

## 3次元海洋波モデルを用いたレーダ高度計受信パルス列生成シミュレーション

立居場, 光生  
九州大学大学院システム情報科学研究院

藤崎, 清孝  
九州大学大学院システム情報科学研究院

<https://doi.org/10.15017/4782081>

---

出版情報：九州大学情報基盤センター年報. 2, pp.1-10, 2002-03. 九州大学情報基盤センター  
バージョン：  
権利関係：



# 3次元海洋波モデルを用いたレーダ高度計受信パルス列 生成シミュレーション

## A Computer simulation of satellite altimeter return pulses from three-dimensional ocean waves

立居場 光生                      藤崎 清孝  
Mitsuo Tateiba                  Kiyotaka Fujisaki

九州大学大学院システム情報科学研究院  
Faculty of Information Science and Electrical Engineering, Kyushu University

**要旨** リモートセンサの1つであるレーダ高度計によって受信される海面反射パルス列の計算機シミュレーションを示す。このシミュレーションにより得られるパルス列の一次統計量及び二次統計量が実際のレーダ高度計で受信されるものと同じ性質を持つことを示すとともに、海洋波長観測の方法について述べる。

**Abstract** Using an ocean wave model based on the Pierson-Moskowitz spectrum, we have simulated altimeter pulse responses. This paper discusses methods for estimating the ocean waveheight in satellite altimetry to an arbitrary ocean wave model. Numerical analyses show that the pulse train has the same statistical property as the real one. We have therefore showed the availability of our computer simulation for the pulse train.

### 1 はじめに

海洋は、熱や二酸化炭素の循環など、地球にとって非常に重要な役割を持っている。地球全体の環境の変化や気候変動等を解明するには、地球表面の約70%を占める、この海洋全体を対象とした調査研究が必要とされている [1]。リモートセンシング技術は、この広大な海洋を調査する手段として極めて有効であり、リモートセンサにより取得されている観測データは海洋研究に大きく貢献している [2]。

リモートセンサの1つであるレーダ高度計は、鉛直真下方向に発射したパルスの往復伝搬時間及び反射強度から地表面の高度や海洋波の有義波高を測定することを目的とする [2]-[4]。我々の研究室では、このレーダ高度計受信パルス列から高精度の海洋波情報を得るための新しい統計処理法の開発を目指している。しかしながら、実際に海洋波を観測しつつ、受信パルス列を取得することは極めて難しい。そこで、海洋波のスペクトルの1つである Pierson-Moskowitz スペクトル [5] を用いて、海洋波モデルを設定し、計算機解析によ

り受信パルス列を求め、これを生データとして扱い、新しい統計処理法を開発していく立場で研究を進めている。

本解析で扱う海域の広さは1パルスあたり数 km × 数 km と広大であり、波長数 cm の電磁波に対して、例え物理光学近似を用いても、海洋表面において面積分をまともに実行することは現時点では不可能に近い。しかも、パルス繰り返し周波数に応じて約100個のパルスに対する解析を各海洋波（統計的性質は同一であるが、波形は異なる）で行い、1つの海洋波モデルに対する1つの受信パルス列を得る。本研究の目的を達成するには、数多くの海洋波モデルに対してそれぞれ受信パルス列を求める必要がある。このため、この解析に高周波近似の1つである停留位相法を適用する。しかしながら、この近似を適用しても、この評価の対象となる停留点は極めて多数存在し、全ての停留点を抽出することは、困難である。そこで、探索領域を幾つかの小正方領域に分割し、各小正方領域より1つだけ停留点を抽出するランダムサンプリングの手法を適用することで計算時間の大幅な軽減を図る。

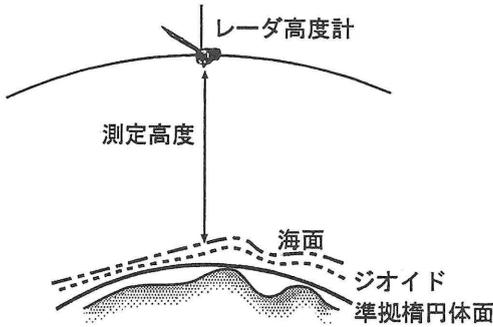


図 1: 海洋測定イメージ

これまでの研究により、本シミュレーションによる一次統計量及び二次統計量ともに実際の観測生データと同じ性質を持つパルス列を生成できることを示してきた [6]-[11]。また、これらの統計量を利用することで新たな海洋波諸量の観測の可能性も示している。本報告では、この計算機シミュレーションの手法について紹介する。

## 2 レーダ高度計の高度測定原理

図 1 は、海洋測定イメージを示したものである。レーダ高度計は航空機や人工衛星に搭載され、鉛直真下方向にパルスを放射し、地球表面で反射してくるパルスを受信する。この放射パルスと受信パルスのずれを測定することによって地球表面からの高度を測定する。更に、海洋表面上では、反射パルスの形状を解析することによって、ジオイドや海面トポグラフィ、或いは海洋波高をも測定することができる。ジオイドとは地球重力場の等ポテンシャル面であり、かつ平均海面でもある。海面トポグラフィとは、潮汐や海流などによって生じる海面勾配による、ジオイドに相対的な約  $\pm 1$  m 程度の振幅を持った海面の変位である。

