

底質の不均一性を考慮した衛星画像による 汎用水深分布予測法

A GENERALIZED SATELLITE-BASED METHOD OF WATER DEPTH MAPPING CONSIDERING THE NONUNIFORMITY OF BOTTOM MATERIAL

神野有生¹・鯉渕幸生²・寺田一美¹・竹内渉³・磯部雅彦⁴

Ariyo KANNO, Yukio KOIBHICHI, Kazumi TERADA, Wataru TAKEUCHI and Masahiko ISOBE

¹学生会員 修(環) 東京大学大学院新領域創成科学研究科 (〒277-0882 千葉県柏市柏の葉5-1-5 環境棟662)

²正会員 工博 東京大学講師 新領域創成科学研究科 (〒277-0882 千葉県柏市柏の葉5-1-5 環境棟662)

³非会員 工博 東京大学講師 生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1 Ce-504)

⁴フェロー 工博 東京大学教授 新領域創成科学研究科 (〒277-0882 千葉県柏市柏の葉5-1-5 環境棟662)

Shallow Water depth is one of the important factors in science and coastal environmental management. However, in-situ measurement is quite costly and time-consuming. Past research efforts have provided a number of optically-based methods to estimate shallow water depth distribution from satellite image, but they cannot handle with the heterogeneity in bottom sediment distribution without the help of image-specific assumptions or additional information on bottom reflectivity. It is indispensable to develop a method that can be applied to water areas with inhomogeneous bottom material. In this paper, we present a generalized method over the previous methodologies by using remote sensing-based bottom feature information. The new method is applied to three coral reef areas, and as a result, is found to have improved accuracy and stability.

Key Words : Remote Sensing, Water Depth, Optical Model, Bottom Material

1. はじめに

浅水域の水深分布は、流動場・波浪場などの物理環境、水生生物の分布などの生物環境と密接な関わりを有し、沿岸域の管理・利用や、自然科学分野の研究にとって重要な基礎情報である。

浅水域の水深情報を得るには、ソナーなどを搭載した船舶による測量が一般的であるが、測量の空間範囲・密度は労力、費用および地形による強い制約を受ける。一方、上空から底が見える程度に浅い水域では、可視・近赤外衛星画像における画素の明るさが、水深や底質に依存して変化する。従って衛星画像を利用すれば、広域の水深分布を高い空間密度で予測できる可能性があり、実際に中～高分解能画像（空間分解能数十m以下）を用いた水深分布予測法の研究が数多く行われている^{1)~13)}。

最も単純な方法は、水深を画素の輝度情報で説明する回帰分析¹⁾や、バンド間演算による水深指標の探索²⁾などであるが、理論的根拠に乏しく、回帰モデルや指標の構築・検証のために大量の実測水深データを必要とする点に難がある。一方で、光学理論に基づき、太陽光の水中の放射伝達および底面反射をモデル化した上で、水深に

ついて解く方法が開発されている^{3)~13)}。これらの光学理論に基づく方法では、様々な仮定と解析的操作によってモデルの未知変数を消去するが、底質の反射率特性および水中消散係数に関しては、一般的な仮定のもとで消去することができない。そのため従来の研究では、反射率特性を網羅的な現地調査で与える^{8) 9) 12) 13)}か、底質が均一^{5) 6) 10)}など、特殊な仮定が成立する水域を対象を限定する必要があった。

以上より、衛星画像による水深分布予測の実用性を高めるためには、光学理論に基づき、底質が不均一な一般の水域に適用可能で、かつ底質の現地調査が不要な方法の開発が課題である。ところで、いかなる理論的な方法を用いる場合でも、仮定がある限り検証が必要であり、対象水域におけるある程度の水深点データを取得しなければならない。この水深点データに交差確認法(Cross Validation)¹⁴⁾を適用すれば、客観的な予測誤差評価を行いつつ、データを水深分布予測に利用することができる。従って上述の課題を達成するために、水深点データの活用を検討する価値があると考えられる。

