東北地方太平洋沖地震による新潟県中越地域の地震動の空間変化 —新潟県中越地域の高密度強震観測記録の分析—

植竹富一¹⁾、引間和人²⁾、関根秀太郎³⁾、澤田義博⁴⁾

1) 正会員 東京電力株式会社、博士(理学)

e-mail : uetake.tomiichi@tepcoco.jp

2) 正会員 東京電力株式会社、博士(理学)

e-mail : hikima.kazuhito@tepcoco.jp

3) 公益財団法人 地震予知総合研究振興会、博士(理学)

e-mail: ssekine@8f.adep.or.jp

4) 正会員 公益財団法人 地震予知総合研究振興会、博士(理学)

e-mail: sawada@8f.adep.or.jp

要 約

新潟県中越地域に展開された観測点間隔5 km～10 kmの高密度地震観測網により観測された東北地方太平洋沖地震の記録の分析を行った。加速度波形は、太平洋側の宮城県・福島県とは異なり特徴的なパルスを持つ波群はなく、丘陵部で10～20 cm/s²、平野部で30～40 cm/s²である。加速度フーリエスペクトルは、高周波成分が小さく1 Hz以下の振幅が大きい。また、0.1 Hz以下はほぼ同一でNS成分の0.02 Hz、EW成分及びUD成分の0.04、0.06、0.08 Hzに共通のピークが認められる。0.1～2 Hzのスペクトル振幅は、平野部で周辺丘陵部の約5倍である。速度波形ではEW成分及びUD成分に二つの明瞭なパルスが確認される。最大加速度、最大速度は、丘陵部で小さく平野部で大きく大局的には地形と対応がよく、AVS30との相関も確認できる。ただし、最大速度は既往の知見よりAVS30に対する傾きが小さく低周波数側の影響が示唆される。また、周期5秒、10秒の加速度応答（減衰5%）は、地形よりも地震基盤深さ分布との相関が見られ、厚い堆積層の影響も示唆される。

キーワード： 中越地域、稠密地震観測、長周期地震動、地震基盤深さ、サイト特性、2011年東北地方太平洋沖地震

1. はじめに

新潟県中越地域から下越地域にかけての信濃川流域は、新第三紀以降の地層が厚く堆積し、長周期地震動の卓越が指摘されている地域である^{1) 2)}。中越地域の地質構造は褶曲が発達し、地下構造が複雑であることに加え、1828年越後の地震(三条地震)(M6.9)、2004年新潟県中越地震(M6.8)、2007年新潟県中越沖地震(M6.8)などのマグニチュード7クラスの被害地震が発生している。さらに、平野西縁に連なる長岡平野西縁断層帯については、マグニチュード8クラスの地震が発生する可能性が評価されている³⁾。したがって、この地域の大地震発生時の被害軽減のためには、複雑な地下構造が地震動に与える影響を把握しておくことが重要である。

2011年東北地方太平洋沖地震による新潟県中越地域の揺れは、南魚沼市六日町及び刈羽村で震度5弱を観測したものの、他の震度観測点では震度4以下であり、特別大きい地震動が得られたわけではない。また、大きな被害もなかったため、新潟中越地域の記録について十分な検討はされていない。しかしながら、マグニチュード9と大きい地震であるため、観測記録が得られていれば長周期(低周波数)までS/Nの良いデータになっていると考えられ、中越地域の厚い堆積層と地震動の関係を検討するには有効と考えられる。

近年、長岡平野西縁断層帯の研究を目的に、中越地域に5 km～10 km間隔で40地点の地震観測点が整備された⁴⁾。各観測点では地表及び地中でサーボ型加速度計による連続観測が実施されており、地盤構造情報も取得されていることから、この地域の地震動と地形・地下構造の関係を従来よりも高密度で検討することが可能である。本論文では、この高密度観測網で得られた2011年東北地方太平洋沖地震の記録を分析し、地震動強さと地形・地下構造の関係について検討を行う。

図1 AN-netの観測点配置 [(a) : 東北地方太平洋沖地震の震央との関係、(b) : 標高との関係]
 ○ : AN-netの観測点 (オレンジ色は図2～4で使用する観測点)、△ : K-NET及びKiK-netの観測点、
 □ : 柏崎刈羽原子力発電所(KK)、KSW: 柏崎、OJY : 小千谷、NGO : 長岡、SNJ : 三条、NIG : 新潟、
 アルファベット4文字 : 図2～4で使用する観測点コード

