

リモートセンシングデータを用いた方向スペクトルの推定

小林 智 尚*・若 宮 西**

1. はじめに

近年、現地の多方向不規則波浪における諸現象をとらえるために、室内実験では多方向造波装置が活用され始め、数値シミュレーションにおいても多方向不規則波非常勾配方程式が提案されている。そして、これらの成果は設計等での活用に期待されている。このように室内実験や数値計算で現地の多方向不規則波を扱う上ではまず現地波浪の特性を把握する必要がある。

現在この現地波浪を表現するのに方向スペクトルが一般に用いられている。しかし、現地波浪の方向スペクトルを観測するには通常多大の労力と費用を必要とする。この方向スペクトルの観測方法は一般に定点観測法とリモートセンシング法の二つに大別される。定点観測法は現地波浪場に複数の観測装置を設置しそのデータを解析するため特に多大の労力と費用を必要とする。また点のデータとして得られた観測データから高精度で方向スペクトルを推定しなければならないためにその処理にも複雑である。現在ではこの方向スペクトルの推定法として種々の理論（例えば、磯部ら、1984、小舟・橋本、1985、橋本、1987）が提案されている。また磯部（1989）は方向スペクトルの標準形を仮定し、定点観測法のデータから現地波浪の方向スペクトルをその標準形のパラメータをもって推定する手法を提案している。

これに対してリモートセンシング法による方向スペクトルの推定も近年のリモートセンシング技術の目覚ましい発達により、最近頻繁に行われるようになってきている。宇多ら（1983）は航空写真から現地海岸において岸沖方向の波向きの分布をとらえており、また Larouche and Cariou（1992）も航空写真から現地波浪場の方向スペクトルの空間的な位置での相違について検討を行っている。さらに板尾ら（1967）や平口・池野（1989）はレーダーを用いて方向スペクトルを推定している。しかしこれらの最大の欠点は方向スペクトル形の分布形は推定できるものの波高の絶対値を得ることができない点である。ところが最近、地球観測衛星 ERS-1 の AMI センサ

ーにより現地波浪が正確に把握できるようになり、この観測結果から正確な方向スペクトルの算定が可能となっている（江淵、1993）。この人工衛星はレーダーと同様に自らマイクロ波を照射できるために波高分布の観測が可能となっているが、この機能は消費電力の関係から連続運用は不可能となっている。このようにリモートセンシング法を用いた現地波浪の方向スペクトル算定は観測法や波高の絶対値が求められない点から、まだ一般的とはいえない。

本研究では比較的入手が容易なランドサットの画像データを用いて方向スペクトルを解析し、さらに港湾技術研究所の沿岸波浪観測データと組み合わせることによりそのスペクトルのパラメータの算定を行った。

2. 方向スペクトル推定の理論

ランドサットの画像データを始め、航空写真やレーダーの映像に見られる波峰線形状のパターンは当然ながら波高分布そのものを表しているわけではない。これらは通常太陽光の反射光の強度分布や自ら発したレーダー波の反射波の強度分布である。本来であればこの画像から何らかの方法を用いて実際の波高分布を推定しそれを用いて方向スペクトルを算定すべきである。しかしここではこの太陽光の反射光の強度分布をあらわす画像をそのまま用いて解析を行う。このように太陽光の反射光の強度分布をいわば波高分布と考えて解析を行ったことに対する誤差等の検討は後に行う。

まず画像データから方向スペクトルを求める。いま解析の対象としている画像の濃淡を空間波高分布と見立て $\xi(\mathbf{x}, t)$ と表す。ここで $\mathbf{x}$ は空間位置で $\mathbf{x}=(x, y)$ 、また t は撮影時の時刻を表す。すると波数ベクトル $\mathbf{k}=(k_x, k_y)$ で表される方向スペクトル $S(\mathbf{k})$ は水面変動の空間的フーリエ変換

$$F(d\mathbf{k}) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int \xi(\mathbf{x}, t) \exp(-i\mathbf{k}\mathbf{x}) d\mathbf{x} \quad \cdots (1)$$

