

地震 ジャーナル

45

2008年 6月

エッセイ 津波警報システム ●長谷川 昭

福井地震から60年 ●吉井敏尅——1

想定宮城県沖地震の震源域では

何が起きているのか? ●海野徳仁——8

迫り来る宮城県沖地震に備えて ●源栄正人——14

2007年新潟県中越沖地震の震源断層面と

柏崎刈羽の強震動 ●額額一起／

三宅弘恵——27

地震予知連絡会情報 ●野口伸一——36

●書評——50

●新刊紹介——51

●ADEP情報——52

囲み記事 重力異常から地盤のゆれやすさがわかる!?! /

重力異常から活断層がわかる!?!

地震予知総合研究振興会

津波警報システム

長谷川 昭

2007年1月13日に千島列島でM 8.2の大地震が発生し、北海道の太平洋沿岸東部とオホーツク海沿岸に津波警報が発令された。このとき、かなり多くの人々が、警報が出されたにも拘らず避難しなかった。実はその2カ月前の2006年11月15日に同じく千島列島でM 8.1の大地震が発生し、その際にも津波警報が出されたが大きな津波は来なかった。このことがあって、2007年1月の地震では避難した人の割合が激減したのである。幸いこのときも大きな津波にならなかったで犠牲者を出さなくて済んだ。しかし、このことは、警報が発令されても人々が避難するわけではないことを如実に示した。発信された情報が信頼されなかったのである。

でも、現在行われている津波予測の方法を知れば、津波警報の信頼度がそんな程度のもになってしまう理由が容易に理解される。それは、陸上の地震計のデータを用いて津波を予測しているからである。地震計では地震波は観測できるが津波は観測できない。なのに何故地震計のデータを用いて津波予測ができるのだろうか？ 津波に較べれば地震波の方がはるかに速く伝わるので、海底下で発生した地震により励起された津波が沿岸に達する前に、伝播してきた地震波を陸上の地震計で捕捉できる。この地震波のデータを用いて発生した地震の位置・規模を推定し、それに基づき励起される津波を予測するのである。予測に津波データを用いていないので、これはあくまでも間接的な方法にしか過ぎず、予測精度を現在よりも上げることは殆んど期待できない。

ではどうすれば予測精度を格段に上げることができるのだろうか？ その答えは、1994年三陸はるか沖地震後に岩手県釜石沖に設置されたケーブル式地震・津波計のデータが既に示している。つまり、震源に近い地点の地震計のデータを使って地震波の到来を予測する「緊急地震速報」と同様に、震源に近い地点の津波計のデータを使って津波予測を行えば良い。

中央防災会議の東南海・南海地震の被害想定によれば、朝5時のケースで津波による死者数が避難意識が低い場合約8,600人、高い場合で約3,300人である。早期に避難すれば犠牲者が如何に減るかを示している。しかし、このままでは避難意識が高まることは期待できない。何とかして、沖合いに地震・津波計観測網を展開する予算を捻出することはできないだろうか？ 沖合いの観測網があれば、各地点に来襲する津波の到達時刻や波高などの情報を詳細かつ高精度に予測し適確な警報を発信することが可能となる。そうなれば、避難意識が格段に高まって、犠牲者の数が激減するはずである。



長谷川 昭

【はせがわ あきら】

現職 東北大学名誉教授

理学博士

略歴 東北大学理学部天文及び地球物理学第二学科卒業、東北大学大学院理学研究科博士課程中退、東北大学理学部助手、助教授、教授を経て現職

研究分野 地震学

著書 *Magmatic Systems* (M.P. Ryan 編, Academic Press)

(分担執筆) など

福井地震から 60 年

吉井敏尅

1. はじめに

終戦も間近の 1945 年 7 月 19 日の夜半、福井市は B-29 による激しい空襲を受けた。市域の 90% 以上が焼き払われ、死者は 1500 人を超えた。戦後の福井市の復興はめざましかった。終戦直後にはそれ以前の半分以下の 4 万人台にまで落ち込んでいた人口も、わずか 3 年後の 1948 年には 8 万人を超え、主要な産業である繊維関係も活気を取り戻していた。

1948 年 6 月 28 日 16 時 13 分、この年に連合軍総司令部 (GHQ) の指示で始まったサマータイムの 17 時 13 分、福井地方はマグニチュード 7.1 の強烈な地震に襲われた。終戦前後の 1940 年代、1943 年鳥取地震、1944 年東南海地震、1945 年三河地震、1946 年南海地震と死者 1000 人以上の地震が続発したが、福井地震の死者数 3579 人はこれらを超えるものであった。

戦中はこのような大きな被害地震が発生しても学術的調査もままならない状況であったが、南海地震以降は組織的な調査が行われるようになっていた。福井地震の直後、当時の学術研究会議に津谷弘達を委員長とする「福井地震調査研究特別委員会」が組織され、地震研究所、東大、京大、東北大、中央气象台、地理調査所、水路局などの研究者が参加した。多くの分野の調査の成果は、1949 年に「昭和 23 年福井地震調査研究速報」として、この年に名前を改めた日本学術会議により刊行された。1950 年には同様の内容で“The Fukui Earthquake of June 28, 1948”が英文で刊行されている。

このほか、当時の学術的な報告書としては、工学的な立場から土木学会、建築学会が中心となり

組織された北陸震災調査特別委員会により、「福井地震震害調査報告」の I 土木部門、および II 建築部門が 1951 年に刊行されている。

こうした組織的な調査に基づく報告書が発行されたために、1940 年代に発生した大地震の中でも、福井地震はその全体像がもっともよく知られているものとなっている。

ここでは、こうした当時の報告書やより新しい研究をもとに、この 6 月でちょうど 60 年になる福井地震とは地震学的にみてどのようなものであったのか、概観してみたい。

2. 激しい揺れ

図 1 は全国の気象官署からの報告に基づく福井地震の震度分布図である (廣野, 1949)。測候所等の有感の報告は 60 ケ所程度であったが、当時の震度は各気象官署区内の委託点からも報告されており、この図はそれらを含む 270 点以上からの報告をもとに描かれている。震度 V 以上の区域が震源付近に限られており、被害の大きさを考えると意外に思われるかもしれない。かつてこの地震のマグニチュードは 7.3 とされていたが、震度の広がりから見ても、これではやはり大きすぎるであろう。

合同の調査では、通信調査による震度調査も行われた (佐藤, 1949)。5000 通のはがきを発送したが回収率は 1 割強であったという。残念なことに、報告書ではこの回収結果による震度分布図のようなものは無く、震央距離対震度 (12 段階) の図が示されているのみである。

この地震の被害で特徴的なのは、福井平野における建物の倒壊率の高さである。全壊率はほとんど平野全域で 90% を超えた。図 2 に示したのは、

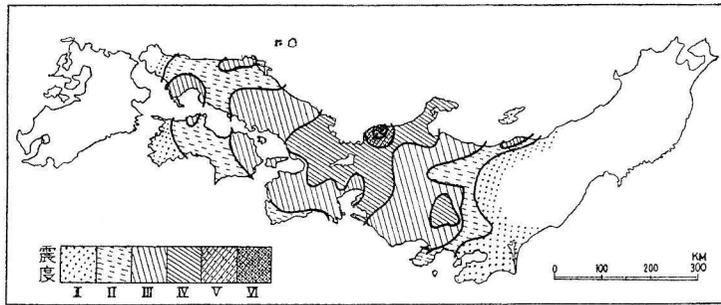


図 1 気象官署の観測に基づく福井地震の震度分布図（廣野，1949）

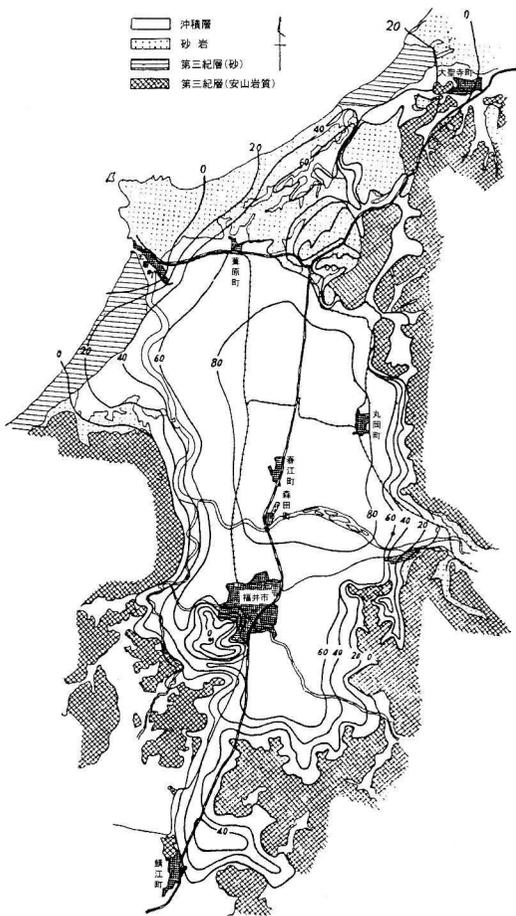


図 2 福井地震による住家の全壊率（北陸震災調査特別委員会，1951）

住家に限った全壊率の分布である（北陸震災調査特別委員会，1951）。全壊率のコンタは沖積層の分布などを反映して日本海に向かって開かず閉じ

た形になっているが、丸岡，春江，森田の各町では全壊率が80%を超え，福井市でも60%を超えている。

構造物のダメージや当時よく使われた墓石の転倒の調査からは，平野部での地震動の加速度は600 gal かそれ以上に達したと考えられている。

1995年兵庫県南部地震と同様に，地震に伴って各所で火災が発生し，被害を大きくすることとなった。福井市内だけでも20ヶ所以上から出火，2000戸以上が焼失した。火元としては飲食店や化学薬品などが多かったとされているが，サマータイムで5時すぎという時間であったために，そろそろ夕食の用意を始めていた一般家庭も火元になったようである。

3. 建築物の被害

福井地震における家屋の倒壊率の高さは，他の被害地震に比べても際だっている。福井市内については，空襲の後に建てられた建物に強度不足のものが多かったことも考えられるが，全壊率がほとんど100%であった丸岡，春江，森田などは戦争以前からの建物がほとんどだったはずである。

福井平野の中心部では，第三紀の基盤の深さは300 m かそれ以上で，周辺に向かって浅くなっている（たとえば，衣笠・他，1999）。単純にS波の多重反射のようなものを考えれば，この表層による卓越周期は1～2秒程度であろうから，これが当時の建物と「共振」するとは考えられない。しかし，図2に見られるような倒壊率の分布からみ

ても、福井平野の堆積構造が地震の揺れを大きくしたことは明白である。多くの木造建物は、数秒から20秒で倒壊した。古い農家などに比べて、コンクリート基礎の新しい家屋などは、比較的被害が少なかったという。

福井地震被害調査報告の建築部門によると、福井市内には37の鉄筋コンクリート造建物があったが、地震で大破したのが3棟、中破したものが2棟で、他の被害は比較的軽微であった。大破したもののひとつは和菓子屋の松岡軒で、これはとても鉄筋とは呼べないような粗末な造りの建物であったらしい。もうひとつが、福井地震の建造物被害の象徴とも言える大和百貨店である。

大和百貨店のビルは全体としては6階建て、一部8階、地下1階で、当時の福井市内で最も高い建物であった。1945年の空襲で内部が丸焼けになっていたものが、地震動で中央部の1階が潰れる形で大きく傾いてしまったのである。そもそも設計施工が良くなかったうえに、空襲後の補強工事が不十分であったとされている。

他の多くのコンクリート造り建築は、強い地震動にも耐えて比較的軽微な被害ですんだ。当時の写真を見ると、大きく傾いた大和百貨店の隣に必ず写っている3階建ての建物がある。繊維業の酒伊商事が入っていたこのビルは、現在でも信託銀行の支店として使われている、立派な現役である(図3)。



図3 福井地震による被害が軽微で現在も使われている「酒伊ビル」。現在は中央三井信託銀行が入っている。右隣の現在の北陸銀行福井支店のところに大和百貨店があった(1998年撮影)。

4. 地震計観測

震災当時、福井測候所では地震計による観測は行われていなかった。空襲で建物が焼失したため一時別の場所で業務を続け前年に元の場所に戻ったものの、地震計観測を再開するまでには至っていなかった。たとえ観測が行われていたにしても、庁舎が全壊したので記録を残すことはできなかったであろう。

余震の観測は地震研究所、東大地球物理学教室、中央気象台などの研究者により行われた。順次臨時観測点を設置し、7月5日夕刻以降ほぼ1ヶ月間の観測で、200を越す余震の震源を決定することができた(Omote, 1950)。余震の分布は線状にはまとまって見えず、福井平野全体に広がっているのが特徴である。図4は本震以降ほぼ同じ期間について、現在の気象庁の震源カタログから作成した震源分布図である。当時の臨時余震観測に比べて遠方の観測点による震源決定なので精度が落ちるのはしかたがないであろうが、やはり余震域は面状で、海域にまで広がって見える。

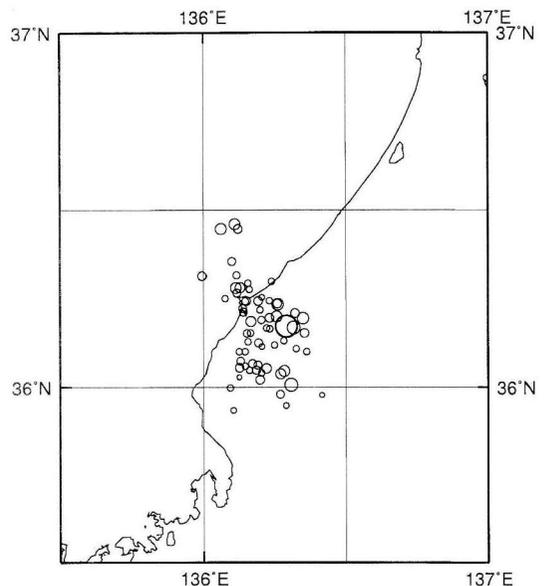


図4 気象庁の震源カタログによる福井地震の余震分布。1948年6月28日から7月31日までで、深さは30km以浅。

この地震の調査では、高感度の電磁式地震計による余震の観測も行われた (Asada and Suzuki, 1949). その後、大学等で盛んに行われるようになった微小地震観測の原点と言えるものである。

5. 震源断層と震源過程

福井地震では、平野のほぼ中央を南北に走る形で、約 27 km にわたって地下の断層運動による地割れの連続が見られた (那須, 1949). 福井平野中央部では、東側が西側に比べて数 10 cm も相対的に隆起するという著しい地殻変動が認められたが、この変動の最も著しいところに沿って、地割れが線状に並んでいたのである。地割れや噴砂は、この線状の分布だけでなく平野のいたるところで見られた。たとえば、農家の主婦が地割れに挟まれ亡くなったという和田出作町は、福井市の中心から南東 2 km ほどの、線状の割れ目からはかなり離れたところにある。

地震後、10ヶ所ほどで臨時の三角測量も行われ、この線状の割れ目を挟んで約 2 m の左ずれが認められた (Tsuya, 1950). Kanamori (1973) はこの測量の結果などをもとに、福井地震の震源断層は長さ 30 km、幅 13 km の垂直な断層で、ずれは水平に約 2.5 m と推定した。

鷺谷 (1999) は 1950 年代に行われた福井地震震災復旧測量の結果をまとめて、さらに詳しい震源断層モデルを作った。図 5 は鷺谷がまとめた福井地震前後の三角点の変動ベクトルである。鷺谷は地震の直後に行われた水準測量の結果も考慮して、震源断層上でのすべりの分布を推定した。震源断層のほぼ中央を横切る水準路線 (図 5 の Route A) では、断層を挟んで 1 m 近い上下変動が見られる。

鷺谷 (1999) によれば、震源断層はほぼ垂直で実質的な長さは 25 km 程度であり、すべりは断層の中央部でいちばん大きくて 5 m 程度にも達する。また、水準測量の結果を説明するためには、左横ずれ成分だけでなく、断層の東側がせり上がるような縦ずれの成分も必要である。

福井地震の地震計記録はやや複雑な様子を示し

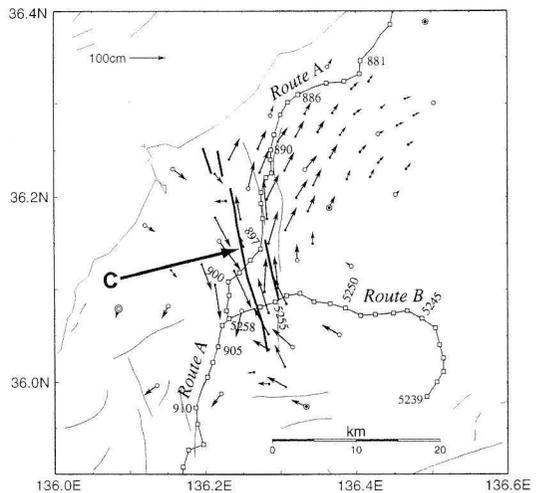


図 5 地震後の三角測量により推定された福井地震前後の地殻変動ベクトル (鷺谷, 1999). 白丸のつながりは一等水準路線である。

ており、いくつかのイベントが連続したのではと当初から考えられていた (たとえば、越川, 1949). Kanamori (1973) は阿武山観測所の記録をもとに、最初のやや小さなすべりがあり、その約 9 秒後に大きなすべりが起こった連続地震であると考えた。

菊地・他 (1999) は 5 観測所で得られた記録をもとに、波形インバージョンによって断層面上の破壊の過程を調べた。その結果によると、垂直よりやや西側に傾斜した震源断層で、まず北側の深さ 10 km 付近で破壊が始まりそれが浅い方に移動、次に南に移動して最大の破壊を生じた。最初の破壊と最大の破壊の間隔は 10 秒程度で、これらの破壊で放出されたエネルギーには数倍の違いがあった。

6. 旧震度Ⅶの謎

福井地震が発生する以前、気象庁の震度階級は最大が震度Ⅵ (烈震) だった。福井地震の被害、特に家屋の倒壊がきわめて多かったことなどから、翌年に震度Ⅶ (激震) が追加されたことはよく知られている。ただし、気象官署の職員が地震時に体感で決める通常の震度はⅥまでで、Ⅶは現

地調査によって家屋の倒壊が30%以上であることなどにより決めることになっていた。震度Ⅶの導入は当時の中央気象台長、和達清夫の発案によるものであったらしいが、この30%以上という値がどうして決められたのか、福井地震の被害状況がもとになっているのは当然としても、今となってはよくわからないらしい（額編，1998）。

震度Ⅶには、こんな謎もある。体感により震度を決定するための説明の表は、もともと気象庁の「地震観測法」に書かれていたものである。この表にいわゆる河角の式による加速度値が併記されていた時期があるらしく、理科年表に掲載された表にも、1971年版から1992年版までその加速度値が書かれていた。

河角の式を単純に適用すれば震度Ⅶの加速度下限は800 galで、震度Ⅴの下限の10倍となるはずだが、この震度階級の説明に併記されていた値は半分の400 galであった。この値がどのような経緯で決められたかも、よくわからない。

実は、震度Ⅶについては河角（1943）が福井地震よりも前に提案している。今村明恒の教示によるとして震度Ⅶに対してすでに「激」の字を当てはめており、対応する加速度の下限値も800 galとしている。河角は福井地震の調査研究速報の中で加速度と家屋全壊率の関係について報告しており、上の震度Ⅶの謎はもちろん、震度Ⅶの制定そのものについても、なんらかの関わりがあったのではと推測される。

いずれにしても、計測震度に基づく現在の震度階級では、建物の倒壊率はもう関係が無いし、震度7の加速度下限値も、震度5のその10倍になっている。

7. 福井地震と濃尾地震

図6に示したのは、福井地震の震源域から南の地域にかけての最近の地震活動である。1997年10月からいわゆる一元化震源が利用できるようになり、それまでの気象庁単独の震源データでは不可能であった微小地震を含むこのように詳細な震源分布を描けるようになった。図4にプロット

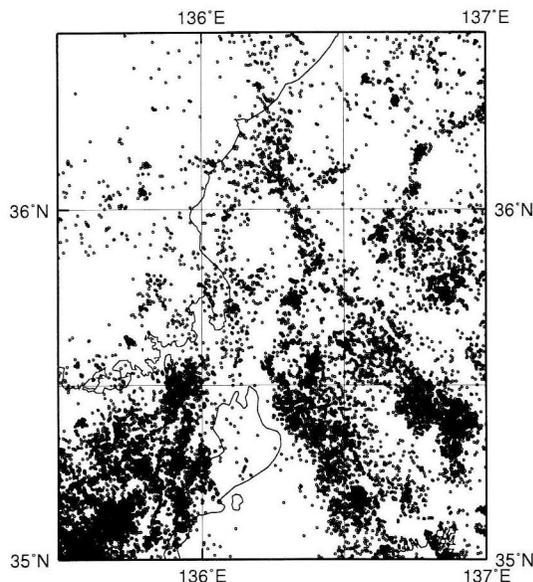


図6 気象庁の震源データによる最近の地震活動。1998年から2007年まで、深さ30km以浅、M0以上。

されているような古い地震の震源データも、浜田（1987）の努力などにより以前の気象庁のカタログのものに比べ精度は向上しているが、図6と比べるとまさに隔世の感がある。

図6の最新の震源分布によっても、福井地震の震源断層に対応するようなきれいな線状の分布は見えず、広がりをもっている。福井地震の余震であろう震源は、図4と同じように北は日本海の中にまで延びているばかりでなく、南にも長く延びていて、濃尾地震のときに動いた温見断層、根尾谷断層の地震活動に続いているように見える。

この濃尾活断層系に対応する地震活動の西側にも、南北に延びる地震活動が見られ、柳ヶ瀬断層の南東に延びる断層帯にほぼ対応する。こうした震源分布からも、この地域が日本列島を横断する北北西・南南東向きの幅広い変動帯になっていると考えられる（たとえば、Kanaori et al., 1994）。

GPSの観測により明らかになった新潟-神戸歪み集中帯（たとえば、Sagiya et al., 2000）では、たとえば面積歪みの大きな領域がストレートに新潟から神戸に続くのではなく、琵琶湖の西で南に分岐するように見える。筆者の解析によっても、

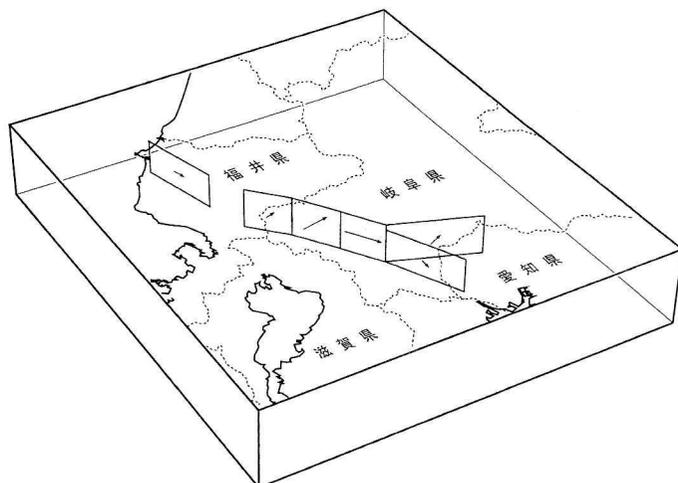


図7 福井地震 (Kanamori, 1973) および濃尾地震 (Mikumo and Ando, 1976) の震源断層モデル。断層面上の矢印は断層の手前側の岩盤の動きを表す。矢印の長さはずれの大きさに比例し、濃尾地震中央部のいちばん長い矢印は、7mのずれに対応。

最大ずりが大きな領域も同様な分布となっている。

図7は、濃尾地震と福井地震の震源断層モデル (Mikumo and Ando, 1976 ; Kanamori, 1973) を並べて示したものである。矢印は断層面上でのずれの大きさと方向を表している。2つの地震の震源断層は20 kmほどのギャップを挟んでまるで一続きのように見える。実際、図6に見られるように、現在の微小地震の活動はこのギャップも含めて一続きになっている。濃尾地震のときの震源断層のずれは中央部で7mにも達しており、福井地震の断層のずれに比べて、ずっと大きい。濃尾地震から57年後の福井地震の発生によって、100 km以上にわたる断層運動のひとつのシーケンスが完了したようにも見えるのである。

8. おわりに

1991年から2年間ほど、地震学会ニュースレターに「図説日本の大地震」という連載物が掲載されたことがあり、その第2回 (第3巻, 第4号) で明治三陸地震と福井地震が取り上げられた。署名は無いが、後者の担当者は阿部勝征氏であった。その最後に、濃尾地震以後100年間に死者

1000人を超える震災は10回あるが、それらは100年間の最初の60年間に発生しており、福井地震以後約40年間そのような震災が起きていない、という趣旨のことが述べられている。阪神・淡路大震災は、まさにその回答だったと言えよう。

濃尾地震以降、大きな災害をもたらした地震は、地震学の研究にとっても重要な節目になってきた。阪神・淡路大震災も、もちろんそうした節目のひとつであった。今、福井地震の調査報告を読み返し、その後のわが国の地震学、地震工学の歩みを考えるとき、戦後間もなくのこの震災もとくに大きな節目であったことが実感される。

福井地震から60年、当時の観測・調査に加わった研究者も、ほとんどが故人となってしまった。10年前、地震学会広報誌「なるふる」の福井地震50周年特集 (1998年, No. 9) に印象深い思い出話を寄せた宇津徳治も、今は亡い。こうした先人達の残した報告書類も、紙が酸化してぼろぼろになってきた。

参考文献

Asada, T. and Z. Suzuki, 1949, On micro earthquake having accompanied aftershocks of the Fukui

- Earthquake of June 28, 1948, Geophys. Note, Geophys. Inst., Tokyo Univ., 2, 1-14.
- 浜田信生, 1987, 日本列島の内陸部で発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義, 気象研究所研究報告, 38, 77-156.
- 廣野卓蔵, 1949, 福井地震の地震計による験測結果, 昭和23年福井地震調査研究速報, 日本学術会議, 15-22.
- 北陸震災調査特別委員会, 1951, 福井地震震害調査報告II, 建築部門, 287pp.
- 衣笠善博・荒井克彦・鳥海 勲・山本博文・安藤雅孝・平野憲雄, 1999, 福井平野下の活断層について(序報), 地震2, 52, 171-176.
- Kanamori, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan, Ann. Rev. Earth Planet Sci., 1, 213-239.
- Kanaori, Y., S. Kawakami and K. Yairi, 1994, A sequence of destructive earthquakes and the coupling of fault systems in central Japan, Eng. Geology, 37, 167-180.
- 河角 廣, 1943, 震度と震度階(続き), 地震, 15, 187-192.
- 菊地正幸・中村 操・山田 眞・伏見 実・巽 誉樹・吉川一光, 1999, 1948年福井地震の震源パラメーター, 1倍強震計記録の解析, 地震2, 52, 121-128.
- 嶺嶺一起, 1998, 震度の歴史と福井地震, なるふる, 9, 4-5.
- 越川善明, 1949, 福井地震の地震計計測結果, 昭和23年福井地震調査研究速報, 日本学術会議, 23-25.
- Mikumo, T. and M. Ando, 1976, A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi Earthquake, J. Phys. Earth, 24, 63-87.
- 那須信治, 1949, 福井地震に伴った断層に就て, 昭和23年福井地震調査研究速報, 日本学術会議, 69-71.
- Omote, S., 1950, On the aftershocks of the Fukui Earthquake (Part 2), Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 28, 311-319.
- 鷺谷 威, 1999, 1948年福井地震(M=7.1)に伴う地殻変動と震源断層モデル, 地震2, 52, 111-120.
- Sagiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, PAGEOPH, 157, 2303-2322.
- 佐藤泰夫, 1949, 通信調査によって知られた福井地震の震度分布について, 昭和23年福井地震調査研究速報, 日本学術会議, 35-37.
- Tsuya, H. (Ed.), 1950, The Fukui Earthquake of June 28, 1948, Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake, 197pp.