2. 観測網の概要

長岡平野西縁断層帯の地震活動性の調査研究を目的として、40地点からなる地震観測網が構築された（以下、AN-netと呼ぶ）⁴⁾。AN-netの観測地点を図1に○で示す。図1(b)に△で示すK-NET、KiK-netの観測点が約25 km間隔であるのに対し、AN-netは5 km～10 km間隔で設置されており、この地域の強震観測点密度を一気に高めている。ただし、AN-netは微小地震観測による震源分布の高精度化を主要な目的としたため、ノイズレベルの高い平野中心部は避け、丘陵部を中心とした配置となっている。そのため、平野部の地震動を検討するためには、K-NETや震度観測網のデータを併用するのが望ましい面もある。

AN-netの各観測点には、原則として地中100 mに高感度速度計（固有周波数 1 Hz）とサーボ型加速度計（計測周波数範囲：DC～200 Hz、最大加速度振幅：3,920 cm/s²）が設置され、地表（地中1.5 m）にも同じサーボ型加速度計が設置されている。観測データは、 $\Delta \Sigma$ 方式のADコンバータで、24 bit、100 Hzサンプリングのデータに変換され、1秒パケットでサーバーに送信されている。観測データは、イベントトリガー方式でなく連続収録されるため、解析に必要な時間帯を後から切り出して扱う。また、地中観測点を設置したボーリング孔ではPS検層も行われていることから、地盤情報の利用も可能である。

なお、図1(a)には、2011年東北地方太平洋沖地震の震央とAN-netの位置関係を示している。AN-netから見て東北東に約350 kmの宮城県沖に震央があり、震源断層は福島県沖から茨城県沖にかけて広がっている（例えば⁵⁾）。したがって、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域からAN-netに到来する地震波の大半は、福島県を通過してくる波と考えられる。

3. 観測記録の特徴

3.1 加速度波形

図1にオレンジ色の丸で示した観測点の地表加速度記録を図2に示す。上4つが、観測網北部で平野を横断する4地点（HRSW、NMOK、MAGI、TGMI）、次の6つが観測網を南北方向に抽出した6地点（FMTO、IRKR、HRNO、JIHO、KGSM、FTTA）、一番下は振幅比の基準として用いるNGSWの波形である。また、同じ観測点の加速度波形のフーリエスペクトル（幅0.01 HzのParzen windowで平滑化）を図3に示す。

まず、観測網北部を横断する4点で特徴を確認する。加速度波形（図2）を見ると4地点とも振幅が徐々に変化する紡錘形の包絡形をしており、極端に大きな振幅を示す時間帯や特徴的なフェーズは見られない。太平洋側の宮城県では二つの大きな加速度パルスが観測され、福島県では複数のパルスが観測されている（例えば⁵⁾）が、それとは異なった波形を示している。振幅は、平野西側・角田山麓のHRSWと東側丘陵部のTGMIで小さく、平野内部のNMOKとMAGIで大きい。平野内部の観測点は、HRSWに対して水平動は4倍程度、上下動は2倍程度の振幅である。フーリエスペクトル（図3）を見ると、スペクトルのピーク周波数は、各観測点とも1 Hz以下となっており、高周波数成分が乏しい。平野内部のNMOK、MAGIは、HRSW、TGMIに比べて周波数0.1～2 Hzの振幅が大きく、水平動（NS成分、EW成分）で約10倍、上下動（UD成分）で約5倍である。平野内の地点は、さらに高周波数側でも丘陵部の観測点に比べ大きい。また、高周波数側では、HRSWとTGMIでも違いが見られ、10 Hz付近ではTGMIはHRSWの10倍程度である。なお、4地点共通の特徴として、NS成分の0.02 Hz、EW成分及びUD成分の0.04、0.06、0.08 Hzにピークが認められ、0.2 Hzより高周波数側で水平2成分のスペクトルレベルがほぼ同じである事が指摘できる。