より

$$S(\mathbf{k}) = \langle F^*(d\mathbf{k}) F(d\mathbf{k}) \rangle / d\mathbf{k} \quad \cdots \cdots \cdots (2)$$

より求めることができる。ここで $\langle \rangle$ はアンサンブル平均を表し、 $*$ は共役複素数を表す。ただし、静止画像か

* 正会員 東京理科大学助手 理工学部土木工学科

** 東京理科大学大学院 理工学研究科土木工学専攻

らは波が正方向に進むのか負方向に進むのかは判断できないので

$$S(\mathbf{k}) = S(-\mathbf{k}) \quad \dots\dots\dots (3)$$

である(堀川, 1985)。

つぎに得られた方向スペクトルから方向スペクトルの標準形のパラメータを推定する。ここでは有義波高や主波向など方向スペクトルの標準形を決定する諸パラメータ $\mathbf{p}$ および波数ベクトル $\mathbf{k}$ で表される方向スペクトルの標準形を $S_s(\mathbf{k}, \mathbf{p})$ とすれば,

$$e(\mathbf{p}) = \int_{\mathbf{k}} (S(\mathbf{k}) - S_s(\mathbf{k}, \mathbf{p}))^2 d\mathbf{k} \quad \dots\dots\dots (4)$$

で表される自乗誤差 e を最小とする標準形の諸パラメータ $\mathbf{p}$ を求めればよい。実際の計算では $\mathbf{k}$ の個々の要素 k_j ($j=1, 2, \dots, m$) に対して自乗誤差 e を

$$\begin{aligned} e(\mathbf{p}) &= \mathbf{s} \cdot \mathbf{s}^T \\ &= \sum_{j=1}^m s_j^2 \\ &= \sum_{j=1}^m (S(k_j) - S_s(k_j, \mathbf{p}))^2 \quad \dots\dots\dots (5) \end{aligned}$$

とした。ここで T は転置行列を表す。この推定には Newton 法を用い、 $\mathbf{p}$ を逐次修正することにより $e(\mathbf{p})$ を最小とする最適な $\mathbf{p}$ を求める。 $\mathbf{p}_n$ に修正ベクトル $\mathbf{e}_n$ を加えて次のステップの $\mathbf{p}_{n+1}$ を

$$\mathbf{p}_{n+1} = \mathbf{p}_n + \mathbf{e}_n \quad \dots\dots\dots (6)$$

として求めるとき、修正ベクトル $\mathbf{e}_n$ は

$$\mathbf{e}_n = - \left[\frac{\partial^2}{\partial \mathbf{p}_n^2} e(\mathbf{p}_n) \right]^{-1} \frac{\partial}{\partial \mathbf{p}_n} e(\mathbf{p}_n) \quad \dots\dots\dots (7)$$

で表される。ここでこの式(7)に式(5)を代入すると修正ベクトル $\mathbf{e}_n$ は

$$\mathbf{e}_n = -(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{s} \quad \dots\dots\dots (8)$$

となる。ただし、 $A_{ji} = \left. \frac{\partial S_j}{\partial p_i} \right|_{\mathbf{p}=\mathbf{p}_n}$ である。また A_{ji} と p_i はそれぞれ $\mathbf{A}$ および $\mathbf{p}$ の各要素を表す。

以上により現地波浪の画像データから方向スペクトルの標準形の諸パラメータが算定できる。ただし、解析には現地波浪の画像データそのものを用いているので標準形のパラメータの内、平均波高や有義波高など波高に関するパラメータは解析上値は得られるが実際には意味を持たない。

