

高分解能衛星画像を用いた波浪解析と汀線判読に関する研究

松本 定一*・柴山 知也**・島谷 学***

高分解能衛星データを用いて、従来の衛星画像では困難であった波浪諸元（波高・波長・波向き）の推定方法について検討した。画像解析において重要となる波峰線の抽出は、2次元フーリエ変換による方法を用いた。波浪統計データより空間周波数に閾値を設定し、波浪成分の面的な抽出が可能となった。波高については、近い年代の水深図から水深・勾配を与え、砕波（白波）の分布から合田の砕波式を用いて砕波波高の推定を行った。また、応用として、衛星画像から推定した波浪諸元を用いた汀線判読を試みた。砂浜の湿潤線を読み取り線とし、wave set-up および波の遡上幅の補正を行い、良好な結果を得た。

1. はじめに

人工衛星を用いた観測データは、海岸情報を解析するにあたり、広域性や高頻度な撮影機会などその利点が多く、研究事例で実証されている（たとえば浅野ら, 2000）。近年、地上分解能 1m という高精度な衛星データの利用が可能となった。これは、航空写真測量を可視光線から赤外線までの周波数域の電磁波エネルギー測定法と定義すると、ほぼ同等な分解能をもつデータが身近に利用できることを意味する。従来の衛星データの地上分解能が数キロメートルから数十メートルであったことから、高分解能衛星の登場により、今までにない衛星データの利用法が期待されている。

このような背景のもと、本研究では高分解能衛星画像を用いて、従来の衛星画像では不可能であった波浪諸元（波長・波高・波向き）の解析、および汀線判読方法について検討した。また、現地海岸の解析例として、神奈川県・茅ヶ崎海岸を対象とした波浪解析および汀線判読を試みた。

2. 2次元フーリエ変換を用いた波浪解析方法の検討

フーリエ変換を2次元に拡張するために、空間周波数の概念を用いる。これは、距離を時刻に見立ててフーリエ変換を適用する方法である。リモートセンシングにおけるフーリエ変換の代表的な利用法は、画像内のノイズカット（たとえばストライピング、スポット等）であるが、この方法は、パターン・特徴抽出にも応用することができる。

本研究では、波の位相にあわせて谷から峰へ上昇する輝度値の分布に着目し、2次元FFT（Fast Fourier Transform）を用いて波峰線の抽出を試みた。

(1) 波峰線の抽出方法の検討

画像による波浪解析、特に波長・波向きの抽出において、波峰線の抽出が重要となる。受動型センサで得た可視光線による海面情報は、水面の高まり（波高）を分解せずそのままとして、それに対応する太陽反射光などの輝度分布を示している。そのため、衛星センサには大気散乱光や水中散乱光なども受信され、波浪に対応しない成分の除去が必要となる。本研究では、波峰線の抽出を目的として、バンドパスフィルタ法の応用を提案する。

海面画像には、波の谷から峰へ輝度値の分布が作られる。これらは定性的な量として受信され、比較的天候状態が良好なときは、波の波長に対応した周期性を示す。一方、来襲する波浪は、各種観測データを利用し浅水変形を考慮すればある程度の幅をもって推測が可能である。

本研究では、波浪統計資料からFFT空間における波浪情報の閾値を設定し、FFT空間において波浪成分以外の部分にマスク処理を行い、除去する。そして残った成分に対しフーリエ逆変換（IFT）を行い、波浪に対応する成分のみ抽出した画像を作成した。

解析の過程を図-1に示す。図-1(a)は今回解析に用いた茅ヶ崎海岸の海面画像の一例（水深 $h=20\text{m}$ 地点）である。これをフーリエ変換した空間周波数分布を図-1(b)に示す。次に、マスク処理を行う際の閾値の設定方

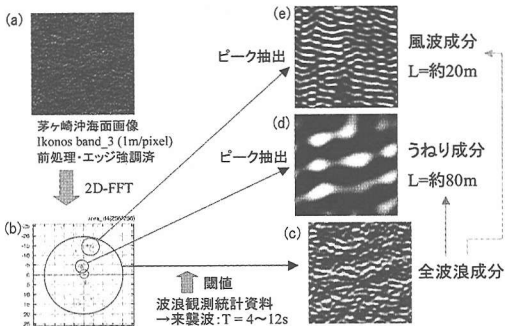


図-1 2D-FFTを用いた波峰線解析例

* 修(工) 日本工営株式会社 統合情報技術部
** フェロー 工 博 横浜国立大学教授 大学院工学研究院システムの創生部門
*** 正 会 員 工 修 横浜国立大学助手 大学院工学研究院システムの創生部門

