

1. 地震および地震動

2008 年 6 月 14 日午前 8 時 43 分頃、岩手県内陸南部を震源とする地震が発生した。この地震による被害が甚大であったため、気象庁は「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」と命名し、また英語名称を「The Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008」とした¹⁾。

地震直後にはこの地震のマグニチュードは 7.0（速報値）として発表されたが、その後数時間後には暫定値として 7.2 となり、地震火山月報では 7.2 とされている²⁾。深さは、地震直後は約 10km とされていたが、暫定値は 8km となり、地震火山月報でもこの値である。震央は、北緯 39° 01.7'、東経 140° 52.8' とされている。

この地震による最大震度は岩手県奥州市と宮城県栗原市における震度 6 強である。また、北海道から関東・中部地方にかけて有感となり、日本全国を覆う強震観測網である K-NET や KiK-net では良好な記録が得られた。特に、震源直上とも言える KiK-net 一関西観測点（IWTH025）で 3 成分合成最大加速度が 4000cm/s² を超える記録が得られたことは様々な意味で特筆すべきことであろう。これ以外にも最大加速度が 1000cm/s² を超えた観測点が 2 点あった。

また気象庁は、この地震に対して、震度 5 弱以上を予測したときに発表する緊急地震速報（警報）を岩手県一関市舞川観測点における最初の地震波の検知から 4.5 秒後に発表した。この緊急地震速報（警報）は、震度 6 強を観測した岩手県奥州市では主要動の到達後の発表となったが、同じく震度 6 強を観測した宮城県栗原市及び震度 6 弱を観測した宮城県大崎市では主要動の到達とほぼ同時刻の発表となり、場所により最大で数秒程度の猶予時間があったと考えられる。

1.1 地震

気象庁²⁾による本震及び余震の状況を以下に述べる。2008 年 6 月 14 日 08 時 43 分に、岩手県内陸南部の深さ 8km、北緯 39 度 01.7 分、東経 140 度 52.8 分で M7.2（最大震度 6 強）の地震が発生した。地震活動は本震一余震型で推移している。本震の規模が同程度であった「1995 年（平成 7 年）兵庫県南部地震」（M7.3）に比べて、余震活動は活発である。余震は北北東一南南西方向の長さ約 45km に広がっており、本震は余震域の中央付近で発生している。これまでの最大余震は、本震の 37 分後の 09 時 20 分に発生した M5.7（最大震度 5 弱）の地震である。

本震の発震機構は西北西一東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。図一.1.1.1 に気象庁による余震分布を示す。余震域を 3 つに分けた領域毎の断面図では、余震は概ね西北西に傾き下がる面に沿うように分布しており、発震機構解の 2 枚の節面のうちの 1 枚の走向や傾斜と調和的である。

過去の地震活動に関して以下に述べる（図一.1.1.2）。1885 年以降の活動を見ると、今回の地震の震央周辺では M6 を超える地震が時々発生していたが、M7 以上の地震は 1914 年 3 月 15 日に発生した M7.1 の地震（秋田仙北地震：死者 94 人、負傷者 324 人など）以来約 94 年間発生していな

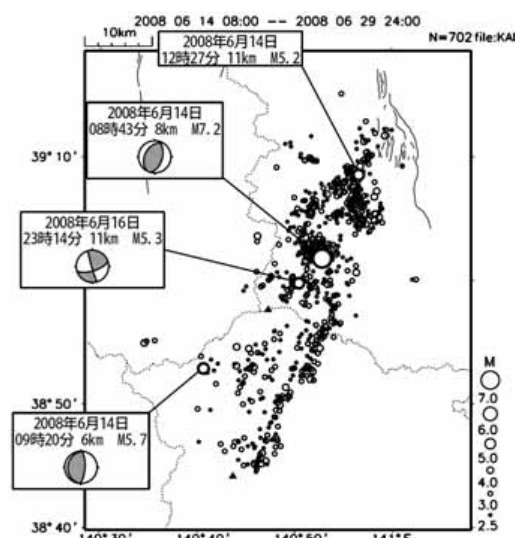
かった。なお、この領域では、1894 年 10 月 22 日の庄内地震（M7.0）から 1914 年 3 月 15 日の秋田仙北地震にかけての約 20 年間に M7 以上の地震が 4 回発生するなど地震活動の活発な時期があった。

気象庁は、この地震に対して、震度 5 弱以上を予測したときに発表する緊急地震速報（警報）を岩手県一関市舞川観測点における最初の地震波の検知から 4.5 秒後に発表した。その内容は、「岩手県内陸南部、岩手県内陸北部、岩手県沿岸南部、岩手県沿岸北部、宮城県北部、宮城県中部、山形県最上、秋田県沿岸南部、秋田県内陸南部で強い揺れに警戒が必要」というものであった。この緊急地震速報（警報）は、震度 6 強を観測した岩手県奥州市では主要動の到達後の発表となったが、同じく震度 6 強を観測した宮城県栗原市及び震度 6 弱を観測した宮城県大崎市では主要動の到達とほぼ同時刻の発表となり、場所により最大で数秒程度の猶予時間があったと考えられる。また、震度 5 弱を観測した宮城県仙台市では約 15 秒の猶予時間があった。

この地震に関する震源過程は各種機関が解析を行ってその結果をホームページなどに公開している^{3)~8)}。（独）防災科学技術研究所による強震ネットや基盤強震ネットによる近地実体波を用いた震源過程の解析や、多くの機関による遠地実体波を用いた震源過程の解析結果が報告されている。表一.1.1 に各種機関による震源過程の解析結果をまとめたものを示す。いずれの結果も得られた地震モーメントは約 2×10^{19} Nm 程度であり、モーメントマグニチュードに換算すると 6.7 から 6.9 に相当する。すべりの大きな地域はいずれの解析も震源より南西部に存在する結果となっている。最大すべり量は近地解析で 5m 強、遠地解析で 2m 強のように差があるように見受けられる。これは解析に使用する周波数帯により解像度に差異が生じていると考えられる。

図一.1.1.3 に（独）防災科学技術研究所による断層面上のすべり分布を示す。断層面全体での地震モーメントは 2.83×10^{19} Nm (Mw = 6.9) である。破壊は、主として破壊開始点の南側の浅い方に進展し、破壊開始点の南約 8km の領域で最大すべり量 5.7 m が推定された。図一.1.1.4 に（独）防災科学技術研究所のすべり分布の地表投影を示す。

遠地実体波解析の例として、図一.1.1.5 に東京大学地震研

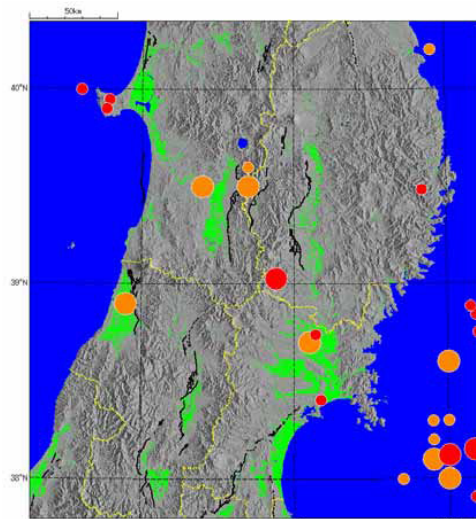


図一.1.1.1 気象庁による余震分布

研究所強震動グループによる断層面上でのすべり分布を示す。震源から浅部に向かって大きなすべりが得られている。断層面 44km×24km の大きさとしたが、大きなすべりは 25km×16km 程度の範囲に見られる。震源継続時間は 10～15 秒である。図－1.1.6 に地表面に投影したすべり分布を示す。南部に破壊が伝播した様子が見られる。他の機関による遠地実体波解析の結果もほぼ同様である。

図－1.1.7 は震央位置と政府地震調査研究推進本部が調査対象としていた活断層の位置とを示したものである⁹⁾。この地震の震央付近には、活断層が記されておらず調査対象とする活断層は認識されていなかった。しかしながら、地震後に地表変状が現れたことが報告されている。地震調査研究推進本部地震調査委員会は、活断層との関係を次のように評価しており¹⁰⁾、既存の活断層が活動したと考えるのが妥当のようである。

- これまでの時点で、変状は北北東－南南西方向に約 20km にわたって点在していることが確認されている。このうち、少なくとも約 8km にわたっては、最大 50cm 程度の上下方向のずれを伴う北西側隆起の地表変状が、断続的に分布していることが確認された。これらの場所は地質図に示されている地質境界としての断層に沿っている。
- 1976 年に撮影された空中写真について、地震後に詳



図－1.1.2 過去の地震活動（気象庁による）。赤丸は 1923 年から現在までの震央

細な判読が行われた結果、地表変状が確認された場所に沿って、約 4km にわたり活断層によると考えられる地形が断続的に認められた。この地形に一致して地表変状が現れた地点で実施したトレンチ調査により、過去の活動の痕跡が認められた。今回の地震は、この活断層に関係したと考えられる。

表－1.1.1 各種機関における岩手・宮城内陸地震の震源過程解析結果一覧

機関	著者	遠地 or 近地	震源位置	走向	傾斜	大きさ	解析に用いた波形データ	地震モーメント	最大すべりなど	URL もしくは参考文献
(独)防災科学技術研究所	鈴木 亘・青井 真・関口 春子	近地	北緯 39.0269 度, 東経 140.8779 度, 深さ 6.5km	209 度	40 度	長さ 40km, 幅 18km	防災科 研 K-NET およ び KiK-net の 14 観測点	2.83×10^{19} Nm (Mw: 6.9)	破壊開始点の南約 8km の領域で最大すべり量 5.7 m	http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/Iwatemiyaigai_nairiku_080614/inversion/
(独)産業技術総合研究所活断層研究センター	堀川晴央	遠地	5km	208 度	50 度	長さ 47.5 km, 幅 20 km	広帯域地震計で収録された記録のうち、P 波部分、22 点	1.4×10^{19} Nm (Mw: 6.7)	最大すべり 2 m 強のすべりを伴うアスベリティは南南西側	http://staff.aist.go.jp/h.hori-kawa/2008Iwate/200806Iwate.html
東京大学地震研究所強震動グループ	引間和人	遠地	気象庁による暫定値（北緯 39.028°, 東経 140.880°, 深さ 8km）	203 度	37 度	44km×24km	IRIS-DMC から収集した遠地実体波記録（P 波上下動 54 点）	2.0×10^{19} Nm (Mw: 6.8)	Dmax=2.5m	http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/iwate/index.html#A
筑波大学	八木 勇治・西村 直樹	遠地	6km	211 度	42 度	40km×15km	FDSN と GSN の地震波形記録	2.1×10^{19} Nm (Mw: 6.8)		http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20080613/
名古屋大学地震火山・防災研究センター	山中佳子	遠地	5km	189 度	24 度	30km x 10km		2.4×10^{19} Nm (Mw: 6.9)	Dmax = 2.6m	http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY9.html
気象庁		遠地	気象庁一元化震源の位置（39.030N140.81E）8km	気象庁 P 波初動解西傾斜の節面	気象庁 P 波初動解西傾斜の節面		IRIS より広帯域地震波形記録を取得し、遠地実体波を利用	2.02×10^{19} Nm (Mw: 6.8)		「平成 20 年(2008 年)岩手・宮城内陸地震」について(第9報)

