

# 河床下地質構造の把握に対する 表面波探査の適用性

## APPLICABILITY OF SURFACE WAVE METHOD TO GEOLOGICAL PROFILE UNDER RIVERBED

川尻峻三<sup>1</sup>・渡邊康玄<sup>2</sup>・森田大詞<sup>3</sup>・新妻重明<sup>4</sup>・木下誠一<sup>5</sup>

Shunzo KAWAJIRI, Yasuharu WATANABE, Taishi MORITA,  
Shigeaki NIITSUMA and Seiichi KINOSHITA

<sup>1</sup>正会員 博士(工) 北見工業大学助教 工学部社会環境工学科 (〒090-8570 北見市公園町165番地)

<sup>2</sup>正会員 博士(工) 北見工業大学教授 工学部社会環境工学科 (同上)

<sup>3</sup>学生会員 北見工業大学博士前期課程1年 工学研究科社会環境工学専攻 (同上)

<sup>4</sup>正会員 修士(理) (株)開発工営社 地質部 (〒060-0004 札幌市中央区北4条西5丁目1番地)

<sup>5</sup>国土交通省北海道開発局 網走開発建設部 (〒093-8544 網走市新町2丁目6番1号)  
(現 国土交通省北海道開発局 札幌開発建設部)

This paper is considering the applicability of the surface wave method for understanding the geological profile under the riverbed. The profile of S-wave velocity and the  $N$ -value were well matched. Therefore, S-wave velocity in the ground of the river zone can be treated as an indicator similar to the  $N$ -value. It is reasonable estimate of the geological cross-sectional view by using the S-wave velocity distribution. In addition, the pseudo-three-dimensional distribution of S-wave velocity, was consistent with the local situation. As a results, the use of the S-wave velocity distribution obtained from the surface wave method, it is possible to create the 3D hazard map for riverbed degradation and improving the accuracy of the analysis model.

**Key Words :** Surface wave method, S- wave velocity,  $N$ - vale, geological profile, under riverbed

### 1. はじめに

北海道常呂川水系無加川(以下、無加川とする)では、河道改修に伴う直線化(急勾配化)、低水路幅の縮小、上流からの土砂供給量の減少によって河床低下が進行して中上流区間の河床では、軟岩や火山灰層が露出している<sup>1)</sup>。この軟岩や火山灰層は流砂等による浸食抵抗が低いため、露出後には急激な洗掘の発生によって河床低下を促すことになる。このような河床低下によって、一部の橋脚では根入れ不足、護岸工では変状が発生しているため、出水に対する安全性の確保を目的とした対策工を検討している<sup>1)</sup>。ここで、河床低下の対策工となる落差工や帯工を効果的に配置するためには、数値解析による河床変動予測および対策効果の確認が重要な情報となるが、この数値解析では初期条件として解析対象領域の河床下地質構造が必要となる。地質構造を得るための従来手法としてボーリング調査による地盤調査が挙げられる

が、ボーリング調査のようなピンポイント的な情報によって広範囲に亘って複雑に変化する河床下の地質構造を把握するためには、多大な費用や労力を要する。このような課題は河川堤防の安定性評価においても同様である。近年では地盤剛性に関するパラメーターであるS波速度 $V_s$ の2次元分布(以下、 $V_s$ 分布とする)を非破壊で簡便に取得することができる表面波探査を用いて迅速に河川堤防の健全性を評価する手法が提案され、その有用性が報告されている<sup>2), 3)</sup>。しかし、河床下地質構造の把握に対する表面波探査の検討例や適用性を検討した事例は無い。

そこで本研究では、河床下地質構造の把握に対する新たな手法としての表面波探査の適用性を検討した。具体的には、無加川において洗掘の進行が顕著な領域を対象として、複数の横断測線上で表面波探査を実施した。表面波探査から得られた $V_s$ 分布と、ボーリング調査から得られた $N$ 値を比較して得られた $V_s$ の妥当性を検証し、顕著に洗掘が進行する火山灰層における $V_s$ を把握した。ま

た、横断測線上の $V_s$ 分布を縦断方向に補間することで河床下における $V_s$ の擬似的な3次元分布を作成し、火山灰層の空間分布を把握した。さらに、河道内での表面波探査の実施が可能な治具の開発を行い、水面下での表面波探査の適用性についても検討を加えた。