次に、観測網を南北方向に見た6点における波形を確認する。加速度波形（図2）は、観測網北部と同様で、全体が紡錘形、特に振幅が大ききところもなく目立ったフェーズも見られない。振幅は、北側の弥彦山麓にあるFMTOで小さく、平野部に位置する観測点で大きい。南端のFTTAは、丘陵部に位置するものの振幅が大きい。フーリエスペクトル（図3）には、北部の4点と同様に、EW成分とUD成分に共通のピークが認められるが、周波数0.1 Hzより高周波数側で地点ごとの違いが現れている。FMTOのスペクトルは、近接したHRSWに比べて、若干1 Hz付近が大きい。全体的に同レベルである。また、HRNOのスペクトルは、観測網北部の平野内地点と同様な形状で同レベルの振幅である。KGSMとFTTAは、0.1～1 HzでFTTAが若干大きく、時刻歴波形と同様の傾向である。なお、NGSWの加速度波形やスペクトルは、TGMIに近い性状を示している。

図2 AN-netによる2011年東北地方太平洋沖地震の加速度波形
(上から平野横断(東西)方向4地点、平野南北方向6地点、振幅基準点(NGSW))

図3 加速度波形のフーリエスペクトル(図2に示す11地点、赤: NS、緑: EW、青: UD)

3.2 速度波形

図2、図3と同じ観測点について速度波形を図4に示す。図3の加速度フーリエスペクトルが、低周波数側で0.01 Hz以下まで安定して小さくなることから、周波数0.01 Hz程度までS/Nが良いと判断し、0.01 Hzより高周波数側を用いて加速度波形を積分して速度波形を作成した。速度波形にすると、山地・丘陵部の観測点の波形はなめらかで、明瞭なパルス波が認識できる。平野部の観測点の波形では、山地・丘陵部に比べて細かな山谷が目立ち振動の継続時間も長い。丘陵部と共通なパルス波は明瞭に認識できる。一番上のTGMIの波形で見るとEW成分及びUD成分には約50秒間隔の二つの明瞭なパルスが認識でき、NS成分でも異なる時間帯（図中100秒付近など）にパルス波が確認できる。これらのパルス波は、西側の観測点の波形ほど時刻が遅れており、平野を東側から西に伝播する波動成分と考えられる。なお、速度波形に2つの波群（パルス）が見られる点は、太平洋側の宮城県と同様である。

図5に丘陵部に位置するTGMIと平野部に位置するMAGIのEW成分速度波形について、マルチプルフィルター解析⁶⁾を行った結果を示す。0.1 Hzより低周波数側では、両地点で分散性も振幅もほぼ同一で、フーリエスペクトルに見られたピークも確認できる。一方高周波数側では、平野内のMAGIの方が振幅も大きく分散性も複雑で波群の対応が付きにくくなっている。平野内を波が複雑に伝播しているためと考えられる。長周期のパルス波の伝播性状について、AN-netの全観測点（40地点）を用いたセンブランス解析⁷⁾で評価した。UD成分のバンドパスフィルター（周波数0.01～0.2 Hz）速度波形で計算された2つのパルスの伝播速度は約3.3 km/sで、ほぼ震央方向から伝播していることが確認された。

図4 AN-netによる2011年東北地方太平洋沖地震の速度波形（図2の加速度の積分波形）
（上から平野横断（東西）方向4地点、平野南北方向6地点、振幅基準点（NGSW））

図5 速度波形のマルチプルフィルター解析（左：TGM1のEW成分、右：MAG1のEW成分）
上段は速度波形、下段はフィルター波形の振幅を示す。

4. 地震動強さの空間分布

4.1 加速度・速度最大値

2011年東北地方太平洋沖地震時の新潟県中越地域における地震動の最大加速度（PGA）、最大速度（PGV）の空間分布を把握する。なお、AN-netだけでは平野部の観測地点が不足することから、K-NET及びKiK-netの地表地点、柏崎刈羽原子力発電所の地表地点の記録を加え、気象庁や新潟県の計測震度計記録も用いた。図6に最大加速度値の空間分布を、図7に最大速度値の空間分布を示す。地形との関係を見るために、図1に示した標高に各観測点の値をカラーコンターで示している。

