
解 説

有義波法による波浪推算 — 現業での利用を目的として —

高野 洋雄 *

1. はじめに

波浪情報は、洋上や沿岸における防災に重要なものである。このため、気象庁は、波浪モデルを運用して予測を行い、海洋気象情報室で第1図に示した各種波浪図を作成・提供している。また、府県予報を担当する各地の気象台では、沖合20kmまでの沿岸部を対象として、波浪予報を毎日発表し、必要に応じて波浪警報・注意報を発表している。気象庁における波浪情報の流れを第2図に示す。(気象庁の波浪予報業務の詳細については、高野(2009)の解説を参照されたい。)

通常、気象台では、予報作業支援システムに送信された波浪モデルの予測値(ガイダンス)を元に、波浪実況との誤差等を考慮しつつ適宜修正を行い、予報や警報・注警報を発表している。波浪モデルの予測値の誤差を適正に修正する、あるいは特定地点の波浪を推算するには、波浪を正確に予測する技術が必要となる。そのための手法として、有義波法が有効である。有義波法は、海上風の状況から有義波高や周期を推算するもので、図表を利用することで簡単に求めることができる。

近年は、波浪モデルによる予測が主流となったため、波浪モデルについては詳細に解説される一方で、有義波法による波浪予測について紙面を十分に割いて解説している文献はあまり見かけなくなっている。しかし、有義波法は、簡便でありながらも精度よく波浪を予測できるので、その実用的価値は依然として高い。

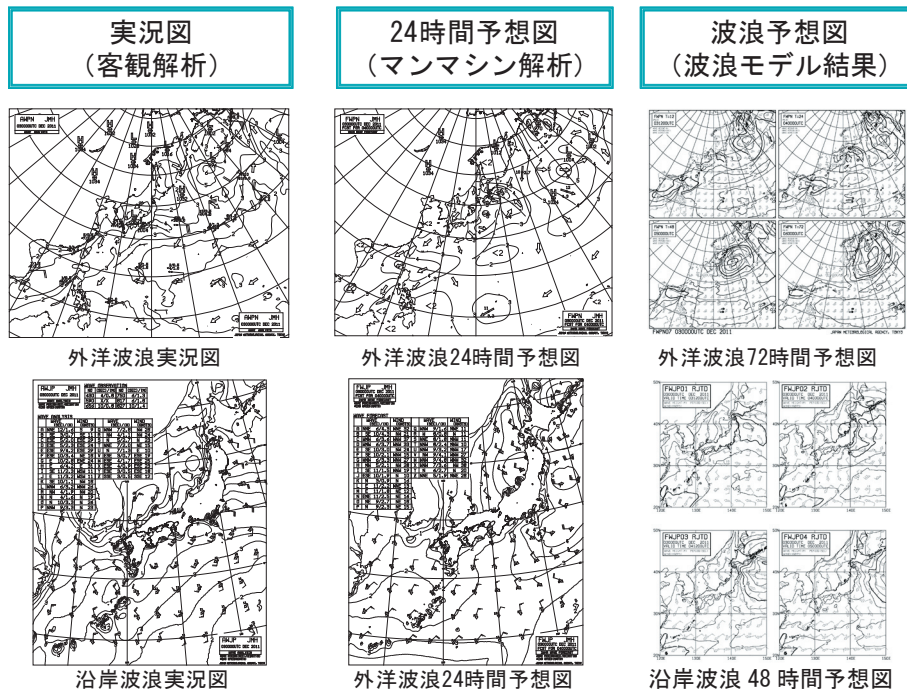
現在、海洋気象情報室では、24時間波浪予想図(FWPN, FWJP)を、マンマシンシステムを用いて解析担当者が手作業で作成している。マンマシンシステムの詳細については、少々古いが市成・高野(1997)の解説がある。このシステムでは、波浪モデルの予測値を第一推定値として、解析者が波高を修正する。波高の修正には、しばしば有義波法が用いられている。有義波法は、面的な予測は困難であるが、波浪モデルのように大規模な計算を必要とせず、慣れれば数分で1地点の波浪推算ができるので、関心のある地点の波浪を推算するのに有用である。また、有義波法は波浪の鑑定にも必須で、推定根拠の解説に用いられている。

波浪予報を担当とする気象台においても、例えば、モデルが十分予測できない局所的な強風が吹く地点の波浪推算、海上風の修正に応じた波浪ガイダンス波高の修正、(修正された風浪の)波高をもとにその後のうねり波高を推算、というような場合に、有義波法は有用である。

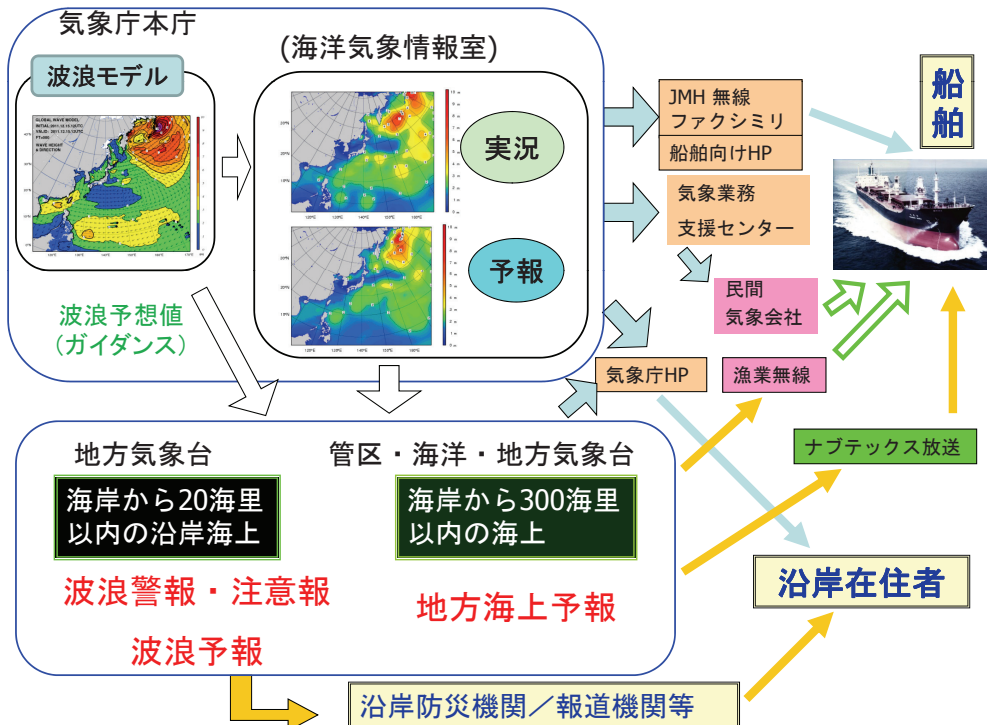
本稿では、気象台における波浪予測作業の一助となるよう、有義波法の実際の使い方を中心に解説する。次章で有義波法の歴史と概要について説明した後、第3章で有義波法を用いた実際の予測手順を中心に解説する。実用的な利用法に関心がある方は、直接第3章を読んでいただきたい。