## 2. 探査箇所および方法

### (1) 表面波探査および探査箇所の概要

図-1は本研究で対象とした表面波探査の概念図を示している。表面波探査は地盤の地表付近を伝播する表面波（レイリー波）を測定・解析することにより、深度20m程度までの地盤の二次元的なS波速度 $V_s$ の分布をボーリング孔を掘ることなく非破壊で得ることができる<sup>4)</sup>。カケヤ等の人工振源により地表面を加振すると地表近傍には横方向に伝播する表面波が発生する。不均一な地盤の地表面付近を伝播する表面波は、その周波数の大きさによって伝播する速度が変化する。すなわち、高周波数の波は浅い地盤の $V_s$ を反映し、低周波数の波は深い地盤の $V_s$ を反映する。一般に地盤の弾性波速度は地盤の深い位置ほど速くなるため、高周波数では表面波の $V_s$ が速く、

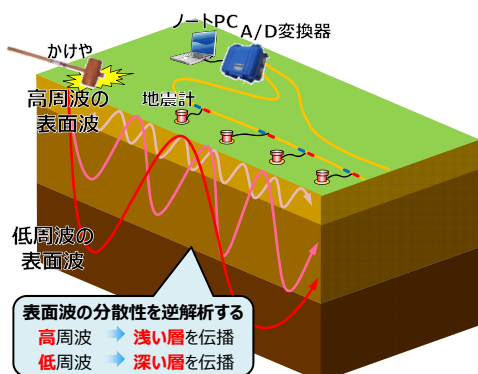


図-1 表面波探査の測定原理

低周波数では $V_s$ が遅くなる。この波長による $V_s$ の違いを逆解析することにより、不均質な地盤の $V_s$ の分布を求めることができる。

図-2は本研究で対象とした無加川における表面波探査とボーリング調査の実施箇所を示している。表面波探査は右岸のKP4.5～6.3、左岸のKP4.5～5.8で実施した（KPは、本川である常呂川との合流点からのおおよその距離をkm単位で表したものである）。図-3は表面波探査の実施状況例を示している。測線の始点は可能な限り水際に近い箇所を選定した。測線長は48mもしくは72mとし、受信点および起振点間隔は2mとした。また、表面波探査結果との比較対象となるボーリング地点はB-1～B-7の7地点であり、各地点で標準貫入試験を行ってN値を取得している。なお、今回の調査範囲では、図-4に示すようにKP5.5付近で軟岩及び火山灰層の露出が顕著であった。図-5はKP5.5周辺の河道構造物の状況を示しているが、橋脚基礎の根入れ不足を防止するためのブロック積み工や護岸工の変状が確認できたため、当該箇所では河床低下が顕著であることが伺える。

## 3. 探査結果および考察

### (1) $V_s$ 分布とN値の相関性

N値は地盤の強度や変形特性の指標となる値であり、通常的地盤調査で広く用いられているが、ピンポイントでの深度方向のみのデータであるため、この情報のみから空間的な分布を把握することは困難である。一方で、表面波探査から得られた $V_s$ とN値の相関性が確認できた場合には、 $V_s$ 分布でボーリングデータを補間することによってN値の空間的な分布を把握できる可能性がある。そこで、表面波探査から得られた $V_s$ とN値の深度方向の変化を比較した。図-6は代表的な結果としてB-1、B-4、B-7における $V_s$ とN値の比較を示している。なお、図中には