加速度（図6）についてみると、地形（標高）と最大加速度値の大局的な対応が確認できる。平野部で振幅が大きくなる傾向があるが、平野部でも長岡（図1のNGO）から南では、周辺の丘陵部と同程度の振幅であり、平野内部でも傾向に違いが見られる。平野西縁を区切る角田山・弥彦山の山地部は、他の丘陵部と比べても特に小さい。山地の南側の海岸線には加速度が大きいところが平野部から伸びている。速度（図7）で見ると、振幅分布には加速度と同様に地形との対応が見られるが、観測網の南部（図1のOJY付近）でやや振幅が大きくなる傾向が見られる。UD成分は、増幅も小さく平野内外の振幅差がなく、水平動に比べ地形とのはっきりした対応が見られない。なお、図6、図7において観測網の南西部、柏崎（図1のKSW）から続くKKの東側の平野部で振幅が大きいのは、刈羽村の震度観測点である。2011年東北地方太平洋沖地震時には、震度5弱を記録している。

4.2 加速度応答の周期依存性

水平動に対する減衰定数5%の加速度応答（周期1秒、5秒、10秒）を図8に示す。PGA（図6）・PGV（図7）と同様に、長岡以北の平野部が大きいことは、周期1秒、5秒、10秒とも確認できる。周期1秒の応答は最大加速度の傾向に近く、周期10秒では観測網の南部の丘陵部の値が大きくなり最大速度の結果に近い。これは、加速度最大値に影響の大きい周期と最大速度に影響の大きい周期が異なるためと考えられる。また、加速度・速度で大きい値を示していた刈羽村の震度計は、周期1秒では大きい周期5秒、10秒では周辺の丘陵部と変わらない。この地点のスペクトルには1秒付近に非常に高いピークが存在しており、最大速度を決める周期と最大加速度を決める周期が変わらないためと考えられる。

なお、図8にはNS成分のみ示してあるが、EW成分でも大局的には同様な傾向であった。これは、フーリエスペクトルで確認できるように0.2 Hzより高周波数側ではNS成分とEW成分に極端な差がなかったためと考えられる。

図6 各観測点で観測された最大加速度

図7 各観測点で観測された最大速度

図8 観測記録から計算された加速度応答値（NS成分：減衰5%、左から周期1秒、5秒、10秒の結果）

5. 議論

5.1 地震動の空間分布と地盤構造

最大加速度や最大速度などの増幅には、浅い地盤構造が影響していると考えられ、表層30 mの平均S波速度（AVS30）による評価式などが提案されている⁸⁾。そこで、表層地盤の速度増幅率（工学基盤：400 m/sからの増幅）と今回得られた中越地域の地盤増幅の関係を検討する。表層地盤の増幅率は、防災科学技術研究所がインターネットで公開しているものを用いた。これは、250 mメッシュの微地形区分⁹⁾を基にAVS30を推定し¹⁰⁾、藤本・翠川(2006)の式⁸⁾を用いて最大速度の増幅率を評価したものである。観測点の増幅率は、基準観測点（ここではNGSWとした。）に対する比率で評価した。NGSWは、地表付近は $V_s=210$ m/sであるが、深さ6 mで $V_s=480$ m/sとなっており、工学基盤相当と考えられる[AVS30=391 m/s]。なお、観測網の大きさが震源からの距離に比較して小さいため、距離減衰の補正は行っていない。

微地形分類から評価された地盤増幅率と基準観測点（図中の□）に対するPGV比を図9に示す。観測点の色と背景の色が一致していれば、増幅率評価が一致していることを意味する。水平動に関しては、平野部で大きく丘陵部で小さな傾向は一致しているが、観測点の相対増幅は微地形分類による増幅よりも全体的に大きめであり、特に平野部では大きな増幅を示している。また、観測網南部では、微地形区分に関係なく増幅が大きな観測点も存在する。上下動に関しては、平野も丘陵部も同様な値となっており増幅が見られない。

