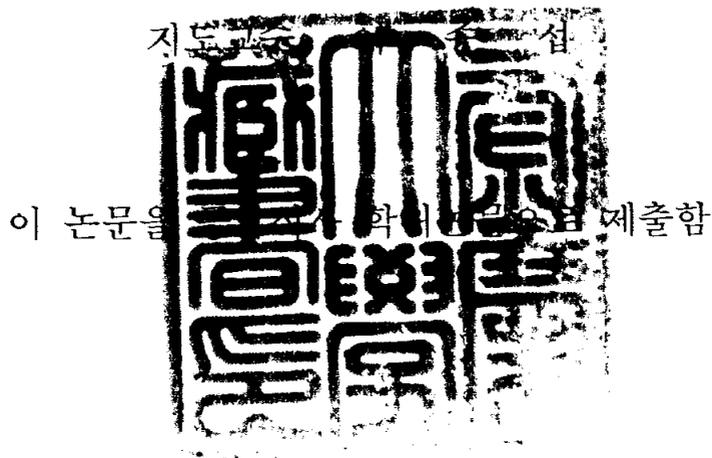


공학석사 학위논문

낙동강 하천플룸의 3차원
혼합거동 해석



2003년 2월

부경대학교 대학원

토목공학과

윤은찬

윤 은 찬의 공학석사 학위논문을 인준함

2002년 12월 26일

주 심 공학박사 이 상 호



위 원 공학박사 손 인 식



위 원 공학박사 이 종 섭



목 차

List of Figures	vi
List of Tables	x
List of Symbols	xi
Abstract	xiv
1. 서론	1
2. 현지조사 결과에 따른 낙동강 하천유출수의 거동특성	5
2.1 현지조사의 개요	5
2.2 평수기의 유출특성	6
2.3 홍수기의 유출특성	11
2.4 현지조사 결과 및 고찰	17
3. 수치모델(POM)에 의한 낙동강 하천유출수의 거동특성	19
3.1 수치모델	19
3.1.1 POM 모델의 개요	19
3.1.2 수치계산의 개요	37
3.1.3 조석모델에 의한 조위와 조류의 검증	42
3.2 하천유량에 따른 거동특성	51
3.2.1 평수기 유량에 따른 하천유출수의 거동해석	52
3.2.2 홍수기 유량에 따른 하천유출수의 거동해석	60
3.3 하천유출수의 거동에 미치는 바람의 영향	68
3.3.1 바람응력조건	68
3.3.2 북서풍의 바람조건에 따른 홍수시 유출수의 거동	69
3.3.3 동풍(E)의 바람조건에 따른 홍수시 유출수의 거동	77

3.4 수치모델링 결과 및 고찰	84
4. 요약 및 결론	86
참고문헌	88
감사의글	93

List of Figures

Figure 2.1.1	Observation stations of CTD.	5
Figure 2.1.2	Fresh water discharge of the Nakdong River in 1998.	6
Figure 2.2.1	Horizontal distribution of surface temperature and surface salinity on May 27, 1998.	8
Figure 2.2.2	Vertical distribution of temperature and salinity at the section C, A, G and B on May 27, 1998.	10
Figure 2.3.1	Horizontal distribution of surface temperature and surface salinity on August 22, 1998.	13
Figure 2.3.2	Vertical distribution of temperature and salinity at the section C, A, G and B on August 22, 1998.	16
Figure 3.1.1	The location of the variables on the finite difference grid.	36
Figure 3.1.2	A simplified illustration of the interaction of the external mode and internal mode.	36
Figure 3.1.3	Computational grid system.	38
Figure 3.1.4	Contour map of water depth below datum level.	39
Figure 3.1.5	Three dimensional bottom topography.	40
Figure 3.1.6	Position of model verification point.	43
Figure 3.1.7	Comparisons between observed and computed at the tide observation station.	44
Figure 3.1.8	Comparisons between observed and computed tidal current scatter diagram.	47

Figure 3.1.9	Depth averaged flood maximum tidal current in spring tide.	49
Figure 3.1.10	Depth averaged ebb maximum tidal current in spring tide	50
Figure 3.2.1	Cross section in the model same as observed lines.	51
Figure 3.2.2	Distribution of surface salinity in flood maximum flow during average discharge season.	53
Figure 3.2.3	Distribution of surface salinity in ebb maximum flow during average discharge season.	54
Figure 3.2.4	Vertical salinity distribution with tidal phase on C'-line during average discharge season.	56
Figure 3.2.5	Vertical salinity distribution with tidal phase on A'-line during average discharge season.	57
Figure 3.2.6	Vertical salinity distribution with tidal phase on G'-line during average discharge season.	58
Figure 3.2.7	Vertical salinity distribution with tidal phase on B'-line during average discharge season.	59
Figure 3.2.8	Distribution of surface salinity in flood maximum flow during flood discharge season.	61
Figure 3.2.9	Distribution of surface salinity in ebb maximum flow during flood discharge season.	62
Figure 3.2.10	Vertical salinity distribution with tidal phase on C'-line during flood discharge season.	64
Figure 3.2.11	Vertical salinity distribution with tidal phase	

	on A'-line during flood discharge season.	65
Figure 3.2.12	Vertical salinity distribution with tidal phase on G'-line during flood discharge season.	66
Figure 3.2.13	Vertical salinity distribution with tidal phase on B'-line during flood discharge season.	67
Figure 3.3.1	Distribution of surface salinity by the NW wind in flood maximum flow during flood discharge season.	71
Figure 3.3.2	Distribution of surface salinity by the NW wind in ebb maximum flow during flood discharge season.	72
Figure 3.3.3	Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on C'-line during flood discharge season.	73
Figure 3.3.4	Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on A'-line during flood discharge season.	74
Figure 3.3.5	Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on G'-line during flood discharge season.	75
Figure 3.3.6	Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on B'-line during flood discharge season	76
Figure 3.3.7	Distribution of surface salinity by the E wind in flood maximum flow during flood discharge	

	season.	78
Figure 3.3.8	Distribution of surface salinity by the E wind in flood maximum flow during flood discharge season.	79
Figure 3.3.9	Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on C -line during flood discharge season.	80
Figure 3.3.10	Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on A -line during flood discharge season.	81
Figure 3.3.11	Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on G -line during flood discharge season.	82
Figure 3.3.12	Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on B -line during flood discharge season.	83

List of Tables

Table 3.1 Vertical division on the sigma coordinate.	37
Table 3.2 Tidal harmony constants at the open boundary.	41

List of Symbols

A_H	horizontal heat diffusivity
A_M	horizontal kinematic viscosity(m^2/s)
B_1	one of the turbulence closure constants
c_s	speed of sound
C_r	Courant number
C_T	maximum internal gravity wave speed
f	Coriolis force
g	gravitational acceleration
G_x, G_y	dispersion term
G_H	Richardson number
$H(x, y)$	total depth
I, J, K	horizontal grid index and vertical grid index
K_H	vertical diffusivity(m^2/s)
K_M	vertical kinematic viscosity(m^2/s)
l	turbulence length scale
n	present time step
$n+1$	future time step
P	pressure
P_{atm}	atmospheric pressure
P_r	Prandtl number

List of Symbols(Continued)

R	short wave radiation flux
R_i	Richardson number
S_c	Schmidt number
S_M, S_H	function of a Richardson number
S	salinity(psu)
T	potential temperature(K)
t	time
t_0	reference time
U, V	velocity in x, y direction
$\overline{U}, \overline{V}$	depth average U, V velocity
U_{\max}	maximum advective speed
\vec{V}	horizontal velocity vector (U, V)
\hat{W}	wall proximity function
W	velocity in z direction
x, y, z	each computational direction on cartesian coordinate
$\Delta x, \Delta y$	grid size in x, y direction
Δz	vertical grid size in Cartesian coordinate
Δt_E	external mode time step(s)
Δt_I	internal mode time step(s)
Δt	time step interval

List of Symbols(Continued)

u_τ	friction velocity
τ_x, τ_y	wind shear stresses in x, y direction
ϕ	representation of $T, S, q^2, q^2 l$
ω	velocity component normal to sigma coordinate surface
∇	horizontal gradient
ρ	density of sea water
ρ_0	reference density
$\Delta\rho$	difference between density of sea and reference density
σ_t	Prandtl number or Schmidt number
$\Delta\sigma$	vertical grid size in transformed coordinate
κ	von Karman constant
η	water surface displacement
x^*, y^*, σ^*	transformed coordinate
q^2	twice the turbulence kinematic energy(m^2/s)
$q^2 l$	$q^2 \times$ the turbulence length scale(m^3/s^2)
Ω	angular velocity of the earth

A Study on the Three-Dimensional Mixing Behaviours of the Nakdong River Plume

Eun-Chan Yoon

*Department of Civil Engineering, Graduate School
Pukyong National University*

Abstract

A discharge behaviours of the Nakdong river plume was analyzed by the CTD data, then the numerical simulations considered the river discharge, tides and the winds were carried out by using the three dimensional model POM.

In average discharge season 30psu isohaline expands to the Yong island in north, the Jangseungpo in south and a small amount of fresh water approaches to the north of Geoje island. A coastal upwelling occurs at the north edge of the Keoje island where the surface salinity increases with time during the ebb tide.

In flood discharge season 30psu isohaline expands to the Daebyeon along the coast of pusan in north, the Tongyoung in south and a lot of fresh water covers the all region of the Jinhae bay and Masan bay. From the vertical distribution of isohalines in the upwelling areas a forced upwelling

flow seems to be caused by the topographic effect.

If the North-Westerly wind blows in the flood discharge season a fresh water expands to the offshore and the inflow of fresh water into the Jinhae bay is constrained by the winds. On the other hand a coastal upwelling at the south of Gaduk island seems to be increased by the wind driven current.