3. 現地波浪への適用

前節で述べた手法を現地波浪の方向スペクトルの算定を行う。対象としたのは図-1に示す1986年4月16日の水戸沖の現地波浪をとらえたランドサット TM バンド2の映像である。この海域には運輸省港湾技術研究所の沿岸波浪観測の定点観測点があり、波高や周期、波向が観測されている(小舟ら, 1988) この理由からこの

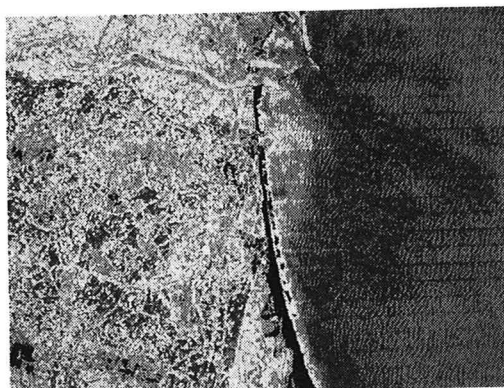


図-1 対象としたリモートセンシング画像(1986年4月16日, 水戸沖, ランドサット TM バンド2)

海域を選定した。ランドサット TM バンド2は波長帯が $0.52 \sim 0.60 \mu\text{m}$ の可視域を対象としたバンドで $30\text{m} \times 30\text{m}$ のピクセルで画像を構成している。図-1の画像にみられる波峰状の縞は太陽からの反射光の強弱によるものである。このときの太陽は方位角 127° , 仰角 52° に位置していた。この画像から 32×32 ピクセルの領域を切り出し解析を行った。したがって対象領域は $960\text{m} \times 960\text{m}$ である。この領域の平均水深は約 30m である。

この領域から得られた方向スペクトル分布が図-2である。ここで解析前のリモートセンシング画像において東および北をそれぞれ x 軸と y 軸の正とした。したがって図-2では横軸が東西方向の波数成分を表す k_x , 縦軸が南北方向の波数成分を表す k_y となっている。当然ながらこの図では等値線そのものの値は太陽の反射光の強度を表しているため絶対値は正しくなく、分布の形状のみが意味を持っている。また式(3)に示したように、

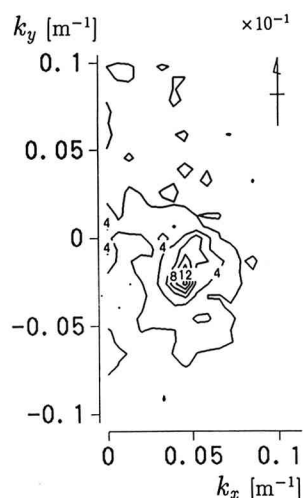


図-2 リモートセンシング画像から得られた方向スペクトル

表-1 リモートセンシング画像の解析結果と港湾技術研究所沿岸波浪観測点での観測値 (小舟ら, 1988)

パラメータ	画像からの解析値	観測値
有義波高 $H_{1/3}$	(0.88)	2.01 m
有義波周期 $T_{1/3}$	8.7 s	7.8 s
主波向 (方位角) θ_0	116°	—
方向集中パラメータ s	15	—

ここでは $k_x \geq 0$ の領域のみを表示している。

得られた方向スペクトルを方向スペクトルの標準形にあてはめ、その標準形の諸パラメータの推定を行う。対象とした標準形は合田のスペクトル (合田, 1977) および光易型方向関数 (Mitsuyasu ら 1975) である。式 (4) に示した標準形を $S_s(f, \theta)$ と表せば、

$$S_s(f, \theta) = S_f(f) G_s(\theta) \dots\dots\dots (9)$$

$$S_f(f) = 0.257 H_{1/3}^2 T_{1/3} \frac{1}{(T_{1/3} f)^5} \exp\left(-\frac{1.03}{(T_{1/3} f)^4}\right) \dots\dots\dots (10)$$

$$G_s(\theta) = g_s \left(\cos \frac{\theta - \theta_0}{2}\right)^{2s} \dots\dots\dots (11)$$

$$g_s = 1 / \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \left(\cos \frac{\theta}{2}\right)^{2s} d\theta \dots\dots\dots (12)$$

