

日本海中部沿岸における異常波浪の極値統計と 佐渡島遮蔽域の波浪特性

近 藤 浩 右*・ 鈴 木 義 和**・ 鹿 島 遼 一***・ 土 屋 義 人****

1. 緒 言

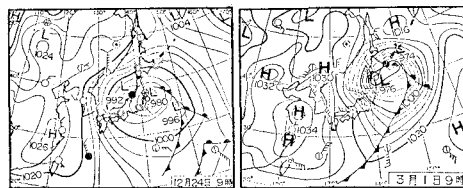
海岸構造物の設計波は、対象地点の実測データに基づく極値解析により、30 年あるいは 50 年確率波として決定されることが多い。しかしながら、観測期間が短い場合には、そのような手法は極端な外挿となって誤差も大きい。Wang ら¹⁾は数値計算により観測期間と確率波高の推定値に含まれる誤差の関係を調べ、少なくとも確率年数の 1/3 程度の観測年数が必要であることを明らかにしている。このため波浪推算を行って設計波を決めることとなるが、推算精度に関する問題もさることながら、数 10 年にわたって各年の最大波高を求めて極値解析により確率波高を決定するほど多くのケースを推算することは、計算時間上の制約から極めて困難である。また、佐渡島背後域のように地形的な波の遮蔽域で風の効果を正しく評価するためには、推算時の計算格子をさらに細かくする必要があり、計算時間も膨大なものとなる。

本研究では、比較的簡便で精度の高い設計波の推定手法の確立を目的として、長期にわたり資料の蓄積されている天気図の情報から、当該地点の極大波高の推定式を導くとともに、過去の天気図を参照して各年の最大波高を算出し、その極値統計解析を行う。また、佐渡島遮蔽域の代表風速と佐渡島沖合の波高により定義される追風指標を用いて、遮蔽域内の波高の整理を試みる。

2. 気象パターンの分類と極大波高の推定式

2.1 気象パターンの分類

図-1 に日本海中部沿岸に高波浪が来襲したときの代表的な 2 種類の天気図を示す。このように、日本海中央部における高波浪時の気象パターンは、主に、低気圧の中心が日本海中央部を通過する際に波高の極大値が発生するものと、低気圧が日本列島沿いに北上・発達して波高の極大値が発生するものとに大別される。前者では本州日本海側の南部と中部の間に、後者では北海道の西方海上に大きな気圧傾度が現れる。もちろん、同一の低気



(a) 低気圧通過型 (b) 北上低気圧発達型

図-1 高波浪時の代表的な気圧配置

圧が日本海中央部を通過した後、北海道付近で停滞または発達し、2 度にわたり波高の極大値（以下単に極値と省略）が観測されることもある。

一例として、1980 年 1 月 1 日～31 日の浜田一輪島間とウラジオストックー函館間の気圧差ならびに輪島水深約 50 m 地点における有義波高の経時変化を比較して、図-2 に示す。各地点の位置関係は、図-3 に示す通りである。極大波の出現に対応して、いずれかの気圧差に極値が発生している様子が理解できる。単一の極大波に対して双方の気圧差に極値が発生することが多いが、その比率は個々のケースで異なり、これを指標として気圧場の変化を定性的に分類することができるように思われる。

1979 年 10 月～1980 年 1 月および 1980 年 10 月～同年 12 月の期間を対象として、輪島で 2 m 以上の極大波高（有義波）を示した 45 ケースの事例について、浜田一輪島およびウラジオストックー函館間の気圧差経時変化を調べ、双方の極値を比較してパターン分類を行った。ただし、短期間に連続して極大波が出現する場合には、その代表的なもののみを採択した。また、波高の極値が 2 m 未満のものもいくつか選出している。このほか、ごくまれに双方の気圧差に極値がみられないケースもあったが、このような場合は日本列島にはほぼ平行に北東から南西に向かって等圧線が形成され、極大波高も 2 m 程度であり大きくなかったため、対象外とした。パターンの分類基準は以下の通りである。