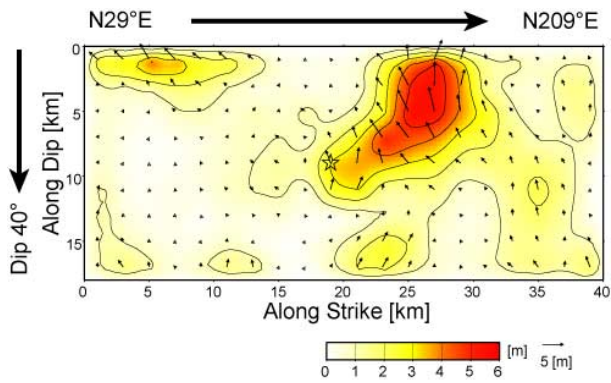


図-1.1.3 (独) 防災科学技術研究所による断層面上のすべり分布図。星印は破壊開始点を示す。すべりのコンターは 1m 間隔で描かれている。

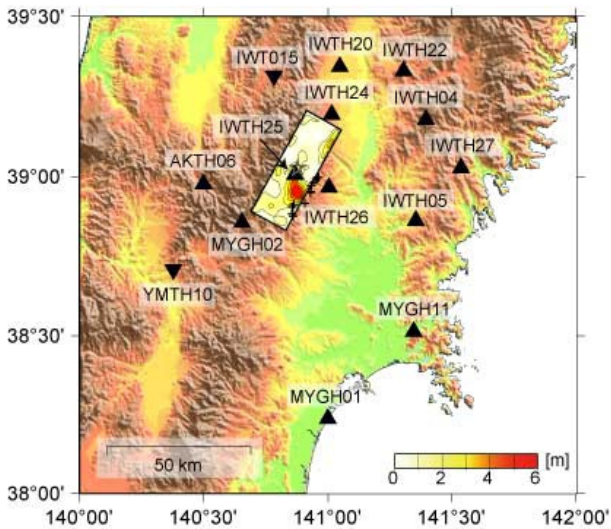


図-1.1.4 (独) 防災科学技術研究所のインバージョン解析によるすべり分布の地表投影。三角はインバージョンに用いた強震観測点，星印は破壊開始点，十字は産総研・活断層研究センターにより報告されている地表変状の位置を示す。

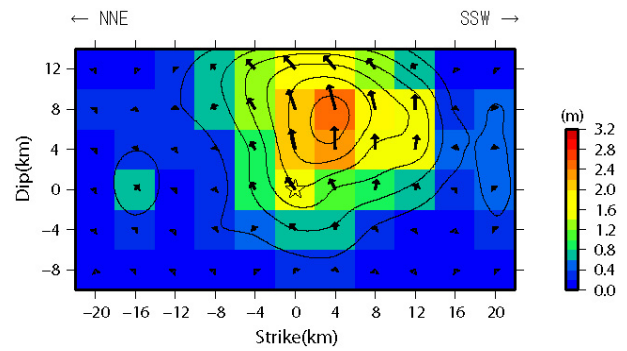


図-1.1.5 東京大学地震研究所強震動グループによる断層面上のすべり分布。

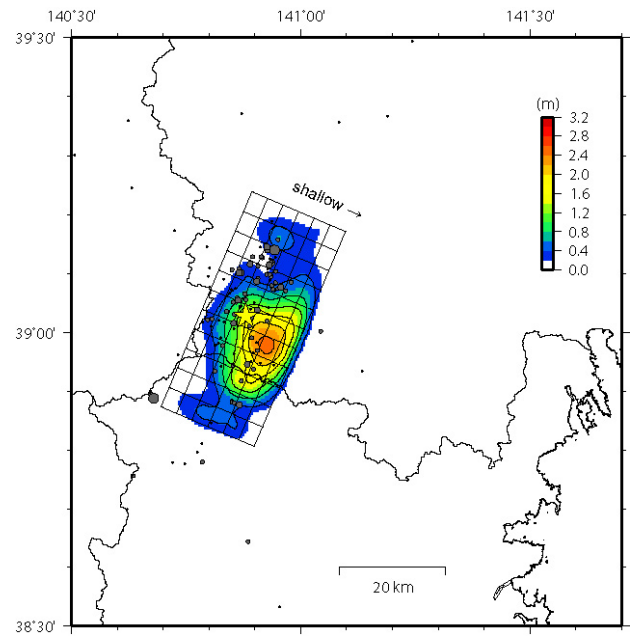


図-1.1.6 東京大学地震研究所強震動グループによる地表に投影したすべり分布（北西傾斜の断層面）。灰色の丸は 6/14 18:00

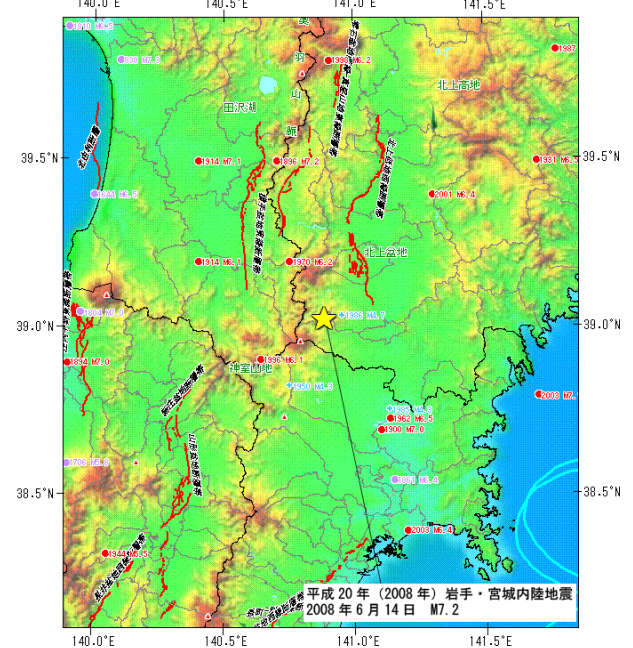


図-1.1.7 政府地震調査研究推進本部が調査対象としていた活断層（赤線）と今回の地震の震央位置

1.2 地震動

1.2.1 はじめに

この地震では、北海道から関東・中部地方にかけて有感であった。また、日本全国を覆う強震観測網である K-NET、KiK-net や気象庁の強震観測網で良好な記録が得られた。

本節では、観測された地震動を紹介する。まず、概要を示し、ついで震源域で得られた強震動の特徴を記す。今回の地震では、最大加速度が 1000cm/s^2 を超えた観測記録が3地点で得られた。また、そのうちの1地点である KiK-net の一関西観測点

(IWITH25) は震源直上に位置している。これらの記録は、震源域の強震動として、今後の耐震設計や地震そのものの理解のために有益なデータになるものと思われる。

本節の後半では、観測された記録についての若干の考察を行うとともに、大加速度の記録と過去に被害をもたらした地震動との比較を行う。

この地震は名前通り、岩手県と宮城県の県境付近で発生したが、秋田県にも近い。さらに、山形県からも遠くない。しかしながら、強震観測点の分布状況から、優先的に紹介すべきと考える地震動記録は岩手県、宮城県内のものが多い。この点を了解して欲しい。

1.2.2 地震動の概要

1.2.2.1 震度分布

この地震による最大震度は岩手県奥州市にある奥州市衣川区観測点と宮城県栗原市にある栗原市一迫観測点における震度6強である。各地域の震度分布図を図-1.3.1 に示すが、北海道から関東・中部地方にかけて有感であった。震央近傍を見ると震度6弱は震央の南に多いことが分かる。空間分布については後述するが、観測点の数を数えてみると、岩手県側では奥州市胆沢区観測点のみであるが、宮城県では震度6弱の観測点は11箇所となる。この傾向は震度5強でも同じであり、岩手県に比べて宮城県の震度が大きかったと言えよう。

宮城県の観測点における震度が大きかった理由として、前節で紹介されていたように、主たる破壊が断層面の南側で起きたこと、および観測点が揺れやすい地点であったことが地震後早い時点から指摘されている。たとえば、内閣府中央防災会議が発表している「表層地盤のゆれやすさ全国マップ」¹¹⁾を見ると、岩手県における震度増分が大きい地域は北上川にそった狭い地域であり、その面積は広くない。一方、宮城県側は迫川にそって上流まで震度増分が大きい地域が広がっている。

震央の西側の位置する秋田県では、震度5強が最高であった。震度5強を観測した観測点は、東成瀬村椿川（計測震度、5.2）、東成瀬村田子内（同、5.2）、湯沢市川連町（同、

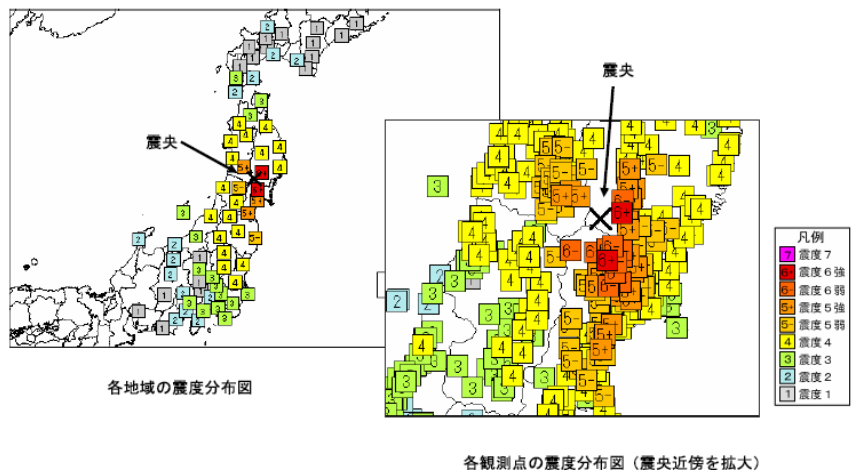


図-1.2.1 震度分布図

5.0) である。東成瀬村は県境に位置し、図-1.2.1 にあるように、これらの震度観測点は震央に近い。そのうちの椿川は K-NET の椿台観測点 (AKT023) であり、詳細は後述するが、地盤は硬質である。図-1.3.1 を見ると、秋田県と岩手県の県境には観測点がなく、地盤条件が良かった為に大きな震度が観測されなかったと考えられる。

また、山形県の北東部も震央に近いが、この地域にも観測点はない。山形県内の最大震度は、最上町向町における震度5弱（計測震度、4.7）である。

1.2.2.2 最大値の距離減衰

K-NET および KiK-net で観測された加速度最大値と断層からの距離の関係を図-1.2.2 に示す。また、加速度記録を積分して求めた速度の最大値と震源からの距離の関係を図-1.2.3 に示す¹²⁾。最大加速度および最大速度の距離減衰の状況はモーメントマグニチュードを 6.8 とすると司・翠川の距離減衰式¹³⁾とよく対応している。

モーメントマグニチュードは 1.1 節で述べたように多くの機関が 6.8 前後と評価しており、その値を用いた経験式と観測結果の対応が良いことは望ましいことであるが、気象庁マグニチュードとの差がやや大きいことは気になる点である。

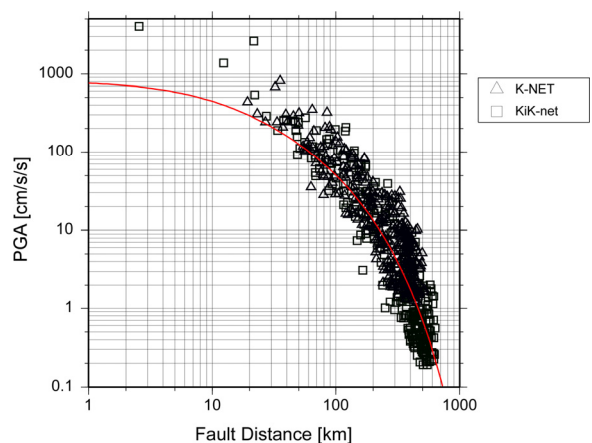
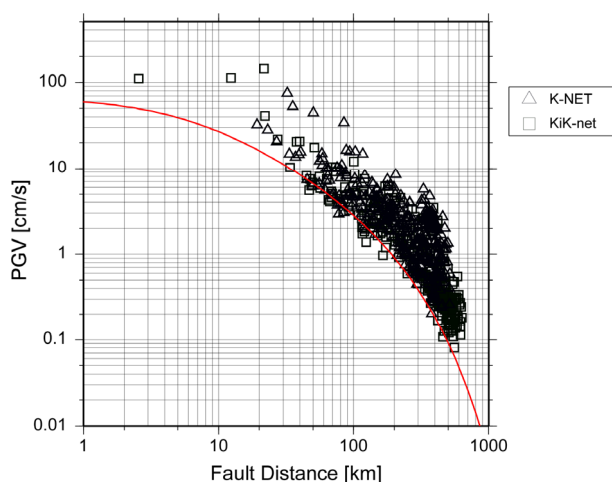


