

第31回地盤震動シンポジウム(2003)

震源断層を考慮した設計用地震動評価：
地域波策定の現状と将来展望

—地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その2)—

2003.11.5

社団法人 日本建築学会
構造委員会 振動運営委員会
地盤震動小委員会

ご案内

本書の著作権・出版権は（社）日本建築学会にあります。本書より著書・論文等への引用・転載にあたっては必ず本会の許諾を得てください。

コピーも私的利用の範囲を超えることは法律で禁じられています。

社団法人 日本建築学会

The 31st Symposium of Earthquake Ground Motion (2003)

**Ground Motion Syntheses for Seismic Design
Considering Seismogenic Faults:
Reviews and Perspective of Site-Specific Design Input**

How to Apply the Results of Earthquake Ground Motion Research
to the Seismic Design (Part 2)

November 2003

Tokyo

The Research Subcommittee on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

**Ground Motion Syntheses for Seismic Design Considering Seismogenic Faults:
Reviews and Perspective of Site-Specific Design Input**

— How to Apply the Results of Earthquake Ground Motion Research to the Seismic Design (Part 2) —

TABLE OF CONTENTS

1. Introduction (Hiroshi Kawase)	1
2. How Can We Specify Source Characteristics? Basics, Usage, and Application	
2-1 Application of Active Fault Information to Strong Ground Motion Prediction (Yuichi Sugiyama)	5
2-2 Long-Term Forecast of Interplate Earthquakes in Japan — Status of the Art— (Kunihiko Shimazaki)	15
2-3 Intra-Slab Earthquakes: Source Characteristics and Strong Motion Prediction (Tsutomu Sasatani, Nobuyuki Morikawa and Takahiro Maeda)	17
2-4 Basic Concepts of Evaluating Strong Ground Motion due to Fault Rupture and Their Applications (Takao Kagawa)	23
2-5 National Seismic Hazard Map — Probabilistic Hazard Map and Scenario Earthquake Map— (Hiroyuki Fujiwara)	33
3. Practices of Site-Specific Design Input	
3-1 Recent Trend of Earthquake Ground Motion for Design of Base Isolated Buildings in Case of Design Objects for Structural Performance Evaluation by Building Center of Japan (Sumio Nagahashi)	39
3-2 Investigation for Simulated Earthquake Ground Motion in Osaka Area (Yutaka Inoue)	53
4. Perspective of Site-Specific Design Input	
4-1 Comparison of the Results by Stochastic Synthesis Methods — Influence of the Difference of Source Models on Strong Ground Motion and Earthquake Response of High-Rise Building— (Masatoshi Yamazoe)	57
4-2 Ground Motion Estimation for Inland and Subduction Earthquakes (Katsuhiko Kamae and Hidenori Kawabe)	67
4-3 Estimation of Strong Motion of Tohoku Earthquake and Its Utilization (Shuhei Kazusa)	75
4-4 Achievements and Remaining Problems of the Design Earthquake Ground Motion Estimation from the Viewpoint of Practical Structural Design (Chiaki Yoshimura)	81
5. Appendix	
The Report on the 30th Symposium of Earthquake Ground Motion (Shin Koyama)	91

1. 主旨説明

第31回地盤震動シンポジウム(2003)の開催にあたって 主旨説明

The 31st Symposium of Earthquake Ground Motion (2003) Introduction

川瀬 博*

Hiroshi KAWASE

At the beginning of the new decade of our continuous 30 years activity of the Committee of Earthquake Ground Motion last year, we have started a series of discussion on how to apply the results of our earthquake ground motion research to the seismic design. To make it clear what we have achieved and how we can transfer our state-of-the-art knowledge to broader range of users, we need to cover various issues of strong motion prediction and design ground motion specifications based on it. It should include, but not limited to, source studies, path attenuation, site effects, soil-structure interactions, and code provisions. This year we decide to discuss issues related to source specification and design ground motions (time histories) for seismic design of skyscrapers and base-isolated structures. We expect to share our up-to-date information with researchers, engineers, and practitioners for better implementation of strong motion prediction technique to anti-seismic design of buildings.

1. はじめに

地盤震動シンポジウムは昨年度にちょうど節目となる第30回を迎えた。昨年度の本シンポジウムの主旨説明(萩尾堅治前主査)にそれまでのシンポジウムのタイトル一覧が載せられているが、僭越の誇りを覚悟して言えば地盤震動小委員会の活動の歴史はそのまま日本の地震工学の歴史といってもよいであろう。当初は地震記録や被害情報そのものが貴重なものであったので、その情報共有がシンポジウムの重要な役割であった。そして最初の10年間の活動の成果は1983年に藤脂色の「地震動と地盤」にまとめられ広く利用された。著者はそれを教科書として育った最初の世代となる。それには、当時まだ工学の世界では広く理解されていなかったHaskellモデルの解説などが含まれており、我々にとっては貴重な情報源であった。その後日本海中部地震やメキシコ地震など地盤震動研究の重要性を再認識させる地震が相次ぎ、一方では相似則に基づく経験的Green関数法の提案など強震動地震学の急速な発展もあって、シンポジウムで取り上げる課題も何が起こったのかを分析する現象解明的テーマから強震動予測を耐震設計に生かせないかを探る応用的テーマに少しずつ移行してきた。

そういう状況下で、言ってみれば我々地盤震動研究者がようやく実務にも研究成果を利用できるのではないかと自信をつけてきた中で、1995年兵庫県南部地震が発生し、社会にも建築界そのものにも大きな衝撃を与えた。もちろん我々も大きな衝撃を受けたのであるが、その衝撃の質は多大な被害を生じた各種構造の研究分野の方々とはかなり異なっていたのではないかと思う。その違いは地震直後の第23回シンポジウムの「兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」というタイトルに表れている。すなわち地盤震動の研究として

は、兵庫県南部地震で表出した物理現象はすべて何らかの形で既に理解され、取り組まれてきていたものであって、ただそれが不幸な重ね合わせとして極めて顕著に神戸市域において出現し構造物に作用したのだということである。もちろんこれは我々強震動研究者が神戸における大災害の原因となった大振幅速度パルスの出現を予知していたということではない。しかし地震後すぐに我々は神戸市域で生じた大地盤震動の発生メカニズムを解明し、その時点で得られた解釈は、その後の多くの研究成果によって支えられ、今日に至るまで大きな修正を必要としないというところが、当時の我々の研究レベルを証明しているとはいえないだろうか。

誤解しないでいただきたいが、ここで筆者は「我々は兵庫県南部地震が起こる前から何が起こるかを理解していたのだ」と言うことで、勝ち誇ろうとしているのではない。それによってあの災害を起こした共同責任から少しでも逃げようとしているのでもない。むしろ知っていたが故に知らなかった者よりも責任が重いと感じている。我々は現象論として近くで地震が発生するとどうなるか、ある構造にその地震波が入射するとどうなるかを頭で理解していたに過ぎず、実際にそれが現実のものとなったとき何が構造物に生じるかについて十分な想像力を発揮してこなかった。故にあのような「想定すべきであった最悪の事態」を構造研究者や構造設計者に伝える努力を怠ってきたのである。

2. 地盤震動シンポジウムの新たな役割

昨年度のシンポジウムから、毎年度単発的にテーマを設定するのではなく、ある一つの大きなテーマに沿って研究成果・レビュー・議論を積み上げ、その蓄積をもとに関連分野に影響力を発揮しようと考え、中期的な基本テーマとして

* 九州大学大学院人間環境学研究院 教授・工博

Professor, Faculty of Human-Environment Studies, Kyushu Univ., Dr. Eng.

「地盤震動研究を耐震設計に如何に生かすか」を選んだ。その第一段として昨年度は「設計用地震動は工学的基盤で決められるか？」をテーマとして様々な角度からの問題提起とそれを受けた活発な議論をしていただいた。昨年度のシンポジウムに参加された方は我々の問題設定の意味をご理解いただけたものと思う。

基本テーマをこのように地盤震動→耐震設計という知識の流れを明確にしたものに設定した一番の動機は、上述のようにこれまでの地盤震動研究が、ともすれば自己満足的な現象解明に終わって、それを実務にどのように反映してもらうのかを十分議論しないままに先に先に進んできた面が強いので、蓄積した知識を実際に役立たせるためにはどうしたらよいかを考えつつ我々の研究を整理したいというところにある。これは学問的な研究成果をできるだけ社会に役に立つものにするという、いわゆる outreach 活動の一環であり、その結果はまた今後の個別研究テーマにフィードバックされるものと考えている。今年度もこの基本方針を軸に、その観点から何が重要なテーマかについて議論を重ね、テーマを選定した。

昨年度シンポジウムの主旨説明にもあるように、建築基準法の世界では地震力の規定の基本はこの50年間でほとんど変化していない。一方で最新の強震動予測の技術は国や地方自治体のシナリオ地震の被害想定にどんどんと利用され、その成果が公表されてきている。大地震が起これば〇〇万人が死亡し〇十万户が全壊するだろうといわれて平気でいられる人は少ないであろう。大きな被害が予測された地域に住まう人々にとって安心できる耐震性能の保証が求められているはずであるが、現実にはそれを担保するシステムにはなっておらず、設計と予測が乖離したまま新たな建物の建設と古い建物の補強が進められているのが現状である。では地盤震動から設計用入力へ何をどのように変換すればよいのか、あるべき耐震設計での地震力はどのようなものなのか、それを皆さんとともに考えて行きたい。

3. 震源断層を考慮した設計用地震動評価

地震動は「震源特性」「伝播経路特性」「サイト特性」の3つの性質のコンボリューションで表される。従って強震動予測に際しては、これら3つの特性をすべて精度良く評価する必要がある。レベルの大きな震源近傍における入力地震動を考える場合、伝播距離は短く伝播経路特性の影響はあまり大きくないので、震源近傍の地震動のレベルと特徴は「震源特性」と「サイト特性」で規定されると考えてよい。さらにここでサイト特性については、大入力時には非線形化する軟弱な表層の挙動を別にして、震源域であろうがなかろうが本質的な違いはなく、特に震源近傍だから特異というわけではない。従って、震源域の地震動を特徴づけるのは第一義的に震源特性であるといつてよい。ということで今年は震源の問題を取り上げることとした。

震源の評価が特に問題となるのはこのように震源域の強震動を評価する場合である。そして震源域の強震動ではその

スペクトル特性のみならず位相特性、すなわち波形の形状や周期、レベルと繰り返し回数が重要であることが建物の非線形応答解析からわかっている。現状の設計でこのような波形情報を必要としているのは、残念ながら、動的応答解析を行なう超高層や免震構造など、いわゆる評定物件に限られる。その評定プロセスにおいては、標準的な地震動・長周期成分を含む地震動に加え、地域の特性を反映したいわゆる「地域波」と呼ばれる設計用入力地震動が必要とされている。そこでこの地域波に近い将来の研究成果の具体的なターゲットとして捉え、その現状と将来展望について議論することとした。なお、この「地域波」という位置づけは高層評定が始められたときからの由緒正しい名称(?)であるが、最近の建築基準法改定後の建築センターの評定業務の規定では「サイト波」と称されている。厳密に言えば両者の意味合いには差があるが、今回のシンポジウムではこのサイト波も含んでいるものとお考えいただきたい。

今年度のシンポジウムは4部構成となっている。まずPART1においては「震源特性はどこまで解明されたか:基礎・活用・応用」と題して、それぞれの分野の第一人者に研究の現状を解説していただくこととした。地震のタイプによって活動度も震源特性も異なってくるので、内陸地震、海溝性の巨大地震、および沈み込むスラブ内地震の3タイプに分け、それぞれの震源の発生確率や震源プロセスをどのように評価できるかについて、最先端の手法を紹介していただく。次に、そうした研究成果による震源像をもとに具体的に強震動予測をされている方から、最新の予測手法の基礎と応用について解説いただく。最後に地震調査推進本部の活動の一部として現在作成中の強震動予測地図の目的と位置づけ、そして現時点での作成状況についてご紹介いただくことにした。

午後に入ってPART2では「地域波の策定事例」として、地域波の利用のされ方に関して長年関与されてこられた先輩お二人に総括をお願いした。千葉工業大学教授の長橋純男先生には主として東日本の免震構造に関する評定事例と設計用入力地震動作成についての最近のお考えをご披露いただくことにした。一方、西日本の代表として、大阪大学名誉教授で現在は日本建築総合試験所の井上豊先生に大阪府・大阪市における地域波策定の事例についてご解説いただくことにした。

以上のような準備の後、PART3では「地域波の将来展望」と題して実際に地域波を作成するとしたらどのような問題があるのかを探ることとした。ここでは予測手法による違いがどの程度あるのか、地震タイプによる違いをどう表現すべきなのか、実務から見て現状の設計用地震動作成にどのような問題があるのかなどについて4人の方にご報告いただく。中でも内閣府防災参事官の上総周平氏にはお忙しい中を特別にお願いしてご足労いただき、最近公開された東海地震による強震動予測の全体像を解説していただく予定である。東海地震、あるいはそれを含んだ東南海・南海地震が切迫しているといわれる昨今の情勢の中で、耐震設計実務に携わる方々も政府がどのような目的でどのような予測を出したのか無

関心ではいられないであろう。早い話が、実際に地震が起って建物が壊れた場合に、建築基準法は満足していたとしても、予測強震動には耐えられるようなものではなかったとすれば、民事裁判において「被害は予見できた」とされることも十分あり得るのである。

最後に PART4 として、以上の報告・基調講演をもとに「高精度の地域波の策定を目指して」と題して総合討論を行う。講演者の方々には申し訳なかったが、ご講演の時間を少しずつ削らせていただき、これに1時間強の時間を確保した。是非参加された皆さんからの活発な討論をお願いしたい。特に実際に実務に携わっておられる方々の生々しい問題提起の声をお聞かせいただきたいと願っている。これはそうした事実裏付けられた現場での問題提起を今後の地盤震動小委員会の活動に反映させて行きたいからである。我々の研究の目的は真理の探究にのみあるのではない。現実の社会経済活動に活かされないのであればほとんど何の意味もないのである。

議論の契機となればと思ひ小さな課題の一例をあげるが、小委員会内部ではサイト波はサイト固有のものであるべきか、以前の「地域波」のようにある地域で共通のものであるべきかという議論をしている。地表面で考えれば表層の影響がサイトによって異なるので当然サイト固有のものになるわけだが、工学的解放基盤で定義される地震動の空間変動はその下の深い地層の空間変動を反映するはずで、ある程度の広がりをもった地域として整合性のある形で規定されるべきだという考え方も成り立つ。現状ではサイト波は評定の申請者が独自の考えに従って固有の設計用入力動として策定されているので、隣接する建物の地震動レベルが結果として倍・半分であってもそれだけで問題となることはない。ちなみに、今回のシンポジウムに際して建築センターに情報開示の可能性を打診したが、ビルディングレターに掲載されている情報以上のものはプライベートな情報であり開示しないことになっているといわれた。それでは過去に建てられた隣接物件がどういう地域波・サイト波で設計されたかを参照しようにも参照しようがない。そもそも2001年の基準法改定以前の評定はいわゆる「センター評定」ではなく「建設大臣評定」であったのだから、その審査情報は公文書であり、情報公開法の対象となるのではないかという気がするが、やはり公開したくない事情があるのだろう。確かに個々の建物はプライベートプロパティであるが、その存在自体はパブリックなものであり、その安全性は我々市民に直接的に関係するものである以上、その情報開示は所有者の義務ではないかと思料するがいかがなものだろうか。

また、それとは質の違う話であるが、建築基準法は法律不遡及の原則によって、以前の基準法で建てられた建物は建設以降に改定された法律の適用を免れるといわれている。そのために現在我々は大量の既存不適格建物を抱えており、その耐震診断・耐震補強が大きな課題となっているのはご承知の通りである。しかし、これは法律の大原則であって、それがそのまま高層評定に当てはまる必然性はないと思われる。何

故ならばかつての高層評定は大臣認定であり、問題があることが後に判明したならば大臣がその認定を取り消せばよいからである。「認定は建設する行為に対してであって、建ててしまえばその効力は及ばない」という反論も予想されるが、それでも法律の主旨に照らして大臣が「当初意図していた安全性を確保するのに必要な最低限の補強を命じる」ことは可能ではないか。今回ご紹介いただく東海地震の予測事例を先駆として、これから日本全国で続々と行なわれるであろう最新の知見を生かした巨大地震による強震動予測結果を、これから建てられる建物の設計に生かすことはもちろん、かつては地震動がそれしかないからという理由で多用されてきた60年以上も前に得られたM7クラスの観測波に類って設計された全国の多数の高層建物の安全性を見直すことにも使っていくべきではないだろうか。各位のご意見を頂戴したい。

4. おわりに に代えて

これからはじまるシンポジウムの主旨説明に「おわりに」は必要ないのであるが、ここでひとこと、地盤震動小委員会からおわびと宣伝をさせていただきたい。先に申し上げたように昨年度に地盤震動小委員会は活動歴30年という節目を迎えた。昨年度シンポジウムの際の主旨説明で萩尾前主査が予告されているが、この30周年を記念して1993年から2003年に至る最近10年間の地盤震動研究の総合報告として「地盤震動—現象と理論—」全350頁の刊行を2004年度末に予定していた。残念ながらその後の様々な情勢により、刊行予定を現在のところ2004年8月とさせていただいている。お待たせして申し訳ないが、刊行の暁には是非ご一読いただき、皆様の忌憚のないご意見・ご批判を（できればお褒めの言葉なども併せて）賜りたい。

2. 震源特性はどこまで解明されたか：基礎・活用・応用

杉山雄一*1
Yuichi SUGIYAMA

The seismic barriers that terminate traveling fault ruptures are correlative to the fault jogs comprising geometrical non-monotonous structures such as branching, bending and an echelon arrangement of fault traces. The reason why branching and extensional jogs are apt to be a rupture termination zone is probably that the structures disperse and absorb the rupture energy and diminish the energy conveyed to the adjoining fault segments. Quasi-static stress concentration and the resultant nucleation or initial rupturing that may trigger a giant rupture also occur at or in the vicinity of the fault jogs. These processes are controlled by the geometrical relationship of the stress field to the faults and characteristics of the jogs. The stress concentration and nucleation can be initiated even at the releasing jogs if the necessary physical conditions are satisfied. When each individual portion of the segment is nearly equal in the strength, the effect of dynamic rupture propagation will form an area with the highest slips, i.e., a shallow asperity, in front of the other end of the segment, or another jog, which may terminate or suspend the rupture propagation. In case the strength is heterogeneous, an asperity will be formed somewhere within the segment although the relationship between the asperity location and the strength distribution remains unsolved. The 2001 Kunlunshan and the 2002 Denali fault earthquakes, which may have been caused by the rupture of long segments, are considered to be the above former case. It suggests that the effect of dynamic rupture often predominates over the strength heterogeneity in “matured” large-scale fault segments. In this case, the asperities can be said to be more passive and heteronomous than the barriers.

1. はじめに

活断層の情報を、いつ、どこで、どのような地震が発生するのかという観点から整理すると、「いつ」+「どこで」に関する最近の重要な情報として、国による活断層の地震発生確率の公表が挙げられる。活断層から発生する地震の発生確率を求めるためには、対象とする活断層の活動間隔と最新活動時期を明らかにする必要がある。これらのデータを得るため、筆者が奉職する産業技術総合研究所活断層研究センターや地方自治体によって、全国の主要 98 活断層帯の調査が進められている。活動間隔や最新活動時期をはじめとする各活断層のデータは、国の地震調査研究推進本部地震調査委員会でも慎重に検討されている。そして、この 9 月末までに、41 活断層帯の地震発生確率が同委員会から公表されている。

また、「どのような地震が発生するのか」に関する最近の重要な情報としては、同地震調査委員会から公表されている活断層のシナリオ地震による地震動予測地図が挙げられよう。これは、活断層調査結果などから、対象活断層の動的震源モデルを作成し、地盤構造モデルと組み合わせて、地震動の分布を予測したものである。これまでに 4 活断層帯の地震動予測地図(シナリオ地震地図)が公表されている。

活断層を起震断層とする強震動予測の精度を高めるためには、深部及び浅部の地下構造モデルの高精度化と並

んで、震源モデルの精度を高めることが不可欠である。

本講演では、主として、大地震の地表地震断層と震源過程に関する既往の研究データに基づき、活断層情報を震源モデルの高精度化に役立てる方法について考えてみたい。ここでは特に、ジョグと呼ばれる活断層・地表地震断層の“非単調構造”と断層破壊の開始点・終息域との関係、並びに地震時の地表地震断層の変位量分布とアスペリティとの関係について論じる。

2. 断層形状と破壊過程の関係—既往研究のレビュー

2.1. ジョグと破壊の開始・終息に関するレビュー

活断層(厳密にはそのトレース)は、多くの場合、屈曲、分岐、雁行(ステップ及びオーバーステップ)などの、形状の上での非単調な構造を伴う。このような非単調な構造は、ジョグ(fault jog)あるいは幾何学的バリア(geometrical barrier)と呼ばれている。幾何学的バリアという語は、Aki (1979)の geometrical barrier に由来すると思われる。また、ジョグを境界として設定される活断層のセグメントは、幾何学的セグメント(geometrical segment)と呼ばれる。

ジョグあるいは幾何学的バリアには、断層破壊の伝播に伴い、そこが引張場となるもの(引張性ジョグ)と圧縮場となるもの(圧縮性ジョグ)とがある。例えば、右

*1 産業技術総合研究所活断層研究センター

Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

横ずれ断層の雁行によるジョグは、破壊の伝播方向とは無関係に、右ステップする場合は引張性のジョグ、左ステップする場合は圧縮性のジョグとなる。屈曲や分岐によるジョグの場合は複雑で、横ずれセンスが同じでも、屈曲や分岐のどちら側から破壊がやって来るかによって、引張場になる場合と圧縮場になる場合とが起こり得る。

活断層のジョグと断層破壊の関係については、これまでに多くの研究がなされている。小出(1983)は、雁行構造による圧縮性のジョグは、引張性のジョグよりも強度が大きく、断層のずれを妨げる効果をもつとしている。この説では、大地震の破壊は、圧縮性のジョグで始まり、別の圧縮性のジョグで終わりやすいとされている。

これに対して Sibson(1985)は、雁行構造による引張性のジョグで、断層破壊が終息しやすいとする説を提示している。この説では、引張性ジョグ内部の急激な間隙水圧の低下に抗してジョグを開口するため、破壊のエネルギーが消費されたり、ダイラタンシー硬化が起きたりするため、引張性のジョグで破壊が止まるとされている。

Barka and Kadinsky-Cade(1988)や栗田ほか(2001)は、トルコの北アナトリア断層系では、地震断層の末端(破壊の終息域)は規模の大きな引張性のジョグであるとしている。また、佃(1991)は、1978年伊豆大島近海地震など、4つの国内で起きた地震の例を挙げ、断層の破壊は圧縮性ジョグ(原著の圧縮性バリア)で始まり、引張性ジョグ(引張性バリア)で終息するとしている。

King and Nabelek(1985)や King(1986)は、1966年 Parkfield 地震から 1984年 Morgan Hill 地震までの8つの事例を挙げて、断層破壊の開始と終息は断層の屈曲に規制されていると指摘している。

中田ほか(1998)は、1995年兵庫県南部地震など、6つの大地震に伴う地震断層の例を挙げ、Y字状の分岐構造を有する断層の末端で破壊が終息することを指摘している。また、そのような構造を持たない断層の末端、あるいは断層線上(断層両端の間)の圧縮性ジョグ(原著の圧縮性バリア)から、破壊が始まるとしている。

2.2. 断層形状と破壊の伝播方向に関するレビュー

活断層における破壊の伝播方向については、中田ほか(1998)が、1995年兵庫県南部地震など、6つの地震断層の例を挙げて、地震断層の分岐形状との関係を検討し、モデル化を行っている。それによると、断層の破壊は枝分かれのない断層端や圧縮性のジョグから始まり、断層の枝分かれが見られる断層端に向かって伝播し、枝分かれした断層に分散して終息する。

2.3. ジョグとアスペリティ及びバリアとの関係

活断層のジョグは、非単調性の低い断層本体に比べて、強度が大きいという考え方の点で、金森(1980)や

Kanamori(1981)のアスペリティ(asperity)、及び Das and Aki(1977)や Aki(1979)のバリア(barrier)に相当する。しかし現在、バリアとアスペリティの概念や定義については、様々な考え方があり、必ずしも共通の理解に達していないと思われる。

筆者は後述するように、活断層の破壊過程や地震に伴う変位量分布の特徴から見た場合、バリアとアスペリティは異なる地質学的実体に対応する、と考えている。

このような考え方に整合的なアスペリティとバリアに関する考え方が菊地(2002)によって示されている。菊地は、アスペリティは「準静的な力に対して強いが衝撃に対して弱い」部分、バリアは「衝撃に対して強いが準静的な力に対して弱い」部分としている。後述する最近の大地震の例では、活断層のジョグは、「衝撃に対して強い(破壊を止める)が、準静的な力に対して弱い(破壊の開始点になる)」バリアに相当していると考えられる。

3. 最近の大地震の破壊過程と断層形状との関係

検討に用いた地震は、1992年 Landers 地震、1995年兵庫県南部地震、1995年 Neftegorsk 地震、1999年 Izmit 地震、1999年集集地震、2001年崑崙山地震、2002年 Denali fault 地震、の7地震である。これらの地震の破壊過程と地表地震断層の特徴を Table 1 に示す。

3.1. 破壊の開始点とジョグとの関係

(1) 検討結果

兵庫県南部地震と Izmit 地震の破壊開始点は、それぞれ、右ずれを示す地震断層の右雁行と右ステップオーバーからなる引張性ジョグに位置する。なお、兵庫県南部地震の破壊開始点は、周辺に分布する活断層の分布から見た場合には、南西側と北東側のそれぞれから、複数の活断層が1点に集まる“焦点”様の位置に当たっている。

Landers 地震、Neftegorsk 地震、崑崙山地震、Denali fault 地震では、いずれも既存の断層が二股に分岐する構造の近傍から、破壊が始まっている。このうち、Landers 地震は、分岐の手前側(文字 Y の下半部の I に相当する部分; Johnson valley fault の南部)から、破壊が始まっている。

これに対して、Neftegorsk 地震、崑崙山地震、Denali fault 地震では、主要な地震断層から見て、分岐と見なすことができる断層において、まず規模の小さな前駆的な破壊が生じている。そして、それに励起されるようなかたちで、方向を異にする主要な断層へ破壊が伝播している。

Neftegorsk 地震では、地表地震断層は、最初に破壊した断層のずれ(地表には到達しなかった)に対して、伸張場となる方向に延びており、2つの断層の接合部は引張性ジョグと見なし得る。また、崑崙山地震で最初に破壊した断層は、ブルアバート構造を構成する断層の一部

と見ることができ、断層破壊は引張性ジョグから始まったと考えることができる。

また、崑崙山地震と Denali fault 地震の破壊開始点は、地震断層の形状からは、Y 字状の断層分岐あるいはそのごく近傍と捉えることができる。

車籠埔断層（南北走向の逆断層）の活動によって引き起こされた集集地震では、同断層南部の断層深部から破壊が始まり、北と南の両側へ破壊が伝播している。破壊開始点の地表地震断層への垂直投影点付近には、ジョグと見なせるような構造は認められない。破壊開始点の垂直投影点は、地震断層北端の屈曲と南端の屈曲が始まる場所から測って、ほぼ 3:1 の距離のところに位置する。

(2) 検討結果のまとめ

検討結果のまとめとして、以下の点が指摘できる。

1) 6 つの横ずれ断層の破壊による地震では、分岐、雁行などの断層線の非単調部、即ちジョグまたはその近傍で、断層破壊が始まっている。

2) Izmit 地震など 4 地震では、引張性と考えられるジョグまたはその近傍で破壊が始まっており、圧縮性ジョグから破壊が始まるという考え方（佃，1991 など）は必ずしも成り立たない。

3) 崑崙山地震と Denali fault 地震では、中田ほか(1989)によって、破壊の終息域と認識されてきた Y 字状の分岐部から、破壊が始まっている。

3.2. 破壊の終息及び伝播とジョグとの関係

(1) 検討結果

Landers 地震の地震断層南端、兵庫県南部地震の地震断層南西端、Neftegorsk 地震の地震断層北端の、3 つの破壊の終端は、破壊の伝播方向へ開く分岐構造を呈する。また、Izmit 地震の地震断層東端と Landers 地震の地震断層北端は、引張性のジョグを形成しており、破壊は各々ジョグの内部及びそれを越えた断層上で終息している。

集集地震の地震断層（南北走向、東上がりの逆断層）の北側の終端は、ほぼ直角に東へ屈曲する圧縮性の構造であり、背斜構造を伴う逆断層からなる。一方、南側の終端は、約 35 度南西へ屈曲する右ずれ断層であり、引張性の構造と見なせる。

崑崙山地震と Denali fault 地震の断層破壊は、活断層の Y 字状の分岐を通り越したところで終息している。活断層の形状との関係から見た場合、断層破壊の伝播方向と終息域は中田ほか(1998)の提示したモデルと一致する。但し、両地震による断層破壊は、両方の分岐断層に伝播したわけではなく、片方の断層にのみ伝播している。

崑崙山地震では、先に破壊した西側の断層からほぼ真っ直ぐに延びる分岐の方に破壊が伝播している。先に破壊した西側の断層のずれに対して伸張場となる、反時計廻り方向へ分岐した断層には、破壊が伝播しなかった。

これに対して Denali fault 地震では、先に破壊した西側の断層のずれに対して伸張場となる、時計回り方向へ分岐した断層に破壊が伝播した。先に破壊した断層から真っ直ぐ東へ延びる分岐の方には破壊が伝播しなかった。

このように、崑崙山地震と Denali fault 地震では、Y 字状の分岐における断層破壊の伝播（乗り移り）パターンが異なっており、両者は好対照をなす。

(2) 検討結果のまとめ

検討結果のまとめとして、以下の点が指摘できる。

1) 断層破壊はいずれの地震でも、屈曲、分岐などのジョグあるいはそれを幾分越えたところで終息している。

2) 中田ほか（1989）が提示した Y 字状の断層分岐へ向かう破壊の伝播と、分岐断層への破壊の分散による破壊の終息というモデルは、基本的に成り立っている。

3) Sibson (1985) など多くの研究が指摘している、引張性ジョグやその近傍で破壊が終息するというモデルも、集集地震を別にすると、多くの場合に成り立っている。

4) 逆断層型の集集地震では、北へ伝播した破壊は顕著な圧縮性の屈曲部で終息しており、引張性ジョグで破壊が終息するというモデルは当てはまらない。

3.3. 断層破壊過程とジョグ—議論と今後の課題

(1) 破壊開始点とジョグ

以上の検討結果から、横ずれ断層の場合、破壊はジョグまたはその近傍、換言すると、幾何学的セグメントの境界あるいはその近傍から始まると考えられる。破壊が始まるジョグは、圧縮性ジョグに限られている訳ではなく、引張性ジョグや断層分岐からなるジョグも破壊の開始点となり得る。これは、広域応力場や各ジョグの特性によって、ある強度を有するジョグを破壊するだけの応力集中が起きれば、引張性・圧縮性に関係なく、そこが破壊の開始点になり得る、という当然の結果と思われる。

また、今回の検討結果は、佃（1991）や中田ほか（1998）の破壊開始点や破壊伝播方向に関する考え方に、若干の修正を加える必要があることを意味している。特に、枝分かれをもつ断層の末端は、破壊の終息域になるという考え方（それ自体は正しい！）にとられるあまり、そこが破壊の開始点になる可能性については、殆ど考慮されて来なかったように思われる。崑崙山地震と Denali fault 地震は、このような可能性にも十分配慮する必要があることを如実に示している。

(2) 破壊の伝播・終息とジョグ

破壊の終息域については、横ずれ断層の場合、基本的に従来の考え方を支持する検討結果が得られた。

Denali fault 地震と崑崙山地震の、断層分岐部における破壊伝播の違いは、亀（2003）や Kame et al. (2003) が動的破壊モデルから指摘している、広域応力場の主応力軸方位と断層の走向との関係から理解される可能性がある。

即ち、Denali fault 地震の場合は Fig. 1 の a-1 に相当し、広域応力場の主圧縮応力軸の方位と主断層の走向とが高角度をなしている可能性が推測される。これに対して、崑崙山地震の場合は、Fig. 1 の b-1 に相当し、広域応力場の主圧縮応力軸の方位と主断層の走向とがなす角度が中程度である可能性が推測される。

(3) 今後の課題

最近、動的モデルによる破壊過程の研究が進んだ結果、ジョグにおける破壊の乗り移りの多様性は、応力場、断層形状、破壊伝播速度などの関数として、かなり定量的に捉えられるようになった（例えば Kase and Kuge, 2001; 加瀬, 2002; Poliakov et al., 2002; Kame et al., 2003）。

このような動的モデルによる研究の進展は、3.2.の (2) で列挙した 1)~4) の破壊の終息に関する特徴や、2. で述べた既往研究結果を、物理法則の下に、統一的に理解する基礎を提供している。今後、断層の破壊過程に関する地質学的（定性的・経験的）理解と、動的モデルにより解明されつつある物理学的な理解との融合を図り、より高度で実際に近い動的モデルの構築を進めることが必要である。例えば、Aochi and Fukuyama (2002) や Aochi and Madariaga (2003) が試みているような、実際の断層破壊過程を動的モデルによって、可能な限り忠実に再現する研究の進展が望まれる。また、近い将来大きな被害を伴う地震を発生させる可能性がある活断層の動的破壊過程の研究（例えば、加瀬ほか, 2002）や、その結果に基づく地震動シミュレーションの研究（例えば、関口ほか, 2002）の進展が望まれる。

4. 地震断層・活断層の変位量分布とアスペリティ

4.1. 地表地震断層・活断層の変位量分布パターン

Table 1 に示す 7 つの地震を含む、9 つの地震に伴う地表地震断層の地震時変位量と、立川断層など、4 つの活断層の累積変位量分布を検討した。その結果、幾何学的セグメントの地表変位量分布のパターンは、1) 1 つのピークを持つ山型、2) プラトー状、3) 両者の複合型 (Fig. 2) に区分できることが分かった。検討を行った地震断層及び活断層では、2001 年崑崙山地震を除いて、1 つの幾何学的セグメントに 2 つ以上の明瞭なピークを持つ変位量分布は認められなかった。崑崙山地震では、地震断層西端の破壊開始点に近いところに小さなピーク、遅れて破壊した地震断層東部に大きなピークが認められる (Xu et al., 2002)。また、2002 年 Denali fault 地震に伴う地震断層 (Eberhart-Phillips et al., 2003) については、西経 145.5 度付近に認められる引張性ジョグを境として、2 つの幾何学的セグメントに分かれると考えた (Table 1)。これらを 1 つのセグメントと見なした場合には、1 つのセグメントの変位量分布にダブルピークの例があることになる。

4.2. 地表地震断層の変位量分布と震源断層のすべり量分布との関係

地表地震断層と震源断層のデータが揃っている 1992 年 Landers, 1995 年兵庫県南部, 1999 年 Izmit, 1999 年集集, 2001 年崑崙山, 2002 年 Denali fault の各地震について検討を行った。その結果、各地震とも、地表地震断層の変位量分布は、強震動記録、GPS データなどから求められた震源断層浅部のすべり量分布の長波長成分と概ねよく対応していることが確かめられた。

このうち、集集地震の地震断層である車籠埔断層（逆断層）では、すべり量分布だけでなく、南から北へ時計回りに回転する断層上盤側のすべりの方向まで、両者はよい一致を示す (Fig. 3)。また、地表地震断層の変位量分布に大・小 2 つのピークが認められる Denali fault 地震では、地震動及び測地データから求められた地震モーメント解放量の分布にも、位置的に対応する大・小 2 つのピークが見られる (Eberhart-Phillips et al., 2003)。

4.3. 浅部アスペリティと地震断層の変位量ピークとの対応

以上より、震源断層上のすべりが特に大きなところをアスペリティと考えた場合、長周期の地震波で見た浅部アスペリティは、地表地震断層の変位量の大きな部分に概ね対応している。この事実は、活断層の変位量分布や平均変位速度分布がわかれば、それから、長波長の浅部アスペリティの位置を推定できる可能性を示している。また確定的ではないが、1 つの幾何学的セグメントには、1 つのアスペリティが存在するケースが多いと推定される。なお、震源断層のすべり量分布と地表の変位量分布との相関は、震源断層の深部に行くにつれて低下し、およそ 10km 以深では相関があるとは言えなくなる (Fig. 4)。

4.4. 活断層及び震源断層上の各点におけるすべり量とその空間分布の再現性

同一震源断層において、複数回の固有地震によるすべり量の分布が解析された例はまだない。活断層・地震断層の変位量分布については、Imperial 断層における 2 回の地震の変位量分布 (Arrowsmith et al., 1997)、Superstition Hills 断層や San Andreas 断層 South-Central セグメントにおける断層変位地形の研究がある (Lindvall et al., 1989; Sieh and Jahns, 1984)。これらの結果は、活断層の変位量分布が地震イベントの繰り返しの中で概ね再現されていることを示唆する。

断層上の 1 地点での 1 回の地震による変位量について

は、毎回ほぼ一定しているという結果（例えば双葉断層；福島県，1997）がある一方、地震イベント毎にかなり変動するという報告もある（例えば East Paradise 断層；Personius and Mahan, 2000）。活断層及び震源断層の各点におけるすべり量とその空間分布の再現性については、更なるデータの蓄積が必要である。

4.5. 浅部アスペリティの出現位置

Table 1 に示す 7 つの地震のうち、兵庫県南部地震と Izmit 地震を除く 5 つの地震では、浅部アスペリティに対応すると考えられる地震断層の変位量のピークは、破壊開始点から遠く離れ、破壊の終息域に近いところにある。

崑崙山地震と Denali fault 地震では、破壊の終息域に存在する既存断層の Y 字状分岐の直前（手前側）に変位量のピークが位置する。また、変位量が大きな部分は概して断層線の直線性が高い部分に当たっている。

5. 活断層の形状に基づく断層破壊過程のモデル

以上の議論に基づき、筆者は、Fig. 5 に模式的に示すような断層破壊過程のモデルを提案する。なお、このモデルは、基本的に横ずれ断層を対象としたものである。

このモデルのもとになっている考え方は以下のとおりである。これは同時に本論のまとめに相当する。

1) 断層上を伝播する破壊を終息させる“バリア”は、分岐、屈曲、雁行などの、断層形状の非単調性が大きなところ、即ち、ジョグ（＝幾何学的セグメントの境界）に対応する。

断層の分岐部や引張性のジョグが破壊の終息域になりやすいのは、これらの構造が破壊のエネルギーを分散あるいは吸収して、隣接するセグメントに伝えられる破壊のエネルギーを小さくする効果が大いいためと思われる。

2) 大規模な断層破壊を励起する、準静的な応力の集中とその結果としての初期破壊核の形成も、断層の非単調性が大きなジョグまたはその近傍で起きる。

応力の集中と初期破壊核の形成は、広域応力場と断層系との方位関係、ジョグ内部の固有の構造などに支配され、条件が揃えば、伸張性のジョグでも起こり得る。

3) ジョグまたはその近傍で始まった破壊は、平面的にみた場合、断層系の両側に向かって伝播しようとするが、ジョグやその近傍の破壊に対する抵抗に打ち勝った方向の破壊だけが、断層上を伝播してゆく。

4) セグメント内部の強度分布が概ね一定の場合には、動的破壊の効果により、破壊の終息域あるいは一時停止域となるジョグの手前に、他より大きく滑る領域、即ち“アスペリティ”

（厳密には、長波長の浅部アスペリティ）が出現する。

セグメントの内部に強度の不均質がある場合にも、他より大きく滑る領域が出現すると推定されるが、その出現位置と強度との関係（強度の大きいところなのか、小さいところなのか、変化が大きいところなのか）は、現時点では不明である。

5) 最近の大地震に伴う地震断層のうち、破壊したセグメントの規模が大きいと予測される崑崙山地震や Denali fault 地震では、破壊の終息域となったジョグの手前に変位量のピークが見られる。これは、大規模なセグメントの場合、セグメント内部の強度の不均質よりも、動的破壊の効果の方が、すべりの大きさを決める要因として、寄与が大きいことを示唆する。

6) このような考え方にたつと、バリアは、より能動的、自律的なもの、アスペリティのうち、強度の不均質よりも、動的破壊の効果に強く影響されて形成されたアスペリティは、より受動的、他律的なものといえよう。

6. おわりに

以上、活断層の形状と断層破壊について論じたが、上の議論では抜け落ちていた点を指摘しておきたい。

断層の形状には、断層の進化あるいは成長と深く関わっている階層性あるいはフラクタル性が認められる。これは、断層の進化の過程で、ジョグが破壊され、小さなセグメントが結合して、より高次の大きなセグメントに成長して行くためと推定される。この過程でアスペリティの出現位置も変化し、進化の進んだ（単調性が増した）大きなセグメントほど、動的破壊の効果により、その端部にアスペリティが出現する可能性が高くなると推定される。

活断層の形状と断層破壊過程との間に、上に述べたような一定の関連が認められるのは、バリアやアスペリティなどの、地下深部の震源断層の特性が地表あるいは地表付近にまで及んでいるからに他ならない。しかし、地下に存在するバリアやアスペリティがどのようなものなのか、その実体はまだ分っていない。断層破壊過程の深い理解のためには、バリアやアスペリティの実体に、可能な限り迫る必要がある。そのためには、地下深部における“断層破壊過程の化石”の研究が重要と考える。現在、5～10km 程度の深さにおける断層破壊過程の化石と考えられている畑川破碎帯（阿武隈山地東部）の研究が進められている（重松ほか、投稿中など）。マイロナイトやカタクレサイト、シュードタキライトなどの断層岩の分布や性状の解明が、バリアやアスペリティの実体の究明に繋がることを期待したい。

文 献

- Aki, K. (1979) Characterization of barriers on an earthquake fault. *JGR*, 84, 6140-6148.
- Aochi, H. and Fukuyama, E. (2002) Three-dimensional simulation of the 1992 Landers earthquake. *JGR*, 107 (B2), DOI 10.1029/2000JB000061, ESE 4, 1-12.
- Aochi, H. and Madariaga R. (2003) The 1999 Izmit, Turkey, earthquake: Nonplanar fault structure, dynamic rupture process, and strong ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am*, 93, 1249-1266.
- Arrowsmith, J. R., McNally, K., and Davis, J. (1997) Potential for earthquake rupture and M 7 earthquakes along the Parkfield, Cholame, and Carrizo segments of the San Andreas Fault. *Seism. Res. Lett.*, 68 (6), 902-916.
- 栗田泰夫・他 7 名 (1996) 兵庫県南部地震に伴って淡路島北西岸に出現した地震断層. *地震* 2, 49, 113-124.
- 栗田泰夫・他 5 名 (2001) 北アナトリア断層系 1999 年 Izmit 地震に伴う地震断層のセグメント構造. *活断層・古地震研究報告*, No. 1, 325-338.
- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K. (1988) Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Das, S. and Aki, K. (1977) Fault plane with barriers: A versatile earthquake model. *JGR*, 82, 5658-5670.
- Eberhart-Phillips, D. and 28 others (2003) The 2002 Denali fault earthquake, Alaska: A large magnitude, slip-partitioned event. *Science*, 300, 1113-1118.
- 福島県 (1997) 双葉断層に関する調査. 平成 9 年度地震調査研究交付金成果報告書.
- Iwata, T., Sekiguchi, H. and Pitarka, A. (2000) Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-chi, Taiwan, earthquake. *Eos, Transactions, AGU*, 81, 48, F882, S72B-07.
- Kame, N., Rice, J. R. and Dmowska, R. (2003) Effects of prestress state and rupture velocity on dynamic fault branching. *JGR*, 108 (B5), DOI 10.1029/2002JB002189, ESE 13, 1-21.
- 亀 伸樹 (2003) 動的モデルによる分岐断層上の破壊伝播—初期応力場と破壊速度の効果—. *地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第 2 回シンポジウム論文集*, 123-124.
- Kanamori, H. (1981) The nature of seismicity patterns before large earthquakes. In *Earthquake prediction, an International Review*, M. Ewing Ser. 4, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, AGU, 1-19.
- 金森博雄 (1980) 地震活動と地震予知—南カリフォルニアの例—. *地震予知研究シンポジウム* (1980), 163-174.
- 加瀬祐子 (2002) 断層間での破壊の乗り移り—応力が深さに依存する場合についての考察—. *地学雑誌*, 111, 287-297.
- Kase, Y. and Kuge, K. (2001) Rupture propagation beyond fault discontinuities: significance of fault strike and location. *Geophys. Jour. Int.*, 147, 330-342.
- 加瀬祐子・堀川晴央・関口春子・佐竹健治・杉山雄一 (2002) 上町断層系の動的破壊過程の推定. *活断層・古地震研究報告*, No. 2, 325-340.
- 菊地正幸 (1995) 5 月 27 日 サハリン地震のメカニズム (暫定版). *YCU 地震学レポート*, No. 41, (http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/YCU_report/41.html)
- 菊地正幸 (2002) 既往大地震のアスペリティ. *地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第 1 回シンポジウム論文集*, 105-113.
- 菊地正幸・山中佳子 (2002a) 2001 年 11 月 14 日チベットの地震 ($M_s 7.9$) [再改訂版]. *EIC 地震学ノート*, No. 111, 東大地震研究所地震予知情報センター (http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/011114.html)
- 菊地正幸・山中佳子 (2002b) 2002 年 11 月 3 日アラスカの地震 ($M 7.9$) + 10 月 23 日 ($M 6.7$) の地震. *EIC 地震学ノート*, No. 129, 東大地震研究所地震予知情報センター (http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/021103AL.html)
- King, G. (1986) Speculations on the geometry of the initiation and termination process of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *PAGEOPH*, 124, 567-585.
- King, G. and Nabelek, J. (1985) Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, 228, 984-987.
- 小出 仁 (1983) エシュロン断層系の地震地質学的意義と地震発生機構について. *地学雑誌*, 92, 173-192.
- Lee, Y.-H., Wu, W.-Y., Sugiyama, Y., Azuma, T. and Kariya, Y. (2000) Displacements and segmentation of the surface fault, 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Eos, Transactions, AGU*, 81, 48, F882, S72B-08.
- Lee, Y.-H., Hsieh, M.-L., Lu, S.-D., Shih, T.-S., Wu, W.-Y., Sugiyama, Y., Azuma, T. and Kariya, Y. (2003) Slip vectors of the surface rupture of the 1999 Chi-Chi earthquake, western Taiwan. *Jour. Structural Geology*, 25, 1917-1931.
- Lin, A., Fu, B., Guo, J., Zeng, Q., Dang, G., He, W. and Zhao, Y. (2002) Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001 $M_s 8.1$ central Kunlun earthquake. *Science*, 296, 2015-2017.
- Lindvall, S. C., Rockwell, T. K. and Hudnut, K. W. (1989) Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition

- Hills Fault from offset geomorphic features. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 342-361.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉 (1998) 活断層はどこから割れ始めるのか? *地学雑誌*, 107, 512-528.
- Personius, S. F. and Mahan, S. A. (2000) Paleoearthquake recurrence of the East Paradise fault zone, metropolitan Albuquerque, New Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90 (2), 357-369.
- Pinar, A. and 6 others (2000) Rupture process of the August 17, 1999 Izmit (Kocaeli) earthquake. The Izmit and Duzce earthquakes: preliminary results, Istanbul Tech. Univ., 71-78.
- Poliakov, A. N. B., Dmowska, R. and Rice, J. R. (2002) Dynamic shear rupture interactions with fault bends and off-axis secondary faulting. *JGR*, 107 (B11), DOI 10.1029/2001JB000572, ESE 6, 1-18.
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata T. (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 117-133.
- Sekiguchi, H. and Iwata, T. (2002) Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong motion waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 300-311.
- 関口春子・岩田知孝 (2001) 1999年台湾・集集地震のやや長周期 (2-20 秒) 震源過程. *活断層・古地震研究報告*, No. 1, 315-324.
- 関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・佐竹健治・杉山雄一・Arben Pitarka (2002) 大阪平野における地震動予測の試み—動的な地震破壊シナリオと3次元地下構造モデルによる地震動計算—. *活断層・古地震研究報告*, No. 2, 341-357.
- 重松紀生・藤本光一郎・大谷具幸・田中秀実・宮下由香里・富田倫明 (投稿中) 内陸の断層帯の脆性-塑性遷移領域における構造: 畑川破碎帯を例として. *地学雑誌*.
- 嶋本利彦・渡辺満久・鈴木康弘・A. I. コズーリン・M. I. ストレリーツォフ・E. ロゴージン (1996) 1995年ネブチェゴルスク地震の地震断層と被害. *地質学雑誌*, 102, 894-907.
- Sibson, R. (1985) Stopping of earthquake ruptures at dilatational fault jogs. *Nature*, 316, 248-251.
- Sieh, K. E. and Jahns, R. H. (1984) Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 95, 883-896.
- Sieh, K. and 19 others (1993) Near-field investigation of the Landers earthquake sequence, April to July, 1992. *Science*, 260, 171-176.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫 (2002) 活断層情報と不均質震源特性との関係. *地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第1回シンポジウム論文集*, 37-42.
- 杉山雄一・関口春子・石山達也・伏島祐一郎 (2003) 活断層情報と不均質震源特性との関係. *地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究第2回シンポジウム論文集*, 125-130.
- 佃 栄吉 (1991) 断層の幾何学的バリヤと破壊プロセス. *地学雑誌*, 100, 417-428.
- Wald, D. and Heaton, T. (1994) Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 668-691.
- Xu, X., Chen, W., Ma, W., Yu, G. and Chen, G. (2002) Surface rupture of the Kunlunshan earthquake (Ms 8.1), northern Tibetan Plateau, China. *Seismol. Res. Lett.*, 73, 884-892.

Table 1. Summary of rupture processes and surface fault characteristics of seven large earthquakes that occurred in the recent 12 years.

第1表. 最近12年間に発生した7つの大地震の破壊過程と地表地震断層の特徴.

地震名	断層のタイプ	破壊様式	破壊開始点	破壊の終息域	地震断層全体における最大変位位置の出現位置	地震断層全体の変位分布のパターン	セグメント毎の変位分布のパターン	主な文献
1992 Landers	右横ずれ断層	バイラテラル	主要な破壊の伝播方向(北)とは逆方向(南)へ開くY字状分岐の事前(北側)	北端: 引張性ジョグを越えた断層上 南端: 副次的な破壊の伝播方向(南)へ開くY字状の分岐断層上	破壊開始点よりも、北側の破壊終息域に近い部分	複合型	Johnson Valley sg.: CoまたはPI Homestead Valley sg.: PI *Emerson sg.: CvまたはCo	Sieh et al. (1993) Wald and Heaton (1994)
1995 兵庫県南部	右横ずれ断層	バイラテラル	引張性ジョグ(破壊しなかった活断層も考慮した場合、南北両側から複数の断層が収斂する地点)	南端: 破壊伝播方向へ開いたY字状の分岐断層上 北端: 詳細不明	淡路島側地震断層の中央部付近	複合型	北淡 sg.: Co	栗田ほか(1996) Sekiguchi et al. (2000)
1995 Neftegorsk	右横ずれ断層	ユニラテラル	既存断層分岐の近傍(断層分岐手前の、地表に達しなかった断層破壊で始まり、それに対して引張性となる約15度時計回り方向へ延びる主地震断層へ、破壊が乗り移った)	破壊伝播方向へ開いた分岐断層上	破壊開始点よりも破壊終息域に近い北半部	山型	セグメンテーション未説明	菊地(1995) 嶋本ほか(1996)
1999 Izmit	右横ずれ断層	バイラテラル	オーバーステップやベーズンを伴う引張性ジョグ	東端: 屈曲やベーズンを伴う引張性ジョグ 西端: 詳細不明	破壊開始点と東側の破壊終息域の中間付近	複雑なパターン	Tepetarla sg.: PI *Ariflye sg.: Cv	栗田ほか(2001) Pinar et al. (2000) Sekiguchi and Iwata (2002)
1999 集集	逆断層	バイラテラル	地震断層の南・北両端にある屈曲が始まる地点から、約1:3の距離のところ	北端: 約90度時計回りの屈曲(背斜構造を伴う逆断層からなる圧縮性ジョグ) 南端: 約35度時計回りの屈曲(右横ずれ断層からなる引張性ジョグ)	北側の破壊終息域に近接する部分	複合型	セグメンテーション未説明	関口・岩田(2001) Iwata et al. (2000) Lee et al. (2000, 2003)
2001 聖喬山	左横ずれ断層	ユニラテラル	破壊の伝播方向とは逆方向へ開き、引張性の構造を伴う分岐断層上(分岐した断層が先に破壊し、主地震断層へ破壊が乗り移った)	直線的な断層上(左横ずれ破壊の西方からの伝播に対して、引張性となる約10度反時計回りの分岐断層には破壊は乗り移らなかった)	破壊開始点よりも破壊終息域に近い、左横で言及した断層分岐の手前(西側)	複合型またはダブルピークの山型(変位分布に異状がある)	セグメンテーション未説明	Lin et al. (2002) Xu et al. (2002) 菊地・山中(2002a)
2002 Denali fault	右横ずれ断層	ユニラテラル	破壊の伝播方向とは逆方向へ開き、圧縮性の構造を伴う分岐断層上(分岐した断層が先に破壊し、主地震断層へ破壊が乗り移った)	右横ずれ破壊の西方からの伝播に対して、引張性となる約20度時計回りの分岐断層へ破壊が乗り移った後、50kmほど伝播したあたり	破壊開始点よりも破壊終息域に近い、左横で言及した断層分岐の手前(西側)	ダブルピークの山型	(暫定的なセグメント私案) Denali西部sg.: Cv? *Denali東部sg.: CoまたはCv	Eberhart-Phillips et al. (2003) 菊地・山中(2002b)

Cv: 山型 PI: プレート型 Co: 複合型 * は最大変位位置を含むセグメント.

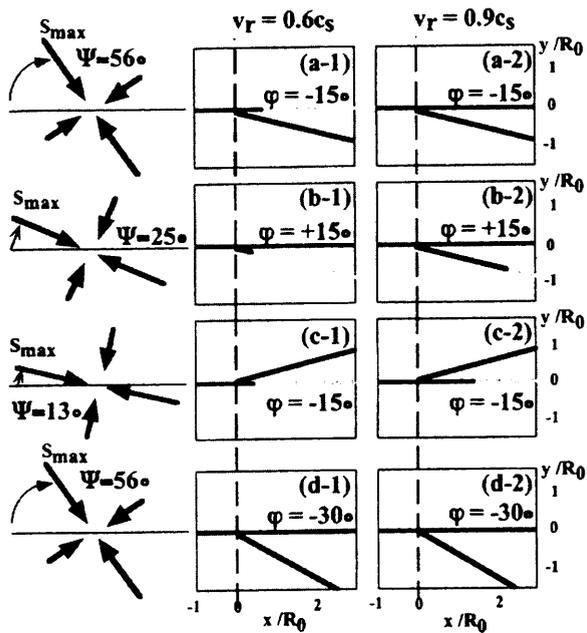


Fig. 1. Final rupture traces in the vicinity of the intersection of a branched fault system for cases with three inclinations of maximum pre-compression direction and with two rupture velocities when reaching the intersection. Here rupture is right-lateral and we take R_0 , the slip-weakening zone size for low-speed rupture along the main fault, as a basic length scale. After Kame (2003).

第1図. 分岐断層における破壊伝播の様子. 主断層に対する最大圧縮応力軸のなす角度と破壊伝播速度の違いによって, 分岐における破壊の伝わり方が異なってくる. 図は右横ずれ断層の場合で, 長さの基準に, 破壊伝播速度 $0.6c_s$ の場合の主断層に沿うすべり弱化ゾーン幅を取っている. 亀 (2003) の Fig. 1 を転載.

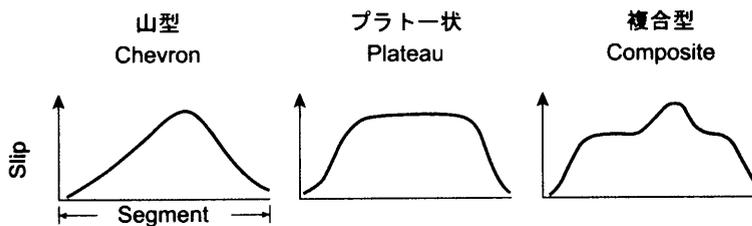


Fig. 2. Three patterns of slip distribution along active faults and surface ruptures. Sugiyama et al. (2002).

第2図. 活断層及び地表地震断層の変位量分布に見られる3つのパターン. 杉山ほか(2002).

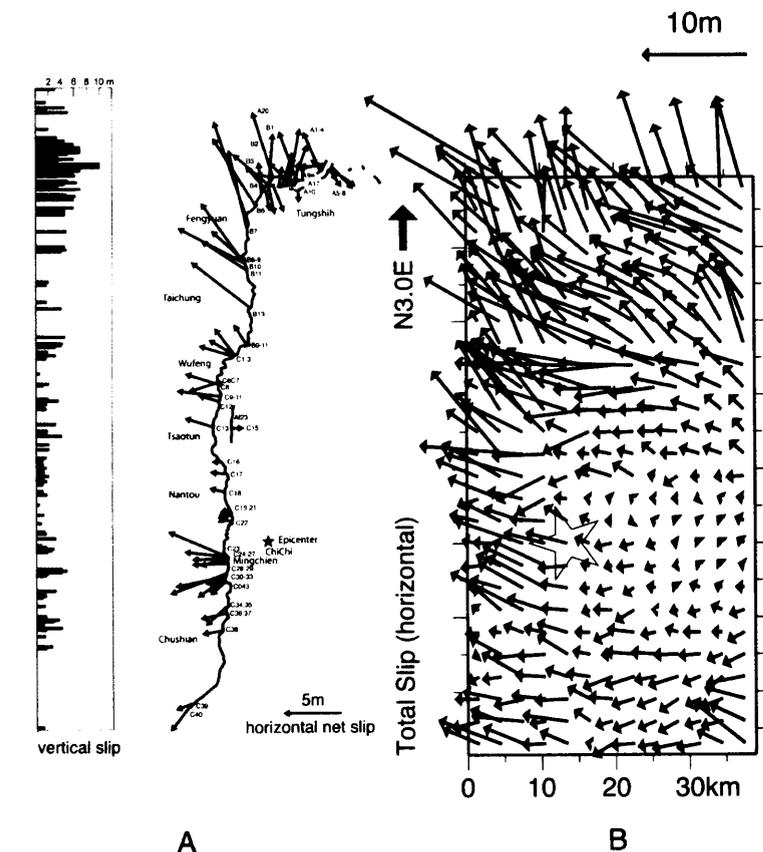


Fig. 3. Comparison of slip distribution of the surface rupture faults associated with the 1999 Chi-Chi earthquake (A; simplified from Lee et al., 2000), with final slip distribution on the source fault inverted from strong ground motion records (B; after Iwata et al., 2000).

