを持ち、時刻の経過によるスペクトルの変化はほとんどみられない。すなわち、0~3秒の時刻での最大加速度は100 gal程度で、スペクトルのピーク周期は0.28秒付近にみられ、3~6秒の時刻での最大加速度は272 galで、スペクトルのピーク周期は同様に0.28秒付近にみられる。したがって、この記録に関しては地震動の特性がその加速度レベルの大きさによって変化したとは考え難く、地盤が非線型的挙動をしたとは考え難い。Fig. I-5は最大加速度513 galを持つ1962年4月23日の広尾沖地震の際の記録の例である。0~3秒の時刻でのスペ

クトルは周期0.25秒付近にピークを持ち、3~6秒の時刻では周期0.3秒付近にピークがみられる。3~6秒の時刻での最大加速度は250 gal程度であり、1965年の記録の例から考えて、この時刻では地盤は線型性を保っているものと考えられる。512 galの最大加速度が現れる6~9秒の時刻では周期0.35秒付近にピークがみられる3~6秒の時刻に比べてピーク周期が10~15%増加しているが、スペクトルの型状は3~6秒の時刻でのそれや1964年及び1965年の記録のそれと比べて平坦になっているわけではなく、同様に鋭い型を示している。9~12秒の時刻では6~9秒の時刻と同様のスペクトル特性を示している。

以上の例から釧路気象台においては地表の最大加速度が300 gal程度以下の地震動に対しては地盤はほとんど線型性を保っており、最大加速度が500 gal程度の地震動に対しては地盤の卓越周期がや、増加し、地盤の非線型性が認められるが、スペクトルの型状から判断してそれ程顕著な非線型性を示しているとは考え難い。したがって、地表の最大加速度が500 gal以下のレベルでは、地盤を弾性と考えるも大きな誤りを犯さないものと考えられる。しかしながら、最大加速度が500 galを大きく越える地震動に対しては地盤は顕著な非線型性を示す事は容易に想像され、土の剛性の非線型性を考慮した適切な地盤のモデル化が望まれる。

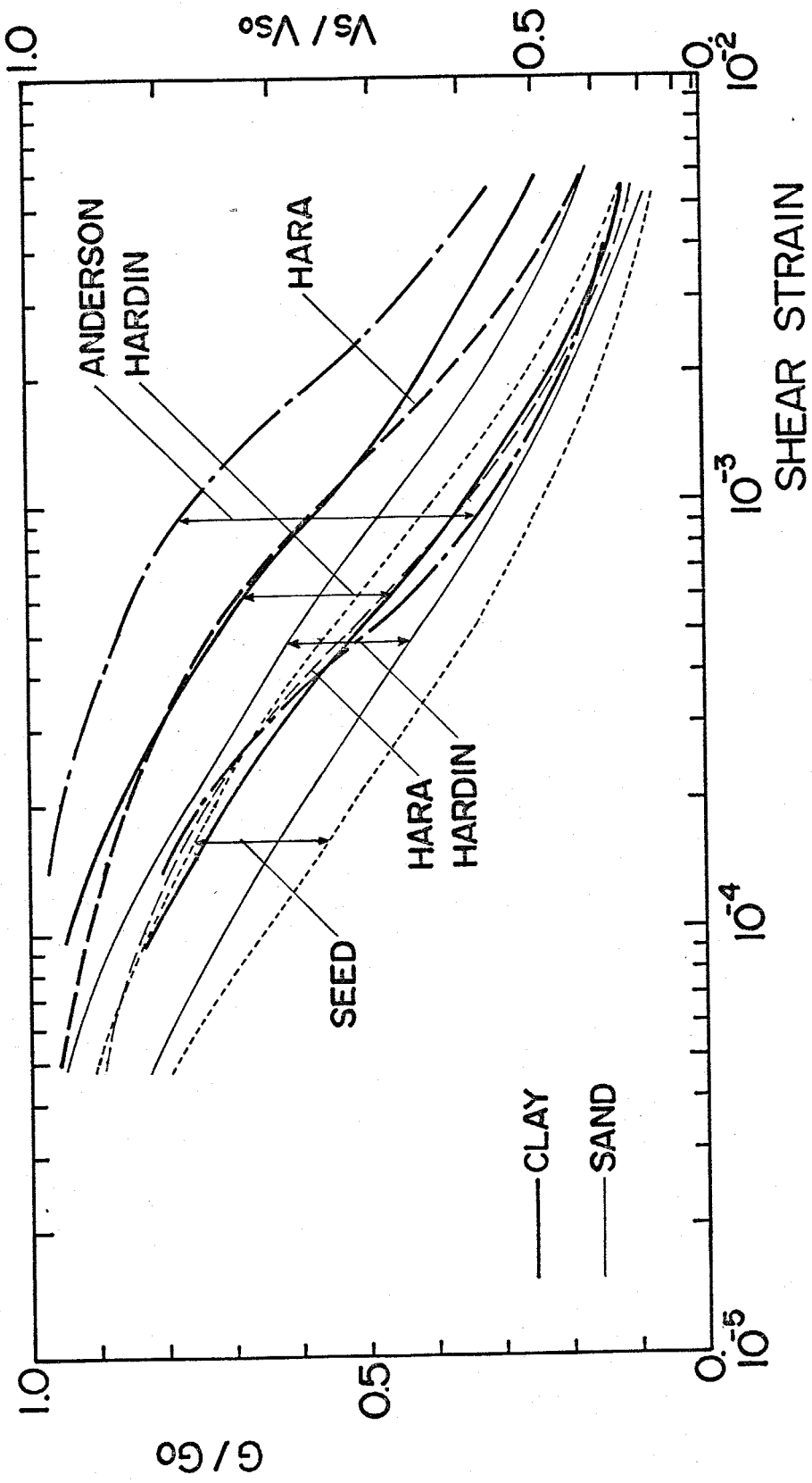
—参考文献—

- I-1) 鏡味洋史：「地盤の構成にもとづくサイスミック・マイクロゾーニングに関する研究」，東京工業大学学位論文，1976
- I-2) 土岐憲三：“地震記録による地盤内震動分布の推定”，土木学会論文報告集，第207号，1972，pp. 25～26
- I-3) 土岐憲三、佐藤忠信：“非線型挙動を有する表層地盤内における地震時応力”，京都大学防災研究所年報，第17号B，1974，pp. 403～415
- I-4) 杉村義広：“地震時における地動速度と地盤内せん断ひずみとの関係”，第5回日本地震工学シンポジウム講演集，1978，pp. 753～760
- I-5) 酒井良男他：“広尾井地震における釧路の強震記録と構造物の被害について”，1969