レーダ高度計から放射されたパルスが、海洋表面で反射され、再び高度計で受信される電力波形の変化について考える。海洋波の波高が十分小さい穏やかな海面にパルス幅  $\tau$  のパルスが入射すると、図 2 に示すようにパルスの先端が海洋表面に到達した時刻 ( $t = 0$ ) からパルスの後端が海洋表面に到達する時刻 ( $t = \tau$ ) まで照射領域は直線状に増加する。照射領域は受信電力に直接寄与するので、受信電力も直線状に増加する。 $t = \tau$  における照射領域の半径は約  $\sqrt{c\tau R_0}$  となる。ここで  $R_0$  は衛星高度、 $c$  は光速である。その後、照

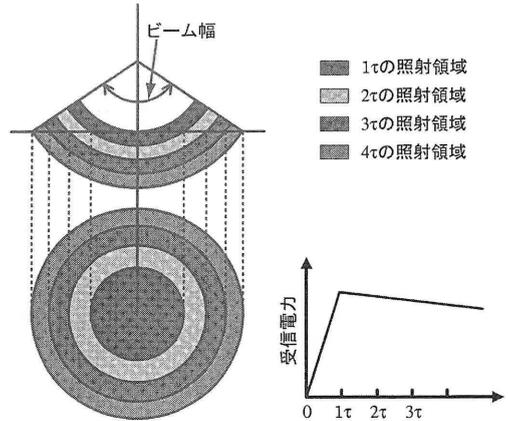


図 2: 照射領域と受信電力の時間変化

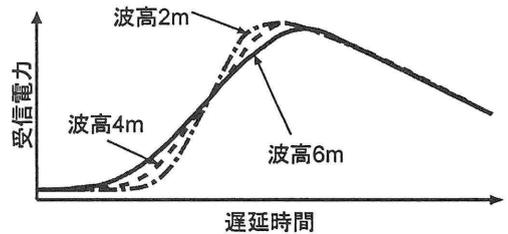


図 3: 波高の違いによる受信波形の変化

射領域は円環状になり、ほぼ一定の照射面積  $\pi(c\tau R_0)$  を保って広がっていくので、受信電力も一定となる。しかし実際の海洋表面は不規則な粗面なので、パルスの先端が海洋波の峰に到達してからパルスの後端が海洋波の谷を通過するまで照射面積が広がる。つまり、受信電力が増加するパルスの立ち上がり幅は海洋波の波高によって決まり、波高が高くなるほど受信パルスの立ち上がり方が緩やかになる。図 3 に示すように受信パルスの立ち上がり特性を用いることによって海洋波の有義波高を推定することができる。

## 3 散乱問題の定式化

図 4 は、レーダ高度計による海洋波測定イメージを示している。通常、海洋波表面は時間と共に不規則に変化しているが、レーダ高度計のパルス幅が非常に短いことを考慮すると、パルス入射の間、海面は静止していると見なす。更に、この問題の評価は相対的な電力の比較となるため、海洋表面を完全導体と仮定し、

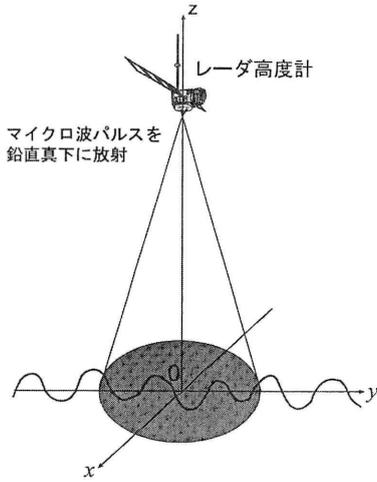


図 4: レーダ高度計による海洋測定

後方散乱界の定式化を行う。

図 5 は、本問題の座標系を表している。最初に、衛星から発射された電磁波が海面に入射する際の電磁界について考える。レーダ高度計に搭載された電流源を次式に示すような  $x$  軸方向の素電流源と仮定し、これから電磁波が放射されるとする。

$$\mathbf{J}_0(\mathbf{r}) = \mathbf{i}_x I \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \quad (1)$$

但し、 $\delta(\cdot)$  は Dirac のデルタ関数、 $\mathbf{r}_0$  は電流源の位置ベクトル、 $I$  は電流の大きさを表す。この素電流源  $\mathbf{J}_0(\mathbf{r})$  による入射電磁界  $\mathbf{E}^i(\omega, \mathbf{r})$ 、 $\mathbf{H}^i(\omega, \mathbf{r})$  は、次式となる。

$$\begin{aligned} \mathbf{E}^i(\omega, \mathbf{r}) &= \frac{jI \exp(-jkr)}{4\pi\omega\epsilon_0 r^5} \\ &[\mathbf{i}_x \{(k^2 r^2 - 3)x^2 + r^2(1 - k^2 r^2) + jkr(r^2 - 3x^2)\} \\ &+ \mathbf{i}_y \{xy(k^2 r^2 - 3 - j3kr)\} \\ &+ \mathbf{i}_z \{x(z - r_0)(k^2 r^2 - 3 - j3kr)\}] \quad (2) \end{aligned}$$

$$\mathbf{H}^i(\omega, \mathbf{r}) = -\frac{I \exp(-jkr)}{4\pi r^2} (1 + jkr) [\mathbf{i}_y(z - r_0) - \mathbf{i}_z y] \quad (3)$$

レーダ高度計で使われるマイクロ波の波長は約 2 cm であり、衛星高度 (SKYLAB が 435 km, SEASAT が 800 km) からみて海洋表面は遠方であるとみなすことができる。従って、海洋表面上では  $r^{-1}$  に比例する項

