

BSPE00050-81-7

韓國 近海域에서의 波浪 모델 研究

Wave models for the seas adjacent
to the Korean Peninsula

1984. 3.

韓國科學技術院
海洋研究所

科學技術處

제 출 문

과학기술처장관 귀하

본 보고서를 “한국 근해역에서의 파랑 모델 연구” 사업의 연구보고서로 제출합니다.

1984 년 3 월 일

연구기관명 : 한국과학기술원

해 양 연 구 소

연구책임자 : 姜 始 桓

연 구 원 : 蔡 璋 源

金 哲 洙

崔 濟 國

李 光 守

要 約 文

韓國 周邊海域에서 發生되는 波浪의 特性과 海洋環境에 미치는 影響에 對해 考察하고, 波浪 豫報의 電算化를 爲해 遂行된 波浪모델 研究 結果에 對해 記述하였다.

實際 使用面과 要求되는 波浪 情報에 따라 有義波 概念에 依한 SMB法, Wilson 法을 使用한 波浪모델과 보다 近接하게 海上의 海波를 나타낼 수 있는 波浪 스펙트럼 概念을 基礎로 한 DSA-5, HYPA 모델로 區分하여 適用하였다.

韓半島 周邊에서 季節風과 같이 風域이 대체로 一定한 狀況에서는 SMB 모델을 使用하여 風向·風速에 따른 波浪 特性의 分布圖를 作成하였다. 이와 함께 海上의 波浪 運動에 依한 流速과 海底面에 미치는 수리적 힘을 定量的으로 求하기 爲하여 波浪 動力學 모델을 開發, 淺海인 西海에 適用하였다. 計算 結果 西海의 地理的, 地形的 與件과 海上 氣象의 特性으로 인해서 우리나라의 西海岸 近海域은 가장 거친 波浪分布가 나타나게 되고, 이에 따라 강한 流速과 剪斷應力이 海底面에 加해 지는 것으로 나타났다. 이러한 강한 流速과 수리적 힘은 西海岸의 沿岸 浸蝕, 堆積物 移動, 그리고 堆積 環境에 크게 作用할 것으로 看做된다.

東支那海까지 擴張된 遠近 海上의 海波 豫報를 爲한 電算 實用化의 準備를 위하여 DSA-5 모델과 HYPA 모델의 適用 可能性 및 實用性에 對한 研究가 遂行되었다. DSA-5 모델에 依據, 颱風 AGNES, CECIL, ELLIS 通過時, 周邊海域에서의 海波分布 狀態와 그 時間的 變化가 計算되었으며, 實際 觀測 資料와의 比較에서 良好한 結果를 나타냈다. 이러한 海波 數值豫報 모델의 電算 實用化를 爲해서는 周邊海域에 對한 長期 觀測 資料와의 比較 檢證 過程을 充分히 거쳐야 그 正確度를 立證할 수 있으며, 이러한 作業을 爲해서 海上 觀測 부이의 設置가 切實히

要求된다. 海底地形의 變化에 따른 海波 特性의 變換을 推定할 수 있는 淺海波 變形 모델이 開發되어 厚浦港의 觀測值와 比較, 近接한 結果를 얻을 수 있었으나, 水深이 얇은 西海나 沿岸 海域에 對한 보다 正確한 波浪 特性 豫測을 爲해서는 앞으로 繼續的인 研究가 推進되어야 할 것이다.

SUMMARY

The wave models for the Yellow, the East (the Sea of Japan), and the East China Seas have been developed and implemented for their practical uses.

The SMB model was employed to calculate the wave characteristics generated by the steady-wind field which is dominantly occurred in the Yellow or the East Sea. The major patterns of the wave distributions in the both seas were presented. In conjunction with the SMB model, a wave dynamics model has been developed to calculate wave-induced motions such as orbital and mass transport velocities, and bottom shear stresses in a shallow water. The model was then applied to the Yellow Sea. The result shows that offshore areas extended from the west coast are persistently subjected to the strong wave action and bottom shear stresses due to the geometrical orientation in the prevailing wind directions of the Yellow Sea. The wave actions in these areas were found to be strong enough to cause the active shoreline erosion and the sediment transport along the west coast.

Numerical wave prediction models, such as DSA-5 and HYPA model, have been applied to the Far East Asian seas, and they were tested to analyze their forecasting performances in these regions under the various marine wind conditions. Their hindcasted results, compared with the limited observations, show that the models can be used for an routine operational use, though they need further calibrations with high quality field data. The data obtained through long-term observations are lacking in the seas adjacent to the Korean Peninsula.

Although the wave characteristic changes due to a varying water depth were obtained from a wave-spectrum transformation model, further research is needed to predict the wave conditions in the shallow water such as the Yellow sea and coastal regions of the Korean Peninsula.

CONTENTS

Summary	5
List of Figures	11
List of Tables	21
Chapter I. Introduction	27
Chapter II. Descriptive characteristics of the adjacent seas to Korea	31
Section 1. Division and bottom topography	31
2-1-1. East Sea of Korea	31
2-1-2. South Sea of Korea	32
2-1-3. Yellow Sea	32
2-1-4. East China Sea	34
Section 2. Characters of wind distributions	34
2-2-1. Pressure fields	34
2-2-2. Characters of regional wind fields	36
Section 3. Characters of wave distributions	38
Chapter III. Wave models	41
Section 1. Description of wave-prediction method development	41
Section 2. Significant wave method	43
3-2-1. SMB method	43

3-2-2.	Wilson method	46
Section 3.	Wave spectral method	48
3-3-1.	DSA-5 model	49
3-3-2.	HYP A model	50
Section 4.	Shallow-water wave spectral transformation model	58
3-4-1.	Description of the model	58
3-4-2.	Theoretical background	58
3-4-3.	Numerical procedure	63
3-4-4.	Model verification	65
Section 5.	Wave dynamics model.....	66
3-5-1.	Basic equations of wave motions.....	66
3-5-2.	Bottom shear stress	67
Chapter IV.	Wave model applications and results of numerical calculations	73
Section 1.	SMB and wave dynamics models	73
4-1-1.	Introduction	73
4-1-2.	Yellow Sea and South Sea of Korea	73
4-1-3.	East Sea of Korea	82
Section 2.	Numerical wave predictions	86
4-2-1.	DSA-5 model	86
4-2-2.	HYP A model	101
Section 3.	Wave hindcasts for typhoons	114

4-3-1.	Sea-state changes in the adjacent seas to Korea	114
4-3-2.	Results of Wilson method	126
Section 4.	Shallow-water wave prediction	131
4-4-1.	Grid system	132
4-4-2.	Model input and boundary condictions	132
4-4-3.	Comparisons of the observations with the calculations	135
Chapter V.	Conclusions and recommendations	141
	Acknowledgement	143
	References	145
Appendix A	Statistical analyses of wave characteristics ..	153
Appendix B	Field measurements and data analyses	163
Appendix C	Wave calculations using Wilson method for a typhoon	173
Appendix D	Distributions of wave heights, wave periods, bottom orbital velocities and bottom shear stresses in the Yellow Sea	179
Appendix E	Distributions of wave characteristics in the Yellow Sea	189
Appendix F	Time-changes of wave distributions during the passages of typhoons	199

그림 목차

List of Figures

- Fig. 1-1. Approximate distribution of ocean surface wave energy illustrating the classification of surface waves band, primary disturbing force and primary restoring force. 29
- Fig. 2-1. Seas adjacent to the Korean Peninsula. 33
- Fig. 2-2. Typical pressure pattern during winter season. 34
- Fig. 2-3. Typical pressure pattern during summer season. 35
- Fig. 2-4. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea. 35
- Fig. 2-5. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea. 35
- Fig. 2-6. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea. 35
- Fig. 2-7. Standard wind roses for the winds observed at the various coastal weather stations. 37
- Fig. 3-1. Mean JONSWAP spectrum with the definition of the wind-sea parameters. 52
- Fig. 3-2. Example of wind field-input for the HYPA model. 55
- Fig. 3-3. Sea-state predicted by HYPA model based on the wind of Fig. 3-2 over the North Atlantic. 56
- Fig. 3-4. Distributions of the spectral energy and propagation direction at a specified grid point. 57
- Fig. 3-5. Description of the local grid for a wave spectral transformation model. 64

Fig. 3-6.	Kajiura's frictional coefficients in an oscillating flow; for a smooth bottom, and rough bottom.	70
Fig. 4-1.	Geometry and bottom topography of the South Sea of Korea the Yellow and the East China Seas. Numerical grids are shown along the coastal boundary.	74
Fig. 4-2.	Distributions of the wave characteristics for a northwest wind; (a) the significant wave height and (b) the significant wave period.....	76
Fig. 4-3.	As the same of Fig. 4-2, except for a wind speed; (a) the wave height and (b) the wave period.	77
Fig. 4-4.	Distributions of the wave-induced motions for a northwest wind of 40 knots; (a) the bottom orbital velocity and (b) and bottom shear stress.	79
Fig. 4-5.	As the same of Fig. 4-4, except for a wind speed of 20 knots; (a) the bottom orbital velocity and (b) the bottom shear stress.....	80
Fig. 4-6.	Distributions of the wave-induced motions for a southwest wind of 40 knots, (a) the bottom orbital velocity and (b) the bottom shear stress.....	81
Fig. 4-7.	Geometry and bottom topography of the East Sea of Korea. Numerical grids are shown along the coastal boundary.....	83
Fig. 4-8.	Distributions of the wave characteristics for a northeast wind of 20 knots; (a) the significant wave height and (b) the significant wave period.....	84
Fig. 4-9.	As the same of Fig. 4-8, except for a wind speed 40 knots, (a) the significant wave height and (b) significant the wave period.....	85

Fig. 4-10.	Numerical grid for the wave prediction in the Far East Asian seas with DSA-5 model.....	87
Fig. 4-11.	Wave height distribution calculated by using numerical grid $\Delta\lambda = 45$ nautical miles for a south wind.	91
Fig. 4-12.	As the same of Fig. 4-11, except for reduced grid spacing $\Delta\lambda = 22.5$ nautical miles.....	92
Fig. 4-13.	Comparisons with the observations at the ODBS No. 6 in the East Sea of Korea from January through February, 1982; (a) the broken and the solid lines denotes analyzed and observed wind speeds respectively, and (b) the broken and the solid lines denotes hindcasted and observed wave heights, respectively.....	93
Fig. 4-14.	As the same of Fig. 4-13, except for March, 1982.....	94
Fig. 4-15.	As the same of Fig. 4-13, except for May, 1982.....	95
Fig. 4-16.	Comparisons of the hindcasted and the observed wave height at the Eocheong Island in the Yellow Sea.....	98
Fig. 4-17.	Scatter diagram of the observed and the calculated wave heights during Jan. 24-Feb. 10, 1982. The solid line indicates the least square linear regression of $H_y = 1.1 + 0.4H_x$; correlation coefficient = 0.59.....	98
Fig. 4-18.	As the same of Fig. 4-17, except for during March 23-March 31, 1982. $H_y = 0.9 + 0.37H_x$; correlation coefficient = 0.57.....	99
Fig. 4-19.	As the same of Fig. 4-17, except for during May 18-May 24, 1982. $H_y = -0.5 + 0.87H_x$; correlation coefficient = 0.66.....	100

Fig. 4-20.	Numerical grid for the wave prediction for the East Sea of Korea with HYP A model.....	102
Fig. 4-21.	Flow diagram for HYP A model.....	103
Fig. 4-22.	Wave height distribution predicted by HYP A model with a 8 hr-wind duration. Broken line indicates the division of wind fields with wind speeds of 3.5m/sec and 20m/sec, respectively.....	105
Fig. 4-23.	As the same of Fig. 4-22, except for a 10 hr-wind duration.....	106
Fig. 4-24.	As the same of Fig. 4-22, except for a 12 hr-wind duration.....	107
Fig. 4-25.	As the same of the Fig. 4-22, except for a 14 hr-wind duration.....	108
Fig. 4-26.	Variations of wave heights due to swell propagations at the Ulreung Island and the Pohang.....	109
Fig. 4-27.	Trajectories of typhoons during 1981-1982.....	115
Fig. 4-28.	Hindcasted sea-states during the typhoon Agnes, at 0000 GMT 31 August, 1981.....	116
Fig. 4-29.	As the same of Fig. 4-28, at 1200 GMT 31 August, 1981.....	117
Fig. 4-30.	Comparisons of the hindcasted and the observed values at the ODBS No. 4 in (a) the the observed and the estimated wind and (b) the observed and the hindcasted wave height.....	118
Fig. 4-31.	Hindcasted sea-states during the typhoon Cecil at 0000 GMT 11 August, 1982; wave heights, in meter.....	120
Fig. 4-32.	As the same of Fig. 4-31, except for 12 August, 1982 during the typhoon Cecil.	121

Fig. 4-33.	Comparisons of the hindcasted and the observed values at the Seogwipo of Jeju Island during the typhoon Cecil; (a) the observed and the estimated wind speeds in knot and (b) the observed and the hindcasted wave heights in meter.....	122
Fig. 4-34.	Hindcasted sea-states at 0000 GMT 26 August, 1982 during the typhoon Ellis.....	123
Fig. 4-35.	As the same of Fig. 4-34, except for 1200 GMT 26 August, 1982 during the typhoon Ellis.....	124
Fig. 4-36.	Comparisons of the hindcasted and the observed values at the Hupo of the east coast of Korea during the typhoon Ellis; (a) the observed and the estimated wind speed, and (b) the observed and the hindcasted wave heights in meter.....	125
Fig. 4-37.	Surface wind fields calculated from the Wilson's method.....	127
Fig. 4-38.	Major wind-fetches at 15° intervals from the Hupo area.....	128
Fig. 4-39.	Isotaches.....	129
Fig. 4-40.	Comparisons of the observed and the calculated values at the Hupo harbour; (a) wind direction and speed, and (b) wave period and height	130
Fig. 4-41.	Wave observation stations and bottom topography at the offshore of Hupo Harbour.....	133
Fig. 4-42.	Numerical grid for a shallow-water wave transformation model.....	134
Fig. 4-43.	Comparison between the measured and the computed wave spectra at 0300 GMT 24 Feb., 1982.....	135

Fig. 4-44.	As the same of Fig. 4-43, except for 24 June, 1982.....*	138
Fig. 4-45.	As the same of Fig. 4-43, except for 28 June, 1982.....	139
Fig. A-1.	Comparison of the JONSWAP and the Pierson-Moskowitz (P.M.) spectra.....	162
Fig. B-1.	Time series data of the winds and the waves measured at the offshore of Eocheong Island from Oct. 26 through Nov. 1, 1983.....	170
Fig. B-2.	Example of wave spectra changes measured at 3 hr intervals at the offshore of Eocheong Island.....	171
Fig. D-1.	Distributions of the wave characteristics and the wave-induced motions for a north wind; (a) the significant wave height, (b) the significant wave period, (c) the bottom orbital velocity, and (d) the bottom shear stress.....	181
Fig. D-2.	As the same of Fig. D-1, for a west wind; (a) the significant wave height, (b) the significant wave period, (c) the bottom orbital velocity, and (d) the bottom shear stress.....	183
Fig. D-3.	As the same of Fig. D-1, for a southwest wind (a) the significant wave height, (b) the significant wave period, (c) the bottom orbital velocities shown in Fig. 4-6(a), and (d) the bottom shear stresses shown in Fig. 4-6(b).....	185
Fig. D-4.	As the same of Fig. D-1, for a south wind (a) the significant wave height, (b) the significant wave period, (c) the bottom orbital velocity, and (d) the bottom shear stress.....	186

Fig. E-1.	Distribution of the wave characteristics for a east wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	191
Fig. E-2.	Distribution of the wave characteristics for a southeast wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	192
Fig. E-3.	Distribution of the wave characteristics for a south wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	193
Fig. E-4.	Distribution of the wave characteristics for a southwest wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	194
Fig. E-5.	Distribution of the wave characteristics for a west wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	195
Fig. E-6.	Distribution of the wave characteristics for a northwest wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	196
Fig. E-7.	Distribution of the wave characteristics for a north wind; (a) the significant wave height, and (b) the significant wave period.....	197
Fig. F-1.	Hindcasted wave distributions during the typhoon Agnes, at 0000 GMT 1 September, 1981.....	201
Fig. F-2.	As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 1 September, 1981.....	202

Fig. F-3.	As the same of Fig. F-1, except for 0000 GMT 2 September, 1981.....	203
Fig. F-4.	As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 2 September, 1981.	204
Fig. F-5.	As the same of Fig. F-1, except for 0000 GMT 3 September, 1981.	205
Fig. F-6.	As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 3 September, 1981.....	206
Fig. F-7.	Hindcasted wave distributions during the typhoon Cecil, at 1200 GMT 12 August, 1982.....	207
Fig. F-8.	As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 13 August, 1982.	208
Fig. F-9.	As the same of Fig. F-7, except for 1200 GMT 13 August, 1982.	209
Fig. F-10.	As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 14 August, 1982.	210
Fig. F-11.	As the same of Fig. F-7, except for 1200 GMT 14 August, 1982.....	211
Fig. F-12.	As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 15 August, 1982.	212
Fig. F-13.	Hindcasted wave distributions during the typhoon Ellis, at 1800 GMT 26 August, 1982.	213
Fig. F-14.	As the same of Fig. F-13, except for 0000 GMT 27 August, 1982.	214

Fig. F-15.	As the same of Fig. F-13, except for 0600 GMT 27 August, 1982.....	215
Fig. F-16.	As the same of Fig. F-13, except for 1200 GMT 27 August, 1982.....	216
Fig. F-17.	As the same of Fig. F-13, except for 1800 GMT 27 August, 1982.....	217
Fig. F-18.	As the same of Fig. F-13, except for 0000 GMT 28 August, 1982.....	218

表 目 次

LIST OF TABLES

Table 4-1.	Seasonal mean values of surface sea water temperature (T_w) and air temperature (T_a) at the site of ODBS No. 6 in the East Sea of Korea (provided from the Korean Central Meteorological Office)	89
Table 4-2.	Measuring method and accuracy of sensors for ODBS No. 6 (J.M.A. 1978)	96
Table 4-3.	Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at ODBS No. 6 in the East Sea of Korea.....	97
Table 4-4.	Frequency bins in the wave spectrum output of HYPA model.....	109
Table 4-5.	Swell-energy at Pohang area in the East Sea of Korea.....	110
Table 4-6,	Swell-direction at Pohang area in the East Sea of Korea.....	112
Table 4-7.	Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at ODBS No. 4 in the East China Sea during the typhoon Agnes.....	118
Table 4-8.	Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at Seogwipo of Jeju Island during the typhoon Cecil.....	119
Table 4-9.	Statistical results of the comparison between the hindcasted (DSA-5) and observed values at Hupo in the East Sea of Korea during the typhoon Ellis.	126



Table 4-10.	Statistical results of the comparison between the hindcasted (Wilson method) and observed values at Hupo in the East Sea of Korea during the typhoon Ellis.....	131
Table 4-11.	Selected sets of wave data used for the shallow-water wave model test.	135
Table A-1.	The relations of characteristic wave height based on the Rayleigh distribution.....	157
Table A-2.	Characteristics of wave periods and frequencies.....	159
Table B-1.	Description of field measurements at the Eocheong Island in the Yellow Sea during 25 October-1 November, 1983.....	165
Table B-2.	Hourly wind speeds and directions (Eocheong Is. Oct. 25-Nov. 1, 1983).....	166
Table B-3.	Characteristic wave parameters (Eocheong Is. Oct. 26-Nov. 1, 1983).....	169

目 次

要約文	1
그림目次	11
表目次	21
第I章 序 論	27
第II章 韓國 周邊海域의 特性 概要	31
第1節 海域區分 및 海底地形	31
2-1-1. 東海	31
2-1-2. 南海	32
2-1-3. 西海	32
2-1-4. 東支那海	34
第2節 바람 分布의 特性	34
2-2-1. 氣壓配置에 따른 變化	34
2-2-2. 地域的인 바람의 特性	36
第3節 波浪分布의 特性	38
第III章 海波 모델	41
第1節 海波豫報 發達概要	41
第2節 有義波法 (Significant wave method)	43
3-2-1. SMB法	43
3-2-2. Wilson法	46
第3節 波浪 스펙트럼法 (Wave spectral method)	48
3-3-1. DSA-5 모델	49

3-3-2. HYPА 모델	50
第4節 淺海波變形 모델	58
3-4-1. 數值 모델의 概要	58
3-4-2. 理論的인 背景	58
3-4-3. 數值 解析 過程	63
3-4-4. 모델의 檢證	65
第5節 波浪力學 모델 (Wave dynamics model)	66
3-5-1. 波浪 運動 基本式	66
3-5-2. 海底面에서의 剪斷應力	67
第IV章 韓國 沿近海域에 對한 波浪 모델 適用 및 結果	73
第1節 SMB 및 波浪力學 모델	73
4-1-1. 序論	73
4-1-2. 西海·南海	73
4-1-3. 東海	83
第2節 海波 數值 豫報	86
4-2-1. DSA-5 모델	86
4-2-2. HYPА 모델	101
第3節 颱風 通過時 波浪 豫測	114
4-3-1. 周邊海域의 海上 狀態 變化	114
4-3-2. Wilson法에 依한 波浪 推定	126
第4節 淺海波 數值 豫報	131
4-4-1. 格子網圖	132
4-4-2. 入力 및 境界條件	132
4-4-3. 波浪 觀測 資料와 모델 結果의 比較	135

第V章 結論 및 提言	141
謝 辭	143
參考文獻	145
附錄 A. 海波의 統計的 特性 分析	153
附錄 B. 現場 觀測 및 資料 分析	163
附錄 C. 颱風 通過時 Wilson 法에 의한 波浪 計算	173
附錄 D. 西海에서의 波高, 週期, 海底流速 및 剪斷應力分布	179
附錄 E. 東海에서의 海波特性 分布	189
附錄 F. 颱風 通過時 海波 分布의 時間別 變化	199

第 I 章 序 論

지난 10년 간 海運, 港灣, 造船, 等 海洋關聯産業은 刮目할 만한 成長을 持續하여 왔다. 이로 인하여, 우리나라 周邊海域에서의 海上活動은 範圍와 利用度가 점차 擴大되어 가고 있으며, 臨海 工業團地 造成, 干拓事業등 沿岸開發事業 또한 계속 推進되고 있다. 따라서 韓半島 周邊海域의 波浪 特性의 理解와 海波 豫測은 沿岸開發事業에 必須的인 基礎資料로써 要求될 뿐만 아니라, 漁業과 海運活動에서의 安全航海, 經濟運航 등 關聯産業의 經濟性과 直結되어 있는 重要性을 지니고 있다. 이러한 當面課題를 解決하기 위한 基礎로써 우리나라 沿近海域에 알맞는 波浪모델을 研究 開發하는데 本 研究의 目的이 있다.

一般的으로 海上 狀態는 매우 複雜한 樣相을 띠고 있으며, 여러 物理的 要因에 의해 發生된 海波의 複合的인 結果이다. 그 중에서 週期가 1~30sec 인 海波는 海上의 바람으로부터 持續的인 에너지 供給에 의해 發生되는 重力波로써, 가장 큰 에너지를 內包하고 있어서 (Fig. 1-1) 海上 狀態의 主要 決定要因일 뿐만 아니라 沿近海域에서의 動力學的 힘의 根源이라 하겠다.

한 海域에서의 海波分布特性은 海上氣象과 周邊의 地理的 與件, 水深 및 海底地形 등에 따라 決定된다고 볼 수 있다. 海上의 氣象과 直結된 風速, 吹送距離에 따라 海波의 發生 및 發達は 크게 좌우되며, 이들의 크기가 增加함에 따라 더 큰 波高와 週期를 갖는 海波가 發生된다. 比較的 一定한 風向을 지닌 持續的인 季節風의 吹送距離는 海域 周邊의 地形的 條件에 따라 決定되며, 그 海上의 海波 特性에 큰 影響을 미친다. 卽, 예를 들면, 北東~南西 方向으로 길게 位置한 東海는 北東風 또는 南西風에 의해서 가장 긴 吹送距離를 갖게 되며, 東海岸 近海에서는 北東風에 의해서 가장 긴 吹送距離를 나타내게 된다. 이와 마찬가지로 西海岸의 沿

近海域에서는 北西風에 의해서 가장 거친 海上 狀態가 惹起된다. 한편 海域의 水深과 海底地形의 屈曲은 東海와 같은 深海의 경우는 海上의 波浪運動이 海底面에 미치지 못하므로 아무런 영향을 받지 않는다. 그러나 西海와 같이 비교적 水深이 얇은 淺海에서는 海底面에서의 摩擦로 인한 波浪에너지의 減少, 地形의 屈曲에 따른 波浪屈折, 淺水效果 등이 海波特性에 큰 影響을 미치게 된다. 이와 같이 그 海域의 水深에 따라 風波의 發生 및 發達は 크게 制限을 받게 되며, 變形된다.

本 研究에서는 우리나라 周邊海域에서의 海波의 主要 決定要因이 고려된 波浪모델을 보완, 適用하였으며, 또한 海波豫報를 위한 電算 實用화가 試圖되었다.

本 報告書의 主要 內容은 다음과 같다. 第Ⅱ章에서는 海波發達 要因들과 聯關된 韓半島 週邊海域의 特性에 對하여 考察하였으며, 第Ⅲ章에서는 周邊海域에 適用된 波浪모델에 대한 基礎理論 및 背景에 對해서 簡略히 記述하였다. 第Ⅳ章에서는 波浪모델을 실제로 우리나라 周邊海域에 適用하여 計算된 數值結果를 提示하고, 制限된 觀測資料와의 比較가 統計 處理 되었으며, 第Ⅴ章에서는 討議 및 結論이 記述되었다.

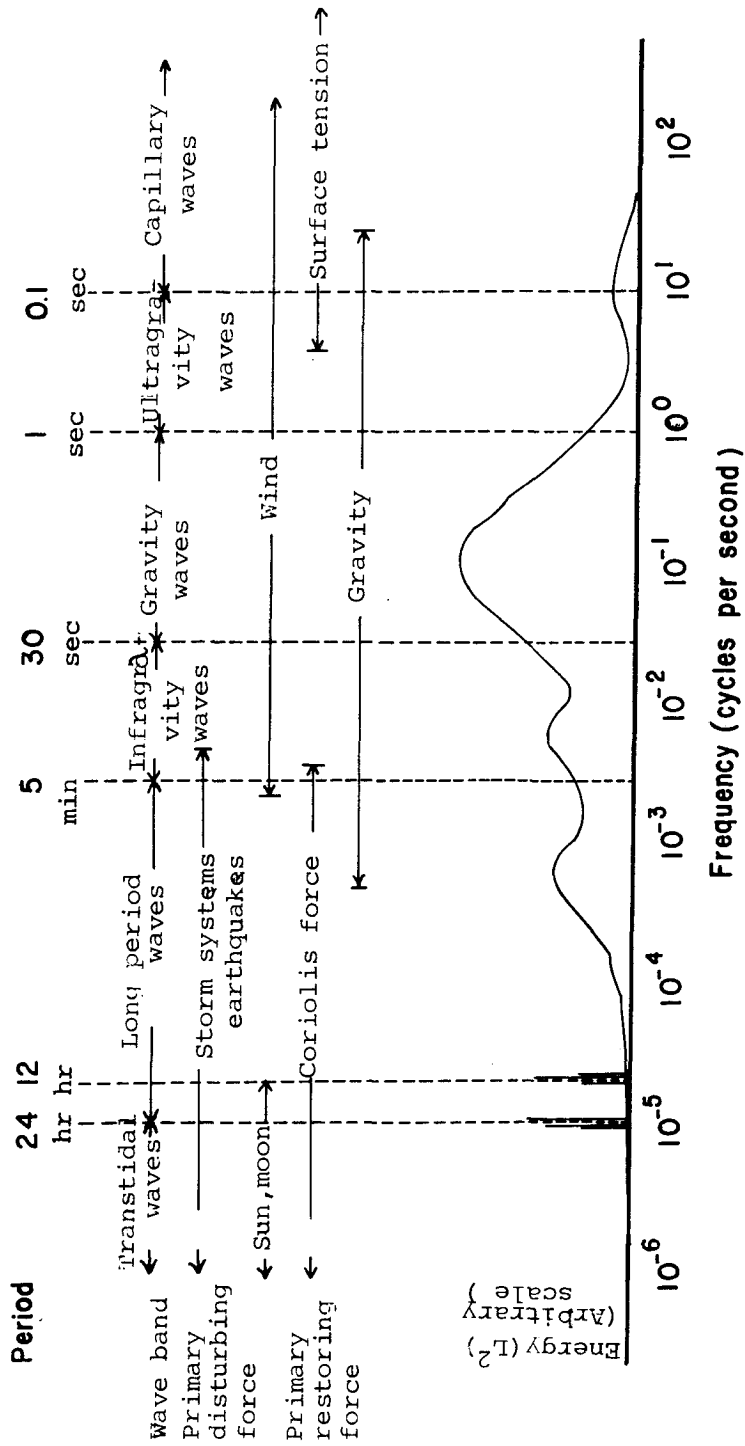


Fig. 1-1. Approximate distribution of ocean surface wave energy illustrating the classification of surface waves by wave band, primary disturbing force and primary restoring force (Kinsman, 1965).

第 II 章 韓國 周邊海域의 特性 概要

韓半島 周邊海域은 크게 東海, 南海, 西海로 區分되며, 地理的인 형상 및 海洋學的인 特性등이 서로 다르다. (Fig. 2-1). 따라서 本章에서는 海上 氣象과 관련하여 韓國 近海 및 東支那海域에 對한 海底地形, 바람分布 및 波浪分布 特性을 概略的으로 說明하였다.

第 1 節 海域區分 및 海底地形

2-2-1. 東海

東海는 韓國, 日本, 蘇聯과 接하고 있으며, 內海와 같은 性格을 지니고 있다. 北部는 水深이 얇은 海峽들을 통해 北西太平洋과 연결되며, 南쪽의 韓國海峽에 의해 南海(東支那海)와 연결되고 있다. 그 面積은 130 萬 km^2 이며, 그 중 200 m 이내의 大陸棚은 전체의 約 $1/5$ (28 萬 km^2) 을 차지하며, 平均水深은 1,543 m 이고, 最大水深은 4,049 m ($43^{\circ}00'N$, $137^{\circ}39'E$)이다. 東海 中心部에는 大和海嶺과 日本海盆이 分布하고 있다.

東海의 中心部 및 韓半島의 東쪽은 비교적 平坦하고 底質은 水深에 따라 다르다. 波浪의 影響을 많이 받는 沿岸地域은 主로 砂質土이다. 따라서 東海의 波浪은 이 海域에서 發生된 風波에 의해서 지배되며, 太平洋등의 外海에서 발달된 波浪의 영

향을 남쪽해역을 제외하곤 거의 받지 않는다. 또한 水深이 깊기 때문에 이 地域의 波浪은 深海波로 고려된다.

2-1-2. 南海

南海는 蔚崎 ~ 川尼御崎로 東海와, 珍島西端 ~ 遮歸島로 西海와 區分된다. 또한, 牛島 ~ 大瀨埼로 東支那海와 區分된다. 南海의 面積은 75,000 km^2 이며, 平均水深은 101 m 이고 最大水深은 韓國海峽 西水道에서 227 m 이다. 비교적 평탄하고 砂質의 堆積物이 많다. 이 地域은 外海에 근접하여 여름철 颱風의 영향 및 外海에서 발달된 暴風波의 영향을 너울의 형태로 많이 받고 있다. 沿岸地域은 섬들이 많이 散在해 있어 沿岸에서의 波浪은 地形의 영향을 크게 받게 된다.

2-1-3. 西海

西海(黃海, Yellow Sea)는 中國大陸과 韓半島로 둘러싸여 있으며 北部는 遼東半島와 山東半島를 연결하는 線으로 渤海와 구분되고 南部에는 東支那海간에 지형적인 경계는 없으나 일반적으로 揚子江과 제주도를 연결하는 線으로 구분하고 있다. 西海는 渤海를 제외한 面積은 404,000 km^2 이고 平均水深은 44 m 이다. 最大水深은 紅島 西方 海域의 103 m 이다. 渤海는 面積 82,700 km^2 , 平均水深은 21 m 이다.

韓半島의 西海岸은 東海岸과 대조적으로 많은 半島와 섬들로 이루어져 있고, 海底地形은 매우 평탄하며, 底質은 대체로 細粒質의 모래와 泥土이다. 따라서 西海에서의 波浪發達은 대부분 吹送距離의 제한을 받게 되며 周邊海域 중에서는 가장 水深이 얕으며, 潮差가 지역에 따라 크기 때문에 海底面 摩擦 및 潮流 등의 影響을 크게 받는다.

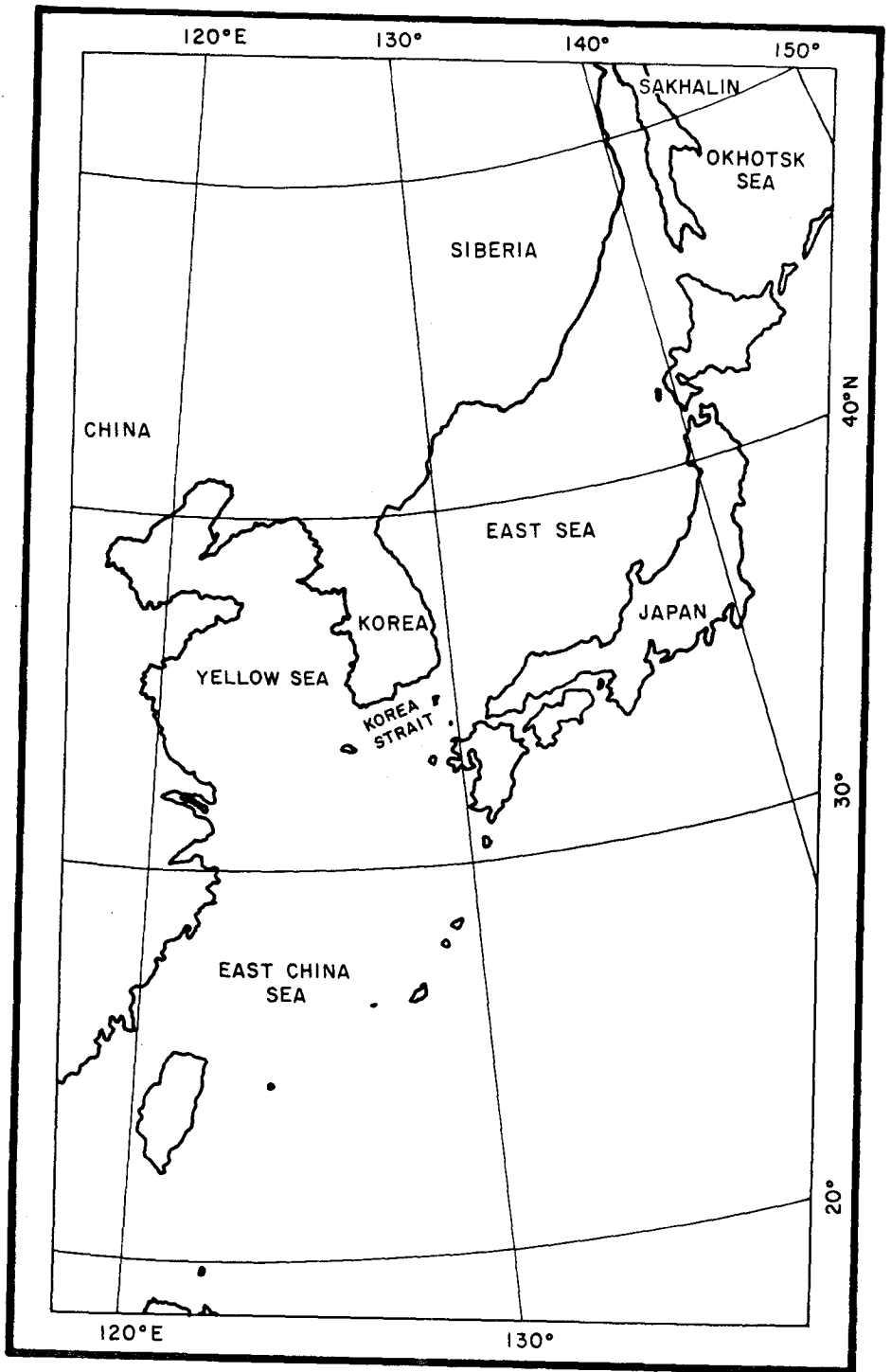


Fig. 2-1. Seas adjacent to the Korean Peninsula.

2-1-4. 東支那海

東支那海는 中國 中央部 沿岸의 東側에 위치하고 있으며 北部는 西海와 接하여 韓國海峽에 의해 東海와 구분된다. 경계를 보면 北쪽의 濟州島로부터 東쪽의 五島列島와 日本 九州에 接하며, 南으로는 九州 南端으로부터 琉球列島를 거쳐 臺灣에 둘러싸여 있다. 東支那海의 面積은 $752,000 \text{ km}^2$ 이고 平均水深은 349 m 이다. 最大水深은 石恒島 北쪽의 $2,719 \text{ m}$ 이다.

이 海域은 太平洋에 沿海 있기 때문에 열대성 저기압에 의해 발생된 颱風의 영향을 가장 많이 받게 된다.

第 2 節 바람分布의 特性

2-2-1. 氣壓配置에 따른 變化

韓半島 近海域에서 强風이나 높은 波高를 誘發하는 氣壓配置는 대개 다음과 같다 (氣象研究所 1980).

첫째 겨울철의 전형적인 氣壓配置로써 大陸의 強力한 시베리아 高氣壓이 南東쪽

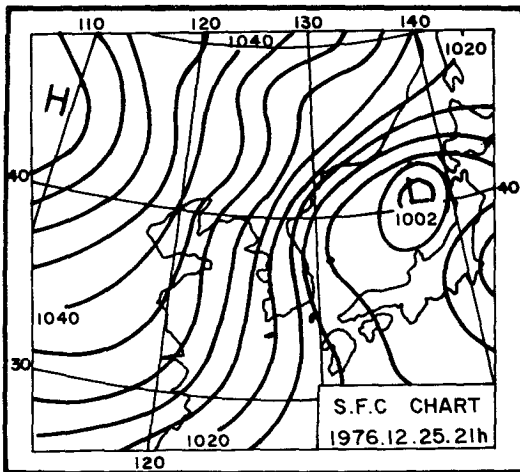


Fig. 2-2. Typical pressure pattern during winter season.

으로 확장하고 우리나라 東쪽에 저기압이 위치하는 西高東低型이다. 이때 우리나라 부근의 등압선은 南北방향으로 조밀하며 强한 北西季節風이 분다(Fig.2-2).

둘째, 여름철의 전형적인 氣壓配置로써 北太平洋 高氣壓이 日本 南쪽 海上에 머물러 있고, 揚子江이나 황하 하류에서 발생한 低氣壓이 우리나라 近海로 진출하는 南高北低

型이다. 이때 南東 내지 南西季節風이 불며, 겨울철에 비해 氣壓傾도가 완만하다(Fig.2-3).

셋째, 滿州부근에 발달된 高氣壓이 위치하고, 南海나 東支那海上에 低氣壓이 위치하는 北高南低型이다 (Fig.2-4).

넷째, 低氣壓이 揚子江이나 황하 하류 또는 滿州 南部에서 東쪽 또는 東北쪽으로 진출하여 우리나라 近海上에 발달할 때이다(Fig. 2-5).

다섯째, 東支那海上으로부터 颱風이 北上하여 우리나라 附近海上으로 진출할 때이다(Fig. 2-6).

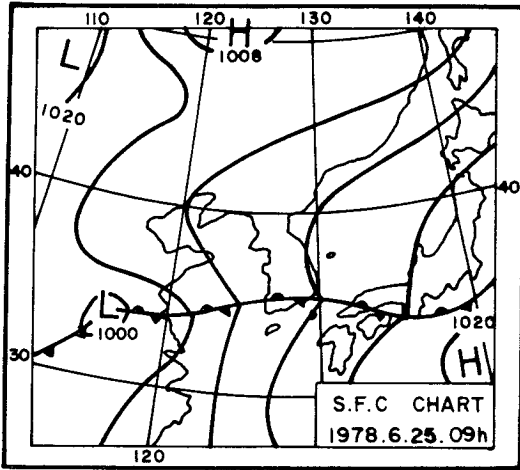


Fig. 2-3. Typical pressure pattern during summer season.

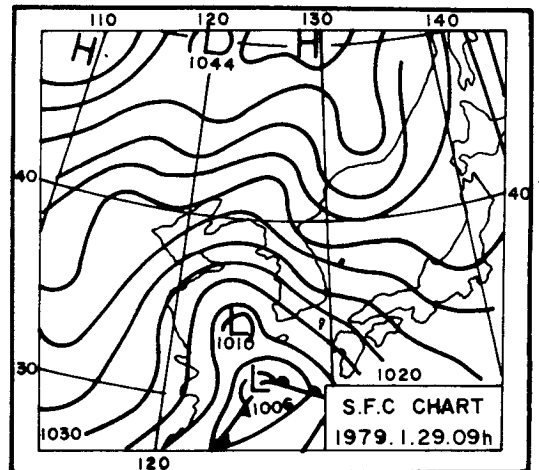


Fig. 2-4. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea.

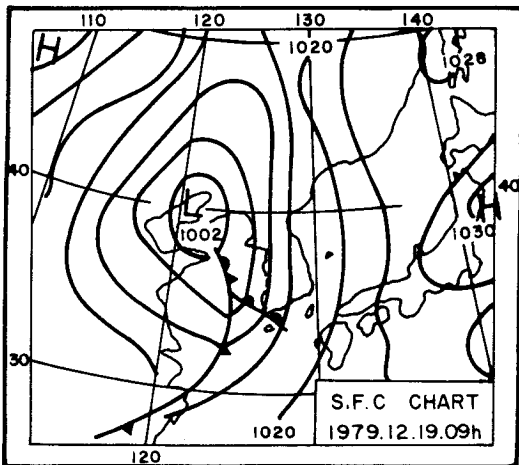


Fig. 2-5. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea.

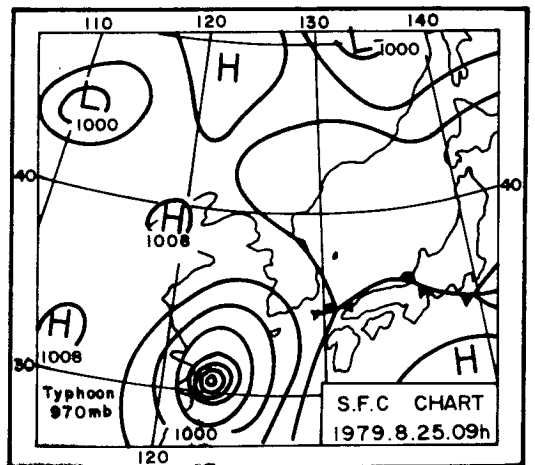


Fig. 2-6. Pressure pattern causing a strong wind over the seas near to Korea.

2-2-2. 地域的인 바람의 特性

우리나라에는 아직까지 海上氣象 觀測 資料가 거의 없기 때문에 各 海域에서의 바람特性을 정확히 把握할 수는 없다. 다만 島嶼지방 및 沿岸에 위치한 觀測所 資料나 日氣圖에 의해서 海域의 바람을 추정해야 할 것이다. Fig.2-7의 바람장미는 우리나라 沿岸에 위치한 主要 觀測所의 累年 平均資料에 의하여 風向別, 風速階級別 頻度 分布를 圖示한 것이다. 이 資料에 의하면 西海岸은 年中 대체로 北西風이 가장 우세하고 다음으로 南東 또는 南西風의 頻도가 높다. 東海岸은 地域에 따라 바람分布의 차이가 크다. 江陵 및 浦項地方에서 가장 頻도가 높은 바람은 南西風系列이며, 다음이 北東風 및 北西風이다. 울릉도 및 蔚山地方에서는 北東風 및 北西風이 가장 우세하며, 다음으로는 南西風 및 南東風 順이다.

一般的으로 西海岸에서는 北西系列의 바람이 가장 우세하며 南海岸 및 東海岸地方에서는 北東系列의 바람이 비교적 우세하다.

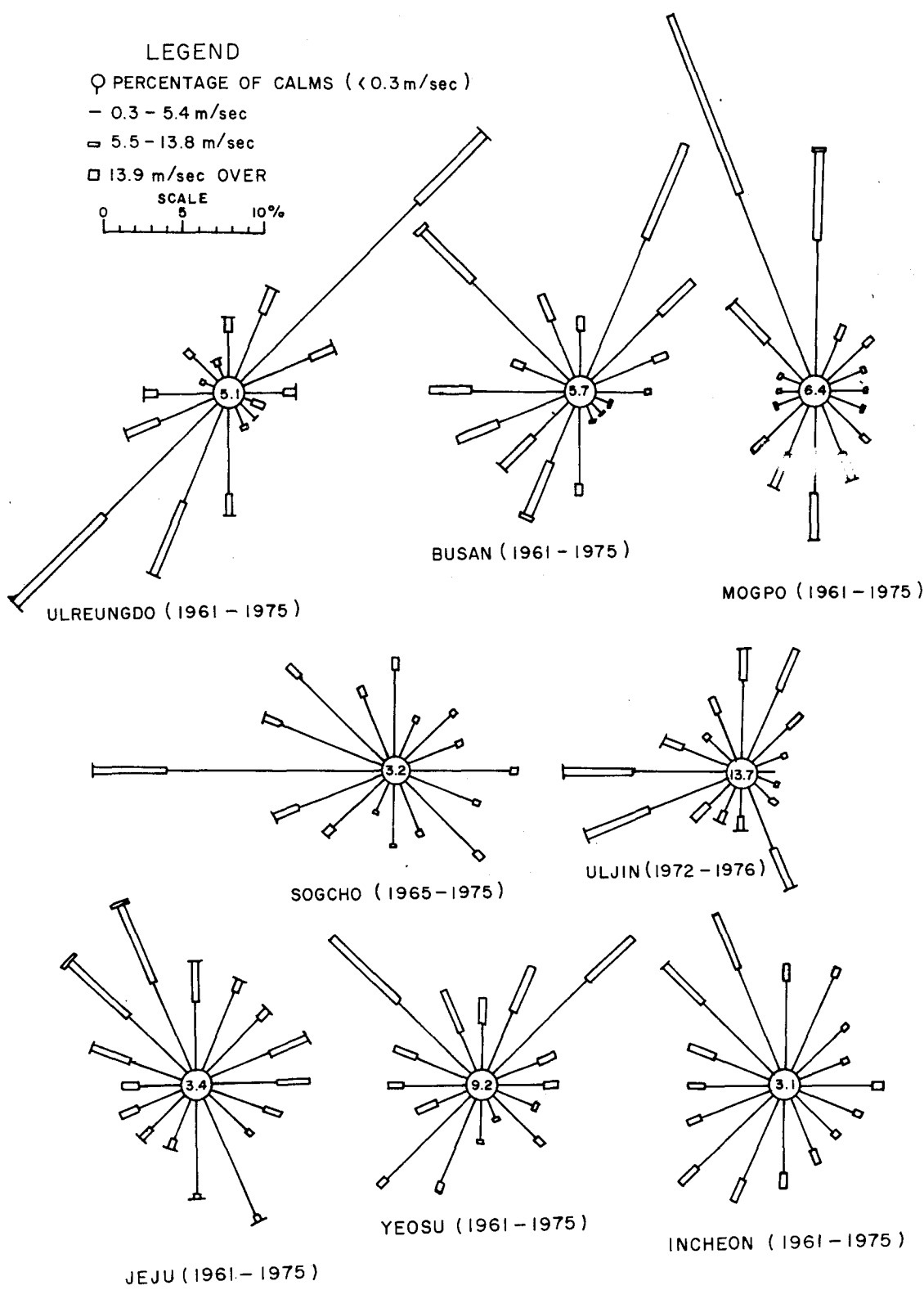


Fig. 2-7. Standard wind roses for the winds observed at the various coastal weather stations.

第3節 波浪分布의 特性

대체로 波高는 風速에 비례하여 증가하나 吹送距離 및 吹送時間 때문에 各 海域別로 波浪의 分布가 크게 다르다.

氣象研究所(1980)의 연구결과에 나타난 기압계의 배치에 따른 周邊海域에서의 波高 分布는 다음과 같다.

전형적인 西高東低의 氣壓配置下에서는 南海西部 近海上이 近海中에서 제일 높게 나타나 最大 有義波高가 約 6.0~6.5 m, 西海南部和 東海海上이 約 5.0~5.5 m, 그리고 西海中部 海上의 約 3.0~4.0 m 順이며 西海東部 海上이 가장 낮아 約 3.0~3.5 m 정도를 보인다. 北高南低型의 氣壓配置下에서는 波高가 東海에서 가장 높아 最大 有義波高가 5.5 m 내외에 이르며, 다음이 南海 近海에서 約 4 m, 그리고 西海 近海에서는 3.0~3.5 m 정도로 近海에서 가장 낮다. 南高北低型의 氣壓配置下에서는 有義波高가 가장 높은 海上은 北太平洋 高氣壓 연변에 해당되는 南海로 3.0~3.5 m 정도이며, 다음이 西海南部和 東海南部에서 2.0~2.5 m 西海中部 및 東海中部에서 1.5~2.0 m 정도로 가장 낮다.

低氣壓이 우리나라 西쪽에서 韓半島 近海域을 통과할 때는 東海에서 가장 높은 約 3~5 m 정도이며, 西海와 南海에서는 2~3 m 정도로 西高東低型의 氣壓配置 때보다 2~3 m 낮은 波高를 보인다. 颱風이 東支那海上에서 東海로 北上할 경우 南海에서 가장 높은 波高가 발생되며, C級 정도의 颱風에서도 有義波高는 5~6 m 정도에 이른다. 颱風이 東海를 통과할 때는 그 세력이 급격히 弱해지므로 4~5 m 정도의 有義波高를 보이고 西海에서는 颱風이 西海로 진출하는 경우에만 높은 波高를 보인다.

東海岸은 겨울에 전반적으로 우세한 北東風에 의한 波浪의 分布가 많다. 더우기

海岸線이 단조롭고, 水深이 깊은데다 吹送距離가 비교적 길어 波高가 높다. 南海岸 및 濟州 南部海岸은 겨울에 우세한 季節風과는 무관하고 여름에 南측 계절의 바람에 의해서 波浪이 發生된다. 西海岸 및 濟州 北部海岸은 年中 가장 우세한 겨울의 北西~北東 季節風에 의해서 發生되는 波浪의 分布가 많다. 東海岸, 南海岸 및 濟州 南部海域에서의 가장 큰 波浪은 대체로 颱風에 의해서 發生되며, 西海岸 및 濟州 北部海岸은 冬季 季節風에 의한 경우가 대부분이다.

第Ⅲ章 海波 모델

第1節 海波豫報 發達 概要

海上風에 의한 海波 (Wind-generated gravity wave) 發生의 力學을 糾明하기 위한 研究는 19세기 頃 Helmholtz가 提示한 Instability 理論으로 시작되었다. 그 後, Kelvin-Helmholtz instability, Jeffreys' sheltering hypothesis (Lamb 1945) 등 理論的으로 糾明하기 위한 試圖가 오랫동안 계속되었으나 成功的이지는 못하였다. 1950年代에 들어서, 바람에서 海水面으로의 Energy transfer mechanism에 대한 具體的인 理解와 海波 發生에 대한 理論的인 說明이 可能하여졌으나, 諸般 物理的 現象에 대해서는 理論的으로 完全히 定立되어 있지 않았다. 그리하여, 海波를 豫報하기 위해서는 實測海波資料에 의한 半經驗式 (Semi-empirical formula) 및 理論的 關係式의 主要基本常數를 海波觀測을 통해 決定하여야 하였다.

海波豫報의 實用化를 위한 試圖는 1940年代인 第二次 世界大戰 中 上陸作戰을 위해 Sverdrup 와 Munk가 風速에 따른 波高를 計算한 것이 嚆矢이다. 1950年代에 들어서 Bretschneider (1954, 1958)에 의해 風速, 吹送距離, 吹送時間의 Non-dimensional parameter에 의한 有義波法 (Significant wave method)이 考案되었다. 여기서 有義波는 觀測된 波群中에서 가장 큰 波長으로부터 總波數의 1/3에 該當하는 波長까지의 平均值로 定義되며, 이는 訓練받은 海上 觀測者의 目測值의 平均과 近似한 값을 갖는다. 觀測資料의 蓄積에 따라 半經驗式은 改良을 거듭하여 왔다. S-M-B (Sverdrup-Munk-Brestschneider)

法은 安定된 狀態(Steady state)에서 正確도가 높을 뿐 아니라 函數 關係式이 簡單하여 工學的인 應用에 많이 活用되고 있다. 태풍이나 暴風과 같이 風域(Wind field)의 變化가 甚한 境遇는 Wilson(1955, 1965)이 有義波法을 基礎로 하여 開發한 方法이 使用되며, 이 方法은 主는 沿岸工學的 研究에 活用되고 있다.

海上狀態(Sea-state)는 一般的으로 여러 形態의 波들이 重疊되어 相互影響(Wave-wave interaction)을 나타내므로 複雜한 樣相을 띠게 된다. 이러한 海上狀態를 가장 包括적이고 近接하게 表現하는 方法은 Fourier series에 의한 波浪 Spectrum 法이다. Pierson *et al.*(1955)는 波浪 Spectrum의 概念을 最初로 導入하여, P-N-J法에 의한 Parametric spectral model을 開發하였다. 1957年 Gelci等은 波浪 Spectrum의 Energy balance 概念을 適用하여 有限 Spectrum法(Discrete spectral method)에 의한 波浪豫報 技法을 創案함으로써 數值豫報 모델의 基礎를 마련하였다. 그 後, DSA-series 모델은 電算機의 計算能力 및 觀測資料의 增大로 인하여 繼續 補完되었으며, 1970年부터는 프랑스에서 북대서양의 海波豫報에 使用되고 있다.

最近 海波發生에 대한 Phillips, Miles의 理論 및 海波들 間의 非線形 相互干涉(Nonlinear wave-wave interaction)에 의한 Energy transfer mechanism에 대한 理論(Phillips 1977; Hasselmann 1962)의 定立과 高精密度의 觀測器機 및 技術의 開發에 따른 資料의 蓄積 外에도 電子計算機의 計算處理能力의 增大와 數值計算技法의 發展으로 海波豫報가 急進적으로 發展하였다. 이러한 發展을 바탕으로 하여 Inoue(1967), Barnett(1968), Ewing(1971)等 여러 사람에게 의해 Spectral 모델開發에 큰 進展을 갖게 되었다.

1968~1969년에 걸쳐 實施된 大規模의 North Sea 海上觀測事業인 JONSWAP(The Joint North Sea Wave Project)에서 독일, 영국, 네덜란드 및 미국의 여러 研究機關과 學者들이 共同參與하여 보다 精密한 海波觀測資料를 蒐集하였으며 (Hasselmann *et al.* 1973) 이를 土臺로 하여 Parametric wave model

(Hasselmann *et al.* 1976) 이 開發되었다. 이와 함께 North Sea 에 대한 海波數值 모델로써, 영국과 독일이 共同研究한 NORSWAM project 에서 Hybrid parametrical wave model (HYPA)이 完成되었다 (Günther *et al.* 1979, 1976, 1981). 그 外 美海軍의 Fleet Numerical Weather Central의 SOWM model (Lazanoff and Stevenson 1975), 네델란드의 GONO model (Janssen *et al.* 1983), 일본 氣象廳의 MRI model (Uji 1981) 등의 여러 海波數值豫報 모델이 開發되었다. 이러한 海波豫報모델을 比較研究하기 위해 國際的인 SWAMP group (1981, 1982)이 形成되었다.

本 報告書에서는 韓國沿近海域에서의 波浪의 特性 및 沿岸에 미치는 影響을 把握하고 韓半島 周邊 全 海域의 海上狀態를 豫報하기 위한 基礎段階로서 여러 海波豫報모델을 考察하였다. 그리하여, 有義波法에 의한 S-M-B model, Wilson model, Spectrum 法에 의한 DSA-5 model, HYPA model, 淺海에서의 Spectrum 變形에 대한 數值 model 및 波浪活動에 따른 波浪力學的 Parameter 를 구할 수 있는 波浪動力學모델에 대해서 記述하고자 한다.

第2節 有義波法(Significant Wave Method)

3-2-1. S-M-B 法

S-M-B 法은 1940 年代 Sverdrup, Munk 에 이어 Bretschneider (1954, 1958) 에 의해 開發된 方法으로서, 觀測된 有義波를 土臺로 風速, 水深, 吹送距離 (Fetch length), 吹送時間 (Duration) 및 海上의 波高週期の Non-dimensional parameter 들 사이의 Graphical relation 을 導出하여 海波豫測에 使用하는 것이다. Ijima and Tang (1966)은 이러한 Graphical relation 을

簡單한 函數關係式으로 變形시킴으로써 數值計算을 容易하게 하였다. 그 後 關係式의 常數項은 많은 觀測資料에 의하여 調整되어 왔으며, 本 報告書에서는 Shore Protection Manual (U. S. Army CERC 1977) 에 나타난 關係式을 使用하였다.

가. 深海波의 境遇

海底面의 影響을 받지 않는 深海域에서의 海波豫測은 다음과 같은 關係式에 의해서 決定된다.

$$\frac{gH}{U^2} = 0.283 \tanh [0.0125 \left(\frac{gH}{U^2} \right)^{0.42}] \dots\dots\dots (3.1)$$

$$\frac{gT}{U^2} = 1.20 \tanh [0.077 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.25}] \dots\dots\dots (3.2)$$

$$\frac{gt}{U} = K \cdot \exp \{ [A \left(\ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right)^2 - B \ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) + C]^{\frac{1}{2}} + D \ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \} \dots\dots\dots (3.3)$$

$$K = 6.5882$$

$$A = 0.0161$$

$$B = 0.3692$$

$$C = 2.2024$$

$$D = 0.8798$$

H : 有義波高 (H^{1/3})

T : 有義波 週期

g : 重力加速度

U : 風速

F : 吹送距離

t : 吹送時間

나. 淺海波의 境遇

一般的으로 淺海에서의 海波發生은 海底面의 影響을 많이 받게 된다. 淺海波 (Shallow - water wave)는 半波長(L/2)이 水深(d)보다 큰 境遇의 海波로 定義되며, 海上의 波浪運動이 海底面까지 影響을 미치게 되어 海底摩擦에 의한 波浪에너지의 減少와 海底地形의 變化에 따른 屈折 및 淺水效果 등이 나타나므로 深海波의 境遇보다 훨씬 複雜한 樣相을 띄게 된다. Bretschneider (1954)의 實驗結果에서도 나타났듯이, 같은 風域의 條件下에서 淺海에서의 海波發生은 深海보다 波高와 週期가 훨씬 더 減少되어 나타난다. 그러므로 淺海波의 境遇는 海域의 水深이 매우 重要的 Parameter 로 나타나며, 이를 添加한 關係式은 다음과 같다.

$$\frac{gH}{U^2} = 0.283 \tanh \left[0.530 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{0.75} \right] \tanh \left\{ \frac{0.0125 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.42}}{\tanh \left[0.530 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{0.75} \right]} \right\}$$

..... (3.4)

$$\frac{gT}{2\pi U} = 1.20 \tanh \left[0.833 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{0.375} \right] \tanh \left\{ \frac{0.077 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.25}}{\tanh \left[0.833 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{0.375} \right]} \right\}$$

..... (3.5)

gH/U^2 : 波高의 Non-dimensional parameter

gD/U^2 : 平均水深의 " "

gF/U^2 : 吹送距離의 " "

gT/U^2 : 吹送時間의 " "

여기서 D는 平均水深을 나타내며, 吹送距離(Fetch length)에 따라 地域水深(Local depth)을 平均한 값이다. 위의 式은 深海波의 境遇와 마찬가지로 風速

과 吹送距離의 增加에 따라 波高와 週期가 增加함을 나타내며, 또한 海域의 水深이 減少함에 따라 波高와 週期가 減少함을 나타낸다. 平均水深이 매우 큰 境遇 ($gD/U^2 \geq 3$)에, 위의 式은 深海波의 關係式과 같아진다.

3-2-2. Wilson 法

태풍 등이 빠른 速度로 接近하는 境遇, 風域 自體가 移動할 뿐만 아니라 風域內에서도 時間과 場所에 따라 風速 및 風向의 變化가 顯著하기 때문에 一定한 風域을 對象으로 하는 SMB法을 利用한 波浪의 推定은 不適合하다. Wilson(1961)은 波浪이 發達하면서 進行하는 過程을 追跡하여 波高와 週期の 變化를 구하는 方法을 開發하였다. 이 方法은 一定한 風速 U에 의한 吹送距離 F에 대하여 有義波高 H_s 및 波速 C_s 에 관한 經驗式으로 表現된다.

$$gH_s/U^2 = 0.30 [1 - \{1 + 0.004(gF/U^2)^{\frac{1}{2}}\}^{-2}] \dots \dots \dots (3.6)$$

$$C_s/U^2 = 1.37 [1 - \{1 + 0.008(gF/U^2)^{\frac{1}{2}}\}^{-5}] \dots \dots \dots (3.7)$$

固定된 方向의 吹送距離 위의 任意 地點에서 U가 時間에 따라 一定하다고 假定하여, 式(3.6)과 (3.7)을 吹送距離 x 로 微分하면 다음과 같은 計算式을 이룰 수 있다.

$$\frac{dH_s}{dx} = \frac{K_1^2 (K_3 - \frac{gH_s}{U^2})^2}{K_3^{\frac{1}{2}} [K_3^{\frac{1}{2}} - (K_3 - \frac{gH_s}{U^2})^{\frac{1}{2}}]} \dots \dots \dots (3.8)$$

$$\frac{dC_s}{dx} = \frac{\frac{5}{3} K_2^3 K_4 (1 - \frac{C_s}{U})^{1.6}}{[1 - (1 - \frac{1}{K_4} \cdot \frac{C_s}{U})^2]^2} \cdot \frac{g}{U}$$

여기서 常數 K_1, K_2, K_3 와 K_4 는 各各 0.004, 0.008, 0.3과 1.37의 값을 갖는

다. 위 식은 吹送距離에 따른 波高와 波速의 增加는 단지 바람에 의한 에너지의 入力에 依存하고 있음을 나타낸다. 따라서, 波浪傳播方向에 따른 風速과 初期條件이 주어진다면, 式 (3.8), (3.9)를 積分하여 원하는 地點에서의 有義波高 및 週기를 구할 수 있다. 즉, 吹送距離와 時間을 一定間隔 Δx 와 Δt 로 나누고 그 間隔 內에서 風速, 波高, 週期 등이 一定하다고 假定하면, 吹送距離內의 位置 x_i 와 時間 t_j 에서의 吹送方向의 風速成分 $U(x_i, t_j)$ 로부터 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$H_s(x_{i+1}, t_{j+1}) = H_s(x_i, t_j) + \frac{dH_s}{dx}(x_i, t_j) \cdot \Delta x \dots\dots (3.10)$$

$$C_s(x_{i+1}, t_{j+1}) = C_s(x_i, t_j) + \frac{dC_s}{dx}(x_i, t_j) \cdot \Delta x \dots\dots (3.11)$$

이때 Δx 는 群速度 $C_g(=C_s/2)$ 에 의해 決定된다. 즉, $C_g < \Delta x / \Delta t$ 인 境遇, Δt 時間 동안 Δx 보다 더 進行하지 못하므로 Δt 를 微分差로 ($\Delta x_j = C_g \cdot \Delta t$), $C_g > \Delta x / \Delta t$ 인 境遇는 Δx 를 微分差로 ($\Delta t_j = \Delta x / C_g$)使用한다.

