

I S S N 0386—5878

土木研究所資料第3625号

マイクロフィルム用資料

土木研究所資料

表層地盤の構造および動的特性の
調査技術に関する実験的研究

平成11年1月

建設省土木研究所
環境部地質研究室

Copyright©(1999) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

表層地盤の構造および動的特性の 調査技術に関する実験的研究

前 環境部 地質研究室 主任研究員 稲 崎 富 士*

要 旨

本研究は、建設省総合技術開発プロジェクト「大都市地域における地震防災技術の開発」の一環として、主として平成7年度から8年度にかけて実施した研究開発の成果を取りまとめたものである。対象とした研究項目は、大都市域に伏在する活断層の検出と活動性評価を目的とした、高分解能S波反射法探査技術と、S波起震機を利用して表層地盤の地震時の動的特性を原位置で直接計測・評価する新しい技術の2つである。いずれも原位置調査技術に該当し、その研究開発には現地での実験的適用が不可欠であった。適用結果は、これらの手法が表層地盤の構造とその動的特性を調査・計測する手法として有用であることを実証するとともに、新しい手法・技術を限られた期間のうちに開発する上で、独自のシステムの準備と実験的蓄積が重要であることを示している。

キーワード：高分解能S波反射法，ランドストリーマー，S波起震機，サイスミスコーン，
液状化ポテンシャル，非線型性，表層地盤，原位置調査技術，活断層

*：現 企画部 国際研究協力推進室

まえがき

1995 年 1 月に発生した兵庫県南部地震は、神戸ー西宮地区を中心に 6,400 名以上の人命を奪うとともに、150,000 戸以上の建物に致命的損傷を与え、道路橋や鉄道、港湾施設に甚大な被害をもたらした。建設省では平成 4 年度より総合技術開発プロジェクト「大都市地域における地震防災技術の開発」を進めてきたが、この地震による構造物の被害が従来の想定を越えるものであったことからプロジェクトを再構成し、新たな課題と目標を加えて平成 7 年度より再出発させた。そのうち、大都市域の直下型地震における地震危険度範囲の詳細な把握評価のために、都市域に伏在する断層の検出・構造把握を目的とした「断層調査法の開発」を平成 8 年度より開始した。また大都市のほとんどが軟弱地盤の分布する臨海平野部に立地していることから、構造物の耐震性は軟弱地盤そのものの耐震性に大きく影響されている。この軟弱地盤の表層部の構造と動的特性を原位置で調査・計測することを目的として、「都市域における沖積地盤の地質工学的調査法の開発」を平成 7 年度より進めてきた。両課題ともプロジェクト全体のスケジュールに沿って、平成 9 年度まで実施する予定であったが、諸般の事情で実質的に平成 8 年度までしか遂行できなかったのは遺憾であった。しかし、いずれの課題もともと短期間で技術開発を想定しており、外部の委員会や民間会社に頼らず独自の研究運営を基本としていたことから、不十分ながらもほぼ目標に近い成果を上げることができた。

なお本研究報告は、総合技術開発プロジェクトの最終報告書に掲載するためにまとめた研究成果の概要を原著作物として刊行するものである。また各開発手法の年度ごとの実験・研究成果については別途詳細な報告を予定している。

研究は、これまでにない新しい手法の開発であり、そのために全く新しいシステム・機械装置類を必要としたが、幸い補正予算等で核となるシステムを事前に導入することができた。新しい技術開発は、課題と過程に対する事前の吟味とシステムの設計・開発がその成功を左右する主要な鍵となることはいままでもない。その意味で、本課題の達成は、核となるシステムの導入時点でほぼ約束されていたといえることができよう。システムの導入にあたって尽力していただいた方々に謝意を表する次第である。また現地での試験計測には、利根川下流工事事務所に種々の便宜を図っていただいた。重ねて謝意を表する次第である。

1999 年 1 月

稲崎 富士

目 次

第一部 高分解能 S 波反射法の開発と都市域での断層調査への適用

1. 1 はじめに	1
1. 2 強震動とその要因	2
1. 3 断層活動に関わるその他の検討項目	3
1. 4 活断層調査法の原状と課題	4
1. 5 都市域で適用可能な断層調査法の開発	7
1. 6 現地断層調査への適用	9
1. 7 反射法地震探査の探査条件の標準化	15
1. 8 まとめ	16

第二部 S 波起震機を利用した表層地盤の動的特性の原位置計測技術の開発

2. 1 はじめに	19
2. 2 開発手法の概要	20
2. 3 適用評価試験	23
2. 4 まとめ	38

第一部

高分解能 S 波反射法の開発と都市域での断層調査への適用

第一部 高分解能 S 波反射法の開発と都市域での断層調査への適用

1. 1 はじめに

明石海峡付近を震央として発生した 1995 年兵庫県南部地震は、神戸－西宮地区を中心に 6,400 名以上の人命を奪うとともに、150,000 戸以上の建物に致命的損傷を与え、道路橋や鉄道、港湾施設に甚大な被害をもたらした。この地震に伴って、淡路島の北西部に延長 11km に及ぶ地震断層が出現した。この地震断層は、既知の活断層である野島断層が再活動したもので、東側隆起の逆断層成分を有した右ずれ（変位量は右横ずれ成分が 1～2m、隆起成分が 0.5～1m 程度）を示した¹⁾。一方震源域である明石海峡を挟んで北東側に位置する六甲－神戸地区には、六甲山地の南縁部に六甲断層系と称する北東－南西方向のトレンドを有する活断層群の存在が知られていたが²⁾、それらは地震時には明瞭な地表徴候を示さず、新たな地震断層も出現しなかった。しかし、兵庫県南部地震の余震分布はこの断層系にほぼ沿っており、震源過程解析からも六甲断層系が地下では活動したことは確実とされている。同地域では六甲断層系の南側 1～2km の地区に、幅約 1km、延長約 20km の「震災の帯」と称される被害集中域が認められたことが特徴的であった^{例えば 3)}。地震後の現地調査によって、被害集中域の表層地盤構造、地下構造が調査されたが、周辺地盤と比べて顕著な地盤構造の変化は認められず、また明瞭な伏在断層（地表部には断層変位地形が認められないものの、地下で明瞭に地層に変位を与えている断層）も確認されなかった^{例えば 4)}。このことは、直下型地震においては、地震被害が震源過程、地下構造、表層地盤構造等の複合的な要因に支配されること、したがって従来の震源距離を指標とした震動予測手法は適用できないこと、地表の活断層分布だけでなく、地下の地質構造を調査・解析することが重要であることを改めて浮かび上がらせた。

我が国では、陸域だけでも約 2,000 の活断層が確認されている。これらの活断層の活動性評価・地震被害想定のためには、その位置、規模、活動履歴等に関する詳細な調査が必要とされる。兵庫県南部地震の後、科学技術庁は地方自治体に地震調査交付金を交付して全国約 100 ヶ所の主要な活断層についての緊急調査を展開した。また国立研究機関や大学などでも独自に活断層調査を実施している。その結果、阪神地域だけでなく、大都市が立地し人口の集中する全国各地の平野部において、その地下に伏在断層が存在することが知られるようになってきた。同時にそのような断層調査から、1) 平野部の地下に断層があっても、地表には断層地形として現われない場合がある。したがって従来の地形学的調査だけでは断層の存在を把握することができない場合がある。2) 厚い堆積体の内部では、活断層は幅数 100m～1km 以上の擾乱帯・撓曲帯を形成する。地表で認められるリニアメント（線状地形）は断層帯の一部に対応しているだけであり、地表地形から断層の全体像を把握することは不可能である。3) 一本の連続する活断層帯は、活動の時期・スタイルを異にするいくつかのセグメントに分けられる。したがって、一地点の調査から断層の活動性を評価することは危険であり、不正確な結論を導く。などの新しい知見が得られ、従来の断層調査手法・活動性評価手法に対する再検討が求められてきている。

図-1.1 は、地層構成による地下での断層構造、地表での断層地形の形態の違いを模式的に表わしたものである⁵⁾。すなわち、図右のように硬い岩盤からなる基盤が浅いところまで分布し、柔らかい堆積層が表層部に薄く分布する場合には、断層の活動に伴う地盤変位は局所に限定され、一般に地表部には直線状の変位地形が出現する。この場合、地盤破壊は断層直近部だけに限られ、断層から離れた建造物では地盤破壊による二次的な被害の程度は軽減化する。しかし、図左のように厚い堆積層の下で断層が活動した場合、断層活動による変位は堆積層の中で分配されるので、変位が地表に出現し

ないか、現われても地盤の傾動や地割れの集中的発生程度となる。また断層活動のくり返しによって下位の堆積層ほど変位が累積する特徴的な構造が発達する。そのかわり断層活動の影響範囲はある幅を持つことになり、堆積層の厚さにもよるものの、幅数100m～1km程度の領域で広範囲に地盤

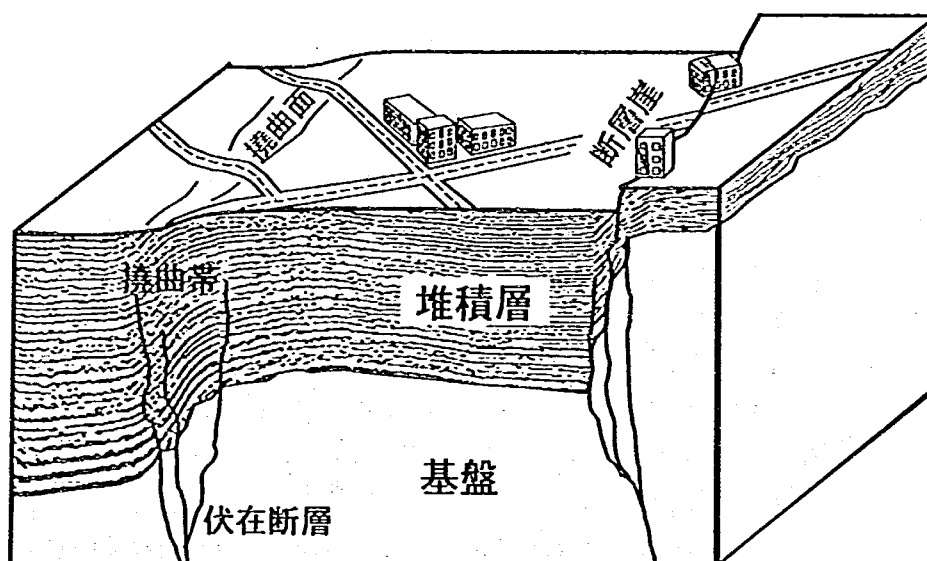


図-1.1 地層構成による断層形態の違い（稲崎, 1998a に加筆）

破壊・強震動が生じ、建造物にも甚大な被害をもたらす。地表には撓曲面が認められる場合があるが、一般に都市域では地表改変が大きく、空中写真による判読が困難な場合が多い。

このように内陸直下型地震では、堆積構造が伏在断層の活動による地震被害に様々な関わり方をする。したがって、既設建造物の耐震補強を推進し、都市防災機能を向上させるためにも、都市域の地下に断層が存在するのか、断層がどのような構造を有しているのか、またそれが活動した場合どのような地盤変状が生じるのか、を予測評価することは極めて重要である。

とりわけ都市域については、多くの歴史地震被害記録があるにも関わらず、地表改変の影響や厚い堆積層に阻まれて従来の手法が適用できず、活動的な断層が見出されていない地域が多い。大都市域は、想定される被害規模が大きく国と自治体が連携して早急に地震防災を推進することが求められているにもかかわらず、国内でも断層調査が遅れている地域に分類される。

1. 2 強震動とその要因

地震時の強震動が、地震被害の支配的要因であることは言うまでもない。ある地点で観測される強震動は、基本的に地震の規模（マグニチュード）と震源距離の関数として記述できると考えられてきた。さらに、表層の地盤特性の影響が大きいことも明らかに明らかになっている。そこで、従来の地震動予測では、経験的に設定された強震動の距離減衰式とモデル化された地盤特性に基づいて確率論的に評価する方法が採

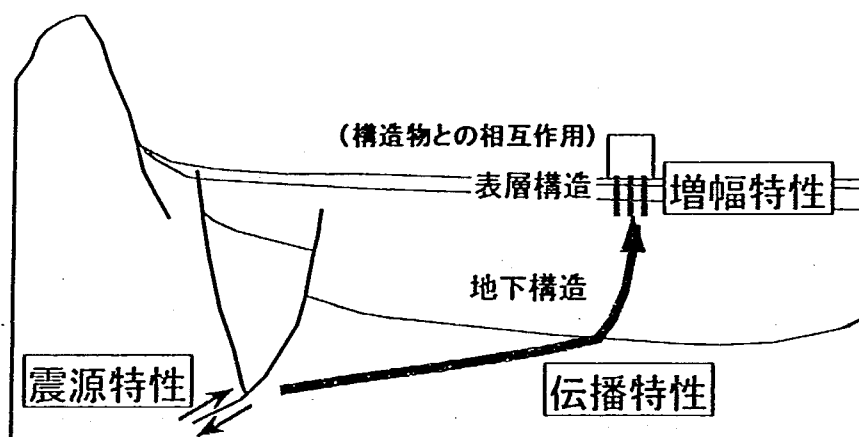


図-1.2 地表震動に影響する主要3要因（稲崎原図）

られてきていた。しかし直下型地震であった兵庫県南部地震で出現した「震災の帯」は、地震動の強さ分布が単に震源からの距離だけでは説明できないことを教訓的に示すものであった。

地震時の地表地震動は、震源断層の運動で生成され（震源特性）、地下を伝わり（伝播特性）、表層地盤で増幅されて（増幅特性）地表面に到達したものとして記述することができる（図-1.2）。すなわち、対象地域に特有の震源、伝播、表層地盤の影響をモデル化することによって、決定論的に地震動を予測評価することができる。対象とする断層の過去の活動形態や地震観測データから適当な震源パラメータを設定することによって、震源波形を計算することができる。さらに近年の計算機能力の発達と波動場理論、数値解析技術の目覚ましい進歩によって、異方性を有する3次元的な地下構造モデルに対しても波動シミュレーションが可能となりつつある。しかし、残念ながらほとんどの地域では、解析・計算精度に見合った精度で地下構造を把握し、モデル化することができていない。表層地盤についても、ボーリング資料等利用可能なデータは比較的多いものの、局所的な地震動の変化を説明するのに必要な情報を提供していないのが現状である。

都市域における地震危険度の詳細な評価のためには、したがって強震動予測のために必要不可欠な地下構造と表層地盤構造の詳細な評価がもっとも重要な課題の一つであるといえることができる。

1. 3 断層活動に関わるその他の検討項目

前節において、内陸直下型地震の際に、周辺に分布する断層が地震動分布に大きく影響することを示したが、断層運動は地震動の大きさだけでなく以下の項目についてもその影響を考慮する必要がある。

(1) 地震動の異方性

横ずれ断層の場合、地震動のエネルギー分布に著しい方向性が生じ、起震断層の進展方向に沿って大振幅の地震動分布域が生じる。さらに起震断層と平行に縦ずれ断層が存在し、弾性波速度の異なる層が接している場合、低速度側に強震動域が発生することが数値シミュレーションによって確かめられている。また逆断層の場合には、上盤側の地盤により大きな被害が生じやすい。したがって断層の位置やずれのセンス、基盤構造等をあらかじめ解析しておくことが重要である。

(2) 地震断層による地盤変位

地震断層に沿って、地震時に局所的な地盤破壊と永久変位を生じる。地盤変形・破壊を生じる範囲は起震断層の深さ、地盤の構成によって異なり、岩盤では破壊幅は数 10m 程度であるが、未固結堆積層では数 km に及ぶことがある。断層帯の幅・内部構造を明らかにする調査解析が重要である。

(3) 付随的な断層の活動

地盤内に存在する断層や亀裂帯などの不連続面が、地震動を引き金として瞬間的にリウバンドする現象が報告されている。兵庫県南部地震の際にも、淡路島の東浦断層、神戸側の横尾山断層や甲陽断層周辺で小規模な地盤変位が生じたが、これらは主に造成地などの応力的に不安定な人工地形改変部での変状であった。断層の活動履歴を調べる方法として、後述するトレンチ調査が一般的になってきているが、認められた変位が主断層としての変位であるか、他の断層の活動に伴う副次的なものであるかを吟味することが重要である。

(4) 長期的な地盤変動

表層部に分布する沖・洪積層は、基盤が瞬間的に変位した場合塑性的に応答し、長期的にクリープ変形すると考えられる。したがって被害地震後、ある程度の時間を経て地盤に不同隆起等の

現象が発生する可能性がある。伏在断層の内部構造を調べることで、地表の影響範囲・規模を評価するための基本情報を得ることができる。

都市域の伏在断層調査は、これらの影響を評価するためのものであり、詳細な耐震設計を実施し、都市域の耐震機能を向上させる上で極めて重要である。

1. 4 活断層調査法の現状と課題

被害地震の大部分は、被災地近傍で既知の活断層が再活動して発生している。したがって、地震防災の第一段階は、潜在的な活断層の存否を確認し、その過去の活動履歴を参考に将来起こりうる地震規模を想定することから始める必要がある。とりわけ人口集中域である大都市は、基本的に厚い堆積層が分布する平野部に立地していることから、大規模な被害をもたらす恐れのある直下型地震に対処するためにも、平野部の地下に伏在する活断層の有無を把握することは極めて重要である。同時に平野部では一般に表層地盤が不均質であり、それが局所的な被害集中に密接に関係していることから表層地盤に対する詳細な調査も必要とされる。

(1) 活断層調査の流れ・手法

活断層とは、約 170 万年前から現在までの第四紀、とくにその後期に繰り返し活動し、また将来も同様な活動をするとして推定される断層のことをいう。建設省では、「活」断層の語感が、活火山との類似性から恰も現在活発に活動している断層であるとの誤解を招きやすいとして、「第四紀断層」という用語を使用してきた^{例え6)}が、この特殊用語はほかでは使用されず、また兵庫県南部地震以後、「活断層」という用語が一般に広く知れ渡ったこともあり、ここでは活断層を用語として使用する。

活断層の調査は、一般に図-1.3 の流れに沿って実施されている。内陸部の断層の分布・位置確認は、主に歴史資料調査・空中写真判読・地表踏査によって進められ、既に 2,000 本の活断層がリストアップされてきている。しかし前述のように、平野部の伏在断層調査にはこれらの手法は有効ではなく、反射法地震探査による地下構造調査が主体となっている。検出された断層の過去の活動時期・規模を調査する

活動履歴調査は、地表部でのトレンチ調査がその主要な調査法として活用されている。しかし都市域では土地利用上の制約から同法の適用が難しく、これに代わる手法の開発・適用が求められている。一方活動度評価については、東海地震を想定して地域的に実施されている変動モニタリング観測を除くと、活動履歴調査に基づき、断層の活動間隔は概ね一定であるという経験則を適用して再活動時期が切迫しているか否かを評価する手

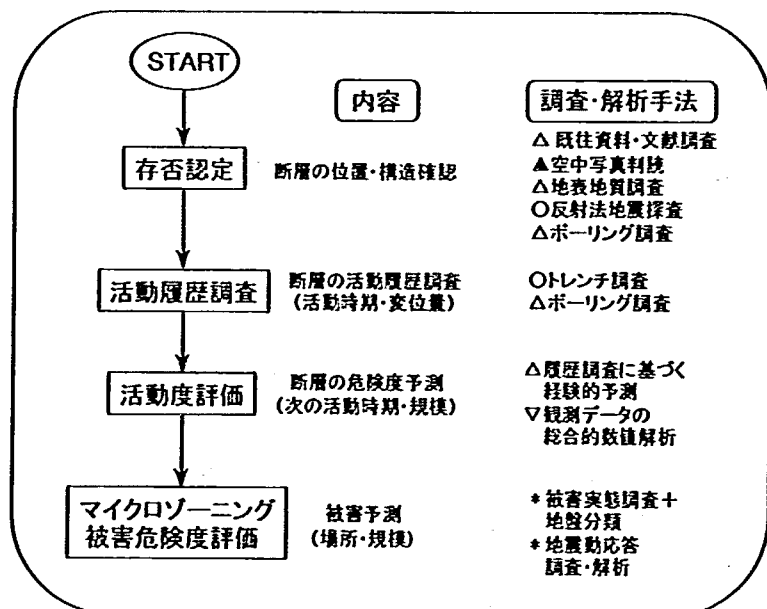


図-1.3 活断層調査の基本的フロー(稲崎, 1998a を一部修正)

法がとられてきている。都市域に対する地盤の被害危険度評価は、主に各自治体によって対象地域に対する詳細な被害想定評価がなされている。しかし都市域に展開している本来国が維持・管理すべき施設網に対してのマイクロゾーニング・被害評価は、自治体と比較すると体系的には実施されていないのが実状である。