If the Easterly wind blows in the flood season a fresh water moves to the coast and it increases a vertical thickness of the fresh water in the Gaduk straight and Jinhae bay, however the thickness of fresh water in the Nakdong estuary become thinner than that of no wind. In case of Easterly wind the upwelling at the south edge of Gaduk island disappears by the landward wind driven current.

1. 서론

1.1 연구배경 및 목적

연안해역은 최근에 연안역의 개발의 증대와 연안부근의 인구의 밀집화로 인해서 도시하수, 공장폐수 등의 각종 오염물질의 유입으로 인한 수질환경 악화가 사회적인 문제로 대두되고 있으며, 연안역에서의 각종 매립공사와 인공구조물의 축조 등으로 인해서 주변해역의 해수유동과 수질환경의 변화로 인하여 연안역의 생태계의 변화를 야기하고 있다. 또한, 하천으로부터 대량의 담수유입은 육지로부터 영양염을 짧은 기간에 대량으로 연안에 유입시킴으로서 적조를 일으키는 원인이 되기도 한다. 따라서 이러한 수질환경과 생태계 변화 등을 규명하기 위해서는 우선적으로 해수유동과 물질의 확산거동 특성을 명확히 규명할 필요가 있다.

연안해역의 유동은 조류, 밀도류, 취송류 등이 복잡한 지형의 영향을 받고, 특히 해수와 담수가 교차하는 하구역(河口域)은 밀도차에 의한 성층화 현상이 해수의 유동과 해수중의 염분과 오염물질 등의 이동과 확산에 중요한 역할을 한다. 담수가 유입되는 연안해안은 고염수의 주위수 속에 저염수인 담수가 확산되는 동역학적인 구조인 하천 플룸(plume)의 거동에 대한 이해가 요구되며, 하천 플룸은 방출시의 운동량과 부력, Coriolis force, 지형, 조석, 바람 등의 복잡한 영향을 받는다. 이러한 하천 플룸의 발달에 대하여 오랫동안 수많은 연구가 수행되어져 왔다.

하천유출수의 거동에 대한 기존의 연구결과들을 살펴보면, Kao et al(1977), Kao(1981), Ikeda(1984) 그리고 Csanady(1984)는 부력플룸의 발달과 생성에 있어서 비선형성과 편향력의 중요성을 규명하였고 Chao and Biocourt(1986)는 폐쇄성 내만으로 상층에서 담수가 유입되는 경우

에 플룸의 거동을 규명하기 위해서 3차원 원시방정식을 도입하였다. 또한, Kourafalou et al.(1996)은 POM(Princeton Ocean Model)을 South Atlantic Bight에 적용하여 밀도류에 영향을 미치는 여러 가지 파라미터에 대한 민감도해석을 하였다. 그리고 Oey(1996)는 멕시코만류의 흐름해석시 플룸의 확장은 수평확산계수의 선택에 아주 민감하게 반응하는 것을 확인하였고, Ezer and Mellor(2000)는 North Atlantic sea에서 POM을 이용하여 수평격자의 크기, 개경계조건 그리고 난류 Prandtl number에 따른 하천 플룸의 확산범위를 모의하였다. Pullen and Allen(2000)은 캘리포니아 북부연안의 Eel river의 주요 홍수시 연안의 응답특성을 현지조사자료 및 인공위성자료를 POM 모델의 결과와 비교하여 해석하였으며, Kok et al.(2001)은 네덜란드 연안의 Rhine 플룸의 거동을 원격탐사된 표층수온자료와 현장조사된 염분자료를 삼차원 유한차분모형의 결과와 비교하여 해석하였다. 국내의 경우 이정규(1981)는 금강하구의 군산외항 부근에서 현지관측자료를 이용하여 하구의 염분변화에 대하여 연구하였고, 강주환(1991)은 유한차분모형에 의한 하구의 염분확산에 대하여 연구하였다. 이상호(1995)는 CTD 자료를 이용하여 하계 금강 플룸의 구조와 변동에 관하여 연구하였다. Bang and Lie(1999)는 POM을 이용하여 황해로 유입되는 양자강 하천수 플룸의 확산거동을 지형과 바람조건에 대하여 수치모의하였다. 최병중(2001)은 POM을 이용하여 단순모형에서 하천플룸의 거동에 영향을 미치는 여러 파라미터에 대한 수치시물레이션을 수행하였다.

본 연구의 주 대상해역인 낙동강 하구역은 우리나라 4대하천 중의 하나인 낙동강이 위치하고 있고, 1987년 낙동강 하구둑건설로 인해 하구둑하류의 삼각주 말단에는 새로운 하구사주가 형성되었으며 현재도 그 변형을 계속하고 있고, 인근의 명지·녹산 주거단지 건설, 신호지방산업단

지 건설, 녹산국가산업단지 건설 등으로 인하여 기존의 해역이 매립되고, 현재 부산신항만 건설에 따른 매립과 외곽시설의 설치 등으로 낙동강 하구역의 해수유동과 해양환경은 크게 변화하고 있는 실정이다.

낙동강 하구역과 진해만 일대에서 지형변화, 해수유동, 하천수의 거동과 관련된 연구결과를 요약하면 장선덕 등(1981)은 낙동강하구의 염수운동을 조사하였고, 유흥선 등(1994)은 낙동강하구에서 plume의 횡방향 퍼짐과 부유퇴적물의 전송에 대하여 수치실험과 현장조사자료를 비교하였고, 이종섭 등(1994)은 낙동강 하구둑 건설후 하구사주의 변천과정에 대하여 조사하였다. 그리고 김기철 등(1996)은 CTD관측자료를 이용하여 낙동강수의 유출특성에 관하여 조사하였고, 정태성(1996)은 진해·마산만의 조류에 관하여 3차원 시뮬레이션을 수행하였으며 강태순(1999)은 낙동강하구와 진해만을 포함하는 해역에서 POM을 이용하여 해수유동특성과 취송순환을 재현하였지만 밀도차를 고려하지 못하였다. 장성태(2000)는 낙동강 하구에 있어서 하구둑 건설전·후의 해양환경변화에 대하여 강수의 유출거동과 혼합양상을 기존자료의 분석과 POM을 이용한 수치해석을 통해서 행하였지만 하구사주 주변의 좁은 지역에 한정되어 있었다. 주귀홍(2002)은 낙동강하구-가덕수로-진해만에 이르는 해역의 수온, 염분, 부유사농도의 1년 간의 관측자료와 계절별 장기해수유동 관측자료를 이용하여 낙동강 하구유출수의 3차원적인 거동특성을 밝히고 POM을 이용하여 조석과 하천유량에 대한 수치시뮬레이션을 수행하였지만 조석과 하천유량을 동시에 고려하지는 못하였다.

이와 같이 기존의 수많은 연구들은 낙동강 하구의 부분적인 해역에 국한되거나 일부 연안역에 국한된 연구만을 수행하여 왔고 수치모델링시 조석과 하천수의 유입에 따른 밀도차를 동시에 고려하지 못하고 있다. 따라서 낙동강 하천유출수가 대상해역의 해수유동 및 해양환경변화에 미

치는 영향을 보다 명확하게 파악하기 위해서 광역에서 이루어진 현지조사결과와 분석과 조석과 밀도차를 동시에 고려한 수치시뮬레이션을 통하여 낙동강 하천 plume의 거동을 밝히는 것이 이 연구의 목적이다.

1.2 연구의 방법 및 기대효과

본 논문의 2장에서는 낙동강 하구-가덕수로-진해만에 이르는 해역에서 이루어진 수온, 염분의 계절별 수평 및 연직 조사자료 중에서 평수기와 홍수기에 해당하는 자료를 이용하여 하천유량에 따른 낙동강 하천유출수의 거동특성을 파악하고 수치모델을 통한 검증의 필요성에 대하여 논의한다.

3장에서는 3차원 경압 해수유동 모델인 POM을 실제 지형에서 조석만을 고려한 수치시뮬레이션을 수행하여 모델의 적용성을 평가한다. 그리고 낙동강 홍수통제소의 1998년 유량자료로부터 평수기와 홍수기의 유량을 산정한 후 조석과 각각의 유량조건에 따른 염분의 수평 및 연직분포를 계산하여 이를 관측치와 비교 검토한다. 마지막으로 조석과 홍수시의 유량조건에서 하계의 대표풍향과 풍속에 대한 응답특성을 조사한다. 이러한 수치시뮬레이션들을 통하여 낙동강 하천 플룸의 거동에 영향을 미치는 외력들의 상관관계를 밝힌다.

이러한 연구들은 낙동강 하천유출수의 3차원적인 확산기구를 설명하는 근거자료로서 제시될 수 있고 낙동강 하구에서의 퇴적물수송 모델링, 수질모델링, 생태모델링 등의 수행시 기초자료로서 사용될 수 있을 것이다.

2. 현지조사 결과에 따른 낙동강 하천유출수의 거동특성

2.1 현지조사의 개요

주요대상해역인 낙동강 하구역 및 진해만 일원은 한국남안동부해역의 자연환경상 중요한 해역으로서, 서론에서 기술한 바와 같이 다양한 연구 활동들이 이루어져 왔다. 하지만 일련의 연구들은 진해만-가덕수로-낙동강 하구-외해로 이어지는 연계 해역에 대하여 광역적으로 취급하지 못하고 협역에 한정되어 있었다.