吉井敏尅

[よしい としかつ]

現職 日本大学文理学部地球システム
科学科教授
理学博士

略歴 北海道大学大学院理学研究科地球物理学専攻博士課程修了, 東京大学地震研究所助手, 同教授を経て現職。

研究分野 地震学, 地球内部構造など



想定宮城県沖地震の震源域では 何が起きているのか？

海野徳仁

1. はじめに

大地震が発生した際の都市型災害についての様々な問題点を浮き彫りにした「1978年(昭和53年)宮城県沖地震」から数えて、今年(2008年)は30年目にあたる。「地震ジャーナル」編集長の萩原幸男先生から、宮城県沖地震30周年を踏まえた原稿の依頼をいただいてから、本稿をまとめるまでの期間中には、幸いにも「次の」宮城県沖地震は起こらなかった。新聞やテレビの報道では、「30年以内の発生確率は99%……」という表現が用いられているが、これはほとんど意味がない。99%という発生確率の数字は、「次の」宮城県沖地震がひっ迫していることを示すには好都合であるのだろうが、そんな余裕は無いはずである。

こうしているあいだにも、宮城県金華山沖の海底下のプレート境界では、順調に歪みを蓄え続けているアスペリティが、「次の」宮城県沖地震の準備を整えつつあるはずであり、30年などという長い年月を待たずに、そ(れら)のアスペリティは破壊してしまうと思われる。

ここでは、東北大学を中心として現在進められている宮城県沖地震に関する研究の成果について簡単に紹介して、「次の」宮城県沖地震の想定シナリオについて考えてみよう。

2. アスペリティモデル

近年の地震観測網の整備、特に基盤地震観測網の整備とその観測データの効果的な公開システムにより、地震学の多くの研究分野では、その質および量において、飛躍的に向上した研究成果が挙

がりつつある。特に、アスペリティモデルに基づいた多くの研究成果により、沈み込む海洋プレートと陸側プレートの境界で発生するプレート間地震の発生機構は、かなりの程度、解明されてきたと考えられる。アスペリティモデルによれば、海洋プレートと陸側プレートの境界は、普段は固着して地震時に急激にすべる領域(固着域:アスペリティ)と、普段からゆっくりとすべっている領域(安定すべり域)の2種類の領域に大別される(図1)。安定すべり域では、沈み込む海洋プレートの動きによりズルズルとゆっくりすべっており、このゆっくりすべりが進行していくと、安定すべり域に取り囲まれたアスペリティに応力が蓄積されていく。この状況が長い期間続くと、蓄積された応力がアスペリティの強度の限界に達して急激に破壊することにより、プレート間地震が

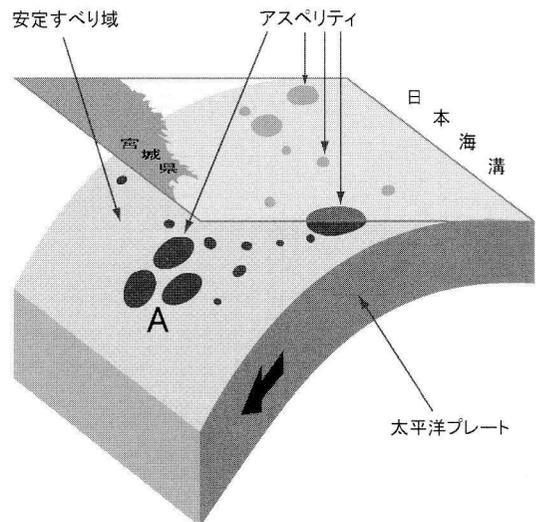


図1 アスペリティモデルの概念図。プレート境界は、固着域(アスペリティ)と安定すべり域の2種類の領域に大別される。

発生する。

プレートはマントル対流の影響を受けて動き続けている。マントル対流が止まらない限り、すなわち、46億年前に誕生したといわれている地球が冷え固まってしまうまでは、マントル対流はその運動を継続し、プレートは動き続けると考えられる。そう考えると、宮城県沖地震は今後も何度も何度も繰り返し発生し続けることとなる。

3. 1978年宮城県沖地震

今から30年前の1978年6月12日に発生した宮城県沖地震(M 7.4)では、宮城県を中心として岩手県や福島県にかけての広い範囲で被害が生じた。特に、仙台市ではライフライン等への被害が甚大であり、また、倒壊したブロック塀の下敷きになるなどして28名の死者がでるなど、大地震による都市型災害の問題点が数多く指摘された。

本震および余震の震央分布(図2)や本震のメカニズム解が低角逆断層型である(瀬野ほか, 1978)ことから、この地震は宮城県金華山沖のプレート境界で発生したプレート間地震である。本震の地震波形記録を解析することにより、本震時の断層面上のすべり量の時空間分布を推定することができる。Yamanaka and Kikuchi (2004)による1978年宮城県沖地震のすべり量分布を図2に赤色コンターで示す。すべり量の大きい領域は、北側、南東側および南西側の3カ所にわかれている。すなわち、1978年の地震は3つのアスペリティの破壊により発生したものと考えられる。地震波形データを用いた断層面上でのすべり量分布の研究は、解析に使用した地震波形の種類、解析手法などの違いによっては、それぞれ異なる結果が得られる場合がある。1978年の地震のすべり量分布についても、いくつかの研究結果が報告されている。図3には、加藤ほか(2003)およびSeno et al. (1980)による1978年の地震のすべり量分布が示されている。大きなすべり量のあった場所はそれぞれの結果で少しずつ異なっているが、1978年宮城県沖地震は互いに隣接した3つのアスペリティ領域が破壊した地震であることが明

らかである。

本震発生後2日間の余震(赤+印)はアスペリティ領域の内部にはほとんど発生しておらず、むしろ、アスペリティの周辺で数多く発生しているように見える。このような余震分布とアスペリティ分布との相補性は、2003年十勝沖地震(M 8.0)でも見ることができる(Yamanaka and Kikuchi, 2003)。

4. 1930年代の宮城県沖地震

1978年宮城県沖地震はプレート境界のアスペリティの繰り返し破壊であると考え、1回前の宮城県沖地震はどのような地震であったのだろうか? 地震調査委員会は、宮城県沖に発生した過去の地震の資料から、宮城県沖の陸側に近い場所を震源域とする宮城県沖地震が過去には少なくとも6回繰り返し発生しているが、それら6回の地震のうち、日本海溝に近い領域とも連動した宮城県沖地震(M 8.2程度)も1793年に発生していたとして、宮城県沖地震の長期評価を発表した(地震調査委員会, 2000)。

1978年の地震の1回前の宮城県沖地震は1936年の地震(M 7.4)とされているが、気象庁によるこの地震の余震域は1978年の地震のそれよりは南側に位置している。さらに、1936年の地震のすべり域は1978年のそれとは重なってはいない(Yamanaka and Kikuchi, 2004)。宮城県沖地震がアスペリティの繰り返し破壊であると考え、これら2つの地震の震源域(すべり域、余震域)が一致しないことと矛盾する。しかしながら、1930年当時の震源決定精度や、過去の地震波形(アナログ)記録の質を考えると、この問題に関してはさらなる検討が必要であると考えられる。

津波の記録から推定すると1936年の地震はMw 7.2程度であり、Mjma 7.4よりも小さい(谷岡・長谷川, 2005)。さらに、Kanamori et al. (2005)は、遠地地震波形記録の振幅から1936年の地震はM 7.2程度であり、その震源域は1978年の地震の震源域の一部に含まれており、後述の2005年の宮城県沖の地震(M 7.2)の震源域と同

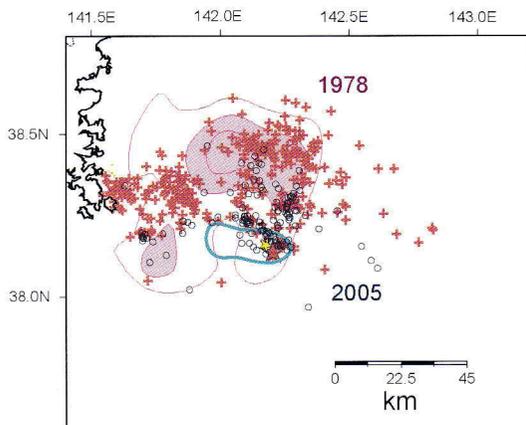


図 2 1978 年宮城県沖地震と 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震の本震および余震分布. 赤星印は 1978 年の本震, +印は余震, 黄星印は 2005 年の本震, 青丸印は余震を表す (Okada et al., 2005). 1978 年の本震のすべり量分布 (Yamanaka and Kikuchi, 2004) を赤色コンターで, 2005 年の本震のすべり量分布 (柳沼ほか, 2007) を水色コンターで, それぞれ示してある.

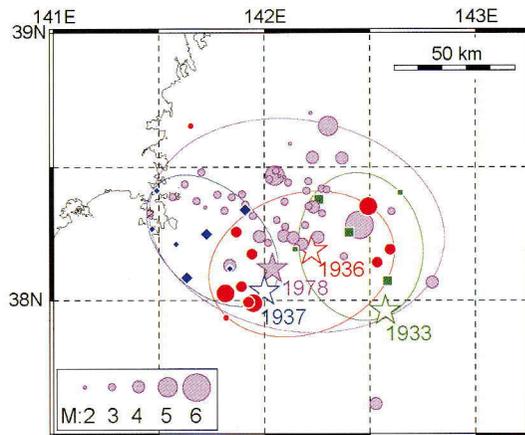


図 4 1930 年代の宮城県沖地震の本震および余震分布. 1933 年の本震 (緑星印) と余震 (緑四角), 1936 年の本震 (赤星印) と余震 (赤丸), 1937 年の本震 (青星印) と余震 (青菱形) を示す. 1978 年宮城県沖地震の本震 (桃星印) と余震 (桃丸) もあわせて示す (海野ほか, 2007).

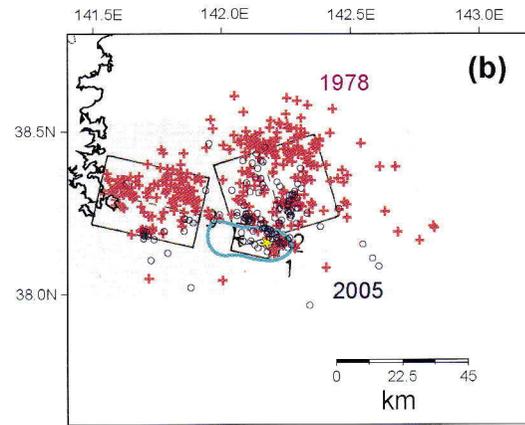
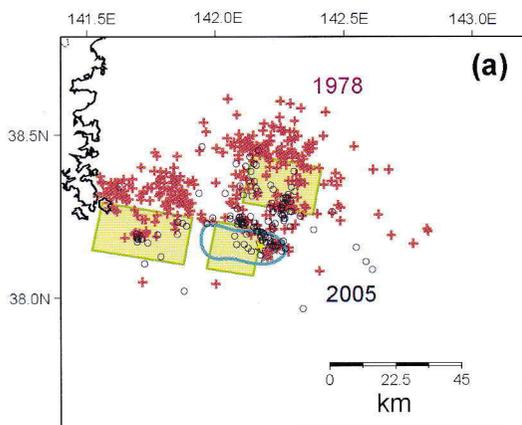


図 3 1978 年および 2005 年宮城県沖地震のすべり量分布. (a) 加藤ほか (2003) による 1978 年宮城県沖地震のすべり量の大きい領域を黄色矩形で示す. (b) 瀬野ほか (1978) による 1978 年宮城県沖地震のすべり量の大きい領域を黒矩形で示す. 水色コンターは柳沼ほか (2007) による 2005 年の本震のすべり量分布である.

位置である可能性が高いとしている。

さらに, 1933 年 (M 7.1), 1937 年 (M 7.1) の 2 つの M 7 を超える地震が, 1936 年の地震の近傍で発生している. 海野ほか (2007) は, 水沢緯度観測所の 1930 年代のすず書き記録から S-P 時間を験測し, 気象庁の S-P 時間の験測値とともに用いることにより, 1930 年代に宮城県沖で発生した M 7 の地震の本震および余震の震央を再決定

した. 観測データの数が多くはないので, 地震はすべてプレート境界で発生していると仮定して求めた震央分布を図 4 に示す. 1933 年, 1936 年および 1937 年の余震分布は, 一部は重複しているが, それぞれの余震域は 3 つの領域に分かれていることが明らかとなった. 一般に, 余震域の広がりには震源域にほぼ一致していると考えられるから, 1930 年代の M 7 を超える 3 つの地震は, プレー

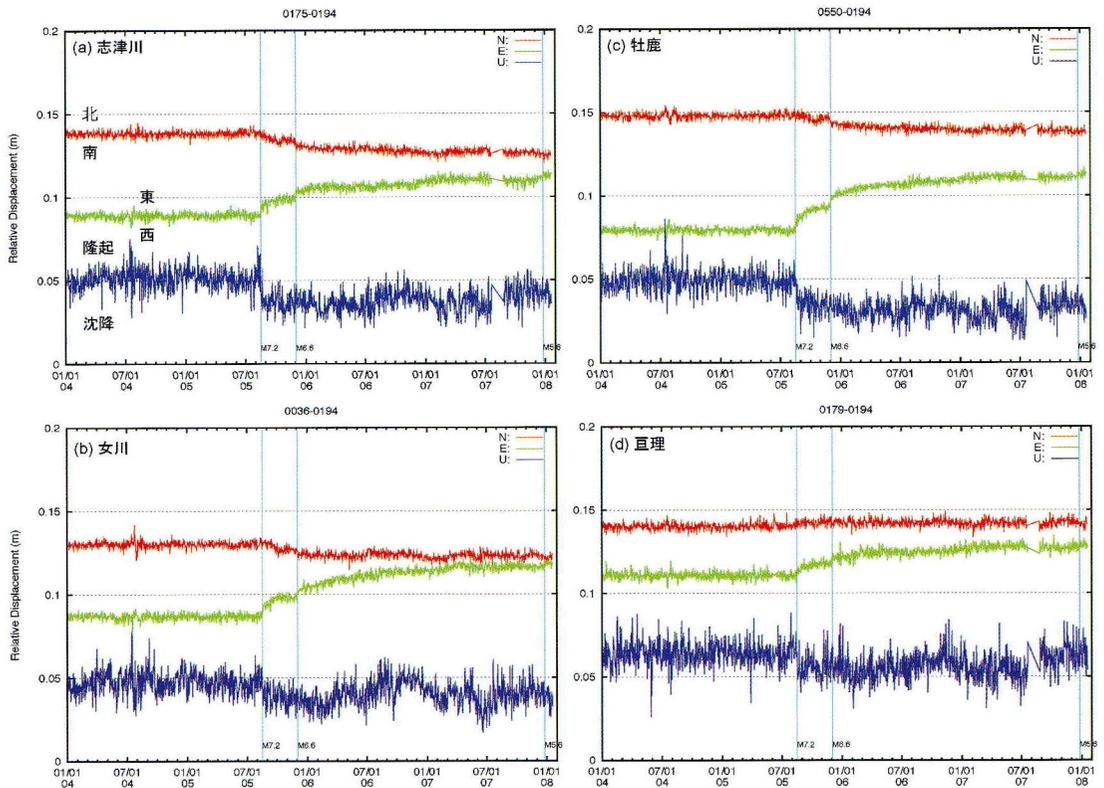


図 5 2005 年宮城県沖の地震前後の GPS 局位置変化。宮城県沖地震の想定震源域近傍の GPS 観測点 ((a) 宮城県志津川, (b) 女川, (c) 牡鹿, (d) 亶理) の相対変位の時系列を, 南北 (赤線), 東西 (緑線), 上下 (青線) のそれぞれの成分毎に示す。山形県飛島を基準点として, 年周変化成分は除去してある (東北大学, 2008)。

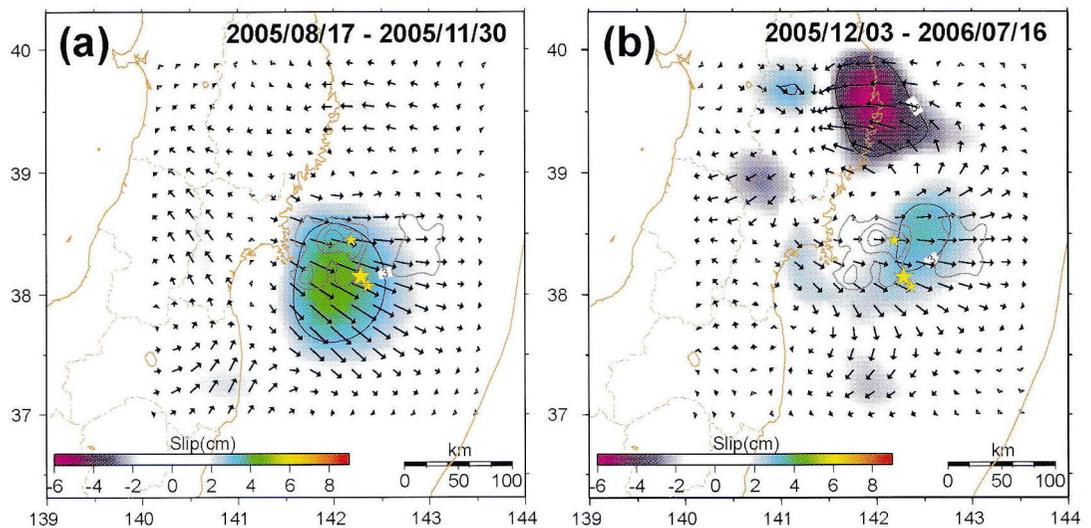


図 6 GPS データから推定された 2005 年宮城県沖の地震後のゆっくりすべりの分布。(a) 本震発生後から 11 月 30 日までの期間のゆっくりすべりの分布。(b) 12 月 2 日に発生した最大余震 (M 6.6) 後から 2006 年 7 月 16 日までの期間のゆっくりすべりの分布 (Miura et al., 2006)。

ト境界のそれぞれ別の領域を破壊した地震であると考えられる。すなわち、この地域には（少なくとも）3つのアスペリティが分布しており、1933年から1937年までの4年間にそれらのアスペリティが別々に破壊したものと推定できる。

比較のために、1978年の本震および余震を、S-P時間を用いて同様な手法で震央を決定した結果を図4に重ねて示す。1930年代の3つの地震の余震域を合わせると、1978年の余震域とほとんど一致することから、宮城県沖の3つのアスペリティは、1930年代には4年間でそれぞれが破壊したが、1978年には一度に破壊したと考えることができる。

5. 2005年8月16日の宮城県沖の地震

毎年恒例のお盆の帰京ラッシュが始まった2005年8月16日に、宮城県沖でM7.2の地震が発生し、仙台市内の屋内プールの天井がはがれ落ちるなどの被害が生じた。地震発生の翌日に開催された地震調査委員会は、この地震は宮城県沖地震の想定震源域内で発生したが、その規模は想定されていたものよりも一回り小さいことから、想定している宮城県沖地震ではないと評価した。そうであるならば、今回の地震は想定宮城県沖地震とどのような関わりがあるのか、が重要である。

Okada et al. (2005) は、2005年と1978年の地震の本震および余震の震源を、Double difference法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を用いて同時に震源再決定を行い、両者の分布を比較した (図2)。図から明らかのように、それぞれの本震の破壊の開始点 (2005年は黄星印, 1978年は赤星印) はほとんど同じであるが、2005年の余震 (青丸印) 分布は1978年の余震 (赤+印) 域の南東側の一部と重なっているだけである。波形解析から得られた2005年の地震のすべり量分布 (柳沼ほか, 2007) は、1978年の地震で破壊した3つのアスペリティのうちの南東側のひとつと一致する。すなわち、2005年の地震は、想定宮城県沖地震の震源域内の3つのアスペリティのうちの南東側のひとつが約27年後に再び破壊したことによ

るものである。

6. 宮城県沖のプレート境界のその後の動き

3つのアスペリティのうちのひとつがすべった後、これらのアスペリティの周辺ではどのようにプレート間すべりが進行していくのか、がプレート間地震の発生機構を解明するためには極めて重要である。Miura et al. (2006) は、東北大学が宮城県太平洋岸を中心に展開しているGPS観測点と国土地理院によるGPS基盤観測網GEONETの観測データを用いて、2005年の本震前後の地殻変動を求めている。図5は震源域近傍のGPS観測点 (宮城県志津川, 牡鹿, 女川, 亘理) の地殻変動を、山形県飛島を基準として求めたものである。これらの観測点では、本震発生後からゆっくりとした南東方向への地殻変動が約2カ月間にわたって観測された。これは本震後にプレート境界がゆっくりとすべった (余効すべり) ためと考えられる。余効すべりは、その後一時的に治まったようにみえるが、2006年12月2日の最大余震 (M6.6) の発生後には、新たにゆっくりすべりが加速したようにみえる。

Miura et al. (2006) は、これらの地殻変動の原因がプレート境界におけるゆっくりすべりであるとして、本震後から45日間と、最大余震後の約7カ月半の期間に分けて、プレート境界のゆっくりすべりの空間分布を推定した (図6)。図からわかるように、本震後は震源域の南側に隣接したゆっくりすべり (余効すべり) の大きな領域が分布していたが、最大余震後は震源域の東側に余効すべりの大きい領域が移動している。すなわち、本震発生後に想定震源域の南側と東側のプレート境界の固着は、ゆっくりとはがれていったと考えられる。

7. おわりに

以上みてきたように、想定宮城県地震の震源域には少なくとも3つのアスペリティが存在しており、1978年宮城県沖地震の際にはこれらのアスペ

リティがほとんど同時にすべったのに対して、1930年代には4年間で3回(1933年M7.1, 1936年M7.2, 1937年M7.1)すべったことが明らかとなった。2005年の宮城県沖の地震は南側のアスペリティのすべりによるものであり、この地震が発生した後ではアスペリティに隣接した南側と東側では余効すべりによりプレート間の固着がはがれてしまっている。残された北側と西側のアスペリティは現在まで継続して固着したままであるが、この固着がはがれる時が「次の」宮城県沖地震である。

これら2つのアスペリティが同時にすべるとM7.4~7.5程度の地震となると予想される。また、2つのアスペリティが別々にすべる場合には、それぞれM7.1~7.4程度の地震が発生するであろう。さらに、1793年の地震のように、2つのアスペリティが、東側の日本海溝寄りの領域と連動してすべる場合にはM8程度の大地震が発生すると思われる。これらのシナリオのうちのどれが実際に起こるのかは現在の地震学では明らかにすることはできないが、それほど遠くない将来に「次の」宮城県沖地震は発生するであろう。

参考文献

Kanamori, H., M. Miyazaki and J. Mori (2005), Comparison of the 1936 and 2005 earthquakes off shore Miyagi prefecture from seismograms, Programme and Abstracts the Seismological Society of Japan, 2005 Fall meeting, PM09.

加藤研一・武村雅之・池浦友則 (2003), 1978年宮城県沖地震のアスペリティー分布と震源近傍の強震動一波形インバージョン結果に基づく検討一, 日本建築学会大会学術講演梗概集.

Miura, S., T. Inuma, S. Yui, N. Uchida, T. Sato, K. Tachibana and A. Hasegawa (2006), Co- and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M7.2) as inferred from GPS data, Earth Planets Space, 58, 1567-1572.

Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Kono, T. Matsuzawa, S. Kita and A. Hasegawa (2005), The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: Possible rupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake, Geophys. Res. Lett., 32, L24302, doi: 10.1029/2005GL024613.

瀬野徹三・須藤 研・江口孝雄 (1978), 1978年6月12日宮城県沖地震の発震機構, 地震学会予稿集, No. 2, 36.

Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi (1980), Rupture process of the Miyagi-Oki, JAPAN, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., 23, 39-61.

谷岡勇市郎・長谷川洋平 (2005), 津波波形を用いた1936年宮城県沖地震の震源過程の再解析, 日本地震学会講演予稿集2005年秋季大会, p128.

東北大学 (2008), 地震・噴火予知研究観測センター資料.

海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木 元 (2007), 1930年代に発生したM7クラスの宮城県沖地震の震源再決定—1978年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか?—, 地震第2輯, 59, 325-337.

Waldhauser, F. and W.L. Ellsworth (2000), A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 1353-1368.

柳沼 直・岡田知己・長谷川昭・加藤研一・武村雅之・八木勇治 (2007), 近地・遠地地震波形インバージョンによる2005年宮城県沖の地震(M7.2)の地震時すべり量分布—1978年宮城県沖地震(M7.4)との関係—, 地震第2輯, 60, 43-53.

Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003), Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24.

Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004), Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., 109, 2003JB002683.

地震調査委員会 (2000), 宮城県沖地震の長期評価.