RELATION BETWEEN MAXIMUM SHEAR STRAIN AND PEAK ACCELERATION

Fig.I-1



SHEAR MODULUS VERSUS SHEAR STRAIN

Fig. I-2

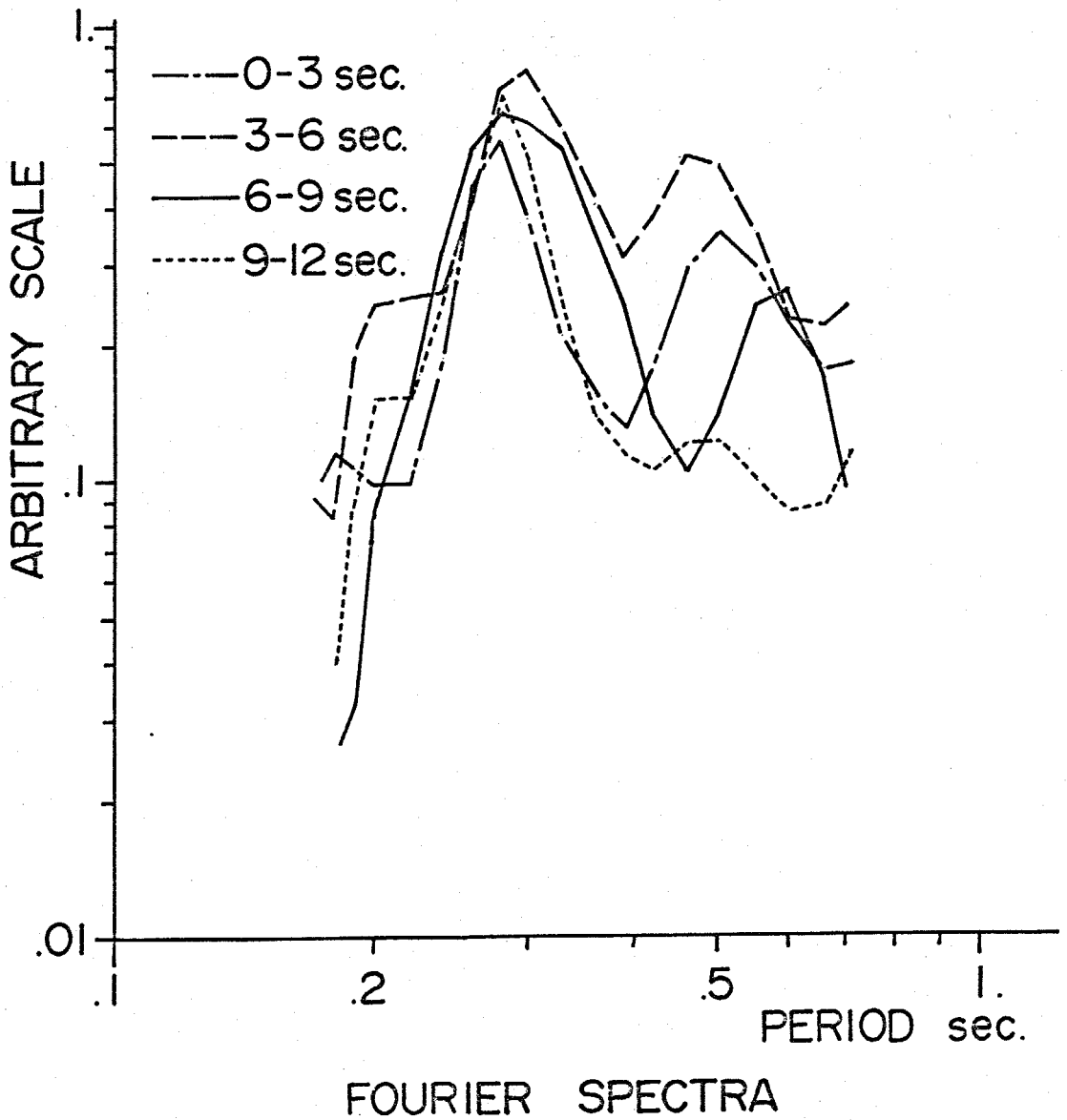