法について述べる。全国港湾海洋波浪観測 25ヶ年統計資料 (NOWPHAS) の波浮港観測所におけるデータより、出現周期幅 $T=4\sim 12$ s を得る。これより、画像領域に來襲する波長は、微小振幅波理論を用いて計算すると、波長 $L=25\sim 152$ m, 対応する空間周波数 $k=3.4\sim 20.5$ を得た。この値を閾値としてマスク処理を行い、フーリエ逆変換により作成した全波浪成分の波峰線強調画像を図-1 (c) に示す。

また、図-1 (b) の空間周波数分布には、ピーク点が存在した。それらの点の近傍のみを抽出した画像を図-1 (d) (うねり) および図-1 (e) (風波) に示す。このようにうねり・風波などピーク値が複数存在する場合、本研究の手法を用いて成分ごとに分離し、抽出画像を作成することが可能である。

(2) 波長・波向きの抽出方法の検討

次に波長および波向きの抽出方法について検討する。一例として、図-2 に本手法により作成した茅ヶ崎海岸沖・水深約 20 m 地点における原画像および波峰線 (うねり) の抽出画像を示す。図-2 (a) は、沿岸方向 3072 m, 岸沖方向 512 m の原画像である。これを 6 分割 (512 m $\times$ 512 m) し、各分割画像を 2 次元 FFT 解析により波峰線を抽出した。図-2 (b) は、波峰線を抽出した分割画像を再合成したものである。

波長の判読方法については、各分割エリアの FFT 空間におけるピーク点を読み取り、領域内の波長・波向きに換算することは可能である。しかし、図-2 (b) に示すように解析エリア内の一部に切れ波が存在している。そのため、本論では波長・波向きの読み取り方法として、波の進行方向に測線を数本引き、そこから目視にて波長を読み取る方法を採用した。

(3) 波高の抽出方法の検討

受動型センサで得た可視画像から、高さの情報を得ることは非常に困難である。また、過去の撮影時の波浪データを入手するのも困難であることから、撮影時における波高の推定方法の開発が望まれている。本研究では砂浜海岸における砕波および砕波によって連行された気泡に着目し、波高の推定を行った。

汀線近傍では、砕波による気泡の取り込みなどにより

高い輝度値を持つため、撮影画像による波列パターンの判読は比較的容易である。今回、輝度値が急上昇する白波砕波の最も沖側の白濁点を砕波点と定義し、読み取った。次に、以下に示す合田の砕波式を用いて波高の推定を行った。

$$H_b/L_0 = 0.17 \left[1 - \exp \left\{ -1.5 \frac{\pi h_b}{L_0} (1 + 15 \tan^{4/3} \beta) \right\} \right] \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、波長 L_0 は画像より抽出した値を用いた。砕波水深 h_b と海底勾配 $\tan \beta$ については、撮影時に近い時期の深浅測量図を衛星画像と重ね合わせ、読み取りを行った。

3. 現地海岸画像における波浪解析例

次に、神奈川県・茅ヶ崎海岸における画像解析例を示す。解析には、2000 年 8 月 11 日に撮影された ikonos 衛星画像を用いた (パンシャープン画像, 1 m/pixel)。海面画像の解析には、Band 2 (緑: 波長域 0.52 $\sim$ 0.60 μ m) を用いた (徳田, 1990)。また、水深・海底勾配等は、1999 年 4 月に作成された等深線図を参照とした。

(1) 波峰線の抽出

2 次元 FFT 解析を行うには、海面画像を格子状に分割する必要がある。ここでは、茅ヶ崎沖の画像は 512 m, 沿岸域では 256 m に格子サイズを設定し、解析を行った。

バンドパスフィルタの閾値の設定には、全国港湾海洋波浪観測 25ヶ年統計資料 (NOWPHAS) の波浮港観測所におけるデータを利用した。1973-1994 夏期の周期別頻度統計より、出現周期幅 $T=4\sim 12$ s を得た。各画像領域の水深は、衛星画像と深浅図を重ね合わせ、読み取りを行った。次に微小振幅波理論を用いて、各画像領域に來襲する波長の幅を計算した後、空間周波数の幅を設定した。空間周波数は単位距離 (格子サイズ: 256 m または 512 m) 当たりの波の数である。