波浪을 推定하려는 곳에서 波浪이 크게 來襲할 수 있는 몇 個의 方向을 選定하고 各 方向에 對하여 場所 및 時間에 따른 風速의 變化를 나타내는 風域圖를 作成한다. 어떤 時刻에 各 方向에서 到着하는 波浪 中에서 最大인 波浪으로부터 그 時刻에서의 波高, 週期 및 波向을 決定한다. 그러나, 風速이 갑자기 減少하거나 波向이 風向에 크게 偏向하는 境遇는 波浪을 推定하기 힘들다. 즉, 式(3.8) 과 (3.9)는 $C_s/U < 1.37$ 이고 $gH_s/U^2 < 0.3$ 인 境遇에만 成立하며, 그 反對의 境遇에는 逆風에 의한 抵抗, 海底面에서의 摩擦이나 波浪의 相互干涉 등에 의해서 주로 短週期 成分의 에너지가 喪失되어 波浪은 더 이상 發達하지 못하고 너울 (Swell)이 된다.

Wilson 法은 計算過程이 簡單하여 實用的인 반면, 구하고자 하는 한 地點에 대해 深海波의 有義波高, 週期 및 波向을 時間에 따라 計算하기 때문에 波浪에너지

Spectrum에 대한 資料는 얻을 수 없다. 그러나 그 地點에서의 暴風波의 平均 Spectrum이 주어진다면 Wilson 모델로부터 구한 波浪特性係數와의 關係를 利用하여 波浪 Spectrum을 計算할 수 도 있다.

第3節 波浪 스펙트럼法(Wave Spectral Method)

波浪의 스펙트럼을 利用한 海波豫報는 Pierson 等(1955)에 의한 P-N-J model에서 最初로 試圖되었다. 이 모델은 觀測된 海波의 스펙트럼形態(Spectral shape)를 몇 個의 Parameter로 簡單히 表現하는 것이다. Gelci *et al.* (1957)은 보다 發展된 Spectral energy balance 概念에 의한 近代의 海波豫報 技法을 創案하였으며, 이는 海上狀態를 보다 자세히 나타내기 위하여 周波數-方向成分(Frequency-directional components)을 考慮한 有限스펙트럼法(Discrete spectral method)을 使用한 것이다.

가장 現代의인 海波豫報方法인 波浪스펙트럼 모델의 根幹은 Spectral energy transport(or balance)이며, 그에 대한 關係式은 다음과 같다.

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} F = T \dots\dots\dots (3.10)$$

- F : 二次元的 에너지密度 (Two-dimensional energy density)
- \vec{V} : 波群速度 (Group velocity)
- T : 스펙트럼 에너지源 (Energy source)

여기서 에너지密度 F는 位置 \vec{r} , 周波數 f, 波向 θ , 時間 t 等の 函數로 表示된다. 위 式은 Wave spectral energy의 時間的 變化가 Spectral energy의 傳播와 移動 및 諸般 物理的 要因에 의해 決定되는 Energy source에 起因한다는 것을 나타낸다.

本 報告書에서는 Gelci *et al.* 에 의한 DSA-5 model 과 Günther *et al.* (1979a, 1979b, 1981) 에 의한 HYPА (Hybrid parametrical wave prediction) model 및 淺海에서의 스펙트럼 變形에 따른 數值 model 等を 考察하였으며 이에 대해 簡略히 記述하고자 한다.

3-3-1. DSA-5 model

DSA-5 (여기서 DSA는 佛語의 Densité Spectro-Angulaire 의 머릿글자를 딴 것임) model 은 프랑스의 Gelci group 에 의해 創案되었으며, 所謂 French spectro angular method 에 의한 海波觀測資料로부터 얻어진 DSA-series의 最終모델이다. 이 모델은 1970 年 以來로 프랑스 國立氣象廳에서 北大西洋의 海上 狀態를 豫報하는 데 使用되고 있다. 이에 관한 內容은 이미 南基樹 等 (1981)에 의해 詳細히 記述되어 있으므로 여기서는 基本式들만 簡略히 記述하였다.

Spectral energy transport equation 은 다음과 같이 나타낸다.

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla e = S \dots\dots\dots (3.11)$$

$$S = S_I \text{ (energy increase)} + S_D \text{ (energy decrease)}$$

$$= \frac{4.3}{V^3} T^2 (U-2T)^3 \cos^2(\theta-\phi) - \frac{18 \times 10^{-9}}{T^4} E \cdot e$$

$$\text{for } T < U/2, \quad |\theta-\phi| < \frac{\pi}{2} \dots\dots\dots (3.12)$$

$e = e(T, \theta, r, t)$: Energy density

$|\vec{V}| = \frac{gT}{4\pi}$: Group velocity in the direction θ

U : 風速(knots) T : 海波週期
 ϕ : 風向 θ : 海波進行方向

$$E (\text{Total energy}) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} e \, dT \, d\theta$$

이 모델의 特徵은 Source 項이 觀測資料에 의한 半經驗式으로 나타내며, 海上風의 에너지 供給에 의한 增加項 (S_1) 과 渦動粘性 (Turbulent eddy viscosity) 에 의한 減少項 (S_D) 으로 簡單히 區分되고 있다는 것이다.

3-3-2. HYPA model

HYPA (Hybrid Parametrical Wave Prediction) model 은 海上狀態에 대한 지난 20 年間の 括目할 만한 學問的 發展에 힘입어 North Sea에서의 大規模 國際共同 海上觀測事業인 JONSWAP 1973 Experiment 와 NORSWAM Project (1977) 의 結果로 最近에 開發된 海波數值豫報모델이다. 이 Model 은 주로 독일의 함부르크大學과 막스푸랑크 氣象研究所의 Hasselmann group 에 의해서 繼續 補完되어 完成되었다. 最近 수년동안 HYPA model 에 관한 많은 研究論文 (Hasselmann *et al.* 1976 ; Günther *et al.* 1979a, 1979b, 1981) 들이 發表되어 왔으므로, 이에 대한 詳細한 內容은 省略하고 모델의 基本構成에 관해서만 簡略히 記述하고자 한다.

HYPA model 의 基本構成은 바람에 의한 海波發生海域의 海上狀態를 數值모델한 Wind-sea model 과 海上風이 갑자기 약해진 海域이나 發生海域 밖의 海上狀態를 나타내는 Swell model 로 區分된다. 이 두 Model 을 海上風의 變化와 海上條件에 따라 相互補完적으로 連結함으로써 海上狀態豫報를 數值 Model 한다.

모델의 基本式은 다음과 같이 나타낸다.

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \vec{V} \cdot \frac{\partial F}{\partial \vec{r}} = T \dots\dots\dots (3.13)$$

$$T = T_{in} + T_{nl} + T_{dis}$$

$F = F(f, \theta, \vec{r}, t)$: Two-dimensional energy density

\vec{V} : Group velocity for (f, θ)

$$|\vec{V}| = g/4\pi f$$

T : Source function

T_{in} : Mean energy input from the atmosphere

T_{nl} : Energy redistribution between different wave numbers by nonlinear interaction

T_{dis} : Energy dissipation

2-D energy spectrum F 는 周波數 f 와 方向 θ 의 函數로 다음과 같이 分離된다.

$$F(f, \theta) = \begin{cases} E(f) \cdot \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta & \text{for } -\frac{\pi}{2} \leq \theta \leq \frac{\pi}{2} \dots\dots\dots (3.14) \\ 0 & \text{for } |\theta| > \frac{\pi}{2} \end{cases}$$

$$E(f) = \int F(f, \theta) d\theta : 1-D \text{ energy spectrum} \dots\dots\dots (3.15)$$

가. Parametrical Wind-Sea model

JONSWAP의 研究結果에 의하면, 風波(Wind-sea)의 發生 및 發達過程에서 바람에 의한 에너지 增加와 海波들 間의 非線形 相互作用(Non-linear wave-wave interactions)으로부터 Fig.3-1과 같은 安定된 스펙트럼形態를 볼 수 있다.

이러한 스펙트럼은 5個의 Parameter, 즉 $f_m, \alpha, r, \sigma_a, \sigma_b$ 로써 나타낼 수 있으므로, Spectral energy balance equation (3.11)을 各各의 Parameter space 로 變形하여, 다음과 같은 Coupled equation 으로 나타낼 수 있다.

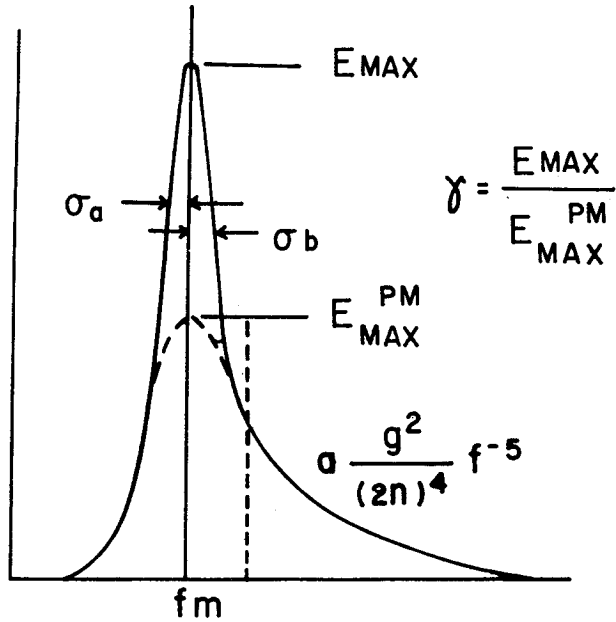


Fig. 3-1. Mean JONSWAP spectrum with the definition of the wind-sea parameters.

$$\frac{\partial a_i}{\partial t} + D_{ijk} \frac{\partial a_j}{\partial x_k} = S_i \dots\dots\dots (3.16)$$

$$k = 1, 2$$

$$i, j = 1, 2, 3, 4, 5$$

$a_1 = f_m$: Peak frequency

$a_2 = \alpha$: Phillips' constant

$a_3 = r$: Peak enhancement factor
(=1 for the P-M spectrum)

$a_4 = \sigma_a$: Peak width

$a_5 = \sigma_b$: Parameter

D_{ijk} : Generalized propagation velocity matrix

S_i : The transformed source term for a_i

여기서 Dijk. matrix, S_i 項은 위의 5 個 Parameter 의 函數로 表示된다. (Günther *et al.* 1979a) 위 式을 使用하여 風波 Spectrum을 數值的으로 구할 수 있으며, Wind-sea model의 適用範圍는 $v = f_m u/g > 0.13$ (u : 海上 10 m 에서의 風速)이다.

나. Swell model

바람이 약한 ($v \leq 0.13$, 또는 $u < 0.13 g/f_m$) 境遇에는 海波傳播速度 (Wave phase velocity)가 風速 u 보다 빠르게 되어 바람으로부터 에너지를 吸收할 수 없다. 그러므로, 海波들 間의 非線形 相互作用과 Atmospheric energy input 사이의 Dynamic balance를 維持할 수 없다. 그리하여 海波는 安定된 Spectral shape를 維持하지 못하고 너울 (Swell)로써 自由롭게 傳播된다. Spectral energy transport equation에서 Source function $T=0$ 로 놓고 Characteristic Ray Method (NORSWAM 1977)를 適用하여 너울에 대한 解를 구한다.

다. Hybrid model

Hybrid model은 가. 와 나. 의 두 모델을 聚合하여 海上狀態를 構成하고 있는 風波 및 너울에 대한 個別的 把握 뿐만 아니라, 두 成分 間의 Spectral energy transfer가 이루어 지도록 構成되어 있다. 風波와 너울 間의 Energy transfer에 대한 Dynamical criteria는 다음과 같다.

- i) $f < f_c$ 인 領域에 있는 風波의 Spectral energy는 너울로 옮겨진다. 여기서 f_c 는 Cut-off frequency로써 다음과 같이 表現된다.

$$f_c = \left(\frac{5}{4}\right)^{\frac{1}{4}} f_m \left[-\ln \left\{1 - \left(\frac{f_m}{f_{PM}}\right)^4\right\}\right]^{\frac{1}{4}} \dots\dots\dots (3.17)$$

ii) $f > 0.9 f_m$ 인 領域에 있는 Swell의 Energy는 風波의 領域으로 吸收된다. 이 때, 總 에너지는 保存되므로 Peak frequency는 變化한다 (Hasselmann 1963).

iii) $f_w < f < 0.9 f_m$ 의 周波數 領域에서는 Atmospheric energy input에 의해서 너울의 Energy가 增加된다. 여기서 f_w 는 너울의 波速이 海上風의 風速과 一致할 때의 周波數이며, 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$f_w = \frac{g}{2\pi U \cos\theta}$$

U : 風速
θ : 너울에 대한 相對的 風向

Miles - Phillips의 理論에 의하여 Energy input source function을 다음과 같이 쓸 수 있다 (Snyder 1974).

$$S(\theta, f) = \beta(\theta, f) F(\theta, f) \dots \dots \dots (3.18)$$

$$\beta = \begin{cases} 2\pi f \left(\frac{f}{f_w} - 1\right) \frac{\rho_a}{\rho_w} \cdot C & \text{for } f > f_w \dots \dots \dots (3.19) \\ 0 & \end{cases}$$

F(θ, f) : Swell energy density

ρ_a, ρ_w : 공기, 물의 密度

C : 0.05

지금까지 HYPA model의 主要 基本原理와 構成要素에 대하여 簡略히 說明하였다. Fig. 3-2에서 3-4는 독일의 막스푸랑크 氣象研究所에서 數值計算한 結果를 나타낸 것이다. Fig. 3-2는 모델에 入力된 北大西洋에서의 風域을, Fig. 3-3은 風波와 너울 成分으로 分離하였을 때의 海上狀態를 나타낸 것이다.

Fig. 3-4 a, b는 各 格子點에서의 에너지 스펙트럼分布와 Frequency bin에 담겨진 Wave energy의 進行方向을 各各 보인 것이다.

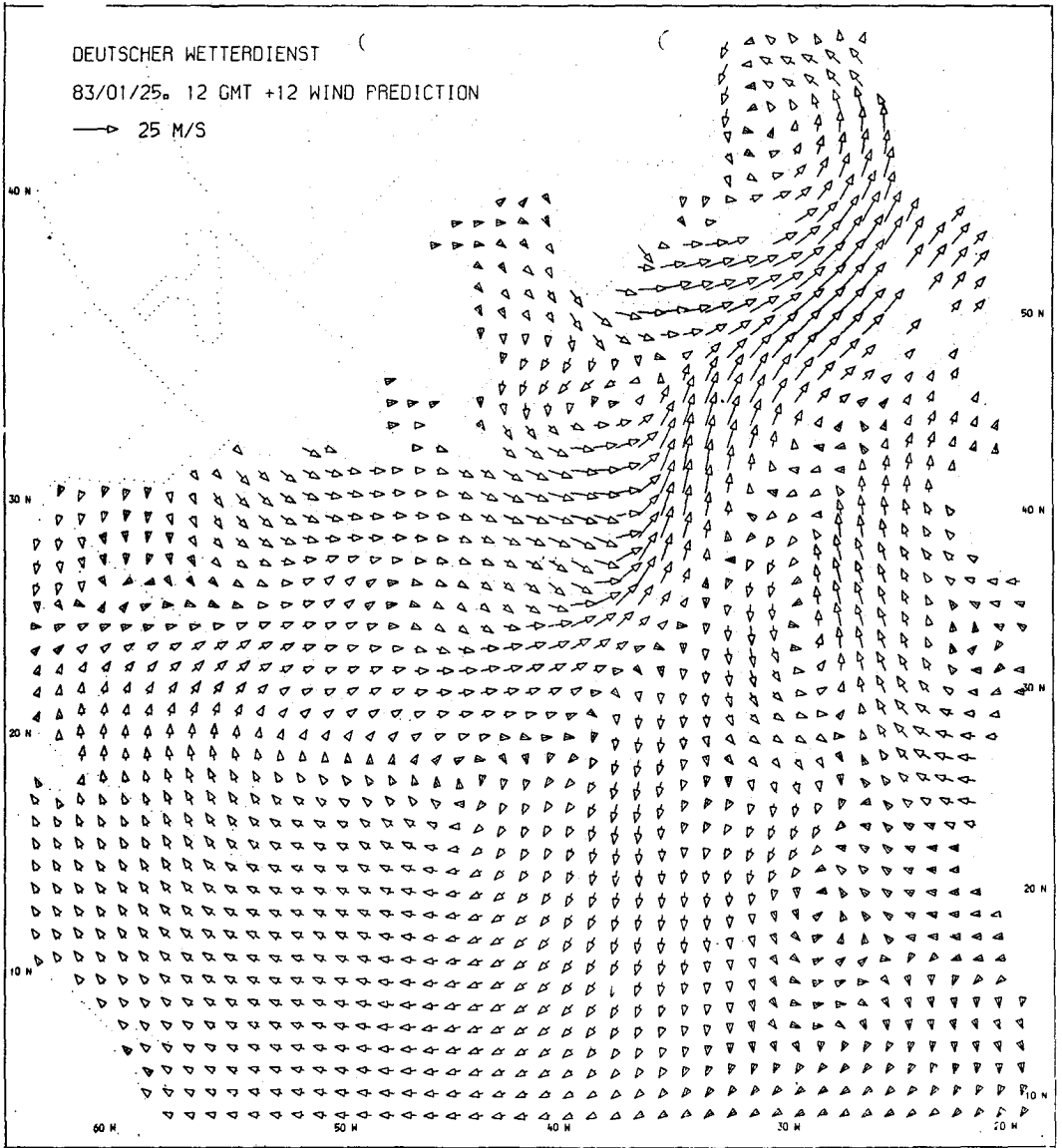


Fig. 3-2. Example of wind field input for the HYPAC model.

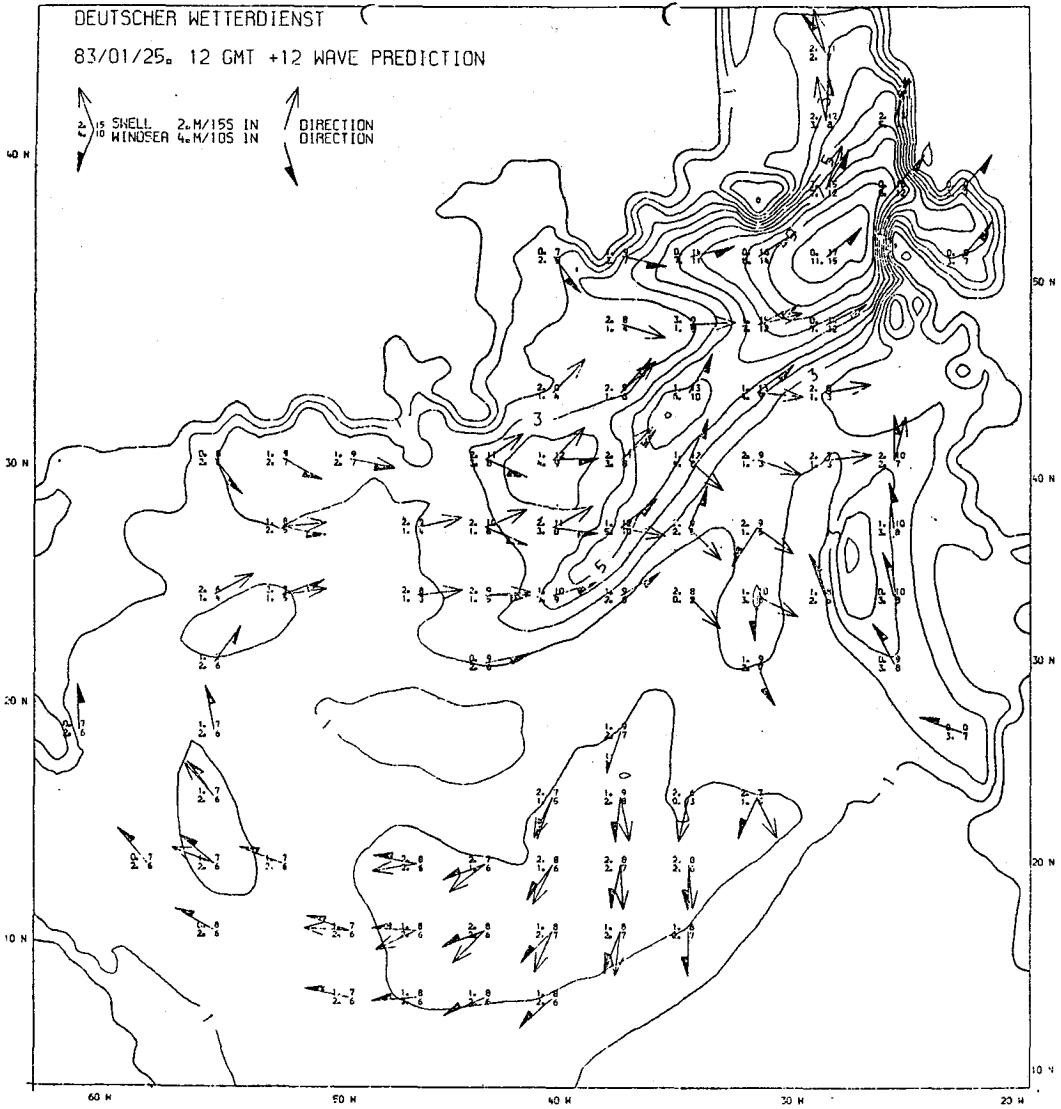


Fig. 3-3. Sea-state predicted by HYPA model based on the wind of Fig. 3-2 over the North Atlantic.

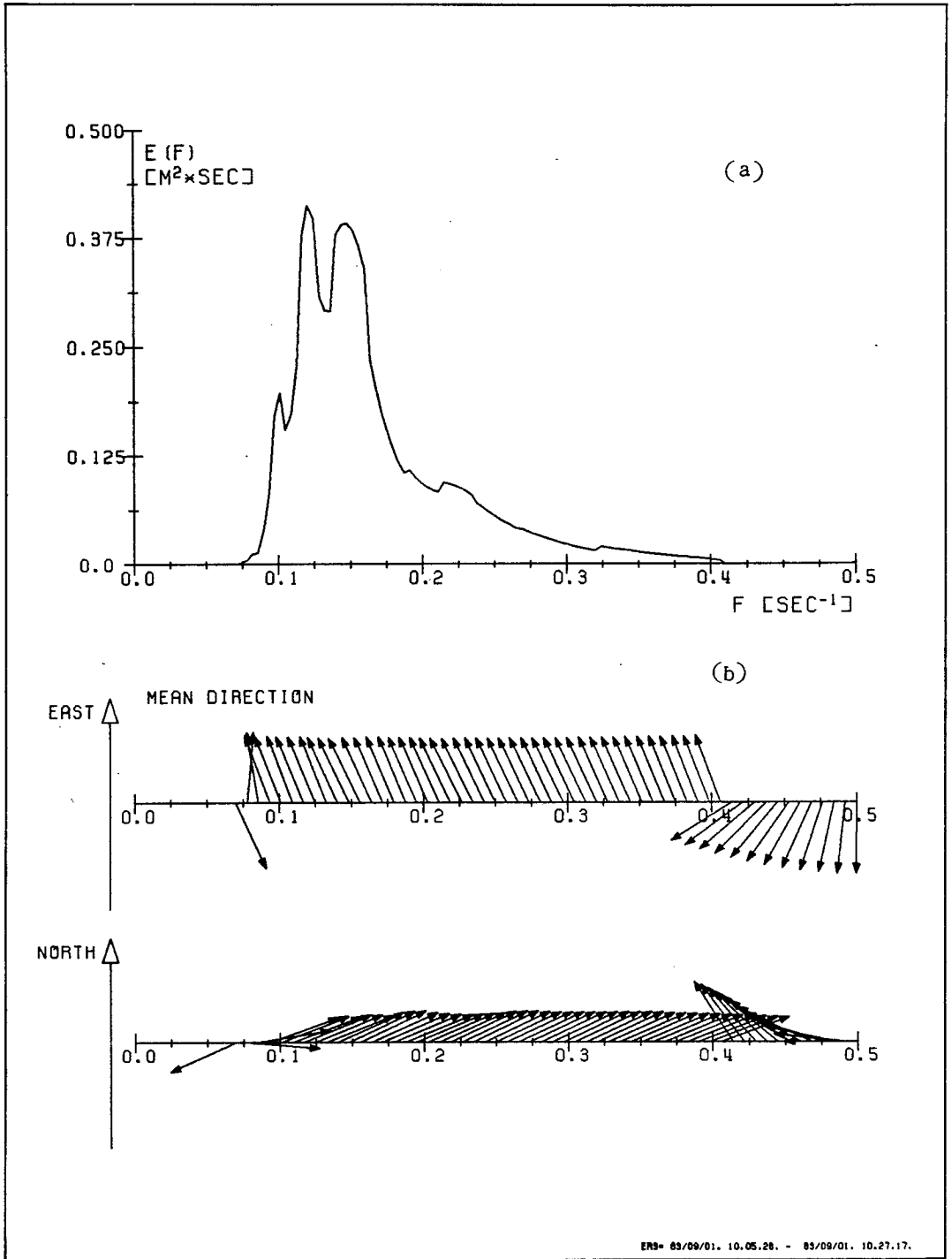


Fig. 3-4. Distributions of the spectral energy (a) and propagation direction (b) at a specified grid point.

第 4 節 淺海波 變形모델

3-4-1. 數值모델의 概要

波浪이 深海에서 淺海로 傳播해갈 때 水深의 變化에 따라 發生되는 波의 變形 (例: 波高, 週期 및 스펙트럼變形)을 豫測하기 위해 Wang and Yang(1981)의 理論的인 모델을 根幹으로 하여 스펙트럼技法과 有限差分法(Finite difference method)을 利用한 淺海波 數值모델을 樹立하였다.

本 모델은 淺海域을 일정한 格子網으로 分割하여 外海側 境界面에서는 深海波 스펙트럼을 모델海域의 各 格子點마다에는 水深과 流速을 入力시킨다음 波數의 保存式 및 非回轉式과 파랑에너지의 保存式을 동시에 만족시키는 解(즉, 波의 進行方向, 波數 및 에너지)를 格子點에서 求함으로써 淺海波 스펙트럼 및 特性係數들을 計算한다. 여기서 考慮되는 主要메카니즘은 (流가 있는) 淺海域에서 波의 屈折, 淺水, 碎波 및 海底面 摩擦에 의한 에너지 減少現象이다.

3-4-2. 理論的인 背景

가. 基本假定

淺海에서의 파랑스펙트럼(파랑에너지) 變形에 관한 理論式들은 다음과 같은 基本假定들을 만족시키는 상황에 대하여 성립한다. 즉,

가) 波浪이 深海에서 淺海로 傳播해가는 동안 작은 周波數區間에 關聯된 파랑 에너지는 그 區間內에만 存在한다. 이는 個個의 周波數사이에 에너지의 遷移(Transfer)現象이 없다고 假定하므로 各 成分波들에 波의 線形理論의 適用이 可能하다.

나) 海底面의 傾斜가 충분히 작다.

$$|\nabla h| \ll kh \dots\dots\dots (3.20)$$

다) 流의 規模가 比較的 크고 時間에 따른 變化가 작다.

$$|\Delta u| \ll kU, \dots\dots\dots (3.21)$$

$$|\partial U/\partial t| \ll nU \dots\dots\dots (3.22)$$

라) 임의의 한 점에서 時間에 따른 變化가 없다.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots (3.23)$$

이는 波浪이 Steady-state 임을 의미한다.

나. 波浪스펙트럼 變形에 대한 關係式

波數스펙트럼 (Wave-number spectrum)은 周波數 (一方向)스펙트럼과 다음과 같은 關係가 있다. (Phillips 1977)

$$S(n, \theta)dn = [k S(k, \theta)dk]_{k=G(n)} \dots\dots\dots (3.24)$$

여기서 $S(n, \theta)$ 는 周波數스펙트럼, $S(k, \theta)$ 는 波數스펙트럼, n 은 周波數 ($\equiv w + \vec{k} \cdot \vec{U}$), k 는 波數, θ 는 波의 傳播方向, 그리고 $k = G(n)$ 는 分散式 (Dispersion relationship)이다. 모델의 入力 境界面에서의 波浪 (일반적으로 深海波)을 添字 0로 表示하면 周波數-一方向 스펙트럼의 變形에 關한 式은 다음과 같다.

$$S(n, \theta)dn = \frac{[k S(k, \theta)dk]_{k=G(n)}}{[k S(k, \theta)dk]_{k=G(n)}_0} [S(n, \theta)dn] \dots\dots (3.25)$$

한편, 波의 運動學的 保存式 (Kinematical conservation equation)은

$$\frac{\partial \vec{k}}{\partial t} + \nabla (w + \vec{k} \cdot \vec{u}) = 0 \dots\dots\dots (3.26)$$

이며 定常狀態 (Steady state)의 波浪에 대해서는 $\partial \vec{k} / \partial t = 0$ 이므로

$$\nabla n = 0 \dots\dots\dots (3.27)$$

이다. 이는 周波數, n 이 平面上에서는 一定함을 의미한다. 따라서 式 (3.25)은 다음과 같이 간략하게 表現할 수 있다.

$$S(n, \theta) = \frac{[k S(k, \theta) dk]_{k=G(n)}}{[k_0 S_0(k, \theta) dk]_{k=G_0(n)}} S_0(n, \theta) \dots \dots \dots (3.28)$$

위의 式 (3.28)에서 $S(k, \theta) dk$ 는 進行方向이 θ 인 單位 波數區間에 存在하는 波의 에너지를 나타내므로

$$dE(k; \theta) = S(k, \theta) dk \dots \dots \dots (3.29)$$

이며 이 式을 이용하면 式 (3.28)는

$$S(n, \theta) = \frac{[k dE(k; \theta)]_{k=G(n)}}{[k_0 dE_0(k; \theta)]_{k=G_0(n)}} S_0(n, \theta) \dots \dots \dots (3.30)$$

으로 表現할 수 있으며 式 (3.30)은 스펙트럼변형을 計算하는 데 必要한 基本關係式이다. 따라서 $S(n, \theta)$ 를 計算하기 위해서는 入力 境界面에서 $S_0(n, \theta)$ 가 주어져야 하고, k 와 $dE(k; \theta)$ 의 平面的인 變化를 먼저 計算한다.

다. 波數의 保存式 및 非回轉式

波浪스펙트럼 變形의 基本式 (3.30)을 풀기 위해서는 波數, k 의 平面的인 分布를 把握해야 하는 데 이를 위한 基本式은 波數의 保存式 (Wave-number conservation equation) (3.26)이다. 이는 定常狀態의 파랑에 대해서는 式 (3.29)으로 簡略하게 表現된다. 즉,

$$n = w(k; h) + \vec{k} \cdot \vec{u}, \dots \dots \dots (3.31)$$

또는

$$n = (gk \tanh kh)^{\frac{1}{2}} + uk \cos \theta + vk \sin \theta. \dots \dots \dots (3.32)$$

여기서 u 와 v 는 流速의 x 와 y 方向의 成分이며, w 는 相對角速度, 그리고 n 은 絕對角速度 (또는 絕對周波數)이다.

한편, 波數벡터 (Wave-number vector)는 非回轉性의 特性을 갖는다.
이를 數式으로 표현하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial(k \cos \theta)}{\partial y} = \frac{\partial(k \sin \theta)}{\partial x} \dots\dots\dots (3.33)$$

따라서 모델의 境界條件들이 주어지면 式(3.32)와 式(3.33)을 이용하여 波數, k 와 波의 進行方向, θ 의 平面的인 分布를 計算할 수 있다.

라. 波浪에너지 保存式

流가 없을 때의 일반적인 파랑에너지 保存式은

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot (s \vec{V}) = Q \dots\dots\dots (3.34)$$

이나, 流와 波浪과 重疊된 運動에 대해서는 式(3.34)에 波와 流의 相互作用에 의한 에너지의 遷移現象이 추가되어야 한다. Longuet-Higgins and Stewart (1960, 1961)에 의하면 定常狀態의 波浪에너지 保存式은 다음과 같다.

$$-\frac{\partial}{\partial x_\alpha} [E(\vec{u} + \vec{V})] + S_{\alpha\beta} \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} = Q \dots\dots\dots (3.35)$$

여기서 添字들은 텐서 (Tensor) 그리고 화살표는 벡터를 의미하고 $S_{\alpha\beta}$ 는 Radiation stress 이다. 이 式(3.35)을 基本假定 가)를 만족시키는 狀態에서 어느 작은 周波數區間에 存在하는 에너지에 適用하면 파랑에너지 스펙트럼의 變形을 計算할 수 있는 다음과 같은 基本式을 얻는다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} [dE(k) (u + V \cos \theta)] + \frac{\partial}{\partial y} [dE(k) (v + V \sin \theta)] \\ & + S_{xx} \frac{\partial u}{\partial x} + S_{xy} \frac{\partial v}{\partial x} + S_{yy} \frac{\partial v}{\partial y} + S_{yx} \frac{\partial u}{\partial y} = Q \dots\dots (3.36) \end{aligned}$$

여기서

$$S_{xx} = dE(k) \left[\frac{v}{c} \cos^2 \theta + \frac{1}{2} \left(2 \frac{v}{c} - 1 \right) \right]$$

$$S_{xy} = S_{yx} = dE(k) \frac{v}{c} \sin \theta \cos \theta \quad \dots\dots\dots (3.37)$$

$$S_{yy} = dE(k) \left[\frac{v}{c} \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left(2 \frac{v}{c} - 1 \right) \right]$$

따라서 앞에서 求한 θ 와 境界條件들 그리고 파랑에너지 減少에 대한 函數를 式 (3.36)에 代入하면 $dE(k)$ 의 平面的인 分布를 計算할 수 있다.

淺海에서 파랑에너지의 減少는 주로 海底面의 摩擦, 浸透 및 碎波現象등에 의해서 일어난다. 이들 現象에 對한 理論 및 實驗的인 研究는 주로 單純波 (Monochromatic wave)에 대해서만 행해져 왔으며 Spectral dissipation에 대한 연구는 거의 없었다. 이는 現象들이 非線形的이고 매우 복잡하기 때문에 理論的인 接近과 現場觀測이 어렵기 때문이다. 그러나 海底面摩擦에 의한 스펙트럼밀도의 減少 $S_b(n)$ 는 Hasselmann and Collins (1968)와 Collins (1972)에 의해 研究된 바 있으며 이는 流가 없는 狀態에만 適用할 수 있다.

$$S_b(n) = \frac{C_f}{2\pi} \frac{gk}{n^2 \cosh^2 kh} \quad V \quad S(n) \langle u \rangle \quad \dots\dots\dots (3.38)$$

여기서

$$\langle u \rangle = \left[\sum S(n) \Delta n \frac{g^2 k^2}{n^2 \cosh^2 kh} \right]^{\frac{1}{2}}$$

C_f = 海底面 摩擦係數,

$$S(n) = \int_0^{2\pi} S(n, \theta) d\theta.$$

波浪이 海岸에 도달하면 궁극적으로 碎波되는 데 이 때의 에너지 減少에 대해서는 여러가지 實驗的인 (Empirical) 關係式들이 제시되었으나 本 모델에서는 波浪의 總 에너지 (Total wave energy)에 근거를 둔 關係式 (Divoky *et al.* 1970)을 이용 碎波高를 計算하였다.

$$(H_s/L)^b = 0.12 \tanh(kh)^b \quad \dots\dots\dots (3.39)$$

여기서 添字 b 는 碎波狀態를 의미하며, 有義波高, H_s 는 스펙트럼에 包含된 總 에

너지, E 와 $H_s = 2.828\sqrt{E}$ 의 관계가 있으므로 이는 碎波點에서 파랑스펙트럼의 發達에 제한을 준다.

마. 境界條件

파랑스펙트럼의 變形에 關聯된 基本 方程式들을 모델해역에 적용하여 이들을 풀기 위해서는 다음과 같은 境界條件들이 必要하다.

外海側 境界面 : 入力 周波數-方向 스펙트럼 $S(n, \theta)$.

內海側 境界面 : 波數벡터들은 海岸線과 直角을 이루고 海底面의 傾斜는 有限하다.

兩 側 境界面 : 水深의 變化가 리드믹하거나 等水深線들이 모델지역의 주변에서 平行하다.

3-4-3. 數值解析 過程

모델海域의 波浪狀態를 計算하기 위해서는 모델海域을 일정한 格子網(Fig. 3-5)으로 構成하고 各 格子點마다에 水深과 流速值를 入力시킨다. 波浪運動을 지배하는 基本 方程式들을 有限差分 形態(Finite difference form)로 展開하여 주어진 入力資料를 근거로 이들 方程式을 格子點마다 풀어나간다. 이때의 計算方法은 前方, 後方 그리고 中央差分法의 混合形을 채택하였는데 이는 境界面에서의 여러가지 制限條件을 緩和시켜준다.

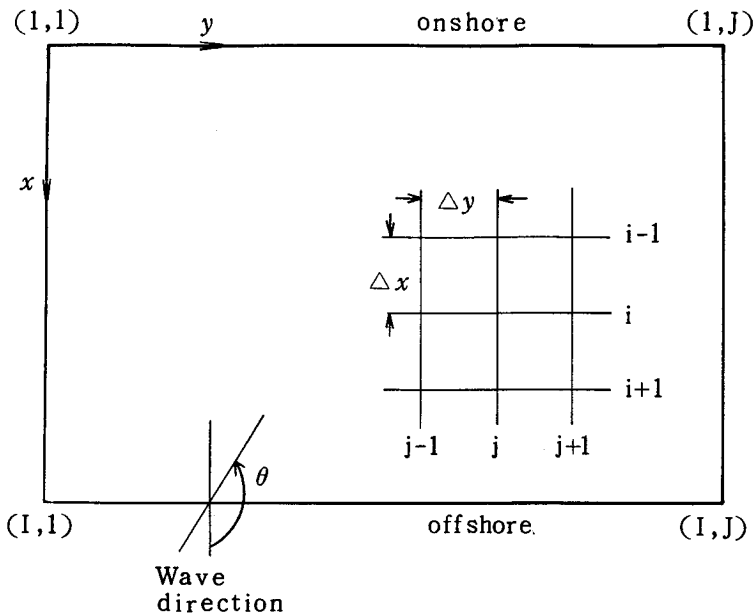


Fig. 3-5. Description of the local grid for a wave spectral transformation model.

主要 計算過程은 다음과 같다.

(1) 波數 保存式 (3.32) 과 波數벡터의 非回轉式 (3.33) 을 格子點에서 동시에 만족시키는 波數, k 와 波向角 (Wave angle), θ 를 計算한다. 波數, k 는 式(3.32) 을 Newtonian iterative 方法을 이용하여 計算하고 이 값을 다시 式(3.33) 에 대입하여 Row by row relaxation 方法을 이용 이 式을 풀어서 θ 의 값을 求한다. 이러한 計算過程을 每 格子點에서 k 와 θ 의 값들이 式(3.32) 과 式(3.33) 를 許容誤差 限界內에서 만족시킬 때까지 反復한다. 이때 反復計算은 다음 條件이 만족될 때까지 계속한다.

$$\frac{|X_{new} - X_{old}|}{|X_{new}|} \leq 0.001 \dots\dots\dots (3.40)$$

(2) 各 格子點에서의 파랑에너지 $dE(k)$ 는 入力資料와 앞에서 求한 k 와 θ 값

을 根據로 式 (3.36) 을 풀어나감으로써 구한다. 計算方法은 Row by row relaxation method 를 이용하였다.

(3) 數值的으로 풀어서 求한 基本方程式들의 解에 대한 數值的인 安定性 (Numerical stability) 을 갖기 위해서는 Domain of influence 概念 (e.g. Roach 1972) 으로 부터

$$\frac{\Delta y}{\Delta x} > \tan \theta_m \dots\dots\dots (3.41)$$

이다. 여기서 θ_m 은 예상되는 最大의 波向角이다. 따라서 格子間隔은 式(3.41) 에 의해 결정된다.

(4) 모델 海域 全體와 주어진 波數의 總 갯수에 대해서 上記와 같은 計算이 行해진다. 그러므로 全 格子點에서 파랑스펙트럼, $S(n, \theta)$ 를 이들 計算結果와 式 (3.30) 을 이용하여 계산한다.

3-4-4 . 모델의 檢證

本 모델의 基本 數值計算過程 (Numerical scheme) 은 Wang and Yang (1981) 이 Shiau and Wang (1977) 의 스펙트럼굴절 (Refraction of wave spectra) 을 약간 변형시킨 모델에 根幹을 두고 있다. 이 scheme 을 이용하여 리드믹한 海底地形에서 Pierson and Moskowitz (1964) 의 深海波 스펙트럼의 變形을 계산한 結果와 Krasitskiy (1974) 의 解析的인 結果 (analytical results) 를 比較하여 잘 一致함으로써 이 모델의 主要 計算過程에 대한 信憑性을 立證하였다 (Shiau and Wang 1977).

모델 結果에 대한 正確度는 주어진 境界條件들이 3-4-2의 가. 에서 언급한 基本 假定들에 어느정도 符合되는가에 따라 달라지므로 適切한 境界條件 및 格子網의 設定이 必要하다.

第 5 節 波浪力學모델 (Wave dynamics model)

波浪力學모델은 海上의 波浪活動에 의해서 誘發되는 物粒子運動 (Orbital velocity), 質量運搬速度 (Mass transport velocity), 海底面에 미치는 水理的 힘 (Hydraulic force) 等の 工學的 應用에 必要한 Parameter를 구할 수 있도록 構成되어 있다 (Kang *et al.* 1982).

本 研究에서는 韓半島 沿近海域에서 波浪에 의한 沿岸浸蝕, 堆積物 및 堆積된 汚染物質의 移動問題와 直接 關聯되어 있는 海底面에서의 物粒子運動 (Bottom orbital velocity) 과 海底面에 가해지는 剪斷應力 (Bottom shear stress) 을 計算하기 위해 다음과 같은 關係式을 使用하였다.

3-5-1. 波浪運動 基本式

波浪線形理論에 의하면, 波高가 작은 單純進行波 (Progressive wave)가 水深 d 에서 x 軸 方向으로 進行할 때의 關係式은 다음과 같다.

$$\text{海面變位 } \eta = a \cos (kx + \sigma t) \dots\dots\dots (3.42)$$

$$a = \frac{H}{2} : \text{Wave amplitude}$$

$$k = \frac{2\pi}{L} : \text{Wave number}$$

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} : \text{Wave frequency (rad/sec)}$$

L : Wave length

T : Wave period

$$\text{速度포텐셜 } \phi(x, y, t) = \frac{ag}{\sigma} \frac{\cosh k(y+d)}{\cosh(kd)} \sin (kx - \sigma t) \dots (3.43)$$

$$\text{波速 } C^2 = (g/k) \tanh (kd) \dots\dots\dots (3.44)$$

물粒子運動速度

$$\text{水平成分 } u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{agk}{\sigma} \frac{\cosh k(y+d)}{\cosh(kd)} \cos(kx - \sigma t) \dots\dots\dots (3.45)$$

$$\text{垂直成分 } v = \frac{\partial \phi}{\partial y} = \frac{agk}{\sigma} \frac{\sinh k(y+d)}{\cosh(kd)} \sin(kx - \sigma t) \dots\dots\dots (3.46)$$

海底表層에서의 最大運動速度 (水平成分)

$$\bar{U} = \frac{\pi H}{T} [\sinh(2\pi d/L)]^{-1} \dots\dots\dots (3.47)$$

質量運搬速度 (Mass transport velocity)

$d/L \geq 0.3$ 인 境遇

$$U_m = \frac{a^2 \sigma k}{2} \frac{\cosh 2k(y+d) - \frac{1}{2} kd \sinh kd}{\sinh^2 kd} \dots\dots\dots (3.48)$$

$d/L < 0.3$ 인 境遇

$$U_m = \frac{a^2 \sigma k}{4 \sinh^2 kd} [2 \cosh \{2kd(\mu-1)\} + 3 + kd \sinh \{2kd(3\mu^2 - 4\mu + 1)\} + (3 \frac{\sinh 2kd}{2kd} + \frac{3}{2})(\mu^2 - 1)] \dots\dots\dots (3.49)$$

$(\mu = y/d)$

3-5-2. 海底面에서의 剪斷應力

淺海에서의 波浪運動은 海底表層 가까이에 Oscillatory boundary layer flow 를 形成시킨다. 이때, 表層狀態 (즉, Rough element 의 存在 與否)에 따라 Flow characteristics 가 크게 變化하며, 이에 따라 海底에서의 剪斷應力도 變

化하게 된다.

表層狀態의 水理力學的인 Roughness에 대한 遷移基準(Transition criteria)은

$$0.4 \leq h/D_l \leq 5 \dots\dots\dots (3.50)$$

이다 (Rouse 1937).

h : r.m.s roughness height

D_l : The thickness of the viscous sublayer
(= $12\nu/U_m^*$)

ν : The kinematic viscosity

U_m^* : The maximum frictional velocity

i) Smooth bottom ($0.4 \geq h/D_l$)에서의 Flow characteristics
는 Reynolds number R 에 의해서 크게 左右된다.

$$R = \frac{\bar{U} \delta}{\nu}$$

$\delta = (\nu/\sigma)^{\frac{1}{2}}$: the wave displacement thickness

$R > 100$ 인 境遇에는 Turbulent flow가 形成된다.

ii) Rough bottom ($h/D_l > 5$)에서는 Roughness Reynolds
number에 의해서 Laminar 또는 Turbulent flow로 決定된다.

$$R_h = \frac{\bar{U} h}{\nu}$$

Transition criteria 은

$$66 \leq R_h \leq 815$$

이다 (Kajiura 1968).

最大剪斷應力 (Maximum bottom shear stress)은 Quadratic stress

law (Komar 1976)에 의하여 구할 수 있다.

$$\tau_b = C_f \rho \bar{U}^2 \dots\dots\dots (3.51)$$

C_f : 海底摩擦係數

ρ : 海水密度(water density)

\bar{U} : The maximum bottom orbital velocity

摩擦係數 C_f 는 海底面의 狀態에 따른 Wave boundary layer 에서의 Flow characteristics 에 의해 크게 變化한다. 지금까지 比較檢證된 資料에 따르면 Kajiura's turbulout oscillating boundary layer theory(Kajiura 1968) 에 의해 計算된 값이 比較的 正確한 것으로 나타나고 있다 (Teleki and Anderson 1970 ; Kamphuis 1975). 摩擦係數 C_f 에 대한 關係式은 다음과 같다.

i) Smooth bottom ($h/D_i \leq 0.4$) 의 境遇

$$\frac{K}{2C_f^{1/2}} + \ln \frac{1}{C_f^{1/2}} = \frac{KN}{2} + \frac{\pi C_2}{2} - r + \frac{1}{2} \ln \frac{K}{N} + \ln R \dots\dots\dots (3.52)$$

여기서, $K = 0.4$, $N = 12$, $C_2 = -0.0593$, $r = 0.5722$ 이다.

특히, Reynolds number $R < 200$ 인 境遇에는,

$$C_f \simeq 1/R \dots\dots\dots (3.53)$$

이다. 즉, Laminar flow 領域에서는 摩擦係數가 Reynolds number 에 反比例한다.

ii) Rough bottom ($h/D_i > 0.4$) 의 境遇

$$\frac{K}{C_f^{1/2}} + \ln \frac{1}{C_f^{1/2}} = \pi C_2 - 2r + \ln K + \ln \frac{\bar{U}}{\sigma z_0} \dots\dots\dots (3.54)$$

$z_0 = h/30$: Nikuradse's equivalent sand roughness

$$\frac{\bar{U}}{\sigma z_0} = 30 R^2 / R_k$$

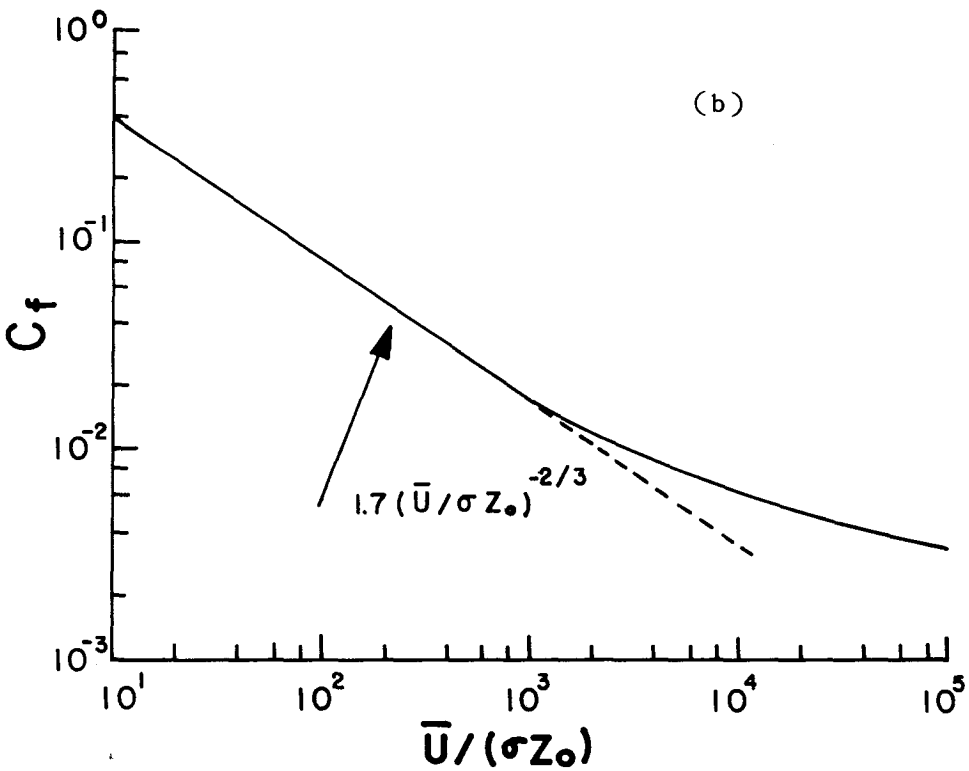
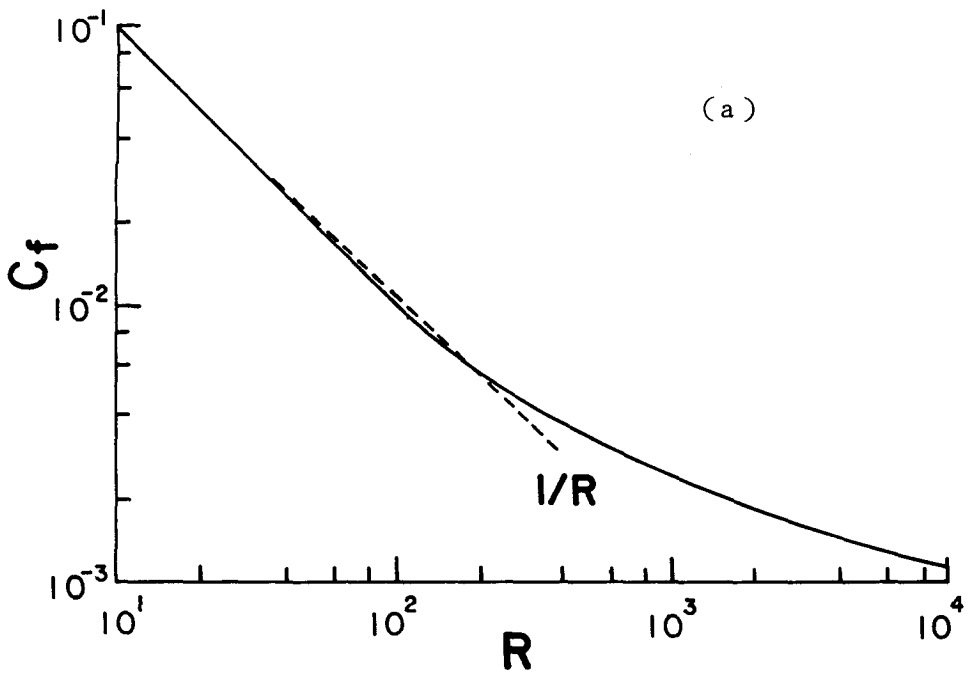


Fig. 3-6. Kajiura's frictional coefficients in an oscillating flow; (a) for a smooth bottom, (b) and for a rough bottom.

특히, $\frac{\bar{U}}{\sigma Z_0} < 1000$ 인 境遇에는,

$$C_f = 1.7 \left(\frac{U}{\sigma Z_0} \right)^{-2/3} \dots\dots\dots (3.55)$$

Fig. 3.6 은 Kajiura (1968) 理論에 의해 얻어진 摩擦係數의 Reynolds number 에 따른 變化를 나타낸 것이다. Smooth bottom 에서는 Reynolds number 가 減少함에 따라 C_f 가 增加하며, Rough bottom 에서는 Roughness 가 增加함에 따라 C_f 가 增加한다.

第Ⅳ章 韓國 沿近海域에 對한 波浪 모델 適用 및 結果

第1節 SMB 및 波浪 力學 모델

4-1-1. 序 論

韓半島 周邊海域은 第2章에서 기술된 바와 같이 東海, 西海, 南海, 東支那海로 크게 區分되며 각 海域의 海底地形, 水深, 海域을 둘러 싸고 있는 海岸線의 地形 및 位置的 여건이 다르며, 또한 그 海上 氣象의 風域도 달라 海域別 波浪 特性도 크게 달라진다.

우리나라 周邊海域에서 季節風과 같은 비교적 一定한 風域(Steady wind field)으로 인한 각 海上의 波浪 特性 分布를 把握하기 위하여 第Ⅲ章에서 기술된 SMB 法을 適用하였다.

周邊海域中 수심이 가장 깊은 東海에서는 深海波 공식에 의해서 風向, 風速에 따른 有義波高($H_{1/3}$)와 週期($T_{1/3}$)가 計算되었다. 한편 海底地形이 대체로 평탄하며 平均水深이 40 m 內外인 西海와 비교적 얇은 南海에 대해서는 淺海波 공식을 適用하여 波高와 週期가 계산되었으며, 波浪 力學 모델에 의한 海底面에서의 물입자 速度, 表層에 가해지는 수리적 힘(Hydraulic force)을 計算하였다.

4-1-2. 西海·南海

中國大陸과 韓半島에 의해서 둘러싸인 西海는 南쪽으로는 揚子江 하구를 基準으로 東支那海와 區分된다(Fig. 4-1). 海域의 크기는 南北방향으로 約

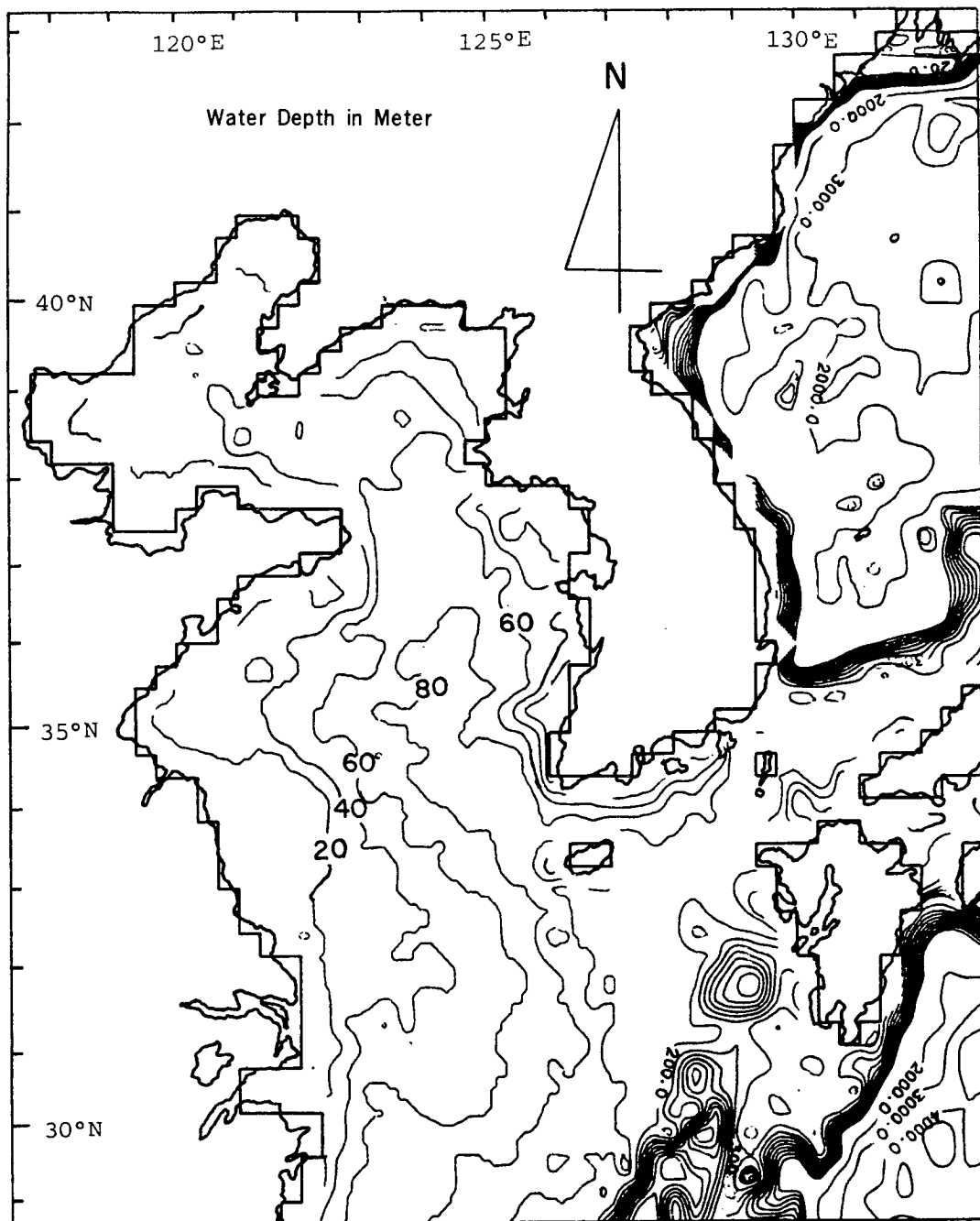


Fig. 4-1. Geometry and bottom topography of the South Sea of Korea, the Yellow and the East China Seas. Numerical grids are shown along the coastal boundary.

1,000 km, 東西간으로는 約 700 km 이며, 海底地形은 매우 평탄한 分布를 나타낸다. 平均水深은 約 40 m 内外로 周邊海域중 가장 水深이 얇아 海上의 氣象條件에 따라 海波의 發生 및 發達過程에서 水深의 영향을 받을 수 있다. 南海는 平均水深 約 100 m로 海底地形은 비교적 평탄하며 沿岸海域에서는 많은 섬들이 散在해 있어 波浪의 回折에 의한 영향이 고려되어야 할 것이다.

數值 計算 結果

계산 格子網의 간격은 正方形의 $\Delta X = \Delta Y = 29 \text{ km}$ ($= 15.5 \text{ n.miles}$), 格子點 2640 ($= 55 \times 48$)으로 西海, 南海, 東支那海 일부 海域까지 포함하였다 (Fig. 4-1). 各 格子點에는 地域水深 (Local depth), 吹送距離 (Fetch length), 그리고 wind fetch를 따라 地域水深을 平均한 平均水深 (Mean depth)이 入力되었다. 吹送距離와 平均水深은 45° 간격의 5개 風向 N, NW, W, SW, S에 따라 주어졌다. 陸地부분을 제외한 海上의 各 格子點마다 一定한 風向, 風速을 가정하여 SMB 淺海波 豫測공식을 사용, 有義波高와 週期가 計算되었다.

그 한 例로써 北西季節風의 風速 20 knots (10 m/sec)와 40 knots (20 m/sec)일때의 西海上의 波浪分布를 Fig. 4-2, Fig. 4-3에 나타냈다.

