東北地方太平洋沖地震の余震と微動観測記録を用いた 茨城県中部における地盤震動特性の評価

地元孝輔¹⁾、津野靖士²⁾、山中浩明³⁾

- 1) 正会員 東京工業大学大学院総合理工学研究科、助教 博士（工学）
e-mail : chimoto.k.aa@m.titech.ac.jp
- 2) 正会員 鉄道総合技術研究所、副主任研究員 博士（工学）
e-mail : stsuno@rtri.or.jp
- 3) 正会員 東京工業大学大学院総合理工学研究科、教授 工博
e-mail : yamanaka@depe.titech.ac.jp

要 約

2011年東北地方太平洋沖地震では、茨城県内において、震源断層の南端部に近い太平洋沿岸のK-NET日立やK-NET鉾田で 1000cm/s^2 を優に超える最大加速度を記録し、栃木県境のKiK-net岩瀬においてもほぼ 1000cm/s^2 の最大加速度を記録した。しかし、それらのあいだに位置する茨城県中部の東茨城台地では強震観測点が少ないため、本震記録が得られておらず、また地下構造も十分に明らかではないため、余震観測と微動観測によって、同地域の地盤震動特性を評価する。余震観測記録は、露頭基盤である台地西部に比べて、台地東部と台地中央で大きくなっている。そこで、S波速度構造モデルを推定したところ、地震基盤は台地の西から東に向かって徐々に深くなる一方で、表層地盤は台地中央で深くなっている。それにより、東茨城台地における地盤震動特性は、表層と深部地盤によって異なる特徴を示す。台地西側では短周期で卓越するが、台地中央では周期1秒程度で卓越し、台地東側では長周期と短周期で卓越するため、地震動が大きくなることがわかった。推定されたモデルによる地盤増幅特性と、余震記録によるスペクトル比を比較したところ、両者は類似した。

キーワード： 東北地方太平洋沖地震、地盤震動特性、余震、微動、茨城県中部

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震では、東北地方から関東地方の広い範囲で大きな揺れが観測された。宮城県のK-NET築館[例えば、山中ほか, 2011¹⁾; Nagashima et al., 2014²⁾]と栃木県のKiK-net芳賀[山中ほか, 2012³⁾]では震度7を観測し、茨城県内では震源に近い沿岸のK-NET日立やK-NET鉾田で震度6強を観測したほか、栃木県境付近のKiK-net岩瀬[Satoh et al., 2014⁴⁾]やK-NET笠間、JMA筑西においても震度6強を観測している。このような大震度にもかかわらず、茨城県内の強震観測点周辺の被害調査では、全壊・大破した建物はみられなかった[境, 2014⁵⁾]。

強震動の生成要因としては、栃木県境付近では表層地盤と深部地盤のコントラストが大きい地域であ

ったことが、地下構造の推定により明らかにされた[Satoh et al., 2014⁴⁾]。一方、K-NET鉾田の強震動生成要因については、詳しく調べられておらず、地下構造に関しても深部地盤までは十分にわかっていない。さらに、栃木県境から震源断層の南端部に近い海岸線に至るまでの東茨城台地においては強震観測点がほとんどない。

そこで著者らは、定常的な強震観測点がありません茨城県中部の東茨城台地において余震観測を実施した。また、地下構造も十分に明らかになっていないため、余震観測で得られたデータによって深部地下構造を推定し、およそ周期1秒以上の地震動が深部地盤の構造によっておおむね説明できることを示した[津野ほか, 2011⁶⁾]。しかし、東北地方太平洋沖地震では、K-NET鉾田においては、短周期で卓越していることから、短周期地震動に影響が大きい表層地盤についても明らかにすることが重要である。本研究において、「深部地盤」とは、S波速度が450または500m/s以上の層を指し、「表層地盤」とは、それ以下の層によって構成される地盤を指す。なお、表層地盤の最下層であるS波速度450m/sまたは500m/sの層を「工学的基盤」と呼び、深部地盤の最下層である $V_s=3.2\text{km/s}$ の層を「地震基盤」と呼ぶ。

本研究では、茨城県中部の東茨城台地における短周期から周期数秒までの地盤震動特性について検討するため、微動探査によって東茨城台地の表層地盤のS波速度構造を明らかにする。それに加え、津野ほか(2011)⁶⁾で推定された深部地盤のS波速度構造を考慮した地盤増幅特性を評価し、余震記録のスペクトル比と比較することで、東茨城台地における表層と深部地盤による地盤増幅特性について考察する。最後に、表層と深部地盤のモデル化を行ったK-NET鉾田において、本震で大加速度が得られた要因について検討する。

