

BSPE 00068 - 102 - 2

沿岸開發에 따른 海岸變形 豫測을 위한
數値解析 모델기법 개발 연구

A Study on the Numerical Modelling of Harbour
Sedimentation and Shoreline Changes

1986. 3.

韓國科學技術院
海洋研究所

提 出 文

海洋研究所長 貴下

本 報告書를 “沿岸開發에 따른 海岸變形 豫測을 위한 數値解析 모델기법 개발 연구”課題의 最終報告書로 提出합니다.

1986 年 3 月 31 日

韓國科學技術院 海洋研究所

研 究 員:宋 源 吾

研 究 員:廉 器 大

研 究 員:蔡 璋 源

要 約 文

I. 題 目

沿岸開發에 따른 海岸變形 豫測을 위한 數値解析 모델기법 개발 연구

II. 研究開發의 重要性 및 目的

1. 國家經濟의 급속한 성장에 따라 港灣의 擴張 및 新設 그리고 海岸埋立을 통한 產業基地의 建設등 연안개발 사업이 활발히 진행되고 있다. 이러한 개발사업으로 인해 야기되는 주변 해양환경 변화의 豫測과 對策을 수립하고 해안구조물의 適定配置 및 規模의 설계조건 결정을 위해 수치모델 및 수리 모형실험이 매우 중요하다.
2. 따라서 本 研究에서는 潮汐 및 波浪에 의한 2차원 연안퇴적물의 이동 모델을 수립하는 데 목적을 두고 제 1 단계로서 流에 의한 堆積物移動 모델과 연안구조물 건설에 따른 주변 海濱의 變形(침식 및 퇴적)을 예측하기 위한 數値解析 모델을 수립한다.

III. 研究開發의 內容

1. 해수유동, 파랑변형 및 해빈변형, 그리고 퇴적물이동 모델의 개발 현황을 분석·검토하여 종합적인 연안 堆積物移動 모델의 방향 정립
2. 해빈변형 사례의 조사·분석
3. 분야별 모델의 수립 및 적용

Ⅳ. 研究開發의 結果

1. 2 차원 沿岸 堆積物移動 모델의 수립 및 적용
2. 規則 및 不規則 波의 變形 모델 수립 및 적용
3. 厚浦週邊 해역의 해빈변형 사례 분석·검토
4. N-line 해빈변형 모델의 수립 및 적용

SUMMARY

I. Title

A study on the numerical modelling of harbour sedimentation and shoreline changes.

II. Significance and objectives of the studies

1. On the rapid growth of Korean economy it is needed the coastal zone development such as construction of harbours and land reclamation for industrial sites. These will subsequently change the natural conditions, and as a result, the environment will be significantly affected. Therefore, for the optimization of the development plan the changes of currents, waves and topography and their possible effects should be predicted using proper numerical and physical models.

2. The objective of this study is to set up a comprehensive numerical model for the computation of the coastal sediment transport caused by combined wave-current action. As a first phase, 2-D flow induced sediment transport model, wave and beach evolution models will be set up.

III. Scope of the studies

1. Literature survey of the numerical models for the computation of tidal flow, wave transformation and sediment transport.
2. Collection and analysis of the data about the shoreline changes in the East coast of Korea.
3. Set-up of flow-induced sediment transport and beach evolution models, and their applications to case studies.

IV. Results of the studies and suggestions

Three numerical models were set up for the prediction of

1. flow-induced sediment transport,
2. regular and irregular wave transformation,
3. n-line beach evolution.

These models were used for case studies and their applicability was demonstrated.

CONTENTS

Summary.	5
List of Figures.	11
List of Tables.	14
Chapter 1. Introduction.	15
Chapter 2. Coastal Sediment Transport Model.	17
Section 1. Potential load model.	17
Section 2. Suspended sand transport model.	18
1. 1-D approximate solution.	19
2. 2-D numerical sand transport model.	21
Section 3. 2-D mud transport model.	22
Section 4. Application of 2-D sediment transport model. ..	24
1. 2-D flow model.	24
2. 2-D sediment transport model.	27
3. Case study.	28
Chapter 3. Beach Evolution Model.	31
Section 1. Case study on the topographic changes around Hupo harbour.	31
1. Shoreline characteristics and sediment transport.	31
2. Topographic changes caused by the prolonga- tion of breakwaters.	34

Section 2. Wave transformation model.	41
1. Wave ray tracking.	41
2. Spectral transformation.	45
Section 3. N-line beach evolution model.	54
1. Basic equations.	55
2. Numerical computation.	58
3. Application.	61
Chapter 4. Conclusion and Discussion.	78
Appendix.	81

目 次

要 約 文	5
圖 目 次	11
表 目 次	14
第1章 序 論	15
第2章 沿岸 堆積物移動 모델	17
第1節 Potential load model	17
第2節 Suspended sand transport model	18
1. 1 차원 近似解法	19
2. 2-D numerical sand transport model	21
第3節 2-D mud transport model	22
第4節 2 차원 堆積物移動 모델의 適用	24
1. 2 차원 海水流動 모델	24
2. 2 차원 堆積物移動 모델	27
3. 適用例	28
第3章 海濱變形 모델	31
第1節 厚浦港口 埋沒 및 海岸漂砂 현상의 사례분석	31
1. 海岸特性 및 漂砂	31
2. 防波堤 연장에 따른 港口漂砂 및 주변 海濱의 變形	34
第2節 波浪變形 모델	40

1. 波向線 추적법	41
2. 파랑스펙트럼 변형	45
第3節 N-line 海濱變形 모델	54
1. 기본 방정식	55
2. 數值計算	58
3. 모델의 적용	61
第4章 結論 및 討議	78
附 錄	81

圖 目 次

(List of Figures)

Fig. 1.1.	Frame work for sediment transport model.	16
Fig. 2.4.1.	Flow chart of tidal flow and sediment transport model.	25
Fig. 2.4.2.	Computed flow field in a spring tide.	29
Fig. 2.4.3.	Computed annual sea bed changes.	30
Fig. 3.1.1.	Map showing the locations of Hupo harbour and major streams affecting the harbour sedimentation.	32
Fig. 3.1.2.	Directional wave height distribution at Hupo waters.	33
Fig. 3.1.3.	Location map of sand bars according to the prolongation of the breakwaters at Hupo harbour (1927-1981).	35
Fig. 3.1.4.	The change of depth contours around Hupo harbour during the period of 1981-1985.	36
Fig. 3.1.5.	A typical longshore current pattern around a harbour.	38
Fig. 3.1.6.	Topographic changes after the prolongation of breakwaters (Tanaka and Sawamoto, 1974).	38
Fig. 3.1.7.	Example of the coastal change at the downdrift side of a harbour (Tanaka and Sato, 1976).	39
Fig. 3.2.1.	Wave ray diagram (T=8s, W67.5° S).	43
Fig. 3.2.2.	Wave ray diagram (T=8s, W164° E).	44
Fig. 3.2.3.	Definition of wave orthogonal and ray.	48
Fig. 3.2.4.	Flow chart of the spectral transformation model.	50

Fig. 3.2.5.	Comparison between measured and computed wave spectra.	52
Fig. 3.2.6.	Computed wave condition around Hupo harbour.	53
Fig. 3.3.1.	Schematic representation of the beach profile and the beach planform for a shoreline change model. ..	56
Fig. 3.3.2.	Flow chart of n-line beach evolution modelling. ...	60
Fig. 3.3.3.	Coordinate system and depth contours for the computation of topographic changes.	62
Fig. 3.3.4.	Computed depth contours (Run 1).	64
Fig. 3.3.5.	Computed depth contours (Run 2).	65
Fig. 3.3.6.	Computed depth contours (Run 3).	67
Fig. 3.3.7.	Computed depth contours (Run 4).	68
Fig. 3.3.8.	Computed depth contours (Run 5).	70
Fig. 3.3.9.	Computed depth contours (Run 6).	71
Fig. 3.3.10.	Computed depth contours (Run 7).	72
Fig. 3.3.11.	Computed depth contours (Run 8).	73
Fig. 3.3.12.	Computed depth contours (Run 9).	75
Fig. 3.3.13.	Computed depth contours (Run 10).	76
Fig. 3.3.14.	Numerical computation of topographic changes after construction of groins around Hupo harbour.	77
Fig. A3.3.1.	Time series plot of wave heights and directions at Hupo waters.	83
Fig. A3.3.2.	Initial wave field (Run 1).	89
Fig. A3.3.3.	Wave field after 12 days bathymetric changes (Run 1).	90

Fig. A3.3.4. Initial wave field (Run 2). 91

Fig. A3.3.5. Wave field after 12 days bathymetric
changes (Run 2). 92

Fig. A3.3.6. Wave field after 12 days bathymetric
changes (Run 3). 93

表 目 次
(List of Tables)

Table 3.1.1. Major streams affecting Hupo harbour sedimentation.	33
Table 3.1.2. Frequency occurrence of $T_{1/3}$	34
Table 3.3.1. Data sets for beach evolution modelling on Hupo harbour sedimentation.	63

第1章 序 論

국가경제가 성장해감에 따라 증가되는 수출입 물량의 원활한 소통을 위해 기존 항만의 擴張 및 신규항만의 開發이 요구되고 있으며, 또한 국민생활 수준이 향상됨에 따라 해안 위락시설의 확장 및 유지보존 역시 절실히 요구되고 있다.

이에 관련된 沿岸開發事業은 부수적으로 주변해역의 流(潮流, 海流), 파랑 및 해저지형의 변화를 야기시켜 해양환경이 변하게 된다. 이러한 해양환경 변화의 예측과 적절한 대책을 수치모델 및 수리모형 실험을 이용하여 효과적으로 수립함으로써 효율적이고 경제적인 연안개발이 가능하다.

本 研究에서는 潮汐, 波浪 및 堆積物 移動의 복합적인 작용 메카니즘을 數值的으로 해석하기 위한 綜合的인 모델수립 (Fig. 1.1)의 제1 단계로서 2 차원 沿岸 堆積物移動 모델과 파랑 및 海濱變形 모델을 수립하였다. 이 두 모델을 仁川港 광역개발 기본계획 수립 및 厚浦港 주변해빈의 침식·퇴적현상의 분석에 각각 적용하였으며, 또한 모델의 有用性, 適用限界성과 앞으로의 改善點 등에 대해서도 분석·검토하였다.

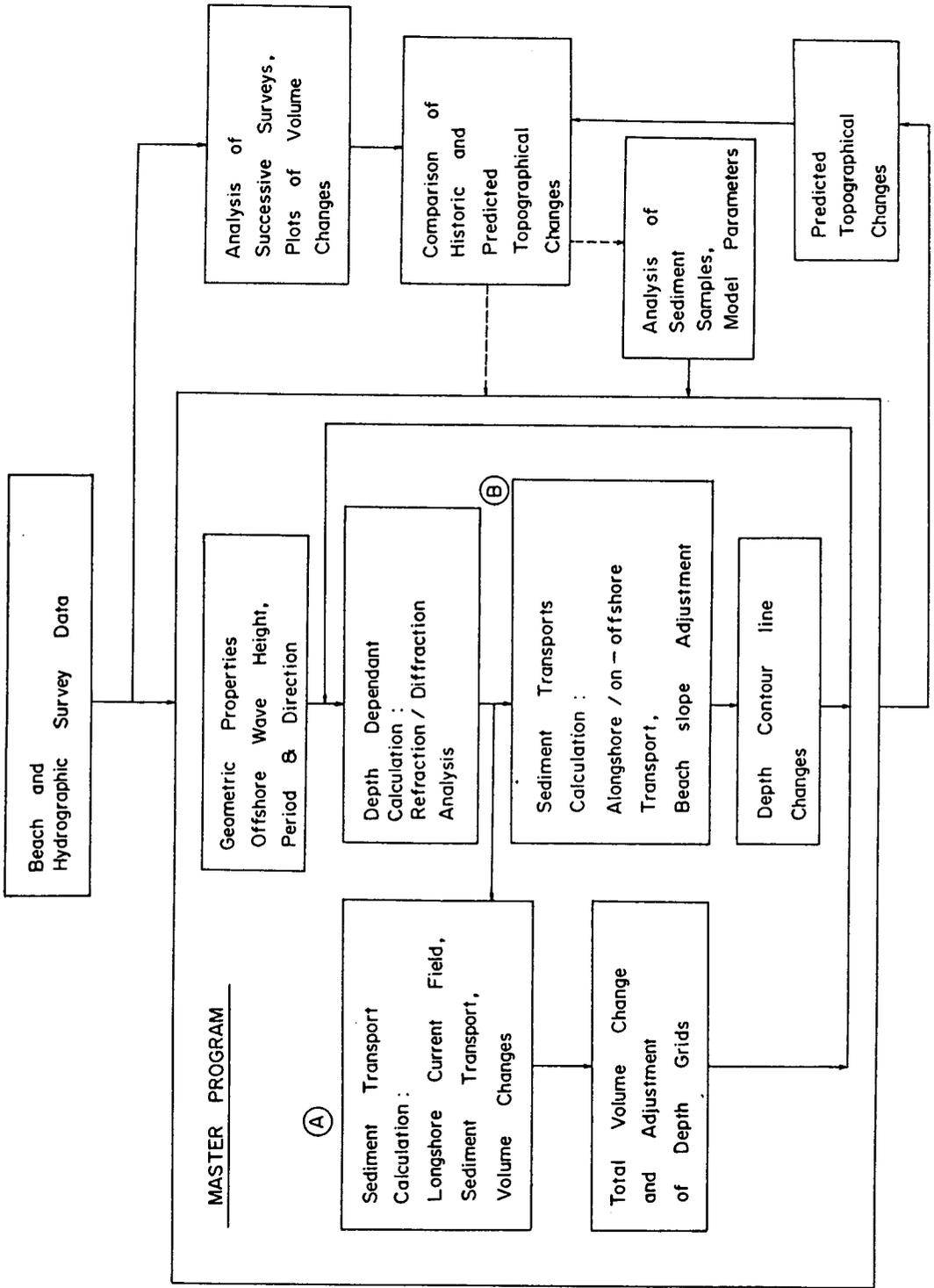


Fig. 1.1. Framework for sediment transport model.

第2章 沿岸 堆積物移動 모델

沿岸海域에서의 海底堆積物은 粘土(Clay)에서 자갈까지 그 構成分布가 다양하며 堆積層이 軟弱하여 海水의 流動에 의하여 쉽게 攪亂 移動된다. 특히, 우리나라 西·南海岸과 같이 潮汐現象이 현저한 海域에서는 水深, 流速, 流向이 항상 變化하고 海底堆積物의 分布가 연속성이 없으므로 여기서 發生하는 堆積物 移動現象을 構造的으로 數式化하여 正確하게 解析하기는 不可能하다. 따라서, 堆積物 移動現象의 豫測은 水理模型實驗 또는 數值 모델링을 통하여 近似的으로 接近할 수 밖에 없다. 다음에 沿岸堆積物 移動現象의 Simulation을 위해서 利用되는 몇가지 數值 모델링技法에 對해 記述한다.

第1節 Potential load model

Potential load model은 물의 흐름이 항상 堆積物로 포화된 상태(즉 흐름의 水理學的 條件下에서 運搬할 수 있는 最大堆積物 量을 運搬)를 假定하고 이를 前提로 다음과 같이 표시된다.

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial s}(T_s) = 0 \quad (2.1.1)$$

여기서 m : 海底面의 單位面積當 堆積物 重量 (kg/m^2)

T_s : 堆積物 移動量 ($kg/sec/m$)

t : 時間

s : 移動方向

堆積物 移動量 T_s 는 既存의 堆積物 移動量 算定式(suspended load + bed load

또는 total load) 중 適當한 것을 채택하여 사용하며 (즉, 여러개의 식을 모델에 적용하여 檢證하고 가장 接近하는 것을 採擇함) 堆積物 移動量 算定에 必要한 水深, 流速, 流向, 剪斷速度 등은 海水流動 모델을 利用하여 計算한다.

흐름의 堆積物 運搬能力은 流速에 가장 敏感하다 (보통 流速의 4 乘에 比例). 流速이 증가하면 堆積物 運搬能力이 增加하여 海底面은 浸蝕되고 流速이 감소하면 海底面에는 堆積이 일어난다. 따라서, 海底堆積物の 分級도가 낮고 흐름이 항상 堆積物로 飽和될 수 있을 만큼 海底에 堆積物이 充分히 分布되어 있는 海域에 이 모델을 적용하면 좋은 결과를 얻을 수 있다.

第 2 節 Suspended sand transport model

Potential load model 은 各 計算點에서의 흐름이 運搬하는 堆積物이 어디서 얼마만한 量이 왔는지 알수 없으므로 모델링 대상 海域全體에 걸쳐 흐름이 飽和될 수 있을 만큼 海底에서 흐름에 대해 계속해서 堆積物の 공급이 이루어질수 없는 해역에서는 좋은 결과를 기대하기 어렵다. 따라서, 이런 경우에는 質量保存의 法測을 導入하여 堆積物の 移動을 堆積物の 濃도로써 처리하는 모델을 利用하여야 한다. 海底堆積物이 주로 砂質堆積物로 이루어져 있을 경우, 堆積 또는 浸蝕은 計算되는 흐름의 漂砂濃도가 等流狀態 (steady, uniform current) 下에서의 흐름의 漂砂飽和濃도와 比較하여 결정되며, 흐름의 turbulence (加速 및 減速에서 發生하는) 는 무시된다.

Suspended sand transport model의 基本式은 다음과 같이 표시된다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + (w - w_s) \frac{\partial c}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} (D_x \frac{\partial c}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (D_y \frac{\partial c}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (D_z \frac{\partial c}{\partial z}) + S \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

여기서, u, v, w : 流速의 x, y, z 성분 (z 는 연직방향)

D_x, D_y, D_z : 亂流擴散係數

w_s : 粒子沈降速度

S : sink/source 項 (海底面の 浸蝕 또는 堆積量)

1. 1차원 近似解法

상기식의 解를 求하기 위해서 가장 간단한 경우 즉, 1차원의 steady uniform 한 狀態를 가정하면,

$$w_s \frac{\partial c}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (D_z \frac{\partial c}{\partial z}) = 0 \quad (2.2.2)$$

이 式은 粒子의 沈降과 연직방향의 亂流擴散에 의한 漂砂의 平衡을 나타낸다. 境界條件을 適用하여 積分하면,

$$w_s c + D_z \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad (2.2.3)$$

여기서 D_z 가 주어지면 c 에 대해 풀수 있다.

Unsteady uniform한 상태 또는 steady non uniform한 狀態일때는 다음과 같이 表示될 수 있다.

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D_z \frac{\partial c}{\partial z}) + w_s \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2.2.4)$$

$$u \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} (D_z \frac{\partial c}{\partial z}) + w_s \frac{\partial c}{\partial z} \quad (2.2.5)$$

위의 두식은 u 가 일정할 경우 수학적으로 동일하다. 式(2.2.4)는 uniform flow의 시간에 따른 流速變化에 의한 漂砂濃度の 變化를 나타내고 式(2.2.5)는 위치에 따른 농도의 變化를 나타낸다. 여기서 流速의 鉛直分布를 logarithmic 으로 가정하고 eddy viscosity 를 포물선형으로 취하여 D_z 가 전 수심에서 일정

하다고 가정하면 (수심평균치),

$$D_z = 1/6 k u_* d \quad (k \text{ 는 Von Karman 상수, } d \text{ 는 수심})$$

式(2.2.4)의 해를 구하기 위하여 경계조건을 水表面에서의 연직방향 漂砂移動量이 0이라하면,

$$w_s \cdot c + D_z \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad \text{at } z = d \text{ (水表面)} \quad (2.2.7)$$

海底面에서의 境界條件을 해저면의 흐름의 漂砂濃도가 흐름의 狀態(強度)變化에 따라 同時에 變한다고 가정하면,

$$c(0, t) = c_s(0, t) = \beta_s \bar{c}_s(t) \quad (2.2.8)$$

여기서, $c(0, t)$; 해저면에서의 표사농도

$c_s(z, t)$; 흐름이 표사로 포화되어 있고 표사의 침강과 난류확산량이

평형을 이룰때의 연직방향 농도분포 ($z=0$: 해저면)

$\bar{c}_s(t)$; $c_s(z, t)$ 의 수심평균치

β_s ; profile factor ($c_s(0, t) / \bar{c}_s(t)$)

상기 조건을 이용하여 근사해를 구하면,

$$c(t, z) = \beta_s \bar{c}_0 e^{-Ra} + \frac{1}{2} \beta_s (\bar{c}_s - \bar{c}_0) (\operatorname{erfc}(\sigma a + b) + e^{-Ra} \operatorname{erfc}(\sigma a - b)) \quad (2.2.9)$$

여기서, $R = w_s d / D_z$

$$a = z/d$$

$$b = (w_s^2 / 4 D_z)^{1/2} t^{1/2} \quad (b \ll 1)$$

$$\sigma = (d^2 / 4 D_z)^{1/2} t^{1/2}$$

\bar{c}_0 ; $t=0$ 에서의 수심평균농도

2. 2-D numerical sand transport model

앞에서 記述한바와 같이 漂砂의 移動現象을 單純化시키는 假定을 함으로써 近似解를 구하여 概略的인 現象糾明이 가능할 경우도 있으나, 일반적인 沿岸漂砂現象은 흐름이 steady 하거나 uniform하지 않으며 海底堆積物의 分布狀態가 多樣하여 一律的인 假定을 하기가 곤란하다. 따라서, 有限差分法 또는 有限要素法을 利用하는 數値모델을 利用하여 現象을 규명하는 것이 바람직하다.

가장 보편화된 漂砂移動 數値모델은 x,y 方向의 2 차원 數値모델로서 式 (2.2.1) 을 水深平均化하여 다음과 같이 표시한다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{c}d) + \alpha \left(\frac{\partial}{\partial x} (d\bar{c}\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y} (d\bar{c}\bar{v}) \right) &= \frac{\partial}{\partial s} (dD_s \frac{\partial \bar{c}}{\partial s}) \\ + \frac{\partial}{\partial n} (dD_n \frac{\partial \bar{c}}{\partial n}) + \beta_s w_s (\bar{c}_s - \bar{c}) \end{aligned} \quad (2.2.10)$$

여기서, D_s ; 流體의 흐름方向의 分散係數 (dispersion coefficient)

D_n ; 流體흐름의 直角方向 亂流擴散係數

α, β_s ; 流速 및 濃度의 鉛直方向 profile factor

$$\alpha = \frac{1}{q\bar{c}d} \int_0^d q c dz \quad (q = (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2})$$

s, n ; 流體의 흐름방향 및 직각방향 좌표계

流體에 의해 이동되는 砂質堆積粒子的 水深方向 濃度分布는 水面에서 海底面으로 갈수록 커진다. 따라서, 水深平均化된 式을 利用하려면 profile factor 를 고려해야 한다.

第 3 節 2 -D mud transport model

海水的流動에 의해서 移動되는 堆積粒子가 微細粒子일 경우 이들의 이동양상을 數式化하려면 微細堆積粒子의 물리적 特性을 알아야 한다. 堆積粒子는 重力 외에도 電氣化學的인 힘, 상호인력등의 작용으로서도 응집(flocculation) 되어 덩어리(floc)를 형성하므로 沈降速度가 커진다. 沈降速度는 堆積物濃도가 增加함에 따라 어느정도까지 增加하다가 濃도가 어느 한계치를 지나면 다시 감소한다. 이는 粒子덩어리가 점점 커져서 어느 限界에 이르면 이후부터는 덩어리 상호간에 침강을 방해하기 때문이다. 沈降速度는 海水의 鹽分度에도 영향을 받는다. 일반적으로 海水中の 堆積物 濃도가 $5g/l$ 이하 일때는 沈降速度와 堆積物濃도와의 관계는 다음과 같다.

$$w_s (mm/s) = K c (mg/l) ; K = 0.001 \sim 0.002 \quad (2.3.1)$$

沈降速度 외에도 海底에 作用하는 移動海水의 應力變化에 따라 海底에 堆積이나 浸蝕이 일어나므로 이에 대한 關係式을 적절하게 적용해야 한다.

海底面에 作用하는 流體의 應力이 堆積限界應力(τ_d)보다 크면 海底面에는 粒子가 퇴적되지 않고 浸蝕限界應力(τ_e)보다 작으면 浸蝕이 일어나지 않는다.

Krone(1962)에 의하면 海底面에 作用하는 유체의 應력이 퇴적한계 應력보다 작을때 단위시간당 단위면적에 퇴적되는 양 S_d 는

$$S_d = w_s \bar{c} (1 - \tau_b / \tau_d), \quad \tau_b < \tau_d \quad (2.3.2)$$

여기서, τ_b ; 海底面에 作用하는 應력

τ_d ; 堆積限界應力

堆積限界應力 τ_d 는 모델링 대상해역의 해저퇴적물을 實驗室로 옮겨서 實驗에 의해 결정해야 한다. τ_b 가 浸蝕限界應力 (τ_e)보다 크면 海底面에 浸蝕이 일어난데 浸蝕되는 量은 $\tau_b - \tau_e$ 에 거의 비례하는 것으로 알려져 있다. 침식한계 응력은 해저퇴적물의 표면밀도에 따라 변화하며 침식이 진행되면 표면밀도가 점점 커질 것이므로 (퇴적이 진행되면 반대) 결국 시간에 따라 변화한다. 단위면적당 단위시간에 침식되는 양은 다음과 같이 표시될 수 있다.

$$S_e = M(\tau_b/\tau_e - 1), \quad \tau_b > \tau_e \quad (2.3.3)$$

여기서 M 은 침식율을 나타내며 τ_e 와 함께 실험결과로부터 얻어져야 할 것이다.

Mud transport model에서 이용되는 기본식은 suspended sand transport model에서의 기본식(2.2.1)과 동일하나 sink/source 항을 위의 S_d 또는 S_e 로 대치해야 한다.

海水中の 浮遊堆積物이 mud質의 微細粒子일때 강하구등 유속 및 염분도의 시간에 따른 변화가 큰 지역에서의 水深方向의 濃度分布는 앞에서 言及한 微細粒子의 特性때문에 시간에 따라 급격히 변화한다. 따라서, 河口의 海水침투 및 이에 의한 mud creame의 생성등이 중요한 문제로 작용하는 경우에는 유체의 주흐름 방향에 대해 1차원 모델을 수립하고 수심 방향은 몇개의 층으로 구분하여 계산하는 1-D multilayer model을 이용할 수 있다. 그러나, 어떤 해역에 대하여 海水의 流動에 의한 전반적인 퇴적물 이동양상을 규명하는데는 수심평균화된 2차원 모델을 적용하는 것이 가장 보편적이다. 여기서 이용되는 基本方程式은

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{c}d)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{c}ud) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{c}vd) &= \frac{\partial}{\partial s}(dD_s \frac{\partial \bar{c}}{\partial s}) \\ + \frac{\partial}{\partial n}(dD_n \frac{\partial \bar{c}}{\partial n}) + S \end{aligned} \quad (2.3.4)$$

여기서 S 는 sink/source 항이다.

第 4 節 2 차원 堆積物移動 모델의 適用

沿岸海域에서의 堆積物의 移動은 比較的 水深이 깊은 곳에서는 주로 海水의 流動 즉, 潮流와 海流에 의하여 發生하며 海岸近處 淺海部에서는 波浪에 의해 海底 堆積物이 攪亂되어 潮流 또는 沿岸流에 의해 移動되기도 한다.