風速 20 knots 일 경우 (Fig. 4-2), 1~2 m 内外의 波高가 中國大陸 沿近海域을 따라 나타나며, 그 波浪 週期는 4~5 sec의 分布를 보이고 있다. 北西風에 對해 吹送距離가 가장 긴 西海中部, 西海南部の 海上에서는 ~3 m, ~6 sec에 波浪分布를 보이고 있다. 風速이 40 knots로 증가될 경우 (Fig. 4-3), 波浪分布 樣相은 風速 20 knots 일때와 유사하나 中國近海域에서는 波高 2~4 m, 週期 6~8 sec의 分布를 나타내며, 西海中部以南의 海域에서는 波高 5~6 m, 週期 8~10 sec의 分布樣相을 나타내고 있다. 이와 같이 冬季의 北西季節風에 의해서 西海中南部 및 南海西部 沿近海에서 가장 큰 波高가 發生되며, 따라서 海上의 狀態

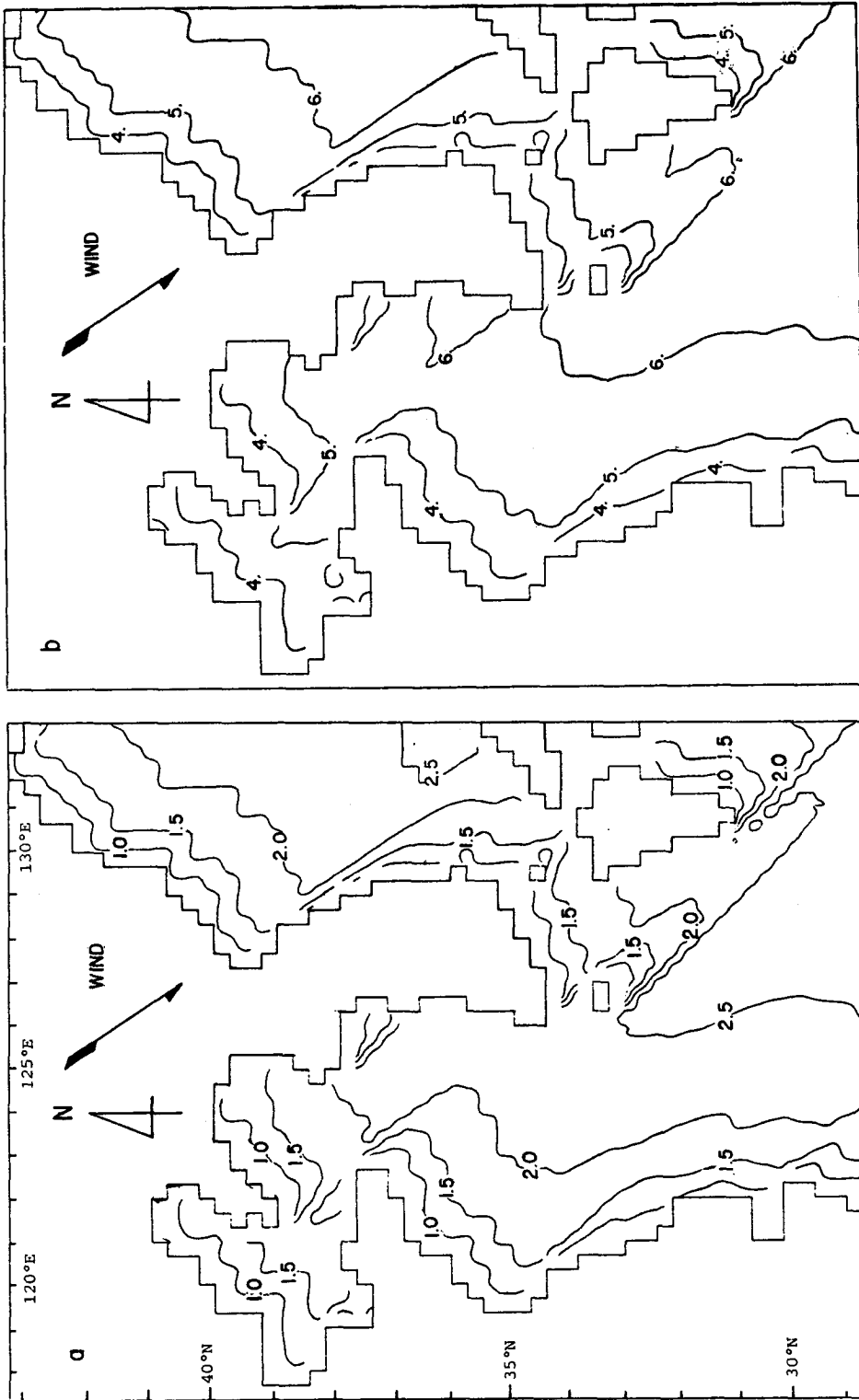


Fig. 4-2. Distributions of the wave characteristics for a northwest wind (20 knots); (a) the significant wave height (m) and (b) the significant wave period (sec).

period (sec).

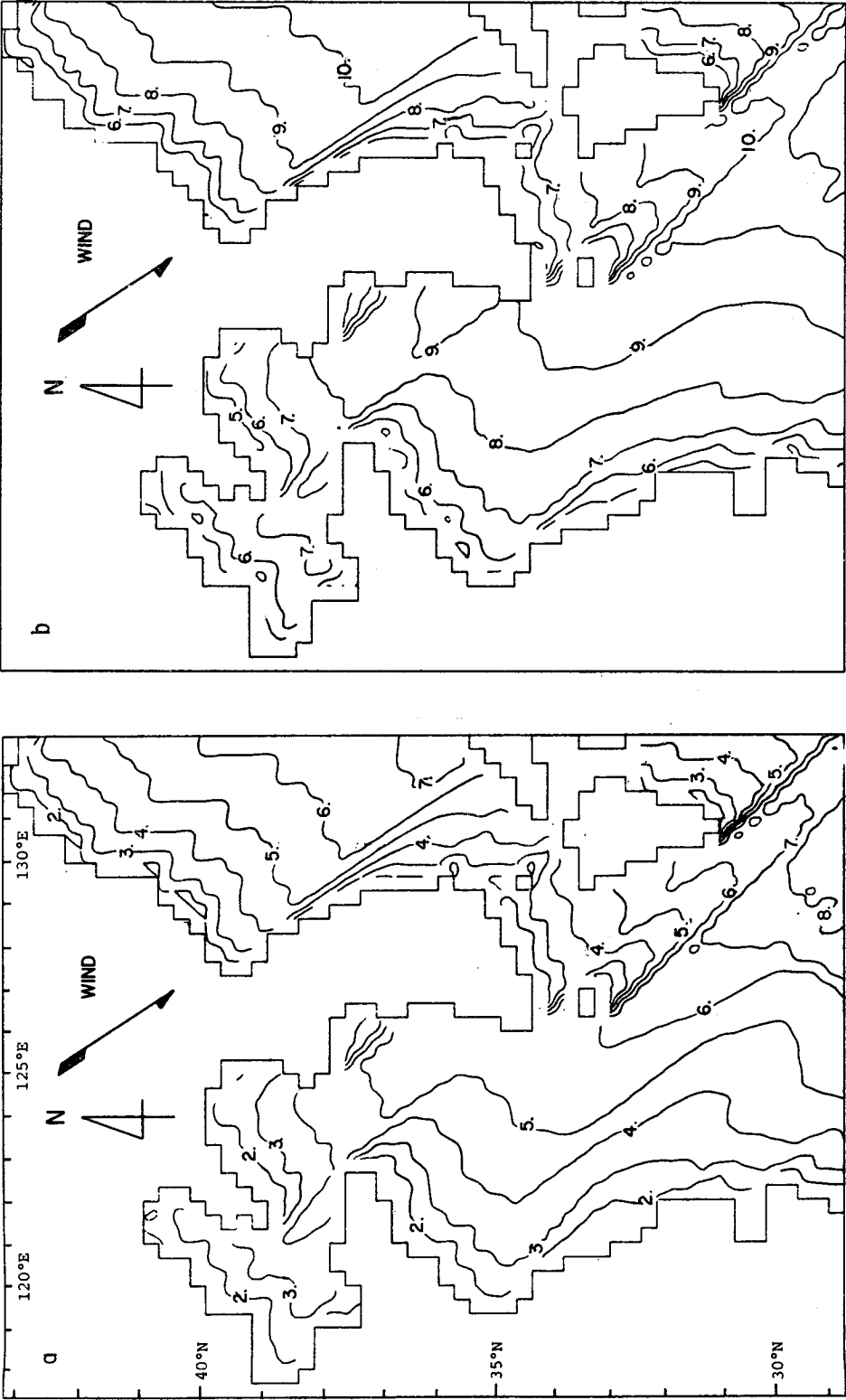


Fig. 4-3. As the same of Fig. 4-2, except for a wind speed (40 knots); (a) the wave height (m) and (b) the wave period (sec.)

가 매우 거칠게 됨을 알 수 있다.

第Ⅲ章에서 기술한 波浪力學 모델을 適用하여, 海上의 波浪 運動에 의해서 誘發되는 海底面의 表層 가까이에서의 Maximum bottom orbital velocity (M-BOV), Maximum bottom shear stress (MBSS)를 計算하였다.

Fig. 4-4는 北西風 20 knots 일때 西海에서의 MBOV와 MBSS의 分布 狀態를 나타낸 것이다. 우리나라 西海岸 沿岸을 따라 대체로 크게 나타나고 있으며, 특히 경기만, 西海南部海域(木浦)에서 더욱 크게 나타나고 있음을 보여준다. 그 分布 範圍는 表層에서의 流速(MBOV) 1~20 cm/sec, 剪斷應力(MBSS)은 0.1~3 dyne/cm²로 나타나며 원해역으로부터 水深이 얇은 沿岸쪽으로 올 때, 점점 더 증가하고 있다.

Fig. 4-5는 北西風 40 knots 일때의 分布狀態를 나타낸 것이다. 風速 20 knots 일때 보다도 波浪 運動이 海底表層에 영향을 미치는 海域이 西海岸으로부터 더욱 멀리 떨어진 원해역까지 확장되었음을 보여준다. 西海岸의 원해역에서는 海底面에서의 流速이 1~10 cm/sec, 剪斷應力은 0.1~1 dyne/cm²範圍의 分布를 보이고 있으며, 水深이 대체로 얇은 沿近海域에서는 10~100 cm/sec 와 1~20 dyne/cm²로 나타난다. 地域水深에 따라 큰 變化 分布를 나타내고 있음을 보여준다.

韓半島의 地形的, 位置的 特性和 겨울철의 北西 季節風에 對하여 고찰해 보면 西海岸의 中·南部海域에서 가장 긴 吹送距離를 갖기 때문에 海上의 波高가 높을 뿐만 아니라 海底面에 큰 영향을 미치고 있음을 나타낸다.

Fig. 4-6은 여름철에 西海上에서 가장 우세한 南東風에 대해서 風速 40 knots (20 m/sec) 일때의 海底表層에서의 流速과 剪斷應力の 分布를 나타낸 것이다. 西海岸의 中部, 즉 경기만, 그리고 中·南部 沿近海域에서 北西風의 경우와 비슷한 크기의 流速과 剪斷應力の 分布를 보이고 있으며, 特히 韓半島 北部 沿岸海域에서도 海上의 波浪活動으로 인해 海底面이 크게 영향을 받고 있음을 보여 주고 있다. 이러한 海底表層에 加해지는 剪斷應力(Bottom shear stress) 및 流速

Figure 4.

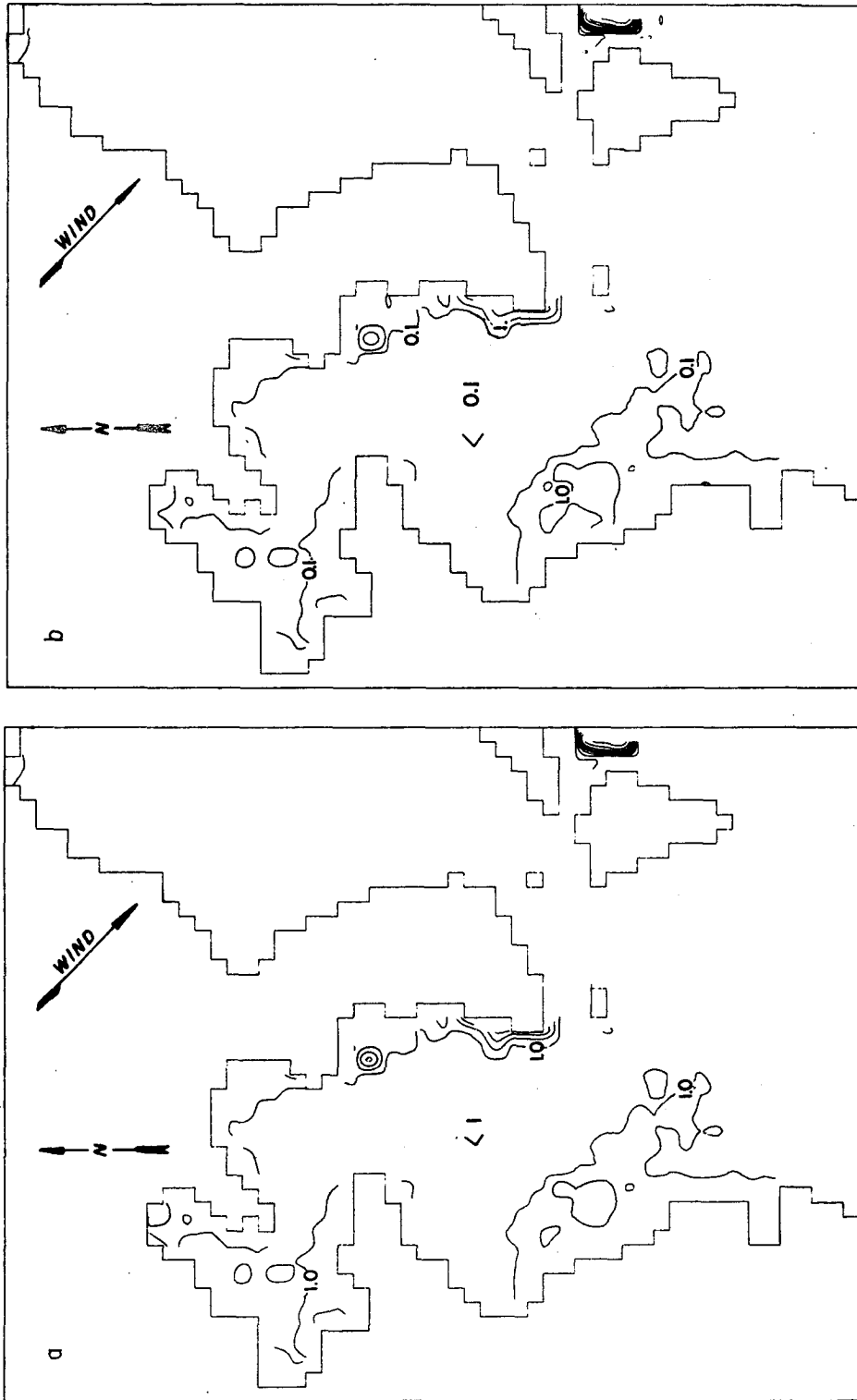


Fig. 4-4. Distributions of the wave-induced motions for a northwest wind (20 knots); (a) the bottom shear stress (dyne/cm^2) and (b) the bottom orbital velocity (cm/sec).

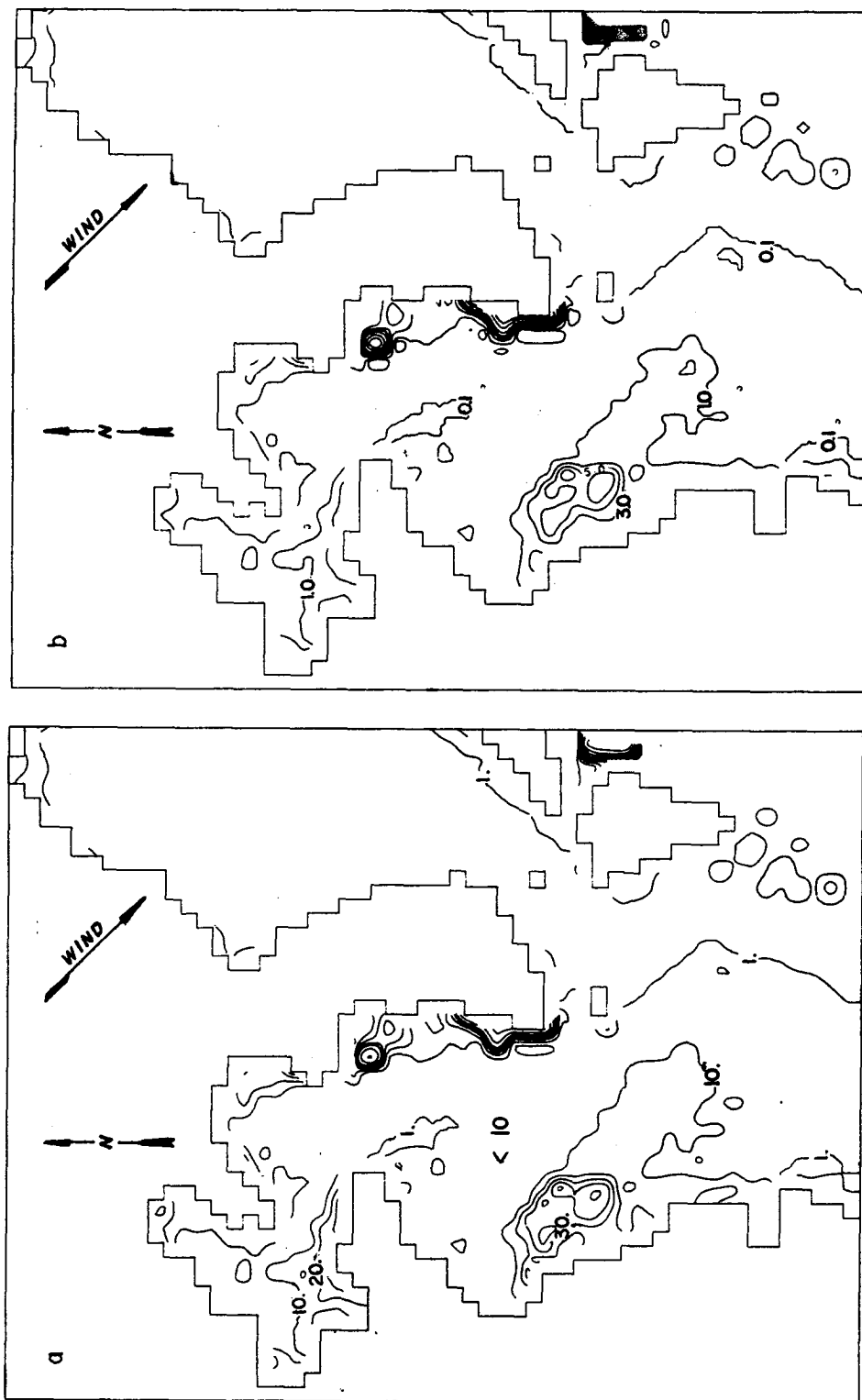


Fig. 4-5. As the same of Fig. 4-4, except for a wind speed (40 knots); (a) the bottom orbital velocity (cm/sec) and (b) the bottom shear stress (dyne/cm²).

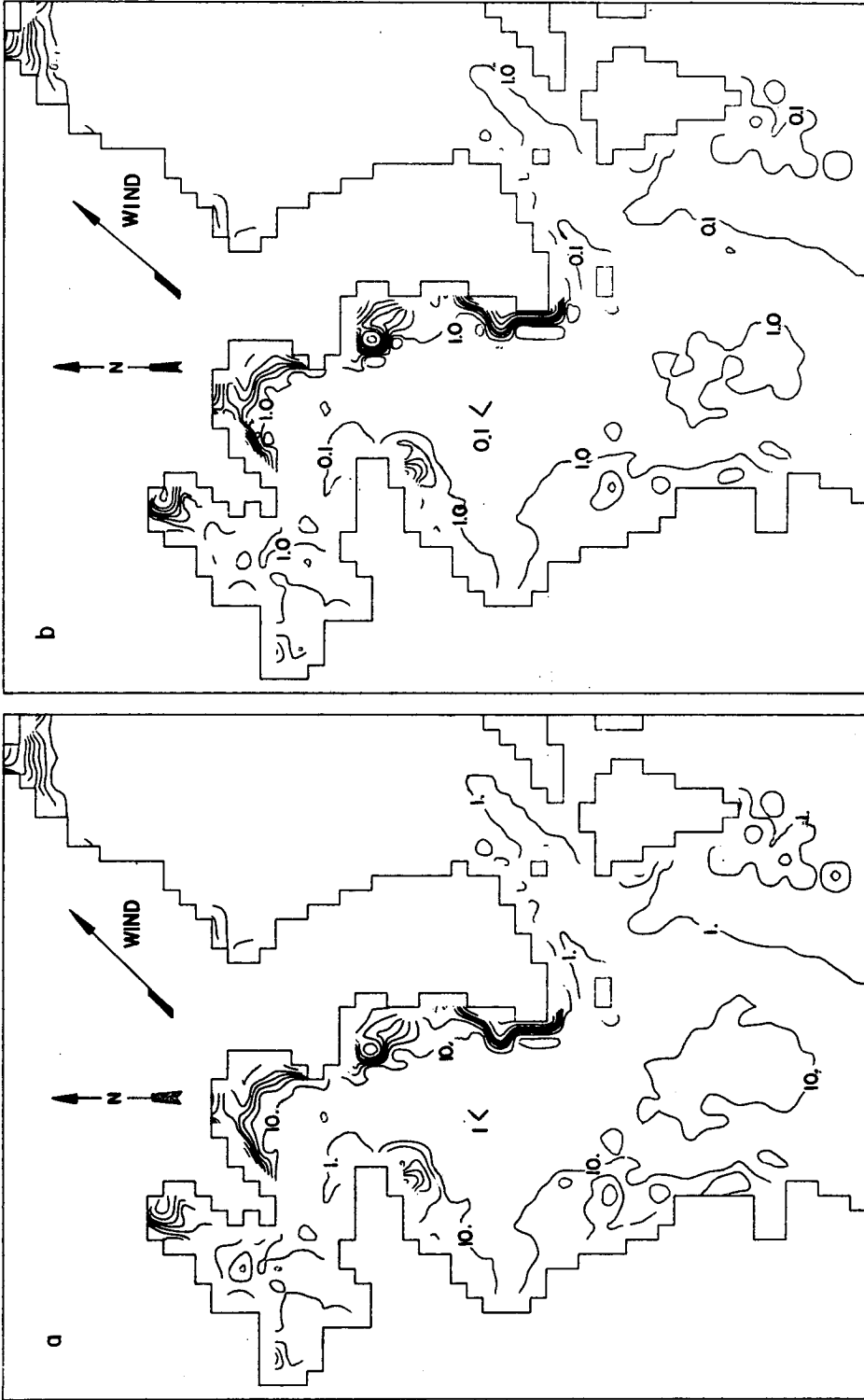


Fig. 4-6. Distributions of the wave-induced motions for a southwest wind (40 knots); (a) the bottom orbital velocity (cm/sec) and (b) the bottom shear stress (dyne/cm²).

(Bottom orbital velocity)은 堆積物의 移動, 그 海域의 堆積物의 分布 狀態, 沿岸 浸蝕등에 至大한 影響을 미치므로 西海의 北西, 또는 南東 季節風으로 인한 強한 波浪運動에 의해 誘發되는 Hydraulic force에 의한 浸蝕作用등으로 인해 西海岸 特유의 복잡한 海岸線 形成 및 堆積환경에 있어 決定的 要因으로 간주된다.

부록의 Fig. D 에는 N, W, S, SW 風向에 대한 西海에서의 波高, 週期, Bottom orbital velocity, Bottom shear stress 分布가 수록되어 있다.

4-1-3. 東 海

東海는 平均水深이 約 1,500 m이며, 中心部에 位置한 大和堆 (~300m) 附近을 除外하고는 대부분 2,000m 이상의 深海이다 (Fig. 4-7). 東海의 北東~南西 方向의 最長距離는 約 1,800 km, 北西~南東 方向으로는 約 900 km이다. 北部의 水深이 얇은 海峽을 통해 北太平洋과 連結되며, 南部는 水深 200 m 內외의 韓國海峽을 통해 南海와 東支那海와 連結되고 있으나, 外海의 影響을 比較的 적게 받는 內海와 같은 性格을 지니고 있다.

數值計算 結果

計算 格子網의 間隔은 $\Delta X = \Delta Y = 29 \text{ km}$, 格子點은 3619 (77 × 47) 個로 構成되어 있다. 水深의 影響이 考慮되지 않은 SMB 深海波 豫測 公式이 適用되었으며, 45° 間隔의 8個 風向에 對해서 一定한 風速을 假定하여, 有義波高와 週期가 各 格子點에서 計算되었다. Fig. 4-8과 Fig. 4-9는 北東風이 風速 20 knots (10 m/sec), 40 knots (20 m/sec)일 때의 東海上의 波浪分布 狀態를 보이고 있다.

北東風 20 knots의 境遇는 全海上에서 波高 2~3 m, 週期 6~7 sec의 分布를

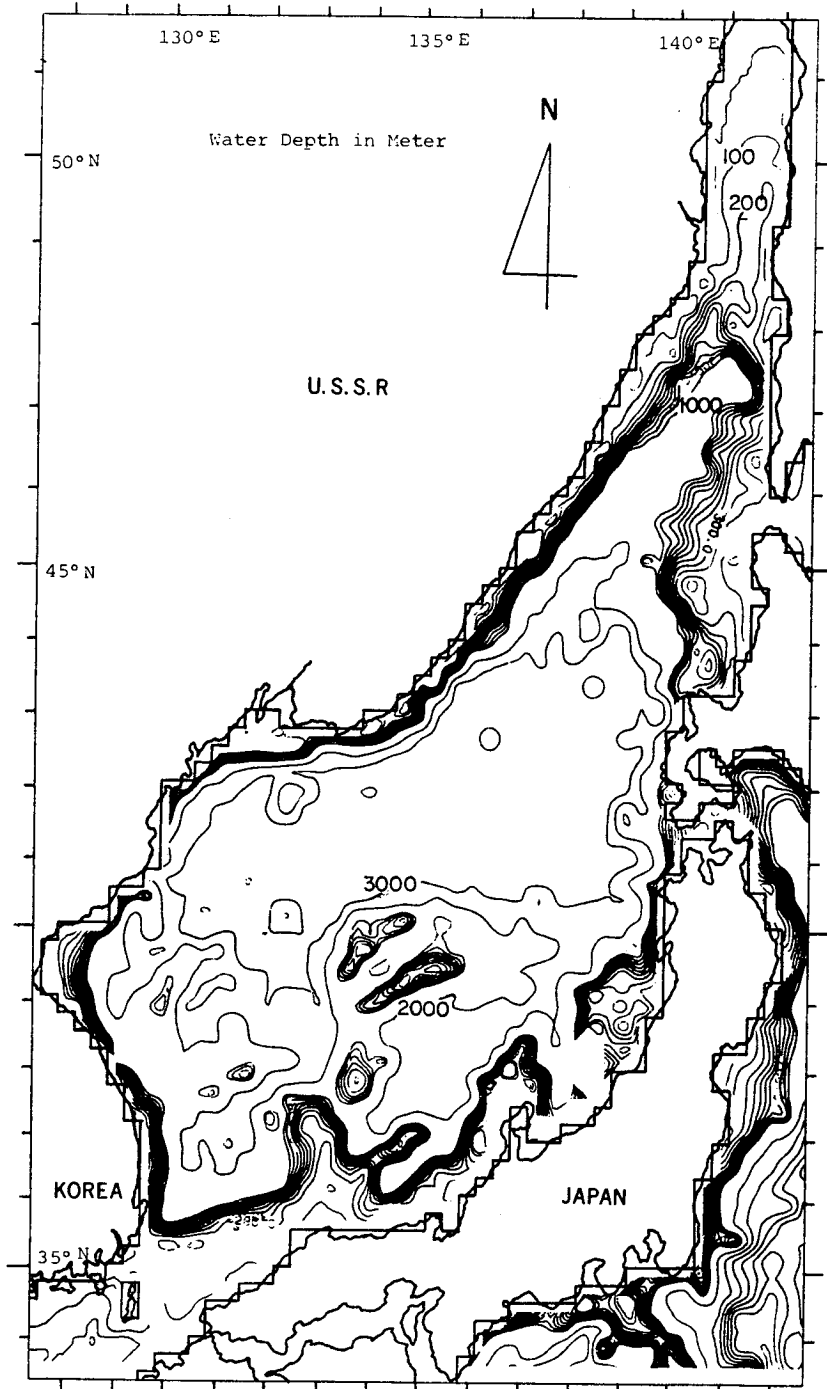


Fig. 4-7. Geometry and bottom topography of the East Sea of Korea (the Sea of Japan). Numerical grids are shown along the coastal boundary.

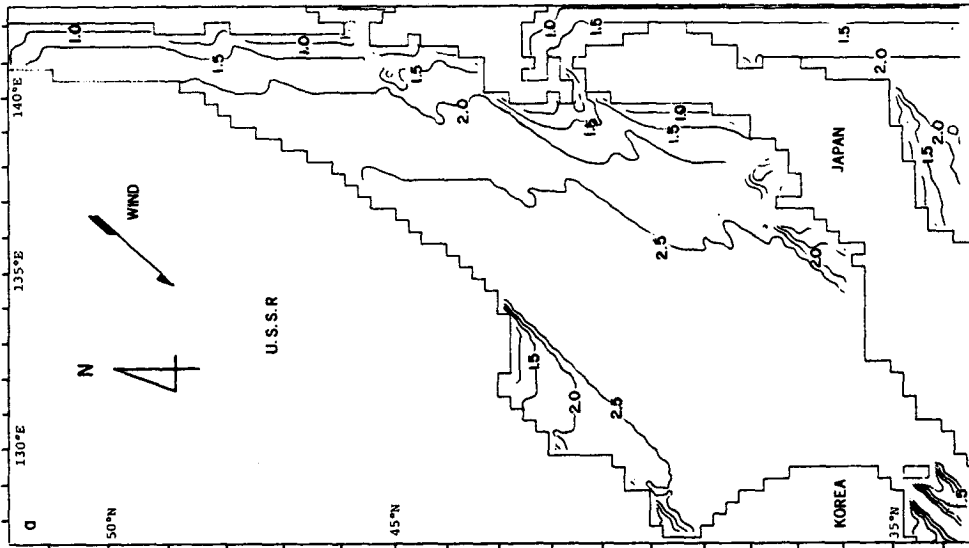
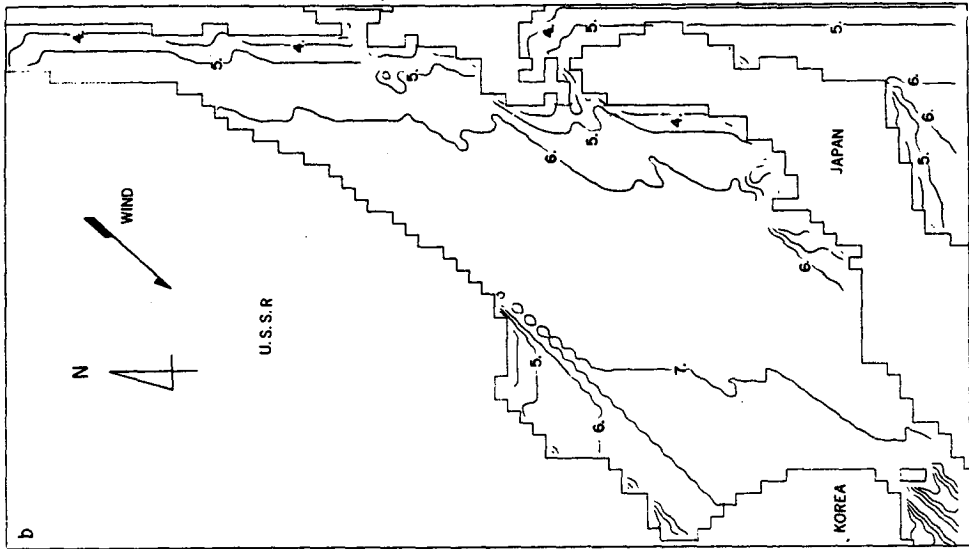


Fig. 4-8. Distributions of the wave characteristics for a northeast wind (20 knots); (a) the significant wave height (m) and (b) the significant wave period (sec).

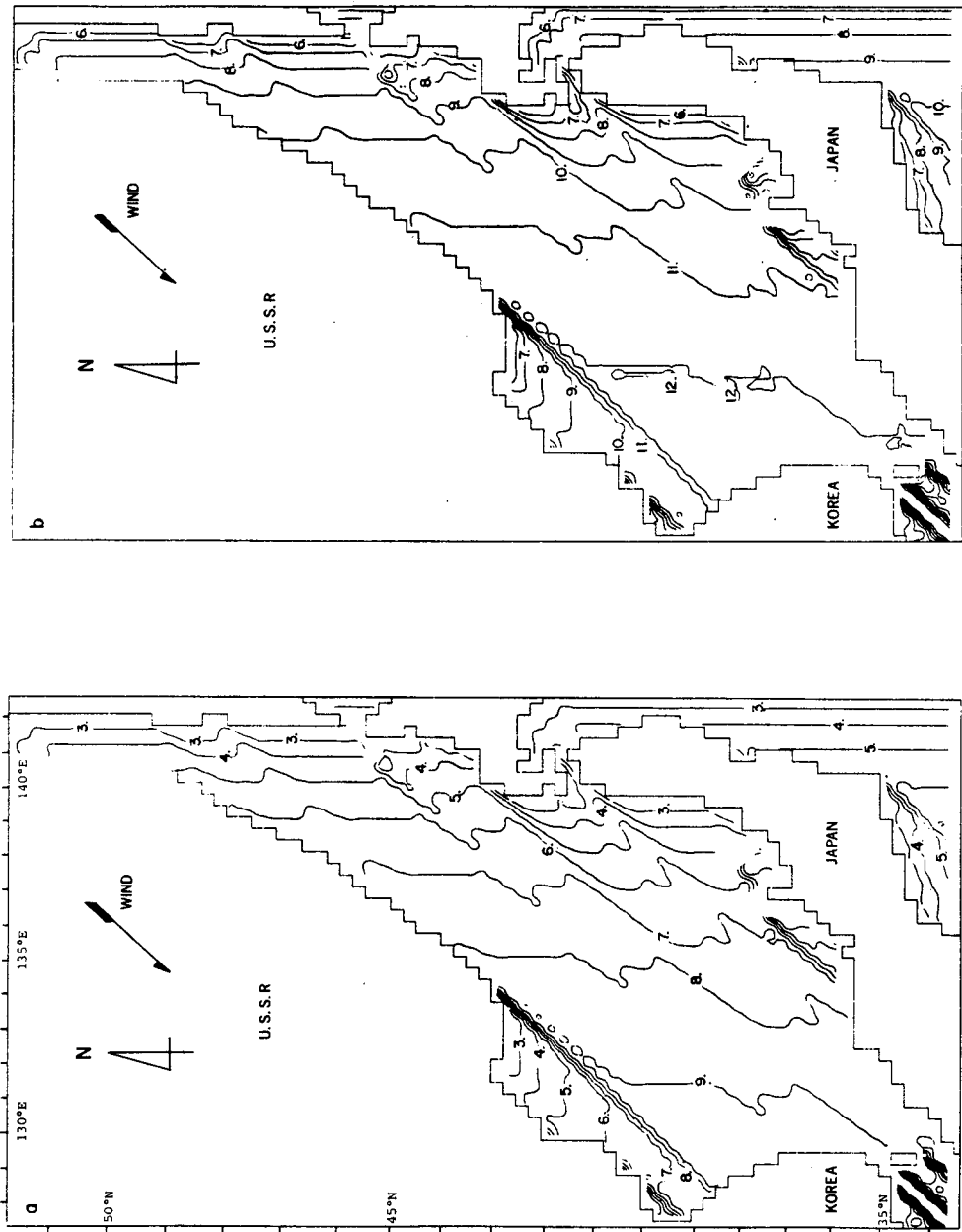


Fig. 4-9. As the same of Fig. 4-8, except for a wind speed (40 knots); (a) the wave height (m) and (b) the wave period (sec).

보이고 있으며, 吹送距離가 가장 긴 東海岸 近海域에서 가장 큰 波浪이 나타난다. 40 knots 의 境遇에는 東쪽의 日本近海에서 大和堆의 中部海域까지는 波高 5~8 m, 週期 8~11 sec 의 分布를 보이며, 우리나라의 東海岸 近海로 接近할수록 점점 增加하여 波高 8~10 m, 週期 11~13 sec 의 分布를 보이고 있다. 이로써 겨울철에 가장 優勢하게 나타나는 北東風에 對해서는 東海岸(39°N 以南)의 位置的 特性 때문에 沿近海域에서 가장 거친 海上狀態가 頻發됨을 알 수 있다. 다른 7個의 風向(N, E, SE, S, SW, W, NW)에 대한 風速 40 knots 일 때의 東海上에서의 海波特性 分布圖가 附錄의 Fig. E에 收錄되어 있다. 一部 沿近海를 除外하고는 水深이 매우 깊어서 波浪運動에 미치는 海底面의 影響이 거의 없으므로 東海에서는 波浪力學 모델은 適用하지 않았다.

第2節 海波 數值豫報

4-2-1. DSA-5 모델

가. 모델 適用

DSA-5 모델을 적용하기 위하여 Fig. 4-10 과 같은 計算 格子網을 구성하였다. 모델 入力 資料인 中央氣象臺의 日氣圖 縮尺이 1981年 4月 부터 1 / 2000 만(60°N)으로 바뀐에 따라 새로운 計算 格子網이 짜여졌으며, 특히 日本氣象廳의 海上 觀測(Ocean Data Buoy Stations) 資料 活用을 위하여 東海의 Buoy Station No. 6, 東支那海의 Buoy Station No. 4 위치와 計算 格子點이 일치하도록 하였다.

格子 간격 : 45 n.miles ($\approx 83 km$)

格子 수 : 1500 格子點 (50 × 30)

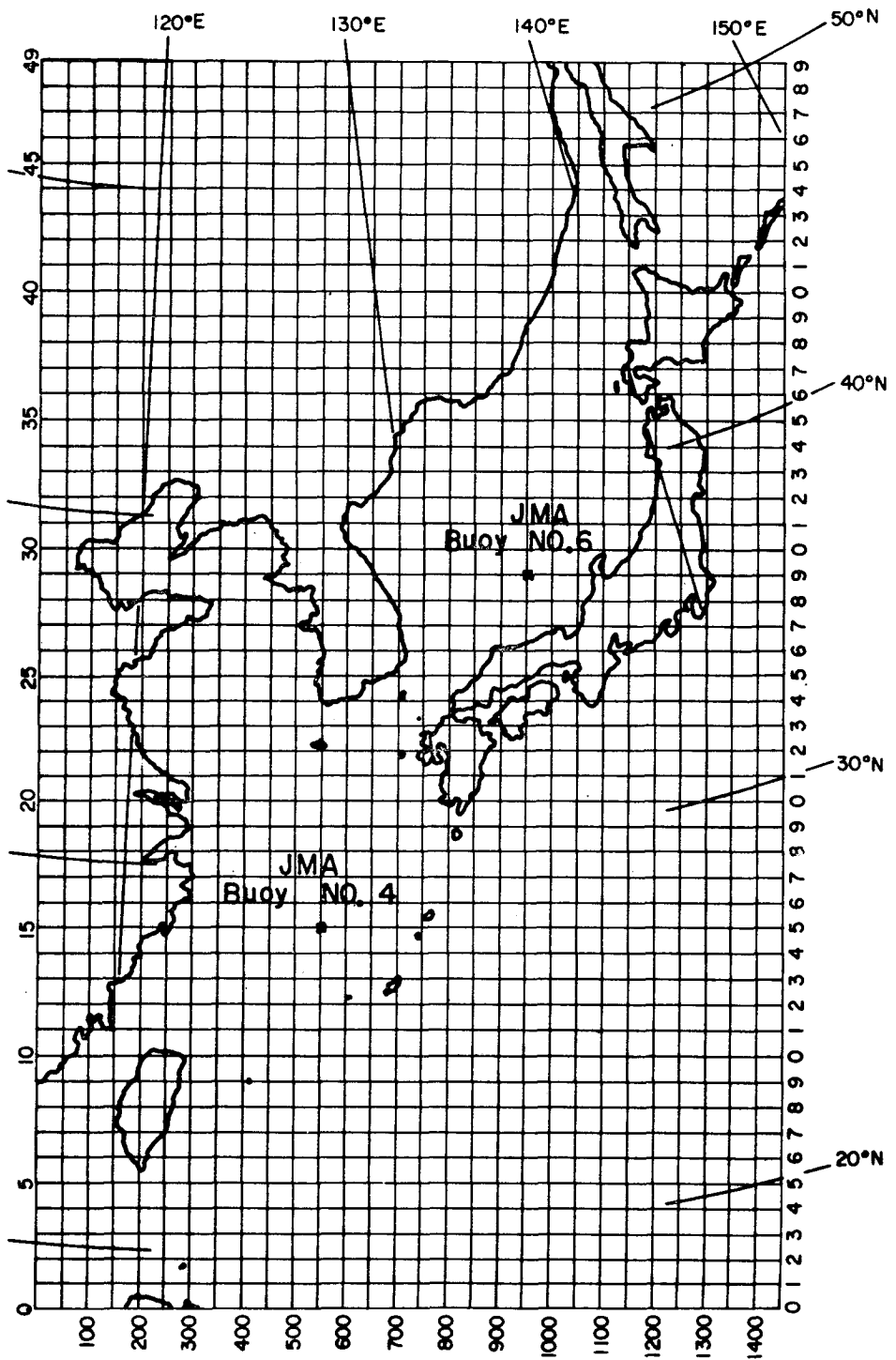


Fig. 4-10. Numerical grid for the wave prediction in the Far East Asian seas with DSA-5 model. * indicates the locations of the ocean data buoy stations operated by the Japan Meteorological Agency.

入力資料는 中央氣象臺에서 하루에 4 회 발간하는 日氣圖를 分析하여 매 6시간 資料로서 프로그램에 入力시켰다. 이 入力資料의 內容은 豫報 海域의 各 格子點에 서의 風向과 風速값이며, 이러한 風域의 決定方法은 手動式 日氣圖 分析에 依存하였으며 아직 韓國에서는 기상 모델의 自動化가 이루어지지 않은 狀態이기 때문에 海上風의 自動 入力은 불가능 하였다. 手動式 日氣圖 分析은 等風速 海域과 等風向 海域을 구분하여 作業을 실시하였고, 이때 風速은 5 knots 단위로 15knots 에서 85 knots 까지 고려하였고, 風向은 $\pi/8$ (22.5°) 단위로 16 방위로 구분하였다.

$$15 \text{ knots} \leq V \leq 85 \text{ knots}, \quad \Delta V = 5 \text{ knots}$$

$$0 \leq \phi \leq 2\pi, \quad \Delta \phi = \pi/8 \text{ (} 22.5^\circ \text{)}$$

따라서 風速 15 knots 미만의 바람에 의한 波浪 에너지는 무시하였고 最大風速 은 85 knots 로 하였다.

海上風은 大氣와 海水面의 境界층에서의 安定度에 의해 영향을 받으며, 이 安定도를 좌우하는 요소는 表面水溫 (T_w)과 大氣溫度 (T_a)의 차이 ($\Delta T = T_w - T_a$) 임이 알려져 있다.

일반적으로 예보하고자 하는 해상에서는 T_w 및 T_a 의 觀測資料는 매우 드물기 때문에 ΔT 의 季節別 平均值는 日本氣象廳의 海洋氣象 Buoy 6 호 (ODBS No. 6)의 觀측 자료에 의한 값 (Table 4-1)을 사용하였고, 海上風 (V_s)은 중앙기상대 기상연구소에서 계산되었다. 海上風 (V_s)와 傾度風의 比인 V_s/V_{gr} 의 값은 다음의 Matsumoto - Yamashita의 式 (Matsumoto 1978)을 사용하였다.

$$V_s/V_{gr} = 0.8 + 0.02 (T_w - T_a)$$

Table 4-1. Seasonal mean values of surface sea water temperature (Tw) and air temperature (Ta) at the site of ODBS No. 6 in the East Sea of Korea (provided from the Korean Central Meteorological Office)

Season	Tw(°C)	Ta(°C)	ΔT(°C)	Period of data
Spring (Mar.~May)	11.01	9.8	1.21	Mar. 1~May 31, 1977
Summer (June~Aug.)	18.9	21.4	-2.5	June 1~Aug. 31, 1980
Fall (Sept.~Nov.)	20.2	16.7	3.5	Nov. 1~30, 1979 Sept. 1~Oct. 30, 1980
Winter (Dec.~Feb.)	12.16	4.33	7.83	Dec. 1, 1976 ~ Feb. 28, 1977

나. 數值 計算

豫報海域의 각 格子點에서 方向은 16 방위로 주기는 6개 주기 구간으로 細分하여 총 96개의 $e_{T,\theta}$ 를 계산한다.

$$96 e_{T,\theta} \begin{cases} 16 \text{ 방위}(\theta) : 0 \leq \theta \leq 2\pi, \Delta\theta = \frac{\pi}{8} (22.5^\circ) \\ 6 \text{ 주기}(T) : 2.5 \leq T \leq 22.5 \text{ sec}, \Delta T = 3 \text{ sec} \end{cases}$$

이와같이 계산된 각 격자점상의 96개 $e_{T,\theta}$ 를 가지고 다음과 같은 要素들을 계산한다.

$$E = \sum_T \sum_\theta e_{T,\theta} \Delta T \Delta \theta$$

$$H1/10 = 0.16 \sqrt{E} \text{ (cgs)} \quad (\text{또는 } H1/3 = 0.13 \sqrt{E} \text{ (cgs)})$$

$$T_{\max} = \text{MAX} \left(\sum_\theta e_{T,\theta} \Delta \theta \right)$$

$$\theta_{\max} = \text{MAX} \left(\sum_T e_{T,\theta} \Delta T \right)$$

DSA($e_{T,\theta}$)의 계산 격자망 $\Delta\theta = 45 \text{ n.m}$ 에 대한 시간 간격 Δt 는 1.5 시간이며, 따라서 매 6시간 마다 입력되는 風向, 風速 자료는 4회 연속 동일한 값으

로 사용하여 계산하였다.

計算格子網 중에서 陸地 부분은 波浪 에너지를 전파 받지도 전파 시키지도 않는다. 즉, 陸地 경계면에서의 波浪 에너지는 항상 0이다.

모델해역의 경계에서는 경계 내부에서 들어오는 에너지는 받지만 경계 외부에서 들어오는 에너지는 받지 못한다. 따라서 모델 해역의 범위를 선정할 때는 예보하고자 하는 해역에 영향을 줄 수 있는 가능한 모든 해역을 포함 하도록 해야 한다. 일기도 분석에 의한 風向과 風速 자료를 입력으로 하여 각 격자 해상에서 16 방위와 6 주기에 대한 총 96개의 DSA를 計算하고 $H_{1/10}$ (또는 $H_{1/3}$) 및 가장 현저한 에너지를 갖는 주기 T_{max} 와 방향 θ_{max} 를 구할 수 있다.

本 研究에서는 연안 해역에서의 적용과 예보의 정밀도를 높이기 위하여 계산 격자망 간격 $\Delta\ell$ 을 22.5 n.miles ($\approx 42 km$)로 줄여서 프로그램을 보정하였다.

Fig. 4-11과 Fig. 4-12는 $\Delta\ell$ 을 각각 45 n.miles, 22.5 n.miles을 사용하여 수치계산된 동해 파고 분포도를 나타낸 것이다. 이 비교에서는 南風 50 knots로 가정하였으며, 24 시간 경과된 후의 결과다.

계산 격자간격이 축소됨에 따라 沿岸에 근접한 海域까지도 數值計算이 가능하였으며, 원해상에서는 두 결과의 차이가 거의 없음을 알 수 있다. 따라서 관측자료와의 결과 비교에서는 격자간격 $\Delta\ell$ 을 45 n.miles로 하여 계산된 값을 사용하였다.

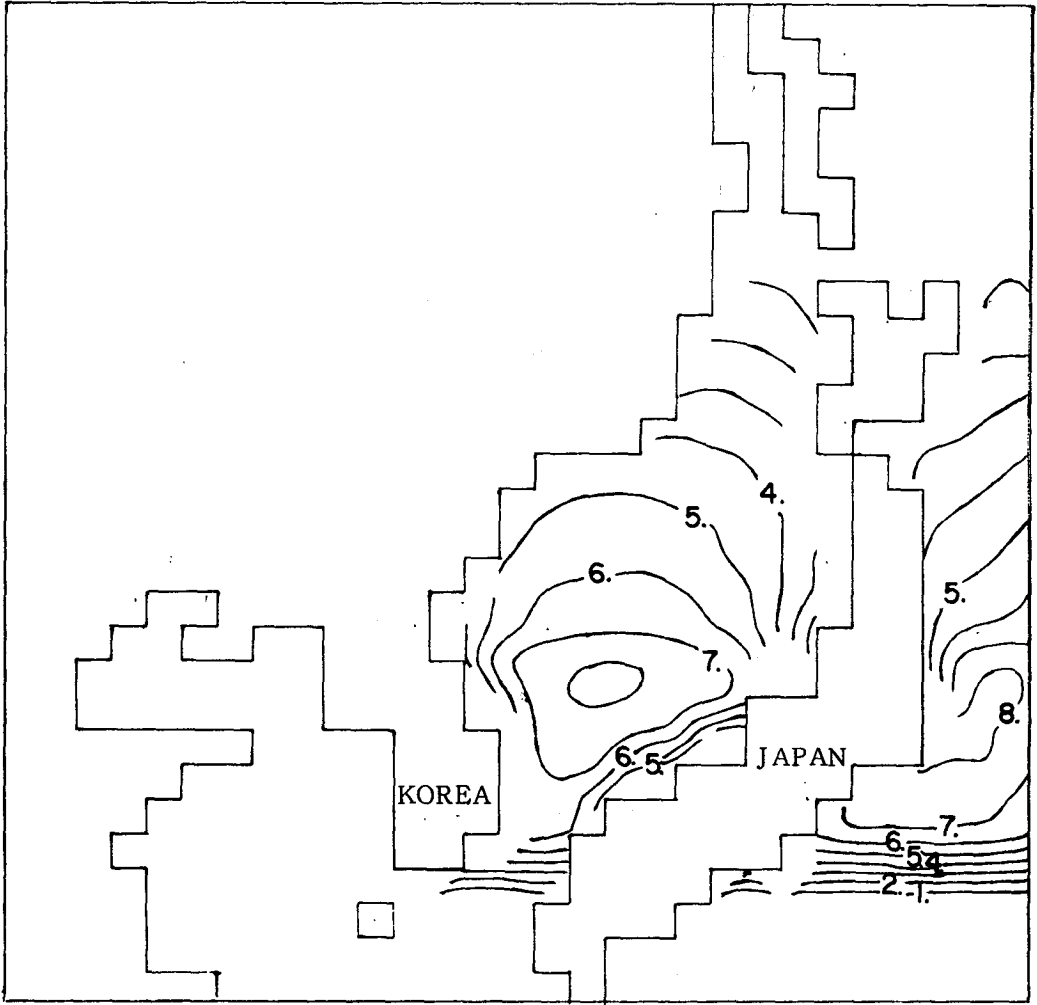


Fig. 4-11. Wave height ($H_1/10$) distribution calculated by using numerical grid $\Delta\ell = 45$ nautical miles for a south wind (50 knots).

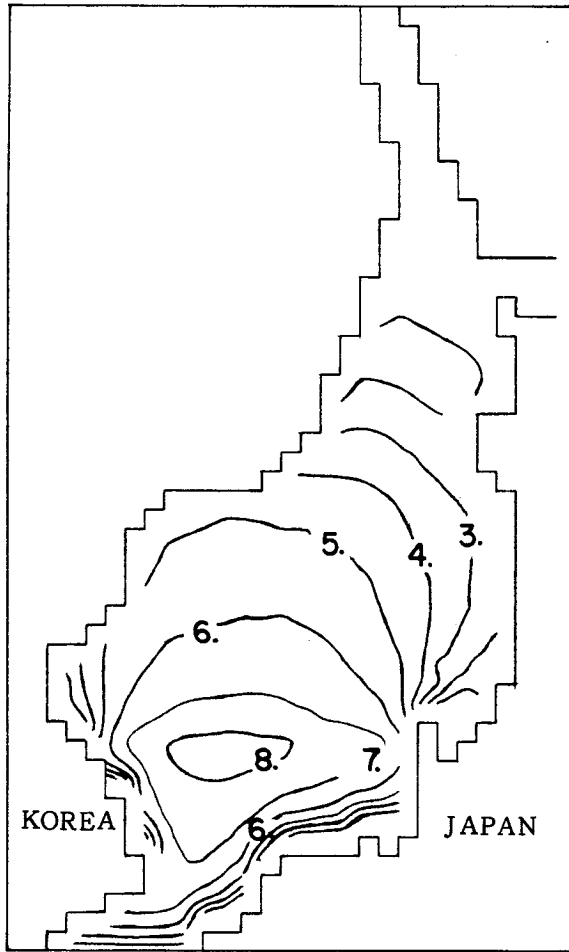


Fig. 4-12. As the same of Fig. 4-11, except for reduced grid spacing $\Delta\varrho = 22.5$ nautical miles.

다. 觀測 資料와의 비교

본 연구에서는 DSA-5 모델의 결과치를 비교하기 위하여 日本 氣象廳의 해상관측자료(ODBS)를 주로 사용하였으며, 서해의 어청도 근해역에서 관측된 자료(부록B)도 사용되었다. 日本 氣象廳에서는 1973년 이후 여러개의 海洋觀測 Buoy를 日本 南·東部 海上 및 東支那海 그리고 東海에 계류시켜 해양 및 기상자료를 매 3시간 간격으로 측정하여 전산처리 하고 있다. 여기에서 사용한 資料는

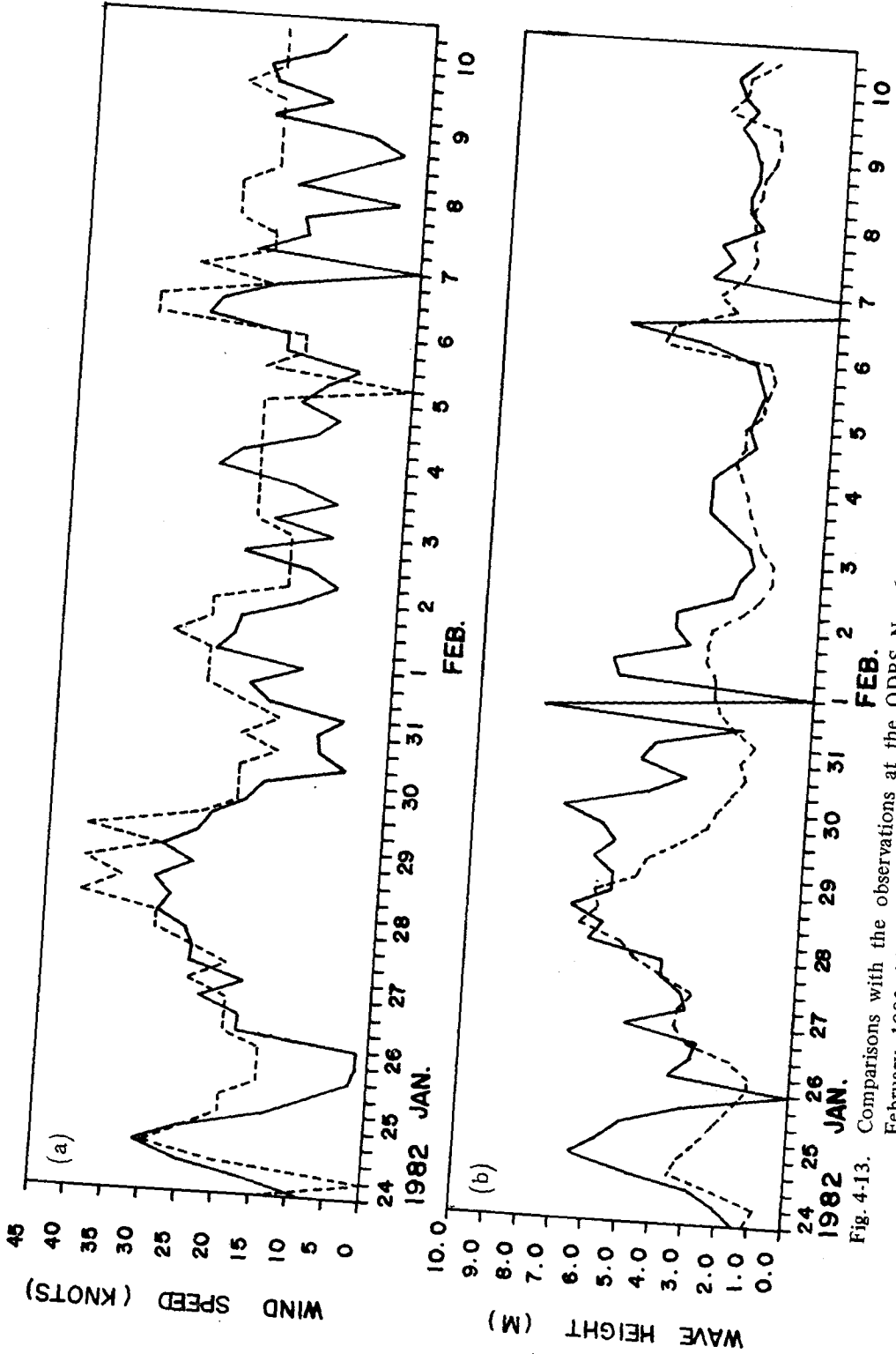


Fig. 4-13. Comparisons with the observations at the ODBS No. 6 in the East Sea of Korea from January through February, 1982; (a) the broken and the solid lines denotes analyzed and observed wind speeds (knots), respectively and (b) the broken and the solid lines denotes hindcasted (H1/10, in meter) and observed wave heights, respectively.

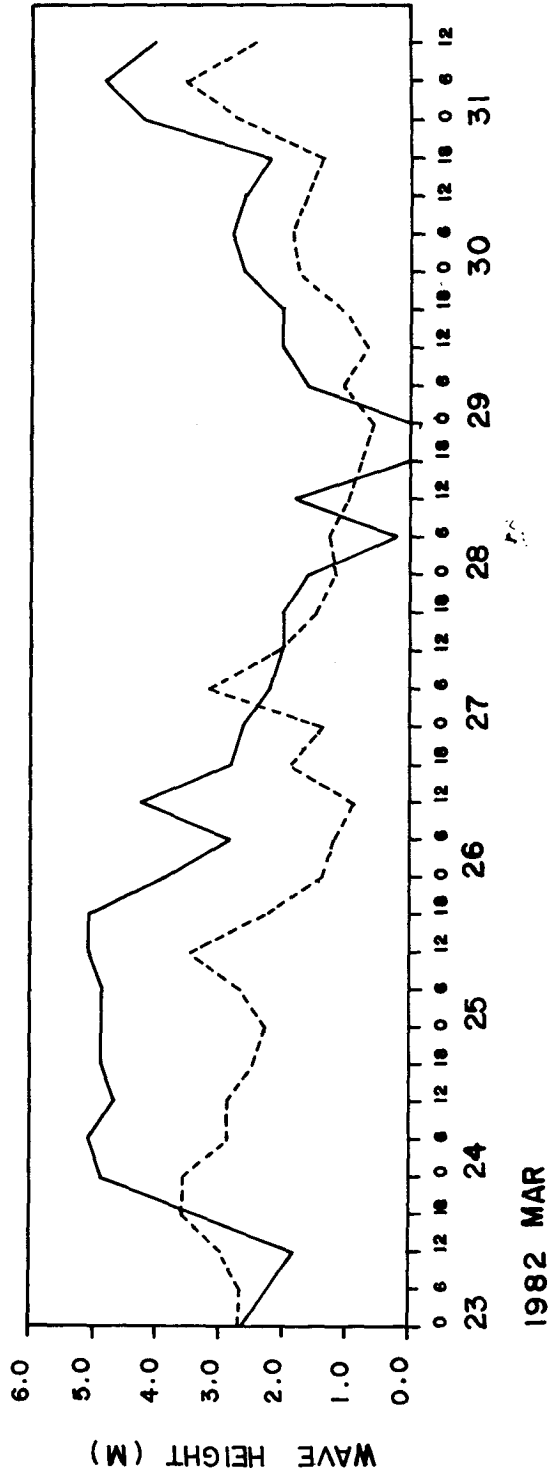
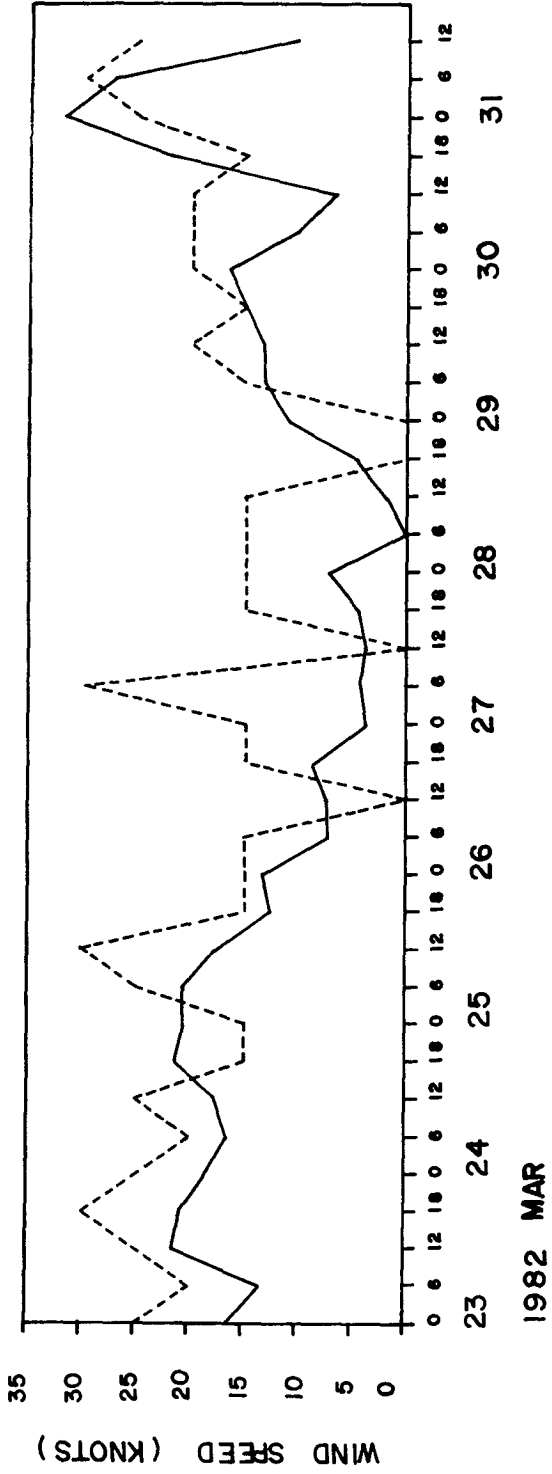


Fig. 4-14. As the same of Fig. 4-13. except for March, 1982.