第3図. 1999年台湾・集集地震の地表地震断層の変位分布 (A; Lee et al., 2000 を簡略化) と, 強震記録のインバージョンにより求められた震源断層の最終すべり分布 (B; Iwata et al., 2000) との比較.

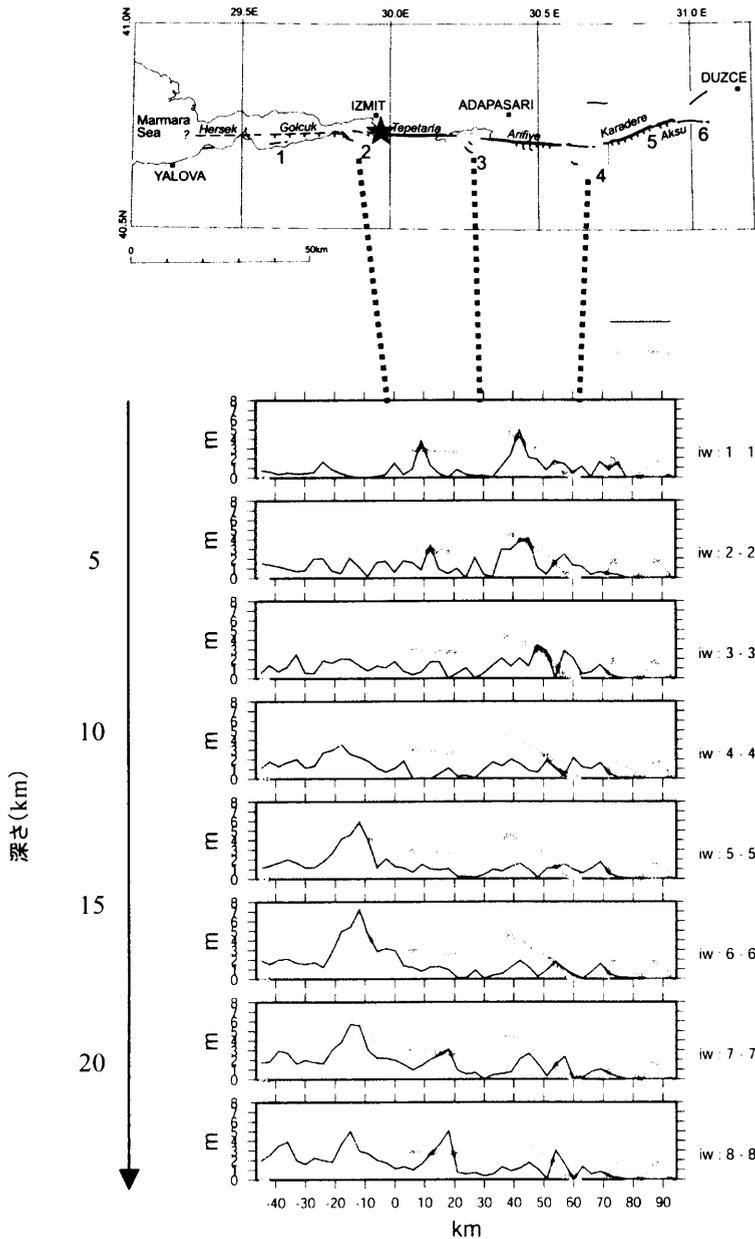


Fig. 4. Jog-based segmentation of the surface faults associated with the 1999 Izmit, Turkey, earthquake (top; after Awata et al., 2001), and comparison of the surface fault's slip with final slips on the source fault at respective depths (bottom; by courtesy of Haruko Sekiguchi).

第4図. 1999年Izmit地震に伴う地表地震断層のセグメント構造とジョグの分布(上, 粟田ほか, 2001)と地表地震断層の変位量と震源断層上の各深さでのすべり量との比較(下, 関口春子原図)

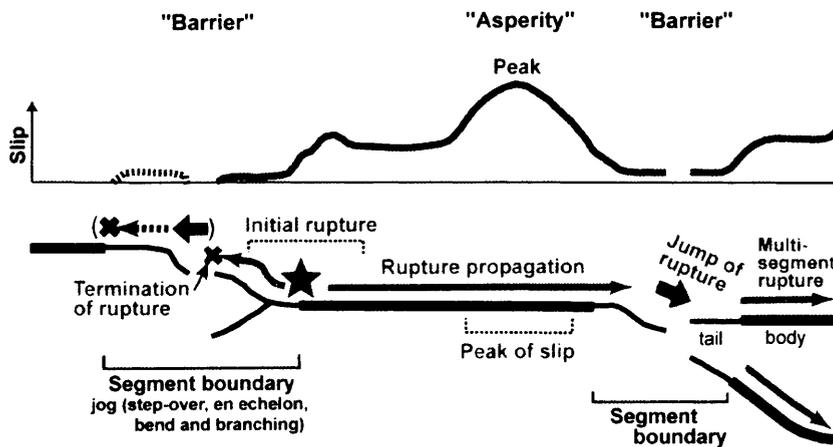


Fig. 5. Schematic relationship of rupture propagation and slip distribution with jog-and-segment structure of active fault. Sugiyama et al. (2003).

第5図. 破壊伝播及びすべり量分布と活断層のジョグ・セグメント構造との関係を示す模式図. 杉山ほか(2003).

プレート境界地震の長期評価とその課題
LONG-TERM FORECAST OF INTERPLATE EARTHQUAKES IN JAPAN
- STATUS OF THE ART -

島崎邦彦*
Kunihiko SHIMAZAKI

The Tokachi-Oki earthquake of 26 September 2003 is the first forecasted earthquake since the long-term earthquake forecast started in Japan after the occurrence of the devastating Kobe earthquake of 1995. The Earthquake Research Committee, Headquarters of Earthquake Research Program, made public March 2003, that a probability of the occurrence of the Tokachi-Oki earthquake in the coming 30yrs is about 60%. The earthquake magnitude of the Tokachi-Oki September 26 event is 8.0, in agreement with the forecasted magnitude of about 8.1. The source region of the September 26 event estimated from GPS displacement vectors, inversion studies of near-field strong-motions and teleseismic body waves, and tsunami observation, roughly agree with the forecasted region. One possible difference may lie in the eastern boundary. This brief report summarizes other long-term forecasts of interplate events and points out the importance of paleoearthquake studies.

1. 十勝沖地震の長期予測

今年の3月26日に公表された「千島海溝沿いの地震活動の長期評価」(地震調査委員会, 2003a)によれば、当該海域のM8クラスの大地震で最も可能性が高いのが十勝沖地震(今後30年以内の発生確率60%程度、M8.1程度)である。9月26日に発生した2003年十勝沖地震はM8.0で、ほぼ想定されていた震源域で発生し、「想定していたM8クラスの十勝沖のプレート間地震である」(地震調査委員会, 2003b)と評価された。1995年阪神・淡路大震災後に設置された地震調査委員会が長期評価を開始後、初めてのM8クラスの被害地震であり、ほぼ予測どおりに地震が発生したと言えるであろう。

実際起こった地震と想定地震との差異の詳細を、これまでに得られた成果から検討してみよう。震源域については、その東端に差異の可能性が指摘されている(平田他, 2003など)。2003年十勝沖地震の東端が、想定震源域内に止まっているのではないかという指摘である。想定震源域は、1952年十勝沖地震の余震域およびHirata et al. (2003)の津波データの逆解析から求められたアスペリティ分布から推定されている。一方、2003年十勝沖地震の震源域は余震域、GPSデータ、地震波形、津波到着時刻などから推定されているが、これらは概ね一致している(第154回地震予知連絡会資料)。また、余震域か

ら推定される1952年十勝沖地震の震源域ともほぼ一致している。地震波形から推定されるアスペリティについては、2003年と1952年はよく一致し(Yamanaka and Kikuchi, 2003)、アスペリティの繰り返し破壊によって、大地震の発生が繰り返されるとする考え(山中・菊池, 2002)と調和する。ただし、1952年の記録は途中で振り切れているために、破壊過程の後半部分が失われている。Hirata et al. (2003)が津波データから求めたアスペリティ分布によれば、地震波形から推定されるアスペリティの他に、釧路沖の海溝付近にアスペリティが推定されている。1952年と2003年の震源域に大きな差異があるとすれば、この部分であり、1952年津波データからはアスペリティの存在が示唆され、2003年津波データからは否定される。津波の遡上高分布の比較(第154回地震予知連絡会資料)によれば、襟裳岬付近では2003年津波の方が高く、釧路から厚岸までの部分で1952年津波の方が高い。特に後者では1952年津波の遡上高が6mを超えるのに対し、2003年津波は2m未満に過ぎない。この違いが、釧路沖の海溝付近にアスペリティを必要とするかどうかの差となっている。1952年津波は恐らく氷結していたと思われる雪上を遡上したため、遡上高が高くなった可能性も考えられる。両者の津波波形には大きな差異が認められない場合もあり、高精度の検討が必要である。

* 東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

発生時期に関して言えば、今後30年以内の発生確率が60%程度と推定され、千島海溝沿いで最も高い地域であることから、妥当と考えられる。一方、今後10年以内の発生確率は10~20%で、ランダムな発生を仮定した場合よりやや高い程度である。平均の繰り返し間隔は約77年、ばらつきは0.32と推定されているので、1シグマの範囲は約53~102年となり、2003-1952=51年の繰り返し間隔は、妥当な実現値と考えられる。なお千島海溝沿いの地震については、各領域の過去2回の地震の間隔の違いをばらつきと見なし、そらの平均値が、すべての領域の平均活動間隔を良く近似していると評価されている。もし各領域の過去2回の地震の間隔を、それぞれの領域の平均活動間隔の近似値とみなしたならば、十勝沖では平均間隔は1952-1843=109年となり、発生確率は過小評価されていたであろう。一方、十勝沖~根室沖を一つの領域と考え、その平均活動間隔を約54年とする考えも提案された。震源域ではなく、アスペリティに注目して評価する案だが、過去の地震、特に19世紀の地震に関するデータがなく、支持されなかった。

信頼できるデータの量によって、推定の確からしさは当然異なる。十勝沖の地震の評価の信頼度は、震源域、発生確率、規模のすべてにおいてB(中程度)であった。

2. 他のプレート境界地震の長期評価

震源域、発生確率、規模のすべてにおいて評価の信頼度がA(高い)なのが南海地震である。歴史的に9回繰り返しが知られており、発生確率の推定には、単なるBPT(Brownian Passage Time; Matthews et al., 2002)モデルではなく、時間予測モデル(Shimazaki and Nakata, 1980)に基づくBPTモデルが用いられている。統計学で逆ガウス分布とも呼ばれるBPTモデルは、対応する物理過程が存在する。応力の蓄積量がある限界値に達すると地震が発生するが、応力蓄積が、プレート運動に伴う一定速度の蓄積と一次元ブラウン運動に従う擾乱とからなるという物理過程である。擾乱は、恐らく周辺域での地震性或いは非地震性の断層運動によるものであろう。時間予測モデルでは、前の地震の応力降下が回復した時点で次の地震が発生する。よってBPTモデルで用いられる限界値の応力蓄積量を、前の地震の応力降下量とすれば、二つのモデルは無理なく統合することができる。このようにして、南海地震の今後30

年間の発生確率は2001年1月1日の時点で40%程度と推定された(地震調査委員会, 2001)。2004年1月1日の時点で再評価すれば、50%程度となろう。

反対に評価の信頼度が低い例として、秋田県沖をあげよう。震源域、規模はC(やや低い)、発生確率はD(低い)である。この海域では歴史地震が知られていない。しかし、日本海東縁部はプレート境界に準ずる地域と考えられ、歴史地震が知られていなくとも、将来大地震が発生するであろう。歴史的には地震発生が知られていない周辺海域では、地震性堆積物の存在から、過去の地震歴が地質学的に推定できる。近接領域の平均繰り返し間隔を考慮して、秋田県沖での平均繰り返し間隔は1000年以上と推定された。地震の規模は日本海東縁部の他地域を参考として推定されている。いずれにせよ、不確定性を持つ評価である。

3. 今後の課題

過去の地震のアスペリティの研究は、大地震の繰り返し発生の基本となるものである。しかし、アスペリティは、プレート境界の一部で過去数回の地震について知られているに過ぎない。このため、アスペリティに基づく大地震の長期予測は、まだ実現されていない。現在の長期予測は、過去の地震データに強く依存している。長期予測の精度向上には、まず過去の地震データの質を向上させるとともに、量を増やす必要がある。歴史地震のみならず、地質学的調査から推定される古地震データの充実が強く望まれる。また、BPTモデルでは周辺域での断層運動による応力蓄積の擾乱をブラウン運動と仮定している。現状では確立していないが、今後の研究によって、擾乱が個別に定量的に評価されれば、長期予測の精度はさらに高まるであろう。

参考文献

- 第154回地震予知連絡会資料については、地震予知連絡会のホームページを参照のこと。
- 平田賢治ほか、日本地震学会2003年度秋季大会ポスター発表, 2003.
- 地震調査委員会, 2001, 2003a, 2003bについては、地震調査研究推進本部のホームページ参照のこと。
- 山中佳子・菊地正幸, 月刊地球277, 526-528, 2002.
- Hirata, K., E.L. Geist, K. Satake, Y. Tanioka, and S. Yamaki, *J. Geophys. Res.*, 108, B4, doi:10.129/2002JB001976, 2003.
- Matthews, M.V., W.L. Ellsworth, and P.A. Reasenber, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 92, 2233-2250, 2002.
- Shimazaki, K., and T. Nakata, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282, 1980.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, *Earth Planets and Space*, submitted, 2003.

スラブ内地震の震源特性とその強震動評価

INTRA-SLAB EARTHQUAKES: SOURCE CHARACTERISTICS AND STRONG MOTION PREDICTION

笹谷 努*1 森川信之*2

前田宜浩*1

Tsutomu SASATANI Nobuyuki MORIKAWA

Takahiro MAEDA

Intra-slab earthquakes have been nominated as disastrous earthquakes after the occurrence of the 1993 Kushiro-oki, intra-slab earthquake (Mw7.6). In this paper, we review source characteristics of the intra-slab earthquakes, mainly based on asperity models of the 1993 Kushiro-oki and the 1994 Hokkaido Toho-oki (Mw8.2) earthquakes. The asperity models show that a large amount of seismic energy is radiated from a small region in a short time during the intra-slab earthquakes compared with the in-land and plate-boundary earthquakes having comparable seismic moments. We confirm a correlation between outer and inner fault parameters for the intra-slab earthquakes. Finally we show some problems in estimating the outer and inner fault parameters and predicting strong ground motion for intra-slab earthquakes.

1. はじめに

1993年釧路沖地震(1/15; Mw7.6)と1994年北海道東方沖地震(10/04; Mw8.2)は、沈み込むプレートの中で発生したスラブ内大地震である(図1)。そして、これらの地震により震央近傍でかなりの被害が生じたことから、サブダクションゾーンにおける被害地震としてこのタイプの地震を新たに考慮すべきことが認識されるようになった。特に、沈み込んだプレートと都市との位置関係によっては、スラブ内地震は、いわゆる都市直下地震にもなりうる。その後、芸予地震(2001/03/24; Mw6.8)、宮城県沖地震(2003/05/26; Mw7.0)もスラブ内地震として被害を起こした。

1993年釧路沖地震及び1994年北海道東方沖地震による最大加速度値(PGA)は、既存の距離減衰式から予測される値よりもはるかに大きな値を示した(Morikawa and Sasatani, 2003a)。これらの地震の発生後、スラブ内地震を対象とした新たな距離減衰関係が求められている(司・翠川, 1999)。この特徴は、スラブ内地震の震源特性の特異性を表している。スラブ内地震による強震動を高精度で予測するためには、まず、スラブ内地震の震源特性を明らかにする必要がある。ここでは、これまでに明らかにされているスラブ内地震の震源特性についてまとめ、最後に、その強震動予測における問題点について記す。

2. アスぺリティ震源モデル

1980年の後半から、強震計の性能の向上、デジタルレコーダーの開発、解析手法の開発に伴い、広い周波数帯域

(0.1~10 Hz)を対象とした震源モデルの推定が可能となった。そして、震源近傍で得られた強震動記録の波形インバージョンから、詳細な断層運動及び断層パラメータが推定されるようになった。その結果、地震動災害に関するパラメータとして、従来の巨視的断層パラメータのみならず、微視的断層パラメータ(アスぺリティパラメータ)の重要性が認識されるようになった。それらの断層パラメータの主なもの以下の通りである(図2)。

巨視的(Outer)断層パラメータ

総断層面積: S (km^2)

地震モーメント: M_0 (Nm)

加速度震源スペクトルの短周期レベル: A (Nm/s^2)

微視的(Inner)断層パラメータ

アスぺリティの面積: S_a (km^2)

アスぺリティでの応力降下量: $\Delta\sigma_a$ (MPa)

内陸地殻内地震については、これらの断層パラメータの経験的な相似則が求められつつある(Somerville et al., 1999)。一方、スラブ内地震に関しては、解析された地震数が少なく、現時点では、相似則を確立するまでには至っていない。

最近、巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータとの関係が、アスぺリティモデルを仮定して理論的に導かれている(入倉・他, 2003; 壇・他, 2002)。今後は、波形インバージョンから推定された巨視的、微視的断層パラメータが、これらの理論的な関係を満足するかどうかをチェックすることが重要であると考えられる。

*1 北海道大学理学研究科

*2 防災科学技術研究所

Graduate School of Science, Hokkaido University

NIED

3. スラブ内地震の震源特性

1980年代までのスラブ内地震の断層パラメータは、主に遠地長周期変位波形の解析から推定され、それらは巨視的パラメータに相当している。そして、震源が深くなると平均応力降下量（ S と M_o から評価）が大きくなること示されている（Sasatani, 1989）。

1993年釧路沖地震による強震動記録は、スラブ内地震として近代的観測計器により震源近傍で得られた最初のものである。Takeo et al. (1993) は、この地震の強震動変位波形のインバージョンから震源モデル（すべり分布）を推定した。一方、Morikawa and Sasatani (2003b) は、経験的グリーン関数法を適用して、広帯域強震動記録を説明するアスペリティモデルを推定した。彼らは、最初に、強震動速度波形に現れた複数の S 波パルスに基づいてアスペリティの個数を推定し、それからフォワードモデリングにより変位、速度、加速度波形を説明するアスペリティモデルを構築した。観測波形と計算波形の比較例を図3に示す。解析に使用した観測点が北東-南西方向に分布しているため、アスペリティ面積を精度良く推定することができず、最終的に可能なモデルとして2つのモデル（AとB）を提案した（図4）。これから、1993年釧路沖地震の震源は、3つのアスペリティから成り、破壊は西方向に伝播し、約9秒間で終了していることがわかる。この破壊継続時間は、遠地IRISのP波変位記録のパルス幅が約10秒であることから支持される。また、得られたアスペリティパラメータを表1に示す。アスペリティの総面積は総断層面積（800km²; Takeo et al., 1993）の2-4割で、そこでの応力降下量は最大で200~400MPaという大きな値を有している。

もう一つのスラブ内大地震である1994年北海道東方沖地震の場合、震源近傍での強震動記録がないために、強震動波形のインバージョンによるすべり分布は推定されていない。一方、Kikuchi and Kanamori (1995) は、遠地IRIS実体波の解析から、この地震が6つのサブイベントからなり、破壊の継続時間は約40秒で、それは主に南西方向に伝播したことを示した。この複数のサブイベントモデルは、北海道で観測された上下動速度波形に見られる複数のP波リップル（周期数秒）の存在によって支持される（Sasatani, 1997）。Morikawa and Sasatani (2003b) は、Kikuchi and Kanamori (1995) によるサブイベント分布を参照しながら、経験的グリーン関数法を適用して、北海道で観測された広帯域強震動記録を説明するアスペリティモデルを構築した。その結果を図5に、観測波形と計算波形の比較例を図6に示す。1994年北海道東方沖地震の震源は、5つのアスペリティから成り（ここでは、Kikuchi and Kanamori (1995) のサブイベントモデルにおける北東側の1つのイベントを無視している）、破壊継続時間は約30秒である。このモデルのアスペリティパラメータは表2に示されている。アスペリティの総面積は総断層面積の約2割

で、そこでの応力降下量は、1993年釧路沖地震と同様に、最大で約400MPaという大きな値を有している。ただし、解析に用いた観測点が一方向に限られているため、これらのパラメータの精度は、1993年釧路沖地震に比べて低いと言わざるを得ない。

Morikawa and Sasatani (2003b) は、上記2つのスラブ内大地震のアスペリティパラメータを内陸地殻内地震のそれと比較し、スラブ内地震の震源特性を明らかにした。図7は、3つのカテゴリー（内陸地殻内、プレート境界、スラブ内地震）地震について総アスペリティ面積と地震モーメントとの関係を示したものである。スラブ内地震のアスペリティ面積は、同一の地震モーメント（ M_o ）を有する他のカテゴリー地震に比べて、明らかに小さい。一方、アスペリティでの応力降下量は、表1, 2に示されているように、はるかに大きい。これは、スラブ内大地震の震源が、他のカテゴリー地震に比べて、小さな面積から短時間に大きな地震波エネルギーを放出することを意味している。最近のスラブ内地震の震源モデルを推定したAsano et al. (2003) も同様な結果を得ている。

Morikawa and Sasatani (2003b) は、さらに、2つのスラブ内大地震について加速度震源スペクトルの短周期レベル（A）を推定し（表3）、他のカテゴリー地震のそれと比較した。図8は、Aと M_o の関係を示したものである。これから、スラブ内大地震のAが、同じ M_o を有する他のカテゴリー地震に比べて、はるかに大きいことがわかる。実際に、Morikawa and Sasatani (2003a) は、スラブ内地震である1994年北海道東方沖地震とプレート境界地震である1969年北海道東方沖地震（8/12; M_w 8.1; 図1参照）による同一観測点でのS波スペクトルの比較から、0.5Hzよりも高周波数側では1994年地震の方がはるかに大きいスペクトルレベルを有することを示している。また、池田・他（2002）は、北海道周辺の多くの地震についてAを推定し、同様の結論を得ている。

最後に、Morikawa and Sasatani (2003b) は、長周期地震波の解析から推定された巨視的断層パラメータと経験的グリーン関数法を適用して推定された微視的断層パラメータとの関係について考察した。入倉・他（2003）及び壇・他（2002）のアスペリティモデルによると、巨視的断層パラメータ M_o とAは、以下の式によって微視的断層パラメータと結びつけられる。

$$M_o = \frac{16}{7} r_f \cdot \sum (r_n^2 \Delta \sigma_n)$$

$$A = 4\pi\beta^2 \sqrt{\sum (r_n \Delta \sigma_n)^2}$$

r_f は断層全体の半径、 r_n と $\Delta \sigma_n$ は各アスペリティの半径と応力降下量、 β はS波の速度を表す。ここでは、簡単なために、断層全体とアスペリティを円形、背景領域での応力降下量をゼロと仮定している。表1, 2に示されたパラ

メータを上式に代入して推定された M_0 と A を観測値と比較したのが表3である。1993年釧路沖地震に関しては、両者はほぼ同じ値を示すが、1994年北海道東方沖地震に関しては、 M_0 が過大評価となっている。これは、次節で議論するように、総断層面積の推定に問題があるのかもしれない。表3における両者の比較は、スラブ内地震の震源がアスペリティモデルで表されることを示している。

4. 断層パラメータの推定における問題点

経験的グリーン関数法は、広帯域強震動記録のモデリングに最適な方法であるが、問題がないわけではない。それは、グリーン関数として用いる小地震の記録の低周波数側における S/N 比の問題である。このため、上記解析においては、1993年釧路沖地震の場合、0.3-10Hz、1994年北海道東方沖地震の場合、0.1-10Hzを解析対象とし、ハイカットフィルターを通した波形を用いて解析をしている。その結果、経験的グリーン関数法によって推定された M_0 は、長周期地震波の解析から得られた M_0 よりも小さな値となっている(表1, 2参)。しかし、この差は、背景領域でのモーメント開放に関係しているとも考えられる。

内陸地殻内地震に比して、スラブ内地震の場合、総断層面積 S の推定が困難である。多くの場合、 S は余震分布をもとに推定されているが、これが必ずしも適切ではない。実際に、1993年釧路沖地震の余震分布は、 $50 \times 40 \text{km}^2$ という大きさを有している(笠原・他, 1993)が、Takeo et al.(1993)による波形インバージョン結果では、それは $40 \times 20 \text{km}^2$ と推定されている。遠地IRISのP波変位パルスの時間幅(約10秒)から考えて、Takeo et al.(1993)の結果の方が S として妥当である。一方、図5に示した1994年北海道東方沖地震の S は、余震分布を基に推定されたものである(Katsumata et al., 1995)。釧路沖地震の検討結果から類推すると、これは過大評価かもしれない。しかし、この地震の場合、遠地IRISのP波変位パルスの後半に pP あるいは sP 波(depth phases)が混入しており、パルス幅の単純な推定は困難である。いずれにしても、巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータの関係を検討する際に、このパラメータ(S)は重要となる。

最近、多くの地震に対して、加速度(S 波)震源スペクトルの短周期レベル(A)が推定されるようになったが、その推定方法が同一でないという問題がある。短周期側のスペクトルは、伝播経路の Q_s (S 波の Q)値に敏感であるため、まずは、独立にその地域の Q_s 値を推定する必要がある。次に、サイト特性を取り除いた基盤(S 波速度約 3km/s)での波形を基にスペクトルを求める必要がある。さらに、評価すべきレベルの周波数範囲も統一すべきと考える。

5. 強震動予測における問題点

Morikawa and Sasatani (2003b)は、1993年釧路沖及び1994年北海道東方沖スラブ内地震のアスペリティモデルの構築において、火山フロントよりも背弧側の観測点の記録を用いるべきではないと主張している。それは、背弧側の観測点の記録が、短周期成分を極端に欠いており、スラブ内地震による地震動の特徴が失われているからである。これは、火山フロント背弧側の上部マントルにおける大きな減衰(Low Q_s)効果の結果である。前田・笹谷(2001)は、北海道東部で発生した深さ100-150kmの7地震による主にK-NET観測点における記録の S 波加速度スペクトルを用いて、インバージョン法(Iwata and Irikura, 1988)により前弧側マントルウェッジでの Q_s 値を推定した。それは、 $Q_s(f) = 49.2f^{1.2}$ というほぼ周波数に比例する関係を示した。一方、彼らは背弧側マントルウェッジでの Q_s 値の推定を試みたが、背弧側での記録の S/N 比が小さく(背弧側での S 波スペクトルは、2Hz以上の高周波数側ではノイズとしてのP-codaのスペクトル振幅よりも小さい)、その値を推定することができなかった。これらの事実は、逆に、スラブ内地震による強震動を広域で評価する場合、島弧における上部マントルの Q_s 構造を3次的に推定する必要があることを示している。

6. まとめ

ここでは、これまでに明らかにされているスラブ内地震の震源特性についてまとめた。その結果、スラブ内地震の震源が、内陸地殻内地震やプレート境界地震に比べて、より小さな面積から短時間に大きな地震波エネルギーを放出することがわかった。そして、スラブ内地震の巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータ相互の関係について考察し、これらがアスペリティモデルによって結びつけられることを示した。最後に、断層パラメータ推定における問題点と強震動予測における問題点について列挙した。今後は、これらの問題点を解決して、多くのスラブ内地震について断層パラメータを推定し、それらのスケール則を確立すること、そして、スラブ内地震による強震動を高精度で予測する手法を確立することが必要である。

謝辞

本研究は、文部科学省振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」の一環として行われたものである。

参考文献

- Asano, K., T. Iwata, and K. Irikura, 2003. Source characteristics of shallow intraslab earthquakes derived from strong-motion simulations, *Earth Planets. Space*, **55**, e5-e8.
- Boatwright, J., 1988. The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 489-508.

壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透, 2001. 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, **545**, 51-62.

壇一男・石井透・渡辺基史・佐藤俊明, 2002. 巨視的震源情報と不均質震源特性との関係の分析, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 第1回シンポジウム論文集, 29-36.

池田孝・武村雅之・加藤研一, 2002. 強震動記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高周波数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, **560**, 67-73.

石井透・佐藤俊明, 2000. 日本地震学会 2000 年度秋季大会講演予稿集, **B09**.

入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 2003. 強震動予測地図における強震動評価について—内陸地震と海溝型地震に対する強震動予測レシピとその問題点—, 地震動予測地図ワークショップ—地震調査研究と地震防災工学・社会科学との連携—, 予稿集, 35-52.

Iwata, T. and K. Irikura, 1988. Source parameters of the 1983 Japan sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth*, **36**, 155-184.

笠原稔・小平秀一・本谷義信, 1993. 1993 年釧路沖地震の余震活動とそれ以前の北海道周辺の地震活動, 文部省科学研究費, 突発災害調査研究成果報告書, 研究代表者: 鏡味洋史, 27-33.

Katsumata, K., M. Ichianagi, M. Miwa, M. Kasahara and H. Miyamachi, 1995. Aftershock distribution of the October 4, 1994 Mw 8.3 Kurile islands earthquake determined by a local seismic network in Hokkaido, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1321-1324.

Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1995. The Shikotan earthquake of October 4, 1994: Lithospheric earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1025-1028.

前田宜浩・笹谷努, 2001. 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 91-113.

Morikawa, N. and T. Sasatani, 2003a. Source spectral characteristics of two intra-slab earthquakes along the southern Kurike-Hokkaido arc, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **137**, 67-80.

Morikawa, N. and T. Sasatani, 2003b. Source models of two large intra-slab earthquakes from broadband strong ground motions, submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*

Sasatani, T., 1989. Deep earthquakes, in "The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics" (Edited by David E. James), p. 174-181, Van Nostrand Reinhold.

Sasatani, T., 1997. Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake deduced from wide band strong-motion

records, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophys.)*, **10**, 269-293.

司宏俊・翠川三郎, 1999. 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, **523**, 63-70.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada, 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for prediction of strong motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.

Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida, 1993. The 1993 Kushiro-oki, Japan, earthquake: A high stress-drop event in a subducting slab, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2607-2610.

表 1. 1993 年釧路沖地震のアスペリティパラメータ

Model A			
Asperity No.	Sa (km ²)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma a$ (MPa)
1	51.8	1.7x10 ¹⁹	109
2	72.0	9.8x10 ¹⁹	381
3	34.6	1.4x10 ¹⁹	163
Total	158.4	1.3x10 ²⁰	
T-model	S=800	3.3x10 ²⁰	42

Model B			
Asperity No.	Sa (km ²)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma a$ (MPa)
1	92.2	3.1x10 ¹⁹	82
2	144.0	1.4x10 ²⁰	190
3	69.1	2.7x10 ¹⁹	109
Total	305.3	2.0x10 ²⁰	
T-model	S=800	3.3x10 ²⁰	42

T-model: after Takeo et al. (1993)

表 2. 1994 年北海道東方沖地震のアスペリティパラメータ

Asperity No.	Sa (km ²)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma a$ (MPa)
1	400	3.0x10 ²⁰	82
2	256	1.5x10 ²⁰	82
3	144	3.0x10 ²⁰	382
4	144	2.4x10 ²⁰	300
5	256	2.6x10 ²⁰	137
Total	1200	1.3x10 ²¹	
KK-model	S=7200	2.6x10 ²⁰	11

KK-model: after Kikuchi and Kanamori (1995)

表 3. 観測値と予測値の比較

地震	観測値	予測値
1993 年 釧路沖	Mo=3.3x10 ²⁰ Nm	4.5x10 ²⁰ Nm (Model A) 4.9x10 ²⁰ Nm (Model B)
	A=4.2x10 ²⁰ Nm/s ²	5.2x10 ²⁰ Nm/s ² (Model A) 3.9x10 ²⁰ Nm/s ² (Model B)
1994 年 東方沖	Mo=2.6x10 ²¹ Nm	6.5x10 ²¹ Nm
	A=1.7x10 ²¹ Nm/s ²	9.9x10 ²⁰ Nm/s ²

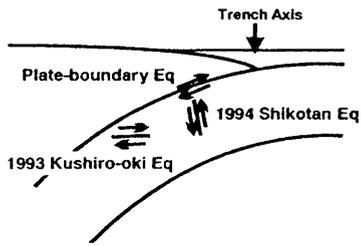
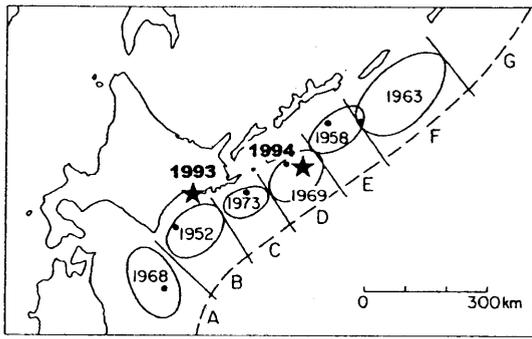


図 1. 上：千島弧南部から北海道にかけての大地震の震源域（楕円）。スラブ内地震である 1993 年釧路沖，1994 年北海道東方沖地震の震央が★で示してある。下：1993 年釧路沖，1994 年北海道東方沖地震（Shikotan Eq）の断層運動（模式図）。

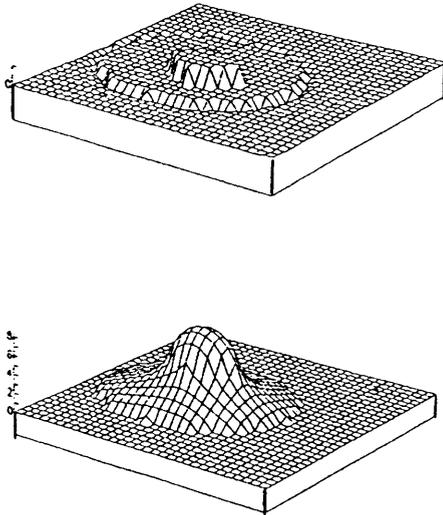


図 2. アスペリティ震源モデル (Boatwright, 1988 による)。上：破壊による応力変化。中央部分がアスペリティに相当。下：破壊による変位分布。

図 4. 1993 年釧路沖地震のアスペリティモデル (A & B)。各アスペリティは四角で示されている。C は EGF として用いた小地震とアスペリティとの応力降下量比を示す。☆印は破壊開始点を示し，破壊はそこから円形に伝播すると仮定している。

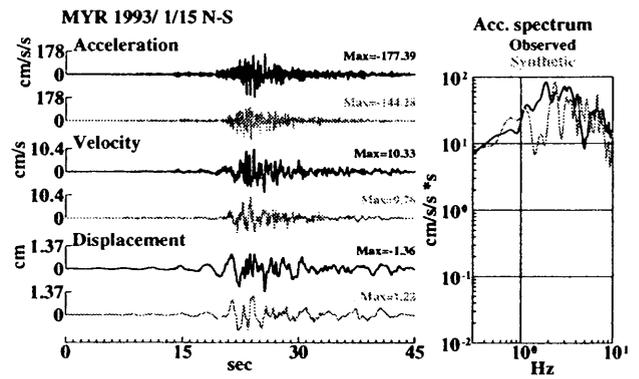
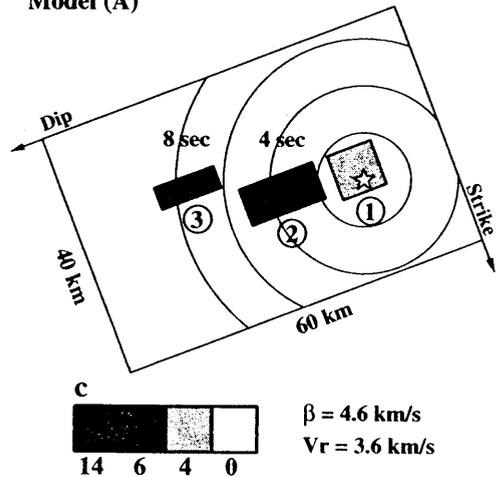


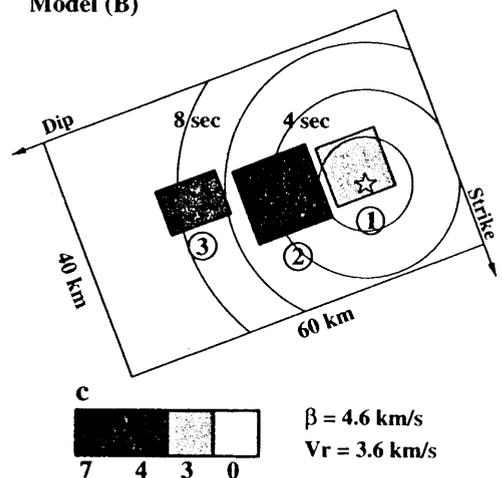
図 3. 1993 年釧路沖地震による観測波形（濃い線）と合成波形（薄い線）との比較例；MYR（広尾）観測点。上から，加速度，速度，変位波形。右：加速度スペクトルの比較。

The 1993 Kushiro-oki

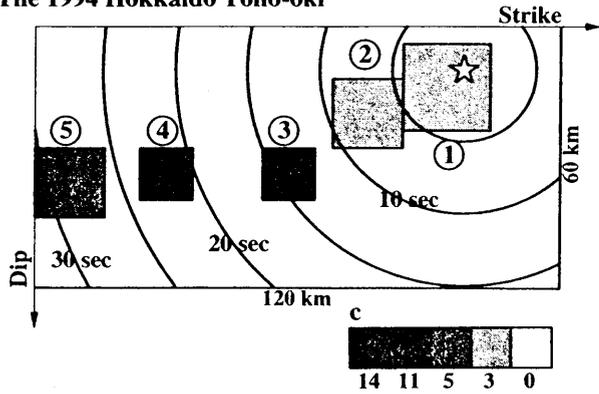
Model (A)



Model (B)



The 1994 Hokkaido Toho-oki



$\beta = 4.6 \text{ km/s}$
 $V_r = 3.3 \text{ km/s}$

図5. 1994年北海道東方沖地震のアスペリティモデル。図の見方については、図4の説明を参照。

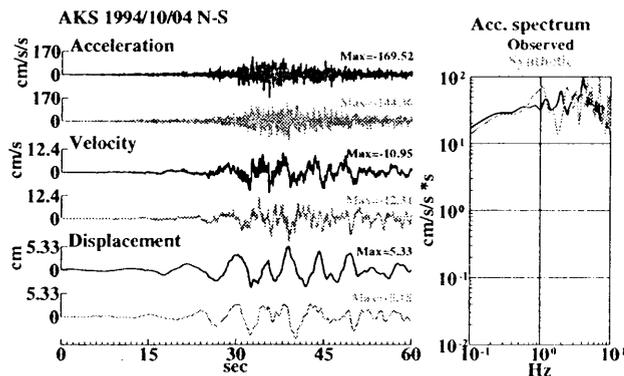


図6. 1994年北海道東方沖地震による観測波形（濃い線）と合成波形（薄い線）との比較例；AKS（厚岸）観測点。上から、加速度、速度、変位波形。右：加速度スペクトルの比較。

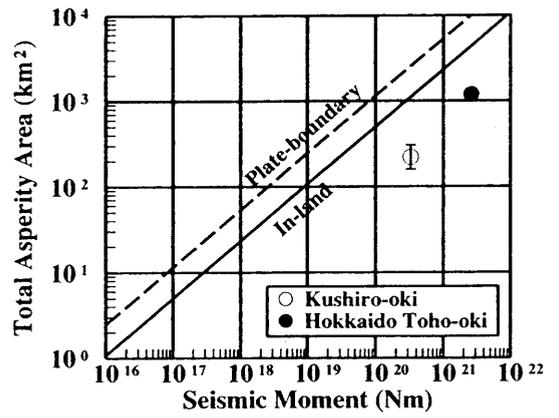


図7. 地震モーメント (M_0) と総アスペリティ面積 (S_a) との関係。○：1993年釧路沖地震，●：1994年北海道東方沖地震。内陸地殻内地震（実線；Somerville et al., 1999）とプレート境界地震（破線；石井・佐藤，2000）に対するその関係も比較のために示してある。

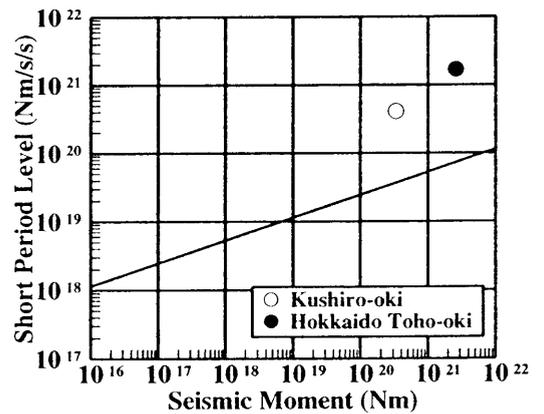


図8. 地震モーメント (M_0) と加速度震源スペクトルの短周期レベル (A) との関係。○：1993年釧路沖地震，●：1994年北海道東方沖地震。実線は内陸地殻内地震に対するその関係（壇・他，2001）を示す。

震源断層を考慮した地震動評価法の基礎と応用

BASIC CONCEPTS OF EVALUATING STRONG GROUND MOTION DUE TO FAULT RUPTURE AND THEIR APPLICATIONS

香川敬生
Takao KAGAWA

We introduce basic methodologies of strong ground motion simulation that can evaluate the effect of fault rupture process on the simulated waveforms. Strong ground motion waveform has become important factor for evaluating design ground motion in addition to the peak ground acceleration and seismic intensity. It is because the waveform represents local characteristics of ground motion at the target site due to the target fault rupture. We also show examples of simulated waveforms caused by different types of fault rupture. They may demonstrate importance of introducing the effect of fault rupture process to strong ground motion evaluation.

1. はじめに

近年の強震観測網の充実により、最大加速度のみ大きくて被害の小さい地震や、同じ規模でも広範囲に被害が広がる地震や狭い領域に被害が集中するものなど、地震動には震源断層の破壊様式による特徴のあることが広く認識されるようになりつつある。設計用地震動にはこのような震源断層に起因する特徴、および対象地点の地盤に起因する特徴を反映しておくことが望ましい。また昨今の数値計算技術の進歩により、設計用地震動として最大加速度や震度といった単純な地震動特性値だけではなく、震源断層の破壊様式や地盤応答など地震動の特徴を明瞭に表現できる地震波形のシミュレーションが実用に供されるようになってきている。本稿は、このような地震波形のシミュレーション法と、そのための断層破壊のモデル化について概説するものである。

2. 震源断層から放射される地震動

2.1 地震動を構成する要素

地震現象は、地殻を構成する岩盤で生じた破壊（断層運動）に伴って波動が発生し、それが地表へと伝播して構造物などに影響を与えるものである。地震波動の生成と伝播は、図-1に示すように、断層においてどのような破壊が起こったか（震源特性）、生じた波動がどのように地殻内を伝播したか（伝播経路特性）、地盤構造によって地震波動がどのような影響を受けたか（サイト増幅特性）

性)の3要因に分けて考えることができる。

震源特性としては、どのくらいの規模の断層がどのように破壊したかの時間的・空間的な特徴が、放射される地震動に影響を与える。断層から放射された地震波は、複雑な経路を辿って観測点の近傍に到来する。これらの中には、観測点近傍への最短経路を辿って来たもの、いったん地球の深部へ潜り込んで反射して来たものなどが含まれ、それぞれが辿った伝播経路に特徴付けられた性質を持っている。地震波が柔らかい堆積層に入射すると、振幅が大きくなるとともに、地盤の構成や層境界面の構造によって波形が複雑化する。これら震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性は個別に評価することができ、観測される地震動はそれらの総合特性として表現することができる。

2.2 断層破壊と地震動

次に、1995年兵庫県南部地震を例に、断層破壊によって生じる強震動について概説する。

物質に圧縮力が作用した場合には、図-2に示すように直交方向に膨らむ引張力が生じる。これが地殻内の応力場の状態で、普段はこれで釣り合っている。このとき物質が受ける応力は、二対の偶力（モーメント）が作用していることと等価である（図の左右の力をそれぞれベク

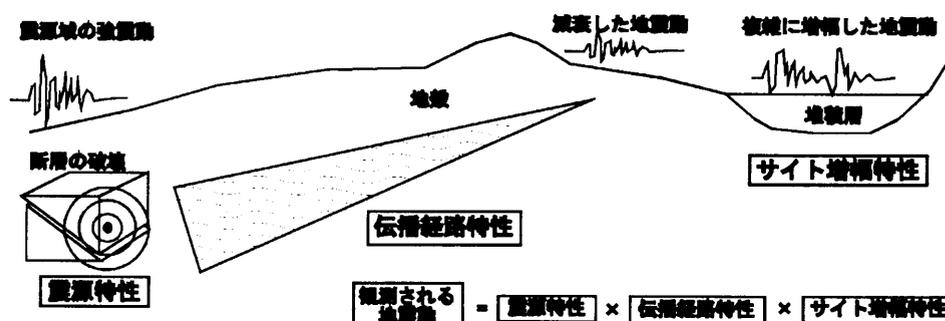


図-1 地震動を構成する要因

トル合成すれば同じこと)。このような応力場では、圧縮力に斜交する方向に剪断破壊が生じることが知られている。このとき破壊を生じた剪断面が地震断層であり、ふたつの剪断面のどちらが破壊するかと剪断面と重力の方向との位置関係（水平か鉛直か）によって、地震断層は右横ずれ断層・左横ずれ断層・逆断層と呼ばれる。

次に、横ずれ断層を真上から見た場合を想定し、このような地震断層からどのような地震波が放射されるか（放射特性）について考察する。地震波には、圧縮伸張による体積の変化を伝えるP波とねじれが伝わるS波があるが、これらの波が放射される強度を図-3に示す。図は方向毎に放射される地震動の大きさと、最初に揺れ始める向きをイメージで示したものである。主圧力軸と主張力軸の方向には、圧縮伸張を伝えるP波が放射される。その方向から離れるにつれて放射されるP波の振幅が小さくなり、やがてP波の放射振幅が無くなり（節）、そこからは初動方向が逆転する。P波の振動方向は常に動径方向となる。

ねじれによるS波は、主圧力軸と主張力軸の方向から離れた方向に放射される。S波の放射パターンはP波のそれを相補う形になり、図-2に示した二対の偶力の方向がS波の初動の方向となる。S波の振動方向は常に接線方向になる。P波の場合と同様に、振動方向が逆転する面ではS波の放射は無い（節）。兵庫県南部地震では、横ずれ断層に沿った神戸市から大阪府北部域の方向にS波の放射が大きく、大阪府中央部にはS波の放射が小さい。これは、実際の震動・被害分布の傾向とも対応している。

以上の現象は、地震波が微小な一点から放射される場合（点震源）を想定したものである。対象とする波長に比べて断層破壊面積が小さい地震の場合、あるいは大きな地震の長波長成分を非常に遠距離で観測する場合には、このような点震源の近似でも十分である。しかし、破壊面積が広く規模の大きな地震を震源断層の近傍で観測する場合には、断層面の広がりやを考慮する必要がある。

大きな地震では、図-4に示すように破壊開始点（一般に言われる震源）から破壊が伝播し、破壊伝播が到達した部分から順に地震波が放射されてゆく。これが震源断層で見た地震現象の姿と考えられている。破壊が伝播する速度は、地震が発生する地殻のS波速度よりもやや小さい程度である。図-4で、断層破壊は①、②、③の方向に伝播して行くと仮定する。このとき、破壊が向かう側と遠ざかる側では各点まで破壊

が伝播する時間は同じであり、①が一番短く③が一番長くなる。一方、地震波（S波）の伝播経路の長さは、破壊が向かう側では①が最も長く③が最も短い。破壊が遠ざかる側ではその反対に①が最も短く③が最も長くなる。このため、破壊の向かう側では地震波が断層面上の各点から生じた地震波（S波）がほぼ同時に到来し、それらが重なり合って大きくなるとともに継続時間は短くなる。一方、破壊が遠ざかる側の地震波は間隔をおいて順に到

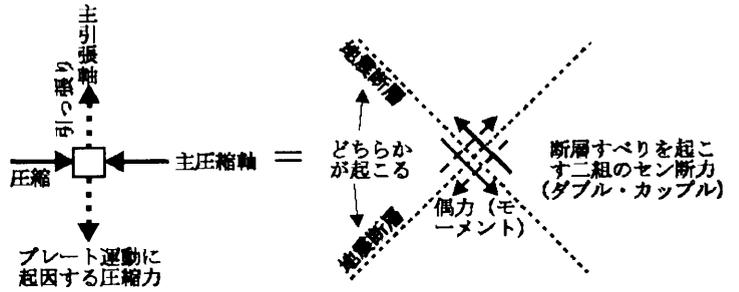


図-2 地殻に作用する応力と断層のずれ

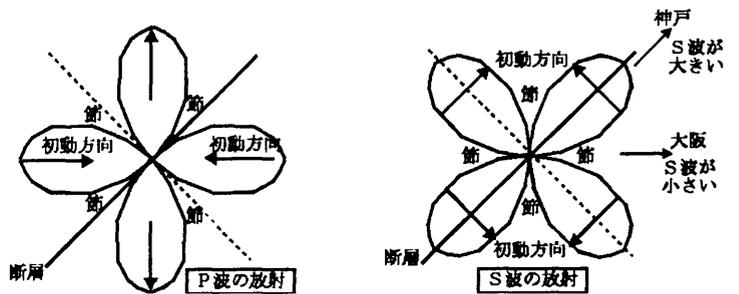


図-3 断層破壊によって放射される地震動

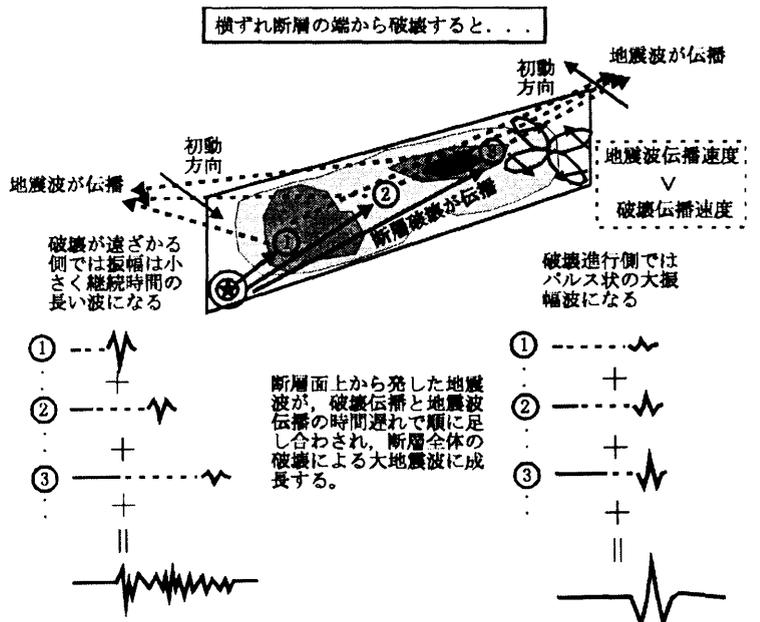


図-4 断層破壊の伝播が地震動に及ぼす影響

来し、継続時間が長くなるものの振幅は大きくならない。このように、断層破壊の進行方位に依存する地震動の特性を、ディレクティビティ(方位特性)と言う。これは、震源断層域の地震動を特徴付ける大きな要因となる。

兵庫県南部地震では、図-3に示したS波の放射特性とこのようなディレクティビティの影響から、神戸から大阪府北部域の断層延長線上の震動が特に大きくなったと考えられている。また、被害や体験談などから破壊開始点となった明石海峡付近の地震動はそれほど大きくはなかったと考えられている。このように、断層近傍における地震動を想定するにあたっては、単純に震央あるいは断層からの距離と地震規模(マグニチュード)で地震動が決まるのではないことを念頭に置く必要がある。

以上は断層面全体で断層すべりが一様であると仮定したものである。しかし、実際のすべりは一様ではない。図-5に、平成7年兵庫県南部地震の近地強震記録から推定された、断層面上でのすべりの大きさと方向の分布を示す²⁾。断層面のうち、すべり量の大きい部分(アスペリティ)から放射された地震動が強震波形を特徴付けたと考えられている。図では、破壊開始点(震源)から野島断層の浅部付近に大きなすべりの分布が見られ、神戸市域の深部にもやや大きなすべりがある。大きな地震断層では非一様すべりが近傍の地震動の、特に卓越周期に大きく影響することが分かっており、将来発生する地震においてこのような非一様すべりを適切にモデル化することが重要となっている。

2.3 小地震と大地震の特徴

図-6に示すように、大地震と小地震による断層破壊の違いは破壊面積(地震断層の大きさ)の違いとすべり量の違いである。一般に、規模の大きい地震ほど強い地震波が震源から放射されることは周知である。規模が大きい地震ほど地震断層も大きく、破壊伝播速度は地震の規模によらず一定範囲にあるため、破壊伝播の開始から停止までにかかる時間が長くなることも容易に理解される。また、断層面上の平均的なすべり速度も一定範囲(1 m/s程度)にあるため、小地震に比べて大地震の方が時間をかけて大きなすべり量へと成長することが理解される。

このような前提で地震波のスペクトル特性を考えると、大きい地震で放射される地震波ほど長周期の成分を多く含み、地震の規模に関連する特徴的な周期(卓越周期)も大きい地震ほど長くなる事が分かる。

3. 地震動シミュレーション法

3.1 小地震波形を用いた大地震波形の合成

大地震に比べて小地震の震源は小さく、その観測記録は点に力が加わった場合の伝播経路およびサイト周辺地盤の応答である、と近似的に考えることができる(物理用語ではグリーン関数)。また、地震の規模が小さければ

震源断層も小さく、破壊の進行による方位特性や非一様すべりの影響をほとんど受けていないと考えることができる。一方、大地震はこのような小地震の集合として評価することができ(図-7)、断層面上の小地震の分布を非一様にする事で非一様すべりが表現される。

具体的には、小地震の断層面積とすべり量が既知であれば、ある場所で小地震を連続的に複数個発生させることで、大地震のすべり量を満たす地震波を生成することができる。次に、大地震の断層破壊の伝播に応じてこの地震波を連続的に複数個発生させることにより、大地震の断層面全体に及ぶ地震波を合成することができる。以下にその合成法を数式で示す³⁾。

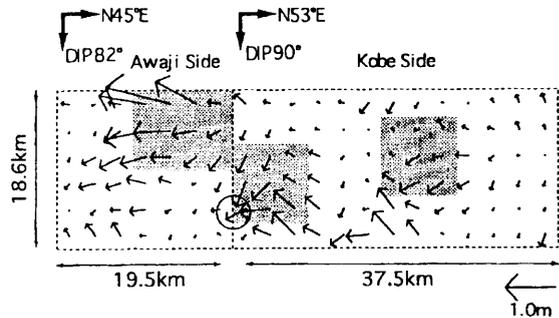


図-5 断層面上の非一様破壊の例²⁾

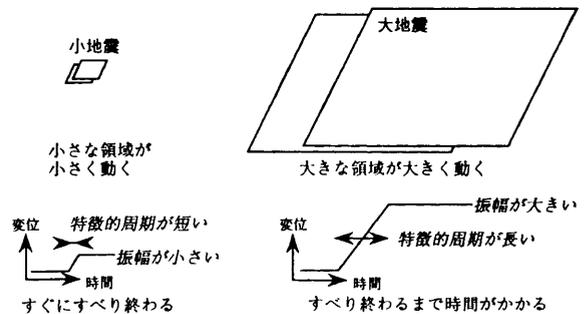


図-6 小地震と大地震の断層破壊の違い

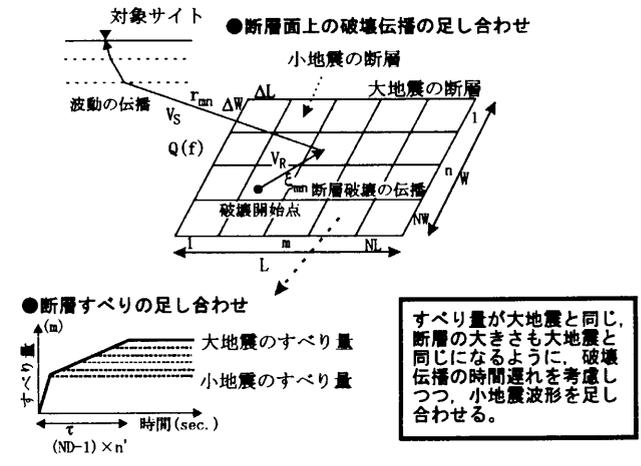


図-7 小地震波形から大地震波形を合成する概念図

$$U(t) = \sum_{m=1}^{NL} \sum_{n=1}^{NW} \frac{r_0}{r_{mn}} u'_{mn}(t-t_{mn})$$

$$u'_{mn}(t) = u_{mn}(t-t_{mn}) + \sum_{k=1}^{(ND)-1} \frac{1}{n'} \cdot u_{mn}(t-t_{mn}-k \cdot \frac{\tau}{(ND-1)n'})$$

$$t_{mn} = \frac{(r_{mn}-r_0)}{V_s} + \frac{\xi_{mn}}{V_R}$$
(1)