여기서는 海水流動에 의한 堆積物의 移動樣相을 推定하기 위한 방법으로 比較的 넓은 범위의 沿岸域에 一般적으로 適用되는 水深平均化된 2 차원 堆積物移動 모델의 適用方法에 對해 記述하고 그 適用例를 提示한다.

어떤 調査對象海域에 堆積物移動 모델을 適用하기 위해서는 入力資料로서 各 計算點에서의 水位, 流速, 流向의 時間에 따른 變化量이 必要하므로 먼저 同一格子網의 流水流動 모델을 適用하여 그 結果를 利用해야 한다. 堆積物移動 모델의 計算 流通圖는 Fig.2.4.1 과 같다.

1. 2 차원 海水流動 모델

가. 基本方程式

모델의 基本方程式은 水深平均化된 連續方程式과 運動方程式으로 다음과 같이 표시된다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \zeta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \zeta)v] = 0 \quad (2.4.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - D_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + c \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{(h + \zeta)} = 0 \quad (2.4.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - D_y \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + c \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{(h + \zeta)} = 0 \quad (2.4.3)$$

여기서, x, y : 직교좌표계

t : 시간

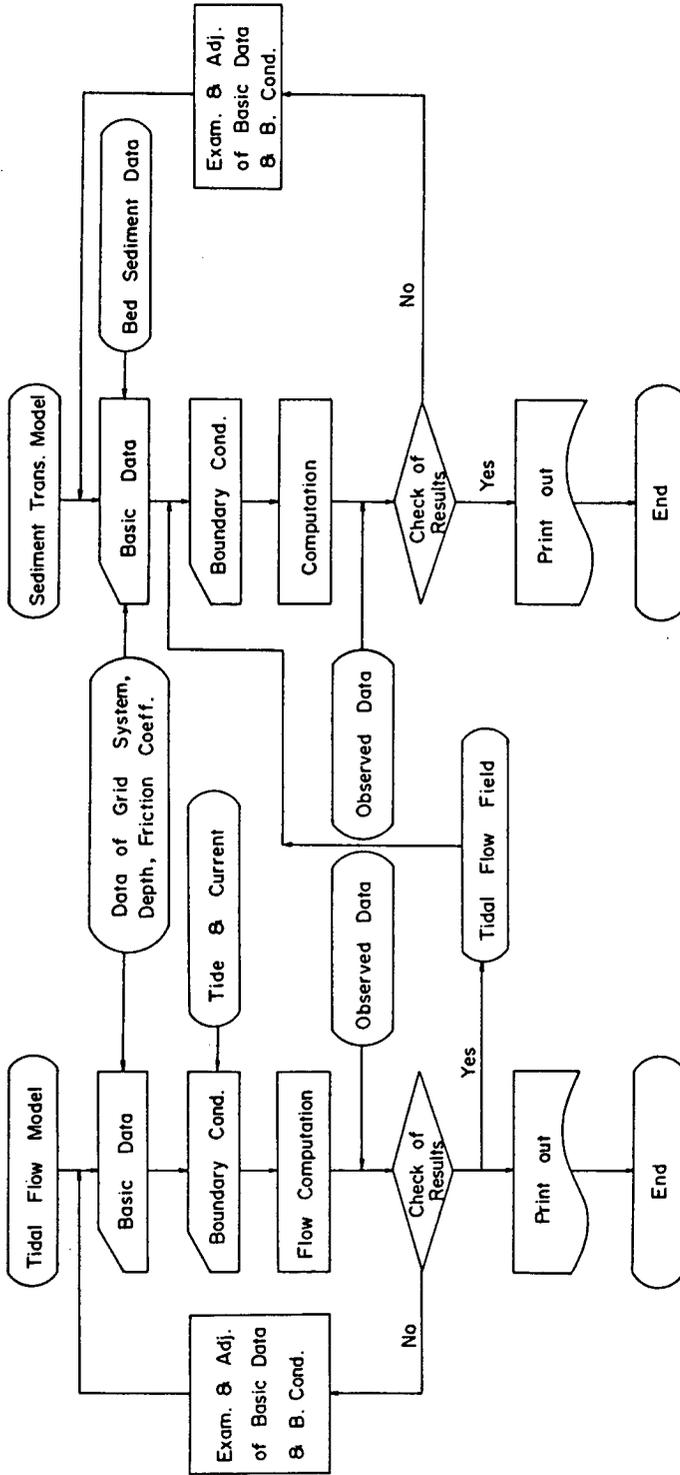


Fig. 2.4.1. Flow chart of tidal flow and sediment transport model.

- h : 水深 (平均海面基準)
 ζ : 海水位 (")
 u, v : 水深平均化된 x, y 방향 유속
 f : 轉向力常數 ($= 2\omega \sin \phi$)
 ω : 地球自轉角速度
 ϕ : 緯度
 D_x, D_y : 亂流擴散 / 分散係數 ($D_x = |u|d, D_y = |v|d$)
 g : 重力加速度
 c : 摩擦係數

上記 方程式은 流速의 鉛直方向 分布가 海底面近處의 境界層 (boundary layer) 을 제외하고는 크지 않으며 境界층 두께가 아주 작다는 가정하에 Navier Stokes 의 方程式을 水深平均化한 것이다. 여기서 海上風에 의한 wind stress, 大氣壓 變化, 密度變化 등은 무시되었다. 모델의 境界條件으로는 바다측 境界에서는 觀測資料로부터 얻어진 水面의 時間에 따른 變化值 또는 流速의 變化值를 주고 모델 영역내에 河川이 포함되어 있을때는 水面變化 또는 流量을 境界條件으로 하고 陸地境界에서는 海岸線에 垂直方向 流速이 零인 것으로 한다.

나. 計算方法

連續方程式 및 運動方程式은 陽解法 (explicit method) 에 의해 差分化되고 advection 項의 計算에는 angled derivative scheme 이 利用된다. 運動方程式의 計算時 數值誤差 (numerical error) 의 相殺吸收를 위하여 Double sweep scheme (up sweep 와 down sweep 의 반복) 을 사용한다. 즉, 계산되는 time step 이 홀수일때는 格子素 번호가 늘어가는 방향으로 u, v 순으로 計算을 進行하고 짝수일때는 格子素 번호가 줄어가는 방향으로 v, u 순으로 計算을 進行한다. 또한, 海水面變化에 따른 潮干帶의 露出問題를 처리하기 위하여 各 格子素에 대해

drying test 를 실시하여 격자소가 노출될 경우에는 연속방정식을 계산하지 않는다.

方程式이 陽解法에 의해 差分化되므로 모델 수립시 安定度(stability)가 고려되어야 하며, 따라서 Courant - Friedrichs - Lewy 의 안정도 조건 ; $\Delta t < \Delta s / \sqrt{2g h_{max}}$ (Δt ; 계산시간간격, Δs ; 格子素間格, h_{max} ; 格子網內 最大水深) 을 만족시키도록 한다.

2. 2차원 堆積移動 모델

가. 基本方程式

모델의 基本方程式은 水深平均化된 質量保存式으로서 다음과 같이 표시된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(dc) + \frac{\partial}{\partial x}(udc) + \frac{\partial}{\partial y}(vdc) = \frac{\partial}{\partial x} [d (D_{xx} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{xy} \frac{\partial c}{\partial y})] \\ + \frac{\partial}{\partial y} [d (D_{xy} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{yy} \frac{\partial c}{\partial y})] + S \end{aligned} \quad (2.4.4)$$

여기서, c : 水深平均 堆積物 濃度

u, v : 水深平均 流速 성분

d : 總水深

D_{xx}, D_{xy}, D_{yy} : 亂流擴散 / 分散係數

S : sink / source 項

亂流擴散 / 分散係數는 既存의 理論 · 經驗式을 利用하여 다음과 같이 정의된다.

$$D_{xx} = \nu_T + D_s \cdot u^2 / q^2 \quad (2.4.5)$$

$$D_{xy} = D_s \cdot u \cdot v / q^2 \quad (2.4.6)$$

$$D_{yy} = \nu_T + D_s \cdot v^2 / q^2 \quad (2.4.7)$$

여기서, $q^2 : u^2 + v^2$

ν_T : 水平方向 亂流擴散係數 (0.07 du_*)

u_* : 剪斷速度

D_s : 流體 흐름方向의 分散係數 (5.86 du_*)

나. 計算方法

基本方程式의 數值解는 海水流動 모델에서와 같이 有限差分陽解法 (finite difference explicit method)을 利用하여 求하며 advection term의 計算에는 second upwind scheme 이 利用된다.

海水流動 모델에서와는 달리 海底面의 摩擦力의 變化 (u_* 의 變化)는 堆積物 濃度에 미치는 영향이 크므로 各 格子素에서의 海底面 摩擦力이 每 計算時間段 階마다 다음과 같이 정의된다.

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = -2 \log \left(\frac{K_s}{14.8d} + \frac{2.51\nu}{q \cdot d \cdot f^{1/2}} \right) \quad (2.4.8)$$

여기서 f : 海底 摩擦係數

K_s : 海底面 粗度係數 (海底堆積物이 모래일 경우 海底面의 形象 變化가 감안됨)

ν : 海水의 動粘性 係數

堆積 또는 浸蝕量을 나타내는 sink/source 項은 剪斷應力, 浸蝕限界應力 (τ_e), 堆積限界應力 (τ_d), 粒子沈降速度 (w_s) 및 濃度 (c)의 函數로 표시되며 海底面이 砂質일 경우는 total load 概念을 利用한 堆積物 移動量 算定式 (剪斷速度 및 粒子粒徑의 函數)이 使用된다.

3. 適用例

海洋物理現象에 關한 數值모델 適用結果의 信賴性은 適用되는 모델自體의 現象 解析能力 뿐만아니라 모델에 入力되는 基本資料의 正確性에도 관계된다. 特히, 沿

岸堆積物移動 모델과 같이 適用對象海域의 地形이 複雜하고, 堆積物의 移動에 영향을 주는 여러가지 物理的 要因이 複合的으로 作用하는 경우에는 모델入力資料의 正確性 여부에 따라 適用結果의 信賴性이 크게 좌우되므로 正確한 基本資料의 수집이 필수적이다.

Fig. 2.4.2 및 2.4.3은 仁川港 壙域開發基本計劃樹立(1985, 港灣廳)을 위한 調查事業의 일환으로 仁川港 沿岸海域에 適用된 2次元 海水流動 및 堆積物移動 모델의 結果로서 開發計劃 第1案이 實施될 경우 豫想되는 流速分布(大潮 最強流速 發生時) 및 海底面 變化(單位面積當 年間變化量)를 나타낸다. 海水流動

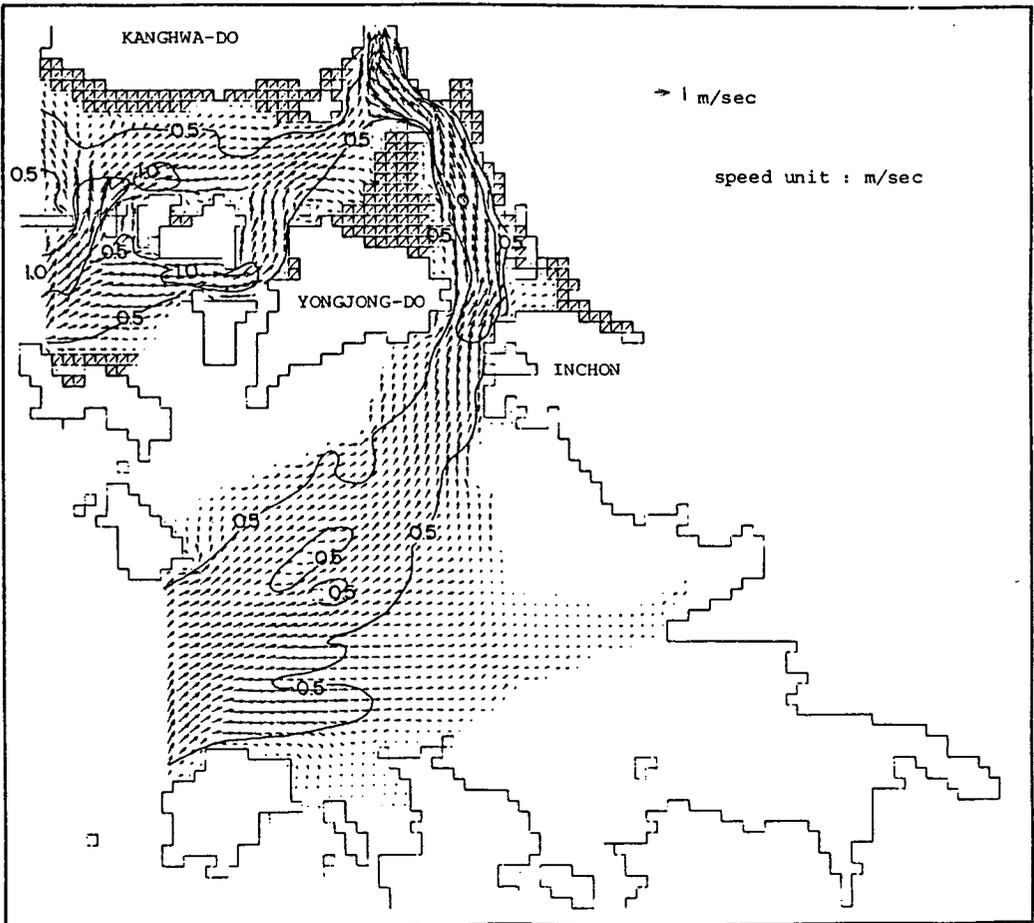


Fig. 2.4.2. Computed flow field in a spring tide.

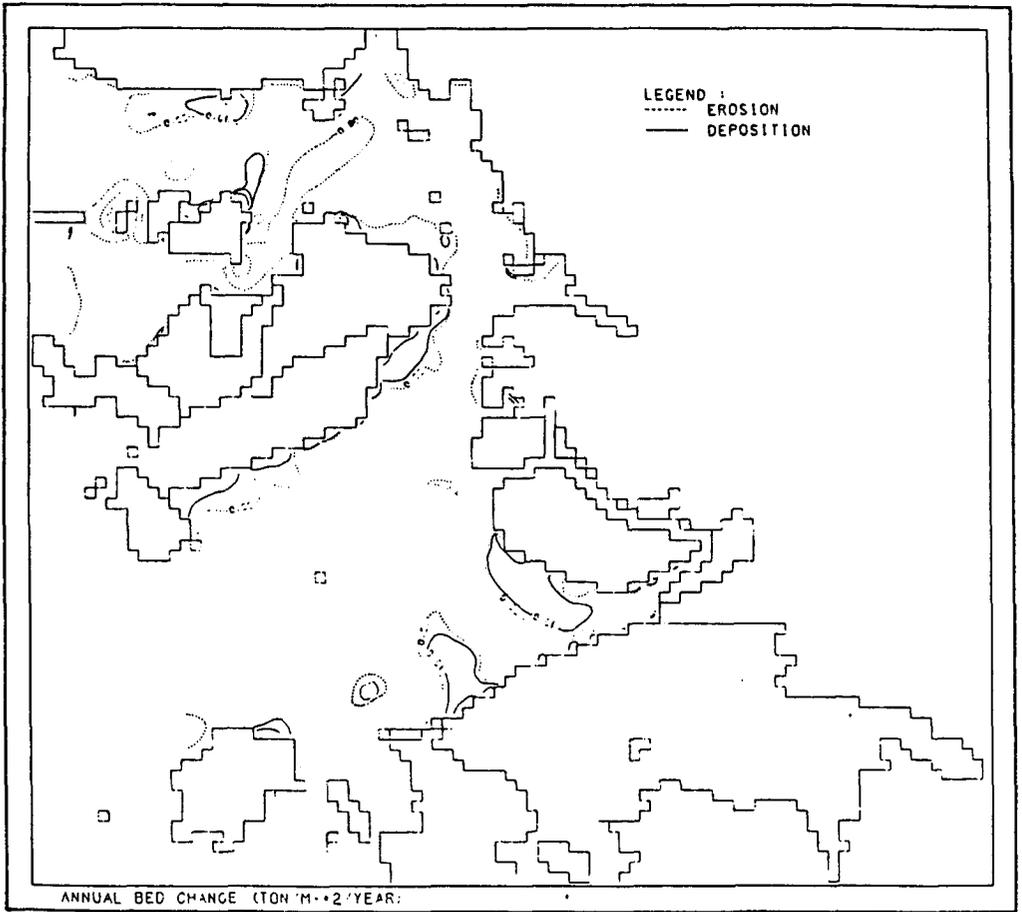


Fig. 2.4.3. Computed annual sea bed changes.

모델은 仁川港 壙域開發에 의한 沿岸地形變化가 潮汐體系에 미치는 영향을 모델 내에서 吸收하기 위하여 먼저 京畿灣 一帶를 對象으로 하는 壙域모델 (格子間格 1.5 km)을 적용하고 이 結果를 利用하여 仁川港 沿岸域에 對해 精密格子 모델 (格子間格 500 m)을 적용하였다. 堆積物 移動모델은 精密格子의 海水 流動 모델과 同一 格子網을 갖도록 樹立되어 海水流動 모델의 結果를 利用, 計算이 수행되었다. 또한 모델 入力資料의 獲得을 위하여 潮汐, 潮流, 海底堆積物 分布에 대한 現場調査가 實施되었으며 특히 浮遊堆積物 濃度の 時間에 따른 變化 및 堆積 粒子의 沈降速度가 現場에서 觀測되었다.

第3章 海濱變形 모델

第1節 厚浦港口 埋沒 및 海岸漂砂現象의 事例分析

항구나 해안에서 주로 파랑과 流에 의해서 발생하는 漂砂現象은 제 2 장에서 이미 설명한바 있다. 우리나라의 동해 및 남해일부 해안에서 전형적으로 나타나는 漂砂현상은 해빈의 평형상태를 유지시키는 外力조건의 변화 및 이의 인위적인 파괴로 새로운 평형상태에 도달하려는 과정이라 볼 수 있다. 後者에 대한 예로서, 砂濱해안에 항구건설을 위해 방파제를 건설함으로써 해저지형 및 파랑과 흐름상태를 변하게 하고 漂砂의 양상을 변화시켜 결과적으로 항구의 매몰 및 해안의 퇴적·침식등의 심각한 문제를 야기시킨다. 이의 대표적인 예는 속초, 주문진, 죽변, 후포항 등에서 찾아볼 수 있다.

本章에서는 비교적 파랑 및 수심자료가 축적된 후포항(Fig.3.1.1)에 대해 항입구의 매몰과 주변해안의 漂砂현상을 기존자료를 이용 개략적으로 분석하였다.

1. 海岸特性 및 漂砂

인근 해안은 대부분이 화강 편마암과 고생층으로 된 岩濱·砂濱으로 형성되어 있으며 항구를 제외하면 자연상태로 방치되어 있어 해안은 파랑의 영향을 직접 받고 있다(건설부, 1972). 해빈의 형상은 폭풍해빈으로 하천의 流出土砂가 해안변화에 큰 영향을 미치고 있다.

주요 漂砂源은 Table 3.1.1 과 같다(건설연구소, 1975).

이상의 河川流出土砂와 절벽의 붕괴등으로 이루어진 砂濱은 남북으로 70~80 km에 달하며 계절에 따라 변하는 波浪과 流의 작용으로 모래가 해안을 따라 이동한다.

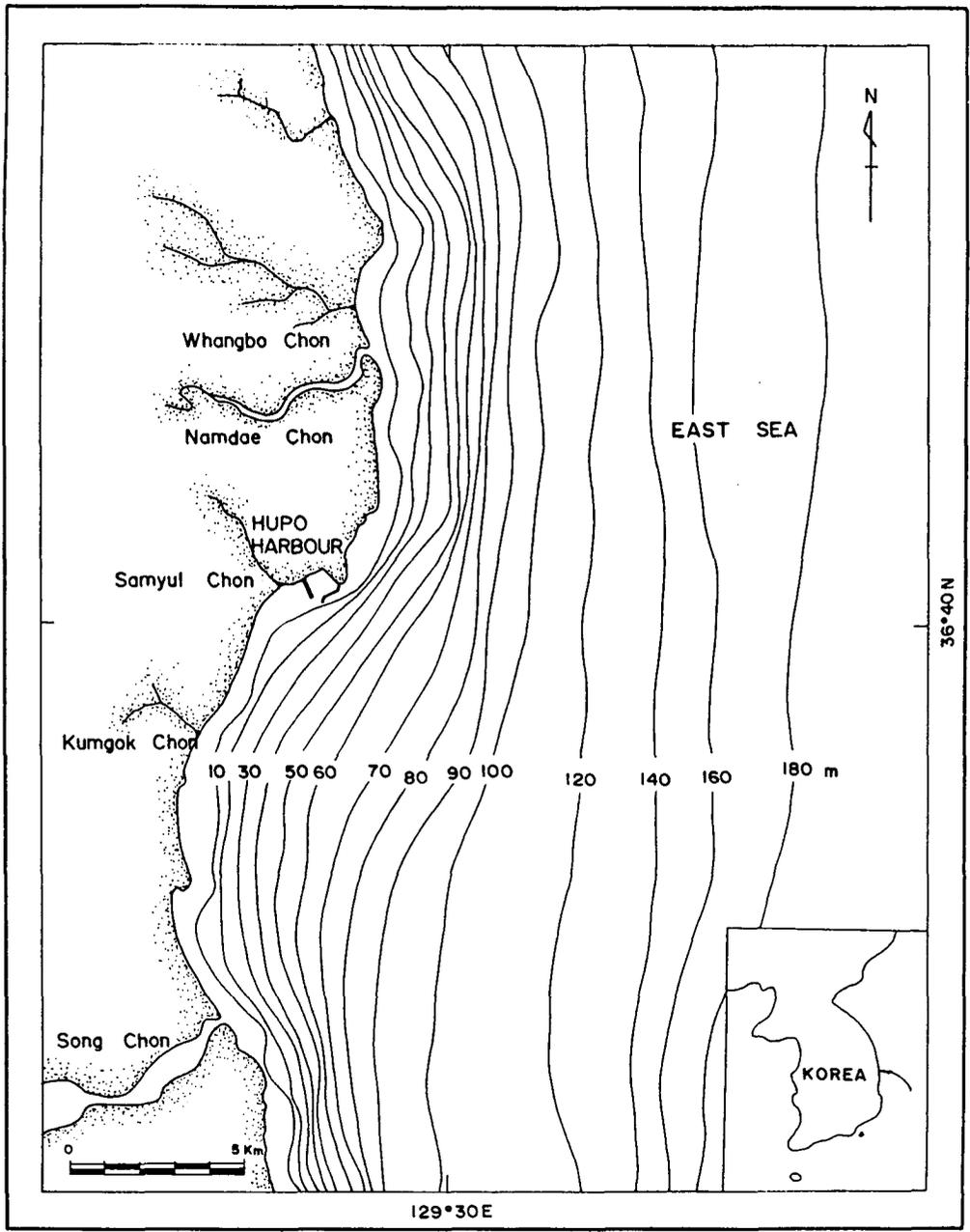


Fig. 3.1.1. Map showing the locations of Hupo harbour and major streams affecting the harbour sedimentation.

Table 3.1.1. Major streams affecting Hupo harbour sedimentation.

Name of Stream		Distance from harbour (km)	Drainage area A (km ²)	Remark (d ₅₀)
Namdae Chon	northward	7.0	143	0.48 mm
Whangbo Chon		14.0	33	0.80
Wangpi Chon		34.0	521	
Samyul Chon	southward	1.2	11.4	0.73
Kumgok Chon		6.0	20.0	0.50
Song Chon		13.3	218.8	0.98

방파제의 외해측 해저면은 비교적 급경사(1/20 ~ 1/40)를 이루고 방파제 남측해안의 해저구배는 1/140 정도로 비교적 완만하다. 해저질의 모래입경은 대체적으로 d₅₀ = 0.30 ~ 0.35 mm이고, 방파제 남측에서는 0.35 ~ 0.40 mm이다.

파랑의 방향별 출현율은 E方向이 50.2%로 가장 높고 그 다음은 SE方向으로 18.2%이다.(이들은 해안에서 관측한 자료이므로 비교적 수심이 깊은 연안에서의 파향과 다르다). 파고 및 파향별 波의 출현율은 Fig.3.1.2와 같다.

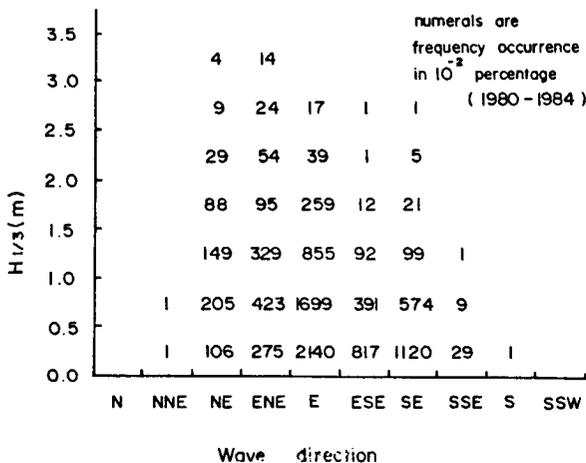


Fig.3.1.2. Directional wave height distribution at Hupo waters.

파랑주기 ($T_{1/3}$)의 출현율은 Table(3.1.2)와 같다.

Table 3.1.2. Frequency occurrence of $T_{1/3}$.

Range (s)	Frequency Occurrence (%)
0 ~ 5	49.8
5 ~ 6	16.4
6 ~ 7	17.8
7 ~ 8	9.9
8 ~	6.1

N.B. $T_{1/3}$ is the wave period averaged over the periods of waves for $H_{1/3}$.

표사의 이동방향은 비교적 큰 파랑의 방향별 출현율 분포로부터 南向流의 漂砂가 우세함을 유추할 수 있다.

2. 防波堤 연장에 따른 港口漂砂 및 주변 海濱의 變形

厚浦港의 항만시설 현황은 방파제 1031 m, 방사제 523 m, 물양제 482 m, 호안 577 m이고 항내수면적은 516,000 m^2 이다. 특히 (외곽) 방파제의 길이는 1974년 까지 335 m이었으나 50 ~ 60 m의 년차적인 시공으로 현재에는 1031 m에 이르며 방사제의 연장선과 거의 교차하고 있다.

과거 1927년부터 1985년 까지의 수심자료를 개략적으로 검토하면 다음과 같다(Fig.3.1.3. 참조).