タイプ I: $1.8A_p \geq B_p$

タイプ II: $1.8A_p < B_p$

ここに、 A は浜田一輪島気圧差、 B はウラジオストックー函館気圧差、添字 p は極値を表わす。係数の 1.8

* 正会員 工修 五洋建設(株) 土木設計部

** 正会員 工修 東京電力(株) 原子力建設部

*** 正会員 工修 (財)電力中央研究所 土木研究所

**** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

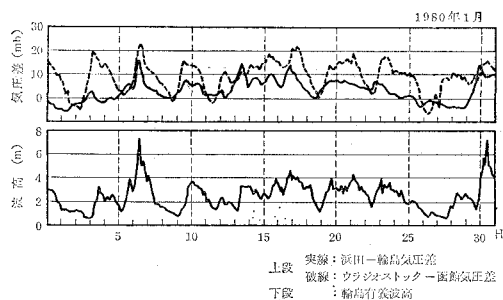


図-2 浜田—輪島気圧差，ウラジオストック—函館気圧差および輪島有義波高の経時変化の比較

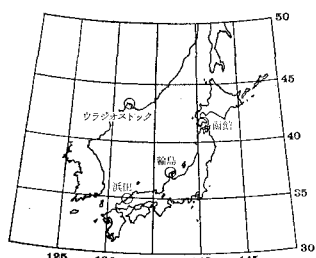


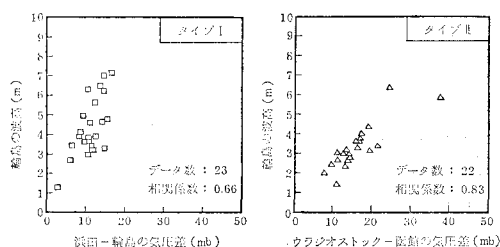
図-3 浜田，輪島，函館およびウラジオストックの位置関係

は，平均的に A_p に比べて B_p が大きくなる傾向を考慮して経験的に定めた値である．分類後のケース数はタイプⅠが 23，タイプⅡが 22 である．

タイプⅠは A_p ，タイプⅡは B_p を用いて対応する輪島の極大波高との関係を図-4 に示す．気圧差の極値は波高の極値と比較的高い相関を有し，高波浪の原因となる気圧場を代表する地点間気圧差を適切に選べば，極大波高は単一の気圧差の極値によってもある程度の推定が可能である．

2.2 極大波高の推定式

ある地点で観測される波浪は，発生源からその地点に到達するまでに，時空間的に変化する種々な気象要因の影響を受ける．したがって，特定地点間の気圧差により極大波高を推定する際には，必ずしも気圧差の極値にとらわれずとも，他時刻の値を採用することにより精度の向上を図れるものと期待される．そこで，3 時間おきに



(a) タイプⅠ

(b) タイプⅡ

図-4 気圧差の極値と極大波高との関係

得られている浜田—輪島，ウラジオストック—函館および輪島—函館間の気圧差を説明変数の対象とし，重回帰解析により輪島極大波高の推定式を導くことにする．タイプⅠの場合は浜田—輪島間の気圧差が極値を示す時刻，タイプⅡの場合はウラジオストック—函館間の気圧差が極値を示す時刻を基準とし，それぞれ 3 時間おきに前後 12 時間の値を説明変数の対象とする．結局，気圧差を求める区間として 3 通り，それぞれ異なる時刻として 9 通り，計 27 の変数を対象として解析する．

説明変数の数を 3 で打切った場合の重回帰推定式は，以下の通りである．

タイプⅠ

$$X = 0.310 + 0.413A_9 + 0.202C_6 - 0.123C_{-3} \dots (1)$$

タイプⅡ

$$X = 0.788 + 0.147A_{-12} + 0.128B_0 + 0.004B_{-8} \dots (2)$$

ここに， X は輪島水深約 50 m 地点の極大波高， A ， B ， C はそれぞれ浜田—輪島，ウラジオストック—函館，輪島—函館間の気圧差である． A ， B ， C 右下の添字は各々のタイプの基準時刻に対する時間のずれを表わし，正の値は時間的に遅れることを，また負の値は時間的に先行することを意味する．第 1 説明変数はタイプⅠの場合 A_9 ，タイプⅡの場合 B_0 である．極大波高の原データと推定値の相関係数はいずれのタイプも 0.91 であり，気圧差のほかに舩倉島や稚内の風向・風速も説明変数の対象とする解析も試みたが，改善は見られなかった．