ここで、 $U(t)$ が想定大地震波であり、 $u_m(t)$ は小断層に起因する小地震波形である。また、 $u'_m(t)$ は小断層の面積で大地震のすべり量を持つように合成した波形を示している。主な記号の意味は図-7に示しているが、式中の r_0 は小地震の震源と対象地点との震源距離を示しており、全ての小断層においてその場所で発生した小地震波形を与えることができれば、式(1)で r_0 を r_m と置き換えれば良い。一方、後述する経験的グリーン関数法のように、大地震の断層面上で全て共通の小地震波形を用いるのであれば、その小地震の震源距離が r_0 であり、 $u_m(t)$ については $u'_m(t)$ は断層面上で共通となる。また、 t_m は小断層で生じた破壊が対象地点で観測される際の時間遅れを表している。

n' は、図-7に示すように、すべりの足し合わせの時間間隔を更に細かくするためのパラメーターであり、短周期から長周期に至る広い範囲で大地震と小地震のスペクトル特性を満足するために導入されたものである³⁾。これによって、小地震波形に対して大地震波形の長周期振幅は N^3 ($NL \times NW \times ND$) 倍、短周期振幅は N ($(NL \times NW)^{0.5}$) 倍となる。

大地震の地震波シミュレーションは、基本的にこのような考え方に基づいて小地震波形を断層破壊の進行に応じて足し合わせて実施される。その際、小地震波形をどのように設定するかによって以下のような手法に分類することができる。

3.2 断層破壊による地震波形の理論計算 (差分法)

小地震の震源に応力あるいは変位を与えることによって生じる擾乱(波動)の伝播を物理法則に従って理論的に計算する方法が、小地震波形を評価するために最も厳密なものと考えられる。このような手法として、震源断層と対象サイトを含む領域を格子状に分割し(差分近似)、その格子間の波動伝播を逐次的に数値計算する差分法⁴⁾が一般的に用いられている。差分格子に与える物性値に3次元地盤構造を割り当てれば、複雑な地盤構造による影響も取り入れることが可能である。また、断層面の破壊進行の効果も、震源断層に相当する差分格子群に変位あるいは応力を逐次加えることによって表現することが可能である。この時、震源となる差分格子に与える外乱の時間関数は、式(1)の $u'_m(t)$ に相当するものとなる。ただし、震源および構造の詳細なモデル化の限界と実用的な範囲での計算機能力の限界から、差分法は周期1秒程度に対応するよりも長い波長(百mオーダー)を対象

として利用されている。

3.3 模擬波による小地震波形の利用

(統計的グリーン関数法⁵⁾)

より短周期の地震動は、平均的には理論的な特徴を示すものの個々には統計的な性質が強くなる。このため、乱数時系列を震源理論によるスペクトル特性にフィッティングさせ、経験的な包絡形状となるような経時特性を持たせた人工地震波を生成する手法⁷⁾が用いられる。式(2)に振幅特性として用いられる理論スペクトルの表現^{6),7)}を示す。

$$S_{11}(f) = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRITIV \cdot \frac{\pi M_0}{\rho V_s^3} \frac{f^2}{1+(f/f_c)^2}$$
(2)

$$f_c = 4.9 \times 10^6 V_s \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3}$$
(3)

ここで、 M_0 は地震モーメント、 ρ 、 V_s は地震が発生する媒質の密度、S波速度である。 $R_{\theta\phi}$ は地震波の放射特性を表す係数である。 FS は地表面の影響を考慮する係数で、地表面の解放波であれば2.0である。 $PRITIV$ は、水平方向の2成分に地震波のエネルギーを分配する係数で、一般には 0.71 ($=2.0^{-0.5}$) が用いられる。

このような震源波形に伝播経路特性とサイト増幅特性を加味することで対象サイトにおける人工小地震動を生成することができる。また、要素小断層毎に地震波放射や地盤応答の方位依存性を変えて評価することも可能である。図-8に人工小地震動の例を示す。

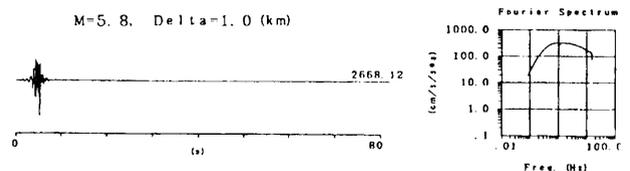


図-8 統計的グリーン関数の例

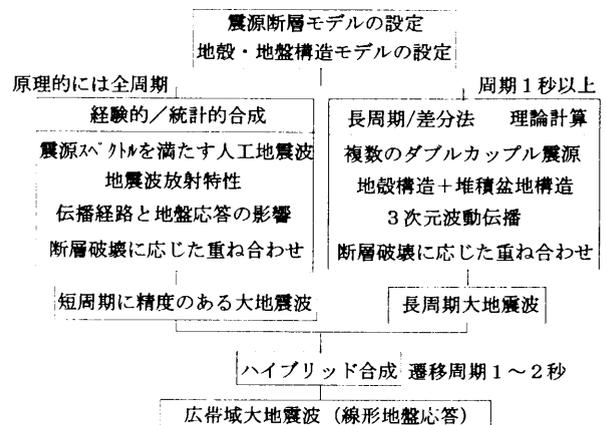


図-9 ハイブリッド法のフロー例

3.4 ふたつの手法の長所を利用したハイブリッド法

長周期には強いが短周期までの計算が困難な差分法と、原理的には広い周期帯の計算が可能だが3次元地盤応答などが大きく影響する長周期で不利となる統計的グリーン関数法の長所を活かし、両者をハイブリッド合成することによって広い周期帯域で有効な地震動を予測する手法をハイブリッド法と称する⁸⁾。一般的に用いるハイブリッド法のフローを図-9に示す。図のフローではふたつの手法で計算された大地震波形を後で合成しているが(ハイブリッド合成法)、小地震の段階で両者を合成することもできる(ハイブリッドグリーン関数法)。ただし、震源断層のすべりと破壊伝播の仮定を統一し、伝播経路と地盤応答の影響を線形と仮定すれば、両者による結果は同じとなる。現在、差分法による理論計算の限界(モデルの細かさや計算容量)から周期1~2秒の帯域が一般的なハイブリッド接合周期となっているが、地震動の性質が決定論的なものから統計的なものへ切り替わる周期は0.5秒程度と考えられており⁹⁾、差分法の短周期への拡張あるいは統計的グリーン関数法に長周期の理論的性質を加味することが研究課題となっている。

3.5 観測小地震波形の利用(経験的グリーン関数法³⁾)

対象とする大地震の断層系において小地震の観測記録が得られていれば、それを経験的に得られたグリーン関数と考えて式(1)の合成をおこなうこともできる。このとき、式(1)の $u_m(t)$ と $u'_m(t)$ は断層面上ですべて同じと仮定することになる。観測記録にはモデルでは表現し得ない詳細な情報が含まれていることが大きな長所であるが、本来は小断層毎に異なる地震波放射やサイト増幅の方位依存性が十分に考慮されない点が短所となる。また、予測に適した小地震記録が大地震の前に得られることが少ないこと、面的な予測の際に評価可能な点とその観測点に限られるなど、予測問題への適用には制約が多い。

4. 断層破壊のモデル化

4.1 震源の相似則に基づく巨視的震源モデルの設定

強震動予測に際しては、対象とする断層の破壊過程をモデル化する必要がある。ここでは、「修正入倉レシピ」^{10), 11)}と称される設定法に倣って、強震動計算のための断層破壊モデルの設定法について概説する。

地震断層規模とそこから生成される地震の規模(地震モーメント)には一定の関係があり、スケールン則

(相似則)と呼ばれる。Somerville et al. (1999)は断層面上の非一様すべり分布が解析されている内陸地震を用い、全断層面積(A_0)・平均すべり量(D)・立ち上がり時間(T_0)と地震モーメント(M_0)との平均的な関係を導いており¹²⁾、「修正入倉レシピ」でもそれを基礎のひとつとしている。

$$A_0(km^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (dyne \cdot cm) \quad (4)$$

$$D(m) = 1.56 \times 10^{-7} \times M_0^{1/3} (dyne \cdot cm) \quad (5)$$

$$T_0(s) = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} (dyne \cdot cm) \quad (6)$$

内陸活断層による地震は、地震発生層(Seismogenic Zone)によってその断層モデルが規定される。地震発生層(図-8の $D_1 \sim D_2$)は、地域によって異なるが、一般に3~20km程度の範囲と考えられている。これよりも浅いと地殻構成物質が十分に固結しておらず、強い地震動を放射するような断層破壊(応力降下)が発生しない。この深さは、大まかに $V_p=6$ km/s層の出現深度と考えられている。一方、地震発生層よりも深いと岩盤の温度が高くなって延性的となり、やはり強い地震動を放射する断層破壊が生じない。これは、内陸の微小地震活動からも支持される現象である。

図-10に示すように、規模の小さい地震の断層面を正方形であると仮定する。地震規模が大きくなるにつれて、正方形の断層面は深さ方向で地震発生層一杯に広がるようになり、規模の増大とともに水平方向に広がるのみとなる。震源断層が地震発生層一杯まで広がると、それ自身では強い地震動を放射するような断層破壊を起こさない地殻浅部にまですべりが及び、地表にまでその影響が達するようになる。これが地表で観察される地震断層と考えられている。地表地震断層を生じる地震規模は、 $M_f=6.8$ ($M_w=6.5$)程度と考えられており¹³⁾、実際の地震現象でも支持されている。このため、地表に活断層として認定できる痕跡を残す地震では、少なくとも地震発生層一杯に広がる規模の断層面を想定すべき、ということになる。地表で認定される活断層が3kmの場合に、3km×3kmの大きさの断層が地表直下にあるわけではなく、深さ3km程度の地下から地震発生層一杯に広がった断層に起因する地震の結果として、地表に地震断層3kmが生じ

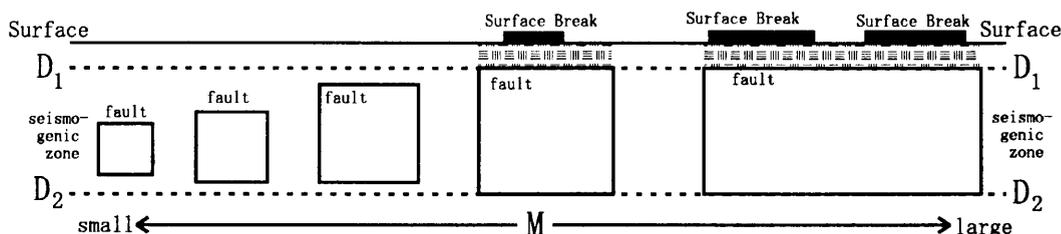


図-10 地震発生層と震源断層のイメージ

た、と考えることが合理的である。

入倉・三宅(2001)は上記の現象によるスケーリング則の変化を考慮し、地震モーメントが 1×10^{26} dyne·cm 程度よりも大きい場合、式(4)の代わりに余震域や地殻変動データに基づいた関係¹¹⁾を用いることを提案している(式(7))。この関係を図-11に示すが(図中の「This Study」)、地震モーメントが 1×10^{26} dyne·cm ($M_w=6.6$) 程度よりも大きい場合、断層面積が大きいほど、それよりも小さい地震の場合よりも地震規模(地震モーメント)が大きく評価されることになる。

$$A_0 (km^2) = 4.24 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} (dyne \cdot cm) \quad (7)$$

Somerville et al. (1999)の経験式¹²⁾は内陸地震の平均特性を与えるものであるが、近年になって海溝型地震によるもの、スラブ内地震によるもの、地表断層と潜在断層の違いなど、対象とする地震に応じたスケーリング則を設定する試みがおこなわれており、それらの関係を用いることにより、それぞれの地震タイプ毎の震源断層破壊モデルを設定することが可能となる。

4.2 特性化震源モデルを用いた非一様断層破壊の設定

Somerville et al. (1999)は、断層面上ですべり量の大きい部分(アスペリティ(Asperity))を抽出し(図-12に一例を示す)、地震モーメントとの平均的な関係を得ている¹²⁾。式(8)、(9)がそれぞれアスペリティ全面積(A_0)と最大アスペリティ面積(A_I)の関係を表している。

$$A_0 (km^2) = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (dyne \cdot cm) \quad (8)$$

$$A_I (km^2) = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} (dyne \cdot cm) \quad (9)$$

また、抽出されたアスペリティの平均的特徴は以下のようになる¹²⁾。

$$\text{アスペリティ平均個数} : 2.6 \quad (10)$$

$$\text{アスペリティ面積比} : 0.22 \quad (11)$$

$$\text{アスペリティすべり比} : 2.01 \quad (12)$$

これらの経験的關係を利用することにより、断層規模に応じて1~3個のアスペリティを配置した震源断層モデルを設定することができる。アスペリティ位置を設定するための考え方については後述する。

次に、応力パラメーター(応力降下量)の考え方について触れる。震源インバージョンによって得られた非一様すべりモデルでは、要素小断層毎にすべり量が異なる(速度構造が一樣なら地震モーメント解放量の違いと考えても良い)。いま、小断層の地震モーメント解放量の平均に対して、対象小断層の地震モーメント解放量の比を C とする。この比率に従って対象小断層から放射される地震

波形の振幅を C 倍とした場合、それは全周期帯域でスペクトルを C 倍にしたことに相当する。つまり、走向方向の長さ、幅方向の長さ、すべり量に対応する3乗の重ね合わせのうち、すべりの大きさの1乗分だけが大きくなったことに相当する。これをフーリエ・スペクトルで見ると、 ω^{-2} 則を満たすスペクトルではコーナー周波数が移動せずに地震動が大きくなったことになり、応力パラメーターが大きくなる方向にシフトしたことに相当する。地震モーメントとコーナー周波数の関係は式(3)であるので、コーナー周波数一定の条件の下では、これは地震モーメントが増えただけ、つまり C 倍だけ応力パラメーターが大きくなったことに相当する。

非アスペリティ部は、同様の考え方により、応力パラメーターが平均よりも小さい領域として表現される。この様に、単位面積(小断層のこと)から放射される地震モーメントの大小は、応力パラメーターの大小に密接に関連

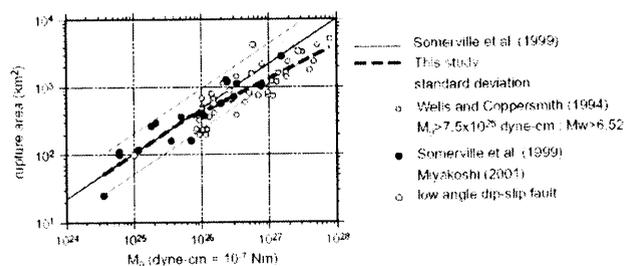


図-11 断層面積と地震モーメントの相似則⁹⁾

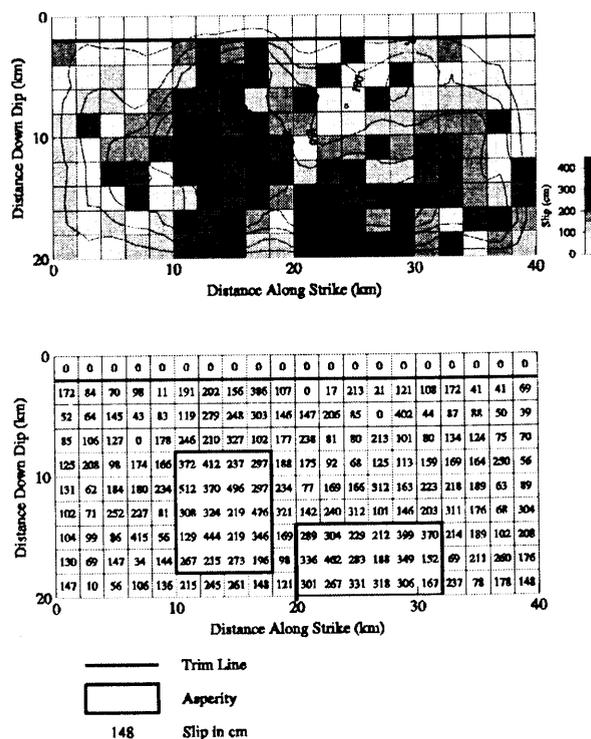


図-12 アスペリティの抽出例(上:震源インバージョン解,下:特性化モデル)

したものとなっている。

一方、震源断層を矩形のアスペリティで特性化した震源破壊モデルにおいて応力パラメータを物理的に評価する場合、断層全体はひとつのクラックとモデル化して扱われる。一方、アスペリティに関しては、クラックで近似する場合（「入倉レシピ」¹⁰⁾）と厳密な意味でのアスペリティとして扱う場合（「修正入倉レシピ」¹¹⁾）がある。「入倉レシピ」はパラメータ設定の自由度が大きいため、動力学理論を反映して物理的にパラメータが拘束される「修正入倉レシピ」によるモデル設定法が、近年では多く用いられている。

図-13 にクラック・モデルとアスペリティ・モデルのイメージを示す。クラック・モデルでは断層（クラック）全体で応力降下が生じ、それによるすべり量は断層中央で大きく断層（クラック）端でゼロとなる。アスペリティ・モデルでは、断層の中に応力パラメータの大きいアスペリティ部と小さい（あるいはゼロ）の背景領域があり、それが破壊して生じるすべり量はアスペリティ中央で大きく、背景領域で小さくなって断層端でゼロとなる。背景領域での応力パラメータがゼロであってもすべりによって地震動の放射が発生し、そのため結果的にはいくらかの応力降下が発生することになる。

クラック・モデルでは、アスペリティをひとつの円形クラックとみなし、その面積 (S_{asp}) と地震モーメント (M_{0asp}) から応力パラメータが評価される。式(13)にクラック・モデルの応力評価式を示す¹⁵⁾。

$$\Delta\sigma_c = \frac{7\pi^{1/2}}{16} \times \frac{M_{0asp}}{S_{asp}^{1/2}} \cong 2.436 \times \frac{M_{0asp}}{S_{asp}^{1/2}} \cong 0.4375 \times \frac{M_{0asp}}{r^3} \quad (13)$$

厳密にはクラックとアスペリティは異なった概念であるが、ここでは便宜的に両者を等価として応力パラメータが評価されている。式(13)では、アスペリティを円形とした時の半径 r との関係も示している ($S = \pi r^2$)。式(8)を用いることにより、断層のうちアスペリティ（あるいは背景領域）から放射される地震モーメントと、それらが物理的に満たすべき応力パラメータを設定することができる。Somerville et al. (1999) のスケール則¹²⁾に基づく場合、アスペリティ部の応力降下量は約 9.9MPa、背景領域は約 1.9MPa となる。

次に、アスペリティ・モデルに従って応力パラメータを導くと、式(14)のようになる¹⁶⁾。

$$\Delta\sigma_a \cong 0.4375 \times \frac{M_0}{r^2 R} \quad (14)$$

式中、 r は式(14)と同じく円形とみなしたアスペリティの半径、 R は円形とみなした断層全体の面積である。地震モーメントが断層全体のものであることに注意する必要が

ある。アスペリティ・モデルで断層面全体をアスペリティとすると ($R=r$)、クラックの式に一致する¹⁶⁾。また、式(13)に $r=R$ および $M_{0asp}=M_0$ を代入し、断層全体をひとつの円形クラックと仮定することで断層全体の平均応力パラメータ ($\Delta\sigma$) を導き、これと(14)式に適用すると以下の関係が得られる。

$$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma \times \frac{S}{S_{asp}} \quad (15)$$

ここで、アスペリティ部（全体）の応力パラメータ（平均）は、全断層面積に対するアスペリティ部の面積（全体の和）の逆数に比例することになり、断層全体をひとつのクラックとみなした平均応力パラメータ ($\Delta\sigma$) から求めることができる。

アスペリティ・モデルでは背景領域の応力パラメータを理論的に導くことは困難であるが、アスペリティ部の 20%程度が適当であるとの、動的シミュレーションによる結果が入倉・他(2002)に紹介されている¹¹⁾。Somerville et al. (1999) のスケール則¹²⁾に基づく場合、式(15)より導かれるアスペリティ部の応力降下量は約 10.5MPa となり、クラック・モデルによる場合よりやや大きいものの大きくかけ離れた値ではない。また、背景領域をクラックと見なして、その面積と地震モーメントに式(13)を適用した場合の応力降下量が約 1.9 MPa であるため、動的シミュレーションによるアスペリティ部の約 20%とも矛盾しない。したがって、近似的にはこのような考え方によっても設定が可能であろう。

この他、強震動の加速度震源スペクトルのレベル (A_0) と地震規模の経験式、

$$A_0 \text{ (dyne} \cdot \text{cm / s}^2\text{)} = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \text{ (dyne} \cdot \text{cm)} \quad (16)$$

から非一様断層破壊モデルの応力パラメータを設定することもおこなわれている¹⁷⁾。これは、応力パラメータと高周波地震動レベルに関するモデル¹⁸⁾に基づいた方法である。

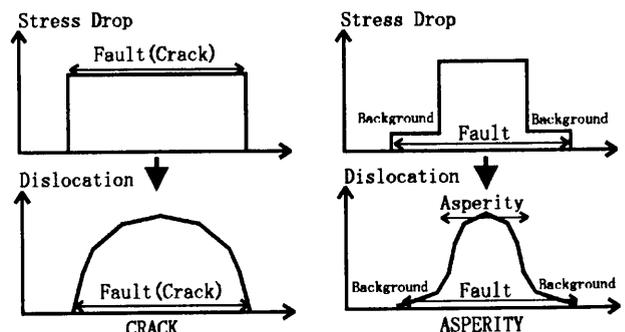


図-13 クラック（左）とアスペリティ（右）

複数のアスペリティに地震モーメントを配分する方法については、紙面の制限により他に譲る^{10),11)}。

統計的グリーン関数合成法では、このようにして得られた地震モーメントおよび応力パラメータから各アスペリティと背景領域の要素地震波を作成し、それぞれが ω^{-2} 則を満たすように重ね合わせパラメータを設計して合成すれば良い(図-14)。このとき、破壊開始点(星印)からある要素断層までの破壊伝播時間の遅れは、全ての計算で共通に与える。このように時刻を揃えて得られた地震波形を足し合わせることで、大地震による地震動を合理的にシミュレーションすることができる。

4.3 破壊開始点とアスペリティの位置

破壊開始点の配置については、地表活断層トレースの分岐状況からある程度のルールが設定できるとする考え方があり。地震断層末端部では、地表地震断層が屈曲し、また分岐するなど複雑な様相を示すことから、中田・他(1998)は、図-15に示すように、地表活断層のトレースの特徴から破壊開始点の候補(星印)が設定できるとしている¹⁹⁾。また、近年の内陸地震の震源インバージョン解からは、破壊開始点の深さは大きなアスペリティ下部にあり、アスペリティでは下から浅い方向へ破壊が伝播することが多いように思える。以上の条件から、破壊開始点位置は断層面の任意点ではなく、ある程度の絞り込みが可能となりつつある。

アスペリティ位置については、地表活断層に沿って推定される1回の地震による変位量に顕著な差があれば、その大きな場所の地下に置くことが考えられる。しかし、そのような調査が詳細におこなわれている断層は少ない。また、アスペリティの深さについては、規模が大きく明瞭な地表断層を生じるものは浅めに、規模の小さいものはやや深めに設定することが合理的と考えられるが、現在のところ確実な設定根拠が無い状況である。

4.4 パラメータの不確実性への配慮

このような状況を踏まえ、現状で強震動予測、それも耐震設計に用いるための予測をおこなう必要がある場合には、対象サイトに(対象周期帯で)最も大きな地震動を生じるようなアスペリティと破壊開始点の設定を用いる確定的アプローチと、物理的に考えられる範囲で複数の設定を用いて計算した地震動を(応答)スペクトルで評価し、平均値、平均+1 σ 、平均+2 σ など、対象施設の重要度に応じて地震動を設定する統計的アプローチが考えられる。

これらパラメータの不確実性の取り扱い、スケーリング則を含めた他の断層破壊パラメータについても同様に考慮する必要がある。応力パラメータについては、深さ依存を考慮すること²⁰⁾でばらつきより小さい、合理的な設定が可能になると考えられ、地表断層型地震と潜在断層型地震、横ずれ断層と縦ずれ断層によるスケーリ

ング則の違い^{20),21)}も指摘されており、これらを分類することによりパラメータの不確実性を軽減できる可能性がある。しかし、現状では震源断層を分類して整理するだけの十分な情報が得られているとは言い難く、今後のデータ蓄積による検証に期待される。

5. 地震動評価事例

5.1 内陸地震

最後に、これまで述べて来たような強震動予測手法を用いた地震動の計算例をいくつか紹介する。

まず、内陸地震の例として、1995年兵庫県南部地震を取り上げる。この地震の震源断層破壊モデルは幾つか提案されているが、ここでは矩形のアスペリティで震源をモデル化した特性化震源モデル²²⁾を用いる(図-16)。

この断層破壊モデルに経験的グリーン関数法を適用した結果を図-17に示す。既往地震であれば大地震の震源断層面で発生した余震記録が多く得られているため、経験的グリーン関数法の適用が容易である。対象は関西地震観測研究協議会神戸大学サイトである。図にはNS成分のみを示しているが、左の波形が観測、右の波形が計算結果である。震源破壊モデルが既知の地震であれば、現

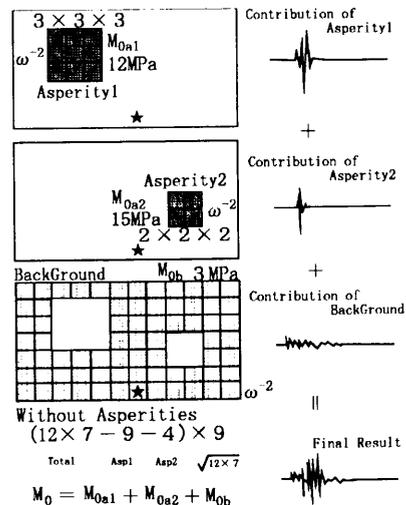


図-14 アスペリティ・モデルのシミュレーション例

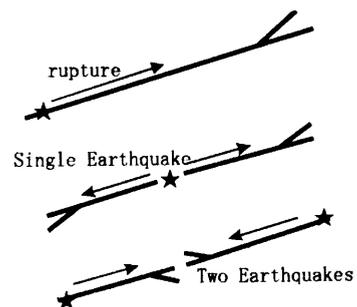


図-15 地表活断層の分岐と破壊開始点候補¹⁹⁾

在の強震動評価手法によってその波形・スペクトルをほぼ再現できるようになりつつある。

5.2 海溝型地震

海溝型地震による地震動シミュレーション事例として、想定南海・東南海地震による大阪平野域の予測事例を紹介する。内閣府中央防災会議は、想定南海・東南海地震の同時発生を想定した強震動評価を始めている。ここでは、中央防災会議によって想定されている震源モデル（4の「修正入倉レシピ」を海溝型地震に応用したものを）を用いた強震動試算例^{23), 24)}を示す。

図-18に想定震源断層モデルを示す。想定南海・東南海地震断層は矩形の4枚断層で表現され、それぞれ10km四方の小断層に分割されている。その上で矩形断層の端部に破壊しない領域（すべり量ゼロ）が置かれ、断層形状と面積が調整されている。

図-18に示した断層全体が破壊することによる大地震波形を東大阪（関西地震観測研究協議会弥栄サイト）において計算した結果を図-19に示す。計算には統計的グリーン関数法と3次元差分法のハイブリッド法が適用されており、統計的グリーン関数法には対象サイトにおける観測記録から導いた経験的サイト増幅特性²⁵⁾が導入されている。また、3次元差分法では、大阪堆積盆地構造^{26), 27)}と沈み込むプレートを含む地殻構造モデルが用いられている。計算された地震動の最大加速度は 300cm/s^2 程度と近年の大地震記録に比べて特別大きなものではないが、長周期成分が卓越し、非常に継続時間の長いことが特徴となっている。

6. おわりに

地震波形のシミュレーション法はほぼ実用の域に入ったと考えられ、既往地震のように震源破壊モデルと地盤構造が既知である場合にはその観測波形を地震災害に影響する周期帯域で再現できるまでになっている。しかし、自然現象としての震源断層破壊を予測することは困難であり、特性化震源モデルによる平均像とそのばらつきの範囲でモデルを設定しているのが現状である。

これら震源破壊パラメータ設定のばらつきを、「現状の知識不足による設定のばらつき」と「自然現象の不確定性によるばらつき」に分けて認識し、前者のばらつきをできるだけ小さくしてゆくための調査・研究がおこなわれるべきである。

また、ここでは強調しなかったが、強震動に及ぼす地盤構造の影響も大きい。地盤構造は調査によって積分的にその様相が明らかになってゆくものであるため、強震動予測とそのための諸研究の高精度化にあたって、地道な調査を積み重ねてゆくべきである。これらの努力を反映した強震動評価が今後の地震災害軽減に貢献することを希望する。

謝辞

シミュレーション例の計算に際し、関西地震観測研究協議会の観測記録を利用しました。記して感謝致します。

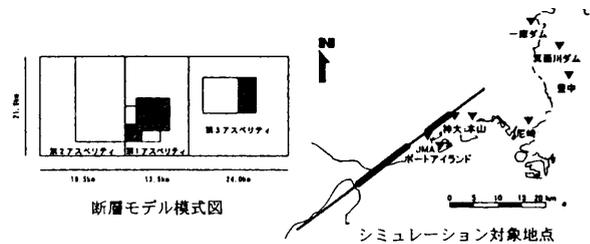


図-16 想定した兵庫県南部地震震源破壊モデル²²⁾

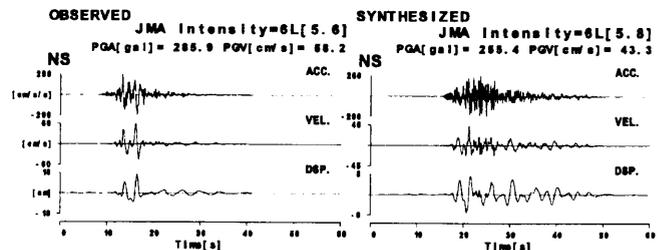


図-17 神戸大学サイトにおける兵庫県南部地震観測波（左）と計算波（右）の比較

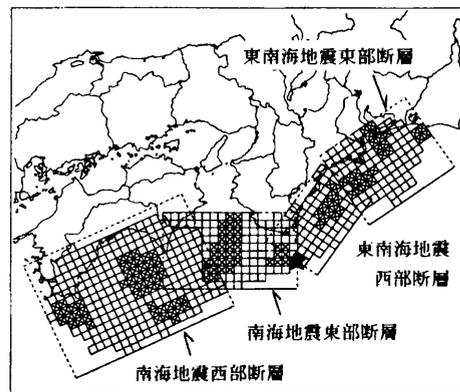


図-18 想定南海・東南海地震震源破壊モデル^{23), 24)}

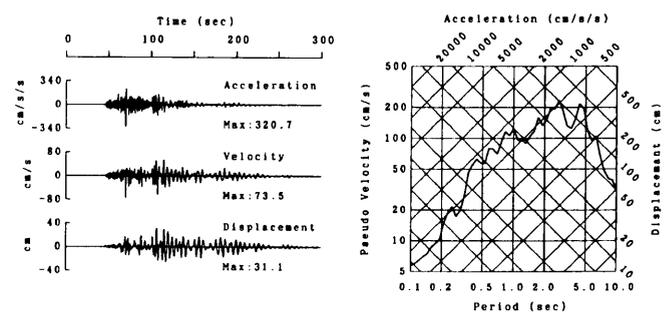


図-19 弥栄サイトにおける想定南海・東南海地震波^{23), 24)}

参考文献

- 1) 額瀨一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，*阪神・淡路大震災と地震の予測*，岩波書店，43-47，1996.
- 2) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Takehi, and M. Hoshiba: Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu(Kobe), Japan Earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, *J. Phys. Earth*, **44**, 473-488, 1996.
- 3) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *7th Jpn. Earthq. Eng. Symp.*, 151-156, 1986.
- 4) Graves, R. W.: Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106, 1996.
- 5) 釜江克宏, 入倉孝次郎：地域的な震源スケールリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, **416**, 57-70, 1990.
- 6) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894, 1983.
- 7) Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009, 1970.
- 8) Kamae, K., K. Irikura and A. Pitarka: A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 357-367, 1998.
- 9) Matsushima, S. and T. Sato: Frequency, distance, and time dependence of radiation pattern characteristics of strong ground motions, *11th Jpn. Earthq. Eng. Symp.*, 106, 2002.
- 10) 入倉孝次郎・三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, **110**, 849-875, 2001.
- 11) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲: 強震動予測のための修正レシピとその検証, 第11回日本地震工学シンポジウム講演論文集, 567-572, 2002.
- 12) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80, 1999.
- 13) Shimazaki, K.: Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics, AGU Monograph*, **37** (Maurice Ewing Ser.6 ed. S. Das, J. Boatwright, and C. H. Sholz), 209-216, 1986.
- 14) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002, 1994.
- 15) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, **A241**, 376-396, 1957.
- 16) Das, S. and B. V. Kostrov: Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, in Das, S., J. Boatwright, and C. H. Sholz, eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU., Washington D. C., 91-96, 1986.
- 17) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, **545**, 51-62, 2001.
- 18) A. McGarr: Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6969-6979, 1984.
- 19) 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉: 活断層はどこから割れ始めるのか?, *地学雑誌*, **107**, 512-528, 1998.
- 20) 壇一男・渡辺基史・宮腰淳一: 既存のスペクトルインバージョン結果と震源インバージョン結果から推定されるアスペリティの実効応力と断層タイプおよび深さとの経験的關係, *日本建築学会構造系論文集*, **565**, 55-62, 2003.
- 21) Kagawa, T., K. Irikura, and P. G. Somerville: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth, Planets and Space*, 2003 (submitted).
- 22) 山田雅行・平井俊之・岩下友也・釜江克宏・入倉孝次郎: 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, *日本地震学会講演予稿集*, 1999年度秋季大会, A14, 1999.
- 23) 趙伯明・鶴来雅人・香川敬生: 大阪盆地を対象とした南海・東南海地震の地震動シミュレーション(1)ー3次元差分法による長周期地震動ー, 第27回地震工学研究発表会講演論文集, 2003 (投稿中).
- 24) 鶴来雅人・趙伯明・香川敬生: 大阪盆地を対象とした南海・東南海地震の地震動シミュレーション(2)ーハイブリッド法による広帯域地震動ー, 第27回地震工学研究発表会講演論文集, 2003 (投稿中).
- 25) 鶴来雅人・田居優・入倉孝次郎・古和田明: 経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, *地震*, **50**, 215-227, 1997.
- 26) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳: 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化, *地震*, **51**, 31-40, 1998.
- 27) 宮腰研, 香川敬生, 趙伯明, 徳林宗孝, 澤田純男: 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その3), 第25回地震工学研究発表会講演論文集, 185-188, 1999.

地震動予測地図（確率評価とシナリオ評価）

NATIONAL SEISMIC HAZARD MAP (PROBABILISTIC HAZARD MAP AND SCENARIO EARTHQUAKE MAP)

藤原 広行*

Hiroyuki FUJIWARA

The National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) has carried on the special research project 'National Seismic Hazard Mapping Project of Japan' to support the preparation of the national seismic hazard map which is made by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The seismic hazard map consists of two kinds of hazard maps. One is a probabilistic seismic hazard map that shows information predicting possibility that a certain area is attacked by a strong ground motion in a certain term by means of probability. The other is a seismic hazard map for a scenario earthquake. As the first step in preparations for producing the seismic hazard maps, which are scheduled to be completed by the end of fiscal year 2004, preliminary versions of the probabilistic seismic hazard map for restricted regions and seismic hazard maps for several scenario earthquakes, for example, earthquakes in Itoigawa Shizuoka tectonic line fault zones and Miyagi-ken-oki earthquakes, have been made. In this article, the outline of a methodology to evaluate spatial strong-motion distributions both for the probabilistic seismic hazard maps and for the scenario seismic hazard maps is presented.

1. はじめに

全国を概観する地震動予測地図の作成が、平成16年度末を目途として、地震調査研究推進本部地震調査委員会において進められている。地震動予測地図の作成においては、地震発生 of 長期的な確率評価と、地震が発生した時に生じる強震動の評価を組み合わせた確率論的地震動予測地図の作成と、個別の地震のうち発生確率が高い等、特に重要と考えられるものに対して、ある想定されたシナリオに対する詳細な強震動評価に基づく地震動予測地図の作成を平行して行っており、最終的にはそれら2種類の性質の異なる地震動予測地図をまとめた形で、全国を概観する地震動予測地図として公表される予定となっている。防災科学技術研究所では、平成13年度4月より特定プロジェクト「地震動予測地図作成手法の研究」を開始し、地震動予測地図の作成に資する技術的な検討及び地図の作成作業を行っている。本報告では、地震動予測地図作成のうち、強震動評価の部分を中心にして、確率論的地震動予測地図及びシナリオ地震による地震動予測地図作成のための強震動評価手法の現状と今後の技術的課題について考察する。

2. 確率論的地震動予測地図

地震の発生及びそれに伴う地震動の評価（地震ハザード評価）は、現状では数多くの不確定要素を含んでいる。現状の地震学・地震工学のレベルでは、将来発生する可能性のある地震について、地震発生の日時、場所、規模、発生する地震動等について、決定論的に1つの答えを準備することは不可能である。こうした不確定性を定量的に評価するための技術的枠組みとして有力と考えられているのが、確率論的手法である。地震調査委員会が進めている地震

動予測地図の作成においては、地震発生の不確定性及び強震動評価の不確定性を確率論的手法を用いて評価する試みがなされている。

確率論的地震動予測地図を作成するためには、以下に述べる手法に従った地震ハザード評価が採用されている。地震ハザード評価とは、ある地点において将来発生する「地震動の強さ」、「対象とする期間」、「対象とする確率」の3つの関係性を評価するものである。本研究で用いた地震ハザード評価の大きな手順は、以下に示す通りである。

- ① 地震調査委員会による地震の分類に従い、震源を特定した地震 [98 断層帯で発生する固有地震、海溝型の大地震、98 断層帯以外の活断層で発生する地震（グループ1の地震）]、及び、震源を予め特定しにくい地震 [98 断層帯に発生する固有地震以外の地震（グループ2の地震）、海溝型のプレート境界で発生する大地震以外の地震（グループ3の地震）、沈み込むプレート内地震（グループ4の地震）、陸域の地殻内で発生する地震のうち震源を予め特定しにくい地震（グループ5の地震）] に分けて、対象地点周辺の地震活動をモデル化する。
- ② モデル化したそれぞれの地震について、地震規模の確率、対象地点からの距離の確率、地震の発生確率を評価する。
- ③ 地震の規模と距離が与えられた場合の地震動強さを推定する確率モデルを設定する。
- ④ モデル化された各地震について、対象期間内にその地震により生じる地震動の強さが、ある値を超える確率を評価する。強震動評価手法としては、簡便法と呼ばれる手法を採用している。具体的には、対象地点から断層面までの最短距離を用いた距離減衰式に基づき、工学的基盤に

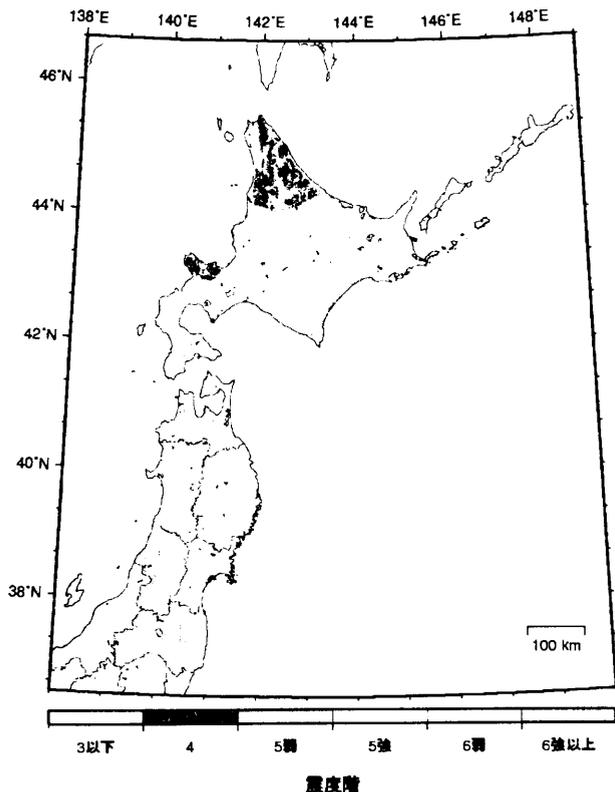


図1 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図の試作例(30年超過確率5%の地表における震度)。

おける最大速度を求め、これに表層地盤の速度増幅率を乗じることにより地表における最大速度を求め、最大速度と計測震度との関係式を用いて地表の震度を評価している。

- ⑤ 以上の操作をモデル化した地震の数だけ繰り返し、それらの結果を足し合わせることにより、全ての地震を考慮した場合に、対象期間内に生じる地震動の強さが、ある値を少なくとも1度超える確率を計算する。

このようにして、地点毎に地震ハザード評価を実施し、地震動の強さ・期間・確率のうち2つを固定して残る1つの値を求めた上で、それらの値の分布を示したものが「確率論的地震動予測地図」である。

現在作成中の全国を概観する確率論的地震動予測地図では、日本全国を約1kmメッシュに分割し、工学的基盤(S波速度400m/s)での最大速度及び地表での最大速度及びそれより変換した計測震度の計算を行っている。確率論的地震動予測地図作成のためには、将来発生する可能性のある全ての地震について、その発生確率及び地震が発生したときの強震動評価を、不確定性による評価のばらつきを考慮して行う必要がある。そのため、後述するシナリオ地震に対する強震動評価で用いる詳細な計算手法は、計算作業が膨大なものとなり、事実上採用することが不可能である。確率論的地震動予測地図の作成では、簡便な強震動評価手法として、経験的距離減衰式¹⁾が用いられている。図1に地震調査委員会より公表

された北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図の試作例²⁾を示す。なお、作成手法の詳細な説明については防災科学技術研究所研究資料³⁾を参照頂きたい。

3. シナリオ地震に対する強震動評価

地震発生長期評価により発生確率が高いと評価された地震については、確率論的地震ハザード評価に加えて、あるシナリオを想定し、詳細な強震動評価を行うことにより、シナリオ地震による地震動予測地図を作成している。シナリオ地震による地震動予測地図では、約1kmメッシュの分解能で、工学的基盤での時刻歴波形及び最大速度値、地表での最大速度値及び最大速度値から求めた計測震度の分布を計算している(図2及び図3)。詳細な強震動評価としては、ハイブリッド法と呼ばれる地震波形の合成法が用いられている。ハイブリッド法は、複数の要素技術の組み合わせからなる複雑な波形合成法であるが、この手法をできるだけ標準化し、誰が計算を実施しても同じ結果が得られることを目標とした手法の検討が行われている。

以下では、地震動予測地図の作成において用いられているハイブリッド法について、地震調査委員会による「活断層で発生する地震の強震動評価のレシピ」⁴⁾及び「海溝型地震の強震動評価のレシピ」⁵⁾に基づき、その要素技術毎に技術的詳細をまとめる。

(1) 震源パラメータの設定(特性化震源モデル)

強震動評価を実施するために必要な特性化震源モデルに対する震源パラメータの設定は、大きく3つの部分に分けられる。具体的には、断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊様式を示すその他の震源特性の設定である。

a) 巨視的震源特性

巨視的震源特性とは、断層の幾何学的位置、大きさ、深さ、地震の規模、断層の平均滑り量などである。

このうち断層の幾何学的位置、大きさ、深さについては、地震調査委員会による長期評価の結果に基づいてパラメータの設定を行う。地震の規模(地震モーメント M_0 (dyn·cm))は、活断層で発生する地震に対しては、長期評価から見積もられた断層面積 S (km^2)に対して、次式を用いて設定する^{6),7),8)}。

$$S = \begin{cases} 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3}, & M_0 \leq 4.7 \cdot 10^{25} \\ 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2}, & 4.7 \cdot 10^{25} < M_0 \leq 1.0 \cdot 10^{28} \end{cases} \quad (1)$$

ただし、海溝型の地震については、過去の地震のデータ等を用いて、それぞれの地震の特性に応じた設定を行う。

b) 微視的震源特性

震源断層の微視的パラメータとは、アスペリティの位置・個数及び面積、アスペリティ及び背景領域の平均滑り量・実効応力、 f_{max} 、滑り速度時間関数などがある。アスペリティの位置に関しては、トレ

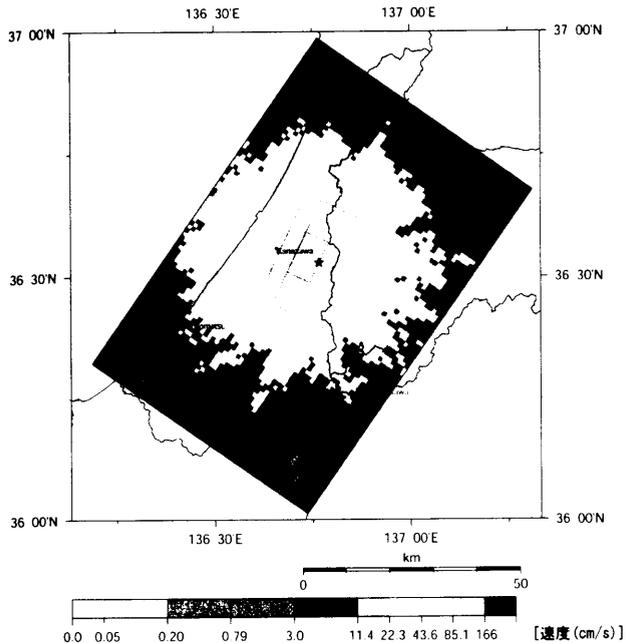


図2 工学的基盤（S波速度700m/s）での最大速度分布図（森本・富樫断層帯の地震）。

ンチ調査等で大きな変位量が観測された地点の付近に置くことを基本とする。また、アスペリティの個数は、1セグメントあたり1個または2個とする。

アスペリティの面積 S_a は、地震モーメントと加速度震源スペクトルの短周期レベル A ($\text{dyn} \cdot \text{cm}/\text{s}^2$)の経験的關係をもとに、次式を用いて求める。

$$S_a = \pi r^2$$

$$r = \frac{7\pi}{4} \cdot \frac{M_0}{A \cdot R} \cdot \beta^2 \quad (2)$$

$$A = 2.46 \cdot 10^{17} \cdot M_0^{1.3}$$

ここで、 R は断層面積と面積が等しい円形クラックの半径、 β は震源域のS波速度。

アスペリティと背景領域でのそれぞれの平均滑り量 D_a 及び D_b の比は、2対1とする。

アスペリティでの平均応力降下量は、次式を用いて求める。

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^2 R} \quad (3)$$

アスペリティでの実効応力 σ_a は、この平均応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と等しいと仮定する。また、背景領域での実効応力は、次式で与えられる。

$$\sigma_b = \frac{(D_b/W_b)}{(D_a/W_a)} \cdot \sigma_a \quad (4)$$

ここで、 W_a および W_b は、アスペリティ及び背景領域の幅を示す。

fmaxについては、地域性を考慮して地震毎に設定する。しかし、パラメータ推定のためのデータの蓄積は未だ十分ではない。

滑り時間関数としては、動力学的震源モデルに関する考察より得られた近似式⁹⁾を用いる。

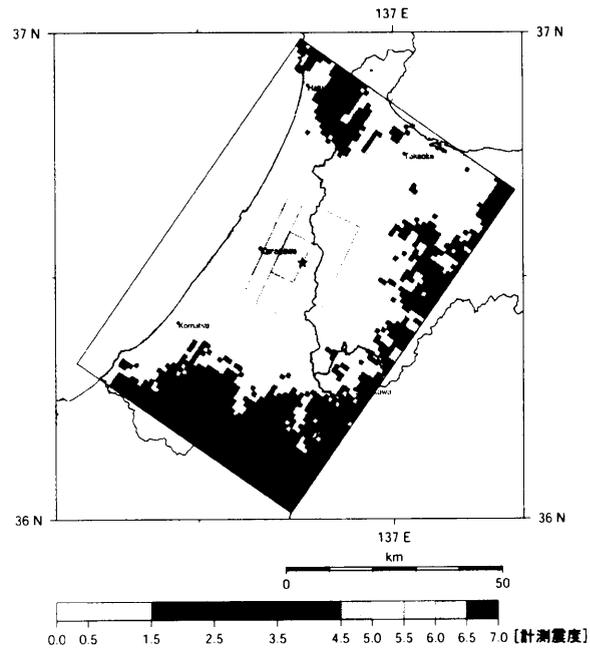


図3 地表での最大速度値から求めた計測震度の分布図（森本・富樫断層帯の地震）。

c) その他の震源特性

その他の震源特性としては、破壊開始点、破壊形態、破壊伝播速度がある。

破壊開始点については、活断層の分岐形態が利用できる場合それにより推定し、アスペリティの外側に置く。内陸活断層の場合、特に情報が無い場合、アスペリティの下部に置く。破壊の開始点とアスペリティの位置関係は、強震動分布に大きく影響するので、モデル設定の根拠が十分でない場合、複数のケースを想定する。破壊形態は、破壊開始点から一定速度で、同心円状に破壊が伝播するとする。破壊伝播速度は、 $V_r = 0.72\beta$ とする¹⁰⁾。

(2) 地下構造のモデル化

地下構造のモデル化では、上部マントルから地震基盤（S波速度3km/s相当層）までの地殻構造、地震基盤から工学的基盤（S波速度400m/s～700m/s相当層）までの深部地盤構造、工学的基盤から地表までの浅部地盤構造に分けてモデル化を行う。図4に地下構造モデル作成の流れ図を示す。

a) 地殻構造

地震学的手法により求められた地震波速度構造、地震波減衰構造を用いてモデルを作成する。内陸の活断層の地震では、深さ方向にモホ面を含む領域まで、また海溝型の地震では、プレートの構造をモデルリングする必要がある。

b) 深部地盤構造

深部地盤構造は、地震動の比較的長周期部分の特性に大きな影響を与える地下構造であり、決定論的に扱える周波数領域での地震動の計算において重要な要因となる。深部地盤構造モデリングのためのデータとしては、深層ボーリング、反射法・屈折法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータがある。

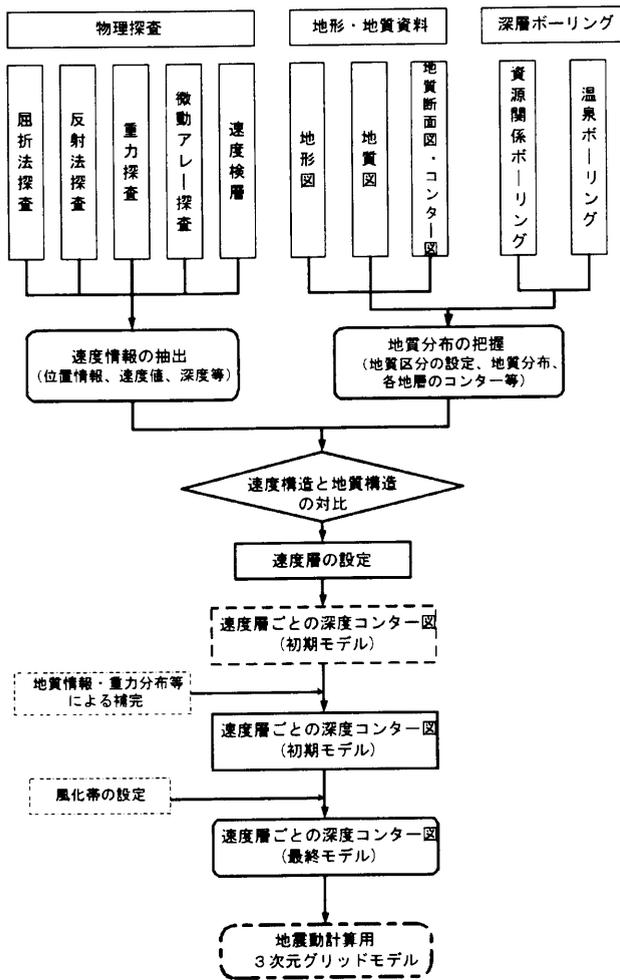


図4 地下構造モデル作成の流れ図

ただし、これらのデータは地域により一様ではないため、地域ごとに、データの蓄積の状況に応じたモデル作成の考え方が必要となる。強震動評価のための地下構造モデリングにおいては、弾性波の速度構造が最も重要なパラメータとなる。従って、これらの値を直接的に求めることのできるデータが多く得られるほどモデル化の精度は高まると考えられる。十分なデータが利用できる場合、複数の深部ボーリングデータにより速度構造を各点毎に正確に把握し、広域的な形状は屈折法データ、山地境界部等の詳細な構造は、反射法探査データから推定し、それらの隙間を微動アレイ探査や重力探査、地質情報等を用いて補完することにより三次元構造モデルを作成する。実際の地震動観測記録とその構造モデルを用いた計算結果を比較することにより、作成した構造モデルの検証を行うことが望まれる。

しかし、実際には上述した手法により3次元構造モデルを作成するに足る情報が十分に得られていない場合が多い。このような場合、面的な情報として利用可能なものは、重力探査データ及び地質構造情報であり、これらを用いて間接的に速度構造を推定しなければならない。重力探査データは、密度構造を反映したものであり、重力探査データのみから速

度構造を求めると不確実性が大きくなる。このため、これを補完するために地質構造情報を用いたモデリングを行うことも有効である。

c) 浅部地盤構造

浅部地盤構造のモデル化では、表層地質データやボーリングデータを用いて地盤構造モデルを作成することが基本となる。ただし、浅部地盤構造は局所的な変化が大きく、面的に精度良く広域を覆う浅部地盤モデルを作成するためには、膨大なデータ収集が必要となる。そのため、現状では、広域での面的な評価が必要な場合には、簡便な表層地盤増幅率の評価法として、国土数値情報を利用した手法¹¹⁾を用いている。具体的には、全国を網羅した3次元メッシュ(約1kmメッシュ)の国土数値情報のうち、地形区分データ及び標高データ等に基づいて、微地形区分データを作成し、それぞれの微地形区分に対して標高や主要河川からの距離を考慮した経験式を用いて、表層30mの平均S波速度を計算し、次に、表層30mの平均S波速度と工学的基盤から表層への地震動の最大速度の増幅率との経験的な関係式を用いて、それぞれのメッシュ毎の浅部地盤による最大速度の増幅率を得る。

一方、浅部地盤に対する情報が十分に収集可能な場合は、より詳細なモデル化の手法として、多数のボーリングデータ及び地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュ毎に当てはめる方法も有効である。

(3) 波形合成法(ハイブリッド法)

地震動の特性は、低周波数帯域では弾性波動論に基づいた決定論的な物理モデルによる理論的考察によりある程度定量的に説明可能であることが、過去に起きた地震動の記録を解析することにより明らかにされてきている。一方で、高周波数帯域では、震源のモデル化及び地下構造のモデル化の双方において、物理モデルに基づく理論的な予測に必要とされるパラメータ決定のための情報量が不足し、不確実性が急速に大きくなるため、事実上決定論的な予測が困難となり、統計的手法の導入が必要となる。詳細な手法による強震動評価では、周波数帯域が0.1Hz~10Hz程度の地震動を評価することを目指しており、この周波数帯域には、上述した低周波数帯域及び高周波数帯域の両方、そしてそれらの中間の遷移周波数帯域が含まれている。

このように物理的性質の違う2つ周波数帯域を含んだ広周波数帯域に対して強震動の評価を行うためには、それぞれの周波数帯域の特徴を活かした計算手法を用いることが最も効率的である。ハイブリッド法は、このような背景の中で提案された手法である。ハイブリッド法では、決定論的な取り扱いが有効な低周波数帯域に対しては、有限差分法^{12),13)}や有限要素法¹⁴⁾により弾性波動論に基づいた理論的なモデルに対して波形計算を行い、統計的な取り扱いが

必要な高周波数帯域に対しては、統計的グリーン関数法¹⁵⁾と呼ばれる半経験的手法を用いて波形合成を行う。最後に遷移周波数領域においてそれぞれに対してマッチングフィルター処理を施して重ね合わせるにより、全周波数帯域での計算を行う。

a) 低周波数帯域での計算法

低周波数帯域での波形合成は、特性化震源モデルと地殻構造及び深部地盤構造モデルを組み合わせた物理モデルに対して、地震波動伝播を記述する弾性波動方程式を、有限差分法^{12),13)}や有限要素法¹⁴⁾などの数値計算手法を用いて解くことにより行う。近年の計算機性能のめざましい進歩と計算手法そのものの高度化により、現在では、現実に近いモデルに対する計算が実施可能となりつつある。具体的には、例えば、森本・富樫断層帯の地震に対する強震動評価では、90km*60km*40kmの領域を地震基盤より上部を100mメッシュでモデル化した計算を、有限差分法を用いて行っているが、この場合の計算時間は、防災科学技術研究所の計算機 (origin3800) で64cpuを用いた並列計算を行った場合、6000タイムステップの計算で4時間半程度を要した。計算量の見積りの目安として、同一の領域に対して計算メッシュサイズが半分になると、計算時間は16倍、計算に必要なメモリー容量は8倍となるため、計算機環境及び作業工程を踏まえたモデル作成が必要となる。

b) 高周波数帯域での計算法

高周波数帯域の計算で用いられる統計的グリーン関数法¹⁵⁾は、経験的グリーン関数法^{16),17)}をもとに作り出された手法である。経験的グリーン関数法では、大地震による強震動を評価するために、大地震が発生する領域内で発生した中小規模の地震記録をグリーン関数として用い、大地震の波形を合成する手法であり、伝播経路や表層地盤の不均質構造の影響を強く受ける短周期地震動の評価に有効な手法と考えられている。しかし、現実には、強震動の評価を行う場合、評価すべき大地震に対して評価する領域内で適切な中小地震の記録が得られているとは限らない。このような場合にも適用できる手法として提案された統計的グリーン関数法では、グリーン関数として中小地震の記録の代わりに、統計的に評価された関数をグリーン関数として用いることにより、データが十分得られていない場合でも評価可能となっている。ただし、統計的グリーン関数法は、グリーン関数が統計的に処理され平均化され、本来グリーン関数が持っている位相情報が失われているため、対象地域及び震源固有の特性を十分には反映しきれないという限界をもつ。

c) 2つの手法の重ね合わせ

ハイブリッド法による低周波数帯域と高周波数帯域の接続は、現状では1Hz程度の周波数を設定して、マッチングフィルターを用いて行っている。接続周波数の設定は、本来は、地震波動場の特性を考慮して、決定論的なモデリングが可能な周波数帯域と、

統計的なモデリングが可能な周波数帯域の遷移周波数帯域内に設定すべきであるが、現状では、以下の3つの理由により、接続周波数が物理的な遷移周波数帯域よりも低周波側に設定される場合が多い。

- ① 計算機性能・計算技術の限界
- ② 震源のモデル化の限界
- ③ 地下構造のモデル化の限界

ここで、①の計算機性能・計算技術の限界については、今後数年程度で大幅な改善が期待でき、近い将来に上記問題点はある程度解決できる可能性がある。

一方、②及び③については、①と比較して解決が圧倒的に困難であると考えられる。これらの問題の解決のためには、地震観測網により得られる記録の蓄積や地下構造調査によるデータ収集、データベース化が不可欠であり、これらは長期間にわたる計画的な研究インフラの整備なくしては実現が困難である。長期的展望に立った問題解決のための戦略が必要であろう。

4. 2種類の予測地図の融合

地震動予測地図は、「確率論的地震動予測地図」と「シナリオ地震による地震動予測地図 (震源断層を特定した地震動予測地図)」の2種類の性質の違う地図を組み合わせたものとして公表される予定となっており、2つの地図の関連を明確にすること、あるいは「シナリオ地震による地震動予測地図」を「確率論的地震動予測地図」に取り込むことを「融合」と呼んでいる。地震動予測地図の融合については、2つの考え方が示されている。

- ① 2種類の地図は独立に作成されるが、それぞれの位置づけを解説し、相互に関連づける。2種類の地図を関連づけるための方法論として、例えば、確率論的想定地震¹⁸⁾の概念を用いる。
- ② 「シナリオ地震による地震動予測地図」において用いられる詳細法による地震動評価を用いて、確率論的地震ハザード評価を行う。

考え方①で示されている2種類の地図の関連づけとは、ある対象地点において想定する全地震を考慮した地震ハザード評価において、個々のシナリオ地震がどのような位置づけにあるかを明確にすることである。確率論的想定地震とは、対象とする確率レベルに対応するような強さの地震動を起こしうる可能性が高い地震をシナリオ地震として選定するための方法論である。詳細な方法で評価されたシナリオ地震による地震動が、確率論的地震動予測地図においてどの程度の確率レベルに対応するかを示すことにより、両者の関係を明確にすることが可能となる。

考え方②で述べられている詳細法による地震動評価は、現状では、計算作業量及び計算に必要な情報量の不足のために地震動予測地図作成のための確率論的地震ハザード評価においては用いられていない。

しかし、よりきめ細かな強震動評価を行うためには、将来的には、詳細法による地震ハザード評価を確率論的地震ハザード評価に取り込むことが必要と考えられる。これが可能になれば、「シナリオ地震による地震動予測地図」を「確率論的地震動予測地図」における1つの事象として直接位置づけることが可能となり、両者の関係は大変わかりやすくなることが期待される。

5. 今後の技術的課題

確率論的地震ハザード評価においては、長期評価により幅を持って示された地震発生確率の扱いをどのようにすべきかについて検討が行われている。評価に必要な情報が不足しているため、確率論的手法の枠組みを機能させるために必要なパラメータが完全には推定しきれない状況にあり、こうした不確定性の表現・処理方法が今後の課題となっている。

また、確率論的ハザード評価における強震動評価では、発生確率が高い地震に対する低確率の強震動評価において、経験的距離減衰式のばらつきの裾野で強震動が決まる場合があり、こうした場合の取り扱いについて検討が行われている。

シナリオ地震による地震動予測地図の作成においては、ある特定のシナリオを選定する必要がある。現在行われている選定の基準では、将来最も起こる可能性が大きなシナリオを選定することになっている。しかし、将来発生する地震について、これまでの調査で得られた情報は限られており、シナリオの選定においては多くの不確定要因を抱えた状況での判断が必要となる。このため、パラメータ設定の不確定性に伴う評価結果のばらつきの評価が重要な課題となっている。

また、ハイブリッド法の精度を上げるためには、前述した3つの要因について、計算技術の高度化、震源モデルの高度化及び地下構造モデルの高精度化が不可欠である。このうち計算技術については、計算機性能の進歩及び計算科学技術の成果により、近い将来、ある程度問題が解決されることが期待できる。一方、震源及び地下構造に関しては、地震観測網の充実及び地下構造調査、地下構造情報のデータベース化が研究発展にとって不可欠である。これらは、地味で短期的な成果が上がりにくい分野であるが、長期展望に立った、計画的で積極的な取り組みが望まれる。

謝辞：本研究は、地震調査研究推進本部地震調査委員会及び関連する部会・分科会の指導の下に実施された。防災科学技術研究所に設置された確率論的予測地図作成手法検討委員会（翠川三郎委員長）、及び、地震動予測地図工学利用検討委員会（亀田弘行委員長）からは、数多くの貴重なご意見を頂いた。また、検討作業を担当頂いているプロジェクト関係各位に感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, 63-70, 1999.
- 2) 地震調査委員会長期評価部会・強震動評価部会: 確率論的地震動予測地図の試作版(地域限定一北日本), 2003.
- 3) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 石井透, 早川譲, 奥村俊彦, 功刀卓, 神野達夫, 森川信之, 小林京子, 大井昌弘, 原温子, 奥村直子: 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例, 防災科学技術研究所研究資料, 246, 2003.
- 4) 地震調査委員会: 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震動評価について, 2002.
- 5) 地震調査委員会: 宮城県沖地震を想定した強震動評価について, 2003.
- 6) Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, T., Kagawa, T., Smith, N., Kowada, A.: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 7) Wells, D.L. and Coppersmith, K.J.: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002, 1984.
- 8) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875, 2001.
- 9) 中村洋光, 宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震2, 53, 1-9, 2000.
- 10) Geller, R.J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523, 1976.
- 11) 松岡昌志, 翠川三郎: 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34, 1994.
- 12) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- 13) Aoi, S., and Fujiwara, H.: 3D finite-difference method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 14) 藤原広行, 藤枝忠臣: 3次元動弾性解析のためのボクセル有限要素法, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 94, 2002.
- 15) 壇一男, 佐藤俊明: 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60, 1998.
- 16) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol.33, Part2, No.298, 63-104, 1983.
- 17) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium*, 151-156, 1986.
- 18) 亀田弘行, 石川裕, 奥村俊彦, 中島正人: 確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集, 第577号, 75-87, 1997.

