高精度 S 波速度検層データを指標とした沖積層の 堆積環境と工学的特性の検討

稲 崎 富 士^{*1, 2}

大都市圏では膨大なボーリングデータ・土質試験データが蓄積されてきている。これらのデータは、地質構造の復元および堆積物物性の評価を試みる研究者にとってきわめて魅力的に映る。しかし、それらがどの程度活用できるのかについては、十分に明らかにされてきたとは言い難い。そこで、堆積環境が明らかにされつつある関東平野南部および濃尾平野湾岸域において、高精度で測定された S 波速度 (V_s) データを収集し、それを外的指標として同一深度で実施された原位試験、土質試験データと比較した。

その結果、 V_s が層相および堆積環境の評価指標として有用であること、さらに土質試験データの信頼性・品質の評価にも利用できることがわかった。一方、標準貫入試験で得られる N 値はばらつきが大きく、堆積物物性の対比指標としては慎重に使用すべきである。また、含水比や間隙比など変数間の比で定義される物性値も適当ではない。これに対し、含水率や湿潤密度、固相体積率(間隙率の補数)は V_s 値ともよい相関性を示し、堆積環境指標として有用な物性情報であるといえる。

キーワード: 沖積層, 関東平野, 濃尾平野, 湾岸域, S 波速度, N 値, 固相体積率

I. はじめに

首都圏をはじめ、人口と産業が集中する各地の臨海平野部では、表層地盤の構造と物性を明らかにするために、膨大な数の土質調査ボーリングが実施されてきた。さらに、それらのボーリングデータを収集し、地域地盤図として編集することで二次利用も図られてきた。たとえば、1960 年代初頭に全国総合開発計画(全総)が策定され、新産業都市と工業整備特別地区の拠点開発が進められたが、この開発を効率的に展開することを目的として、東京、濃尾平野など各地で地盤図が作成・公開された(東京地盤調査研究会, 1959; 建設省計画局ほか, 1962; 建設省中部地方建設局名古屋技術事務所, 1971 など)。地盤図の編集主体は当然開発を推進する国の機関あるいは自治体であり、当時はそれほど多くはなかった地盤調査資料が多機関から網羅的に収集され公開された。調査件名や詳細位置を明示している地盤図もある。その後、都市域では建築地盤調査資料の比率が高まり、

編集主体はそれらを管理している地方自治体に移行していった。また 1980 年代以降には、地震防災を目的とした地盤データベース構築が図られ、県単位での収集・数値化が進められたが(愛知県防災会議地震部会, 1983 など)、それらの多くは原則的に外部には公開されていない。一方、この時期には濃尾平野域や関西圏など自治体をまたがる地域において、産学官が連携して当該地域の地盤データベースを構築するという先駆的な試みがなされた。地域地盤図の信頼性と利用価値を高めるには、個別の機関が実施してきたボーリングデータを持ち寄り、統合管理することが不可欠であり、今後はこのような形態での地盤情報システムの構築が一般化するであろう(九州地盤情報共有データベース: 地盤工学会九州支部, 2005 など)。従来は地盤情報保有機関と関係が深い学協会にシステム構築作業が委ねられてきたが、今後は収集データの品質管理や地質解釈の付加など、情報の高度化と付加価値の産生に、より専門的な組織あるいは研究者の参画が期待される。

2006 年 12 月 4 日受付。2008 年 1 月 19 日受理。2005 年度日本第四紀学会シンポジウムにおいて講演。

*1 土木研究所つくば中央研究所 〒305-8516 つくば市南原 1-6. E-mail: Inazaki@pwri.go.jp

*2 産業技術総合研究所地質調査総合センター 〒305-8567 つくば市東 1-1-3 中央第 7.

ところで、土質調査ボーリングは建築基礎調査ボーリングや層序ボーリングとは異なり、材料としての地盤の工学的特性を把握・評価することを目的としており、通常は柱状図作成(層相解釈)よりも採取試料を用いた土質試験が重視される。上述の地盤図・地盤データベース作成に際しても、土質試験データが多量に収集され、当該地域の地盤の工学的特性や、相互の関連性についての検討が進められてきた。むしろ、このような地域地盤の工学的特性を明らかにすることが地盤図作成の主目的であったといっても過言ではない。実際、ほとんどの地盤図では、柱状図は簡略化されるか、未加工のまま掲載されているが、土質試験データは逆に生データの掲載はまれで、何らかの加工・分析が加えられている。しかし、その手法は単純な統計的処理による平均値や分散の算出、各物性間の現象的な相関の把握程度にとどまってきた。一方、系統的な土質試験データの蓄積が進む中で、それらを堆積環境の側面から解釈しようとする研究も進められてきた(土質工学会, 1995 など)。

堆積環境が地盤の工学的特性とどのように関係しているのかを明らかにすることができれば、逆にそれらの物性データを利用して対象地域の地盤の形成と分布について、より詳細な検討が可能になる。しかし、そのためには前提条件として対象地域の詳細な堆積モデルを構築することが求められるとともに、収集した土質試験データの品質管理と土質試験そのものに対する妥当性の検討が不可欠である。これには不良データを識別して分析から除外する、さらに物性比較には適当ではない土質試験データは使用を避けるなどの事前処理が含まれる。実際、一部の土質試験は試験法自体あるいは試験の前提条件に問題があり、原位置の工学的特性を反映していない。また、測定帯域が狭く、さらに直線性も保証されていない試験法も存在する。収集した土質試験データセットには、適切でない条件下で測定された不良データが無視しえないほど混入していることが懸念される。したがって、品質管理をしないまま土質試験データを使用することは、誤った解釈を導きかねず、危険ですらある。

各種土質試験データを堆積環境指標として用いるには、まずそれらの試験が堆積物材料のどのような工学的特性を測っているのかを理解するとともに、試験データがどの程度信頼できるか、について検証を加えることが必要である。そこで、堆積環境が明らかにされつつある地域において、高精度で測定されたS波速度検層データを外的指標とし、それと土質試験データとの関連性を検討することで、各土質試験データの信頼性について評価

を試みる。また、代表的な土質試験・原位置試験についてレビューし、堆積環境の評価という視点から試験法自体あるいは試験条件の問題点を指摘する。

II. 沖積層の工学的指標の検討

1. 外的指標としての高精度S波速度検層データ

1) 高精度S波速度検層法の概要

S波速度(V_s)とそれから導出される微小ひずみ領域での剛性率は、地盤および土質試料の堅固さおよび動的特性に関わる物性として、最も重要な工学的特性の一つであり、これまでも原位置あるいは室内において高精度でS波速度を測定する計測手法が研究開発されてきた。原位置でのS波速度測定手法の一つに、ボーリング孔を利用したダウンホール法と称される検層法があり、現在でも適用されている。しかし、この方法では数m区間の平均的な V_s しか求めることができず、さらに一般的に使用される板叩き振源の卓越周波数がたかだか数10 Hz程度しかないため、走時(位相差)決定精度が悪い。その結果、推定された区間平均速度は5~10%程度の推定誤差を含んでいると考えられる(東・角, 1994)。これに対し、最近ではサスペンションPS検層法と称される詳細な速度プロファイリングを可能にする連続的検層手法(狐崎ほか, 1975)の適用が、地震応答計算を必要とされる高層建築物や橋梁などの基礎調査分野で広がってきている。サスペンションPS検層で測定される V_s の推定誤差は、後述するように沖積層堆積物では数%以下と見積もられている(東・角, 1994)。したがって、この V_s データを同一深度で測定された他の原位置試験値あるいは土質試験データと対比すれば、後者に内在する誤差や、試験法の問題を明らかにすることが可能であると考えられた。