と表される。ここで、 f 、 θ はそれぞれ周波数および波向である。また、 $S_f(f)$ は合田のスペクトルを、 $G_s(\theta)$ は光易型方向関数を示している。 $H_{1/3}$ 、 $T_{1/3}$ 、 θ_0 、 s はそれぞれ有義波高、有義波周期、主波向、方向集中度パラメータであり、これらは式 (4) の p の要素である。これらの要素のうち s は f の関数であるが、本研究では便宜上 s を定数としてあつかっている。また波数と周波数との間の変換には微小振幅波の波速の値を用いている。ここで、式 (9) から式 (12) より、方向スペクトルの標準形 $S_s(f, \theta)$ は $H_{1/3}^2$ に対して線形であることが分かる。従って、図-2 の絶対値を無視し、その形から標準形のパラメータを推定した場合、絶対値を無視した影響は $H_{1/3}$ のみにあらわれることが分かる。したがってそれ以外のパラメータ $T_{1/3}$ 、 θ_0 、 s はリモートセンシング画像データから直接推定することが可能であることが分かる。

図-1 から算定された方向スペクトルの標準形の諸パラメータを表-1 に示す。比較のためこの表には運輸省港湾技術研究所の沿岸波浪観測点の観測値も示す。ただしこの値は映像撮影時より約 5 時間前の値である。この表において画像からの解析値と定点観測点での観測値との比較から、リモートセンシング画像から推定された方向スペクトルの標準形のパラメータはほぼ妥当であるといえる。さらにリモートセンシング画像から推定できない有義波高の値に定点観測値を用いることにより、有義

波高 2.01 m、有義波周期 8.7 s、主波向 (方位角) 116°、方向集中度パラメータ 15 とすべてのパラメータの値が得られる。このようにリモートセンシング法と定点観測法とを組み合わせることにより、それぞれ単独で行う場合に比べて容易に現地波浪の方向スペクトルを推定することができる。

4. 太陽光入射角度による補正

前節では太陽光が波のある水面で反射することによって生じる波峰線状の縞模様を波高の分布とみなして解析を行った。しかし、リモートセンシング画像で見られる波峰線状の縞模様は水面の勾配に何らかの関係はあるものの、波高そのものには直接関係はない。したがって反射の角度などにより強調されてリモートセンシング画像にあらわれる成分波が存在すると考えられる。そこでここでは太陽の位置と成分波の進行方向などとの関係がどのようにリモートセンシング画像に影響を与えるのかを検討を行う。

まず太陽の位置と水面の角度との関係について検討する。ここでは現地波浪の波高分布 $\zeta(\mathbf{x}, t)$ を個々の成分波の重ね合わせと考える。

$$\zeta(\mathbf{x}, t) = \sum_j a_j \sin(\mathbf{k}_j \mathbf{x} - \sigma_j t + \varepsilon_j) \dots\dots\dots (13)$$

ここで a_j 、 σ_j 、 ε_j はそれぞれ個々の成分波の振幅、角振動数、初期位相角である。これよりある点 $\mathbf{x} = (x, y)$ において、水面と垂直に交わる上向きの単位ベクトル $\mathbf{e}_t$ は

$$\mathbf{e}_t = \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)^2 + 1}} \left(-\frac{\partial \zeta}{\partial x}, -\frac{\partial \zeta}{\partial y}, 1\right) \dots\dots\dots (14)$$

と表される。一方、反射光が最強となる面の単位法線ベクトル $\mathbf{e}_s$ は太陽と視点の位置のみから決定できる。すなわち $\mathbf{e}_s$ は太陽光線と観測者の視点とのなす角の二等分線を表す単位ベクトルである。 $\mathbf{e}_s$ の方位角を x 軸から反時計回りに φ_x 、仰角を φ_z とすると、このベクトルは

$$\mathbf{e}_s = (\cos \varphi_x \cos \varphi_z, \sin \varphi_x \cos \varphi_z, \sin \varphi_z) \dots\dots\dots (15)$$