海野徳仁

[うみの のりひと]

現職 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長, 教授理学博士

略歴 東北大学理学部地球物理学科卒業, 東北大学助手, 助教授を経て現職

研究分野 地震学

著書 Seismotectonics in Convergent Plate Boundary (共著, TERRAPUB)



迫り来る宮城県沖地震に備えて

—地域の地震・地盤環境に調和した地震対策の展開に向けて—

源栄正人

1. はじめに

1978年の宮城県沖地震から今年で30年、各機関・学協会が30周年の事業企画を行なっている。地震調査研究推進本部の長期評価によると、次の宮城県沖地震の発生確率は今後10年以内の発生確率は60%を越え、20年以内に90%以上、30年以内に99%である。平均発生間隔が37.1年であること、2005年8月の地震は想定されている断層面にある3つのアスペリティーのうち1つが部分的に破壊したことを考えると、次の宮城県沖地震の発生が切迫しているのは確かであろう。この30年の間に、社会状況も大きく変化している。また、強震観測データの蓄積、地盤調査に基づく地下構造の解明とともに地震防災技術が発展したのも事実である。過去に学び、現況を知り、次に備えるという観点からの地震対策が必要である。

ここでは、工学的観点から、仙台市域の地震防災に関する話題を紹介する。まず、30年前の宮城県沖地震の教訓を振り返るとともに、社会状況の変化を概説する。次に、地域の地震・地盤環境と地震ハザードのデータベースについて示すとともに、最新の地盤情報に基づく地震動シミュレーションと建築物の応答への影響評価の事例を示す。最後に、防災研究成果を活用した地域防災力の高度化に向けた取組みについて紹介する。

2. 1978年宮城県沖地震の教訓^{1),2)}

1978年6月12日午後5時14分に発生した宮城県沖地震(M7.4)は仙台市を中心に宮城県とその周辺に甚大な被害をもたらした。この地震によ

る被害総額2,688億円は被害当時の宮城県の年間予算に匹敵し、「都市型地震災害」の様々な様相を我々に示した。

被害の特徴としては、①ブロック塀などの下敷きによる死亡者が多かったこと(宮城県内の死者27人中19人が屋外で死亡)、②丘陵地を造成した新興住宅地の地盤被害(緑ヶ丘団地などの地盤崩壊)、③沖積層が厚い地域での被害(卸町の鉄筋コンクリート構造物の被害)、④高層マンションの2次部材の被害(ドアが開かなくなった)、⑤火災が少なかったこと(原因として、地震の発生時期が暖房を要しない季節でのまだ明るく夕食の準備には少し早い時間の地震、本震の約8分前の前震の影響)、⑥電話の輻輳による機能障害(携帯電話が普及した今日でも輻輳が懸念される)、⑦マンションの補償問題・地震保険などの問題(都市におけるマンションが被害を受けた初めての地震)、⑧負傷者の数が死者又は震度と比較して異常に多かったこと、⑨ライフライン、交通網の機能障害をもたらしたこと(完全復旧まで電気は38時間、都市ガス31日を要し、水道は78%の復旧まで3日間を要した。信号の停電で交通渋滞が発生した)が挙げられる。

この地震の教訓として、建築構造物の耐震対策関連では、鉄筋コンクリート構造物の被害調査結果が1968年十勝沖地震で提唱された「志賀マップ」が2次壁を含めた壁量と柱量により説明できることが示された³⁾。これは、現行の既存建物の耐力評価や耐震診断法成立の契機となり、新耐震設計法の考え方に大きく影響を及ぼした。

また、当時の山本壮一郎宮城県知事が東京事務所で行った講演会「宮城県沖地震の教訓⁴⁾」の内容は地震防災対策上極めて示唆に富むものであっ

た。山本知事は、講演の中で、都市の近代化が地震の被害を拡大したことを述べ、情報の的確で迅速な提供が大事なことや、個人個人の家庭の対応策の必要性を指摘し、安全な空間を一箇所はつくれ、地質の再調査は防災体制の基本であると述べた。また、地域コミュニティの必要性や実態に合った地震保険などの国への要請についても言及している。講演の最後に、古代中国の荘子の「機心なき耕夫の話」を実に的確に引用している。

3. 社会状況の変化

都市構造の変化に伴い地震災害の様相の多様化が想定される。前回の地震では、仙台市の死者は13人、負傷者は9,300人、家屋の全半壊4,200棟であった。1978年宮城県沖地震から30年、仙台は人口が増えて100万都市となり、少子高齢化が進んでいる。当時はなかった地下鉄も開通した。高層ビルの数も増えている。

筆者が監修した「宮城県沖地震の再来に備えよ」(河北新報出版センター)⁵⁾は、社会状況の変化に伴う地震災害の変遷にも目を向けた内容になっている。都市の発展に伴う市街地の拡大は長町-利府断層の東側に位置する仙台市東部や南部の沖積平野にも及んでいる。建物の耐震性能が年代とともに良くなっているとはいえ、地盤条件に対応した設計の浸透は必ずしも十分でない。地震時の揺れの大きいところへの拡大は、耐力の増加を上回る入力が増大をもたらし、結果的に都市の脆弱化、安全性の低下をもたらしている可能性もある。

筆者は、仙台市の平成14年地震被害想定調査業務⁶⁾に携わった。宮城県沖地震(単独モデル)に対する被害想定では、東部の若林区と宮城野区が最も大きく、建物の全壊・大破棟数では若林区1,726、宮城野区1,295、太白区666、泉区47、青葉区13の順であるのに対し、地域の防災拠点であるコミュニティ防災センターの数は人口を基準にしており、被害量と対応していない。一つの防災センター当たりの全壊・大破棟数は若林区で143、宮城野区は81、太白区29、泉区3、青葉区1

と、大きな格差を生じている。格差の解消は行政の地震防災体制の一つの課題といえる。

高層建物の増大は、高層階で働く人や居住する人が増えていることを意味する。地震時の揺れは建物の上層階ほど大きい。78年の地震における仙台駅前揺れ震度(震度5)に対し、10階建の一般的な鉄筋コンクリート造建物の最上階では、震度7まで揺れが増大する。家具の転倒防止対策など室内対策は必須である。

地下鉄南北線が開通し、東西線の工事も始まっている。仙台市交通局によると大半の駅は駅員が二人だけだという。地震が発生したときの利用客のパニックが懸念される。JR仙台駅の利用客の地震時の避難誘導も懸念される。

コンビニエンスストアの数は1978年当時と比べると圧倒的に増えている。セブンイレブンの全国の店舗数は591から2002年で9,060と16.3倍に増え、現在はずっと増えていると思われる。2007年7月の中越沖地震で被災地に調査に入ったとき、コンビニは地震当日も営業をしていたことを確認した。心強い印象を受けたが、市民ひとり一人が非常時に備え食料と飲料水を備蓄しておくことを忘れてはならない。

4. 地域の地盤環境の概要と地震ハザードのデータベース

(1) 仙台地域の表層地盤構造

表層地質構造は、長町-利府断層を境に北西側は仙台駅前、一番町など市街地中心部が位置する洪積台地になっており、南東側は沖積平野になっている⁷⁾(図1参照)。1978年の宮城県沖地震で大被害を受けた卸町などはこの沖積平野にある(図2参照)。また、市街地中心部の位置する洪積台地を取り巻くように、向山・青葉山などの丘陵地が存在しており、台地の北部には大規模造成地が存在している。仙台地域の第4紀層基底(沖積層と洪積層を合わせた深さ)は深いところで80m程度であり、荒浜付近で若干浅くなっているが概ね海に向かって深度を増している。宮城県域の第4紀層基底は大崎平野などでも100m以下であり、

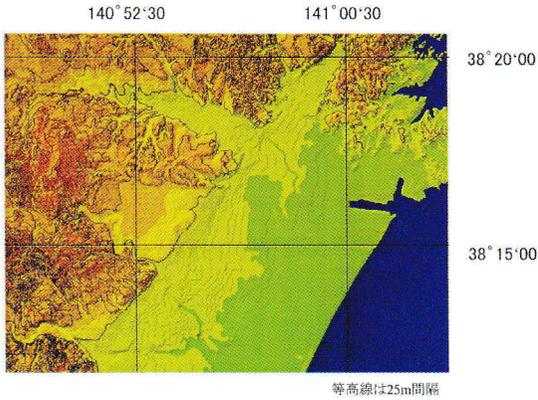
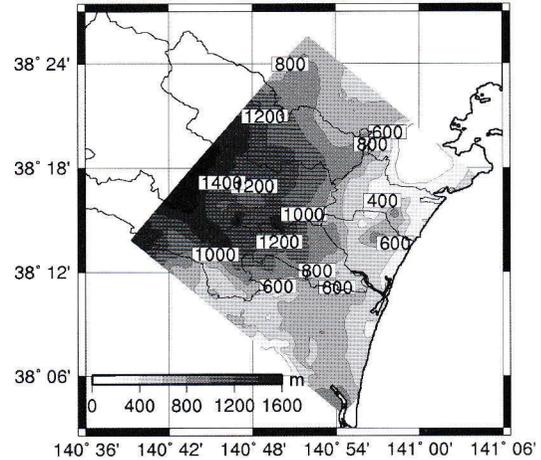


図1 仙台市域の表層地盤（標高図）



(a) 基盤深度

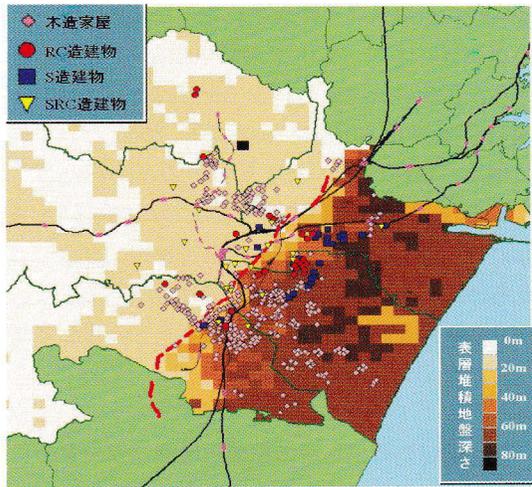
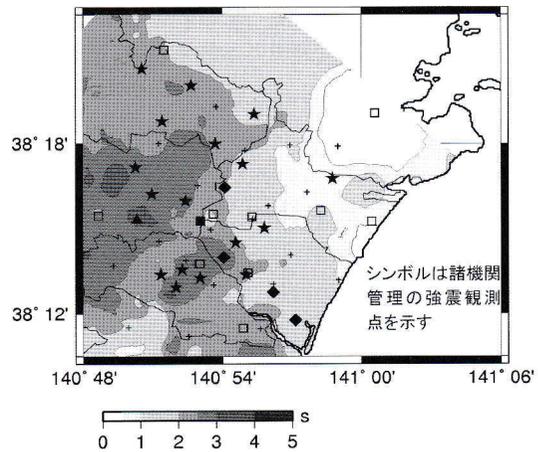


図2 仙台市域の表層地盤の厚さと1978年宮城県沖地震における被害分布



(b) 1次卓越周期

図3 仙台平野南部の深部地盤構造モデルの基盤深度と1次卓越周期

隣県の山形盆地の350 mなどに比べると深いものではない。

(2) 仙台地域の深部地下構造に関する最新情報

仙台地域において長周期建造物の耐震設計・地震対策のためのやや長周期地震動を論じる場合、深部地盤構造に関する情報を整理しておく必要がある。深部地盤構造は、海岸線から西に向かって徐々に深くなっており、基盤深度は仙台駅付近で約800 m、カルデラ地形（白沢カルデラ）付近で最も深くなっており、1600 m程度である。

仙台市域の最近の深部地盤構造調査としては、平成14年度から平成16年度にかけて仙台平野南

部地下構造調査（委員長：大槻憲四郎東北大学教授）が実施されている⁸⁾。筆者らは、強震観測データを用いてこの地下構造を検証してきている⁹⁾。

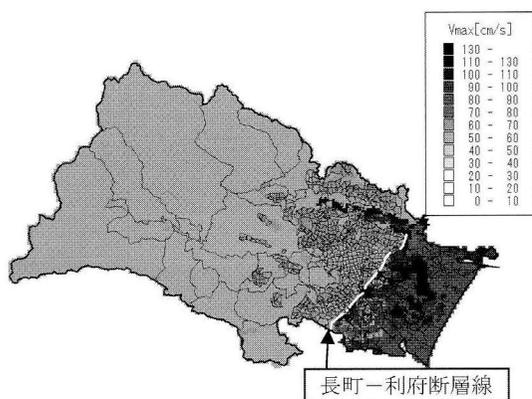
図3には3次元深部地盤構造モデルの(a)基盤深度と(b)1次卓越周期を示す。これらの図より、深部構造の1次卓越周期は東部で短く西に向かって長くなっていることが分かる。仙台駅付近の市街地中心部で2.0～2.5秒程度であり、東北大（青葉山）と長町で3秒程度である。仙台市西部の最も長いところでは4秒以上になることが分かる。これら仙台地域の深部地盤構造に関する情報

は、高層・超高層建築や免震建物など、長周期構造物の耐震設計において貴重なものである⁹⁾。

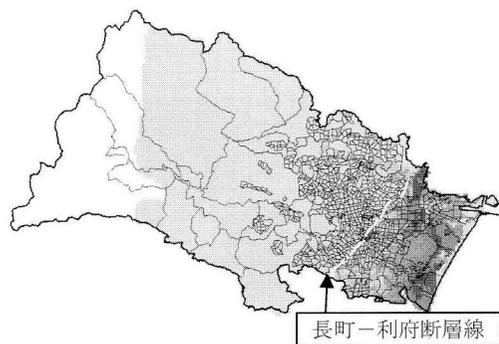
(3) 地震ハザードのデータベース

建物や都市における地震リスク評価を行う場合、入力地震動や構造物の振動特性を考慮する必要があり、周期情報を含んだ地震ハザード評価は重要である。

データベース化されている仙台市域の地震ハザード¹⁰⁾は、最大値ばかりでなく応答スペクトルが250 mメッシュごとのGIS情報としてデータベース化されている。自治体の被害想定で行っている3つのシナリオ地震（宮城県沖単独、宮城県沖連動、長町-利府断層による地震）や建築構造物の耐震設計用の地震動である国土交通省告示による地震動（損傷限界地震動、安全限界地震動）、地域の地震環境を考慮した確率論的地震ハザード（50年超過確率80%と10%）がデータベース化



(a) 国土交通省告示 (安全限界)



(b) 1978年宮城県沖地震 (再現地震動)

図4 地震ハザードマップの例 (地動最大速度)

されており、周期情報を含んだ地震ハザード評価に利用できる。1978年の宮城県沖地震に対しては再現波形もデータベース化されている。現在、50 mメッシュのデータベース作成を行っており、3つのシナリオ地震に対しては作業を終了し、平成19年1月時点の建物現況に基づく被害想定調査に適用している。

図6は、データベース化されている地震ハザードマップの例として、(a) 国土交通省告示（安全限界検証用）地震動分布を地動最大速度として示したものであり、長町-利府断層の東側の沖積平野と北部の七北田川沿いの沖積地盤で地震動が大きくなっていることが分かる。

また、確率論的地震ハザード評価結果の一例として、図7には仙台市役所と荒浜を結ぶライン上の地盤条件がかなり異なる3点（仙台駅前、国道4号線バイパス、荒浜）における50年超過確率

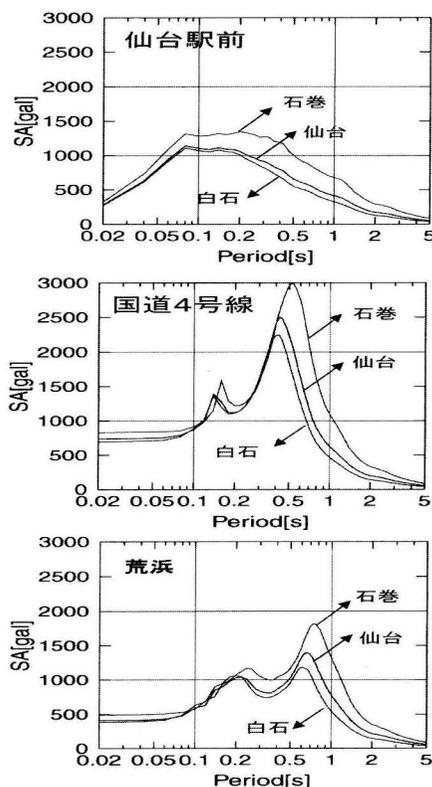


図5 仙台市の3地点の地盤条件における確率論的地震ハザードスペクトルの違い (50年超過確率10%)

10%（再現期間 475 年）に対する地表でのハザードスペクトル（加速度応答スペクトル：減衰定数 5%）を示す¹¹⁾。図中には、同じ地盤条件における石巻と白石のスペクトルも比較のために示してある。地盤によるハザードの差は明確である。同じ地盤条件に対する地震ハザードの都市間比較については、石巻、仙台、白石の順で小さくなっており、発生確率の高い宮城県沖地震が地域の地震リスクに大きく影響している。

これらの地域の地震・地盤環境に調和した周期成分ごとの地震ハザードの差を考慮した地震対策が望まれる。

5. 震源特性を考慮した 1978 年宮城県沖地震の広帯域地震波形シミュレーション

(1) 解析対象と手法

筆者らは、これまで、1978 年の宮城県沖地震における仙台市域の長周期地震動を再現すべく、図 6 に示すような震源域を含む解析対象領域（東西 180 km, 南北 96 km, 深さ 60 km）において、3 次元有限差分法に基づく長周期地震動評価を行うとともに、統計的波形合成法による短周期成分の評価と合わせた仙台市における広帯域地震波形シミュレーションを実施してきている¹²⁾。

図 7 には、対象領域の東西断面の速度構造を示す。震源モデルは、仙台駅前の住友生命ビルの観測記録と石巻の開北橋の観測記録を比較よく説明できるモデルとして図 8 のようなすべり分布を設定した。

(2) 長周期帯域の計算波形と観測波形の比較

図 9 には、住友生命ビルと開北橋における計算結果と観測記録の速度波形による比較を示す。図中には、大構造を平行成層とした場合の結果も比較のために示してある。図 10 には、15s, 20s, 25s のスナップショットを示す。図 9 より、住友生命では、平行成層モデルによる計算結果と比較すると NS 成分最大振幅がやや不足気味となったが、2 つのパルスは概ね再現できている。一方、EW 成分では第 1 パルスが大きく乱れ、波形が崩れて、しかし、(D) 開北橋では、大構造を成層構

造として波数積分により評価した結果と有限差分法の結果に大きな相違は無い。これは、開北橋では深部地盤の層厚が薄いことからモデルによる差が少ないが、住友生命では地震基盤が浅の 3 次元的な深部地盤の影響で波形が乱れていると考えられる。また、図 10 の 20s (EW) では、開北橋よりも震源域に近い、牡鹿沖ではすでに波形が乱れ

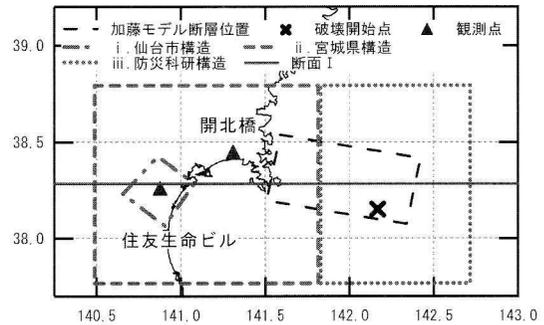


図 6 解析対象配置図

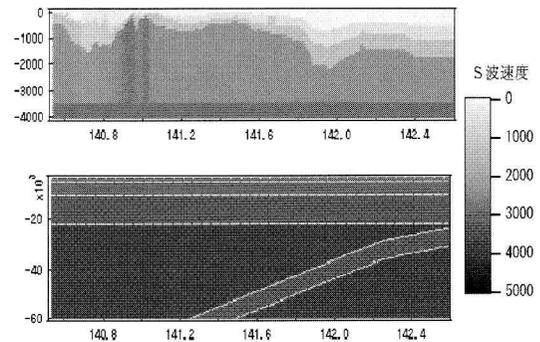


図 7 東西断面の S 波速度構造
(上: 深部地盤 下: 大構造)

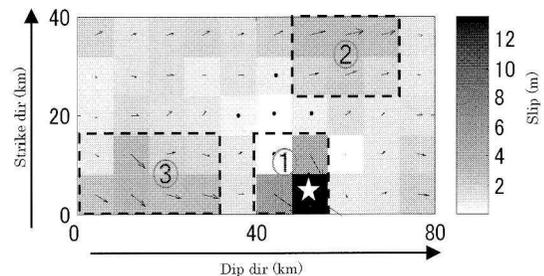


図 8 解析断層モデル ☆: サブフォルト A
(点線, 丸囲み数字はアスペリティと番号)

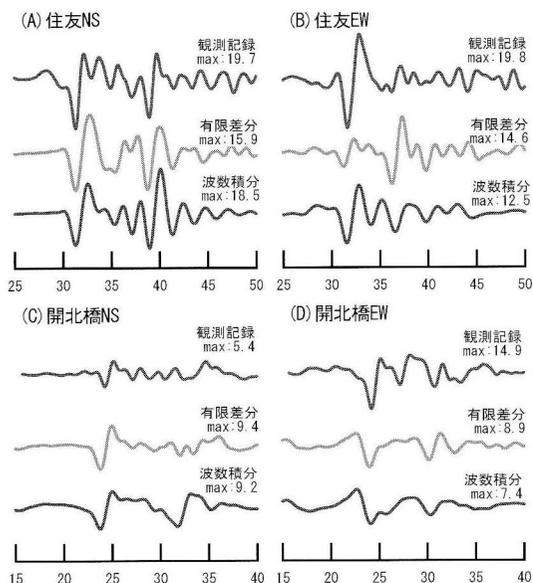


図 9 長周期帯域の速度波形による比較
(0.1-0.7 Hz 横軸: 時間 [s] 縦軸 [cm/s])

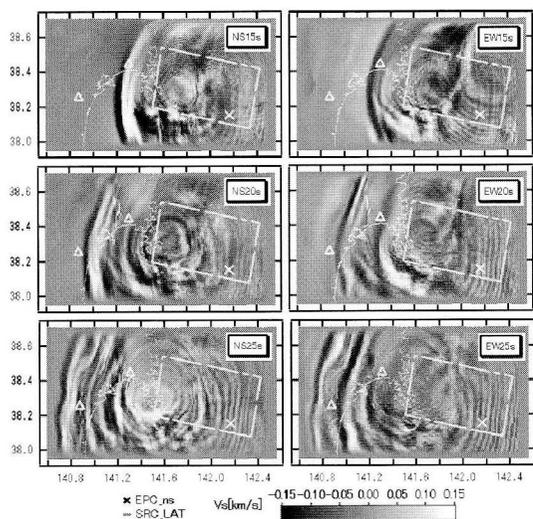


図 10 スナップショット (速度波形)

ている。

(3) 地表における地震動特性と高層建築物の地震応答への影響

前述のようにして作成した工学的基盤波を入力とし、等価線形化法を用いて地表の波形を評価した。表層地盤モデル及び地盤の動的変形曲線は平成 14 年度仙台市被害想定⁶⁾のものを使用した。評

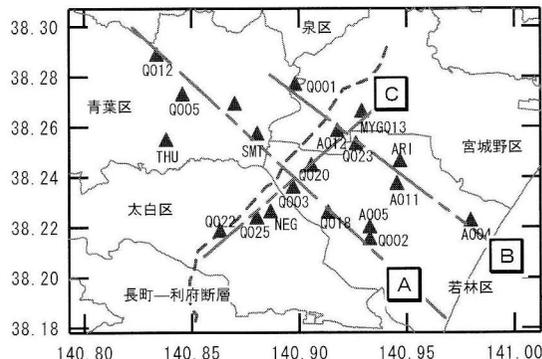


図 11 観測点配置図 (Q: QDR A: AKA)

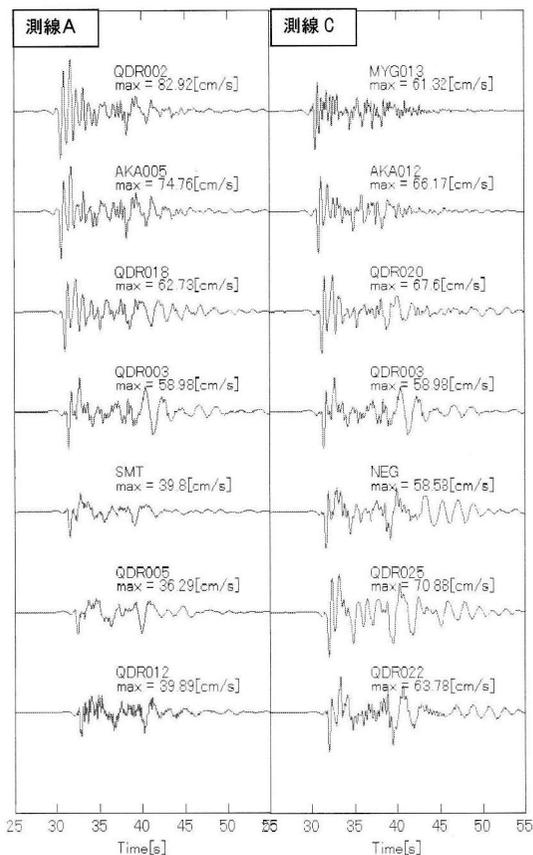


図 12 測線沿いの地表における速度波形 (NS 成分)

価地点及び測線の配置図を図 11 に示す。図 12 には、測線 A と側線 C の速度波形の NS 成分を示す。測線 A では NS 成分の第 1 パルス・第 2 パルスが伝播している様子がわかり、長町利府断層より東側の沖積平野部では最大速度が 65 [cm/s]～

80 [cm/s] 程度と大きくなっている。また、測線 C を見ると長町付近の NEG や QDR025 では 42s 以降に主要動とは別の後続波が見られる。筆者らは 2005 年 8 月 16 日の観測記録における同地域での後続波を指摘しており⁹⁾、やや長周期の後続波が再現されていると考えられる。同様に QDR018 でもやや長周期の後続波が見られる。

深部地盤構造による地震動特性の違いが高層建物の応答に及ぼす影響を把握するために図 13 には測線 A と測線 C の代表点における加速度-変位応答スペクトル (Sa-Sd スペクトル) と標準的な 20 階建てモデル建物の荷重-変形曲線 (骨格曲線) を合わせて示す。この図より、地盤構造による建物の応答変形量の差は顕著であり、仙台駅前 (SMT) に比べて長町地区 (NEG や QDR022) では応答変形量が 2 倍以上になることが分かる。

6. 防災研究成果を活用した地震対策

地域の防災力を高めるためには、最新の科学的

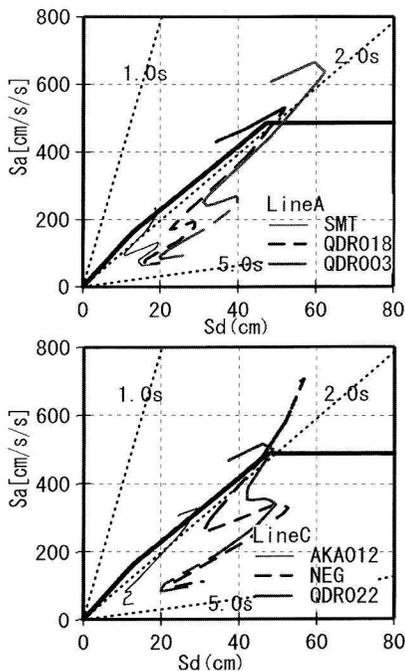


図 13 標準的な 20 階建ての建物の骨格曲線と代表点の Sa-Sd スペクトル
(上: 測線 A, 下: 測線 C, 初期減衰 $h=0.02$)

知見に基づく研究成果を防災対策に反映する事が大切であり、学際連携・産官学連携による活動が求められる。

筆者らは、文部科学省の防災研究成果普及事業として、平成 16 年度から 3 年間にわたり宮城県・仙台市・東北大学の共同で提案した「迫り来る宮城県沖地震に備えた地域防災情報の共有化と防災力高度化戦略」に取り組んだ^{13),14)}。この事業では、極めて高い確率で発生は予測されている宮城県沖地震に備えた地震対策として、1) 地域防災情報の共有化、2) 地震リスクの地域内格差の明確化と防災力向上戦略の展開、3) 緊急地震速報・地震観測情報の防災対策への有効活用、を 3 つの柱とした事業を展開した。

地域防災情報の共有化については、地理情報システム (GIS) を用いた地域防災情報共有プラットフォームを構築した。産官学の各機関が様々な形で保有している防災情報をマルチレイヤー Web-GIS データベースとしてシステム化し、データの共有化を図った。インターネットを通じて情報を登録し、閲覧できるリアルタイム双方向情報共有 Web-GIS システムに構築し、地域防災力評価システム等の解析システムと連携できるようにした。

地震リスクの地域内格差の明確化と防災力向上戦略の展開については、宮城県域の地震・地盤環境や社会環境の違いによる地震リスクの地方都市間比較、市域内比較事業を行うとともに、モデル地区を選定し予測される被害パターンを解消するためのインセンティブ防災マップづくりを行った。また、地震リスクに調和した学校等の公共建築、病院、棟数の多い一般建物を対象に改修の優先度評価など耐震改修支援システムの開発を行った。

緊急地震速報・地震観測情報の防災対策への有効活用については、最新の防災技術である緊急地震速報システムを宮城県域の学校を中心に展開し、形骸化する防災訓練・防災教育への改革を行うとともに、地震発生時における早期避難体制の構築に役立てた。また、地域の地震観測網の連携と国の地震観測網との連携により地域版即時地震動分布推定システムを構築し、応急危険度判定支

援に供するシステム開発を行った。

7. おわりに

ここでは、工学的観点から、過去に学び、現況を知り、次に備えるという構成で、地域の地震・地盤環境に調和した地震対策を展開すべく、仙台市域の地震防災に関する話題を紹介した。

最近の地震被害で気づくのは、専門の分化による縦割りの弊害として、システム全体としてのバランスの悪さ、分野と分野のつなぎ目、物と物のつなぎ目に弱点があるように思う。今後、全体的にバランスのとれた総合的の地震対策が必要となる。そこに求められるのは学際センスである。学際連携に必要なのは、異分野の人間が集まるだけでは駄目で、融合する必要がある。そこには「つなぎ手」として分野間をつなぐ役割を担う者の存在が重要となる。

また、これから地震防災研究に必要なのは、災害制御の考え方である。「地震時の揺れという「入力」に対し、「物理システム」と「社会システム」を通した「出力」としての地震被害を低減するための「災害制御」が求められる。そのためには、システムのモデル化や、出力を監視しながら「制御力」としての対策を時系列で考えていく必要がある。このシステムに対する制御問題として、防災対策を考え、制御力に相当する施策をどのようなものにしたら最小のコストで被害がもっとも効果的に減らせるかを追求する。最適設計・最適工学の考え方と実践科学を融合し、最適な被害低減を図るための防災対策を誘引・実現する学問としての実践防災学、「インセンティブ防災学」の構築とその展開に向けた活動を行っていきたい。

参考文献

- 1) 仙台市 (1980): '78 宮城県沖地震—災害の記録, 昭和 54 年 6 月.
- 2) 宮城県 (1980): '78 宮城県沖地震の教訓—実態と課題, 昭和 55 年 3 月.
- 3) 志賀敏男, 柴田明德, 渋谷純一, 高橋純一 (1979): 1978 年宮城県沖地震における仙台卸商団地の RC

造建物全戸調査, 日本建築学会大会学術講演集, 昭和 54 年.