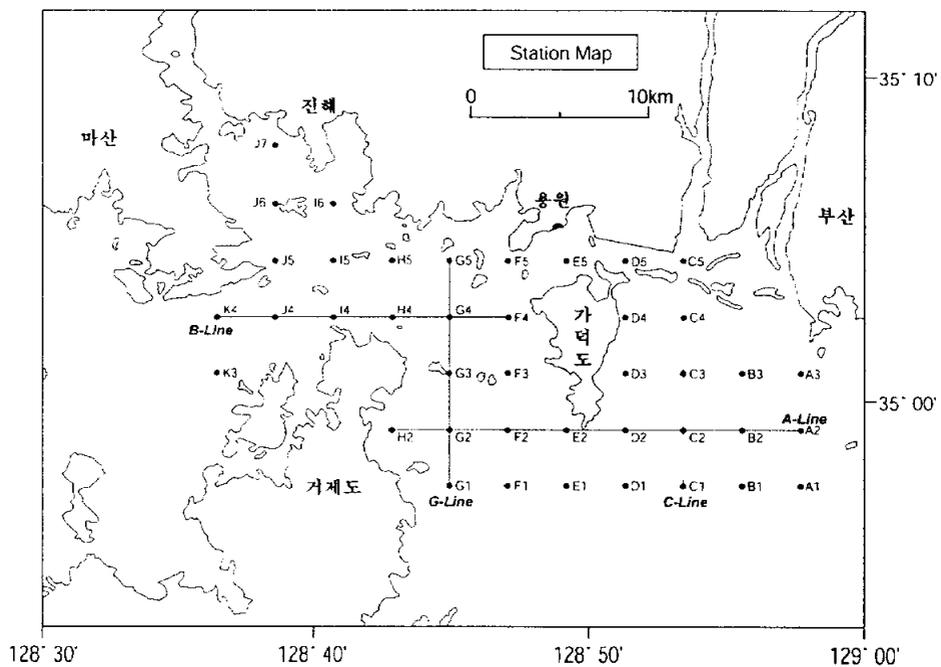


Fig. 2.1.1 Observation stations of CTD.

본 연구에서는 낙동강 하구역 및 가덕수로와 진해만 입구에 이르는 지역에서 Fig. 2.1.1과 같은 총 41개의 정점에서 CTD(Sea Bird 19)를 이용

하여 관측된 수온, 염분의 수평 및 연직자료 중에서 평수기인 5월과 홍수기인 8월의 자료(부경대학교 해양과학공동연구소, 1998)를 분석하여 하천유출수의 영향범위를 해석하고 하구전선 구조에 대해서 알아본다.

Fig. 2.1.2는 낙동강 홍수통제소의 1998년 일별 유량자료이다. 5월은 평균유량 약 $572\text{m}^3/\text{s}$ 로서 평수기의 유출조건임을 알 수 있고, 8월은 최대일유량은 $11414.0\text{m}^3/\text{s}$ 로서 홍수기의 유출조건이 된다.

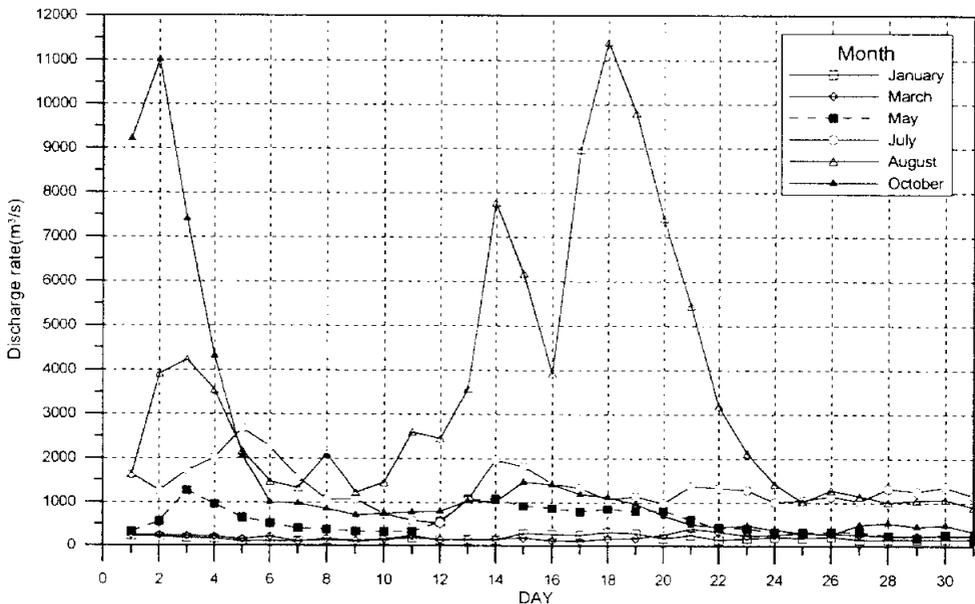


Fig. 2.1.2 Fresh water discharge of the Nakdong River in 1998.

2.2 평수기의 유출특성

Fig. 2.2.1과 Fig. 2.2.2는 평수기인 1998년 5월 27일에 관측한 수온, 염분의 수평 및 연직분포를 나타낸다. 5월 27일은 월령 1일로서 대조기에 해당된다. 이때 국립해양조사원에서 발행한 조석표에 의하면 가덕수로의

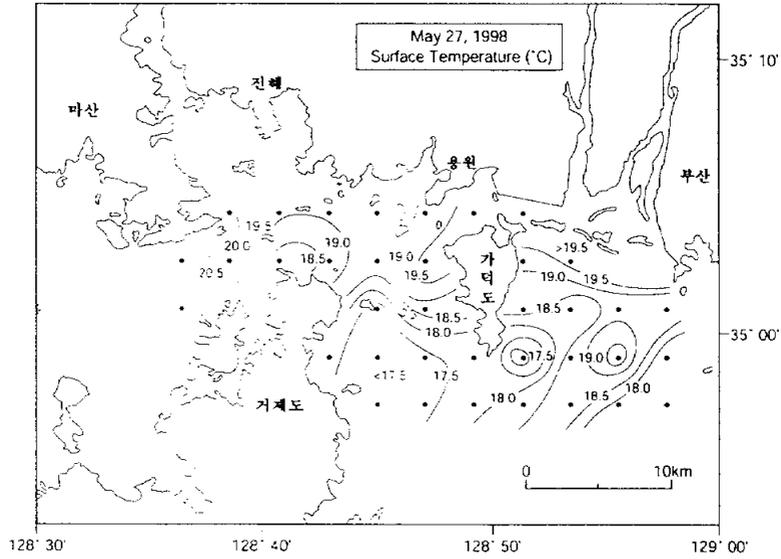
조류는 11시 46분에 최강낙조류가 0.87m/s이고, 15시 19분에 전류하는 것으로 예보되었다. 관측시간은 11시 21분부터 14시 02분 사이로서 낙조류시에 관측되었다.

2.2.1 수온·염분의 표층 수평분포

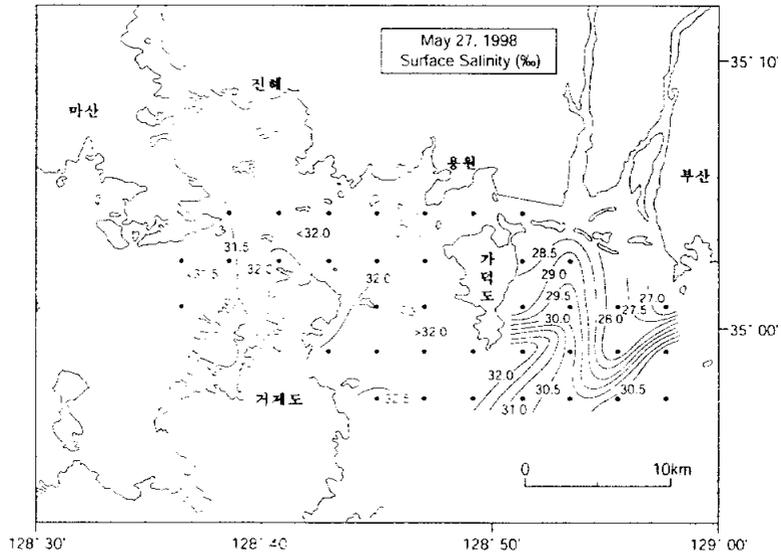
Fig. 2.2.1은 수온과 염분의 수평분포를 나타낸다. (a)의 표층수온분포는 가덕도 남쪽 외해역의 수온은 18.0°C 이하이고 낙동강 하구 및 가덕수로 북쪽에서는 19.0°C 이상으로 내만쪽이 외해쪽보다 수온이 1.0°C 이상 크게 나타난다. 특히 진해만 입구에서는 20.0°C 이상으로 외해보다 약 2.0°C 이상 크게 나타난다. (b)의 표층염분은 약 32.0psu의 외해수가 가덕수로 북쪽까지 유입되고 있음을 알 수 있다. 한편 낙동강 하구에서는 담수유출로 인한 28.0psu 이하의 저염수의 주축이 남서방향으로 확산하고 있음을 볼 수 있다. 그리고 가덕도 남단에서는 낙조류의 영향으로 인하여 32.0psu의 유축이 북동방향으로 확장되고 있음을 볼 수 있다. 이때 하구염분전선에서 염분의 대표값은 약 29.0psu로 볼 수 있다.

가덕수로 북단과 진해만 입구에 32.0psu의 외해고염수가 존재하며 하구염분전선의 형태로 볼 때 하천유출수의 플룸은 남서방향으로 확장하고 있으며 가덕도 남단에서는 낙조시의 조류의 영향으로 32.0psu의 고염수가 가덕도 동안을 따라 낙동포 안으로 유입되는 양상을 나타낸다. 이러한 표층유동패턴으로 볼 때 표층수온의 분포로부터 18.0°C의 등수온선이 외해수와 연안수의 경계를 잘 나타내주는 것으로 보여진다. 이때 인근의 5개 기상관측소에 관측된 바람자료의 분석결과 주풍향은 SW이고, 평균 최대풍속은 4.84m/s 이었다. 이러한 바람에 의한 취송류는 낙조류의 방향과 일치하여 가덕도 남동해안을 따른 외해수의 유입을 증가시켰을 것

이다. 그리고 외해수의 가덕수로내로의 유입을 증가시켰을 것이다.