なお、有義波法は、「有義波」という概念を新たに導入して開発された予測手法である。有義波

* 地球環境・海洋部海洋気象課海洋気象情報室



第1図 気象庁で作成している各種波浪図



第2図 気象庁における波浪情報の流れ図

は、気象庁の発表する波浪情報の基準値であり、気象台でも解説等を行う機会が多いので、参考になるよう、付録に有義波についての解説をつけた。

2. 有義波法の歴史と概要

2.1 有義波法の歴史

波浪予報の歴史は、天気予報に比べてそれほど長くはない。第2次世界大戦中の上陸作戦のため、波浪の予測手法が必要になったのが始まりである¹。米国海軍は波浪予測手法の開発を海洋学者 Sverdrup と当時大学院生だった Munk に委託した。彼らは、実際には複雑で多彩な波の状況を、有義波という単一の代表値を導入して表現し、この有義波がどのように変化するかに着目して、最初の実用的な予測手法を作り上げた。これが**有義波法**である。その成果は戦時中ということもあり秘匿されたが、戦後になって公開された (Sverdrup and Munk, 1947)。この予測法は、その後 Bretschneider を初めとする多数の研究者によって改良が続けられ、1950年から1970年代にかけて精度のよい実用的波浪予測手法として確立された。特に Bretschneider の貢献は大きく、このため有義波法はしばしば彼ら3人の名前をとって**SMB法**とも呼ばれる。このほか Wilson (1965) は、べき乗を用いた定式を提唱しており、これも広く利用されている。有義波法は、これらの定式に風速などの値を代入して波浪の値を求めるのであるが、あらかじめ様々な条件が図表にまとめられており、図表を参照することで簡単に波浪推算が出来るようになってきている。

有義波法には、うねりの評価が明確でない、多方向の波の取扱いがあいまいである、などいくつかの不備な点がある。これらの改良を目的として、Pierson, Neumann and James (1955) は、波浪スペクトルを用いた**スペクトル法**²を開発した。スペクトル法は、波浪を周期（正確には周波数 =

周期の逆数）と方向別のエネルギーである波浪スペクトルに分解し、このスペクトル成分ごとに変化を考慮して風浪の発達やうねりの伝播を推算する。

PNJ法は、面倒な手作業を必要とする割には、有義波法に比べて精度がさほど良くなく、広く利用されるには至らなかった。しかし、その考え方は数値波浪モデルに適用されている。計算機能力が大幅に向上して多成分の波浪スペクトルを扱えるようになったこと、また波浪スペクトルの物理的な理解も進んで波浪モデル上での数値的取扱いも高度化したため、波浪スペクトルをベースにした波浪モデルは格段の進化を遂げた。現在は波浪モデル抜きで波浪予測は考えられなくなっている。

一方で有義波法は、例えば特定ポイントの波浪予測を行う場合に、波浪モデルのように大規模な計算を必要とせず、図表を参照することにより、簡便でありながら精度のよい予測値を求めることが出来る。したがって、実況の風を用いて任意の地点の波浪を推算するのにも役立つ。鑑定を行う際にも有義波法は有用で、海洋気象情報室では波浪の鑑定作業に有義波法を利用している。

2.2 有義波法の概要

波浪が発達するには、強い風が必要であるが、それだけでは不十分である。波浪は風が吹いてすぐには高くないので、発達するには（風が吹いている）十分な時間も必要である。更に、波は一点に留まらず移動するので、（風からエネルギーを受け取り続けられる）距離も必要である。したがって、波浪の発達を評価する際には、風速 U に加えて、時間と距離も考慮する必要がある。このため、ほぼ一定の風が吹き続ける時間である**吹続時間** (duration) t 、波浪に同量のエネルギーを与え得る、ほぼ一定の風が吹いている水平距離を

¹ 本来は地中海の上陸作戦での利用を目的としていたが間に合わず、実際に初めて利用されたのは連合軍のノルマンディー上陸作戦という。作戦予定日は、大西洋は時化のため、ドイツ軍は上陸がないものと考えて油断していた。一方連合軍の気象班は最終的に作戦実行が可能になるとの予測を出し、作戦が決行された。このためドイツ軍には奇襲となり作戦成功に貢献した。

² この方法は SMB法に対比して **PNJ法** と呼ばれる。

吹送距離 (Fetch) F , という二つの値を定義する.

波高 H , 周期 T , 吹送距離 F , 及び吹続時間 t を, 風速 U と重力加速度 g を用いて (2.1) 式のように無次元数に変換する. 例えば, 波高 H は長さの次元 $[L]$ を持つので, これに長さの逆数 $[L^{-1}]$ の次元を持つ g/U^2 を掛けることで無次元量 H^* が定義される. 無次元化により, 実際の値の大小や単位に関係なく取り扱えるので, より一般的な関係式を導くのに都合がよい.

$$\begin{cases} H^* = \frac{gH}{U^2}, & F^* = \frac{gF}{U^2} \left(\frac{g}{U^2} \left[\frac{LT^{-2}}{(LT^{-1})^2} = L^{-1} \right] \right) \\ T^* = \frac{gT}{U}, & t^* = \frac{gt}{U} \left(\frac{g}{U} \left[\frac{LT^{-2}}{LT^{-1}} = T^{-1} \right] \right) \end{cases} \quad (2.1)$$

これらの無次元数を用いて, 波高と周期が吹送距離や吹続時間とどういう関係 (関数) になるかを考える.

$$\begin{cases} H^* = f_1(F^*) = f_2(t^*) \\ T^* = f_3(F^*) = f_4(t^*) \end{cases} \quad (2.2)$$

この関係式に, 上記の次元量を代入すると以下の様になる.

$$\begin{cases} \frac{gH}{U^2} = f_1\left(\frac{gF}{U^2}\right) = f_2\left(\frac{gt}{U}\right) \\ \frac{gT}{U} = f_3\left(\frac{gF}{U^2}\right) = f_4\left(\frac{gt}{U}\right) \end{cases} \quad (2.3)$$

Sverdrup and Munk (1947) は, 個々の波が同じでない複雑な海面の状態を, 有義波という統計的に単一の値で代表させ, 単体の波とみなした有義波が風からどのようにエネルギーを受け取るかを考察した. 波 (のエネルギー) は, 常に動いているので, 風からのエネルギー供給は, 風速 U と波面の移動する速度 (位相速度 c)³ との相対速度に応じて決まると考えられる. すなわち, 風速に比べて波が遅い場合は風から波へエネルギー供給があるが, 波が発達して位相速度が大きくなる⁴

と, 相対速度は小さくなるので, エネルギー供給も小さくなる. 更に波の位相速度のほうが風速よりも大きくなると, 大気はむしろ抵抗として働き, 波は逆にエネルギーを失うようになる.

そこで, 風速 U と波の位相速度 c の比率である波齢 β (wave age; $\beta = c/U$) を定義し, この値を指標として, 多数の観測結果を用いて, 波浪の発達についての関係式を定式化した. ただし, 彼らの考えには接線応力を考慮する (基本的に波浪は渦なしの運動であるが接線応力を考慮することで渦が生成されてしまう) などの問題点があり, 正しいとはいえないところがあるので詳細は省略する. 興味のある方は, 先に挙げた彼らの原著が Kinsman (1984) に詳しく記述されているので, 参照されたい. 考え方の一部に問題があるものの, 得られた結果は波浪の発達を合理的に推算できるものであった.

こうして開発された有義波法は, Bretschneider (1952, 1958 など) によって更に改良が加えられ彼ら 3 人の名前をとった SMB 法として集大成された. Bretschneider (1970) は風浪の関係式を双曲線関数を用いて

$$\text{波高: } \frac{gH}{U^2} = 0.283 \tanh \left\{ 0.0125 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.42} \right\} \quad (2.4)$$

$$\text{周期: } \frac{gT}{U} = 7.540 \tanh \left\{ 0.0770 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.25} \right\} \quad (2.5)$$

$$\text{吹続時間: } t = \int_0^F \frac{dx}{C_g} = \int_0^F \frac{dx}{\left(\frac{gT}{4\pi} \right)} \quad (2.6)$$

と表現している. (2.6) 式は, 吹送距離をエネルギーの伝播速度 (= 群速度 C_g) で割ったもので, 波が風からエネルギーを受け取る時間を積分したものである. (波が発達するにつれて周期が長くなるので群速度も大きくなる.)

