東日本太平洋沖地震で液状化被害を受けた常総市吉野公園における地盤探査

横井俊明*・Karleen Marie Black**・中川博人*³・鈴木晴彦*³・斎藤秀樹*³

要 旨

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(M_w9.0)に際して液状化による被害を受けた、小貝川西岸に位置する茨城県常総市吉野総合公園(36.0746N, 140.0000E)において、空間自己相関法(SPAC)と高精度表面波探査(MASW)による地盤調査を実施した。推定されたV_s構造は、地表より深さ約7mまでは、ほぼ100m/s以下、そこから工学的基盤上面まで200m/s以下、地表より約27mで工学的基盤に達すると推定された。周囲のボーリング資料のN値から換算したV_s構造と比べて、工学的基盤の深さ及び地表より7m以深のV_s値は、大略的には調和的であった。ただし、地表より深さ7m以浅では、周囲のボーリング資料のN値から換算したV_s構造と比べて小さな値が推定された。液状化前の調査がなく、また調査地そのものにはボーリング資料がないので、液状化が原因で地盤が緩んだかどうかを推定するのは困難であるが、調査を実施した時点でかなり軟弱な地盤であり、同様の強震動に襲われたならば、再び液状化する可能性が考えられる。また、固有周波数2Hzの地震計を使った中心なし円形アレイ法(CCA)を比較の為に実施し、5.0Hz~9.7HzでMASWの探査結果とほぼ一致する分散曲線が推定され、このような比較的安価な地震計を使った同法の浅部探査能力が実証された。

キーワード : SPAC 法・CCA 法・MASW 法・液状化・2011年東日本太平洋沖地震

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(M_w9.0)は、津波による東日本沿岸部での甚大な人的・物的被害に加えて、関東・東北地方の広範な地域で発生した地盤の液状化によっても、未曾有の災害をもたらした。関東地方での液状化の発生は、主として海岸沿いの埋立地、利根川等の河川敷とその周辺及び旧河道、加えて低地に在る造成地で確認されている(例えば、国交省関東地方整備局・地盤工学会, 2011; 若松, 2011)。

茨城県常総市とつくば市の境を流れる小貝川西岸の三日月湖に位置する吉野総合公園(Fig.1, Fig.2)でも液状化による建物と地盤の被害が報告されている(建築研究所, 2011)。三日月湖の両岸で液状化によるとみられる地盤の破壊と三日月湖方向への水平移動が観察され(Fig.3a)、また、内弧側の小島では、木造レストハウスが布基礎を破壊されたことにより建物自体が割けて半壊状

態に陥り(Fig.3b)、さらにコンクリート製ガゼボも周囲の地盤破壊により傾斜している(Fig.3c)。加えて、小島のあちこちで深さ約1mに達する亀裂が観察された。また、コンクリート製ベンチの座部が脚部から離れて地面に落下しているのが観察された(Fig.3d)。

本報告では、この吉野総合公園において、2011年6月10日に微動探査法及び表面波探査法により実施した地盤探査とその解析結果を報告する。

Fig.1. Location of the study site: Yoshino General Park.

2012年9月27日原稿受付; 2013年1月22日受理

* (独) 建築研究所 国際地震工学センター
〒305-0802 茨城県つくば市立原1

** University of West Indies, Mona, Kingston, Jamaica

*³ 応用地質株式会社

〒305-0841 茨城県つくば市御幸が丘 43

第125回(平成23年度秋季)学術講演会にて一部を発表

2. 探査概要

調査地は、築堤により小貝川と切り離された同川西岸の三日月湖を利用して作られ、ヘラ鮒用釣堀を中心として整備された吉野総合公園である。三日月湖の内弧側(東岸)はつくば市仕出地区、外弧側(西岸)は常総市上蛇町吉野地区であり、上記レストハウスの被害に加えて、外弧側で液状化により家屋が傾斜した他、多数の噴砂痕が、また、液状化と必ずしも関係するわけではないが屋根瓦の損傷が多数報告されている(建築研究所, 2011)。現地調査の際、締切堤防の三日月湖側の護岸の傾斜や、三日月湖両岸に設置されていた釣り客用棧橋の傾斜・水没、および三日月湖沿いの遊歩道の傾斜・亀裂・水没を観察している。調査地付近は時代により小貝川の河道・自然堤防・後背地などを変遷してきたと考えられ、付近のボーリング資料によると、地表付近の盛土・埋土の下に少し締まった砂層があり、その下は緩い砂質～シルト質地盤が深さ約 25m 程度まで続き、さらに下部に N 値 50 に達する締まった砂層・砂礫層が分布する(付録 A 参照)。これらのボーリング孔は、道路・堤防沿いに分布し、地表付近に記載されている盛土や埋土は、これらの

