

第36回地盤震動シンポジウム(2008)

度重なる被害地震から設計用入力地震動を考える

―新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その2)―

2008.12.9

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

第36回地盤震動シンポジウム(2008)
度重なる被害地震から設計用入力地震動を考える
— 新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その2) —

2008年12月

編集
著作人

社団法人 日本建築学会

〒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

The 36th Symposium of Earthquake Ground Motion (2008)

**Design Input Earthquake Ground Motion Referring to
Frequently Occurred Damage Causative Earthquakes**

— Usage and Verification of the Newly Proposed Method of Evaluating Input
Earthquake Ground Motion (Part 2) —

December 2008

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

第36回地盤震動シンポジウム(2008)

度重なる被害地震から設計用入力地震動を考える — 新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その2) —

目 次

| | | |
|-------------------------------------|---|----|
| 1. 主旨説明 | 加藤研一..... | 1 |
| 2. 最近の被害地震の地震動の解釈 | | |
| 2-1 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層について | 越谷 信, 石山達也, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 中村教博 丸島直史, 杉戸信彦, 堤 浩之, 廣内大助, 佐藤比呂志..... | 3 |
| 2-2 2008年岩手・宮城内陸地震の強震動と震源過程 | 青井 真, 森川信之, 鈴木 亘, 関口春子..... | 9 |
| 2-3 中越沖地震の震源モデルに関する最新の知見 | 堀川晴央..... | 17 |
| 2-4 中越沖地震の地震動シミュレーション | 釜江克宏, 川辺秀憲..... | 23 |
| 2-5 最近の大地震で発生した地震動の性質と被害の対応 | 境 有紀, 青井 淳, 中川文寛..... | 29 |
| 3. 特別講演 | | |
| やや長周期地震動と超高層ビル | 太田外氣晴..... | 41 |
| 4. 新・入力地震動作成手法の概要と適用例 | | |
| 4-1 地盤震動研究を活かした設計用入力地震動のための強震波形の作成法 | 川瀬 博..... | 51 |
| 4-2 新潟県中越沖地震に関する適用例 | 野津 厚..... | 59 |
| 4-3 宮城県沖地震に関する適用例 | 大野 晋..... | 71 |
| 4-4 十勝沖地震についての震源モデルの検討 | 渡辺基史, 藤原広行, 石井 透, 松島信一, 早川 崇..... | 75 |
| 4-5 上町断層について想定される地震動 | 大西良広, 澤田純男..... | 83 |
| 5. 資料 | | |
| 第35回地盤震動シンポジウム(2007)報告 | 神野達夫..... | 91 |

**Design Input Earthquake Ground Motion Referring to Frequently Occurred
Damage Causative Earthquakes**

— Usage and Verification of the Newly Proposed Method of Evaluating
Input Earthquake Ground Motion (Part 2) —

TABLE OF CONTENTS

| | | |
|---|---------------------|----|
| 1. Introduction | (Kenichi Kato)..... | 1 |
| 2. Interpretation of Earthquake Ground Motion of Recent Damage Causative Earthquakes | | |
| 2-1 Earthquake Fault Associated with the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (Shin Koshiya, Tatsuya Ishiyama, Toshifumi Imaizumi, Kenshiro Otsuki, Norihiro Nakamura, Naoshi Marushima, Nobuhiko Sugito, Hiroyuki Tsutsumi, Daisuke Hirouchi, Hiroshi Sato)..... | | 3 |
| 2-2 Strong Ground Motions and Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Earthquake (Shin Aoi, Nobuyuki Morikawa, Wataru Suzuki, Haruko Sekiguchi)..... | | 9 |
| 2-3 A Review on Fault Models of the Niigata-Ken Chuetsu-Oki Earthquake ($M_{JMA}6.8$) (Haruo Horikawa)..... | | 17 |
| 2-4 Source Modeling and Strong Ground Motion Simulation for the Niigataken Chuetsu-Oki Earthquake (Katsuhiro Kamae, Hidenori Kawabe)..... | | 23 |
| 2-5 Relationship between Structural Damage and Ground Motions in Large Earthquakes in Recent Years (Yuki Sakai, Atsushi Aoi, Fumihiko Nakagawa)..... | | 29 |
| 3. Special Lecture | | |
| Long-Period Strong Ground Motions and Tall Buildings (Tokiharu Ohta)..... | | 41 |
| 4. Outlines and Application of Newly Proposed Method of Evaluating Input Earthquake Ground Motion | | |
| 4-1 Strong Motion Generation Methodology for Seismic Design of Buildings Based on the Recent Ground Motion Studies (Hiroshi Kawase)..... | | 51 |
| 4-2 Application to the 2007 Chuetsu-Oki, Niigata, Japan, Earthquake (Atsushi Nozu)..... | | 59 |
| 4-3 Application to the Miyagi-Ken-Oki Earthquake (Susumu Ohno)..... | | 71 |
| 4-4 Study on the Complexity of Fault Rupture Process of the 2003 Tokachi-Oki Earthquake (Motofumi Watanabe, Hiroyuki Fujiwara, Toru Ishii, Shinichi Matsushima, Takashi Hayakawa)..... | | 75 |
| 4-5 Strong Motion to Be Considered for Uemachi Fault (Yoshihiro Onishi, Sumio Sawada)..... | | 83 |
| 5. Appendix | | |
| The Report of the 35th Symposium of Earthquake Ground Motion (Tatsuo Kanno)..... | | 91 |

1. 主旨説明

第36回地盤震動シンポジウム(2008)の開催にあたって

主旨説明

The 36th Symposium of Earthquake Ground Motion (2008)

Introduction

加藤研一*

Kenichi KATO

Since last year, our group, the Research Subcommittee on the Earthquake Ground Motion, has started a new series of discussion on how to use the newly proposed guideline of estimating earthquake ground motions for the practice of seismic design. This guideline aims at proposing site-specific and source-specific ground motions for scenario earthquakes at the construction site. To investigate the applicability of the guideline, characteristics of strong ground motions from several crustal earthquakes such as the Niigataken Chuetsu-oki Earthquake in 2007 and the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 are reviewed. We expect to share our up-to-date information with researchers and engineers for better implementation of the guideline.

1. はじめに

地盤震動小委員会は1972年の発足以来、実に四半世紀以上の長年にわたり、地盤震動関連分野のみならず、震源や伝播経路の諸問題など、その時々タイムリーなテーマを発信し続けてきた伝統ある委員会である。地盤震動シンポジウムの開催も、今年で第36回目を数えるに至っている。

これまでの委員会活動を振り返ると、2002年度から「地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか」という中期テーマを設定し、5回にわたりシンポジウムを開催してきた。そして、これら一連のシンポジウムでの議論を踏まえ、地震と建設サイトを特定したシナリオ型強震動予測手法に基づく設計用入力地震動作成法の提案を活動の柱とし、その出版物も完成間近となっている。

入力地震動作成法を提案するからには、その適用性を十分に確認する必要がある。近年、被害地震が多発しているが、その強震動が十分に解明されているわけではない。そこで、もう一度原点に立ち返り、最近の被害地震でどのような現象が起きていたのか、また、その現象は現在の知見で説明可能かなどを改めて認識することの必要性を小委員会内で確認しあつた。以上の経緯を踏まえ、我々の視点から強震動を解釈して入力地震動作成法の適用性を確認すると共に、新たな課題を明らかにすることを昨年度からの中期目標に設定している。シンポジウムのサブタイトルは「一新・入力地震動作成手法の使い方と検証」とした。あえて“新”をつけたのは、近年の大地震を踏まえた上での入力地震動作成手法であるとの位置付けである。

2. 度重なる被害地震

昨年(2007年)は3月に能登半島地震(M6.9)が、7月に新潟県中越沖地震が発生するなど、半年以内にM6.8~6.9の地震が立て続けに発生した。昨年のシンポジウムの主旨説明において、「1995年兵庫県南部地震以後、頻繁に内陸地殻内地震が発生するようになり、地震活動の静穏期から活動期に移行したことを裏付けているように思える。」と指摘したが、今年(2008年)も6月に岩手・宮城内陸地震(M7.2)が発生した。また、地震タイプが異なるものの、7月に岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が太平洋プレートのスラブ内で発生している。

これらの最近の度重なる被害地震の発生により、地震断層および表層地盤と地震動の関係についての一般的な関心も高く、それらを反映した設計用入力地震動の重要性が益々認識されつつある。本シンポジウムでは、被害地震を引き起こした活断層、震源モデル、ならびに地震動特性に関する最新の話題を紹介し、来春刊行予定の「最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法」の内陸および海溝型地震への適用例を地震動シミュレーションと共に示す。これらに関する議論を通して、新・入力地震動作成手法の理解を深め、その普及も含めて今後の方向性を探るためのシンポジウムを企画した。

3. 話題提供と総合討論

今年度のシンポジウムのプログラムは4部構成となっている。まず、「最近の被害地震の地震動の解釈」と題し、2008年岩手・宮城内陸地震と2007年新潟県中越沖地震

*鹿島小堀研究室

を取り上げ、活断層・震源過程・強震動・地盤震動から見たこれらの地震の特徴、さらには地震動の性質と被害の対応関係を、それぞれの分野の第一人者に解説していただく。新潟県中越沖地震は昨年度のシンポジウムでも取り上げたが、地震発生から3ヶ月しか経過しておらず、断層面が北西落ちか、南東落ちか、はたまた共役断層が一度にすべったのかも明らかでない状況であった。その後、海底余震観測等のデータに基づき断層面が主に南東落ちと特定され、震源モデルも数多く提案されるなど、十分な吟味が可能になりつつある。

午後に入り、太田外氣晴先生に「やや長周期地震動と超高層ビル」と題した特別講演をお願いしている。太田先生は霞ヶ関ビルの耐震設計など、超高層建物の黎明期から研究と実務の両面において“やや長周期地震動”に精力的に取り組まれており、これまでの研究成果をまとめて2005年に「巨大地震と大規模構造物—長周期地震動による被害と対策—」を出版された。ご研究を振り返ってのエピソードに加え、地盤震動研究の将来についてもご教示いただければ幸いである。

その後、「新・入力地震動作成手法の概要と適用例」と題し、先ず地盤震動研究を活かした設計用入力地震動作成法のエッセンスを紹介していただいた後、新潟県中越沖地震と宮城県沖地震への適用例を示していただく。最後に、入力地震動に関する最近の話題として、2003年十勝沖地震を対象とした断層破壊過程の複雑さが強震動の予測結果に及ぼす影響の検討結果や、上町断層について想定される大阪の地震動について解説いただく。

その結果を受けて、「設計用入力地震動に求められるもの」と題した総合討論を企画している。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、討論に1時間を確保してある。

冒頭に示した来春刊行予定の出版物は、もともとガイドラインとして企画しており、今夏に建築学会員からパブリックコメントを募集した。計7名の学会員からコメントをいただき、この場を借りてお礼を申し上げます。その際、複数のコメントとして以下の主旨の指摘があった。

- ・予測地震動はそのまま設計用入力とはなりえない
- ・想定地震の不確かさや予測地震動のばらつきを考慮した上で、建物の目標耐震性能に照らして設計用入力を決めるべきもの
- ・地震動予測と地震動評価は異なる。設計にあたっては、予測地震動が設計用として妥当か否かの判断が必要

本小委員会でもこれらの指摘は重要と考えている。ポストプレディクション、つまり地震発生後の情報に基づけば、アスペリティを考慮した断層モデルを用いて観測

記録のシミュレーションができそうなレベルに到達していると思われる。一方、設計行為としてのプレディクションとして見れば、どうであろうか。昨年に引き続き、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。

4. 今後の活動方針

本小委員会は、以下のマニフェストを昨年5月に設定し、今後の活動の基本方針としている。

耐震設計への適用を最終目的とし、震源・伝播・地盤震動に関する強震動研究の最新動向を把握し、学会員に周知・議論する場をシンポジウムや指針を通して提供する。

具体的には、以下の3本柱で学会活動を進めている。

- ①最新知見の共有と議論
- ②強震動予測精度の検証
- ③学会員への最新動向の周知と設計への反映

本シンポジウムは③の活動を具体化したものである。①は兵庫県南部地震から15年後の2010年を目指し、強震動地震学がどこまで進んだかのレビューに着手している。②はベンチマークテストやブラインドプレディクションを通し、予測精度を確認しようとする試みである。具体的には来年度から新たなワーキンググループ「地震動作成手法の検証と適用WG」を立ち上げ、地震動の計算用プログラムの公開やマニュアルの整備も含めて委員会活動の場を拡大する予定である。

本小委員会へのご要望があれば、総合討論の場でご指摘いただければ幸いである。

2. 最近の被害地震の地震動の解釈

2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層について

EARTHQUAKE FAULT ASSOCIATED WITH THE IWATE-MIYAGI NAIRIKU EARTHQUAKE IN 2008

越谷 信^{*1}、石山達也^{*2}、今泉俊文^{*2}、大槻憲四郎^{*2}、中村教博^{*2}、
丸島直史^{*2}、杉戸信彦^{*3}、堤 浩之^{*4}、廣内大助^{*5}、佐藤比呂志^{*6}

Shin KOSHIYA, Tatsuya ISHIYAMA, Toshifumi IMAIZUMI, Kenshiro OTSUKI, Norihiro NAKAMURA,
Naoshi MARUSHIMA, Nobuhiko SUGITO, Hiroyuki TSUTSUMI, Daisuke HIROUCHI and Hiroshi SATO

The Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 caused surface rupture on a earthquake fault, Iwate Prefecture, northeast Japan. The fault, dipping to the west at very low angle, was trace about 8 km along strike. Reverse slip produced vertical displacement and horizontal shortening of less than 0.5 m. The fault dovetails with the Mochikorobashi-Hozokura tectonic line, which forms the boundary between Cretaceous granitic rocks and Tertiary sedimentary rocks.

1. はじめに

2008年6月14日8時43分頃、岩手県内陸南部地域(北緯39度01.7分 東経140度52.8分、深さ8km; 気象庁発表)を震源とするMjMA7.2の地震が発生した。気象庁によると、この地震の発震機構は、WNW-ESE方向に圧力軸をもつ逆断層型である。岩手県奥州市と宮城県栗原市で最大震度6強を観測し、周辺地域は甚大な被害を被った。この地震により岩手県奥州市衣川区餅転(もちころばし)から一関市巖美町落合に至る地域に地表地震断層が出現した。本報告ではこの地表地震断層の特徴について報告する。

今回の地震の震源域は奥羽脊梁山脈のほぼ中軸部に位置し、震源域内には栗駒山などの第四紀火山が分布する(図1、図2)。また、震源域北部には北上低地帯西縁断層帯出店(でだな)断層が知られているが、地表地震断層の出現した地域には過去の断層活動によって形成された断層変位地形は地震以前には確認されていない^{1), 2)}。

2. 地表地震断層

地表地震断層によるとされる、またはその可能性のある地表変位の分布は他機関の報告も参考にすると震源域の広範囲にわたる(図2)^{3), 4), 5)}。このうち、前述の餅転から落合に至る地表変位が、主として段丘面や沖積低地面や道路や水路などの人工構造物で観察された(図3)。表1に既往の報告を含めてこれらの地表変位の概要を示す。

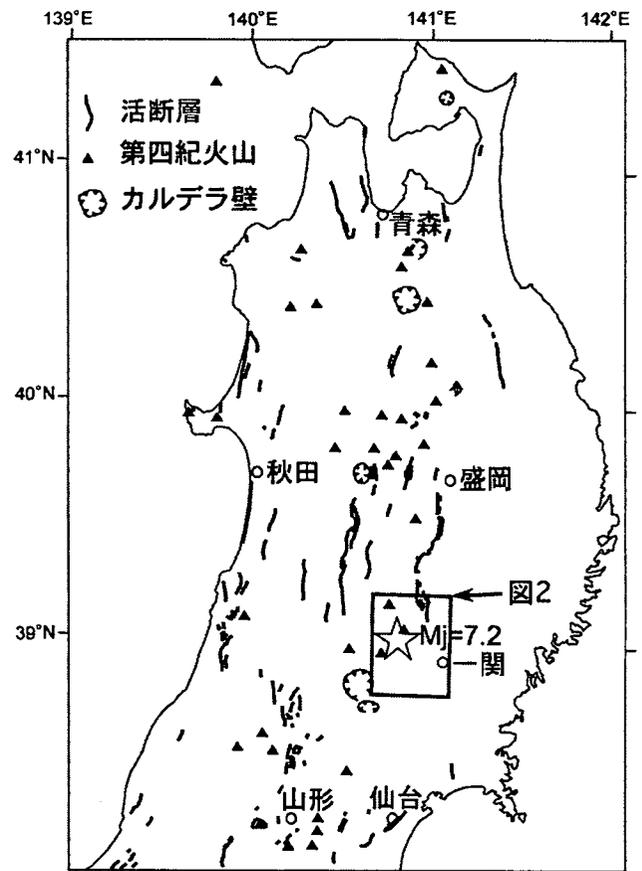


図1 調査位置

活断層、第四紀火山およびカルデラ壁は活断層研究会¹⁾による。

| | |
|--------------|--|
| *1 岩手大学 | Iwate University |
| *2 東北大学 | Tohoku University |
| *3 名古屋大学 | Nagoya University |
| *4 京都大学 | Kyoto University |
| *5 信州大学 | Shinshu University |
| *6 東京大学地震研究所 | Earthquake Research Institute, University of Tokyo |

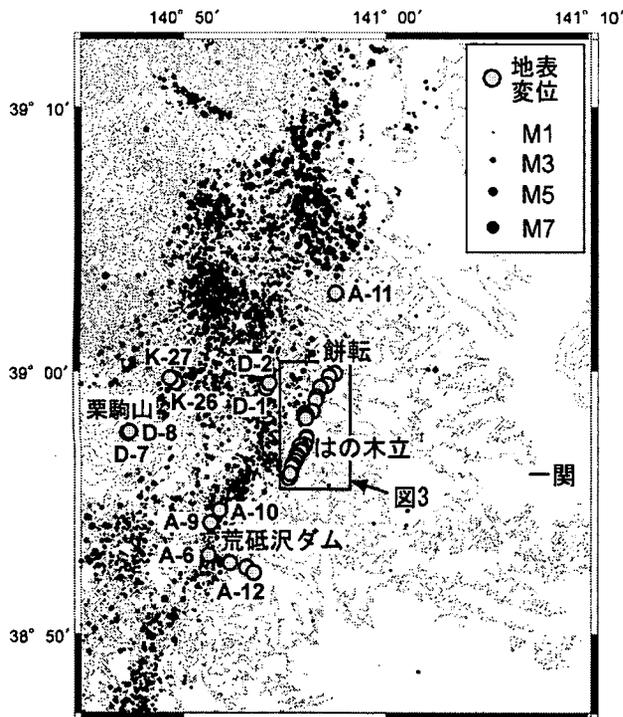


図2 本震・余震分布および地震断層の出現位置

震央位置は気象庁一元化震源リスト（防災科学技術研究所 Hi-net の HP）による。期間は、2008. 6. 14-2008. 7. 31 で、 $M_j > 0$ の地震をプロットした。標高データは国土院発行数値地図 50m メッシュ（標高）を用い、GMT により作成した。☆印が震央を示す。

2.1 餅転から落合に至る地表地震断層

餅転から落合に至る地表変位は、断続的ではあるものの約 8km にわたって認められ、既存の地すべりの再動による痕跡がなく、さらに後述のように主たる変位が西側隆起であることから、これらの変位は地表地震断層によるものである。この地表地震断層の位置は、大局的には地質時代に活動したとされる餅転-細倉構造線⁹⁾に一致する。以下、図3に示す地域にみられる、この地表地震断層による主な地表変位の特徴を北から南に順に述べる。

この断層による地表変位は、餅転付近では大きく屈曲するものの、約 700m の区間でほぼ連続的に認められる（図3）。真打川左岸で県道を横切り段丘面上の水田を北から南に連なる断層線は、真打川を越えたところで方向を西に大きく変化させ、右岸の水田に達し、再度真打川左岸の水田へと連続する（図4）。県道を横切る地点で測定された変位は、垂直変位が道路の西側隆起の段差から約 0.4m（図5）、水平横ずれ変位が道路の白線のほぼ南北方向のずれから 0.26m、水平短縮変位がガードレールの座屈（図6）や側溝のほぼ東西方向の変位から 0.3-0.4m である。この県道にみら

表1 地震断層に関連した地表変位

| 地点名 | 変位の状況 | 出典 |
|----------|---|-------|
| 図2地点A-11 | 上下約0.5 m, 短縮約1 m, 左横ずれ約0.5 m(いずれも見かけ), 逆向き低崖あり | 5) |
| 図3地点① | 詳細は図4参照 | |
| 図3地点② | 林道の修復跡, 住民によると, 地震に伴って高さ5cm程度の西上がりの亀裂が生じたとのこと | |
| 図3地点③ | 上下変位0.1m | 5) |
| 図3地点④ | N70° Eにのびる圧縮性の亀裂, 西側が10cmほど高い | |
| 図3地点⑤・⑥ | 上下変位0.2-0.3 m, 西側に背斜状変形あり | 5) |
| 図3地点⑥ | この区間の地表変位が東側の花崗岩と西側の砂岩・泥岩との地質境界に沿っていることを確認 | |
| 図3地点⑦ | 道路の東落ち 撓み (10-15cm) | |
| 図3地点⑧ | 取水施設にほぼ南北走向の幅約10mの変形帯, 変形帯の西側が約10cm隆起, 水平短縮量は約20cm | |
| 図3地点⑨ | 道路上に地震断層(比高は10cm程度, 側溝の短縮約20 cm), 図3の地点⑩付近には, 既存の撓曲崖(比高3m程度), その基部に今回の地震断層が出現 | |
| 図3地点⑩ | 舗装道路の座屈, 盛り上がりの高さは約10cm, 破断には至っていない | |
| 図3地点⑪ | 水田にN5° E方向の西上がりの段差, 地主によると地震に伴い形成されたとのこと, 比高は5-10cm, 地点⑩と⑪は一直線上に並ぶ | |
| 図3地点⑫ | 舗装路が約5cm東落ちに撓む, その約10m東で側溝が破断, 4cm水平短縮 | |
| 図3地点⑬ | 西落ちの撓曲崖, 比高10-15cm | |
| 図3地点⑭ | 西落ちの撓曲崖か? 木立北西部の道路を横切る地点で約20cm西落ちを計測 | |
| 図3地点⑮ | 既存の西落ち撓曲崖=比高約2.5m, 水田を横切る西落ち撓曲崖=比高35-40cm | |
| 図3地点⑯ | はの木立南部の道路を横切る西落ち撓曲崖=比高約30cm | |
| はの木立-蛇沢 | 水田が緩やかに東に傾動しているのが数カ所で観察された(図3に▲印) | |
| 図3地点⑰ | 道路が座屈し, 背斜状構造を形成 | |
| 図3地点⑱ | 道路が短縮=上下変位12 cm(西側隆起), すぐわきの側溝畔奥部でU字溝が突抜け, 10 cm短縮 | |
| 図3地点⑳ | 水田に比高8-7cmの背斜状変形 | |
| 図2地点D-1 | 北西傾斜の逆断層, 地点D-2でこの断層の延長が見られる | 3) 4) |
| 図2地点D-5 | 北西傾斜の逆断層 | 4) |
| 図2地点D-7 | 南東側の栗駒山頂が10-20cm隆起する短縮変形 | 4) |
| 図2地点D-8 | 登山道の木枠が10 cm浮き上がる短縮変形 | 4) |
| 図2地点K-26 | 西側隆起の地震断層の可能性のある地表変位 | |
| 図2地点K-27 | 西側隆起の地震断層の可能性のある地表変位 | |
| 図2地点A-10 | 東西短縮1.5m | 5) |
| 図2地点A-9 | 右横ずれ4-6m, 上下変位3.6m(N80E走向の顕著な崖部), 南北走向部ではほぼ純粋な横ずれ | 5) |
| 図2地点A-12 | 上下変位0.1-0.3m, 南東上がり | 5) |
| 図2地点A-6 | 東西短縮0.2m, 上下変位0.3-0.4m | 5) |

れる西側隆起の地表変位は南側に隣接する水田に連続する（図4a）。水田は田植え後で元々全面に水が張られていたが、水田のうち相対的に隆起した部分で水が干上がっており、小崖地形が明瞭に認められた（図4）。真打川右岸の水田での垂直変位はこの付近での最大で約 0.52m 北側隆起である（図4b）。これらの水田に認められる段差は隆起側に背斜を伴う撓曲構造をなすことが多い（図5）。さらに、西方で真打川との交差点点では、北から南に向かって第三紀の凝灰岩が現河床の礫の上に衝上するのが認められ、図4bに示す真打川左岸の水田では隆起側がモールトラック状の形状を呈する。

餅転南方の図3地点⑥では、本地表地震断層は東の花崗岩と西の第三紀の砂岩・泥岩層の地質境界に沿って現れている。さらに、南方では磐井川左岸の国道342号線において、道路に10-15cmの西側隆起の撓みが生じている。磐井川支流の産女川南方の図3地点⑨・⑩では、舗装道路の短縮変形（側溝の変形からほぼ東西方向に20cmの短縮変位）や水田の撓曲（上下変位約10 cm）などが観察された。これらの地表変位は、磐井川の河

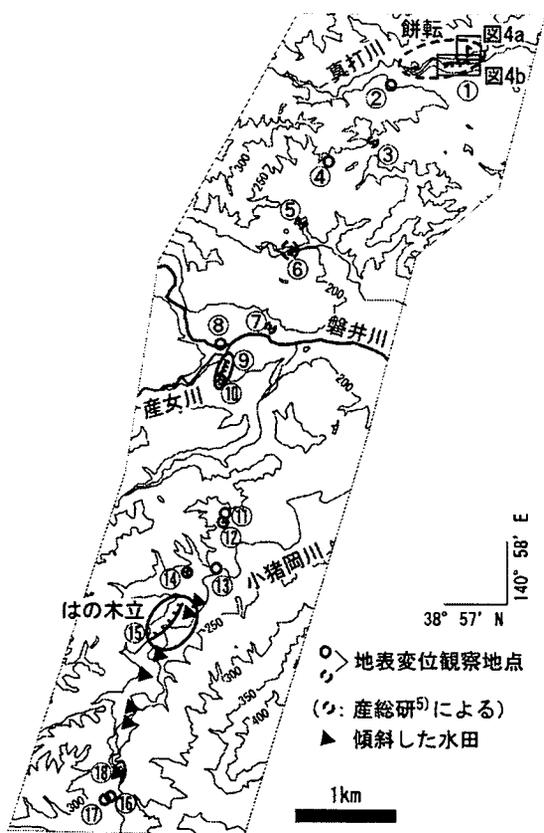


図3 一関市餅転〜柷木立付近の地表地震断層による変位分布

岸段丘上に発達する北北東走向で、比高約3mの東向き低崖の基部に現れた。

一関市柷木立（はのきだち）周辺では最大約50cm、おおむね20-30cmの東側隆起西落ちの段差や撓曲が水田や道路で観察される（図5）。鈴木ほか⁷⁾は、柷木立の西落ちの地表地震断層が既存の低断層崖に沿って現れたことを指摘している。また、この西落ちの地表地震断層で行われたトレンチ調査によると同断層の活動の累積性が認められている⁸⁾。さらに、この東側隆起部の約100m東側で東に緩く傾動した水田がある⁷⁾。この東に緩く傾動する水田は柷木立より南方の落合に至る地域で断続的に観察される（図3の▲印）。落合付近（図3の⑱）の水田では、全体として東に緩く傾動しており、隆起側には背斜構造が発達する（図7）。図3の⑩・⑰地点では道路に圧縮性的変形構造が認められる（表1）。

以上のように柷木立付近で東側隆起の変位とその東側に西側隆起の変位がみられるほかには、どの地点においても西側隆起の圧縮性的構造を示す。つまり、これらの構造は西傾斜の逆断層により形成されたということになる。このことは余震分布やGPSデータから推定される震源断層が西〜北西傾斜であること^{9), 10)}と調和的である。

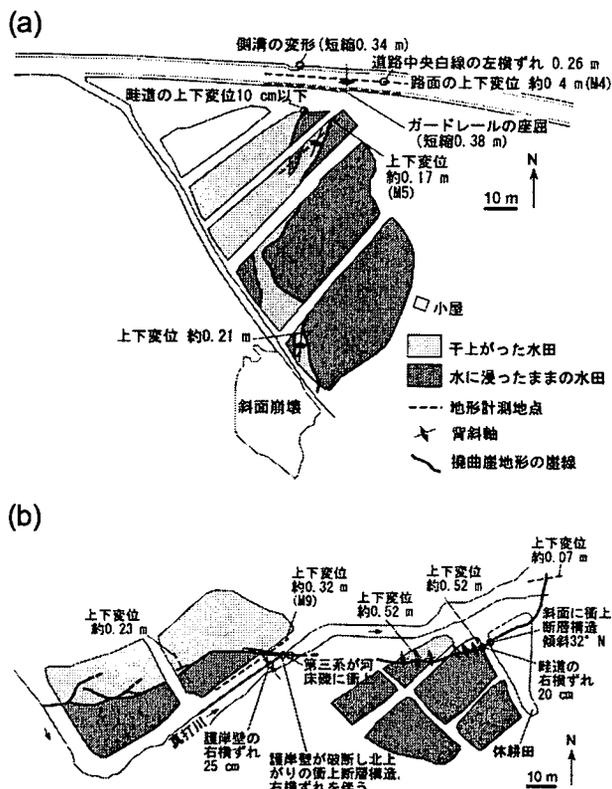


図4 餅転付近の地表変位

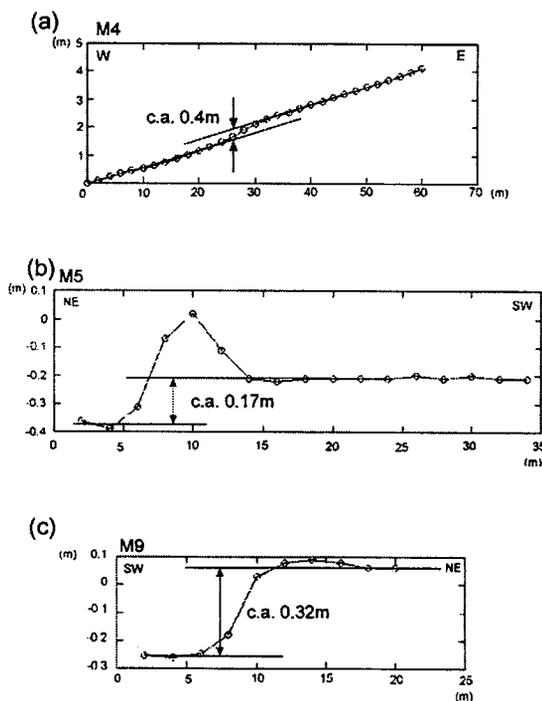


図5 餅転付近の水田の垂直変位の例

M4、M5、M9は図4中の測線番号に相当。



図6 餅転付近の道路の変位

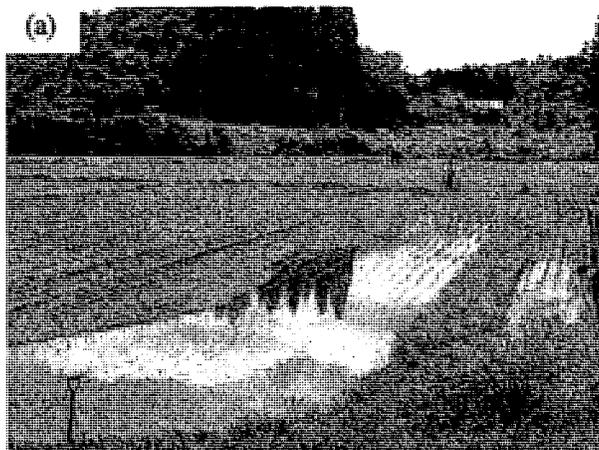


図7 一関市柞木立付近の東側隆起の変位
(a) 隆起して干上がった水田。北から南を望む。(b) 東側隆起のために西に傾いた杉。北から南を望む。

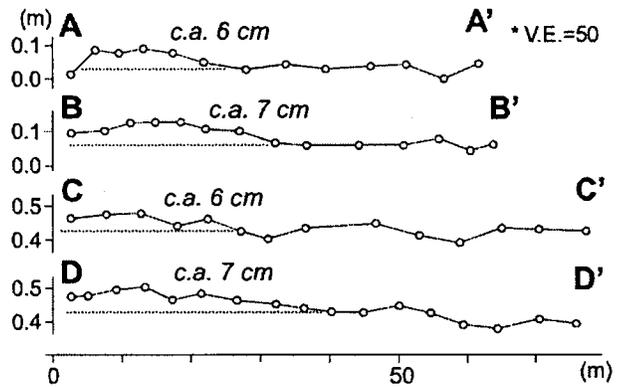
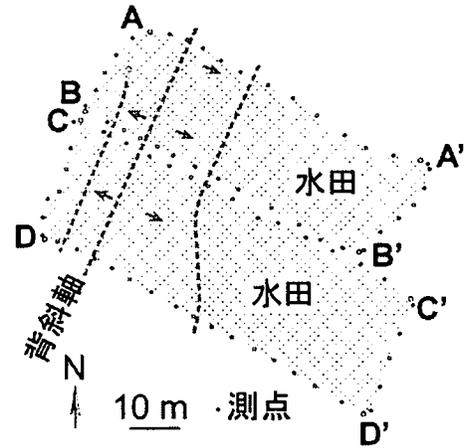


図8 一関市落合（地点⑩）の水田の地表変位

2.2 その他の地表地震断層

これらの餅転から落合に至る地表地震断層による地表変位のほかにも南北延長上に別の地表変位が認められるという報告がある⁹⁾。これらが一連のものとする、約20 kmにわたり断続的に地表地震断層が出現したことになる。また、宮城県栗原市二迫川流域の地表変位（図2のA-12地点）は南東側隆起で3カ所に分かれて出現したとされている⁹⁾。

餅転から落合に至る地表地震断層より西方の坂下林道入り口付近（図2のD-1およびD-2地点）にも北西傾斜の地表地震断層が報告されている^{3), 4)}。また、さらに西方の真湯温泉西方の国道342号線に沿って西側隆起の地震断層の可能性のある地表変位が観察される（図2のK-26およびK-27地点）。後者の地表変位については現在、調査中であり、詳細は今後報告の予定である。

3. まとめ

2008年岩手・宮城内陸地震に伴い、岩手県奥州市餅転から一関市落合に至る地域に地表地震断層が出現した。その特徴をまとめると以下ようになる。

- (1) 本地表地震断層は西傾斜の逆断層である。

(2) 餅転付近では地表に現れた断層線がおおよそ700mの区間で南北から東西方向に走向を変化させること、爪木立から落合に至る水田で東に緩く傾く傾動が認められること、および多くの地点で上下変位量と同程度あるいはそれを上回る水平短縮量が計測されており、低角逆断層運動が卓越したことが推定される。

(3) 本地表地震断層の出現した地点は遠地実体波の解析により得られた断層面上でのすべりの大きい領域¹¹⁾と調和的である。ただし、地表に現れた変位はおおむね40cm以下で、同解析によって求められた数mオーダーのすべり量と比べて著しく小さい。

(4) 本地表地震断層は大局的には餅転-細倉構造線に一致し、磐井川周辺では東側に分布する花崗岩と西側の第三系堆積岩の境界に位置する。

(5) 本地表地震断層の西側にも場合によっては複数列の地表地震断層が出現した可能性がある。ただし、地下にある震源断層との関係には不明な点が多い。

上記の(4)に関連して、今回の地震の震源域の北部には出店断層という活断層が知られている。出店断層は、第三紀中新世に日本海が拡大したとき、東西方向の引張応力場の下で正断層として形成したと考えられている。その後、鮮新世以降になって、東西方向の圧縮応力場によって逆断層として反転、再活動したと考えられている¹²⁾。今回の地震の北部での震源域は、制御震源による構造探査¹³⁾から推定される出店断層またはその東側の断層の深部の低角な部分が活動した可能性が指摘されている¹⁴⁾。今回の地震の震源断層は活断層の分布が知られていない地域にあるが、西傾斜の逆断層である本地表地震断層の東側、すなわち下盤側より古い年代の岩石(前期白亜紀、建設技術者のための東北地方の地質編集委員会¹⁵⁾による)により構成され、東側により若い時代の岩石が露出することから、出店断層と同様、正断層として形成した断層が反転して逆断層として活動した可能性が考えられる。このように地殻浅部から深部にかけての構造は今後検討すべき重要な課題である。また、隣接して分布する後期新生代に形成されたカルデラ構造との関連など、解明すべき点は多く、地質学だけでなく変動地形学や地球物理学との総合的研究がよりいっそう望まれる。

謝辞

本報告に関わる調査にあたって文部科学省科学研究費補助金(特別研究推進費)「2008年岩手・宮城内陸地震に関する総合調査」(研究代表者:東北大学・海野徳仁)の一部を使用した。地震の震源は(独)防災科学技術研究所のホームページ公開されている気象庁一元化震源データを利用させていただいた。また、図

の作成にあたって岩手大学技術部佐野 剛技術職員に援助いただいた。記して感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 活断層研究会編:新編 日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp, 1991.
- 2) 中田 高, 今泉俊文編:活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 68pp, 2002.
- 3) 土井宣夫, 斎藤徳美, 野田 賢:2008年6月14日岩手・宮城内陸地震の地表地震断層調査報告(速報), http://www.cande.iwate-u.ac.jp/gpl/080614earthquake_fault_080619.pdf, 2008.
- 4) 土井宣夫, 斎藤徳美:2008年6月14日岩手・宮城内陸地震の地表地震断層調査報告(第2報) http://www.cande.iwate-u.ac.jp/gpl/080614earthquake_fault_080728.pdf, 2008.
- 5) 産業技術総合研究所:2008年岩手・宮城内陸地震速報 http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/index.html, 2008.
- 6) 片山信夫, 梅沢邦臣:7万5千分の1地質図幅「鬼首」および同説明書, 地質調査所, 27p, 1958.
- 7) 鈴木康弘, 渡辺満久, 小岩直人, 杉戸信彦:岩手・宮城内陸地震における地表地震断層と活断層について, http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/iwate_miyagi080614/activefault0624.pdf, 2008.
- 8) 鈴木康弘, 渡辺満久, 熊原康博, 廣内大助, 小岩直人, 中田 高, 島崎邦彦:岩手・宮城内陸地震に関する活断層トレンチ調査(速報), http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/iwate_miyagi080614/trench0708.pdf, 2008.
- 9) 東北大学地震・噴火予知研究観測センター:臨時地震観測点の読みとりによる余震分布(速報080617版), http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/as/, 2008.
- 10) 東北大学地震・噴火予知研究観測センター:キネマティック GPS データによる地震時断層モデル(第2報), http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/GPS/, 2008.
- 11) 引間和人:遠地実体波解析(暫定解). <http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/iwate/index.html#A>, 2008.
- 12) Kato, N., Sato, H. and Umino, N.: Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift

system, NE Japan, Journal of Structural Geology, 28, 2011-2022, 2006.

- 13) 阿部 進, 齊藤 秀雄, 佐藤 比呂志, 越谷 信, 白石 和也, 村上文俊, 加藤 直子, 川中 卓, 黒田 徹: 制御震源及び自然地震データを用いた統合地殻構造探査 - 北上低地帯横断地殻構造調査を例として -, 物理探査学会第118回学術講演会論文集, 124-126, 2008.
- 14) 佐藤比呂志, 加藤直子, 阿部 進: 2008年岩手・宮城内陸地震の地質学的背景, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/Iwate_2008/geol/, 2008.
- 15) 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会 編: 建設技術者のための東北地方の地質, 408p, 2006.

2008年岩手・宮城内陸地震の強震動と震源過程

STRONG GROUND MOTIONS AND RUPTURE PROCESS OF THE 2008 IWATE-MIYAGI EARTHQUAKE

青井 真^{*1}、森川信之^{*1}、鈴木 亘^{*1}、関口春子^{*2}

Shin AOI, Nobuyuki MORIKAWA, Wataru SUZUKI and Haruko SEKIGUCHI

The 2008 Iwate-Miyagi, Japan, earthquake (June 14, 2008, 8:43 JST; 39.0N, 140.9E, depth 8 km by the Japan Meteorological Agency; Mw 6.9) was a reverse-fault crustal earthquake with a source region extending 30 km in strike and 20 km in dip directions. Associated with this earthquake, the K-NET and KiK-net strong motion networks recorded accelerations at 330 and 325 stations, respectively, and the largest peak ground acceleration (PGA) reported to date, 4022 gal was recorded on the free-surface at the KiK-net IWTH25 station (West-Ichinoseki). The station was set in a stiffed soil (S -wave velocity = 450 m/s), and located on the hanging-wall site of the fault with 3 km southwest of the epicenter. Contrary to the typical observations that horizontal ground motions are larger than vertical ground motions, vertical PGA (3866 gal) at this site is more than twice than the horizontal one (1434 gal). The waveform and envelope of the up-down (U-D) component at the surface are strongly asymmetric with respect to the horizontal zero-axis, whereas the remaining surface and downhole (GL -260 m) components are broadly symmetric. In this article, we summarize strong ground motions and rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi earthquake, and point out the trampoline effect in extreme ground motion at the KiK-net IWTH25 station.

1. はじめに

2008年6月14日8時43分に発生した2008年岩手・宮城内陸地震(北緯39.0度, 東経140.9度, 深さ8km, $M_{JMA}=7.2$; 気象庁)では, 岩手県奥州市や宮城県栗原市で震度6強を記録し, 死者13名, 全半壊家屋140棟(消防庁, 2008/8/8現在)にのぼる被害に見舞われた。断層域は都市部から離れていたことから建物等の被害は比較的少なかったものの, 荒砥沢ダムをはじめとする栗駒山周辺の大規模な土砂崩落や, 宮城県栗原市などの多数の堰き止め湖など, 山間部特有の大きな震災被害を生んだ。本稿では, 岩手・宮城内陸地震の断層直上で記録された大加速度波形を中心に, 強震動の特徴を報告する。

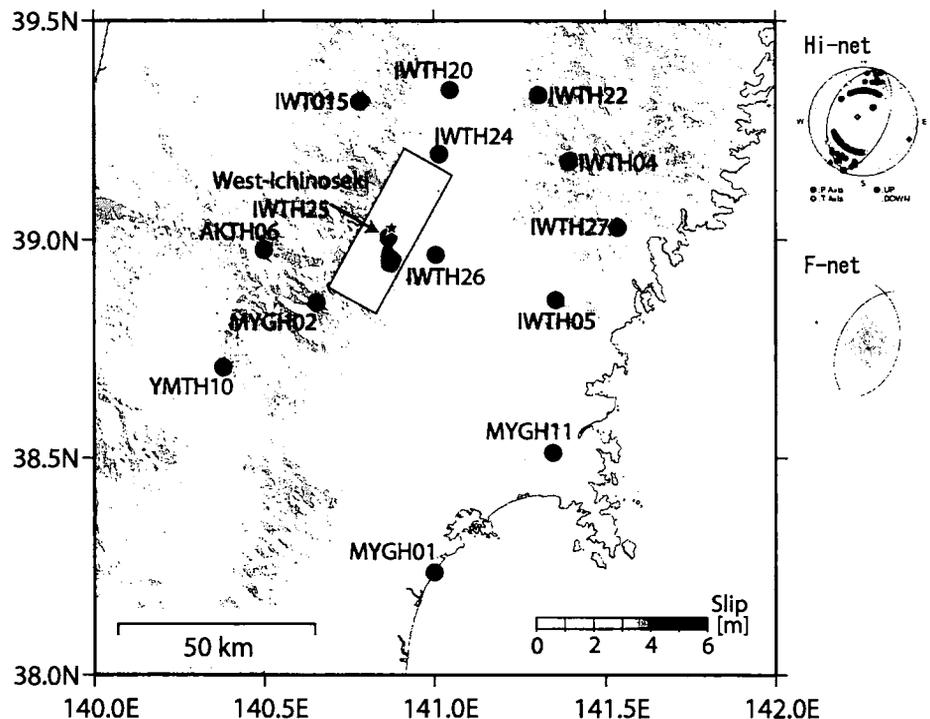


図1 断層周辺の K-NET, KiK-net 観測点の分布。断層面上に示したのは, Suzuki et al. (2008)による震源インバージョンにより推定された本震のすべり分布。星印は破壊開始点を示す。断層直上の KiK-net 一関西(IWTH25)は, 震央距離約 3km に位置する。震源メカニズムは F-net のモーメントテンソル逆解析及び, Hi-net の P 波押し引き分布による。

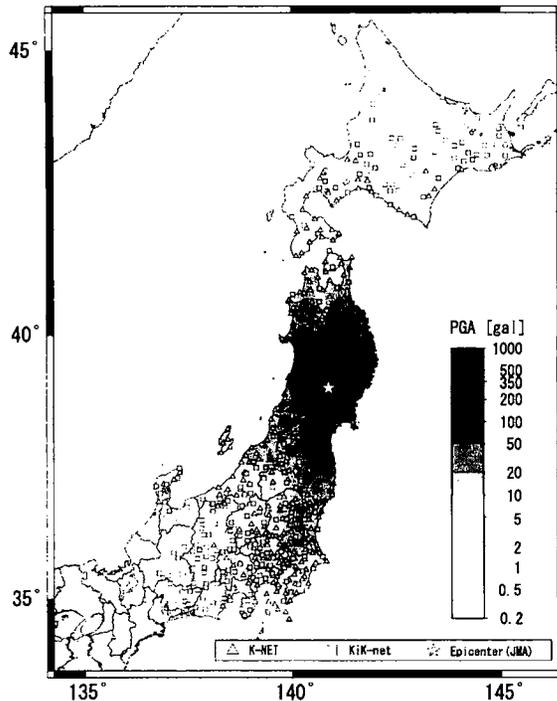
*1 防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

*2 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

地表最大加速度



地表最大速度

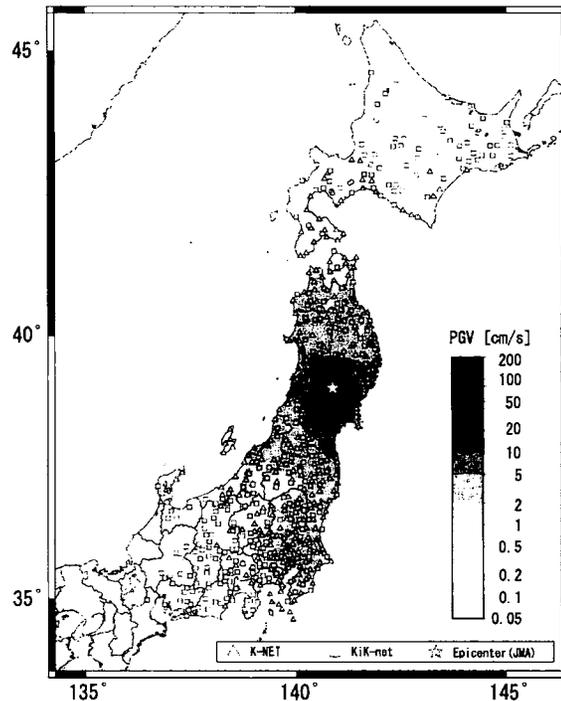


図2 強震観測網 (△: K-NET、□: KiK-net) により観測された地表での最大加速度(左図)及び最大速度(右図)の分布。

2. 地震の概要

岩手・宮城内陸地震は北西傾斜の逆断層であり、防災科研 Hi-net により推定された余震分布から、断層面の大きさはおよそ strike 方向に 30km、dip 方向に 20km 程度であると考えられる。また、断層から概ね 50 km 以近の K-NET および KiK-net^{1,2}の断層近傍の強震動波形記録を用いた震源過程のインバージョン解析の結果(図1)から、破壊は主に南側の浅い方に進展し、最も大きなすべり(アスペリティ)は破壊開始点の南 8-9km 付近に推定されている³。

この地震に伴い、防災科研が全国に展開する K-NET および KiK-net ではそれぞれ 330 点、325 点の合計 655 観測点で記録が得られ(図2)、そのうち、KiK-net 一関西(IWTH25)及び KiK-net 東成瀬(AKTH04)における揺れは震度6強相当であった。図3に、最大加速度(PGA)及び最大速度(PGV)の観測値と、司・翠川⁴による距離減衰式との比較を示す。断層近傍の数観測点を除いて、最大加速度・最大速度は共に距離減衰式と良い相関があり、今回の地震に伴う地震動は全体として平均的な大きさだったことが分かる。KiK-net 東成瀬(AKTH04)の地震動が大きいのは、地中(GL-100m)からの増幅が大きいためであり、ごく表層の増幅が原因と考えられる。

3. KiK-net 一関西観測点における強震動

KiK-net 一関西観測点(IWTH25)は震央距離約 3km、逆断層上盤側のほぼ断層中央部に位置し、三成分合成で

4022 gal という非常に大きな加速度を記録した(図4)。この地域は火山地帯に属し、一関西観測点は、磐井川により形成された河岸段丘(河川面から約 80m)に位置する。観測井戸掘削時の記録によると、凝灰角礫岩などの火砕岩の上に、厚さ 30m 余りの段丘堆積物が載っており、最表層は表土に覆われている。

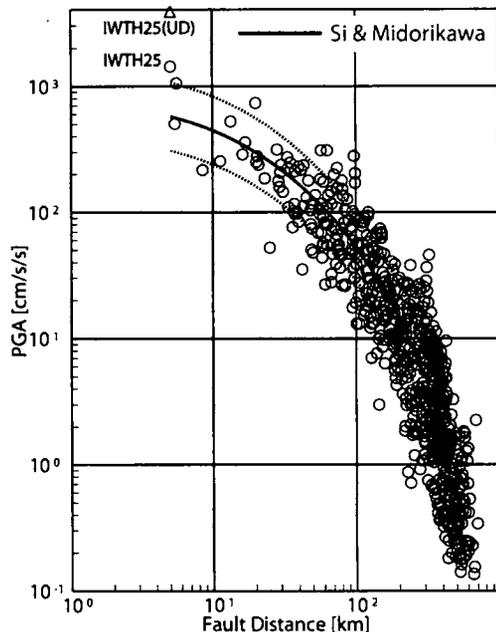
なお、KiK-net(基盤強震観測網)は、平成9年に地震調査研究推進本部によって策定された地震に関する基盤的調査観測計画の一環として、防災科研により整備された強震観測網である。KiK-net は、地表だけでなく深度 100m 以上の観測井戸底にも強震計を持つ全国規模の鉛直アレイ観測網であり、表層の増幅効果を定量的に評価できる。整備開始から十年が経過し、機器が老朽化してきたことに加え、より迅速なデータの取得に対する社会の要請に応えるため、平成19年度末までに全観測点の地上機器が更新された。更新に伴い、最大計測レンジが 2000 gal から 4000 gal へと拡大された。

3.1 加速度波形の特徴

岩手・宮城内陸地震の際の KiK-net 一関西観測点における加速度波形の最大値は、南北、東西成分がそれぞれ 1143 gal、1433 gal(水平二成分合成で 1434 gal)、上下動成分が 3866 gal であり、三成分合成では 4022 gal と重力加速度(980 gal)の4倍を超えており、おそらく自由表面(free surface)における地震記録としてはこれまでに観測された最大のものである(図4)。通常の加速度強震記録

2008/06/14 08:43 Depth=6.5km(Center of Fault), Mw=6.9(F-net)

最大加速度 (地表)



最大速度 (工学的基盤上相当)

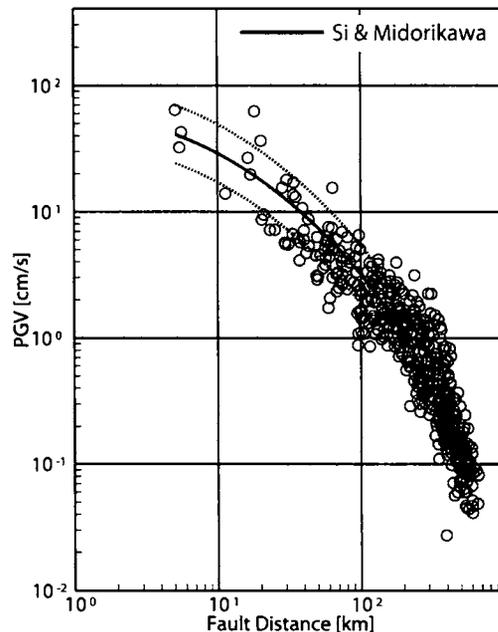


図3 最大加速度及び最大速度の観測値と距離減衰式(司・翠川, 1999)との比較。左図は地表における最大加速度、右図はS波速度が600 m/sの工学的基盤相当に変換した最大速度を示した。ここでの最大加速度、最大速度はいずれも水平動二成分のうち大きい方の値を用いている。△で示したのは、KiK-net 一関西(IWTH25)における上下動の最大値。

は、水平動が上下動に比べ2倍程度振幅が大きい、この記録は逆に、上下動が水平動に比べ2.5倍以上大きいという特徴を有する。Vsが1800 m/sを超える凝灰岩類中に設置された地中観測点(深度260m)においても南北、東西、上下成分がそれぞれ1036 gal, 748 gal, 681 galを記録し、三成分合成では1078 galであり、工学的基盤(建築物の支持基盤、概ねVs=300~700m/s)以深ですでに振幅が大きかったことが分かる。このことは、アスペリティからの距離が近かったことに加え、上盤に位置していたことによると考えられる。加速度記録の包絡線の継続時間は10秒程度であるが、これは、断層破壊の継続時間と概ね整合的である。

地表における上下動の波形は明らかに上向きに大きく、下向きの振幅は上向きの2倍以上あり、よく見られる波形とは異なる特徴を有している。一方、地中における上下動成分における包絡形状はほぼ上下対称であり、地表記録に顕著に見られる非対称はごく表層における現象であると考えられる。これは、表層付近の地盤が大加速度の入力により弾性限界を超えてしまい、部分的に粒状体的な振る舞いをする、トランポリン効果によるものであると考えられる⁵。

3.2 変位波形の特徴及び永久変位

KiK-net で使用されている観測機器は、長周期側の周波数特性は平坦で直流成分(DC成分)まで収録可能で

あるため、十分に振幅が大きい場合には数値積分により永久変位を求めることが出来る。図5に示した変位波形は、地表における加速度記録に基線補正を施しながら2回積分することで得たもので、地震波到来(概ね8:43:46)から十数秒で各成分とも一定値に達している。上方向(隆起)の永久変位が最も大きく、約140 cmであった。また、水平方向の永久変位は、北方向に44 cm、東方向に45 cmであり、水平2成分の合成は63 cm、3成分の合成は153 cmであった。上下方向の変位は、地震波到来から単調に増加しつづけ約9秒後に最大隆起量である163 cmに達し、その後若干沈降に転じ、永久変位量である140 cmに収束している。これらの永久変位は、断層破壊が地表に達していない地点のものとしては非常に大きな値である。一般に加速度記録を積分する際の基線補正には任意性があるため、積分により推定される永久変位は一意ではない。しかし、本解析においては、IWTH25から数百mの位置に設置されていた東北大学のGPS観測点(ICNS, 一関市・祭時)において独立に解析された永久変位量⁶(図右の小矢印)とほぼ整合しており、推定の信頼性は高いといえる。最近では1秒GPSなどの高サンプリングの変位記録が得られるようになりつつあるが、震源過程が10秒余りのイベントにおいては、より高いサンプリングレート(KiK-netの場合100 Hz)の変位記録が得られる加速度記録からの積分法は震源過程の解明等に有効である。

Acceleration at KiK-net IWTH25

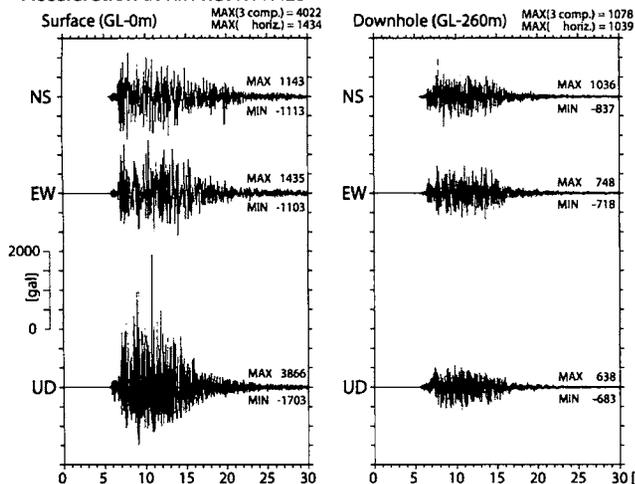


図4 岩手・宮城内陸地震の際に KiK-net 一関西(IWTH25)観測点で記録された加速度記録(左は地表、右は地中: GL-260 m)。

Displacement at KiK-net IWTH25 on the surface

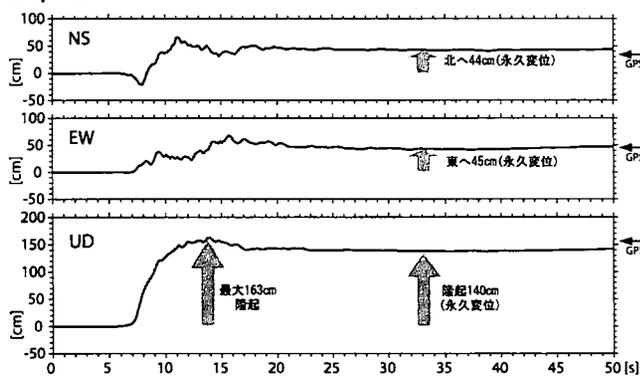


図5 岩手・宮城内陸地震の際に KiK-net 一関西(IWTH25)観測点の地表における変位波形。原記録である加速度記録に基線補正を施しながら2回積分することで得られる。図右の小矢印は、IWTH25 から数百 m の位置に位置する東北大学の GPS 観測点 (ICNS, 一関市・祭時) において得られた永久変位。上下方向の変位は、地震波到来から単調に増加しつつ約9秒後に最大隆起量である163cmに達し、その後若干沈降に転じ、永久変位量である140cmに収束している。水平方向の永久変位は、北方向に44cm、東方向に45cmであり、水平2成分の合成は63cm、3成分の合成は153cmであった。