(a) Surface temperature

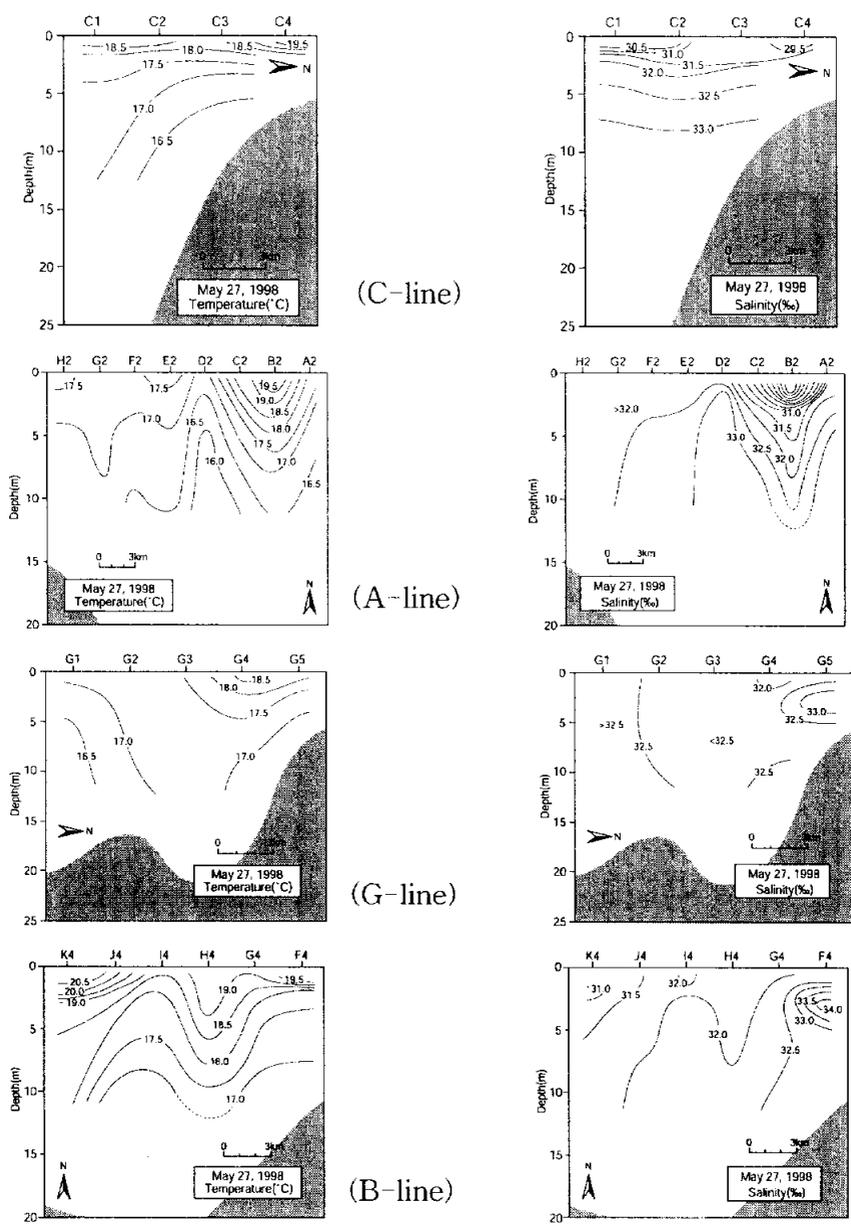


(b) Surface salinity

Fig. 2.2.1 Horizontal distribution of surface temperature and surface salinity on May 27, 1998.

2.2.2 수온 · 염분의 연직분포

Fig. 2.2.2는 낙동강하구를 기점으로 Fig. 2.1.1의 C, A, G, B-line에서 조사된 수온 및 염분의 연직단면도이다. 낙동강 하구역을 남북으로 가르는 C-line의 경우 표층에서 수심 3m 까지는 낙동강 유출수의 영향을 받아서 수온은 18°C 이상, 염분은 31.5psu 이하의 값을 가지고 그 이하의 수심에서는 수온은 16.5~17.5°C, 염분은 32.0~33.0psu의 범위에서 성층을 이루고 있다. 가덕도 남단에서 동서방향의 A-line의 경우 가덕도남단(E2~D2)을 경계로하여 동쪽과 서쪽의 수온 · 염분분포가 크게 차이를 알 수 있다. 가덕도 동쪽에서는 하천유출수 플룸의 core가 B2 지점에 위치해 있음을 볼 수 있으며 수심 3m 부근에서 성층현상이 뚜렷하게 나타나고 있다. 이때 염분의 연직분포를 볼 때 외해수와 연안수의 경계는 31.5psu가 될 것으로 판단된다. 한편, 수온의 연직분포로 볼 때 외해수와 연안수의 경계는 18.0°C가 됨을 볼 수 있다. 가덕수로 서쪽에서 남북방향의 G-line의 경우 염분과 수온의 성층현상이 나타나지 않으며 거의 외해수의 영향을 받고 있음을 알 수 있다. 가덕도에서 진해만 입구로 향하는 동서방향의 B line의 경우 염분 31.5psu가 표층에서 진해만 입구 J4에서 나타나고 있는 것으로 보아 외해수가 진해만 입구까지 확장되고 있음을 볼 수 있다. 한편 수온은 태양복사열에 의한 표층수온의 증가로 인하여 진해만 입구 J4에서 약한 수온약층이 나타나고 있다.



(a)Temperature

(b)Salinity

Fig. 2.2.2 Vertical distribution of temperature and salinity at the section C, A, G and B on May 27, 1998.

2.3 홍수기의 유출특성

Fig. 2.3.1과 Fig. 2.3.2은 1998년 8월 22일에 관측된 수온·염분의 수평 및 연직분포를 나타낸다. 관측일은 월령 1일의 대조기로서 국립해양조사원의 조석표에 의하면 가덕수로의 조류는 11시 38분에 최강낙조류가 0.77m/s로 흐르며 15시 02분에 전류되는 것으로 예보되었다. 관측시간은 10시 00분부터 14시 48분까지로 낙조류시에 관측되었다.

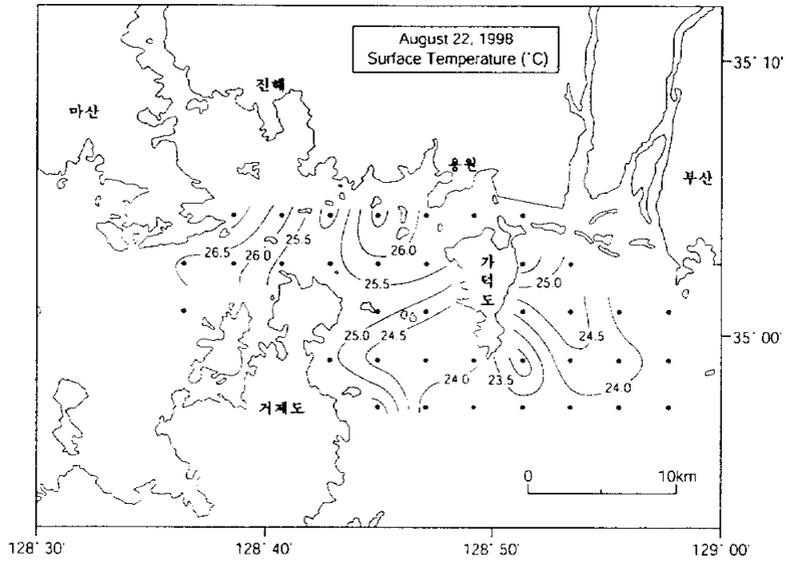
2.3.1 수온·염분의 표층 수평분포

Fig. 2.3.1은 표층수온과 염분의 수평분포로서 (a)의 표층수온분포는 가덕도 남쪽외해역에서는 24.0°C 이하이고 낙동강하구의 수온은 25.0°C 이상이고 가덕수로에서 24.0~26.0°C의 범위로 가덕수로의 북쪽으로 갈수록 수온이 상승하고 있고 진해만 입구에서는 26.0°C 이상의 고온수가 존재한다. 그리고 가덕도 남단에서 23.5°C 이하의 해수가 유입되고 있다.

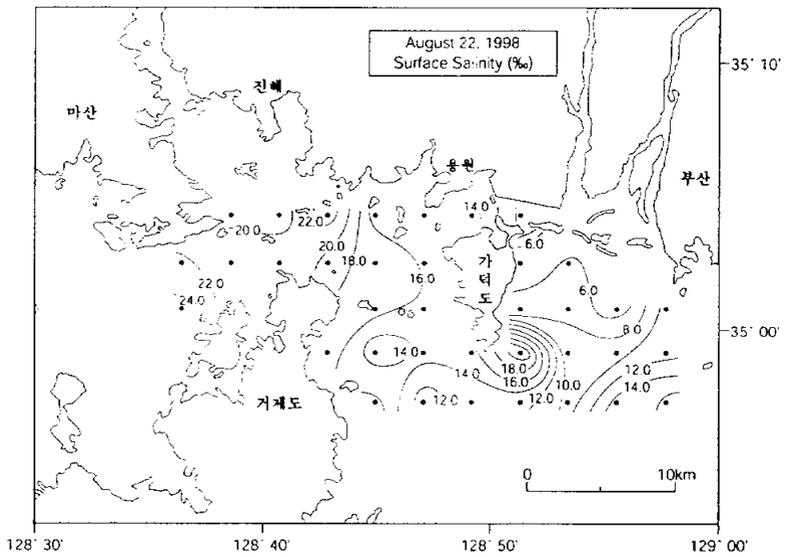
(b)의 표층염분분포는 가덕도 동쪽의 낙동강 하구역에서는 10.0psu 이하의 저염수가 남서방향으로 확장되고 있으며 가덕도 남단의 동쪽에서 18.0psu의 고염수가 존재한다. 가덕수로 남단에서 가덕수로를 따라 진해만 안쪽까지 염분은 14.0~24.0psu의 범위로 감소하는 형태를 보이고 있다.