図-1.2.2 最大加速度の距離減衰の様子。赤の実線は司・翠川による距離減衰式。



図－1.2.3 最大速度の距離減衰の様子。赤の実線は司・翠川による距離減衰式。

1.2.2.3 地震動パラメータの空間分布

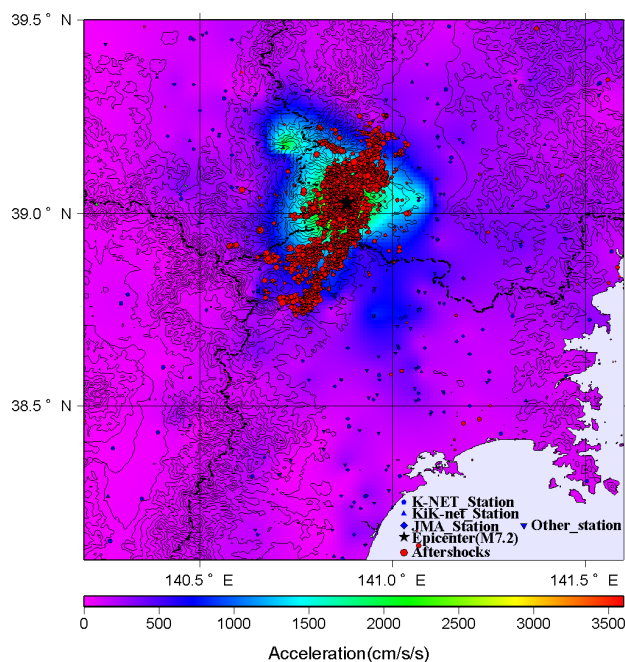
2008 年岩手・宮城内陸地震で強震記録を観測した地点のうち、震央距離 100km 以内の強震観測点における最大加速度値(PGA), 最大速度値(PGV)および計測震度の空間的な分布の表示例を図－1.2.4～図－1.2.6 に示す。なお、PGA および PGV は各観測点の 3 成分の最大値を採用している。

このような図は既に文献 14)に掲載されているが、ここでは、文献 14)の表－1.3.1 に掲載された観測点の各数値に加えて、土木学会のホームページ¹⁵⁾からダウンロードができる JR 東日本、NEXCO 東日本の地震動記録の地震動記録も利用している。これらは地震動記録が公開されていることから、最大速度と計測震度も算出した。さらに、土木研究所が整理したダムにおける観測最大加速度¹⁶⁾のうち、基礎に設置された地震計の値も利用した。つまり、空間分布を描く際には、そのもととなる観測点のデータが図毎に異なっている。いずれの場合も、観測点の緯度、経度が不明確な場合は、国土地理院の電子国土ポータルにより調べた。

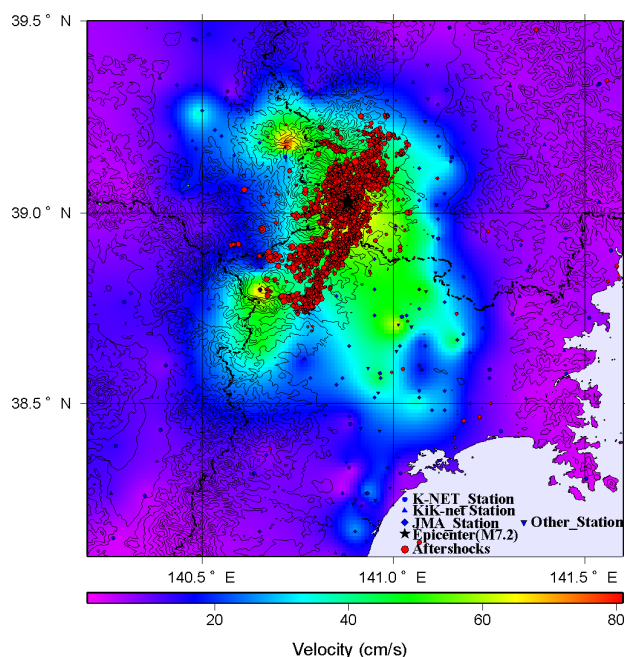
図にはさらに、気象庁、(独)防災科研、各大学の観測データの一元化処理による余震(本震後の 1 ヶ月間)を地震動分布の理解に資するために重ねてプロットした。これらの図から地震動パラメータの分布と震源域との関係が論じられよう。

PGA 分布には総じて余震分布と調和的な傾向がみられ、北西側を除くと余震が密に起きている領域で PGA が大きい。なお、北西側が大きくなっているのは、PGA が 3 成分とも 1000cm/s²を超えた KiK-net 東成瀬観測点 (AKTH04) の影響が大きい。

一方、PGV や計測震度分布はその形状が PGA 分布に比べて複雑であり、観測点のローカルサイト効果の影響がより強く含まれているように見える。概観的には、PGA で見られた北西側の飛び地に加えて、南東側に大きな値が延びている。PGV 分布では余震分布が終わる 140.8°付近で一旦小さくなって、それより東側で再度大きくなる傾向が見られる。このような特徴は文献 4)でははっきりしていなかったが、JR のデータを導入したことで山側が小さい傾向が



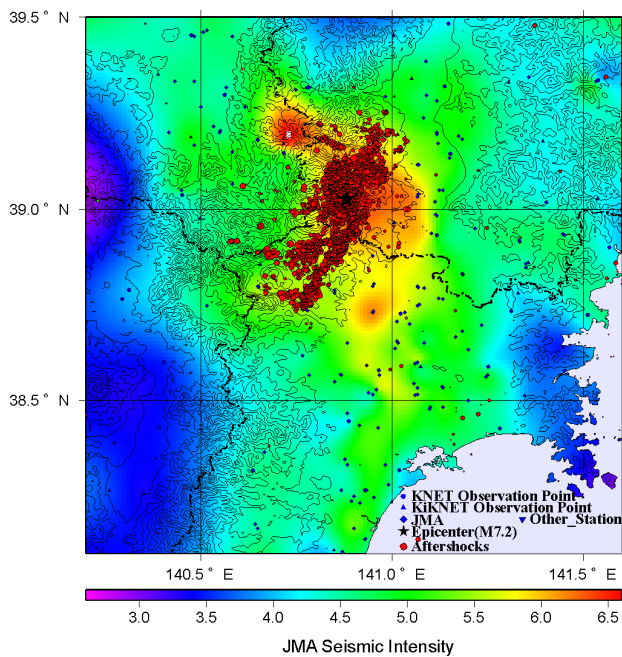
図－1.2.4 最大加速度の空間分布



図－1.2.5 最大速度の空間分布

はっきりしてきた。これは、後述する K-NET 鳴子 (MYG005) における PGV や計測震度が周辺に比べ大きかったことに起因している。

また、震度分布を見ると図の中央部で大きな値になっているが、これは計測震度 6.1 であった一迫観測点の影響である。その周辺には観測点がなく孤立したピークであるが、その南側には北西から南東に比較的大きな値の帯がある。ここは大崎市古川周辺に対応する。この帯状分布も文献 14)でははっきりしなかったが、今回のデータ追加により明確になった。



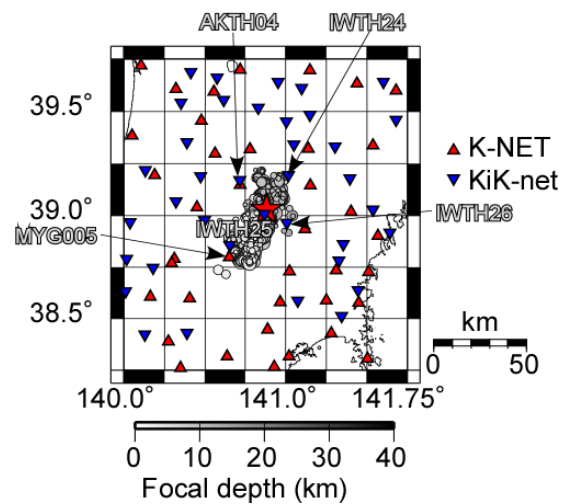
図一1.2.6 計測震度の空間分布

1.2.3 強震動

1.2.3.1 震源域における強震波形とスペクトル

ここでは、図一1.2.7 に示す K-NET, KiK-net, 気象庁 (JMA) の観測点より震源域を囲むように選んだ 5 地点 (IWTH25, AKTH04, IWTH24, IWTH26, MYG005) の地震動記録とそれを積分した速度波形および減衰定数を 5% とした時の速度応答スペクトルを図一1.2.8~図一1.2.12 に示す。なお、加速度記録の積分は振動数領域で因果性を考慮した方法¹⁷⁾で行い、その際に 0.05Hz 以下の成分は除去した。

KiK-net 観測網の IWTH25 (一関西) における最大加速度は、図一1.2.8 に示すように NS 成分で 1143cm/s^2 , EW 成分で 1433cm/s^2 , 上下動成分で 3866cm/s^2 であり、いずれも重力加速度よりも大きなものであった。しかしながら、最大速度はそれほど大きくなく 3 成分のうち最大のものは UD 成分の 94cm/s である。UD 成分の速度波形は三角波の形状をしており、残留変位が存在することが示唆される。残留変位を求める積分方法は容易ではないが、この観測記録を積分することで得られる残留変位が近傍の GPS 測位結果

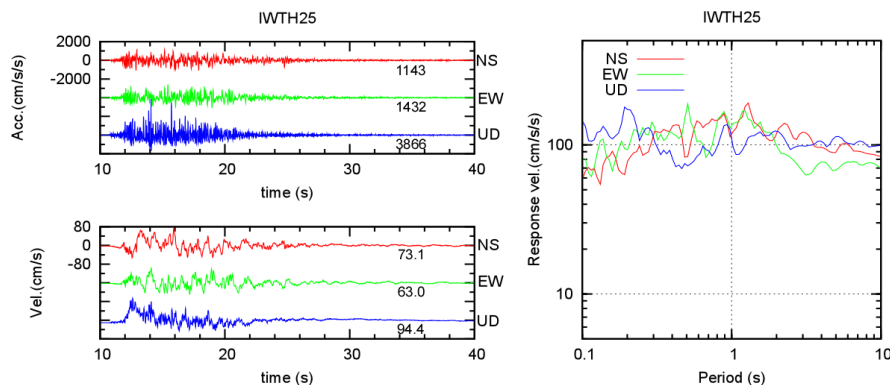


図一1.2.7 震源近傍の観測点。背景の灰色の丸は本震後 24 時間の余震の震央

と調和的であることは報告されている¹²⁾。

加速度波形の上下動成分では、ゼロ軸に対して波形が非対称であり、+側の成分が顕著に大きい。一方、この地点には地中にも加速度計が設置されているが、岩盤内の設置されている地中の記録ではこのような非対称形の記録は観測されていない。そこで、文献 18) では、表層がトランポリンのように上方に飛び出したとして、トランポリン効果と名付けている。さらに、文献 19) においては、既存の数値解析手法を用いて、このような非対称波形の生成について検討し、波形をある程度の精度で復元している。そこでは、片振れ現象は鉛直加速度の下限値の存在と、地盤の圧縮応力の発現に伴う短周期の鉛直上向きの加速度パルスの存在で特徴づけられるとしている。つまり、このような現象は、新たに見つけられた地盤の非線形挙動との考えが多い。

