地中レーダ（GPR）を用いて把握した津波後の堆積構造の検証

高村 まや¹・高橋 一徳²・Christian N. KOYAMA³・有働 恵子⁴・佐藤 源之⁵

¹正会員 いであ株式会社（〒154-0012 東京都世田谷区駒沢3-15-1）

E-mail:tkm21607@ideacon.co.jp

^{2,3,5}東北大学東北アジア研究センター（〒980-8576 宮城県仙台市青葉区川内41）

E-mail:sato@cneas.tohoku.ac.jp

⁴正会員 東北大学災害科学国際研究所（〒980-0845 宮城県仙台市青葉区青葉468-1）

E-mail:udo@irides.tohoku.ac.jp

津波後の砂浜の回復過程を数ヶ月～数年スケールで3次元的に把握する手法として、地中レーダ（GPR）探査および衛星画像・空中写真、潮位データを用いた手法が提案されている。GPR探査結果の深度は、地中の体積含水率を推定し、それをもとに算出されることが多い。本研究ではCMP法を用いて地中の電磁波伝搬速度を推定し、TDR法を用いた結果と比較したところ、砂層および礫を含む砂層で構成される土壌において、走時100 nsのとき最大で0.7 m程度過大評価であることが明らかとなった。また、GPR探査結果と堆積物の物理的性質の関係を明らかにするため、山元海岸において、GPR探査測線におけるボーリングコアの土質分析を行ったところ、GPR探査結果は比誘電率の変化を捉えており、比誘電率と対応する体積含水率は、土粒子密度と線形関係にあることが明らかとなった。

Key Words: tsunami, recovery process, topographic change, ground-penetrating radar, soil property

1. 緒言

2004年に発生したスマトラ島沖地震津波や2011年に発生した東北地方太平洋沖地震津波に代表される巨大地震津波が発生すると、沿岸域において大規模な侵食が生じる^{1,2)}。スマトラ島沖地震津波および東北地方太平洋沖地震津波後、数ヶ月～数年にかけて、津波により侵食された砂浜の一部において、急速な回復が確認された^{3,4)}。今後の海岸整備を行う上で、津波来襲時の地形変化や津波後の回復過程の把握は重要となる。著者ら⁵⁾は、砂浜の回復時における地形変化過程を明らかにするため、地中レーダ（GPR）探査および衛星画像・空中写真、潮位データを用いて砂浜の回復過程を数ヶ月～数年スケールで3次元的に把握する手法を提案し、2011年津波後、急速な回復がみられた山元海岸において、砂浜回復過程の把握を行った。

GPR探査は、地中の電磁波伝搬特性の変化から、地下構造を把握する。通常、土壌の比誘電率が電磁波伝搬特性を決定する重要なパラメータであり、比誘電率は体積含水率に依存する⁶⁾。有働ら⁷⁾は、GPR探査により読み取られる地下構造と過去の地形が一致することを確認しており、GPR探査は日本では2000年頃からGPR探査により

過去の地形変化過程の把握に用いられてきた^{8,9)}。一方で、GPR探査がどのような土壌の物理的性質の変化を捉えることにより地下構造を把握しているのかは明らかになっていない。

本研究では、著者ら⁵⁾が調査を行った山元海岸において、再調査を行い、著者ら⁵⁾の提案手法の精度を検証し、この手法により把握された堆積構造と堆積物の物理的性質の関係を解明することを目的とする。GPR探査手法には、地下構造を把握するためのプロファイル測定と地中の電磁波伝搬速度を把握するためのワイドアングル測定（CMP測定）がある。著者ら⁵⁾は、山元海岸においてプロファイル測定を行い、地下構造を把握した。地下構造の深度の計算は、時間領域反射率測定法（TDR法）により地下水面以浅の土壌において計測した電磁波伝搬速度をもとに行った。本研究では、プロファイル測定と同時にCMP測定によりGPR探査範囲における電磁波伝搬速度の測定を行い、これを基に深度を算出した。これらの結果を比較することで、深度の計算法の違いにより生じる誤差の範囲を調べた。また、GPR探査測線において掘削したボーリングコア⁸⁾の土質分析（透磁率測定、体積含水率測定、土粒子密度測定および粒度分析）を行い、GPR探査結果に影響を与える土壌の物理的性質を調べた。