図9 微地形区分による速度増幅率（ $V_s=400$ m/s層からの増幅）と最大速度比（基準点：□）

NGSWに対する振幅比とAVS30の関係を図10に示す。なお、AVS30は、それぞれの観測点のPS検層データから計算した。上段左がPGA比、上段右がPGV比である。点線は、既往の関係式⁸⁾を示し、実線はデータ（NS成分+EW成分）に対する回帰直線である。既往研究のPGA比は、有効歪もパラメータとなっているが、振幅が小さいことから歪みが小さな場合の式の直線を描いている。PGAについては、2本の線はほぼ平行である。AVS30=400 m/s付近における振幅比のばらつきを考えると、AVS30=400 m/s 近傍で振幅が小さい方であるNGSWでなく、適切な基準点を選ぶことで既往の評価式と対応すると考えられる。一方、PGV比とAVS30の関係をみると、NGSWがばらつきの下端付近にあることは同様であるが、回帰直線は平行ではなく既往の評価式に比べ傾きが緩くなっている。もともと、PGAとPGVでは代表する周波数が異なり、PGVの方がより低周波数側の地震動と対応していると考えられる。加速度フーリエスペクトル(図3)を見ると、1 Hz未満でピークを示しているが、加速度波形(図2)で最大値を記録する部分は、そのような低い周波数ではない。一方、速度波形(図4)では、最大値を記録する部分の見かけ周波数は0.1 Hz前後である。既往の評価式の導出に用いられた地震はMw6.1~7.9の5地震であり、記録も震源距離300km以内のものである。今回用いたデータは、地震の規模（Mw9.0）を考えるとより長周期の地震

動のパワーが大きく、また、観測点の震源距離が遠く（336 km～387 km：平均364 km）短周期の地震動が減衰しており、最大速度値に寄与する周波数が既往の評価式より低くなっていると考えられる。そのため、30 mより深い地盤の影響が大きくなり、既往の式⁸⁾に比べ傾きが小さくなったと考えられる。

図10の下段は、左から周期1秒、2秒、5秒、10秒の減衰5%の加速度応答振幅の比とAVS30の関係を示している。周期が短いほどAVS30との関係が明瞭で、周期1秒ではPGAと同様な直線的な相関が見られる。周期が長いとAVS30との相関が弱くなるが、その変化は単純ではない。AVS30=200 m/s未満の観測点は、周期2秒、5秒でも安定して大きい振幅比を示し、周期10秒ではばらつきが大きくなる。一方、AVS30=200～500 m/sについて見ると、周期5秒で最もばらつきが大きく、周期10秒ではばらつきが小さくなる。なお、周期10秒ではAVS30との相関がほとんど見られない。表層が遅いとその影響は長周期側まで及ぶが、表層が速い場合は、深い構造の違いの影響が短い周期から現れてくると考えられる。

図10 AN-net観測点のAVS30に対する振幅比の関係（基準点：NGSW）
 上段左から、PGA比、PGV比、下段左から、周期1、2、5、10秒の加速度応答（減衰5%）比

次に、長周期地震動に対する深い構造の影響を見るため、周期1秒、5秒、10秒の加速度応答（減衰5%）について基準点(NGSW)との比を作成し、産業技術総合研究所による地震基盤深さ¹⁾にスペクトル比を重ねて図11に示す。基盤深さは、図1に示したような平野の形状と相似形をしているわけではなく、北から新潟（NGT）付近、三条（SNJ）と長岡（NGO）の間、そして小千谷（OJY）付近と3つの窪みに分かれている。応答加速度比は、基盤が深いところで大きく浅いところで小さい傾向があるが、特に周期5秒の分布は、長岡と小千谷の間の尾根状のところで振幅比が小さくなっており、3つの窪みに対応した分布性状を示している。周期10秒では全体の変化が小さくなる。これは、フーリエスペクトル形状（図3）や分散性（図5）で確認できるように、周期10秒以上（周波数0.1Hz以下）では、平野内外の観測点の差が小さくなることと対応している。なお、FTTAとKGSMの振幅の相対関係は、地震基盤深さと整合的である、

空間分布を見ると地震基盤深さと振幅比に相関が見えることから、地震基盤深さとスペクトル比の相関を調べた。AN-netの観測点について、図11に示した地震基盤深さと振幅比の値を比較したのが図12である。下段が周期1秒、2秒、5秒と10秒の加速度応答スペクトル（減衰5%）、上段がPGA、PGVである。また、上右端に各観測点の地震基盤深さとAVS30の関係を示す。地震基盤深さとAVS30には明瞭な相関は見られないが、AVS30が小さい観測点は振幅が大きくなることから、振幅比と地震基盤深さの関係を考える上で注意が必要である。周期1秒の加速度応答比やPGA比では図10に示したようにAVS30との相関が明瞭であり上段右端のAVS30の分布を上下反転させたような形状をしている。周期2秒以上では、