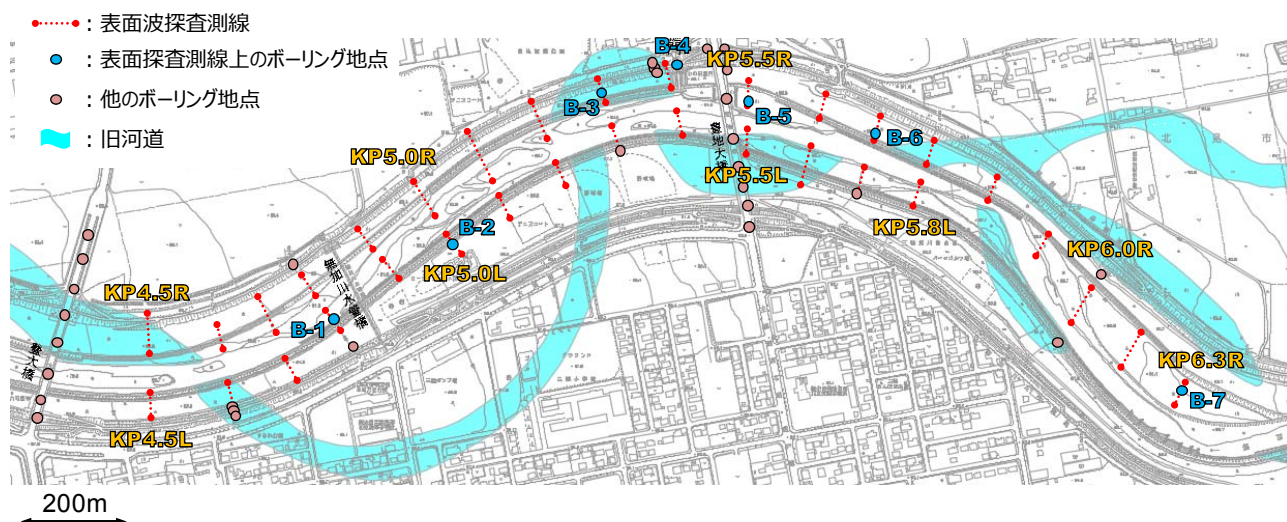


図-2 表面波探査測線およびボーリング位置



図-3 表面波探査の実施状況

式(1)に示す今井らの提案式<sup>5)</sup>を用いて $N$ 値から推定した $V_s$ である $V_{s,e}$ も記載している。

$$V_{s,e} = 97.0 N^{0.314} \quad (1)$$

$V_s$ および $N$ 値は、深度とともに増加する傾向にあり、良く整合している。このことから、河川域における地盤調査においても $V_s$ は、 $N$ 値と同等の地盤性状に関する指標であると言える。さらに、 $V_s$ と $V_{s,e}$ の整合性も高いことから、河川域の地盤においても表面波探査から得られた $V_s$ を $N$ 値に換算することが可能であると言える。また、 $N$ 値( $V_{s,e}$ )の局所的な増加箇所は、地盤内に局所的に存在している硬質な礫の影響(礫打ち)によるものと考えられる。このような $N$ 値の局所的な増加箇所での $V_s$ の増加は確認できない。このことから、表面波探査から得られる $V_s$ は $N$ 値と比較して、より平均的な地盤性状を反映していると解釈できるため、 $V_s$ を用いることで局所的な礫の影響を受けない地盤の平均的な $N$ 値を推定できる可能性がある。一方この結果は、表面波探査から得られる $V_s$ 分布では、 $N$ 値の礫打ちとして測定されるような局所的な礫の把握は、困難であることを示唆している。

つぎに図-7は、 $V_s$ と $N$ 値の関係を土質区分毎に整理し



図-4 火山灰層の露出状況 (KP5.5R)



図-5 護岸工の変状状況 (KP5.5R ~ KP5.6R)

た結果である。図中の土質区分はボーリング調査で採取した試料(図-8参照)から判断した。Kp2とKp1は軽石流堆積物(火山灰層)の上部層と下部層である。Kp1はKp2よりも細粒な火山灰層であり、一部では固結した状態である。一方、Kp2はKp1よりも礫および砂分を多く含んでいる。また、 $N$ 値が50を超えるデータについては式(2)による換算 $N$ 値とした。

$$\text{換算}N\text{値} = 50\text{回} \times 30\text{cm} / 50\text{回打撃時貫入量(cm)} \quad (2)$$

図-7より、礫岩R(cg)の $V_s$ は300m/s ~ 500m/s、換算 $N$ 値は30 ~ 400の範囲に広く分布しているものの、他の土質とは明瞭に区分できる。次に火山灰層に着目すると、Kp1の $V_s$ はKp2よりも大きい傾向にあり、Kp2は盛土Bsの $V_s$ と同程度の値である。一方、礫質土Agについては、 $V_s$ および換算 $N$ 値ともにバラつきが大きく、他の土質との明瞭な大小関係は確認できない。なお、 $V_s$ は地盤の含