(2) いくつかの活断層調査手法の現状と課題

文献資料等を調査して、活断層の調査手法としてどのような手法が多く適用されているかについて一般的な動向を把握することは簡便であり、同様な現状分析手法はこれまでも広く採用されてきている。しかしこのような分析にあたっては、適用の量比だけでなく質的側面、すなわち適用自体が妥当であったか否かを適用結果に基づいて評価することが極めて重要な意味を有する。兵庫県南部地震以後、多数の機関によって多種類の活断層調査手法が適用されてきているが、そのなかには、研究機関による試験的な適用や、調査を担当する民間会社の宣伝的適用等も含まれている。さらに行政機関等発注側に活断層調査に精通した専門技術者が不足していることにより、不適切な適用も生じている。そこで、いくつかの活断層調査手法のうち、空中写真判読、トレンチ調査、反射法地震探査に絞り込んで適用の現状と研究開発課題について検討した。

1) 空中写真判読

空中写真を利用した地形判読では、地形的に連続する線状模様を抽出し、それが断層運動によって形成された断層変位地形（断層崖、三角末端面、撓曲面、陥没凹地、横ずれ谷など）であるかを確かめる。さらにその線状模様の両側で、同時代に形成された地形あるいは地形面がどの程度ずれているかを判読し、断層の確実度・活動度を評価する。本手法は活断層認定の最も基本的な手法の一つであり、1970年代に大学等の研究者によって組織的な調査研究が実施された。その成果は「日本の活断層」⁷⁾として集大成されている。本書の刊行（旧版：1980年；新編：1991年）によって、日本の活断層における“発見と概査”の時代が終わり、“精査と対応”の時代に入ったと結論づけている。そして精査の手法として、トレンチ調査や反射法地震探査等を挙げている。すなわち、日本での空中写真判読による活断層調査・認定はその役割を果たし、ほぼ終了したということができよう。本手法による活断層認定は、高度の専門的知識と経験を必要とするが、規格化しにくい性格のため認定に個人差を生じやすいことが指摘されていた⁷⁾。このような課題に対する補足的な技術開発・基準化の課題は残されているものの、手法的にも体系化されており、今後は本手法によって新たに活断層を検出することは期待できないことから、本手法に関わる新たな研究開発の課題はないと判断される。また都市域では地表に人工的構造物が多い上、地形面の人工改変がすすんでいることから、本手法の適用は極めて困難である。

なお本手法で認定した活断層の位置が、実際に地表踏査やトレンチ調査等で確認した位置と一致しない場合があることが指摘されている⁸⁾が、これは極めて当然なことである。断層運動とそれに伴う断層構造は本質的に地下深部の現象であり、地表に現れるのはその一部に過ぎないからである。前述のように厚い堆積層がある場合、地表に顕著な兆候が認められない場合もある。さらに地形的な線状模様には、活断層起源のものだけでなく、地質構造起源のものや古い時代の断層に否定されるものも含まれるので、現地での詳細な調査が活断層認定に不可欠であることはいうまでもない。

2) トレンチ調査

トレンチ調査は、活断層の活動履歴、すなわち過去の活動時期・規模を推定する上で必要不可

欠な調査手法の一つであり、現在最も一般化した詳細な活断層調査法である。この調査法は、断層が通過している地点にトレンチ（調査用の溝）を掘り、壁面に現れた堆積構造と断層運動による変位を詳細に観察して過去の断層の活動履歴を解読する方法である。断層の活動時期は、考古遺跡や植物片、火山噴出物等の年代試料分析によって推定される。断層運動の規模は、同時代の地層の変位量によって推定される。

都市域でのトレンチ調査は、いくつかの困難が伴う。まず第一は、用地の確保の点である。トレンチあるいはピットを掘削するためには数 10~100m²程度の面積を必要とする。さらに掘削土の仮置き場所も確保しなければならない。第二に、トレンチ位置の選定があげられる。トレンチは明瞭なリニアメントと断層地形を切るように設定する必要があるが、都市域では平野部である上に地表部が改変されていることから地表兆候が乏しく、絞り込みが困難な場合が多い。しかし、大都市域の幹線道路において車線閉鎖してトレンチ調査を実施し、約 300 年前の最新活動の形跡を検出できた例⁹⁾ も報告されている。

厚い堆積層が分布する場合、前述のように断層運動に伴う変位は撓曲帯の中に分散される。したがって大規模なトレンチ調査を実施しても断層変位の集中部を捕捉できない場合がありうる。さらに、一連の断層系がいくつかのセグメントに分けられ、それぞれが個別の活動履歴を有することが知られてきている。したがって過去の地震活動履歴を一地点の調査で評価することは極めて危険でもある。都市域で適用するには、他の手法と合わせた総合的・効率的な適用が求められる。

3) 反射法地震探査

反射法地震探査は、地下構造を面的に把握することが可能な最も強力な探査手法の一つであり、近年、活断層調査の主要な構成手法として重視されてきている。同法は、地表部で人工的に震動を発生させ、地下から反射してきた微弱な信号を捉えて地下構造を再構成するため、振動雑音の多い都市域ではこれまで適用が困難であったが、近年探査機器の高性能化とバイブレータと称する振動雑音に強い特殊な震源が導入され、適用が広がってきている。

反射法地震探査は、計測のシステムおよびパラメータを変更することで、深度 10km 程度から極表層の数 m までの構造を連続的に把握することが可能であり、震源断層から地表までの地震動の伝播特性（図-1.2）を計算するのに不可欠な情報を提供する。しかし一方で、適用時に設定条件が不適切であると、対象とする深度までの構造を評価するのに必要な解像度・分解能が選られない場合があるので注意を要する。また構造地質学的に適切な解析を加えることも重要である。

兵庫県南部地震の後設置された地震調査研究推進本部によって、全国の主要な活断層調査が急ピッチで展開されており、そのなかで反射法地震探査が標準的な調査手法として広範に適用されている。しかし、北海道増毛山東縁断層帯雨竜地区での適用例¹⁰⁾ では、反射断面上での波長が 50m 以上と粗いたため、断層構造の詳細な解析を困難にしている。計測システムおよび探査条件が不適切であったためと考えられる。また青森県津軽山地西縁断層帯での調査では、トレンチ調査位置決定の予備調査として極浅層反射法探査を実施している¹¹⁾。しかし空間分解能の悪い P 波を利用した探査のため、極浅部を対象としているにもかかわらず、深度 10m 以浅の情報が得られていない。逆に静岡県富士川河口断層帯由比地区での適用例¹²⁾ では、深部を対象として設定した測定条件のため極浅部の情報はほとんど得られないにもかかわらず、数 10m 以浅の表層部の地質構造解析を行なっている。

このように、反射法地震探査は断層構造調査に対して極めて強力な手法であるにもかかわらず、不適切な適用によって必要とされる情報を提供することができない場合があり、対象深度・対象構造に適合する探査条件を明らかにすることが求められている。

1. 5 都市域で適用可能な断層調査法の開発

(1) 開発手法の検討

人口が集中し、産業活動の場でもある都市域において適用可能な断層調査法について検討を加えた。開発する調査法は、次のような諸条件に適合することが求められる。

- ①：都市域では地表部に人工的改変が加えられているため地表兆候に基づく地形判読ができない。
- ②：厚い堆積層の分布する平野部に立地しており、断層は多くの場合伏在している。
- ③：伏在断層は幅を有しており、その内部構造の解析が活動性評価に必要とされる。
- ④：都市活動に影響を与えるため、調査のために長期にわたって一定面積を占有することはできない。
- ⑤：都市活動に伴う高レベルの電磁氣的雑音・振動雑音下でも S/N 比の高いデータを取得しなければならない。
- ⑥：地震危険度の局所的変動に影響する表層地盤の不均質性とその内部構造を詳細に把握することが可能な調査手法であること。

これらの条件を充足可能な調査法として、最も有望であるのは反射法地震探査であると判断し、同手法を開発手法とした。ただし、開発・研究期間が実質的に平成 8 年度の 1 年間に制限されたため、期間内で開発・適用・結果の評価が可能となるように、そのうちの高分解能反射法探査を対象を絞り込むこととした。また前述のように、探査条件の適合性が断層構造解析に極めて重要であることから、それらについての基準化も実施した。なお地表地震動に影響するいま一つの要因である伝播経路、すなわち基盤構造の解明に対しても本法は有効であり、評価のための適用実験を計画したが、上述の事情により残念ながら実施できなかった。

(2) 開発手法の概要

都市域では地表部がアスファルトで舗装されている場合がほとんどであるので、従来の地震計をスパイクで固定する方式での浅層反射法探査手法は適用できない。これまで粘土ブロックや専用の三脚を用いて地震計を設置する方式がとられてきたが、これらの方式は設置・移動に手間が

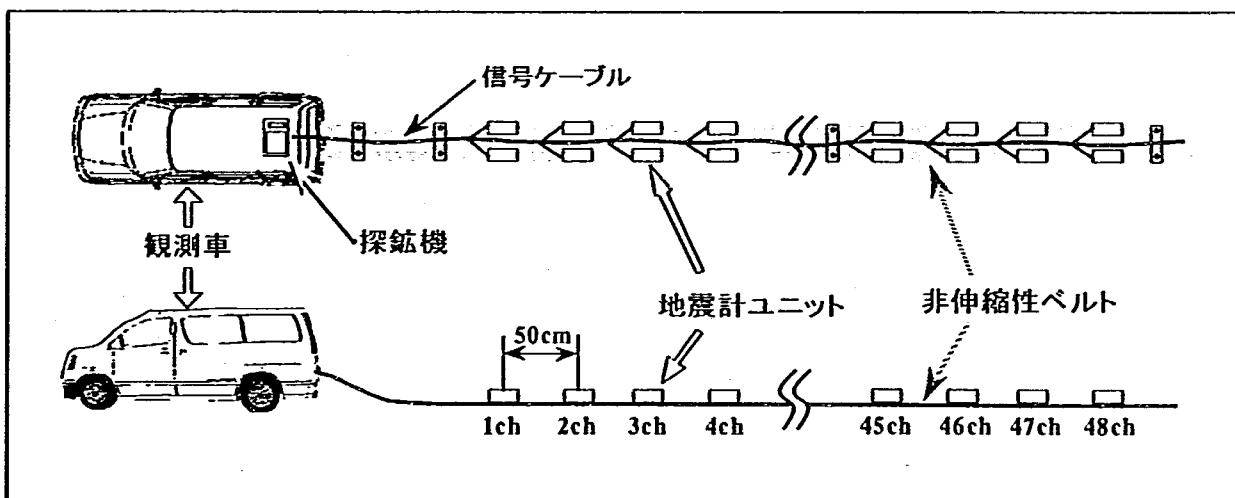


図-1.4 ランドストリーマーの概観（稲崎, 1998a ;同 1992 に加筆）

かかるという問題があった。反射法地震探査では、地震計・振源を順次移動させながら観測するため、簡便な設置方式の適用が求められていた。また交通振動等の地盤振動の影響を受けやすく、また調査時に大規模な交通規制を要するという点で都市域での適用性に欠けているという問題点も指摘されていた。そこでこれに対し、別途開発していた「ランドストリーマー」¹³⁾の適用を試みた。

表-1.1 ランドストリーマーの主要仕様(稲崎, 1998a)

項 目	仕 様
チャンネル数	48 チャンネル
固有周波数	28Hz
グループ個数	4 個/チャンネル
総延長	30m

ランドストリーマーは、従来別々に設置、展開していた信号ケーブルと地震計を一体化したものである。ランドストリーマーの概観を図-1.4 に、またその仕様を表-1.1 に示す⁵⁾。反射法探査では地盤内を伝播してきた振動を検出するため、地震計を地表に設置する必要がある。新たに考案・開発したランドストリーマーは、非伸縮性のベルト上に地震計ユニットを設置しており、地震計は地表面とは非固定的に接している。全体を観測車で牽引することにより容易に展開を移動させることができる。これにより、従来の 2 倍以上の効率での計測が可能となり、調査にかかる道路占有期間を短縮させることができる。また 1 点あたりの地震計個数を 4 個にすることで、S/N 比の向上をはかっている。チャンネル間隔は 50cm、チャンネル数は 48 とし、測線方向(水平方向)の空間分解能を 25cm(理論値)と飛躍的に向上させた。この値は、従来海域で実施されてきたシングルチャンネル音波探査に比べても 3~5 倍の解像度に相当する。

図-1.5 は、ランドストリーマーでの計測記録と粘土ブロックを介して地震計を固定する方式での記録を比較したものである¹⁴⁾。計測地は造成地内のアスファルト舗道上での共通起振点記録を比較したものである。起振位置、受振点位置は同一である。ランドストリーマーの記録(a)には、0.4~0.5 秒付近に強く明瞭な反射イベントが認められる。その上下位にも何枚かの反射波を識別することができる。反射波の走時はよく揃っており、連続性も良好である。これに対し、ランドストリーマーと同一特性の地震計 2 個を装着した粘土ブロックを舗装面上に展開して収録したデータ(b)では、ほぼ同一走時に反射イベントが認められるものの、全体的に不揃いであり、周

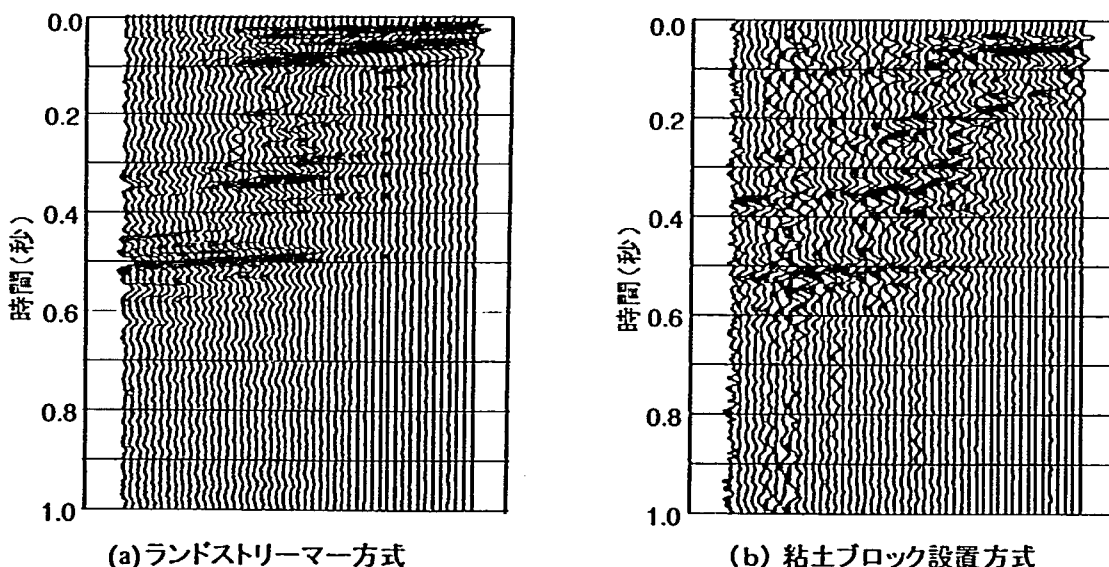


図-1.5 舗装道路上での計測データの比較(稲崎, 1998b)

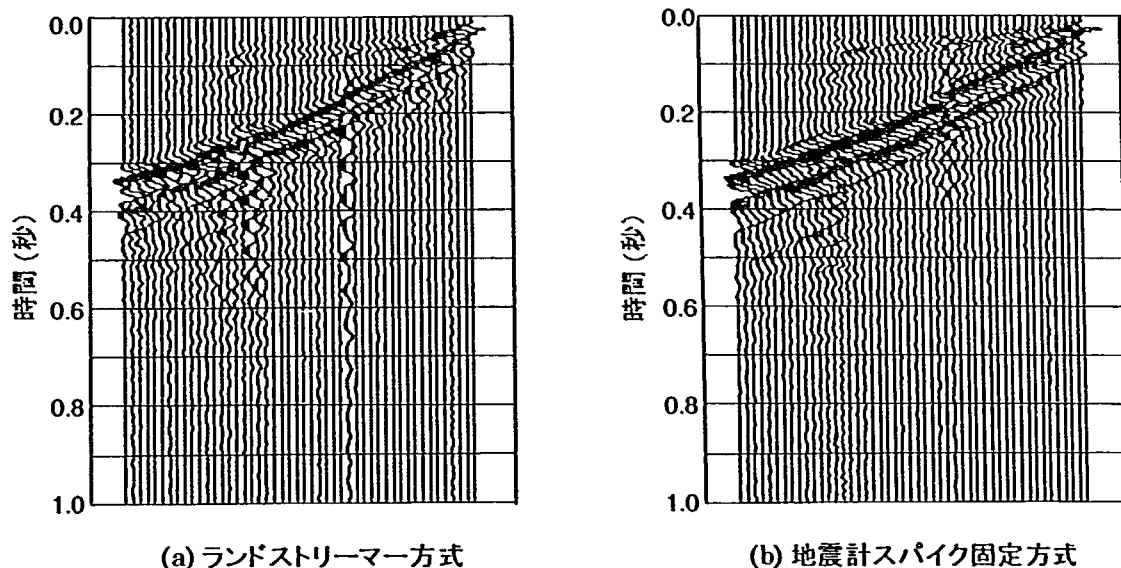


図-1.6 未舗装道路上での計測データの比較（稲崎, 1998b）

波数も低い。また見かけ速度の遅い表面波、あるいは舗装下の地面を伝播してきたと想定される低周波成分が重畳している。この記録比較は、従来方式（粘土ブロック+地震計）では、各受振点毎の微妙な設置条件の差異の影響を強く受けること、地震計が舗装面より相対的に高い位置にあることにより、S/Nが低下するとともに低周波成分の影響を受けやすいことを示している。

一方図-1.6 は未舗装の農道上での共通起振点記録の比較である。スパイクを地面に挿入し、地震計を完全に固定した記録 (b) と比べると、ランドストリーマー方式での記録 (a) には一部でストリーマーの下に浮き石が挟まった受振点ではノイズが尾を引いているが、全体としてはランドストリーマーでも従来方式とほぼ同品質の波形記録が得られることが明らかにされた。

1. 6 現地断層調査への適用

(1) 対象断層の概要

断層調査法の現地適用の研究対象とした断層は、名古屋市と東海市との境界にある天白川付近に存在すると指摘されていた、「天白河口断層」である。図-1.7 は、断層周辺地域の地形と沖積層基底の等深線分布を示したものである⁵⁾。ボーリング資料等から編集された等深線図には、名古屋港域に沖積層に埋積された旧河道が存在することが示されている。旧河道は、天白川河口付近で天白川に沿って続く支谷と北方から連続する支谷とが合流し、9号地の下を通過して伊勢湾へと流下している。この沖積層基底面の形状には、断層の存在を示唆する異常は認められないが、沖積層の直下に分布する地層が、天白川の南側では新第三紀層であるのに対し、北側では第四紀層であることから、河口付近を北東-南西方向に走る断層が推定された。天白河口断層は、「日本の活断層」⁷⁾によると、確実度Ⅱ、活動度はA級、東北東-西南西方向の走向を有し、20km程度追跡できるとしている。変位のセンスは南東側隆起で、北東端では落差は小さいが、南西端では大きくなり最大300m程度になると推定されている。この断層は、地表には断層変動地形は認められず、周辺で実施された膨大なボーリング資料に対する綿密な対比検討によって見出されたものである¹⁵⁾。なお名古屋港湾部には3本の大規模橋梁からなる伊勢湾岸道路が東西方向に走っており、本断層はそれと海上横断部の何処かで交差すると想定されている。ただしその交差

位置は、港湾部でのボーリング資料が少ないことから明確ではなく、9号地あるいは名港東大橋下と推定される。

(2) 調査概要

対象とした天白河口断層が、基盤層にどの程度の変位を与えているか、また新しい時代の堆積層にまで変位を与えているか否かを確認するためにS波を利用した高分解能浅層反射法を適用した。沖洪積層を主体とする表層堆積物では、P波に比べるとS波の速度は $1/5 \sim 1/10$ と小さいため、同一周波数帯の信号波形の場合、S波を利用することでより高い分解能を期待できる¹⁶⁾。対象深度は約80m程度までとし、数10cm程度のずれが識別できるように振源/受振点間隔を50cmに設定した。

調査は天白川河口南側に位置する東海市新宝町地先の天白貯木場跡地で実施した。同地内に、既往のボーリング調査資料および9号地での断層調査資料等によって想定された断層位置と交差するようにA～Dの4本の測線を設定した。