1979 年～1982 年の 4 年間を対象に，浜田—輪島およびウラジオストック—函館間の気圧差極値年間上位 5 ケースを対象に，式 (1) または式 (2) により波高を計算し，実測値と比較したものを図-5 に示す．図中，丸印はタイプⅠ，四角印はタイプⅡに対応している．黒塗り

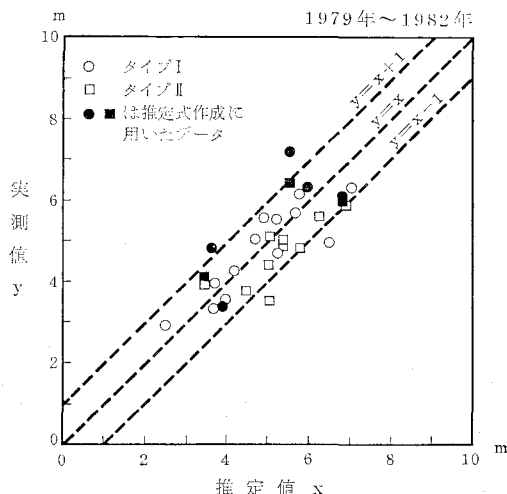


図-5 極大波高の推定値と実測値の比較

のマークは推定式の作成に用いたデータである。推定値の誤差はほぼ ± 1 m の範囲におさまっており、実測値との対応は良好である。

3. 異常波浪の極値統計

過去 30 年間の気象資料により、一時化間の浜田—輪島およびウラジオストック—函館間の気圧差の極値それぞれ年間上位 5 ケースを選出し、気象パターンを分類した後、式 (1)、(2) を用いて極大波高を算出し、また、天気図によりその波向を判断した。日本海の気象特性を考慮し、対象期間は 1953 年～1982 年の寒候期 (10 月～3 月) に限定している。実際の作業に際し、1960 年以降の浜田、輪島および函館の気圧に関しては気象庁が保管している全国気象管署の 3 時間毎のデータ・テープを利用することができたが、1960 年以前およびウラジオストックの気圧は全て 3 時間おきに保存されている極東天気図より直接読み取った。

浜田—輪島間の気圧差の極値に着目して選出した 150 ケースはタイプ I に分類されるものが多く、110 ケースを占める。一方、ウラジオストック—函館間の気圧差の極値に着目して選出したものはタイプ II が 120 ケースを占める。波高の大きな事例は概して両者に共通して選出されることが多いが、30 年間の年最大波のうち前者のみで選出される事例が 5 ケース、後者のみで選出される事例が 4 ケースあり、一方の気圧差のみに注目した場合には日本海中部沿岸の高波浪を網羅しきれないことを裏付ける結果となった。

波向に関しては、輪島で高波浪が観測された時の気圧配置と波向の関係を事前に把握しておき、気圧配置の類似性に注目して天気図より N 寄り波 (N45°W より N 寄りから来襲する波) か否かのみを判断し、主観性を入るのを極力避けることにした。

年最大波の出現日時と波高および気象パターンと波向特性をまとめ表-1 に示す。ただし、同表に示す時刻はタイプ I の場合浜田—輪島、タイプ II の場合ウラジオストック—函館間の気圧差極値の出現時刻であり、実際の極大波高の出現時刻とは必ずしも一致しない。年最大波上位 10 ケースのうち N 寄り波が 8 ケースを占め、日本海中部沿岸に対する特に大きな高波浪は、フェッチの大きな N 寄りの波となる可能性が強いと考えられる。

次に、母集団として、① 全波浪、② N 寄り波、③ N 寄り波: タイプ I、④ N 寄り波: タイプ II の 4 種類を想定し、各々の分類に従って年最大波を再度整理し、Gumbel 分布への適合性を調べた。この結果を図-6 に示す。Gumbel 分布と最も良い適合を示すのは①の全波浪を対象とした場合であり、母集団を狭めるとかえって適合性は低下する。①に対する図中の直線は、