しかしながら、文献 20) ではこの非対称な鉛直動は小屋の浮き上がりに伴ったロッキングによって発生したと主張している。文献 20) では、水平動を観測小屋の長軸と短軸方向に変換して上下動と比較を行うと、上下動の上向きパルスと長軸方向のピークの位置が一致していることから、両者の相関関係を主張している。さらに、観測小屋底面が地盤から剥離する有限要素モデルを作成し、有限要素法の接触法により小屋の地震応答を算出している。その計算結果は観測波形とよく一致している。計算結果では、小屋は



図一1.2.8 IWTH25 (一関西) における観測加速度記録 (左上), それを積分した速度波形 (左下), 減衰定数 5% の速度スペクトル。

時刻歴の時刻は相対値。

地盤から浮き上がり、落下して小屋と地面が衝突した瞬間に上向きに大きな加速度が生じている。また、自由表面における上下動の最大加速度は $1.6g$ と推定している。

この地点における観測は鉛直アレーを成していることから、地震動の伝播時間に着目して、地盤の非線形特性を検討している論文²¹⁾もある。その結果によると、地中の観測点から地表までの剛性が平均的に初期の40%程度に低下している。

図-1.2.9に示した AKTH04（東成瀬）では3成分の最大加速度は全て 1000cm/s^2 を超え、EW 成分は 2000cm/s^2 も超えている。また、応答スペクトルを見ると水平動では0.3秒、上下動では0.1~0.2秒に鋭いピークがある。また、この記録では最大加速度は主要動の後半部に現れており、継続時間が長い。これは、主要な破壊が南側に伝搬したこと

で説明が可能である。

震央から北側にやや離れた IWTH24（金ヶ崎）の記録を図-1.2.10に示す。この記録の最大加速度はそれほど大きくなく、加速度波形の包絡形は AKTH04 に近い。速度波形には長周期成分の波が見られる。一つは22秒から24秒にかけてのものであり、もう一つの位相は34秒以降のものである。後半の位相は震源から射出された表面波であろう。この長周期成分に対応して、応答スペクトルは周期2~5秒で 100cm/s を超えている。

IWTH26（一関東）の記録を図-1.2.11に示す。この記録のPGAを見ると、東西成分のみが 1000cm/s^2 を超える。応答スペクトルを見ると0.1秒から1秒の範囲にあっては常にEW成分の振幅が大きい。

図-1.2.12に示した MYG005（鳴子）ではNS成分にお

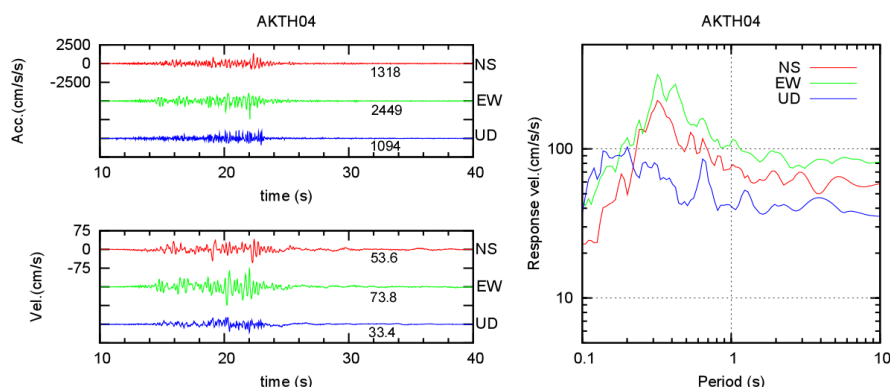


図-1.2.9 AKTH04（東成瀬）における観測加速度記録，速度波形（左下），減衰定数5%の速度スペクトル。

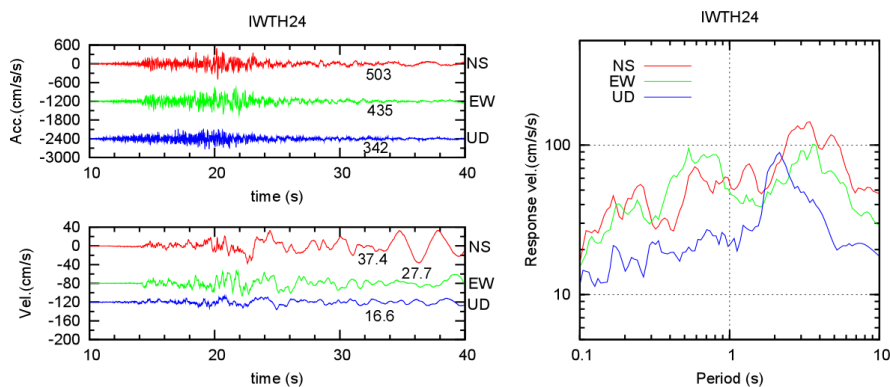


図-1.2.10 IWTH24（金ヶ崎）における観測加速度記録，速度波形（左下），減衰定数5%の速度スペクトル。

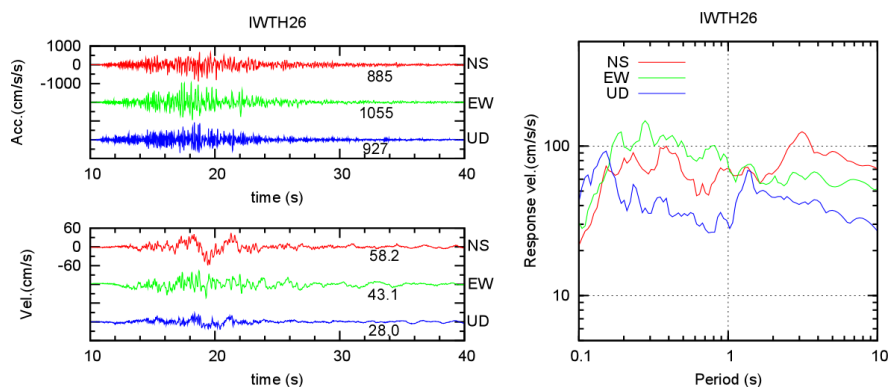


図-1.2.11 IWTH26（一関東）における観測加速度記録，速度波形（左下），減衰定数5%の速度スペクトル。

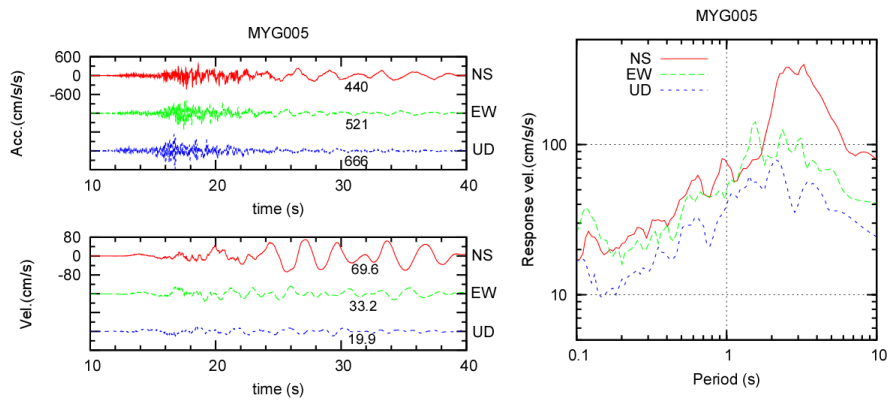


図-1.2.12 MYG005（鳴子）における観測加速度記録，速度波形（左下），減衰定数 5% の速度スペクトル。

いて周期 3 秒～4 秒の卓越が見られるが，後述するようにこの観測点においては過去の記録を見ても周期 3 秒に卓越が見られること，隣接した KiK-net 観測点（MYGH02）では見られないことからサイト特性による増幅と考えられる。佐藤らは 1996 年 8 月に秋田・宮城県境で起きた $M_j 5.9$ の本震，余震を収集分析し，MYG005 の周期 3 秒の卓越はサイト特性であると結論づけ，その原因として，MYG005 が鬼首カルデラの中に位置することを挙げている²²⁾。

1.2.3.2 強震記録に対する若干の考察

(1) AKTH04 の記録について

AKTH04 では非常に大きな地震動が観測されたことから，図-1.2.4～1.2.6 では地震動パラメータの空間分布では孤立したピークが見られる。図-1.2.4 と図-1.2.6 のうち，AKTH04 周辺の地図を再度示すと，図-1.2.13 になる。ここでは，前掲した空間分布とは異なり，各観測点の最大加速度と計測震度の大きさを色で識別し，観測点毎に示している。図を見ると，この地域は奥羽山脈の中心部に位置するためか，観測点は多くはない。しかしながら，図でも分かるように，AKTH04 の最大加速度あるいは計測震度は近くの観測点に比べて各段に大きい。例えば，約 3km 離れた K-NET 樺台（AKT023）の最大加速度は 359cm/s^2 ，計測震度は 5.3 であるが，AKTH04 はそれぞれ 2185cm/s^2 ，6.4 となっている。

AKTH04 と AKT023 の地震動波形を積分して速度成分にし，図-1.2.14 に比較して示す。ここでは，AKTH04 の地表と地中の EW 成分を重ねて描き，AKT023 の原点をずらしている。AKTH04 の地中地震計は S 波速度 1500m/s の地層に設置されている。また，AKT023 は表層 3m の S 波速度は 220m/s であるが，それ以深では S 波速度は 480m/s と硬質の岩盤である。AKTH04 の地表の地動は短い周期の振動

が卓越しているが，地中のそれは地表の平均値を縫っているように動いている。また，AKT023 の振幅は地盤の堅さに対応して，AKTH04 の地中の記録よりも大きい，波形の消長は地中の記録と対応しているように見える。

さらに，本震記録について地中と地表のスペクトル比を求めてみると図-1.2.15 のようになる。図には公表されている地中の速度データを基に，鉛直入射 SH 波，P 波の重複反射理論から得られる理論増幅曲線も記入してある。その際の減衰定数は各層ともに粘性減衰として 4% を与えている。観測スペクトル比は非常に大きく，EW 成分にあっては 3.7Hz 付近で 40 を超えている。ただし，このピークは NS 成分には見られない。また，図-1.2.9 の応答スペクトルに見られた水平動における 0.3 秒，上下動における 0.1～0.2 秒のピークはスペクトル比のピークにも対応することから，本震時の卓越振動は地盤の増幅効果が原因であることが分かる。

観測と理論を比較すると，水平動の約 3Hz，上下動の 5Hz 付近のピークについては両者は一致しているように見える。しかしながら，これを 1 次モードとすると，水平動にあっては 3.5Hz から 4Hz 付近にあるピークについては重複反射理論では説明がつかないことになる。一方，現地で計測した微動の水平動と上下動とのスペクトル比を図-1.2.16 に示すが，これには 4Hz 付近にピークが見られる。このことから，3Hz 付近のピークは地盤の非線形特性によって 4Hz