図-1.8 に測線配置を

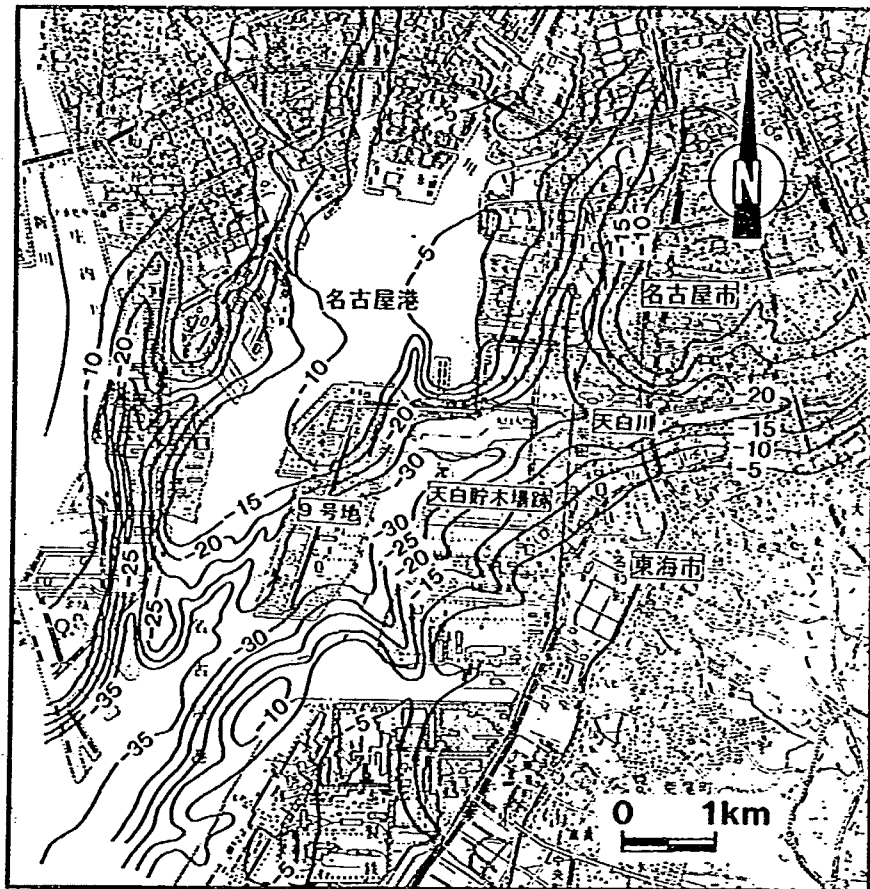


図-1.7 断層周辺地域の地形と沖積層基底の等深線分布(稲崎, 1998a)
国土地理院発行 1/5 万地形図「名古屋南部」を使用

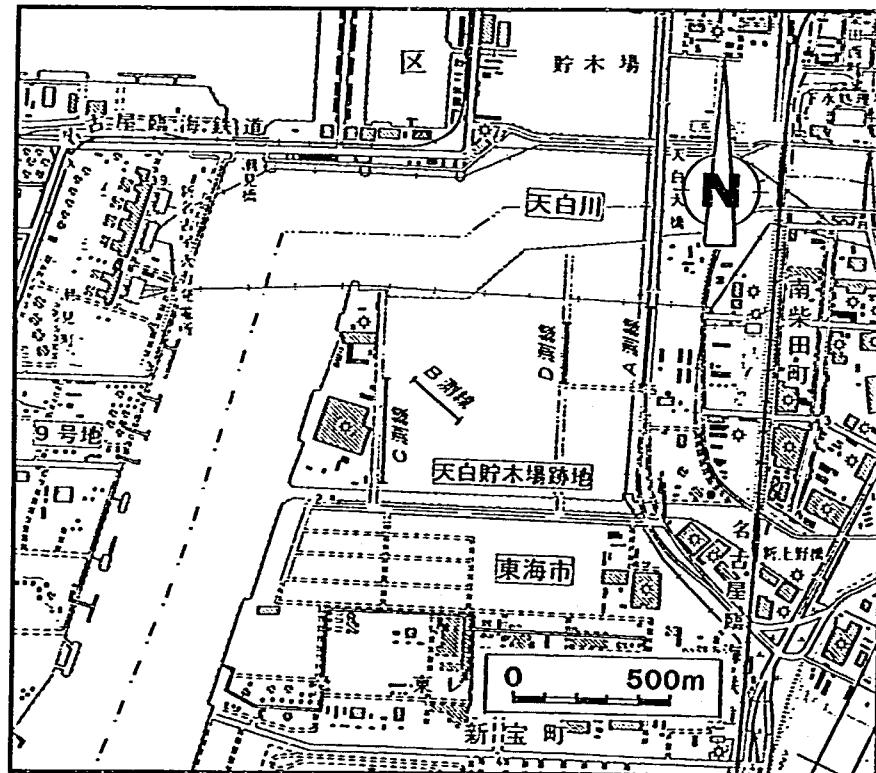


図-1.8 天白河口断層に対する調査測線位置図(稲崎, 同上)

国土地理院発行 1/25 万地形図「鳴海」を使用

示す。測線長は、A 測線;250m , B 測線;200m , C 測線;350m , D 測線;200m である。このうち A 測線は交通量が多く、また大型車両の混入率の高い幹線道路に沿った歩道上に設定した。D 測線は舗装道路上でこの2測線ではランドストリーマーを使用した。B, C 測線は埋立て地内の、低草が繁茂し小礫が散在する未利用地に設定し従来方式で調査した。

(3) 調査結果とその評価

測線 A, D, C の解析処理後の深度変換断面をそれぞれ図-1.9, 図-1.10, 図-1.11 の(a)に、また各測線の反射断面から、主要な境界面を抽出して作成した地質構造解釈断面を各々の図の (b) に示す。反射深度断面には、S 波速度インピーダンスを指標として地質構造が可視画像化されている。水平方向に連続する反射面は、地盤内の速度変化部（ほとんどの場合地層境界）に対応している。この反射断面は、水平方向のトレース間隔が 25cm、深度方向の波長は凡そ 2m と見積もることができる。海域でのスパーカー音波探査では、通常トレース間隔は 1m 前後、波長は 1~2m であるので、音波探査断面と同程度かそれ以上の地質構造再現性を有していることが期待できる。断層部では反射イベントが上下方向に食い違っていると想定されるが、深度方向の分解能は波長の 1/4~1/8 程度であるとされているので、数 10cm のずれがあれば検出できることになる。当該地区での天白河口断層の鉛直変位量は数 10m と見積もられていたため、派生的な断層分岐も含めて充分検出可能であると判断された。

3断面のいずれにも、深度 20~30m にかけて連続する強い反射面（地層境界）が認められる。境界は、一部では不連続的であるが北に向かってゆるく傾斜している。この反射面の上位・下位

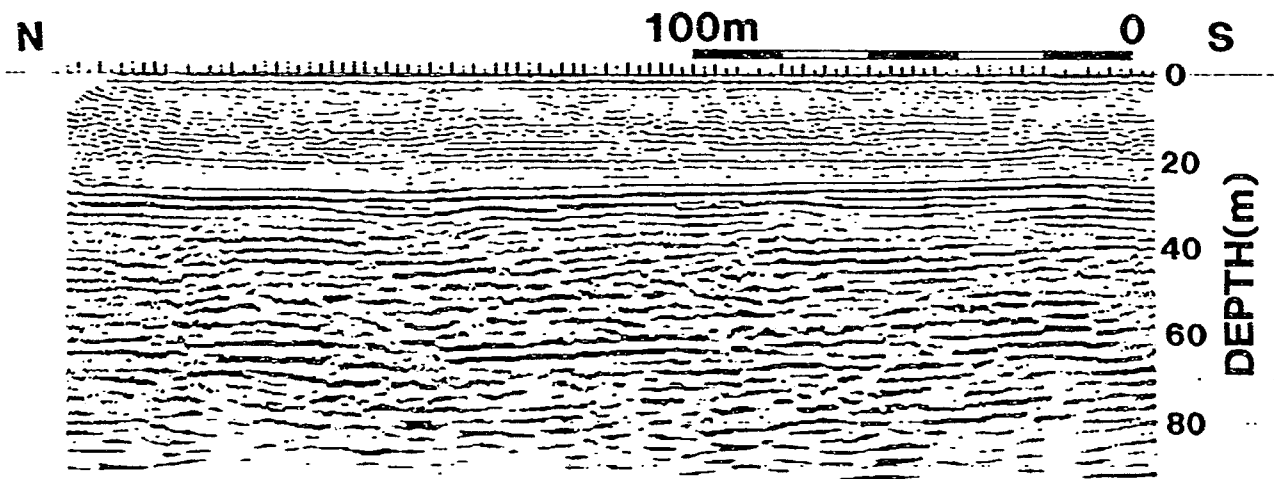


図-1.9 (a) A 測線反射深度断面図（稲崎, 1998a）

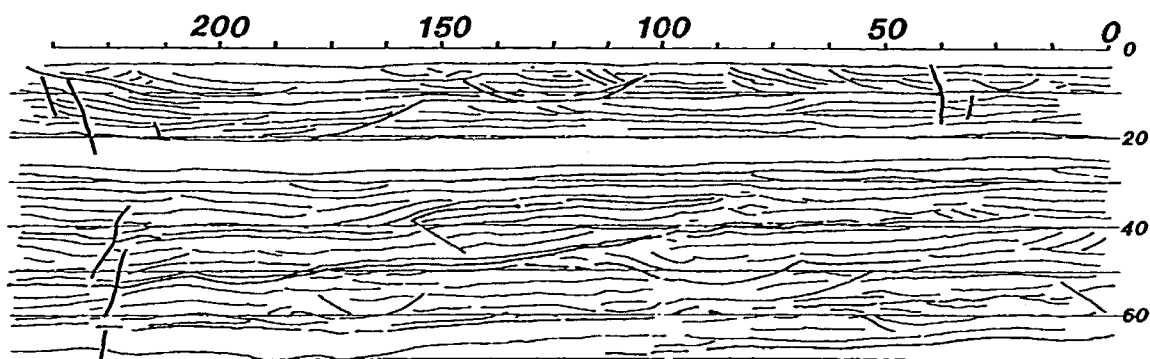


図-1.9 (b) A 測線地質構造解釈断面図（稲崎, 同上）

にも、ほぼフラットな反射イベントが多数認められるが、大規模な断層変位に対応するような著しい不連続は認められない。しかし、一部ではステップ状に北側の反射面がずれており、小規模な断層を認定することは可能である。

1) A 測線の解釈

深度 25m 付近に、北へゆるく傾斜する連続性の非常に良好な反射面が認められる。この反射面の上位・下位にも、ほぼフラットな反射イベントがいくつも認められるが、断層に対応するような著しい不連続は認められない。なお表層の 3 波は、舗装内部からの反射と考えられる。

本測線に沿って実施されていたボーリング調査資料との対比から、当該境界は沖積層とその直下に分布する第一礫層との境界に対比される。深度約 25m の反射イベント（細線）は第一礫層上面に、太線は下面に比定される。ボーリング調査資料では、第一礫層上面は深度約 24m にありフラットであり、北落ちの傾斜は示していない。反射深度断面とは出現深度に数m程度の差異があるが、ボーリング調査は 25 年以上前に実施されたものであり、基準となる地表標高が埋立て・道路整備によって変化している可能性が高い。解析処理時の設定パラメータによる影響も考えられる。また深度 10m 付近に地層不連続境界を引くことができる。これより上位の層では、斜交する波群が認められ、北側では、下位層を削り込んでいるように解釈できる。測線距離 100~150m 間には、小規模なチャンネル状堆積構造がある。深度 10m~20m 間は、反射面はほぼ平行で、振幅も小さい。ボーリング資料では南陽層上部砂層、下部粘性土層が出現しており、解釈された構造とよく対応している。

この断面では、第一礫層および南陽層中には明瞭な断層構造は認められず、天白河口断層の活動時期を限定することができる。

一方第一礫層の下位層中にも層構造が不連続になる小規模な数枚の不整合面等を解釈することができる。測線距離 100m 付近より北側で、深度 60m 付近に強い反射面が認められるが、これは八事層上面に対応する。ボーリングで推定された断層は、本測線とは測線距離 100~120m 付近で交差すると想定されていた。しかしこの部分では反射面は連続しており、数 10m の落差を有する断層をこの部分に解釈することは困難である。同図 (b) の解釈断面では異なった層準を結んでいることも考えられるが、逆にボーリング調査の解釈が間違っている可能性が高い。ボーリング調査資料からこの部分に断層を想定する際の決め手として、東海層群中の火山灰層が鍵層として対比されているようであるが、他の解釈が成り立つ余地がないかコアの層序を再検討する望まれる。

2) D 測線の解釈

図-1.10 は、D 測線の反射深度断面と地質構造解釈断面である。D 測線も舗装道路での探査断面であり、上部に舗装構造に対応すると考えられる波群が認められる。大まかな構造は A 測線と類似しており、深度 30m 付近に北にゆるく傾斜する第一礫層からの反射波群がある。南陽層上部砂層・下部粘性土層の出現深度・内部構造も A 測線と類似している。一方第一礫層下部層には、波曲状構造が認められる。これが堆積構造であるとする、少なくとも深度 60m 付近の太線境界までは東海層群ではなく、砂質層が優勢な熱田層ないし先熱田層に対比されうる。本解釈断面内でも、第一礫層より上位層はよく連続しており、小規模な断層は認められるが、想定される大規模な落差を有する断層構造は認められない。

3) C 測線の解釈

C 測線では、第一礫層相当の反射面は、深度約 25m に出現しほぼフラットである。測

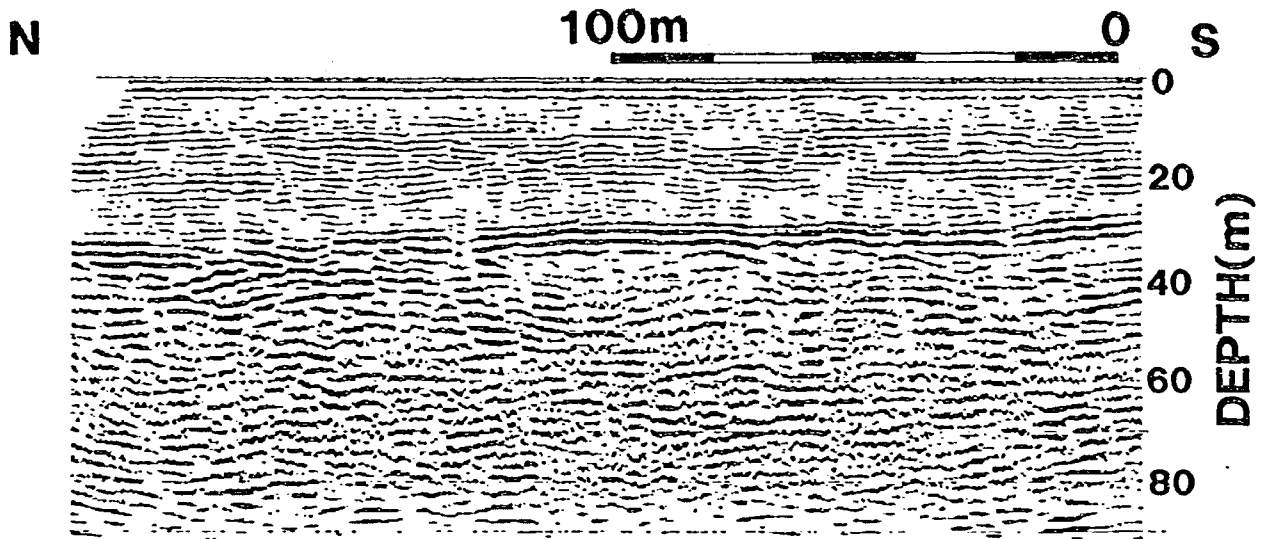


図-1.10 (a) D 測線反射深度断面図 (稲崎, 1998a)

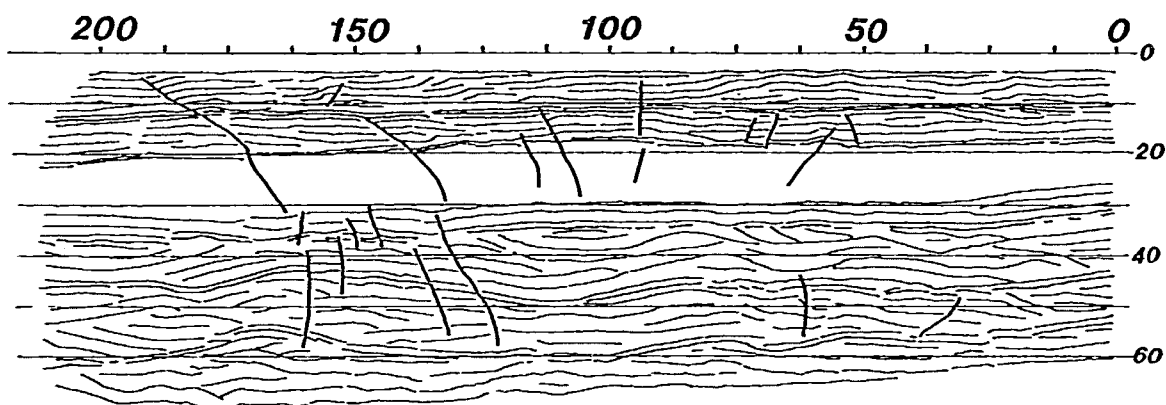


図-1.10 (b) D 測線地質構造解釈断面図 (稲崎, 同上)

線距離 230m 付近で急に傾斜してせん滅するようにも見える。測線南端付近のボーリング資料では、対応深度約 25m~34m にかけて N 値 30 前後の砂質土層が分布しているが、北端付近のボーリングでは層厚が 2m 程度に減じている。上部層の水平方向の連続性は、A 測線と比べると良くはないが、追跡可能であり、その中に大規模なずれは存在しない。第一礫層下位層もほぼフラットで、連続性はよい。測線距離 50~100m 付近、および 300m 付近に小規模な削り込みが認められる。

(4) 天白河口断層の存否・規模の評価

当該地域での高分解能反射法探査の適用の結果は、以下のように要約することができる。

- ①：反射断面には第一礫層と上位の南陽層に対応する反射波群が明瞭に認められ、微細な堆積構造を復元・解釈することができる。
- ②：第一礫層と南陽層の連続性は良好で、それらに変位を与える断層を解釈することは困難である。
- ③：A 測線の断層交差想定部での第一礫層下位層中の構造は、断層変位を考慮しなくても不整合、あるいは屈曲で解釈できる。

これらより、当該地域では、天白河口断層の最新活動時期は第一礫層と南陽層の堆積以前であ

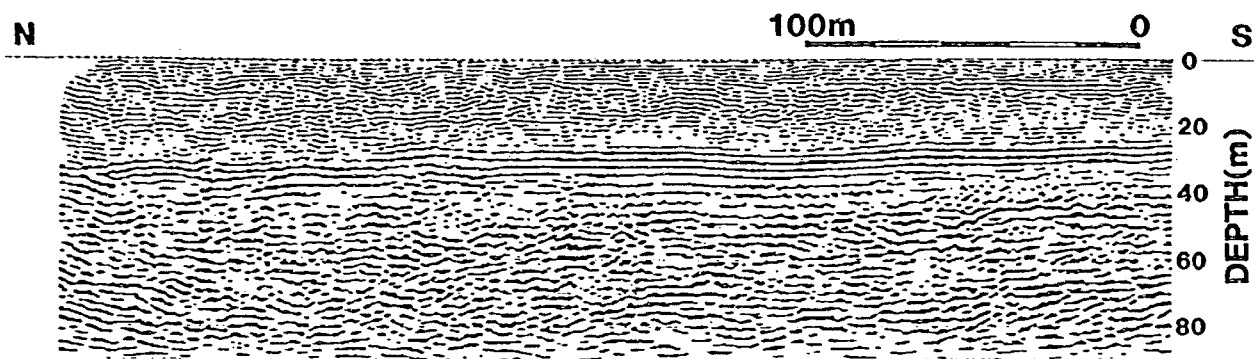


図-1.11 (a) C 測線反射深度断面図 (稲崎, 1998a)

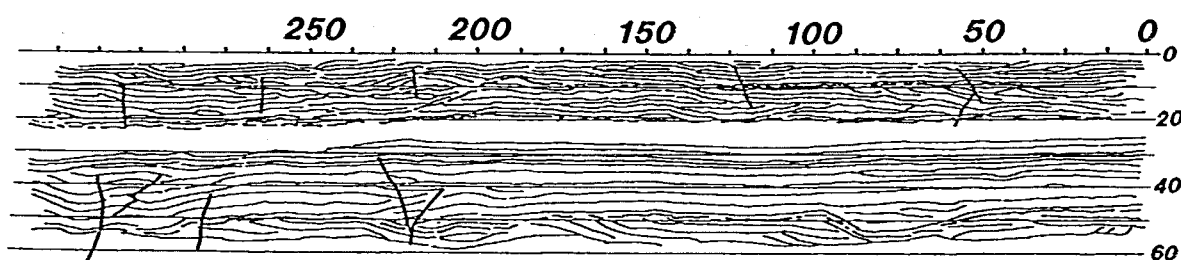


図-1.11 (b) C 測線地質構造解釈断面図 (稲崎, 同上)

り、下位の熱田層・東海層群についても大きな断層構造を考えないで解釈することができる。

本適用調査の後、名古屋市によって当該地域で浅層反射法とボーリング調査を組み合わせた活断層調査が実施された¹⁷⁾。反射法の探査測線は上記の D 測線とその延長上に設定されている。発振点/受振点間隔はともに 5m であるため、深度 100m 以浅の構造は不鮮明であり上位層の変位の有無は確認できないが、深度 250m 付近の東海層群中の反射面が約 25m ずれていることが確認された。ずれのセンスは北落ちで、断層面の傾斜は 70 度程度と見積もられている。