2. 茨城県中部における東北地方太平洋沖地震の強震記録と余震観測記録

2.1 茨城県中部における東北地方太平洋沖地震の強震記録

茨城県中部の大部分は東茨城台地に属し、西は筑波山地、東は太平洋に面している。図1は、K-NETおよびKiK-net観測点を示し、また、余震観測点⁶⁾も示している。図示しているK-NETおよびKiK-net観測点では東北地方太平洋沖地震の本震を観測し、得られた最大加速度(PGA)および最大速度(PGV)を記している⁵⁾。図示したなかでも、K-NETのIBR013(鉾田)の最大値は、PGAで 1614cm/s^2 、PGVで 70cm/s と大きい。これは、震源断層に近いことも考えられるが、同じく沿岸に位置するIBRH18(ひたちなか)やIBR007(那珂湊)ではPGAがその半分から1/3程度であることから、IBR013(鉾田)では局所的に地盤増幅が大きかったものと推測される。一方、震源断層から離れた筑波山地においても、IBRH11(岩瀬)とIBR005(笠間)ではPGAがほぼ 1000cm/s^2 と、周辺よりも大きいことがわかる。IBRH11では、Satoh et al. (2014)⁴⁾による地下構造の推定結果から、表層地盤と深部地盤の強いコントラストが強震動生成要因であることがわかっている。また、IBR012(石岡)では、PGAが 359cm/s^2 と図示した中では最も小さい。

強震観測点で得られた本震の加速度波形と速度応答スペクトルを図2に示す。加速度波形もIBR013(鉾田)のエンベロップは特に大きい。応答スペクトルにおいて、IBRH11(岩瀬)とIBR005(笠間)は類似しており、その鋭いピークは前述の強いコントラストによるものである。また、IBR013(鉾田)でも鋭いピークがみられるが、その周期は0.3秒程度で短い。さらに、周期4秒程度にも穏やかなピークが認められる。また、IBR012(石岡)はPGAこそ小さいものの、建物被害に影響する周期1秒程度[例えば、境ほか, 2001⁷⁾]においては、他と同程度か若干大きい。

図1 余震観測点^⑥ (△) とその周辺の強震観測点。K-NET観測点を○で、KiK-net観測点を◇で示している。赤で示す数値は、本震で観測されたPGA (cm/s²) とPGV (cm/s) (水平2方向ベクトル和^⑤)。

図2 本震の加速度波形(NS成分; 左)と、減衰5%の速度応答スペクトル(水平2成分の相乗平均; 右)。

2.2 茨城県中部における東北地方太平洋沖地震の余震観測記録

強震観測点がほとんどない茨城県中部の東茨城台地において、東北地方太平洋沖地震の余震観測を行った(図1)。観測の詳細は津野ほか(2011)^⑥を参照されたい。図3には、福島県沖の余震(M_j5.9; 表1の4番)による加速度記録および、その速度応答スペクトル、PGA、PGVを示す。図左上に示す波形は、記録が得られたものだけを示しており、I05、I06、I09-I12は欠測のため示していない。加速度記録は、台地西のI07とI08では小さく、台地東から中央のI01-I04にかけて大きい。疑似速度応答スペクトルは、I01-I04においては周期0.2秒程度で卓越し、I07では周期0.8秒程度で卓越する。PGAとPGVをみると、K-NETのIBR013(鉾田)やKiK-netのIBRH11(岩瀬)、K-NETのIBR005(笠間)は周辺よりも大きい。余震観測点(I01-I08)では太平洋側の観測点において大きくなるが、特に、PGAは東茨城台地中央でも大きいことがわかる。

なお、この余震観測で得られた記録から、津野ほか(2011)^⑥は、深部地盤を対象とした地下構造モデルの推定も行っている。余震のコーダ波H/Vと、連続観測記録の地震波干渉法解析による群速度とのジョイントインバージョンによって、基盤が露頭する筑波山地から太平洋に向かって徐々に深くなる構造で

あることを示している。しかし、表層地盤までは十分に推定できていないため、本研究では、微動探査によって表層地盤のS波速度構造モデルの推定を試みる。今後、余震観測点のI01からI08を東西側線、I09からI12を南北測線とよぶ。

図3 2011年5月14日8:35福島県沖の余震(Mj5.9; 表1の4番)の余震観測点におけるNS成分加速度記録(上左)とその速度応答スペクトル(減衰5%、水平2成分の相乗平均; 上右)および、PGA(下左)とPGV分布(下右)。上左図においてバーはスペクトル比の推定に用いた解析区間を示している。