3. 地域波の策定事例

免震構造建築物を対象とした設計用入力地震動の作成動向 — 日本建築センター免震構造審査物件の場合 —

Recent Trend of Earthquake Ground Motion for Design of Base Isolated Buildings
in case of Design Objects for Structural Performance Evaluation by Building Center of Japan

長 橋 純 男
Sumio NAGAHASHI *

Since the Hyogoken-nanbu earthquake in 1995, more than one thousand of base isolated buildings have been constructed in Japan. In general, base isolated building is designed on time history response analyses. So, first in this paper, the real situation in selection of input ground motion for earthquake response analyses is surveyed, and several kinds of response values are compiled statistically. Secondly, the Fourier phase characteristics of earthquake ground motion, which are the important problem awaiting solution in generation of simulated ground motion for earthquake response analyses, are discussed on the studies of the accelerograms of strong ground motion observed recently in Japan. It is concluded consequently that the source and propagation characteristics of earthquakes are reflected in the information of phase characteristics. In conclusion of this paper, a new method of simulating ground motion for seismic design of buildings is proposed, which can be properly evaluated by combining Fourier amplitude based on the square model and Fourier phase of the recorded one.

1. はじめに

1998年6月12日に公布された改正建築基準法は、建築基準の性能規定化等（2000年6月1日施行）基準体系の見直しなどの改正を行った。構造関係規定では、その一環の中で、建築基準法施行令改正と関連告示の改正・新設が行われている。高さ60mを超える建築物（以下、超高層建築物）の構造耐力上の安全性を確かめるための構造計算の基準を定めた建設省告示第1461号『超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめるための構造計算の基準を定める件』（2000年6月1日施行）の第四号イ（1）には、解放工学的基盤における加速度応答スペクトルを定めている¹⁾。いわゆる「告示波」である。そこで、日本建築センターでは、超高層建築物や免震構造建築物等の性能評価を行う場合の『時刻歴応答解析建築物性能評価業務方法書』（2000年6月1日制定）において、その第4条第4節「地震力に対する安全性」の4.1.1「水平方向入力地震動の設定」には、以下の様に述べられている。

（1）告示第四号イに定められた解放工学的基盤における加速度応答スペクトルをもち、建設地表面層地盤における増幅を適切に考慮して作成した地震波（以下「告示波」という）を設計用入力地震動とする。この場合、告示第四号イに定められた継続時間等の事項を満たし、位相分布を適切に考慮して作成した3波以上を用いること。」

（2）告示第四号イただし書により、建設地周辺における

活断層分布、断層破壊モデル、過去の地震活動、地盤構造等に基づいて、建設地における模擬地震波（以下、「サイト波」という）を適切に作成した場合は、前項の告示波のうち極めて稀に発生する地震動に代えて設計用入力地震動として用いることができる。この場合、位相分布を適切に考慮して作成した3波以上（告示波を併用する場合は、告示波との合計で3波以上）を用いること。

（3）上記（1）及び（2）の何れの場合においても、作成された地震波が適切なものであることを確かめるため、次の地震波も設計用入力地震動として併用する。即ち、過去における代表的な観測地震波のうち、建設地及び建築物の特性を考慮して適切に選択した3波以上について、その最大速度振幅を0.25m/s、0.5m/sとして作成した地震波を、それぞれ稀に発生する地震動、極めて稀に発生する地震動とする。なお、上記の最大速度振幅の値は令第88条第1項に定められたZを乗じた値とすることができる。

そこで、改正建築基準法が施行されて以降に日本建築センターで行われた性能評価事例を対象に、設計用入力地震動の設定の実態について『ビルディングレター』²⁾所収の「性能評価シート」を基に統計調査を行った。高層建築物57件及び免震建築物99件を調査対象とした場合の統計結果を、図1-a（超高層建築物）及び図1-b（免震建築物）に示す。

※ 千葉工業大学工学部建築都市環境学科 教授・工博

Prof., Chiba Institute of Technology, Dr. Eng.

2. 性能評価建築物の設計における入力地震動

図1-a及び図1-bから、以下のことが知れる。

上記の「水平方向入力地震動の設定」のうち、(3)の観測地震波としては多くの設計においてEl Centro 1940 NS、Taft 1952 EW 及び Hachinohe 1968 NS が用いられており、『ビルディングレター』の1990年～1999年に掲載された高層建築物および免震構造建築物の構造評定完了物件を対象とした統計調査結果³⁾と同様の傾向である。

(2)のサイト波は、免震建築物では30%の設計において用いられているが、超高層建築物の場合には12%の設計で用いられているに過ぎない。本シンポジウムの主テーマとの関連で考えればこの点が注目されるところであるが、超高層建築物や免震構造建築物の設計においては、サイト波の活用が十分に行われているとは言えない実情にある。この理由は設計者によって必ずしも同様ではなく、(a)歴史地震史料や活断層分布状況等からして建設地周辺の地震活動度があまり高いものとは見込まれず、告示波あるいは基準化観測波 ($V_{max}=50\text{cm/s}$) による設計が安全側になるものと判断される場合、(b)技術的(基盤構造資料が得られないなどの理由も含めて)あるいは経済的事情によりサイト波の作成を避ける場合、(c)汎用されている強震動予測手法により観測波位相を用いて作成した告示波による応答結果が著しく大きな値となり、設計が費用対効果から困難になると懸念される様な場合、等の事情が背景にあるものと推察される。

また、(1)の告示波については、例えばJenningsの包絡関数⁴⁾を用い乱数位相を発生させて作成されているのが一般的である。最近の免震構造建築物の設計においては、「地震規模Mの大きな遠距離地震」による強震動を対象とする場合には Hachinohe 1968 の位相特性を用いて、また直下地震を対象とする場合には、後述する如く同一の目標応答スペクトルであっても免震構造建築物の応答量が概して大きくなる傾向にある JMA Kobe 1995 の位相を用いて、それぞれ告示波を作成することが行われるようになってきたが、それでもそのような設計は、ここで対象としている統計期間の性能評価物件の場合には、図1-bに示す如く、20%に満たない実情であった。また、超高層建築物の設計においては、観測波の位相特性を用いて告示波を作成する設計は少なく、Hachinohe 1968 位相を用いたものが4例、JMA Kobe 1995位相を用いたものは1例に過ぎない。これは、上述の「位相分布を適切に考慮して作成した3波以上」における「適切な考慮」に関連して、設計者に対し地震動の位相特性に関する適切な情報がこれ迄あまり提供されてこなかったことによることもその一因と考えられるが、この問題については後述することにして、告示波の強さのレベルについて若干のコメントを記しておきたい。

図2は、観測地震波として汎用されている3強震動の基準化擬似速度応答スペクトル ($V_{max}=50\text{cm/s}$) である。極く稀に発生する地震動(以下、「極稀地震動」)を対象とした告示波のやや長周期帯域のレベル $S_v=80\sim$

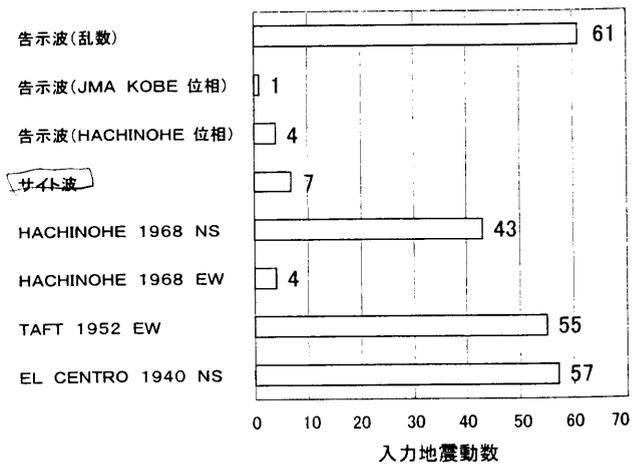


図1-a 設計用入力地震動 [超高層建築物]

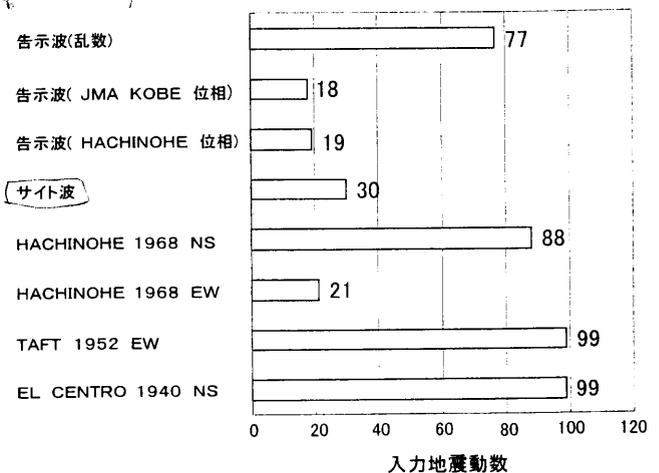


図1-b 設計用入力地震動 [免震建築物]

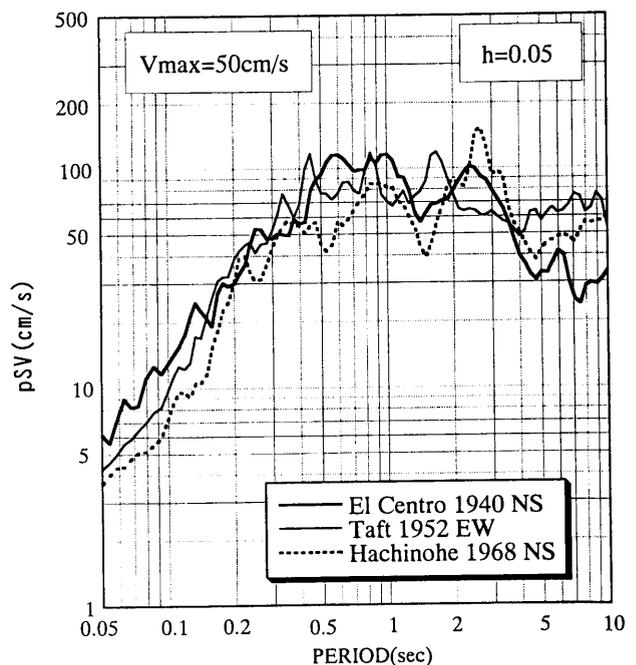


図2 観測3強震動の擬似速度応答スペクトル

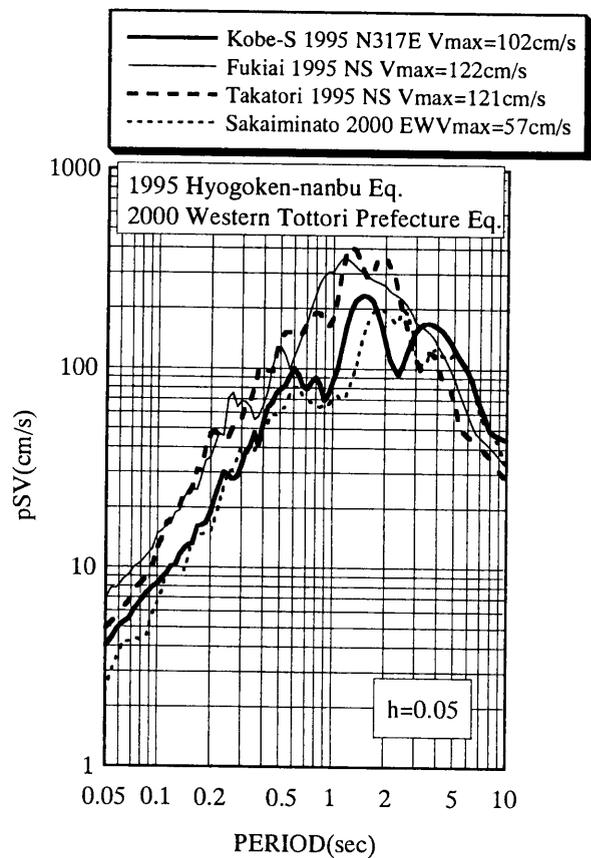
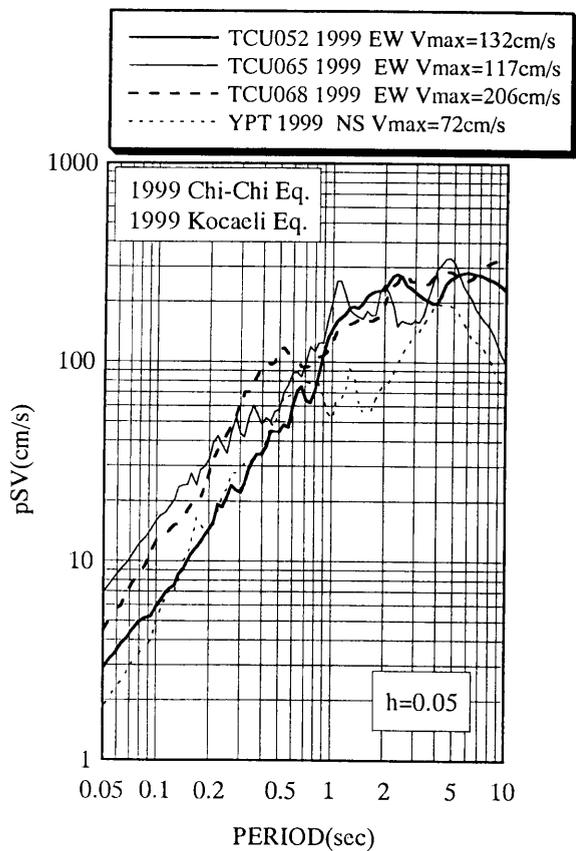
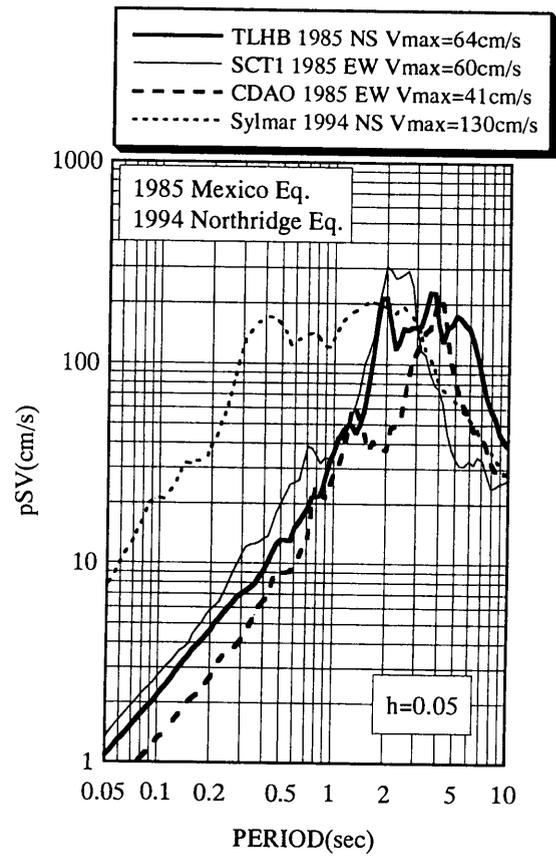
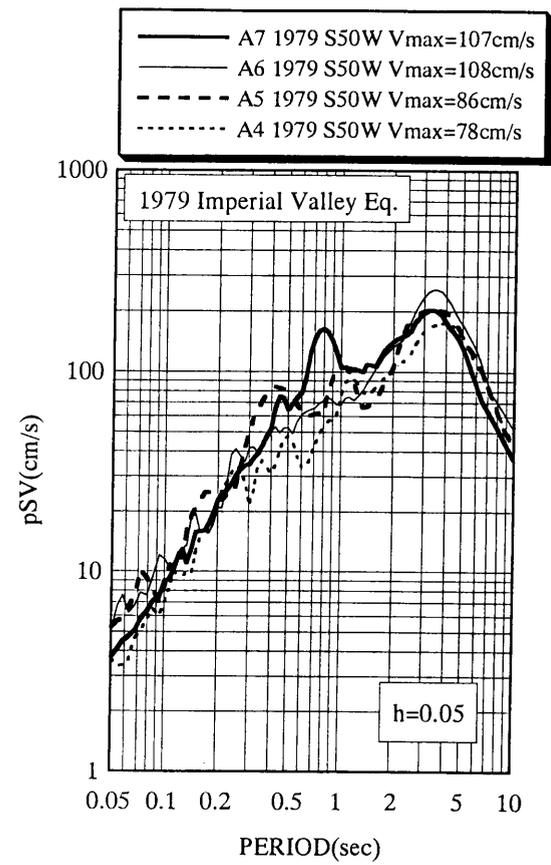


図3 やや長周期成分の卓越した強震動観測記録の擬似速度応答スペクトル例

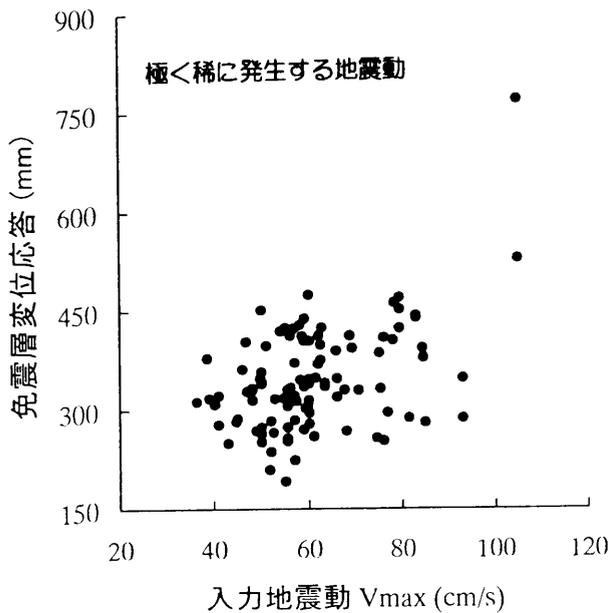


図4 入力地震動Vmaxと免震層変位応答量

90cm/s程度（やや長周期帯域においては解放工学的基盤から表層あるいは建築物基礎底位置までの増幅は概して小さい）であり、図2の汎用基準化強震動のスペクトルを包絡するレベルとおおよそ同程度であるが、これは1924年の市街地建築物法施行規則の改正に伴う耐震規定「水平震度0.1以上」のコンセプトと連続したものと理解されるものである5)~6)。なお、国内外において近年観測された強震動で、やや長周期帯域の卓越した強震動の擬似速度応答スペクトル16例を図3に例示する。やや長周期帯域において告示波の2倍~3倍の強さを有する強震動である。

当地盤震動シンポジウムの全体テーマとの関係で、筆者に報告を依頼されたそもそのテーマは「免震構造関係の設計における地域波の策定事例と今後の方向」ということなのであるが、免震構造建築物の設計におけるサイト波の活用が上述の様な実情にあることに鑑み、本論文後半においては「今後の方向」に重点をおいて、設計用入力地震動の策定の観点から地震動の位相特性に関する筆者らの最近の研究成果を紹介し、併せて、位相特性を考慮した強震動予測手法を紹介させていただくことに致したい。

3. 免震構造建築物の地震応答量

日本建築センター免震構造審査委員会が性能評価した99件の免震構造建築物の地震応答解析で、各設計で用いられた数個の設計用入力地震動のなかで最大の免震層変位応答をもたらす入力地震動による応答量を、その入力地震動の最大速度振幅値Vmaxとの関係で図4に示す。極稀地震動のVmaxは50~80cm/s程度が一般的であり、これらによる免震層変位応答量は設計によって「倍半分」のかなりの幅があるものであるが、多くは45cm以下で設計されている。これは、免震構造建築物と擁壁とのクリアランスが、一般には50cm程度に設計されていることに対応したものである。

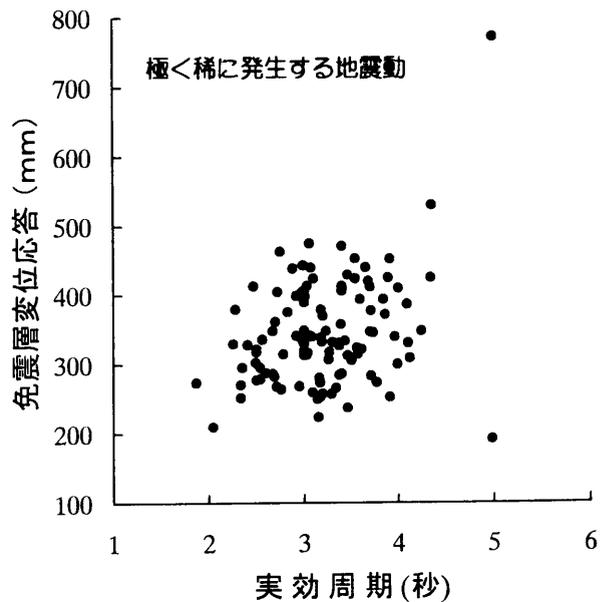


図5-1 全体系実効周期と免震層変位応答量

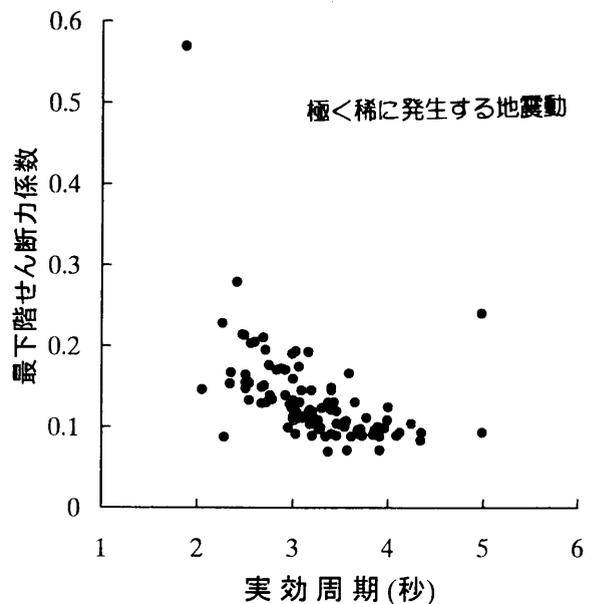


図5-2 全体系実効周期と最下階せん断力係数

図5は、免震構造建築物の極稀地震動に対する地震応答量を全体系実効周期との関係でみたものである。上部構造の動特性あるいはダンパー機構や免震材料の力学特性等によって、応答量には相当のバラツキが生じているが、敢えて言えば、図5-1に示す免震層変位応答量は実効周期が長くなるにしたがってやや増大するが如き傾向もうかがわれるが、図5-2に示す、上部構造の最下階せん断力係数には実効周期が長くなるにしたがって減少する傾向がみられ、いわゆる「4秒免震」では極稀地震動に対し、概して在来基礎固定建築物の許容応力度設計用ベースシャー係数の半分に相当する0.1以下となっている。このことは、明瞭な免震効果を示す設計結果を示したものとみてとることができよう。

4. 地震動の位相特性と建築物の地震応答

上述の如く、日本建築センター免震構造審査委員会が性能評価する最近の免震構造建築物の設計においては、Mの大きな遠距離地震による強震動を対象とする場合は Hachinohe 1968 の位相特性を用い、また直下地震を対象とする場合には JMA Kobe 1995 の位相特性を用いて告示波を作成することが一般に行われるようになりつつある。図6は、これら2つの強震動観測記録の加速度振幅時刻歴と速度振幅時刻歴とを共に120秒間（Hachinohe 1968のSMAC記録を筆者らが35年前に実際に数値化した記録長さは120秒である）示したものであるが、JMA Kobe 1995 の主要動継続時間は加速度でも速度でも何れも10秒に満たないものであることが知れる。他方、Hachinohe 1968の主要動継続時間は60秒程度の長さをしており、両者の時刻歴特性にはかなりの差異がみとめられるものである。また、地震動加速度時刻歴の包絡形と0〜2πの範囲で表した位相差分布形状とは概してよく類似した性状を示していることを大崎ら⁷⁾は指摘したが、その位相差分布特性をこれら2つの強震動記録について示したものが図7である（この図ではFFTのデータ個数「12ⁿ個」との関係で163.84秒としている）。

ところで、このような地震動の時刻歴特性（位相特性）の差異は、建築物の地震応答量にどの程度の影響をもたらすものであろうか。そこでまずは、全て同一の目標応答スペクトルを有し、4種類のJennings包絡形を用いた乱数位相による模擬地震動を各包絡形モデル毎に10波ずつ、合計40波の模擬地震動を発生させ、その最大加速度振幅および最大速度振幅のパラツキ幅を検討した⁸⁾。ここで、目標応答スペクトルとしては、いわゆる「新耐震設計法」（1980年7月公布）における2次設計用ベースシャー係数スペクトルから換算される応答スペクトルを用いた。また、表1の各包絡形モデルの $t_a \sim t_d$ とは、Jennings *et al.* ⁴⁾ のFig.1のA点〜D点に対応した時刻を示す。主要動部の長さはモデルAが最も短く、モデルDは最も長い。表1には、最大加速度振幅および最大速度振幅について、各包絡形モデル毎10波における最大値・最小値・平均値および標準偏差を示しているが、最大加速度振幅では時刻歴特性による最大振幅値の幅はさして大きくないが（40波における A_{max} は519〜418 cm/s^2 ）、最大速度振幅ではその位相特性の差異により93〜39 cm/s と、2倍以上の幅がみとめられる。

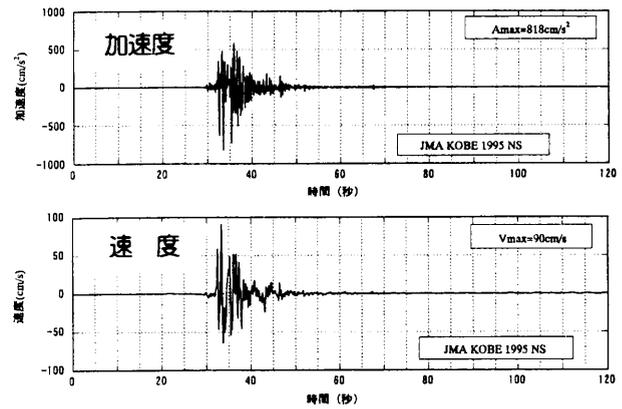


図6-1 JMA Kobe 1995 NS の加速度/速度時刻歴

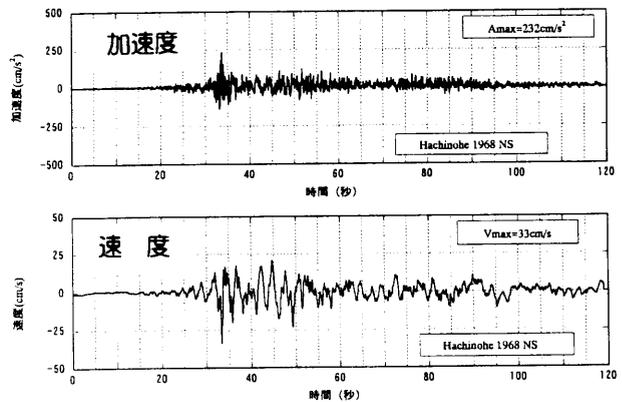


図6-2 Hachinohe 1968 NS の加速度/速度時刻歴

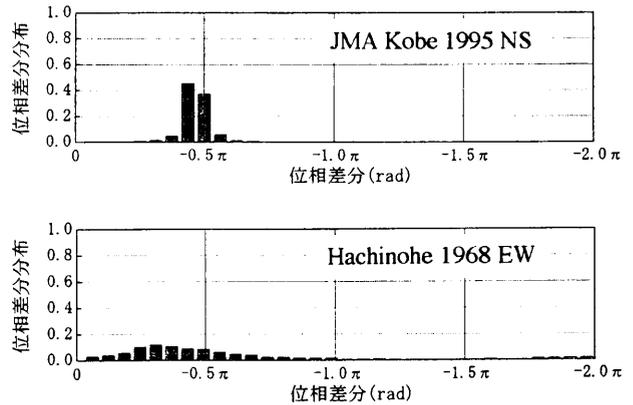
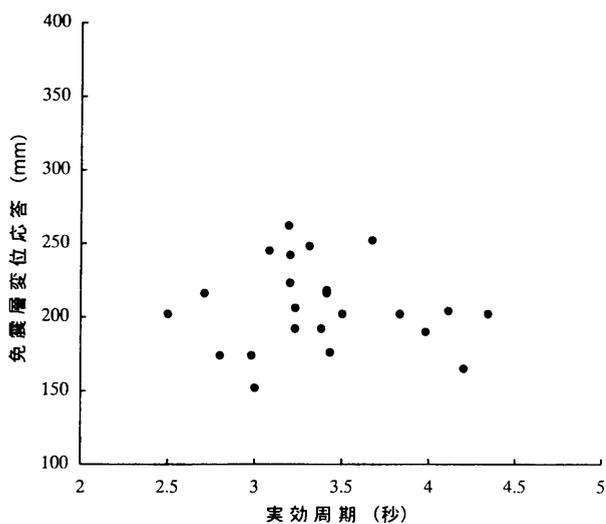


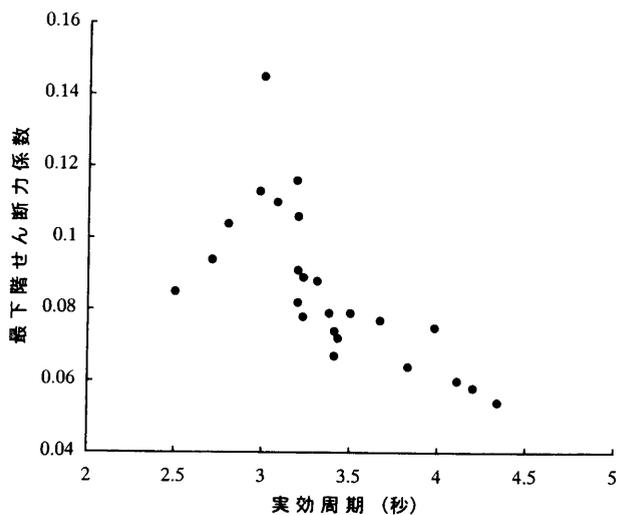
図7 JMA Kobe と Hachinohe の位相差分布

表1 同一目標応答スペクトルと乱数位相（Jennings包絡形）により作成した10時刻歴例の A_{max} と V_{max} のパラツキ

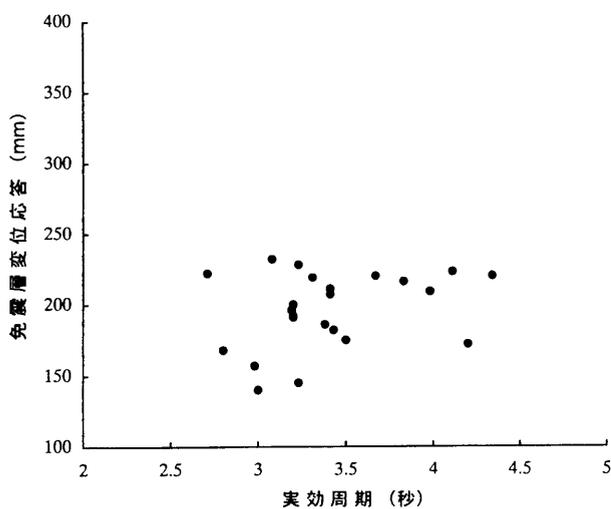
包絡形 モデル	t_a sec	t_b sec	t_c sec	t_d sec	A_{max} (cm/s^2)				V_{max} (cm/s)			
					最大値	最小値	平均値	σ (%)	最大値	最小値	平均値	σ (%)
A	5	10	17.5	24.5	519	402	473	8	93	50	65	19
B	10	20	35	49	515	430	468	6	65	49	56	9
C	15	35	65	93	504	447	466	4	54	43	48	8
D	20	60	120	176	487	418	450	5	49	39	44	9



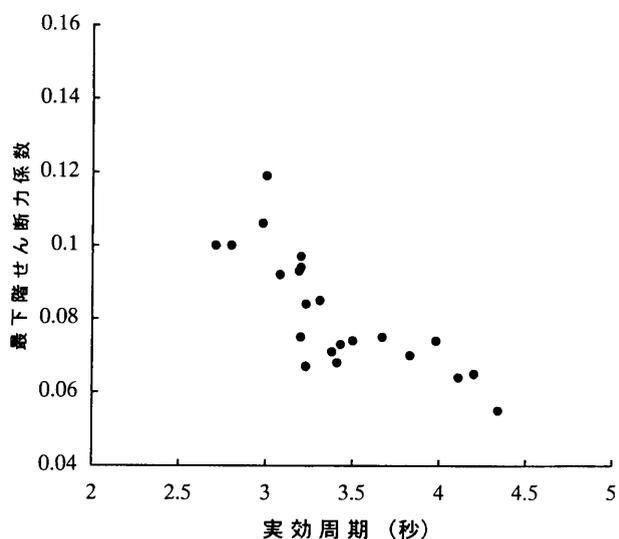
免震層変位応答 El Centro 1940 NS



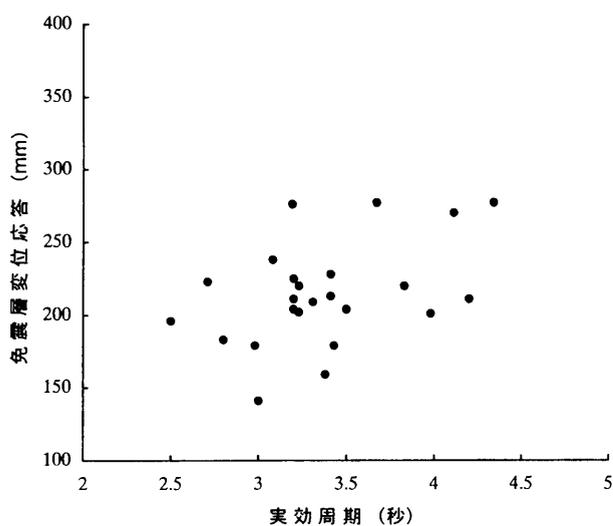
最下階せん断力係数 El Centro 1940 NS



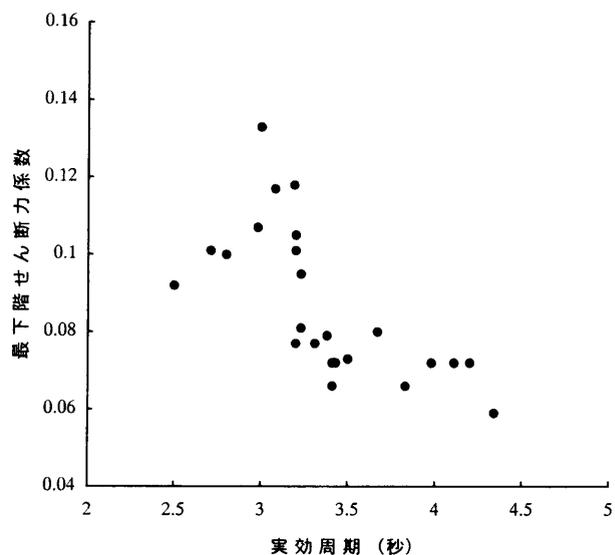
免震層変位応答 Taft 1952 EW



最下階せん断力係数 Taft 1952 EW



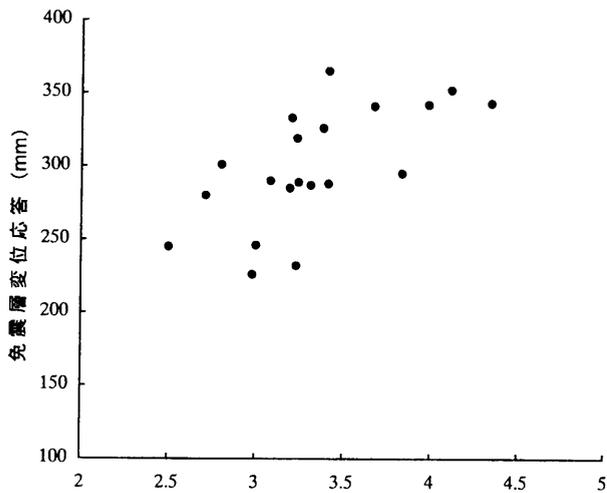
免震層変位応答 Hachinohe 1968 NS



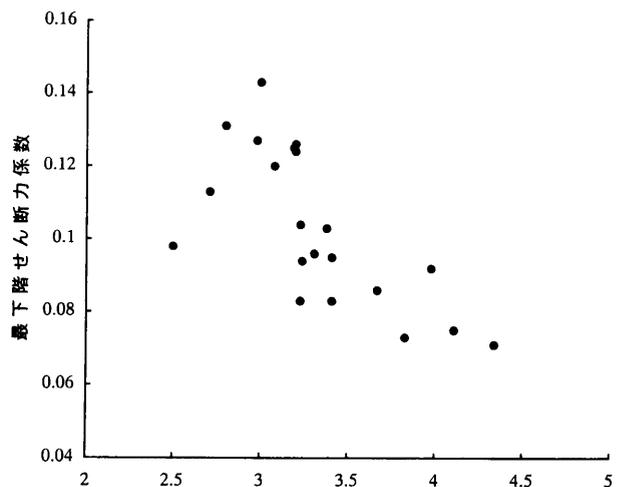
最下階せん断力係数 Hachinohe 1968 NS

図8-1 3観測波($V_{max}=50\text{cm/s}$)による免震層変位応答量

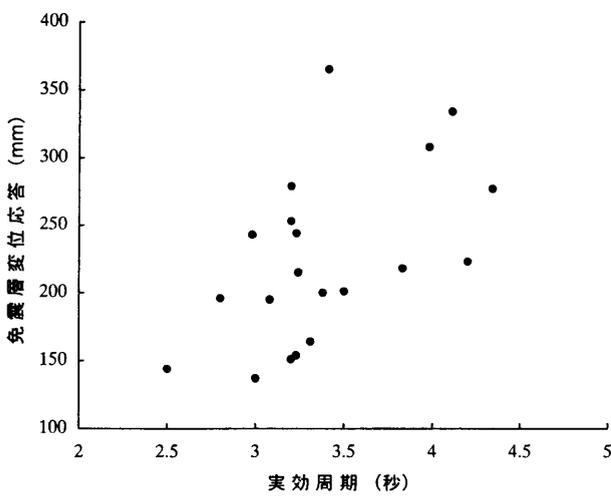
図8-2 3観測波($V_{max}=50\text{cm/s}$)による最下階せん断力係数



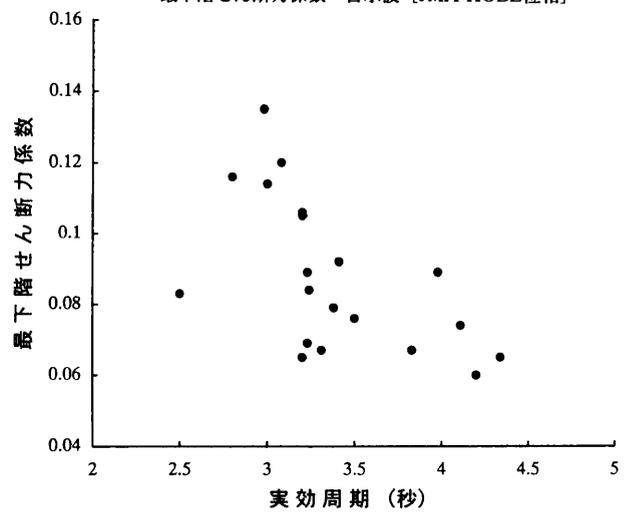
免震層変位応答 告示波 [JMA KOBE位相]



最下階せん断力係数 告示波 [JMA KOBE位相]



免震層変位応答 告示波 [Hachinohe位相]



最下階せん断力係数 告示波 [Hachinohe位相]

図9-1 告示波(2観測波位相)による免震層変位応答量

図9-2 告示波(2観測波位相)による最下階せん断力係数

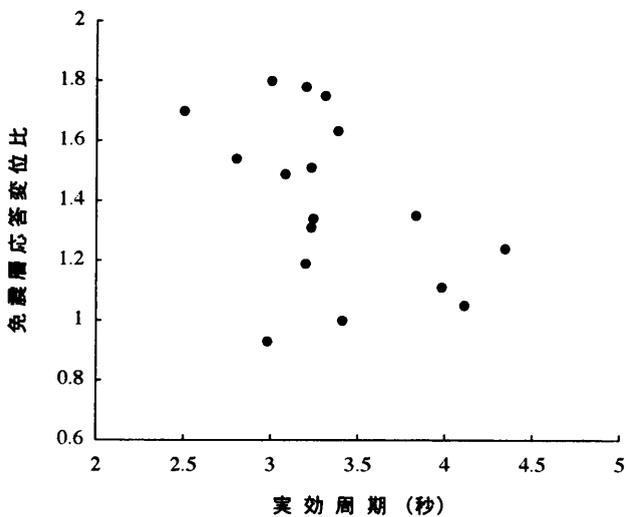


図10-1 免震層変位応答比 [Kobe位相] / [HCN位相]

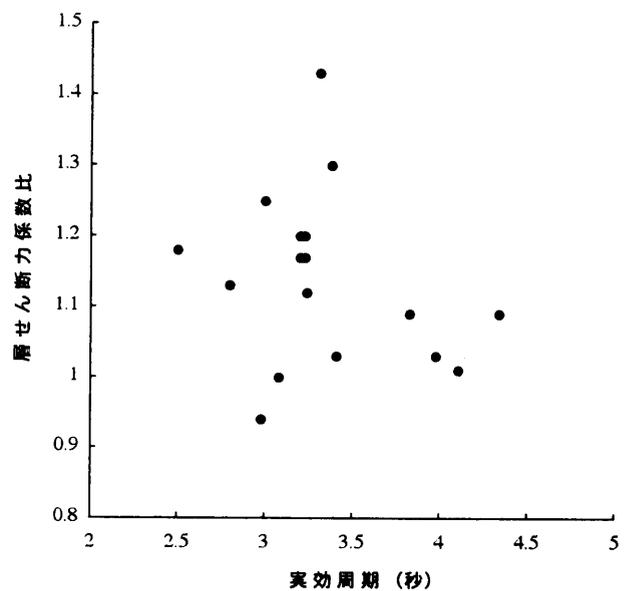


図10-2 最下階せん断力係数比 [Kobe位相] / [HCN位相]

さて、日本建築センター免震構造審査委員会が性能評価した免震構造建築物について、入力地震動と地震応答量との関係を、少しく立ち入って検討する。『ビルディングレター』に掲載されて地震応答値は、その建築物の最大応答値であり、設計に用いられた全ての入力地震動による応答値が公表されているわけではない。そこで、最近2年間ほどのあいだに性能評価された24件の免震構造建築物について設計者のご了解ご協力をいただき、それぞれの『構造設計概要書』から各地震応答量を参照させていただき、統計的に整理した（この24件のうち幾つかは先の統計対象期間以降のものも含まれている）。

先ず、図8は多くの免震設計において用いられている前述の3つの観測強震動（ $V_{max}=50\text{cm/s}$ に基準化）による応答量を、免震構造建築物の極稀地震動入力時の実効周期との関係のみたものであり、図8-1は免震層変位応答量を、また図8-2は上部構造の最下階せん断力係数について示している。免震層変位応答量は、それぞれの入力地震動の周期特性による影響がみられ、El Centro 1940 NSによる応答量は25cm程度あるいはそれ以下であるが、実効周期が4秒前後になると20cm程度におさまるようである。Taft 1952 EWによる応答量は23cmを上限として実効周期によらない傾向にある。また、Hachinohe 1968 NSによる応答量はこれら2波よりもやや大きな値となる可能性がうかがわれ、27cm程度の応答量が幾つかみられる。上部構造の最下階せん断力係数は、実効周期3秒前後では0.1以上の値もみられるが、3.3秒より長い実効周期ではいずれも0.08以下におさまっている。

他方、図9は極稀地震動の告示波による免震構造建築物の応答量を示したものであり、JMA Kobe 1995の位相特性を用いて作成した告示波と、Hachinohe 1968の位相特性を用いて作成した告示波について比較検討した。これらの応答値、例えば免震層変位応答量による比較が明瞭であるが、図8-1に示す観測強震動3波（ $V_{max}=50\text{cm/s}$ ）による応答値よりも概して大きな値を示している（図8と図9の縦軸は比較の便を考慮してそれぞれ同一のスケールを用いている）。取り分けKobe位相の告示波は大きな応答量を示しており、多くが25~35cmの免震層変位応答量を示している。このことを更に検討するために、図10には、図6及び図7に示した位相特性を有するKobe位相の告示波による応答量とHachinohe位相の告示波による応答量との比を、全体系実効周期との関係で示した。実効周期が4秒以上になると両者による応答量にはさしたる差はみとめられないようであるが、実効周期3.5秒以下の免震構造建築物の応答量では、免震層変位応答量では1.8倍にも達する場合があり、また最下階せん断力係数では1.4倍以上になる場合もみられる。この様に、同一の目標応答スペクトルにより作成した告示波であってもその位相特性の差異により応答量にはかなりの影響がみられることを端的に示したものであり、免震構造建築物の設計においては入力地震動の作成にあたり位相特性についての考慮は欠かせないものであることが知れる。

地震動位相特性と免震構造建築物の地震応答量との高い相関性については、免震構造建築物の大きな減衰性能によるものであると考えられている。そこで因みに、基礎固定の重層建築物を対象として、地震動の位相特性による影響について以下に少しく検討する。

建築物モデルとしては各階重量は同一の9階建SRC造を想定し、層剛性はAi分布に近いものとして、弾性時1次振動系の固有周期 $T_1=0.7$ 秒、減衰定数 $h_1=3\%$ とした。ベースシヤ係数 $C_b=0.30$ 、また各層の降伏変位は層によらず一律に $\delta y=0.7\text{cm}$ 、各層の復元力モデルとしては簡便のため完全弾塑性型を用いた⁸⁾。この建築物モデルに表1の4種の包絡形モデルA~Dにより作成した各10波（いずれも目標応答スペクトルは同一）による層間変位応答量の各包絡形モデル毎の10波平均値について、その高さ方向分布を図11-1に示す。高さ方向分布については包絡形モデルとの明瞭な相関性はみとめられないが、最下層変位応答量（すなわちベースシヤーに対応）は主要動継続時間の短いAやBで平均的に大きな値を示している。また、図11-2は、各層の塑性履歴吸収エネルギー量をその層の弾性限歪エネルギー量で基準化した値について、各包絡形モデル毎の10波平均値の高さ方向分布であるが、継続時間が長いほど塑性履歴吸収エネルギー量は増大する傾向がみられる。

ところで、図12は、1968年十勝沖地震において青森港で観測されたSMAC強震記録のEW成分加速度時刻歴について、0.1秒から5.0秒までの周期範囲を9分割した狭帯域濾波フィルターを施して求めた加速度振幅時刻歴を、各1秒間毎のRoot Mean Square振幅によって示したものである。図の最上部は原記象の加速度時刻歴、以下の計10個の濾波フィルター加速度時刻歴には、それぞれの最大加速度振幅を示している。この図から、短周期成分の主要動部の継続時間は短い周期が長くなるにしたがい継続時間も長くなること、最大振幅発生時刻は周期が長くなるほど遅れる傾向にあるが、強震動時刻歴特性としては一般的な性状である。そこで、先に作成した40波の模擬地震動に加えて、この様に狭帯域濾波フィルター毎に包絡形を定めた3種のモデルについて各10波、計30波を加えて、総計70波の模擬地震動による9階建モデルの地震応答解析を行った。

図13は、70個の模擬地震動による弾塑性応答量を主要動継続時間との関係で示したものである。ここで〔主要動継続時間〕とは、この9階建建築物モデルの弾性時1次固有周期が0.7秒であることに鑑み、0.60~1.15秒の狭帯域濾波フィルターを施した加速度時刻歴において最初に 50cm/s^2 を超えてから最後に 50cm/s^2 以下となるまでの全時間長さ（elapsed time）として定義した。図13の上図は各層の応答塑性率を高さ方向で平均した値を示す。主要動継続時間との相関は小さいが、地震動の位相特性により2倍前後のバラツキがみられる。下図は各層の塑性履歴エネルギー¹⁰⁾の総量を第1層の弾性限歪エネルギー量で基準化した値であり、継続時間との相関は高く（ $r=0.87$ ）、回帰係数0.5から、例えば継続時間が2倍になれば塑性履歴エネルギー量は平均的には1.4倍となる。

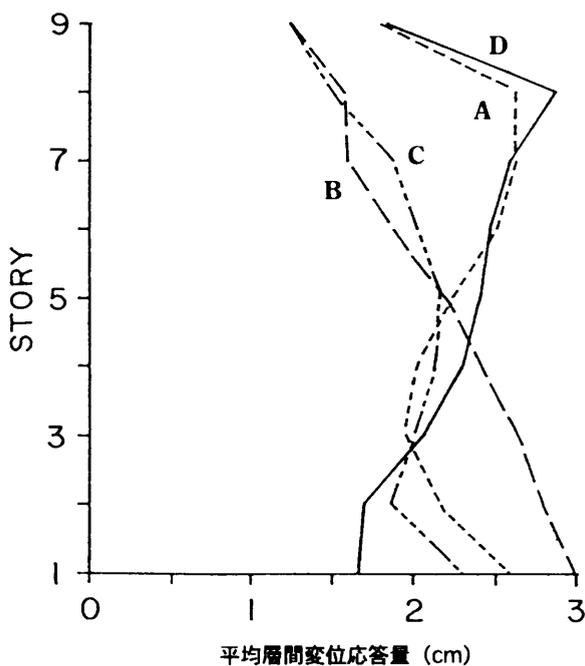


図11-1 9階建モデルの平均層間変位応答量

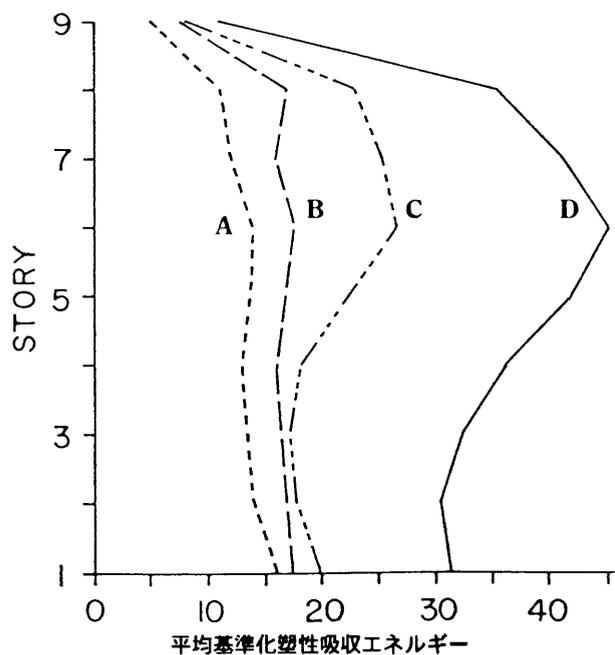


図11-2 9階建モデルの平均基準化塑性吸収エネルギー

以上、地震動の振幅特性に加えて、その位相特性も建築物の地震応答量に少なからざる影響をもたらすものであり、設計用入力地震動の作成に当たってはこの点に十分な考慮を払って然るべきものであることを示唆した。但し、以上の予備的検討は慣用されているJenningsの方法⁴⁾に準じた方法を用いたものであるが、今後は物理的な意味合いの明瞭な後述する位相特性の定量評価手法を活用して、議論を進めてゆく所存である。

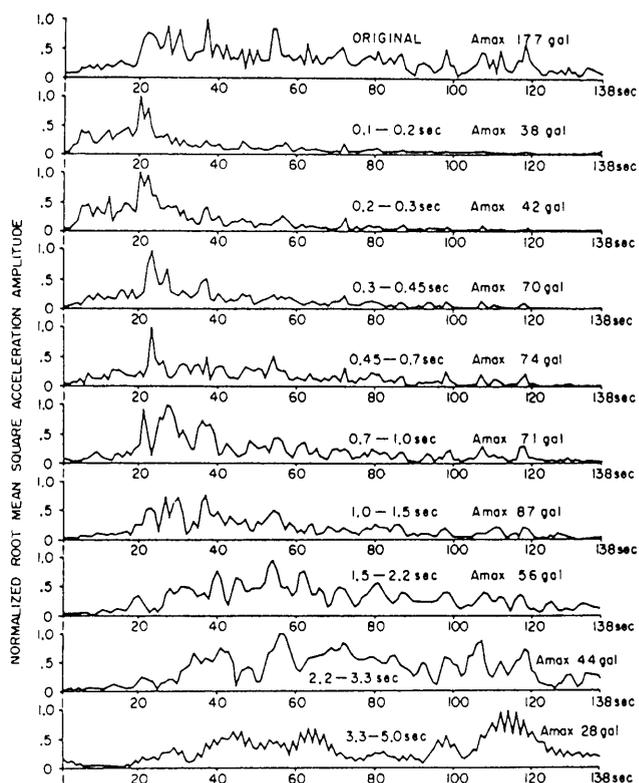


図12 狭帯域濾波フィルター加速度時刻歴
Aomori 1968 EW (1968年十勝沖地震)