3.3 地表波形と地中波形のスペクトル比

地表波形と地中波形のフーリエスペクトル比は、表層による増幅係数を近似するものである。大振幅の地震動が入力した場合には、地盤の非線形効果により、スペクトル比のピーク周期が延び、そのピーク値が小さくなることが知られている。図6に示したように、本震のスペクトル比は、ほぼ全帯域において余震よりも小さくなっている。また、水平動においては、スペクトル比のピーク周期が概ね2倍に延びていることが分かる。上下動においても、ピークが明瞭ではないが長周期化の傾向が見てとれる。

非線形効果により、地中に対する地表の波形振幅の増

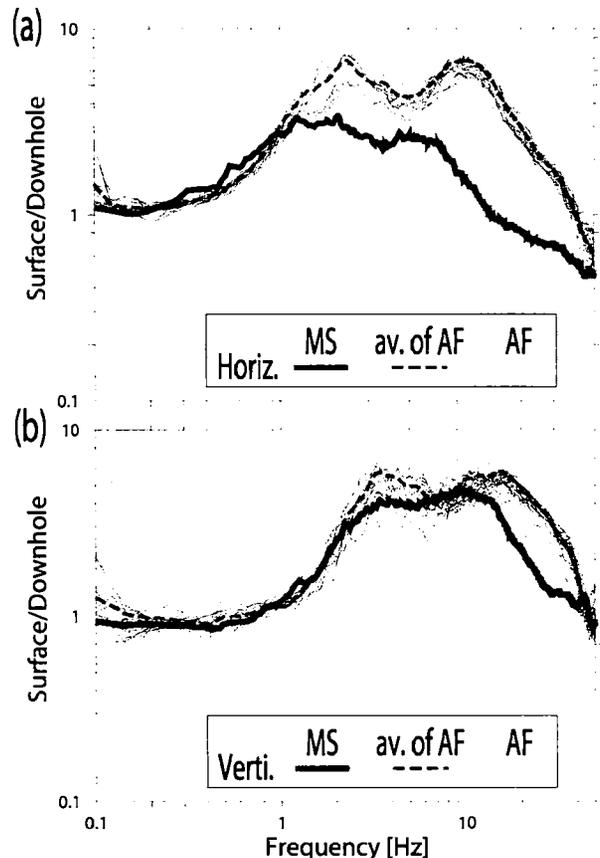


図6 KiK-net 一関西(IWTH25)観測点における、地上と地中の加速度波形のフーリエスペクトル比 (a: 水平動、b: 上下動)。灰色細線及び点線はそれぞれ、10-100 gal の余震 (16個) の比及びそれらの平均を、太線は本震の比を示している。これらは全て1オクターブ幅で平滑化されている。0.3 Hz 以下ではS/Nが不十分であるため、スペクトル比の精度がない余震もある。

幅係数が小さくなる度合いは水平動の方が明らかに大きい。その傾向は、水平動で増幅率が低下し始める1 Hzより高周波数で一貫して見られるが、その差は8 Hzより高周波で特に顕著である。結果として、本震時に大加速度が入力したにもかかわらず、上下動の加速度は非線形効果の影響をあまり受けることなく、弱震時に近い高い増幅率により増幅されたため大きな加速度となり、また、高周波に富む波形になったと考えられる。

3.4 強震計の設置状況

KiK-net 一関西観測点の地表における本震の加速度波形は、振幅が大きく、また片揺れの傾向があったため、その設置条件に関する問い合わせを数多くいただいた。図7に示した平面図にあるように、KiK-net 一関西観測点の観測小屋は2 m x 3 m程度の大きさであり、現場打ちの厚さ約50 cmのコンクリート製の基礎と一体設計のピットが小屋の床に設置されている。また、地表加速度計はピット床にアンカーを打つアンカー止めされた厚さ10 mmのステンレス製プレートにボルトで固定されてい

観測施設内概略図
(一関西観測施設：IWTH25)

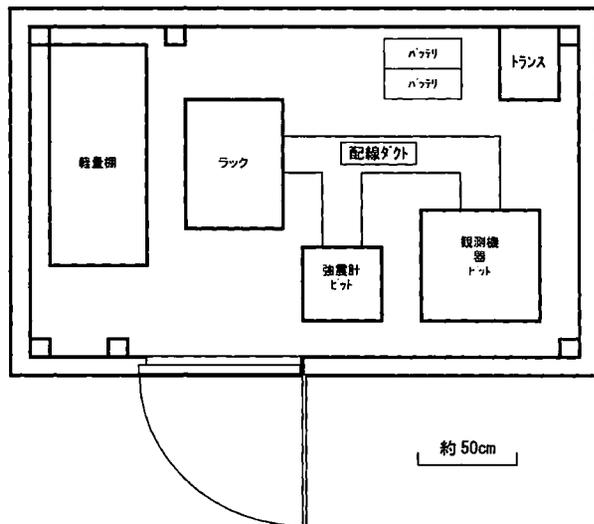


図7 KiK-net 一関西(IWTH25) 観測点の観測施設の概略図。「強震計ピット」と表示された位置に、深さ45 cm程度のピットが設置されており、その底に地表設置加速度計が固定されている。ピットは、振動しないようにコーキング剤で固定された金属製の蓋で閉じられている。「ラック」にAD装置、収録装置、通信装置等が収納されており、地震発生時にデータが自動的に防災科研にある強震観測センターに送信される。

る。ピットは、振動しないようにコーキング剤で固定された金属製の蓋で閉じられているため、地震時の震動で散乱した物体が直接地震計に触れる可能性はない。地震後の現地調査では、ピットや地表加速度計の固定状況も含め、特に異常は認められなかった。KiK-net 一関西観測点では、本震後に起きた最大加速度が 1000 gal を超える地震も含め数多くの余震が記録されており、それらのデータにも特に不自然な点は見受けられない。

4. 過去の被害地震との比較

図8に、岩手・宮城内陸地震の波形と、2004年新潟県中越地震及び1995年兵庫県南部地震の代表的な波形との比較を示す。岩手・宮城内陸地震のKiK-net 一関西観測点の加速度は、他の被害地震と比べても非常に大きいことが分かる。逆断層の上盤側で、かつ、唯一の大きなすべり領域の近傍に位置していたことを反映し、速度波形には上向きの特徴的な長周期パルスが見て取れる。このパルスは、上記で述べた周期数秒の変位ステップに相当する。しかしながら、最大速度自体は、他の地震に比べ大きいわけではない。一関西観測点の観測波形は、他に比べ最大加速度の割には最大速度が小さく、短周期成分が卓越していることを反映している。伯野⁷⁾は、断層ごく近傍の地震動の特徴として、高周波とそれに伴う大加速度の可能性を指摘している。

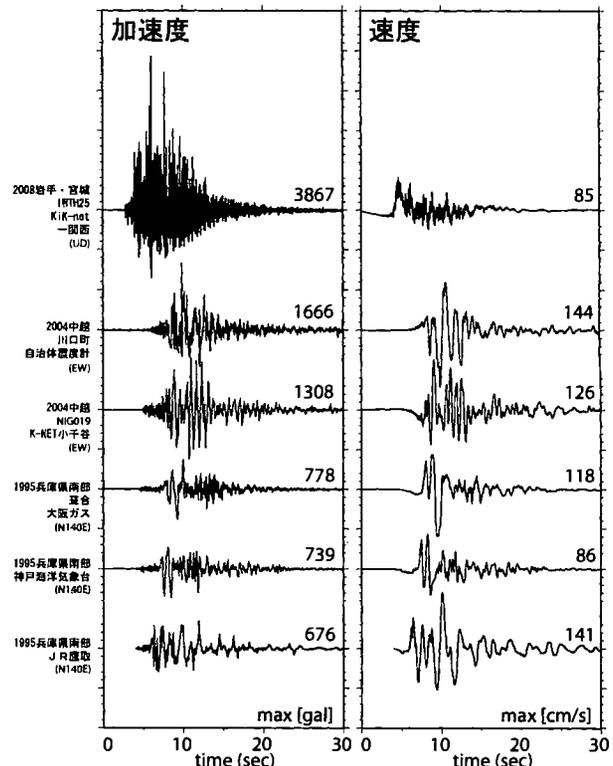


図8 2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net 一関西(IWTH25)、2004年新潟県中越地震の川口町(新潟県自治体震度計)、K-NET小千谷(NIG019)、1995年兵庫県南部地震の暮合(大阪ガス)、神戸海洋気象台(気象庁)、鷹取(JR)の(左)加速度記録、(右)速度記録。

1995年兵庫県南部地震以降の顕著な地震記録に関して、最大加速度と最大速度の関係を図9に示した。図中に、等価卓越周波数(最大加速度/最大速度/2π)が0.5, 1, 2.5 Hzとなる直線を点線で示した。木造住宅などの一般構造物に対する破壊力が大きいと考えられる、兵庫県南部地震の震源近傍点(①②③)や鳥取県西部地震のK-NET日野(⑨)、中越地震の川口町(③)は、等価卓越周波数が0.5ないし2.0 Hzであるのに対し、今回の一関西(①)や中越地震余震の川口町(⑥)は等価卓越周波数が5.0 Hzを越えており非常に大きい。計測震度を算出する際のフィルターは概ね0.6 Hz付近にピークを持っており、計測震度は大きな地震の等価卓越周波数は概ね0.5ないし2.0 Hz程度である場合が多い。そのような地震動は、厚い堆積層による増幅やディレクティビティーによる大振幅(キラールパルス)によるものが多い。グレーのハッチで示したのは最大速度が100 cm/s以上かつ最大加速度が800 gal以上の領域で、川瀬⁸⁾が提案した構造物に対して大きな被害がでる目安である。この目安の意味することは、最大加速度・最大速度のいずれかのみが大きくても被害には結び付きにくいということである。実際、2004年新潟県中越地震最大余震(川口町)では大きな被害は見られていない。

岩手・宮城内陸地震では、大きな加速度の割には被害

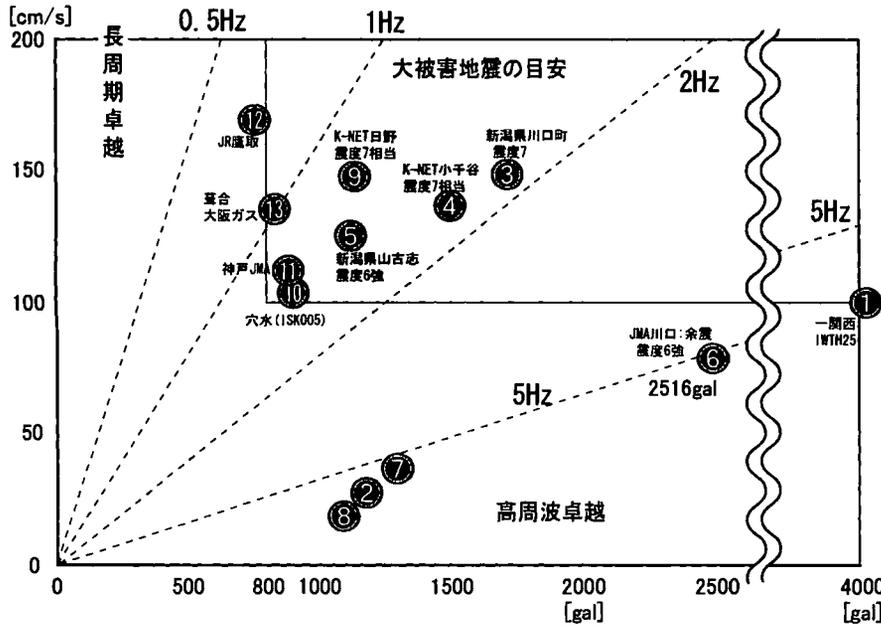


図9 2008年岩手・宮城内陸地震(①KiK-net 一関西: IWTH25)、2008年岩手県沿岸北部の地震(②KiK-net 玉山: IWTH02)、2004年新潟県中越地震(③新潟県自治体震度計川口町、④K-NET 小千谷: NIG019、⑤新潟県自治体震度計山古志村)、2004年新潟県中越地震最大余震(⑥新潟県自治体震度計川口町)、2003年宮城県沖地震(⑦KiK-net 住田: IWTH04、⑧KiK-net 陸前高田: IWTH27)、2000年鳥取県西部地震(⑨KiK-net 日野: TTRH02)、2007年能登半島沖地震(⑩K-NET 穴水: ISK005)、1995年兵庫県南部地震(⑪神戸海洋気象台(JMA)、⑫JR 鷹取、⑬葦合(大阪ガス))。グレーのハッチで示したのは最大速度が100cm/s以上かつ最大加速度が800gal以上の領域で、川瀬(1998)が提案した構造物に対し大きな被害がでる目安である。点線は、等価卓越周波数(最大加速度/最大速度 2π)が、0.5、1.0、2、5Hzである線を示す。

が少なかったとの報道もある。ただし、KiK-net 一関西観測点における記録の等価卓越周波数は高かったとはいえ最大速度が100 cm/sを越えており、震度も6強相当であったことから、単に加速度が大きいだけではなかったと言える。集落の戸数が少ないため被害に関する統計的な議論が難しいが、少なくとも観測点付近には全壊家屋もいくつか見受けられ、専門家による議論が今後必要であろう。

5. 震源過程

近地強震波形を用いて、マルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法⁹により震源過程の推定を行った。解析に用いたデータは、K-NET、KiK-netそれぞれ1点、13点の計14点(図1)で観測された加速度波形に0.1から1Hzのバンドパスフィルターをかけて積分した後、5Hzにリサンプリングした速度波形S波部分である。KiK-netについては、1観測点を除いて地中記録を用いた。

グリーン関数は一次元速度構造を仮定し、離散化波数積分法¹⁰と反射・透過係数行列法¹¹により計算した。この際、小断層内の破壊伝播の効果¹²を付加している。仮定した速度構造モデルは、地震基盤までの速度構造¹³に基づき、それより浅い構造を地震動予測地図のための深部地盤構造全国初期モデル¹⁴とK-NET・KiK-netの検層

データを参照して観測点ごとに構築した。グリーン関数の妥当性を確認するために、点震源を仮定した余震記録のシミュレーションにより、その特徴が再現できているかを確認した。仮定した一次元速度構造により再現できない後続波の有無を考慮し、S波到達1秒前から観測点ごとに9から16秒間の解析区間長を切り出して用いた。

破壊開始点位置はDD法により再決定された本震の震源位置¹⁵とした。断層面の走向はF-netモーメントテンソル解の 209° とし、傾斜角は断層面の延長が地表に現れる位置が産総研により報告されている地表変状の位置と整合的となるよう

40° を仮定した。断層面の大きさは余震分布の広がりを見参考に $40\text{km} \times 18\text{km}$ とし、その中央付近に破壊開始点を設定した。この断層面を $2\text{km} \times 2\text{km}$ の正方形の小断層により分割し、各小断層でのすべり(モーメント解放)履歴は0.8秒幅のスムーズランプ関数のタイムウィンドウを0.4秒刻みで7つ並べることにより表現した。第一タイムウィンドウの時刻は、破壊開始点から同心円状に伝播する速度(第一タイムウィンドウトリガリング速度)で規定される。モデルパラメーターは各小断層の各タイムウィンドウでのすべり量であり、すべり角をF-netのすべり角 104° の $\pm 45^\circ$ に収める拘束条件をつけた最小二乗法¹⁶(NNLS)により解いた。また逆問題の安定化のため、時間空間的に近接したモデルパラメーターについて平滑化¹⁷を行っている。

図10に示したインバージョンにより推定されたすべり分布によれば、破壊は主として破壊開始点から南方に向けて進展した。すべりの大きい領域は破壊開始点から南の浅い領域にかけて広がり、破壊開始点の南約8-9km付近で最大すべり量5.8mが推定された。4mを超える大きなすべりが推定された領域の破壊は破壊開始から3秒から8秒後に生じており、全体でのモーメント解放量は約6秒後に最大となっている。残差を最小とする第一タイムウィンドウトリガリング速度は1800m/sであ

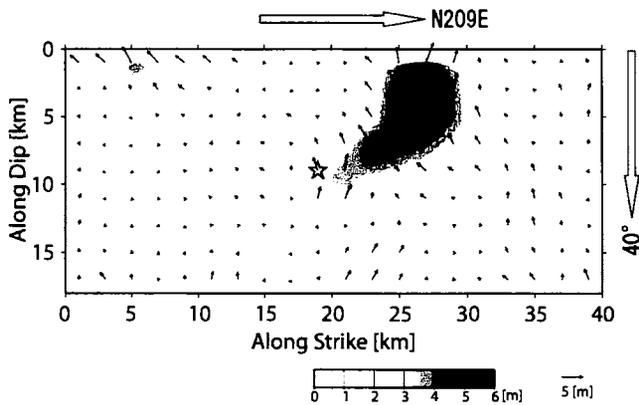


図10 逆解析により推定された断層面上のすべり分布。

り、震源域のS波速度の55%程度である。観測波形と合成波形はインバージョンに用いたすべての観測点についておおむねよい一致を示している。

本解析では、IWTH25が断層面の直上に位置する唯一の観測点であることを考慮し、その地中記録のインバージョンにおける重みを4倍に大きくしている。断層近傍の強震記録により、詳細な断層破壊過程を拘束することができたと考えられ、本地震による強震動、特にIWTH25地表での大加速度記録に震源過程が及ぼした影響の評価と、その成因の解明につながることを期待される。

6. おわりに

本稿では、2008年岩手・宮城内陸地震の逆断層直上に位置するKiK-net一関西観測点で記録された大加速度波形を中心に、強震動の特徴をまとめた。この観測点では、地表では上下成分において3866 gal（三成分合成では4022 gal）、またVsが1800 m/sを超える凝灰岩類中に設置された地中観測点においても南北成分で1000 galを超えるなど、非常に大きな加速度が記録された。地表における大加速度と高周波卓越の原因は、地盤への大加速度の入力と、非線形効果による増幅係数低下の度合いが低かったことによる。この傾向は上下動において特に顕著であった。

また、単に加速度が大きいだけでなく、上下動の卓越や非対称性、大きな永久変位など、大加速度や断層近傍に伴う特徴も見られた。海溝型巨大地震とは異なり、M7前後の内陸直下型地震では震度6以上の大きな地震動に見舞われる地域はせいぜい数十キロ程度とそれほど広がらないため、大きな被害が生じるのは結果として断層近傍地域となる。従って、断層近傍強震動の特徴を知ることが地震防災上きわめて重要であり、減災対策を立てる場合に何を考慮する必要があるのかを我々に教えてくれる。このような研究をする上で必須となる断層近傍強震動波形データは、大地震の発生が希であり対象地域が

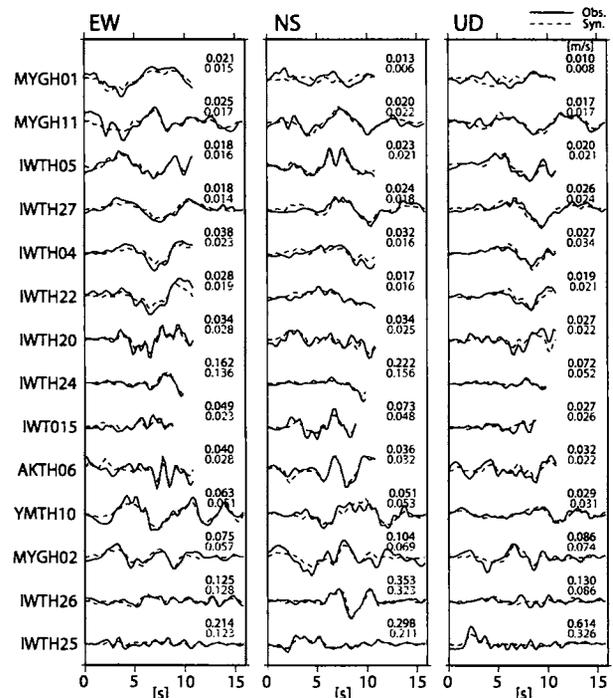


図11 観測波形と合成波形の比較。実線と点線はそれぞれ観測波形と合成波形を示す。各波形の右上に示した値は、観測波形（上）と合成波形（下）の最大値を示す。

狭いことから、収録の機会はきわめて低い。1995年に発生した神戸淡路大震災（兵庫県南部地震）以降、日本においては、K-NET、KiK-net、自治体震度情報ネットワークなどが全国規模で整備されたため、徐々に断層近傍のデータが蓄積されつつある。地道ではあるが、今後も着実な強震観測の継続が重要である。

謝辞

気象庁、大阪ガス、JR、新潟県自治体震度計データを使用させていただきました。各位に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Kinoshita, S.: Kyoshin net (K-NET), Seismol. Res. Lett., Vol.69, pp.309-332, 1998.
- 2) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada: New strong-motion observation network: KiK-net, EOS Trans. AGU, Vol.81(48), Fall Meet. Suppl., Abstract S71A-05, 2000.
- 3) Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi: Source rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi nairiku, Japan, earthquake revealed from near fault strong motion records, EOS Trans. AGU, Vol.89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract S23B-1889, 2008.
- 4) 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, Vol.523, pp.63-70, 1999.

- 5) Aoi, S., T. Kunugi, and H. Fujiwara: Trampoline effect in extreme ground motion, *Science*, Vol.322, 727-730, 2008.
- 6) 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター: 断層直上のGPS観測点(一関市・祭時)における地震時変動,
http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/info/topics/20080614_news/GPS, 2008.
- 7) 伯野元彦: 世界最高 2,005 ガルでも無被害, *地震ジャーナル*, Vol.36, pp.50-51, 2003.
- 8) 川瀬 博: 断層近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能, 第10回日本地震工学シンポジウム, パネルディスカッション資料集, pp.29-34, 1998.
- 9) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1553-1583, 1983.
- 10) Bouchon, M.: A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.71, pp.959-971, 1981.
- 11) Kennett, B. L., and N. J. Kerry: Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, Vol.57, pp.557-583, 1979.
- 12) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata: Source inversion for estimating continuous slip distribution on the fault, --- Introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults ---, *Geophys. J. Int.*, Vol.150, pp.377-391, 2002.
- 13) 鶴川元雄, 石田瑞穂, 松村正三, 笠原敬司: 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について, 国立防災科学技術センター研究速報, 1984.
- 14) 藤原広行, 河合伸一, 青井 真, 先名重樹, 大井昌弘, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 早川 譲, 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, No.340, 2006.
- 15) 関根秀太郎, 汐見勝彦, 武田哲也, 浅野陽一, 小原一成, DD法による2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地震活動 - 複雑な余震分布と直上観測点の意義 -, 第7回アジア国際地震学連合総会・2008年日本地震学会秋季大会合同大会予稿集, X1-017, 2008.
- 16) Lawson, C. L. and R. J. Hanson: *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 340 pp., 1974.
- 17) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata: Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.90, pp.117-133, 2000.

中越沖地震の震源モデルに関する最新の知見（レビュー）

A REVIEW ON FAULT MODELS OF THE NIIGATA-KEN CHUETSU-OKI EARTHQUAKE ($M_{JMA}6.8$)

堀川晴央^{*1}

Haruo HORIKAWA

Fault models of the 2004 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake ($M_{JMA}6.8$) are reviewed with focal mechanism and aftershock distribution. Aftershock distributions derived by several authors do not show good agreement partly because complex velocity structure of the source region is not well-resolved. Observed seismograms suggest multiple-shock, and proposed fault models have reproduced the feature with multiple asperities. However, the number and locations of the asperities are somewhat different among the models. This disagreement is partly responsible for the complex velocity structure. Different combinations of stations adopted in each study may affect the derived faults models. Detailed analysis is required to clarify the cause of these discrepancies.

1. はじめに

平成19年(2007年)新潟県中越沖地震(以下、中越沖地震と略記)は、2007年7月16日の午前10時13分頃に、新潟県柏崎市の沿岸を震源として発生した。気象庁の震源カタログ¹⁾によると、この地震の震源の深さは17km、マグニチュード(M_{JMA})は6.8である。この地震では震源近傍のサイトで多数の強震記録が収録されるとともに、その記録が地震発生後に速やかに公開され、震源近傍における強震動や入力地震動に関する研究にとってきわめて重要な地震であると思われる。

本論文では、中越沖地震の震源断層モデルに関する知見をまとめた。後述するように、中越沖地震の断層モデルに関して統一的な見解が得られているとは言い難い。文献²⁾の分類に従えば、すべり量分布(アスペリティ分布)という断層の微視的パラメータだけではなく、震源断層の配置という断層の巨視的パラメータのレベルで、見解が統一されているとは言い難い。この意味で、途中経過の報告的な側面があることを予めお断り申し上げる。

以下では、震源域の地質学的な特徴にまず触れ、新潟地域が非常に特殊な条件であることを述べる。次に、断層の巨視的パラメータを構築する上で必要な情報をまとめ、最後に、観測波形や波形解析から得られた震源断層モデルについて触れる。

2. 新潟地域の地質と想定される速度構造

新潟地域には石油や天然ガスといった天然資源が賦存することから、日本列島の中では地質構造が詳しく調べられている地域の1つである。この地域は、堆積層が非常に厚く、最大6kmを超えており、かつ、その堆積層が褶曲している。また、場所によっては堆積層ではなく、安山岩や玄武岩といった火成岩が分布する。このように、

新潟地域の地質構造は非常に複雑である³⁾。

複雑な地質構造は複雑な速度構造であることを示唆する。圧密効果により堆積層の速度は深さとともに堆積年代(圧密が継続している時間)で変化する^{例えば⁴⁾}ことを考慮すると、同じ深度で異なる堆積年代の堆積層を存在させる褶曲構造は横方向の不均質を生み出す原因たりうる。また、火成岩は、同年代の堆積層に比べて大きい速度を示す。以上から、新潟地域においては水平方向の速度構造の変化が小さくない可能性が高いと考えられる。それ故、震源決定や震源モデルを求めるための波形解析でしばしば仮定される、深さ方向にのみ変化する速度構造を用いて解析する際には注意が必要と思われる。

3. 断層の巨視的パラメータ設定のための基本情報

断層の巨視的パラメータとは、断層の位置、長さ、幅、走向、傾斜角からなる。これらのパラメータの設定には余震分布や本震のメカニズム解(P波初動解、モーメントテンソル解)が参照される。

3.1 本震の震源位置と余震分布

震源の位置は地震学の最も基本的な情報であり、現在、日本列島とその周辺で発生した地震の震源は、気象庁や独立行政法人防災科学技術研究所および一部の大学によって日常的に決められている。学問的にも古くからの問題で、決定精度に影響する要素も明らかになっている。

大きな影響を与えるものの1つは、前述の速度構造の仮定であり、他には観測点配置の問題がある。震源を取り囲む観測点配置が最も良く、震源から見た方位が限られる場合は精度が悪い⁵⁾。中越沖地震は沿岸で発生しているために観測点配置が偏っており、定常観測点だけではこの点が問題となる可能性がある。以上から、中越沖

*1 独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター

地震に関しては、通常の震源決定で得られている結果を注意深く再検討する必要があると考えられる。

再検討には余震を用いることが多い。観測点分布の偏りを解消するため、陸上のみではなく海底にも地震計が設置され、陸上の定常および臨時観測点と一体で解析された⁶⁾。また、速度構造の地域特性を反映させるため、3次元的に変化する速度構造を推定したり、深さ方向にだけ変わる速度構造であっても異なる複数のものを用いたりして、震源決定も行われた⁷⁾。このほか、大規模な地震波探査も行われ、直接速度構造を推定することも行われた⁸⁾。

気象庁で行われた通常の震源決定では中越沖地震の震源の深さは17 kmと求まっているが、上記の再検討結果では10 km前後と浅くなる結果が共通している。

余震分布については、北東側と南西側とにわけて考えた方がよいこと、南西側の断層は南東傾斜である(南東に向かって深くなる)ことは共通していると思われるが、北東側の分布については見解がわかれている。すなわち、南東傾斜の面だけを考えれば良いとする結果⁷⁾と、南東傾斜と北西傾斜という共役断層の存在を指摘するものがある。また、共役断層を指摘するものでも、南東傾斜の断層が主要であるとする見解⁹⁾と、北西傾斜の断層こそが本震でも破壊したとする見解⁹⁾がある。

3.2 震源メカニズム

震源メカニズムを求める方法は、大きくわけて2つある。1つはP波初動の解析で、各観測点でのP波初動の押し引き分布から震源メカニズムを推定する。P波の初動は押しの領域と引きの領域が2つずつ西瓜の縞のように交互に並んだ分布を示し、この押し引き領域の境界(節面と呼ばれる)が断層面に相当する。しかし、P波初動の解析においては、2つの節面は全く等価であり、どちらが実際の断層面に相当するかを区別することはできない。そのため、余震分布が併用されることが多い。

長周期(概ね周期100秒程度)の地震波を解析して地震のメカニズムを求めることは、国内外を問わずいくつかの機関において行われている。解析結果は電子メールで配信されたり、ウェブサイトに掲載されたりしている。

長周期の地震波を用いた解析では破壊過程の詳細は見えない。したがって、P波初動が破壊開始におけるメカニズムを示しているのに対して、長周期の地震波を用いた解析によるメカニズムは、断層全体の破壊過程の平均を示していると考えられる。両方の解析手法で得られた結果が大きく異なる場合、破壊が進行する過程でメカニズムが変わったことを示唆する。例えば、複数の断層が異なるメカニズムで破壊したなどである。

P波初動の解析結果¹⁰⁾と波形を使った解析¹¹⁾の両方で

中越沖地震は北西-南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型の地震であることが示されており、メカニズムが大きくは変化していないと考えられる。

4. 観測波形の特徴

断層近傍で観測された波形を図1に示す。既に報告されている^{例えば¹²⁾}ように、S波の到達から10秒内に離散的なパルスが複数見える点で共通しており、破壊継続時間はこの程度の時間であることが示唆される。このパルスの生成が震源の影響が支配的であるならば、離散的なくつかのサブイベントからなること、すなわち、複数のアスペリティの破壊により、中越沖地震が生じたと考えられる。

詳しく見ると、観測点によって見られるパルスの個数やパルス間の相対的な振幅が異なっている。これは、有限の大きさの断層で破壊が生じているため、観測点と断

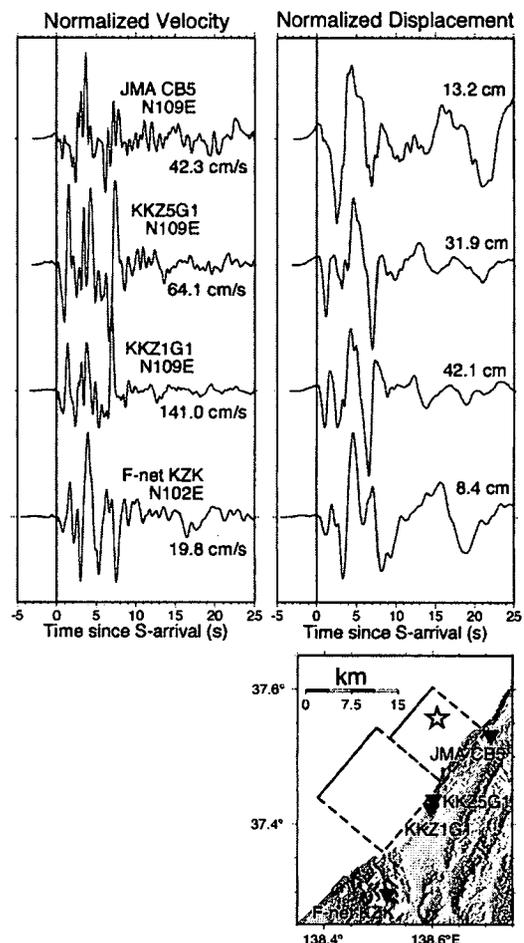


図1 中越沖地震の震源近傍で収録された地震記録。原記録に0.1-1 Hzのバンドパスフィルターをかけた後に積分して、速度および変位にした。断層の法線方向に近い成分を示す。観測点の位置は下段の図を参照。矩形は文献²⁰⁾で仮定した断層面を地表に投影したもの(実線が上縁)。星印は本震の破壊開始点。

表1：断層モデルによる条件の違い

| 著者 | 震源の深さ (km) | 断層破壊の表現 | 波形の種類 | 周波数帯域 (Hz) | 最近接の観測点 | グリーン関数 | 備考 |
|-------------------|------------|---------|--------|------------|----------------|--------|--------------------------|
| Aoi et al. (2008) | 8.9 | MTW | 速度 | 0.1 - 1 | 出雲崎町 | 理論的 | |
| 倉橋・他 (2008) | 12 | 特性化 | 変位, 速度 | 0.3 - 10 | KKNP | 経験的 | |
| Nozu (2008) | 11.75 | MTW | 速度 | 0.2 - 1 | K-NET柏崎 NIGO18 | 経験的 | |
| 芝 (2008) | 12 | NL | 変位 | 0.1 - 2 | KKNP | 経験的 | |
| 引間・頼綱 (2008) | 10 | MTW | 速度 | 0.03 - 0.5 | KKNP | 理論的 | 強震記録のほかに遠地の実体波, 測地データも使用 |
| 堀川 (2008) | 9 | NL | 変位 | 0.1 - 0.5 | KKNP | 理論的 | |

MTW: multiple time window 法^{13), 14)}, NL: すべり量と破壊開始時刻の分布を求める方法, KKNP: 柏崎・刈羽原子力発電所

層面上の各位置での距離の違いに起因する減衰や走時の違い、破壊の directivity 効果、地震波の放射特性などが複合的に作用しているためと考えられる。このような観測点ごとの波形の相違を手がかりに、断層面のどこでいつすべりが生じたかを推定するのが断層モデルを構築する波形解析である。

5. 断層モデルの比較

本報告では著者の協力が得られた6個のモデルを比較する。解析条件の違いをモデルごとに整理した結果を表1に、また、得られたすべり量分布どうしを比較した結果を図2に示す。

断層モデルのうち、すべり量やモーメント密度の分布を推定したものを比べると、アスペリティと呼ばれるすべり量（あるいはモーメント密度）が大きい領域の分布は3-4つほど見られるモデルが多いが、より多くのアスペリティが散在するモデルも見られる。離散的に複数のアスペリティが現れるのは、前述の波形の特徴を説明しようとした結果と考えられるが、この点は後に検討する。

特性化震源モデルは、できるだけ少ないアスペリティで波形の特徴を説明することを目指していることもあって、3つのアスペリティが仮定されていると思われる。

細かく見ると、3-4つのアスペリティが見られるモデルどうしでも、アスペリティの水平位置や深さ方向の位置が異なる。破壊開始点はいずれも10km前後だが、破壊開始点よりも深いところにアスペリティの重心があるモデルと、浅いところにあるモデルとにわかれるように見える。

このようなモデル間の違いが生じる原因を究明することは今後の重要な課題である。その原因の1つは、前述の速度構造の複雑さが考えられる。ここで紹介した研究ごとに、仮定した速度構造は異なっているだけでなく、全ての観測点で同じ速度構造を仮定した研究もあれば、観測点ごとに異なるものを仮定した研究もあり、速度構

造の仮定の違いは大きい。

このほか、観測点分布の影響が考えられる。図3に示すように、断層モデルごとに使用した観測点は相当に異なっている。文献²¹⁾では、2007年能登半島地震を題材に、解析に使用する観測点の組み合わせが解析結果であるすべり量分布に与える影響を検討した。この検討では、既往の断層モデルを構築する際の観測点配置に近づけるとともに、これ以外の解析条件は全て揃えた上で解析が進められている。その結果、観測点配置が既往の断層モデルで使用されたものに近いと、得られるすべり量分布も既往の断層モデルのすべり量分布に近いという結果が得られ、断層モデルの推定にあたって、観測点配置の影響が大きいことが示唆されている。

この他に、すべり量分布と破壊開始時刻の分布には相互依存関係 (trade-off) がある²²⁾という根本的な問題がある。文献²³⁾では、仮定した破壊伝播速度が断層面の南西端付近に推定されるアスペリティの位置と相関することが指摘されている。この相関は、上述の相互依存関係が反映している可能性がある。

このような相互依存の関係を軽減するためには、すべり量分布だけを求められる測地的なデータ (GPS や干渉 SAR など) で観測された地殻変動) と同時に解析することが有効である²²⁾。ここで紹介したモデルのうち、測地データも使用しているのは文献¹⁹⁾のモデルで、他のモデルに比べて、上記の相互依存関係の影響が少ない可能性がある。

6. アスペリティの波形への寄与

本節では、断層近傍で収録された観測記録に見られる複数のパルスが、実際に解析した結果においてどのように説明されているかを文献²⁰⁾のモデルを基に見てみる。図4に柏崎刈羽原子力発電所で観測された波形 (加速度原記録を変位に変換したもの) と合成波形とを比べたものを示す。断層法線方向の成分に近いN109Eでは、P波

到達から5秒前後の下向き顕著な2つのピークは、それぞれ Asp. 1 および Asp. 3 の寄与が大きい。また、7秒付近の最も大きな振幅は、複数のアスペリティから同程度の寄与により説明されている。そして、10 秒前後のピークが Asp. 4 の寄与からなる。一方、N19E や上下動成分では、Asp. 2 や Asp. 3 からの寄与は明瞭ではない。

なお、ここで示した結果はあくまでも文献²⁰⁾の場合であって、他の断層モデルでどのように説明しているかは個別に検証する必要がある。その結果、観測波形の同じフェーズをモデル間で異なる位置のアスペリティで説明

していることが判明するかもしれない。そして、その原因を究明することが、断層モデルの違いが生じる原因を追及することになる。

7. 議論とまとめ

以上見てきたように、余震分布や断層モデルのすべり量分布は複雑な可能性があり、また、現状では共通した見解が得られているとは言い難い。そして、不一致が生じる原因を述べてきた。

では、現在見えている複雑さは見かけ上であって、実

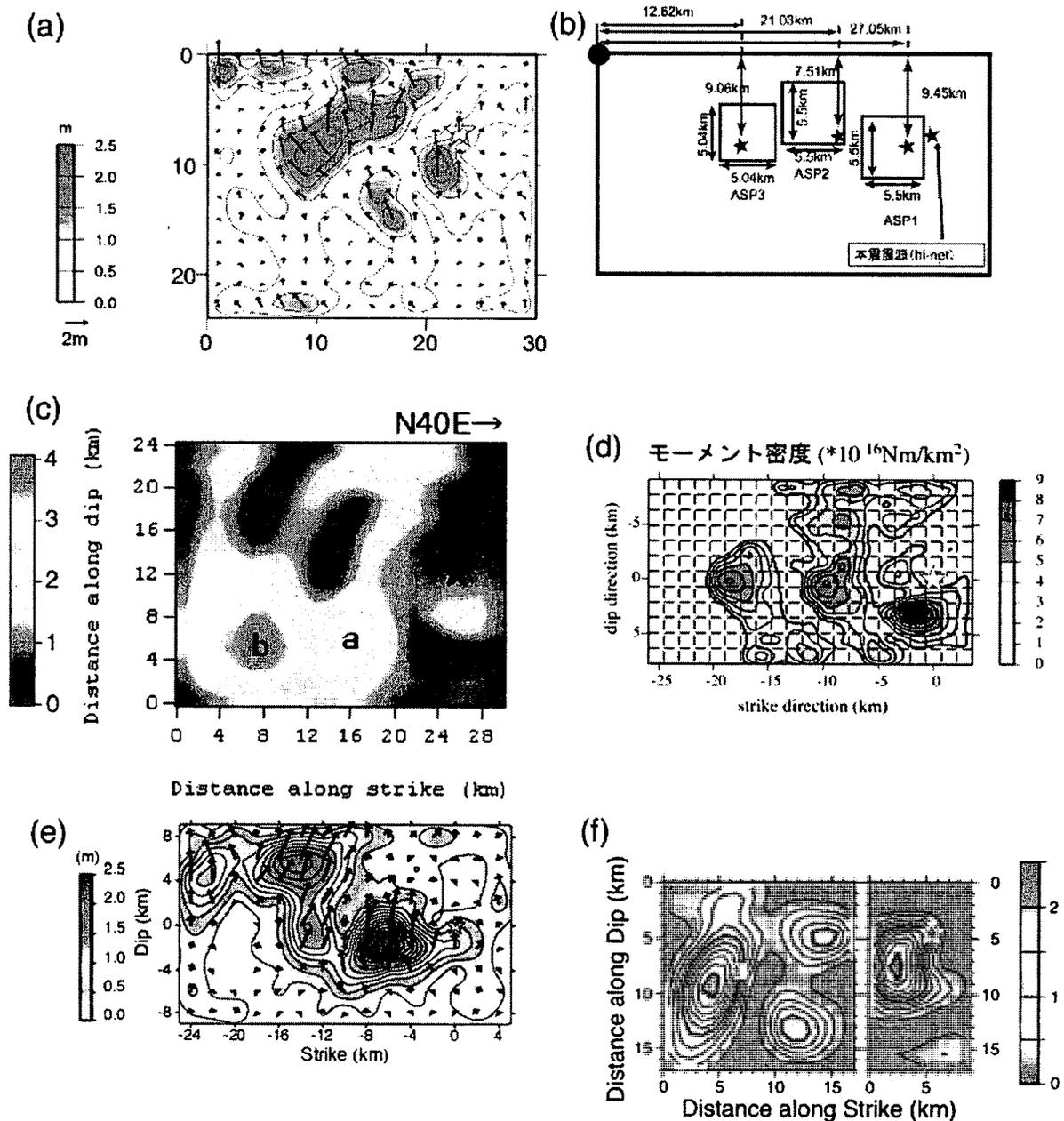


図2 波形解析の結果得られたすべり量分布。(a) Aoi et al. (2008)¹⁵⁾, (b) 倉橋・他 (2008)¹⁶⁾, (c) Nozu (2008)¹⁷⁾, (d) 芝 (2008)¹⁸⁾ (e) 引間・瀧瀬 (2008)¹⁹⁾, (f) 堀川 (2008)²⁰⁾。いずれも星印は破壊開始点を示す。すべり量の大きいところ(アスペリティ)の相対的な位置関係が比較できるように、縦の並び、横の並びともに破壊開始点の位置が同じになるよう調整してある。

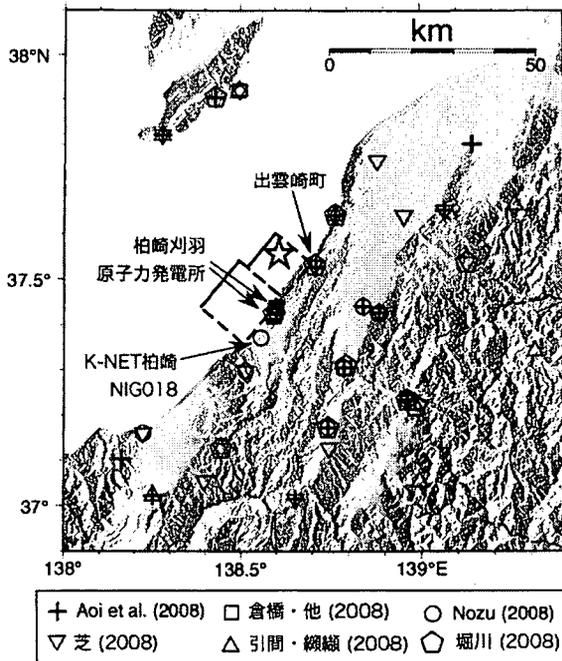


図3 波形解析で使用した観測点。断層モデルごとにシンボルを変えている。☆は破壊開始点、矩形は文献²⁰⁾で仮定した断層面を地表に投影したもの。断層面の上縁を実線で示す。

際には単純なのだろうか？ 筆者はそうではないと考えている。文献²⁴⁾を見ると、中越沖地震の震源域は活褶曲が密に分布している地域にあたり、断層が近接して分布していることが考えられる。この近接した断層が相互作用を伴いながら破壊したのが中越沖地震かもしれない。また、中越沖地震のような伏在断層では、地表に到達した断層では生じない応力の増加域が出現するために余震活動が複雑になりうることを示されている²⁵⁾。こうした複雑な現象を、複雑な地下構造という「フィルター」を通して見ているために、統一的な見解が得にくいのではないかと考えている。今後は、震源域で行われた地下構造探査^{例えば8)}を基に複雑な地下構造の影響を取り除き、実際に震源域で生じている現象を調べることが必要である。

謝辞

本報告で紹介した断層モデルの収集にあたっては、下記の方々にご協力いただいた（五十音順）：青井真博士、倉橋奨博士、芝良昭博士、関口春子博士、野津厚博士、引間和人博士、三宅弘恵博士。柏崎刈羽原子力発電所での観測波形は、東京電力株式会社より財団法人震災予防協会経由で公開していただいたものを使用した。また、独立行政法人防災科学技術研究所で運用している F-net の観測記録と気象庁が運用している震度計で収録された記録を使用した。ここに記して篤くお礼申し上げる。なお、ここで紹介した断層モデルが新潟県中越沖地震の断

層モデルの全てではないことをお断り申し上げる。

参考文献

- 1) 気象庁: 平成 19 年 7 月地震・火山月報 (防災編) (<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/monthly200707.pdf>), 2007.
- 2) 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, pp849-875, 2001.
- 3) 新潟県 (編): 1/200,000 新潟県地質図および同説明書 (2000 年版), 2000.
- 4) 堀川晴央, 水野清秀, 佐竹健治, 関口春子, 加瀬祐子, 杉山雄一, 横田 裕, 末廣匡基, Arben Pitarka: 大阪平野の 3 次元地盤構造モデルの作成, 活断層・古地震研究報告. 2, 291-324, 2002.
- 5) Rabinowitz, N. and D. M. Steinberg: Optimal configuration of a seismographic network - A statistical approach, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, pp187-196, 1990.
- 6) Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amamiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, T. Iwasaki: Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, *submitted to Earth, Planets and Space*, 2008.
- 7) Mori, J.: Relocation of aftershocks of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake using arrival times determined by cross-correlation, *Earth, Planets and Space*, 2008, in press.
- 8) 中東和夫, 篠原雅尚, 蔵下英司, 山田知朗, 飯高 隆, 加藤愛太郎, 五十嵐俊博, 岩崎貴哉, 金沢敏彦, 佐藤比呂志, 高波鐵夫, 三浦 亮, 町田祐弥, 伊藤喜宏, 日野亮太, 植平賢司, 尾鼻浩一郎, 高橋成実, 野 徹雄, 金田義行: 海陸統合地殻構造探査による 2007 年新潟県中越沖地震震源域の地震波速度構造, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S147-012, 2008.
- 9) 平田 直, 佐藤比呂志, 酒井慎一, 加藤愛太郎: 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層- 大地震を起こす「長岡平野西縁断層帯」と関係するか-, 科学, 77, pp930-934, 2007.
- 10) 気象庁地震予知情報課, 気象庁地震津波監視課, 気象庁気象研究所: 平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震について, 地震予知連絡会会報, 79, pp372-396, 2008. (http://cais.gsi.go.jp/KAIHOU/kaihou79/07_11.pdf)
- 11) 防災科学技術研究所: 2007 年新潟県中越沖地震の本震・余震のモーメントテンソル解の空間分布, 地震予知連絡会会報, 79, pp358-361, 2008. (http://cais.gsi.go.jp/KAIHOU/kaihou79/07_06.pdf)
- 12) 後藤浩之: 強震記録と震度, 2007 年新潟県中越沖地震災害報告, 地盤工学会, 2008.
- 13) Olson, A. H. and R. J. Apsel: Finite faults and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, pp1969-2001, 1982.
- 14) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong

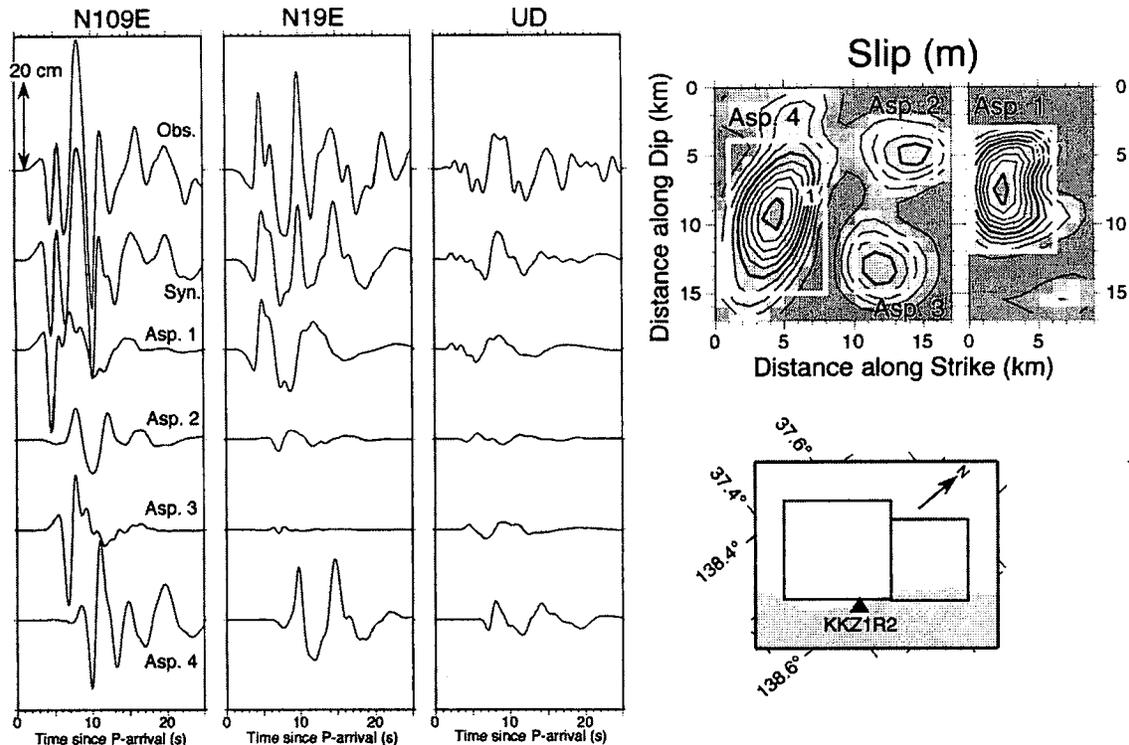


図4 柏崎刈羽原子力発電所1号機(KKZ1R2)で観測された波形(最上段)と波形解析で得られた断層モデル¹⁹⁾から計算される波形の比較。Syn. は断層モデルそのものの合成波形。以下、Asp. 1等々のラベルが付いたものは、右上図に定義したアスペリティからのみの合成波形。右下図に断層面と観測点の位置関係を示す。全ての成分はN109Eの成分にある振幅で描かれている。

ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, pp1553-1583, 1983.

15) Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and Y. Kunugi: Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planet Space*, in press, 2008.

16) 倉橋 奨, 正木和明, 宮腰 研, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた2007年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築(南東傾斜モデル), 日本地球惑星科学連合2008年大会予稿集, S146-017, 2008.

17) Nozu, A.: Rupture process of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake - waveform inversion using empirical Green's functions -, Submitted to *Earth Planet Space*, 2008.

18) 芝 良昭: 2007年新潟県中越沖地震の震源過程の解明と広帯域強震動評価, 電力中央研究所報告, N08007, 2008.

19) 引間和人, 瀧澤一起: 波形記録と測地データを用いた2007年新潟県中越沖地震の震源過程解析, 日本地球惑星科学連合2008年大会予稿集, S146-015, 2008.

20) 堀川晴央: The 2007 Chuetsu-oki, Japan, earthquake: rupture over a complicated fault system, 日本地球惑星科学連合2008年大会予稿集, S142-P002, 2008.

21) 渡辺哲史, 永野正行: 2007年能登半島地震時の異なる震源モデリングによる震源近傍の強震動評価, 日本地震学会講演予稿集2007年度周期大会, P1-042, 2007.

22) Cohee, B. P. and G. C. Beroza: A comparison of two

methods for earthquake source inversion using strong motion seismograms. *Annali di Geofisica*, 37, pp1515-1538, 1994.

23) 宮腰 研, 倉橋 奨, 入倉孝次郎: 2007年新潟県中越沖地震の震源モデルに関するレビュー, 第7回アジア国際地震学連合(ASC)総会・2008年日本地震学会秋季大会合同大会, C11-01, 2008.

24) 岡村行信, 竹内圭史, 上嶋正人, 佐藤幹夫: 1/200,000 佐渡島南方海底地質図および同説明書, 地質調査所, 1994.

25) Lin, J., and R. S. Stein: Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JB002607, 2004.

中越沖地震の地震動シミュレーション

SOURCE MODELING AND STRONG GROUND MOTION SIMULATION FOR THE NIIGATAKEN CHUETSU-OKI EARTHQUAKE

釜江克宏^{*1}、川辺秀憲^{*1}

Katsuhiko KAMAE, Hidenori KAWABE

The Niigataken Chuetsu-oki earthquake ($M_j=6.8$) occurred on July 16, 2007, northwest-off Kashiwazaki in Niigata prefecture, Japan. In this earthquake, strong ground motions struck the Kashiwazaki and Kariwa nuclear power plant (hereafter KK-site), and triggered a fire at an electric transformer and other troubles. although the all nuclear reactors in operation shut down safely and the damages fortunately appeared less than expected from the seismic design level by the design safety margin. The source mechanism of this earthquake is a reverse fault with the fault plane of SW-NE strike and SE dip. In this study, we firstly tried to construct the source model by the forward modeling approach using the empirical Green's function method. Next, we pointed out the significant pulse observed at KK-site was generated from the asperity located SW direction of the site and amplified by the folded underground structure between the asperity and the site region though the 3-D finite difference computation.