そこで本研究では、衛星画像と実測した水深点データのみを用いて、底質が不均一な一般の水域の水深分布を予測し、誤差を検証できる方法の開発を試みた。以下で

表-1 解析対象画像の諸元と解析結果

番号	撮影年月日	シーン中心座標		水域	水深既知画素		水深既知画素数 30 の場合の予測結果			
		北緯[度]	東経[度]		画素数	平均水深 [m]	消散係数[1/m]		平均絶対 誤差[m]	平均誤差 [m]
							Band1	Band2		
1	2002/2/14	24.426	124.287	玉取崎南	149	1.87	0.29	0.62	0.42	0.022
2	2002/2/14	24.426	124.287	川平湾奥	123	1.00	0.36	0.73	0.33	-0.010
3	2002/9/10	24.442	124.186	玉取崎南	132	1.82	0.26	0.69	0.42	0.000034
4	2004/6/27	24.432	124.248	玉取崎南	148	2.01	0.34	0.61	0.60	0.077
5	2005/4/4	24.689	124.038	玉取崎南	156	1.87	0.25	0.64	0.37	-0.015
6	2005/4/4	24.689	124.038	川平湾奥	94	0.91	0.36	0.76	0.14	0.037
7	2005/4/4	24.689	124.038	小島北	277	1.26	0.42	0.60	0.29	0.0053

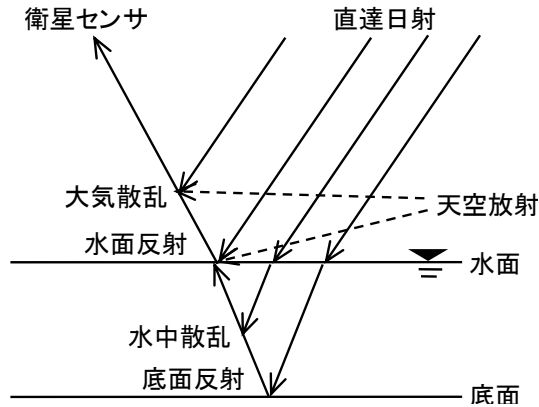


図-1 衛星センサに入射する放射輝度成分

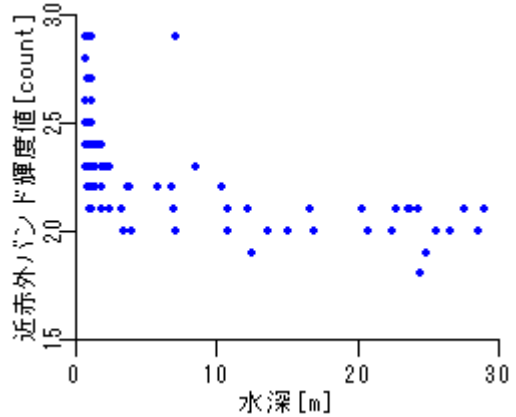


図-2 近赤外バンド輝度値の水深依存性

（表-1の画像7（ASTER画像；詳細は後述）から無作為に100画素を抽出し、0.76-0.86 μm のバンド3と水深（航空レーザー測量結果；詳細は後述）の散布図を描いたもの）

は、この方法の理論的背景および適用手順を解説した後、不均一な底質分布をもつサンゴ礁海域に適用し、底質を均一と仮定した従来型の方法に対する優位性を検証する。

2. 水深分布予測法の概要

(1) 既存の理論的水深分布予測法と問題点

浅水域の画素に関して、衛星センサで観測される可視光の放射輝度は、図-1のように底面反射、水中散乱、水面反射、大気散乱の4成分からなる。水中で直達日射のみを考慮した場合、任意のバンド*i*の放射輝度 N_i は次式でモデル化される⁵⁾⁻⁹⁾。

$$N_i = T_i \left[\frac{\Gamma_i \exp\{-K_i(\sec\theta + \sec\varphi)H\}}{\Gamma_i^{a/w} + \Gamma_i^{scw}} \right] L_i + P_i^{sc} \quad (1)$$

ここに、右下の添え字*i*はバンド*i*に関する値であることを示し、 T_i ：大気透過率、 Γ_i ：底面反射率、 K_i ：水中消散係数、 H ：全水深、 $\Gamma_i^{a/w}$ ：水面反射率、 Γ_i^{scw} ：水中散乱による見かけの反射率、 θ ：水中での入射角、 φ ：太陽光の屈折角、 L_i ：水面直上における太陽直達光の放射照度、 P_i^{sc} ：大気散乱成分、である。なお、従来のほとんどの研究では底面反射率の海底勾配依存性を無視しており、後述の本研究の方法でもこれに倣う。