방파제를 년차적으로 연장해 나감에 따라 표사는 방파제를 감하여 끝 부분으로 점차 이동해 가는 경향이 Fig.3.1.4에 뚜렷이 나타나 있으며 이미 시공된 구간에서 수심이 얇은 해저면의 구배는 어느정도 평형상태에 도달해 가고 있다. 그

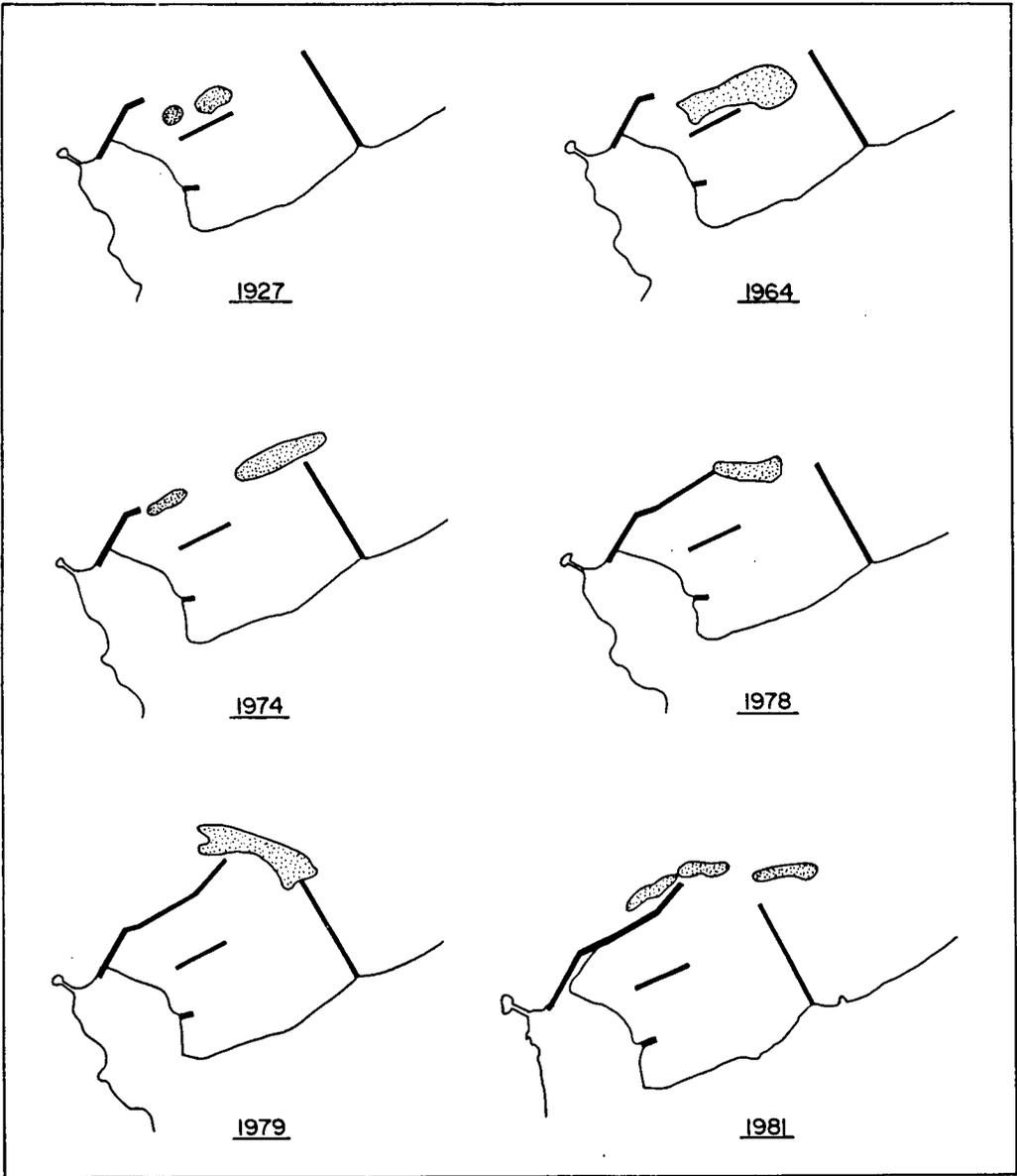


Fig. 3.1.3. Location map of sand bars according to the pro-
 longation of the breakwaters at Hupo hargour
 (1927-1981).

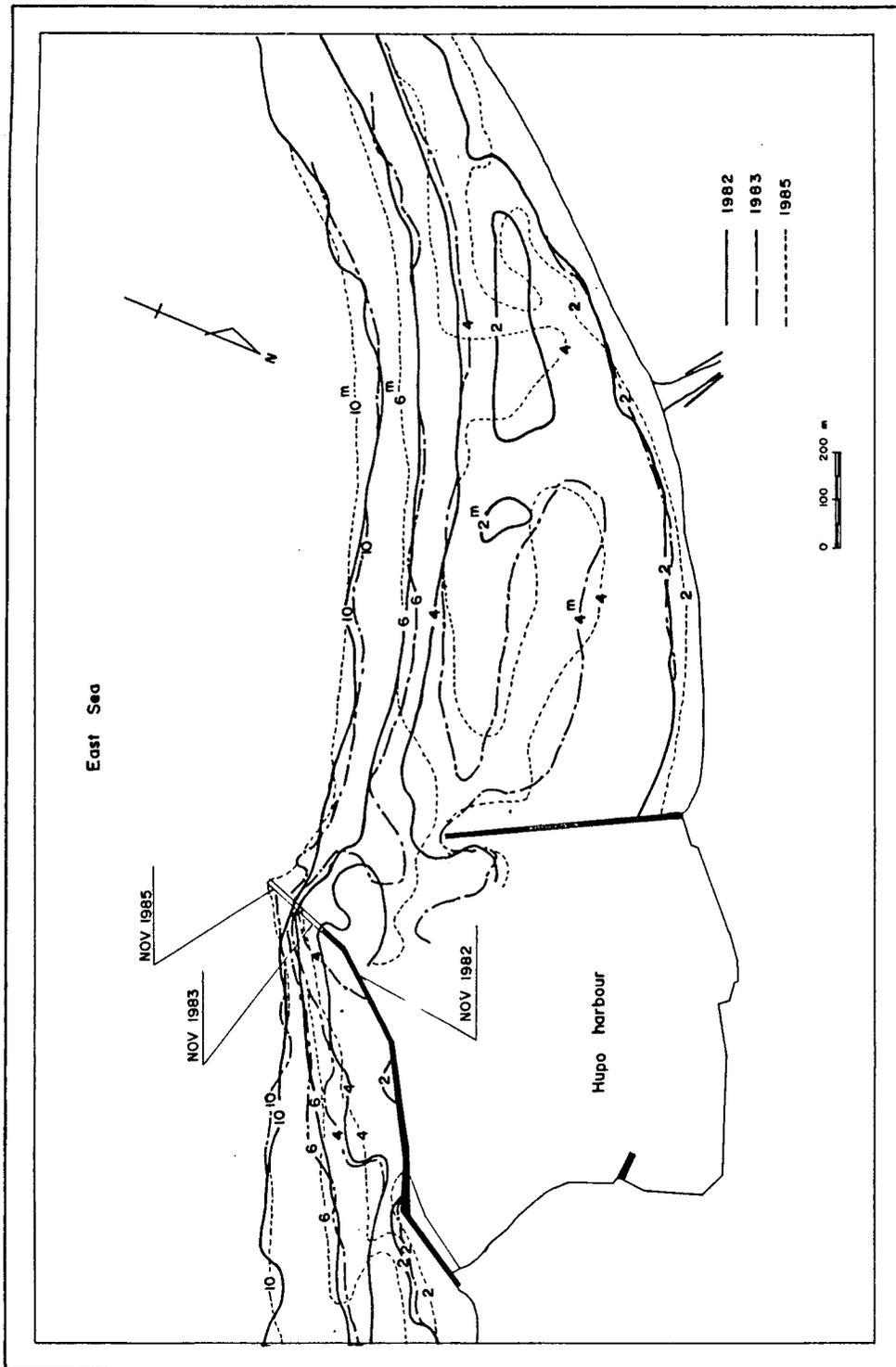


Fig. 3.1.4. The change of depth contours around Hupo harbour during the period of 1981-1985.

년 도	방파제길이 (m)	검 토 내 용
1964		방파제 線端에서 內港방파제의 外海부분구간에 砂洲가 발달.
1974	335	방파제 線端과 방사제 線端到 砂洲가 발달.
1978	617	방파제 線端到 砂洲가 발달하여 수심 $-3.0 m$ 정도로 매몰됨.
1979	687	항입구가 전반적으로 매몰됨.
1981	822	砂洲가 방파제 끝부분에서 방사제 끝의 남쪽 부분까지 광범위하게 발달하여 선박통행에 막대한 지장을 초래.
1985	1,031	항입구의 수심 $6 \sim 10 m$, 유지준설 및 방파제 연장(수심 $14 m$)에 따라 항입구 매몰현상이 둔화됨.

러나, 방파제의 線端부근은 현재 수심이 깊지만 NE ~ E 方向의 우세한 波의 作用에 의한 漂砂에 의해 堆積이 현저하게 일어나서 수심이 낮아지고, 결국 波의 영향을 받게 되어 항구의 매몰을 초래한다. 방파제 背後區域은 波의 회절현상으로 파고가 작고, 또한 波峰線을 따라 발생하는 흐름(circular current)으로 인해 부유된 세립질의 土砂가 이 구역에 퇴적된다. Fig.3.1.5는 방파제에 의해 차폐된 해역에서의 연안류 패턴인데 이로부터 부유표사의 이동형태를 유추할 수 있다. 후포항의 방파제 연장공사에 따른 해저지형의 장기적인 변화를 외국의 예(Fig.3.1.6)에서 유추해 볼때 外海측으로의 계속적 방파제 연장은 항구매몰에 크게 기여하지 못할 것이며, 오히려 방파제 건설공사비의 과중한 부담을 초래할 것이다.

최근 3년간의 방파제 연장에 따른 해저지형의 변화를 분석해 보면(Fig.3.1.4 참조),

- 1) 방파제의 外海側 線端에서는 등 수심선이 外海쪽으로 점진해 가고 있다.

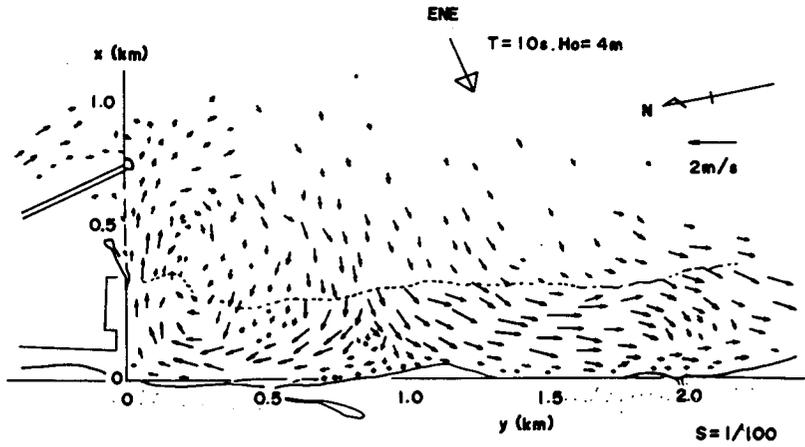


Fig. 3.1.5. A typical longshore current pattern around a harbour.

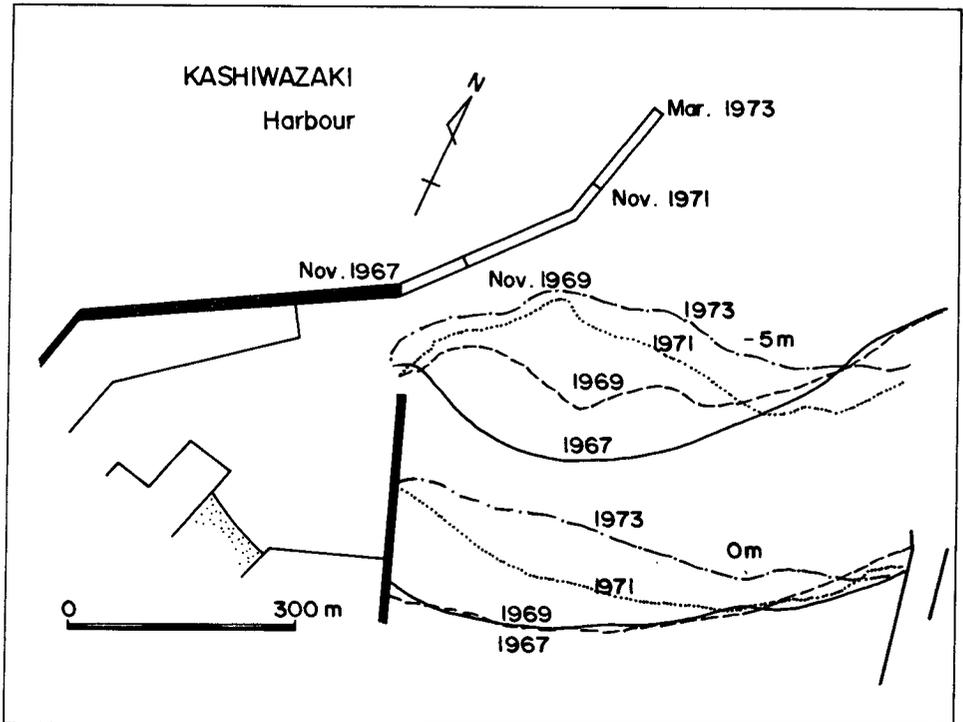


Fig. 3.1.6. Topographic changes after the prolongation of breakwaters (Tanaka and Sawamoto, 1974).

이는 南向流의 漂砂가 방파제 굴곡부에서의 반사파에 의한 反向流에 의해 발생되는 표사보다 탁월함을 의미한다.

2) 항입구에서의 등수심선 6 m는 유지준설과 방파제 월류표사량의 감소로 인해 해안쪽으로 후퇴했으나 10 m선은 오히려 외해쪽으로 전진했다.

3) 등수심선 4 m의 변화폭이 가장 크며, 삼울천 河口에서의 流出土砂는 sand bar 를 형성하고 있다. 이 구역은 波와 沿岸流의 동력학적인 영향을 크게 받는 곳이며 지형변화 역시 매우 복잡하다.

4) 등수심선 2 m의 퇴적과 세굴의 교차점이 삼울천의 우측에서 발생했다. 이는 방파제 線端에서 波向과 깊은 관계가 있다. 즉 파의 회절영역에 따라 해안의 세굴 및 퇴적부분이 변한다.

특히, 해안선의 침식 및 퇴적에 대해서는 Tanaka 와 Sato (1976)가 厚浦港의 경우와 類似한 여러개 항구의 장기간 수심측량자료의 분석에서 얻은 일반적인 경향을 참고로 인용하면 아래와 같다 (Fig.3.1.7. 참조).

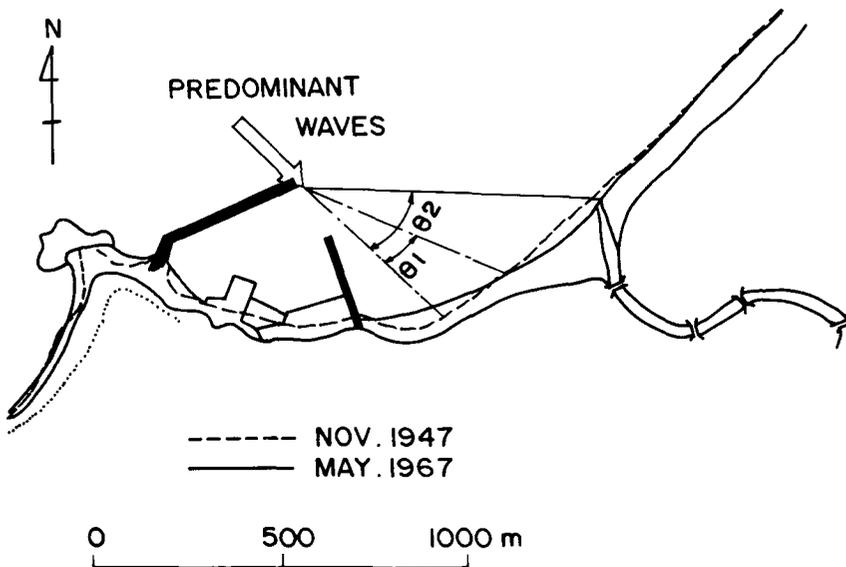


Fig. 3.1.7. Example of the coastal change at the downdrift side of a harbour (Tanaka and Sato, 1976).

- 1) 최대세굴 : 방파제의 끝에서 主波向線을 연장하여 해안선과 교차하는 지점
- 2) 평형상태 : $\theta_1 = 20^\circ \sim 30^\circ$
- 3) 최대퇴적 : $\theta_2 = 40^\circ \sim 50^\circ$

후포의 경우, 방파제 연장공사후 경과기간이 짧고 3년간의 수심자료 만으로는 상기형태의 변화패턴을 분명하게 구분할 수는 없으나 점차적으로 類似한 평형상태에 도달할 것이라고 예측할 수 있다.

결론적으로, 후포항주변(즉, 방파제 및 해안)에서의 표사현상은 파랑에 의한 연안류에 의해 발생되며, 항구 및 항내의 매물과 방사제의 外海側 堆積현상은 방파제에 의해 外海波浪으로부터 차폐된 구역에서 발생된다. 이는 방파제로 인해 회절된 파에 의한 circular current가 형성되어 주로 세립질의 부유토사가 항입구 및 배후지역에 퇴적된다.

第 2 節 波浪變形 모델

深海波가 淺海로 전파해갈 때는 수심 및 지형의 변화때문에 波의 굴절, 淺水, 廻折, 碎波 및 기타 滅殺현상 등에 의해 波의 특성이 변형되는 데 이를 파랑변형이라 한다. 특히, 쇄파대 내에서의 파랑변형은 연안류의 발생 및 해안표사 이동현상에 직접적인 영향을 준다.

파랑변형 현상을 계산하기 위한 수치모델은 단순파 굴절모델(a linear wave refraction model)과 불규칙파 변형모델(a irregular wave refraction 또는 a wave spectrum transformation model)로 구분할 수 있는데 이들을 이용, 파랑 특성계수(즉, 파고, 주기, 파향, 스펙트럼 등)를 계산한다.

1. 波向線 추적법

波의 굴절은 波峯線이 해저지형에 따라 구부러지는 현상으로 이는 波速度가 수심에 따라 변하기 때문이다. 波의 屈折圖를 작성할 때에는 파향선법을 이용하는 것이 편리하며 파향선은 파봉선과 수직이다. 波向은 다음 곡률반경의 관계식 (3.2.1)으로 결정한다.

$$\frac{d\alpha}{ds} = \frac{1}{C} \left(\sin \alpha \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \alpha \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (3.2.1)$$

여기서, s 는 파향선상의 증가분 ($\Delta s = C \Delta t$), α 는 파향선과 x 축이 이루는 각, 그리고 C 는 파속도로 식 (3.2.2)와 같다.

$$C = \frac{gT}{2} \tanh \left(\frac{2\pi h}{CT} \right) \quad (3.2.2)$$

여기서, T 는 주기, h 는 수심 그리고 g 는 중력가속도이다.

파향선의 作圖는 주어진 일정한 주기의 단순파에 대해 임의점에서 수심을 內插法을 이용 주위 격자점의 수심자료로부터 구한 다음, 파속도 C 를 계산하여 식 (3.2.1)을 이용 파향선의 곡률을 계산해서 새로운 점을 찾는다. 이점에서 또 곡률을 계산하여 前點에서의 값과 비교해서 차이가 어느 일정한 작은 값에 수렴할때 까지 이 과정을 반복하여 파향선을 추적해 나간다. 이 과정을 원하는 갯수의 파향선에 반복 적용하여 모델해역에 대한 파향선도를 그릴 수 있다. 파향선상의 임의점에서 파고 H 는 인접한 두개의 파향선 사이에 內在된 파의 에너지는 보존된다는 원칙에서 다음과 같이 계산된다.

$$H = H_0 K_s K_r K_f \quad (3.2.3)$$

여기서, H_0 : 심해파고

K_s : 천수계수 ($\equiv (C_{g0}/C_g)^{1/2}$; 심해파와 천해파의 군속도비)

K_r : 굴절계수 ($\equiv (b_0/b)^{1/2}$; 인접한 두파향선 간격의 심해 및 천해에
서의 比)

K_f : 해저마찰 및 기타 영향에 의한 파의 에너지 감쇄계수

굴절계수 K_r 는 Dobson (1967) 이 제시한 방법을 이용하여 계산하였다. 즉,

$$\frac{d^2\beta}{dt^2} + P \frac{d\beta}{dt} + q\beta = 0 \quad (3.2.4)$$

여기서, $\beta = (K_r)^{-2}$,

$$P = -2 \left(\cos \alpha \frac{\partial C}{\partial x} + \sin \alpha \frac{\partial C}{\partial y} \right),$$

$$q = C \left(\sin^2 \alpha \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - 2 \sin \alpha \cos \alpha \frac{\partial^2 C}{\partial x \partial y} + \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right)$$

상기의 2차 편미분 방정식을 풀기 위해서는, 초기조건으로서 모델해역의 심해측 경계면에 파의 주기, 파향과 파고가 정의되어야 하며 각 격자점에 수심자료를 입력시킨다. 이때 파향선상의 임의점에서의 수심은 주위 12점의 수심에 대해 최소자승법 (least square surface fitting method)을 이용하여 smoothing된 값을 취했다. 이와같은 수치모델을 이용하여 계산 및 작도한 파의 굴절도의 예가 Fig.3.2.1~2에 제시되었다.

이 방법은 파의 굴절패턴을 쉽게 표현할 수 있는 장점이 있으나 다음의 문제점이 있다. 즉,

- 해저지형이 매우 불규칙한 해역에서는 파의 굴절계수가 심해, 경계면의 파향과 파의 주기에 매우 민감하다.
- 따라서, 파향선 간격의 최적치를 결정할 수 없다.
- 해저지형 (수심)을 smoothing 함으로써 결과치의 변화폭을 줄일 수 있으나 이용하는 알고리즘의 선택이 중요하다.

최근에는 mild slope equation (Berkhoff, 1972)에 기초를 두고 파의 굴절·

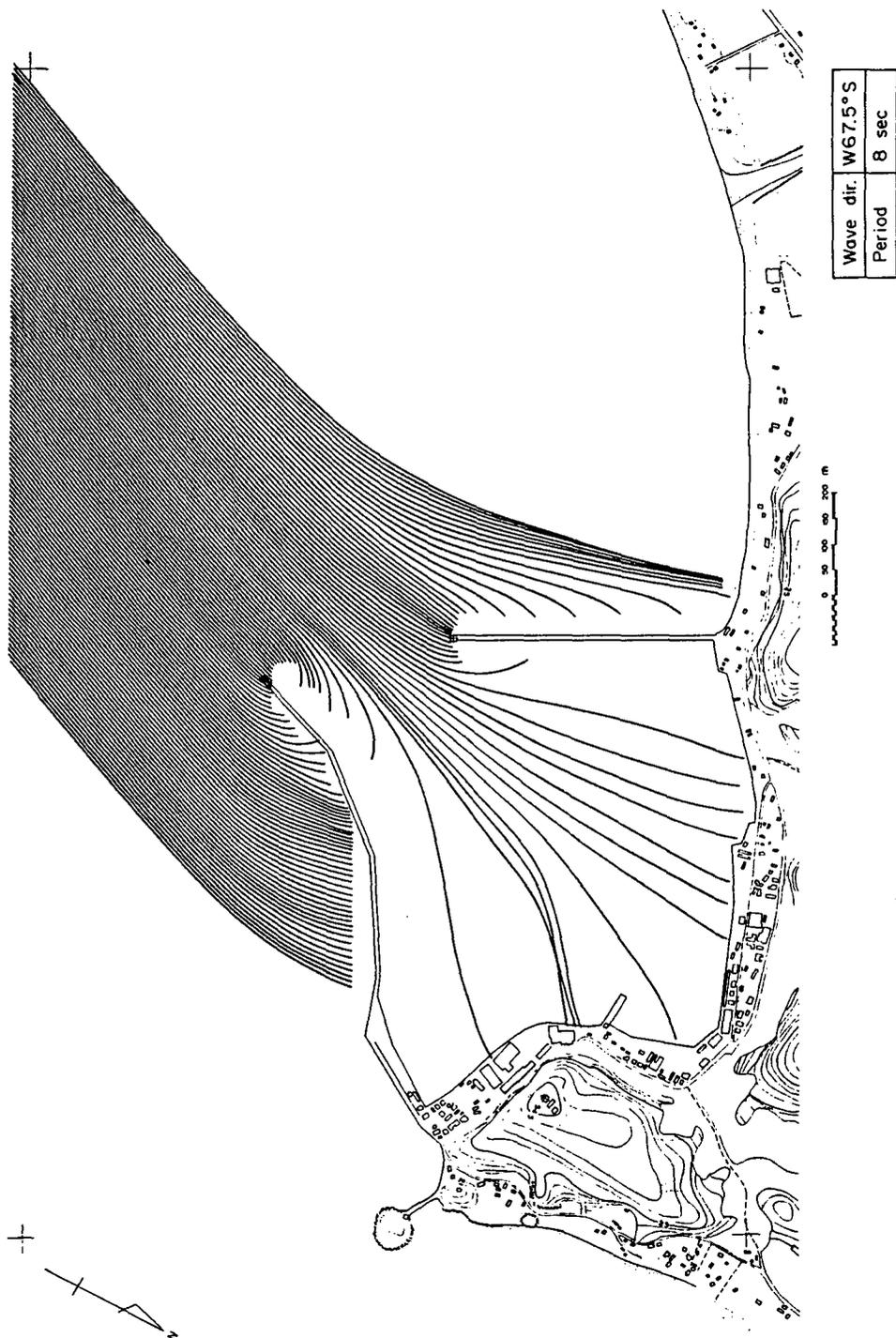


Fig. 3.2.1.1. Wave ray diagram (T=8s, W67.5° S).



Fig. 3.2.2. Wave ray diagram (T=8s, W164° E).

회절·반사등의 영향을 고려한 단순파 모델이 개발되어 계산영역이 비교적 작은 곳에서 파의 변형을 자세히 파악하는데 이용된다. 이 방법은 계산시간이 많이 들기 때문에 모델해역이 넓은 경우와 장기간의 파랑특성분석에 이용하기에는 부적합하다.

2. 파랑스펙트럼 변형

파랑스펙트럼은 불규칙한 파랑(波浪)의 특성을 표현할 수 있는 가장 좋은 방법중의 하나이므로, 수심이 불규칙하고 波의 에너지가 비교적 넓은 주파수 구간에 분포하는 불규칙파(seas)의 변형을 예측하기 위해서는 스펙트럼법(spectral method)을 이용한다. 여기에는 2 가지 방법이 있는데 그 하나는 성분波의 에너지가 천해로 전파해 가는 동안 고유주파수 구간에서 보존된다고 가정하는 에너지 보존방정식(Longuet-Higgins and Stewart, 1960)을 이용하는 방법이며, 다른 방법은 인접한 wave rays(이는 wave orthogonal 과 다름)사이의 wave action (E/ω)이 보존되는 원칙에 기초를 둔 wave action conservation 방정식(Bretherton and Garret, 1969)을 이용한다. 이들은 모두 기본방정식을 파랑스펙트럼의 각성분과 $S(f, \theta)$ 또는 $E(k_1, k_2)$ 에 적용하여 모델의 全海域에 대해 성분파의 특성계수를 계산함으로써 임의의 점에서 변형된 파랑의 주파수-방향 스펙트럼을 구한다. 파의 특성계수(즉, 파고, 파향등)는 이 스펙트럼으로부터 쉽게 계산할 수 있다.

本 報告書에서는 해빈변형예측 모델과 관련하여 대상해역 전체의 파랑상태를 계산하는데 경제적인 면에서 前者의 방법을 이용하여 불규칙파변형 수치모델을 수립하였다. 이의 기본방정식과 수치해석과정 및 적용에는 다음과 같다.