(2.4), (2.5), (2.6) 式に風速などの値を実際に代入すれば波高と周期が求まるが, あらかじめ

³ 波浪のエネルギーは, 正しくは群速度 c_g で伝播するが, 外洋における波浪の群速度は $c_g = c/2$ と表されるので, 係数の違いだけで議論の物理的な内容は同じである.

⁴ 波浪が安定的に発達するには, 波高が高くなると同時に周期も長くならなければならない. 一方, 外洋の波の位相速度 c は, 周期 T の関数で $c = gt / (2\pi)$ と表されるので, 高波は位相速度も大きくなる.

想定される風速 (kt), 吹送距離 (海里 =NM) に対して波高などの値を計算して図表にまとめたものが第3図である。

この図では, 横軸に吹送距離 (単位: 海里), 縦軸に風速 (単位: kt) をとって, 右下がりの実線は波高 (単位: m), 破線は周期 (単位: sec) を表す。右上がりの長破線は吹続時間 (単位: hour) である。

有義波法の式には, このほかにも提案式があり, 特に Wilson (1965) の第IV式と呼ばれる式が有名である。この式は, 累乗根を用いて

$$\text{波高: } \frac{gH}{U^2} = 0.30 \left[1 - \left\{ 1 + 0.004 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/2} \right\}^{-2} \right] \quad (2.7)$$

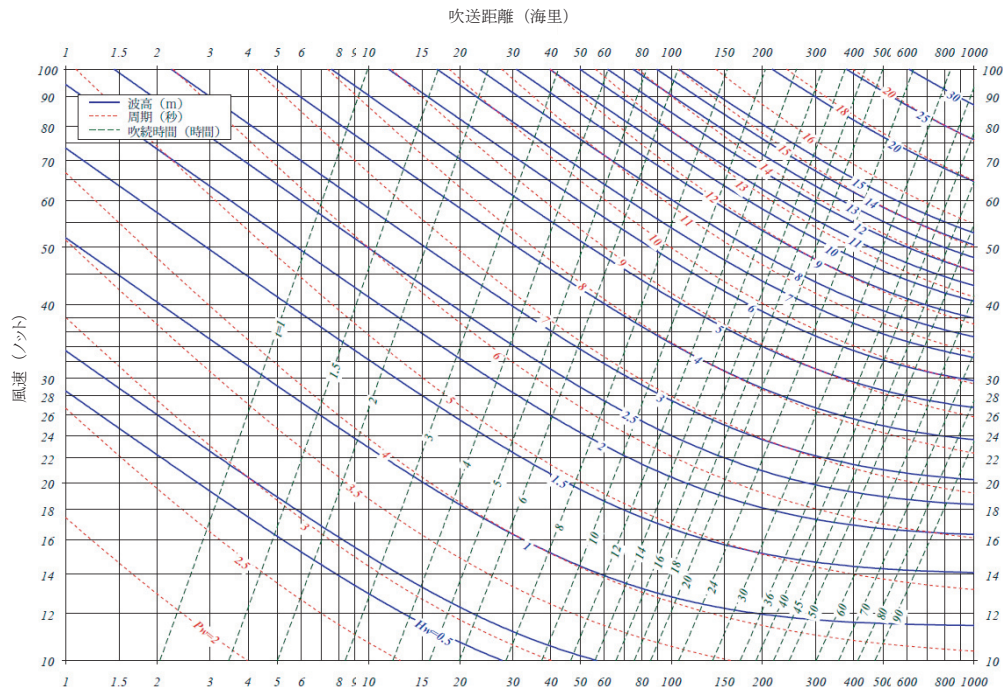
$$\text{周期: } \frac{gT}{U} = 8.60 \left[1 - \left\{ 1 + 0.008 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/3} \right\}^{-5} \right] \quad (2.8)$$

と表される。吹続時間は (2.6) 式を用いる。

水理公式集 (1999) には, Wilson の式を風速 (m/s), 吹送距離 (km) に対して, 第4図のようにまとめた図が掲載されている。なお, この図には, 風浪の追加発達を求めめるために等エネルギー線も描かれている。海岸工学の分野では, 専らこの図が使われている。また, 多くの波浪の文献 (例えば, 光易, 1995; 磯崎・鈴木, 1999) でもこの図が引用されているので, 目にすることも多い。

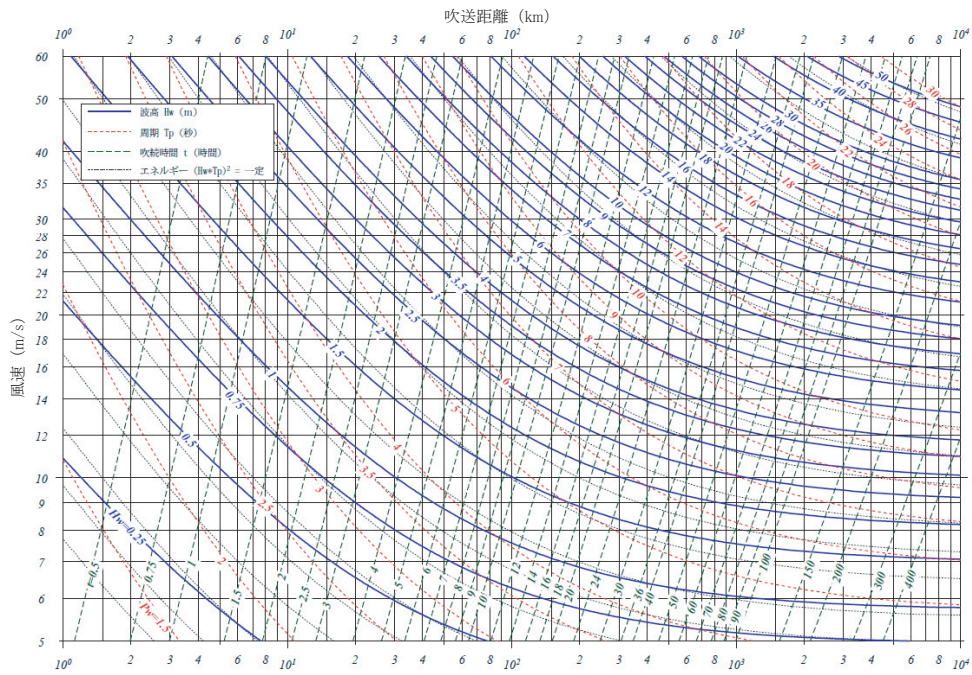
Bretschneider と Wilson の式で, 波浪推算にどれくらい違いが出るであろうか。

第5図は, 比較のために Wilson の式を第3図と同じ風速 (kt), 吹送距離 (海里) に対して作成したものである。この図を第3図と比較すると, 波高についてはさほどの差はなく, 同じ条件では Bretschneider の式のほうがやや高めの値をとるもののほぼ同等である。一方周期については, Wilson の式は Bretschneider の式に比べて右肩下がりの勾配が大きくなっており, Bretschneider の式よりも発達により周期が大きくなりやすい。このため, Wilson の式では, Bretschneider の式より



