

第13回 地盤震動シンポジウム
地震動観測のあり方とその利用法

1985. 7. 9

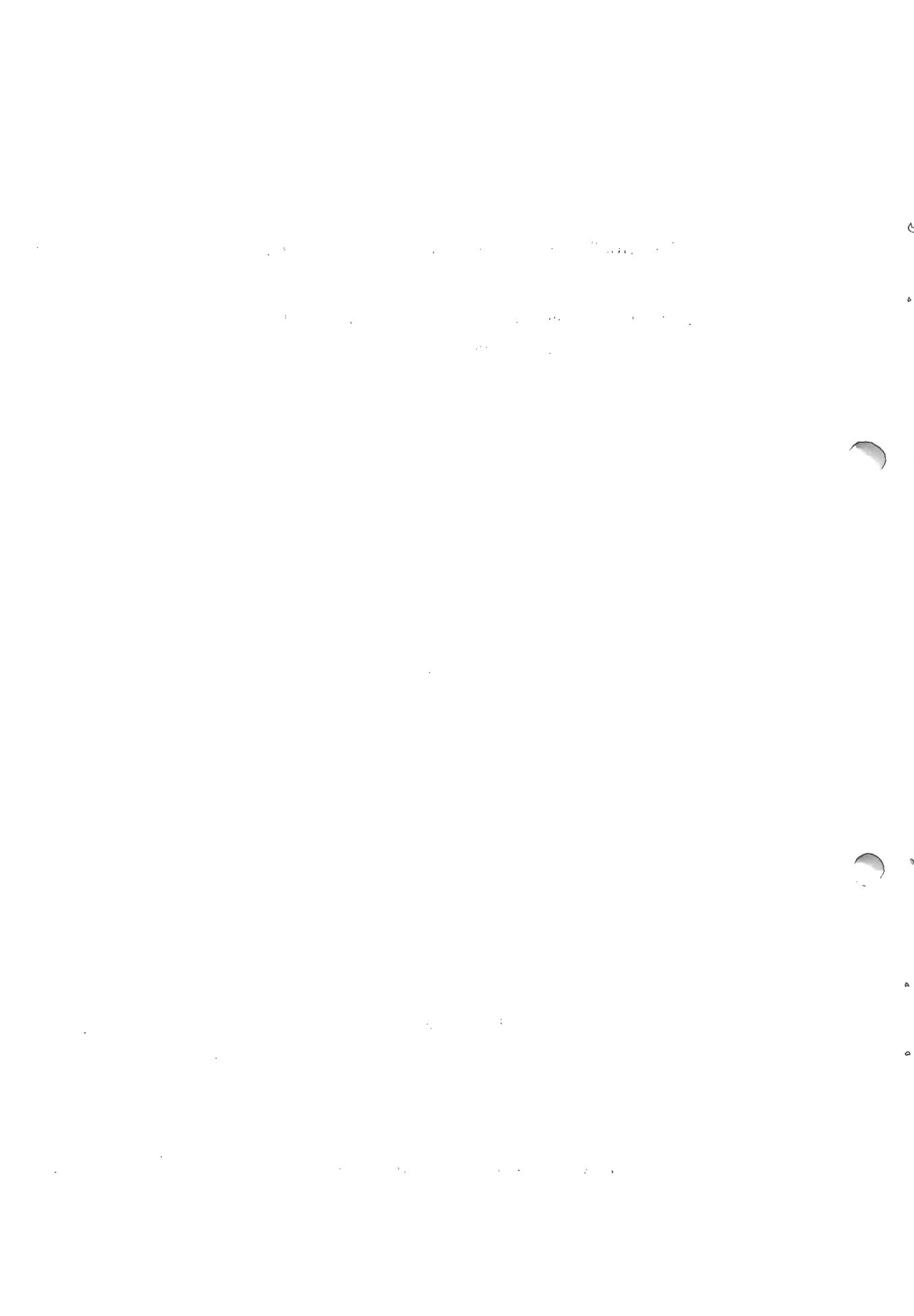
日本建築学会 構造委員会
振動分科会 地盤震動小委員会

The 13th Symposium on Ground Vibrations (1985)

**The studies and applying methods on the observation of
Earthquake motions**

**JUL 1985
Tokyo**

Sponsored by Architectural Institute of Japan



第13回地盤震動シンポジウム(1985)

地震動観測のあり方とその利用法

目 次

I 地震動観測に関する研究の課題

- I-1 課題の整理 地震動観測に求められているものは何か?
—地盤震動研究にとって地震観測のもつ意味について—

- I-2 地震動の観測と事象 小林 啓美(東工大) 11

II 何をどのように計画するのか

- II-1 震度VIの地震動を探る 村松 郁栄(岐阜大) 19

- II-2 深い地盤の震動特性を探る 瀬尾 和大(東工大) 27

- II-3 硬質地盤の震動特性を探る 太田外気晴(鹿島技研) 35

- II-4 地震時地盤ひずみの観測 佐藤 輝彦(東大生研) 43
J. Farjoodi(東大)
片山 恒雄(東大生研)

- II-5 地震想定と強震観測 工藤 一嘉(東大震研) 53

- II-6 建物を含む系の地震観測 北川 良和(建設省建研) 59

III 強震記録から何を学びどう活かすか

- III-1 記録から何を学びどう活かすか 石田 勝彦(電力中央研) 65
—強震記録が震源過程の解明に如何に寄与したか—

- III-2 1979年インペリアルバレー地震から学んだもの 翠川 三郎(東工大) 77

- III-3 1983年コーリンガ地震から学んだもの 横田 治彦(清水技研) 87
片岡 俊一(清水技研)
田中 貞二(清水建設大崎研)
大槻 明(清水建設大崎研)

- III-4 1978年宮城県沖地震から学んだもの 渋谷 純一(東北大) 95

- III-5 設計用地震動への活かされ方 長橋 純男(長崎総科大) 103
—関東地方における地震動の場合—

The 13th Symposium on Ground Vibrations (1985)
The studies and applying methods on the observation of
Earthquake motions

I-1	Review of Observation of Earthquake Ground Motions Aim of Earthquake — Observation and its Importance in Ground Motion Survey —	1
	by Naotsune Taga	
I-2	Measurements of Ground Motions and Phenomena of Propagation of Seismic Waves	11
	by Hiroyoshi Kobayashi	
II-1	Study of the Strong Earthquake Motions Corresponding to JMA Intensity Scale VI.	19
	by Ikuei Muramatsu	
II-2	Investigation of Deep Underground Effects on Earthquake Motions	27
	by Kazuoh Seo	
II-3	Studies on the Characteristics of Hard Soil and Base Rock During Earthquakes	35
	by Tokiharu Ohta	
II-4	Observation of Seismic-Induced Ground Strain	43
	by Nobuhiko Sato, Jamshid Farjoodi and Tsuneo Katayama	
II-5	The Hypothetical Earthquakes and the Strong-Motion Instrument Arrays	53
	by Kazuyoshi Kudo	
II-6	Earthquake Observation for System Including Building	59
	by Yoshikazu Kitagawa	
III-1	What and How Can We Learn on Fault Rupture from Strong Motion seismogram	65
	by Katsuhiko Ishida	
III-2	The Results from Strong Motion Array Observation in the Imperial Valley, California	77
	by Saburoh Midorikawa	
III-3	Estimation of Strong Ground Motions in Epicentral Area of the 1983 Coalinga, California Earthquake	87
	by Haruhiko Yokota, Teizi Tanaka, Shinichi Kataoka and Akira Ohtsuki	
III-4	What We Have Learned from the Damage and Strong Ground Motion Records of the 1978 Miyagiken-oki Earthquake	95
	by Junichi Shibuya	
III-5	Application of the Geophysical Information for Aseismic Design of Structures — A Study on the Effects of Propagation Characteristics of the Seismic Waves through the Crust and the Upper-Mantle beneath the Kanto District, Central Japan —	103
	by Sumio Nagahashi	

I. 地震動観測に関する研究の課題



I—1

課題の整理 地震動観測に求められているものは何か？

—地盤震動研究にとって地震動観測のもつ意味について—

名古屋大学 多賀直恒

1. 問題の所在

地震動観測により耐震設計上の基本資料は、どのように明らかにされてきたか、生きた観測データによる現象の解明から入力地震動の性質、地盤振動性状、構造物の振動特性等の「記録から教えられるもの」は何か。

地震動観測は、われわれが、震源において、断層の破壊に起因して発生した地震現象を具体的に知る大きな手段である。この観測により、地盤や構造物の振動性状を知り、その現象を科学的に判断することが可能となる。地震観測には、世界的規模で考えられる大きなテーマから国家的立場よりの観測体制、あるいは都市・地域を中心とした観測網がある。これらの対象は、地震の発震機構や伝播問題あるいは地震予知といった課題に対するアプローチといえる。一方、工学的な立場にたって、地盤震動や構造物の動的特性を解明する観測も各所で実施されている。とくに、構造物の耐震設計法の確立や改善の方向を模索するための基礎資料として、地盤や構造物系における地震観測の重要性は論を待たないが、現在、これらの観測体制はどういう状況であるか、現時点でその概要を総括し、これまでに明らかにされた現象や問題を整理し、今後の観測目的・方法等の方向を検討することは、重要な課題と考えられる。

ここで、地震観測というテーマを取り上げ、当小委員会がとくに関心度の高い地盤震動に関連した地震観測により得られたこれまでの資料をもとに、地盤震動関連の諸性状を整理することを意図した。すでにある観測体系や解析方法によって、生の具体的な観測から得られる資料を整理して、地盤震動特性をまず提示し、そのような現象解明のためのこれまでの観測方法、体制上の問題点について議論する。これは、現象の解明・観測方法の確立という、耐震工学、地震工学上の基本的な原点にたっての足場固めである。しかし、耐震工学的に地盤震動を眺めると、これは一つ建築学上の問題では解決が求められず、地震学や土質工学、さらには地質学等の境界領域における成果を十分吸収して、有機的複合的にその成果が構築される必要がある。そのためにここでは、周辺の境界領域における現在の問題にも目を向けて、今後の新しい検討課題に関して議論を試み、新しい問題提起を含めて、地盤震動特性に関する議論を深めることを試みるものである。

2. 地震動研究の基本的視点

地震動という現象は、観測という手段によって明らかにされる。観測は、研究上、設計上、防災上の各々の立場から行われている。問題は各々の立場に起因する観測目的に沿った観測が行われるところにある。

基本的な視点は、全国的に行われている強震観測の記録から指摘される地盤震動の問題の検討である。S M A C をはじめとする強震観測が精力的に行われているが、その記録された地震動の姿に対する解釈はいかなるものか、強震記録がどの様に記録され整理され成果が生かされているか、その実態を知ることは重要な課題である。

具体的に検討すべき項目を挙げると；

- (1) 観測目的の明確化 ; 地震観測によって何を明らかにするか。
- (2) 観測体制の整備 ; どういう方法で観測し、何処で観測すべきか。
- (3) 研究成果の公表 ; 何が明らかとなったか。
- (4) 活用手段の確立 ; 観測結果をどのように利用・応用するか。
- (5) 技術的解決の問題 ; 地震計の性能・仕様、記録のデータ処理、データベースの方法
- (6) 体制整備の予算 ; 観測点の設置から記録の処理、保守管理の予算配置
- (7) 資料の整理法 ; 観測記録の集積、活用の方法（データベース化）

具体的にまず考えられる課題は、地震計の設置場所である。重要構造物、特殊構造物の観測的重要性は言うまでもないが、現在欠けていて整備を必要とする緊急の課題は次のようにある。

- 1. 中低層建物で過去の被災構造物と同種の構造物の観測、一般に多く存在する構造物群の地震時挙動の解明
- 2. 地表面及び地中における観測体系 地震動伝播媒体の地震動の実証的解明
- 3. 地域・都市規模の広がりをもつ観測ネットワーク 地域地震防災の基礎資料の整備
- 4. 構造物への入力機構解明へのアプローチ 構造物-基礎-地盤系の一貫した地震時性状

地盤そのものに立ち返ってみると地盤振動で現在最も重要なことは、地中及び地表を含めた地盤での地震観測体制の整備と、既往の観測記録の収集整理であろう。これは、土質力学の分野で行われている成果とのドッキング、すなわち、土の物性として土の地震時挙動に関する実験成果の集積をミクロな土の物性とマクロな地盤振動との対応をつけて検討する発展的作業につなげる事に一つの意味を見出すからである。

さらに、地盤調査における勘的資料すなわちP-S検層結果や常時微動観測との対応等、各種の調査方法による成果が相互にどの様に関連しているかを総合的に眺めて行くという付加的意味を次に加えたい。

地震時の地盤の性状を把握するには、直接地震計を埋めて記録をとるのが、理論的でかつ重要な手法であるが、これには設備投資が必要である。また、設置されても強震が余りとれない、また地震活動の弱い地域では、記録をとることが少ないのである。これを補間する意味で地盤調査が種々検討されるべきであり、微小地震や常時微動・人工地震等の手法の確立が必要である。そのためには、種々の地盤条件のもとでの地中・地表・基盤での観測体制及び記録の吟味と他の調査法との対応関係を十分に見極めた手法の開発が重要となる。

次に、特に問題と思われるものは、記録された地震動のデータを総合的・有機的に解析検討するためのデータベースの構築と資料公開のシステムの確立が重要な課題である。

3. 地震動観測の課題

地震観測は、人間に与えられた地震動を実証的に認識する入り口であり窓である。この地震観測により、地震動の姿を科学的に追認し、地盤や建物の地震時の性状を把握できる。地震観測に当たっては、まずどのような体制で望むべきか、主要な問題点は以下のようである。

1. 明確な観測目的を設定する。具体的な目的としては以下のように項目が設定される。

- | | |
|------------------------|---------------------------|
| i) 構造物の振動性状の把握並びに確認 | ii) 特殊な構造物、特異な挙動をする部位の観測 |
| iii) 構造物に付帯する器材の性状把握 | iv) 基礎・埋設部・杭の地震時挙動 |
| v) 地盤の振動性状 | vi) 震源・伝播経路の特性の究明 |
| vii) 震音と記録の対応 | viii) 設計と記録の対応 |
| ix) 大地震と微小地震及び微動等との比較 | x) 動的相互作用 |

2. 必要な観測網及び観測方法を検討する。

3. 観測記録の処理・解析システムを整備する。

4. 多くの記録資料の収集、利用体制を確立する。

5. 最終的には耐震設計法における入力地震動の設定を行う。

現在の地震観測状況および体制は、特に工学的な意味での地震観測やそれに付帯して行われている観測及びその記録の取り扱いに関してその整備状況は、今後種々の改善の必要があろう。

ここでは、地震動観測に関する課題の整理という問題を先ず「地震動の観測体制の整備」と「観測記録の収集・整理」、「観測資料の活用」という観点からの課題についてその項目を以下に概説する。

【1】. 観測体制の整備

地震観測体系の総合的な整理（観測と活用）

1. 観測目的の明確化

1) 強震動の記録の採取

観測により建物に作用させる入力地震動の特性、構造物の応答性状を知る。具体的に検討する項目は以下のとおりである。

a. 要求される記録の物理量は何か。加速度・速度・変位・ひずみ（地盤内ひずみ）

b. 観測場所をどこに設けるか。

地表・地中・基盤系として構造物系への入力前の地震動情報（入力地震動）

建物・基礎・杭・地盤系としての構造物の応答に関する観測情報（構造物の応答性状）

建物各部（建物の地階・一階・最上階）での記録と設計値との対応をどのように検証するか。

c. 目的に対応した観測方法システムがとられているか。

観測点の散在的な分布

地表・地中・構造物系 群列状態 地域的分布
個別の体制から組織的体制

2) 構造物系の観測対象

- a. 構造物系の現実の観測体系の中の間隙として、中低層や過去の被災経験から被害可能性の大きい構造物での観測が必要である。構造物の観測においても、超高層や比較的大規模な建物での観測は多く実施されているが、都市内に非常に多く存在し、過去の地震でも何らかの被害を受けた中低層建築での観測は少いようである。この点に着目し、出来れば、より多くの構造規模、構造種別での観測体制を整備する事が肝要である（1978年宮城県沖地震の仙台の記録の例は、被害を受けていない構造的にも明解な比較的高層の建物の記録や、東北大工の建設棟の記録があるが、被害を受けた学校群や邸宅団地では記録がないのが残念である）。
- b. 地域的広がりで分布する構造種別・建築種別の建物群（例えば学校群）を対象にする。地域的な観測点分布の偏在している今日、例えば観測点は、地震活動が活発で社会的重要度も高い首都圏を中心に関東地域に集中し、中京圏やその他の地域には未だ系統的な体制が整備されていない。全国的にみて、集中的に観測を強化する地域の存在は認めて、現在の地震活動の状況からだけでは観測対象を判断すべきではない。いつ地震がきても何らかの記録のとれる各地域単位の体制の整備が必要である。
- c. 地盤・基礎条件の相違を対象に観測網の形成を考える。地盤種別ごとの地震動特性、地盤の振動性状の把握は、従来から実施され整理されているが、特に最近の基礎構造の形式に杭基礎が多くなってきた点を配慮して、杭地盤の振動性状を実証的に把握するための観測体制を設定し、また既往の観測資料を整理していくことが今後重要と考えられる。

3) 地盤・地中・基盤での記録収集による地盤系の振動性状の解明

地震工学の立場ないし地震観測の視点からでも、現在の地震観測は余りにも構造物中心的ではなかろうか。地震動の重要性を考え、その地震時挙動を問題にするには、各種地盤条件下で構造物の基礎条件等を前提とした地震観測を系統的に整備することが必要である。構造物系の強震観測体制は一応全国規模で整備されている。地中・地盤での地震時の振動を系統的に記録する体制の確立が必要である。特に、地盤種別による地震動特性の把握、基礎形式、地下埋設部の挙動、杭基礎の設計資料等の記録の収集をすることが重要と考えられる。

4) 特殊な観測目的をもつ記録

- a. 平面的に広がりのある構造物の入力機構の解明 位相差入力、多点入力記録
- b. 地下に埋設される長大構造物への設計資料の収集 ひずみ、傾斜
- c. 地盤・基礎・構造物連成系の地震動入力の機構および相互作用系の設計法の確立 入力損失

5) 地震動上下成分の記録

- a. 上下動発生のメカニズム及び地震動上下成分の耐震設計の関係と整理・明確化
- b. 既往地震記録の特性の整理
- c. 構造物の上下動応答特性の影響度、例えば大スパン構造物、建物の水平突出部

2. 観測方法の検討

観測目的を遂行するためには、地震計の設置、配置、性能等を踏まえて観測方法を検討すべきである。具体的には、以下の検討項目が挙げられる。

- a. 地震計の性能・仕様上の問題；振動数帯域、ダイナミックレンジ、記録成分
- b. 地震計の設置場所の分布；点毎、面毎、ネットワークの配置
- c. 地震計の設置部位；地盤（地表、地中）、基礎、構造物骨組、床
- d. 観測点分布の適正配置、再配置；重要度別、発生頻度別
- e. 地震計設置予算・保守体制の経済的対策
- f. 特別な観測体制の設置；強化地域、高密度
- g. 地震計の保守・管理体制

ここで、観測目的に対して有効な具体的な観測の種類を挙げてみる。

1) 強震観測（地盤、構造物系の振動性状把握のため）

地震計 種類、性能 設置の現状 要求される設置の仕様

記録のデータの整理処理 観測のネットワーク 単一サイト、アレー、群列

2) 微小地震観測（地震活動の低い地域の地震動特性把握のため）

3) 爆破動観測（地下構造探査により、深い地下構造把握のため；関東、中京で実施）

4) 微動観測（短周期→浅層地下構造、長周期→深部地下構造 把握のため）

【2】. 観測記録の収集整理（現状の観測システムの問題点）

観測結果の整理（記録の解釈と活用）を行うには、目的に応じて設定した構想に対して、以下のような項目に配慮することが必要である。

- | | |
|-------------------------------|---|
| 1) 観測法 | 単一サイト、アレー観測、群列観測 |
| 2) 地震動の成分 | 水平動、主軸、上下動成分の特性 |
| 3) 現象 | 変位、速度、加速度、ひずみ、 $a - v$ 同時観測 |
| 4) 記録の処理 | 時系列、最大値、平均値、スペクトル |
| 5) 観測記録の整理 | ファイル化、データベース化、公開 |
| 6) 観測点の整理 | 地盤・建物・基礎 |
| 7) 強震記録のクセ、特性 | 常時微動、微小地震動、基盤上の記録、地震のクセ |
| 8) 地下部分での記録 | 基礎構造の設計資料 地下壁、根入れ部、基礎、杭 |
| 9) 動的相互作用の観測データ | 耐震設計法に相互作用を導入するに当たっての観測整備目標の確立 |
| 10) 震害と観測記録との対応（アンケート震度、墓石転倒） | 人体地震計、簡易地震計 |
| 11) 地盤特性 | 土質力学的性質との対応で記録による地盤特性の整理、
增幅、減衰、非線形、特に歪依存性や減衰機構に着目 |
| 12) 地形 | 微地形条件と震害の関係からの観測記録 |
| 13) 地質 | 通常の基盤を考える場合の地質年代と物性値および記録との関係 |

i) 記録の所在・管理・活用（地域資料センターの設置の検討）

S M A C をはじめ強震観測記録は、その観測システムの管理主体により随時記録は処理されているが、これらの記録を十分に地震防災的見地に立ってあるいはまた専門の研究的立場からも有効に利用し活用するには、情報公開の原則にたって資料を適切な時期に公開し一般の利用を計る必要がある。単に一機関内での一つの記録に留めずにその利用体制を整備する。それには、全国をいくつかのブロックに分割し、地域の資料センターを設置して観測記録のデータベースをつくっていく方向で検討を始める必要があろう。

ii) 観測記録の処理整理システム

通常の観測記録は、地盤・構造物の振動特性に関する一次的な処理が行われるのは勿論であるが、種々の関連する記録の検討が付随して二次的・三次的に行われる体制をつくることも必要である。記録のもつ工学的現象的意味をより広範に賦与するには、これらの検討は是非必要なものである。例えば、上下動成分の地震動特性、変位・速度・加速度記録の相関、位相差入力記録、入力損失などの資料についての整理システムとデータ処理の方法を整備することが必要である。

iii) 間接的に得られた地震動特性と観測記録のそれとの対応関係

常時微動記録との対比、墓石転倒調査やアンケート調査による震度との比較検討など、地震動の計器観測を補う意味での努力との対応を積極的にすることが必要である。また、震害記録・被害記録との観測記録の検討も必要である。被害を受けなくても構造物系の記録は、構造物の構造特性・振動特性の対応が直接検討できる重要な資料である。

【3】. 観測記録の活用

記録の活用に際して具体的な問題は、以下のようにある。

1. 技術的問題 アナログ記録、A D 変換、デジタル記録、記録の補正
2. 予算的問題 必要な観測体制の整備、資料処理システムの確立に必要な経費の出所
3. 解析処理 どのような解析をするのか
4. 事後処理 集積される記録のファイル化
5. 記録の公表 観測資料の有効活用

観測によって得られた記録が観測目的に合致した解析が行われ、十分にその資料の活用という面で記録が生かされているか、すなわち、観測目的に合った観測体制による記録はうまく目的を果しているか、その目的を果していない部分は何がネックか、その解決法は？具体的な資料に基づく検討が必要である。

観測体制的には、記録をとる人、結果を利用する人、全体のシステムを考える人等それぞれの立場での観測資料の活かし方に関する議論を行い、問題の所在を明確にする。この種の問題に関し、既往の研究の上にシンポジウムで何を重点的にやるか、観測のあり方、解析のあり方、利用のあり方、今後の対応についての討論が考えられる。

1. データの保存管理・成果の公開 データの活用法

A. データベース化

地震動観測記録のデータベースの構築、記録資料の円滑かつ有効な利用をはかるために是非とも必要な方法と考えられる。しかし、それには記録の所有権について問題がある。

1) データベースとは何か

観測データの公開により、より広範な資料の解析が期待でき、それにより地震工学上の知見が深められ、耐震設計上の問題の解決や地震防災上へ成果を活用することが望まれる。

2) データベースの必要性

貴重な観測記録を研究者、設計者、行政上のそれぞれの立場から可及的有効な利用を計る上で共通の利用システムを確立することが将来にわたって肝要である。観測記録は多くの費用をかけて設置され、多くの人の努力でその資料処理がなされたものであるが故に一部の人の利用だけにとどまらず、可能な限り公開して広い活用法を計ることが必要である。

歴史的には、まず記録を探ることが大きな課題であったが、とれた記録の処理法・処理手法が最近発達して、むしろ問題としては記録の利用法から結果の整理・管理が当面の解決されるべき主要な課題であろう。例えば自然災害科学データベースや地盤資料データベースと同様に地震動記録のデータベースを構築することが必要である。それによって、利用の便だけでなく、新しい意味や情報を得ることも可能となる。

3) データベースの構成

具体的に地震動のデータベースをつくるには、資料収集・格納方法・検索システム・利用方法 等を十分に検討して、その整備を計る。

4) 地震動記録のデータベース化

基本的なフォーマットを決定し、まずサンプルを作成し議論して、利用する立場としてどんな情報が必要か、ファイル化、検索としての項目に何を選ぶか、データを入れた人、利用する人にとって同じ程度の情報を入れることが必要である。項目が多くなると空間が大きくなり、作るのがおっくうになる。逆に少ないと検索や利用の便が狭くなる。検索データとして何を選択するのか、波形のコピーとそのデジタルデータがますあり、その属性としてどのような項目を取り上げるのか、検討を要する。

<例>採取記録の整理、フォーマット例を紹介する。

- a. 観測記録のレベルに対応した情報の整理方法の確立
- b. 修正加速度、地震名、観測地名、記録の年月日時分秒
- c. 震央、深さ、位置（例、H K 0 0 6）、北緯・東経、震央距離
- d. 地震計のタイプ（固有周期・減衰）、データ点数・繰り返し時間（サンプリングの状況）
- e. 地盤情報の入れ方（何につながるか） 硬い・軟い、柱状図、S波構造、地質年代、地盤種別
- f. 強震計の記録、生記録、円弧補正、計器補正、基線補正、変位・速度・加速度
- g. 基本的波の性質——フーリエスペクトル
- h. 工学的性質———応答スペクトル

B. 観測者の責任、公表の義務

データの公開についての意志統一

C. 公表の方法（地震研究所案、学術会議報告案）

2. 既往の強震動記録の活用

過去の巨大地震により得られるものには、設計用入力地震記録や被害地震の被害特徴、教訓等がある。以下順に見よう。

i) E L C e n t r o 1 9 4 0 記録の意味するもの（標準入力地震動）

この記録が耐震設計、地震工学上に果した役割を議論し、強震記録のもつ意味や新しい記録との対応を含めて実記録と動的解析用の入力地震動について考察する。

ii) I m p e r i a l V a l l e y 1 9 7 9 の地震より、以下の項目について考察がなされている。

- a. ニヤーフィールドでの距離減衰 b. 詳細な断層モデルの推定 c. 構造物への多入力の問題
- d. 構造物の被害と強震記録 e. 強震計の配置とアレー f. アナログ強震計とデジタル強震計
- g. 絶対刻時 h. E L C e n t r o 1 9 4 0 記録との関係
- iii) Corlina 1983 の地震に対しても同様に;
 - a. 増幅特性 b. ひずみレベル c. 断層モデル d. 被害状況
- iv) 日本の地震については、震害の特徴を挙げてみる。
 - a. 新潟地震（液状化）, b. 十勝沖地震（RC構造物被害）c. 宮城県沖地震（都市型災害）
 - d. 伊豆大島近海地震（地盤災害）e. 日本海中部地震（津波、液状化）
 - f. 長野県西部地震（山岳地帯の内陸地震）

4. 地震動観測資料の整理

地震観測資料を各種目的をもって整理することにより、現象の解明がなされる。そのあと、現象を特徴付ける諸物理量に着目し、記録に及ぼす要因、およびそれらにより引き起こされる各種特性を把握して、耐震設計へと、議論を進めることが肝要である。

[1]. 観測に現れる地震動現象と耐震設計について、耐震設計を支える地震動の情報、物理量の観点から整理項目を挙げると以下のとおりである。

変位、速度、加速度	スペクトル、パワー、エネルギー
回転・傾斜・ひずみ	ひずみを計る意味、目的
土圧・水圧	地中構造物・地下埋設部と地盤との関係
上下動成分のもつ耐震構造上の意味	
設計に必要な物理量	a, v, d, ε, 土圧、位相、多入力
構造物の破壊と地震動特性	地震動の破壊の尺度と構造物の耐震安全性の尺度
震源域での観測の意義	
震源特性を知る意味	断層モデル、震源パラメーターの工学的整理
地盤特性	ひずみ、土圧、変位
基盤特性	入力地震動の特性、工学上の立場
予測のための観測	地震発生の予測と構造物の被害予測
地盤・構造系の特性（固有値）	

[2]. 記録に与える要因を整理すると、要因を具備する系の振動性状が明らかとなる。地震動の支配要因および対応する特性等は、以下のようにある。

地盤の物性 (ρ , Vs, H, 非線型性 [G, h - r])	
地形	不規則地形、不整形地盤の局所的増幅効果
地下水	液状化、減衰機構
構造物	構造種別、構造部位の振動性状
震源特性	地中・地表、構造物の伝達関数プラス震源特性
伝播特性	経路の特性
相互作用	入力、抵抗機構
基礎、杭	埋設基礎部の振動性状の解明
基盤	基盤記録の整理
突出部	上下動特性
波形の種類・分離	

[3]. 伝達特性・増幅特性・相互作用・構造物の応答を明らかにすべき資料を整理すると、現象の背後における性状が把握できる。以下に項目を挙げる。

減衰、観測による資料の整理、減衰機構、メカニズムの整理と解析への導入方法
非線型性、土の物性が各特性へ与える影響
理論地震記象、工学における適用限界

強震動と微小地震の対応、常時微動

[4]. 地形・地質・土質の要因が及ぼす影響を整理すると、以下の項目の性状が明らかとなる。	
液状化現象と地形・土質	微地形と地震動災害の関係
不規則地形・地盤の振動特性	地盤破壊・滑り
平野における地震動の性状（鳥海）	断層近傍における地震動記録
地盤種別と地質年代	

5. 地震動観測と耐震設計との関係

[1]. 観測体制のあり方

A. 既設の観測体制における二つのアプローチ

個別の現象に対して、地震学や建築、土木等の工学上の目的から、それぞれの観測対象を地震動現象との対応で観測が実施されてきている。観測システムの現状を十分に検討吟味してその成果を評価し、必要があれば観測システムの整備改善をはかることも考えるべきであろう。一般的に観測の対象を明確にする目的で、本来地震学と工学の観測に差はあるのか、どのような建物の記録をとるのか、地震観測の場所や位置は適正であるのか、観測目的を果したところや、新しい観測を実施するための再配置計画をどのように考えていくのか、委員会の提言が期待される。地震観測は第一義的には、設計用入力地震動を得る目的で行われるが、付帯的に特殊目的で実施される場合もある。工学的観測の歴史・現状を十分に理解して、今後の方向・方針を展望することは当面の課題である。耐震設計法の確立という立場からこの問題を考察すると、その観測体制のあり方をどのように考えて行けばよいのか、それには二つのアプローチが考えられる。一つは、地震動という現象を徹底的に追究する立場が考えられる、地震学、地震工学上の見地から現象論的に事象を明らかにするものである（理論地震記象解明のための観測）。いま一つは、純粋に工学的見地に立って、構造物の耐震安全性を計る手段としての観測である。地震動の作用により構造物が破壊し被害を受けることのないようにするには、地震動をいかにとらえて設計すればよいのか考えることが必要である。耐震設計の目標は、人命の尊重、財産の保全、生活機能の維持といわれている。最近の被害地震の状況をみると耐震設計法の普及、浸透により、その目標は一般的には達成されたと考えてよいと思われる。しかし、中には耐震性の欠陥が地震動によって明らかにされる被害状況がいくつかあることは否めない。また建築の設計は単品のオーダー生産であり、また本質的に建築構造は、その材料や構成様式を時代とともに変容させるものであるので、その地震時における安全性については、時系列的な追隨のできる保障を計る必要がある。そのためには、常に構造物の被害、破壊、機能維持という立場から地震観測を見る眼も当然必要である。設計という見地から過去の地震被害と観測結果ないし観測方法を十分に検討することが重要なアプローチであろう。しかしこの二つのアプローチは、全く別の目的を視向しているのではなく、問題を考える上での解釈であり、融合されるべきものである。

B. 地域的観測のあり方

地震観測は、通常、目的によって具体的な方法が考えられ、個別に実施されているのが現状であろう。それはそれなりに十分成果が生かされているとは思われるが、さらに、それを有機的に組み合わせたネットワークを形成することは、個別の情報を複合してより有意義な成果を生む体制ができると思われる。そのネットワークを組む考え方として、学会とか関係機関単位ではなく、地域、それは地震の影響を受ける領域としての観測体制を考えるべきではなかろうか。もちろん、個別の観測体制は維持しながら、その目的を十分に達成できることを前提に、さらに付加的にその観測成果を活用し、新しい情報を得るという相乗効果を生む可能性を育てることが重要である。

地域の防災的見地から各ネットワークを地域的に連携する方法としては、地域的広がり、大きさ、深さとの対応で特に工学的立場での目的、方法とてらして具体的にネットワークを張ることが考えられる。具体的に観測のネットワークを必要とする対象は、例えば次のような項目において考えられる。

構造物系	地形・地盤	地変・すべり・液状化
平野・断層	伝播→方向	震源→モデル

地域的な観測例としては、北海道におけるS M A C 観測、関東地方の地震観測、東海地域（中京地域強震動観測連絡会）の観測（準備段階）がある。

C. 新しい地震観測の試み、今後の展開（特に入力地震動にとって求められる記録は何か）

最近大規模なネットワークを組むことによって広域な地域を対象に記録の相関、相互関係から新しい観測体制が実

施されている。例えば、高密度観測網、岩盤アレー観測網、さらに米国では、断層周辺や近傍に観測網を設ける等の試みがなされている。従来の観測からでは、個別の地点で单一の現象を対象にしていたが、この種の観測網をはることで新しく震源の問題や地震基盤あるいは、伝播経路といった多岐にわたる課題にアプローチできる道を拓いた（参考；電力協同研究の岩盤アレーの観測状況の紹介、インペリアルパレー 1979年の観測結果の紹介）。

D. 観測点分布の全国的、地域的、配置状況の問題

システム観測の例と成果

[2] . 観測記録の解析

観測目的で設定したねらいを満足するように、記録の処理を含めて解析がなされる。具体的に、現在行われている解析法とその周辺を項目にして以下のように挙げる。

入力損失——位相差入力、多点入力系の地震動の性質

相互作用 伝播方向・速度

物理量間の変換 加速値——変位

加速度入力——地震応答解析 応答変位法——変位

基礎の設計——土圧、振動土圧、地震時土圧と静止土圧

[3] . 耐震設計への活用方法

記録には、耐震設計とのかかわりで、特にひずみを観測することが必要である。また、他の同様の研究の紹介と相互の比較を考えて、地盤震動特性評価に関する必要なデータと調査・観測・解析法の整理を行うことにより、耐震設計へ資料が有効に活用されると考えられる。

6. 地震動を対象とする関連分野との境界領域

地震動観測は耐震設計法確立という大きな課題に対する入力の問題として重要な課題であるが、そのためには、周辺領域や関係の分野における研究上の成果と十分に有効な融合が行われねばならない。その意味で、複眼的視点にたって問題点を凝視し、関連する分野を総合的に見渡して、対象とする工学上の知見を吸収し、耐震設計上の基礎資料を集めさせるために対象分野の整備をはかる。

[1] . 地震学との接点

地震学上の最近の研究成果を如何に工学に吸収し生かすかという課題に対する工学サイドの受けとり方と具体的な対応はどのように考えられているのか。断層モデルの新しい展開が、観測技術の進歩によって地震動強さの減衰式や平均スペクトルの経験式等に関し単にマグニチュードと距離というパラメーターにとどまらず震源機構、震源特性（断層モデル、断層パラメーター）の概念や考え方を工学上どのように採用していくのか、また理論地震気象と観測結果の対応をみると、耐震工学上への適用可能性や限界に関して地震動観測のもつ意義を検討する。

[2] . 土質力学と基礎工学との接点

現在体系化されている土質工学・基礎工学は学問科学としての発展経過も浅く、スクテイックな領域が主な対象で地震時の土質・地盤の性状に関して耐震設計上の問題に対する議論には未開拓の分野が多い。ソイルダイナミックス等の新しい分野を含めて今後の展望を整理する必要がある。例えば、土の微視的構造と地盤との振動の関係を観測するための体制と記録の解析を計ること、すなわち土粒子、間隙および間隙水で構成される土の集合体としての地盤が、その構成の影響をどのように受けるのか。液状化現象や、滑り・斜面崩壊・土石流の発生機構と土質の関係をミクロな媒体の物性・構成とマクロな地盤の振動性状との対応で解明することが今後の課題である。すなわち土の動的性質と地盤の動的問題の関係を明確にする。

[3] . 地質学との接点

地震工学・耐震構造・耐震設計という立場で工学的立場から構造物の立地条件を考える場合、地盤・基盤という概念には、地球物理学的スケールから地質学上の呼称が用いられたり、土質力学上のミクロな表現もあり、地盤の振動・波動問題を考える場合の術語表現の整理統一が必要と思われる。

耐震設計上あるいは、地盤の振動性状を局所的に考察する場合、地震動の入力位置を基盤に求め、そのいわゆる地震基盤に対する考え方の統一表現として地質のあるいは媒体の物性値で定義がなされる。振動、波動論における地震基盤の概念の整理を行うとともに具体的に観測からその妥当性を実証することが必要であろう。

地形的な不規則性やその構成過程およびその構成が地盤や構造物の被害に関係する場合が多く、それを実証する記

録の収集や解析モデルの確立にとっても、観測体制の整備と記録の解析がまたれる問題である。

[4] . 構造工学

耐震設計上の地震動の問題では、入力源としての、支持・伝播媒体としての地盤と構造物との連成や、その境界に存在する基礎や構造物地下埋設部の動的挙動を含めた系としての理解が重要であり、これらは、耐震構造上の解決を迫られた問題点である。地震動観測資料の整理から耐震設計上の課題である構造物・地盤の相互作用・基礎伝達関数に関して、実証的にどの程度説明が可能であるか、また構造物地下埋設部については、地下壁が土圧、水圧を受け、地震時振動土圧に関する情報が現在解明を迫られている問題である。特に地下部は地震動の入力機構と地震力に対する抵抗機構の二つの機能を有し、その地震時挙動が観測から明らかにされることが待たれる。また、杭基礎と杭地盤の振動性状、特に杭の地震時挙動もその動的設計法を確立する上で観測から明らかにされることが必要である。

7. 今後の課題と問題点

「地震動観測のあり方と利用法」というテーマに対する一つのアプローチとして地震動観測に関する課題の整理というよりはむしろ問題点を明確にして今後の地震動観測に対する取り組みへの方向付けや示唆に関する議論を行った。その結果を以下のように要約しよう。

[1] . 研究上必要とされる入力地震動問題、地震動観測の課題

- i. 地盤振動特性解明に必要な地震動観測（地盤系）
 - 減衰機構とその定量的評価
 - 土質の動力学的特性と非線型性
 - 地形の不規則性の影響
- ii. 地盤・基礎・構造物における地震時挙動の解明
 - 地下埋設部の入力機構・抵抗機能
 - 杭基礎の耐震設計上の基礎資料の収集
 - 液状化発生時の基礎の挙動の解明
- iii. 構造物・各構造物部位での振動性状（構造物系）
 - 柱・梁・床・庇・突出部等構造物の各部位にあって特異な性状を示す挙動の解明
 - 付属物・設置物・設備器材等は構造物の振動を直接入力源として振動するその性状を追究
 - 家具・落下物の転倒は、地震時居住空間内の安全性に関して重要な問題を提言している。

研究上の課題としては、地震観測に関する各研究の現状把握のため、歴史的な研究成果のレビューを行い、同類研究の比較・検討をすること、特に最近は解析技術の進展のために、理論解析、モデル解析が先行して観測的立場から現象の究明が求められているテーマが多く存在している。従って、数値実験を観測により確認する方面の研究が今後特に注目されねばならない。

[2] . 設計上求められている問題

耐震設計法の確立という立場からの地震動観測の在り方の一つの方向として、高層建物・大規模建物に加えて、市中に広く分布する中小規模構造物の地震時応答性状を追究するための設計入力地震動設定に必要な基本資料が得られるように、地震動観測が計画される必要がある。

具体的な解決すべき問題点の指摘

耐震設計方法——その背景の整備と新しい課題

耐震診断方法——基本的な解説

[3] . 防災行政上地域的な地震動観測の確立・整備

我国全体としての地震防災に対する観測強化地域をはじめ、その周辺地域における地域のキメ細かな防災対策、応急復旧の対応についての基本方針の整備が必要であり、そのためには地域における観測体制のネットワークを組む必要がある。

[4] . 境界領域、地震学上の観測成果の吸収

地震発生のメカニズムから震源過程および伝播経路に関する地震学、地震工学上の知見を耐震設計のフィールドで生かす工夫検討が今後なされることが期待される。

[5] . 体制整備の経済上の問題

体制整備を行い、科学技術研究を促進し、防災地域安全を考え、耐震設計を確立する上で経済的な裏付けが必要である。すなわち、地震計設置の場所その保守維持管理とその経費や予算的な裏付けをいかにするか、国家レベル、あるいは自治体レベルまたは第三セクター方式か何らかの具体的手段を確立することが緊急の課題である。そのためには単に個別の構造物や特殊な建物という枠でなく、もう少し広い視野に立って観測場所や対象の適正な配置及び再配置が検討されねばならない。

[6] 観測記録の取り扱い

観測記録の収集・整理・活用への努力は、今後地道につづけていかなければならない。観測資料を有効に活用するため、解析法、実験法へ接続し、生きた設計資料を提供することが期待される。

地震観測資料を得るには非常に多くの人々の努力によって達成されるものであることを忘れてはいけない。地震計を設置し、記録をとる人、観測記録を解析する人、解析結果を利用活用する人等、限られた予算で隠れた努力の成果から貴重な資料が得られている。その意味でも有効な観測体制を確立し、設置、保守、解析、活用を十分に果すこととそれぞれの立場で努力すべきであろう。

参考文献

- 1) 日本建築学会；地盤動と地盤——地盤震動シンポジウム10年の歩み——、日本建築学会、
1983年
- 2) 日本建築学会地盤震動小委員会、第1—12回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、
1972—1984年
- 3) 多賀直恒；地盤震動研究の課題、日本建築学会、第12回地盤震動シンポジウム、1984年6月、
pp.67—91
- 4) 自然災害科学総合研究班研究体制委員会；自然災害科学的研究のための観測システムの現状と問題点、
5. 強震観測、昭和60年2月、pp. 12—17
- 5) 後藤典後、太田裕；工学における地盤観測の窓、第3回地盤震動シンポジウム、
1974年11月、pp. 21—26
- 6) 太田裕；耐震工学上考慮すべき周期の上限と振幅の下限、第4回地盤震動シンポジウム、
1976年1月、pp. 3—10
- 7) 北大工学部建築学教室耐震工学研究室；強震観測装置の開発——標準観測点の実現をめざして——、
昭和56年3月
- 8) 北大工学部建築学教室耐震工学研究室；強震観測装置の開発——S M A C 型強震計の延長として——
付、わが国および主要国における強震観測の概況、昭和54年6月
- 9) 青木武志、太田裕、酒井良男；北海道におけるS M A C 記録——その整理と解析——、
自然災害資料解析、6. 1979年、pp. 34—47
- 10) 太田裕、岡田成幸、後藤典後；わが国の強震観測の現状・整理と改善への方向、
自然災害資料解析、7. 1980年、pp. 151—169
- 11) 強震観測事業推進連絡会議編；新型強震計に関する検討報告書、昭和58年10月
- 12) 国立防災センター；地震防災と強震観測、第6回防災科学技術研究連絡会、昭和56年2月
- 13) 日本建築学会基礎構造系振動小委員会、構造物と地盤の動的相互作用シンポジウム、1985年4月
- 14) 東京大学生産技術研究所耐震防災工学研究室；地盤および埋設管の地震時ひずみに関する実測的
研究、昭和59年11月
- 15) 片山恒雄（代表）；長周期（約2—20秒）地震動の工学的特性に関する総合的研究、
昭和59年度科学研究補助金（総合研究A）研究成果報告書、昭和60年3月
- 16) 日本建築学会東海支部構造委員会；新耐震設計法の考え方と背景—より良い耐震設計のために—、
1983年9月

地震動の観測と事象

正会員 小林 啓美

はじめに

そもそも地震動は複雑な動きである。3次元の動きであるから、一般に直交軸で水平2成分垂直1成分に分て記録されるのが普通であることから、記録された成分ごとに議論されることも多い。しかしこれは全く観測上の便宜的な手段にすぎないことはいうまでもない。さらに、実際の地震記録は強震計が相当に普及し、電磁的な観測がある程度容易になった今日でも、なおさらには条件の異なった地震記録を求めて、資料の一層の充実を目指して続けられ、日常的業務としても一定の定型的作業として資料の蓄積が計られている。計算機の進歩もその一助となっているが、反面一成分ごとのルーチン・ワークによって作成された数値記録だけに接する機会が増したこともいなめない。数値記録からアナログ記録を想像することには、いろいろ難点も多く、直接アナログ記録された地震動記録をじっくり眺めることの重要性について、いくつかの例によって述べたい。

1 地震動の加速度記録、速度記録と変位記録

近年地震記録の数値解析の精度は向上し、測定器の定数による補正是勿論のこと、加速度、速度、変位を相互に他の記録から計算で変換することは容易になり、またその結果も信頼性が高くなった。しかし、測定の目的とする周波数領域において最も精度よく観測を行うためには、はじめから目的とする周波数領域において良い特性をもった地震計を使用することが近道であり、雑音等の混入を防ぐことからも望ましい。日常的な解析業務はさておき、特に研究的な立場で地震記録を眺めて問題の所在をさがすような場合には、アナログ記録で直接眺めた方がよいことはいうまでもない。図-1と図-2に同一箇所で観測した固有周波数 3 Hz の地震計（20～0.3 Hzで加速度一定）と 0.8 Hz の地震計（20～0.025 Hz で速度一定）の記録を示した。これらの記録からは、記録の前半の長い周期については、図-1では殆ど読みとれない。

2 地震記録に見られる特異な位相

地震動についての観測結果をその場所で、その地震についての解析に使用する場合にはそれらの地震動が実際に観測されているのであるからあまり問題はないが、他の場所の地震動を出来るだけ正確に推定しようとするときには、その地震動がどのような地震波の成分が合成されてできたかを明確にする必要がある。例えば地盤の構成が異なる地点について換算する場合、あるいは震源距離を変えて他の地点での地震動を推定する場合などとくにその必要性が高い。このように地震波の成分ごとに問題を分析する時には一連の地震動のなかで、それぞれの成分について位相によって分離したうえで、成分ごとの特性によって他の地盤条件なり、他の地点なりに換算する必要がある。このためにもアナログ地震記録とラグウインドウを用いたランニング・スペクトルについては直接目を通す必要があろう。このような作業のなかで教科書にもあまり書いてない特異な位相を見出すことがあり地震波の成分について明確な判定の根拠となることもある。以下に最近の数例について述べる。

2.1 深い地盤構造によって説明出来るや、長周期地震動の発生

図-2と図-3は長野県西部地震 1984 による横浜市東京工業大学〔長津田〕と同気象庁横浜地方気象台における速度記録である。図-2では S 波の初動より約 32 秒おくれて、図-3では約 48 秒おくれて、周期 4 秒前後の比較的単純な波形の顕著な位相が見られる。この関係を筆者らの速度記録による群列観測結果について見ると図-4 のようになる。図-4 は走時を示したもので、原点は震源で発震時である。観測点は浅川、長津田、江ノ島、大船、横浜である。この図によれば、あきらかに 0.8 km/sec の速度をもつ波が認められ、その発生点は震源より 150 km も離れた秩父山塊の東縁が関東平野の下にもぐりこむ線上である。関東平野の先第三紀の地震

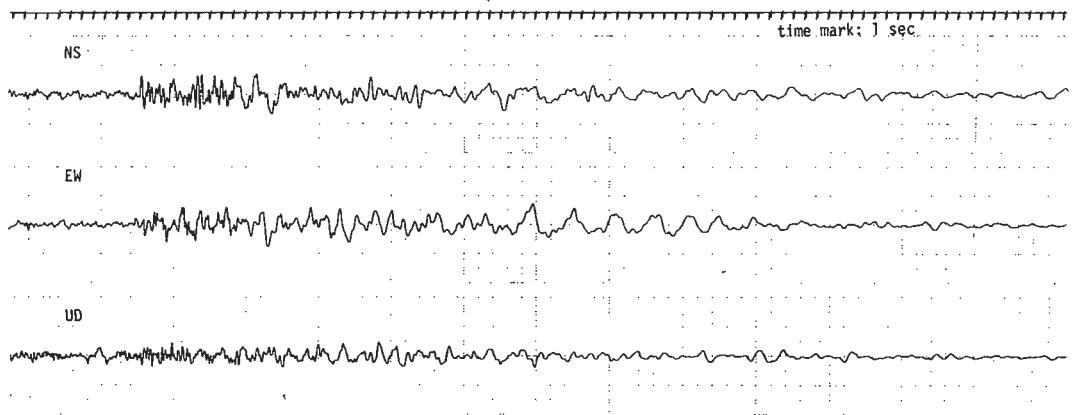


図-1 長野県西部地震 1984 による長津田の加速度記録

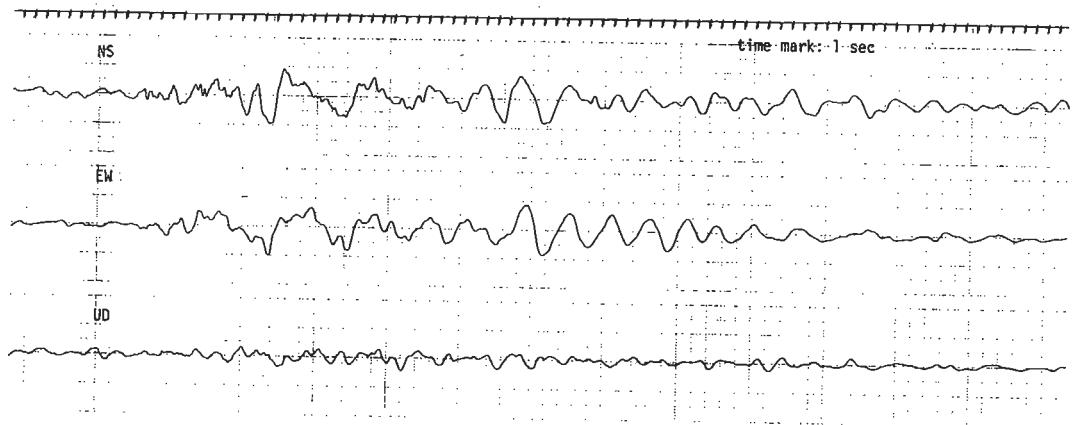


図-2 長野県西部地震 1984 による長津田の速度記録

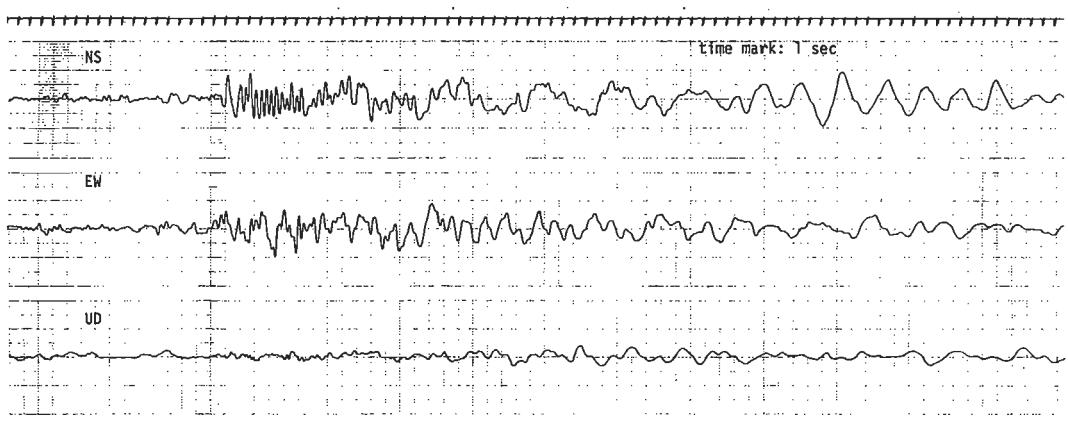


図-3 長野県西部地震 1984 による横浜の速度記録

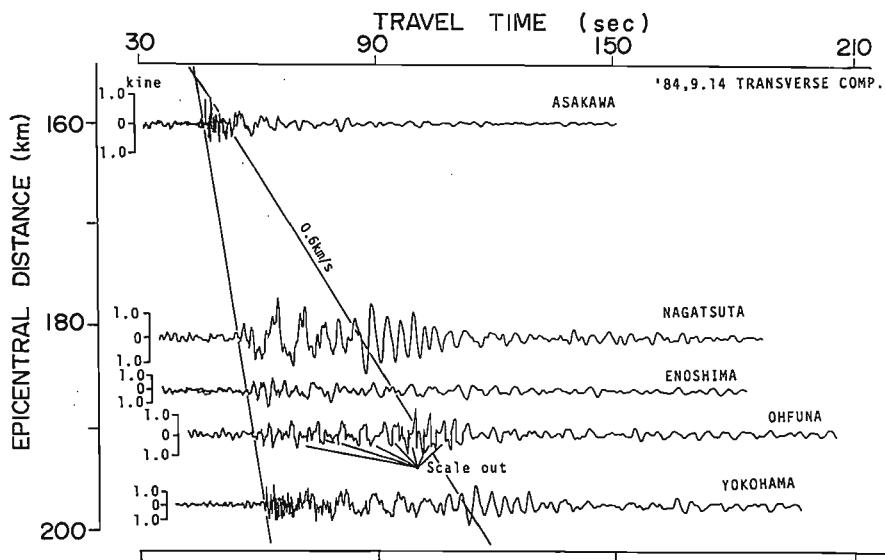


図-4 長野県西部地震 1984 の関東平野での走時 速度記象による [瀬尾による]

基盤と考えられる層はこの辺から西では露頭となり、東側は急に深くなる構造で長津田では数 km の深さとなることから、その上部の堆積層の縁で発生したものと考えられる。

2.2 深い地盤構造によって説明出来る S 波の後続位相

山梨県東部地震 1976.6.16. 07:36 による大岡山の速度地震動を図-5 に示した。これは S 波の初動からしか記していないが、約 6 秒ごとに顕著な位相が見られる。しかもこれらは後の方に大きな振幅が現われている。瀬尾はこの記象にたいして、この地震の前震および余震についてその記象を S 波の初動で時刻を合せて比較した。図-6 および図-7 に本震、前震および余震についてその記象を示した。図中の a, b, c, d, e の顕著な位相は非常によく対応している。また記象は不完全であるが、東京大学地震研究所（図-8）および気象庁東京管区気象台の地震記象も前述の 0.6 km/sec の伝播速度を考えればよい対応を示している。これに対して瀬尾は厚さ約 2.5 km 堆積層を考慮すれば、堆積層の西縁から入射した実体波の堆積層内での 2 次元多重反射で説明できるとし、前述の 2.1 の問題との関連について示唆している。

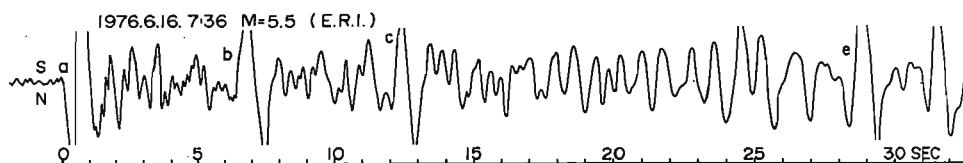


図-8 山梨県東部地震 1976.6.16. 07:36 による本郷の地震動 [地震研究所による]

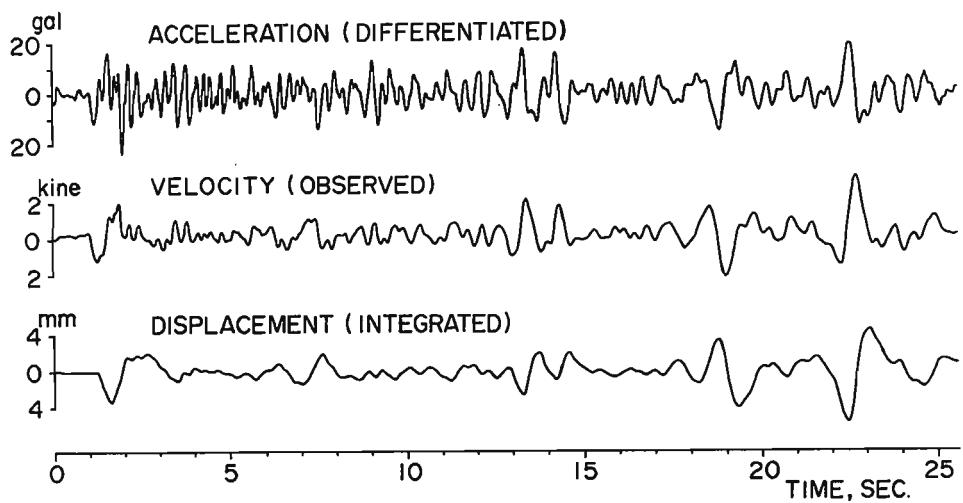


図-5 山梨県東部地震 1976.6.16. 07:36 による大岡山の地震動 [瀬尾による]

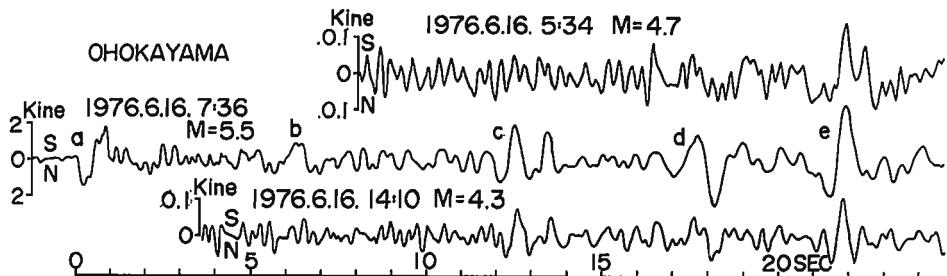


図-6 山梨県東部地震 1976.6.16. 07:36 およびその前震、余震による大岡山の速度地震動
[瀬尾による]

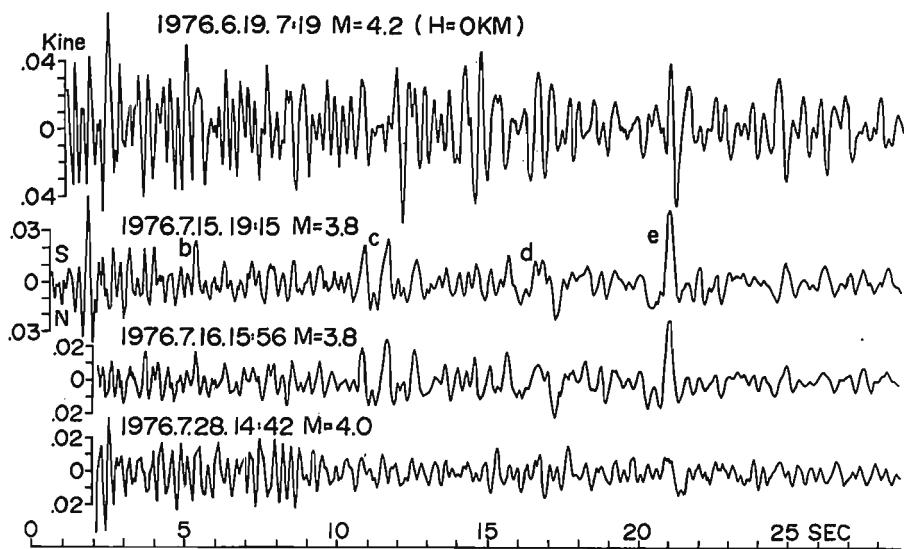
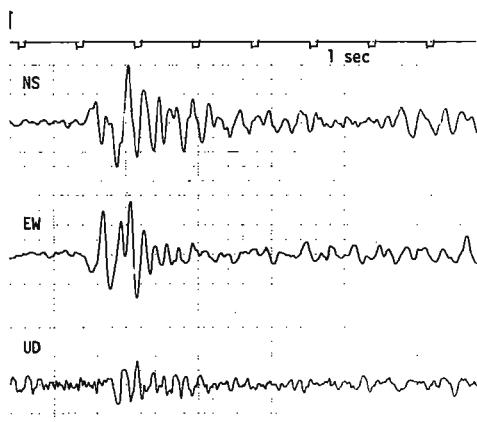


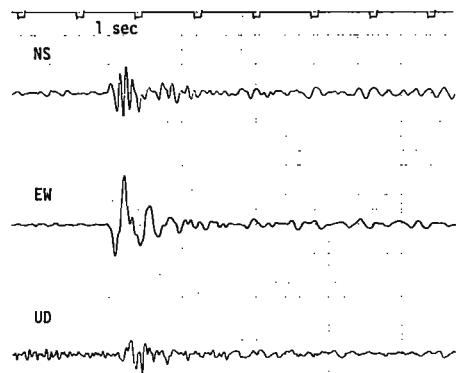
図-7 山梨県東部地震 1976.6.16. 07:36 の余震による大岡山の速度地震動 その 2
[瀬尾による]

2.3 S波における上下動の著しい位相おくれ

東京で地震観測をしていると、東京湾あるいは千葉県北部に震源をもつ地震のなかで深さ 40 乃至 100 km の地震について S 波の初動とおもわれる部分に特異な位相がみとめられる。その初めの 0.4 乃至 1.0 秒の間は水平動のみが現われ、その後に上下動をともなった別の位相が現われる。最初の部分からの位相おくれは震源深さにはほぼ比例する。図一 9 および図一 10 に大岡山における観測記録を示す。図一 9 は埼玉県・千葉県境の地震 1878.3.30.、図一 10 は東京湾北部の地震 1878.5.13. である。水平動成分でもあきらかに 2 番目の位相は読み取れる。このことは、東京湾における重力異常とあわせ考えると、深さ 40 km に凹面の不連続面が存在し 2 つの経路を別々に通った S 波が観測点に達したものとすれば位相おくれの説明はできる。これと似た現象は平野部で重力異常の著しい水戸その他の場所でも認められる。



図一 9 埼玉県・千葉県境の地震 1878.3.30.