建設工事によるものと考えられる。調査地である三日月湖内弧側の小島にはボーリング資料はないが、調査の際に亀裂内部に草の根等の有機質層の下に砂質地盤が観察されている。

Fig.2. Overview of Yoshino General Park. The main study site is the islet where a gazebo and a rest house are located. The coordinates of the office is (36.0746N, 140.0000E). Google Earth image is used.

a)

b)

c)

d)

Fig.3. Damages observed in the islet of the study site: a) Fissures and lateral movement of the sandy ground, b) Destroyed rest house. c) Concrete bench close to the gazebo in the islet and d) Subsidence of the ground around the gazebo.

Fig.4. Configuration of Arrays and Measurement Lines. a), b), c) and d) indicate the position of the photograph shown in Fig. 3 a), b), c) and d), respectively.

本調査では、微動を利用した探査法である空間自己相関法(SPAC, 例えば Aki, 1957, 1965; Okada, 2003)と CMPCC (共通中央点クロスコリレーション) 解析による高精度表面波探査 (MASW, Hayashi and Suzuki, 2004) 加えて、固有周波数 2Hz の動コイル型地震計を使った中心なし円形アレイ法(CCA, 例えば, 長ほか, 2008)を, その浅部探査能力の実証を目的として実施した。このような比較的安価な地震計を使った浅部地盤の探査能力の実証は, 同法の普及の為の一助となると思われる。

現場測定に用いた微動探査用アレイと高精度表面波探査用測線の配置を Fig.4 に示す。また, 使用した機材を Table 1 に示す。SPAC 用の正三角形アレイは 3 種類展開した。辺長 30m の S-アレイ及び 50m の M-アレイでは中心に 1 点, 2 つの同心円上に各 3 点, 計 7 点の観測点を配置した。なお, 辺長 90m の L-アレイ (3 点) も展開したが, これから得られた暫定位相曲線 (後述) が M-アレイ及び S-アレイのそれと全く調和的でなかった為, 計測上の問題の可能性があると判断して解析には使用していないので, 以下記述を省略する。各観測点は, 長周期地震計 (VSE-12CC, 東京測振社製, 上下動成分) と 1 チャンネルのデジタルレコーダー (McSeis-MT, 応用地質社製) より成る。小島中心部に展開した CCA 用のミニアレイは, 半径 1.5m の正六角形の各頂点及び中心に短周期地震計 (L22D, Sercel 社製, 固有周波数 2Hz) を配置し, 多チャンネルデジタルデータロガー (Geode, Geometrix 社製) を用いて同時収録した。一方, MASW は, 物理探査用ジオフォン (GS11D, 固有周波数 4.5Hz, GeoSpace 社製) を 1 m 間隔で 24 台配置し, 多チャンネルデジタルデータロガー Geode 及び人力による起振を用いて, ほぼ直交する 2 側線で実施した (Table 2)。Table 3

Table 1. Equipment used in field measurement.

Method	Sensors Manufacturer	Characteristics Sensitivity	Recorder Manufacturer
SPAC	VSE12CC Tokyo Sokushin	Flat Resp. 0.05-100Hz 5 V/cm/s	McSeis MT OYO Corp.
CCA	L22D Sercel	$f_0=2.0\text{Hz}$ 0.7V/cm/s	GEODE Geometrics
MASW	GS11D Geospace	$f_0=4.5\text{Hz}$ 0.3V/cm/s	GEODE Geometrics

Table 2. Array configuration.

Method	Shape	#	Size (m)	Sampling (Hz)	Remarks
SPAC	Equilateral Triangle	7	30	100	S-Array
		7	50		M-Array
		3	90		L-Array
CCA	Hexagon	7	1.5	1k	Hexagon
MASW	Line	24	23	1k	1 m space

Table 3. Parameters used in measurement and analysis.

Methods	Δt : re-sampled	Duration in total	Samples / block	Parzen Window.
SPAC-S	0.05 s	33 min.	1024	0.5 Hz
-M				0.4 Hz
-L				0.3 Hz
CCA	0.008 s	25min.	1024	0.75Hz
MASW	N. A.	-	2048	N. A.