2. 研究方法

(1) GPR探査

GPRは、地中に高周波電磁波パルスを送信するアンテナと、電磁波伝搬特性が変化する地点からの反射波を受信するアンテナから成り、GPRを用いた探査手法には、プロファイル測定とCMP測定がある。プロファイル測定は、送受信アンテナを同一間隔に保ち、測線上を移動し連続的にデータを取得する（図-1(a)）のに対し、CMP測定は、ある1点（Common Midpoint）を中心に送受信アンテナ間隔を左右均等に広げながらデータを取得する（図-1(b)）。プロファイル測定は、縦軸に走時 Δt （送信した電磁波を受信するまでにかかる時間）、横軸に測線方向距離 x をとることで、測線における連続した地下構造を迅速に把握できる。また、電磁波伝搬速度 v を与えれば、走時 Δt より深度 d を計算できる（式(1)参照）。

$$d = v\Delta t / 2 \quad (1)$$

CMP測定は、縦軸に走時 Δt 、横軸に送受信アンテナの中心位置からの距離 Δx をとることで走時曲線が得られ、各 t_0 （ $\Delta x=0$ における走時）について、理論走時曲線（式(2)）に最も一致する速度 v を求めることで、各地層における速度 v を推定できる。

$$\Delta t = \frac{2\sqrt{(\Delta x/2)^2 + d^2}}{v} = \sqrt{\left(\frac{\Delta x}{v}\right)^2 + t_0^2} \quad \therefore t_0 = \frac{2d}{v} \quad (2)$$

地中の伝搬速度 v は、比誘電率 ϵ_r 、比透磁率 μ_r より

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} = \frac{3 \times 10^8}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} [m/s] \quad (3)$$

で与えられる。ここに、 c は光速である。一般に、土壌における比透磁率 $\mu_r \approx 1$ となり、比誘電率 ϵ_r と体積含水率 θ に式(4)（Toppの式）の関係が成り立つ¹⁰⁾ことから、含水率

θ より速度 v を推定することができる。

$$\theta = -0.0503 + 0.0292\epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4}\epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6}\epsilon_r^3 \quad (4)$$

著者ら⁵⁾は、山元海岸においてTDR法（Time domain Reflectometry: 土壌に差し込んだ平行導波路を形成する2本の金属棒に電磁波を印加し、ロッド長を往復する時間から電磁波伝搬速度を計測する手法）を用いて地下水面以浅の土壌の電磁波伝搬速度 v を測定し、GPR探査結果の深度を算出した。本研究では、山元海岸において、CMP測定を用いて地下水面以深を含むGPR探査範囲における速度 v を推定し、 v の平均値より深度の算出を行った。

(2) 研究対象領域と現地調査の概要

調査場所は、津波前は海岸林が植栽されていたものの、2011年津波により大規模な侵食が生じ、ポケットビーチ状の砂浜が形成された場所である（図-2(a),(b)）。津波後は2012年6月までは汀線の前進が見られたものの（図-2(c),(d)）、それ以降は回復が見られず、2012年には陸側に水域を残して堤防が建設された（図-2(e)）⁵⁾。

著者ら⁵⁾が調査を行った山元海岸のGPR探査測線（図-2、ピンク線）上において、プロファイル測定、CMP測定およびボーリングコアの掘削を行った。各測線3地点、合計12地点の測点（図-2、黄色逆三角）をとり、測線1の陸側から順に、測点1-1、1-2、1-3、測線2の陸側から順に、2-4、2-5、2-6、測線3の陸側から順に、3-7、3-8、3-9、測線4の陸側から順に、4-10、4-11、4-12とした。2015年7月24日に測点1-1、2-6、3-7において中心周波数500 MHzアンテナを用いたCMP測定を、2015年7月24日～29日に全12測点においてボーリングコアの掘削を行った。ボーリングコアは、測点1-1、2-4において5 m、それ以外の測点において4 m掘削した。

図-1 GPR 探査手法 (a)プロファイル測定, (b)ワイドアングル測定 (CMP 測定)

図-2 調査場所における (a)2006/9/21, (b)2011/3/12, (c)2011/5/24, (d)2012/3/4, (e)2013/9/17の空中写真（国土交通省東北地方整備局提供；著者ら⁵⁾）

(3) ボーリングコアの土質分析

本研究では、山元海岸におけるGPR探査結果と堆積物の物理的性質の関係を明らかにするため、ボーリングコアから0.1～1 m間隔で100サンプル（20 cm³、30～40 g程度）を採取し、透磁率測定、体積含水率測定、土粒子密度測定、粒度分析を行い、GPR探査結果と比較した。