以上より、当該地域に天白河口断層があることはほぼ確実であるが、その活動時期は時代的に古く、最近の活動性は低いと評価することができる。

(5) 高分解能浅層反射法の適用性の評価

都市域の伏在断層の調査に高分解能浅層反射法探査を適用した。その結果幹線道路脇の交通振動雑音の大きな悪条件下でも、新たに開発したランドストリーマーを用いることで S/N 比の高い鮮明な反射断面を得ることができた。幹線道路の日交通量は数万台と見積もられ、大型車両の混入率も高かったが、くり返し起振回数を増やすことで対応可能であった。また作業効率も従来の方法に比べて 1.5 倍～2 倍程度以上に達し、現地での道路等の占有期間を短縮できることからより適用性の高い手法であることが実証された。ただし道路横断時にはストリーマーを展開するため一時的に通行制限が必要となる。今後、オーバーパス用の専用ツールを開発することで、より適用性を向上させることが求められる。

得られた反射断面からは、微細な堆積構造を復元・解釈することができた。分解能は水平方向・深度方向とも数 10cm 程度と見積もられ、断層運動に伴う地層変位を捉えるのに十分な解像度を有していることがわかった。さらに局所的な地震被害の有無に直結すると考えられている表層地盤の不均質構造を詳細に把握できることもわかった。探査対象深度は地盤構造、特にその S 波速度構造に依存するが、概ね深度約 80m までと見積もられた。なお表層部は約 2m まで構造を追跡

可能であった。舗装道路は通常地表下約 1m は路盤材等で構成されていることから、実質的に地表部からの地質構造解析が可能であるといえることができる。

1. 7 反射法地震探査の探査条件の標準化

近年、反射法地震探査は活断層調査の基本的な調査手法となっており、特に平野部、あるいは平野部と山地境界部などの従来の地形的な調査手法が適用できない地域では、他に代えられない最も重要な調査手法であるといえることができる。しかし前述のように反射法地震探査は、探査条件によって可探深度が大きく変わるので、適用にあたっては対象深度の構造が再現できるように注意してそれを設定する必要がある。ところがこの課題については従来あまり考慮されず、経験的に設定されている場合が多かった。また地方自治体から発注される場合、探査条件が積算の基準となっているために現地でのパラメータテストでそれをより適切な条件に変更することが困難であることが、機械的な設定につながっている。そこでこれまでの適用実績を参考に、探査対象深度の構造把握に最適な測定条件を取りまとめて提案する（表-1.2）。

まず用語として「浅層反射法探査」を用いながら、深度 1,000m 程度と深部までを対象としている場合がある^{例えば 17)}。活断層調査においては、「浅層」の意味する深度は最深でも 200m 程度までであり、それ以深を対象とした調査には使用されるべきではない。「極浅層」も同様であり、深度 20m 程度までに限定使用されるべきであろう。

探査対象深度に応じて、下の表を目安として発振点／受振点間隔等の探査パラメータが決定される。ここで留意しなければならないのは、下限の対象深度と同時に上限深度（それ以浅の構造は基本的に再現できない、あるいは精度が著しく低下する）が決まることである。したがって浅部の構造調査が目的である場合は、発振点／受振点間隔を小さく設定することが求められる。また断層変位の検出に必要とされる構造分解能を有しているかについても留意する必要がある。水平方向の分解能は基本的に受振点間隔の 1/2 となる。深度方向の分解能は、探査パラメータだけでは決まらず、対象地盤の速度値にも依存するが、おおそ波長の 1/4 あるいはサンプル間隔の 4 倍程度の値が指標となる。P 波を利用した場合、堆積層での平均速度は V_p : 1,600~2,000m/s 程度であるので、2ms でのサンプリングでは理想的には 15~20m 程度の分解能が得られることになるが、反射波の周波数は深部からでは 10Hz 程度、中深部からで 40Hz 程度であるので波長から換算すると 10~50m 程度と見積もられ

表-1.2 反射法地震探査の対象別設定条件

探査目的	深部基盤構造調査		中深部構造調査		中浅部構造調査	浅層構造調査	極浅部構造調査	
対象深度 上限	100m	50m	50m	25m	5m	2m	20cm	20cm
対象深度 下限	3000m	3000m	1500m	500m	200m	80m	20m	10m
利用波動	P波	S波	P波		P波	S波	S波	P波
震源	P波	S波	ミニ	重錘落下	重錘落下	板叩き	板叩き	ハンマー
	パイプレータパイプレータパイプレータ				／かけや			
受振点間隔	20/25m	10/12.5m	5m	2.5m	1m	50cm	20cm	20cm
発振点間隔	40/50m	20/25m	5-10m	2.5m	1m	50cm	20cm	20cm
サンプル間隔	2ms	2ms	0.5-1ms	0.5ms	0.25ms	0.5ms	0.2ms	0.1-0.05ms
記録長	4s	4-6s	1-2s	1s	0.25s	1s	0.5s	0.1s

る。P波の場合、極浅層反射法探査を除くと周波数は100Hz以下であるので分解能を数m以下にすることは非常に困難である。S波を利用する場合、速度は深部で V_s :800m/s程度、表層部では200m/s程度であるので相対的に高い分解能を期待することができる。

震源は深部および中心部を対象とする場合は、雑振動に強いバイブレータが有利である。浅部構造調査にも小型のバイブレータを使用している場合があるが¹¹⁾、高周波帯域ではS/N比が低くなるため有効ではない。簡便な重錘落下方式やカケヤで直接地表面を打撃する手法で充分である。S波を発生する手法としては、カケヤによる板叩きが簡便であるとともに良好な震源波形を発生させることができるので人手はかかるものの都市域での浅層反射には最も適した手法であるといえる。なおこの表には掲げていないが、同時受振チャンネル数は最低48は必要であり、CMP重合数が最大で24以上になるように他のパラメータを設定する。

なおこれらのパラメータ間には以下の関係が成り立つ。

$$\text{CMP 重合数} = \text{同時受振チャンネル数} \times (\text{受振点間隔} / \text{発振点間隔}) \times 1/2 \quad \cdots \cdots (1.1)$$

1.8 まとめ

都市域の地震危険度評価に関わる地下情報を整理し、そのうち地震発生の可能性のある断層の検出手法および地震発生時の地表震動の局所的不均質性に関わる表層地盤構造を調査する手法を開発対象として選定し、現地での実験的調査によってその適用性を評価した。

開発手法はS波を利用した高分解能浅層反射法で、都市域での作業性を高めるために、ランドストリーマーと名づけた新しい計測システムを開発した。現地調査の結果、幹線道路脇の交通振動雑音の大きな悪条件下でも、本システムを用いることでS/N比の高い鮮明な反射断面を得ることができた。また作業効率も従来の方法に比べて1.5倍～2倍程度以上に達し、現地での道路等の占有期間を短縮できることからより適用性の高い手法であることが実証された。

都市域に伏在すると想定されていた活断層に対して、本手法を適用した。対象とした断層はボーリング資料等から名古屋港付近に存在が推定されていた天白河口断層である。断層層定位置の反射探査結果からは、想定位置付近では表層部の地層が連続していることが確認できた。また反射法探査の解析結果では、ボーリング調査では把握が困難な微細な地質構造、たとえば局所的な削り込み構造や擾乱、地層のずれを明瞭に識別することができた。分解能は水平方向・深度方向とも数10cm程度と見積もられ、断層運動に伴う地層変位を捉えるのに十分な解像度を有していること、さらに局所的な地震被害の有無に直結すると考えられている表層地盤の不均質構造を詳細に把握できることがわかった。

大都市が立地する平野部の地下に伏在する断層は、一般に幅数100mの撓曲帯・変形帯を伴っていることが多い。断層変形帯内部では局所的に地盤破壊が生じたり、異常震動が観測され、地震時の被害が最も集中する部分であると想定される。新たに開発・適用したS波高分解能反射法探査は断層の表層部での構造、特に断層の活動履歴・活動時期を評価する上で重要な指標となる地層の鉛直変位の把握に極めて有効であると評価された。本手法での探査対象深度は地盤構造、特にそのS波速度構造に依存するが、概ね深度約80mまでと見積もられる。

以上より、従来の地形学的調査・空中写真判読では確認・評価が困難な都市域での伏在断層の位置確認および内部構造調査に対して、ボーリング調査資料解析は一次的なスクリーニング手法としては有効であるが詳細評価は困難であること、伏在断層の詳細内部構造調査にはS波高分解能浅層反射法探査が効果的であることが示された。ただし地下深部までの断層の全体像を把握するためには、従

来のP波反射法探査が適している。S波高分解能浅層反射法探査は、深度数10mを対象とした個々の構造物のサイト特性評価に最も効果的であると結論することができる。

今後、都市域での適用評価実験を重ねるとともに、都市域の地震危険度想定に必要とされる平野地下構造、特にS波深部構造を把握する手法の開発が求められる。

【第一部参考文献】

- 1) 栗田泰夫・水野清秀・杉山雄一・下川浩一・井村隆介・木村克己 (1995) : 1995 年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層. 地質ニュース, no. 486, p. 16-20.
- 2) 藤田和夫・前田保夫 (1984) : 須磨地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 101p.
- 3) 石川浩次 (1995) : 神戸の地形・地質・地盤と構造物の帯状, 島状被害. 「阪神大震災」中間報告会—人工改変と地盤災害—予稿集, 日本応用地質学会, p. 17-20.
- 4) 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一・川中卓 (1996) : 1995 年兵庫県南部地震震源域の断層・基盤構造について (概報). 物理探査, vol. 49, no. 6, p. 435-451.
- 5) 稲崎富士 (1998a) : 断層調査法の開発. 大都市地域における地震防災技術の開発 土木部会 研究報告書, 建設省土木研究所, p. 68-77.
- 6) 脇坂安彦・阿部 昌彦 (1988) : 第四紀断層の地形と地質 (1). 土木研究所資料, 建設省土木研究所, no. 2688, 237p.
- 7) 活断層研究会 (1991) : [新編] 日本の活断層. 東京大学出版会, 437p.
- 8) 黒木貴一・品川俊介 (1998) : 活断層起源の線状模様の認定方法. 土木技術資料, vol. 40, no. 7, p. 62-68.
- 9) 吉岡敏和・荻谷愛彦・七山太・岡田篤正・竹村恵二 (1998) : トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と 1662 年寛文自身. 地震 2, vol. 51, p. 83-97.
- 1 0) 北海道 (1997) : 平成 8 年度活断層調査成果報告書 ; 増毛山地東縁断層帯.
- 1 1) 青森県 (1998) : 平成 9 年度活断層調査成果報告書 ; 津軽山地西縁断層帯.
- 1 2) 静岡県 (1996) : 平成 7 年度活断層調査成果報告書 ; 富士川河口断層帯.
- 1 3) 稲崎富士 (1992) : 地盤探査技術の開発, 地下空間の利用技術の開発報告書, 第 3 分冊, 建設省, p. 2-26.
- 1 4) 稲崎富士 (1998b) : ランドストリーマーを用いた都市域での高分解能 S 波反射法探査. 物理探査学会第 98 回学術講演会講演論文集, 物理探査学会, p. 114-117.
- 1 5) 桑原徹 (1976) : 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書, 愛知県環境部, p. 109-182.
- 1 6) 稲崎富士 (1985) : P 波および S 波浅層反射法による浅部地盤構造調査. 物理探査, vol. 38, p. 201-209.
- 1 7) 名古屋市 (1998) : 平成 9 年度活断層調査成果報告書 ; 天白河口断層.

第二部

S 波起震機を利用した表層地盤の動的特性の 原位置計測技術の開発

第二部 S波起震機を利用した表層地盤の動的特性の原位置計測技術の開発

2. 1 はじめに

大都市地域は、人口、経済機能の集積地として特徴づけられ、またそれらが複雑に関連することによってきわめて重要な社会機能を有する地域でもある。兵庫県南部地震のような都市直下型の地震は、都市域に展開されたインフラストラクチャーに壊滅的な打撃を与えるにとどまらず、それに支えられた上部構造である都市機能自体にも重大な影響を与えることになる。我が国の大都市の多くは、沖積層・洪積層を主とする厚い未固結堆積層によって構成される臨海平野部に立地している。最近の活断層調査によって、大阪、京都、名古屋、福岡など我が国の多くの大都市域において、平野部の地下に直下型地震の引き金となりうる伏在活断層が存在することが確認されてきている。平野部の伏在断層は、幅数 100m~1km 程度の撓曲帯・変形帯を伴っている場合が多いが、変形帯の中では地震時に局所的な地震動の増幅、集中的な地盤破壊の発生等の被害集中が発生しやすいと考えられる。臨海平野部の沖積・洪積地盤ではさらに、大規模地震の際に一部の地盤に噴砂や地割れなどの液状化現象が発生することがあるので注意を要する。また表層の地盤構造の違い（埋没谷、埋没段丘の分布による沖積層厚の不均質分布）を反映して地震動が増幅され、地表の構造物が局所的に大きな被害を受けることがある。強震時のこのような局所的な地盤の挙動と地盤構造との関係を的確に評価することができれば、構造物の耐震対策をあらかじめ適切に進めることが可能となり、大都市域の耐震機能を強化することができる。

地盤の強震時の挙動を推定・評価する手順は、大きく2つの段階に分けることができる。第一段階は対象とする地盤への入力地震動の推定であり、これには震源パラメータの推定、震源域-表層間の地質構造モデルの設定、波動伝播解析が含まれる。第二段階は想定した地震動に対するサイト特性の解析であり、表層地盤構造の把握、非線形性を考慮した地盤の動的特性の予測・評価等で構成される。このサイト特性解析は、基本的に原位置調査・計測によってのみ達成される。リモートセンシング的手法、あるいは既存資料の統計解析的手法では、概略的な要因の抽出は可能であるが直接的な地盤の解析・評価はできない。一方原位置調査・計測も、通常は離散的なポイントで実施されるので、計測結果がサイト特性を代表しているかを吟味する必要がある。表層地盤は、数 10m 四方という狭い範囲でも層相が有意に変化する場合があり、そのような狭い範囲でも地盤構造を一様と見なすことができないことがある。したがって不攪乱試料を原位置で採取し、各種室内試験で物性を求める場合でも、サンプルデータが対象地盤を代表したものであるという保障はなく、現地での詳細な調査・計測によって地盤の不均質性を評価し、使用するデータがどの範囲で有効であるのかを吟味しておくことが重要である。

地盤の強震時の挙動を、原位置で直接計測・評価することができれば、上述のサンプリング問題や不均質構造の影響の問題を解決することができる。しかし従来の現地調査・計測手法では、地震時の動的特性を評価することができない。そこで、反射法地震探査の震源として使用されているS波起震機を人工的な強震動の発生源として利用し、サイスミックコーンで地中の地震動応答を計測する新しい原位置計測・評価システムを提案した¹⁾。その後、導入した機械装置類の性能評価および手法の適用性検討を目的として、現地で数次にわたる計測実験を実施した^{2), 3)}。その結果、本システムによって、実地盤の非線形性応答を原位置での計測で評価することが可能であるとともに、起震機震動に同調した過剰間隙水圧の応答から液状化ポテンシャルを評価することが可能であることが示された。

2. 2 開発手法の概要

(1) システム構成

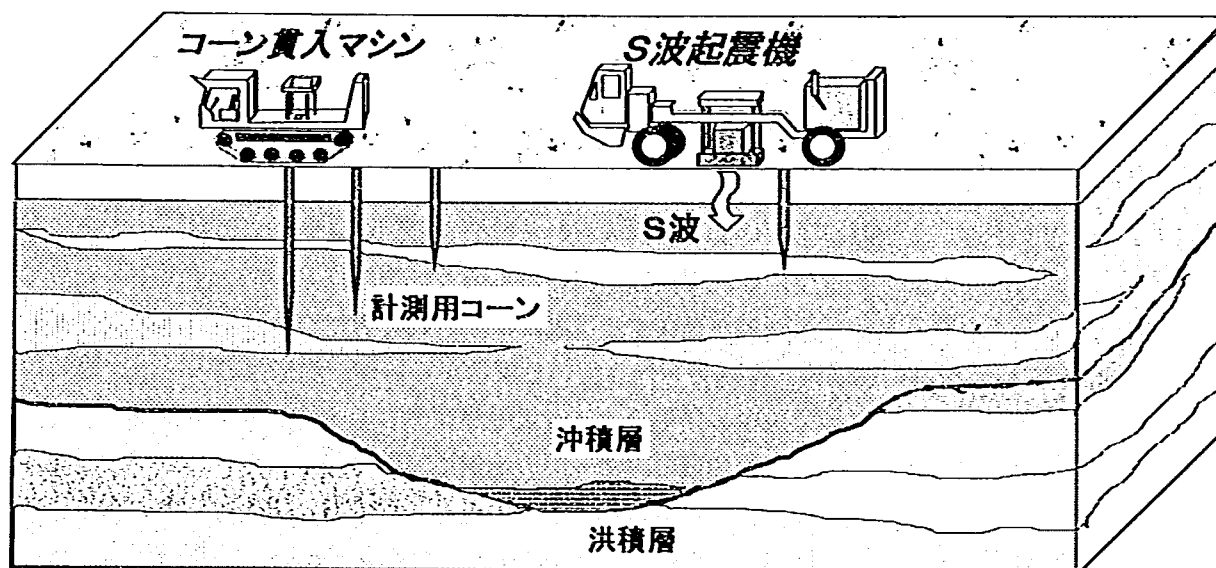


図-2.1 計測システムの概念図（稲崎, 1996a）

本計測システムの全体概要を図-2.1に示す。中核となる機械装置類はS波起震機と静的コーン貫入マシンおよび各種計測コーンである。通常のコーン貫入試験（CPT）と異なり、多数の計測コーンをあらかじめ地盤内の対象層・比較層に貫入させておき、起震機による加震時の変動を計測する。

表-2.1 S波起震機の主要諸元（稲崎, 1996d）

車体仕様		起震装置仕様	
車体長	9.9m	反動体重量	2.7ton
車体幅	2.6m	可動部重量	5.4ton
車高	3.2m	最大加震力	133kN
車体重量	26.7ton	ピストン断面	64cm ²
エンジン	ジゼル	実効ストローク	8inch
排気量	9000cc	設置プレート	61cm/76cm/4枚
最高出力	345 HP	スィープ範囲	5-100 Hz

導入したS波起震機は、油圧装置で重量 5.4tonの錘りを横方向に揺らし、局所的に数100gal程度のS波(横波)を発生させることができる。本装置は車載型であるため機動性があり、移動一起震を繰り返しながら連続的に地盤の動的特性を計測し、その局所の変動を調査することが可能である。起震機の仕様を表-2.1に示す⁴⁾。

対象地盤に多数の計測コーンを展開し、加震時の地盤挙動の深度・位置による違いを計測できるようにするため、コーン貫入マシンにはコーンの残置・回収作業が容易に実施できるよう既存の機械装置に改造を加えた。計測用コーンは、専用ロッドを継ぎ足しながら貫入させ、連続的、あるいは一定間隔毎にデータを取得する。残置時には地表部でロッドを切り離し、ロッド内を通した信号ケーブルを再接続する。なお間隙水圧の測定には従来の3成分電気式コーンを、地盤内震動の計測には新たに開発したサイスミックコーンを使用した。サイスミックコーンは外径44mmで、3成分の加速度型地震計と間隙水圧センサを内蔵している。周波数特性は1~400Hz間で平坦であり、

1mV/galの感度を有する。専用のジャンクションボックスを用いることで、同時に6本の計測用コーンの信号を記録することができる。

(2) 本計測手法の適用・評価対象

これらのシステムを組み合わせることで計測することにより、本計測手法では以下に列挙するような地盤特性の評価を目指している。

1) 液状化ポテンシャルの評価

液状化に至る過程において、地盤内で間隙水圧がどのように挙動するのかを間隙水圧センサーでモニタリングする。通常のコーン貫入試験では間隙水圧の鉛直分布を静的な条件下で測定しているが、本計測ではS波起震機での加震時の動的な変動を計測する。理想的には表層部にある地下水下の砂層での過剰間隙水圧の発生が計測されることが期待される。

従来液状化の危険度は、ポイントサンプリングによる粒度分析・振動試験等の土質試験や原位置でのN値やS波速度計測による間接的な手法によって判定されてきたが、本来液状化は3次元的な地盤構造を反映した現象である。したがって、地盤構造の不均質性を考慮できない従来の方法は、本質的に液状化の評価には適していない。地盤構造の不均質性の影響を考慮できる現位置での高密度での計測が、全体的な把握のために必要不可欠である。本手法では、実地盤での間隙水圧の空間的な変動を把握することが可能である。また詳細なコーン貫入試験を実施することで、対象地盤の不均質性の規模を把握することができ、計測結果に対する影響を評価することも可能である。