대상해역은 대규모 하천유출의 영향을 받아서 전 조사영역이 낙동강 유출수의 영향을 받고 있고 낙동강 유출수가 가덕도 남단을 돌아 가덕수로를 통과하여 진해만내로 유입되는 유출기구를 명확하게 보여주고 있다. 그리고 인근 기상관측소에서 관측된 바람자료 분석결과 평균최대풍속은 5.0m/s이며 주풍향은 E 방향이어서 이러한 바람은 가덕도 남단에

서 낙조류의 흐름과는 반대방향으로 작용하여 하천유출수 유출의 편향과
가덕수로내의 유입을 조장시켰을 것으로 사료된다.



(a) Surface temperature



(b) Surface salinity

Fig. 2.3.1 Horizontal distribution of surface temperature and surface salinity on August 22, 1998.

2.3.2 수온 · 염분의 연직분포

Fig. 2.3.2는 Fig. 2.1.1의 C, A, G, B-line에서 수온 · 염분의 연직분포이다. 낙동강 유출수의 유출을 따르는 C-line의 경우 수온은 19.0~24.0°C의 범위에서 연직성층을 이루고 있고 염분은 8.0~32.0psu의 범위에서 연직성층을 이루고 있고 수심 3~5m 부근에서 염분이 급격하게 변화하는 염분약층(halocline)이 존재한다. 가덕도 남단을 동서방향으로 가로지르는 A-line의 경우 수온과 염분은 가덕도 남단의 정점 D2에서 저온 · 고염수가 용승하는 특징을 보이고 수온은 D2를 기준으로 서쪽에서는 19.0~24.5°C의 범위에서 성층을 이루고 있고 동쪽에서는 19.0~22.5°C의 범위에서 성층을 이루고 있다. 염분은 정점 D2의 왼쪽에서는 14.0~32.0psu의 범위에서 성층을 이루고 있으며 수심 3~5m 범위에서 염분약층이 존재함을 확인할 수 있다. 가덕수로 서쪽에서 남북방향인 G-line의 경우 수심 3m 부근까지는 24.0°C 이상의 고온수가 존재하고 3m 아래에서부터 저면까지 수온은 19.0~24.0°C의 범위에서 성층을 이루고 있으며 수심 5m 부근에서 수온약층이 존재한다. 염분은 18.0~32.0psu의 범위에서 성층을 이루고 있고 정점 G2의 수면부근에서 14.0psu의 저염수가 존재한다. 가덕수로 북단에서 진해만 입구까지의 B-line에서는 수온은 수면아래 수심 5m까지 24.0°C 이상의 고온수가 발달해 있고 수심 5.0~10.0m의 범위에서 수온약층(thermocline)이 존재하고 그 아래에는 19.0~21.0°C의 범위에서 성층을 이루고 있다. 염분은 가덕수로 북단의 정점 F4에서 H4까지는 수면하 수심 5m 부근까지 20.0psu의 저염수가 존재하고 거제도북단의 정점 H4에서는 수심10m 부근까지 20psu의 저염수가 침강하는 것을 볼 수 있다. 그리고 진해만쪽의 정점 I4~K4에서 수심 10m 이내에서 22.0~30.0psu의 범위에서 연직성

층을 이루며 저염수가 존재한다.

홍수기의 수온·염분의 연직분포는 대규모 하천유출수의 영향으로 인하여 모든 정선에서 연직성층화를 이루고 있고 C-line와 A-line에서 수면하 수심 3.0~5.0m에서 염분약층이 존재한다.

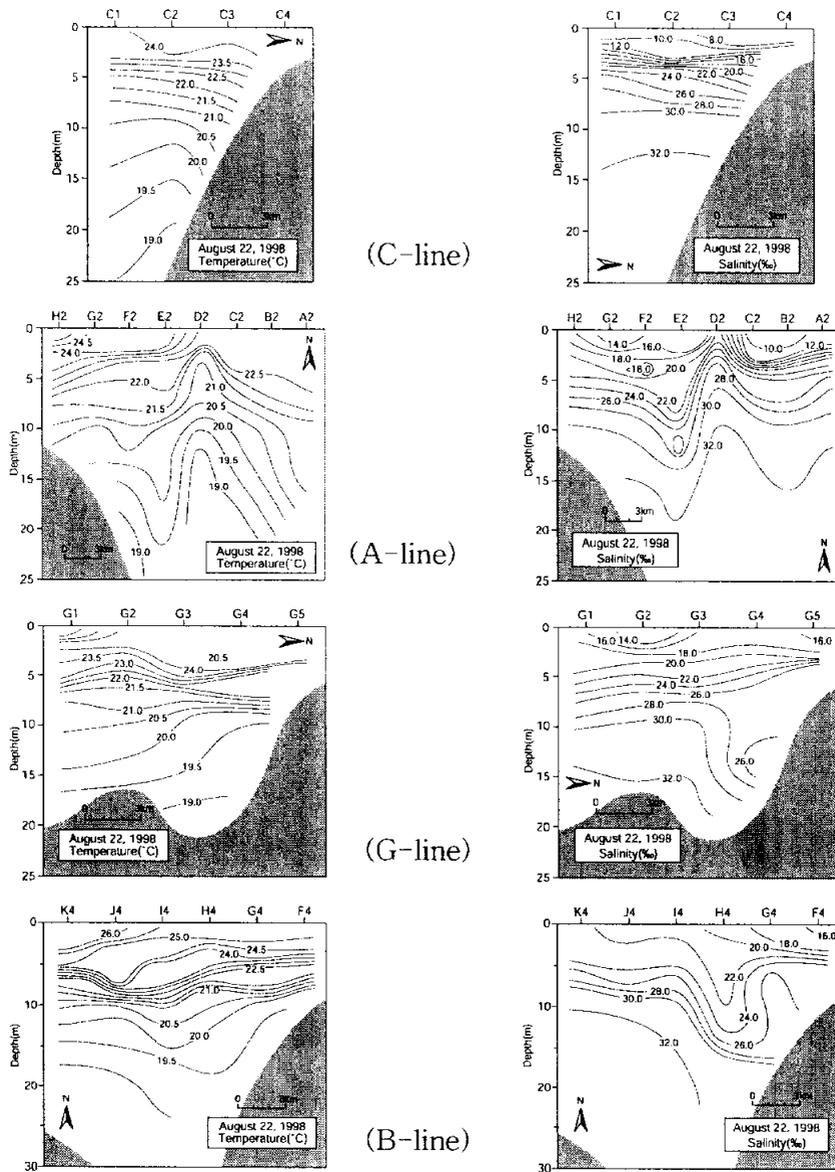


Fig. 2.3.2 Vertical distribution of temperature and salinity at the section C, A, G and B on August 22, 1998.

2.4 현지조사 결과 및 고찰

현지조사 결과를 통해서 본 낙동강 하천유출수의 거동특성을 요약하면, 하천유출수의 확산은 성층화를 동반한 밀도류의 거동을 나타내고 유출패턴은 하천유량과 조석의 영향을 크게 받고 있다.

평수기의 경우 표층에서 염분전선은 유축의 왼쪽에서 외해수와 접하며 강한 염분전선을 형성하고 낙동강 하구에서 하천유출수의 유축은 남서방향으로 향하고 낙조류시의 흐름에 의해 가덕도 남쪽에서 고염수가 북동방향으로 유입하는 분포를 보인다. 염분의 연직분포는 낙동강 하구의 남북방향의 C-line과 가덕도 남단을 동서로 가로지르는 A-line에서 31.5 psu 이하의 저염수가 존재하고 염분의 연직성층이 나타난다. 그리고 가덕수로 북단에서 진해만에 이르는 B-line의 정점 I4에서 저온이며 주위보다 약간 높은 염분을 나타냈는데 이는 용승현상에 의한 것인지 지형적인 영향으로 인한 와동에 의하여 창조류시에 유입한 외해수가 갇혀있는 형태인지 분명하지 않다.

홍수기의 표층에서 하천유출수의 확산패턴은 대규모 하천유량의 영향으로 모든 조사영역이 하천유출수의 영향을 받고 있고 저염수는 유축의 오른쪽으로 편향되어 가덕도 남단을 돌아 진해만내로 유입되는 형태를 뚜렷하게 보여주며 연직방향으로는 모든 정선에서 연직성층이 발달하여 있다. 가덕도 남단의 정점 D2에서 저온·고염분 수괴가 나타나고 있음을 볼 수 있는데 창조류시 유입한 외해수가 낙조류시에 나타나는 지형성 eddy에 갇혀있는 형태로 보인다. 한편, 평수기의 경우에는 이지점에서 낙조류시의 이류에 의하여 저온·고염분수괴가 나타난 것으로 보인다.