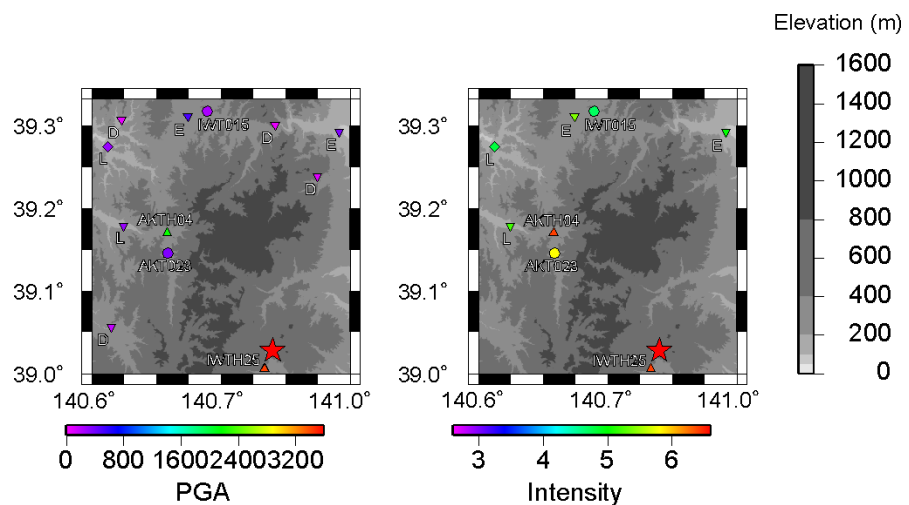


図-1.2.13 AKTH04 周辺の地震動パラメータの空間分布。観測点にある E は NEXCO 東日本の観測点，D はダムの観測点を表す。

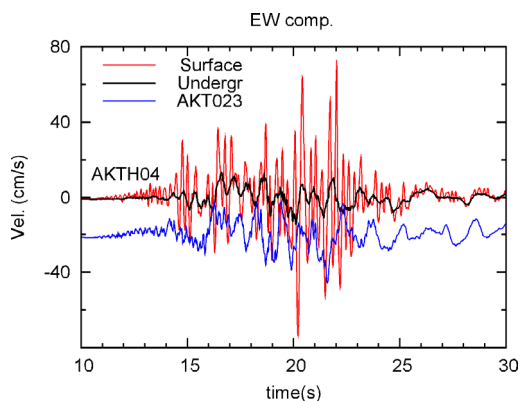


図-1.2.14 AKTH04 の地表と地中の速度波形および AKT023 の速度波形。

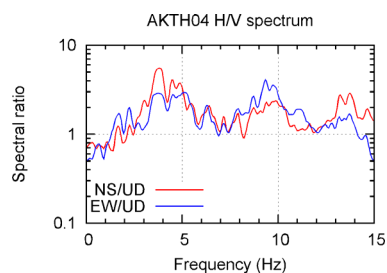


図-1.2.16 AKTH04 における微動の水平上下スペクトル比

のピークが低下したとも考えられ、更なる増幅特性についての議論が期待される。

(2) IWTH26 の記録について

IWTH26 (一関東) で観測された地震動記録の応答スペクトルでは、東西成分がほぼ全周期帯域で南北成分を上回っていた。当初、この観測点は河岸段丘の縁に位置することから、地盤の不整形性による影響の可能性が危惧されていたが、以下に述べるように、局所的な地形の影響とは考えにくい。

KiK-net 一関東観測点は磐井川の支流がつくる河岸段丘の法肩にある。周辺の位置を図-1.2.17 に示し、河川側から見た観測点を写真-1.2.1 に示す。こののり面の高さは約 5m で、小屋の中心位置は法肩から約 3m 程度である。こののり面の走向は N310°E であった。

のり面の下と観測小屋の正面（のり面の逆側）で同時に微動を計測した。両地点のスペクトル比を求めると図-1.2.18 のようになる。スペクトルは 200 秒のデータを用いて、分解能を約 0.05Hz とし、バンド幅 0.4Hz の Parzen ウィンドで平滑化してある。法面の上と下を比較すると、X 方向では 9Hz においてスペクトル比（図中の SPR）で 10 倍程度、Y 方向では 11Hz で 10 倍を超す振幅となっている。上下動もスペクトル比で比較するとやはり 10 倍程度の違いがある。地震時も微動時と振動挙動が同じであれば、約 10Hz 付近でのり面の影響が現れるものと考えられる。

この地点では、地中での地震動データが得られているので、本震記録について地中と地表のスペクトル比を求めてみると図-1.2.19 のようになる。図には公表されている地中の速度データを基に、鉛直入射 SH 波の重複反射理論か

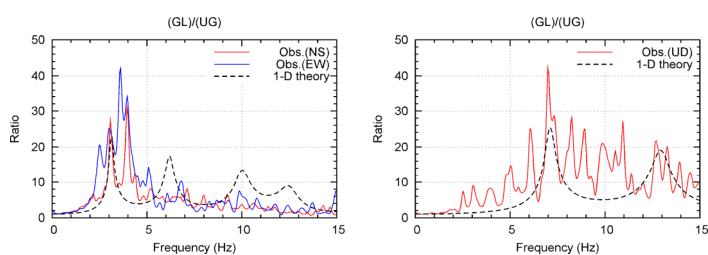


図-1.2.15 AKTH04 観測点における地中と地表の観測記録のスペクトル比と理論値との比較

ら得られる理論増幅曲線も記入してある。その際の減衰定数は各層ともに粘性減衰として 4% を与えている。

理論値のピーク振動数と観測値のピーク振動数はほぼ対応している。また、6.5Hz 付近で EW 成分のピークが顕著ではないが、NS 成分と EW 成分で大きな違いは見られない。のり面の上下で同時観測した際に得られた 10Hz 付近の卓越もこのスペクトル比には現れているが、それほど顕著なピークではない。

当初の問題は、地表記録の応答スペクトルにおいて、EW 成分が NS 成分よりもすべての周波数帯域で大きいということであった。応答スペクトルでは、2 成分の周波数領域の大小関係は厳密には議論できないので、地表と地中の記録のフーリエスペクトルを計算してみた。その結果は図-1.2.20 のようになり、地表でも地中でも EW 成分が NS 成分よりも優勢であることが分かる。



図-1.2.17 KiK-net 一関東観測点の位置。赤丸の位置が観測点

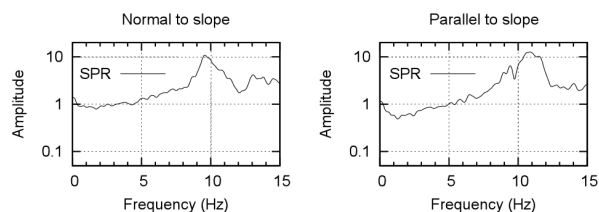


図-1.2.18 KiK-net 一関東観測点における微動測定の結果。真。法面の上と下とのスペクトル比

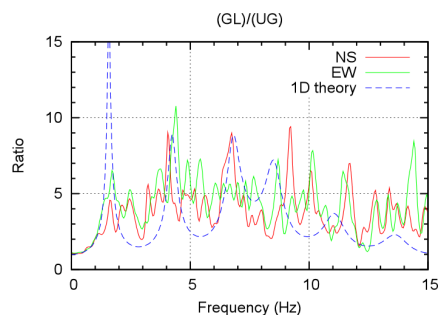


図-1.2.19 IWTH26 観測点における地中と地表の観測記録のスペクトル比と理論値との比較

以上の検討から、IWTH26（一関東）の観測点で得られた地表の記録では、東西成分が南北成分よりも優勢であるが、その原因として地表近傍の影響は考えにくく、大規模な地下構造あるいは震源特性の影響であると考えられる。

(3) MYG005 の記録について

前述したように、MYG005 では周期 3 秒の成分が卓越している。そこで、過去の地震でも同様の周期が卓越することを確認してみた。図-1.2.21 は検討に用いた地震の震央分布を示している。ここでは、規模が大きく MYG005 において地震動が比較的強かった 4 つの地震を比較対象として選んでいる。4 つの地震の発生年月日とマグニチュード、震源深さは図中の震央位置に記してある。

過去の地震動記録を積分し、速度波形として岩手・宮城内陸地震の記録と合わせて図-1.2.22 に示す。図を見るといずれの地震でも長周期成分が卓越していることが分かる。また、NS 成分の方が EW 成分よりも振幅が大きいように見える。そこで、水平 2 成分を合成したベクトルスペクトル²³⁾の振幅と長軸の方向を図-1.2.3.2-7 に示す。なお、ベクトルスペクトルの定義はパワースペクトルで行われているが、ここではフーリエスペクトルの次元に変換して表示した。対象とした時間区間は主要動が始まる前から 81.92 秒間であり、96 年 8 月 11 日の地震動記録の継続時間は短いので、これのみ 40.96 秒とした。

図を見るといずれの地震でも周期 3 秒付近に卓越があることが分かる。また、2 秒弱にもピークがある地震動が多い。周期 3 秒付近での振動方向は 2005 年 8 月 16 日の地震を除いて±90 度であり、これは南北方向に対応している。8 月 16 日の地震についても南北方向に近い方向となっている。

以上を整理すると、K-NET 鳴子（MYG005）では、この 5 地震に関しては、地震によらず周期 3 秒の成分が卓越しており、その振動方向は南北方向となる。ここで選んだ地震の震央分布は偏ったものではないことから、この卓越は地盤特性に起因すると言えよう。

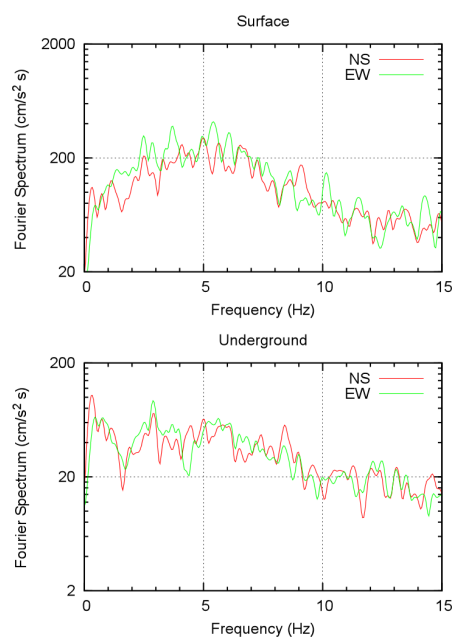


図-1.2.20 IWTH26 観測点における地中と地表の観測記録のスペクトル

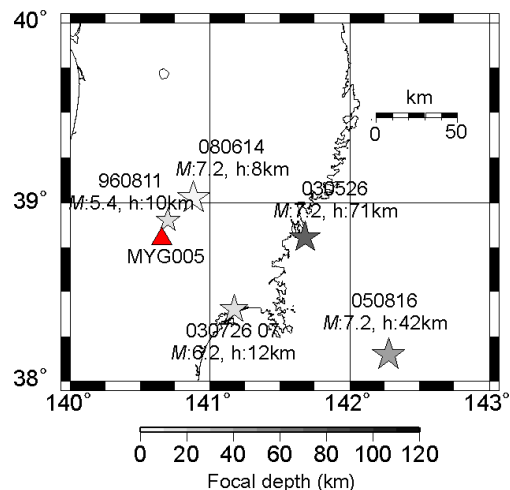


図-1.2.21 K-NET 鬼首（MYG005）の地震動記録を検討する地震の震央位置

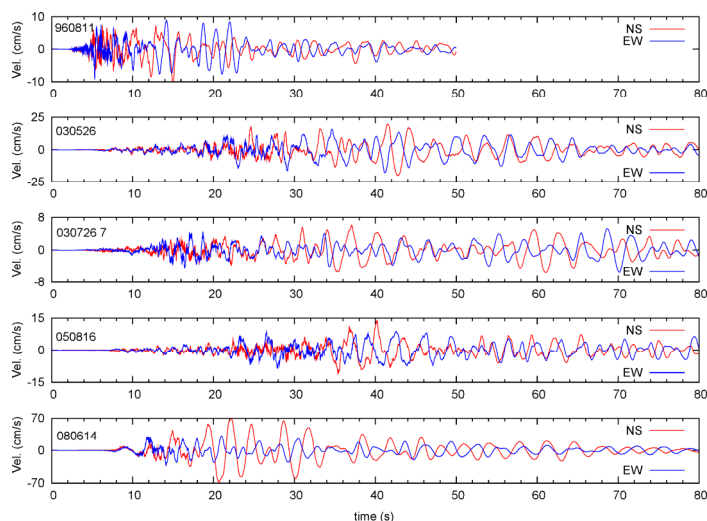
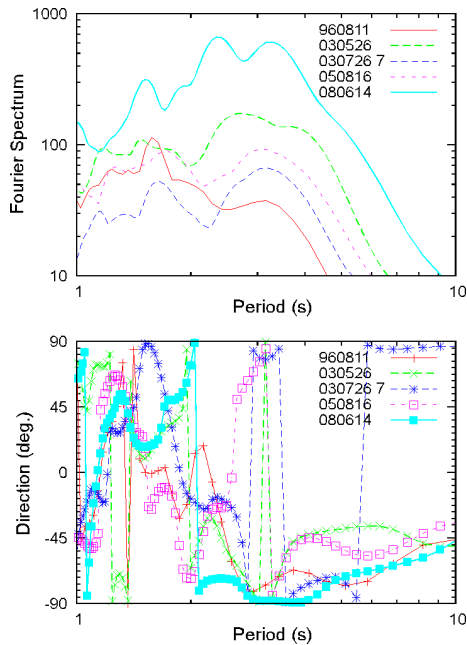