式(1)の右辺の変数のうち θ 、 φ は、衛星天頂角、太陽天頂角および水の屈折率から容易に計算可能である（対象領域内での変化も小さい）が、その他は通常未知であ

り、式(1)から直接水深を求めることはできない。そこで多くの研究では、明示的または暗に、 θ 、 φ に加えて T_i 、 K_i 、 $\Gamma_i^{a/w}$ 、 L_i 、 P_i^{sc} を対象領域内で一定とみなしている^{3) 4) 5) 10)}。これは対象領域が十分小さい場合、多くの画像についてよく成立する仮定であると考えられる。この仮定に基づけば、底面反射光が届かない深い水域での放射輝度 $N_{i,\infty}$ は次式で表わされる。

$$N_{i,\infty} = T_i [\Gamma_i^{a/w} + \Gamma_i^{scw}] L_i + P_i^{sc} \quad (2)$$

ここに、添え字 ∞ は深い水域の値であることを示す。

P_i^{sc} に関しては、対象領域で一定と仮定せず、消散係数が大きい中間赤外バンド（LANDSAT-TM画像のバンド5）の輝度値の変動が、大気散乱成分の変動に相当すると仮定して除去した研究がある^{6) 7)}。しかし、中間赤外域を観測する高空間分解能衛星センサは限られている。そこで、中間赤外バンドの代わりに近赤外バンドを用いた研究⁹⁾もあるが、図-2に例示する通り、近赤外バンドの輝度値は、光学理論と一致した指数関数的な水深依存性をもつ場合があるため、必ずしも大気状態のみを反映していないと考えられる。以上より、高空間分解能衛星センサを用いる場合、上記の大気補正法は汎用的であるとは言えない。

式(1)(2)で、さらに $\Gamma_i^{scw} = \Gamma_i^{scw}$ と仮定する例^{5) 6)}もある

が、放射伝達モデルの近似解に基づけば、 Γ_i^{scw} は指数関数的な水深依存性をもつ⁴⁾。 K_i と同様に体積散乱関数を同様と仮定すると、次の関係が得られる。

$$\Gamma_i^{scw} = \Gamma_{i,\infty}^{scw} [1 - \exp\{-K_i(\sec\theta + \sec\varphi)H\}] \quad (3)$$

式(2)(3)を用いることにより、式(1)の水深依存項を抽出できる。さらに、体積散乱が極めて大きい場合を除き、対数化により次の線形式を導くことができる。

$$\log[N_i - N_{i,\infty}] = \log[T_i(\Gamma_i - \Gamma_{i,\infty}^{scw})L_i] - K_i(\sec\theta + \sec\varphi)H \quad (4)$$

底面反射率 Γ_i を一定と仮定できる特殊な場合は、式(4)の右辺第1項は一定であるから、実測水深データの一部を用いて、水深予測のための回帰式が得られる^{5) 10)}。また、衛星画像上で汀線位置を判読できれば、汀線直近の画素を水深0と仮定することで式(4)右辺の第1項を計算でき、 K_i のみを未知変数とする水深予測式が得られる⁶⁾。

他方、一般の水域では、底質として砂地だけでなく海藻・海草・サンゴなどの生物群集や岩礁などが分布し、底面反射率は場所により異なる。すなわち式(4)の右辺第1項が画素ごとに変動し、上記の方法で水深を予測すると誤差が大きくなる恐れがある。このような水域を対象とした既往の理論的方法では、光学モデルに差異はあるものの、底面反射率のバンド間比を一定とする^{3) 11)}、底質種を2種に限定する⁷⁾などの特殊な仮定を置くか、底質の反射率の分布または出現する全底質種の反射率特性を実質的に既知としている^{4) 8) 9) 12) 13)}。後者の場合、未知の水域に対しては面的な底質調査が必要であるが、衛星画素と同程度の空間密度で行うことは、労力の点で現実的ではない。以上のように、既存の水深分布予測法では、対象水域の特殊性または必要な労力の大きさが、実用性における問題である。

(2) 本研究の水深分布予測法

式(1)のような、底面の反射特性と水中消散係数を含む光学モデルを用いる場合、これらが未知である一般の水域では、衛星画像のみから水深を求めることは困難である。そこで1. で述べたように、検証用に取得が必要な点水深データを交差確認法の枠組みで利用することで、検証の信頼性を保持しつつ、適用対象を一般の水域に拡張することを試みる。以下、本研究の方法を説明する。