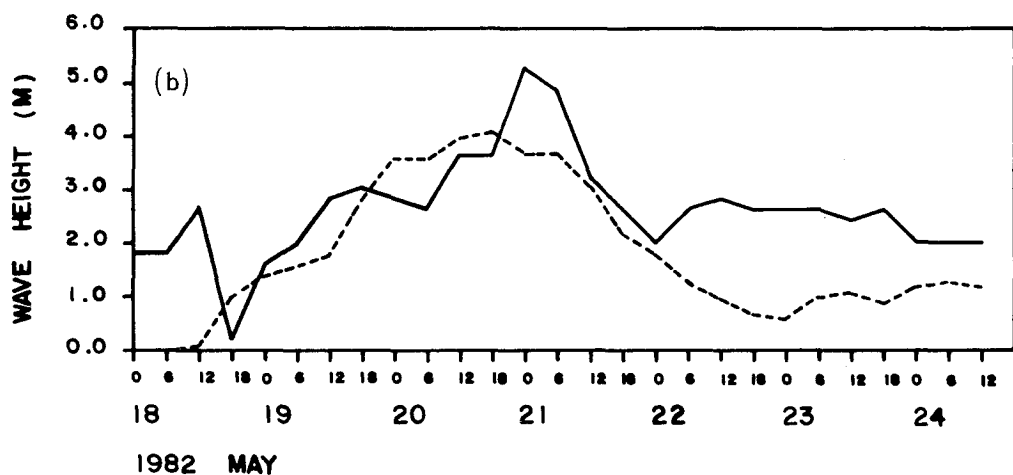
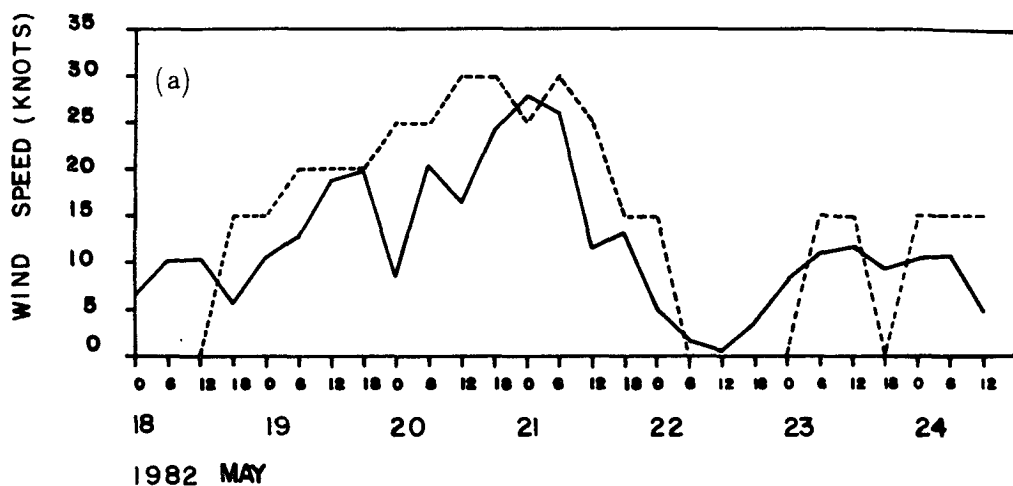


Fig. 4-15. As the same of Fig. 4-13, except for May, 1982.

東海의 大和堆 부근 (No. 6) 과 東支那 海上에 설치한 (No. 4) Buoy 의 관측자료 중의 일부이다. ODBS 의 총 16 종류의 해양 및 기상 관측자료 중 본 연구에서 참조한 風速, 氣溫, 表層水溫 및 波高 資料의 測定要領 및 精度는 Table 4-2와 같다.

Table 4-2. Measuring method and accuracy of sensors for
ODBS No. 6 (after J.M.A. 1978).

Element	Measuring method	Accuracy
Wind speed	Mean values during 10 minutes at 7.5 m above the sea surface	± 3 kts
Air temperature		± 0.1 °C
Water temperature	at 3 m depth below the sea surface	± 0.2 °C
Wave height	mean wave height of 20 waves	± 0.5 m

ODBS의 觀測 波高는 20 波 평균값으로써, 이를 평균파고(\bar{H})로 간주하여 Rayleigh 평균 파고 관계식에 의하여 $H_{1/10}$ 파고를 계산하였다.

$$H_{1/10} = 2.03 \times \bar{H}$$

DSA-5 모델의 計算 格子網은 $\Delta \ell = 45$ n.miles ($\Delta t = 1.5$ hr) 이 사용되었으며, 매 6 시간 간격의 中央氣象臺 日氣圖 分析 結果에 의한 해상의 풍향, 풍속을 입력시켜 수치계산 하였다.

Fig. 4-13, 4-14, 4-15 에서도 東海에서 1982 년 관측 기간 중 바람이 비교적 강한 기간을 선택하여 해상풍과 파고($H_{1/10}$)의 觀測値와 計算値를 비교하였다.

風速의 경우는 일기도 分析에 의한 추정치가 실측치보다 전반적으로 높게 나타나고 있으며, 파고의 경우는 계산치가 관측치보다 낮게 나타나고 있다. 이들 資料의 統計 分析을 위하여 다음 式들이 사용되었다.

$$\text{Average Error} = \frac{1}{N} \sum (F_i - M_i)$$

$$\text{RMSE (Root Mean Square Error)} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (F_i - M_i)^2}$$

$$\text{Scatter (\%)} = 100 \times \text{RMSE} / \text{Av.M}$$

Fi : 예측치 Mi : 관측지 N : 관측수

통계처리 결과는 Table 4-3에 나타나 있다.

Table 4-3. Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at ODBS No. 6 in the East Sea of Korea.

Period	Sea surface wind(knots)			H _{1/10} wave height(m)		
	AV. ERR	RMSE	SCATTER (%)	AV. ERR	RMSE	SCATTER (%)
1982. 1. 24- 82. 2. 10	4.98	8.39	50.1	-1.0	1.62	41.5
1982. 3. 23- 82. 3. 31	4.72	9.11	69.3	-1.06	1.52	47.8
1982. 5. 18 82. 5. 24	2.50	7.67	65.2	-0.84	1.27	48.1

1982年 1月, 3月, 5月の 비교적 강풍 기간중 일기도 분석에 의한 모델 입력 風速은 ODBS No. 6의 관측치보다 평균 2.5~5 knots로 높게 되었으나, 파고의 경우는 모델의 계산치가 관측된 波高보다 평균 1 m 정도 낮았다.

Fig. 4-16은 서해 어청도 근해에서 觀測된 資料(부록B)와 DSA-5 모델의 계산치를 비교한 것이다. 관측 기간중 海上 狀態는 비교적 잔잔하였으며, 風速은 10 knots 미만이었다. 일기도 분석에 의한 어청도 근해에서의 風速은 DSA-5 모델의 최저 입력 風速인 15 knots 미만이었다. 그러므로 관측된 海波는 地域風(Local wind)에 의해 發生된 波浪이라기 보다는 원해에서 발생되어 전파되어 온 너울(Swell)인 것으로 볼 수 있다. 統計 分析 結果에 의하면 모델의 計算值는 觀測된 波高(H_{1/3})보다 平均 0.1 m 정도 낮은 것으로 나타났다:

Wave(H_{1/3}, m), Av.Err: -0.06, RMSE: 0.27, Scatter(%): 50.

東海上의 관측치와 통계치 상호간의 統計的 關係를 좀 더 자세히 보기 위해

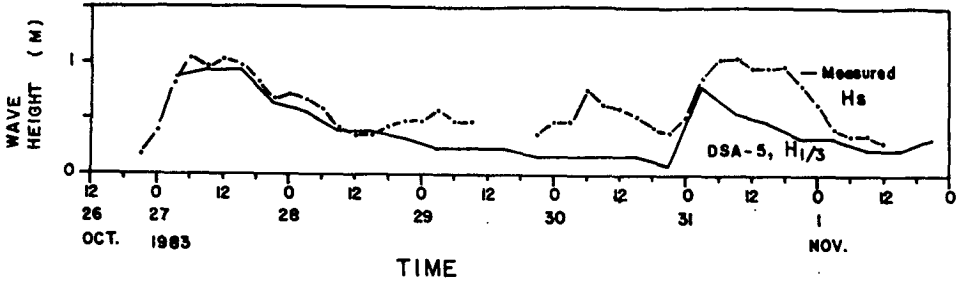


Fig. 4-16. Comparisons of the hindcasted and the observed wave height ($H_{1/3}$, in meter) at the Eocheong Island in the Yellow Sea.

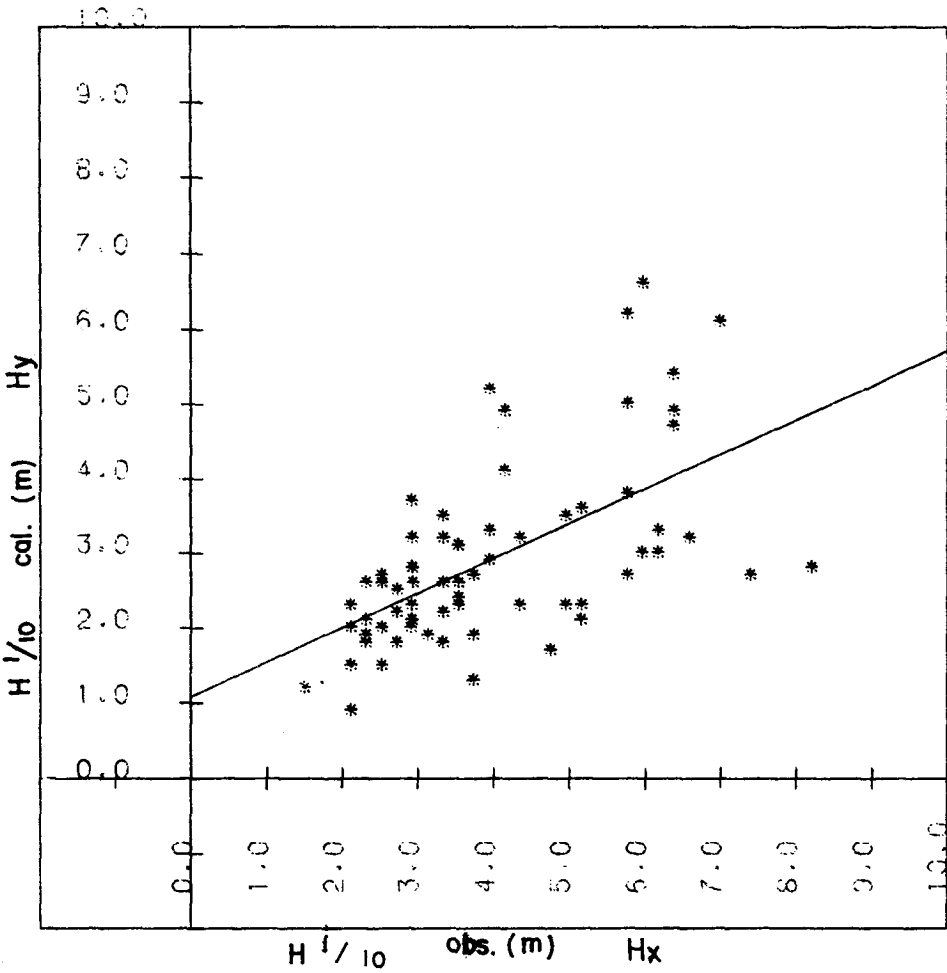


Fig. 4-17. Scatter diagram of the observed and the calculated wave heights (in meter) during Jan. 24 – Feb. 10, 1982. The solid line indicates the least square linear regression of $H_Y = 1.1 + 0.46 H_X$; correlation coefficient = 0.59.

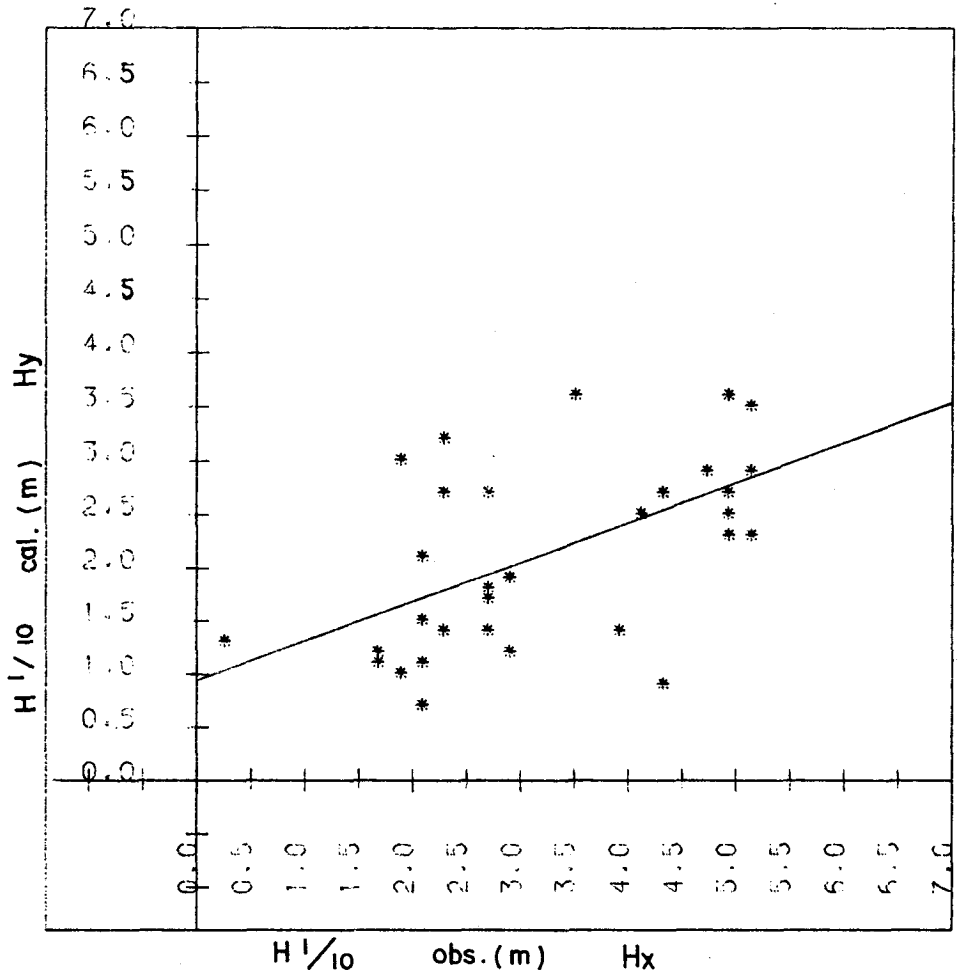


Fig. 4-18. As the same of Fig. 4-17, except for during March 23 - March 31, 1982. $H_Y = 0.9 + 0.37 H_X$; correlation coefficient = 0.57.

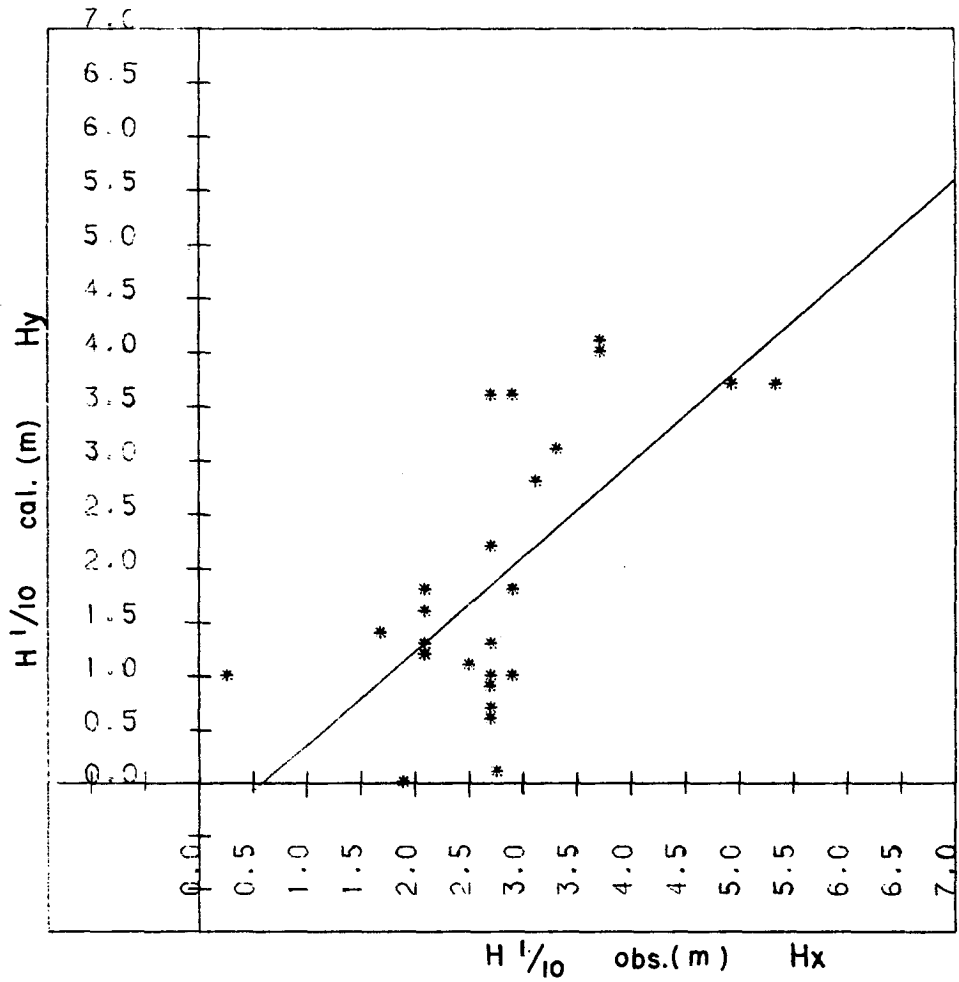


Fig. 4-19. As the same of Fig. 4-17, except for during May 18 - May 24, 1982.
 $H_Y = -0.5 + 0.87 H_X$; correlation coefficient = 0.66.

$H_{1/10}$ 波高의 觀測值와 計算值의 分散 그래프를 Fig. 4-17 에서 Fig.4-19 까지 나타내었으며 이들 사이의 상호관계는 最小自乘法에 의해 구했다.

4-2-2. HYP A 모델

東海岸으로부터 200~300 km 보다 멀리 떨어진 東海上에서 겨울철의 北風 또는 여름철의 南風 계열의 强風에 의해서 發達되는 風波(Wind-sea)가 風域이 弱한 東海岸 沿近海域으로 너울(Swell)로 전파되어오므로써 나타나는 海上狀態의 變化 樣相을 알아 보기 위하여 HYP A 모델을 深海인 東海에 적용하여 數值計算하였다.

計算格子網은 Fig.4-20 과 같이 짜여 졌으며, 格子間隔 $\Delta X = \Delta Y = 50 \text{ km}$, 格子點數 714 개 (21×34), 時間間隔 $\Delta t = 30 \text{ min.}$ 으로 計算하였다. Flow chart 는 Fig. 4-21 에 나타나 있다.

數值 計算 結果

겨울철에 우세한 北風이 東海의 中心 海域을 기준으로 하여 우리나라 東海岸 (목호, 포항 기준)에서 약 300 km 떨어진 海上까지는 風速 3.5 m/sec 의 弱한 바람이 불며, 더 멀리 떨어진 日本 海域에서는 强風 20 m/sec 速度로 계속해서 불 때를 假定하여 東海岸 近海로 전파되어 나온 너울에 의한 海上狀態의 時間的 變化를 數值 計算하였다. 北風이 불기 시작한 후 부터 8 시간, 10 시간, 12 시간, 14 시간 경과시의 波高 分布狀態가 Fig. 4-22 에서 4-25 에 나타나 있다. 8 시간 경과시 (Fig. 4-22), 東海의 海上은 波高 5 m , 東海岸에서 약 100 km 떨어진 沿近 海域은 매우 잔잔하며 (波高 0.3 m 內外), 약 200 km 떨어진 海域까지 1 m 內外의 너울이 전파되어 나왔음을 나타낸다. 時間이 경과함에 따라 너울이 전파되어 나와 14 시간 경과시 (Fig. 4-25)에는 東海岸에서 약 50 km 떨어진 海上은 波高 0.7 m , 100 km 떨어진 海上은 波高 1.2 m , 150 km 떨어진 海上

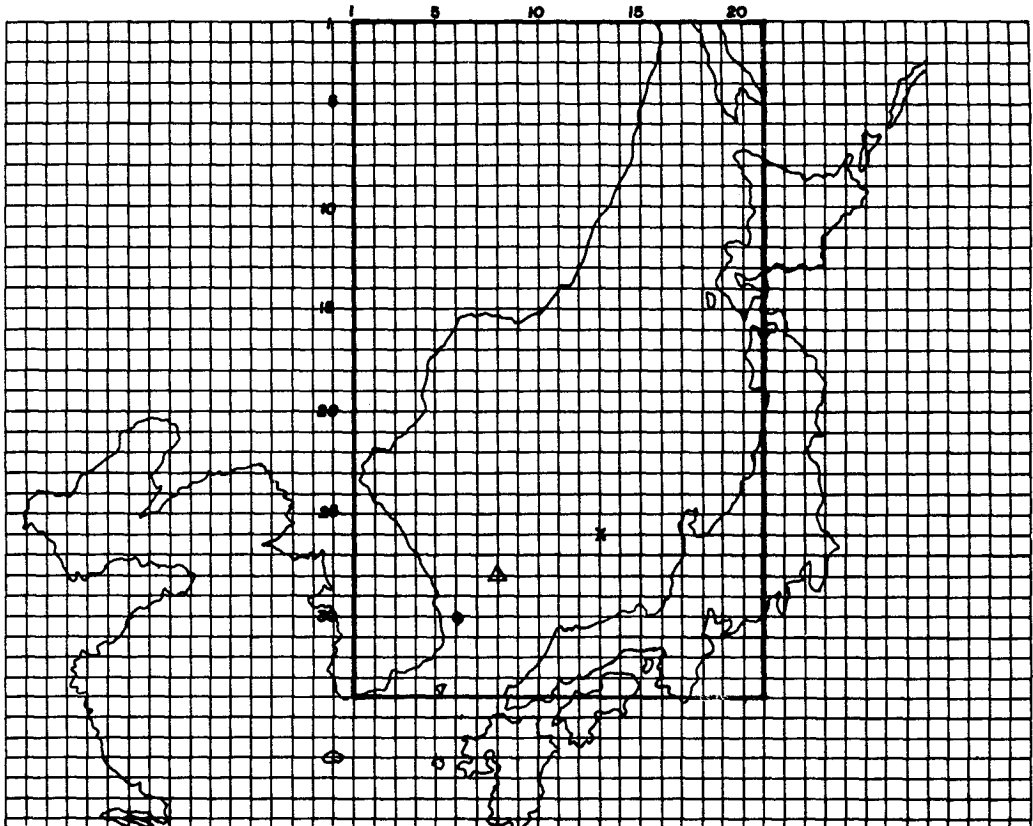


Fig. 4-20. Numerical grid for the wave prediction for the East Sea of Korea with HYPA model.

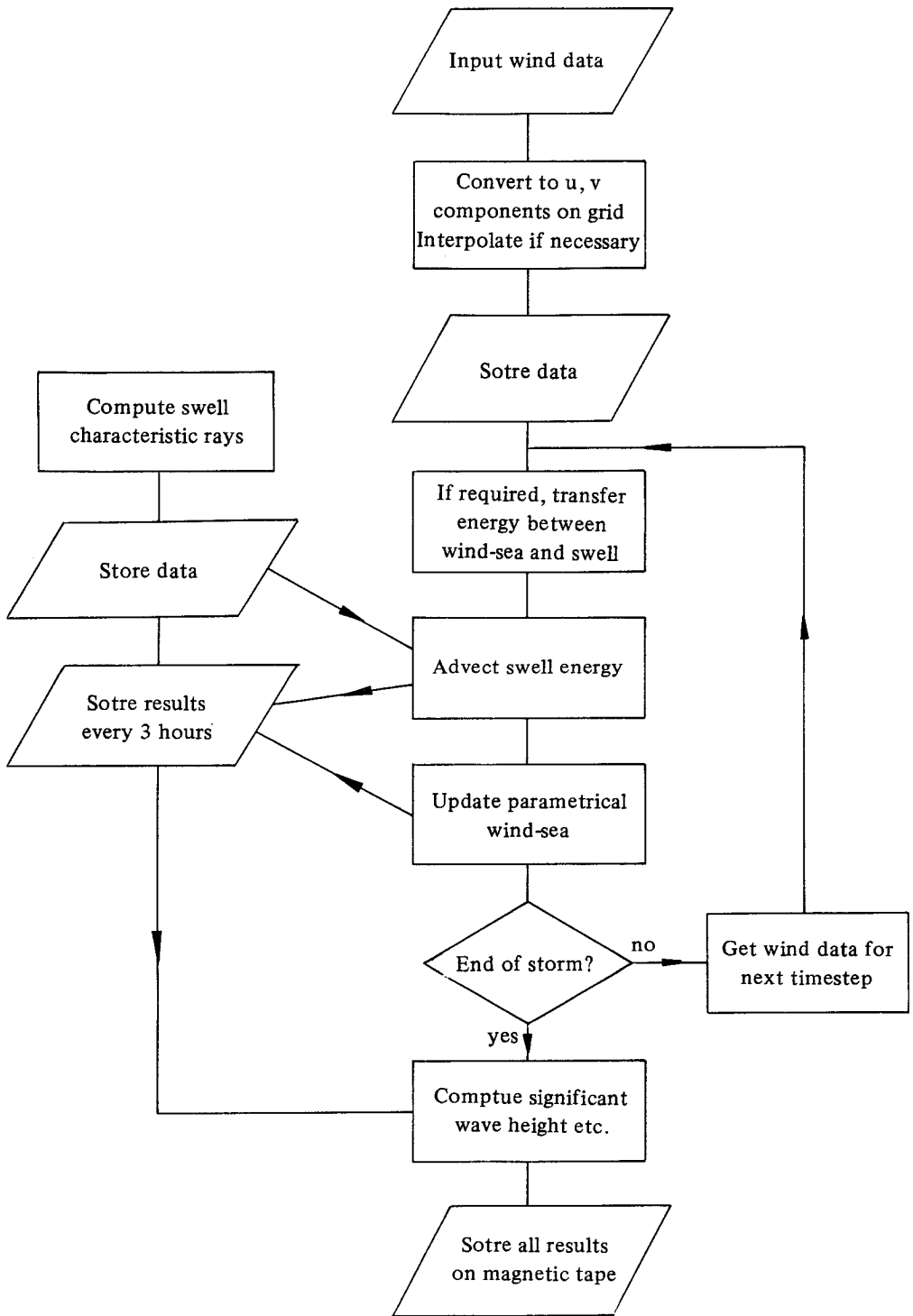


Fig. 4-21. Flow diagram for HYPA model.

은 1.7 m, 200 km 떨어진 海上은 2.6~3 m의 波高 分布를 보이며, 300 km 이상 떨어진 海域에서는 6.8~6.9 m의 波高가 發達되었음을 나타낸다.

이 모델에서 계산한 파랑 스펙트럼에서의 각 Frequency bin의 주파수 범위는 Table 4-4에 나타나 있다. Fig. 4-26은 포항과 울릉도 近海에서 너울의 전파에 의한 波高의 時間的 變化를 나타내고 있다. Table 4-5에는 포항 近海上의 Spectrum energy 分布를 나타내며, Table 4-6은 스펙트럼의 Frequency bin에 담겨 있는 Spectral energy의 주 진행방향을 나타내고 있다.

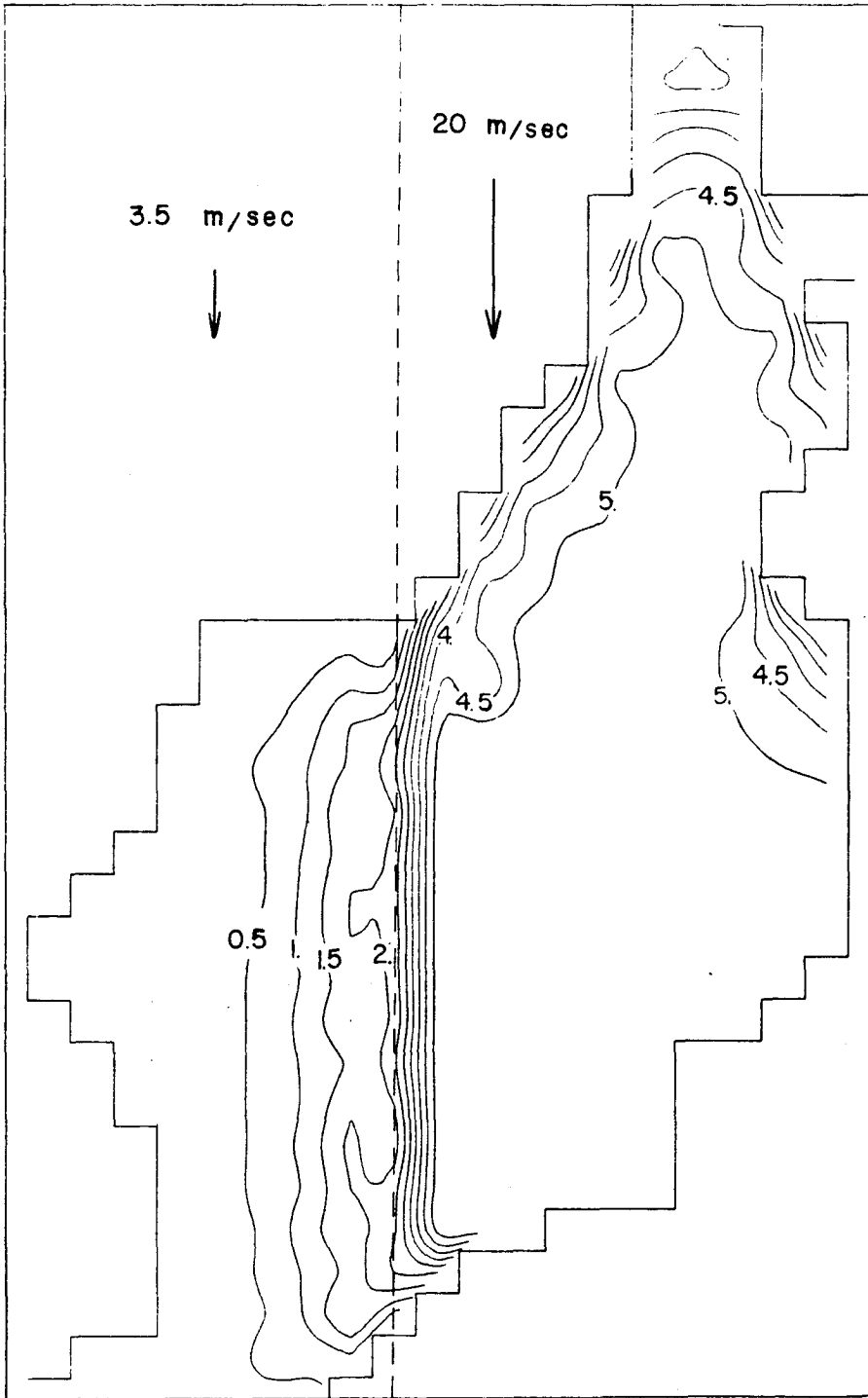


Fig. 4-22. Wave height ($H_{1/3}$, in meter) distribution predicted by HYPA model with a 8 hr-wind duration. Broken line indicates the division of wind fields with wind speeds of 3.5 m/sec and 20 m/sec respectively.

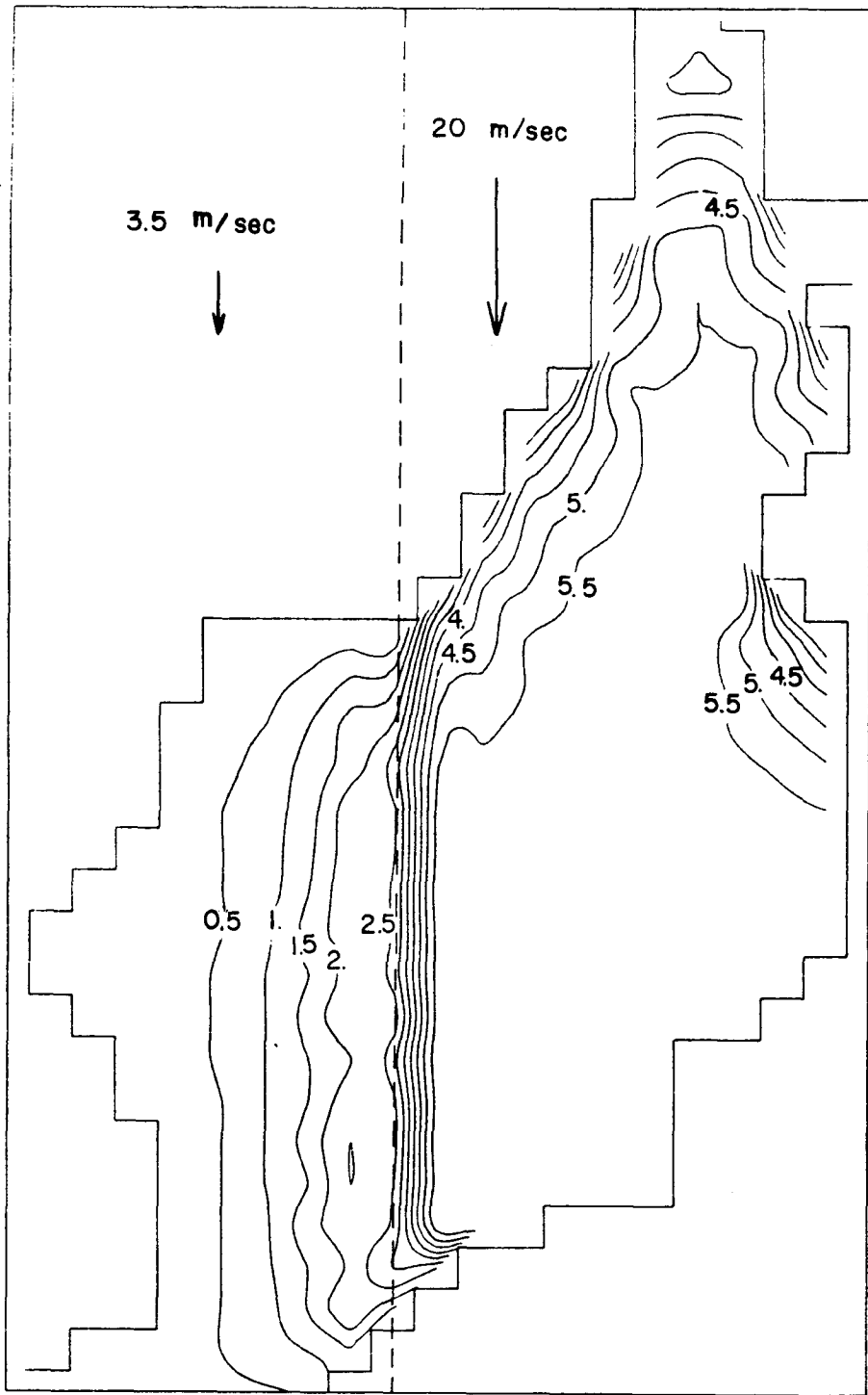


Fig. 4-23. As the same of Fig. 4-22, except for a 10 hr-wind duration.

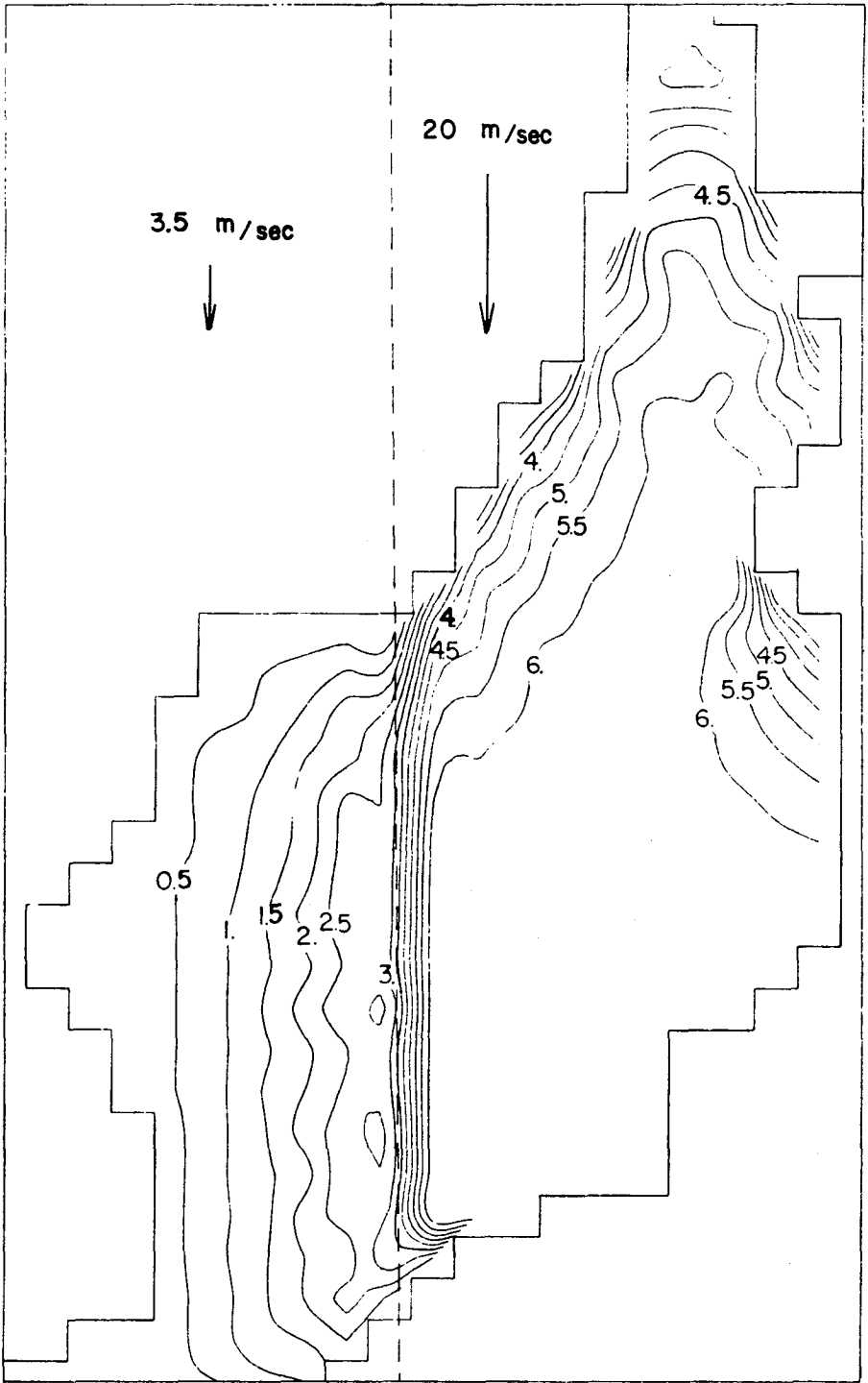


Fig. 4-24. As the same of Fig. 4-22, except for a 12 hr-wind duration.

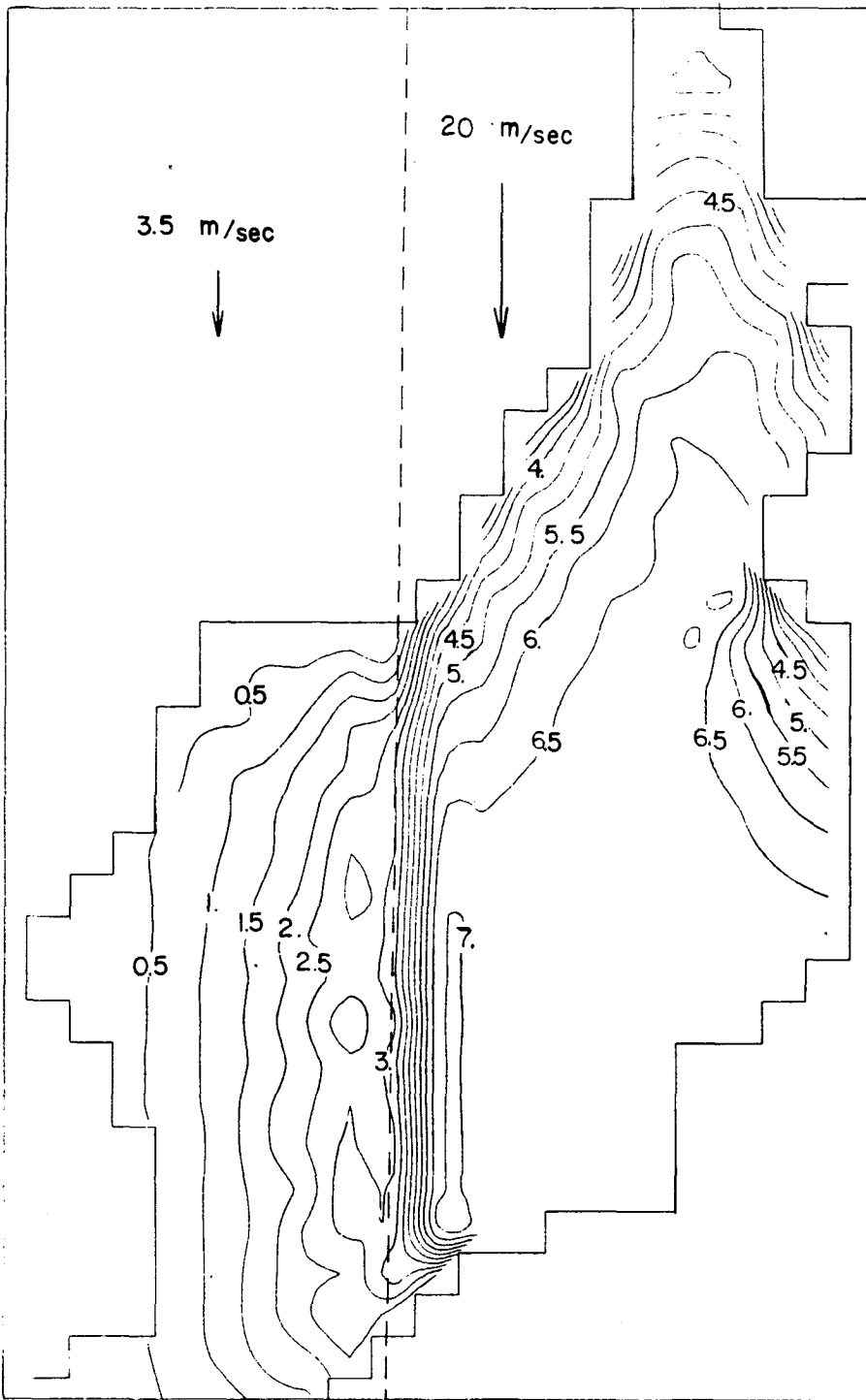


Fig. 4-25. As the same of Fig. 4-22, except for 14 hr-wind duration.

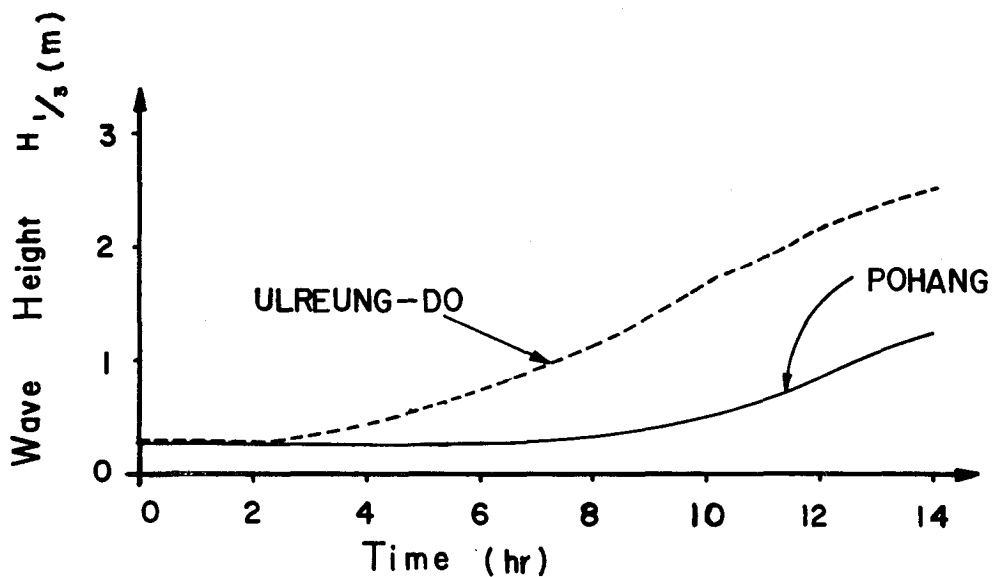


Fig. 4-26. Variations of wave heights ($H_{1/3}$, in meter) due to swell propagations at the Ulreung Island and Pohang.

Table 4-4. Frequency bins (in Hz) in the wave spectrum output of HYPHA model.

BIN	LEFT	MEAN	RIGHT
1	•042500	•045000	•047500
2	•047500	•050000	•052500
3	•052500	•055000	•057500
4	•057500	•060000	•062500
5	•062500	•065000	•067500
6	•067500	•070000	•072500
7	•072500	•075000	•077500
8	•077500	•080000	•082500
9	•082500	•088750	•095000
10	•095000	•100000	•105000
11	•105000	•110000	•115000
12	•115000	•120000	•125000
13	•125000	•130000	•135000
14	•135000	•148750	•162500
15	•162500	•175000	•187500
16	•187500	•200000	•212500
17	•212500	•225000	•237500
18	•237500	•250000	•262500
19	•262500	•287500	•312500
20	•312500	•360000	•407500

Table 4-5. Swell-energy at Pohang area in the East Sea of Korea.
(π^2/Hz)

No.	TIME	BIN 1	BIN 2	RIN 3	BIN 4	BIN 5
1	00.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
2	02.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
3	04.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
4	06.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
5	08.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
6	10.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
7	12.00.00.	0.	0.	0.	0.	.300E-04
8	14.00.00.	0.	0.	0.	.260E-04	.208E-03

No.	TIME	BIN 6	BIN 7	BIN 8	BIN 9	BIN 10
1	00.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
2	02.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
3	04.00.00.	0.	0.	0.	0.	0.
4	06.00.00.	0.	0.	0.	.200E-05	0.
5	08.00.00.	0.	0.	.400E-05	.110E-03	.204E-03
6	10.00.00.	.400E-05	.460E-04	.160E-03	.176E-02	.264E-02
7	12.00.00.	.144E-03	.526E-03	.708E-03	.360E-02	.889E-02
8	14.00.00.	.758E-03	.233E-02	.269E-02	.132E-01	.137E-01

(Table 4-5. continued)

No.	TIME	BIN 11	BIN 12	BIN 13	BIN 14	BIN 15
1	00.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
2	02.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
3	04.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
4	06.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
5	08.00.00	.168E-03	.324E-03	0.	0.	0.
6	10.00.00	.127E-02	.198E-02	.220E-02	.980E-04	0.
7	12.00.00	.418E-02	.556E-02	.481E-02	.735E-02	.433E-02
8	14.00.00	.720E-02	.172E-01	.976E-02	.116E-01	.642E-02

No.	TIME	BIN 16	BIN 17	BIN 18	BIN 19	BIN 20
1	00.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
2	02.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
3	04.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
4	06.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
5	08.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
6	10.00.00	0.	0.	0.	0.	0.
7	12.00.00	.600E-04	0.	0.	0.	0.
8	14.00.00	.600E-04	.380E-04	0.	0.	0.

Table 4-6. Swell-direction at Pohang area in the East Sea of Korea.
(degree)

No.	TIME	BIN 1	BIN 2	BIN 3	BIN 4	BIN 5
1	00.00.00.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
2	02.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
3	04.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
4	06.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
5	08.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
6	10.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
7	12.00.00.	*****	*****	*****	*****	248.198
8	14.00.00.	*****	*****	*****	225.000	235.008

No.	TIME	BIN 6	BIN 7	BIN 8	BIN 9	BIN 10
1	00.00.00.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
2	02.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
3	04.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
4	06.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
5	08.00.00.	*****	*****	270.000	246.501	246.037
6	10.00.00.	225.000	248.198	236.725	233.587	239.883
7	12.00.00.	235.840	241.425	241.521	240.279	232.945
8	14.00.00.	231.825	238.366	236.958	234.127	237.115

(Table 4-6. continued)

No.	TIME	BIN 11	BIN 12	BIN 13	BIN 14	BIN 15
1	00.00.00.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
2	02.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
3	04.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
4	06.00.00	*****	*****	*****	*****	*****
5	08.00.00	257.319	256.310	*****	*****	*****
6	10.00.00	250.641	248.525	243.435	270.000	*****
7	12.00.00	233.035	233.282	241.550	243.055	240.610
8	14.00.00	233.012	230.819	235.190	241.918	245.320

No.	TIME	BIN 16	BIN 17	BIN 18	BIN 19	BIN 20
1	00.00.00.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
2	02.00.00.	*****	*****	*****	*****	***** **
3	04.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
4	06.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
5	08.00.00	*****	*****	*****	*****	*****
6	10.00.00.	*****	*****	*****	*****	*****
7	12.00.00	270.000	*****	*****	*****	*****
8	14.00.00.	270.000	270.000	*****	*****	*****

第 3 節 颱風通過時 波浪 豫測

毎年 여름철마다 한반도를 통과하는 태풍으로 인한 周邊海域의 海上狀態(Sea-state)의 變化를 예측하기 위해 DSA-5 model이 適用되었다.

이 모델의 比較, 檢證을 위하여 最近 우리나라 주변해역을 통과했던 颱風 AGNES (1981.8.), CECIL (1982.8.), ELLIS (1982.8.)의 制限된 觀測資料가 使用되었으며, 이들의 進行經路는 Fig.4.27에 나타나 있다.

특히 日本九州 동쪽을 거쳐 東海로 北上했던 颱風 ELLIS에 대해서 Wilson法을 適用하여 東海岸 厚浦港 附近에서의 時間別 波浪變化를 計算하였으며, 觀測資料와 比較하였다.

4-3-1. 周邊海域의 海上狀態 變化

颱風 進行經路에 따라 周邊海域에서의 海上狀態變化分布를 나타내기 위하여 DSA-5 model이 適用되었다. 앞에서 記述한 計算格子網에 매 6시간마다의 日氣圖分析에 의한 바람資料가 入力되어 海上의 波高分布 및 波浪에너지의 主進行方向이 Graphic system에 의해서 自動的으로 그려졌다.

AGNES는 1981년 8월 27일 北太平洋의 南東部海域에서 發生하여 東支那海, 韓國海峽을 거쳐 東海로 빠져 9월 4日경에 소멸되었다(Fig.4-27). Fig. 4-28과 Fig.4-29은 8월 31日 00 GMT와 8월 31日 12 GMT에 대한 海上의 波高($H_{1/10}$) 分布와 進行方向을 나타낸 것이다. 그 이후의 時間別變化分布狀態는 부록 F-1~F-6에 提示되었다. AGNES의 進行經路에 위치한 東支那海의 日本氣象廳 ODBS NO.4에서 觀측된 海上風速 및 波高와 日氣圖分析에 의한 풍속 그리고 모델의 계산된 波高를 Fig.4-30에 圖示하였다. 觀측된 最大風

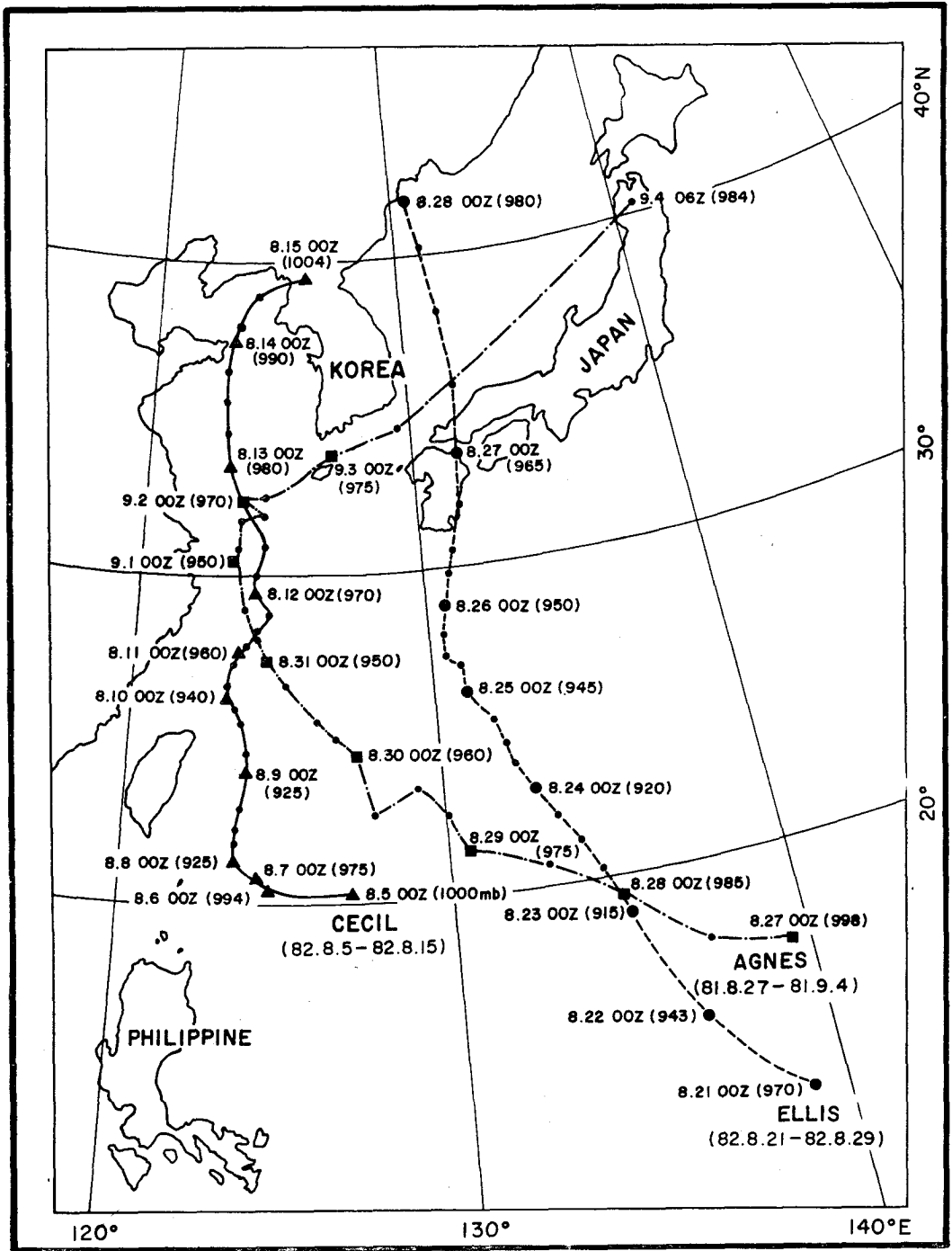


Fig. 4-27. Trajectories of typhoons during 1981-1982.

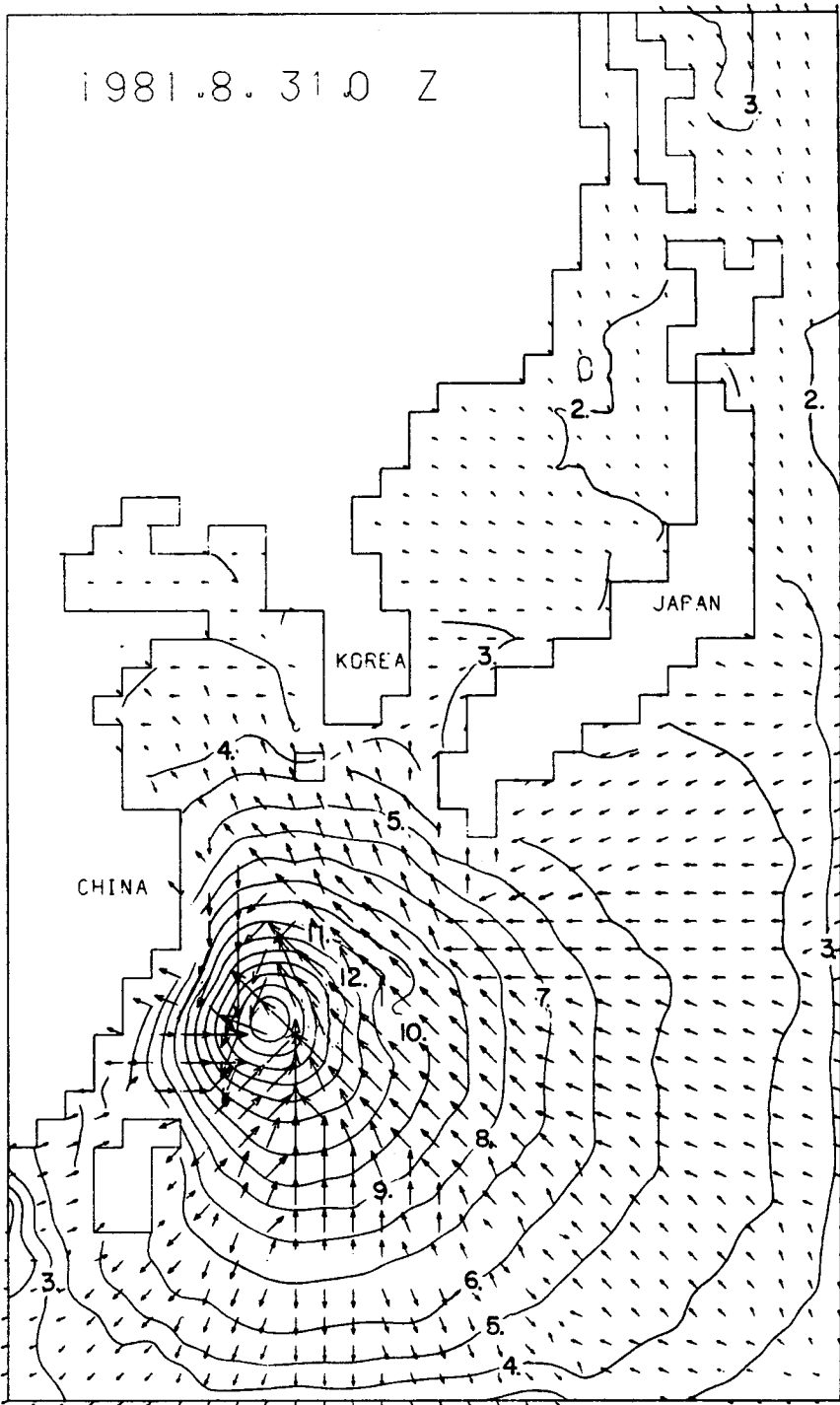


Fig. 4-28. Hindcasted sea-states during the typhoon Agnes, at 0000 GMT 31 August, 1981. Arrow (→) indicate the direction of wave propagation.

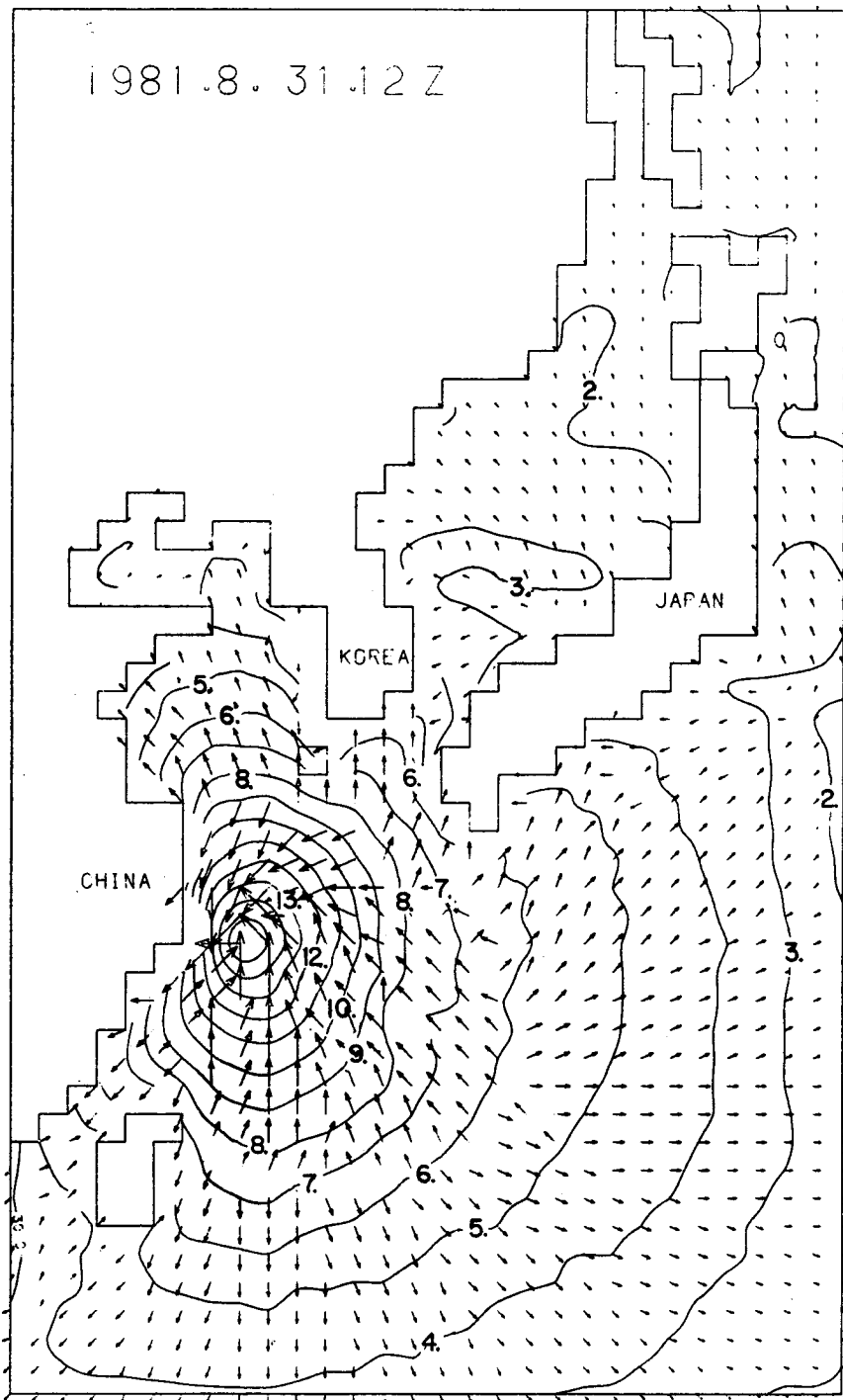


Fig. 4-29. As the same of Fig. 4-28, at 1200 GMT 31 August, 1981.