に示すように, 観測時間は, SPAC 用では 3 種類のアレイに対して各々約 33 分, CCA 用で約 25 分である。

なお, 調査地の北方約 150m に朝夕に交通量の多い県道 123 号が在るが, データを収録した昼間は比較的交通量は少なかった。また, 調査地の極く近くでは, 車両等の交通はほとんど見られない静かな環境であった。

3. 解析及び結果

Table 2 に示すサンプリング周波数で収録した微動記録は, 扱うデータ量を軽減する目的で, デジタルアンチエイリアジングフィルター (斎藤, 1978) を施してから Table 3 に示す間隔で再サンプリングした。次に, これらを時間ブロックに分割してから, 交通雑音等を避ける目的でスクリーニングを行い, 微動が安定して観測された時間ブロックのみを解析した。なお, 分割に際しては隣り合う時間ブロック間で, ブロック長の 50% の時間を重複させている。スクリーニングは 2 段階実施した。まず, パルス状の交通雑音を除去する為に, 時間ブロック内での最大振幅が RMS 振幅の 6.0 倍を超える時間ブロックを排除し, 次に, RMS 振幅が, 全時間ブロックの RMS 振幅の平均値から標準偏差の 2.0 倍を超えて偏差している時間ブロックを排除した。これらのスクリーニングにより選ばれた安定した微動を持つ時間ブロックの両端

Fig.5. Examples of Power Spectra (UD comp.): a) those observed by S-Array deployed in the islet, b) those observed by M-array deployed at the west bank of ox-bow lake. Smoothing is conducted using Parzen window of which width is 0.4 and 0.5 Hz, respectively.

Fig.6. Examples of SPAC coefficients and the errors of estimate: a) SPAC coefficients curves for various inter-station distances for S-Array and b) for M-array, and c) the curve for the equilateral triangle array of the side length 50 m with the standard deviations and d) that of the side length 8.7 m.

5%にコサイン型のテーパを施し、各チャンネルのパワースペクトル及びチャンネル間のクロススペクトルを計算した。

SPACの解析では、L-, M-, S-アレイの記録に対して、各々バンド巾 0.3, 0.4, 0.5Hz のパルツェンウィンドウで平滑化したパワースペクトル(Fig. 5) 及び相互スペクトルから SPAC 係数曲線を各観測点間隔に対して求めた(Fig. 6)。Fig.5a は小島に設置された固有周波数 2Hz の短周期地震計 L22D より成る S アレイの記録のパワースペクトルであり、2Hz 以上の周波数帯で全チャンネルよ

く一致している。一方、Fig.5b は、三日月湖西岸に設置された長周期地震計 VSE-12CC より成る M アレイにより得られた微動記録のパワースペクトルであり、約 0.2Hz 以上の周波数帯で良い一致を示すが、3Hz 以上の周波数帯では乱れが観察される。Fig.6a と Fig.6b は、各々 S-アレイと M-アレイで得られた微動記録から計算した、各 5 種類の観測点間隔に対応する SPAC 係数曲線を示す。一方、Fig.6c 及び Fig.6d に、S-アレイと M-アレイから SPAC 係数とその標準偏差(灰色縦棒)を 1 例ずつ示す。なお、標準偏差の推定には、各チャンネルのパワースペ

a)

b)

c)

Fig. 7. Examples of the fitting of the observed SPAC coefficient to the theoretical $J_0(kr)$ to determine the phase velocity of Rayleigh waves: a) at 2.363Hz and b) at 4.277Hz. c) Determined dispersion curve with the standard deviation.

a)

b)

c)

Fig. 8. Example of CCA analysis; a) Power spectra, b) CCA coefficients and c) dispersion curve determined from b).

クトルと相互スペクトルの分散、及び異なるチャンネル間の共分散を考慮している。低周波数側で SPAC 係数が小さくなるのは使用したセンサーの特性によるものと考えられる。低周波数側から数えて最初の極小値付近までは、これらの SPAC 係数は、より観測点間隔が長いものがより左(内)側に来るという理論通りの性質を示すが、より高周波数側でこの関係は乱れる。また、標準偏差は、Fig.6c 及び Fig.6d に示すように、これらの極小値付近より高周波数側で増大する傾向がある。