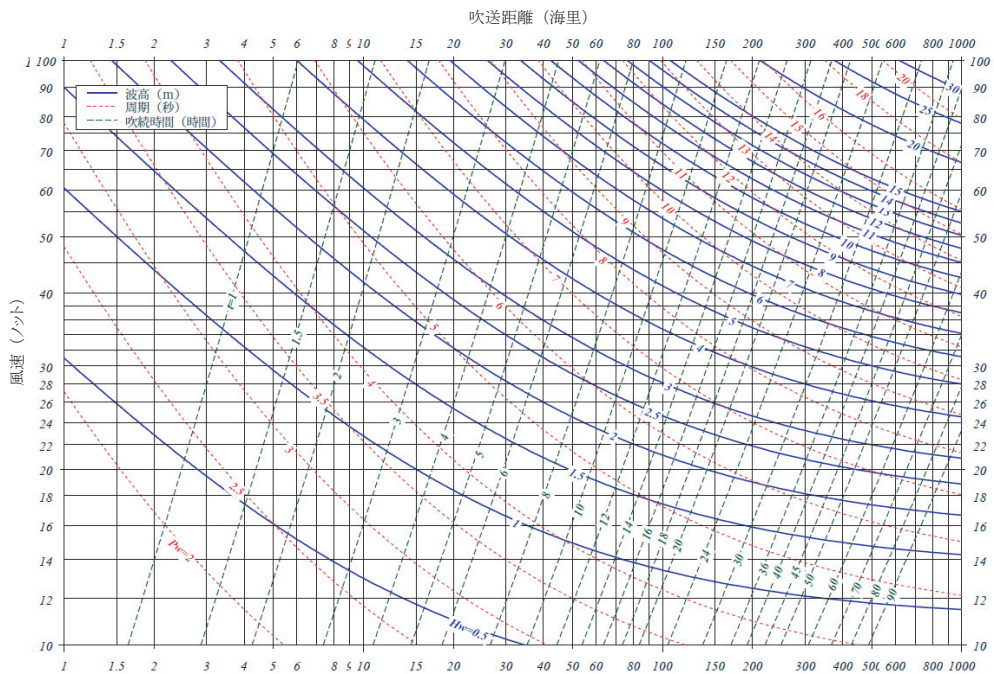
第3図 Bretschneider (1970) に基づく風浪推算の図

横軸は吹送距離 (海里), 縦軸は風速 (ノット), 波高 (m), 周期 (sec), 吹続時間 (hour) の値はそれぞれ実線, 破線, 長破線であらわされる。



第4図 Wilson IV式に基づく風浪推算の図

表記は第3図と同じ。ただし吹送距離、風速の単位はそれぞれ km, m/s である。また、等エネルギー線が追加されている。



第5図 Wilson IV式に基づく風浪推算の図。

第4図を、吹送距離、風速の単位を、それぞれ海里 (NM), ノット (kt) で描いたもの。表記は第3図と同じ。

も位相速度も速くなり、その分発達により長い吹送距離が必要となる。

ちなみに海洋気象情報室では、Bretschneider の式を用いている。ただし、気象庁以外では Wilson の式を用いて波浪推算を行っているところもあるので、推算結果には風速等の条件設定による誤差の他に、用いた式が異なることによる値の違いが出てくることに留意しておくといよい。

2.3 うねりの予測

波浪が風場の支配領域より離れるか、風が収まった場合に、風浪はうねりとなって伝播する。一般に風の変化に比べて波浪はゆっくり変化し、うねりは簡単には収まらず遠くまで伝播してゆく。

有義波法では、風浪とうねりの識別が明確ではなく、うねりの推算は多分に経験的などころがあるが、実用的にはよい精度で予測することが可能である。

Sverdrup and Munk (1947) は、うねりは風速 0m/s の場を波（風浪）が（大気の抵抗により）エネルギーを失いながら伝播していくものとして、以下のような算定式を導いた。

$$\text{周期: } \frac{T_s}{T_0} = \sqrt{1 + 16\pi Ar \frac{D}{gT_0^2}} \quad (2.9)$$

$$\text{波高比: } \frac{H_s}{H_0} = \left(\frac{T_s}{T_0} \right)^{-\frac{r+\alpha}{2r}} \quad (2.10)$$

$$\text{到達時間: } t_s = \int_F^{r+D} \frac{dx}{C_g} = \frac{T_0}{2\pi Ar} \left(\frac{T_s}{T_0} - 1 \right) \quad (2.11)$$

ここで、 H_0 、 T_0 はうねりとして伝播する直前の波の波高と周期であり、距離 D を伝播した後に、波高 H_s 、周期 T_s になったものとする。うねりの予測は、風浪の値が既知であることが前提になっているので、風浪が正しく予測されていなければうねりの予測は出来ない。また、伝播に要する時間は t_s で表される。式に現れるいくつかの係数は、ほぼ定数であり、 $A \sim 6.35 \times 10^{-6}$ 、 $r = 0.580$ 、 $\alpha = 2.50$ と与えられている。

第 6 図は、この 3 つの式を用いてうねりを求めるものである。横軸にうねりの伝播距離（単位：海里）、縦軸に伝播前の波源の周期（単位：秒）を取り、右上がりの実線は波高の比、右下がりの

破線は到達したうねりの周期（単位：秒）である。また、右上がりの長破線はうねりが伝播する所要時間（単位：時間）を表す。この図の詳しい使い方は次章で説明するが、あらかじめ伝播前の（風浪の）波高と周期が分かっているものとして求める。

なお、(2.11) 式において、到達時刻は、うねりが伝播するにつれて周期が長くなる（群速度が速くなる）という性質を考慮して計算されている。一方で、うねりは周波数ごとに異なる群速度を持ちエネルギーがばらばらになる（分散性）ことと、一般的に長周期成分は減衰しにくいという性質を考慮すると、元からあった長周期成分が相対的に卓越したものと考えることもできる。その場合うねりは、到達地点における周期に相当する群速度で単純に伝播してきたことになり、到達時間は伝播距離をその群速度で割ることで得られ、

$$t_s = \frac{D}{C_g} = D \frac{4\pi}{gT_s} \quad (2.12)$$

と表される。この場合は第 7 図のようになり、うねりの到達時刻がかなり早くなる。淵ほか (1976) では、この考え方に基づいた図が掲載されている。しかし、この場合は周期の短いうねりの到達時刻がかなり早く見積もられ、遠くまで伝播させ過ぎる傾向があるので、第 6 図の利用を推奨する。

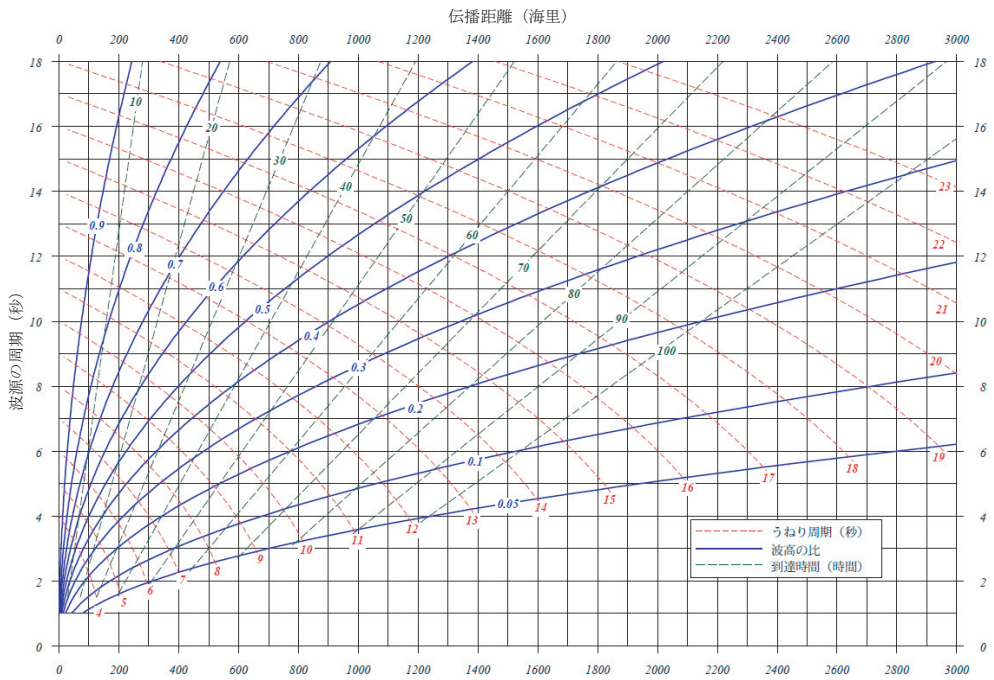
水理公式集には Bretschneider (1968) による以下のようなうねりの算定式が掲載されている。