表-1 年最大波の出現日時と波高および気象パターンと波向特性

年	月 日 時	波 高 (m)	順 位	気 象 パター	波向特性
1953	1.13.12	7.39	10	II	N
1954	1.28.12	5.62	30	I	N
1955	2.20.21	9.56	2	II	N
1956	2.29.21	6.75	19	I	N
1957	12.13.9	8.45	3	I	
1958	2.13.9	6.99	14	II	N
1959	1.30.9	6.65	20	II	
1960	12.16.3	5.89	26	II	N
1961	1.26.12	6.88	16	II	N
1962	1.20.12	7.42	9	II	N
1963	1.21.3	7.91	6	I	N
1964	2.12.0	5.88	27	I	N
1965	12.16.21	7.06	12	II	N
1966	3.19.3	7.91	7	I	N
1967	10.28.9	7.82	8	I	N
1968	1.15.3	6.45	22	I	
1969	12.3.0	6.65	21	I	
1970	1.31.18	10.14	1	II	N
1971	1.5.6	5.85	28	II	N
1972	12.1.21	8.12	4	II	N
1973	2.7.12	6.29	23	II	
1974	11.18.18	6.19	25	II	
1975	11.8.0	6.91	15	II	
1976	12.26.9	7.34	11	I	
1977	1.4.0	5.68	29	II	N
1978	3.1.9	8.12	5	II	N
1979	3.31.6	6.28	24	II	
1980	1.30.18	6.82	18	I	
1981	1.3.6	7.01	13	I	
1982	10.25.3	6.88	17	II	

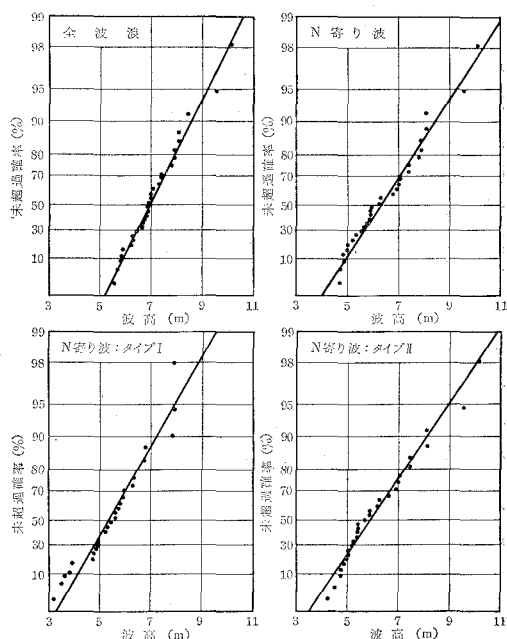


図-6 母集団の種類による年最大波の確率分布 (Gumbel プロット)

$$P(H < x) = \exp \left[-\exp \left(-\frac{x - 6.610}{0.861} \right) \right] \dots\dots (3)$$

と表わされ、50 年確率波高は 9.98 m, 100 年確率波高は 10.58 m と推定される。

Weibull 分布を採用することにより、波向および気象変化のタイプに制限を設けた母集団に対しても、適合度の高い分布関数をあてはめることはできる。しかし、極値の本来の意味から推察すると、極大波高の確率分布に下限値の存在を仮定した Weibull 分布よりも、確率分布の裾形状に指数形を仮定する Gumbel 分布への適合性の最も高いものが母集団としての設定も正しいものと考えられる。気圧差の極値およびこれによって生ずる波高は元来あまり方向性を有しないものであり、N 寄り波の概念は日本海の地形的な制約と対象地点との関係より生ずる見かけ上の母集団であるとの考えもできよう。