表1 解析に用いた余震記録。

番号	日時	緯度	経度	深さ	Mj	震源位置	I01の震源距離
1	2011/5/13 16:49	37.8°	141.8°	40km	4.3	福島県沖	206km
2	2011/5/13 19:17	37.9°	143.5°	40km	4.7	三陸沖	322km
3	2011/5/13 22:51	35.9°	141.1°	20km	4.3	茨城県沖	65km
4	2011/5/14 08:35	37.3°	141.6°	40km	5.9	福島県沖	151km

3. 余震観測点における表層地盤のS波速度構造モデルの推定

3.1 余震観測点におけるレイリー波位相速度の推定

茨城県中部の東茨城台地で実施した余震観測点において、表層地盤構造を明らかにするために、比較的小さな微動アレイ観測を実施し、SPAC法[例えば、松岡ほか, 1996⁸⁾]により位相速度の推定を行った。微動アレイ観測では、ポータブル加速度計GPL6A3P (Mitutoyo)を7台用いて二重三角形アレイを組み、100Hzサンプリングで10~20分程度の微動を測定した。二重三角形の辺長は最大で24m、最小で1.5mである。微動は上下水平動の3成分で計測したが、上下動成分のみを解析に用い、それによる解析結果はレイリー波とみなす。図4には微動アレイによって推定されたレイリー波位相速度を示している。

I01からI07は東西方向の余震観測線である。I08は筑波山麓の山道にあり、大きな微動アレイ観測は困難であるが、露頭基盤と考えられる[坂本ほか, 1981⁹⁾]。筑波山に近いI06やI07では10Hz程度以下で位相速度が急激に大きくなるが、東側のI01ではそれほど分散が顕著ではない。東茨城台地中央のI03からI05においては低周波数においても位相速度が小さい。余震観測の南北測線ではI10を除いて分散が顕著で、大きな位相速度が推定された。I10は位相速度が小さく、I10に近い東西側線におけるI04やI05と同様の傾向がみられる。

図4 余震観測点において推定されたレイリー波位相速度をマークで示す。実線は、後述の逆解析により推定されたS波速度構造モデルにより計算される理論レイリー波基本モード位相速度を示す。

3.2 位相速度の逆解析による表層地盤のS波速度構造モデルの推定

レイリー波位相速度の逆解析によってS波速度構造モデルの推定を行う。前述のとおり津野ほか(2011)⁶⁾では、余震記録のコード H/V と、余震観測中に得られた微動部分を用いた地震波干渉法によって、比較的深部のS波速度構造モデルを推定している。そこで推定されたS波速度(V_s)が350m/s以上の層を既知とし、それよりも浅い層を逆解析によって推定する。逆解析は山中(2007)¹⁰⁾による遺伝的アルゴリズムと焼きなまし法を併用したハイブリッドヒューリスティック探索により行った。なお、密度は1.8g/cm³で一定とし、P波速度は、S波速度との関係式により与えた[狐崎ほか, 1990¹¹⁾]。よって未知数は V_s と層厚であり、その探索範囲を表2に示す。 V_s が350m/s以上の層は津野ほか(2011)⁶⁾を参考にして V_s 、層厚ともに固定している。2層目の V_s は津野ほか(2011)⁶⁾にならって200m/sとし、図4の位相速度を参考にして、 V_s が100-200m/sの層を加えた。逆解析のための理論値は、レイリー波の基本モードの位相速度である。

表2 逆解析における探索範囲。

層	密度(cm/g ³)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	層厚(m)
1	1.8	1400-1510	100-200	1-10
2	1.8	1510	200	1-20
3	1.8	1675	350	文献6)による
4	2.0	1785/1840	450/500	文献6)による
5	2.1	2280	900	文献6)による
6	2.3	4810	3200	-

図5には推定された表層地盤のS波速度構造を示している。なお、図4には推定されたS波速度構造により求められるレイリー波の基本モードの位相速度を示している。図4から、逆解析によって、観測された位相速度を適切に説明できるモデルが推定されたといえる。

工学的基盤である V_s が500m/sまたは450m/sの層までの深さは、筑波山に近い西側のI06やI07では浅い。一方で、それが東へ行くほど深くなるとは限らない。工学的基盤が特に深いのはI04とI10である。この結果は、東側ほど深いという深部地盤の傾向と異なる。津野ほか(2011)⁶⁾によるモデルは、主に深部地盤を対象としており、周期0.5秒程度以上の群速度を説明できるが、本研究によって、より短周期(高周波)の位相速度を説明できるモデルが推定されたといえる。