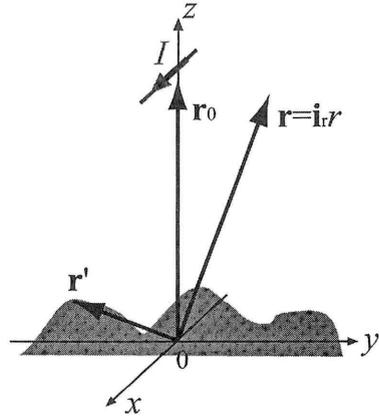


図 5: 座標系の設定

だけが主に観測され、 $\mathbf{E}^i(\omega, \mathbf{r})$ 、 $\mathbf{H}^i(\omega, \mathbf{r})$  は、次式のように近似される。

$$\begin{aligned} \mathbf{E}^i(\omega, \mathbf{r}) &= \frac{jA \exp(-jkr)}{4\pi r^3} \\ &[\mathbf{i}_x \{(k^2 - r^2) + \mathbf{i}_y xy + \mathbf{i}_z x(z - r_0)\}] \quad (4) \end{aligned}$$

$$\mathbf{H}^i(\omega, \mathbf{r}) = -\frac{jA \exp(-jkr)}{4\pi Z_0 r^2} [\mathbf{i}_y(z - r_0) - \mathbf{i}_z y] \quad (5)$$

ここで、 $A = \omega\mu_0 I$ 、 $Z_0 = \sqrt{\mu_0/\epsilon_0}$  である。

次に、海面によって反射される電磁界について考える。素電流源によって放射された電磁界により、散乱体 (海洋波表面) には表面電流  $\mathbf{K}(\omega, \mathbf{r})$  が流れ、今度はこの  $\mathbf{K}(\omega, \mathbf{r})$  が波源となって電磁界を生じさせ、散乱界としてレーダ高度計で受信される。つまり、散乱界は前節の放射界における電流源  $\mathbf{J}_0(\mathbf{r})$  を  $\mathbf{K}(\omega, \mathbf{r})$  に置き換えて同様の計算をすることにより求められる。この結果、海洋表面で散乱されたパルス波のレーダ高度計近傍での散乱電磁界は次式となる。

$$\begin{aligned} \mathbf{E}^S(\omega, \mathbf{r}) &= \frac{\exp(-jkr)}{kr} (\mathbf{i}_r \times \mathbf{F}) \times \mathbf{i}_r \\ &+ \mathcal{O}\left(\frac{1}{(kr)^2}\right) \quad (6) \end{aligned}$$

$$\mathbf{H}^S(\omega, \mathbf{r}) = \frac{1}{Z_0} (\mathbf{i}_r \times \mathbf{E}^S(\omega, \mathbf{r})) + \mathcal{O}\left(\frac{1}{(kr)^2}\right) \quad (7)$$

$$\mathbf{F} = -j \frac{k^2 Z_0}{4\pi} \int_S \mathbf{K}(\omega, \mathbf{r}') \exp(jk\mathbf{i}_r \cdot \mathbf{r}') dS' \quad (8)$$

厳密には、この式を評価することでレーダ高度計の受信電力が得られることになるが、レーダ高度計で使

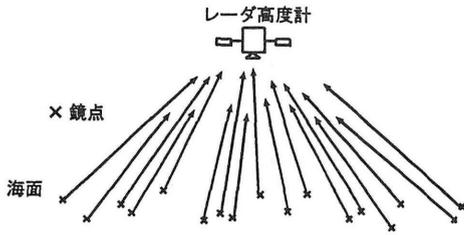
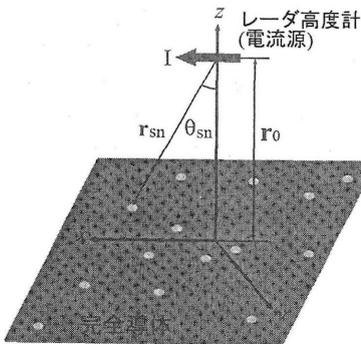


図 6: 海洋波上の鏡点からの寄与

用される電磁波の波長に対して、受信電力を評価するために必要な積分領域は数 km × 数 km と広大であり、この式を厳密に評価することは、現在の計算機的能力では非常に困難である。本シミュレーションでは、海洋波浪の統計的性質を観測することを目的としている。そのため、海洋表面上の散乱において、物理光学近似を適用し、更に、この海面波表面上での散乱において、レーダ高度計で受信される散乱電界は、図 6 に示すように、主として海洋波上の鏡点からの寄与であると見なし、停留位相法を適用する。

図 7 に示すように停留点から反射される電界の  $x$  成分のみが後方散乱パルスとしてレーダ高度計に受信されると仮定すると、レーダ高度計に受信される電界成分は次式となる。



- $r_0$  : 衛星高度
- $\theta_{sn}$  : 停留点方向の角度
- $r_{sn}$  : 停留点方向のベクトル
- $I$  : 電流
- : 停留点

図 7: 停留点と観測点の関係

$$E^S(\omega, r_0) = \frac{kZ_0 I}{4\pi r_0} \sum_{n=1}^N \frac{\sigma_n}{|d_n|^{\frac{1}{2}}} D_0^2$$

$$\exp \left[ -\frac{4 \ln 2}{\theta_h^2} (\theta_{sn} - \theta)^2 \right]$$

$$i_x \{ h(x_{sn}, y_{sn}) - r_0 - y_{sn} \frac{\partial h}{\partial y} \}$$

$$\frac{1}{r_{sn}^2} \exp[jk\{h(x_{sn}, y_{sn}) - r_0 - r_{sn}\}] \quad (9)$$

$$r_{sn} = \sqrt{x_{sn}^2 + y_{sn}^2 + \{h(x_{sn}, y_{sn}) - R_0\}^2} \quad (10)$$