サスペンションPS検層ツールは、発振装置と受振装置をゴム製の内部伝達波除去チューブを介して一体化し、ボーリング孔内に懸架させた状態で地盤のP波速度(V_p)およびS波速度を測定する装置である(図1)。ツールを孔壁に圧着させる必要がないので、従来のダウンホール法に比べて作業効率に優れ、さらに発振波の卓越周波数が高いことから時間分解能に優れ、結果的に高精度で地盤の V_p , V_s を測定することができる。図1に示されているように、標準では1m間隔で2水準に受振装置を備えているので、1mの区間速度が測定される。ツールを上下させ測定を繰り返すことで、連続的な区間速度プロファイルが得られることになる。通常は1mごとに測定が繰り返されるが、より詳細なプロファイルを

図 1 サスペンション PS 検層ツール

図 2 サスペンション PS 検層の記録波形例
初動走時読み取り位置を矢印で示す。

得ることを目的に 0.5 m 間隔で測定される場合もある。なお、同ツールは原理的に伝播媒体として孔内水を必要とし、またケーシング保孔部では地盤の弾性波速度を測定することができない。そのため、表層部は欠測とされるか、あるいはケーシングを抜管し、孔内水を補充して計測するという手間をかける必要がある。測定波形は 12 bit で A/D 化され、バイナリデータとして記録媒体に保存される。記録波形の一例を図 2 に示す。図 2 に示されるように、記録は各受振位置 (1, 2) で測定された正方向

図 3 検層・土質試験データ収集孔位置図
(a) 関東平野南部地域収集孔位置, (b) 濃尾平野湾岸域収集孔位置。

(N) および逆方向 (R) 発振時の S 波応答波形 (H) と P 波発振応答波形 (V) の 6 本の波形からなる。これらの波形から初動部 (図中矢印指示部) の走時を読み取り、1 m ごとの区間速度を決定する。なお通常の計測条件では、サンプリング間隔を S 波測定時で 10~50 μ s に、P 波測定時は 2~5 μ s 程度に設定する。たとえば図 2 の場合、S 波、P 波の読み取り走時差は 10 回繰り返してもそれぞれ 7.05~6.90 ms, 0.730~0.720 ms の範囲におさまった。これにより、この測定区間の V_s , V_p はそれぞれ

142~145 m/s, 1.37~1.39 km/s と計算され、相対的な走時決定誤差（速度推定誤差）が両方とも 2% 程度以下であることがわかる。ちなみに保孔状態が不良な場合、孔径変動の影響を受けることがあるが、その影響は S 波の速度推定誤差で 5% 程度以下と見積もられる。

2) 収集データ

関東平野南部および濃尾平野湾岸域を対象に、土質調査に伴って実施されたサスペンション PS 検層データと、対応する（＝同一深度区間の）土質試験データを収集して検討を加えた（稲崎, 2005）。検討対象孔の位置を図 3 に示す。検層データの収集に際しては、可能な限り生データ（デジタル波形データ）の収集に努めたが、発注機関のみならず受注会社においても生データが保管されていない場合があり、一部では紙出力のアナログ波形記録を利用せざるを得なかった。収集したデータは孔数で約 200 孔に達した。検層実施年は 1980 年から 2006 年にまたがっている。これらの孔ではほぼ 1 m 間隔で標準貫入試験が実施されており、その採取試料を用いた乱した試料の土質試験、スポット的に採取された不攪乱試料を用いた力学試験データを入手し、主として S 波速度との関連性について検討を加えた。一部の孔についてはこの比較のために、土質試験を追加実施した。また東京湾岸部に位置する 2 孔（PW_SKB_3, 5）では、密度検層・中性子検層が実施されており、それから推定された密度および間隙率データも解析に利用した。収集データは測定区間にして約 9,000 区間あり、このうち約半数が

沖積層内で測定されたものである。

2. 原位置試験・土質試験データの検討

1) 標準貫入試験データ

標準貫入試験で得られる N 値データは、ほぼ全孔において基本的に 1 m 間隔で存在しており、堆積環境評価でも定量的なプロファイル情報として扱われている。しかし、そのデータには測定法に起因したいくつかの特徴的な問題を内在しており、取り扱いに注意を要する。

まず第 1 の問題は、標準貫入試験は連続固定区間測定法ではないことである。基準（JIS A 1219）では、「重さ 63.5 ± 0.5 kg のドライブハンマーを 76 ± 1 cm の高さから自由落下させ、標準貫入試験用サンブラを 30 cm 地中に貫入させるのに必要な打撃回数」と定義されている。したがって、通常の 1 m に 1 回の測定では、基本的に全体の 30% の区間に対する部分的測定しか実施されない。また、砂礫層などでは 50 回打撃しても数 cm しか貫入しない場合があり、逆に軟弱泥層では打撃なしで 30 cm 以上貫入（ロッド自沈あるいはハンマー自沈）する場合がある。測定する変数が打撃回数であるのに対し、貫入量も固定できず、変数として扱わなければならない。そこで実際には、実際の貫入量から 30 cm の貫入時の打撃回数を補間し、換算 N 値を求めている（図 4-b）。

第 2 の問題は、測定範囲内において物性に対する線形性が保たれておらず、また軟弱泥層では感度が低く、逆に礫層では局所的な不均質性（礫の分布状態）の影響を受けやすい、という点である。これは N 値の増分が低 N

図 4 N 値と S 波速度プロファイルの表示例

(a) N 値標準表示, (b) 換算 N 値表示, (c) 対数尺 N 値表示, (d) 区間 S 波速度表示。

値領域と高 N 値領域とはまったく異なることから、容易に想像されよう。軟弱泥層で N 値が 2~5 に増加する場合と、砂層で N 値が 30~33 まで増加する場合とでは、対象層準の物性の変化には大きな違いがある。現実的には、N 値は図 4-c に示すように、対数軸表示したほうが S 波速度など他の物性値との相関性は向上する。実

際、N 値データは図 5 のように対数正規分布に近似される分布を呈する。なお N 値を対数表示する場合、大きな障害となるのが自沈、すなわち N 値 0 データの取り扱いである。これには、後述するような特別な換算式を経験的に求めて適用する手段が有効である。

第 3 の問題は、測定帯域幅が狭小であることから、微細な変化に追従できないことがあげられる。変数である N 値の帯域幅は、標準では 0~50 の間、bit 表示では 6 bit、dB 表示では 30 db 程度でしかない。直線性が期待できるのは、せいぜい 10~30 程度の間だけであり、物性変化の指標となるのは砂層に対してだけ、とみなすことが妥当であろう。

第 4 の問題は、N 値には種々の人為的要因による誤差が含まれている、という点である。この問題は標準貫入試験法自体の信用を揺るがしかねない重大な問題でもある。最も単純なのは誤記・誤写で、これは旧来の「手書き」時代に、作業日報から柱状図を編集する際、あるいは地盤図集作成時の書写の際に生じやすい。数字の“6”と“0”を間違える類である。

このような単純なミスに比べてより深刻であるのは、粗雑な N 値測定が行われ、さらに数値の「丸めこみ」や作為的な数値操作が施されている場合がある、という点である。図 6 にその一例を示す。図 6 には関東平野南部

図 5 N 値データの対数正規確率分布
濃尾平野沿岸域における約 2,000 深度区間の
データから作成。

図 6 不自然な N 値プロファイル例
矢印で示した砂挟み層の N 値が、戸建て住宅地の柱状図のみでは「支持層」基準に
適合した値をとっている。層相の凡例は図 4 参照。