これまで液状化ポテンシャルの高い土として、従来平均粒径 0.02~2.0mm の比較的淘汰度の良い細粒砂質土が想定されてきた。しかし、最近の地震被害では、巨礫を含む土でも液状化が発生することが報告されている。一方液状化地点と非液状化地点の粒度分布を比較すると、顕著な差異が認められない場合がある。たとえば図-2.2 は、兵庫県南部地震時の阪神高速神戸線の被害と粒度特性との関係を示したものであるが⁵⁾、液状化地点と地表に液状化の兆候が認められなかった地点との粒度特性には有意な差異は認められない。淀川堤防の被災においてもこれと同様であり、被災の有無と粒度特性にはほとんど関係がないことが示されている⁶⁾。これらは、液状化現象が地盤の粒度特性以外の要因にも大きく影響を受けていること、また液状化発生の判定には注意を要すること

を教訓的に示唆するものである。液状化の有無の評価は主として図-2.3 に示すような地表兆候によって行なわれている。しかし液状化は地中で発生する現象であり、地表に現われるのはその一部に過ぎない。日本海中部地震の際に青森県車力村で発生した巨大噴砂孔のトレンチ調査では⁷⁾、噴砂孔からの距離に対応した分級が生じていること、噴砂孔の内部が不均質で液状化を免れたブロックが残存している場合があることが分かっている

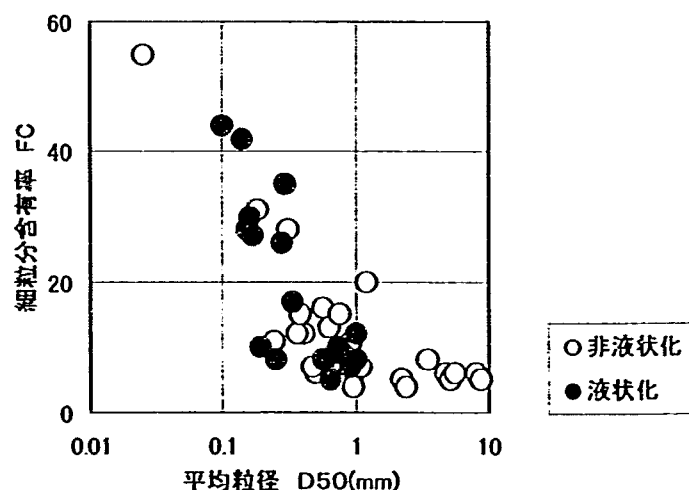


図-2.2 液状化発生の有無と粒度特性との関係
(Matsuo & Ninomiya, 1997 より稲崎作成)

る。また液状化に伴って地盤内、特に砂脈・噴砂孔周辺に擾乱構造や柱状構造、皿状構造などの地層の流動化を示す特徴的な構造が生成されることが考古遺跡での詳細な調査によって明らかになってきている⁸⁾。それらを示標することで、どの部分で、どのような液状化現象が生じたかを評価することが可能となっている。

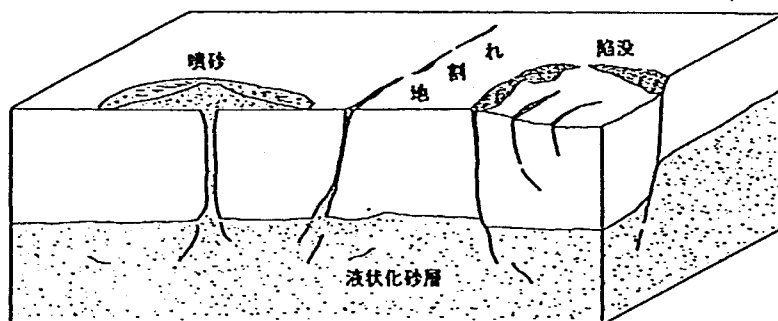


図-2.3 液状化時の地表兆候の模式図（稲崎原図）

このように、液状化は地盤内で発生する空間的な現象であり、地層構造（堆積構造・構成層の粒度・透水性の不均質性・キャップ層の存在）が全体としてその発生位置・地表部への示現化を基本的に支配している。液状化発生の有無を、地表兆候の有無を示標として判定することが不適切であることを図-2.2 は端的に示しており、対象地盤の液状化ポテンシャルを評価するには地層構造の把握が必要不可欠である。それらを明らかにすることが可能な現地調査手法の開発・適用が求められている。

2) 表層地盤の強震時非線型特性の評価

サイスミックコーンを、アレーを形成するように地表部に挿入し、近傍で起震機を操作して水平方向の起震機震動伝播特性を計測する。震動レベルを変化させて伝播特性の変化を調べることで表層地盤の非線型特性を評価する。本システムでは任意の地点で地震計アレーを容易に構成することが可能であり、また起震機を操作することによって震動レベルを容易に調整することができる。

地盤工学分野では、地盤材料の非線型挙動（剛性が低下し、減衰が増加する現象）は早くから注目されるとともに、室内試験に基づいて非線型特性の詳細な検討が進められてきた。しかし地震学分野においては、これまで非線型挙動を示唆する明白な観測記録が得られなかったことから地盤材料は線型的に扱われてきた⁹⁾。これは、自然地震においては非線型性が典型的に現われる S 波が他の波と分離して単独で記録されるこれが稀であること、地表における一点のみの観測では地盤の非線形挙動と他の現象の影響とを区別することが困難であること、地盤の非線形特性の検証にアレー観測システムが有効であるものの、その計測システム（特に記録時間間隔）が必要とされる分解能を有していない場合がほとんどであること、等によるものであった。しかし近年、強震動地震のアレー観測記録から、表層地盤の非線型挙動を解析するのに成功した例がいくつか報告されている^{例えば10)}。

いずれにしろ、アレー観測ではシステムが設置してある特定の地域の情報しか得ることができず、また稀にしか観測できず再現性も悪いことから効率的な手法とはいえない。人工的に制御された強震動を任意の地点で発生させることができれば、地盤の非線型特性をより効率的に把握することが可能となる。

3) 表層地盤の増幅特性の評価

不整形地盤の構造を3成分コーン・サイスミックコーンで明らかにした上で、水平方向に展

開したサイスミックコーンで制御震動を計測し実地盤内での震動レベル・伝播特性を計測する。地盤の不整形性が局所的な震度分布とどのように関連しているかを直接評価することが可能となる。また従来の微動計測と組み合わせることによって表層地盤の振動特性が強震動の到来方向や周波数成分によって変化する異方性、周波数依存性等を明らかにできる可能性がある。同様に鉛直方向にアレーを構成し、地盤内各深度で直接制御震動を計測し、スペクトルを比較することで表層地盤の増幅特性を直接求めることができる。単調加震の場合は振幅を比較するだけで、各周波数での減衰／増幅特性を求めることができる。

4) 地震基盤上のS波速度構造調査の強力震源

深層ボーリング孔でのS波VSPの制御震源として利用すれば、地震基盤より上位層のS波速度構造をより簡便に把握することが可能となる。ボーリング孔が利用できない場合でも、CMP重合速度から概略的なS波速度構造を評価することも可能であろう。従来、常時微動観測データを元に、P波速度、地盤密度、概略地下構造を仮定してインバージョンによってS波速度構造を推定する方法が採用されてきたが、同法は仮定するパラメータが多く、推定されたS波速度構造の確からしさを検証する手だてがなかった。水平方向のS波速度変化が小さい場合、CMP重合速度から高精度でS波速度構造を求めることができる。なお本来の利用法である反射法地震探査の震源としても利用することができるのは言うまでもない。地震基盤までのS波速度の2次元的構造を求めることは、地震応答解析に必要不可欠であるが、これまで有効な調査・推定手法がなく、P波探査データから推定する方法や、微動探査データから水平方向の連続性を仮定して推定する方法がとられていた。S波起震機を利用した反射法地震探査では、2次元的なS波の速度構造を直接求めることができる。

2. 3 適用評価試験

本システムの中核機器類の導入にあたって、その性能を評価するために基礎的な現地実験を実施した。また本手法が対象とする調査・解析目的に対する実効性を評価するための現地検証実験およびモデル地盤での検証実験を実施した。以下にその結果の概要を示す。

(1) 微細地盤構造調査へのコーン貫入試験の適用

地盤調査手法としてはボーリングおよび採取試料の室内試験が一般的であるが、機動性に欠け、また経費がかさむことから地盤構造の詳細調査には適した手法であるとはいえない。数10mのオーダーで地下地盤構造が急激に変化する場合があることは、地表地形からも容易に類推することができる。コーン貫入試験は、特殊なツールを使用する場合を除くと基本的にノ

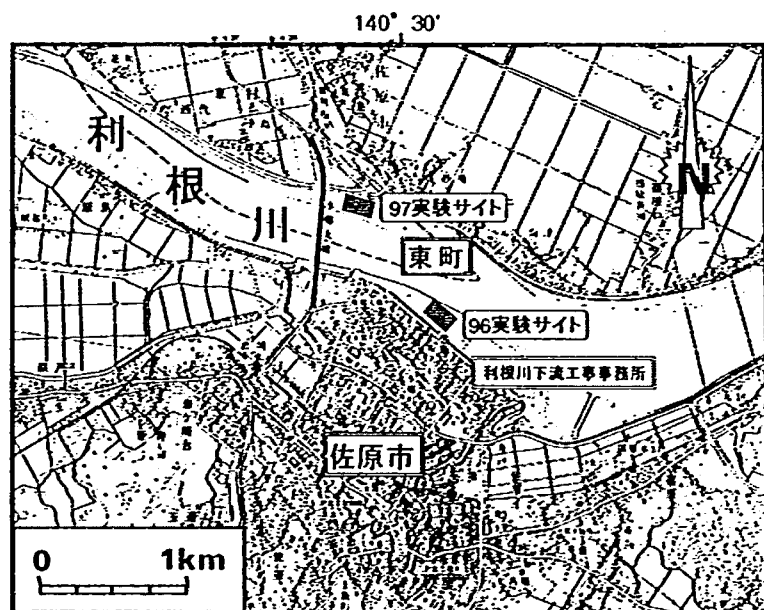


図-2.4 適用試験地位置図 (稲崎, 1998)

(国土地理院発行 1/25 万地形図「佐原東部」, 「佐原西部」を使用)

ンコアであるが、取得データから地層構成の変化を評価することが可能である。さらに深度 15m 程度までを、2 時間弱で調査することが可能であるため、作業性が高く、高密度の調査に適した手法であるといえる。そこで、コーン試験によりどの程度の地盤構造変化が追跡可能であるか、現地で試験的な調査を実施した¹¹⁾。

1) 試験場所概要

適用評価試験は、図-2.4 に示す千葉県佐原市地先の利根川右岸及び左岸河川敷内の高水敷上で実施した。試験場所はほぼ平坦で、表層約 2m は、細砂を主とする河道浚渫土で構成されており、よく締まっている。

試験場所周辺では、1987 年千葉県東方沖地震の際に、液状化に伴う噴砂、護岸ブロックの押し出し、地表の陥没などの変状が認められている。その後堤防の耐震補強のために、基礎調査として 500m 間隔でボーリング調査が実施され、表層の地盤構造が比較的詳細に調べられている。それによると、表層の浚渫土の下には 0.2~1.0m 程度の薄いシルト層を挟み、それより下位は細粒の砂層からなっている。細粒砂層は、貫入抵抗が 5MPa 程度であり、締まった部分で 10MPa 以上の値を示す。貫入抵抗の変化から 2 ないし 3 層のサブユニットに細分することができる。地下水は GL-2m 付近であった。

2) 試験調査結果

同敷地内に 40m×40m の試験フィールドを設定し、まず 10m 間隔の面心格子状に 41 本のコーン貫入試験を実施して表層約 10m までの地盤構造（砂層の出現深度・連続性、間隙水圧分布）を把握した（図-2.5）。

コーン貫入試験（CPT）で得られた試験サイトの上下流方向の表層部地質断面を図-2.6 に、横断方向のそれを図-2.7 に示す。現地は、河道浚渫時の土砂を盛立てて平坦化した高水敷で、地表より約 2m までの盛土の下位に 1m 程度の薄い軟弱粘性土層を挟み、それより下位はシルト質砂層と細粒砂層からなっている。盛土層の層厚は 1.7~2.5m で貫入抵抗は大部

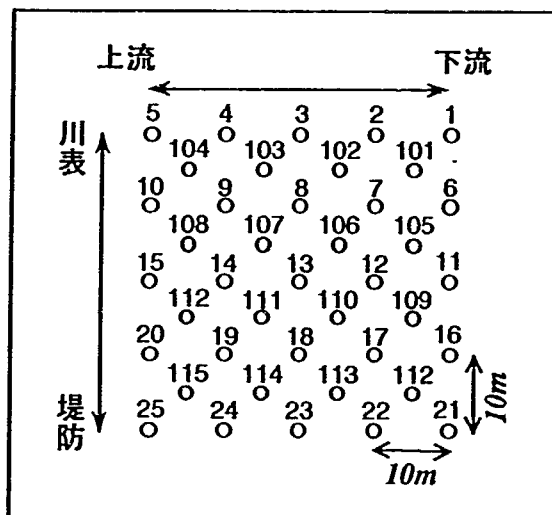


図-25 コーン貫入試験配置図（稲崎, 1997a）

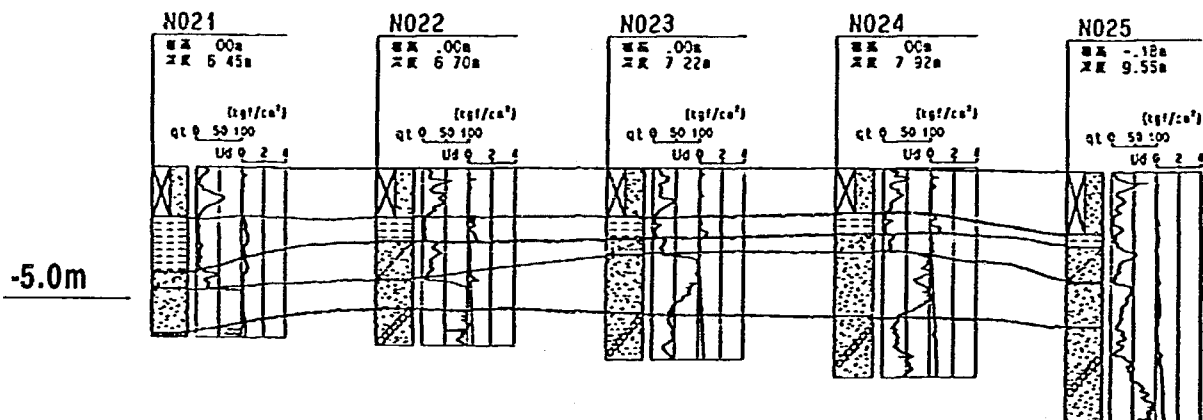


図-2.6 試験サイトの浅部地質断面(上下流方向)（稲崎, 1996c）

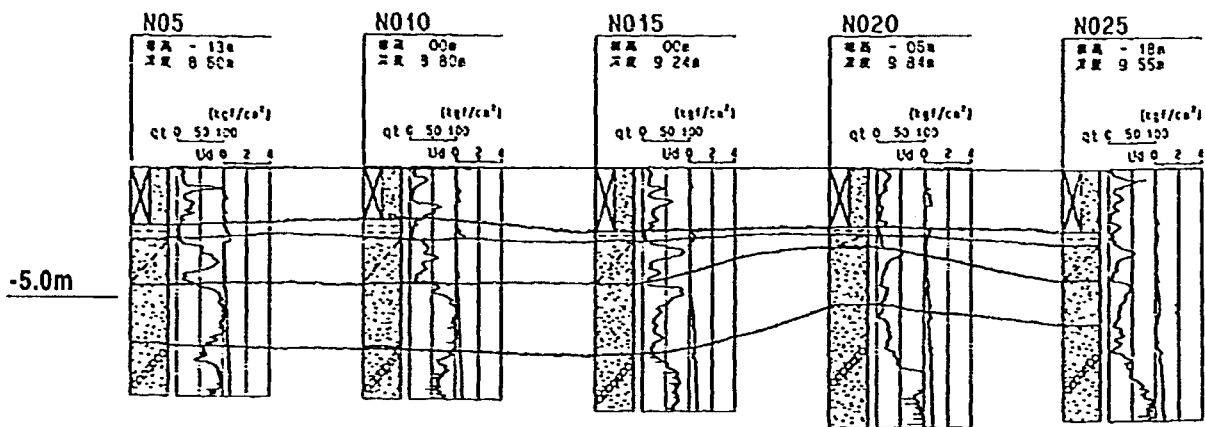


図-2.7 試験地の浅部地質断面(横断方向) (稲崎, 1997a)

分では 5MPa 以下であるが、ごく一部で 10MPa 程度に達する。軟弱層は、層厚が 0.3~1.9m とかなり変化するものの下面はほとんどフラットであり、先端抵抗が小さく間隙水圧が大きいことなどからシルト質の旧表土に対比される。貫入抵抗は 0.5MPa 以下である。シルト質砂層は、層厚 0.5~2.0m 程度、貫入抵抗値は全体的には 1~5MPa 程度であるが両者とも貫入ポイント毎の変動が大きい。下位の細粒砂層は、貫入抵抗が 5MPa 程度であり、締まった部分で 10MPa 以上の値を示す。貫入抵抗の変化から 2 ないし 3 層のサブユニットに細分することができる。地下水は GL-2m 付近であった。地層構造は概ね一様であったが、一部に局所的な変化も認められた。たとえば軟弱層(旧表土)は No.21, No.113 地点で相対的に厚くなっている。下位のシルト質砂層は No.20, No.112, No.108 付近で薄層化し、層厚が 50cm 程度にまでなる。また細粒砂層上面深度は概略 GL-4.5m 付近にあるが、No.22, 23 地点では -3.2m 程度であった。細粒砂層最上部のサブユニットには、貫入抵抗が上方に向かって増加し、シルト質砂層との境界部で急激に減少する傾向が共通して認められる。これは、粒度が上方に向かって粗粒化する逆級化構造と対応している。一般的に、洪水堆積物は順級化構造を示すので、同層は洪水時の堆積物ではなく、プログラデーションに対応した堆積物であると考えられる。

この調査の結果、数 10m 四方という狭い範囲でも地盤構造は一様ではなく、層厚・境界深度に有意な変化が認められた。このような地盤構造の局所的な変化は、強震時の液状化現象の発生、地割れ・噴砂等の空間的な分布を制御している可能性があり、CPT による詳細な地盤構造調査は、液状化による地盤破壊と地盤構造の関連性を明らかにする上で有効な手法であると言えるであろう。一般的に、コーン貫入試験では連続的な地盤物性分布を計測することは可能であるが、連続的な試料採取はきわめて困難である。そのため CPT 計測データと粒度分布などの従来の土質試験データとの関連性が明らかになっていないという問題点が指摘されていた。最近では試料採取が可能なコーンが開発されており、それらの適用による上記課題の検討が求められる。

(2) サイズミックコーンの開発と表層地盤 S 波速度構造調査への適用

表層地盤の S 波速度構造は、地震時の地盤応答を評価・解析するために必要とされる基本情報の一つである。S 波速度構造を求める方法には、N 値から換算推定する方法、S 波屈折法・反射法探査による方法、ボーリング調査の際に S 波速度検層を実施する方法などがあるが、いずれも解析精度や効率性に問題があった。これらのうち、ボーリング孔を利用する S 波速度検層は、詳細な S 波速度構造を求めることが可能であり、また高精度の情報が得られることから標準的な手法として広

く採用されてきた。しかしこの手法は、ボーリング孔を必要とするため単独では実施できないという問題があった。これに対し、サイスミックコーンを貫入させながら計測する検層法は、任意の地点で計測が可能であること、短時間で計測できることなどの利点がある。そこで地盤内震動の計測のために新たにサイスミックコーンを開発した。サイスミックコーンは外径 44mm で、3成分の加速度型地震計と間隙水圧センサを内蔵している。周波数特性は 1~400Hz 間で平坦であり、1mV/gal の感度を有する。専用のジャンクションボックスを用いることで、同時に6本の計測用コーンの信号を記録することができる。開発したサイスミックコーンの性能および同手法の作業性と計測精度を評価することを目的として、試験地内の3地点においてS波速度検層を実施した¹²⁾。利根川左岸試験地(図-2.4)における計測配置を図-2.8に、またX起震のN方向からの板叩き波形記録とS方向からの板叩き記録とを深度-時間領域で編集合成したものを図-2.9に示す。計測は、コーンを貫入させながら0.5m間隔で実施した。ロッドを伝播する波による擾乱が懸念されたが、図に示すようにS/N比の高い信号波形が捉えられている。またS波に特徴的な、対向打撃による波形の反転も明瞭である。本計測に要した時間は、X、Y4方向打撃の29深度での計測で約1.5時間、コーン貫入マシンの準備および計測後の引き抜きまで含めても2.5時間程度であった。本計測は、サイスミックコーンを用いたS波速度検層が高い作業効率性と高精度性を有していることを実証している。