그러나 상기의 조사결과는 유축의 왼쪽인 부산시 연안을 따른 확산에 대한 조사가 배제되었고 외해방향으로도 조사범위가 제한되었다. 또한,

동시관측과 연속관측이 이루어지지 않았으므로 하구전선구조에 커다란 영향을 미치는 조석과 바람 그리고 하천유량간의 상호작용을 명확하게 설명하기는 곤란하다. 따라서, 하천유출수의 확산에 미치는 조석과 바람 등의 영향을 파악하기 위해서는 보다 넓은 해역에서의 수치시물레이션을 통한 연구가 필요하다.

3. 수치모델(POM)에 의한 낙동강 하천유출수의 거동특성

본 연구에서 사용된 수치모델은 3차원 원시방정식을 이용한 연안해양 순환모델인 Princeton Ocean Model(POM)로서, 이 Model은 Blumberg and Mellor(1987)에 의해 개발되어져서 전세계적으로 널리 사용되어 오고 있다. 본 모델의 조류와 취송류의 재현성은 강태순(1999)의 연구에서 이루어졌고 하천유출수 거동에 대한 기본적인 연구는 최병중(2001)과 주귀홍(2002)의 연구에서 수행되어졌으므로 수치계산은 실제해역에서 조석 이 구현된 상태에서 평수시와 홍수시의 유출유량에 따른 염분의 수평 및 연직분포를 조사하고, 조석과 홍수시의 유출이 고려된 경우에 대상해역의 하계의 대표바람성분에 대한 응답특성을 알아본다.

3.1 수치모델

3.1.1 POM 모델의 개요

(1) 기본방정식

본 모델에서 사용된 기본방정식은 해수면의 승강과 수평 및 수직방향의 유속을 계산하는 연속방정식과 운동량방정식, 수온과 염분에 대한 보존방정식으로 구성되어 있고 유체정역학 근사와 Boussinesq 근사를 사용하고 있다(Bryan, 1969).

먼저 직교좌표계를 고려하면 연속방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (3-1)$$

그리고 운동량방정식은 다음과 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_x \end{aligned} \quad (3-2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_y \end{aligned} \quad (3-3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (3-4)$$

여기서, U, V, W 는 x, y , 그리고 z 방향의 유속성분이다. ρ_0 는 기준 혹은 평균밀도, ρ 는 현장밀도, g 는 중력가속도, P 는 압력, K_M 은 연직와동 점성계수이다. 물질보존방정식(여기서는 온도, 염분)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + V \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T \quad (3-5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (3-6)$$

여기서, T 는 포텐셜온도(혹은 현장온도)이고 S 는 염분이다. 그리고 K_M 은 열염난류혼합에 대한 연직와동점성계수이다. 온도와 염분을 이용하여 밀도는 다음과 같은 상태방정식에 따라 계산된다.

$$\rho(S, T, P) = \rho_T(S, T) + \rho_P(S, T, P) \quad (3-7)$$

여기서, 포텐셜밀도는

$$\begin{aligned}
 \rho_T = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2} T - 9.095290 \times 10^{-3} T^2 \\
 & + 1.001685 \times 10^{-4} T^3 - 1.120083 \times 10^{-6} T^4 \\
 & + 6.536332 \times 10^{-9} T^5 + (0.824493 - 4.0899 \times 10^{-3} T \\
 & + 7.6438 \times 10^{-5} T^2 - 8.2467 \times 10^{-7} T^3 \\
 & + 5.3875 \times 10^{-9} T^4) S + (-5.72466 \times 10^{-3} \\
 & + 1.0227 \times 10^{-4} T - 1.6546 \times 10^{-6} T^2) S^{1.5} \\
 & + 4.8314 \times 10^{-4} S^2
 \end{aligned} \tag{3-8}$$

그리고

$$\rho_P = 1.0 \times 10^4 P c^{-2} (1.0 - 0.20 P c^{-2}) \tag{3-9}$$

여기서, c 는 음속과 관계되는 또 다른 경험적인 양으로 다음과 같이 정의된다.

$$c = 1449.1 + 0.00821 P + 4.55 T - 0.045 T^2 + 1.34 (S - 35.0) \tag{3-10}$$

수심 z 에서의 압력은 식 (3-4)를 수심 z 에서 자유수면 η 까지를 적분하면 얻을 수 있다.

$$P(x, y, z, t) = P_{atm} + g \rho_0 \eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z, t) dz \tag{3-11}$$

여기서, P_{atm} 은 대기압으로 일정하다고 본다.

상기의 식 (3-2), (3-3), (3-5) 그리고 (3-6)에 있는 $F_x, F_y, F_{T,S}$ 항은

확산에 관한 식으로, 다음과 같이 표현된다.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \right] \quad (3-12a)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \right] \quad (3-12b)$$

그리고

$$F_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_H \frac{\partial(T,S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_H \frac{\partial(T,S)}{\partial y} \right] \quad (3-12c)$$

여기서, A_M , A_H 는 수평확산계수이다.

수평확산계수를 산정하는데 있어서는 Smagorinsky 공식이 사용되었고 그 식은 아래와 같다.

$$A_M = C \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (3-13)$$

여기에서, C 의 값은 0.1에서 0.2의 값을 사용할 것을 Mellor(1996)는 권장하고 있으며 본 연구에서는 0.2의 값을 사용하였고, 만약 격자간격이 매우 작으면(Oey et al., 1985 a,b), C 는 영(nil)이 된다. Smagorinsky 공식에 의해 확산계수를 산정하는 방법의 이점은 C 가 무차원이라는 것이고 해상도가 증가함에 따라 A_M 이 감소하고 만약 속도경사가 작다면 A_M 도 작다는 것이다.

(2) 난류완결(Turbulence closure) 기법

지배방정식은 운동량, 열, 염의 난류확산을 설명하기 위하여 변수화된 Reynolds 응력과 플럭스(flux)항을 포함하고 있다. 본 모델에 기술한 난류모델의 변수화는 Mellor and Yamada(1974)에 기초한다.

식 (3-2), (3-3), (3-5) 그리고 (3-6)에 있는 연직혼합계수인 K_M 과 K_H 는 난류운동에너지 $q^2/2$ 와 난류미소규모 l 에 의해 방정식으로 특성지어 지는 2차 난류종결모델에 의해 얻어지며 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2}{\partial t} + U \frac{\partial q^2}{\partial x} + V \frac{\partial q^2}{\partial y} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \\ & + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (3-14)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 l}{\partial t} + U \frac{\partial q^2 l}{\partial x} + V \frac{\partial q^2 l}{\partial y} + W \frac{\partial 2q^2 l}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right) + l E_1 K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \\ & + \frac{l E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \widetilde{W} + F_l \end{aligned} \quad (3-15)$$

여기서, 벽면근사함수(wall proximity function)는 다음과 같이 정의된다.

$$\widetilde{W} \equiv 1 + E_2 \left(\frac{l}{xL} \right)^2 \quad (3-16)$$

그리고 여기서,

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (3-17)$$

수면근처에서 l/x 와 L 은 수면으로부터 거리가 같기 때문에 $\tilde{W} \equiv 1 + E_2$ 이다. 수면에서 더 먼 경우에는, 즉 $k \ll L$ 인 경우는 $\tilde{W} \equiv 1$ 이다.

식 (3-14)와 (3-15)에서 F_q 와 F_l 항은 수평혼합항이고 식 (3-12)에서 사용되는 온도나 염분과 유사하게 변수화 된다. 난류혼합과 관련된 계수 K_M, K_H 그리고 K_q 는 다음과 같이 표현된다.

$$K_M = lqS_M \quad (3-18a)$$

$$K_H = lqS_H \quad (3-18b)$$

$$K_q = lqS_q \quad (3-18c)$$

안정함수 S_M, S_H 그리고 S_q 는 $\partial U/\partial z, \partial V/\partial z, g\rho_0\partial\rho/\partial z, q$ 그리고 l 에 대하여 대수적 관계에서 해석적으로 구할 수 있다. 이런 관계는 Mellor(1973)에 의해 기술된 완결가정에 의해 유도되고 최근에 Mellor and Yamada(1982)가 정리하였다. 안정함수는 Richardson number의 함수로 주어진다.

$$S_H[1 - (3A_2B_2 + 18A_1A_2)G_H] = A_2[1 - 6A_1/B_1] \quad (3-19a)$$

$$S_M[1 - 9A_1A_2G_H] - S_H[(18A_1^2 + 9A_1A_2)G_H] = A_1[1 - 3C_1 - 6A_1/B_1] \quad (3-19b)$$

여기서,

$$G_H \equiv \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (3-20)$$

이다. 이것은 Richardson number이다. 식 (3-19a, b)에서의 다섯 개의 상수는 수면근처 난류데이터로 구해지고 Mellor and Yamada(1982)에 의해 경험적으로 다음과 같이 주어진다.

$$(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0.92, 16.6, 0.74, 10.1, 0.08) \quad (3-21)$$

(3) 경계조건

수평위치가 (x, y) 인 자유수면에서의 경계조건은 다음과 같다.

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}) \quad (3-22a)$$

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial T}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = (H, S) \quad (3-22b)$$

$$q^2 = B_1^{2/3} \cdot U_{\infty}^2 \quad (3-22c)$$

$$q^2 l = 0 \quad (3-22d)$$

$$W = U \frac{\partial \eta}{\partial x} + V \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (3-22e)$$

여기서, (τ_{0x}, τ_{0y}) 는 벡터크기인 마찰속도 U_{∞} 로 표현되는 수면 바람응력 벡터이다. 식 (3-22a)는 운동량, 식 (3-22b)는 열·염 확산에 관련된 자유수면 경계조건이다. 또한 식 (3-22c)와 식 (3-22d)는 난류운동에너지

와 난류 scale 수송방정식에 관련된 자유수면 경계조건이다. 그리고 식 (3-22e)는 연직속도에 관련된 자유수면 경계조건이다. 바닥 경계조건은 다음과 같다.