図-1.2.22 MYG005（鬼首）における観測記録の例。速度波形で比較している。



図－1.2.23 K-NET 鳴子 (MYG005) における過去の観測記録の回転スペクトル(上)と長軸の方向

1.2.3.3 被害をもたらした過去の地震動との比較

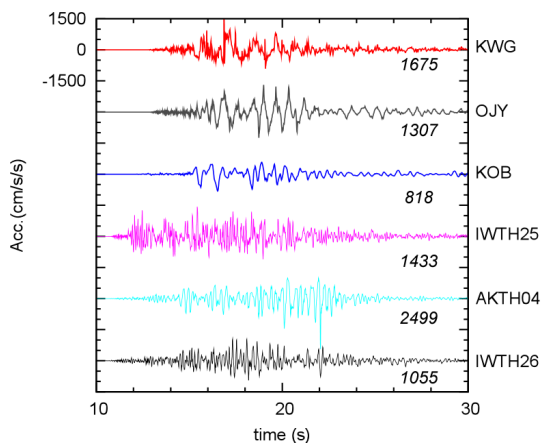
阪神・淡路大震災以降、K-NET、KiK-net、自治体震度計の展開がなされ、地震動を観測する密度がそれ以前に比して極端に高くなった。これにより、構造物が甚大な被害を受けた地点近傍の地震動が少なからず観測されている。ここでは、過去に被害をもたらした地震動として3つの記録を取り上げ、今回の地震で 1000cm/s^2 を超える最大加速度であった3地点の記録との違いを検討する。

ここで取り上げる既往の記録は、2004年新潟県中越地震 (M_j : 6.8) の際に川口町と K-NET 小千谷 (NIG019) とで観測されたものと、1995年兵庫県南部地震 (M_j : 7.3) の際に神戸海洋気象台で観測されたもの(後述する図では JMA と略する)である。川口町の記録は自治体震度計で観測されたものであり、計測震度が利用されて最初に震度7と発表されたものである。この記録が観測された周辺の家屋に

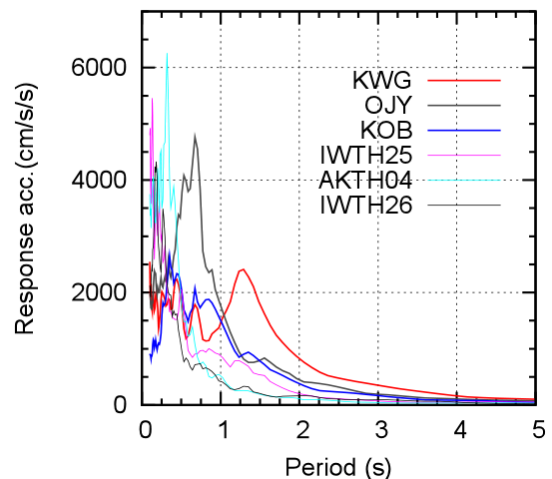
は、少なからず構造的被害が見られた。後述する図ではこの記録を KWG としている。K-NET 小千谷の記録 (OJY) が取られた周辺でも、構造物被害が見られた。ここでは、3地点で観測された加速度記録のうち、水平2成分のうち最大値が大きい成分を比較に用いる。一方、今回の地震の記録としては、IWTH25, AKTH04, IWTH26 で得られた記録を用い、やはり水平2成分のうち最大値が大きい成分を用いるが、偶然か、3地点とも東西成分になっている。

観測記録を比較したものを図－1.2.24 に示す。このうち、今回の地震の記録は再掲であり、また波形の相対時刻には意味がない。最大加速度の値は JMA の 818 cm/s^2 から AKTH04 の 2449 cm/s^2 とばらつくが、それよりも大きな違いは波形そのものである。既往の波形は図中で顕著な位相が識別できるが、今回の地震動記録は短周期に富み、位相が分からない。

減衰定数 5%の加速度応答スペクトルで比較したものが図－1.2.25 である。今回の地震動記録は、短周期領域で既往のものよりも大きい、大小関係は1秒よりやや短いところから入れ替わり、それより長い周期帯域では既存の地震動の応答スペクトルの方が大きい。文献 24)では、木造住家の被害を適切に表す指標として、周期1.2秒から1.5秒の応答スペクトルの平均値が妥当であると述べている。このことから類推すると、今回の地震動記録の方が木造家屋への影響が小さいことになる。今回の地震では、近年の内陸地震に比べて、木造家屋の被害は非常に少なかった。ここで示した記録はその地点の地盤の影響を受けたものであり、ここでの単純な比較から結論を下すのは適切ではないが、少なくともこれらのスペクトル比較は今回の 2008 年岩手・宮城内陸地震の被害レベルを考察する上での示唆を与えるものと考えられる。



図－1.2.24 既往の加速度記録(上3段)と今回の地震で観測された加速度記録(下3段)



図－1.2.25 既往の加速度記録と今回の地震で観測された加速度記録から算出した減衰定数 5%の加速度応答スペクトル。

1.2.4 奥州市衣川区観測点における計測震度

この地震の際に震度6強を観測した奥州市衣川区観測点における最大加速度は南北成分 1607.6cm/s^2 、東西成分 1606.6cm/s^2 、上下成分 635.7cm/s^2 と発表されている²⁾。このような大きな値の原因として、震度計周辺の地形の影響が考えられることから、地震直後から数度にわたり微動を計測し、地形に関する簡単な調査も行った²⁵⁾。さらに、臨時地震観測も行った。以下にその概要をまとめる。

奥州市衣川区観測点は以前の衣川村役場、現在の奥州市衣川支所の敷地内に設置されている。支所の敷地は北東から南西に延びる狭い尾根の上に位置し、図-1.2.26 に示すように道路が北、西、南を回っており、3方向が法面となっている。震度計は敷地の南西端にあり、法肩から4m程度内側にある。

周辺の法面のうち、南東側の法面の高さは南側で3m程度、北側で2m程度であり、その勾配は30度から40度となっている。震度計の位置では南西向きの法面の高さは5m程度となり、周辺に比べて最も高い比高となる。

地震翌日に図-1.2.14 に示すように庁舎玄関脇 (Site A) と震度計のコンクリート升の上 (Site B) に微動計を設置し、微動を計測した。計測中に最大振幅 0.1mm/s 程度の微小地震を数度観測したので、その記録を用いて玄関脇に対する震度計位置でのスペクトル比を算出した。その結果を図-1.2.27 に示す。低振動数では比は概ね1であるが、7Hz 付近にピークがあり、Y 方向では4倍程度になる。

2 地点間の振幅比は地震動そのものの比較であるので、本震の際であっても高振動数成分は Site A に比べて Site B の方が断然大きいと考えられる。その影響は計測震度と最大加速度との関係に表れていると言えよう。つまり、計測震度は6.1であるが、この値を与える換算最大加速度は 380cm/s^2 である。この値は、最大加速度 1606cm/s^2 を大きく下回っている。この理由として、最大加速度は高振動数成分の増幅によって生成されたもので、計測震度を算出する際のフィルターにより高振動数成分が除去されたと考えれば齟齬はない。

庁舎の玄関付近での地震動がどのようなものであるかを確認するために、地震の翌日から、庁舎内に応用地震計測社製の E-キャッチャー (以下、EC と記す) を設置し、その年の12月10日まで約半年の間、臨時地震観測を行った。一方で、岩手県が設置した震度計は、設置台と地面との間に僅かな隙間が見つかったことから、気象庁が震度計を庁舎内に臨時に設置し、平成20年7月2日以降は気象庁が設置した震度計の値を震度情報として用いている²⁶⁾。

そこで、7月2日以前の地震のうち、EC で観測できた20地震について気象庁発表の計測震度と比較を行った。結果を図-1.2.28 に示すが、2つの地震計から算出された震度は系統的に異なっており、震度の差の平均値は0.37、標準偏差は0.17である。計測震度との差について、回帰分析したところ、式 (1.2.1) の様な結果となった。

$$I^{EC} = 0.98I^{pref} - 0.32 \quad (1.2.1)$$

ここで、 I^{EC} は EC による計測震度、 I^{Pref} は県設置の震

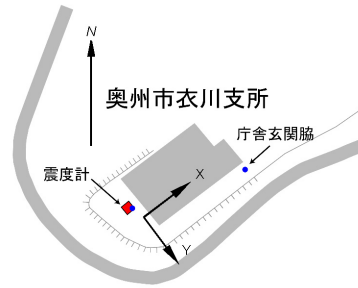


図-1.2.26 衣川支所の案内図と微動計設置位置

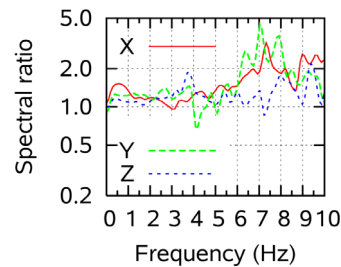


図-1.2.27 庁舎玄関脇と震度計位置での微小地震のスペクトル比。玄関脇を基準としている。

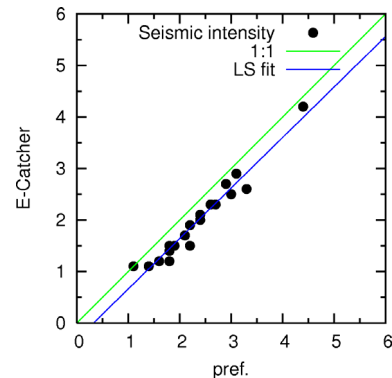


図-1.2.28 気象庁発表の計測震度と臨時観測の地震計から算出した計測震度との比較。図中の LS fit は回帰曲線を表している。

度計による計測震度 (気象庁発表値) である。この回帰曲線も図には描いてある。

なお、7月3日以降では、気象庁が設置した震度計と EC との計測震度との差は、両者が10m程度しか離れていないこともあり、平均値は0である。EC は、震度3程度以上の強震動を対象としており²⁷⁾、今回の比較対象の震度はそれよりは小さいものも多いが、後半における差の平均値が0であることから考えて、比較の精度はそれほど悪いとは思えない。