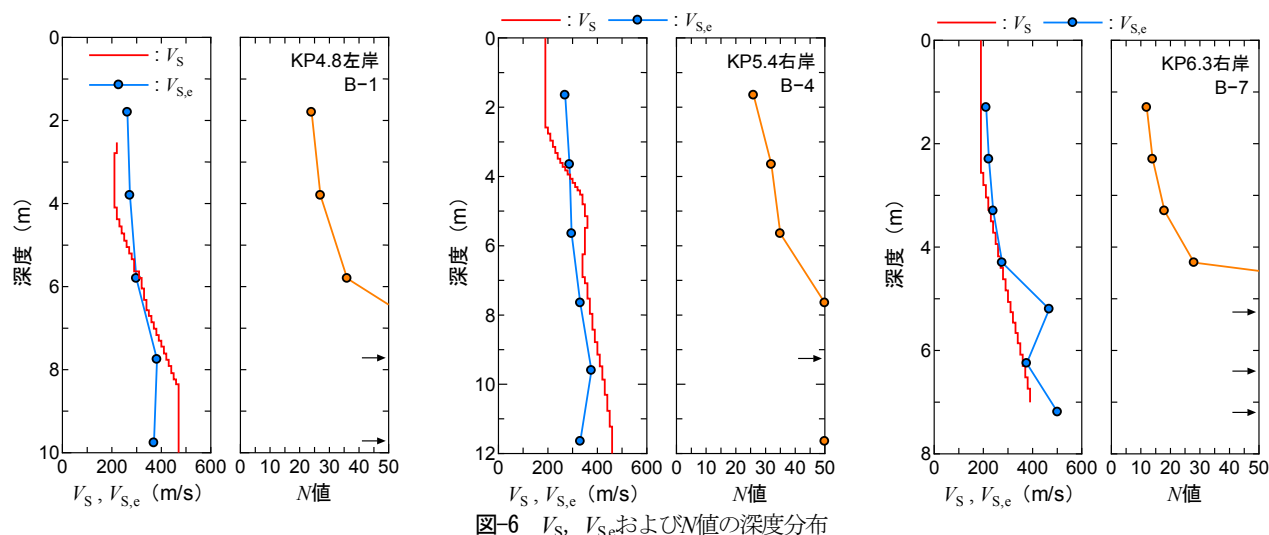


図-6  $V_s$ ,  $V_{s,e}$ および $N$ 値の深度分布



水比や乾燥密度などの状態量の変化によって増減することが知られている。このため、局所的な状態量の違いを反映したと考えられる箇所では、土質区分と $V_s$ の大小関係が整合していないものの、図-7よりR(cg)と他の土質を $V_s$ によって概ね区分できることがわかる。次に、B-1～B-7のボーリング地点でのKp1とR(cg)の境界部で $V_s$ を整理した。図-9はB-1～B-7についてボーリングが実施された各KPと、Kp1とR(cg)の境界部における $V_s$ の関係である。今回の結果では、各ボーリング地点での境界部での $V_s$ の平均値である $V_{s,ave.}$ は310m/s程度となり、この値がR(cg)とKp1との $V_s$ の閾値になると考えられる。すなわち、河床変動解析において地盤状況の違いを設定する際には、 $V_s = 310\text{m/s}$ を目安として、砂礫の収支によって変動する領域と軟岩の砂礫の衝突によって浸食する領域とに分ける等、合理的な初期条件の設定が可能になると言える。