- 4) 山本壮一郎 (1979): 宮城県沖地震の教訓, 内外情勢調査会・講演シリーズ, 昭和 54 年.
- 5) 源栄正人 (監修) (2004): 宮城県沖地震の再来に備えよ, 河北新報出版センター, 平成 16 年.
- 6) 仙台市 (2002): 平成 14 年度仙台市地震被害想定調査報告書.
- 7) 例えば, 奥津春生 (1973): 大仙台圏の地盤・地下水, 宝文堂.
- 8) 宮城県 (2005): 仙台平野南部地下構造調査報告書, 平成 17 年 3 月.
- 9) 源栄正人, 山本 優, 陳 軍, 大野 晋 (2006): 仙台地域の深部地盤構造によるやや長周期地震動特性と長周期構造物の現況, 海溝型巨大地震を考えるシンポジウム論文集, 45-56.
- 10) 源栄正人 (2008): 場所によって異なる地面の揺れ・建物の揺れ—地域の地盤環境に調和した構造物の耐震対策の展開に向けて—, 定例・宮城県沖シンポジウム (第 6 回) 講演集.
- 11) 阿部雅史, 山本 優, 大野 晋, 源栄正人 (2005): 仙台地域における表層地盤の非線形増幅特性を考慮した地震ハザード評価, 日本建築学会大会学術講演集, 539-540.
- 12) 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, 第 44 号.
- 13) 源栄正人 (2007): 産官学連携による迫り来る宮城県沖地震に備えた地域防災力高度化戦略, 月刊地震レポート SEISMO, 2007 年 6 月号.
- 14) Masato Motosaka, Koh Tsukahara, Satoru Masuda, Masaki Maeda, Takeshi Sato, Susumu Ohno (2006): Strategy for Earthquake Disaster Prevention against the Approaching Miyagi-ken Oki Earthquake, Japan, 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, CD-ROM, No. 1384.

源栄正人

[もとさか まさと]

現職 東北大学工学研究科教授
工学博士

略歴 東北大学工学部卒, 同大学院工学
研究科建築学専攻修士課程修了.

鹿島建設株式会社に勤務後, 東北大学工学研究科助教授
を経て現職.

研究分野 地震工学, 地震防災

著書 「宮城県沖地震の再来に備えよ」(監修)(河北新報出版センター) など



重力異常から地盤のゆれやすさがわかる！？

地震は、日本列島ではいつでもどこかで発生している。それが災害要因になるのは、ある都市・集落において大きな地盤のゆれになったときである。地震による地盤のゆれは、一般に震源に近く、また地震の規模が大きいほど大きいことは言うまでもない。しかしながら、過去に起きた地震災害をみると、震源から隔たっている周囲よりも被害が大きくなる地域があった。このことは地震学では異常震域として古くから知られていた。最近の例では、2007年新潟県中越沖地震に際して、震度が大きい地域は上越市よりも広がっていたこと、さらに長野県飯綱町においては、震央距離が80 km以上あるにもかかわらずここだけが震度6強を記録した。周囲は震度4であった。すべてが重力異常でわ

かるとは言わないが、ここは新潟から延びる負の重力異常域の軸部に位置していることは注目すべき点である。

地盤のゆれやすさは、最終的にはボーリング、反射法探査、など地下の物質状態を3次元的に調査して明らかにされる。しかしながら、これらの方法だけで揺れやすさの面的情報を得るには膨大な費用と時間を要する。一方、面的な情報を持っている地表地質、地形データからもある程度の推定ができる(内閣府, 2005)。全国的に短期間に均質に、かつ多くの費用をかけずに評価を行うにはこの方法が有利である。さらに、ここにもうひとつ方法がある。

重力異常は地下にある物質(岩石や地層)の密度の違いとその広がり、すなわち地下構造を

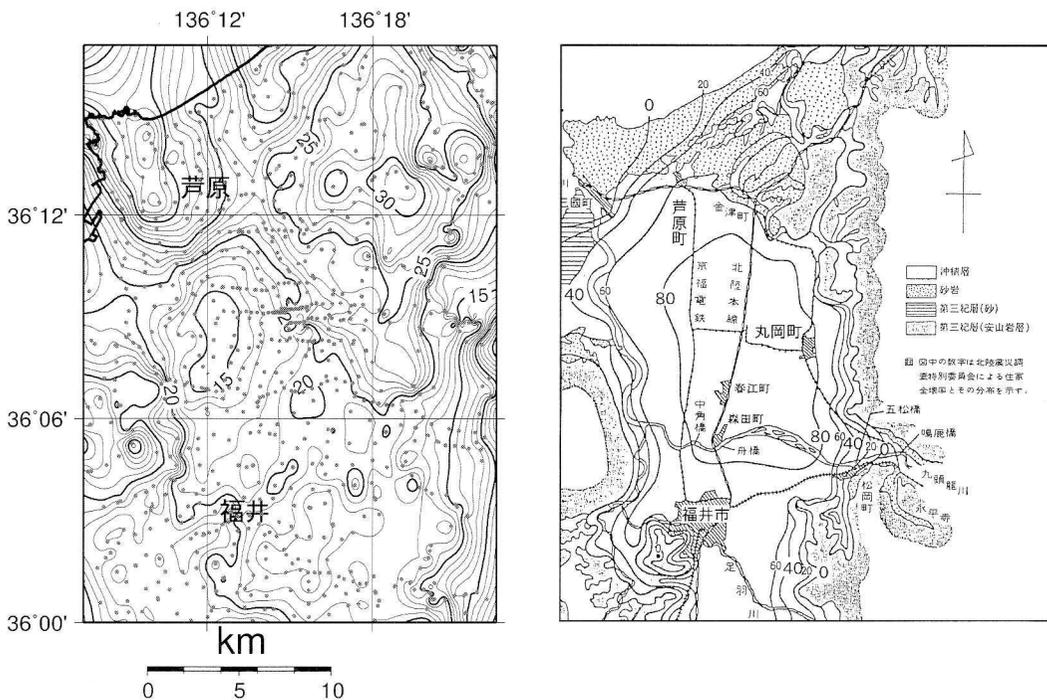


図1 福井平野。福井地震(1948)の震源は丸岡町(当時)付近であったが、現在で言う震度7は福井平野全体に広がった。左側の図は、同地域の重力異常図(小林ほか, 2002)。右側の図は家屋倒壊率(Tsuya, 1950)。低重力異常域と家屋倒壊率が高い地域とはよく対応している。

現している。低密度の地層が厚い地域では重力異常は低くなる。したがって、重力異常分布図を見ればどの地域が相対的に揺れやすい場所であるかを知ることができる。

図1は1948年福井地震(M 7.1)の際の家屋倒壊率と重力異常とを比較したものである。震度7に相当する領域が平野部全体に広がっている。震央は丸岡町(当時)付近であった。重力異常分布との対応は非常によく、低重力異常域が高倒壊率になっている。またこの図は、芦原西部では、地形的には平野であっても地下に高密度岩体(ここでは安山岩)が潜在することを示唆している。なお、重力異常には地表から地下深部までの密度分布が全て関係してくるからそれらが総合されたものを見ていることになるが、たとえば重力異常の長波長成分を取り除くなどの適当な方法によってそれらを分離することが可能である。

このような現象は、もっと広域的な範囲でも

認められる。最初に述べた中越沖地震がそうであるし、1982浦河沖地震の際の震度分布について萩原(1983)がこのことを指摘している。

わが国のように基礎調査が進んでいない海外の地域においては、比較的短期間に低コストで広域をカバーすることができる重力調査はいっそう有効だと思われる。なぜなら、重力異常は断層構造を含めた地下構造を宏観的に知ることのみならず、その産物としての地盤のゆれやすさの簡易推定、などに大いに役立つからである。

(河野芳輝:金沢大学名誉教授)

引用文献

- 小林直城・他(2001),地震2,54,1-8.
萩原幸男(1983),測地学会誌,29,165-165.
内閣府(2005),表層地盤のゆれやすさ全国マップ.
Tsuya, H. (1950), Report of the Special Committee for the Study of Fukui Earthquake, 1-197.

重力異常から活断層がわかる！？

重力異常（ブーゲ異常）から断層を抽出する様々な方法は古くから提案されている。それらの方法の基本になる原理は、多くの場合、断層に沿って重力異常の急変帯が存在するという事実に基づいている。紙面に限りがあるため、ここでは原理に関する記述を避け、実際のケースを紹介するとともに、その抽出法に言及することとした。

断層を形態から分類すると、断層変位の垂直成分が相対的に大きい正（逆）断層と、水平成分が大きい横ずれ断層とに分かれる。重力異常の等高線分布もそれに伴って特徴的な変化を見

せる。まず典型的な垂直断層の例として、図1に阿寺断層の重力異常を示す。図の左上から右下にかけて阿寺断層が走り、それに共役な方向に小断層が数多く見られる。

重力異常の大きい特徴は阿寺断層を境に等重力線の方向が急激に変わることである。しかも断層のSW側（沈降側）で等重力線の間隔がNE側（隆起側）に比べて急に狭くなっていることである。おそらくSW側では基盤全体が断層を境にSW方向に傾斜しているものと思われる。また断層線付近の等重力線を詳細に見ると興味深い。確定断層線を示す実線ではなく、

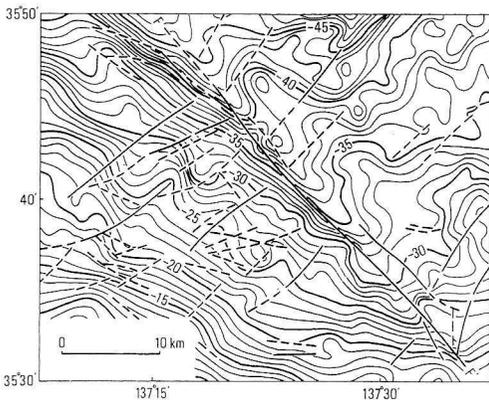


図1 阿寺断層の重力異常 (Yamamoto et al., 1982)

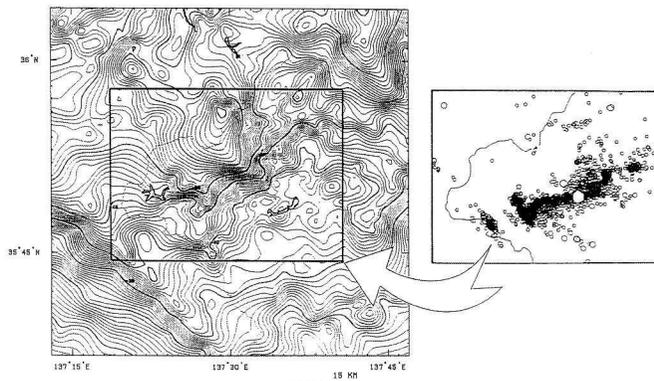


図2 長野県西部地震の震源断層付近の重力異常 (Shichi et al., 1992) と本震・余震分布。中央の白抜きが本震の位置。

推定断層線を示す鎖線を境に等重力線の方向が急変している個所がある。おそらく推定断層線の方が正しい構造境界なのであろう。

阿寺断層のNE側の共役断層の一つに長野県西部地震(1984年, M 6.8)の震源となった断層がある。図2に阿寺断層の北側の重力異常と本震・余震の震央分布を示す。本震と余震が重力異常の急勾配に沿って分布している様子が判る。興味深いことには、等重力線の小さい突起部に本震の震央が一致することである。また最大余震の震央も別の突起部に一致している。おそらく地殻応力がこれらの突起部に集中した結果、まず本震が発生し、次いで最大余震が発生したものと考えられる。

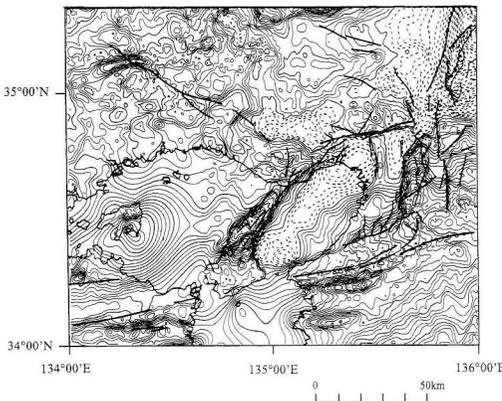
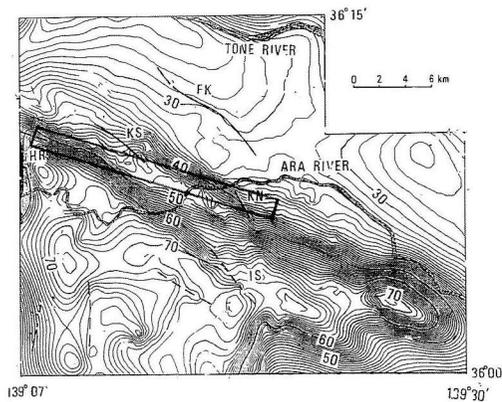


図4 京阪神・和歌山の重力異常(山本・志知, 2004)。

次に横ずれ断層に伴う重力異常について述べる。原理的には、全く均質な地殻物質を横ずれ断層が断ち切ったとしても、重力場には断層の影響は現れない。しかし2層構造の下層に密度の不均質、あるいは上層・下層の境界面に起伏があれば、上層が均質であったとしても、横ずれ断層の影響が現れる。横ずれ断層運動に伴って等重力線に湾曲が現れることが多い。

図3は関東平野西縁の関東山地北部の重力異常を示す。中央に荒川が西から東に流れ、図の北端に僅かに利根川が見える。荒川の南端には関東山地から比企丘陵に至る東西の高重力異常帯が位置する。図の中央部の長方形領域は西埼玉地震(1931年, M 6.9)の震源断層面の地表面

図3 関東山地北部の重力異常(萩原・他, 1986)。図の中央部の長方形は1931年西埼玉地震の震源断層(Abe, 1974)の地表面への投影。

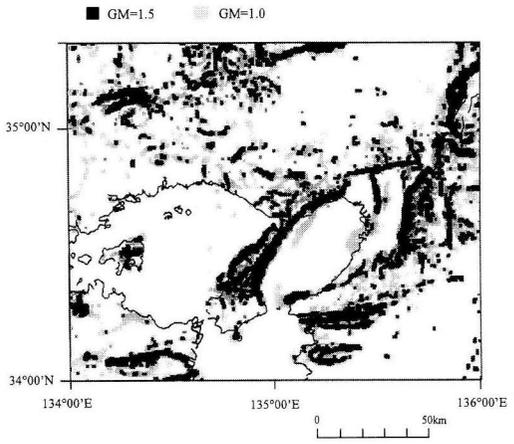


図5 図4の重力異常データから抽出した重力急変帯。黒の範囲: 水平勾配 $\Delta g' \geq 0.003$ mgal/m, 灰色の範囲: $0.003 > \Delta g' \geq 0.002$ mgal/m。

への投影である。Abe (1974) によれば傾斜角 80° の左横ずれ断層とされる。

この長方形とは僅かに斜交しているものの、ほぼ一致して等重力線の S 字状湾曲が見られる。明らかに左横ずれ変位と調和的である。この事実から櫛挽断層 (図中の KS) が西埼玉地震の震源断層と推定されるが、地震による直接の地表変位は現れてはいない。興味深いことには、S 字状湾曲が荒川を横切る地点で、荒川の流路を左横ずれに曲げている。湾曲の形状から推定すると、櫛挽断層の累積変位量は 1~2 km に達する。なお地形的に顕著な深谷断層 (図中の FK) は重力異常の上からは明瞭ではないが、その南東延長上の荒川との接点付近に小規模な S 字状湾曲が見られる。もしかすると 100 m 以下の間隔の高度に稠密な重力測定を断層本体に実施すれば、何らかの示兆を検出できたかも知れない。

以上述べたケースから理解されるように、個々の断層に対して稠密な重力測定を実施することにより、断層構造に関する何らかの情報を引き出すことが可能となる。M 6 クラスの地震発生に対応する中規模断層の探査のためには、0.5 mgal 程度の等重力線間隔の重力異常図を作成しなければ信頼性ある成果は得られない。そのためには縦横 100 m 以下の測定点間隔で断層をカバーする稠密かつ高精度の重力測定が必要となる。現在我々の手元にある最も信頼性の高い山本・志知 (2004) の重力データ (平均測定点間隔 500 m) でさえ、中規模断層の探査のためには十分とは言えない。

最後に断層探査を直接の目的としない広域的な重力データから断層を抽出する有効な解析法

を紹介したい。抽出の原理は重力異常の水平勾配が大きい位置を断層と判定するもので、この方法は地表地質調査が及ばない未知の断層構造の解明に役立つ。

図 4 は山本・志知 (2004) による京阪神・和歌山の重力異常図で、実線が正の異常、点線が負の異常領域である。図の範囲を経度方向に 360 個、緯度方向に 300 個のメッシュに分割し、メッシュの中央値をデジタル化して計算に供した。このとき 1 メッシュは概略 1 辺 500 m の正方形に近い。図中の断層線は確実度 1 の断層 (活断層研究会, 1991) である。

図 5 は重力異常の水平勾配の大きいメッシュを黒色で表現したもので、その位置は図 4 の断層線と良好な一致を示している。勿論詳細に見れば、断層そのものではなく、断層形成の背景となった地形や地質構造を反映することもある。しかし間接的ではあれ、重力急変帯はしばしば断層に関連する構造境界に沿って発達している。その意味でこの種の重力解析法は断層あるいは関連構造の抽出に有効な方法と言える。

(萩原幸男：東京大学名誉教授)

引用文献

- Abe, K. (1974), *J. Geophys. Res.*, 79, 4393-4399.
萩原幸男・他 (1986), 地震研彙報, 61, 563-586.
活断層研究会 (1991), [新編] 日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp.
Shichi, R. et al. (1992), *J. Phys. Earth*, 40, 439-478.
Yamamoto, A. et al. (1982), *J. Phys. Earth*, 30, 201-243.
山本明彦・志知龍一 (2004), 日本列島重力アトラス, 東京大学出版会。

2007年新潟県中越沖地震の震源断層面と 柏崎刈羽の強震動

瀬戸 一 起 ・ 三 宅 弘 恵

1. はじめに

2007年新潟県中越沖地震(気象庁マグニチュード M_{JMA} 6.8)は昨年7月16日に、新潟県中越地方の沿岸海域で発生した(図1)。2004年新潟県中越地震からわずか3年で再び中越地方に地震が起きたことについては主に、この地方が日本海東縁ひずみ集中帯や新潟-神戸ひずみ集中帯に属していることから議論されている。一方、いろいろな機関から報告されているモーメントテンソル解などは、地殻内で発生した北西-南東圧縮の逆断層地震を示しており、そのモーメントマグニチュード M_w として6.6前後が報告されている(たとえばGlobal CMT Project, 2007)。ここまでではほとんど異論が出なかったが、震源メカニズムを構成しているふたつの共役な断層面、北西傾斜面と南東傾斜面のうち、どちらがこの地震の震源断層面かについては、一応の決着をみた2008年1月の地震調査委員会まで、6ヶ月に及ぶ論争となってしまった。ここでは論争となった原因と決着に至る経緯について瀬戸(2008)をもとに紹介するとともに、この地震の震源域近傍にある柏崎刈羽地区の強震動について解説する。

2. 各種データの解析結果

通常、地震の震源断層面は余震分布から決められる。気象庁一元化震源リストから中越沖地震発生後12時間の余震を選んで、それらの震央分布と三次元的な震源分布を図1に示した。これらには主要なトレンドとして南東傾斜の分布が見えるだけでなく、沖合い部分に北西傾斜の副次的なトレ

ンドも見えるので、この段階の余震分布ではどちらが震源断層面か決めることはできない。このことは防災科学技術研究所(2007)や東京大学地震研究所(2007)などによる初期の結果でも同様であった。また、GPSなどから得られる地殻変動のデータも、半無限媒質内の均質すべりの断層モデルならば、やはりどちらの傾斜面でも説明可能であり(地震予知連絡会, 2007)、津波のデータでも震源断層面を特定するには至らなかった(東北大学, 2007)。

地震計の波形データはわれわれの研究室でも、主に震源インバージョンと経験的グリーン関数法の手法を用いて解析を行った(Koketsu et al., 2007)。まず、世界中の広帯域地震計で観測された遠地実体波を解析して、ふたつの共役断層面の形状や深さなどを決めた(図2A)。また、防災科研・気象庁・新潟県などの強震計や震度計が、震源域近くの強震動を観測している(図1)、その波形データの長周期成分を震源インバージョンすることにより、断層面上の精度の高いすべり分布を得た。南東および北西傾斜面に対する解析結果(図2B, 2C)ではどちらも、破壊開始点(大きな★印)のすぐ近くと南西に離れた場所にアスペリティ(大きなすべりの領域)が推定された(引間・瀬戸, 2007)。

しかし、観測波形の再現度という面では、この震源インバージョンでも両傾斜面の甲乙をつけられなかったので、続いて経験的グリーン関数法を用いて、短周期成分も含めた広帯域地震動の波形の再現を行った。その際、強震動生成域と呼ばれる領域をアスペリティの近く、図2の□に置いて震源モデルを作り、 M_w 4.4の余震(小さな★印)の強震記録を基本波形として用いた。しかしなが

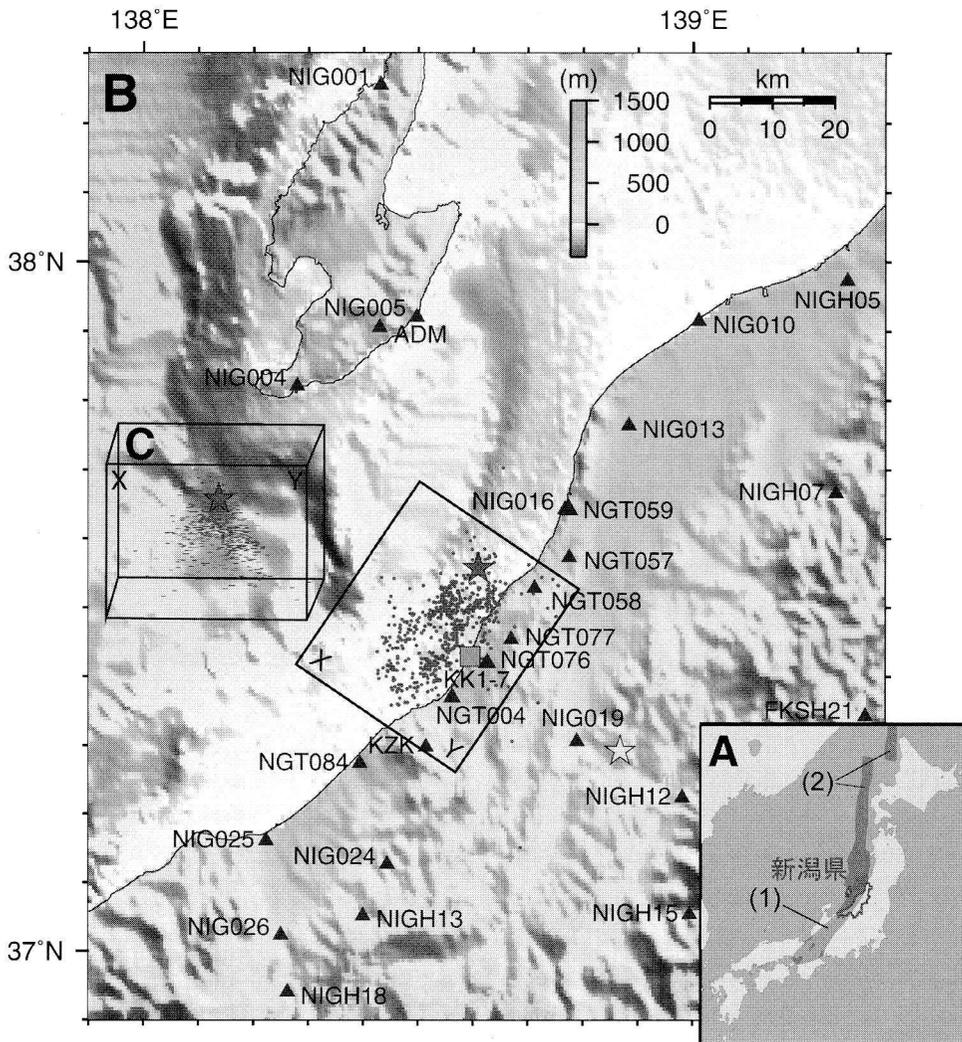


図 1 (A) 新潟県と (1) 新潟・神戸および (2) 日本海東縁ひずみ集中帯. (B) 2007 年新潟県中越沖地震の震央★と 12 時間後までの余震分布・. ★, ■, ▲はそれぞれ 2004 年新潟県中越地震, 柏崎刈羽原子力発電所, 強震観測点を示す. (C) 本震と余震分布の三次元表示.