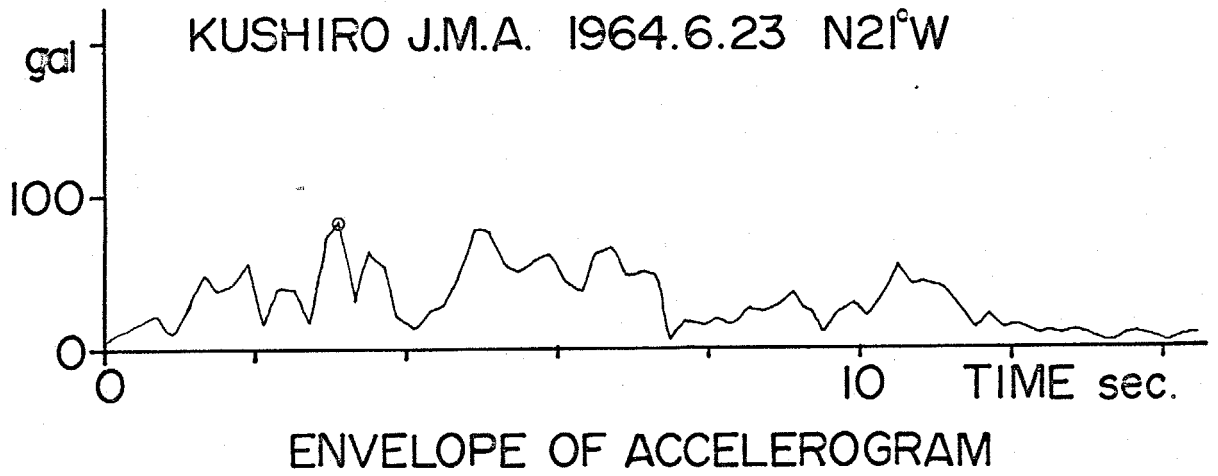
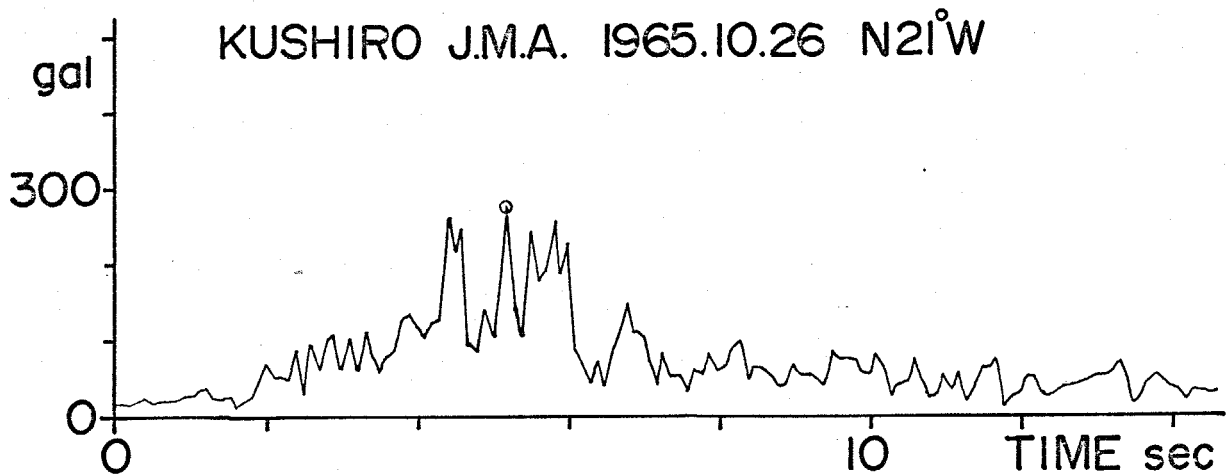
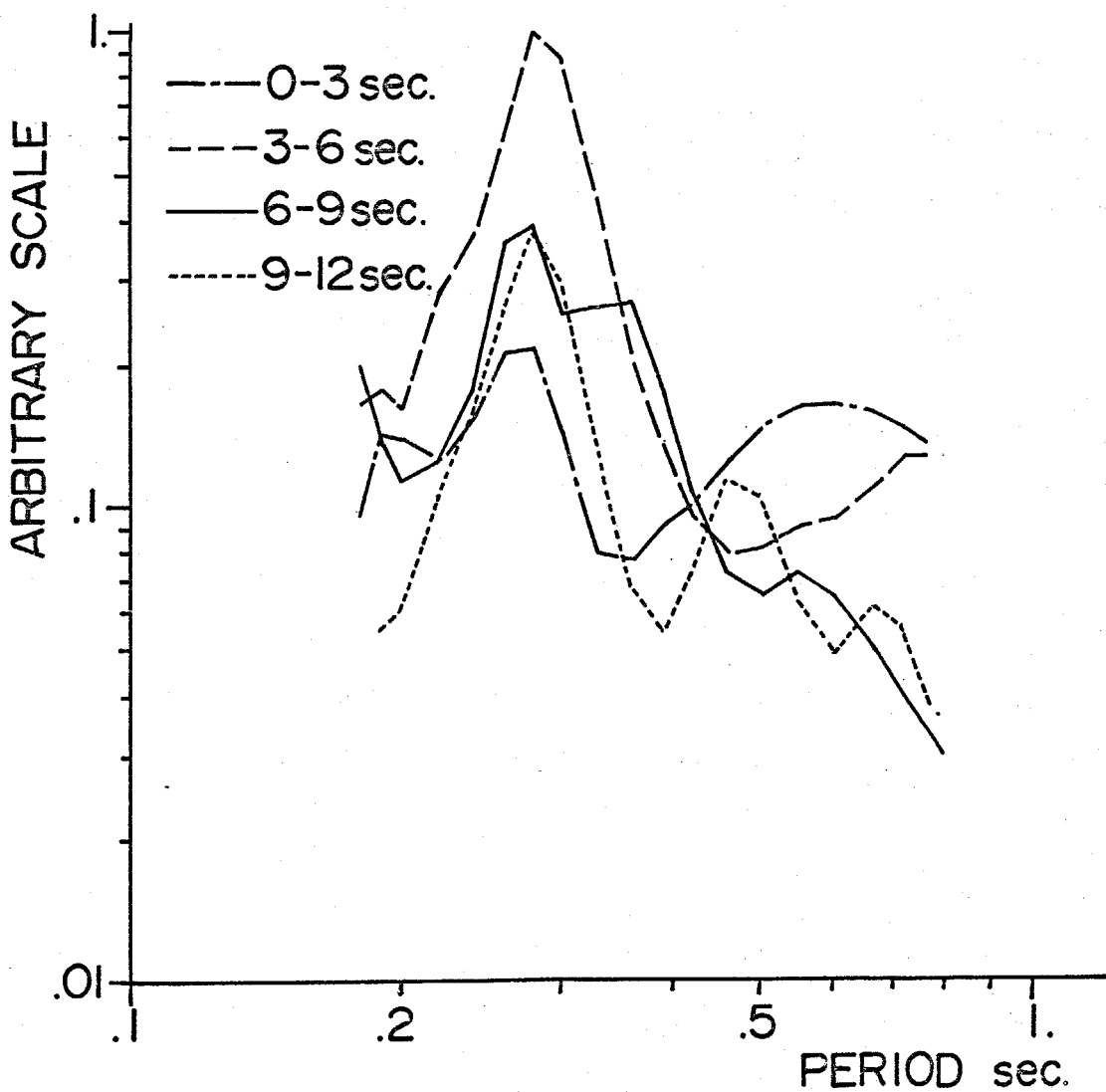