## (2) $V_s$ 分布による地質断面図の修正

前節での検討から、地盤調査における $V_s$ は $N$ 値と同程度の地盤情報に関する指標値であり、 $V_s$ の大小から土質区分を設定できる可能性を見出した。そこで、過去に推定した地質断面図に対して今回の調査で取得した $V_s$ 分布を適用し、より合理的な地質断面図の修正を試みた。図-10は代表的な例として、KP5.0における修正前の地質断面図、 $V_s$ 分布、修正後の地質断面図を示している。修正前の地質断面図は、図-3に示したボーリングデータを用いて、縦断および横断方向の地質断面図を推定した結果である。左岸で実施したボーリングデータを反映した修正前の地質断面図は、各土質が水平に堆積した成層地盤を呈していると推定されている。一方、 $V_s$ 分布を見ると、大局的には成層地盤であるものの、右左岸で $V_s = 310\text{m/s}$ 以上の速度領域の分布形状が異なるなど、詳細には水平には堆積していないことがわかる。また、河道部については、表面波探査を行っていないためデータが存在しないが、右左岸での $V_s$ 分布の連続性は確保されているため、この結果を用いて河道部の地質構造の推定は十分に可能であると判断できる。このような $V_s$ 分布を地質断面図に反映し、地質断面図を修正した。 $V_s$ 分布の反映に際しては、先述した閾値である $V_s = 310\text{m/s}$ を採用することと、表面波探査の測線端部では探査精度が低下している点に考慮した。修正後の地質断面図では、修正前と比較してより自然な成層地盤を推定できている。

## (3) $V_s$ 分布の空間分布

前節では、 $V_s$ 分布を用いることで地質構造を合理的に推定できることを示した。さらに発展させて、 $V_s$ の3次元的な空間分布を把握できた際には、河床変動解析の解析モデルの検討のみならず、効果的な河床低下対策箇所の選定など、実務上極めて有用な情報となる。そこで、各横断測線で取得した2次元の $V_s$ 分布を縦断方向に補間し、探査対象としたKPの範囲内における $V_s$ の擬似的な3

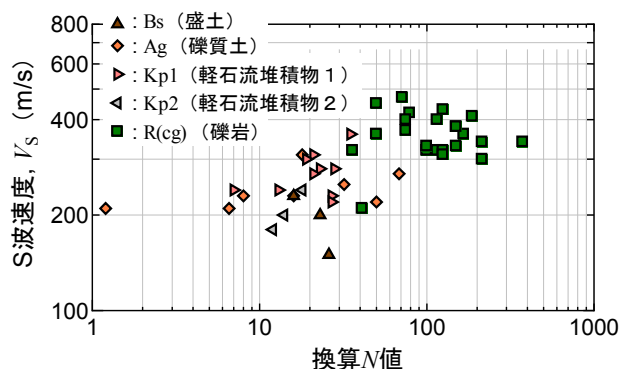


図-7  $V_s \sim$  換算 $N$ 値関係



図-8 各土質区分における試料の状況

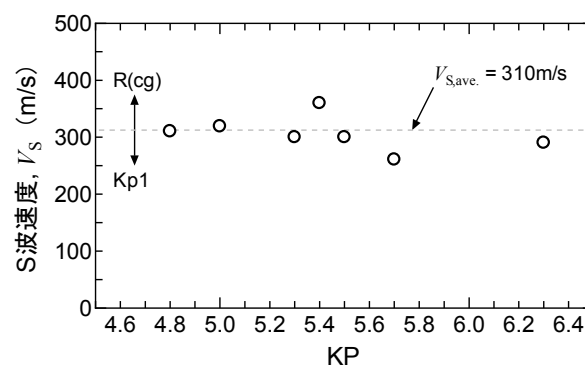


図-9 R(cg)とKp1に対する $V_s$ の閾値

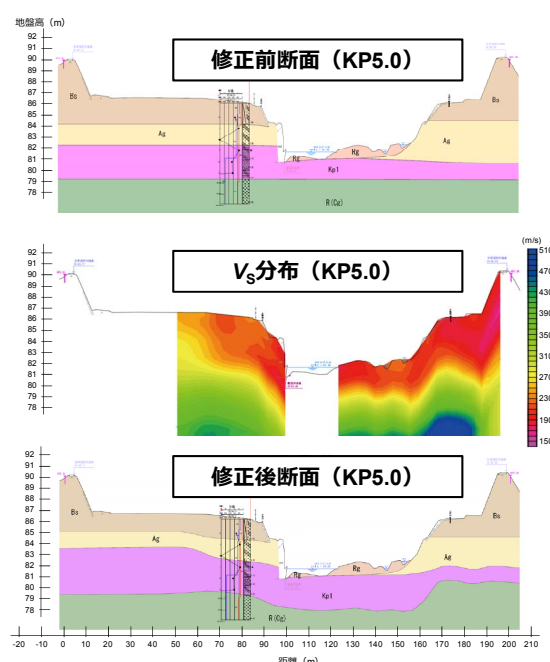


図-10 修正前後での地質断面図および $V_s$ 分布

次元分布の推定を試みた。

2次元分布の3次元化には、市販の3次元可視化ソフトであるVoxler4を用いることとした。本ソフトでは、3次元散布図、等高線、カラー化した複数の等値面等が容易に作成できる。さらに、ズームや回転等がマウスによって簡単に操作可能である。なお、補間方法に関する数学的な記述は紙面の関係上割愛する。詳細は参考文献6)を参照されたい。