次に、マスク処理について述べる。各画像領域の空間周波数分布には、ピーク点を持つものが多く存在した。図-3 に、撮影時の天気図を示す。南に位置する台風の影響で、衛星画像撮影時は、うねりおよび風波の成分が重

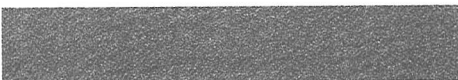


図-2 (a) 原画像 (波峰線抽出前, 512 $\times$ 3072 m)



図-2 (b) 波峰線抽出画像 (512 $\times$ 3072 m)

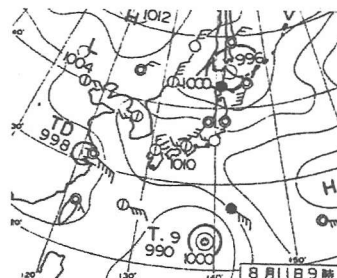


図-3 撮影日天気図

なった波浪場であったことが推測される。本論では、ピークが存在する領域においては、主にうねり成分のピーク点近傍のみを抽出した。

(2) 波長・波向きの抽出結果

波長の読み取りは、浅水変形の影響を受けない深海域における画像領域から抽出することが望ましい。しかし、本解析に用いた衛星画像内の、最も沖側の領域は水深約20 mの地点であったため、分散関係式より周期を求め沖波波長を推定した。波峰線抽出画像より、水深20 m地点における波長 $L_{\text{image}}=93\text{ m}$ を読み取った(添字 image は画像から読み取った値であることを示す)。分散関係式より周期 $T_{\text{image}}=8.3\text{ s}$ 、沖波波長 $L_{0-\text{image}}=106\text{ m}$ を得た。また、入射角については北方向から時計回りを正にとると、入射角 $\beta=-26^\circ$ を得た。次に、沿岸域における波向き線の解析結果を示す(図-4)。参考として、図-5に撮影時期に最も近い深浅図(2000年3月作成)を示す。波向き線図作成の過程では、沿岸域の海面画像を256 m×256 mの格子状に分割し、各画像において波峰線を抽出している。次に、波峰線から直角方向に線を引き、波向き線を作成した。このようにして茅ヶ崎海岸に来襲する波(うねり)を、空間的に把握することが可能となった。

(3) 波高の推定

図-4より、砕波帯は海岸線全体には分布していない。今回、比較的白濁点を読み取りやすい位置に限定し、砕波点の読み取りを行った。衛星画像と等深線図を重ね合わせ、砕波点の水深を読み取った。尚、伊東験潮所の実測データより、撮影時の潮位は-0.43 mであり、この値を用いて潮位補正を行った。

次に解析結果について述べる。衛星画像および等深線図より、 $h_{b,\text{image}}=2.2\text{ m}$ 、平均勾配 $\tan\beta=0.05$ を得た。これに衛星画像から推定した沖波波長 $L_0=106\text{ m}$ を合田の砕波式に代入し、 $h_{b,\text{image}}=2.1\text{ m}$ を得た。次に、沖波波高の推定であるが、砕波点における波高は、浅水変形している。そのため、浅水係数 K_s と屈折係数 K_r の影響を考慮する。微小振幅波理論より $K_s=1.22$ 、衛星画像より作成した波向き線図より $K_r=0.97$ が求まる。以上により、波高は $H_{0,\text{image}}=1.8\text{ m}$ と推定した。

4. 汀線判読への応用

海岸線の時期的変動の検討には、リモートセンシングがよく利用される。しかし、画像から判読された汀線データには、主に読み取り誤差、潮位変動、wave set-up 等の

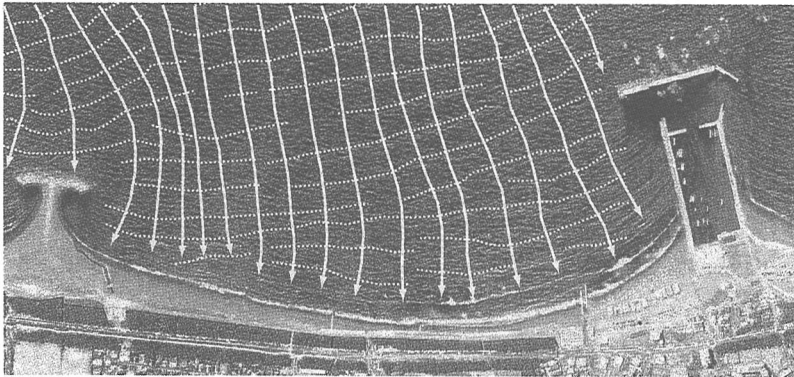


図-4 衛星画像より抽出された波峰線・波向き線図(2000年8月11日)