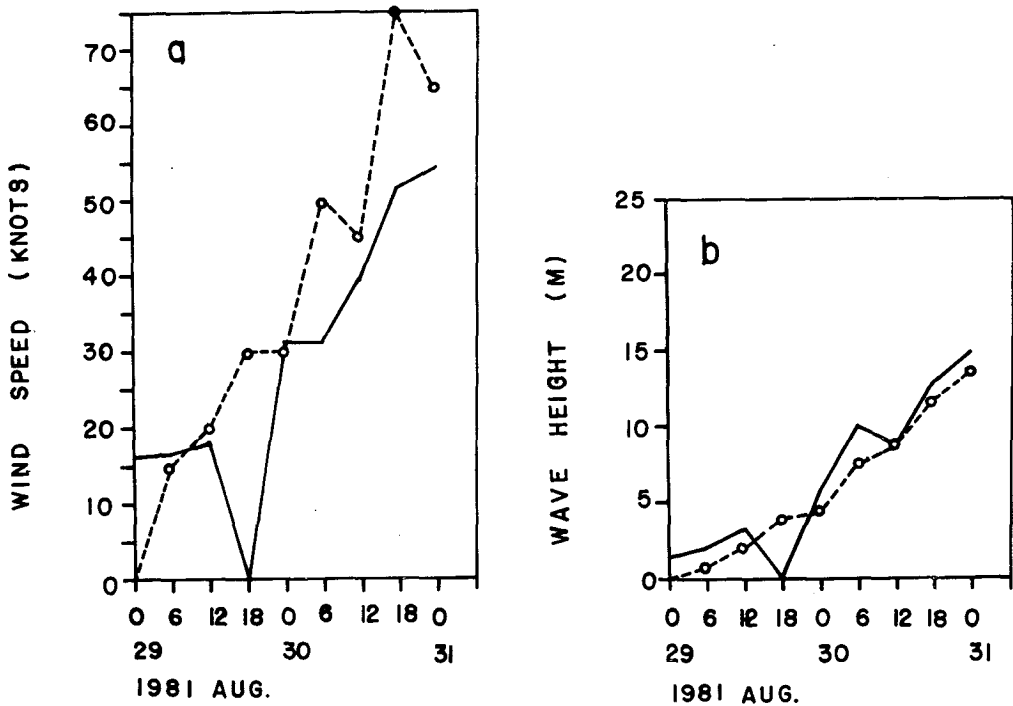


Fig. 4-30. Comparisons of the hindcasted and the observed values at the ODBS No. 4 in (a) the observed (—) and the estimated (---) wind speeds in knot and (b) the observed (—) and the hindcasted wave heights ($H_{1/10}$) in meter.

速은 54 knots (8月 31日 00 GMT)였으며, 이후에는 관측이 중단(器機고장으로 사료됨)되어 比較資料가 제한되었다. 이들의 統計處理結果는 다음과 같다.

Table 4-7. Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at ODBS No.4 in the East China Sea during the typhoon Agnes.

	AV. ERR	RMS	SCATTER (%)
WIND (KNOTS)	7.9778	15.7158	54.7801
WAVE : (M)	-0.6411	1.8228	27.9622

바람의 경우는 分析値가 觀測値보다 平均 8 knots 큰 것으로 나타났으며, 波高는 觀測値보다 平均 0.64 m 程度 작은 것으로 나타나고 있으나, 대체로 良好한 結果를 나타내고 있다.

CECIL 은 1982년 8월 5일 南西太平洋上에서 發生하여 東支那海를 北上하여 西海中部海上을 거쳐 8월 15일경에 소멸되었다(Fig. 4-27). Fig. 4-31 과 4-32 에는 8월 11일 00 GMT와 8월 12일 00 GMT 경의 한반도 周邊海域의 波高分布 및 進行方向을 나타낸 것이다. 이후의 時間別變化分布는 부록 F-7~ F-12 에 收錄되어 있다. Fig. 4-33 에서는 CECIL 通過時 進行經路에 가장 近接한 西歸浦港에서 觀測된 風速 및 波高를 分析된 風速과 數値計算된 波高와 比較하였으며, 그 統計처리 結果는 아래와 같다.

Table 4-8. Statistical results of the comparison between the hindcasted and observed values at Seogwipo of Jeju Island during the typhoon Cecil.

	AV. ERR	RMS	SCATTER
WIND (KNOTS)	4.9000	9.7893	103.3169
WAVE : (M)	0.2521	0.7407	31.8864

日氣圖에서 分析된 서귀포항 부근의 風速은 觀測値보다 平均 5 knots 크게 나타났으며, 計算波高 또한 觀測値보다 平均 0.25 m 크게 나타났으나 매우 近似함을 보였다.

ELLIS 는 1982년 8월 21일 太平洋上에서 發生하여 日本九州를 거쳐 東海로 北上하여 8월 29일에 소멸되었다(Fig. 4-27). Fig. 4-34 와 4-35는 8월 26일 00 GMT와 12 GMT 경의 波浪分布圖를 나타낸 것이다. 이 이후의 時間別波高分布變化는 부록 F13~F18 에 收錄되어 있다. Fig. 4-36 은 東海岸의 厚浦近海에서 觀測된 資料와 計算値를 比較한 것이며, 이의 統計처리 結果는 다음과 같다.

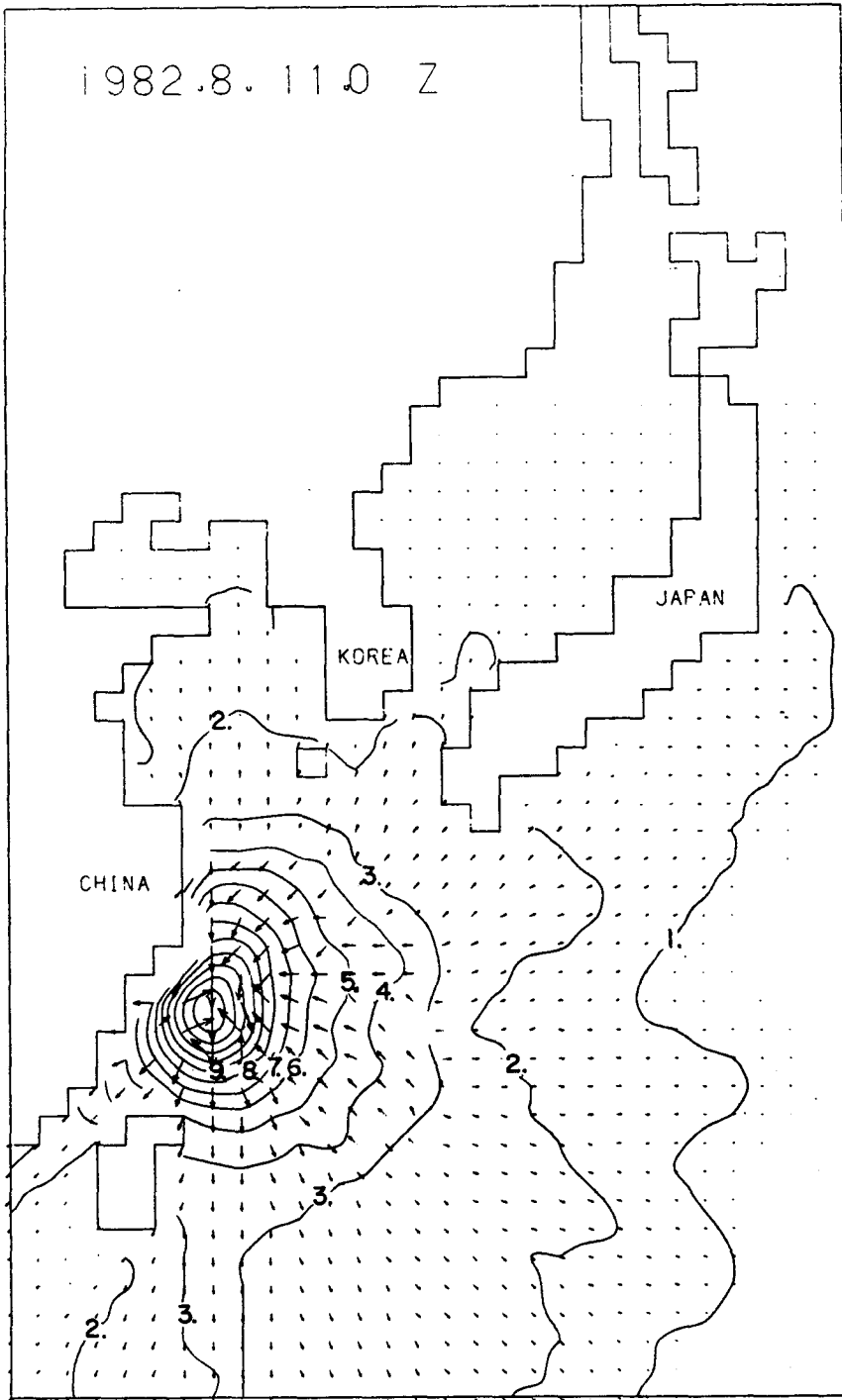


Fig. 4-31. Hindcasted sea-states during the typhoon Cecil at 0000 GMT 11 August, 1982; wave heights, $H_{1/10}$ in meter. Arrows indicate wave propagating directions.

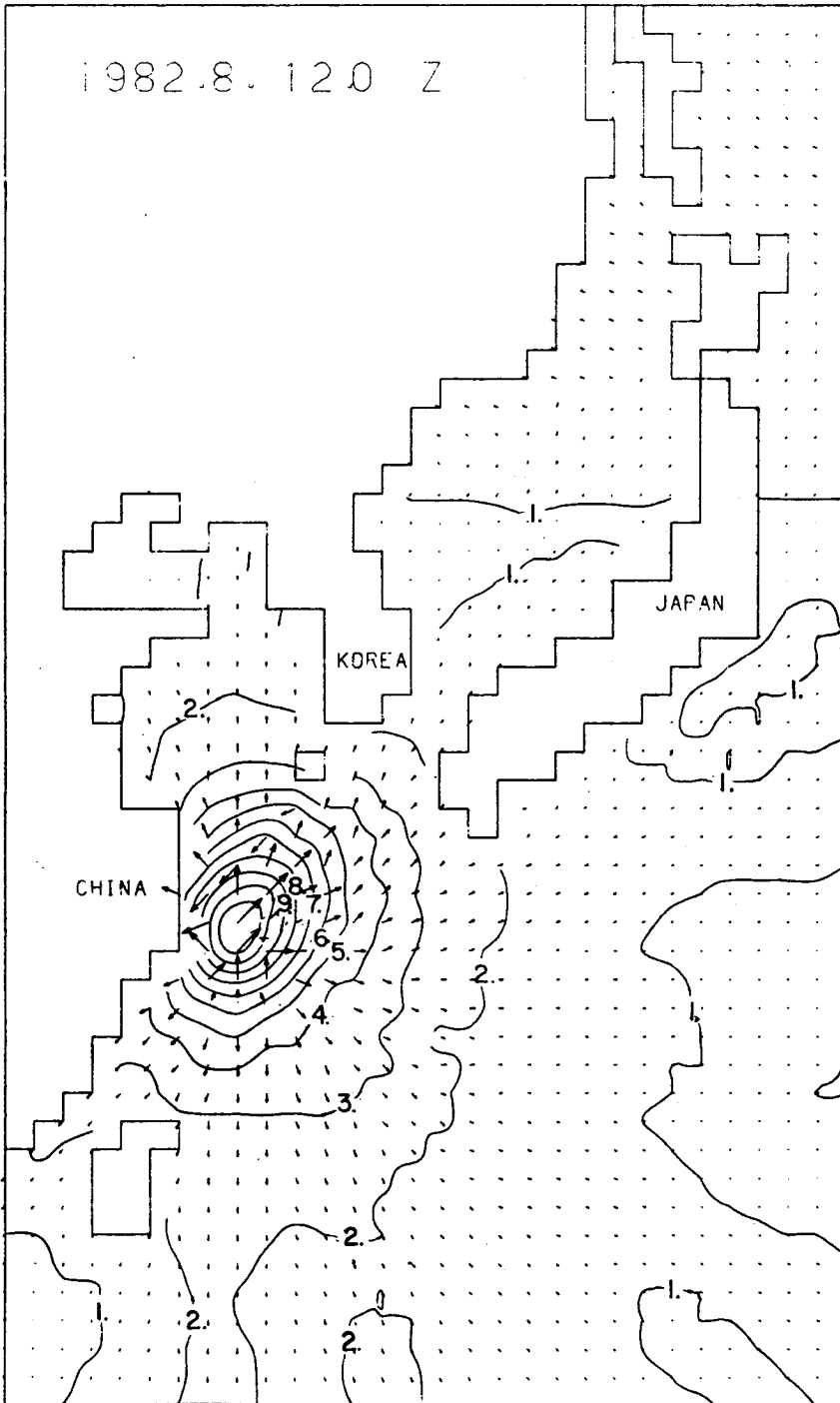


Fig. 4-32. As the same of Fig. 4-31, except for 12 August, 1982 during the typhoon Cecil.

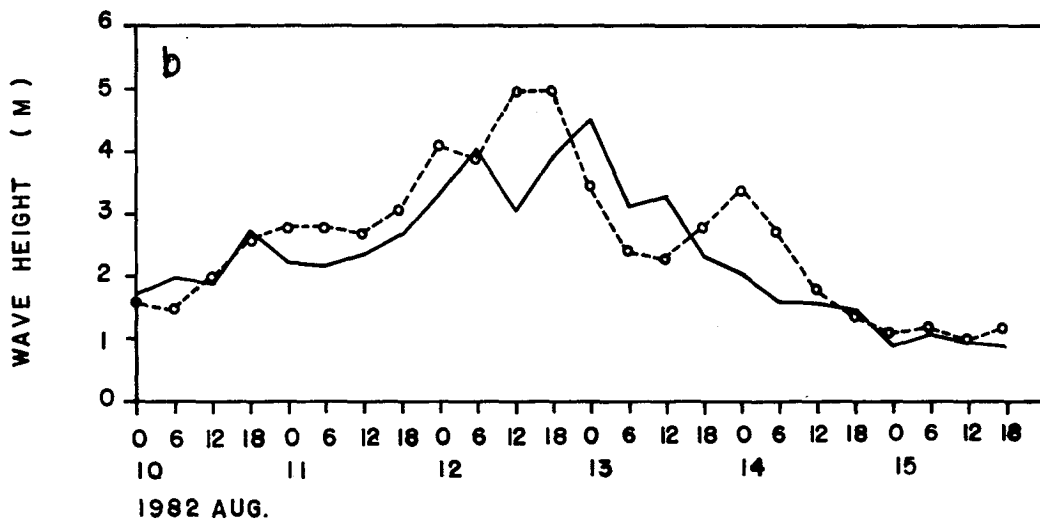
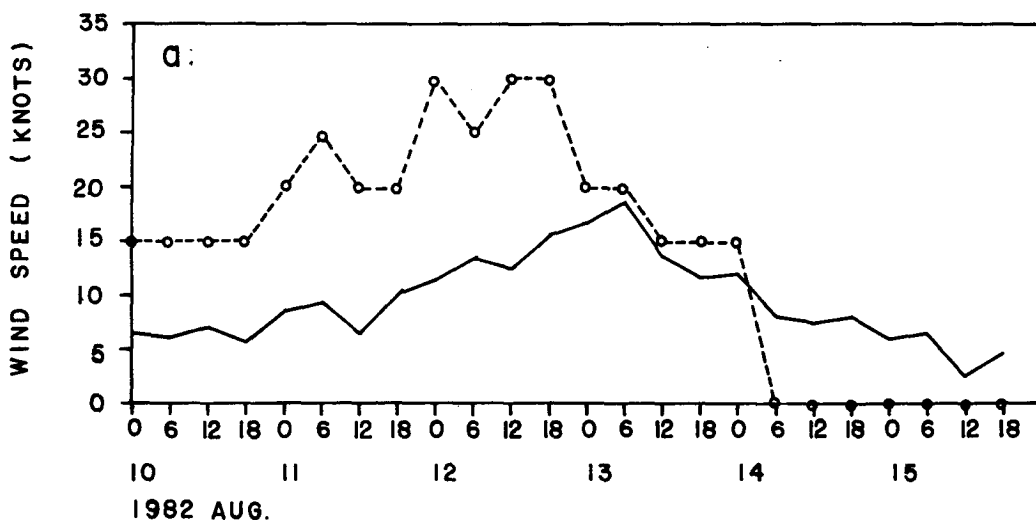


Fig. 4-33. Comparisons of the hindcasted and the observed values at the Seogwi po of Jeju Island during the typhoon Cecil; (a) the observed (—) and the estimated (---) wind speeds in knot and (b) the observed (—) and the hindcasted (---) wave heights ($H_{1/10}$) in meter.

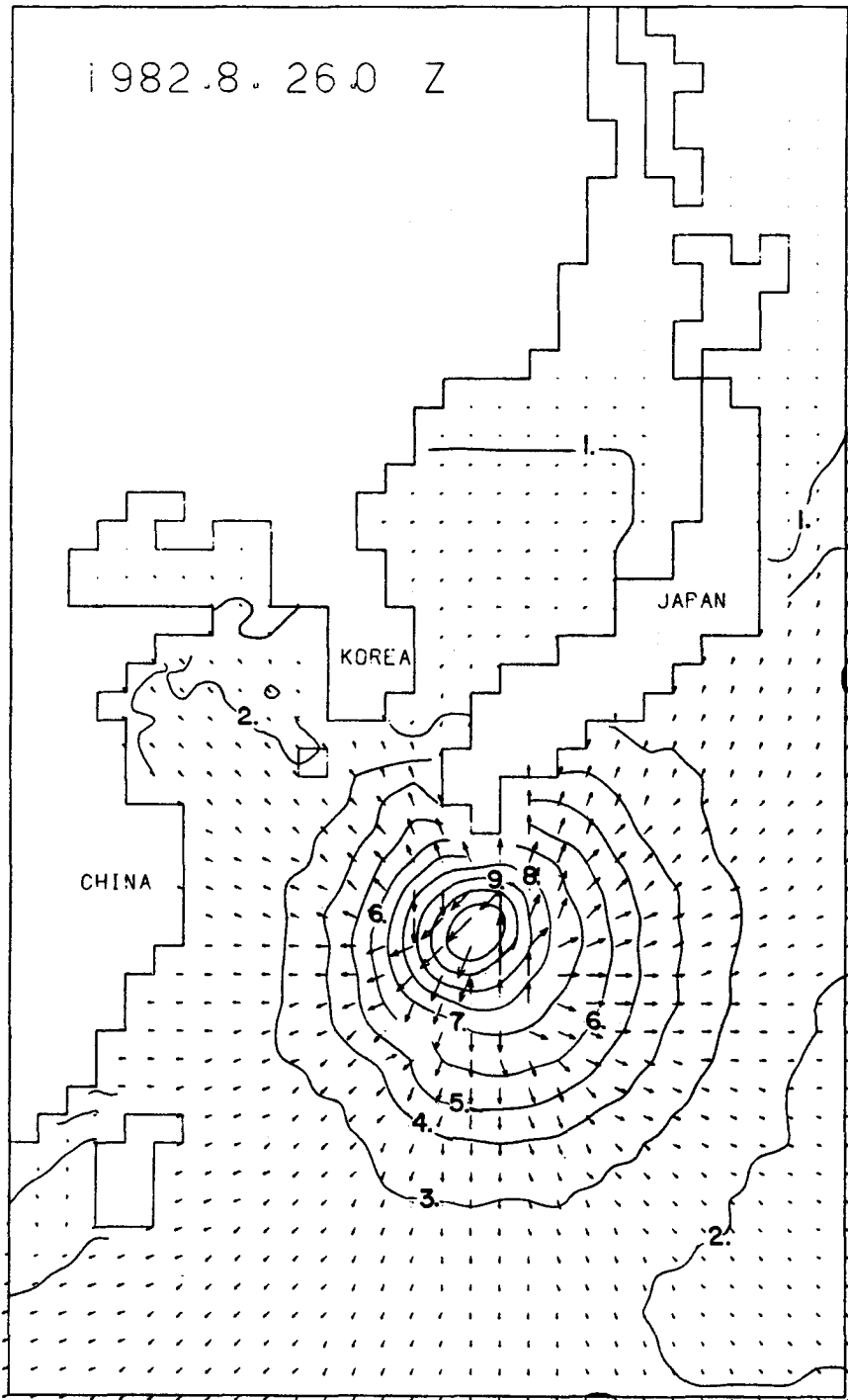


Fig. 4-34. Hindcasted sea-states at 0000 GMT 26 August, 1982 during the typhoon Ellis; arrows indicate wave propagating directions, and wave heights are $H_{1/10}$ in meter.

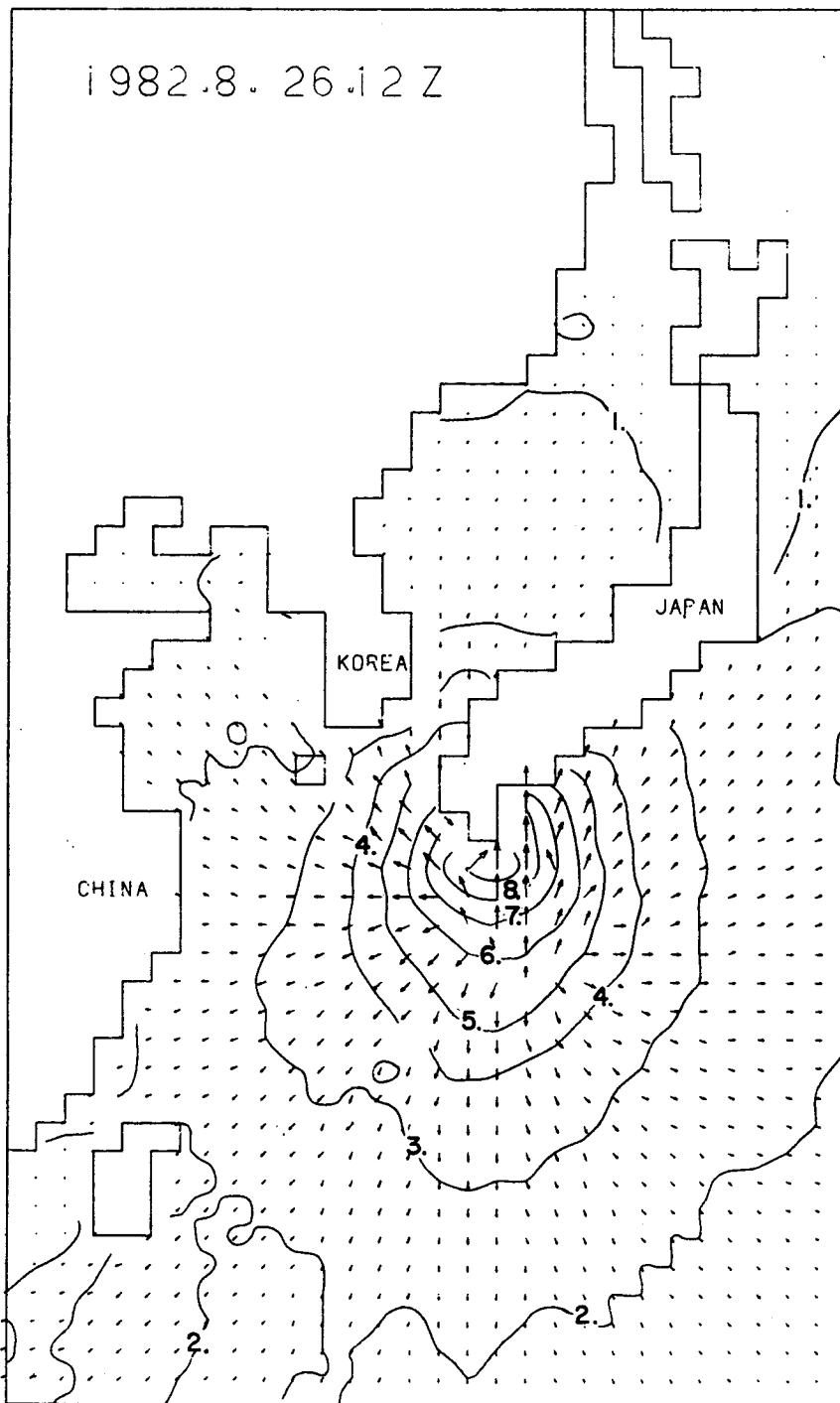


Fig. 4-35. As the same of Fig. 4-34, except for 1200 GMT 26 August, 1982 during the typhoon Ellis.

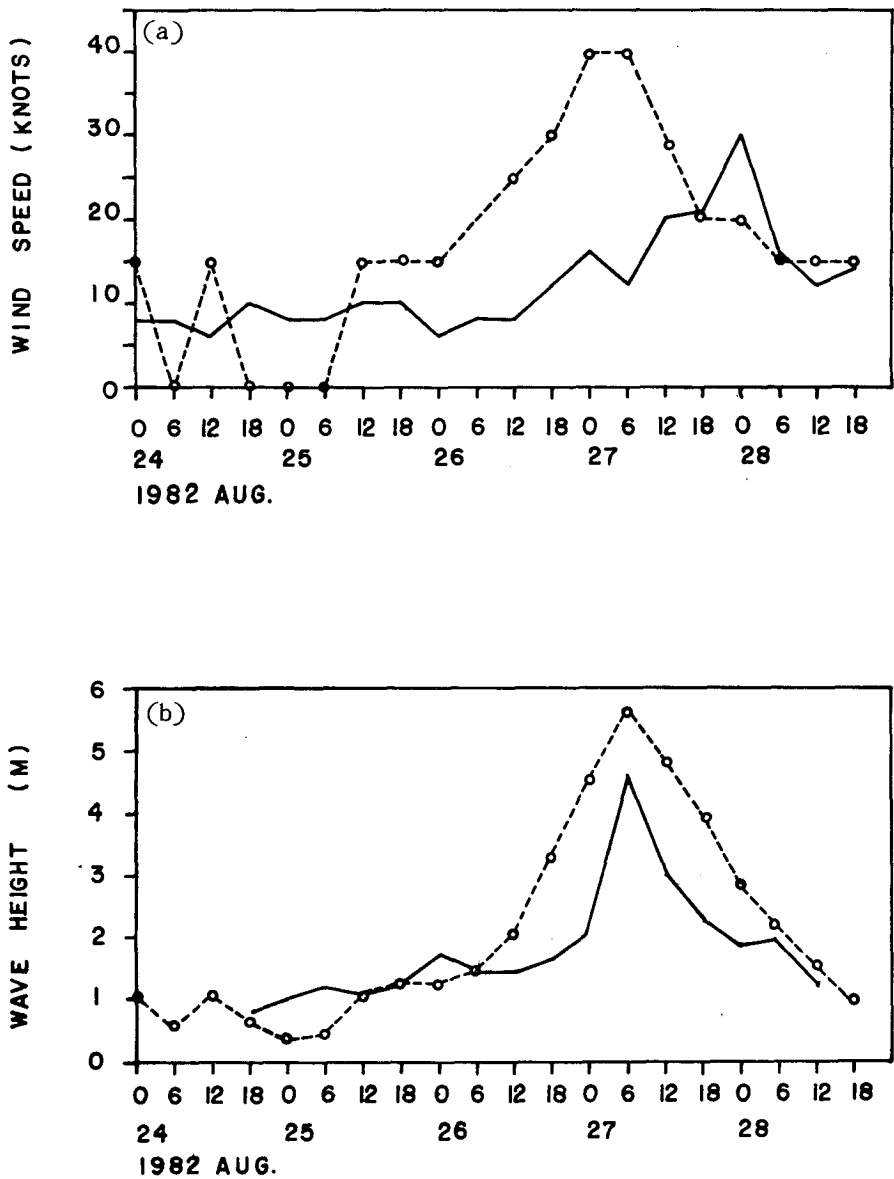


Fig. 4-36. Comparisons of the hindcasted and the observed values at the Hupo of the east coast of Korea during the typhoon Ellis; (a) the observed (—) and the estimated (---) wind speeds in knot and (b) the observed (—) and the hindcasted (---) wave heights ($H_{1/10}$) in meter.

Table 4-9. Statistical results of the comparison between the hindcasted (DSA-5) and observed values at Hupo in the East Sea of Korea during the typhoon Ellis.

	AV. ERR	RMS	SCATTER
WIND (KNOTS)	5.1000	12.0042	98.7997
WAVE: (M)	0.5950	1.1245	74.7176

日氣圖分析에 의한 風速은 觀測值보다 平均 5 knots 크게 나타났으며, DSA-5 model의 數值計算波高는 平均 0.6 m 程度 크게 나타났다. Fig. 4-36에서 보는 바와 같이 대체로 잘 一致하고 있으며, 波高의 차이는 陸地에서 約 5 km 떨어진 沿岸에서의 觀測으로 인한 영향인 것으로 간주된다.

4-3-2. Wilson 法에 의한 波浪 推定

Wilson 法은 颱風과 같이 급격히 移動하는 風域에 의해 발달하는 波浪을 예측하는 方法으로써 한 點 또는 特定海域에서의 波浪을 豫測하는 데 工學的으로 많이 活用되고 있다. 이의 適用 및 結果比較를 위하여 東海로 北上했던 ELLIS 通過時 東海岸의 厚浦近海에서의 時間別 波浪特性變化를 計算하였다.

한반도 近海域에서의 颱風 ELLIS에 의한 바람분포를 계산하기 위해 日本氣象廳에서 발행된 日氣圖가 使用되었으며, 經도와 緯도의 0.5°마다 6시간 간격으로 부록C에 記述된 바와 같은 計算式 및 過程에 따라 바람분포를 計算하였다. Fig. 4-37은 바람분포의 계산결과를 例로써 나타낸 것이다. 厚浦港附近에서 ELLIS에 의한 主要吹送方向은 E와 NE이나, 各吹送方向別 波浪의 발달을 계산하기 위하여 E方向을 基準으로 15°간격으로 9個의 吹送線을 Fig. 4-38에서와 같이 選定하였다. 吹送距離는 300 km ~ 1,200 km로서 東海를 둘러

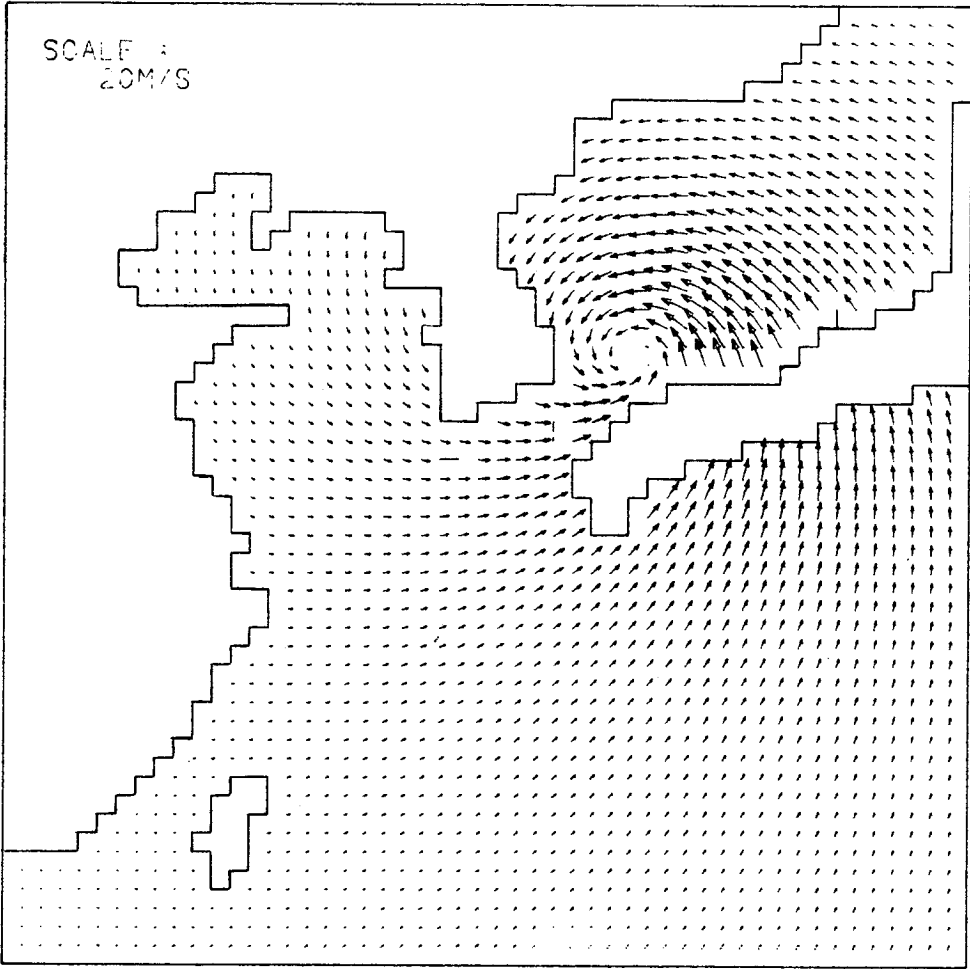


Fig. 4-37. Surface wind fields calculated from the Wilson's method.

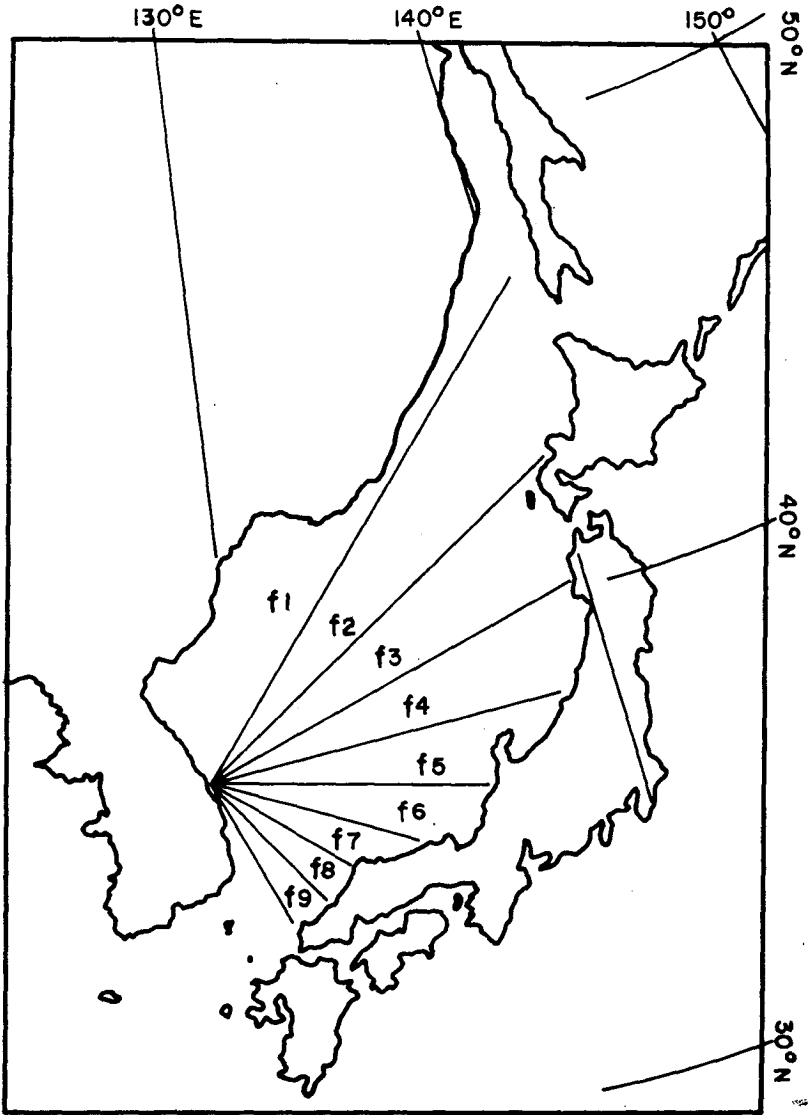


Fig. 4-38. Major wind-fetches at 15° intervals from the Hupo area.

싸고 있는 海岸線으로부터 延長된 거리다.

各 方向別 風域圖는 吹送線上的 $\Delta x = 20 \text{ km}$, $\Delta t = 1 \text{ hr}$ 간격으로 정해진 위치 및 時間別로 風速 및 風向을 계산하여, 各各의 吹送 方向成分에 대한 風速으로 환산하여 Fig. 4-39에서와 같이 作成되었다.

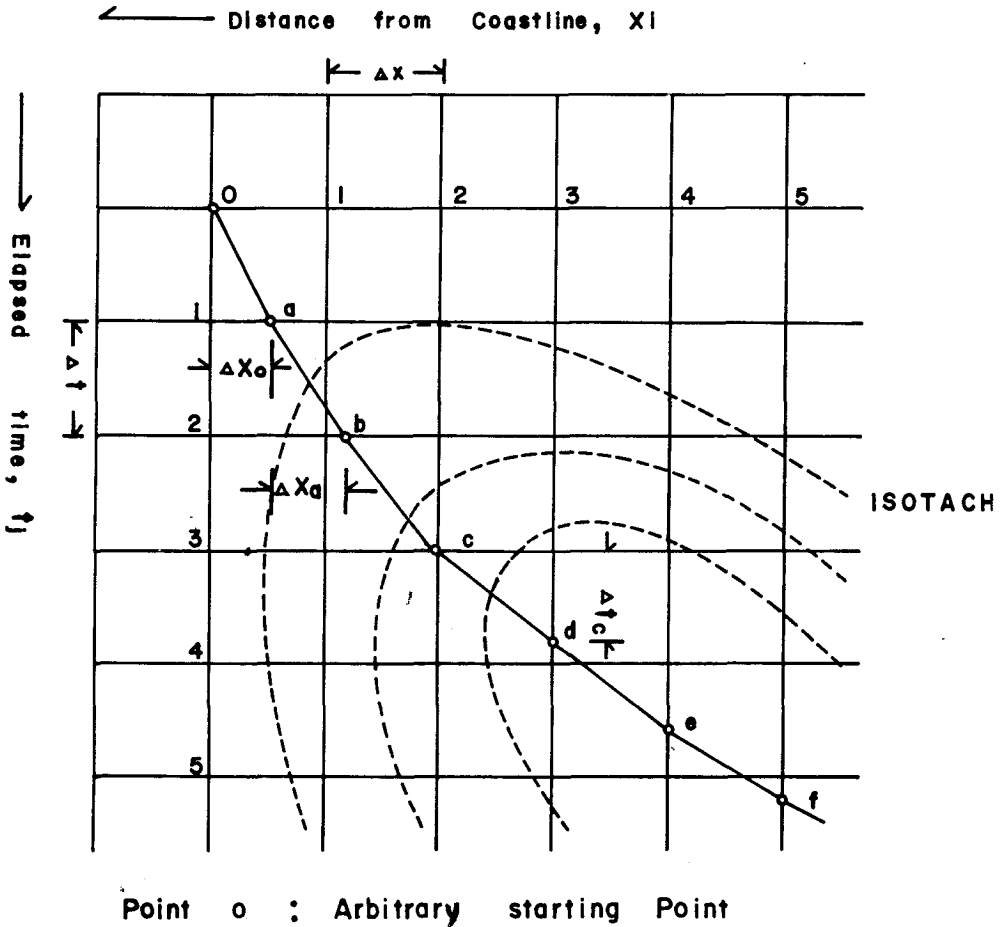


Fig. 4-39. Isotaches.

各吹送線別로 風域圖에서 나타난 吹送方向의 風速이 $3 m / sec$ 以上인 點中에서 吹送距離가 가장 긴 處에서부터 10 ~ 30 點을 選擇하여, 附錄C에 記述된 公式을 使用하여 波高와 週期를 計算하였다.

Fig. 4-40(a)에서 보는 바와 같이 厚浦港近海에서 1時間간격으로 觀測된 바람자료(李達秀 等 1983)와 計算된 바람을 比較하였다. 風速은 計算値가 觀測値보다 대체로 크게 나타나고 있으며, 特히 厚浦港이 颱風圈에 드는 1982年 8월 27일과 8월 28일에는 더욱 높게 推算되었음을 알 수 있다. 風向은 대체

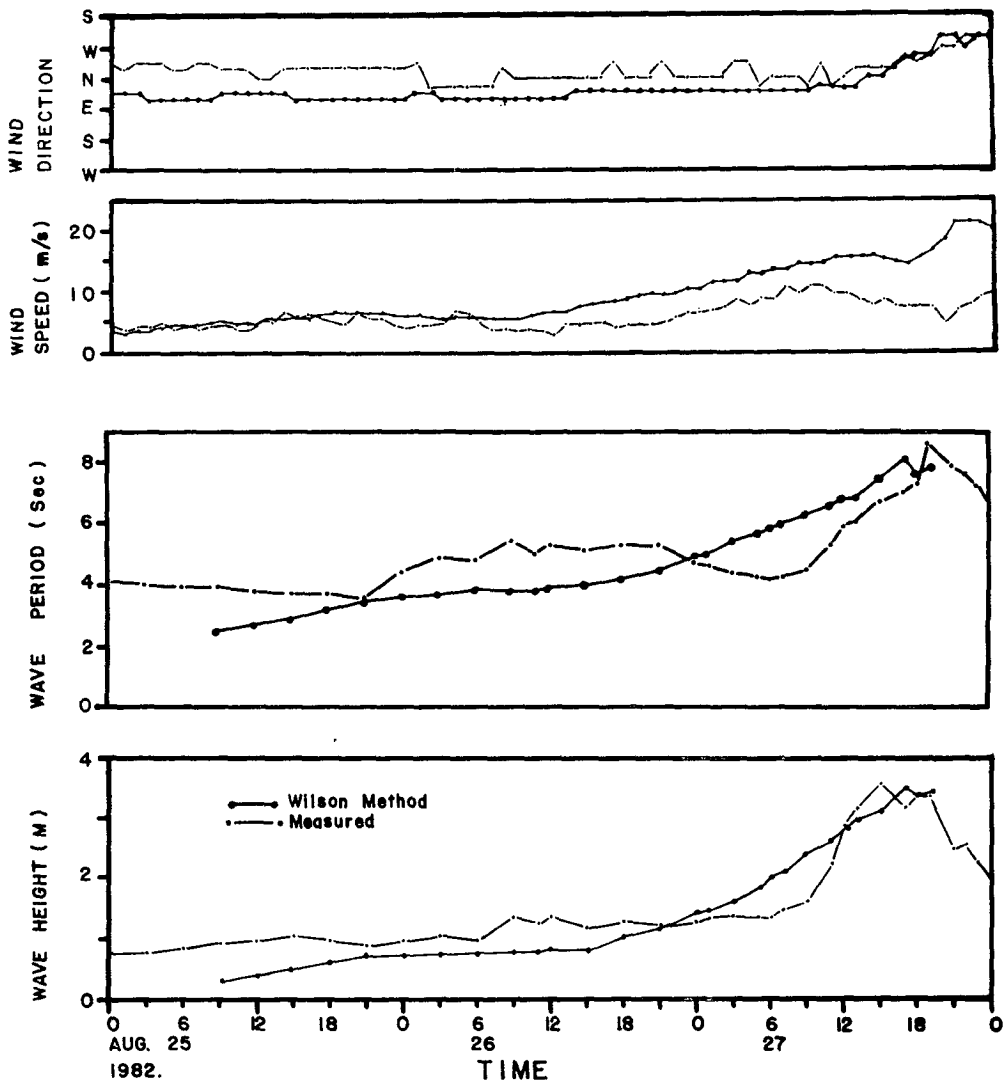


Fig. 4-40. Comparisons of the observed (---) and the calculated (-.-.-.-) values at the Hupo harbour; (a) wind direction and speed (m/sec) and (b) wave period (sec) and height: ($H_{1/3}$) (meter).

로 一致하고 있음을 나타낸다.

Fig. 4-40(b) 에서는 계산된 波高와 週期를 觀測値와 比較하였다. ELLIS가 東海로 北上하기 前인 27日 以前에는 計算値가 觀測値보다 작았으며, 颱風圈 內에 드는 27日 以後에는 計算値가 觀測値보다 크게 나타난다.

比較된 資料들의 統計處理結果는 Table 4-10 과 같다.

Table 4-10. Statistical results of the comparison between the hindcasted(Wilson method) and observed values at Hupo in the East Sea of Korea during the typhoon Ellis.

TYPHOON-NAME : ELLIS (82.8.25-82.8.27)

	AV. ERR	RMS	SCATTER
WIND(KNOTS)	3.3926	4.3278	67.8571
WAVE : (M)	-0.0611	0.4184	26.2337

以上과 같이 波浪이 발달하는 過程에서는 Wilson法에 의한 波高計算値와 觀測値가 대체로 良好하게 나타나나, 颱風의 中心圈이 지나간 27日 18時 이후에는 逆風(西風)이 불며 觀測波高는 급격한 감소를 보이고 있으나, 計算値는 外海에서 크게 발달한 波浪의 傳播로 인해 오히려 增加趨勢를 보였다. 이는 또한 Fig. 4-40 에서와 같이 風速의 큰 誤差에도 기인됨을 알 수 있다. 東海를 通過한 ELLIS의 경우는 84km의 計算格子間隔에 의해 계산된 DSA-5 model의 결과(Fig. 4-36)가 오히려 觀測値의 波高增減에 더욱 잘 一致함을 나타냈다.

第 4 節 淺海波 數值豫報

淺海波모델 結果의 正確性 및 適用限界性的의 檢討를 위하여 現場觀測資料(深

海 및 淺海波浪 觀測資料)가 있는 東海岸의 厚浦부근 海域에 本 모델을 適用하여 深海波 스펙트럼으로 부터 淺海波 스펙트럼을 계산하였다. 이 海域은 等水深線들이 비교적 平行하고 海底面의 傾斜가 緩慢하며 (1/17 정도) 海流의 流速은 波浪의 主要 成分波들의 波速에 比해서 작으므로 本 모델의 適用이 용이하다 (Fig.4-41).

4-4-1. 格子網圖

모델의 格子網(Grid)은 Fig. 4-42에서 보는 바와 같이 W_2 點에 도달할 수 있는 主된 成分波들을 가능하면 모두 포함할 수 있도록 하였다. 格子點의 間隔은 $\Delta x = 250 m$, $\Delta y = 750 m$ 이며 格子點의 數는 x 方向으로 35 개이고 y 方向으로 15 개이다.

4-4-2. 入力 및 境界條件

모델의 各 格子點에는 平均海水面(M. S. L.)을 基準으로 한 水深資料를 入力시키고 필요에 따라 流速의 x, y 成分들을 入力시킨다. 모델의 外海側 境界面에서는 파랑스펙트럼 $S_0(n, \theta)$ 가 觀測 또는 深海波모델의 計算結果로 부터 各 格子點마다에 주어져야 하나 실제로 이는 觀測 및 모델격자의 規模面에서 容易하지 못하다. 따라서 本 研究에서는 深海波 (W_1 에서의 波浪)의 에너지가 外海側 境界面에 均一하게 分布되었다고 假定하여 W_1 에서의 $S_0(n)$ 에 方向別 에너지分布函數, $G(\theta)$ 를 곱함으로써 $S(n, \theta)$ 를 求했다. 여기서 $G(\theta)$ 로써는 式(A. 20)과 (A. 21)을 適用하여 모델결과들을 比較하였는데 有義波高(H_s)의 差異는 매우 작으나 淺海波 스펙트럼의 形態는 서로 상당한 差異가 있었으며 式(A. 21)의 에너지分布函數가 本 모델海域에 適合하다.

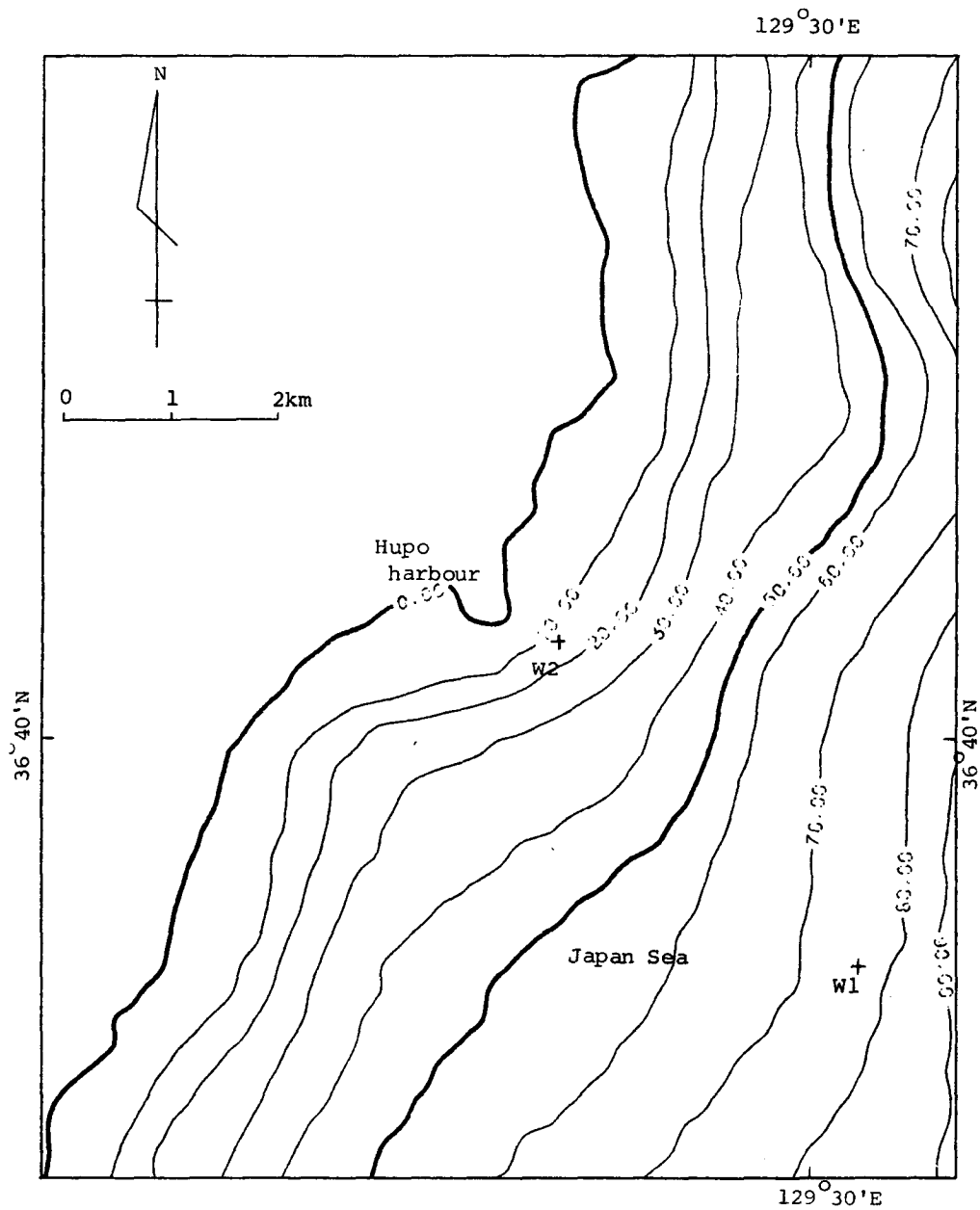


Fig. 4-41. Wave observation stations and bottom topography at the offshore of Hupo harbour.

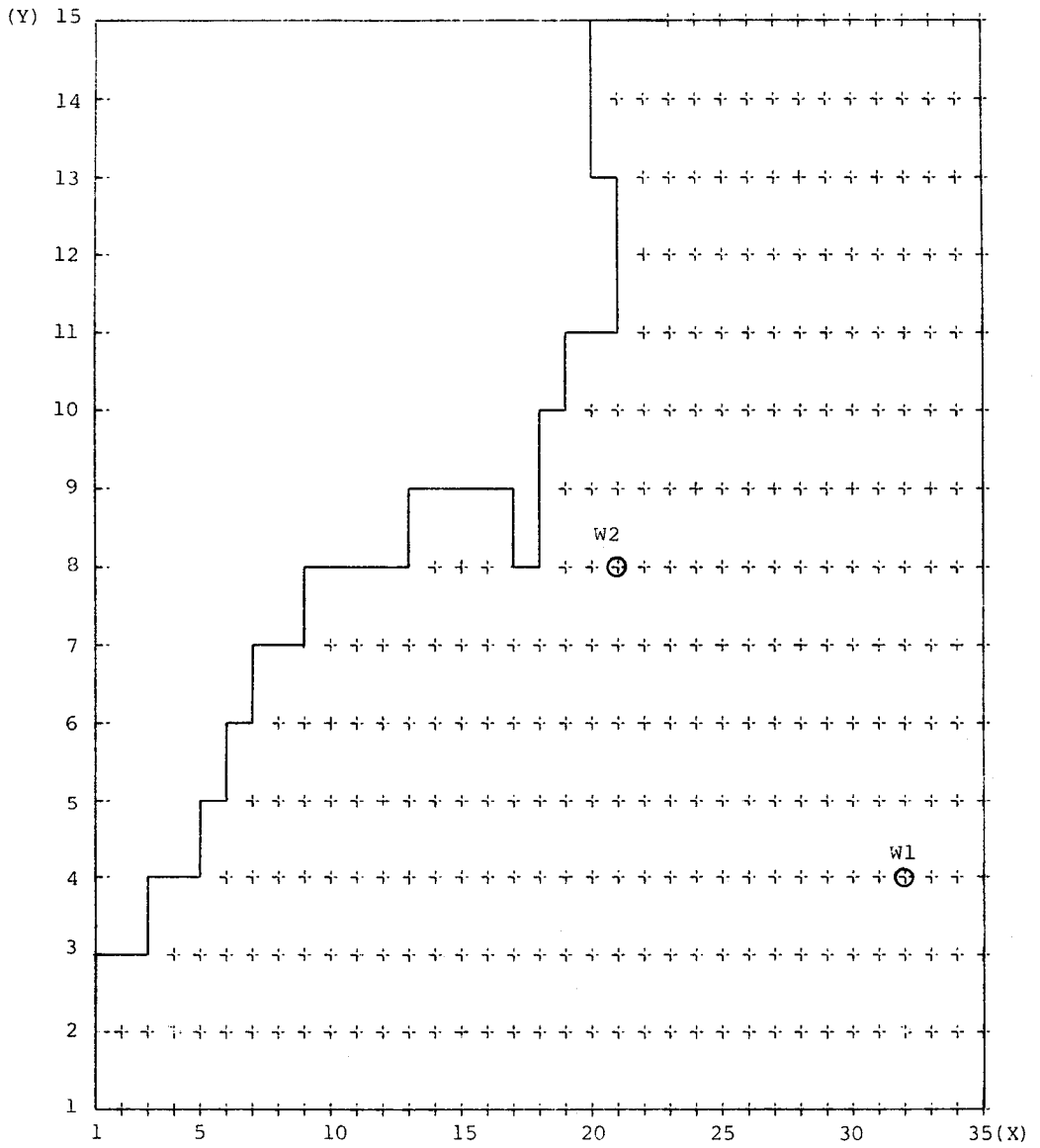


Fig. 4-42. Numerical grid for a shallow-water wave transformation model.

4-4-3. 波浪觀測 資料와 모델결과의 比較

가. 波浪觀測 資料

淺海域에서의 波浪觀測은 Fig. 4-41에서 보는 바와 같이 水深이 15 m인 W_2 에서 超音波式 波高計 (Ultrasonic wave gauge)를 이용하여 海運항만청에서 定期的(1일 4회~12회)으로 實施하였다. 波浪記錄에 대한 分析은 平均波法 (Zero-crossing method)을 이용하여 有義波高, $H_{1/3}$ 및 週期, $T_{1/3}$ 등의 波浪特性係數를 계산하고 이들에 대한 統計的인 處理를 實施해오고 있다. (海運港灣廳 1978). 그러나 파랑스펙트럼분석은 行해지지 않고 있으므로 淺海波 모델의 適用을 위해서 波向別로 대표적인 波浪狀態들에 대해서는 아날로그 파랑 기록에서 資料를 讀取한 다음 FFT (Fast Fourier Transform)를 이용 파랑스펙트럼, $S(f)$ 를 계산한 바 있다 (해양연구소 1983). 한편, 深海域의 波浪狀態를 파악하기 위하여 海岸에서 距離가 約 4 km이고 水深 78 m 정도인 海域에 Waverider buoy를 繫留하여 約 4개월간 波浪觀測을 실시하였으며 觀測資料中 디지털기록(0.5秒 間격의 波浪記錄)을 스펙트럼분석에 이용하였다.

波向은 風波 (Wind-generated gravity waves)의 경우, 일반적으로 바람의 方向과 거의 일치함으로 (e.g. Mitsuyasu and Mizuno 1976) 본 研究에서도 深海域의 優勢한 進行方向을 風向과 同一하다고 假定하였다.

모델檢證에 이용된 波浪資料는 다음과 같다.

Table 4-11. Selected sets of wave data used for the shallow-water wave model test

Time \ Wave Sta.	H_s (m)		T_z (s)		Wind	
	W_1	W_2	W_1	W_2	U(m/s)*	Dir
1982						
Feb. 24, 03h	1.72	1.49	4.52	4.62	5.1	ENE
June 27, 15h	1.30	0.90	5.35	5.28	5.6	NE
28, 15h	1.03	0.83	5.84	6.16	3.0	SE

* The wind speed was obtained by averaging 6 hourly values

나. 모델計算 및 結果 比較

모델의 外海側 境界面에서 深海波 스펙트럼 (W_1 에서의 파랑스펙트럼)을 入力으로 하여 $\Delta f = 0.0195 \text{ Hz}$, $\Delta \theta = 10^\circ$ 간격으로 周波數區間 $0.049 \text{ Hz} \sim 0.303 \text{ Hz}$ 그리고 波向區間 $120^\circ \sim 240^\circ$ 를 각각 分割한 다음 182개 (14주파수 \times 13 방향) 成分波의 스펙트럼 $S(f, \theta)$ 를 모델海域의 全體 格子點에서 계산하였다. 따라서 이들로 부터 모델해역에 대한 파랑에너지의 周波數 및 方向別 分布와 波浪特性係數(예 : 波高, 週期)를 계산할 수 있다. 本研究에서는 淺海波모델의 適用結果에 대한 正確性 檢討에 一次的인 主眼點을 두고 있다. 따라서 觀測資料가 있는 W_2 에서의 $S(f, \theta)$ 에 대해서만 波向區間에 따라 積分하여 求한 스펙트럼 $S(f)$ 를 Fig. 4-43~4-45에 實際觀測 스펙트럼과 함께 提示하였다. 여기서 海底面摩擦에 의한 파랑에너지의 減少現象은 계산의 便宜上 考慮되지 않았다.

앞의 그림들에서 보는 바와 같이 모델의 計算結果는 觀測資料와 대체적으로 일치한다. 따라서 本 모델海域에서는 波의 屈折 및 淺水現象이 波의 變形에 대한 主要 메카니즘(Mechanism)임을 알 수 있으며 또한 모델의 基本 計算過程 및 境界條件이 淺海波 스펙트럼 및 波의 特性係數를 豫測하는 데 適合함을 의미한다.

이 海域은 主要 成分波의 週期가 他 海域(예 : 西海)에 비해 크고 流의 세기는 오히려 작기 때문에 流의 波에 대한 영향이 작을 것으로 판단되나 流速이 큰 海域에 대해서는 반드시 이의 영향을 고려해야 한다. 여기서 流(흐름)에는 海流(Ocean currents), 潮流(Tidal current)와 吹送流(Wind-driven current) 등을 들 수 있다. 水深이 낮고 傳播距離가 긴 海域에서는 海底面의 영향에 의한 에너지의 減少現象과 스펙트럼의 高周波數 區間에서의 Non-linear wave-wave interaction이 優勢하게 나타날 것이므로 이들에 대한 研究가 此後의 課題이다.

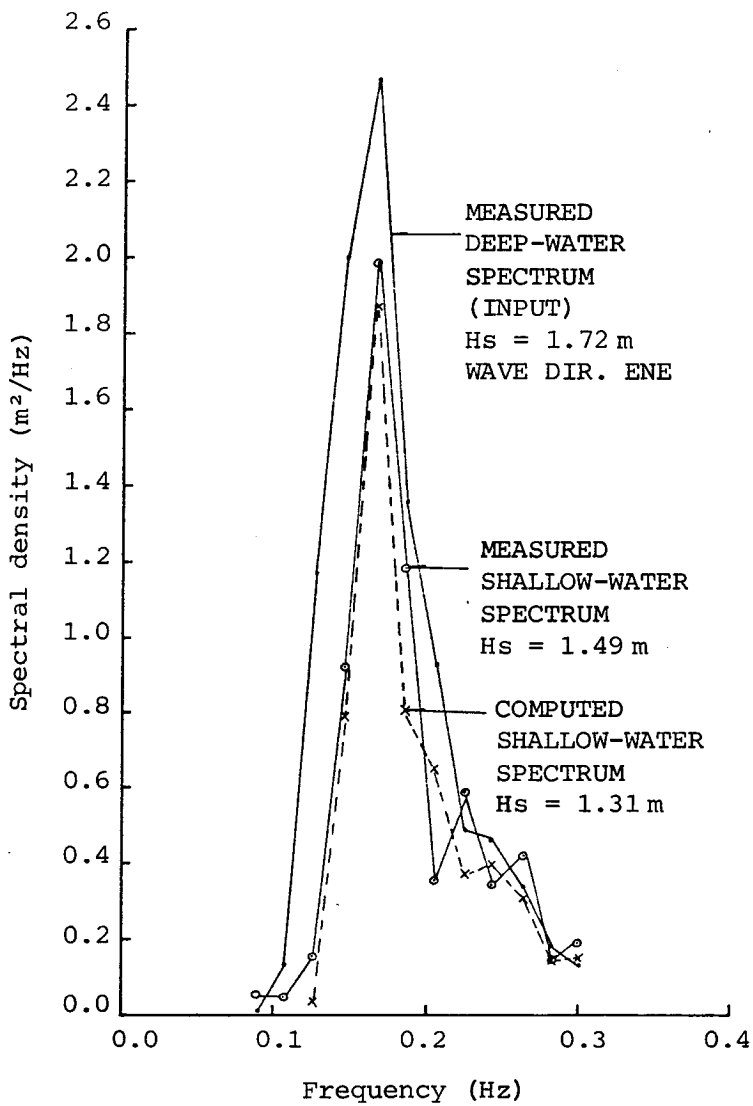


Fig. 4.43. Comparison between the measured and the computed wave spectra at 0300 GMT 24 Feb., 1982.