まず、式(5)を2つの可視バンド*i*, *j*について立式し、水深*H*を消去することで、次式の底質指標¹⁵⁾ (Bottom Index) を得る。

$$(BI_{ij} \equiv) B_i - \frac{K_i}{K_j} B_j \\ = \log[N_i - N_{i,\infty}] - \frac{K_i}{K_j} \log[N_j - N_{j,\infty}] \quad (5)$$

ただし、

$$B_i \equiv \log[T_i(\Gamma_i - \Gamma_{i,\infty}^{scw})L_i] \quad (6)$$

式(5)は、水深に依存せず底面反射率のみに依存するため、浅水域の底質分類に用いられる¹⁶⁾。本研究では、2

つの画素*P*, *Q*について、底質の反射特性の類似性を、次式に定める底質指標距離で評価する。

$$dBI_{P,Q} = \sum_{m=1}^{M-1} \sqrt{(BI_{m,m+1,P} - BI_{m,m+1,Q})^2} \quad (7)$$

ここに、*M*は可視領域のバンド数であり、添え字の*P*, *Q*は画素*P*, *Q*の値であることを表す。

以下、実測水深データによって水深が計算できる画素を水深既知画素と呼び、その集合を*U*とおく。対象領域内の任意の画素*P*について、 $dBI_{P,Q}$ が最小の*U*の要素*Q* (ペア画素) を選ぶと、底質種数の有限性から、*P*, *Q*の底質の反射特性は類似していることが期待される。*P*, *Q*の底面反射率を等しいと仮定し、それぞれについて式(4)を立式すると、画素*P*の水深の予測式が導ける：

$$H_P = -\frac{\log[N_{i,P} - N_{i,\infty}] - \log[N_{i,Q} - N_{i,\infty}]}{K_i(\sec\theta + \sec\varphi)} + H_Q \quad (8)$$

対象領域内の水位差が水深に比べて十分小さい場合、式(8)は、 H_P , H_Q を全水深でなく、ある基準面からの水深と解釈しても成立する。

式(7)の計算には水中消散係数比 K_m/K_{m+1} ($m = 1, \dots, M-1$)が、式(8)の計算には水中消散係数 K_i (*i*は任意)が既知である必要がある。底質分類に関する従来の研究^{15) 16)}では、水深が不均一かつ底質が均一な画素集合を目視抽出し、式(5)において左辺を一定と仮定した回帰分析を行うことで K_i/K_j を推定していた。しかし、例えばサンゴ礁海域など、底質種の空間スケールが衛星画素に比べて小さい水域では、底質が均一な画素集合の目視抽出は困難である。一方、 K_m/K_{m+1} を推定した後に K_m を推定する手法としては、*U*から互いの底質指標距離が小さい部分集合を抽出し、式(4)の底面反射率依存項 $\log[T_i(\Gamma_i - \Gamma_{i,\infty}^{scw})L_i]$ を一定と仮定して、左辺を水深*H*で説明する回帰分析を行う方法が考えられる。ところが、どの程度の底質指標距離であれば小さいか、つまり底面反射率が同様とみなせるかは、未知であると同時に底質指標に依存し、合理的な基準を設けることは難しい。そこで本研究では以上の方法を用いず、各バンドの水中消散係数 K_m ($m = 1, \dots, M$)を、次式のLeave-One-Out法¹⁷⁾による交差確認得点 (CV) の最小化により求める。

$$CV = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |H_i - \hat{H}_i^{(-i)}(K_1, \dots, K_M)| \quad (9)$$

ただし*n*は*U*の大きさ、 H_i は第*i*画素の実測水深値、 $\hat{H}_i^{(-i)}$ は第*i*画素の実測水深値を用いず、式(8)で予測した第*i*画素の水深値である。 $M \ll n$ の場合には、CVの最小化による K_m の過適合は小さいと考えられ、CVは*U*と同じ母集団から生じた画素集合に対する、平均絶対予測誤差の推定量を与えることが期待される。 $M \ll n$ でない場合の予測誤差評価は、CVの最小化自体にLeave-One-Out法¹⁷⁾を適用する、すなわち*n* - 1画素でCVを最小化し、残りの1画素を予測する交差確認を行うことで可能である。