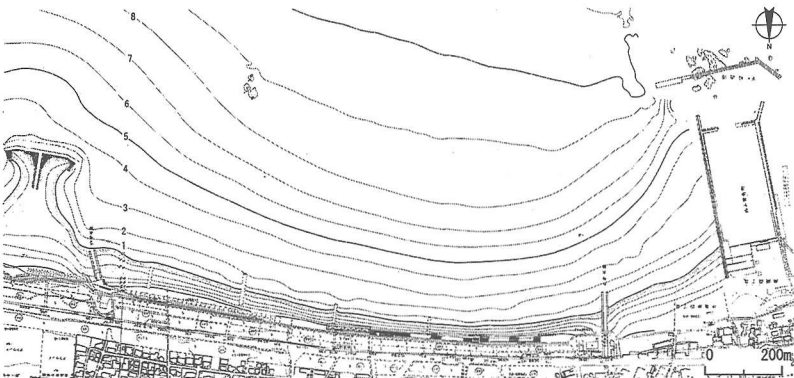


図-5 等深線図(2000年3月作成)

誤差が含まれる (田中ら, 1973)。

本研究では、衛星画像より撮影時の波浪諸元を推定している。そこで、汀線判読の問題点である上記誤差の補正法を検討し、汀線判読を試みた。尚、撮影と同時に地上測量および波浪計測を行っていないため、黒澤・田中 (2001) による高精度汀線推定法と比較し妥当性を検討した。

(1) 汀線判読方法

汀線判読において、本研究では砂浜の湿潤点を読み取り点とし、補正要素として、潮位・wave set-up・波打ち帯での遡上幅を考慮した。潮位については伊東検潮所の実測データを用いた。また、wave set-up は合田 (1975) の手法を用い、波打ち帯での遡上幅は Hunt の式を用いてそれぞれ推定した。

遡上幅の推定で用いる Hunt の式は、適用範囲が海底勾配 1/10 以上の比較的急勾配斜面を取り扱っているため、緩勾配の場合の多い自然海浜には適用できない。しかし、海岸侵食が問題となっている現地付近の勾配は、比較的急勾配に海岸変形しているため、汀線近傍では Hunt の式の適用条件を満たすと考えられる。本研究では、汀線近傍で緩勾配から急勾配に変化する地点を斜面のり先とみなし、その地点の波高・波長を推定する。その値を Hunt の式に代入し、打ち上げ高を推定した。

(2) 解析結果

a) 撮影時概況

図-6 (a) に、解析に用いた原画像と座標系を示す。



図-6 (a) 解析範囲

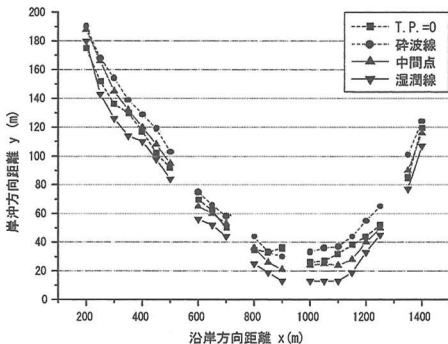


図-6 (b) 各判読点 読み取り結果

ヘッドランド岸側に原点を設置し、側線は岸沖方向 (y 軸に平行) に 50 m 間隔で設定した。前浜勾配については、測量図から読み取り、平均の前浜勾配は 1/10 であった。

図-6 (b) に、各読み取り点の抽出結果を示す。読み取り点としては、黒澤・田中の判読点である最大の run-up・run-down の中間点 (図-6 (b); 中間点) および本研究の判読点である岸側の湿潤点 (図-6 (b); 湿潤点) に加え、参考として重ね合わせた測量図の TP=0 線および砕波白濁点の岸側のラインを抽出している。

b) 汀線位置補正量

各読み取り点での補正量を検討する。潮位変動による補正值については、伊東検潮所の実測データより、撮影時における潮位は $TP = -0.43$ m であった。これを前浜勾配 1/10 で除すと、補正值は岸方向に 4.3 m となる。よって、汀線位置は各読み取り点とも 4.3 m 岸側に平行移動した。

次に、wave set-up による補正值を検討する。衛星画像から推定された波浪諸元を用いて、合田の手法により wave set-up 量は $\eta = +0.36$ m と推定された。これにより、汀線位置は 3.6 m 沖側に平行移動した。