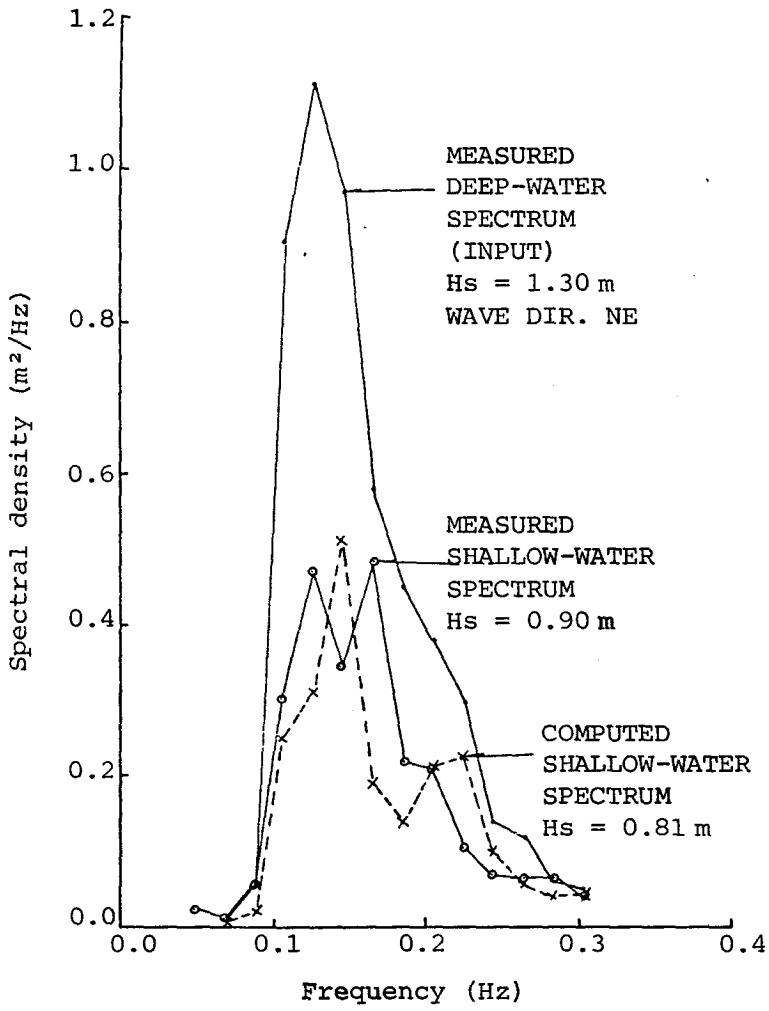


Fig. 4-44. As the same of Fig. 4-43, except for 24 June, 1982.

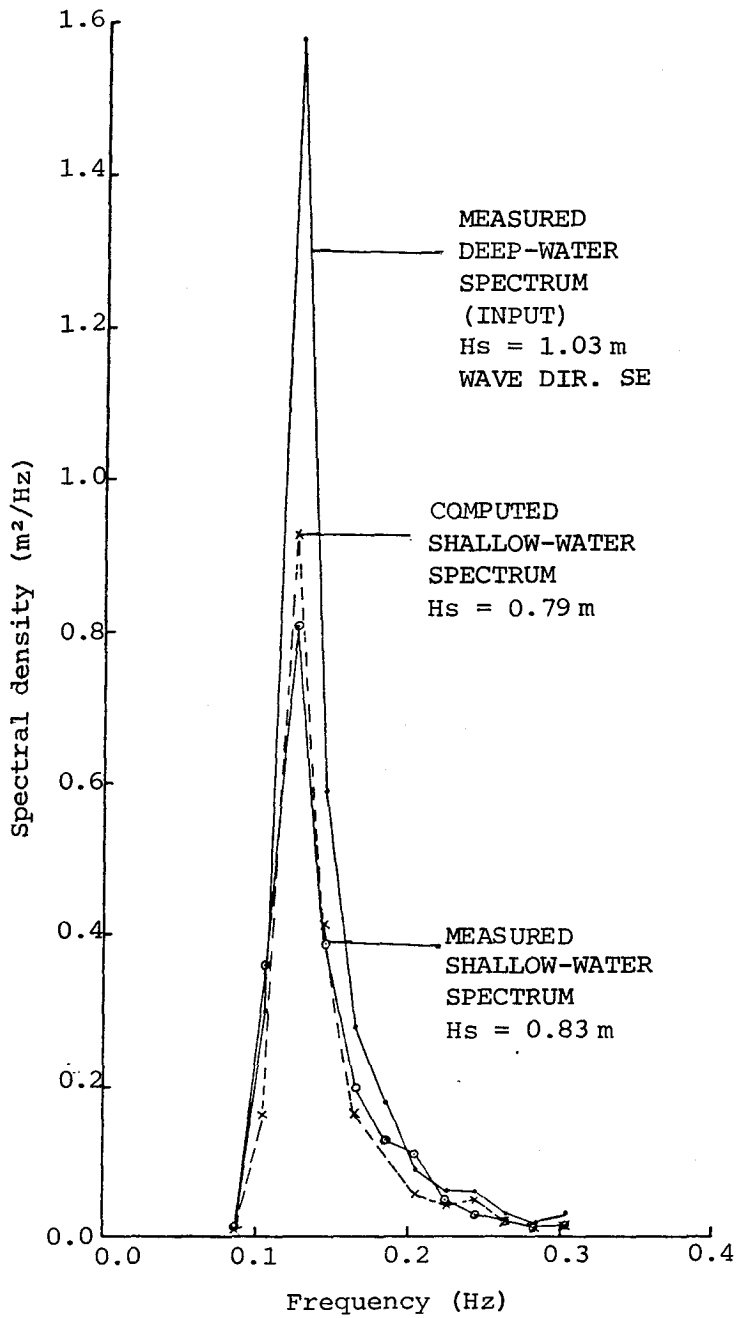


Fig. 4-45. As the same of Fig. 4-43, except for 28 June, 1982.

第V章 結論 및 提言

本 研究에서는 韓半島 周邊海域이 位置한 地理的 與件, 海底水深 및 海上의 氣象 等 海波特性決定의 主要要因들을 考慮한 波浪모델의 選別適用 및 開發을 通하여 周邊海域에서의 波浪特性分布와 波浪運動에 의한 沿岸 및 海底面에 미치는 影響을 數值計算하여 그 分布狀態를 定量的으로 提示하였다. 또한, 海波에 의한 海上의 時間的 變化狀態를 豫測할 수 있는 豫報모델을 補完·適用하였으며, 이를 通하여 海上氣象을 除外한 海波豫報의 電算化를 可能하게 하였다. 本 研究에서 얻은 結論을 要約하면 다음과 같다.

1. 秋·冬季에 優勢한 北西季節風은 西海의 地理的, 地形的 與件等에 의해 韓半島의 西海岸 近海域에 가장 큰 海波 分布를 조성시키며, 夏季의 南東風도 西海岸 및 南海岸에 큰 波高 分布를 나타낸다.

2. 우리나라의 東海에서는 吹送距離가 가장 큰 海波分布를 나타낸다. 東海에서는 水深의 影響을 거의 받지 않으므로 淺海인 西海에서 보다 더 큰 波高와 週期的 波浪分布를 나타낸다.

3. 西海는 北西 또는 南東風의 比較的 강한 風速 $20m/sec$ (40 knots)에 의해서 發達되는 波浪運動이 中心海域까지 擴張된 大部分의 海底面에 影響을 미치며, 특히 우리나라 西海岸의 京畿灣 一帶, 中·南部 沿近海域에서 海底面의 表層流速과 加해지는 水理的 힘이 가장 크게 分布되고 있다. 이는 西海岸의 沿岸浸蝕, 堆積物移動 및 分布狀態에 波浪活動이 主要要因으로 看做되며, 沿岸浸蝕에 의한 西海岸 特有的 複雜한 海岸線 形成에도 큰 影響을 미쳤을 것으로 思料된다.

4. 東海 中部 遠海上에서의 海上觀測 Buoy 資料와 DSA-5 豫報모델의 計算結果를 比較하였을 때, 計算波高($H_{1/10}$)는 觀測值보다 平均 1 m 程度 낮았으며, 日氣圖 分析으로 推定된 風速은 觀測值 보다 平均 2.5~5 knots 크게 나타났다.

5. 東海의 遠海上에서 强風에 의해서 發達된 風波에 의한 東海岸 近海上에서의 時間的 變化狀態를 考察하기 위하여 HYPА 豫報모델을 適用하였다. 東海岸으로부터 약 300km 떨어진 海上에서 風速 20 m/sec (40 knots)의 北風이 계속 불 때, 10 時間 經過 後에는 약 100km 떨어진 海域까지 派生된 너울의 影響을 받으며, 14 時間 後에는 東海岸 沿岸까지 너울의 影響을 크게 받고 있는 것으로 나타났다.

6. 颱風 通過時, DSA-5 모델의 計算結果와 制限된 觀測資料와의 比較에서, 波高는 誤差가 0.6 m 内外의 良好한 結果를 보였으며, 특히 颱風 通過 前後의 海上狀態 變化를 Wilson 方法에 의한 結果보다도 더욱 正確하게 再現하였다. 그러므로 DSA-5 모델은 海波豫報에 適切한 모델인 것으로 思料된다.

7. 東海의 후포港 附近과 같이 深海와 淺海域 사이의 距離가 比較的 짧아 水深變化 기울기가 클 때에는 遠海로부터 進入되는 深海波의 屈折 및 淺水 效果가 淺海波 變形에 主要要因이 되며, 水深傾斜가 比較的 緩慢한 境遇에는 海底面 摩擦에 의한 波浪에너지 減少와 波浪스펙트럼 内の 非線形 干涉現象이 더욱 크게 作用할 것으로 思料된다.

毎年 우리나라 周邊 海上의 惡氣象으로 發生되는 海難事故, 沿岸災害는 莫大한 經濟的 損失과 人命被害를 가져오고 있다. 이를 줄이기 위해서는 迅速하고 的中率 높은 氣象豫報와 이에 相應하는 海上狀態 豫報시스템의 開發이 促求된다. 또한 豫報시스템의 電算化 研究와 長期的이고 綜合的인 海上觀測資料를 얻을 수 있는 觀測船 및 海上觀測 Buoy station 設置가 이루어져야 할 것이다. 海上狀態와 氣象은 密接하게 相互影響을 미치고 있으므로, 海洋의 影響을 크게 받고 있는 韓半島 周邊의 氣象豫報를 위해서 海上狀態의 研究가 반드시 並行되어야 할 것이다.

謝 辭

本 研究를 위해 도움을 주신 濟州大學의 朴庸向 教授와 中央氣象台의 蔡鍾德 氏
洪 允 氏, 그리고 現場 觀測을 도와주신 海洋研究所의 梁享振, 全鎬景氏, 특히 전
산 處理를 遂行한 安光勳 君과 柳基花 嬢에게 깊은 感謝를 드립니다.

參 考 文 獻

REFERENCES

건 설 부 . 1975. 한국 연안의 설계 파 결정을 위한 컴퓨터 프로그램 개발연구.

崔熙承, 蔡鍾德, 洪 允 等. 1980. 전해상 기상특경보 기준 개정을 위한 연구. 기상연구소 MR-80-3.

南基樹, 朴庸向, 金哲洙 等. 1981. 파랑예보 모델을 위한 연구. 해양연구소 BSPE 00035-53-1.

李達秀, 宋源五, 安熙道 等. 1983. 후포 주변해역의 파력발전 예비타당성 조사 연구. 해양연구소 BSPE 00043-61-2.

해운항만청 . 1978. 파랑자료 분석 보고서.

Barnett, T.P. 1968. On the generation, dissipation, and prediction of ocean wind waves. J. Geophys. Res., 73:513-530.

Bretschneider, C.L. 1952. The generation and decay of wind waves in deep water. Trans. Am. Geophys. Union, 33(3).

Bretschneider, C.L. 1954. Modification of wave height due to bottom friction, percolation and refraction. U.S. Army Corps Engrs., Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 45.

- Bretschneider, C.L. 1958. Revision in wave forecasting; deep and shallow water. Proc. 6th Conf. Coastal Engineering: 30-67. ASCE.
- Bretschneider, C.L. 1961. A one-dimensional gravity wave spectrum. Ocean Wave Spectra. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. N.J.: 41-65.
- Collins, J.I. 1972. Prediction of shallow-water spectra. J. Geophys. Res., 77(15): 2693-2707.
- Divoky, D., B. Le Mehaute, and A. Lin, 1970. Breaking waves on gentle slopes. J. Geophys. Res., 75:1681-1692.
- Ewing, J.A. 1971. A numerical wave prediction method for the North Atlantic Ocean. Deut. Hydrogr. Z, 24:241-261.
- Gelci, R., H. Caxale, and J. Vassal. 1957. Pr evision de la houle. La méthode des densités spectro-angulaires. Bulletin d'information du Comit e Central d'Oc eanographie et d'Etudes des C otes. IX(8).
- Günther, H., W. Rosenthal, and M. Dunckel. 1981. The Response of surface gravity waves to changing wind direction. J. Phys. Oceano., 11:718-728.
- Günther, H., W. Rosenthal, and K. Richter, 1979b. Application of the parametrical surface wave prediction model to rapidly varying wind fields during JONSWAP 1973. J. Geophys. Res., 84:4855-4864.

- Günther, H., W. Rosenthal, T.J. Weare, B.A. Worthington, K. Hasselmann, and J.A. Ewing. 1979a. A hybrid parametrical wave prediction model. *J. Geophys. Res.*, 84: 5727-5738.
- Hasselmann, K. 1962. On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum, 1. General theory, *J. Fluid Mech.*, 12:481-500.
- Hasselmann, K. 1963. On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum, 3. Evaluation of the energy flux and swell-sea interaction for a Neumann spectrum, *J. Fluid Mech.*, 15:385-398.
- Hasselmann, K., T.P. Barnett, E. Bouws, and et al. 1973. Measurement of wind wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.
- Hasselmann, K. and J.I. Collins. 1968. Spectral dissipation of finite-depth gravity waves due to bottom friction. *J. Mar. Res.*, 26:1-12.
- Hasselmann, K., D.B. Ross, P. Müller, and W. Sell. 1976. A parametrical wave prediction model. *J. Phys. Oceano.*, 6:201-228.
- Ijima, T., and F.L.W. Tang. 1966. Numerical calculation of wind waves in shallow water. In *Proc. 10th Coastal Eng. Conf.*: 38-45. Tokyo.

- Inoue, T. 1967. On the growth of the spectrum of a wind generated sea according to a modified Miles-Phillips mechanism and its application to wave forecasting. New York Univ.
- Janssen, P.A.E.M., G.J. Komen, and W.J.P. De Vöogt. 1983 GONO, a coupled hybrid wave prediction model. Royal Netherlands Meteo. Instit.
- Japan Meteorological Agency. 1978-1982. Data from Ocean Data Buoy Stations.
- Kajiura, K. 1968. A model of the bottom boundary layer in waves. Bulletin Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 46:75-123.
- Kamphuis, J.W. 1975. Friction factor under oscillating waves. J. Waterways Harbors Div., ASCE, 101:135-145.
- Kang, S.W., Y.P. Sheng, and W. Lick. 1982. Wave action and bottom shear stresses in Lake Erie. J. Great Lakes Res., 8(3):482-494.
- Kinsman, B. 1965. Wind waves, their generation and propagation on the ocean surface. Prentice-Hall.
- Komar, P.D. 1976. Boundary layer flow under steady unidirectional currents. Marine Sed. Trans. & Envir. Management, ed. D.J. Stanley, et al., John Willey & Sons, New York.

- Krasitskiy, V.P. 1974. Toward a theory of transformation of the spectrum on refraction of wind waves. *Izv. Atmosph. Oceanic Phys.*, 10(1):72-82.
- Lamb, H. 1945. *Hydrodynamics* 6th ed., Cambridge Univ. Press.
- Lazanoff, S. and O.M. Stevenson. 1975. An evaluation of a hemispheric operational wave spectral model. Tech. Note No. 75-3, FNWC, Monterey, California.
- Longuet-Higgins, M.S. 1952. On the statistical distribution of the heights of sea waves. *J. Mar. Res.*, 11:245-266.
- Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart. 1960. Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *J. Fluid Mech.*, 8:565-583.
- Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart. 1961. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. *J. Fluid Mech.*, 10:529-549.
- Matsumoto, T. 1978. Wave observation and forecasting. Marine Dept., JMA, Japan.
- Mitsuyasu, H. and S. Mizuno. 1976. Directional spectra of ocean surface waves. *Proc. 15th Coastal Eng. Conf.*, Honolulu, 1:329-348.
- NORSWARM. 1977. Numerical wave climate study for the North Sea. Rep. EX775, 776, Hydraulics Res. Station. Wallingford, England.

- Phillips, O.M. 1977. The dynamics of the upper ocean, 2nd ed., Cambridge Univ.
- Pierson, W.J. and L. Moskowitz. 1964. A proposed form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. J. Geophys. Res., 69: 5181-5190.
- Pierson, W.J., G. Neumann, and R.W. James. 1955. Observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics. U.S. Dept. of the Navy Hydrog. Office. Publ. No. 603.
- Roach, P.J. 1972. Computational fluid dynamics. Hermosa publishers. 446 pp.
- Rouse, H. 1937. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. Trans. Amer. Soc. Civil Engrs., 102:463-543.
- Shiau, J.C. and H. Wang, 1977. Wave-energy transformation over irregular bottom. J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE, 103(WW1):57-68.
- Snyder, R.L. 1974. A field study of wave-induced pressure fluctuations above surface gravity waves, J. Mar. Res., 32:497-531.
- St. Denis, M. and W.J. Pierson. 1953. On the motions of ships in confused seas. Trans. SNAME, 61:280-357.

- SWAMP. 1981. An inter-comparison study of wind wave prediction models. Part 1: Principal results and conclusions, in Proc. IUCRM Symp. on Wave Dynamics and Radio Probing of the Ocean Surface, Miami.
- SWAMP. 1982. An inter-comparison study of wind wave prediction models. Part 2: A compilation of results, KNMI Pub. 161.
- Teleki, P.G. and M.W. Anderson. 1970. Bottom boundary shear stresses on a model beach. In Proc. 12th Conf. Coastal Eng.: 269-288. Washington, DC.
- Uji, T. 1981. The M.R.I. wave model. Meteo. Res. Institute, the Japan Meteorological Agency.
- U.S. Army Coastal Engineering Research Center. 1977. Shore protection manual. Vol. 1. Fort Belvoir Virginia.
- Wang, H. and W.C. Yang. 1981. Wave spectral transformation measurements at Sylt, North Sea. Coastal Eng., 5:1-34.
- Wilson, B.W. 1955. Graphical approach to the forecasting of waves in moving fetchs. U.S. Army Corps Engrs., Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 73.
- Wilson, B.W. 1961. Deep water wave generations by moving wind systems, ASCE, Vol. 87, No. WW2:131-141.
- Wilson, B.W. 1965. Numerical prediction of ocean waves in the North Atlantic for December, 1959. Deutsche Hydrographische Zeit-Schrift, Jahrgang 18, Heft 3.

附錄 A. 海波의 統計的 特性分析

A. 海波의 統計的 特性分析

바람에 의해서 生成된 海水面의 變化를 海波 또는 波浪이라 하며 이는 매우 不規則하고 複雜한 形態를 이룬다. 따라서 이러한 不規則波의 特性을 좀더 正確하게 記述하는 데에는 單純波의 概念보다는 統計 및 確率的인 方法이 이용되고 있다. 波浪特性係數들간의 相互關係 및 파랑스펙트럼은 波浪豫報와 海洋工學에의 이용면에서 매우 중요하다.

A.1. 海水面 變化의 確率分布 函數

海水面의 變化를 無數히 많은 成分波 (Harmonic waves) 들이 線形的으로 重疊되어 나타난 것이라고 假定하여 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$\begin{aligned} \eta(\vec{x}, t) &= \sum_{i=1}^{\infty} \eta_i(\vec{x}, t) \\ &= \sum_{i=1}^{\infty} a_i(w_i, \vec{k}_i) \cos(w_i t - \vec{k}_i \vec{x} + \varepsilon_i) \quad \dots\dots\dots (A.1) \end{aligned}$$

여기서 $\eta(\vec{x}, t)$: 靜水面을 기준으로 한 海水面의 變化,

\vec{x} : (x, y) , 任意 點의 位置벡터,

\vec{k}_i : 波數벡터 (wave-number vector),

w_i : 成分波의 角周波數 ($2\pi/T_i$),

ε_i : 成分波의 位相 (phase) 으로 0 과 2π 사이에 均一하게 分布한다.

a_i : 成分波의 振幅 .

海水面 變化, η 의 成分波들이 統計的으로 獨立성을 지닌다고 假定할 수 있으므로 時間 및 空間에 따른 η 의 分布는 일반적으로 正規分布 (Gaussian or Normal distribution) 를 따른다. 즉, η 의 確率密度 函數는 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$p(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi m_0}} \exp\left(-\frac{\eta^2}{2m_0}\right). \quad \dots\dots\dots (A.2)$$

여기서 $m_0 = \langle \eta^2 \rangle$ 이고 $\langle \eta \rangle = 0$ 이다.

한편, 波浪記錄에서 波高 ($H_i = 2a_i$)의 確率密度分布, $p(H)$ 는 Rayleigh distribution 을 이룬다 (Longuet - Higgins 1952):

$$P(H) = \frac{2H}{H_{rms}^2} \exp\left(-H^2/H_{rms}^2\right). \quad \dots\dots\dots (A.3)$$

여기서

$$H_{rms} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad \dots\dots\dots (A.4)$$

H_i 는 波谷에서 波峰까지의 鉛直距離이고 N 은 波浪記錄의 個個의 波 (individual wave)의 數로써 이 값은 充分히 크다. 또한,

$$\begin{aligned} H_{rms} &= 2\sqrt{2m_0} \\ &= 2\sqrt{2} \sigma_\eta \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (A.5)$$

이며, 이때 σ_η 는 η 의 標準偏差이다. Rayleigh distribution 에 근거한 特性波高들의 相互關係가 Table A.1에 나타나 있다.

A.2. 不規則波의 스펙트럼

海水面 變化, η (式 A.1)의 成分波에 대한 單位 水面當 存在하는 에너지 (E)의 量은 a_i^2 에 比例하므로 작은 周波數區間 ($w_i, w_i + dw_i$)에 存在하는 파랑 에너지는 다음과 같이 표시된다.

$$\begin{aligned} E(w_i, \vec{k}_i) &= \frac{1}{2} \rho g \frac{\sum_{\vec{k}_i}^{\vec{k}_i + d\vec{k}_i}}{\sum_{\vec{k}_i}^{\vec{k}_i}} \frac{w_i + dw_i}{w_i} a_i^2(w_i, \vec{k}_i) \\ &= \rho g S(w_i, \vec{k}_i) dw_i d\vec{k}_i. \quad \dots\dots\dots (A.6) \end{aligned}$$

Table A-1. The relations of characteristic wave height based on the Rayleigh distribution.

Charaoteristic wave heigh	H/Hrms	H/ $\sqrt{m_0}$	H/Hs
Standard deviation of free surface, $\sigma_n = \sqrt{m_0}$	0.354	1.0	0.250
Root-mean-square height, Hrms	1.0	2.828	0.706
Mode, $\mu(H)$	0.707	2.000	0.499
Median height, $H(p=\frac{1}{2})$	0.833	2.355	0.588
Mean height, $H(=H_1)$	0.886	2.507	0.626
Significant height, $H_s(=H_{1/3})$	1.416	4.005	1.0
Average of tenth highest waves, $H_{1/10}$	1.800	5.091	1.271
Average of hundreth highest waves, $H_{1/100}$	2.359	6.672	1.666

여기서 ρ 는 海水의 密度, g 는 重力加速度 그리고 $S(w, \vec{k}_i)$ 는 周波數와 波向의 연속함수, 즉, η 의 스펙트럼밀도 함수(또는 간단히 스펙트럼)이며 E 는 에너지 스펙트럼이라 한다.

스펙트럼 $S(w, \vec{k})$ 는 $k_x = k \cos\theta$, $k_y = k \sin\theta$ 의 관계를 이용하여 3次元 스펙트럼 $S(f, k, \theta)$ 로 변환할 수 있다.

$$\begin{aligned}
 S(w, \vec{k}) &= S(w, k_x, k_y) \\
 &= \frac{1}{k} S(w, k, \theta) \\
 &= \frac{2\pi}{k} S(f, k, \theta). \dots\dots\dots (A.7)
 \end{aligned}$$

2次元 方向스펙트럼 (Directional spectrum; 이는 간단히 方向스펙트럼이라고도 한다)은 3次元 스펙트럼으로부터 다음과 같이 구할 수 있다.

$$S(f, \theta) = \int_0^\infty S(f, k, \theta) dk. \dots\dots\dots (A.8)$$

또한, 式(A.1)로부터 작은 周波數 區間, df 와 波向區間, $d\theta$ 에 存在하는 η 의 Variance 를 k 에 無關하게 고려한다면

$$S(f, \theta) df d\theta = \frac{f_n + df}{f_n} \frac{\theta_n + d\theta_n}{\theta_n} \frac{1}{2} |a_n|^2, \dots\dots\dots (A.9)$$

로 나타낼 수 있고

$$\begin{aligned} \sigma_\eta^2 &= \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^\infty S(f, \theta) df d\theta \\ &= \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^\infty S(w, \theta) dw d\theta. \dots\dots\dots (A.10) \end{aligned}$$

1次元 스펙트럼은 方向 스펙트럼을 波向, θ 에 대해 積分하여 구한다.

$$S(f) = \int_{-\pi}^{\pi} S(f, \theta) d\theta, \dots\dots\dots (A.11)$$

$$S(w) = \int_{-\pi}^{\pi} S(w, \theta) d\theta. \dots\dots\dots (A.12)$$

스펙트럼, $S(f)$ 의 모멘트 (moment)는 다음과 같이 定義된다.

$$m_n = \int_0^\infty S(f) df, \quad n = -2, -1, \dots\dots 2. \dots\dots\dots (A.13)$$

여기에서 m_n 은 n 次 모멘트이며, 특히 m_0 와 總 波浪에너지는 다음의 관계가 있다.

$$m_0 = \sigma_\eta^2 = \frac{E}{\rho g}. \dots\dots\dots (A.14)$$

따라서 파랑스펙트럼, $S(f)$ 는 成分波의 周波數 區分別 에너지의 分布를 나타내 주며 스펙트럼內的 面積은 파랑에너지에 比例한다.

파랑스펙트럼은 때로는 $S(f)$ 나 $S(w)$ 보다 $S(T)$, 週期스펙트럼을 이용하는 경우가 있다. Bretschneider (1961)에 의하면

$$S(T) = AT^3 \exp(-BT^4). \dots\dots\dots (A.15)$$

여기서

$$A = 5H_s^2 f_o^4 / 16,$$

$$B = 5 f_o^4 / 4.$$

이고, f_o 는 $S(f)$ 의 尖頭周波數 (Peak frequency) 이다.

波浪의 特性週期 및 周波數의 定義와 이들 사이의 相互關係가 Table A.2 에 제시됐다.

方向스펙트럼, $S(f, \theta)$ 는 일반적으로 1次元 스펙트럼과 分離하여 다음과 같이 表現된다.

$$S(f, \theta) = S(f) G(\theta). \dots\dots\dots (A.16)$$

여기서 $G(\theta)$ 는 方向別 波浪에너지 分布函數 (directional spreading function) 로써

Table A-2. Characteristics of wave periods and frequencies

Period or frequency	Symbol	Description	Equation
Crest period	T_c	Average period between successive crests	$T_c = m_2/m_4$
Zero-crossing period	T_z	Average period between successive zero up-crossings	$T_z = m_0/m_z$
Peak frequency	f_o	frequency at which $S(f)$ is a maximum	$\frac{dS(f)}{df} = 0$ at $f = f_o$
Peak period	T_p	Period at which $S(f)$ a maximum	$T_p = 1/f_e$
Significant period	T_s	Average period of the highest one-third of the waves	$T_s = 0.946/f_o$

$$\int_{-\pi}^{\pi} G(\theta) d\theta = 1, \dots\dots\dots (A.17)$$

여기에서

$$G(\theta) = C(s) \cos^{2s} [\frac{1}{2}(\theta - \bar{\theta})], \dots\dots\dots (A.18)$$

$$C(s) = \frac{2^{2s-1}}{\pi} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)} \dots\dots\dots (A.19)$$

그리고 Γ 는 Gamma function, $\bar{\theta}$ 는 波의 主 進行方向이고, s 는 파랑에너지 分散의 程度를 나타내는 데 Mitsuyasu and Mizuno (1976)에 의하면 s 는 周波數와 吹送距離 (Fetch)의 函數이다. 그러나 간단한 形態로써 파랑모델에 널리 이용되고 있는 函數로써는

$$G(\theta) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \cos^2(\theta - \bar{\theta}) & \text{for } |\theta - \bar{\theta}| < \pi/2 \\ 0 & \text{Otherwise} \end{cases} \dots\dots\dots (A.20)$$

(St. Denis and Pierson 1953)

그리고

$$G(\theta) = \begin{cases} \frac{8}{3\pi} \cos^4(\theta - \bar{\theta}) & \text{for } |\theta - \bar{\theta}| < \pi/2 \\ 0 & \text{Otherwise} \end{cases} \dots\dots\dots (A.21)$$

(Barnett 1968)

이다.

파랑스펙트럼, $S(f)$ 의 形態는 波浪發達의 理論 및 觀測資料의 分析結果들로 부터 일정한 形態를 유지한다고 알려져 왔으며 이 中에서도 가장 널리 이용되고 있는 스펙트럼은 P-M 스펙트럼 (Pierson Moskowitz 1964) 과 JONSWAP 스펙트럼 (Hasselmann et al.1973) 이다.

P-M 스펙트럼 :

$$S(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp(-\frac{B}{f^4}). \dots\dots\dots (A.22)$$

여기서

$$\alpha = 8.1 \times 10^{-3} \text{ (Phillips' constant),}$$

$$B = 0.74 (g/2\pi U_{19.5})^4$$

이며, $U_{19.5}$ 는 海面上 19.5 m 높이에서의 風速이다. 이 스펙트럼은 波浪의 發達이 風速에 의해서만 支配되는 경우에 적합하므로 吹送距離가 制限되지 않은 深海에서의 波浪에 적용된다.

JONSWAP 스펙트럼 :

$$S(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_0} \right)^4 \right] \gamma^b \dots\dots\dots (A.23)$$

여기서

$$b = \exp \left[-(f-f_0)^2 / 2\sigma^2 f_0^2 \right],$$

$$\sigma = \begin{cases} \sigma_a = 0.07 & \text{for } f \leq f_0 \\ \sigma_b = 0.09 & \text{for } f > f_0, \end{cases}$$

$$\alpha = 0.066 (gF/U^2)^{-0.02},$$

$$f_0 = 2.84 (gF/U^2)^{-0.33}.$$

이 스펙트럼은 파랑의 發達이 吹送距離에 制限을 받는 경우에 適合하며 P-M 스펙트럼을 약간 變形시킨 것으로 γ 는 Peak enhancement parameter이며 $S(f_0)/S_{PM}(f_0)$ 이다. Fig. A-1에 P-M 스펙트럼과 JONSWAP 스펙트럼이 比較되었다.

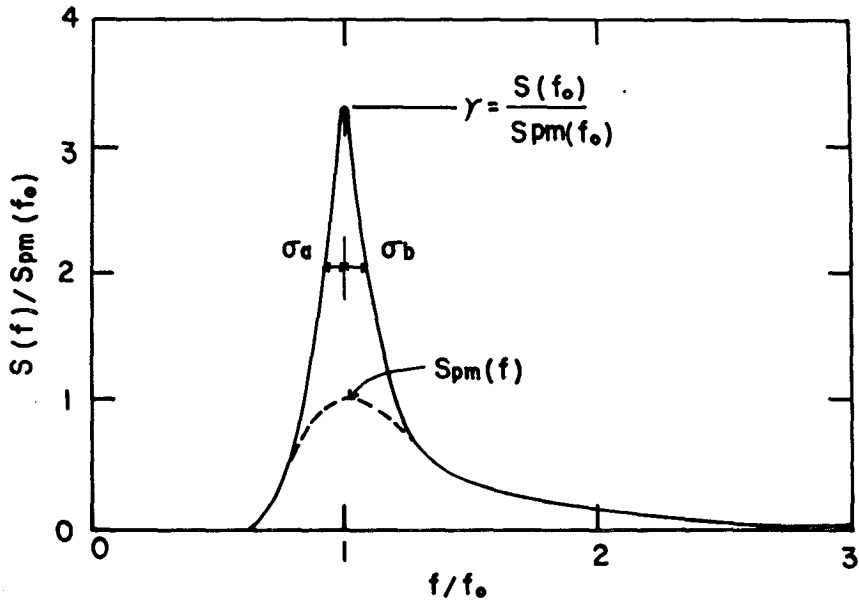


Fig. A-1. Comparison of the JONSWAP and the Pierson-Moskowitz (P.M.) spectra.

附錄 B. 現場觀測 및 資料分析

B. 現場觀測 및 資料分析

北西 季節風에 의해 발달된 파랑의 特性을 概略的으로 파악하고 觀測值와 波浪豫報 모델의 계산치와의 比較를 위하여 地形的인 영향을 받지 않는 於靑島近海 (참조 Fig. 4-10의 grid point no. 526)에서 바람과 파랑을 7일간 觀測하였다.

Table B - 1. Description of field measurements at the Eocheong Island in the Yellow Sea during 25 October - 1 November, 1983.

관측항목	관측 위치	관측 기간	비 고
바람	어청도	'83.10.25, 17h ~11.1, 10h	당산의 頂上, 표고 : 176 m, Aanderaa meteo station.
파랑	어청도 126°57'55"E 36°07'18"N	'83.10.26, 15h ~11.1, 12h	설치點의 水深 : 40 m, Waverider system, spring tidal range : 5.8 m

가. 바람

風速은 每 10分 간격으로 10分間의 平均值 그리고 風向은 每 測定時刻의 순간치가 관측 마그네틱 테이프에 기록되었다. 이 기록을 分析·整理한다음 每時間別 風速과 風向을 Table B - 2에 게재하였다.

Table B-2. Hourly wind speeds, and directions (Eocheong Is., Oct. 25-Nov. 1, 1983).

Day	1HR WS WD	2HR WS WD	3HR WS WD	4HR WS WD	5HR WS WD	6HR WS WD
Oct.						
25	- -	- -	- -	- -	- -	- -
26	1.1 S	1.0 SW	2.0 ENE	2.7 NNW	4.9 NE	5.2 NE
27	4.3 WNW	3.4 NNW	3.7 NW	4.0 NNW	5.1 NW	4.3 N
28	3.9 WNW	3.8 NNW	3.7 NNW	4.9 N	4.8 NNE	4.6 N
29	3.1 N	3.4 NNW	3.4 N	4.8 N	3.7 N	4.0 N
30	4.9 NNE	5.3 NNE	6.6 NNE	5.8 NE	4.8 ENE	3.7 NE
31	2.6 WSW	2.3 S	2.8 W	9.0 WNW	3.6 WNW	3.7 WNW
Nov.						
1	0.8 WSW	1.9 WNW	2.2 NNW	2.1 NNW	2.2 WNW	2.2 N

Day	7HR WS WD	8HR WS WD	9HR WS WD	10HR WS WD	11HR WS WD	12HR WS WD
Oct.						
25	- -	- -	- -	- -	- -	- -
26	6.0 NE	5.1 ENE	5.4 ENE	4.6 ESE	3.8 ESE	4.3 E
27	5.2 N	4.9 N	5.6 N	5.9 N	4.6 NE	4.3 NNE
28	4.6 NNE	5.2 N	2.4 NE	2.7 ESE	2.7 ESE	1.9 SE
29	5.5 NNE	5.7 NNE	3.3 NE	2.7 NE	3.1 NE	1.0 ESE
30	3.1 NE	1.4 NE	2.0 NNE	1.0 NNW	1.1 W	0.8 SSE
31	4.8 WNW	5.8 N	3.6 NW	2.8 NNW	4.2 N	4.0 NNE
Nov.						
1	2.5 N	2.3 NW	1.9 NW	2.4 NNE	- -	- -

(Table B-2. continued)

Day	13HR WS WD	14HR WS WD	15HR WS WD	16HR WS WD	17HR WS WD	18HR WS WD
Oct.						
25	- -	- -	- -	- -	4.7 NNE	3.4 NE
26	3.3 E	3.1 E	1.9 ESE	0.6 E	1.9 ENE	1.0 NE
27	5.8 NNE	5.2 N	4.6 N	3.8 NNW	3.6 NNW	3.6 NW
28	1.0 SSE	0.8 WNW	0.4 W	3.4 WNW	1.9 W	3.4 W
29	1.0 NNE	0.9 WSW	1.3 NNW	4.0 NNW	4.3 NNE	4.2 NNE
30	0.9 WNW	0.9 W	0.9 W	1.4 W	1.9 W	2.2 W
31	3.5 NW	2.2 N	1.9 NNE	1.7 NW	1.9 NW	2.5 NW
Nov.						
1	- -	- -	- -	- -	- -	- -

Day	19HR WS WD	20HR WS WD	21HR WS WD	22HR WS WD	23HR WS WD	24HR WS WD
Oct.						
25	0.8 NE	1.1 N	2.1 NNE	2.5 NNE	1.9 ENE	1.7 NE
26	0.2 CLM	1.8 WNW	3.4 NW	3.4 NW	4.6 W	4.2 WNW
27	3.7 N	4.2 S	4.1 NNW	4.2 N	4.7 N	3.4 WNW
28	3.4 WNW	1.7 W	1.6 W	4.8 W	4.5 NW	3.4 NW
29	4.3 N	3.0 N	3.2 NNW	3.6 NNW	4.0 NNE	4.3 N
30	2.0 W	2.2 WSW	1.4 WNW	1.3 W	1.6 W	1.8 W
31	3.0 NW	3.1 NNW	3.7 NW	4.1 NNE	5.3 NE	- -
Nov.						
1	- -	- -	- -	- -	- -	- -

나. 波浪

波浪은 每 3 시간마다 20 분간 아날로그 (Analogue) 와 디지털 (Digital) 형태로 기록되었다. 磁氣테이프에 0.5 초 간격으로 기록된 디지털기록은 코드變換 및 資料檢定 과정을 거쳐 每 20 분간의 기록중 1024 秒동안의 기록에 대해 스펙트럼技法을 이용하여 분석하였다. 이때 自由度 (Degree of freedom) 는 20, f_H (High cut-off frequency) 와 f_L (Low cut-off frequency) 은 각각 0.67 Hz 와 0.044 Hz 로 하였다. 한편, 波浪記錄中 H_{max} 가 0.5 m 이하인 기록은 靜穩 (Calm) 상태로 고려하여 分析對象에서 除外하였다.

分析結果中 파랑의 特性係數들은 Table B-3 에 제시하였고 이들과 바람과의 關係를 파악할 수 있도록 Fig. B-1에 資料를 정리하였다. 관측기간동안의 風速은 5 m/sec 이하이고 風向은 N~NW가 우세하였으며 波浪은 이들 바람 (地域風)에 의해 지배되었다. 波高는 2 m 이하이고 週期 (T_z)는 6 秒 이하로써 海上狀態가 비교적 잔잔하였다. 波浪의 發達은 高周波數 區間에서 시작하여 점차 低周波數 區間으로 에너지가 增加·遷移해 가는 현상을 보임으로써 典型的인 波浪發達의 樣相을 나타내주고 있다 (Fig. B-2). 觀測된 波浪資料는 비교적 작은 波들로써 波浪豫報의 관심대상인 暴風 및 颱風波의 特性分析과 豫報모델의 修正 및 補完을 위한 資料로써는 미흡하다. 따라서 이러한 波浪을 관측하기 위해서 겨울과 여름을 포함한 長期間의 觀測이 必要하다.

Table B-3. Characteristic wave parameters (Eocheong Is., Oct. 26 - Nov. 1, 1983).

Mon	Day	Hr	Hs (m)	Tz (secs)	Hmax (m)	T _H max (secs)	EPS	Hmax/ Hs	Remarks
Oct.	26	15							F
		18							calm
		21							calm
27	00	0.38	2.73	0.67	3.00	0.509	1.763		
	03	0.82	3.26	1.32	4.00	0.564	1.610		
	06	1.03	4.33	1.81	6.00	0.673	1.757		
	09	0.95	4.35	1.45	4.00	0.730	1.526		
	12	1.02	4.51	1.56	6.00	0.713	1.529		
	15	0.99	4.27	1.81	4.00	0.687	1.828		
	18	0.83	4.26	1.22	4.20	0.667	1.470		
	21	0.61	3.84	0.89	4.20	0.706	1.459		
	28	00	0.71	3.73	1.28	4.00	0.640	1.803	
		03	0.67	3.47	1.14	4.00	0.642	1.702	
		06	0.58	3.52	1.19	4.00	0.613	2.052	
		09	0.41	3.38	0.69	3.80	0.623	1.683	
12		0.38	3.40	0.65	3.60	0.533	1.711		
29	15							calm	
	18	0.45	3.02	0.72	3.60	0.543	1.600		
	21	0.48	3.01	0.86	3.00	0.583	1.792		
	30	00	0.48	3.20	0.73	4.00	0.603	1.521	
		03	0.57	3.29			0.615		
06		0.48	3.14	0.82	4.00	0.559	1.708		
31	09	0.47	3.26	0.78	4.00	0.536	1.660		
	12			1.05	4.00			F	
	15			0.75	4.00			F	
	18			1.06	4.00			F	
	21	0.39	3.43	0.70	4.00	0.603	1.795		
	Nov.	1	00	0.48	3.29	0.88	3.80	0.681	1.833
03			0.48	3.48			0.659		
06			0.76	3.79			0.602		
09			0.63	3.97	1.09	4.00	0.633	1.730	
12			0.58	3.95	1.00	4.00	0.618	1.724	
15			0.51	3.75	0.93	4.00	0.622	1.824	
18			0.41	3.56	0.75	3.60	0.610	1.829	
21			0.39	2.98	0.71	3.60	0.589	1.821	
00			0.53	2.81	0.92	4.00	0.478	1.736	
03			0.89	3.33	1.41	4.00	0.579	1.584	
06			1.04	3.97	1.86	4.00	0.630	1.789	
09			1.04	4.05	1.45	4.50	0.665	1.394	
12	0.95	4.13	1.60	5.20	0.681	1.684			
15	0.96	4.34	1.69	5.40	0.694	1.760			
18	0.99	4.50	1.97	6.00	0.711	1.990			
21	0.80	3.99	1.47	5.60	0.659	1.838			
Nov.	1	00	0.64	3.60	0.95	4.00	0.571	1.484	
		03	0.42	3.69	0.68	4.60	0.602	1.619	
		06	0.37	3.33	0.60	4.00	0.612	1.622	
		09							calm
		12						calm	

N.B. EPS is epsilon that is a spectral bandwidth parameter
F means a faulty record.

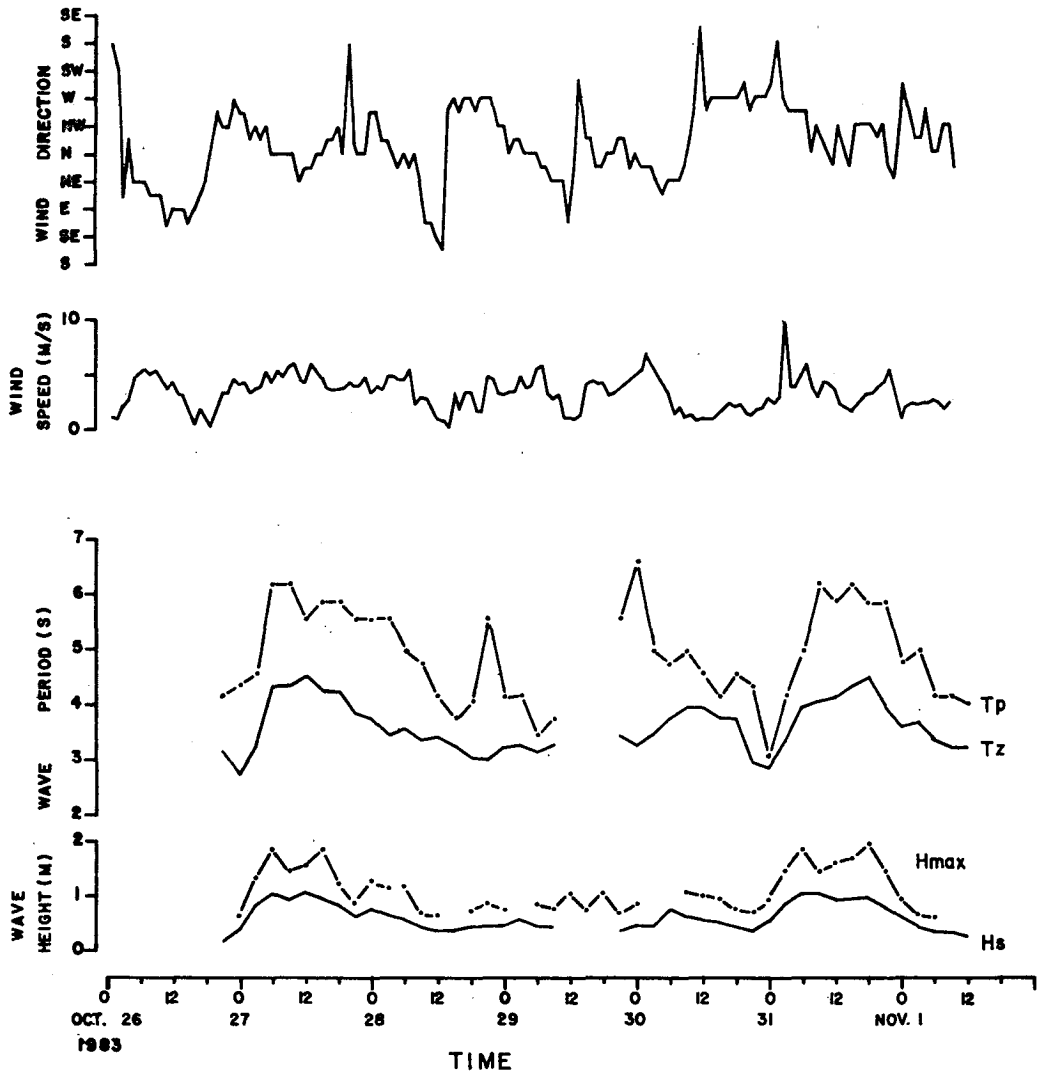


Fig. B-1. Time series data of the winds and the waves measured at the offshore of Eocheong Island from Oct. 26 through Nov. 1, 1983.

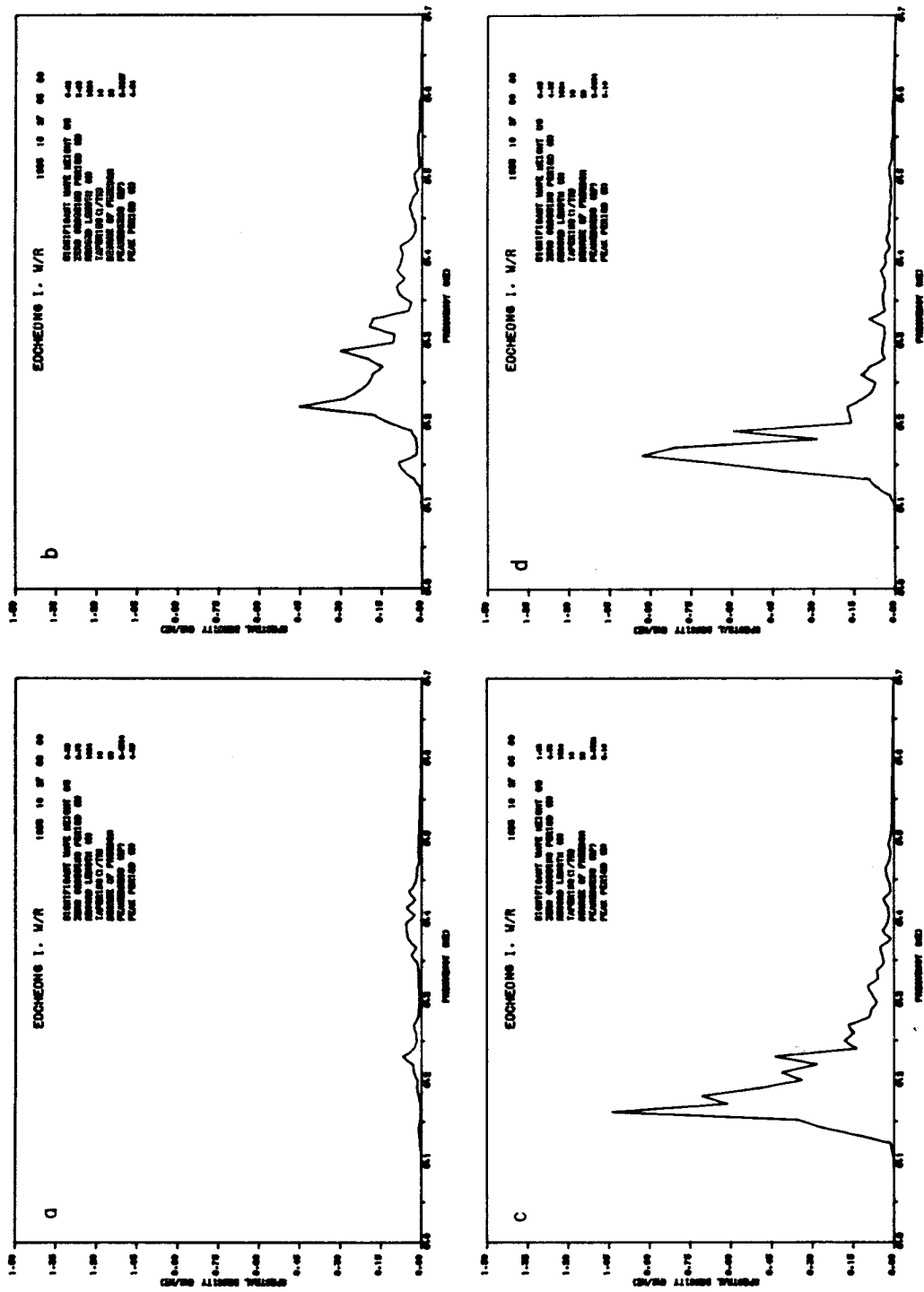
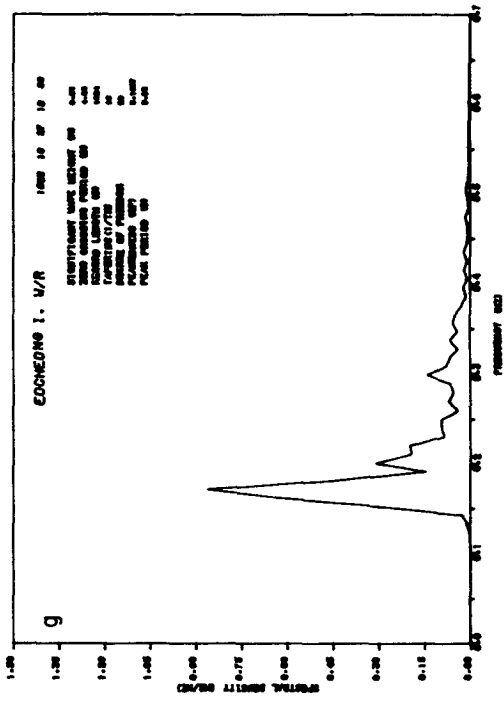
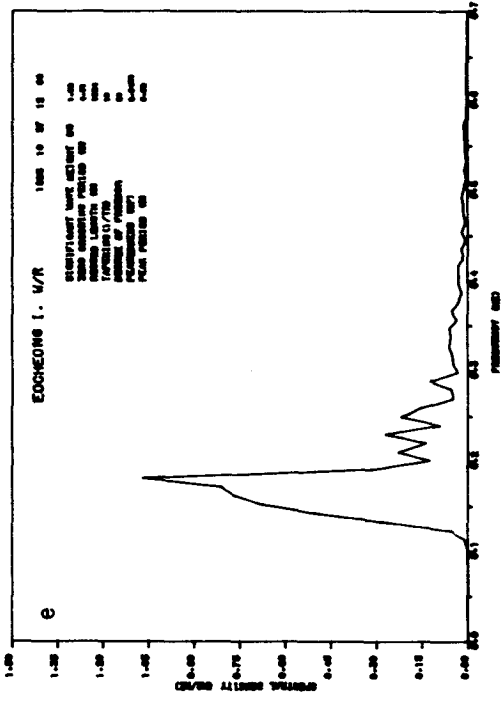
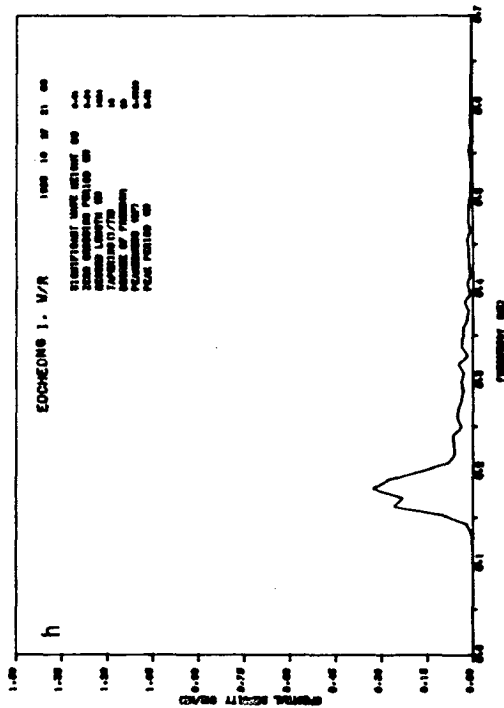
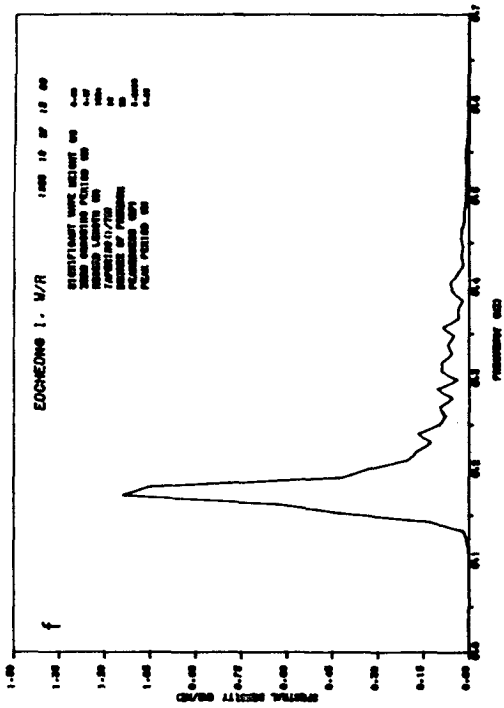


Fig. B-2. Example of wave spectra changes measured at 3 hr intervals at the offshore of Eocheong Island (a - h).



(Fig. B-2 continued)

附錄 C. 颱風 通過時 Wilson 法에 依한
波浪計算

C.1. 颱風内の 風速計算

颱風内の 바람은 큰 氣壓傾도에 의해 發生되는 傾度風(中心對稱風)과 颱風의 移動에 따라 發生되는 바람(場의 바람)의 合成으로 나타난다. 따라서 氣壓傾도와 颱風의 移動速度를 알면 바람을 계산할 수 있다.

颱風内の 氣壓分布는 다음 式으로 표시할 수 있다.

$$P(r) = P_c + \Delta P \exp(-r_0 / r) \dots\dots\dots (C. 1)$$

여기서 $P(r)$: 颱風中心에서 距離 r (km) 떨어진 點의 氣壓

P_c : 颱風의 中心氣壓(mb)

ΔP : 颱風의 中心示度の 깊이(mb)

r_0 : 颱風中心에서 傾度風速이 最大가 되는 點까지의 距離(km).

r 點에서 氣壓傾度力($\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r}$), 遠心力(Vg^2/r) 그리고 Coriolis 힘(fVg)이 平衡을 이루므로

$$\frac{Vg^2}{r} + fVg = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \dots\dots\dots (C. 2)$$

여기서 ρ_a : 空氣의 密度($= 1.1 \times 10^{-3} \text{ gr/cm}^3$)

f : Coriolis 係數($= 2 \Omega \sin \phi$, Ω 는 地球의 自轉角速度, ϕ 는 緯度)

Vg : 傾度風(Gradient wind velocity).

式(C. 1)과 (C. 2)에서 Vg 는

$$Vg = F(r) = \left[\frac{\Delta P}{\rho_a} \cdot \frac{r_0}{r} \exp(-r_0/r) + (fr/2)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - (fr/2) \dots\dots\dots (C. 3)$$

颱風이 靜止하고 있다고 假定하면 颱風内の 바람은 $F(r)$ 에 海面摩擦을 고려한 風速, U_1 으로 等壓線의 接線方向으로부터 緯도와 海面粗도에 의해 定해지는 角度, α 만큼 颱風中心을 向해서 분다(中心對稱風, Symmetrical wind velocity)

$$\text{中心對稱風, } U_1 = C_1 F(r) \dots\dots\dots (C. 4)$$

여기서 係數, C_1 은 $0.6 \sim 0.7$ 이며 本研究에서는 緯도에 따른 C_1 및 α 의 變化

를 다음의 2次式으로 表示하여 緯度에 따라 計算하여 使用하였다 (建設部 1975)

$$C_1 = 0.424 + 0.01 y - 9.286 \times 10^{-5} y^2 \dots\dots\dots (C. 5)$$

$$\alpha = 27.6 - 0.424 y - 3.571 \times 10^{-3} y^2 \dots\dots\dots (C. 6)$$

그러나 실제 颱風은 상당히 빠른 速度로 이동하므로 颱風內의 바람도 이의 영향을 받는다. 이렇게 颱風의 移動에 따라 생기는 바람의 成分을 場의 바람 (Wind velocity of field)이라 하며 그 크기는 式(C. 7)로 表示되며 다음과 같이 취급된다.

- (1) 場의 바람은 颱風의 進行方向과 같은 方向으로 분다.
- (2) 場의 바람의 速度는 傾度風速 및 颱風의 進行速度에 비례한다.
- (3) 場의 바람速度의 最大值와 颱風進行速度, V와의 比는 1보다 작은 어떤 定數이다.

$$\text{場의 바람速度, } U_2 = C_2 \frac{F(r)}{F(r_0)} V \dots\dots\dots (C. 7)$$

여기서 C_2 는 C_1 과 같이 0.6~0.7이다.

따라서 移動하는 颱風에 의한 風速 및 風向은 U_1 과 U_2 의 벡터合成으로 다음과 같이 구할 수 있다.

$$U = C_1 F(r) [1 + M^2 - M(\sin \theta - \sqrt{3} \cos \theta)]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (C. 8)$$

$$\beta = \tan^{-1} [(\sqrt{3} + 2 M \cos \theta) / (1 - 2 M \sin \theta)] \dots\dots\dots (C. 9)$$

여기서 $M = V / F(r_0)$

C.2. Wilson 法에 의한 波浪推定

가. 波浪發生의 初期條件

風域圖上에서 波浪이 發生하리라고 豫상되는 點(本研究에서는 方向成分의 風速이 3m/sec 以上인 點을 選擇하였음)을 選擇하고, 그 點에서 波高가 0m이고 群速度가 0m/sec인 상태에서 그 點의 計算風速, U_0 의 作用으로 初期吹送거

리, Δx 에서 波浪이 發生한다고 假定한다. 제 3 장의 基本式 (3.6) 와 (3.7) 에서 $g\Delta x/U^2$ 이 작다고 假定하고 짧은 거리, Δx 만큼 進行하는데 필요한 時間, Δt_0 (hr)를 구하면 다음과 같다.

$$\Delta t_0 = \int_0^{\Delta x} \frac{dx}{C_g} = 0.71 \left(\frac{\Delta x^2}{U_0}\right)^{1/3} \dots\dots\dots (C.10)$$

이때 Δt_0 가 Δt 인 1 시간보다 작으면 이렇게 구한 Δt_0 와 Δx 를 이용하고, 크면 Δt 사이에 進行하는 거리, Δx_0 (km)를 式(C.11) 과 같이 구하여 波高, 波速 그

$$\Delta x_0 = 1.67(\Delta t^3 \cdot U_0)^{1/2} \dots\dots\dots (C.11)$$

리고 週期를 계산한다(以下 便宜上 Δx 와 Δx_0 는 混用한다) .

$$\text{有義波高, } H_s = 0.2424 U_0 \Delta x_0^{1/2} (m) \dots\dots\dots (C.12)$$

$$\text{波速, } C_s = 1.173 (U_0 \Delta x_0)^{1/3} (m/s) \dots\dots\dots (C.13)$$

$$\text{週期, } T_s = 2\pi C_s / g \quad (s) \dots\dots\dots (C.14)$$

나. 波浪의 發達 및 傳播

다음은 이렇게 決定된 群速度, $C_g (=C_s/2)$ 로 Δt 또는 Δt_0 만큼 進行한 點 a에서, 風域圖上의 風速으로부터 (Fig. 4-39) 式(C.15) 또는 (C.16) 과 같 線形補間方法으로 그 點의 風速을 결정한 후, 제 3 장의 式(3.10)와 (3.11)를

$$U_a = U_{0,1} + \frac{\Delta x_0}{\Delta x} (U_{1,1} - U_{0,1}) \dots\dots\dots (C.15)$$

$$U_d = U_{3,3} + \frac{\Delta t_c}{\Delta t} (U_{3,4} - U_{3,3}) \dots\dots\dots (C.16)$$

이용하여 波浪이 進行하는 거리 또는 時間에 따른 變化量을 구하여 階段式으로 數 值積分하여 a 點의 波浪特性係數를 구하고, 以後 제 3 장에서 說明한 것과 같은 方法으로 波浪推算點에 도달할 때까지 이 과정을 반복하였다.

다. 波浪의 減殺

이와 같은 計算過程 도중 $C_s/U > 1.37/2$ 또는 $gH_s/U^2 > 0.3$ 가 되는 경우에는 波浪이 더 이상 발달하지 못하고 너울 (swell)이 되므로 이 이후의 波浪은 다음과 같은 經驗式 (Bretschneider 1952)을 利用하여 推定하였다.

$$\frac{H_D}{H_F} = \left[\frac{k_1 F_{min}}{k_1 F_{min} + D} \right]^{1/2} \dots\dots\dots (C.17)$$

$$\frac{T_D}{T_F} = \left[k_2 + (1-k_2) \frac{H_D}{H_F} \right]^{1/2} \dots\dots\dots (C.18)$$

여기서 常數, $k_1 = 0.4, k_2 = 2.0$

F_{min} ; 風波를 發生시킨 風域의 길이 (最小吹送距離)

D ; 너울의 減殺距離

H_F, T_F ; 風域의 終端에서 有義波의 波高 및 週期

H_D, T_D ; 距離, D 를 進行한 후 너울의 有義波高 및 週期이다.