ここで  $D_0$  はアンテナ指向性に関する定数、 $(x_{sn}, y_{sn})$  は停留点、 $N$  は探査領域内の停留点の数、 $\theta_h$  はビーム幅、 $\theta$  はオフナディア角、 $\theta_{sn}$  は衛星から見た停留点の方向とオフナディア角との間の角、 $h(x, y)$  は海面を表す関数、そして  $d_n$  と  $\sigma_n$  はそれぞれ次式で与えられる。

$$d_n = f_{xx} f_{yy} - f_{xy}^2 \quad (11)$$

$$\sigma_n = \begin{cases} 1; & d < 0 \\ j; & d > 0, f_{xx} > 0 \\ -j; & d > 0, f_{xx} < 0 \end{cases} \quad (12)$$

ここで、

$$f_{xx} = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2}, \quad f_{yy} = \frac{\partial^2 f}{\partial y^2}, \quad f_{xy} = \frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} \quad (13)$$

$$f = f(x_{sn}, y_{sn}) = h(x_{sn}, y_{sn}) - r \quad (14)$$

である。この停留点  $(x_{sn}, y_{sn})$  は、次の連立方程式を解くことで得ることができる。

$$\begin{cases} x + \frac{\partial h}{\partial x} \{h(x, y) - r_0 - r\} = 0 \\ y + \frac{\partial h}{\partial y} \{h(x, y) - r_0 - r\} = 0 \end{cases} \quad (15)$$

ここまでは、各周波数  $\omega$  の入射界に対する後方散乱界の定式化を行ってきたが、実際のレーダ高度計ではパルスを放射して観測を行う。この入射波をパルス波としたときの散乱界、即ち中心角周波数が  $\omega_0$  の CW 入射パルスに対する受信アンテナ上の後方散乱パルス  $P_s(r_0, t)$  は次式となる。ただし、パルスの計算を行う際、衛星の動きを考慮せず、ドブラーシフトの影響は主要でないとして無視した [12]。

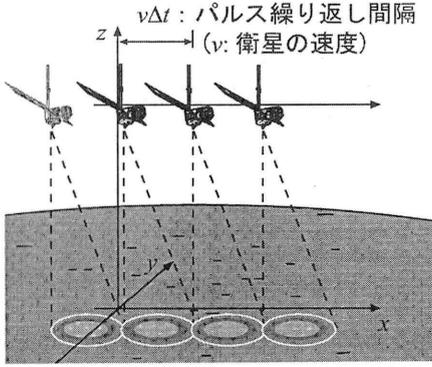


図 8: 衛星の移動の様子

$$P_s(\mathbf{r}_0, t) = \frac{kZ_0 I}{4\pi r_0} \sum_{n=1}^N \frac{\sigma_n}{|d_n|^{\frac{1}{2}}} D_0^2 \exp \left[ -\frac{4 \ln 2}{\theta_h^2} (\theta_{sn} - \theta)^2 \right] i_x \left\{ h(x_{sn}, y_{sn}) - r_0 - y_{sn} \frac{\partial h}{\partial y} \right\} \frac{1}{r_{sn}} \exp [jk \{ h(x_{sn}, y_{sn}) - r_0 - r_{sn} \} + j\omega_0 t] W \left( t - \frac{r_{sn} + r_0 - h(x_{sn}, y_{sn})}{c} \right) \quad (16)$$

$$W(t) = H(t) - H(t - \tau) \quad (17)$$

ここで、 $H(t)$  はヘビサイド関数、 $\tau$  はパルス持続時間である。

この後方散乱パルスを衛星上で自乗検波すると1つの放射パルスに対する応答、即ち、次式の単一パルス応答  $P_{SPR}(t)$  が得られる。

$$P_{SPR}(t) = \frac{\{\text{Re}[P_{s0}(\mathbf{r}_0, t)]\}^2 + \{\text{Im}[P_{s0}(\mathbf{r}_0, t)]\}^2}{2Z_0} \quad (18)$$

ただし、 $P_{s0}(\mathbf{r}_0, t)$  は、 $P_s(\mathbf{r}_0, t)$  の複素包絡である。

海洋波浪の統計的性質を求めるためには、図8に示すように衛星を移動させながら次々と海面に対する単一パルス応答を取得し、これを平均することにより評価する。具体的には、次式のように  $N$  個の単一パルス応答を平均することで平均パルス応答を求めることになる。

$$P_{MPR}(t) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N P_{SPR}[t + (m-1)\Delta t] \quad (19)$$

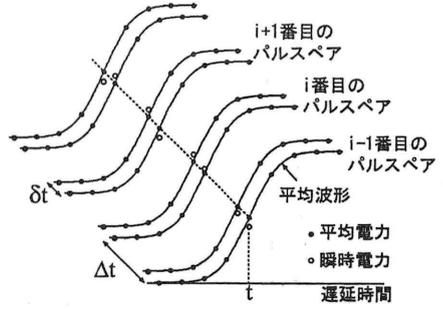


図 9: パルス間相関解析のためのパルスペア

ここで  $\Delta t$  は、パルス繰り返し時間間隔である。

このパルス繰り返し間隔をできるだけ短くできれば、限定された海域の海洋波情報を得ることが可能となる。しかし、パルス繰り返し間隔を短くしていくとパルス間に相関を持ち始めるため、インコヒーレント散乱の原理に基づいて精度の高い測定を行うことが難しくなる。計算機シミュレーションにおいては、このパルス間相関特性も実際のパルス列と同等の性質を持つことが必要となる。ここでは、図9に示すようなパルスペアを考え、このパルスペア間の相関特性を評価する。具体的には、このパルス間相関係数は次式で与えられる。