長周期側ほどばらつきが減り、分布形状がなめらかになり、地震基盤深さに対して正の相関を示している。なお、PGV比は周期10秒の加速度応答比より傾斜が小さくばらつきも小さくなった。ところで、地震基盤深さ4000 m、6000 m付近で振幅が大きな観測点が認められるが、これらは、AVS30が小さな観測点に対応している。Hatayama et al.(2007)¹²⁾は、長周期地震動によりタンク火災が発生した勇払平野を対象に、周期7～8秒の地震動の振幅が、深さ4～6kmの地震基盤形状でなく、表層1km以浅に存在するVs=800 m/s以下の堆積層に強く影響されることを示している。今回用いたデータでも、AVS30 (図10) と地震基盤深さ (図12) から見て、長周期地震動の振幅変化に地震波速度の遅い表層の影響は無視できないと考えられる。今回は、表層 (AVS30)、地下深部 (地震基盤深さ)、それぞれの指標のみ用いた検討であった。今後、地下構造モデルを用いた検証が必要である。

図11 地震基盤深さ ($V_s=3.3\text{km/s}$ 層の深さ)¹¹⁾と応答加速度比 (基準点: □)

図12 AN-net観測点の地震基盤深さと振幅比の関係 (基準点: NGSW)

上段左から、PGA比、PGV比、AVS30、下段左から、周期1、2、5、10秒の加速度応答 (減衰5%) の比

5.2 波動の伝播速度

新潟平野では地下深部構造解明のための微動アレイ探査が行われているが、微動のパワーの制約から5秒程度までの解析がほとんどである^{例え¹³⁾}。また、地震記録を用いた解析では観測点間隔の制約もあり群速度の分析が行われている^{13)、14)}。AN-netの観測網は、5 km～10 km間隔であるため、短周期の位相速度は解析できないが、周期5秒程度以上の長周期であれば位相速度の検討が可能と考えられる。今回、2011年東北地方太平洋沖地震により長周期側でパワーのある地震波が得られたこと、UD成分に特徴的な波群が観測されたことからレーリー波位相速度の推定を試みる。ただし、観測網の範囲中で基盤深さが大きく変化している¹¹⁾ことから、基盤深さが大きく変化しない範囲で、スペクトルの振幅特性が同等な観測点を選びアレイを構成した(図13(a)に赤丸で示す6点)。6点におけるUD成分の速度波形に対し中心周期に対し周波数領域で $\pm 20\%$ の幅を持つコサイン形状のバンドパスフィルターを施し、その波形を用いたセンブルンス解析⁷⁾で位相速度を推定した。中心周期6、8、11、13、15秒の解析結果を図14に示す。下から位相速度、到来方向(北から時計回り)、フィルター波形である。センブルンス解析の解析区間は20秒とし、10秒ずつずらして解析を行っており、図14には、解析区間毎の位相速度、到来方向を示している。解析区間により異なるが、周期が短くなると位相速度が小さくなり、到来方向は南寄りになる傾向が見られる。前後の周期の速度との連続性を考慮しつつ、振幅の大きな波群にかかる解析区間で平均をとり、位相速度を求めた結果を図13(b)に赤丸で示す。なお、周期6秒のように複数の波群で求めた速度をプロットしている場合もある。周期5秒で1.4 km/s、周期20秒で3.8 km/sと分散性を示し、周期5秒でも2 km/sに達しない遅い位相速度である。図13(b)には、周辺で行われた微動アレイによる周期4秒での位相速度¹³⁾と地震記録の三点アレイ解析から求められた位相速度¹⁴⁾を記してある。微動アレイの解析結果を見ると平野内でも位相速度が大きく変化している。また、三点アレイ解析結果は、周期5秒での位相速度は今回の解析結果より速いが、周期10秒付近で今回の結果に連続的につながる傾向を示す。なお、KK地点で行われた微動アレイ観測¹⁵⁾は、周期4秒で2 km/s、周期5秒で2.7 km/sである。図13を見ると、周期10秒以下の位相速度は、地震基盤深さが浅いところで速く、深いところで遅い傾向が見られる。地震動の周波数特性分析結果(図3や図5)を見ると、周期10秒以下(周波数0.1 Hz以上)では、平野内外の地震動の振幅や波形の差が大きくなっていた。地震基盤が深い場所は平野部分とは必ずしも一致しないが、位相速度の違いは図5に示したような地震動の変化の一因になると考えられる。