のある市域において、ごく近接して実施された建築基礎調査ボーリングの柱状図が示されている。当該地域では、標高-20 m 付近に N 値 50 以上を示す砂層が出現するが、同層は層厚も 5 m 以上あり、良好な支持層とみなされていた。その上位は軟弱なシルト・粘性土層が優勢で、標高-6 m 付近に薄い砂層を挟むものの、その N 値は基本的に 20 以下である。ところが、戸建て住宅のボーリング柱状図では、この挟み層が特異的に N 値 30 以上を示し、さらに層厚も 3 m 以上になっている。周辺のボーリングデータを検索しても、この層準には N 値 30 以上のデータは認められなかった。一般に、「砂層、砂れき層は N 値が 30 程度以上あれば良質な支持層とみなしてよい」(日本道路協会, 2002)とされており、この判定は小規模建築物基礎の簡易的な支持力計算法(国土交通省告示第 1113 号: 国土交通省, 2005)にも摘要されている。以上のような現行の判定基準から鑑みると、この特異的な N 値データは掘削場所の違いによる層相変化を考慮しても、あまりにも好都合すぎると言わざるをえない。

建築基礎調査ボーリングデータを含む地盤情報データベースを利用する場合、以上に指摘した点に注意し、N 値データの品質確認を実施することが活用の前提として不可欠であるといえよう。

2) 物理試験データ

物理試験データを地盤物性の指標として使用しようとする場合、N 値データと同様に、試験法に関わる以下のような問題点を理解しておくことが不可欠である。まず第 1 は、直接測定される物性値は湿潤密度 (ρ_t)、土粒子密度 (ρ_s) および自然含水比 (ωn) の 3 項目(基本 3 測定値)だけで、他の間隙比 (e) や飽和度 (S_r)、乾燥密度 (ρ_d) などは、これらから間接的に導出される計算値であるということである。たとえば、間隙比は自然含水比と土粒子密度、湿潤密度から、図 7 中の式 (5) によって計算されるが、このうち前二者を用いて式 (5') でも近似的に求めることができる。地域の土質調査資料を編集した地盤図の中には、間隙比と自然含水比を比較して、両者が直線的な関係にあると指摘しているものがある(たとえば東京都港湾局, 2001)。これは近似式から明らかのようにきわめて当然であり、その係数は土粒子密度の 1/100 となる。この関係から逸脱するデータは、試験結果をまず疑うべきであろう。飽和度も自然含水比などから式 (6) で計算されるが、式 (6) からわかるように、自然含水比の計測誤差が大きな影響を及ぼす。現実的には、飽和度データの利用は飽和地盤における自然含水比計測値の信頼性評価などに限定すべきであろう。なお地盤工学分野では、自然含水比、飽和度を百分率で定義し

図 7 土の構成図と基本物理特性の定義

直接測定される物性値は湿潤密度 (ρ_t) 土粒子密度 (ρ_s) および自然含水比 (ωn) の 3 項目だけで、他の間隙比 (e)、飽和度 (S_r)、乾燥密度 (ρ_d) などはこれらから間接的に導出される計算値であることに注意。

ているので、換算の際は注意を要する。

第 2 点は、含水比や間隙比のように、土質試験分野で標準的に利用されている「比」指標は、特定試料の経時的な変化を表す場合には有効であっても、試料間の比較には使用すべきではない、ということである。図 7 に示すように、たとえば含水比は固相重量と間隙水重量の比として定義される。このような示強変数で加減演算が成立するのは分母（固相重量）が一定な場合に限られる。固相重量は土粒子密度の関数であるので、土粒子密度が異なる集団内では、含水比の変動に土粒子密度の変動が重畳されることになる。これは含水比を指標とするコンシステンシー試験値にも当てはまることである。圧密や飽和度の変化など同一試料の内部状態の経時変化を追跡する場合には、不変量である固相重量をパラメータとすることは有効ではあるが、試料間のデータ比較には、体積、あるいは重量で正規化した間隙率や含水率を指標として用いるべきである。ここでは、体積で正規化したパラメータである固相体積率 (solidity : sc) の利用を提案する。固相体積率は、間隙率とは補数の関係にあり、間隙比、あるいは自然含水比、湿潤密度および土粒子密度を用いて式 (8) により算出することができる。あるいは

は、土粒子密度と自然含水比から、以下の式 (10) を用いて近似値を計算することができる。

$$sc \approx 1 / (1 + \rho_s * \omega_n / 100) \quad \dots\dots\dots (10)$$

自然含水比と土粒子密度は、乱した試料でも測定されることが多いので、深度方向に相対的に高い密度で固相体積率データを産生することができる。なお、湿潤密度と自然含水比との関係は、

$$\rho_t \approx (1 + \omega_n / 100) * \rho_s / (1 + \rho_s * \omega_n / 100) \quad \dots\dots\dots (11)$$

で近似される。この式を用いて両者の関係を従来は図 8-a のように図化していたが、このような二次曲線から相関性を議論することは非常に困難である。一方、湿潤密度は固相体積率をパラメータとして、式 (12) のように一次関数で近似することが可能である。

$$\rho_t \approx (\rho_s - 1) sc + 1 \quad \dots\dots\dots (12)$$

図 8-b に示すように、試験データの大部分は $\rho_s = 2.70$ の直線近傍に分布しており、一次関数表示のほうが異常値の識別も容易である。なお、式 (8) で算出した固相体積率と式 (10) で近似的に求めたそれとを比較した

図 8 土の基本物性間の関係

(a) 自然含水比と湿潤密度, (b) 固相体積率と湿潤密度, (c) 固相体積率の導出値と近似計算値, (d) 湿潤密度の実測値と近似計算値。

図を図8-cに示すが、近似式でもおおむね誤差 $\pm 5\%$ 以内で固相体積率を推定できることがわかる。

第3点は、基本3測定値のうち、含水比は乱した試料(標準貫入試験試料)で測定される場合がある、という点である。打撃型かつ小口径のN値サンプラで採取する際に、あるいはその後の試料取り扱い時に、間隙水の逃散が発生しないという保障はない。図8-dは、不攪乱試料に対してノギス法(JIS A 1224: 整形した試料の平均直径と平均高さをノギスで測定し、求めた試料体積と測定重量から湿潤密度を求める方法)で算出した湿潤密度と、近接して採取されたN値測定孔から採取された乱した試料の含水比と土粒子密度から、飽和度100%と仮定して式(11)で求めた計算密度とを比較したものである。データの多くは1:1の線より上方にプロットされているが、これは乱した試料では含水比が本来の値よりも系統的に低く求められていることを意味している。