図5 位相速度の逆解析により推定された表層地盤のS波速度構造。工学的基盤深度を矢印で示す。

なお、同地域の表層地盤のS波速度構造についてはあまり明らかになっていないものの、地震ハザードステーションJ-SHIS¹²⁾では、微地形区分に基づいた表層地盤の平均S波速度が公開されている。図6には微動アレイ探査により推定された深さ30mまでの平均S波速度(AVS30)と、J-SHISによるAVS30を示している。観測点の多くはローム台地に位置しており、J-SHISによるAVS30はほぼ250m/s程度であるが、微動アレイ探査によって推定されたAVS30は、151~350m/sと変動が大きいことから、同じローム台地でもAVS30は異なることがわかる。

図6 J-SHISによるAVS30¹²⁾と微動アレイ探査により推定されたAVS30の比較。

4. K-NET鉾田における表層と深部地盤のS波速度構造モデルの推定

4.1 K-NET鉾田のレイリー波位相速度の推定

本震で大加速度が観測されたK-NET鉾田におけるS波速度構造は、速度検層によって深さ20mまで明らかにされているが、それより深い構造は十分に明らかではない。なお、津野ほか(2011)⁶⁾においても、小さな地震を対象とした連続余震観測も行っていないため、深部地盤構造が推定されていない。そこで前章と同様に、K-NET観測点、IBR013(鉾田)の近傍において微動アレイ探査を実施した。なお、ここでは一辺の最大が50mの微動アレイ観測を行った。その他、三角形の辺長が25m、12m、6m、3m、1.5mの微動アレイ観測も実施した。

推定された位相速度を、図7左に○で示す。ここでは、より低周波の位相速度を推定するため、SPAC法とCCA法[長ほか, 2008¹³⁾]を適用した。図4に示された余震観測点における位相速度と比較するため、2Hz以上の位相速度に着目すると、2Hzで約300m/s、20Hzで約100m/sである。これは、同じく海岸近くのI01やI02の傾向と類似している。さらに、1Hz以下の低周波数帯域で大きな位相速度が推定された。

4.2 位相速度の逆解析による表層と深部地盤のS波速度構造モデルの推定

推定された位相速度を、前章と同様に逆解析によって、S波速度構造モデルを推定した。探索範囲は、前述の他の観測点と同様のS波速度をもつ6層モデルを仮定し、表3のようにした。逆解析結果を表4または図10に示しており、地震基盤である $V_s=3.2\text{km/s}$ の層までのS波速度構造が得られた。このモデルによる理論レイリー波の基本モードの位相速度を図7左に示しており、観測された位相速度と矛盾しない。また、IBR013(鉾田)では速度検層結果が公開されているため、それによる理論レイリー波位相速度も示している。速度検層モデルは深さ20mまでであるため、高周波数帯域のみ比較できるが、7Hz程度以上では良く一致している。

さらに、深部地盤まで適切に推定されたか検討するため、微動アレイ観測で同時に得られた上下水平動スペクトル比(H/V)を図7右に示す。H/Vはおよそ0.3Hzでピークをもっており、S波速度構造モデルによる理論レイリー波楕円率のピーク周波数と一致する。さらに、H/Vでみられる約0.7Hzと約10Hzの谷をもつ周波数もレイリー波楕円率の谷の周波数と一致しており、表層から深部まで妥当に推定できたといえる。

表3 逆解析における探索範囲。

層	V_s (m/s)	層厚 (m)
1	100-200	1-10
2	200-300	1-20
3	300-400	1-300
4	500	1-600
5	900	1-1000
6	3200	-

表4 IBR013(鉾田)における地盤モデル。

層	密度 (cm/g^3)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	層厚 (m)
1	1.8	1425	121	5
2	1.8	1563	246	8
3	1.9	1690	360	82
4	2.0	1845	500	225
5	2.1	2289	900	95
6	2.3	4842	3200	-

図7 K-NET鉾田で推定されたレイリー波位相速度を○で示し、推定モデルによる理論値を青線、速度検層モデルによる理論値を破線で示す(左)。微動の上下水平動スペクトル比(H/V)を黒、理論レイリー波楕円率を青で示す(右)。灰色線はH/Vの標準偏差を示す。