図13 観測点分布(a)と上下動成分から抽出した位相速度(b)

● : 今回の解析に用いた観測点、▼ : 既往の微動アレイ、■ : 既往の地震波解析地点

図14 UD成分波形のセンブルンス解析結果。下から位相速度、到来方向、バンドパスフィルター波形。色でフィルターの中心周期を示す。赤：15秒、オレンジ：13秒、緑：11秒、水色：8秒、青：6秒。

6. まとめ

新潟県中越地域の高密度地震観測網（AN-net）で得られた東北地方太平洋沖地震の記録の分析を行った。加速度波形は、揺れ始めから100秒くらいで最大となる紡錘形をしており、太平洋側の宮城県や福島県の地震動とは異なり特徴的なパルスを含む波群は見られない。最大加速度値は、丘陵部で $10\sim 20\text{ cm/s}^2$ 、平野部で $30\sim 40\text{ cm/s}^2$ である。加速度フーリエスペクトルは、高周波成分が小さく1 Hz以下の振幅が大きい。また、0.1 Hz以下は観測点によらずほぼ同一で、NS成分の0.02 Hz、EW成分及びUD成分の0.04、0.06、0.08 Hzに共通のピークが認められる。0.1～2 Hzのスペクトル振幅は、平野部の観測点で、周辺丘陵部に比べて約5倍となっている。速度波形には、EW成分及びUD成分に宮城県で見られたような50秒間隔の二つのパルス（周期約20秒）が確認される。上下動波形にセンブルンス解析を適用し、伝播性を評価すると、2つの波群ともほぼ 3.3 km/s で震央方向から伝播している。

最大加速度、最大速度は、丘陵部で小さく平野部で大きい傾向を示し、大局的には地形と対応がよく、微地形区分から評価された増幅度分布との対応も確認できた。また、観測点のボーリングデータに基づきAVS30を計算し、増幅率との相関を確認したところ、最大加速度については既往研究と同等の関係が確認できたが、最大速度については既往の知見より傾きが小さい傾向が見られた。これは、データの地震規模や震源距離の関係から観測記録の低周波数成分の影響が強く出たためと考えられる。また、周期5秒及び10秒の加速度応答（減衰5%）では、地震基盤深さと相関のある空間分布が得られ、厚い堆積層の影響が示唆される。ただし、長周期地震動の振幅には、表層の低速度層の影響も含まれるため注意が必要である。

謝 辞

編集委員及び査読者のご意見は、本論文の改善に有用でした。丁寧な査読に感謝いたします。また、解析にあたり、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの観測記録、J-SHISの表層地盤増幅データをイン