図-11は補間前の $V_s$ 分布図を示している。3次元化にあたり、各横断面において連続データである $V_s$ 分布を深度および延長方向に受信点間隔と同様の2m間隔で抽出して、全4280データに離散化した。また、水面を0mとして水面より下部の地質構造を3次元化した。図-12に3次元分布図として、先述した礫岩と他の土質との閾値である $V_s = 310\text{m/s}$ の等値面図を示す。なお、図中には $V_s = 310\text{m/s}$ 以下の代表的な結果として $V_s = 210\text{m/s}$ 、 $260\text{m/s}$ の等値面図も記載している。2 (1), (2)での検討結果から、 $V_s = 310\text{m/s}$ 以下の領域は洗掘と河床低下の急激な進行が生じる火山灰層であるが、KP5.5右岸側にわずかに存在する $V_s < 260\text{m/s}$ の領域は図-4に示した火山灰の露出箇所と対応していることがわかる。また、当該領域では顕著

な洗掘と河床低下が発生しているため、 $V_s < 260\text{m/s}$ の低速度領域が他の箇所と比較して小さくなったと予想される。KP4.5やKP6.3では $V_s < 310\text{m/s}$ の領域が河道沿いに存在しており、今後の外力条件によっては、さらに河床低下が発生する可能性がある。このように土質区分と関連付けられた $V_s$ の空間分布は、洗掘・河床低下発生に対する3次元ハザードマップ的な役割を果たし、実務レベルでの予防保全的な防災対策の実施に対して有益な情報になると言えよう。

一方、図-12に示した等値面図と旧河道との関連性は確認できない。これは、旧河道が流下していた地盤高が現在の河道よりも高い位置にあった等の可能性が考えられるが、詳細は不明である。今後は表面波探査の実施領域を拡大し、詳細な検討を行う予定である。

#### (4) 河道内の水中での表面波探査結果

$V_s$ の2次元分布を用いた地質断面図の修正では、河道部の $V_s$ 分布は不明であった。また、3次元分布においては、河道部の $V_s$ 分布は補間した値で構成されている。右左岸での $V_s$ 分布の連続性が確保できているため、河道部の地質構造の推定結果の精度は比較的高いと考えられる