Fig.I-3

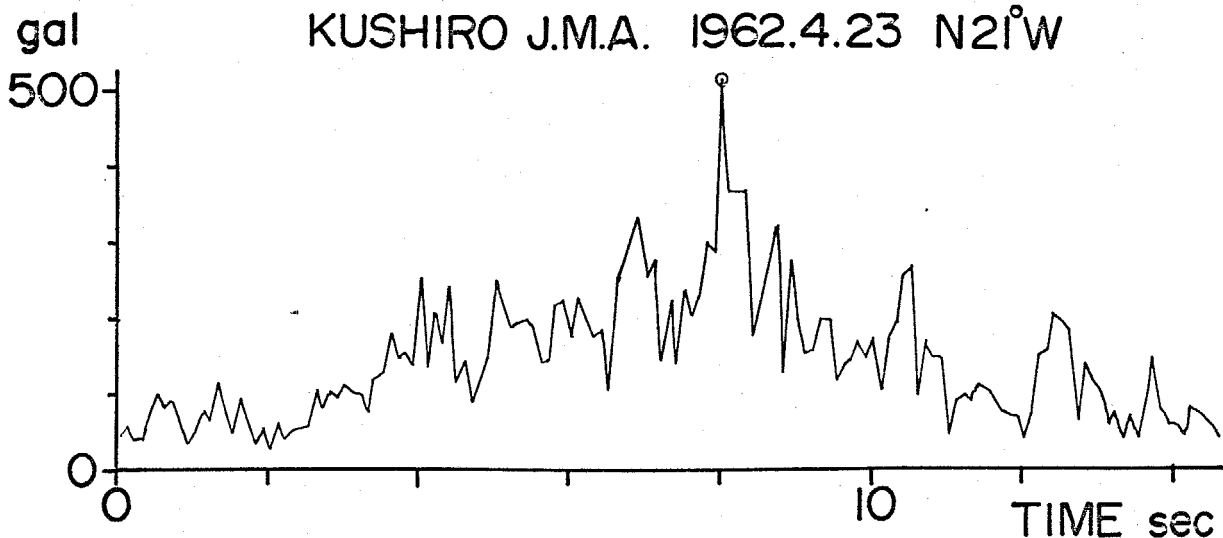


ENVELOPE OF ACCELEROGRAM

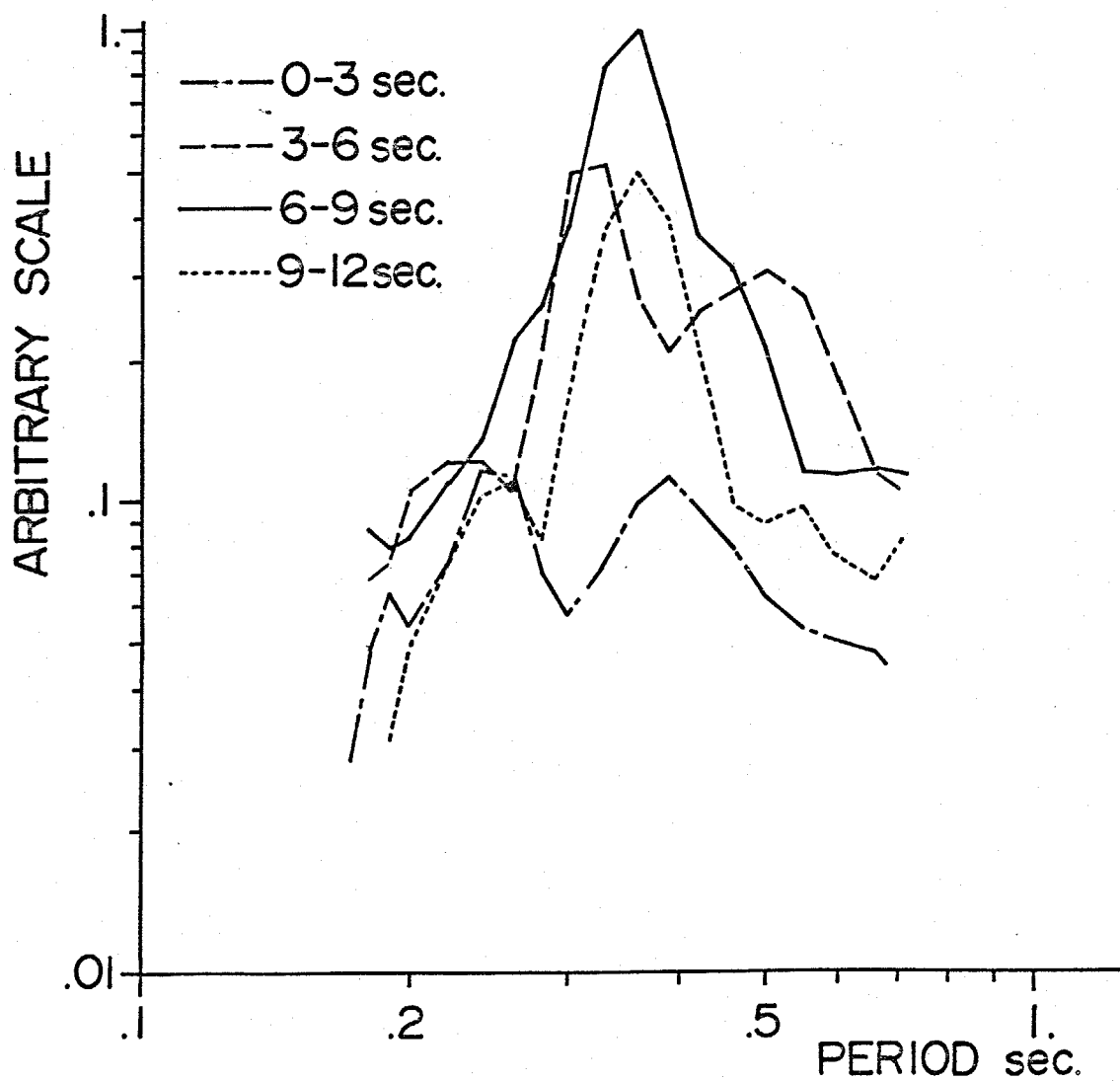


FOURIER SPECTRA

Fig.I-4



ENVELOPE OF ACCELEROGRAM



FOURIER SPECTRA

Fig.I-5

Appendix II 地震動最大振幅と震度及び木造家屋の被害率との関係

a) 地震動の最大加速度と震度との関係

気象庁震度階 I_{JMA} と最大加速度 A_{max} との関係について河角は以下の関係式を示している。^{II-1)}

$$A_{max} = 0.45 \times 10^{0.5 I_{JMA}} \text{ [gal]} \quad \dots(\text{II-1})$$

この式によれば、震度ⅣとⅤ、ⅤとⅥの境界はそれぞれ最大加速度 80 gal, 250 gal に対応する。しかし、この関係式は石本式加速度計による震度Ⅳまでの地震動の観測結果を用いて得られたものであり、データ数の不足等から考えてデータの蓄積と共に改良されるべきものである。

近年、強震記録の蓄積と共に国内外で震度と最大加速度との相関について検討されている。勝又らは震度Ⅴまでの地震動の最大加速度と震度との相関を検討し、各震度に対応する最大加速度は非常に広い範囲にわたっている事、河角の式から得られる震度に対する最大加速度よりも観測値の方がやゝ大きい事を指摘している。^{II-2)} (Fig. II-1参照) Trifunac らはアメリカで得られた強震記録の最大加速度とMM震度階 I_{MM} との関係を示している。^{II-3)} Murphy らはアメリカ、日本、ヨーロッパでの強震記録の最大加速度と震度との関係を検討している。^{II-4)} 表らには高層ビルの上階でのアンケート調査による震度とその階の強震計による最大加速度との関係を示している。^{II-5)}