ら, どちらの傾斜面上の震源モデルでも波形の再現は同程度であった (図 3).

ところで, 柏崎刈羽原子力発電所は震源域のすぐ上にあって (図 1, 2 の■印), しかも多数の強震計が設置されているので, 事実上, 新潟県中越沖地震にもっとも近接した強震観測点になっている. その中で, 7 機ある原子炉の建屋 (KK1-7) の基礎マット上に置かれた強震計の波形記録が図 4 である (東京電力, 2007). どの波形にもパルス 1 とパルス 3 と記された明瞭な地震波パルスが見え

るだけでなく, 両者の間にもやや不明瞭なパルス 2 が見える. これらは震源断層上のアスペリティ (あるいは強震動生成域) から出ているはずであるから, 経験的グリーン関数法のための前述の震源モデルには 3 つの強震動生成域が置かれている. これらに対してすべり分布のアスペリティもほぼ対応しているが, 波形データの長周期成分を使っているため分解能がやや落ちており, パルス 1 と 2 に相当するアスペリティが分離し切れず, 大きなひとつのアスペリティになってしまってい

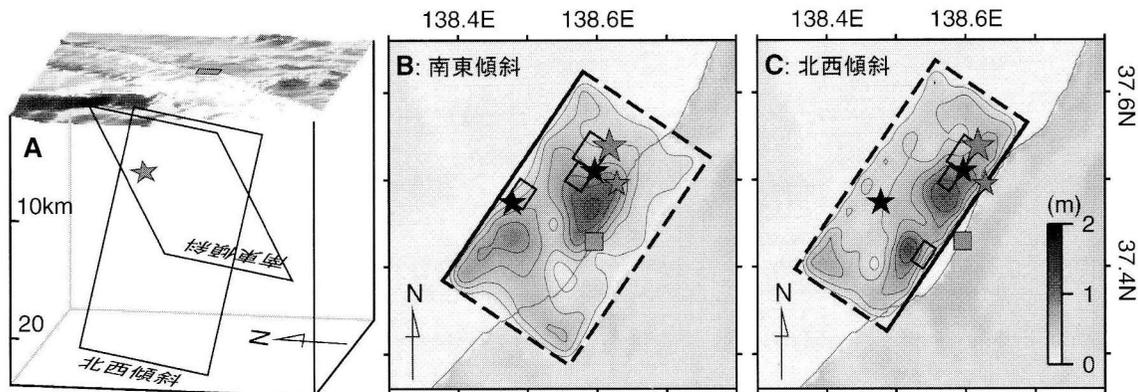


図 2 (A) 南東および北西傾斜面と震源★の三次元表示. (B) 南東傾斜面の場合のすべり分布. ★, *, ★, ■は本震と M_w 4.4 余震の震央, および連係震源決定で求められたアスペリティ 1, 3 の破壊開始点, 柏崎刈羽原子力発電所. □は経験的グリーン関数法によって推定された強震動生成域を表す. (C) 北西傾斜面の場合.

る (図 2B, C).

3. より詳細な解析結果

以上のような地震波パルスとアスペリティとの関係を仮定すれば, 各パルスの到着時刻を読み取ることにより, 各アスペリティの破壊開始点を震源決定できるはずである. たとえば図 4 でパルス 1 と 3 の到着は, 図中の黒色と灰色の縦棒付近に読み取ることができる. ただし, 発電所の強震計は高精度な刻時機能を持っていなかったため, P 波初動とパルス 1, 3 到着の時間差を用いた連係震源決定を行った. その結果が図 2 の★印である. パルス 3 の★印の周辺を見ると, 南東傾斜面上のすべり分布ではすべりが大きな部分, アスペリティが存在するが, 北西傾斜面上のすべり分布では存在しない. つまり, 南東傾斜面の方が連係震源決定の結果と震源インバージョンの結果の整合性がいいということになる.

一方, Shinohara et al. (2008) は地震直後の 7 月 25 日から 8 月 28 日まで, この地震の震源域を含む海域に 32 台の海底地震計を展開し, 得られたデータから読み取った P 波, S 波の到着時刻を陸上の観測点のデータに加えて, 余震の震源再決定を行った. こうして得られた精度の高い新しい余震分布を, 同じ期間の気象庁一元化震源リスト

による余震分布と比較すると (図 5B, C), 南東傾斜の主要トレンドはより明瞭となり, 沖合いにあった北西傾斜の副次的なトレンドはほぼ見えなくなっている. また, すべり分布のアスペリティ部分では余震の発生が少なく, すべり分布と余震分布の相補的な関係も明瞭に見て取れる (図 5A). この結果は再び, 南東傾斜面が主要な震源断層面であることを示した. ただし, 新しい余震分布にも不明瞭な北西傾斜の並びが震源付近に見えており, そこで小さなすべりが起きていたことを否定しない. たとえば, Takenaka et al. (2007) は初期破壊が北西傾斜面で起きていたとしている. また, 国土地理院 (2008) の新しい解析では南東傾斜の主要断層以外に北西傾斜の小さな副断層も示唆しており, これらはこの不明瞭な北西並びに相当している可能性がある.

4. 柏崎刈羽地区の強震動

原子力発電所が立地する柏崎刈羽地区は, 前述のように震源域にもっとも近く, 非常に大きな強震動に見舞われた. 単に大きいだけでなく, 発電所内で観測された強震動の応答スペクトルは, ほぼすべての周期帯において, 発電所の設計時に想定された基準地震動の応答スペクトルを大幅に上回っていた (図 6). この上回りの最大の原因は容

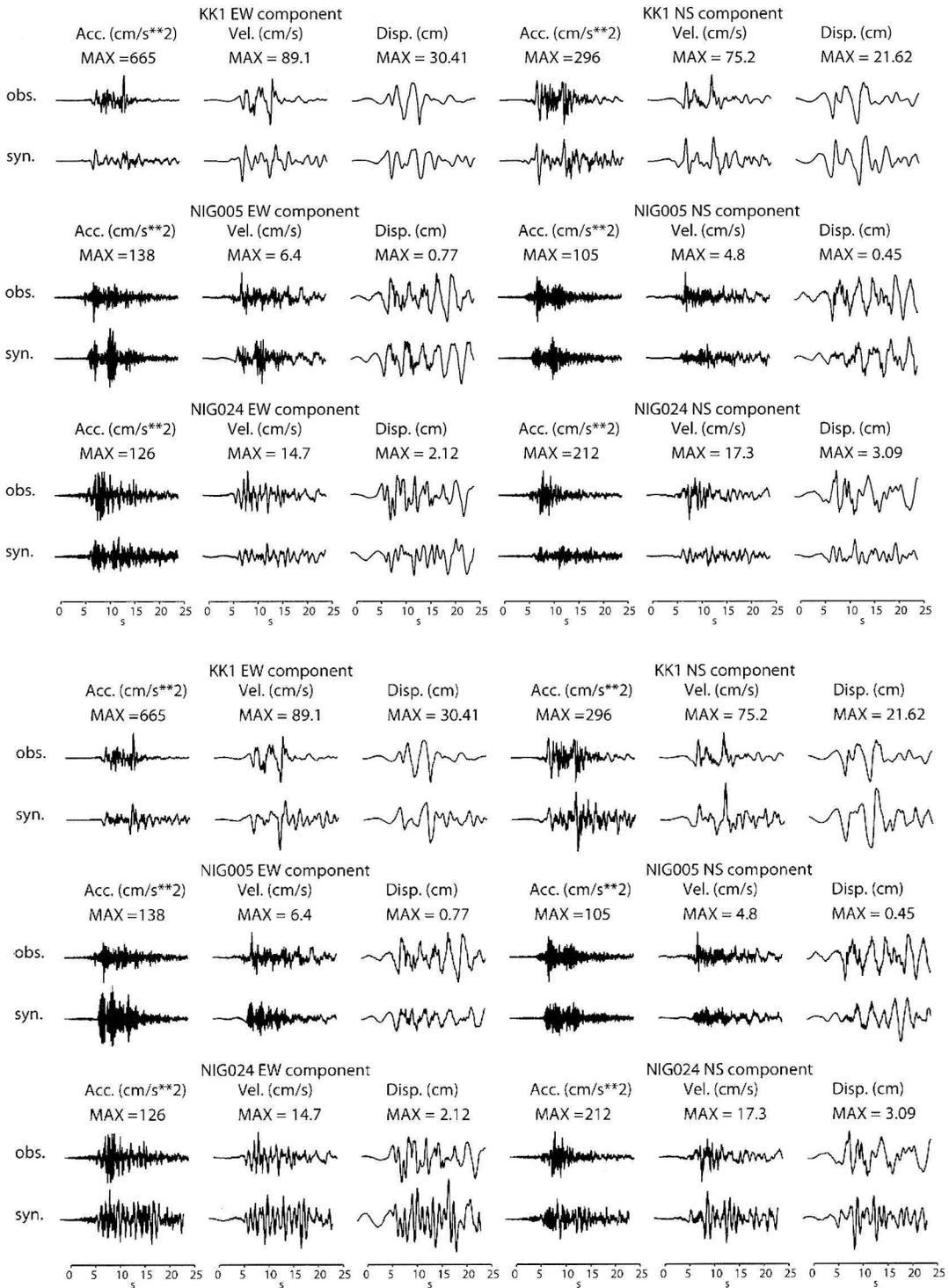


図 3 経験的グリーン関数法による広帯域地震動シミュレーション波形と観測記録の比較。上の比較では南東傾斜の震源モデル、下の比較では北西傾斜の震源モデルに対するシミュレーション波形を示したが、どちらも観測記録の再現は同程度である。

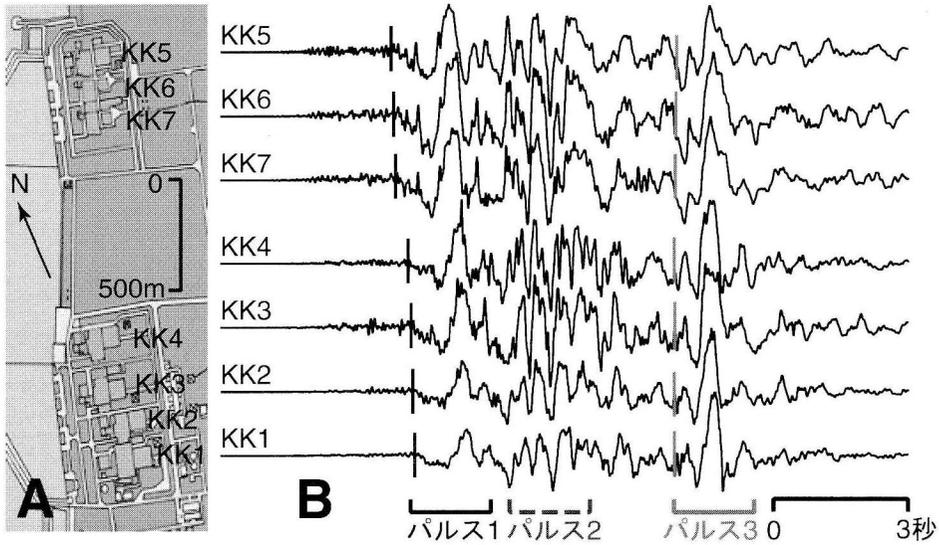


図 4 (A) 柏崎刈羽原子力発電所内の原子炉 KK1~KK7 の配置. (B) 各原子炉の基礎マット上強震計による記録の記録セクション. | と | はパルス 1 と 3 の到着時刻の読み取り位置を表す.

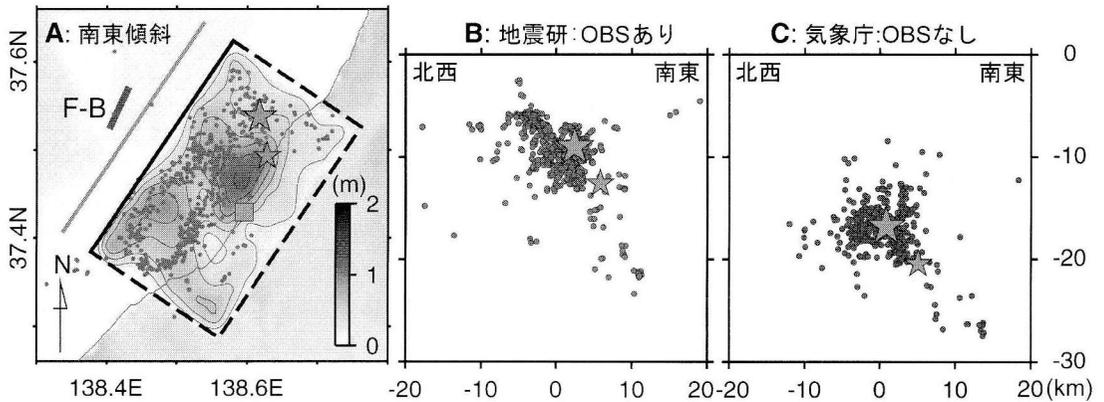


図 5 (A) 海底地震計データを加えた震源再決定による余震分布・(Shinohata et al., 2008) と本震★および M_w 4.4 余震★の震央位置. ■は柏崎刈羽原子力発電所. 灰色実線と灰色太線は断層面の延長と海底面の交線および発電所建設時に見出された断層地形 F-B を表す. (B) 再決定された余震分布・の南西方向から見た断面図と本震★および M_w 4.4 余震★の震源位置. (C) 気象庁一元化震源の場合.

易に想像がつく. 前節までで特定された震源断層を海底面まで延長すると, 図 5A の灰色実線の位置に達する. この線の付近には, 発電所設計時に行われた海上音波探査により, 図 5A の灰色太線の位置に F-B と呼ばれる断層地形が発見されていた. しかし, 音波探査断面の読み取りなどから, 「F-B 断層は, 長さが約 7 km (最大約 8 km) であ

り, 西山層相当層に変位を与えているが, 灰爪層相当層以上の地層に変位を与えていないことから, 同断層の第四紀後期における活動はなかったもの], つまり F-B 断層は活断層でない」と断定されてしまっていた (東京電力, 1988).

その結果, この発電所の設計のための基準地震動は, 新潟県中越沖地震の震源断層たるべき F-B

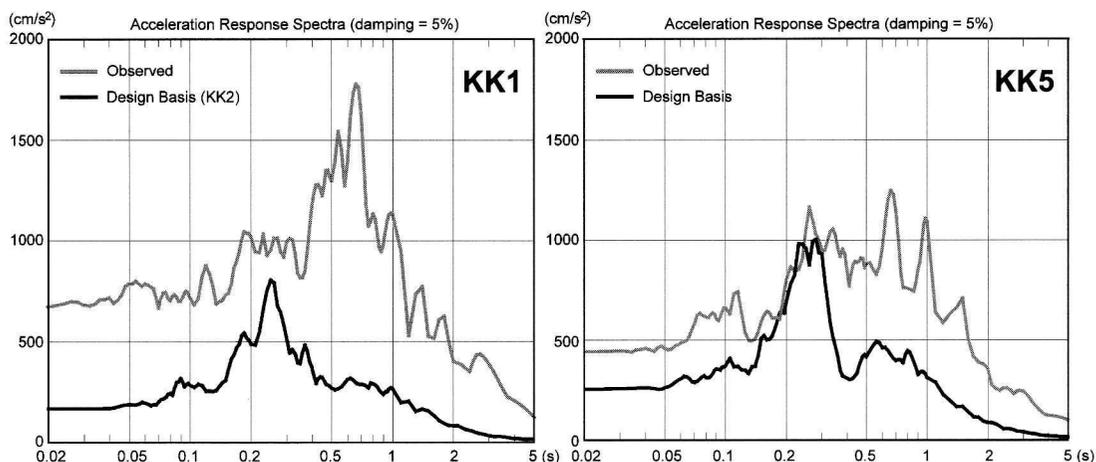


図6 柏崎刈羽原子力発電所の1号機および5号機原子炉建屋(KK1, KK5)の基礎マット上で観測された加速度記録の応答スペクトル(灰色)とそれぞれの建設時に想定された基準地震動の加速度応答スペクトル(黒色)(東京電力, 2007). ただし, 1号機建設時には基準地震動が作られなかったため2号機建設時のもので代用した.

断層が考慮されずに作成されることになり, 実際, 作られた基準地震動の大部分は, いわゆる「直下地震」による地震動のみに拠ってしまっている. 設計当時の耐震設計審査指針(原子力安全委員会, 1981; 以下, 旧指針)における定義では, この「直下地震」は「原子炉施設の耐震設計条件の一つとして, 実際に起きる地震との関連よりも, むしろごく近傍である程度の規模の地震が発生したと仮定しても安全性が保てるように耐震設計を行っておくべきであるとの観点から設定されている」耐震設計上の minimum requirement であり, 運用上, 震源距離 10 km にある M_{JMA} 6.5 の仮想的な地震がどの発電所でも想定されていた(電気技術基準調査委員会, 1987). つまり, 柏崎刈羽原子力発電所では震源距離 10 km の M_{JMA} 6.5 の地震しか想定していなかったのに, 同じような距離で M_{JMA} 6.8 の新潟県中越沖地震が起きてしまったことが, 観測された強震動が基準地震動を大幅に上回った第一の原因である.

この「直下地震」による地震動は, 2006年に改訂された新しい耐震設計審査指針(原子力安全委員会, 2006; 以下, 新指針)では, 「震源を特定せず策定する地震動」と名を変え, その策定方法も「震源と活断層を関連付けることが困難な過去の

内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を収集し, これらを基に敷地の地盤物性を加味した応答スペクトルを設定し」で策定すると明示的に指示されている. こうした観測記録の収集を行った代表的な研究(加藤・他, 2004)では, 旧指針の直下地震の地震動とほぼ同等の応答スペクトルが得られているので, 今後, 新指針に基づいて行われる基準地震動の策定に対しても, 新潟県中越沖地震は以下のような教訓を与えたであろう.

- (1) 現在の研究や技術のレベルをもってすれば, F-B断層が M_{JMA} 6.8の地震の震源断層と事前に想定できたか否かを十分見極めた上で, 可能と判断された場合には海域を中心とした活断層調査に明示的な調査方針を指示すべき.
- (2) 事前の想定が難しいと判断された場合には, M_{JMA} 6.8の地震が近傍で発生することも, 震源を特定せず策定する地震動で考慮すべき.
- (3) 事前の想定が可能と判断された場合でも, 設計当時のようにわずか7 km程度の孤立した長さの短い活断層としか認定されない可能性もあるので, そうした場合に

は M_{JMA} 6.8 相当の規模を想定すべき。

- (4) 結果として基準地震動は近傍で発生する大地震に対応するものになるはずであるから、そうした地震による地震動の特徴である比較的長周期で継続時間が短い性質を、地震動策定の際の経時特性・位相特性などに反映させるべき。

5. 平均を大きく上回る強震動

柏崎刈羽地区の強震動は単に想定されていた基準地震動より大きいだけでなく、これまでの観測から得られている平均的な強震動と比べても明らかに大きい。たとえば発電所南西部の1-4号機基礎マットで観測された記録の応答スペクトル（建屋や地中の影響を取り除いたもの）は、 M_{JMA} 6.8の内陸地震から同じ距離にある地点での「平均的な強震動」の応答スペクトル（Noda et al., 2002）に比べ5~6倍大きい。北東部5-7号機でも2.5~3倍の応答スペクトルになっている。このうち、

1-4号機側の倍率が5-7号機側の倍率に比べ約2倍強くなっている点に関しては、発電所直下に見つかっている局所的な褶曲構造の影響と考えられるとの指摘があることから、発電所サイト全体の平均的な倍率としては5-7号機側の2.5~3倍を考えれば良いであろう。

平均を大きく上回る様子は地表で観測された最大加速度（PGA）でも見て取れる。地表のPGAと震源断層への断層最短距離を両対数グラフにプロットしてみると（図7左）、 M_w 6.6の地震に対する平均的な距離減衰式（司・翠川，1999）に比べ、断層最短距離約20 kmまでは最大で3倍程度大きい。この3倍という値は応答スペクトルの場合と比べるとやや小さいが、地表では非線形現象により最大加速度が減衰していると考えれば説明可能である。20 kmというのは震源断層の大きさにはほぼ相当するので、こうした増幅が逆断層の場合の上盤効果（Abrahamson and Somerville, 1996）による見かけ上のものであるとの指摘もある。しかし、経験的グリーン関数法で用いた M_w

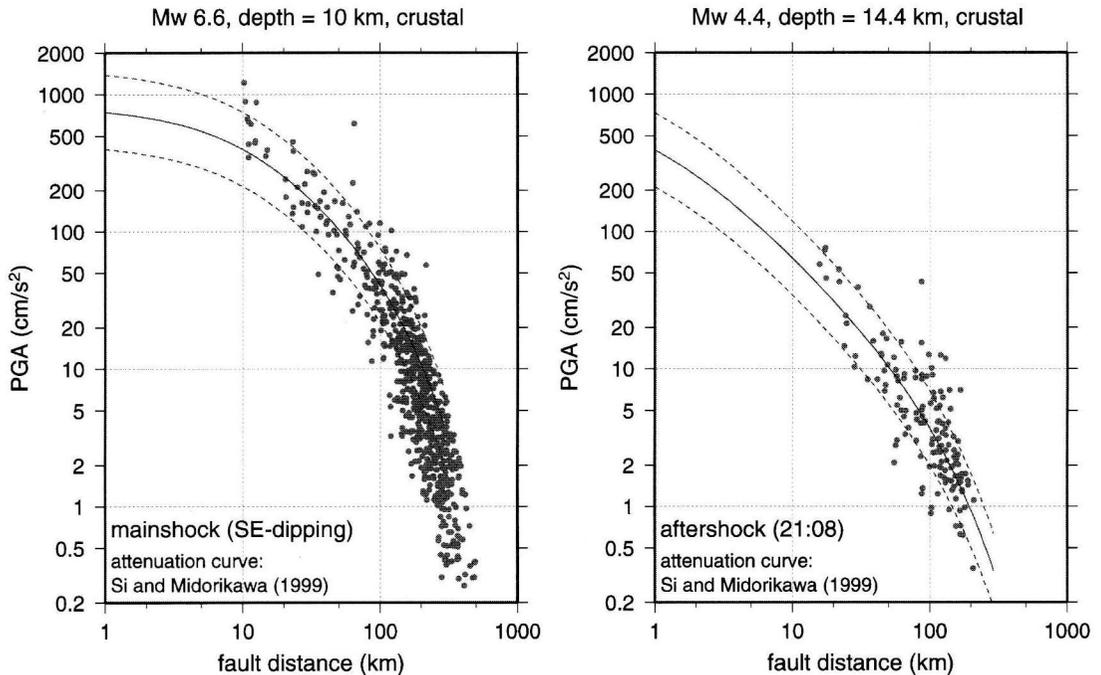


図7 本震（左）および同日21時8分の M_w 4.4余震（右）による最大加速度（PGA）の断層最短距離に対する距離減衰。実線は司・翠川（1999）による距離減衰曲線、点線はその標準偏差を表す。

4.4の余震のPGAもプロットしてみると(図7右), ほぼ点震源とみなせる大きさの地震であるにもかかわらず, やはり断層最短距離二十数kmまでは平均的な距離減衰式に比べ最大2倍程度大きい. 同じような傾向は複数の余震でみられるため, 増幅は見かけ上のもではなく, 20km程度の規模の広域な地盤構造の影響と考えるのが妥当であろう.

このように広域の地盤構造が発電所サイトの倍率3倍のうち約2倍を担保するとすれば, 残りの $3 \div 2 = 1.5$ 倍を広域の地盤構造や局所的な褶曲構造以外の効果, つまり震源の効果が担保しなければならない. 新潟県中越沖地震のような, 沿岸域を含む内陸の地殻内地震にはアスペリティの応力降下量として10~16MPa程度が期待されるが(入倉・三宅, 2001; 地震調査委員会, 2005), 2節で行った経験的グリーン関数法の広帯域地震動シミュレーションでは3アスペリティ平均でこれらより大きい応力降下量が想定された. 入倉(2008)や釜江・川辺(2008)も多少異なる断層モデルを用いて同様の解析を行い, 20~25MPa程度のアスペリティの平均応力降下量を得ている. 応力降下量の比が強震動の倍率にそのまま反映されるとすれば, これらの結果は震源の効果が少なくとも1.5倍であることを証明しているであろう.