次に、分散曲線を SPAC 係数曲線から推定する作業を自動化する為に次のような処理を行った。まず、上記の観測 SPAC 係数 $y=y(r;\omega)$ を $J_0(x)$ ($x=kr=r\omega/c(r;\omega)$) とみなして、 $0 < x < 3.8$ の区間での $J_0(x)$ の逆関数の近似式である次の 5 次の多項式を使って $x=kr$ に変換した(横井, 2008)。なお、 $x=3.8$ とは、 x の小さい方から探索して $J_0(x)$ が最初の極小値をとる x の値である。

$$x = -6.0803y^5 + 9.2477y^4 - 3.9322y^3 + 0.1815y^2 - 1.7079y + 2.4121 \quad (1)$$

そして、これから暫定位相速度曲線 $c(r;\omega)=r\omega/x$ を各観測点間隔 r に対して求めた。次に、低周波数側から探索した $c(r;\omega)$ の最初の極大値を与える周波数と、それ以上の周波数の中で $c(r;\omega)$ の最小値を与える周波数との間の区間を各観測点間隔に対する採用区間として、各周波数における位相速度は、各観測点間隔で採用区間内にある $c(r;\omega)$ の重み付き平均値として求めた。この重み係数としては、各 SPAC 係数の分散の逆数を使った。

こうして推定した位相速度から計算した SPAC 係数と観測値の比較例を Fig.7a,b に示す。ただし、横軸は観測点間隔である。また、推定した分散曲線とその標準偏差を Fig.7c に示す。

小島内に展開したアレイによる CCA の解析でも、上記の SPAC と同様の時間ブロック分割とスクリーニングを行った後、CCA 係数を計算し分散曲線を推定した。現場での観測は半径 1.5m の六角形とその中心の 7 観測点で実施したが、長波長近似を使う事を考慮して、そのうち中心を含む 3 点を抽出し、半径 0.86m の 3 角形アレイと

a)

b)

c)

Fig. 9. Examples of: a) Common Shot Point Gather, b) Common Mid Point Gather of Correlograms and c) the imaging in the Velocity-Frequency (C-F) domain (Line-1, CMP#23, Reverse Shot, bottom, Drawn using GNUPLOT).

して解析した。Fig.8a,b,c に各々そのパワースペクトルと CCA 係数及び推定した分散曲線を示す。低周波数側の検出限界は 3Hz 程度である。

MASW は、地震計間隔 1m, 24ch で、かけやにより測線の端 0.5m 外側から始めて、1m おきに 25 か所で起振した。現地で得られた Common Shot Gather (Fig.9a) から、先ず、総ての観測点ペアに対して相互相関関数を計算し、その Common Mid Point (CMP) Gather (Fig.9b) を編集した。その上で、地震計間隔を空間座標とする速度・周波数領域イメージに変換し、基本モードを確認しつつ分散曲線を推定した(Fig.9c)。この例では、一次高調波モード (10Hz 付近で V_s が 200 m/s 程度の値となる分岐) の振幅の方が基本モードよりも大きい為、目視で基本モードの分岐を選択し、位相速度の探索範囲を指定して、基本モードの位相速度(Fig.9c 十字印)を測線 1 及び 2 の各々中央を CMP とする reverse shot 及び forward shot, 計 4 つの CMP gather に対して求め、その平均値を MASW の分散曲線とした。その結果、約 4.7Hz 以上で分散曲線が得られた。

Fig. 10. Summary of Dispersion Curves of Rayleigh waves determined by SPAC (closed circles), CCA (open triangles) and MASW (1D, CMPCC, open circles).

a)

上記 3 種類の探査法で得られた分散曲線の比較を Fig.10 に示す。SPAC の分散曲線と MASW の分散曲線は 5Hz 付近でスムーズに接続できた。CCA の分散曲線も、3.5Hz~5.0Hz の間では SPAC の分散曲線に比べて少し小さ目に推定されているものの、ほぼこれらと調和的であり、特に MASW の分散曲線とは、5.0Hz~9.7Hz ではほぼ一致して推定されている。これは、比較的安価な地震計を使った CCA の浅部探査能力の実証事例である。

SPAC と MASW から求められた分散曲線を 5Hz 付近で接続して、1.5Hz~20Hz の周波数範囲をカバーする分散曲線とし(Fig.11a), VFSA-DHSM (横井, 2005) による 1D 地下構造推定を行った。なお、VFSA の冷却スケジュール (付録 B 参照) のパラメーターは、 $t_0=1.0$, $a=0.6$, $c=1.3$ とした。各イテレーションでの位相速度の計算には、DISPER80 (Saito, 1988)を使用した。探索対象とするパラメーターを各層の V_s と層厚とし、密度と V_p は、狐崎ほか(1990)及び Ludwig et al. (1970)の経験式を使ってイテレーションの度に計算した。これらの探索範囲を Table 4 に示す。