山元海岸において、津波時に陸海域にわたって土砂移動が生じたため、山元海岸の土壌は、仙台湾底質中に存在する比較的透磁率が大きいマグネタイト等の重鉱物¹¹⁾を含むと考えられる。帯磁率測定器MS2B（Bartington Instruments社）を用いて、サンプルの帯磁率 χ を測定し、次式より比透磁率 μ_r を求めた。

$$\mu_r = 1 + \chi \quad (5)$$

一般に、体積含水率の変化がGPR探査結果に影響を与える。掘削時に土壌中の水分が流出し、総重量の測定が困難であったため、地下水面以深において、サンプル体積 $V[\text{cm}^3]$ 、乾燥重量 $M_s[\text{g}]$ 、土粒子密度 $\rho_s[\text{g}/\text{cm}^3]$ より体積含水率 $\theta[\%]$ を算出した。

$$\theta = (V - M_s / \rho_s) / V \times 100 \quad (6)$$

測定した体積含水率から、式(4)より比誘電率を算出した。

体積含水率に影響する堆積物の物理的性質として、土粒子密度の変化および粒度分布の変化が考えられる。100ml ゲーリユサック型比重瓶を用いて土粒子の密度試験を行い、1 サンプルあたりの土粒子密度 $\rho_s[\text{g}/\text{cm}^3]$ を、乾燥重量 $m_s[\text{g}]$ 、比重瓶質量 $m_a[\text{g}]$ 、蒸留水と試料を満たした比重瓶質量 $m_b[\text{g}]$ 、蒸留水の密度 $\rho_w[\text{g}/\text{cm}^3]$ より求めた。

$$\rho_s = \frac{m_s}{m_s + (m_a - m_b)} \times \rho_w \quad (7)$$

また、ミニふるい振とう機（アズワン社）を用いて -3ϕ から 0.5ϕ 間隔で粒径測定を行った。 -3ϕ よりも粒径が大きい場合は、定規を用いて中央粒径を測定した。

図-3 測点 1-1, 2-6 における CMP 測定結果

3. 調査結果と考察

(1) 提案手法の精度の検証

著者ら⁵⁾と本研究のプロファイル測定結果に変化は見られなかった。調査場所は海側に堤防があるため、波浪による土砂移動が生じず、調査場所における堆積構造が保存されていたと考えられる。また、著者ら⁵⁾と本研究の調査日時における潮位（調査場所に最も近い相馬における天文潮位：気象庁データ）は等しく、調査場所における調査時の地下水面は概ね等しかったと考えられる。

図-3 に測点 1-1, 2-6 における CMP 測定の結果、地中の電磁波伝搬速度 v の平均値は 0.06 m/ns であり、式(3)および式(4)より速度 v から計算される体積含水率の平均値は 40 %であった（図-3）。ただし、比透磁率 $\mu_r=1$ とする。測点 3-7 においては、理論走時曲線に一致する電磁波伝搬速度 v が得られなかった。式(2)に示す理論式は、水平な地層境界面において成り立つため、CMP 測定による電磁波伝搬速度の推定は、水平な地層境界面において可能となる。測点 3-7 における地層境界面は複雑であったため、CMP 測定による電磁波伝搬速度の推定ができなかったと考えられる。

GPP 反射面が確認された走時 0～100 ns について、土壌の体積含水率が 25 %（調査場所において計測された体積含水率の最小値）、30 %（著者ら⁵⁾で深度の計算に用いた体積含水率）、40 %（CMP 測定により推定された土壌の平均体積含水率）、70 %（調査場所において計測された体積含水率の最大値）の場合に算出される深度を示す（図-4）。走時が大きくなる（深度が大きくなる）ほど、各体積含水率から計算される深度のずれは大きくなる。CMP 測定により推定された土壌の体積含水率は 40 %（図-4、灰色）であり、著者らが用いた体積含水率 30 %（図-4、オレンジ色）の結果は、走時 100 ns のとき最大で 0.7 m 程度の深度を過大評価していたことが明らかになった。

図-4 各体積含水率から計算される深度

図-5 ボーリングコアの写真と柱状図およびGPR探査により識別された地層境界面の位置

図-6 測点1-1における土質的性質の変化

図-5 に、測点 1-1～4-12 のボーリングコアの写真と柱状図およびプロファイル測定と CMP 測定により得られた反射面の位置を示す。Takamura et al.⁸⁾は、TDR 法により測定された速度 v をもとに深度の計算を行った GPR 探査結果とボーリングコアを比較したが、本研究では、CMP 測定により推定された速度 v をもとに深度の計算を行った。調査場所の土壌は砂層もしくは礫混じりの砂層が堆積しており、測点 4-11、4-12 の深度 2～3m においては有機物が混入していた。また、砂層の多くで、マグネタイトをシーム状にはさむラミナが確認された。

0.05 m 程度の誤差はあったものの、プロファイル測定と CMP 測定の反射面位置は一致した(図-5, 赤丸)。測点 2-6 の上から 3 つ目と 7 つ目の地層境界面は、GPR 探

査結果から反射面を抽出する際に、リングング(受信電磁波の振動)により生じた反射波を抽出してしまっただと考えられる。目視により判別された地層境界面と GPR の反射面の位置は必ずしも一致しなかった。GPR の分解能が不十分であり、地層境界面を判別できなかった可能性が考えられる。また、測点 1-1～4-12、深度 $d=0.0\sim3.0$ m の任意の 52 地点において測定した含水率 θ は 27～69 % で変化していたが、速度 v の平均値を用いて深度 d を算出しているため、平均値との差により誤差が生じる。走時 15 ns の地層を仮定すると、速度 $v=0.06$ m/ns (平均値) から計算される層厚は 0.45 m であるのに対し、含水率 $\theta=25$ % の場合 0.62 m、含水率 $\theta=70$ % の場合 0.28 m となり、0.2 m 程度のずれが生じる可能性がある(図-4 参照)。

図-7 体積含水率と堆積物の物理的性質の関係 ((a) 平均粒径, 中央粒径およびモード径, (b) 5%粒径, 25%粒径および75%粒径, (c) 尖度, 歪度および淘汰度, (d) 土粒子密度)

(2) ボーリングコアの土質分析結果

体積含水率から計算された比誘電率と比透磁率を比較すると、比透磁率は1.00～1.02の範囲で変化するのにに対し、比誘電率は5～66の範囲で大きく変化している(図-6参照)。土壤中にマグネタイトを含むものの、比透磁率 $\mu_r \approx 1$ であり、GPRは比誘電率の変化(体積含水率の変化)を捉えていることが明らかとなった。

粒径から計算される代表値(尖度, 中央粒径, 歪度および淘汰度)の深度方向変化を調べたが、GPRの反射面前後で明確な変化は見られなかった(図-6参照)。粒径から計算される代表値(平均粒径, 中央粒径, モード径, 5%粒径, 25%粒径, 75%粒径, 尖度, 歪度および淘汰度)と体積含水率の相関を調べた(図-7(a), (b), (c))。いずれの代表値も体積含水率との相関は確認できなかった。地層境界面前後の相対的な粒度分布の変化の影響を明らかにするためには、より詳細な調査が必要となる。

土粒子密度と体積含水率の相関を調べたところ、線形関係が見られた(図-7(d))。サンプル中に含まれる鉱物

としては、主に石英(2.7g/cm³)、かんらん石(3.2g/cm³)、輝石(3.3g/cm³)、マグネタイト(5.2g/cm³)¹¹⁾が挙げられ、土粒子密度はサンプルに含まれる鉱物の割合により変化する可能性が考えられる。

4. 結言

山元海岸において、CMP測定およびボーリングコアの掘削を行い、著者ら⁵⁾の提案手法の精度の検証およびGPR探査結果と堆積物の物理的性質の関係の解明を試みた。本研究ではCMP法を用いて地中の電磁波伝搬速度を推定し、TDR法を用いた著者ら⁵⁾の結果と比較したところ、砂層および礫を含む砂層で構成される山元海岸において、走時100 nsのとき最大で0.7 m程度過大評価であることが明らかとなった。GPR探査とCMP測定により識別された地層境界面の誤差は0.05 m程度であった。目視により判別された地層境界面とGPRの反射面の位置は必ずしも一致しなかった。その原因は、GPRの分解能が不十分であ

ることと地中の体積含水率を一樣に与えていることによって生じる誤差のためと考えられる。

山元海岸において、比透磁率は 1.00~1.02, 比誘電率は 5~66 を示した。土壤中にマグネタイトを含むものの、比透磁率 $\mu_r \approx 1$ であり、GPR は比誘電率の変化（体積含水率の変化）を捉えていることが明らかとなった。体積含水率と粒径および土粒子密度の関係を調べたところ、体積含水率と土粒子密度の間に線形関係が見られた。