6. おわりに

震源インバージョンや経験的グリーン関数法による強震動の解析や, アスペリティ破壊開始点の連係震源決定, 海底地震計データを用いた余震分布の再決定を通して, 2007年新潟県中越沖地震の震源断層面は共役な断層面のうち南東傾斜の断層面であると特定した. 一方, 震源域に近い柏崎刈羽原子力発電所では, 建設時に想定された基準地震動を大幅に上回る強震動が観測されただけでなく, その強震動は既存の観測記録から見積もられている平均的な強震動を約3倍も上回った. 基準地震動を上回った原因は, 特定された震源断層の延長上に見つかった断層地形を活断層と認定せずに基準地震動を計算してしまったことにある. ま

た, 基準地震動作成時に用いられる「平均的な強震動」を3倍上回った原因は, 「3倍=広域の地盤構造による増幅2倍×震源の効果1.5倍」にある. 発電所の1-4号機側では直下の褶曲構造によりさらに2倍の増幅があり, トータルで「平均的な強震動」に対して6倍に達する強震動が生成されたと考えられる. これらの効果のうち, 広域な地盤構造の影響や褶曲構造の影響は柏崎刈羽地区のローカルな問題と考えられるが, 震源の効果1.5倍は普遍的なバラツキとして他のサイトでも考慮せざるを得ないであろう. 基準地震動作成の鍵となる「平均的な強震動」も改めて再検討すべきである.

参考文献

- Abrahamson, N. A. and P. G. Somerville, 1996, Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 86, S93-S99.
- 防災科学技術研究所, 2007, DD法による本震および余震の分布, <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/niigata070716/image/070808_1.png>.
- 電気技術基準調査委員会, 1987, 原子力発電所耐震設計技術指針, 日本電気協会, 896pp.
- 原子力安全委員会, 1981, 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針, 原子力安全委員会安全審査指針集, 62-77.
- 原子力安全委員会, 2006, 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針, <<http://www.shinsashishin-nsc.jp/pdf/1/si004.pdf>>.
- Global CMT Project, 2007, Magnitude 6.6 NEAR THE WEST COAST OF HONSHU, JAPAN, <http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2007/eq_070716_ewac/neic_ewac_hrv.html>.
- 引間和人・額頌一起, 2007, P1-085: 遠地実体波と強震波形から推定される2007年新潟県中越沖地震の震源過程, 日本地震学会2007年度秋季大会講演予稿集, 191.
- 入倉孝次郎, 2008, 新潟県中越沖地震から学ぶ原子力発電所の耐震安全性の課題—基準地震動評価のために考慮すべきこと—, 日本地震工学会誌, No. 7, 25-29.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875.

地震調査委員会, 2005, 震源断層を特定した地震動予測地図の説明, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 分冊2, 地震調査研究推進本部, 262pp.

地震予知連絡会, 2007, 第174回地震予知連絡会議事概要, <<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/174/174.html>>.

釜江克宏・川辺秀憲, 2008, 2007年新潟県中越沖地震(Mj 6.8)の震源のモデル化と強震動シミュレーション, <http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/niigata_chuetsuoki_5/chuetsuoki_20080307.pdf>.

加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・上田圭一・壇一男, 2004, 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集, 4, 46-86.

Koketsu, K., H. Miyake, and K. Hikima, 2007, Source inversion for the 2007 Chuetsu-oki, Japan, earthquake: A case of difficulty determining the source fault plane, EOS Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S54A-05.

国土地理院, 2008, 平成19年新潟県中越沖地震南東+北西傾斜震源断層モデル(成層媒質)と地震分布の位置関係2<北西傾斜断層>, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/p05.htm>.

額縁一起, 2008, 2007年新潟県中越沖地震の震源断層面, サイスマ, 12, No. 2, 6-7.

Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe, 2002, Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct. 16-18, Istanbul.

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, and T. Iwasaki, 2008, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 60, in press.

司宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, No. 523, 63-70.

Takenaka, H., Y. Yamamoto, and H. Yamasaki, 2007, High-resolution source imaging of the 2007

Niigataken Chuetsu-oki earthquake from dense strong-motion networks: Focus on the first 5 seconds of the rupture process, Eos Trans. AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S31A-0208.

東北大学, 2007, 驗潮記録との比較, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07aug_chuetsu_oki/p13.htm>.

東京大学地震研究所, 2007, 余震分布断面の時間変化, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07aug_chuetsu_oki/p03.htm>.

東京電力, 1988, 柏崎刈羽原子力発電所原子炉設置変更許可申請書(6, 7号原子炉の増設), 縮小版.

東京電力, 2007a, 東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における加速度時刻歴波形データ・2007年7月16日10時13分(本震), 震災予防協会, CD-ROM.

東京電力, 2007b, 柏崎刈羽原子力発電所における平成19年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析に係る報告(第一報)について, <http://www.tepco.co.jp/cc/press/betu07_j/images/070730c.pdf>.

額縁一起

[こうけつ かずき]

現職 東京大学地震研究所教授(地震火山災害部門主任, 学術企画室長, アウトリーチ推進室長を兼任), 東京工業大学都市地震工学センター特任教授
理学博士

略歴 1980年東京大学理学系研究科修士課程を修了後, 東京大学地震研究所地震予知観測情報センター助手, 同所応用地震学部門助教を経て現職

研究分野 強震動地震学, 震源過程論, 地震波理論など
著書 「理科年表(日本付近のおもな被害地震年代表など)」(国立天文台編, 丸善, 2001-2007), 「地震・津波と火山の事典」(共編著, 丸善, 2008)



三宅弘恵

[みやけ ひろえ]

現職 東京大学地震研究所助教
理学博士

略歴 2003年京都大学理学研究科博士課程を修了後, Stanford大 Postdoctoral Scholar, 日本学術振興会特別研究員などを経て現職
研究分野 強震動地震学



■地震予知連絡会情報■野口伸一■

定例の地震予知連絡会は、第176回が2008/2/18、第177回が2008/5/19に開催され、2007年11月～2008年4月における全国の地震活動・地殻変動を中心として報告と検討がなされた。この間、国内の地震活動は比較的静穏であったが、2008/5/8茨城県沖の地震M7.0が発生した。国外では2007/11/15チリ北部の地震M7.7、2007/12/9フィジー諸島南方の地震M7.8、2008/2/20スマトラ島付近の地震M7.4、2008/3/21中国新疆ウイグル自治区南部の地震7.1、2008/4/9ローヤリティー諸島の地震M7.3が発生した。さらに2008/5/12中国四川省の地震M7.9が発生し、この地震について第177回で討議することになった。

第176回連絡会では、前年の第173回連絡会で設置が決定され、その後検討を重ねてきた「今後の活動展開の検討ワーキンググループ」（島崎副会長を主査に8人の委員で構成）の報告書が提出され、島崎副会長より今後の連絡会のあり方等についての検討の経緯と結果の説明があった。報告内容は出席委員の全員一致で了承された。これにより1970年以来扱われてきた地域指定の廃止が決定された。報告書に基づき、今後の運営のあり方を具体的に検討するワーキンググループを新たに設置することが了解された。続いて、科学技術・学術審議会測地学分科会部会地震/火山部会で審議中の「地震・火山噴火予知研究（仮称）の推進について（審議経過報告）」の概要が、文科省と平田委員から報告された。現行の地震と火山噴火の予知計画を統合し効率的に推進すること、予測の研究に一層重点を置くこと、計画推進のため予知連の役割を明確化し充実すること等の検討内容が紹介された。

第177回連絡会では、1週間前に発生した中国四川省の地震について、冒頭大竹会長より多数の犠牲者に哀悼の意が表された。この地震に関して、追加資料が多くの機関・委員より提出され、話題提供の中でまとめて検討することになった。新年度の最初の会合にあたり、事務局より委員の交代が紹介された。また前回の了解に基づき、今後の活動展開の検討ワーキンググループ（その2）が島崎副会長を主査に9名の委員に依頼され、予知連の運営と連絡会で議論するテーマの在り方について、今年11月の連絡会で報告予定である。

1. 北海道地方

2007年11月～2008年4月の期間、北海道地方ではM \geq 6の地震は発生せず、千島列島中部の海溝付近に2008年3月3日、M6.9が発生したが国内では無感であった。

1973年6月17日の根室半島沖地震M7.4について、余震の再決定と震源域の再評価が報告された（気象庁）。再決定には、北大や雌阿寒の観測点、ISCカタログ等の検測値を新たに追加した。その結果、震源再決定されたM \geq 4の余震の数はこれまでより2倍以上に増え、空間的に拡大するとともに二条に分かれて分布する（図1：気象庁）。余震域の広がりや2003年9月の十勝沖地震M8.0と同程度で、余震活動も2003年十勝沖地震のそれと同程度かより活発に推移した可能性が報告された。なおMについては気象庁地震計の検測結果を基準としているため以前と変わらない。

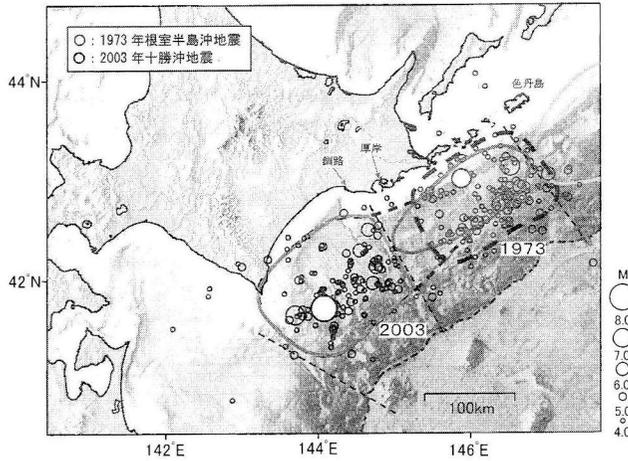
2. 東北地方

東北地方の太平洋側の領域は、2007年1月以降M \geq 5の地震が発生しない状態にあったが、そのうち南側の領域に2007年11月にM6.0、12月に5.0、さらに2008年5月8日M6.3、6.4、7.0が発生して回復傾向がみられる。しかし北側の領域は依然として低調な状態にある（図2：気象庁）。

岩手県の釜石沖では、2008年1月11日、深さ47kmにM5.0の地震が発生し、最大震度は3であった（気象庁）。釜石沖では、これまでもM5.0程度の地震が5年程度の間隔で発生し、今回も予想されていた場所、時期、規模で発生したことが報告された（図3：東北大）。波形インバージョンから、今回の地震と2001年及び1995年の地震は、極めて似かよった発生領域とすべり量分布を持ち、1995年の地震の波形はわずかに異なるものの、モーメントマグニチュードは3個ともMw4.6であった。

3. 関東・中部地方

関東地方の水準測量のうち、三浦半島では東側と西側の路線とも前回と比べて、半島先端側が沈降傾向にある



1973年6月17日根室半島沖地震の震源域再評価

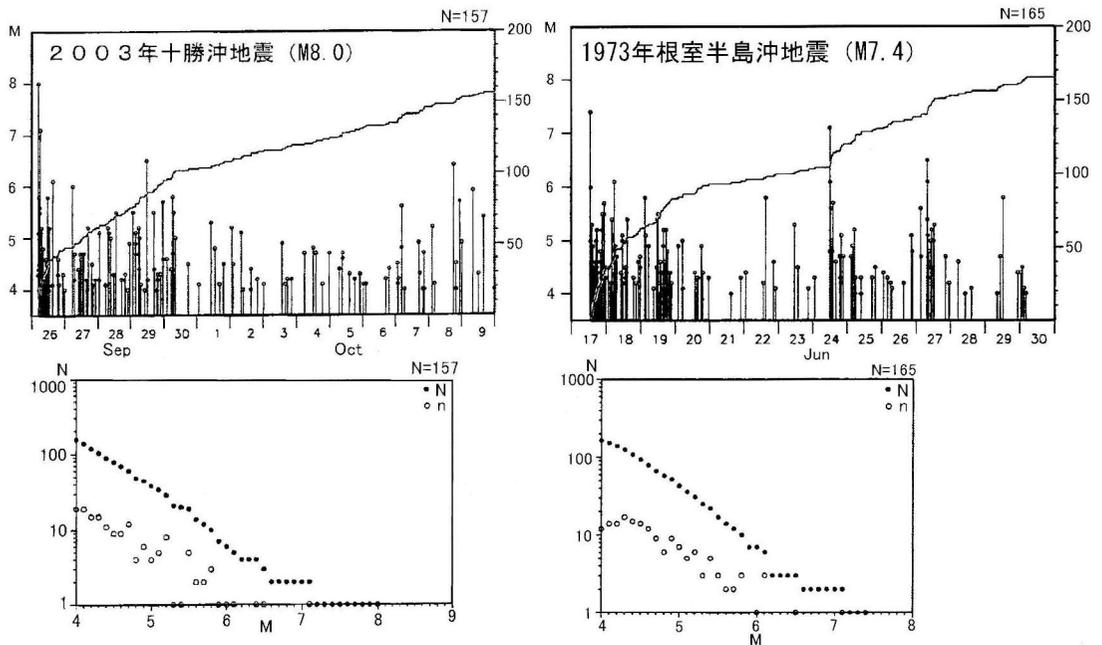


図1 1973年6月17日の根室半島沖地震の余震の震源再決定と震源域。再決定の結果、余震は2003年9月の十勝沖地震M8.0と同程度に広がって分布する。[176回：気象庁資料に加筆]

結果が得られた。長期的にみて1960年代以降、半島の先端側が最大5 mm/yr弱程度で継続的に沈降している(図4：地理院)。

2008年5月8日、茨城沖にM7.0が発生し、茨城県水戸市と栃木県茂木町で最大震度5弱を記録した。この地震に対して緊急地震速報が01時46分32秒に発表された(気象庁)。宮城県と福島県の沿岸では微弱な津波が観測された。今回の地震の活動域には、これまでもM6.7～M7.2程度が15年～20年程度の割合で発生し(図6：気象庁)、地震調査委員会の長期評価(2002年7月公表)では、M6.8程度の地震が30年以内に発生する確率はポア

ソン過程モデルで90%であった。前回は1982年7月23日、M7.0が今回の前震活動域付近で発生している。

今回の地震では前震活動が5月4日頃から東側の海溝よりで始まり、5月7日14時過ぎから活発化した(図5、図6：気象庁)。前震活動は一旦静穏化し、再び活発化して本震の発生にいたっている。同様のパターンが1982年の前震活動にもみられた(図7：防災科研)。発震機構は、5月8日01時02分のM6.4、01時46分のM7.0とも、西北西-東南東に圧力軸を持つプレート境界の逆断層であった。破壊はどちらも深い方へ進み、大きなすべり分布は東西に広がっている(図8：名大)。GPS連続観

東北地方太平洋側の地震活動

M5.0以上の地震活動静穏化、南は回復、北は依然として低調

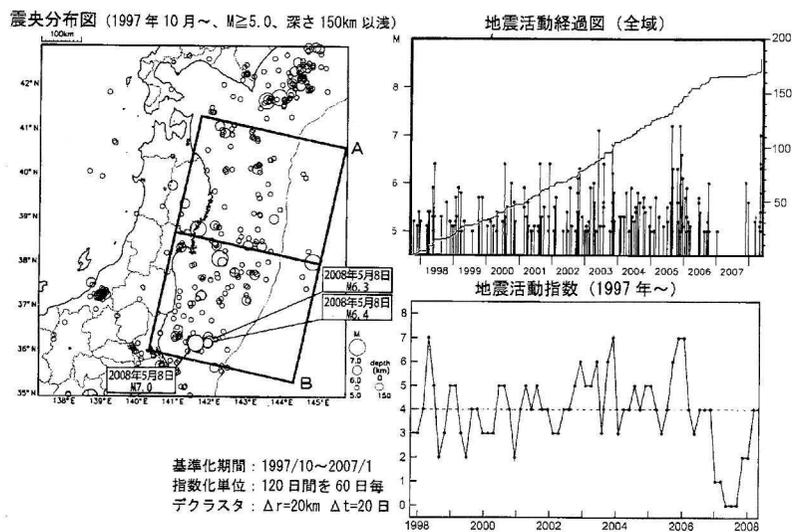


図2 東北地方の太平洋側の領域ABの地震活動変化。2007年1月からM \geq 5が発生しない状態にあったが南側の領域は回復傾向にある。北側の領域は依然低調である。[177回: 気象庁資料]

釜石沖の固有地震的地震活動

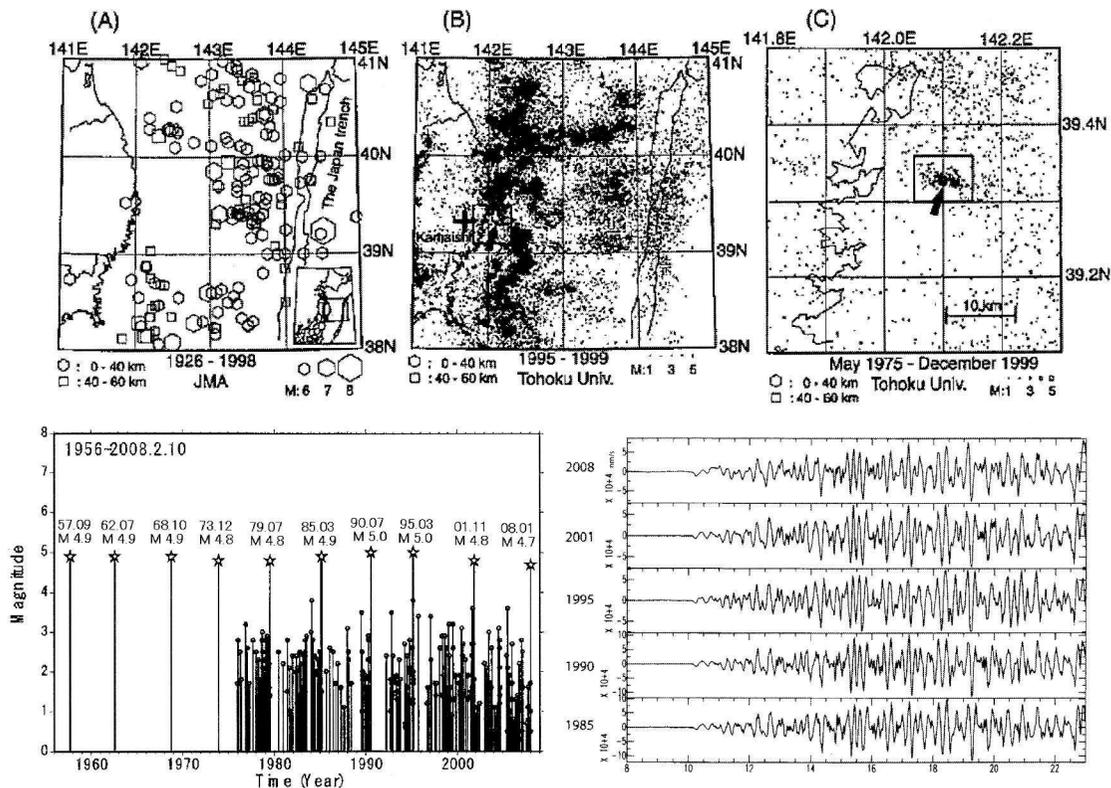


図3 岩手県釜石沖の固有地震的活動。M5.0程度の相似地震が5年程度の間隔で発生し、2008年1月11日に予想されていた場所、時期、規模の地震が発生した。[176回: 東北大資料]

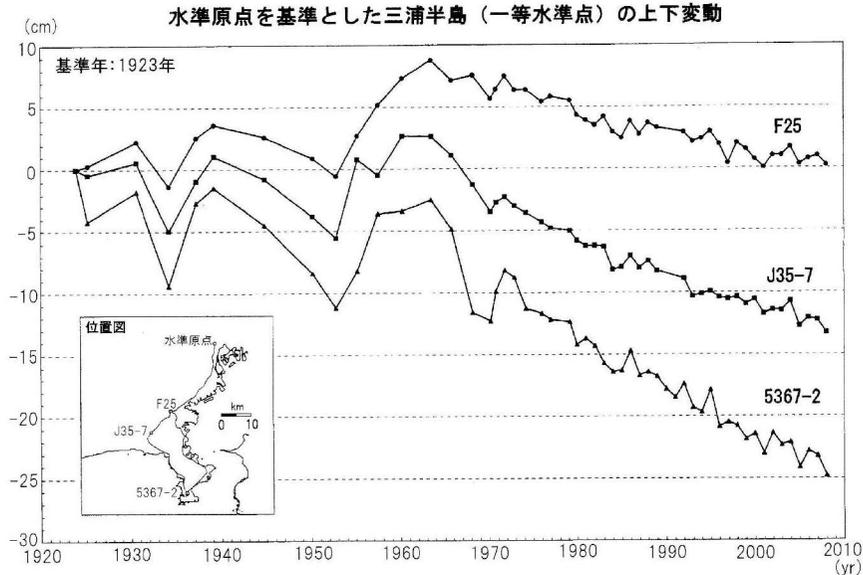


図4 水準測量による三浦半島の上下変動. 1960年代以降半島の先端側が最大5mm/yr弱程度で継続的に沈降している. [177回: 地理院資料]

測で捉えられた地震に伴う地殻変動から、北北東-南南西走向で西北西に傾き下がるすべり量約95cmの逆断層モデルが推定された(図9: 地理院).

今回のM7.0の震源域周辺と北東側では、2008年2月頃より小繰り返し地震活動が活発で、M7.0の前からプレート境界の一部で準静的すべりが加速していたと推定されること、一方M7.0は小繰り返し地震が比較的少ない場所で発生したこと、が報告された(図10: 東北大). また、茨城県沖とその西側内陸部では、顕著な地震が時間的に近接して発生するペア地震活動がこれまでも数例認められ、今後内陸部の活動にも注目する必要がある(大竹会長).

4. 伊豆・東海地方

東海地方では、2007年11月12日頃から静岡県西部の地殻内の極めて狭い領域で小地震活動が始まった. 2008年1月に入って一旦落ち着いたが、1月中旬~下旬に再び活発化し、その後低レベルで継続している. これまでの最大は、2008年1月27日10時33分のM4.1(最大震度3)と、その20分後10時53分のM4.2(最大震度2)で、発震機構はともに東西方向に圧力軸を持つ横ずれ型であった(図11: 気象庁). これらの地震をDD法(二重走時差震源決定法)で高精度に震源再決定した結果、震央は北西-南東方向に約2.5kmの長さで線状に分布し、震源は深さ16.5~18.5kmの範囲にある(図12: 防災科研). 3次元的な震源分布は、モーメントテンソル解の北

西方向の走向と北東に高角度で傾く節面と一致し、断層の走向に直交する断面の震源は極めて狭い幅に集中している. 上記2008年1月27日のふたつの大きな地震は、Mw4.0と3.9に相当し、それぞれ活動域の下限と中央で発生、活動域は北西と南東方向に拡大した.

この静岡県西部の地震活動は、これまで活動の無い狭い領域に集中し、上記のような破壊様式で拡大したことから、プレートの固着状態の変化を反映した現象である可能性も考慮に入れ応力場の変化等をみていく必要がある(大竹会長).

東海地域の低周波地震に伴う短期的スロースリップについて、歪計で捉えられた歪変化の観測事例を、新たな基準で見直した調査結果が報告された(図13: 気象庁). 1999年以降について、これまでの28事例以外に17事例が抽出された. それらの短期的スロースリップの規模Mwの中間値の度数分布に、グーテンベルグ-リヒター則と相似な関係が成り立つとすると、 $M_w \leq 5.4$ の小規模の短期的スロースリップは、検出された事例よりも多く発生している可能性がある. また、短期的スロースリップの継続日数が長いほど、そのMwが大きい傾向にある. 新たな事例を追加した積算モーメントは、愛知県側では2005年から鈍化傾向を示すが、長野県南部側では2003年以降、それ以前より急な傾きの積算傾向が継続している.