と表される。したがって、反射光が最強となる角度からの水面のずれ θ_r は、

$$\theta_r = \arccos(\mathbf{e}_t \cdot \mathbf{e}_s) \dots\dots\dots (16)$$

である。リモートセンシング画像にみられる反射光の強弱はこの θ_r の関数であると考えられる。したがって反射光の強度分布 $B(\mathbf{x})$ はある関数 f を用いて

$$B(\mathbf{x}) = f(\theta_r) \dots\dots\dots (17)$$

と表されると考えられる。ただしこの関数 f については今後検討する必要がある。

つぎに式 (13) において単一の成分波を考える。する

と式 (16) は

$$\theta_r = \arccos$$

$$\left(\frac{-a_j k_j \cos(\theta - \varphi_x) \cos \varphi_x \cos(\mathbf{k}_j \mathbf{x} - \sigma_j t + \varepsilon_j) + \sin \varphi_x}{\sqrt{(a_j k_j \cos(\mathbf{k}_j \mathbf{x} - \sigma_j t + \varepsilon_j))^2 + 1}} \right) \quad \dots\dots\dots (18)$$

となる。ただし $k_j = |\mathbf{k}_j|$, $\theta = \arctan(k_y/k_x)$ である。ここで成分波の波形勾配が十分小さいとすると, $a_j k_j = \pi(2a_j/L_j) \ll 1$ より式 (18) は

$$\theta_r = \arccos(-a_j k_j \cos(\theta - \varphi_x) \cdot \cos \varphi_x \cos(\mathbf{k}_j \mathbf{x} - \sigma_j t + \varepsilon_j) + \sin \varphi_x) \quad \dots\dots\dots (19)$$

と単純化される。ここでさらに後の展開を簡単化するために反射光の強度分布 $B(\mathbf{x})$ と θ_r との関係が

$$B(\mathbf{x}) = \alpha \cos \theta_r \quad \dots\dots\dots (20)$$

と仮定すれば (α は定数), $B(\mathbf{x})$ は

$$B(\mathbf{x}) = -aa_j k_j \cos(\theta - \varphi_x) \cos \varphi_x \cdot \cos(\mathbf{k}_j \mathbf{x} - \sigma_j t + \varepsilon_j) + \alpha \sin \varphi_x \quad \dots\dots\dots (21)$$

となる。すなわち、画像上の輝度の振幅は

$$|aa_j k_j \cos(\theta - \varphi_x) \cos \varphi_x| \quad \dots\dots\dots (22)$$

である。

この式 (22) に対して数値シミュレーションにより検証を行う。数値シミュレーションでは幾つかの単一成成分波について式 (20) から太陽の反射光の強度分布を表す画像を作成し、この画像から方向スペクトルを求めその最大値を得る。そしてこの最大値と式 (22) とを比較する。その結果が図-3 および図-4 である。両図中において α は 1 とした。これらの図から $\theta - \varphi_x \geq 70^\circ$ の領域を除いて理論解がよくあっていることが分かる。そこでこの解を用いることにする。

ところで輝度で式 (22) の振幅を持つ単一成成分波はもと a_j の振幅を持っていたので実際には

$|ak_j \cos(\theta - \varphi_x) \cos \varphi_x|$ だけ増幅されたことになる。さらに 1 枚のリモートセンシング画像において一般に α と φ_x , φ_x は一定なのでそれぞれの成分波は相対的に $|k_j \cos(\theta - \varphi_x)| \dots\dots\dots (23)$

増幅されたと考えることができる。この結果から振幅など他の条件が等しいとき、波長が短いほど、また太陽の方向が波の進行方向に近いほどその成分波は強調されることが分かる。