5. 地盤震動特性の評価

5.1 表層地盤による理論地盤増幅特性

前章までに推定されたS波速度構造モデルによって、一次元重複反射理論に基づいて求められた表層地盤の増幅特性を図8に示す。これは、 V_s が500m/sまたは450m/s以上の解放基盤に対するものである。なお、各層のQ値は周波数依存を考慮し、 $Q = Q_0 f^n$ ($V_s > 700\text{m/s}$ の場合は $n=0.5$ 、 $V_s < 700\text{m/s}$ の場合は $n=0.7$ とする)とし、 Q_0 は $V_s(\text{m/s})$ の1/10とした[津野・工藤, 2001¹⁴⁾]。

厚い表層をもつI01、I03、I04やI10では、周期1秒以上において一次卓越周期をもっており、表層地盤によってもそのような帯域で増幅することがわかる。一方で、筑波山に近い西側のI06やI07、および南北測線上の観測点I09、I11、I12では、周期0.2秒前後で増幅率が卓越する。このように、最も大きな増幅率を矢印で示しており、それがI03やI04、I05、I09などでは一次卓越周期になっている。すなわち、

I03 や I04、I05、I09 の卓越周期は工学的基盤によるものと考えられる。しかし、他の観測点では、一次卓越周期で増幅が最も大きいとは限らない。増幅率の大きさは、インピーダンスコントラストと関係があることから、増幅が卓越する周期は、工学的基盤より浅いコントラストが大きな層によるものと考えられる。

図 8 下中央は IBR013 における理論地盤増幅特性を示しており、微動アレイ探査によるものと速度検層によるモデルから求められるものである。ただし、検層によるモデルの工学的基盤の速度は 450m/s となっているため、IBR013 における微動による工学的基盤の S 波速度(500m/s)に比べて増幅率は 1 割小さくなることに注意されたい。両者はともに周期 0.2 秒程度に大きなピークをもち、東北地方太平洋沖地震の際に卓越した周期と調和的である。

図8 余震観測点における表層地盤による理論地盤増幅特性。IBR013(鉾田)における理論地盤増幅特性を、速度検層モデルによるものと比較する(下中央)。増幅が最も卓越するところを矢印で示す。

5.2 余震記録によるスペクトル比と理論地盤増幅特性との比較

余震観測において地震基盤が露頭していると考えられる筑波山麓に設置した I08 観測点をリファレンスとみなし、I08 に対する各観測点の余震記録のスペクトル比を求めた⁶⁾。ここでは、深部地盤が明らかになっている東西側線について検討する。スペクトル解析に用いた余震記録は表 1 に示されたものである。なお I01 は欠測が多かったため、求めていない。I06 では表 1 の 4 番の地震を欠測した。余震観測点は測線長約 30km と比較的広域に分布するが、沖合の余震を用いているため、震源距離の差は小さいものと考え(表 1 参照)、地震波が鉛直入射したものとみなして比較する。スペクトルの計算では、S 波の立ち上がりを目視で抽出し、10.24 秒の記録を用いた。図 3 左上の加速度記録の図中に示したバーは、解析区間を示している。さらに、比較的短周期を対象とするため、方位特性が小さいことを仮定し、スペクトル比は南北成分と東西成分を相乗平均した。このようにして表 1 の各余震によるスペクトル比を求め、それらを平均したものを図 9 に示す。

比較される理論地盤増幅特性は、図 8 に示した表層地盤による地盤増幅特性(図 9 に「Shallow」と示すもの)に加え、津野ほか(2011)⁶⁾によって推定された、工学的基盤($V_s=450$ または 500m/s)より深く、地震基盤($V_s=3.2\text{km/s}$)までの S 波速度構造(図 10 参照)により求めた地盤増幅特性(図 9 に示す「Deep」)も示している。さらに、表層地盤と深部地盤を合わせた構造による地盤増幅特性(図 9 の「Shallow+Deep」)も示している。表層地盤による地盤増幅特性(Shallow)と深部地盤による地盤増幅特性(Shallow)は、短周

期では大きく異なっているが、深部地盤の地盤増幅特性(Deep)と、表層と深部地盤による地盤増幅特性(Shallow+Deep)は、長周期では類似している。図9に示す深部地盤の地盤増幅特性(Deep)または表層と深部地盤による地盤増幅特性(Shallow+Deep)の一次卓越周期は明瞭で、大きな増幅率を持っており、 $V_s=3.2\text{km/s}$ をもつ地震基盤による増幅と考えられる。表層と深部地盤による地盤増幅特性(Shallow+Deep)の一次卓越周期を図9に矢印で示している。