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(x_{i+\delta t} - \bar{x}_{\delta t})}{\sqrt{\left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^n (x_{i+\delta t} - \bar{x}_{\delta t})^2 \right\}}} \quad (20)$$

ここで、 $x_i$  はパルスペア  $i$  の1発目の単一パルス応答の遅延時間  $t$  での瞬時電力、 $\bar{x}$  は  $x_i$  の平均電力、 $x_{i+\delta t}$  はパルスペア  $i$  の2発目の単一パルス応答の遅延時間  $t$  での瞬時電力、 $\bar{x}_{\delta t}$  は  $x_{i+\delta t}$  の平均電力、 $\delta t$  はパルスペアの1発目と2発目のパルスの間の放射時間間隔 ( $= 1 \sim 820 \mu\text{s}$ )、この場合の  $\Delta t$  はパルスペア間の放射時間間隔であり、ここでは、 $\Delta t = 5 \text{ ms}$  を仮定した。

#### 4 海洋波モデル

本稿で扱う海洋波モデルは、波長に比べて水深が十分に深い深海波とし、また、互いに波高、周波数及び伝搬方向の異なる独立な正弦波の和で構成されると仮定すると、海洋波は次式のように表される。

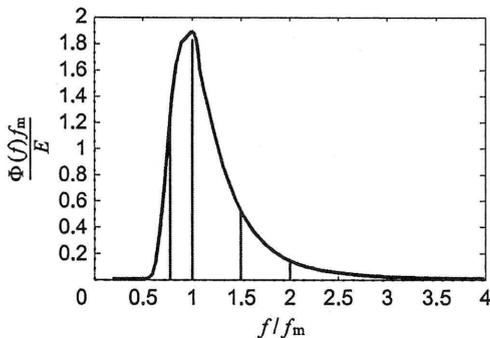


図 10: P-M スペクトルの無次元表示

$$h(x, y) = \sum_{i=1}^{N_w} a_i \sin \left( \frac{2\pi}{L_i} x \cos \theta_i + \frac{2\pi}{L_i} y \sin \theta_i + \varepsilon_i \right) \quad (21)$$

ここで、 $N_w$  は成分波の個数、 $a_i$ 、 $L_i$ 、 $\theta_i$ 、 $\varepsilon_i$  は、それぞれ各成分波の振幅、波長、進行方向、初期位相である。

風波の周波数スペクトルである P-M スペクトル  $\phi(f)$  を図 10 に示す。この P-M スペクトルを線スペクトルに近似することで、海洋波の各パラメータを決定する。本シミュレーションでは、 $f/f_m = 0.9, 1.0, 1.3, 1.5, 1.7, 2.0, 3.0$  の 7 個あるいは、 $5.0, 7.0, 8.0, 10.0$  を加えた 11 個の線スペクトルを用いて近似している。各成分波の波長  $L_i$  と周波数  $f_i$  の間及び有義波長  $L_{1/3}$  とピーク周波数の  $f_m$  の間には次式の関係がある [5]。

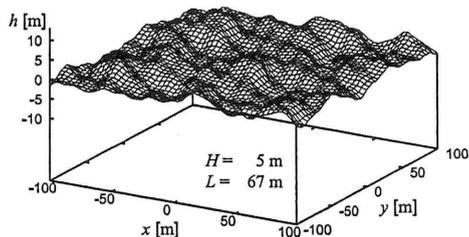
$$L_i = \frac{g}{2\pi f_i^2} \quad (22)$$

$$L_{1/3} = \frac{g}{2\pi (1.05 f_m)^2} \quad (23)$$

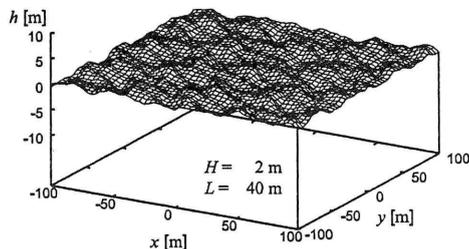
ここで、 $g$  は海洋表面における重力定数である。また、本稿においては、 $f_m = f_2$  である。最大エネルギーを持つ成分波の周波数で規格化された値  $c_i = f_i/f_m$  を用いると、海洋波  $h(x, y)$  の各成分波の振幅  $a_i$  は次式で与えられる [5]。

$$a_i = \sqrt{h_i} a_2, \quad h_i = c_i^{-5} \exp \left( -\frac{5}{4} c_i^{-4} + \frac{5}{4} \right) \quad (24)$$

$$H_{1/3} = a_2^2 \sqrt{8 \sum_{i=1}^7 h_i} \quad (25)$$



(a) 有義波高 5 m, 有義波長 67 m



(b) 有義波高 2 m, 有義波長 40 m

図 11: 海洋波モデルの概形の例

但し、 $H_{1/3}$  は有義波高である。

以上より、海洋波の有義波高と有義波長の値を与えると、式 (21) に含まれる各成分波の波高と波長を決定することができる。また、各成分波の進行方向  $\theta_i$  は、各成分波が高調波にならないように選択する。