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (3-23a)$$

$$q^2 = B_1^{2/3} \cdot U_{zb}^2 \quad (3-23b)$$

$$q^2 l = 0 \quad (3-23c)$$

$$W_b = -U_b \frac{\partial H}{\partial x} - V_b \frac{\partial H}{\partial y} \quad (3-23d)$$

여기서 $H(x, y)$ 는 바닥까지 수심이고 U_{zb} 는 저면마찰응력 (τ_{bx}, τ_{by}) 와 결합되는 마찰속도이다. 바닥응력은 벽에서 로그법칙과 속도의 결합에 의해 결정되고 다음과 같이 표현된다.

$$\vec{\tau}_b = \rho_0 C_D |\vec{V}_b| \vec{V}_b \quad (3-24)$$

항력계수값 C_D 는 다음과 같다.

$$C_D = \left[\frac{1}{\kappa} \ln(H + z_b)/z_0 \right]^{-2} \quad (3-25)$$

여기서, z_b 와 \vec{V}_b 는 격자점과 바닥에서 가장 가까운 격자점에서의 유속에 상응하고 κ 는 von Karman 상수이다.

외해개방 경계조건은 다음과 같은 방사조건(radiation condition)이 수

위, internal 모드의 속도 그리고 external 모드의 속도에 적용되었다.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + c \frac{\partial U}{\partial n} = 0 \quad (3-26)$$

여기서, U 는 수위와 유속에 대한 변수이고, n 은 외부로 빠져나가는 법선방향이고 c 는 외부모드에서는 $c = (gH)^{1/2}$ 로 표현되며, 내부모드에서는 내부파속 c_i 로 대체된다.

(4) 시그마좌표계로의 변환

일반적인 직각좌표계는 지형이 갑자기 변하는 지형근처에서는 불리한 점이 있다. 그래서 여기서는 해수면과 해저면을 모두 좌표표면으로 전환시키는 새로운 독립변수를 도입한다(Phillips, 1957). 즉, 모든 지배방정식은 (x, y, z, t) 에서 (x^*, y^*, σ, t^*) 로 변환시킨다.

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t \quad (3-27)$$

여기서, $D \equiv H + \eta$ 로 놓고 연쇄법칙을 적용한다.

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right) \quad (3-28a)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial y^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right) \quad (3-28b)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \quad (3-28c)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial t^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right) \quad (3-28d)$$

여기서 G 는 임의의 변수이고, σ 는 $z = \eta$ 에서 $\sigma = 0$ 이고 $z = -H$ 에서 $\sigma = -1$ 이다. 그러면 새로운 연직속도는 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\omega = W - U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right) - V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right) - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right) \quad (3-29)$$

여기서, 다시 경계조건 (3-22e)와 (3-23d)를 변환하면,

$$\omega(x^*, y^*, 0, t^*) = 0 \quad (3-30a)$$

$$\omega(x^*, y^*, -1, t^*) = 0 \quad (3-30b)$$

역시, 임의의 연직적분된 양인 G 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\bar{G} = \int_{-1}^0 G d\sigma \quad (3-31)$$

편의상 *를 생략하면 연속방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (3-32)$$

또한, 운동량방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\
 & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \\
 & + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_x
 \end{aligned} \tag{3-33}$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\
 & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \\
 & + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_y,
 \end{aligned} \tag{3-34}$$

그리고 온도와 염분에 대한 확산방정식은 다음과 같이 변환된다.

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + DF_T \tag{3-35}$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + DF_S \tag{3-36}$$

그리고 난류완결기법에 의해 얻어진 난류운동량방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} \\
 & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\
 & + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + DF_q
 \end{aligned} \tag{3-37}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} \\
&= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_g}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right) + E_1 l \left\{ \frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \right. \\
& \quad \left. + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right\} - \frac{D q^3}{B_1} \bar{W} + D F_l
\end{aligned} \tag{3-38}$$

여기서, 수평점성항과 확산항은 다음과 같이 정의된다.

$$\begin{aligned}
D F_x \equiv & \frac{\partial \hat{\tau}_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \hat{\tau}_{xx} \right] \\
& + \frac{\partial}{\partial y} (\hat{\tau}_{yx}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \hat{\tau}_{yx} \right]
\end{aligned} \tag{3-39}$$

$$\begin{aligned}
D F_y \equiv & \frac{\partial \hat{\tau}_{yy}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \hat{\tau}_{yy} \right] \\
& + \frac{\partial}{\partial x} (\hat{\tau}_{xy}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \hat{\tau}_{xy} \right]
\end{aligned} \tag{3-40}$$

여기서

$$\hat{\tau}_{xx} = 2A_M \left[\frac{\partial UD}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) U \right] \tag{3-41a}$$

$$\begin{aligned}
\hat{\tau}_{xy} = \hat{\tau}_{yx} = A_M \left[\frac{\partial UD}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) U \right. \\
\left. + \frac{\partial VD}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) V \right]
\end{aligned} \tag{3-41b}$$

$$\hat{\tau}_{yy} = 2A_M \left[\frac{\partial VD}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) V \right] \tag{3-41c}$$

또한,

$$DF_{\theta_i} = \frac{\partial \hat{q}_x}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \hat{q}_x \right] \\ + \frac{\partial \hat{q}_y}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \hat{q}_y \right] \quad (3-42)$$

$$\hat{q}_x = A_H \left[\frac{\partial \theta_i D}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \theta_i \right] \quad (3-43a)$$

$$\hat{q}_y = A_H \left[\frac{\partial \theta_i D}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \theta_i \right] \quad (3-43b)$$

여기서, θ_i 는 $T, S, q^2, q^2 l$ 을 나타낸다.

식(3-32)의 연속방정식에 대한 연직경계조건은

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (3-44)$$

식(3-33)과 (3-34)의 운동방정식에 대한 경계조건은

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = -(\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (3-45a)$$

여기서, 식(3-45a)의 오른쪽은 수면에서의 난류운동량 플럭스(flux)의 입력값(응력성분은 부호가 반대이다)이고,

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (3-45b)$$

여기서,

$$C_z = \text{MAX} \left[\frac{x^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \quad (3-45c)$$

$x=0.4$ 인 von Karman 상수이고, z_0 는 조도계수(roughness parameter)이다. 이 조건은 “벽법칙(law of the wall)”으로 유도된다. 이것은 수치적으로 해저면에서 가장 가까운 첫 번째 격자점에서 적용된다. 해저면이 잘 분해되지 않는 곳에서는, $(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0$ 는 크고 일반적인 항력계수식으로 변환시킬 수 있다. 식 (3-35)과 (3-36)의 열·염보존방정식에 대한 경계조건은 다음과 같다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = -(\langle w\theta(0) \rangle), \sigma \rightarrow 0 \quad (3-46a)$$

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0, \sigma \rightarrow -1 \quad (3-46b)$$

식 (3-37)와 (3-38)의 난류운동량방정식에 대한 경계조건은 다음과 같다.

$$(q^2(0), q^2 l(0)) = (B_1^{2/3} u_*^2(0), 0) \quad (3-47a)$$

$$(q^2(-1), q^2 l(-1)) = (B_1^{2/3} u_*^2(-1), 0) \quad (3-47b)$$

여기서 B_1 은 난류종결상수 중 하나이고, u_* 는 해수면 혹은 해저면 마찰속도이다.

(5) 연직적분방정식

연안순환의 동역학적 지배방정식은 빠르게 진행되는 외부중력과와 느리게 움직이는 내부중력파를 포함한다. 계산효율을 위해 mode splitting method를 사용하여 연직적인 구조로 된 방정식(internal mode)과 연직적

분된 방정식(external mode)으로 분리하여 사용한다.

식 (3-32)를 $\sigma = -1$ 에서 $\sigma = 0$ 까지 적분하고 경계조건 식(3-30a,b)를 이용하면 수위에 대한 방정식인 연속방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{UD}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{VD}}{\partial y} = 0 \quad (3-48)$$

그리고 식(3-33)과 (3-34)를 연직적분하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{UD}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{UVD}}{\partial y} - \bar{F}_x - f\bar{VD} + gD \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} \\ = -\langle wu(0) \rangle + \langle wu(-1) \rangle + G_x \\ - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \sigma' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad (3-49)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{VD}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{UVD}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \bar{F}_y + f\bar{UD} + gD \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} \\ = -\langle wv(0) \rangle + \langle wv(-1) \rangle + G_y \\ - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \sigma' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad (3-50)$$

오버바(overbar)는 다음과 같이 정의되는 연직적분된 속도를 말한다.

$$\bar{U} \equiv \int_{-1}^0 U d\sigma \quad (3-51)$$

바람응력성분은 $-\langle \bar{wu}(0) \rangle$ 와 $-\langle \bar{wv}(0) \rangle$, 그리고 바닥응력성분은 $-\langle \bar{wu}(-1) \rangle$ 과 $-\langle \bar{wv}(-1) \rangle$ 이다. \bar{F}_x, \bar{F}_y 는 수평운동량 확산의 연직적분 성분이고 다음과 같이 정의된다.

$$\tilde{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[H \bar{A}_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[H \bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (3-52a)$$

$$\tilde{F}_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[H \bar{A}_M \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[H \bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (3-52b)$$

분산항은 다음과 같이 정의된다.

$$G_x = \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial y} - \tilde{F}_x - \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial y} + \bar{F}_x \quad (3-53a)$$

$$G_y = \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \tilde{F}_y - \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} + \bar{F}_y \quad (3-53b)$$

만약, A_M 이 연속적으로 일정하면, 그 때 식 (3-53a)와 (3-53b)에서 ' F '항은 제거된다.