計測震度の差の原因として、震度計の設置台と地盤との隙間も考えられる。この隙間の影響を定量的に調べるのは容易ではないが、本比較例程度の震度であれば、隙間があることで震度が極端に大きくなるとも思えない。このことより、本震時の計測震度は庁舎玄関部分のそれに比べるとやや大きいことは間違いなさであろう。

1.2.5 アンケート方式による詳細震度分布

1.2.5.1 はじめに

今回の地震では、岩手県奥州市と宮城県栗原市で震度 6 強を観測するなど、各地で高い震度を観測した。また今回の地震の特徴として、地震の規模のわりに街中での住居の被害が少なかったということが報告されている。現在では各市町村に震度計が配置され、ほぼリアルタイムで震度分布を把握できるようになってきてはいるが、狭い区域内で見たとき震度計の設置密度はまだ低い。そこで、震央に近い岩手県内陸南部の北上市・奥州市・一関市を対象にアンケート震度調査を行い、区域ごとの震度分布の詳細を明らかにした。

1.2.5.2 アンケート震度調査について

アンケート調査には太田方式(1998 改訂版)²⁸⁾を用いた。アンケートは教育委員会の協力を得て、小学校の児童の家庭を対象に実施した。図-1.2.29 にアンケート調査対象の北上市、奥州市、一関市の小学校の位置を示す。北上市は市内の 18 校全て、奥州市は被害の少ない地域にある 28 校、一関市は旧一関市内で被害の少ない地域にある 7 校にアンケートを配布した。図-1.2.30 にアンケート震度調査の流れ、図-1.2.31 に震度分布図作成の流れを示す。地震時に居た場所の住所をもとに電子住宅地図を用いて緯度経度を 1 枚ずつ調べた。各質問に対する回答番号、緯度・経度を OCR シートに転記し、その内容をスキャナーで読み取った。

アンケートの集計結果を以下に示す。北上市の P T A 数は 4604 人、回収率 78.3%、有効回答率 54.4%、奥州市の P T A 数は 4891 人、回収率 76.4%、有効回答率 51.5%、一関市の P T A 数は 2040 人、回収率 77.1%、有効回答率 56.8%、全体の P T A 数は 11535 人、回収率 77.3%、有効回答率 53.6%であった。図-1.2.32 に北上市、奥州市、一関市ごとのアンケート震度の頻度分布を示す。

1.2.5.3 震度分布図

アンケート 1 枚ごとの算定震度では個人差の影響を大きく受けると考えられるので、それを軽減するため対象区域内において 1 km×1 km(東西方向 0° 00' 45", 南北方向 0° 00' 30")のメッシュを作成し、1 枚のアンケートから得られる震度をメッシュごとに平均化した。さらに、本報告では対象区域内において有効なアンケートが 3 枚以上存在するメッシュのみを使用してアンケート震度分布図を作成した。最終的には 500m メッシュ、250m メッシュで震度分布を求めた。図-1.2.33 に 1km メッシュでの、図-1.2.34 に 500m メッシュでの震度分布を示す。図-1.2.35 に 500m メッシュにおける回答の頻度分布を示す。

対象区域内で 3 枚以上アンケートが存在するメッシュの数は 308、最大震度は 5.6(奥州市胆沢区)、最小震度は 3.6 であった。ここで、対象区域内でアンケートが 1 枚でも存在するメッシュを用いた場合では、メッシュ数 663、最大震度は 6.7、最小震度は 2.0 であった。アンケート 1 枚ごとの震度やアンケートが 1 枚でも存在するメッシュを用いた場合では震度 7 や震度 6 強が存在するが、メッシュ内 3 枚以上の平均震度では最大でも震度 6 弱となっており、多く

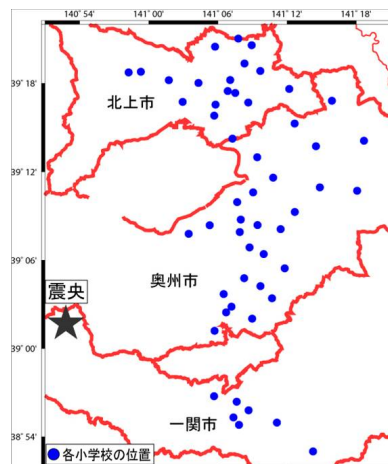


図-1.2.29 アンケート調査対象の北上市、奥州市、一関市の小学校の位置

【アンケート震度調査の流れ】

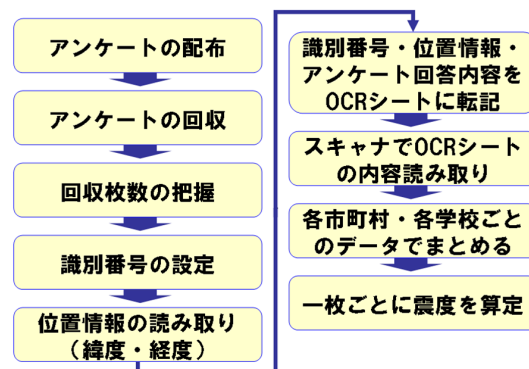


図-1.2.30 アンケート震度調査の流れ

500m×500m(東西方向0° 00' 22.5", 南北方向0° 00' 15")のメッシュを作成
そのメッシュ内で1枚ごとの震度を平均化

↓ 全体的な震度分布の把握

空間移動平均を利用した震度分布図の作成

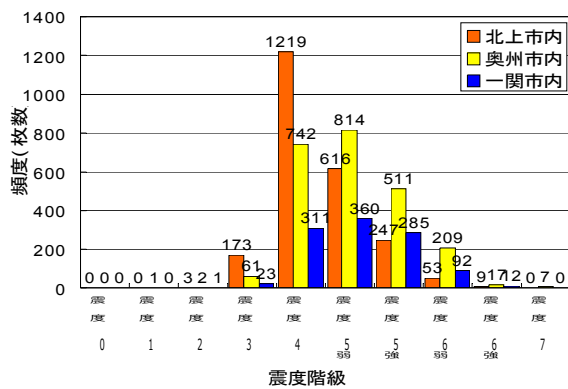
↓ さらに

メッシュ内に有効なアンケートが
3枚以上存在するメッシュのみを使用

図-1.2.31 アンケート震度調査の流れ

は震度 4 から震度 5 弱の分布となっていて全体的にばらつきが小さくなっていることが分かる。

図-1.2.36 に一関市における 5 万分の 1 表層地質と 250m メッシュ詳細震度分布との比較を示す。一関市では震央に近い地域ほど震度が大きくなっている傾向にある。図-1.2.37 に江刺区以外の奥州市における 5 万分の 1 表層地質と 250m メッシュ詳細震度分布との比較を、図-1.2.38 に北上市および奥州市江刺区における表層地質(5 万分の 1)と 250m メッシュ詳細震度分布との比較を示す。奥州市では震度 5 弱が多く分布しており、震央に近い地域ほど震度



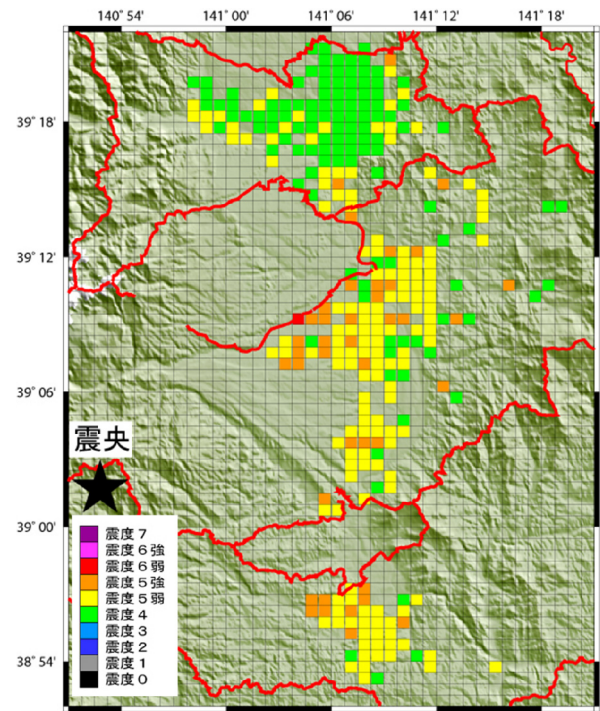
図ー1.2.32 北上市，奥州市，一関市ごとのアンケート震度の頻度分布

が大きくなっているが，震央から遠い東側でも震度5強が分布しており多少の震度のばらつきが見られる。北上市では震度4が多く分布しており，やはり震央に近いほど震度が大きいという結果になっている。

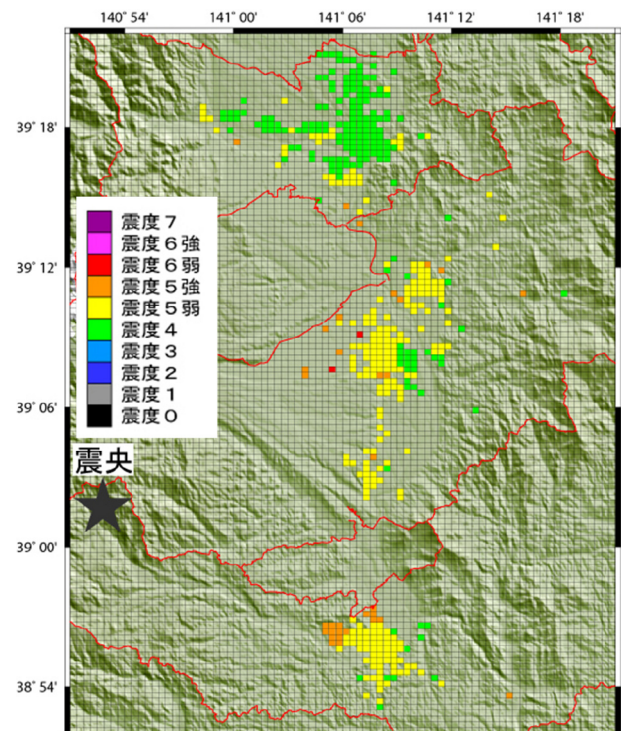
また，計測震度とアンケート震度との比較を9つの観測点で行った結果（図ー1.2.39），計測震度とアンケート震度の値がほぼ近いことがわかったが，全体的にみると計測震度よりもアンケート震度のほうが若干小さいという傾向が見られた。

1.2.5.4 まとめ

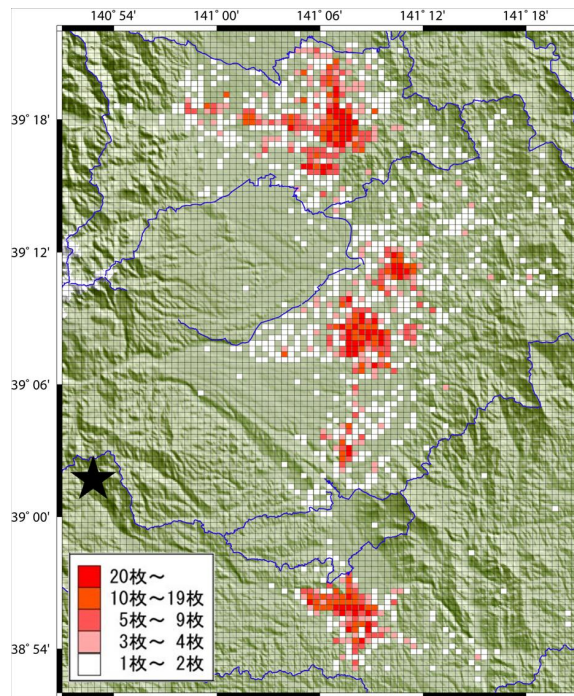
今回のアンケート震度調査の結果では全体的に震度4から震度5弱が多く分布する結果となった。このことから，岩手・宮城内陸地震の特徴として報告されている，地震の規模に比べて街中の住居の被害が少なかったということが確認できる。全体的に見て，震央に近い地域ほど震度が大きくなっている傾向にあるが，部分的に見ると震度のばらつきがある地域もあるということが分かった。