가. 기본 방정식

1) 운동학적 보존식 (kinematical conservation equation)

$$\frac{\partial \vec{k}}{\partial t} + \nabla n = 0 \quad (3.2.5)$$

여기서 \vec{k} 는 波數벡터, n 은 角周波數이고, 좌표계는 x 축-해안과 평행한 방향; y 축-해안을 기준으로 심해 방향이 陽이다. 波가 定常狀態 (steady state) 라고 가정하면 식 (3.2.5)는

$$\nabla n = 0 \quad (3.2.6)$$

이며, 이는 각주파수 n 이 一定함을 의미한다. 즉,

$$n = \omega(k; h) + \vec{k} \cdot \vec{u} \quad (3.2.7)$$

여기서 ω 는 相對 角周波數 (relative angular frequency), \vec{u} 는 조류 또는 해류 등의 속도벡터이다.

2) 波數벡터의 非廻轉性 (irrotationality of wave number vector)

$$\nabla \times \vec{k} = \frac{\partial (k \cos \theta)}{\partial y} - \frac{\partial (k \sin \theta)}{\partial x} = 0 \quad (3.2.8)$$

3) 파랑에너지 보존식

$$\frac{\partial dE(k)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \{ dE(k) [u_\alpha + (C_{gr})_\alpha] \} + S_{\alpha\beta} \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} = Q \quad (3.2.9)$$

$dE(k)$: 성분파의 에너지 밀도

$S_{\alpha\beta}$: radiation stress

C_{gr} : 相對群速度 (relative group velocity)

Q : 파랑에너지의 source 와 sink

본 모델에서는 계산의 편의상 및 적용해역이 수십 km 이내이므로 $\frac{\partial}{\partial t} = 0$ 그리고 $Q = 0$ 이라 가정하면 식 (3.2.9)는 다음과 같이 간략하게 표현된다.

$$\frac{\partial}{\partial x_\alpha} \{ dE(k) [u_\alpha + (C_{gr})_\alpha] \} + S_{\alpha\beta} \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} = 0 \quad (3.2.10)$$

이 식은 波의 에너지밀도가 波數벡터의 평면에서 보존됨을 의미한다. 따라서 $dE(k; \theta)$ 를 주파수-방향의 평면으로 환산한 $S(n, \theta)$ 를 구하기 위해서는 Phillips(1966)가 제시한 관계식을 이용한다. 즉,

$$S(n, \theta) = \frac{[k dE(k; \theta)]_{k=G(n)}}{[k_\theta dE_\theta(k; \theta)]_{k_\theta=G(n)}} S_0(n, \theta) \quad (3.2.11)$$

4) 波의 絕對群速度 (absolute wave group velocity)

$$\vec{C}_{ga} = \vec{C}_{gr} + \vec{u} \quad (3.2.12)$$

이는 波의 상대군속도 C_{gr} 과 流 u 의 벡터합성을 의미하며 파랑에너지의 전파속도를 의미한다. 여기서 wave ray와 파향선(wave orthogonal)은 Fig.3.2.3과 같이 구분된다.

波浪에너지의 傳播速度 C_{ga} 의 궤적을 wave ray라 부르며 方向 μ 는

$$\mu = \tan^{-1} \left(\frac{v + C_{gr} \sin \theta}{u + C_{gr} \cos \theta} \right) \quad (3.2.13)$$

로 정의된다. 여기서, u, v 는 \vec{u} 의 x, y 성분속도이고 θ 는 波向線(wave orthogonal) C_a 의 方向인데 $\vec{u} = 0$ 일때는 $\mu = \theta$ 이다.

上記의 식(3.2.7), (3.2.8)을 동시에 만족시키는 解를 구하면 ω, k, θ 의 값이 주어지고 이를 이용하여 상대파속 C_r 과 C_{gr} 을 다음과 같이 계산한다.

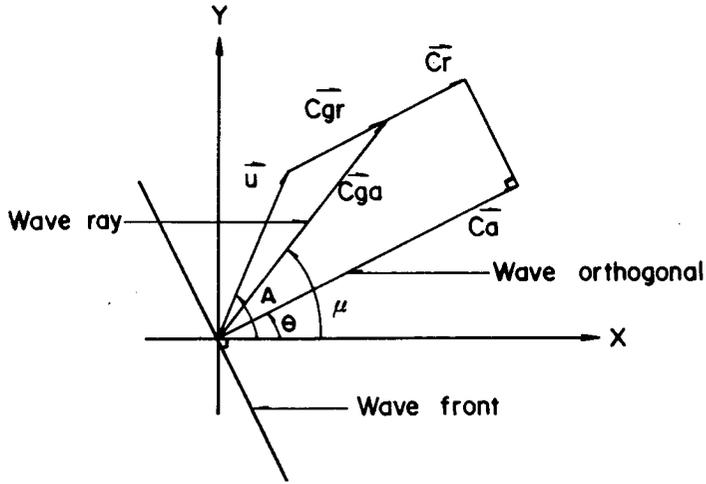


Fig.3.2.3. Definition of wave orthogonal and ray.

$$C_r = \left(\frac{g}{k} \operatorname{tanh} kh \right)^{1/2}, \quad (3.2.14)$$

$$C_{gr} = \frac{1}{2} C_r (1 + G), \quad (3.2.15)$$

$$G = 2kh / \sinh 2kh, \quad (3.2.16)$$

$$C_a = C_r + u \cos \theta + v \sin \theta. \quad (3.2.17)$$

또한, 식 (3.2.3)에서 wave ray의 방향 μ 를 구한다.

모델해역의 외해측 경계면에서 $S_0(n, \theta_0)$ 가 정의되고 각 격자점에 수심 h 와 u, v 가 입력되면 위의 기본식을 이용하여 波의 특성계수를 계산하고 이를 식 (3.2.10)과 (3.2.11)에 대입하여 모델 全海域에 대한 스펙트럼 $S(n, \theta)$ 또는 $S(f, \theta)$ 를 구할 수 있다. 여기서 (주파수)스펙트럼 $S(f)$ 는

$$S(f) = \int S(f, \theta) d\theta, \quad (3.2.18)$$

이다. 그리고

$$S(f) = 2\pi S(n, \theta), \quad (3.2.19)$$

$$S(\theta) = \int S(f, \theta) df, \quad (3.2.20)$$

여기서, $n = 2\pi f$.

특성파고 및 주기 등은 $S(f)$ 로부터 계산된다. 예를 들면,

$$H_{1/3} = 4.0 \sqrt{m_0} \quad (3.2.21)$$

$$\bar{T} = \sqrt{m_0 / m_2}, \quad (3.2.22)$$

여기서, $m_n = \int f^n S(f) df$,

$$T_{1/3} \doteq 0.95 / f_p, \quad (3.2.23)$$

f_p : peak spectral density의 주파수

이며, 파랑에너지가 가장 큰 방향은 $S(\theta)$ 의 값이 최대인 θ 이며 波와 流의 상호 작용시의 최대파력의 작용방향은 $S(\mu)$ 가 최대인 μ 이다.

나. 數值解析 과정

기본 방정식은 hyperbolic 형태이며 이의 해를 모델해역의 각 격자점에서 구하기 위해서는 방정식을 1st upwind differencing method를 이용 有限差分化하여 explicit scheme 과 반복계산법을 적용하였다.

모델의 경계 및 제한조건으로서는

외해측 경계면 : 주파수-방향스펙트럼 $S_0(f, \theta)$

내해측 경계면 : 해저면의 경사는 有限하고 에너지는 완전히 소멸된다.

양측 경계면 : $X(i, 1) = X(i, 2)$,

$$X(i, j_{\max}) = X(i, j_{\max-1})$$

해저면의 경사 : $|\Delta h| \ll kh$,

流速變化 : $|\Delta \vec{u}| \ll k\vec{u}$

주요 계산과정은 Fig.3.2.4와 같다.

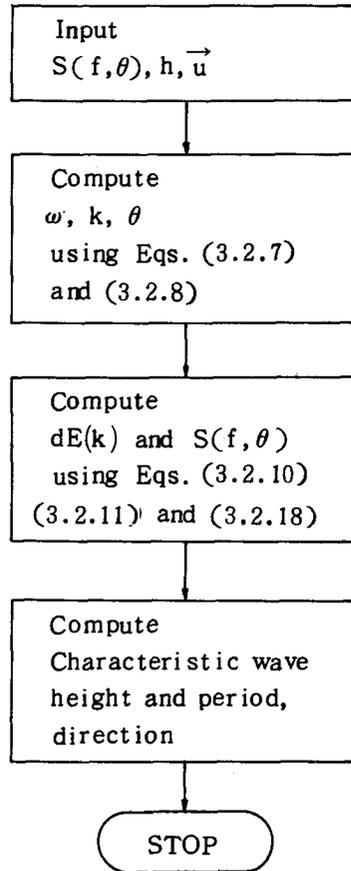


Fig.3.2.4. Flow chart of the spectral transformation model.

수치모델의 계산방법 및 Scheme의 안정성과 정확성에 대해서는 이상적인 수심조건 (plane sloped sea bottom)과 uniform current 상태에서의 해석적인 해와 계산치가 거의 일치함으로써 입증한바 있다 (Chae and Song, 1986).

다. 모델의 적용 예

천해파 스펙트럼 모델의 有用性和 실제문제에 적용상의 문제점을 파악하기 위

해 현장관측자료(심해 및 천해파 자료)가 있는 동해안의 厚浦부근 해역에서의 파랑변형 현상(해양연구소, 1982)에 대해 적용하였다. 수심자료는 해도를 근거로 독취하였으며 海流의 속도는 겨울철(2月)에 0.5 m/sec, 방향 NNE로一樣하다고 가정하였다. 심해측 경계면에서의 $S_o(f, \theta)$ 는 Datawell waverider buoy를 이용하여 수심 78 m, 해안에서 약 4 km 해역에서 관측한 $S(f)$ 와 에너지의 방향별 분포함수 $G(\theta)$ (Mitsuyasu and Mizuno, 1976)로 부터 구했다. 즉,

$$S_o(f, \theta) = S_o(f) G(\theta) \quad (3.2.24)$$

$$\text{여기서, } G(\theta) = \frac{1}{\pi} (2)^{2s-1} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)} \cos^{2s}\left(\frac{\theta}{2}\right), \quad (3.2.25)$$

Γ : Gamma function,

$$s = \begin{cases} s_{\max} (f/f_p)^{-2.5} & \text{for } f \geq f_p, \\ s_{\max} (f/f_p)^5 & \text{for } f < f_p, \end{cases}$$

$$f_p : \text{스펙트럼 } S(f) \text{의 첨두주파수 } (\cong \frac{1}{1.05 T_s})$$

$$s_{\max} : 11.5 (2\pi f_p U_{10}/g)^{-2.5}$$

Goda(1977)는 s_{\max} 의 범위를 개략적으로 다음과 같이 제안하였다.

$s_{\max} = 10$: 지역풍에 의해 발달된 풍파로 전파거리가 짧은 경우,

$s_{\max} = 25$: 감쇄거리가 짧고 파랑구배가 큰 경우,

$s_{\max} = 75$: 너울의 경우.

모델해역(8.75 × 11.25 km)을 직사각형의 격자망($\Delta x = 250 \text{ m}$, $\Delta y = 750 \text{ m}$)으로 구성하였는데 총 격자점의 수는 525개(= 35 × 15)이다. 또한, $\Delta f = 0.0195 \text{ Hz}$, $\Delta \theta = 10^\circ$ 를 채택하여 성분주파수는 14개, 파향은 13개로 총 182개의 성분파 $S(f_i, \theta_i)$ 에 대해 모델해역의 全格子點에서 기본방정식의 解를 계산한다. 이로부터 임의점 p에서의 스펙트럼 $S_p(f, \theta)$, $S_p(f, \mu)$, $S_p(\theta)$ 그리고

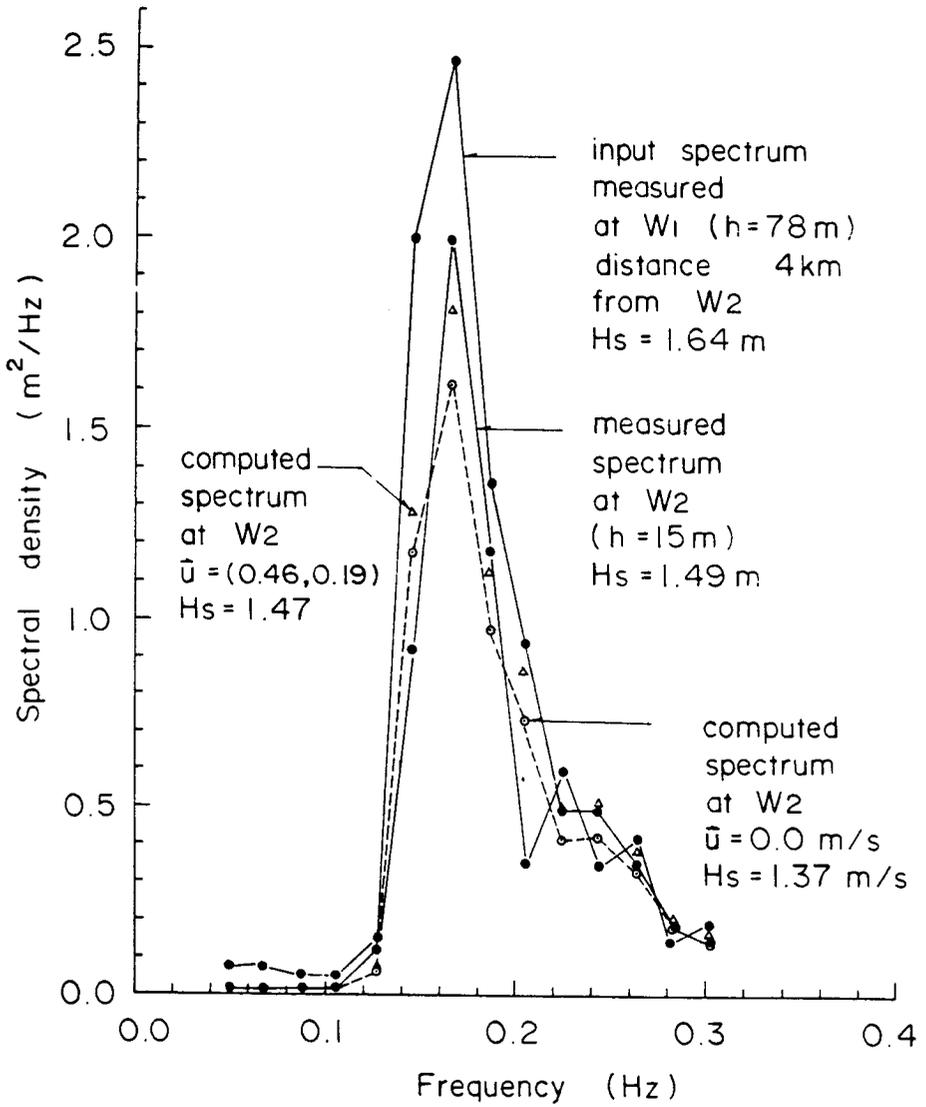


Fig. 3.2.5. Comparison between measured and computed wave spectra.

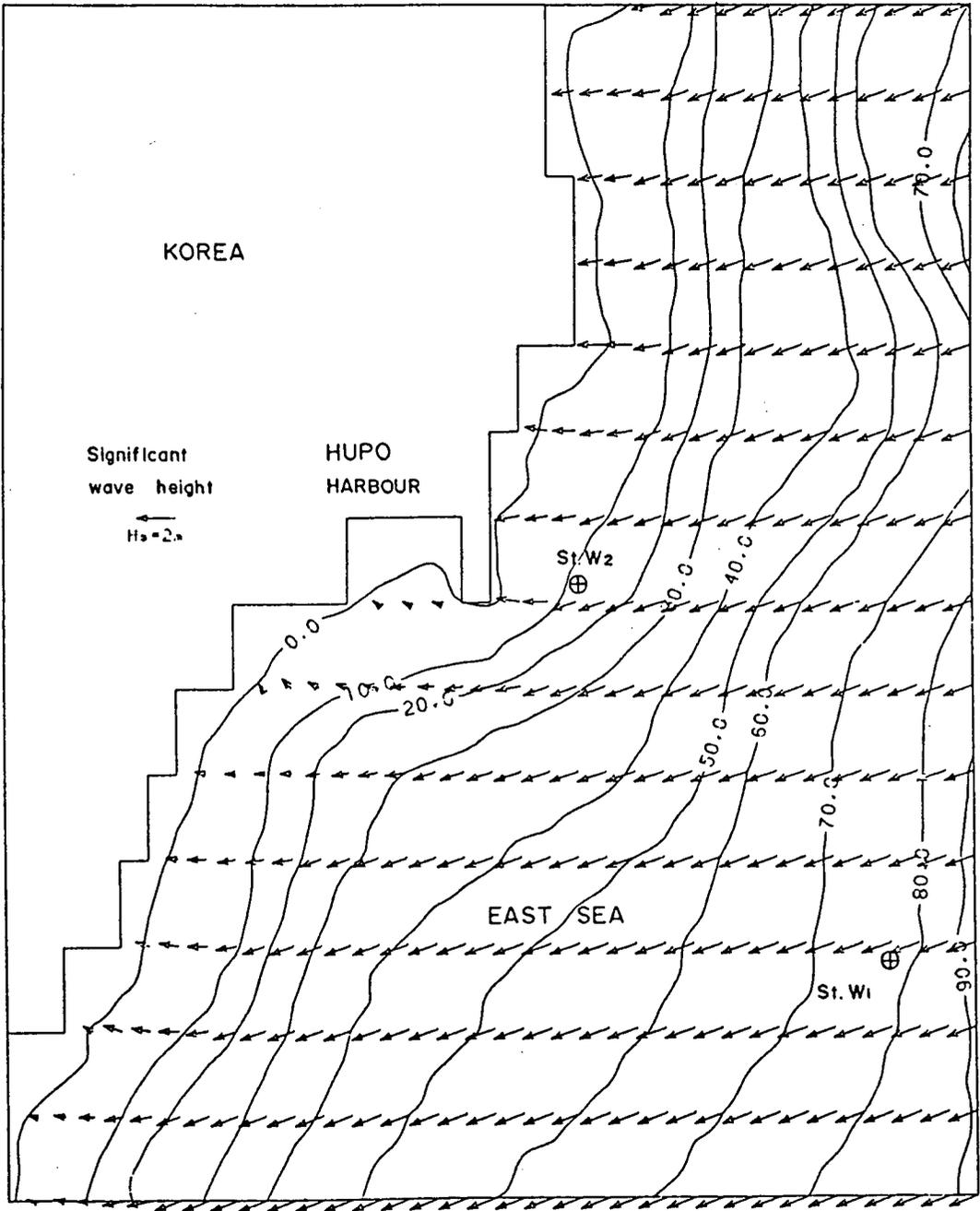


Fig. 3.2.6. Computed wave condition around Hupo harbour.

H_s, T_s, T_p 등의 값을 구한다. 그 결과의 일부가 Fig.3.2.5와 3.2.6에 도시됐다.

모델결과가 관측자료와 비교적 잘 일치함으로써 모델의 有用性을 증명할 수 있으며, 특히 流의 波浪전파에 대한 영향을 뚜렷이 나타낼 수 있다. 따라서 Fig. 3.2.6에서 보는 바와 같이 모델의 전해역에서 유의되고 주기와 에너지가 큰 파향 θ 를 계산할 수 있으므로, 이로부터 해저면에서의 wave orbital velocity, radiation stress 등을 구하여 저질의 이동현상을 모델링하는데 입력자료를 제공한다.

본 모델에서는 水深과 流에 의한 波의 굴절, 천수, 쇄파 현상만을 고려하였으나 앞으로 해저면 마찰등에 의한 에너지감소와 구조물 주변에서의 회절현상에 의한 영향을 추가할 필요가 있다. 또한, 방향스펙트럼의 관측·분석과 이 자료를 이용한 모델의 철저한 검증이 필요하다.

第 3 節 N-line 海濱變形 모델

해빈(또는 해안)에 항만 및 해안구조물이 설치되면 연안표사 이동기구에 변화가 생기고 이로인해 기존해빈의 평형상태가 깨어지게 된다. 우리나라 동해안에 건설된 주요항구 부근에서 발생하는 연안표사 이동에 따른 港灣埋沒과 海岸浸蝕·堆積現象이 크게 문제시되고 있음은 前章에서 이미 言及한 바 있다.

이러한 현상을 시뮬레이션하기 위한 수치모델로서는 일반적인 퇴적물이동 모델 (general sediment transport model)과 N-line 해빈변형 모델이 있다. 前者의 경우는 波의 굴절, 회절, 연안류, 해수순환과 浮遊 및 海底堆積物의 移動현상을 연속, 운동량보존 및 에너지보존 방정식을 이용하여 해석하고 해저지형 변화를 계산한다. 이 방법은 비교적 정밀한 계산을 수행할 수 있는 장점이 있으나 계산시간이 많이 걸리므로 적용해역이 넓거나 장기간의 현상분석에는 경제성이

적다. 한편, 後者는 波의 굴절과 회절현상을 고려하여 波高 및 波向을 계산한 다음 沿岸漂砂量 및 分布와 岸—沖 (onshore - offshore) 표사량을 계산하여 표사 이동량의 연속방정식으로부터 해저지형 및 해빈의 변화를 예측한다. 이 方法은 계산과정이 비교적 간단하고 적용이 용이하며 계산시간이 짧기 때문에 장기간의 해빈변형 예측에 적합하다. 그러나, 항만내의 매물현상을 예측하는 경우에는 前者가 적합하다.

厚浦項 입구의 매물현상 및 주변해역의 표사이동현상에 대한 이론적인 분석과 해저지형 변화의 경향을 예측하기 위해 N-line 해빈변형 모델을 적용하였다. 본 모델의 자세한 이론적인 배경은 Perlin and Dean(1985)에, 萬里浦 해빈에의 적용예는 蔡와 廉(1985)에 게재되었다. 따라서, 본 보고서에서는 이에 대한 간단한 설명과 적용결과에 대해서만 토의한다.

1. 기본 방정식

波의 變形에 대한 기본방정식은 식 (3.2.10)에 $u_a = 0$ 을 대입한 식을 이용한다. 쇄파조건은

$$H_b = 0.78 h \quad (3.3.1)$$

을 적용한다.

漂砂의 이동 및 수심의 시간에 따른 변화를 계산하기 위한 기본방정식은 다음과 같으며, 모델의 좌표계 및 해빈단면이 Fig.3.3.1에 제시되었다.

연속방정식

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{1}{m} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.3.2)$$

여기서, q_x : x成分의 단위 漂砂量 ($m^3/m/s$),

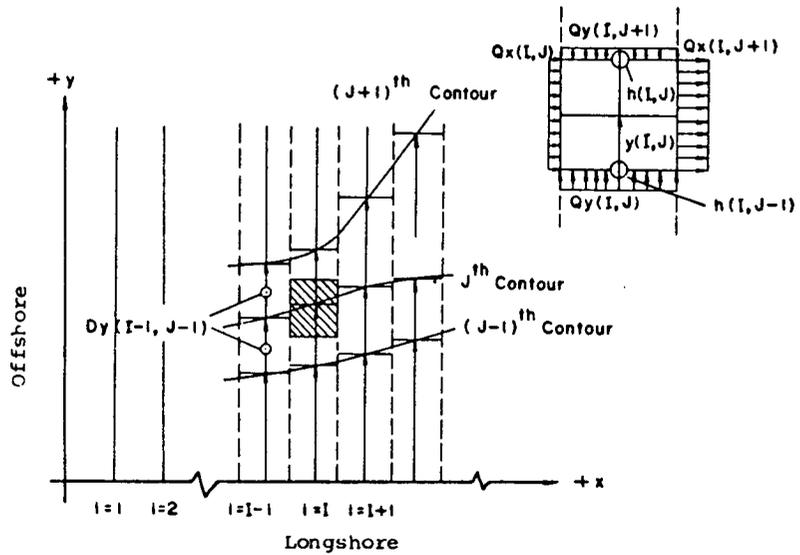
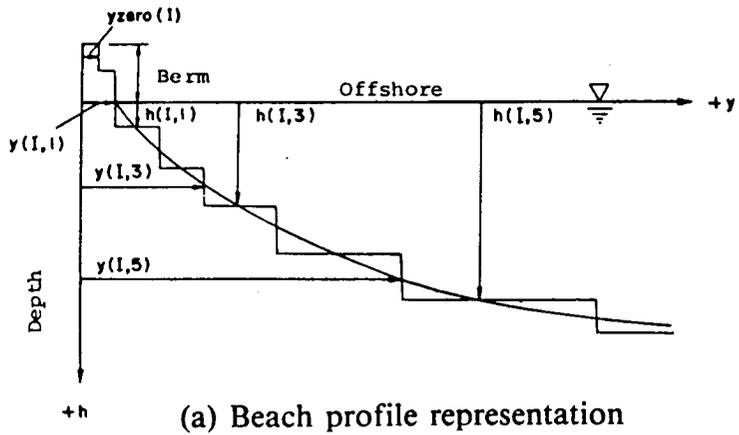


Fig. 3.3.1. Schematic representation of the beach profile and the beach planform for a shoreline change model.

q_y : y 成分의 단위 漂砂量 ($m^3/m/s$),

m : 海濱傾斜

한편, Q_x 는 연안류에 의한 總漂砂量式 (3.3.4) 과 연안표사량의 분포식 (3.3.5) 로 부터 구한다. 즉,

$$Q_x = q_x \cdot \Delta y \quad (3.3.3)$$

여기서, $q_x = Q \int q_x(y) dy / \Delta y$,

$$Q = C_1 (H_b)^{5/2} \sin(2\alpha_b) \quad (3.3.4)$$

$$C_1 : \text{常數} \left(= \frac{K\rho(g)^{1/2}}{16(\rho_s - \rho)(1-p)(k_1)^{1/2}} \right),$$

$K = 0.77$ (Komar and Inman 1970),

ρ_s = 堆積物の 密度,

ρ = 海水의 密度,

p = 空隙率,

$k_1 = 0.78$ (碎波指數),

α_b = 碎波點에서의 波向 ($= \theta - \pi$).

나. 연안표사량의 분포식 (Fulford, 1982)

$$q_x(y) = 1.536 y_b^{-3} (y+a)^2 \exp[-(y+a)/(1.25 y_b)^3] \quad (3.3.5)$$

$q_x(y)$: 平均水面 (M.W.L.) 을 기준으로 Q 의 y 方向 分布量,

y_b : x 축에서 碎波點까지의 거리,

a : 常數 ($= H_b / \frac{\partial h}{\partial y}$).