(3) 水深分布予測フロー

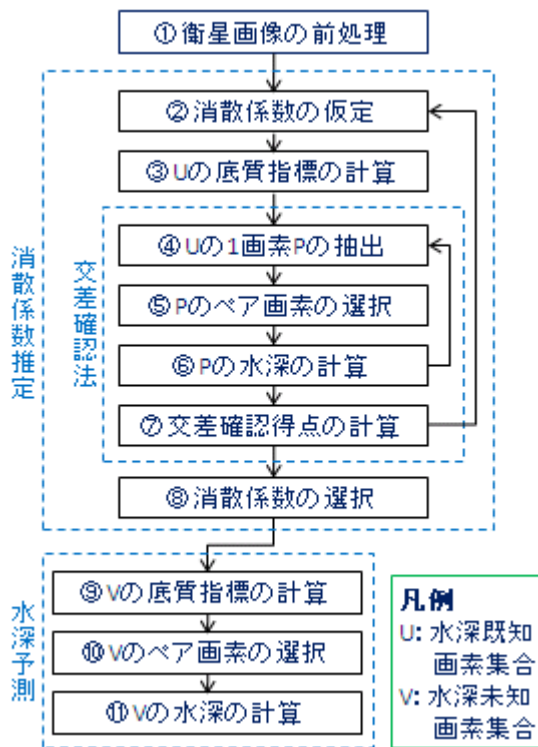


図-3 本研究の水深分布予測フロー

本研究で開発した方法における水深分布予測フローを、図-3に示す。まず、可視領域に複数バンドを含み、対象領域に雲がない衛星画像を取得し、精密幾何補正などの前処理を施す(①)。前処理では、近赤外バンドを用いて陸域をマスクアウトする他、量子化誤差による精度の低下を抑えるため、深海域との輝度値の差が5未満の画素を解析対象から除く。後者の操作により、式(4)左辺のような対数放射輝度差の量子化誤差が7%以内に抑えられるとともに、水深の大きな画素はマスクアウトされる。

次に、ある消散係数の組 K_m ($m = 1, \dots, M$)を仮定し(②)、式(5)により、Uの各要素について底質指標を計算する(③)。④～⑥は、Uのある要素Pの水深を、他のUの要素を用いて予測する処理である。つまり、Pを除く全てのUの要素Qについて、式(7)で底質指標距離 $dBI_{P,Q}$ を計算し、 $dBI_{P,Q}$ を最小化するQをペア画素に選んで(⑤)、式(8)によりPの水深を予測する(⑥)。④～⑥を、Uの各要素が1度ずつ予測されるように繰り返せば、式(9)からCVが計算できる(⑦)。

②～⑦の過程を、消散係数の組を変化させながら繰り返す、CVを最小化する消散係数の組を選択する(⑧)。最後の⑨～⑪で、選択された消散係数の組を用いて、対象領域に含まれる水深未知画素集合(Vとする)の水深予測を行う。すなわちVの各画素について、式(6)から底質指標を計算し、式(7)を最小化するようなUの要素をペア画素として、式(8)で水深を予測する。

3. 実水域への適用と検証

(1) 概要

本研究で開発した水深分布予測法を、底質分布が不均一なサンゴ礁海域に適用し、従来型の、底質を均一と仮定した方法と予測精度を比較した。

底質を均一と仮定した場合、各画素の水深は、Uから任意に選んだ要素をペア画素として、式(8)を用いることにより予測される。ただし、本研究の方法と同じ情報量のデータを活用し、誤差の小さい予測量を得るため、ここではUの各要素をペア画素として水深を予測し、その平均を予測値とする。この方法(以下、従来型の方法)は、灘岡・田村(1993)⁹⁾と同様の方法であるが、用いるデータの種類の異なるために、次の点に差異がある。

- 灘岡・田村(1993)⁹⁾が近い時期に撮影された2枚の衛星画像から消散係数を推定したのに対し、ここでは式(4)の回帰分析⁹⁾¹⁰⁾により推定する。
- 灘岡・田村(1993)⁹⁾は水深既知画素として、目視判読した汀線直近の画素を用いたが、ここではより信頼性の高い、水深を実測した画素を用いる。

対象水域は、沖縄県石垣島の3海域で、それぞれ玉取崎南の礁池、川平湾奥、小島北の礁池～礁斜面である。

用いた衛星画像は、Terra衛星のASTERセンサによるLIBプロダクト(東京大学生産技術研究所安岡研究室提供)である。ASTER画像は可視領域に $M = 2$ バンド、近赤外領域に1バンドを有する。各画像の諸元を表-1に示す。便宜上、同じ衛星画像でも、対象水域が異なれば別の画像として扱う。各画像には、精密幾何補正として、国土地理院の数値地図25000および2500を用いたオフセット補正を施した。