これらの関係をまとめて Fig. II-2 に示す。ただし Trifunac らの関係については $I_{MM} = 0.5 + 1.5 I_{JMA}$ の関係式^{II-4)}を用いて、MM震度階を気象庁震度階に変換している。各研究者による関係式はお互いにこれ程よく一致していないが、Trifunac ら、Murphy ら、表らの関係式は、いずれも河角の関係式に比べて同一震度でやゝ大きな最大加速度を与え、前述の勝又らの指摘と符合する。したがって、ある震度に対応する最大加速度は河角の式から得られる値よりも大きい事は确实であり、おおまかに言って震度IVとV、VとVIとの境界はそれぞれ最大加速度 100 gal、300 gal 程度と対応するものと考えられる。

b) 地震動の最大速度と震度との関係

最大速度 V_{max} と気象庁震度階 I_{JMA} との関係について村松は以下の関係式を示している。^{II-6)}

$$V_{max} = 0.072 \times 10^{0.5 I_{JMA}} \text{ [kine]} \dots (\text{II-2})$$

Trifunac らは最大速度 V_{max} と MM 震度階 I_{MM} との関係を示しており^{II-3)}、これを前述の関係式を用いて最大速度 V_{max} と気象庁震度階 I_{JMA} との関係に変換すると以下の関係式が得られる。

$$V_{max} = 0.313 \times 10^{0.375 I_{JMA}} \text{ [kine]} \dots (\text{II-3})$$

これらの関係を Fig. II-3 に示す。村松の式、Trifunac らの式によると震度IVとVの境界はそれぞれ 13 kine、15 kine に対応し、震度VとVIの境界はそれぞれ 40 kine、

36 kine に対応する。

c) 地震動の最大加速度と木造家屋の被害率との関係

鏡味は木造家屋を対象とした弾塑性応答計算の結果から、地震動の最大加速度とこれによって生ずるとあるう平均的な木造家屋の被害率との関係を示している。^{II-7)}これを Fig. II-4 の実線で示す。この関係を飯田による豊美地震の際の木造家屋の被害率と全壊率との関係^{II-8)}から最大加速度と木造家屋の全壊率との関係に変換したものを Fig. II-4 の破線で示す。この関係から木造家屋の全壊率 1%、10%、30% に対する最大加速度はそれぞれ 340 gal、440 gal、520 gal 程度となる。したがって震度 VI と VII (木造家屋の全壊率 30% 以上) の境界は最大加速度 500 ~ 600 gal 程度に対応するものと考えられる。