図一 10 は東京湾北部の地震 1878.5.13.

2.4 断層破壊の停止による位相と深い地盤構造

日本海中部地震 1883.5.28. について、図一 11 に気象庁秋田地方気象台の、図一 12 に気象庁新潟地方気象台の 1 倍強震計の記録を示す。この 2ヶ所ではコンビナートの油槽の油がスロッシングを起し、周期 10 秒前後のものは油が油槽から溢流した。被害としてはさほどることはなかったが、液面の振幅は新潟では最大 4.5 m に達し、油槽の耐震安全性について問題を投げかけている。ところで秋田は震源距離約 120 km、新潟は 270 km で気象庁震度階級ではそれぞれ V および III であった。さて地震記録をみると秋田では S 波の初動から約 80 秒、新潟では約 220 秒の間は振幅が非常に大きくなっている。しかし新潟ではそのうち最初の約 70 秒とその後では様子が異なる。そこで地盤内の S 波の伝播速度を 4.0 km/sec、断層の破壊速度を 2.5 km/sec として島崎の断層モデルを用いて、破壊の開始点から射出された S 波が観測点に達する時刻から破壊の停止点からの S 波の観測点に達するまでの時間を勘定すると、それぞれ 63 秒、87 秒となる。秋田ではこの値はほぼ上述の値であり、新潟では S 波の最初の部分に当る。しかし新潟のあと約 150 秒が残る。震源域から新潟への経路を考えると、酒田沖から新潟平野にかけての海底下の地震基盤の非常に深い溝があり、海底までの厚い堆積層の中を通る経路も考えられるので、この部分の波の伝播速度を 0.6~0.7 km/sec とすれば新潟では、さらに 150 秒おくれることとなり、振幅の異常に大きい時間については一応の辻つまがあう。のことと、この部分の周期が 10 秒前後であることから、その後の地震動に大きな影響を与えたと考えられ、さらに 10 分余も周期 10 秒の大きな振幅の波が続いたものであろう。図一 13 に島崎の断層モデルを示す。

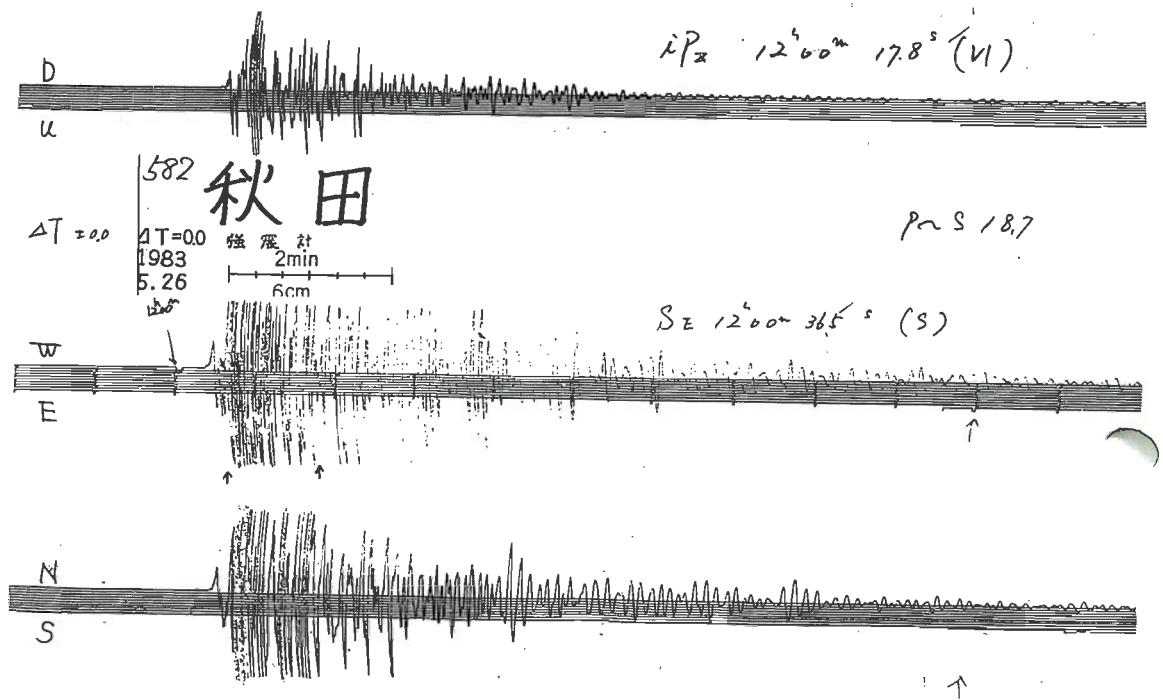


図-11 気象庁秋田地方気象台での日本海中部地震 1983.5.26. 1倍強震計記録

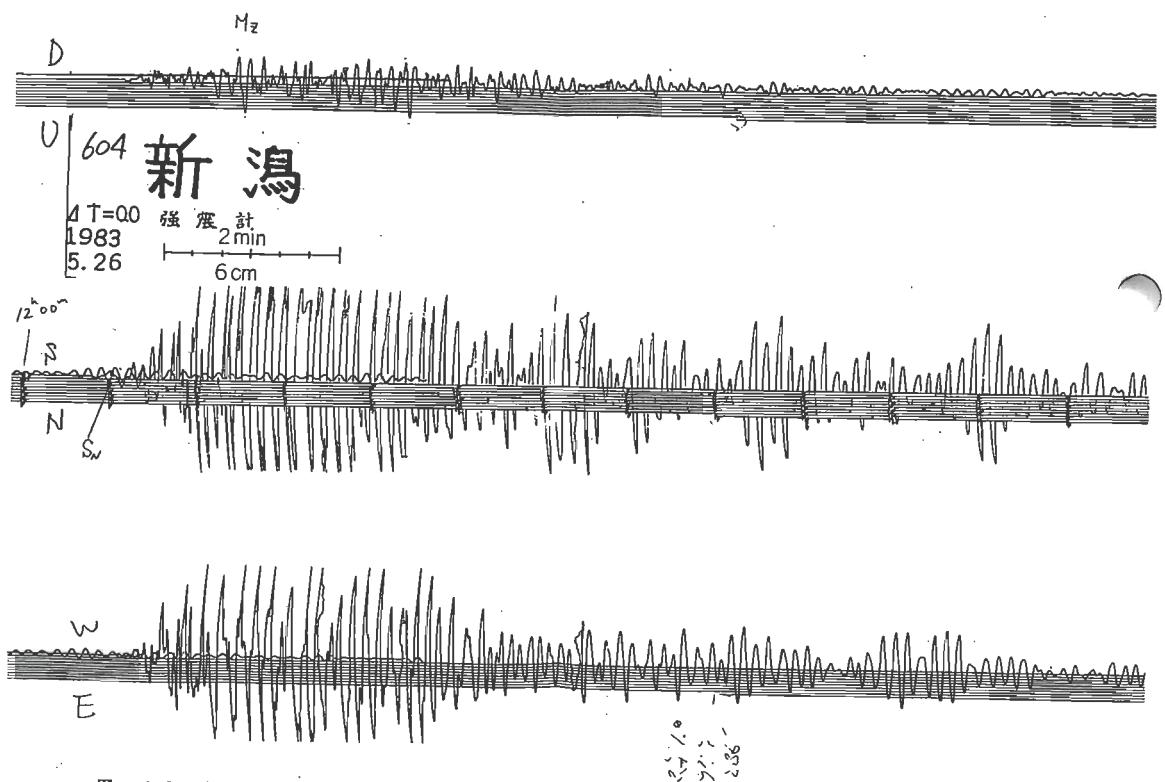


図-12 気象庁新潟地方気象台での日本海中部地震 1983.5.26. 1倍強震計記録

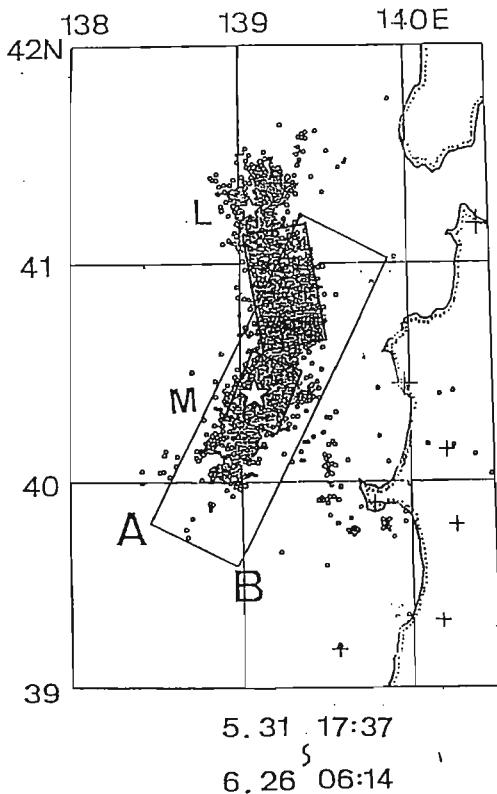


図-13 日本海中部地震 1983.5.26. の
島崎の断層モデルと余震分布

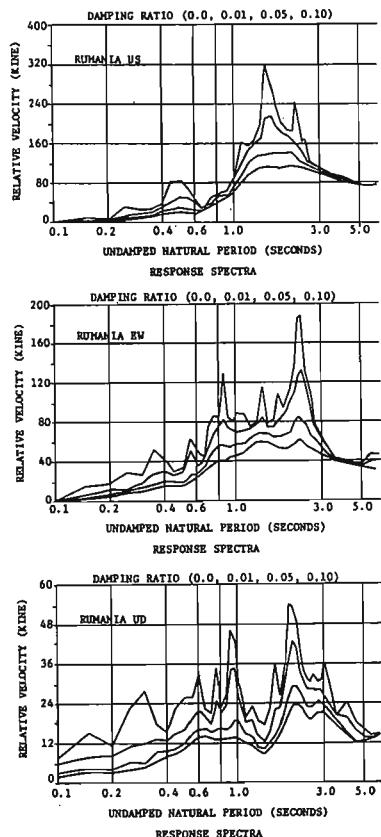


図-15 ブランシェア（ルーマニア）地震
1977.3.4. の地震応答スペクトル

3 地震記録から求められる地動の軌跡と地震波の伝播経路

図-14にプラン
チエア地震 1977 の
ブカレストにおける
SNAC 強震計の記録
を補正したものを示す。図-15にはそ
の地震応答スペクト
トルを示す。1)

この地震記録につ
いて卓越している周
期 2秒に着目して、
バンドパス・フィル
ターによってその成
分だけについて軌跡
を描いた。図-16

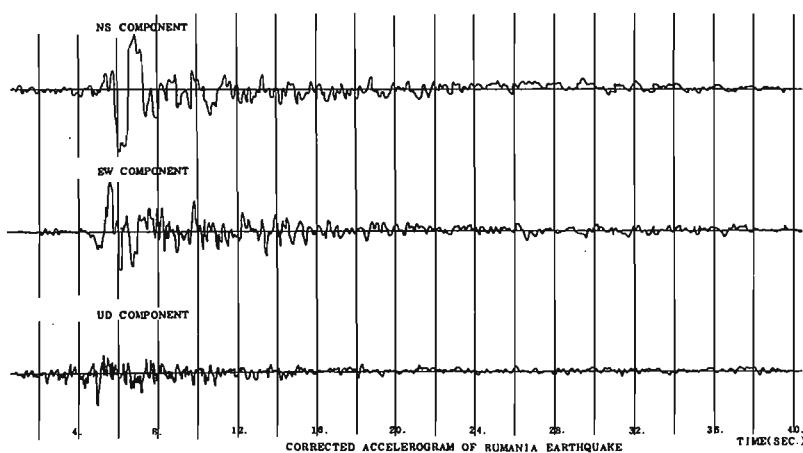


図-14 ブランシェア（ルーマニア）地震 1977.3.4. ブカレスト SNAC による

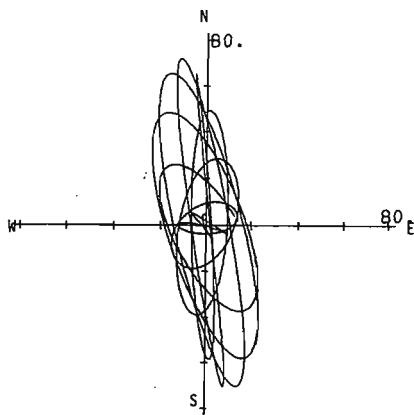


図-16 a

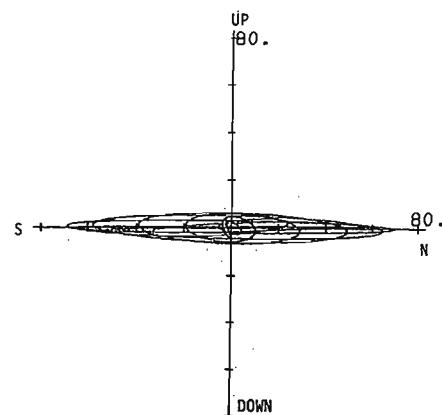


図-16 b

を描いた。図-16のaは NS-EWについて、bは NS-UDについてのものである。観測点からみて震源は北北東であるが、軌跡の軸は北北西であり、上下成分は水平動に比して小さくSH波と考えられるが、その方向はいかにも理解できない。

そこで図-17のように考えることにする。この地震は黒海からカルハチア山脈へのプレートのもぐり込みによるプレート間地震であるので、プレート面に沿って伝播した地震波が臨界角で上部層に入射して観測点に達すると図中の破線の経路をとる。この場合の入射方向は図-16aの軌跡をよく説明できる。

このように、地震動の3次元の動きを見ることによって、地震波の経路について検討できる。

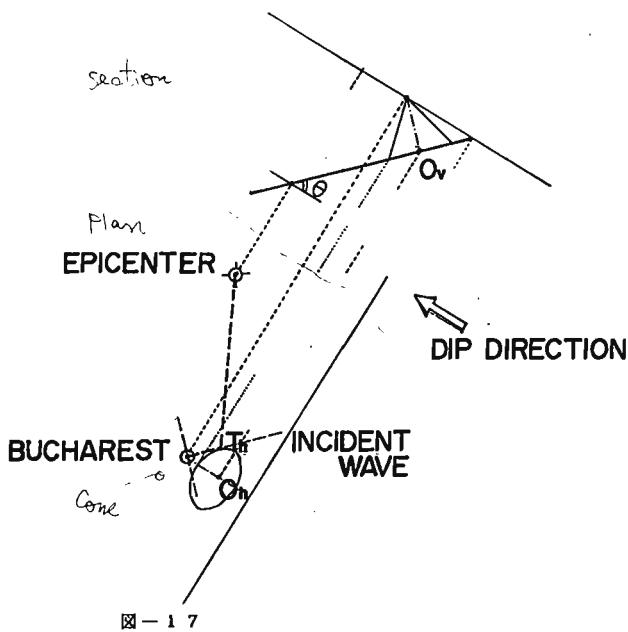


図-17

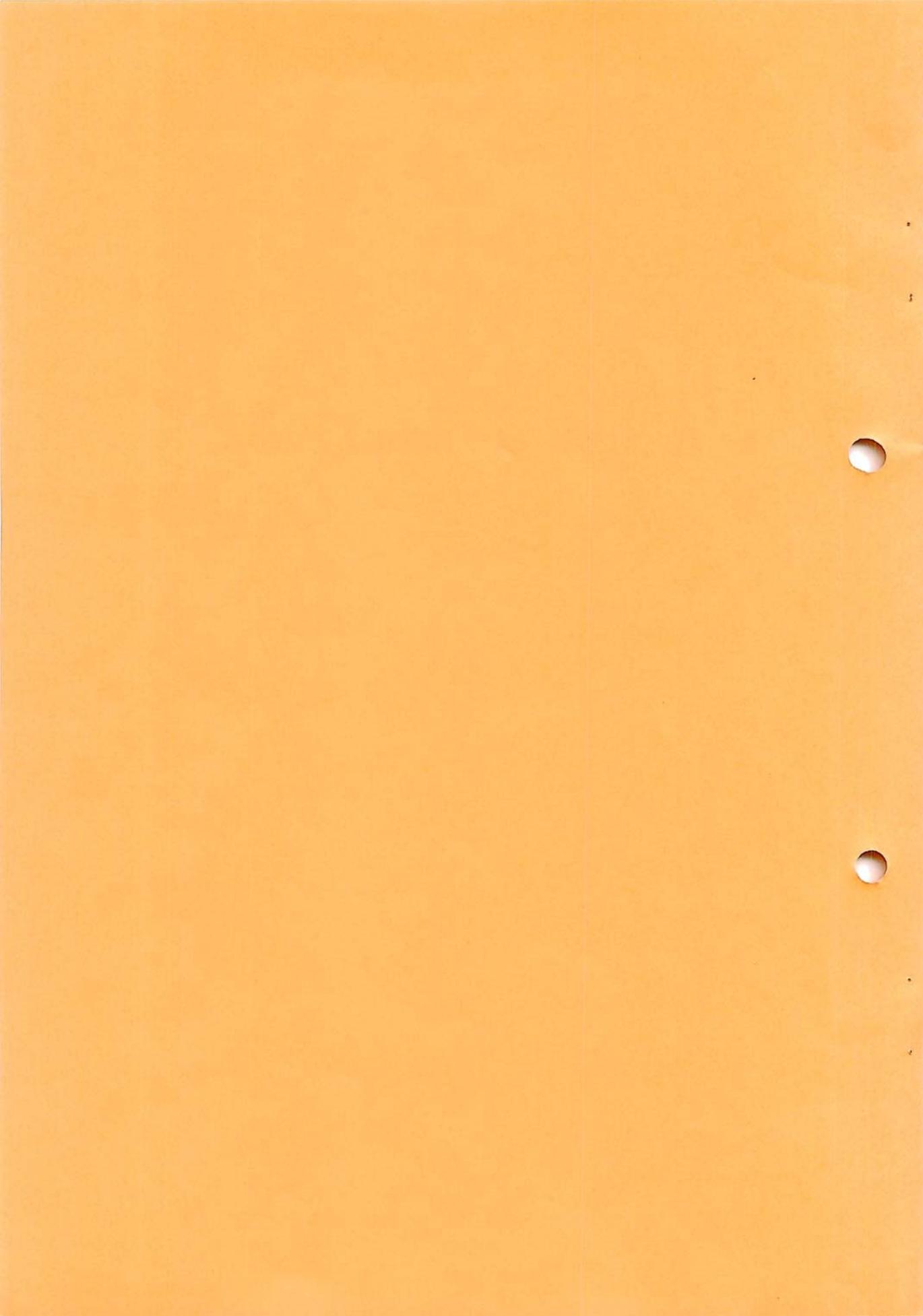
4 群列観測 (Array observation) に求めるもの

上述のように、地震記録は多くの地震現象についての情報をもっているので、これらを十分に活用する必要がある。単にその地点のその地震の地震動の観測結果に止まるものではない。ここで群列観測 (Array observation) の必要性が強調されるわけである。

地震観測の結果とは、各地点ごとの地震動の観測にすぎないが、地震観測網での観測結果は地震の発震機構、断層パラメーター、地震波の媒体である地殻における伝播機構、地震波の媒体である地盤構造、地盤における増幅特性等地震学・工学地震学・地震工学のあらゆる面での情報を提供してくれる。まして地震特に大地震はそれほど頻繁に発生するものでもない。真の群列観測の意義を考えるならば、目的を明確にした多目的群列観測をも含めて計画されるべきであろう。

[参考文献] 1) ルーマニア地震日本政府地震専門家グループ調査報告書、国際協力事業団、昭和52年 8月

II. 何をどのように計測するのか



震度VIの地震動を探る

村松都栄

I. まえがき

震度6の地震動は新耐震設計法に述べられている「稀な大地震動」に相当するものであろう。この場合には、人命の被害を最小限にする方針をとり、構造物には小被害を認めるが、崩壊はしないようにする。「しばしば起る中地震動」これは震度5に相当するが、この場合には構造物に被害を出さない。すなわち、財産も守るという方針が述べられている。

動的耐震設計には入力地震動が必要である。このための強震計による観測が世界各団で行われているが、震度6の完全な記録は未だきわめて乏しい状態であり、今後も容易には得られないであろう。したがって、計算によって求める方法が多く研究者によって行われて来た。地震の源は地下に断層が発生することであり、そこから発した弾性波が地下構造の影響を受けて反射・屈折・干渉を行ない、地表に達して地震動となる。

この計算の目的は大きく2つに分けられるであろう。1つは地震動の記録より震源過程を知ることであり、他の1つは耐震設計のための入力地震動を求ることである。

震源過程は破壊現象であるから相当複雑なものであるに相違ない。しかし、これを遠くから長周期の波で見るとときは、その平均的姿が現われる。これはHaskell modelとして、5つのパラメータで表わされ、多くの地震に対してそれらの値が求められ、地震の規模に応じた相似則が成立していることも分ってきた。しかし、大地震の震源近くで、短周期成分まで問題にしようとするときには、震源過程の複雑な姿が現れてくるはずであり、そしてこれが震度6の地震動である。したがって、地震学の求める所と地盤工学の求める所とが重なり合ってきたと言えるであろう。

地震学は長周期地震動によって震源が断層であることを明らかにすることができたが、さらにすんで震源過程のより詳細な姿を調べようとしている。その場合に、長周期成分から短周期成分までの広い周波数帯域に亘って広いダイナミックレンジを有する地震計が望ましい。地盤工学にとってもあそうである。この場合の長周期成分は現在ある構造物の固有周期を考えるより震源のProcess timeすなわち破裂が始まってから終るまでの時間を考える方がよいであろう。M8クラスの地震ではそれは約30~40秒となる。短周期成分は被害に関係する範囲を考えればよいであろう。この観点から、筆者は 0.01Hz から 20Hz に亘って平な感度特性を有し、ダイナミックレンジは震源から発する波のおよその限界値と考えられる100Kine からその 10^{-6} までの範囲を記録しうる速度型強震計を作成し、これによる地震観測を行ってきた。(＊地震動の広帯域とは地動速度に因ることと考えた方がよいであろう。断層は歪の限界値で生じ、歪は波の速度に対応するからである。これまでに得られた強震計記録からも、地震動の速度最大値が数Hzから10数秒の帯域に亘ってほぼ一定のレベルを持つという特徴が認められる。)

II. 余震記録を用いて本震地震動を合成する方法

(1) 要点

地震動の主要動すなわち最大加速度、最大速度または最大変位を含む部分には地下構造の影響が著しい。地下構造は地震現象とは独立な固定されたものであるから、火薬爆破等の人工震源で精力的に調べられているが、その知識は未だ不充分であり、地震動主要動を計算によって再現することは困難である。したがって、余震記録を地下構造の影響を含んだGreen関数と見なす方法は、大地震の震源過程を調べる上でも、強震動を再現する上でもすぐれた方法であると考えられる。この方法は地下構造の影響の著しい波に対してはとくに有効であり、適当な1個の余震記録でほとんど代表されるようである。「適当な余震記録」の判断基準は、主要動の3成分比が本震記録の3成分比とほぼ等しいこと、またはメカニズムが本震とほぼ等しく、震源が本震の主破壊域に近いことである。広帯域に亘ってS/N比の良好な記録であることは勿論必要条件である。

(2) 合成式

大地震の震源域付近における地震動を問題にするとときは、余震域に一様なくいちがいを仮定する震源モデルでは不充分である。1980年伊豆半島東方沖地震の合成ではこのような単純なモデルでうまくいったが、震源過程は地震によってそれぞれ異なるので、いろいろな地震について確かめてみる必要がある。ここではマルチブルショックおよび主破壊域を考慮した合成式を用いる。また、短周期成分も再現する震源過程のモデルを考える。

i) シングルショックの場合

$$u(t) = \sum_{j=1}^{n_x n_y} \sum_{\phi=1}^m r_j^{-1} r_\phi u_e(t - t_j' - t_\phi') \quad \dots \quad (1)$$

ここで、 r_ϕ は断層面の一辺の分割数、 $n_x n_y$ は本震と使用余震のモーメント比、 $u(t)$ は観測点における本震地震動、 $u_e(t)$ は余震記録、 r_j は余震の震

源距離、 γ は j 番目のメッシュの距離、 t_0 は破壊が P_0 から円状に拡がるとしたときのおくれ時間、 t_{g}^j は各部分のくいちがいの成長をランダムにした場合のおくれ時間である。

主破壊域を避けねばならない場合には、別のデータも参考にして序め見当を付けておき、震源域をそこに集中するという方法を探った。

iii) S個のマルチブルショックまたは広い断面をS個に区分して扱う場合

$$u(t) = \sum_{g=1}^s u_g(t - t_g') \quad - - - - - \quad (2)$$

ここで、 $U_{\theta}(t)$ は(1)式の各パラメータにサフィックス θ を付けたものであり、各eventのモーメント $M_{\theta,j}$ の和は本腰のモーメント M_θ に等しい。この場合でも、ただ一個の余盤記録を用いてよいようである。

三、仓库例

ここでは4つの地震について合成を試みた。扱った地震および観測点はFig. 1 および表1に示される。本震記録は上記の速度型強震計だけではなく、気象庁1倍強震計またはSMAC型加速度計で得られたものも扱った。余震記録はすべて上記速度型強震計で得られたものである。さらに、1984年長野県西部地震では本震記録の得られていない震源域直上の地盤動も合成してみた。

1) 1980年伊豆半島東方沖地震 (Mj=6.7)

震源モデルは気象庁のデータに基いて定めたもので、余震域を断面とし、震源を破壊出発点とした。3つの観測点、中伊豆（JIZ）、清水（SMC）および御前崎（OMM）の余震記録、本震記録および合成波をFig. 2に示す。これより、遠い観測点の本震記録に見られる周期および継続時間の長い波はその観測点の余震記録の中にも含まれていたと考えねばならない。

2) 1982年浦河冲地震(Mj=7.1)

浦河測候所では震度6であり、気象庁1倍強震計は長時間オーバースケールとなったが、合成波との比較は可能であるから、ここで速度型強震計による余震観測を行い、S/N比のよい沢山の記録を得た。記録の得られた余震の位置もFig. 1に示したが、これらのどの余震を用いても合成波は本震記録に比べて総持時間が短かすぎる。³⁾したがって、武尾ら(1982)の求めた5個のマルチプルショックから成る震源モデルを用いてみた。Fig. 3はそのモデルと余震No.83(1982.5.24.22 11 MJ=4.5)とを用いた合成波と本震記録である。3成分の対応がよくないが、3成分比が本震に近い余震記録を選べばもっと良くなるであろう。合成波は全体にやや小さいので、本震対余震のモーメント比をもう少し大きくした方がよい。しかし、大体の対応がついたので、本震記録の振り切れている主要動部分の最大振幅を相当の精度で推定できると考えてよいであろう。

3) 1983年日本海中部地震(Mj=7.7)

北大えりも観測所に設置された速度型強震計は本震、最大余震(MJ=7.1)および本震の震源に近い余震(MJ=6.1)を記録した。これらの記録をFig. 4に示す。各記録のS/N比は良好であり、本震と余震(6.1)のモーメント比はスペクトルの低周波成分の比から約350となる。

この地震の余震域は約100Kmに及んでいるが、えりも(ERM)における合成波の振幅を本震記録に合わせるために主破壊域があったとし、その面積を $L = 40\text{Km}$, $W = 20\text{Km}$ でいどに限める必要がある。

秋田港（AKH）におけるSMAC-B2の記録を再現するためには2個のマルチプルショックを考えねばならない。ここでは田中ら（1983）の求めた震源モデルと余震（6.1）を用いた合成波をFig.5に示す。加速度記録を再現する場合に、くいちがい時間関数の合成に現われるおくれ時間 t_R' をランダムにすることが効果的なので、スムーズな方法による合成波もFig.5に並べて示した。さらに、Fig.6にFig.5のランダム合成波とスムーズ合成波の加速度スペクトルを示す。両者は0.1Hz～0.2Hz以下の低周波数域ではほぼ等しく、それより高い周波数域ではスムーズモデルはほぼ ω^2 で減衰し、ランダムモデルではもり上って ω^0 に近くなっている。高周波数域に見られるいくつかのピークは合成に用いた余震記録に含まれていたものであろう。

次に、秋田港の合成に用いたランダムの震源モデルと余震(6.1)の記録を用いたえりもにおける合成波をFig. 7に示す。Fig. 7の上段は3成分それぞれの本震記録、下段は合成波であるが、この合成波は前に行った合成波に比べて、高周波成分の再現性がよくなっている。

4) 1984年長野県西部地震(Mj=6.8)

本震記録の得られている高山測候所、飯田測候所および鹿嶺域近くの牧尾ダムサイト近傍岩盤上に速度型強震計を設置して余震観測を行い、高山（TAK）および飯田（IID）における合成波が本震記録に最もよく合う震源モデルを求め、その震源モデルを用いて牧尾（MKO）における本震地盤動を再現することを試みた。震源および観測点の位置はFig. 1に示されている。

(a) 観測モデル

Fig. 8 には 1984 年長野県西部地震の震源域の状況を示した。▲印は観測点の位置である。**(M)** は本震の震源、砂地は本震直後から最大余震 **(14) (Mj=6.2)**までの約 1 日間の余震域、西側の砂地は **(14)** の余震域、東側の砂地は余震 No. 111(1984.10.3. Mj=5.3)の余震域、破線の砂地は全余震域、△印部は埋石や倒木のはねとんだ現象の見られる範囲、そのまわりの太破線は 1 g を越える加速度の推定される範囲、Pc は本震直後の余震域の中心、細長い矩形は断層面の初期値であり、 $L = 12\text{km}$ 、 $W = 6\text{km}$ 、 $DD = 340^\circ$ 、 $DA = 80^\circ$ 、**(37) (1984.9.17. Mj=4.3)** は牧尾観測点において

ける合成波に用いられた余震の位置である。

余震No.111は高山、飯田共通に得られたS/N比のよい記録であるから、これを用いた合成波を本震記録と比較した。両観測点は震源の反対側にあるのでドブラー効果によって破壊の出発点はPcのやや下部に求められた。また、主破壊域はL, W, Dをvariableとし、最大振幅(3成分の平均値)を合わせることによって、L = 4km, W = 2km, D = 0.5秒(ランダム)と求められた。本震と余震No.111とのモーメント比は種々のデータにより $M_0/M_{00} \approx 70$ となったので、 $n = 70^{1/3}/4$ とした。Fig.9に高山および飯田における上記の震源モデルによる合成波と本震記録とを示す。

(b) 牧尾(MKO)における合成波

上記の震源モデルと余震No.37の牧尾における記録とを用いて本震地盤動を合成した。余震No.37と余震No.111とは岐阜大学観測室(SPJ)における高感度の速度型強震計によってS/N比のよい記録が得られているので、本震対余震No.37のモーメント比は980と求まり、n=10となる。Fig.10に合成波を示す。なお、Fig.11に牧尾におけるNo.111のおよびNo.37の記録およびそれを微分した加速度波形を示した。本震合成波、余震No.111の記録および余震No.37の記録はともに単純な長い波とそれに重なる10Hz前後の短い波から成っており、最大速度はそれぞれ80Kine、13Kineおよび5Kineとなる。

なお、1979年Imperial valley地震(M=6.5)では震源域付近において多数の加速度計記録が得られたが、これらの加速度波形および速度波形はわれわれの求めた合成波とよく似ている。⁵⁾参考のために、その速度波形をFig.12に示し、Fig.13には速度最大値v_{MAX}と震央距離△との関係を示した。○印は主破壊域からの距離、△印は断層線からの距離である。Fig.13の①は1984年長野県西部地震の速度最大値と距離との関係であり、②は牧尾における合成波である。③は余震No.111の値である。Fig.13にはその他いくつかの強震記録をも示した。大地震の例としては新潟および八戸の値を示した。曲線は前に筆者の求めた気象庁マグニチュードをパラメータとした速度最大値と震央距離との関係式である。⁶⁾

上記の手順で求められた合成波はおそらく実在した強震動に近いものであろう。そして、この強震動と被害との関係を改めて見直すことは有意義であろう。

IV. M 8 クラスの巨大地盤の範囲の震度 6 の地震動

われわれの再現した震度6の地震動はいわゆる直下型の中規模地震の場合である。M 8 クラスの大規模な地震では、関東地震(1923)、濃尾地震(1891)で経験されたように、震度6の範囲は広範になり、被害状況も多様となるので、そのような地震動も再現したいと考えている。

V. あとがき 何をどのように計測するか

震度6の強震動を再現する目的をもって、広帯域に亘って広いダイナミックレンジをもった速度型強震計による観測を実施し、余震記録を用いた本震地盤動の合成を試みたが、この地震計の記録範囲と本文では割愛した記録例とを示す。Fig.14は速度型強震計1号機および2号機の記録範囲を示したものである。1つの記録のダイナミックレンジは記録方式(12bitなら2000倍)に制約されるが、アンプを付けた多チャンネルの記録によって、振子の性能(10以上)を發揮することができる。Fig.15およびFig.16にSPJにおける1984年長野県西部地震の最大余震No.14、No.111およびNo.37の2号機による記録とその変位スペクトルを示す。Fig.17に京大阿武山観測所で記録された佐々木式大震計(T₀=27秒)の本震および最大余震No.14の記録を示す。これらの記録より、本震と余震No.111およびNo.37のモーメント比が定められた。

観測方法も亦重要である。例えば、秋田港における1983年日本海中部地震の余震観測ではトリガー方式の工夫が有効であった。観測点の付近を貨車が通り、ノイズが大きかった。余震も継続時間の長いもののが多かった。したがって、テープが忽ち終ってしまう。それで、3成分にトリガーを付け、AND回路にしてそれぞれのレベルを適当に加減しておくことによって、記録時間10分のカセットテープの中に1日分の余震記録をうまく納めることができた。

大きな地震の観測にはルーチンワークが基本的であり、このための計器および観測体制は重要な問題である。同時に、積極的に目的の記録を得る工夫も必要である。ここに記したこととは筆者の行ってきたささやかな1例であるが、参考にして頂ければ幸いである。

(岐阜大学・教授 理博)

1) 村松都栄、1977、速度型強震計の製作、地震30 317-338

2) 村松都栄、入倉季次郎、1981、余震記録を用いた本震地盤動の合成、自然災害特別研究研究成果No. A -53-3, 33-46

3) 武尾実、笠原稔、阿部勝征、1982、1982年浦河沖地震の震源過程、自然災害特別研究突発災害研究成果No.58022002, 39-51

4) 田中和夫、佐藤魂夫、小菅正裕、佐藤裕、1983、日本海中部地震の特性、自然災害特別研究突発災害研究成果、58022002, 39-45

5) Hartzel,S. and D.V. Helmberger, 1982, Strong-motion modeling of the Imperial valley earthquake of 1979, Bull. Seism. Soc. Am. 72, 571-596

6) 村松都栄、1960、マグニチュードの定義について、地震17, 210-221

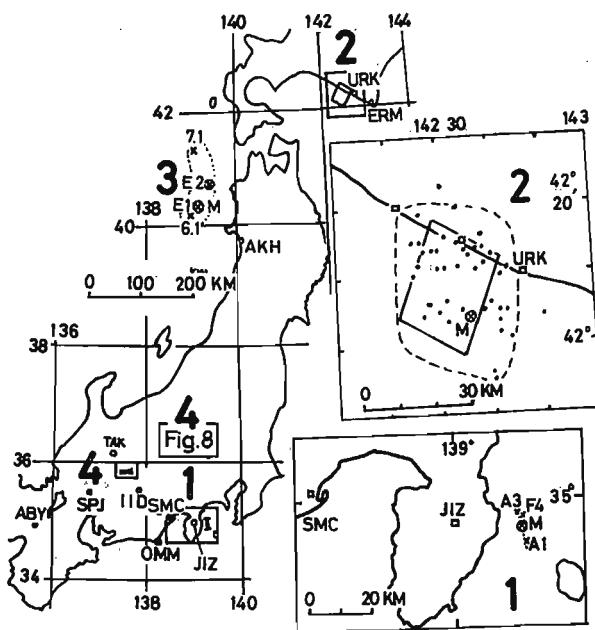


Fig. 1 合成を行った地震の震源および観測点の位置

1. 1980年伊豆半島東方沖地震 ($M_j = 6.7$)
2. 1981年浦河沖地震 ($M_j = 7.1$)
3. 1983年日本海中部地震 ($M_j = 7.7$)
4. 1984年長野県西部地震 ($M_j = 6.8$)

Fig. 2 1980年伊豆半島東方沖地震の合成例 3観測点のNS成分について

上段：余震記録、
中段：本震記録、
下段：合成波

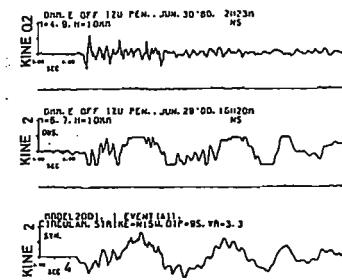
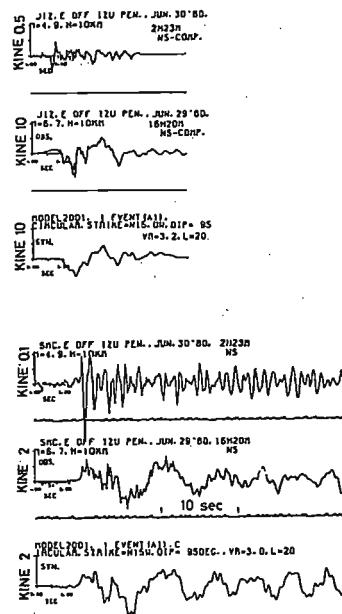


表1 合成を行った地震と観測点

1. 1980年伊豆半島東方沖地震 ($M_j = 6.7$) の観測点

観測点	本震記録の計器
中伊豆 JIZ ($\Delta = 20\text{km}$, $I = 4$)	VS
清水 SMC ($\Delta = 75\text{km}$, $I = 3$)	VS
御前崎 OHH ($\Delta = 100\text{km}$, $I = 2$)	VS

2. 1982年浦河沖地震 ($M_j = 7.1$) の観測点

浦河 URK ($\Delta = 20\text{km}$, $I = 6$)	JHA-1
---	-------

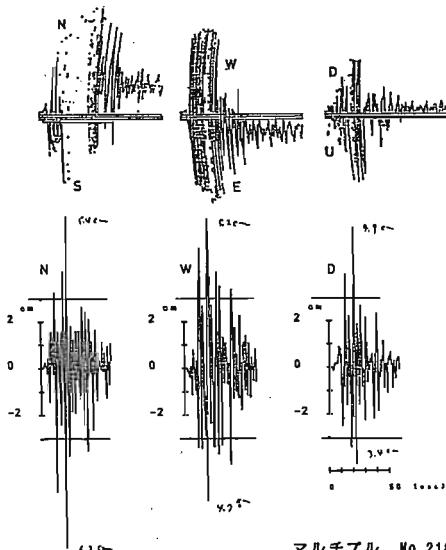
3. 1983年日本海中部地震 ($M_j = 7.7$) の観測点

えりも ERM ($\Delta = 380\text{km}$, $I = 2$)	VS
秋田港 AKH ($\Delta = 105\text{km}$, $I = 5$)	SHAC-B2

4. 1984年長野県西部地震 ($M_j = 6.8$) の観測点

高山 TKY ($\Delta = 43\text{km}$, $I = 3$)	JHA-1
飯田 IID ($\Delta = 44\text{km}$, $I = 4$)	JHA-1
牧尾 MKO ($\Delta = 6\text{km}$, $I = 5 \sim 6$)	なし

△は破壊域中心からの震央距離。IはJHA震度



マルチブル. No. 218

Fig. 3 1982年浦河沖地震の浦河測候所における本震記録と合成波

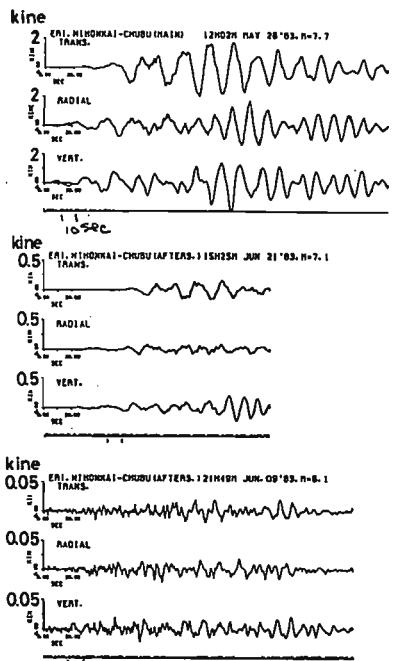


Fig. 4 1983年日本海中部地震のえりも観測所における速度型地盤記録。
上：本震、中：余震（M = 7.1）、下：余震（M = 6.1）

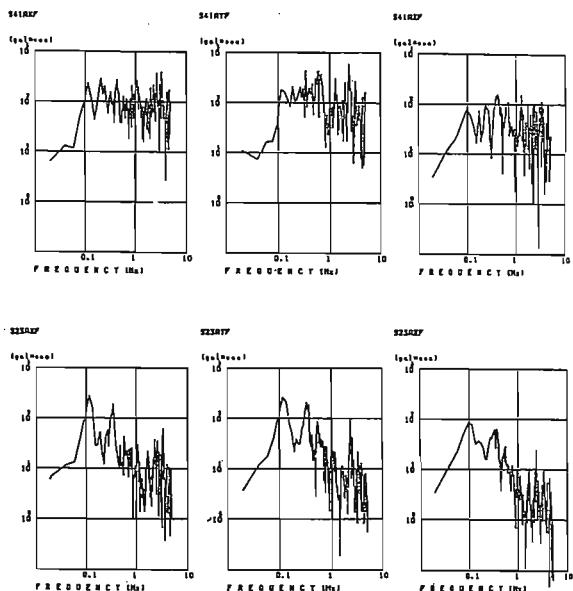


Fig. 6 Fig. 5 の 2 種の合成波の加速度スペクトルの比較
上段：ランダムモデルによる合成波のスペクトル
下段：スムーズモデルによる合成波のスペクトル

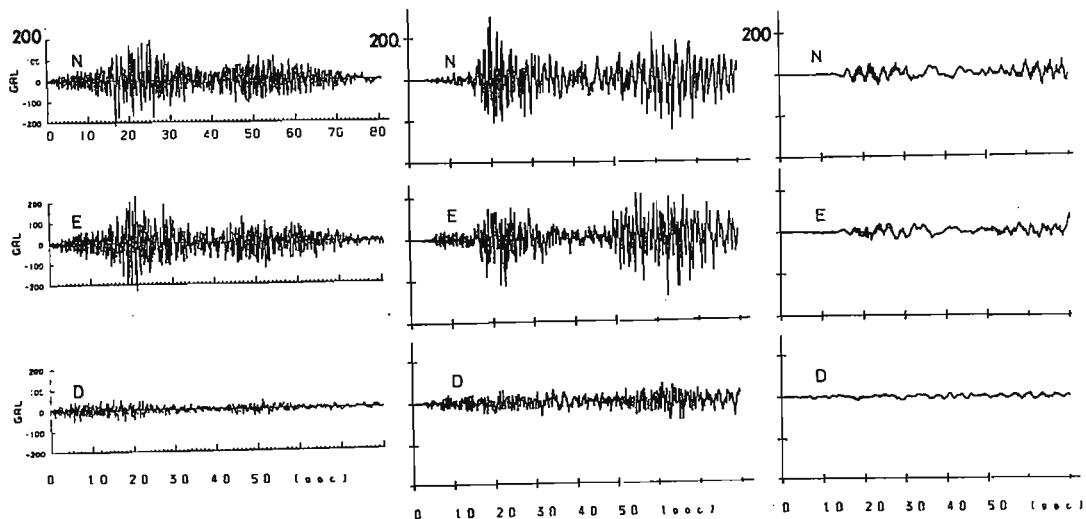


Fig. 5 秋田港における本震記録と 2 種の合成波
上段：SHAC-B2 の記録
中段：マルチブルかつランダムモデルの合成波
下段：マルチブルかつスムーズモデルによる合成波

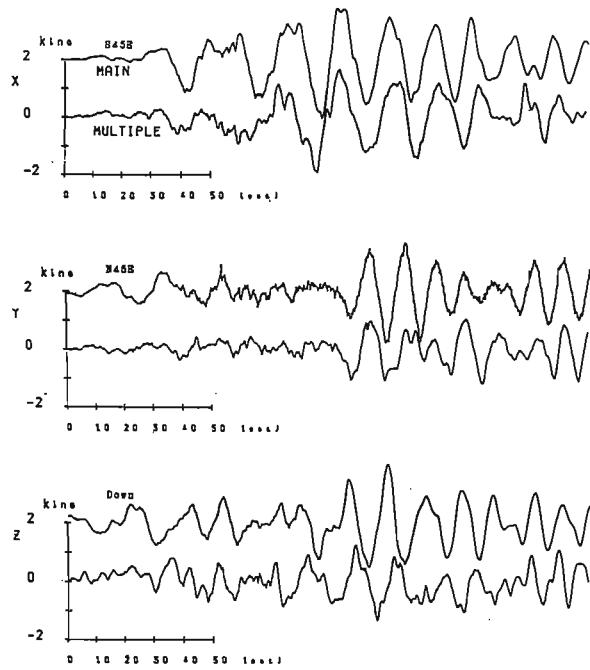


Fig. 7 1983年日本海中部地震のえりもにおける本震記録と合成波。
震源モデルおよび要素地震は秋田港と同じマルチブルかつ
ランダムモデルと余震H6.1

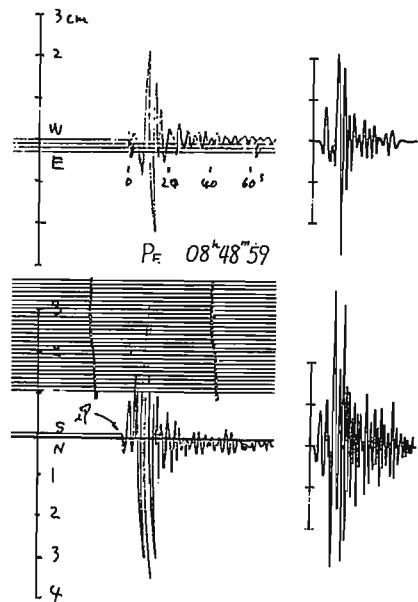


Fig. 9 最適モデルによる高山、飯田の合成波と本震記録
との比較

高山 上段：本震記録
下段：震源モデル ($n = 4$, $L = 4\text{km}$,
 $\tau = 0.5$ 秒, ランダム), 余震記録No.111
飯田 上段、下段は夫々高山と同じ

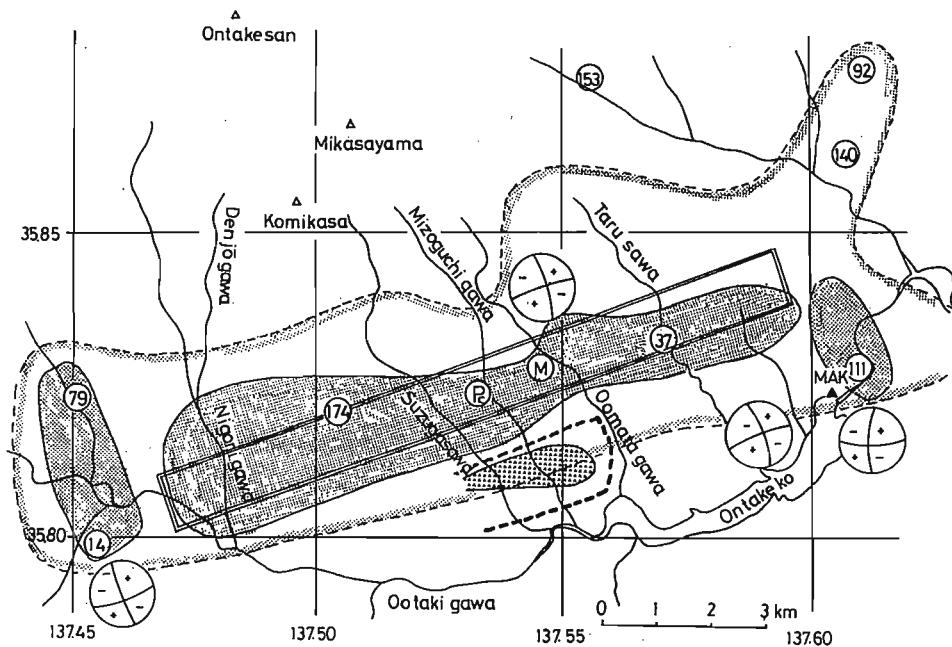


Fig. 8 1984年長野県西部地震の震源域の情況、観測点および合成
に用いた余震の位置

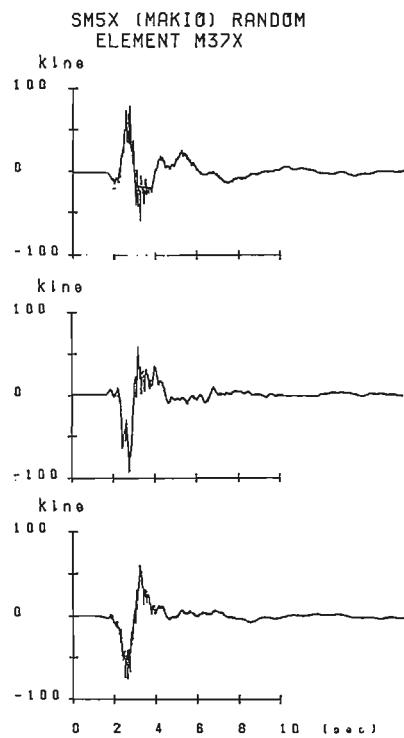


Fig.10 牧尾における合成波

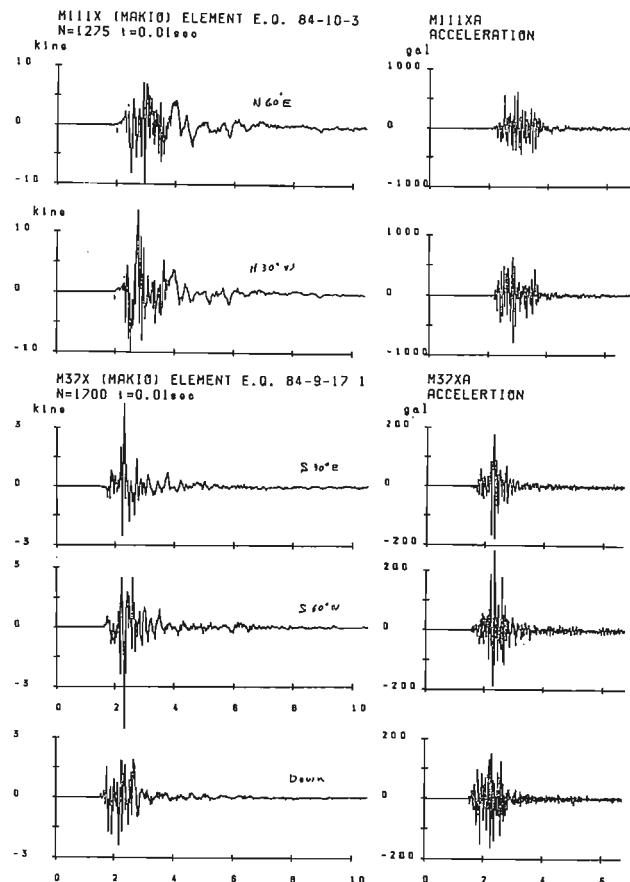


Fig.11 牧尾における余震No.111およびNo.37の記録(左)とその加速度波形(右)。

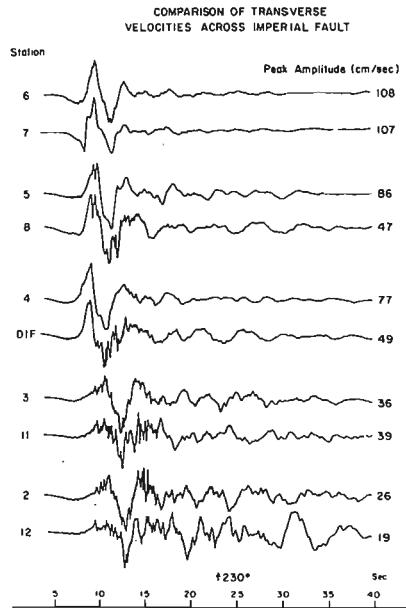


Fig.12 1979年インペリアルバレー地震の近地速度波形

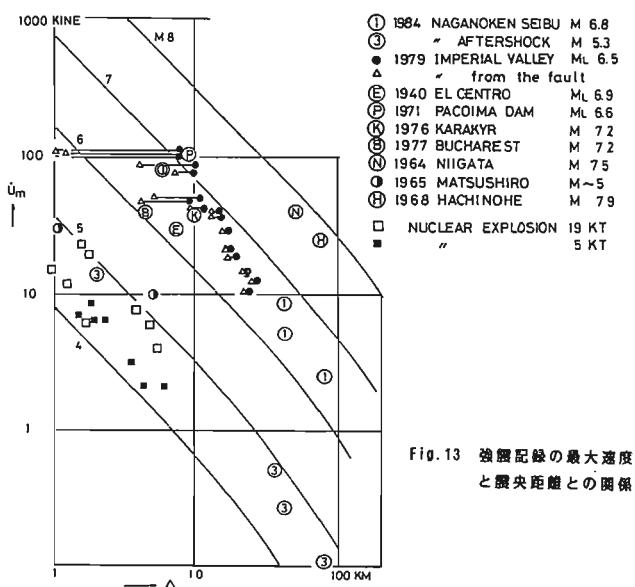


Fig.13 強震記録の最大速度と震央距離との関係

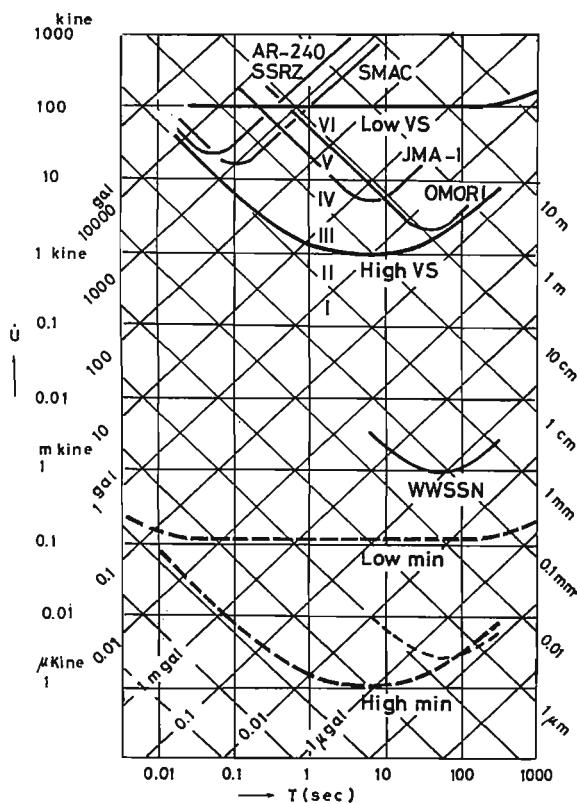


Fig. 14 遠隔型強震計 1号機および 2号機の記録範囲

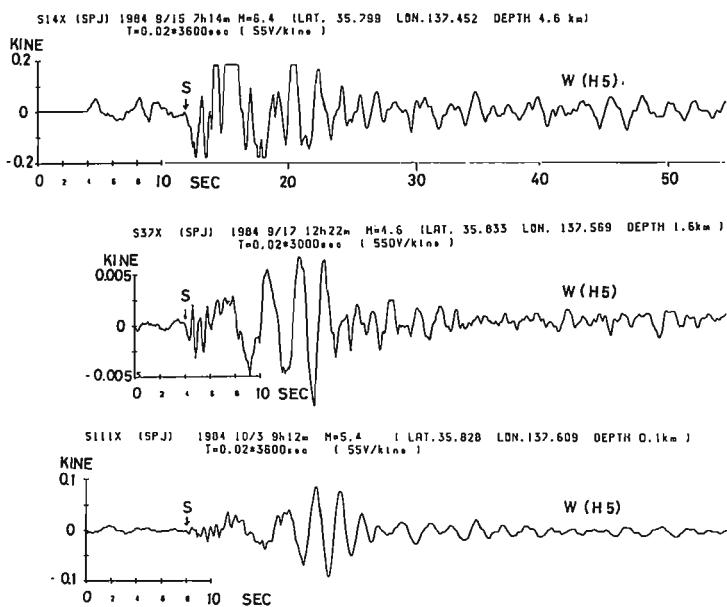


Fig. 15 脊卒大学観測室 (SPJ) における1984年長野県西部地震の余震の速度型強震計 2号機による記録
(最大余震 14 M6.2, 余震 111 M5.3, 余震 37 M4.3)

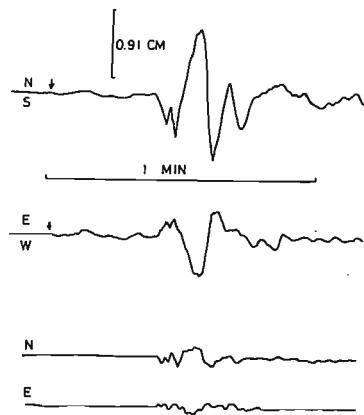


Fig. 17 京大阿武山銀洞における1984年長野県西部地震および最大余震 14 の佐々式大震計による記録。

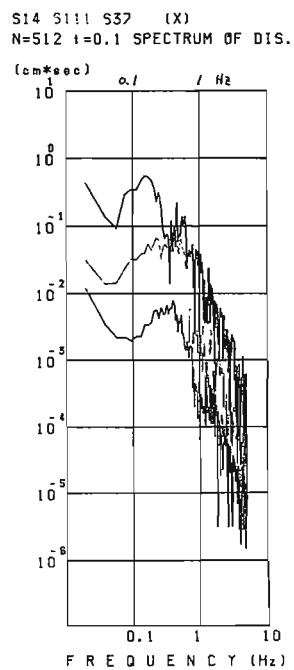


Fig. 16 Fig. 15の記録のスペクトル

深い地盤の震動特性を探る

東京工業大学・総合理工 濑尾和大

1. はじめに

日常の地震動観測を通じて強く感じることは、地震記象にみられる複雑さの原因をどうしたら明らかにできるかと云うことである。地震記象が複雑であることは致し方ないとしても、将来において地震動の予測を行うためにはその理由が知りたい。これに関連して、ちょうど10年前(1975年)のことであるが、南関東では二つの大きなプロジェクトがほぼ同時に開始されている。

一つは文部省科研費による自然災害特別研究「長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究」(研究代表者: 東工大・小林啓美教授)であり、この中で南関東のやや広い地域を対象として地震動の比較観測が行われることになった。この特別研究は3年間で終了し、当時は観測点も4点のみであったが、後に紹介するようにこの観測はその後も種々の形で引き継がれ、観測点の数も今では11点にまで増設されている。

他の一つは東京都による夢の島発破(代表者: 東大・嶋悦三教授)が開始されたことで、これを機に首都圏基盤構造研究グループが結成され、毎年2回の発破実験を通じて、地震波の速度変化を監視する一方で基盤構造の探査が行われてきた。これも現在まで継続されており、夢の島発破の実施回数はすでに21回を数えている。

この二つのプロジェクトが開始されるまでの経緯を筆者は知らないが、同一の実験場での地震動観測と地下深部探査が同時期にスタートすると云うタイミングの良さは偶然とは考えられない。関係者の並々ならぬ努力の賜ではなかったかと推察している。なぜならば地震動の性質を知ることと地下構造を知ることとは表裏一体の関係にあるもので、いずれか一方のみの進展はあり得ないと考えるからである。

思えば、第1回地盤震動シンポジウム「建築物の設計に考慮すべき地震動」が開催されたのがそれより3年前(1972年)のこと、長周期地震動とは? 地震基盤とは? 実体波か表面波か? などの議論がなされ、さらにその4年前には1968年十勝沖地震が発生している訳で、勿論このような気運の高まりということも無関係ではなかったであろう。ともあれ、このような状況の中で上記二つのプロジェクトに関与する機会を与えられたことはこの上もなく有り難いことであった。以下に述べようとするのは、これらの調査研究の中で地震動や発破の観測を通して学んできたことの一端である。

2. 「地震動の複雑さ」と「複雑さの中の秩序」

冒頭に述べたように、地震記象は一般に複雑なものである。地震動を多数観測してそこから何らかの規則性を見出だそうとするとき、観測者は往々にして頭を抱え込むことになる。一つの地震を多地点で観測した場合にも、またある地点で多数の地震を観測した場合にも、それらの観測記象から共通の性質を引き出すことは困難なことが多いからである。

しかし、ものは考えよう、構造物の耐震設計が可能であるのは地震動が適当に複雑であるからであって、もし仮りに地震動が正弦波のように単調でしかもその

発生原因が不明であるならば、恐らく耐震設計の術はないであろうとの考え方^[1]も確かにあり得るわけである。要は、地震動の複雑さの中からそれを支配している秩序(ルールと云つてもよい)を見出して、地震動の予測を可能にすべしと云うことであろうか。

ところで、地震動の「複雑さの中の秩序」については是非とも紹介しておきたい観測記象がある。それは1976年の山梨県東部地震の余震を気象庁の10倍変位計(63-B型地震計)が捕えたもので、図1はそのトレースを示したものである^[2]。

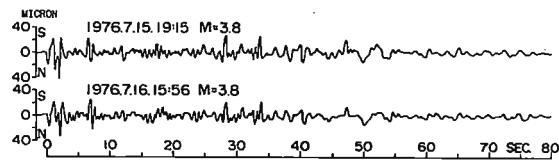


図1 気象庁10倍変位計による山梨県東部地震(1976)余震の観測記象

二つの記象が酷似していることに対して、同一地震の余震であるからとか、マグニチュードが等しいからとか、あるいは変位計で得られた記象であるからとか、理由はいろいろあるに違いない。しかしそれにしても、数十秒にわたる記象の山谷の一つ一つが見事に対応するという完璧さにはやはり感動しないではいられない。実は、このような互いによく似た地震記象の例は以前から注目されており、今村明恒^[3]や本多弘吉^[4]の文献などにも見ることができる。

このように、地震記象が一見複雑であるにも拘わらず、ある種の条件さえ整えば完璧なまでの秩序正しさを示すと云うことは、我々にとって大きな救いであり、また重大なヒントを与えてくれているものと考えたい。地震の震源における破壊過程では、偶然に左右される部分が多いであろうから、発震機構が著しく単純であることが上記の条件の中でも不可欠のものと考えられ、従って地震記象の秩序正しさは、震源から地震波が発せられた後の伝搬過程において生じたものであろうと考えられる。それならば、地震の震源から観測点に至る長い伝搬経路の何処で、地震記象の中の秩序が形成されたのであろうか?