スペクトル比のリファレンスである I08 は、地震基盤が露頭していると考えられるため[坂本ほか, 1981⁹⁾]、表層と深部地盤を考慮した理論増幅特性と比較できる。そこで、表層と深部地盤を考慮した地盤増幅特性(Shallow+Deep)と、余震のスペクトル比を比較すると、まず、一次卓越周期はおおよそ類似したものとなっており、振幅も大きくは異ならない。一次卓越周期の理論値は東茨城台地東側の I01、I02 で周期 4 秒程度である。また少し内陸側の K-NET 観測点 IBR013 (鉾田) や I03 では 3 秒程度となる。台地中央の I04、I05 では 2 秒程度となり、台地西端部では 1 秒以下になる。このような傾向は、余震スペクトル比にもみられる。次に、周期 1 秒以下の短周期帯域に着目すると、I02、I06、I07 では周期 0.2 秒程度において理論、観測ともに卓越し、振幅も類似している。これらの観測点では、表層地盤による理論増幅特性は周期 0.2 秒で顕著に卓越しており、深部地盤を考慮した増幅特性はそれによって持ち上げられるようなかたちをしている。すなわち、表層地盤を適切に評価したことが重要であったと考えられる。一方で、K-NET 観測点 IBR013 (鉾田) では表層地盤による増幅特性は周期 0.2 秒程度で卓越し、余震スペクトル比も同周期で卓越しているが、増幅率は過小評価している。この点に関しては、強震観測点直下の S 波速度構造や Q 値の吟味が必要と考えられる。

図9 余震のスペクトル比(実線)と理論増幅特性の比較。表層地盤による理論増幅特性(Shallow)を青破線で、深部地盤によるものを緑破線(Deep)、表層と深部地盤を考慮したもの(Shallow+Deep)を赤点線で示している。赤矢印は表層と深部地盤による理論増幅特性(Shallow+Deep)の一次卓越周期を示す。

6. 考察

これまでの結果から、東茨城台地における地盤増幅特性として、おおまかに3つの地域に分類できると考えられる。すなわち、S波速度構造が3つの地域で異なる特徴を持っている。図10には、東茨城台地における表層から深部地盤までのS波速度構造を、台地西、台地中央、台地東に区別して示している。

それぞれの地域における各S波速度構造は、類似した傾向がみられる。地域ごとにみても、まず、地震基盤($V_s=3.2\text{km/s}$)の深さは、西で浅く、東で深い。中央はその中間くらいである。 $V_s=500\text{m/s}$ 以下の表層地盤は、図5に示したとおり、中央では $V_s=100\text{m/s}$ 程度の低速度層が深く、図5に矢印で示す工学的基盤($V_s=500\text{m/s}$ 程度)深度も台地中央では、台地東や台地西と同程度か、それより深い。なお、 $V_s=100\text{m/s}$ 程度の低速度層の層厚は、台地東と台地西で類似している。

図10 表層と深部地盤のS波速度構造モデル。左から、東茨城台地西部、中央部、東部に分けて示す。表層地盤の詳細は図5を参照されたい。

図11には、理論地盤増幅特性の卓越周波数を示している。赤で示すものは、図9に矢印で示した表層と深部地盤を考慮した場合(Shallow+Deep)の一次卓越周期から求めた。これは、図9に示したように、 $V_s=500\text{m/s}$ 以上の深部地盤のみ(Deep)と、深部地盤と表層地盤を考慮(Shallow+Deep)した一次卓越周期はほとんど変化しないことから、 $V_s=3.2\text{km/s}$ をもつ地震基盤による増幅と考えられる。青で示すものは、 $V_s=450\text{m/s}$ 以下の表層地盤による地盤増幅特性(Shallow)から最も大きな増幅率を持つ周波数を読み取ったものであり、前掲の図8に矢印で示した周期に対応する。

まず、 $V_s=3.2\text{km/s}$ をもつ地震基盤による寄与が大きい、表層と深部地盤による増幅特性(Shallow+Deep)の一次卓越周波数をみると、東茨城台地西から東に向かって徐々に低周波数となることがわかる。次に、 $V_s=500\text{m/s}$ 以下の表層地盤による卓越周波数(Shallow)をみる。ここで注意されたいのは、図8に示した矢印は、一次卓越周期ではなく、最も大きな増幅率をもつ周期を読み取っているため、 $V_s=450\text{m/s}$ や 500m/s の工学的基盤による増幅とは限らず、インピーダンスコントラストが大きい層境界による増幅と考えられる。その卓越周波数が、台地西と台地東では、 5Hz 程度で卓越する。図5に示したとおり工学的基盤深度は台地東が台地西に比べて深いにもかかわらず、同程度の卓越周波数をもっているのは、 $V_s=100\text{m/s}$ 程度の低速度層の層厚が同程度であるためと考えられる。例えば、図5よりI01では最表層のS波速度と層厚はそれぞれ $V_{s1}=120\text{m/s}$ と $H_1=6\text{m}$ 程度であり、 $1/4$ 波長則($f=V_{s1}/4H_1$)より、卓越周波数は 5Hz である。したがって、高周波数の卓越に対しては、最表層の速度と層厚を理解することも重要である。一方、台地中央では図8にもみられるように、最も増幅が卓越する周期が一次卓越周期となっているサイトが多く、それは 1Hz 程度と、台地西や台地東に比べて顕著に低い。