실제 計算波高 및 週期로는 各各 H_D 와 H_F 및 T_D 와 T_F 를 平均한 값으로 취하였고, 도달시간, t_D 는 週期가 $(T_D + T_F) / 2$ 의 波浪에 대하여

$$t_D = \frac{4 \pi D}{g (T_D + T_F) / 2} \dots\dots\dots (C.19)$$

로 계산하였다.

附錄 D. 西海에서의 波高, 週期, 海波 流速
및 剪斷應力 分布

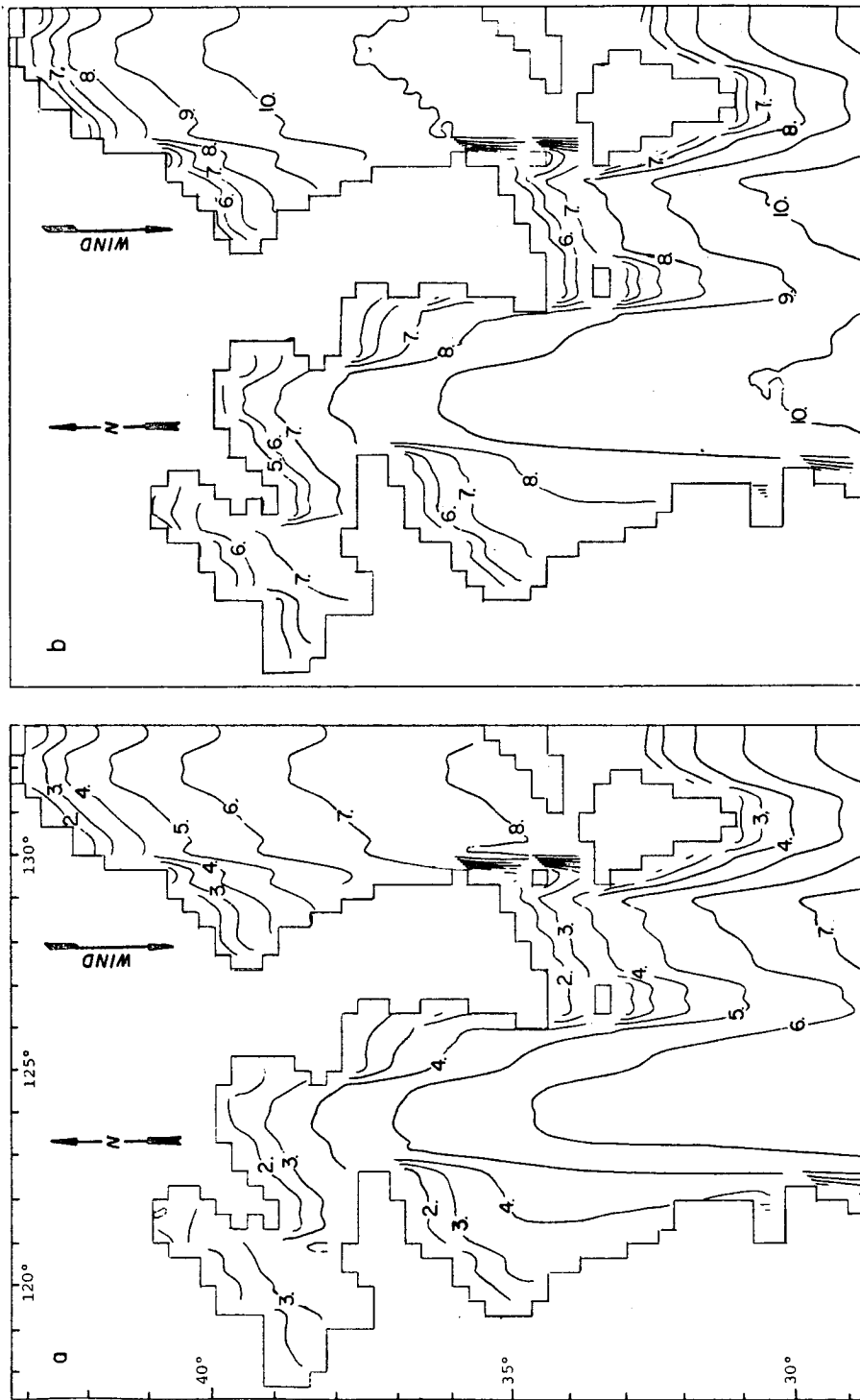
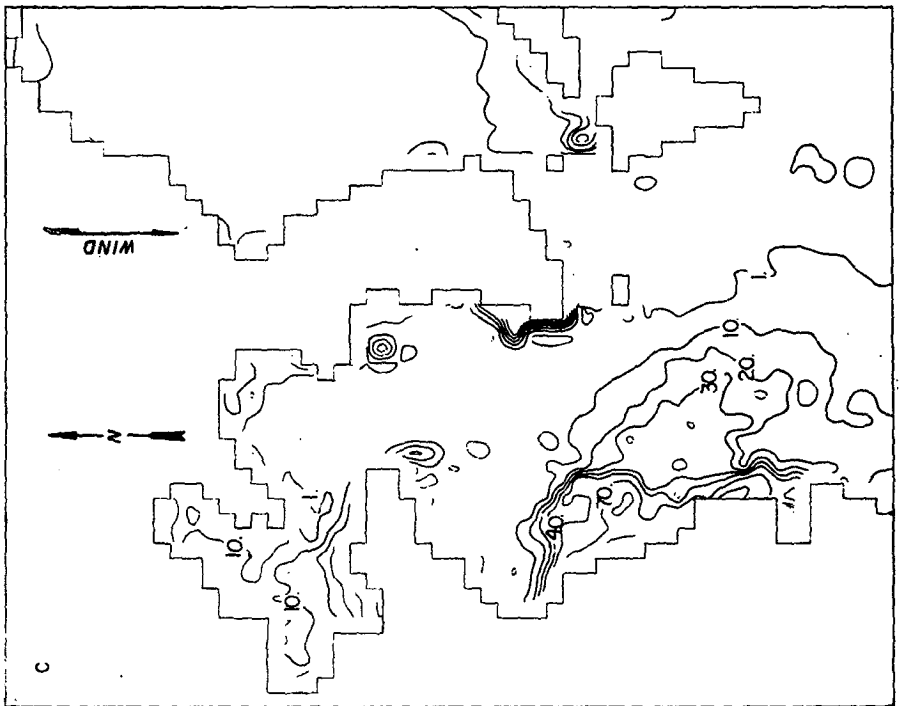
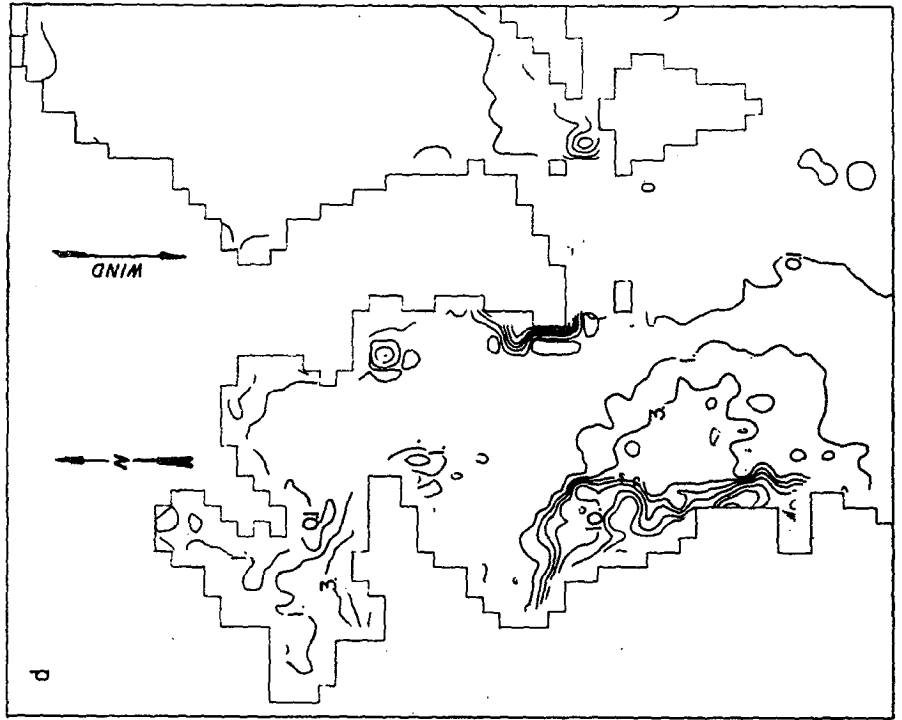


Fig. D-1. Distributions of the wave characteristics and the wave-induced motions for a north wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), (b) the significant wave period (sec), (c) the bottom orbital velocity (cm/sec), and (d) the bottom shear stress (dyne/cm²).

Figure 2



(Fig. D-1 continued)

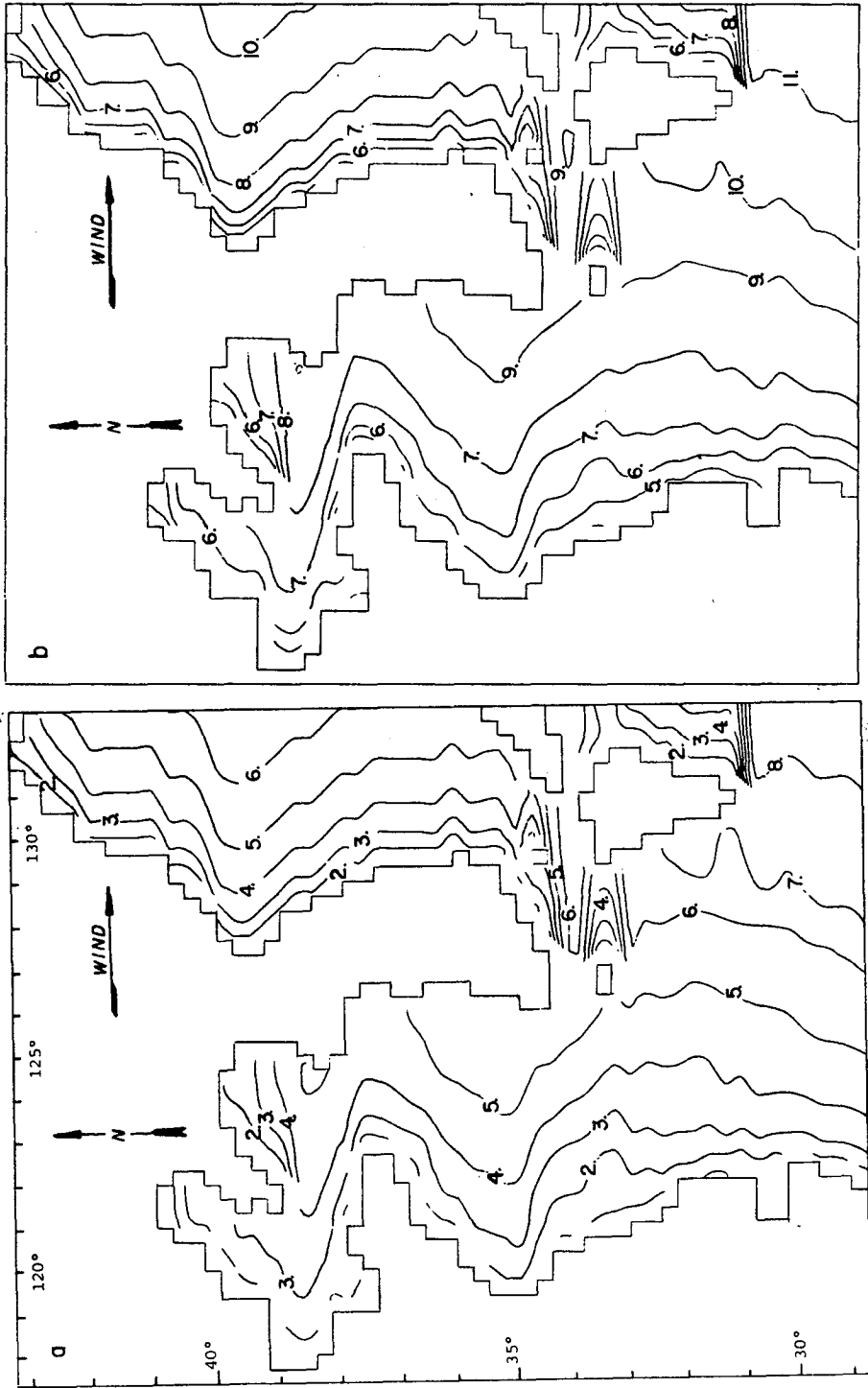
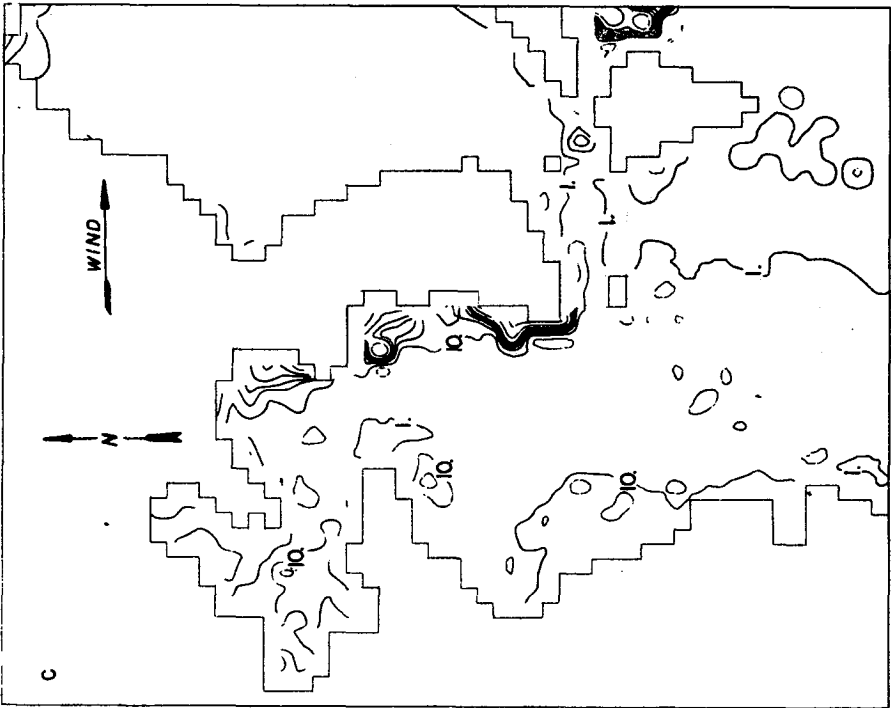
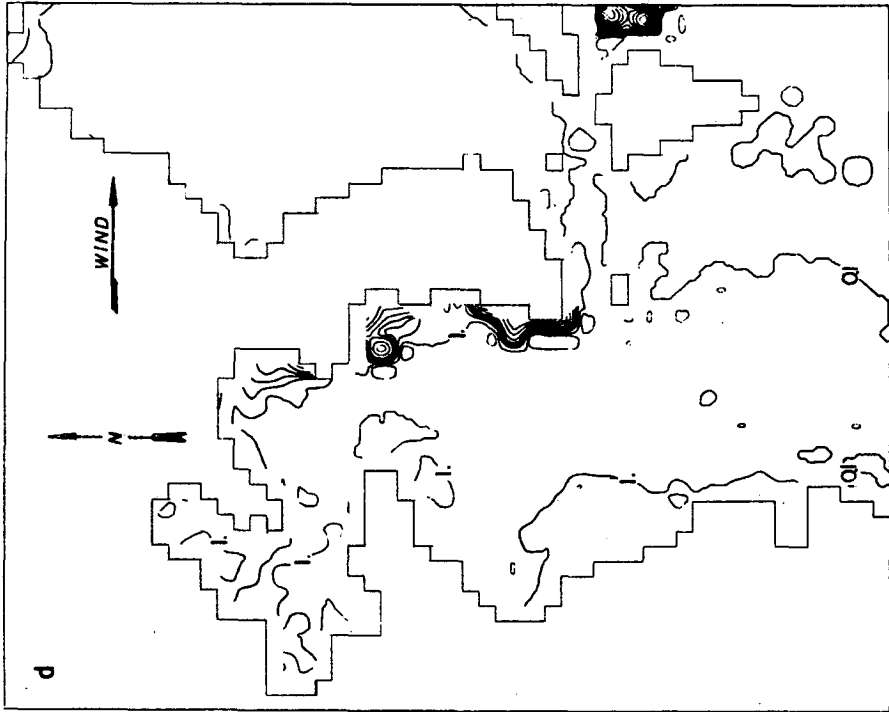


Fig. D-2. As the same of Fig. D-1, for a west wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), (b) the significant wave period (sec), (c) the bottom orbital velocity (cm/sec), and (d) the bottom shear stress (dyne/cm²).



(Fig. D-2 continued)

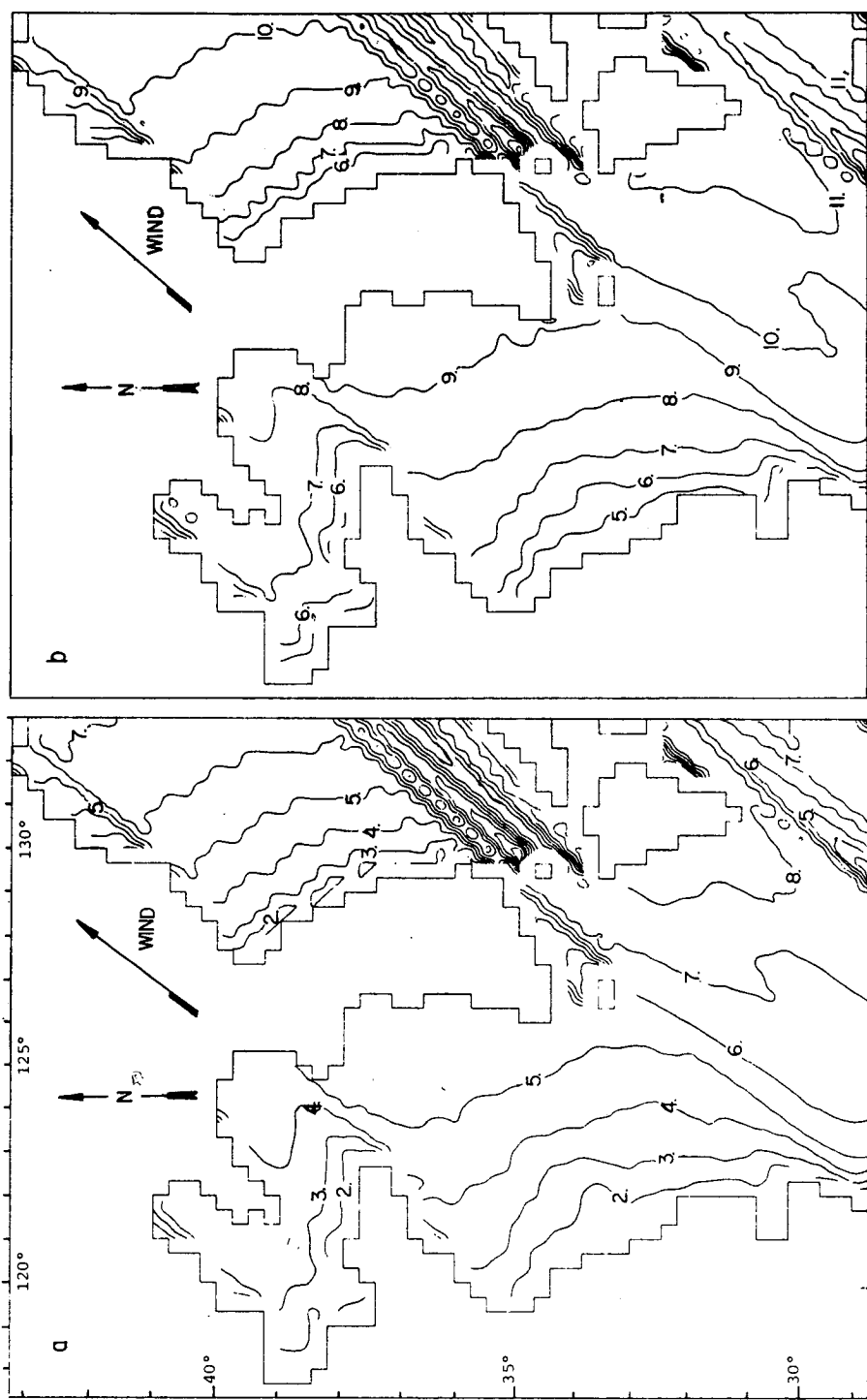


Fig. D-3. As the same of Fig. D-1, for a southwest wind (40 knots) (a) the significant wave height (m), (b) the significant wave period (sec), (c) the bottom orbital velocities shown in Fig. 4-6(a), and (d) the bottom shear stresses shown in Fig. 4-6(b).

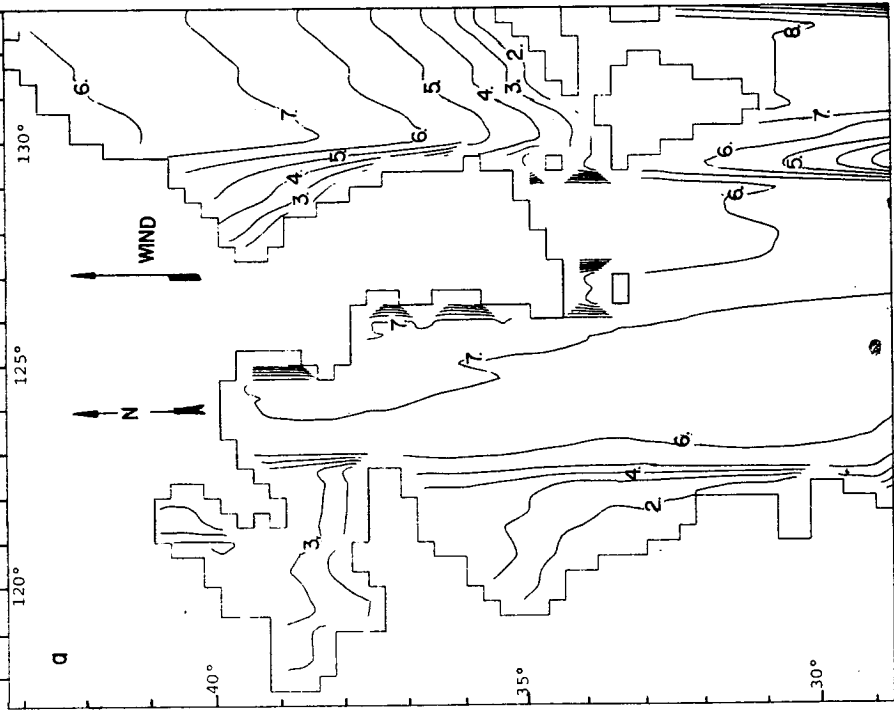
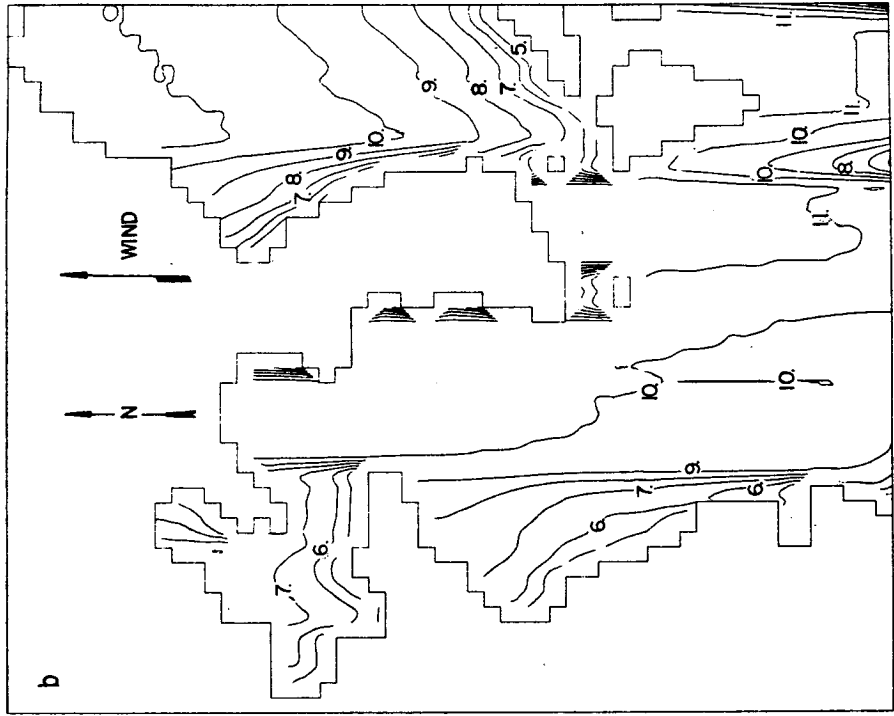
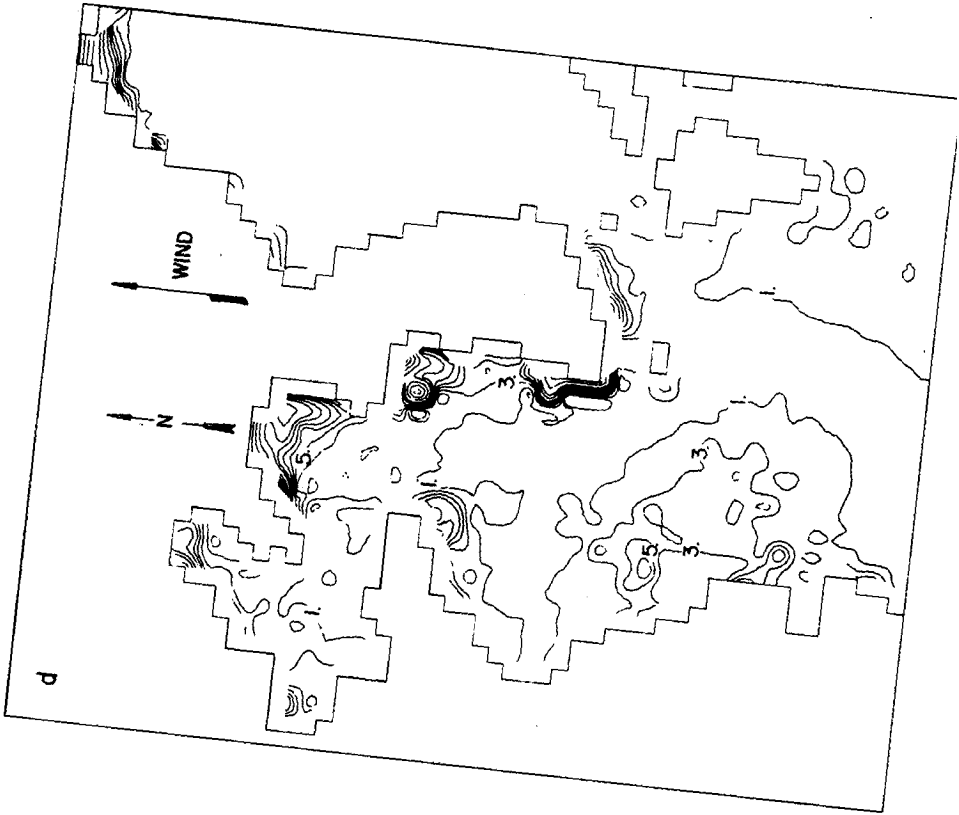
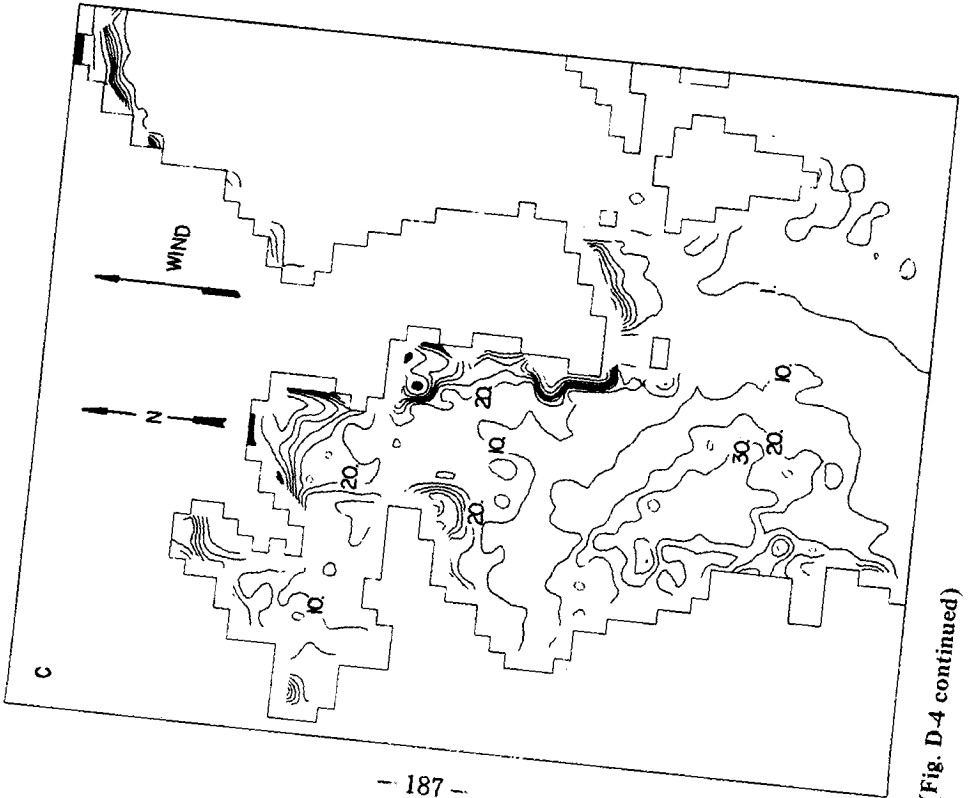


Fig. D-4. As the same of Fig. D-1, for a south wind (40 knots) (a) the significant wave height (m), (b) the significant wave period (sec), (c) the bottom orbital velocity (cm/sec), and (d) the bottom shear stress (dyne/cm²).



(Fig. D-4 continued)

附錄 E. 東海 海波特性 分布

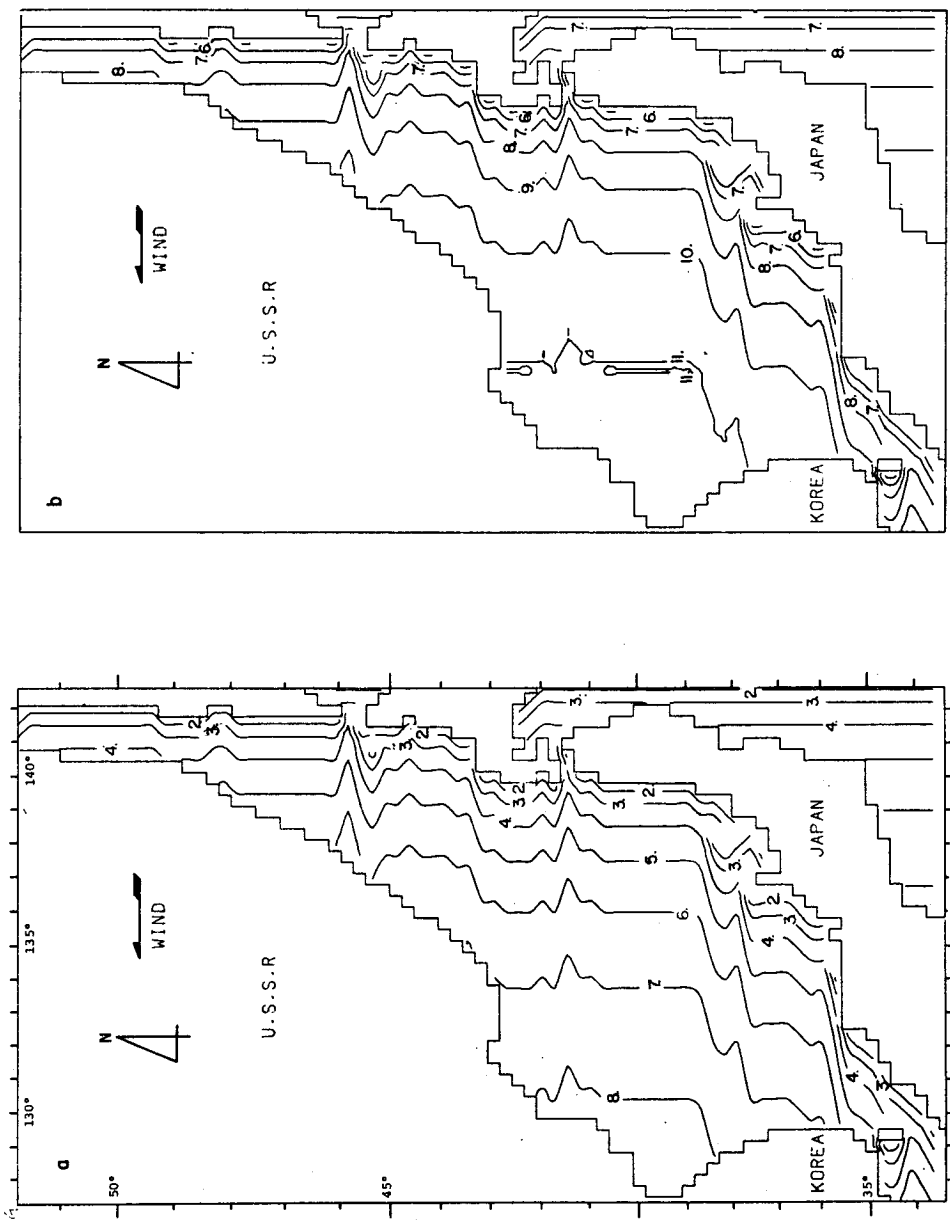


Fig. E-1. Distribution of the wave characteristics for a east wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

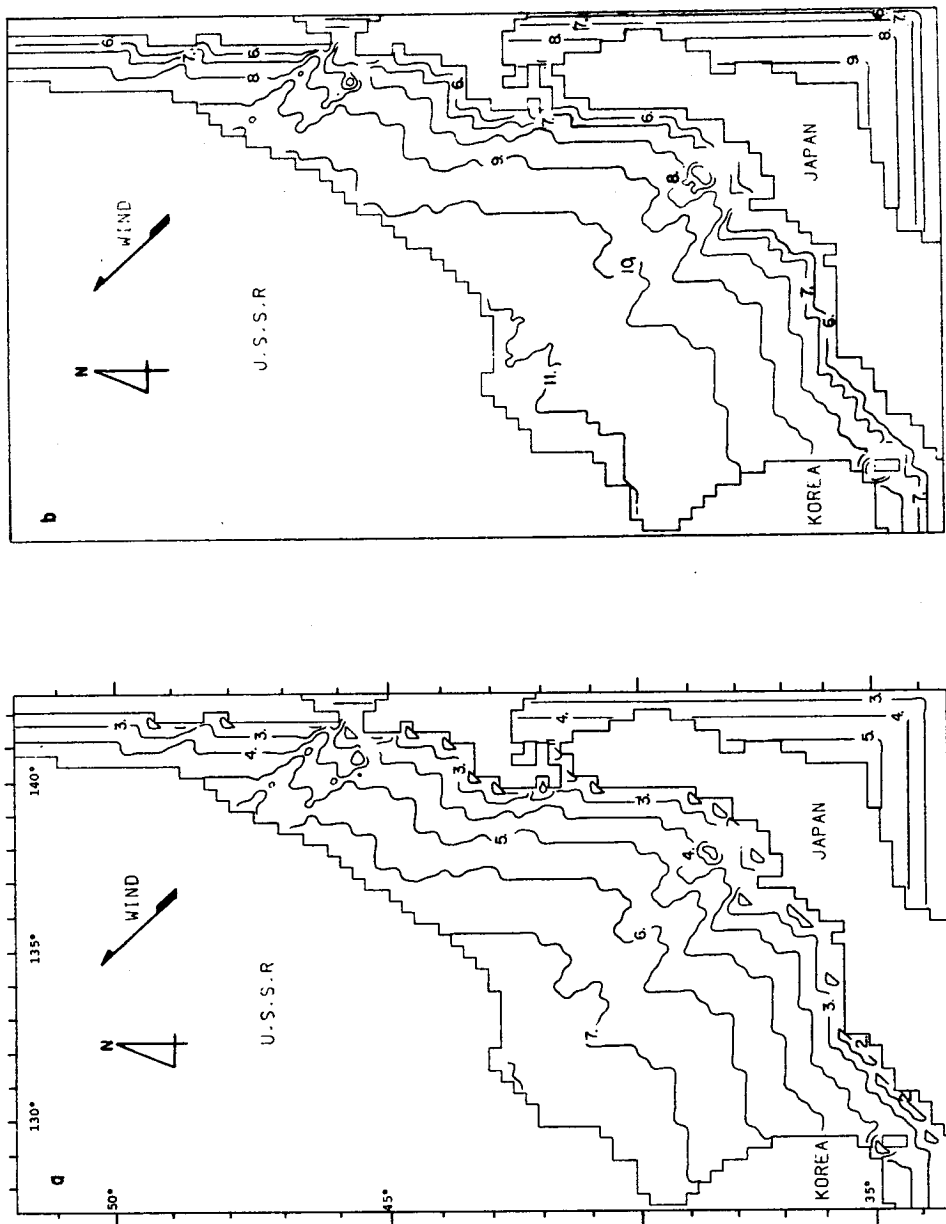


Fig. E-2. Distribution of the wave characteristics for a southeast wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

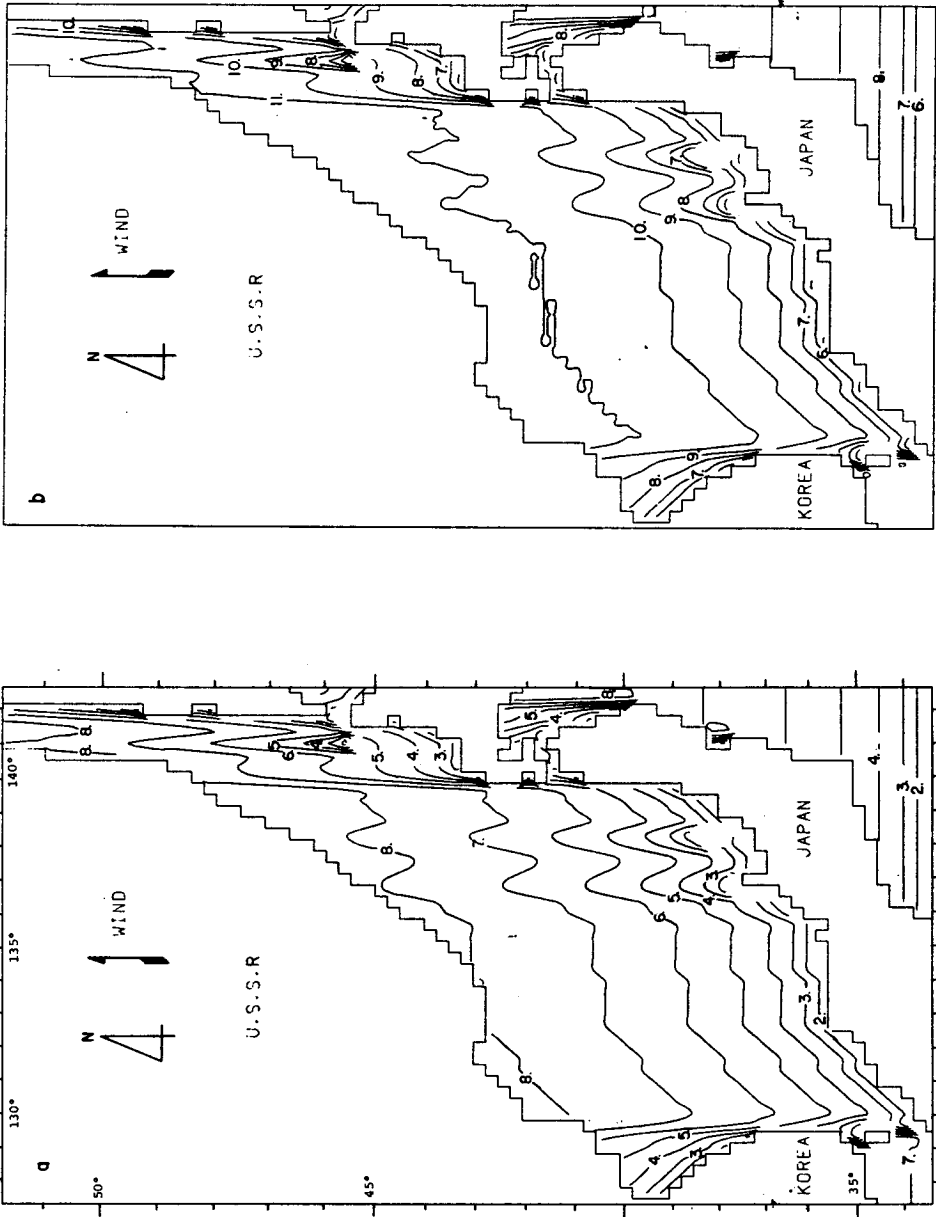


Fig. E-3. Distribution of the wave characteristics for a south wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

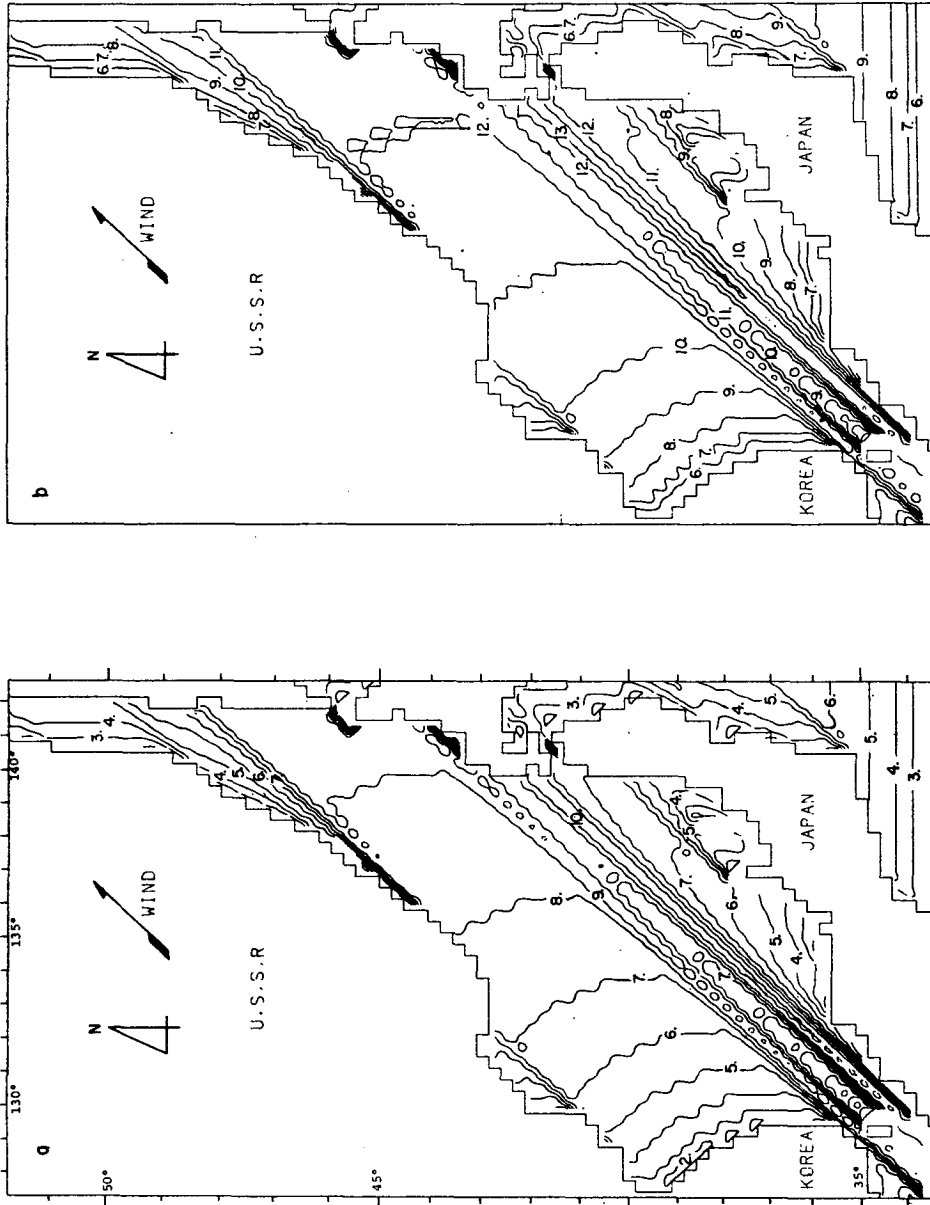


Fig. E-4. Distribution of the wave characteristics for a southwest wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

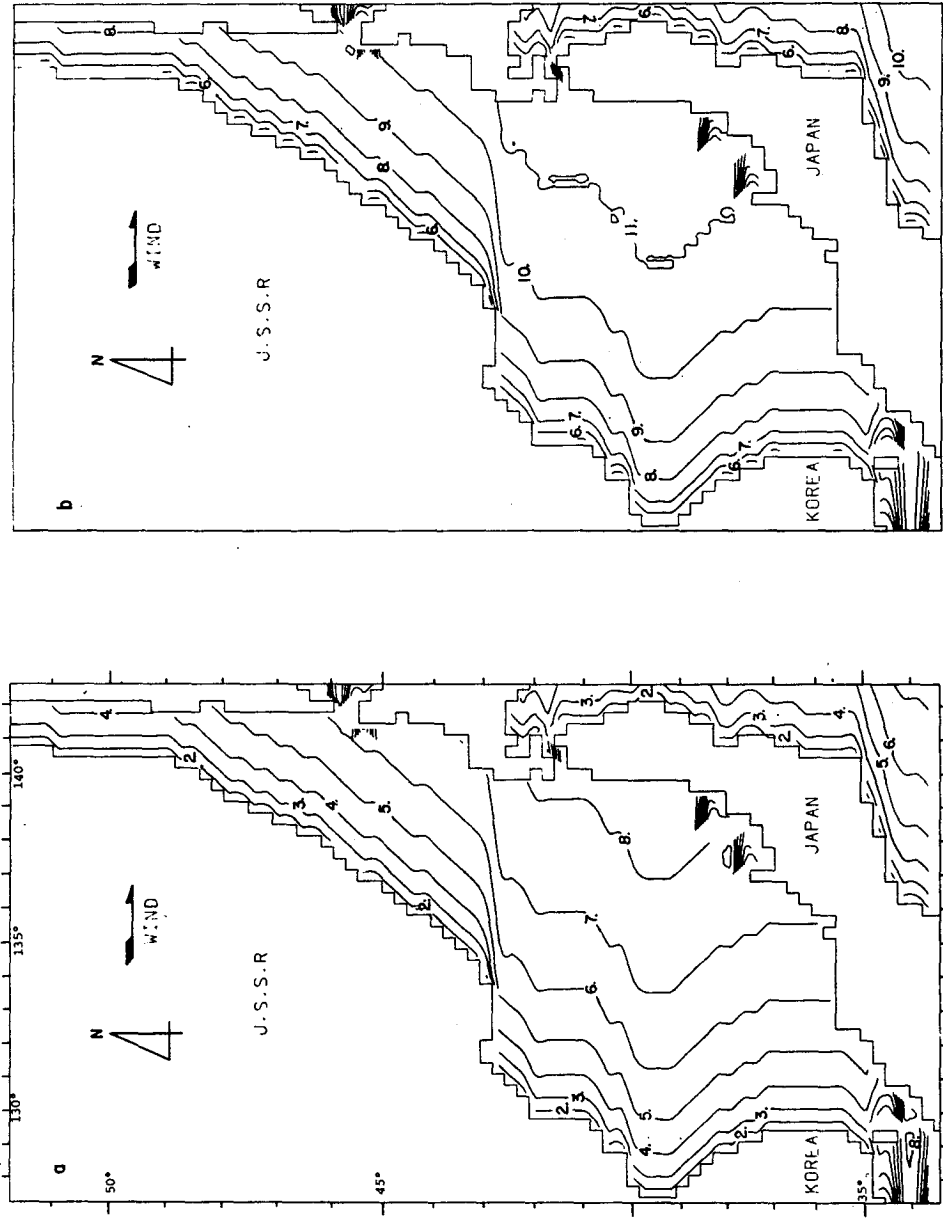


Fig. E-5. Distribution of the wave characteristics for a west wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

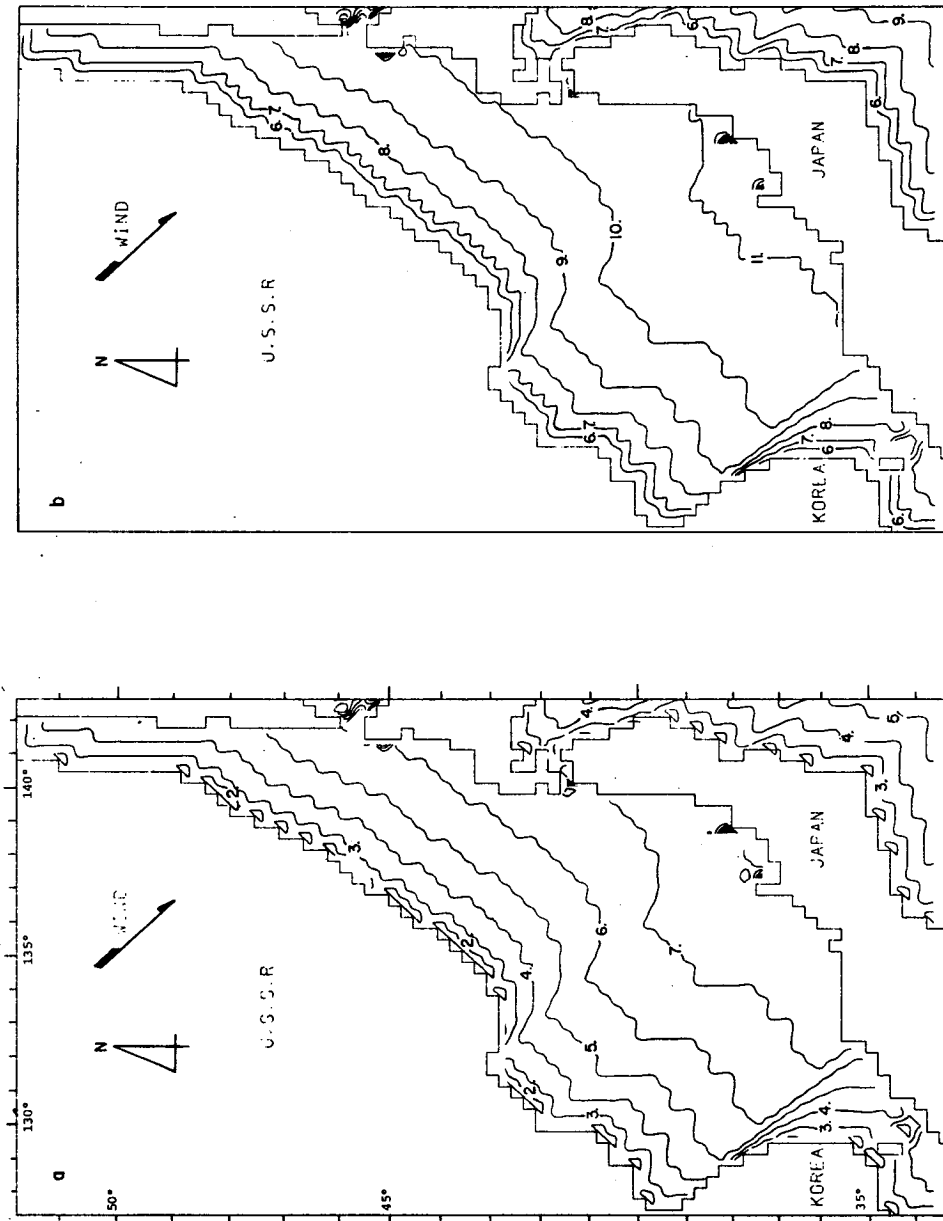


Fig. E-6. Distribution of the wave characteristics for a northwest wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

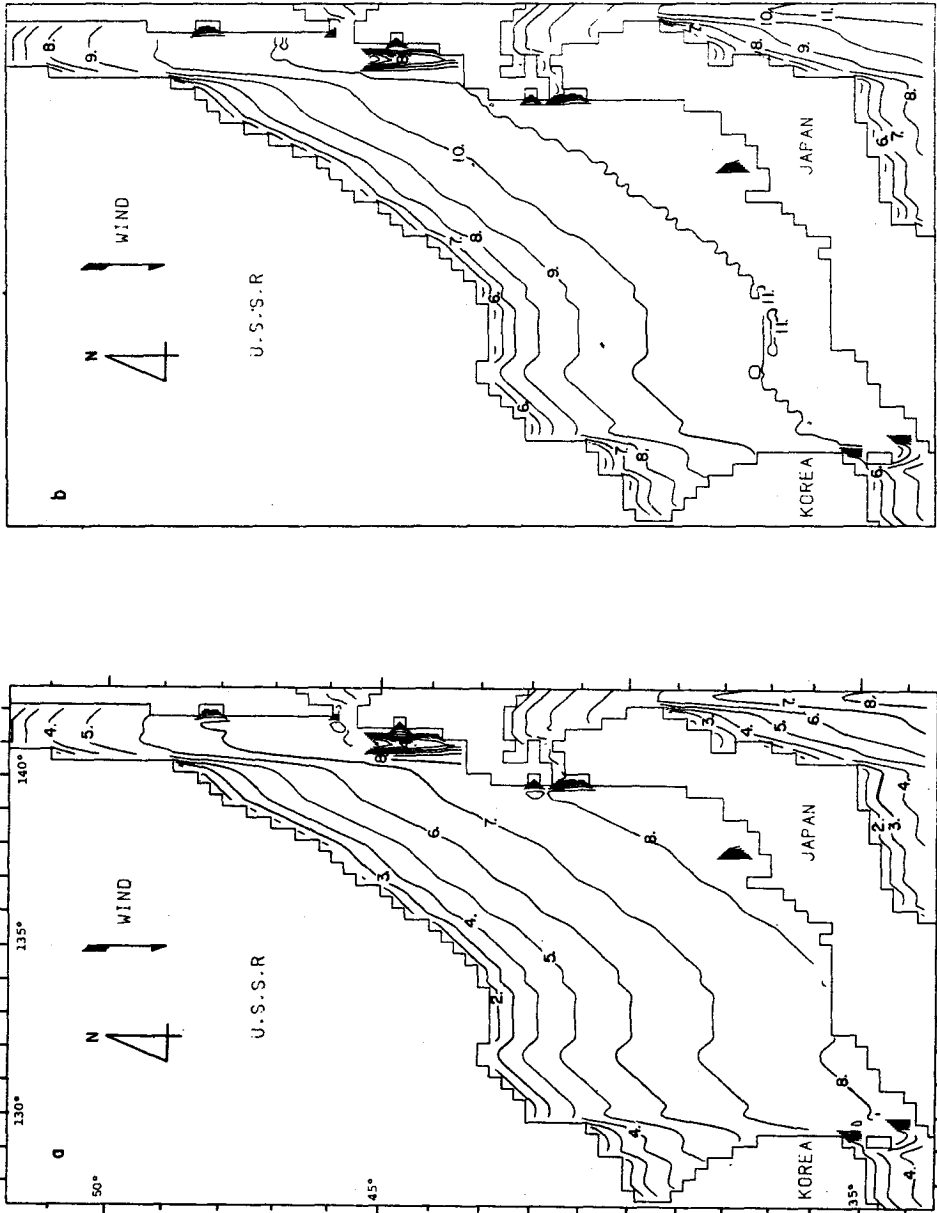


Fig. E-7. Distribution of the wave characteristics for a north wind (40 knots); (a) the significant wave height (m), and (b) the significant wave period (sec).

附錄 F. 颱風 通過時 韓半島 周邊 海域에서 의
時間別 海波分布變化

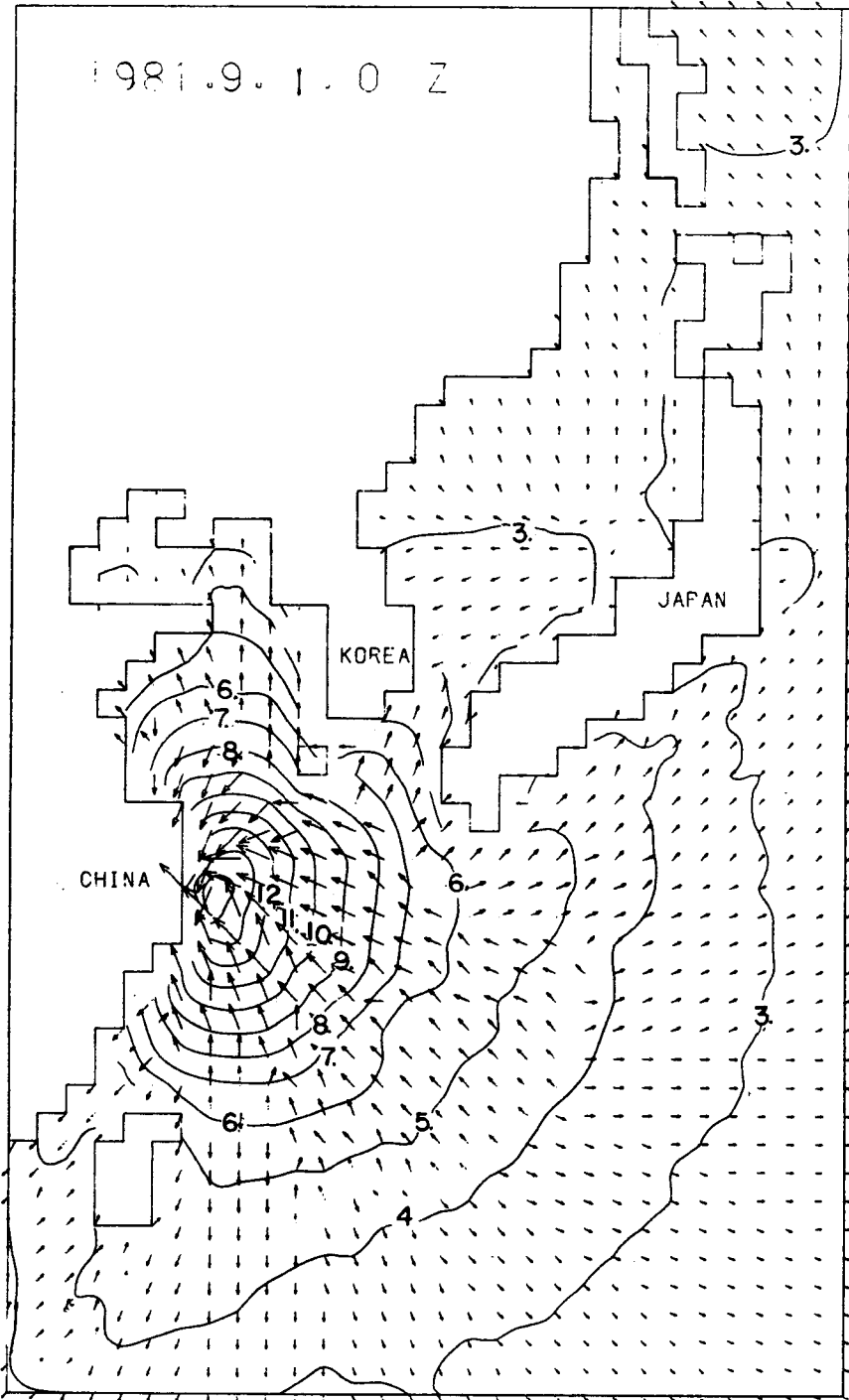


Fig. F-1. Hindcasted wave distributions during the typhoon Agnes, at 0000 GMT 1 September, 1981. Arrows indicate wave propagating directions and heights ($H_1/10$) in meter.

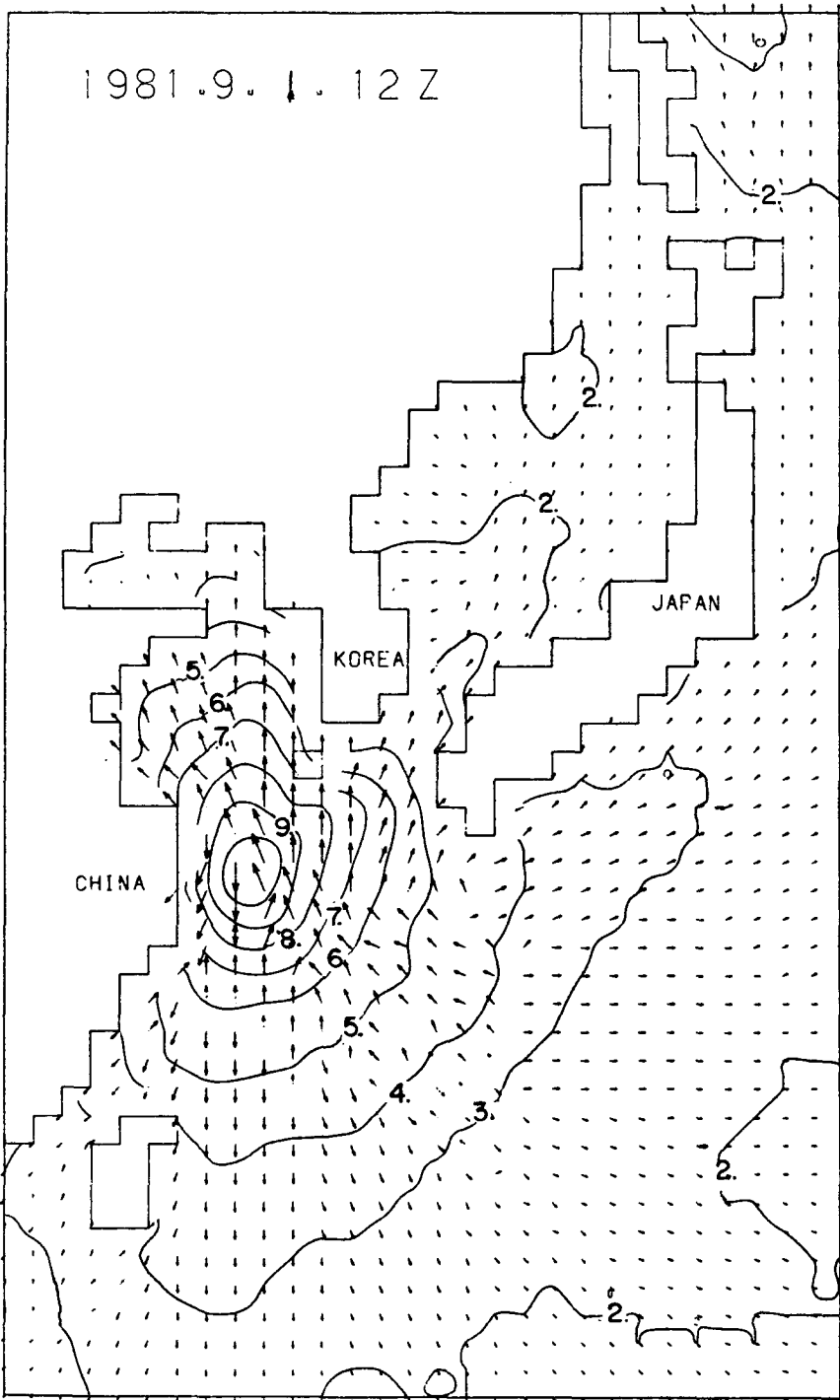


Fig. F-2. As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 1 September, 1981.