先ず、5Hz~20Hz の周波数帯での位相速度の推定値を考慮して、最表層の V_s の範囲を 80m/s~120m/s とした。次に第 2 層では、再表層よりも V_s が遅くなるのを許容した探索範囲を設定した。人工改変がある場合等は、このような V_s の逆転構造が考え得る。さらに深部では深さと共に次第に V_s が速くなる設定とし、最下層として工学的基盤乃至はそれに準ずる速度コントラストを持つ層

Table 4. Search Range of DHSM-VFSA.

Thickness (m)		V_s (m/s)	
H_{min}	H_{max}	V_{min}	V_{max}
3	10	80	120
3	10	70	100
3	10	100	120
3	10	120	200
3	10	200	300
-	-	300	600

b)

Fig. 11. a) Comparison of Observed and Theoretical Dispersion Curves, b) V_s Structure inverted by VFSA-DHSM using Dispersion Curves Determined by SPAC and MASW (1D, CMPCC).

Fig. 12. Dispersion curves of and Vs profiles of them estimated using MASW(CMPCC)-2D analysis: a) and b) for Line-1; c) and d) for Line-2. Profiles (b) and d)) are drawn using GNUPLLOT.

を仮定した。推定された地下構造をその誤差の巾の推定値と共に示す(Fig. 11b)。誤差の幅の推定については付録Bを参照されたい。工学的基盤(V_s が400m/s以上)が現れるのは、深さ約27m付近で、それより浅い部分、特に深さ約7mよりも浅い部分は V_s が100m/sを下回る軟弱な地盤である。

さらに、2次元解析として、全CMP gatherに対してMASWによる分散曲線を個別に求め、各々をSPACの分散曲線と接続した曲線から、個別に地下構造を推定した(Fig.12a,b,c,d)。なお、2次元解析では浅部2層の V_{min} を50-80 m/sの間で適宜修正して使った。両測線共、分散曲線のCMPによる変化は小さい(Fig.12a, c)。これに対応して、推定された地下構造は、細かい凹凸は在るものの、水平成層と見なせる(Fig.12b, d)。

既存ボーリング資料は、調査地そのものには無いが、周辺には存在し、統合化地盤情報データベースGeo-Station ((独)防災科学技術研究所)により検索・利用が可能である(付録A参照)。以下では、調査地点最近傍の2点(BEDKT54400080003及びBEDKT54400080004)と、 $N>50$ の層に達した中で最も近い2点(BED00602_080109-003IBR及びBED00603_080109-004IBR)のボーリング資料を探查結果と比較する。

Fig.11bの V_s 分布(以下、推定 V_s と記す)と、これら

Fig.13. Comparison of V_s determined by SPAC (Fig.11b) with those converted from N-values (SPT) of nearby boreholes. The information of these four boreholes are downloaded from Geo-Station (NIED).