다. Onshore-offshore 표사량 (Bakker, 1968)

$$\begin{aligned}
 (Q_y)_{i,j} &= \Delta x (q_y)_{i,j} \\
 &= (C_2)_{i,j} [y_{i,j} - y_{i,j-1} + (W_{eq})_{i,j}]
 \end{aligned} \tag{3.3.6}$$

여기서 C_2 : activity factor

$$= 0.3048 \times 10^{-5} \text{ m/s for } h \leq h_b$$

$$= \frac{4}{5\beta} \frac{C_f \sigma^3}{(0.78)^2 (gB)^{3/2} h}$$

$$\left(\frac{H}{\sin h(kh)} \right)^3 \times 10^{-5} \text{ for } h > h_b$$

$(W_{eq})_{i,j}$: Equilibrium beach profile distance

$$(y_{i,j} - y_{i,j-1})$$

2. 數値計算

굴절에 의한 파고, 파향과 波數의 계산은 식 (3.2.6), (3.2.8) 과 (3.2.12) 를 前方差分法과 dissipative interface 技法을 이용 有限差分法시킨 다음 반복계산법을 적용 모델해역의 각 격자점에서 파랑상태를 계산한다.

波高(H) :

$$\begin{aligned}
 H_{i,j}^{n+1} &= \left\{ \frac{1}{(C_g \cos \theta)_{i,j}} [0.25 (H^2 C_g \cos \theta)_{i-1,j+1} \right. \\
 &\quad + 0.5 (H^2 C_g \cos \theta)_{i,j+1} \\
 &\quad + 0.25 (H^2 C_g \cos \theta)_{i+1,j+1} - \frac{\Delta y}{\Delta x} \\
 &\quad \left. ((H^2 C_g \sin \theta)_{i+1,j} - (H^2 C_g \sin \theta)_{i-1,j}) \right\}^{1/2}
 \end{aligned} \tag{3.3.7}$$

波向(θ) :

$$\begin{aligned}
 \theta_{i,j}^{n+1} &= \sin^{-1} \left\{ \frac{1}{k_{i,j}} [0.25 (k \sin \theta)_{i-1,j+1} \right. \\
 &\quad \left. + 0.5 (k \sin \theta)_{i,j+1} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.3.8}$$

$$+ 0.25(k \sin \theta)_{i+1, j+1} + \frac{\Delta y}{2\Delta x} \cdot \left. \left((k \cos \theta)_{i+1, j} - (k \cos \theta)_{i-1, j} \right) \right\}$$

위의 파랑상태를 근거로 q_x 와 q_y 를 계산하여 식 (3.3.2) 에 대입한 다음 陰解法을 이용 有限差分法시킨다. 모델해역의 각 격자점에서 이 식을 동시에 만족시키는 해를 구하기 위해 다음과 같이 연립방정식 (3.3.9) 을 수립한다.

$$\begin{aligned} (1 + A_1 + A_2 + A_3 + A_4) y_{i,j}^{n+1} - (A_1) y_{i-1,j}^{n+1} & \quad (3.3.9) \\ - (A_2) y_{i+1,j}^{n+1} - (A_3) y_{i,j-1}^{n+1} - (A_4) y_{i,j+1}^{n+1} & = (A_5)_{i,j} \end{aligned}$$

여기서

$$A_1 = \Delta t R_{i,j} (S_3)_{i,j},$$

$$A_2 = \Delta t R_{i,j} (S_3)_{i+1,j},$$

$$A_3 = (\Delta t/2) R_{i,j} (C_6)_{i,j},$$

$$A_4 = (\Delta t/2) R_{i,j} (C_6)_{i,j+1},$$

$$R_{i,j} = 1/(2 \Delta x \Delta h),$$

A_5, S_3 와 C_6 는 n^{th} time step에서 계산된 既知數이다.

식 (3.3.9) 는 매트릭스형태로 表示되며 (식 (3.3.10)), 또한 banded matrix 의 특징을 가지므로 IMSL routine 을 이용, 경제적으로 계산할 수 있다.

$$[A] [Y] = [B] \quad (3.3.10)$$

여기서 $[A]$ 는 Weighting factors 로서 波浪狀態, 海底面傾斜 및 기타 入力條件에 따라 決定되며, $[B]$ 는 $(A_5)_{i,j}$ 이다.

모델의 境界條件은 다음과 같다.

海岸側 : 경빈 (berm) 과 beach face 는 海岸線과 연결되어 이동한다.

外海側 : $y_{i,j_{\text{max}+1}}^{n+1} = \text{constant}$.

兩側面：等水深線의 位置는 固定，

突出堤：不透水性 突出堤 (impermeable barrier).

境界面에서의 數值計算은 前方 또는 後方差分法을 이용하였다.

본 모델을 이용한 해빈변형예측의 계통도는 Fig.3.3.2와 같다.

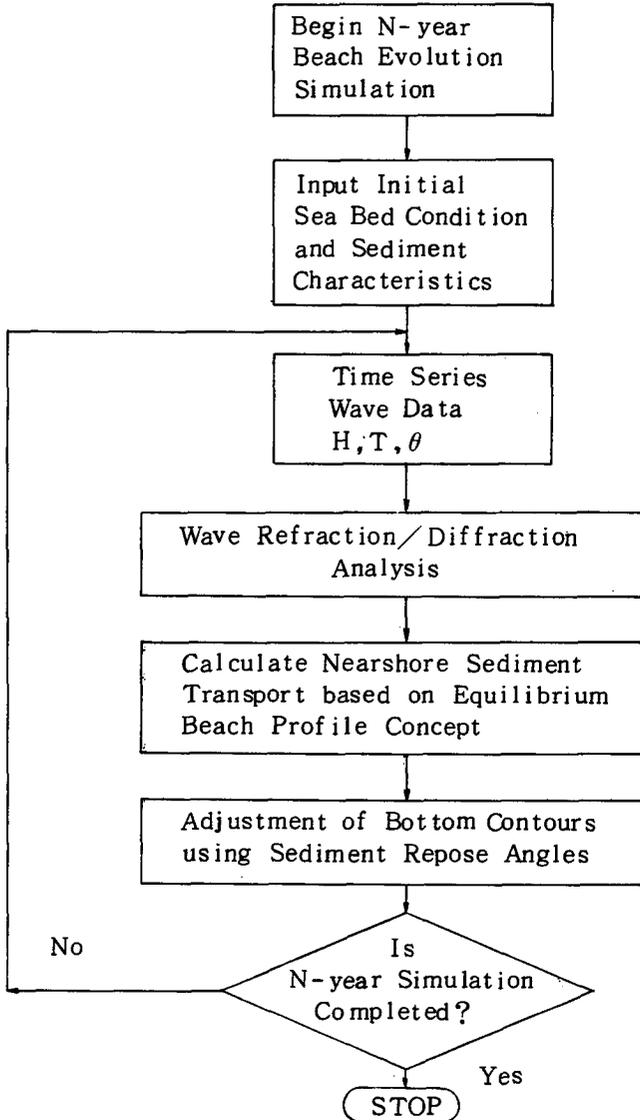


Fig.3.3.2. Flow chart of n-line beach evolution modelling.

3. 모델 適用

厚浦港의 경우, 항내의 정온도 및 입구의 매몰방지를 위해 외항방파제 연장공사가 진행 중이다. 이에 대한 효과분석과 개략적인 개선책을 把握하기 위해서 N-line 해빈변형 모델을 이용, 매 6시간마다 변하는 波浪狀態와 해저수심을 동시에 고려하여 지형변화를 계산한다.

가. 모델의 초기 및 경계조건

모델적용에 기본적으로 이용된 입력자료는 다음과 같다.

계산시간 (Δt) : 21600 초 (= 6 시간)

격자간격 (Δx) : 50 m

등수심선의 갯수(N) : 11 개 (0.1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 15, 20, 25 m)

해빈경사(m) : 0.025

해빈모래의 밀도 (ρ_s) : 2.52 g/cm³

해수밀도(ρ) : 1.025 g/cm³

공극율(p) : 0.40

평형해빈구배(B) : 0.13 [$h = By^{2/3}$]

D_{50} : 0.3 mm

인식각(β) : 23.64°

경빈의 높이 : 1 m

돌출제의 길이 : 350 m, 905 m (방파제 선단까지의 거리), 400 m

돌출제의 위치(i) : 7, 22, 37

적용예에 대한 파랑조건 (Fig. A3.3.1 참조), 적용기간등이 Table 3.3.1에 게재됐다. 厚浦港 주변의 등수심선 및 방파제와 방사제의 배치 (1984년 12월 현재)와 모델의 격자망이 Fig.3.3.3에 제시됐다.

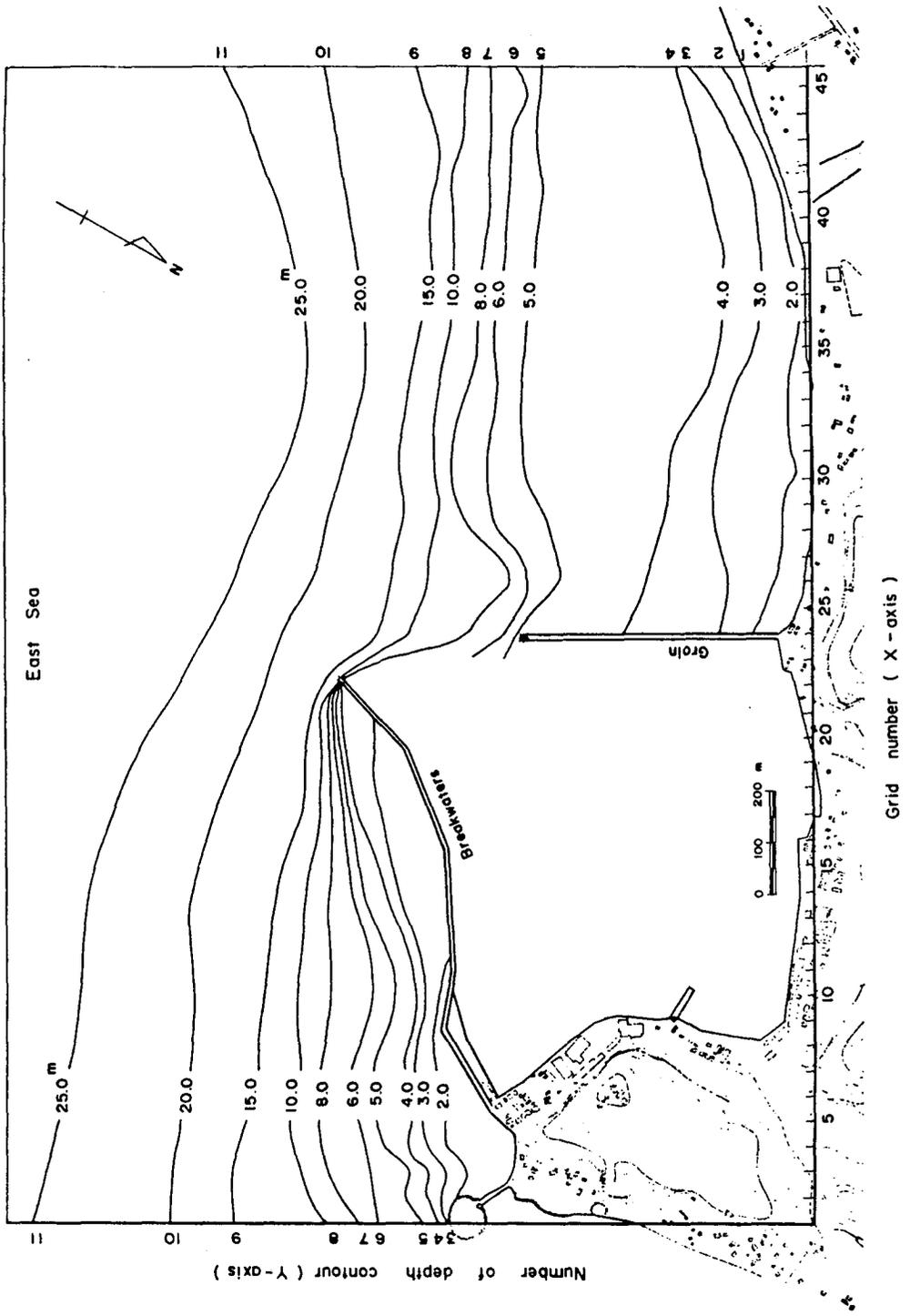


Fig. 3.3.3. Coordinate system and depth contours for the computation of topographic changes.

Table 3.3.1. Data sets for beach evolution modelling on Hupo harbour sedimentation.

Run No.	Groin Position (i)	Wave			Duration (days)	Remarks
		H(m)	T(s)	θ		
1	22	3*	8	W 164° E	12	Test run
2	22	3	8	W 67.5° S	12	Test run
3	7, 22, 37	3	8	W 164° E	12	Test run
4	7, 22, 37	3	8	W 67.5° S	12	Test run
5	22	measured		observed	92	summer (Jul.- Sep.)
6	22	measured		observed	92	winter (Nov.- Jan.)
7	7, 22, 37	measured		observed	92	summer
8	7, 22, 37	measured		observed	92	winter
9	22	measured		observed	184	six months (summer + winter)
10	7, 22, 37	measured		observed	184	

* : the deep-water wave.

나. 계산결과

Run 1 & 2

厚浦港에 내습하는 파랑의 波向은 全年을 통하여 NE가 우세하지만 계절에 따라 겨울에는 북동계열, 여름에는 東내지 南東계열의 파랑이 주로 전파해 온다. 따라서, 모래의 이동양상은 이러한 내습파랑상태에 따라 현저하게 달라진다.

(1) Run 1 (Fig.3.3.4)은 ESE 방향에서 파고 3 m, 주기 8초의 심해파가 내습해 왔을 때의 해저지형변화로서, 방파제의 외해측에는 퇴적현상이 뚜렷이 나타나고 防砂堤의 右側(방파제 끝을 기준으로 파향선과 해안선이 만나는 곳)은 洗堀현상이 뚜렷하다. 또한, 港入口에서도 퇴적현상이 나타난다. 즉, 방파제 선단을 지나온 모래는 수심이 10 ~ 15 m 사이에 퇴적되고, 방파제 우측 4 m 등수

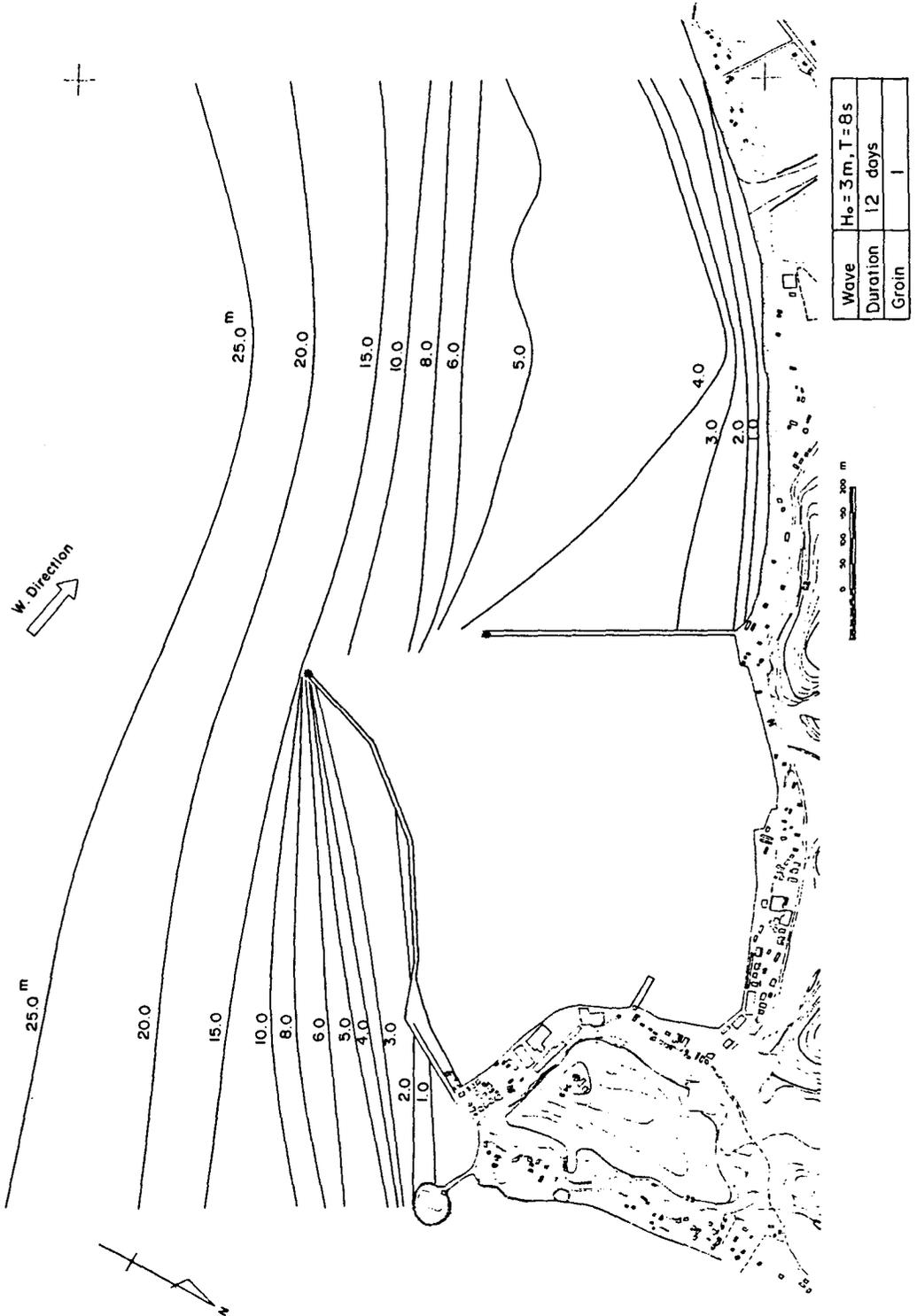


Fig. 3.3.4. Computed depth contours (Run 1).

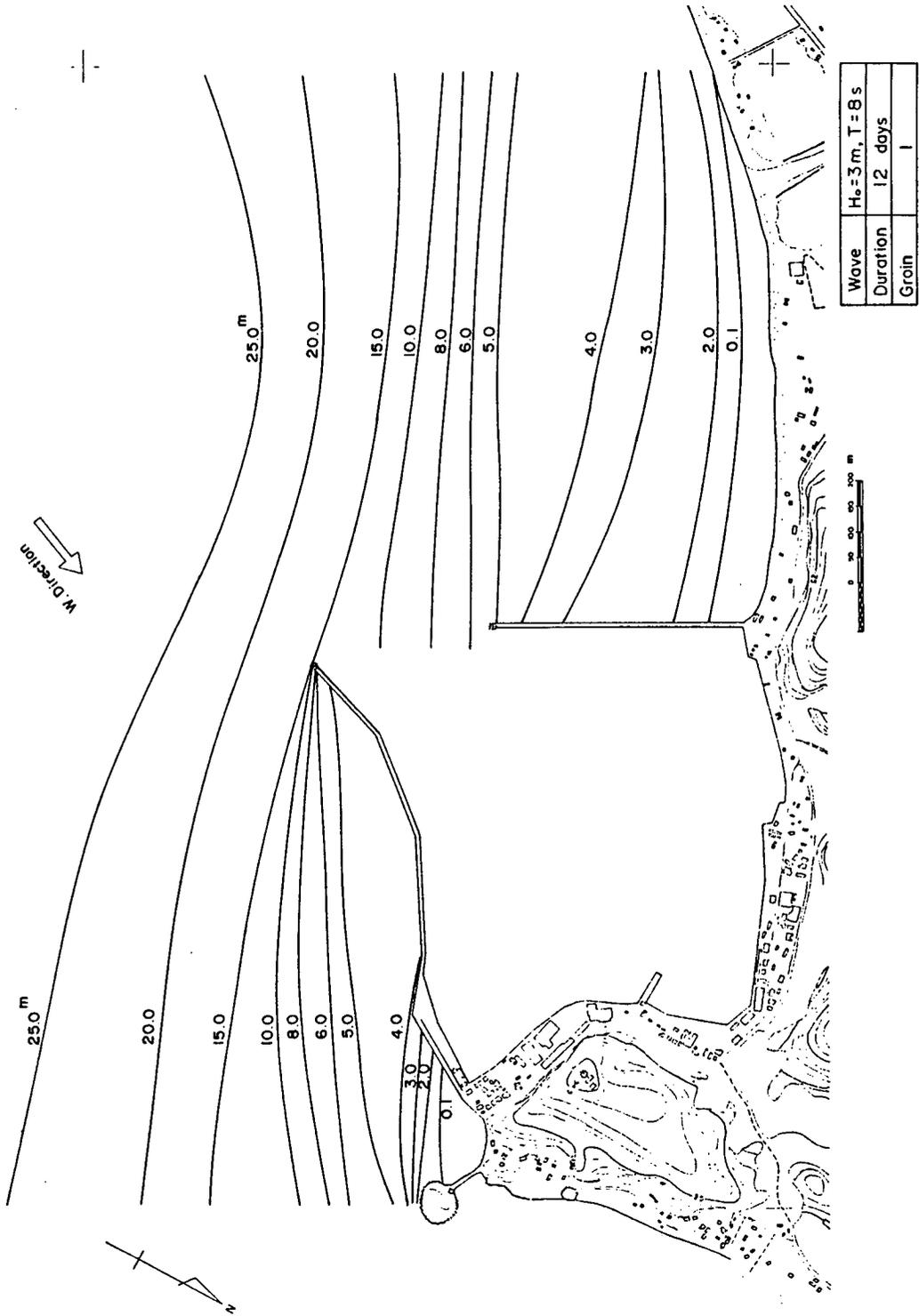


Fig. 3.3.5. Computed depth contours (Run 2).

심선은 波의 廻折現象으로 퇴적현상을 보인다.

(2) Run 2 (Fig.3.3.5)는 SSW 방향에서 동일한 심해파가 내습했다고 가정하여 계산한 해저지형의 변화로써 방파제의 외해측은 세굴(침식)현상이 나타나고, 방사제 우측해빈은 퇴적현상이 뚜렷하게 나타난다. 특히, 등수심선 3~5 m가 외해쪽으로 전진하였다. 이러한 파랑조건은 비교적 큰 暴風波에 해당하므로 作用시간이 비록 12일만에 불과하나 그 영향은 뚜렷하다.

방파제의 配置가 외해쪽으로 약간 구부러지므로써 南向流의 모래를 겨울철에는 저장하여 이동속도를 줄이고, 여름철에는 세굴현상으로 모래의 이동을 상당히 저지시키는 효과를 줄 수 있음을 이 Test runs의 결과를 통해 把握할 수 있다.

Run 3 & 4

이는 역시 Test run으로써 방파제 및 방사제 우측해안에 돌제(groin)를 설치함으로써 표사이동을 억제하여 항입구의 매물과 남서쪽 해안의 세굴(침식)을 방지하기 위한 개략적인 방법이다. 모델적용해역의 범위가 비교적 좁아서(계획상) 갯바위에 설치예정인 돌제를 약 300 m 남쪽에 설치한다고 가정하여 가상적인 폭풍파의 작용에 의한 표사이동에 대해 이들의 효과를 분석하였다.

(1) Run 3의 결과(Fig.3.3.6)는 Run 1에 비해 방파제측 돌제의 右側이 약간 세굴되고 항입구의 수심이 약간 깊어지며, 기존 방사제 우측의 세굴현상이 4 m 수심에서 현저하게 나타난다. 남쪽 해안의 가상돌제 주위에는 堆積과 洗掘이 뚜렷하게 나타나는데, 이는 장기적인 면에서 항입구 매물방지에 상당한 역할을 해줄 것으로 판단된다. 또한, 기존 방사제 주위에 모래퇴적을 줄여주고 河川에서 流入되는 모래를 남서쪽 해안으로 이동시킴으로써 세굴(침식)이 예상되는 해안에 퇴적현상을 야기시킨다.

(2) Run 4의 결과(Fig.3.3.7)는 여름철 표사이동 양상을 분석하기 위한 것으로써, 波가 SSW 방향에서 내습했다고 가정한 경우의 표사이동에 대한 돌제의 영향을 뚜렷이 나타내주고 있다. 즉, 방파제측 돌제의 우측은 堆積, 방파제線端

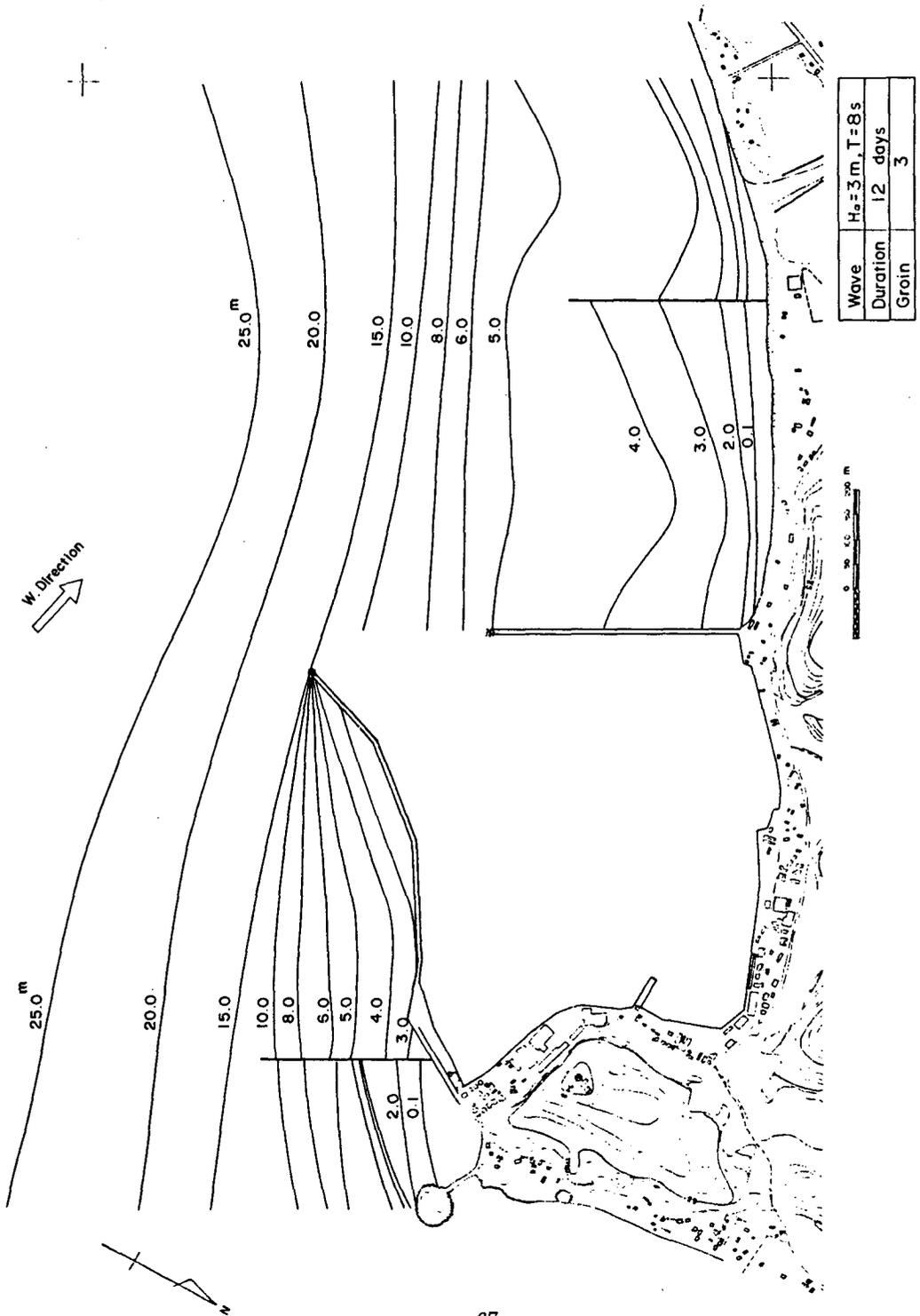


Fig. 3.3.6. Computed depth contours (Run 3).