- 参考文献 -

II-1) 河角広：“震度と震度階”，地震第 1 輯，第 15 巻，1943，pp. 6 ~ 12

II-2) 勝又護、徳永規一：“震度 IV の範囲と地震規模および震度と加速度の対応”，験震時報，第 36 巻，1971，pp. 89 ~ 96

II-3) M.D. Trifunac and A.G. Brady：“On the Correlation of Seismic Intensity Scales with the Peaks of Recorded Strong Ground Motion”，Bulletin of the Seismological Society of America，Vol. 65，1975，

pp. 139~162

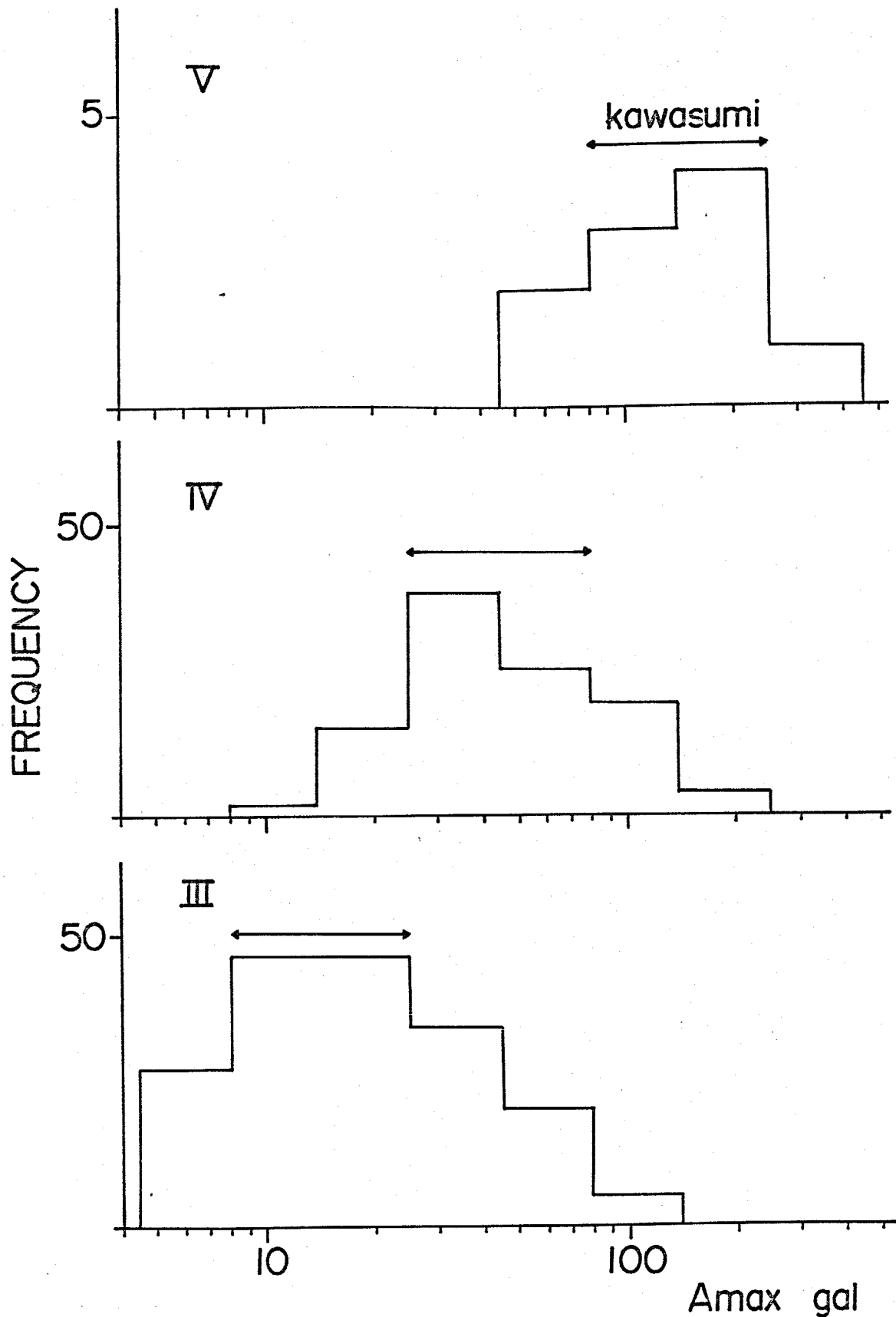
II-4) J.R. Murphy and L.J. O'Brien: "The Correlation of Peak Ground Acceleration Amplitude with Seismic Intensity and Other Physical Parameters", Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 67, 1977, pp. 877~915

II-5) 表俊一郎、中島直吉: "アンケート調査より求めた1978年宮城県沖地震による川崎市河原町田地高層アパートの階層別震度分布", 川崎市の震災予防に関する調査報告書II, 1979, pp. 255~264