$$\text{周期: } \frac{T_s}{T_0} = \sqrt{k_2 + (1 - k_2) \frac{H_s}{H_0}} \quad (2.13)$$

$$\text{波高比: } \frac{H_s}{H_0} = \sqrt{\frac{k_1 F_{\min}}{k_1 F_{\min} + D}} \quad (2.14)$$

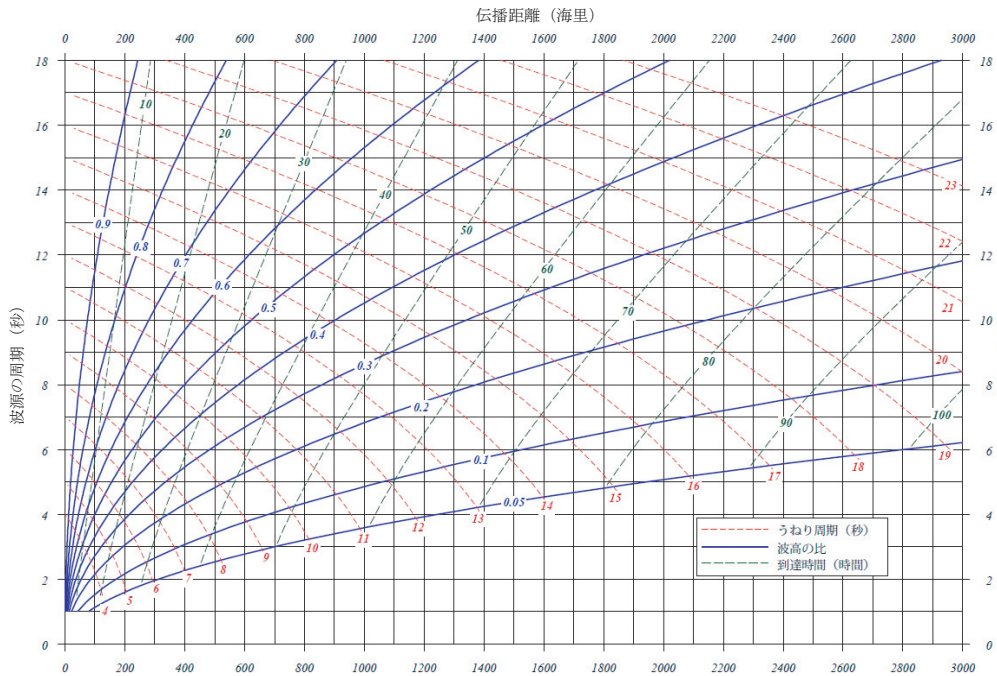
$$\text{到達時間: } t_s = \frac{D}{C_g} = \frac{4\pi D}{gT_s} \quad (2.15)$$

ここで $k_1 \approx 0.4$ 、 $k_2 \approx 2.0$ であり、 F_{\min} は風浪を発生させた吹送距離である。この式は、風浪の吹送距離というパラメータが一つ増えて手順が複雑になるが、結果として求まるうねりの値は、第 6 図とさほど変わらない。



第6図 うねり推算の図

横軸は伝播距離 (海里), 縦軸は波源の周期 (sec), 波高の比, 到達するうねり周期 (sec), 伝播時間 (hour) の値はそれぞれ実線, 破線, 長破線であらわされる。



第7図 うねり推算の図

うねりの伝播を長周期成分のみで計算したもの. 表記は第6図と同じ.

有義波法でうねりを求めるには、第6図を使う方が簡便で使い勝手が良い。

3. 有義波法による実際の予測方法

3.1 風場の予測

有義波法そのものからは少々外れるが、波浪は風によって発生するものであるから、風場を知ることが波浪予測の第一歩となる。正確に風場が推定できないと、正しい波浪予測は行えない。

3.1.1 風場の特定

風浪の推算のため、波を発生させる風場を特定することが必要である。ある地点における波浪を推算するには、上流部に吹送距離も考慮した風場を考える必要がある。従って風浪の推定には、考慮している地点の上流の範囲の風（と吹送距離）を特定する。吹送距離は以下のような基準で範囲を考える。

- (1) 考慮している地点に向かう、風向がほぼ一定の領域
- (2) 風速がほぼ一樣（等圧線の間隔が一定）な範囲

なお、波浪は大まかに風速の2乗に比例するので、風速が弱いところは考慮しなくてよい。

例えば、第8図のように、低気圧の中心付近の北西部の強風による波を考える。考慮する地点に向かう代表的な強風域について、ほぼ一樣とみなせる範囲を吹送距離とする。また、低気圧の移動

等から、その風が何時間位吹くかを求め吹送時間とする。代表となる風速と吹送距離の判断には経験が必要である。風速が小さいと、吹送距離は大きくとれる相対的な誤差が小さくなるが低気圧の曲率の影響が入りやすい。強風域に限定すると、曲率に煩わされないが、吹送距離は短くなり、相対的に誤差が大きくなりやすい。

はじめのうちは、風が一定の状況や大きく強い低気圧のように単純なパターンで吹送距離特定の練習をしておく、複雑な場合にも対処できるようになる。

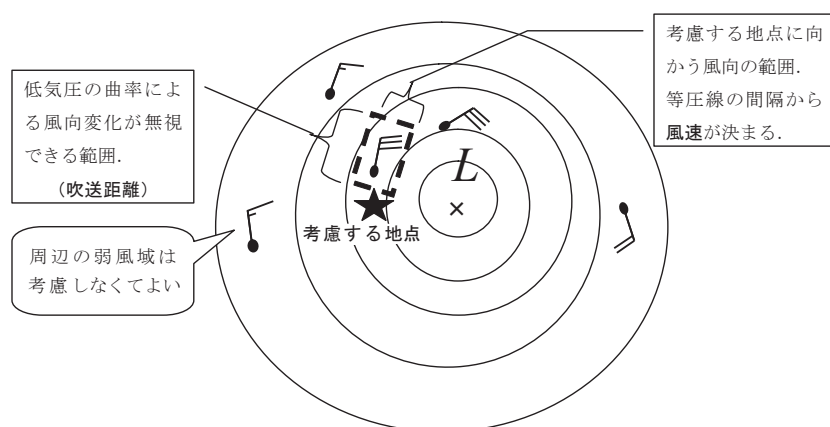
3.1.2 風速の推定

近年は、風速は数値予報 GPV を利用するのが一般的であるが、従来は天気図の気圧場等から地衡風や傾度風の関係式を用いて海上風を求めていた。例えば傾度風の関係式は、

$$V_g = \frac{fr}{2} \left\{ 1 - \sqrt{1 - \frac{4}{\rho_a r f^2} \frac{\partial P}{\partial r}} \right\} \quad (3.1)$$