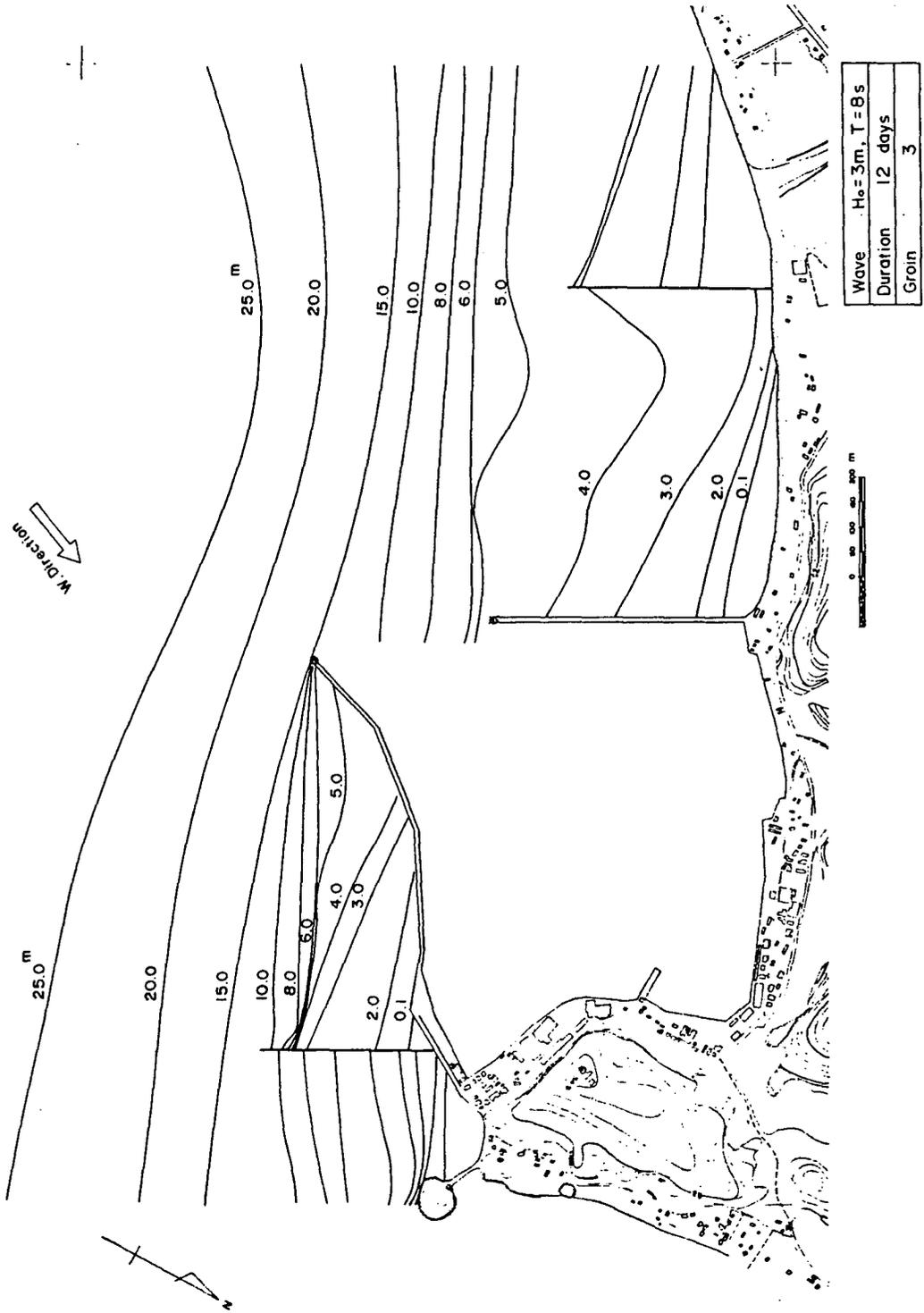


Fig. 3.3.7. Computed depth contours (Run 4).

의 좌측은 洗掘, 그리고 기존 방사제의 우측은 堆積, 港入口 역시 堆積이 일어나고, 해안 가상돌제의 좌측은 洗掘, 우측은 堆積이 발생함으로써 돌제의 효과가 뚜렷하다.

이들 결과로부터 N-line 해빈변형 모델이 돌제설치에 따른 해빈변형의 양상 (trend) 을 비교적 정확하게 재현함으로써 모델결과에 대한 신빙성도 어느정도 입증할 수 있다.

Run 5 & 6

이는 여름과 겨울철의 표사이동 패턴을 보기 위한 것이다. 따라서, 여름 및 겨울철 3개월간의 실제 관측자료 (1982년 후포파고관측소 자료) 를 이용하여 1984년 12월의 수심자료 및 방파제 배치 상황하에 매 6시간마다의 파랑상태로부터 매 6시간마다의 해저지형 변화를 계산했다.

Fig.3.3.8은 7,8,9월의 파랑상태에 의한 해저지형 변화이다. 여기서, 방파제의 외항측은 약간의 퇴적현상을 보이나 線端부근은 돌제부근에서 일반적으로 볼 수 있는 약간의 세굴현상도 나타난다. 그러나 겨울철에는 퇴적현상이 우세하다 (Fig.3.3.9). 한편, 항입구에는 여름에 南向계열의 파랑작용으로 퇴적현상이 겨울보다 우세하다. 이는 Figs. A3.3.2와 A3.3.4에서 단편적으로 설명할 수 있으며, 또한 방파제의 선단을 우회하여 이동해온 모래는 수심이 깊은 곳 ($h=15m$)에 堆積되어 波의 동력학적인 영향을 적게 받으나 점차적으로 퇴적량이 증가하면 수심이 낮아지므로 波의 영향을 받아 內港 및 海岸으로 이동하게 될 것이다.

Run 7 & 8

이는 돌제 2개를 가상적으로 설치하여 여름과 겨울철의 각각 3개월간의 파랑작용에 따른 해저지형변화를 계산한 것이다 (Fig.3.3.10, 3.3.11). 방파제주위의 지형변화는 서로 비슷하며 약간의 퇴적현상이 나타난다. 그러나, 기존 방파제 우측해안의 지형변화는 뚜렷한 차이를 보이는 데, 이는 겨울에 수심 5~15m

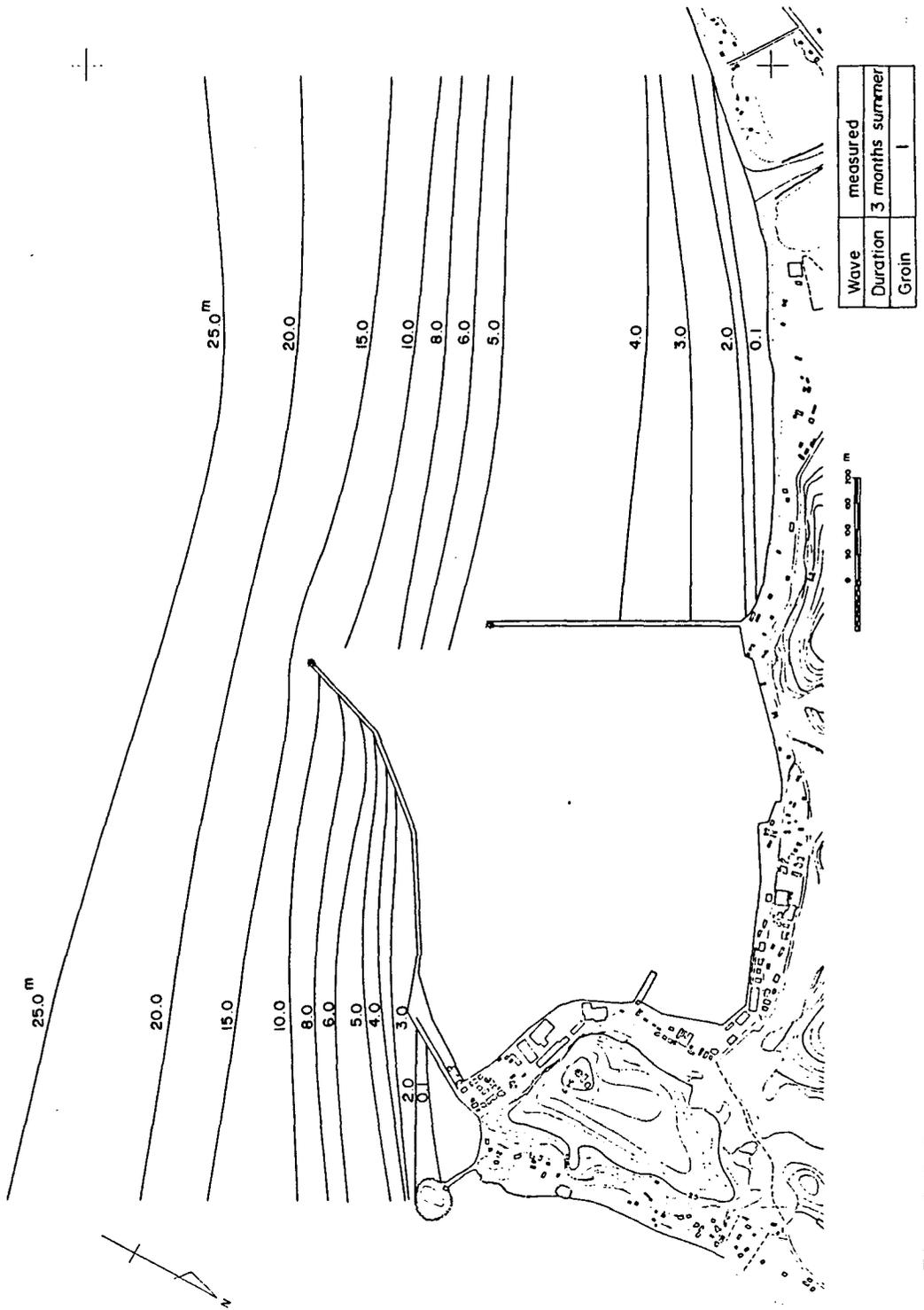


Fig. 3.3.8. Computed depth contours (Run 5).

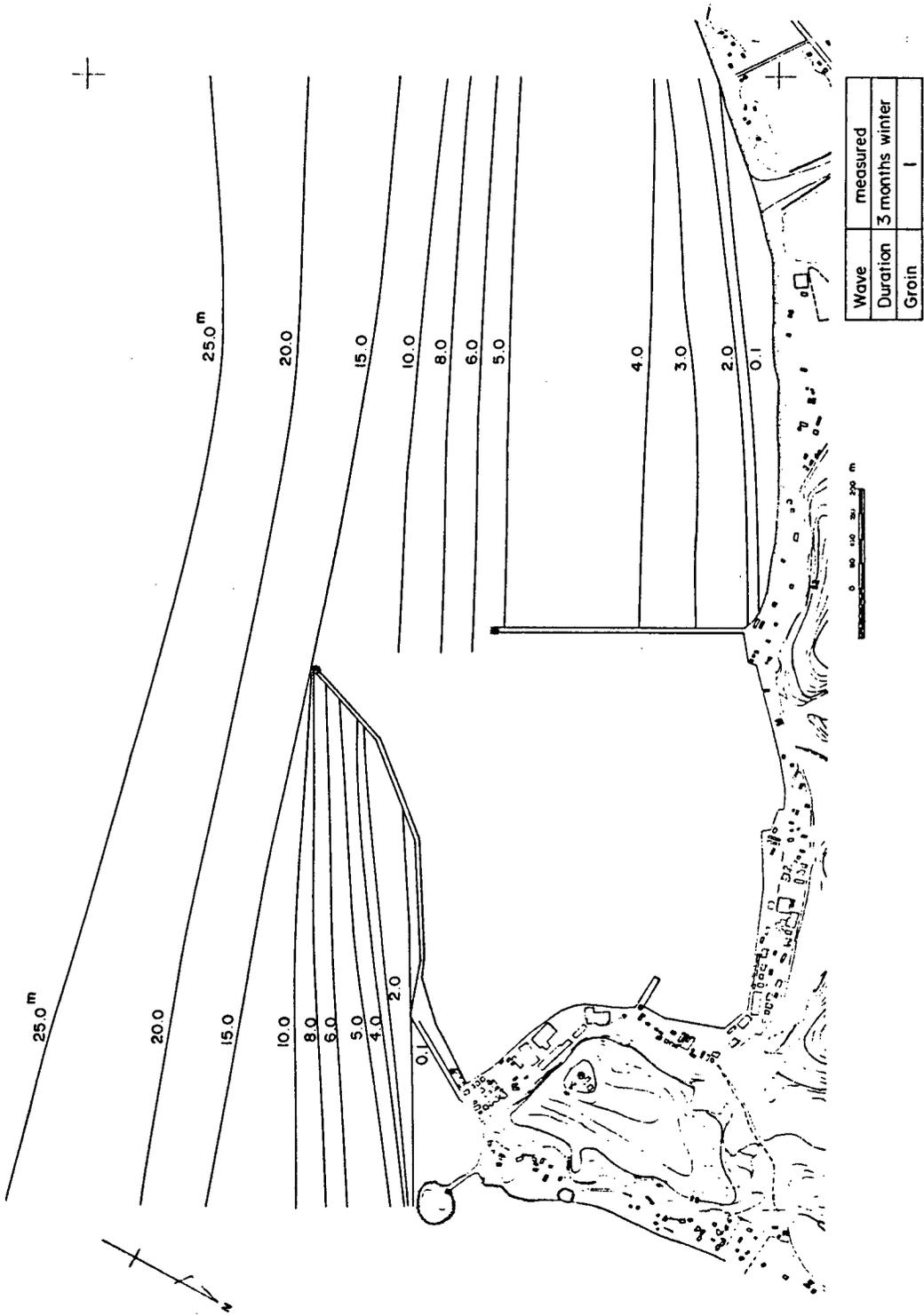


Fig. 3.3.9. Computed depth contours (Run 6).

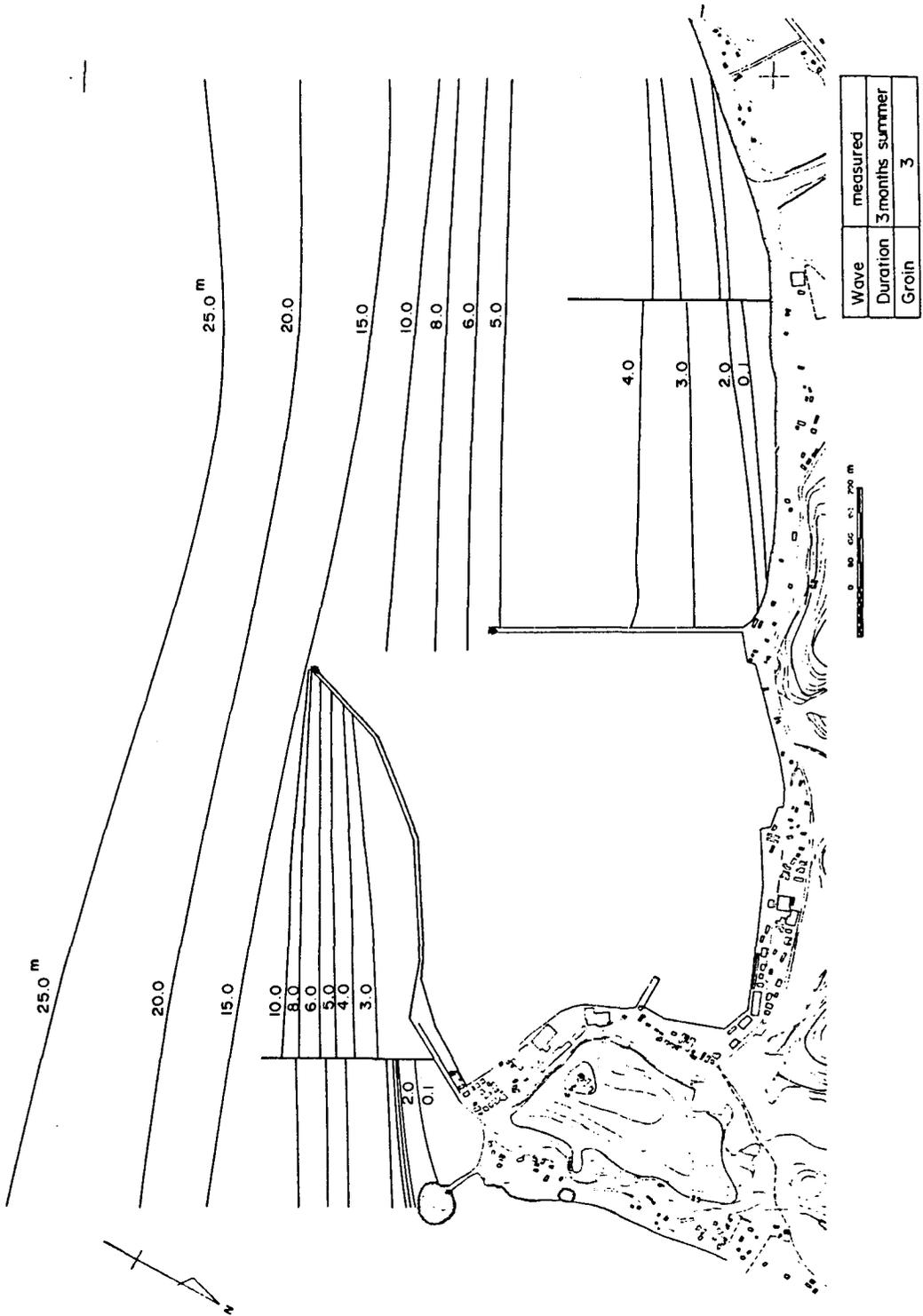
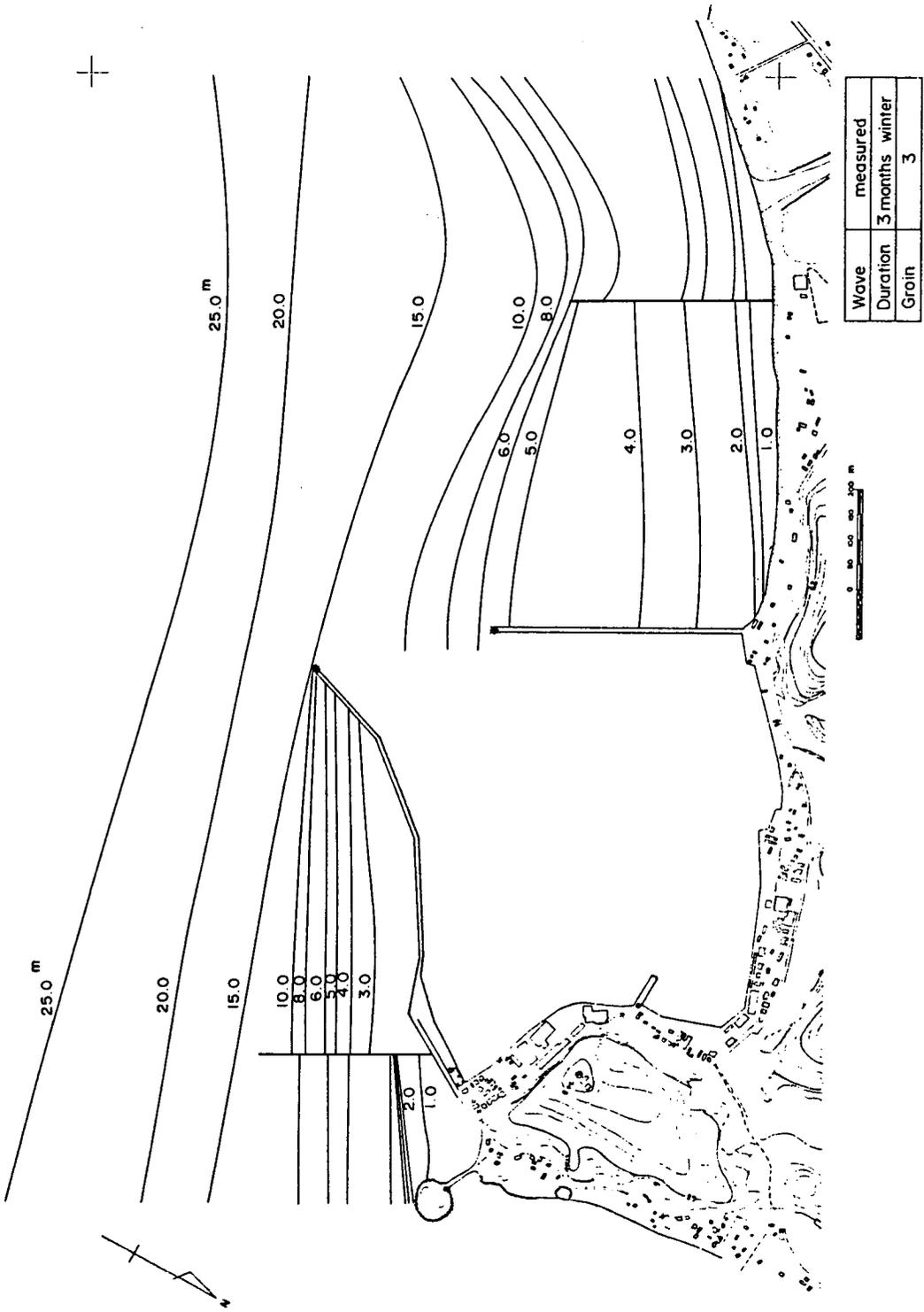


Fig. 3.3.10. Computed depth contours (Run 7).



Wave	measured
Duration	3 months winter
Grain	3

Fig. 3.3.11. Computed depth contours (Run 8).

의 등수심선이 여름에 비해 해안쪽으로 후퇴함으로써 港入口 매물방지 및 남서쪽 해안의 浸蝕防止의 효과를 줄 수 있을 것이다.

Run 9 & 10

이는 6개월간(여름 3개월 + 겨울 3개월)의 연속적인 파랑작용에 의한 1984년 12월 현재의 해저지형상태와 이때에 가상돌제를 2개소에 설치했다고 가정했을 경우의 해저지형 변화를 계산한 결과이다(Fig.3.3.12, 3.3.13). 방파제에 설치된 돌제의 우측은 변화가 심하게 나타나는데 수심 0.1~3 m까지는 변화가 크고 수심이 깊어짐에 따라 구배도 달라진다. 항입구는 돌제 설치시에 수심 5~8 m선이 약간 후퇴함으로써 堆積現象이 감소하고, 남서해안의 돌제 주변은 좌측에서 堆積, 우측에서 약간의 洗堀이 발생한다. Fig.3.3.14는 2개의 돌제를 가상적으로 설치했을 때의 지형변화를 3차원 공간에 圖示하여 시각적인 효과를 나타낸 것이다.

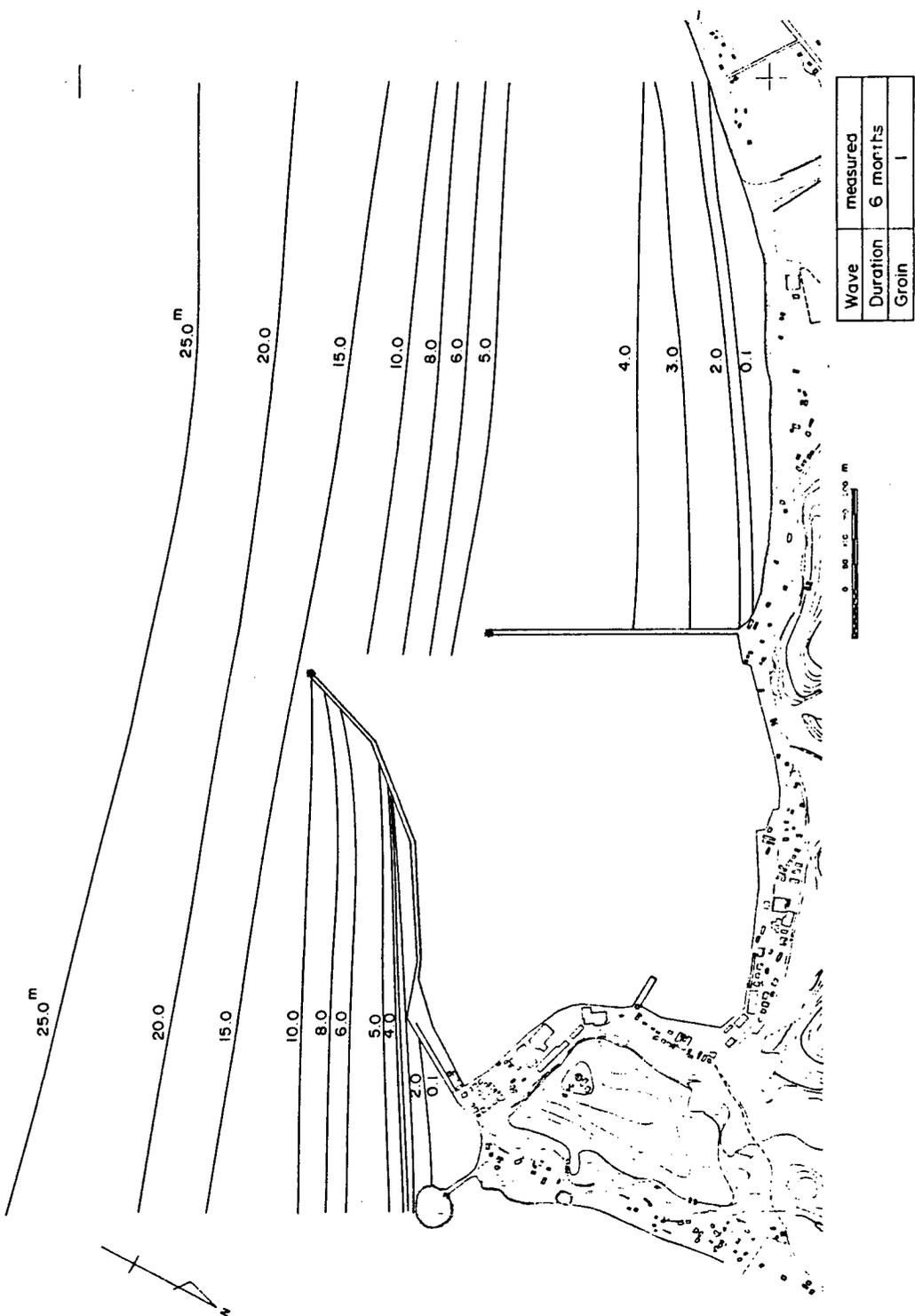


Fig. 3.3.12. Computed depth contours (Run 9).