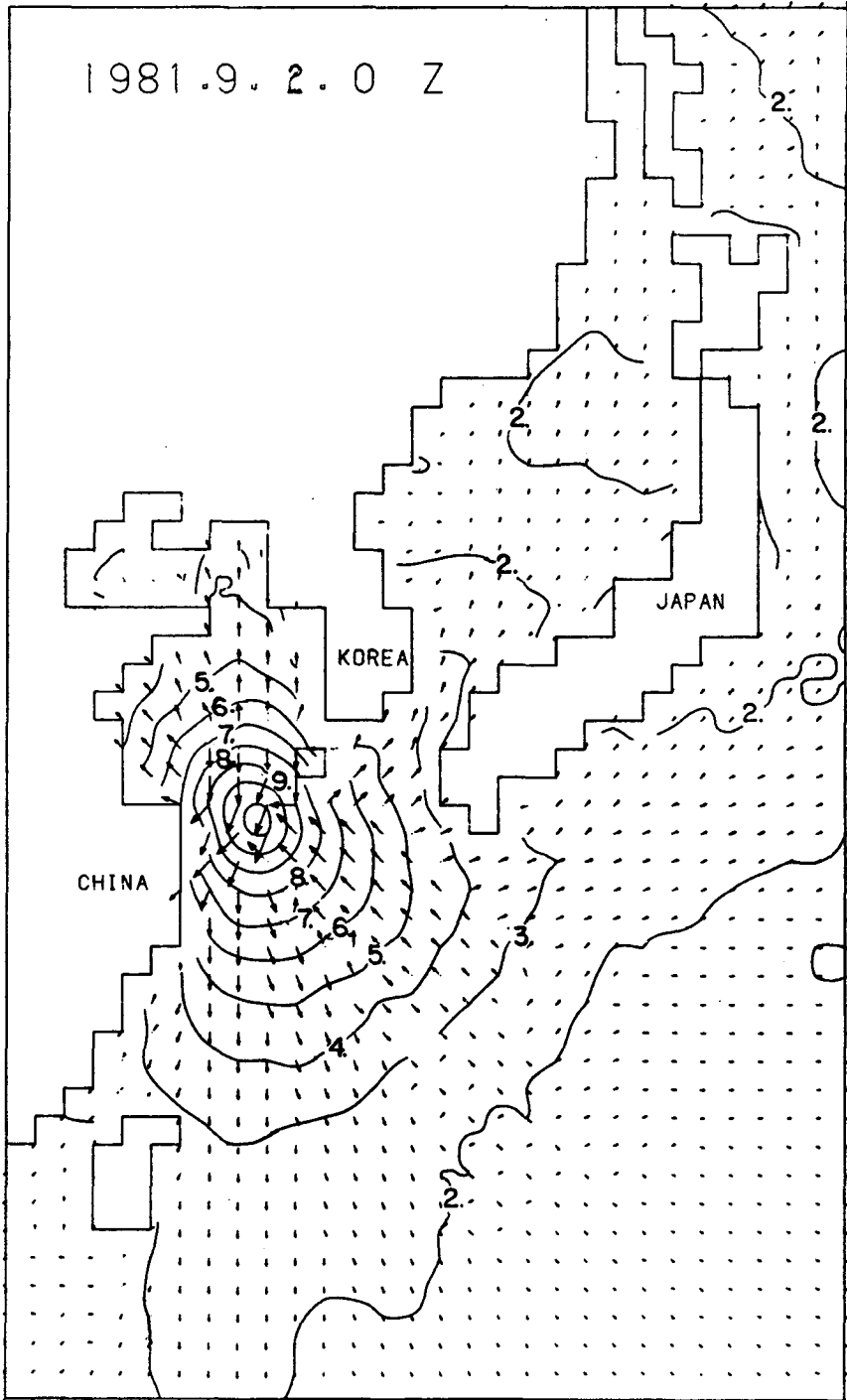


Fig. F-3. As the same of Fig. F-1, except for 2 September, 1981.

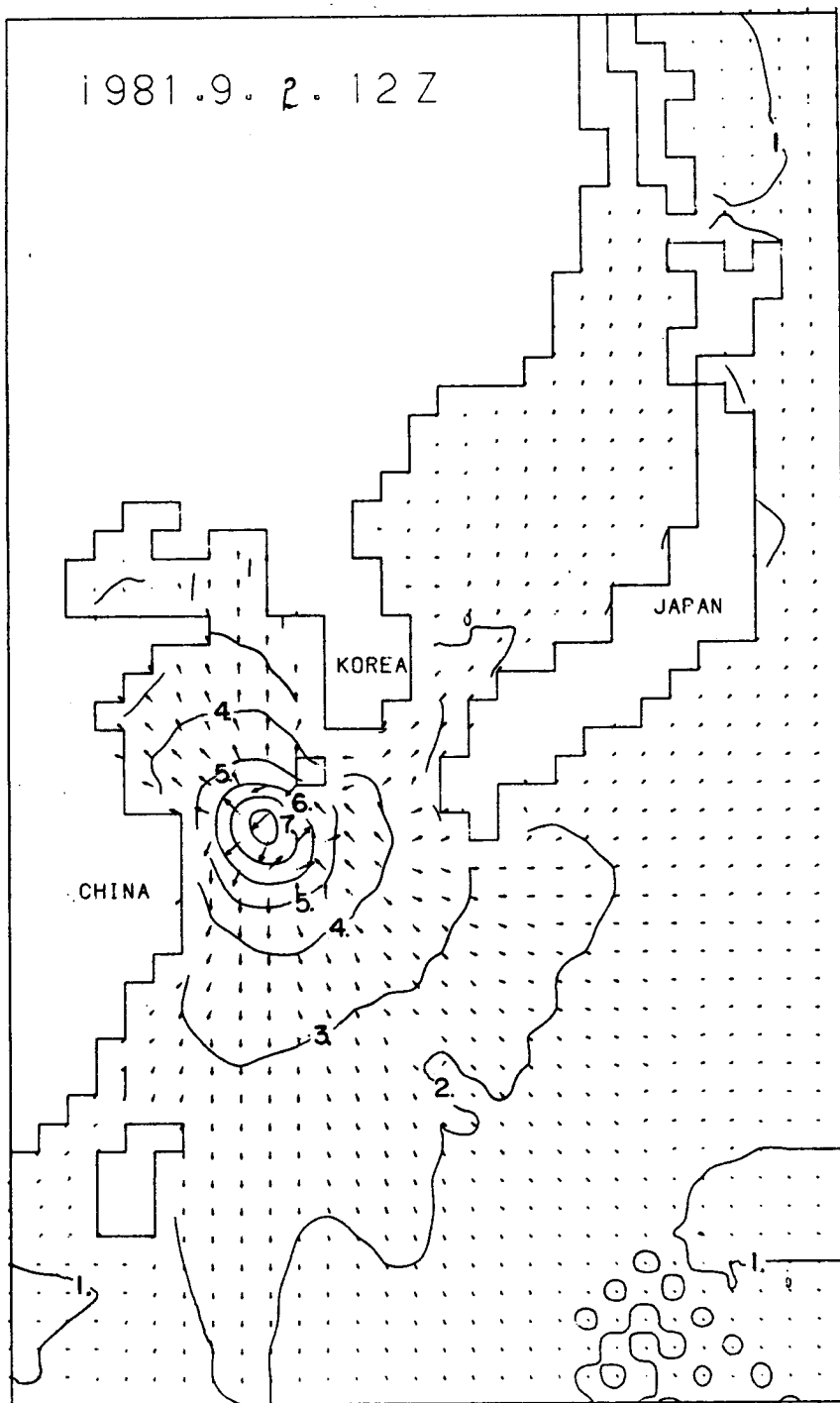


Fig. F-4. As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 2 September, 1981.

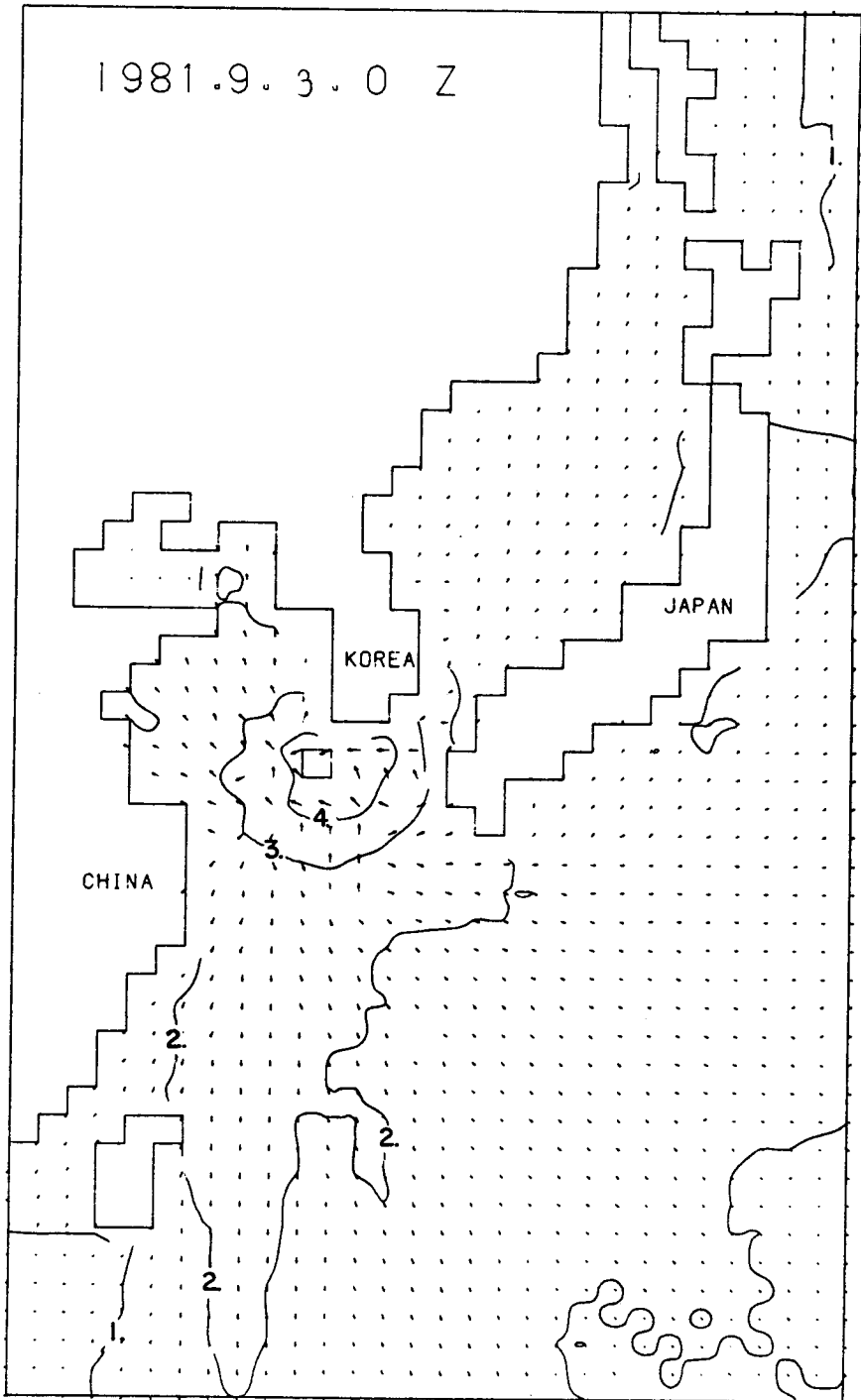


Fig. F-5. As the same of Fig. F-1, except for 0000 GMT 3 September, 1981.

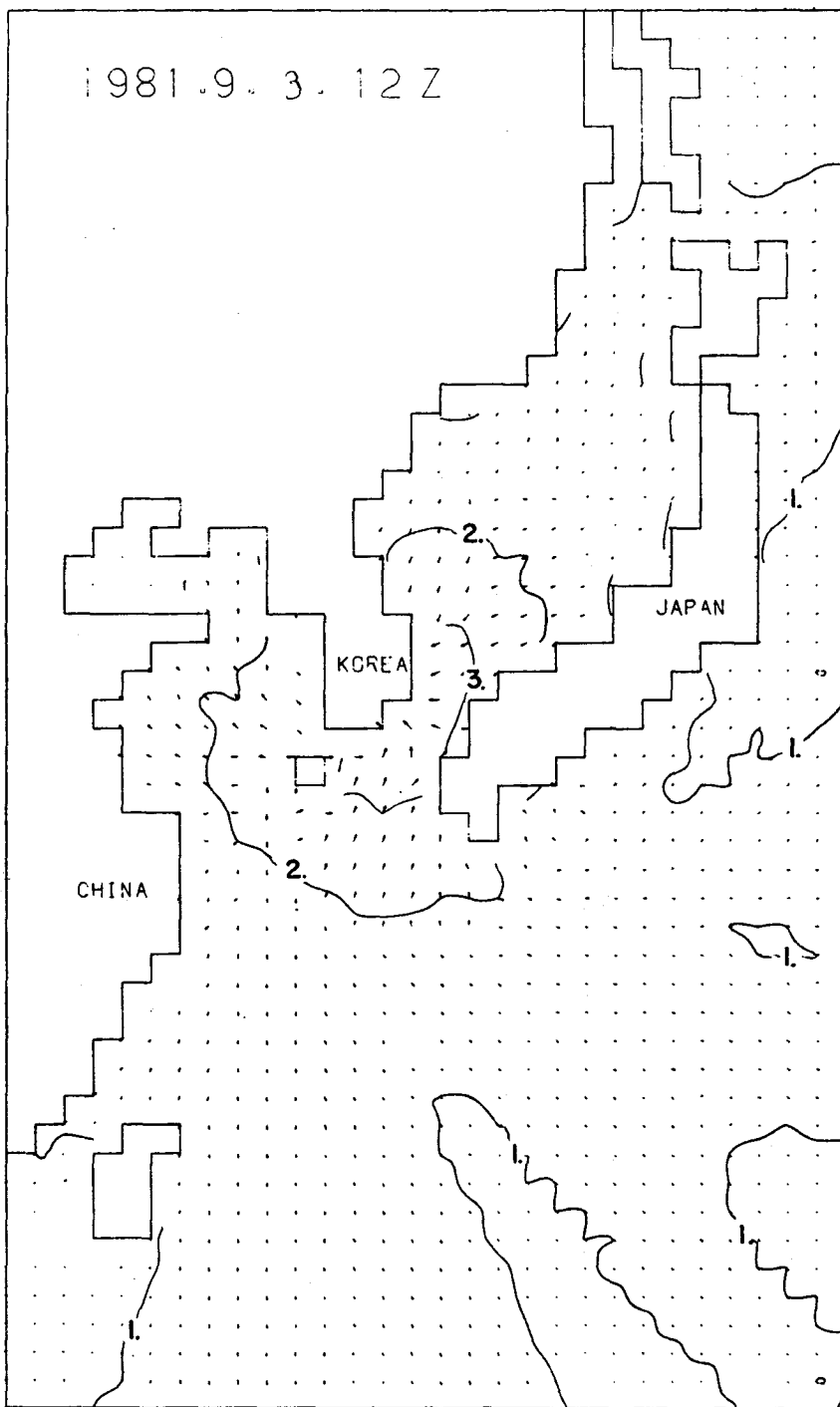


Fig. F-6. As the same of Fig. F-1, except for 1200 GMT 3 September, 1981.

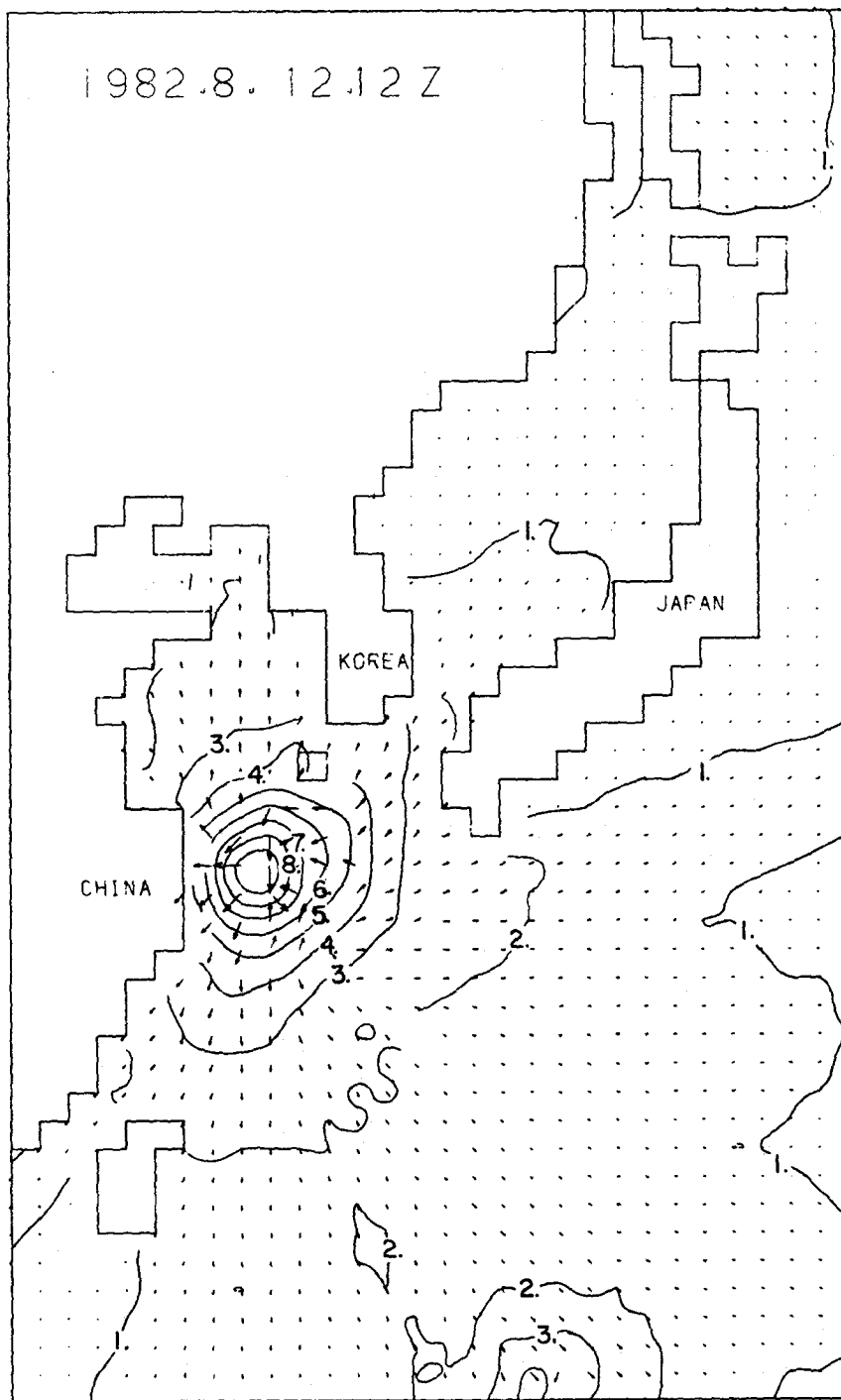


Fig. F-7. Hindcasted wave distributions during the typhoon Cecil at 1200 GMT 12 August, 1982. Arrows indicate wave propagating directions and heights ($H_1/10$) in meter.

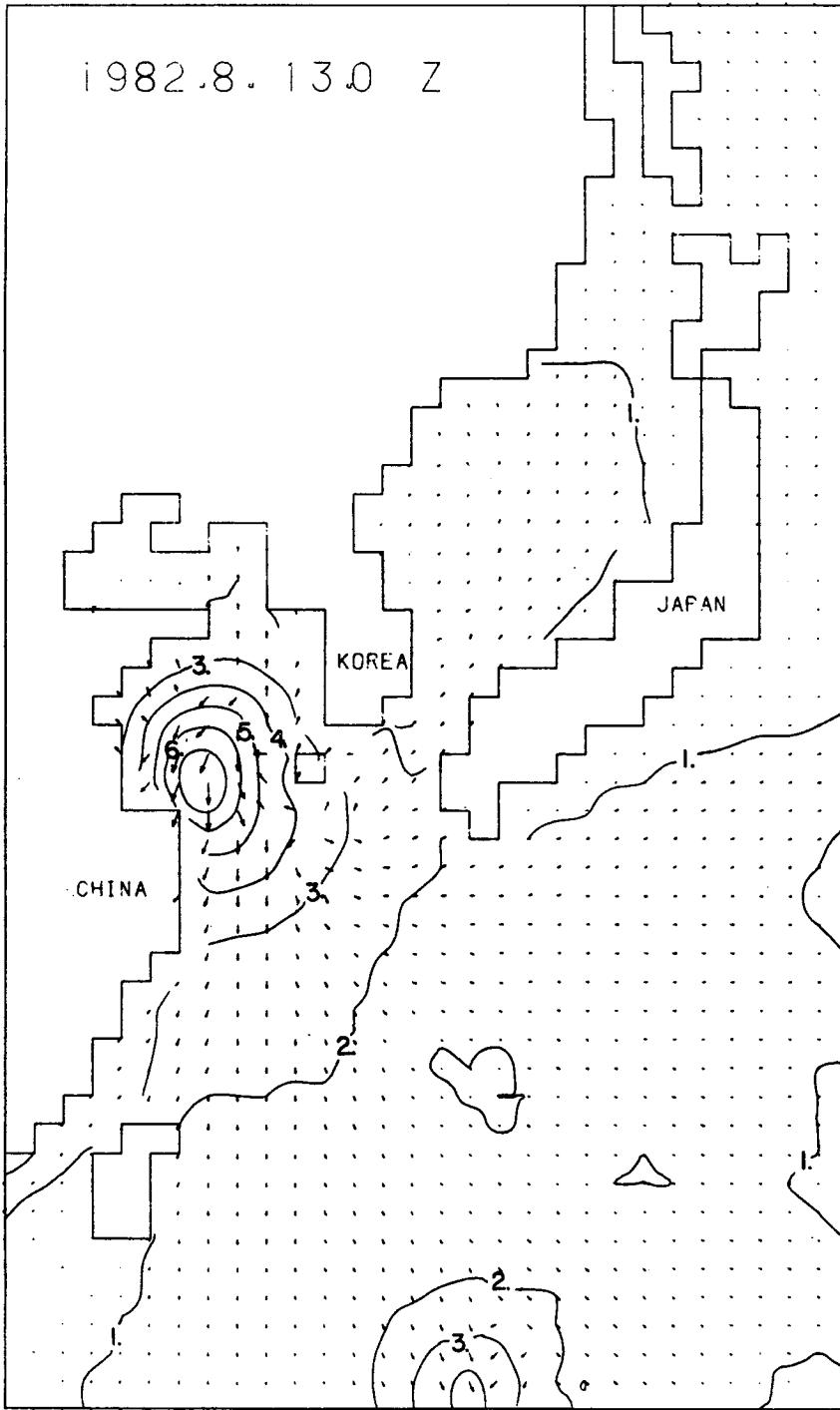


Fig. F-8. As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 13 August, 1982.

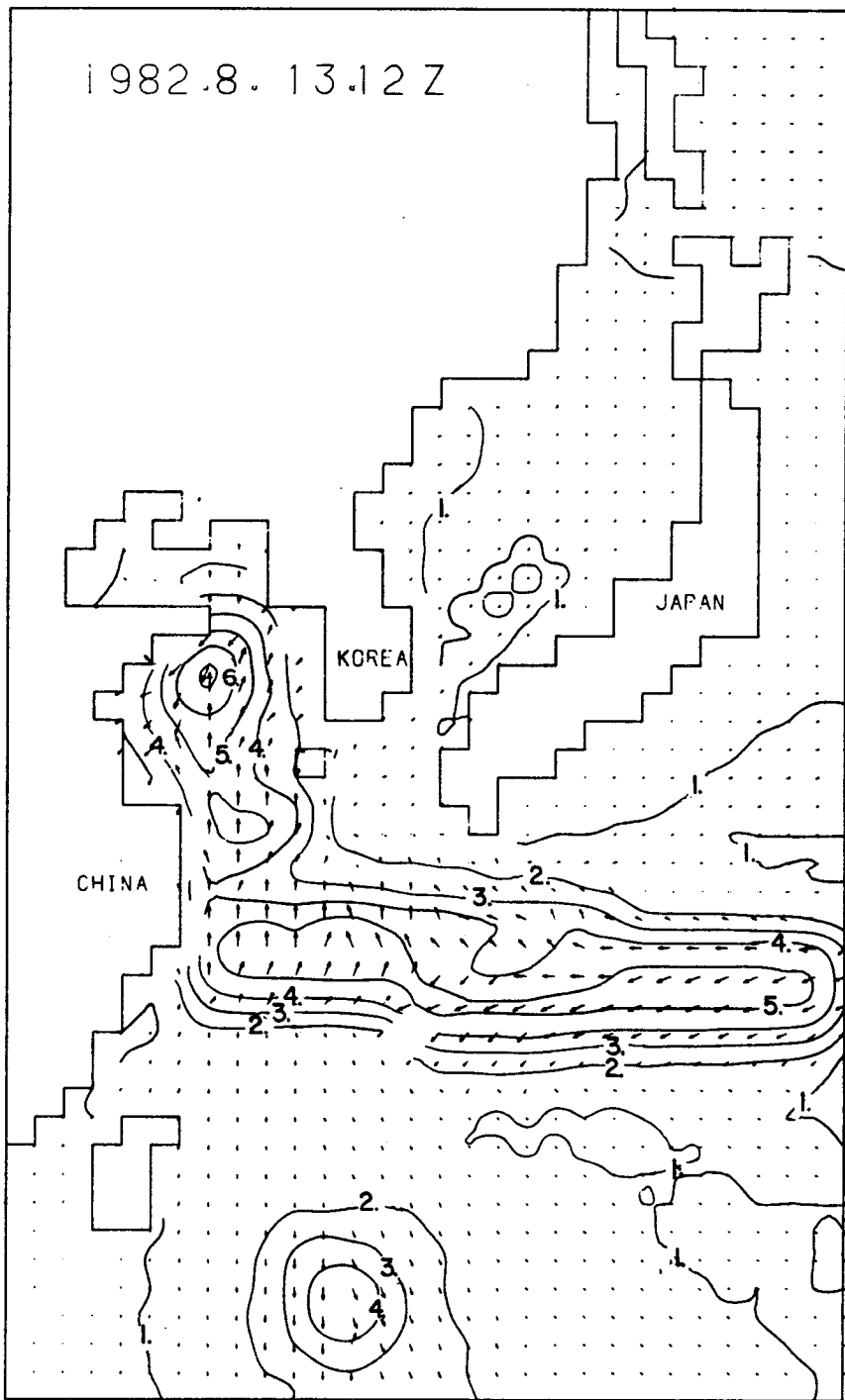


Fig. F-9. As the same of Fig. F-7, except for 1200 GMT 13 August, 1982.

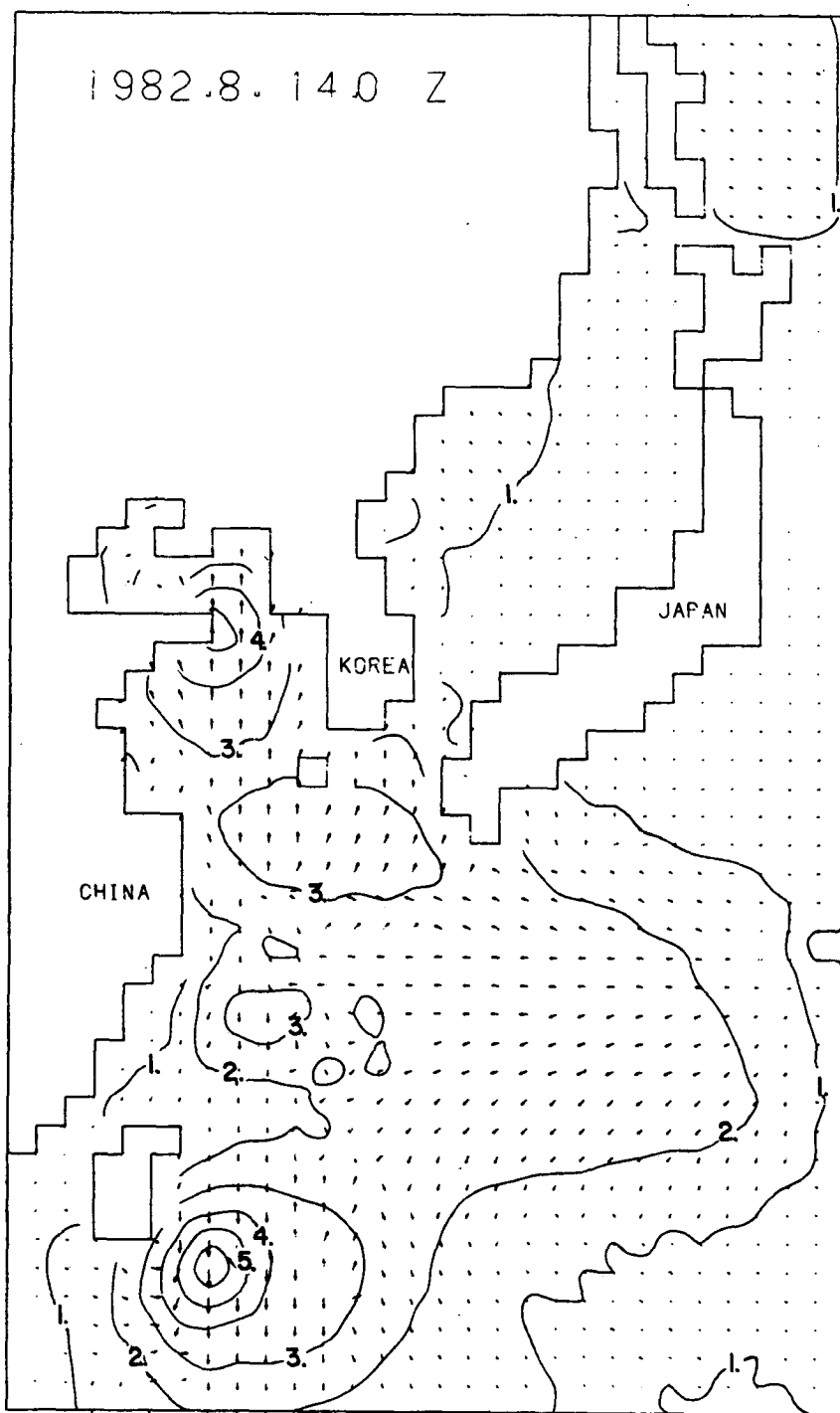


Fig. F-10. As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 14 August, 1982.

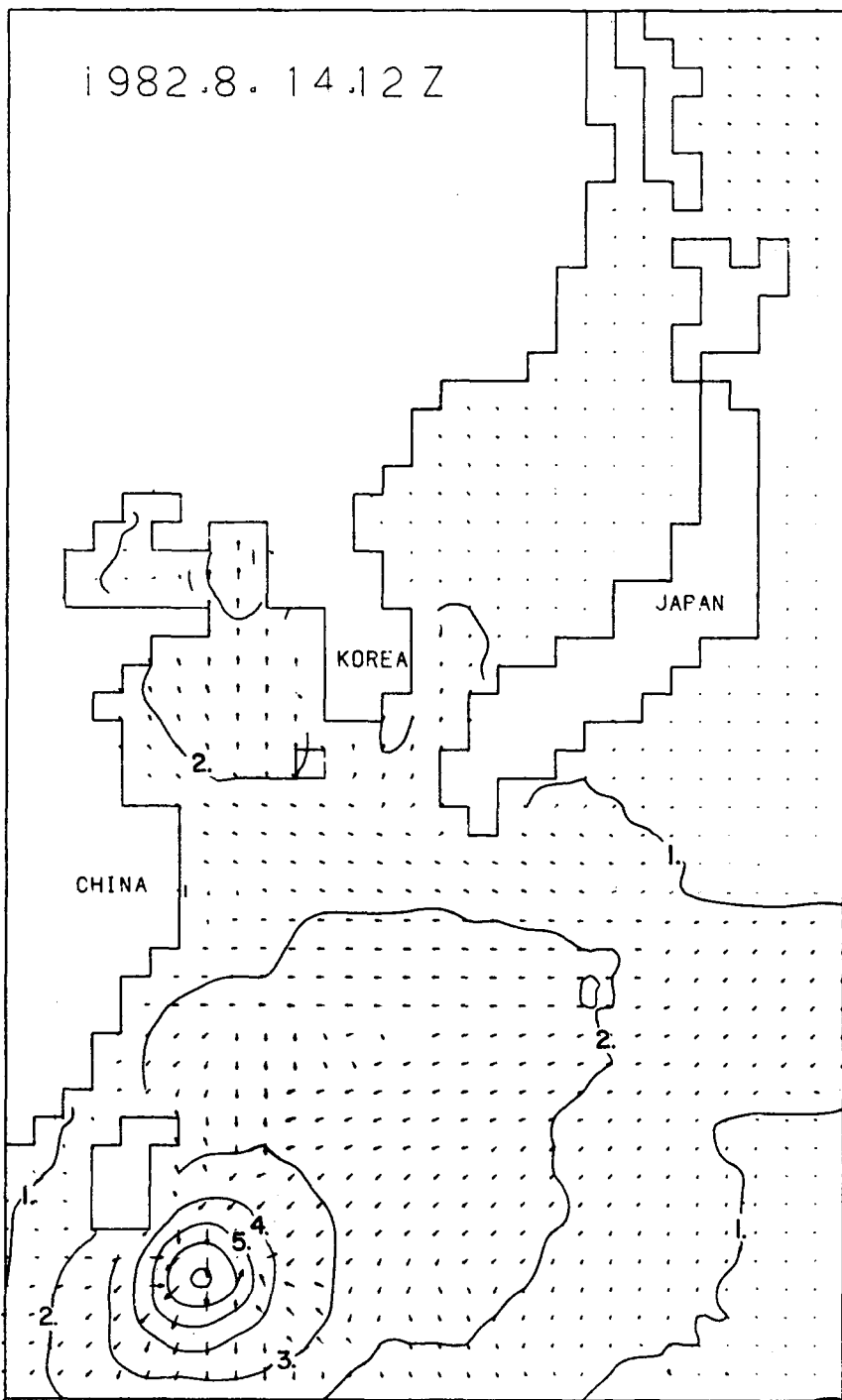


Fig. F-11. As the same of Fig. F-7, except for 1200 GMT 14 August, 1982.

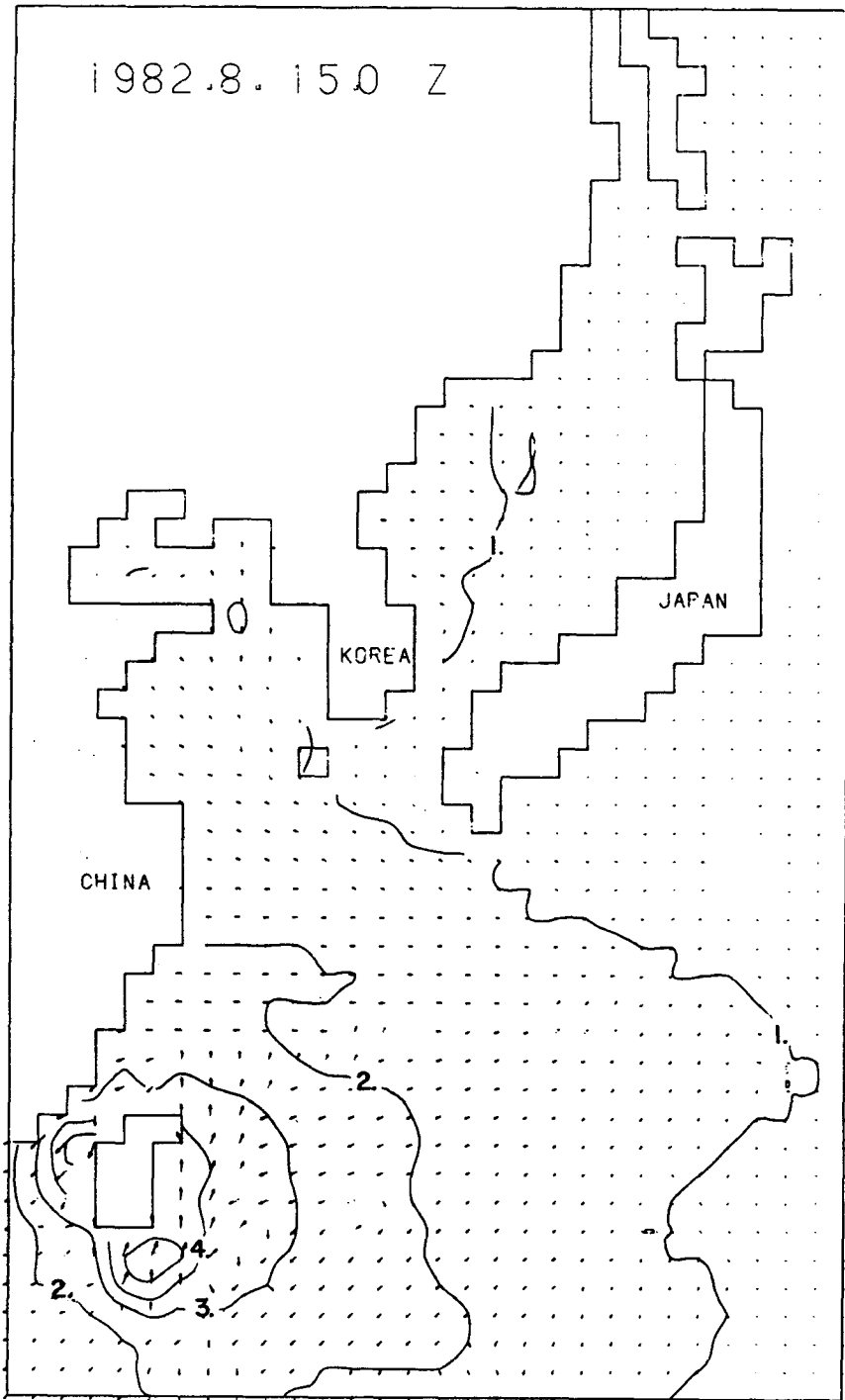


Fig. F-12. As the same of Fig. F-7, except for 0000 GMT 15 August, 1982.

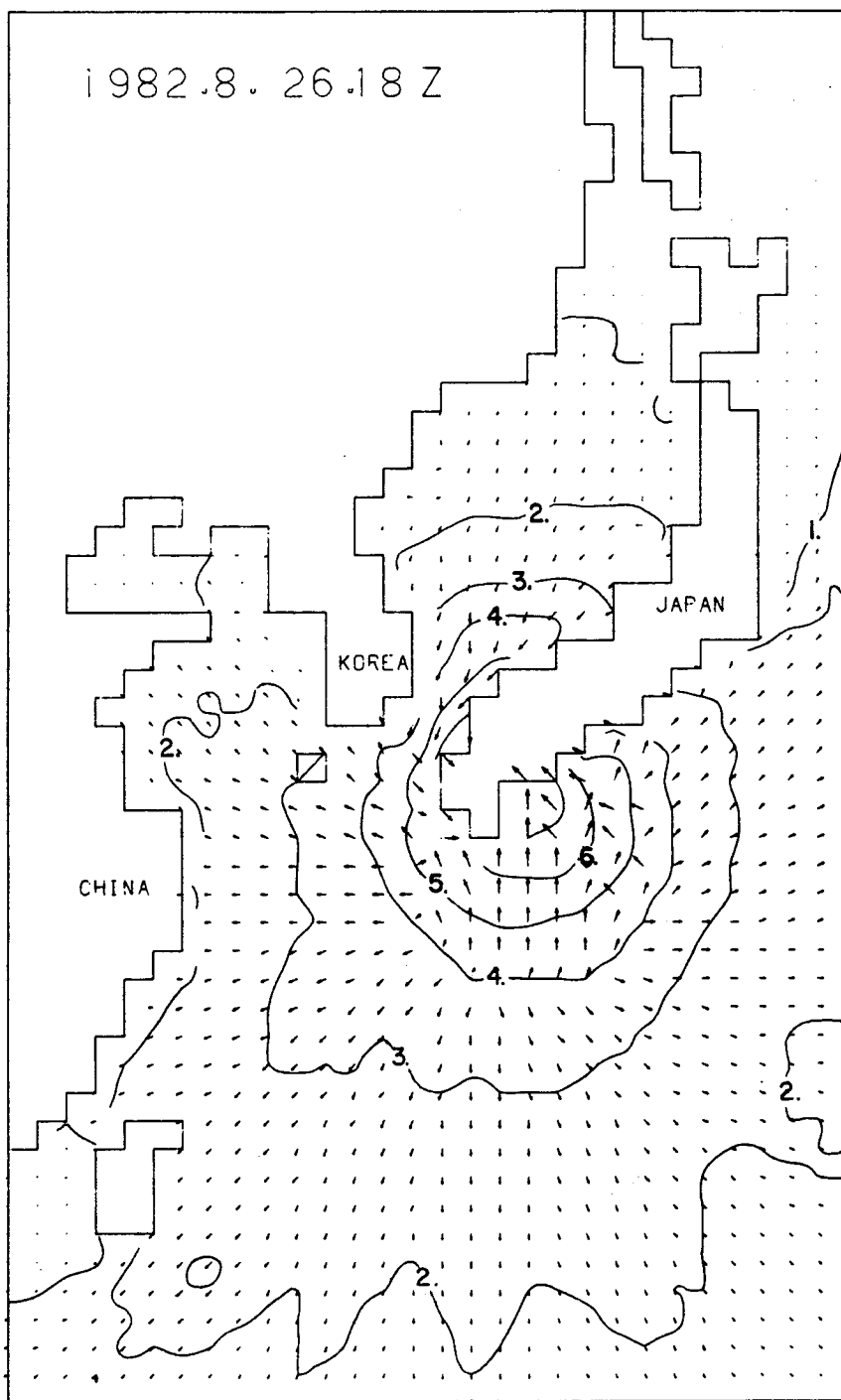


Fig. F-13. Hindcasted wave distributions during the typhoon Ellis, at 1800 GMT 26 August, 1982.

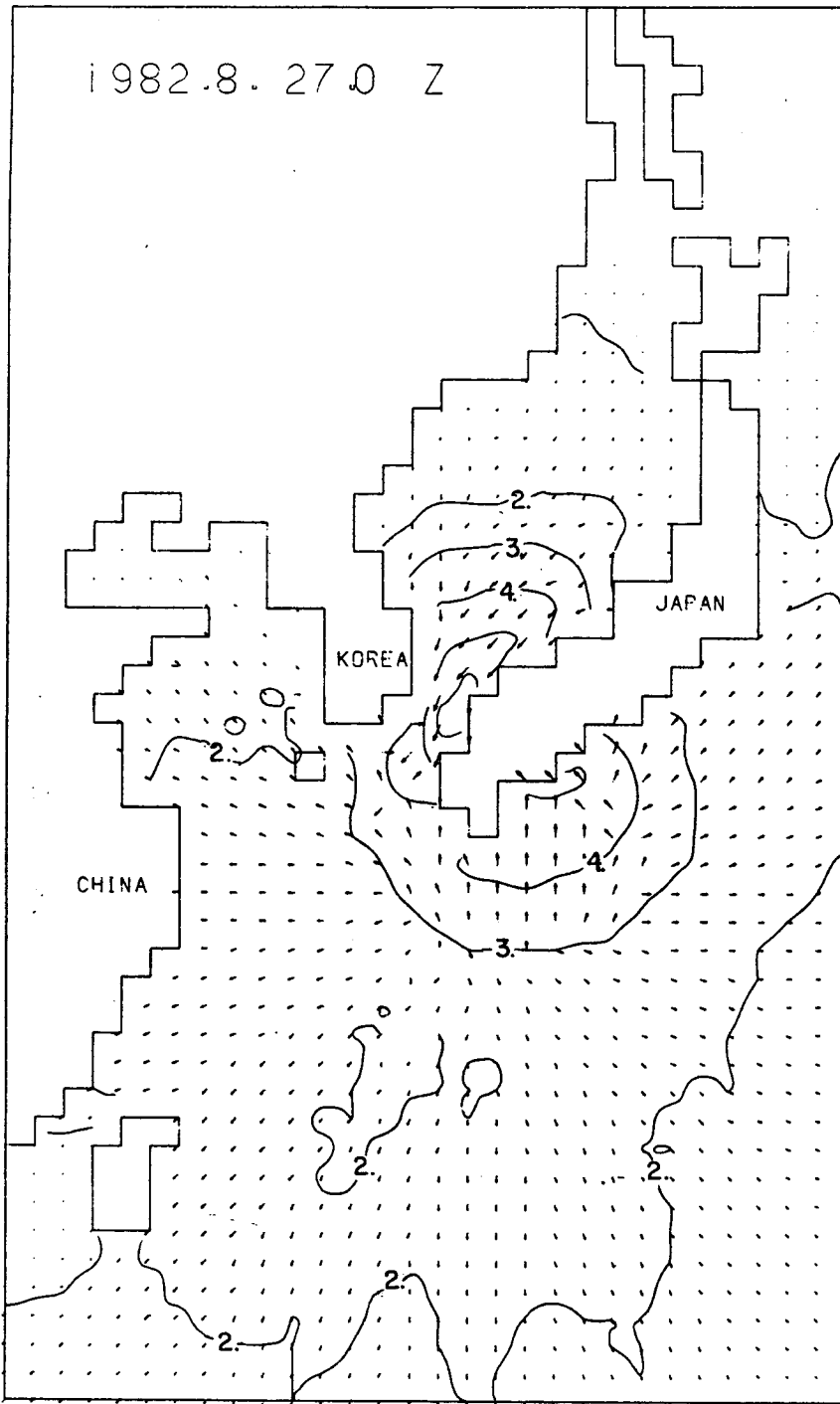


Fig. F-14. As the same of Fig. F-13, except for 0000 GMT 27 August, 1982.

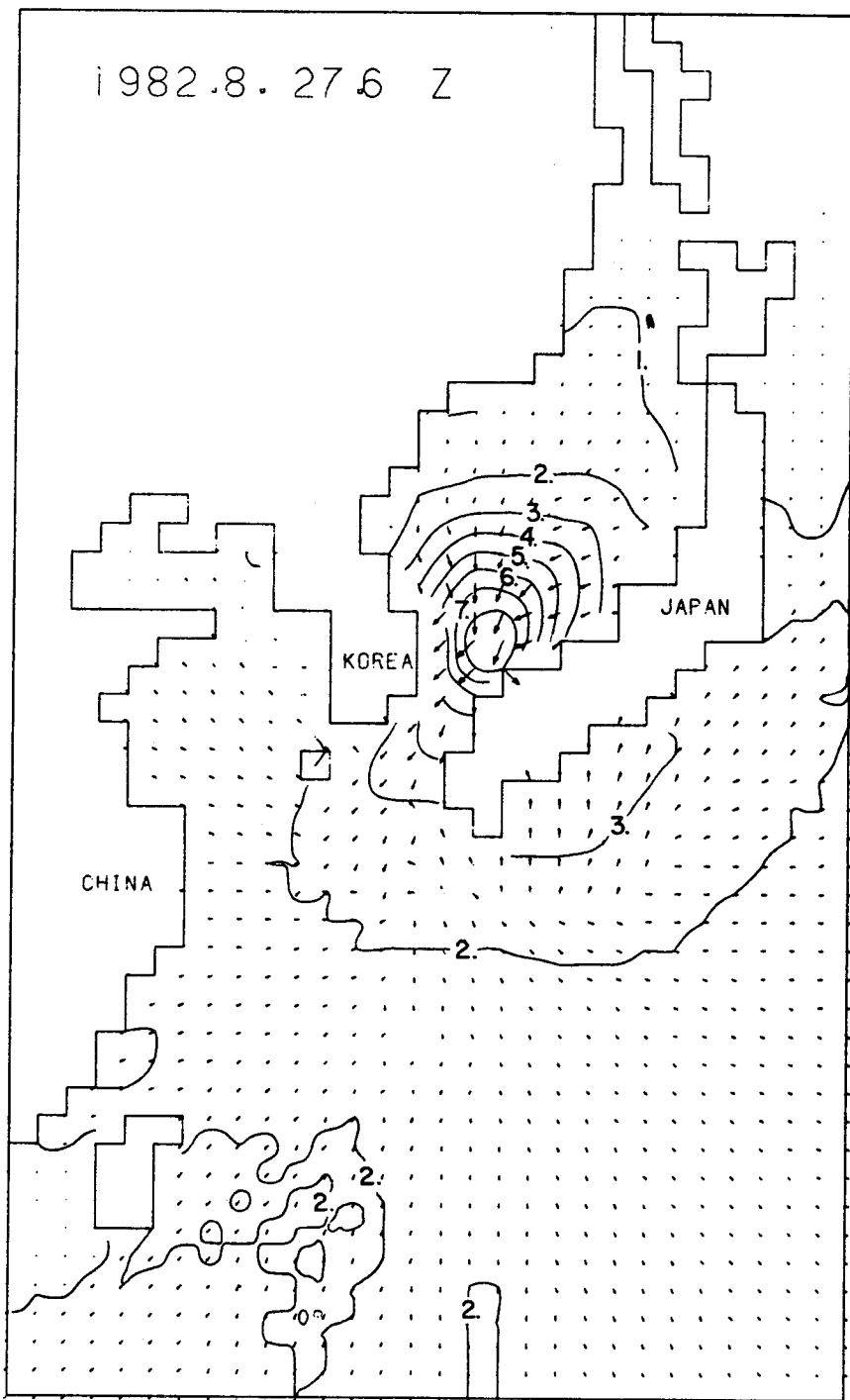


Fig. F-15. As the same of Fig. F-13, except for 0600 GMT 27 August, 1982.

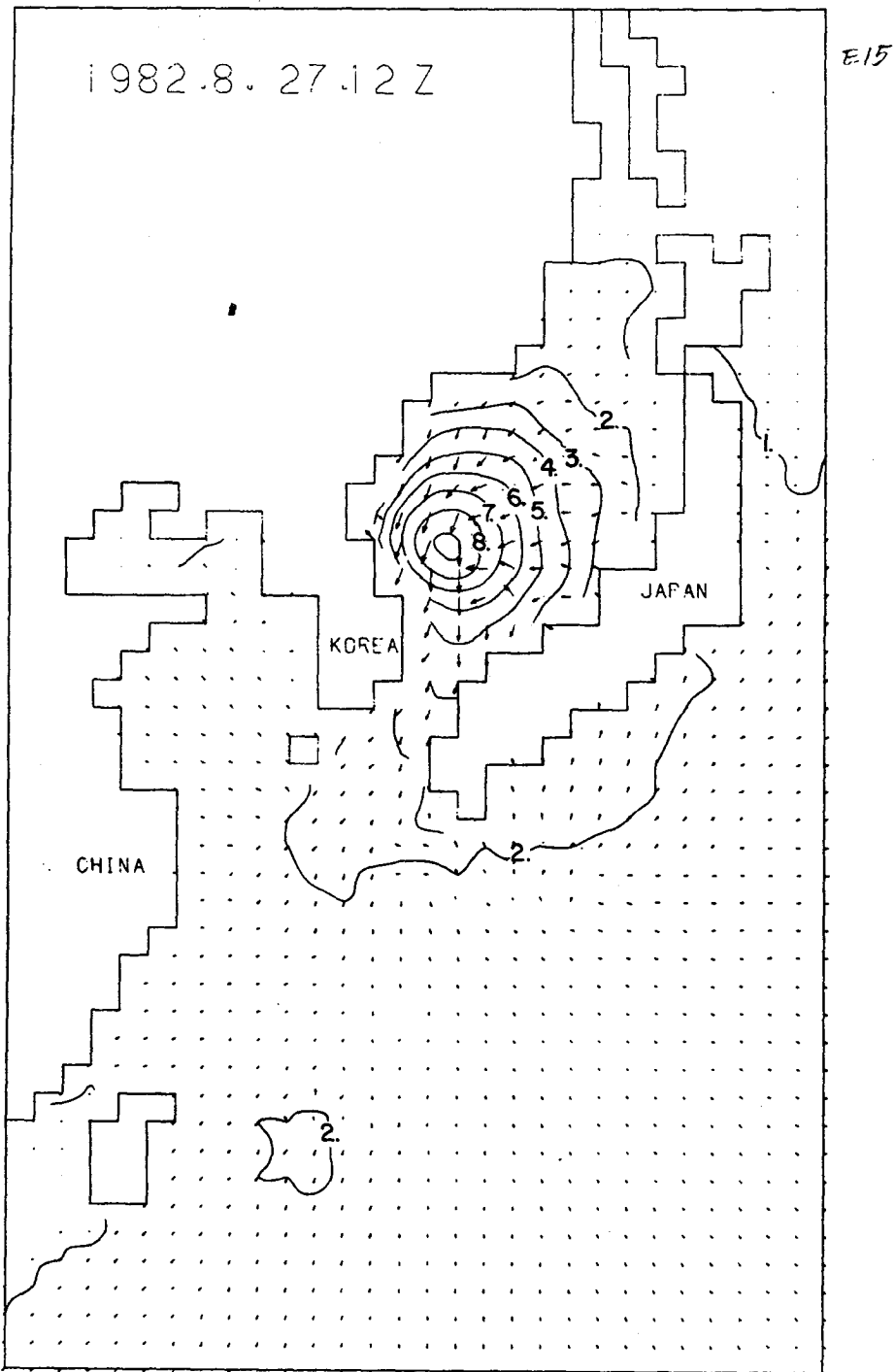


Fig. F-16. As the same of Fig. F-13, except for 1200 GMT 27 August, 1982.

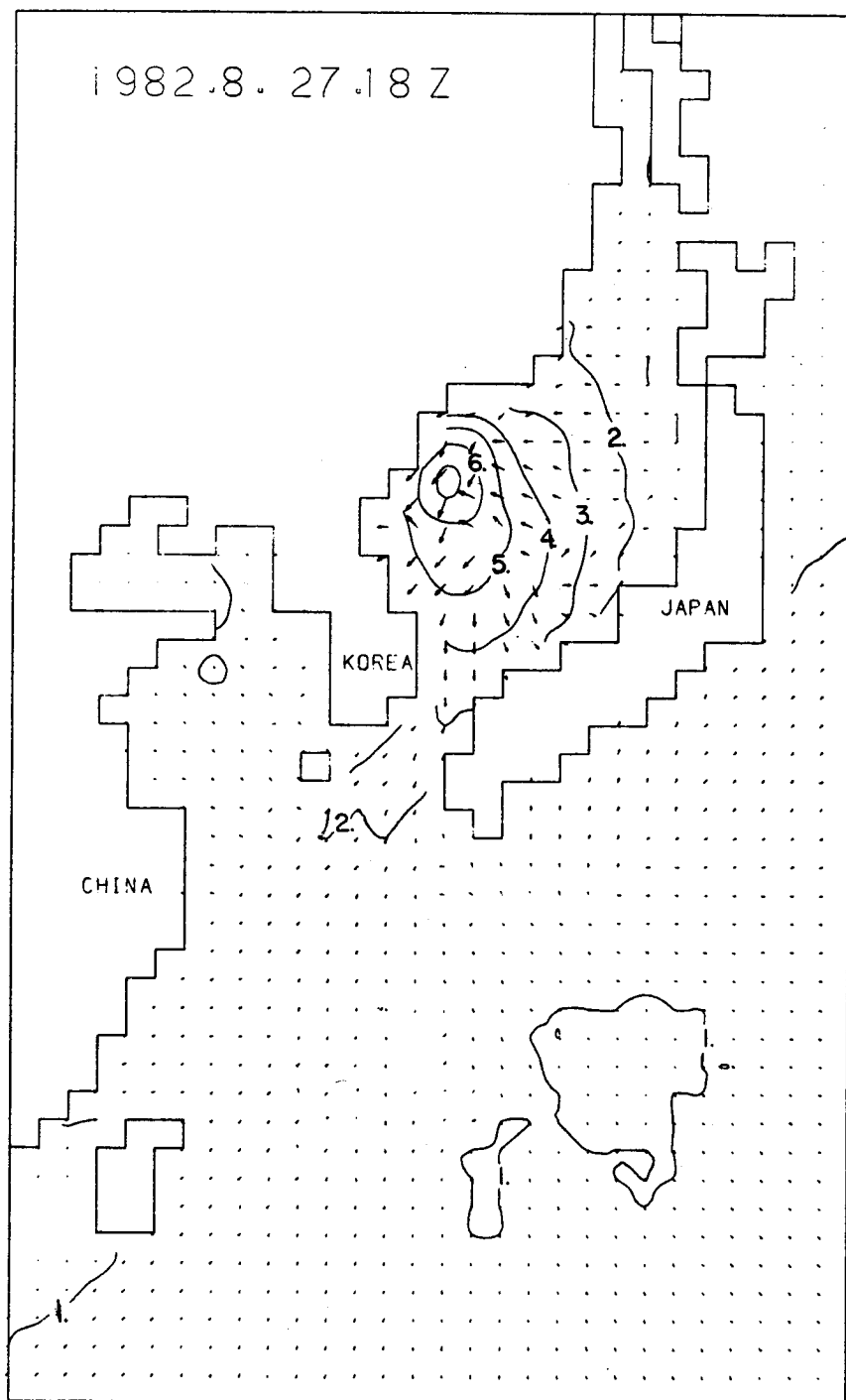


Fig. F-17. As the same of Fig. F-13, except for 1800 GMT 27 August, 1982.

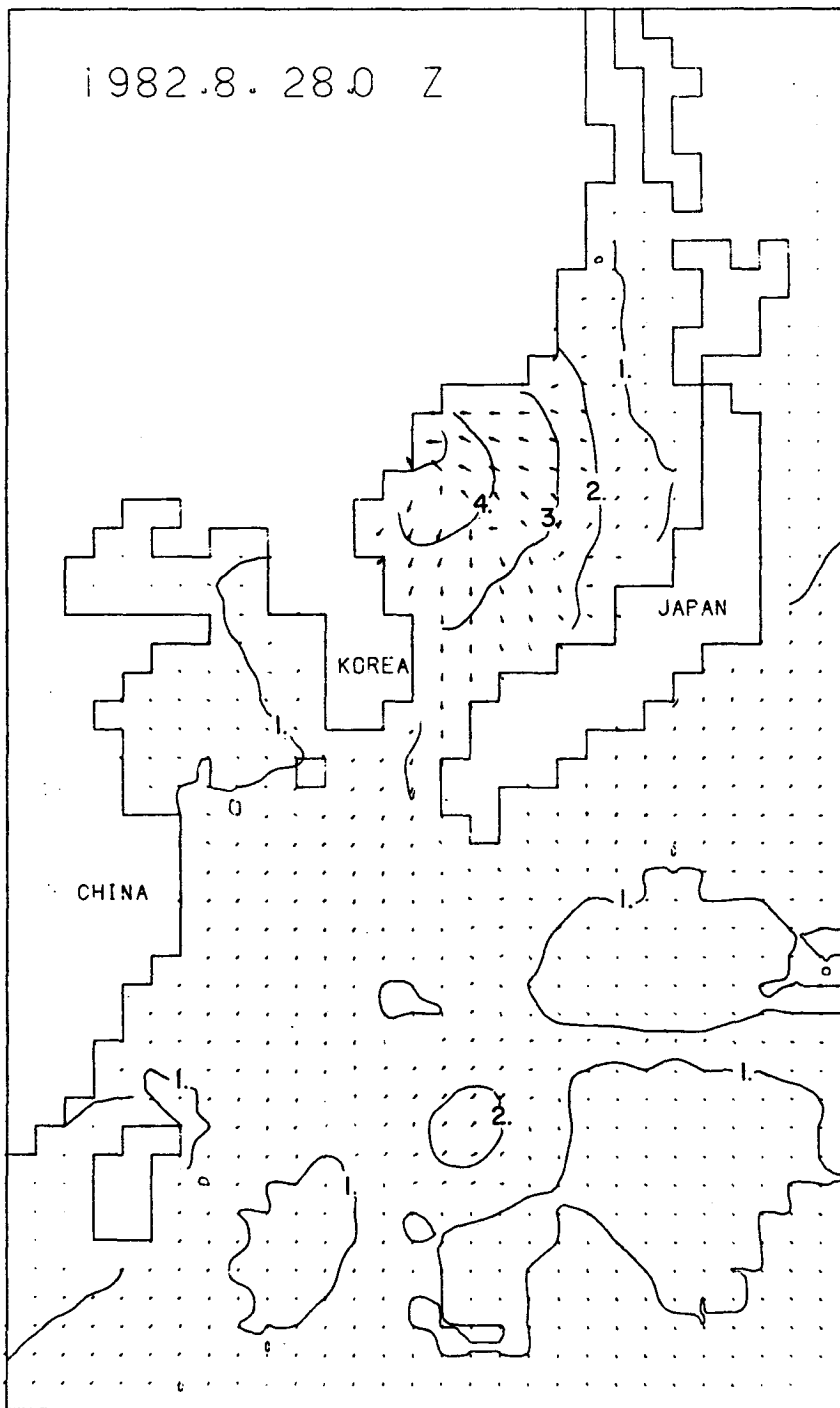


Fig. F-18. As the same of Fig. F-13, except for 0000 GMT 28 August, 1982.