次に、本研究の手法のみを対象として、波の遡上による補正值を検討する。Hunt の式を用いて計算した結果、打ち上げ高 $Ru = 0.91$ m を得た。よって、汀線位置は 9.1 m 沖側に平行移動した。各補正值の結果を表-1 にまとめる。

c) 汀線位置誤差評価

黒澤・田中の手法および本研究の手法により抽出した汀線位置について、誤差評価を行った。評価を行うにあたり、参照とした等深線図の TP=0 との差を誤差とし

表-1 汀線補正距離のまとめ

	潮位	Weve set-up	遡上幅	合計
黒澤・田中	岸方向 4.3 m	沖方向 3.6 m	—	0.7 m 岸方向
本研究	岸方向 4.3 m	沖方向 3.6 m	沖方向 9.1 m	8.4 m 沖方向

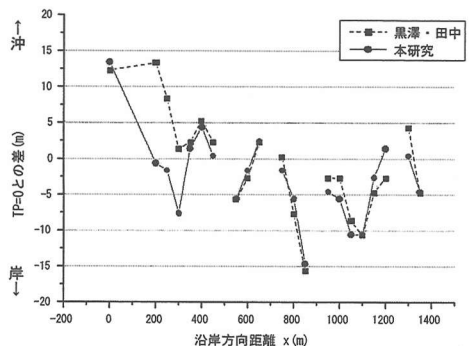


図-7 汀線位置の誤差 (TP=0 との差)

た。図-7に各手法の誤差分布を示す。現地測量を同時に行っていないため、定量的な評価は難しい。しかし、誤差量が岸方向に大きくなっている区域は、現地茅ヶ崎海岸において急速な侵食が問題となっている区域と重なっている。そのため、定性的には岸沖方向に汀線は移動していないはずなので、その意味では良好な結果が得られたといえる。

表-2に、各手法の誤差量のRMS値および標準偏差を示す。本研究の手法により、若干の精度の向上が見られた。理由として、本研究では判読点を岸側湿潤点に設定したことにより、波の打ち上げのタイミング（沿岸方向における波の打ち上げの位相差）の影響が少ないため、読み取り誤差が減少したと考えられる。

表-2 誤差のRMS値と標準偏差

	誤差のRMS値	誤差の標準偏差
黒澤・田中	7.1 m	7.1 m
本研究	6.4 m	5.9 m

5. 主要な結論

本研究で得られた主要な結論を以下に示す。

- 1) 海面画像における波峰線の抽出方法として、2次元フーリエ変換を用いた手法を提案した。その結果、うねり性波浪の来襲状況を空間的に抽出できた。
- 2) 画像解析による波高の推定について、推定方法を示した。砕波点分布を読み取り、合田の砕波式を用いた

波高の推定を行った。

3) 汀線判読において、画像から読み取った波浪諸元を基に補正値を計算することにより、従来の手法に比べ判読精度が向上した。

最後に、測量データは神奈川県湘南なぎさ事務所よりご提供頂いた。また、衛星画像は㈱スペースイメージングより入手したことを付記し、謝意を表する。

参考文献

- 浅野敏之・幸野淳一・佐藤孝夫・嶺 泰宏 (2000): 衛星画像データを用いた台風時波浪による汀線変化の解析, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 671-675.
- 宇多高明・竹淵 勉・橋本 宏 (1983): リモートセンシングによる海浜流と波高の観測 (海岸工学論文集, 第30巻, pp. 475-479).
- 黒澤辰昭・田中 仁 (2001): 空中写真による海浜汀線形状の判読に関する研究, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 586-590.
- 合田良實 (1990): 港湾構造物の耐波設計 (増補改訂), 鹿島出版会, 333 p.
- 合田良実 (1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港研報告, 14巻3号, pp. 59-106.
- 神奈川県湘南なぎさ事務所 (1999): なぎさを歩く—海岸災害の現地踏査記録—, p. 46.
- 田中則夫・小笹博昭・小笠原昭 (1973): 航空写真による汀線変化の解析 (東日本編), 港研資料, No. 163, pp. 22-23.
- 徳田正幸 (1990): 波浪, 写真測量とリモートセンシング, Vol 29, No. 2, pp. 33-45.
- 日本リモートセンシング研究会 (1986): 画像の処理と解析, 共立出版, 267 p.
- 堀川清司 (1985): 海岸環境工学, 東京大学出版会, p. 582.
- 吉村藤謙・高橋宏直 (2001): 高分解能衛星データの活用法に関する研究, 港湾技研資料, No. 986, 27 p.