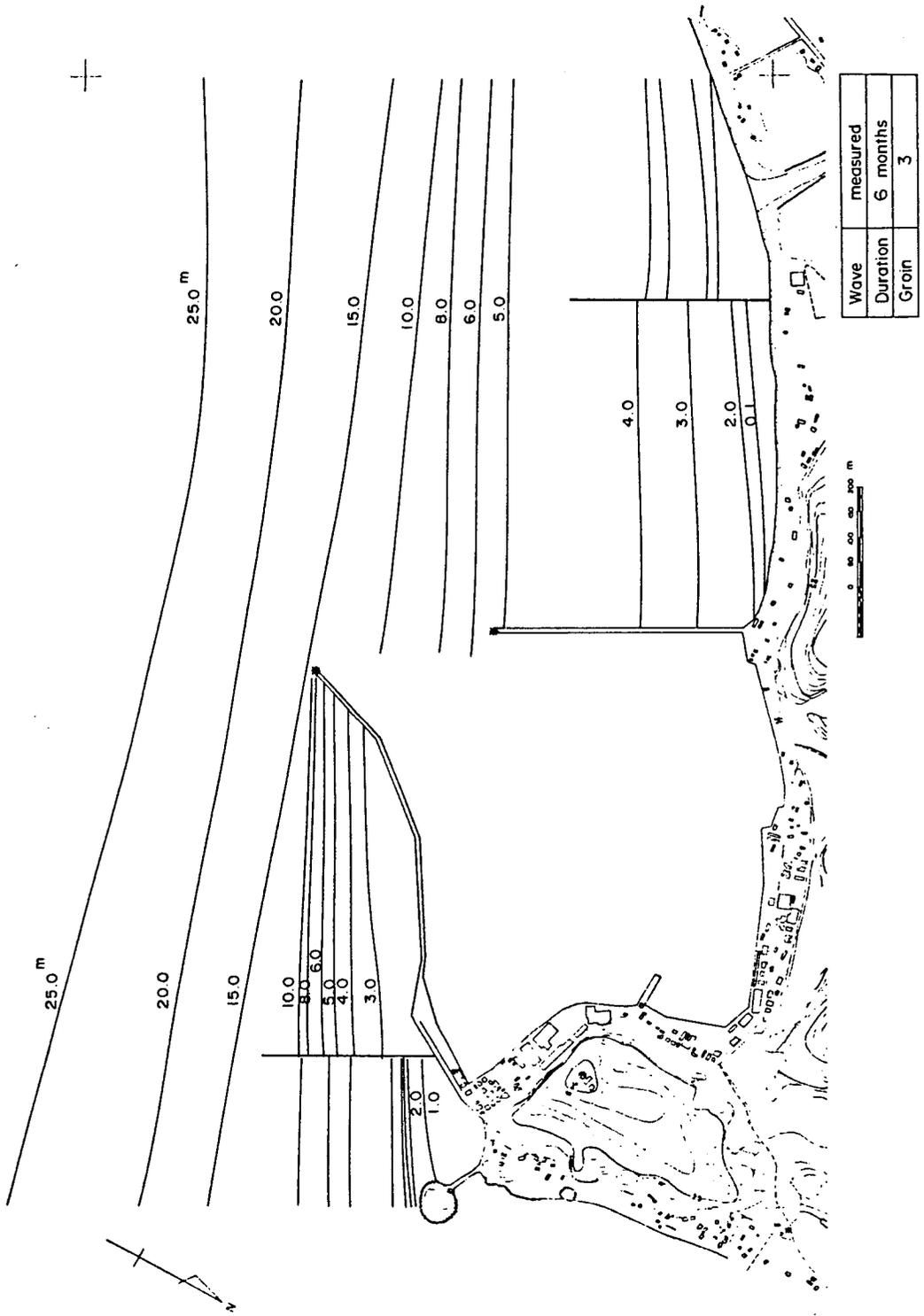


Fig. 3.3.13. Computed depth contours (Run 10).

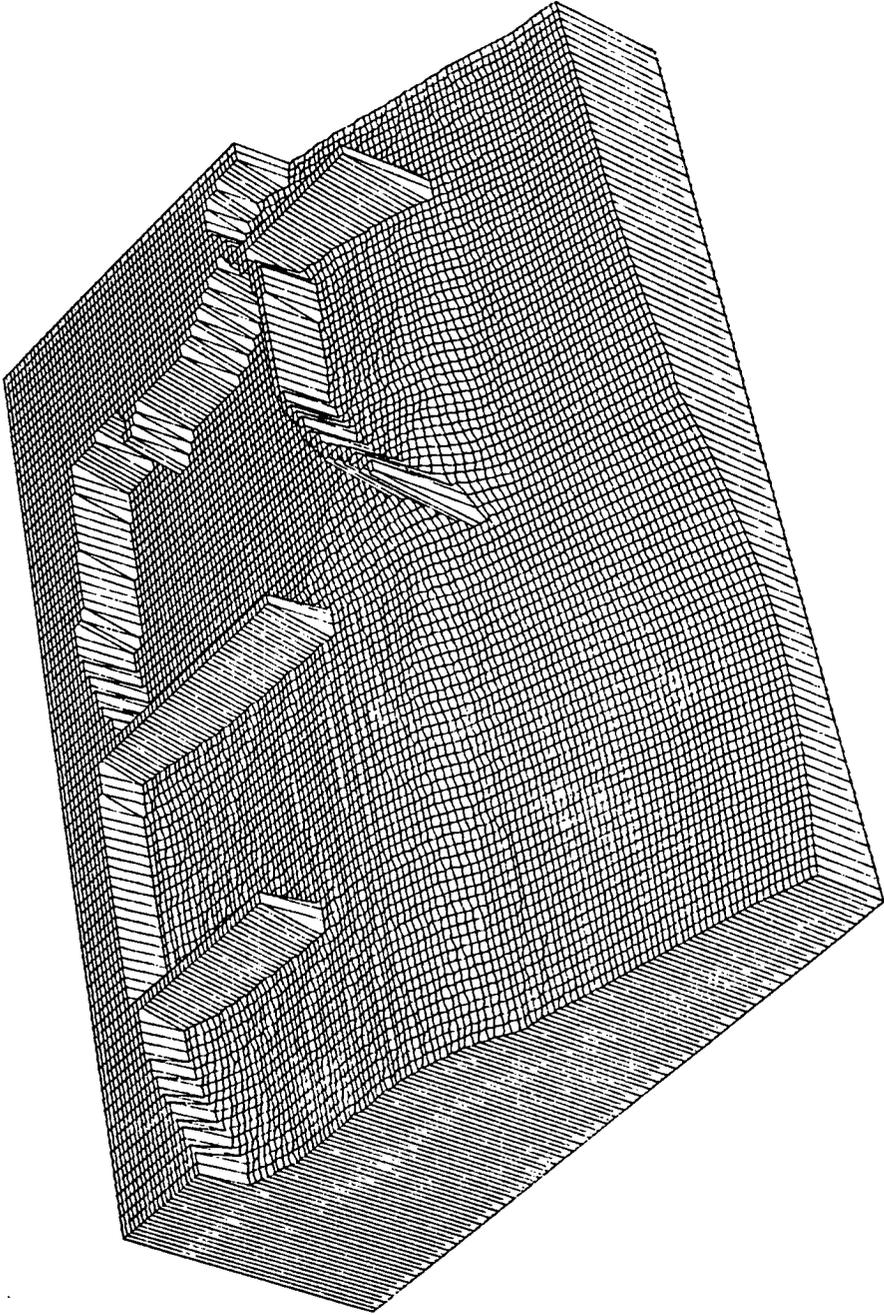


Fig. 3.3.14. Numerical computation of topographic changes after construction of groins around Hupo harbour.

第4章 結論 및 討議

沿岸에서의 파랑과 流에 의한 堆積物移動의 종합적인 數値모델 수립의 제 1 단계로서 2차원 연안퇴적물 이동모델과(규칙 및 불규칙)파랑변형 및 N-line 海濱變形 모델을 수립하였다.

沿岸 堆積物移動 모델은 海水流動 및 堆積物移動 모델로 구성되어 주로 流에 의한 粘土 및 砂質의 퇴적물이동현상을 분석하며, 지형이 비교적 복잡한 仁川海域에 이 모델을 적용한 결과 海水流動 및 堆積·浸蝕의 패턴이 기존 및 현장관측 자료와 매우 유사하였다.

천해파 모델은 東海岸 厚浦부근 해역의 波浪變形을 분석하기 위해 적용되었다. 계산결과와 관측자료의 비교결과 쇄파대를 제외한 해역의 波高 및 週期와 거의 일치하였으며, 이는 2차원 퇴적물이동 모델의 파랑자료로 入力되어질 것이다.

海濱變形 모델의 경우, 해저지형이 비교적 복잡한 防波堤 및 防砂堤 주변의 波浪作用에 의한 지형(등수심선)변화의 傾向을 개략적으로 再現할 수 있었다. 그러나, 정확도를 높이고 적용범위를 확대하기 위해서는 on-offshore 漂砂이동량 계산, 쇄파내의 波高계산, 그리고 연안표사량식의 改善이 필요하며 특히 구조물 주변에서의 경계조건에 대한 검토가 요구된다.

따라서, 종합적인 모델수립의 제 2 단계에서는 각 분야별 모델의 洗練化와 相互 연결작업과 최근 이론의 도입 및 효율적인 數値모델 技法의 적용이 필요하다.

參 考 文 獻

- 건설부, 1972. 해안조사보고서 (제 5 차).
- 국립건설연구소. 1975. 후포항 해양조사보고서.
- 蔡璋源, 廉器大. 1985. 수치모델을 이용한 萬里浦 海濱變化研究, 海洋研究, 7(1): 57-64.
- 해운항만청. 1985. 인천항 광역개발 기본계획 보고서.
- 해양연구소. 1983. 厚浦 주변해역의 파력발전 예비타당성조사 연구.
- 田中則男, 澤本正樹. 1974. 砂濱港灣周邊における 海濱變形. 日本 運輸省 港灣 技術研究所 報告書.
- Bakker, W.T. 1968. The dynamics of a coast with a groin system. Proc. 11th Coastal Eng. Conf., ASCE: 492-517.
- Berkhoff, J.C.W. 1972. Computation of combined refraction-diffraction. Proc. 13th Coastal Eng. Conf., ASCE.
- Bretherton, F.P. and C.J.R. Garrett. 1969. Wave trains in inhomogeneous moving media. Proc. Roy. Soc. (A) 302: 529-554.
- Chae, J.W. and W.O. Song. 1986. Current-depth refraction of directional wave spectrum (in preparation).
- Dobson, R.S. 1967. Some applications of a digital computer to hydraulic engineering problems. Stanford Univ., Technical Report No.80.
- Fulford, E. 1982. Sediment transport distribution across the surf zone. M.S. thesis, Univ. of Delaware, Newark, Del., U.S.A.
- Goda, Y. 1977. Design of port and harbour construction for wave protection, Kashima Pub. Co. (in Japanese).

- 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.
- Mitsuyasu, H. and S. Mizuno. 1976. Directional spectra on ocean surface waves. *Proc. 15th Coastal Eng. Conf., ASCE*, 1: 329-348.
- Perlin, M. and R.G. Dean. 1985. 3-D model of bathymetric response to structures. *J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng., ASCE*, 111(2): 153-170.
- Phillips, O.M. 1966. *The dynamics of the upper ocean*, Cambridge Univ. Press.
- Tanaka, N. and S. Sato. 1976. Topographic change resulting from construction of a harbour on a sandy beach: Kashima port. *Proc. of the 15th Coastal Eng. Conf., ASCE*, 1: 1824-1843.

附 録
(APPENDIX)

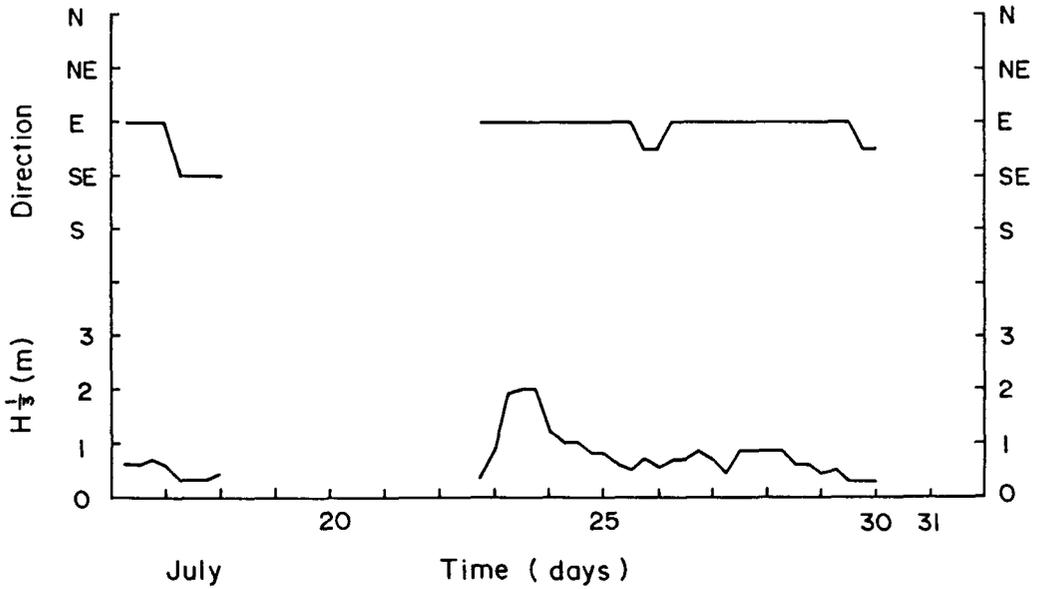
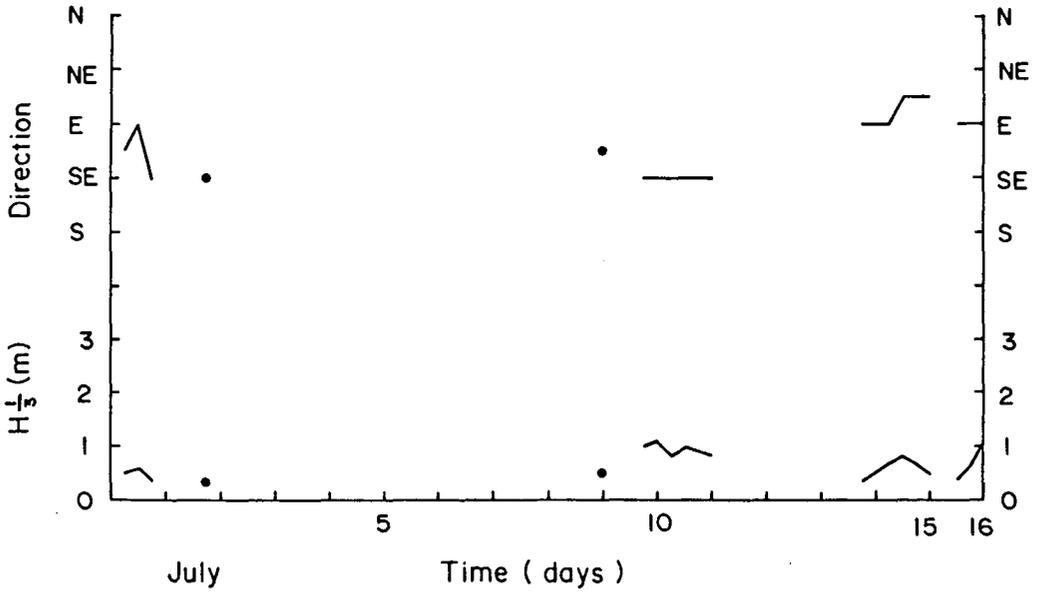
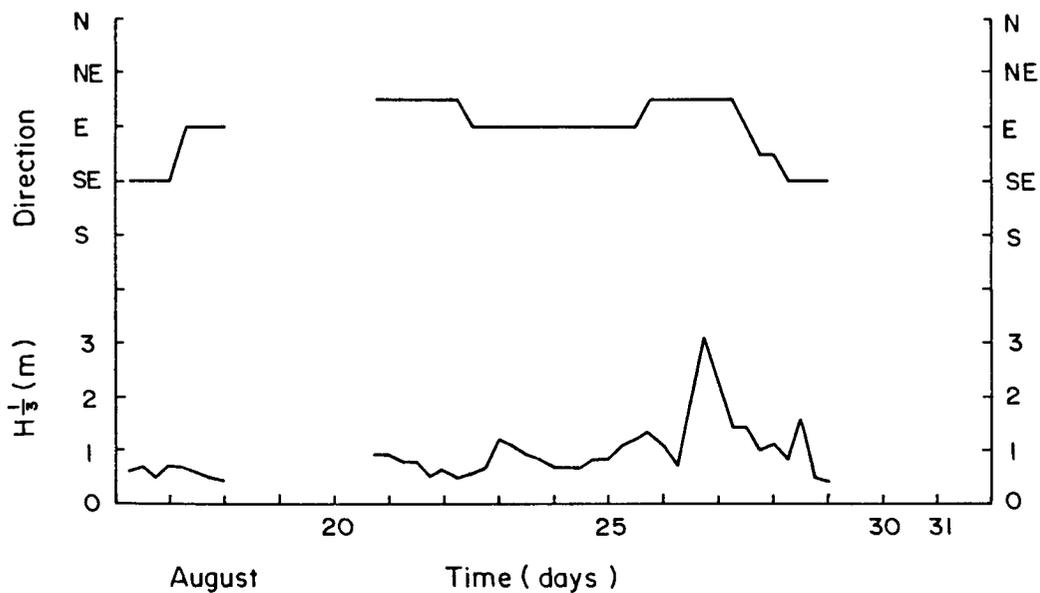
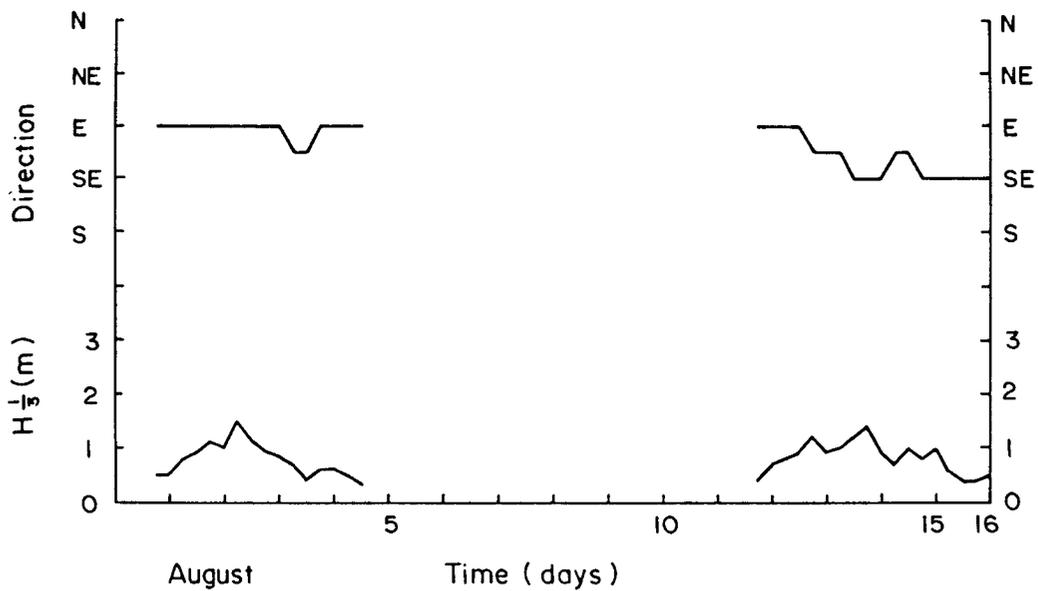
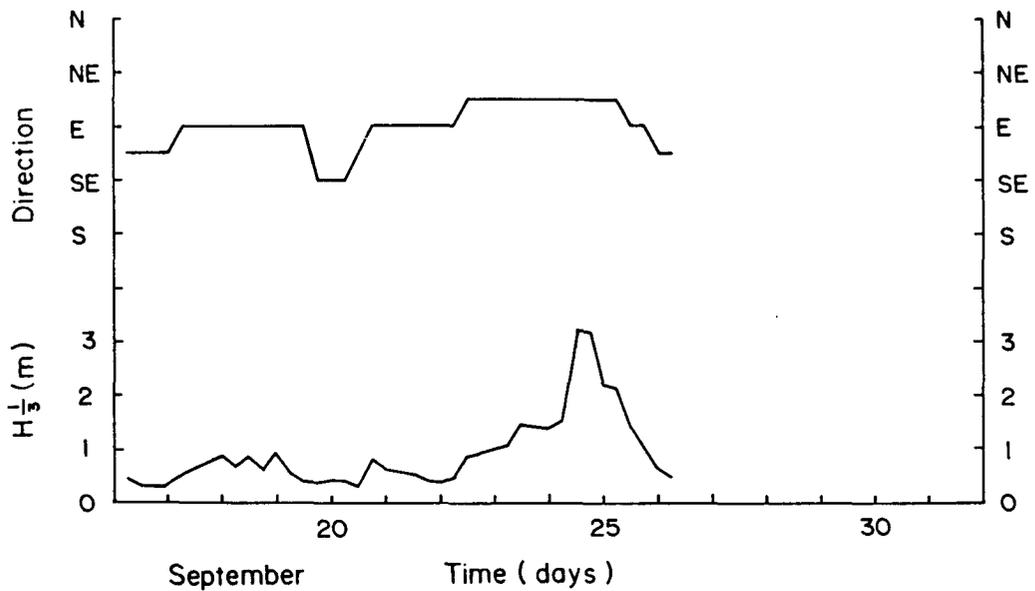
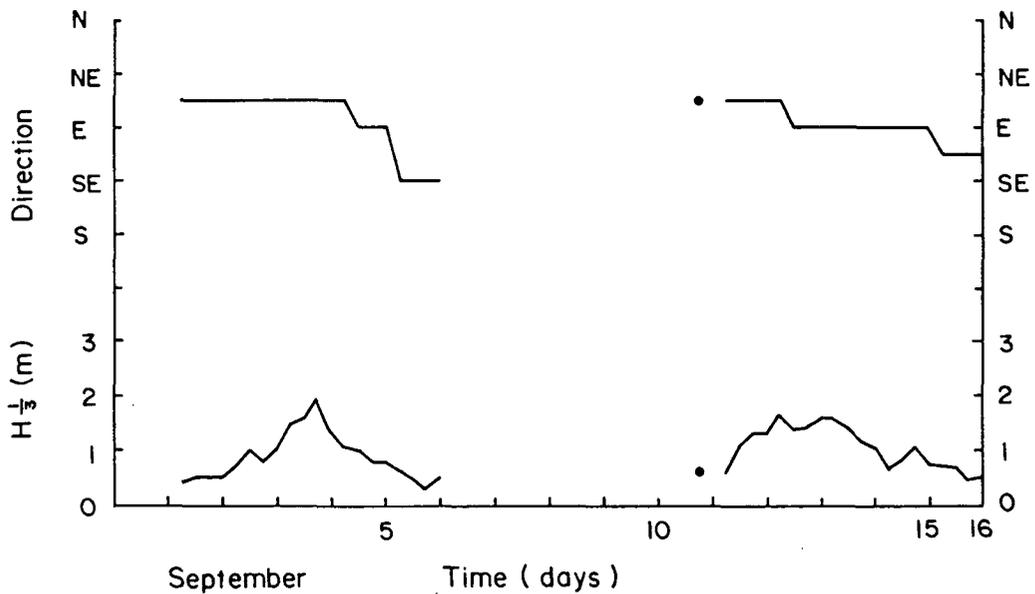


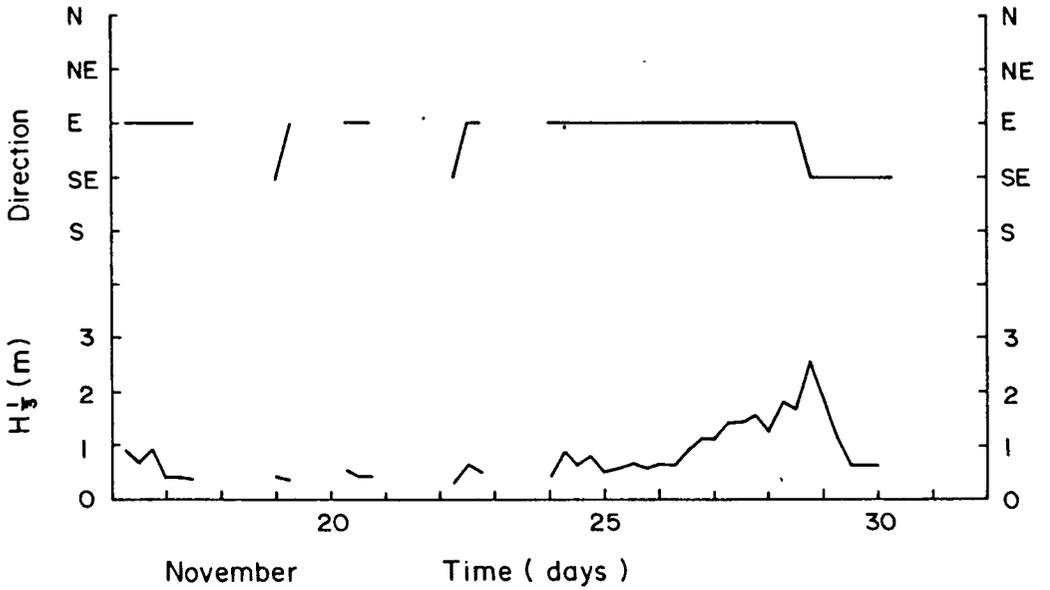
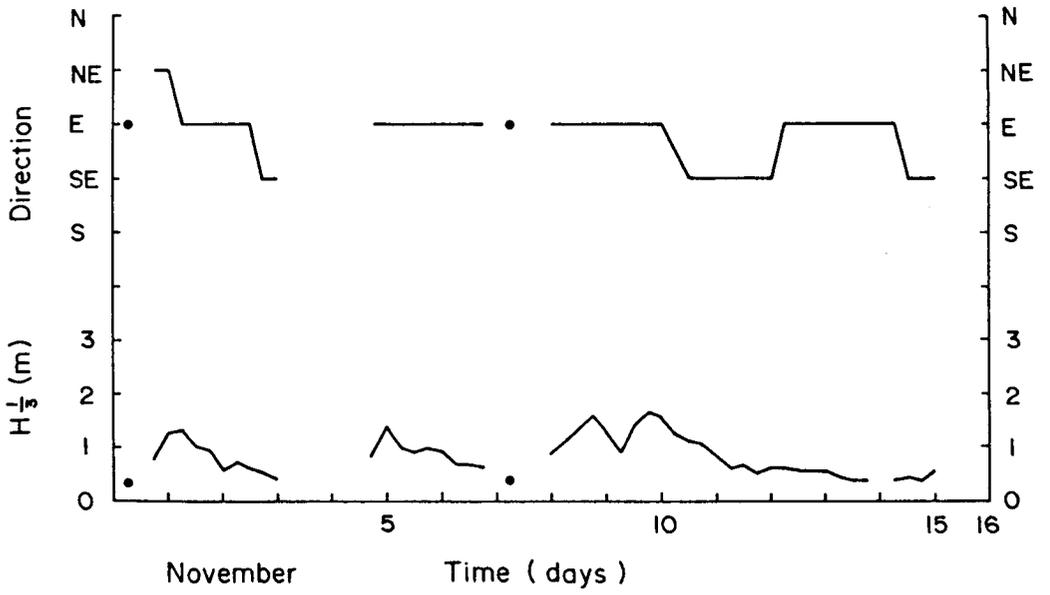
Fig. A3.3.1. Time series plot of wave heights and directions at Hupo waters.