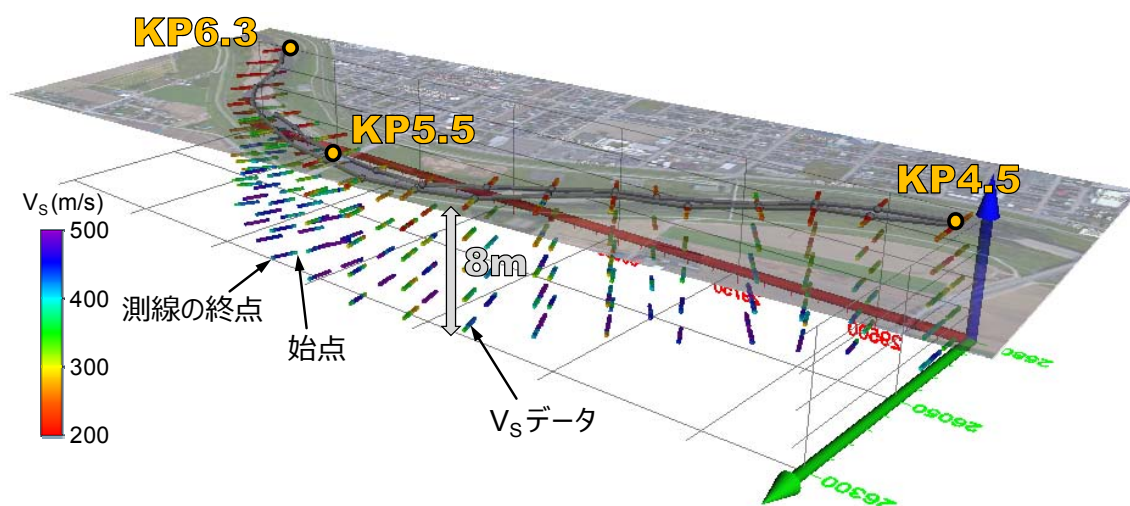


図-11 補間前の $V_s$ 分布

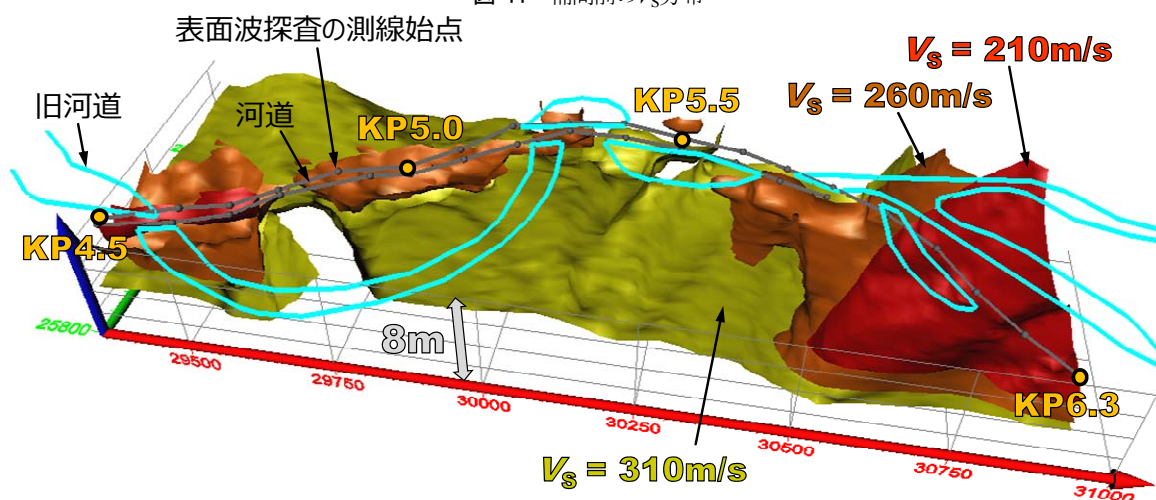


図-12  $V_s$ の等値面図



ものの、推定の域を脱していない。そこで、河道内の水中において表面波探査を行い、陸上での $V_s$ 分布との比較を行った。

図-13に河道内での表面波探査の実施状況を示す。実施箇所は、顕著な露岩を確認したKP5.5の右岸である。河道内の流水によって受信器が流下しないことと、流水によるノイズを除去する目的で図-13中に示す鉄製の円筒状カバーを受信器の上から設置した。なお、別途実施した開水路実験で流速0.7m/sにおいてもカバー内の受信器が移動しないことを確認している。表面波探査の測線長は6m、受信・起振点間隔は1mとした。また、起振はかけやによって直接水面下の河床を打撃する方法とした。なお、探査時の水深は30cm程度であった。

図-14にKP5.5の陸上および水中での探査結果を示す。水中での探査箇所は、陸上での探査測線を6m河道側に延長した箇所である。 $V_s$ 分布を見ると、水中での $V_s$ は陸上の結果よりも大幅に小さい値となっており、 $V_s$ 分布の連続性が確認できない。探査時には流水によるノイズは確認できなかったが、打撃を検知するトリガーが作動し難い状態であった。また、水中ではS波よりもP波が先に受信器へ到達し、波形データに反映されると考えられるが、今回の探査では明瞭なP波の到達は確認できなかった。このため、河床の打撃方法やトリガーの作動方法に問題があると考えられ、今後の課題として取り組む予定である。