1. はじめに

2007年7月16日10時13分、新潟県中越沖でMj6.8の地震が発生し、最大震度6強を観測した。震度6強は震源域に近い新潟県刈羽村、柏崎市などで観測され、被害もそれらの地域に集中した。今回の地震は震源域極近傍に立地していた東京電力株式会社の柏崎・刈羽原子力発電所(KK原子力発電所)を直撃し、敷地内で震度7が観測されるとともに、原子炉建屋の基礎版での観測地震動は、設計時に想定された地震動のレベルを最大で約2.5倍も上回った。その結果、火災や若干の放射性物質の漏洩など、原子力発電所における地震被害と言うことで国内のみならず世界中に大きな衝撃を与えた。ただし、現在のところ原子炉や建屋などの安全上重要な設備には重大な損傷等がなかったと報告されている。その後、東京電力株式会社、原子力安全保安院や原子力安全基盤機構(JNES)などによってKK原子力発電所における観測地震動の生成メカニズムなどの解明が進められ、震源からの伝播経路の重要性が指摘された。筆者らも地震発生直後から、震源断層のモデル化やKK原子力発電所などにおける地震動シミュレーションを行ってきた。ここではそれらの結果について報告する。

2. 震源のモデル化

まず、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netやF-netの観測記録に加え、貴重な震源近傍域の記録としてのKK原子力発電所での観測記録を用い、経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングによって震源のモデル化を行った。図1にはそれらの観測点位置、本震の震源位

置(表1)及び経験的グリーン関数としての余震の震源位置を示す。この余震は2007年7月16日21時08分に発生したMj4.4の地震であり、地震の緒元とともに震源パラメータを表2に示す。記録は長周期側の精度を考慮、0.2~10Hzのバンドパスフィルターをかけて用いた。

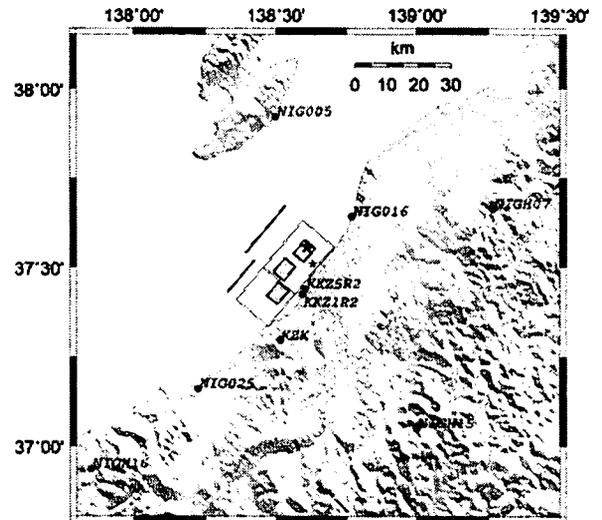


図1 3つのアスペリティからなる震源モデルとモデリングに使った観測点位置(KKZ1R2、KKZ5R2はそれぞれKK原子力発電所の1号機、5号機の位置)を示す。本震(大★)、経験的グリーン関数として用いた余震(小★)の震源位置を示す

*1 京都大学原子炉実験所

Research Reactor Institute, University of Kyoto

表1 本震の諸元

| | |
|-------------------|-----------------|
| Origin Time (JST) | 2007/7/16 10:13 |
| Latitude (deg) | 37.557 |
| Longitude (deg) | 138.610 |
| Depth (km) | 16.8 |
| M _{JMA} | 6.8 |

表2 経験的グリーン関数として用いた余震の諸元

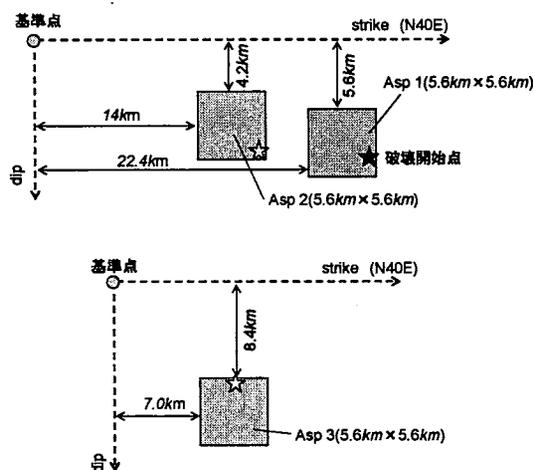
| | |
|--|------------------------|
| Origin Time (JST) | 2007/7/16 21:08 |
| Latitude (deg) | 37.509 |
| Longitude (deg) | 138.630 |
| Depth (km) | 20.4 |
| M _{JMA} | 4.4 |
| Seismic moment (Nm)* | 5.21×10^{15} |
| Focal Mechanism Solution* [Strike/Rake/Dip] (deg) | 187/54/70 39/41/115 |
| Area (km ²) | 1.4 × 1.4 |
| Stress Drop (MPa) | 4.6 |

* F-net による値

今回の地震の震源域は海域にあり、余震の震源決定精度の問題もあり、地震直後の余震分布からは本震（北西-南東方向の圧縮軸をもつ逆断層タイプの地震）の断層面が北西傾斜か南東傾斜かの決定が困難であった。その後 OBS も含む稠密な余震観測によって震源決定精度が上がり、地震調査委員会はそれらの結果に基づき大局的には南東傾斜の断層面が活動したと結論した。ただし、震源域北東部における北西傾斜の断層の活動も指摘した。ここではその結果を参考に、南東傾斜の断層面を設定し、アスペリティの位置、大きさ及び応力降下量などを評価した。

結果として、図1、図2及び表3に示す3つのアスペリティを評価した。破壊は Asp-1 における震源から円状に伝播し、一定速度 ($V_r=2.7\text{km/s}$) で破壊が Asp-2 及び Asp-3 の★印に到達した後、再び円状に同一速度で伝播すると仮定した。3つのアスペリティのみから地震動が生成されるとした合成波形と観測波形の比較の例として、NIG016、NIGH15 及び KK 原子力発電所の1号機と5号機における基礎盤上での結果を図3に示した。また、図4には擬似速度応答スペクトルでの比較を示した。波形及びスペクトルにおける両者の一致度は良好である。ただし、経験的グリーン関数として1個の余震記録しか使わなかったため、各アスペリティからの地震波の到来方向の影響が十分反映されず、1号機と5号機での再現精度

が異なる結果となっている。特に KK 原子力発電所の南西側に位置する Asp-3 からの地震動の再現に対しては、用いた余震の影響が顕著に見られる。このことは、敷地周辺での地下構造の複雑さを示唆するもので、後に3次元シミュレーションによって詳細な検討を行う。



基準点座標

| | Lon. (°) | Lat. (°) | Depth (km) |
|-------|-------------|-------------|---------------|
| Asp 1 | 138.360 | 37.409 | 6.0 |
| Asp 2 | 138.360 | 37.409 | 6.0 |
| Asp 3 | 138.360 | 37.409 | 3.0 |

図2 図1に示した3つのアスペリティの位置、大きさ、破壊開始点を示す。

表3 震源パラメータ

| | Strike (°) | Dip (°) | Rake (°) | S (km ²) | Mo (Nm) | $\Delta\sigma$ (MPa) |
|-------|---------------|------------|-------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------|
| Asp 1 | 40 | 40 | 90 | 5.6×5.6 | 1.33×10^{18} | 18.4 |
| Asp 2 | 40 | 40 | 90 | 5.6×5.6 | 2.00×10^{18} | 27.6 |
| Asp 3 | 40 | 40 | 90 | 5.6×5.6 | 1.67×10^{18} | 23.0 |

地震動に関しては、地震直後から最大振幅の距離減衰式との関係などが報告され、M6.8の地震としては過去の地震の平均的特性である距離減衰式と整合することが指摘されている。また、ここで評価したアスペリティの大きさも図5に示すように経験的なスケールング則に従っている。ただし、アスペリティの応力降下量は過去の内陸地殻内地震の平均値 (14MPa 程度) の1.5倍程度となっている。

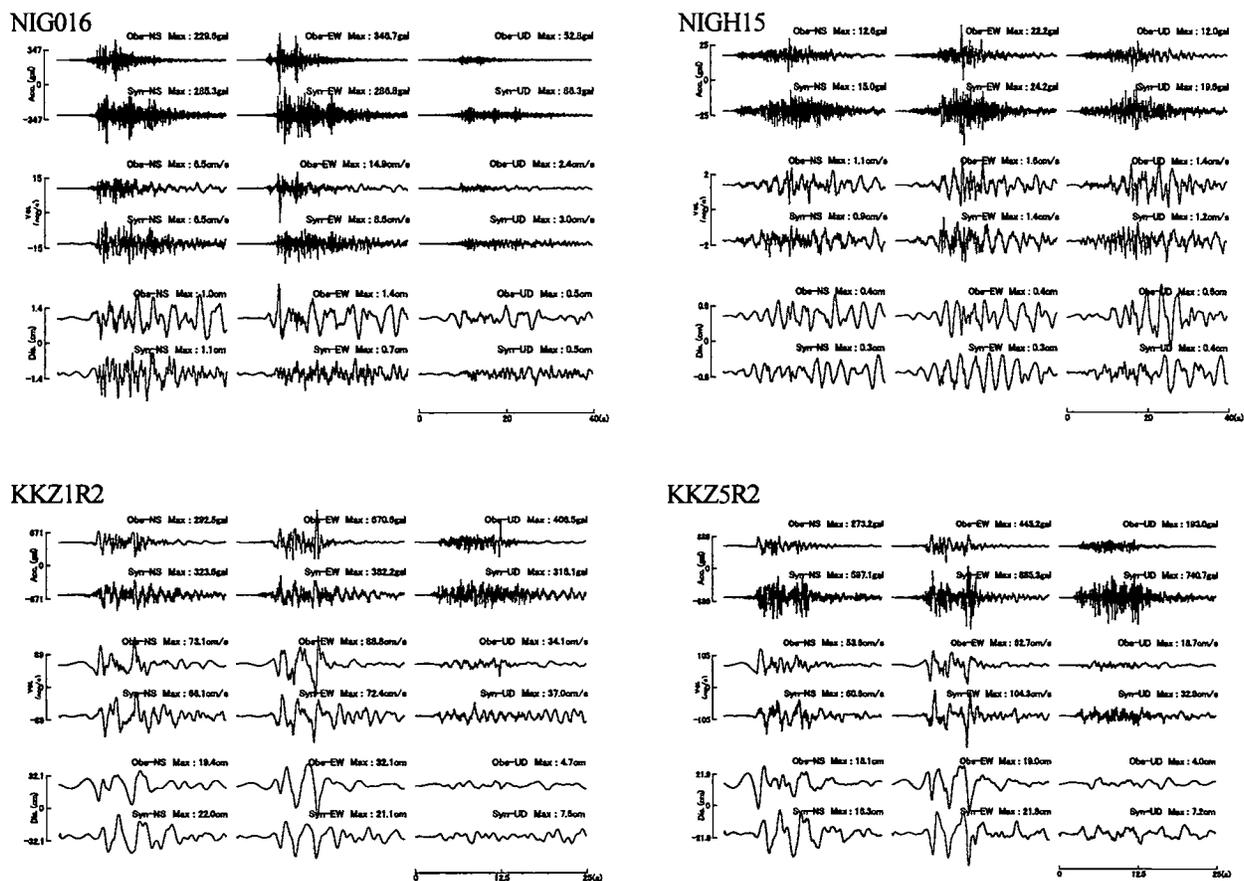


図3 観測波形と合成波形の比較 (4 観測点 : NIG016, NIGH15, KKZ1R2, KKZ5R2)

波形はそれぞれ、左から NS,EW,UD 成分、上から加速度 (観測、合成)、速度 (観測、合成)、変位 (観測、合成) の順

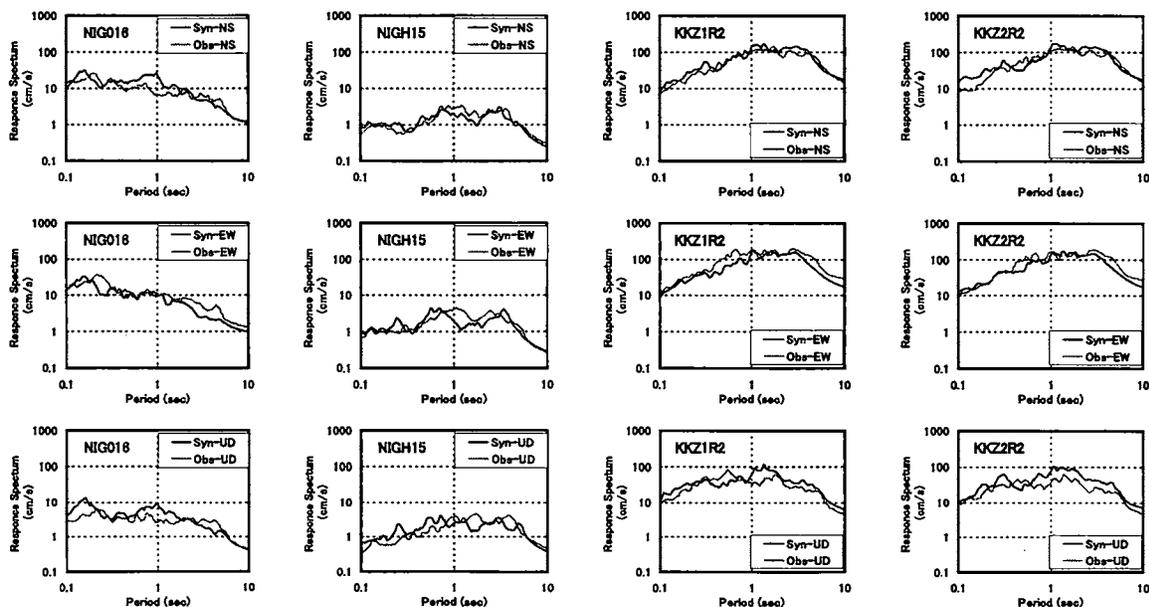


図4 4 観測点における観測波形と合成波形の擬似速度応答スペクトル (減衰5%) での比較

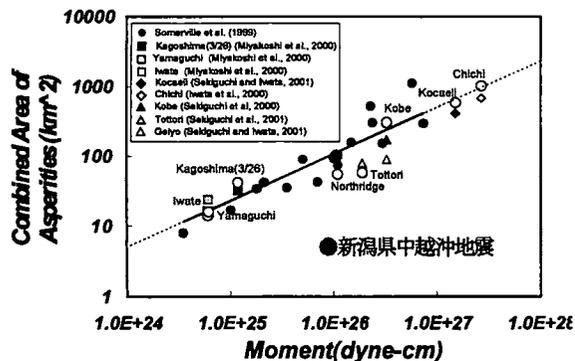


図5 最適震源モデルから得られた地震モーメントとアスペリティの全面積との関係 (Somerville et al., 1999 等に加筆)

3. 3次元シミュレーション

3.1 3次元地下構造モデルとシミュレーション手法

前章では経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって3つのアスペリティからなる震源モデルを評価した。前述したように、KK 原子力発電所における観測記録のシミュレーションにおいて、1号機側と5号機側における Asp-3 からの地震動の再現性が悪く、この原因としては、経験的グリーン関数として用いた余震の震源位置がこの地域における複雑な地下構造による地震波の伝播経路特性から考えて適切ではなかったものと思われる。このことについては、既に倉橋・他¹⁾によって、Asp-3 からの地震動を別な余震記録を使った波形合成によって指摘されている。ここでは、前述の震源モデルの妥当性を複雑な褶曲構造をモデル化した3次元シミュレーションによって確認することを試みた。3次元シミュレーションは、不等間隔のスタッガードグリッドを用いた空間4次・時間2次の精度の3次元有限

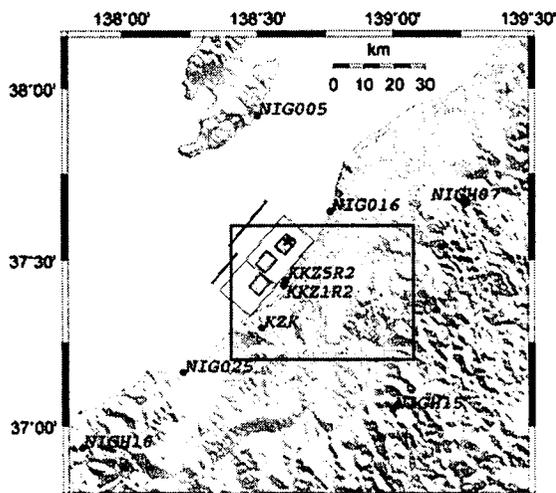


図6 3次元有限差分法による計算領域(矩形で囲まれた領域: 南北44.4km、東西60.0km)

表4 地下構造モデルにおける各層の上面深度及び物性値

| 層名 | KK1地点の層上面深さ (m) | 密度 (g/cm ³) | S波速度 (km/s) | P波速度 (km/s) |
|---------|--------------------|----------------------------|----------------|----------------|
| Layer 1 | 0 | 2.05 | 0.80 | 2.20 |
| Layer 2 | 100 | 2.20 | 1.30 | 2.90 |
| Layer 3 | 150 | 2.25 | 1.40 | 3.10 |
| Layer 4 | 650 | 2.35 | 1.70 | 3.70 |
| Layer 5 | 2150 | 2.40 | 2.00 | 4.10 |
| Layer 6 | 3700 | 2.50 | 2.40 | 4.70 |
| Layer 7 | 5500 | 2.65 | 3.00 | 5.50 |
| Layer 8 | 5800 | 2.70 | 3.50 | 5.80 |

差分法²⁾を用いた。地下構造モデルのグリッド間隔は水平方向0.1km、鉛直方向0.05~0.2km、時間刻みは0.01秒とする。解析領域は南北44.4km、東西60.0km、深さ21.0kmとした(図6)。差分法解析領域の周囲には40グリッドの吸収領域(Cerjan et al., 1985)³⁾を設け、その外側にClayton and Engquist (1977)⁴⁾による吸収境界条件を適用して差分法解析領域内から解析領域外に進行する波が再び領域内に戻らないように吸収境界を設定した。差分法への減衰の適用はGraves (1996)⁵⁾の手法を用い、reference frequencyは1Hzとした。

3次元地下構造モデルとしては、原子力安全基盤機構(JNES)によって提案、公表されているモデル⁶⁾を用いた。このモデルは2004年新潟県中越地震の後、反射法探査やボーリングデータ、微動等から構築されたものであり、2007年新潟県中越沖地震の後、東京電力株式会社などの調査結果やデータの追加、見直しなどがJNESによって行われ、より精度の高い3次元地下構造モデルの構築が進められている。従って、最新のモデルを使った地震動シミュレーションは今後の課題としたい。表4に地下構造モデルの物性値を図7に解析対象領域の各層の上面深度を示す。表4にはKK1における各層の上面深度も合わせて示した。この図表が示すとおり、最表層はKK原子力発電所における解放基盤と称されるS波速度($V_s=700\text{m/s}$ 程度)にはほぼ対応しており、浅部地盤が考慮されていないことに注意が必要である。地下構造モデルのグリッドの間隔と速度構造から解析の有効周波数は1.6Hz以下となる。Q値は既往の研究^{7,8)}からS波速度(単位:m/s)の1/2とした。

3.2 本震のシミュレーション結果

図8に最大速度の分布を示す。図には褶曲構造の影響を把握するため、水平成層構造を仮定した地下構造モデルを用いた計算結果もあわせて示した。水平成層構造の

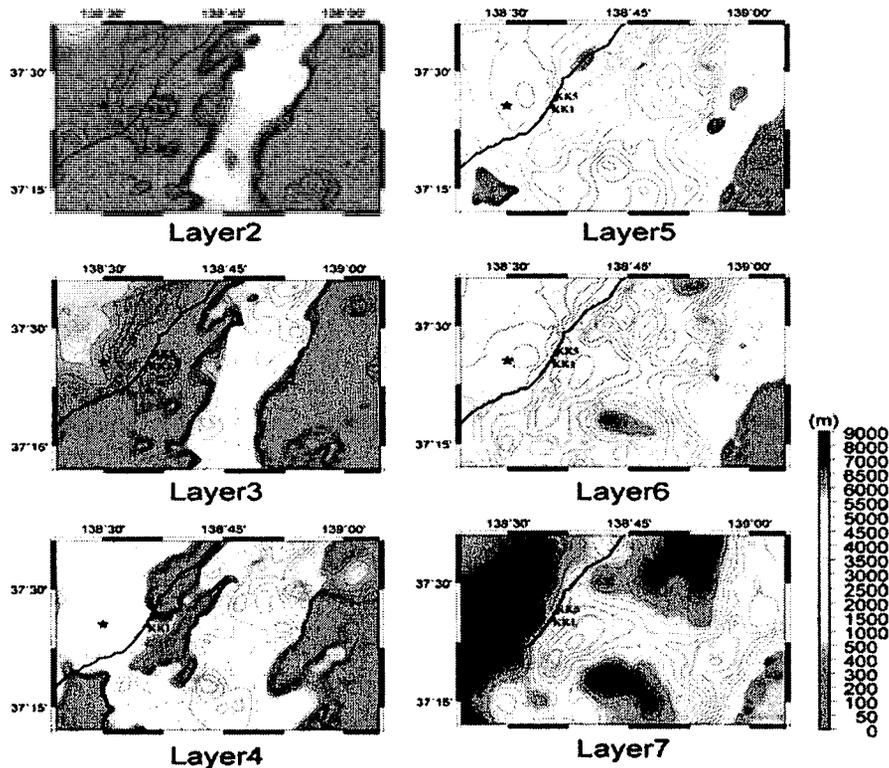


図7 地下構造モデルにおける各層の上面深度分布、(JNES,2005)

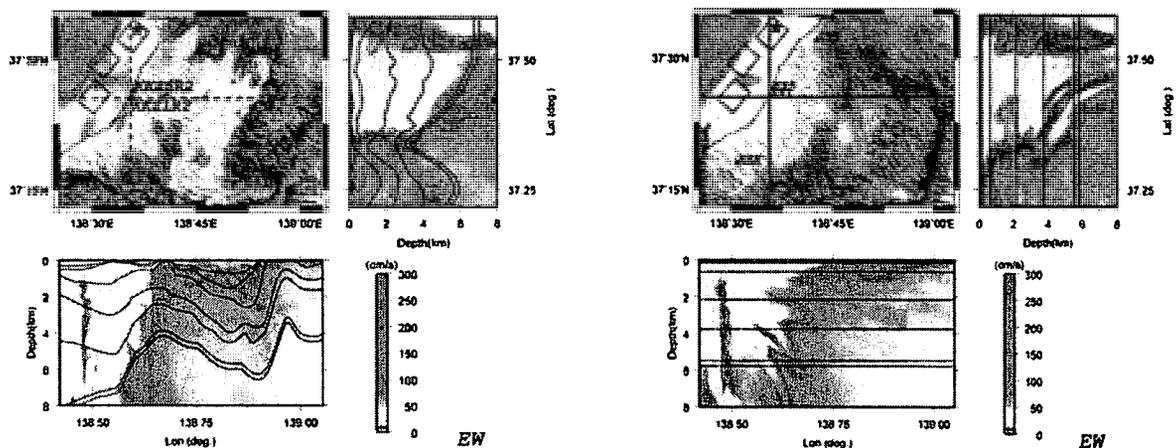


図8 3次元シミュレーション (左) と1次元シミュレーション (右) による最大速度分布

層上面深度は KK1 地点直下の層上面深度とした。KK1 地点周辺では南北、東西断面とも、地下構造の各層の上面は海から陸域に向かって浅くなっており、水平成層構造による計算結果と比較すると、KK1 地点では地震波のフォーカシングによって地震動の振幅は大きくなっていることがわかる。図9はその違いをより明確に見るために示した KK1 地点を通る東西側線上での最大振幅の比較である。次に、KK1 における観測波形と計算波形の比較を図10に示す。波形には0.05~1.6Hzのバンドパスフィルター(チェビシェフフィルター)を施してある。また、計算波形は1.5倍して示してある。従って、図

10 から計算波形は観測波形の1/1.5程度となっているものの、観測波形にある3つのパルス(3つのアスペリティに対応する)を概ね再現できていることがわかる。ただし、現時点でのシミュレーションでは1号機と5号機とのAsp-3からの地震動の振幅の違いを十分に説明できておらず、今後より精度の高い浅部地盤も含めた3次元地下構造モデルによるシミュレーションが必要であることを示す結果となっている。

4. おわりに

2007年新潟県中越沖地震は原子力施設の耐震設計審

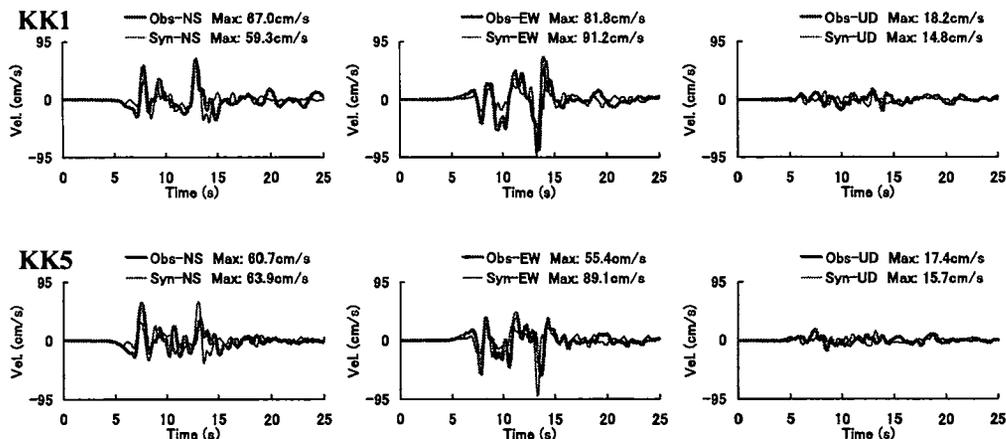


図10 1号機と5号機サイトにおける3次元シミュレーション波形とベースマット上での観測波形との比較

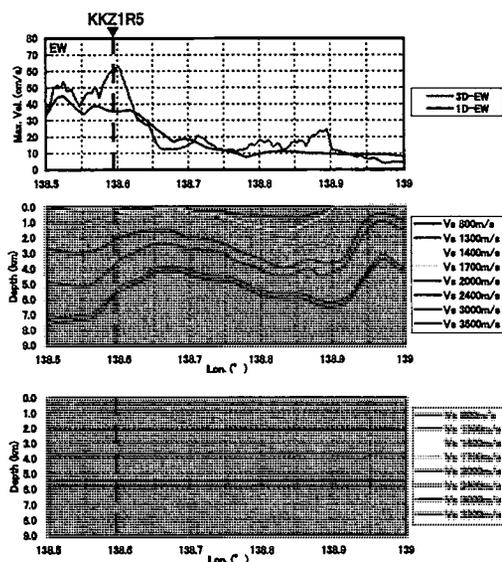


図9 KK1を通る東西断面における3次元と1次元シミュレーションによる最大速度分布の比較

査指針(新指針)に照らした耐震安全性評価(バックチェック)の実施最中に起こり、しかも、KK原子力発電所において設計値の2.5倍を超える地震動が観測された。

設計値との関係はともかく、震源近傍のKK原子力発電所で観測された地震動の成因が、複雑な震源での破壊過程や発達した褶曲構造による地震波の伝播経路特性によることがほぼ明らかとなり、将来の地震動予測において「強震動予測のレシピ」に代表される手法の重要性と有効性が再確認されたものとする。同時に、今回のような震源近傍の強震動の予測も想定した建築学会で策定中の「設計入力地震動作成のためのガイドライン」に従うサイトスペシフィックな地震動予測が今後広く一般構造物の耐震設計や耐震安全性照査に導入されることを期待するとともに、予測精度向上に向けて取り組んでいきたい。

謝辞

(独)防災科学技術研究所によるK-NET, KiK-net及びF-net, 並びに東京電力株式会社による柏崎・刈羽原子力発電所の観測記録, 気象庁一元化処理による震源情報を使用させて頂きました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 倉橋奨, 正木和明, 宮腰研, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた2007年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築, 地球惑星科学連合大会2008年大会, ポスターセッションS146-P017, 2008.
- 2) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- 3) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, 50, 171-176, 1985.
- 4) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1529-1540, 1977.
- 5) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 6) 独立行政法人原子力安全基盤機構: 地震に係る確率論的安全評価手法の整備=深部地盤速度構造同定に基づく地震動特性評価に関する検討に関する報告書, 平成17年12月.
- 7) 川辺秀憲, 釜江克宏: 大阪平野における長周期地震動評価のための最適なQ値の推定, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, 1458-1461, 2006.
- 8) Kawabe, H. and K. Kamae: Prediction of long-period ground motions from huge subduction earthquakes in Osaka, Japan. *Journal of Seismology*, 12:2, 173-184, 2008.

最近の大地震で発生した地震動の性質と被害の対応

RELATIONSHIP BETWEEN STRUCTURAL DAMAGE AND GROUND MOTIONS IN LARGE EARTHQUAKES IN RECENT YEARS

境有紀, 青井淳, 中川文寛

Yuki SAKAI, Atsushi AOI and Fumihiko NAKAGAWA

Relationship between structural damage and strong ground motions in large earthquake in recent years was investigated. Damage level in area around strong ground observation stations where large JMA seismic intensity scales were recorded in the 2008 Iwate-Miyagi-Nairiku and Iwate-Engan-Hokubu Earthquake were introduced. No severe damage was found around the stations in spite of large JMA seismic intensity scales. Correspondence of strong ground motions with damage to buildings was investigated including strong ground motions with large JMA seismic intensity scales in the 2007 Noto-hanto and Niigataken-Chuetsu-oki Earthquake. We confirmed that 1-2sec. response which correlates with severe structural damage were small for strong ground motions with no severe damage and large JMA scale which correlates with 0.1-1sec. response.

1. はじめに

昨年(2007年)3月25日に能登半島地震, 同年7月16日に新潟県中越沖地震と最大震度6強を記録した大地震が発生し, 木造家屋を中心に甚大な被害を引き起こした。これらの地震で大きな震度を記録した強震観測点周辺の被害調査を行った結果, 震度6強を観測した能登半島地震のK-NET 穴水や輪島市門前町走出震度計, 新潟県中越沖地震のK-NET 柏崎, 柏崎市中央町震度計周辺では大きな被害が見られたが, 同じ震度6強でも新潟県中越沖地震の長岡市小国町法坂震度計や長野県飯綱町芋川震度計のようにほとんど被害が見られないところもあった¹⁾。そして, 今年(2008年)になって, 6月14日に岩手宮城内陸地震, 7月14日に岩手県沿岸北部地震と同じく最大震度6強という大地震が発生した(岩手沿岸北部地震の最大震度は同年10月29日に6弱に修正)。しかしながら, これら2地震では, 岩手宮城内陸地震で大規模な斜面地盤災害はあったが, 大きな建物被害はほとんど見られず, 強震観測点周辺の調査も行ったが, 震度6強を記録した岩手宮城内陸地震の栗原市一迫震度計や岩手沿岸北部地震の洋野町大野震度計(10月29日に不明に修正)周辺などでは大きな建物被害は見られず²⁾, 単なる地震動の強さや構造物の耐震性の違いでは, 被害の説明が難しい事例が続いている。

そこでここでは, 今年(2008年)発生した岩手宮城内陸, 岩手県沿岸北部地震の2地震について, 6弱以上の大きな震度を記録した観測点周辺の様子を紹介し, 得られた強震記録, あるいは, 強震記録が得られなかった強震観測点についても, そのスペクトルの推定を試み, 地

震動と被害の対応性について昨年(2007年)の2地震も含めて検討する。

2. 2008年岩手宮城内陸地震, 岩手沿岸北部地震の強震観測点周辺の状況

調査を行った強震観測点の位置を2地震それぞれ図1, 2に示す。地震直後の道路状況で行けなかった岩手宮城内陸地震のKiK-net 一関西, KiK-net 東成瀬の2点以外の震度6弱以上を記録した全ての観測点について被害調査を行った。調査は, 強震観測点を中心とした半径ほぼ200m以内の範囲を対象とした。これに加えて全建物について, 外観から被害レベル, 構造種別の判定を行い, 全壊³⁾, 大破⁴⁾という大きな建物被害について被害率を算出した。被害率算出の際は, 倉庫や蔵等や地盤被害, 基礎の被害を受けた建物は対象から除外した。即ち, 倉庫や蔵等を除いた全建物の強震動による上部構造の被害を対象とした。定量的な被害データは建物の大きな被害のみとしたが, 調査, 記録は, 全壊・大破以外の建物被害, 建物以外の地盤等の被害についても行った。各観測点周辺の概況を以下に示す。

2.1 2008年岩手宮城内陸地震⁵⁾

(1) JMA 大崎市古川三日町(震度6弱)

観測点は, 大崎市三日町公園(写真1)の北東端に設置されている(写真2)。周辺(観測点から半径200mの円内, 以下同じ)の建物分布を図3に示す。北部に東西に川が, 北から南東に用水路が流れているが大きな地形の変化はない。周辺には284棟の建物(うち木造建物261

棟)がある。蔵の外装材の剥落(写真3)など軽微な被害,外装材が落下した一部損壊程度の被害を受けた木造建物が1棟あるが(写真4),大きな被害を受けた建物はない。

(2) K-NET 古川 (震度6弱)

観測点は、大崎消防本部古川消防署建物の裏手に設置されている。JMA 大崎市古川三日町から北東に1kmほどの位置になる。観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には281棟の建物(うち木造建物255棟)がある。外装材が剥落した木造建物や作業所,ガラスが破損した作業所など軽微な被害はあるが,大きな被害を受けた建物はない。

(3) 大崎市田尻震度計 (震度6弱)

震度計は、大崎市田尻総合支所建物の裏手に設置されている。観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には110棟の建物(うち木造建物99棟)がある。外装材の剥落が見られる木造建物,基礎部に被害が見られる鉄筋コンクリート造建物など軽微な被害を受けた建物はあるが,大きな被害を受けた建物はない。

(4) 栗原市高清水震度計 (震度6弱)

震度計は、栗原市高清水総合支所建物の北西端に設置されている。観測点のある位置はやや高台になっていて,その西側はやや低くなっているが,周辺の建物の大部分は観測点と同じ高台の上にある。周辺には110棟の建物(うち木造建物101棟)がある。外装材が落下した木造建物,ひび割れの補修材が落下した蔵など軽微な被害を受けた建物はあるが,大きな被害を受けた建物はない。

(5) K-NET 築館 (震度6弱)

観測点は、栗原文化会館建物の南の駐車場の南にある小高い丘の森の中に設置されていてやや高い場所にある。周辺には、53棟の建物(うち木造建物47棟)があるが,特に被害は見られない。

(6) K-NET 鳴子 (震度6弱)

観測点は、大崎市立鬼首中学校の敷地の南西端付近にある。山間部にあるため,観測点の南西側はやや低くなっているが,周辺の建物の大部分は観測点と同じ高さにある。周辺には15棟の建物(うち木造建物14棟)がある。特に被害は見られない。

(7) 栗原市花山震度計 (震度6弱)

震度計は、栗原市花山総合支所建物の北東端に設置されている。観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はないが,円の南はダムになっている。周辺には、38棟の建物(うち木造建物30棟)がある。タイルの損傷が見られる建物,地面のひび割れとブロック塀の損傷,わずかに屋根瓦のずれが見られる木造建物など軽微な被害を受けた建物はあるが,大きな被害を受けた建物はない。



図1 調査を行なった強震観測点の位置 (2008年岩手宮城内陸地震)

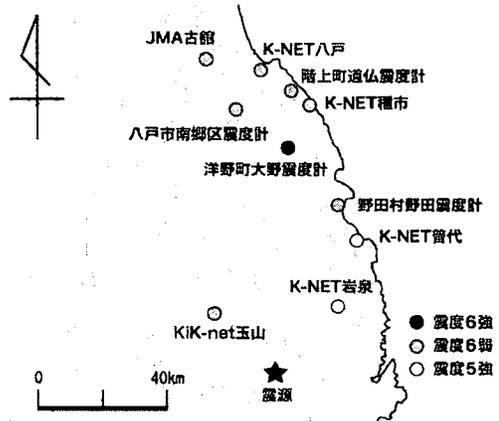


図2 調査を行なった強震観測点の位置 (2008年岩手沿岸北部地震)

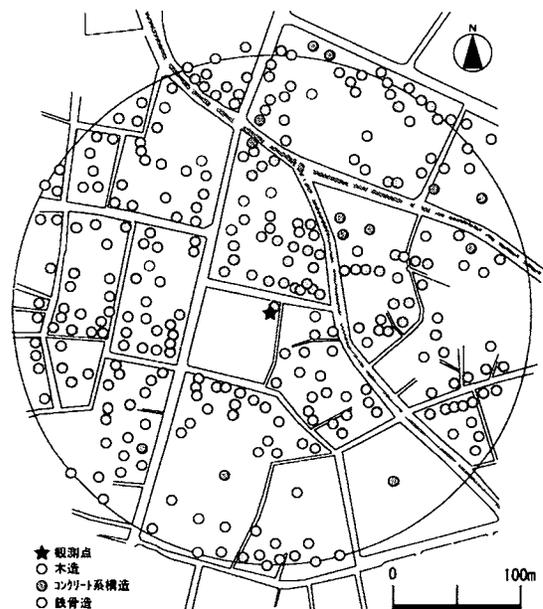


図3 JMA 大崎市古川三日町周辺の建物分布図

(8) 栗原市鶯沢震度計 (震度 6 弱)

震度計は、栗原市鶯沢総合支所建物の背面(北面)中央に接し、盛土によってやや高い位置に設置されている。南西に川が流れているが、観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、40 棟の建物(うち木造建物 32 棟)がある。屋根瓦の被害、木造建物の外装材の剥落、葺の表面の剥落、柱部分の軽微なせん断ひび割れ、老朽化した倉庫の倒壊、1 階柱脚に損傷が見られる 2 階建鉄筋コンクリート造建物など軽微な被害を受けた建物と老朽化した倉庫の倒壊はあるが、大きな被害を受けた建物はない。

(9) JMA 栗原市栗駒 (震度 6 弱)

観測点は、栗原市栗駒総合支所建物の南東にあるみちのく伝創館の敷地の駐車場南東端に設置されている。南西に川が流れているが、観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、14 棟の建物(うち木造建物 13 棟)がある。外装材の剥落など軽微な被害を受けた建物はあるが、大きな被害を受けた建物はない。

(10) 栗原市金成震度計 (震度 6 弱)

震度計は、栗原市総合支所金成庁舎建物のすぐ北西にある栗原市金成体育センター建物の北の端の 1m ほどの盛土の上に設置されている。体育センター建物の東端部には、地盤の被害による土間コンクリートのひび割れが見られ、その北東にある倉庫(赤紙が貼ってある)が北東に傾いている。観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、26 棟の建物(うち木造建物 14 棟)がある。表面のタイルが落下した木造建物など軽微な被害、地盤の被害は見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(11) 栗原市志波姫震度計 (震度 6 弱)

震度計は、栗原市志波姫総合支所建物の南西端に設置されている。栗原市志波姫総合支所建物の西側の外壁にひび割れ、内部の間仕切り壁のひび割れが見られる。観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、57 棟の建物(うち木造建物 43 棟)がある。外装材が剥落した木造建物、作業所が数棟あるなど軽微な被害は見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(12) 栗原市一迫震度計 (震度 6 強)

震度計は、栗原市一迫総合支所建物(写真 5)の南西端に設置されている(写真 6)。すぐ脇の階段部分の地盤に被害が見られるが(写真 7)、同じくすぐ脇の木造建物には特に被害は見られない(写真 8)。観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、22 棟の建物(うち木造建物 17 棟)がある(写真 9)。軽微なひび割れが見られる柔剣道場建物、屋根瓦の被害(写真 10)、ブロック塀が倒壊した木造建物(写真 11)、外装材が剥落した木造建物(写真 12)、作業所、舗道のアス

ファルトのひび割れなど軽微な被害は見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(13) KiK-net 金ヶ崎 (震度 6 弱)

観測点は、和光地区研修集会施設建物の北東端に設置されている。南東は高台、西側はやや低くなっているが、周辺の建物の大部分は観測点と同じ高さにある。周辺には、12 棟の建物(うち木造建物 11 棟)がある。和光地区研修集会施設建物の南の西部地区運動広場の地盤に多数の大きなひび割れが見られる(写真 13)。ブロック塀の被害はあるが、被害を受けた建物は見られない。

(14) 奥州市胆沢区震度計 (震度 6 弱)

震度計は、奥州市胆沢総合支所建物の東側に設置されている。観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、19 棟の建物(うち木造建物 14 棟)がある。特に被害は見られない。

(15) 奥州市衣川区震度計 (震度 6 強)

震度計は、奥州市衣川総合支所建物(写真 14)の南西側に設置されている(写真 15)。奥州市衣川総合支所は、高台の上であり(写真 16)、震度計はその際にあつてすぐ脇は崖になっている(写真 17)。奥州市衣川総合支所建物には外壁にひび割れが多数見られる(写真 18)。周辺には、38 棟の建物(うち木造建物 31 棟)がある。屋根瓦の被害(写真 19)、ブロック塀の被害、屋根の裏の板が落下(写真 20)、外装材のひび割れなど軽微な被害を受けた建物、地盤の被害はあるが、大きな被害を受けた建物はない。

(16) KiK-net 一関東 (震度 6 強)

観測点は、巖美町公民館山谷分館(旧一関市立山谷小学校(2005 年閉校))の敷地の北東端に設置されており(写真 21)、すぐ裏は崖になっていて川が流れている(写真 22)。巖美町公民館山谷分館には 1 階木造校舎(写真 23)、木造の体育館(写真 24)、観測点のある旧運動場側のプレハブ建物がある。体育館の外装材に損傷が見られる(写真 25)、旧木造校舎の裏手の倉庫の土壁の落下が見られた、周辺には、これら(プレハブは除く)を含めて 4 棟の建物(うち木造建物 4 棟)がある(写真 26)。巖美町公民館山谷分館以外の範囲内の 2 棟の木造建物は新しくいずれも被害はなく(写真 27)、大きな被害を受けた建物はない。

(17) K-NET 一関 (震度 5 強)

観測点は、一関市消防本部一関消防署建物の敷地の南西端に設置されている。観測点から半径 200m の円内に大きな地形の変化はない。周辺には、164 棟の建物(うち木造建物 131 棟)がある。特に被害は見られない。

2.2 2008年岩手沿岸北部地震⁶⁾

(1) K-NET 八戸 (震度6弱)

観測点は、八戸市庁舎の北に位置する八戸市公会堂の南西端に設置されている。観測点は、盛土の上であり、やや高い位置（一般家屋の2階床レベル程度）にある。八戸市庁舎、八戸市公会堂の入口、その北にある三八城公園は高台になっているが、多くの建物が観測点の西側の、観測点の1階分下のレベルにある。周辺には、195棟の建物（うち木造建物181棟）がある。八戸市公会堂の前や八戸市庁舎の前の地盤の被害、外装材の剥落、ガラスブロックが落下したショールーム建物、八戸市庁舎のすぐ南の駐車場建物のプレースの損傷、階段の損傷が見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(2) JMA 五戸町古館 (震度6弱)

観測点は、五戸町役場建物の裏手（北側）に設置されていて、すぐ後ろは崖になっている。五戸町役場は、高台の上にある。周辺には、9棟の建物（うち木造建物8棟）がある。五戸町役場建物周辺に地盤の被害に伴う損傷が見られるが、建物の被害は特に見られない。

(3) 八戸市南郷区震度計 (震度6弱)

震度計は、八戸市南郷区役所建物の南端に設置されている。すぐ裏手（西側）はやや高台になっている。周辺には、94棟の建物（うち木造建物89棟）がある。地盤の変状による舗道の被害が見られるが、それ以外には特に被害は見られない。

(4) 階上町道仏震度計 (震度6弱)

震度計は階上町役場建物の正面左端（西端）付近に設置されている。役場建物周辺の地盤の被害、役場建物のすぐ東にある階上町商工会館建物の1階柱脚、壁脚にひび割れ、非構造壁に軽微なせん断ひび割れが見られる。観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には、30棟の建物（うち木造建物19棟）がある。軽微な建物被害、地盤の被害は見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(5) K-NET 種市 (震度6弱)

観測点は国保種市病院建物の南側の民家の脇に設置されていて、すぐ東側は崖で海になっているが、それ以外は、観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には、119棟の建物（うち木造建物95棟）がある。ブロック塀の被害、S造銀行建物の外装材の剥落、やや範囲外（南）にある体育館のガラスの被害、商店の基礎部分の軽微なひび割れなど軽微な建物被害は見

られるが、大きな建物被害はない。

(6) 洋野町大野震度計 (震度6強)

震度計は、洋野町役場大野庁舎（写真28）の正面右端（北東端）に設置されている（写真29）。洋野町役場大野庁舎は、3mほど高い位置にあって、震度計のすぐ脇にも1mほどの段差がある（写真30）。役場の裏手（北西）もやや高台になっているが、それ以外は観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には、74棟の建物（うち木造建物60棟）がある（写真31）。役場建物の繋ぎ目の損傷（写真32）、軽微なひび割れが見られる木造家屋、蔵の土壁の落下、中学校の体育館のガラスの被害（写真33）と外装材の落下（写真34）、商店の非構造壁の軽微なひび割れなど軽微な被害はいくつか見られるが、大きな被害を受けた建物はない。

(7) 野田村野田震度計 (震度6弱)

観測点は、野田村役場建物の裏手（西脇）のやや盛土の上（役場建物自体が盛り土の上にある）に設置されている。観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には、139棟の建物（うち木造建物118棟）があるが、特に被害は見られない。

(8) K-NET 普代 (震度5強)

観測点は、久慈消防署普代分署建物の裏手（北東）にある民家の脇に設置されている。北と南に川が流れているが、それ以外に観測点から半径200mの円内に大きな地形の変化はない。周辺には、53棟の建物（うち木造建物45棟）があるが、特に被害は見られない。

(9) K-NET 岩泉 (震度5強)

観測点は、町立岩泉中学校建物の南にあるグラウンドの南西、2mほどの崖下にある。岩泉町立岩泉中学校はやや高い位置にあるため、観測点も4mほどの高い位置にある。周辺には、92棟の建物（うち木造建物85棟）がある。多くの建物が岩泉町立岩泉中学校の敷地の下から更に低い位置、観測点の西側に分布しているが、特に被害は見られない。

(10) KiK-net 玉山 (震度6弱)

観測点は、旧玉山村立藪川小学校亀橋分校建物（廃校）の北側に設置されている。周辺には、2棟の建物（うち木造建物2棟）がある（旧玉山村立藪川小学校亀橋分校建物は廃校で使用されていないため除外）。旧玉山村立藪川小学校亀橋分校建物の裏（南）は森になっているなど周りには建物はほとんどなく特に被害も見られない。



写真1 JMA 大崎市古川三日町が設置された公園

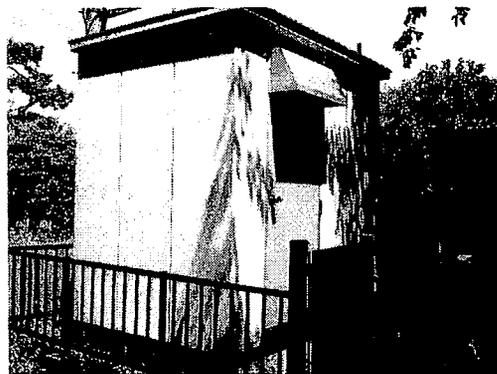


写真2 JMA 大崎市古川三日町の設置状況

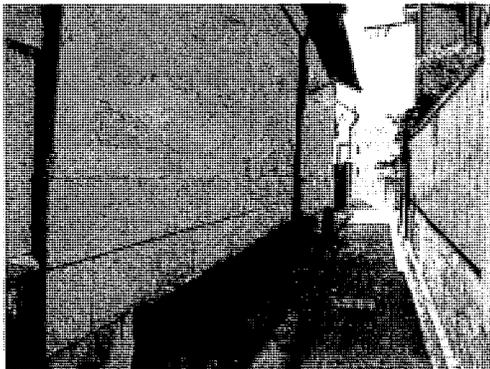


写真3 蔵の外装材の剥落 (JMA 古川三日町)

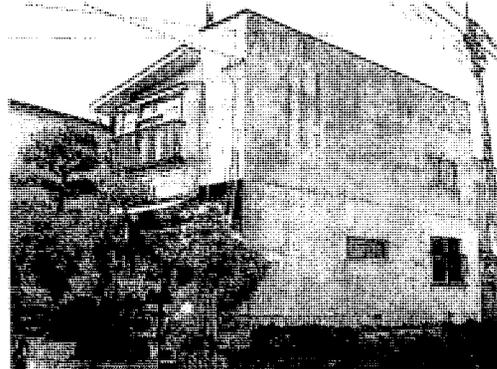


写真4 外装材が落下した木造建物 (JMA 古川三日町)

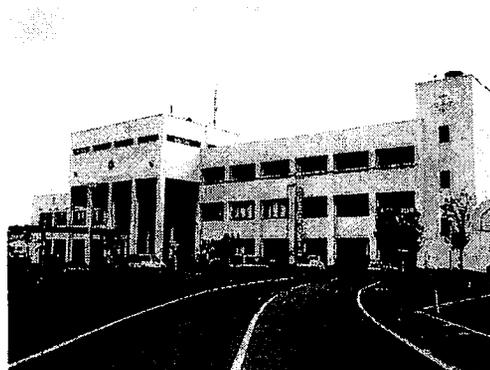


写真5 栗原市一迫総合支所建物



写真6 栗原市一迫震度計の設置状況

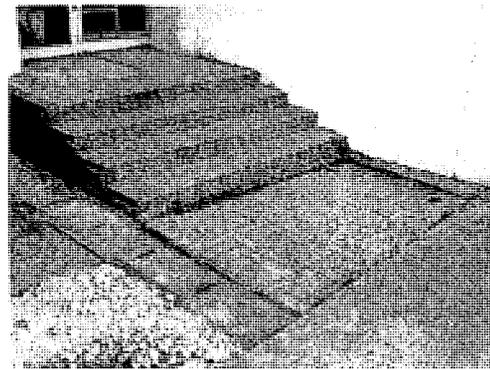


写真7 栗原市一迫震度計の脇の地盤の被害



写真8 栗原市一迫震度計の脇の木造建物



写真9 栗原市一迫震度計周辺の様子



写真10 屋根瓦の被害(栗原市一迫震度計)

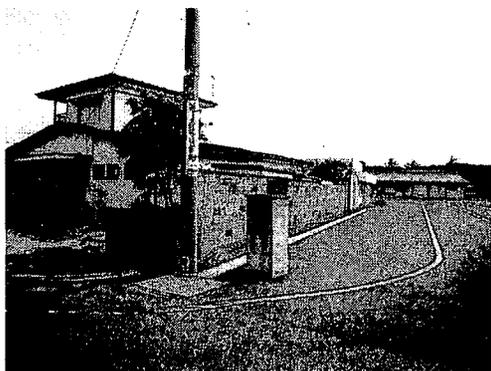


写真11 ブロック塀が倒壊した木造建物
(栗原市一迫震度計)



写真12 外装材が剥落した木造建物
(栗原市一迫震度計)



写真13 グラウンドに多数のひび割れ (KiK-net 金ヶ崎)



写真14 奥州市胆沢総合支所建物

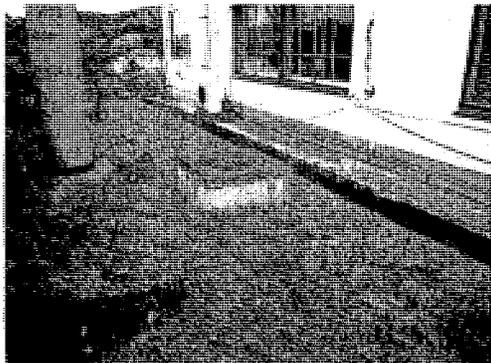


写真15 奥州市衣川区震度計の設置状況



写真16 奥州市衣川総合支所建物のある高台

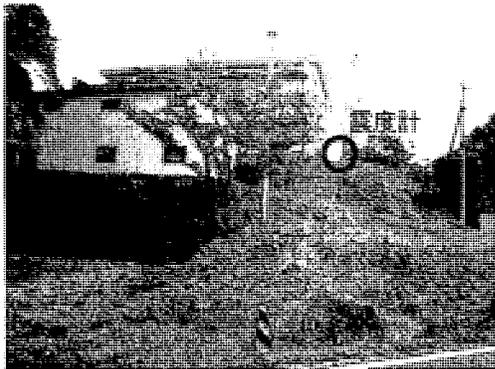


写真 17 奥州市衣川総合支所建物の横の崖



写真 18 奥州市衣川総合支所建物のひび割れ



写真 19 屋根瓦の被害 (奥州市衣川区震度計)



写真 20 屋根の裏の板の落下 (奥州市衣川区震度計)

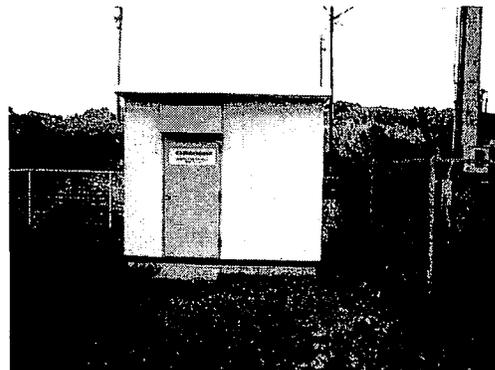


写真 21 KiK-net 一関東の設置状況

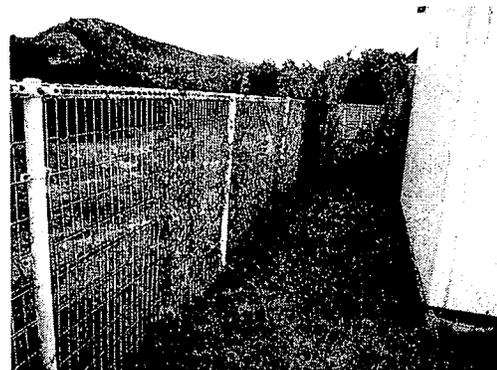


写真 22 KiK-net 一関東の設置状況

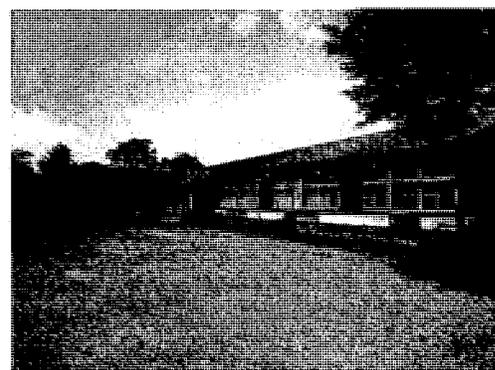


写真 23 厳美町公民館山谷分館

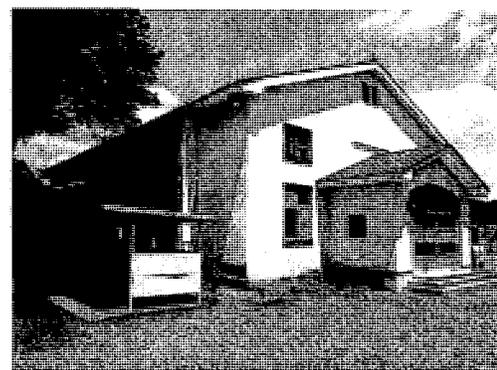


写真 24 厳美町公民館山谷分館の木造体育館

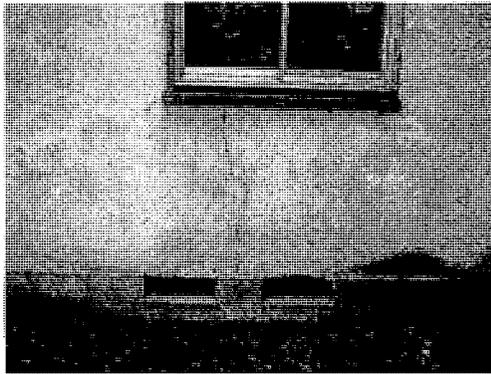


写真25 木造体育館のひび割れ (KiK-net 一関東)



写真26 KiK-net 一関東周辺の様子



写真27 KiK-net 一関東周辺にある木造建物



写真28 洋野町役場大野庁舎

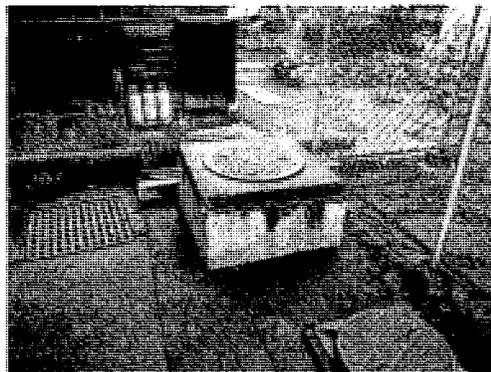


写真29 洋野町大野震度計の設置状況



写真30 洋野町大野震度計の横の段差



写真31 洋野町大野震度計周辺の様子



写真32 役場建物の繋ぎ目の損傷 (洋野町大野震度計)



写真33 中学校の体育館のガラスの被害
(洋野町大野震度計)

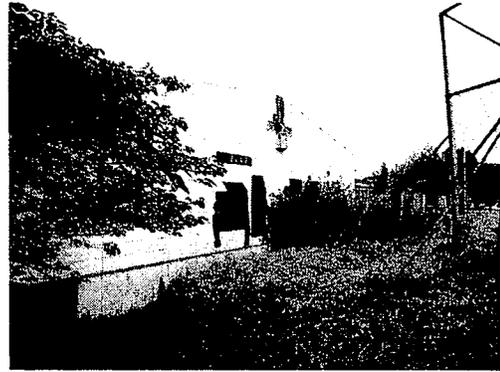


写真34 中学校の体育館の外装材の落下
(洋野町大野震度計)

2.3 各観測点周辺の被害のまとめ

各観測点周辺の概況を表1に示す。両地震とも、外装材の剥落、屋根瓦のずれ、ブロック塀の被害など軽微な被害が見られた観測点はいくつかあったものの、6弱以上という大きな震度を記録したにも関わらず、周辺に大きな被害は見られなかった。

3. 観測された強震記録の性質と被害との対応

調査を行った観測点について、地動最大加速度（波形が得られたものは水平2方向合成、得られていないものは3方向合成）を、波形が得られたものについては、地動最大速度を表1に示している。岩手宮城内陸地震では12地点、岩手沿岸北部地震でも2Gを超えて不明となった洋野町大野震度計を含めて7つ地点で地動最大加速度は500cm/s²を超え、岩手宮城内陸地震の奥州市衣川区震

表1 被害調査を行った強震観測点周辺の被害状況と地震動強さ指標

(a) 岩手宮城内陸地震

| 観測点名 | 計測震度 | 震度計から半径200mの範囲内での被害状況 | 建物棟数 | | 全壊大破率(%) ^{*1} | PGA ^{*2} (cm/s ²) | PGV ^{*3} (cm/s) | 1-2秒震度 | |
|-------------|------|----------------------------|------|------|------------------------|---|-----------------------------|--------|------|
| | | | 全体木造 | 全壊大破 | | | | 波形 | 推定値 |
| 栗原市一迫震度計 | 6.2 | 外装材の剥落、ブロック塀の倒壊、屋根瓦の損傷など | 22 | 17 | 0 | (907.0) | - | - | 5.70 |
| 奥州市衣川区震度計 | 6.1 | RC造建物外壁のひび割れ、屋根瓦の損傷、地盤被害など | 38 | 31 | 0 | (1816.5) | - | - | 5.42 |
| KiK-net-関東 | 6.0 | 公民館および体育館の外装材の損傷 | 4 | 4 | 0 | (1171.4) | 58.4 | 5.06 | 5.33 |
| JMA栗原市栗駒 | 5.9 | 外装材の剥落など軽微な建物被害 | 14 | 13 | 0 | (674.5) | 26.7 | 5.42 | 5.38 |
| 栗原市鶯沢震度計 | 5.8 | 老朽化した倉庫の倒壊、軽微な建物被害 | 40 | 32 | 0 | (638.6) | - | - | 5.27 |
| K-NET築館 | 5.7 | 特に被害なし | 53 | 47 | 0 | (811.0) | 49.9 | 5.25 | 5.07 |
| JMA大崎市古川三日町 | 5.6 | 外装材の剥落など軽微な建物被害 | 284 | 261 | 0 | (340.4) | 47.8 | 5.36 | 5.34 |
| 栗原市金成震度計 | 5.6 | 傾いた倉庫、外装材の剥落、地盤被害など | 26 | 14 | 0 | (407.5) | - | - | 5.20 |
| K-NET古川 | 5.5 | 外装材の剥落、窓ガラスの破損などの軽微な建物被害 | 281 | 255 | 0 | (314.6) | 42.9 | 5.42 | 5.21 |
| K-NET鳴子 | 5.5 | 特に被害なし | 15 | 14 | 0 | (528.2) | 69.8 | 5.47 | 4.88 |
| KiK-net金ヶ崎 | 5.5 | ブロック塀の被害、地盤被害 | 12 | 11 | 0 | (529.8) | 39.4 | 4.92 | 4.93 |
| 大崎市田尻震度計 | 5.5 | 外装材の剥落、RC造建物基礎部のひび割れなど | 110 | 99 | 0 | (458.6) | - | - | 4.99 |
| 栗原市高清水震度計 | 5.5 | 外装材の剥落など軽微な建物被害 | 111 | 101 | 0 | (612.0) | - | - | 4.89 |
| 栗原市花山震度計 | 5.5 | 外装材の損傷、ブロック塀の被害など | 38 | 30 | 0 | (897.7) | - | - | 4.85 |
| 栗原市志波姫震度計 | 5.5 | RC造建物外壁のひび割れ、外装材の剥落など | 57 | 43 | 0 | (633.9) | - | - | 4.89 |
| 奥州市胆沢区震度計 | 5.5 | 特に被害なし | 19 | 14 | 0 | (580.0) | - | - | 4.91 |
| K-NET一関 | 5.0 | 特に被害なし | 164 | 131 | 0 | (420.9) | 24.7 | 4.86 | 4.45 |