土質試料に対する物理試験のうち、粒度試験の方法は基本的に堆積学分野のそれと同じである。ただし、土質試験ではふるいの目の間隔がファースケールで1前後と粗い、また細粒分に対して適用される沈降法では、通常 $1\mu\text{m}$ 程度が下方測定限界であり、10%粒径値やそれから計算される均等係数が求められない場合が生じる。また、粒度試験データを堆積環境指標として利用しようとする場合、以下の2点について留意する必要がある。まず第1は、土質試験試料の調整に関わる問題である。規格(JIS A 1201)では、乱した試料(標準貫入試験採取試料)から四分法により100g程度を分取すると定められているが、現行では標準貫入試験採取試料をビニール袋に詰めて回収・保管しているために、粒度分析試料の調整過程において異なった堆積相の試料が混合される場合がしばしば生じうる。平均的な試料の粒度を測定するという名目で、むしろこのような混合が積極的に容認される場合もある。これにより層相変化部などでは、粒度分布が人為的にバイモダルになる場合がある。第2点は、累積百分率曲線の接合の問題である。基準では $75\mu\text{m}$ までをふるい分析で、 2mm ふるい通過分を用いて沈降分析を実施することとなっている。この間は両方の分析データが存在することになるが、両者の結果が一致することは稀で、いずれかの累積曲線(通常は沈降法データ)を上下にずらして接合させている。その結果、累積曲線が不自然な形状をとることがある。通常の重量百分率軸表示ではそれを識別することは困難であるが、正規確率紙上にプロットしなおすと(図9)、多くの分析曲線(特に下方にプロットされる粗粒試料データ)では、

図9 粒度分布データの正規確率変換表示
ふるい法と沈降法との分析境界接合部(3.24-3.74 ϕ)
で累積曲線が不自然に屈曲していることに注意。

両分析法の接合部(ファースケールで3.24-3.74間)で曲線が屈曲していることがわかる。このことは、ふるい分析法と沈降法を組み合わせた粒度分析方法では、試料の粒度組成を適切には分析できていないことを強く示唆している。

乱した試料を用いた土質試験には、材料としての特性を評価するための試験がある。たとえば、粘性土に対するコンシステンシー試験は、堆積構造を破壊して測定される試験であり、試験で決定される液性限界や塑性限界値は、判定基準が人為的で客観性に欠ける。試験データは、対比には不適な含水比をパラメータとして整理され、しかも液性限界の試験値は基本的に補間値である。コンシステンシー試験データは、破壊に至る粘性土地盤の材料物性を評価する上では利用可能かもしれないが、堆積環境の評価指標としては適当とは言いがたい。従来も、これらから堆積環境を議論しようとする試みかくなされてきているが、試験の方法と結果に対する基本的検討を怠ったままでの経験的な解析では、堆積環境と物性との関係に対する本質的な理解は期待できないであろう。

3) 各種力学試験データ

乱さない試料を用いた土質試験においても、原位置条件を無視した条件設定で試験が実施されている場合があるので、データの利用にあたって注意する必要がある。たとえば一軸圧縮試験や標準圧密試験は、原位置ではあ

りえない応力条件下で試験が実施されている。特に圧密試験の結果は、有効応力と比較して過圧密比を算出したところ、その値が有楽町層と七号地層とは異なっていたことから、堆積相の識別や一時的な海水準の低下などの根拠に利用されてきた。しかし、圧密試験の結果は載荷条件や排水条件によって異なった値を示すことが知られており、圧密降伏応力値の決め方も変更されてきている(今井, 2006)。従来の標準圧密試験の結果を使用する場合は、相対的な差異を議論するだけにとどめておくべきであろう。

4) 各種原位置試験データ

ボーリング孔内においては、標準貫入試験および PS 検層のほかに、孔内載荷試験や透水試験などの原位置試験が実施されてきている。しかし、前者は掘削による孔壁のゆるみの影響を強く受けることが知られており、また地盤の透水性は水平方向と鉛直方向では 1 桁異なることが明らかになってきている。さらに、古い試験基準に基づいて取得されたデータには信頼性に欠けるものがあり、これらのデータから堆積環境・地盤物性の推定を試みる場合は、まず試験条件および試験結果の品質について吟味しておく必要があろう。

3. S 波速度と各種土質試験データの関係

1) N 値と Vs との関係

標準貫入試験の N 値も Vs も堆積物の堅固さを反映した物性データであり、したがって両者は相関性を示す。このことは以前より知られており、両者の関連づけが試みられてきた。たとえば、太田・後藤(1976)は約 300 組のデータを数量化理論で解析し、S 波速度を N 値、時代、深度、および層相をパラメータとして説明する以下の関係式を提案した。

$$V_s = 68.79N^{0.171} * H^{0.199} * E * F \quad \dots\dots\dots (13)$$

ここで、 H : 試験深度 (m)、 E, F は補正係数で、沖積層 : $E=1.000$ 、洪積層 : $E=1.303$ 、泥層 : $F=1.000$ 、細砂層 : $F=1.086$ 、中粒砂層 : $F=1.066$ 、粗砂層 : $F=1.135$ 、砂礫層 : $F=1.135$ 、礫層 : $F=1.448$ である。この補正係数を加えることで、相関係数が 0.856 まで向上したとしている。一方、Imai and Tonouchi (1982) は、全国から収集した約 1,600 のデータから、以下の回帰式を提案した。

$$V_s = 97.0N^{0.314} \quad \dots\dots\dots (14)$$

Imai and Tonouchi (1982) の提案式は、30 年近くを経た今日でもさまざまな基準に採用され、地盤設計に活

用されている。なお、式(14)の回帰式を求めるにあたり、彼らは N 値 50 以上のデータに対しては一般的に用いられている次式で貫入量 30 cm に対応した換算 N 値を求めている。

$$N' = N * 30/p \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここで、 N' : 換算 N 値、 p : 貫入量 (cm) である。また、N 値 1 以下のデータに対しても同様の換算を施したとしている。Imai and Tonouchi (1982) が使用した Vs データは、基本的にダウンホール法で測定されたものである。前述のように、同法では Vs は数 m の区間の平均的な速度として算出される。N 値データについても、Vs 算出区間に対応した平均 N 値を求めていると推定される。ちなみに、N 値に対しては単純平均によって区間平均 N 値を求めることが一般的に採用されているが、前述のように N 値は線形性を示さず、単純平均は適当ではない。

松枝・川原田 (1994) は、東京都下で実施されたボーリング 87 地点から 3,200 区間のデータを収集し、N 値とサスペンション PS 検層で求められた Vs を比較しているが、「従来の推定式に比べて改善された傾向を見いだすことはできなかった」と評価している。吉田ほか (2004) もサスペンション PS 検層データを用い、大阪堆積盆地の表層地盤を対象に N 値と層相、有効上載圧を用いて S 波速度を推定する式を新たに提案している。

関東平野南部および濃尾平野湾岸域で収集したサスペンション PS 検層によって求められた区間 S 波速度と、対応する深度の N 値との関係を図 10 に示す(稲崎, 2005)。この図では同じ Vs-N 値データセットを、両対数、片対数、および線形軸グラフにプロットしている。なお、対数表示では N 値=0 のデータを取り扱うことができない。そこで当該するデータのうち、貫入量 60 cm 未満のデータに対しては、以下の経験式を用いて補正を加えた。

$$N' = a * 30/p * ((D+3) * 4 + 64)/100 \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここで、 N' : 換算 N 値、 a : 補正係数、 p : 貫入量 (cm)、 D : 試験中心深度 (m) である。右項後半はロッドとドライブハンマーの重量に関わる補正項である。なお補正係数“ a ”には、便宜的に 0.2 を与えている。

ところで、N 値=0 での貫入長(自沈量)の累計は、60 cm を超えないよう人為的に制御されていることに注意する必要がある。これは、標準貫入試験用サンプラで採取可能な最大サンプル長が約 63 cm であることと、通常

図 10 高精度測定 S 波速度と N 値との関係
稲崎 (2005) に加筆.