東海地域のスロースリップの時空間変動には、2004年9月5日の紀伊半島南東沖地震M7.4の余効変動がノイズとして含まれるため、これを除去する解析が行なわれ

2008年5月8日 茨城県沖の地震

震央分布図 (1997年10月以降、深さ0~90km、 $M \geq 3.0$)
(2008年5月以降の地震を濃く表示)

領域a内の地震活動経過図、回数積算図
1997 10 01 00:00 -- 2008 05 14 24:00 N=534

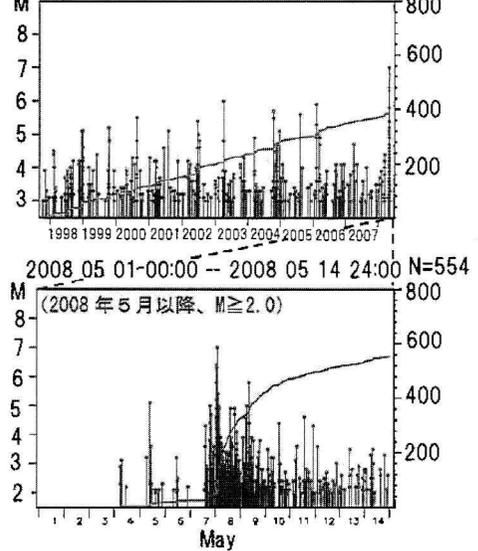
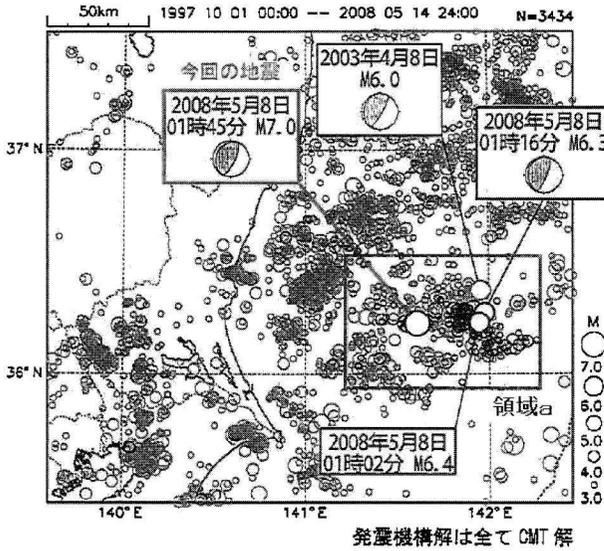


図5 2008年5月8日の茨城県沖の $M7.0$ と主な地震、およびM-T図。 [177回: 気象庁資料]

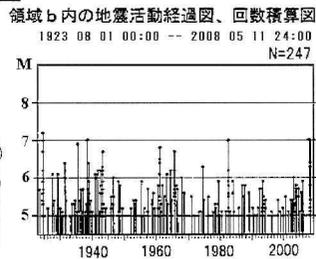
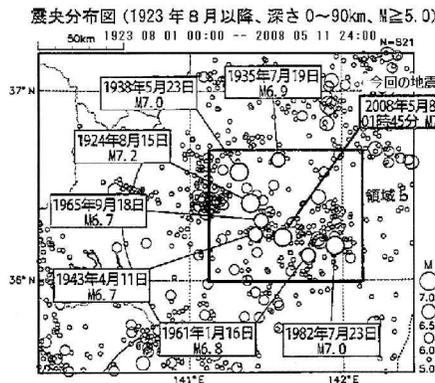
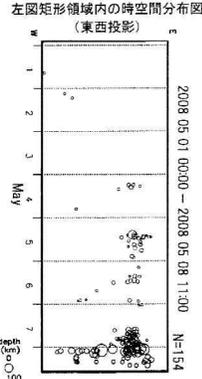
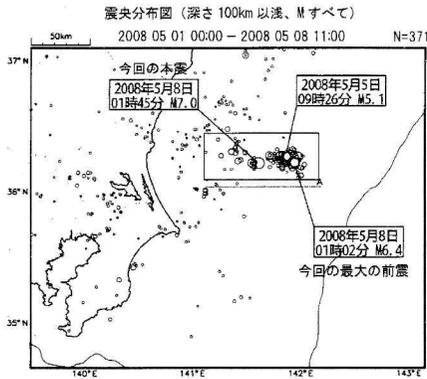


図6 (上) 2008年5月8日の茨城県沖の地震 $M7.0$ と前震活動の時空間分布。
(下) 1923年8月以降の $M \geq 5.0$ の震央分布とM-T図。 [177回: 気象庁資料に加筆]

1982年と2008年に発生した茨城県沖の地震活動

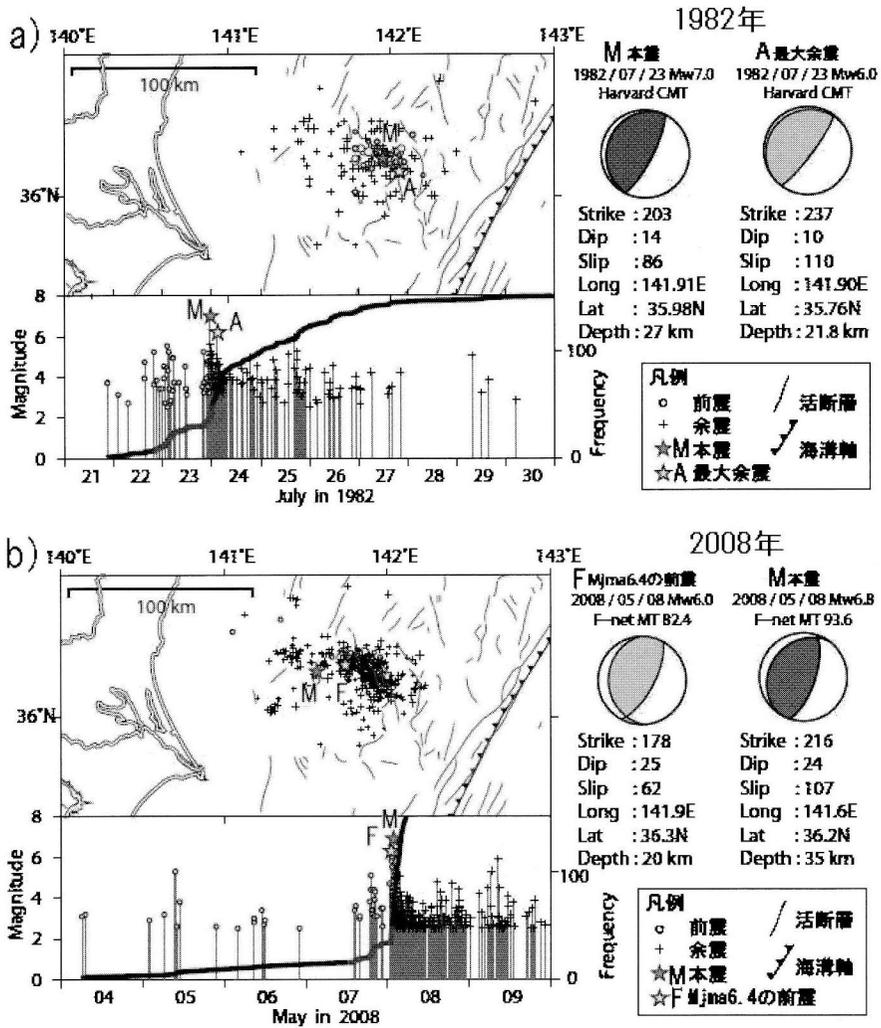


図7 1982年(a)と2008年(b)の茨城沖の地震の類似した特徴の比較。本震発生の前後数時間にM6クラスを伴う。前震活動は活活化した後、一旦数時間程度の活動空白時間が生じる。M6クラスの地震はM7程度の地震より海溝側に位置する。(a)の震源は気象庁のカタログ、メカニズム解はHarvardのCMT解を参照、(b)の震源はHi-netのデータ、メカニズム解はF-netを参照した。[177回：防災科研資料に加筆合成]

た(地理院)。余効変動を、粘性緩和と余効すべりの二つのメカニズムに分け、まず粘性緩和の影響をプレートの構造、地震時の変動、粘性率を考慮して除去した。次に紀伊半島南東沖地震の余効すべりによる変動の時定数と変動量を求め、観測点毎の変動時系列を作成して、余効すべりを除去した。これにより、志摩半島周辺の南向きのすべりが無くなり、東海地域のスロースリップの推定モーメントもやや小さめに時間変化する結果が得られた(図14：地理院)。

2007年11月～2008年4月に東海地域と紀伊半島に発

生じた主な深部低周波微動と短期的スロースリップは、次の二つである(図15上図：防災科研)。(1)2007年12月30日～2008年1月8日にかけて長野県南部で発生し、愛知県北東部に移動した。この活動に同期してこれまで最大級のMw 5.9と推定される短期的スロースリップが発生した。(2)2008年3月2日頃から三重県北部・伊勢湾付近で活動が始まり、南西方向に移動した。この活動に同期して周期約20秒に卓越した深部低周波地震と傾斜変動が検出された。また3月中旬には奈良県南部と和歌山県中部で微動活動が発生した。

2008年5月8日 茨城沖地震(Mj 6.4, 7.0)の震源過程

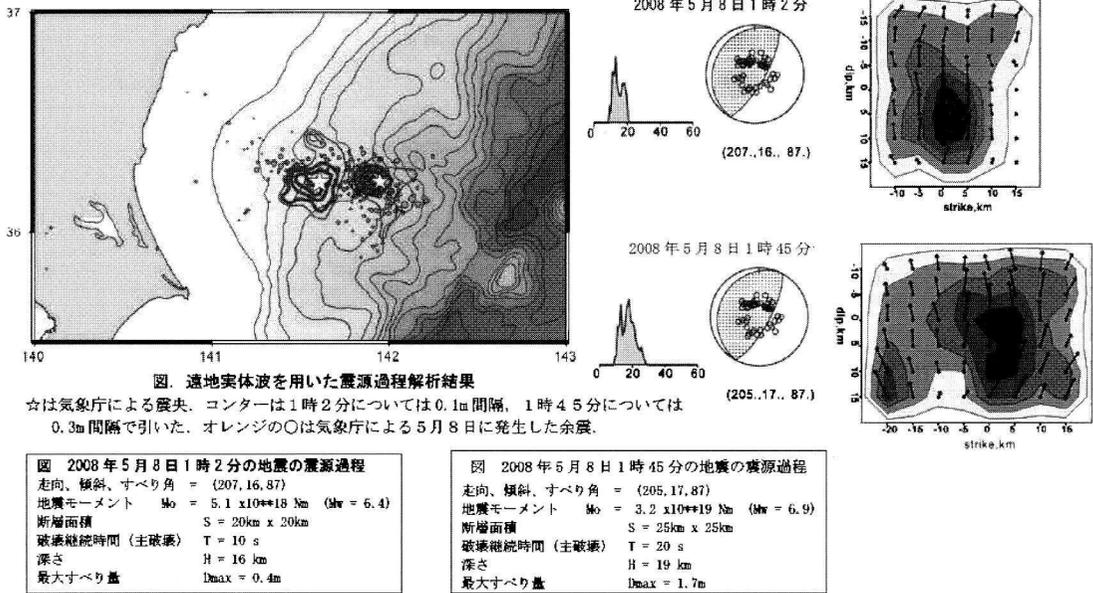


図 8 2008年5月8日1時2分の前震と1時45分の本震の震源過程。大きなすべりは東西に広がって分布し、破壊はどちらも深い方に進行した。[177回:名大資料]

茨城県沖の地震(平成20年5月8日)の震源断層モデルと地殻変動

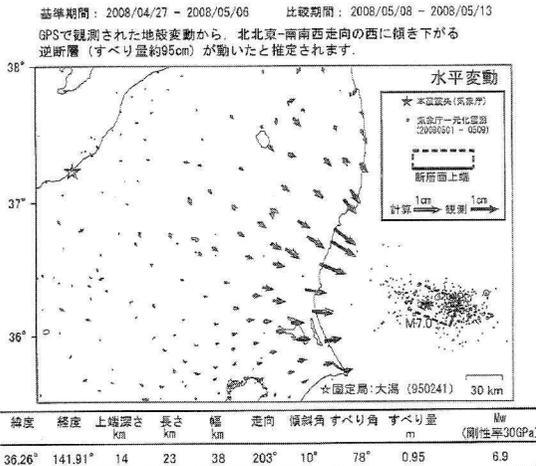


図 9 GPSで観測された2008年5月8日の地震による水平変動と断層モデル。西北西に傾き下がるすべり量約95cmの逆断層運動が推定された。[177回:地理院]

5. 近畿・中国・四国地方

2008年4月17日、明石海峡の深さ10kmにM4.1(最大震度4)が発生した。翌18日にはほぼ同じ場所でM3.7が発生した。これらは1995年兵庫県南部地震の余震

と考えられるが、発震機構は東西方向に圧力軸を持つ逆断層型であった(気象庁、京大防災研)。兵庫県南部地震の震源よりも約2km東北東に離れ、深さも数km浅いところで活動した。なお、大阪府北部から京都府中部、琵琶湖西岸にかけての丹波山地の微小地震活動は2003年1月頃から低下し、その傾向は依然継続している(京大防災研)。

四国における最近の主な深部低周波微動と短期的スロースリップとして次の活動が挙げられる(図15下図:防災科研)。(1)2007年12月中旬に豊後水道で活動が発生し、これに伴い推定Mw6.1のスロースリップが発生した。(2)2008年2月中旬、四国東部の微動活動に伴いこの地域では比較的大きな推定Mw5.7のスロースリップが発生した。(3)2008年3月中旬の四国西部の微動活動は、豊後水道側から北東方向に移動、4月初旬にその北東端で活動的となった。スロースリップの大きさはMw6.0と推定され、また深部超低周波地震が発生した。

6. 九州・沖縄地方

2007年11月~2008年4月の期間、九州・沖縄地方の地震活動は低調であった。M≥6の地震は2008年4月24日、台湾付近に発生したM6.3で、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ型であった。

2008年5月8日茨城県沖の地震の震源域周辺における小繰り返し地震活動

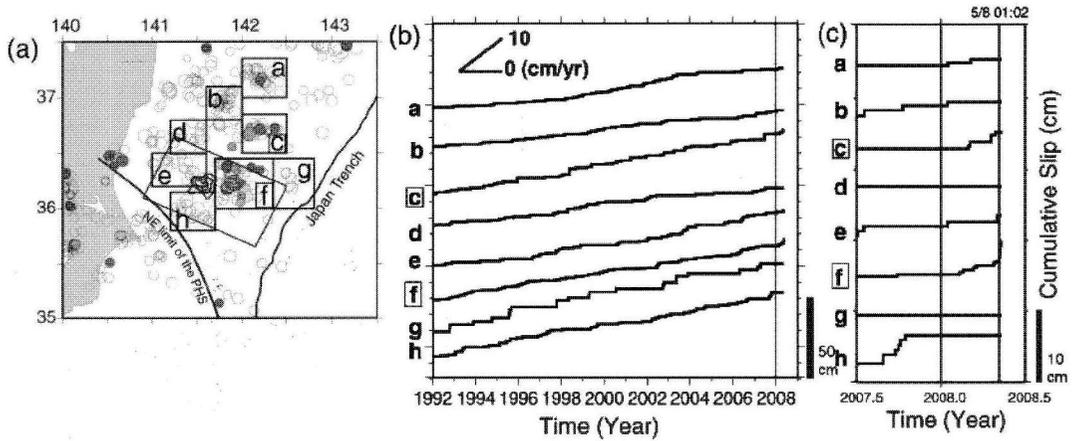
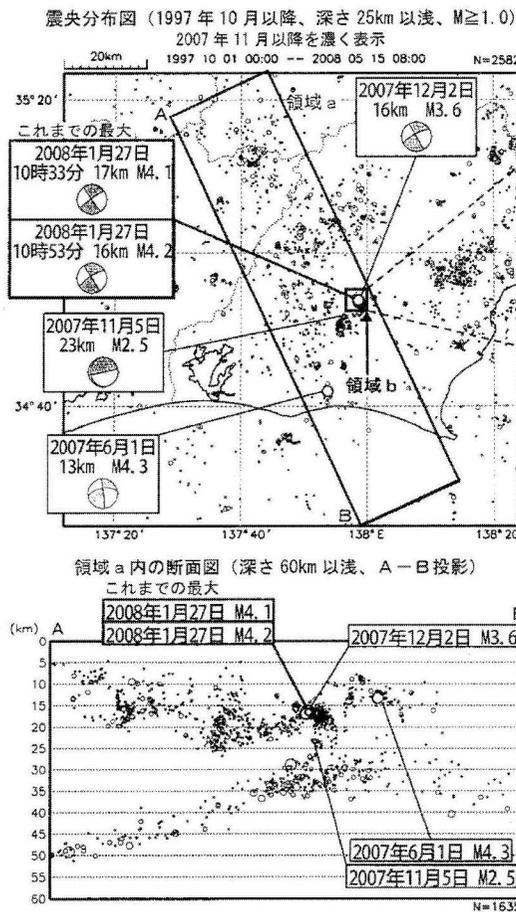


図 10 2008年5月8日の茨城沖地震の周辺の小繰り返し地震活動域（グループ a～h）における準静的積算すべりの時間変化。（c）の最近1年間の積算すべりでは、グループ c と f に2008年2月頃から準静的すべりがみられる。[177回：東北大資料]



静岡県西部の地震活動

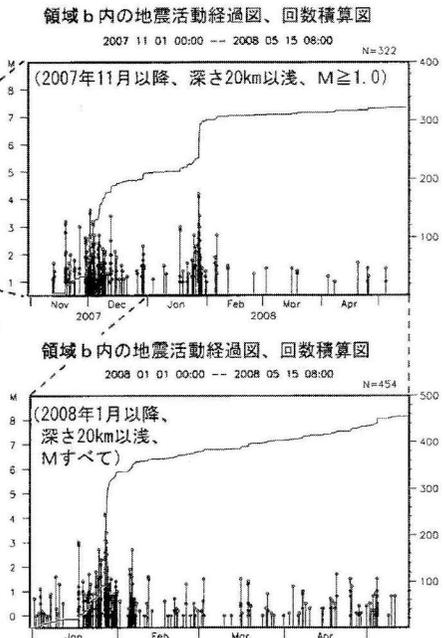


図 11 静岡県西部の地殻内の狭い領域で2007年11月12日頃から始まった地震活動。最大の地震は2008年1月27日10時33分のM4.1と10時53分のM4.2。[177回：気象庁資料]

2007年11月—2008年1月静岡県西部の地震活動

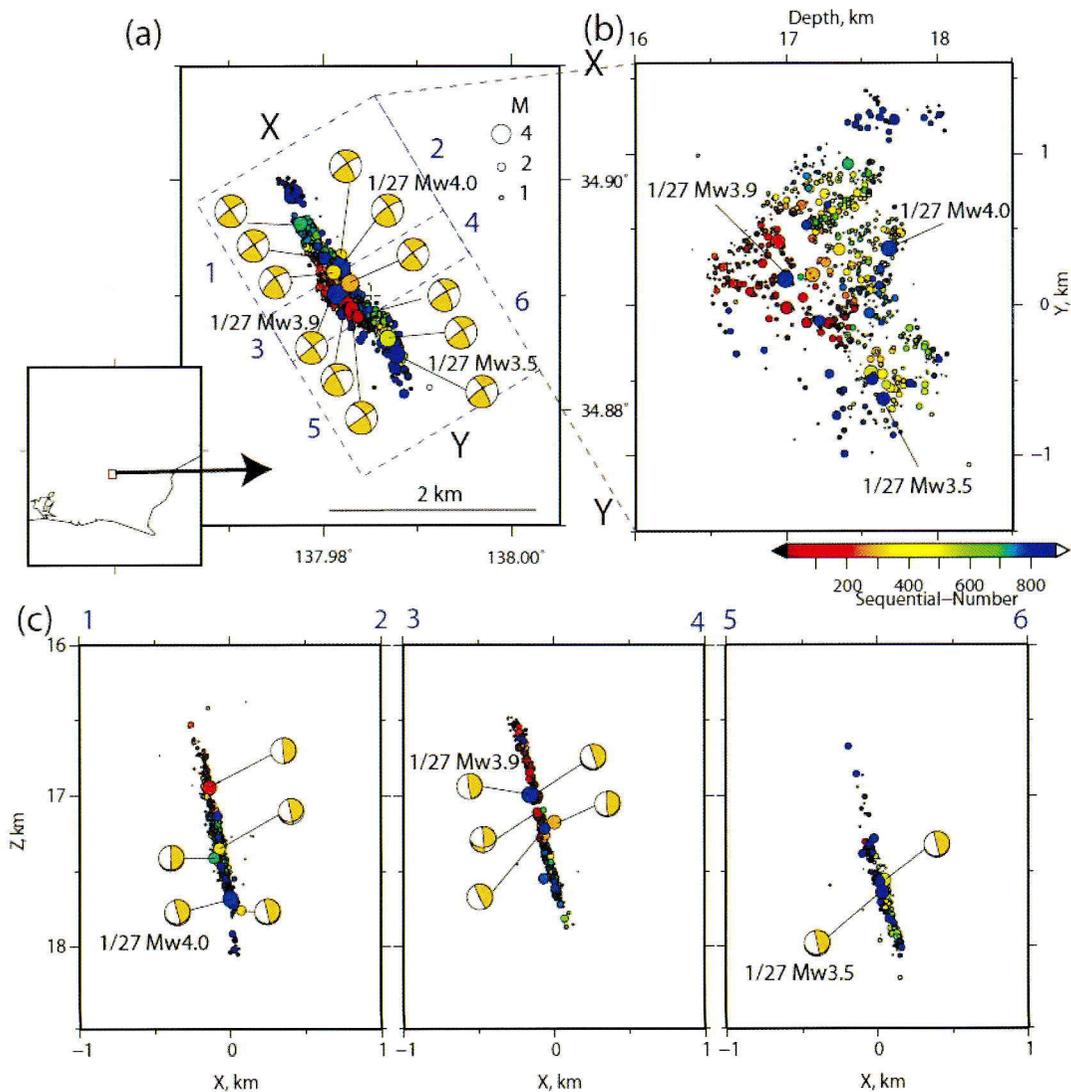


図 12 2007年11月～2008年1月の静岡県西部の地震活動について、DD法で震源再決定し地震の震央分布と、断層面に平行および直交する断面の震源分布。震源の色は時間経過を示す。モーメントテンソル解によるメカニズムも示す。震源は極めて幅の狭い断層に集中し、時間的に北西と南東方向に拡大した。[176回：防災科研資料]

7. その他

2008年5月12日、6時28分(現地時間14時28分)、中国の四川省でM7.9の地震が発生した。第177回連絡会では、この地震に関して10数編の資料が提出され討議された。Global CMT解による発震機構は、地殻内の西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型である(図16:気象庁)。余震は、龍門山断層帯(Longmen Shan Fault Zone)に沿って分布し、龍門山断層帯が動いた可

能性が高いが、第四紀の断層帯の変動は小さい(図17:東京大学)。断層の長さは250~300km程度が推定され、地震波形のインバージョンによる震源過程の解析結果は、地震断層の南西部、および北東部に大きなすべり域を持つモデルが共通して推定される(名大、産総研;図18:海洋機構)。また南西部と北東部で断層運動の様式が異なり(南側は逆断層、北側は横ずれ)、断層が二つに分かれている可能性が指摘された。

この地震についてHi-netで観測された波形データのバックプロジェクション解析から、南西側から開始した

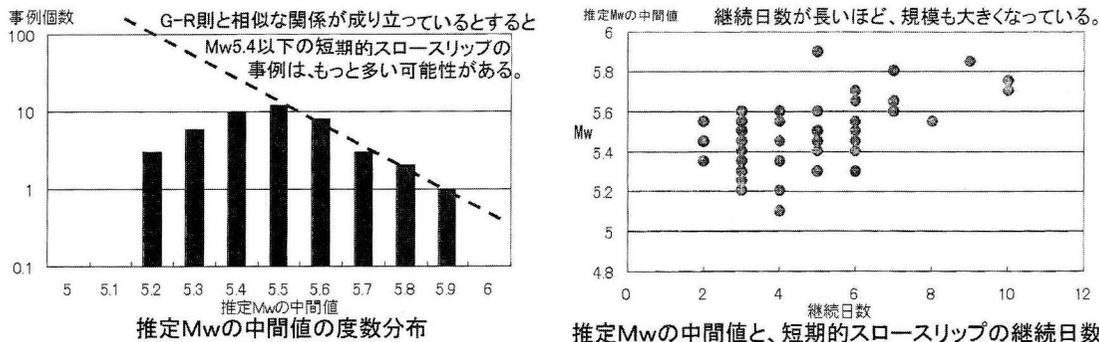
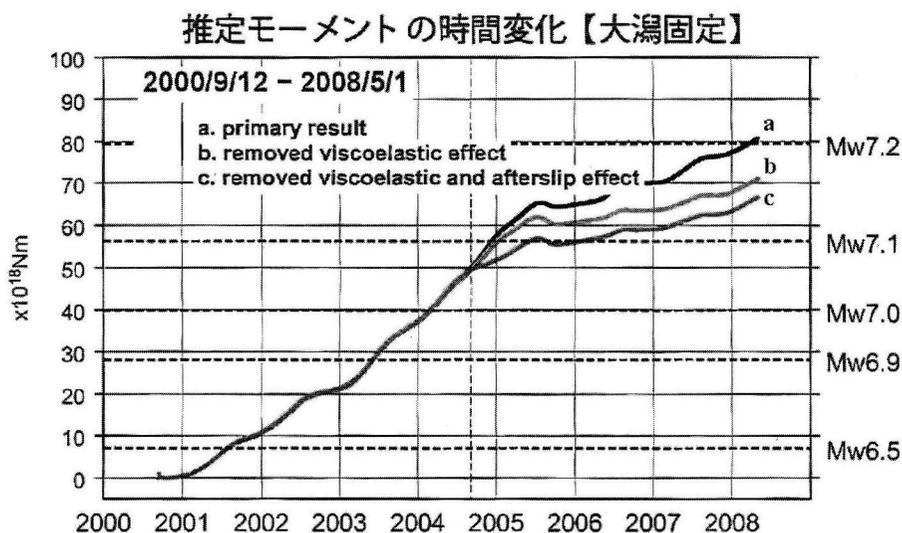


図 13 新たな基準に基づいて見直した東海地域の短期的スロースリップの規模 Mw について、その度数分布、および短期的スロースリップの継続日数と Mw の関係。 [176 回：気象庁資料]



累積の推定すべり分布【大潟固定】2006年1月以降 余効すべり除去後】

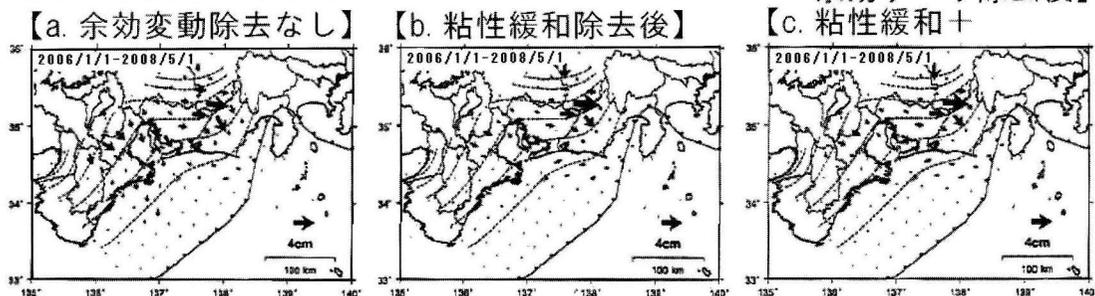


図 14 東海地域のスロースリップについて、2004 年の紀伊半島南東沖地震による余効変動の影響を検討し、粘性緩和と余効すべりの要因に分けて除去して求めたモーメントの時間変化とすべり分布。 [177 回：地理院資料]

破壊は平均 3 km/秒で北東に伝播し、約 60 秒前後で最も顕著に地震波を放出している（京大防災研）。合成開口レーダ（SAR）の画像解析から、地震前後の地形変化、斜面崩壊等が捉えられた（北大，地理院）。四国西部の

Hi-net 観測点で、レイリー波の到達時に微動が観測され、体積歪変化や流体の関与による微動の励起と考えられる（京大防災研）。インド・ヒマラヤ衝突帯では最近 20 年間、今回の地震も含め活発化傾向にある（防災科

研). 茂木前会長より, 2004年スマトラ沖地震の影響を含め, 広域の地震活動を一体として注視する必要があるとのコメントがあった.

8. トピックス

8-1. 地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性

第176回連絡会では, トピックスとして「地震破壊の始まりの検知とその後の予測可能性」(世話人: 桑原保人委員)が取り上げられた. スロースリップや前駆すべりの発展段階から破壊の始まりのフェーズ検出, 一旦動き出した断層運動のその後の大きさの予測まで, 幅広い視点から3名の専門家の発表と総合討論があった.

「地震の大きさの予測可能性と緊急地震速報」(気象庁: 上垣内 修)では, 気象庁の緊急地震速報の開発と問題点, 今後の取り組みが紹介された(緊急地震速報については, 本誌43号の齊藤誠氏の解説に詳しい). 重要な点は, 破壊が始まった時点で地震はその最終規模を知っているか否か, その最終規模推定のアルゴリズムをどう設定するかであるが, 現在は破壊の成長過程を実時間で追跡する手法が取られている. 破壊初期の波形データによる初動付近の卓越周期とM及び断層の広がりとの関係, 単独観測点の波形エンベロープの解析, 地震動の距離減衰と各地の震度の関係に関する解析の現状, また, 強震計の高密度化や震度マグニチュード, 観測点補正値の導入の課題についても述べられた.

「地震の初期破壊フェーズに関する観測研究のレビュー」(京大防災研: 飯尾能久)では, 上記の初期破壊から最終的な地震の規模を予測できるかについて, これまでの多数の初期フェーズ観測事例と解釈, 及び適用モデルについて, 客観的な検討が加えられた. 観測されている初期破壊フェーズの多くは震源核形成過程を反映せず, 主破壊の前の前駆的破壊過程を反映していること, 前駆的な破壊過程は主破壊よりも強度の小さな部分で始まり, 低応力降下量で特徴づけられると考えられること, 微小地震の震源核は通常の観測にかかるほど大きくないこと, が現在の結論としてまとめられた.