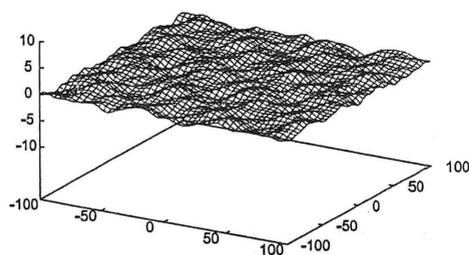
図 11 は、各成分波の重ね合わせの方向および初期位相は同じで、有義波高および有義波長が異なる海洋波モデルの概形を示している。一方、図 12 は、有義波高と有義波長は同じであるが、各成分波の重ね合わせの方向および初期位相が表 1 のように異なっている場合の海洋波モデルの概形を示している。この図より同じ有義波長および有義波高を持つ場合でも、海洋波の波形に違いが見られることが分かる。本解析では、この海洋波モデルを用いて、平均パルス応答およびパルス間相関特性を評価していく。

## 5 計算機シミュレーション

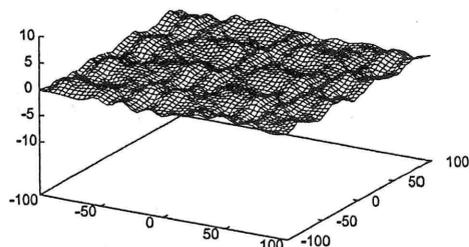
単一パルス応答を計算するためには、式 (15) の連立方程式を解いてすべての停留点を求める必要があるが、この探查領域は数 km × 数 km と広大な領域であり、この領域から得られる停留点の数は大量であるため、詳細な解析は不可能である。そこで我々は計算時

表 1: 海洋波モデルのパラメータ — 有義波高 2 m, 有義波長 40 m —

成分波 番号	$a_i$ [m]	$L_i$ [m]	(a)		(b)	
			$\theta_i$ [rad.]	$\varepsilon_i$ [rad.]	$\theta_i$ [rad.]	$\varepsilon_i$ [rad.]
0	0.428	54.444	0.087	4.375	1.876	1.880
1	0.406	44.100	0.982	2.476	1.042	4.348
2	0.273	26.095	2.477	5.196	3.119	0.645
3	0.203	19.600	2.874	5.343	3.071	6.096
4	0.153	15.260	1.946	6.238	0.766	2.093
5	0.104	11.025	2.493	5.992	1.075	4.863
6	0.039	4.900	1.199	2.754	2.841	4.961



(a) 表 1-(a) のパラメータの場合



(b) 表 1-(b) のパラメータの場合

図 12: 海洋波モデルの概形の例 — 有義波高 2 m, 有義波長 40 m —

間の軽減を図るために、次のようなランダムサンプリングの手法を導入し、シミュレーションを行っている。

- 停留点を探索する領域を図 13 に示す様な正方領域に近似し、その正方領域を更に一辺がエネルギー最大の成分波の  $1/8$  波長の大きさの小正方領域に分割する。
- この小正方領域の中心近傍で停留点を探索し、停留点が見つからなければ、この領域には停留点は

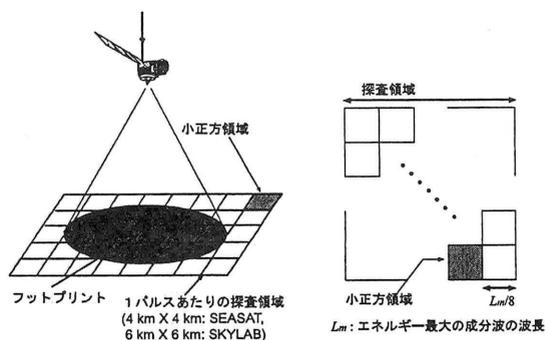


図 13: フットプリントと停留点探索領域

存在しないとする。もし停留点が 1 つ見つければ、この小正方領域での探索を終了する。

- この作業を全ての小正方領域に対して行う。

このようにして抽出された停留点は、全探索領域中の全ての停留点の中からランダムに抽出されたものであり、これらの停留点の集合は、母集団となる全探索領域の全ての停留点と同じ統計的性質を持つことになる。我々は、この性質を利用して、小正方領域の中心付近に存在する 1 個の停留点を抽出していくランダムサンプリングの手法を用いることで、計算時間の軽減を図り、この手続きに従って抽出された停留点を利用して、単一パルス応答を計算する。

## 6 シミュレーション結果

シミュレーションでは、表 2 に示す衛星 SEASAT および SKYLAB のパラメータを用いる。

図 14 および 15 は、成分波の数が 11 個の場合と 7 個

表 2: レーダ高度計パラメータ

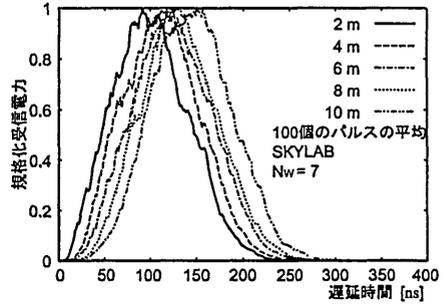
衛星	SEASAT	SKYLAB
衛星高度	800 km	435 km
衛星速度	7,450 m/s	7,650 m/s
周波数	13.5 GHz	13.9 GHz
アンテナ半値幅	1.5 deg	1.5 deg
パルス幅	3.125 ns	100 ns
パルス放射間隔	1 ms	4 ms
探査領域	4 km × 4 km	6 km × 6 km