4. 佐渡島遮蔽域の波浪特性

佐渡島に遮蔽された本州沿岸部のように、回折後の波がさらに 50 km 以上の伝播距離を経て海岸に波が到達するような場合には、到達波高の推定上、遮蔽域内の風の効果を無視し得ない。この効果は本間ら²⁾あるいは及川ら³⁾によって、すでにその重要性が指摘されているものの、これを考慮して二地点間の波高の関係を定量的に説明するまでには至っていない。そこで、1979 年～1982 年の弾崎水深約 54 m 地点における波浪観測記録より、有義波高の極大値が 2 m 以上で前後の波向が NNE～NW、同時に柏崎の風況・波浪記録も得られている事例を計 28 例抽出し、柏崎浅海部水深約 15 m 地点(東京電力株式会社柏崎・刈羽原子力発電所前面海域)における有義波高との関係を調べた。両地点の位置関係を図-7 に示す。抽出事例はいずれも換算沖波波高に対する柏崎浅海部の水深波高比 h/H_0' が 2.5 以上であり、碎波の影響はほとんど無いと考えられる。

データを整理するに当たり、弾崎の波高としては極大波出現時刻と前後 2 時間、計 3 回の観測結果の平均値を、柏崎の波高としては弾崎の極大波出現時刻から 4 時間以内、やはり計 3 回の観測結果の平均値を採用した。2 時間おきの観測では極大波をおさえきれないこともあること、多くの場合柏崎の極大波は弾崎のそれより 0～2 時間遅れて出現すること、および周期 8 s～10 s の波は弾崎から柏崎へのエネルギー伝播に約 4 hrs を要すること

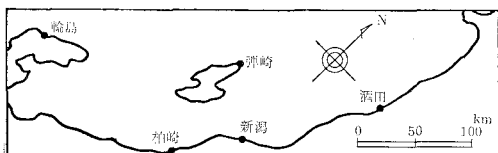


図-7 弾崎と柏崎の位置関係

などを考慮したためである。

弾崎・柏崎間における風の効果を評価するには、簡易な式で風速から波高を求め、伝播波高との比をとって指標とするのが便利である。ここでは、フェッチを 100 km に固定し、SMB 法 (Formula-IV)⁴⁾ により発生波高を求め、弾崎の波高との比 α を算定し、これを採用した。用いた風速は柏崎港の地上約 16 m で観測されたもので、先と同様、弾崎の極大波高出現時刻と前後 2 時間、計 3 回の観測結果の平均値である。

次に、佐渡島をう廻して柏崎に波が伝播する場合、主たるエネルギーの伝播経路の共通性に着目し、28 の事例を NNW および NW 波と、NNE および N 波の 2 つのグループに分けた。前者のケースは全部で 19 ケースあり、うち 1 ケースのみはほぼ無風で、他の 18 ケースはいずれも風向は N～WNW の追風条件である。風速は 7～20 m/s と変化している。後者のケースは全部で 9 ケース。うねり性波浪 2 ケースを除くと残りは 7 ケースである。うち無風が 3 ケースで、他の 4 ケースは風向 NE～NW の追風条件を満たし、風速は最大 18 m/s に達するものがある。

図-8 は横軸に α を、縦軸に弾崎に対する柏崎の波高比 R_H をとってグループ別にデータをプロットしたものである。風の影響を無視した場合、各グループの中で計算上の波高比はほぼ等しい。NNW および NW 波の場合、伝播波高に対する発生波高の比率の増大に伴い波高比も大きくなる様子が認められ、その傾向は図中の一点鎖線で代表される。NNE および N 波の場合、上記比率が増大しても波高比はほとんど変わらない。NNE および N 波はエネルギーの大部分が佐渡島と本州の間を通過して柏崎に伝播する。この波に対する追風は両サイドの地形の影響を受け、いわゆる有効フェッチが 50 km 以下となる。したがって、発生波高が伝播波高に比べて有