1 m ごとに繰り返される標準貫入試験において次深度の試験に影響を与えないようにする, という制約条件があるからである. きわめて軟弱な沖積層において, このような制約条件に従わない場合, より大きな貫入量を示す場合がありうる. 中川低地中央部, PW_MUS_2 孔 (図 3-a) において, 自沈の実長を測定してみた. その結果, N 値=0 を示した 16 深度区間のうち, 7 深度区間が自沈量 60 cm 以上を示し, 最大自沈量は 155 cm に達した. このことは, 上記式 (16) によって補正を加えても, 半数程度では換算 N 値が低く見積もられていることを示唆している.

図 10 では, 高精度で測定された V_s データを用いている. それにもかかわらず, 対数軸グラフにプロットしてもデータが広い範囲に分散している. また両者の関係が高 N 値側と低 N 値側とで異なった傾向を示すことが認められる. これらの特徴について以下に考察する.

まずデータの高分散についてであるが, これが地盤が本来有するバラツキであるか, 測定誤差によるものであるかを評価することが重要である. 線形軸グラフ上で, 高 N 値部に集団から離れた位置に分布するデータが分布している. N 値=500 というデータは, 式 (15) を用いて換算したものであるが, これは 50 回の打撃で 3 cm しか貫入しなかったことを意味する. V_s が 1 m 区間の測定データであるのに対し, この N 値が代表する区間はただか 3 cm にすぎないことになる. 標準貫入試験が不定長部分的測定法であることが, 高 N 値部でのバラツキの原因となっている. さらに前述のように, N 値データには人為的な操作が加えられているものが含まれている. 中一低 N 値領域のバラツキは, 地盤物性によるものではなく, 主として N 値の測定法の限界やデータの人為的編集によるものであることが強く示唆される. したがって, 図 10 を用いて N 値から V_s を推定しよう

としても, その推定値はかなりの誤差を有することになる. たとえば N 値=10 の場合, 推定 S 波速度は $V_s = 220 \pm 100$ m/s と見積もられ, いわゆる倍一半分の範囲以上の推定誤差を含むことがわかる. 既往の N 値データセットを用いて対象地域の S 波速度構造を推定しようとする場合は, このような N 値の内在誤差を考慮し, 定性的な議論あるいは相対的な比較にとどめるべきであろう.

2) 土質試験・力学試験データと S 波速度との関係

前節に示したように, V_s と N 値との関係について検討した事例は多い. しかし, N 値以外の物性指標との関係を検討した例は少ない. Ayres and Theilen (1999) は浅海堆積物の S 波速度が湿潤密度, 細粒分含有率, 含水比などの土質特性とよい相関があることを示した. Foti and Lancellotta (2004) は Biot の式を変形し, 未固結層の間隙率を原則的に V_p と V_s とで表す近似式を示し, サスペンション PS 検層および室内試験で得られた V_s データを解析したところ, 10% 以下の誤差で間隙率を推定できたとしている. 稲崎・長沢 (1991) は, 近接した 5 本のボーリング孔でサスペンション PS 検層を実施し, 同一孔で実施された土質試験値と比較したところ, S 波速度と中央粒径, 固相体積率とが直線的な関係を示すこと, 層相・堆積年代によってその傾向が変化することを見出した. しかし, 利用した土質試験値の多くが標準貫入試験採取試料から得られたものであったため, 採取時の擾乱と混合の影響を除去できず, 明瞭な関係を示すことができなかった.

乱した試料ではなく, 乱さない試料を用いた試験データと V_s とを比較すれば, より詳細な関係を見出すことが可能になるが, 通常の土質調査ボーリングでは乱さない試料の採取はスポット的で, 対比可能なデータが限られる. S 波速度と堆積相との関係を詳細に検討するに

は、サスペンション PS 検層と同程度の高密度で土質試験・力学試験を実施し、その結果を対比することが必要とされる。

III. S 波速度と堆積相との関係についての考察

1. 堆積相区分に基づく S 速度と各種物性値との関係の考察

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、2002 年度より都市地質研究プロジェクトを進めている。このプロジェクトにおいて、大都市域の地震災害軽減・環境保全・産業立地などに資することを目的として、臨海平野部に展開する大都市域の地下地質、特に表層部の沖積層の分布、構造および物性に関する研究を実施してきた(木村, 2004)。本プロジェクトの一環として、関東平野南部、中川低地で掘削された学術調査ボーリング孔(GS_SK_1; 石原ほか, 2004)において、高密度で土質試験を実施し、その試験データをサスペンション PS 検層で得られた Vs と対比した(稲崎ほか, 2003)。

図 11 は、ほぼ 1 m 間隔で実施した各種土質試験データを深度方向にプロットし、同孔で実施した標準貫入試験およびサスペンション PS 検層結果と対比したものである。図 11 は、Vs プロファイルが湿潤密度、固相体積率、中央粒径(Md)、そして対数軸表示した換算 N 値の

それと合わせて類似したパターンを示し、図示したパラメータが相互に高い相関性を有していることを示している。なお、このボーリング孔では層相および土質特性を基準に、沖積層を 10 のユニットに層相区分した。このうち、最上位の Unit 1 は砂質の氾濫原堆積相、Unit 2 は細砂・シルトを主体とするデルタフロント～プロデルタ相、Unit 3 は中砂・粗砂からなる砂州相、Unit 4～6 は泥・シルトからなる泥質干潟相、Unit 6'～8 は中間に薄い高有機質土を挟み、シルト・中砂からなる塩水湿地ないし氾濫原堆積相に対比される。また基底には層厚 3 m 程度の礫層(Unit 9: BG)が発達する。これは、石原ほか(2004)、木村ほか(2006)を参照し、従来の地盤工学分野での層位区分に準拠して上位から再区分したものである。一方、図 12 は Vs と他の物性値との関係を、図 13 は Vs と N 値との関係を、堆積ユニット区分ごとに示したものである。以下、これらを合わせて考察する。

Unit 1 (Δ) は、N 値が相対的に大きく、また密度や固相体積率などのパラメータも下位の砂層と同様の値を有しているにもかかわらず、Vs が低いことが特徴的である。このような傾向は関東平野南部域に分布する最表層氾濫原堆積相に共通して認められる。表層に位置する新しい堆積物は粒子間の結合が進行しておらず、その結果 Vs が低いのかかもしれない。Unit 2 ($\circ$) には、一連の上

図 11 GS_SK_1 孔における N 値、S 波速度および主要物性プロファイル
層相・堆積ユニット区分は石原ほか(2004)を参照した。層相の凡例は図 12 参照。Inazaki (2005) に加筆。

方細粒化-粗粒化サイクルに対応する屈曲が、すべてのプロファイルに認められる(図11)。また泥質堆積相の中ではやや粗粒で、下位の泥質相に比べ、相対的に Vs

図 12 GS_SK_1 孔における堆積ユニット区分ごとの S 波速度と主要物性との関係
(a) Vs と中央粒径, (b) Vs と固相体積率,
(c) Vs と湿潤密度。