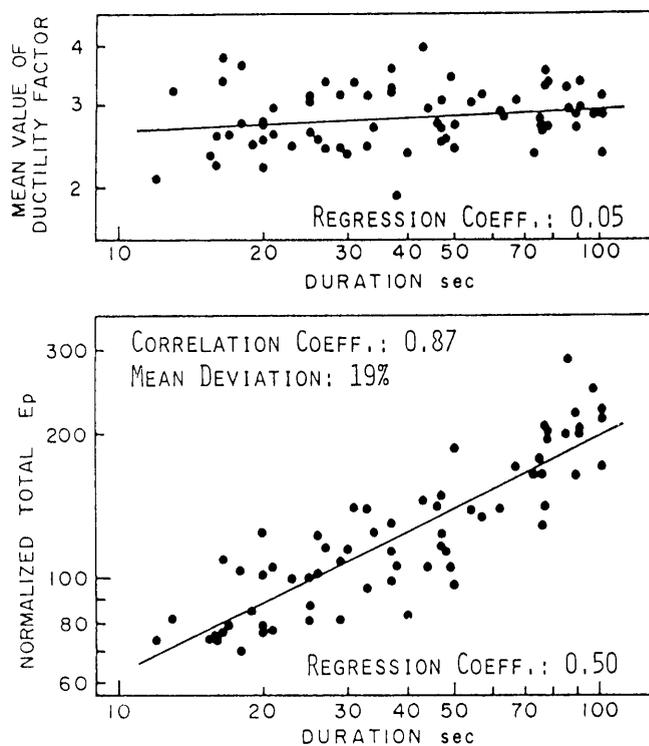


図13 9階建モデルの弾塑性応答量 [70模擬地震動]
(上図は応答塑性率の高さ方向平均値、
下図は基準化塑性吸収総エネルギー)

5. 地震動の位相特性と震源の破壊過程¹²⁾

本節以降では、地震動の位相特性に及ぼす震源の破壊過程と波動伝播特性の影響について、観測記録の解析に基づいて検討する。

まず、1968年十勝沖地震 (M=7.9) によって観測されたSMAC記録を解析する。この地震の断層面とSMAC観測点 (八戸・宮古・青森・室蘭の4地点) との位置関係を図14に、また4観測点における水平2成分の加速度時刻歴波形及び位相差分分布を図15に示す。これより位相差分分布に関して以下の知見が得られた。

- (1) 破壊伝播方向とほぼ同じ方向に位置する室蘭の位相差分分布はこれら4地点の中では最も集中度が高く、その最大頻度は0.25程度である。
- (2) 断層面に直交する位置にある八戸の分布は室蘭の分布に比べて分散的であり、最大頻度は0.12程度である。
- (3) 八戸よりやや破壊伝播方向寄りに位置する青森の分布は、室蘭と八戸の中間的な形状となっている。
- (4) 破壊伝播方向と反対方向に位置する宮古の分布は八戸より更に分散的となり、最大頻度は0.08程度である。
- (5) 各記録とも水平2成分の位相差分分布はほぼ同様の形状であり、各観測点での方向成分による差異は小さい。

この結果は、破壊過程が断層面南端から北方へ向かったユニラテラル破壊伝播であったことを踏まえて、以下のように説明される。まず破壊伝播速度と波動伝播速度が同じであると仮定する。この場合破壊進行方向の観測点から見ると、各点震源から順次発振したパルス波が原点を一致させながら重ね合わされるため、その地点で観測される波形もパルス波となる。パルス波は一律な位相差分を有しているため、各点から発振された波動はフーリエ振幅とは無関係に同一の位相差分で重ね合わされ、合成波の位相差分分布も極めて集中度が高くなる¹¹⁾。現実には破壊伝播速度と波動伝播速度には若干の差があり、また震源距離が遠くなると見かけの位相速度にも揺らぎが生じるため、室蘭の波形及び位相差分分布は分散性を示しているが、その集中度は他の観測点のものに比べて相対的に高い。これを時間軸で考察すると、破壊伝播速度に依存する各点震源間の発振時刻の差と、震源距離の差を波動伝播速度で除した時間遅れとが打ち消し合うように作用していることになる。一方これと逆方向にある観測点(宮古)では、発振時刻の差にこの時間遅れが加えられ、波形及び位相差分分布はより分散する。また断層面に直交する方向(八戸)では、各点震源との位置関係を反映して位相差分分布は両者の中間的な形状となる。

以上、1968年十勝沖地震本震の位相差分分布にはディレクティビティの影響が明確に反映されていること、またその効果がパルス波の重ね合わせという簡明な概念により説明できることが知れた。なお、各観測点における水平2成分間の位相差分分布特性の差は殆ど無視できる程度であることより、位相差分分布に関しては観測点におけるFault Normal成分とFault Parallel成分の違いも小さいものと判断することができる。

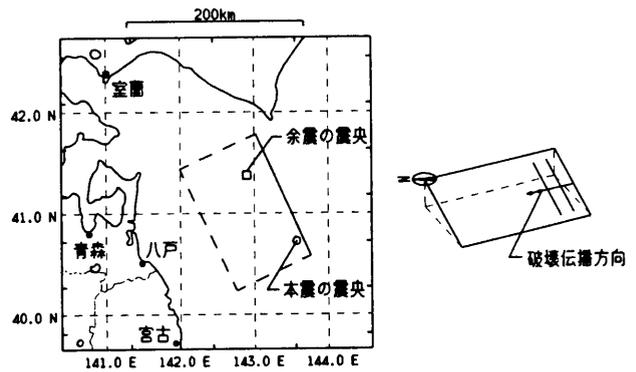


図14 1968年十勝沖地震本震断層面と観測点の位置関係

[佐藤良輔『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』を基に作成]

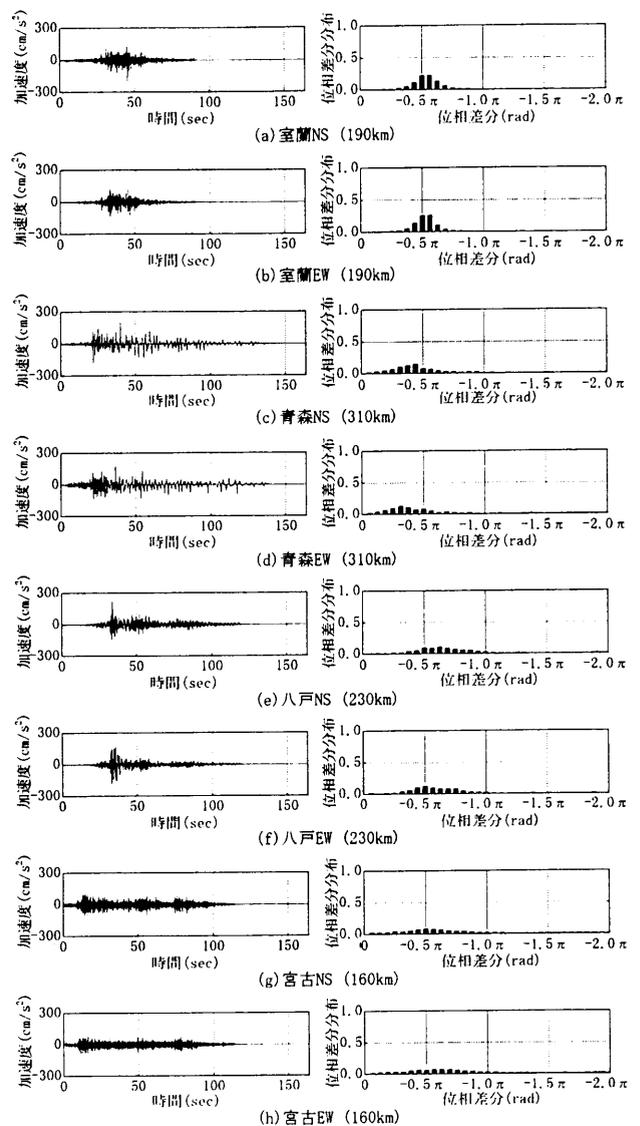


図15 1968年十勝沖地震本震の加速度時刻歴(NS成分・EW成分)と位相差分分布 (○内は震央距離)

6. 地震動の位相特性と震央距離¹²⁾

内陸直下地震である1995年兵庫県南部地震 (M=7.3) に関しては、気象庁の神戸・大阪・舞鶴・岡山・鳥取・彦根・福井の各観測所と、大阪ガス葺合供給部で観測された地震動記録を分析する。

図16に加速度時刻歴波形と位相差分分布を示す。また気象庁の各記録に関しては、波形及び分布形の比較を行えるように、同庁発表の地震発生時刻が時刻歴波形の時間軸の原点となるようにデータを調整した。これより、この地震に関する位相差分特性は次のように要約することができる。

- (1) 震源近傍での地震動に関しては、時刻歴波形の経時特性に対応して位相差分分布の集中度が高い。
- (2) 震央距離60~140km程度の地点での位相差分分布は観測地点に依存せず、類似したものとなっている。波動伝播の方向性の観点からすると、この地震はアスペリティが小さく¹⁴⁾、限られた領域から波動が放射状に伝播したため位相差分特性が等方性を示していると推察される。また、位相速度の観点からすると、これは、この震央距離の範囲では見かけの位相速度がほとんど変化せずに波動が伝播すること、及びその特性にも指向性がほとんど無いことを意味している。
- (3) 位相差分分布の水平2成分による差異は無視できる程度であることより、観測点におけるFault Normal成分とFault Parallel成分、あるいはRadial成分とTransverse成分との違いも小さいものと判断することができる。

7. 地震動の位相特性と地盤の増幅特性

次に、地震動の位相特性に及ぼす地盤の増幅作用の効果について、2000年鳥取県西部地震と2001年芸予地震の観測記録を用いて検討する。

2000年鳥取県西部地震 (M=7.3) については、KiK-netで公開されている217地点における、地表及び地中(深さGL-0.1~2.0km程度)の水平成分のデータを分析した。これらのうち、4観測地点での地震動加速度時刻歴とその位相差分分布を図17-1に示す(水平2成分については方向成分による差が小さいため、ここではNS成分のみを示した)。地震動の位相特性について、位相差分分布における最大頻度値によって相相差分分布の形状を代表させ、その値を用いて波動の分散性の議論ができることは、先に示した通りである。そこで、位相差分分布の分散性を表す指標として最大頻度値を縦軸に、震央距離を横軸にとりその相関性を示した結果を図18-1に示す。これより、震央距離に応じて波形が分散していく様子が把握できるが、これは震源から離れるにしたがって、見掛けの位相速度の揺らぎが大きくなることを意味している。また、地中と地表の結果を比較することにより、地盤特性による位相差分分布の変化が小さいことも確認できる。なお、この図においても波形とその分布形の比較を行えるようにするため、気象庁発表の地震発生時刻が時刻歴波形の原点となるようデータを調整した。これより、以下のことが知れる。

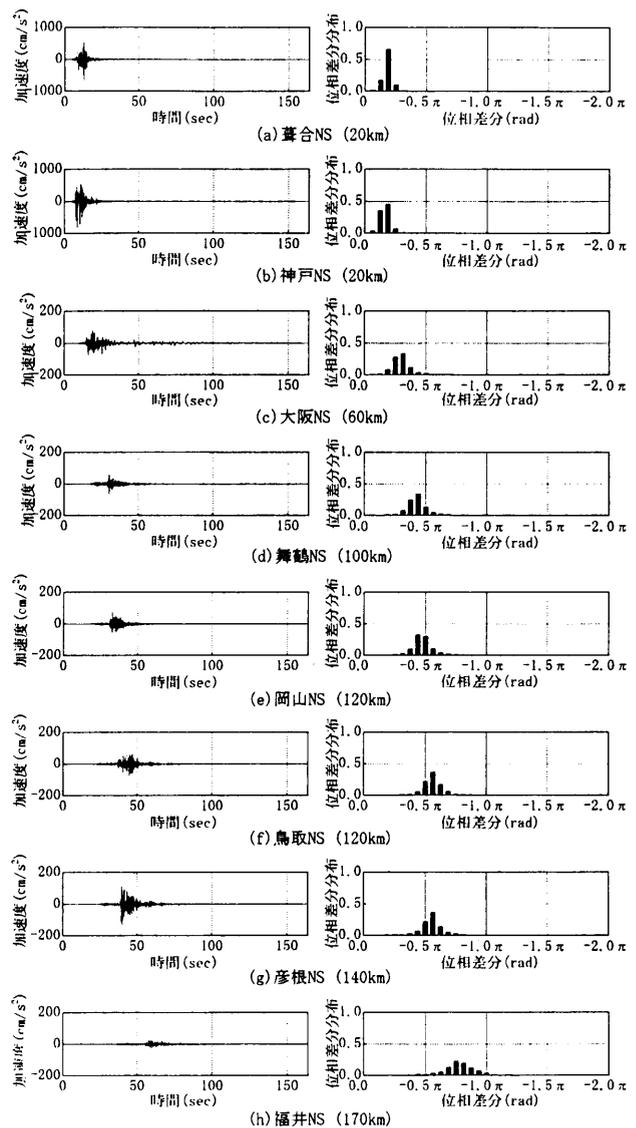


図16 1995年兵庫県南部地震の加速度時刻歴(NS成分)と位相差分分布【()内は震央距離】

- (1) 地盤増幅により波形振幅は増大するものの、位相差分分布はほとんど変化しない。
- (2) 位相差分分布の形状と最大頻度値には有意な関連性がみとめられる。
- (3) 震央距離に応じた波形の分散性を位相差分分布・最大頻度値によって説明することができる。

同様に、2001年芸予地震 (M=6.7) による地震動観測記録についても、KiK-netで公開されている242地点のデータを分析し、その結果を図17-2と図18-2に示した。図17-2の加速度時刻歴の時間軸の原点も地震発生時刻と一致させているため図17-1との比較が可能となり、震央距離に応じた波動伝播の傾向に関する類似性が確認される。兵庫県南部地震について示した図16と比較して位相差分分布の分散性が、同程度の震央距離での観測記録同志の相互間において類似していることは、位相速度の揺らぎに関する傾向が概ね伝播距離によって決まることを示唆している。

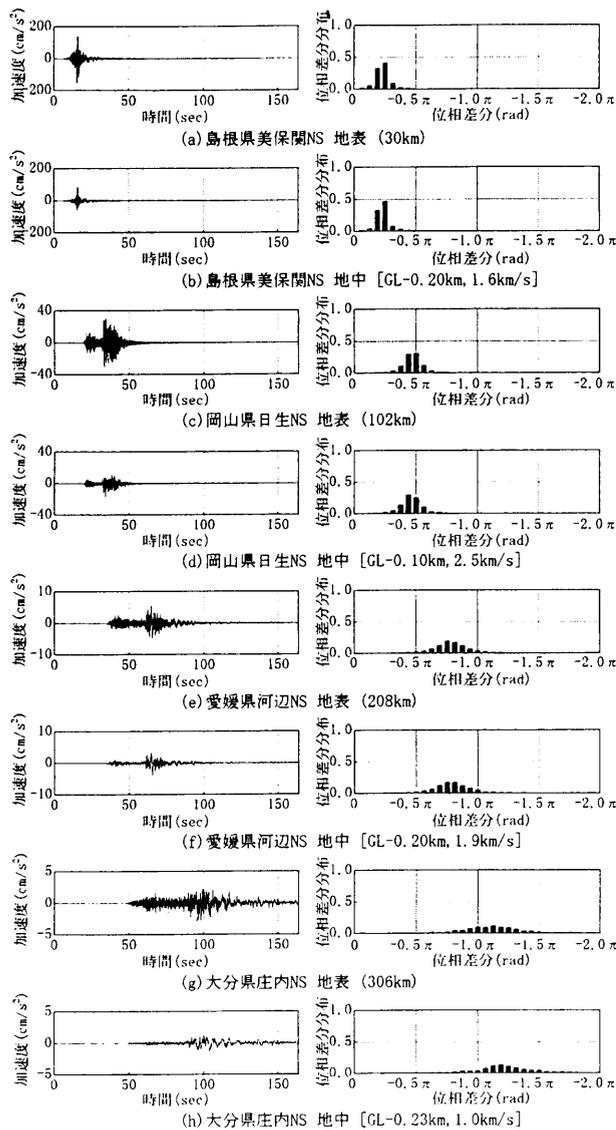


図17-1 2000年鳥取県西部地震の加速度時刻歴(NS成分)と位相差分分布

【 ()内は震央距離、 []内は地中地震計設置深さとその位置のS波速度】

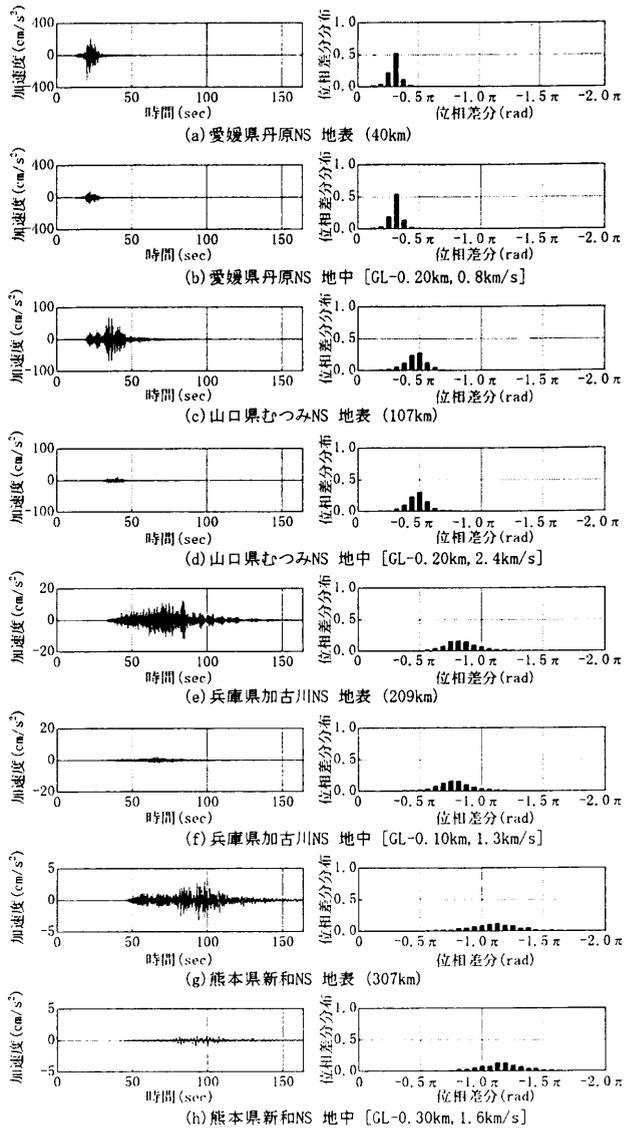


図17-2 2001年芸予地震の加速度時刻歴(NS成分)と位相差分分布

【 ()内は震央距離、 []内は地中地震計設置深さとその位置のS波速度】

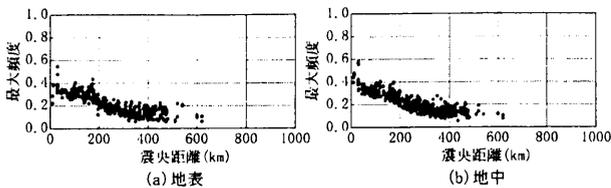


図18-1 2000年鳥取県西部地震の震央距離—最大頻度関係
[217地点のNS成分及びEW成分をプロット]

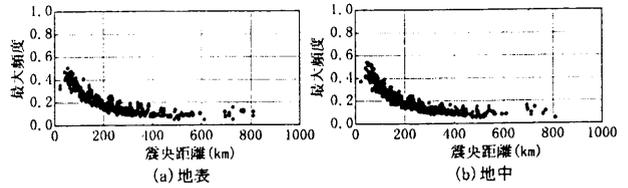


図18-2 2001年芸予地震の震央距離—最大頻度関係
[242地点のNS成分及びEW成分をプロット]

ところで、1968年十勝沖地震のSMAC記録をAD変換器のルーペでらみながら長時間を掛けて数値化した経験を有する世代の筆者にとっては、文字通り膨大な観測記録の解析を基にしてこそ始めて可能な、図18に示す如き知見が得られる今日の研究環境には、まさに隔世の感をおぼえる

ものである。高密度の観測点配置及び地表・地中同時観測のデジタル記録に併せて、これらの貴重な観測記録の即時公開を電子情報としてユーザーが利用できるようになったことに感謝し、多くの研究者とともに広範囲に存分に活用したいと願うものである。

8. 観測記録の位相特性を活用した ω^2 モデルに基づく地震動評価

本節では、以上の地震動の位相特性に関する知見を活用した設計用入力地震動作成手法の新たな展開の試みとして、地表観測波の位相特性と ω^2 モデルで与えられる加速度フーリエ振幅を組み合わせることで基盤波を作成するとともに、一次元重複反射理論（ここではSHAKEを用いた）を適用して地表波を合成し、それらの応答スペクトルを評価する（評価手法の詳細は文献13を参照されたい）。

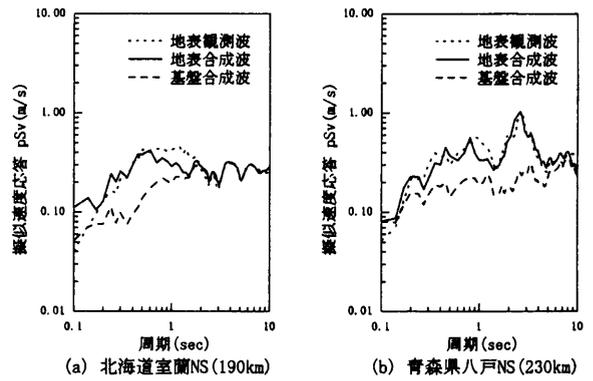
前節に述べたことから推定されることであるが、基盤入射波と地表波の位相差分特性がほぼ同じものとなることは理論的にも確認することができる¹³⁾。このことは、地表観測波の位相差分特性を適用することにより、物理現象として適正な位相特性を有する基盤波を作成できることを示唆している。そこで、 ω^2 モデルで与えられる振幅特性と観測波の位相特性を組み合わせることにより基盤波を評価し、これに一次元重複反射理論を適用して合成した地表波の応答スペクトルが適正に評価できることを試みる。すなわち、振幅特性としては、地震モーメントとコーナー周波数によって規定される加速度震源スペクトルを基に基盤波のフーリエ振幅を設定し、位相特性としては、基盤波と地表波の位相差分特性がほぼ同じものとなる性質を利用して、地表観測波のフーリエ位相を基盤波に適用する手法を用いる。

図19に、4地震を対象として模擬した合成波を観測波との比較事例を示した。

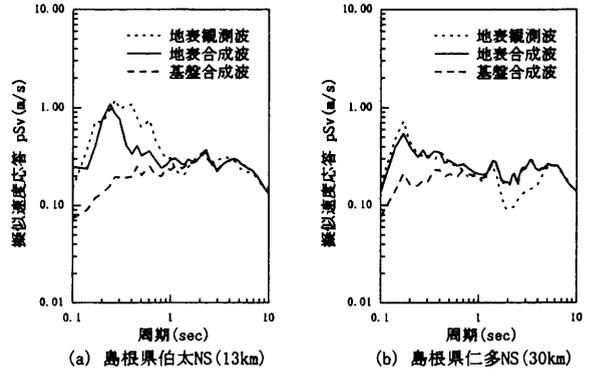
図19(1)には、1968年十勝沖地震における北海道室蘭及び青森県八戸に関する評価結果を示す（地盤モデルは、室蘭については観測点近傍のKiK-netの観測点コードIBUH06室蘭を参考にして、また八戸については既往の研究を基にして設定した）。想定した基盤波に一次元重複反射理論を適用して合成した地表波の応答スペクトルが、観測波によるものと良好な精度で一致している。

図19(2)には、2000年鳥取県西部地震における鳥根県伯太と仁多の結果を、また図19(3)には2001年芸予地震における呉と砥部の結果を示す（地盤モデルについてはKiK-netで公開されている諸元を用いた）。これらの結果に関しても、合成波の応答スペクトルが観測波を精度良くシミュレートしていると判断できる。なお、仁多と呉に関しては、公表されているデータが深さ約100mまでであるため、S波速度1200m/sの地盤を基盤と見なして本手法を適用した。中国・四国地方の地震基盤は全般的に浅く、仁多と呉の地震基盤も比較的浅い所に存在するものと推察される。この場合、地震動の入射位置を地震基盤とせずS波速度1200m/sの地盤としても、両地盤間の層厚が薄く且つS波速度が大きいため、地盤の増幅特性には大きな影響を与えないと判断される。

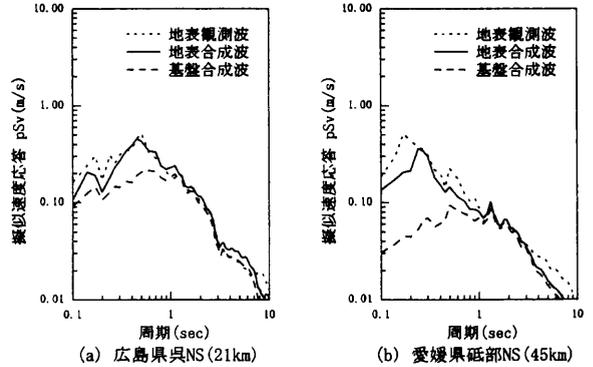
図19(4)は、1995年兵庫県南部地震における神戸海洋気象台での記録について検討したものである。この観測点直下の地盤に関しては、基盤と見なせるような地盤には到達していない。そこでここでは仮説を立て、地盤構造のモデル化を試みた。すなわち、この様な地盤の場合



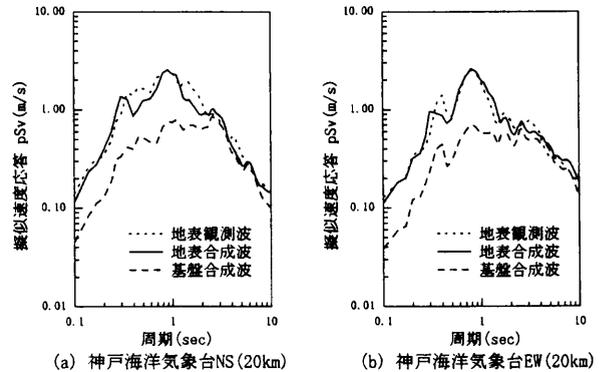
(1) 1968年十勝沖地震



(2) 2000年鳥取県西部地震



(3) 2001年芸予地震



(4) 1995年兵庫県南部地震

図19 ω^2 モデルによる地震動合成波と観測波の擬似速度応答スペクトル比較 ($h=5\%$) 【()内は震央距離】

局所的に捉えれば、周期1秒程度以下の周期成分に関しては、観測点直下の深さ1000mの基盤からの影響よりも水平距離僅か80mの位置に存在する浅い基盤からの影響の方が大きいと推定することができる。この点と、実際の地震動の入射は完全に鉛直上向きではなく斜めにも伝播するものであることを踏まえ、その直近の浅い基盤から主たる地震動が入射すると想定してこれを解析上の基盤とし、この上に表層地盤が載っているような地盤モデルを仮定した。図19(4)に解析結果を示すが、合成した地表波の応答スペクトルは観測波の傾向を良好な精度で再現できていると言える。これは、このような地盤構造の場合、直近の浅い位置にある基盤を地震動の入力位置と想定し、この上に観測点直下の表層地盤を設定した一次元モデルを用いて地盤増幅の議論ができる可能性を示唆している。

この手法によると、合成した基盤波と地表観測波の応答スペクトルが地盤の卓越周期を超える長周期領域(増幅率1.0の領域)で一致し、同時に、得られた基盤波に一次元重複反射理論を適用して合成した地表波と観測波の応答スペクトルに関する適合性も良好なものとなる。これは、この手法により地震動が、従来難しいと言われていた短周期領域も含めて精度良くシミュレートできることを意味している。また、適切な位相特性を選択することにより実現に近い応答スペクトルを示す基盤波が合成できること、及び、タイプ分けした位相差分布を基にした、位相特性に関する合理的な選択基準の提示が可能であることを示唆している。

9. むすび

地盤震動小委員会から筆者に依頼されたテーマを出発点として、免震構造建築物の設計者がいま最も悩んでいる問題のひとつと筆者が推察している地震動の位相特性について、その工学的な意味合いの理解と、工学地震学的な考察を試み、併せて新たな設計用入力地震動の作成手法を提示した。この問題については、なお今後とも研究を発展させてゆく予定であり、ここでは「中間報告」としてご理解いただければ幸いである。

謝 辞

本論文において報告した免震構造性能評価物件に関わる構造設計データの参照については、梓設計、石本建築事務所、エヌ・ティ・ティ ファシリティーズ、大林組、鹿島建設、久米設計、構造計画研究所、清水建設、大成建設、竹中工務店、日建設計、日本設計、三菱地所設計の諸機関のご了解ご協力をいただいた。日本建築センター『ビルディングレター』の閲覧について、同センター評定部構造課の青木公彦氏にご協力をいただいた。また、本論文で紹介した「地震動の位相特性」に関する知見は、日建設計構造設計室の山根尚志氏との共同研究によるものである。なお、免震構造性能評価シートデータのデータ整理及び統計解析は千葉工業大学工学部建築学科の北島可寛君の労によるところ大である。上記の諸機関及び諸氏に、深甚の謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 国土交通省住宅局建築指導課ほか編集：2001年版建築物の構造関係技術基準解説書、工学図書、2001年3月
- 2) 日本建築センター：『ビルディングレター』、No. 424～No. 449、2001年7月～2003年7月
- 3) 江藤公信・元木健太郎・瀬尾和大：高層建築・免震建築に利用される設計用入力地震動の現状とこれからの課題、日本建築学会技術報告集、第15号、pp. 77～82、2002年6月
- 4) Jennings, P. C., G.W. Housner & N. C. Tsai: Simulated Earthquake Motions for Design Purposes, Proc. 4Th World Conference on Earthquake Engineering, Vol. 1, 145-160, 1969.1
- 5) 長橋純男：建築構造物を対象とした設計用入力地震動の強さ、地震第2輯、第46巻、pp. 513-532、1994年3月
- 6) 長橋純男：耐震基準の変遷、『地震荷重—内陸直下地震による強震動と建築物の応答』、日本建築学会、pp. 226-236、2000年6月
- 7) 大崎順彦、岩崎良二、大川出、政尾亨：地震波の位相特性とその応用に関する研究、第5回日本地震工学シンポジウム講演集、pp. 201-208、1978.11
- 8) 長橋純男・坂本慎二：地震動の時刻歴特性が重層建築物の地震応答量に及ぼす効果、日本建築学会中国・九州支部研究報告、第5号、pp. 121～124、1981年3月
- 9) 長橋純男・坂本慎二：地震動継続時間が重層建築物の塑性履歴吸収エネルギーに及ぼす効果の定量評価、日本建築学会中国・九州支部研究報告、第5号、pp. 125～128、1981年3月
- 10) 秋山宏：建築物の耐震極限設計東京大学出版会、1980年
- 11) 山根尚志・長橋純男：位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その1 位相差分布と地震動経時特性の関係に関する理論的背景、日本建築学会構造系論文集、No. 553、pp. 49～56、2002年3月
- 12) 山根尚志・長橋純男：位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その2 位相差分布と震源・伝播・地盤特性の関係に関する考察、日本建築学会構造系論文集、No. 559、pp. 55～62、2002年 9月
- 13) 山根尚志・長橋純男：位相差分特性を考慮した設計用模擬地震動作成に関する研究 その3 ω^2 モデルに基づいた地震動評価手法、日本建築学会構造系論文集、No. 572、pp. 55～64、2003年10月
- 14) 釜江克宏・入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、第500号、pp. 29～36、1997年10月

大阪府・大阪市における検討用模擬地震動策定の概要

INVESTIGATION FOR SIMULATED EARTHQUAKE GROUND MOTION IN OSAKA AREA

井上 豊*
Yutaka INOUE

After the Hyogoken-nanbu Earthquake in 1995, it was started to investigate re-evaluation of structural capacity of buildings and bridges in Osaka area against severe earthquakes. Several active faults in Kansai area were adopted as the causative faults for simulation of ground motions. Surface ground motions are synthesized widely at many points covered Osaka area. To evaluate the character of these ground motions, velocity response spectra of a SDOF system were calculated and classified into several groups with the ground types. Average curves of the response spectra for each ground type were compared with the actual seismic regulations of building structures. It was recommended to apply the results of this investigation at the portion of building natural period exceeding the value of regulation for seismic design of new building structures and seismic strengthening of existing building structures.

1. まえがき

1995年1月に発生した兵庫県南部地震によって、少なからぬ被害の生じた大阪府、大阪市においては、その直後から震災復旧やその支援と並行して、地域防災計画の見直しから土木・建築構造物の耐震補強・耐震改修のための指針策定の検討を始め、2年後に成果をまとめることとして、検討委員会を発足させた。

この委員会においては、大阪府域に影響の大きいと考えられる活断層による内陸地震及びプレート境界における海洋性地震が取り上げられた。これらの地震による想定地震動が求められ、これを用いた被害予測あるいは構造物の耐震設計の指針作りが行われた。本稿では、その概要について紹介する。

2. 検討の流れ

対象とする地震の設定から始まり、地域防災計画の見直しや構造物耐震設計のための指針策定に至る一連の流れは、図-1に示すように考えることができる。

まず、設定した地震について、当該地域における歴史地震の資料調査や既往文献あるいは研究成果等を参考にして、将来発生すると考えられる地震の規模などについて定量的に定める必要がある。当然ながら、多くの不確定要素を含むことから、例えばマグニチュードなどは、種々の最悪のシナリオを考慮しつつも、一般にある程度の安全側の値として包括的に評価されている。

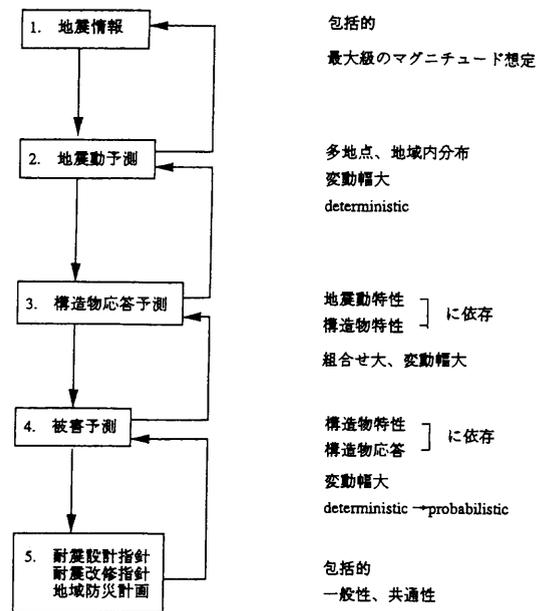


図-1 検討用地震動の利用の流れ

* (財)日本建築総合試験所

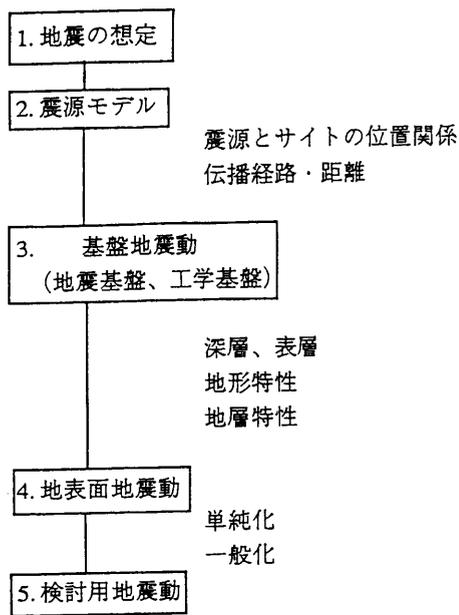


図-2 検討用地震動の作成

こうして定められた震源モデルを用いて、検討用の地震動を得るプロセスは、図-2 に示すように与えられる。震源域と対象サイトの位置関係等をもとに、地震波の伝播解析が行われ、地震基盤あるいは工学基盤における基盤地震動が得られる。さらに、深層及び表層の地層特性や地形特性を反映しつつ、地表面地震動が求められる。

このようにして得られた特定地点ないし特定地域の地表面地震動をもとに、これらの過程において無視されている諸種の非予測性、不確定性などに基づく大きなバラツキ幅が存在することを前提にして、一般化、単純化、規格化などが行われて、以後の用途に用いるべき検討用の地震動が設定されることになろう。

この検討用地震動の表現法としては、

- ・地動最大加速度、最大速度
- ・計測震度
- ・応答スペクトル
- ・時刻歴波形

などが挙げられる。これらの表現形式は、次段の構造物応答予測等を行うために便利な形がとられるとともに、対象となる構造物が単一の特定構造物であるか、地域の多数の構造物群であるかによっても異なってくる。

3. 大阪府・大阪市における検討過程

1995年1月の地震後間もなく、以下の検討が開始された。

想定する地震としては

- ①大阪府域中央に在って南北に伸びる上町断層系の地震
- ②大阪府域東縁に沿って南北に伸びる生駒断層系の地震
- ③大阪府域北部に在って東西に伸びる有馬・高槻構造線の地震
- ④大阪府域南端部に沿って東西に伸びる中央構造線の地震の4つの内陸地震の他に
- ⑤南海トラフに沿うプレート境界の海洋性地震を加えた5つの地震が対象とされた。

既往の文献や最近の研究成果等から、各地震の震源パラメータが設定され、図-3¹⁾ に示すような方法により、地震動の計算が行われた。対象とする地点は2~3km間隔に選ばれ、大阪府域で100地点以上、大阪府域で37地点における工学基礎地震動及び地面表地震動が、それぞれ3成分の時刻歴波形として求められた。また、地表面地震動の各波形から、計測震度、水平動の最大加速度、最大速度及び速度応答スペクトルが計算された。

以上の検討成果をもとに、直近の地域防災計画策定における手法に若干の修正を行い、また、最新の各種統計資料を用いて、各想定地震による被害推定が行われた。そして、府域における人的被害、構造物被害の推定をはじめ、地域防災計画の見直しなどが進められた。

大阪府域について、ほぼ同様な検討が進められたが、人口集中地域の直下地震である上町断層系地震による予測被害が圧倒的に大きく、特に、この地震を対象として建築構造物の耐震性向上についての検討が行われた。ここでは、まず、市域を地盤条件、断層帯を含む地形条件をもとに4つ(①埋立地盤、②西大阪地盤、③上町台地地盤、④東大阪地盤)に区分し、速度応答スペクトルの比較が行われた。

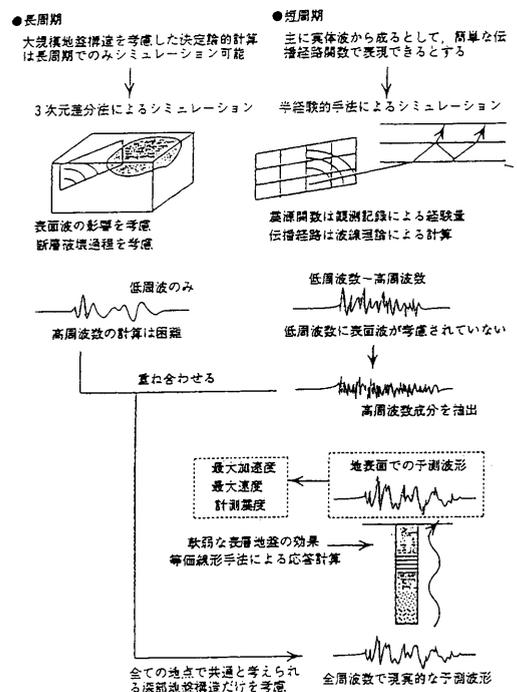


図-3 地震動シミュレーション手法

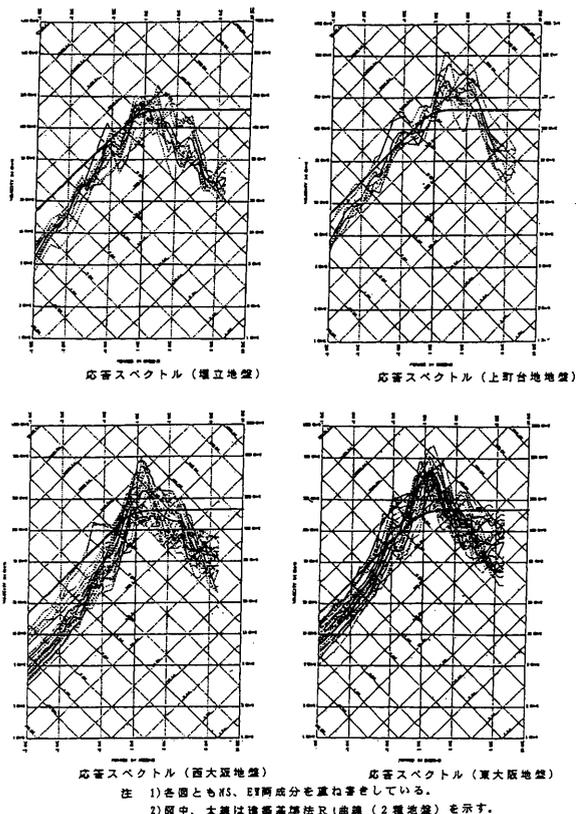


図-4 速度応答スペクトル

図-4²⁾に示すように、各速度応答スペクトルは1秒付近に顕著なピークを有するとともに、区分された地域ごとに有為な差のあることが認められた。

一方で、これらの想定地震動を求めるために定めた震源パラメータには不確定な要素を多く含むことから、これらの仮定条件が結果に及ぼす影響についても調べられた。すなわち、上野断層系地震について、震源パラメータのうち、アスペリティの深さ及び大きさ、断層傾斜角ならびに破壊開始点を取り上げ、それぞれ数ケースについて、代表的な地点での地震動が同様に計算された。各波形について、速度応答スペクトルの形での比較がなされた結果、標準モデルによるものとの差は、地点の違いによる差を上回るほど大きくはないことが確かめられた。

このような検討を経て、4つの地盤は、さらに西側ゾーン、東側ゾーンの2つにまとめられとともに、それぞれの平均速度応答スペクトルが求められ、現行耐震規定の振動特性係数 R_d 曲線との比較が行われた。その結果、図-5²⁾に示すように東側ゾーンについては1秒を中心とする周期帯で、第2種地盤、第3種地盤の R_d 曲線を上方に修正する指針が、図-6²⁾のゾーン区分図とともに提案された。併せて、地震応答解析に用いるために、各ゾーンの提案応答のスペクトルに良く合致するような応答スペクトルを与えるモデル波形として、図-7²⁾に示すようにそれぞれ原波形の振幅を若干修正したHゾーン1及び2波形、及びLゾーン1及び2波形が提示された。

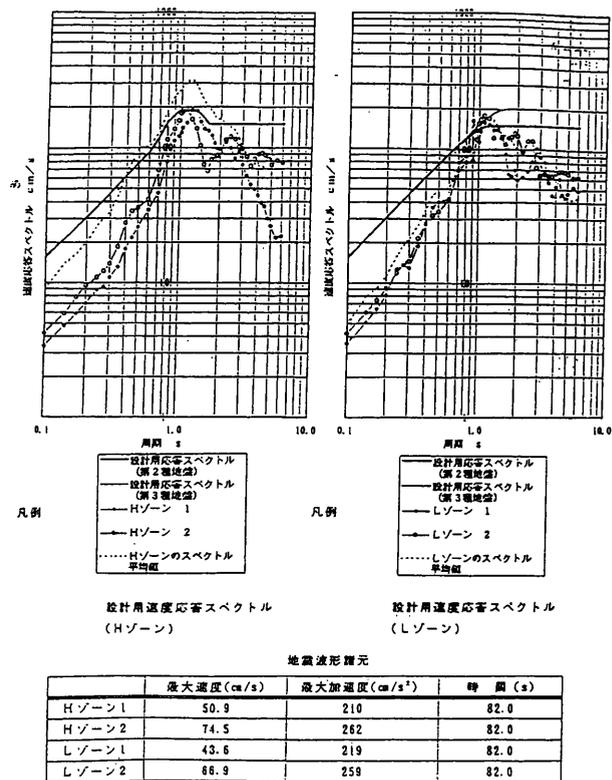
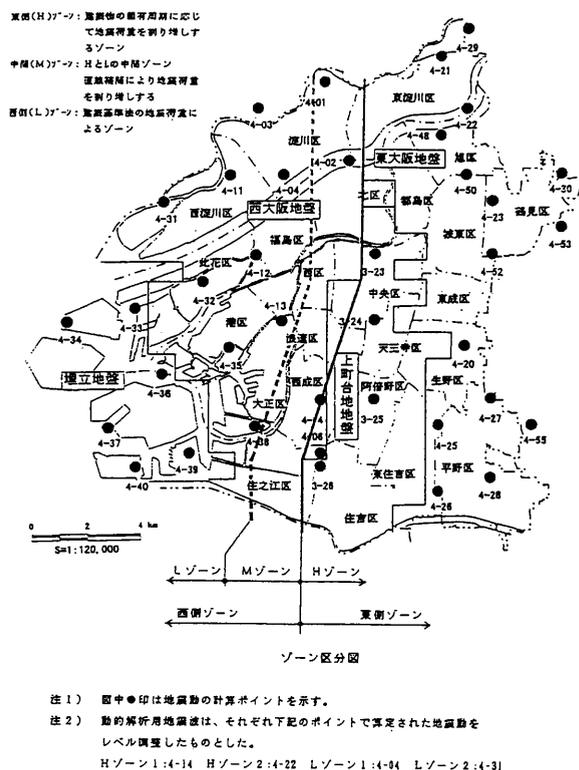


図-5 設計用速度応答スペクトル



注1) 图中●印は地震動の計算ポイントを示す。
 注2) 動的解析用地震動は、それぞれ下記のポイントで算定された地震動をレベル調整したものとした。
 Hゾーン1:4-14 Hゾーン2:4-22 Lゾーン1:4-94 Lゾーン2:4-31

図-6 ゾーン区分

4. 想定地震動の適用 —現状と展望—

前述のようにして作成された建築物の耐震性に関する指針は、その後新築される大阪市所有の建築物に適用されるとともに、民間建築物については、適用を要望するとされてきた。適用事例については、2、3の仄間以外は詳細不明である。

一方、提案された4つの地震動波形については、地震応答解析を通して耐震安全性の検討が行われる、大阪市域の高さ60mを超える高層建築物や免震建築物において、概ね用いられてきた。あるいは、高さ60m以下の建築物であって、構造安全審査において、参考として地震応答解析が行われる場合には、これらの波形が用いられていることが多い。時によっては、建設地に近い地点の原波形を別途入手して用いている場合もある。

2000年の建築基準法改正に伴い、告示第1461号の四イにおいて「建築物に水平方向に作用する地震動は、次に定めるところ（告示に示す加速度応答スペクトルを用いる方法）によること。ただし、敷地の周辺における断層、震源からの距離その他地震動に対する影響及び建築物への効果を適切に考慮して定める場合においては、この限りでない。」と定められ、敷地周辺の断層等に基づく想定地震動について、初めて明確に記述された。

この告示のもとで、時刻歴応答解析によって性能評価がなされる超高層建築物及び免震建築物においては、告示の加速度応答スペクトルに合致する解析用波形3波形の他に、既往の標準的とされる強震記録波形3波形が一般に用いられている。したがって、大阪市域の建築物の場合でも、さらに解析用波形を追加することは、やや消極的であるように見受けられる。これは、応答解析に用いる波形数が増せば増すほど、計算に要する時間、労力が増すことに加え、大きい応答が生じる可能性が増し、これを避けたいためと考えられる。

他方では、断層パラメータの設定から地表面地震動波形の作成までは、一般に deterministic な手法が取られており、その過程に含まれる種々の不確定性、非予測性については、何らの形で評価に含める必要がある。前述の告示に規定された加速度応答スペクトルに合致するような応答解析用の波形としては、一般に3波形以上が用いられるように、設定した地震に基づく検討用地震動についても、応答解析用の波形群として提示することが必要と考えられる。このためには、すべてのプロセスを数多く試行するのではなく、基盤地震動など中間の段階で、設定した地震に基づく顕著な地震動特性を抽出し、これに種々の不確定要因を加え合わせた上で、その次段以降の検討用地震動を、単純化、一般化された形として表現し、提示することも一つの方法と思われる。

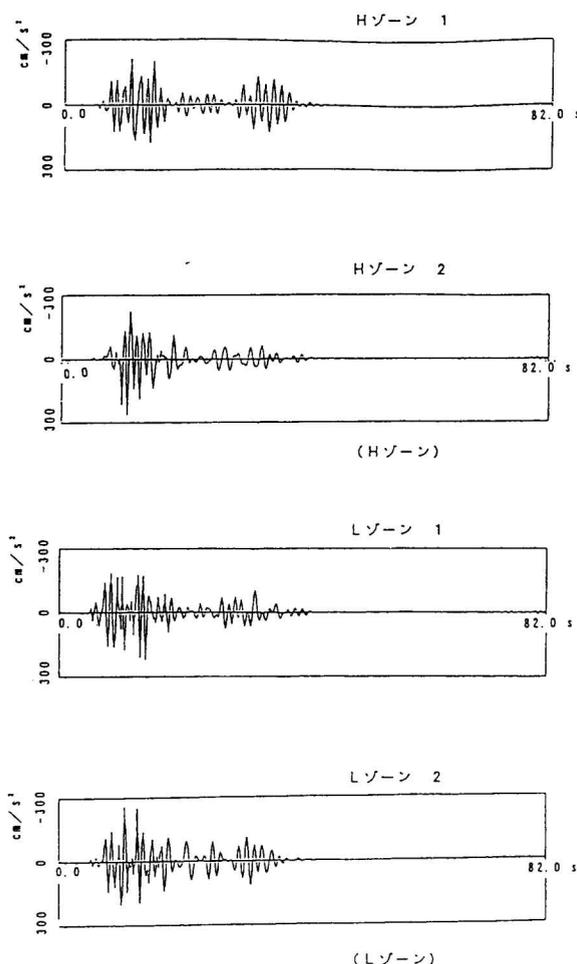


図-7 設計用 地震動波形

参考文献

- 1) 大阪府：大阪府地震被害想定調査報告書、平成9年3月
- 2) 大阪市土木建築構造物震災対策技術検討会：建築物の耐震性向上の指針 解説編、平成9年3月

4. 地域波の将来展望

各種強震動予測手法による評価結果の相互比較
-震源断層のモデル化の相違が強震動と高層建物の応答に及ぼす影響-

Comparison of the Results by Stochastic Synthesis Methods
-Influence of the difference of source models on strong ground motion and earthquake response of high-rise building -

山添 正稔 *1
Masatoshi YAMAZOE

Near-fault strong motions from the asperity model are evaluated by the Kamae and Irikura's method (KM) and Takemura and Ikeura's method (TI). KM explicitly considers the asperity, whereas TI assumes uniform heterogeneity on the fault. In the period range shorter than 0.1 sec, both methods give the same amplitude of response spectra. On the contrary, remarkable difference can be found at the predominant period of 2 sec, in particular, in the direction of rupture propagation. This difference is attributed to the rupture directivity effect caused by the asperity. It is crucial to understand the difference when the stochastic methods are applied to the prediction of strong motions. Earthquake response analyses of the high-rise building are performed from strong motions evaluated by KM and TI. In comparison with the response values of TI, the values of KM are large in the direction of rupture propagation caused by the difference of strong motion levels at the predominant period of 2 sec by the asperity. It is evident that the difference of heterogeneity models on the fault influences response values of the building.