「地震・非地震性すべりの加速過程」(東大震研: 加藤尚之)は, 地震波を発生する前の段階の断層面の挙動に関する解説である. 摩擦構成則に基づくモデル断層面上に, 摩擦パラメータのすべり速度弱化域を配置し, その大きさや空間分布による地震の前駆的すべりとエピソード的な非地震性すべりとの相違, 震源核の形成過程等を数値シミュレーションした. 速度弱化域の大きさが異なっても, 地震の前駆すべりと非地震性すべりの時間変化が似ていて, 両者の区別が困難な場合があること, 大きな地震は特徴的すべり量(L)が大きい所から始ま

る傾向があること, しかし地震が連鎖反応的に破壊拡大する場合, 前駆的すべりは必ずしも大きくなく, 最終的な地震の規模と関係しないこと, 摩擦パラメータの不均一性で多様なパターンが形成されること等が示された.

8-2. 地震活動の時間変化と大地震との関係

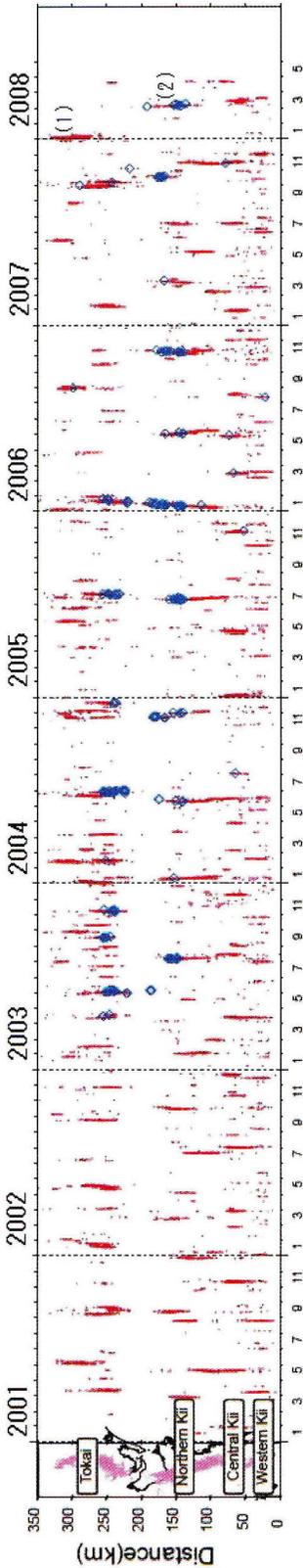
第177回連絡会では, トピックスとして「地震活動の時間変化と大地震との関係」(世話人: 尾形良彦委員)が取り上げられ, 大地震と直接関係するまたは間接的影響を持つ様々な時空間的スケールの地震活動の特徴, 切迫度の問題等について4名の専門家の発表と総合討論があった.

「大地震の長期的影響の可能性」(東大震研: 島崎邦彦)では, 数百年のスケールでみた日本列島の大地震の分布と各種地殻変動データとの比較から, 現在の変動が長記憶性を持つ可能性が報告された. GPSデータに基づく地震発生確率の空間分布と歴史地震の発生分布を比較して, 尤度が最大となる調整変数を求めた. その結果GPSから求めた地震発生確率モデルは1729-1914年の地震発生分布と良く合うこと, GPS以外のデータに基づく発生確率分布モデルでは, 微小地震活動を空間平滑化した確率モデルが1801-1925年の大地震の分布と良く一致することが示された. このことから, 最近の地殻変動は過去の大地震後のマントルまたは下部地殻の流動変形の誘発を受けている可能性のあることが述べられた(図19: 東大震研).

「東海地域におけるアスぺリティとその周辺の挙動について」(防災科研: 松村正三)では, 東海のアスぺリティ周辺のモニターのため, 1) 想定震源域に複数個のアスぺリティが存在すること, 2) 2000年からの長期的スロースリップに同調してアスぺリティ周辺の固着強度の弱い所で準静的すべりが進行したこと, の2点を仮定している. さらに, 推定アスぺリティの外側に準静的すべりがあると, 周辺の発震機構が変化するとして, 発震機構解を分類し長期的スロースリップの発生以前と以後の発震機構の変化を調べた. その結果, スロースリップの進行と調和する発震機構解の転換がアスぺリティ周辺にみられ, モデルから期待される応力場変化を支持する結果が得られた.

「2006年千島列島沖地震の余震活動の時空間変化とストレス変化」(統数研: 尾形良彦, 産総研: 遠田晋次)は, 2006年11月15日に発生したプレート境界低角逆断層大地震(Mw 8.3)と, 翌2007年1月13日の海溝外側アウターライズの太平洋プレートで発生した正断層大地震(Mw 8.1)のめずらしい活動に着目して, ふたつの大地震間の余震活動の相補的变化をクーロン破壊ストレス変化によって定量的に説明している. 最初の2006年の地震による余震は, 北西部の本震断層周辺の余震(逆断層型)と, 本震でトリガーされた南西部の海溝軸外側(正

東海・紀伊半島地域における2001年からの深部低周波微動（点）及び深部低周波地震（菱形）



四国における2001年からの深部低周波微動（点）及び深部低周波地震（菱形）

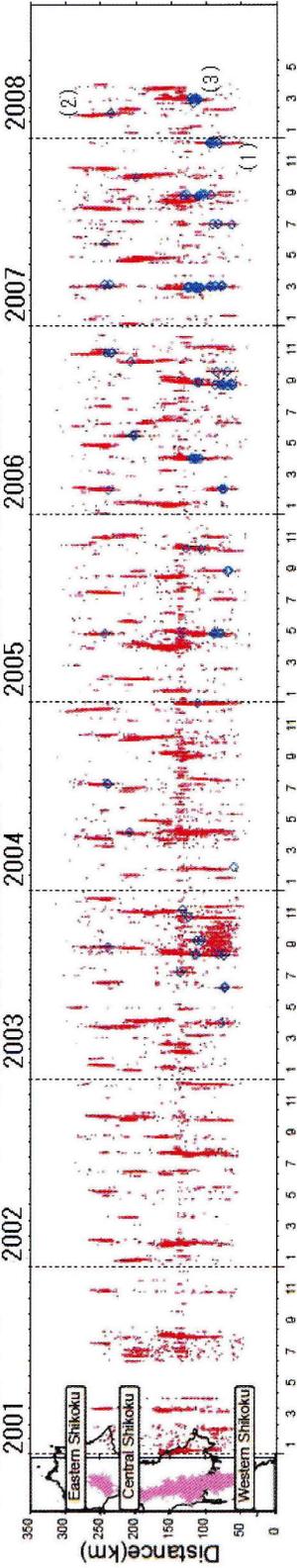


図 15 東海と紀伊半島地域（上）、および四国（下）における深部低周波微動と深部低周波地震の時空間分布。2007年11月～2008年4月の期間に発生した主な深部低周波微動と短期的スロースリップは、東海と紀伊半島地域では上図の(1)と(2)、四国では下図の(1)～(3)である。[178回：防災科研究資料に加筆合成]

中国四川省の地震 被害を伴った地震の震央分布図
(1970年1月以降、本震まで描画、 $M \geq 6.0$ 、深さ $0 \sim 100\text{km}$)

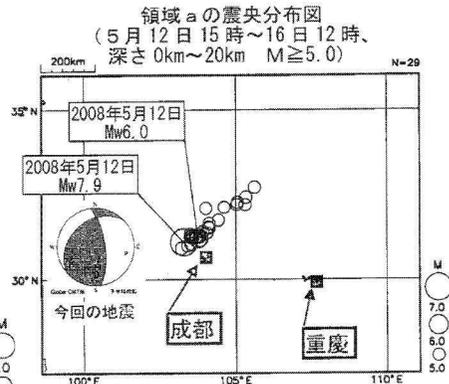
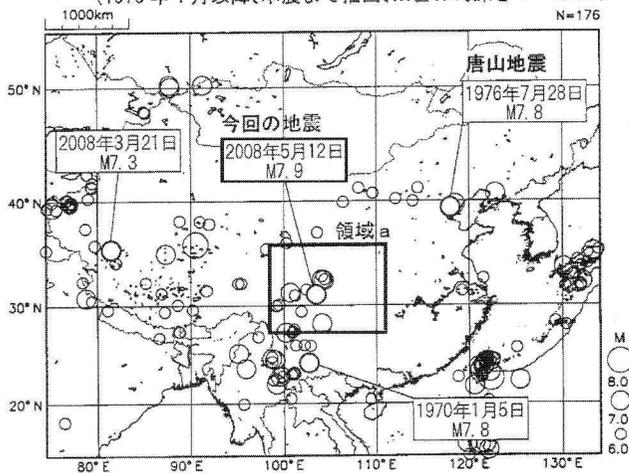


図 16 2008年5月12日の中国の四川省の地震 $M7.9$ と周辺の主な地震、及び本震の発震機構解 (Global CMT 解) と余震の分布 (宇津の「世界の被害地震の表」と USGS による)。[177 回: 気象庁]

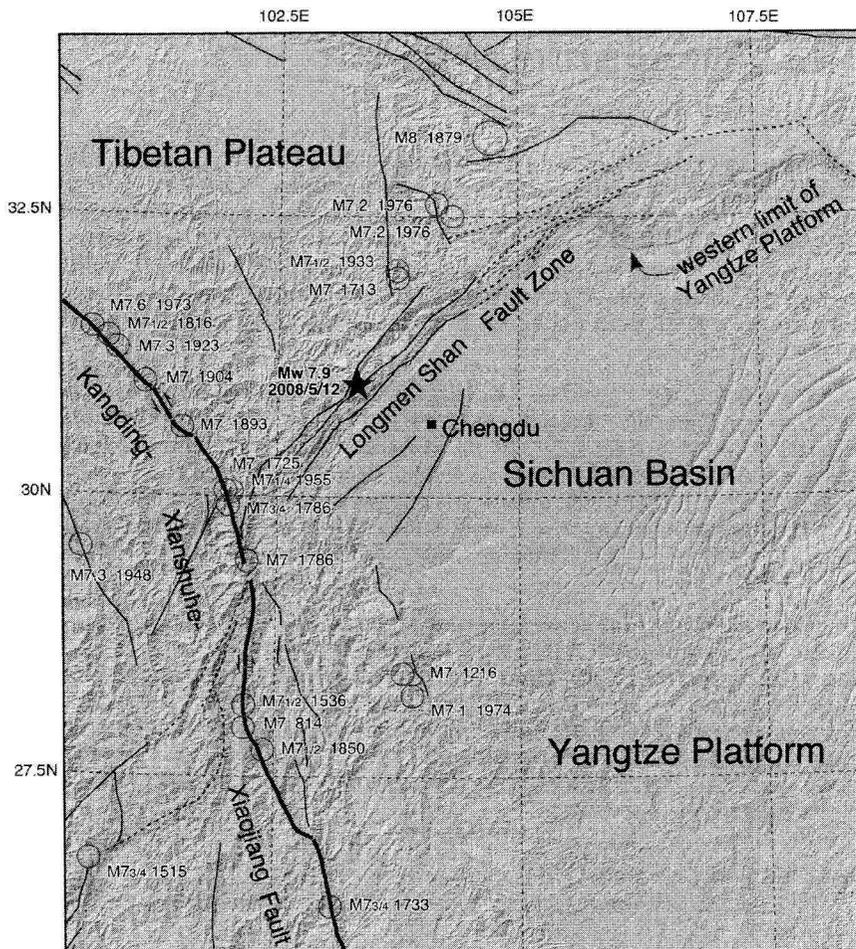


図 17 2008年5月12日の中国四川省の地震の周辺の地形・活断層と主な歴史地震。[177 回: 東大]

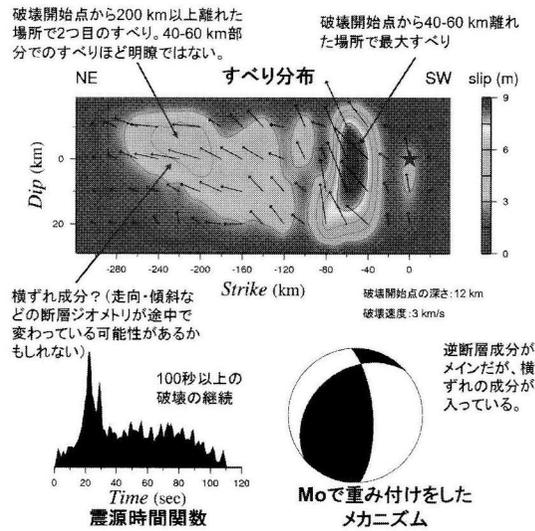
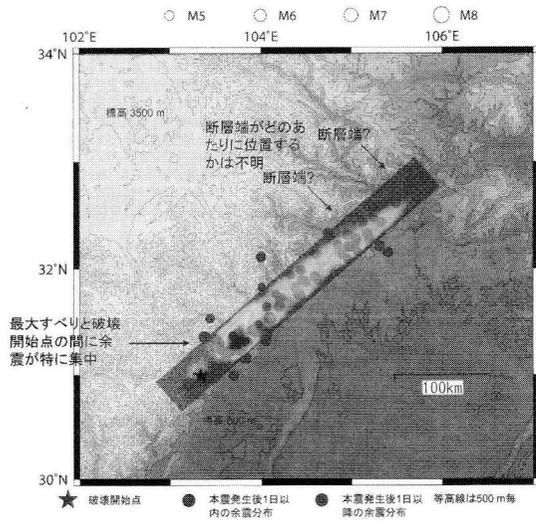


図 18 地震波形のインバージョンによる震源過程の解析結果。(左) 地形及び余震分布とすべり分布の位置関係、(右) 断層面のすべり分布と震源時間関数及びメカニズム。地震モーメント $M_0=1.2 \times 10^{21}$ Nm, M_w 8.0, 最大すべり量 9.3 m が推定された。[177 回: 海洋機構資料]

大地震の長期的影響の可能性

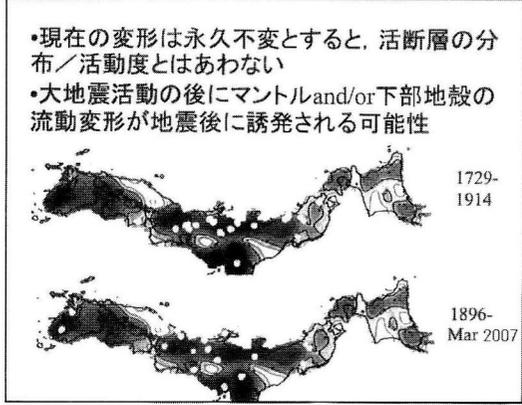


図 19 大地震の長期的影響の可能性について、GPS データに基づく地震発生確率の空間分布と歴史地震の発生分布を比べると、1729-1914 年の地震発生分布と良く合う。[177 回: 東大震研資料]

断層型) の広義の余震の 2 つの群に分かれ、海溝軸外側の余震の方が活発であったが本震後 20 日頃から静穏化し、一方本震付近の狭義の余震は相補的に活発化した。これは、2006 年の本震で海溝外側のアウターライズの応力が増加して広義の余震が増えたが、その後アスペリティ周辺の非地震性すべりが誘発されて、そのストレス変化が海溝軸外側の余震を抑制、本震付近の狭義の余震を促進したというモデルで定量的に説明される。

「準静的滑りと地震性すべりの相互作用: 地震発生の切迫度評価に向けて」(東北大: 松澤 暢) では、陸域か

ら遠く離れた太平洋岸沖合のプレート境界付近の小地震の繰り返しの解析から、準静的滑り量の時空間分布と大地震前の過程を明らかにしようとするものである。2003 年十勝沖地震のモーメント解放量と余効すべり分布、および小繰り返し地震によるすべりレート分布の関係が紹介された。三陸沖では 1989 年群発地震の移動と最大地震の前の付近の準静的すべりの加速が明らかにされている。また釜石沖の固有地震の再来間隔のばらつきの原因として、アスペリティ周辺の準静的すべりのゆらぎが考えられる。2008 年 5 月の茨城沖地震の前にも小繰り返し地震の活発化がみられた。これらのことから、地震の切迫度について、長期的には繰り返し間隔の「満期度」を評価する、短期的には満期度と周囲の擾乱の大きさを見積もる、これらを総合して評価が可能ではないかとの報告がなされた。

野口伸一

[のぐち しんいち]

現職 (独)防災科学技術研究所総括主任
研究員
理学博士



略歴 北海道大学大学院理学研究科博士
後期課程修了、科学技術庁国立防災科学技術センター研究員、(独)防災科学技術研究所海溝型地震研究室長を経て現職。

研究分野 サイモテクトニクス、地震活動のフラクタル性など

■ 書 評 ■

● 地震予知の魅力と視線

佃 為成 著

地震予知の最新科学

評者 川崎一郎

「地震予知の最新科学」に目を通して、私は東大の地球物理の学生時代（1960年代後半）を思い出した。佃氏は、「観察される事実に着目し、順を追って積み上げていく」タイプで、同級生の中で信頼され、頼りにされていた。その後、共に大学院に進学し、地震学研究者への道を歩んだ。佃氏は、旧帝大の院生にありがちな「世界の最前線はどうかの」という意識ではなく、常に、「観測事実を一つ一つ積み上げていく。結果が最前線の成果になるならよし、そうでなくてもよし、やるだけのことはやる。」という研究態度であった。

「地震予知の最新科学」は大きく2部に分けられる。「序章から第4章までの地震に関する基本的な事柄を丁寧に説明して行く前半」と、「第5章と第6章の地震の前兆現象の後半」である。前半は、まさに、誠実で地道な佃氏のパーソナリティが滲み出ている。ここにこそ、私は大きな魅力を感じる。

佃氏が地震予知研究者の多数と異なるのは、本の後半の核心である「ラドンの変化、地下水の水位・温度・電気伝導の変化、大気中ラドンの変化、地電流の変化、電磁波伝搬異常、発光現象、動物異常などの異常現象の観測事例」に「熱い視線を注いでいる」か、そうでないかの違いであろう。と言っても、佃氏は、「これらの現象から予知が出来る」と先走っているのではなく、「将来の研究発展の種として大事にすべきである」と控えめに、しかし確固としておのれの信念を表明しているのだと言うことができよう。

私自身、電磁波伝搬異常、発光現象、動物異常などの最近の研究の成果に通じていないので不適切な批判かもしれない、現時点では、これらは科学としては成り立っていないように見受けられる。最近に観測事例は増えたが、基本的な事情は変わっていない。しかし、そのこと自体は取り立てて批判されることではない。通常の地震学の研究においても、地震現象理解は大幅に進歩したが、地震予知（少なくとも短期予知）に迫ろうとすると、

基本的なことは相変わらずよく分かっていない事実に直面する。一例を挙げると、「2003年十勝沖地震の時、なぜプレスリップが観測されなかった（観測限界以下だった）のか？」を地震学は理解していない。従って、問題は、それぞれの研究者がどのような研究の発展の見通しを持っているかだと言えよう。

そういう意味で、私がしばし考えたのは、例えば、第5章の134頁から140頁の地下水の話である。地下水には、地表から地下にしみこみ、地表に還流してくる還流水と、下部地殻やマントルから上昇してくる超深部水の2種類がある。超深部水である有馬温泉の温泉水は100度近く、北アルプス焼岳山頂から吹き出る熱水は150度を越える。従って、単純に考えると、30度前後の温度という単純な事実だけから、ここで示されている井戸水の水温変化は、「地表極浅部の変化によるものか、地下数kmの変化についての情報量は有っても微弱」と想定せざるを得ない。

このような隘路を抜け出すには、同位体地球化学の積極的な助力を求めるか、図14の人工衛星による地温上昇のような広域的な情報を手に入れるかであろう。佃氏個人にというより、地震予知研究コミュニティとして、研究がこのような方向へも発展することを期待したい。

本からは、「西に走り、東に走り、観測事実を一つ一つ積み上げていく研究生生活のバトス」が部分的にしか伝わって来ないのもどかしいのだが、その端々を感じることは出来る。それは、「収穫を問う莫かれ。但だ耕耘を問え。」という曾国藩（清末の政治家）の言葉を私に思い出させる。

なお、この本は何年も前から「地震予知の科学」という仮題で企画されていたが、昨春、「地震予知の科学」（日本地震学会地震予知検討委員会編）が先に出てしまったため、他に良い書名も無く、あえて「地震予知の<最新>科学」としたそうである。「地震予知の科学」を出した側としてはお詫びする他はない。

<ソフトバンククリエイティブ、2007年10月、
B6判、235頁、900円>

●新刊紹介

日本原子力学会

**原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全
評価実施基準**

日本原子力学会, 2007年9月, A4判, 636頁, 32,812円
(税込み)

柏崎日報社/越後タイムス社 著

**7・16中越沖地震(B.B. mook) 柏崎・刈羽を直
撃した震度6強の大震災**

ベースボールマガジン社, 2007年9月, A4ナミ判, 82
頁, 1,500円(税込み)

濱島良吉・浅井 隆 著

巨大地震 首都は炎上しているか?

第二海援隊, 2007年10月, B6判, 235頁, 1,470円(税
込み)

寒川 旭 著

地震の日本史 大地は何を語るのか

中央公論社, 2007年11月, 新書判, 268頁, 840円(税
込み)

国分倫任 著

地震を見据えて リスクヘッジ戦略

東京図書出版会, 2007年12月, B6判, 48頁, 1,575円
(税込み)

日本建築学会

長周期地震動と建築物の耐震性

日本建築学会, 2007年12月, B5判, 408頁, 5,250円
(税込み)

ニュートンムック

**連動して発生する巨大地震 ‘その時’ は確実に
やってくる**

ニュートンプレス, 2007年12月, A4変型, 頁, 2,415円
(税込み)

稲毛政信 著

アナタの家は大地震で倒れる

出版文化社, 2007年12月, B6判, 239頁, 1,600円(税
込み)

尾池和夫 著

新版 活動期に入った地震列島

岩波書店, 2007年12月, B6判, 129頁, 1,260円(税込
み)

小林 誠・服部 誠 著

**企業の地震対策Q&A 100 この1冊ですべてが
わかる**

日刊工業新聞社, 2007年12月, A5判, 210頁, 2,520円
(税込み)

和田隆昌 著

大地震から家族を救う方法 緊急地震速報対応

白夜書房, 2008年1月, B6判, 223頁, 530円(税込み)

東京大学地震研究所 監修

地震・津波と火山の事典

丸善, 2008年2月, B5判, 188頁, 6,825円(税込み)

住まいの構造改革推進協会

地震から命を守る家づくり

ダイヤモンド社, 2008年1月, A5判, 182頁, 1,575円
(税込み)

吉川弘道 著

**鉄筋コンクリート建造物の耐震設計と地震リス
ク解析**

丸善, 2008年2月, B5判, 240頁, 4,095円(税込み)

樋口次之 著

**市民の地震対策は安全な家に住むこと(近代消
防新書)**

近代消防社, 2008年1月, B40判, 207頁, 945円(税込
み)

岐阜県活断層研究会 編著

ひだ・みの活断層を訪ねて

岐阜新聞社, 2008年2月, A4判, 201頁, 1,890円(税
込み)

ADEP情報

財団法人 地震予知総合研究振興会 (ADEP) の人事異動について

採用

阿部信太郎	本部地震防災調査研究部主任研究員	20. 4. 1
古村美津子	地震調査研究センター解析部主任研究員	20. 4. 1
松村 稔	研究業務支持機構主任研究員	20. 4. 1

退職

松村 恵司	研究業務支持機構主任研究員	20. 1. 31
桑原 敦次	本部地震防災調査研究部参事	20. 3. 31
南雲 秀樹	本部地震防災調査研究部副主任研究員	20. 3. 31
山本 俊六	研究業務支持機構主任研究員	20. 3. 31
大木 丹	研究業務支持機構主任研究員	20. 3. 31

編集後記

本年6月は福井地震から60年、宮城県沖地震から30年にあたる。ともにマグニチュード7クラスの地震であり、地方都市に大被害をもたらした点で共通している。

死者約3,800人を数えた福井地震は戦後間もなくの発生であって、戦災で焼けビルとなったデパートの倒壊は衝撃的な写真を残したものの、地震像そのものとはつまびらかでない。その当時調査に従事した研究者の殆どは故人となり、本号の編集に当たって、執筆者を捜すのに苦労した程である。たまたま日本大学の吉井先生が福井地震を含めて過去の大地震の記録を、研究グループの中心となってまとめた経験があるとのこと、執筆をお願いすることとなった。

これに対して宮城県沖地震に関しては東北大学が多くの研究業績を擁している。この地震は仙台市の宅地造成地に被害が集中したことで知られ、死者約30名の半数近くがブロック塀の倒壊で亡くなっている。本誌では地震現象の面と被害の面に分け、それぞれの執筆を東北大学の海野先生と源栄先生をお願いした。

編集者は過日東京都郊外の某市を

訪ねた。40年程前に山林を切り開いて立てられた住宅地に行ってみると、4~5m幅の道路の両側には背の高さ程のブロック塀が延々と連なっている。しかも強固な鉄筋が入っているとは到底思えない。直下に発生する地震でなくとも、首都圏のどこかで被害地震が発生するならば、ブロック塀は倒壊しないとも限らない。住民の高齢化が進んでいる地域であるので、余計に人的被害が懸念される。そこでは宮城県沖地震の体験や警告が少しも活かされていない。

市では毎年防災訓練が繰り返され、ときには防災セミナーも開催されると聞く。おそらくブロック塀倒壊の危険性も指摘されたことであろう。しかし住民には塀の改築工事をする資金的余裕がない。たとえ一軒だけが工事を行ったとしても、路地全体が工事をしなければ危険性は完全には消え去らない。自宅は火事を出さなくても、隣家が出せば類焼する。つまり災害軽減のためには、地域ぐるみの対策が必要で、そのためには行政の関与なしには実現されないことが多い。

「うちの市では、公共施設はもと

より一般住宅にも耐震診断が進み、必要ならば補強が行われています」と市の防災担当は言う。しかし事実は造成地の上に多くの建物が立っている。軟弱地盤の上の建物にいくら耐震診断を施しても始まらない。地盤の診断補強の方が先決であろう。要は個々のパーツだけではなく、全体の系として災害対策が実行されない限り効果はない。過去の地震の教訓を活かすことの大切さを今更ながら実感した一日であった。(Y.H.)

地震ジャーナル 第45号

平成20年6月20日 発行

発行所 ☎101-0064
東京都千代田区猿樂町1-5-18
☎ 03-3295-1966

財団法人

地震予知総合研究振興会

発行人 高木章雄

編集人 萩原幸男

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/ (財)学会誌刊行センター