図 13 GS_SK_1 孔における高精度測定 S 波速度と高信頼 N 値との関係
凡例は図 12 参照。

が低い。図 12 では泥質相(丸系)の左側にプロットされる。Unit 1 と同様に、土粒子間結合の低さが表れているのかもしれない。砂質相である Unit 3(◇)は、砂質相のデータの中では Unit 1 の右側(高 Vs)側に分布する。なお、砂質相においても泥質相においても、深くなるほど(堆積年代が古くなるほど)高 Vs 側にシフトする傾向が認められる。Unit 4~6 の泥質干潟相には上方細粒化に対応した物性変化が示されている(図 11)。また N 値=0 のデータに対する式(16)を用いた補正が他の物性値との対比にも有効であることがわかる。この 3 ユニットでは深度方向に固相体積率が増大し、それに伴って Vs が大きくなるという傾向が明瞭に現れている。一方、中央粒径や含泥率など粒度組成曲線の一部を指標とするパラメータは、N 値よりも物性変化に対する感度が低い。これも試験データが代表する区間長の問題に帰結される。N 値の試験区間長は、前述のように基準では 30 cm であるが、密度値、固相体積率ではさらに短く約 10 cm、中央粒径では対応区間は数 cm にすぎない。層相変化が少ない泥質相で一般に相関性が高く、砂礫層で低くなっていることは、試験区間長の違いによるものとみなしてよいであろう。S 波速度検層の測定区間長を短くするか、速度値に対応する区間においてより高密度で土質試験を実施し、その平均値と比較することが求められる。更新統に比定されている Unit 10 は、N 値では砂質相のトレンドの上ののっているが、固相体積率や湿潤密度を指標としたグラフ(図 12-b, 12-c)では、右側(高 Vs 側)にシフトし、沖積層とは異なった傾向を示している。

N 値と Vs との関係を示した図 13 には、図 10 においても指摘したように、高 N 値側と低 N 値側とで異なった傾向が認められる。すなわち、基本的に沖積層の泥・シルトから構成される N 値 10 以下のデータセットと、主として沖積層および更新統の砂・砂礫で構成されている N 値 10 以上のそれとでは、近似式の傾きが異なる。このことは、太田・後藤(1976)が示したように、S 波速度が層相とともに堆積年代にも依存していることを示唆している。図 12-b, 12-c においても、泥・シルト相と砂・砂礫相とを比べると、固相体積率や湿潤密度が同程度の場合、前者のほうが大きな Vs 値をとることが示されている。これらから、沖積層の S 波速度が、主として層相および間隙の量比と状態に規制されていることが推定される。

ところで、微小ひずみ領域での S 波速度から、以下の式により原位置での剛性率を求めることができる。

図 14 原位置測定剛性率 (G_f) と室内試験初期剛性率 (G_0) との関係
GS_SK_1 孔を含む関東平野南部域での試験・検層データから作成。

$$G_f = \rho t V_s^2 \quad \dots\dots\dots (17)$$

図 11 右端に、上式で算出した剛性率のプロファイルと、室内試験 (振動三軸試験) で求めた低ひずみ (10^{-6} 程度) 時の初期剛性率 (G_0) 10 深度分とを比較表示した。両者の値はよく一致していることがわかる。図 14 はこれに加え、関東平野南部域から収集された原位置 (サスペンション PS 検層による V_s と湿潤密度) および室内試験で求められた剛性率を比較したものである。データは基本的に 1 : 1 の直線近傍に分布しているが、一部のデータは右下にプロットされ、特に大きな値を示す砂層試験データ (□) で顕著である。すなわち、原位置検層で求められた剛性率に比べ、砂層では室内試験値が低く推定されている場合が多いことを意味している。泥層試験値でも異常値 (室内試験値が原位置検層値の 1/2 程度) が存在しているが、これらは試料採取時あるいは室内試験時の試料の乱れの影響によるものと解釈することが可能である。一般に、室内試験値は無批判的に受容されがちであるが、高精度 S 波速度検層で求められた S 波速度値と比較することで、室内試験値の品質評価を行うことが可能である。

愛知・三重県境部に位置する木曽岬干拓地で掘削された PW_KS_3 (図 3-b) 孔の柱状図・N 値・ V_s プロファイルを図 15 に示す。また、周辺の 3 孔もあわせた土質試

験結果とサスペンション PS 検層で求められた V_s との関係を示す。当該地域の沖積層 (南陽層) は、その層相・土質特性から Unit 1~3 に細分できる。南陽層の下位には最上部更新統の濃尾層 (N1~4)、第一礫層 (G1) が分布する (牧野内ほか, 2001)。山口ほか (2005) の層相解釈を参照すると、最上位の Unit 1 は砂質のデルタプレーン堆積相、Unit 2 は細砂・シルトを主体とするデルタフロント相、Unit 3 は泥・シルトからなるプロデルタ堆積相に対比できる。Unit 1 (◇) は、中央粒径は 2ϕ 前後に集中するが、 V_s は変動幅が大きく 100~240 m/s の値を取り、両者の相関は低い。一方、固相体積率と V_s との間には明瞭な一次相関が認められる。Unit 2 (○) は、中央粒径は $7\sim 3\phi$ の範囲に分散するが、逆に V_s は 105~160 m/s 間の狭い範囲に集中している。Unit 1, 2 は全体として上方粗粒化しており、N 値プロファイルからもその傾向がうかがわれる。この 2 ユニットの層相および粒度組成の特徴から、山口ほか (2005) が木曽川デルタ堆積物で記載した US-I および US-II サブユニットに相当すると考えられる。Unit 3 の中央粒径は $4.7\sim 8.3\phi$ の値をとり、上方細粒化する。この傾向は N 値および V_s プロファイルにも現れている。本ユニットは山口ほか (2005) の MM-II サブユニットに比定される。また N 値と V_s との関係は、砂相と泥・シルト相とは異なった傾向を示す (図 15-c)。さらに、その関係は GS_SK_1 のそれ (図中に破線で表示) とは明らかに異なっている。それは地域的な堆積環境の違いを反映しているのかもしれない。なお、関東平野南部域の堆積相との対比では、N1, 2 は海進期の砂州相 (GS_SK_1 の Unit 3 相当) に、N3, 4 は蛇行河川相 (GS_SK_1 の Unit 6'~8) に対応すると解釈することが可能である。

東京湾岸の 14 号埋立地、新木場で掘削された 5 孔の土質調査ボーリング孔においてサスペンション PS 検層を実施し、土質試験結果と比較した (稲崎・長沢, 1991)。そのうち、PW_SKB_2 (図 3-a) 孔の柱状図・N 値・ V_s プロファイルと、5 孔約 250 試料の土質試験データと同一深度で測定された V_s との関係を図 16 に示す。当該地域の沖積層 (有楽町層・七号地層相当層) を、既往の断面図 (東京都港湾局, 2001; 石綿, 2004) を参考にして Unit 1~7 に区分した。沖積層の下位には埋没段丘堆積物 (TG) が分布し、蛇行河川相は出現しない。最上部の Unit 1, Unit 2 は砂質およびシルト質で、デルタプレーン堆積相に比定される。標高 -5~-15 m 付近に出現する Unit 3 は、中央粒径が 3ϕ 前後で破砕された貝殻片を多量に含む。東京都港湾局 (2001) は、東京湾岸の埋立て

図 15 PW_KS_3 孔における N 値, S 波速度分布および堆積ユニット区分ごとの S 波速度と主要物性との関係 (周辺孔データ含む)

(a) N 値分布, (b) Vs 分布, (c) Vs と N 値, (d) Vs と固相体積率, (e) Vs と中央粒径. 層相の凡例は図 4 参照. N1~4: 濃尾層, G1: 第一礫層, D3L: 熱田層下部層, Dm: 海部・弥富累層.