II-6) 村松郁栄: "震度分布と地震のマグニチュードとの関係", 岐阜大学教育学部研究報告(自然科学), 第3巻, 1969, pp. 168~176

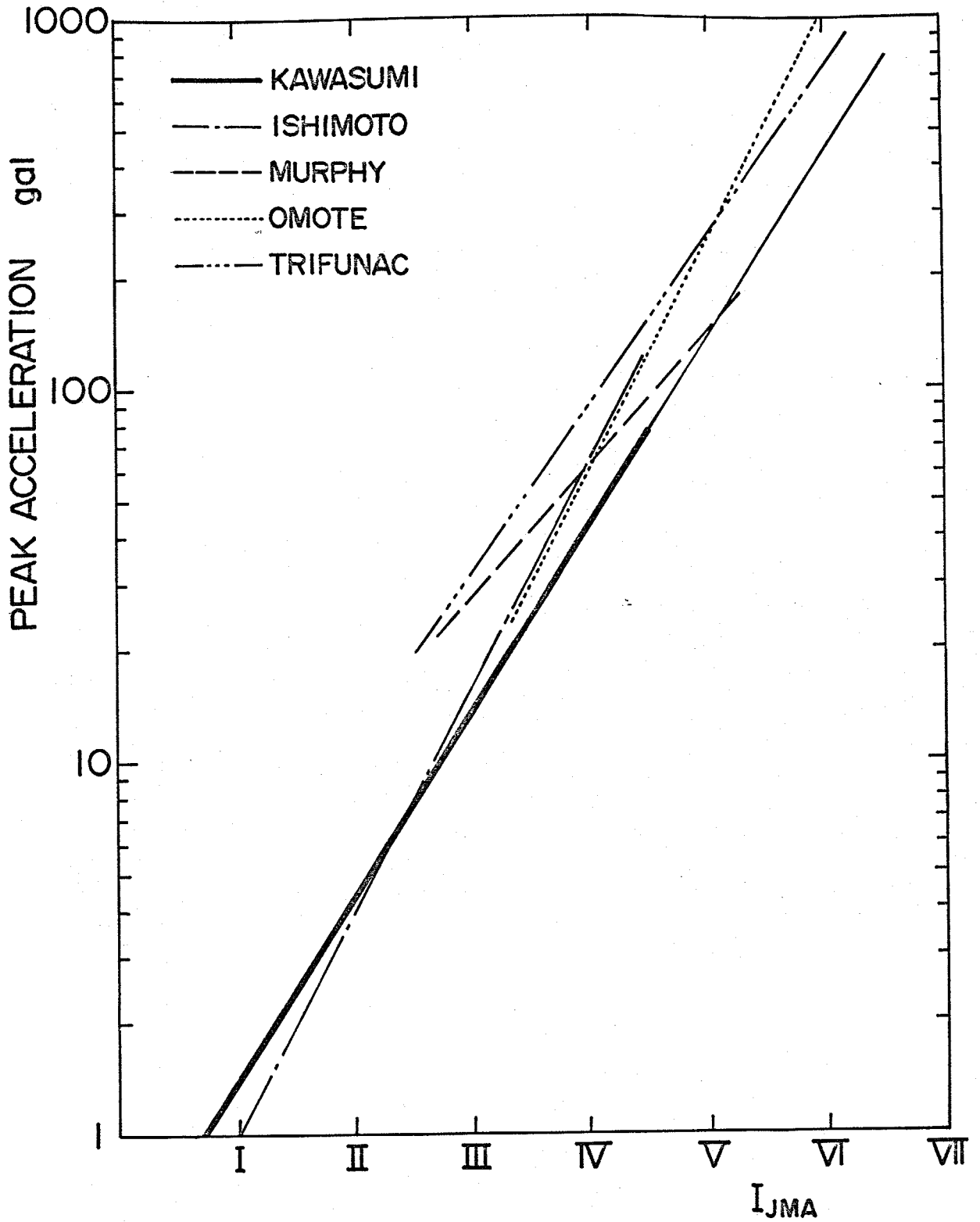
II-7) 鏡味洋史: "木造建築物の被害率と地震動の最大加速度との関係", 川崎市の震災予防に関する調査研究報告書, 1975, pp. 97~102

II-8) 飯田波事: 「明治24年(1891年)10月28日濃尾地震の震害と震度分布」, 愛知県防災会議地震部会, 1979



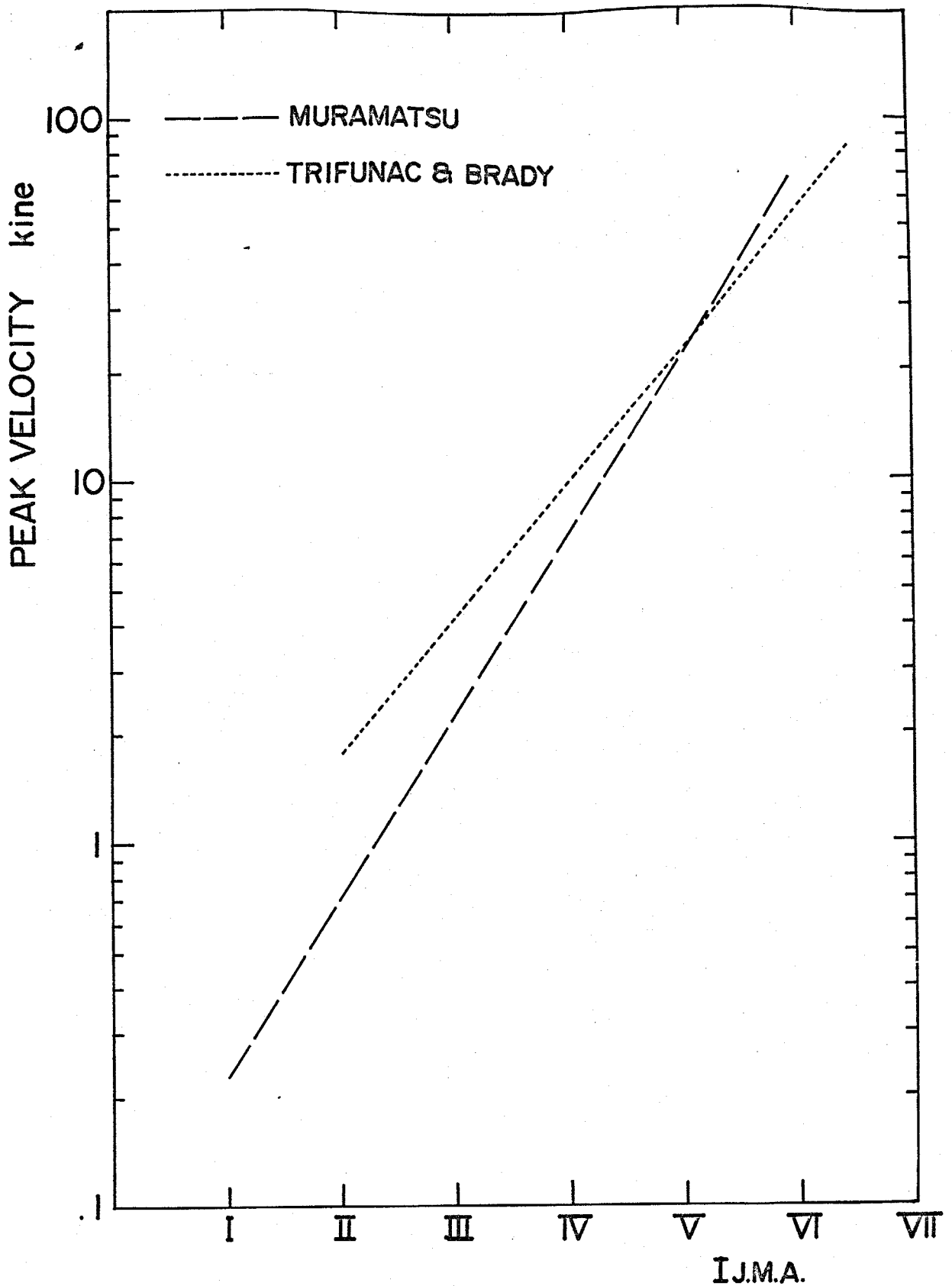
RELATION BETWEEN PEAK ACCELERATION
AND J.M.A. INTENSITY
(after KATSUMATA et al)