図-2.10は、利根川左岸試験地内におけるサイトA、C、DのS波速度検層の結果を比較したものである。各サイトは数10m程度しか離れていないにも関わらず、求められたS波速度構造には有意な差異が認められる。またX起震とY起震の解析結果も異なっている。これは、表層地盤のS波速度構造が、不均質であること、また異方性を有していることを示すものである。沖洪積地盤のS波速度構造が局所的に不均質であることは、極浅層反射法探査や屈折法探査等の他の探査でも確かめられている。沖洪積地盤は一般にS波

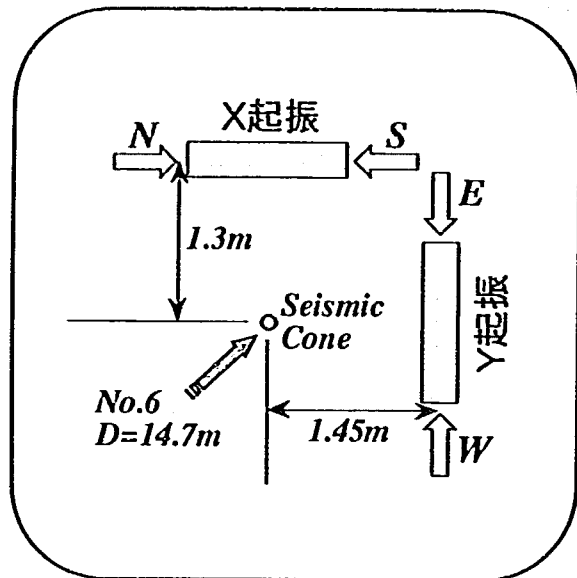


図-2.8 サイスミックコーンを用いたS波速度検層計測配置(稲崎, 1998)

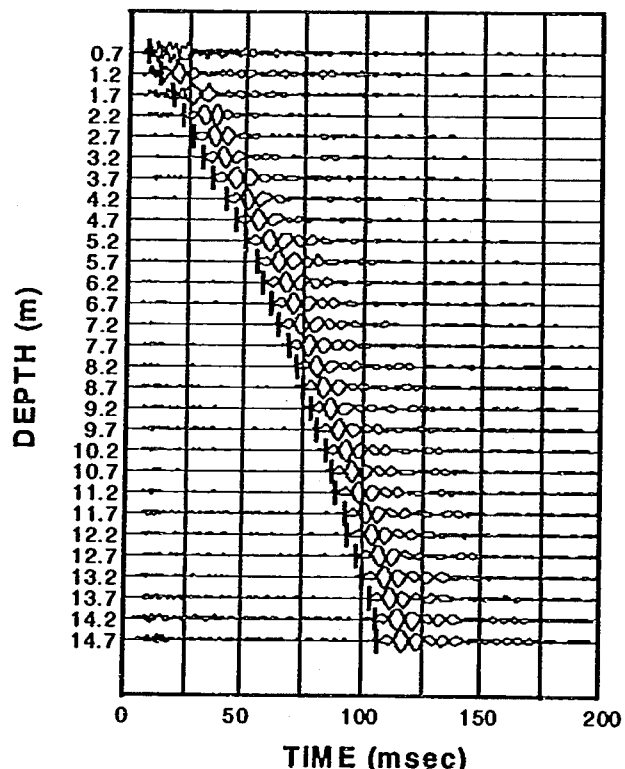


図-2.9 サイスミックコーンを用いたS波速度検層記録(稲崎, 1998)

速度構造の点では不均質であり、数 10m 以上のオーダーでは基本的に均質媒体として扱うことには問題がある。

(3) S 波起震機の性能評価と地盤震動特性計測

S 波起震機の出力性能と地盤内での震動伝播特性を評価するための現地実験を行なった。河川敷内に延長 75m の測線を 3 本設定し、各測線上に震動レベル計を 5m 間隔に 16 点設置して S 波起震機震動を計測した。起震機を移動させて加震を繰り返し、震源距離による震動レベルの減衰を調べた。

図-2.11 は、測線をパラメータとして計測データをプロットしたものである。加速度レベルと震源距離との関係は、図中に示した回帰式で近似することができる。指数部はほぼ-1 であり、実体波の幾何減衰とよく対応している。起震機近傍では加速度レベルは 1000gal を越えており、距離 10m でも 30gal 程度の震動が観測された。表-2.2 は、測線毎の回帰式を示したもので、測線によって明瞭な差異が認められる。指数部及び係数の絶対値が大きいほど平均 S 波速度が大きくなる傾向があり、水平距離減衰を指標として地盤を動的に区分できることを示唆している。なお図-2.11 ではデータ全体を 1 本の

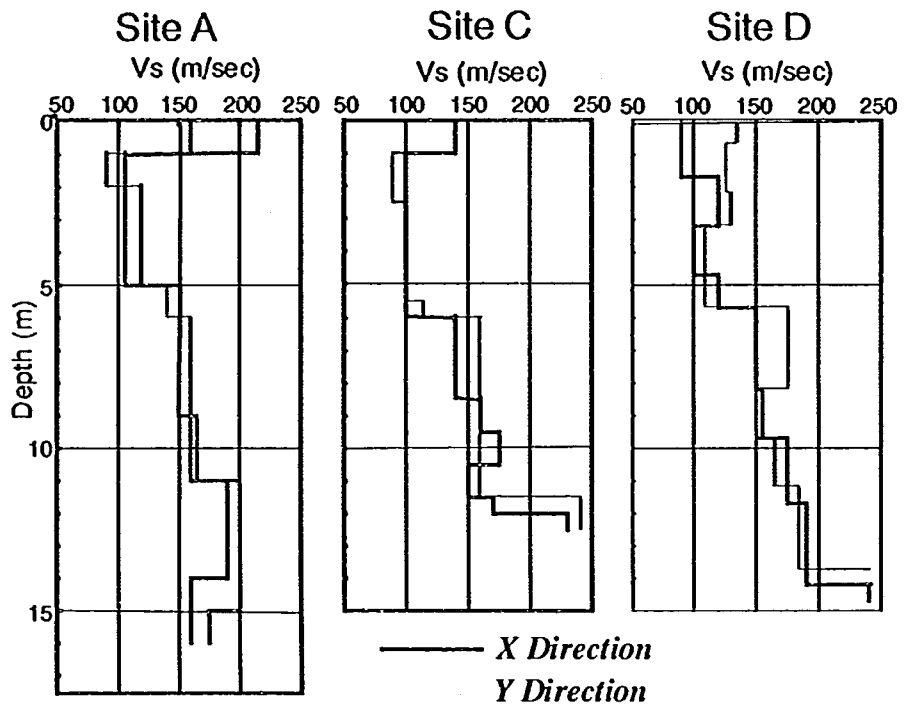


図-2.10 試験地内表層地盤の S 波速度構造の局所的変動 (稲崎, 1998)

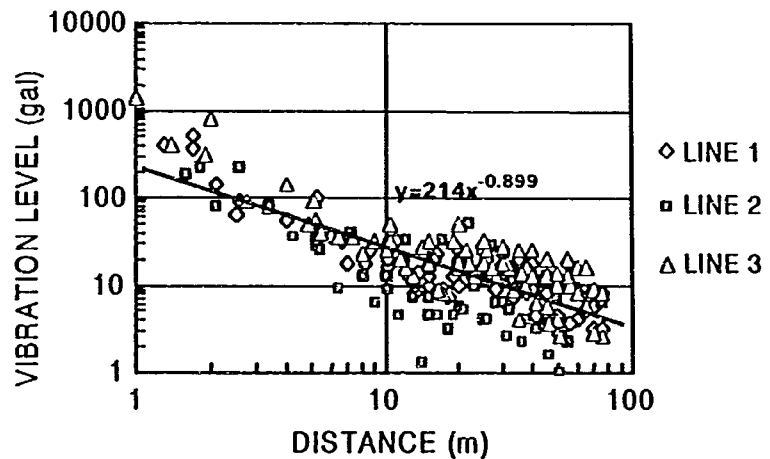


図-2.11 S 波起震機震動の水平方向距離減衰 (稲崎, 1998)

表-2.2 測線毎の回帰式及び平均 S 波速度 (稲崎, 同上)

測線—1	$VL=243x^{-0.92}$	$Vs=120\text{m/sec}$
測線—2	$VL=120x^{-0.87}$	$Vs=100\text{m/sec}$
測線—3	$VL=358x^{-0.96}$	$Vs=150\text{m/sec}$

回帰式で近似しているが、細かく見ると水平距離 20m 付近を境に、振源に近い側と遠方側とで減衰の傾きが異なっているようにみえる。そこで、振源距離 20m までのデータに対して回帰式を求めると指数部の値は、測線—1 で-1.45、測線—2 で-1.4、測線—3 では-1.5 と見積もられ、いずれも-1 より小さな値を示した。なおこのような展開で観測される波形データには、水平方向に伝播する SH 波の直達波だけでなくその屈折波や転換ラブ波等が含まれているため、振幅値からは定性的な区分は可能であるが、詳細な検討には波形インバージョン法のような観測波形データを直接利用する手法の適用が求められる。

つぎに、サイスミックコーン貫入させながら同一地点で S 波起震機を加震し、深度による震動レベルの減衰を計測した。この計測では、観測される波形は主として実体波からなることが期待される。

サイト A、D の結果を図-2.12 に示す。指数部が-1 より小さくなっていることが特徴的である。実体波の幾何減衰を仮定した場合、-1 からのずれの分は内部減衰によると見なすことができる。

この差分を n 、減衰率を α 、平均 S 波速度を V_s 、起震周波数を f とすると、これらの間には、

$$n = \alpha(x_r - x_0) \log e = 0.434\alpha(x_r - x_0) \quad \dots (2.1)$$

$$h = \alpha V_s / 2\pi f \quad \dots (2.2)$$

の関係がある。 $V_s \approx 150\text{m/sec}$ 、 $f = 10\text{Hz}$ の正弦波加震であるので、これよりサイト A および D の減衰定数を求めると、それぞれ約 3.6%、8.2% の値を得ることができた。減衰定数にはひずみレベル依存性があることが知られている。本計測でのひずみレベルは、加速度と弾性波速度値からおおよそ 10^{-4} レベルでの平均的な値を示すものと考えられる。しかし、既往のデータではこのひずみレベルのオーダーでの減衰定数は、1~2%程度とされており、本計測結果とは明らかに非調和的である。しかし原位置計測データの解析では、より小さなひずみレベルでも、5%前後の減衰定数の値が得られている^{例えば13)}。本計測による減衰定数の推定結果は、これらの既往の原位置試験データと調和的であるが、室内試験データとは異なっている。同一地盤資料に対する両手法の比較検討が求められる。

(3) 液状化ポテンシャルの計測

3成分コーンおよびサイスミックコーンを予め所定の深度まで貫入させておき、位置を変えて加震したときの各深度の間隙水圧の変動・震動波形を計測した。計測は利根川試験地と土木研究所内に作成した人工地盤で実施した。

1) 利根川試験地での計測結果

利根川右岸試験地内で実施した当該試験における起震機・コーンの平面的な配置を図-2.13 に示す¹⁴⁾。起震位置を変えることで震動レベルを制御し、震動レベルと間隙水圧変動との関連性を検討するものである。まず 10m 間隔で CPT を実施し、試験サイトの表層部の地質構成を調

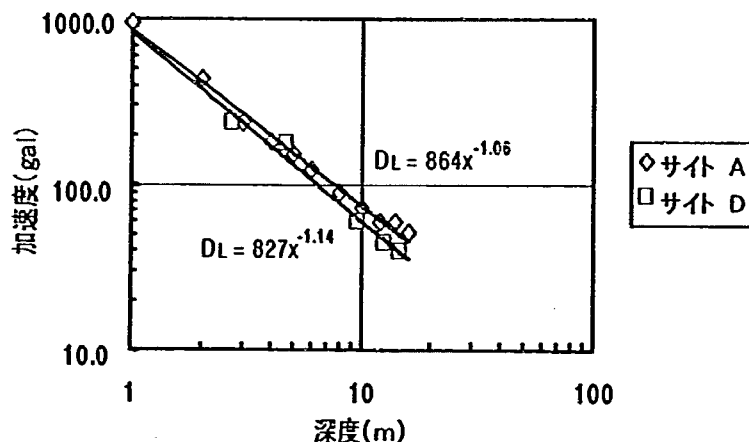


図-2.12 S波起震機振動の鉛直方向距離減衰 (稲崎, 1998)

べた。次にサイトの中央部に計測用のコーンを設置する。コーン貫入マシンの性能および作業性から50cm 間隔でコーンを貫入させた(図-2.13)。対象層は深度4m 以下に分布する細粒砂層とし、4.1m, 4.5m, 5.0m の3深度で計測した。3成分コーンのうちの間隙水圧センサ信号とサイスミックコーンの信号とをデジタル化し、それぞれのインターフェイスを介して専用の収録装置にとりこんだ。コーン貫入ポイントは、図-2.14 に示すように、深度1.7m までが砂質盛土、その下位に層厚約0.4m の旧表土を挟み、その下位はシルト質細砂・細砂の互層となっている。細粒砂層の貫入抵抗は5MPa 程度に達している。計測時点での地下水位はGL-1.8m にあったが、間隙水圧は深度2.1m の砂層から立ち上がり始めている。旧表土に比定されるシルト層では、貫入に伴う過剰間隙水圧が計測されている。またシルト層と細砂層との境界部で、間隙水圧が急激に変動していることから、これらのシルト質層が地下水のバリアになっていること、細砂層のトップが高透水性を有する水みちとなっていることが想定された。CPT 結果から、深度3.0m のコーンは細砂層最下部に、4.5m はシルト層内に、また深度6.0m は細砂層中心部に位置すると想定された。なお試験サイト中心部の地下水位観測孔内に、直接間隙水圧センサを挿入して旧表土直上の間隙水圧も同時に計測している。

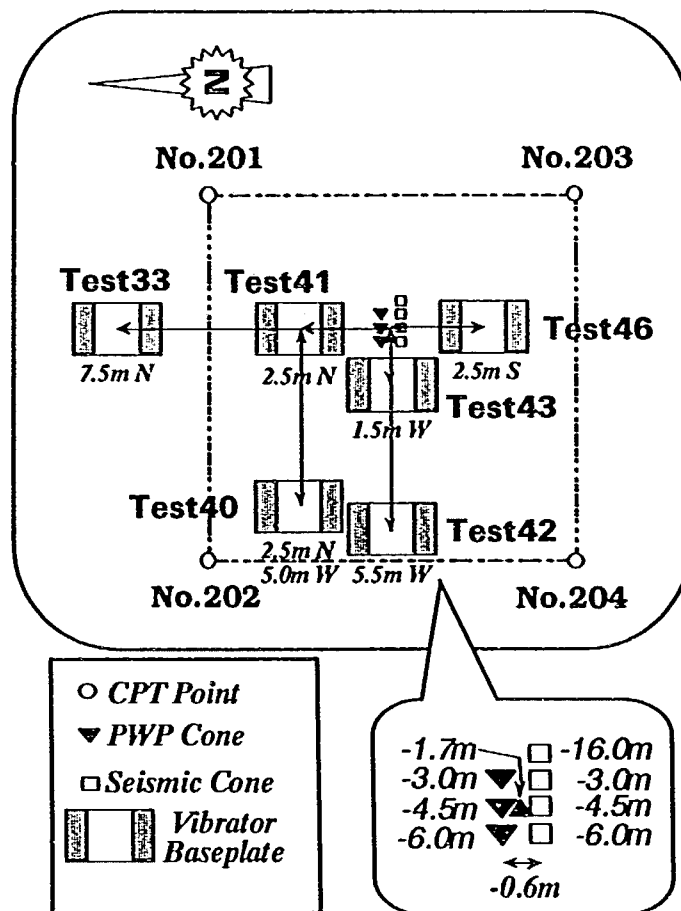


図-2.13 起震時間間隙水圧変動計測配置
 (Inazaki, 1998a)

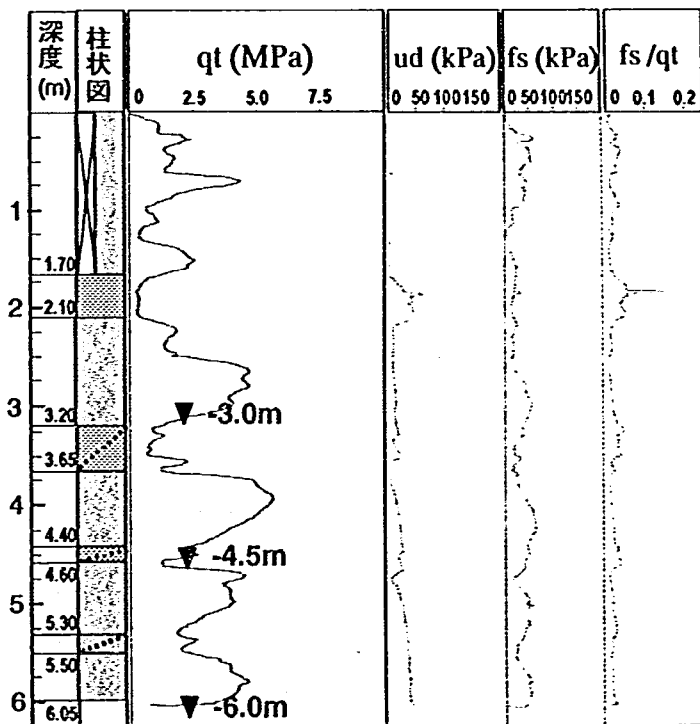


図-2.14 計測サイトのコーン貫入試験結果
 (稲崎原図)

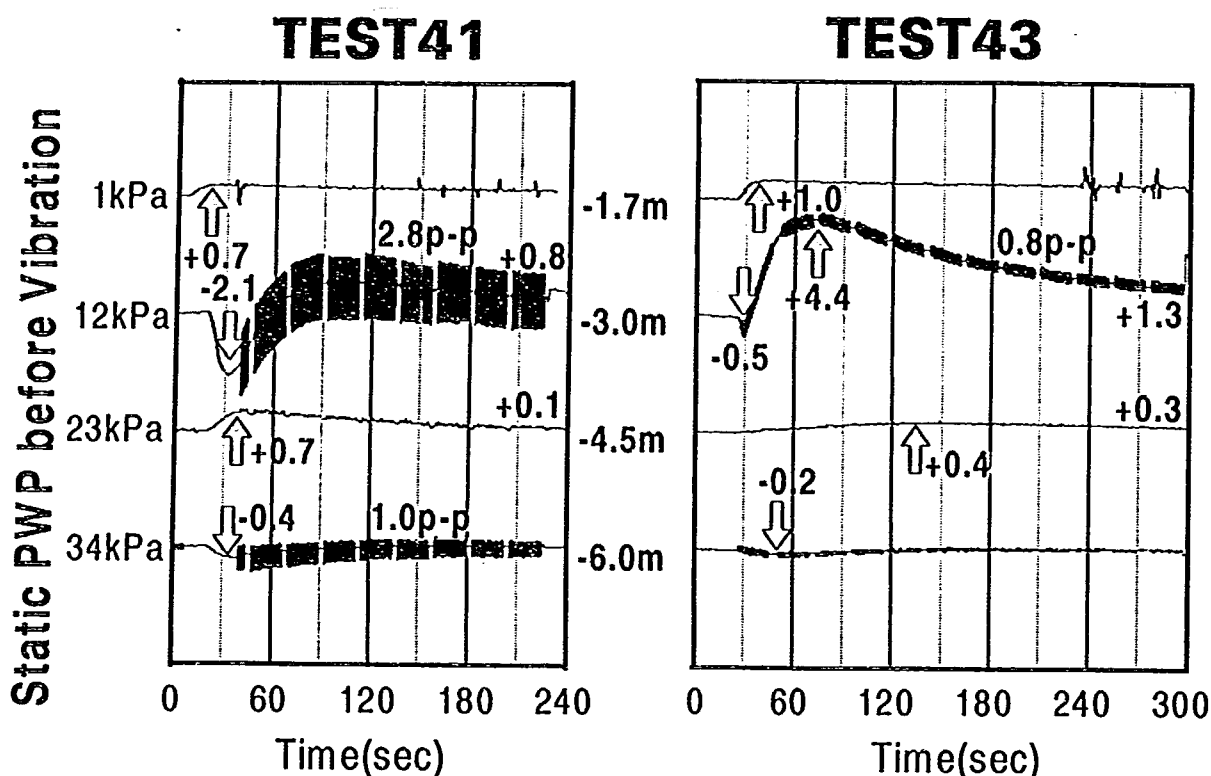


図-2.15 加震時の実地盤の間隙水圧変動 (Inazaki, 1998a)

Test41 および Test43 の計測配置での間隙水圧変動の計測結果を図-2.15 に示す。加震位置は計測コーンアレイに最も近接した配置であり、S波起震機のベースプレートは、Test41 ではアレイ中心から 2.5m 北側、Test43 では 1.5m 西側に配置させている。加震は 10Hz のサイン波形を 20 秒間継続させ、数秒の休止期間を挟んで繰り返した。くり返し回数は 20 回としている。データは、現地で DAT に収録した。記録条件は、サンプル間隔 2msec, 12bitA/D, サンプル長 60,000~120,000words とし、現地試験終了後、室内で間隙水圧センサの校正を行ない、電圧記録を間隙水圧データに変換した。