3. 南関東における地震動比較観測の意義

前述の自然災害特別研究の中では、周期1秒ないし10秒の所謂「やや長周期地震動」に関する問題が様々な視点から議論された。^[5] やや長周期地震動の性質を解明するのに相応しい観測を実際に南関東で実施することは、この中の主要なテーマの一つであった。この時、観測の実施に当つて議論され、特に留意すべきこととされたのは、次の3点であった。

- (1) 従来の強震計よりは長い周期の、気象庁の地震計よりは短い周期の領域を含めた、広い周期帯(0.1秒～10秒)を観測対象とすること。
- (2) 地盤条件の極度に異なる地点において、同一地震の比較観測を行うこと。その中の1点は先第三紀の岩盤上の観測点が望ましいこと。
- (3) 単に地震動を観測するだけではなく、地震波動の

伝搬性についても将来検討が可能なように、各観測点の地震記象には絶対時刻を付加すること。

このようにして実施された比較観測は、この特別研究が終了する間際に発生した1978年伊豆大島近海地震によって報われることになる。1月14日の本震は全記象が振り切れて悲惨なものとなつたが（この問題は後に速度型強震計を導入することにより改善される）。同日の朝、約2分の間隔を置いて発生した2つの前震は、図2に示すごとく観測された。4つの観測点の配置は図3に示されているが、浅川は先第三系岩盤の露頭に近く、大船では新第三紀の三浦層群がほぼ露出しており、大岡山では新第三紀ないし第四紀に属する上総層群が地表に近く、習志野はそれよりも若い軟弱層が厚く堆積しているなど、それぞれの特徴を有している。また、この図に示された新第三系基底面の等深線図[6]はその当時の地質学上の知見を総合して作成されたもので、夢の島発破による地下深部探査が実施されるまでは、関東平野直下の深い地盤構造を知る唯一のよりどころであった。

図2の観測記象を見ると、これらの地震のマグニチュードは共に4.9と小さかったが、周期7~8秒のやや長周期成分が優勢に現われてあり、しかもその現われ方に特色が見られる。すなわち、大岡山と習志野では顕著に認められるやや長周期成分が大船ではさほど顕著でなく、浅川では全くと云つてもよいほど認められないことである。しかもこのやや長周期成分は、大船→大岡山→習志野と平野の中を進むに従つて次第に成長しているようにみえる。大船以外の観測点では固有周期10秒の速度計を用いているが、大船は5秒のもので代用しており、この点には注意を要するが、それにしても上記の傾向はさほど変らないであろう。

以上のことから、地震動の振幅を増大させたり継続時間を引き延ばすことによって地震記象を複雑化している第一の原因是関東平野を覆っている堆積層ではないかと考えられるが、如何なものであろうか？もしそうであれば、先に述べた地震記象の中の「秩序」が形成されるのも関東平野内部の問題と云うことになり、的はかなり絞りやすくなる。

4. 南関東における地下深部構造の探査とその意義

関東平野の地下構造に対する興味は、地震工学のみならず地盤学・地質学など多くの分野に共通のものであったと考えられる。地震工学の分野ではかねてより、地震動の特性がS波の地盤内部における重複反射によってかなりの部分まで説明できることから、考慮すべき地盤の下限として地震基盤なる概念が確立されていた。恐らく、第三紀層の上面を地震基盤と考えるのが当時の共通の理解ではなかつたかと思われる。しかしながら、これまで工学が対象としてきた1~2秒以下の短周期領域と地震学が対象としてきた10秒以上の長周期領域との空白部分に「やや長周期領域」が必要とされるに至つて、これに対応する地震基盤をどこまで掘り下げればよいかと云う新たな問題が生じてきた。それについて検討するための材料すらなかったと云つた方が真実に近いであろう。

一方、地震学の分野で主として対象としている地下構造は地殻・マントルなどの大構造であり、地殻の最上層は前述の先第三紀の岩盤に対応するものである。従つて、第三紀層の上面から基底までの構造は地震工学と地震学の間に存在する空白域であったと云つても過言ではなく、両分野にとって解明したい部分があつた。また地質学の分野においても、第三紀層の組成や物性は主として露頭部分の知見に基づくもので、その

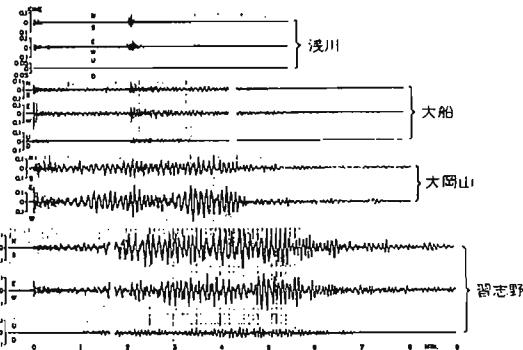


図2 伊豆大島近海地震前震(1978.1.14. 09:45, 09:47)の観測記象

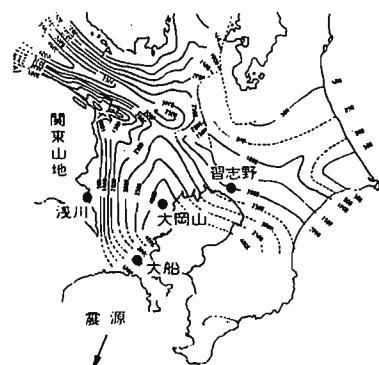


図3 関東地方における新第三系基底面の等深線図

深度分布については上に述べたごとく図3に示すような推定がなされていたに過ぎない。

以上のような背景もあって、1975年から開始された夢の島発破実験では当初から、地殻の最上層まで到達することによって上記の空白部分を埋めることが目標に掲げられていた[7]。この目標が達成されたことは一連の発破実験の初期の段階ですでに確認された。すなわち、発破点である夢の島直下の速度構造は次のようなものであった[8]。

	P波伝搬速度	層厚
第1層	1.8 km/s	1.5 km
第2層	2.8 km/s	0.8 km
第3層	5.6 km/s	-

このうち、第3層のP波速度はこれまで地震学の分野で知られていた地殻の最上層のそれとよく一致しており、この第3層こそが求めていた地殻の最上層であることが確認された訳である。従つて、第1層と第2層を併せた厚さ2.3kmの地殻が関東平野を覆っている堆積層と云うことになる。尤も、堆積層とは云え立派に固結した軟岩であるが、また第2層については、深層ボーリング結果との対比などから新第三紀中新世の三浦層群であろうと考えられている。

この発破実験では一部にS波の位相も認められ、第1層から順に0.68km/s, 1.5km/s, 3.0km/sなるS波速度が上記のP波速度に対応するものと考えられたが、一般に発破実験ではS波の発生は期待できず、P波速度に比して精度が劣るのは止むを得ないことがある。ただ幸いなことに、ここで対象となっている軟

岩かそれよりも硬質の地層の場合には軟弱な土質の場合と異って、図4に見られるようにP波速度とS波速度との間の相関が高く、P波速度からS波速度を推定することはさほど困難ではない。

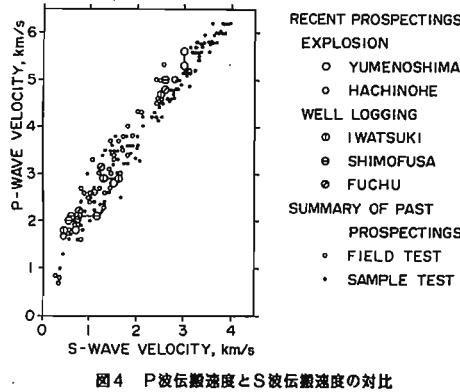


図4 P波伝搬速度とS波伝搬速度の対比

かくして夢の島発破はその後も精力的に続けられた。そこには関東平野の地下構造を三次元的に把握しようとの次なる目標があった。また一方では、夢の島発破を主催する東京都のほか、千葉県・神奈川県・川崎市などの各自治体でも地震防災を目的とした発破実験を行うなど、南関東の地下深部探査はこの数年間で著しい進展をみた。第1回夢の島発破が行われた1975年から昨年末までの10年間に関東地方で実施された

表1 関東地方における既往の発破実験の震源一覧(1975-1984)

番号	発破時刻	発破点(地名)	実施機関	震度
1	'75 2/23 3:04:59.88	夢の島 1 (TMS)	東京都	500km
2	'75 3/20 3:04:59.001	夢の島 2 (TMS)	東京都	500
3	'75 7/18 3:05:00.598	馬の島 1 (BOS)	地質調査所	300
4	'75 11/20 2:21:58.858	横浜 A (HKO)	防災センター	400
5	'76 11/30 3:02:00.195	横浜 B (HKO)	防災センター	300
6	'76 11/30 3:41:59.468	横浜 C (TMS)	防災センター	400
7	'76 12/04 3:05:00.001	馬の島 2 (BOS)	地質調査所	300
8	'76 12/14 2:05:00.57	夢の島 3 (TMS)	東京都	500
9	'76 12/14 3:05:01.41	吉川 (TMS)	東京都	500
10	'76 1/27 3:04:59.48	夢の島 4 (TMS)	東京都	500
11	'77 3/27 2:44:58.83	夢の島 5 (TMS)	東京都	500
12	'77 11/08 3:04:59.48	夢の島 6 (TMS)	東京都	500
13	'78 9/19 3:01:59.21	夢の島 7 (TMS)	東京都	500
14	'78 10/28 2:01:59.11	夢の島 8 (TMS)	東京都	500
15	'78 12/13 1:02:00.11	伊豆大島丸ヶ崎 (IJO)	大気破格ループ	450
16	'78 3/28 3:01:59.23	夢の島 9 (TMS)	東京都	500
17	'78 10/27 2:02:00.23	夢の島 10 (TMS)	東京都	500
18	'80 3/18 2:02:00.43	夢の島 11 (TMS)	東京都	500
19	'80 9/24 2:02:00.05	堀山 (HTT)	大気破格ループ	1000
20	'80 10/28 2:01:58.824	夢の島 12 (TMS)	東京都	500
21	'80 12/11 1:12:00.47	夢の島 13 (TMS)	大気破格ループ	500
22	'81 3/15 2:01:59.28	夢の島 14 (TMS)	東京都	500
23	'81 10/25 2:01:58.244	夢の島 15 (TMS)	東京都	500
24	'82 3/22 2:01:58.84	夢の島 16 (TMS)	東京都	500
25	'82 3/22 2:12:00.803	高麗 (GOK)	地質調査所	300
26	'82 3/22 2:22:00.421	五箇瀬 (GOK)	地質調査所	300
27	'82 3/22 8:02:00.441	堀野 (AKM)	地質調査所	500
28	'82 3/22 3:12:00.555	大仏 (OAM)	地質調査所	800
29	'82 10/24 2:02:00.248	夢の島 17 (TMS)	東京都	500
30	'82 12/09 2:11:58.188	袖ヶ浦 (SDO)	千葉県	300
31	'82 12/08 2:22:00.408	琴名 (KMN)	千葉県	500
32	'83 3/13 1:52:00.217	支笏島 (HOK)	川崎市	300
33	'83 3/13 2:02:01.14	夢の島 18 (TMS)	東京都	500
34	'83 3/13 2:12:00.412	岡崎 (OKZ)	神奈川県	300
35	'83 3/13 2:21:58.107	平塚 (HRT)	神奈川県	300
36	'83 10/18 1:52:00.132	湘南 (KRR)	川崎市	300
37	'83 10/18 2:01:58.05	夢の島 19 (TMS)	東京都	500
38	'83 11/18 1:21:58.75	山北 (YNN)	大気破格ループ	700
39	'83 11/18 2:02:00.15	長津田 (NUT)	東京工業大学	100
40	'83 12/19 2:02:00.084	芦洋 (FTT)	千葉県	300
41	'84 3/11 2:02:00.23	夢の島 20 (TMS)	東京都	500
42	'84 3/11 2:12:00.411	昭島 (AKS)	東京工業大学	100
43	'84 3/11 2:22:00.082	小田原 (ODW)	神奈川県	300
44	'84 11/11 2:01:58.474	夢の島 21 (TMS)	東京都	500
45	'84 11/25 2:02:00.188	横浜 A (TMS)	防災センター	450
46	'84 11/25 2:12:00.537	逗子 B (ZOB)	防災センター	300
47	'84 11/25 2:22:00.387	袖ヶ浦 C (AOB)	防災センター	450

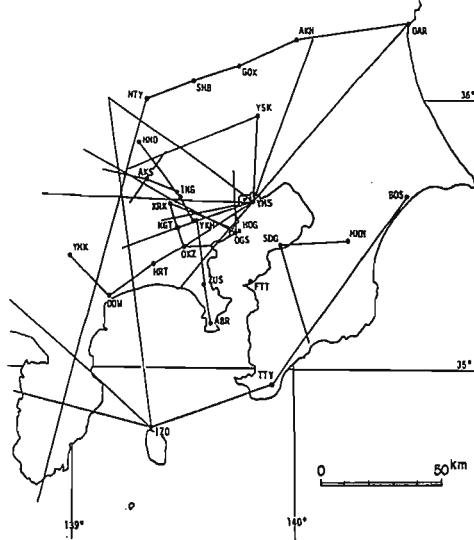


図5 関東地方における既往の発破実験の発破点とその測線

発破実験は表1に示すように47を数え、発破点と測線の設定状況は図5のごとく広範囲に分布している。これらの探査結果については既に公表されているものもあり[9]-[19]、未だ解析途上のものも含まれているが、いずれにしても近い将来、関東平野直下の地下構造の全貌が明らかにされるものと期待される。

5. 関東平野南西部を一つの「実験場」に

これまで述べてきたように、関東平野の内部で観測される地震記象を複雑にしている主な原因是関東平野それ自身にあるらしい。従って関東平野という器の中で、複雑さの中の「秩序」が何であるかを知ることさえできれば、地震動特性の主要な部分は説明がつくのではないかと考えられる。この点についてさらに検討を進めため、以下では対象地域を関東平野南西部、すなわち東京都南部から神奈川県東部にかけての50キロメートル四方程度の地域に限定したい。図6にはこの地域とその周辺の諸状況がある程度集約されている。図中の■印は地震動の群列観測点を示しており、図3の時点からみると質・量とともに充実したものとなっている。観測点を江の島から東京方面へ配列したのは、図2のような地震記象をさらに密に観測したいがためである。また、この地域でこれまでに実施された発破実験の発破点と測線は、夫々●印と実線で示されている。表1にみられるように、この地域の地下深部探査は1983年以後、神奈川県や川崎市が独自の発破実験を行ったことにより急速な進展をみたものである。しかも、東京都も含めてこれらの自治体が協力して観測を行ったことに一層の意義が感じられる。

以上のように、この地域には地震観測網と地下探査網の双方が存在しており、地震動特性の解明にとっては格好の実験場となっている。また、この地域は地震防災の立場からも色々な意味で重要な位置にあると考えられる。云うまでもなく本地域は首都圏内の人口密集地であり、京浜工業地帯をも内包している。やや長周期地震動との関連では、数多く分布している巨大な石油タンクのスロッシングの問題が特に気掛りである。さらに、伊豆方面でよく発生する浅発地震の際には、震源から発せられた地震波はこの地域を経由して東京

方面に達することになり、1923年の関東地震の場合にはこの地域の直下に震源があった訳である。また、図3からも知れるように、この地域の地下構造に不明の点が多くあったことも予てより気になることであった。

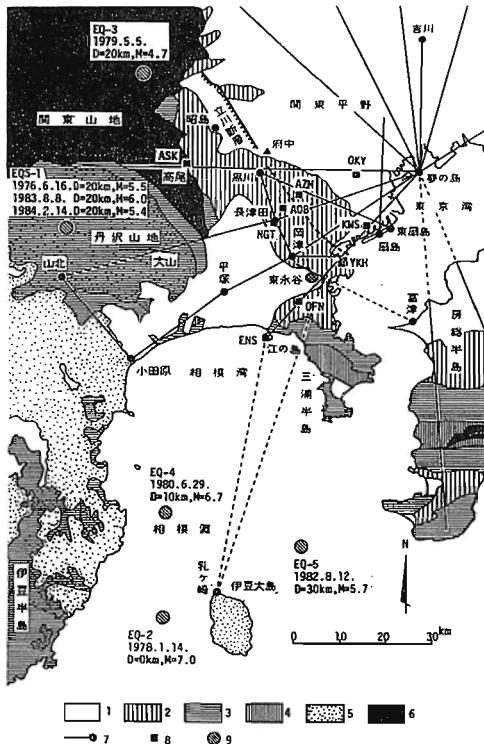


図6 対象地域の地質区分と発破実験・地盤動観測の実施状況

図中の地質区分は：1:第四系 2:更新統～鮮新統 3:鮮新統～中新統 4:中新統～漸新統 5:火山噴出岩 6:先第三系を示す。7は発破点とその測線、8は地盤動観測点を示している。江の島から川崎にかけての地盤観測点は伊豆方面で時折り発生する、やや長周期成分を含む地盤に主眼を置いている。また、9は最近この地域に発生した主要な地盤の断面を示している。文中では触れなかったが、EO-5の伊豆大島近海地震(1982)の際には、横浜の東永谷地区周辺の地域にのみ震害が集中している。

6. 関東平野南西部の地下深部構造

図6に示された各発破実験では屈折法による解析が測線毎に行われ、測線が交叉する地点ではその整合性が検討された。この結果得られた各発破点直下の速度構造は図7に示す通りである。図を左から右へ辿ればこの地域の北東から南西に至る地下構造の概略が把握できる。その特徴は凡そ次のように集約されよう。

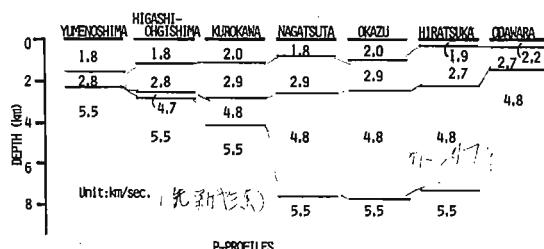


図7 関東平野南西部における発破点直下の地下構造

- (1) この地域のほぼ全域でP波速度5.5 km/sを有する地殻の最上層が確認できる。
- (2) この地域の北東部は3層構造、南西部は4層構造を呈しており、南西部に厚く堆積している第3層(4.8 km/s層)は北東部には存在しない。
- (3) この中間の地域には5.5 km/s層の上面に急激な南北落ちの段差が生じている。この段差は図6に太い破線で示すように線構造をなしてあり、立川断層の南東方向に連なっている点が気になる。音波探査の結果[20]によれば、東京湾にも同様の傾向が認められる。
- (4) 第1層(1.8 km/s層)の層厚は南西部に比して北東部の方が大であり、第2層(2.8 km/s層)の層厚はその逆の傾向にある。

これらの地下探査用に用いた発破の観測点の分布状況は図8に示すこととする。図中の●印の大きさは、各地点に堆積層が存在することによる発破走時の遅れ時間(タイムターム)を示しているが、これはほぼ堆積層の層厚に比例する量である。また、以上の結果を総合して各層の境界面の等深度線を描く作業も行われているが、結果については未だしの感がある。

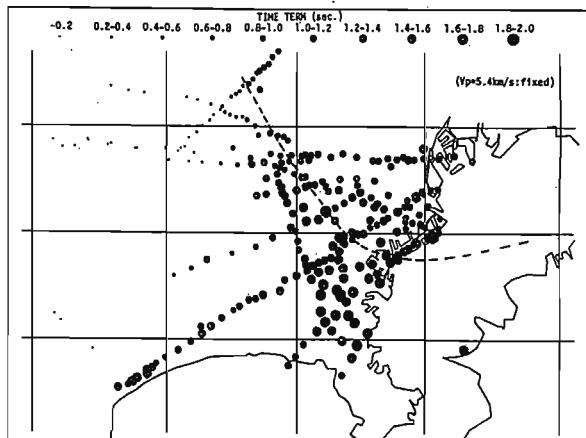


図8 関東平野南西部における発破の観測点とタイムタームの分布

7. 発破実験から学んだこと

発破実験によって得られる成果は単に地下構造ばかりでなく、観測機器・観測技術などのハードなことから地震動や地下構造に対するものの考え方のようなソフトなことに至るまで、多くのことをそこから学びることができた。とりわけ、多数の観測点で得られる同一地震(発破も立派な地震である)の観測記象を見比べる習慣と云うのが最も貴重であるような気がする。これは発破実験においては当然のこととして、観測記象上の顕著な位相の到着に着目し、観測点間で位相の対応をつけ、この走時曲線から地下構造が決定される訳である。もし現実の地震の際にもこれと同じ手続をとることができれば、地震動の性質は今よりもはるかによく理解できるのではないかと思われる。自然地震の場合には、その規模も、発生場所も、発生時刻も予測できないから、発破実験のような的確な群列観測は不可能であろうが、それにいくらかでも近づける努力だけは必要ではなかろうか。

これに代る次善の策としては、次の2点を考えられ

る。数は少なくとも、ともかく地震動の群列観測を行い、観測記象を発破実験と同じ眼でながめる、と云うのが第1で、これについては後で述べたい。他の1点は、発破の観測記象をただ単に地下構造の探査に利用するだけでなく、自然地震の観測記象を理解するための手段としてさらに有效地に活用することである。一例として、国立防災センターの府中深井戸(図6、▲印)で観測された発破の記象を紹介したい。

府中深井戸の孔底はGL-2.75 kmの深度にあり、図7に示された4.8 km/s層の中に位置している。この孔底では微小地震の常時観測が行われており、この間に発破による地震動も観測されている。その観測記象は図9に示されているが、この中で夢の島発破の記象には振幅の大きな後続位相がつぎつぎに現われておらず、他の記象とは若干異った印象を受ける。夢の島発破の観測は地下探査の一環としてこの地表でも行われており、地表と孔底の記象を対比させたものが図10である。これによれば、地表と孔底の後続位相の対応は極めてよく、発破による波動(この場合はP波が主成分)が地表と基盤面の間で重複反射を行った過程がよく理解できる。図11はその過程を模式的に示したものである。実は、このような後続位相はこれまで他の観測点でも観測されており、その位相速度から重複

反射波であろうと推測されていたものである。深井戸孔底の観測記象との対比によってこのことが検証された、と云った方が眞実に近いかも知れない。因に、この府中深井戸では、同じく国立防災センターの岩槻・下総の深井戸と共に速度検層が実施されており、P波とS波の速度構造が地下深部まで求められている[21]。従って、発破による地下探査の立場からすれば重要なチェック・ポイントとなっている。

8. 自然地震の観測記象にみられる地下構造の影響

例えば上記の発破の観測記象を目にしたとき、これをただ単に複雑な現象であるとみるか、あるいはこの複雑さには何か訳があるに違ないとみるか、この差は随分大きなもののように思われる。前者の立場に立てば恐らく、この観測記象はその他の多くの記象と共に統計処理にまわされるであろう。この場合はたしてどの程度まで、個々の観測記象の有している個性あるいは特質が尊重されるであろうか、甚だ疑問に感じる次第である。そこで、多少の無理は覚悟の上で敢えて後者の立場に立ちたいと思う訳である。

ところで前述のように、府中で観測された発破の記象の複雑さの原因是、関東平野の厚い堆積層の表面と基底とを反射面とするP波の重複反射であった。実はこれと同様の現象は自然地震の観測記象にも時として見られることがある。一例は図12に示されている。図中のトレースは1976年に発生した山梨県東部の地震を大岡山(OK)と東大地震研究所(ERI)[22]で観測したもので、S波の初動S0に引き続いてS1, S2の後続位相が認められる。この場合はS波であるから、後続位相の出現間隔はP波の場合に比して長くなっているが、発生のメカニズムは同様であると考えられる。同様の現象はやはり山梨県東部で発生した1983年と1984年の地震や1982年8月の伊豆大島近海の地震(図6参照)などにも現われている。また、図12の中でSDの記号を付した位相は伝搬速度が遅く、関東平野の外縁部から平野内部に入射し堆積層の中を水平に伝搬してきたと考えれば走時をよく説明できる。

このSDの位相はこの地震記象の上ではさほど顕著でなく、上記の解釈がすぐさま支持されるとは思わない。ところがSDと類似の位相は1978年伊豆大島

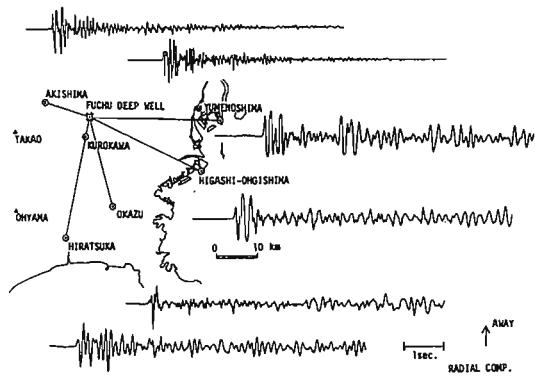


図9 府中深井戸の孔底で観測された発破の記象

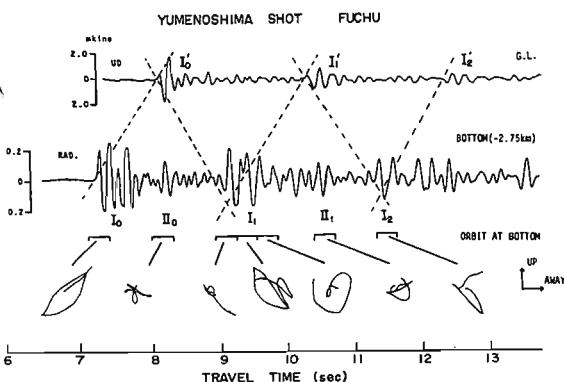


図10 府中深井戸の地表と孔底で観測された夢の島発破の記象

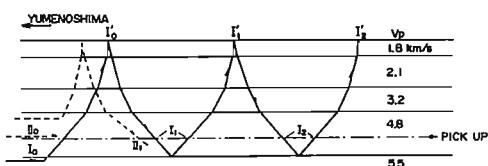


図11 府中深井戸に到来した発破による波動の伝播模式図

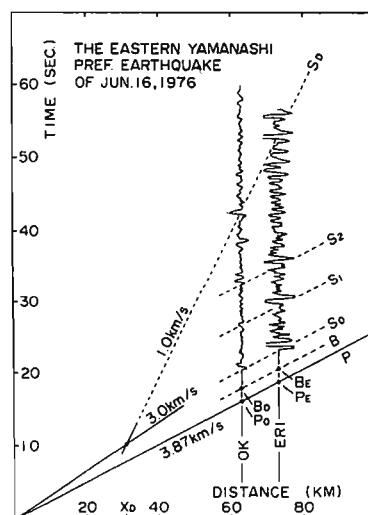


図12 山梨県東部地震(1976)の観測記象と走時ダイヤグラム

近海地震の前震（図2）や1979年の東京都西部の地震（図6参照）において認められ、これらの観測記象とそれに基づく走時曲線からSDの位相が発生する地点（図12のXD点）すなわち関東平野の内部と外縁との境界を求めるに、その結果は現実の地形地質の状況をよく満足する[23]。このとき用いられた伊豆大島近海地震前震の走時曲線は図13に示す通りであり、図2の4つの地震記象のほかに横浜・東京・鎌子など気象庁の資料も援用して作成したものである。図中の■と□がS波初動の走時を、▲または△に挟まれた帯域が顕著なやや長周期成分が認められる部分を示している。この、やや長周期成分の頭の部分（はじめの▲と△）が前述のSDの位相に対応するものと考えている訳である。また、図12のSDが単発に終り、図13のそれが長時間継続するのは、各々の震源特性に依存しているものと考えられる。

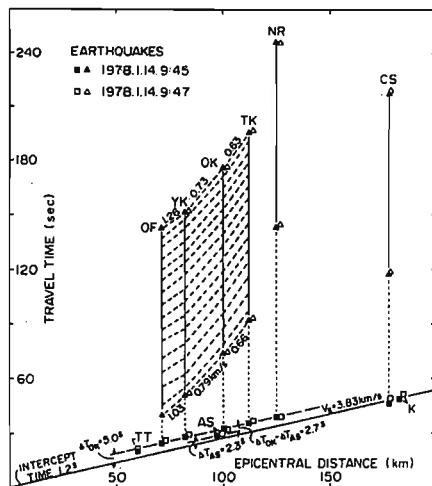


図13 伊豆大島近海地震(1978)前震の走時ダイヤグラム

この種の後続位相の伝搬メカニズムを簡単に説明するための方法としては、図14のようなモデル化が考えられる。平野の外縁部を二次的な震源と考え、堆積層内を全反射しながら伝搬する波動のみに注目して、これらを観測点で合成するのである。この考え方を大岡山で観測された山梨県東部地震の記象（図12）と伊豆大島近海地震前震の記象（図2）に適用するための具体的なモデルが図15であり、この場合には実際に合成される波動の伝搬経路は19通りである。山梨県東部地震の場合には震源から発せられた地震波がパルス的なものであったと考えられることから、これを想定して周期1秒の正弦波を1波与えることとした。図16がその結果であり、出力波形の初動部分が前述のSDの位相に対応している。この場合には後続部分が間欠的に現われることとなり、地震記象上で確認できなくとも不思議はない。伊豆大島近海地震前震の場合

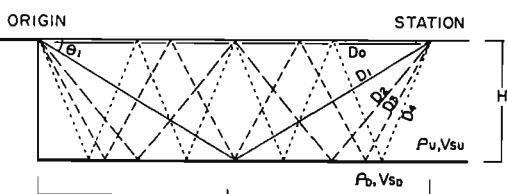


図14 堆積層の内部を伝搬する地震波の簡単なモデル

には岩盤上の浅川で観測記象が得られているので、これを入力波形と見なし、図17の中段に示す出力波形を得た。図中の下段はこれと対応する時間帯域の観測記象を示したもので、両者は極めてよく一致している。尤も、振幅までがよく一致しているのは、両者の対比から逆に岩盤から堆積層への透過係数を3.3倍と定めたことによるものである。

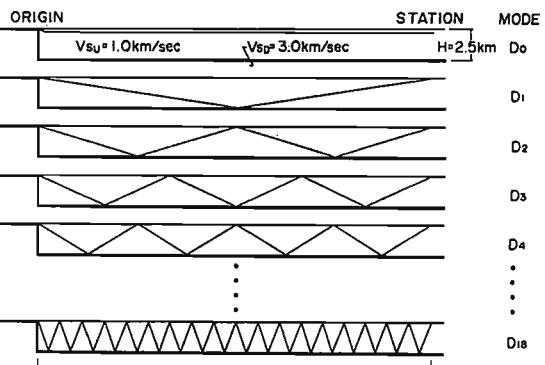


図15 上記モデルの大岡山への適用

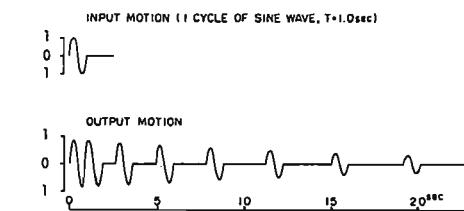


図16 山梨県東部地震を想定した後続位相(SD以降)の計算結果

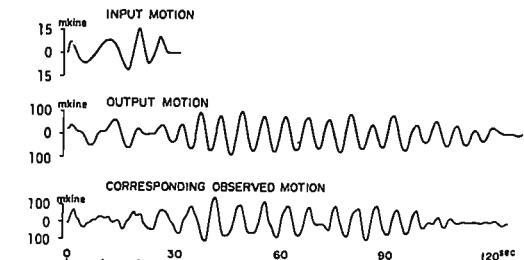


図17 伊豆大島近海地震前震を想定した計算結果と観測記象との対比

9. 地震記象が複雑になるわけ

これまで関東平野南西部の地域を例にとり、地震観測と発破実験を手段として、地震動と深い地盤構造との関わりについて述べてきた。その結果を総合すると、地震動を複雑なものにしている主要な原因是、関東平野を構成している厚さ2~3キロメートルの堆積層の存在であり、その中を図18に示されるような種々の経路を伝搬する地震波の重なり合いによるものであると考えられる。現実に考えられるパターンをいくつか例示すると以下のとくである。

(1) 遠方の地震あるいは深い地震の場合

ここでは観測例を示さなかったが、初動の伝搬経路は[1]で代表される。地震動の主成分は、実

体波が優勢な場合は堆積層内におけるS波の重複反射に依存し、震源特性として長周期成分を多く含む場合には地殻構造を反映した表面波[8]がプラスされる。

(2) 近い地震で且つ浅い地震の場合

前述の山梨県東部地震や伊豆大島近海地震前震がこれに相当する。初動は[2]の伝搬経路をとる。震源特性が極めて単純な場合は図12のS1, S2に見られたような後続位相が識別され、その伝搬経路は[4]で示される。また、同図のS0の位相は[5]の経路を通り、さらに遅れて到達する。

(3) 震源が特に浅い地震の場合

伊豆大島近海地震前震がこの典型的な例で、堆積層内を伝搬する[5], [6]などの波動が優勢に現われる。このことは、[7]に示すような堆積層内で励起される表面波と同等であると考えられる。

(4) 発破の場合

すでに紹介された多くの発破において、初動の伝搬経路は概ね[3]に沿うものである。当然のことながら、震央距離が小さい場合は初動は基盤面に達しないし、逆に大きい場合にはさらに下層まで到達する。また、前に述べた発破によるP波の重複反射波は[4]と類似（厳密には異なる）の経路を経たものである。

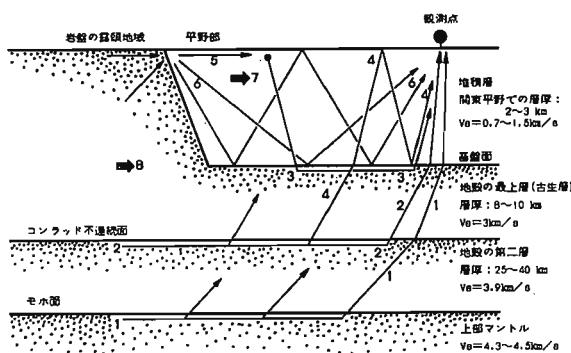


図18 関東平野南西部における地震波動の伝搬模式図

地震波の伝搬経路の特徴的なものは以上の通りである。このほか各ケースに共通のものとしては、從来から指摘されている重複反射の問題が絶えず付きまとうことになる。この場合、ごく表層の問題に限れば鉛直下方から入射する波動を対象とした一次元の重複反射を考えれば充分であるが、深い地盤を対象とする場合には図18にもあるように、入射波の到来方向を常に気にしなければならない。

以上に述べたことが、結局は地震動の複雑さを形成している秩序ではなかろうかと考えている次第である。これに加えて震源の特性を考慮する必要のあることは云うまでもないことである。

10. 「震動特性」か「伝搬特性」か？

以上に、筆者なりの考え方の道筋を述べてきた。今読み返して気がつくことは、地震波の伝搬の問題に余りにも執着し過ぎていはしないかと云う点である。もしさうであるとすれば、それは前にも述べたように発破実験の影響である。筆者に与えられた課題は「地震

動観測によって深い地盤の震動特性を如何に探るか」にあつたはずであるが、一向にその答えには辿り着けそうにない。地震動観測とあるところを発破の観測も含むものと広義に解釈して頂き、震動特性のところを伝搬特性と読み換えて頂ければ幸いである。工学的目的的ためには、ここで対象とした程度の規模の地下構造の場合にも震動特性と云う概念があれば確かに便利ではあるが、深さ数十メートル程度の地盤の震動特性と同等に扱うわけにはいかないと云うのが正直なところである。

因に、関東平野の中心部と南西部を代表すると考えられる地下深部構造の地盤モデルを設定し、Haskellの方法でSH波の増幅特性を求めた結果を図19から図22に示しておいた。関東平野中心部のモデルは夢の島直下の構造と南関東の大規模な地殻構造[24]とを組合せたもので全体が5層から成っており、同じく南西部のモデルは同地域の発破実験から求められた平均的な地下構造を考慮したもので6層から成っている。図19は中心部の地盤モデルについて地震基盤を順次上位の層に選定した時の地表の増幅特性を、図20は同じモデルについて最上層から1層ずつはぎ取っていった時の増幅特性の変化を示したものである。図21と図22は南西部の地盤モデルについて同様のことを

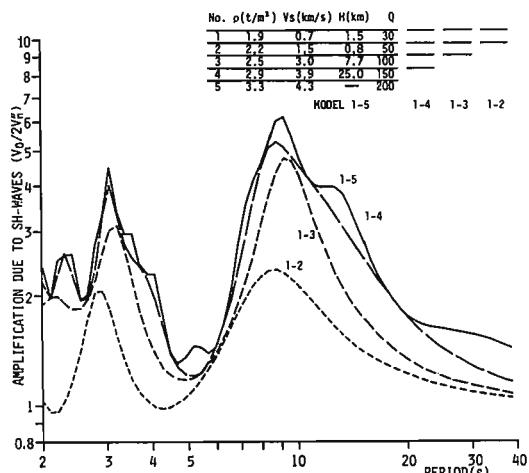


図19 関東平野中心部におけるSH波の増幅特性(1)

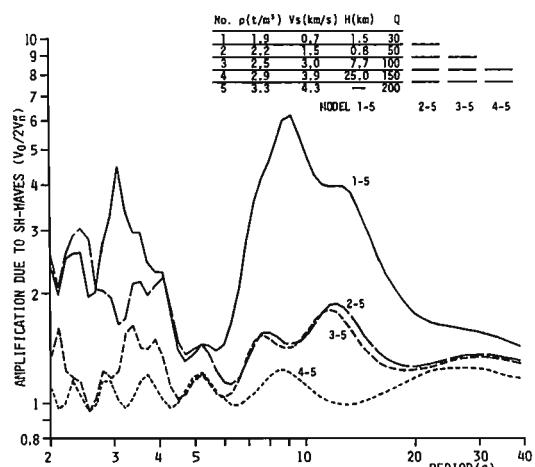


図20 関東平野中心部におけるSH波の増幅特性(2)

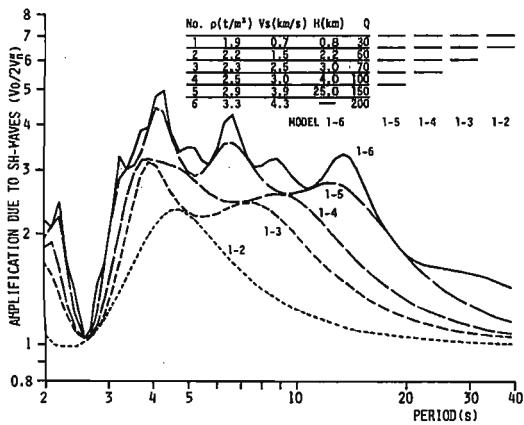


図 21 関東平野南西部におけるSH波の増幅特性(1)

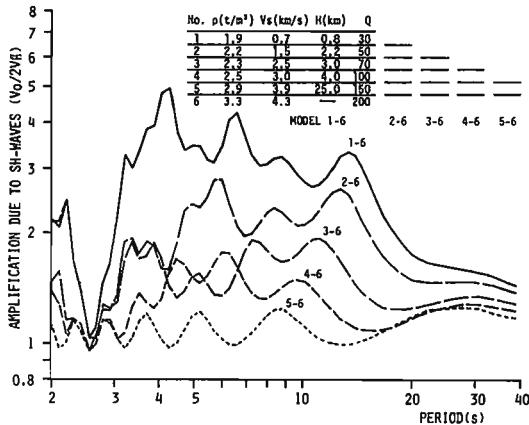


図 22 関東平野南西部におけるSH波の増幅特性(2)

行ったもので、夫々図19と図20に対応している。取り敢えず参考に供したいと思うが、これを地盤の震動特性と呼んでよいものかどうか、筆者には全く自信がない。

11. おわりに

以上に取止めもなく述べたことは、日常の地震動観測や発破の観測の中で疑問に思い、考へてきたことである。その中の幾つかは観測にもフィードバックされているはずであり、今後もそうありたいと考えている。最後に、次の方々に深甚なる謝意を表したいと思う。東工大小林啓美教授からは常に観測精神と現象の大切さを学ばせて頂き、東大地震研嶺悦三教授・柳沢馬住助手からは発破実験を通じて多くのことを教えて頂いた。また東工大翠川三郎・佐間野隆憲両助手をはじめ、OBも含めた院生諸氏とは数多くの実験・観測を共にしながら種々の議論を行った。気象庁・国立防災センター・神奈川県・川崎市・東大地震研嶺研究室および首都圏基盤構造研究グループからは地震記象や発破の記録など貴重な資料の提供を受けている。さらに、地震動と発破の観測を実施するに当っては各地の小・中学校はじめ多くの機関の協力を戴いている。

また、ここに使用した発破実験結果の図面の多くは、東工大院生山中浩明君の修士論文の成果である。

参考文献

- [1] 小林啓美：建物の地震応答解析と耐震設計，地盤工学，彰国社，1968。
- [2] 使用した地震記象は気象庁の御厚意による。
- [3] 今村明恒：関東大地震調査報告，震災予防調査会報告，第百号(甲)，1925。
- [4] 本多弘吉：地震波動，岩波書店，1942。
- [5] 小林啓美(研究代表者)：長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究，文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果，1978。
- [6] 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭：後期新生代地質構造図 東京，地質調査所，1973。
- [7] 嶋 悅三他：東京の基盤構造，地震研究所イ報，Vol. 51, 1976。
- [8] 嶋 悅三他：東京の基盤構造 その2，地震研究所イ報，Vol. 51, 1976。
- [9] 嶋 悅三他：東京南部の基盤構造，地震学会予稿集，No. 2, 1976。
- [10] 嶋 悅三他：東京の基盤構造 その3，地震研究所イ報，Vol. 53, 1978。
- [11] 嶋 悅三他：東京の基盤構造 その4，地震研究所イ報，Vol. 53, 1978。
- [12] 渕野周三他：爆破地盤動観測資料による南関東の地盤構造，地震，Vol. 32, 1979。
- [13] 嶋 悅三・柳沢馬住・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，1978。
- [14] 瀬尾和大・小林啓美：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査一夢の島・江の島測線の地下構造一，地震，Vol. 33, 1980。
- [15] 嶋 悅三他：東京の基盤構造 その5，地震研究所イ報，Vol. 56, 1981。
- [16] 嶋 悅三他：千葉県中部の地下構造，地震学会予稿集，No. 1, 1983。
- [17] 多田 実：関東平野の基盤構造と重力異常(2)—活断層の地球物理学的研究—，地震，Vol. 36, 1983。
- [18] 東工大発破実験グループ：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査，地震学会予稿集，No. 1, 1984。
- [19] 東工大発破実験グループ：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2)，地震学会予稿集，No. 2, 1984。
- [20] 海上保安庁水路部：東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査(2)，地震予知連絡会会報，Vol. 31, 1984。
- [21] 後藤典俊他：南関東(岩槻・下総・府中)におけるやや深い地盤のS波速度の測定結果とそのまとめ—広域地盤基盤の設定をめざして—，第17回国際災害科学総合シンポジウム，1980。
- [22] 地震記象は東大嶺研究室から拝借したものである。
- [23] Seo K. and H. Kobayashi : The Influences of Ground Structure on Earthquake Ground Motions, The 3rd International Earthquake Microzonation Conference, 1982.
- [24] 瀬尾和大：初動の走時から推定される地震波の南関東における伝搬経路，地震，Vol. 32, 1979。

硬質地盤の震動特性を探る

正会員 鹿島建設技研 太田外気晴

§ 1 まえがき

地震動の特性は表層地盤の条件によって大きく変化することは古くから指摘されてきた。構造物の耐震には、加速度地震動を考慮する必要があるが、短周期成分を主とする加速度は比較的表面に近い地層の周期特性に支配される。そのため地表近くの地盤条件のもつ重要性は大である。

この様に地盤によって地震動の性質が大きく変化するので、対震対策を考えるために共通的な基準と考え易い地層における地震動特性を把握できると好都合である。

このための地震動観測は、まづ地上の硬質と軟質両地盤における同時観測結果が注目され、次いで地上から地中の硬質地盤に観測点が広がり、近年では地中深部の基盤岩に至る地震観測が少數ながら実施される様になってきた。

本稿では最近の動向についてある程度広く述べ、また筆者の関係する硬質地盤の地震観測についてやゝ詳細に示す。

§ 2 硬質地盤の震動特性把握の意義

2.1 目的

地震動観測の目的は観測記録の分析・評価結果を耐震対策に資することは勿論であるが、特に硬質地盤の地震動特性を知る目的を列挙すると次の如くなろう。

- i) 硬質地盤に建設される構造物に作用する地震動特性を明らかにする。
- ii) 軟質地盤の増幅に対する基準的意味の硬質地盤の特性を求め、その極限として基盤岩からの増幅特性を明らかにする。
- iii) 震源からの情報を相対的に多く含む基盤岩または硬質地盤の特性を求める。

これら各種課題の追求に際し、如何なる対象を、如何なる方法で観測するかを代表的事例を含めて以下に示す。

2.2 現象把握の対象と課題

前項の i) は建設地点における地震動特性を知るために特別に実施する観測と、不特定多数の類似地盤における地震動記録を活用するものである。最近では数kmから数10kmにわたる同時観測によって、地盤条件による地震動の差異を調べる研究が行われており、図1にその1例を示す。¹⁾

ii) は加速度地震動特性を支配する最表層地盤の増幅特性を明らかにするため、地表から地中ある深さの硬質地盤

や岩盤までの鉛直方向多点同時観測（鉛直アレー）を行なうものである。硬質地盤や岩盤の観測点を求めて鉛直アレー地震観測の深さは年々大となり、基盤岩にまで達している。1963～1982年の公開論文、資料に基き、地中地震観測の深さ方向分布をまとめた結果に最近の観測例を加えて図2に示す。基盤岩に達している例が6個所ある。

iii) は近年における研究の流れである震源特性を明らかにしようとするもので、図1の研究でも震源スペクトルの推定にかゝわる検討がなされている。

以上、各種の目的毎に如何なる観測を行うかを示したが、各種観測網における硬質地盤または岩盤に至る鉛直アレーの観測点を図3に重ねて示す。基盤も含むアレー観測の例を表1に示す。各観測網の地表観測点は露頭基盤岩から軟弱地盤にわたるが、最も古い地層の古生層か花崗岩は表層への入力作用面として基準とすべく位置づけられている。

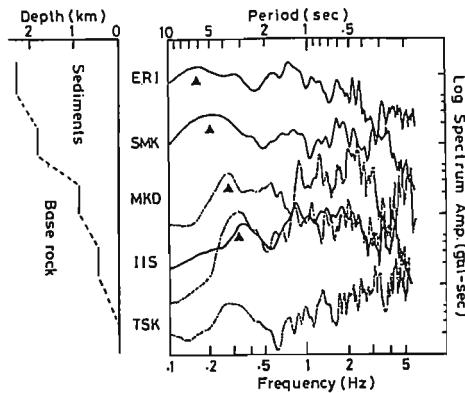
なお、表1には米国における多数例のうちの2例を示す。米国西海岸における強震観測が日本と異なる最大の点は、地上で確認されている活断層の近くに強震計を設置できることと、中規模の地震ながら再末期間が比較的短かいことであろう。従って、断層の動きや、断層からの距離減衰を把握する等の明解な目標設定がなされ、成果をあげている。

この様にして各種地盤で評価される震動特性を別な面で表現すると、i) 基盤岩または硬質地盤の震動特性（地震動の強さと周期）、ii) 震源特性に結びつく各種コーナー周期等、iii) 基準とする地層以浅の周期特性と減衰性、iv) 複雑な地層や地形の影響等であろう。

このための観測システムは、岩盤における加速度であることから短周期領域の特性が良いこと、基盤岩以浅の深い地層を観測対象とする場合、数秒に及ぶやゝ長周期領域まで良好なS/Nを有するものが必要となる。多点同時観測の場合、絶対時刻の刻時装置を設けることが必要となる。

§ 3 広域アレー地震観測の例

関東平野の周辺及び伊豆半島の4個所を主観測点とし、その周辺に補助観測点をもつ広域アレー地震観測が電力共通研究として1977年に発足した。³⁾折しも1978年5月、IABEによる高密度強震観測のワークショップがホノルルで開催され、その勧告を受けてこのプロジェクトも積極的に推進



a) The thickness of sedimentary layers vs. the predominant period in the longer period than 1 second.

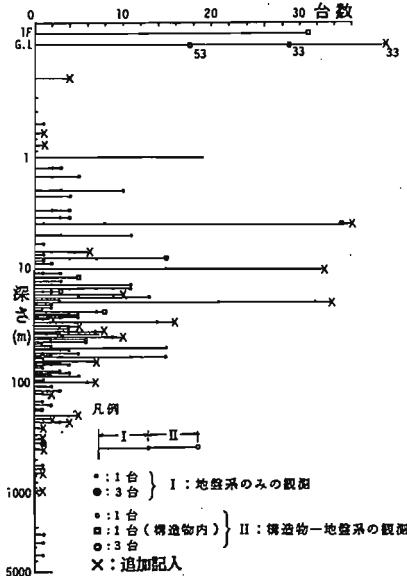


図2 地中地震観測の深さと地震計台数（文献2）に加筆）

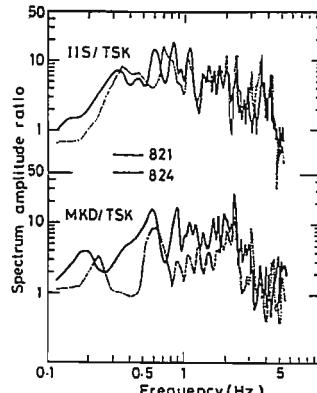


図1 b) Spectrum amplitude ratios

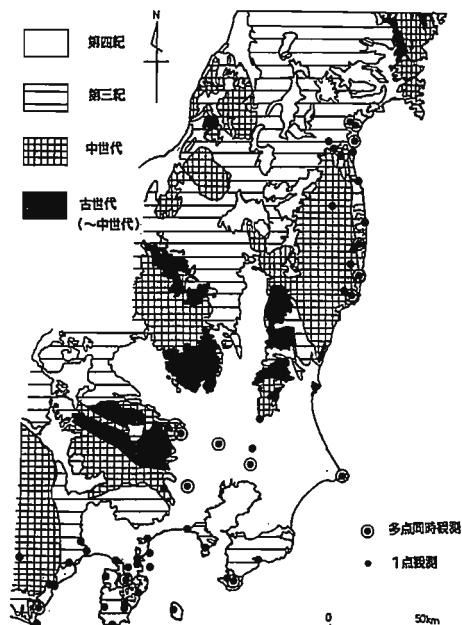


図3 硬質地盤・岩盤等の各種高密度地震観測網の測点

表1 基盤岩を含む強震観測網の例

No.	型式	観測場所	研究組織	目的	最も古い地層	Vs(Vp)km/s	深さ／距離(km)	
1	規直 模ア レ 域ア レ 直線	岩槻	防災センター	基盤岩以浅の増幅	古生層	2.5	3.51/-	
2		下総	"	"	"	2.6	2.3/-	
3		府中	"	"	"	2.63	2.75/-	
4		いわき	電力共研・鹿島	"	花崗岩	2.8	0.33/-	
5		富岡	"	"	"	2.8	0.95/-	
6		相馬周辺	熊谷組	各種地盤の震動	"*1		0.4/約60	
7		京都盆地	京都大学	"	古生層	(4.4)	GL/約2	
8		関東・伊豆半島	電力共研・鹿島*3	"	古生層*2	2.3	0.12/150	
9		筑波～東京	震研・電中研	"	花崗岩*1		GL/約60	
10		駿河湾～伊豆半島	震研	大地震予測観測	玄武岩	2.0	GL/約60	
参考		エルセントロ	U S G S	断層近傍の挙動			GL/13.6	
		サンフランシスコ湾域	N O A A	同上及び軟弱地盤の増幅			0.2/35	

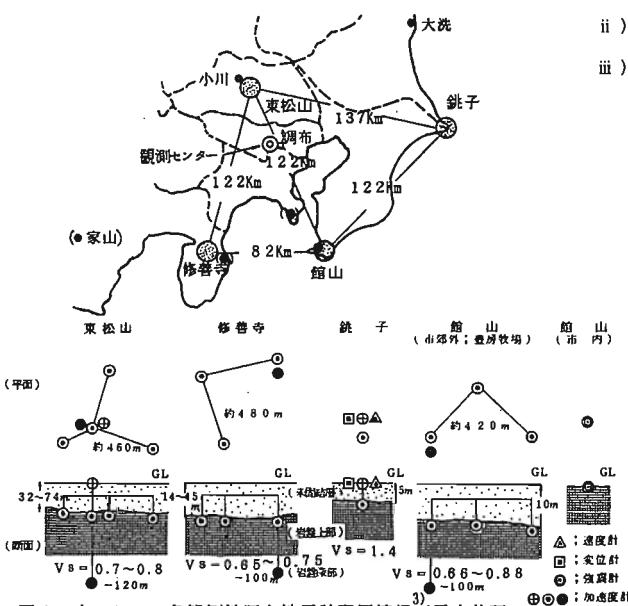
*1: 軟弱地盤の地上観測点も含む *2: 主観測点によっては新第三紀、白亜紀 *3: 電力共研の観測結果と比較検討できるよう別途追加

することとなった。本観測は1979年より開始された。現在は観測点位置の部分的変更が加えられている。このプロジェクトに関する論文数は現在迄に50数編発表されており、以下それから本稿にかゝわる部分を中心に述べる。そして当初の計画開始に際して考慮したことと、現段階に考えられる感想や問題点についても併せて示す。

3.1 研究の目的

本研究の目的は次の各項に示す地震動観測記録を得て、耐震設計資料に供することにある。

- i) 岩盤における地震時の挙動を確実に把握し、また震源機構等解明のための情報を得る。
- ii) 地震波の伝播や增幅特性などの局所的地震動特性を明らかにする（小アレー）。
- iii) 地盤による地震動特性の差異を調べる。



iv) せん断波速度Vsが大である均質な岩盤が適當な深さに存在する

v) 小アレーの配置に適した広い場所。

こうして図4に示す東松山、修善寺、銚子、館山の4つの主観測所が選定された。また補助観測点として館山市内の露頭岩盤が選定された。図には後で設置した小川、大洗、及び別途設置の家山の各補助観測点も併記されている。

修善寺の観測所は、1974年の伊豆半島沖地震に引き続いで伊豆半島における地震活動は北上することが予想されたので、半島の北部における非溶岩地帯を選んだ。この選定は成功といえ、1978年の伊豆大島近海地震は地盤調査中で逃したが、1980年の伊豆半島東方沖地震及び引き続くその周辺の群発地震は比較的近距離で観測することができた。

3.3 地盤条件と地震計の配置

各観測所の地盤条件を表2に示す。Vsは可能な限り大なる地盤を探したが、同時に一辺約500mの小アレーを構成できる平坦地という条件を満足する理想的な所を得るのは困難で、結果的にVsは約0.7 km/s程度の所が3箇所、Vs=1.4 km/sの所が1箇所となった。なお、後で追加された小川は古生代の露頭に近く、家山は中生代、大洗は古生代から中生代の岩盤である。

修善寺は平坦地が得られず傾斜地で、銚子は平面アレーを構成できる土地が得にくく、約18mの鉛直アレーのみで地上に加速度計、速度計、変位計を同一基礎上に設置した。東松山、館山では理想に近い平坦地が得られた。

なお地震計の配置に関しては、主たる位置を均質な新鮮岩の上部（岩盤上部）とし、風化層や第四紀層はさけた。

図4に示す大アレーの中間に観測点の設置が望まれるが1つのプロジェクトで多くの目的を達成するには限度があるため、他機関の観測記録と併せて検討が望まれよう。

3.4 観測システム

主たる地震計は力平衡型の加速度計で、各測点はNS、NW、UDの3成分からなり、各換振器には最大約10秒の遅延装置が設けられ、トリガー信号による起動以前の信号も記録出来る様になっている。また2段階の自動感度切換装置(AGC)つきで、他地区の記録との時間的な対応を明らかにするための刻時装置はNHKの時報で1日1回の校正がなされる。

記録はデジタルとアナログの両データレコーダー(DDR, ADR)からなり、それぞれ4回と約30回の地震が記録できる。DDRが4回記録された後、直ちに観測センターへ

公衆電話回線で伝送されるが、その間次の地震が発生した場合はADRに記録される。ブロック線図を図5に示す。³⁾

観測センター（東京都調布市鹿島建設技研）から定時動作監理が毎日1回行われ、地震発生時には観測所、感知時刻、各測定成分の最大振幅が通報される。

3.5 代表的な研究成果

この地震観測網によって、まず精度の良い記録をえて、次に種々の侧面から研究し、更に設計面へ活用するための研究を進めることとされた。現在迄の諸研究のうちから代表的な結果を以下に示す。

a) 地震動波形のノイズ

銚子観測所における加速度計、速度計、変位計の同時観測記録から地震計のノイズの性質を調べ、これを除去する最適の方法を検討した。

図6はある地震の加速度(A)、速度(V)、変位(D)波形のフーリエスペクトルを重ねて示す。⁴⁾ 加速度計は短周期は良いが、長周期の精度は良くない。この記録の例では約5秒より長周期側で右上りとなる部分が総合的なノイズである。このノイズレベルはある程度のばらつきをもつが、その性質が明らかにされている。図6の図でいえば、長周期ノイズは約5秒にあるスペクトルの谷間から除去すれば良い。

長周期ノイズのカットオフ周波数 T_c の当てはめは疑似速度応答スペクトル S_V によるのが良い。この右上りのノイズの存在によって、データの信頼区間が自づから決定され、 $A_{max} = 1 \sim 2 \text{ Gal}$ の地震では周期2秒前後まで信頼でき、 A_{max} が数10Galで長周期を多く含むと20位迄信頼できる領域は広がる。 T_c と加速度応答スペクトル S_A のノイズレベル A_{ns} の関係を図7に示す。⁵⁾

この様に、加速度記録は長周期側のノイズが混入するので、スペクトル振幅や積分結果を活用する場合、長周期成分に対する注意が必要である。

b) 小アレーの記録から得られる波動の分散性

東松山観測所は平面的にY字形の地震計配置となっている。この記録を用いて地震波の分散性を調べた結果を図8に示す。⁶⁾ 主要動の前半は各測点の位相差は少ないが、後半は大で周期約1.4秒のレーリー波であると判断されている。

小アレーにおける平面内複数点の同時観測記録から、入射角をもつ地震波の伝播にかかる研究もなされている。

c) 平均応答スペクトルと地盤特性

主観測所の地盤は白亜紀の銚子($V_s \approx 1.4 \text{ km/s}$)と、

新第三紀 ($V_s \approx 0.7 \text{ km/s}$) の東松山、修善寺、館山に分かれる。岩盤上部の記録を V_s の 2 グループに分け、 ρS_v の平均やばらつき、各観測所毎の比較等が行われている。

その計算法はマグニチュード M と震源距離 X を用いた経験式に基づき、これを次の如く変形したものである。

$$\log S_A(T) = a(T)M - b(T) \log X + C(T) + \Delta C(T) \dots \dots (1)$$

こゝに $S_A(T)$ は加速度応答スペクトルで、 $b=0.05$ を用いている。 $a(T) \sim C(T)$ は回帰係数で、 $\Delta C(T)$ はある基準とする $C(T)$ に対する残差であり、地盤条件の差異を示す。

図 9 はその 1 例で⁷⁾、中生代の銚子は新第三紀の約 1/2 のスペクトル振幅であり、ピーク周期は X よりも M に依存して、M が大なる程ピークは長周期側に移動する。これと第四紀の ρS_v を比較した結果を図 10 に示す⁸⁾。新第三紀（東松山、修善寺、館山）の平均と第四紀（地表は沖積層で地下 20～30m 以深が洪積層）の GL-100m 程度では加速度レベルはほど同じで、GL-20～30m 程度の洪積層上部では 5～6 割増し、地表では数倍となる。また長周期側では周期 5 秒において第四紀は新第三紀の 2～3 倍となる。

銚子を基準として他の 3 地区とのスペクトル比を比較した例を図 11 に示す⁹⁾。いずれも比は 1.0 以上であるが、観測点による特徴が見られる。館山の長周期側パワーは他より大で、これは鏡味の研究におけるやゝ長周期のゆれ易さや基盤岩迄の深さ（約 5km）を考えれば整合性がある。

d) 研究を実施して感じられた事項

システムを設計し、観測し、研究実施中の現段階で考えられる長所や問題点を示すことは、今後の研究に参考となる。以下、数項目にわたってそれらを示す。

まず、成功と考えられることはテレメータ・システムの採用であり、これは保守監理の容易さ、データ伝送による早期処理、精度の確保等に役立った。遅延メモリーは 12 ビットで、AGG は 1/3, 1/10 の 2 段、最大 500Galまでの計測が可能で、ダイナミックレンジは 66dB である。現在では電子技術の発達でこの 2 倍程度は容易に広げ得るが、この時点におけるシステムとしては比較的良好であった。