#### 4. まとめ

本研究では、河床下の地質構造把握に対する表面波探査の適用性について検討した。その結果、表面波探査から得られたS波速度とN値の深度方向の変化は、良く整合しており、河川域における地盤調査ではS波速度はN値と同様の地盤情報に関する指標として利用可能であることがわかった。また、S波速度を利用することで、より合理的な地質断面図を推定できる可能性がある。さらに、S波速度の2次元分布を縦断方向に補間して作成した疑似3次元分布において、火山灰層の露出箇所とS波速度の低速度領域は整合した。また、当該箇所では顕著な洗掘の発生によって火山灰層が流出したため、S波速度の低速度領域は他の箇所と比較して小さくなったと予想される。以上のように、S波速度の疑似3次元分布は現地の洗掘状況と整合しており、洗掘・河床低下発生に対する3次元ハザードマップとして活用できることを見出した。一方、河道内の水中における表面波探査結果は、陸上部よりもS波速度が遅い結果となり、整合性が確認できなかった。しかし、起振方法等の精度向上の課題が明らかとなった。

なお、本研究は、国土交通省北海道開発局、寒地土木研究所、北海道、建設コンサルタント、北見工業大学で

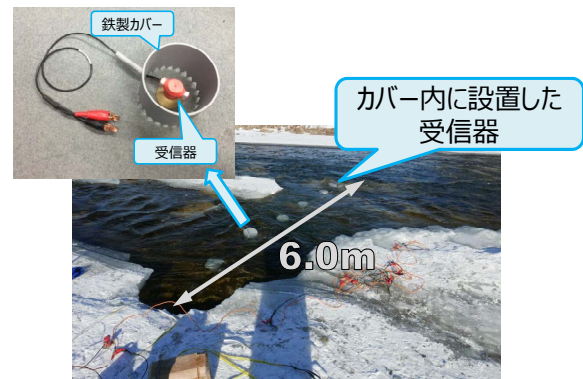


図-13 河道内での表面波探査の実施状況

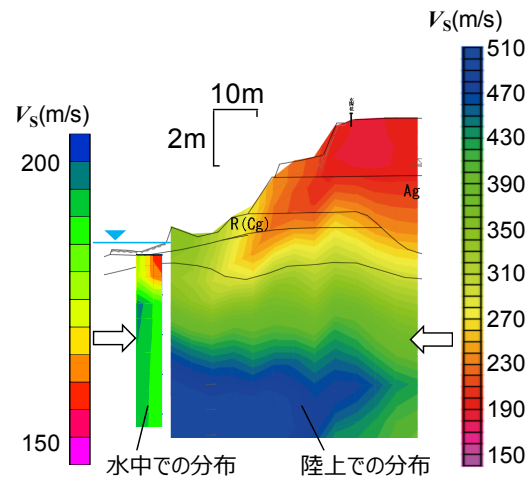


図-14 水中および陸上での $V_s$ 分布の比較 (KP5.5R)

構成される「無加川河床対策勉強会」における研究成果の一部である。今後は、今回の探査で得られた結果を河床変動解析モデルに反映させ、より高精度な予測解析を行い、経済的かつ効果的な対策工の決定に資するデータを取得する予定である。

**謝辞：**表面波探査の実施に際し、北見工業大学大学院鈴木信太郎氏（現 日本工営株）、田中悠暉氏、猶原有希子氏の協力を得た。末筆ながら記して謝意を表す。

#### 参考文献

- 1) 高橋紳吾，木下誠一，鈴木利幸，小泉和久，渡邊康玄，中村哲：常呂川水系無加川における軟岩河床の低下対策に関する試験施工とその有効性，河川技術論文集，Vol. 20，pp.229-234，2014。
- 2) 稲崎富士：河川堤防安定性評価への統合物理探査情報の活用，河川技術論文集，Vol. 14，pp.85-89，2008。
- 3) 杉井俊夫，前田健一，斎藤秀樹，小林剛，尾畑功：EPS盛土を使った堤体横断面の表面波探査，河川技術論文集，Vol. 18，pp.315-320，2012。
- 4) Park, C.B., miller, R.D., Xia, J.: multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, Vol. 64, No. 3, pp. 800-808, 1999。
- 5) 今井常雄，麓秀夫，横田耕一郎：日本の地盤における弾性波速度と力学的特性，第4回日本地震工学シンポジウム論文集，pp.89-96，1975。
- 6) Golden Software, Inc.: Voxler 4 Full User's Guide, 2012。

(2016. 4. 4受付)