上図では時間軸を圧縮して表示してあるので、加震周波数に対応したサイクリックな変動は表現されていないが、加震に同調して間隙水圧が応答していることが明瞭に認められる。これは深度 3.0m の記録で特に顕著であり、Test41 では両振幅で最大 2.8kPa に達している。一方深度 4.5m のシルト質層内では起震機同期変動はほとんど認められない。地下水が自由面を形成している深度 1.7m の地下水観測孔での記録でも同期震動は観測されていない。また 10Hz の起震機震動に同調した成分とは別に、長周期のベースライン変動が発生していることが特徴的である。Test41 の深度 3.0m の記録では、加震後に間隙水圧が徐々に低下し、最大で 2.1kPa 減少した。その後緩やかに回復して、加震終了時点では静水圧より 0.8kPa 高い値を示した。長周期の間隙水圧変動はすべての深度において認められるが、応答のパターンは計測ポイントの土質構成によって異なっている。すなわち、砂質土層では、初期に間隙水圧が低下し、その後大きく上昇した後緩やかに低下する。シルト質層では、変動量は小さく緩やかである。また初期の間隙水圧の低下は認められず、増加成分のみが認められる。なお加震位置により、間隙水圧の応答パターンが変化している。Test43 の配置では、計測ポイントではせん断成分が卓越して

いることが想定される。一方 Test41 では押し引き成分の卓越が推定される。このような加震配置の違いが、各深度での応答の違い、特にベースライン変動の規模と同期変動のそれとの比に影響している可能性がある。

この試験結果は、加震による間隙水圧応答が主として土質構成、特に透水性に規制されていることを示唆している。すなわち高透水性の砂質土層では、加震に伴い局所的に地盤中の地下水が排水され一時的に間隙水圧が低下する。同時に震動により過剰間隙水圧が発生し、間隙水圧は回復し、やがて上昇する。この応答は近接地での加震、すなわち震動レベルが大きくなるほど顕著になる。また上下にバリアとなる難透水層が存在する場合、より大きくなると想定される。難透水性のシルト質層では間隙水圧応答の感度が低く、また時間遅れが生じていることが推定される。ただしセンサの特性により、難透水層でセンサ感度が相対的に低下していることも考えられる。いずれにしろ、加震時の間隙水圧応答には土質構成に対する依存性がある。実地震時においては、この試験とは異なり地盤が全体的に加震されるので、通常水平方向への間隙水圧の逸散はなく、上方向のそれが支配的となる。土質構成の違いにより過剰間隙水圧分布に上下方向の不均質性が生じ、まず高透水性の砂質土層で局所的に液状化が核として発生し、やがて拡大して上位の難透水層を突き破って地表に達するという、作業仮説を構築することができる。このモデルは地震被害地盤の諸観察データと調和的であり、さらに巨礫層の液状化を説明することができる。

対象地盤の間隙水圧と透水性は CPT によって評価することができる。またその震動時の応答は本加震試験によって計測評価が可能である。本手法は、原位置での実地盤の液状化ポテンシャルを評価しうる有効な方法であると結論することができる。

なお静的な状態での間隙水圧は、深度 6.0m で約 34kPa、深度 4.5m および 3.0m でそれぞれ 23kPa、12kPa であった。深度 3.0m までの有効土被り圧を試算すると、35kPa 程度と見積もられる。したがって、その程度の過剰間隙水圧が発生すると対象地盤全体が液状化すると想定される。それに対し、計測された間隙水圧の上昇は、最大値を示した Test43 でも 4.4kPa であった。この値は、液状化を発生させるのに必要とされる過剰間隙水圧の 1/8 程度でしかない。このことは、本試験法で実地盤に液状化そのものを発生させることは困難であることを示している。しかし試験時の地表部分の観察では、加震に伴って極近傍の地盤から大量の水がしみ出し、一帯が泥濘化したり、水たまりで気泡が断続的に発生する等の現象が認められた。したがって、地盤に負のダイヤランシーが発生しており、表層部の不飽和帯中の地下水・空気が地表に排出されていることは疑いない。

2) 人工地盤での計測結果

実地盤での計测试験では、本試験法では地盤内の地下水が開いた系として応答していることが示され、実地震と同様な地下水環境を設定するためには、水平方向への地下水の移動を規制することが必要であることが検証された。そこで土木研究所の施設内に作成してあった人工地盤を利用して同様の実験を行なった¹⁵⁾。人工地盤は、まず試験用の地盤に縦 3.3m 横 3.3m 深さ 3.0m のピットを掘削し、壁面をビニールシートで覆った後、中粒砂を緩詰め状態で盛立てて作成した。次に図-2.16 に示すように、6本のサイズミックコーンを 1m 間隔の十字状のアレイを形成するように地盤内に挿入した。挿入深度はコーン 1 が 1.25m、残りは 1.0m である。これらのサイズミックコーンの先端には間隙水圧センサが取り付けられている。人工地盤の隅に設けた観測孔から注水して、地下水位を -25cm に調整した。加震の前に人工地盤の初期状態の

S波速度を板叩き法によって計測した。板は人工地盤の中心に挿入したコーン6から東3.0mに設置している。その後、起震機をベースプレートの中心がコーン6から北3.2m 東1.5mの位置にくるように設置し、加震を開始した。加震のパターンは実地盤のそれと同じく、10Hz 単調波形を20秒継続し、数秒間の休止期間を挿んでくり返すものである。

図-2.17は各コーンで計測された6分間の間隙水圧応答を示しているが、同図には過剰間隙水圧の発生が明瞭に捉えられている。特に起震機に最も近接したコーン4では、間隙水圧変動が一定レベルに達し飽和しているように見える。これは、過剰間隙水圧が上載圧と同程度にまで増加したことを示すものである。実際、7サイクル目(加震後約150秒)に、起震機側の観測孔から地表に地下水が溢水し始めるのが観察された。加震直後には、この観測孔の地下水位は+1cmに、遠隔側観測孔のそれは+7cmにまで上昇し、人工地盤の表面に溢れ出した。

加震中のコーン4の過剰間隙水圧はベースラインで+4.7kPa、ピーク値で+6.5kPaの値を示した。図-2.17右側に示した一組の

数値は、各コーンで観測された過剰間隙水圧のベースライン上昇分(平均値)とピーク値を表わしている。また初期状態での静水圧は図左側に示してある。理想的には同一深度に挿入したコーン2~6は同一値を示すべきであるが、9.8kPaから17.2kPaまで変動している。このうちコーン6はセンサのゼロ点調整に失敗したので、絶対値は信用できない。加震に同期した変動レベル(両振幅)はコーン6で0.5kPa、コーン1で2.7kPaであった。なお震動レベルは最遠隔のコーン2で約300gal、最近のコーン4では約1500galに達した。

人工地盤での加震実験では、実地盤での実験に認められた加震直後の間隙水圧の一次低下は

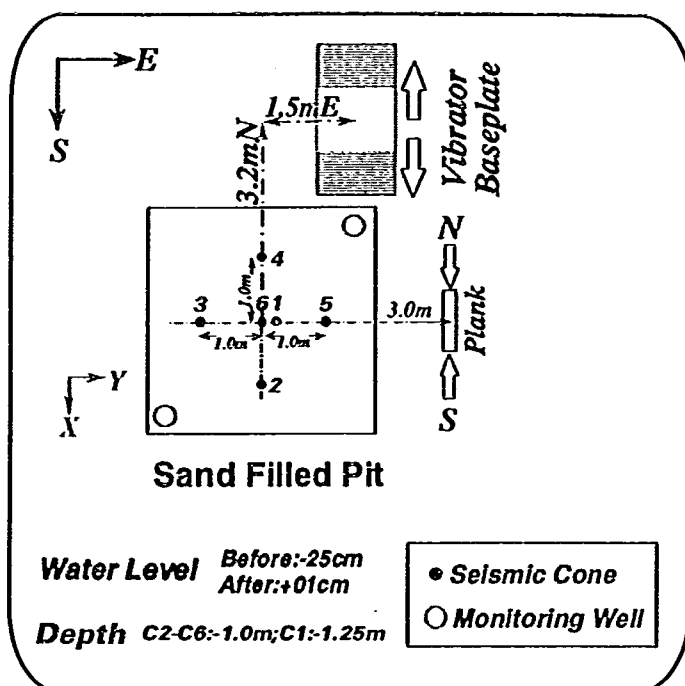


図-2.16 人工地盤での間隙水圧変動計測配置 (Inazaki, 1998b)

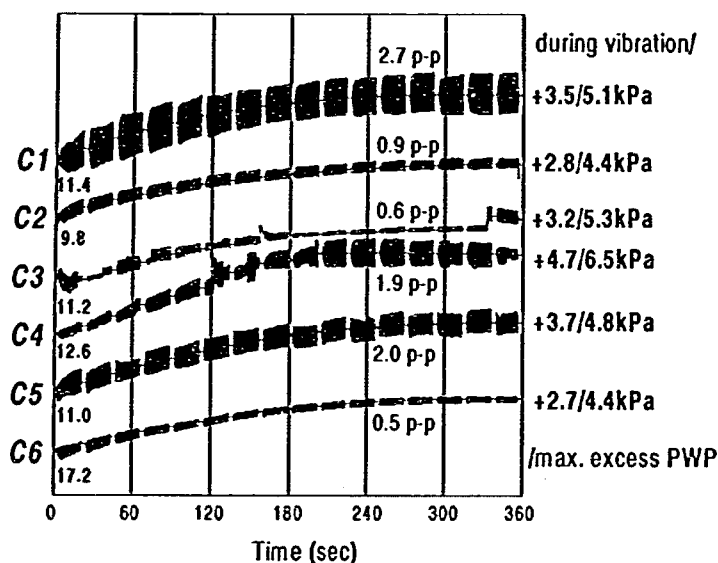


図-2.17 人工地盤内の過剰間隙水圧計測記録 (Inazaki, *ibid*)

認められない。この現象が前述のように地下水の水平方向への消散によって生じたものであることを立証する立証している。なお人工地盤に対する他の加震実験では、加震によって、挿入していたコーンが地中に沈下する現象が認められ、明らかに液状化が発生していることが確認された。

(4) 表層地盤の強震時非線型特性の評価への適用

強震時に地盤は非線型挙動を示し、ひずみレベルに応じて剛性率が低下するとともに減衰率が増大する。実地盤での剛性率の非線型応答は、前述のように S 波速度の低下によって検証することができる。そこでまず、S 波起震機を用いて地盤を加震した際に、地盤の S 波速度が変化するかどうかについて検証するための基礎実験を行なった¹⁶⁾。

1) 加震に伴う S 波速度変化の確認

加震時に地盤の S 波伝播特性がどのように変化するかを計測するための基礎的な検証実験を、図-2.18 に示すような計測配置で実施した。

まずコーン貫入マシンを用いて 3 成分の加速度センサを内蔵したサイスミックコーンを、深度 0.5m まで貫入させておく。次にコーンから 1.5m 離れた地点に打撃板を設置し、板叩き法で非加震時の S 波速度を計測する。その後 S 波起震機でコーン貫入点近傍の地盤を加震し、加震中に板叩きを実施して S 波速度を計測し非加震時のデータと比較する。大振幅の起震機震動に対して、小振幅の板叩き信号を識別しやすいように、起震機の振動方向(H2)に対して、それに直交する H1 方向に板叩きを実施した。

サイスミックコーン貫入ポイントより 5m 離れた地点で、10Hz の正弦波で地盤を加震した時に計測された震動データを図-2.19 に示す。起震機の加震方向と平行な H2 成分では、片振幅で約 55gal の震動波形が記録されている。直交する H1 成分および鉛直成分(V)にも震動が捉えられているが、振幅は各々

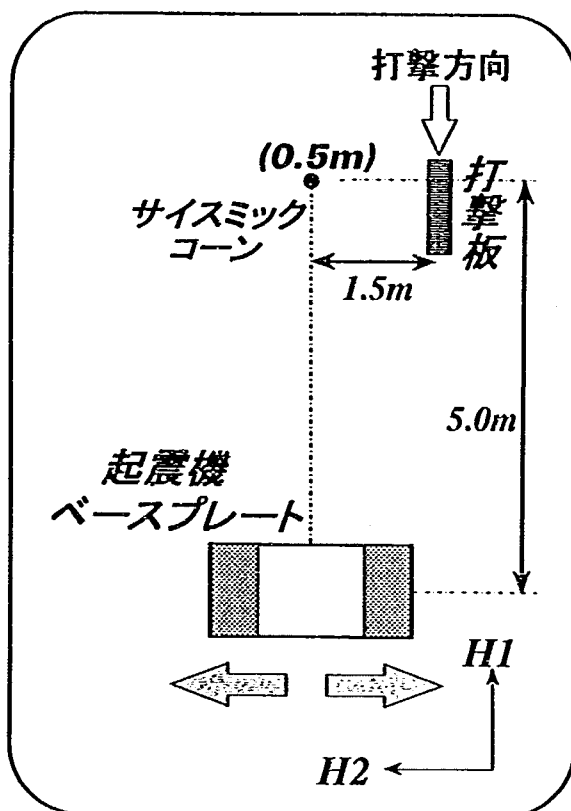


図-2.18 加震時の表層地盤の S 波速度変化検証実験配置 (稲崎, 1997b)

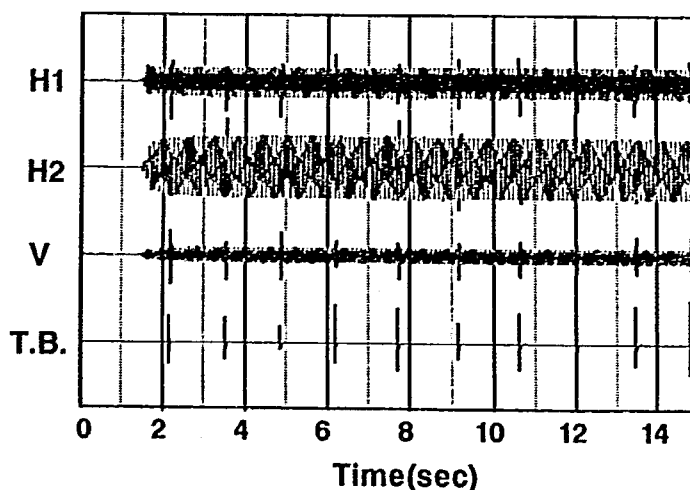


図-2.19 S波起震機震動の計測記録の一例 (稲崎, 同上を一部改変)

約 $1/2$, $1/8$ であった。起震機震動が単純な SH 波でないか、あるいは加速度センサの指向性に起因する漏洩がその原因として考えられる。図中の T.B. 成分に認められるスパイク状の波形は、板叩き時のトリガー信号である。トリガー信号に同期した板叩きによる波動が起震機震動に重なってはいるが各成分に記録されており、特に打撃方向と平行な H 1 成分で明瞭であった。この板叩き信号波形部分を拡大して、非加震時のそれと比較した。結果を図-2.20 に示す。同図で、T.B. はトリガー信号波形を、また F.B. は板叩き信号波形の初動部分に対応する。非加震時(A)の S 波初動到達時間は約 8.5msec であったが、加震時 (C3, C5, C7) には約 10.0~10.5msec まで遅延していることが明瞭に捉えられている。打撃板-計測コーン間の距離は約 1.6m であるので、これらの値は S 波速度が非加震時の 190m/sec から 160~155m/sec まで低下したことを意味する。この値は、速度比で 0.84~0.82、加震中の地盤密度変化は無視できるので剛性率比では 0.71~0.66 までの低下に相当する。この速度低下は、地盤の非線形性に関連づけることができる。

2) 鉛直方向 S 波速度変化の確認

上に示した現地計測試験によって、S 波起震機による地盤加震時に S 波速度が低下する現象が確認された。しかし計測条件が十分な時間分解能を保証していなかったため、詳細な変化を把握できなかった。そこで計測時の分解能・記録精度を上げ、この S 波速度低下が、加震条件、特に震動レベルとどのような関係にあるのかを確認するためにいくつかの現地計測実験を実施した。まず、S 波速度変化が鉛直方向にも生じているか否かを確認した。図-2.21 に本計測実験のレイアウトを示す。まず 6 本のサイズミックコーンを、0.5m 間隔の千鳥状配置で所定の深度まで貫入した。次に地表部に板を設置し、板叩き法によって非加震時の S 波初動を観測した。板は、最深貫入コーンから 0.5m の地点に設置し、X 方向南側から打撃を加えた。その後コーンから 1.8m 北側に起震機を設置し、Y 方向に加震した。加震パターンは 10Hz 一定とした。さらに加震中に板叩きをくり返し、10 数回分の波形データを垂直重合して探鉱器に収録した。起震機震動と板叩き信号とは周波数成分および卓越方向が異なり、また垂直重合することで両者を容易に識別することができる。

加震前および加震中の板叩き S 波初動信号を重ねたものを図-2.22 に示す。同図に明瞭に示されるように、起震機の加震によって S 波初動が明らかに遅延している。両者の違いは加震の有無だけであり、この観測記録は加震によって地盤の S 波速度が低下したことを意味している。なお加震後の測定では S 波初動は加震前と同じ値を示した。また初動遅延量と深度との関係は明瞭でなく、0.7m で約 3msec とやや大きな値を示したほかは、概ね 0.75~2.5msec 程度であ

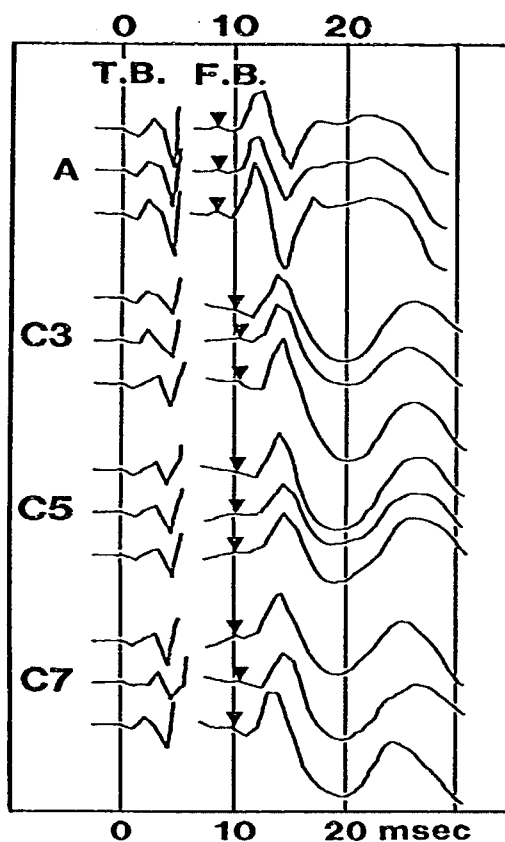


図-2.20 加震に伴う S 波初動の遅延
(稲崎, 1997b を一部改変)

った。

各区間における加震前・中の S 波速度値とその 2 乗比を表-2.3 に示す。この表からは、S 波初動の遅延、あるいは S 波速度の低下が、極表層部に集中していることがわかる。深度 0.7m 間での区間では、加震時に 60%程度にまで S 波速度が低下した。なおこの計測配置では、S 波起震機による加震および板叩きによる起振とも鉛直入射ではないが、比較的深部まで貫入したコーンの組み合わせでは板叩き S 波を近似的に鉛直入射と見なすことが可能である。それらから求めた区間速度とその変化を同表下にあわせて掲示してあるが、速度低下は同様にわずかであった。同表には S 波速度の 2 乗比の値が示されている。本計測は現位置計測であり、加震時の地盤の密度変化は無視しても良い。したがって、S 波速度の 2 乗比を剛性率比と見なすことができる。この表は、S 波起震機による加震では極表層部の地盤で剛性率比が大きく低下すること、地表下数 m 以深では低下の程度が小さいこと、したがってこの方法では極表層部の非線型応答の計測・評価には有効であるが、数 m 以深の地盤の非線型性については低ひずみレベルの評価しか成し得ないことを表わしている。しかし図-2.12 に示したように、鉛直方向の震動レベル分布をみると深度 5m で 100gal 以上、動的なひずみレベルも 10^{-4} のオーダーであると見積もられること

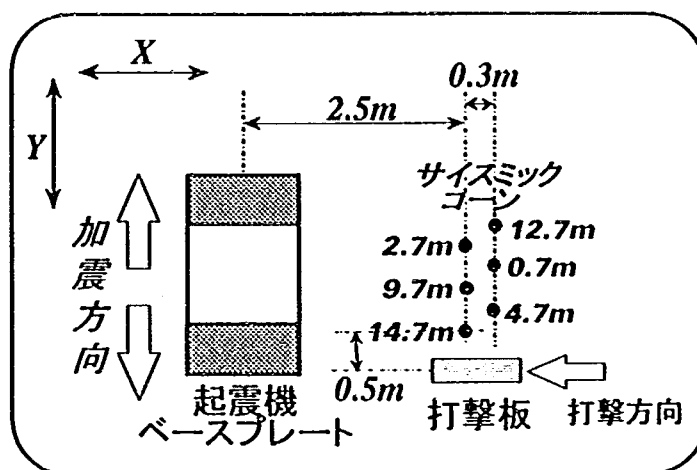


図-2.21 鉛直方向の S 波速度変化計測配置
(稲崎, 1998)