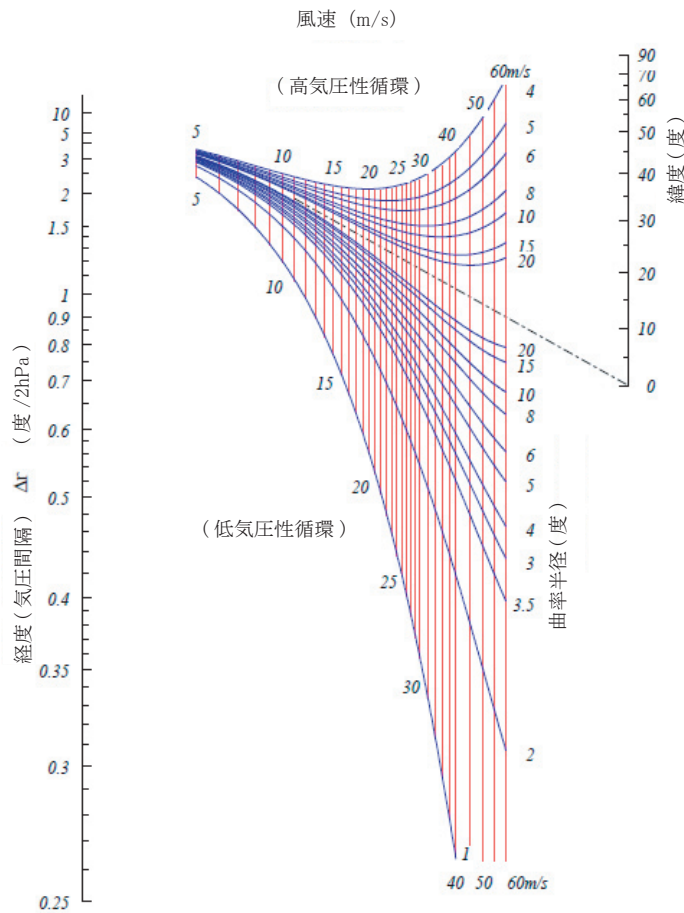
と表される。ここで、 ρ_a : (大気の) 密度, f : コリオリパラメータ, r : 動径距離である。天気図などから気圧傾度を読み取って代入すれば風速が求まる。海洋気象情報室波浪班のイントラサイトに、傾度風を算出するためのエクセルシートを用意したので利用していただきたい。

計算機が使えなくても、第9図を用いると、傾度風を簡便に求めることが出来る。この図は、大



第8図 吹送距離特定のイメージ

考慮した地点（星印）の上流の、風向と風速がほぼ一定の範囲を考える。



第9図 傾度風算出の図

横軸に傾度風の風速 (m/s) をとり、左軸は、気圧経度の指標で気圧差 2hPa の距離 (度単位)、右軸は緯度をとっている。中の曲線は擾乱の曲率半径 (度単位) で、高気圧と低気圧の循環がある。

気密度を 1.1kg/m^3 として、地点の緯度 (右スケール)、気圧差 2hPa の距離 (左スケール) と循環の曲率半径 Δr (中央の曲線) から傾度風を算出するものである。天気図などで、傾度風を求めたい地点の緯度、等圧線 2hPa の距離を度単位で求める。更に風循環のおおよその曲率半径も度単位で求める。緯度と 2hPa 差の距離についてそれぞれ求めた値の点を結ぶ。これと求めた曲率半径の曲線 (高気圧性循環と低気圧性循環を区別する) との交点の値が求めたい傾度風の風速である。

なお、第1図によると、風速が 25kt と 30kt 吹いた場合、6 時間後の波高はそれぞれ 1.8m と 2.5m となり、0.7m も異なる。風速 5kt の違いが 0.5 ~ 1m 程度の波高の違いにつながるので、正確に風速を評価することが大事である。

3.2 風浪の予測

風場の情報が確定したら、その風を用いて風浪を予測する。以下では第3図を用いて予測方法を説明するが、第4図又は第5図を用いても推算方法は同じである。

基本的な使い方

風の状況 (風速と吹送距離・吹続時間) は既知とする。風速を基準にし、吹続時間と吹送距離それぞれの交点から波高・周期を求め、小さいほうの値で確定する。現実には、吹送距離か吹続時間のどちらか小さい方で発達が止まりそれ以上は波が発達できない。具体的な手順は以下のとおりである。

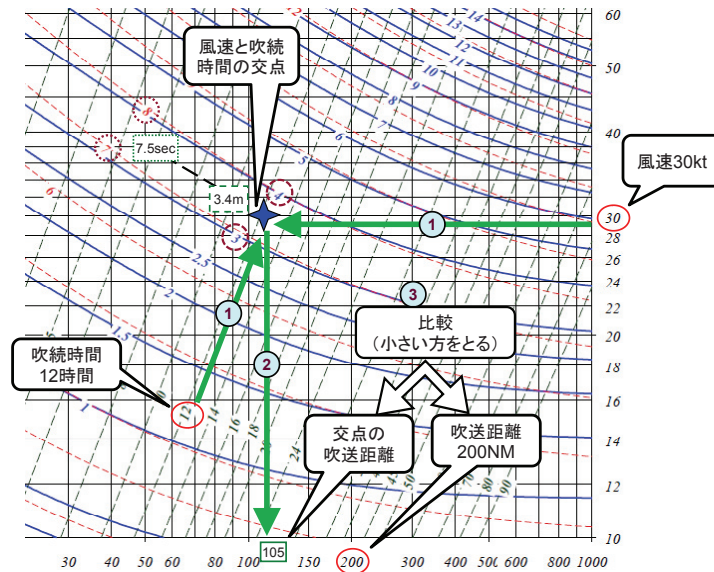
- ①与えられた風速（縦軸）と、吹続時間（右肩上がり長破線）の値における交点を求める（線より按分する）。
- ②交点における波高の値を右肩下がりの実線から、周期の値を右肩下がりの破線から、それぞれ按分して求める。
- ③交点より垂線をおろし横軸から吹送距離の値を求め、与えられた吹送距離と比較する。
- ④与えられた吹送距離が交点から求めた吹送距離より大きい場合、②で求めた値で確定。与えられた吹送距離が交点の吹送距離よりも小さい場合、与えられた吹送距離と風速の交点を求め、波高と周期の値を求め、この値を確定値とする。

なお、初めに吹送距離と風速の交点を先に求めてから吹続時間の大小を比較してもよい。

例1：風速 30kt，12 時間後の波浪，吹送距離を 200 海里とする（第 10 図参照）。

- ①風速 30kt と吹続時間 12 時間の交点を求め、波高と周期の値を按分して読み取る。【波高 3.4m，周期 7.5 秒】。
- ②交点から垂線をおろし、横軸から交点の吹送距離を読み取る【吹送距離は 105 海里】。
- ③交点の吹送距離 105 海里は、吹送距離 200 海里よりも小さいので、この値で確定。
- ④推算結果は、波高 3.4m，周期 7.5 秒である。

なお吹送距離 200 海里と風速 30kt の交点の吹続時間は約 20 時間となり、この場合 20 時間未満では吹続時間で波浪が決定される。



第 10 図 風浪の推算 (1)