1. はじめに

2000年6月に施行された改正建築基準法では、告示第1461号において、超高層建築物（高さが60mを超える建築物）の構造耐力上の安全性を確かめるために、第四号イに示されている加速度応答スペクトルに適合する地震動（いわゆる告示波）を用いた地震応答解析による耐震性の照査が義務付けられている。しかしながら、そのただし書きにおいて、敷地の周辺における断層、震源からの距離その他地震動に対する影響および建築物への効果を適切に考慮して定める場合においてはこの限りではないと述べられている。今日まで精力的に行われてきている強震動予測の研究成果を、建設地点における地域波として構造物の設計に取り入れることが可能な状況になってきており、強震動予測の高精度化は今後さらに重要性を増すものと考えられる。

このような背景の元、強震動予測手法の確立を目指して、震源特性化の手続きとその適用性に関する研究が近年盛んである^(例として)。その中で、震源断層上の不均質なすべりはアスペリティにより表現され、統計的波形合成法（釜江・入倉法）²⁾（以下、統計的方法と呼ぶ）やハイブリッド法³⁾によりアスペリティを考慮した地震動が評価される。一方、武村・池浦により提案された半経験的波形合成法⁴⁾（以下、武村・池浦法と呼ぶ）は、断層面全体を小領域に分割し、各小領域のすべり量を場所によって不規則に変化させることにより、震源断層の不均質すべり分布を表現している。つまり、アスペリティモデルとは異なり、断層面全体に様な不均質性を考えていることになる。

震源断層上の不均質性は、構造物の応答に大きな影響を及ぼす周期成分の地震動の生成に直接関与するものであり、強震動予測結果の工学的な利用を念頭に置いた場合、不均質性のモデル化については十分な検討が必要となる。そこで本報では、まずアスペリティを考慮した断層モデルに対する統計的方法と武村・池浦法による強

震動予測結果の差異について検討する。検討に際しては、経験的方法のうち、武村・釜田により提案された修正小林・翠川法⁵⁾（以下、修正法と呼ぶ）と大野・他による距離減衰式⁶⁾（以下、大野式と呼ぶ）を同時に適用する。さらに、統計的方法と武村・池浦法による評価結果を入力地震動として高層建物の地震応答解析を行い、震源断層の不均質性のモデル化の相違が建物の応答に及ぼす影響について検討する。

2. 強震動予測手法の概要

本検討で用いる強震動予測手法の概要をまとめる。香川・他⁷⁾は、1995年兵庫県南部地震の際に発生した「震災の帯」の生因に関する考察から、震源近傍の地震動を支配する要因として、①断層面の広がり、②震源放射特性、③破壊伝播効果、④アスペリティの4つを挙げている。活断層を対象とした強震動予測の際には、①から④の影響を適切に考慮することが重要となる。これらの要素を表現可能か否かの観点から4種類の手法について整理した結果を表1に示す。表現される場合は○、されない場合は×、条件付で表現される場合は△を記した。いずれの手法でも①の断層面の広がりについては○である。距離減衰式に分類される大野式においても、等価震源距離⁸⁾を用いることにより断層面の幾何学的広がりが考慮されている。②の震源放射特性については波形合成法である統計的方法と武村・池浦法では○であるが、経験的方法である修正法と大野式では×となる。

③の破壊伝播効果については、波形合成法である2つの手法と修正法では○であり、大野式では破壊伝播効果（NFRD効果）の補正係数を用いることにより考慮される。なお、小林・翠川によるオリジナルの小林・翠川法⁵⁾は、波形ではなく包絡形を足し合わせる物理的矛盾を有していた。武村・釜田による修正法は、その矛盾を解消するため、包絡形をすべて包絡形の2乗値と考えて足

*1 鹿島小堀研究室

表1 強震動予測手法の特徴

		①断層面の広がり	②震源放射特性	③破壊伝播効果	④アスペリティ	⑤設計への適用性
波形合成法	統計的方法 (釜江・入倉法)	○	○	○	○	4
	半経験的方法 (武村・池浦法)	○	○	○	△ 等価 S_D によりアスペリティと同等の短周期レベルの評価可能	3
経験的方法	修正 小林・翠川法	○	×	○ オリジナル法による過大・過小評価を修正	×	2
	距離減衰式 (大野式)	○ 等価震源距離により考慮	×	△ NFRD効果の補正係数により考慮	△ 等価震源距離算定時にすべり分布の違いを考慮	1

し合わせて速度応答スペクトルを評価する手法である。これにより、破壊伝播方向に対するスペクトルの過大評価と、破壊が遠ざかる方向に対する過小評価が修正され、適切な地震動レベルが評価される。

④のアスペリティについては、1章で述べたように武村・池浦法においては断層面全体に対してすべり量を不規則に与えることにより震源断層の不均質性を表現しており、アスペリティという考え方は取られていない。ただし、不均質すべり分布の強さを定めるパラメータ S_D に対して、アスペリティを有する断層モデルと同等の短周期レベルを表わすための値を与えることにより、アスペリティによる短周期の地震動レベルが等価的に表現可能となる。経験的方法のうち、修正法ではアスペリティを考慮できないが、大野式では、アスペリティと背景領域のすべり分布の違いを、等価震源距離を算定する際に反映させることにより考慮可能である。

最後の⑤では、①から④の観点とは別に、設計への適用性について整理した。適用が容易な順に1から4としている。大野式は、地震規模（モーメントマグニチュード）と等価震源距離の2つのパラメータのみで平均的な地震動レベルを評価する手法であり、設計時の地域波の策定を考えた場合、比較的簡便にその地震動レベルを把握することが可能である。修正法、武村・池浦法の順に定めるべきパラメータが増加し、設計への適用にはそれらに対する検討が必要となってくる。理論的方法である統計的方法は、要素地震波の設定や、断層モデルの設定などに用いられるパラメータが数多くあり、設計時により精度の高い地域波を策定するためには、用いるパラメータに対して十分な吟味が必要となる。ただし、大野式は地震動の平均的な応答スペクトルを評価する手法であり、統計的手法を用いて評価される、アスペリティの破壊により生じる地震動のパルス波（4章参照）などは表現することができない。設計時には、これらの点に留意し、状況に応じて適切な手法を選択する必要がある。

3. 断層モデルと断層パラメータ

地震動評価対象の断層モデルを図1に示す。地震規模は気象庁マグニチュード7相当を考え、断層長さ L を20km、断層幅 W を13kmと設定した。傾斜角 δ は 90° 、すべり角は 0° の左横ずれ断層を仮定した。破壊開始点は断層右下端とし、左上端へ向かう円形破壊を仮定した。断層両端から10kmの位置に観測点A,Bを配置し、この2点における断層直交方向の地震動を評価する。

断層パラメータを表2に示す。これらのパラメータは、強震動予測のための震源特性化の手続きに従って設定された値である。巨視的パラメータのうち、地震モーメント M_0 は Somerville et al.¹⁰⁾ による断層面積 S との関係式(1)から求められる。

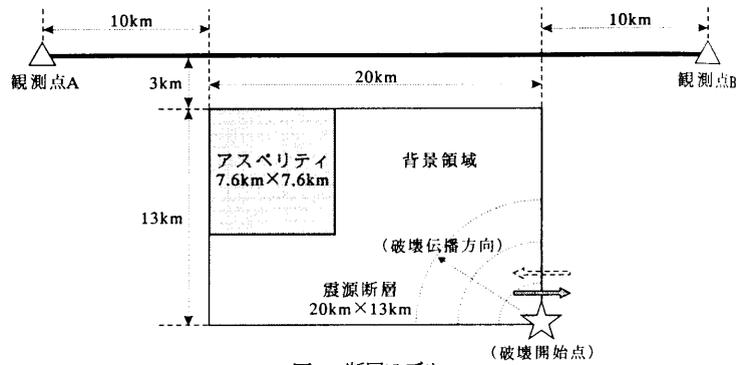


図1 断層モデル

表2 断層パラメータ

項目		設定値	設定根拠	
巨視的パラメータ	断層長さ	$L(km)$	20	
	断層幅	$W(km)$	13	$W = W_{max} = H / \sin \delta$ ($L \geq W_{max}$) H : 地震発生層厚 (=13km)
	断層上端深さ	$h(km)$	3	
	傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	
	断層面積	$S(km^2)$	260	$S = L \times W$
	地震モーメント	$M_0(dyne \cdot cm)$	$3.981E+25$	$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}$ *)
	応力降下量	$\Delta \sigma(bar)$	23.13	$\Delta \sigma = (7/16) \times M_0 \times (S/\pi)^{-3/2}$
	S波速度	$V_s(km/s)$	3.5	
	平均すべり量	$D(cm)$	46.29	$D = M_0 / \mu S$ ($\mu = \rho V_s^2, \rho = 2.7g/cm^3$)
	破壊伝播速度	$V_r(km/s)$	2.52	$V_r = 0.72 V_s$ **)
	すべり速度	$V(cm/s)$	48.95	$V = 2 \Delta \sigma V_s / \mu$ ***)
	ライズタイム	$\tau(s)$	1.89	$\tau = 2D/V$
アスペリティ	面積	$S_a(km^2)$	57.2	$S_a = 0.22 \times S$ *)
	平均すべり量	$D_a(cm)$	93.04	$D_a = 2.01 \times D$ *)
	地震モーメント	$M_{0a}(dyne \cdot cm)$	$1.760E+25$	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(bar)$	99.14	$\Delta \sigma_a = (7/16) \times M_{0a} \times (S_a/\pi)^{-3/2}$
	すべり速度	$V_a(cm/s)$	209.82	$V_a = 2 \Delta \sigma_a V_s / \mu$ ***)
ライズタイム	$\tau_a(s)$	0.89	$\tau_a = 2D_a/V_a$	
背景領域	面積	$S_b(km^2)$	202.8	$S_b = S - S_a$
	地震モーメント	$M_{0b}(dyne \cdot cm)$	$2.221E+25$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	応力降下量	$\Delta \sigma_b(bar)$	18.73	$\Delta \sigma_b = (7/16) \times M_{0b} \times (S_b/\pi)^{-3/2}$
	平均すべり量	$D_b(cm)$	33.11	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	すべり速度	$V_b(cm/s)$	39.64	$V_b = 2 \Delta \sigma_b V_s / \mu$ ***)
ライズタイム	$\tau_b(s)$	1.67	$\tau_b = 2D_b/V_b$	

*) Somerville et al. (1999) **) Geller (1976) ***) Brune (1970)

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad (1)$$

得られた M_0 を用いることにより、応力降下量 $\Delta\sigma$ および平均すべり量 D が表中に挿入した式により算定される。 D を算定する際、 S 波速度 V_s は 3.5 km/s 、密度 ρ は 2.7 g/cm^3 と仮定した。

微視的パラメータのうち、アスペリティの面積 S_a および平均すべり量 D_a は Somerville et al.¹⁰⁾ による(2),(3)式から求められる。

$$S_a = 0.22 \times S \quad (2)$$

$$D_a = 2.01 \times D \quad (3)$$

得られた S_a および D_a から、アスペリティの地震モーメント M_{0a} および応力降下量 $\Delta\sigma_a$ が順次算定される。本検討におけるアスペリティの面積 S_a は、(2)式から 57.2 km^2 となる。統計的方法による地震動評価の際は、1辺 7.6 km の正方形のアスペリティを観測点 A に対して最も影響が大きいと考えられる断層左上端に設定した。アスペリティの大きさや強さについては(1)~(3)式により評価可能であるが、位置については設定する明確な手段はない。背景領域の面積 S_b および地震モーメント M_{0b} は、巨視的パラメータの S, M_0 からアスペリティの S_a, M_{0a} を差し引くことにより得られ、その値から応力降下量 $\Delta\sigma_b$ および平均すべり量 D_b が表中に挿入した式により算定される。

4. 各種強震動予測手法の相互比較

4.1 統計的方法による評価結果

統計的方法では、アスペリティと背景領域に対して作成した要素波を用いて、それぞれの領域で Irikura¹¹⁾ に従って波形合成を行い、各合成波を足し合わせるにより地震動を評価する。なお、要素波の作成方法については山添・他¹²⁾ に詳細が述べられている。

ここでは始めに、アスペリティと背景領域における合成結果について別々に示す。加速度波形を図2示す。図2(1),(2)は破壊伝播方向に位置する観測点 A における、アスペリティと背景領域の波形合成結果、図2(3),(4)は破壊が遠ざかる方向の観測点 B における結果である。観測点 A の結果はアスペリティ、背景領域ともに観測点 B と比較して継続時間が短くなり、アスペリティによる波形の最大値は観測点 A が観測点 B に対して2倍近い値となっており、破壊伝播効果の影響が表れている。

各合成結果の擬似速度応答スペクトルを観測点 A について図3に、観測点 B について図4に示す。観測点 A, B のいずれの結果にも、周期 2 秒付近においてスペクトル振幅の卓越が見られ、破壊伝播方向に位置する観測点 A ではその卓越が顕著である。破壊の進行に伴い、アスペリティから放射される波動が重なり合って増幅し、2 秒付近で破壊伝播効果が明瞭に表れたと解釈される。

図中には、アスペリティと背景領域における合成波を足し合わせて得られた、断層面全体による評価結果のスペクトルも併記している。背景領域のスペクトル振幅は観測点 A, B いずれの結果もアスペリティのスペクトル振幅に対して小さいレベルであり、アスペリティの振幅レベルが断層面全体の振幅レベルとほぼ一致している。このように、アスペリティの設定が評価対象の断層モデルによる地震動評価結果に大きな影響を及ぼすことから、統計的方法により地震動評価を行う際は、その設定に対して充分留意す

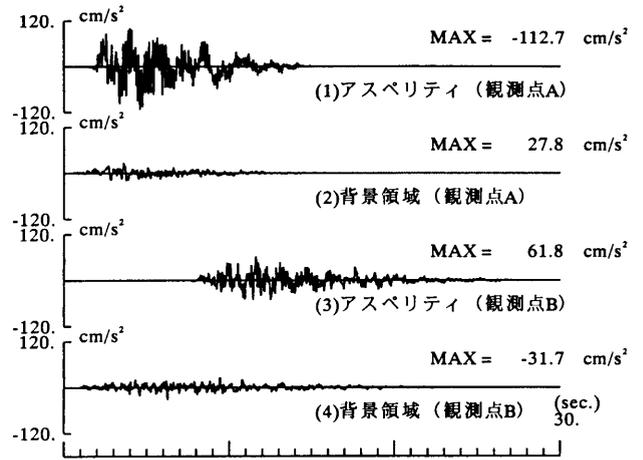


図2 統計的方法による加速度波形

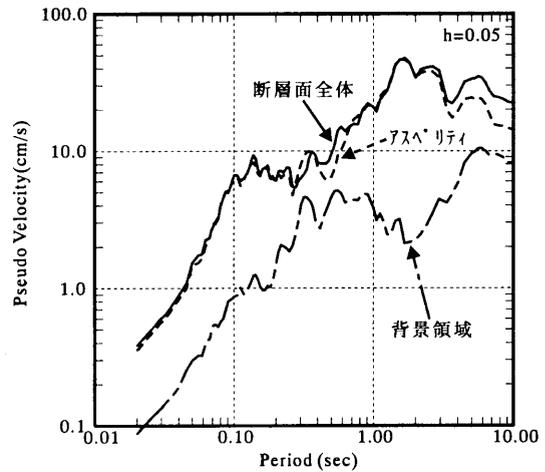


図3 統計的方法による擬似速度応答スペクトル (観測点 A)

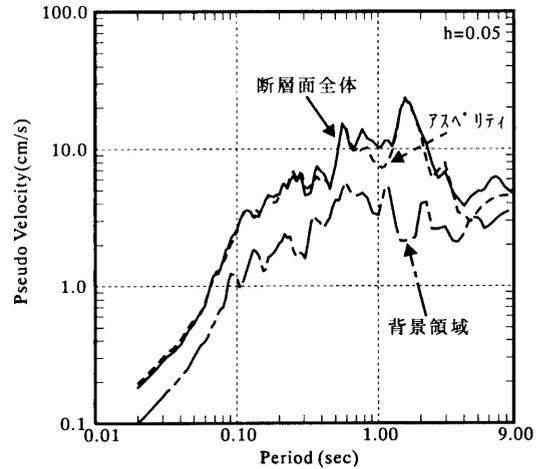


図4 統計的方法による擬似速度応答スペクトル (観測点 B)

る必要がある。

4.2 武村・池浦法による評価結果

武村・池浦法により波形合成を行う場合、断層面上のすべりの不均質性の強さを定めるパラメータ S_D を与える必要がある。観測記録のシミュレーション解析から、合成波と観測波の擬似速度応答スペクトルが短周期帯域で良く一致する S_D は $0.7 \sim 1.5$ の値となり、平均値 1.0 という結果が得られている¹³⁾。 $S_D=1.0$ とした場合、

短周期側の合成倍率は ω^2 モデルに対応することが明らかにされている¹⁴⁾。

一方、アスペリティを有する断層モデルから評価される地震動は、 ω^2 モデルに基づく地震動レベルに対して短周期レベルがかさ上げされた評価となる。従って、アスペリティモデルと等価な短周期レベルとなるような、断層面全体の不均質すべり分布の強さ S_D (以下、等価 S_D と呼ぶ) を与える必要がある。震源スペクトルが ω^2 モデルに従う場合、その短周期レベル M_{HF} は $S_D=1.0$ とした場合に一致することから¹⁴⁾、等価 S_D の値は M_{HF} に対するアスペリティモデルの短周期レベル M_{HF}^A の比となる。山添・他¹²⁾は、表2の断層パラメータから等価 S_D の値を 2.13 と評価しており、本検討で適用した震源特性化の手続きに従う場合、その値は常に同一である。

この等価 S_D の値を用いて評価した合成結果の擬似速度応答スペクトルを、観測点 A について図5、観測点 B について図6に示す。断層面上の不均質すべり分布を乱数により 5 ケース設定して評価した結果を重ねて示している。観測点 A, B の結果ともに、すべり分布によるスペクトル振幅の差はほとんど見られず、概ね一致したレベルである。観測点 A と B の結果を比較すると、統計的方法の場合と同様に、破壊伝播効果の影響により観測点 A の方が大きなレベルである。観測点 A における地震動の卓越周期は 0.7 ~ 1 秒程度であり、統計的方法による評価結果で見られた、アスペ

リティの破壊による 2 秒付近の卓越は現れていない。

4.3 評価結果の相互比較

本検討で対象とした統計的方法、武村・池浦法および経験的方法である修正法、大野式の 4 種類の強震動予測手法による評価結果の比較を行う。加速度波形を図7に示す。図7(1),(2)は観測点 A における統計的方法と武村・池浦法による評価結果の比較、図7(3),(4)は観測点 B における両手法の比較である。武村・池浦法の結果は 5 ケース設定した不均質すべり分布の中の 1 ケースの結果である。両手法の結果とも、破壊伝播効果の影響により観測点 A の結果は観測点 B と比較して短い継続時間となっており、最大値も大きな値である。両手法の結果を比較すると、統計的方法の場合、観測点 A の結果においては、4.1 節で述べたようにアスペリティの破壊により周期 2 秒付近の波動が卓越しており、観測点 B の結果においても 8 秒付近からアスペリティの破壊によるやや大きめの振幅が確認される。それに対して武村・池浦法は、断層面全体に対して不均質すべり分布を定める手法であるため、観測点 A の結果には統計的方法に見られたアスペリティの破壊に起因する周期 2 秒の特徴的な卓越は表れておらず、観測点 B においては破壊開始から大きな振幅となっている。アスペリティを有する断層モデルによる短周期レベルと等価なすべり分布の強さを与える等価 S_D を用いていることから、最大値は両手法でほぼ同じ値である。

観測点 A の擬似速度応答スペクトルを図8に示す。太実線で示した統計的方法の結果は、加速度波形で見られたようにアスペリティの破壊により周期 2 秒付近で卓越している。武村・池浦法は 5 ケース設定した不均質すべり分布の結果を細線で重ね書いているが、この周期では統計的方法に対して小さいレベルであり、断層面上の不均質すべりとして、アスペリティを設定することによる断層モデルの相違の影響が表れている。周期 1 秒以下の短周期帯域では等価 S_D により概ね一致したレベルである。図中には、修正法および第三紀以前の地盤上に対する、破壊伝播効果の補正係数を考慮した場合(NFRD on)としない場合(NFRD off)の大野式のスペクトルを併記した。統計的方法の結果は、周期 2 秒付近で NFRD on の大野式と概ね対応するレベルであり、武村・池浦法の結果は同じ周期帯において NFRD off の大野式と対応するレベルである。統計的方法の場合は、破壊の進行に伴い、特にアスペリティから放射される波動が重なり合って増幅し、2 秒付近で破壊伝播効果が明瞭に表れたと解釈される。それに対して武村・池浦法の場合は、アスペリティを設定していないため、断層面全体から放射される波動が重なり合う際に、2 秒付近では破壊伝播効果が明瞭に表れなかったと解釈される。周期 5 秒以上ではアスペリティの影響が小さくなり、両手法とも破壊伝播効果が明瞭となっており、NFRD on の大野式とほぼ同レベルになっていると考えられる。一方、1 秒以下の帯域では、大野式の結果は統計的方法および武村・池浦法の結果に対してやや大きめのレベルである。本検討では S 波速度 3.5km/s の地震基盤における地震動を評価しているが、大野式での第三紀以前の地盤は概ね S 波速度 600m/s 以上の露頭地盤であるため⁶⁾、地震基盤からの地盤増幅の影響により大きめの評価になった

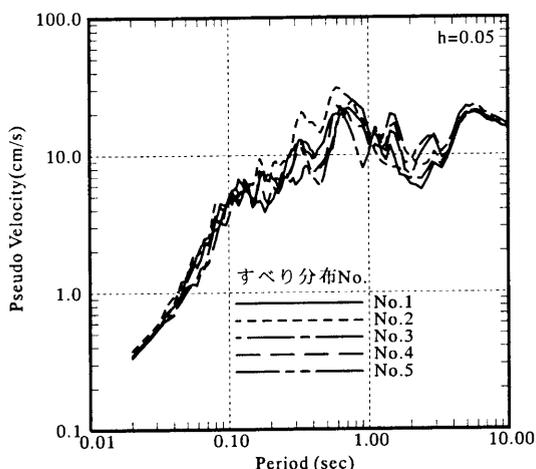


図5 武村・池浦法による擬似速度応答スペクトル (観測点 A)

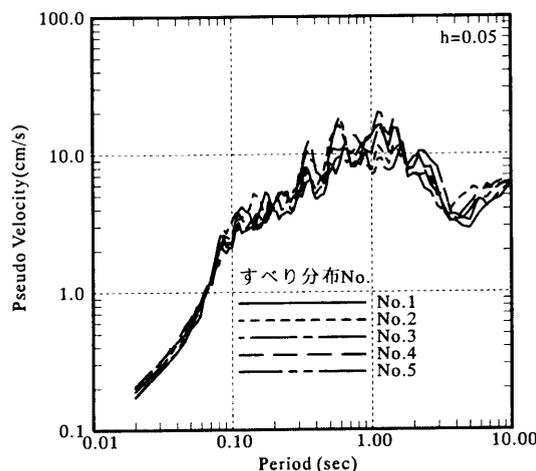


図6 武村・池浦法による擬似速度応答スペクトル (観測点 B)

と考えられる。修正法は評価対象の周期帯において武村・池浦法の結果と一致したレベルであり、両手法は同程度の地震動評価結果を与えることが分かる。

観測点 B の結果を図 9 に示す。統計的方法では観測点 A と同様に周期 2 秒付近にアスペリティの破壊による卓越が見られるが、振幅レベルは観測点 A の場合ほど大きくはなく、武村・池浦法の結果と同程度のレベルである。観測点 B は破壊が遠ざかる方向にあり、破壊伝播効果が明瞭に表れず、アスペリティの破壊の影響が相対的に小さくなるためと考えられる。周期 1 秒以下の短周期

帯域では、観測点 A の場合と同様に、統計的方法と武村・池浦法の結果は概ね一致している。周期 1 秒以下の帯域における両手法の結果に対して、大野式の結果は観測点 A で述べた要因により大きめの評価となっており、修正法による結果は統計的方法および武村・池浦法の結果と概ね同レベルである。

5. 鉄骨造高層建物への入力地震動の評価

次章では、前章で評価された統計的方法、武村・池浦法による地震動を用いて、鉄骨造高層建物の弾塑性地震応答解析を行う。ただし、前章で評価された地震動は地震基盤 (S 波速度 3.5km/s) における地震動であるため、地表面から地震基盤までの地盤モデルを設定し、1 次元波動論により地表面における地震動を評価して、次章での検討に用いる入力地震動とする。

設定した地盤モデルを表 3 に示す。GL-30m の位置に S 波速度 500m/s の層を設定し、GL-30m 以浅を S 波速度 100~350m/s の砂質土、粘性土から構成される表層地盤とした。表層地盤の各層に対して標準砂質土、標準粘性土の非線形特性¹⁹⁾を与え、等価線形解析により表層地盤の非線形性を考慮した。

表 3 の GL-3000m の地震基盤位置に前章で評価された地震動を入力し、地盤応答解析により地表面における地震動を評価する。なお、地震基盤位置に入力する地震動については、周期 10 秒以上の成分をフィルター処理により除去している。評価された地表面の地震動を、破壊伝播方向の観測点 A について図 10、破壊が遠ざかる方向の観測点 B について図 11 に示す。図 10,11 の(a)の上段が統計的方法、下段が武村・池浦法の加速度波形、図 10,11 の(b)が加速度応答スペクトルで、実線が統計的方法、破線が武村・池浦法のスペクトルである。図 10(b)の観測点 A では、アスペリティの破壊により地震基盤で卓越していた統計的方法の周期 2 秒付近の加速度応答レベルが、武村・池浦法と比較して大きなレベルとなっている。一方、図 11(b)の観測点 B では、両手法の周期 2 秒付近のレベルは同程度である。最大加速度、最大速度の一覧を表 4 に示す。観測点 A の最大速度は、統計的方法が 58.4cm/s、武村・池浦法が 50.1cm/s であり、50cm/s を超える値であることから、いずれもレベル 2 相当の地震動であると考えられる。なお今後は、本節で評価された地表面における地震動を、簡単のために統計的方法、武村・池浦法と表記する。

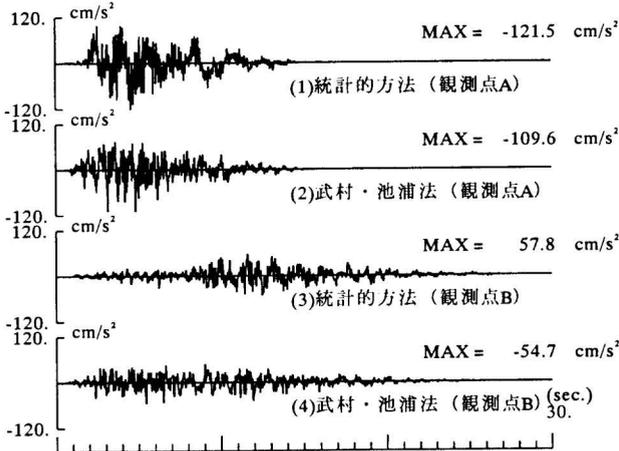


図7 統計的方法と武村・池浦法による加速度波形の比較

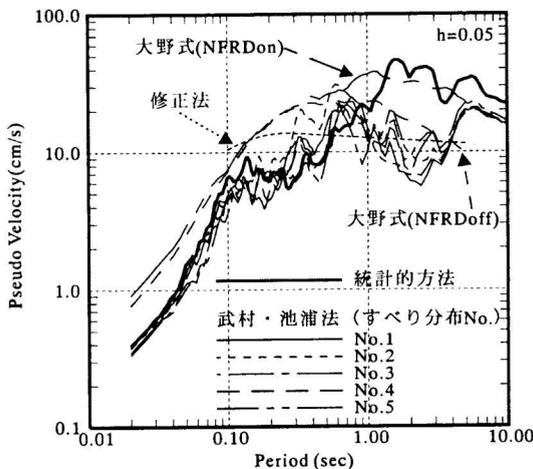


図8 各手法による擬似速度応答スペクトルの比較 (観測点 A)

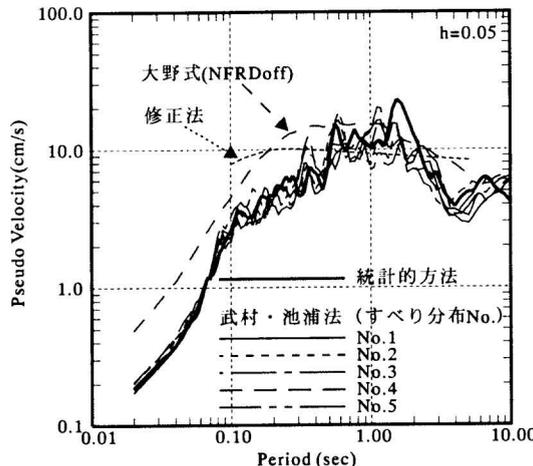
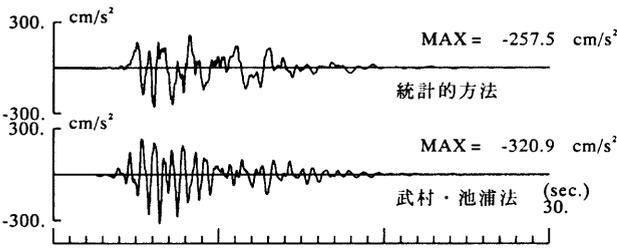


図9 各手法による擬似速度応答スペクトルの比較 (観測点 B)

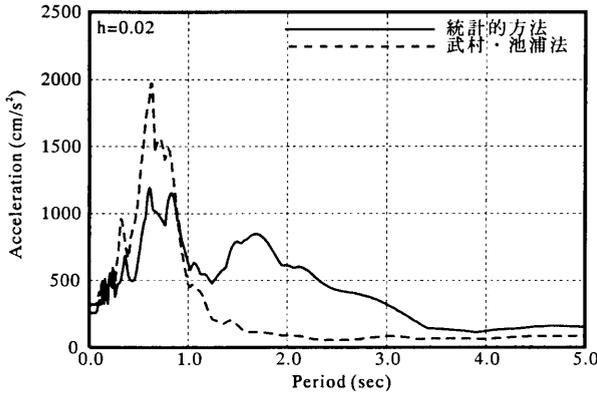
表 3 地表面から地震基盤までの地盤モデル

層	深度 (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	比重	非線形特性*
1	0 ~ -5	5	100	1.6	S
2	-5 ~ -10	5	150	1.6	C
3	-10 ~ -15	5	250	1.7	S
4	-15 ~ -20	5	350	1.9	S
5	-20 ~ -25	5	250	1.7	C
6	-25 ~ -30	5	300	1.9	S
7	-30 ~ -300	270	500	2.0	(線形)
8	-300 ~ -1000	700	1000	2.1	
9	-1000 ~ -2000	1000	1500	2.3	
10	-2000 ~ -3000	1000	2000	2.4	
11	-3000 ~	-	3500	2.6	

注*)S: 砂質土、C: 粘性土

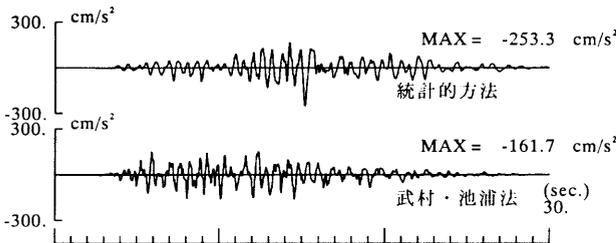


(a)加速度波形

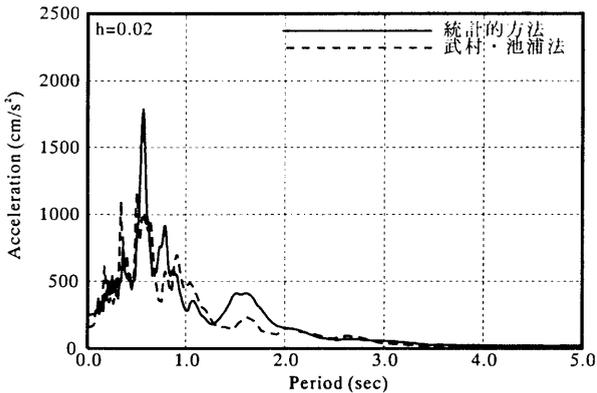


(b)加速度応答スペクトル

図10 地表面で評価された地震動(観測点A)



(a)加速度波形



(b)加速度応答スペクトル

図11 地表面で評価された地震動(観測点B)

表4 最大加速度、最大速度の一覧

	最大加速度(cm/s ²)		最大速度(cm/s)	
	統計的方法	武村・池浦法	統計的方法	武村・池浦法
観測点A	257.5	320.9	58.4	50.1
観測点B	253.3	161.7	30.8	17.7

6. 鉄骨造高層建物の弾塑性地震応答解析

前章で評価した統計的方法、および武村・池浦法を用いて、鉄骨造高層建物を対象とした弾塑性地震応答解析を行い、震源断層の不均質性のモデル化の相違が建物の応答に及ぼす影響について検討する。さらにその結果を、告示1461号第四号イにおいて、極めて稀に発生する地震動に対して与えられている加速度応答スペクトルに適合する地震動(以下、告示波と呼ぶ)、および代表的な既往観測波(以下、既往波と呼ぶ)を入力地震動とした場合の応答解析結果と比較し、それぞれの入力地震動により評価された解析結果の差異について考察する。

6.1 解析対象建物と解析モデル

検討の対象とする建物を図12に示す。7.5mグリッドで、長辺方向5スパン、短辺方向3スパンの平面形状を持つ、19階建純ラーメン鉄骨造建物(高さ約65m)である。部材断面は表5に示すような構成で、箱型断面の柱と、I型断面の梁で構成されている。解析モデルとして、短辺方向フレームを切り出した平面フレームモデルを以下のように構築する¹⁶⁾。図13に示すように1階柱脚を固定とし、梁は曲げせん断、柱はさらに軸変形を考慮したビーム要素により線材置換し、柱と梁の接合部にはせん断変形のみを考慮したパネル要素を配置する。この結果、柱と梁の交点に考慮する自由度は水平、上下、回転、せん断の4自由度となるが、水平自由度は剛床仮定により各階を構成する節点毎に共通とする。重量は各節点に支配面積に応じて分配する。柱と梁の非線形特性は全塑性モーメントを降伏点とする二折線型とし、接合部パネルと接する部材端の曲げモーメント-節点回転角関係を材端ばねモデルを用いて表現する。ただし、固定と仮定した一階柱脚は応力が過大評価となるため線形と仮定する。降伏後の剛性は、梁の全長にわたり逆対称モーメントを仮定した時の回転剛性に対し1/100とする。地震応答解析は、自重による静的解析から評価された長期応力を考慮した上で、水平一方向入力により実施する。減衰は瞬間剛性に比例する内部粘性型を仮定し、水平方向の振動が卓越する1次固有周期2.1秒に対して2%を仮定する。積分時間刻みは0.005秒とする。

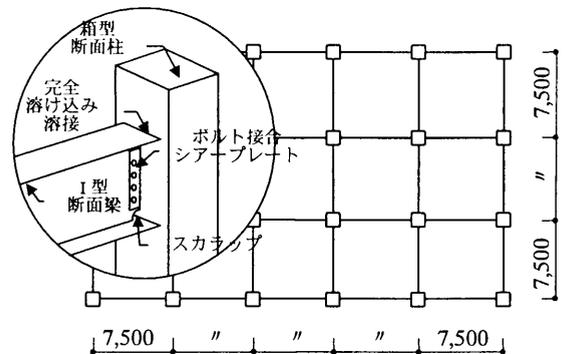


図12 解析対象建物架構平面図と接合部

表5 断面リスト

階	外柱	内柱	梁
14~R	□-52.5×1.2		I-70×25×1.2×2.0
9~13	□-52.5×1.6		I-70×30×1.2×2.0
5~8	□-52.5×1.9	□-52.5×2.2	I-70×30×1.2×2.5
2~4	□-52.5×2.2	□-52.5×2.5	I-70×30×1.2×2.8
1~2			

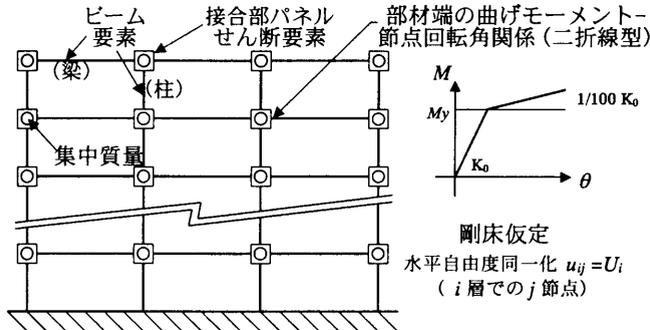
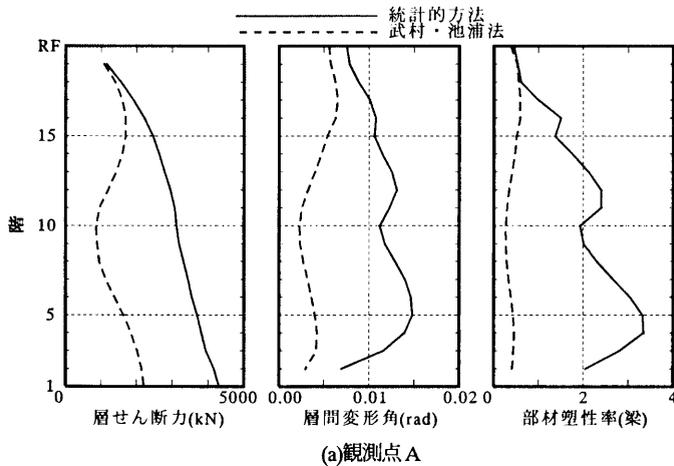


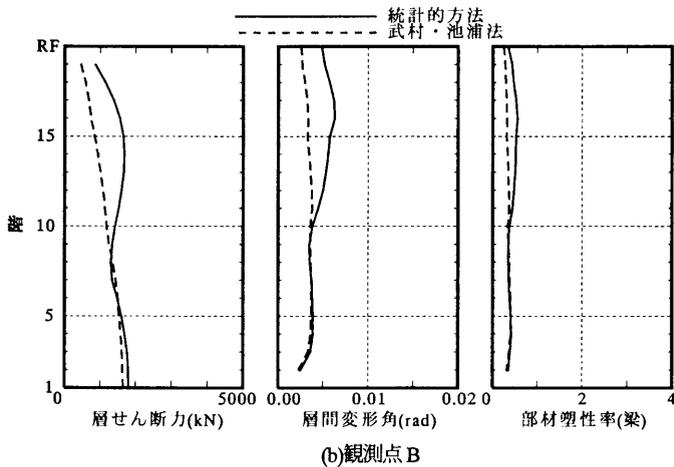
図13 解析モデル (平面骨組みモデル)

6.2 統計的方法、武村・池浦法による地震動を入力した場合

地震応答解析結果として、層せん断力、層間変形角、梁の部材塑性率を、観測点 A について図 14(a)、観測点 B について図 14(b) に示し、各図中で統計的方法を入力した場合を実線、武村・池浦法を入力した場合を破線で示している。図 14(a)の観測点 A にお



(a)観測点 A



(b)観測点 B

図14 地震応答解析結果

る統計的方法の結果は、ほぼ全層で層間変形角は 1/100 以上、梁の部材塑性率は 1 以上で、5 層目付近の梁の部材塑性率は 3 を上回る値となっており、一般的な高層建物のレベル 2 のクライテリアを超える応答値である。本検討で解析対象とした建物の 1 次固有周期は 2.1 秒であり、アスペリティの破壊により生じた入力地震動の卓越周期の約 2 秒と一致しているため、1 次振動モードが励起され、このような大きな応答値となっている。一方、武村・池浦法を入力した結果は、層間変形角は 1/100 未満、梁の部材塑性率は 1 未満で弾性範囲内となっている。武村・池浦法では、統計的方法のようにアスペリティを陽な形で考慮していないため、周期約 2 秒の波動が卓越せず、2 秒付近の加速度応答レベルは統計的方法のレベルと図 10(b)に示したような差である。最大速度は表 4 に示したとおりいずれも 50cm/s を超え、レベル 2 相当の地震動であるが、建物の 1 次固有周期に対応する周期成分のレベルの差が、そのまま建物の応答値の差として現れている。図 14(b)の観測点 B では、統計的方法においても周期約 2 秒の卓越は見られないため、応答値は観測点 A より小さく、両手法で概ね同程度の値である。

以上より、震源断層の不均質性のモデル化の相違によって、建物の応答値に大きな差異を生じさせることが分かった。特に、不均質性としてアスペリティを設定した場合、その破壊による地震動の卓越周期と建物の固有周期が一致すると、レベル 2 のクライテリアを超える応答値が評価されることから、その設定が建物の応答値に与える影響は大きい。

6.3 告示波、既往波を入力した場合

6.2 節の検討は、建物の敷地周辺に位置する活断層を対象とした断層モデルを設定し、強震動予測手法を用いて建設地点における地域波を策定した場合の検討、すなわち 1 章で述べた告示 1461 号の第四号イただし書きに従って入力地震動を定めた場合の検討に相当する。本節では、この結果のうち建物の応答値が大きくなった観測点 A における統計的方法の結果を、第四号イで規定される告示波を用いた場合の検討結果と比較する。告示波は、地下深所において十分な層厚と剛性を有し、S 波速度が約 400m/s 以上の地盤と定義される工学的基盤において設定されている。そこで本検討では、表 3 に示した地盤モデルの S 波速度 500m/s の層を工学的基盤と定義して告示波を入力し、地盤応答解析により地表面の地震動を評価する。告示波の位相特性は、内陸の活断層で発生する地震動を想定し、兵庫県南部地震時の神戸海洋気象台における観測記録の NS 成分の位相特性とした。なお今後は、ここで評価された地表面の地震動を、簡単のため告示波と表記する。

評価された告示波の加速度波形を図 15(a)の上段、工学的基盤に入力した原波を図 15(a)の下段に示し、加速度応答スペクトルを図 15(b)に一点鎖線で示す。スペクトルの図中には、図 10(b)に示した観測点 A における統計的方法のスペクトルを実線で併記した。図 15(b)を見ると、1 秒付近では告示波は統計的方法に対して 2 倍程度のレベルとなっているが、アスペリティの破壊による卓越周期の 2 秒付近では統計的方法の方が大きなレベルである。告示波の最大速度は 94.9cm/s で、統計的方法の 58.4cm/s、武村・池浦法の 50.1cm/s と比較して大きめの値である。

さらに、日本建築センター等の指定確認検査機関による運用規定では、告示波の他に最大速度を 50cm/s (極めて稀に発生する地震動を用いる場合) に基準化した既往波を併用することが定められている¹⁷⁾。そこで、設計に用いられる代表的な既往波である El Centro NS(1940), Taft EW(1952), Hachinohe NS(1968) の3波のうち、代表例として、最大速度を 50cm/s に基準化した El Centro NS(1940) を入力地震動とした検討も行う。その加速度応答スペクトルを図 15(b) に点線で併記した。

告示波を入力した場合の地震応答解析結果を図 16 に一点鎖線で示す。図中には図 14(a) に示した観測点 A における統計的方法の解析結果を実線で併記している。告示波を入力した場合は、下層部分で層間変形角が 1/100 を超え、梁の部材塑性率が 2 を上回る結果であるが、統計的方法を入力した場合よりは小さい応答値であり、概ね相似形の分布形状である。先に述べたような、建物の 1 次固有周期に対応する周期帯における入力地震動のレベルの差が

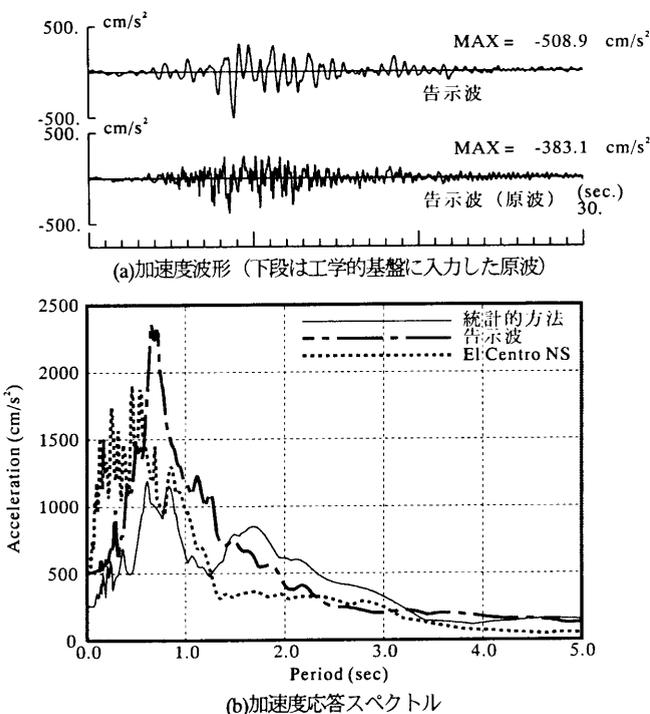


図 15 告示波入力により評価された地表面の地震動 (加速度波形の上段およびスペクトル中の一点鎖線)

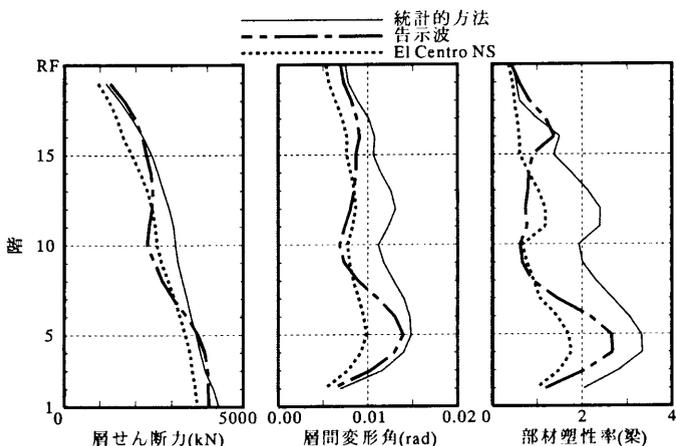


図 16 各入力地震動による地震応答解析結果の比較

現れた結果である。

既往波を用いた検討として、El Centro NS(1940)を入力した場合の結果を図 16 に点線で示した。10 層目付近で一部告示波の結果を超えるが、建物の 1 次固有周期に対応する周期帯における応答スペクトルのレベル差により、建物全体では告示波の結果の方が概ね大きくなっている。なお、Taft EW(1952), Hachinohe NS(1968) を入力した検討も別途行ったが、いずれも El Centro NS(1940) と同程度の結果となった。

この結果より、今回検討対象とした建物は、一般的な告示波+既往波の設定に対しては設計クライテリアをほぼ満足している。しかしながら、本検討のような断層モデルを想定し、統計的方法により地域波を策定して応答解析を行うと、その設計はクライテリアを満足しない結果となっている。

7. まとめ

2000 年 6 月に施行された改正建築基準法により、敷地の周辺における断層を想定して地域波を策定し、構造物の設計に用いることが可能な状況となってきた。このような背景の元、強震動予測手法の確立を目指して、震源特性化の手続きとその適用性に関する研究が近年盛んに行われており、その中で震源断層の不均質性はアスペリティによって表現されている。一方、武村・池浦⁴⁾は、不均質性のモデルとして、アスペリティモデルとは異なり、断層面全体に一樣な不均質性を考えるモデルを提案している。

本検討では、まずアスペリティを考慮した断層モデルを対象として、統計的方法と武村・池浦法および経験的方法である修正法と大野式を適用し、各種強震動予測手法による評価結果の差異について検討した。統計的方法と等価 S_D を用いた武村・池浦法の評価結果は、短周期帯では一致したレベルである。アスペリティの破壊による卓越周期帯では、破壊が進む側では両手法の結果に大きな差は生じないが、破壊が進行する側で差は顕著となり、大野式で NFRD 効果の補正係数を考慮した場合としない場合の差にほぼ等しい。修正法の結果はいずれの側でも武村・池浦法と同レベルにあり、両手法で地震動の差はそれ程生じない。このように、アスペリティを考慮した断層モデルに対して強震動予測を行う場合、各手法の震源断層のモデル化の相違により評価結果に差異が生じる場合がある。近年の地震学の進歩により断層面上のアスペリティの存在が確認され、強震動予測に用いられようとしているが、将来の地震に対する予測となると、アスペリティによるモデル化が必ずしも確立されたものとはなっていない。従来から経験的、半経験的に行われてきた予測も、観測された強震記録を基に構築されてきたものであり、より少ないパラメータである程度の精度を持った強震動を予測できるという面で、その役割はまだ重要である。強震動予測を行う際は、各手法の特徴を良く理解し、状況に合わせて適用することが望まれる。

次に、統計的方法、および武村・池浦法による評価結果を入力地震動として、鉄骨造高層建物を対象とした弾塑性地震応答解析を行い、震源断層の不均質性のモデル化の相違が建物の応答に及ぼす影響について検討した。その結果、モデル化の相違による地震動評価結果のレベルの差に対応して、建物の応答値に大きな差異を生じ

させることが分かった。特に、不均質性としてアスペリティを設定する場合、その破壊による地震動の卓越周期と建物の固有周期が一致すると、レベル2のクライテリアを超える応答値が評価されることから、アスペリティの設定が建物の応答値に与える影響は大きい。さらに、告示波と既往波を入力地震動とした検討を行ったところ、地域波の位置付けとなる統計的方法による地震動を入力した場合の方が大きな応答値となった。この結果は、今回検討対象とした建物は、一般的な告示波+既往波の設定に対しては設計クライテリアをほぼ満足しているが、本検討のような断層モデルを想定し、統計的方法により地域波を策定して応答解析を行うと、その設計はクライテリアを満足しない結果となっている。

以上の検討を考慮すると、敷地周辺に断層が確認されるときには、断層を想定した地域波を策定し、建物の応答値を評価することが必要である。文献¹⁸⁾においても、敷地周辺の地震環境を考慮して入力地震動を定めるべきであるとの考えが述べられている。その際、建物の応答に大きな影響を及ぼす断層面上の不均質性については、近年の強震動の研究成果に基づけば、アスペリティを考慮することが適切であると考えられる。しかしながら、現状ではその予測は困難であり、設計的には本検討のように建設地点に最も影響のある位置に設定することになる。断層面上の複雑な不均質分布を矩形のアスペリティとして建物の近傍に単純化した場合、地震動の評価は上限値となるであろう。このような地域波が評価された場合、設計的には二つの選択肢があると思われる。

一つは、評価された地域波が、建物にとっては発生し得る最大の地震動であると判断して、崩壊だけは免れるように設計するという選択肢である。検討対象建物が重要度の高い建物である場合には、この考え方で設計が行われることが望ましい。設計外力を超える地震動に対する構造物の挙動の解明が重要であるとの議論^{19),20)}もあり、構造物の強非線形領域における解析精度の向上が期待される。

もう一つは、アスペリティを予測して地域波を策定することはまた困難であると判断し、その前段階として、経験的距離減衰式(例えば大野式)を用いて評価された地震動を地域波とするという選択肢である。経験式により、実際に観測された地震動の平均的なレベルが評価され、そのレベルは観測的な裏付けのあるレベルとなる。アスペリティの予測が困難な現状で地域波を策定する場合、一般的な建物については、このようなレベルの地震動を地域波として設計に用いることも一つの方策である。ただし、第二の選択肢のような段階を踏みながら、今後、震源特性の解明等から明らかにされる知見に基づいた、物理的根拠のあるアスペリティの予測が行われるようになれば、アスペリティモデルにより評価された地震動を地域波として採用すべきであると思われる。

謝辞

本報をまとめるにあたり、鹿島小堀研究室の武村雅之博士、山田有孝博士、加藤研一博士には貴重な御助言を頂きました。山田博士には検討に用いた建物モデルも提供して頂きました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 入倉孝次郎：特定の活断層を起震断層とした強震動の評価手法、第2回地震調査研究と地震防災工学の連携ワークショップ予稿集「地震動予測地図の作成に向けてー現状と今後の課題」、pp.1-24、2001.3
- 2) 釜江克宏、入倉孝次郎、福知保長：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測ー統計的波形合成法による予測ー、日本建築学会構造系論文報告集、第430号、pp.1-9、1991.12
- 3) Kamae, K., K. Irikura and A. Pitarka : A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.88, No.2, pp.357-367, 1998.4
- 4) 武村雅之、池浦友則：震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価、地震2、第40巻、pp.77-88、1987
- 5) 武村雅之、釜田正毅：強震動予測に与える短周期ディレクティブティの影響ー小林・翠川法と等価震源距離ー、日本建築学会大会学術講演梗概集B2、pp.165-166、1998
- 6) 大野晋、高橋克也、源栄正人：カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用、日本建築学会構造系論文報告集、第544号、pp.39-46、2001.6
- 7) 香川敬生、入倉孝次郎、武村雅之：強震動予測の現状と将来の展望、地震2、第51巻、pp.339-354、1998
- 8) Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura and M. Takemura : Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, Vol.218, pp.69-81, 1993
- 9) 翠川三郎、小林啓美：地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定、日本建築学会構造系論文報告集、第282号、pp.71-81、1979.8
- 10) Somerville, P. G., N. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol.70, pp.59-80, 1999
- 11) Irikura, K.: Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function, 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151-156, 1986
- 12) 山添正稔、武村雅之、加藤研一：アスペリティモデルに対する震源近傍の地震動評価ー各種強震動予測手法による評価結果の相互比較ー、日本建築学会技術報告集、第17号、pp.77-82、2003.6
- 13) Takemura, M. and T. Ikeura: A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: simulation of strong ground motions during large earthquakes, J. Phys. Earth, Vol.36, pp.89-106, 1988
- 14) 池浦友則、武村雅之：不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価法ー震源スペクトルのスケーリングと高周波地震動ー、地震2、第43巻、pp.483-492、1990
- 15) 原昭夫：土の動的変形特性と地盤の応答解析に関する研究、東京大学学位請求論文、1980
- 16) 武藤清：耐震設計シリーズ応用編、構造物の動的設計、丸善、1977
- 17) 加藤研一：改正建築基準法に至る地震外力の考え方ー設計適用の観点から見た現状と課題ー、第30回地震震動シンポジウム、pp.13-23、2002.10
- 18) 日本免震構造協会技術委員会・設計部会・入力地震動小委員会：免震・高層建築における設計用入力地震動の考え方、MENSHEIN, No.41、pp.51-55、2003.8
- 19) 福和伸夫：巨大地震を前にしたわれわれの備え、建築雑誌、pp.8-9、2003.3
- 20) 金山弘雄：地震時挙動の検証精度と耐震・制震設計ー応答の幅に対応する技術の姿勢についてー、震災予防、No.187、pp.19-22、2002.11

プレート境界地震と地殻内地震の違いを考慮した地震動評価 GROUND MOTION ESTIMATION FOR INLAND AND SUBDUCTION EARTHQUAKES

釜江克宏 川辺秀憲
Katsuhiko KAMAE Hidenori KAWABE

Long-term probabilities of several large inland as well as huge subduction earthquakes have been evaluated by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. In order to mitigate the disaster caused by such earthquakes, it is very important to predict broad-band strong ground motions of engineering interest before events. A methodology has been proposed for estimating strong ground motions from scenario earthquakes caused by these events by Irikura et al. (2003). In this paper, a recipe for constructing the source model for inland and subduction earthquakes is explained focusing on differences. Furthermore, the characteristics of strong ground motions from inland and subduction earthquakes are discussed through some simulations as well as the recordings.