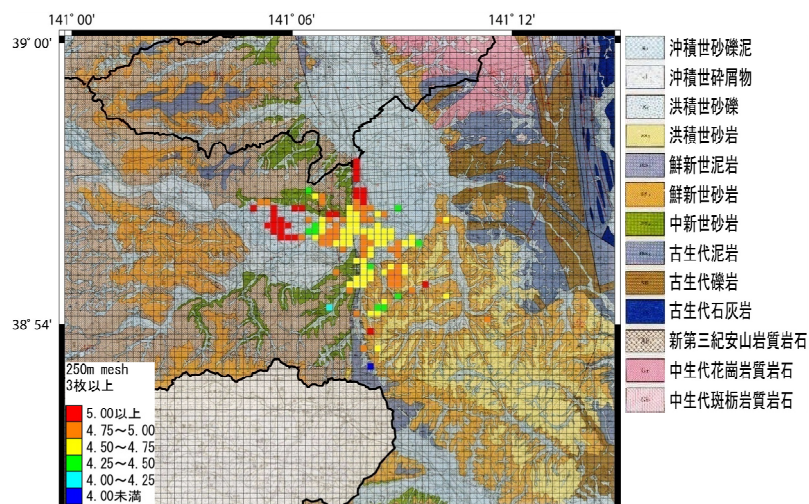
図ー1.2.33 1km メッシュで3枚以上回答を平均した震度分布



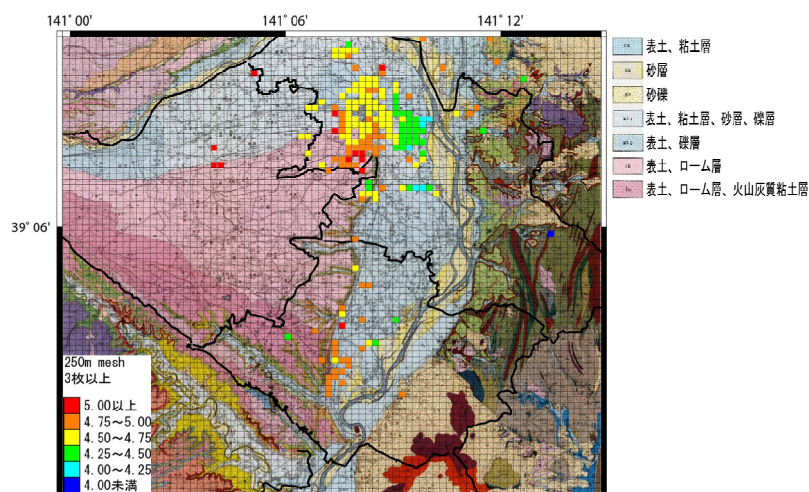
図ー1.2.34 500m メッシュで3枚以上回答を平均した震度分布



図ー1.2.35 500m メッシュにおける回答の頻度分布図



図ー1.2.36 一関市における表層地質（5万分の1）と250m メッシュ詳細震度分布との比較



図ー1.2.37 奥州市（江刺区以外）における表層地質（5万分の1）と250m メッシュ詳細震度分布との比較

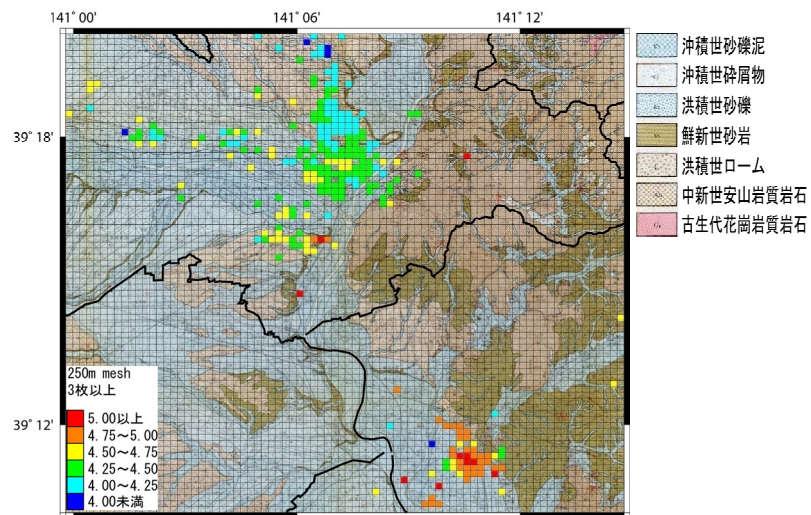


図-1.2.38 北上市および奥州市江刺区における表層地質（5万分の1）と250mメッシュ詳細震度分布との比較

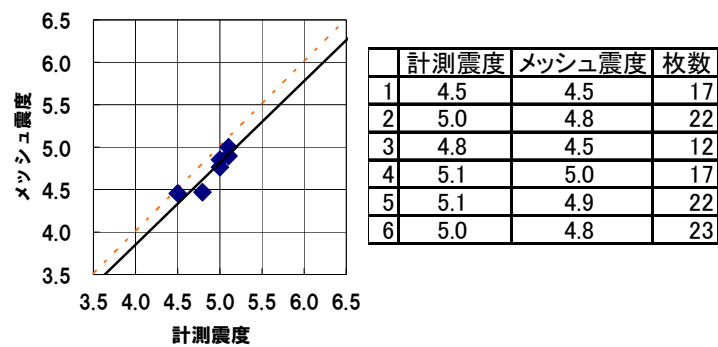


図-1.2.39 アンケート震度と計測震度との比較

謝辞

第1章全般

防災科学技術研究所が維持管理されている K-NET, KiK-net の記録を利用した。また, 気象庁が公開した強震記録の一部を利用した。図の一部は GMT²⁹⁾で製作した。記して謝意を示す。

1.2.2

土木学会のホームページから地震動記録をダウンロードできるようにされた関係各位に謝意を示す。また, 地震動記録を提供されている JR 東日本と NEXCO 東日本に謝意を示す。

1.2.4

衣川総合支所における臨時地震観測に当たっては, 総務企画課の若槻寛康氏始め総合支所の皆様のご協力を得た。図-1.2.14 は京都大学防災研究所の後藤浩之先生が作成されたものに加筆したものである。記して謝意を示す。

1.2.5

北上市, 奥州市, 一関市教育委員会にはアンケート調査において各小学校に対して調査票の配布回収の便宜を図っていただいた。八戸工業大学坂尻直己教授には同大学のスキャナーおよび OCR 読み取りシステムを使用させていただいた。小学校の先生方, ご父兄の皆様にはアンケート調査に協力していただいた。記してここに謝意を表す。

参考文献

- 1) 気象庁：2008 年 6 月 14 日 08 時 43 分ころ岩手県内陸南部で発生した地震について（第 2 報），報道発表資料平成 20 年 6 月 14 日 11 時 10 分。
- 2) 気象庁：平成 20 年 6 月 地震・火山月報（防災編），121p, 2008。
- 3) （独）防災科学技術研究所強震ネットホームページ：近地強震記録による平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震の震源インバージョン（2008/12/02）http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/Iwatemiyaginairiku_080614/inversion/
- 4) 東京大学地震研究所強震動グループホームページ，2008 年岩手・宮城内陸地震－震源過程－，<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/iwate/index.html#A>
- 5) （独）産業技術総合研究所活断層研究センター堀川晴央によるホームページ，遠地実体波から推定される 2008 年 6 月岩手・宮城内陸地震の断層モデル(第 1 報)，<http://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2008Iwate/200806Iwate.html>
- 6) 筑波大学，八木勇治・西村直樹によるホームページ：2008 年 6 月 14 日岩手・宮城内陸地震（暫定），http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20080613/
- 7) NGY 地震学ノート No.9 遠地実体波解析（暫定解改訂版）Jun. 14, 2008, 名古屋大学地震火山・防災研究センター，http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY9.html
- 8) 気象庁，「平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震」について（第 9 報），2008 年 6 月 26 日。
- 9) 地震調査研究推進本部：平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震に関する情報，http://www.jishin.go.jp/main/oshirase/20080614_iwate_miyagi.htm
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震の評価（主に地表変状に関する評価），http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jul_iwate_miyagi/index.htm
- 11) 内閣府中央防災会議：地震のゆれやすさ全国マップ，<http://www.bousai.go.jp/oshirase/h17/yureyasusa/#>
- 12) 防災科学技術研究所：2008 年 6 月 14 日 岩手・宮城内陸地震による強震動，<http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/iwate-miyagi080614/>
- 13) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第 523 号，63-70，1999。
- 14) 平成 20 年岩手・宮城内陸地震 4 学協会東北合同調査委員会：平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震災害調査報告書，405p, 2009。
- 15) 土木学会・観測地震記録ダウンロードサイト，<http://download.jsce.or.jp>
- 16) 土木研究所：平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震被害調査報告，土木研究所資料第 4120 号，第 5 章，2008。
- 17) 林康裕，勝倉裕，渡辺孝英，片岡俊一，横田治彦，田中貞二：デジタル強震計の加速度記録を積分して得られる変位の信頼性について，日本建築学会構造系論文報告集，419 号，57-66，1991。
- 18) Aoi, S., Kunugi, T., Fujiwara, H. (2008): Trampoline effect in extreme ground motion, Science 322, 727-730.
- 19) 飛田哲男，井合進，岩田知孝：震源近傍における鉛直動の片揺れ現象に対する数値解析，第 44 回地盤工学研究発表会（横浜），1517-1518，2009。
- 20) 水野剣一，山田雅人，大町達夫，井上修作：2008 年岩手・宮城内陸地震で観測された特異な地震動記録の解析，3 大学院シンポジウム梗概集，2010。
- 21) 茂木秀則，Shrestha Santa Man，川上英二，川村潤也：KiK-net 一関西観測記録から推定した岩手・宮城内陸地震とその前後の S 波伝播時間の経時変化と地盤の非線形挙動，日本地震工学論文集，第 9 巻，第 5 号，44-56，2009。
- 22) 佐藤智美，川瀬博，松島信一：1996 年 8 月秋田・宮城県境付近の地震群の K-NET 記録から推定した震源・伝播・サイト特性，地震第 2 輯，第 50 巻，415-429，1998。
- 23) 中村晋：ベクトルスペクトルによる地震動の増幅特性評価とその適用，土木学会論文集，No.519/I-32，161-173，1995。
- 24) 境有紀，瀧澤一起，神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案，日本建築学会構造系論文集，515 号，85-91，2002。
- 25) 片岡俊一，山本英和，上原子晶久，佐野 剛：衣川震度観測点に関する調査報告，東北地域災害科学研究，45，105-110，2009。
- 26) 気象庁：奥州市衣川区の臨時の震度計設置について，

報道発表資料，平成 20 年 7 月 2 日.

- 27) 小出栄治，福和伸夫，正木和明，原徹夫，太田賢治，糸魚川貢一：建物観測のためのインターネット活用型低コスト地震計の開発，日本建築学会技術報告集，第 23 号，453-458，2006.
- 28) 太田裕・小山真紀・中川康一(1998)：アンケート震度算法の改訂-高震度領域-，自然災害科学，16，pp.307-324.
- 29) Wessel P. and Smith W. H. F.: Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, vol.72, 445-446, 1991.