(b) 岩手沿岸北部地震

| 観測点名 | 計測震度 | 震度計から半径200mの範囲内での被害状況 | 建物棟数 | | 全壊大破率(%) ^{*1} | PGA ^{*2} (cm/s ²) | PGV ^{*3} (cm/s) | 1-2秒震度 | |
|-----------|-------------------|--------------------------------|------|------|------------------------|---|-----------------------------|--------|------|
| | | | 全体木造 | 全壊大破 | | | | 波形 | 推定値 |
| 洋野町大野震度計 | 6.4 ^{*4} | 建物の外装の欠落、ガラスが割れるなど軽微な被害 | 74 | 60 | 0 | - ^{*6} | - | - | - |
| JMA五戸町古館 | 5.8 | 五戸町役場建物周辺に地盤の被害 | 9 | 8 | 0 | (547.6) | - | - | 5.04 |
| KiK-net玉山 | 5.8 | 特に被害なし | 2 | 2 | 0 | (1026.7) | 27.3 | 4.23 | 4.52 |
| K-NET種市 | 5.6 | ブロック塀の被害、軽微な建物被害 | 119 | 95 | 0 | (868.0) | 33.2 | 4.44 | 4.39 |
| K-NET八戸 | 5.6 | 地面のタイルが剥がれる、建物のガラスが割れるなどの軽微な被害 | 195 | 181 | 0 | (618.7) | 27.9 | 4.27 | 4.56 |
| 野田村野田震度計 | 5.5 | 特に被害なし | 139 | 118 | 0 | (271.1) | - | - | 5.36 |
| 階上町道仏震度計 | 5.5 | 軽微な建物被害、地盤被害 | 30 | 19 | 0 | (592.1) | - | - | 4.44 |
| 八戸市南郷区震度計 | 5.5 | 地盤の被害 | 94 | 89 | 0 | (833.2) | - | - | 4.29 |
| K-NET岩泉 | 5.4 | 特に被害なし | 92 | 85 | 0 | (471.3) | 31.5 | 4.71 | 4.42 |
| K-NET普代 | 5.2 | 特に被害なし | 53 | 45 | 0 | (247.7) | 28.6 | 4.92 | 4.62 |

*1 全壊大破率の(0)は建物棟数が不足のため参考値。*2 PGA:地動最大加速度、括弧内の値は3方向合成の値。*3 PGV:地動最大速度、データを入力したもののみ算出。*4 括弧内の値は推定したスペクトルに基づく値。*5 2008年10月29日に気象庁より不明値と修正されたため参考値。*6 2Gを超えたため記録なし。

度計, KiK-net 一関東, 岩手沿岸北部地震の洋野町大野震度計, KiK-net 玉山では 1000cm/s^2 を超えている。また, 岩手宮城内陸地震の KiK-net 一関東, K-NET 鳴子では, 50cm/s を超える地動最大速度を記録している。

加速度波形を図3に, 弾性加速度応答スペクトル(減衰定数5%, 水平2方向ベクトル合成)を図4(a)(b)に示す。いずれも0.5秒以下の極短周期が卓越したものが多いが, 岩手宮城内陸地震のK-NET古川では少し長い周

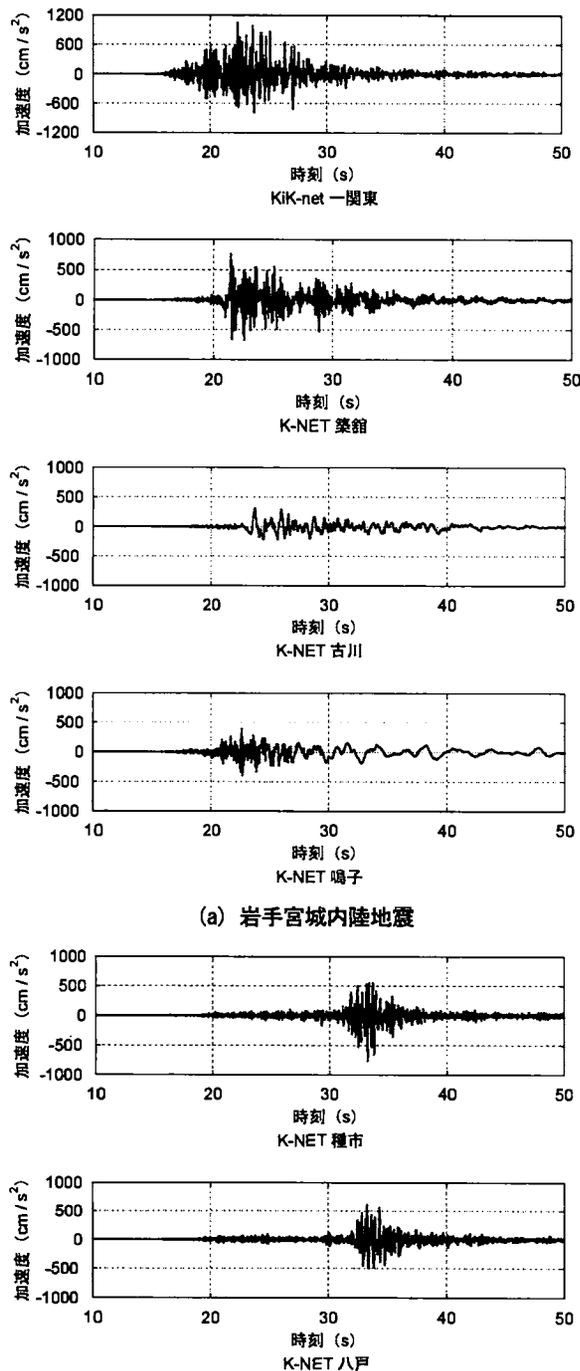


図3 加速度波形

期が卓越して、1秒前後にスペクトルのピークがあり, K-NET 鳴子では, 主要動の後にやや長い周期の波形が見られ, スペクトルも0.5秒以下に加えて2秒以上のやや長い周期にも山が見られる。

弾性加速度応答スペクトルを過去の強震記録と比較して図4(c)に示す。建物の大きな被害と相関が高い1-2秒応答は, いずれも小さく, 0.1-1.0秒応答と相関を持つ⁷⁾計測震度は大きくなったが, 大きな建物被害は生じない地震動だったことがわかる。表1には, 提案する震度算定法^{7b)}に基づいた, 建物被害と相関が高い1~2秒における弾性応答スペクトルを基にした1-2秒震度も示しているが, これを見るといずれも震度5弱~5強程度, 中には, 岩手沿岸北部地震のK-NET種市, K-NET八戸, KiK-net玉山のように計測震度が6弱なのに対して1-2秒震度は4というところもある。

以上のように, 地震動の性質と周辺の建物被害の関係は, 建物の大きな被害が1-2秒応答と対応し, 1秒以下

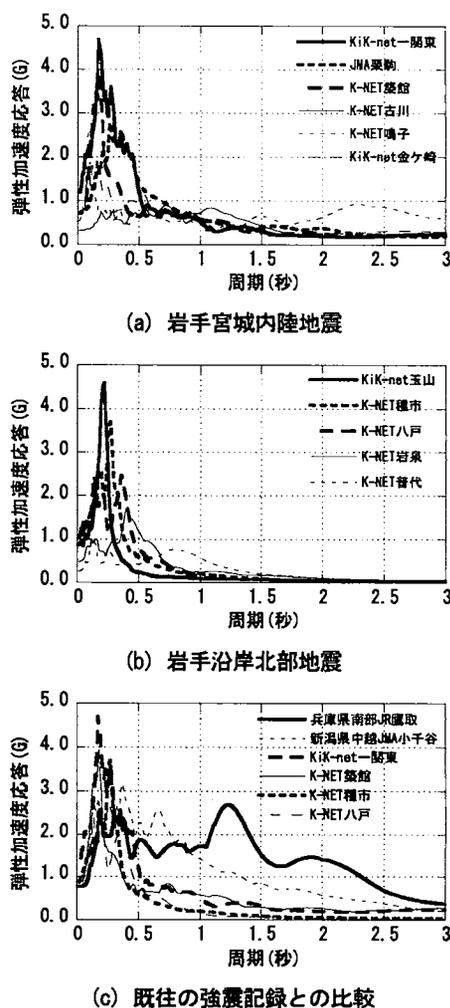


図4 弾性加速度応答スペクトル (減衰定数5%, 2方向ベクトル和)

の短周期が卓越すれば、0.1~1秒という短周期と対応する計測震度や地動最大加速度は大きくなって大きな建物被害は引き起こさない、というこれまでの見解⁷⁾で説明できるものである。

4. 強震記録が得られなかった観測点における 応答スペクトルの推定

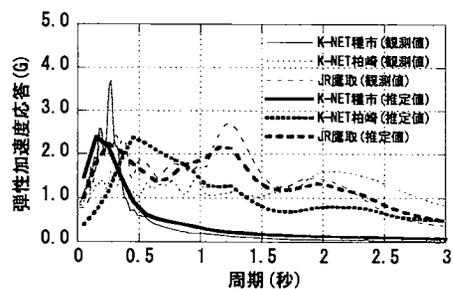
2008年岩手宮城内陸地震、岩手沿岸北部地震では、大きな震度を記録した震度計の波形の多くが回収されなかった。そこで、計測震度と式(1)の関係にある実効加速度 A_0 と最大加速度PGAの比が計測震度算出の際に使用するフィルタに対応していることに着目し、計測震度Iと最大加速度PGAから速度応答スペクトルを式(2)により求める方法⁹⁾により、波形が回収されなかった震度計の応答スペクトルの推定を行い、地震動の性質と被害の対応について考察する。

$$I = 2\log A_0 + 0.94 \quad (1)$$

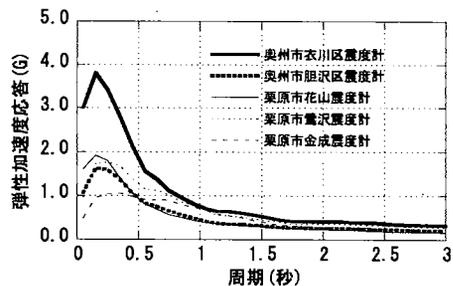
$$\log \bar{S}_{v_{T_1-T_2}} = c_1 \log(A_0) + c_2 \log(A_0 / PGA) + c_3 (A_0 / PGA) + c_4 \quad (2)$$

ここで、I: 計測震度、 A_0 : 実効加速度(cm/s^2)、 $\bar{S}_{v_{T_1-T_2}}$: 周期 $T_1(\text{s}) \sim T_2(\text{s})$ の平均速度応答スペクトル、PGA: 地動最大加速度(cm/s^2)、 c_1, c_2, c_3, c_4 : 同じ地震で波形が回収された他の強震記録から統計的に計算される係数である。

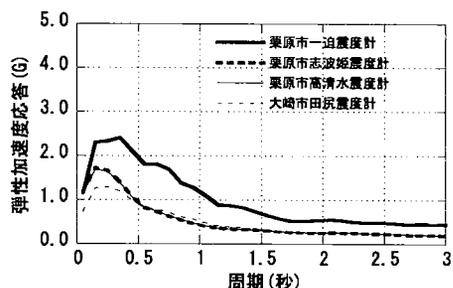
まず、波形が回収された強震記録について、波形から求めた加速度応答スペクトルと推定したものを比較する。推定方法は、式(1)(2)を基に周期 $T_1(\text{s}) \sim T_2(\text{s})$ を0.1秒刻みで変化させて求めた速度応答スペクトルから疑似加速度応答スペクトルを求めるというものである。0.5秒以下の極短周期が卓越した岩手沿岸北部地震のK-NET種市、1-2秒が卓越した1995年兵庫県南部地震のJR鷹取、2秒以上が卓越した2007年新潟県中越沖地震のK-NET柏崎について、図5(a)に波形から求めたもの(細線)と推定したもの(太線)を比較して示す。K-NET種市、JR鷹取については、K-NET種市の0.5秒以下のピークの高さが低くなっている以外は概ね対応しているが、K-NET柏崎ではあまり対応はよくない。しかし、建物の大きな被害と相関をもつ1-2秒の領域は、概ね対応しているように見える。表1には、波形が回収された記録の1-2秒震度に加えて、地動最大加速度が2Gを超えて不明となった岩手宮城内陸地震の洋野町大野震度計以外の全ての観測点について、計測震度とPGAから推定した1-2秒震度の推定値も示している。波形が回収されて1-2秒震度が求まったものについて両者を比較するとよく対応していることがわかる。よって、この方法を用いれば、少な



(a) 実際のスペクトルとの対応



(b) 岩手宮城内陸地震



(c) 岩手沿岸北部地震

図5 推定した弾性加速度応答スペクトル
(減衰定数5%, 2方向ベクトル和)

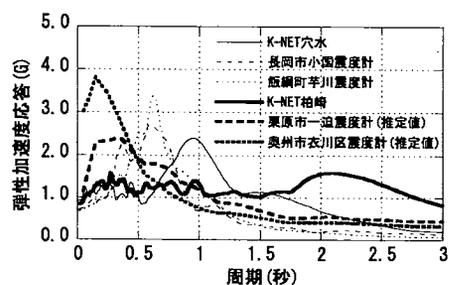


図6 震度6強を記録した強震記録の比較

くとも 1-2 秒の領域はかなりの精度で応答スペクトル、1-2 秒震度を推定できると考えられる。

そこで、岩手宮城内陸地震で震度 6 強を記録した栗原市一迫震度計、奥州市衣川区震度計の 2 観測点の推定したスペクトルを同じく震度 6 強を記録した 2007 年能登半島地震、新潟県中越沖地震の強震記録と比較して、図 6 に示す。これを見ると、同じ震度 6 強でも大きな被害を引き起こした能登半島地震の K-NET 穴水（周辺の木造建物全壊率 18.8%¹⁾）、新潟県中越沖地震の K-NET 柏崎（同 5.3%²⁾）と比較すると同じく震度 6 強を記録したにも関わらず、周辺にほとんど被害がなかった新潟県中越沖地震の長岡市小国町震度計、飯綱町芋川震度計²⁾と同様に 1-2 秒応答は小さく、これら 2 地点で発生した地震動も 0.1-1.0 秒応答と相関を持つ³⁾計測震度は大きくなったが、建物の大きな被害は生じない地震動だったことが推察される。

5. まとめ

最大震度 6 強を記録した 2008 年岩手宮城内陸地震、岩手沿岸北部地震（ただし、後者は 10 月 29 日に 6 弱に修正）について、主として震度 6 弱以上の大きな震度を記録した観測点周辺の様子を紹介し、得られた強震記録、あるいは、強震記録が得られなかった強震観測点についてもそのスペクトルの推定を試み、地震動と被害の対応性について 2007 年の能登半島地震、新潟県中越沖地震で震度 6 強を記録した強震観測点も含めて検討した。その結果、2008 年岩手宮城内陸地震、岩手沿岸北部地震で観測された強震記録は、同じ震度 6 強でも大きな被害を引き起こした能登半島地震の K-NET 穴水、新潟県中越沖地震の K-NET 柏崎と比較すると、建物の大きな被害と相関が高い 1-2 秒応答がいずれも小さく、0.1-1.0 秒応答と相関を持つ³⁾計測震度は大きくなったが、大きな建物被害は生じない地震動だったことが確認された。

謝辞

防災科学技術研究所、気象庁、および、鉄道総合技術研究所から波形データの提供を受けました。被害調査の際、現地の方々には被災されていたのにもかかわらず、快く対応していただき、様々な資料も提供していただきました。2008 年岩手宮城内陸地震、岩手沿岸北部地震の被害調査は、筑波大学第三学群工学システム学類新井健介氏、鈴木達矢氏とともに行ったものです。彼らにはデータ整理、様々なデータ作成も手伝ってもらいました。

参考文献

1) 境有紀, 野尻真介, 熊本匠, 田中佑典: 2007 年能登半島地震における強震観測点周辺の被害状況と地震動

との対応性, 日本地震工学会論文集, 第 8 巻, 第 3 号, 79-106, 2008.8.

- 2) 境有紀, 川岡裕康, 林佑樹, 飯塚裕暁: 2007 年新潟県中越沖地震における強震観測点周辺の被害状況と地震動との対応性, 日本地震工学会論文集, 第 8 巻, 第 4 号, 2008.11.
- 3) 岡田成幸, 高井伸雄: 地震被害調査のための建物分類と破壊パターン, 日本建築学会構造系論文集, 第 524 号, 65-72, 1999.
- 4) 1978 年宮城県沖地震災害調査報告, 日本建築学会, 142, 1980.2.
- 5) 青井淳, 境有紀, 新井健介, 鈴木達矢, 2008 年岩手・宮城内陸地震による建物被害と発生した地震動の特性, 日本地震工学会大会-2008 梗概集, 338 -339, 2008.11.
- 6) 中川文寛, 境有紀, 鈴木達矢, 2008 年岩手県沿岸北部を震源とする地震による建物被害調査結果と強震記録の性質, 日本地震工学会大会-2008 梗概集, 54-55, 2008.11.
- 7) 境有紀, 神野達夫, 瀧瀬一紀: 建物被害と人体感覚を考慮した震度算定方法の提案, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, CD-ROM, 2002.
- 8) 境有紀, 神野達夫, 瀧瀬一紀: 震度の高低によって地震動の周期帯を変化させた震度算定法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第 585 号, 71-76, 2004.
- 9) 西川隼人, 宮島昌克: 2007 年能登半島地震における自治体観測点を対象とした周期 1 秒前後の速度応答スペクトルの推定, 日本地震工学会論文集, 第 8 巻, 第 2 号, 11-21, 2008.5.

3. 特別講演

やや長周期地震動と超高層ビル

LONG-PERIOD STRONG GROUND MOTIONS AND TALL BUILDINGS

太田 外氣晴^{*1}

Tokiharu Ohta

During the 2003 Tokachi-oki earthquake M_j8.0, Hokkaido in Japan, severe long-period ground motion caused fire of large scale two oil storage tanks at Tomakomai. Strong shock of the damage affected to safety of tall buildings. Then, the large scale studies of long-period strong ground motions and response analysis of tall buildings were performed. These studies were divided to next two items, i) geology, earthquake, and long-period ground motions, ii) safety confirmation analysis of tall buildings. Development of 3 dimensional geological structures cover wide scope, and predictions of ground motions for large scale earthquakes along sea trench have to be continue. Response analysis of tall buildings almost safety were confirmed. But, some buildings indicated severe response for long-period ground motions. Accordingly, load level of seismic design for tall buildings should not be reduction.

1. まえがき

2003年十勝沖地震マグニチュード M8.0 が発生して、やや長周期地震動により苫小牧の巨大石油タンクの大火災となった。火災は2基に留まったが、被害の社会的な衝撃は大きく、超高層ビルへの影響を含めて今後の大課題として研究が実施されてきた。

この大規模災害に伴って実施されてきた関連研究が一段落した現在、過去40余年に亘るやや長周期地震動の研究的努力の足跡を振り返りつつ、最近の諸研究を参照させて頂き、超高層ビルの耐震性に関する議論を試みる。

2. 強震動研究の足どり

2.1 「柔剛論争」と強震記録

大正末期から昭和初期にかけての「柔剛論争」は、真島健三郎、佐野利器・武藤清、棚橋諒等によって行われた。この論争の骨子を簡単に言えば次のようであった。

真島の論旨は、「構造物は建物の1次周期を長めの2秒程度にしておけば大地震における約1秒の主要動に対して安全(柔構造論)」というもので、武藤等は「大地震では2秒程度の主要動が来ることもあるから必ず安全とはいえないので、剛構造のほうが良い(剛構造論)」というものであった。この議論は、当時の高層ビルは高さ制限の31m以下という前提で、建物の1次周期は1秒以下となる。数年におよぶこの論争は、明確な結論に達しないまま剛構造派の論旨で基準類が作成されてきた。

この議論を現時点なりにいえば、柔構造派の理論は短周期の地震動だけ到来するならよいが、長周期の地震動が伝播してくると剛構造派に答えられない。剛構造派の主張も具体的な地震動記録等を引用した議論ではなかったもので、決定的な説得力を持たず、結論は、戦後の加速

度強震計 SMAC 等による地震動記録を待つ事になる。

2.2 超高層ビル黎明期の設計用地震動

1963年に建築基準法の一部改正により、高さ制限の撤廃と容積率が導入された。これにより建設された超高層ビルの第1号はホテルニューオータニであり、霞が関ビルは9番目である。初期の本格的な超高層ビルとして霞が関ビルが引き合いに出されてきた理由は、一挙に高さが147mと高くなった事と大規模な研究開発にある。

当時の耐震設計は、日本建築学会の高層建築物構造設計指針により、ベースシヤール係数 C_B (0.2~0.05) という値以上によった。 $C_B \geq 0.05$ という下限値が設定されたことは、やや長周期地震動が大きく指摘されている現在、適切な判断であったといえる。

この C_B は上限が 0.2 以上で、以下 $(0.18 \sim 0.36)/T$, 下限値が 0.05 とされた。その後、 $(0.15 \sim 0.30)/T$ とする案も出されて、この条件で設計されたものもある。

当初、アナログ計算機による地震応答解析の結果¹⁾が設計の参考にされた例もあったであろうが、本格的な応答解析による設計は霞が関ビルを待つ事になる。

1961年、日本でもアナログ計算機 SERAC が作成され、解析設計研究が始まった。この研究で東京駅の超高層ビル計画案(24階建て)等の地震応答が解析され、それらの成果が建物の高さ制限撤廃の理論的根拠となった。解析可能な質点数は最大5であったし、入力地震動の制限や精度の問題もあったが、デジタル計算機時代となる前の研究として活用された(過渡期の研究は付録参照)。

2.3 日本の強震記録の数値化と霞が関ビルの応答解析

超高層ビルの黎明期における強震記録は、米国のエルセントロ'40年や、タフト'52年の加速度波形などで、日本の大加速度、大マグニチュードの記録はなかった。

*1 足利工業大学総合研究センター

Collaborative Research Center, Ashikaga Institute of Technology, Dr. Eng.

震が関ビルのデジタル計算機による解析には、武藤清がカリフォルニア大学から贈呈された上記その他の強震記録の数値表とカードが使われ、公開された²⁾。

1952年 SMAC 強震計の開発に関与した武藤清は、日本の超高層ビルにその記録を使うべく、記録の数値化が推進された。このため東大地震研究所(震研)旧館の記録による東京 101 (SMAC の整理番号) などの数値化が進められた³⁾。その加速度記録の基準線補正には当初 3 次曲線による式が用いられたが、現在の補正方法はトリフナックらによるバンドパス フィルタが用いられている。しかしこれらの数値化記録は耐震設計用の条件に不十分だったので、ひき続く強震観測の引金となった。

震が関ビルの高層建築審査に際して、「解析に用いられているエルセントロ、東京 101 などのほか、変位計で観測されている数秒の地震動成分を考慮した入力を検討すべきではないか？」との議論があった。

この問題は「地震応答解析に必要な加速度記録はエルセントロ、タフトや東京 101 等しかないの、これらを入力した応答解析により余裕度をもって設計する」とこととなった。1965 年当時はまだ十分な強震記録がなかったため、記録を 500Gal 等に拡大する方策を採る他なかったし、東京 101 等の日本の強震記録を数値化して活用したことは一歩前進と理解されていた。この議論は強震観測と経験的・理論的な地震動の研究という宿題となった。

2.4 八戸港湾や関東平野の強震記録

1968 年十勝沖地震 M7.9 において八戸港湾で SMAC による強震記録が得られたが、この記録で 2.5 秒前後の強い成分が目目された。1970 年、嶋悦三⁴⁾により「やや長周期の波」という表現で、八戸港湾の強震記録が分析された(図 1 の実線)。これは地震学分野から地震工学分野への先駆的な研究・提言であった。この議論の背景を辿ると、マグニチュード M の研究に遡る(勝又⁵⁾)。文献 5) では、地動の最大振幅と 10 数秒までの周期等について述べられており、地震工学にとっても重要としている。

1972 年、太田裕による継続的な議論の提供がされた(第 1 回地盤震動シンポジウム⁶⁾)。1976 年の第 4 回には、

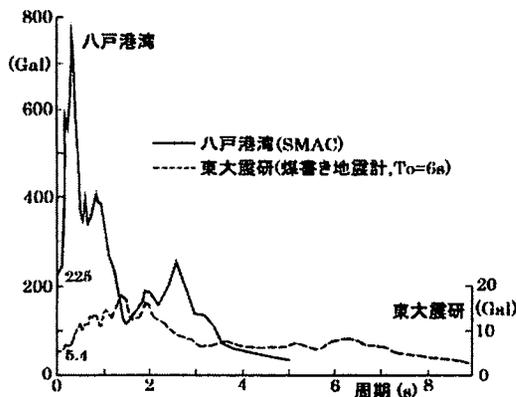


図 1 八戸港湾と東京の加速度応答スペクトル $S_A(h=0.05)^9)$

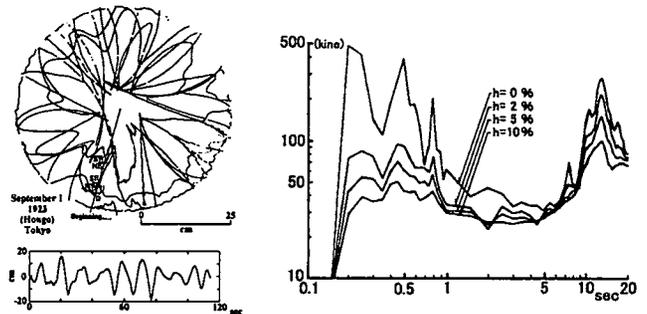
「強震動におけるやや長周期地震動について」と題するシンポジウムが、1990 年にも類似の題で実施された。八戸港湾の卓越周期の成因を探る地震工学的見地から地下構造探査が行なわれ、深さ 400m 余りの地盤構造が明らかにされ⁷⁾、2.5 秒の周期成分は表面波という事が分った。

68 年 5 月十勝沖地震 M7.9 で、震が関ビルの竣工直後に震央距離 640km の同ビル屋上の揺れを SMAC で記録した。その最大加速度 A_{max} は 19Gal、周期は 4 秒で、片振幅は約 7.7cm であった⁸⁾。震研における加速度応答スペクトル S_A を図 1 に点線で示す。震研の S_A は、1~2 秒と 6~7 秒にピークをもつが、後者は近年観測されている周期成分に対応し、この周期は後述される。

68 年 7 月の埼玉県中部地震 M6.1 でも、震が関ビルで強震記録が得られた。その応答周期は 2 次モードの 1.2 秒で、13 階の A_{max} が 52Gal であった(屋上は欠測)。

2.5 古い地震記録に見られる長周期地震動

長周期地震動の研究が遅れた一因に強震記録の不足がある。那須・森岡¹⁰⁾は、東京大学本郷構内で得られたユーイング式円盤記録の復元をし、図 2 の結果を得ている¹¹⁾。但し、統幅の大きい数カ所での描針が円盤外に逸脱していること、円盤の回転むら等、精度の不十分さがあった。最大振幅は 18cm と得られた。卓越周期は 12~13 秒が大きく 7~9 秒に少し見られる。その後の観測から、7~9 秒は厚い堆積層による影響が大(瀬尾・他)¹²⁾、12~13 秒は断層破壊過程の効果が大きいとしている¹³⁾。



(a) ユーイング地震計の記録¹³⁾ (b) 速度応答スペクトル $S_v^{11)}$

図 2 1923 年関東地震の強震記録と速度応答スペクトル S_v

山原¹⁴⁾は同じく関東地震の東京本郷で得られた今村式 2 倍強震計記録の EW 成分の復元を試みたが、処理の過程で 10 秒以上の成分をドリフトとみなし除去しているためか、最大変位は約 5.7cm となっている。また、横田・他によって同じ強震計記録の再検討が行なわれた。本震記録は大振幅のため飽和波形となっているが、強震計の振動台実験結果によって修復し、周期 2~15 秒の帯域で最大変位は 14.5cm、等の結果を得ている¹⁵⁾。

田中・他は、東京での長周期地震動の特性を明らかにすることを試みている¹⁶⁾。彼らは 1916~1978 年に発生した 29 地震 (M6.0~7.9) を対象として、大森式長周期

地震計、石本式加速度計、今村式2倍強震計、気象庁1倍強震計による記録を数値化し、分析している。

東京での長周期地震動の卓越周期は4秒と8秒前後であり、それらの主な構成波群は各々レイリー波とラブ波である可能性が高いこと、また回帰分析により強震動スペクトルの推定式を求め、M8.0、震央距離100kmで約100Gal・secという値が得られること等の知見を得た。

一方、1891年濃尾地震M8.0に際する東京本郷のユースイング地震計による変位記録を分析した結果を図3に示す(山田)。この記録は、途中で記録不能となった円盤記録の読み取り変位波形によるEWのpSvである。

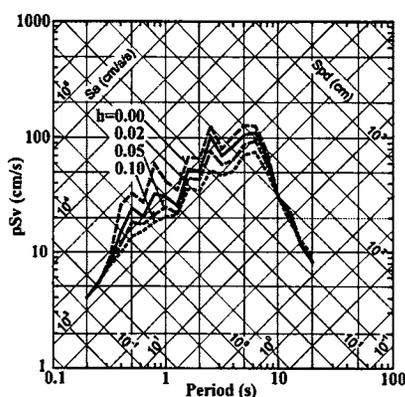


図3 濃尾地震のユースイング地震計による記録のpSv¹⁷⁾

この記録は波形が途切れている上に、最大値も頭打ちになっている。しかし、主要動の初め20数秒間による情報は、貴重である。pSvのピーク周期は約7秒で、これは伊豆半島周辺の地震で観測される7秒余りと近いが、13秒の成分は見られない。なお、pSv(h=0.05)のピーク値は90cm/sであるが、記録の頭打ちを考慮すると100cm/sを大幅に超える可能性が高い。

兵庫県南部地震の後、(独法)防災科学技術研究所による強震観測網K-NET、KiK-netが整備されて、現在大いに活用されている。しかし、古い巨大地震の情報は、やはり過去の記録からの知見として求めざるを得ない。

3. 近年の長周期地震動の観測と地下構造

3.1 関東平野

1974年伊豆半島沖地震M6.9で幾つかの加速度記録が得られた。浦安(図4)他ではやや長周期の記録が得られた。1978年に伊豆大島近海地震M7.0が起って類似の記録が多数得られ、「やや長周期地震動」が再び注目されたが、その認識は設計者にまで及ばず、限定的であった。

1990年代には、「やや長周期地震動」という用語がかなり定着してきた(地震学では、約20秒以上が長周期地震動と呼ばれていた)。また、首都圏の東京湾周辺で基盤層までの深さは最大3km前後であること等が長年の研究で明らかとなり¹⁹⁾²⁰⁾、図5²¹⁾のような3次元深部地下構造モデルも

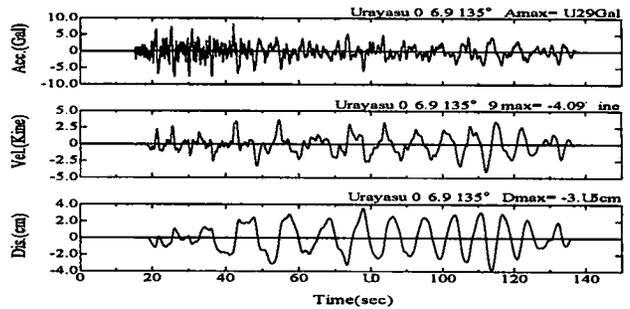


図4 1974年伊豆半島沖地震における浦安GL-41mの加速度記録
卓越周期は7秒で、波形の最後はまだ続く¹⁸⁾

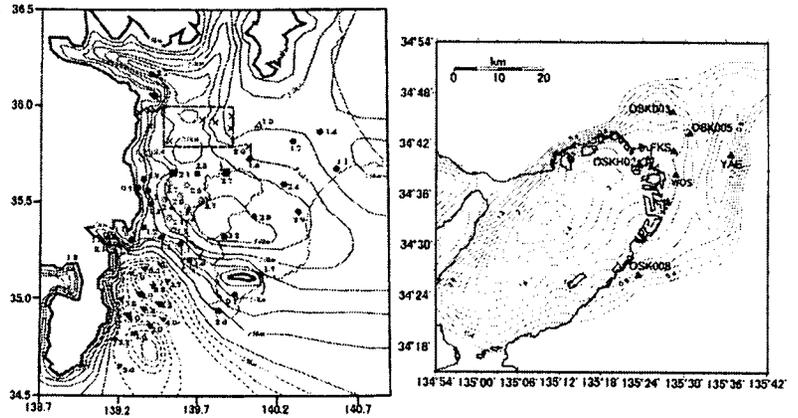


図5 関東平野の深い地下構造²¹⁾ 図6 大阪平野の地下構造²²⁾

提案されて、3次元地下構造モデルを取り入れた波動伝播の現象を説明する試みがなされてきた。こうして、7~10秒程度の波形成分が説明できることがわかってきた。このような構造により、周辺からの地震波が関東平野内でどのように伝搬するかが明らかにされてきた。

3.2 大阪平野

大阪平野は、東の生駒山地と南の和泉山脈、北の箕面山地に囲まれ、大阪堆積盆地とも呼ばれる(図6²²⁾に加筆)。堆積層の層厚は東から同図YAE付近で約1.6km、FKS東にある上町台地の深さは1.0km程度で、WOS西方で約1.6~1.8km、大阪湾の最深部は約3kmである。

大阪平野では、平野内の記録にはS波主要動の後に周期1~2秒の後続波が認められ、「あとゆれ」と名づけられた(鳥海・他)²³⁾。この位相は分散性をもつことから表面波であると解釈された。兵庫県南部地震の前後、地震動特性と地盤構造の研究はさらに進展している。

3.3 濃尾平野

濃尾平野は、その西側に位置する養老断層の活動によって形成された堆積地であり、その地下構造は断層の近くで基盤層までの深さが2km程度で東側ほど浅くなっている。その傾斜角は約3度である。

濃尾平野でも、地震動特性と地盤構造の研究は急速に進展してきた。地震動予測に関する研究により、2~3秒に強いピークをもつ地震動が推定されている²⁴⁾。04年9

月5日の紀伊半島南東沖地震 M7.4 で、名古屋合同庁舎 GL では2.5秒にピークをもつ地震動が観測された。

3.4 その他深い堆積層のある平野

堆積層の深い平野は他にもあり、初めに述べた苦小牧のある勇払平野と、新潟平野の例を次に示す。

勇払平野では、せん断波速度 $V_s=3.0\text{km/s}$ 以上の地震基盤は、深さ約4.5kmと推定されている²⁵⁾(周辺を含めると4~6km²⁶⁾)。ここで観測された地震動のピーク周期は約10秒のほか、7~8秒や5秒などが現れる。このようなやや長周期の地震動が石油タンクの被害を齎した。

新潟平野では、堆積層の深さは5km前後で、その卓越周期は約10秒である²⁷⁾。1964年新潟地震 M7.5 において、新潟市の石油タンクは、最大4.5万kLの原油タンクその他10数基が焼失し、第二火災で旧工場の138基などの焼失という壊滅的被害となった。焼失建物は440棟、うち229棟が民家であった。

新潟火力発電所の2万kL重油タンク2基も溢流を起こしたが、出火はなかった。このタンクは固定屋根式である。スロッシングにより重油が屋根と側板の接合部を破って噴出した状況を図7に示す。噴出の方向はほぼNS方向であり、これは震央方向に一致するので、レイリー波によると考えられる。タンクの諸元は直径44.58m、側板高さ13.76m、液面高さ11.8m、スロッシング周期は8.06秒、波高は3mとなる〔太田(外)・座間〕²⁸⁾。空間余裕高さは2mなので、油層厚1m分のいわゆる腰掛圧が働き、放爆構造の屋根(引火した場合、屋根を上へ吹き飛ばす)と側板接合部を簡単に破った。新潟地震の火災は、やや長周期地震動の威力を知らしめた。

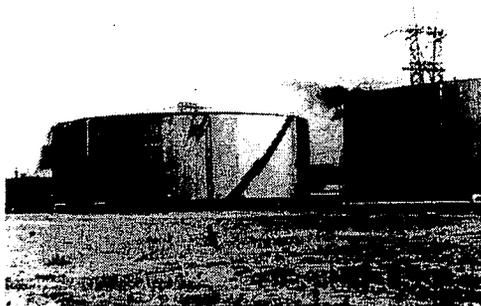


図7 2万kL重油タンクの油が北に噴出した決定的瞬間(現地の某氏から筆者が譲渡された)²⁸⁾

4. 海溝沿いの巨大地震

中央防災会議は想定東南海・南海地震の被害想定を実施し²⁹⁾、地震調査推進本部は長期地震発生評価結果を発表した³⁰⁾。以下、南海トラフ沿いの巨大地震を議論する。

静岡県から高知県に亘る巨大地震は、1854年12月23日の安政東海地震 M8.4 で、翌日の24日の安政南海地震も M8.4 であった。1707年宝永年間の東海・南海地震 M8.5 前後もあった。昭和の東南海地震(1944年)は M7.9、

1946年南海地震が M8.0 であった。南海トラフ沿いの地震は、西暦684年以来ほぼ100年に1回程度の頻度で繰り返し発生していることはよく知られている。

これら巨大地震の発生前の状況をみえる。昭和の東南海地震から現在までの M6 以上の地震の分布を図8に示す(関東以北は M6.5 以上)。同図は、推本による主な109の活断層地図に震央を記入したものである。

図8で中程度以上のマグニチュードの地震は、両地震の断層範囲が空白域で、その周辺で発生している。04年9月5~7日に M7.4~6.4 の3地震があった。これらは東南海地震の震源域より南にあるが、東南海地震の地震動予測の研究に供されている。

安政の東海地震・南海地震から昭和の東南海地震・南海地震の間においても類似の傾向である²⁸⁾。

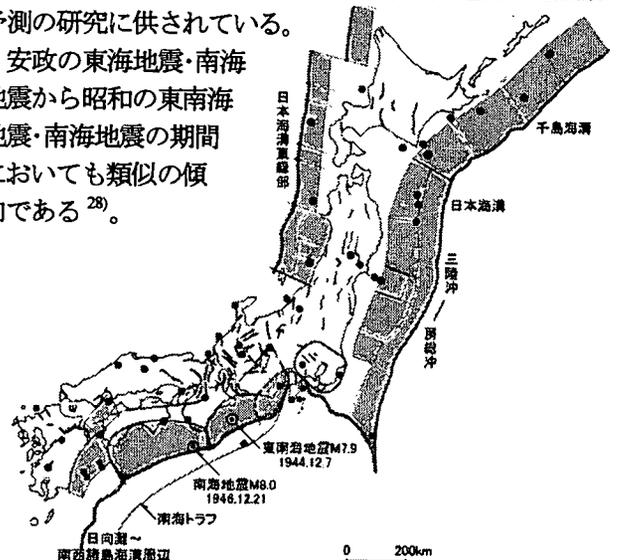


図8 昭和の東南海・南海地震以後の中・大地震の震央

5. 代表的平野での地震動予測

5.1 関東地震に関する多数の研究例

1980年代に発展した経験的グリーン関数法は、地震動予測をかなり信頼性あるものとしてきた(入倉³¹⁾ 32)他)。

1970年代半ばから現在まで、統計的グリーン関数法やハイブリッド法なども含めて、関東地震の記録の分析や再来による評価例が多数実施された。それらの一部として南関東地震の記録の分析結果と推定地震動9件が文献28)に纏められている。そのレベルは $pSv(h=0.05)=100\text{cm/s}$ に近く、最大値は150cm/s前後である。その後の研究結果も得られている³³⁾他)。

5.2 南海トラフ沿い巨大地震の推定地震動

前項5.1は、1923年関東地震の記録の分析と、南関東直下の巨大地震の再来を考慮した研究である。

これに対して、想定東海地震に際する大都市圏などの地震動はどの程度になるかの確認が必要である。土木学会・日本建築学会は「巨大地震災害対応共同研究連絡会」を設置して共同研究を実施し、日本建築学会はその後も特別調査委員会³⁴⁾ 35)で地震動の研究を実施してきた。

文献35)では、関東地震、南海トラフ沿いの各種地震

について、工学的基盤や地表の地震動が提供された。それらによる3大都市圏における $S_v(h=0.05)$ の例を図9に示す。同図にはエルセントロ40 NSや八戸EW、その他標準波の S_v 等も示されている。首都圏は、南関東地震と想定東海地震の両方が示されているが、そのレベルは比較的近い。一方、大阪は南海地震につき2チームによる複数点の評価結果であるが、長周期側で大差がある。その他、想定東海地震の地震動評価でも各種の条件で差が生ずるが、その分析例を次に示す。

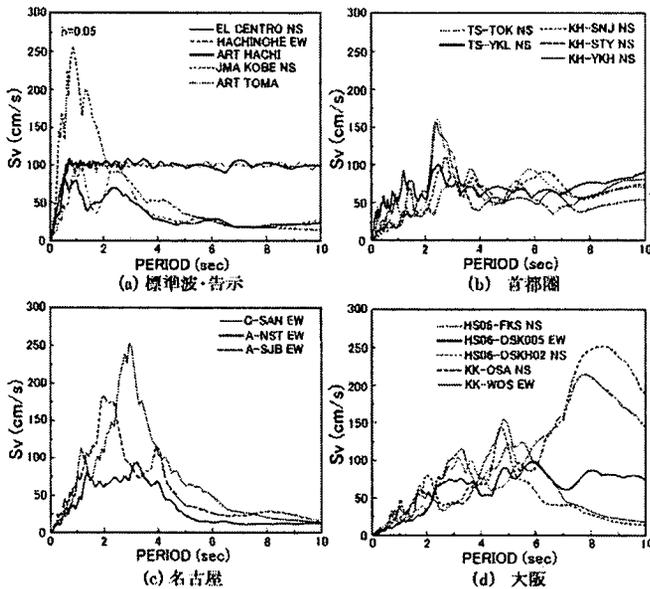


図9 設計用強震動や評価地震動による S_v の例³⁵⁾に加筆

図10は想定東海地震の例で、翠川・他³⁶⁾は東京で観測された強震記録と関東平野の地下構造を用いて、ハイブリッド法で想定東海地震の大手町における地震動を推定している。同図は減衰定数 $h=0.02$ であり、スペクトル S_v のピーク値は約240cm/s、主な周期は7~14秒である。この S_v を $h=0.05$ の S_v と比較するための換算を行う。 h による換算は、応答スペクトルによる経験式³⁷⁾のうち $S(h)/S(h=0)$ を準用すると、 $S_v(h=0.05) \approx 190\text{cm/s}$ と得られる。経験式は4種類あり、平均値は0.8である。

東南海地震と東海地震が同時に発生した場合(M8.2)の関東平野の揺れを推定したときの S_v を図11に示す(早川・古村)。この結果は新宿で $S_v \text{ max} \approx 100\text{cm/s}$ であり、図10の約半分で予測の難しさが伺える。よって、幅をもって理解すべきである事や、地下構造調査の大切さが分る。この問題は大阪についても言え、5.5項で述べる。

5.3 最大速度振幅とスペクトルの傾向

以上のような広い平野において、やや長周期地震動が刺激される例を図12に示す。同図の○印は、04年9月の紀伊半島東南沖地震M7.4における伊勢湾岸、大阪平野、関東平野におけるK-NET, KiK-net等の観測記録から求められた最大速度値 V_{max} の距離減衰である(硬質地盤の記録は除く)。これら各平野の V_{max} は主に表面波が

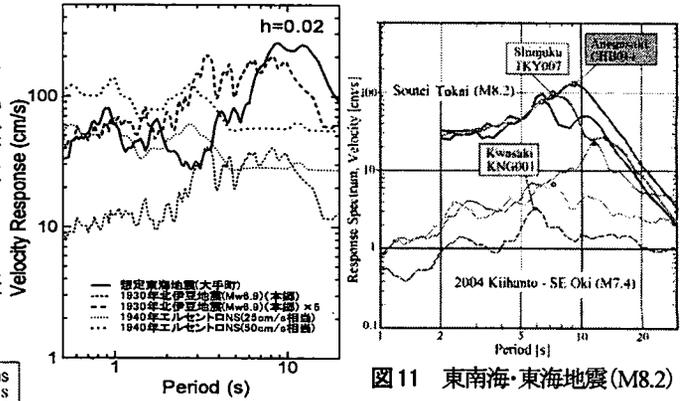


図10 想定東海地震の大手町での関東の S_v と04年紀伊半島東南沖地震(M7.4) $S_v(h=0.05)$ ³⁸⁾

現れていると理解される波形である。

表面波の観測スペクトルを F_0 として、地域特性 R との積 $F_0 \cdot R \cdot F_c$ で与え、海溝型地震と内陸地震ごとに半経験式が提案されている(座間)³⁹⁾。海溝型地震の F_c は、次式で与えられている。

$$F_c(T) = 48 \cdot 10^{0.5M-1.5} \exp(-ar)/r^{0.5}, \quad (M \geq 6.9) \quad (1)$$

この式は、震源スペクトルを考案し、伝達関数の平均像を抽出して、過去のデータの解析で得られた地域特性を考慮する半経験的手法によるものである。この方法は、断層の諸元や内陸の平均的地下構造に対し、ラブ波の励起関数を3次モードまで求め、その包絡線を一定値で近似させた結果(Kudo)⁴⁰⁾を発展させたものである。

この式を参考に、 $V_{\text{max}} \propto a/\sqrt{r}$; a : 正の定数、 r : 震源距離、を図12に記入してある。紀伊半島東南沖地震の観測値は、 $V_{\text{max}} = 100/\sqrt{r}$ 前後に分布するが、大阪平野は相対的に大きな値となっている。

同図には03年十勝沖地震M8.0における襟裳岬の西の様似から苫小牧周辺に至る V_{max} を●印で示した。この地震では苫小牧周辺の値が大きく、全体的なレベルは $(300 \sim 400)/\sqrt{r}$ 前後である。

図12には、濃尾地震と、44年東南海地震における強震記録の読み取り値から換算した速度も併記してある。濃

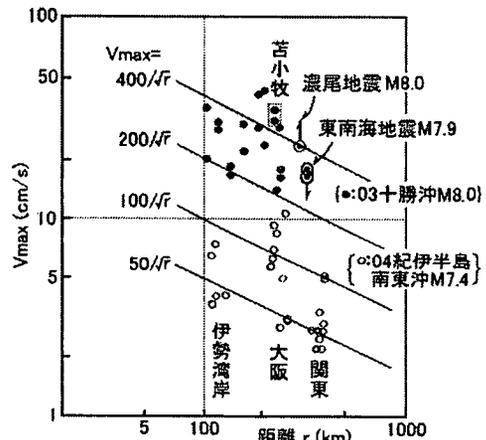


図12 代表的な地震・平野における V_{max} の距離減衰

尾地震の記録による◎印は、記録振幅が飽和しているの、上向きの矢印で大きくなる傾向を示している。

東南海地震の強震記録は、中央気象台1倍強震計の大手町での記録があり、読み取りの研究は複数ある^{41) 42) 43)}。ここではその一部を◎印で示す。但し地震計の特性は不明点が多いため種々吟味されており、結果の相違がある。文献41)によれば、最大速度振幅 V_{max} は NS:17.4cm/s, EW:15.5cm/s と得られている。文献42)による最大振幅 26.9cm(EW), 25.9cm(NS)、ピーク周期の約10秒で概算した V_{max} は 16~18cm/s で、文献41)と同程度である。文献43)では小さな値が得られているので下向きの矢印とした。

これらの◎印は、03年十勝沖地震の値である●印とよく対応するので、将来の類似地震におけるやや長周期地震動に関して参考になる可能性がある。

5.4 関東平野のスペクトルレベル

地震動のスペクトルについては、その推定が特別調査委員会³⁵⁾で大規模に研究されてきた。文献35)では、南関東地震、南海トラフ沿いの各種地震や地盤条件を考慮した推定地震動が提供された。しかしパラツキ幅の大きさも理解されたので、巨大地震は更なる検討を要する。

M7級までの地震は、近年の観測記録によってかなり良好なシミュレーション解析がされているが、M8級の地震は記録が多くないので確認不十分であった。そこで、M8級地震の記録によるスペクトルと一部の予測スペクトルにより、相互の比較を試みる。

関係資料は S_v と pS_v が混在しているので、両スペクトルを識別できるようにして、これらを図13に示す (S_v と pS_v の両スペクトルは、周期のごく短い領域か長い領域で差が生ずる)。以下、速度応答スペクトル S_v を□印で、擬似速度応答スペクトル pS_v を○印で示す。同図のデータは次の各文献による。

a: 17(山田)、b: 41(秋場・他3名、b': 42(座間)、b'': 43(古村・中村)、c: 44(太田・高瀬)、d: 36(翠川・三浦・山中)、e: 45(土方・植竹・他5名) e_1 : 約3秒のピーク、 e_2 : 5~10秒のレベル、f: 38(早川・古村)

b~b''は同一の記録で、不明確な地震計の振子周期や減衰定数を手探りで分析したもので、結果に大差がある。bは元来、 $S_v(h=0.005)=200\text{cm/s}$ 程度と推定されているが、hの相違に関する経験式³⁷⁾で補正したものである。b''は記録の飽和を考慮して上向きの矢印をつけた。dもbと同様に補正してある。 e_1 は周期約3秒に大きなピークがあり、5~10秒の成分 e_2 の値は殆ど90cm/s以下である。

想定東海地震や、想定東海・東南海地震など巨大地震における東京 新宿や大手町の地震動を推定した結果は、80~100+, 最大190cm/sに分布する。南海トラフ沿いの巨大地震によると、 S_v または pS_v は 100cm/s に近いが、残念ながら古い記録は決め手にはならなかった。

5.5 大阪平野のスペクトル特性

兵庫県南部地震以後、大阪平野周辺の地下構造調査と

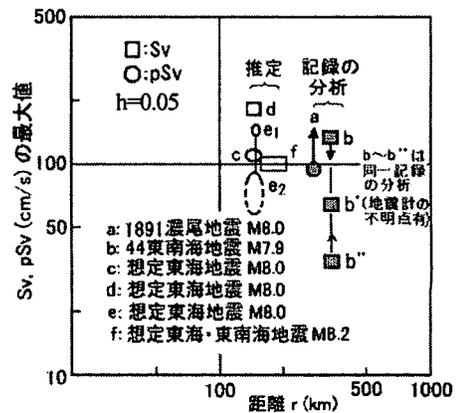


図13 南海トラフ沿い巨大地震の東京における S_v , pS_v 推定値

地震動研究の長足な進歩があった。最近の例が文献22) 岩田・他3名であり、一例を図14に引用する。同図は大阪市の中心部に近く、上町台地の西に位置する測定点 WOS-EW における S_v ($h=0.05$) である(10箇所中の1例)。この分析は、4グループによる5つの方法で、想定南海地震を対象として地震動予測がされ、それらの S_v が重ね書きされている。NS方向は5.5~8秒にピークがあり(NS方向の周期は6秒前後)、スペクトルの最大レベルは250cm/s前後である。

図14と同種の S_v が文献46)にも示されており、 S_v ($h=0.02$) は WOS-EW が約200cm/sである。経験式³⁷⁾で $h=0.05$ に換算すると約160cm/sとなる。しかし図14は概略のピークを250cm/sとすると、1.5倍強になる。原因は大阪堆積盆地内の媒質パラメータと、震源スペクトルの見直しである。一か所でこれ程の差が生ずる事は、予測の難しさが分ると共に、評価の慎重さが望まれる。

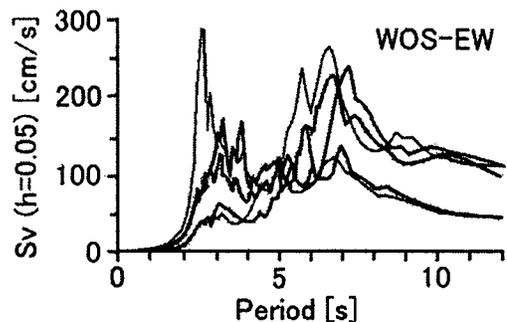


図14 想定南海地震・大阪 WOS で予想された S_v の例²²⁾に加筆

6. 建物の応答

6.1 入力と建物の補強

やや長周期地震動に対する既存の超高層ビルの耐震安全性を検討し始めた時点では、模擬地震動やエルセントロ40 NS, 03年十勝沖地震の苫小牧 NS の8波形が選択され、これらを高さ100m以上のS造建物42棟に入力された。その後、13の波形が考案されて追加検討の結果、耐震安全性は概ね確保されていることが分った^{34) 35)}。

しかし一部の推定地震動と建物との関係は、安全性の

低い場合があることも確かである。よって補強に関する分析も行われており、これに関連研究も加えて、超高層ビルの危険性と補強の効果や問題点につき次に述べる。

文献47)小鹿・宮本では、超高層ビルの安全性検証用の地震動として次の3種類が考案されている。

- 1) 地震動 S: 標準波・告示波 (告示波ランダム位相)
- 2) 地震動 L: 長周期地震動/平均的 (告示波+告示波)
Td=120 秒終了後に同じ波形が継続
- 3) 地震動 LL: 長周期地震動/特定周期帯 (BCJ-L2+同左)、同じ波形の継続は地震動 L と同様

各地震動の Sv のレベルは図 15 のようであるが、地震動 LL の Sv は、長周期の特定周期帯で地震動 L より少し高いレベルをもつものである。2) 3) のように、同じ波形が2度繰り返されることは、南海トラフ沿いの連動的破壊をする傾向の地震を考える場合の一案といえよう。

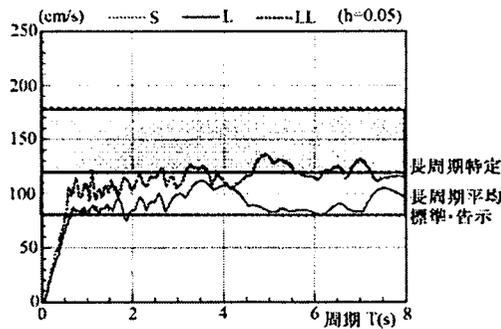


図 15 検証用地震動の Sv (h=0.05)⁴⁶⁾

建物モデルは、次のような鉄骨造と鉄筋コンクリート造 (RC 造) の各建物 5 棟である。

- a) 鉄骨造 (減衰定数は T_1 に対して $h=0.02$)
 - ① 30 階建て (略称 S30): 純ラーメン構造
 - ② 50 階建て (略称 S50L): 短スパン純ラーメン構造
 - ③ 50 階建て (略称 S50T): 長スパン壁付純ラーメン
- b) 鉄筋コンクリート造 (RC 造, T_1 に対して $h=0.03$)
 - ④ 30 階建て (略称 RC30): 正方形平面, 純ラーメン
 - ⑤ 40 階建て (略称 RC40): センターポイド純ラーメン

これらの建物につき上記 1)~3) の入力に対する応答のうち、主に最大層間変形角 γ とベースシヤール係数 C_B を中心に分析する。なお、モデル建物は、原設計 org に減衰定数を少しずつ附加するモデルとなっており、これらに地震動 LL を与えた場合を以下で検討する。これには、文献47)以外の結果も含めて分析する。

図 16 によれば、5 建物中 3 建物の原設計●において、 γ は P- δ 効果の問題を避けたい約 1/70 である。その他 2 建物の γ は 1/100 またはそれ以下である。性能基準判断値として、大破以上の γ は 1/75 が設定されている。

これらの建物に夫々 dh=0.02 Δ 印、0.04 \diamond 印、0.06 \circ 印を加えた場合の γ は、S50T が最大 50% に低減され、S50L が約 72% となる。即ち、dh の付加効果が大きい場合と、相対的に大きくない場合がある。後者に相当する RC30