東茨城台地における地盤増幅特性の卓越周波数の特徴として、台地中央では、表層地盤と深部地盤ともに 1Hz 前後で増幅率が大きくなっている。台地東では、深部地盤により 0.3Hz 程度で卓越し、さらに 5Hz 程度において表層地盤による増幅がある。台地西では、深部で 1Hz 程度、表層で 5Hz 程度となる。これらの卓越周波数に関するおおまかな特徴は、図9に示した余震のスペクトル比にもみられる。ただし、図3に示した振幅に関しては、両者で基準とするインピーダンスが異なるため、卓越周波数のような単純な議論は難しい。

図11 表層地盤の卓越周波数と深部地盤による一次卓越周波数を青と赤でそれぞれ示す。これらはそれぞれ、図8と図9に示した矢印の周期から求めたものである。

最後に、本震で大加速度を記録したK-NET鉾田の要因について考察する。図9では余震スペクトル比においても、表層地盤増幅特性においても、周期0.2秒で増幅率が著しく大きいことがわかる。図2に示した本震の応答スペクトルの短周期帯域をみると、周期0.3秒で顕著に卓越していることから、表層地盤によって短周期地震動が大きく増幅し、大加速度につながったものと考えられる。しかし、本震では卓越周期が長周期化していることから、地盤の非線形化もあったものと考えられる。また、余震スペクトル比には周期3秒で一次卓越周期があり、深部地盤を考慮した地盤増幅特性もほぼ同じ周期で卓越する。本震でも周期3-4秒において穏やかなピークがみられた理由として、台地東部の深部地盤によって増幅したことがうかがえる。

7. まとめ

東北地方太平洋沖地震の本震では、余震観測点周辺のK-NET 鉾田やKiK-net 岩瀬では短周期で地震動が卓越した。また、余震観測記録においても、短周期地震動の影響を受けやすいPGAの空間変化が大きかった。そこで、短周期地震動に支配的な表層地盤のモデル化のために微動探査を行った。その結果、表層地盤は台地の中央で最も深くなることがわかった。表層地盤は、台地の西から東にかけて徐々に深くなる深部地盤の傾向と異なっている。表層と深部地盤のS波速度構造から、両者による理論地盤増幅特性を求め、余震記録によるスペクトル比と比較し、類似していることを確認した。余震観測記録のPGAが空間的に一様でない要因として、地盤増幅特性が、東茨城台地においておよそ3つの地域に分類できることが考えられる。台地東部では深部地盤によって周期3秒程度で卓越し、さらに表層地盤によって周期0.2秒程度においても卓越する。台地中央では、表層地盤、深部地盤ともに周期1秒前後で卓越する。台地西部では、深部地盤によって周期1秒程度で卓越し、表層地盤によって周期0.2秒程度で卓越するという特徴がみられた。特に、本震時にK-NET 鉾田で大加速度が得られた要因として、表層地盤によって短周期地震動が顕著に増幅したことが考えられる。

謝 辞

余震観測においては現地の方々のご協力をいただきました。微動観測では東京工業大学大学院の野寄真徳君、広瀬雅之君にご協力いただきました。防災科学技術研究所による強震観測記録と速度検層結果を使用させていただきました。3名の匿名査読者には、有益なコメントをいただき、本稿を改善することができました。記して感謝いたします。

参考文献

1) 山中浩明、津野靖士、地元孝輔、山田伸之、福元俊一、江藤公信：2011年東北地方太平洋沖地震の余震観測と微動探査によるK-NET築館観測点周辺での地盤増幅特性の評価、物理探査、Vol. 64、No.6、2011年、pp.389-399.