水深点データとしては、玉取崎南および川平湾奥に関しては、2006年7月に航走測深を行い取得した。玉取崎南の測深は、RD Instruments社のWorkhorse Sentinel ADCPおよびDGPSを漁船に搭載して行った。川平湾奥の測深は、プラスゲイン(株)のDGPS付魚群探知機(EAGLE GPS)をゴムボートに搭載して行った。一方、小島北の水深点データは、2005年9月に海上保安庁が沖縄県で初めて行った、航空レーザー測量の結果を用いた。航空レーザー測量は光の到達時間から水深を求める方法であり、本研究の方法と原理が異なるため、測量結果を検証に用いることが可能であると考えられる。以上の測深データと衛星画像を空間的に重ね、1つ以上の測深点が重なる画素を水深既知画素と定め、1画素上にある全測深点の実測水深の平均を、その画素の実測水深値とした。ただし、実測水深値は潮位補正により、TP基準に換算したため、式(8)が予測する水深値もTP基準である。

消散係数の最適化範囲に関しては、各バンドについて、杉森¹⁸⁾が示した蒸留水の値、沿岸水の最大値をそれぞれ下限、上限に定めた。ASTERセンサのバンド1, 2の観測波長帯がそれぞれ $0.52\text{--}0.60\text{ }\mu\text{m}$ 、 $0.63\text{--}0.69\text{ }\mu\text{m}$ であることに対応して、消散係数の具体的な最適化範囲はそれぞれ

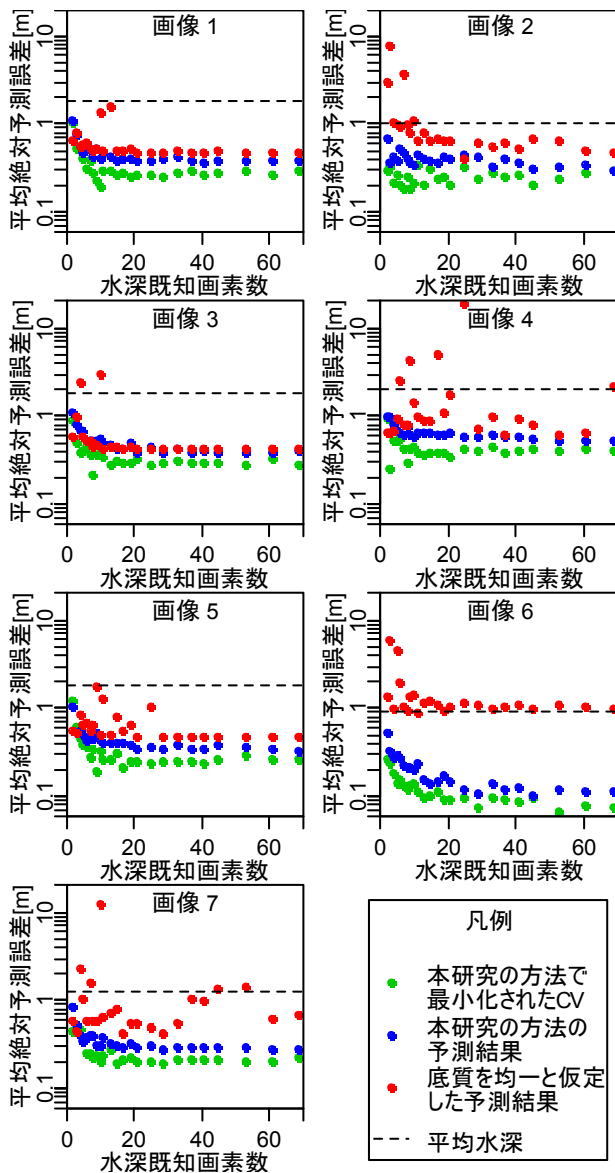


図-4 様々な水深既知画素数に対する10回平均予測誤差

$[0.06, 0.5]$, $[0.38, 0.78]$ (m^{-1})とした。最適な消散係数の組の探索は、最適化範囲の均等分割により行った。

様々な水深既知画素数に対する平均的な予測精度を求めるため、検証作業は次の手順で行った：

1. 実際に取得した大きさ n の水深既知画素集合 U を、大きさ a , $n - a$ の 2 つの部分集合 A, B にランダムに分割する。
2. A の各要素のみを水深既知と想定して、 B の各画素の水深を予測し、予測誤差の絶対値の平均を求める。予測は、本研究の方法、および上述の従来型の方法でそれぞれ行う。
3. 上記 1, 2 の処理を、様々な a の値について繰り返す。ただし、1 つの a の値につき 10 回繰り返し、上記の平均値のアンサンブル平均を求め、平均絶対予測誤差とする。