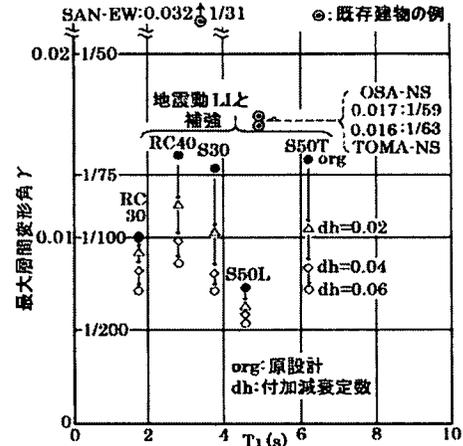


図 16 1 次周期 T_1 と最大層間変形角 γ の減衰定数依存性

と S50L は、元来 γ が 1/98 および 1/137 と相対的に小さいことが、その一因と考えられる。

文献 34) には、減衰値の付加はないものの、既存建物に他の地震動を与えた場合の γ が示されている。そのうち γ の大きな例として図中に \odot の 3 例を追加する。 \odot の左に γ を、右にその逆数を、これらの近くに入力の略称を記す。同図中、最も γ の大きな 1/31 の例は、その入力 SAN-EW (名古屋、三の丸) の pSv(h=0.05) が約 250cm/s と大きいことにより、このままなら当然大被害につながる。

周期 5 秒弱には 2 つの \odot がある。これらは $T_1=4.74$ 秒の同一建物であり、入力が違う。 $\gamma=1/63$ の入力 TOMA-NS は、03 年十勝沖地震における苫小牧の記録が活用されたものである。これより少し短い $T_1=4.68$ 秒の建物は、 $\gamma=1/84$ といった値で、地震動によって周期選択性が顕著な地震動があることを承知しておく必要がある。

なお、dh を付加して原設計の $h=0.02$ (S 造) から +0.06 までに補強することは大変と考えられるが、想定以上の入力によって γ が大きくなるケースが図 16 に示されているので、可能な範囲の補強が望まれることになる。

6.2 補強とベースシヤール係数 C_B の関係

地震動 S, 地震動 L, 地震動 LL に対するベースシヤール係数 C_B を建物モデル①~⑤につき ● Δ \circ 印で図 17 に示す。原設計●org の 5 建物の C_B は $0.2/T$ に近いが、dh の付加で C_B が大きくなる RC40, S30, S50T と、dh を付加しても C_B は殆ど変化しない 2 グループに分れる。

S50L は補強効果が明確に現れない例であるが、均等ラーメンがほぼ同時に降伏することに関係するので、最大部材累積塑性変形倍率等による判定が必要、とある⁴⁷⁾。

図 15 の様な入力が作用した場合のうち、 γ の応答値を用いて図 16 で議論してきたが、同図にあるように告示レベルの入力でも容易に危険領域の応答となる。しかし dh=0.02~0.04 にすればかなり改善される。だが、図 10, 14 のような高いレベルの地震動が考えられている以上、もっとレベルの高い地震動を積極的に考慮する必要がある。

これら 5 建物とその他の例により、ベースシヤール係数

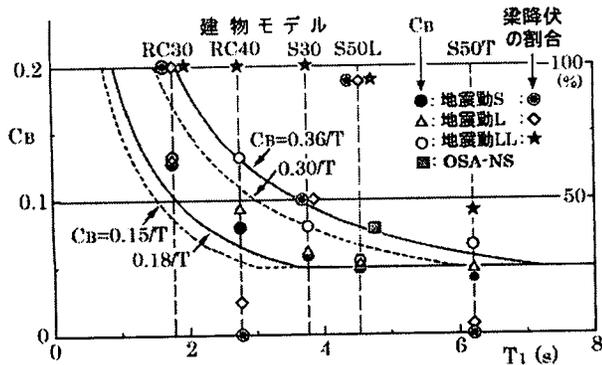


図17 系統的なスタディ建物等の C_B と梁降伏の割合

の面からの検討を試みる。補強効果が C_B に現れてその値が大きく変化する場合として、

RC40:0.082-0.123, S30:0.061-0.081, S50T:0.042-0.066
 C_B があまり変化しない場合は、

RC30:0.125-0.133, S50L:0.051-0.056
 である。地震動 LL 作用時の C_B を巨視的にみると、0.3/T 前後となり、当然ながら改善されている。

OSA-NS⁴⁸⁾ が入力された建物の C_B (図中の口印) は、0.36/T という高いレベルである。しかし、OSA-NS の入力により $\gamma=1/59$ という大きな値となっている。その原因は、 $pSv \approx 150\text{cm/s}$ という大きな入力にあるが、図 10, 14 のような更に大きなピーク値をもつ Sv も推定されているので、やや長周期地震動の重要性が再度、指摘される。

図 17 には、建物被害の程度を示す例として、梁降伏の割合も併記して、地震動 S につき \odot 、地震動 L を \triangle 、地震動 LL を \star で表し、% で示している。

地震動 LL に対する梁降伏の割合 \star は、 T_1 が短い 3 建物全てが 100% である。即ち、 Sv が図 15 程度のレベル (110 ~ 120 cm/s) であると、梁降伏 100% は避けられない、ということになる。但し RC40 は、地震動 S の場合、梁降伏 0% で、地震動 L では梁降伏 22% となる。

S50L は、地震動 S, L, LL の各入力に対しても梁降伏の割合は 95% であり、S50T は 0 ~ 46% に改善される。しかし関東平野における 6 ~ 10+ 秒、大坂平野の 3 ~ 8 秒等の現実的なやや長周期地震動を考えると、梁降伏 100% は殆どの建物で避けられず、補強が必要と考えられる。

ところで C_B の下限値であるが、2.2 項で指摘したように 0.05 という値が設定されていた。しかしその後の基準類の変遷とダンパーや制震装置の付加等により、 C_B の値は下限値 0.05 を下回っている例がかなりある。現に S50T の C_B は地震動 S に対して 0.042 である。地震動 L に対しては $C_B=0.049$ 、地震動 LL に対しては同じく 0.066 となっている。やや長周期地震動の特性が議論されている現在、この下限値は下げるべきではないと考える。

一方、周期 3 秒以下でも C_B の小さい例が少なからずあるので、 C_B の下限値を全般的に見直す機会と言えよう。

7. 議論と結び

本章で議論として取り上げるべき話題は極めて多いが、自から限度もある。後半の多くは、最近の諸研究を再整理させて頂いたものが主である。そこで、主に i) 想定地震に対する最近の地質・地盤と地震動の関連諸研究につき、ii) 超高層ビルの被害回避に関する議論をし、iii) 今後の方向性に関する指摘を試みて、結びとしたい。

i) 項に関して指摘したい点は、現状における確定論的な巨大地震の予測の困難さを慮って、地質と地盤特性の調査研究に関する多数分野の研究者により、広域の 3 次元地下構造モデルを構築し、海溝沿い巨大地震の地震動研究の推進を期待したい。現在の諸評価は幅がありすぎ、安心できる評価レベルに至っているとは言い難い。

次に ii) 項の建物応答に関する分析結果から、耐震安全性は概ね確保されていることが分った。しかし、建物と地震動の関係によっては、厳しい場合もあることも確かである。P ~ δ 効果の吟味は当然必要ながら、それ以前に耐震性確保の地震荷重レベルを見直す必要がある。

高層建築物構造設計指針では、 C_B の下限値 0.05 につき「高層長周期の建物の耐震安全性を考慮して定めた」とある⁴⁹⁾。当時は「やや長周期地震動」という用語は勿論、該当する加速度波形もなかったが、数秒を主体とする地震動の変位記録を念頭に置いて、 $C_B \geq 0.05$ が定められた。このやや長周期地震動は 40 余年後の現在、かなり正体が明瞭になってきたものの、バラツキ幅縮小の確たる日程が定められている訳ではない。仮にその予測がもっと安心感をもって評価できるようになったとしても、「現在の地震荷重レベルを下げて良い」という方向性は考え難く、むしろその逆である可能性がある。もしそうならば、現在の C_B のレベルは下げる方向性は検討すべきでないと考えられる。

その他の点として、避難等の問題を付録に示す。

iii) 今後の方向性に関しては、以上の諸結果を纏めると、超高層ビルの耐震設計に際する難題が改めて感じられる。同時に、関係者の責任の重大さが認識される。建築物の耐震性確保という問題は、その社会的な責任につき、関係者すべてを含めて誰がどのように負担するか国民的な合意をどう形成するかも重要である。超高層ビルの経済性もさることながら、構造的なりダンダンシー(冗長性)やロバストネス(頑強性)等の確保に関する広い認識と、具体策が望まれる。

巨大地震という大自然の劇的な活動に対して、限られた人知の人間はもっと謙虚であらねばならない。

本稿の作成に際して、幾人かの方々にデータの確認等についてお世話になった。記してお礼を申し上げます。

付録

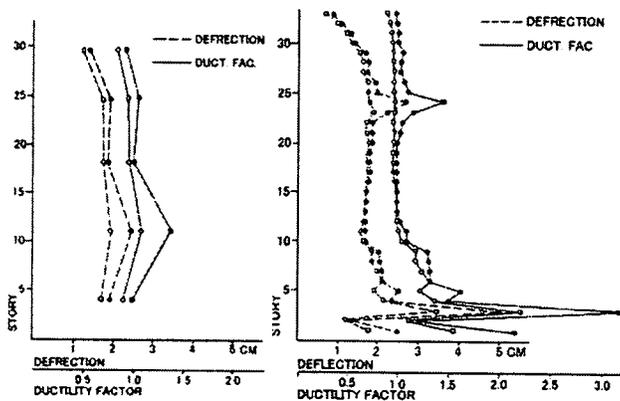
1. アナログ・デジタル計算機と精度

アナログ計算機 SERAC は 5 質点までの計算が可能であった。デジタル計算機の容量と速度は極めて微力で

あったため、少数質点に置換した計算が行われていた。

計算機の急速進歩に伴い全質点系の計算を行うと、下層階の塑性応答は大きな値となることが分った(付図 1, 小林啓美・他⁵⁰⁾)。同図 1(a)は 33 質点を 5 質点に置換して層間変位 δ と塑性率 μ を示すが、纏めた最下層を (b) 33 質点系で詳細にみると大きく塑性域に入ることが分った。設計的には重大で、小林に研究依頼をしていた武藤清・太田(外)・他は、高速計算機の活用と全質点系の計算に急遽切り替え、霞が関ビルの解析を実施した。

簡略化は現象の細部を隠蔽するので、モデルの精密化が望まれ、そのことが地震動予測についても言えよう。



(a) 5 質点系 ●: 入力の曲線補間, ○: 直線補間 (b) 33 質点系
付図 1 33 質点系を 5 質点系に置換した場合の応答結果⁵⁰⁾

2. エレベータ・避難等の問題

エレベータの問題は、新課題として注目されてきた。この問題は、ハード面と、地震時の不安感という心理に関係するソフト面も含み、もっと研究が必要である。

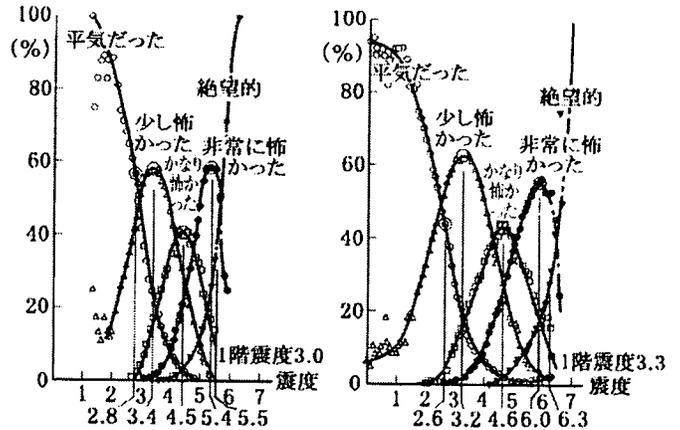
地震時のエレベータ停止の判断基準は水平震度 K_H によるが、高さ 60m 以上の建物は動的解析もされている。この震度は気象庁震度と内容は違うが、課題はあろう。制御用の地震計は 100% 近く加速度計が用いられているが、超高層ビルには速度計が適している面もあり、加速度・速度両地震計の併用等による検討を期待したい。

ソフト面では、超高層ビル内の居住者が「地震だ!」と感じた段階で「怖さ」の感じ方に大きな個人差がある。その調査をした表・他⁵¹⁾の結果から、筆者は震度の評価をしたが²⁸⁾、極端に恐怖感を感じ易い人の評価を今回見直した。結果を付図 2 に示すが、「絶望的になった」と感じた人の平均震度は、前の評価では「非常に怖かった」人より震度が小さいという矛盾があった。この点を改良して「絶望的になった」人の平均震度が大きく評価した。人により、震度の感じ方は 2 倍程度の差になる。

超高層ビル居住者は増加の傾向を辿るので、全館避難や閉じ込め問題も含めた各問題の研究が必要である。

参考文献

- 1) 強震応答解析委員会(武藤清委員長): 近代高層建築の強震に関する応答解析と動的設計法に関する研究、東洋レーヨン



(a) 東京新宿の超高層ビル (b) 川崎市の集合住宅

付図 2 78 年宮城県沖地震での建物内の体感震度[文献²⁸⁾に加筆]

科学技術助成研究、SERAC Report No.1, 東京大学、1962

- 2) 武藤清・梅村魁・大沢胖・柴田明德・太田外氣晴・他 2 名: SERAC に使用した地震記録のデジタル量、Preprint of SERAC Report No.6, Oct., 1964
- 3) 武藤清・梅村魁・大沢胖・柴田明德・太田外氣晴・他 2 名: SERAC に使用した地震記録のデジタル化について、日本建築学会論文報告集、号外、昭和 40 年 9 月
- 4) 嶋悦三: 強震地動に見られる表面波成分、第 3 回日本地震工学シンポジウム、pp.277-283, 1970
- 5) 勝又護: 地震動振幅の地盤係数(その二)、験震時報、第 30 巻、第 4 号、pp.1-10, 1967 (その一の論文は第 3-4 号、1955)
- 6) 太田裕: いわゆる長周期問題について、第 1 回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1972、他
- 7) 坂尻直己・他 5: やや長周期の微動測定と地震工学への適用、(1) 八戸市における予備観測、地震・第 2 輯、第 27 巻、pp.338-351, 1974 年、他
- 8) 武藤清・太田外氣晴・津川恒久・長田正至: 霞が関ビルと地震、日本建築学会・大会学術講演梗概集、pp.655-656, 昭和 44 年
- 9) 武藤清監修・久田俊彦編: 超高層建築、2、構造編、p.337, 鹿島研究所出版会、昭和 46 年 11 月
- 10) 那須信治・森岡敬樹: 強烈震の地動(4), (5), 建築技術 259, 159-164, 267, pp.241-247, 1973
- 11) 森岡敬樹: 1923 年関東大地震の地動、第 4 回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、pp.39-48, 1976
- 12) 瀬尾和大(研究代表者): 1989、長大構造物の耐震安全性に関わるやや長周期地震動の発生機構に関する研究、昭和 63 年度科学研究費研究成果報告書、課題番号 61460175
- 13) Takeo, M. and H. Kanamori: Simulation of Long-Period Ground Motion near a Large Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. Vol.87, No.1, pp.140-156, 1997
- 14) 山原浩: 関東地震の記録、日本建築学会第 4 回地盤震動シンポジウム、35-38, 1976
- 15) 横田治彦・片岡俊一・田中貞二: 東京における 1923 年関東地震のやや長周期地震動、第 8 回日本地震工学シンポジウム、

- pp.637-642, 1990
- 16) 田中貞二・吉沢静代・大沢胖：やや長周期帯域における強震動の特性、地震研究所彙報、54, pp.629-655, 1979
 - 17) 山田真：東京における濃尾地震の円盤地震記録の解析、日本建築学会、大会学術講演梗概集、構造 II, pp.565-566, 2004
 - 18) 津川恒久・太田外氣晴・他 2 名：軟弱地盤における地震動のシミュレーション解析、第 4 回日本地震工学シンポジウム、pp.105-112, 1975
 - 19) 嶋悦三：首都圏の三次元地下構造、第 8 回日本地震工学シンポジウム、pp.697-702, 1990 年
 - 20) Koketsu K. and S. Higashi(1992), Three-dimensional topography of the sediments / basements interface in the Tokyo Metropolitan Area, central Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2328-2349, 1992
 - 21) 山中浩明・山田伸之：微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築、物理探査、第 55 巻、第 1 号、pp.53-65, 2002
 - 22) 岩田智孝・岩城麻子・関口春子・吉見雅行：地域性を反映した長周期地震動、長周期地震動対策に関する公開研究会、日本建築学会構造委員会、pp.1-52, 2008 年 3 月
 - 23) 鳥海勲・大場新太郎・村井信義：大阪平野における地震波の伝播、第 6 回日本地震工学シンポジウム、465-471, 1982
 - 24) 福和伸夫・他：名古屋市の丸地区における地域特性を考慮した耐震改修のための基盤地震動の作成（概要版）、名古屋大学福和研究室、pp.10, 2004
 - 25) 座間信作：苫小牧におけるやや長周期地震動特性、消防研究所報告、86, pp.11-21, 1998
 - 26) 神野達夫・畑山健・他 6 名：長周期地震動成因解明のための苫小牧・勇払平野における深部地盤構造調査、平成 16・17 年度科研報告書（代表者：工藤一嘉）、pp.33-43, 平成 18.3
 - 27) 座間信作：石油タンクのスロッシング予測とやや長周期地震動の地域特性、安全工学、43-4, 2004
 - 28) 太田外氣晴・座間真作：巨大地震と大規模構造物、-長周期地震動による被害と対策、共立出版、p.287, 2005 年
 - 29) 中央防災会議 HP: http://www.bousai.go.jp/chubou/9/zuhyou_2-2.pdf
 - 30) 地震調査研究推進本部：資料政 25 - (5) 平成 16 年 8 月 26 日 地震調査委員会の活動状況 <http://www.jishin.go.jp/main/seisaku/hokoku04g/s25-5.pdf>
 - 31) 入倉孝次郎・村松郁栄：小地震の震動記録を用いて大地震の震動波形を推定する方法、自然災害科学研究、9, 1981
 - 32) Irikura, K.: Prediction of strong ground acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., pp.151-156, 1986
 - 33) 佐藤俊明・壇一男：関東地震による首都圏の広帯域強震動予測、免震構造設計指針、日本建築学会、pp.263-274, 2001
 - 34) 東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会：巨大地震による長周期地震動の予測と既存建築物の耐震性と今後の課題、日本建築学会、p.281, 2006.9
 - 35) 日本建築学会：長周期地震動と建築物の耐震性、p.408, 2007 年 12 月
 - 36) 翠川三郎・三浦弘之・山中浩明：東京で観測されたやや長周期地震動の特徴と高層ビルへの影響、パッシブ制震シンポジウム 2004, 東京工大, 2004.11
 - 37) 柴田明徳：耐震構造解析、森北出版株式会社、p.342, 1990
 - 38) 早川俊彦・古村孝志：2004 年伊半島沖地震の強震動シミュレーション、地震学会秋季大会、PK17, 2004
 - 39) 座間信作：やや長周期帯域における加速度スペクトルの半経験的表現、消防研究所報告、89, pp.1-10, 2000
 - 40) Kudo, K.: Significance of long-period strong Motion in seismic risk evaluation, Proc. 4th Int. Symp. on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk., pp.433-439, 1989
 - 41) 秋場俊一・正月俊行・三浦弘之・緑川三郎：1944 年東南海地震における東京での変位記録、その 2、日本地震工学会概要集、pp.442-443, 2005
 - 42) 座間信作：東京における 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震の記録、日本建築学会大会学術講演梗概集、構造 II, pp.91-92, 2005
 - 43) 古村孝志・中村操：1944 年東南海地震記録の復元と関東の長周期地震動、物理探査、第 59 巻第 4 号、pp.37-351, 2006
 - 44) 太田外氣晴・高瀬啓元：新評価東海地震の東京における地震動と超高層ビルの応答、第 11 回日本地震工学シンポジウム、pp.657-660, 02 年 11 月
 - 45) 土方勝一郎・植竹富一・他 5 名：想定東海地震の関東における広帯域地震動予測、海溝型巨大地震を考える、土木学会・日本建築学会、巨大地震災害対応共同研究連絡会、pp.83-90, 2006 年 2 月
 - 46) 関口春子・他 3 名：海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール不均質モデルと南海地震への適用、海溝型巨大地震を考える、土木学会・日本建築学会、巨大地震災害対応共同研究連絡会、pp.61-73, 2006 年 2 月
 - 47) 小鹿紀英・宮本祐司：超高層ビルの揺れと補強対策、長周期地震動対策に関する公開研究会、日本建築学会構造委員会、pp.53-125, 2008 年 3 月
 - 48) 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、構造 II, pp.161-162, 2003.9
 - 49) 日本建築学会高層建築技術第 2 次検討協議会：高層建築技術指針・増補改訂版、日本建築学会、建築雑誌、III 構造計画の 1-3 項、pp.533-534, 1967.9, 初版対応の告示は 1964.1.14
 - 50) 小林啓美・最上達雄：地震動による重層建築物の変形、その 1、日本建築学会論文報告集、第 95 号、pp.7-12, 昭和 39.2
 - 51) 表俊一郎・檜橋秀衛：1978 年 6 月 12 日、宮城県沖地震のアンケート調査解析、第 7 回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、pp.77-82, 1979

4. 新・入力地震動作成手法の概要と適用例

地盤震動研究を活かした設計用入力地震動のための強震波形の作成法

Strong Motion Generation Methodology for Seismic Design of Buildings
Based on the Recent Ground Motion Studies

川瀬 博^{*1}

Hiroshi KAWASE

It is quite important to use realistic input motions for seismic design of important buildings. Thanks to the advent of nation-wide strong motion networks we have plenty of strong motion data after the Hyogo-ken Nanbu earthquake of 1995, which lead us to develop standardized methodology to predict quantitatively strong ground motions for hypothesized future earthquakes. However, if we make a wrong choice of parameters for source, path, and site, then we will end up with the wrong prediction as design input motions. Thus we would like to publish a book with guidelines for quantitative prediction of strong motions for future earthquake, which should be properly referred to generate seismic design input motions. This paper describes the basic philosophy and the essence of the book for strong motion generation methodology for seismic design. The most important philosophy of the book is to generate realistic ground motions as much as we can for rational seismic design of buildings, which could not be realized in the current seismic design practice in Japan.

1. はじめに

強震動予測技術は全国に配備された強震観測網による豊富なデータによってこの10年間で飛躍的な進歩を遂げた。それによって適切にモデル化すれば、かなりの精度で地震動が予測できるようになってきた。同時に、地震動の特性は震源の特性や地盤の特性に大きな影響を受けるため、全国一律の標準地震動などというものを設定することは実情に即しておらず、想定すべき大地震が特定されている場合には震源もサイトも特定した形で地震動を評価すべきことも明らかにされている。

実際、土木学会と建築学会が共同で実施した「巨大地震災害への対応検討特別委員会」での検討においても、3年間の研究成果に基づいて、予測地震動の利用に関して「その特性が想定される地震の震源モデルおよび想定地震の震源域から対象サイトまでの地殻・地盤構造モデルに大きく影響されることから、それらを適切に考慮した予測強震動をもとに建造物の耐震性を評価する必要がある」との提言が取りまとめられている（「長周期地震動と建築物の耐震性」、2007年12月発刊¹⁾）。さらにその提言では特に海溝型の巨大地震を対象にして検討していたことから「巨大地震による大規模堆積盆地における予測強震動は、震源およびサイトによる特徴的な卓越周期と長い震動継続時間を持つものとなる。その特徴を考慮できる手法による予測地震動を入力地震動として考慮すべきである。」とも書かれている。そして実際に東南海・南海地震を想定して計算された予測強震動を用いて超高層建物や免震建物の耐震安全性について検討を加え、

「長周期地震動により超高層建物に入力するエネルギーは、これまでの設計で想定していたエネルギーを大幅に上回る可能性があり、(中略)現在の耐震設計で用いられている架構の塑性変形能力を確保するための条件を満足していない建物、および極めて大きな入力予測される特定の周期帯に属する建物については、過大な損傷を生じる可能性がある」と総括されている。

重要建造物の耐震設計に用いられる設計用入力地震動については、霞ヶ関ビルの動的応答をアナログコンピュータで解析して以来すでに半世紀近い利用の歴史が刻まれている。従来の入力地震動の作成方法には大きく分けて2通りの方法がある。一つは過去の地震記録をそのまま、あるいは何らかの加工を施して利用するもので、もう一つは経験的な情報を統合した形でスペクトルモデルを設定するものである。前者は過去に建てられた日本の超高層建物のほとんどが実質的にそれで設計されていると言っても過言ではない有名なエルセントロ1940の記録がその典型的な事例である。最近では兵庫県南部地震以降に神戸市に建てられる建物の設計用入力地震動に兵庫県南部地震で得られた記録を用いた事例もある。いずれも設計クライテリアに対応して最大速度で標準化されるのが通例である。後者の例としては基準法改正で標準スペクトルとされた告示スペクトルやBCJ（日本建築センター）波²⁾、あるいは原子力発電所の設計に多用されてきた大崎スペクトル³⁾などがあげられる。これらの設計用入力地震動は基本的に全国一律にあまねく適用されてきており、その震源像やサイト固有の特性に対して特

*1 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

に配慮されていないものであった。またそのレベルも、大崎スペクトルは別にして、高々加速度で400Gal、速度で50cm/s程度のレベルであった。それは静的設計震度0.2がそうであったように、関東地震の際の東京での振動レベルを想定したものと解釈され、実際にも1968年の十勝沖地震や1978年の宮城県沖地震でもそのレベルの妥当性が裏付けられたこともあり、提案から今日に至るまで約20年～30年にわたって利用され、確固たる設計用地震動の相場観が形成されていった。

しかし1995年の兵庫県南部地震によって状況は一変した。震源域で得られた地震動は、最大速度で150cm/sを超え、最大加速度も800Gal以上と、それまでの想定を大きく上回ったばかりが、実際に超高層建物の主要構造柱が破断するという全く想定外の事象さえも出現したのである。その思いもよらぬ強力な破壊力をもった地震動特性のより定量的な把握とその的確なモデル化をめざして、地震後直ちに全国規模の強震観測網が整備され、今では5,000点以上の観測点で日々多数の強震データが得られるようになり、そのおかげで予測技術も長足の進歩を遂げたのである。

本稿では今回地盤震動小委員会がなぜその総力を挙げて2年の歳月をかけ「地盤震動研究を活かした設計用入力地震動のための強震波形の作成法」を刊行するにいたったのか、その経緯と目的を解説するとともに、その概要を紹介する。

2. 構造設計と構造解析

梅村魁博士は1991年6月号の建築雑誌に「耐震構造を熟む」というタイトルで寄稿され、以下のような書き出しで耐震設計の成立過程を解説されている⁴⁾。少し長いが以下に引用する。

「そもそも耐震構造は何かといえば、地震が来ても大丈夫な建物」ということになろう。

一見簡単そうに見えるこの定義も、細かく考え出すと、次第に簡単でなくなってくる。

まず、地震が来てもと言っても、どのような地震が来ることを予想するかで対策がかなり違ってしまふ。現状でも、設計にあたって、おそらく各人、皆その地震に対する想定はまちまちであろうと思う。

それでは設計にならないので、建築基準法や、各種基準で設計用入力という形で、予測地震（引用者注：予測地震動あるいは予測地震入力とすべきか）の大きさが考えられている形になっているが、この設計用入力と、地震動の実体、とは別物である。

普通の考え方によれば、各種の地震時の地震動が観測され、その時の建物の揺れが観測され、建物の破損状況が観測されて初めて設計の時に予想すべき地震

動が想定され得るはずである。

しかしこのような手続きをあらゆる地震のたびにやって資料を蓄積することは大きな地震が少ないだけに、至難の業である。

それで（中略）建物重量の0.1以上という値が採用され、これを設計震度と名づけるが、法で規制したのは、我が国が最初である。」

と現行0.2となっている（弾性）設計震度の基本コンセプトの由来が解説されている。ここで重要なことは、彼は現時点で仮定されている地震荷重が本来用いるべき実際の動的入力である予測地震動とは異なるものであり、それは大きな地震が少ないからやむを得ず取らざるを得ない便法だということを確認に認識していたということである。今日の耐震設計の基本体系が依然として佐野利器博士が最初に震度法を提案した時代から本質的に変化していないことを考えれば、5,000台の強震観測網が整備されているながら、その1割に相当する建物観測網さえ公的に整備されていない現状は、梅村博士のお考えに照らせば、本来あるべき耐震設計の追求や現状の耐震構造の検証といった観点から誠に不自然な状況にあると言わざるを得ない。

それはともかく、上記の引用で重要なことは、彼は「もしも地震動の実体が変わるのであればそれを用いて設計するのが当然だ（しかし今は分からないので震度法でいくしかない）」としていることである。それは新耐震設計法について議論が行われ、実際に施行されてその功罪が議論されている70年代から80年代にかけても、当時の構造の専門家に共有されている認識のように思われる。

さらに過去の建築雑誌をひもとくと、1993年6月号には「構造設計と基・規準のあり方の総点検」という座談会が企画され⁵⁾、学者と実務者が議論しているが、繰り返し言われていることは、「構造設計と構造解析（構造計算）は違う」ということである。これは考えてみれば当然のことなのであるが、この種の議論では必ず主張されているところを見ると永遠に解決できない課題のようである。これが意味することは法規や基・規準は構造解析（あるいは構造計算）を律するものであって、構造設計を律するものではないということである。しかし実際には構造解析をしてそれが全部材で「OK」という数字を出さないことには（少なくとも公式の）構造設計にはならないところから設計者の思考停止が始まる。

これまで先達が築きあげてきた過去の相場観の入力（荷重）で設計していればそれで設計できてしまうのは紛れもない事実であるが、現在のように観測地震動が豊富に得られ、また想定すべき震源像も供給されている中で、さらに性能設計やBCP（事業継続計画）に配慮した設計が問われている中で、いつまでも地震動の実体が皆目わ

からなかった時代の便宜的入力に設計者がしがみ続けられるとは到底思えない。なぜならそれではクライアントや社会に対する説明責任が果たせないからである。「この場所ではどのような地震が来るのか、その時の揺れはどのようなものになるのか」を含めて設計者が責任を持つべき時代が来ていると我々は考えている。今回の刊行物「地盤震動研究を活かした設計用入力地震動のための強震波形の作成法」はそのような意欲ある設計者あるいはその依頼を受けた高度専門家が、設計用入力地震動をシナリオ型強震動予測手法で予測する場合を想定し、可能な部分についてはこれを標準化し、そうでない部分については適切な情報を参照しつつ作成されるように誘導することを目的に刊行することとしたものである。

3. 提案する強震波形作成法の基本原則

今回刊行する強震波形の作成法の解説書では「原則」という形では明示していないが、基本的な原則として、以下の3点を前提としている。

1. 震源特定・サイト特定(ソーススペシフィック・サイトスペシフィック)の予測を行うこと—特定性原則
2. できるだけ客観的事実に則して情報を収集し、収集した情報にできるだけ忠実に地震動を予測(エビデンスベーストプレディクション)すること—現実性原則
3. 得られた予測に対して設計者の判断として設計クライテリアを設定すること—分離性原則

まず原則1—特定性原則であるが、これは実際に観測されている地震動の特性が震源とサイトの固有の特性を大きく反映したものになっていることから直接的に導かれるものである。実務家の方々にはいくらお伝えしても中々ご理解いただけないのであるが、もし震源の特性が実際のもものと異なっていたら兵庫県南部地震の神戸側の「震災の帯」は生成されていなかったであろう⁶⁾。具体的にいうと、もし神戸側の断層がもっと遠方までの大領域を破壊するようなものであった場合、あるいは地表面に断層が達して断層変位が表出した場合には、生成されたであろう神戸市域への入射波はもっと長周期側にシフトし、その結果震災の帯は生成されなかったか、されたとしてももっと海よりの構造物密度の低い地域に生じたであろう。あるいは神戸市域の人口密集地帯の直下の深部地盤がもっと厚かった場合、あるいは逆にもっと薄かった場合には震災の帯の出現場所は海より、あるいは六甲山よりにシフトしていたであろう。これは単なる推測ではなく、現実には地下に存在している構造がわかっている以上必然的に予想されることなのである。

海溝型の大地震・巨大地震の場合についても同じこと

がいえ。例えば M7.5 の地震と M8.0 の地震ではその震源域のサイズが異なるので地震動の継続時間が異なってくる。また震源からサイトに至る伝播経路によっても影響される。告示ではスペクトルに適合させて作成する入力地震動の継続時間を 60 秒以上とすることだけが規定されており、その包絡形状あるいは位相特性については何も規定されていないが、それはどのような地震をどこに想定するかによって大きく影響を受けるのである。図1には畑山・座間⁷⁾にある苫小牧港において過去に観測された地震波形を示すが、マグニチュードと震源位置によってその特性は大きく異なっていることがわかる。

一方、サイトによってはその深部構造を反映して常に特定の周期で振幅が大きくなることも多い。図2は野津(私信, 2008)による関西空港と八戸港におけるそれぞれ2地震の観測記録のフーリエスペクトルを比較したものであるが、関西空港では2地震とも5秒が卓越しているのに対して八戸港では2.5秒が卓越しており、それぞれのサイトの置かれている深部構造の影響を反映した特性が

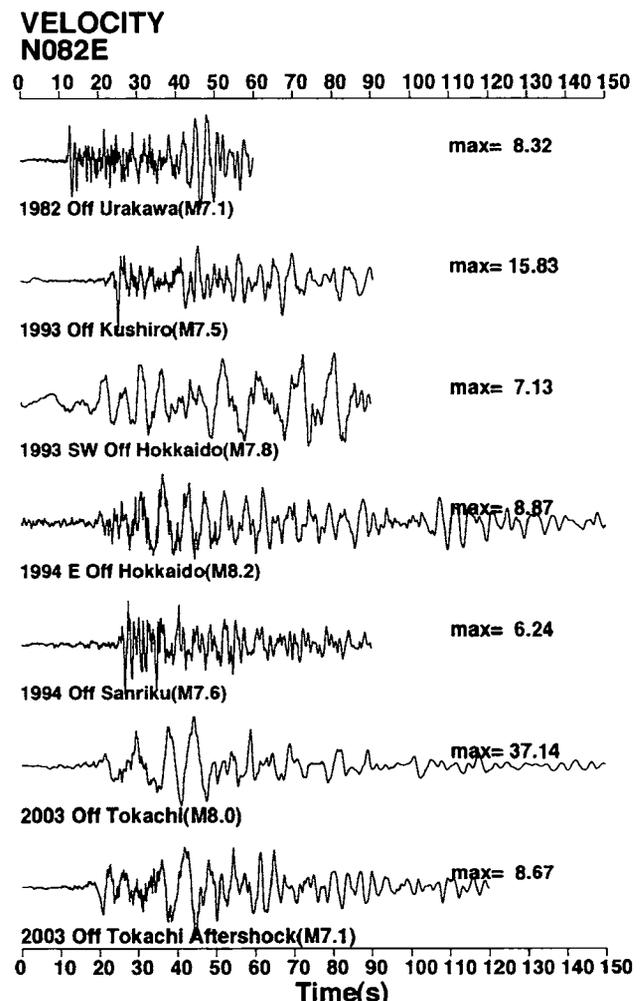


図1 港湾地域強震観測(港空研)の苫小牧港における過去の大地震の観測波形の比較

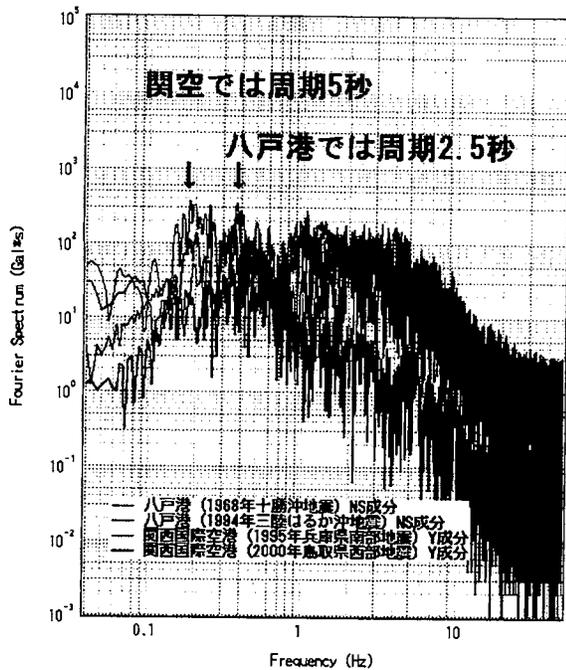


図2 港空研の八戸港と関西国際空港における過去の観測地震波のフーリエスペクトルの比較

得られている。1968年十勝沖地震の際に八戸港で観測された地震動は2. で言及した「観測地震動をスケールアップして用いる」入力地震動の一つとしてこれまで地域を問わず長年利用されてきており、サイトによってはその利用は適切でなかったケースも多数存在したものと推察される。

次に原則2—現実性原則であるが、この原則を採用している意味は作成する入力地震動ができるだけ客観的なものであって、最終的に観測地震動と直接比較できるものであることが重要だと考えているためである。仮にサイト近傍に20kmの活断層が確実に存在している場合、もしかすると調査が不十分なために20kmだけしか確実とは見なされていないのであって、実際は25kmまで伸びている可能性も否定はできないとする。しかしそのような一見安全側の評価をすることによって、ある構造物にとっては逆に危険側の仮定となる場合が考えられる。長さについていえば断層長さを長く評価することにより、生成される地震動の周期は長周期化するの、周期の短い建物にとっては有利な仮定となる。あるいは、長さについても幅についてもすべり量についてもサイト特性についてもすべて安全側の評価をすると予測される地震動は現実にはあり得ない（正確にはその生成確率が非常に小さい）ものになってしまう。このように地震動の予測に際しては安全側の配慮を各段階で無定見に行うことは決して妥当なこととは言えない。むしろまず「一番有りそうなシナリオ」をきっちりデータに基づいて設定し、それに忠実に予測をすることが予測の信頼性確保のため

には重要なことだと我々は考えている。この平均像に立脚した予測ではその平均値は観測記録の平均値に対してばらつきの範囲で一致することが期待されるわけであり、それが大きく異なっている場合にはその理由が説明できなければならない。クライアントに対する説明責任を果たすためにもエビデンスベーストプレディクション・エビデンスベーストデザインがあるべき姿だと考える。

原則3—分離性原則については、上述の地震動をどう予測するかということと、それを設計にどう利用するかということとは別のことであるという基本理念から導かれる。ここでの予測強震動はあくまで明確な震源像と特定されたサイト特性から評価される現実的な地震動であるが、それに対して建物をどう設計するかはクライアントの意向を受けた設計者の判断となる。「断層から地震動を予測するといっても1万年に1回の地震に対して設計なんてできない」だから「予測強震動なんか入力として使えない」というご意見をよくいただく。しかし1万年に1回発生すると想定される地震による地震動を設計でどのように利用するかは設計者の判断に委ねられている。そのような低頻度の事象については無視するというのも立派な工学的判断である。あるいはレベル3の入力として崩壊しないことだけを確認するという選択もある。原子力発電所のように機能確保を重視して弾性範囲内に留める設計さえ考えられる。今回の解説書ではどのレベルの予測に対してどの設計クライテリアを対応させるべきかについては踏み込んでいない。それはあくまで構造物の立地とその重要性・機能・価値を考慮してクライアントおよびその意向を汲んだ設計者にご判断いただくべきものと考えている。

ただここでご注意いただきたいのは、活動間隔の長い内陸地殻内地震では予測発生時期のばらつきも活動間隔に比例して大きくなり、必然的に一定期間内の発生確率は小さくなるということである。例えば兵庫県南部地震の発生直前に野島断層の活動確率を推定した場合でも30年間で0.02~8%となったものとされている(地震調査研究推進本部, 2007⁹⁾)。従って、同程度あるいはそれ以上の発生確率のある内陸地殻内地震を無視するとすればそれは、兵庫県南部地震相当の地震発生に対して無防備な構造物を設計したのだという自覚が必要である。

4. 予測地震動の精度と設計用地震入力

今回、我々が強震波形の作成法をとりまとめるにあたり、当初それを正式な「指針」あるいは「ガイドライン」として刊行することを予定していたため、構造委員会より発刊に先立って会員から広くパブリックコメントを募集するように指示され、多くの方々から貴重なご意見をいただいた。その中で予測地震動の精度に関するコメン

トを何人かの方々から頂戴したのでそれについて言及しておきたい。

上述のように、観測地震動が多数収集され、それに基づいて震源特性や波動伝播特性、および地盤構造に依存したサイト特性が的確にモデル化されて、提案する作成法に従ってそれらを反映した予測強震動が作成できたとしても、果たしてそれが設計用入力地震動として信頼に足る精度を有しているかについて懸念する声が昔から絶えない。もちろん被害地震の観測地震動を分析し、その特性を反映したモデルによって観測結果を精度よく再現できるということは客観的に示されているとしても、未だ発生していない地震による地震動を予測することにはそれとは異なる不確定性が伴っていることは事実である。特に地震波形の性状に大きな影響を与えるアスペリティ（断層面の中で特にすべりの大きい小領域）の位置や破壊開始点の位置を事前に予測することは今の技術レベルでは困難である。従ってそうしたパラメータについては複数のシナリオを想定してそれぞれに対して安全性を確認する必要がある。同様に地下構造についても、もしもモデルの精度が十分と判断できない場合にはその変動を考慮したケースの予測強震動に対しても検討することが望ましい。このようなモデルパラメータの変動の影響を考慮することは工学的には標準的アプローチであり、ピンポイントに確定できない値について、ある幅をもって予測することは極めて合理的な行為である。

逆に告示スペクトルに適合する波形を、位相特性を変えて100波作ったとしても、そもそもそのスペクトル特性は現実のいかなる地震の地震動とも対応しておらず、そのサイト周辺の実際の地下構造も反映していないため、何波作ろうがそのような地震動のあるサイトで観測する確率は事実上ゼロである。お上の決めた地震入力の精度（この場合は生成確率）を問うことなく、観測データに基づいて予測する地震入力の精度だけを問うのは整合性を欠いている。「自然現象を人間が予測できると思うのは傲慢である」とまで表現されたコメントをいただいているが、地震入力を予想しなければ耐震設計ができない以上、これまで100年近くわたって構造設計者はどういふものであれともかく地震入力を予測してきたわけで、それを「より現実的な地震動に近づける」行為が「全く非現実的な入力のままにしておく」行為よりも傲慢だというのは、文学的にはともかく科学的には理解しがたい。

5. 刊行に至るまでの経緯

今回の強震波形の作成法の内容を紹介する前に、その刊行に至るまでの経緯を記述しておきたい。

これまで地盤震動小委員会では、地盤に生じる地震動の特性の分析と予測に関する研究調査に関して、常に建

築分野において先導的役割を果たしてきた。その活動の中核をなす地盤震動シンポジウムは1972年に第1回を開催して以来今年で36回を数え、またその活動の10年毎の節目節目には関連分野の研究レビューをまとめた刊行物も刊行してきた。具体的にいうと、1983年には「地震動と地盤」を、1993年には「Earthquake motion and ground conditions」（英語版）を、2005年には「地盤震動—その現象と理論」を刊行してきている。これらの活動を通して地盤震動小委員会はこの分野の研究の発展と活性化に大きく貢献してきた。しかしながら、その長年にわたる活発な活動にもかかわらず、地盤震動現象の複雑さと慢性的な観測記録不足のために、この分野の研究は主として現象解明にとどまっていた面がある。

しかし、先にも述べた兵庫県南部地震以降の急速なデータの蓄積とそれに伴う研究の発達とを背景に、2002年度の地盤震動シンポジウムから、中長期的テーマに沿って議論を積み上げ、その蓄積をもとにより強力に具体的な成果の発信を図ろうと考え、「地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか」をテーマに5年間活動してきた。2002年度には「設計用地震動は工学的基盤で決められるか？」を主題として、2003年度には「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」を主題として問題提起をし、2004年度には「表層地盤増幅」を取り上げ、基礎構造系振動小委員会に共催をお願いして、表層の地盤増幅をどう評価すべきかについて議論を深めた。2005年度は、地震調査研究推進本部が発表した「全国を概観した地震動予測地図」を正面に据えて、その活用法を議論した。そしてこれらの成果を踏まえて地盤震動小委員会では最新の地盤震動に関する研究成果の活用方法について議論を深め、それらの技術をより具体的に耐震安全性向上に活かしていくためには、設計用入力地震動の作成に活用すべきであるとの結論に達し、2006年度より「最新の地盤震動研究を活かした設計用入力地震動作成指針」の刊行に向け、地盤震動小委員会傘下に「地震動作成指針刊行WG」を設置しその執筆に着手するとともに、刊行計画を構造委員会に提出しその承認を得たのである。これを受けて2006年度には5年間の総括として「設計用入力地震動作成指針に向けて」と題し、研究及び実務に携わる方々を対象として指針の作成主旨・内容の紹介を行って幅広くその意義とあり方について議論いただき、その成果を執筆内容に反映させてきた。

その後2007年度より新たに中期テーマとして「新・入力地震動作成手法の使い方と検証」を設定し、2007年度にはその第一弾として「頻発する内陸地殻内地震の地震動とその解釈」と題して地盤震動シンポジウムを開催した。今年のシンポジウムは新テーマ2年目に当たる。

このように当初我々はこれを「指針」として刊行する

予定にしていたのであるが、高度な研究成果を反映した地震動作成法の指南書をいきなり「指針」として発行することにに対し慎重な意見が強く、社会的合意を形成するに要する時間的制約もあって、パブリックコメントは募集したものの結局今回は一般図書として刊行することになった。その意味では先の「巨大地震災害への対応検討特別委員会」の提言¹⁾の後半部分、すなわち「この予測強震動の効果的利用を推進するため、地震動研究者と実務者の間のコミュニケーションをより一層緊密にする必要がある」に関する努力が不足していたことは素直に反省すべき点として受け止めている。

6. 「作成法」の内容構成

右の囲みに「作成法」の目次を示す。これ以外に6章からなる付録(Appendix)が付いている。この目次からわかるように、この「作成法」では2章でシナリオ型想定地震の設定法を、3章でその震源モデルの構築方法を、4章で震源からサイトまでの伝播経路特性および要素地震の経時特性の設定方法を、5章で地下構造モデルの設定方法を、そして6章で用いるべき強震動の予測手法を解説している。この2章から6章までが作成法ガイドのメインの部分に相当する。7章では得られた予測波形の評価方法について、8章ではその利用の際の留意点について記述している。各章の構成は通常の指針等と同様に最初に囲み内に必要なパラメータや計算手法の選択方法についてルール形式の記述を箇条書きし、その後にならぶべき理由やその意味、それ以外の選択肢やデータの収集方法などの情報を解説という形で記述している。ルールの記述はできるだけ簡潔にし、詳細な情報は解説に記載するようにしているが、今後の研究の進展によって新しいパラメータの設定方法などが提案された場合に、本作成法がその導入の妨げとならないように、すべてのパラメータに対して確定値を規定するようなことは極力避けである。従って「既往の情報を参照して適切に設定する」などとされている記載もいくつか残されている。このことにより本作成法だけを見ながら未だかつて地震動を一度も作ったことのない方が予測波形を簡単に作れるようには書かれていない。つまり本作成法は万人向きのマニュアルではなく、ある程度の基礎知識を有した専門家を対象にしたものである。

またサイトによって震源情報や地下構造情報など拘束条件となる情報が豊富な地域とそうでない地域とがある。豊富な地域では可能な方法もそれがない地域では利用できないこともある。これを反映してルールの記載もいささか複雑化しているが、詳細な情報がない場合には平均的なパラメータを仮定することもやむを得ないと我々は考えている。これは、確度の高い情報がないから

| | |
|-----|---------------------------------|
| 1章 | 本書の目的と使い方 |
| 1.1 | 目的 |
| 1.2 | 適用範囲 |
| 1.3 | 決定論的アプローチと確率論的アプローチ |
| 1.4 | 設計用入力地震動の定義位置と利用法 |
| 1.5 | 強震動予測手法の選択方法 |
| 2章 | シナリオ型の想定地震の設定法 |
| 2.1 | 想定地震の基本的な考え方 |
| 2.2 | 内陸地殻内地震の場合 |
| 2.3 | 海溝型プレート境界地震の場合 |
| 2.4 | スラブ内地震の場合 |
| 2.5 | 既往のシナリオ型の設定地震の活用 |
| 3章 | 震源モデルの与え方 |
| 3.1 | 特性化震源モデルの考え方 |
| 3.2 | 震源モデルの設定法 |
| 3.3 | 内陸地殻内地震のパラメータ設定方法 |
| 3.4 | 海溝型プレート境界地震のパラメータの設定方法 |
| 3.5 | スラブ内地震のパラメータ設定方法 |
| 4章 | 統計的グリーン関数法における伝播経路モデル・経時特性の考え方 |
| 4.1 | 幾何減衰 |
| 4.2 | 内部・散乱減衰 |
| 4.3 | 経時特性 |
| 5章 | 地下構造モデルの与え方 |
| 5.1 | 地震動評価で考慮すべき地下構造 |
| 5.2 | 広域地殻構造 |
| 5.3 | 深部地盤のモデル化 |
| 5.4 | 表層地盤のモデル化 |
| 5.5 | 深部地盤および地殻構造のQ値の与え方 |
| 6章 | 用いるべき強震動予測手法 |
| 6.1 | 強震動予測手法の特徴と手法の選択 |
| 6.2 | 経験的グリーン関数法 |
| 6.3 | 統計的グリーン関数法 |
| 6.4 | 理論的手法 |
| 6.5 | ハイブリッド手法 |
| 6.6 | 表層地盤増幅の評価法 |
| 7章 | 予測結果の評価 |
| 7.1 | 経験的な地震動強度指標値との比較 |
| 7.2 | 経験的スペクトル評価法による模擬波との比較 |
| 7.3 | モデルバイアスの検討 |
| 7.4 | ばらつき評価 |
| 8章 | 設計用入力地震動の利用上の留意点 |
| 8.1 | 表層地盤増幅と地盤・建物の動的相互作用 |
| 8.2 | 上部構造物 |
| 8.3 | 本書に基づいて作成される設計用入力地震動と告示スペクトルの関係 |

といて予測自体をあきらめ従来の既往波形で設計することに比べれば、平均的情報に従って現時点で考えられる最も妥当な予測波形を作成することの方が合理的だからである。確度が低い場合には7章で記載されているガイドラインに従ってパラメーターの変動やばらつきを考慮して、予測波形が安全側のものとなるような配慮を払うべきである。

以下には内容の概要が把握できるように、2章から6章の冒頭に記載された各章の概要説明を記載しておく。

[2章] シナリオ型の想定地震の設定法

本章は震源とサイトを特定したシナリオ型の想定地震の地震動予測を行う第一ステップとして、考慮すべき地震の設定方法について示す。まず、基本的考え方を示した後、内陸地殻内地震、海溝型プレート境界地震、スラブ内地震について各々の特徴を反映した設定方法を示す。

[3章] 震源モデルの与え方

本章では、対象地域・対象サイトにおいて想定した地震に対する震源モデルを設定する。その際地震調査研究推進本部の公表する震源断層を特定した地震の強震動予測手法(強震動予測レシピ)に準拠し、6章で述べる強震動予測に利用するパラメーターの設定を行う。本章では内陸地殻内地震・海溝型プレート境界地震・スラブ内地震、それぞれのパラメーター設定方法に関するガイドラインを示す。

不確定要素を多く含む想定地震の場合、7章を参考に複数ケースの破壊シナリオに対する地震動を作成することを推奨する。ただし、本書の利用者が安全側の設定とする、すなわち地震動レベルが大きくなるよう震源パラメーターを選ぶ等の設定を行うことにより、ばらつきに関する検討を省略することは可能である。

[4章] 統計的グリーン関数法における伝播経路モデル・経時特性の考え方

統計的グリーン関数法においては震源スペクトルと地下構造モデル、あるいは経験的増幅特性を元に中小地震の観測波を模擬した統計的グリーン関数を設定するが、その際、震源と観測点の位置関係から決まる実体波の伝播経路モデル及び経時特性を適切に与える必要がある。伝播経路モデルについては、幾何減衰とQ値に分けてそれぞれの考え方を示す。なお、幾何減衰とQ値は本来互いに独立な量であるが、Q値の推定の際に幾何減衰を仮定する等、推定値にトレードオフが生じている場合が多いので、地震動評価に用いる場合には両者の整合性に注意する必要がある。

[5章] 地下構造モデルの与え方

強震動を評価する際には、震源から対象地点までの地

下構造モデルを用意しなければならない。評価される強震動の特徴は、震源のモデルだけではなく、設定した地下構造モデルに支配される部分も大きいので、適切な地下構造モデルを用意しなければならない。必要とされる地下構造モデルの深さや空間的広がり、強震動計算に用いる手法、対象となる強震動の周期帯域などにより異なる。地下構造モデルの構築に資する各種のデータは、学術雑誌だけでなく、国や自治体の調査報告書やホームページなどでも公表されているので、最新の情報を考慮することが重要となる。

[6章] 用いるべき強震動予測手法

ここでは、地震動は震源とサイトを特定して設定されるとした基本的考えに基づく新しい設計用入力地震動の作成手法を示す。すなわち、まず想定すべき特定の地震を考え(シナリオ地震)、震源からサイトまでの伝播経路での地震動の諸特性を考慮した時刻歴波形が予測できる手法である。予測手法としては、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド法の3つがあり、以下ではこれらを総称して強震動予測手法と呼ぶ。

ここでは以上のように各章の概要を記述したが、講演では時間の許す限り本作成法で規定している標準的な方法とそのパラメーターの設定方法について解説したい。

7. まとめ

以上、我々が刊行を予定している「設計用入力地震動のための強震波形の作成法」の刊行に至るまでの背景と経緯・目的、およびその概要について解説した。地盤震動研究の重要性は1964年の超高層建物の解禁と1968年の十勝沖地震を契機に30年以上前から広く認識され、これまで連綿とその伝統が受け継がれてきた。その意味で最初に地盤震動小委員会を立ち上げた先人達の先見の明に深く敬意を表したい。これに関しては、1983年5月号の建築雑誌における「耐震設計の動向—新耐震設計法をこえて」なる特集があり、それに田治見宏博士が「設計用地震力の諸問題」と題する論説を寄稿されているのでここで紹介しておきたい⁹⁾。彼はその論説の中で、今回我々が提案している作成法と同様の設計用地震動の作成手法(図3に示す)を、「手順-3」として紹介しており、この手順について

「多くの困難はあるが3.で示した地震波の要因パラメータ(注:震源・伝播経路・地下構造に関するパラメータ群のこと)をすべて考慮することができ、最も合理的な方法といえる。地震工学の分野で入力地震動に関する研究の多くは、このフローチャートに沿って入力地震動を設定してゆく場合の問題点の解明に向けられている」

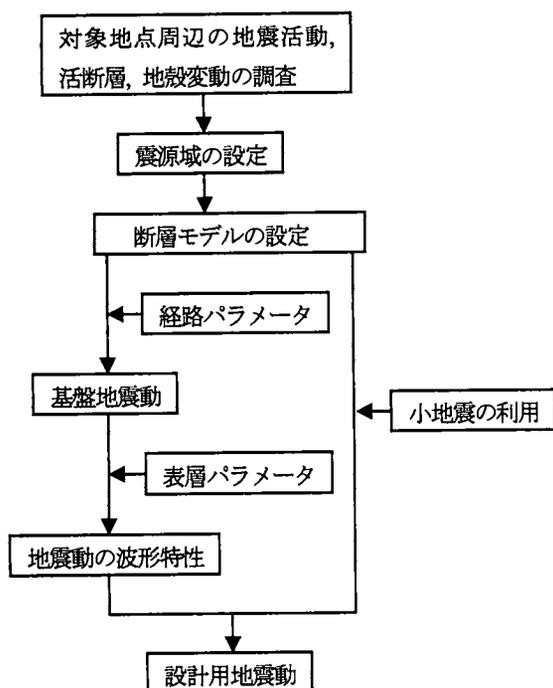


図3 田治見博士が1983年にレビューした設計用地震動の評価手法—手順-3

と記述している。それから25年の歳月を経て、ようやく我々は田治見博士の期待に応えることができたといえる。

しかし、このような長年にわたる蓄積を積み上げて来ているのにも拘わらず、依然として地震動は「わからないもの」であり、大きく「ばらつくもの」であり、従って設計に用いるには「不向きなもの」であるとの認識を、構造設計の実務家のみならず耐震構造の研究者からも一向に払拭できないのは誠に情けないことといわざるを得ない。我々の努力不足を痛感するのみである。

既に指摘したように、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「作成法」に示されているような強震動予測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いる。大地震が起これば10万人が死亡し50万戸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、現実にはそれを直

接的に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。

とはいえ、地震力の源が質量に比例した慣性力であるのと同じように、巨大な社会に働く慣性力も極めて大きく、何事も一朝一夕には変わらないものなのであろう。よって、まず設計用入力地震動の作成方法を広く世に問い、その活用を呼びかけていくことによって専門家・実務家の意識改革が進み、最終的に説明責任を果たせる真の性能設計に向かって大きな耐震設計パラダイムの変革につながっていくことを我々は願っている。「作成法」の刊行はそのための小さな第一歩に過ぎない。

参考文献

- 1) 日本建築学会：長周期地震動と建築物の耐震性，ISBN978-4-8189-0573-3，pp.408，2007.
- 2) 日本建築センター設計用入力地震動研究委員会：設計用入力地震動作成手法技術指針（案），本文解説編，設計用入力地震動研究委員会平成3年度報告書，建設省建築研究所・財団法人日本建築センター，pp.73，1992.
- 3) 大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，pp.299，1994.
- 4) 梅村魁：耐震構造を熟む，建築雑誌，Vol.106，No.1314，22-23，1991.6.
- 5) 青山博之・他：[座談会] 構造設計と基・規準のあり方の総点検，Vol.108，No.1343，22-29，1993.6.
- 6) 川瀬博・松島信一・R.W. Graves・P.G. Somerville：「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因一，地震，第2輯，第50巻，431-449，1998.
- 7) 畑山健・座間信作：2003年十勝沖地震の際の長周期地震動，(独)消防研究所，http://www.fri.go.jp/bosai/tokachi_lpgm.html，2004.
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：六甲・淡路島断層帯の長期評価について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05jan_rokko/index.htm，2005.
- 9) 田治見宏：設計用地震力の諸問題，建築雑誌，Vol.98，No.1207，36-41，1983.5.