地域および台地縁辺部において、標高 -10 ~ -15 m 付近に埋没波食台面が広く分布していることを指摘している。当該相は、この埋没波食台面の近傍で特に発達する傾向が認められることから、デルタプレーンに形成された沿岸砂嘴・砂州相に解釈することができる。Unit 3 (□) の Vs は 130 ~ 350 m/s の値をとるが、N 値、固相体積率、中央粒径とも相関性は低い。Unit 4, 5 はデルタフロント〜プロデルタ堆積相に比定される。N 値は上方に低下する傾向を示すが、Vs プロファイルはほぼフラットで、上部で増大する傾向が認められる。Unit 6 は全般に低 N 値ではあるが、同じ層相の Unit 4 とは明らかに異なった分布を示す。Unit 7 についても同様で、粒度組成は Unit 4, 5 と類似しているが、密度、固相体積率グラフでは分布域を異にしており、堆積環境の違いが現れていると考えられる。なお、既往断面図 (東京都港湾局、

2001) では Unit 6, 7 を七号地層に、Unit 5 を有楽町下部層、Unit 1~4 を有楽町上部層としている。

2. 沖積層堆積物の S 波速度とその利用

II 章に記したように、土質調査ボーリングに伴う N 値や土質試験・力学試験値は、たかだか数 cm ~ 30 cm の区間に対する物性データでしかない。これに対し、サスペンション PS 検層で求められる S 波速度は基本的に 1 m ごとの区間平均値であり、しかも連続的な物性情報であるという特長を有する。どのような試験・計測手法にも測定誤差はつきものであるが、前述のように標準貫入試験の N 値に比べると、同検層法は高い精度を有する。現状では N 値や土質試験データに比べて、われわれが利用できる S 波速度データは限られているが、この鉛直方向に連続的で信頼性の高い物性プロファイルが得られる、という特長はさまざまな領域での Vs データの利用

図 16 PW_SKB_2 孔における N 値, S 波速度分布および堆積ユニット区分ごとの S 波速度と主要物性との関係 (周辺孔データ含む)

(a) N 値分布, (b) Vs 分布, (c) Vs と N 値, (d) Vs と固相体積率, (e) Vs と中央粒径, (f) Vs と湿潤密度. 層相の凡例は図 4 参照. 稲崎 (2005) に加筆.

を担保する. 直接的な Vs データの利用としては, 表層部の平均 S 波速度 (AVS30) 値による地盤の耐震性評価, 各層の S 波速度値を入力条件とする地震応答解析などがあり, すでに広く活用されている. 間接的な利用の一分野として, まず土質試験データの信頼性評価があげられる. 室内試験で粘性土試料の初期剛性率が 20 MN/m^2 程度の場合, Vs は式 (17) から 150 m/s 程度と見積もられる. 対応する Vs 実測値との比較によって, 室内試験データの適否を判定することが可能である. 標準貫入試験についても同様な評価が可能であり, たとえば N 値 = 10 前後の粘性土は, 沖積層の最下部に出現がほぼ限定され, その Vs は $200 \sim 250 \text{ m/s}$ 程度と見積もられる. 沖積層中上部にこのような N 値を示す粘性土の記載がある場合, N 値データが異常であるか, あるいは層相の記載が誤っている可能性が高い. 一方, 表層部に出現するデルタプレーン相の砂層は N 値の変動幅は大きいが, Vs は $150 \sim 200 \text{ m/s}$ の範囲に集中する傾向がある. デルタプレーン相で高 N 値の記載があったとしても, 高い Vs を推定することは危険である.

高精度で計測された S 波速度データは, それ自体が沖積層堆積物の物性を評価する重要な指標として利用可能である. たとえば, 図 11, 図 15, 図 16 に示した沖積層

内での S 波速度プロファイルを詳細に見ると, 低海水準期の堆積相および海進期の堆積相では上方に向かって速度が低下し, 高海水準期の堆積相では上方に増大する傾向が認められる (砂州相と最表層のデルタプレーン相はこの傾向から外れる). そして Vs が低下から増大へと転じる境界 (GS_SK_1 孔では Unit 3/4 境界, PW_SKB_2 孔では Unit 6/7 境界) は, 斎藤 (2003) の指摘する内湾ラビーンメント面に一致しているようである. このことは, S 波速度とその連続的なプロファイルが堆積環境変化の物理的指標として有用であることを示しているといえよう. なお, 牧野内ほか (2001) の断面解釈および山口ほか (2005) の層相解釈を参照すると, 図 15 に示した PW_KS_3 孔付近における内湾ラビーンメント面は N 3/4 境界に比定される. その場合, 高海水準期の堆積相に相当することになる Unit 3 では, 上方に Vs が低下するという逆の傾向を示す. これは Unit 3 が海進期の堆積相に比定されれば解決される. 山口ほか (2005) の層相解釈は粒度分析を主体としており, 具化石などは分析されていないようである. 今後の分析検討を期待したい.

IV. ま と め

浅部地盤情報のデータベース化の進展とともに、それに収録されたN値や各種土質試験データを活用して、堆積環境や地盤物性を評価しようとする試みが進められつつある。しかし、利用しようとするデータがどのような性格を有しているのか、どの程度利用できるかについては、これまで明確ではなかった。そこで、堆積環境が明らかにされつつある関東平野南部域および濃尾平野湾岸域を対象に、土質試験データに検討を加えた。

検討の方法は以下のとおりである。まずおのおの土質試験法について、それが方法論的にどのような問題を有し、その問題が試験データにどのように反映されているかを分析した。次に、同一深度で実施された高精度原位測定データを外的指標とし、それと比較することでデータの品質を評価した。外的指標として使用したのはサスペンションPS検層によって求められたS波速度で、その測定誤差は5%以下と見積もられている。

分析検討の結果を以下にまとめる。まず土質試験データのうち、含水比や間隙比など構成間の相対「比」で定義される物性データは、堆積環境指標としても地盤物性指標としても使用すべきではない。それらの代わりに全体に対する構成比で定義される湿潤密度と固相体積率(間隙率の補数)が有用であり、S波速度との相関性も高かった。圧密試験データも試験法自体が問題視されており(たとえば今井, 2006)、定量的議論への使用は避けるべきである。コンシステンシー指数も破壊試験であるとともに含水比を指標としており、堆積環境の詳細評価には使用に値しない。粒度組成は堆積環境指標として有用ではあるが、従来の土質試験によって得られたデータは、試料調整時の混合、ふるい分析と沈降分析結果の齟齬の影響が含まれることを考慮する必要がある。土質試験データを利用しようとする場合、それらが代表する区間はたかだか10 cm ないしそれ以下であることに留意し、上下方向への層相変化を考慮した補間に留意すべきである。

表層地盤のS波速度を標準貫入試験のN値から推定する経験式が提案されてきたが、それらは基本的にダウンホール法により求められた平均的なVsを使用していた。高精度で1 m 区間のVsを測定することができるサスペンションPS検層データを利用することで、より確度の高い経験式が得られることが期待されたが、結果的には従来のそれと推定誤差は同程度であった。その原因が基本的に標準貫入試験に起因すること、すなわち試験法の測定精度が低いこと、およびN値データには人為的な操作が疑われるものが無視しえないほど混入してい

ることによるものであることを明らかにした。従来の経験式は倍一半分以上の推定誤差を有しており、無定見に使用すべきではない。逆に、高精度で測定されたS波速度から対象区間のN値を推定することは容易であり、精度も高い。高品質のN値データはS波速度との相関も高く、また他の物性指標ともよい相関を有していた。したがって、高品質のN値データを取捨選択できれば、それらからS波速度を推定することも可能であると考えられる。なお、N値データは対数正規分布を示すので、その対数値を使用することが望ましい。

高精度で計測されたS波速度データは、沖積層の堆積相解釈の有用な指標としても利用可能である。事例は少ないが、低海水準期堆積相および海進期堆積相では上方に向かって速度が低下し、高海水準期堆積相では上方に増大する一般的な傾向を認めることができる。今後、事例を増やしてより厳密な検討分析を実施する予定である。