の場合の平均パルス応答とパルス間相関係数をそれぞれ表している。これらの結果より、平均パルス応答はどちらも同様の結果を得ているが、パルス間相関特性には大きな違いがあることが分かる。文献 [12] の実験値との比較により、7 個の成分波を用いたシミュレーションは、平均パルス応答、パルス間相関特性共に実験値と類似した特性を示していることが分かっている [8]。一方、成分波が 11 個の場合には、パルス間相関特性が実験値とは大きく異なっており、実際と類似した特性を持っていない。表 3 は、停留点探査領域内の全停留点に対して、本手法によって抽出される停留点の割合を示したものである。この結果より、成分波が 11 個の場合には、領域内に存在する全停留点に対して、停留点の抽出率がわずか 1% と 7 個の成分波の場合に比較してとても低いために、本シミュレーションによって得られた結果が実験値と同じ特性を持っていないものと考えられる。

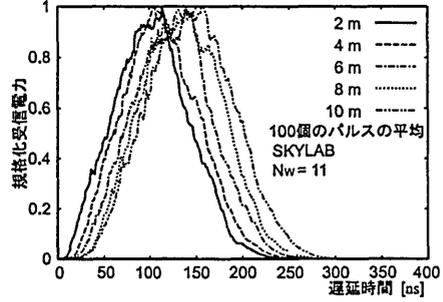
図 16 および 17 は、表 1 のパラメータを用いて表現した海洋波モデルを用いて平均パルス応答およびパルス間相関係数をシミュレーションした結果である。これらの海洋波モデルは、成分波の重ね合わせの方向が異なるために視覚的には海洋波の波形に違いがあるが、同じ有義波高および有義波長をもつため、ほぼ同じ立ち上がり特性およびパルス間相関特性を持っていることが分かる。これらの結果より、本シミュレーションおよび海洋波モデルによって実際の実験結果と同様な特性が得られることが示されており、本シミュレーションが有効な手法であることが分かる。

表 3: 停留点の抽出率の比較

成分波の数	抽出率
11	約 1%
7	約 31%



(a) 成分波の数: 11 個



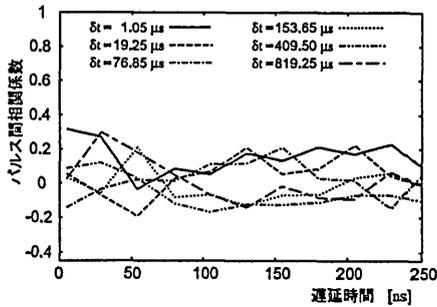
(b) 成分波の数: 7 個

図 14: 平均パルス応答

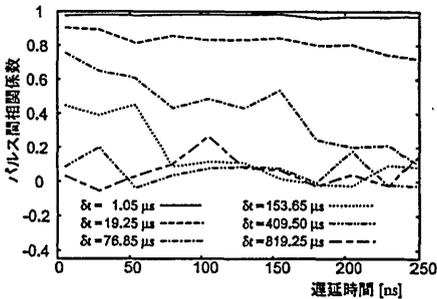
## 7 新しい海洋波諸量の観測の可能性

“はじめに”でも述べたように、我々の研究室では、レーダ高度計受信パルス列から高精度の海洋波情報を得るための新しい統計処理法の開発を目指しており、そのための手段として、計算機シミュレーションによる方法を提案してきた。ここでは、本シミュレーションによる新しい海洋波諸量の観測の可能性の1つとして、海洋波長の測定について述べる。

本シミュレーションにより、いくつかの異なる有義波長および有義波高を持つ海洋波モデルに対して平均パルス応答およびパルス間相関特性を評価したところ、図 18 および 19 の結果が得られている。ここで、 $\theta$  はオフナディア角である。現在、レーダ高度計を用いて、精度良く有義波高測定する技術が確立されている。実用的観点からは、海面反射電力値に依存しないパルス間相関特性を利用することで、レーダ高度計により海洋波長を観測できる可能性がある。今後も詳細な評価を行うことで、この海洋波長測定法を提案すると共により高精度な海洋波測定法の開発を目指したい。