新潟県中越沖地震に関する適用例

APPLICATION TO THE 2007 CHUETSU-OKI, NIIGATA, JAPAN, EARTHQUAKE

野津厚*1

Atsushi NOZU

In this article, an application of the forthcoming AIJ guideline for the prediction of strong ground motions to the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake is described. The strong motion simulation technique based on site specific amplification and phase characteristics is used. The strong ground motions at near source stations were synthesized, at first, based on the optimized asperity model for this earthquake. The synthetic ground motions for this case were quite consistent with the observed ones. Then, strong ground motions were synthesized based on the asperity models constructed based on the recommendations in the guideline and regional information on the short-period level of the source spectrum. The velocity waveforms were fairly consistent with the observed ones when two or three asperities were considered.

1. はじめに

刊行予定の『最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法』¹⁾の内陸地殻内地震への適用事例として、ここでは、2007年新潟県中越沖地震への適用事例を示す。最初に、この地震の観測波形を再現するようにチューニングされた複数アスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示す。次に、『作成法』に沿って設定したアスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示す。その際、震源断層の位置と地震の規模(地震モーメント)は与えられているものとし、それ以後のパラメータ設定を行う。また、北陸地方で発生した既往の大地震の短周期レベル²⁾を参考にする。

2. 本検討で用いる強震波形計算手法

想定地震の震源特性と伝播経路特性およびサイト特性を考慮した上で対象地点での揺れを計算する方法にはいくつかのものがある¹⁾。ここでは経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法³⁾⁴⁾⁵⁾を用いる。『作成法』では統計的グリーン関数法の一つに分類されている。

この方法では、まず、小規模な地震による対象地点での地震動を評価し(これをグリーン関数という)、これを重ね合わせることで、大地震による揺れを評価する。具体的な手順としては次のようになる。

まず、想定地震のアスペリティ(の一つ)に注目し(図1の large event)、これを $N \times N$ に分割し、分割後の各々の小断層と同じ面積の小地震(図1の small event)を考える。小地震の震源スペクトルに伝播経路特性とサイト

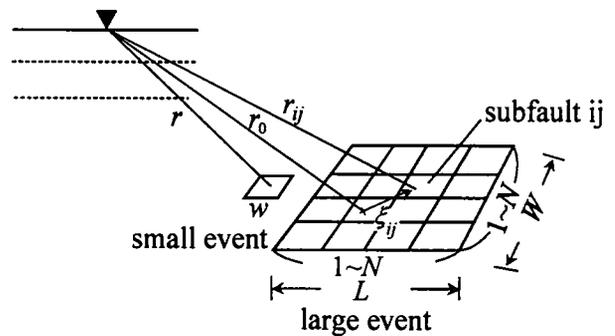


図1 グリーン関数の重ね合わせ

増幅特性を乗じることによりグリーン関数のフーリエ振幅を定める。ここに小地震の震源スペクトルと伝播経路特性はそれぞれ式(1)と式(2)で評価する⁷⁾。

$$|S(f)| = R_{\text{eff}} \cdot FS \cdot PRITIN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (1)$$

$$|P(f)| = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / Q V_s) \quad (2)$$

ここに、

M_{0e} : 小地震の地震モーメント

f_c : 小地震のコーナー周波数

ρ : 地震基盤における媒質の密度

V_s : 地震基盤における媒質のS波速度

R_{eff} : ラディエーション係数

FS : 自由表面による増幅の効果 (=2)

$PRITIN$: 地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果を表す係数

r : 小地震の震源距離

Q : 伝播経路における媒質のQ値

*1 港湾空港技術研究所

Port and Airport Research Institute

小地震の地震モーメント M_{0e} はアスペリティの地震モーメントを N^3 で除すことにより求めることができる。小地震のコーナー周波数 f_c は Brune⁸⁾ の次式により求めることができる。

$$f_c = 0.66 V_s / \sqrt{S_e} \quad (3)$$

ここに、

S_e : 小地震の破壊領域の面積

式(3)は Brune⁸⁾ の式(36)そのものである。式(3)と Eshery¹⁰⁾ による円形クラックの式を組み合わせると、コーナー周波数を地震モーメントと応力降下量の関数として表現する式¹⁾を導くことができる。式(2)において伝播経路における媒質の Q 値は地域に応じて適切な値を用いる。本検討では東日本の内陸部に対して推定¹¹⁾されている $Q=166f^{0.76}$ を用いる。

グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点で得られている中小地震観測記録のフーリエ位相をそのまま用いる。対象地点において複数の中小地震観測記録が利用可能である場合には、対象地点への入射角ができるだけ想定地震と類似した中小地震のフーリエ位相を用いる。そうすることにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に計算結果に反映できる。

以上の方法で評価される周波数領域のグリーン関数を式で示すと次のようになる。

$$|S(f)| |P(f)| |G(f)| |O_s(f)| / |O_s(f)|_p \quad (4)$$

ここに、

$|S(f)|$: 小地震の震源スペクトル (実数)

$|P(f)|$: 伝播経路特性 (実数)

$|G(f)|$: サイト増幅特性 (実数)

$O_s(f)$: 対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換 (複素数)

$|O_s(f)|_p$: $O_s(f)$ の絶対値をとり Parzen ウィンドウを適用したもの (実数)

サイト増幅特性として地震基盤～地表のものを用いる場合には地表における観測波のフーリエ位相を用い、サイト増幅特性として地震基盤～工学的基盤のものを用いる場合には観測波を工学的基盤に引き戻した 2E 波のフーリエ位相を用いる。Parzen ウィンドウのバンド幅は本検討では 0.05Hz とする。式(4)をフーリエ逆変換すると時間領域のグリーン関数が得られる。

アスペリティからの地震動は、グリーン関数を次式¹¹⁾²⁾により重ね合わせることで算定できる (図 1)。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * u(t-t_{ij}) \quad (5)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1/n' / (1-e^{-1}) \right\} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{-(k-1)/(N-1)/n'} \delta\{t - (k-1)r/(N-1)/n'\} \right] \quad (6)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (7)$$

ここに、

$U(t)$: アスペリティからの地震動

$u(t)$: グリーン関数

$f(t)$: 大地震と小地震の滑り速度時間関数の違いを補正するための関数

r : 小地震の震源距離

r_{ij} : ij 要素から対象地点までの距離

N : 分割数 (図 1)

τ : ライズタイム

n' : 波形の重ね合わせの際に現れる見かけの周期性を除去するための整数

r_0 : アスペリティの破壊開始点から対象地点までの距離

ξ_{ij} : 破壊開始点から ij 要素までの距離

V_s : 地震基盤の S 波速度

V_r : 破壊伝播速度

アスペリティが複数あるときには、各アスペリティについて同様の作業を行い、各アスペリティからの寄与を加え合わせることで、対象地点における地震動を評価する。評価された地震動は、式(4)で用いたサイト増幅特性および中小地震記録の位相に応じて、地表波もしくは工学的基盤の 2E 波となる。

最後に、多重非線形効果¹³⁾を考慮して対象地点における地震動を評価するための方法¹⁴⁾について述べる。まず、式(4)において $|G(f)|$ として地震基盤から工学的基盤までのサイト増幅特性を用意する。また、対象地点で得られた中小地震記録を工学的基盤に引き戻し、これを式(4)で $O_s(f)$ として用いる。そして式(4)をフーリエ逆変換すると、工学的基盤における 2E 波とみなすことのできるグリーン関数が得られる。次に、式(5)により多重非線形効果の影響を考慮してグリーン関数の補正を行う。

$$g_n(t) = g(t) \quad (t < t_0)$$

$$g_n(t_0 + (t - t_0) / v_1) = g(t) \exp(-v_2 \omega (t - t_0)) \quad (t > t_0)$$

(5)

ここに $g(t)$ は補正前のグリーン関数、 $g_n(t)$ は補正後のグリーン関数、 t_0 はグリーン関数上での直達 S 波到来時刻、

v_1 は堆積層における平均的なS波速度の低下率、 v_2 は堆積層における平均的な減衰定数の増分を表す。そして、補正後のグリーン関数を重ね合わせることにより、工学的基盤における大地震時の地震動(2E波)を計算し、これを入力した表層地盤の有効応力解析を行うことにより、大地震時の地表における地震動を計算する。なお、式(5)の右辺を計算する際、グリーン関数に含まれる振動数成分が狭帯域であれば、その振動数に対応した ω を用い、広帯域であれば、まず $g(t)$ から帯域通過フィルタにより特定の帯域(バンド幅 f_b)をとりだし、この時間関数に $\exp(-v_2\omega(t-t_0))$ を乗じた上で、すべての帯域について加え合わせる。バンド幅 f_b は本検討では0.1Hzとする。

ここで紹介した強震波形計算手法により既往の大地震記録の再現を試みた事例が文献6)で紹介されている。

3. 発電所の敷地におけるサイト増幅特性の評価

2007年新潟県中越沖地震の記録が得られている観測点のうち、特に震源に近い観測点としては、防災科学技術研究所のK-NET¹⁵⁾の寺泊(NIG016)と柏崎(NIG018)の他に柏崎刈羽原子力発電所の敷地における観測点がある(図2のKKZ1R2など)。ここではこれらの観測点を対象とする。上で述べた手法を適用するためには、これらの観測点における経験的サイト増幅特性が必要である。ここでは、K-NETの観測点における経験的サイト増幅特性としては既往の研究¹⁶⁾のものを用いた。発電所の観測

点における経験的サイト増幅特性は次のような手順で求めた。まず、発電所を取り囲むように存在するK-NETの寺泊、長岡、柏崎の3地点で観測されている中小地震(いずれも本震以前に発生した5つの地震)を選択し、中小地震の震源スペクトルは ω^2 モデルに従うと仮定して、3地点でのフーリエスペクトルが再現されるように中小地震の震源パラメータを決定した。図3には2005年8月21日の地震(M5.0)に対する3地点でのフーリエスペクトルの再現状況を示す。次に、決定した震源パラメータを用いて発電所の地震基盤におけるフーリエスペクトルを計算し、これと発電所における実際の観測スペクトルとの比を計算することによって、1~7号機の基礎版上における経験的サイト増幅特性を求めた。経験的サイト増幅特性は地震毎に少しずつ異なる値をとる。例えば1号機基礎版上に対して $\mu+\sigma$ と $\mu-\sigma$ をプロットすると図4の灰色の線のようになる。全く同様の作業を中越沖地震の6つの余震に対しても行うと、図4の黒い線が得られる。本震以前の地震から評価されたサイト増幅特性と余震から評価されたサイト増幅特性との間には本質的な違いはないことがわかる。そこで、以後の解析では、余震から評価されたサイト増幅特性の平均値を用いる。こうして評価された1~7号機基礎版上における経験的サイト増幅特性を図5に示す。この図からわかるように、発電所基礎版上におけるサイト増幅特性は、NIG018のような高いピークを有するものではないが、NIG016のように小さいものでもなく、その中間的なものである

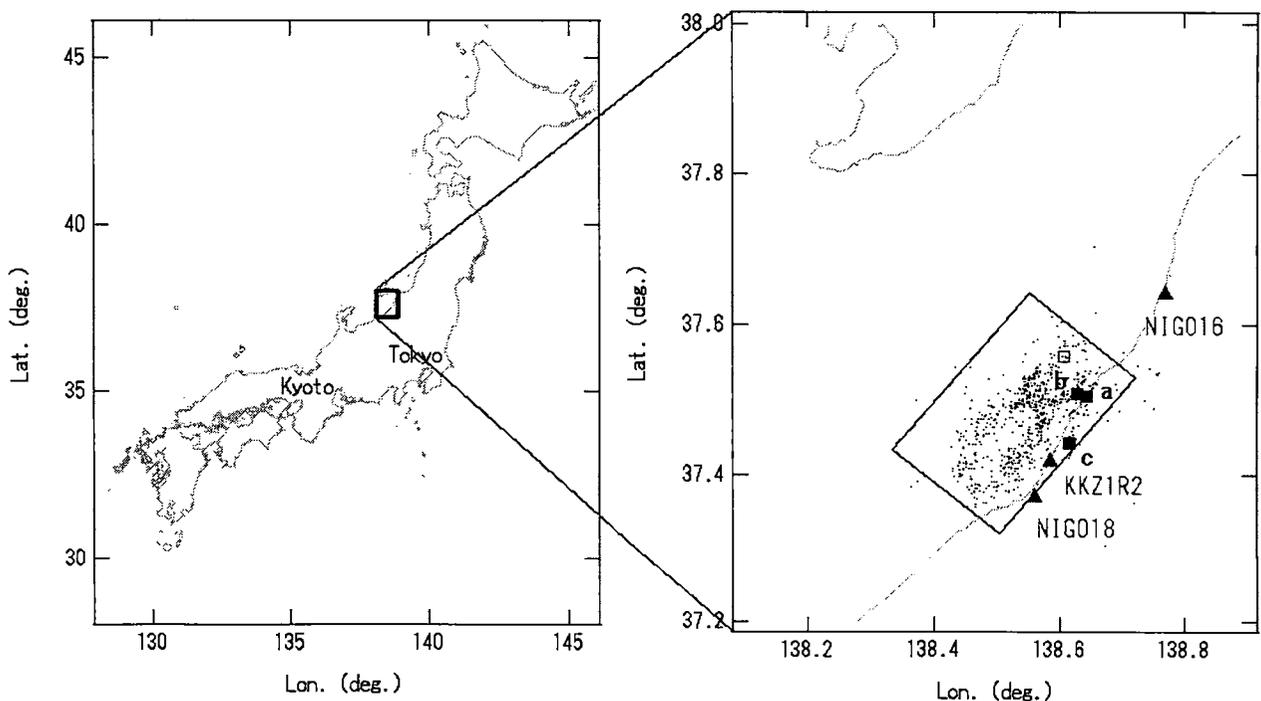


図2 2007年新潟県中越沖地震の震源断層と本震の震央(□)、震源モデルの構築に用いた観測点(▲)、およびグリーン関数の位相を決めるために用いた中小地震(a, b, c)。

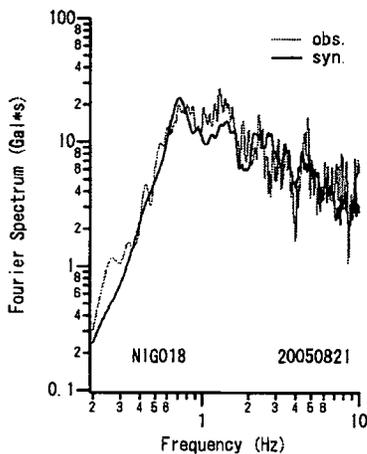
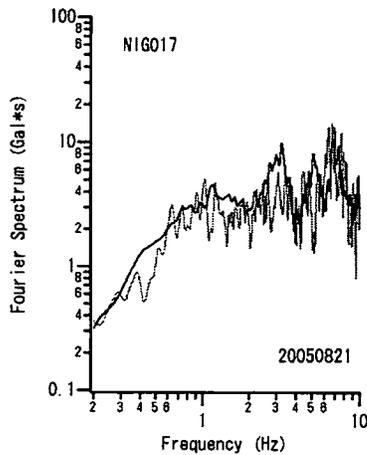
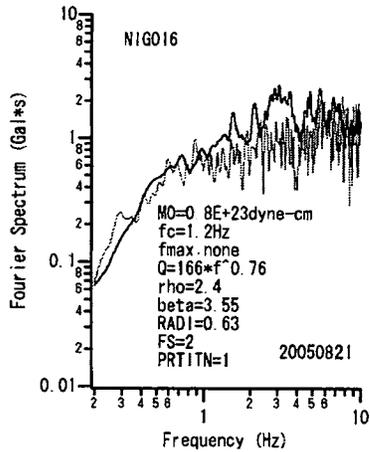


図3 2005年8月21日の地震(M5.0)の震源スペクトルを設定しK-NETの3地点でのフーリエスペクトルを再現した状況

ことがわかる。なお、1号機~7号機の基礎版上におけるサイト増幅特性は高周波側で落ち込んでいく傾向が見られるが、これは建屋による入力損失の影響であると考えられる。建屋の影響のない発電所サービスホール地表(SG1)に関して同じ方法で評価されたサイト増幅特性(図6)はこうした落ち込みを示さない。

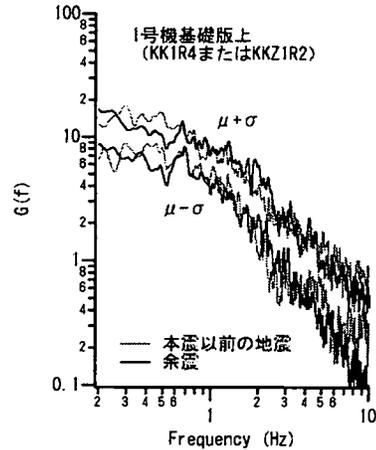


図4 1号機基礎版上において本震以前の地震および余震から評価されたサイト増幅特性($\mu+\sigma$ と $\mu-\sigma$ を表示)

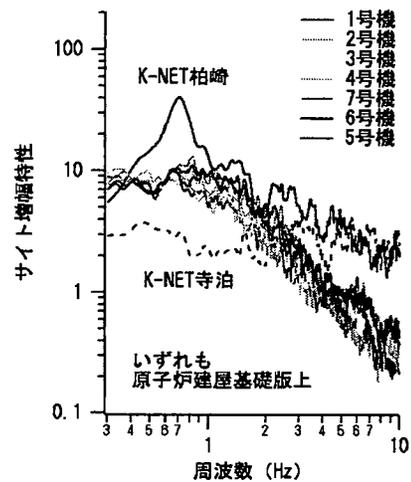


図5 1~7号機の基礎版上におけるサイト増幅特性(余震から評価されたもの; μ を表示)

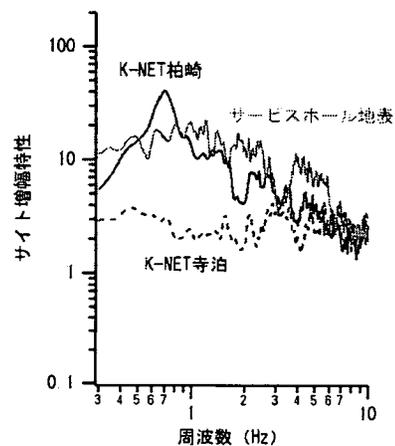


図6 サービスホール地表におけるサイト増幅特性(余震から評価されたもの; μ を表示)

4. チューニングされた複数アスペリティモデルによる強震動シミュレーション

ここでは、震源近傍における観測波形が再現されるようにチューニングされた複数アスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示す。

複数アスペリティモデルの構築には波形インバージョン結果を利用した。図7のコンターは経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンによるすべり分布である。ここで断層面の走向は 40° 、傾斜は 36° である。波形インバージョンについて詳しくは文献17)を参照されたい。ただし、図7のすべり分布は、文献17)よりも対象地点を1箇所(KSH)増やして実施された波形インバージョンの結果である。このすべり分布において、すべり量が大きいと考えられる部分に長方形のアスペリティを配置し、発電所における速度波形の再現性に特に注意しながら、図7に示すような複数アスペリティモデルを構築した。この震源モデルは1~3のアスペリティで構成されており、面積はそれぞれ 4km^2 、 24km^2 、 9km^2 、地震モーメントはそれぞれ $0.4\text{E}+25\text{dyne-cm}$ 、 $1.0\text{E}+25\text{dyne-cm}$ 、 $1.0\text{E}+25\text{dyne-cm}$ 、ライズタイムはそれぞれ 0.17s 、 0.33s 、 0.25s 、分割数はすべて $5 \times 5 \times 5$ である。各アスペリティは全体の破壊開始点に最も近いコーナーから同心円状に壊れるものとし、破壊伝播速度はインバージョン結果をもとに 3.0km/s とした。各アスペリティの相対的な破壊時刻は 1.3s 、 2.4s 、 6.4s である。震源付近の密度は 2.7g/cm^3 、S波速度は 3.5km/s とした。 R_{θ} としては全方位への平均値 0.63 を用いた。 $PRITIN$ の値は $0.63\text{-}0.77$ の範囲で観測波が最もうまく再現されるように設定した(EW成分とNS成分の自乗和は1)。波形の再現計算を行う過程で、

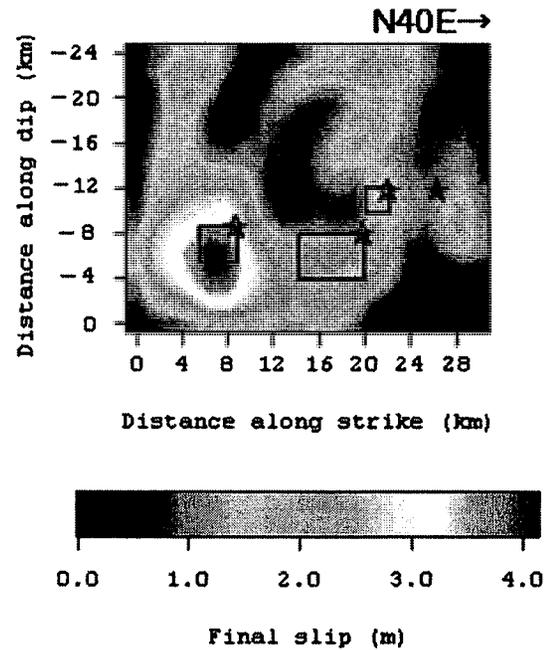


図7 2007年新潟県中越沖地震に対し、波形インバージョンで求めたすべり分布(コンター)と構築した複数アスペリティモデル(長方形)。★は全体の破壊開始点、☆は各アスペリティの破壊開始点。断層面の走向は 40° 、傾斜は 36° 。

1~7号機基礎版上の波形に対しても多重非線形効果を考慮するためのパラメータを適用した方が良いと判断されたので、すべて $\nu_1=0.85$ 、 $\nu_2=0.01$ を用いた。K-NET 柏崎については、工学的基盤における2E波に対して $\nu_1=0.8$ 、 $\nu_2=0.06$ を適用し、さらに表層地盤の有効応力解析¹⁸⁾を行った。

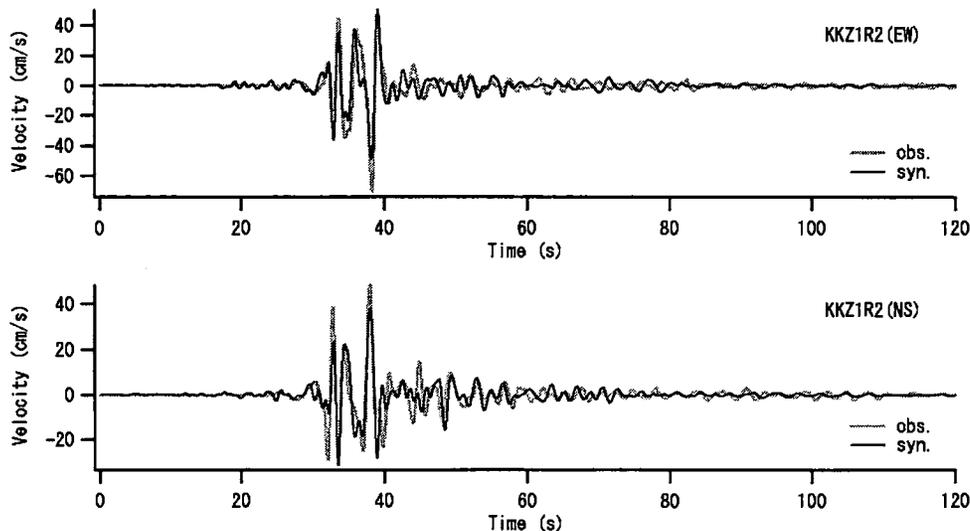


図8 チューニングされた複数アスペリティモデルによる1号機の基礎版上(KKZ1R2)における速度波形(0.2-1Hz)の再現状況。観測波にみられる3つのパルスがそれぞれアスペリティ1-3に対応。

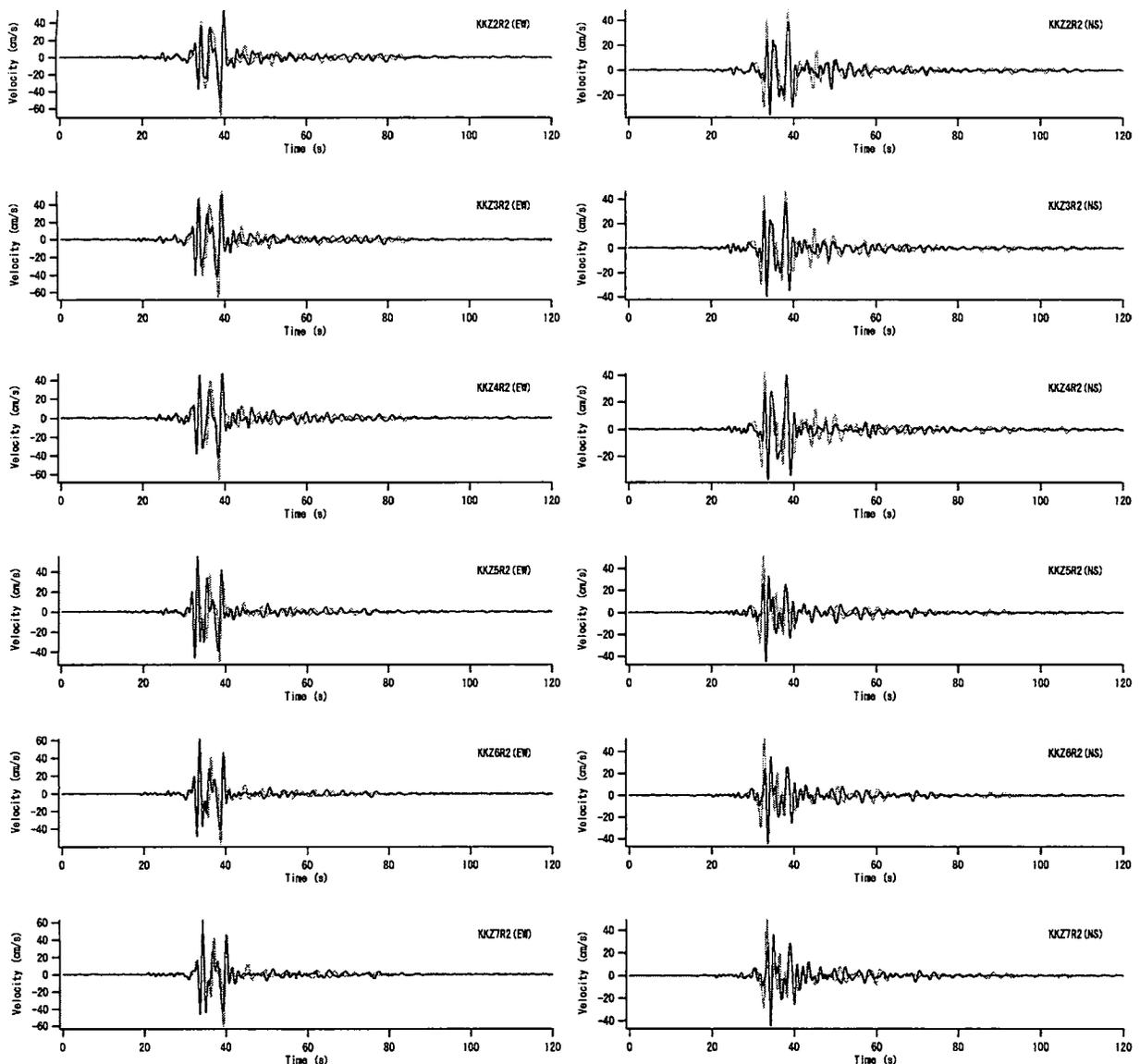


図9 チューニングされた複数アスペリティモデルによる2号機～7号機の基礎版上における速度波形(0.2-1Hz)の再現状況。灰色の線が観測結果で黒の線が計算結果。

この特性化震源モデルにより、発電所の敷地で観測されたパルス状の速度波形は図8と図9に示すように良好に再現される。ここで特に0.2-1Hz(周期1-5秒)の帯域に着目して震源モデルのチューニングを行ったのは、著者が主に研究対象としている港湾構造物に対してこの帯域の地震動が与える影響が大きいからであるが、我が国のほとんどの超高層建物もこの帯域に固有周期を有していることから、この帯域の波形を再現できる震源モデルおよび強震波形計算手法は建築の分野においても有用ではないかと考えている。

図8に典型的に見られるように、発電所で観測された速度波形は主に3つのパルスからなる。これらは図7の1-3のアスペリティに対応している(図10に1号機基礎版上のEW成分の速度波形への各アスペリティの寄与を

示す)。1つめのパルスは最も周期が短く、2つ目のパルスは最も周期が長く、3つ目のパルスは中ぐらいの周期である。これらに対応して、アスペリティのサイズは、アスペリティ1が最小、アスペリティ2が最大でなければならない。また、2つ目のパルスは3つ目のパルスほど振幅が大きくないから、アスペリティ2はアスペリティ3よりも応力降下量を小さく設定している(地震モーメントは同じだが面積が大きいのでその分応力降下量は小さい)。

発電所とは異なる方位に位置するK-NET 寺泊とK-NET 柏崎における速度波形の再現状況を図11と図12に示す。これらの地点においても波形の再現状況は概ね良好である。ここで注意する必要があるのは、K-NET 寺泊とK-NET 柏崎において最大速度に著しい違いが見ら

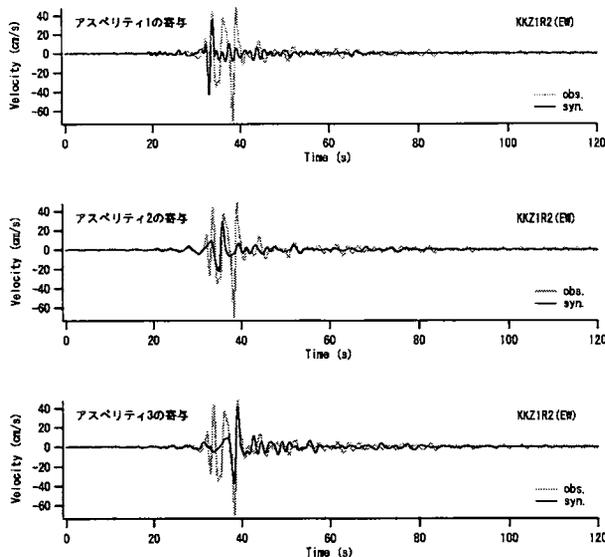


図10 1号機基礎版上(KKZ1R2)のEW成分の速度波形(0.2-1Hz)に対する各アスペリティの寄与。

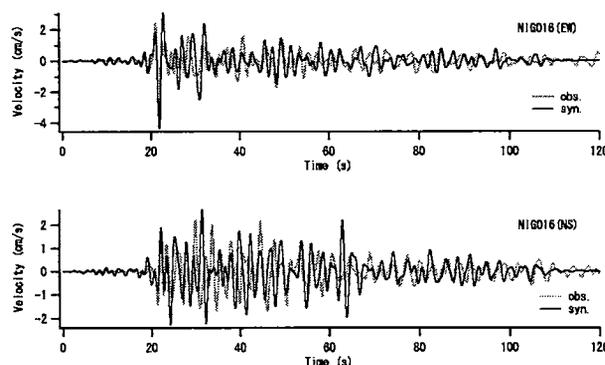


図11 チューニングされた複数アスペリティモデルによるK-NET 寺泊(NIG016)における速度波形(0.2-1Hz)の再現状況。

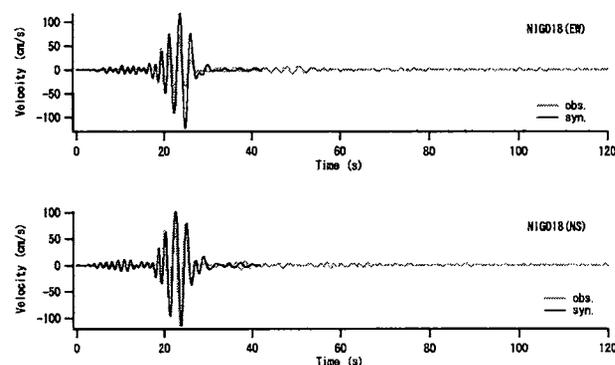


図12 チューニングされた複数アスペリティモデルによるK-NET 柏崎(NIG018)における速度波形(0.2-1Hz)の再現状況。

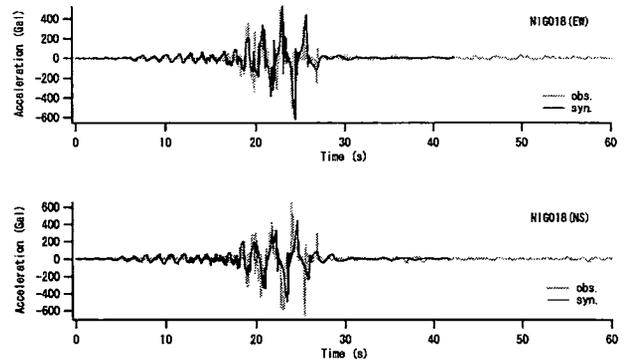


図13 チューニングされた複数アスペリティモデルによるK-NET 柏崎(NIG018)における加速度波形の再現状況。

れるという点である(一方が4cm/s程度であるのに対し他方は100cm/s以上)。こうした著しい違いは、図5に見られるような両者のサイト増幅特性の差異を考慮することによってはじめて再現が可能となる。

K-NET 柏崎における加速度波形の再現状況を図13に示す。この地点の加速度波形には過剰間隙水圧の影響によると見られるスパイク状のピークが生じているが、これをある程度再現できている。なお、この地点では、先に述べたように、多重非線形効果を考慮するほか、表層地盤の有効応力解析を行っている。有効応力解析に用いた土質定数は表1および表2に示す通りである。表1と表2の土質定数は原則としてN値と細粒分含有率から推定される値または当該解析手法¹⁸⁾において一般的に用いられる値である。ただし「砂2」と「砂3」のW1については、N値から推定される値をそのまま用いると液状化強度を過大評価する傾向が認められたので、小さめの値を設定していることをお断りしておく。

1号機~7号機の基礎版上およびK-NET 寺泊とK-NET 柏崎における加速度フーリエスペクトルの再現状況を図14に示す。再現状況は概ね良好である。これらのフーリエスペクトルはすべて座標軸を揃えて示しているが、ここでも、K-NET 寺泊とK-NET 柏崎における低周波側の振幅レベルの違いが特に目を引く(実に30倍程度の振幅レベルの違いがある)。また、発電所の敷地における低周波側の振幅レベルはそれらの中間程度となっている。これら本震時における揺れのスペクトル特性はサイト増幅特性(図5)を色濃く反映していることがわかる。

表1 K-NET 柏崎における表層地盤の有効応力解析¹⁸⁾に用いた土質定数

| 層厚 (m) | 名称 | γ_t (kN/m ³) | σ_{ma}' (kN/m ²) | G_{ma} (kN/m ²) | K_{ma} (kN/m ²) | ϕ (°) | m_G, m_K | n | h_{max} |
|-----------|--------------|------------------------------------|--|----------------------------------|----------------------------------|---------------|------------|------|-----------|
| 3.3 | 砂-1 | 18.3 | 22.6 | 31558 | 82299 | 38.6 | 0.5 | 0.45 | 0.24 |
| 1.7 | 砂-2(水面上) | 19.1 | 57.5 | 85950 | 224144 | 41.21 | 0.5 | 0.45 | 0.24 |
| 2.0 | 砂-2(水面上) | 19.1 | 76.5 | 85950 | 224144 | 40.88 | 0.5 | 0.45 | 0.24 |
| 5.7 | 砂-3 | 19.1 | 102.7 | 85950 | 224144 | 41.69 | 0.5 | 0.45 | 0.24 |
| 3.1 | シルト1-1 | 17.9 | 131.4 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 3.1 | シルト1-2 | 17.9 | 149.7 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 3.1 | シルト1-3 | 17.9 | 168.1 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 2.7 | シルト質粘土1-1 | 17.9 | 185.3 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 2.7 | シルト質粘土1-2 | 17.9 | 201.3 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 7.8 | シルト質砂 | 18.9 | 235.3 | 85050 | 221797 | 39.69 | 0.5 | 0.45 | 0.24 |
| 3.8 | シルト2 | 17.9 | 272.6 | 88404 | 230544 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 3.0 | 粘土質シルト-1 | 17.9 | 292.8 | 88404 | 230544 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 2.7 | 粘土質シルト-2 | 17.9 | 309.6 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 2.3 | 砂混じりシルト | 17.9 | 324.5 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 1.0 | シルト質粘土2 | 17.9 | 334.2 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 1.0 | 砂混じり粘土質シルト-1 | 17.9 | 340.2 | 65938 | 171955 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 4.0 | 砂混じり粘土質シルト-2 | 17.9 | 355 | 80550 | 210062 | 30 | 0.5 | 0.55 | 0.208 |
| 2.0 | シルト岩(工学的基礎) | 20 | | Vs=500m/s, Vp=1600m/s | | | | | |

表2 K-NET 柏崎における表層地盤の有効応力解析¹⁸⁾に用いた液状化パラメータ

| 名称 | PHIP | S1 | W1 | P1 | P2 | C1 |
|-------|------|-------|-------|-----|-------|----|
| 砂-2 | 28 | 0.005 | 5.00 | 0.5 | 0.773 | 1 |
| 砂-3 | 28 | 0.005 | 5.00 | 0.5 | 0.663 | 1 |
| シルト質砂 | 28 | 0.005 | 27.92 | 0.5 | 0.826 | 1 |

5. 『作成法』に沿って設定したアスペリティモデルによる強震動シミュレーション

次に、『作成法』¹⁾に沿って設定したアスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示す。ここでは、震源断層の位置と地震の規模(地震モーメント)は与えられているものとし、それ以後のパラメータ設定を行う。地震モーメントとしては防災科学技術研究所のF-net¹⁹⁾による値(9.30×10²⁵ dyne-cm)を用いる。地震モーメントから短周期レベルを求める式としては式(6)がある¹⁾。

$$A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad (6)$$

ここにAは短周期レベル(dyne-cm/s²)、M₀は地震モーメント(dyne-cm)である。ただし、北陸地方では既往の大地震として2007年能登半島地震が発生しており、その短周期レベルは式(6)から推定される値の約2倍であったことが報告されている²⁾。『作成法』では震源特性の地域性を考慮することが推奨されている。そこで、以下のパラメータ設定では、短周期レベルとして、中越沖地震の地震モーメントから推定される値の2倍である2.23×10²⁶ dyne-cm/s²を用いる。

震源断層の総面積S(km²)は地震モーメントから次の経験的関係式¹⁾で求める。

$$M_0=(S/2.23 \times 10^{15})^{3/2} \quad M_0 \leq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm} \quad (7)$$

$$M_0=(S/4.24 \times 10^{11})^2 \quad M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm} \quad (8)$$

Sは409km²となる。アスペリティの総面積S_a(km²)は次の関係式¹⁾から求める。

$$S_a = \pi^4 \times (7/4)^2 \times (M_0/A)^2 \times \beta^4/S \quad (9)$$

S_aは19.1km²となる。この面積を前提にして所要の短周期レベル(2.23×10²⁶ dyne-cm/s²)を与えるようにアスペリティ部の地震モーメントを調整するとM_{0a}=2.0×10²⁵ dyne-cmとなる。

次に、アスペリティ部の面積と地震モーメントを複数のアスペリティに割り当てる。ケースとしては、アスペリティが1個の場合(ケース1)、2個の場合(ケース2)、3個の場合(ケース3)の3通りを考える。面積と地震モーメントの各アスペリティへの割り当て方法は唯一ではないが、ここでは2個の場合には2等分、3個の場合には3等分する。すなわちアスペリティ部の地震モーメントの総和が一定となるように分割する。この場合、アスペリティ部の短周期レベルの総和は厳密には一定とならないことに注意されたい。

アスペリティの配置方法も当然ではあるが唯一ではない。『作成法』¹⁾では(詳しい情報がない時には)サイトへの影響を考慮して設定することになっている。本検討

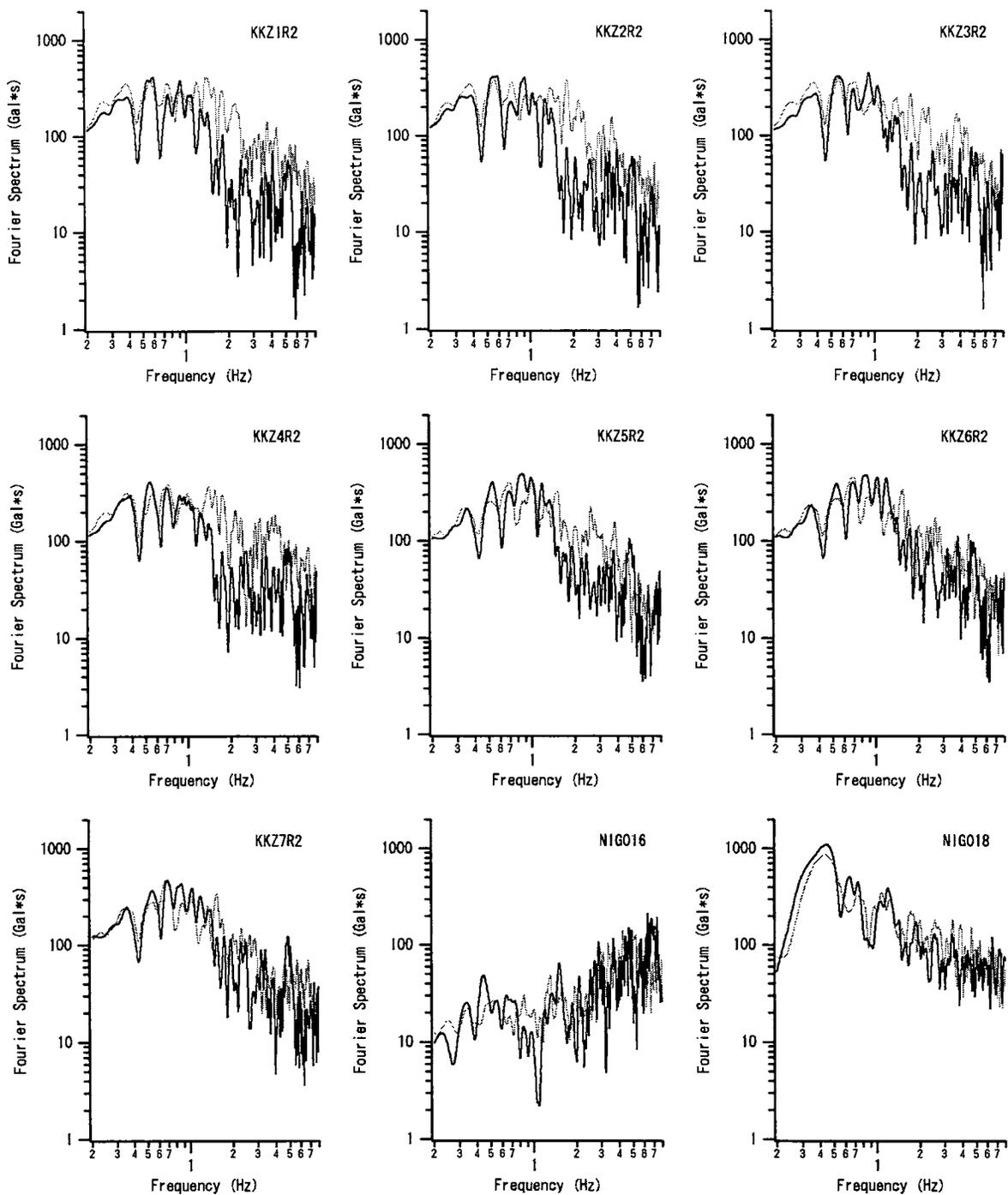


図 14 チューニングされた複数アスペリティモデルによる 1 号機～7 号機の基礎版上および K-NET 寺泊と K-NET 柏崎における加速度フーリエスペクトルの再現状況。灰色の線が観測結果で黒の線が計算結果。

では 4. で求めたアスペリティ位置を参考にする。アスペリティが 3 個の時には、それらを、図 7 のアスペリティ 1-3 の位置に置く。このとき、各アスペリティの破壊開始点(☆)とその破壊時刻は 4. と同じものを用いる。アスペリティが 2 個の時には図 7 のアスペリティ 2 と 3 の位置を利用する。アスペリティが 1 個の時には図 7 のアスペリティ 3 の位置を利用する。アスペリティ内部での破壊伝播速度は S 波速度の 72%¹⁾すなわち 2.5km/s とし

た。各アスペリティのライズタイムは以下の式²⁰⁾で定めた。

$$\tau = (W_a / V_r) / 4 \quad (10)$$

ここに τ はライズタイム、 W_a はアスペリティ幅、 V_r は

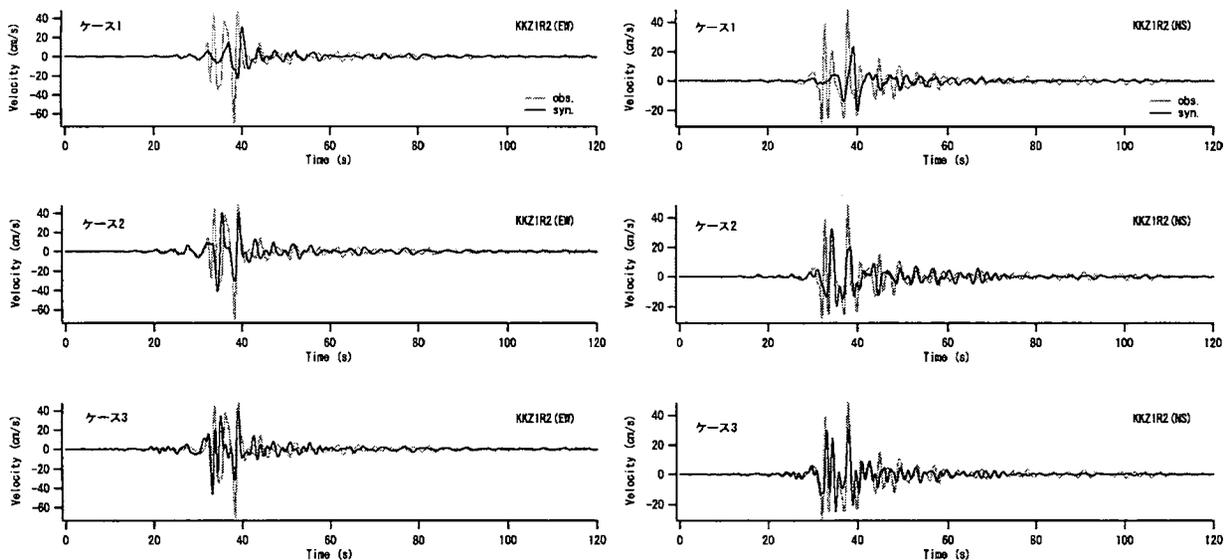


図 15 『作成法』に沿って設定したアスペリティモデルによる 1 号機の基礎版上 (KKZ1R2) における速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果 (黒) と観測結果 (灰色). 上から順にアスペリティが 1 個, 2 個および 3 個のケース.

破壊伝播速度である.

図 15 に 1 号機基礎版上における速度波形の計算結果を観測結果と比較して示す. アスペリティが 1 個のケースではパルスの振幅が過小評価となっているが, アスペリティが 2 個もしくは 3 個のケースでは比較的観測結果に近い速度波形が得られている. 図 16 には, アスペリティが 3 個の場合について, 1 号機~7 号機の基礎版上および K-NET 寺泊と K-NET 柏崎における加速度フーリエスペクトルの計算結果を観測結果と比較して示す. 短周期成分がやや過小評価されている地点もあるが, 先に紹介した NIG016 と NIG018 における振幅の大幅な違いなど, 観測スペクトルの傾向はよく捉えられている.

6. おわりに

本稿では, 刊行予定の『最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法』¹⁾の内陸地殻内地震への適用事例として, 2007 年新潟県中越沖地震への適用事例を示した. 最初に, この地震の観測波形を再現するようにチューニングされた複数アスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示し, 次に, 『作成法』に沿って設定したアスペリティモデルによる強震動シミュレーション結果を示した. その際, 震源断層の位置と地震の規模 (地震モーメント) は与えられているものとし, それ以後のパラメータ設定を行った. また, 北陸地方で発生した既往の大地震の短周期レベルを参考にした.

チューニングされた複数アスペリティモデルによる震源近傍での強震動シミュレーション結果は, 当然では

あるが観測結果と良く整合しており, 特に港湾構造物や超高層建物の耐震設計で重要となる 0.2-1Hz の帯域での速度波形の再現精度は良好である.

一方, 『作成法』に沿って設定したアスペリティモデルによる計算結果に関しては, 2 個もしくは 3 個のアスペリティを設定した場合において, アスペリティサイズのチューニングを行っていないにも関わらず, 0.2-1Hz の帯域での速度波形の再現精度は比較的良好であった. フーリエスペクトルについて見ると, 短周期成分がやや過小評価されている地点もあるが, 先に紹介した NIG016 と NIG018 における振幅の大幅な違いなど, 観測スペクトルの傾向はよく捉えられている. この結果は, 刊行予定の『作成法』が, 地点毎の特性をふまえた設計用入力地震動を策定する上で有用であることを示すものと考えられる.

お知らせ

本研究で使用したサイト増幅特性データの一部と強震波形計算プログラムは CD-ROM^①で公開されています.

謝辞

東京電力 (株) および独立行政法人防災科学技術研究所に対し, 貴重な強震波形データを使用させていただいたことに対して心より御礼申し上げます. パシフィックコンサルタンツ (株) の佐藤成さんには K-NET 柏崎の表層地盤を対象とした有効応力解析において助力を得ました. ここに記して謝意を表します.

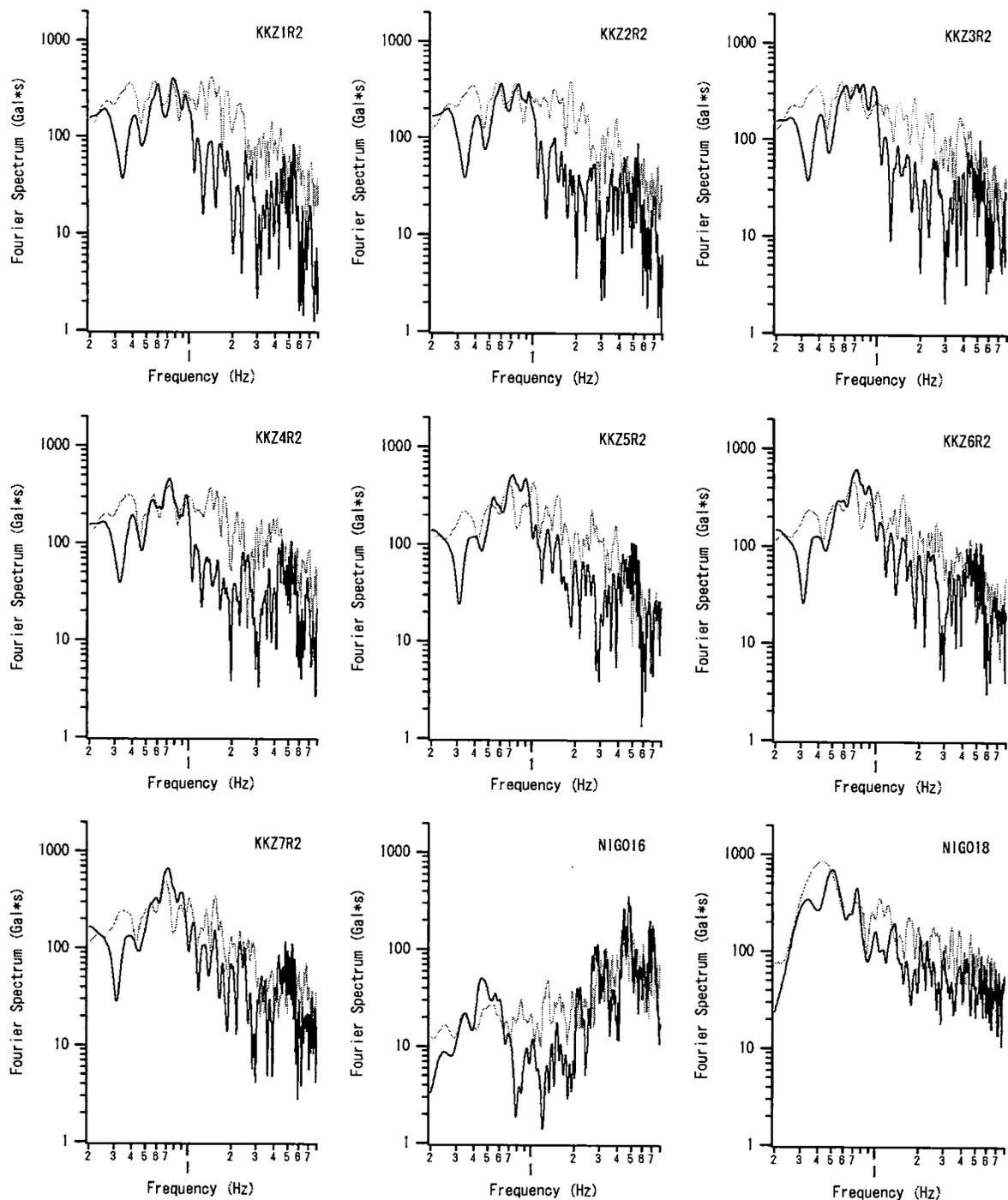


図 16 『作成法』に沿って設定したアスペリティモデル（アスペリティ 3 個）による 1 号機～7 号機の基礎版上および K-NET 寺泊と K-NET 柏崎における加速度フーリエスペクトルの計算結果（黒）と観測結果（灰色）。

参考文献

- 1) 日本建築学会: 最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, 2009 (刊行予定) .
- 2) 加藤研一, 池浦友則: 2007 年能登半島地震が湧起した大振幅地震動の発生要因, 日本建築学会大会学術講演梗概集(中国), B-2, pp.761-762, 2008.
- 3) 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評

価, 日本建築学会構造系論文集, Vol.514, pp.97-104, 1998.

- 4) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅: 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した盆地生成表面波のシミュレーション—九州地方のカルデラを例として—, 土木学会論文集 A, 第 62 巻, 第 4 号, pp.891-905, 2006.
- 5) 野津厚, 長尾毅, 山田雅行: スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集,

- 第7巻, 第2号, pp.215-234, 2007.
- 6) 野津厚, 菅野高弘: 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—因果性および多重非線形効果に着目した改良—, 港湾空港技術研究所資料 No.1173, 2008.
 - 7) Boore, D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865~1894, 1983.
 - 8) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997~5009, 1970.
 - 9) Brune, J.N. : Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, p.5002, 1971.
 - 10) Esheryby, J.D. : The determination of a elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc. Lond.*, Ser. A 241, pp.376-396, 1958.
 - 11) 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集 第556号, pp.15-24, 2002.
 - 12) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25, 1997.
 - 13) 野津厚, 盛川仁: 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, Vol.55, pp.361-374, 2003.
 - 14) 野津厚: 非線形パラメタと有効応力解析を併用した強震動評価手法, 土木学会地震工学論文集, Vol.29, pp.114-122, 2007.
 - 15) Kinoshita, S. : Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
 - 16) 野津厚, 長尾毅: スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112, 2005.
 - 17) Nozu, A. : Rupture Process of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake - waveform inversion using empirical Green's functions -, *Earth, Planets and Space* (to appear).
 - 18) Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. : Strain space plasticity model for cyclic mobility, *Soils and Foundations*, Vol.32, pp.1-15, 1992.
 - 19) Fukuyama, E., M. Ishida, S. Hori, S. Sekiguchi and S. Watada : Broadband seismic observation conducted under the FREESIA Project, *Rep. Natl. Res. Inst. Earth Sci, Disas. Prev.* 57, pp.23-31, 1996.
 - 20) 片岡正次郎, 日下部毅明, 村越潤, 田村敬一 : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.15, 2003.

宮城県沖地震に関する適用例 Application to the Miyagi-ken-oki earthquake

大野晋*
Susumu OHNO

Broadband strong-motion waveforms for the 1978 Miyagi-ken-oki earthquake (M7.4) are evaluated by using hybrid method of theoretical method and stochastic green's function method with an characterized source model. It is found that the original two-asperity model cannot evaluate observed large-amplitude velocity pulse, and it is necessary to adjust the asperity parameters to estimate the velocity pulse for this earthquake.