4 点のボーリング資料に拠る N 値から太田・後藤(1976)の換算式により求めた V_s (以下、換算 V_s と記す) との比較を Fig.13 に示す。

ここで、調査地の標高は 2 万 5 千分の一地形図から読み取って 15m とし、他のボーリング地点は柱状図に記載された孔口の標高を使い、縦軸には標高を表示する。標高約-12m(地表からの深さ約 27m)以深で $V_s \sim 300\text{m/s}$ とプロットされている換算 V_s のデータは、ボーリング資料で N 値 50 以上と記載されているものに対応しているので、 $V_s > 300\text{m/s}$ と考えるべきである(付録 A 参照)。この $N > 50$ の層が、推定 V_s の最下部層 ($V_s \sim 400\text{m/s}$) に対応すると推定される。より浅部の低速度層ではその速度値が、大局的に調和的である。ただし、標高 0m から -5m(地表からの深さ約 15m から 20m)付近の低速度層は、SPAC 法では推定されていない。柱状図から、この低速度層は、少し上にある厚さ 1~2m 程度の砂層の N 値が上下のシルト層よりも大きく $N \sim 10$ 程度であることに因るものである(付録 A 参照)。推定された分散曲線の滑らかさを考慮すると、この砂層はレーリー波の位相速度には影響せず、上下の層の V_s を均した分布が推定されたと思われる(Table 4)。また、標高約 8m (地表からの深さ約 7m) 以浅では、推定 V_s が 100m/s 以下の値をとるのに対して、換算 V_s は $100 \sim 200\text{m/s}$ の間に分布している。これは、柱状図では最表層の埋土の下厚さ 5m 程度、 $N \sim 10$ 程度の砂層に対応している(付録 A 参照)。この深さに対応する分散曲線の位相速度は、MASW により約 80m/s と推定されていることから(Fig.11b)、この差が V_s 推定の際の探索範囲の設定によるものとは考え難い。一つの可能性として、液状化の影響による地盤の V_s の低下が継続していたことが考えられる。新井ほか(2006)による新潟県中越地震の際の K-NET・JMA 小千谷の事例では、S 波速度が地震前の値に回復するのに 8~12 ヶ月かかったと推定されている。本研究では、本震から調査まで約 100 日であるので、 V_s 低下の経過時間としては新井ほか(2006)の報告の範囲に入る。しかし、 N 値 10 程度から 1 以下への低下が、本当に起こり得るのかどうかについては、ここで結論を出すのは無理で、地盤工学分野の研究成果を待つ必要があるだろう。本研究では、残念ながら、液状化以前には探査は実施されておらず、また MASW を実施した小島内でのボーリング資料も無いので、小島の地盤が元々この砂層を持たず全体的にシルト層より成るものである可能性を排除することはできない。一方で、最表層及び第 2 層の推定 V_s は、例えば道路橋示方書の換算式 ($N = (V_s/80)^{1/3}$) に従って N 値に単純に換算すると各々 1.2 及び 0.8 となり、砂層であってもシルト層であっても、かなり軟弱な地盤であることを示す(日本道路協会, 2002)。これに、水面に囲まれている為に地下水位が高いことを合わせると、同様の地震動に襲われたら再び液状化する可能性があると考えられる。

3. まとめ

2011 年東北地方太平洋沖地震に際して、液状化による被害を受けた常総市吉野総合公園において、SPAC, MASW(CMPCC)による地盤調査を実施した。推定された V_s 構造は、地表より深さ約 7m までは、ほぼ 100m/s 以下。そこから工学的基盤上面まで 200m/s 以下、地表より深さ約 27m で工学的基盤に達すると推定された。周囲のボーリング資料の N 値から換算した V_s 構造と比べて、工学的基盤の深さ及び地表より 7m 以深の V_s 値は、大略的には調和的であった。ただし、地表より深さ 7m 以浅では、 N 値から換算した V_s 構造と比べて小さな値が推定された。液状化前の調査がなされておらず、また調査地そのものにボーリング資料がないので、液状化が原因で地盤が緩んだかどうかを結論するのは困難であるが、調査を実施した時点でかなり軟弱な地盤であり、同様の強震動に襲われると再び液状化する可能性があると思われる。

また、固有周波数 2Hz の地震計を使った CCA を実施し、5.0Hz~9.7Hz で MASW によるものとほぼ一致する分散曲線が得られ、このような比較的安価な地震計を使った同法の浅部探査能力が実証された。

謝 辞

調査に御協力頂いた茨城県常総市商工労働部及び吉野総合公園の関係者の皆様、統合化地盤情報データベース Geo-Station のデータを使わせていただいた(独)防災科学技術研究所の関係者の皆様に感謝します。2 名の匿名査読者の貴重な御意見は、原稿を改訂する際に大変に参考になりました。記して感謝します。なお、本研究での現地調査は、(独)国際協力機構の集団研修「地震・耐震・防災政策」の一部として実施された。

参 考 文 献

- Aki, K. (1957): Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earth. Res. Inst. University of Tokyo*, **35**, 415-457.
- Aki, K. (1965): A note on the use of microseisms in determining the shallow structure of the earth's crust, *Geophysics*, **30**, 665-666.
- 新井洋・関口徹・時松孝次(2006):2004 年新潟県中越地震後の K-NET・JMA 小千谷における表層 S 波速度の回復過程, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 1414-1417.
- 長郁夫・多田卓・篠崎祐三(2008):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, **61**, 457-468.
- Geo-station ((独) 防災科学技術研究所):

<http://www.geo-stn.bosai.go.jp/>

Hayashi, K. and H. Suzuki (2004): CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, *Explor. Geophys.* **35**, 7-13.

Ingber, L. (1989): Very fast simulated annealing, *Mathematical and Computer Modeling*, **12**, 967-973.