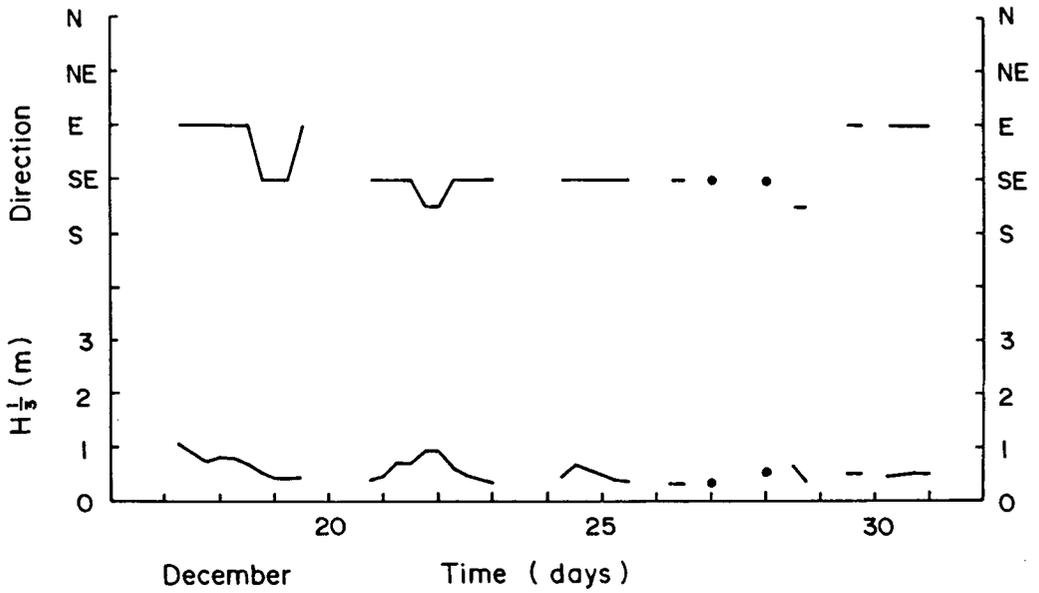
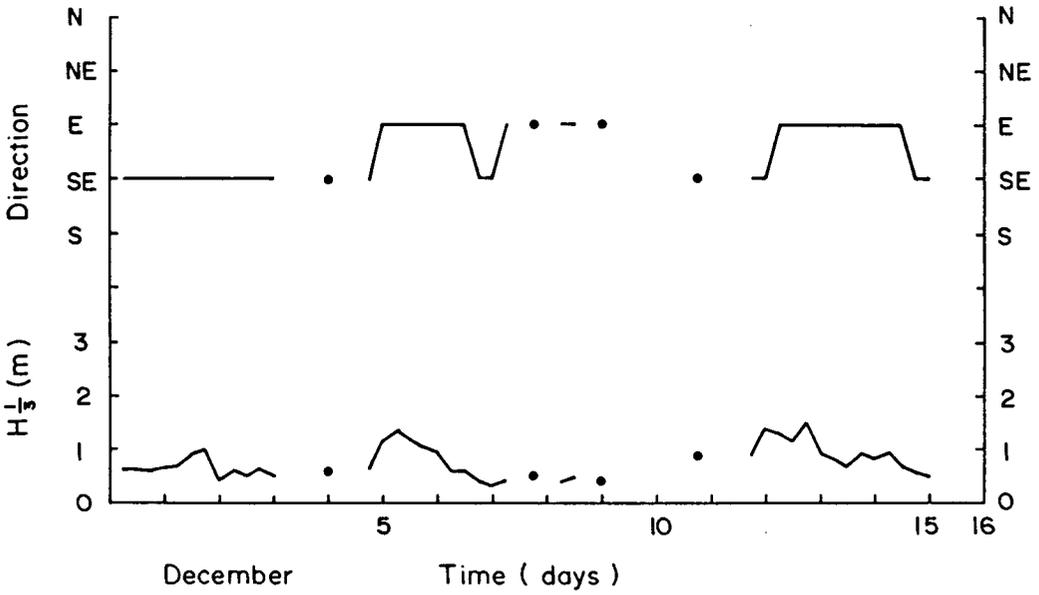
A 3.3.1 (Cont'd)



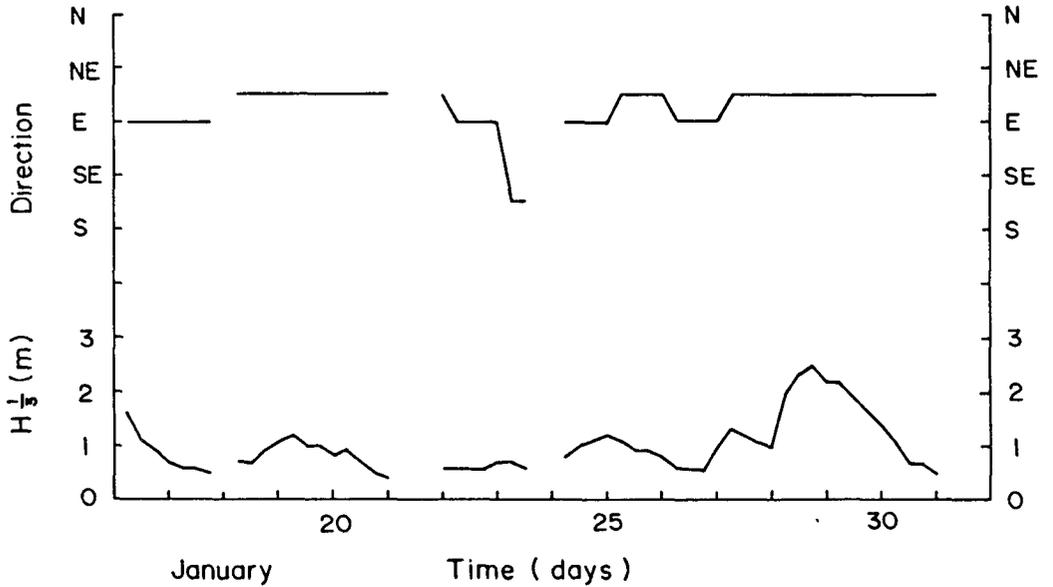
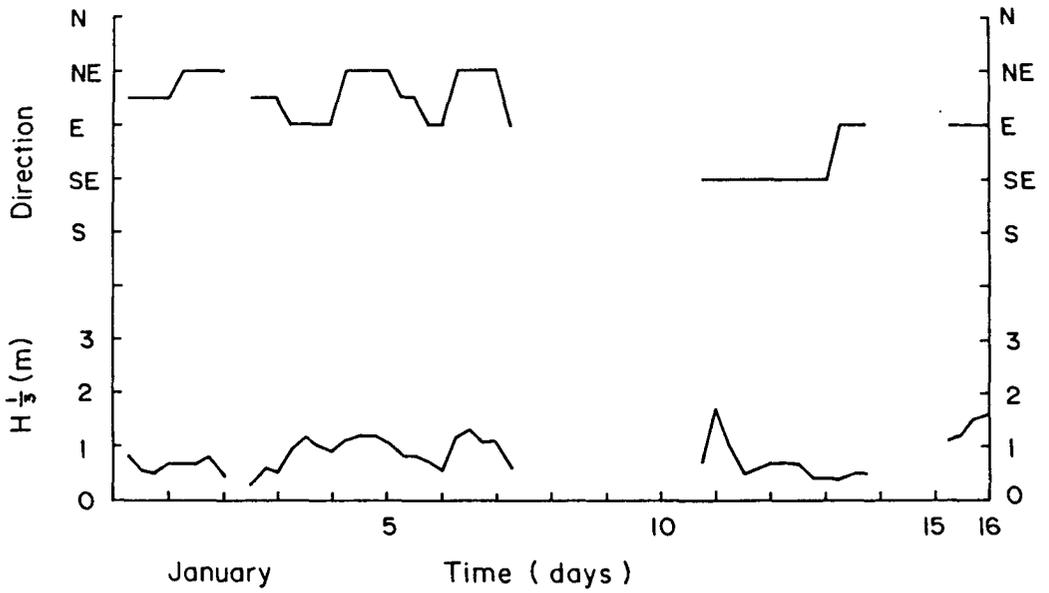
A 3.3.1 (Cont'd)



A 3.3.1 (Cont'd)



A 3.3.1 (Cont'd)



A 3.3.1 (Cont'd)

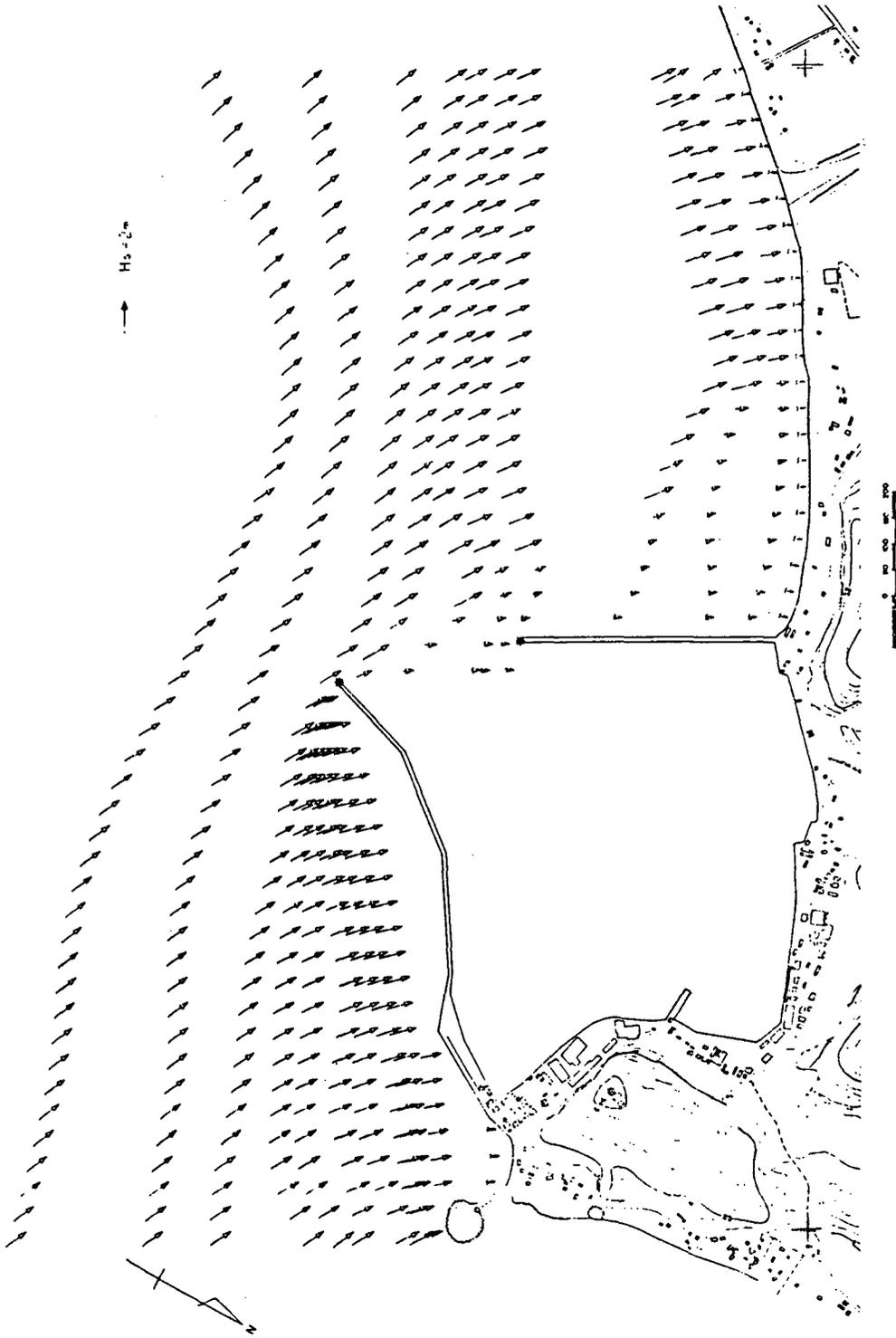


Fig. A3.3.2. Initial wave field (Run 1).

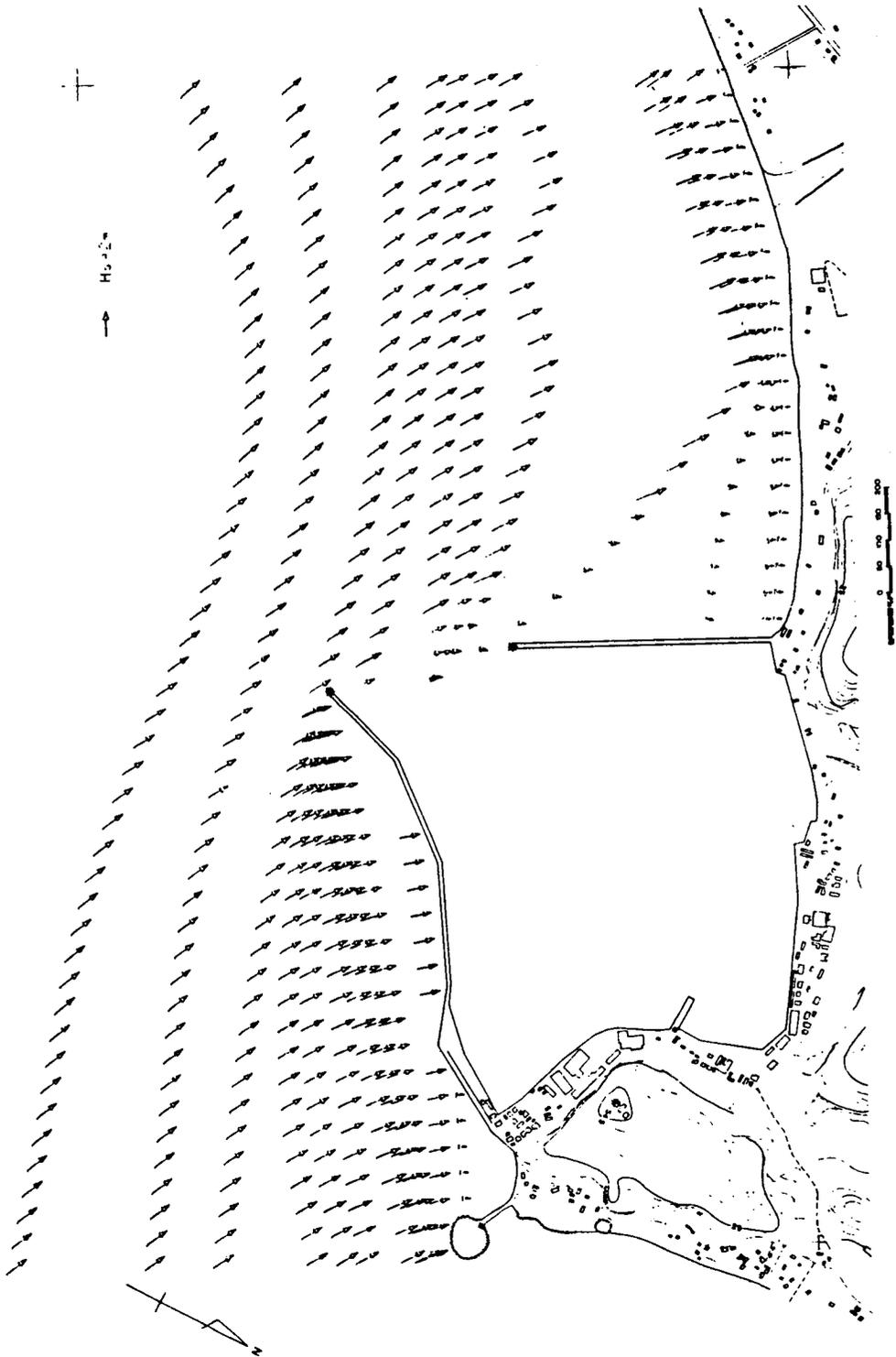


Fig. A3.3.3. Wave field after 12 days bathymetric changes (Run 1).

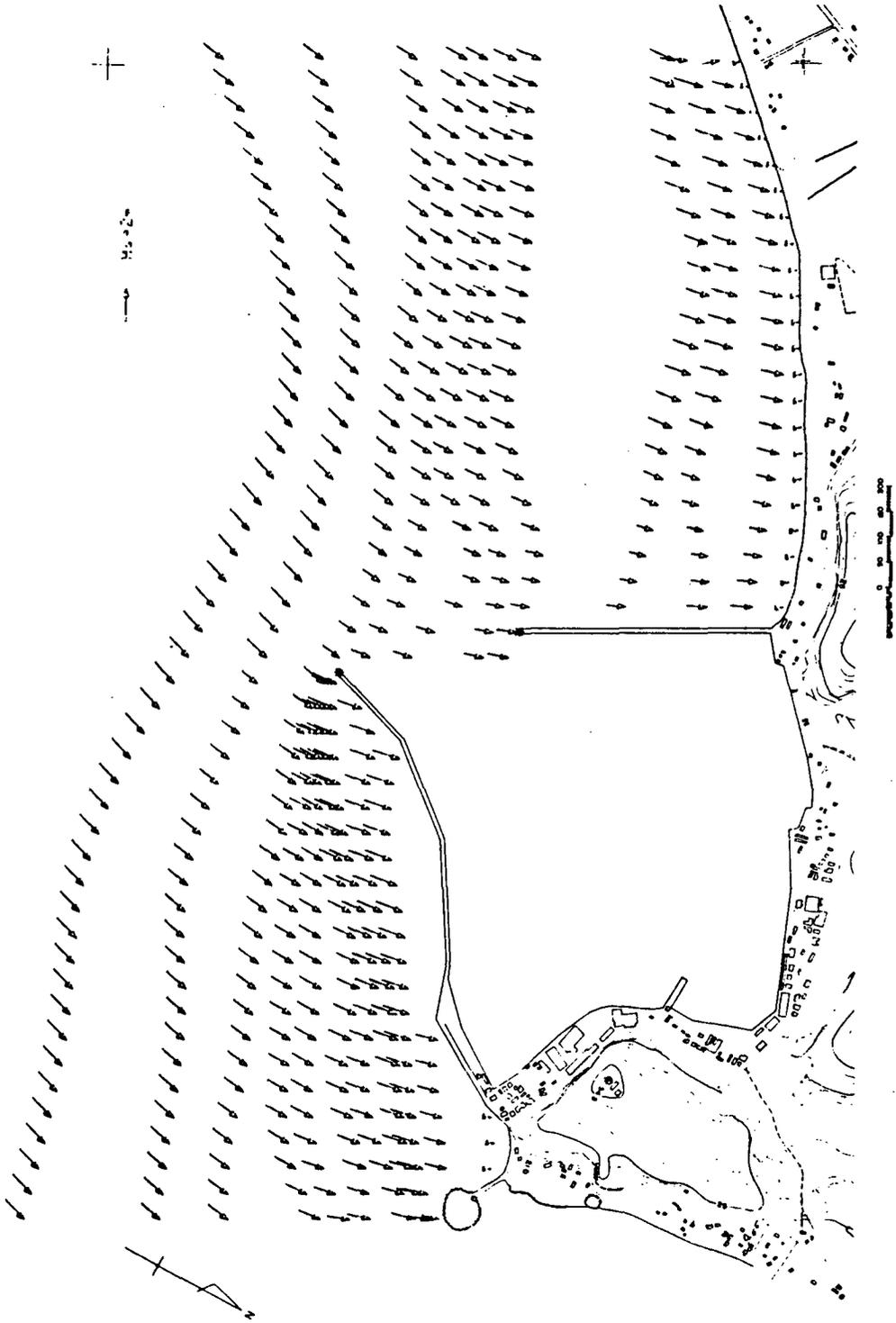


Fig. A3.3.4. Initial wave field (Run 2).

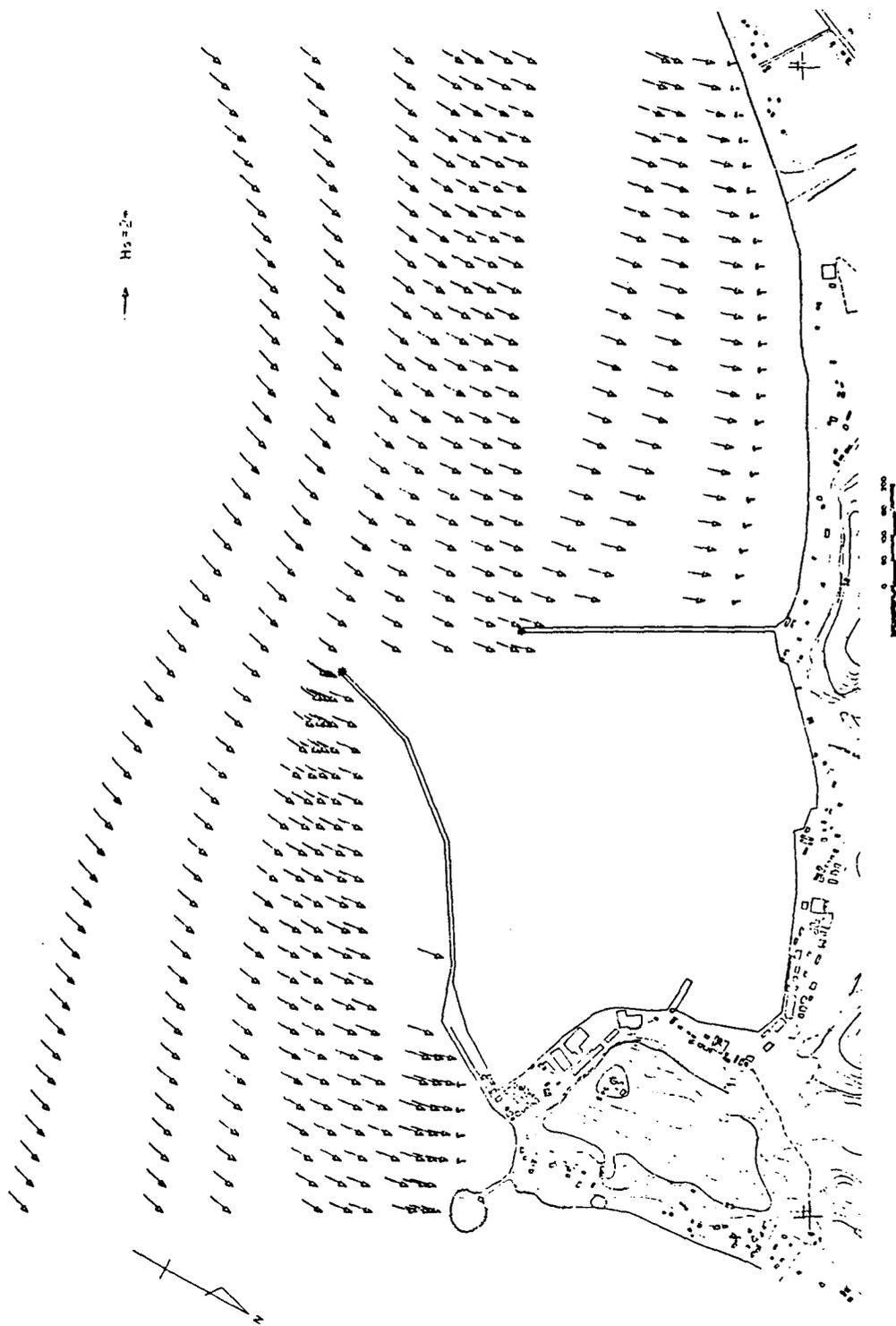


Fig. A3.3.5. Wave field after 12 days bathymetric changes (Run 2).

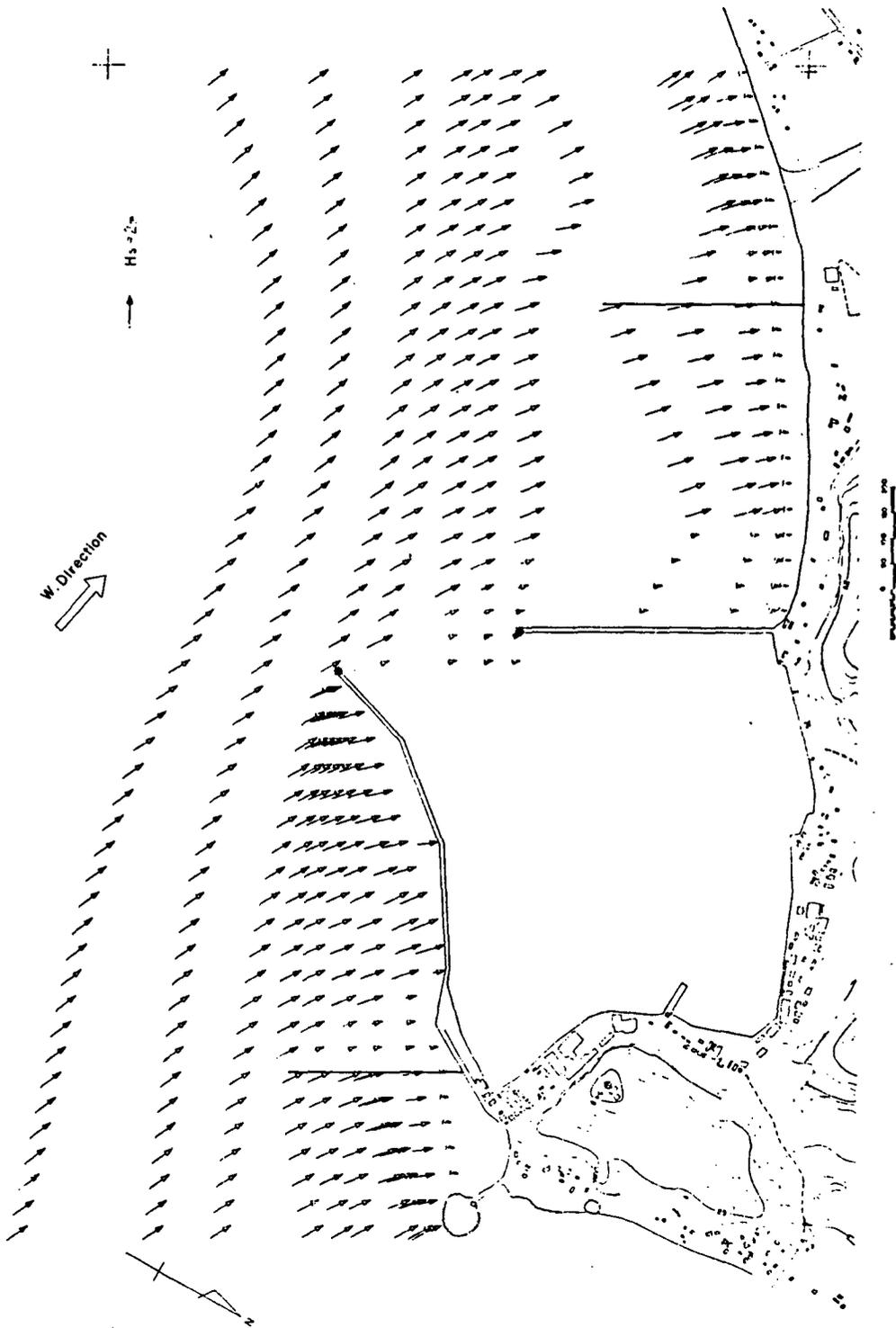


Fig. A3.3.6. Wave field after 12 days bathymetric changes (Run 3).