1. はじめに

宮城県の東方沖では平均繰り返し間隔37年でM7クラスの地震が繰り返し発生しており、1978年宮城県沖地震(M7.4)では全壊家屋1183戸、死者28人の被害を出している。また、2005年には同じ震源域でM7.2の地震が発生したが、1978年の震源域の一部が破壊したと見られており、すべり残しの領域の破壊が懸念されている。

本報告では1978年宮城県沖地震に対して、ハイブリッド法による強震動シミュレーションを行った結果について報告する。対象とした強震観測点は図1の4点である。この震源域で起こった地震は、短周期が卓越することが知られており、S波初動におけるパルス的な波形が特徴的である(図2, 図3)。

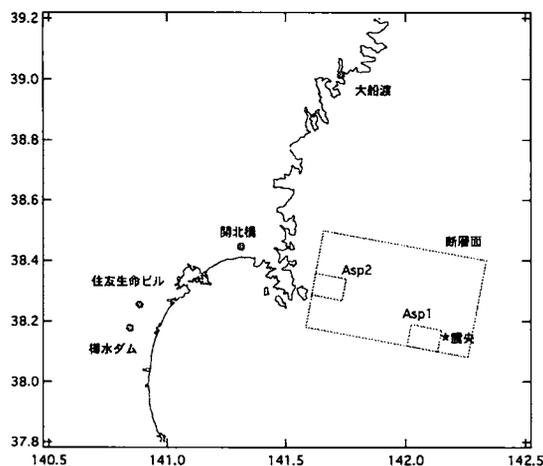


図1 断層面と評価対象地点

2. 震源モデル

宮城県沖地震は地震調査研究推進本部(2005)により震源のモデル化および地震動評価が行われている。その際、図1のように破壊開始点近くと沿岸付近の2点にアスペリティが設定され、表1(2)のようなパラメータで強震動評価

が行われている。一方、釜江ほか(2002)、松島・川瀬(2006)、野津(2008)らにより前述のパルス的な地震動を説明するための特性化震源モデルが提案されている。共通して、アスペリティとして破壊開始点近傍のより小さな領域(4-6km程度)が推定されている(松島・川瀬はスーパーアスペリティと呼んでいる)。

3. 地盤構造

奥津ほか(2008)では仙台平野南部地下構造(仙台市, 2005)・宮城県地下構造(宮城県, 2004)・防災科研地下構造(藤原ほか, 2004)の3次元構造をつないだ3次元モデルを作成している。ここではそのモデルを観測記録で一部チューニングした3次元モデルから、観測点直下の1次元構造を取り出して成層地盤として解析を行った。用いたモデルを表2に示す。なお、大船渡については領域外であったため、北上山地内で条件が近いと思われる開北橋のモデルをそのまま用いている。また、地震基盤に深についてはWu et al.(2008)が用いた構造につなげた。

4. 地震動評価

最初に表1(2)の震源モデル(以下推本モデル)により、長周期側を波数積分法(Hisada, 1994, 1995)で、短周期側を統計的グリーン関数法(壇ほか, 2000)で評価を行った。統計的グリーン関数での伝播経路におけるQ値は地震調査研究推進本部(2005)と同じ $Q=100f^{0.69}$ とし、要素波形の継続時間は佐藤ほか(1994)を用いた。図2は周期1秒以上について、観測記録の速度波形(実線)と理論地震動(点線)を重ね書きしたものである。また、図3には水平2成分のうち大きい方について、ハイブリッド法による結果(速度波形及び応答スペクトル)を記録と重ね書きしている。なお、観測記録の絶対時刻が不明なため、S波初動を合わせて重ね書きしている。

どの地点でも、推定結果は速度波形の最初のパルスの振幅が小さく、結果として応答スペクトル上の長周期振幅が

* 東北大学工学研究科災害制御研究センター

Disaster Control Research Center, Graduate School of Eng., Tohoku Univ.

小さいことがわかる。一方応答スペクトルの短周期側（統計的グリーン関数法の寄与が大きい領域）の振幅は、概ね観測値を評価できていることが確認できる。

続いて、初動パルスを説明するようにフォーワードモデリングでアスペリティパラメータを調整した。その結果得られた震源モデルを表1(3)に示す。最大すべり速度は余り変わらないが、すべり速度関数の大振幅部分の継続時間を長くし、アスペリティの地震モーメントを大きくしている。このモデルによる評価結果を図2、図3の破線に示す。大船渡を除いて初動のパルスの振幅及び応答スペクトルの長周期領域の振幅が改善されていることがわかる。

なお、2で述べた破壊開始点付近のスーパーアスペリティについても既往のモデルを参照して検討したが、開北橋・大船渡の初動パルスをよく説明するようになるものの、住友生命ビル・樽水ダムについては十分なパルス振幅を生成できなかったため、ここでは仙台市に影響が大きい後者を重視したモデルとした。

また、時刻20秒付近に共通して見られる2つめのパルスもまだ説明できていないが、これについては海岸線付近のアスペリティの調整がさらに必要と思われる。

5. まとめ

1978年宮城県沖地震を対象として、地震調査研究推進本部の震源モデルと最新の地下構造をもとにハイブリッド法による評価を行い、その震源モデルのままでは初動パルスと長周期振幅を十分に説明できないこと、アスペリティパラメータの調整により改善されることを示した。スーパーアスペリティモデルとの整合については今後の課題である。

謝辞

土木研究所、宮城県、港湾技研等のデータを使用しました。また、波数積分には工学院大学久田教授のプログラムを使用させていただきました。記して感謝します。

参考文献

壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 宮腰淳一, 佐藤智美 (2000) 統計的グリーン関数法による1923年関東地($M_{JMA}7.9$)の広帯域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530号, 53-62.

Hisada, Y. (1994) An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1456-1472.

Hisada, Y. (1995) An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2), Bull. Seism. Soc. Am., 85,, 1080-1093.

藤原広行, 河合伸一, 青井真, 功刀卓, 石井透, 早川譲, 森川信之, 小林京子, 大井昌弘, 神野達夫, 奥村直子(2004) 宮城県沖地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第249号

釜江克宏・川辺秀憲・入倉孝次郎(2002)1978年宮城県沖地震の震源モデル, 地震学会講演予稿集, A24.

松島信一・川瀬博(2006)海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球/号外55, 98-102.

宮城県(2004)第3次宮城県地震被害想定調査報告書

中村洋光・宮武隆(2000)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, 53, 1, 1-9

野津厚(2008)開北橋におけるサイト増幅特性と1978年宮城県沖地震のアスペリティサイズについて, 日本地震工学会-大会2008梗概集, 266-267

奥津多加志・源栄正人・山本優・大野晋 (2008) 仙台市における1978年宮城県沖地震の広帯域地震波形シミュレーション, 東北地域災害科学研究, 44, 57-62

佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994)ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.

地震調査研究推進本部(2005)宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について

仙台市(2005)仙台平野南部地下構造調査報告書

Wu, C., K. Koketsu and H. Miyake (2008) Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, J. Geophys. Res., 113, B08316.

表1 震源モデル

(1) 本震の震源モデル

| | |
|--------------------|----------------------|
| 震源位置 | N38.15, E141.167 |
| 地震モーメント (N·m) | 3.1×10^{20} |
| Strike, Dip (deg.) | 190, 20 |
| 震源深さ (km) | 31.5 |
| 破壊伝播速度 (km/sec) | 3.0 |
| 破壊形式 | 同心円状 |

(2) 微視的パラメータ(推本モデル)

| | Asp1 | Asp2 | 背景領域 |
|-----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| 面積 (km ²) | 96 | 96 | 2074 |
| 地震モーメント (N·m) | 2.6×10^{19} | 2.6×10^{19} | 2.6×10^{20} |
| rake(deg.) | 45 | 90 | 90 |
| すべり量(m) | 5.9 | 5.9 | 2.7 |
| 最大すべり速度(m/s)* | 34 | 13.5 | 2.1 |
| 立ち上がり時間(sec)* | 1.3 | 1.3 | 6 |
| 応力降下量 (MPa) | 73 | 29 | 6.8 |

*すべり時間関数は中村・宮武(2001)

(3) 微視的パラメータ(調整モデル)

| | Asp1 | Asp2 | 背景領域 |
|-----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| 面積 (km ²) | 96 | 96 | 2074 |
| 地震モーメント (N·m) | 6.4×10^{19} | 3.2×10^{19} | 2.1×10^{20} |
| rake(deg.) | 30 | 90 | 90 |
| すべり量(m) | 14.4 | 7.2 | 2.2 |
| 最大すべり速度(m/s)* | 36 | 1.8 | 1.1 |
| 立ち上がり時間(sec)* | 0.8 | 0.8 | 2.4 |

*すべり時間関数は三角パルス

表2 地下構造モデル

(a) 開北橋・大船渡

| density(t/m ³) | Vp(m/s) | Qp | Vs(m/s) | Qs | width(m) |
|----------------------------|---------|-----|---------|-----|----------|
| 2.00 | 1846 | 200 | 700 | 100 | 30 |
| 2.10 | 2770 | 200 | 1300 | 100 | 66 |
| 2.50 | 3846 | 340 | 2000 | 170 | 0 |
| 2.63 | 5385 | 340 | 3000 | 170 | 2904 |
| 2.63 | 6080 | 340 | 3500 | 170 | * |

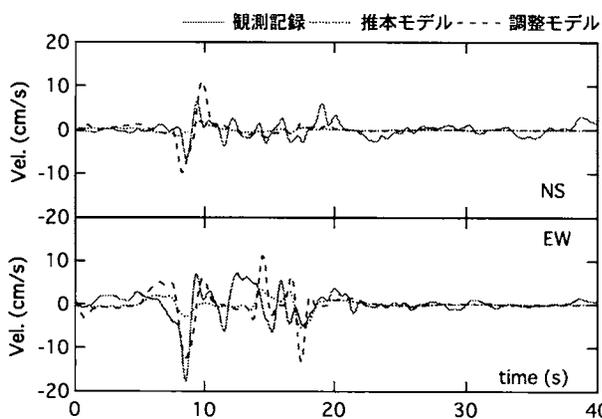
(b) 住友生命ビル

| density(t/m ³) | Vp(m/s) | Qp | Vs(m/s) | Qs | width(m) |
|----------------------------|---------|-----|---------|-----|----------|
| 2.05 | 2155 | 100 | 901 | 70 | 435 |
| 2.10 | 2689 | 200 | 1248 | 100 | 225 |
| 2.50 | 3498 | 340 | 1774 | 170 | 174 |
| 2.63 | 5474 | 340 | 3058 | 170 | 2166 |
| 2.63 | 6080 | 340 | 3500 | 170 | * |

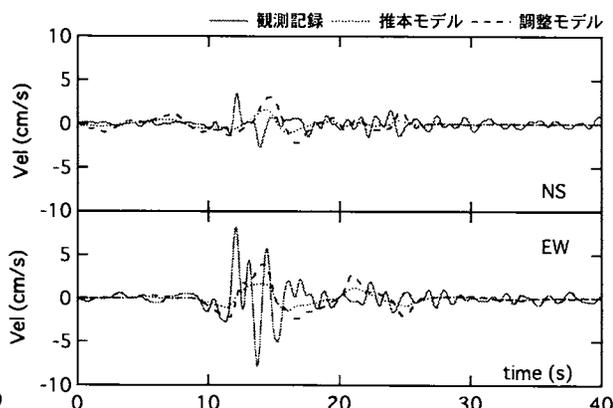
(c) 樽水ダム

| density(t/m ³) | Vp(m/s) | Qp | Vs(m/s) | Qs | width(m) |
|----------------------------|---------|-----|---------|-----|----------|
| 2.05 | 1997 | 100 | 798 | 70 | 33 |
| 2.10 | 2662 | 200 | 1230 | 100 | 59 |
| 2.50 | 3403 | 340 | 1712 | 170 | 356 |
| 2.63 | 5311 | 340 | 2952 | 170 | 2552 |
| 2.63 | 6080 | 340 | 3500 | 170 | * |

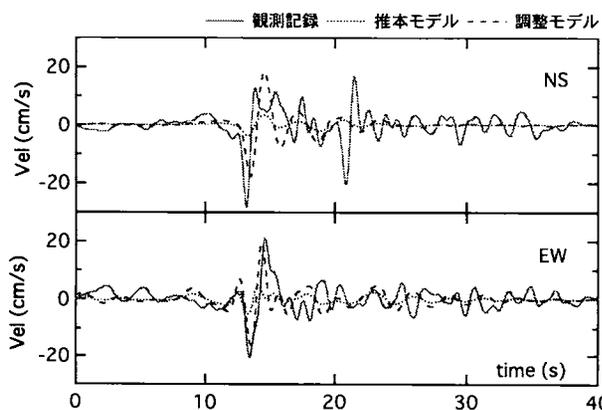
*最下層以深はWu et al. (2008)の構造を用いた。



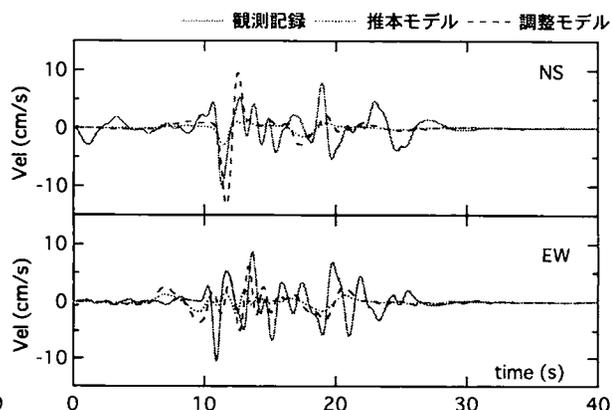
(1) 開北橋



(2) 大船渡

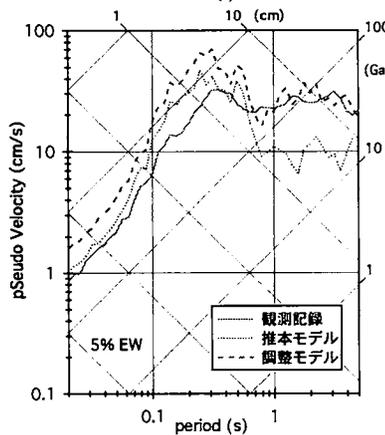
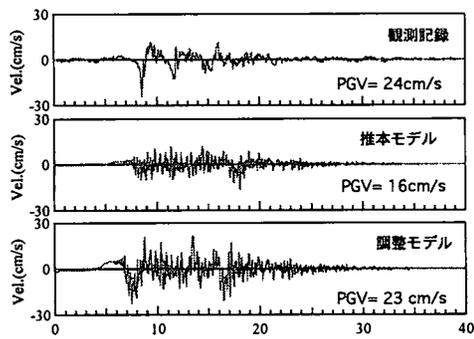


(3) 住友生命ビル

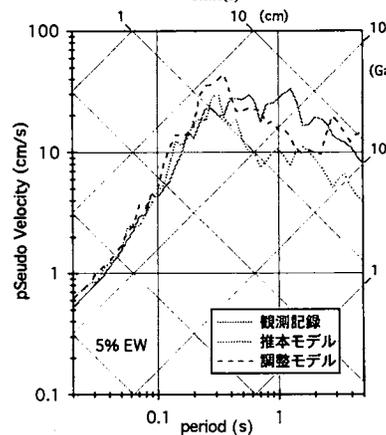
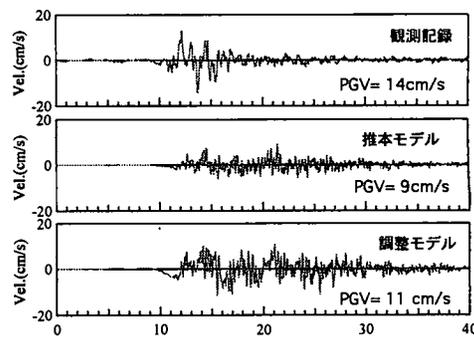


(4) 樽水ダム

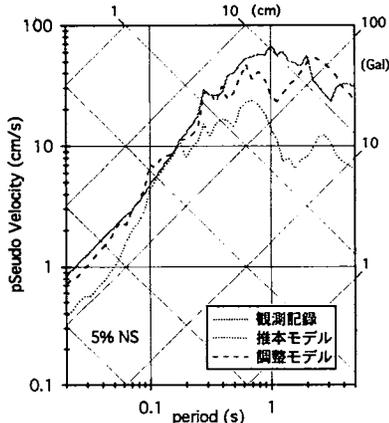
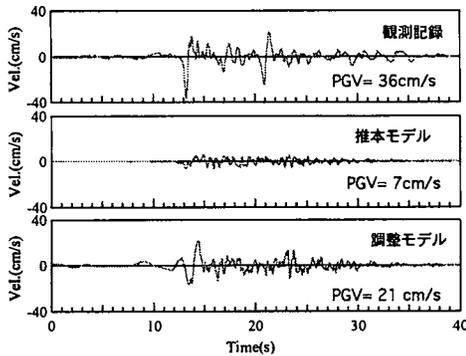
図2 成層地盤・波数積分法による速度波形のシミュレーション (0.1もしくは0.2-1Hz)



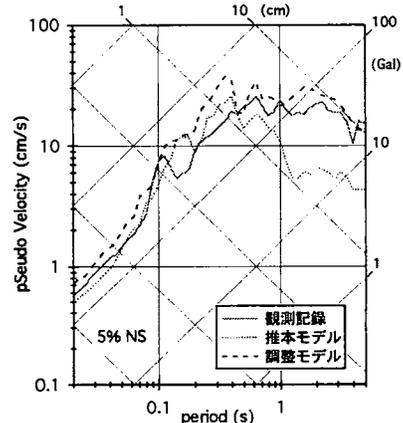
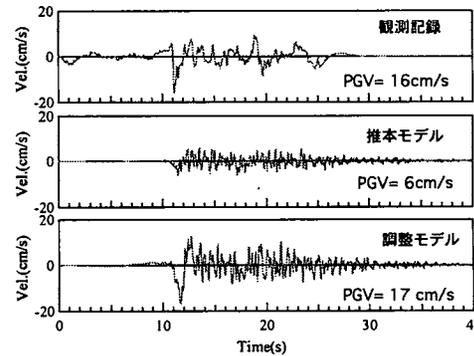
(1) 開北橋 (接続周期 1 s)



(2) 大船渡 (接続周期 5s)



(3) 住友生命ビル (接続周期 1 s)



(4) 樽水ダム (接続周期 1 s)

図3 ハイブリッド法による宮城県沖地震の地震動評価結果

十勝沖地震についての震源モデルの検討

STUDY ON THE COMPLEXITY OF FAULT RUPTURE PROCESS OF THE 2003 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE

渡辺基史^{*1}, 藤原広行^{*2}, 石井透^{*1}, 松島信一^{*1}, 早川崇^{*1}

Motofumi WATANABE, Hiroyuki FUJIWARA, Toru ISHII, Shinichi MATSUSHIMA, Takashi HAYAKAWA

The procedure for source modeling according to a characterized source model has been proposed and established in convenient researches on the estimation of strong ground motions from scenario earthquakes along active faults. In recent researches, such procedure is also applied to the strong ground motion prediction for some great subduction earthquakes. In these cases, it seems that short-period motions are underestimated while long-period ground motions explain the observed records well. We examine the effects of complexity of fault rupture process on strong ground motions in period range from 5 to 10 second by handling source parameters of the 2003 Tokachi-Oki earthquake. As a result, the complexity of rupture propagation is most important to correctly simulate ground motions in the period of several seconds for M8 earthquake. We have also made some characterized models for considering fault rupture propagation complexity and examine effects on strong ground motions calculated by the models.

1. はじめに

精度の高い強震動の予測や設計用入力地震動を設定する際には、これまでの地盤震動シンポジウムで何度も紹介されているように、特性化震源モデルを用いた強震動予測レシピ [入倉 (2004)] による震源モデル設定および計算手順を用いるのが広く支持されている一般的な手法となっている。

しかしながら、特性化震源モデルを用いた強震動予測レシピをマグニチュード8クラスの海溝型地震に対して適用した場合には、必ずしも適切な強震動予測結果が得られるとは限らないという問題が存在している。このような問題に関する議論は、「月刊地球 巨大地震による長周期地震動」(2006)に良くまとめられている。そのなかで佐藤・他 (2006) は、レシピに基づいた既往の特性化震源モデルを単純に適用した場合には、理論的方法による周期数秒から10秒の帯域において地震動が過小評価される課題を指摘している。つまり、既往の特性化震源モデルは主としてマグニチュード7クラスの内陸地震において被害に直結すると考えられるやや短周期帯域(0.5~2秒程度)の強震動を半経験的方法により評価するという枠組みのなかで最適化された手法であり、同じ手順をそのまま海溝型巨大地震に適用し理論的方法による強震動を計算すると、マグニチュード8クラスの海溝型地震の周期数秒の強震動を再現するに十分な細かなスケールの不均質性が考慮されていないために、その帯域では過小な評価結果になるとしている。問題を解決する方法としては、理論的方法と半経験的方法を2段階で組み合

わせ地震動評価する方法 [佐藤・他 (2006)], アスペリティの中にさらに小さなアスペリティを設定する方法 [松島・川瀬 (2006)], 断層面上のすべりや破壊伝播に不均質性を導入する方法 [関口・吉見 (2006), 久田・鱒沢 (2006)] などが提案されている。

このように、マグニチュード8クラスの海溝型巨大地震に対しては、超高層建物、免震建物、石油タンクのような長周期構造物に影響する周期数秒の地震動を対象とする一般的な震源特性化手法(主に理論的方法を対象とする)が十分には確立されていないことになる。そこで本稿では、周期数秒から10秒の帯域における強震動特性(振幅・スペクトル・経時特性)の予測精度向上と広帯域地震動を再現しうる特性化震源モデル設定手法の確立を目指して、渡辺・他 (2008) による2003年十勝沖地震を対象に断層破壊過程の複雑さが地震動に及ぼす影響に関して検討した結果を整理し、強震動に影響を与える支配的パラメータとその特徴を抽出する。また、その結果を参考にして既往の特性化震源モデルに断層破壊過程の複雑さを取り込む手法について考察し、それらの手法が強震動予測結果へどのような効果を与えるかに関する検討結果を報告する。

2. 2003年十勝沖地震を対象にした断層破壊不均質性に関する検討結果の整理

はじめに、2003年十勝沖地震の観測記録を利用した半経験的方法と理論的方法による強震動評価手法の検討 [地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004)],

*1 清水建設技術研究所

Shimizu Corporation

*2 防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Morikawa *et al.* (2006)] で設定された断層モデルのもとになっている Honda *et al.* (2004) による震源インバージョンの結果を用いて、断層破壊過程の複雑さが地震動に及ぼす影響を検討した渡辺・他 (2008) による検討結果を整理する。

渡辺・他 (2008) の検討は、2003 年十勝沖地震を対象に、震源インバージョンにより求められた各断層要素のすべり速度時間関数に対して、ある特定の震源パラメータを順次単純化するように関数形状を徐々に変化させることにより評価用震源モデルを複数設定し、それらの震源モデルに対して波数積分法による地震動の理論計算波形が変化していく様子を追い、強震動に影響を与える支配的パラメータの抽出とその影響度の定量化を試みたものである。

検討に用いた 2003 年十勝沖地震の断層モデルおよび地震動評価地点の位置関係を図 1 に示す。図中の三角印が K-NET, KiK-net の観測地点、丸印が断層近傍の計算波形出力のために新たに設定した仮想計算地点となっている。また、震源モデルに関しては、Honda *et al.* (2004) の震源モデルにおいて比較的すべりの大きな要素が断層最外周部分に分布し、破壊開始点付近と断層の南西部分で大きくすべった部分を断層破壊の主要な部分として抽出する作業をスムーズに行うのが困難であることがわかったため、断層最外周部分の要素 1 列分を取り除いた(トリミングした)ものを検討用モデルとして設定する操作が行われている。

検討に用いた 8 つの震源モデルを図 2 に示す。図中の星印は破壊開始位置、背景の色はすべり量、等値線は破

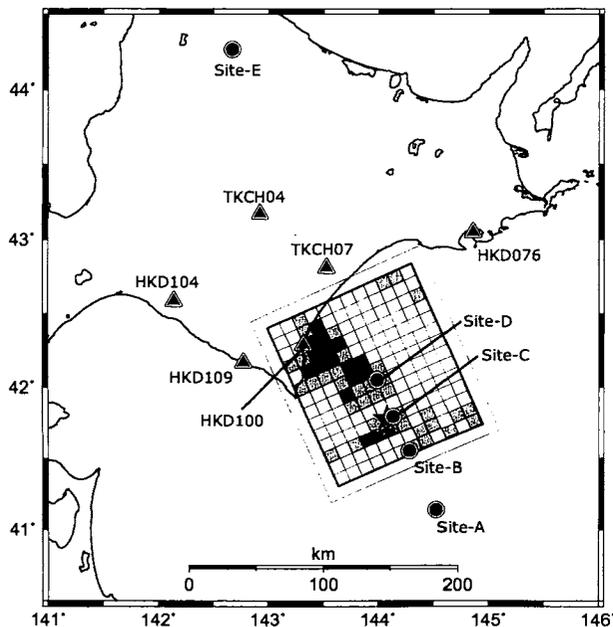


図 1 2003 年十勝沖地震の断層モデルおよび地震動評価地点

壊開始から破壊伝播時間 2 秒ごとの破壊フロント位置、断層要素内にはすべり速度時間関数の形状を示している。破壊伝播時間の等値線は、各断層要素の破壊開始時刻が便宜的に最終すべり量の 5% に達する時刻であると設定して描いたものである。パラメータ単純化を試みた項目は 4 項目で、断層のすべり方向、すべり速度時間関数の形状、破壊フロントの伝播性状、断層のすべり量である。モデル 1 からモデル 6 に向かってパラメータを順次単純化していき、解析の結果から得られた単純化の影響が最も大きいと判断された破壊伝播の複雑さを、その後のモデル 7, モデル 8 では改めて付与しなすという設定になっている。

震源パラメータの単純化プロセスを簡単にまとめると以下ようになる。

モデル 1 :

基準モデル (Honda *et al.* (2004) の震源モデルから断層最外周部分の要素 1 列分を取り除いたもの) であり、以下に示す各モデルの比較対象となる。

モデル 2 :

モデル 1 から各断層要素のすべり方向の時間変化をなくし、断層面全体で定義される最終すべり方向に統一したモデルである。すべり角の時間変化、要素断層ごとのすべり方向の違いが単純化されている。

モデル 3 :

すべり量の大きな部分から立ち上がり急峻な Kostrov 型 [Kostrov (1964)] 関数に近いすべり速度時間関数形状を一つ選定し、モデル 2 で定義された各断層要素のすべり速度時間関数を選定した形状に統一したモデルである。すべり速度時間関数の形状が特定の関数形状へと単純化されている。

モデル 4 :

モデル 3 の各断層要素における破壊開始時刻を調整し、断層面全体の平均的な破壊伝播速度で震源から同心円状に破壊させるようにしたモデルである。破壊伝播の複雑さが同心円状の破壊へと単純化されている。

モデル 5 :

モデル 4 からすべりの大きな部分を矩形のアスペリティとして抽出し、すべり量の分布をアスペリティと背景領域に二分化して単純化したモデルである。震源インバージョン解析から求められたすべり量分布の特徴をなるべく保持しようとしたため、Somerville *et al.* (1999) の判定基準に正確に従ったモデルで

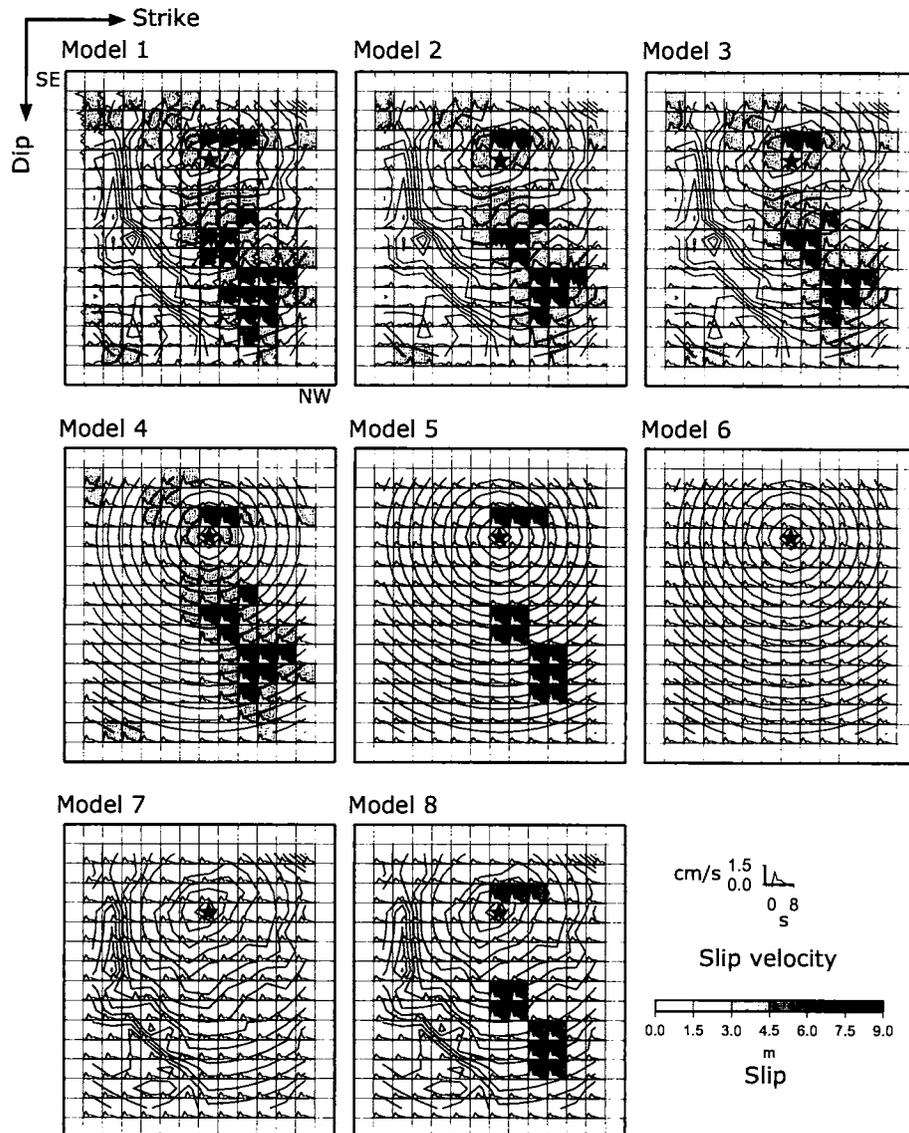


図2 渡辺・他(2008)の検討で用いられた震源モデル

はない。

モデル6:

モデル5のすべり量の分布をさらに単純化し、全断層要素のすべり量を断層全体の平均すべり量に設定したモデルである。検討に用いたモデルのなかでは最も単純化されたモデルである。

モデル7:

モデル6に対して破壊伝播の複雑さを付与しなおしたモデルである。すべり様モデルに破壊フロント伝播の複雑さが与えられた場合を考えたモデルとなる。

モデル8:

モデル5に対して破壊伝播の複雑さを付与しなおしたモデルである。

渡辺・他(2008)では、強震動に影響を与える支配的パラメータの抽出とその影響度の定量化のため、上に示した8つの検討用震源モデルにより計算された地震動の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルを求め、そのスペクトル比を用いた比較検討と、速度波形による比較を実施している。各計算地点における応答スペクトルの比較結果を図3に示す。

図3のグラフは3段で構成されていて、上段から周期20~50秒、10~20秒、5~10秒の周期帯域ごとに評価された水平上下3成分のスペクトル比の平均値を表示している。グラフの縦軸はそれぞれの周期帯域内での基準のモデル1に対するスペクトル比の平均値であり、横軸には検討に用いたモデル2から8までをモデル順に並べている。具体的なスペクトル比の数値もグラフ中に示されている。棒グラフのように影付けで表現されている部分

は該当するモデルとその一つ前の（番号の一つ若い）モデルとのスペクトル比の差を表している。棒グラフ部分の長さが長いということは、一つ前のモデルとの差が大きいことを意味しており、該当モデルでのパラメータ単純化の影響度が大きいことを示している。全体的な傾向として、周期20~50秒の帯域における影響度に比べ、周期10~20秒、5~10秒の帯域における影響度が大きくなり、パラメータ単純化が周期5~10秒のスペクトルレベルに大きな影響を与えていることがわかる。隣接モデル間の比較をすると、モデル4と一つ前のモデル3

との差が特に大きい。これはモデル4において震源から同心円状に破壊させることにより破壊伝播を単純化した影響が大きいことを示している。モデル4,5,6の比較からは、すべり量分布を単純化することの影響度が破壊伝播を単純化した影響度に比べると小さいということもわかる。これを端的に示しているのがモデル7の計算結果である。すべり量を断層全体の平均すべり量に単純化したモデル6に対して改めて破壊伝播の複雑さを付与しなおすことにより、それまでの単純化で過小評価されていたスペクトルレベルのかかなりの部分が回復していること

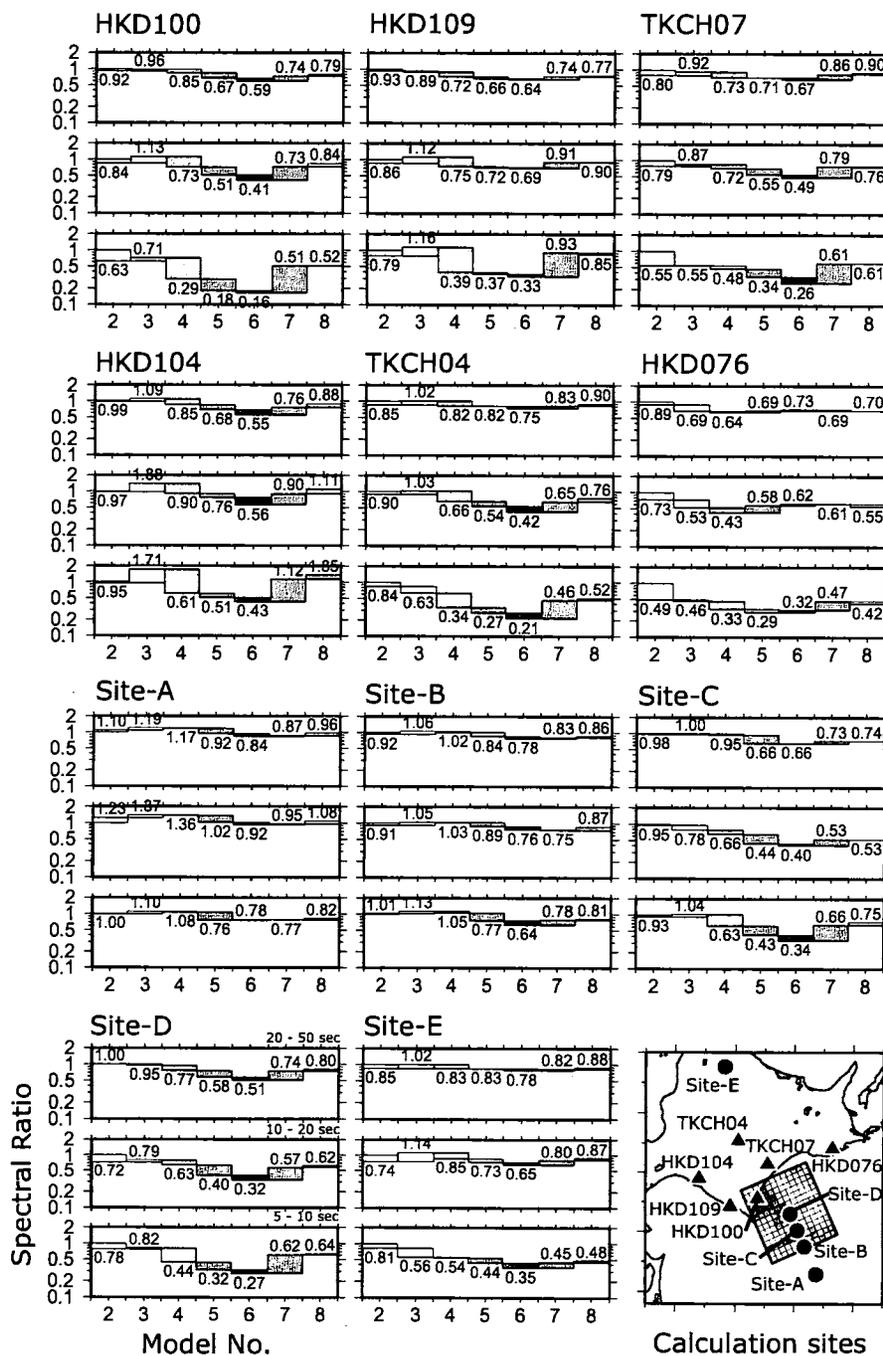


図3 渡辺・他(2008)における各検討モデルにより計算された地震動の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルのスペクトル比による比較

がわかる。また、本稿での図示は控えるが、渡辺・他(2008)では速度波形による比較も実施しており、モデル4では波形が単純でなめらかなものへと急激に変化することになるという結果や、破壊伝播の複雑さを付与しなおしたモデル7やモデル8の波形は基準のモデルであるモデル1の波形の位相や振幅をよく再現するような状態へと回復しているという結果から、スペクトル比による比較の場合と同様に破壊伝播を単純化した影響がとても大きいことが示されている。

このように理論的方法による2003年十勝沖地震の周期5秒から10秒の帯域における強震動計算においては、断層の破壊伝播の複雑さが支配的要因となり、断層の破壊伝播の複雑さを単純化せずに、複雑さをそのままに保持することの影響が非常に大きいということが確認されている。

3. 破壊伝播の複雑さを特性化する試みと強震動予測結果への効果

渡辺・他(2008)では、断層面上のすべり量の空間分布と破壊フロントとの比較から、すべり量の小さい領域と破壊フロントの間隔が狭まって伝播が遅れている領域、すべり量の大きな領域と破壊フロントの間隔が広がって伝播が速まっている領域とが対応するような傾向が見られることも指摘している。本稿ではその検討をさらに進め、現在一般的に用いられている既往の特性化震源モデルに対して破壊伝播の複雑さを取り込んでいくことを目標にした特徴の抽出と、その影響度の定量化についての検討結果を報告する。

本稿で試みた破壊伝播の複雑さの特性化例を図4に示す。震源インバージョン結果をもとにした破壊開始時間が遅れる要素の分布(図2のモデル7にあたる)をそのまま採用した例が図4aとなる。図中の星印は破壊開始点、太線で囲まれている領域は2003年十勝沖地震に対する震源インバージョン結果をもとに、Somerville *et al.* (1999)の判定基準に従ってアスペリティとして抽出した断層要

素の位置、背景の色は同心円状に破壊したと仮定した場合に想定される破壊開始時間から恣意的に遅らせている秒数を示している。この図から、震源モデルが持っている断層破壊不均質性の特徴として以下のような項目を挙げることができる。

- ・ 破壊開始時間が大きく遅れる要素はアスペリティおよびその周辺には見られない。
- ・ 破壊開始時間が大きく遅れる要素は、アスペリティが存在する側とは反対側の背景領域にあるように見える。
- ・ 破壊開始時間が大きく遅れる要素周辺には、破壊開始時間が小さく遅れる要素が存在しているように見える。
- ・ アスペリティとアスペリティの間には、破壊開始時間が大きく遅れる要素は無いものの、破壊開始時間が小さく遅れる要素が存在しているように見える。
- ・ 破壊の拡がりを考慮した場合、破壊開始時間が大きく遅れる要素が、破壊開始点から見てある特定の距離に固まっているようにも見える。

これらは、2003年十勝沖地震の強震動を再現するためには必要な項目であり、現段階で破壊伝播の複雑さを特性化・モデル化するうえでの貴重な参考データになると考えられる。このような特徴を参考に、

設定例1(図4b)：

破壊開始時間が大きく遅れる領域2個をアスペリティが存在する側の反対側の背景領域に、破壊開始時間が小さく遅れる領域を2つのアスペリティ間に配置するというルールにより設定。

設定例2(図4c)：

破壊開始時間が大きく遅れる領域を破壊開始点からの距離を参考に2列分背景領域に配置するというルールにより設定。

の2つの簡易な破壊伝播の複雑さ特性化手法を採用した。破壊時間を大きく遅らせる要素周辺には、断層要素間のローカルな破壊伝播速度が過大にならないように破壊時間を小さく遅らせる要素を配置している。これらの設定例は、震源インバージョン結果をもとにした図4aとの比較から、2003年十勝沖地震の特徴をある程度捉えているモデル化になっており、特性化震源モデル改良の第一段階としては十分なモデル化ではないかと考えられる。

これら破壊伝播の複雑さを付与する手法の改良例を用いて、渡辺・他(2008)の検討と同様に波数積分法による地震動の理論計算を実施して、基準のモデルから計算波形が変化していく様子を追い、破壊伝播の複雑さが強震動に与える影響度の定量化を試みた。計算は、

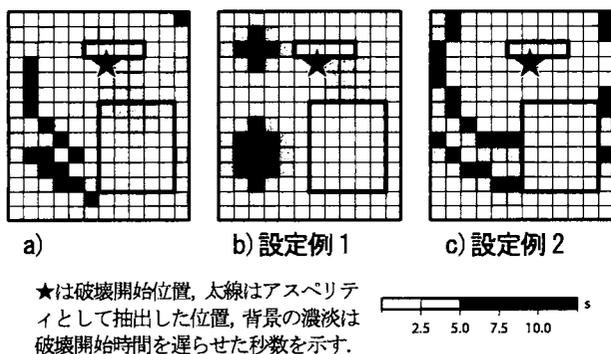


図4 破壊伝播の複雑さの特性化例

モデル A :

震源インバージョン結果を用いた基準モデル (図 2 のモデル 1 にあたる) で、以下に示す各モデルの比較対象となる。

モデル B :

モデル A から各要素断層のすべり方向を断層面全体の最終すべり方向に統一、すべり速度時間関数も Kostrov 型に近い代表的な関数形状に統一、すべり量も断層全体の平均すべり量に設定し、断層面全体の平均的な破壊伝播速度で震源から同心円状に破壊させたモデル (図 2 のモデル 6 にあたる)。

モデル C :

モデル B に対して Somerville *et al.* (1999) の判定基準に従ってアスペリティを設定した既往の特性化震源モデル。

モデル D :

モデル C に対して設定例 1 (図 4b) の破壊伝播の複雑さを付与したモデル。

モデル E :

モデル C に対して設定例 2 (図 4c) の破壊伝播の複雑さを付与したモデル。

モデル F :

モデル C に対して震源インバージョン結果にできるだけ近づけようとした破壊開始時間の遅れ分布 (図 4a) による破壊伝播の複雑さを付与したモデル。

の計 6 モデルについて行った。計算に用いた震源モデルを図 5 に示す。

結果を提示する代表地点は、図 1 に示す地震動評価地点のうち、断層近傍の K-NET HKD100 地点と、断層からやや離れた位置にある KiK-net TKCH04 地点とした。各モデルの計算波形に対して減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトルを計算し、周期 5~10 秒の帯域でモデル A に対する水平上下 3 成分のスペクトル比を平均した平均応答スペクトル比を評価指標とした評価結果と速度波形の EW 成分による比較を図 6 に示す。平均応答スペクトル比の比較の図では、スペクトル比の数値もグラフ中に示している。また、棒グラフのように影付けで表現されている部分は該当するモデルとその一つ前の隣接モデルとのスペクトル比の差を表しており、特性化の効果の大きさを表していると解釈することができる。

応答スペクトル比の比較結果から、当然のことではあるが、すべり量を断層全体の平均すべり量に、破壊性状を震源から同心円状に破壊させたモデル B が最も過小に評価されており、基準となるモデル A の 2 割程度にまで小さくなっていることがわかる。そこからモデル C, D,

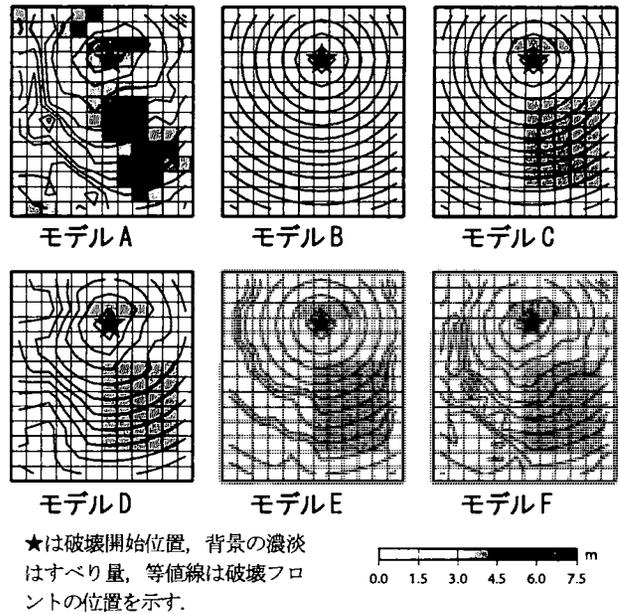


図 5 計算に用いた震源モデル

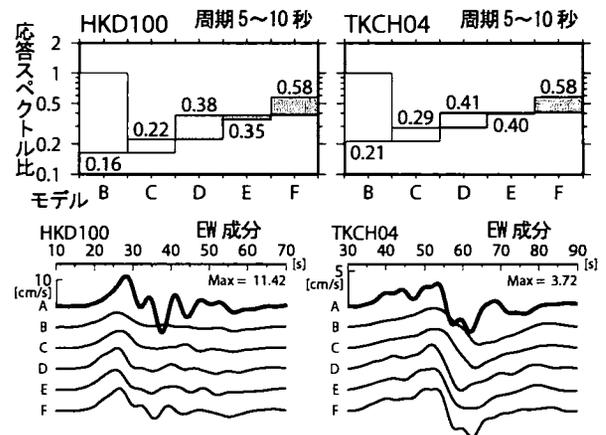


図 6 波数積分法による計算波の応答スペクトル比および速度波形による比較

E への変化にともなって徐々にレベルが回復しているという傾向は、ここに示した 2 つの計算地点において共通の傾向である。隣接モデル間を比較すると、モデル C と一つ前のモデル B との差である、すべりの大きな部分を矩形のアスペリティとして抽出した既往のすべりの特性化による効果と、モデル D と一つ前のモデル C との差である、本稿で採用した設定方針に基づいて破壊伝播の複雑さを特性化した効果は、ほぼ同程度か、もしくは破壊伝播の複雑さ特性化した効果のほうが大きいという結果が得られた。このことから、断層面上のすべりの特性化に加えて破壊伝播の複雑さを付与するという操作は、理論地震動の振幅低下問題の改善に十分な効果がある震源モデル化手法になり得ると考えられる。

また、波形形状の比較からも、スペクトル比による比較の場合と同様に、最もなめらかになってしまったモデ

ル B の波形形状からモデル C, D, E への変化にともなうて、基準のモデルであるモデル A の波形の位相や振幅をよく再現するような状態へと回復していることがわかる。また、破壊伝播の複雑さを付与しなおしたモデル C やモデル D の波形において、波形の位相再現への影響度が大きいことが見て取れる。

続いて破壊時間を遅らせる秒数の大小が計算結果にどの程度の影響を与えるのかに関する追加検討を実施した。計算は、破壊開始時間が大きく遅れる領域を破壊開始点からの距離を参考に設定したモデル E をもとに、

モデル E' :

モデル E の破壊時間を遅らせる秒数を 2.5 秒単位に小さくしたモデル。

モデル E'' :

モデル E' とは逆にモデル E の破壊時間を遅らせる秒数を 2.5 秒大きくしたモデル。

の 2 つモデルに対して行った。計算に用いた震源モデルを図 7 に示す。

先の検討と同様に平均応答スペクトル比および速度波形によって比較した結果を図 8 に示す。破壊時間を遅らせる秒数が大きくなるにつれてスペクトルレベルが回復する傾向も見られるが、モデル E, E', E'' 間の差異は小

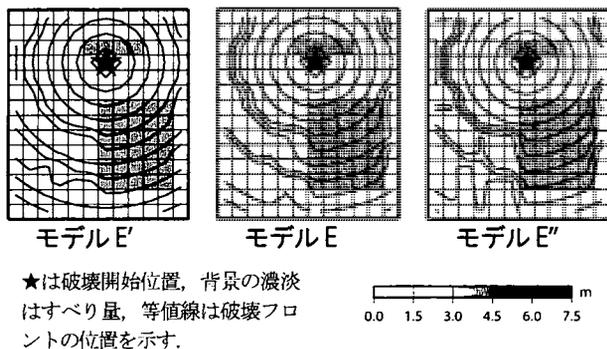


図 7 追加検討計算に用いた震源モデル

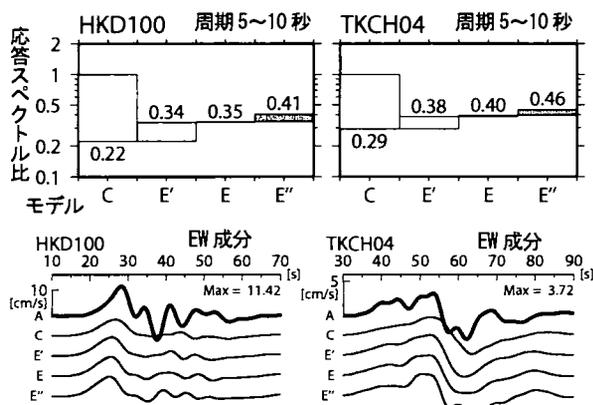


図 8 追加検討計算による波数積分法計算波の応答スペクトル比および速度波形による比較

さい。本検討で対象とした十勝沖地震の周期 5~10 秒の帯域においては、破壊時間を遅らせる秒数の大小による影響度は、破壊伝播の複雑さを付与するか、しないかの影響度に比べると小さくなることがわかる。

4. まとめ

2003 年十勝沖地震の震源インバージョン結果に基づき、推定された震源モデルを構成する震源パラメータを順次単純化させて震源域およびその近傍の地震動を計算することにより、強震動に影響を与える支配的なパラメータを抽出し、その影響度を定量化した渡辺・他 (2008) による検討結果を整理した。渡辺・他 (2008) では、理論的方法によりマグニチュード 8 クラス海溝型巨大地震における周期数秒から 10 秒の強震動を再現するためには、断層の破壊伝播の複雑さを単純化せずに保持することの影響が非常に大きいこと、破壊フロントの伝播速度の空間分布検討から、破壊伝播の複雑さと断層面上のすべり量とがよく対応していることが示されている。

本稿ではその検討をさらに進め、既往の特性化震源モデルに対して破壊伝播の複雑さを取り込んでいくことを目標にした特徴の抽出を行い、既往の特性化震源モデルの背景領域に、アスペリティや破壊開始点からの距離といった幾何学的な位置関係を勘案して破壊開始時間を遅らせる要素を配置するという特性化震源モデル改良案を示した。また、強震動に与える影響度の定量化を試みた結果として、上記の破壊伝播の複雑さ付与方法は、比較的簡易な設定手法にも関わらず、断層面上のすべりを特性化した既往の特性化震源モデルとほぼ同程度に理論地震動の振幅低下問題の改善効果がある震源モデル化手法になり得ることが確認された。

本稿で示した破壊伝播の複雑さ付与方法は、方法としては簡単なものであるものの、破壊が遅れる要素が断層面上においてどのような位置に現れるかの特徴を適切に捉えることが非常に重要な部分になることは明らかである。現状では断層面上のすべり量との対応が足がかりであるが、更なる検討が必要であろう。また、今回の検討においては明らかな違いが現れなかった破壊時間を変化させる時間の大小というパラメータも、想定する地震の規模や周期帯域によっては影響が大きくなる可能性もある。今後は、他の地震の震源インバージョン結果に関しても同様の検討を実施し、十勝沖地震で見られた傾向が一般的に成立するのか、断層面上の破壊フロントの空間分布に特徴的な傾向は見つけられないか、破壊伝播の複雑さを適切に表現するためにより適切なパラメータはないか等の評価検討を進めることで、強震動予測用震源モデル化手法として適切な破壊伝播の複雑さ付与方法を提案していく予定である。

謝辞

波数積分法の計算には工学院大学久田嘉章先生のプログラムを使用させていただきました。十勝沖地震の震源インバージョンのデータは神奈川県温泉地学研究所の本多亮氏からご提供いただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 月刊地球号外, 2006, 巨大地震による長周期地震動 一予測と今後の対応策一, No. 55.
- Hisada, Y., 1995, An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths; Part 2, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 4, 1080-1093.
- 久田嘉章・鱒沢曜, 2006, 東海地震を想定した入力地震動の策定例 月刊地球 号外 55, 176-185.
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2004, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 56, 317-322.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004, 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について,
<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/04dec_tokachi/index.htm>.
- 入倉孝次郎, 2004, 強震動予測レシピ 一大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A, 25-45.
- Kostrov, B. V., 1964, Self-similar problems of propagation of shear cracks, *J. Appl. Math. Mech.*, 28, 1077-1087.
- 松島信一・川瀬博, 2006, 海洋性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球 号外 55, 98-102.
- Morikawa, N., S. Aoi, R. Honda, S. Senna, Y. Hayakawa, and H. Fujiwara, 2006, Application of the "Recipe for strong ground motion evaluation" to the 2003 Tokachi-Oki, Japan, earthquake, ESG2006, Paper Number 48.
- 佐藤俊明・渡辺基史・早川 崇, 2006, 特性化震源モデルを用いた巨大地震の長周期地震動予測手法の問題点と改良法, 月刊地球 号外 55, 110-118.
- 関口春子・吉見雅行, 2006, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化, 月刊地球 号外 55, 103-109.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kawada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.* 70, 59-80.
- 渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・石井 透・早川 崇, 2008, 断層破壊過程の複雑さが強震動予測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出 一2003年十勝沖地震に対する検討一, *地震* 2, 60, 253-265.

上町断層について想定される地震動

STRONG MOTION TO BE CONSIDERED FOR UEMACHI FAULT

大西良広^{*1}、澤田純男^{*2}

Yoshihiro ONISHI, Sumio SAWADA

Osaka Plain is located in basin structure called 'Osaka sediment basin'. Osaka sediment basin is surrounded by many active faults. And Uemachi Fault, which reaches over 50km total length, lies under Osaka Plain. Uemachi Fault is the category of which the probability is 'Fairly high' in Japan. Uemachi Fault lies under a big city Osaka, the impact is so big when the earthquake occur. Therefore, strong motion prediction is carried out on this fault by some organization (Osaka Prefecture with Osaka city, Central Disaster Prevention Council, and National institute of Advanced Industrial Science and Technology). We first introduce strong motion predictions mainly the case of Osaka Prefecture. Next, we introduce the case of utilizing the strong motion prediction result for the setting of the input seismic motion for the design. At the site of near Uemachi Fault, Strong motion is probably larger than the input seismic motion for present design. It is necessary that we consider such large amplitude strong motion, when we design buildings at near Uemachi Fault.