ターネットでダウンロードして使用いたしました。気象庁編集の加速度データ（強震波形データ：95型）2011年DVDに収録された新潟県内の気象庁及び刈羽村の震度計の加速度記録を使用いたしました。作図に当たりGMT¹⁶⁾を使用しました。関係各位に記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 工藤一嘉、坂上実：1983年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について－新潟における石油溢流の問題点－、地震研究所彙報、第59巻、1984年、pp.361-382.
- 2) 植竹富一：新潟県南部の浅発地震により励起された表面波について、地震第2輯、第48巻、1995年、pp.99-107.
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長岡平野西縁断層帯の長期評価について、平成16年10月13日、2004年（http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm）.
- 4) 関根秀太郎、澤田義博、佐々木俊二、阿倍信太郎、田澤芳博、土方勝一郎、西村 功、植竹富一：長岡平野西縁断層帯における微小地震観測網の構築、日本地震学会2010年秋季大会予稿集、2010年、D11_08.
- 5) 岩切一宏：1.4.3 加速度記録から見た直接みた震源過程、気象庁技術報告第133号、平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震調査報告、第I編、2012年、pp.31.
- 6) Dziewonski, A., S. Bloch and M. Landisman: A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.59, 1969, pp.427-444.
- 7) Neidell, N.S. and M.T. Taner: Semblance and Other coherency measures for multichannel data, Geophysics, Vol.36, 1971, pp.482-497.
- 8) 藤本一雄、翠川三郎：近接観測点ペアの強震観測記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S 波速度の関係、日本地震工学会論文集、Vol.6、No.1、2006年、pp.11-22.
- 9) 若松加寿江、松岡昌志：全国統一基準による地形・地盤分類250m メッシュマップの構築とその利用、地震工学会誌 No.18、2013年、pp.35-38.
- 10) 松岡昌志、若松加寿江：地形・地盤分類250m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ、産業技術総合研究所、知的財産管理番号H20PRO-936(2008).
- 11) 関口春子、吉田邦一、吉見雅行、堀川晴央：新潟堆積盆地3次元地盤構造モデル、地質調査総合センター速報、no.50、2009年.
- 12) Hatayama, K., T. Kanno and K. Kudo: Control Factors of Spatial Variation of Long-Period Strong Ground Motions in the Yufutsu Sedimentary basin, Hokkaido, during the Mw 8.0 2003 Tokachi-oki, Japan, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.97, 2006, pp.1308-1323.
- 13) 佐藤浩章、山中浩明、東貞成、佐藤清隆、芝良昭、元木健太郎、水田敏彦：長周期地震動評価のための新潟平野及び庄内平野における深部S波速度構造の推定、地震第2輯、第61巻、2009年、pp.191-205.
- 14) 植竹富一：新潟県南部の浅発地震によるやや長周期地震動の解析、地震第2輯、第45巻、1992年、pp.317-325.
- 15) 佐藤浩章、東貞成、植竹富一、徳光亮一：微動・地震観測に基づく深部地盤のモデル化－柏崎刈羽原子力発電所を対象とした微動アレイ観測の適用性－、電力中央研究所報告N09013、2010年.
- 16) Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe: Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, Vol.94, 2013, pp.409-410.

（受理：2015年4月7日）
（掲載決定：2015年11月27日）

Spatial Variation of Ground Motion of Niigata-ken Chuetsu Area
during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake
- Analysis of the Data from Dense Observation Array -

UETAKE Tomiichi ¹⁾, HIKIMA Kazuhito ²⁾, SEKINE Shutaro ³⁾
and SAWADA Yoshihiro ⁴⁾

1) Member, Tokyo Electric Power Company, Dr. Sci.

2) Member, Tokyo Electric Power Company, Dr. Sci.

3) Association for the Development of Earthquake Prediction, Dr. Sci.

4) Member, Association for the Development of Earthquake Prediction, Dr. Sci.

ABSTRACT

In Niigata-ken Chuetsu Area, the new seismic observation network consisting of 40 stations was established for the study of seismicity around the fault zone of western margin of the Nagaoka plain. The characteristics of the records observed in this network during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake were studied. The several significant pulses were recognized in the acceleration records in Miyagi and Fukushima prefecture but there were no significant pulses in acceleration data of the network. The values of PGA were 10-20 cm/s² in a hill side and 30-40 cm/s² in the plain side. The acceleration Fourier spectra of the records were poor in higher frequency than 1 Hz. The spectrum amplitude in frequency of 0.1-2 Hz in plain side showed approximately five times larger than those in hill side. The spectrum amplitude in lower frequency than 0.1 Hz was almost the same in both sides. The common spectrum peaks were recognized at 0.04, 0.06 and 0.08 Hz in UD- and EW- component and 0.02 Hz in NS-component. Two clear pulses with period of about 20 seconds were recognized with the interval of about 50 s in the velocity waveforms of EW and UD. The values of PGA and PGV were large in plain side and small in hill side. Spatial distributions of PGA and PGV showed correlation to the topography and relative amplification factor to the reference station showed correlation to AVS30 those were calculated from PS-logging data. The relative amplification factor of the acceleration responses with 5 % damping at period of 5 and 10 seconds showed correlation to the depth of seismic bedrock not to topography. This also suggests that the effects of the thick sedimentary layers in this area on long-period ground motion amplification.

Keywords: Chuetsu Area, Dense array observation, Long-period ground motion, Depth of seismic bedrock, Site amplification factor, the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake