土木学会論文集C（地圏工学），Vol. 67, No. 3, 310-318, 2011.

弾性波の速度と減衰率を用いた地盤の不均一性評価と可視化手法の開発

榊原　淳一[1]・毛利　栄征[2]・山本　督夫[3]

[1]正会員　JFEシビル株式会社 音響トモグラフィ事業推進プロジェクトチーム
（〒284-0015 東京都台東区蔵前2丁目17-4）
E-mail: jun-sakakibara@jfe-civil.com

[2]独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究所 施設資源部
（〒305-8609 茨城県つくば市観音台2-1-6）
E-mail: ymohri@affrc.go.jp

[3]マイアミ大学教授　地盤音響学研究室（4600 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149, USA）
E-mail: tyamamoto@rsmas.miami.edu

地盤や構造物の地震時の詳細な挙動を把握するために，現地でのモニタリングや数値解析とともに，精密な模型実験は重要であるが，模型地盤の地盤構造を非破壊で2次元的に把握する手法については十分な検証がなされていない．本研究において筆者らは高周波数の弾性波の速度と減衰率を用いて，振動実験に用いられる模型地盤を対象とした地盤構造の可視化手法を開発しその検証実験を行った．本研究では計測機器の小型化，高速化を行い発振周波数が30kHz以上という超音波領域での計測により弾性波速度と振幅減衰率を用いたモニタリング手法を開発した．模型土槽を用いて行った実証実験の結果から，本手法が模型土槽内部の可視化に対して有効であること，速度分布図と減衰率分布図を比較することでより詳細に地盤の緩みなどの影響を把握できることがわかった．

Key Words : *high frequency, seismic wave, tomography, velocity, attenuation, soil tank*

1. はじめに

地震による地盤の液状化や構造物の倒壊などの被害を予測することは地震の多い我が国にとって大変重要なことである．過去の大地震クラスの振動を再現した実大施設の挙動を把握することは実際には不可能に近いが，模型土槽内部に作製した地盤と構造物の詳細な振動実験[1), 2), 3), 4)]を行うことによって，地盤や構造物の詳細な変状や対策技術の有効性を検証することができる．これらの実験において地盤の均一性，初期条件，物性値の状態を二次元的，あるいは三次元的に把握するとともに，連続的な変化をモニタリングすることは重要であり，この点に於いて物理探査手法[5)]の一つであるトモグラフィ手法[6)]は有効な手法であると言える．

既往の研究としては，比抵抗トモグラフィを用いた液状化時の模型土槽内部の地盤構造の把握[7)]を挙げることができる．一方，弾性波トモグラフィ[8)]を用いた例は見あたらない．この理由として，まず，模型土槽内部の地盤は実地盤に比べて寸法が小さいこと，模型土槽内部の地盤は壁面という境界に囲われていることが挙げられる．

発振器と受信器の距離に対して伝播波の波長λが十分に短くない場合，発振器から受信器に伝播する波とは異なるエバネッセント波[9)]や定在波[10)]が観測されることがある．エバネッセント波とは発振器から$\lambda/2\pi$までの範囲に現れる波であり，定在波とは壁面などの境界面に向かって進行する波と境界面で反射する波の合成により境界面の近傍に発生する波である．これらの波は伝播せず定在的に存在するため，伝播する波の計測を行う上ではノイズとなり到達波の読み取りを困難にする．しかし，何れも波長が短くなるとその影響範囲が短くなるため十分に高い周波数で計測を行うことでこの影響を取り除くことができる．

2つめの問題は模型土槽内部の地盤の空間的な変化が小さいため，従来の弾性波トモグラフィでは周波数が低すぎてこの変化を把握することは難しいということである．弾性波を用いた探査を行う場合，弾性波の周波数は空間分解能に大きな影響を与える．渡辺・佐々[11)]は数値計算により低速度層の層厚dと波長λの比が計測結果に与

える影響を検討し，λ/dが1より大きい場合，すなわち波長よりも層厚が小さい場合には計測結果に影響を与えることを示している．また，Widess[12]は弾性波探査による分解能は波長の4分の1としている．榊原・山本[13]は経験的に波長の2分の1程度とするのが妥当であるとしている．これに基づくと，地中を伝播する波の周波数f，波長λ，速度Vおよび空間分解能φの関係は式(1)～(3)で表される．これらの式を用いて伝播速度1,500m/sの場合の発振周波数と空間分解能の関係を**図-1**に示す．同図から空間分解能0.1mを得るためには7.5kHz以上，0.05m以下の場合には15kHz以上の周波数を用いる必要があることがわかる．

$$\lambda = \frac{V}{f} \tag{1}$$

$$\phi > \frac{\lambda}{2} \tag{2}$$

$$f > \frac{V}{2\phi} \tag{3}$$

3つめの問題は弾性波速度だけでは地盤の変状を把握しきれないということである．例えば，弾性波速度の低下が間隙率の増加によるものなのか飽和度の低下によるものなのかは速度だけでは判断することは難しい．

榊原・山本[13]の開発した高周波数の弾性波を用いた地盤調査手法は周波数を制御することが可能であり，模型土槽内部の地盤のモニタリングに適していると考えられた．本研究では，榊原・山本[13]の手法を発展させ，発振周波数の高周波数化と振幅減衰率の計算を行い，上記の問題を解決することができた．本論文ではこの新しい計測手法の開発と模型土槽を用いた実証実験について述べる．

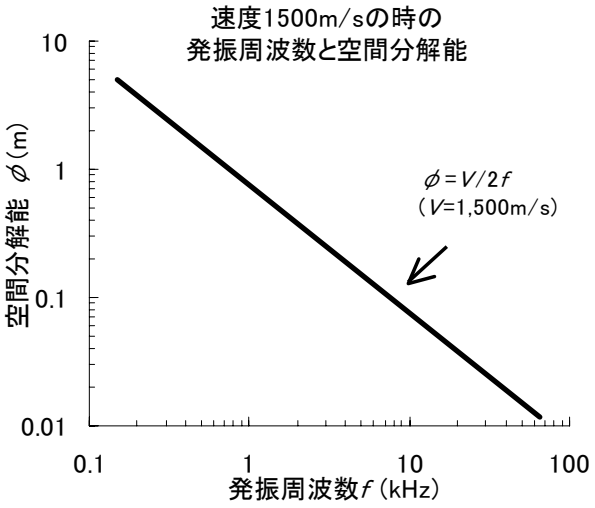

図-1　伝播速度 1500(m/s)の時の発振周波数と空間分解能の関係

2. 模型土槽内部のモニタリング手法の開発

(1) 計測装置の開発

本研究では直径および高さが約2mの模型土槽を用いることを前提としたため，計測機器も土槽の寸法に合ったものを用いた．例えば，**図-2(a)**に示すように深さ2mの模型土槽のモニタリングを行う場合，発振器の大きさに合わせて発振位置を決めるとトモグラフィ計測のために十分な発振位置数を確保することができない．従って**図-2(b)**に示すように10箇所程度の発振位置で計測する場合には長さが0.2m程度の発振器を用いる必要がある．

図-3および**表-1**に計測システムの概要，主な計測機器とその仕様を示す．模型土槽内部には発振器と受信器を地盤内で上下に移動させるための水で満たした2本の塩ビ管を設置する．

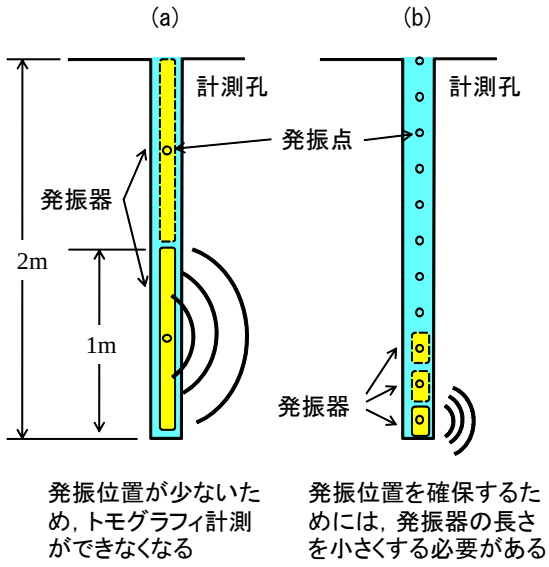

図-2　発振器の大きさに起因する問題点

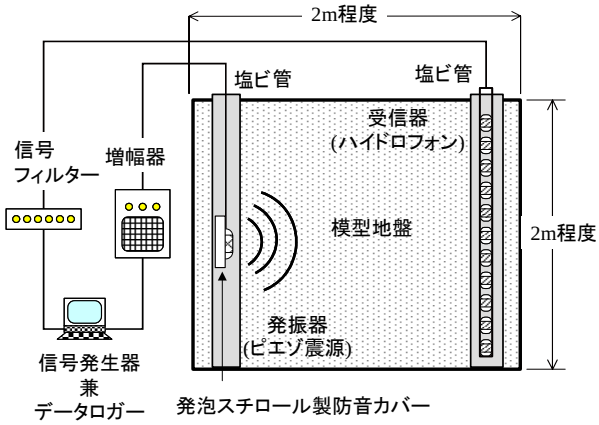

図-3　計測装置の概要

計測を行うためには信号発生器で作成した発振信号を増幅器で増幅したのち発振器から出力する．模型地盤内を伝播した弾性波は受信器で受信し，信号フィルターを経由してデータロガーに入力する．発振器は圧電素子型震源，受信器にはハイドロフォンを用いた．**図-4**に示す通り発振器の背面には発泡スチロール製の防音カバーを設置し，発振器背面の壁面における反射波を低減するようにした．受信器の各センサーは塩ビ棒で剛結した塩ビ容器内に設置し計測孔内での位置ぶれが起きないようにしてある．増幅器は高周波数でも特性が劣化しないように高周波数高電圧タイプの素子を使用し，発振周波数50kHzでも80Vの出力を得ることができる．AD，DA変換器についても高周波数の計測を可能とするため高速型の変換器を用いてデータロガーに組み込んである．

発振信号として用いた擬似ランダム波はパルス圧縮[14]と呼ばれる信号増幅方法の一つである．連続波を用いることにより送信するエネルギーを時間軸上に分散させているため，パルス波に比べて送信信号全体のエネルギーを大きくすることができる[15]．擬似ランダム波は，特定のデータ長を持つ連続波でありこの範囲ではランダムな性質を持つこと，単一周波数の正弦波をベースとし位相変換されていること，自己相関関数がこの周波数に依存した波長のパルス波となることが特長である[14]．**図-5**に擬似ランダム波の例として，発振波(a)，実際の受信波(b)，発振波と受信波の相関計算後のパルス波形(c)を示した．相関関数のピーク値となる時間(**図-5**(c)では0.36ms付近の極大値)は擬似ランダム波の到達時間であり，ピーク値の大きさは到達波の持つ受信エネルギーと考えてよいので，これにより地中を伝播してきた波の到達時間とエネルギー量を計測することができる．

表-1 計測システムの基本仕様

名称	仕様	改良点
発振器	外径 約40mm, 長さ 約270mm，重量4.5kg	背面に発泡スチロールを設置
受信器	外径35mm，センサー間隔0.1m，センサー数4～12個，重量0.5kg(1センサー)，使用可能帯域1Hz～40kHz(実績)，受信感度 -162 dB re 1V/μPa(*) 耐圧深度200m (*)1μPaの圧力を受けた際に出力1Vを得るための増幅度	センサー間隔は0.1m～0.5mまで可変．各センサーを塩ビ棒で剛結.
増幅器	出力電圧100V(50kHz以下)，使用可能帯域DC～100kHz，電源AC100V，消費電力30W，重量5kg	最高1MHzでも使用可能な高周波数，高電圧タイプの素子(例えばAPEX社PA85等)
信号フィルター	ゲイン1倍～100倍，入出力8チャンネル，ローカットフィルター(帯域200Hz～)，電源 DC+12V	
AD, DA変換器	AD変換速度 150kHz/ch DA変換速度 250kHz以上	AD変換は各ch同時変換
データロガー	入力4チャンネル，出力1チャンネル，入力分解能12bit	

(2) 振幅減衰率の計算

地盤中を伝播する弾性波の減衰は発振音圧A_0，受信音圧A，計測距離d，発振周波数f，減衰定数αを用いて式(4)および(5)として表される[11), 16), 17)]．ここでQ はQ値と呼ばれる媒質の減衰特性を表す無次元量であり，この逆数

図-4 発振器(左)と受信器(右)

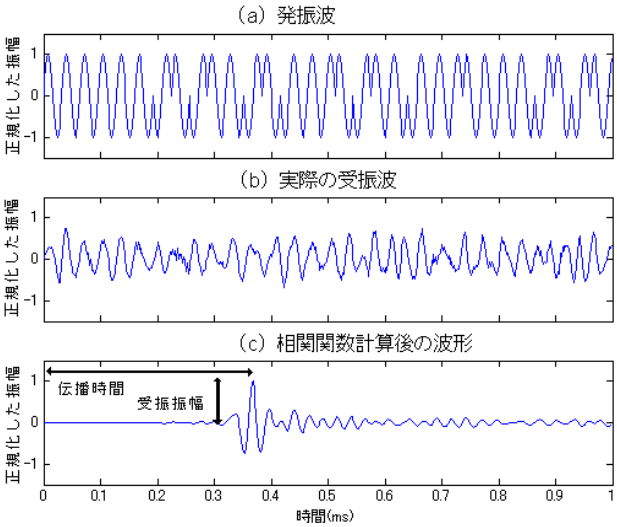

図-5 擬似ランダム波の例

のQ^{-1}を減衰率[18]とする．式(4)，(5)から式(6)，(7)を得てQ^{-1}を求める．なお，式(6)の減衰定数αは自然対数で表される減衰定数(neper)であり，式(7)の減衰定数αは音圧レベル(dB)で表される定数である[17]．距離減衰以外の減衰には密度の異なる物質を透過する際の透過減衰，散乱による散乱減衰，土粒子と間隙流体の間の粘性減衰[11), 16), 19)]があり，計算結果として得られるQ^{-1}はこれら全ての影響を受けている．しかし，透過減衰と散乱減衰の影響を取り除くことは難しいこと，また本研究では比較的均一な地盤を取り扱うことからこのQ^{-1}を粘性減衰と見なすこととした．逆計算は特異値分解法[20]を用いた速度トモグラフィ解析によって波線経路を決定し，その波線に沿って各セル毎のQ^{-1}を計算する．

$$A = \frac{1}{d} A_0 e^{-\alpha d} \tag{4}$$

$$\alpha = \frac{\pi f}{VQ} \tag{5}$$

$$\alpha\ (\text{neper}) = \frac{1}{d} \ln\left[\frac{A}{A_0}\right] \tag{6}$$

$$Q^{-1} = \frac{1}{8.686\pi} \frac{V}{f} \alpha\ (\text{dB}) \tag{7}$$

(3) 波線経路計算の検証

図-6は一般的な速度トモグラフィの計算フローを示している．まず，初期条件として波線は直進すると仮定して計算を開始し，速度モデルを作成した後，モデルと計測値の誤差Δtの評価を行う．次に隣り合うセル1とセル2の速度V_1，V_2からスネルの法則を用いて屈折角を求め，新たな波線経路の計算を行う．再び速度モデルを作成し，モデルと誤差の評価を行い，誤差が十分に小さくなれば計算を終了し，そうでなければ繰り返し計算を行う．このモデルと計測値の誤差の評価を行う際，音の伝播距離が短い場合には$\Delta t'$はとても小さくなり，結果として誤差も小さくなり繰り返し計算を行うことができなくなる(**図-7**)．榊原・山本[13]の用いている計算手法は発振器と受信器の計測孔間の距離が数10m～数100mの逆計算を行うためのものであり，模型土槽内の地盤のように孔間距離が近い場合に適用可能かどうかを確認する必要があった．

このため数値計算による検証を行った．この数値計算においては，まず，模型土槽の寸法と土槽内部の速度を変えた地盤モデルを仮定し，次に順計算により各受信点における到達時間を求めた．この到達時間から逆計算により速度分布を求め，仮定したモデルと比較した．**表-2**および**図-8**に地盤モデルの仕様を示す．ケース1は実地盤を模しており，孔間距離と地盤の高さはそれぞれ15m，地層の速度は1,600m/sと1,700m/sとした．ケース2は模型土槽を模しており孔間距離と地盤の高さを1.5mとした．

ケース3はさらに伝播速度の変化量が小さいことを仮定して孔間距離と地盤の高さを1.5m，地層の速度は1,600m/sと1,620m/sとした．

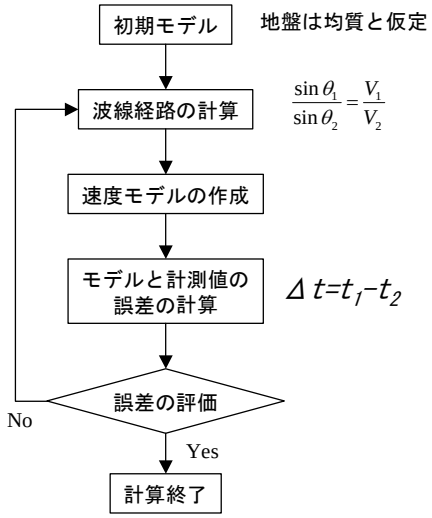

図-6　伝播速度 1500(m/s)の時の発振周波数と分解能の関係

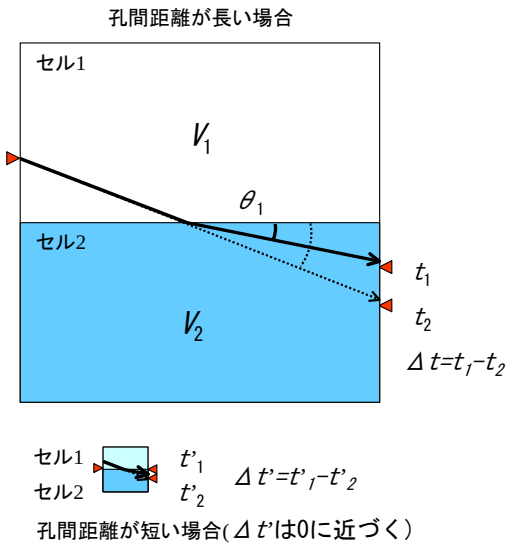

図-7　伝播速度 1500(m/s)の時の発振周波数と分解能の関係

表-2　解析手法の検証(数値計算の条件)

ケース	ケース 1	ケース 2	ケース 3
水平孔間距離	15.0m	1.5m	1.5m
地盤の高さ	15.0m	1.5m	1.5m
センサー間隔	1.0m	0.1m	0.1m
解析セルの個数	15×15	15×15	15×15
反復計算回数	10 回	10 回	10 回
地層 1 の速度	1,600m/s		1,600m/s
地層 2 の速度	1,700m/s		1,620m/s

ケース 1 からケース 3 までの逆計算結果を**図-9**～**図-11** に示す．計算結果とモデルがわずかにずれているのはメッシュサイズの影響であると考えられる．ケース 1 と 2 を比較すると，いずれも地盤下部の低速度体を精度良く抽出しており模型地盤のスケールに影響されずに解析可能であることが分かる．また，模型土槽のスケールを小さくし地盤の伝播速度の変化量を小さくしたケース 3 とケース 1 を比較すると，ケース 2 と同様に正確にモデルを再現できていることがわかる．これらの結果から，本手法が模型土槽内の地盤に適用可能であることが分かった．

3. 円型せん断模型土槽を用いた実証実験

(1) 地盤の作製及び計測方法

実験に用いた模型土槽は内寸法で直径 1.75m，高さ 1.81m の円筒型をしており，土槽底面には 16 カ所の注排水口が設置されている．この注排水口を用いて地盤を撹拌，浮遊状態にすることができる．模型土槽の断面図を**図-12** に示す．この模型土槽は振動台の上に設置されており水平および鉛直方向の振動を加えることができる．土槽内部への砂の投入は水中に砂を一定量づつ落下させ堆積地盤を作製する水中落下法[21]を採用し，実験試料には**表-3** に示す霞ヶ浦砂を用いた．模型土槽内部には計測孔として 2 本の塩ビ管(VP100)を設置し内部に発振器と受信器を挿入した．発振器と受信器の水平距離は 1.41m，発振点と受信点の各々の深度方向の間隔は 0.15m，

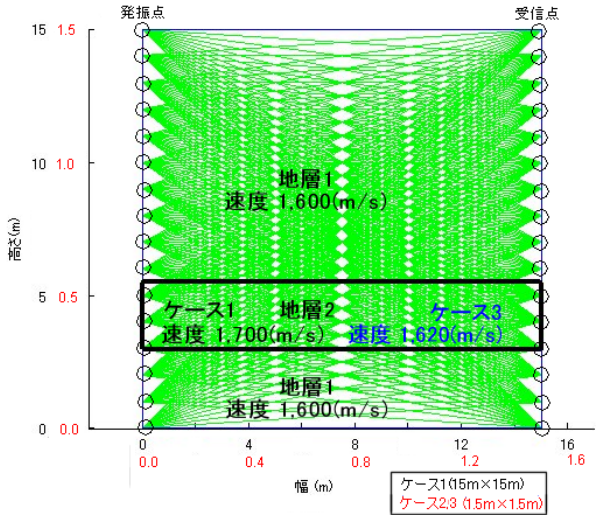

図-8 解析手法の検証(数値計算モデル)
縦軸，横軸の黒字はケース 1 のスケール，赤字はケース 2 及び 3 のスケールを示す
○印は発振点及び受信点，緑実線は想定した伝播経路を示す
黒実線は地層 2 の範囲を示す

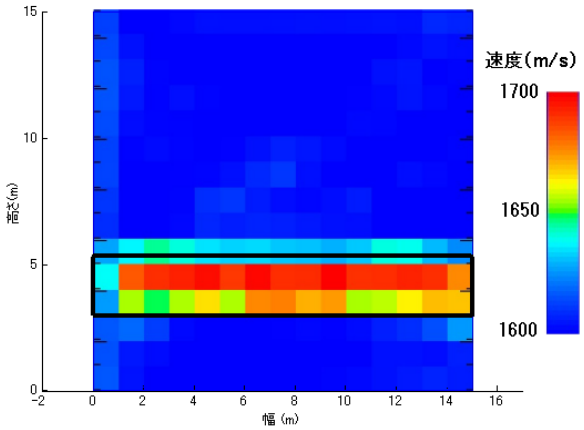

図-9 解析手法の検証(逆計算の計算結果)
ケース 1 幅 15m×高さ 15m

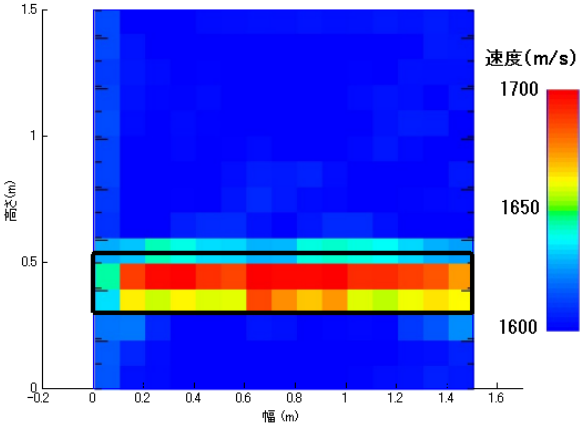

図-10 解析手法の検証(逆計算の計算結果)
ケース 2 幅 1.5m×高さ 1.5m

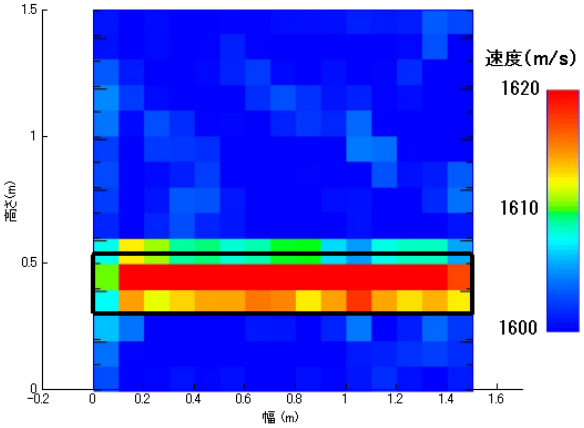

図-11 解析手法の検証(逆計算の計算結果)
ケース 3 幅 1.5m×高さ 1.5m

発振点と受信点の数はそれぞれ10点であった．発振点と受信点のレイアウトを図-13に示す．実験は図-14に示すフロー図に従い実施した．まず，地盤を作製した後，飽和度を上げるためにボイリングによる撹拌と地盤の浮遊化，自然落下状態での堆積を3回繰り返した(ケース1)．次に土槽全体を振動台を用いて水平方向および鉛直方向にそれぞれ加振した(ケース2)．その後，地表面に設置したプレートからバイブレーターを用いて加振し(ケース3)，最後に地表面に60kgの重錘を設置した状態で土槽全体を鉛直方向に加振した(ケース4)．計測はフロー図に示すタイミングで4回実施した．また地盤の平均相対密度を把握するために地盤高の計測を2回，さらにコーン貫入試験を3回実施した．地盤高の計測から得られた相対密度は自然落下状態での堆積時で約35%，最も締め固まっている状態のケース4の計測時の状態で約65%であった．

(2) 実験結果

実験結果としてケース1～ケース4の実験後の速度分布図と減衰率分布図をそれぞれ図-15，図-16に示す．また，図-17にはコーン貫入試験結果を示す．これらの結果からわかることを以下に示す．

速度は実験が進むにつれて 1,450m/s から 1,800m/s まで増加した．ケース 2 までは深度方向中央部にやや低速度な部分を持つ 3 層構造を示していたが，最終的には 2 層構造となった．また，ケース 2 の実験の後，G.L.-0.8m～G.L.-1.0m に局所的な低速度部が現れた．G.L.0m～G.L.-0.4m にある低速度部分は実験がケース 1 からケース 3 に進むにつれて徐々に上側に向かって消失していったが，ケース 4 では再び G.L.-0.3m まで現れた．

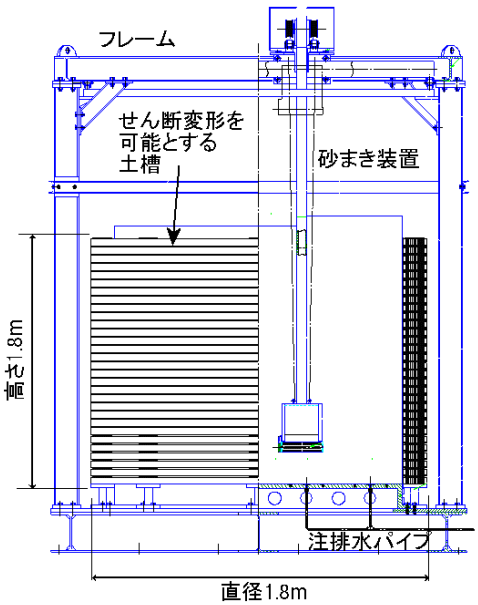

図-12　円型模型土槽断面図

一方，減衰率は実験が進むにつれて0.15から0.05へと減少した．ケース1の実験後，G.L.-0.4m～-0.8mの間に高減衰帯が現れた．ケース2の実験後は減衰率は低下したものの，この高減衰部は上下に広がったように見える．ケース3の実験の後は層構造は消失した．また，ケース2の実験後，G.L.-0.8m～-1.0mに局所的な高減衰部が現れた．この部分は局所的な低速度を示す部分と一致する．ケース4の実験後は均一な状態になり低減衰率を呈するようになった．

表-3　実験に用いた霞ヶ浦砂の主な諸元

項目	数値
最大乾燥密度	1.716 g/cm^3
最小乾燥密度	1.355 g/cm^3
粒子密度	2.715 g/cm^3
乾燥密度	1.515 g/cm^3

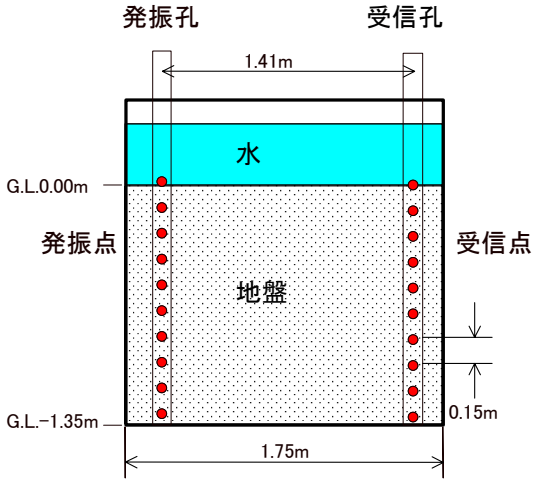

図-13　発振点と受信点のレイアウト

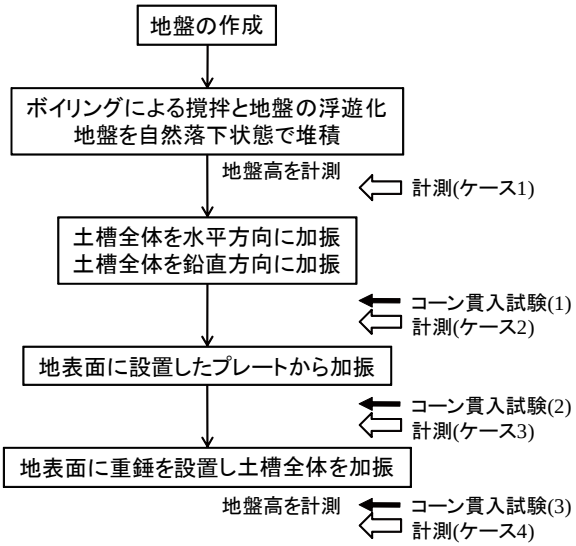

図-14　実験フロー図

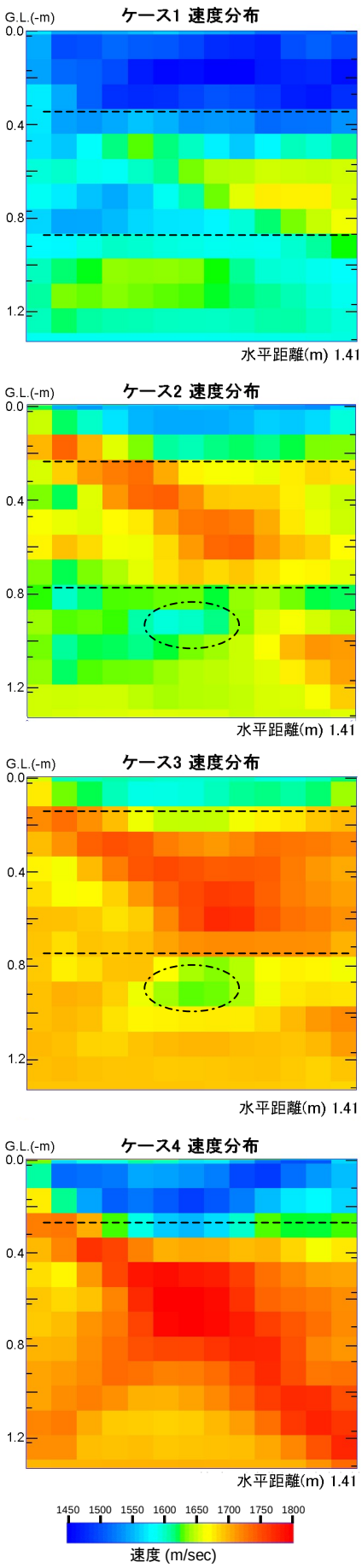

図-15　計測結果(速度分布図)

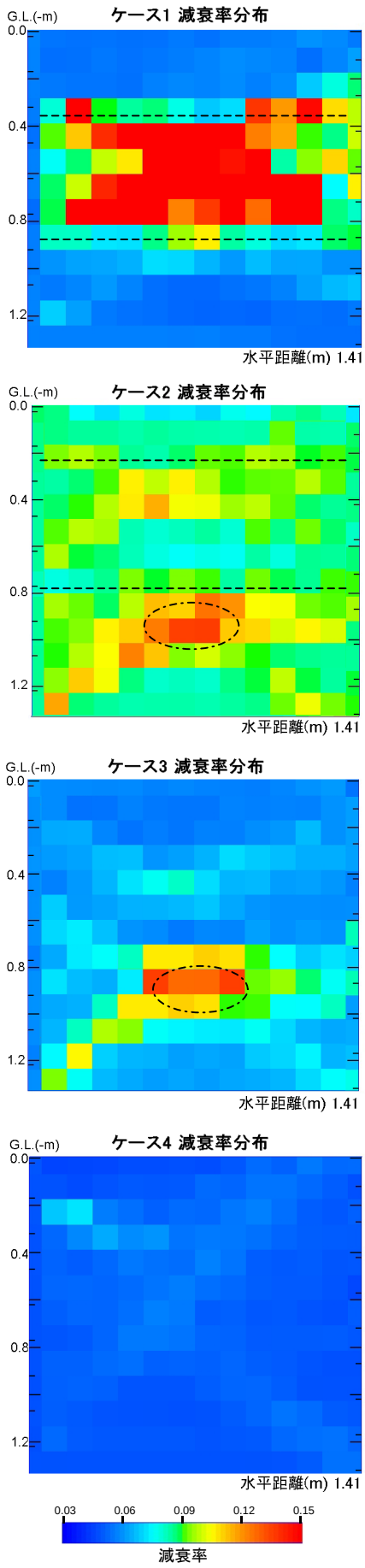

図-16　計測結果(減衰率分布図)

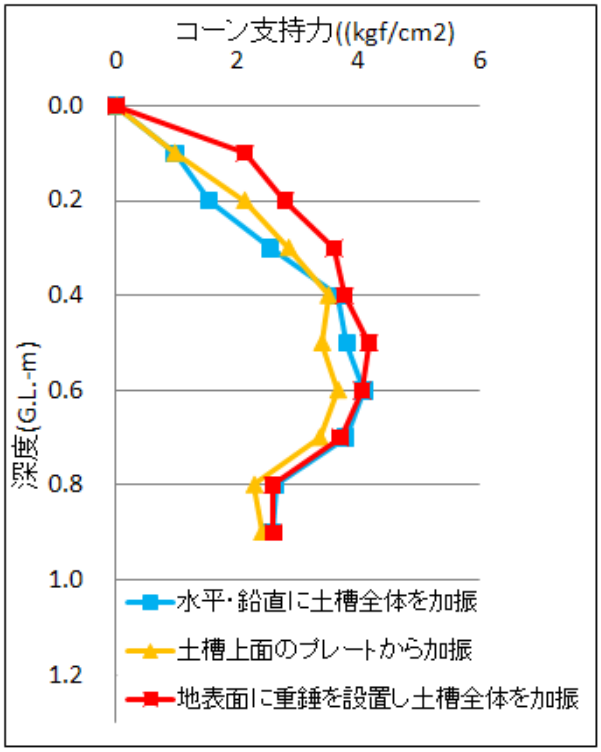

図-17　コーン貫入試験結果

コーン貫入試験の結果は実験が進むにつれ支持力が増加する傾向にあった．また，G.L.-0.4m より浅い部分とG.L.-0.8m より深い部分では支持力が下がるという結果となり，これらの深度に境界を持つ3層構造を示した．

(3) 実験結果から推定される模型土槽の均一性

ケース1の初期状態では全体的に低速度，高減衰でありゆるい状態になっていると考えられる．この段階で点線で示す層構造が形成され始めている．ケース2の加振後，図中点線で示す3層構造がより明瞭に現れてきている．図中点線で囲ったG.L.-0.8m～G.L.-1.0m付近の低速度，高減衰部分はコーン支持力も低下している部分であり局所的にゆるい状態になっていると考えられる．ケース3の加振後はG.L.-0.8mより浅い部分で速度は増加，減衰率は減少し締固めが進んでいると考えられる．特にG.L.-0.3m～G.L.-0.4m付近はコーン支持力も増加しており密な状態になったと考えられる．一方，点線で囲ったG.L.-0.8m～G.L.-1.0mのゆるい状態の部分はまだ残っており，特に減衰率でこの状態が明瞭に現れている．最後のケース4により地盤全体の締固めがさらに進み，G.L.-0.8m～G.L.-1.0mのゆるい部分も消失した．コーン支持力も増加しこの結果と一致する．

4. まとめ

本研究では発振周波数30kHzという超音波領域での発振と受信を可能とする計測装置を開発した．また，初動波の到達時間だけでなく振幅も解析することで弾性波速度と振幅減衰率の2つの出力を得ることができた．

このモニタリングシステムを用いて3次元振動台上に設置した模型土槽地盤を用いた実証実験を行った．実験結果から振動台による加振が進むにつれ地盤の締固めが進み均一になっていく様子を速度分布と減衰率分布の両方で把握することができた．特に模型土槽地盤の局所的な緩み領域について減衰率の方が明瞭に表していることを確認できた．