そこでこの結果を図-1 の解析に適用する。すなわち、図-2 で得られた方向スペクトルの個々の成分について、それらを式 (23) から算出される値で割ればよい。ただし、単一成成分波において図-3 より $(\theta - \varphi_x)$ が 70° より大きい場合に大きな誤差を生じるので複数の成分波を対象とする今回は $(\theta - \varphi_x)$ の最大値を 60° とした。またゼロに近い値で割ることによる誤差の強調をさけるために k の最小値を最小値を 0.04 とした。この補正を行った結果を図-5 に示す。また、この図から推定される方向スペクトルの標準形の諸パラメータの値を表-2 に示す。表には補正前の値も示した。この補正を行っても有義波周期や主波向はあまり変化していない。それに比べて方向集中パラメータは明らかに小さくなっている。これは主波向と太陽の方向角がほぼ等しいために、補正前では主波向方向の成分波が特に強調されてリモートセンシング画像に写っていたためであり、補正でこの強調効果を除去することにより主波向方向の成分波のスペクトル強度が相対的に低下したように見えるからである。

この事を言い換えると、一般に波峰線状の縞模様のはっきりしたリモートセンシング画像は主波向と太陽の方向角とが近い場合に得られると考えられる。したがって、波高分布が直接得られないリモートセンシング法で方向

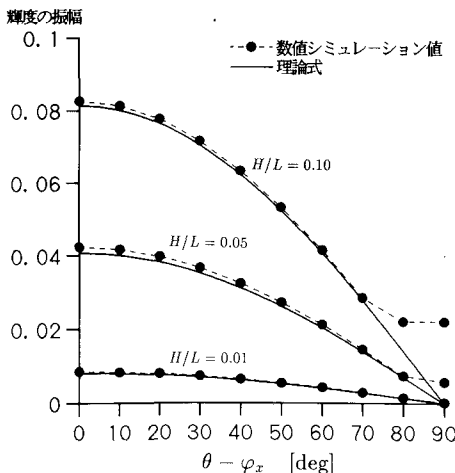


図-3 反射光の画像に関する理論解と数値シミュレーションとの比較 (波数 k を固定)

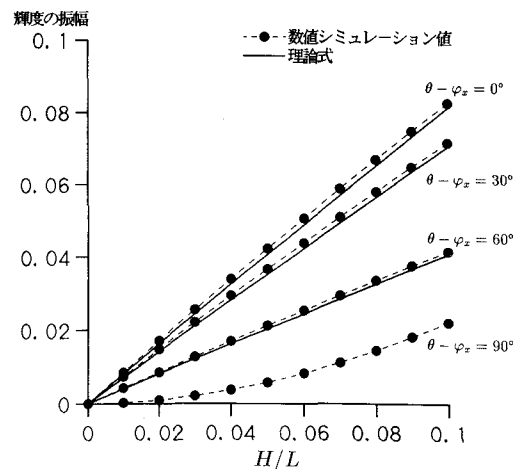


図-4 反射光の画像に関する理論解と数値シミュレーションとの比較 (波向 θ を固定)

表-2 方向スペクトルの標準形の諸パラメータ推定における反射光画像補正の効果

パラメータ		補正なし	補正あり
有義波高	$H_{1/3}$	(0.88)	(4.79)
有義波周期	$T_{1/3}$	8.7 s	8.9 s
主波向 (方位角)	θ_0	116°	112°
方向集中パラメータ	s	15	8