例2：風速 25kt, 24 時間後の波浪, 吹送距離 100 海里とする (第 11 図参照)。

- ①風速 25kt と吹送時間 24 時間の交点を求め、波高と周期の値を按分して読み取る。【波高 3.4m, 周期 7.4 秒】。
- ②交点から垂線をおろし、横軸から交点の吹送距離を読み取る【吹送距離は 215 海里】
- ③交点の吹送距離 215 海里は、吹送距離 100 海里よりも大きいので、吹送距離の制限により、この値まで発達できない。風速 25kt と吹送距離 100 海里的交点から、再度波高と周期を読み取る。【波高 2.6m, 周期 6.4 秒】。
- ④波高 2.6m, 周期 6.4 秒が、実際に取りうる波浪の値である。

なお吹送距離 100 海里と風速 25kt の交点の吹送時間は 12.8 時間であり、この時間より長く風が吹く状態が続いても、吹送距離で決定される波浪以上にはならない。

少し高度な使い方 (追加発達の推算)

有義波法は、本来波が単純にゼロから発達する状況での波浪推算を行うものであるが、応用的な使い方として、追加的に発達する場合の波高も推算することが可能である。ただし、この図はあくまでも発達の評価のみに適用可能であり、減衰する場合を推算することはできない。(減衰の場合はうねりの評価となるので 3.3 の手法を使う。)

- ①初めの風の状態から、先に述べた基本の方法により風浪の波高を求める。
- ②求まった波高の交点を、波高の曲線に沿って、変化後の風速との交点まで移動させる。この交点の吹送時間を求める。
- ③上で求めた吹送時間を、風速変化後の吹送時間に加算する。
- ④変化後の風速と加算した吹送時間を用いて、波高を求める。

例3：風速 20kt で 18 時間吹いた後、30kt となって 6 時間後の波浪, 外洋で吹送距離は十分長いものとする。(第 12 図参照)

- ①風速 25kt と吹送時間 18 時間の交点を求め、

波高と周期の値を按分して読み取る。【波高 2.1m】。

- ②波高の線に沿って移動し、波高 2.1m と風速 30kt の交点を求め、交点の吹送時間を求める【4.3 時間】。
- ③この時間は 30kt の風が波高 0m から 2.1m までに必要な時間で、それに相当する分を風速 20kt の風が先行したものとして、風速 30kt の吹送時間 6 時間に加算する。【風速 30kt に換算した吹送時間 $6+4.3=10.3$ 時間】
- ④風速 30kt と換算した吹送時間 10.3 時間との交点から波高を読み取る。【波高 3.2m】。

厳密には、等エネルギー線を用いて換算するべきであるが、波高値を用いて換算を行っても実用上はさほど問題はない。

3.3 うねりの予測

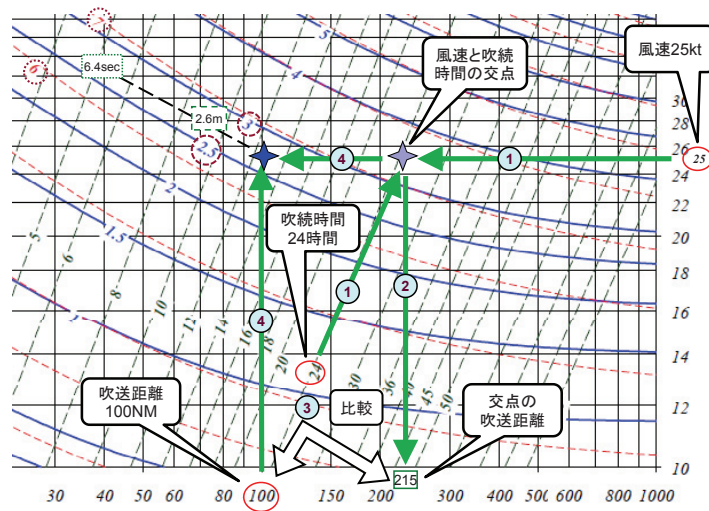
第 4 図を用いてうねりの伝播を推算する方法は以下のとおりである。

はじめに風浪の値 (波高・周期など) と対象となる地点までの距離を把握しておく。

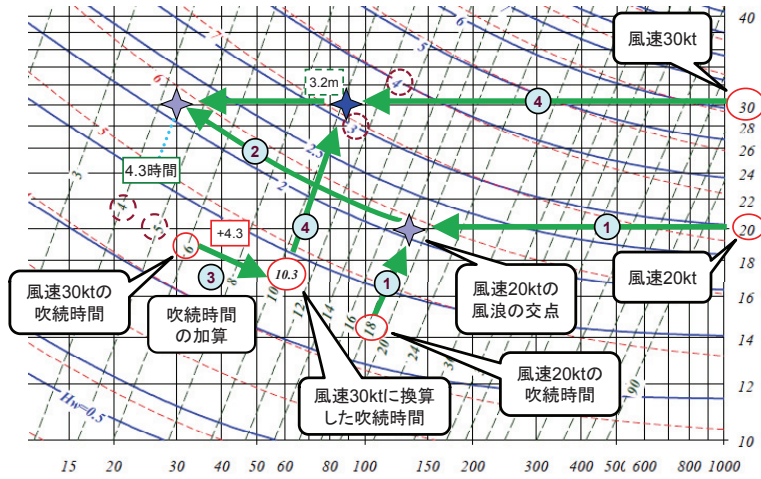
- ①風浪の周期 (縦軸) と、伝播距離 (横軸) の値における交点を求める (線より按分する)。
- ②点線から、交点における、到達したうねりの周期を求める。
- ③実線から交点におけるうねりと風浪の波高比を求め、この値を風浪の波高に掛けてうねり波高を求める。
- ④長破線より、交点における到達時間を読み取る。これはうねりが伝播するのに必要な時間である。

例：波高 8m, 周期 12 秒の風浪が、1200 海里伝播した後の状況 (第 13 図参照)

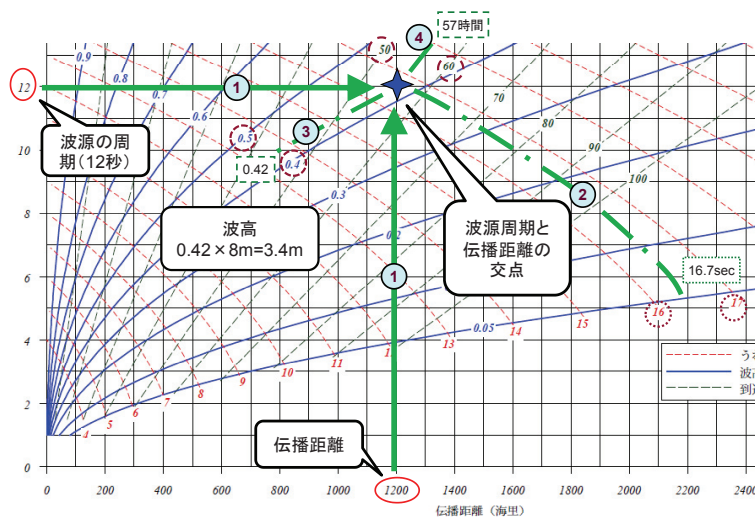
- ①風浪 (波源) の周期 12 秒と伝播距離 1200 海里的交点を求める。
- ②うねりの周期の値を、点線の交点から按分して読み取る。【周期 16.7 秒】
- ③波高の比率は実線の交点から按分して読み取り (0.42), 波源の波高 8m にかけて、うねりの波高を求める。【うねり波高 $0.42 \times$



第11図 風浪の推算 (2)



第12図 風浪の推算 (3)