力平衡型の加速度計は、加速度最大値が数ガル程度の場合、長周期側の S/N が必ずしも良くないが、どの様なシステムでもある程度はさけられないので、記録の活用目的によっては長周期のフィルターリングを行えばよい。このノイズ領域の識別は速度計、変位計による同時観測記録の分析で確信が持てた。

予想以上の難題は雷対策であった。雷は当初より難題として理解し、必要以上とその時点では思われる程の避雷対策をとったが、山地に近い東松山を初め各観測所で次々に換振器中の IC が雷で破損し、換振器の引き上げと修理を行わざるを得ず、2 重の避雷対策もとった。

この教訓を活かして、後述する鉛直アレーの例では速度帰因型を採用した。またその他については § 4 で述べる。

§ 4 鉛直アレー地震観測の例

前章の広域アレーに引き続き、基盤岩以浅の地震波の增幅を調べる 2 つの研究プロジェクトが 1980 年に電力共通研究として開始された。これら 2 つの研究は新旧 2 種類、即ち古第三紀と新第三紀の岩盤を考えて場所が選定された。以下、本稿にかゝわる部分を中心に、その要点を示す。

4.1 本研究の目的

地震動の性質は基盤岩の上面で如何なるもので、表層で如何に增幅するかを明らかにするため、次に示す各項を明らかにすることを目的に実施するものである。

- i) 基盤岩から地表にわたる地震動の性質の把握
 - ii) 表層地盤の增幅に関する現象説明
 - iii) 表層地盤の地質と地層構造による地震動の差異とその原因
 - iv) 新第三紀における地震時のひずみ依存性
 - v) 地表近くにおける局所的な地盤条件とその影響。
- これらのうち、i) は現象把握、ii) は i) の現象説明、iii) は i), ii), v) を補完するもの、iv) は結果を設計に活用する場合の資料を予め得るためのものである。

4.2 観測所の選定条件と地震計の配置

観測所の立地選定条件は、広域アレーと同様の条件に加えて、以下の如き項目が掲げられた。

- i) 硬軟 2 種の差が明確に認められる岩盤
- ii) 平行に近い単純な成層構造
- iii) 基盤までの深さが 0.3 ～ 1.5 km 前後であること
- iv) それ程遠くない距離に露頭基盤が存在すること
- v) 2 つの主要観測点は比較的近い距離にあること。

これらの条件を満たす場所として古第三紀の「いわき」新第三紀の富岡が選ばれた。補助観測点の位置も含めて図 12 a) にこれらの場所を示す。図には地震計の設置位置も示す¹⁰⁾。「いわき」は最深部の 330m 以浅の鉛直方向に 5 点、地表約 66m の軟弱地盤上に 1 点の計 6 点、富岡は最深部の 950m 以浅の鉛直方向に 6 点、一辺約 150m の平面三角形を示

す地表に2点の形8点が配置されている。

4.3 地盤条件

図12 b) に主観測所の地震計の設置位置を示す。「いわき」はGL-16～20m余り迄の風化層の下にVs=1.4～1.5km/sの古第三紀層があり、富岡はこの古第三紀層の上にVs=0.52～0.92km/sの新第三紀層が堆積したものである。富岡のGL-800～920mの地層は花崗閃緑岩のせん移層であり、Vsの値が乱れており、これをさけた新鮮岩の中に最下部の加速度計が設置されている。花崗岩は両観測所共にVs=2.8km/sで、地震基盤的に考えてよいと判断された。

4.4 観測システム

これら鉛直アレーには速度帰還型の3成分加速度計が用いられている。これは広域アレーの教訓の落雷事故をさけるための対策である。光ケーブルを用いれば問題はなくなるが、速度帰還型にして換振器内にICを用いないだけでも格段の効果があることから、この方法が採用された。

観測システムは基本的には広域アレーと同様であるものの、上記変更部分その他の改良でS/Nの改善がなされ、長周期側のノイズレベルは数分の1に低減できた。

4.5 代表的な研究成果

a) 地盤の減衰性

両観測所における基本的な調査・研究の一つとして、基盤岩以浅の地盤の減衰性が次の3種類の方法によって比較検討された。

i) 室内試験による資料の動的試験と減衰評価

ii) S波検層の直達波による減衰評価

iii) 地震の直達S波による減衰評価

「いわき」におけるそれらの結果を図13に¹¹⁾、富岡の結果を図14に示す。¹²⁾ 3種の減衰定数hは以下の様になる。

地震のh > S波検層のh > 室内試験のhとなる。

これより、ii), iii)によるhを既往の結果と併せて図15に示す。図中の黒丸に比して上述の結果は同程度かまたは少し大きめといえる。また地震記録の増幅スペクトルから求まる平均的なhは更に大きい。減衰定数の問題はhを評価する際の波動伝播理論と対をなして考えるべきで、必ずしも明解な説明に到達していない。

河村は高次のモード減衰の減少により、太田(外)他は擬似レーレー減衰(外部減衰付)で現象説明を試みている。

b) 表層の増幅特性

図16に「いわき」と富岡の基盤岩におけるAmaxとVmaxの

距離減衰の平均値を示す¹³⁾。データは29地震、58波ながら、Amaxは約2倍程度、Vmaxはかなり近い値を示す。図17はAmaxとVmaxの深さ方向分布である。表層近くの増幅が大であることがわかる。これらは主として中小M、Amaxの記録で高次モードが刺激されると若干様相が変わってくる。

図18 a) は「いわき」の平均PSVで、同図 b) は翠川、小林による基盤入射波のSVである¹⁴⁾。両者の縦軸は異なるので直接比較は出来ないが、M=6で両者は近い。

図19は「いわき」のGL(No6)とGL-21m(No5)の基盤に対する比の平均値と図13のhを用いた伝達関数で、両者の差異がよくわかる。

c) 所感

本研究実施中の現在における所感は i) 加速度は地表近くの増幅が支配的であること、ii) 増幅特性に決定的役割を果たす減衰性の複雑さ、iii) 従来の考え方を根本的に変えた波動伝播理論と減衰性の関係を調べる必要性等である。

8.5 まとめ

この種の研究は種々の課題を掘り下げると共に、最終的には一般化が必要で、その際把握したい特性はより硬質の地盤で、最終的には基盤岩に到達すると当面いえよう。これら硬質地盤や基盤における記録やそれらの分析による回帰分析を(1)式によって求めた結果を図20に示す¹⁵⁾。同図a(T), b(T)は式の性質から比較可能であるが、c(T)はサイト・ファクター的であるので厳密には比較できない。但し、C(T)の直線的右下りの傾向は太田(外)、武村によって説明された¹⁵⁾。即ち(1)式に対応して次式を与える。これにより

$$Sr(T, h) = \frac{Rg\phi\pi M_0 T}{\rho V_s^3 X T^2} e^{-\frac{\pi X}{QV_s T}} Hg(T) \delta_r(T, h) \dots \dots \dots (2)$$

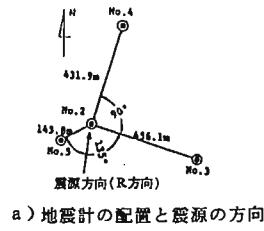
a(T), b(T)及び次式の如くc(T)を得ている。このc(T)は硬い地層、出来れば基盤岩を基準にとれるとよい。

$$c(T) = \log(Hg(T) \delta_r(T, h) / T^2) + K \dots \dots \dots (3)$$

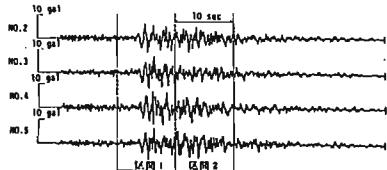
今後引きつづきこれらの研究を要するが、その際、表層地盤の特性によって回帰係数、特にC(T)が如何なる性質を示すかを検討する必要がある。

参考文献

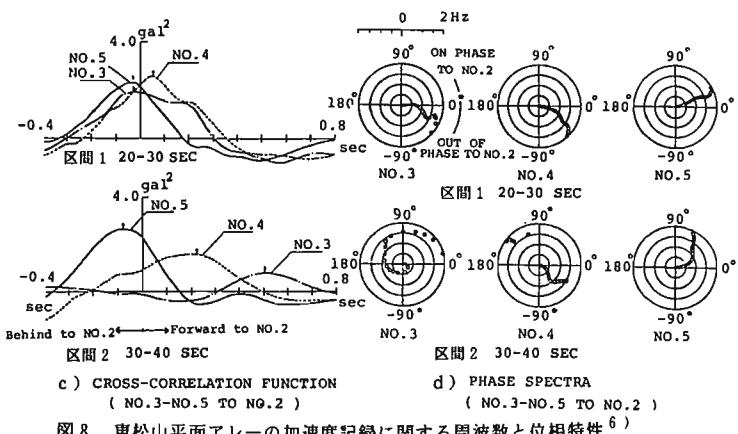
- 1)工藤、嶋、沢田(1982)：第6回日本地震工学シンポ、2)地震動と地盤、日本建築学会(1983)、3)夜、大沢、太田(外)(1980)：日本建築学会大会(以下大会と略記)、4)太田(外)足立、越田(1982)：大会、5)碑園、太田(外)、他(1985)：大会、6)武藤、宮村、他(1981)：大会、7)太田(外)、武村、碑園、他(1982)：大会、8)内山、宮川、他(1985)：大会、9)高橋(1982)：大会、10)夜(1983)：大会、11)鶴、太田(外)、高橋、石田、他(1983、1984)：大会、12)高橋、夜、飯塚、久道他(1985)、大会、13)池浦、太田(外)、高橋、足立、他(1985)、大会、14)翠川、小林(1978)：日本建築学会論文報告集、273号、15)太田(外)、武村(1985)：鹿島建設技術研究年報、16)岡田、鏡味(1977)：第5回地盤震動シンポ、日本建築学会



a) 地震計の配置と震源の方向



b) 伊豆大島近海地震の加速度波形



c) CROSS-CORRELATION FUNCTION
(NO. 3-NO. 5 TO NO. 2)

d) PHASE SPECTRA
(NO. 3-NO. 5 TO NO. 2)

図 8 東松山平面アレーの加速度記録に関する周波数と位相特性⁶⁾

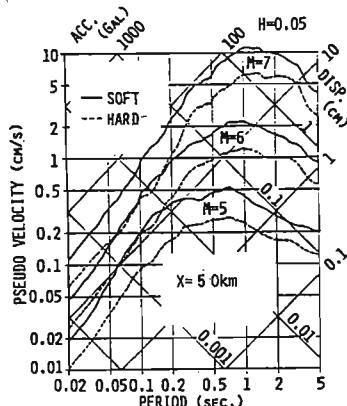


図 9 新第三紀層と白亜紀層の平均 pSv⁷⁾

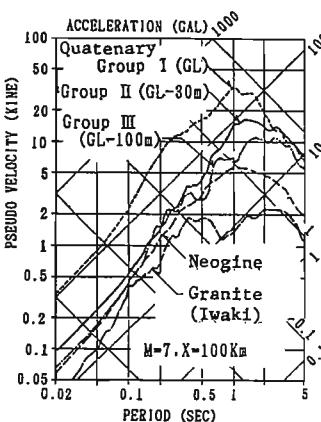


図 10 各種地層の平均 pSv の比較⁸⁾

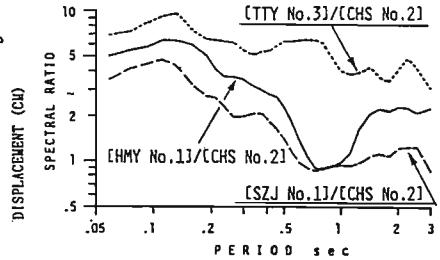
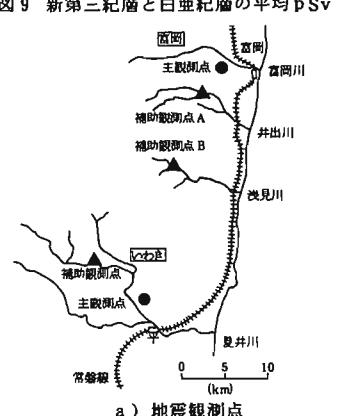
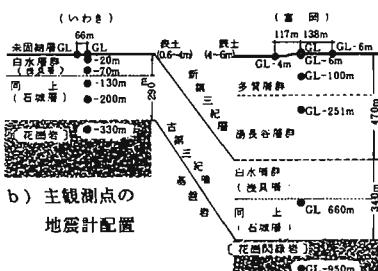


図 11 犬子に対する東松山、修善寺、館山の
スペクトル比。長橋 ($h = 0.05$)⁹⁾

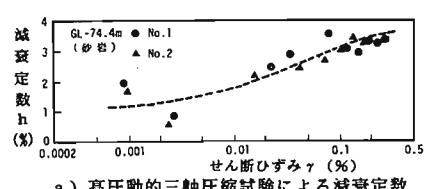


a) 地震観測点

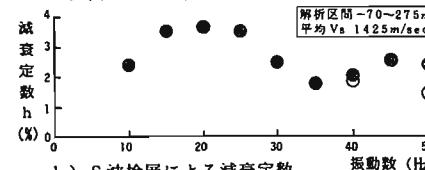


b) 主観測点の
地震計配置

図 12 地震観測点と地震計配置¹⁰⁾

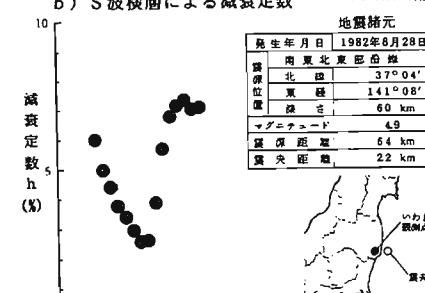


a) 高圧動的三軸圧縮試験による減衰定数



解折区間: 70-275m
平均 Vs: 1425 m/sec

b) S 波検層による減衰定数



c) 観測地震による減衰定数¹¹⁾

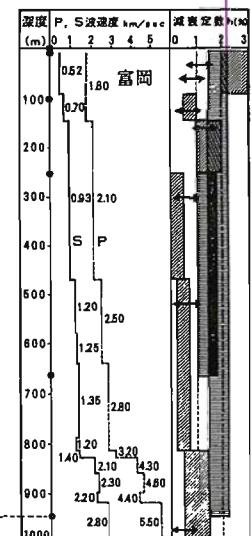


図 14 速度構造と減衰定数¹¹⁾

→●: 加速度計設置位置

■: S 波検層の h

■: 地震波の h

↔: 高圧動的 3 軸試験の h

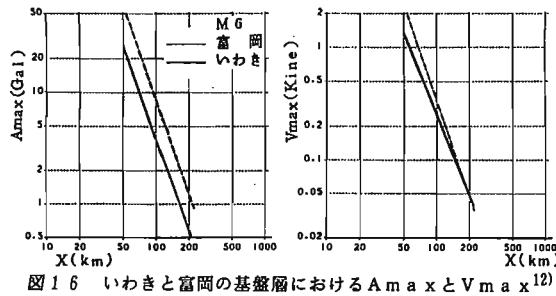


図 16 いわきと富岡の基盤層における A_{max} と V_{max} ¹²⁾

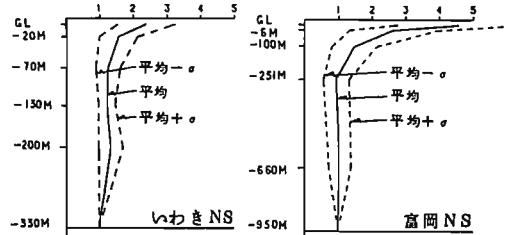
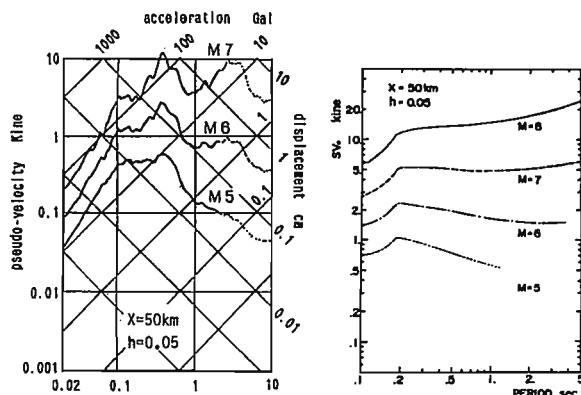


図 17 いわきと富岡の A_{max} 、 A の深さ方向分布¹²⁾



a) いわきの基盤における pSv ¹³⁾
b) 小林・翠川による
基盤入射波の S_v ¹⁴⁾

図 18 基盤層における平均速度応答スペクトル

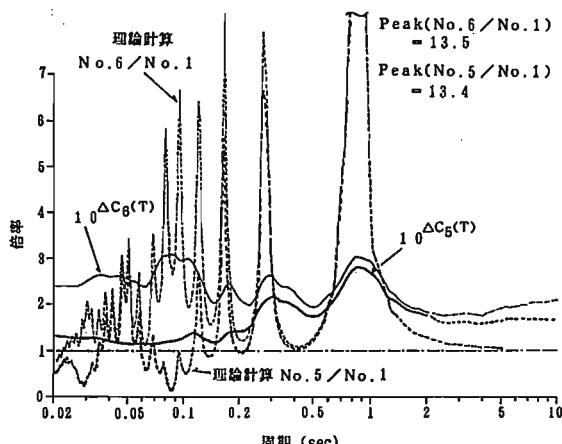


図 19 平均応答スペクトルの増幅倍率と
一次元波動論による伝達関数との比較 (いわき)¹³⁾

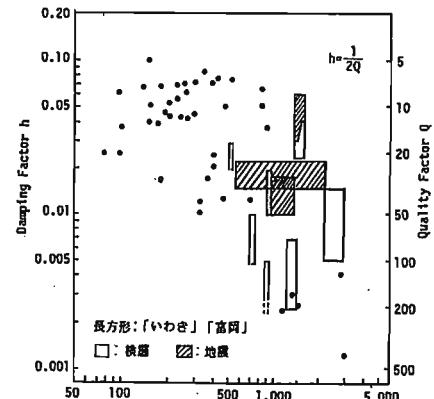


図 15 弾性波探査または地震波の分析による
減衰定数と V_s の関係 (文献 2) に加筆

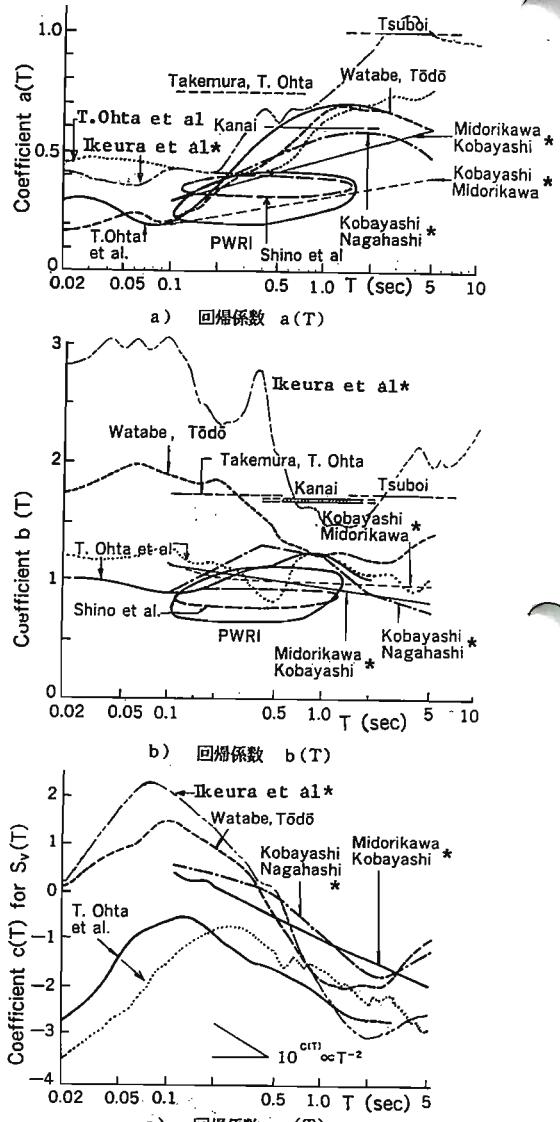


図 20 平均スペクトルの回帰式の各種係数の比較¹⁵⁾
*: Base Rock

地震時地盤ひずみの観測

佐藤 幡彦* J.Parjoodi** 片山 恒雄*

1.はじめに

地震時の地盤ひずみの資料は少なく、地中構造物の耐震設計に活用できる情報は不十分である。本文は、地震時の地盤ひずみの観測法について、現在、東京大学生産技術研究所で実施しているシステムを例にとって紹介し、合わせて、今までに得られた地震時地盤ひずみに関する結果も紹介する。内容は主に参考文献3)および、8)~12)をとりまとめたものである。

2.耐震計算における地盤ひずみの必要性

比較的狭い領域で支持されている建造物であれば、耐震計算において図1の(a)のようにモデル化され、外力としてA点における加速度地震動が与えられればよい。しかし、広い領域で支持されている場合、例えば、図1の(b)のようにモデル化される場合を考えてみると、外力としてはAとB点における加速度地震動に加えて、AB間の相対変位が必要になる。さらに、図1の(c),(d)のようにモデル化される地中構造物とか深い基礎などについても同様に地盤変位が必要である。

ところで、AB間の相対変位は、かりに、AとB点で加速度地震動が与えられるとすれば、その加速度をそれぞれ積分して変位に変換し、変位差によって与えられる。しかし、加速度記録に含まれる各種の誤差のため、差から得られる結果は常識では考えられないような大きさになる場合が少くない。このため、加速度から変位に変換(積分)する方法や測定結果に含まれる誤差について多くの研究が行われ、現在、諸観測システムに対する変換手法が確立されつつある^{1),2),3)}。

図1の(b),(c),(d)のモデルにおいては、入力として加速度と相対変位が必要であると述べたが、特に、(c)のモデルで表わされる地中構造物の地震時の変形は、周辺地盤の相対変位によって支配され、構造物自身に作用する慣性力の影響は小さい。そこで、応答変位法とよばれる耐震計算の手法が開発され、沈埋トンネル、地中埋設管、地下タンクなどの地中構造物に適用されている。応答変位法は地震時の地盤の変形を構造物に与えて構造物の変形を算定する方法である。

このように、地盤と広い領域で接している構造物では、地震時の挙動は地盤変位(地盤ひずみ)と深い係わりを持っている。

3.地盤ひずみの観測方法

地震学の分野では、横穴における2点間の相対変位の観測などのように、比較的古くから岩盤の長期にわたるひずみの観測をしている。最近では、新しく開発された岩盤のひずみに対応する体積変化を検出する埋込式ひずみ計が多く実用されている。しかし、これらは非常に長い周期成分のひずみを問題にしており、工学で考えている周期が数10秒以下の範囲には、直接は役立たない。

1966年頃活発であった松代群発地震を利用して、地下埋設管、地震動、地盤ひずみの同時観測を行った例がある。地盤ひずみを測る方法は、地下40cmの1.7m離れた2点間の相対変位を検出するものと、地上の4.5m離れた2点間の相対変位を検出するものである。そのほか、八戸⁵⁾と青森⁶⁾において地盤ひずみ、地震動な

* 東京大学生産技術研究所

** 東京大学大学院博士課程

どの同時観測が行われている。この場合も、地中の2mないし3m離れた2点間の相対変位を検出している。

一方、地震計のアレー観測から地震時の地盤ひずみを求めようとする考え方もある。地震計の記録から2点間の相対変位を計算するものであり、観測した記録が加速度である場合が多く、前述したように計算結果は必ずしも満足されるものではなかった。しかし、最近の測定技術の進歩や測定値の精度についての研究の成果により、この方法による地盤ひずみの測定が可能になってきた^{9)~13)}。地震計のアレーを立体的に組立てれば、地盤の中に発生する6種類のひずみ成分を測定できる。さらに、地震計を多數用いれば、地盤ひずみの立体的な分布も測定できる。

このような地震時の地盤ひずみに関する実測資料は非常に少ない。今日までの実測や計算に基づく研究の成果によると、地盤ひずみの地下埋設管への伝達率は、比較的長い直線部においてほぼ1に近い値であると考えられている。そこで、地下埋設管の地震観測結果を集め、これを地震時の地盤ひずみとして地震諸元との相関性を求めた研究もある⁷⁾。

地震時の地盤ひずみの測定法をまとめてみると、(1) 地中の2つ以上の点で相互の相対変位を測る方法、(2) 地盤ひずみの伝達率がわかっている物体を地盤中に埋め、その物体のひずみを測る方法に分けられる。(1) の方法には、2点間の相対変位を変位計などを用いて直接測る地盤ひずみ計を用いた方式と、各点で独立に地震動を測り、それら相互の変位差を求める地震計のアレー観測による方式がある。(2) の方法としては地下埋設管のひずみ測定が1例である。地盤中に埋めこむモールド・ゲージによる計測の試みもあるが、まだ実用には至っていない。

4. 東京大学生産技術研究所における地盤ひずみの観測システム

地震動と地盤ひずみの関係について、地中構造物の耐震設計に活用できるような資料を得ることを目的として、(1) 地震動の高密度アレー観測、(2) 地盤ひずみの直接観測、(3) 地下埋設管の挙動の観測、を実施している。1982年4月中旬に観測を開始して以来、順次、観測体制を拡充し、現在の観測システムに至っている。

観測地区の土質は大きな変化はなく、おおむね地表面下4~5mまでがローム層、その下3~4mが凝灰質粘土層、さらに、その下が砂層となっている。N値はローム層と凝灰質粘土層においては10以下、砂層に入って20~30で漸増の傾向にあるが、ところどころ粘土質をかむところがあり、N値が20程度まで低下している。また、1つの観測孔(図2のC0)においてPS検層を行ったところ、地表5mを形成しているローム層のせん断波の伝播速度は140m/s、5~24mが320m/s、24~40mが420m/sであった。観測地区的地表はほぼ平坦であり、観測地区内には実験棟が点在している。この地区内の11点の土質柱状図がほぼ類似していることからも、本観測地区は概略水平に近い層構造をもっていると考えられる。

(1) の高密度アレー観測は一辺が130m前後の三角形状の3つの観測孔の組と、そのうちの1つの観測孔C0を中心として5m離れた4つの観測孔、および、15m離れた4つの観測孔の組で構成されている(図2)。各観測孔の深さ方向の測点は地表下1m・5m・10m・20m・40mの位置の組み合せで設けられており(図6参照)、全体で埋設用の3成分圧電式加速度計36台(108成分)を用いて観測している。

(2) の地盤ひずみ計は地盤中の2点間の相対変位を直接的に計測する目的で設置したものである。製作した地盤ひずみ計を図3に示したが、長さ3mの二重管でできている軸部分とその両端にある直径80cmの円板部分とから成っている。軸部分の外管の両端は円板に固定されており、中央部はゴム製の蛇腹で両板の相対変位を拘束せず、かつ外管内に浸水しないように工夫されている。一方、内管の一端は円板に固定されており、もう一枚の円板に固定された変位計によって、2枚の円板間の相対変位が測れるようになっている。3台製作した地盤ひずみ計を高密度アレー観測孔C0の近傍の深さ1.3mの水平面内にロゼット・ゲージ状に設置した(図4)。1台は観測孔C2-C0-C4を結ぶ線と平行であり、1台は次に述べる埋設管と平行である。残り

1台は他の2本のなす角の2等分線上にある。地盤ひずみ計の埋設にあたっては、掘削は最小限にとどめ、できるだけもとの地盤の状態を乱さないように気を付けた。両端の円板は乱されていない地盤にソイル・メントで固定し、砂によって深さ0.6mまで埋め戻し、締め固めのち掘削土で埋め戻した。

(3) の全長120mの2条の埋設管も観測孔C0の近傍に布設した(図4)。埋設管はダクタイル鉄管と鋼管の2種類であり、口径はともに150mmである。鉄管は1本の長さが5mであり、±60mmの伸縮量をもつSII型継手により連結されている。これに対して、1本当り5.5mの鋼管は溶接により一体化されている。2条の管は1m離して平行に埋設されており、一端は水平断面3m×1m、深さ3mのコンクリート・ブロックに定着されている。この剛結部から90mのところに直角の曲がり部があり、さらに30mのところが自由端となっている。測定項目は図4に示すように、直線部・曲がり部・剛結部の管体ひずみと鉄管の継手伸縮量である。管体ひずみは管体に焼付けで貼布したワイヤ・ストレイン・ゲージによって検出し、継手の伸縮は地盤ひずみ計に用いたものと同じ変位計によって検出した。

以上の観測は合計138成分の同時観測となり、3台のデジタル集録装置を用い、1秒間に200回の割合でAD変換し、その結果を磁気テープに記録している。

5. アレー観測記録からの地盤ひずみの求め方

3次元有限要素法で用いられる1つの要素内でひずみが一定であるという仮定に基づき、アレー観測による加速度記録から求められる変位を要素の節点に作用させ、ひずみ(地盤ひずみ)を計算する。加速度記録から変位記録に変換する方法は、(1) 加速度計の埋設方位の誤差、加速度記録の零線のずれを補正する、(2) フーリエ変換により記録を振動数の関数にする、(3) 図5に示すバンド・パス・フィルタを通す、(4) 振動数領域で積分する、(5) フーリエ逆変換により速度と変位の波形を得る、という手順にしたがっている。

本アレー観測においては、36台の地震計が水平方向に5~140m、深さ方向に5~40mの間隔で配置されており、地盤ひずみを求めるための要素を多くの組合せで選ぶことができる(図6)。

アレー観測記録から地盤ひずみを計算するためには、地盤内の決められた方向の地震動を正確に記録しなくてはならない。加速度計、記録装置の精度については観測する以前に十分検討することができたが、加速度計の埋設方位の精度は埋設工事に關係するところが多く、誤差のある可能性がある。そこで、地表(-1m)の11台の地震計を試掘して目視調査を行ったところ、一部の地震計の埋設方位の誤差はかなり大きいことがわかった。2つの地震計の記録間の相関値は互いの埋設方位が一致したとき最大となるという考えに基づいて、記録波形から地表の地震計の埋設方位を推定してみた⁸⁾。この結果が目視による実測値とい一致を示したので、同様にして、地中の地震計についても埋設方位の推定を行ない、アレー観測から地盤ひずみを求めるときには、補正した埋設方位を使っている。

6. 地盤ひずみと埋設管のひずみ

図7は地盤ひずみ計と埋設管のひずみの記録波形である。管体ひずみは管外面の左右で測られており、図4の測点記号にそれぞれLとRをつけ区別し、また、その両者の平均が軸ひずみ、差の半分が曲げひずみとなり、同様にそれぞれAとBをつけて区別している。ダクタイル管の軸ひずみDS1Aは継手の伸縮量をひずみに換算した結果に管体ひずみを加算したものである。地盤ひずみ計の波形G1は管体ひずみの直線部中央近くの波形DS1AとSS2Aに非常によく一致しており、剛結部近くのSS1Aとも良く対応している。管の曲がり部や曲げひずみとは全く異なる。

図8は3台の地盤ひずみ計G1,G2,G3から埋設管の方向のひずみ成分を求めたものと、鋼管のひずみとを比

較している。ここで、埋設管のひずみはいずれも直線部の中央に近いところのものであり、地盤ひずみ計については、埋設管長手（90m区間）方向のひずみ成分をBx（G1と同じ）、短手（30m区間）方向をByとしている。どちらの方向においても波形はよく一致しているが、地盤ひずみ計による値は管体ひずみの6割程度である。これらの傾向は今までのいずれの観測記録でもみられる。地盤ひずみの埋設管への伝達率は1以上となり、理解に苦しむ結果である。しかし、波形の一一致と大体の値の一一致はみられ、埋設管の直線部の軸ひずみはほぼその周辺の地盤ひずみと同等であるといえ、従来の考え方が確認された。

なお、以下で示す地盤ひずみの実測値には、測定値の分解能がよく、かつ、ノイズが少ない鋼管のひずみSS2R、または、SS3Rを用いる。

7. 地盤ひずみと地震動の関係

観測を開始しておよそ3年が経過し、60余りの地震記録を得ている。このうち、地盤ひずみがある程度大きく、アレー観測から地盤ひずみを求める計算を実施した記録は表1のようである。地盤における最大の加速度は、茨城県南部地震のとき発生しており、最大値はおよそ $70\text{cm}/\text{s}^2$ となっている。一方、最大の地盤ひずみは、長野県西部地震により記録された 19×10^{-6} という値であるが、このときの地盤の最大加速度はたかだか $4\text{cm}/\text{s}^2$ であった。この両地震による地盤加速度と地盤ひずみ（埋設管のひずみ）の記録波形を図9に示す。地盤ひずみは加速度振幅が十分衰退してもさほど小さくなっている。ときには、加速度が小さくなつてから地盤ひずみが大きくなることもある。表1に埋設管長手方向の地盤の加速度・速度・変位と埋設管のひずみの最大値を示してあるが、この範囲に限れば、ひずみの大きさは加速度や速度でなく変位の大きさに対応し、ほぼ変位の大きさの平方根に比例しているようである。長野県西部地震においては、表面波と考えられる波の伝播性がみられ、西から東へほぼ $1.1\text{km}/\text{s}$ の速度であった。埋設管の方向の速度に換算して、この値で最大速度振幅 $2.03\text{cm}/\text{s}$ を割ると 16.5×10^{-6} というひずみとなり、実測最大ひずみ値とおおよそ一致している。

図10は埋設管のひずみと加速度・速度・変位の波形を比較している。時間の経過によるひずみ振幅の大局的な変化は加速度・速度より変位に近いが、ひずみ波形がどの地震動波形に対応しているかは、判断が難しい。図11は長野県西部地震の場合であり、前述したように波の伝播性が明瞭であるためか、ひずみが速度と最もよく一致している。このように、地盤ひずみの特性は地震波の伝播特性によって大きく異なる。すなわち、長野県西部地震の場合で代表されるように表面波の水平方向の伝播が強く表れるときは地震動速度と関係が深く、茨城県南部地震の場合のように表面波が弱いときは速度地動との関係は認めがたい。

8. アレー観測から求めた地盤ひずみ

本アレー観測から地盤ひずみを求めるとき、地震計の位置を節点とした要素は種々の大きさで組むことができる。図12の(a)は実測ひずみ、(b)は要素の大きさを平面でおよそ $5\text{m} \times 5\text{m}$ としたときの計算ひずみ、同様に、(c)は $20\text{m} \times 20\text{m}$ 、(d)は $30\text{m} \times 120\text{m}$ 、(e)は $100\text{m} \times 120\text{m}$ の結果である。図12で、要素を形成する4点の記号は図2の測点名に深さを表わす2桁の数（m単位）をつけたものである。要素の大きさが大きくなると計算結果は小さくなり、高振動数成分が減少し、(d)と(e)でほぼ実測値に一致している。(f)は(e)に隣り合う要素について計算したものであるが、この両者がよく一致し、計算結果の安定性を示している。

図13は同じ平面をもつ深さが異なる要素を用たときの計算結果の1例である。深くなると高振動数成分が減少していることがわかる。

アレー観測から地盤ひずみを求める計算を行うとき注意すべき点をまとめておく。まず最初に基本的なことであるが、地震動のアレー観測の精度を高めることである。地震計・記録装置の精度はもとより、それ以

上に地震計の埋設方向について注意をはらう必要がある。次に、計算に用いる要素の大きさには最適の値が存在するように思われる。ひずみの半波長を超すように大きくすると、その成分の計算結果は意味をもたなくなり、また、あまり小さくすると、測定誤差が大きく計算結果に影響を及ぼす。本アレー観測においては40mから120m程度を一辺とする要素を用いるのが適当のようである。最後に、加速度振幅の小さい記録の場合や小さい要素を用いる場合には、図5のフィルタのロー・カットの振動数を少し高めるといった操作が必要であろう。

9. おわりに

東京大学生産技術研究所で実施している地震観測のうち、地盤ひずみに関する部分を、今までの観測結果をまじえて紹介した。観測した地震は地盤ひずみでたかだか 20×10^{-6} であり、アレー観測から地盤ひずみを計算できるような記録は4例にすぎない。これまでの結果から、アレー観測によって地盤ひずみが求められることが確認され、地盤ひずみに関する幾つかの特性が得られた。今後とも観測をつづけ、地震時地盤ひずみに関する情報を集めて行きたい。

なお、本観測に使用している地盤ひずみ計と地下埋設管は久保田鉄工（株）およびフジタ工業（株）技術研究所の多大の協力により製作されたものである。

◆参考文献◆

- 1) M.D.Trifunac : Zero Baseline Correction of Strong-Motion Accelerograms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, Oct. 1971.
- 2) 井合進、倉田栄一、土田肇：強震記録の数値化と補正、港湾技研資料、No.286, March 1978.
- 3) J.Farjoodi : Studies on Seismic-Induced Ground Strains by Dense Seismometer Array Observation, Master Thesis, Department of Civil Engineering, University of Tokyo, March 1983.
- 4) 桜井彰雄、高橋忠、栗原千鶴子、矢島浩：地震時土の歪より見た埋設パイプラインの耐震性（超高压地中電線路埋設管路の耐震研究 その1）、電力中央研究所研究報告、No.69087, April 1970.
- 5) 小脇米松太郎、大沢章宏、山路忠雄、岩本利行、若井伸彦：埋設管路の地震時挙動観測、水道協会雑誌第53巻第10号、Oct. 1984.
- 6) 佐々木春松、北条貞宗、岩本利行、山村佳裕：青森市内における地震時の地盤ひずみ等の挙動観測、第36回全国水道研究発表会、March 1985.
- 7) 中村正博、片山恒雄、久保慶三郎：地中構造物の実測地震時ひずみに関する定量的研究、土木学会論文報告集、第320号、April 1982.
- 8) 佐藤暢彦、片山恒雄：地中地震計の埋設方位の推定、第17回地震工学研究発表会講演概要、July 1983.
- 9) 佐藤暢彦、片山恒雄：地震動と地盤ひずみの観測、生産研究、第35巻 9号、Sep. 1983.
- 10) 佐藤暢彦、片山恒雄、J. Farjoodi : 地震動と地盤ひずみの観測(II)、生産研究、第36巻 9号、Sep. 1984.
- 11) T.Katayama, J.Farjoodi and N.Sato : Measurement of Seismic Ground Strain by a Dense Seismograph Array, Proc. of 8th W.C.E.E., Vol.II, July 1984.
- 12) J.Farjoodi, N.Sato and T.Katayama : Engineering Properties of Ground Motion Obtained from Dense Seismograph Array Data, Bulletin of ERS, University of Tokyo, No.18, March 1985.
- 13) 川島一彦、田村敬一、相沢興：地震時の有限地盤ひずみの解析、第17回地震工学研究発表会講演概要、July 1983.

表 1 解析した地震記録

発生日時 Year M D H M S	M	深さ km	震央距離 km	最大地盤動* Accel. cm/s ²	Vel. cm/s	Disp. cm	最大歪 SS2R x10 ⁻⁶	備考
1983 2 27 21 14 33	6.0	72	35	48.1	4.04	0.90	15.5	茨城県南部
1984 1 1 18 4 47	7.3	388	374	26.2	1.22	0.30	6.7	紀伊半島沖
1984 3 6 11 19 3	7.9	452	705	22.5	3.35	0.69	9.5	鳥島近海
1984 9 14 8 49 33	6.8	2	232	3.9	2.03	1.95	18.6	長野県西部

* 観測点C0,-1mの埋設管長手方向の成分

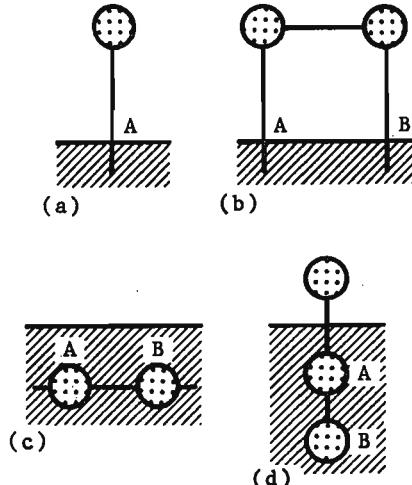


図 1 耐震計算における計算モデル

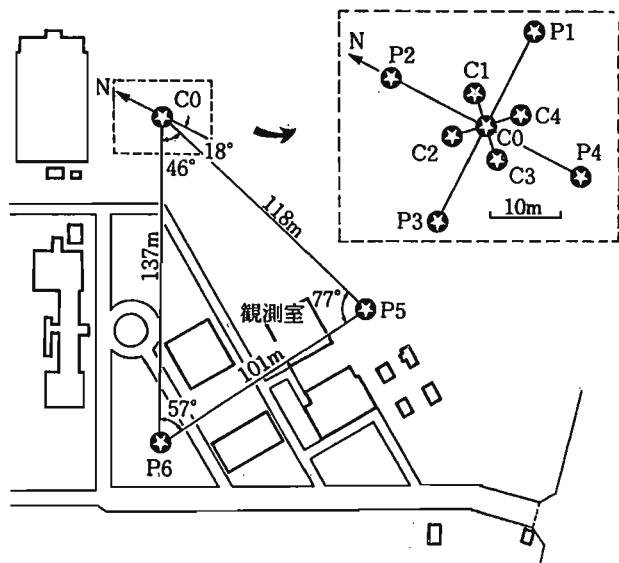


図 2 高密度アレー観測

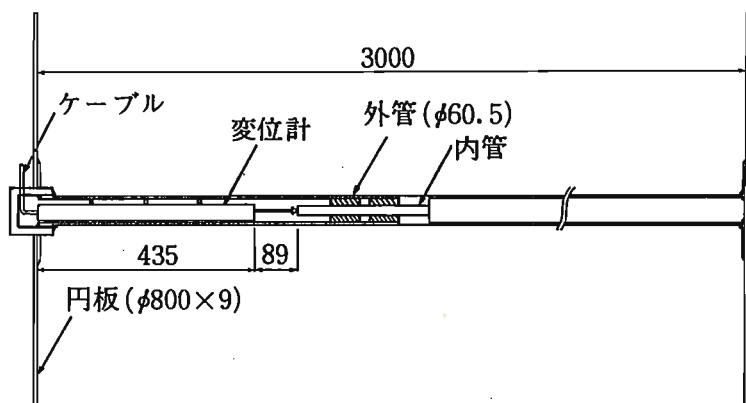


図 3 地盤ひずみ計

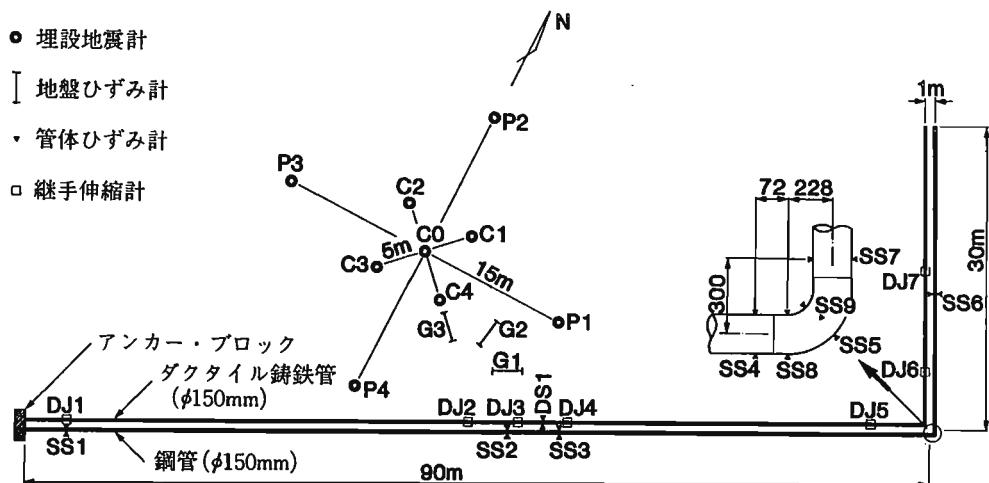


図4 地盤ひずみ計と地下埋設管

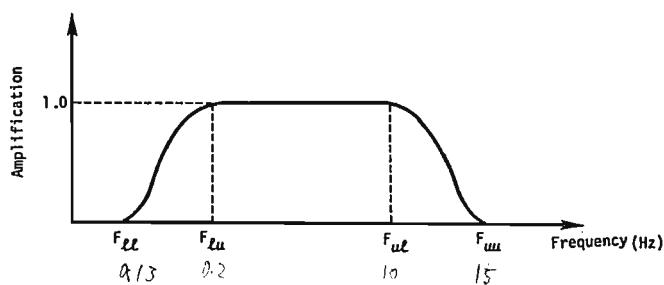


図5 使用したバンド・パス・フィルタ

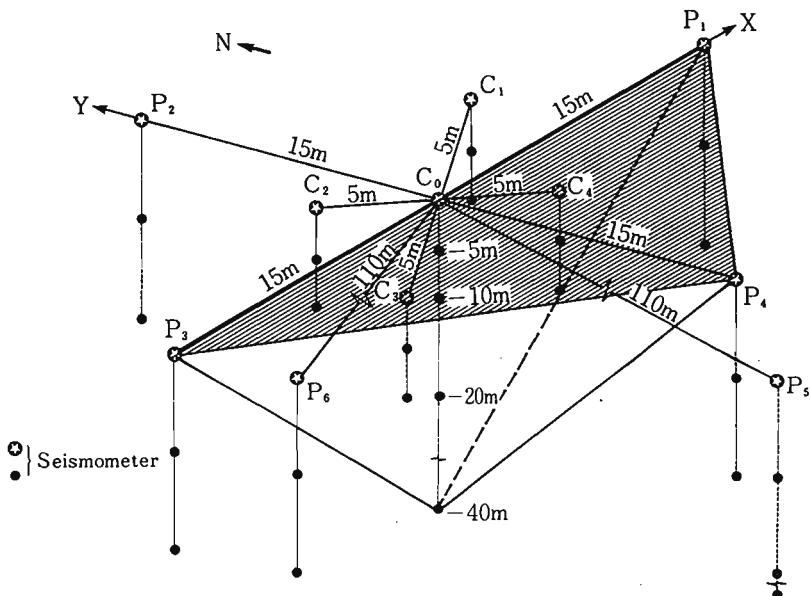


図6 地震計の配置と要素の1例

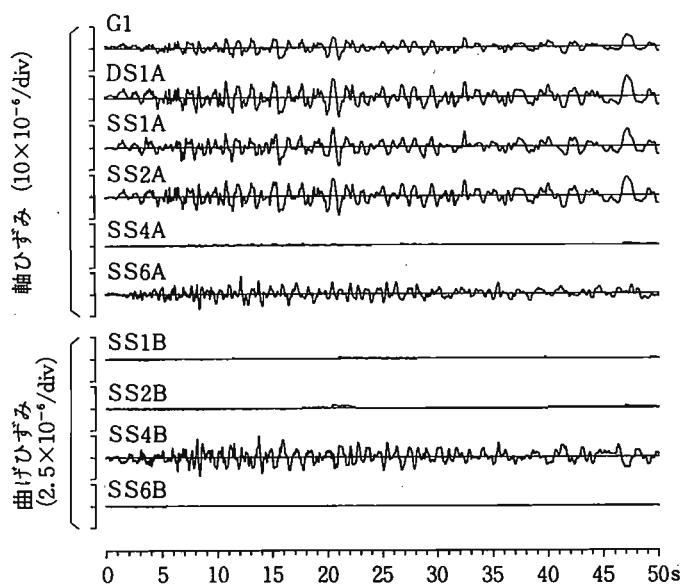


図7 埋設管の記録

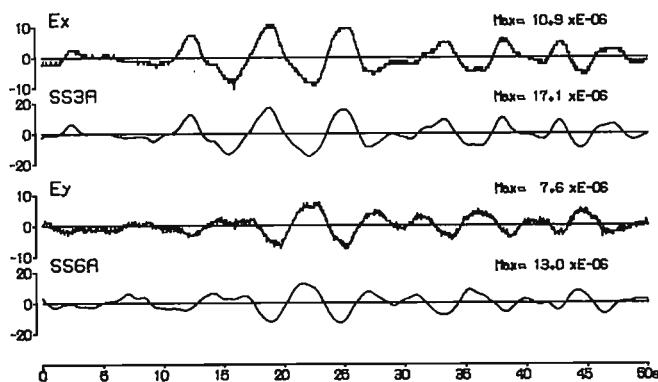


図8 地盤ひずみ計と埋設管のひずみ

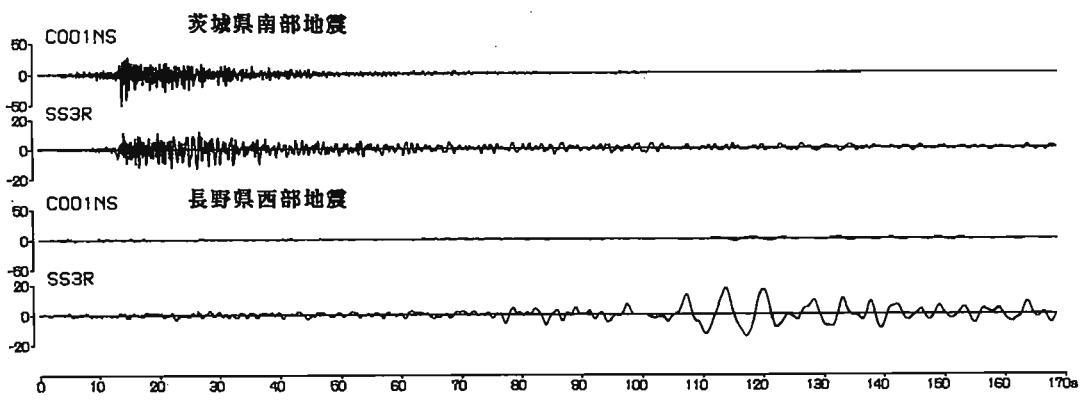


図9 特徴的な地震記録

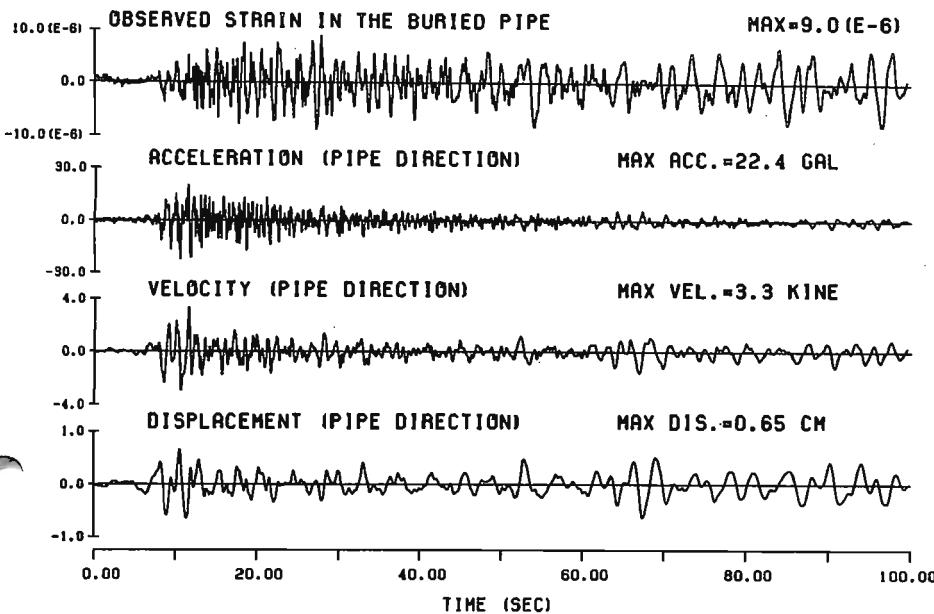


図10 地震動と
地盤ひずみ
(鳥島
近海)

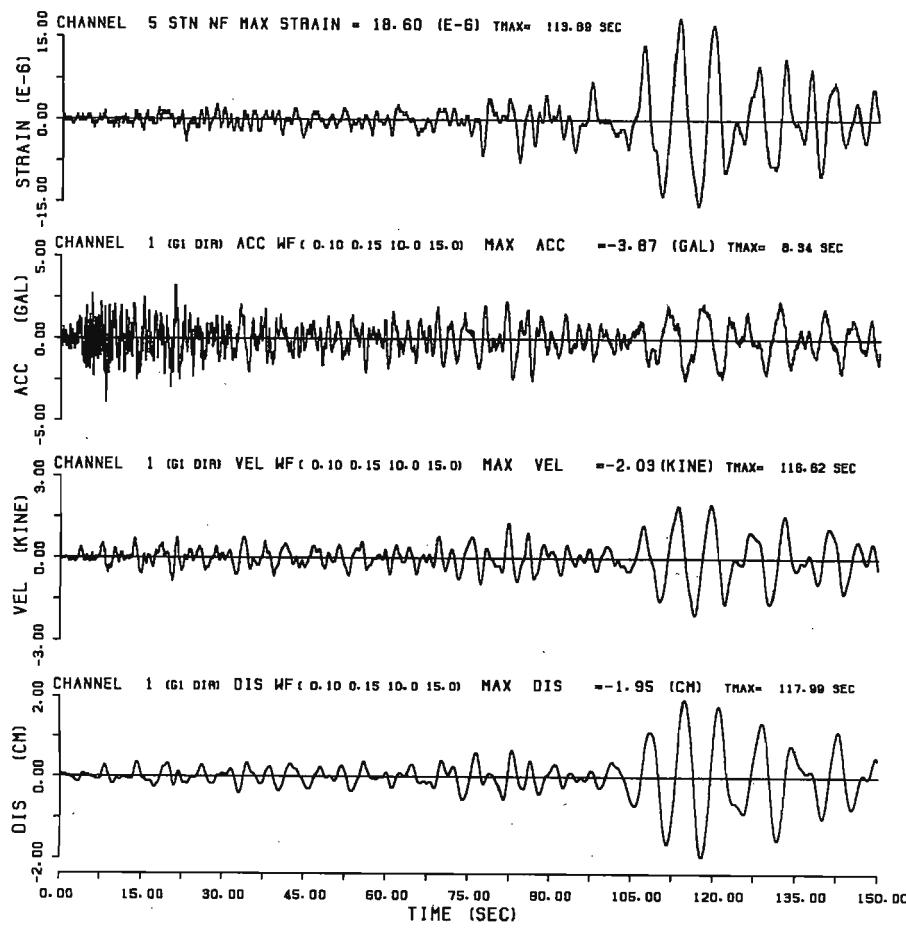


図11 地震動と
地盤ひずみ
(長野県
西部)

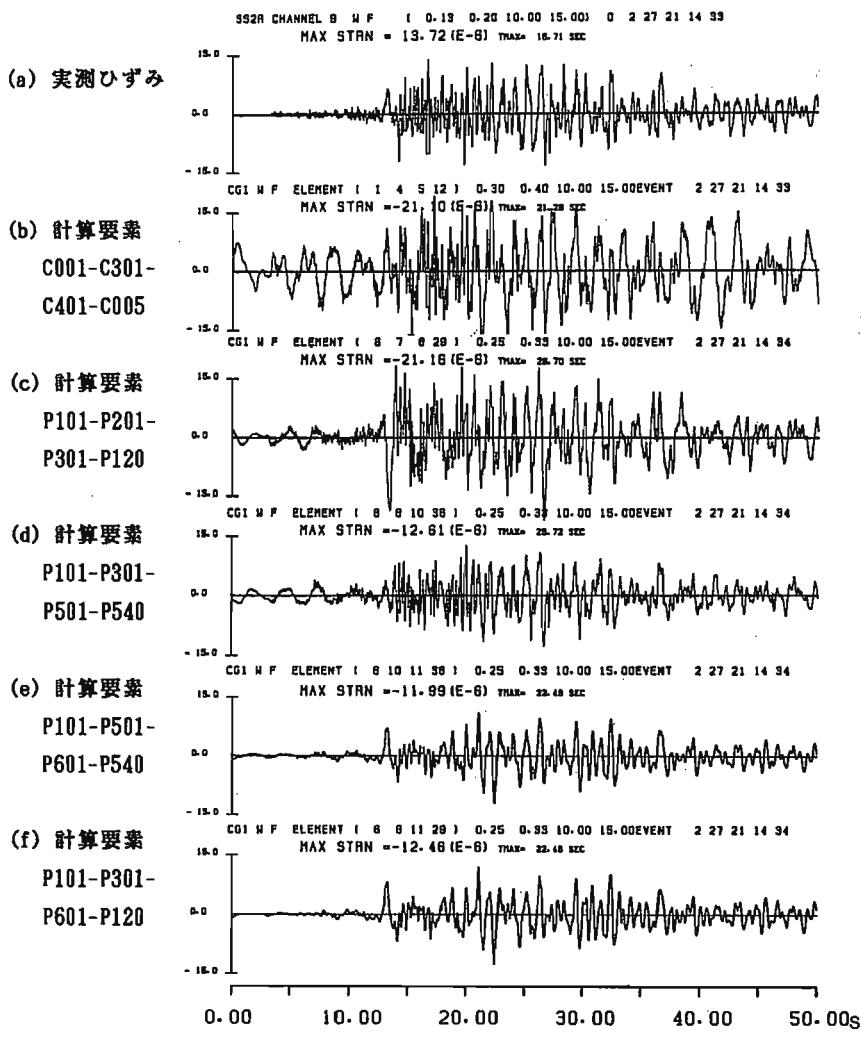


図12 要素の大きさの計算結果への影響

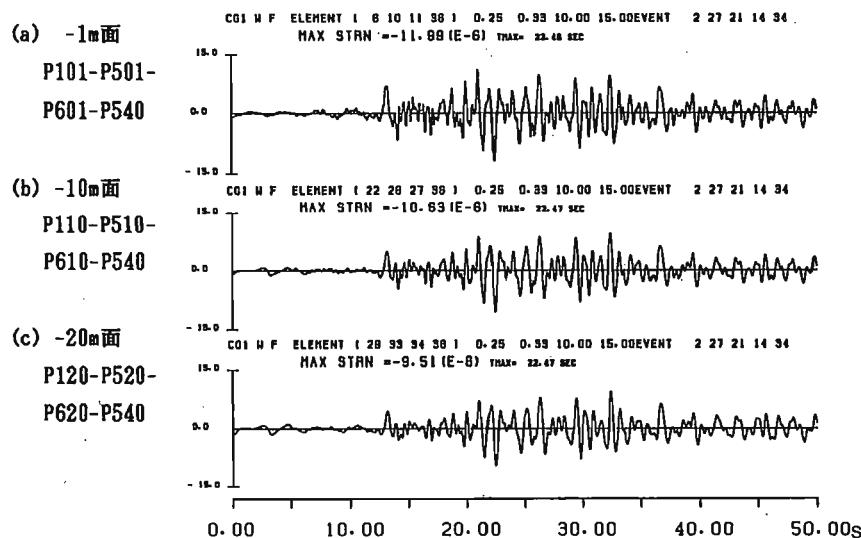


図13 地盤ひずみの深さ方向の変化

地震想定と強震観測

東大震研 工藤一嘉

1.はじめに

強震動の完全な理解は、震源でどのような事が起き、どのように弹性波が発生し、如何に伝播し、サイトの局地的条件でどう変わったかなどが全て把握されることと等価である。しかし、これまでに、上に述べた全てのことを理解するための強震計による Data Set が用意されたことはない。いつ、どこで地震が発生しても、完全な Data Set を得るための強震計配置や維持には膨大な費用がかかり現実的でない。従来は、強震計の全国均等配置に主眼が置かれ、それに人口密集地への重みがかけられてきた（震害観測事業推進連絡会議、昭47）。そこには地震発生確率の高い地域に対する特段の配慮はされていない。その大きな理由は、地震がいつ、どこで発生するかの情報が科学的根拠をもって示される前の段階であり、まだ現在でも情報は十分とは言えず、オーランジに重きを置いて考慮することができない状況から、いわば当然のこととも受け取れる。

しかし、限られた例に留まつてはいるものの、来たるべき大地震が想定され、しかも予想される地震の全体像が提唱されるに及び、従来にはない、地震を特定した強震計の計画配置が検討され、実施に移されるようになつた。想定地震と震害観測に固着した幾つかの特徴、問題点などについて整理を試みたい。

2. 地震想定・予測とその周辺事情

日本における地震予知研究計画は1965年に発足し、本年で20年目を迎えている。筆者に与えられた課題「地震想定」は、20年間（当社それ以前も含まるが）の地震予知研究に多くを依存している。たゞ、地震予知研究そのものについて整理することは筆者の力量をはるかに越えるものであり、関連して成書（日本の地震予知、森木、サイエンス社；地震予知の方法、森田（編）、東大出版会；地震予知論入門、力武、柴田全書；関東・東海地震と予知、森田、岩波書店；地震予知工・Ⅱ、学会誌刊行会）を参照されたい。ここでは震害観測に関連する事柄に限、たゞ“つまみ食い”になりますことをお許し頂きたい。

地震予測は、3つの段階で考えられている。

イ) 超長期予測：オホ種地震空白域として場所や大きさが推定される。歪の蓄積の有無が重要である。地震の発生時期の予測は難しいが、歴史地震資料、地質学的資料などから、大よその発生時期または切度が推定される。現在、日本がよりその周辺で、最も早い時期に発生すると考えられている巨大地震の「東海地震」もこの段階に相当する。

ロ) 長期予測：地震発生が近づくと、地殻に種々の異変が生じ、それをえてて地震発生時期を數十年から数年のオーダーで予測（知）することとなる。定常的な地震活動の変化（オホ種地震空白域、ドーナツパターン）や、地震活動 rate の変化、他の地球物理、地球化学的異常などの観測のものにて発生時期が推定される。

ハ) 短期予知：発生直前の前兆を経て、日の単位で地震を予知することをさす。

我が国で、全段階を含めて地震予知に取り組まれているのは「東海地震」の地域のみであるが、観測の量、質共に世界に類を見ない。且し、現在までの観測事実からは、長期予測が出来る段階には至っていない。

東海地方（遠州灘）に大地震発生の可能性を指摘したのは森木清次郎が最初である。その後石橋（1976, 1981）によつて、駿河湾を震源とする「東海地震」の具体像が提唱され、地震予知研究においても、targetを経て観測を強化し、実用的地震予知を目指した監視体制がしかれている。大規模地震対策措置法の制定をうながしたことは御承知の通りである。

石橋の「東海地震」モデルは、フィリピン海プレートが陸のプレートへの沈み込み運動に伴う南海・駿河

トラフ沿いの地震であること、そのような地帯は歴史的にくり返し発生しており、図1のE領域が未破壊領域であること、E領域の地殻変動が着実に進行中であることなどの理由によっている。最近の研究では、基本的な考え方は良いとしても、プレートのもぐり込みだけではなく、プレートの衝突の複合と考えた方が良い(石橋, 1985),あるいは、駿河湾にまで伸びる富士川断層の活動を考える(恒石・福坂, 1978)などの指摘もある。さらにM8級が起こる前にM7級が1個または複数個起る可能性も指摘されている(齊津, 1984)。しかし、いずれにせよ、駿河湾を中心とした地域に大地震が発生することを否定する根拠はない。

IAEEの主催で行われた Strong-Motion Earthquake Instrumental Arrays に関する会議 (Proceedings, edited by W. D. Iwan) が、Array 観測の最も優先度の高い地域(世界で6地域)の一つとして「駿河湾-伊豆」(東海地震)をあげたことは、十分理解できることである。

上記会議で指摘された地域のうち、日本国内では他に2箇所ある。一つは東北地方東岸(沖)であり、もう一つは中部地方西部である。いずれの地域でも同会議のあとに中規模地震が発生した。但し、東北地方東岸沖でオホーツク海の空白域と考えられているのは1978年宮城県沖地震の震源域とは異なりおり、依然として地震観測の対象地域として考慮されるべきであろう。また、中部地方は図2に示すように、我が国および周辺で活断層が最も密集した地域である。1984年長野県西部地震(図2には活断層として線引きされていない)の発生により、当分の間、中部地方に大地震が発生しないとは言えない。図2の活断層系を考慮した地震危険度(図3)では、震度VI以上に見舞われた危険度が最も高い地域となっている。

以上あげた3地域以外では発生確率が極端に低いのかと言うと、そうではない。例えば図3では近畿・中国・四国地方は、今後50年以内に震度VI以上を経験する確率は90%を越える。また潜在断層は考慮に入れられていないので図3で判断することも不十分かも知れない。太平洋沿岸で発生する巨大地震については、発生頻度が高いくから、超長期的予測はかなり確度が高いが、大きな手がかりと考えられる空白域も、一たん全てが発生してしまうと、次はどこであるかを特定することは難しい。

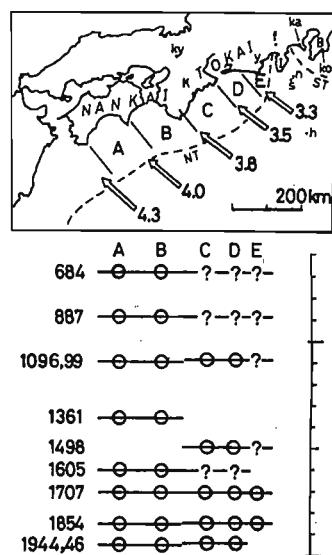


図1. 石橋 (Ishibashi, 1981) による

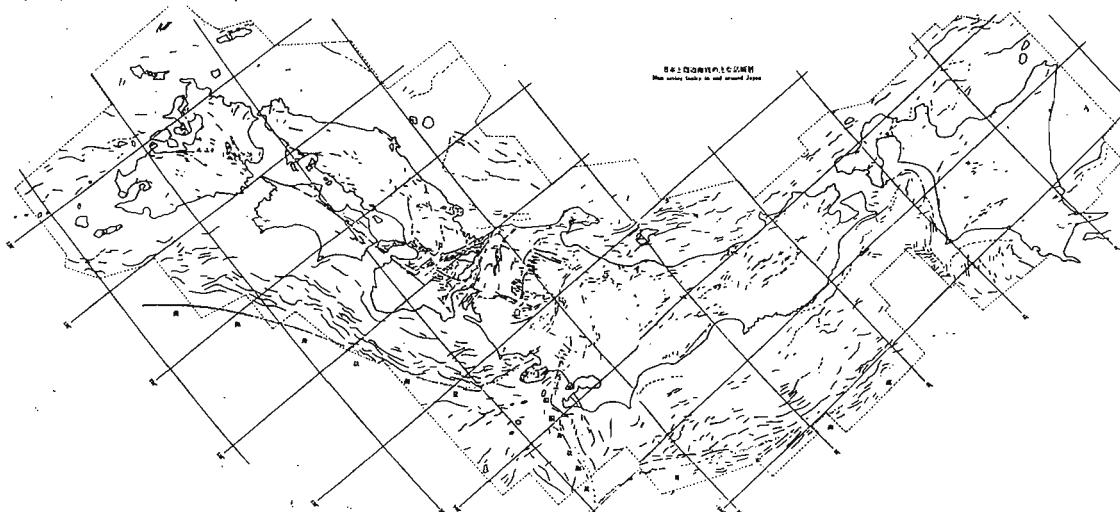


図2. 日本の活断層、活断層研究会編、東大出版会による。

強震観測は大地震発生地域を target として行なわれるところが最も効率的ではあるが、上に述べた事情から、例えば「東海地震」のみに、固をあげて 100 % の能力を注ぎ込むことはできないであろう。しかし、一つの重要な能力は注がれるべきであり、他の一つは、地震発生危険度、災害発生危険度等を組み合わせた合理的な震害計配置計画が望されるであろう。

3. 課題は何か。

震源ではどのようなことが起き、どのような弹性波が発生され、波がどのように伝わり、サイトの局地的条件でどう変化し、それが構造物の振動にどう影響を与えるか、などを知ることが当面の目的であり、その知識をもとに、次の地震動に対する適確な予測の手法や対策を確立するこれが地盤工学の目標であろう。強震観測は、当面の目的の端緒と位置づけられる。

強震観測は、我が国では 30 年、米国では 50 年の歴史を有し、観測記録を通じて強震動の性質に関する理解を深めてきた。しかし、M 7 級以上の地震の震源近傍における地震動観測例は極めて少數例に限られ、震源近傍における地震動の詳細は、最も理解が進んでいない事柄の一つである。また、従来の震害計には時刻情報が入っていないため、強震動の伝播特性についても未知の部分が多い。

Haskell モデルに代表される、震源の kinematic モデルでは、断層運動を支配する種々のパラメータは、断層面上で一定値をとる。しかし、このモデルでは地震動の短周期成分が説明されない。その原因の大きさは一つとして、断層面上での種々パラメータの非一様性にあると考えられている。従って、強震観測の課題の一つは、断層運動のパラメータ、— 強震速度、くい直し量と時間、応力降下量など— の断層面上の分布を実測することであり、Radiation pattern や Directivity がどの程度影響するのかなどであろう。これらの量を測定するためには、地震を規定(特定)することなしに、偶然の観測を期待するのであれば、全国に数多く震害計配置をするが、長期間の待機を余儀なくされるであろう。

震源の情報を得る目的以外の、波動伝播、site effects、地震時歪などに対するても、地震が特定されれば、ち密な観測計画が立てられるであろう。

4. 観測網への Needs.