(2) 適用結果

図-4に、表-1の各画像について計算した、様々な水深既知画素数 a (2~69) に対する、本研究の方法で最小化されたCV (図-3の⑧で選択された消散係数を用いた場合のCV)、本研究の方法と従来型の方法による平均絶対予測誤差、およびUの要素の平均水深を示す。両方法の平均絶対予測誤差を比較すると、本研究の方法は従来型の方法に比べ全体的に小さく (図-4の全描画点に関する平均値はそれぞれ0.416m, 0.937m)、特に水深既知画素数が5以上の区間では、画像3を除いてほぼ常に小さい。また、従来型の方法の平均絶対予測誤差は、平均水深を上回る場合があるなど不安定である。画像3では、両方法の誤差に大きな差はないが、安定性ではやはり本研究の方法が優れている。以上は、本研究の方法の優位性と同時に、底質の不均一性を考慮することの重要性を示している。

表-1には、本研究の方法について、水深既知画素数が30の場合に推定された消散係数、および予測結果の平均絶対誤差、平均誤差を付記した。消散係数は、撮影時期が異なる画像間で、川平湾奥・玉取崎南についてそれぞれ類似した値を示し、推定結果の有意性を示唆している。また、平均予測誤差が8cm以内、平均で約1.7cmと非常に小さいことから、本研究の方法は、水域の水量を見積もる用途において、既に実用的な精度を有すると言える。

(3) 誤差に関する考察

図-4より、本研究の方法の平均絶対予測誤差は、水深既知画素数の増加に伴い減少し、ある下限に漸近する傾向を有している。平均絶対予測誤差がほぼ下限に達する水深既知画素数は、画像により異なるがおよそ10~30であり、実用的には30画素程度の水深が既知であれば、本研究の方法は十分な性能を発揮することが期待される。

水深既知画素数の増加に伴い平均絶対予測誤差が減少する要因の1つに、消散係数の推定において、水深既知画素への過適合が起こりにくくなることが考えられる。一般に過適合が大きいくほど、最小化されたCVと比較して、他のデータを予測した際の誤差は大きくなる。従って上記の推察は、図-4において多くの画像で、水深既知画素数の増加に伴って両者の差が小さくなる傾向があることによって裏付けられる。一方で図-4から、CV自体も減少傾向を有し、過適合の緩和のみでは平均絶対予測誤差の減少を説明できないことも明らかである。別の要因として、水深既知画素数の増加に伴い、ペア画素との底質指標距離が平均的に小さくなるために、ペア画素との底面反射率が等しいという仮定の成立性が向上することが考えられる。

一方、誤差に下限を与える要因としては、衛星画像の空間解像度の有限性による誤差、衛星画像の量子化誤差、衛星画像と測深点の位置誤差、衛星センサに起因する誤差、測深誤差、ペア画素と予測対象画素との底面反射率の違い、対象領域における大気状態・水質の不均一性な

どが考えられる（これらは独立ではない）．少なくとも前4者は、今後の高解像度・高精度衛星画像および高精度測位技術の普及に伴う改善が期待される．特に、本研究で用いたASTER画像が空間解像度約15m、量子化数8bitであるのに対し、QuickBird画像は直下点の空間解像度0.61m、量子化数11bitであり、前3者の誤差を大きく低減できる可能性がある．また、本研究では可視領域に2バンドのみを有するASTER画像を用いたが、3バンド以上を有する衛星画像を用いれば底質指標は複数化され、ペア画素との底面反射率の同一性の向上と、結果的な誤差の低減が期待される．

ここで、衛星画像の空間解像度の有限性による誤差、すなわち1画素内の底質・水深の不均一性による誤差の発生機構について補足する．まず、底質のみが不均一な画素の底面反射率は、解析上、各底質種の面積重みづけ平均である．このような画素は底質指標の値域の連続化に寄与し、1つの底質指標に対し複数の底面反射率に対応する可能性を高めることで、誤差の原因となる．一方、水深のみが不均一な画素では、光の放射伝達の非線形性が誤差を生む．底質・水深がともに不均一な画素では、これらが複合的に寄与した誤差が生じることになる．