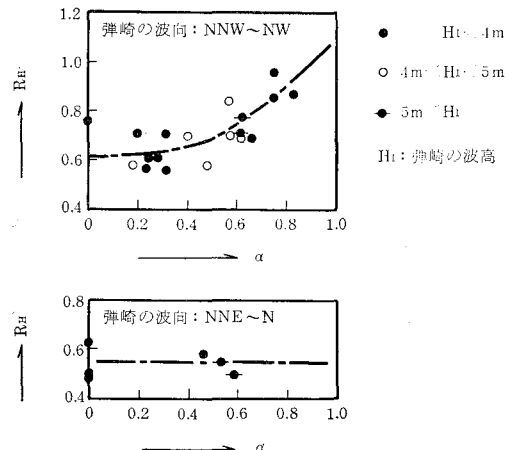


図-8 追風指標 α と波高比 R_H の関係

意な大きさまで発達せず、このような傾向を示すものと考えられる。

図-9は横軸に弾崎の波向 θ を、縦軸に波高比 R_H をとり、 α の段階別に両者の関係を算定し、実測結果との対応を示したものである。実線および一点鎖線はそれぞれ光易型方向関数を仮定した場合の方向集中度パラメータ $S_{\max}=10$ および75に対応する計算結果であり、方向分散法により佐渡島背後の回折係数と平均波向の変化を評価した後、成分波の重ね合わせにより不規則波として水深15mまでの浅水・屈折変形を計算し、求めたものである。 $\alpha>0$ の場合は図-8より無風状態($\alpha=0$)に対する R_H の増加率を図中の一点鎖線より読み取り、回折係数を割増してある。

計測器の測定精度や、データ長の有限性に伴う統計的変動性のため、通常、有義波高には $\pm 5\%$ 程度の誤差が内包される。したがって、実測値より波高比を算出した場合には $\pm 10\%$ 程度のバラツキが生ずるのを避け得ないことを考慮すれば、 θ および α の変化に対して実測値

と計算値の対応は良好であると判断されよう。

$S_{\max}$ の大きなうねり性波浪は、エネルギーの方向集中度が高いため、佐渡島を廻り込んで柏崎に波が到達する場合、計算上風波に比べて減衰が著しいが、実測値(沖波波形勾配 $H_0/L_0<0.025$ の2ケース)もこの傾向を裏付けている。

5. 結 語

輪島の沖波を例として、時化時の極大波高が極大波発生前後の日本海の気圧場を反映する代表地点間気圧差により良好な精度で推定し得ることを示すとともに、この推定式を用いて過去30年の天気図より日本海中部沿岸の確率波高を求めた。日本海はその周辺に多くの気象観測点を有するので、本研究と同様の手法により、北部あるいは南部沿岸の波浪を推定することも可能であろう。佐渡島遮蔽域における波高の推定については、回折効果に加えて遮蔽域内における追風効果の重要性を明らかにし、実測値に基づく比較的簡便な評価手法を示した。

最後に、本研究の実施に当り快くデータを提供していただいた運輸省第一、第三港湾建設局および気象庁統計課の方がた、ならびに貴重な御意見を賜った京都大学防災研究所の光田寧教授および京都産業大学の藤井健教授をはじめ波浪予知研究会の諸氏に謝意を表す。なお、本研究は、東京電力株式会社の協力による波浪予知研究会(代表:土屋義人京都大学教授)として実施した研究の一部であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) Wang, S. and B. Le Mehaute: Duration of measurement and long-term wave statistics, Jour. Water., Port, Coast. & Ocean Eng., ASCE, Vol. 109, No. 2, pp. 236~249, 1983.
- 2) 本間 仁・堀川清司・趙 榮耀: 佐渡島の波に対するしゃへい作用, 第13回海岸工学講演会論文集, pp. 42~49, 1966.
- 3) 中田邦夫・及川 研・中尾邦彦・高橋豊喜・榎原修治: 佐渡島の遮蔽効果に関する現地観測, 第30回海岸工学講演会論文集, pp. 179~183, 1983.
- 4) 土木学会編: 水理公式集, p. 486, 1985.

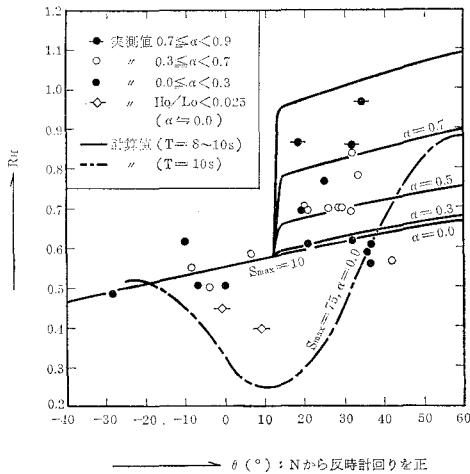


図-9 追風指標 α の段階別にみた弾崎の波向 θ と波高比 R_H の関係