震源断層面上に直接地震計を設置しないが、地下深部への設置は実現が難しいであろうから、地表への設置を中心として述べたい。精密さを求めるには、観測点数が多い程良いに決っている。しかし、どこまでその精密さが必要なのかは、知りたい情報によって異なる。また、あらかじめ地下構造も考慮する必要がある。

1) 断層面上で特に強い波を発生した位置を探ることは、震源決定と同じように考えられるから、20 KM 間隔で震源領域を取り囲むように 10 点もあれば、少ない誤差 (1 km 程度以内か) で、その位置・地が決定できよう。

2) 水平アレー観測によって

$$F(k_x, k_y, \omega) = \iiint f(x, y, t) e^{-i(k_x x + k_y y + \omega t)} dx dy dt.$$

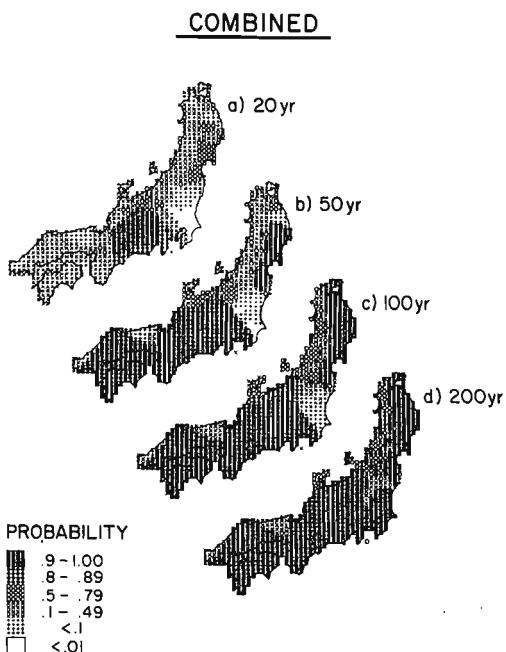


図3. 地震 Ms 以上を経験する確率 (Wesnousky et al., B.S.S.A., Vol. 74, 1984).

が理解できれば、どこからどのような波が来たかが解る筈である。そのためには、水平アレーの大きさや間隔をどうするかが問題である。前式を連続から離散形に直すと、

$$F_{l,m,k} = \sum_{l'=0}^{L-1} \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{k=0}^{K-1} n(l'ax, m'ay, k'at) \exp\left(-i\frac{2\pi ll'}{L} - i\frac{2\pi mm'}{M} - i\frac{2\pi kk'}{K}\right) ax ay at$$

となる (Aki and Richards, 1980, Freeman). 通常の Fourier 变換で出合う Aliasing と同じことを、観測点間隔でも考えなければならぬ。X 方向の 1 次元を考えると, $(k_x)_N \leq \pi/\Delta x$ (or $f_N \leq C/2\Delta x$) の値しか、一義的には求められない。実体波の場合には見掛け速度 (C) 3 km/sec 以上を考えれば良いとして, $f = 10 \text{ Hz}$ まで知りたければ、 $\Delta x = 150 \text{ m}$ と驚異的に小さな値となる。もっととも、波形の特徴、地下構造の情報を導入すれば必ずしも位相差 2π の範囲で規定される標準ではなく、もっと大きな Δx でも情報を得得る可能性はある。しかし、どこまで大きくして良いかは、^{経験}が必要であり、例えば米国、台湾 (SMART 1) などの例を参考になろう。

5. 米国における強震観測の Proposal の例.

米国カリフォルニア州が実施している観測計画 (Third Report on the Strong-Motion Instrumentation Program, 1984, C.D.M.G.) の中で、U.S.G.S. の R. Borchert が Chairman をして 4 つの subcommittee の報告から、米国における事情の一部をさくめてみたい。同報告は、下のように構成されている。

- CSMIP, STRONG GROUND MOTION AND INSTRUMENTATION SUBCOMMITTEE -

R. BORCHERT, CHAIRMAN

1. INTRODUCTION
2. STRONG-MOTION DATA NEEDS
 - SEISMOLOGICAL NEEDS
 - ENGINEERING NEEDS
3. GENERAL FRAMEWORK FOR SITE SELECTION
 - LONG-TERM PLANS
 - SHORT-TERM GOALS
4. DESIGN CONSIDERATION FOR STRONG-MOTION ARRAYS
5. RECOMMENDATION SUMMARY
 - DATA NEEDS
 - LONG AND SHORT RANGE PLANS FOR SITE SELECTION
 - ARRAY DESIGN
 - INSTRUMENTATION
 - DATA MANAGEMENT

この中で、私に与えられた課題に関連する 3. 4. について概要を紹介したい。

3. サイトの選択について 13. Long-term Plans と Short-term Goals に分けて言及している。長期プランは、大地震 ($M > 7.5$) 発生の可能性がある地域に、最小必要限度の観測点を設置する。具体的には、想定される断層全域にはほぼ 7.5 km 間隔および断層の深さ程度または断層の両側に 15 km 程度の線に沿って 20 km 間隔に設置する。また部分的には $2 \sim 3 \text{ km}$ 程度の間隔で直線状の Array 観測を行う。このような密度の高い観測から、Source rupture と Differential ground motion ばかりではなく、soil amplification × Liquefaction data の取得も可能である。

短期目標は、長期プランで指定した地域の potential を考えて優先度を考えることである。5段階に優先度を定めるが、

1) $M > 5.5$ 以上の発生確率から 1 ~ 5までのランクづけをする。

2) 次の 3 項により優先度を調整する。

a) $M > 7.5$ の地震発生確率が高い場合に優先度を 1 ランク上げる。

- b) 市街化地域であればランクを1つ上げる
 c) $M < 7.0$ であればランクを1つ下げる。
 このようにして定めた優先度を表 (Table B1) に示す。

TABLE B1. Site Selection Priorities for Selected Segments of On-Shore Faults in California

Fault Segment	Earthquake Probability Mag	Category	Category Adjustments		Resultant Priority
			M > 7.5	Urbanization	
1 Indio	7.5-8	3	-1	-1	1
2 Mojave	7.5-8	2	-1	0	1
3 Parkfield	6	1	0	0	1
4 Hayward (North)	6.5-7	3	0	-1	2
5 San Jacinto (Riverside)	6.7	2	+1	-1	2
6 San Juan Bautista	6.5	2	0	0	2
7 Hayward South	6.5-7	4	0	-1	3
8 San Jacinto (Anza)	6.7	2	+1	0	3
9 San Francisco Peninsula	7	4	0	-1	3
10 Carrizo	8	4	-1	0	3
11 Cucamonga	*	4	+1	-1	4
12 Newport Inglewood	*	4	+1	-1	4
13 Olema	8	5	-1	0	4
14 Creeping	7?	5	0	0	5
15 Garlock	*	4	+1	0	5
16 Imperial Valley	*	4	+1	0	5
17 Oakridge	*	4	+1	0	5
18 Owens Valley	*	5	0	0	5
19 Rose Canyon	*	5	+1	-1	5
20 San Fernando	*	5	+1	-1	5
21 Santa Barbara Channel	*	4	+1	0	5
22 Santa Monica	*	5	+1	-1	5
23 Ventura	*	4	+1	0	5
24 Whittier	*	5	+1	-1	5
25 Elsinore	*	5	+1	0	5+

* Specific magnitudes were not assigned but in general were considered to be less than 7.

4. Array design について 13 ; El Centro

Differential Array は大変有益であるが、少なくとも2次元、できれば3次元が望ましかった。15以上の3成分観測、ビーム resolution と冗長さのバランスをとった、しかも spatial aliasing をあらかじめ取り除く観測点距離を保つことが重要である。さらに Downhole array (Parkfield array 地域に) の必要性も言及されており、日本の地中観測を詳説している。

これらのことを図示したのが図4であり、カリフォルニア州の観測網は、基本的にサンアントニオス断層沿いの観測に集約される。既に建設された高密度強震観測のアレイで、最も特徴的（高密度）なものとして、Parkfield Array があげられる（図5）。

地震発生の環境が、我が国とは異なる面があり、想定地震に対する強震計配置の優劣を言及し難いが、図5のような配置は、我が国の実状と照らし、警戒的である。

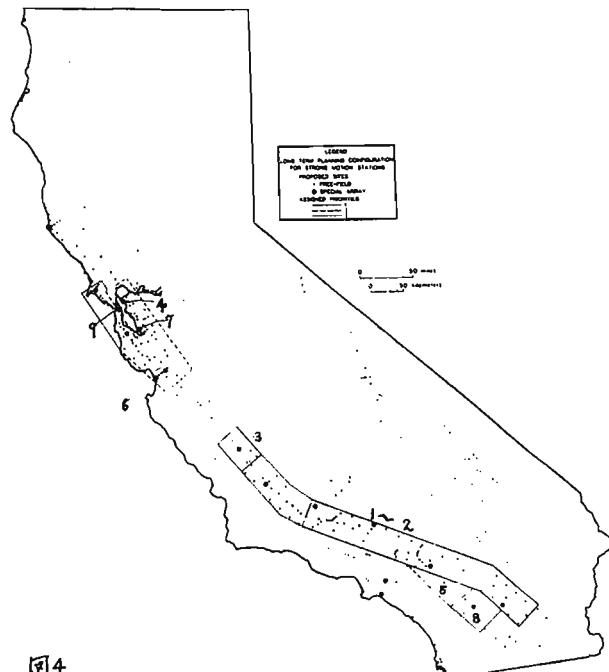


Figure B1. Long Term planning configuration map of additional recommended free-field strong-motion stations and special arrays in California.



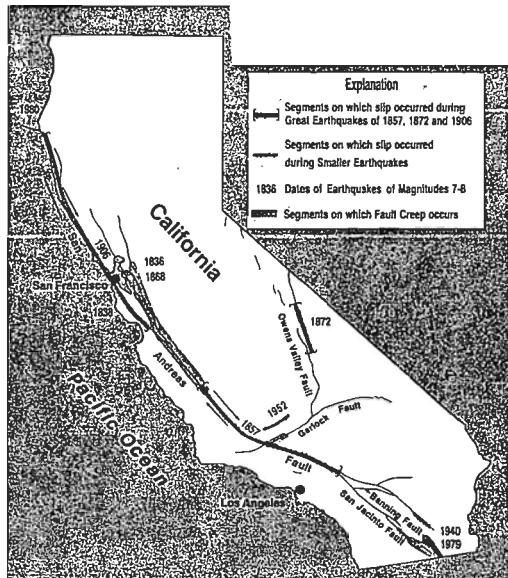
Figure 5. Map of CDMO Parkfield array and generalized geology along the San Andreas fault in central California. The array configuration forms four limbs (Cholame, Stove Creek, Gold Hill, Vineyard Canyon) oriented perpendicular to the San Andreas fault, and a central zone of stations paralleling the fault. The only fault trace plotted is San Andreas ground rupture from the 1856 Parkfield earthquake (Brown and Vedder, 1977; Brown, 1980) and unbroken fault segments at the north and south ends of the rupture zone. All other faults, including the San Andreas, are from the USGS Digital Elevation Model. The Cholame limb is the most continuous segment of the San Andreas fault; a diagrammatic pattern that exaggerates fracture-zone width, represents 1995 an echelon ground fractures with measurable right slip. Dashed segments indicate discontinuous or absent ground rupture. Geologic data are modified after Jennings (1960), Dickinson (1960a,b), Harris and others (1972), and Dabbee (1978).

Geomythic Deposits
Unconsolidated surface and bedrock deposits of sand, silt, and gravel and terrace deposits of glacial composition. Also includes talus slope deposits.

Concretionary Rock and Deposits
Partly to well indurated predominantly calcareous rocks including dolomites, dolostones, and cements of several facies. Most rocks are massive.

Moderately to Well Indurated Metavolcanic Rocks
Partly to well indurated metamorphic rocks including gneisses, schists, and slate with, in addition, pillow laves and other structures in Franciscan assemblages. Also include talus and talus-like debris of serpentine and impure talus.

図5. Parkfield Arrayの配置 (R.D. McJunkin and A.F. Shakal, 1983, California Geology)



The San Andreas fault system and other large faults in California: different segments of the fault display different behavior.

図6. The San Andreas Fault, U.S.G.S. 1:23

カルホルニア州の地質環境の参考資料として、図6に大地震と断層を、図7にM>1.5のマグニティティマップを示す。

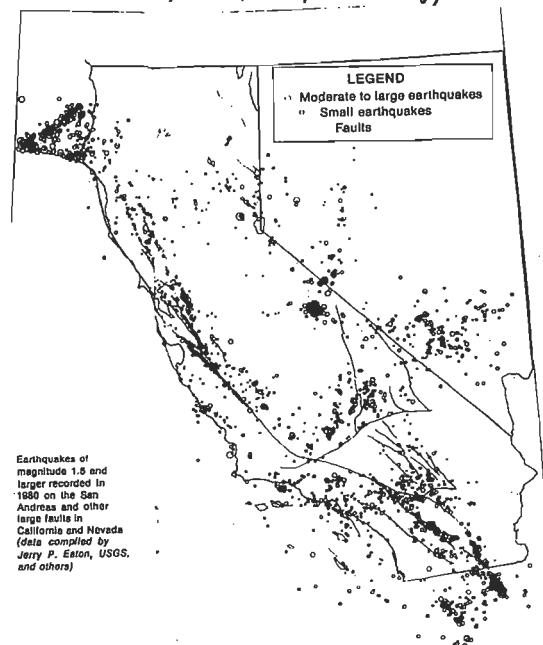


図7. The San Andreas Fault, U.S.G.S. 1:23

3.6 建物を含む系の地震観測

建設省建築研究所 北川 良和

§1. まえがき

地震動特性はその地震自体が発生する機構やその伝播経路及び地表面付近での地形・地盤等の局地的条件によって強く影響される。この地震動特性の差違はそれを受けて生じる建物の被害にも種々の様相をもたらす。このため地震時の地動や建物に働く地震力をより正確に把握するために工学的利用を目的とした強震観測や地中地震観測の必要性が叫ばれている。前者は主として強震動の観測を目的として建物及び地表地盤を、後者は微小～中地震動の観測を目的として地表地盤、及び建物を観測対象としている。

地震観測の歴史は古く、明治の初期に開発されたベルベック・フニッピングによる地震計(1872)、グレイ・ミルン・ユーイングの地震計(1883)、その後の大森式地動計(1898)、今村式強震計(1901)、石本式加速度計(1931)と改良に改良が重ねられ、地震計の現理論が確立され、観測技術は向上した。この背景には横浜地震(1880)、濃尾地震(1891)、関東地震(1923)といった被害地震の発生がある。これらはいづれも理学的な目的をもった地震観測で工学的な目的をもった地震動観測が本格化したのは1950年代からと言える。工学的な目的をもった強震観測、地中地震観測の観点からその歴史的背景を概観すると以下のようである。

強震観測について：1931年東大地震研究所長末広恭二博士は米国での講演で、強い地震の加速度を記録する強震計の設置の必要性を強調した。当時の地震計は変位計で、大地震では針がヒビに沿って滑る記録がとれていなかった。米国はこの報告を尊重し、カリフォルニア沿岸の数十箇所に加速度型の強震計を設置し、1933年に強震記録(ロングビーチ地震、 $M: 6.8$, $\text{Max Acc} = 0.33g$)を得た。我が国では奥丹後地震(1927)、三陸沖地震(1933)、福井地震(1948)と被害地震が発生、特に福井地震を契機として第2次大戦中停戦していいた工学分野の研究が活発となり、工学上の目的をもった加速度強震計の開発を目的とした標準強震計試作委員会(1951)が組織され、1953年「SMAC型強震計」が試作設置された。強震計はその必要性が広く認識さ

れることでその設置台数も増加し、今日では700箇所、1400台のSMAC型強震計(A, B, C, D, E, Q, M, T, DC, 普及型)が設置されている。図1.1に我が国における強震計の設置状況¹⁾を示す。図からわかるように強震計は東京都内(35%)に集中している。以下関東地区(11%)、中部地区(13%)となっており、全面的な視野で数の上から見た強震観測網は特定区に偏重している。

地中地震観測について：1934年東京丸の内における地表及び深さ20mの井戸底で石本式加速度計により地中地震観測が初めて行なわれた。その後1950年代の電磁式地中地震計の開発と相まって工学分野における地中地震観測の重要性が認識され、中でも1965年代からは高層建物、重要施設、長大橋等の大型重要構造物の出現を契機に数地地盤を対象とした地中地震観測が活発となり諸外国に例を見ない程に発展し、現在200箇所以上の鉛直アレー観測が実施されている。

地震観測をする目的について以下に概要する。地震

Districts	Number of Places	Number of SMAC*
Hokkaido (HK)	43	73
Tohoku (TH)	59	111
Tokyo (TK)	190	488
Kanto (KT)	95	159
Aichi (AC)	30	56
Chubu (CB)	99	178
Osaka (OS)	39	97
Kinki (KK)	46	69
Chigoku (CG)	42	62
Shikoku (SK)	26	45
Kyushu (KS)	34	55
Total	703	1393

* SMAC type + DC type

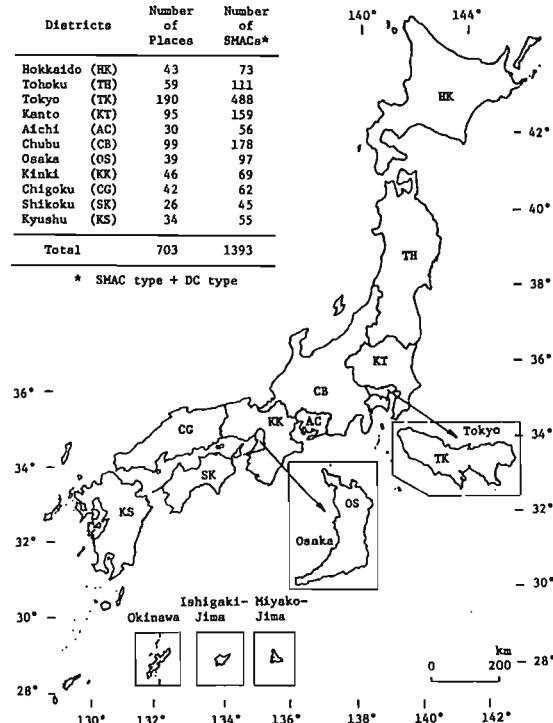


図1.1 強震計設置状況¹⁾

観測は頻発する地震について地震動を記録したいという粗樫な気持ちから始まった。建物の地震対策として、1924年市街地建築物法に地震荷重が加えられ、震度として0.1の値をとることが義務づけられたこと、1931年の赤広所長によって地震動加速度を直接記録し、建物の耐震設計資料をもとにした地震荷重評価の必要性を強調したこと、その後の報告地震が発生したこと、等をふまえ、強震観測記録の主とした研究目的は強震地動の解明、建物の地震時挙動の解明、耐震設計用入力地動評価等にある。強震計が各地に設置され、被害地震の地動や建物の応答を記録するようになり、耐震工学上多くの知見をもたらすにつれて、設計用入力地動の設定に結びつけようとする研究は一段と盛んになった。その結果、建築基準法施行令関連の耐震規定改正にもある程度取り入れられ、観測された地震動波形やその修正波形を耐震設計に用いる事例も増加した。

一方地中地震観測の目的は強震観測の目的と同様入力地震動評価にその目標を置いていたが、特に表層地盤の增幅特性や建物と地盤との相互作用効果の解明に重点が置かれ、観測期間も限定している場合が比較的多い。最近ではダイナミックレンジの拡大等により強震観測の目的とその差は少なくなっている。

このように強震観測や地中地震観測が実施され、数多くの貴重な観測記録が収穫された結果、耐震工学の向上に果たしてきた役割は極めて大きい。このとき、いつ発生するかわからない地震をいつも正常な状態で観測記録するために必要な保守・点検作業は担当者の熱意のみに期待されている面が多いことを決して忘れてはならない。又最近では観測記録の活用、利用分野が拡大され、より高度な活用を目的とした地震観測のあり方についてさまざまな問題が指摘されている。これらの諸点をふまえ以下に地震観測に関する守備範囲、観測尺度、留意点、今後の展望について述べる。

②. 観測機器とその守備範囲

地震計は換振部、拡大部、記録部から構成されている。換振部分が機械式の振り子から電磁式へ、記録部分がドラムからデータレコーダへ、観測記録方式がアナログ方式からディジタル方式へと転換が行われ、地震観測の近代化が急速に進みつつある。これは建物等構造物の種類が多様化し、それに伴い強震動として設計に考慮すべき周期・振幅範囲が広がっていること、

強震記録が工学分野のみならずその理学的価値が高まっていること、振幅特性のみならず位相特性に関する情報の提供にせまられていること等による。各種地震観測の受け持ち領域分類²⁾を図2.1に示す。図中構造物の周期、地震工学関連現象も併せて示す。図からわかるようにどのような現象をどうえらかといった観測目的に対応した地震観測の必要性が指摘される。現在強震観測に主として使用されているSMAC-B型強震計について岡田・後藤³⁾が評価を行っている。これによると測定上限は1000gal、分解能：8bit(40dB程度)相当、振り子固有振動数0.1秒、量子化周波数：100Hzとなっており、SMAC型強震計の振り子自体の性能は優れているものの、スタイルス軟利用のアナログ記録器の仕様により観測能力が狹められ、特に1秒以上の長周期成分の見落しが甚しいことを指摘している。又強震観測機器検討会の提案による強震計に関する標準仕様では総合特性として周波数子範囲：0.05～25Hz、記録範囲：±0.1～2000gal(86dB以上)、換振部の分解能10⁻⁵以上を示している。前者は低倍率変位強震計などの地震観測ではカバーできなかた被害地震の強震動、特に建物等の構造物の強震動を記録すること、動作の確実性、信頼性、保守点検の容易さを有することを目的として開発されたものであり、後者は地震の発生・伝播機構の解明、入力地震動特性の位相差解明、地震時における建物の運動解明等観測記録の活用範囲の拡大、多様化、高精度化に対応することを目的として提案されたものである。このことは地中地震観測においても同様のことである。すなわち観測目的、解析精度を考慮した上で地震観測機器の選定をすることが必要性を促すものである。

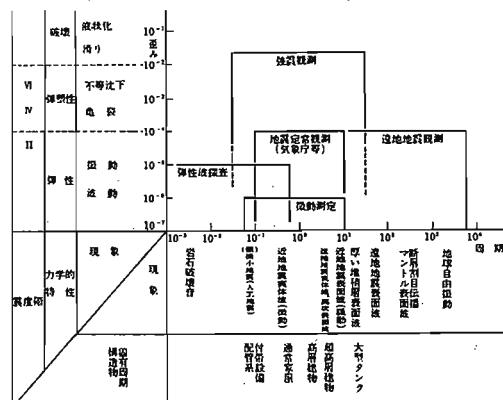


図2.1 各種地震観測の分類²⁾

§3. 観測尺度とその目的

1906年発生したサンフランシスコ地震を調査した東大教授佐野利器博士は鉄筋コンクリート造建物が地震と火災に耐え残った実情をまのあたりに觀察し、帰同後耐震計算法のノウハウとして震度の考え方を提唱した。当時の建物は階高も低く壁の多い剛なじみであったことから、この種剛体の仮定でも大過なかった。1923年発生した関東地震では内藤多仲博士等によて佐野震度に基づき耐震設計された建物が被害地震に耐えたことがその後の耐震設計の発展の基になった。これ以来震度（水平力／建物自重）に基づく地震荷重評価は1981年建築基準法施行令の改正まで続き、加速度計の開発と相まって工学分野での地震観測尺度として加速度記録を収録することに主眼がおかれた。しかしながら、1960年代からの超高層建物、重要施設、長大橋等の大型構造物の出現を契機に固有周期としてやや長周期を有する各種構造物の地震時挙動や入力評価を行なう上でSMAC型強震計等の加速度計では前述したように固有周期範囲、ダイナミックレンジが狭く、より広いレンジ特性が要求されるようになった。エネルギー収支に関する研究の推進と相まって剛性のある建物では加速度値よりも速度値の方が破壊との関係が深いことや大地震でけやや長周期領域で地動速度がほぼ一定になるという指摘等によって、速度記録の要求が高まった。

このように観測尺度として加速度、速度、変位があるが、このうち何を選定するかは観測目的として何を第一目的とするかによって、その機器の有するダイナミックレンジ、周期レンジ、SN比等を考慮した上で、観測計画段階で十分に吟味する必要がある。加速度記録を観測すれば積分作業をすることによって速度変位を一義的に得られるという单纯な考え方には初期値の設定等の問題を考えると危険ではなかろうか。

§4. 観測体制・システム上の留意点

強震観測は主として建物頂部（構造物）、最下階、地盤に加速度型強震計を設置して実施されている。その設置台数、記録数は図4.1に示すように年々増加しており、観測対象は建物に偏重している。⁴⁾地中地震観測は主として地盤内、地盤・建物内に地中地震計を設置して実施されている。このヒック観測目的に対応した種々の換振器（変位計、速度計、加速度計、土圧計等）やシステムを比較的自由な立場から組み合せて使用し

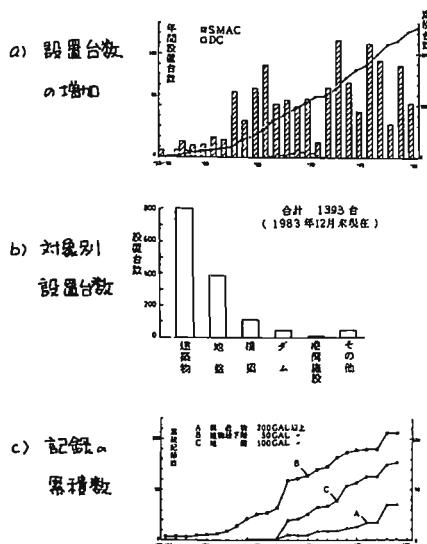


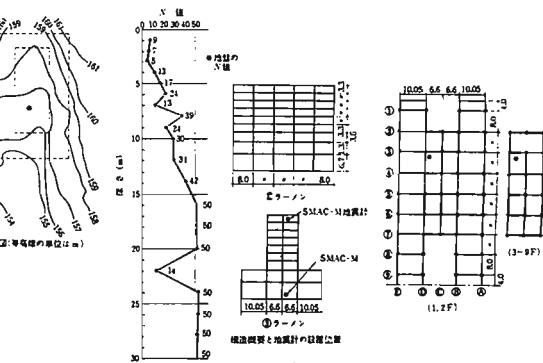
図4.1 強震計設置台数及び記録の推移⁴⁾

ている。以下に代表的な事例を紹介し観測上の留意点について述べる。

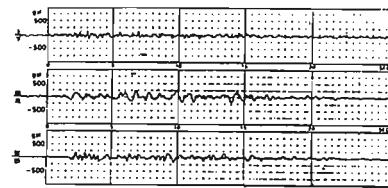
図4.2に東北大工学部建築棟（仙台市）での強震観測体制と記録例⁵⁾を示す。使用されている強震計は、SMAC-M型（振り子：バー式型、固有振動数：400 Hz, 通用範囲：5~1000 gal (46dB), 記録方式：FM変調, 記録媒体：コンパクトカセットテープ, 重量：23 kg)である。この観測点は建設省建築研究所が整備している全国沿岸を200 km程度で結ぶ基本観測網の一つとして位置づけられている。この観測網によつて我が国の沿岸に沿つて発生する被害地震時の建物の挙動は震央距離100 km程度以内で観測可能となる。1978年宮城県地震では1gを越す記録が建物頂部で観測された。建物最下部での観測記録は地震時における建物挙動の解明、補修建物の耐震安全性の検討等を目的とした入力地震動として幾多の研究に活用され、耐震工学上貢献した記録の一つである。観測上の保守・点検は東北大工学部建築棟によってなされており、全国の強震観測の中では大変恵まれた環境下にある。このように大切にされ、地震に遭遇した観測点もあれば、人里離れ雪の下に4ヶ月余も埋もれそのままの間保守・点検が不可能なもの、担当者不在によって荷物の下に埋もれ観測の善否すら不明確なもの等強震計の保守・点検作業の不備なものもかなりある。又温かい日で保守・点検作業がなされ、万全の体制にありにもかかわらず地

震動を一度も記録していない観測点もある。我が国は地震活動が活発であるという地学的特殊性を有している。予算不足、理解不足で鑑みると各位の温かい強震観測への理解と協力体制こそ強震観測を継続していく上で必要と思われる。強震観測を行う上で留意事項をまとめる(i)動作の確実性、信頼性、(ii)保守・点検の容易さ、(iii)計時精度、(iv)広いダイナミック及び周波数レンジ、(v)後処理の容易さ、(vi)建物(構造物)頂部・最下部・地表での同期観測、(vii)観測網の均一化等があげられる。

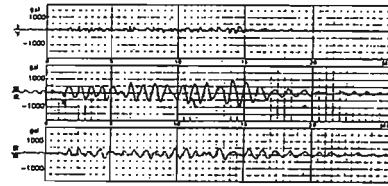
7階建て鉄骨鉄筋コンクリート造でペント工法によるコンクリート杭に又持された建物と地盤内での地中地震観測体制(東京都王子住都公園アパート)¹⁾を図4.3に示す。主として使用されている換振器はサーガ型加速度計(固有振動数: 5 Hz)で、更に地盤および建物頂部で変位計、建物底部で土圧計、地盤内で水圧計が設置されている。観測は建設省新耐震統合プロジェクトの一環として、鹿島建設技術研究所に委託され、プロジェクト終了後も同研究所によって維持管理されている。観測の対象としている地震は発生頻度の高い小～中地震に焦点を置いており、多くの記録を収集できるよう設計されている。観測された記録をもとに、表層地盤の增幅特性、減衰性等地盤の振動性状の解明、



地盤概要 建物概要と地盤計位置

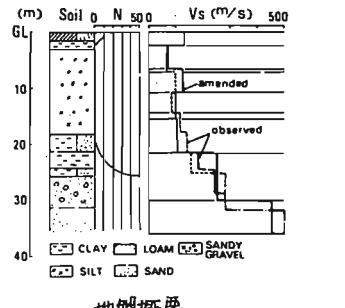


1階2号加速度記録

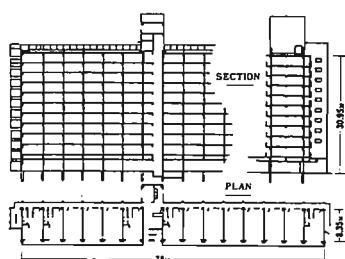


9階2号加速度記録

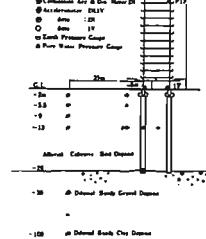
図4.2 第北大建設系における観測体制と記録例¹⁾



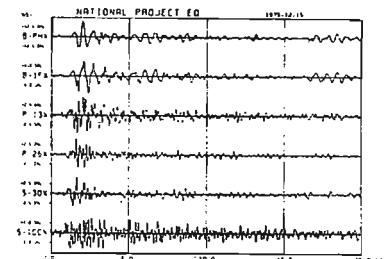
地盤概要



建物概要



地盤計の配置



観測記録例

図4.3 王子公園アパートにおける観測体制と記録例²⁾

建物・杭・地盤相互作用特性の解明（モデル化、定数評価）、入力地震動特性の解明、杭の水平力分担率の解明等多くの研究成果が得られている。このように観測は時代の最先端の研究や設計への資料を得ることを目的として実施された。その後の観測体制の補充により解析精度の向上と省力化が図られているが、システムの保守管理が比較的専門化し、ランニングコストも高くなっている。これらの地中地震観測をふまえ留意すべき項目をまとめるヒ)目的の明確化、ii)観測点配置、iii)観測システム設計（ダイナミック及び間波数レシジ、增幅器、記録計起動装置、刻時装置、統合特性等）、iv)地震計埋設方法等があげられる。

従来の地中地震観測では振幅特性を良くすることを第1目標としていたが、最近では位相特性にも注意が向けられ重視されている。このため多点同時観測においては観測点間の同期性、位相特性の一一致等にも留意する必要がある。

§5. 今後の展望

前述したように地中地震観測は地盤内又は地盤・建物内で鉛直系列、水平系列、すなわち2次元・3次元的に地震計、土圧計、歪計等を観測目的に対応して設置し、比較的頻度の高い地震を対象に実施されている。これまでには比較的プロジェクト研究の一環として実施されたものが多くのプロジェクト終了に伴い、地震観測を中止する場合が多々あった。最近では定常的に地震観測を継続する場合が増加している。観測体制は各種研究目的に対応するもの、地盤内での群列観測に見られるよう観測システムとして最先端のもの、観測地点は比較的担当者の手近にあるものが多くの維持管理体制がひとつのっている。このことから以下に強震観測を中心として地震観測一般についての今後の展望について述べる。

我が国の強震観測は国・地方公共団体所属の研究機関、大学などの公的機関、民間企業によって行なわれている。これらを統括する必要性から強震観測事業推進連絡会議（委員長：岡本瞬三東大名誉教授）が関係機関の代表や学識経験者により構成され、国立防災センターが事務局を担当している。しかしながら各研究機関はそれぞれの管理する強震計記録を用いて観測の維持・管理、研究を進めている。又民間企業等による自主管理の強震計についてはその観測維持のための措置を国立防災技術センターを中心にその一部を援助し

ているものの、ほとんびりが野放し状態である。これに反し、米国では関係機関が複数となっているものの大学等における研究的な観測を除き、米国地質調査所地盤工学部（USGS）、カリフォルニア地質調査局（CDMG）が総合的に管理を行っている。特に後者については建物を建設する場合耐震規定使用料を徴収し、その予算で強震観測の保守、点検、記録の公表等を業務活動として行っている。これらの現状を鑑みると、我が国では各種関連機関が独自に予算を確保し、担当者の熱意に期待している所が多い。このため多くの問題が派生し、さらに建物のメインテナンスの立場から自己診断に必要な情報（建物の導動、入力特性）を得ることを目的として民間が独自に進めていくところにも一層複雑な状態を招いている。強震記録の収集、刊行は強震観測事業推進連絡会議の主要業務となっており、「Strong-Motion Earthquake Records in Japan」の名前で年報が、「強震速報」として連報が、最大加速度値、アナログ記録波形として国立防災技術センターより発刊されている。このような現状をふまえ、地震観測に関する今後の展望を以下に述べる。

強震計の再配置計画——前述したように地震観測網は全国的な視野で見たとき、設置対象とともに著しい偏重がみられる。このため強震観測事業推進連絡会議は関係者の参加を得て主として建物に設置した強震計を対象に円卓会議等を開催した。その結果、再配置計画の具体案の提示、今後の継続的な観測努力、日本建築センターによる超高層ビルへの設置、指導の中止等が合議された。その後の学術会議による「高密度強震観測の推進」に関する勧告（1980）、強震計のより一層の普及を目的とした建設省による普及型強震計の開発にもかかわらず、現状では官学民による強震観測網においてなお地域、設置対象の偏重は解決されていない。このためには単に研究面のみにヒラわれるこことなく、業務としての思い切った処置、例えば総合的な管理、CDMGにみるような予算確保等、更には関係者各位の理解と協力及び責任の履行が問題解決のために必要と思われる。

観測システム——アナログ方式からデジタル方式へと観測の近代化は急速に進んでいる。地中地震観測のように比較的研究色が強く、担当者の熱意によって保守・点検等の維持・管理が良好なもののは問題は少な

い。しかしながら、地震防災の観点から強震動を収集するという基本に立ち返った時、近代化された観測システムにおける劣悪環境下における長時間使用に伴う不安が残る。観測目的を十分に吟味した上で、動作の確実性、信頼性、保守点検後処理の容易さ、等を考慮した観測システムの開発が期待される。

記録の公表——強震記録は前述したように強震観測事業推進連絡会議から年報として建物内・地盤上での最大加速度 100 gal , 50 gal 以上を記録した $1/2$ 様尺の強震記録が、速報として気象庁震度階マ以上を示した地震について地震発生後 1 ヶ月以内を原則として最大加速度値を公表している。又公的機関からは階層研究資料として強震観測、地中地震観測記録のディジタル値が公表されている。更には高密度強震観測については各種研究機関独自の研究目的を持って実施していることから、観測そのものにかなり研究色が強く、まだ記録の公表には至っていない。しかしながら学術会議(耐震工学研究連携部会)は記録の効果的活用の立場から高密度強震観測データ公開の基準(案)²⁾を作成した。この中で対象とする地震動、公開の方法、利用者の義務について述べており、担当機関係者の地道な努力を評価する内容となっている。

観測成果をより効率的に活用するためには観測記録の公表は不可欠である。このためにはそれぞれの責任範囲を明確にし、その中で個々の責任(観測の維持、管理、記録の収集、公表)を果たすため努力する必要がある。それが具体化した上で始めて統合的な記録の管理、データバンク等による記録の公表が可能になるものと思われる。

§6. おわりに

地震観測を計画する場合、何のために、何を、どのように観測するかをしっかり討議し、各種留意項目を検討した上で、機器の選定、配置計画、観測システム等次第に必要なことがある。これまでに重い地盤特性、硬質地盤の震動特性を採る立場から、地盤ひずみ、想定地震を対象とした地震観測について他の委員より具体的な意見が述べられて来た。地震観測は多様化、高度化の方向に進んでいる。いつ発生するかわからない地震を最善の状態で待つことの忍耐と寛容の精神、しっかりとした目的を持つことの強斷と偏見の精神、相矛盾する2つの精神を持ってこそ地震観測は成り立つ。地

震観測を行えば直ちに成果が得られるわけではない。丁度雑誌のバックナンバーを揃えるようなもので息の長いものである。観測記録は大自然を相手にした大実験結果であり、その価値は大きい。自らの研究成果のみにこだわることなく、社会的責任、受益者負担の立場から地震観測という土俵の中で官学民協力のもと担当者と利用者との相互理解が必要ではなかろうか。観測地点は年々増加している。配置上及び観測機器から見た観測点の高質化、観測記録及び数値の信頼性等幾多の問題が残されている。この時新しい地震観測システムはどうするかと同様これまでの地震観測システムをどうするかも合わせて考える必要があろう。

本論をまとめるとにあたってかなりアウトサイダー的立場をとった。強震観測、地中地震観測の詳細かつ具体的な内容については文献2)を参照されたい。

謝辞——本論を作成するにあたって建設省建研技官辰嶋俊英氏、高島幸江様に助力を得た。ここに謝意を表する。

参考文献

- 1) The Project for Observation of Strong-Motion Earthquake and Its Recent Results, Some Recent Earthquake Engineering Research and Practice in Japan, J.N.C. of I.S.E.E., 1984
- 2) 地震動観測、地震動と地盤、日本建築学会、P179-251, 1983
- 3) 田中、後藤；我が国の強震観測能力の現状分析と新装置の開発、第6回日本地震工学シンポ、P273-280, 1982
- 4) 田中；地震記録及び強震計、その他、第6回防災科学技術研究連絡会、1981
- 5) 「1978年宮城県沖地震」の被害調査報告書、建築研究報告、建設省建築研究所、1979
- 6) T. Ohta, M. Niwa, H. Ando and M. Ujiyama; Study on Seismic Response of Soft Alluvial Subsoil Layers by Simulation Analysis, 6th W.C.E.E., 1977
- 7) 高密度強震観測データ公開の基準(案)，第19回強震観測専業推進連絡会議資料、1985

III. 強震記録から何を学びどう活かすか



記録から何を学びどう活かすか
—強震記録が震源過程の解明に如何に寄与したか—

石田勝彦

§ 1 震源過程を考慮する工学上の意義

1. 1 地震断層と地震被害・震度分布

地震は地殻内の岩石中に急速に不連続が生じ、この時地殻内に蓄積された歪エネルギーの一部が、弾性波として解放される自然現象である。この時生ずる不連続面が断層面であり、この断層面の生成過程を震源過程と呼ぶ。従って、地震（又は成る地点の地震動）を考えるには、基本的に震源過程（又は断層運動）を考慮しなくてはならないと言える。

では、工学の分野において、震源過程はどのような観わりを持っているかについて現象的に概観する。

図1にいくつかの地震の被害分布又は、震度分布と断層位置を示す。地震被害や震度は、沖積層の厚く堆積した地域では高くなる事はよく知られた事実であるが、断層線に沿って断層近傍で高い住家の被害率や震度の分布がみられる。このことから、耐震設計や地震防災上断層の位置は重要な要素となり、特に断層近傍では震源過程の影響は大であると考えられる。

1. 2 地震の多様性

図2の地震波形を考えよう。これは1968年の十勝沖地震の記録である。一番上はアイスランドで得られた本震の記録である。

中段の記録は、同じアイスランドでの余震の記録で、本震の約10時間後におきた最大余震である。伝播経路は近似的に同一と考えられるため、本震のP波部分がいくつのかのパルスから成り立っている様子は、これが伝播経路の特性によるものとすると、中段の記録のP波部分にも同じ現象が見られるはずである。従って、両者のこの差違は、震源過程（断層運動）の違いによるものと考えられる。即ち十勝沖地震の場合は、断層の生長がスムーズではなく段階的であった事が想像される（金森,1972）。

図3は1983年の日本海中部地震の加速度記録である。上段の記録は不老不死（FRF）で得られた本震の記録であり、下段の記録は同じ不老不死で得られた余震の記録で、二つの地震はほぼ同じ地点で起っている。本震の記録はこの地震が多重震源であることを顕著に示しており、又波形も複雑ないくつかのパルスで構成されているが、余震記録の場合は比較的単純なパルスで構成されている事がわかる。本震の地震記録の特徴が伝播経路によるものとすれば、余震記録にもその特徴がみられると考えられるが、そのような特徴は余震の記録にはみられず、従って両者の波形の特徴の差違は近似的に震源特性の違いによるものと言えよう。図4は震源域で得られた地震動の記録の例である。各地点の断層からの距離が異なるために、夫々程度の異なった伝播経路の影響も考えられるが、震源特性の違いによる事も想像される。

このように、或る地点の地震記録は、その地点までの波の伝播経路の特性の影響も受けるが、地震の起り方、即ち震源特性の差違によっても、多様性を示す事がわかる。

單一パルスで構成されたような単純な地震動は、その最大加速度がある程度大きくても構造物の破壊力は小さい事は、例えば広尾沖地震の例でも現象的に明らかである。それにひきかえて、多くのパルスによって構成された地震動は、その地震動のスペクトル構造にもよるが極めて構造物の破壊力は単純な地震動にくらべて大きくなるであろう。

このように、断層近傍での高い建物の被害率や、その断層線に沿って高い震度分布を示す事、又震源過程（断層運動）の差違による地動の多様性などを考える時、これらは震源過程を何らかの形で耐震設計や地震防災面に取り入れる必要性を示していると言えよう。

§ 2 震源過程と工学との結びつき

2. 1 耐震設計用地震動の策定例—原子炉施設に関する耐震設計指針の場合—

原子炉施設の耐震設計では、活断層（第四紀に活動した断層）の存在を考慮して設計用地震動の策定を行う事になっている。従って、ここでは、発電用原子炉施設の耐震設計に関する耐震設計審査指針（原子力安全委員会）の中の、耐

震設計用地震動の策定に関する項を参考にして、震源過程と工学との結びつきについて考えてみる。

上記の指針では、原子炉施設の耐震設計に用いる地震動は、その地震動を定める位置として「解放基盤表面」を仮定し、そこにおいて、① S_1 地震動（設計用最強地震動）、と② S_2 地震動（設計用限界地震動）を定めることとなっている。 S_1 地震動とは、歴史的資料から、起る事を予期する事が適切と考えられる地震のうち、敷地及びその周辺に同様の影響を与える恐れのある地震及び、近い将来敷地に影響を与える恐れのある活動性の高い活断層による地震のうち、最も影響の大きいものとして想定されるものと定義されている。 S_2 地震^動は、起る事が可能と考えられる地震のうち、地震学的見地から最強地震（ S_1 地震）を上回る地震について、過去の地震の発生状況、敷地周辺の活断層の性質及び、地震地帯構造に基づき、工学的見地からの検討を加え最も大きいものを想定することとなっている。又 S_2 地震では、 $M = 6.5$ の直下型地震も考慮することとなっている。参考として活断層の活動性評価に関する検討の手順を図 5 に示す。又至近距離に震源（活断層）がある場合には、震源距離（△）は、エネルギー放出中心と敷地との距離をとることとなっている。

このようにして定まるマグニチュード（ M ）、震源距離（△）から、解放基盤面における基準地震動を策定する。図 6 にその手順を示す。

2. 2 基準地震動策定と震源過程

i) 経験式に基づく地震評価の場合

図 5 の基準地震動策定の手順をみて先ず気づくことは、図中実線で示した手順と点線で示した手順では震源過程の考慮のしかたに差違があることである。実線で示した手順において、震源過程に関連すると考えられる事項は、

- (1) 断層面上のエネルギー放出位置
- (2) 地震規模（ M ）の決定
- (3) 速度値や応答スペクトルの方位依存性（Directivity）

であろう。

(1) のエネルギー放出中心について、現在の考え方は、想定断層面の幾何学的中心点、地表から余震体積半径の $1/2$ の深さの点、敷地から最短距離の断層面上の点等がある。

一般に断層面上の岩盤の強度（分布）は一様な強さで分布していると考えるよりは、断層面上に不規則に分布していると考える方が自然であろう。断層の生成過程は、このように不規則に分布した断層面上の各点（各面要素）とそれに加えられる力との大小関係によってくい違い^が生じたり、時には破壊されずに残ったりする（例えばバリヤーモデル（Das and Aki, 1977）、アスペリティモデル（Kanamori, 他, 1978）等）。従って、強度の高い面要素が破壊されてくい違いが生じた場合には、そこから振幅の大きなパルスが発生される（藤野他, 1983）。このように、エネルギー放出中心は、断層面上の強度の空間分布に關係する。

(2) の地震規模 M について、断層^{近傍}の地点の地震動は、その地点近傍の部分からの寄与によるもので、或る程度以上の断層面を持つ地震では、震源近傍の地震動の大きさは、マグニチュードには或る程度無関係で、むしろ断層運動の動き方そのものに支配されると思われる。その一つの例として、Aki(1968) は、1966年のパークフィールド地震の断層直近の観測記録（断層に垂直な水平記録、cholame No.2）を解釈し、その観測点近傍の断層面($2\text{km} \times 1\text{km}$)によつて、その地点の地震動はほぼ支配されている事を示した（図 7）。では、観測点と断層面との相対的な位置關係がどの程度の距離であれば、上述の地震動が或る程度 M に無関係となるような現象が顕著にあらわれるであろうか。これは震源域の範囲の規定という意味もある。これに対しては余震体積半径とか断層のディメンジョンとの比較等の考え方もあるが、入倉・村松(1981)等による小地震記録の重ね合わせによる大地震記録の再現の手法によつても考えられよう。即ち、この方法は、小地震と大地震の地震モーメントの比で小地震重ね合わせ個数、即ち大地震時の断層面積を相対的に定めている。地震モーメントは、周期無限大でのスペクトル振幅に關係する量であるから、この手法によつて大地震の記録を再現する事が出来る距離（対象とする波の周期によって異なる）を一つの目安とする事も出来よう。

(3) の、破壊の伝播方向と観測点との位置關係によって振幅が異なる、いわゆる速度値や応答スペクトルの方位

依存性 (Directivity) については、長周期地震波から断層運動をみる場合は、断層面上の破壊の伝播方向によって、観測される地震波の振幅が異なる現象があらわれる。 加速度値や応答スペクトルは、点震源としての扱いでそれぞれの値を推定しているのでこのような現象が短周期地震動記録にも顕著にあらわれるかどうかは、設計地震動策定上重要な問題である。

短周期地震動（加速度）の方位依存性については、例えば、John Boatwright and David M. Boore(1982)は、1980年Livermore Valley地震の解析から、その地震が複雑な破壊をした時には、最大加速度におけるこの特性は一般的に余り顕著にはあらわれないが、単純な破壊の場合や純粋に一方向に破壊が伝播した場合(Unilateral)には、地動加速度の方位依存性は顕著にあらわれるとしている(図8)。短周期地震動から断層の破壊過程をみる場合には、その運動は複雑で、しかも地震の規模が大きくなる程、その複雑さは増すと思われる。従って加速度に関しては方位依存性の効果を考慮せず、断層と敷地との位置関係は、第一近似として距離のみで表す事が可能と思われるが、これについては我国の記録に基づいての検討が必要である。

ii) 断層モデルによる地動評価の場合

一方、図3の点線で示される手順は、断層運動特性をまがりなりにも評価し、それに基づいて設計用の基準地震動を策定しようとするものである。この場合、現在は、短周期地震動を発生させる断層運動を、合理的に表し得る物理学的・数学的モデルを模索している段階で、断層モデルの設定には多くの問題があるために、現在は長周期の地震波を発生させる単純な動的な断層モデルから得られる地動を、観測された短周期地震動によって補正し、短周期地震動特性を予測している。

ところで、地震とは地盤内の成る括りを持った空間内の岩石中に急激に不連続（断層面）が生じ、その時弹性波が発生する自然現象であった。不均質構造をもっていると思われる地盤に力が加われば、その弱い所で破壊が起こり、又既存の断層面でのすべりが起こる。この破壊や断層面でのすべり現象は、地盤の不均質構造のゆえに、断層面の面要素ごとに異なった①くい違い量、②くい違い速度、③すべりの方向、④破壊伝播速度、⑤応力降下量、⑥地震モーメント等を示すと考えられる。このように、異なった構造特性をもった夫々の面要素から発生する弹性波が、断層面全体から時間遅れをもって生成され、それが伝播経路の特性によって変形され、重ね合わさって或る敷地の地震動として観測されるわけである。

従って、先ず地震波に影響を与える伝播経路の特性と震源の特性の分離・影響度の評価を行う事が必要である。この研究として、K.Aki(1980)、佐藤(1980)によるコード波の解析から地盤のQ値の周波数依存性($Q = Q_0 f^n$)を検討し、K.Akiは震源スペクトルを推定している。又Q値を一定値として表面地盤の値を推定したものもある(太田、1975、石田、1984)。又、榎・片山(1982)は、日本とアメリカの地震記録から加速度応答スペクトルの回帰式をもとめ、それから震源特性(マグニチュードMで表している)、と伝播経路、地盤夫々の影響の度合いを調べ、日本の場合は地盤種別の影響が大きく、アメリカの場合はMと距離による影響が大きいと報告している。

地盤の不規則な構造ゆえに、面要素ごとに震源過程が異なる現象は、工学的に地震動を扱う場合にいくつかの難しいが興味ある問題を提供する。先ず、単純な震源過程(例えば ω^2 モデル)によれば、加速度フーリエスペクトル振幅は高周波数帯域ではフラットになるが、観測記録の解析結果では、高周波数域(例えば f_{max} 以上、Hanks, 1979)でこのスペクトル振幅は減衰することが一般に知られている。この現象について、Hanks(1979)は減衰Qと距離rによって決まるところと考えたが、Papageorgiou and Aki(1982)によってこの f_{max} は震源過程、特に面要素の特性に関係するものであることが示された。これは設計用スペクトルにおいて高周波数域での振幅が減衰する周波数(f_{max})や減衰率を更に合理的に定める為の参考となる。

次に、短周期 地動の卓越性について、官武(1980)は、断層面上の強度分布が不均一であれば、地動により発生する地震波は短周期成分を多く含むという計算結果を示し、又その不均一さをb値で代表させ、b値が大きくなる程強度の不均一さがまし、又短周期成分を多く含むという結果を報告している。

b値についてはこれまで多くの地震について求められており、上記の結果が地震観測記録の対応によって明らかにされれば、地震を地域ごとにグルーピングして、夫々に対して標準的なスペクトルを求める事も考えられる。

8.3 震源過程に関する研究の展開

表1は、震源過程に関する研究の展開を中心とした一つの年表である。1960年代頃までの震源過程に関する研究によって、波源としての震源は、2組の偶力（ダブル・カップル モデル）で表される事が明らかにされた。この結論を得るために行われた研究項目は、大別する以下の3つとなる。即ち、（1）観測から実体波の押し引き分布を決める事、（2）その結果に対応する応答構造を定めること、（3）主圧力と主張力の方向を地質学的見地から検討すること、であった。又、この時期の地震計測は、機械的地震計が主に利用され、周期数10秒以下の地震波の観測に主眼が置かれている。

1950年代の終りから、1960年代の初めにかけて、震源過程の研究には画期的な展開があった。それは「くい違いの弹性論」の導入であり、又安定性にすぐれた長周期地震計が世界的なネットで配設されたことである（W W S S N）。又、この時期の1960年にチリ地震 ($M_s = 8.5$) が発生し、これを期に近代地震学が幕あけした。

3.1 巨視的断層モデル

力（ダブル・カップル・フォース）～くい違いの等価性が、Burridge and Knopoff(1964), 丸山(1973)等によって証明され、それによって断層モデルに基づいて地震波形を計算することが可能となった。

初期の断層モデルは、長周期地震の窓を通して、断層運動を巨視的にながめたもので、「運動力学モデル」と呼ばれるモデルや「応力緩和モデル」と呼ばれるモデルがこれにあたる。この代表的なモデルは Haskell(1964) によって提案されたもので、Haskell モデルと一般に呼ばれ、表2に示す多くの地震の断層パラメータを巨視的に推定する場合、よく利用されている。

巨視的な断層モデルは、次のようなパラメータによって規定することが出来る。即ち、①断層面の走行（ ϕ ）、②傾斜角（ δ ）、③くい違いの方向（ λ ）、④断層面の長さ（L）と巾（W）、⑤くい違い量（D）、⑥破壊の進向方向、⑦破壊速度（ V_b ）、⑧くい違いの立ち上がり時間（ T_o ）である。

断層面上でのくい違い量は一様で、破壊も一様な速度 V_b で断層面上を伝播するものと仮定している。従って、応力降下量 $\Delta \sigma$ も一定となる。この巨視的な断層モデルの起動力の大きさは、地震モーメント $M_0 (= \mu D S)$; μ は剛性、D は平均くい違い量、S は断層面積) によって示すことが出来る。

この巨視的断層モデルでは、数秒以下の短周期領域でのスペクトル振幅を過少に評価し、観測された短周期地動のスペクトル振幅を表わす事が出来ない。そこでこの短周期地動を説明し得る断層モデルがいろいろ考えられるようになった。

3.2 確率モデル

巨視的な断層モデルは、破壊が一様な速度で伝播し、かつくい違い量は一様であると仮定している為に、短周期地動を推定するモデルとして直接的ではない。

震源過程を詳細に理解しようとすれば、短周期地震動記録による微細な破壊過程の研究が必要となる。

地盤は不均質なものと考えるために、一般に断層面上のスリップは一様でなく、面要素ごとに異なっていると考える方が自然である。このスリップの非一様性に関する観測例は、例えば1968年のBorrego Mountain地震(Heaton and Helmberger, 1979)、1971年のSan Fernando地震(Trifunac, 1974, Bouchon, 1978, Heaton and Helmberger, 1979)等がある。San Fernando地震は、それ以後、カリフォルニアの強地震動観測点が急に増えた点でも重要な地震であろう。

この地盤の不均質さやそれによると考えられる断層面上でのスリップの不均一性の詳細を決定するためには多くのパラメータが必要となるが、このパラメータを全て決定する事は現実的ではない。この困難さを避ける為に、これまで考えられている確率モデルは、全体的な破壊過程は決定論的に決定し、微細な破壊過程については、少数の統計的なパラメータをもちいた、複合的なモデルとして扱われている（例えばBoore and Joyner, 1978, Hanks, 1979, Papageorgiou and Aki, 1981, Andrews, 1981等）。

今、図9に示された単純な不均質断層面について考える。まず、この図について2通りの考え方がある。即ち、

(1) 円形の部分は強度が高く、まだ破壊していない部分で、斜線の部分はseismicにスリップを起している部分であ

ると考える。この断層面に力がかかる時に、円形の部分が順次、多分に各円形部分が独立に破壊し、その時に短周期地震波を生成しながら、最後には、断層面全体にわたって破壊する。断層面上の各円形部分の応力降下量は異なるものと考えるものである(Kanamori and Stewart(1978))

他の考え方は、(2) 円形の部分は断層面が破壊する時にスリップが生じた部分を示し、斜線の部分は、破壊が終了した時、破壊されずに残った部分(バリヤー)で、この部分は余震の発生する空間であると考える。Das and Aki(1977)やMikumo and Miyatake(1978)のバリヤーモデルはこの立場に立つものである。破壊の先端はバリヤーで停止する。バリヤーモデルの実例として、Papageorgiou and Aki(1981)は、1966年Parkfield地震の余震分布をあげている(図9)。どちらのモデルが妥当かは今後の検討を待たなければならないが、このようなモデルで短周期地震波を発生させる事は可能であり、又このような現象から生まれる興味ある現象として、前述の f_{max} と地動の方位依存性(Directivity)は認められるというような事がある。又当面工学で重要な問題は、このようなモデルから合理的に推定される地動の最大値(最大加速度、スペクトル等)は幾つぐらいとなるか、という点であろう。

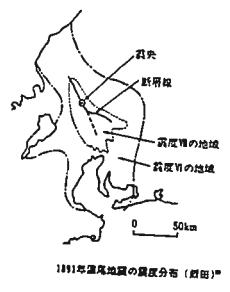
8.4 工学における震源過程の扱いについての今後の課題

工学では、地震動は、金井式で代表されるように、得られた地震動記録を統計的に処理してもとめられた減衰式や、地盤種別の応答スペクトル、回帰式を実測記録にあてはめて、マグニチュードや震源距離をパラメータとしてスペクトルを予測する等の方法が用いられているのが現状である。これらは震源での破壊特性は直接的には取り入れられていない。しかし、これまでみて来たように、地震動は震源過程の特性によって多様な様相を示し、又震源に近い、いわゆる震央域の地動は、観測点近傍の破壊の状態で支配されている事が明らかとなっている。このような事から、工学的に地震動を評価する場合にも、工学的な立場で合理的に震源過程を取り入れる必要がある。その為にも、まず地震動に影響を与える要因; 地震波の伝播経路の特性(特にQ値)と震源特性との分離を行い、夫々の影響の度合いを検討しなくてはならない。震源過程については、地盤の不均一性に立脚し、この考えから断層面上での各面要素の特徴とそれから発生する地震波のスペクトル特性を工学的にどのように扱うかという困難な問題である。少なくともこのような条件の下に、どの程度の地動の上限を考えられるかという問題を解決しなくてはならない。このような困難な問題を考える一つの方法として、余震記録の重ね合わせによって本震記録を合成する手法は有効かもしれない。しかし、この場合でもおよそ1秒以下の周期の波を再現する場合には、これまで提案されているような、巨視的な断層モデルによる地動を、観測された短周期地震動で補正するという、いくつかの方法に本質的に含まれている。上記の地盤の不規則さによる問題は、依然として残っている。当面は、このような種々の方法によって、断層面上のスリップの不均一さをどのように合理的かつ工学的に評価したらよいか考えて行かなければならぬ。その為には、現在よりも密な観測体制を計画する必要がある。

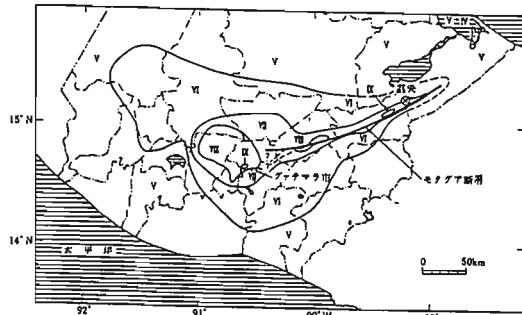
参考文献

- 1) 村松郁栄, 地震動災害の諸問題, 物理探鉱
- 2) Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res.
- 3) Brune, J. N., 1970, Tectonic stress and the Spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res.
- 4) Das, S. and Aki, K., 1977, Fault Plane with Barrier; a Versatile Model. J. Geophys. Res.
- 5) Geller, R. J., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am.
- 6) Aki, K., 1968, Seismic Displacement near Fault, J. Geophys. Res.
- 7) Haskell, N. A., 1969, Elastic Displacement in the Near Field of a Propagating Fault, Bull. Seism. Soc. Am.
- 8) Kanamori, H., and Stewart, G. S., 1978, Seismological Aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976., J. Geophys. Res.

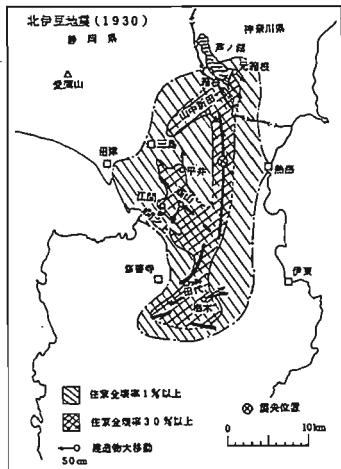
- 9) 入倉孝次郎, 村松郁栄, 1981, 小地震の震動記録を用いて大地震の震動波形を予測する方法, 自然災害資料解析
- 10) Papageorgiou, A. S., and Aki, K., 1982, A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion, Bull. Seism. Soc. Am.
- 11) Kanamori, H. and Stewart, G. S., 1978, Seismological Aspects of the Guatemala Earthquake of February 4, 1976, J. Geophys. Res.
- 12) 藤野陽三他, 1983, 断層近傍のアレー強震記録を用いた1979年Imperial Valley 地震の多重震源性に関する解析, 地震学会予稿集
- 13) Hanks, T. C., 1979, b-Values and Seismic Source Models : Implications for Tectonic Stress Variations Along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-Frequency Strong Ground Motion, J. Geophys. Res.
- 14) 篠原, 片山恒雄, 1982, A Comparative Study of Japanese and U.S. Strong Motion Properties by Response Spectra, 第6回日本地震工学シンポジウム
- 15) Aki, K., 1980, Scattering and Attenuation of Shear Waves in Lithosphere, J. Geophys. Res.
- 16) 佐藤春夫, 松村正三, 1980, 関東地方のS波(2~32Hz)のQ値, 地震
- 17) 石田勝彦他, 1984, 地盤の減衰について -最適化手法の適用によるQ値の推定- 地震学会大会予稿集
- 18) Maruyama, T., 1963, On the Force Equivalents of Dynamical Elastic Dislocations with Reference to the Earthquake Mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst.
- 19) Burridge, R. and Knopoff, L., 1964, Body Force Equivalence for Seismic Dislocations, Bull. Seism. Soc. Am.
- 20) Heaton, T. H., and D. V. Helmberger, 1979, Generalized Ray Models of the San Fernando Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am.
- 21) Trifunac, M. D., 1974, A Three-Dimensional Dislocation Model for the San Fernando, California Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am.
- 22) Bouchon, M., 1978, A Dynamic Source Model for the San Fernando Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am.
- 23) Heaton, T. H., and Helmberger, D. V., 1977, A Study of the Strong Ground Motion of the Borrego Mountain, California Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am.
- 24) Boore, D. M., and W. B. Joyner(1978), the Influence of Rupture Incoherence on Seismic Directivity, Bull. Seism. Soc. Am.
- 25) Andrews, D. J., 1980, A Stochastic Fault Model, I. Static Case, J. Geophys. Res.
- 26) 科学技術庁国立防災科学技術センター, 1979, 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



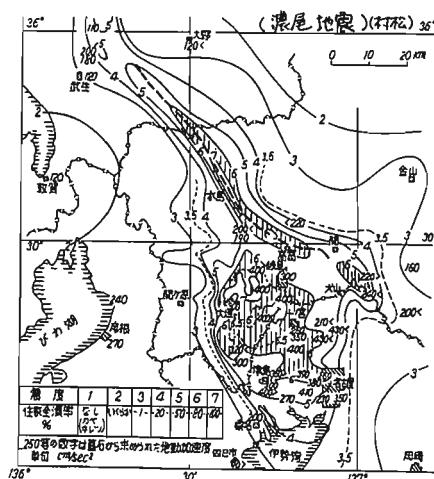
1991年鹿尾地震の震度分布(鉛田)



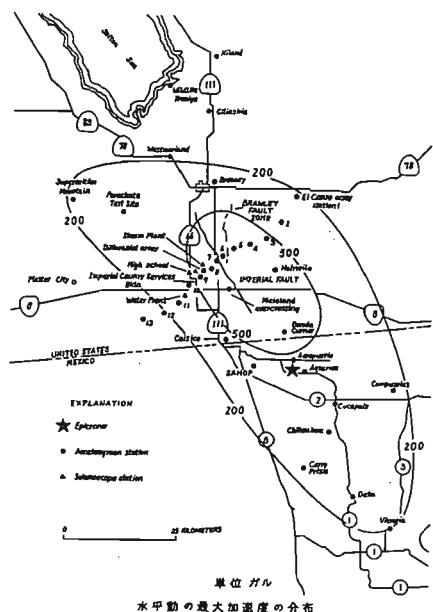
1976年2月4日のグアテマラ地震による震度分布 (MMスケール) (A.F. Espinosa)*



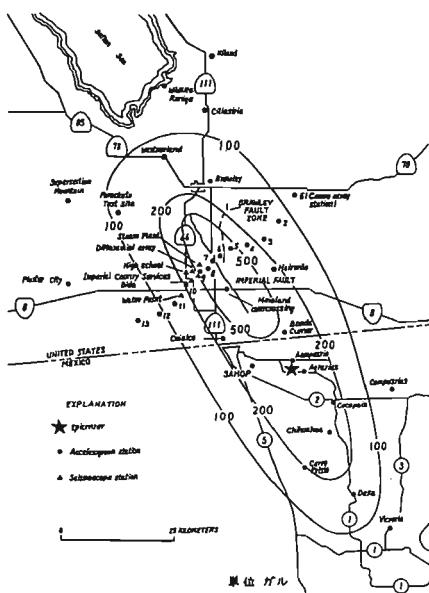
北伊豆支線(1930)



(遺屋・地窓)(石松) 35



水平動の最大加速度の分布 (1979. Imperial 地震)



上下動の最大加速度の分布 (1979. Imperial 地震)

図1. 地震断層と地震被害・震度分布

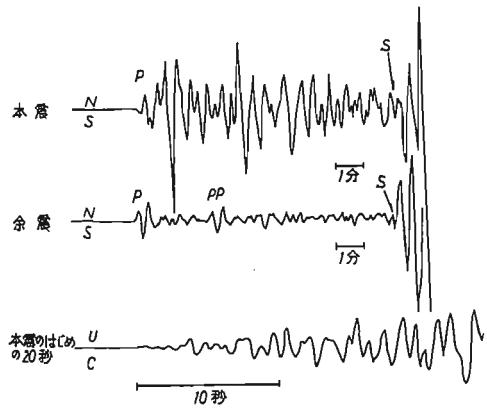


図2 十勝沖地震の観測波形(金森,1972)

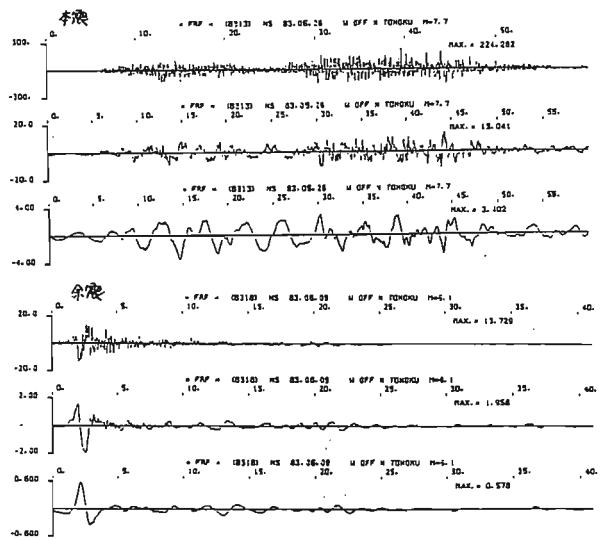
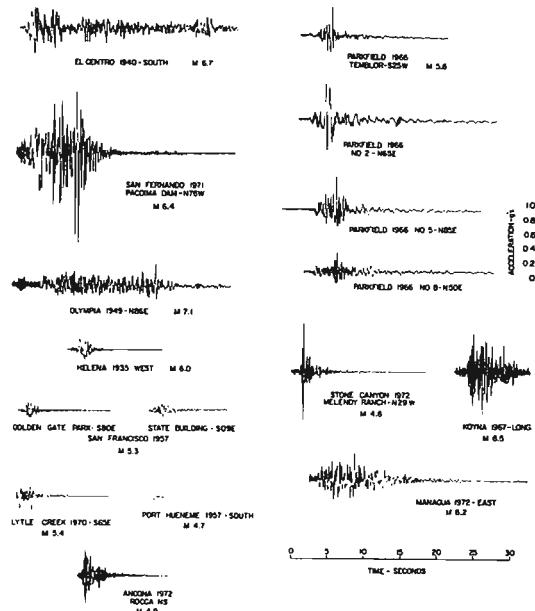


図3 1983年日本海中部地震の観測記録(不老不死,FRF)



Earthquake Ground Accelerations
in Epicentral Regions.

図4 対震域内の観測記録(Hudson)

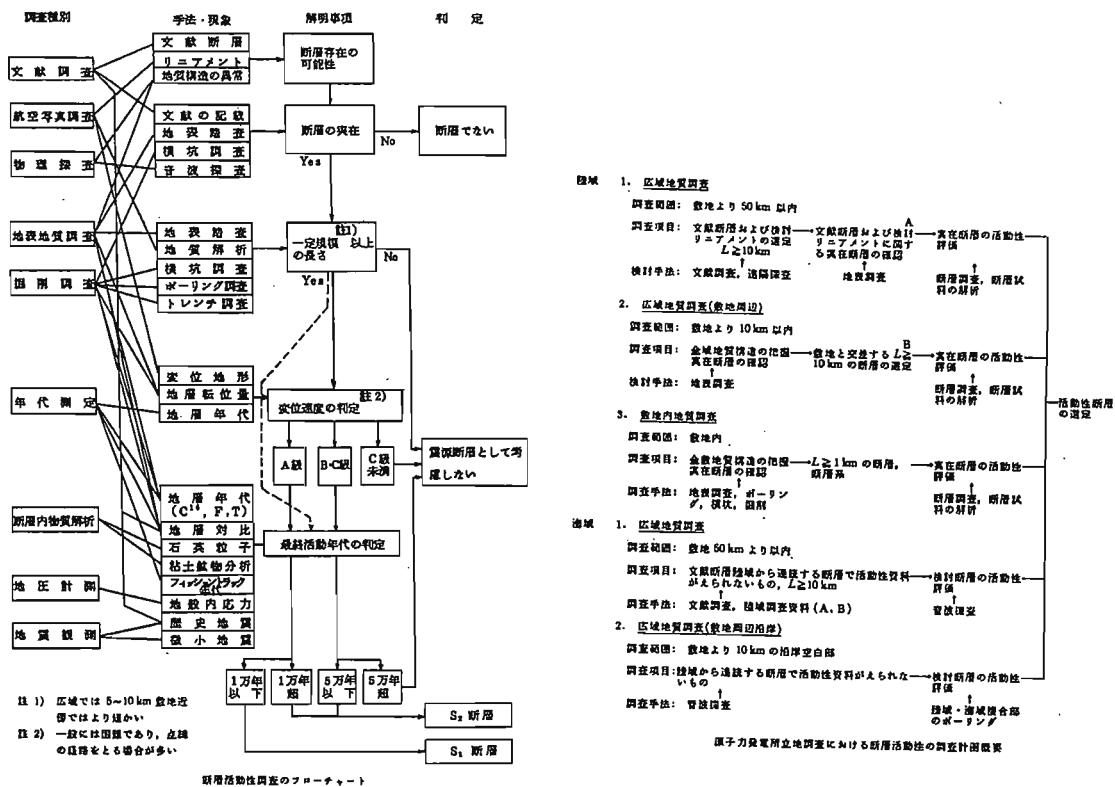


図5 活断片の活動性評価に関する検討手順(猪方,本荘)

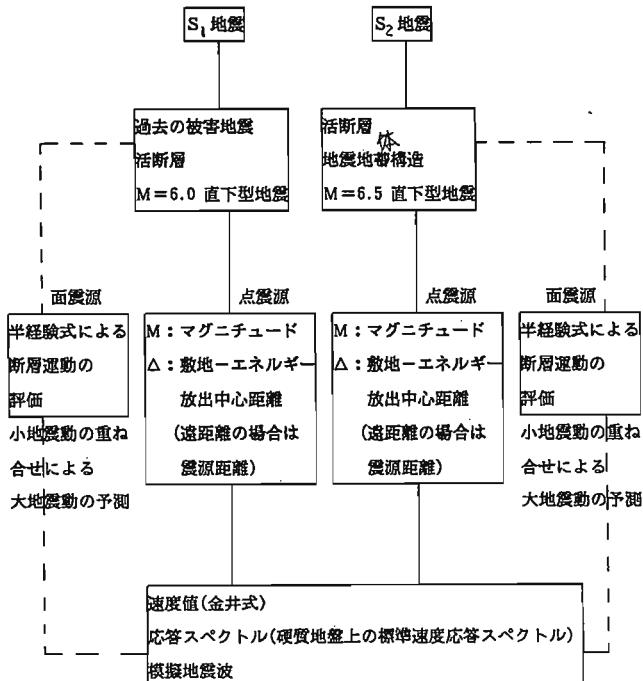


図6 基準地震動の策定の手順

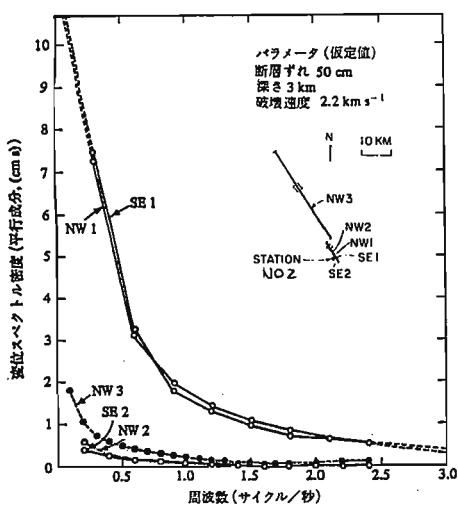


図7 安芸の方法で求めた波位スペクトル密度(平行成分)
断層の各節片からの影響が別々に描かれている。(Aki, 1968 より)

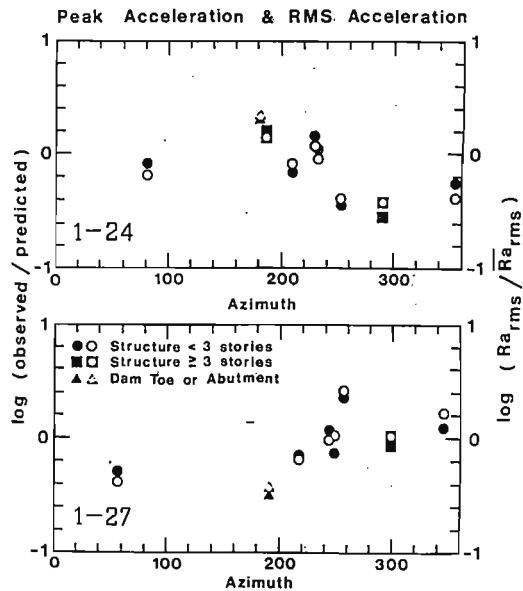


図8 堪大加速度とRMSのDirectivity. (J. Boatwright and D. M. Boore, 1982)

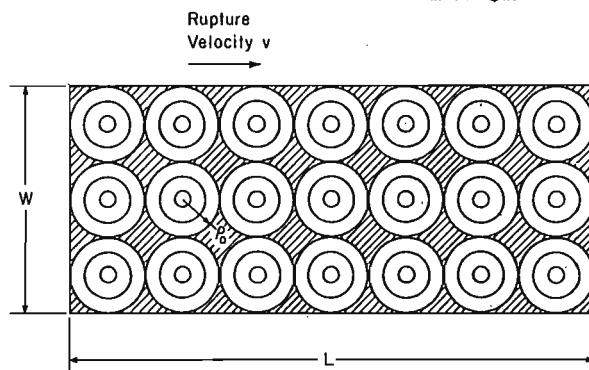


図9 せん断面上の不規則性を示す単純なモデル(Papageorgiou and Aki)

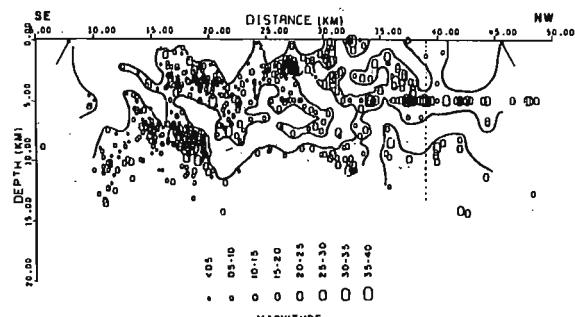


図10 1979フィーリード地震の余震分布とバリアー(Papageorgiou and Aki)

表 | 震源過程の研究に関する年表

年代	地震	項目	研究者	備考
1950	1940 インペリアルパレー地震 ($M_s=7.1$) 十勝沖地震 ($M=8.3$) カムチャツカ地震 ($M_s=8.4$)	弹性反発説(1910) 電気機構(最大主応力、最大主張力)の決定 ダブル・カップルモデルの確立	ライド 本多	
1955				
1960	アラスカ地震 ($M=7.8$) チリ地震 ($M_s=8.5$)	くい違い弾性論の導入	ステケッティー	世界最大の地震・WWSSNの動機となる。 近代地震学の幕開け
1965	エトロフ沖地震 ($M_s=8.2$) アラスカ地震 ($M=8.4$) 松代群発地震 (~1867)	カーカーくい違いの等価性 ハスケルモデル カーカーくい違いの等価性	丸山 ハスケル パリッジとノボフ	同一性的地震計による、世界的地震網WWSSN (1961~1967)
1970	(パークフィールド)地震 ($M_s=6.4$) 十勝沖地震 ($M=7.0$) 岐阜県中部 ($M=6.6$)	スケーリングロー ブレート・テクトニクス理論の体系化 ブルーンモデル ニアフィールド地震動(実体波)の解釈 地震現象を説明する新しい地震機構の テクトニクスモデル提出	安芸 ジェイ森・モーガン ダン・マッケンジー サピアル・ビション ブルーン 安芸 アイザック・オリバー・サイクス	断層直近の地震動記録 (コーラムNo2 80s) パークフィールド地震
1975	サンフェルナンド地震 ($M_s=6.6$) 八丈島近海地震 ($M=7.2$) メキシコ地震 ($M=7.5$) 根室沖地震 ($M=7.7$) 伊豆半島沖地震 ($M=6.8$) バルー地震 ($M_s=7.8$)	表面波による震源パラメータの推定	金森	エトロフ沖地震 1,25G (バコイマダム) カリフォルニアの地震観測点が 急に整備、増加された。
1980	ガテマラ地震 ($M_s=7.5$) 伊豆大島近海地震 ($M=7.0$) インペリアルパレー地震 ($M_s=6.6$) (宮城県沖地震 ($M=7.4$) 伊豆東方沖地震 ($M=6.7$) 浦河沖地震 ($M=7.1$) 日本海中部地震 ($M=7.7$) 山梨県東部地震	確率論的断層モデルの導入 スケーリングロー パリヤーモデル 多重震源解析・アスペリティーモデル 余震記録をグリーン関数として本震記録の再現 f_{max} 小地震記録をグリーン関数として本震記録を再現 パリヤーモデルの震源記録への適用 f_{max}	ゲラー ダスと安芸 金森とスチュアート ハーヴェル ハンクス 入倉・村松 ババジョージョと安芸	0.61G の加速度 グアテマラ地震 1940 インペリアルパレー地震 伊豆東方沖地震

表2 おもな地震の震源パラメーター（午後、1983年一部加算）

地 震 盤	年 月 日	M M _a M _w M _o	10 ⁻³ (dyn cm) (km)	L (km)	D (km)	スリッ ク (s)	P型式 (s) (s)	U (km s ⁻¹)	T (bar)	T (10 ³ erg)	V _r (10 ³ erg)	Δ _α	E (10 ³ erg)	E (10 ³ erg)	地 震 計	
															200	300
サンフランシスコ （San Francisco）	1906. 4.18	8.25 7.9 10	430	15	RS	5.7										
関東 （Kanto）	1923. 9. 1	7.8 8.2 7.9	7.6	130	70	RT	2.1	7	10	21						
				85	55	RT	6.7									
丹後 （Tango）	1927. 3. 7	7.5 7.75	0.46	35	13	LS	3	6	2.5 2.3 115	10	4					
北伊豆 （North Izu）	1930. 11. 25	7.0 7.1	0.2	20	11	LS	3	1.7	150	2	3	2倍地図計(今村式)				
埼玉 （Saitama）	1931. 9. 21	7.0 6.75	0.068	20	10	LS	1	2	1.6 2.3 59			地動計(本郷)(1.5倍)、中央気象台強震計(2倍)				
三陸 （Sanriku）	1933. 3. 28	8.3 8.3 8.4	43	185	100	N	3.3	7	12 3.2 42			J.M.A-1倍強震計				
ロング・ビーチ （Long Beach）	# 3.11	6.25	0.028	30	15	RS	0.2	2	2.5 2.3 7							
インペリアル・バレー （Imperial Valley）	1940. 5.10	7.1	0.48	70	11	RS	2		3.2 55	1	1.5	強震加速度計				
鳥取 （Tottori）	1943. 9. 10	7.4 7.4	0.35	33	13	RS	2.5	3	4.0 2.3 89			佐々木式大震計(阿武山)(1.2倍)				
東南海 （Tonankai）	1944. 12. 7	7.0 8.2 8.1	15	120	80	T	3.1		9.2 39							
三河 （Mikawa）	1945. 1.12	7.1 7.1	0.087	12	11	RT	2.2		1.3 140			中央気象台強震計、今村式強震計(1倍)				
南海 （Nankai）	1946. 12. 20	8.1 8.2 8.1	15	120	80	T	3.1		9.2 39							
				300	70-120	RT	4-6									
				320	50-140	T	5-18									
福井 （Fukui）	1948. 6. 28	7.3 7.3	0.33	30	13	LS	2	2	1.8 2.3 100			佐々木式大震計(阿武山)、中央気象台1倍強震計				
十勝沖 （Tokachi-Oki）	1952. 3. 4	8.1 8.3 8.1	17	180	100	T	1.9		14 17							
カーン郡 （Kern County）	# 7.21	7.7	2	60	18	LT	4.6	1	3.6 140			強震加速度計				
フェアビュー （Fairview）	1954. 12. 16	7.1	0.13	35	6	RH	2		1.7 100	6	7					
チリ （Chile）	1960. 5. 22	8.3 8.5 2400		800	200	T	21		35 3.5 91							
				1000	120	T	20									
北米洲 （Mitaino）	1961. 8. 19	7.0 7.0	0.09	12	10	RT	2.5	2	1.3 3.0 170							
若狭湾 （Wakasa Bay）	1963. 3. 27	6.9 6.9	0.033	20	8	RS	0.6	2	1.5 2.3 40							
北大西洋Ⅰ （North Atlantic I）	# 4. 3	6.7	0.12	32	11	RS	1		2.2 44							
千島列島 （Kurile Island）	# 10.13	8.2 8.5 75	250	140	T	3		17 3.5 28								
北大西洋Ⅱ （North Atlantic II）	# 11.17	6.5	0.038	27	9	RS	0.48		1.8 24							
スペイン （Spain）	1964. 3. 15	7.1	0.13	95	10	T	0.42		3.6 1.4 11							
アラスカ （Alaska）	# 3.28	8.5 9.2 520		500	300	T	7		35 3.5 22	300	1000					
				600	200	LT	16									
				800	175-280	LT	20									
新潟 （Niigata）	1964. 6. 16	7.5 7.4	3.2	80	30	T	3.3		5.3 68	11	50					
ラット島Ⅰ （Rat Island I）	1965. 2. 4	7.9 8.7 140	500	150	T	2.5		25 4.0 17								
" II	# 3.30	7.5	3.4	50	80	N	1.2		5.8 33							
パーク・フィールド （Parkfield）	1966. 6. 28	6.4	0.032	25	7	RS	0.6	0.7	1.6 2.7 32			強震加速度計				
アリューシャン （Aleutian）	# 7. 4	7.2	0.226	35	12	RS	1.6		2.4 64							
トラック諸島 （Truceo）	# 9.12	5.9	0.0083	10	10	RS	0.3		1.2 24							
ペルー （Peru）	# 10.17	7.5 8.1 20	80	140	T	2.6		9.8 41								
トルコ （Turkey）	# 7.22	7.1	0.83	80	20	RS	1.7		4.7 32							
ボレゴ （Borrego）	1968. 4. 9	6.7	0.063	33	11	RS	0.58		2.2 22							
十勝沖 （Tokachi-Oki）	# 5.16	7.9 8.0 8.2	28	150	100	RT	4.1		12 3.5 37							
埼玉 （Saitama）	# 7. 1	6.1 5.8	0.018	10	6		0.92	1	0.9 3.4 100							
イラン （Iran）	# 8.31	7.3	1	80	20	LS	2.1		4.7 38							
ポルトガル （Portugal）	1969. 2. 28	8.0	5.5	80	50	T	2.5		6.1 53							
千島列島 （Kurile Island）	# 8.11	7.8 8.2 22	180	85	T	2.0		12 3.5 28								
岐阜 （Gifu）	# 8. 9	6.6 6.6	0.035	18	10	LS	0.6	1	1.7 2.5 35							
ペルー （Peru）	1970. 5. 31	7.8 7.8 10	130	70	N	1.6		8.7 2.5 28			強震加速度計					
サンフェルナンド （San Fernando）	1971. 2. 9	6.6	0.12	20	14	LT	1.4	1	2.0 2.4 62							
根室沖 （Nemuro-Oki）	1973. 6. 17	7.4 7.7	6.7	60	100	T	1.6		7.5 35							
中国 （China）	1976. 7. 27	8.0 7.5 2	150	15	RS	2.7										
伊豆半島沖 （Izuhanto-Oki）	1974. 5. 9 6.9	0.11	25	15	RS	1.0	2		2.5 57							
グアテマラ （Guatemala）	1976.	7.5	2.6	250	15	LS			30							
フリウリ （Friuli）	1976. 5. 6	6.5	0.03	30	15	T	0.33	1	2.0 12							
インペリアル・バレー （Imperial Valley）	1978. 10. 15	(ML6.6)	6.5	0.07	35	10	RS	0.67		2.5 5-10			強震加速度計			
伊豆東方沖 （Izu-Toho-Oki）	1980. 6. 29	6.7	0.072	15	8		2	1		3.0 48						

1979年インペリアルバレー地震から学んだもの

翠川 三郎

1.はじめに

インペリアルバレーは地質構造的に複雑な所であるために地震の発生頻度が高く、例えば1901年から1930年の間にMM震度階でVII(気象庁震度階でVに相当)以上の震度を10回以上観測している¹⁾。そこで、インペリアルバレーの中央部にあるエルセントロ変電所が1932年に全米沿岸測地局(USCOS)により最初に強震計が設置された地点の1つに選ばれ²⁾、1940年インペリアルバレー地震の際にいわゆる「エルセントロ1940波」を観測するに成功した。その後、1970年代の初めにインペリアルバレーの数点に強震計が加えられ、強震アレイが構成されるようになった³⁾。現在の強震アレイが完成したのは、1979年のインペリアルバレー地震の約2週間前であり、予期していた地震が強震アレイ完成直後にちょうど発生したという幸運にも恵まれている。

2. 1979年インペリアルバレー地震の概要

インペリアルバレーはサンディエゴから約150km東のアメリカとメキシコの国境付近に広がる平原地帯である。ここはプレート間の拡大運動による沈降域であり、エルセントロの町は海面下約10mにある。この沈降域に大洪水の度にコロラド川からの水が流入し、それがやがて干上がるという歴史をここ数百万年もの間繰り返して、現在のインペリアルバレーが形成されていった⁴⁾。ここには、サンアンドレアス断層に平行する数本のトランスマーフィー断層が走り、そのうちの1つが1940年及び1979年のインペリアルバレー地震を起こした南東-北西方向に走るインペリアル断層である。この断層は1906年以来、M6以上の地震を5回発生させている⁵⁾。

1979年10月15日16時16分に発生したインペリアルバレー地震はアメリカとメキシコの国境から約5km南に震源をもつ地震規模(M_L)6.6の地震である。地震モーメントは $5 - 7 \times 10^{25}$ dyne·cm程度である。地表に現われた断層については、メキシコ側ではほとんど確認されていないが、アメリカ側で最大数十cm程度の右横ずれが確認されている。この地震による死者はなく、被害総額は約3千万ドルである。地震によって図書館の本、商店の商品など棚の上のものが多数散乱したが、構造物の被害については、RC6階建てのインペリアル郡庁舎が大破したこと、石油タンクの一つがその底部に座屈を起こし、油を流出したこと、ニューリバーにかかる橋の橋脚が損傷したこと、以外には、古い建物の外壁に被害を生じた程度で、被害は全般に軽微であった⁶⁾。特に、断層線上にいくつかの木造の住宅や移動式住宅が建てられていたが、それらはほとんど被害を受けていない⁷⁾。

3. インペリアルバレーでの強震アレイ観測

インペリアルバレーでの強震観測点の配置を図1に示す。図に示すごとく、インペリアル断層に沿って長さ120km、幅60kmの地域に約40地点の強震観測点が配置されており、かなり高密度な強震観測が実施されている。これらの観測点のほとんどは冲積地盤上に位置するが、Superstition Mountainは先第3紀層の岩盤上に、Cerro Prietoは火山岩上にある。

米国側の観測点の管理は全米地質調査所(USGS)及びカリフォルニア鉱山局(CDMG)によりなされている³⁾。USGSは地盤上の観測点のほとんどを管理し、CDMGは構造物上の観測点を主として管理している。これらのうち、(1)インペリアル断層に直交して配置されたエルセントロアレイ、(2)305mのスパンをもつ6点からなるディファレンシャルアレイ、(3)インペリアル郡庁舎及びメローランド横断橋での多点観測、が特別な目的をもって実施されている。エルセントロアレイは3-5

図1 インペリアルバレーでの強震観測点の配置
(Porcella et al.[1982]による)

kmの間隔で配置された13の観測点から成り、このアレイの長さは45kmである。このアレイの主な目的は断層付近での地震動の距離減衰を知ることにある。このアレイの9番目の観測点は前述の1940年の記録が得られているエルセントロ変電所である。このアレイを含めたほとんどの地盤上での観測点ではアナログ式強震計SMA-1Tが用いられている。これは、SMA-1に人工衛星から発射されるWWVB(短波放送)の絶対時刻コードを記録するための受信機をつけたもので、記録の絶対時刻を知ることができる。ディファレンシャルアレイは近接した地点の地動の差異を調べるためにもので、南北方向の長さ305mの測線上に6組の地震計が1.2mの深さに設置されている。地震計からの出力は共通の時計信号とともに6台のデジタル式記録計(DCA-300)に記録される。構造物上での観測は強震時の構造物の実際の挙動を知るためにもので、13チャンネルのアナログ式記録計(CRA-1)がインペリアル郡庁舎で1台、メローランド横断橋で2台それぞれ使われている。メキシコ側については、カリフォルニア大学サンディエゴ校(UCSD)、メキシコ国立大学(UNAM)等の協力のもとに、9点の地盤上での観測が行なわれている⁸⁾。このうち、7点ではデジタル式強震計(DCA-310ないしDSA-1)が、他の地点ではアナログ式強震計(SMA-1)が用いられている。

N230E

1979年インペリアルバレー地震の際にこれらの観測点のすべてで強震計は作動した。いくつかの記録に問題点が見られたが、大部分の観測点では良好な記録が得られた。断層から1kmの位置にあるエルセントロアレイ6

N140E

(E06)での上下動成分に、これまで計器観測された値を

上回る1.74gという大きな最大加速度が得られた。また、ポンズコーナーでは水平最大加速度0.8gが観測され、これらを含めた7地点で0.5gを超える最大加速度が観測された。図2にE06での計器補正後の加速度波形を示す。

上下動の最大加速度は記録の始まりから2-3秒後に発生している。水平動については、記録の始まりから数秒後に比較的長い周期のパルスが現われ、このパルスによって最大加速度が生じている。この長周期のパルスは断層から10km以内で観測された記録に共通してみられる。

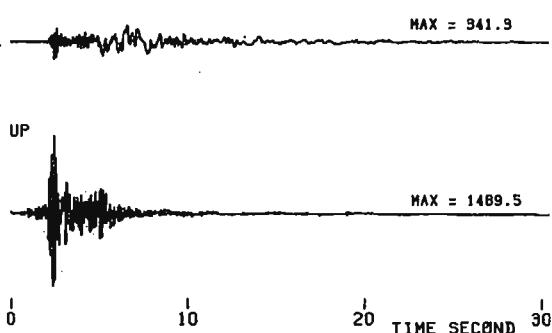


図2 エルセントロアレイ6での加速度記録(補正後)

4. 強震記録による1979年インペリアルバレー地震の断層運動の推定

断層周辺でこれほど多数の強震記録が得られたのは初めての事といってよく、これらの記録を用いて詳細な断層モデルがいくつか提案されている。大局的にはこれらのモデルは類似しており、深さ約10kmの鉛直な断層面が震源から北西方向に30-40km、南東方向に約10kmの長さにわたって平均的に1m程度の右横ずれの破壊を起こしたことで、この地震の断層運動の全体像が説明されている。しかし、単純な断層運動では観測記録を定量的には説明できないため、これらの断層モデルはいずれも複雑な断層過程をとりいれており、その複雑さは解析の際の仮定の違いによってモデルごとにかなり異なっている。

Hartzell and Helmberger⁹⁾(H1モデル)は震源の立ち上がり時間を1秒に、破壊伝搬速度を2.5 km/sにそれぞれ固定して、すべり方向を右横ずれのみとして断層面上のすべり量の分布を不均一にして、観測記録を説明するモデルを提案している。Olson and Apse¹⁰⁾(OAモデル)は震源の時間関数を固定し、破壊伝搬速度をS波速度の0.9倍と与えている。ただし、この破壊伝搬速度から決まる各メッシュ(5km×5km)の破壊開始時刻に±1.5秒以内のゆらぎを認め、観測記録を説明するように各メッシュでのすべり量を求めている。Hartzell and Heaton¹¹⁾(H2モデル)は0.7秒の立ち上がり時間を持った破壊が0.5秒間隔で3回発生するものとして、それぞれの破壊でのすべり量を断層面の各メッシュ(3km×2.5km)に対して求めている。また、破壊伝搬速度についてS波速度の0.85倍の値を与え、この速度から決まる各メッシュの破壊開始時間に対して1秒までの遅れを認めている。

Archuleta¹²⁾(A モデル) は断層面を $2.5 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ のメッシュに分割して、それぞれのメッシュでのすべり速度と立ち上がり時間および隣接するメッシュ間の破壊伝搬速度の最適値を求めていた。つまり、H1モデルはすべり量のみの不均一性を、OAモデルはすべり量と破壊伝搬速度の不均一性を、H2モデルおよびAモデルはすべり量、破壊伝搬速度および立ち上がり時間の不均一性を考慮している。各断層モデルのすべり量の分布を比較して図3に示す。各モデルとも国境から約15km北西の所で大きなすべり量を示しているが、それ以外の所でのすべり量は異なっている。

これらのモデルは破壊伝搬速度に関する仮定により2つに大別できる。すなわち、H1モデルおよびH2モデルでは破壊伝搬速度はS波速度より小さいものとしている。しかし、OAモデルおよびAモデルではS波速度よりも大きな破壊伝搬速度も許しており、国境から10~20km北西でS波速度を大きく上回る破壊伝搬速度が得られている。均一な断層運動を仮定すると破壊伝搬速度がS波速度を超えることは考えづらいが、不均一な応力状態の下ではS波速度を上回る場合があることが理論的に求められており¹²⁾、S波速度を上回る破壊伝搬速度を許すことは非現実的な仮定とはいえない。また、ティファレンシャルアレイの5点での記録のみから断層の破壊伝搬様式を検討した研究からもS波速度を上回る破壊伝搬速度の存在が支持されている。どのモデルが本質的に実際の現象をよりよく説明しているかを判断することは困難であるが、すべり量だけにゆらぎを与えたモデル(H1モデル)は他のモデルに比べて観測結果をそれ程よく説明しないことから判断すると、実際の断層運動はかなり複雑であったことがうかがえる。

5. 断層付近での地震動の強さ

5-1 断層付近での地震動の距離減衰

厳しい設計条件を与えられる重要な構造物の耐震設計の際には建設地点近傍に地震断層が設定される場合もあり、断層近傍での地震動の強さを把握することが強く望まれている。従来、断層近傍での強震記録はほとんど得られていなかったが、今回の地震では断層から5km以内の記録が10地点以上で得られており、これらの記録を用いて断層近傍まで適用可能な地震動強さの距離減衰に関する実験式が活発に検討されるようになった。

無限に連続した粘弾性体での波動の伝搬を考えると、波の振幅(Y)の距離(X)による減衰は次式のように表現できる。

$$Y = a \cdot X^{-c} \cdot e^{-bx} \quad \dots (1)$$

上式の第2項が拡散減衰を、第3項が粘性減衰を表す。この式に基づいて、Joyner and Boore¹⁴⁾は北アメリカ西部で発生したM 5.0以上の浅発地震の強震記録(ほとんどがカリフォルニアでの記録)を用いて、以下に示す最大加速度に関する経験式を提案した。

$$\log A = -1.02 + 0.249M - \log r - 0.00255r \quad \dots (2)$$

$$r = (d^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad 5.0 \leq M \leq 7.7 \quad \dots (2)'$$

ここで、Aは最大加速度(g)、Mはモーメントマグニチュード、dは断層線からの距離(km)である。(2)'式はエネルギーを放出する主たる震源は地表からある深さの所にあるという概念からきている。つまり、この式では深さ7.3kmに震源を想定している。

Campbell¹⁵⁾は北アメリカ西部での記録に、南米、ソ連、イラン、インドで断層付近で得られた記録を加えて、

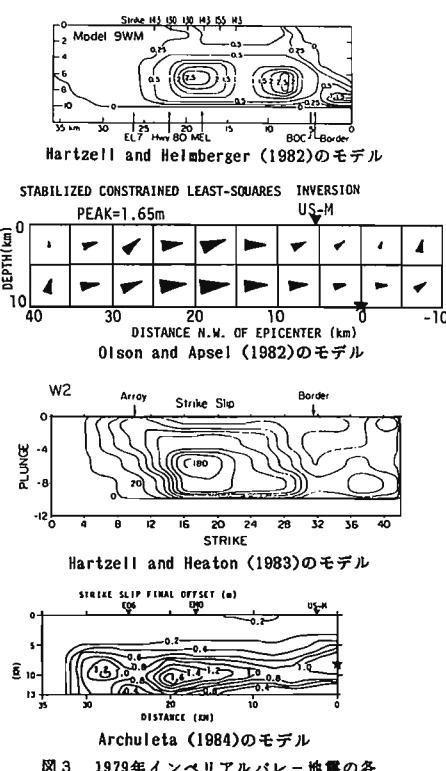


図3 1979年インペリアルバレー地震の各断層モデルのすべり量の分布の比較

50km以下の距離に対して以下の最大加速度に関する実験式を提案した。

$$\log A = -1.80 + 0.377M - 1.09 \log r \quad \dots \quad (3)$$

$$r = d + 0.0606 \exp(0.7M) \quad \dots \quad (3')$$

(2)式と(3)式の大きな違いは、式の中で想定している震源深さをMに依存させるか、させないかによっている。その結果、(2)式ではMによらず距離減衰の形は一定であるが、(3)式ではMが大きい程断層付近での距離減衰の効果が小さくなり、断層近傍での最大加速度はMに依存せずに0.7g前後のほぼ一定の値をとる。¹⁶⁾どちらの仮定が正しいかは現在あるデータだけからでは断定する事が困難である。

Bolt and Abrahamson¹⁷⁾は、(1)式に基づく経験式は距離の大きな所での記録によって距離の小さな所での値が拘束されやすいと考え、

Joyner and Booreが用いた記録と同じものを使って以下に示すやや複雑な形の経験式を提案した。ただし、この式の形の物理的背景についてはそれ程十分な説明はなされていない。

$$A = 1.6 \{ (d+8.5)^2 + 1 \}^{-0.19} \exp\{-0.026(d+8.5)\} \quad \dots \quad (4)$$

この式は $6.0 \leq M \leq 7.7$ で適用されるもので、この範囲では最大加速度のM依存性は認めがたいとしている。これら3式の比較を図4に示す。データの多い20~50kmの距離では同様の値を与えるが、それ以外の距離ではかなりの相違がみられる。ほぼ同じデータを用いて異なる経験式が提案されるということは、結局はデータが不十分であることを意味する。図5に、Joyner and Booreの用いたデータのMと距離との関係を示す。彼らの用いたデータの中には $M > 7$ で距離が20km以下のものはない。今後、Mの大きな地震の近距離での記録の蓄積を図るためにも充実した強震観測を各地で実施する必要性が高いものと考えられる。

5-2 断層面での破壊の伝搬と断層近傍での地震動の強さ

上式は地震動の最大振幅を規定するパラメーターとしてMと距離のみを用いた簡単な経験式であるが、今回の地震の断層近傍で得られた記録をみると、断層からの距離が同じでも地震動の最大振幅は大きく異なっている。¹⁸⁾図6に断層から3km以内の地点で観測された加速度強震記録を積分して得られた速度波形（断層の走行と直交方向成分）を示す。震央の北西側に位置するエルセントロアレイ7(E07)、メローランド横断橋(MEL)では、最大値は100kineを越え、波形はパルス的で、継続時間も10秒以下と短い。一方、震央に近いボンズコーナー(BCR)では波形は複雑で、継続時間も比較的長い。震央の南東側のエロブエルト(ARP)、アグラリアス(AGR)でも波形は単純ではない。最大速度振幅は震央から北西方向に向かって大きく増大し、南東方向に向かってもやや増大している。これらの継続時間や最大振幅の違いは移動震源の効果(Source Directivity Effect)で説明できる。前述のごとく、断層面での破壊は震源から北西方向に30~40km、南東方向に約10

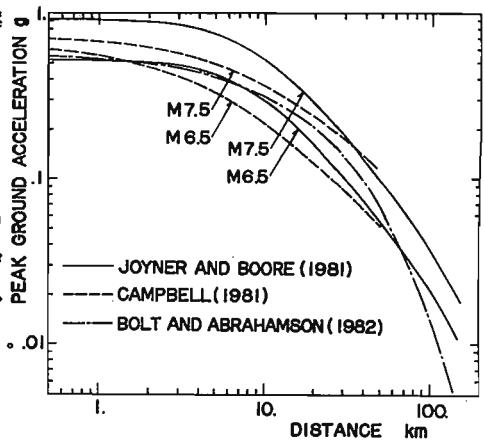


図4 最大加速度の距離減衰式の比較

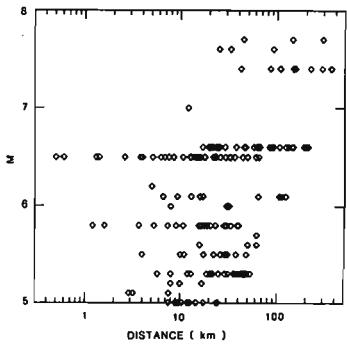


図5 Joyner and Boore式作成の際に用いられたデータのMと距離の関係
(Boore and Joyner[1982]による)

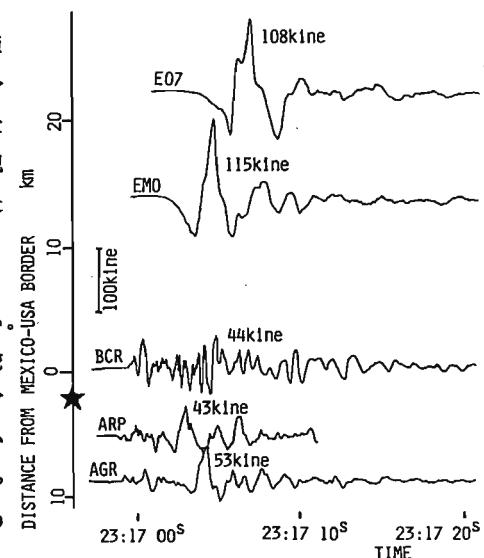


図6 断層近傍での速度波形
(断層の走行と直交方向成分)

km伝搬していったため、主として破壊が近づいてくる方向に位置する北西側の観測点(E07, MEL)では断層面上の各点で発生した地震波が短時間の間に重なって到達し、振幅が大きくなり、継続時間が短くなる。逆の方向に位置する震央付近の観測点(BCR)では振幅は小さくなり、継続時間は長くなる。これらの記録は最大振幅、継続時間のみならず、スペクトル特性も大きく異なる。図7にこれらのスペクトルの比較を示す。後述するように、これらの観測点での地盤条件に大きな差は認められず、スペクトル特性の違いを地盤条件のみによって説明することは困難である。このスペクトル特性の違いは断層面上での破壊の伝搬やその不均一性の影響によるものと考えられる。

この破壊伝搬の影響は1940年と1979年の強震記録を比較す

る際にもみられる。図8はエルセントロアレイ9（エルセン
トロ変電所）に設置されている旧式のC&GS型強震計で観測
された1940年及び1979年のインペリアルパレー地震の強震記
録を比較したものである。³⁾ 2つの地震は同一の断層上で発生
した同規模の地震にもかかわらず、1979年の記録の主要動の
継続時間が10秒以下であるのに対して1940年の記録では大き
な振幅が30秒程度継続しており、両者の包絡形はかなり異な
っている。この違いは2つの地震の破壊伝搬の方向が異なる
ことで説明できる。つまり、1979年の地震では破壊は主と
して観測点に近づいて来たが、1940年の地震では逆にアメリカ
側で破壊が発生し、それが主としてメキシコの方向に、つまり観測点から遠ざかる方向へ伝搬したためである。但し、記
録の始まりから数秒間の区間にについて注目すると両者の波形
はかなり似かよっていることがわかる。Trifunac and Brune
によれば、1940年の記録のこの区間の波形は国境から約10km北東の地点に位置する破壊によって生じたものとさ
れている。また、1979年の記録についても、ほぼ同じ場所での破壊によるものとされており¹³⁾、この類似性はこの
区間での波形がほぼ同じ位置の破壊によるものであるためと推測される。

このような移動震源の効果は他の地震の強震記録にも認められており、1980年のリバーモアパレー地震の場合には移動震源の効果により最大加速度値に平均値に対して3倍程度の変動があることが報告されている。²⁰⁾ 以上の観測結果は断層近傍での地震動の強さを評価する際に移動震源の効果を加味することが必要不可欠であることを示唆している。

6. 強震記録にみられる地盤構造の影響

6-1 深い地盤構造と表面波の励起

インペリアルパレーでは屈折法による地盤探査が行なわれてお
り、大局的なP波の速度構造が明らかにされている。²¹⁾ 表層でのP
波速度は約1.8km/sで、速度は深さと共に徐々に増大し、明確な
層構造を示さない。インペリアルパレーの中央部では、図9に示
すことく、深さ5~6kmで、P波速度は5.5km/s程度の値をとる。
これより深い所での速度の変化は小さく、このVp = 5.5 km/sの
層が地震基盤に相当するものと考えられる。

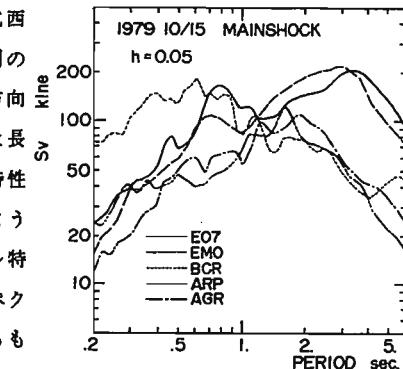


図7 断層近傍での記録の水平動
2次元速度応答スペクトル

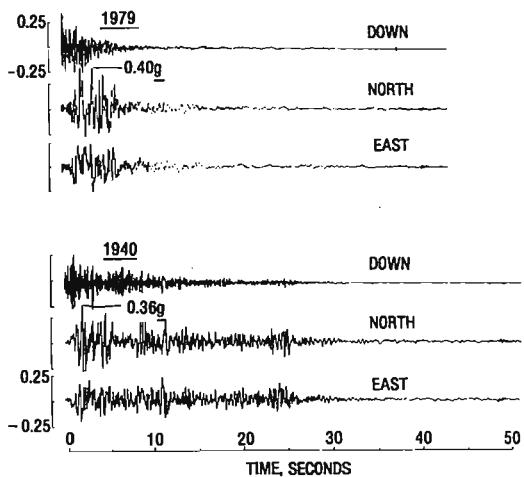


図8 エルセントロ変電所で観測された1940年と1979年の
強震記録の比較 (Porcella et al.[1982]による)

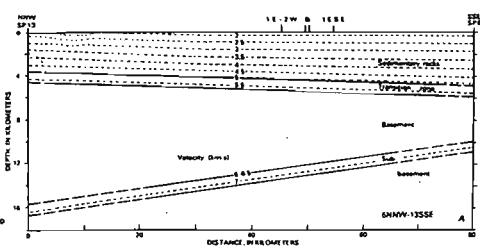


図9 インペリアルパレー中央部でのP波速度構造
(Fuis et al.[1982]による)

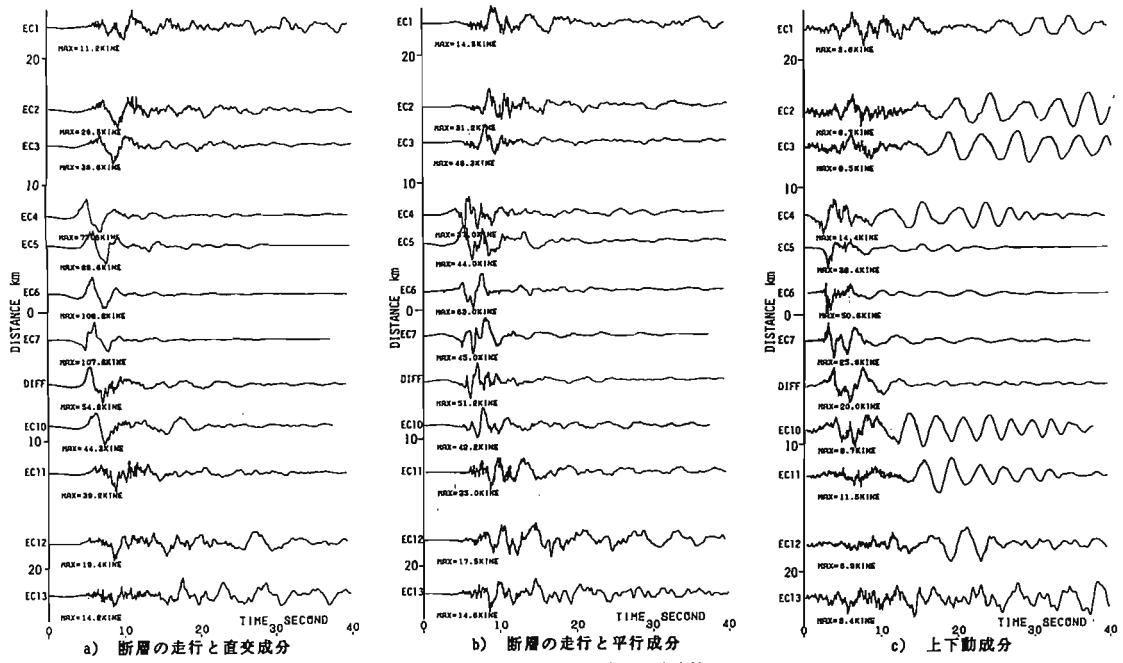


図10 エルセントロアレイでの速度波形

このような深い地盤構造を有する地域では地盤構造を反映した表面波が発生しやすい。エルセントロアレイの各観測点での速度波形を眺めてみると、断層から10km程度離れると、S波初動部に引きつづいて周期3~4秒のやや長周期成分がみられる(図10参照)²²⁾。これらの記録の波動的性質を検討するために、マルチフィルター解析によりスペクトルの時刻変化について検討を行なった。一例としてアレイ10での上下動成分に対する結果を図11に示す。図の縦軸が周期を、横軸が時刻を、ハッチの濃さが振幅をそれぞれ示している。

周期2~6秒の範囲で最大値の発生する時刻は周期と共にスムーズに変化しており、正分散の表面波の到着を示している。他の記録についても同様の解析を行ない、これらのやや長周期成分が深い地盤構造を反映した表面波によるものであることが確認されている。

そこで、実体波が卓越する時刻と表面波が卓越する時刻でそれぞれ最大速度振幅を求め、断層からの距離との関係をプロットすると、図12のごとくなる。実体波成分の振幅が距離とともに大きく減衰するのに対して、表面波成分の減衰は小さく、距離が離れると表面波の振幅は実体波のそれを上回るようになる。この

ような現象は厚い軟弱な地層を有する地盤に対しての理論的な計算²³⁾からも裏付けられており、厚い堆積層を持つ大規模な平野部では一般に起こり得る問題である。この結果は、堆積地盤内の表面波の励起が長大構造物への入力地震動を考える上で重要な問題の一つとなることを示している。

6-2 観測点近傍の地盤構造と地震動のスペクトル特性

以前より我が国で得られた強震記録には観測点固有の地盤特性がみられる場合が多く、この地盤特性が地震動

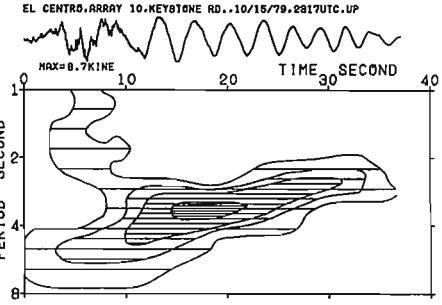


図11 マルチフィルター解析

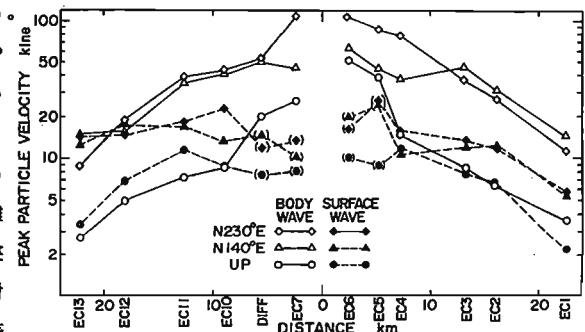


図12 実体波成分と表面波成分の距離減衰の比較

の特性を支配する大きな要素の一つであると指摘されて来た。一方、カリフォルニアで観測された強震記録には観測点固有の特性がそれ程認められないことが指摘されている。Udwadia and Trifunac²⁴⁾は、エルセントロ変電所での強震記録の解析および周辺での常時微動測定からエルセントロでの強震記録には地盤特性が認められないと結論づけている。しかし、彼らは常時微動の加速度フーリエスペクトルを議論の対象としており、その結果、5-20Hzの周波数領域に議論が集中され、それ以下の周波数領域での議論が不十分なものとなっている。そこで、エルセントロアレイで観測された強震記録の地盤特性について、P-S検層による地盤モデルや常時微動測定の結果を用いて、再検討を行なった。

強震観測点での地表近くのP波およびS波の速度構造は板たたき法により22地点で調査されている。²⁵⁾これらの地点での速度構造はそれ程大きな違いではなく、平均的な構造は図13に示すごとくで、地表近くで170m/s程度、深さ60mで350m/s程度のS波速度となっている。1932年以来、多数の強震記録が得られているエルセントロ変電所(E09)では深さ245mまでのS波速度が実測されており、このS波速度構造の下方に前述のP波速度構造から推定したS波速度構造をつなげて、S波速度3km/sの層を地震基盤とした場合のSH波による地盤の増幅率を計算すると、図14に示すごとくとなる。S波速度が深さ方向に急激に変化せずに徐々に変化する構造のため、地盤の増幅率にはそれほど顕著なピークはみられないが、周期0.4-0.5秒、1秒付近にピークが認められる。

インペリアルバレーの22点の強震観測点で固有周期1秒の地震計で常時微動測定を行なった。²⁶⁾計器の特性は周期0.05-1秒で変位に対して平坦である。残念ながら、この変電所の構内では常時運転している機械の振動によって記録に高周波数成分が混入し、解析に適した記録は得られなかった。そこで、ここから約1km東に位置する強震観測点であるディファレンシャルアレイ(EDA)での微動記録を解析し、その速度フーリエスペクトルを図15に示す。EDAでのS波の速度構造はE09でのそれと類似のものであり、両者の地盤条件はほぼ同一と考えられる。図に示すごとく、微動のスペクトルには周期0.2秒付近及び0.4秒付近にピークが認められる。

E09でこれまでに得られている強震記録の水平動の2次元速度応答スペクトル($h=0.05$)を計算し、図16にまとめて示す。但し、1979年のインペリアルバレー地震の際のSMA-1Tの記録は完全なものでなく、数値化されていないため、EDAでの記録のスペクトルをかわりにプロットしてある。これらのスペクトルは強い周期特性を示さずに比較的平坦な形をしており、お互いにそれほど顕著な類似性は認められない。しかし、小さなピークを含めれば、これらのスペクトルの多くに共通したピークが周期0.2秒付近、0.5秒付近、1秒付近にみられる。表

INTERVAL VELOCITY (M/S)

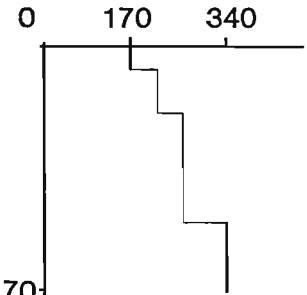


図13 エルセントロ周辺での平均的なS波速度構造
(Porcella[1984]による)

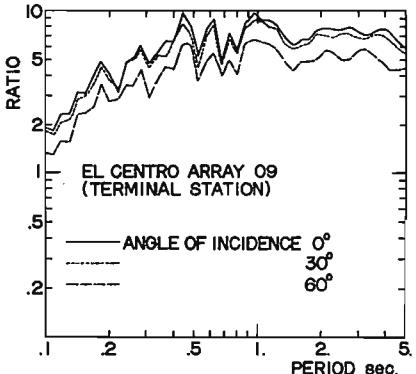


図14 エルセントロ変電所での
SH波による地盤の増幅率

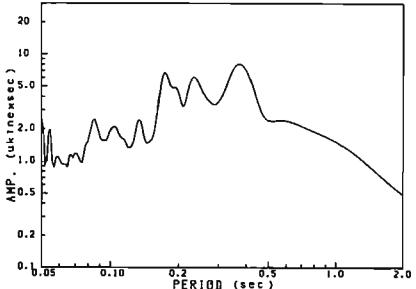


図15 ディファレンシャルアレイでの
常時微動の速度フーリエスペクトル

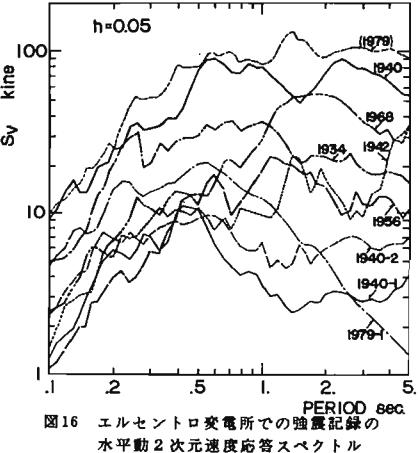


図16 エルセントロ変電所での強震記録の
水平動2次元速度応答スペクトル

- 4) 笹田政克, インペリアル・ヴァレーの地熱地帯を訪ねて, 地質ニュース, 385号, 39-51, 1985.
- 5) McNally, K., 1978 Calixico earthquake: seismological data, EERI Reconnaissance Report IMPERIAL COUNTY, CALIFORNIA, EARTHQUAKE October 15, 1978, 21-34, 1980.
- 6) Wasser, T. D. et al., Damage to engineered structures in California, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 273-288, 1982.
- 7) Real, C. R., Effects of shaking on residences near the Imperial fault rupture, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 265-271, 1982.
- 8) Brune, J. N. et al., Strong-motion data recorded in Mexico during the main shock, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 318-349, 1982.
- 9) Hartzell, S. and D. V. Helmberger, Strong motion modeling of the Imperial Valley earthquake of 1978, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, 571-598, 1982.
- 10) Olson, A. H. and R. J. Apse, Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, 1969-2001, 1982.
- 11) Harzell, S. H. and T. H. Heaton, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, 1553-1583, 1983.
- 12) Archuleta, R. J., A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, J. Geophys. Res., 89, 4559-4585, 1984.
- 13) Spudich, P. and E. Cranswick, Direct observation of rupture propagation during the 1979 Imperial Valley earthquake using a short baseline accelerometer array, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, 2083-2114, 1984.
- 14) Joyner, W. B. and D. M. Boore, Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, 2011-2038, 1981.
- 15) Campbell, K. W., Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, 2039-2070, 1981.
- 16) Boore, D. M. and W. B. Joyner, The empirical prediction of ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, S43-S60, 1982.
- 17) Bolt, B. A. and N. A. Abrahamson, New attenuation relations for peak and expected accelerations of strong ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, 2307-2321, 1982.
- 18) Midorikawa, S. et al., Characteristics of near-field ground motions during the Imperial Valley earthquake of 1979, Proc. 8th World Conf. Earthq. Engr., Vol.2, 285-272, 1984.
- 19) Trifunac, M. D. and J. N. Brune, Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.60, 137-180, 1970.
- 20) Boatwright, J. and D. M. Boore, Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, 1843-1865, 1982.
- 21) Fuis, G. S. et al., Crustal structure of the Imperial Valley region, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 25-48, 1982.
- 22) 翠川三郎, 強震地動における表面波成分の勢力, 第6回日本地震工学シンポジウム(1982)講演集, 153-180, 1982.
- 23) 工藤一嘉, 長周期地動-強震地動の表面波に関する検討-, 第6回地盤震動シンポジウム資料集, 9-16, 1978.
- 24) Udawadia, F. E. and M. D. Trifunac, Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.63, 1227-1253, 1973.
- 25) Porcella, R. L., Geotechnical investigations at strong-motion stations in the Imperial Valley, California, U. S. Geol. Surv. Open-File Report 84-582, 1984.
- 26) Midorikawa, S. et al., Observation of microtremors at strong-motion stations in the Imperial Valley, California, The 23rd General Assembly of IASPEI, Tokyo, 1985 (Submitted).
- 27) Boore, D. M. and J. B. Fletcher, Preliminary study of selected aftershocks from digital acceleration and velocity recordings, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 109-118, 1982.
- 28) Mueller, C. S. et al., Detailed study of site amplification at El Centro strong-motion array station #8, Proc. Third Intern. Conf. Earthq. Microzonation, Vol.1, 413-424, 1982.
- 29) Rojahn, C. and P. H. Wink, An analysis of strong-motion data from a severely damaged structure - the Imperial County Services Building, El Centro, California, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254, 357-375, 1982.
- 30) Smith, S. W. et al., Analysis of the El Centro differential array for the 1979 Imperial Valley earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.72, 237-258, 1982.
- 31) Spudich, P. and E. Cranswick, Soil strains and horizontal propagation velocities of strong ground motions observed during the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Proc. 8th World Conf. Earthq. Engr., Vol.2, 231-238, 1984.
- 32) Lee, V. W. et al., Effects of foundation size on Fourier spectrum amplitudes of earthquake accelerations recorded in buildings, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.1, 52-58, 1982.