著者らが提案する手法は、土壤の体積含水率の精度により解析結果が大幅な誤差を含む可能性が考えられ、これに留意する必要があることを示唆した

謝辞：本研究で使用した空中写真は国土交通省東北地方整備局仙台河川国道事務所より提供いただいた。また、本研究は、東北大学災害科学国際研究所特定プロジェクト研究およびJSPS科研費（課題番号：26289158）の助成を受けて行われた。本研究を進めるにあたり、東北大学災害科学国際研究所の後藤和久准教授に助言頂いた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Parisa, R., P. Wassmerb, J. Sartohadic, F. Lavigneb, B. Barthomeufa, E. Desgagesa, D. Grancherb, P. Baumertb, F. k Vautiera, D. Brunsteinb and C. Gomezb : Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia), *Geomorphology*, Vol.104, pp.59-72, 2009.
- 2) 有働恵子, 田中 仁, 真野 明, 武田百合子: 東北地方太平洋沖地震津波による宮城県仙台湾南部海岸の海浜変形特性, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp. I_1391-I_1395, 2013.
- 3) Choowong, M., Phantu Wongraj, S., Charoentitirat, T., Chutakositkanon, V., Yumuang, S. and Charusiri, P.: Beach recovery after 2004 Indian Ocean tsunami from Phang-nga, Thailand, *Geomorphology*, Vol. 104, No.3-4, pp.134-142, 2009.
- 4) 三戸部佑太, V. C. Hoang, M. B. Adityawan, 田中仁: 東日本大震災津波後の仙台湾海岸の海浜変形, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp. I_611-I_615, 2013.
- 5) 高村まや, 有働恵子, 佐藤源之, 高橋一徳, 阿部朋弥: GPR（地中レーダ）を用いた津波後の堆積構造把握技術の開発, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 71, No. 2, pp.I_1711-I_1716, 2015.
- 6) 佐藤源之: 地中レーダによる地下イメージング, 電子情報通信学会論文誌 C, Vol.J85-C, No.7, pp.520-530, 2007.
- 7) 有働恵子: 地中レーダ探査データを用いた茨城県波崎海岸の砂浜空間堆積過程の解析, 海洋開発論文集, Vol. 26, pp.1173-1178, 2010.
- 8) Tamura, T., Bateman, M. D., Kodama, Y., Saitoh, Y., Watanabe, K., Yamaguchi, N. and Matsumoto, D.: Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records, *Earth-Science Reviews*, Vol.114, pp.279-297, 2011.
- 9) Koster, B. and Reicherter, K.: Sedimentological and geophysical properties of a ca. 4000 year old tsunami deposit in southern Spain, *Sedimentary Geology*, Vol.314, pp.1-16, 2014.
- 10) Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P.: Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, Vol.16, No.3, pp.574-582, 1980.
- 11) 鈴木泰輔, 齊藤文紀: 仙台湾底質の重鉱物組成と起源. 地質調査所月報, Vol. 39, No.10, pp.643-660, 1988.

(2016. 3. 16 受付)

ACCURACY OF DEPOSIT STRUCTURE AFTER TSUNAMI OBTAINED BY GPR

Maya TAKAMURA, Kazunori TAKAHASHI, Christian N. KOYAMA, Keiko UDO
and Motoyuki SATO

The GPR exploration is used to analyze underground structures by transmitting electromagnetic waves and record reflections where the propagation characteristics change. The depth of reflection planes is calculated from the traveling time with the velocity of electromagnetic wave. In most cases, the velocity of electromagnetic wave is determined by the water content ratio of soil. In this study, we employed the common-mid-point (CMP) method and estimated the velocity to be 0.06 m/ns to recalculate the depth. Comparing with the CMP method, we found the method using the water content ratio presented a margin of error of approximately 0.7 m depending on the accuracy of ratio. We also analyzed soil properties such as water content ratio, relative magnetic permeability, grain size and density of soil particles of boring core, and compared with GPR data. The relative permittivity calculated from the water content ratios ranged from 5 to 66 and relative magnetic permeability from 1.00 to 1.02, indicating that the GPR captured the changes of relative permittivity underground. In addition, we found the water content ratios corresponding to relative permittivity show a linear relationship with the density of soil particles. This study suggests the necessity of paying attention to the possibility of a large margin of error when we use the water content ratio of soil to measure the depth of reflection planes.