1. はじめに

大阪平野から大阪湾にかけての地域は、「大阪堆積盆地」と呼ばれる大きな盆地構造(図1)をなしている。大阪堆積盆地は周囲を、中央構造線・生駒断層帯・有馬-高槻構造線・六甲-淡路断層帯といった活断層に取り囲まれている²⁾(図2)。さらに大阪平野の直下には、総延長(撓曲も考慮した場合)50km以上におよぶ上町断層があり、地震調査研究推進本部の長期評価³⁾においても、今後30年以内に発生する確率2-3%、今後50年以内に発生する確率3-5%と評価されている。この確率は、日本における活断層による地震の発生確率としては、「やや高い」部類に入る。この確率を天気予報の降水確率などと比較して、「非常に低い確率」と考えられることが多い。しかしながら平成19年中の交通事故死者数5,774人

⁴⁾と平成20年5月1日時点の日本の総人口⁵⁾から計算される、日本に在住して今後30年間あるいは50年間に交通事故で死亡する確率は、(単純に非超過確率を計算すると)それぞれ0.14%と0.23%となり、上町断層の発生確率の方が1桁も高い確率である。このように非常に規模が大きかつ発生確率が高い、また直上に日本でも有数の大都市である大阪が位置しているため、大阪府⁶⁾・大阪市(以下、大阪府という)や中央防災会議(以下、中防という)⁷⁾あるいは産業技術総合研究所(以下、

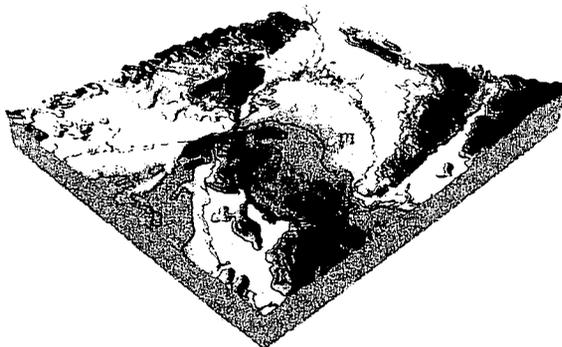


図1 大阪堆積盆地の全景¹⁾より

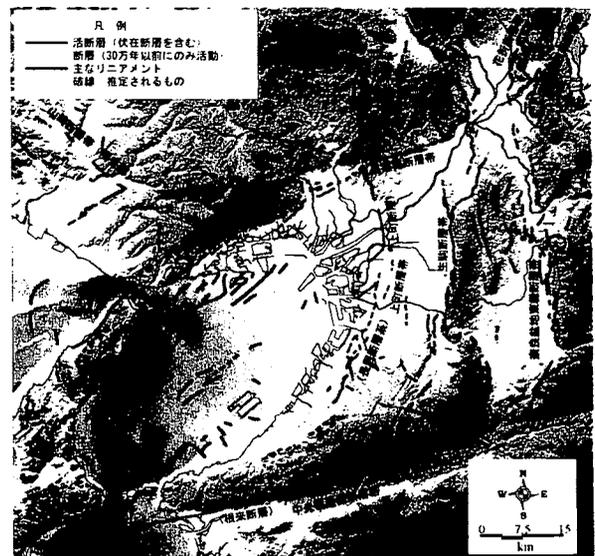


図2 大阪周辺の活断層²⁾より

*1 (財) 地域 地盤 環境 研究所

Geo-Research Institute

*2 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

産総研という)⁸⁾といった複数の機関において、上町断層帯地震の強震動予測が実施されている。本報告においては、大阪府の事例を中心に、上町断層について想定される地震動の紹介を行う。

2. 上町断層で想定される地震シナリオ

上町断層で発生する地震動を予測する際に、その規模としては、 M_w (モーメントマグニチュード) が6.9~7.2と見積もられている⁶⁾⁷⁾⁸⁾ (兵庫県南部地震で M_w 6.9程度)。ここで見積もられている M_w は、各機関でそれぞれ独自の決められ方をしている。ここでは、大阪府の例を主に説明を行う。

活断層による地震動を推定する際には、推定の対象となる活断層の調査結果(地表断層線や地下構造探査結果)を基に、断層面の地表トレスを設定する。このとき、どこまでを同時に動く断層面であるかという仮定の差によって、想定される地震動の規模が違ってくる。図3に3機関で想定している断層面の比較図を示す。大阪府の想定では、桜川撓曲・住之江撓曲といった派生断層部分まで含めてモデル化しているため、断層長さ(断層破壊面の水平方向の広がりを「断層長さ」、深さ方向の広がりを「断層幅」と呼ぶ。)の総延長は58km(派生部を除くと46km)となっている。それに対し中防や産総研は派生断層部分を含めずにモデル化しており、中防は43kmという値を示している。

つぎに地域の中小地震の震源深さ分布などを参考に、地震発生層の上端・下端深さを仮定する。断層変位量情

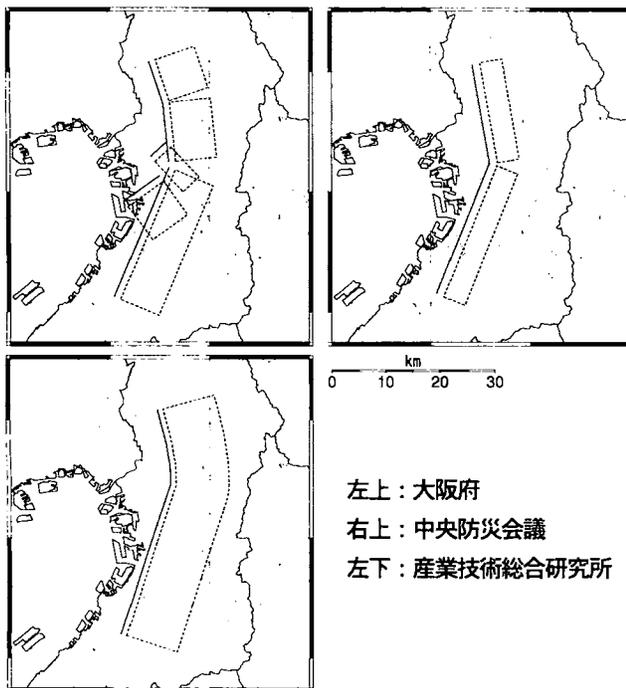


図3 想定されている断層面の比較

報・地下構造探査結果・断層の走行方向と地域の応力場の方向などから、断層タイプ(逆断層・横ずれ断層など)と傾斜角を仮定する。これらを仮定すると断層面の幾何学的形状が決まり、断層幅・断層面積が計算される。大阪府の事例では、この断層面積からいわゆる強震動予測レシピア⁹⁾¹⁰⁾などで示される式に則って、地震モーメント(あるいはそこから換算式で M_w)を計算している。中防では、断層長さからマグニチュードの推定を介して地震モーメントを推定しているようである。

地震モーメント・ M_w の場合と同様に、推定式を順に辿って強震動予測に必要な各種パラメータ(微視的パラメータなど)を決定していく。

なお産総研の地震シナリオは、上記手法に拠っていない。調査結果を基に断層面の不均質さを仮定し、断層面の自発的な破壊伝播過程を動力学的シミュレーションにより推定し、地震シナリオを決定している。

三者の断層パラメータの比較を表1および表2に、三者の断層面積と地震モーメントの関係を、実地震の分析

表1 巨視的断層パラメータの比較

| | 大阪府被 | 産総研被 | 中防被 |
|---------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|
| 断層長さ | 58km | - | 43km |
| 傾斜 | 65° | 60° | 70° |
| 断層幅 | 18 km | - | 12 km |
| 面積 | 1,044km ² | 585 km ² | 522 km ² |
| 断層タイプ | 逆断層 | 逆断層 | 逆断層 |
| 地震モーメント | 5.17×10 ¹⁹ Nm | 1.8×10 ¹⁹ Nm | 7.3×10 ¹⁸ Nm |
| 平均すべり量 | 1.4m | 0.9m | 4.1m |

表2 微視的断層パラメータの比較

| | 大阪府被 | 中防被 |
|----------------|-------------------------|-------------------------|
| 平均応力降下量 | 3.7 MPa | 3.0 MPa |
| アスペリティの地震モーメント | 2.4×10 ¹⁹ Nm | 3.3×10 ¹⁹ Nm |
| アスペリティの応力降下量 | 16.9MPa | 13.8 MPa |
| 破壊開始点 | アスペリティ中央真下 | アスペリティの下端 |

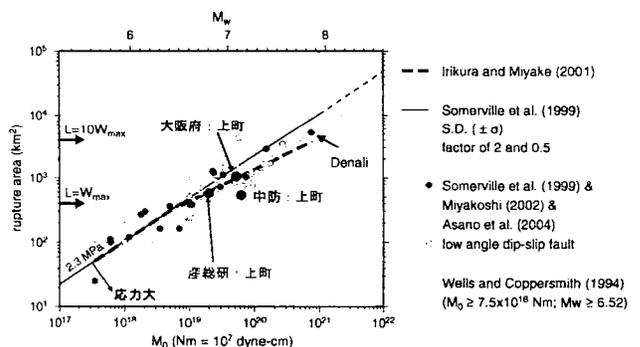


図4 断層面積と地震モーメントの関係

結果の図にプロットしたものを図4に示す¹¹⁾。大阪府および産総研による検討は平均的な関係を示しているが、中防の検討は平均的な特性からやや離れていることが指摘されている。

ここまでのようにして断層のパラメータを決定するが、アスペリティの位置や破壊開始点(震源)を確定できるだけの知見がない。このため、大阪府では各自治体による被害想定として実施しているという観点から、

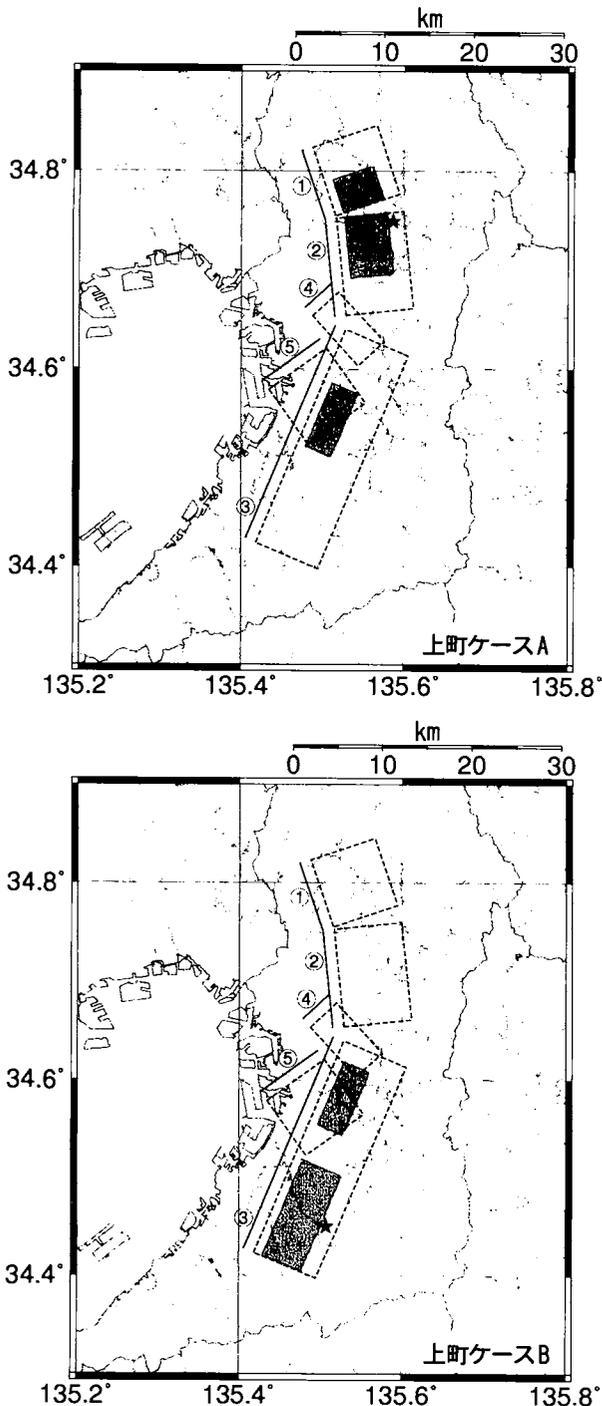


図5 大阪府想定地震シナリオ例

「断層設定の機微により、過小評価となる市町村ができるだけないように」35ケースの地震シナリオを設定して、強震動予測を実施している。これら35ケースの設定においては、被害想定において最大の被害がどれくらいになるかを把握するために実施しているので、断層面は全セグメントが同時に活動する場合のみを仮定し、地形・地質学的な観点から蓋然性の高いもの・そうでないものを含んでいる。これら35ケースに対して、統計的グリーン関数法(表層地盤応答は等価線形解析)による面的な強震動予測を実施している。これらの結果の震度分布から、震度曝露人口¹²⁾を指標として府域に影響の大きな2ケースを代表ケースと定め、長周期部分の地震動評価を3次元有限差分法で行うハイブリッド計算を実施している。この2ケース(上町断層帯地震以外には、生駒断層帯地震・有馬高槻断層帯地震・中央構造線断層帯地震・東南海・南海地震)の強震動予測結果に対して、被害想定が

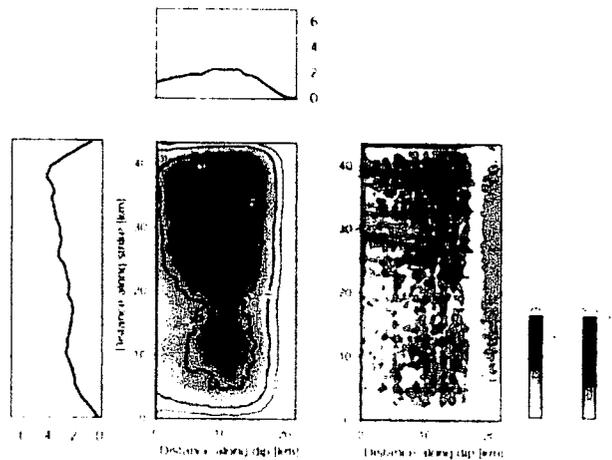


図6 産総研想定最終すべり量分布(左)と静的応力降下量分布(右)

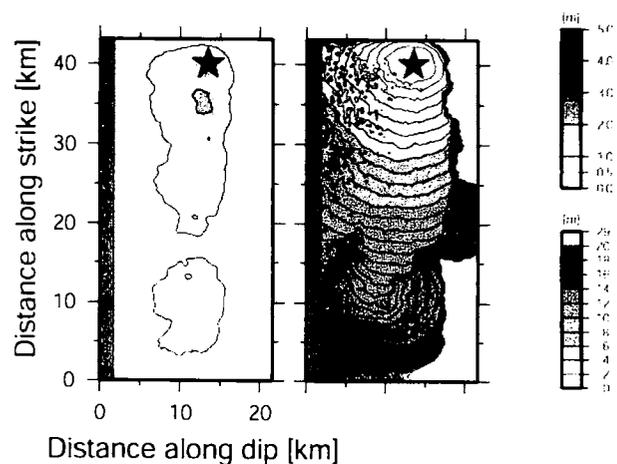


図7 産総研想定地震シナリオ例最終すべり量分布(左)と破壊開始時刻(右)

実施されている。図5に代表ケースとなった2ケースのアスぺリティ・破壊開始点配置を示す。

産総研の検討では、断層面の初期応力場の複数あるブロックの中から選んで破壊開始点を設定し、その条件で得られる動的破壊シミュレーションの結果の数（破壊開始点の設定パターン数）に関して、強震動予測が実施されている。図6に、最終すべり量分布と静的応力降下量分布を示す。図7に、動的破壊シミュレーションの結果得られた地震シナリオの一例を示す。

3. 上町断層で想定される地震動分布

図8に大阪府想定地震動予測結果(分布図)を示す。最大速度分布図中で最も大きな速度のコンター区分は、160cm/s以上となる範囲を示している。この結果から、上町断層において全セグメントが同時に活動するような地震が発生した場合には、広域にわたって大速度の領域が生じる可能性が高いと思われる。現在の知見では、大きなアスぺリティは、断層の累積変位量の大きな場所の直下に存在する可能性が高いとされるが、他の場所となる可能性は否定できない。またこのことから、大きなア

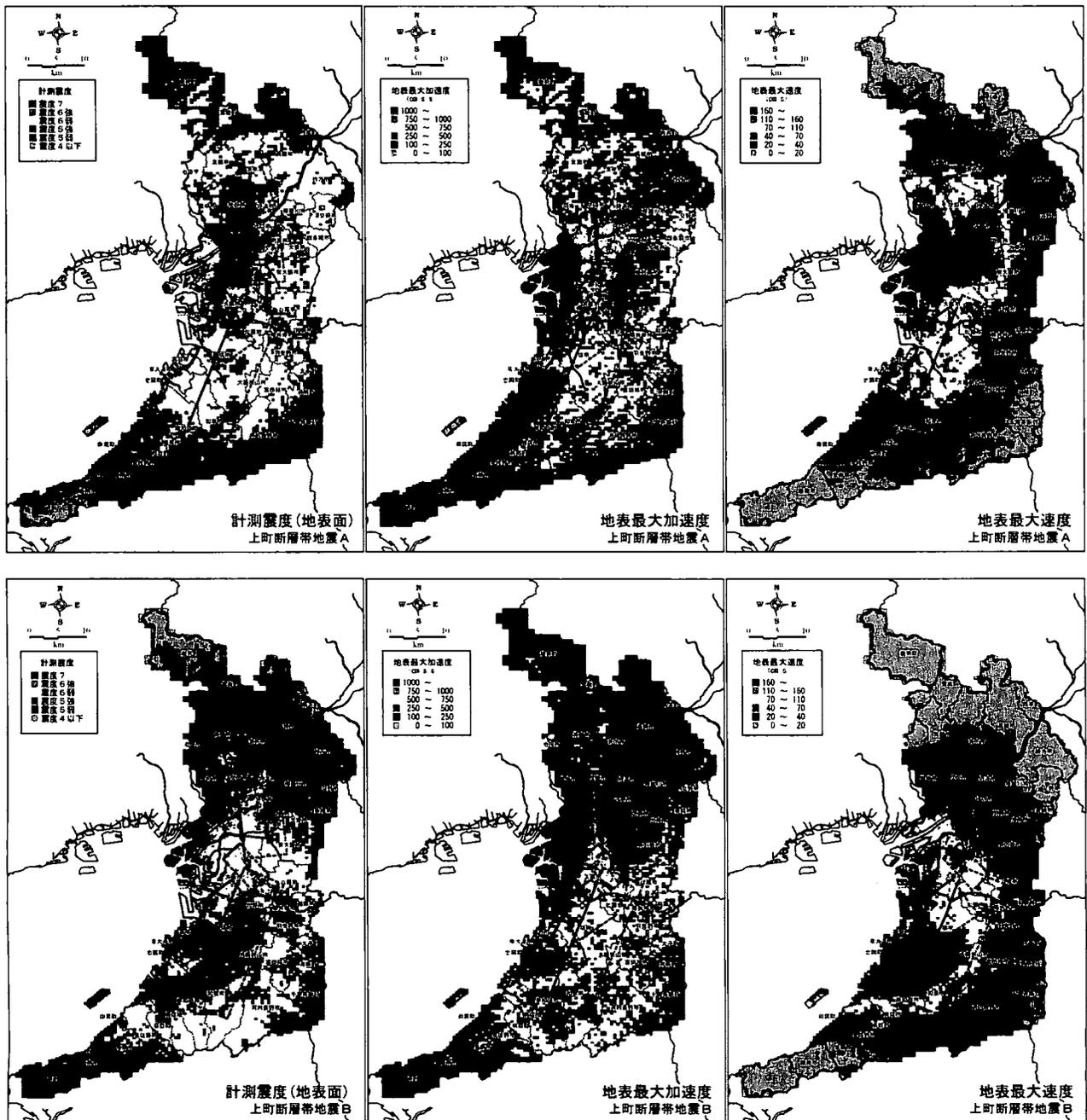


図8 大阪府想定地震動予測結果

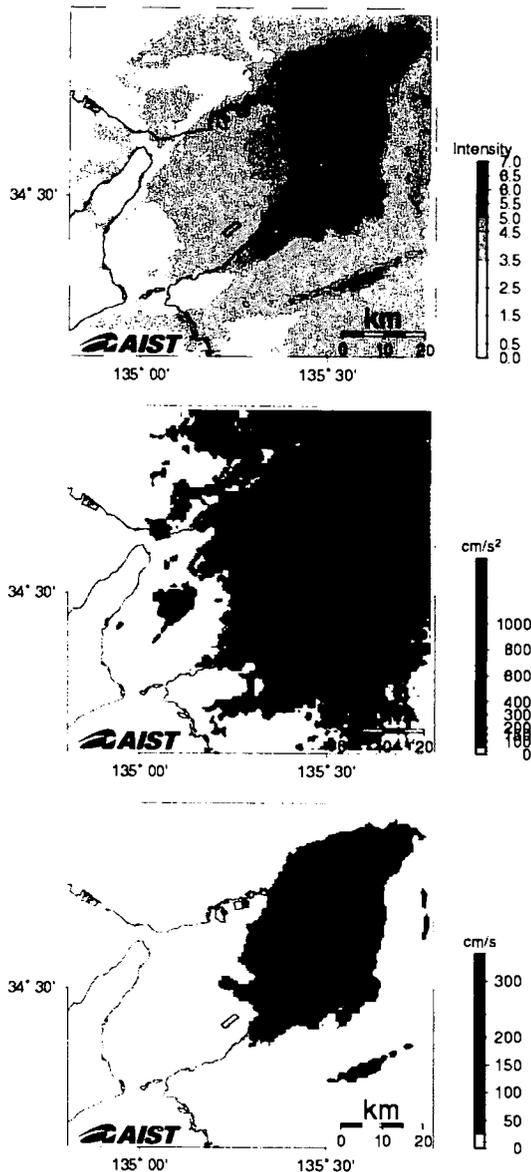


図9 産総研想定地震動予測結果(地表面)
上から計測震度・最大加速度・最大速度

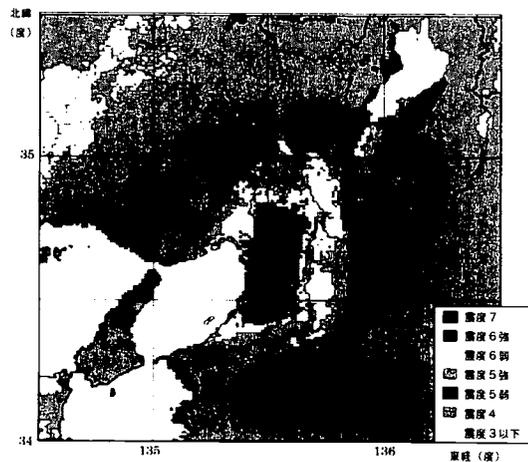


図10 中防想定地震動予測結果

スペリティの位置と関係の深い大速度の領域が、断層の累積変位量の大きな場所の以外に広がる可能性も否定できない。

図9に産総研想定地震動予測結果(分布図)を示す。この想定結果を見ると、派生断層部を考慮に入れていない場合でも150cm/s以上となる領域が現れ、極限られた領域ではあるが、300cm/s以上というような大速度の領域が現れる可能性があることがわかる。

中防の想定は、工学的基盤面($V_s=700\text{m/s}$)において統計的グリーン関数法で計算した結果に基づき、実験式を用いてAVS30の値から震度増分を求めて、地表面震度を計算している。図10に中防想定地震動予測結果を示す。断層設定の違い・波形合成における幾何減衰項の取扱の違い・表層地盤応答の取扱の違いなどが相まって、大阪府や産総研の想定に比べ、やや単調な震度分布となっている。

大阪府と中防は共に被害想定を実施し、建物全壊数で中防想定は大阪府想定2倍以上となっている。これは地震動想定相違もさることながら、建物被害率の算定方法の差(中防は震度、大阪府は0.5-3.0秒速度応答平均を指標とした建物被害率曲線)の影響が大きいと思われる。

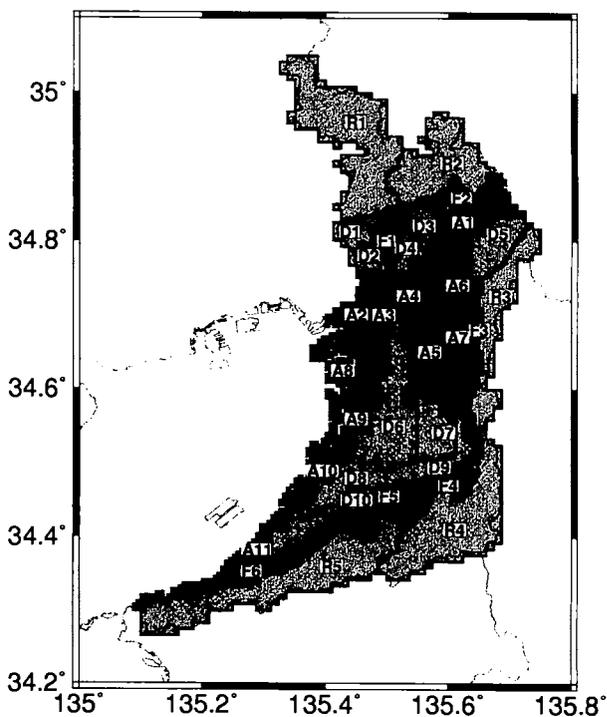


図11 想定標準地震動に対するゾーン区分
岩盤：R1-R5 山地境界：F1-F6
洪積地盤：D1-D10 沖積地盤：A1-A11

4. 想定標準地震動

大阪府・大阪市においては、平成8年度に土木施設等の構造物に対する耐震検討用の標準的な入力地震動である「想定標準地震動」（大阪市においては「標準想定地震動」の名称で、建築構造物に対しては、これをベースに別途地震荷重が与えられている）が示されている¹³⁾。平成19年度に、地震被害想定の中段階で得られた上町断層帯地震35ケースを含む、内陸直下型地震72ケースの統計的グリーン関数法による強震動予測結果を利用し、「想定標準地震動」の見直しを実施している。平成8年度の時点では、大阪府・大阪市それぞれ独自に検討を行

ったが、今回の検討は共同で実施しており、共通のゾーン区分（図11）に対して、共通の地震動波形を提示している。この平成8年度大阪府土木部ゾーン分割から、深部地盤構造や浅部地盤構造などのより詳細に得られてきた知見を反映し、見直しを図ったものである。

想定標準地震動の見直しを実施する段階で様々な検討を行った結果、強震動予測結果の長周期領域における振幅は、断層モデルの設定の影響を大きく受け、その振幅に対するバラツキが非常に大きいことから、今回（平成19年度末）の見直し段階においては、2秒以上の長周期領域は対象範囲外とすることとした。この長周期領域

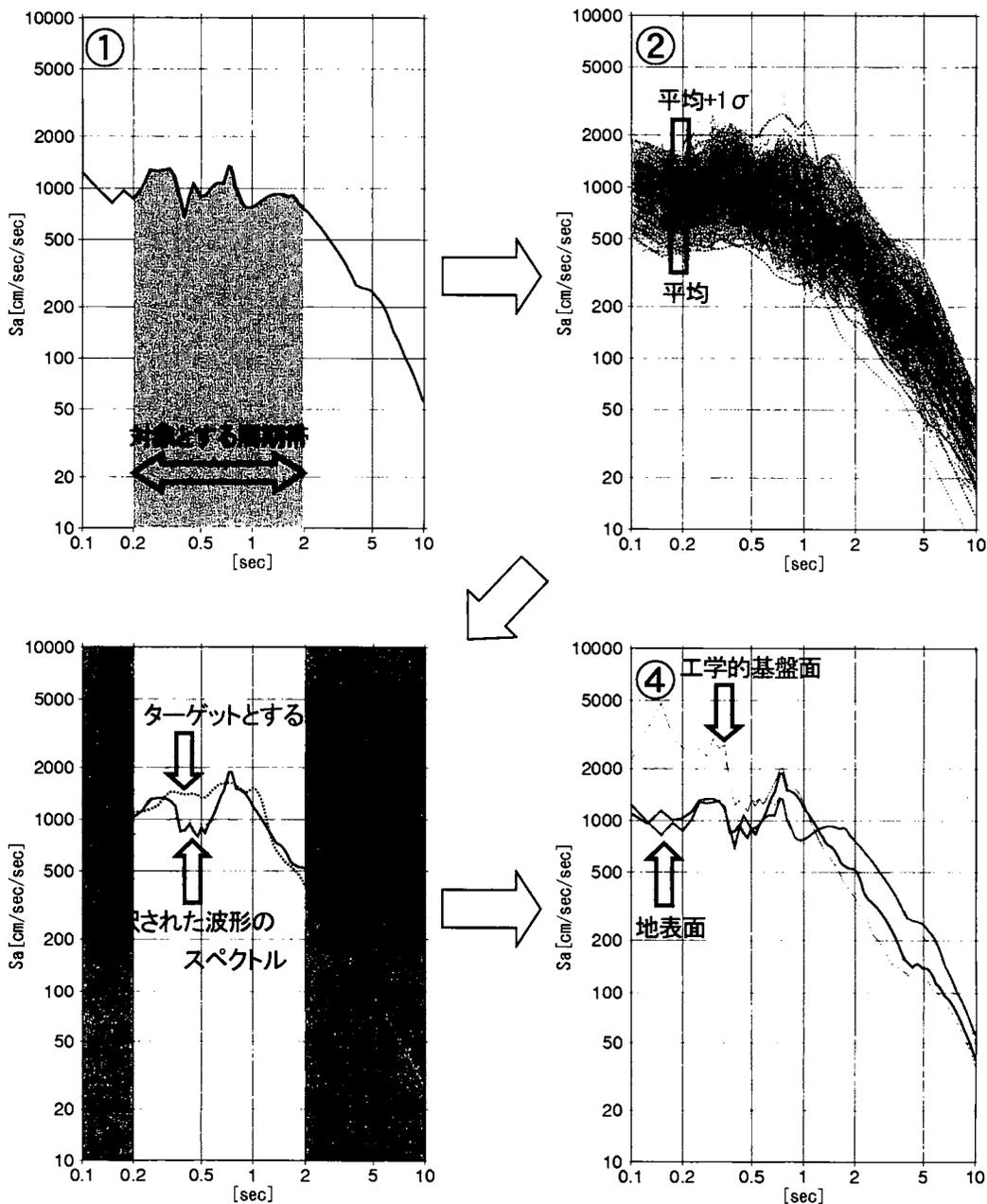


図12 想定標準地震動選択のフロー

のバラツキは、上町断層程度の規模で発生する地震としては、実事象として起こりえる（アスペリティ・破壊開始点・建設サイトの相対位置関係にもよるか）範囲内でのバラツキであると考える。

図 12 に、72 ケースの地震動予測結果群の中から、標準地震動を選択した手順を示す。

- ① 対象周期を 0.2-2.0 秒とし、全ケース・全波形の応答スペクトルに対して、色の付いている部分の面積を計算し、ゾーン内の総和をとる。該当ゾーン

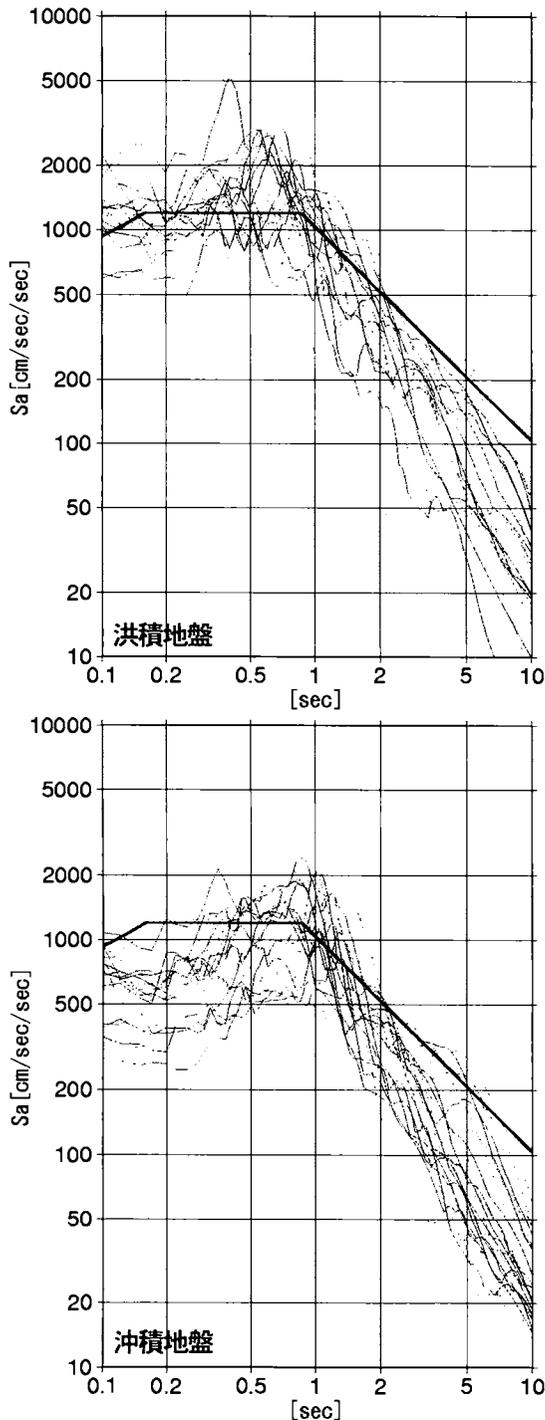


図 13 想定標準地震動のスペクトル例

において 72 ケース中この総和の大きかった地震シナリオを代表シナリオとして選択する。

- ② 選択された地震シナリオに対し、ゾーン内のスペクトルの平均・標準偏差を求める。平均+1 σ のスペクトルで、NS と EW のうち大きな方のスペクトルをターゲットスペクトルとする。
- ③ ターゲットスペクトルに対し、残差の小さい波形の中から想定標準地震動を選択する。
- ④ 選択された波形と、同一地点・同一地震シナリオによる他方向成分の波形も併せ、想定標準地震動とする。またそのときの（解放）工学的基盤面における波形も示す。

図 13 に選択された標準地震動のスペクトルを示す。図中太線で示される線は、告示のスペクトルに 2 種地盤簡略の増幅を考慮したものである。ゾーン・周期帯によっては、告示 \times 2 種地盤増幅のレベルを大きく超える場合もある。

ここで気をつけなければいけないのは、ここで選択されている地震シナリオは、0.2-2.0 秒の領域を基準に選択されたものであり、2 秒以上の長周期領域の振幅が極端に大きな場合というのは含まれていないように見える。しかしながら図 14 を見れば分かるように、長周期領域に着目して地震シナリオを選択した場合、想定標準地震動

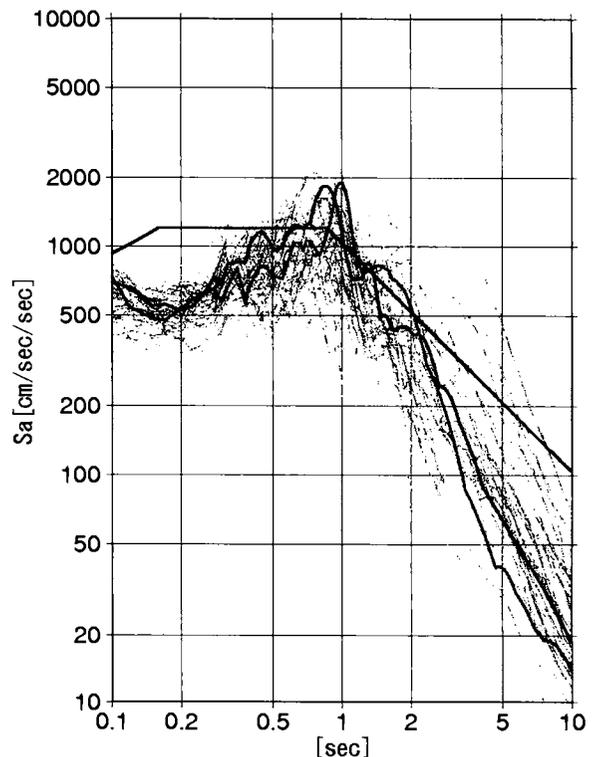


図 14 ゾーン A3 における標準地震動（太線）と同一地点上町全 35 ケース重ね描き

の長周期領域の振幅レベルを遥かに超えるような地震シナリオが存在することに注意が必要である。

5. まとめ

上町断層で想定される地震動に関して、大阪府・大阪市と中央防災会議および産業技術総合研究所で実施された地震動予測事例を示した。

地震シナリオの設定や予測手法によって差はあるものの、ひとたび上町断層において地震が発生し、それが全部あるいは大部分のセグメントにわたる活動であった場合、広範囲にわたって150cm/sを超えるような地動速度となる可能性があることがわかった。

大阪府・大阪市において、被害想定の際に計算された地震動予測波形を基に設定された「想定標準地震動」を示した。

地震シナリオの設定と、対象となる建設地点の組み合わせ如何によっては、従来設計で考えられてきているレベルよりも遥かに大きな振幅の地震動となる可能性があることがわかった。

このように大振幅になる可能性があるような断層近傍の建設地点において、設計に対してどのように配慮すべきかを考えていく必要がある。

謝辞

本報告をまとめるにあたり、大阪府・大阪市と中央防災会議および産業技術総合研究所の検討結果のデータを利用させていただきました。関係各位に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) KG-NET・関西圏地盤研究会：新関西地盤 大阪平野から大阪湾 2007.
- 2) 岡田篤正・東郷正美編：近畿の活断層，東京大学出版会，2000.
- 3) 地震調査研究推進本部：主要活断層帯の長期地震発生確率値（2008年1月1日での算定），<http://www.jishin.go.jp/>
- 4) 警察庁：「平成19年中の交通事故死者数について」，<http://www.rpa.go.jp/>
- 5) 総務省統計局：人口推計月報，<http://www.stat.go.jp/>
- 6) 大阪府：大阪府自然災害総合防災対策検討（地震被害想定）報告書，平成19年3月
- 7) 中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」（第26回）中部圏・近畿圏の内陸地震の震度分布等について，平成18年12月7日
- 8) 産業技術総合研究所 活断層センター：大阪湾周辺地域の地震動地図－地震動予測研究成果報告 暫定版，2005.4.11.
- 9) 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，pp.849-875，2001.
- 10) Irikura, K., Miyake, H., Iwata, T., Kamae, K., Kawabe, H., Dalgner, L.A.: Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Proceedings of the 13WCEE, pp.1371, 2004.
- 11) 羽田浩二：各予測地震動の地震学的位置づけ，日本建築学会 近畿支部 耐震構造研究部会 シンポジウム「大阪を襲う内陸地震に対して建物をどう耐震設計すればよいか？」，pp.19-24，2008.3.
- 12) 能島暢呂・杉戸真太・久世益充・鈴木康夫：災害ポテンシャル評価のための震度曝露人口指標の提案，第21回日本自然災害学術講演会，pp.61-62，2002.
- 13) 大阪府土木部：大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書，平成9年3月

5. 資料

1. はじめに

第35回地盤震動シンポジウム(2007)「頻発する内陸地殻内地震の地震動とその解釈—新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その1)—」が、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の主催により、2007年11月16日10:00~17:30に建築会館ホールにて開催された。およそ180名が参加し、盛況であった。

司会は、午前の部を前田寿郎(早稲田大学)、畝田泰子(神戸大学)、午後の部を飛田 潤(名古屋大学)、小山 信(建築研究所)、総合討論を釜江克宏(京都大学)、高井伸雄(北海道大学)がそれぞれ担当した。主旨説明の後、午前中に7題、午後に特別講演および4題の話題提供があり、引き続き総合討論、まとめが行われた。

2. 主旨説明:加藤研一(地盤震動小委員会主席/鹿島建設)

現在、地盤震動小委員会では地震と建設サイトを特定したシナリオ型強震動予測手法に基づく設計用入力地震動作成指針を作成している。この指針を提案する上で、その適用性を十分に確認することは重要であり、そのためには近年多発している被害地震の強震動を解明することが必要となる。1995年兵庫県南部地震以後、頻繁に内陸地殻内地震が発生するようになり、特に2007年は3月に能登半島地震、7月に新潟県中越沖地震が発生した。本シンポジウムでは、これらの地震をはじめ、近年発生した様々な内陸地殻内地震を取り上げ、現状の地震動予測レベルの到達点を地震動研究者と設計実務者間で認識し、議論することを目的としたとの説明があった。さらに、地盤震動小委員会の今後の活動方針についても説明があった。

3. 2007年能登半島地震の解明を目指して

3.1 活断層研究から見た特徴:遠田晋次(産業技術総合研究所)

2007年能登半島地震の変動地形学の観点から見た特徴としては、明瞭な地表地震断層は陸上では確認されなかったが、この地震によって海岸線において最大約40cmの隆起と約10cmの沈降が認められた。それ以外にも複数の隆起海成段丘が判読されている。このような海岸線の隆起・沈降の痕跡等の地形データならびに地質情報等を総合的に用いることで能登半島地震の地震発生長期予測は可能であったと言える。

また、過去に発生した内陸地震のマグニチュードと地表地震断層の出現率に関して再検討を試みた。その結果、マグニチュード7.0以上の地震で出現率は44%であり、活断層を線的な意味においてのみ評価した場合、調査を完璧に実施しても約半分の地震を予測できないことになる。

以上より、断層線のみにとらわれず、面的な拡がりや断層運動・地殻変動を評価するといった内陸地震評価の新たな視点・評価軸を確立するとともに、高精度かつ信頼できる内陸地震予測地図や実用的な地震地体構造図等を社会に提供していくことの必要性が指摘された。

3.2 震源過程から見た特徴:岩田知孝(京都大学)

震源メカニズムと余震分布から得られる2007年能登半島地震の震源断層の特徴について述べられた後、強震記録と測地データを用いた震源インバージョンの結果について報告が行われた。

余震記録のモデリングに基づいてチューニングした地下構造モデルを用いたグリーン関数による解析を行った結果、破壊は断層面の深部から浅部に向かって進展したこと、すべりの方向は右横ずれを主として南東の上盤が上がる動きを含んでいること、すべりの大きな領域が破壊開始点から浅い側に向かう6km×8km程度の範囲に集中していることが報告された。さらに、遠地地震、強震記録、GPS測地データ、InSARなど、様々なデータを用いて求められた震源モデルの紹介と比較が行われた。その結果、多くのモデルのすべりは、破壊開始点から浅い側に大きいすべりの領域が広がっていること、破壊開始点を含むアスペリティがほとんどのモデルで観察されること、経験的グリーン関数法による広帯域の地震波形を用いた震源モデルは複数のすべり領域を示唆しており、被害の大きかった地域の地震動を評価する際にはこれらの分析結果を比較検討しながら震源像を評価していく必要があることなどが指摘された。

3.3 強震動から見た特徴:野津 厚(港湾空港技術研究所)

2007年能登半島地震で観測された強震記録の特徴について既往の研究成果を参考にしながら、まとめられた結果について報告が行われた。計測震度相当値、最大加速度、最大速度などの地震動指標の分布からは、JMA輪島とK-NET穴水にお

* 広島大学大学院工学研究科

いて90kineを超える非常に強い揺れが観測され、震度も6強であった。一方、震源断層の近傍でもK-NET 富来やJMA 富来ではさほど大きな最大速度は観測されなかった。また、観測された強震記録のフーリエスペクトルと別途算出されたサイト増幅特性について考察が行われ、輪島と羽咋は低周波側でのサイト増幅特性が大きく、能都、穴水、富来、七尾では、低周波側での増幅率が小さく、高周波側でそれぞれピークを有していることが明らかになり、K-NET 富来における最大速度がやや小さかったのはサイト増幅特性に起因することが明らかになった。さらに、近接した2地点間のスペクトル比から、強い非線形挙動を示した観測点があると推察されること、フーリエ位相は、震源のサイズよりも伝播経路およびサイト特性の影響をより強く受けていることなどが指摘された。

3. 4 地盤震動から見た特徴：山中浩明（地盤震動小委員会幹事／東京工業大学）

2007年能登半島地震による強震動を理解することを目的として、地震直後に行われた地盤震動に関する調査研究の結果を概観し、能登半島地震の本震や余震の記録に見られる地盤震動特性と地下構造の関係について検討した。

この地震では、地盤の非線形効果、表層、あるいは深部の地盤構造の影響、地盤構造の2・3次元の影響、やや長周期の地震動、ディレクティブティなど、地盤震動研究において注目すべき多くの現象が観測された。特に地盤における速度コントラストが大きいため、観測された地震動にはサイト特性の影響が明瞭に認められた。こうした地盤震動特性を理解するためには、既存の強震観測点での記録だけでは不十分であり、余震観測は効果的であると考えられる。今回の地震で被災した地域では地盤構造データが豊富にあるわけではないため、地震後に実施された微動探査や地震記録を用いた地下構造の推定が地盤震動特性を理解するために非常に有益であることなどが指摘された。

3. 5 構造物被害と地震動の関係：境有紀（筑波大学）

2007年能登半島地震において計測震度6弱以上を記録した全ての強震観測点と5強を記録した一部の強震観測点周辺の被害調査を実施し、建物被害データと観測された強震記録を用いて、建物被害と地震動の性質の関係についての考察を行った。

2007年能登半島地震では、様々な周期特性をもった地震動が観測され、震度6強を観測した全ての観測点周辺で全壊木造建物が見られたが、震度

6弱を観測した観測点周辺では、被害レベルにばらつきが見られた。1~2秒応答が大きい地震動が発生した観測点周辺では、古い木造建物に大きな被害が見られた。

さらに、これまでに収集した強震記録と被害データに1.5秒程度以上のやや長い周期が卓越した地震動が発生した2007年能登半島地震、および2007年新潟県中越沖地震で得られたデータも加えて、建物被害と対応した地震動の周期帯について再検討を行った結果、周期1~1.5秒の地震動が建物被害とより高い相関を持つという結果が報告された。

4. 2007年新潟県中越沖地震の強震動と被害

4. 1 強震動の特徴：青井真（防災科学技術研究所）

2007年新潟県中越沖地震において観測された強震記録やその記録の解析から得られた震源過程の特徴について報告が行われた。

観測された最大の地表最大加速度は、K-NET 柏崎で観測された813galであり、この記録には地盤の顕著な非線形性が認められた。観測された地震動は経験的な距離減衰式と調和的であり、地震動の周期成分としては2~3秒程度の比較的長周期の揺れが支配的であった。余震分布は非常に複雑であり、そのため南東傾斜、および北西傾斜の2つの共役な断層面が想定された。強震記録による震源インバージョンでは、これら2つの断層面について検討を行った。その結果、双方ともモーメントマグニチュードは6.7であり、破壊開始点におけるすべりは小さく、大きなすべりは破壊開始点から南西へおよそ10km離れた領域で発生している。このすべりの大きな領域は、2つの断層面が交差する付近である。防災科学技術研究所の余震分布やモーメントテンソル解は南東傾斜を支持しているが、震源インバージョンの結果から断層面を特定することは困難であることが述べられた。

4. 2 構造物被害と地震動：中村友紀子（新潟大学）

2007年新潟県中越沖地震において、震度6強、および6弱が観測された強震観測点周辺を中心とした構造物の被害調査を実施し、その概要について報告がなされた。木造は、古い構法の建物や開口の大きい店舗併用住宅の被害が目立った。鉄筋コンクリート造の学校建物では、地盤の変状が大きく、隣り合う建物が別々に振動したことによるエキスパンションジョイントの被害や2005年新潟県中越地震でも被災し、今回より大きな被害が

生じた建物があった。塀の被害では、石塀の転倒率が大きかった。

また、建物被害と地震動の強さ指標の相関を検討した結果、全壊家屋が生じた地点が3箇所と少ないため、各指標間の差は小さかったが、1~2秒平均速度応答の相関が最も高くなった。全壊の発生していた3箇所のうち2箇所が隣接しており速度応答もほぼ等しかったため、そのスペクトル特性のまま、周期2秒以上で高い相関となる結果となった。しかし2005年新潟県中越地震時のデータも加えると、2007年新潟県中越沖地震のみの場合よりも建物被害と相関の高い周期帯が1~2秒に明瞭に現れることが指摘された。

5. 特別講演「ローカルサイトエフェクト研究を振り返って」：工藤一嘉（日本大学／東電設計）

「ローカルサイトエフェクト研究を振り返って」と題して、まずESG研究のこれまでの経緯について紹介があり、その後、最近Turkey Flatで実施されたサイトエフェクトに関するBlind Predictionと第3回国際ESGシンポジウム（2006年、フランス・グルノーブル）における微動による地下構造探査のBlind Predictionの概要および結果について講演が行われた。

今回のTurkey FlatにおけるBlind Predictionでは、サイトの近傍で発生した地震が対象であった。対象地点の直下の地震動を用いた予測結果のばらつきは小さいが、1km程度離れた路頭岩盤点の記録を用いた予測結果は観測を過大評価した。これは震源近傍では入力地震動の空間変動が極めて大きいことを意味している。

微動による地下構造探査のBlind Predictionでは、参加者の推定結果は実務上許容される誤差範囲内に概ね収まっている。しかし、長周期側で位相速度を過大評価する傾向があること、複雑な構造では、位相速度に対して部分的に高次モードが影響することから分散曲線の連続性に留意する必要がある。さらに本来、地下構造探査の実務では可能な限り地質や物理探査資料を参照して構造を推定することが常套であるが、今回の予測はこのような資料が全くない状況で実施されており、解析環境としては極めて厳しいものであったこと、推定された地下構造は、10m以浅ではばらつきが大きいが、それ以深では比較的精度が高いこと、予測された地下構造を用いたS波の伝播時間は出題のそれと大きく違わず、地震動の増幅を評価するには一定の利用価値があることなどが指摘された。

6. 近年発生した内陸地殻内地震による地震動の解釈

6. 1 福岡県西方沖地震—福岡市内の強震動パルス：川瀬 博（九州大学）

福岡県西方沖地震について、福岡市内の観測記録に見られたディレクティビティパルスに着目し、地震および地震動の特性、さらにそのシミュレーションに関する研究結果のレビューが行われた。

今回の地震でも地震動の特性は震源・伝播経路・サイト（地盤増幅）の3要素で決定されることが確認された。震源は比較的単純なアスペリティ分布であり、その短周期生成能も平均的であった。また、被害の集中した天神地区では特に浅い表層地盤の影響が顕著に現れたものと考えられる。さらに、フォワードモデリングによって観測された速度波形の再現を試みた検討結果では、経験的グリーン関数法によるインバージョン結果を初期モデルにして観測された速度パルスが再現できるようにそれをチューニングした結果、中央区の断層走向の延長線上で観測された周期1秒前後の速度パルスを説明するためには、約5km四方程度の単一アスペリティにおいてかなり高速の破壊を考える必要があることがわかった。地震調査研究推進本部の検証では、いわゆる入倉レシピは概ね有効であることが示されていることが報告された。

6. 2 新潟県中越地震—大加速度記録の発生要因：芝 良昭（電力中央研究所）

2004年新潟県中越地震の震源域およびその周辺において観測された大加速度強震記録について、その発生要因に関する知見をこれまでに発表された文献を紹介・整理するとともに、震源インバージョンに基づく加速度地震動の再現性の検討について報告がなされた。

本震の震源域における最大加速度分布は、逆断層の上盤効果を考慮することで既往の地震のばらつきの範囲内に収まる。既往の研究によると、地震規模については、今回の本震は魚沼丘陵に沿う地質構造から予測される最大規模であったこと、広帯域強震動シミュレーションから推定されたアスペリティ面積や実効応力は既往のスケールに則ることが指摘されている。高実効応力のパッチ領域により局地的に大加速度が生じる可能性やリフト堆積物による厚い堆積層や褶曲構造に起因する地盤の不整形性が強震動に与える影響については更なる検討が必要であることが指摘された。さらに、本シンポジウムの主テーマである設計用入力地震動策定の指針化という観点から、2004年新潟県中越地震とその地震動特性の予測可能性に

についても考察が行われた。

6. 3 宮城県北部地震—震源近傍の強震動の再現：大野 晋（東北大学）

震源近傍での記録が得られていない 2003 年宮城県北部地震を対象として、その地震の概要、ならびに半経験法及び理論的地震動評価法を用いて地下構造及び震源のモデル化を行い、震源域での地震動を推定した結果について報告が行われた。

宮城県北部地震の強震動は、1 つのアスペリティを設定することで説明が可能であるが、その面積は既往の地震に比べてやや小さめであった。震源域の地震動を推定した結果、工学的基盤で 45~60 cm/s、地表で 80~90 cm/s 程度であり、地表では工学的基盤に比べ、周期 0.5~2 秒を中心に地震動が増幅された。推定された地震動のレベルは、大局的には墓石の転倒率調査の結果やアンケート震度などと整合する。

6. 4 内陸地殻内地震による地震動の相互比較—類似点と相違点：久田嘉章（工学院大学）

近年明らかになった震源近傍の強震動特性であるフリングステップ、ディレクティブリティパルス、ランダム波の成因と実例を紹介し、フリングステップとディレクティブリティパルスが現れる場合、告示レベルである 100 cm/s 程度の応答スペクトルを凌駕する可能性が高いことの説明があった。近年発生した「震源を特定しにくい地震」である、2004 年新潟県中越地震、2007 年能登半島地震、2007 年新潟県中越沖地震といった内陸地殻内地震の特性とその震源近傍の強震動特性を観測記録、および特性化震源モデルなどを用いて調べた。その結果、これらの地震は高角逆断層の地震であり、破壊伝播が近づき（フォワード領域）、ディレクティブリティパルスが現れる震源近傍の観測点では 100 cm/s 程度のスペクトルレベルを凌駕すること、逆に破壊伝播が離れ（バックワード領域）、ランダム波に近くなる領域では軟弱地盤や堆積盆地の観測点を除き、100 cm/s 程度以下のスペクトルレベルとなる。また、特性化震源モデルを用いた場合、フォワード領域でのディレクティブリティパルスの計算には優れているが、アスペリティ内で単純な破壊過程を仮定すると、特にバックワード領域での波形が滑らかになり、過小評価になる場合があることが指摘された。

7. 総合討論

最近発生した内陸地殻内地震に関する 11 題の

話題提供、ならびに特別講演に引き続き、総合討論が行われた。司会の釜江より現在作成中の指針の概要および位置付け、本シンポジウムとの関係、さらに総合討論における論点について説明があった。その後、これまでの話題提供についての簡単なレビューに引き続き、総合討論が行われた。

7. 1 活断層調査によって得られる情報

釜江より、活断層調査によって得られる情報から強震動予測に必要な情報がどの程度得られるのか、また得られた情報の精度はどの程度かについて会場に問いかけが行われた。これに対して遠田は、地表に現れた活断層情報と実際の地下の断層の乖離が最も大きな問題である。アスペリティや破壊開始点の位置など不確定要素が非常に多く、情報をいくら集めても断層破壊のシナリオを特定することは困難であることから、多くのシナリオを考える必要があると指摘した。また、断層を特定しにくい断層については、個々の活断層の調査だけでなく、地層の変形量からその地域を「Zone」として捉え検討する必要があることも指摘した。

藤原（防災科学技術研究所）からは、地震調査推進本部において長期評価手法の見直しが始まっており、ある断層帯において発生する地震のうち最大ではなく一回り小さい地震、あるいは地表に現れにくい断層による地震をどのように扱うかが議論されていることが紹介された。

また、諸井（鹿島建設）より、地震動の予測の観点を考えると、活断層は地表に断層が現れたかどうかではなく、対応する活断層があるか否かで分類すべきではないかとの意見があった。これに対して遠田は、地表に現れる断層が少しでも、それが何度も繰り返されたとき、どのようになるかについては今後の議論をしていかなければならないと答えた。能登半島地震はどのような断層に分類されるかとの問いに対しては、海域調査で若干のずれは見つかっているが、地質の累積のデータがなければ、特定しにくい地震であったと判断できると回答した。さらに、諸井、川瀬から、活断層情報を出す側とそれを利用して強震動予測を行う側の情報の認識が異なることが指摘された。

7. 2 活断層の情報に基づく震源断層のモデル化

野津は、最近の地震を見ると少し小さめで強い地震動を出すアスペリティを設定した方が地震動を良く再現できるのではないかという印象を持っており、レシピの見直しも必要ではないかとの意見を述べた。これに対して釜江は、必ずしもこれ

までの枠組みにとらわれる必要はないが、最近の地震において特殊な現象が起きている可能性を否定できる状況でもなく、ばらつきの範囲内であるとの考え方もできることから、結論を出すには早計ではないかと指摘した。また、浅野（京都大学）からは、アスペリティの大きさはスケール則のばらつきの範囲内であるとの回答があった。

一方、加藤からは2007年能登半島地震、あるいは2005年新潟県中越地震における複数の研究者による震源インバージョン結果のばらつきの要因について質問が出された。これに対して、芝は2005年新潟県中越地震について、対象周波数、余震分布をもとに決められる初期断層面の設定の仕方、断層面の大きさがばらつきの要因であるが、定性的には共通している部分があるのも事実であると答えた。一方、浅野は2007年能登半島地震について、断層面の設定の仕方、観測点の選び方、グリーン関数を計算する際の地下構造モデルなどがばらつきの要因と考えられるが、特性化を行うとそれほど大きな違いはないとの印象を持っていると答えた。

また釜江は、強震動の予測をする上でアスペリティの場所と破壊開始点の設定は非常に重要であるが、現状では地質学的な情報に頼るのみであると指摘した。これに対し川瀬は、強震動予測をする際に複数のシナリオを用意し、その一つとしてディレクティブパルスが最も大きく出るようなアスペリティの位置と破壊様式を想定することは重要だが、発生確率も考慮に入れる必要があり、最悪のシナリオに対して設計をするかどうかは別の問題であると述べた。

7. 3 深部・浅部地盤構造のモデル化

藤原から、策定中の指針では計算方法の標準化だけでなく、計算に用いるパラメーターをどのように準備していくかについての方向性も示してほしいとの要望が述べられた後、現在、防災科学技術研究所において地震動の予測をする際に初期モデルとして利用可能な全国的な深部地盤モデルのデータベース化を行うプロジェクトが実施されており、平成20年度中に公開できる見通しであることが紹介された。また、日本全体の地下構造のモデルは個々の研究者の独自の努力だけではできないため、データの標準化、あるいは誰でも安心して利用できるデータセット構築のためのシステム作成に関する提言を学会等で行うべきであるとの指摘がなされた。これに対して山中は、このデータベースは、利用者から新たな探査結果やモデルに対する評価がフィードバックされ、より良いデ

ータベースに更新されていくシステムを持つことが望まれると述べた。

また、地盤の非線形性に関連して野津は、一般的には地盤をサンプリングし、室内試験によって地盤の特性を把握すれば、地盤の非線形性を考慮した地震動の計算は可能である。この際、工学的基盤より深い地盤については線形を仮定しているが、実際には非線形化している事例も見られる。したがって、工学的基盤で深は線形という仮定の妥当性が今後の課題の一つになることを指摘した。

7. 4 高精度な被害予測のモデル化、耐震設計への適用

釜江より、構造物の設計や被害予測を行う側から指針あるいは強震動予測に何を求めるかとの問いかけがなされた。これに対して、境は、既存不適格建物を減らすことが地震被害の軽減につながる。そのためには周期1秒程度までの地震動の予測が重要である。しかもそれは波形ではなく、まずはスペクトルレベルで十分であると述べた。

さらに罇沢（工学院大学）は実務経験者の立場から、予測される地震動は、手法、あるいはアスペリティ、破壊開始点の位置によって大きく異なる。建物の固有周期に対して最も危険なシナリオを想定し、そのシナリオが実際に起きた際の建物の挙動をどのレベルに押さえるべきかを適切に設定することが重要である。現段階では、1つの地震動を与ええることは難しいが、複数の地震動を想定することが建物の安全性の一助にはなると思われると述べた。

最後に釜江が、本シンポジウムで話題となった5つの地震等から得られた新しい知見が指針にフィードバックできるように今後も努めるべきであると述べて総合討論を閉めた。

8. まとめ：野畑有秀（地盤震動小委員会幹事／大林組）

地盤震動小委員会では、耐震設計への適用を最終目的とし、震源・伝播・地盤震動に関する強震動研究の最新動向を把握し、学会員に周知・議論する場をシンポジウムや指針を通して提供することのマニフェストに基づき、次年度以降、「設計用入力地震動作成指針」を刊行し、シンポジウムでは、ベンチマークテストやブラインドテストのような地震動作成に関する現在の実力を再確認するための企画を行っていききたいとの予定が述べられ、本シンポジウムは閉会となった。

（文中敬称略）