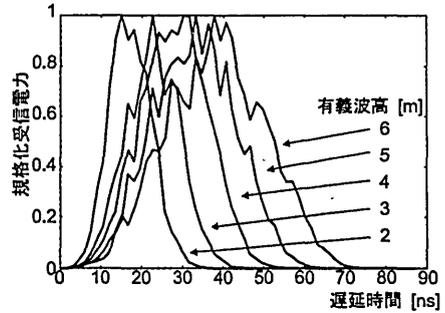


(a) 成分波の数 : 11 個

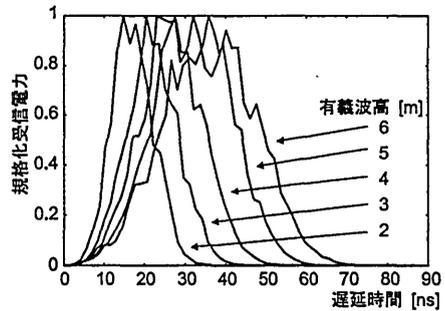


(b) 成分波の数 : 7 個

図 15: パルス間相関係数



(a) 表 1-(a) のパラメータの場合



(b) 表 1-(b) のパラメータの場合

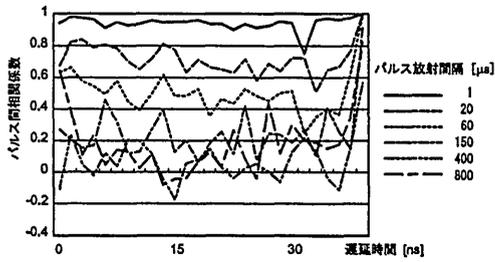
図 16: 平均パルス応答

## 8 まとめ

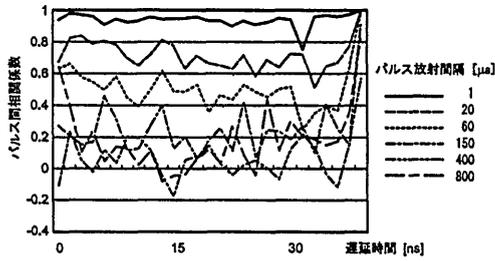
本報告では、我々が提案しているレーダ高度計を用いた海洋波観測の計算機シミュレーションの方法について紹介した。更に、いくつかの有義波高及び有義波長を持つ海洋波モデルに対して平均パルス応答及びパルス間相関係数を評価し、本手法の有効性を示した。今後は、この海洋波モデルに対して、我々が提案している海洋波長測定法の有効性を検討すると共に、より高精度の海洋波測定法の開発を目指す。また、シミュレーションの計算時間の短縮を目指し、連立方程式の解法についても検討を進めていく。

## 参考文献

- [1] 杉森, “電磁波計測による地球環境観測 — マイクロ波センサーによる海流と海上風測定 —,” 応用物理, 第 63 巻, 第 1 号, 1994.
- [2] C. H. Davis, “Satellite Radar Altimetry,” IEEE Trans. Microwave Theory Tech., 40, 1992.
- [3] T. Berger, “Satellite altimetry using ocean backscatter,” IEEE Trans. Antennas Propagat., 20, 1972.
- [4] 古濱, 岡本, 増子, 人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング, 電子情報通信学会, 1986.
- [5] 光易, 海洋波の物理, 岩波書店, 1995.
- [6] M. Tateiba and K. Fujita, “A simple simulation of the pulse train scattered from three-dimensional ocean waves in satellite altimetry,” Trans. IEICE, E73, 1990.
- [7] M. Tateiba, O. Teshima, and M. Daima, “The computer simulation of the pulse train received by satellite altimeters — In the case of three-dimensional ocean waves —,” Proc. of IGARSS, 1993.
- [8] K. Fujisaki, K. Tanaka, and M. Tateiba, “A simulation of satellite altimeter return pulses from three-dimensional ocean waves,” Proc. of IGARSS, 1999.
- [9] M. Tateiba, S. Nanba, and K. Fujisaki, “The measurement of ocean wavelengths by satellite altimeters (I),” Proc. of ISAP, 1999.
- [10] K. Fujisaki and M. Tateiba, “A Proposal of Measuring Ocean Wavelengths by Satellite Altimeters,” Proc. of IGARSS, 2001.
- [11] K. Fujisaki, S. Tatsumoto, and M. Tateiba, “Methods for Estimating the Ocean Wavelength in Satellite Altimetry,” IEICE Trans. Electron., E84, 2001.
- [12] E. J. Walsh, “Pulse-to-pulse correlation in satellite radar altimeters,” Radio Science, 17, 1982.

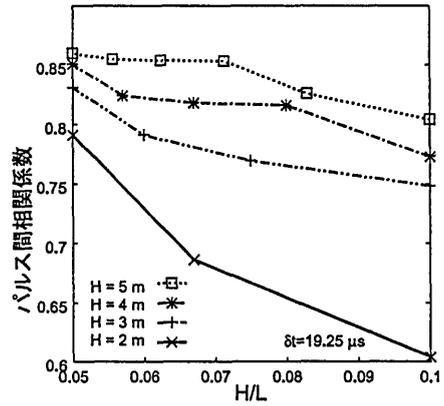


(a) 表 1-(a) のパラメータの場合

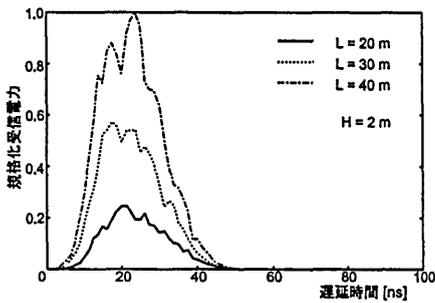


(b) 表 1-(b) のパラメータの場合

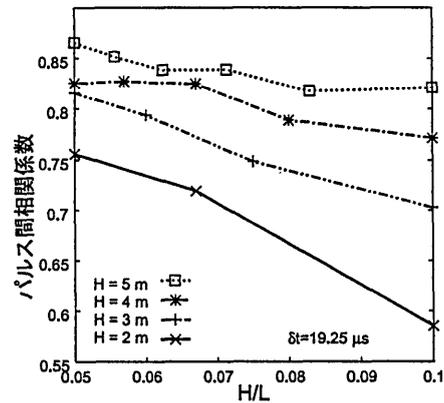
図 17: パルス間相関係数



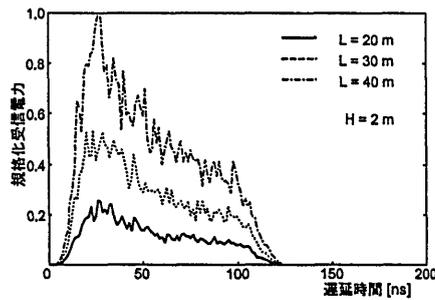
(a)  $\theta = 0 \text{ deg.}$



(a)  $\theta = 0 \text{ deg.}$



(b)  $\theta = 0.2 \text{ deg.}$



(b)  $\theta = 0.2 \text{ deg.}$

図 19: 有義波高と有義波長の比とパルス間相関係数の関係 — パルス放射間隔  $19.25 \mu\text{s}$  の場合 —

図 18: 平均パルス応答 — 有義波高 2 m, 有義波長 20, 30, 40 m —