- 2) Nagashima, F., Matsushima, S., Kawase, H., Sanchez-Sesma, F. J., Hayakawa, T., Satoh, T., and Oshima, M. : Application of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Ground Motions to Identify Subsurface Structures at and around the K-NET Site in Tohoku, Japan, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 104, 2014, pp. 2288-2302.
- 3) 山中浩明、津野靖士、地元孝輔、新色隆二：2011年東北地方太平洋沖地震の余震観測と微動アレイ観測によるKiK-net芳賀観測点周辺での地盤震動特性の評価、*日本地震工学会論文集*、Vol. 12、No. 4、2012年、pp.143-159.
- 4) Satoh, T., Hayakawa, T., Oshima, M., Kawase, H., Matsushima, S., Nagashima, F., and Tobita, K. : Site Effects on Large Ground Motions at KiK-net Iwase Station IBRH11 during the 2011 Tohoku Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 104, 2014, pp. 653-668.
- 5) 境有紀：東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動 4.3.3茨城県の地震動、東日本大震災合同調査報告書編集委員会、2014年、pp.137-141.
- 6) 津野靖士、地元孝輔、山中浩明：東北地方太平洋沖地震の余震観測記録と微動観測記録の解析から推定された茨城県中部に於けるS波速度構造ー東茨城台地に注目してー、*物理探査*、Vol. 64、No. 6、2011年、pp. 401-412.
- 7) 境有紀、津野靖士、瀨瀬一起、神野達夫：地震動の破壊力から見た改正基準法による設計用入力地震動、第29回地盤震動シンポジウム 改正基準法の地震動規定を考える、2001年、pp.111-122.
- 8) 松岡達郎、梅沢夏実、巻島秀男：地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討、*物理探査*、Vol. 49、No. 1、1996年、pp. 26-41.
- 9) 坂本亨、相原輝雄、野間泰二：石岡地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1図幅)、地質調査所、1981年、pp. 50.
- 10) 山中浩明：ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析、*物理探査*、Vol.60、No.3、2007年、pp.265-275.
- 11) 狐崎長琅、後藤典俊、小林芳正、井川 猛、堀家正則、斎藤徳美、黒田 徹、山根一修、奥住宏一：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定、*自然災害科学*、Vol.9、1990年、pp.1-17.
- 12) 地震調査研究推進本部：J-SHIS 地震ハザードステーション <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>.
- 13) 長郁夫、多田卓、篠崎祐三：極小アレイによる新しい微動探査法：浅部地盤平均S波速度の簡便推定、*物理探査*、2008年、Vol. 61、No.6、pp.457-468.
- 14) 津野靖士、工藤一嘉：微動を用いた空間自己相関法によるS波速度構造の実務利用への評価、*日本建築学会構造系論文集*、2005年、No.596、pp.17-24.

(受理：2015年 5月 8日)

(掲載決定：2016年 1月 28日)

Evaluation of Ground Motion Characteristics in the Middle Ibaraki using Microtremors and Aftershocks of Tohoku Earthquake

CHIMOTO Kosuke ¹⁾, TSUNO Seiji ²⁾ and YAMANAKA Hiroaki ³⁾

1) Member, Assistant Professor, Tokyo Institute of Technology
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Dr. Eng.

2) Member, Assistant Senior Researcher
Railway Technical Research Institute, Dr. Eng.

3) Member, Professor, Tokyo Institute of Technology
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Dr. Eng.

ABSTRACT

During the 2011 Tohoku Earthquake, the peak ground accerelation (PGA) with high value of above 1000 cm/s² was observed at K-NET Hitachi and K-NET Hokota, located in the coastal region of Ibaraki prefecture which is close to the southern edge of the fault, and the PGA close to 1000 cm/s² was also observed at KiK-net Iwase, located in the boundary between Ibaraki and Tochigi prefecture. However, few records were observed in the area between these stations, referred to as Higashi-Ibaraki Terrace. Moreover, we have less information about subsurface structures in the area. Accordingly we performed aftershock observation of the Tohoku Earthquake and microtremor measurements to evaluate ground motion characteristics in the area. Aftershock records mostly show large accelerations in the eastern part of the terrace, but it is also large at the middle of the terrace. We then estimated the S-wave velocity profiles from microtremor explorations and we found that the shallow soil layers are deep in the middle of the terrace, while seismic bedrock is deep in the eastern part. Thus, the soil amplification has a peak at short period in the western part of the terrace, while it has a peak at about 1 second in the middle of the terrace. It has two peaks at short and long periods in the eastern part due to the shallow and deep soil structures. These amplifications showed similarity with the spectral ratios of the aftershocks.

Keywords: Tohoku Earthquake, Ground motion characteristic, Aftershock, Microtrermors, Middle Ibaraki