1983年コーリンガ地震から学んだもの

1. はじめに

1983年5月2日にカリフォルニア州中部フレズノ郡コーリンガでローカルマグニチュード6.5の地震が発生し、市の中心部にある古い組積造建築、木造建築、石油貯蔵施設などを中心に被害があった。コーリンガ地震は、1971年のサンフェルナンド地震以来、米国西海岸で発生した最大の地震であった。

構造物の耐震設計上、マグニチュード6~7の地震の震源域の地震動特性研究は、重要な課題となっている。特に原子力発電所建屋の耐震設計では、M6.5のいわゆる直下型地震が耐震設計上仮定している重要な地震の一つであり、コーリンガ地震はこの地震に相当している。以上の理由から、地震直後に現地調査を行い、震源域の構造物の被害調査、住民に対するアンケート調査、関係官庁におけるヒアリング、各観測機関におけるヒアリングと資料の収集を実施した。

その後、米国の各研究機関の調査研究報告の収集、強震観測波形および地盤・建物の詳細情報等の入手に努めた結果、相当数の資料が集まつた。そこで、これらの観測記録と資料を用いて、震源域の地震動推定のための研究を行つた。本報告ではコーリンガ地震の記録から何を学び、どう生かしたかといった実例として紹介したい。

2. コーリンガ地震の概要

2.1 地震の概要

コーリンガ地震はサンアンドレアス断層の北東約30kmの背斜構造中に発生した地震で、サンアンドレアス断層から離れた地震としては規模が大きく、その断層メカニズムも異なつてゐる。本震の概要を以下に示す。

発震時：1983年5月2日23時42分37.7秒 G.M.T
(18時42分37.7秒 現地時間)

規模： M_L 6.3(バサデナ), 6.7(バークレー)

m_b 6.2(U.S.G.S.)

M_s 6.5(U.S.G.S.)

震源：36.23°N, 120.32°W

深さ：10km

○横田 治彦* 片岡 俊一*
田中 貞二** 大樹 明**

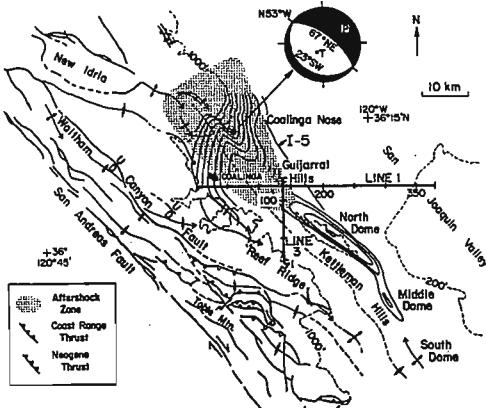
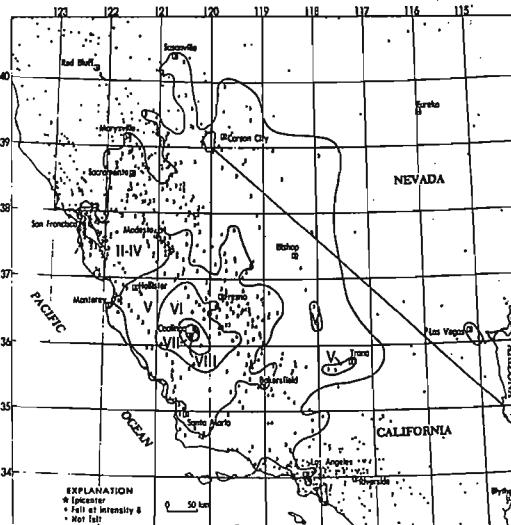
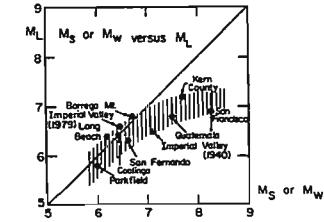
図-1 コーリンガ周辺地域の地質構造 (E.Fielding, 1983)¹⁾図-2 コーリンガ地震の震度分布 (C.Stover, 1983)¹⁾

図-1にコーリンガ周辺地域の地質構造、図-2に本震の等震度分布を示す。今回の地震の M_L と M_s 又は M_w (モーメントマグニチュード) の関係を図-3に示す。

図-3 M_s , M_w と M_L の関係

(H.Kanamori, 1983)¹⁾

2.2 被害状況

地震による被害は、震央距離約10kmのコーリンガ市内およびその周辺に限られている。コーリンガでは人口7,000人のうち45人の負傷者（内13人が重傷者）を出したが、奇跡的に死者はなかった。被害総額は3,100万ドルに上った¹⁾。コーリンガ地区では500以上の住家が被害を受けたが、主な被害は1920年以前に建設された1階建または2階建の組積造建物、木造建物であった。その他に石油貯蔵施設、橋、工業設備などに被害があった¹⁾。写真-1、写真-2にコーリンガ市

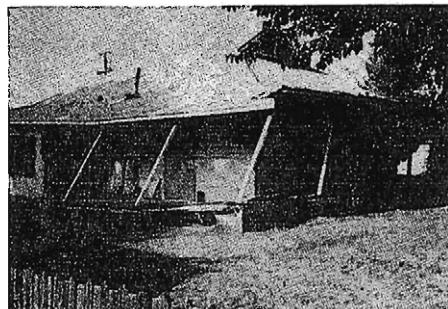


写真-1 木造住宅の被害状況 (コーリンガ)



写真-2 レンガ造商店の被害状況 (コーリンガ)

街の建物の被害状況を示す。木造住宅は土台が基礎にアンカーされておらず、基礎からずれ落ちている。
(MM震度でⅦ～Ⅸに相当する。)

2.3 記録された強震記録

5月2日の本震の強震記録は約100箇所で得られており、1971年のサンフェルナンド地震以来最も多くの記録が得られた。殆どの記録は震央距離25～60kmの範囲で得られている。約100箇所の内60箇所はカリフォルニア鉱山局(CDMG)が管理しているCSMI

P (California Strong-motion Instrumentation Program) の観測網で得られた。

またUSGSの管理している37箇所でも記録が得られた。それらの内震央に最も近い観測点は、プレザントバレーポンプ場の観測点で、震央距離約10kmで

あったが、USGSの図-4はコーリンガ周辺の観測点その他の観測点は震央(R.Maley他USGS, 1983に加筆修正)²⁾距離が75km以上であった。プレザントバレーのポンプ場の地表の最大加速度は590gal、最大速度は61kineと非常に大きな値が記録されているが、鉄骨造の建物およびプラントには大きな被害はなかった。

本震直後には、USGSおよびCDMGによって臨時の余震観測が行なわれた。図-4はUSGSによるSMA-1型強震計の設置位置を示している。5月9日の余震は、M_lが5.1で、震源位置も本震に近く、多くの臨時観測点およびプレザント・バレーポンプ場で強震記録が得られた。

この余震の最大加速度は、ポンプ場の地表で210Galであったが、震源のほぼ直上の臨時観測点(Anticline)では595Galを記録している。

2.4 最大加速度の距離減衰

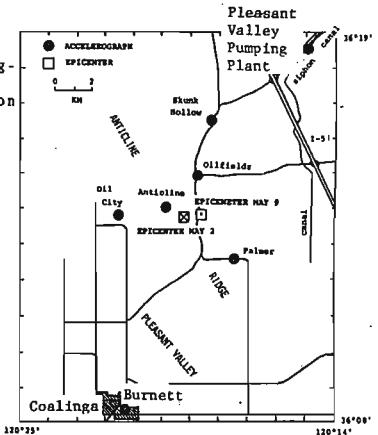
USGSおよびCDMGの観測結果を用いて、最大加速度の距離減衰について検討した。図-5は水平動加速度の距離減衰の観測値と金井式およびJoyner and Boore(1981)³⁾の提案式と比較したものである。金井式では地表の最大加速度Aは

$$A = \frac{5}{\sqrt{Tg}} \cdot 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.80}{X}) \log_{10} X + (0.167 - \frac{1.83}{X})}$$

M:マグニチュード X:震源距離(km)
Tg:地盤の卓越周期(sec)

コーリンガ地震の本震深さを10kmとすると震央距離ΔとXの関係は、 $X = \sqrt{\Delta^2 + 10^2}$ で与えられるとしてTgを0.3秒、0.5秒の場合について計算している。

Joyner and Booreの提案式は、米国で記録された強震記録を用いて加速度の推定式を求めたもので、下式



で与えられる。

$$\log A = -1.02 + 0.249M - \log r - 0.00255r + 0.26P$$

$$r = \sqrt{d^2 + 7.3^2} \quad 5.0 \leq M \leq 7.7$$

A : 水平動の最大加速度 (g)

d : 銀測点と断層までの最短距離 (km)

P : 0 (50% 区間)

1 (84% 区間, $\pm \sigma$ に相当)

M : モーメントマグニチュード

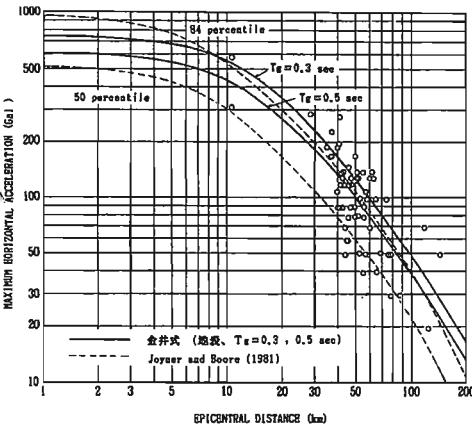


図-5 水平方向最大加速度と震央距離

ここでは M は 6.5 として、 d を震央距離と置き換えて計算している。図-5では、金井式および Joyner and Boore の式はどちらも銀測結果と良く対応している。同図からは震央距離約 10km のコーリング市内では地動最大加速度は 300~500Gal と推定され MM 震度では IX に相当すると考えられる。被害調査およびアンケート調査では、市内の MM 震度は VII~IX と推定された。図-2 の震度分布ではコーリング周辺の震度が VII となっているが、一部 IX に相当する地域があったと考えられる。

3. 震源域地動の推定

コーリング地震では、大きな被害があった地域には強震計が設置されていなかったが、本震直後には余震銀測のために多くの強震計が臨時に設置された。これらの余震記録を用いて、各地点の本震地動を推定し、被害調査の結果およびアンケート調査の結果と比較検討することは、工学的に意義がある。震央に近い銀測点で本震、余震の記録が得られているのは、震央から約 10km 北東に位置するプレザントバレー・ポンプ場

である。この余震記録をグリーン関数とし、大小地震の断層パラメータの相似則を用いた波形合成法によって、本震地動を推定する。この場合、本震・余震の記録に見られる表層地盤の増幅特性の影響を調べた。以下に地盤増幅特性およびひずみレベルの検討結果と本震地動の推定結果について述べる。使用した銀測波は USGS の記録である。

3.1 プレザントバレー・ポンプ場の地盤増幅特性

ポンプ場は図-6 に示すように、カリフォルニア導水路から、コーリング水路へ給水するための施設で、地表のスイッチヤードとポンプ場は高低差が約 21m、水平距離で約 85m 離れている。建物内の強震計は地下、1 階、屋上の 3ヶ所に設置されており（図-7）。スイッチヤード地表を含めて合計 4 台の強震計が USGS の手で管理されているが、本震の時は 1 階および屋上の記録は得られなかった。5月 9 日の余震 ($M = 5.1$) では全ての記録が得られている。スイッチヤード地表の

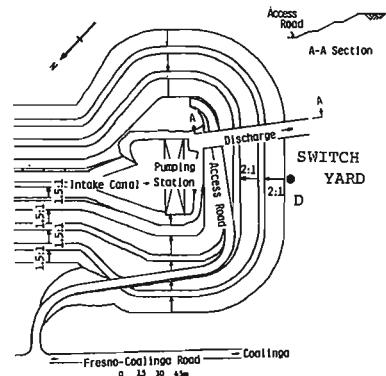


図-6 ポンプ場の配置図

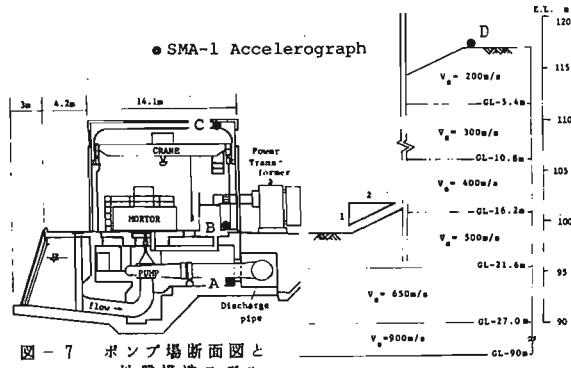


図-7 ポンプ場断面図と地盤構造モデル

検討するために、一次元波動伝播の理論（SHAKEによる解析）によって地表の観測波形から地中の波形を推定し、種々の検討を行った。

まず建屋の影響を確認するために、余震記録を用いて、C/Aの伝達関数を求めた。図-8は建屋短辺方向（45°）の計算結果であるが、1.85Hzに1次固有振動数があり、減衰定数は約4%である。計算結果および建屋と地下階の重量比、剛性比などを考慮すると、建物と地下階および基礎・地盤系との動的相互作用は、顕著ではないと考えられる。本震と余震時の地盤のひずみレベルの相違が、観測結果に見られるかどうか検討のためにD/Aの伝達関数を比較した。図-9は、45°方向の本震・余震のフーリエスペクトルの振幅比を比較したものである。図には表していないが、水平2方向ともに良く似た傾向を示しており、斜面の方向

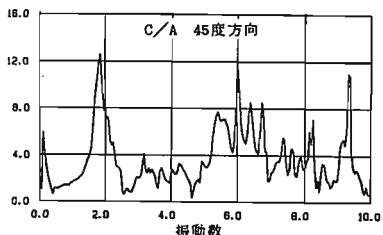


図-8 建屋の増幅特性（余震）

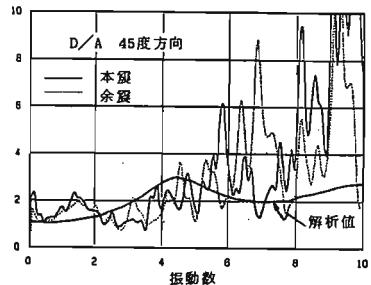


図-9 地盤の増幅特性

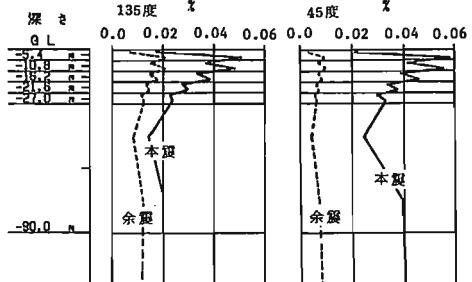


図-11 最大せん断ひずみ分布

(地盤の波衰比は1%と仮定)

による差異も顕著には見られず、地形の影響は少ない。本震・余震の計算結果は良く似ているが、全体的に本震の方がスペクトルのピークとなる振動数がやや低くなっている。同図中にSHAKEによるA, D間の地盤の増幅特性を併せて示した。解析に用いた地盤モデルは図-7に示すようなモデルで、弾性波速度は土質柱状図からの推定である。6 Hz以上の高振動数側で差異が大きいが、これは地下階で記録された波形において高振動成分がカットされているためと考えられる。

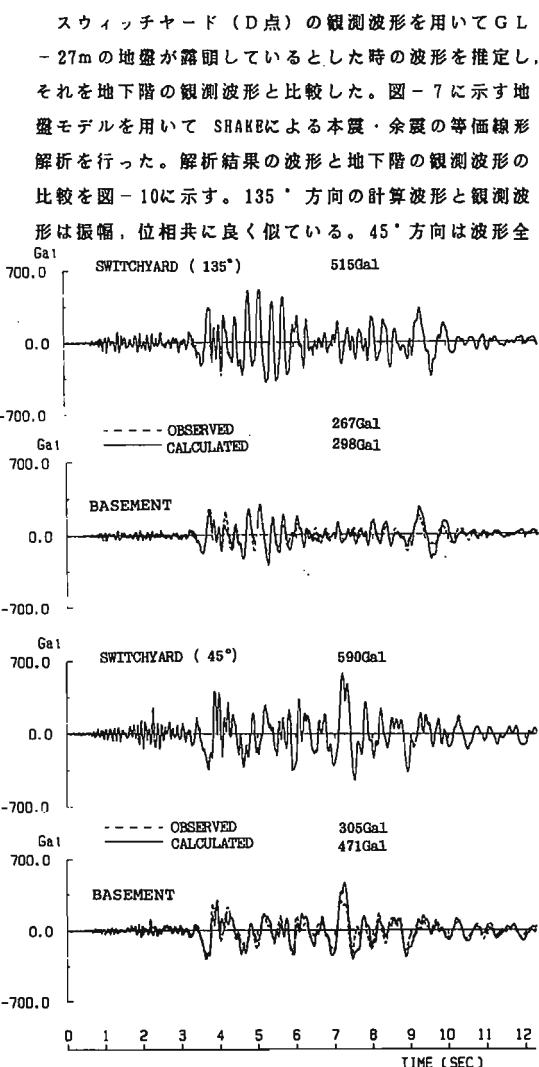


図-10 推定波形と実測波形の比較

体の振幅、位相は良く対応しているが、7～8秒間にある波形の振幅に差があり、これが加速度最大値の差となっている。余震記録の解析結果も同様な傾向を示している。図-11は本震、余震の地中の最大歪分布を示している。135°方向では地表から約5～10mの層で、本震が 5×10^{-4} 程度、余震が 2×10^{-4} 程度のひずみレベルに達している。45°方向では同様に本震で 6×10^{-4} のひずみレベルである。

スウィッチャード直下の地中観測点がないため、建屋地下階の観測記録とスウィッチャード地表の観測記録を用いて、主に地盤の増幅特性の検討を行った。スウィッチャード地表の最大加速度590Galは震央距離約10kmの最大加速度としてもかなり大きな加速度である、これは地表付近の地盤で相当大きく増幅された結果と考えられる。

3.2 余震記録を用いた本震地動の推定

プレザントバレー・ポンプ場の地表の余震記録を用いて、本震地動を合成し、合成波形と本震記録が良く対応するような断層パラメータを決定した後、その断層モデルを用いて、コーリング周辺の臨時余震観測記録から、その地点の本震地動を推定した。

入倉⁴⁾は、断層長さL、幅W、平均くい違い量D、立ち上がり時間τが地震モーメントの3乗根に比例するという経験則を用い、本震の断層面をn×n個（nはモーメント比の3乗根）の小断層に分割し、各小断層にあてはめた余震に、破壊開始点から各小断層までの破壊進行による時間遅れ、各小断層から観測地点までの波の伝播の時間遅れ、本震・余震のズレ量、立ち上がり時間の違い、および距離減衰などの補正を行って、本震の速度波形（後に加速度波形も）を合成する方法を提案した。

田中⁵⁾らは、入倉の方法を準用し、断層面積の違いのみを考慮した合成法により、加速度記録の合成を行った。本研究では、田中らの方法を用いたが、1.2秒以上の長周期成分については、本震、余震のズレ量、立ち上がり時間を考慮した補正を行った。

本震の地震モーメントは多くの研究者によって $2.8 \times 10^{25} \sim 7.5 \times 10^{25}$ dyne·cmと推定されており、余震の地震モーメントは 5.1×10^{23} (Uhrhammer, 他 1983) と推定されている¹⁾。したがって、本震の平均的な地

震モーメントとの比の3乗根nは約5となる。また、Thatcher and Hanks (1973) による地震モーメントの経験式 $\log M_0 = 1.5M_L + 16.0$ を用いて、本震の $M_L = 6.5$ 、余震の $M_L = 5.1$ とすると、n=5となる。以上の検討から本研究ではn=5として合成を行った。

断層面の大きさとして、地震直後の余震分布を重視して長さ20km、幅10kmと仮定した。S波速度は地下構造を参照し3.3km/sとし、破壊速度はカリフォルニアの地震で求められた値を参照し仮に2.5km/sとした。走向および傾斜に関する研究では、Ria & Broon, Hartzel & Heaton, Kanamoriら¹⁾が、断層面解から傾斜を65°E前後、走向をN 50°W～N 65°Wとしている。断層面解に基づく走向、傾斜を用いて、プレザントバレー・ポンプ場の余震記録から本震地動を合成した結果、最大加速度、応答スペクトルとともに良い結果は得られなかった。そこで走向および傾斜を余震分布に合わせるようにした。すなわち、走向をN 20°W～N 40°W、傾斜を20°W～40°Wの範囲で5度づつ変化させ、また破壊速度を2.4～3.0 km/sの範囲で変化させた。合成結果の波形を、プレザントバレー・ポンプ場の本震と比較して、最大値、波形の包絡線、応答スペクトルの点で最適と思われる結果を与えた断層パラメータは、以下のようであった。

$$L : 20\text{km}, \quad W : 10\text{km}, \quad \text{走向} : N 30^\circ W$$

$$\text{傾斜} : 35^\circ W, \quad V_s : 3.3\text{km/s}, \quad V_R : 2.4\text{km/s}$$

$$n : 5, \quad \text{断層面上端の深さ} : 6.0\text{ km}$$

図-12に仮定した断層面と余震分布を比較して示す。

図-13はUSGSの臨時余震観測点、プレザントバレー・ポンプ場、コーリング市街地域と断層面の位置関係を示している。

図-14、図-15に解析に用いた余震記録、合成波形と本震記録を比較して示す。135°方向の合成波は、振幅、包絡形とともに本震の観測波形と比較して良く似ている。また45°方向の合成波は7秒附近にある特異な相を除くと比較的良く対応している。この相は、フィルム上に記録された原記録では+側の最大値を生じているピークが振り切れており、最大加速度も440Galと発表されていたが、後にUSGSが修正したものである。この大加速度の相はサブイベントによるものと考えられるので今回の単純なモデルでは表現出来なかった。

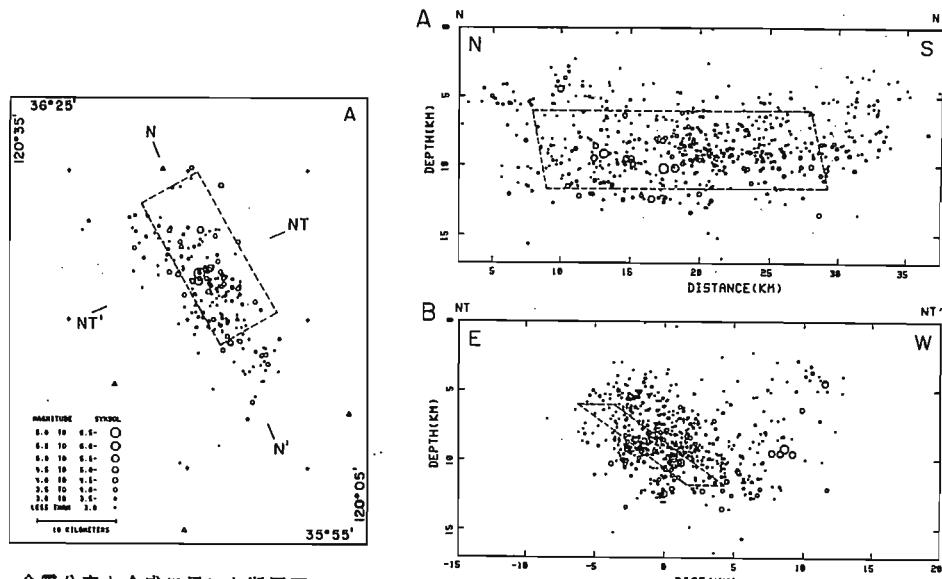


図-12 余震分布と合成に用いた断层面
(Baton 他 1983に加筆)

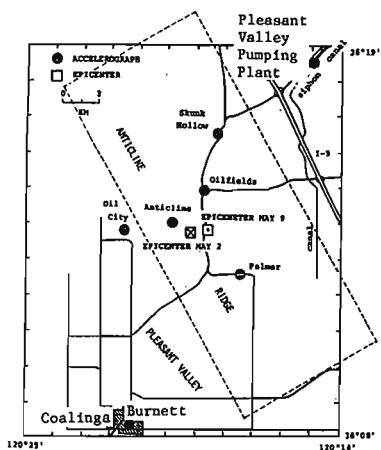


図-13 USGSの余震観測点と断层面
(R. Maley 他 1983に加筆修正)

合成波形と本震の観測波形の周波数特性を減衰定数5%の速度応答スペクトルで比較した結果を図-16に示す。余震のデジタル記録に2秒のローカットフィルターがかけてあるため、応答スペクトルの比較は周期2秒までとした。(本震記録は10秒のローカットフィルターが使用されている。) 観測結果と合成結果の速度応答スペクトルはかなり良く一致している。

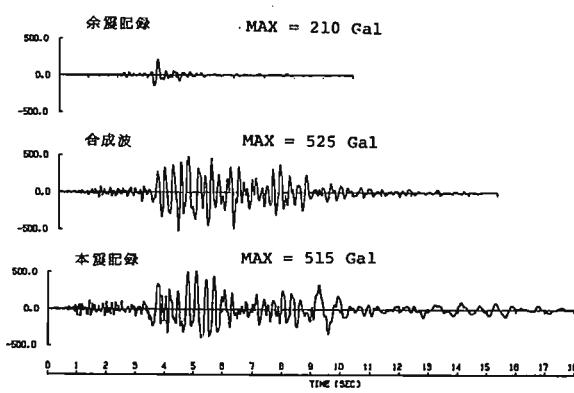


図-14 余震記録、合成波、本震記録の比較 (135° 方向)

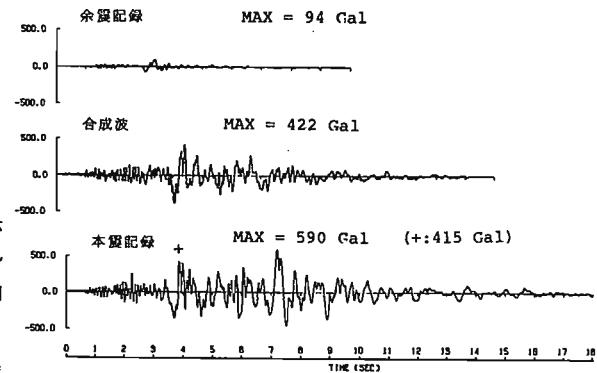


図-15 余震記録、合成波、本震記録の比較 (45° 方向)

以上の検討で、最終的に仮定した断層バラメータを用いて、U.S.G.Sの臨時余震観測点(図-13)での本震地動を合成した。合成に使用した余震記録は、ポンプ場と同じく5月9日のM_L5.1の余震記録である。これら6観測点のうち5観測点は震源域に位置しており、他の1つはコーリング市街に位置している。各強震計は、地表またはコンクリート基礎上に入設置されたものであり、建物の影響は小さいと

考えられる。合成に当たって尾成上のAnticlineとOil Fieldsの2地点は自由地盤上の余震記録を使用した。

図-17に6地点の合成波形に対する速度応答スペクトルを示し、図-18にその加速度波形を示す。震央付近の余震記録は、最大加速度が大きいため本震の合成結果では2Gを超える地点もある。このような大加速度記録にまで地盤の線形性を仮定して、本震地動を合成することには無理があると思われるが、ここでは敢えて推定を試みた。推定結果は、組積造平屋の消防署が倒壊したOil Fieldsでは最大加速度640Gal、石油タンクなどに

被害のあったOil Cityで790

Gal、震央に最も近いAnticlineで2170Galとなった。Anticlineの大加速度は、余震記録が585Galと大きかったことが原因であるが、地表付近のローカルな増幅を含んでいると考えられる。コーリング市街地の最大加速度は330Galと推定され、建物の被害状況・アンケート調査結果による震度推定値、図-5の最大加速度減衰曲線などとも良い対応を示している。

表-1に合成波形の最大加速度、スペクトル強度、トータルパワー、継続時間(Trifunacの定義による)を

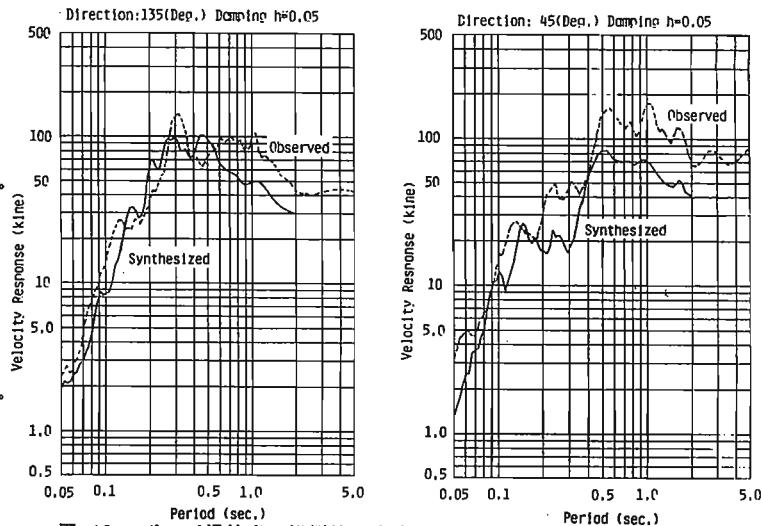


図-16 ポンプ場地表の観測波と合成波の速度応答スペクトルの比較

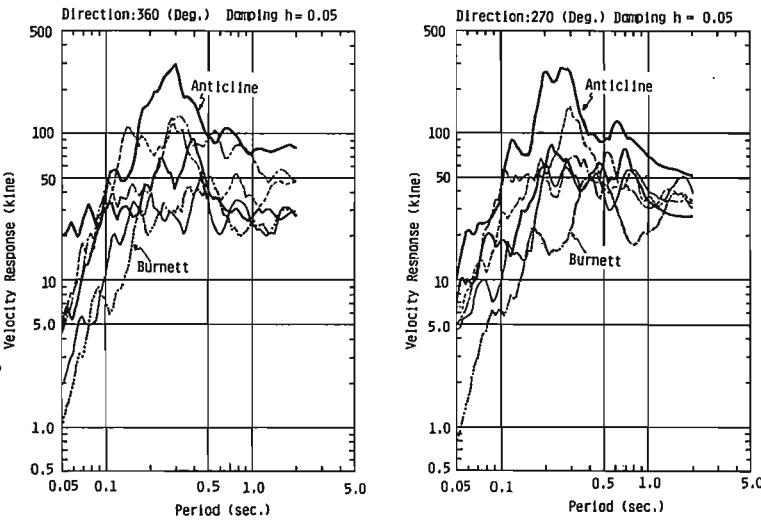


図-17 臨時余震観測点の本地動
合成波の速度応答スペクトル

— Skunk Hollow —— Oil City
— Oil Fields —— Palmer Avenue
— Anticline —— Burnett

一覧表にして示す。ポンプ場については地表の観測結果を比較のために示している。コーリング市街は断層の破壊が遠ざかる方向に位置しているため、継続時間が他に比較して長くなっている。

以上の検討には多くの仮定を含んでおり、仮定の妥当性を検証する本震の強震記録も不足しているが、本解析例のように、被害地の本震地動が記録されていない場合には、有効な方法であると考えられる。したがって、大地震直後の震害調査に当たって、被害地点で

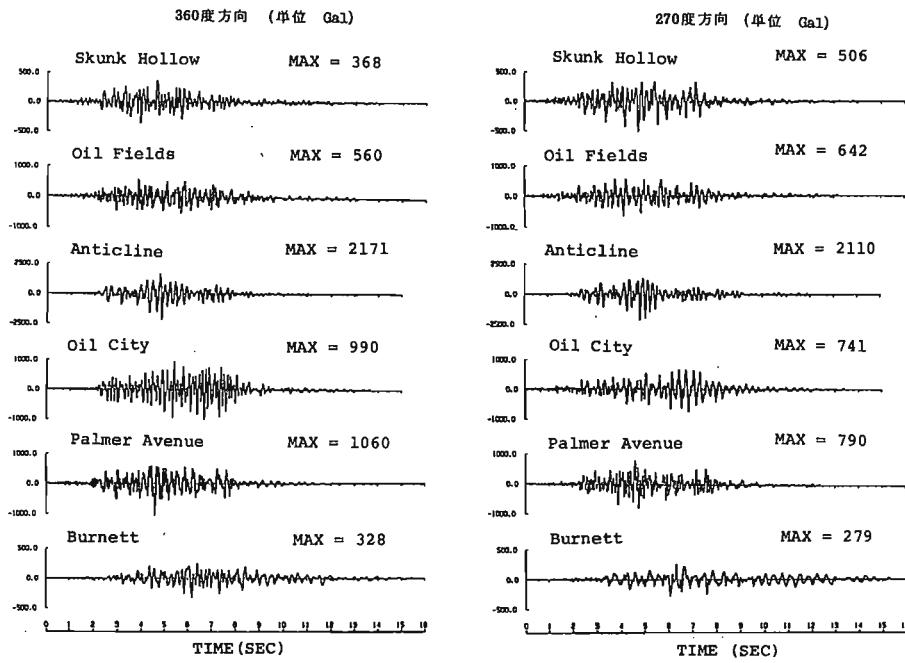


図-18 臨時余震観測点の本震地動の合成加速度波形

の余震観測が耐震研究上重要な意義を持つと思われる。

4. おわりに

コーリンガ地震で記録された強震記録、被害調査結果から、震源域の本震地動の性状に関して何を学んだか、一連の検討結果を通して紹介した。

最後に、コーリンガ地震の資料収集および地震記録の利用に当たって御援助頂いた U S G S の関係各位に謝意を表します。また、研究全般にわたって御指導頂いた当社大崎順彦副社長に謝意を表します。

参考文献)

- 1) CDMG, THE 1983 COALINGA, CALIFORNIA EARTHQUAKE, Special Publication 66, 1983.
- 2) USGS, THE COALINGA EARTHQUAKE SEQUENCE COMMENCING MAY 2, 1983 (Preliminary Report on Field Investigations and Data Collected as of May 12, 1983), Open-FILE Report, 83-511.
- 3) Joyner, W.B. and D.M. Boore, 1981, Peak Horizontal

* 清水建設技術研究所 * * 同 大崎研究室

表-1 臨時余震観測点の本震合成結果
(Pumping Plant のみ観測値)

	Pumping Plant	Skunk Hollow	Oilfields	Anticline	Oil City	Palmer Avenue	Burnett
最大加速度 (Gal)	515 590	368 506	560 642	2171 2110	990 741	1060 790	328 279
スペクトル強度 (cm)	110.3 173.9	48.4 70.1	62.3 73.0	179.7 148.0	93.2 83.2	130.0 74.1	50.5 49.7
トータルパワー ($\times 10^4$ Gal sec 2)	24.1 26.0	7.2 11.1	21.9 22.4	123.4 135.3	63.8 33.5	37.6 29.3	6.0 5.1
総 時 間 (sec)	9.0 7.7	5.0 4.8	5.3 5.3	4.7 4.3	5.1 5.2	4.8 4.9	7.0 8.6

上段 135° 方向
下段 45° 方向

(上段 360° 方向、下段 270° 方向)

Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, BSSA, 71-6, Dec.
4) Irikura,K., Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol.33, Part 2, No. 298, June, 1983.
5) 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢勝, 1982, 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定, 地震研究所彙報, Vol.57, pp 561~579.

1978年宮城県沖地震から学んだもの

東北大学工学部 渋谷 純一

1.はじめに 1978年宮城県沖地震は、主として宮城県下に大きな被害をもたらし、また東北地方の多くの地図で強震記録が得られた。この地震による各種の被害調査結果や強震記録は、地盤と建物被害の関係、地盤と強震動特性の関係を考察する上で貴重な資料である。ここでは、この地震による建物被害の地域分布や強震記録に基づいて行なわれた研究例を紹介し、強震記録が地盤運動研究や入力地震動研究に果たす役割りの重要性、及び今後の強震観測のあり方を考える上での話題提供をする。

2.地盤と被害・強震動特性

(1)建物被害の地域分布 先ず、この地震による宮城県全体の住家の被害状況を示す。図1(a)は、県内各市町村毎の住家の被害率⁽¹⁾である。図1(b)は、宮城県の表層地質図⁽²⁾と強震計記録の得られた地図及びその最大加速度である。これらの図から、沖積平野部にある市町村での被害率が大きく、山地部での被害率は小さいことがわかる。特に、気仙沼から牡鹿半島にかけての北上山地(先秦3系の地質)では、断層域に最も近いにも拘わらず、被害率は小さく、むしろその西側にひりり鳴瀬町や古川市付近の沖積平野での被害率が大きい。一方、強震記録は、山地部やその近辺(鳴子ダム、樽水ダム、開北橋)と段丘地(仙台)などの比較的硬質な地盤では複数の地図で得られたが、沖積地盤では塩釜港の1地図の記録が得られただけである。

次に、仙台市地域を例として、やっせまい地域の中での建物被害分布と地盤条件の関係を示す。図2(a)は、仙台市地域におけるRC造及びS造の被害建物の分布及び木造住家の被害集中地域である。図2(b)は、同地域の概略の地形である。RC造の被害建物は、段丘地・丘陵地の東側に接する沖積扇状地の地域に集中している。S造の被害建物は沖積平野の地域に集中している。木造住家の被害は、沖積平野、沖積平野及び丘陵地斜面上の人工造成地の地域に集中している。造成地での被害は、地割れや地すべり等の地盤破壊によるもののが主である。河岸段丘地の市街地中心部や丘陵地では、被害建物の集中はみられない。

以上のように、県下全体でも、やっせまい地域の中で詳しくみても、建物の被害に及ぼす地盤条件の影響の大きいことは明らかである。強震動の各種建築物に対する破壊作用に及ぼす地盤条件の影響の定量的評価は重要な研究課題の一つである。そのためには、被害地震による、一定の地域内の種々の地盤における強震記録を得ることが最も有力な手段と考えられる。

(2)仙台市周辺で観測された強震記録の特性と地盤条件 仙台市及びその周辺の地域で、宮城県沖地震により得られた強震記録について、その特性と地盤条件との関連で比較してみる⁽⁴⁾。用いた記録は、樽水ダム、仙台住友生命ビル、東北大学工学部及び塩釜港の4地図の記録である。各図の震央距離は100~120kmで、震央に対する方位も大差はない。図3に、各図の概略の地質構造を示す。樽水ダムの地盤は第3紀中新世前期の安山岩・集塊岩である。仙台住友生命ビルの地盤は第3紀鮮新世の泥岩・砂岩である。東北大学工学部は、住友生命ビルの西方4kmの丘陵地上にあり、その表層地盤は厚さ約20mのローム・礫混り粘土層で、その下層は第3紀鮮新世の泥岩となっている。仙台市地域では、樽水ダムの岩盤に相当する層は、地表から数百m下にあると考えられ、その上に、第3紀中新世・鮮新世の層が厚く堆積している。塩釜港の表層地盤は、厚さ15mのシルト・粗砂(N値はほど0)の沖積層で、その下層は第3紀中新世の岩盤である。

表1に、各図の最大加速度、加速度波形の自乗積分、スペクトル強さを示す。最大加速度は、各図とも200~250gal前後で、あまり差がない。しかし、加速度波形の自乗積分やスペクトル強さには、観測点によって大きな差がみられ、沖積地盤の塩釜港と洪積地盤の東北大学工学部での値が大きく、次いで、第3紀鮮新世岩盤上の住友生命ビルでの値が大きい。図4に、各図の速度応答スペクトルの比較を示す。地盤条件によって、スペクトルの性質が大きく異なっていることがわかる。塩釜港と東北大学工学部のスペクトルは、樽水ダムと住友生命ビル

ルのスペクトルに比べて、0.5～2秒の周期範囲で著しく大きい。表層のオ4紀層の存在による影響と考えられる。住友生命ビルのスペクトルは、樽水ダムのスペクトルに比べて、1～2秒の周期で約2倍の強さとなっている。仙台での厚く堆積したオ3紀鮮新世の層の影響が大きいと考えられる。

以上、異なる地盤上の強震記録の比較から、強震動のエネルギーーやスペクトルの性質には、表層地盤は勿論のこと、オ3紀層のやゝ深い地盤構造の影響も無視できないことを実例として示した。

3. 強震記録を利用した研究例

(1) 地域の震害危険度予測 宮城県では、県内各地の多数のボーリング資料(約9000本)に基づいて、平地部500m四方、山地部1km四方のメッシュ毎の表層地盤のモデル化を行ない、いくつかの予想地震に対する各地震の最大加速度及び地盤浪状化危険度の予測を行なって、このほどその成果を著した⁽⁵⁾。この中では、加速度の距離による減衰を、強震記録や住家被害率・墓石転倒率から推定される最大加速度を用いて独自に定めている。各地震の地盤モデルに対する入射波としては、内陸型の予想地震に対しては、宮城県北部地震(1962.4.30, M=6.5)による東北大学・旧建築学科の強震記録(仙台501), 海岸型の予想地震に対しては、宮城県沖地震による住友生命ビルの強震記録の波形を用いている。なお、各地震の基盤のちがい(オ3紀鮮新世、オ3紀中新世、先ホ3系)を、宮城県沖地震による住友ビル、樽水ダム、開北橋の強震記録についての検討から、近似的に評価し考慮している。図5に、予測手法の駿証として行なわれた宮城県沖地震による県内各地震の震度予測結果を示す。この結果は、図1(a)の住家被害率の分布と良く対応している。

北川・松島⁽⁶⁾は、ほゞ同様の手法により、仙台市地域の震害危険度予測を行ない、その結果を宮城県沖地震による建物被害分布と対応させて、よい結果を得ている。これらの研究は、多数の震害調査資料や強震記録を十分に活用した研究の例といえよう。

(2) 地盤の非線形性の検討 東北大学工学部(青葉山)では、1978年6月の宮城県沖地震による強震動のほか、1978年2月の宮城県沖地震による中程度の強さの地震動、及びいくつかの小地震動の記録が観測されている。また、同じ地震に対して市街地の住友生命ビル又は、その近隣の片平(東北大学片平キャンパス)でも、記録が得られている。これらの強さレベルの異なる3つの地震による青葉山での観測波形と、地盤モデルを用いた計算波形との比較を行なって、青葉山の表層地盤について非線形性の検討を行なった。観測記録 表2に、検討に用いた観測記録の最大加速度を示す。青葉山での最大加速度は、1982.6.1の地震では約15gal, 1978.2.20地震では110～170gal, 1978.6.12地震では200～260galである。地盤構造モデル 市街地の片平では、地表・地中(-17m, -230m)の同時地震動観測が実施されており、地表と地中の記録のスペクトル比から、深さ230mまでの精度のよい地盤構造モデルが得られている⁽⁷⁾。また、青葉山と片平の複数の小地震動観測記録のスペクトル比の関係、及び片平の地盤モデルから、青葉山の地盤構造モデルが推定されている⁽⁸⁾。図6に、これらの解析から得られた片平と青葉山の地盤構造モデルを示す。青葉山の地盤モデルは、片平の地盤モデルの200m以深のVs = 1.3 km/sの層を共通の地震動基盤として定めた。計算波形 片平、住友ビルの観測記録から、片平の地盤モデルを用いて Vs = 1.3 km/s の層での入射波を計算し、これを青葉山地盤モデルへの入力とし、地表の応答波形を計算した。住友ビルの記録から入射波を計算する場合は、片平地盤モデルの表層8m分を取り除いたモデルを用いた。入射波の計算は、いずれの地震についても、地盤を線形とした。青葉山の地表波形の計算は、地盤を線形とした場合、非線形とした場合の両方について行なった。地盤の非線形性は、表層23mの洪積層部分についてのみ考慮し、等価線形化法により応答波形を計算した。図7に、計算に用いた、地盤の歪と剛性低下率・減衰定数の関係を示す。結果と考察 表2に、計算波形の最大加速度を示す。強震の場合(1978年6月)、地盤を線形とした計算波形の最大加速度は、観測波形の1.4～1.8倍となり大きいが、地盤を非線形とした場合は、約1.2倍で、やゝ大きい程度である。図8に、1978年6月の強震による計算波形と観測波形の比較を示す。図9に、強さの異なる3つの地震についての観測波形と計算波形の速度応答スペクトルの比較を示す。1982年6月の小地震動の場合は、当然ながら、地盤を線形とした計算波形のスペクトルは観測波形とよく合っている。周期1秒の

卓越は、主としてオホ紀層の深い構造によるものであり、周期0.3～0.5秒のピークは、表層地盤によるものである。1978年2月の中程度の強さの地震では、いずれの計算波形のスペクトルも、観測波形にみられる周期1秒の鋭いピークを表わし得ていないが、その他の周期域では観測波形とよく合っている。地盤を線形とした場合と非線形とした場合の計算波形のスペクトルに殆ど差がないことから、この地震の場合は、地盤の非線形化の程度があまり大きないと考えられる。一方、1978年6月の強震の場合は、地盤を線形とした計算波形では、周期0.3～0.5秒にやや大きいピークがみられるが、地盤を非線形とした場合は、表層地盤の非線形化によって0.3～0.5秒のピークは消えて、1秒付近のピークをより大きくしている。この傾向は、観測波形のスペクトルの特徴をよく表わしている。しかし、この場合も、計算波形の1～2秒のスペクトルは観測波形のものより、大部下まわっている。観測波形どうしを比較すると、いずれの記録においても周期1秒の鋭いピークがみられ、この周期は、主としてオホ紀層を含む深い構造によるものであることから、オホ紀層の岩盤の非線形化はあまり大きないと考えられる。図10に、3つの地震による表層地盤の最大応答率の分布を示す。

以上の検討から、数百galといった強震の場合には、表層地盤は強い非線形性を示し、その強震動特性に与える影響の大きいこと、等価線形化法による地盤の非線形応答解析法はある程度有効であることを示した。地盤の非線形性については、今後、各種の地盤についての強震記録の蓄積により、実証的な検討を行なうことが大事であると考える。

(3)深い地盤構造の推定 宮城県沖地震による仙台住友生命ビル及び樽水ダムの強震記録を利用して、仙台及び樽水の深い地盤構造の推定を行なった例⁽⁹⁾を示す。強震記録のスペクトルの関係 図3に示したように、仙台では樽水の岩盤に相当する層は、数百m下に入り込んでいると考えられている。そこで、先ず、図6に示した片平の200m地盤モデルを用いて、Vs=1.3km/sの層に、樽水ダムの記録の振幅を1/2した波形を入射波とみなして入力し、地表の波形を計算し、観測波形(住友ビル)と比較した。ただし、樽水ダムの記録を、その水平成分の方向(LG:N38°W, TR:N52°E)が、住友ビルの記録の方向(NS:N8.6°W, EW:N81.4°E)と一致するよう修正して用いた。図11に、観測波形と計算波形の速度応答スペクトルの比較を示す。NS成分の場合は、観測波形と計算波形は、0.5秒付近の周期でやや大きいがあるが、1～3秒の広い周期範囲でよく合っている。一方、EW成分の場合は、観測波形と計算波形は、1秒付近のスペクトルの形状及び2秒以上の周期域のスペクトルレベルの点で、大きく異なることがある。この理由の一つとして、震源に対する方向からNS成分はSH波、EW成分はSV波に対応することより、SH波とSV波の深い地盤による增幅特性のちがいが考えられる。

SH波、SV波の増幅特性 SH波、SV波の増幅特性のちがいを、単純な地盤モデルについての計算例で示す。図12に示す地盤モデルの基盤層(Vs=3km/s)に、入射角θ=40°のSH波、SV波が入射するものとし、オホ層の層厚Dを変化させた場合の地表の水平成分の伝達関数を計算し、その結果を図13に示す。SH波入射の場合は、オホ層の層厚変化に対する伝達関数の変化は小さい。一方、SV波入射の場合は、オホ層の層厚変化に対して、特に3Hz以下での低振動数域で、その伝達関数は大きく変動している。深い地盤構造の推定 SV波の増幅特性が深い地盤構造の変化に対して敏感であるという性質を利用して、仙台及び樽水の深い地盤構造の推定を試みた。これらの地域に共通の地震動基盤をVs=3km/sの層とし⁽¹⁰⁾、基盤層での入射角は、震源の位置と地殻の速度構造から約40°と推定されるので、40°とした。仙台の200m以深の層及び樽水の表層を、Vs=1.5km/sと仮定し、両地盤の基盤までの層厚を推定した。推定法は、住友ビルと樽水ダムの記録のEW成分のフーリエスペクトルの比を目標とした最適化法によって行なった。その結果得られた仙台及び樽水の深い地盤構造モデルを図14に示す。基盤層までの深さは、仙台で530m、樽水で410mとなった。図15に、観測記録のフーリエスペクトル比(住友ビル/樽水ダム)と、地盤モデルの伝達関数比(仙台/樽水)の比較を示す。図16に、樽水ダムの観測記録から、深い地盤構造モデルを用いて計算した仙台の地表での計算波形と、観測波形(住友ビル)の速度応答スペクトルの比較を示す。この場合には、NS、EW成分とも、1～3秒の周期で観測波形と計算波形のスペクトルがよく合っていることがわかる。SV波が地盤に斜めに入射した場合には、水平動とともに上下動があらわれる。そこで、仙台と樽水の地盤モデルについて、

SV波の40°斜め入射による水平成分と上下成分の伝達関数比を計算し、各震の観測記録のEW成分とUD成分のスペクトル比との比較を行なった。その結果を図17に示す。観測記録とモデルのスペクトル比は、ピーク振動数の位置にややくらがいがあるが、全体的な形状は比較的よく合っている。

以上、地表の強震記録を利用して、地域の深い地盤構造を推定した例を示したが、1例のみの解析であること、いくつかの仮定を用いていることなど、その結果については、今後、種々の面からの検証が必要と考える。

(4) その他の研究例 鈴木・平沢⁽¹¹⁾は、断層モデルの、断層面微小領域のサイズ及びその応力降下量、破壊伝播速度等を確率量とした移動震源確率モデルを用いて、宮城県沖地震による地盤上の加速度波形の予測を行ない、強震記録(大船渡、住友生命ビル)の波形や応答スペクトルとの比較から、強震動特性に及ぼす断層パラメータの平均値や分散の影響について考察している。和泉・勝倉・荻野⁽¹²⁾は、宮城県沖地震の断層モデルと東北地方の6地表で得られた強震記録に基づいて、地震動の非定常性(加速度波形の包絡線)に及ぼす断層モデルパラメータと地震動の伝播過程の影響について検討している。その結果、加速度波形の包絡線の形には、断層のやや詳細な破壊過程の影響が大きいこと、伝播過程のうちの観測点近傍の地盤の影響が大きいことを指摘している。武村⁽¹³⁾は、近年、東北地方に発生した大地震による各地の強震記録から、最大加速度の距離による減衰には、地域性のあることを示した。さらに、この地域性を東北日本の深い地盤・マントルのQ構造との関連で説明することを試みている。

4. 宮城県内の強震観測の現況

図18に、現在、宮城県内で行なわれている強震観測地表を示す。表3、表4に、各観測点の強震計設置状況、強震計機種、設置年等を示す。表3は仙台市周辺を除く県下の設置状況、表4は仙台市周辺の設置状況である。

宮城県沖地震当時、強震計設置地表は全体で13地表であったが、記録が得られ公表されたものは、そのうちの8地表(全体の約6割)である。強震計の日常的保守・管理のむずかしさを示しているといえよう。

宮城県沖地震後、強震計設置点の数は飛躍的に増え、現在は27地表(宮城県沖地震当時の約2倍)に設置されている。そのうちの大多数は、仙台市周辺に集中している。これらは、主として大学等の機関により、宮城県沖地震による被害を契機として、強震動特性と地盤条件の関係の解明を目的として、仙台市地域の種々の地盤の地表に設置されたものである⁽¹⁴⁾。まだ強震動の記録は得られていないが、小地震動の記録は多数得られており、地域の地盤構造推定⁽¹⁵⁾や強震波形の合成⁽¹⁶⁾等の研究に利用されている。

5. おわりに

1978年宮城県沖地震による被害と強震記録から、建物被害・強震動特性に及ぼす地盤の影響の大きいことの実例を示すとともに、強震記録を利用した研究例のいくつかを紹介した。建物に対する入力地震動の特性を解明する上で、強震記録の果たす役割は極めて大きい。今後、種々の解析手法の開発に対する努力とともに、強震観測体制の整備、記録の利用システムの整備に対する努力が重要な課題と考える。

- 参考文献 (1)建設省建築研究所:建築研究報告, No.86, 1979 (2)北村信:宮城県の地形・地質・地盤, '78宮城県沖地震災害の教訓(宮城県), 1980 (3)J. Shibuya, T. Shiga: Effects of local site conditions on damage to buildings during an earthquake, Proc. VII WCEE, vol. 2, 1980 (4)柴田明徳:建物の地震時応答と入力特性, 第9回地盤震動シンポジウム, 建築学会, 1981 (5)宮城県:宮城県地震地盤図, 1985 (6)Y. Kitagawa, Y. Matsushita: Study on dynamic ground characteristics in range of short and long period, Proc. VII WCEE, vol. 2, 1980 (7)浅谷純一, 志賀敏男:仙台における地盤・地中地震動観測と地盤構造の推定, 建築学会大会梗概集, 1983 (8)浅谷純一, 志賀敏男:仙台市内の各種地盤における地震動の観測と記録の解析, 建築学会東北支部研究報告集, 第45号, 1985 (9)J. Shibuya, T. Shiga: A ground structure model in Sendai obtained from underground observations of earthquake motions, Proc. VI JEES, 1982 (10)山島悦三:東京の基盤構造, 第12回災害科学総合シンポジウム, 1975 (11)鈴木保典, 平沢朋郎:強震動の予測と対比, 文部省科研費自然災害特別研究成績, No. A-58-1, 1984 (12)和泉正哲, 勝倉裕, 荻野洋一:断層モデルによる加速度記録の包絡線のシミュレーションに関する研究, 建築学会論文報告集, 第348号, 1985 (13)武村雅之:強震地動, 第12回地盤震動シンポジウム, 建築学会, 1984 (14)志賀敏男(代表者):大地震時にあける都市生活機能の被害予測とその保全システムに関する研究, 文部省科研費自然災害特別研究成績, No. A-58-1, 1984 (15)藤森健史, 志賀敏男, 他:中小地震記録を用いた合成強震波形の応答スペクトル特性, 建築学会大会, 1985(投稿中)

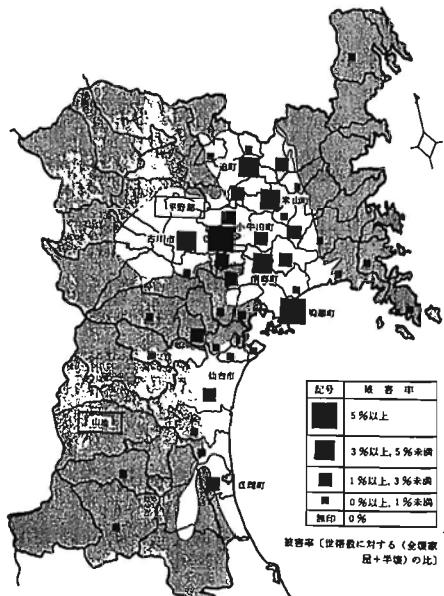


図1(a) 宮城県各市町村の住家被害率(1)