建築研究所 (2011): 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) 調査研究 (速報), 第 5 章 地震動による建築物等の被害, 5.2 木造建築物の振動的被害 (<http://www.kenken.go.jp/japanese/contents/publications/data/132/index.html>).

狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):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, 9-3, 1-17.

国土交通省関東地方整備局・公益社団法人 地盤工学会 (2011): 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明

(www.ktr.mlit.go.jp/bousai/bousai00000061.html).

Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake (1970): Seismic refraction, in A. E. Maxwell (ed.), *The Sea*, **4**, Wiley-Interscience, 53-84.

日本道路協会 (2002): 道路橋示方書・解説 V 耐震設計編.
Okada, H. (2003): Microtremor Survey Method: Geophysical Monograph Series No. 12, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

付録 A ボーリング資料

調査地付近で利用可能なボーリング資料に対応する位置図を Fig. A-1 に示す。これらのボーリング資料は、統合化地下構造データベース Geo-Station(防災科学技術研究所)を利用して検索したものである。以下で引用する 4 本の既存ボーリング資料の地質柱状図を N 値の深度分布と共に Fig.A-2 に示す。調査地最近傍の既存ボーリング資料は BEDKT54400080003 及び BEDKT54400080004 (登録機関, (独) 土木研究所) で、総掘進長は各々 21.45m, 17.45m であり、N>50 の層に届いていない。これらは、調査地から東へ約 200m に位置する三日月湖と小貝川を隔てる堤防上にあり、地表から約 5m の深さに分布する埋め土 ($2 < N < 7$) の下に厚さ 3~4m の砂層 (N 値が最大で 20 程度) があり、その下はシルト層、或いは砂層とシルト層の互層となっている。シルト層では N 値が 2~3 という低い値をとる一方、砂層では N 値が 5~25 程度の少し大き目の値となる。

さらに深い地盤情報は、約 200m 北に位置する既存ボーリング BED00602_080109-003IBR 及び小貝川東岸の BED00603_080109-004IBR (登録機関, 茨城県土木部) で得られている。総掘進長は各々 43.10m, 43.30m であり、N>50 の層に届いている。これらでは最表層の埋め

太田裕・後藤典俊 (1976): S 波速度を他の土質的諸指標から推定する試み, 物理探査, 第 29 巻, 31-51.

Press, W. H., Teukolsky, A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (2002): Numerical recipes multi-language code CD ROM with Windows, DOS, or Macintosh single-screen license, Cambridge University Press.

斎藤正徳 (1978):漸化式フィルターの自動設計, 物理探査, **31**, 112-135.

Saito, M. 1988, DISPER80, A Subroutine Package for Calculation of Seismic Normal-Mode Solution, in D. J. Doorbos, (ed.), *Seismological Algorithm*, Academic Press.

山中浩明(2001): 焼きなまし法による位相速度の逆解析-遺伝的アルゴリズムとの性能比較-, 物理探査, **54**, 197-206.

横井俊明(2005): Down Hill Simplex 法との結合による高速焼きなまし法の最適化-表面波分散曲線のインバージョン解析用冷却スケジュールの検討-, 日本地震学会 2005 年度秋季大会予稿集, B049.

横井俊明(2008): 微動アレイ観測と相関解析により推定される分散曲線に及ぼす一次高調波の影響について-定量的評価を目指して-, 物理探査学会第 118 学術講演会講演論文集, p84-87

若松加寿江(2011):液状化・造成地の被害の特徴と課題, 日本地盤工学会誌, No.15, 33-36.

土は厚さ 1m 未満であり、その下の砂層 (N 値 10 程度) は厚さ 4~5m であり、さらにその下は N 値 1~4 程度のシルト層が薄い砂層を交えながら続き、地表からの深さ

Fig. A-1. Index map of the exiting borehole data (After Geo-station, NIED). Geological columns of BEDKT54400080003, BEDKT54400080004, BED00602_080109-003IBR, and BED00603_080109-004IBR are shown in Fig. A-2 together with N-values of SPT.

Fig. A-2. Comparison of Geological Columns near the experimental site (After Geo-station, NIED).

Their locations are shown in Fig. A-1. Edited from GEO-Station (NIED).