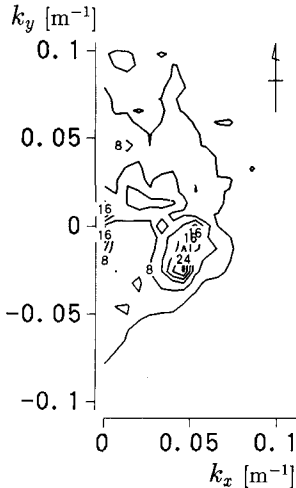


図-5 補正された現地波浪場の方向スペクトル

スペクトルを推定する場合にはここで述べたような補正を行う必要がある。

5. おわりに

本研究ではリモートセンシング法を用いて現地波浪の方向スペクトルの算定を行った。この方法は従来より主として用いられている定点観測法に比べ観測および解析が簡便である。ここではさらに算定された方向スペクトルからその標準形の諸パラメータを推定した。この結果は定点観測の観測値とほぼ等しいことから本研究で得られた推定値はほぼ満足できるものである。そしてリモートセンシング法では測定が困難な有義波高も定点観測の観測値と組み合わせて得ることができた。

また一般のリモートセンシング法によって得られる画像の波峰線状の縞模様が太陽光の反射によるものであることを考慮し、この輝度分布と実際の波高分布との関係について検討を行い、実際にこの影響に対して算定され

た方向スペクトルに補正を行った。この結果、有義波周期や主波向は補正してもあまり変化しないが方向集中パラメータが比較的变化しやすく、補正によって値が小さくなりやすいことを示した。

将来、海洋・海岸構造物の設計などに現地波浪の多方向不規則性が考慮されるようになれば、本研究で行った比較的容易に方向スペクトルが算定できるリモートセンシング法や波高の絶対値を求めるためにこの方法と簡単な定点観測とを組み合わせる方法などは有効であると思われる。

最後に、本研究を進めるにあたり運輸省港湾技術研究所の河合弘泰氏には東京理科大学大学院在学中、適切な助言をいただいた。ここに謝意を表す。

参考文献

- 磯部雅彦 (1989): 標準化された方向スペクトルの推定法, 第 36 回海岸工学論文集, pp. 158-162.
- 磯部雅彦・近藤浩右・堀川清司 (1984): 方向スペクトルの推定における MLM の拡張, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 173-177.
- 板尾純一・木戸 武・井島武士・松尾隆彦・石川敏雄 (1967): 日本海沿岸の波について (第 2 報) — 金沢海岸のレーダー観測による波向分布 —, 第 14 回海岸工学講演会講演集, pp. 60-67.
- 宇多高明・竹淵 勉・橋本 宏 (1983): リモートセンシングによる海岸流と波向の観測, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 475-479.
- 江淵直人 (1993): ERS-1/AMI 散乱計による海上風の計測, 第 1 回生研フォーラム「宇宙からの地球環境モニタリング」, pp. 57-64.
- 合田良実 (1977): 港湾構造物の耐波設計, 鹿島出版会, 237 p.
- 小舟浩治・亀山 豊・成田 明・菅原一晃・後藤智明・橋本典明 (1988): 海岸波浪観測年報 (1986), 港湾技研資料, No. 612, 247 p.
- 小舟浩治・橋本典明 (1985): 最大エントロピー原理 (MEP) を用いた方向スペクトルの推定, 第 32 回海岸工学講演会論文集, pp. 159-163.
- 橋本典明 (1987): ベイズ型モデルを用いた方向スペクトルの推定, 第 34 回海岸工学講演会論文集, pp. 126-130.
- 平口博丸・池野正明 (1989): 船舶用 X バンドレーダによる波向き観測, 第 36 回海岸工学論文集, pp. 163-167.
- 堀川清司 (1985): 海岸環境工学, 東京大学出版会, 582 p.
- Larouche, P. and C. Cariou (1992): Directional Wave Spectra Estimation in a Marginal Ice Zone Using Linear Prediction, Journal of Physical Oceanography, Vol. 22, pp. 196-206.
- Mitsuyasu, H., F. Tasai, T. Suhara, S. Mizuno, M. Okusu, T. Honda and K. Rikiishi (1975): Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy, Journal of Physical Oceanography, Vol. 5, pp. 750-760.