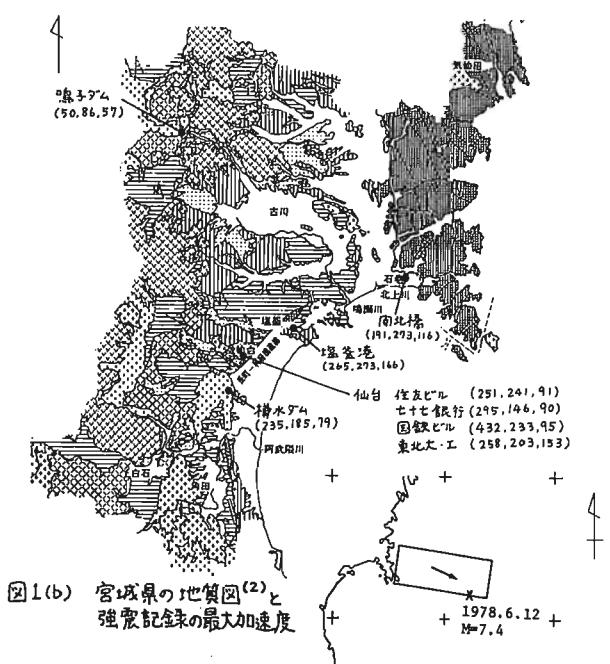


図1(b) 宮城県の地質図⁽²⁾と
強震記録の最大加速度

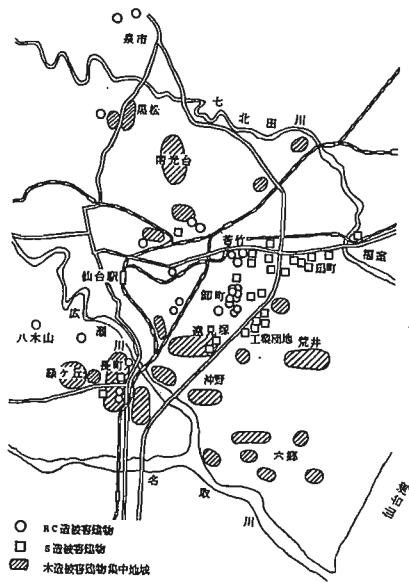


図2(a) 仙台市地域の各種被害達物の分布

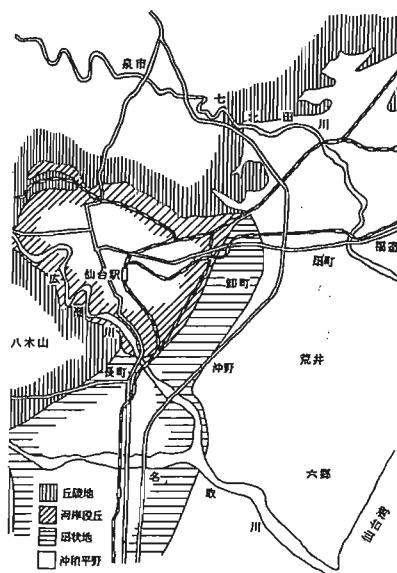


図2(b) 仙台市地域の地形

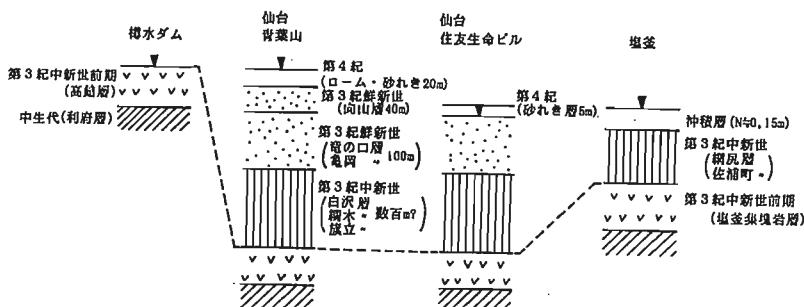


図3 池水、仙台、塩釜の地質構造の概略

表1 強震記録の最大加速度、自乗積分加速度、スペクトル強さ

地 点 名		a_{max} (gal)	$\overline{a^2(t)}$ (gal $^2 \cdot s$)	SI (cm)
名取	樽水ダム	LG TR 235 (1.0) 185 (1.0)	18800 (1.0) 14900 (1.0)	69 (1.0) 50 (1.0)
仙台	住友生命ビル	NS EW 251 (1.1) 240 (1.3)	40700 (2.2) 35300 (2.4)	106 (1.5) 96 (1.9)
	東北大工学部	NS EW 258 (1.1) 203 (1.1)	139500 (7.4) 105900 (7.1)	174 (2.5) 116 (2.3)
塩釜	塩釜港	NS EW 264 (1.1) 273 (1.5)	94900 (5.1) 113700 (7.6)	136 (2.0) 171 (3.4)

() 内は樽水ダムに対する比

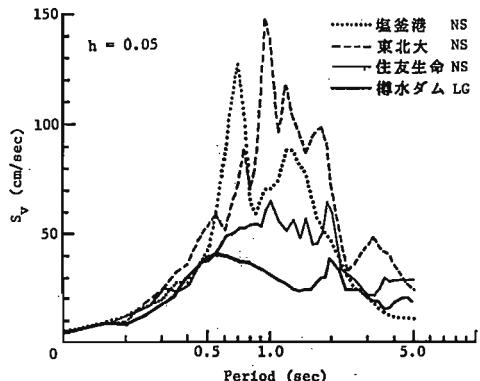


図4 強震記録の速度応答スペクトルの比較

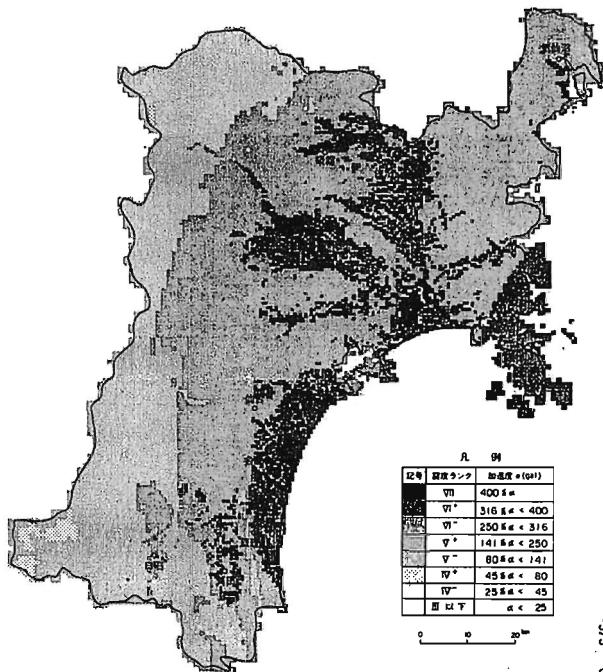


図5 宮城県沖地震による県内各地の震度推定⁽⁵⁾

表2 観測波形・計算波形の最大加速度(gal)

地 震	1982.6.1 NS EW	1978.2.20 NS EW	1978.6.12 NS EW
市街地の観測波形	28 *1 27	105 *2 101	251 *2 241
計算入射波形 *3	10 9	39 34	77 88
青 葶 潤 波 形	16 15	170 113	258 203
計 算 波 形 (地盤:線形)	33 23	136 126	349 361
山 計 算 波 形 (地盤:非線形)	— —	126 114	321 263

*1 片平 *2 住友ビル *3 市街地の観測波形と地盤モデルから

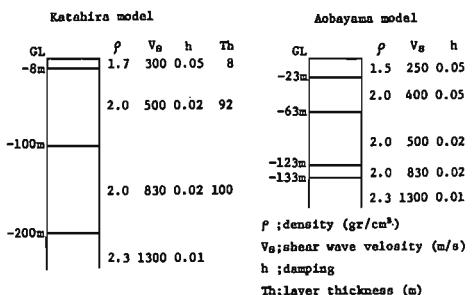


図6 仙台市の片平と青葉山の地盤構造モデル

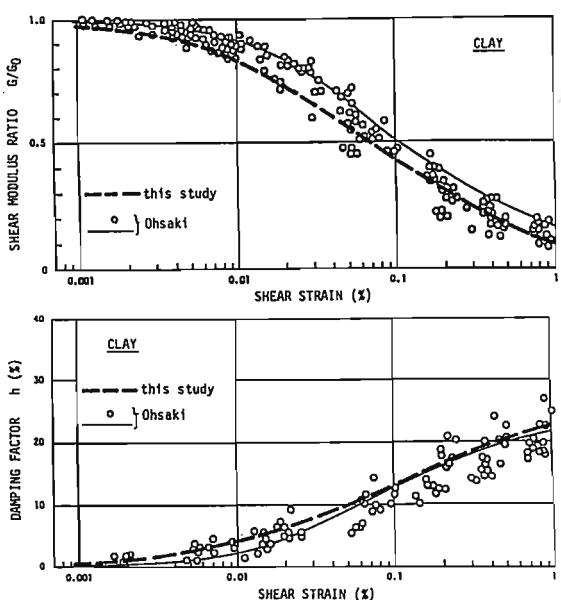


図7 解析に用いた地盤の重と剛性低下率・減衰定数の関係

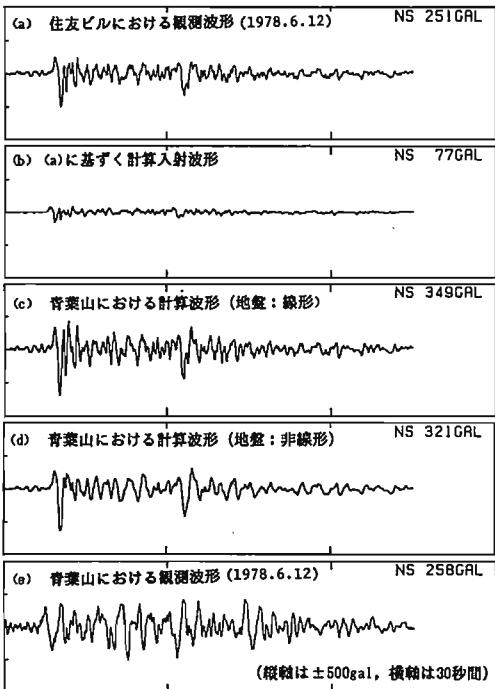


図8 宮城県沖地震による青葉山の観測波形と計算波形

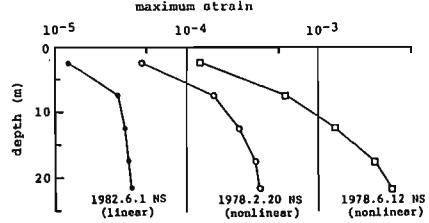


図10 青葉山の表層地盤の最大応答歪

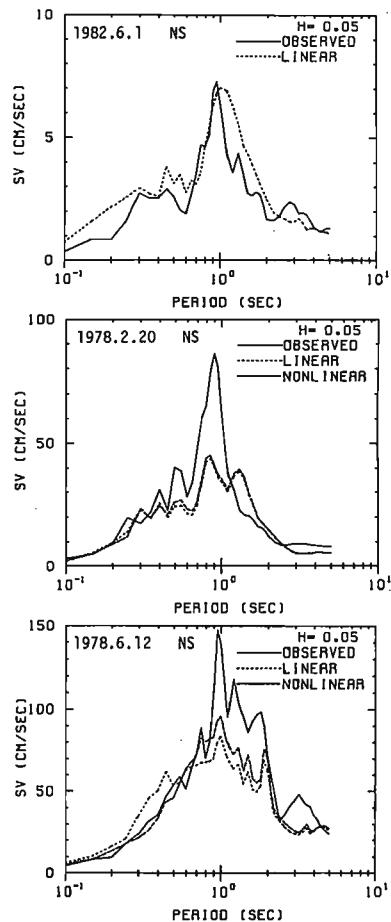


図9 青葉山の観測波形と計算波形の速度応答スペクトル

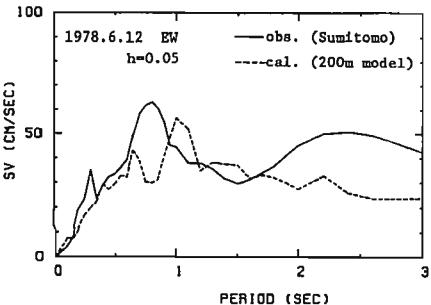
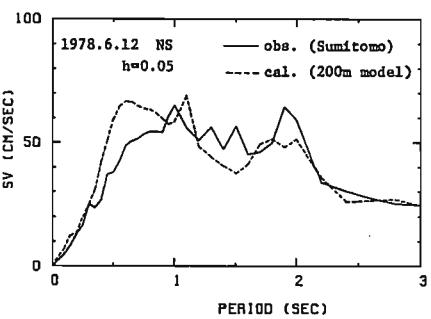


図11 観測波形と計算波形の速度応答スペクトル

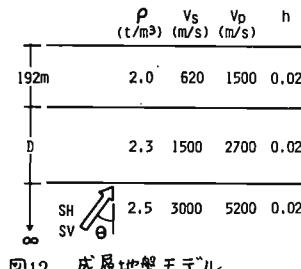


図12 成層地盤モデル

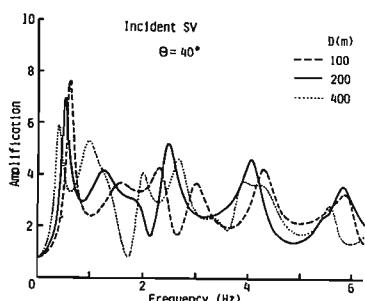
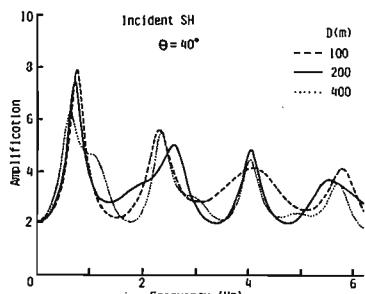


図13 SH, SV波入射による伝達関数

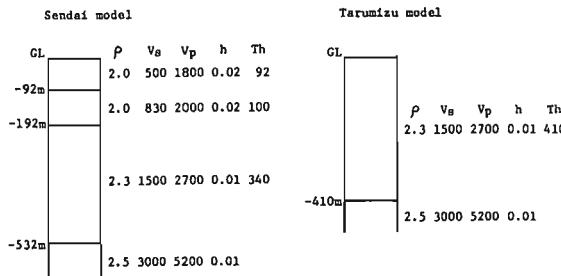


図14 仙台及び樽水の深い地盤構造モデル

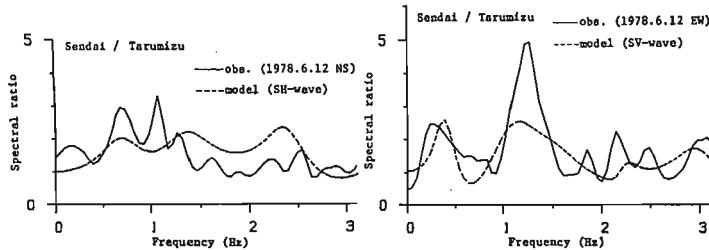


図15 観測波形のスペクトル比と地盤モデルの伝達関数比(仙台/樽水, 水平成分)

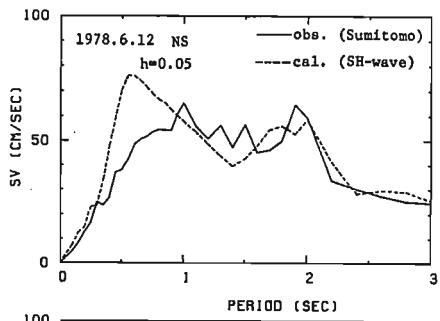


図16 観測波形と計算波形の速度応答スペクトル

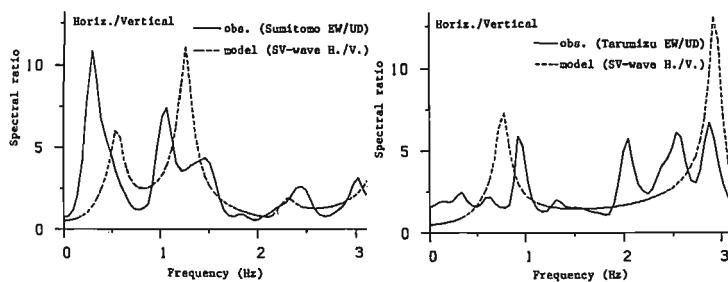


図17 観測波形のスペクトル比(EW/UD)と地盤モデルの伝達関数比(Hor./Ver.)

表3 宮城県内(仙台市周辺を除く)の強震計設置状況

設置対象	設置位置	強震計型式	設置年	管 理
1 鴨子ダム	地表、堤体	電磁式	1973	土研
2 築前合四庁舎	BIF, 4F	SMAC-N	1980	宮城県
3 新版野川橋	橋脚	電磁式	1973	土研
4 囲北橋	地盤、橋脚	SMAC-B2	1966	土研
5 女川原子力発電所	地表	SMAC-B, B2	1969	東北電力
6 塩釜港工事事務所	地表	SMAC-B2	1971	港湾技術
7 仙台火力発電所	IP, 5F	SMAC-B, B2	1964	防災セ
8 仙台港	地表、-8m	電磁式	1979	港湾技術
9 東北石油製油所	地表、1F	SMAC-B, Q	1978	東北石油
10 盛岡ダム	地表、堤体	電磁式	1970	土研
11 樽水ダム	堤底、堤頭	SMAC-E2	1975	土研

表4 仙台市周辺の強震計設置状況

設置対象	設置位置	強震計型式	設置年	管 理
12 仙台鉄道管理局	BIF, 6F	SMAC-C	1966	国鉄技研
13 東北大工学部	IF, 9F	SMAC-N	1969	建設
14 第2合四庁舎	B2F, 17F	SMAC-B, B	1972	防災セ
15 住友生命仙台ビル	B2F, 9F, 18F	SMAC-E, Q	1974	防災セ
16 宮城県原アパート	IF, 8F, 16F	SMAC-N	1978	国鉄技研
17 竹中工務店支店	B1F, RF	SMAC-B2	1979	竹中技研
18 七十七銀行本店	B1F, RF	SMAC-Q	1977	七十七銀
19 郡山市営アパート	IF, 11F	SMAC-N	1980	仙台市
20 中野中学校	IF, 3F	SMAC-N	1990	仙台市
21 宮城県庁	地表, -15m, -30m	電磁式	1984	宮城県
22 片平丁・東北大	地表, -17m, -230m	SMAC-N, 他	1981	東北大
23 原町・仙台工業高	房島, -40m	房島, 他	1981	東北大
24 長町・東北大宿舎	地表, -29m	房島, 他	1981	東北大
25 磐ヶ丘	切土, 直土地表	房島	1978	東北大
26 六郷中学校	IF, 4F	SMAC-N	1980	東北大
27 南光台・集会所	地表	SMAC-N	1980	東北大

図18 宮城県内の強震計設置地図

設計用地震動への活かされ方 — 関東地方における地震動の場合 —

長崎総合科学大学 長橋 純男

§ 1. はじめに

関東地震の翌年に『市街地建築物法』が改定されて、「水平震度 0.1 以上」の世界最初の耐震規定がもりこまれた。当時は、地震動特性についても建物の耐震性能や動的特性についても、定量的知見としては不明の事柄が多く、また振動応答の解析手法や計算技術も今日とは比べようもない状態であったことも相俟って、このような単一なかたちの地震荷重となったものである。その後、関東地震の際にもみとめられたような建物被害と地盤種別との相関性に関する資料の蓄積、石本巳四雄の加速度地震計による地震動観測に基づいた「地盤の卓越周期」の発見、更には河角廣による「地震危険度分布」の提案などを背景として、『建築基準法』の公布に伴ない、地域及び構造種別・地盤種別の組合せによる設計震度修正規定が告示された。そして更に近年に至っては、強震計 SMAC 等による観測記録に基づいた地震動特性の把握、電子計算機による建築物振動系モデルの地震応答計算例の蓄積等を参考にして、いわゆる“新耐震設計法”が施行され、建築物の固有周期や高さ方向重量分布を考慮した設計用地震荷重が定められるようになってきた次第である。このように、通常の耐震設計に用いられている地震荷重については、建物に作用するであろう地震力の大きさを多少なりともより合理的に見積るべく、取扱いの簡便さを旨としながらもその設定にあたって考慮すべきパラメータは序々に増えつつある状況にある。

ところで、実際に建築物に作用する地震動それ自体の特性には、より多くの物理量がパラメータとして複雑に関わっていることは言うまでもない。震源から射出された地震波の到達によって生ずる地表面の振動が地震動であることを考えれば、震源における地震波の生成過程に始まって震源から地表面に至るまでの全伝播過程の複雑な影響を幾重にもうけるものであろうことは容易に理解しうるところである。しかしながら、これら全過程の物理事象を精度よく定量評価することは不可能に近いことであり、震源過程についても、また伝播過程についても、我々が知り得ている情報は未だ極く僅かなものでしかない。そこで我が国地震工学が、地震動特性を構成すると考えられる主要な因子の中から先ず第一に対象としてきたのが、「表層地盤」の増幅特性である。このことは、「構造物に近い位置ほど影響力が大きいとの視点」から、「表層地盤の特性が地震波の特性の構成に大きく影響しているのではないかという震害の結果」¹⁾に鑑みると、工学的には概して妥当なことと評価されよう。また、近年の如く高層建物や石油タンクなど周期の長い長大構造物の出現に伴い、工学が対象とする周期領域が拡がるにつれて、「地盤」もより深い地盤構造、例えていうならば、S 波速度にして $V_s = 3 \text{ km/s}$ 程度の地殻上面までを対象とした、いわゆる基盤構造の特性を把握することが必要とされている。事実、同一地震時における関東平野での地動多点同時観測記録の比較は、基盤構造の特性がとりわけ長周期成分の生成に大きな差異をもたらすものであることを示唆している²⁾。しかばね、或る地点における地震動の特性が、その地点周辺の表層地盤の特性や、あるいは更により深い基盤構造の特性によって、大凡支配的に形成されるものとみなしうるかといえば、必ずしもそうとは言い切れないこともまたひろく認識されているところである。

今更ことあらためて例を挙げるまでもないこととはおもうが、念の為に図 1 に最近観測された 3 つの地震動記録を示した。これらの記録は、昨年 1 年間のあいだに千葉県八千代市において福岡大学多田研究室が観測した地動水平成分の加速度振幅時刻歴であり、主要動部分を含む 30 秒間にについて比較したものである。すなわち、上から順に、(a) 1 月 1 日に近畿地方南方沖（深さ 390 km）で発生した $M = 7.3$ の地震（八千代市までの震央距離は $A = 380 \text{ km}$ ），(b) 3 月 6 日に鳥島近海（深さ 450 km）で発生した $M = 7.9$ の地震（ $A = 710 \text{ km}$ ），(c) 12 月 17 日に千葉県中部（深さ 80 km）で発生した $M = 4.9$ の地震（ $A = 10 \sim 15 \text{ km}$ ）の際にそれぞれ観測された地震動であり、千葉市における気象庁震度階は 3 月 6 日の地震が震度 IV であとの 2 地震

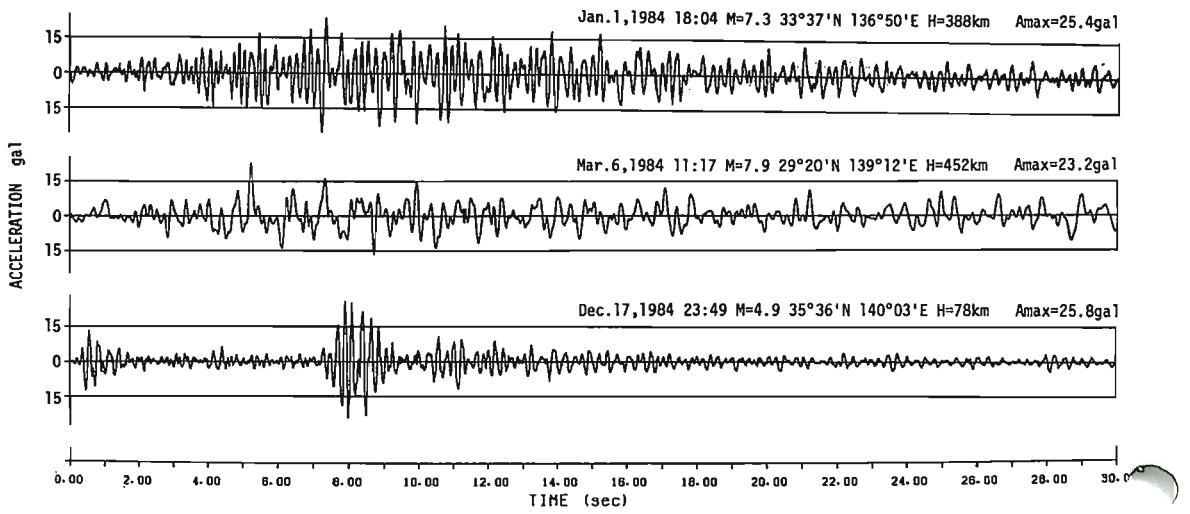


図1. 1984年に千葉県八千代市で観測された地震動の加速度時刻歴[福岡大学多田英之教授による]

は震度Ⅲ、最大加速度振幅はいずれも 25 gal 前後である。この 3 つの記録を比較してみると、(b) の地震動では 1.5~2 秒の周期成分が目立ち、これに 0.4 秒前後の短周期成分がのっているようにみとめられるが、(a) の地震動では 0.2 秒前後の短周期成分が逆に支配的で、これに加えて 1~1.5 秒程度のやや長周期成分が副次的に含まれているようであり、更に(c) の地震動に至っては 0.2~0.3 秒の短周期成分が殆どであって、これらより長い周期成分は無視しうる程度である。この様に、同じ地点で観測される地震動でも、その時刻歴・周期特性はかなり相違しうるものであって、観測点周辺の表層地盤や、あるいはより深い基盤構造をのみ、地震動特性を構成する主要な因子とみなすわけにはゆかないものである。

そこで、これら表層地盤や基盤構造以外の因子として最近注目をあつめている研究課題が、震源過程に関するものであり、本シンポジウムにおいても数年来幾度か紹介されてきた。しかしながら、断層モデルに基づいた地震動シミュレーションは、とくに工学にとって関係の深い短周期領域に近づくほど、考慮すべき震源パラメータは増える一方であり、且つそれらのパラメータについて然るべき精度で定量評価することは大変に困難なことであって、設計用地震動の設定に供する如き工学的実用化には今暫くの時の経過が必要である。とくに、設計が仮りに「将来発生が予想される主要な地震」を対象として想定する場合には、その震源過程に関わる諸々の因子の中には地震発生前に決定論的に定量評価することが本質的に不可能なものもあり、従って設計段階において事前に「地震動特性を予測」するとしても、それには確率統計的な幅を避けることが困難であろうと思われる。

以上の様に、地表面における地震動の特性には、単に表層地盤の性質ばかりではなく、他にも少なからざる物理的因子が関わっていることを、我々は諸々の観測事実から推察しうるのではあるが、それらを直ちに設計用地震動の設定にあたり考慮すべきパラメータとしてとり入れることは、ときにはむしろ総体的な妥当性を欠くことにもなりかねないのである。設計荷重のパラメータとするためには、説得力ある然るべき質と量を有するパックデータの蓄積をふまえて、各パラメータの定量評価の信頼性・量的安定性が求められるのであって、どのパラメータまで設計が対象とすべきかについては慎重な判断を要するものである。本論の以下においてとりあげるところの「基盤構造より更に深い伝播媒体としての地殻あるいは上部マントルの地域特性」は、この様な意味で未だ設計用地震動の設定にあたり具体的に考慮されるパラメータとまでは至っていないものではあるが、諸々の観測事実からして、前記の震源過程と同様に、近い将来に考慮の対象となるべきパラメータと考えられるので、ここに近年の地震観測資料等の関連情報を少しく整理し、以って筆者に課せられた責めの一端を果すことに替えたい。

§ 2. 関東地方の Seismicity

前節にも述べた如く、地震波動伝播媒体としての地殻あるいは上部マントルの地域特性を、設計用地震動の設定にあたり考慮すべきパラメータの1つとみなすことの是非について、近年の種々の観測資料に基づき検討吟味しようとするのが本論の目的であるが、ここで具体的に検討の対象とする地域は以下の理由により、関東地方及びその周辺域である。

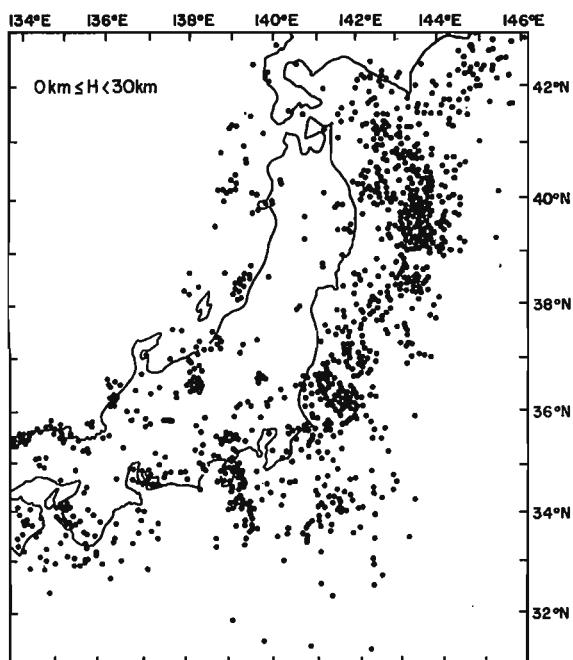
先ず第一に、関東地方及びその周辺域は、日本付近の中でも、地震活動度の大変に高い地域であることによっている。図2は、気象庁『地震月報』に記載されている地震のうち、1926～1984年の間に日本付近で発生したマグニチュードMが5.0以上で且つ震源深さHが70kmより浅い浅発地震の震央を、(a) H < 30kmの地震と、(b) 30km ≤ H < 70kmの地震との、2つに分けて示したものである。この図からも知れる如く、北海道から南下し茨城県沖・房総半島沖にいたる太平洋沿岸沖はこれら浅発地震の多発域である。このうち、震源深さが30km以深の浅発地震については、東北日本のいわゆるアサイスミック・フロントより西側での地震発生が少ないため、福島県以北の内陸地震は極めて少ないのであるが、茨城県南西部から房総半島にかけては、いわゆる“直下地震”が少なからず発生している。また、ここでは図示していないが、茨城県南西部や千葉県中部などにみられる震源深さ70km以深のやや深発地震についても、関東平野下は日本付近における多発地帯で知られているところである。但し、震源深さ20km未満の地殻内に発生する極浅発地震の場合は、関東平野下にはその発生が殆どみられず、“先天的無地震地域”としての鉢状の地震空白域を形成しており³⁾、これら極浅発地震の震源は栃木県西部～群馬県東部や銚子付近など、関東平野をとりまくように分布している⁴⁾。この様に、関東地方及びその周辺域は、浅発地震も、やや深発地震も、いずれもその多発地域であり、特に上部マントルでの地震発生数は我が国の他地域に比べて相対的に著しく多いなど、地震活動の極めて活発な地学的環境にある⁵⁾。

このことを別の観点からみたのが表1である。この表1は、日本各地の気象管署において判定された震度階の累積頻度を示したものであり、統計期間は1923年関東地震の余震活動の影響が無視しうると考えられる1925年以降から1983年までの59年間である(但し、根室・仙台・盛岡・秩父・名古屋は1926年以降、また秋田は1927年以降である。なお、長野はこの59年間に震度Ⅲが216回、震度Ⅳが38回、震度Ⅴ2回、震度Ⅵ1回をそれぞれ記録しているが、そのうち主として松代群発地震による1966年1年間のみの地震による各震度の回数が、震度Ⅲ141回、Ⅳ26回、Ⅴが1回と、59年間全体のおよそ65%を占めるものであるので、ここでは除外した)。この表1によれば、震度Ⅲ以上の震度階の累積頻度に着目してみると、柿岡が405回、水戸329回、宇都宮285回と、関東地方の3地点が上位を独占し、東京の220回、銚子の212回、横浜でも196回と、それぞれ第8位、第9位、第11位としてつづいている。ことほど左様に関東地方及びその周辺域では地震が頻発し、それに伴なって地面の揺れも多く経験してきたのである。

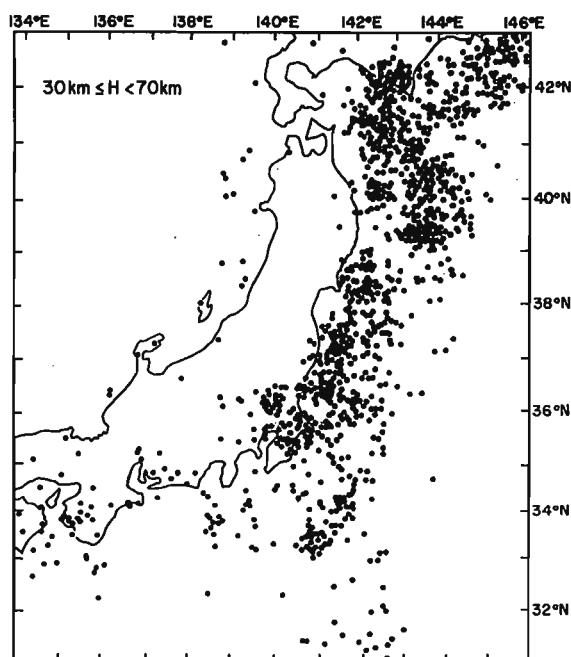
この様に、関東地方及びその周辺域において地震活動が活発なのは、日本海溝、伊豆・小笠原海溝、相模トラフあるいは駿河トラフがこの付近に位置し、ユーラシア・プレート、太平洋プレート、フィリピン海プレート(加えて北米プレートも⁶⁾?)が会合していることによるものであり、フィリピン海プレートのユーラシア・プレート下へのもぐりこみ、太平洋プレートのユーラシア・プレート下へのもぐりこみ、そして更にフィリピン海プレートと太平洋プレートとの上部マントル中での衝突、などによって地震が多発していると考えられている⁷⁾。

関東地方及びその周辺域における地震活動度の高さは、近年の地震予知プロジェクトとも関連して、この地域における地震観測網の増設をうながし、東京大学地震研究所の観測網⁸⁾や国立防災科学技術センターによる観測網⁹⁾など、地震観測資料が比較的豊富であり、三次元的震度分布の様子などそのサイスミシティやテクトニクスについても種々研究成果が発表されている。と同時に、地震観測・爆破地震動観測あるいは重力異常測定などによって、関東地方の地下構造については、いわゆる基盤構造のみならず、地殻・上部マントルの構造についても少なからざる研究蓄積がある。加えて、特に首都圏周辺では強震観測もさかんに行われていることでもあり、これら良好な諸条件が、関東地方及びその周辺域を本論の対象とした第二の理由である。

表1. 1925年～1983年の59年間に全国の各気象官署で記録された震度階毎の累積頻度



(A) MAP OF THE EPICENTERS (0KM ≤ H < 30KM)



(B) MAP OF THE EPICENTERS (30KM ≤ H < 70KM)

図2. 1926年～1984年の59年間に発生した
 $M \geq 5.0$ の浅発地震の震央分布

観測所	震度III	震度IV	震度V
根室	169	33	1
釧路	176	45	5
幌筵	80	5	0
函館	82	6	1
秋田	39	10	3
山形	31	5	0
宮古	199	29	2
盛岡	155	39	1
仙台	98	20	6
福島	200	30	7
小名浜	191	38	8
水戸	284	39	6
柿	351	51	3
宇都宮	255	30	0
前橋	56	12	1
秋田谷	93	10	0
熊谷	148	23	1
東京	186	31	3
横濱	158	33	5
鎌子	178	34	0
新潟	21	2	1
湯沢	17	1	0
金甲府	77	26	0
名古屋	42	13	1
岐阜	40	6	2
京都	41	13	3
大阪	29	9	0
神戸	28	8	0
奈良	35	8	3
和歌山	145	21	1
潮岬	35	4	1
浜田	15	1	0
広島	15	2	0
下関	8	1	0
高知	41	5	1
福井	19	1	0
佐賀	26	1	0
長崎	23	0	0
熊本	90	12	0
大分	51	13	2
宮崎	61	23	5
鹿児島	39	10	2

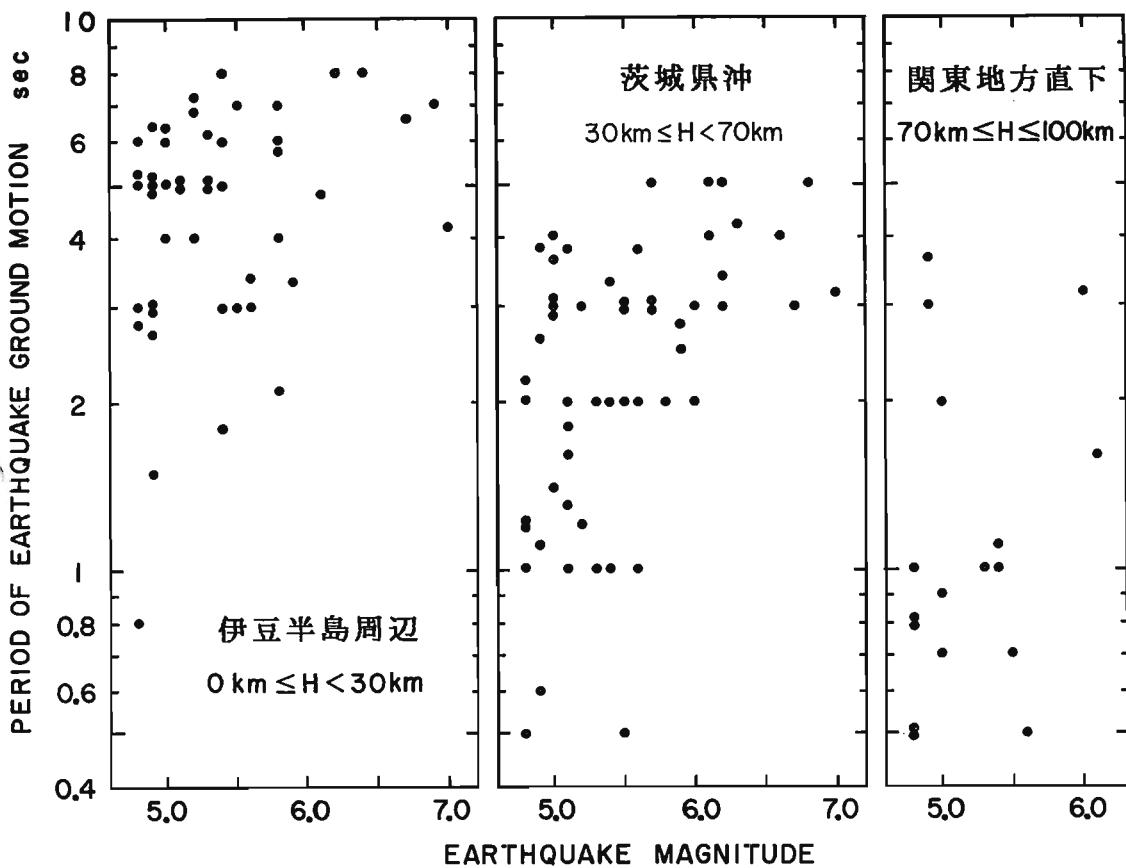


図3. 東京（気象庁）で観測された地震動水平成分の震源域別にみた周期特性

§ 3. 関東地方の地震動特性

そこで先ず、関東地方で観測される地震動の特性について、幾つか整理してみよう。

(イ) 図3は、1961～1984年に関東地方及びその周辺で発生した $M \geq 4.8$ の地震の際に、東京の気象庁で観測された地震動水平成分の周期を示したものである（『地震月報』に、水平両成分の振幅及び周期がともに記載されているものについて、振幅の大なる成分の周期をデータとした）。この図では、震源域を、(a)伊豆半島周辺の深さ30kmより浅いところで発生する地震、(b)茨城県沖の深さ30km～69kmに発生する地震、及び(c)関東地方直下の深さ70km～100kmで発生する地震、の3つの例について、東京で観測された地震動水平成分の周期を（マグニチュードとの関係で）示してある。これによると、(a)の伊豆半島周辺で発生する極浅発地震による地震動は、多くが周期3秒～7秒と、比較的長い周期特性を示すのに対し、(b)の茨城県沖深さ30km～69kmの上部マントルに発生する浅発地震による地震動では、その多くが周期1秒～4秒と、やや短かめの周期特性を示しており、更に(c)のやや深発の“直下地震”による地震動では、周期1秒以下のものが多数を占めるなど、より短周期の成分が目立ってくる。同様に検討してみると、松代周辺の極浅発地震による東京の地震動は概して周期が3秒～6秒と長く、逆に茨城県南西部の上部マントル中に発生する浅発地震の場合には、前記(c)の場合と同様に多くは周期1秒以下と短い。この様に、地震波が伝播しきたる地殻あるいは上部マントルのルートの相違によって、地震動の主たる周期は相当の幅を有することが知れる。

(口) 辻浦⁹は、関東地方に発生する深さ30～110kmのやや深い微小地震($M=2\sim 3$)の際に、堂平・筑波・大蛇の各観測所で記録された地震動について、アナログ式のフィルタリングによってスペクトル特性を調べたところ、次の様な結果を得ている。すなわち、南関東に発生する地震は北関東のそれに比して異常に高周波成分の少ない地震波を生成し、むしろ地動スペクトルのピークが低周波の方に移行している傾向さえみられる。このことは、震源と観測点との間の伝播経路による減衰の影響もさりながら、それ以外に震源スペクトル自身も異なるようにおもわれ、その地域特性は重力の示す Bouguer Anomaly の高低に関する地域特性と良く対応している。この「南」と「北」との境界となる地域は必ずしも明瞭ではないが、おおよそ北緯36度近辺と考えられようか。

(ハ) 山口・山崎・池上¹⁰は、微小地震について辻浦が指摘した前記のスペクトルの地域性が、関東地方に発生する小地震・中地震についてもみられるか否かを、地震動の卓越周期とマグニチュードとの間の関係に着目して検討した。すなわち、1961～1974年の14年間に関東地方等で発生した浅発地震(ここでは $H \leq 60\text{ km}$ で M はおおよそ4～6)の際に筑波で観測された地震動の上下動成分について、P波とS波の初動付近で最大振幅を与える波のみかけの周期を M との関係について検討した結果、茨城県沖・銚子沖・埼玉県北部などの「北関東」に発生する地震では短周期成分が卓越し、房総半島はるか沖・千葉県東方沖・伊豆七島周辺など「南関東」に発生する地震では逆に長周期成分が卓越していることを示している。この結果は前記の辻浦のそれとよく調和しているが、ただし筑波の記録のみを用いたものであるから、伝播経路の影響が含まれている可能性もあり、直ちに「震源スペクトルの地域性が抽出した」と即断するわけにはいかない、としている。

(二) 中西・堀江¹¹は、東京湾又はその北部の深さ60～70kmに発生する地震、千葉県北部・中部の深さ60～80kmに発生する地震、あるいはまた茨城県南部の深さ70～80kmに発生する地震においては、網代や大島のような伊豆半島東部周辺で震源からの距離のわりには震度階が高く判定されることの多いことを指摘し、その原因として、相模トラフから北東方向へ沈み込むフィリピン海プレートのHigh-Q層の存在を挙げている。

(ホ) 宇津¹²は、1904～1979年の間に日本付近の深さ80km以浅に発生した $M \geq 6.0$ の807地震について、その有感範囲と地震規模との関係に基づいて定義した「低周波地震」をしらべ、その空間的・時間的な分布を検討してみたところ、低周波地震の発生する確率は、東北日本の場合、海溝軸付近ほど高く陸側に近づくにつれて減少していること、また地震活動の活発なプレート境界域でも、大地震が発生する10年ほど前からはこの低周波地震の発生が大変稀なことになることを指摘し、低周波地震発生の一因として、震源近傍の応力状態や断層面の物理的性状なども挙げられるべきこととしている。

(ヘ) 他方、東京ではいろいろな地震観測網が設置されているが、横田ら¹³は、清水建設(株)が1972年より都内4地点(内幸町・豊州・芝浦・越中島)で実施してきた地中地震観測による地震動記録を解析し、芝浦におけるGL-60mの泥岩層中で観測された地震動の応答スペクトルについて、震源地域別にそのスペクトル特性を比較している。これによれば、 M の大小による影響もあるものの、伊豆半島及びその周辺の深さ20km以浅に発生する地震による地震動には、他地域のそれに比して長周期成分が著しく卓越しており、逆に千葉県中部や茨城県南西部の上部マントル(50～80km)に発生する地震では短周期成分の卓越した地震動が記録されることが知れ、震源が異なるとスペクトル形状にかなりの差が生じうる、としている。

(ト) 山田ら¹⁴は、新宿区喜久井町にある早稲田大学理工学研究所敷地内のGL-123mの土円層($V_s = 1000\text{ m/s}$)において、1977～1982年に観測された地中速度記象について震源別にその時刻歴特性及び周期特性を比較している。これによれば、茨城県南西部～千葉県中部(深さ40～80km)・東京湾北部～千葉県中部(深さ70～80km)・埼玉県中西部(深さ50～60km)に発生する地震では簡単なパルス形状を呈する時刻歴特性を示すが、伊豆半島周辺(深さ20km以浅)・房総半島沖(深さ50～90km)の地震では緩慢な変化の時刻歴特性を示し、且つその周期特性は前者に比し長周期成分の卓越していることが知れる。

(チ) 長橋¹⁹は、南関東の東松山・館山・銚子及び伊豆半島の修善寺の4サイトにおけるアレー観測記録の解析に基づいて、岩盤地震動の応答スペクトルに関する地震規模Mと震源距離X及び観測点係数よりなる実験式を作成し、これを基準尺度として、各震源地域から放出される地震波の周期特性を検討している。その結果、房総半島南東沖の深さ50～80kmに発生する地震はおむね1秒以下の短周期成分の少い低周波地震であること、また茨城県南西部・茨城県沖の上部マントルに発生する地震は短周期成分の卓越した地震波を放出する傾向にあること、などをスペクトル表示によって示した。

以上、内容的な重複を厭わずに幾つかの例をあげてみたが、いずれも、同じ関東地方あるいはその周辺域に発生する地震ではあっても、これらによって各地で観測される関東地方の地震動特性は、時刻歴特性・周期特性などに相当の多様性がみとめられることを指摘するものである。この様な相違をもたらすものとしては、第1に震源過程に関わること、あるいは震源断層における応力状態が、また第2には地殻・上部マントルにおける伝播特性、とりわけLow-Q層の影響などが、その要因として考えられている。そこで次節では、このうちの後者に焦点をあてて、関東地方の地殻・上部マントルの構造特性を概観してみよう。

§ 4. 関東地方の地殻・上部マントル構造

関東地方の地殻・上部マントルの構造に関する研究はこれまでにも少なからず発表されているが、ここでは地震観測記録に基づいて求められた3次元速度構造についての最近の2つの論文を紹介する。

堀江・安芸¹⁰は、1976～1978年に関東地方及びその周辺の深さ42～153kmに発生したM=3.1～5.4の50個の地震の際に、東京大学地震研究所の11観測点、気象庁の10観測点、国立防災科学技術センターの6観測点の、合計27点で観測された記録を用いてそのP波の到達時刻から、関東地方の地殻（厚さ32km）・上部マントルの3次元速度構造を求めている。これによると、先ず地殻内での速度構造は、東京湾周辺に低速度ゾーンが明瞭にみられ、また深さ32～65kmの第二層については関東地方の北東部・南西部で高速度ゾーンが、また北西部及び千葉県北東部に低速度ゾーンがみられる。この第二層では水平方向での速度変化がとくにはげしいが、これはプレートの沈み込みとの関連で理解しうる。すなわち、§2.でも述べた如く、関東地方の南西部では相模トラフからフィリピン海プレートが北東方向に沈み込み、また関東地方の北東部では日本海溝から西方へ太平洋プレートが沈み込んでいるが、前記第二層における高速度層の分布は、これらプレートの沈み込みに伴う地震多発域と符合するものである。また、千葉県北東部の第二層におけるLow-V, Low-Q層の存在は、日本海溝の35°N付近における折れ曲がり点から描いた海溝軸に対する法線上にこの部分が位置するなどのことからして、この折れ曲がりと関係するものと考えられているが、いずれにせよ関東地方のテクトニクスがそのサイスミシティーを規定するとともに、テクトニクスが地下構造（特に上部マントル構造）を形成しているものとみなせよう。

また石田¹¹は、1980～1981年の丁度2年間に関東・東海地方で発生した地震の中から、これらの地域に設置されている国立防災科学技術センターの34観測点における記録を用いて、深さ145kmまでを6層に分けて、3次元速度構造を求めている。第一層（深さ0～20km）は、前記の堀江・安芸¹⁰と同様に、東京湾周辺等の低速度層と伊豆半島北部の高速度層を示しており、また第二層（深さ20～45km）も関東南西部と北東部に高速度層が分布するなど、ほぼ前述の通りであり、従ってこれらの傾向はかなり安定した特性とみなすことができよう。そして石田もまた、この様なP波速度のゆらぎが、プレート境界やブーゲー異常の位置など、テクトニックな特性に影響を及ぼすものであろうことを指摘している。

以上にもみた如く、関東地方の深い地下構造、特に上部マントルの速度構造（あるいはQ構造⁷⁾）には、関東地方の複雑なテクトニクスと相関性の高い（因果関係が予想される）明瞭な特性があり、それが地震動の性質に顕著な影響をもたらすものであることは、前節に例示した諸事実からすれば、工学にとっても無視しえない問題といわざるを得ない。問題は、地震動特性に及ぼすパラメータとしての影響の度合とその定量評価の方法である。

§ 5. 地震動特性に及ぼす伝播経路特性 — その評価の簡便な一つの試み —

そこで筆者は取敢えず、簡便な評価法を一つ試みてみた。すなわち、データの量としては比較的豊富にある気象庁観測網による地震動水平成分の合成振幅を用い、平均的な距離減衰式から期待される振幅と実際の観測振幅との差から、地殻あるいは上部マントルにおけるやや長周期成分波の伝播特性をしらべてみたものである。

先ず、1961年1月から1984年3月までの間に日本付近で発生した地震のうち、(イ)震源深さが100km以浅の地震で、(ロ)水平2成分がいずれも周期6秒以下でその合成振幅が10ミクロン以上の記録が震央距離500km以内における20個所以上で観測された地震、すなわち548個のM4.8以上の地震を抽出し、次に、これら548地震の際に震央距離500km以内で観測された水平2成分合成振幅10ミクロン以上（但し周期は2成分とも6秒以下に限る）の振幅をデータとして、(1)式の距離減衰式を作成した¹⁹。

$$A = A_0 \cdot X^{-n} \cdot e^{-kX} \quad \dots \dots \dots \quad (1)$$

ここに、Aは或る地点で観測された記録の水平2成分による合成振幅をその地点のゆれやすさ係数で除した値、Xは震源距離（単位km）である。吸収係数としては $k = 0.001/km$ を用い、この時の平均的な幾何減衰係数 $n = 1.48$ を(1)式に適用した。 A_0 は、各地震毎に求められる値であるが、平均的には気象庁マグニチュードの間に、 $\log_{10} A_0 = M + 0.43$ の関係がある。

さてそこで、東京の気象庁で観測されてきた記録について、(1)式による振幅の期待値に対する実記録振幅の倍率 β を求め、それぞれの震源域別にその頻度分布を示したものが図4である。この図によれば、例えば北信地域に発生した極浅発地震による地震動振幅は、我が国周辺における平均的な距離減衰式から期待される値に比して、平均60%ほど大きな値になるが、福島県沖に発生する浅発地震 ($30km \leq H < 70km$) による地震動の場合では逆に20%ほど小さな振幅となり、更に茨城県沖・福島県沖で発生するやや浅発地震（ここでは $70km \leq H \leq 100km$ ）では、データ数が少ないために断定的なことはとても言えないが、平均的にみれば35%ほど小さな振幅となる傾向が知れる。この様な考え方により求めた β の平均値を、3次元的な各震源域毎に図5に示した。勿論これらの値には、個々の地震の震源過程自体の特性や震源に対する観測点の3次元的位置関係、あるいは地震波の波の種類の相違等も反映しているようが、以上にみた平均的傾向は、これらに加えて、地殻・上部マントル中における伝播経路における減衰特性の差異をも示唆したものと考えられよう。

以上に紹介したものでは、気象庁観測網による記録の最大振幅をデータとしているため、対象としている周期帯としては、大方が周期1~5秒程度の、いわゆるやや長周期成分であるためか、3次元的な震源域毎の差異はそれほど大なるものとはなっていない。しかし、周期1秒以下の短周期成分を対象とするならば、より明瞭な差異が生じるであろう。これについては、また今後の課題としたい。

§ 6. おわりに

1982年3月21日に発生した浦河沖地震（震源深さ40km, M=7.1）の際に、太田らが行なった高密度震度調査の結果は、本論の対象としてきたテーマとの関連からみても、大変に興味深いものを示唆しているようにおもわれる。すなわち、札幌市の震度分布²⁰をみると、おおよそ震度3~5の範囲に入り、その差は2程度とみてとれる。他方、北海道全域の震度分布から震源距離の影響を除去したものは、距離のわりによく揺れたところと逆のところとの差はこれまでおおよそ2程度である²¹。つまり、「より深い地下構造あるいは伝播経路の特性」による影響の度合が、札幌市内の地盤構成のローカルな特性の差異によるそれに比して劣ることなく、震度階にして2程度の大きな差異をもたらしうることを示しているわけである。この量は、工学にとっても無視しがたい量、いや、むしろ積極的に工学が考慮すべき量といえるのではなかろうか。

本論は、その様なことを念頭において、この課題に対する適切な方法論も未だもたぬ状態であるにもかかわらず、問題の所在とその工学的意義について少しく整理してみたものである。議論の端緒に資すれば幸いである。

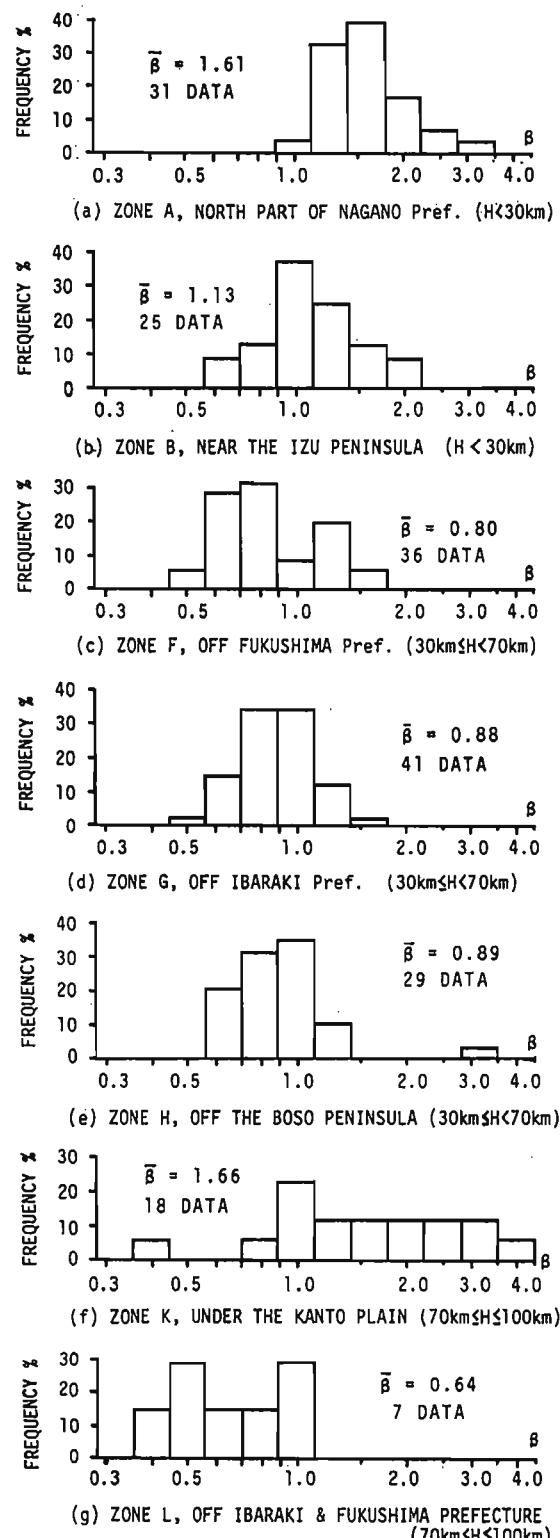


図4.

東京（気象庁）の地震動の震源域別にみた β 値の頻度分布

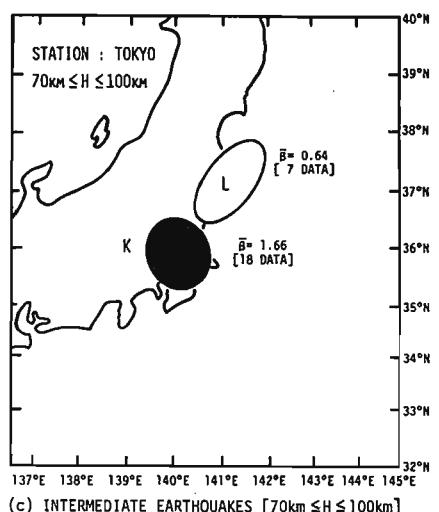
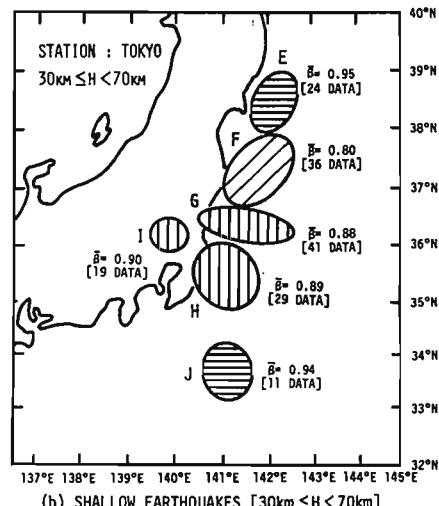
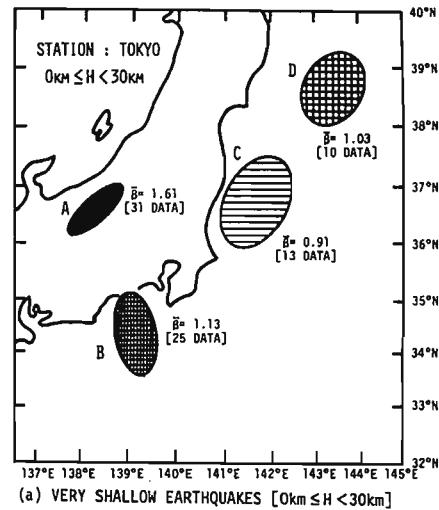


図5.

東京（気象庁）の地震動の震源域別にみた $\bar{\beta}$ 値

参考文献

- 1) 久徳敏治：「設計用入力地震動に考慮すべき諸要因について」 — 設計地震動のたてまえと耐震設計の本音 — , 第10回地盤震動シンポジウム, 1982年4月
- 2) Seo, K. : Earthquake Motions Modulated by Deep Soil Structure, 第5回日本地震工学シンポジウム (1978) 講演集, 1978年11月
- 3) 宮下芳・北沢幸人：関東地方北東部のサイスミシティ, 地震第2輯, 第37巻, 1984年
- 4) 津村建四郎：関東地方の地震活動 — 微小地震活動を中心として — , 関東地方の地震と地殻変動, ラティス刊, 1974年3月
- 5) Maki, T. : Focal Mechanisms and Spatial Distribution of Subcrustal Earthquakes Occurring in Clusters beneath the Kanto District, 東京大学地震研究所彙報, 第59号, 1984年
- 6) 中村一明：日本海東縁新生海溝の可能性, 東京大学地震研究所彙報, 第58号, 1983年
- 7) 笠原敬司：関東地方の地震活動とプレートテクトニクス, 月刊地球, 68号, 1985年
- 8) 浜田和郎ほか：関東・東海地域地殻活動観測網 — 国立防災科学技術センター — , 地震第2輯, 第35巻, 1982年
- 9) 辻浦賢：微小地震スペクトルの地域特性 (1) — 関東地方 — , 地震第2輯, 第26巻, 1973年
- 10) 山口直巳・山崎謙介・池上良平：関東地域に発生した地震の卓越周期とマグニチュード, 地震第2輯, 第31巻, 1978年
- 11) Nakanishi, I. and A. Horie : Anomalous Distributions of Seismic Intensities due to the Descending Philippine Sea Plate beneath the Southern Kanto District, Japan, *J. Phys. Earth*, 28, 1980
- 12) Utsu, T. : Spatial and Temporal Distribution of Low-Frequency Earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, 28, 1980
- 13) 横田治彦・塩谷清人・渡辺弘之：観測に基づく東京の入力地震動特性の検討, 第6回日本地震工学シンポジウム (1982) 講演集, 1982年12月
- 14) Yamada, M., N. Nasu, M. Takeuchi and T. Morioka : Some Characteristics of the Earthquake Ground Motions Observed in Tokyo, Especially Those of Just-under-seated Earthquake, 第6回日本地震工学シンポジウム (1982) 講演集, 1982年12月
- 15) Nagahashi, S. : A Study on Evaluation of Intensity of Earthquake Rock Motion on the Basis of Accelerograms by Seismological Array Observation, *Proc. 8 WCEE*, 1984
- 16) Horie, A. and K. Aki : Three-Dimensional Velocity Structure beneath the Kanto District, Japan, *J. Phys. Earth*, 30, 1982
- 17) Ishida, M. : The Spatial Distribution of Earthquake Hypocenters and the Three-Dimensional Velocity Structure in the Kanto-Tokai District, Japan, *J. Phys. Earth*, 32, 1984
- 18) 長橋純男：地震動や長周期成分の振幅・周期特性に及ぼす関東地方周辺の伝播経路特性, 日本建築学会九州支部研究報告, 第28号, 1985年3月
- 19) 岡田成幸・宮川忠芳・太田裕：高密度震度調査にもとづく地域内震度予測式の構成 — 札幌市を例として — , 日本建築学会構造系論文報告集, 第348号, 1985年2月
- 20) 後藤典俊・鏡味洋史・太田裕：1982年3月21日の浦河沖地震の高密度震度調査 — 北海道全域の震度分布 — , 1982年3月21日浦河沖地震調査報告, 1983年