今後の課題について述べる．本手法は1回の計測で速度と減衰率という2つの結果を得られるという長所を保有するが，減衰率が地盤のどのような状態を表しているかという点についてはまだ知見が足りない．模型土槽を用いた実験を重ねこれらを明らかにしていきたい．

謝辞：本論文の作成にあたりご指導ご鞭撻を賜った濱田政則教授(早稲田大)，榊豊和氏(元JFEシビル(株))の諸氏に感謝する．本論文で述べた実験の一部は平成12年度科学技術振興調整費による総合研究「構造物の破壊過程解明に基づく生活基盤の地震防災性向上に関する研究」の一環として実施されたものである．

参考文献

1) 花田賢師，張 至鎬，樋口俊一，松田 隆，濱田政則：杭基礎に作用する側方流動の外力特性に関する実験，土木学会第 58 回年次講演会講演集，III-144，pp.287-288，2003.
2) 木村 亮，柴田 徹：大型土槽を用いた群杭の水平抵抗に関する模型実験，土と基礎，Vol.40，No.5，pp.41-46，1992.
3) 佐藤正義，田端憲太郎，阿部秋男：大型土槽による護岸矢板と杭基礎の側方流動実験及び遠心振動実験による再現，土木学会論文集 C，Vol.65，No.4，pp.834-845，2009.
4) 石川博之，大友敬三，末広俊夫，松本恭明，福本彦吉：RC 地中構造物の耐震性能に関する大型振動台実験とその解析（その 3）複数回加振による RC 試験体の塑性変形特性，土木学会第 55 回年次学術講演会講演集，I-B132，2000.
5) 藤村健司，深沢晋治，桝永幸介：各種物理探査法の変遷と現状，土と基礎，Vol.45，No.9，pp.7-10，pp.32-35，1997.
6) 小島圭二：地中の可視化，土と基礎，Vol.42，No.5，pp.1-6，1994.
7) 物理探査学会：図解 物理探査，pp.53-62，pp.35-40，1989.
8) 神宮司元治，国松 直，泉 博允，望月智也：比抵抗を用いた液状化時の相対密度遷移過程の可視化および

その考察，土木学会論文集，No.680/III-5，pp.201-209，2001.
9) 吉川茂，藤田肇：基礎音響学，pp.240-242，講談社，2002.
10) 中村顕一，吉久信幸，深井昌：わかる音響学，pp.75-77，日新出版，1994.
11) 渡辺俊樹，佐々宏一：弾性波の初動振幅を利用した減衰トモグラフィ，物理探査，Vol.45，No.1，pp.10-21，1992.
12) Widess, M. B. : How thin is a thin bed, *Geophysics*, Vol.38, pp.1176-1254, 1973.
13) 榊原淳一，山本督夫：高周波数の弾性波を用いた高精度地盤調査手法の開発，土木学会論文集 C，Vol.65，No.1，pp.97-106，2009.
14) Skolnik, M. : *Radar/ Handbooks 2nd Edition*, McGraw-Hill Inc., Chapter 10, 1970.
15) 問山清和，林高弘，神谷庄司：改良型パルス圧縮方法によるガイド信号の高分解能化，超音波テクノ，No.9-10，pp.12-16，2006.
16) Bergman, N. D., Bailey, R. C. and Chapman, C. H. : Travel time and amplitude analysis in seismic tomography, *J. Geophysical Research*, Vol.94, No.B6, pp.7577-7587, 1989.
17) Johnston, D. H. and Toksoz, M. N. : Definition and Terminology, *Seismic Wave Attenuation* (Geophysics Reprint Series No.2), pp.1-5, 1981.
18) Yamamoto, T. and Turgut, A. : Measurements of acoustic wave velocities and attenuation in marine sediments, *J. Acoust. Soc. Am.*, Vol.87, No.6, pp.2376-2383, 1990.
19) 佐々宏一，芦田謙，菅野強：建設防災技術者のための物理探査，pp.12-15，森北出版，1993.
20) Bergman, N. D., Bailey, R. C. and Chapman, C. H. : Crosshole seismic tomography, Geophysics, Vol.54, No.2, pp.200-215, 1989.
21) 毛利栄征，榊原淳一，吉村公孝，山本督夫：せん断土槽の作成方法と均一性，第 2 回構造物の破壊過程解明に基づく地震防災性向上に関するシンポジウム論文集，pp.83-88，2001.3.

（2010. 6. 21 受付）

IMAGING THE HETEROGENEITY OF GROUND BY VELOCITY AND ATTENUATION TOMOGRAPHY

Junichi SAKAKIBARA, Yoshiyuki MOHRI and Tokuo YAMAMOTO

It is important to simulate big eqrthquake by the large soil tank on the shaking table to understand underground and structure behaviors. In this study, authors developed and examined a new investigation method of visualizing the inside of soil tank by velocity and attenuation tomography. This method is based on the previous study “high resolution geological survey by high frequency seismic wave” which is characterized by high frequency pseudo random wave. Authors improved this previous method in miniaturizing and speeding up equipment to transmit higher frequency than 30kHz and examined the effect on the accuracy of inversion caused by shortening distance between the transducer and the receiver. Our experimental result shows that this new method is useful to visualize the inside of soil tank. It also shows that interpretation of both of velocity and attenuation images is much better than only velocity image to find loose sand area.