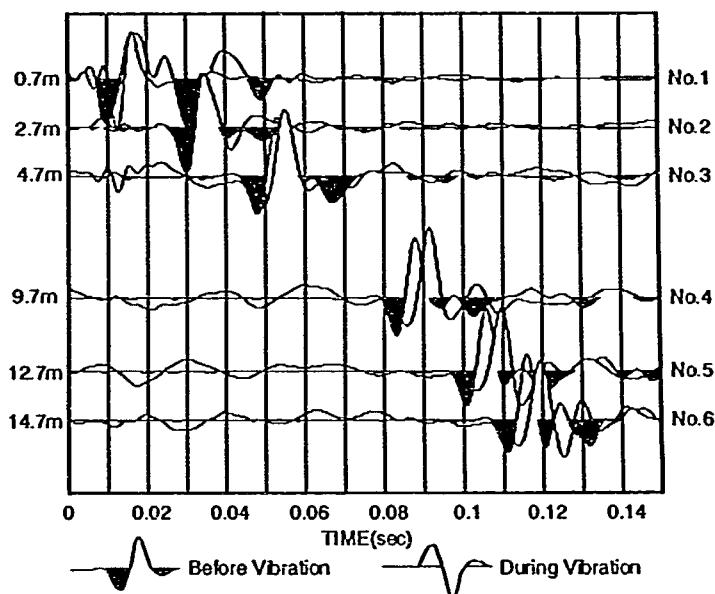


図-2.22 加震に伴う鉛直方向の S 波初動の遅延
(稲崎, 同上)

表-2.3 加震による鉛直方向速度変化 (稲崎, 同上)

区間	初期 V_s (m/sec)	加震中 V_s	2 乗比
0.0~0.7m	260	168	0.42
0.0~2.7m	121	118	0.95
0.0~4.7m	109	105	0.93
0.0~9.7m	123	119	0.93
0.0~12.7m	132	129	0.94
0.0~14.7m	138	134	0.95
4.7~9.7m	141	137	0.94
4.7~14.7m	158	154	0.95
9.7~14.7m	181	179	0.95

から、速度低下の程度は既往の資料と比べると小さすぎるようである。この計測配置のように、S波起震機震動および板叩き信号とも斜め入射の条件では表層部の変動の影響を受けやすいことが考えられる。現地実験での計測配置に対する検討が求められる。

3) ひずみレベルとS波速度との関係の評価

鉛直方向のS波速度変化計測では、極表層部の大きな速度変化によって深度方向の変化がマスクされてしまい、数 m 程度以深の変化を見出しにくいという計測配置上の限界が明らかになった。そこで図-2.23 に示すような計測配置で、極表層部のS波速度の変化と震動レベル、すなわち動ひずみレベルとの関係を調べた。

まず、5本のサイスミックコーンを各々1m間隔の十字状に配列させ、深度0.5mまで貫入させた。次に、No.10コーンから1.2mの地点に打撃板を設置し、非加震時の地盤のS波速度を計測した。その後、S波起震機を図に示す5ヶ所に加震し、加震中に板叩きを実施してS波速度の低下率と震源距離との関係を調べた。なお起震機に加震方向はY方向とし、板の打撃方向はそれと直交するX方向とした。また震源距離は、展開中心のNo.8コーンからS波起震機のベースプレート中心までを指標としている。

図-2.24 は、打撃板に最も近いNo.10コーンとアレー中心のNo.8コーンで計測された加震に伴う板叩きのS波初動の遅れを例示したものである。初動信号の立ち上がりの位置は明瞭ではないが、信号の形状は明瞭であり、加震に伴って位相が後方にずれる、すなわちS波初動の遅延の程度が震源距離が小さくなるに連れて大きくなっていくことがわかる。そこで初動部の位相差から速度を見積もった。非加震時(最上段のト

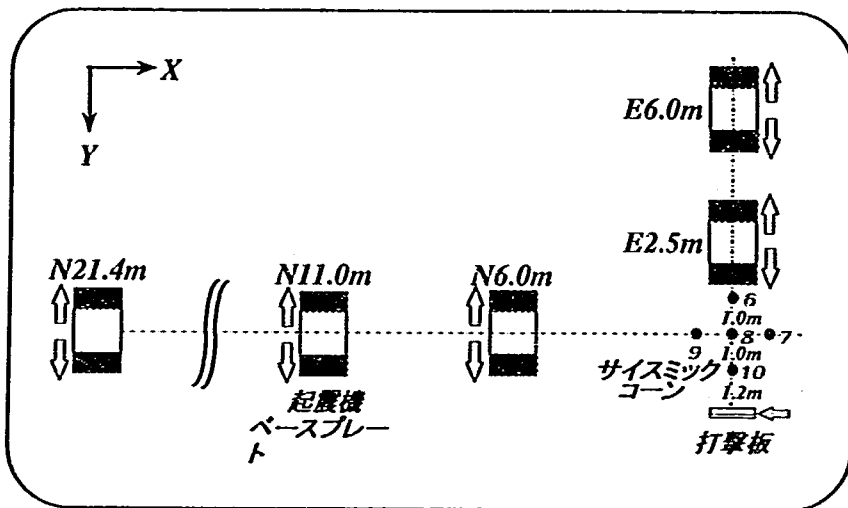


図-2.23 ひずみレベルとS波速度変化の関係検証の計測配置

(稲崎, 1998)

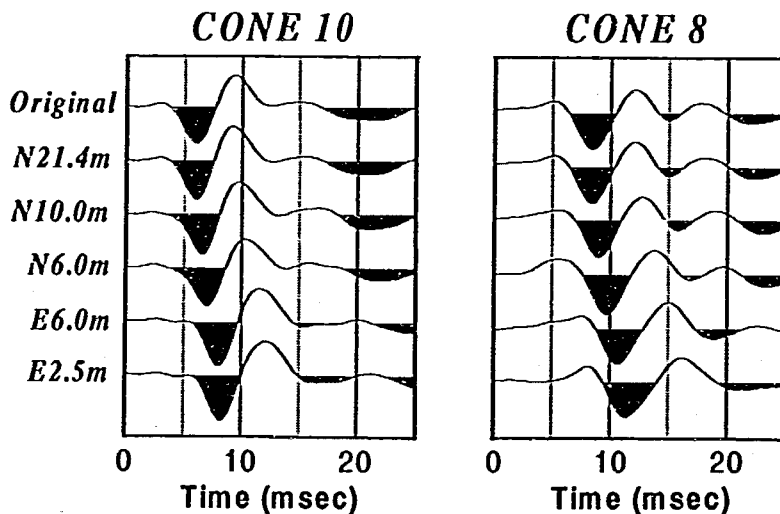


図-2.24 加震位置による板叩きS波初動の遅延の変化

(Inazaki, 1998b)

レース)における板叩きS波初動信号の位相差は、No.10-No.8 コーン間で 3.1msec であったが、同じ信号位相の時間差は N6.0m 地点での加震時には 3.4msec にまで拡大した。

表-24 加震位置によるS波速度低下と動ひずみとの関係(稲崎, 1997b)

加震位置(m)	S波速度(m/sec)	加速度(gal)	動ひずみ($\times 10^{-5}$)
非加震	325	—	0.1
N21.4	325	X:10,Y:10	0.5
N11.0	320	X:12,Y:20	0.6~1.0
N6.0	300	X:40,Y:60	2.0~3.1
E6.0	280	X:75,Y:100	3.8~5.0
E2.5	225	X:400,Y:600	20~30

このことは、この区間のS波速度が当初の 325m/sec から、加震時には 300m/sec に低下したことを意味する。各震源位置における加震時の板叩きS波速度の値を表-2.4 にまとめた。震源距離が近くなるほどS波速度が小さくなる傾向が明瞭である。

次に、波形記録から加震時の地盤震動の加速度を計算し、以下の式から動ひずみレベルを見積もった。地盤震動の加速度振幅を A_m 、速度振幅を V_m 、動ひずみを $\dot{\epsilon}_d$ とすると、平面波の動ひずみは地盤震動(速度振幅)/弾性波速度で近似できることから、周波数 f の正弦波震動の場合、

$$\dot{\epsilon}_d = V_m / V_0 \quad \dots \dots \dots (2.3)$$

$$V_m = A_m / 2\pi f \quad \dots \dots \dots (2.4)$$

となる。同表には、各振源位置における No.8 コーンでの動ひずみレベルを掲げてある。

N 側加震に対して、E 側加震で震動の加速度レベルが大きく、S波速度の低下率が大きくなる傾向が認められる。E 側加震の計測配置では、地盤震動にはSH 波だけでなく、表面波およびP波成分が含まれていると想定されるが、解析では最大震動レベルにのみ着目した。また起震機の加震方向と平行なY成分の加速度振幅は、直交するX成分の加速度振幅の約 1.5 倍の大きさであった。

図-2.25 は、当該計測データを解析して得られた剛性率比と動ひずみレベルとの関係を示したものである。ここで、剛性率比は前述のように、現位置計測では加震中の地盤の体積変化が無視できることから、速度比を 2 乗して求めている。

図中の○印が前表の値に対応している。水平方向のバーの長

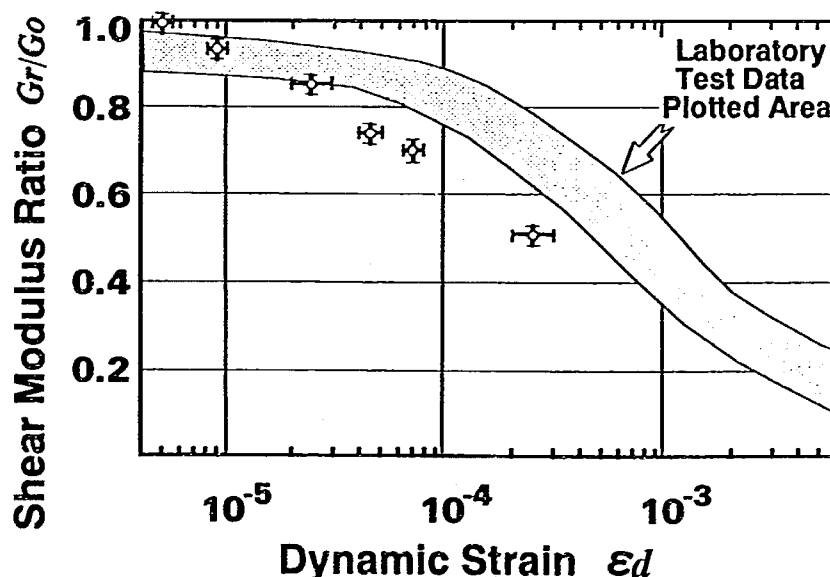


図-2.25 S波起震機による実地盤の動ひずみと剛性率の関係(稲崎, 1997b)

さは、X方向とY方向のひずみレベルの範囲を、縦方向のバーは、S波速度比の見積もり誤差を表わしている。

計測データは、ほぼ同一の曲線上に分布している。また、試験地内の他のサイトでの結果(図中黒丸で表示)とも調和的である。しかし、本計測で得られた剛性率比と動ひずみレベルとの関係は、既往の室内動的試験データと比べると全体的に低ひずみレベル側にシフトしているように見える。砂質土を想定すると、本試験では約 1/5 のひずみレベルで同程度の剛性率低下が生じている。S波速度低下現象は非常に明瞭であり、再現性も良好であるので、この不一致の要因としては動ひずみレベルの見積もり誤差の影響が考えられる。本研究では、震動の平均的な加速度振幅から正弦波を仮定して速度振幅を求めているが、板叩き時の過渡的な信号波形の重畳により、より大きな動ひずみが生じている可能性がある。また大ひずみレベルでの S 波速度は、減衰に関係した項が含まれるので、S 波速度から剛性率を求める過程についても検討が必要である。一方室内試験に対しては、サンプリングに伴う試料の乱れの影響で、一般に原位置試験より剛性率が小さな値を示すことが知られている。試料内でのひずみ分布、間隙水の挙動も実地盤条件とはかなり異なっている。したがって原位置計測法である本研究のデータが実地盤の非線形性を的確に把握していることも考えられるが、本研究は現地計測実験のみしか実施できなかったため室内試験との不一致の要因を特定することは困難であり、今後は計測機器の特性校正や同一地盤に対する本計測手法と室内試験との比較等を進めることが求められる。

2. 4 まとめ

表層地盤の地盤構造の把握とその強震時の挙動を実地盤で直接計測して評価することを目的とした、S波起震機および各種計測コーンを用いた新しい原位置調査・計測・解析手法を考案し、実地盤で計測実験を行なって手法の適用性を検討した。

まず、表層地盤の局所的不均質性の把握と地震時におけるその影響を評価する手法として、コーン貫入試験(CPT)法について検討した。千葉県佐原市の利根川河川敷に設けた試験地内で、合計 50 点以上の CPT を適用した。そのうち 8 点については直接装置類を操作し、その作業性・再現性について検討した。試験地での稠密なコーン貫入試験の結果、地盤構造が数 10m 以下のオーダーで有意に変化すること、コーン貫入試験の適用によってそれを効率的かつ高分解能で調査できることが明らかになった。深度 10m ないし 15m までの計測で、作業効率は 5~8 本/日に達した。同一ポイントで再現性評価試験結果からは、計測データ特に間隙水圧データにかなりの差異が認められること、プローブの事前調整の影響および表層部の不飽和層の影響が大きいことが示された。今後、再現性に影響するこれらの項目について詳細な比較検討試験を進めることが求められる。またコーン貫入試験データから、地質構造を推定する過程をより合理的に行なうために、従来の土質試験データとの関連性についての整理することが求められる。

S 波起震機で表層地盤内に加えた人工地盤震動を計測するために、あらたにサイズミックコーンを開発した。開発したコーンは 3 成分の加速度センサと間隙水圧センサを内蔵しており、広帯域の周波数特性と、広いダイナミックレンジを有している。試験地での適用評価試験および実証試験では、このコーンによってより簡便に任意の地点で S 波速度検層を実施できること、地盤内でのピーク加速度値を容易に計測できることが明らかにされた。ただし感度の校正は、個々の加速度センサに対してはなされているもののプローブに対しては未着手であり、詳細な検討のためには全体的な感度補正、地盤とのカップリングの影響等について把握することが求められる。

S波起震機を試験地内で操作し、人工地震動の伝播特性と表層地盤構造との関連性について解析した。その結果、S波起震機震動の水平方向および鉛直方向の距離減衰とS波速度との間には、計測した地盤毎に特徴的な傾向が認められ、それらを指標に地盤を動的に区分できることが可能であることが示された。また本計測手法で、実地盤の減衰定数を直接原位置で見積もることができることが明らかになった。震動のレベルはひずみレベルに換算すると 10^{-4} のオーダーであり、減衰定数のひずみ依存性については未確認である。取得データの詳細な再解析が求められる。

S波起震機による地盤加震時に、表層地盤内の間隙水圧が起震機震動に同調して明瞭に変動することが捉えられた。またくり返し加震によって、地盤内に過剰間隙水圧が発生することも確認された。間隙水圧の変化は、加震条件に対応した特徴的なパターンを示しており、加震位置、計測深度、加震周波数によって応答が異なっていた。これは、地震時と異なりこの試験法では加震が局所的であり、表層地盤が地下水に対して開いた系となって、水平方向に水圧が消散していることによると推定された。強震時と同様な条件を再現するには、今後対象地盤に地下水に対して閉鎖的な環境を人工的に構築するなどの工夫が必要とされる。しかし、加震条件による間隙水圧の応答の違いは、地震時においても地下水の動的応答が地盤構造の影響を受けることを強く示唆するものである。地盤構造の不均一性、特に表層部にある粘土・シルト層などの難透水性層の分布と水平方向への変化が、液状化現象の地表への発現の有無と形状とを基本的に制御していると想定され、それを詳細に調査・把握することが極めて重要であることが示された。このことは、本手法によって原位置で、実地盤の過剰間隙水圧の発生機構および地盤の液状化ポテンシャルを計測・評価できることを意味するものである。

地盤内の地下水の水平方向への移動を、シートで規制した人工地盤を作成し、加震実験を行なったところ、地盤表面への地下水の溢れ出し、設置していたコーンの沈下等液状化に特有の兆候が観察された。計測していた間隙水圧データには、ほぼ上載圧に等しい過剰間隙水圧の発生とその飽和が認められ、本手法によって人工的に液状化を発生させることが可能であることが実証された。本手法で実地盤に液状化を発生させるには、水平方向の地下水流動を規制することが必要であることを示すものである。ただし液状化の際のS波起震機自体の沈下を防ぐ手段の構築が必要とされる。

S波起震機では加震レベル・起震周波数を容易に制御することができる。これらのパラメータを変えて地盤を加震することで、地盤内の動ひずみレベルを制御することが可能である。試験地での適用実験によって、S波起震機によって地盤に局所的に数 100gal～数 10gal 程度の震動を与えることができること、 $10^{-5} \sim 10^{-3}$ の範囲で動ひずみレベルを制御することが可能であることが確認できた。また加震中に板叩き法でS波速度の変化を計測することで剛性率の非線型応答を求められることが明らかになった。原位置計測と室内試験で求められた減衰定数の値には、系統的な差異があり、その原因を明らかにするための検討が求められる。対象地盤の強震動時の非線形挙動を地震時と類似した条件下で原位置で直接評価することができる手法は今までになかった。本手法での現地計測は簡便で、準備を含めて半日程度で終了させることができる。またデータ解析も容易であることから機動性・作業性に優れており、今後現地計測調査への積極的な利用が期待される。

【第二部 参考文献】

- 1) 稲崎富士 (1996a): S波起震機による原位置動的地盤特性評価 (その1): 全体構想およびシステム. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, p. 319.
- 2) 稲崎 富士 (1996b): S 波パイプレータおよびサイスミックコーンを用いた原位置地盤液状化ポテンシャルの評価 (その1): システム構成および現地予察計測結果, 物理探査学会第 94 回学術講演会講演論文集, p.79-82.
- 3) 稲崎 富士 (1996c): S波パイプレータおよび貫入式コーンを用いた液状化ポテンシャルの原位置評価法. 地質と調査, 1996 年第 4 号, p. 28-33.
- 4) 稲崎 富士 (1996d): S波起震機を用いた原位置地盤震動特性計測システム. 土木技術資料, vol. 38, no. 7, p. 4-5.
- 5) Matsuo, O. and Ninomiya, Y (1997): Soil Liquefaction and Ground Flow, in *Jour. Res. PWRI*, vol. 33, p. 107-133.
- 6) 川井正彦・阿部知之・小野寺功・利藤房雄 (1997): 兵庫県南部地震による淀川堤防の被災とその考察. 応用地質技術年報 兵庫県南部地震特集号, p. 179-196.
- 7) 陶野郁雄 (1987): 土質工学的に見た液状化層の物理特性. 液状化層の堆積構造に基づく液状化深度の推定に関する研究, 文部省科研費成果報告書, no. 61020037, p. 108-116.
- 8) 寒川旭 (1992): 地震考古学 遺跡が語る地震の歴史. 中央公論社, 251p.
- 9) Beresnev, I. A. and Wen, K.L. (1996): Nonlinear soil response – A reality?. *Bull. Seis. Soc. America*, vol. 86, p. 1964-1978.
- 10) Yoshida, N and Iai, S. (1998): Nonlinear site response and its evaluation and prediction. *Proc. 2nd International Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, p. 71-91, A. A. Balkema.
- 11) 稲崎富士 (1997a): 都市域における沖積地盤の地質工学的調査法の開発. 大都市地域における地震防災技術の開発 土木部会 研究報告書, 建設省土木研究所, p. 49-60.
- 12) 稲崎富士 (1998): 都市域における沖積地盤の地質工学的調査法の開発. 大都市地域における地震防災技術の開発 土木部会 研究報告書, 建設省土木研究所, p. 8-20.
- 13) 岸本 清行 (1982): 軟弱地盤における Love 波の減衰と Q_s 構造の推定. 地震 2, vol. 35, p. 1-18.
- 14) Inazaki, T. (1998a): Geotechnical use of a shear wave vibrator : in-situ measurement of nonlinear properties of the soft ground. *Proceedings of the SAGEEP98*, p. 407-416.
- 15) Inazaki, T. (1998b): Field measurement of nonlinear property of the soft ground using a shear wave vibrator. *Proc. 2nd International Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, p. 809-814, A. A. Balkema.
- 16) 稲崎 富士 (1997b): S 波パイプレータおよびサイスミックコーンを用いた原位置地盤の動的物性評価 (その2): 加震中の V_s の変化, 物理探査学会第 96 回学術講演会講演論文集, p.182-185.