1. はじめに

1995年兵庫県南部地震が発生した同年、地震調査研究推進本部が発足し、地震災害の軽減を目指したさまざまな研究が行われてきた。その一つが地震発生の長期評価に基づく地震動予測地図作成のプロジェクトである。地震動予測地図として、「ある一定の期間内にある地域が強い地震動に見舞われる可能性を確率を用いて予測する」確率論的地図と「地震発生の可能性の高い断層（震源域）を想定し周辺地盤の揺れを決定論的に予測する」シナリオ地図の2つが研究されている。これら地震動予測地図の対象となる地震として、活断層によって引き起こされる内陸地殻内地震とプレートの沈み込み帯で発生するプレート境界地震（海溝型地震）が現時点では考えられている。1995年兵庫県南部地震(M7.3)や2000年鳥取県西部地震(M7.3)は前者の地震であり、2003年十勝沖地震(M8.0)は後者の地震である。これら2つのタイプの地震に対して地震動を決定論的に評価するため、震源のモデル化から地震動評価とその結果の検証までの枠組みがレシピとして提案されている¹⁾。既に内陸の地殻内地震については、糸魚川・静岡構造線断層帯地震および森本・富樫断層帯地震などで、またプレート境界地震については、東南海・南海地震および宮城県沖地震を対象とした地震動評価結果が中間的なものも含め公表されている。ここでは2つのタイプのシナリオ地震を対象に、震源のモデル化から地震動評価までを紹介し、震源のモデル化手法

の違いや評価された地震動の違いなどを観測結果なども踏まえて概説する。

2. プレート境界地震と地殻内地震の違い

プレート境界地震は海洋性のプレート（フィリピン海プレートや太平洋プレートなど）が日本列島の位置する大陸プレートの下にもぐり込む境界で発生する地震であり、発生間隔は場所によっても異なるが比較的短く、例えば南海・東南海地震で100年～150年程度と言われている。また繰り返しばほぼ同じ震源域を持ち、その規模はM8を超える巨大なものになる場合が多い。2003年十勝沖地震は1952年に起こった十勝沖地震とほぼ同じ震源域を持つ地震であると報告されている²⁾。一方、活断層によって引き起こされる地殻内地震はその発生間隔が非常に長く（数千年）、地質学的な情報（活断層調査）によってのみその震源域が特定されているのが現状である。規模についてはプレート境界地震より小さく、M7程度の地震が経験的には多い。ただし、M8クラスの地震が起こらないとする根拠は現時点ではない。地震動の特徴としては、プレート境界地震は震源域が陸域から離れていることが多く、その強さは震源域が陸域にある地殻内地震に比べ小さいが、地震の規模が非常に大きい（震源域が広い）ことから、強い地震動が非常に広範囲に及ぶ。また震源域に近い沿岸部などで非常に強い地震動となるだけでなく、震源域から遠く離れた都市部では震源で生成さ

れた周期の長い地震波が堆積盆地内で増幅され、長周期地震動が強くなる可能性が高い。一方、地殻内地震では1995年兵庫県南部地震もそうであったように、都市直下で発生する可能性があり、震源域までの距離が非常に小さく、非常に強い地震動となる。これらの2つのタイプの地震による地震動の違いを図1及び図2に例示する。図1には地殻内地震については1995年兵庫県南部地震時の震源近傍強震動の例として神戸海洋気象台における観測記録を、また2000年鳥取県西部地震時の震源近傍強震動の例としてKiK-net観測点である日野(TTRH02)における地表面での観測記録を、プレート境界地震の例として後述する想定南海地震時の大阪市内での予測地震動波形³⁾と2003年十勝沖地震時のK-NET観測点の2箇所の観測記録を示す。図2にはそれらの擬似速度応答スペクトルでの比較を示す。1995年兵庫県南部地震における震源近傍域では、図1に示したようなキラーパルスと呼ば

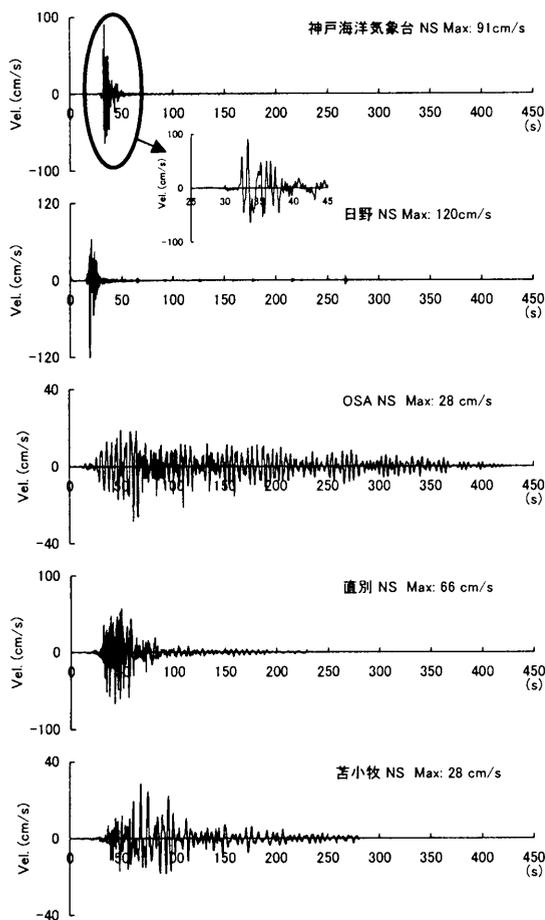


図1 地殻内地震とプレート境界地震時の地震動の比較
上から1995年兵庫県南部地震、2000年鳥取県西部地震、
想定南海地震、2003年十勝沖地震(直別・苫小牧)

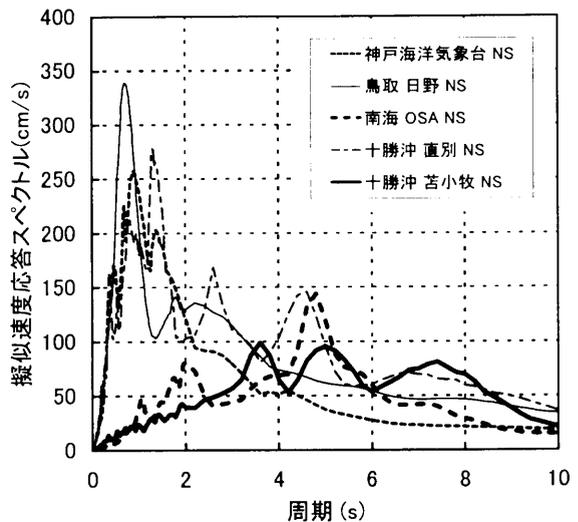


図2 図1に示した地震動の減衰5%の擬似速度応答スペクトルでの比較

れる1~2秒の速度パルス波が生成され、盆地端部効果によってより大きな振幅となったことが特徴的である。パルス波は断層破壊の進行と破壊メカニズムとによるディレクティビティ効果によって生成され、その周期は断層面上でのアスペリティと呼ばれるすべり量が大きいところのサイズに依存することがわかっている。同様に2000年鳥取県西部地震などでもディレクティビティ効果によるパルス状の波形が観測されている。いずれも後述のプレート境界地震による地震動に比べ継続時間の短い、大振幅の地震動となっている。一方、プレート境界地震の特徴としてまずあげられるのが継続時間の長さである(図1)。これは地震の規模が大きく、震源断層の大きさが非常に広いことが一つの原因であり、特に想定南海地震時における大阪市内(OSA)では大阪盆地の3次元的な地下構造が継続時間をより長くしているものと考えられる。また、周期特性は図2からプレート境界地震では周期の長い波が卓越することがわかる。もちろん震源域に近い沿岸部では2003年十勝沖地震の直別で観測されたように短周期成分も強いパワーを有する。詳細な検討は現在進行中であるが、この地震で観測された高周波レベルは過去の地震の平均値より高く、例えば想定されている南海・東南海地震より高周波地震動をより強く放射した地震であると推定される。残念ながらここではより規模の大きい想定南海地震時における震源に近い沿岸部での予測波形との比較はできないが、後述するプレート境界地震の震源のモデル化手法の中で再度言及する。

3. 震源のモデル化手法

次章では地殻内地震やプレート境界地震を対象とした地震動評価結果を紹介するが、ここではその前に震源のモデル化に焦点を当て、現時点で提案されているレシピに基づき両者の地震に対する手法の違いなどを簡単に紹介する。レシピについての詳細は文献¹⁾を参照されたい。将来の地震に対する地震動予測を行うためには、震源のモデル化が重要な役割を果たすことは論を待たない。特に、地震動の評価には震源に関して断層面積や地震モーメントなどの巨視的断層パラメータ (outer fault parameters) だけでなく、震源断層内における不均質なすべり分布などの微視的断層パラメータ (inner fault parameters) が重要な要素であり、それらは物理モデルに基づき、かつ有効性が確認されたものを与えることが重要である。レシピでは強震動記録を用いた波形インバージョン結果から導かれた経験的な相似則⁴⁾に基づき総地震モーメントや全破壊域及びアスペリティの総面積などが評価される。活断層による地殻内地震の場合では、巨視的パラメータは活断層調査などによって断層の長さや地震発生層の深さから全破壊域が推定され、経験的な相似則によって全地震モーメントが評価される。一方、プレート境界地震の場合には震源域の特定は可能であっても全破壊域を推定することは困難で、現状では地震規模 (マグニチュードや地震モーメント) から全破壊域での平均的な応力降下量を仮定して円形クラックの式から全破壊域の面積を評価する方法がとられることが多い。この場合、プレート境界地震のインバージョン結果に基づく平均的な地震モーメント-断層面積の経験的な関係 (地殻内地震による結果とほぼ同じ関係) を用いるか、地域性を考慮すべきか、地殻内地震と違ってデータの数だけでなく、今後の課題でもある。図3は地殻内地震の場合の相似則を示す図であるが、最近地震モーメントが 10^{19} N·m を越える地震に対しては図に示すように地震モーメントと全破壊域の面積との関係が変化すると指摘されている¹⁾。図4はアスペリティの総面積 (大きな地震では複数のアスペリティが存在する) と全破壊域との関係を示すもので、面積比がほぼ一定 (約 22%) であることを示している¹⁾。プレート境界地震ではデータの数はいくつか、同様な結果⁸⁾が得られており、ちなみに面積比は平均で 25% という値となっている。ただし、プレート境界地震の場合、波形インバージョンの周期が数秒以上の長周期に限られていたり、観測点数が少なく震源域を十分カバーしていないなどのバラツキが大きくなる原因

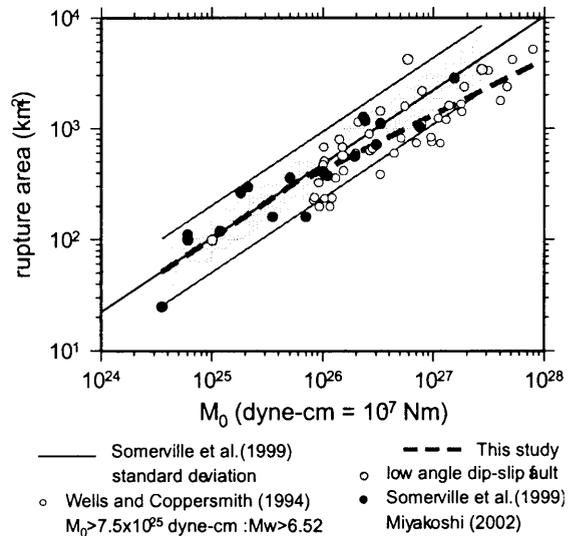


図3 地殻内地震に対して得られた経験的な総地震モーメントと全破壊域の面積との関係¹⁾

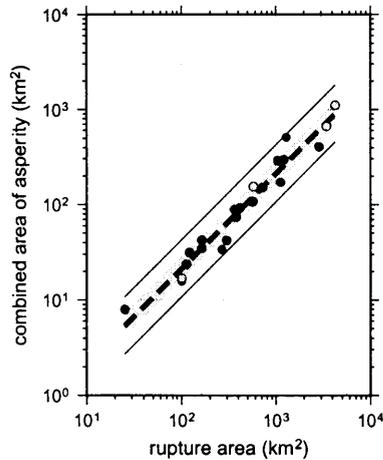


図4 地殻内地震に対して得られた経験的なアスペリティの総面積と全破壊域の面積との関係¹⁾

もあり、今後地震動評価などによる検証が望まれる。微視的パラメータも波形インバージョン結果などから得られた経験的な相似則に基づき評価される。微視的パラメータの内、アスペリティの面積と応力降下量が重要なパラメータとなり、レシピではアスペリティモデルを想定し、Boatwright (1988)の(1)式によってアスペリティの面積比と全破壊域の平均的な応力降下量から評価される。地殻内地震のようにデータが多く、アスペリティの面積比に信頼性がある場合は(1)式の適用も可能であるが、データの少ないプレート境界地震の場合には他の拘束条件

が望まれる。そこで、レシピでは加速度震源スペクトルの相似則が利用される。図5は文献⁷⁾によって得られた経験的な地震モーメントに対する加速度震源スペクトルの短周期レベルとの相似則を示す。この相似則と動力モデルから得られた関係式^{(2)式}⁸⁾によってアスペリティの面積や応力降下量が評価できる。従って、図5に示した相似則の地域性などを調べるのが重要である。

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{Rr^2} = \Delta\sigma_c \cdot \frac{S}{S_a} \quad (1)$$

ここで $\Delta\sigma_a$ はアスペリティの応力降下量、 $\Delta\sigma_c$ は全破壊域の平均的な応力降下量、 M_0 は地震モーメント、 R はアスペリティモデルの全破壊域の等価半径であり($S = \pi R^2$)、 r はアスペリティ部分の等価半径である($S_a = \pi r^2$)。なお、(1)式は背景領域での応力降下量をゼロと仮定した場合の式である。

$$A_0^a = 4\pi^{1/2} \beta v_R S_a^{1/2} \Delta\sigma_a \quad (2)$$

ここで A_0^a はアスペリティからの加速度震源スペクトルのレベル、 β はS波速度、 v_R は断層の破壊速度を表す。

ここでは簡単に地殻内地震とプレート境界地震の震源のモデル化手法についてレシピに基づき概説した。次章では地殻内地震とプレート境界地震についてレシピに従った地震動評価結果を紹介する。冒頭でも述べたように、地震調査研究推進本部によって既にいくつかの地殻内地震やプレート境界地震についての評価結果が公表されているため、ここではレシピの検証も視野に入れた地震動評価結果を紹介する。

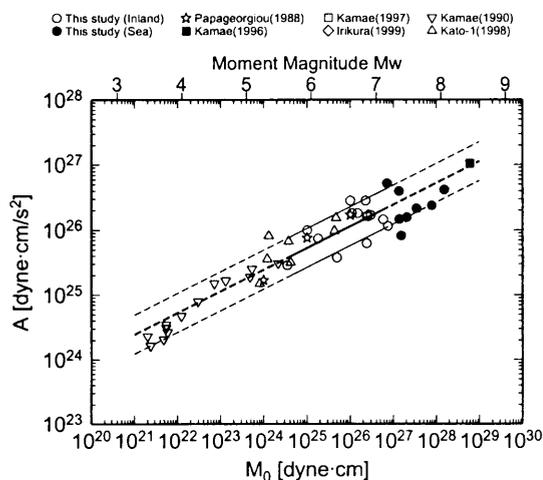


図5 加速度震源スペクトルの高周波レベルと地震モーメントとの経験的關係⁷⁾

4. 地殻内地震とプレート境界地震の地震動評価の例

4.1 地殻内地震の地震動評価

最近の地殻内地震の例(日本国内)としては、1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震があり、また強震記録の存在しない過去の地震の例としては、1945年三河地震(M6.8)や1948年福井地震(M7.1)があるが、これらの地震については最適な震源モデルやレシピで表現される特性化震源モデルに基づく地震動評価が行われ、観測記録や被害から推定された震度などとの比較からレシピの検証が行われている⁹⁻¹²⁾。ここでは最近の地殻内地震、すなわち宮城県北部の地震(M6.2)を対象とした地震動評価結果¹³⁾を紹介する。レシピに従った震源のモデル化によってどの程度観測記録が説明できるかを検討したものである。地震動評価には経験的グリーン関数法を用いた。この地震もこれまでの規模の大きい地殻内地震同様、断層面でのすべり分布は不均質であることが既に波形インバージョンによって指摘されており¹⁴⁾、ここではその結果を参考にアスペリティの位置だけを拘束し、その大きさや応力降下量についてはレシピに従い特性化されている。また、特性化にあたっては経験的な相似則のバラツキを考慮し、合成結果と観測記録と比較検討から特性化震源モデルの有効性について議論する。図6は波形インバージョンの結果¹⁴⁾である。その結果によるとアスペリティは2個存在し、それぞれのアスペリティの震源パラメータはレシピに従い平均値と $\pm 1\sigma$ から表1のように決定される。図7には設定した3種類(平均値と $\pm 1\sigma$)の震源モデル(矩形アスペリティ)を示す。破壊開始点などの先見的な情報に基づき経験的グリーン関数法によ

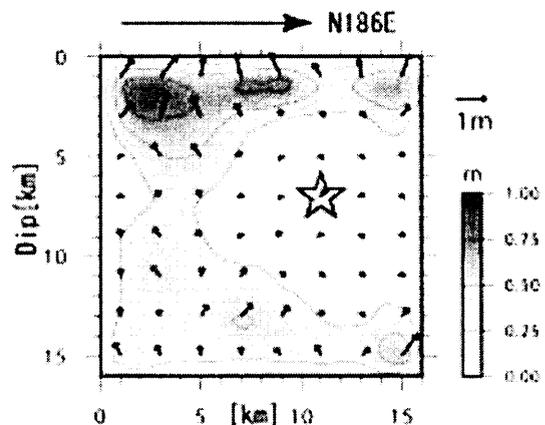


図6 2003年宮城県北部の地震(本震)の波形インバージョンによるすべり分布¹⁴⁾

表1 2003年宮城県北部の地震(本震)のレシピに基づいた特性化震源モデルの震源パラメータ

		平均	上限(+ σ)	下限(- σ)
断層	Mo [dyne·cm]	2.32×10^{25}	←	←
	S [km ²]	181	←	←
	$\Delta\sigma_c$ [bar]	23	←	←
アスペリティ	Moa [dyne·cm]	1.04×10^{25}	1.39×10^{25}	7.76×10^{24}
		7.69×10^{24}	1.03×10^{25}	5.74×10^{24}
		2.72×10^{24}	3.64×10^{24}	2.03×10^{24}
	Sa [km ²]	40.7	54.5	30.3
		27.1	36.3	20.2
		13.6	18.2	10.1
$\Delta\sigma_a$ [bar]	103	77	138	
背景領域	Mob [dyne·cm]	1.28×10^{25}	9.3×10^{24}	1.54×10^{25}
	Sb [km ²]	141	127	151
	$\Delta\sigma_b$ [bar]	40	51	22

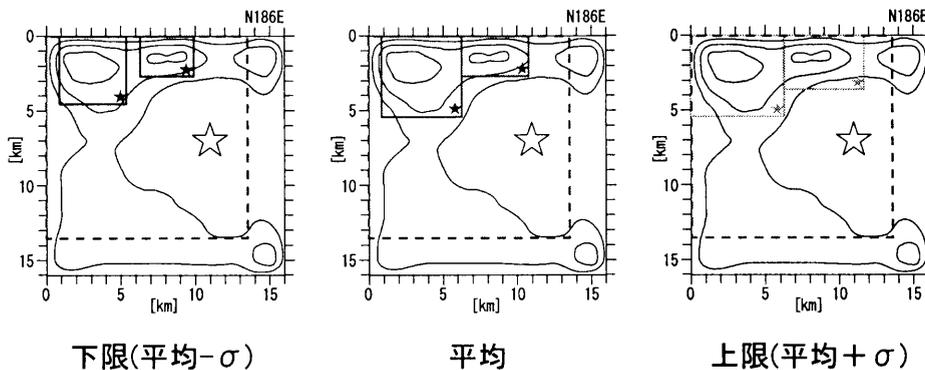


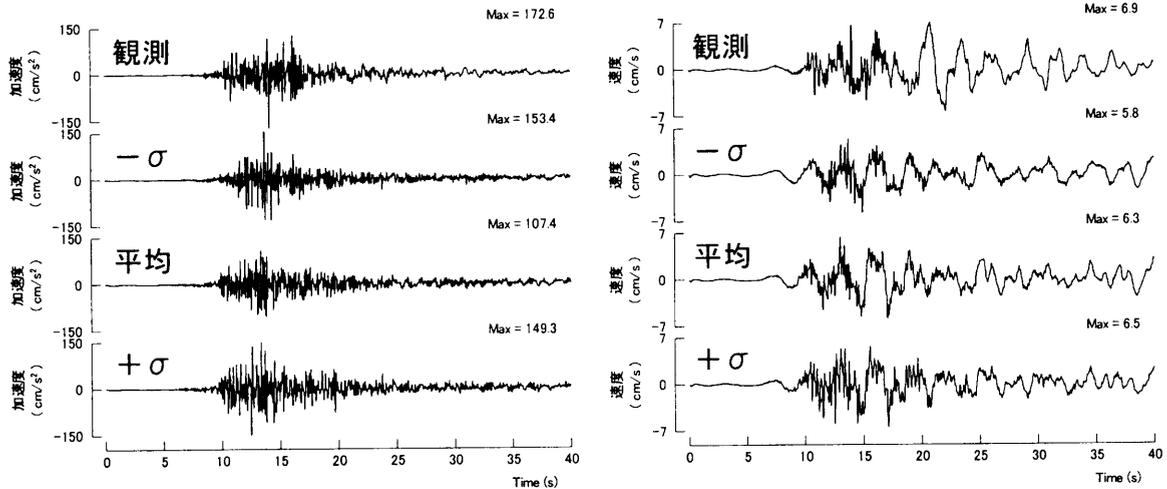
図7 アスペリティの面積のばらつき(平均と平均 $\pm 1\sigma$)を考慮した特性化震源モデル

って合成した結果と観測結果との比較の例を図8に示す。これらの図から波形やスペクトルの一致度などから観測波形は特性化震源モデルのバラツキの範囲内ではば再現できることがわかる。

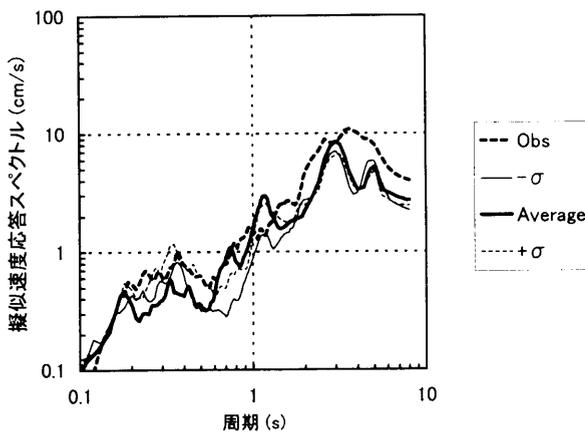
4.2 プレート境界地震の地震動評価

地震発生の確率の高いプレート境界地震として南海地震や東南海地震がある。地震調査研究推進本部や中央防災会議では既に両者の地震に対する地震動評価がなされており、その震度分布が公表されている。しかし、建物被害などの想定根拠となる強震動予測の精度に関しては十分とは言えない。特に大都市大阪や周辺における被害

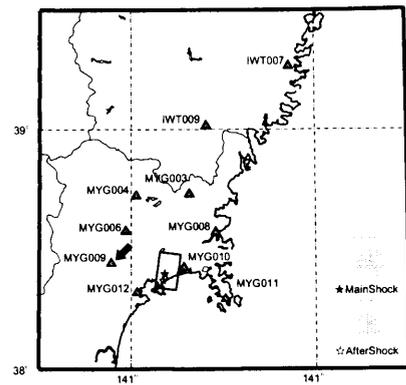
予測の精度向上のためには、複雑な盆地構造の影響やそれを反映した強震動特性の把握が必要である。こうした観点から既に経験的グリーン関数法や3次元有限差分法などを用いた地震動波形の評価を行ってきた²¹⁾。ここでは1つの例として東南海地震の予測例を示し、プレート境界の巨大地震時の地震動特性を概説する。震源モデルとしては地震調査研究推進本部によって提案された特性化震源モデルを用いた。その後提案された中央防災会議によるモデルとは若干異なっている。微視的震源パラメータは全破壊域における平均的な応力降下量が3MPaとして評価されている。過去の地震による強震データが存



(a) 時刻歴波形の比較



(b) 擬似速度応答スペクトルの比較



(c) 震源・観測点位置

図8 K-NET観測点の大和(MYG009)における特性化震源モデルと経験的グリーン関数法を用いた2003年宮城県北部の地震(本震)の観測結果と合成結果との比較(EW成分)

在しないため、この地震に対しては加速度震源スペクトルの高周波レベルは導入されていない。経験的グリーン関数としては2000年三重県中部の地震(M5.7)の記録を用いた。この地震はスラブ内で発生した地震であり、経験的グリーン関数としてはその深さなどから適切な地震ではないが、他に適切な地震がないことや大阪平野内への地震波の入射方向などを考慮し採用した。またやや規模が大きく、波形合成に際しては震源スペクトルの ω^2 モデルからのずれを考慮した。図9には想定東南海地震の震源モデルと大阪平野内での地震動評価地点などを示す。また、図10には1例として大阪市内の福島(FKS)での予測波形を、図11にはその擬似速度応答スペクトルを

示す。最大振幅は震源域までの距離が遠いこともあり30cm/sec程度であるが、継続時間は100秒を越え地殻内地震に比べ非常に長くなっている。また、そのスペクトルから5秒を超える周期の長い波が卓越することがわかる。この結果は2003年十勝沖地震でも観測されたようにプレート境界地震の特徴である。特にそうした周期の長い地震動は震源域から遠い場合でも堆積盆地内の深い地盤構造によって増幅されることによって周期の長い構造物に被害をもたらす可能性のあることを示唆するもので、M7程度の地殻内地震とは異なった検討が必要である。周期の長い地震動については既に3次元有限差分法などによって理論地震動の計算が可能となっており、今後高精

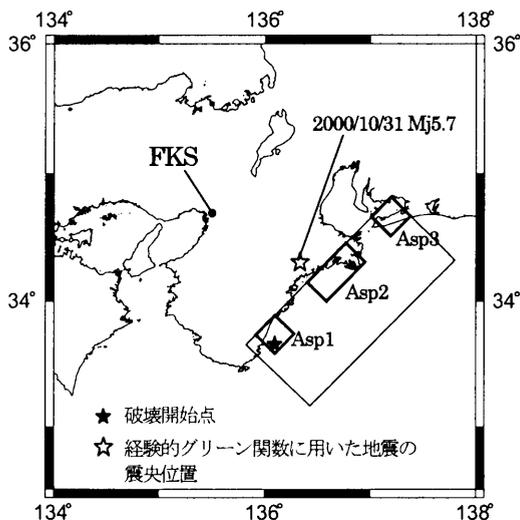


図 9 想定東南海地震の震源モデル（地震調査研究推進本部の提案したモデルに基づき作成）と地震動評価地点、経験的グリーン関数として用いた三重県中部の地震の震央位置

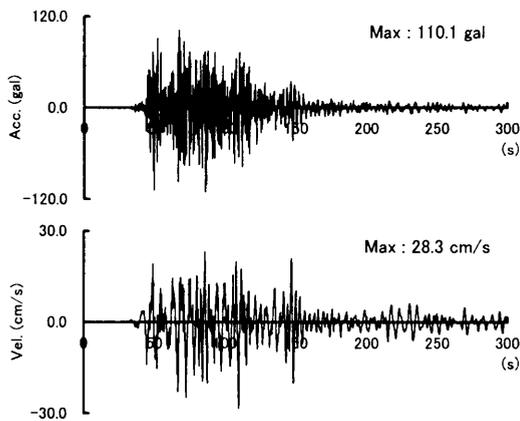


図 10 想定東南海地震時の大阪市内（福島：FKS）における予測地震動

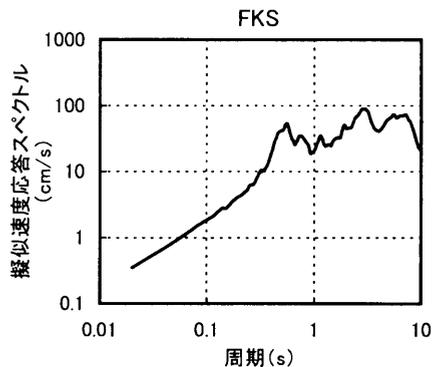


図 11 図 10 に示した予測地震動の5%擬似速度応答スペクトル

度な 3 次元地盤モデルの構築がプレート境界地震時の特に都市部での地震動評価には必要不可欠であることを強調しておく。

5. おわりに

ここでは地殻内地震とプレート境界地震を取り上げ、その震源のモデル化手法の違いや地震動特性の違いを観測事例や予測結果などにに基づき概説した。設計用地震動として用いる震源断層を考慮した地域波は今後実務レベルでの活用が想定され、工学的な利用を考えれば震源モデルのバラツキの考慮やその定量的な評価に加え、地震動評価手法の高精度化も必要である。

参考文献

- 1) 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲, Luis Angel Dalguer : 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号, B, 2003. (印刷中)
- 2) 山中佳子, 菊地正幸 : EIC 地震学ノート, No.139, 東京大学地震研究所地震予知情報センター, 2003.
- 3) 川辺秀憲, 釜江克宏, 入倉孝次郎 : 特性化震源モデルを用いた南海地震時の強震動予測, 2002 年度日本地震学会秋季大会講演予稿集, A31, 2002.
- 4) Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., Vol. 70, pp. 59-80, 1999.
- 5) Somerville, P. G., 佐藤俊明, 石井透, N. F. Collins, 壇一男, 藤原広行 : 強震動予測のためのプレート沈み込み帯沿い地震の不均質すべりモデルの特性抽出, 第 11 回日本地震工学シンポジウム講演論文集, pp.163-166, 2002.
- 6) Boatwright, J. : The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 78, pp. 489-508, 1988.
- 7) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透 : 断層非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, Vol. 545, pp. 51-62, 2001.
- 8) Madariaga, R : High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 51, pp. 625-651,

1977.

- 9) 入倉孝次郎,三宅弘恵,岩田知孝,釜江克宏,川辺秀憲 : 周波数帯域に応じた強震動予測手法の高精度化,科学技術振興調整費・地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究,平成13年度研究成果報告書,pp.205-215,2002.
- 10) 池田隆明,釜江克宏,三輪滋,入倉孝次郎:特性化震源モデルにおける震源パラメータのばらつきが合成波形におよぼす影響,日本地震学会講演予稿集 2002 年度秋季大会, A28, 2002.
- 11) 入倉孝次郎,釜江克宏:1948年福井地震の強震動ーハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現ー,地震2,pp.129-150,1999.
- 12) 入江紀嘉,福元俊一,釜江克宏:1945年三河地震(Mj=6.8)時の強震動の再現,日本建築学会構造計論文集,第559号,pp.63-70,2002.
- 13) 池田隆明,釜江克宏,三輪滋,入倉孝次郎:2003年7月26日宮城県北部の地震(Mj6.2)の震源のモデル化とレシピアの検証,日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季大会, A081, 2003.
- 14) 青井真,関口春子,功刀卓,本多亮,藤原広行:近地強震動記録による宮城県北部(2003/07/26, 7:13)地震の震源インバージョン(暫定),2003, URL: http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/news/miyagi_200307260713/.
- 15) 川辺秀憲,釜江克宏,入倉孝次郎:理論的,半経験的地震動評価手法を用いた想定南海地震・想定東南海地震時の強震動予測,日本建築学会大会学術講演梗概集,B-2 構造II,pp.161-162,2003.

Lots of data and new scientific information have been acquired by the improvement of density and accuracy of the observation systems in Tokai area in these 25 years since the establishment of the Large-Scale Earthquake Countermeasures Act. Standing on these experiences, the Central Disaster Management Council started investigations on the probable source region and countermeasures for the Tohakai earthquake in the Specialist Investigation Committee.

To re-define the Area to Strengthen Earthquake Management Disaster Measures, we estimate the strong motion of the earthquake and tsunami due to Tohakai earthquake. We estimated mainly the level and area extent of strong motion, the height, arrival time and area extent of tsunami and run-off. We have paid attention so that the estimation should be approximately equal the past experience of strong motion and tsunami height in Houei earthquake (1707) and Ansei-tohakai earthquake (1854).

1. はじめに

大規模地震対策特別措置法の成立以来四半世紀が経過し、その間に観測体制の高密度化・高精度化が進められ、観測データの蓄積および新たな学術的知見の獲得がなされてきた。このような状況を踏まえ、中央防災会議では専門調査会を設け、東海地震の想定震源域ならびに地震対策の充実強化等について検討することとなり、強化地域の見直しのため、想定震源域を基に強震動および津波の予測を行った。今回の検討は、強化地域指定の見直しのための予測であることから、強震動に関しては規定するレベルおよびその拡がり、津波に関しては規定する津波高、浸水深さとその拡がりおよび津波到達時間が予測の主目的である。その際、静岡県以東の予測強震動分布あるいは予測津波高が、1707年宝永地震あるいは1854年安政東海地震等の既往の地震による被害から推定される強震動分布あるいは歴史資料から見積もられる津波高とほぼ等しくなるように留意した。

2. 強震動予測

強震動に関しては、予測手法に大きな進展が見られ、また地盤構造についての多くのデータが蓄積され、震源の特性および地盤特性を反映した予測が実用の段階となった。震源の特性に関する継続的な研究の成果として、地震の規模と断層面積との関係（震源パラメータの相似則）が多くの地震で確認され、震源の平均像としての性質が明らかにされた。さらに、遠地あるいは近地で得られた波形観測記録の解析により、震源断層でのくい違いすべりは一様ではなく、強震動を励起する震源断層の特定の箇所（アスペリティ）の役割が明らかにされ、断層面積とアスペリティ面積、全体としての地震規模とアスペリティの強さとの関係等についても新たな知見が得られてきた。地盤構造に関する研究も進展が見られ、屈折法探査の精密化あるいは微動探査が普及し、東海地域においては多くの弾性波探査、微動探査等の物理探査結果、深層ボーリングデータが比較的高密度に利用できる状況となってきた。

東海地震による強震動分布の予測においては、最新の

地球物理学的知見に基づいて震源をモデル化し、地盤構造に関する多くのデータから強震動予測のための地盤モデルを構築し、新たに進展しつつある手法を採用した。

2.1 震源モデル

(1) 震源の位置と拡がり

東海地震発生の切迫性は、安政東海地震と昭和東南海地震との震源域の比較から注目された。これを踏まえて東海地震の震源の拡がりを想定した。

東海地震は、フィリピン海プレートの沈み込みにより蓄積されたひずみの急激な開放として発生する。震源断層は気象庁による震源分布の観測データを参照して得られたフィリピン海プレートとユーラシアプレートとの境界面においた。

ひずみの蓄積はプレートがカップリングしている領域でおこり、その急激な開放は脆性的な破壊が発生する領域で起こる。地震発生層の研究 (Hyndman et al., 1997) および震源分布と発震機構の研究 (松村, 1996) から震源の深さ範囲は10km~30kmと設定した。

震源北側の境界は、微小地震震源分布からみて、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界が明瞭に追跡できる範囲までとした。

震源南側の境界は、海底活断層調査の結果を参照し、フィリピン海プレートとユーラシアプレートがカップリングしていると推定される東海断層系より陸側とした。

震源南西側の境界は、Ichinose et al. (2001) および菊地・山中 (2001) による昭和東南海地震の震源域に関する研究を参照して、1854年安政東海地震の震源のうち昭和東南海地震で未破壊として残った領域の南西端である浜名湖付近とした。

(2) 地震規模

強震動予測の際の重要なパラメータの1つは地震規模である。地震規模の設定方法はいくつか考えられるが、ここでは、震源パラメータの相似則に基づいて断層面積 S と平均応力降下量 $\Delta\sigma$ から、次式により地震モーメント M_0 を設定した。

$$M_0 = 0.41 \Delta\sigma S^{3/2} \quad (1)$$

東海地震の断層面積 S はおよそ 9.400km^2 である。応力降下量は海域の地震で得られる平均的な値 3MPa とした。設定された地震モーメント M_0 は $1.1 \times 10^{21}\text{Nm}$ である。

モーメントマグニチュード M_w は $\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ より 8.0 となる。

(3) 平均変位量

断層での平均変位量 D は、地震モーメントの定義式より、震源での媒質の剛性率 μ 、断層面積 S 、地震モーメント M_0 から計算される。

$$M_0 = \mu DS \quad (2)$$

震源断層は深さ $10\text{km} \sim 30\text{km}$ の範囲にあり、この範囲の媒質の密度 ρ の平均値は 2.8g/cm^3 、 S 波速度 V_s の平均値は 3.82km/s 、剛性率 $\mu = \rho V_s^2$ の平均値はおよそ $4.1 \times 10^{10}\text{Pa}$ である。これより平均変位量 D は約 3m となる。

(4) 震源域のセグメント分け

後述のアスペリティ分布を設定する際に参考とするため、プレート境界の形状や地質構造の観点から、震源域を以下に示す境界に区切られた3つのセグメントに分割した。

① 御前崎付近の境界

フィリピン海プレートの形状は、御前崎付近をとおり北西-南東走向の線を境界として大きく変化しており、御前崎~牧ノ原台地とそれ以南の領域に区分される。

② 日本平付近の境界

北石花海海堆~日本平をとおり北西-南東走向の境界により、御前崎と日本平の間の領域と、富士川河口断層帯につながるほぼ南北方向の逆断層領域とに区分される。

(5) 要素断層による断層の近似

3次元的に複雑な曲面構造をもつ東海地震震源域は、経度、緯度方向に 0.05 度間隔に分割したおよそ 350 個の要素断層で近似した。

(6) 走向、傾斜およびすべり角

要素断層の走向、傾斜はプレート形状により与え、すべり角は Sagiya(1999)により得られたバックスリップベクトルのすべり角の水平成分の逆方向の平均値と一致するように与えた。ただし、強震波形の計算の際には、乱数を用いてすべり角に対して ± 30 度の揺らぎを与え、強震波形の計算結果が極端なものとならないように対処した。

(7) アスペリティの面積

アスペリティの総面積 S_a は、海溝型地震の解析例によれば、断層総面積 S の $20 \sim 35\%$ 程度である。内陸地震については、Somerville et al. (1999) では平均的に断層総面積の約 20% である。ここでは、内陸地震の平均値の 1.5 倍にあたる 30% とした。

(8) アスペリティの分布

アスペリティは各セグメントに2つ配置した。2つのアスペリティの面積は Somerville et al. (1999) を参照して $7:3$ の比率とし、大きいほうのアスペリティはプレ

ート間のカップリングがより大きいと考えられる陸域側の深い領域に配置した。

(9) アスペリティ全体の地震モーメント

アスペリティは震源域の他の領域よりもカップリングの強い領域で、地震時には変位量が他の領域よりも大きいと考えられる。アスペリティ内部では、カップリングレートを 1 と仮定し、アスペリティでの平均変位量を地震発生間隔 150 年でのプレートの沈み込み変位量に等しいとし、アスペリティ全体での地震モーメント M_{0a} を平均変位量 D_a とアスペリティ総面積 S_a から式(2)により求めた。プレートの沈み込む速度は 3.5cm/yr とした。ここで設定したアスペリティ全体の平均変位量は震源域全体の平均変位量のおよそ 1.8 倍にあたり、Somerville et al. (1999) による結果に整合している。

(10) 各アスペリティの震源パラメータ

各アスペリティの震源パラメータは、次に示す2つの場合についてそれぞれ設定した。

① 全体的に見て各アスペリティの応力降下量が一定である場合 (応力降下量一定モデル)

応力降下量 $\Delta\sigma_a$ が一定であることから、各アスペリティの地震モーメント M_{0ai} は各アスペリティの面積 S_{ai} の $3/2$ 乗の重みで配分される。

$$M_{0ai} = M_{0a} \times S_{ai}^{3/2} / \sum S_{ai}^{3/2} \quad (3)$$

各アスペリティの変位量 D_{ai} は地震モーメント M_{0ai} と面積 S_{ai} から式(2)により計算される。

② 全体的に見て各アスペリティの変位量が一定である場合 (変位量一定モデル)

変位量 D_a が一定であることから、各アスペリティの地震モーメント M_{0ai} は各アスペリティの面積 S_{ai} の 1 乗の重みで配分される。

$$M_{0ai} = M_{0a} \times S_{ai} / \sum S_{ai} \quad (4)$$

各アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_{ai}$ は、地震モーメント M_{0ai} と面積 S_{ai} から式(1)により計算される。

(11) アスペリティ以外の領域の震源パラメータ

アスペリティ以外 (背景領域) の領域の地震モーメント M_{0b} は震源全体の地震モーメントからアスペリティ全体の地震モーメントを引いた値として求められる。背景領域での変位量 D_b は、面積 S_b 、地震モーメント M_{0b} 、剛性率 μ から式(2)により計算される。応力降下量 $\Delta\sigma_b$ は地震モーメント M_{0b} と面積 S_b から式(1)により計算される。

(12) F_{\max}

F_{\max} は兵庫県南部地震の解析から得られている値、 6Hz とした。

(13) 破壊伝播速度と破壊開始点

破壊伝播速度 V_r は、多くの研究成果の平均的値として得られている $0.72 \times V_s$ とした。

破壊開始点は、地震活動から見た固着域 (カップリングの強い領域) が陸域にあること、過去の東南海地震など海溝型地震の破壊が沈み込むプレートの深いところから始まっていることから、震源域の深いところにおくこととした。震源域の3次元形状および震源域のセグメ

ント分割の様子から、破壊開始点は次の2とおりを想定した。

①中央のセグメントの西側の深いところにある場合

②西側のセグメントの西側の深いところにある場合

破壊の開始点はアスペリティ内部ではなく、アスペリティのすぐ近傍とした(図1)。

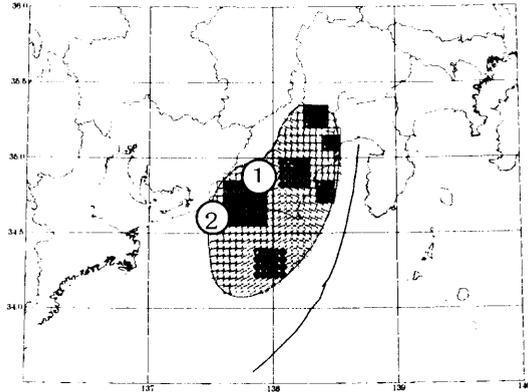


図1 東海地震の震源モデル

小矩形は要素断層、影の矩形はアスペリティを示す。

①と②は2とおりの破壊開始点の位置を示す。

2.2 地盤モデル

(1) 地震基盤以深の速度構造

最上部マントル、下部地殻、上部地殻の地盤構造は Zhao et al. (1994)によるコンラッド面およびモホ面の深さを採用した。

(2) 地震基盤

物理探査(人工地震探査、微動アレイ探査)の結果および深層ボーリング調査結果(図2,3)を参照し、関東・東海地域で広く分布するP波速度5,500m/s、S波速度3,000m/sの層を地震基盤とし、物理探査結果および深層ボーリング調査結果、さらに地質構造を考慮して与えられる深さを面的に内挿することにより地震基盤上面の分布を求めた。

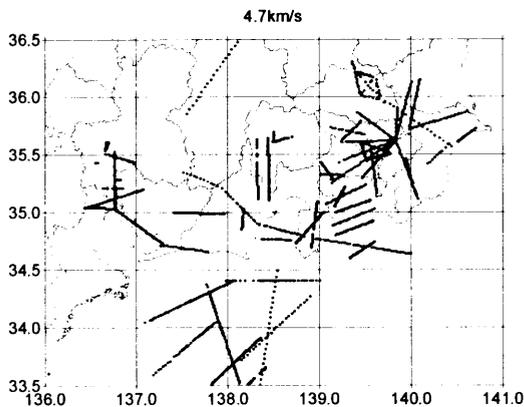


図2 深部地盤のモデル化に利用した物理探査調査位置(4.7km/sの例)

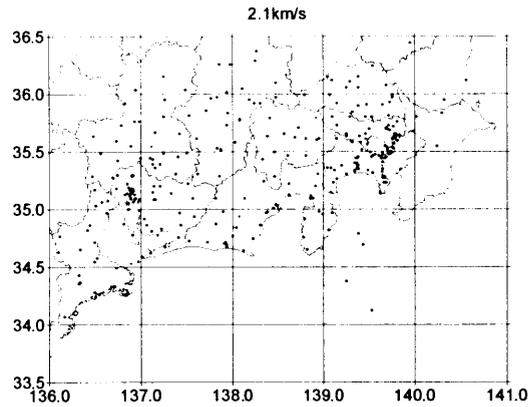


図3 深部地盤のモデル化に利用したボーリング調査位置(2.1km/sの例)

(3) 工学的基盤

工学的基盤は構造物の支持層として十分な強さをもつ層であり、対象とする構造物に応じて $V_s=300\sim700\text{m/s}$ の層が選ばれるが、この地域では、P波速度2,100m/s、S波速度700m/sの層が広く分布していることから、この層を工学的基盤とし、物理探査結果およびボーリング調査結果さらに地質構造を考慮して与えられる深さを面的に内挿することにより工学的基盤上面の分布を求めた。

(4) 地震基盤～工学的基盤の速度構造

地震基盤と工学的基盤に挟まれた領域は、対象地域に広く分布するP波速度4,700m/s、S波速度2,400m/sをもつ層と、P波速度3,100m/s、S波速度1,400m/sをもつ層でモデル化され、それぞれの層の上面深度は、物理探査結果、ボーリング調査結果、地質構造により推定される深さを内挿することにより求めた(図4)。

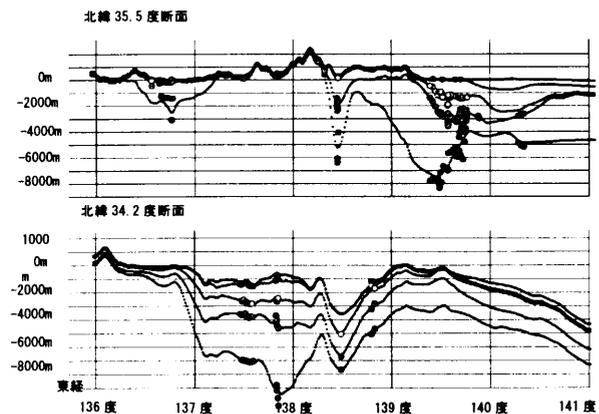


図4 モデル化された速度構造断面図

実線はモデルの層境、丸は物理探査(ボーリングデータ)

(5) 工学的基盤以浅の速度構造

工学的基盤から地表までの表層の構造は3次メッシュ(およそ $1\text{km}\times 1\text{km}$)ごとに設定した。表層構造のモデル化は主に掘進長30m以上のボーリング孔を利用したPS検層結果に拠った。PS検層結果の得られていないメッシュについては、PS検層結果から得られた標準貫入試験の

N 値と S 波速度との関係を用いて N 値から推定された S 波速度を用いた (図 5)。

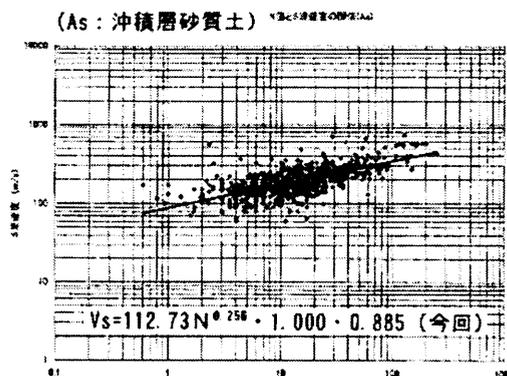


図 5 N 値と S 波速度との関係 (沖積層砂質土)

PS 検層結果あるいは N 値データが複数得られているメッシュについては、その中から T_0 値により最も軟弱と判定されるデータをそのメッシュのモデルとした。PS 検層あるいは N 値データの得られていないメッシュについては、同等な地盤と判断される近接するメッシュの構造を採用した。同等な地盤と判断される近接するメッシュが存在しない場合は、国土数値情報の同一微地形区分で最も近接したメッシュのモデルを用いた。

国土数値情報による微地形区分は、最新の地質図を参照して見直しを行い、見直された微地形区分ごとに、表層 30m での平均 S 波速度 (AVS30) と標高あるいは河川からの距離との関係を求めた。

ボーリングデータの得られていないメッシュについては、そのメッシュでの表層地盤モデルは推定値であることから、そのメッシュでの AVS30 は微地形区分ごとに標高あるいは河川からの距離により推定される AVS30 と一致するように調整し推定の偏差のないようにした (図 6)。

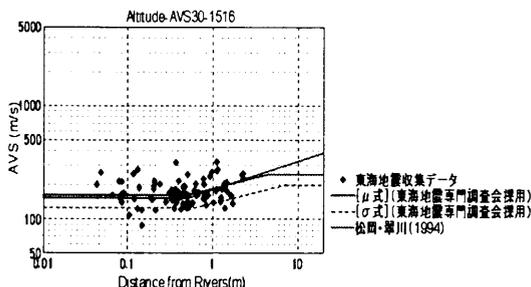


図 6 表層 30m での平均 S 波速度 (AVS30) と河川距離との関係の例 (微地形区分:デルタ・後背湿地)

(6) P 波速度と S 波速度との関係

PS 検層結果を用いて P 波速度 V_p と S 波速度 V_s との関係を整り、 V_p/V_s の平均値を V_p の関数として推定し、この関係式を用いて P 波速度から S 波速度、あるいは S 波速度から P 波速度を推定した (図 7)。

(7) 密度

ボーリング孔での検層結果から P 波速度と密度との関係を求め、この関係から密度構造をモデル化した (図 8)。

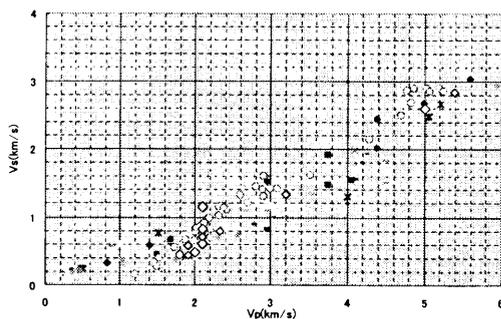


図 7 P 波速度と S 波速度との関係

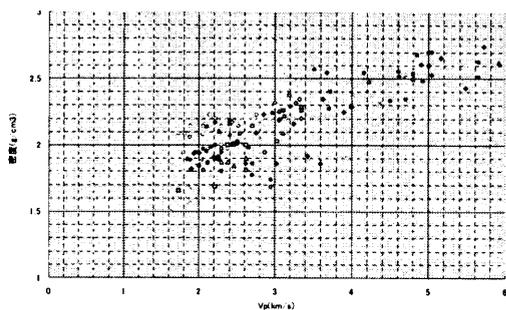


図 8 P 波速度と密度との関係

(8) Q 構造

震源から地震基盤までの深部地盤伝播経路における見かけの Q 値は、K-net 観測記録の解析により求められた値を採用した。Q 値は周波数依存性を示し、 $Q(f)=100f^{0.7}$ で近似した。ここで求められた Q 値は既往の解析結果とよく一致している。

(9) 表層地盤の動的特性

強震動に対しては表層地盤の応答は非線形性を示す。非線形特性はひずみの大きさに応じた剛性率の低下と減衰定数の増加で特徴付けられる。これらの特性は土質区分ごとの室内試験結果を整理したものを採用した。

(10) 地盤モデルの検証

人工地震探査、微動アレイ探査等の物理探査、ボーリングデータ、地質構造に基づいてモデル化された地盤構造は重力ブーゲー異常分布との比較によりその信頼度を検討した。モデル化された地盤構造を強震動予測に用いる際の妥当性は、K-net 観測記録の解析により得られた S 波に対するサイト特性と地盤モデルにより計算される地盤応答との比較により検証した。

2.3 統計的グリーン関数法による強震波形計算

(1) 震源での波形

震源での波形は、Boore(1983)を参照して、各要素断層ごとに正規乱数時系列のスペクトルに ω^{-2} モデルに従う震源スペクトル、放射係数 (radiation pattern coefficient) を乗じたものを時間領域に逆変換した波形に包絡線に乗じたものを採用した。要素断層の震源変位スペクトルは、各要素に与えられた地震モーメントに対応する長周期成分をもち、コーナー周波数は地震モーメントと応力降下量から計算される。

(2) 地震基盤での波形

各要素断層から放射された波形はそれぞれの入射角で地震基盤に達する。非弾性減衰は、K-net 観測記録の解析から得られた Q 値を用いて計算した。幾何減衰は、通常は遠方近似が用いられ震源距離 R の逆数 $1/R$ とされるが、震源との距離が近い観測点においては波動の振幅は過大評価となる。この不都合を解消するために、震源近傍での波動に振幅に関して検討し解析的解を求め、その解を近似する幾何減衰曲線として $1/(R+C)$ を幾何減衰項として用いた。C は要素断層の等価半径とした。 $1/(R+C)$ は最大振幅の距離減衰経験式と同様の関数形であり、断層近傍の振幅をより正當に評価できることが示された(図9)。

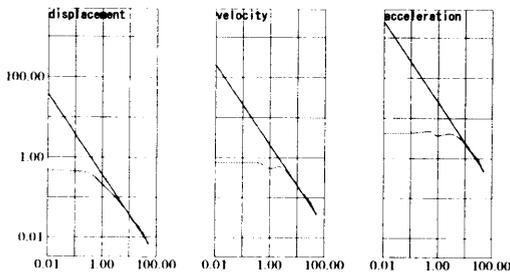


図9 解析解による幾何減衰(直線は遠方近似解)

(3) 工学的基盤での波形

地震基盤から工学的基盤への伝播に伴う地盤の影響は、要素断層ごとに1次元重複反射により評価した。各要素断層からの波動は工学的基盤で合成され、東西動、南北動、上下動成分が計算される。

(4) 地表での波形

工学的基盤から地表への伝播するときの表層地盤の影響は、合成された波動について非線形計算および等価線形計算により評価した。

非線形計算においては、現存するデータのみでは、揺れが小さいにもかかわらず過度な減衰を示すものもあり、広域で揺れの大きな地域を評価するためには、個別地盤の状況を相当詳細にとらえ検討する必要があることがわかった。一方、等価線形計算は、今回のように広域にわたり揺れの大きな地域を検討する手法として広く利用され、安定した計算結果を与えている。

これらのことから、今回の強震波形計算では等価線形計算を採用することとした。しかし、強い地震波の領域では、等価線形計算では地盤の非線形性を表現しきれず、現実よりも大きな揺れになっている可能性がある。

工学基盤から地表までの強震波形は、多くの強震波形計算で行われているのと同様、垂直入射として計算した。また、等価線形計算において線形計算よりも大きな地震波が得られた場合には、線形計算結果を採用する方式を併用し、また、工学基盤よりも地表の地震波のほうが小さい場合は、工学基盤の計算結果を採用することとした。

(5) 乱数の影響の除去

統計的グリーン関数法では、震源での波形は正規乱数

により生成される。波形の統計的性質は平均値としては保証されるから、予測強震動分布の平均的特徴は乱数に依存しないものと考えられる。しかし、特定の乱数時系列により生成された1つの波形は、特定の乱数時系列の特質が反映されるから、異なる乱数では個々のメッシュでの予測結果は異なることとなる。

強化地域の指定においては、規定する強震動の閾値の拡がり問題となり、乱数時系列の影響が直接的に反映される予測値は好ましいものではない。この点を解決するため、21種類の異なる乱数時系列で予測を行いその平均値を予測値とした。

(6) 予測結果

震源モデルとしては、アスペリティの応力降下量が一定の場合とアスペリティの変位量が一定の場合の2とおり、およびそれぞれの場合について破壊開始点が2とおり、合計4とおりのケースについて予測を行った(図10, 11)。

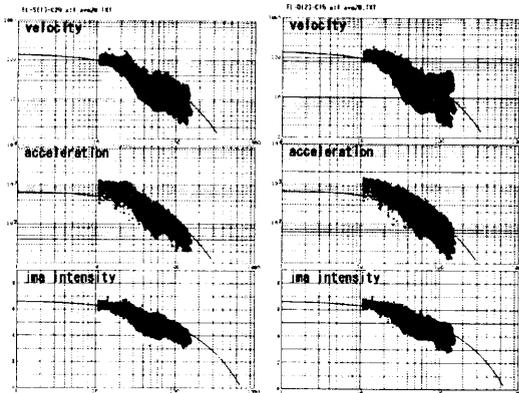


図10 強震動予測結果(距離減衰)

左側は応力降下量一定モデル、破壊開始点が①

右側は変位量一定モデル、破壊開始点が②

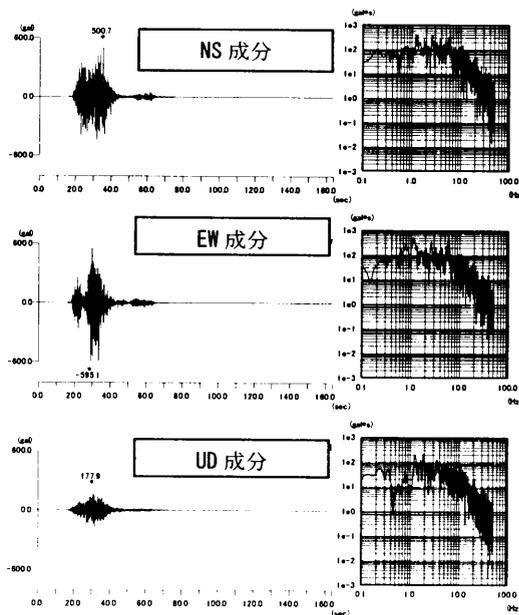


図11 工学的基盤における加速度波形とスペクトル(観測点は静岡市内)

今回検討した4ケースは、いずれも想定東海地震が発生した場合に想定されるものである。強化地域の見直しにおいては、指定すべき地域が漏れることのないよう、予想される計算震度分布としては、これら4ケースの最大値をとることとする。

予測結果は、1707年宝永地震、および1854年安政東海地震による震源域のうち東海地震領域とそれより東側の領域での震度分布と比較した。また、予測結果から得られる速度最大振幅、加速度最大振幅、計測震度の距離減衰と経験式との比較により検証した。

2.4 経験的手法による震度分布との比較

計算震度分布が適切であるか否かをさらに評価するため、司・翠川(1999)の経験的な距離減衰の関係式をもとに、破壊方向も加味して修正した経験式により推定した震度分布との比較を行った。

これら両者を比較すると、伊豆半島から甲府盆地にかけての東側、および愛知県等西側の地域の震度分布は、多少異なるものの概ね一致し、強震波形計算からの震度分布は適切であると評価される。しかし、伊那谷、諏訪等の地域においては、強震波形計算では現れていない震度6弱が、比較的広い地域で推定されている。

経験的手法は、断層の破壊方向、地殻構造などの影響を正確には表現できないが、これらの影響を包括した概観結果を与えていると見なすこともできる。これに対し、強震波形計算は、設定した断層の破壊過程や地殻構造等を適切に表現しているが、今回の解析では、地盤条件等によりこれら地域に地震波が集中するような盆地構造等の特異な条件は考慮していない。

これらのことから、伊那谷、諏訪等の地域については、経験的手法によって震度6弱が推定されたこの結果は無視できないものと考え、経験的手法と強震波形計算の最大値を採用し、最終的な震度とした(図12)。

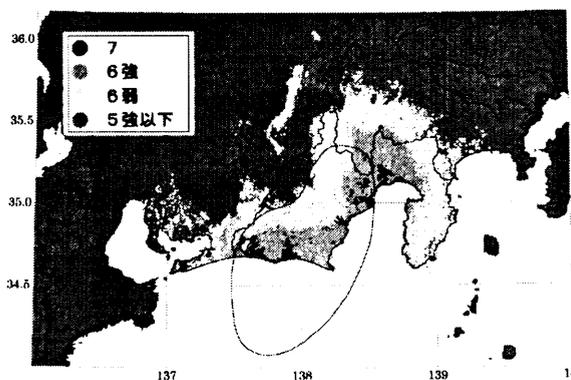


図12 東海地震の新たな想定震源域と震度分布

2.5 強震動予測の留意点

統計的グリーン関数法は近年広く用いられており、短周期強震動において震源の特性および地盤構造の特性が反映された予測結果を与えるものである。しかしながら、今回の強震動予測では、盆地構造等、地震波の集中する

効果は十分に反映されていない。

今回の検討は、地形・地質の条件について、便宜上1kmメッシュで区分けして震度の計算を行った。このため、例えば、震度6弱の1kmメッシュについて、そのメッシュの区域内が全て震度6弱というものではなく、また、メッシュの境界を越えた外側の区域が直ぐに別の震度になるというものでもないことに留意する必要がある。

また、強震波形は乱数を用いて計算しており、震度5強と震度6弱が混在しているようなところでは、同じ地形・地質の場合でも、乱数の与え方により、震度5強の地点が震度6弱になったり、あるいは逆の状態になったりもする。したがって、そのようなゾーンは、どの地点も震度6弱の可能性があると見るべきである。

3. おわりに

これまで述べた強震動予測および別途行った津波予測を基に強化地域指定の見直しを行った。強化地域は、「著しい地震災害が生ずるおそれがあるため、地震防災に関する対策を強化する必要がある地域」であり、警戒宣言に基づく避難・警戒態勢をとるべき地域であるという特色も踏まえ、その指定基準を次のように定めた。

- 1) 震度6弱以上の揺れが発生する地域
- 2) 「大津波」(3m以上)もしくは満潮時に陸上の浸水深が2m以上の津波が予想される地域のうち、これらの水位よりも高い海岸堤防がない地域で、地震発生から20分以内に津波が来襲するおそれのある地域
- 3) 周辺の市町村が連携することによってはじめて的確な防災体制がとれる地域

これらの基準と関係都府県の知事、市町村長の意見を踏まえて強化地域指定の見直しを行った結果、従来の6県167市町村から8都県263市町村(平成15年10月現在、市町村合併により255市町村)が強化地域となった。

また、強震動および津波の予測を基に東海地震に係る被害想定を検討し、その結果を踏まえ、警戒宣言時のみならず予防対策から災害発生時の対策にわたる東海地震対策全般についてとりまとめた「東海地震対策大綱」を平成15年5月に決定した。

さらに、現在、防災に関する諸計画を見直し、国、地方、企業、地域住民が連携して地震対策の充実強化に取り組んでいるところである。

実務から見た設計用地震動評価の現状と問題点

ACHIEVEMENTS AND REMAINING PROBLEMS OF THE DESIGN EARTHQUAKE GROUND MOTION ESTIMATION FROM THE VIEWPOINT OF PRACTICAL STRUCTURAL DESIGN

吉村智昭*

Chiaki YOSHIMURA

This article presents how regional design earthquake ground motion has been treated in the high-rise building evaluation and base-isolation building evaluation at the Building Center of Japan. It is shown that base-isolation building evaluation gave importance to regional design earthquake ground motion, and the number of application increased dramatically after the 1995 Hyogoken-nanbu earthquake. This article reviews the various methods to calculate regional design earthquake ground motion and the common flow of that work. Based on author's experiences at the BCJ evaluation, points to keep in mind and remaining problems are pointed out. Those are measurement of adequacy of the regional motion, importance of deep ground structure, possible lack of 2~4 seconds component, building response depending on the phase characteristics of the motion, difficulty of out-of-phase input problem, meaning of regional motion and so forth.