4. 結論

本研究では、浅水域の水深分布予測法として、底質が不均一な一般の水域に適用可能で、かつ底質の現地調査が不要な方法を開発した．開発した方法を、ASTER画像を用いて底質が不均一な複数の水域に適用し、底質の不均一性を考慮しない従来型の方法に対する優位性を確認した．解析した画像について、平均絶対予測誤差は数十cmであったが、平均予測誤差は平均約1.7cmと非常に小さく、本研究の方法が、対象水域の水量を見積もる目的で実用的な精度を有することが見出された．

本研究の方法による予測誤差は、より空間・波長分解能および精度の高い衛星画像を用いることでさらに低減できると考えられる．今後、こうした衛星画像についても予測精度を検証することが課題である．

謝辞：本研究では、海上保安庁海洋情報部から航空レーザー測量データを提供頂いた．ここに記して深甚の謝意を表します．

参考文献

- 1) 全炳徳，後藤恵之輔，宇野史郎：ランドサットデータによる浅海域のサンゴ礁抽出と水深推定，写真測量とリモートセンシング，Vol.33，No.4，pp.23-31，1994
- 2) 石黒悦爾，川勝 基，平山慎作，菊川浩行：衛星データを用いた沿岸部の水深推定，気象利用研究，13，pp.66-70，2000
- 3) Polcyn, F.C., Brown, W.L., and Sattinger, I.J. : The Measurement of Water Depth by Remote Sensing Techniques, Willow Run Laboratories Report, The University of Michigan, 1970
- 4) Lyzenga, D.R. : Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features, Applied Optics, 17, pp.379-383, 1978
- 5) 杉森康弘：海洋のリモートセンシング，共立出版，1982
- 6) 灘岡和夫，田村英寿：沖縄赤土流出問題に関する汎用衛星モニタリングシステム構築の試み，海岸工学論文集，第40巻，pp.1106-1110，1993
- 7) 灘岡和夫：衛星画像データに基づいた沖縄赤土流出モニタリングシステムの開発と汎用化，平成5年度文部省科学研究費（試験研究B(1)）研究成果報告書，1995
- 8) 泉宮尊司，國田知基，鈴木健太郎，石橋邦彦，泉正寿，永松宏：衛星リモートセンシングによる水中消散係数の変動を考慮した沿岸域の水深の推定，海岸工学論文集，第47巻，pp.1351-1355，2000
- 9) 鈴木健太郎，泉宮尊司，石橋邦彦：衛星リモートセンシングによる砂浜海岸の高精度水深推定法とその適用性に関する研究，海岸工学論文集，第49巻，pp.1521-1525，2002
- 10) DARKWAH, S.O., DEGUCHI, C., SUGIO, S., and KUNITAKE, M. : A Simple Method of Estimating Water Depth at the Nearshore Zone from Satellite Data, 日本リモートセンシング学会誌，Vol.18，pp.13-27，1998
- 11) 二宮順一，森信人，矢持進：高解像度画像を用いた光学理論による藻場分布推定法の開発，海岸工学論文集，第53巻，pp.1426-1430，2006
- 12) Enrico Paringit, 灘岡和夫：多バンド・リモートセンシングに基づくサンゴ礁マッピングへの逆解析手法の応用，海岸工学論文集，第49巻，pp.1191-1195，2002
- 13) Enrico C.Paringit, 灘岡和夫，中山哲蔵：Ikonos衛星画像への生物物理学的分光反射モデルの適用による大型水性植物と水深分布の同時推定，海岸工学論文集，第51巻，pp.1401-1404，2004
- 14) 小西 貞則，北川 源四郎：情報量規準，pp.174-177，朝倉書店，2004
- 15) Lyzenga, D.R. : Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow waters using aircraft and Landsat data, International Journal of Remote Sensing, Vol.2, pp.71-81, 1981
- 16) 松永恒雄，梅干野晃，水上陽誠：消散係数比の空間・時間変化と底質指標によるサンゴ礁内経時変化の検出，日本リモートセンシング学会第28回学術講演会論文集，pp. 281-282，2000
- 17) Allen, D.M. : The relationship between variable selection and data augmentation and a method for prediction, Technometrics, Vol.16, pp. 125-127, 1974
- 18) 杉森康弘：海洋環境光学，pp.90-91，東海大学出版会，1985

(2007. 9. 30受付)