謝辞 土質試験データおよび高精度PS検層データ収集にあたり鉄道運輸機構、都市再生機構、関東地方整備局、中部地方整備局をはじめとする多くの公的機関ならびに地質調査会社に協力を得た。記して謝意を表します。現地でのサスペンションPS検層の実施には土木研究所(当時)の阿部昌彦氏、神保 悟氏、長沢政和氏、倉橋稔幸氏に協力をいただいた。また、日本地下探査(株)の今里武彦氏からは関東地方で、大和探査(株)の足立幾久氏からは濃尾平野湾岸部で実施された検層に関わる情報を提供いただき、ご協力に感謝します。第四紀研究関連課題としてはかなり異質ともいえる本論のテーマについて、シンポジウムで発表の機会を与えていただいた産業技術総合研究所の水野清秀氏、また編集を担当いただくとともに貴重なご指摘を賜った農村工学研究所の中里裕臣氏の両氏には深甚の謝意を表します。なお、本研究の一部は、筆者が産総研地質調査総合センターにおいて都市地質プロジェクトの一環として実施したものである。

引用文献

- 愛知県防災会議地震部会(1983)愛知県の地質・地盤(資料編その1)[尾張部]. 768 p, 愛知県.
- Ayres, A. and Theilen, F. (1999) Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of the continental slope of the Barents Sea. *Geophysical Prospecting*, 47,

431-441.

- 東 宏幸・角 和衛 (1994) 弾性波速度検層における速度値の精度について. 物理探査学会第 91 回学術講演会講演論文集, 6-9.
- 土質工学会 (1995) 堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関するシンポジウム発表論文集. 198 p, 土質工学会.
- Foti, S. and Lancellotta, R. (2004) Soil porosity from seismic velocities—Technical note. *Geotechnique*, 54, 551-554.
- 今井五郎 (2006) 実務における標準的な圧密試験—その目的・役割・今後—. *土と基礎*, 54 (2), 18-21.
- Imai, T. and Tonouchi, K. (1982) Correlation of N-value with s-wave velocity and shear modulus. *Proceedings of the 2nd European Symposium on Penetration Testing*, Amsterdam, 57-72.
- 稲崎富士 (2005) 沖積層堆積物の S 波速度と土質特性の関係について. 物理探査学会第 113 回学術講演会講演論文集, 217-220.
- Inazaki, T. (2005) High-resolution seismic reflection survey using Land Streamer in large urban area. *Proceedings of the 18th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP2005)*, CD-ROM, 959-970.
- 稲崎富士・木村克己・宮地良典・石原与四郎・田辺 晋・八戸昭一 (2003) 中川低地域の沖積層の土質特性. *日本地質学会第 110 年学術大会要旨*, 48.
- 稲崎富士・長沢政和 (1991) 土質調査ボーリング孔における各種物理検層の適用と課題. 物理探査学会第 84 回学術講演会講演論文集, 30-33.
- 石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS_SK_1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. *地質調査研究報告*, 55, 183-200.
- 石綿しげ子 (2004) 東京湾北部沿岸域の沖積層と堆積環境. *第四紀研究*, 43, 297-310.
- 地盤工学会九州支部 (2005) 九州地盤情報共有データベース. CD-ROM, 地盤工学会.
- 建設省中部地方建設局名古屋技術事務所 (1971) 濃尾平野の地盤資料集. 2640 p, 建設省中部地方建設局.
- 建設省計画局・愛知県・三重県 (1962) 伊勢湾北部臨海工業地帯の地盤. 334 p, 大蔵省印刷局.
- 木村克己 (2004) 巻頭言: 都市地質研究の展開. *地質調査研究報告*, 55, 181-182.
- 木村克己・石原与四郎・田辺 晋・中西利典・中島 礼・宮地良典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序と層序の再検討. *地質学論集*, 59, 1-18.
- 狐崎長琅・中村研治・菊池真市 (1975) 漂遊型受震方式による S 波の検層—(2) 基礎実験—. *物理探査*, 28, 106-116.
- 国土交通省 (2005) 国土交通省告示第 1113 号. 国土交通省.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果—. *地質学雑誌*, 107, 283-295.
- 松枝富士雄・川原田 宏 (1994) サスペンション式 PS 検層による S 波速度と土質との対比. *物理探査*, 47, 335-350.
- 日本道路協会 (2002) 道路橋示方書・同解説 (I 共通編; IV 下部構造編). 567 p, 日本道路協会.
- 太田 裕・後藤典俊 (1976) S 波速度を他の土質の諸指標から推定する試み. *物理探査*, 29, 251-261.
- 斎藤文紀 (2003) シーケンス層序学による沖積層の捉え方. *地質と調査*, 98, 24-30.
- 東京地盤調査研究会 (1959) 東京地盤図. 114 p, 技報堂.
- 東京都港湾局 (2001) 新版 東京港地盤図. 89 p, 東京都港湾局.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一 (2005) ボーリングコアの粒度組成と堆積速度からみた木曽川デルタの微地形と堆積過程. *第四紀研究*, 44, 37-44.
- 吉田邦一・山本浩司・関口春子 (2004) 大阪堆積盆地の表層速度構造モデルの作成. *日本地震学会 2004 年秋季大会講演予稿集*, 203.

Geotechnical properties of Holocene and latest Pleistocene sediments with special reference to shear wave velocities

Tomio Inazaki*^{1, 2}

Geotechnical properties of Holocene and latest Pleistocene unconsolidated sediments were statistically investigated in correlation with shear wave velocities accurately measured in boreholes using the PS suspension logging tool. The geotechnical data, collected from two regions, more than 200 boreholes, and 9,000 depth points, comprise N-values obtained by *in situ* Standard Penetration Test (SPT), bulk densities, solidities, and median grain sizes measured by the standard laboratory test, and the elastic constants determined by tri-axial dynamic loading tests. Recent advances in sedimentological research have revealed detailed lithofacies of the Holocene and latest Pleistocene sediments of the southern part of the Kanto Plain and the coastal region of the Nobi Plain based on comprehensive core investigations. The revealed lithofacies were taken into account in the correlation analysis.

The results of the correlation analysis are as follows. First, natural water content ratio and void ratio are inappropriate as an indicator of

lithofacies or geotechnical properties because the parameters are defined as the relative ratio to the solid weight or to the solid volume. Instead, bulk density and solidity (the complement of porosity) are practical as such indicators. Second, ambiguity still remained in the statistical relationship between N-values and S-wave velocities even when we used high precision S-wave velocity data obtained using the suspension logging tool. This means the ambiguity is mainly attributed to the poor quality of N-values. So it is possible to estimate N-values from S-wave velocity data using an empirically synthesized equation, but it is very hard to estimate S-wave velocities from N-value data. Third, a clear relationship was recognized between S-wave velocities and solidities or bulk densities, and it seemed to vary with lithofacies and depositional stage. This indicates that S-wave velocity itself is helpful as a good indicator to evaluate other geotechnical properties of Holocene sediments and to estimate the sedimentological environments.

Keywords ; Holocene, latest Pleistocene sediments, Kanto plain, Nobi plain, coastal area, shear wave velocity, N-value, solidity

*1 Tsukuba Central Institute, Public Works Research Institute. 1-6 Minami-hara, Tsukuba, 305-8516, Japan.
E-mail : Inazaki@pwri.go.jp

*2 Geological Survey of Japan, AIST. 1-1-3 Higashi, Tsukuba, 305-8567, Japan.