約 25m で締まった砂層 (N>20)、次に N>50 の砂礫層が出現する。この砂礫層の下に再び厚さ 4~6m のシルト層が現れ、そのさらに下に再び締まった砂礫層が現れる (Fig.A-2)。

付録 B 分散曲線からの V_s 構造の推定

VFSA-DHSM (横井, 2005)は, VFSA (高速焼きなまし法, 例えば, Ingbar, 1989; 山中, 2001)の計算をより早くする為に Down Hill Simplex Method (DHSM, Press et al., 2002)をそのアルゴリズムに組み込んだものである。逆に, 効率的な決定論的探索手段である DHSM に, ローカルミニマムに落ち込まない可能性を与える為に VFSA の冷却スケジュールに従う確率論的探索を組み込んだもの, と見ることも可能である。DHSM では, 決定すべき速度構造パラメーターが M 個ある場合, 与えられた解の探索範囲内にランダムに分布させた M+1 個の頂点を持つ多角形 (Simplex) を M 次元の解空間に生成し, イテレーションの度に, 最大のミスフィット関数値を持つ頂点 (探索枝) を特有のアルゴリズム (例えば, Press et al.,

2002) に従って移動させて行くことにより, 最適解を探索する。ただし, Press et al. (2002)での DHSM と VFSA の組み合わせ解法は, Simplex の全ての頂点に VFSA の冷却スケジュールに従う確率論的なゆらぎを同時に与えることにより, あたかも系全体が冷却スケジュールに従うかのようなアルゴリズムになっている。一方, 横井 (2005)の VFSA-DHSM は, 上記の探索枝のみの移動に, VFSA の冷却スケジュール $t_k = t_0 \exp(-ck^a)$ に従う確率論的な飛躍を組み込み, 他の頂点は通常の DHSM のアルゴリズムに従う。ただし, t_k は k -回目のイテレーションに対応する温度である。そして, いずれかの頂点でのミスフィット関数値が閾値を下回った場合に収束したと判定し, それを最終解とする。その際, 他の M 個の頂点は, 最終解より少し大きいミスフィット関数値を持っているが, それでも最終解の比較的近傍に集まっていると期待できる。これらの頂点を利用して, 収束解の周囲での偏微分係数を最小二乗法により推定し, さらに, これらの偏微分係数と最終解のミスフィット関数値から, 地下構造パラメーターの誤差を評価することができる。

Exploration at Yoshino General Park in Joso City, Ibaraki Pref., Japan where the ground failure by liquefaction took place due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

Toshiaki Yokoi*, Karleen Marie Black**, Hiroto Nakagawa*³, Haruhiko Suzuki*³ and Hideki Saito*³

ABSTRACT

We report the result of a case study of the exploration using Spatial AutoCorrelation Method (SPAC) and Multi-channel Analysis of Surface Wave (MASW) that was conducted in a liquefied site due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ($M_w 9.0$). The site Yoshino General Park is located at the west bank of the Kokai river that is the boundary between Tsukuba and Joso cities, Ibaraki Prefecture, Japan (36.0746N, 140.0000E). The estimated velocity structure has a V_s lower than 100m/s at shallower than about 7m from the ground surface; $100\text{m/s} < V_s < 200\text{m/s}$ from about 7m to the engineering bedrock that appears at about 27m from the surface. The depth of the bedrock and V_s values for the layers deeper than about 7m are, in general sense, consistent with the V_s structure converted from N-values (SPT) measured boreholes located not exactly at, but near to the site. The V_s estimated by the exploration for the layers shallower than about 7 m are significantly smaller than those converted from N-values. Due to the lack of the exploration before the earthquake and of N-values measured exactly at the site, it is not possible to judge whether these low V_s mean that the ground was loosen due to liquefaction or not. It can be said, at least, that the ground of the site was as loose as $V_s < 100\text{m/s}$ when the exploration was conducted and then it may be liquefied if attacked by a similar strong ground motion again. On the other hand, we conducted the centerless circular array method (CCA) using the seismometers of which natural frequency is 2Hz and obtained the dispersion curve almost coincident to that of MASW in the frequency range from 5.0Hz to 9.7Hz. Then, it is proved that CCA using the relatively cheap seismometers are competent for exploration of shallow ground.

Keywords: SPAC, CCA, MASW (CMPCC), liquefaction, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

Manuscript received September 27, 2012; Accepted January 22, 2013.

* International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Japan
1, Tachihara, Tsukuba, Ibaraki, 305-0802, Japan

** University of West Indies, Mona, Kingston, Jamaica

*³ Technology and Engineering Center, OYO Corporation
43, Miyukigaoka, Tsukuba, Ibaraki, 305-0841, Japan

A part of this paper was presented at the 125th SEGJ fall conference, 2011