第13図 うねりの推算

8m=3.36m】

④到達時間を、長破線の交点から按分して読み取る。【約 57 時間】

3.4 波浪推定値の表記

対象地点における風浪やうねりの推定値が求まったら最終的な波浪の値を決定する。実際の表現方法はいくつかあるが、一般的な表示の方法を挙げておく。

波高：

有義波高としてあらわす。もし複数の波（風浪と複数のうねり）がある場合は以下の式によって合成波高を計算する。

$$H_w = \sqrt{H_{wind\ sea}^2 + \sum H_{swell}^2} \quad (3.2)$$

例えば、風浪と二つのうねりがあり、それぞれの波高は、2.5m、1.5m と 1.0m であった場合の合成波高は、

$$H_w = \sqrt{2.5^2 + (1.5^2 + 1.0^2)} = 3.1(m) \quad (3.3)$$

となる

周期：

最大波高を与える波の周期（卓越周期）で代表する。複数の表現が可能な場合は、個別に表現する。

波向：

通常は卓越波向（一番高い波が来る向き）を与える。全ての表示が可能である場合、風浪（風向と一致）、複数のうねり（通常 2 個程度）の波向を表示することもある（船舶における SHIP 報の観測規則）。

4. おわりに

近年は波浪モデルの信頼性が向上したので、日常の予報業務では数値モデルの GPV に頼りがちであるが、数値予測結果は完璧にはなりえないので、情報発表には常に実況を踏まえて判断することが重要である。本稿で解説した有義波法を活用すれば、波浪モデルの結果を利用する際にも、信頼性の検証や補正を行うことが可能になる。ぜひ利用法を習得して有義波法を日常の業務に活用してもらいたい。

なお、今回説明した有義波法の図については、海洋気象情報室のイントラページに掲載してあるので、ダウンロードして利用していただきたい。

参 考 文 献

- Bretschneider, C. L. (1952) : The generation and decay of wind waves in deep water. *Trans. A.G.U.*, 33 (3) , 381-389.
- Bretschneider, C. L. (1958) : Revision in wave forecasting; deep water and shallow water. *Proc. 6th Conf. on Coastal Eng.*, 30-67.
- Bretschneider, C. L. (1968) : Decay of ocean waves. *Fundamentals of ocean engineering-Part8b*, Ocean Industry, April,45-50.
- Bretschneider, C. L. (1970) : Forecasting relations for wave generation. *Look Lab. Hawaii*, 1 (3) , 31-41.
- 土木学会 (1999) : 水理公式集 . 平成 11 年版 , 丸善 , 450p.
- 淵秀雄, 松本次男, 斎藤晃 (1976) : 海の波 防災と経済運行 . 第 2 版 , 地人書館 , 103p.
- 磯崎一郎, 鈴木靖 (1999) : 波浪の解析と予報 . 東海大学出版会 , 112p.
- 市成隆, 高野洋雄 (1997) : 新数値波浪モデルと波浪解析・予想システム . 測候時報 , 64, 45-67.
- Kinzman, B. (1965) : *Wind Waves Their generation and propagation on the ocean surface*. Prentice Hall Inc. (Dover reprint, 1984) , 676pp.
- 高野洋雄 (2009) : 気象庁における波浪予報の現状と改善計画 . *海と空* , 85, 39-48.
- 光易恒 (1995) : *海洋波の物理* . 岩波書店 , 116p.
- Jeffreys, H. (1925) : On the formation of waves by wind. II, *Proc. Roy. Soc., A*, 110, 341-347.
- Khariif, C., E. Pelinovsky, and A.. Slunyaev (2009) : *Rogue waves in the ocean*. Springer, 216pp.
- Longuet-Higgins, M. S. (1952) : On the statistical distribution of the heights of sea waves. *J. Mar. Res.*, 11, 245-266.
- Sverdrup, H. and Munk, W. H. (1947) : *Wind, Sea, and Swell: Theory of relations for forecasting*. U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, No.601.
- Scripps Institution of Oceanography (1944) : Proposed uniform procedure for observing waves and interpreting instrument records. *Wave Project Report*, No.26.
- Wiegel, R. L. (1964) : *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall Inc., 700pp.
- Wilson, B. W. (1965) : Numerical prediction of Ocean waves in the North Atlantic for December 1959. *Dt. Hydrogr. Z.*, 18, 114-130.

付録：有義波の定義と性質

実際の波浪は、いわゆる規則的な波形をとることはまれで、不規則で個々の波高も異なる。このような複雑な波浪を表現するために、**有義波**という統計的な概念が生まれた。有義波は、1点において、一定の観測時間（例えば20分間）内に個々の波（波の山から山等で区別する）について波高や周期を観測し、全波の数 N 個のうち高い方から $N/3$ 個をとって平均したもので定義される。定義の方法から **1/3 最大波**ともいう。

3分の1という中途半端な値をとらず、単純に平均をとればよいように思えるが、Wiegel (1964) によると、

「目視観測の波高は、上位 20～40%の波高平均に相当することが分かった（スクリップス海洋研究所, 1944）。元は、有義波という用語は、これらの波の平均である、上位 30%の平均に用いられたが、上位 3分の1 (33%) の平均 (H_s 又は $H_{1/3}$ と表記される) に使われるようになった。」

と記述されている。波の観測は、従来は専ら船員の目視観測で行われてきたが、人間ははっきりとした波に着目しやすいので、測器による客観的な観測にくらべて、どうしても高めの波高（高いほうから 20～40%の平均）となりやすい。そこで、目視観測の結果と整合が取れるように、経験的に有義波の定義を決定した（更に、しきい値を上位 1/3 に変えた）というのが実情のようである。

有義波は、このように統計的なものであるので、波高の出現特性について何らかの見通しがあると利用しやすい。Longuet-Higgins (1952) は、有義波がランダムな波の集合体であるという仮定の元、以下の関係式を導いた。

$$\frac{a^{(p)}}{a_m} = \left(\log \frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{1}{p} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \left[1 - H \left\{ \left(\log \frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{2}} \right\} \right] \quad (\text{A.1})$$

ここで、 $a^{(p)}$ は、降順に並べた N 個のうち pN ($0 < p < 1$) 個の平均であり、有義波は $a^{(1/3)}$ である。 a_m は 2 乗平均である。また $H(\theta)$ は確率関数

$$H(\theta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\theta e^{-\theta^2} d\theta \quad (\text{A.2})$$

である。この関係式は 2 乗平均値に対する出現比率であるが、有義波高を基準に換算すると、式 A.1 のような関係式が導かれる。よく言われる、1000 波に 1 回有義波高の 2 倍近い波が来る、という根拠はここからきている⁵。

有義波と波の出現確率の話になると、とにかく高い波高の話に集中しがちであるが、低い方も注意を要する。付表に示したように、平均的な波高は有義波高の 6 割強でしかない。通常に低い波は関心がないが、例えば、高波の情報がでていいる状況でも、その気になれば有義波高より低い波は多数見つけられるということになる。このような低い波をみて安心することは非常に危険なことであり、注意を喚起しておく。

なお、近年になって、実際には有義波高の 2 倍を超えるような高波が上の出現確率で想定されるよりも頻繁に発生していることが分かって来た。このような高波は異常波浪 (Freak waves 若しくは Rogue

⁵ 厳密には、 $1/n$ 最大波の値と、有義波で想定される n 波数あたりの最大値は若干異なるが、実用的にはあまり差がないので、その部分の解説は省略した。詳細は原論文を参照されたい。

waves の方が一般的) と呼ばれ, その発生機構を含めて現在研究が進められている. 最近の成果は例えば Kharif *et al.* (2009) 等にまとめられている.

付表 有義波高 1.0 に対する主な換算係数

平均波高	0.63
1/10 最大波の波高	1.27
1/100 最大波の波高	1.67
1/1000 最大波の波高	1.98
1/10000 最大波の波高	2.25