1. はじめに

2000年に施行された改正建築基準法では、工学的基盤での地震動の設定と表層地盤の増幅率の算定法が規定され、地震工学の見地から見て大きく進歩したと言えるが、昨年及び一昨年の本シンポジウムで指摘されたようにまだまだ不十分な点がある。例えば、告示波スペクトルは新耐震設計法の2種地盤における地震力レベルを継承するなど、過去の地震荷重との連続性から多くの制約がある点(加藤、2002)¹⁾、告示波スペクトルは震源域外縁程度(M7の最短距離10~20km、M8の同20~50km)の地震動レベルを包絡したものに相当し、激震領域内の地震動強さを想定していないと考えられる点(野畑、2001)²⁾、工学的基盤より深い地盤構造を考慮する必要性(瀬尾、2002³⁾、1999⁴⁾、地域係数に深部地盤構造を反映した補正係数の導入の必要性(野畑、2001)²⁾、これに加え盆地端部での増幅(エッジ係数)、断層破壊方位性パルスによる増幅(断層係数)を考慮する必要性(川瀬・佐藤2002)⁵⁾、地表断層による大変位を考慮する必要性(久田、2002)⁶⁾などが挙げられる。以上のように、改正建築基準法の一般的な規定においては、個別の建設地点の地域性や震源近傍の特性が十分考慮されているとは言えない。

一方、日本建築センターの評定では以前より建設地点の地域性を考慮した地震動による検討が行われてきた。改正前の建築基準法において、高さ60mを越える高層建築物と免震建築物は大臣認定が必要であり、これらは日本建築センターにおいてそれぞれ高層建築物評定および免震構造評定で審査・認定が必要であった。(建築基準法の改正により、日本建築センター以外の第三者機関での審査も可能となり、また一部の免震建築物は評定取得が

必要でなくなった。)これらの評定物件では、動的解析のための設計用入力地震動の設定において、建設地点(サイト)の地域性や想定地震の特性を考慮した「サイト波」(今回のテーマ「地域波」と同義)を用いる事が推奨されており、建築基準法の一般的な規定の枠組みを越えて、最新の地震工学の知見を反映させることが可能である。

しかしながら、日本建築センターの評定物件において、どのような手法によりどのようなサイト波が策定されたかは詳しく公表されていない。事情として、私有物件の情報を公表するのは難しいこと、最新の手法を用いるには知識を有する人員とプログラムが必要でありどの組織でも適用出来るわけではないこと、ノウハウを公表したくないことが考えられ、致し方ないとも言えるが、最も先進的な部分での情報に触れられないのは残念である。

筆者は、研究寄りの業務に従事しているが、社内の実施物件に対応して設計用地震動を作成するという機会が多くあり、最新の地震工学の知見を可能な限り設計用地震動に反映しようと努めてきた積もりである。本稿では、筆者の関わった事例に関する限りであるが、建築センター評定での経験を踏まえ、評定でのサイト波の位置付けや現在適用可能な手法を概観しつつ、実務における設計用地震動評価の現状と問題点を整理する。

2. 日本建築センター評定でのサイト波の位置付け

2-1 高層建築物評定でのサイト波の位置付け

2000年の改正建築基準法施行以前において、高層建築物および免震建築物の評定で検討すべき地震波の選択について、その後のよりどころとなった記事がビルディングレターに記述されている。

*大成建設 技術センター 博士(工学)

Technology Center, Taisei Corporation, Dr. Eng

高層建築物については、1986年6月の「高層建築物の動的解析用地震動について」⁷⁾において、「当該建築物の動的解析を行う場合に用いる地震動波形の種類は、標準的な地震動波形、地域特性を表すような地震動波形、及び長周期成分等を含む地震動波形等を含めて合計三種類以上を原則とする。」との基本方針が示され、例として表1に示す観測地震波が挙げられている。また地震動の強さについては、最大速度値で基準化するとし、東京礫層を支持層として、レベル1の地震動で25cm/s以上、レベル2の地震動で50cm/s以上とするとなっている。この記事には、「同等もしくはそれ以上と考えられる手法、あるいはより詳細な調査研究に基づいた提案がある場合は、必ずしも満たす必要はない」との但し書きがあるが、実際の対応においては、表1の3つのカテゴリーをカバーするEL CENTRO、TAFT、HACHINOHEの三波の組み合わせ(俗に「標準三波」と呼ばれる)による検討が多く、サイト波を用いることは少なかった。

このような特定の観測波の固定化を改善するために、平成4年(1992年)に、建設省建築研究所と日本建築センターにより設置された設計用入力地震動研究委員会により「設計用入力地震動作成手法技術指針(案)」⁸⁾が公表された。そこでは工学的基盤におけるレベル1、レベル2地震の速度応答スペクトルが規定され、地域活動度、やや長周期、表層増幅、液状化、地形効果の各補正係数が示されている。ここで示された応答スペクトル、またはこれに適合する時刻歴波形は俗に「センター波」と呼ばれ、正式にはBCJ-L1波、BCJ-L2波と呼ばれて日本建築センターからデジタル値が配布された。同指針が公表されて以降、高層建築物の評定において、標準三波に加え、センター波による検討を行うようになった。

なお、センター波は、特定の観測波のスペクトルに見られる山谷に左右されるという弊害を除去し、誰でも容易に安定して運用できるという大きな利点があり、また補正係数や位相の与え方によりある程度地域性も考慮できるが、建設地点個別の地域性や想定地震の特性を含むものが真の意味での「サイト波」とすれば、センター波は標準化された設計用スペクトルに基づく入力地震動と言えよう。例えば、レベル2のセンター波の速度応答スペクトルは、長周期側で周期10秒まで100cm/sの値でフラットとなっているが(後述の図4参照)、これは高度な工学的判断により引かれたものと推察され、特定地域の深い地盤構造や特定想定地震の特性を考慮した場合は、当然山谷が生じて一致することはないであろう。

2-2 免震構造物評定におけるサイト波の位置付け

免震建築物の地震波の選択については、1996年11月の「免震構造建築物の評定用資料の作成方法とその解説について」⁹⁾において指針が示されている。「想定する

表1 高層建築物の動的解析用地震動⁷⁾

標準的な地震動波形	EL CENTRO NS * ¹ , TAFT EW * ² 等
地域特性を表す地震動波形	TOKYO-101 NS * ³ , OSAKA-205 EW * ⁴ , HACHINOHE NS * ⁵ , SENDAI TH030-1FL EW * ⁶ 等
長周期成分等を含む地震動波	HACHINOHE NS, EW * ⁵ 等

- * 1 1940年5月18日 Imperial Valley地震
- * 2 1952年7月21日 Kern County地震
- * 3 1956年2月14日 東京湾北岸の地震 地震研究所
- * 4 1963年3月27日 若狭湾(越前岬沖)地震 日本板硝子ビル
- * 5 1968年5月16日 十勝沖地震 八戸港
- * 6 1978年6月12日 宮城県沖地震 東北大学1F

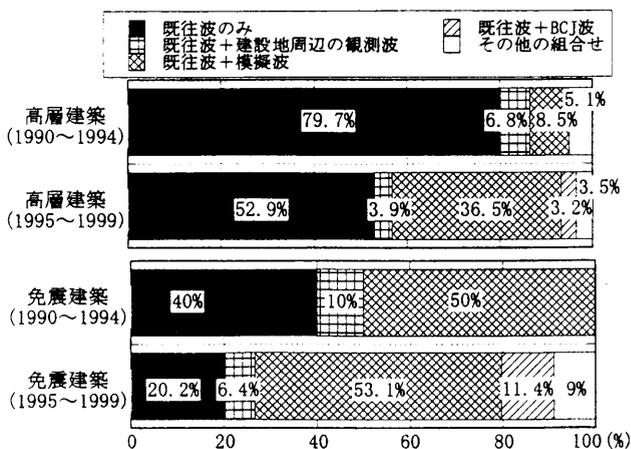


図1 設計用入力地震動に利用された地震動の利用率¹⁰⁾

地震動の大きさとそれに対応する応答状態は、建築主と設計者の協議・合意のもとに任意に性能目標が定められるべきである」との基本的考え方が示されており、そのための判断材料として建設地域周辺の歴史地震や活断層の有無といった地震活動度を記述することが望ましいとされている。地震波の選択については、「採用地震波は設定した耐震性能目標を確認するために相応しいものを採用すべきである。従来のEl Centro波形での応答は必ずしも行う必要はなく、むしろ耐震性能目標で設定した地震動強さに合致するような実地震記録や適正な方法で建設地盤特性を反映させて作成された模擬地震動などを採用すべきである。」と記述されており、地域特性を反映した模擬地震動、つまりサイト波が推奨されている。なお、「模擬地震動を代表的な設計用入力地震動の一つと考えるが、設計用模擬地震動の作成手法は必ずしも一義的に定められないこと、全国一律に精度の高い各種手法に寄与するパラメーターを評価できないこと等の事情から、便法としてBCJ-L2波を代用しても良い」との見解が示されている。上記のように、免震構造物ではサイト波にこれまでにない重要な位置付けがなされた。実際の対応

では、サイト波に加え、高層評定と同じ標準三波およびセンター波(BCJ-L2 波)を検討に用いることが多かった。

以上のように、高層建築物、免震建築物それぞれについて設計用地震動の選択基準が示されたが、その内容と時期的な経緯も受けて、高層建築物ではサイト波はあまり検討されず、免震構造物ではサイト波を検討するという傾向があった。このような傾向は、江藤ほか¹⁰⁾が1990年～1999年のビルディングレターに紹介された物件について調査した結果にも顕著に表れている(図1)。図は1995年兵庫県南部地震の前後で時期を分け、高層評定および免震評定で設計用入力地震動に利用された地震動の利用率を示したものである。高層建築では既往波(表1の観測波)のみの場合が多く、免震建築では既往波+模擬波の場合が多い。1995年以降では両方で既往波のみという場合は減り、高層建築でも既往波+模擬波の場合が増えている。なお、1995年兵庫県南部地震以降、免震建築物の物件数は急増しており(江藤ほか¹⁰⁾)、模擬波(サイト波)を検討する機会がこれまでに大きく増えた。

免震建築物でサイト波が重視される理由は、高層建築物では構造形式にもよる程度非構造部材の余力などによる安全率が期待できるのに対し、免震建築物では免震層の大変形により建屋が擁壁へ激突するなどして、想定以上の地震動に対して余裕がないので、より厳しく入力地震動を吟味するべきであるという工学的判断が反映されているものと考えられる。

2-3 建築基準法改正後のサイト波の位置付け

建築基準法の改正後は、平成12年建設省告示第1461号に、工学的基盤における応答スペクトルが規定され、俗に「告示波」と呼ばれ、従来のセンター波に代わってよく用いられるようになった。同告示では、告示波に代えてサイト波による検討を行ってもよい旨が、「ただし、敷地の周辺における断層、震源からの距離その他地震動に対する影響及び建築物への効果を適切に考慮して定める場合においては、この限りではない」のように規定されている。

この告示を受け、日本建築センターでは「時刻歴応答解析建築物性能評価業務方法書」¹¹⁾を公表した。そこでは、設計用地震動の選択として、位相を適切に考慮して告示波を3波以上用いるか、適切にサイト波を考慮した場合は告示波との合計で3波以上用いること、さらにこれに加え代表的な観測地震波を基準化したものを3波以上用いることとの規定が定められている。この組み合わせは、建築基準法改正の頃の、免震建築物評定の実情(観測三波+センター波+サイト波)が追認され、告示波がセンターにとって代わったものと想像される。告示波、観測三波が義務づけられ、サイト波は選択肢として記述されており、1996年のビルディングレターの規定に比べ、

サイト波の位置付けが告示波に押されてやや後退したようなニュアンスを感じるが、いずれにしてもサイト波の規定は日本建築センターの業務方法書にも記述されている。

3. 検討に用いる手法と設計用地震動策定の流れ

地震工学の知見が蓄積されるにつれ、サイト波の検討に用いることができる手法が充実してきた。図2は現在適用可能な手法と一般的に考えられるサイト波作成の流れを示したものである。大まかな流れを見ると、まず、各種資料¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾を参照して、建設地点周辺で考えられる歴史地震や活断層地震の中から、建物の重要度や供用期間などを勘案し、地震危険度評価の結果なども参照して、検討すべき想定地震を選択する。次に活断層調査や地盤調査の結果¹⁵⁾や過去の地震のパラメーター¹⁶⁾等を参照して、想定地震の断層パラメーターの設定および地盤情報の収集を行う。これらの情報に基づいて各種手法によりサイト波を作成するが、その手法の選択は、使用できる情報の質や量によりいずれかの手法を選択するかあるいは複数の手法で検討することになる。

各手法について後述するが、いずれの手法においても、工学的基盤(建物の基礎が設置できる堅固な地盤)において模擬地震動の時刻歴波形を求める。直接基礎の場合のように建物の基礎床底面が工学的基盤に接地している場合はこれを建屋の応答解析に供することができるが、杭基礎のように工学的地盤から基礎床底面まで表層地盤が続く場合は、表層地盤の増幅を考える必要があり、通常強震時には地盤の非線形化、液状化が考えられるので、ボーリングデータやP S検層の結果をもとに工学的基盤以浅の地盤モデルを作成し、工学的基盤波を入力して基礎床底面位置での時刻歴波形を計算するというステップが必要となる。場合により、地盤と建物の相互作用を考慮したモデル、例えば建屋・基礎・地盤一体モデルで検討することも考えられる。

作成した模擬波はその妥当性をチェックする必要がある、過去の地震の震度分布・観測記録と比較する、距離減衰式と比較する、自治体や地震調査研究推進本部¹⁵⁾、中央防災会議¹⁷⁾より公表されている検討結果と比較する、地震ハザード曲線と比較して供用期間に対して妥当であるかを調べる等により判断する。

各手法について概観する。表には代表的な手法を列挙しているが、左から右に行くほど必要なパラメーターが多くなり、詳しい検討ができる一方で、パラメーターの設定や結果の解釈が難しくなる。

距離減衰式(応答スペクトルが得られるもの)による検討は、代表的なものに安中式¹⁸⁾や大野式¹⁹⁾があり、工学的基盤における応答スペクトルを得て、位相と包絡形を与えることにより時刻歴波形を得る。

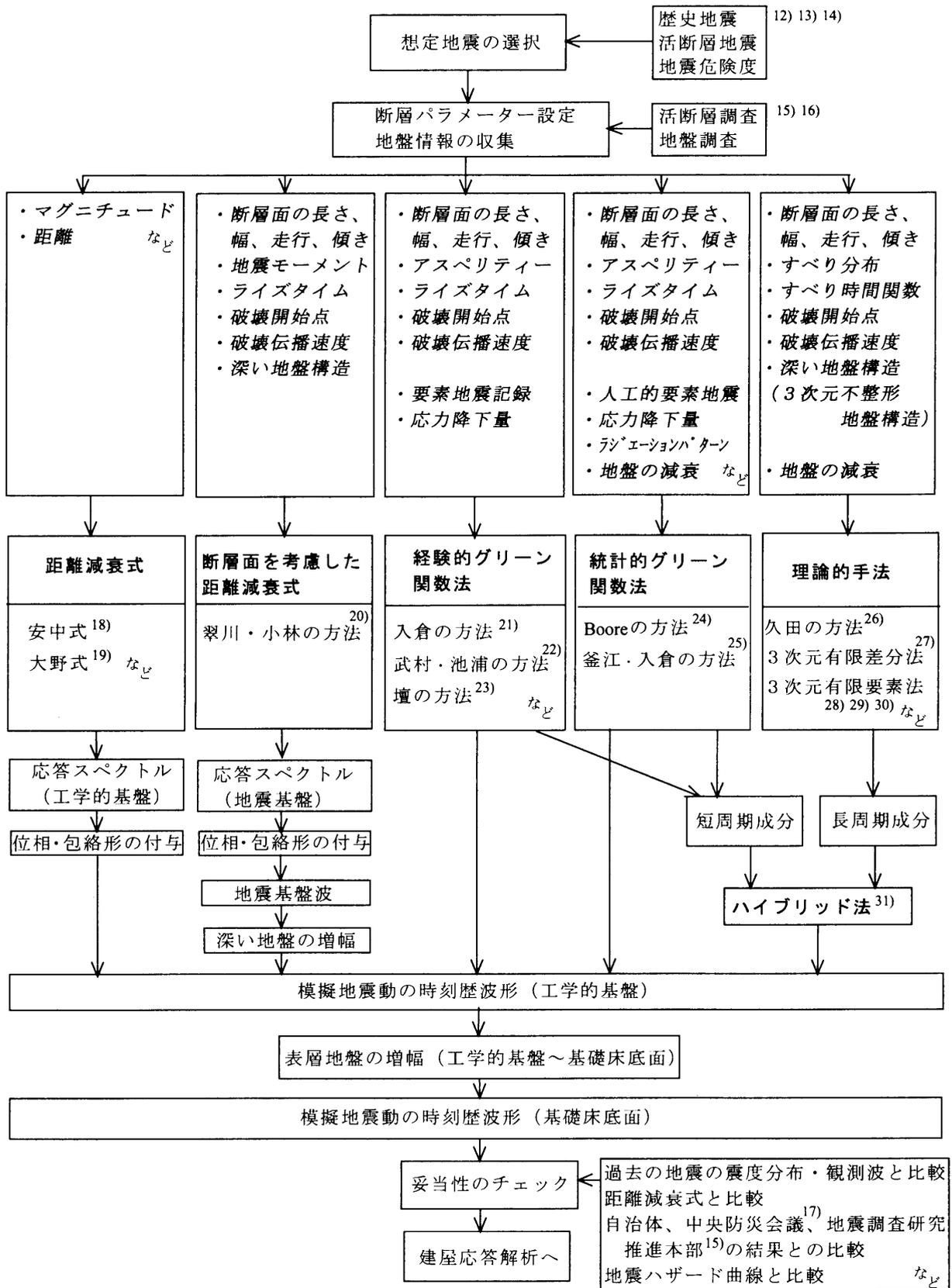


図2 手法の選択およびサイト波作成の流れ

断層面の広がりや破壊伝播を考慮した距離減衰式として翠川・小林の方法²⁰⁾があり、地震基盤における応答スペクトルが得られる。これに位相と包絡形を与えて地震基盤における時刻歴波形が得られる。地震基盤から工学的基盤までの地盤構造による増幅を1次元波動論などにより検討して工学的基盤波を得ることができる。地震基盤スペクトルに地盤増幅率を乗じて工学的基盤におけるスペクトルを得てから時刻歴波形にする方法もある。

経験的グリーン関数法は、要素地震記録（建設地点周辺で得られた中小地震の観測記録）を重ね合わせることで、大地震の時刻歴波形を得る方法であり、入倉の方法²¹⁾、武村・池浦の方法²²⁾、壇の方法²³⁾などがある。

統計的グリーン関数法は、適当な要素地震記録がない場合、Booreの方法²⁴⁾などにより人工的に要素地震を作成し、これを経験的グリーン関数法と同様な方法で大地震の時刻歴波形を得る方法であり、釜江ほか²⁵⁾にその方法が示されている。経験的・統計的グリーン関数法は周期数秒以下で有効な手法である。

理論的な方法とは、波動方程式に基づいて解析的、数値的に地震波動を計算する方法であり、平行水平層地盤のグリーン関数を求める久田の方法²⁶⁾や、平野規模の3次元地盤構造を数値モデル化し、大規模な数値計算により地震波を求める3次元有限差分法²⁷⁾や3次元有限要素法²⁸⁾²⁹⁾³⁰⁾がある。理論的な手法は一般的に周期数秒以上で有効な手法である。

ハイブリッド法とは、短周期成分を経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法で、長周期成分を理論的な方法で計算し、両者を重ね合わせて広い周波数帯で地震波を作成する方法³¹⁾である。

4. 評定で経験した指摘事項および感じた問題点

評定での指摘事項から、サイト波を作成する上での留意点や各種手法を適用する上で感じた問題点を挙げる。

サイト波の妥当性—作成したサイト波の妥当性を示すことが求められたことがある。例えば、関東平野では南関東地震を想定することが多いが、大きな目安として東京と横浜での相対関係があるか、1923年の関東地震で経験された震度分布と整合しているか、神奈川県³²⁾・横浜市³³⁾等の自治体の検討と整合しているか等を示す必要がある。1923年関東地震では、東京の被害に注意が奪われがちであるが、諸井・武村(2002)³⁴⁾(図3)が求めた震度分布が示すように、むしろ横浜市や神奈川県南部、房総半島南部で震度が大きく、作成したサイト波はこのような相対関係と震度分布に整合している必要がある。図4に示すように、関東地震の東京付近の地震動にほぼ該当するセンター波と、横浜市により $V_s \approx 430$ m/sの土丹層上面で設定された横浜模擬地震動³⁵⁾の速度応答スペクトルの大小関係もこの関係に調和的である。

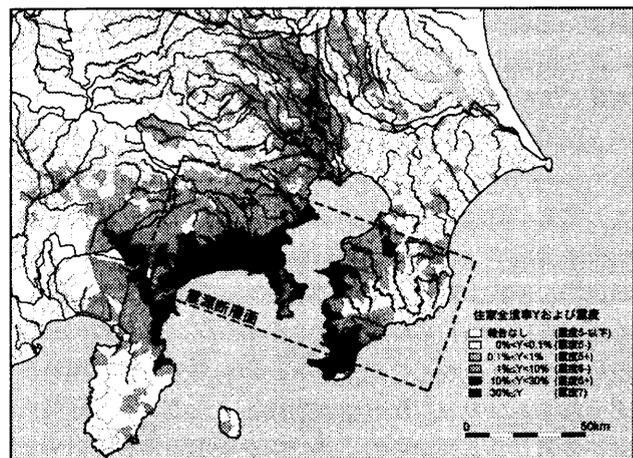


図3 諸井・武村³⁴⁾による1923年関東地震の震度分布

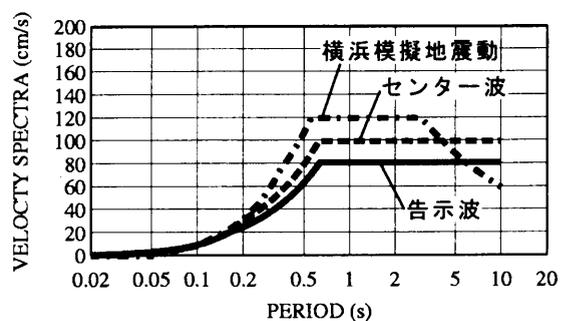


図4 設計用速度応答スペクトルの比較
($h=5\%$ 、工学的基盤)

このように工学的観点から rule of thumb (経験に基づくおおまかな目安) を満たしていることが肝要である。なお、図4には告示波スペクトルも示したが、これはセンター波、横浜模擬地震動と比べて小さく、震源近傍で用いるには十分吟味する必要があることがわかる。また、関東平野以外の地域を対象にした場合でも、昨今では大地震記録が充実しているため、想定しているケースと同程度のマグニチュード・震源距離の観測記録と最大値や震度を比較することも有効である。

深い地盤構造による増幅—翠川・小林の方法では、地震基盤波が求まり、1次元波動論等により工学的基盤波に増幅させる必要があるが、その際地盤モデルとその増幅率が妥当であるか確認を求められたことがある。深さ数 km～数十 km の深い地盤構造は、全国各地で行われた屈折法探査³⁶⁾ (例えば関東平野では夢の島発破³⁷⁾) により層序や層境界の深度、地盤物性が調べられているので参照することが出来るが、このような調査が行われている場所はおもに都市圏に限られる。深い地盤構造を調査するには手間と費用がかかるので民間や小さな機関では難しい。地盤は変化する事がなく一度調べれば国民が共有できる情報となるので、国に推進していただくの

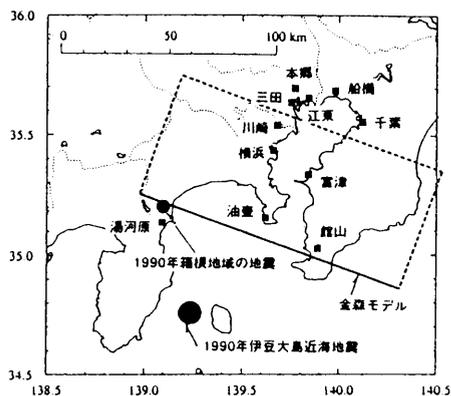
が良いと思う。文部科学省地震調査研究推進本部¹⁵⁾ 38)により平野の地下構造調査がなされており、今後も推進されることを期待する。

上記のように、建設地点付近の地盤をモデル化するにしても、十分な情報がない場合がある。このような場合、重力異常や微動を用いた推定³⁹⁾を行ったり、防災科学技術研究所⁴⁰⁾が運営する強震観測網 K-NET、KiK-netの記録を分析するのが有効であろう。K-NET、KiK-netの観測点は全国に多数設置されており、これらの記録を用いたスペクトルインバージョンにより地盤の増幅特性を分離する研究⁴¹⁾が行われている。このような研究成果が蓄積されると全国的に深い地盤構造の影響を理解する手助けとなるだろう。

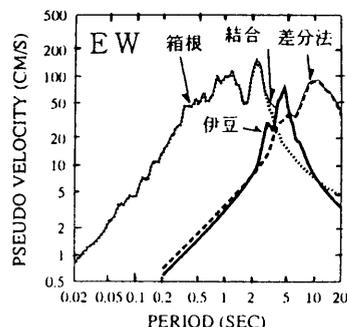
周期 2~4 秒の成分—免震層が働いたときの実効周期の付近にあたる周期 2~4 秒の成分が十分であるかとの指摘を受けた事がある。経験的グリーン関数法に用いる要素地震のマグニチュードが小さかったり、震源が深いと長周期成分が十分合成できない。また、長周期側を3次元差分法などの理論的手法で作成する場合、平野規模の大領域をモデル化するため計算容量の限界から 3~4 秒以上の周期帯でしか計算できないことが多い。これら両手法をハイブリッド化しても、境目の周期 2~4 秒で十分な成分が確保できない可能性が生じる。このような場合、多少要素地震の震源位置が想定断面からずれていてもやや長周期の成分を含む要素地震を用いて補うのが有効であろう。例えば、図5は南関東地震を対象として、箱根の地震を要素地震とした経験的グリーン関数法と3次元差分法を結合したハイブリッド法の計算において、4秒前後の表面波成分を補うために伊豆大島近海の地震を要素地震とした合成結果を加えた例である⁴²⁾。

位相の選択—センター波や告示波のスペクトルを目標スペクトルとして、位相と包絡形を与えて模擬地震動を作成する場合、どのような位相を用いるかで建築物の応答が異なる。兵庫県南部地震以降は、兵庫県南部地震時の JR 宝塚や JR 鷹取の記録の位相を用いた検討を要求されることが多かった。

位相による建物応答の違いを簡単な例で示す。床面積 70m² 程度の1階建て免震構造物をバイリニア型の復元力特性を有するせん断型1質点系モデルで表す。図6に剪断剛性を示す。告示波を目標スペクトルとした模擬波を、十勝沖地震八戸港 NS 成分の位相と兵庫県南部地震 JR 宝塚 NS 成分の位相を用いて2波作成し(図7)、1質点系の応答を求めると図8のようになる。八戸位相波の場合最大変位が 22.7cm で正負両側に長い継続時間にわたって応答するが、宝塚位相波では6秒付近のパルスに対応して片側に 32.4cm の変位が生じている。図9は荷重変位曲線を示したもので、八戸位相波では変形の正負の両側に曲線が分布しているが、宝塚位相波では正側に

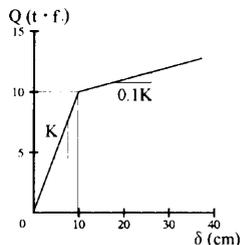


(a) 要素地震の震央位置



(b) 合成結果(川崎)の速度応答スペクトル(h=5%)

図5 伊豆の地震を用いてやや長周期を補った例⁴²⁾



1階建・床面積 70m²位
重量 M=100t · f
周期 T=2 秒
減衰定数 h=0.03
初期剛性 K=1.007t · f/cm²

図6 免震建築物を模した1質点系の剪断剛性

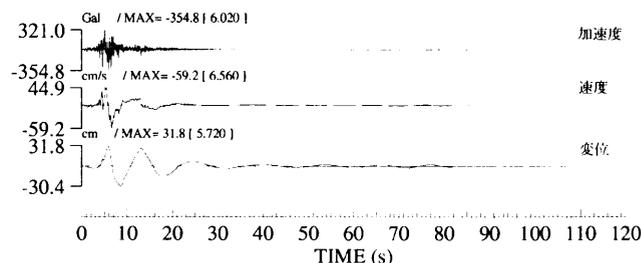
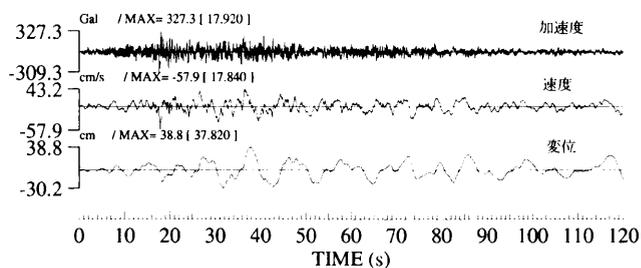
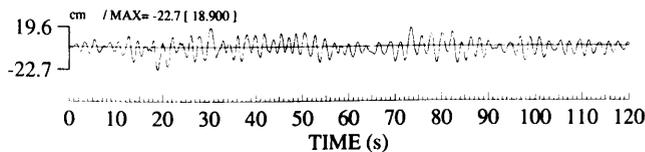


図7 作成した模擬波 (上：八戸位相、下：宝塚位相)

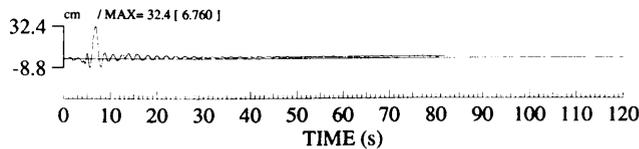
偏って分布し、片側だけに大きく塑性変形が進行している。このように同じ応答スペクトルの模擬波でも位相により建物の応答が大きく異なることがわかる。このような位相による建物の応答の違いは、ランダム位相を用いている限り明確でなく、観測記録位相や、理論的手法による意味のある位相を用いることの重要性がわかる。

位相差入力—建物の1辺が100m近くになると位相差入力の問題が問われることがあるが、これは難しい問題である。土木の分野では、長大構造物や地中埋設管に対して地震動の空間変動が問題になり、理論的研究や多点同時観測が行われているが⁴³⁾、建築物で位相差がどれくらいあるか観測した事例はあまりなく、明確に位相差入力によるとされる被害例もあまり聞いたことがない。地盤を平行水平層でモデル化する限り、震源から地表面までの実体波の波線を追跡すると、地表付近では波線が垂直近くになるためほとんど位相差は生じない。水平方向に伝播する表面波の伝播速度は理論分散曲線や理論的手法の計算結果から算定出来るが、100m程度の距離ではほとんど位相差は見られない。このように解析的には位相差はほとんどみられず、実際には地盤の不均質性による影響の方が大きい想像されるが、位相差入力は検討の必要性・可能性も含めて調べる必要があると思われる。

サイト波の意味付け—筆者の関与した事例に限ってであるが、今までのところ、1つの想定地震に対してサイト波を1波かあるいは条件を変えて数波作成した。それに対して特段意見がつくことはなかったが、パラメータの不確実性を含む将来の地震に対して、サイト波1波はどのような意味を持つか考えさせられてきた。3章の図2で見たとおり、各種法のうち右側にある手法ほど、実地震のシミュレーションに堪えるような高精度な地震動が作成できる反面、不確定な多くのパラメータを設定する必要がある、結果のばらつきも大きい。いわゆる入倉のレシピ⁴⁴⁾のように断層パラメータを絞り込む研究もなされているが、アスペリティーの位置が震源近傍の地震動に大きな影響を及ぼすにも関わらず、その位置が決まりにくいという問題がある。またパラメータの組み合わせによりいくらでも最悪の条件が設定できるという問題もある。このような状況を批判して、武村⁴⁵⁾は、「最近の煩雑な断層モデルによる評価を行っても、観測記録をもとに経験的に作成した従来の距離減衰式による評価以上に予測精度が向上しない」と手厳しく述べている。しかし、深い地盤構造によるサイト固有の実体波や表面波の卓越周期、アスペリティーの破壊に依存する破壊方位性パルス、震源近傍の大変位による長周期パルスなど、断層モデルによる検討により、どのようなパラメータが重要であるかが明らかになっている点は武村も認めるところである。筆者の私見としては、距離減

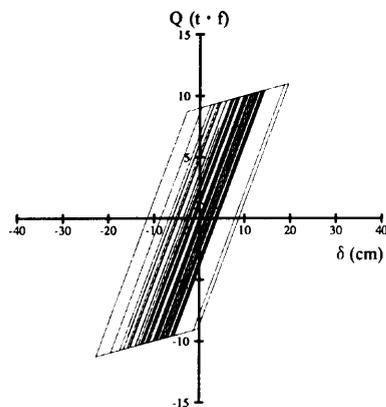


(a)八戸位相

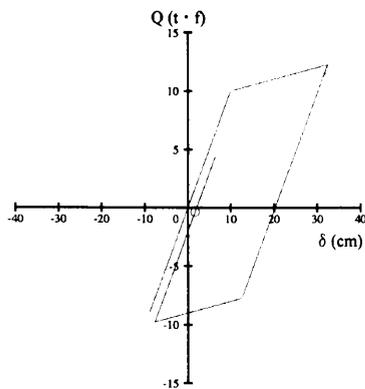


(b)宝塚位相

図8 質点の変位応答時刻歴



(a)八戸位相



(b)宝塚位相

図9 荷重変位曲線 (○:計算終了点)

衰式や設計スペクトルにより、「あたらずもと遠からじ」の地震動レベルで建物が必要耐力を有していることをまず確保し、断層モデルによる検討ではそれらのレベルを超える可能性のあるケースについて吟味していくのが良いと考える。ただし、断層モデルによる検討では、パラメータの不確実性があるので、パラメータの組み合わせを変化させる必要がある、建物が耐えられない場合もでてくるであろう。その場合、決定論によっている限り、建物が設計できなくなってしまう。そこで、難しい問題ではあるが、想定しているパラメータの実現する

確率を定量化し、確率的な荷重評価に対して建物が破壊に達する確率も考慮した限界状態設計法と組み合わせるという方向性が考えられる⁴⁶⁾。

5. 最近の動向をふまえた今後の問題点

さらに最近の動向をふまえて筆者の感じる問題点をいくつか述べる。

中央防災会議や地震調査研究推進本部の検討結果—中央防災会議では、東海地震や東南海地震、南海地震を対象に地盤分類と距離減衰式による震度分布等の検討を行い、結果を公表している¹⁷⁾。また、地震調査研究推進本部では、活断層調査に基づき地震の発生確率について長期評価を行い、またハイブリッド法を用いた強震動評価も行い結果を公表している¹⁵⁾。今後サイト波による検討を行うにはこれらの結果とある程度整合している必要があるが、いくつか問題点がある。これらの結果は自治体の防災対策など広域的な評価をまず目的としている。また、距離減衰式と地盤分類に基づく簡易的な増幅率を用いた震度分布の予測は、大まかな傾向をとらえたものであり、個別の建築物立地点ではもっと狭い範囲の地盤状況の変化により震度は変化すると考えられる。ハイブリッド法による強震動評価もアスペリティーの設定などに任意性が残る。公的機関によって公表された結果は権威付けされ絶対視されがちであるが、個別の建物では詳しい地盤調査結果があるので、それらを考慮して独自に検討し直してみることも必要であると考えられる。

告示波への依存—2章でも述べたように、ひとたび観測三波なり、センター波なりの指針が示されると、但し書きの条件は忘れられて過度に依存する傾向が生まれる。今回規定された告示波スペクトルについても無批判に依存してしまう傾向が生まれまいか危惧する。権威づけられた告示波を用いると話も通りやすく、逆に告示波を下回るような設計用地震動を採用するのは勇気がいる。しかしながら、1章でも述べたとおり、告示波は新耐震の2種地盤における地震力を継承し、震源域外縁程度であることを考えると、中庸なレベルで設定されたものである。告示波スペクトルが、東京における関東地震のレベル程度に整合するセンター波を下回っていることを考えると、震源近傍ではレベルが低い可能性があり、また、地震活動度の低いところでは告示波でも大きい場合も考えられる。1996年のビルディングレターが述べたとおり、「想定する地震動の大きさとそれに対応する応答状態は、建築主と設計者の協議・合意のもとに任意に性能目標が定められるべきである」との基本姿勢を思い出し、必要な場合はサイト波による検討を行うことが必要である。

決定論と確率論による総合的評価—上記の基本姿勢を実効あるものにするには、想定地震の選択や性能目標の決定に判断基準が必要である。例えば、今後数百年以内

表 3.2.2 性能表現マトリックスの例1/建設省建築研究所・鋼材倶楽部(1995)

荷重レベル:	L1	L2	L3	L4
再現期間	20年	100年	500年	1000年
50年間の超過確率	92%	39%	9.5%	4.9%
主要構造のクラス	A	無被害 変形制限*	無被害 変形制限*	継続使用可 常時荷重支持部材弾性 残留変形制限
	B	無被害 変形制限*	継続使用可 常時荷重支持部材弾性 残留変形制限	修復後使用可 残留変形制限
	C	継続使用可 常時荷重支持部材弾性 変形制限*	補修後使用可 残留変形制限	非倒壊 人命保護
	D	補修後使用可 残留変形制限	非倒壊 人命保護	非倒壊 人命保護

*1: 非構造部材との関連において決定されるクライテリアであり画一的に制限値を与えるものではない。

図 10 性能マトリックスの例 47)

に、M8±0.5の地震が発生する可能性(今後30年で発生する確率3.6%)がある神縄・国府津—松田断層の近傍に供用期間30年の建築物を建てる場合、同断層による地震を考慮すべきか無視してもよいかどのように判断したらよいであろうか。地震の発生確率、建物の重要度、供用期間等考慮すべき要因がある。昨今では地震発生確率、地震危険度解析、地震リスク評価など確率的手法が検討されているが、これら確率的評価と決定論的評価を総合し、建築主が判断しやすい基準を設計者は用意する必要があるだろう。乗用車の場合に、装備と性能が異なる複数のグレードから価格と相談しながら消費者が選択するように、建築物にも性能表があるとわかりやすい。例えば、地震動の強さ、建物のグレード、建物の被害状況の組み合わせにより、図10のような性能マトリックス⁴⁷⁾を作成して、建築主に選んでもらうことが考えられる。

6. まとめ

日本建築センターでの高層建築物評定、免震建築物評定において、サイト波(地域波)がどのように位置づけられてきたかを概観し、特に免震建築物において重視され、兵庫県南部地震以降サイト波による検討数が増えたことを示した。

サイト波を作成する上で現在適用可能な各種手法と、サイト波作成のおおまかな流れを概観した。

日本建築センター評定で経験した指摘事項もふまえ、サイト波作成上の留意点や手法を適用していく上で感じた問題点をいくつか挙げた。それらは、サイト波の妥当性の示し方、深い地盤構造による増幅の重要性、周期2~4秒の成分が不足する危険性、位相の選択による建物応答の違い、位相差入力の問題の難しさ、サイト波の意味づけ、中央防災会議や地震調査研究推進本部の検討結果との整合性、告示波への依存の危険性、決定論と確率論による総合的評価の必要性である。

謝辞

本稿をまとめるに際して、大成建設(株)技術センターの内山泰生氏、欄木龍大氏との議論を通して多くの示唆を頂いた。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 加藤研一(2002)、改正建築基準法に至る地震外力の考え方—設計適用の観点から見た現状と課題—、第30回地盤震動シンポジウム、13-23
- 2) 野畑有秀(2001)、告示スペクトルは工学的基盤のスペクトルとして見なせるか?、第29回地盤震動シンポジウム、91-98
- 3) 瀬尾和大(2002)、地震動予測に地下深部構造はなぜ必要か?、第30回地盤震動シンポジウム、47-52
- 4) 瀬尾和大(1999)、サイトの地盤特性を反映した設計用入力地震動の設定は可能か?、建築技術、No.593、1999年7月号、142-147
- 5) 川瀬博・佐藤智美(2002)、地盤増幅特性の評価—研究成果から見た現状と課題—、第30回地盤震動シンポジウム、25-36
- 6) 久田嘉章・翠川三郎・山中浩明・鱒沢曜(2002)、免震病院を対象とした入力地震動の策定例—震源近傍の強震動、及び、深部地盤構造を考慮した入力地震動策定—、第30回地盤震動シンポジウム、55-68
- 7) 高層建築物構造評定委員会(1986)、高層建築物の動的解析用地震動について、ビルディングレター、1986年6月号、49-50
- 8) 設計用入力地震動研究委員会(1992)、設計用入力地震動作成手法技術指針(案)、建設省建築研究所・財団法人日本建築センター、平成4年3月
- 9) (財)日本建築センター免震構造評定委員会(1996)、免震構造建築物の評定用資料の作成方法とその解説について、ビルディングレター、1996年11月号、55-75
- 10) 江藤公信・元木健太郎・瀬尾和大(2002)、高層建築・免震建築に利用される設計用入力地震動の現状とこれからの課題、日本建築学会技術報告集、第15号、77-82
- 11) (財)日本建築センター(2001)、時刻歴応答解析建築物性能評価業務方法書、BR構造-02-01、平成13年4月25日変更
- 12) 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1997)、日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—、財団法人地震予知総合研究振興会発行
- 13) 活断層研究会(1991)、新編日本の活断層、東京大学出版会
- 14) 宇佐見龍夫(2003)、最新版日本被害地震総覧[416]—2001、東京大学出版会
- 15) 地震調査研究推進本部ホームページ <http://www.jishin.go.jp/main/>
- 16) 佐藤良輔編著(1989)、日本の地震断層パラメータ・ハンドブック、鹿島出版会
- 17) 中央防災会議ホームページ <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/>
- 18) 安中正・山崎文雄・片平冬樹(1997)、気象庁87型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案、第24回地震工学研究発表会講演論文集、161-164
- 19) 大野晋・高橋克也・源栄正人(2001)、カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用、日本建築学会構造系論文集、第544号、39-46
- 20) 翠川三郎・小林啓美(1979)、地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定、日本建築学会論文報告集、第282号、71-81
- 21) Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earth. Eng. Symp., 151-156
- 22) 武村雅之・池浦友則(1987)、震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動、地震2、40、77-88
- 23) Dan, Watabe, Tanaka(1989), A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, 日本建築学会構造系論文集、第396号、27-37
- 24) Boore, D. M. (1983), Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1965-1994
- 25) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1991)、地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測—統計的波形合成法による予測—、日本建築学会構造系論文集、第430号、1-9
- 26) 久田嘉章(1997)、成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法、日本建築学会構造系論文集、第501号、48-57
- 27) Graves, R.W. (1996), Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106
- 28) Bao, H., J. Bielak, O. Ghattas, L.K. Kallivokas, D.R. O'Hallaron, J. Shewchuk and J. Xu (1998), Large-scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computer, Compt. Methods Appl. Mech. Engrg.,

- 29) 吉村智昭・前田寿朗(2003)、領域縮小法による3次元丘陵地形の地震応答解析、日本建築学会構造系論文集、第564号、55-62
- 30) 山田有孝・永野正行・山添正稔・三浦賢治(2002)、領域別に要素分割と積分時間刻みを可変とする大領域三次元地盤の地震応答解析法、日本建築学会構造系論文集、第561号、73-80
- 31) 入倉孝次郎・釜江克宏(1999)、1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現、地震2、第52巻、129-150
- 32) 神奈川県地震被害想定調査委員会(1999)、神奈川県地震被害想定調査報告書、平成11年3月
- 33) 横浜市総務局災害対策室・地震予知総合研究振興会(1996)、横浜市における直下型地震被害想定見直し調査報告書、平成8年3月
- 34) 諸井孝文・武村雅之(2002)、関東地震(1923年9月1日)による木造住宅被害データの整理と震度分布の推定、日本地震工学会論文集、第2巻、第3号、35-71
- 35) 横浜市建築局建築指導課・応用地質株式会社(1991)、横浜市高層建築物耐震指導基準地震波策定調査報告書、平成3年3月
- 36) 吉井敏尅(1994)、人工地震による日本列島の地殻構造、地震第2輯、46、479-491
- 37) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大(1981)、東京の基盤構造 その5、第7回第8回第9回夢の島爆破実験による地下深部探査、地震研彙報、56、265-276
- 38) 文部科学省(2002)、2002年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集、平成14年11月
- 39) 早川崇(2002)、名古屋市における強震動予測事例—濃尾平野の3次元堆積盆地モデルの作成と適用—、第30回地盤震動シンポジウム、69-80
- 40) 防災科学技術研究所ホームページ、<http://www.bosai.go.jp/jindex.html>
- 41) 松尾秀典・川瀬博(2002)、K-NETデータによるサイト増幅特性と理論増幅特性に基づいたS波速度構造とそれを用いた強震動シミュレーション、第11回日本地震工学シンポジウム、285-288
- 42) 吉村智昭・前田寿朗(1999)、3次元差分法と経験的グリーン関数法とを結合したハイブリッド法による設計用地震動評価—川崎市周辺における仮想南関東地震の検討—、大成建設技術研究所報、第32号、97-100
- 43) 東原紘道(1994)、強震動地震学と土木耐震設計論、地震第2輯、47、203-224
- 44) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲(2002)、強震動予測のための修正レシピとその検証、第11回日本地震工学シンポジウム、567-572
- 45) 武村雅之(2000)、日本列島における震源断層のスケールリングと近傍での強震動および被害、第28回地盤震動シンポジウム、71-83
- 46) 前田寿朗(1999)、実務における応用上の課題、第27回地盤震動シンポジウム、41-48
- 47) 平島新一(1999)、動的外乱に対する設計—現状と展望—、「3.2.1 性能表現マトリクス」、日本建築学会、1999年5月

5. 資料

第30回地盤震動シンポジウム（2002）報告

小山 信*

第30回地盤震動シンポジウム（2002）「設計用地震動は工学的基盤で決められるか？—地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか（その1）—」が、日本建築学会地盤震動小委員会主催で2002年10月29日（火）9:30～17:30、建築会館ホールにて約170名の参加者を集めて開催された。

司会は午前の部：源栄正人（東北大学）・高井伸雄（北海道大学）、午後の部：前田寿郎（早稲田大学）、芝良昭（電力中央研究所）、総合討論：小林喜久二（竹中工務店）、野畑有秀（大林組）が担当した。

最初に、地盤震動小委員会主査の萩尾堅治（大成建設）より、30回を迎える本シンポジウムは、これまで地盤震動研究の動向を考慮しながら地盤震動研究と耐震設計実務の橋渡しとなるべく議論の場を設けてきたが、研究情報はシンポジウムを待たずとも入手可能である現状を鑑み、今後長期テーマの下で系統立てた内容を取り上げて焦点を絞ることによって、十分な検討と密度の濃い議論を期待してゆくことにした。手始めに昨年のシンポジウムでの意見に基づき「地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか」について、今後5年程度を目標に設計用入力地震動作成上の諸問題を取り上げて、地盤震動研究に基づく設計用入力地震動像をまとめてゆくこととした、との趣旨説明が行われた。

午前の部「現状と課題のレビュー」では、3編の話題提供があった。

加藤研一（鹿島小堀研究室）は、「改正建築基準法に至る地震外力の考え方」と題して、佐野利器による震度法の提案から改正建築基準法に至る地震外力の考え方の変遷をレビューした。被害地震の教訓や建築構造の変化に対する設計体系の再考など、地震に対する建築物の安全性確保を主眼としていたこれまでの法改正に対して、今回は「性能規定化」の推進を目的とし、工学的基盤における地震動が設定され、表層地盤応答、相互作用効果の考慮が可能となり、新たな知見の導入も容易になった

と同時に地表の伝達系の見積もりに十分な配慮が必要となった。そして、兵庫県南部地震以後のデータ・解析手法の蓄積・充実の成果を設計サイドに提示し、告示で規定された要素技術を吟味することが地盤震動小委員会の役割と考えると述べた。

川瀬博（九州大学）は、「地盤増幅特性の評価—研究成果から見た現状と課題—」と題して、

最新の研究成果に基づいて直下の地盤構造（1，2，3次元）によるサイト増幅が強震動にもたらす影響、基盤レベル強震動に与える震源と地盤の影響について説明し、それらの影響を現行耐震設計パラダイムの中でいかに反映させるかについて紹介した。あるべき強震動の定義法として、入力レベルと建物耐力両者の過小評価の上に安全な建物が成り立ったこれまでのパラダイムから、実入力レベルと実建物耐力評価に基づいて安全性を保障する設計パラダイムへ移行するべきであると指摘し、実入力レベル評価のために、盆地係数・エッジ係数・表面波係数・断層係数を導入することを提案している。

山中浩明（東京工業大学）は、「工学的基盤での入力地震動評価のための深部地下構造の探査」と題して、地震基盤に至る深部地下構造の探査および工学的基盤での地震動評価における地盤モデル化について、問題点と今後の課題を紹介した。近年、文部科学省プロジェクトによる深部地下構造探査データの蓄積、微動アレイ探査で安価に1次元地下構造推定が可能、3次元構造を考慮した地震動シミュレーションが可能、となってきた状況を鑑み、今後個別建物の耐震設計のための地盤探査結果の蓄積と公開のための組織的仕組みの必要性、地下構造モデルのキャリブレーション結果の蓄積、地下構造マスターモデルの構築、の3つが必要であると指摘した。

昼食休憩後、瀬尾和夫（東京工業大学）による特別講演「地震動予測に地下深部構造はなぜ必要か？」が行われ、地震動の複雑さと複雑さの中の秩序、それらに影響を与

* 国土交通省国土技術政策総合研究所

える深部地下構造と地下構造調査の重要性が示された。同じ震源から供給された同じ観測点の地震記象が複雑であっても互いによく似ているのは伝播経路にあたる地下構造の影響と考えられ、地下構造の理解無しには地震動予測はできないこと、サイト固有の地震動特性には当該地点の地盤構造が果たす役割が大きいこと、これらの影響を考慮せずにエルセントロ、タフト、八戸などの既往地震記録が設計に用いられることの問題点、などが改めて指摘された。

午後の部「具体例で考える」では、4編の話題提供があった。

久田嘉章（工学院大学）は、「免震病院を対象とした入力地震動の策定例」と題して、静岡県駿東郡長泉町に建設された静岡県立静岡がんセンターの設計に際して想定した東海地震による地震動予測を紹介した。震源近傍強震動には長周期パルス波や地表断層による大変位が発生し、免震建築が必ずしも有効ではないため、長周期地震動に影響を及ぼす深部地下構造を調査し、経験的手法・半経験的手法、および理論的手法による地震動評価を行い、それをもとに構造的・機能的安全性の確認を実施した。Forward directivity 効果による長周期パルス波が免震構造に最も影響することを確認した上で、経験的な震源パラメータやそれによって作成された強震動には、考慮されるべき結果のばらつきが無視される可能性があることを指摘した。

早川崇（大崎総合研究所）は、「名古屋における強震動予測事例」と題して、愛知県設計用入力地震動研究協議会が名古屋地域の設計用入力地震動作成プロジェクトで実施した強震動予測を紹介した。予測では、確率論的想定地震の考えを採用、最も可能性の高いシナリオとなるような断層パラメータを設定、濃尾平野の3次元堆積盆地モデルを完成させた。予測結果は、断層破壊特性や3次元盆地構造により名古屋市内でもやや長周期地震動の大きさが変化することを示し、3次元地下構造モデル化の重要性を指摘するとともに、断層破壊過程のシナリオに関しては必要に応じて可能性のある複数のケースを想定することも重要と考えられると述べた。

武村雅之（鹿島小堀研究室）は、「過去の地震被害事例からみた地盤増幅の影響」と題して、1923年関東地震に関して東京中心部（旧15区）の震度の再評価結果と揺れの強さと地盤との関係を検討し、古地形や表層地質、

深さが30～50m以内の表層地盤構造と震度分布が明瞭な相関を持つことを示した。また、関東地震で下町低地の軟弱地盤上では振動周期の長い木造住家の被害が大きく山の手台地の硬質地盤上では逆に振動周期が短い土蔵の被害が大きかったという話は、火災による消失の影響や安政江戸地震の被害傾向と比較して不自然であると推察していると述べた。

境有紀（東京大学）は、「構造物の応答から見た設計用入力地震動の決め方」と題して、基盤をせん断波速度400m/s程度と800m/s程度の層に設定したときの地表地震動を等価線形時刻歴地震応答解析により作成し、これを入力地震動とした一自由度系およびフレーム構造の地震応答解析を行って、基盤として設定するせん断波速度の違いが構造物の地震応答に与える影響について検討した結果を紹介した。基盤をせん断波速度800m/s程度の層とした場合の地表面における応答スペクトルは、長周期成分だけでなく建築頻度の高い中低層建物に最も影響を及ぼす1～2秒程度においても400m/s程度の層とした場合を大きく上回り、その差は建物応答層間変形角にして2～3倍になると述べた。

以上の話題提供後に、総合討論が行われた。

はじめに司会より、討論の論点として、①設計用入力地震動を工学的基盤で決める場合のメリットとデメリット、②地震基盤で設定する場合、何が問題となるのか、③震源から地盤全体をモデル化して入力地震動を設定することは、実務として妥当なのか、が示された。

久田：深層地盤の影響を盆地・エッジ・表面波係数として決める作業は、どのように進めたら良いと考えているか。

川瀬：予測・検証のプロセスを踏むことで、コンセンサスが得られるラインが見えてくる。作業としては、各盆地構造での応答を相対化することで、平均的ラインが見えてくる。

深い地盤・断層の影響が大きいこと、合理的設計に必要なであることを国民（設計者）が認めることから始まる。永野（鹿島建設）：兵庫県南部地震の際の神戸大学50cm/s、震災の帯150cm/sの3倍の差を、盆地係数として設計に持ち込むのが正しい方向と考えるのか。

川瀬：説明可能な設計パラダイムに移行することによって、事実であれば入れるべきである。提案している種々の係数を掛け合わせることで8倍位になるが、掛け合わ

せるボトムラインのレベルは、現行の工学的基盤地震動の1/3程度に低減できると考える。

宮崎（ダイナミックデザイン）：設計用地震動を画一的・統一的に決める必要は無いのではないか。現行設計基準は手続き上の約束だけであり、実設計はそれだけでは完結しない。そのためにも、設計に要する色々な情報を入手・利用できるような環境が必要であり、本シンポジウムはその観点から重要である。

宮崎：鳥取県西部地震の震源と神戸市域と同じ盆地構造で計算したシミュレーション結果で450cm/sの値が推定されていたが、その波形はどのようなものか。

川瀬：あくまでも想定の話である。しかし、兵庫県南部地震の鷹取で記録された150cm/sが最大であるとの保証は無い。アスペリティーが浅いところに位置して大きなすべりが生じたならば、150cm/s×3倍（盆地係数）で450cm/sの最大振幅も考えられる。

司会：改正基準法で長周期側の振幅が、従来の50cm/sを超えて80cm/sとなっている。実設計においては経済性の観点からぎりぎりの設計をしなければならないと考えるが、その上で更なる安全性を確保するような設計者のフィロソフィーを加えることは可能なのか。設計者の心構えを聞かせてほしい。

宮崎：設計者としては、最低ライン（基準）を満たした上で自分の思想・思いを導入・反映することでやりがい・生甲斐が生じてくる。自主性を生かせる体系であるには、基準法は最低基準でなければならない。

大越（日本設計）：性能設計に移行するにあたり、確率論的な評価を取り入れて地震動を検討したが、地域によって再現期待値のばらつきが大きくまとまらなかった。一方で超高層建築物設計に際して活断層の地震動だけを考慮した場合は、20cm/s、50cm/sの6から7割といった小さな設計用地震動とすることが可能である。そのような小さい地震しか想定されない地点の場合に、本当に小さな地震動としても設計は大丈夫なのか？実務者として疑問を感じ、適正かどうか判断しかねるので、既往3波による従来の検討法が残されている。

川瀬：兵庫県南部地震の地震動は、エッジ効果・盆地効果を含んだ地震動である。新耐震設計基準に従っている1981年以降の建物の場合、この地震動による被害が1%以下であったので現行設計クライテリアをすべての地点にあてはめることは過大であると言える。例えば、東京と福岡についてすべての活断層や海溝地震を考慮して確率で地震動を比較すると、福岡は10分の1になる。地域係数は0.8であるので、実態を反映していない。

実際には普通に設計・建設されることで水平耐力の50%は付与できると思うので、地域係数の最低レベルは0.5まで低減することが可能と考える。

川瀬：現行の設計基準は、設計者にとってカンファダブルであるか。

宮崎：今くらいであれば、どちらでもない。心情として、基準法を設計の拠所としたいくない。無くなってしまうえばらつきは生じるであろうが、設計者が真剣に考えて判断するようになるので良いではないか。

大越：告示案を作る際、基準法での全国一律のレベルを下げて条令で地域特性に対処することも考えられた。しかし、実際には企業誘致に不利に働き、自治体としては消極的になる。基準法改正により工学的基盤で地震動を規定した結果、第三種地盤に高層建築物を立てようとすると応答値が大きくなるため見送りとなったケースがあった。結果的に、危ない場所への建設を抑制する効果があった。

司会：本日のシミュレーション結果に関する印象や感想は？

鱒沢（横川設計）：静岡県長泉町の例は、M8クラス地震が想定される地域で長周期地震動が卓越す地盤条件の地点において医療機器への影響を減少させるために免震建物を設計することになり、長周期成分を含んだ入力地震動を想定して設計する必要性があった。個別に設計者がこのような必要性を判断できるか、それに伴うコスト増への施主と設計者のコンセンサスが得られるか、そこがポイントと考える。

司会：今回のような入力設定方法は時間・コスト、必要な知識も増えてくる。今後深層地盤を考慮するようになると、設計者はどのように対処することになるか。

鱒沢：多くの最新の情報、手法についてゆく必要性を感じる。面的地盤構造情報が入手しやすければ、設計にかかるコスト・時間を短縮できるであろう。

宮崎：静岡の例では、想定地震動のレベルは厳しいながらも処理可能な範囲に地震動が収まっている。想定した地震動にバイアスが掛かっているのか。富士川河口地震の方が大きいことは無かったのか。

久田：もう少し厳しい地震動もあったが、何波か計算したものの平均的なものである。富士川断層（M7.8）で7mすべる地震が想定されているが、断層を海側へ伸ばす必要があり東海地震の震源域に含まれてしまう。東海地震の断層の浅い部分は、富士川断層よりも近い部分に

あり、より厳しくなると考える。

高坂（梓設計）：設計用入力地震動は、地表面で設定するべきだ。これまでの税金を使って実施した研究成果を公開し、クライアントが危険性を意識して、設計者が専門家として助言して、サイトを選ぶ環境を作るべきだ。設計用入力地震動は社会的な意味を有するものである。断層や工学的基盤から上の表層地盤に設計者個人のフィルターが掛かって恣意的に決めることは危険性が増すと考える。

大越：上部構造設計者が本日の議論を理解することはほとんど困難。米国では、設計用入力地震動は Geotechnical Engineer が決めている。日本でも専門家、Geotechnical Engineer を育てる必要がある。

武村（鹿島）：そうなれば研究者にとってありがたい。これまで設計に最低基準が必要と思いついで議論しているが、将来は必要ないかもしれない。

宮崎：設計基準不要論に賛同する。基準法があることは、アンカンファタブルである。現状は設計ツールや手法までが感じがらめになっている。束縛の無い社会となることを希望する。

萩尾：本来の性能設計であるならば、規定は不要である。そこを目指してゆくならば、一挙に飛躍はできないが現行にこだわらなくて良いのではないかと。地盤震動小委員会のこれからの5年間の活動で、このギャップを繋ぐことを考えたい。集約すると、①基準地震動の位置付けの見直し。種々の係数を掛けるベースとなる基準地震動を、地域ごとに再評価する。②これまでの知見を、皆が利用できるようにコンパイルする。ことが重要と考える。

瀬尾：設計者個人の判断で入力地震動を設定するようになると、さらに説明責任を問われることになる。そのような状況では、地盤震動研究がベースにあってその成果・情報をデータベースとして整理して皆が使えるようにする必要がある。

最後に、地盤震動小委員会幹事の山田真（早稲田大学）が、これまでの地盤震動諸研究は現象の説明と理解を目指して要素技術による吟味を行ってきた。表現南部地震以後地下構造の解明が進み、地下構造モデルのデータベース化やそれを用いたシミュレーションとディバイズ、さらに地下構造マスターモデルの構築、地下構造に応じた解析手法・ツールの開発、大地震記象の再解釈、等がこれからの地盤震動研究で必要と考える。また入力レベルの過小評価と構造物耐力の過小評価の上に成り立っていた安全を見直すことも必要である。表層地盤につい

ては、相互作用小委員会とのジョイントも考えてゆく必要がある。今後、地盤震動研究を耐震設計に活かしてゆくようにシンポジウムを積み重ねて成果を出してゆきたい、と結んだ。

（文中敬称略）

第31回地盤震動シンポジウム(2003)
震源断層を考慮した設計用地震動評価：地域波策定の現状と将来展望
—地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その2)—

2003年11月

編集 社団法人 日本建築学会
著作人

〒108-8414 東京都港区芝5丁目26番20号
TEL 03-3456-2051
FAX 03-3456-2058
<http://www.aij.or.jp/>

印刷所 株式会社 エーヴィスシステムズ