Fig. II -1



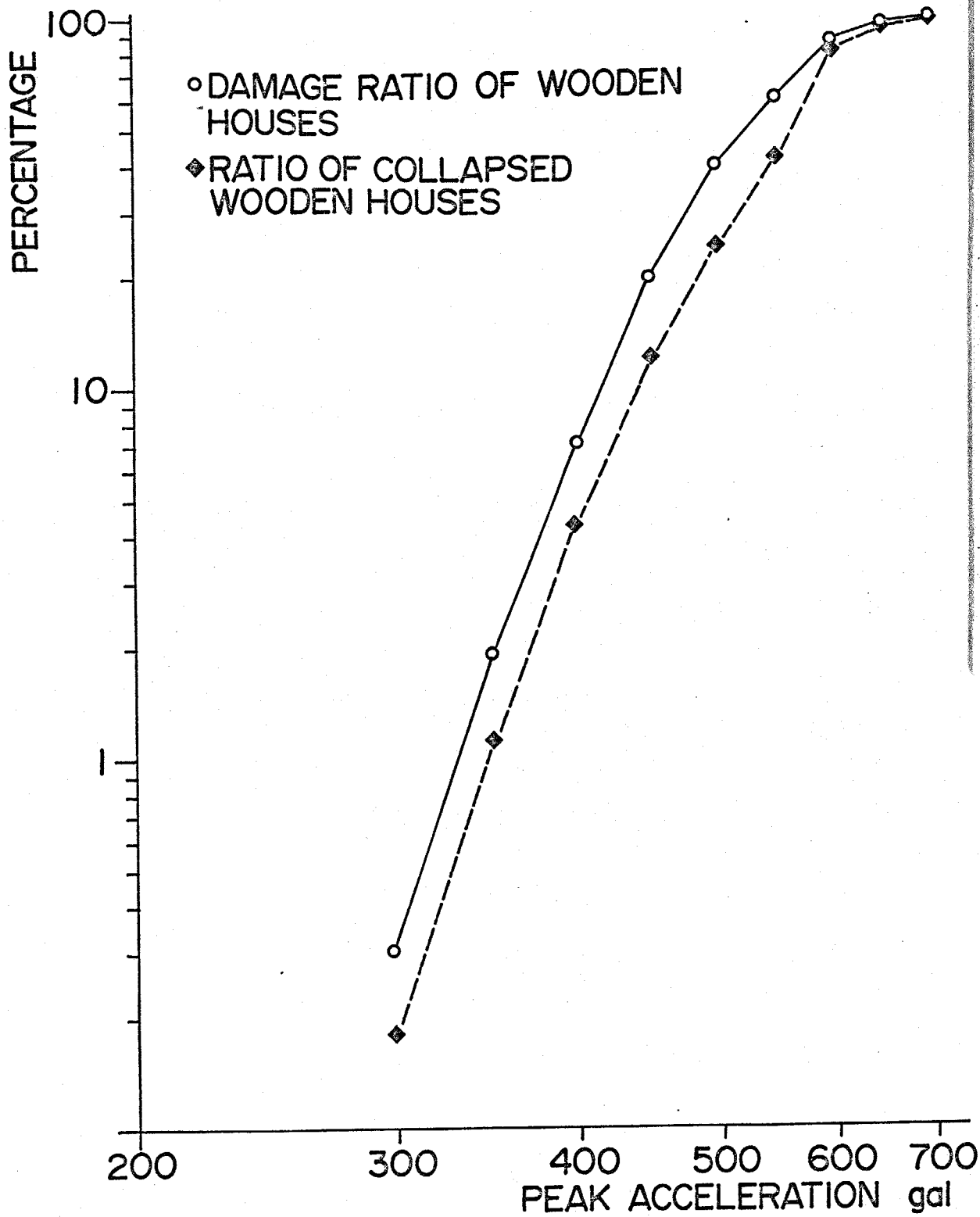
CORRELATION BETWEEN PEAK ACCELERATION
 AND J.M.A. INTENSITY SCALE

Fig. II -2



I.J.M.A.
 CORRELATION BETWEEN PEAK VELOCITY
 AND J.M.A. INTENSITY SCALE

Fig. II -3



CORRELATION BETWEEN PEAK ACCELERATION AND DAMAGE OF WOODEN HOUSES (AFTER KAGAMI)