(6) 수치계산방법

본 모델에서 사용된 격자는 비틀림격자(staggered grid)의 일종인 Arakawa C-grid이고, Fig. 3.1.1은 외부와 내부격자점에 대한 격자배열에 대해서 설명한다.

연직적분된 외부모드상의 Courant-Friedrichs-Levy(CFL) 계산안정조건에 따른 시간간격은 다음과 같이 계산된다.

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_f} \left| \frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right|^{-1/2} \quad (3-54)$$

여기서, $C_t = 2(gH)^{1/2} + U_{\max}$; U_{\max} 는 최대속도이다.

내부모드의 시간진행은 외부모드의 시간간격보다 제한이 완화되기 때문에 더 큰 시간간격을 사용할 수 있다. 내부모드의 시간제약조건은 외부모드와 유사하게 다음과 같이 표현된다.

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (3-55)$$

여기서, $C_T = 2C + U_{\max}$ 이다. 여기서 C 는 최대내부중력파속(maximum internal wave speed)이고, 일반적으로 2m/s이다. 그리고 U_{\max} 는 최대이류속도(maximum advective speed)이다.

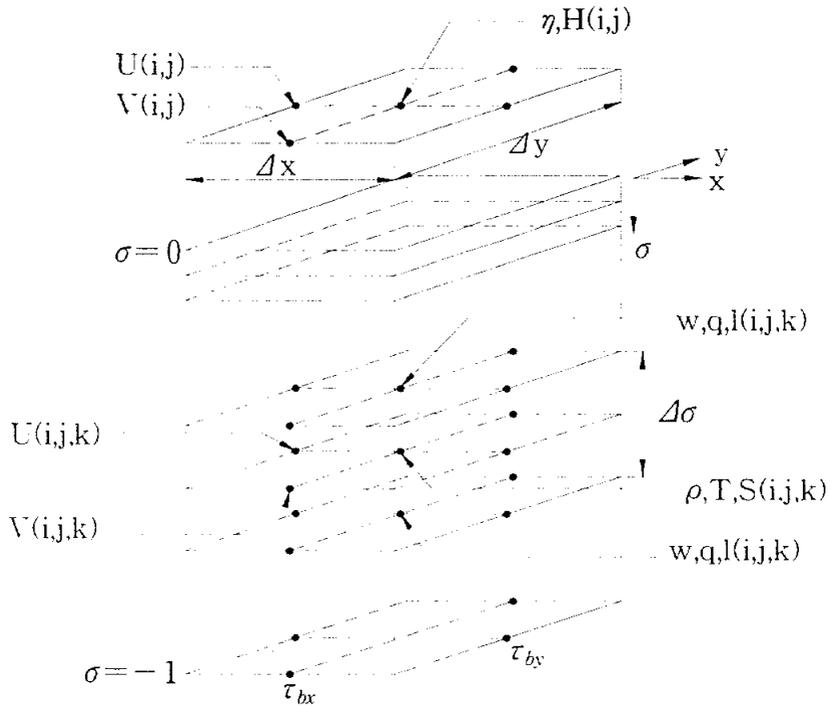


Figure 3.1.1 The location of the variables on the finite difference grid.

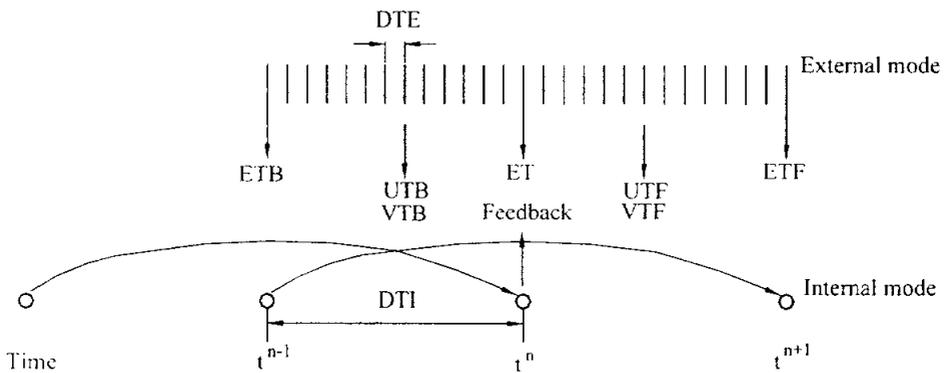


Figure 3.1.2 A simplified illustration of the interaction of the external mode and internal mode.

3.1.2 수치계산의 개요

대상해역인 낙동강 하구역 일대의 주요한 외력은 조석과 육지로부터의 하천유출량, 바람응력 및 해류 등을 들 수 있다. 본 연구에서는 조석을 기본외력으로 고려하여 조위 및 조류를 검증하고 이러한 조석강제조건 하에서 평수기와 홍수기의 하천유량조건에 따른 하천플룸의 거동특성을 밝히고, 조석과 홍수기의 유량조건에서 바람조건에 따른 염분의 수평분포와 연직분포를 수치모의 하였다.

(1) 계산격자망 및 수심도

대상영역은 Fig. 3.1.3과 같이 낙동강 하구역 일대와 거제도 등을 포함하며 외해방향으로 대한해협과 대마도를 포함하는 광역에서 구성되었고 격자간격은 수평면상에서 x, y 방향에서 모두 1km이고, 160×170개의 격자로 이루어져 있으며, 연직방향으로는 <Table 3.1>과 같이 6개의 층으로 나뉘어졌다.

Table 3.1 Vertical division on the sigma coordinate.

Level	σ	σ'	Z(m)	$\Delta\sigma$
1	0.000	-0.083	0.167	0.167
2	-0.167	-0.250	0.167	0.167
3	-0.333	-0.417	0.167	0.167
4	-0.500	-0.583	0.167	0.167
5	-0.667	-0.750	0.167	0.167
6	-0.833	-0.917	0.167	0.167
7	-1.000			

Fig. 3.1.4는 대상해역에서의 수심도를 나타낸다. 대한해협에서 최대수심은 약 230m이며, 낙동강 유출수의 주요 유출경로인 가덕도 좌측의 가

덕수로 입구에서 최대 30m의 수심을 가지고 진해만의 중앙수로와 연결되어 있으며 진해만내 중앙수로의 수심은 20~30m의 범위 내에 있다. 그리고 Fig. 3.1.5는 수심분포를 3차원 그래픽으로 나타낸 해저지형도이다.

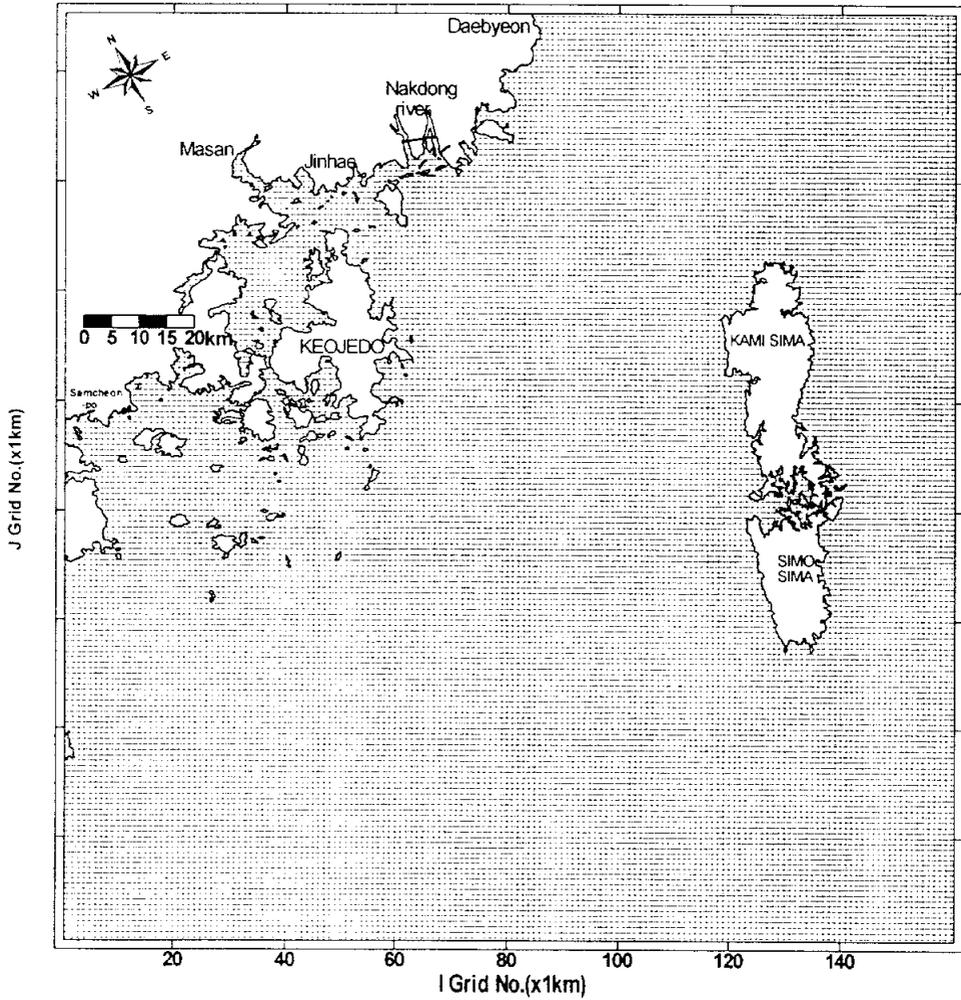


Fig. 3.1.3 Computational grid system.

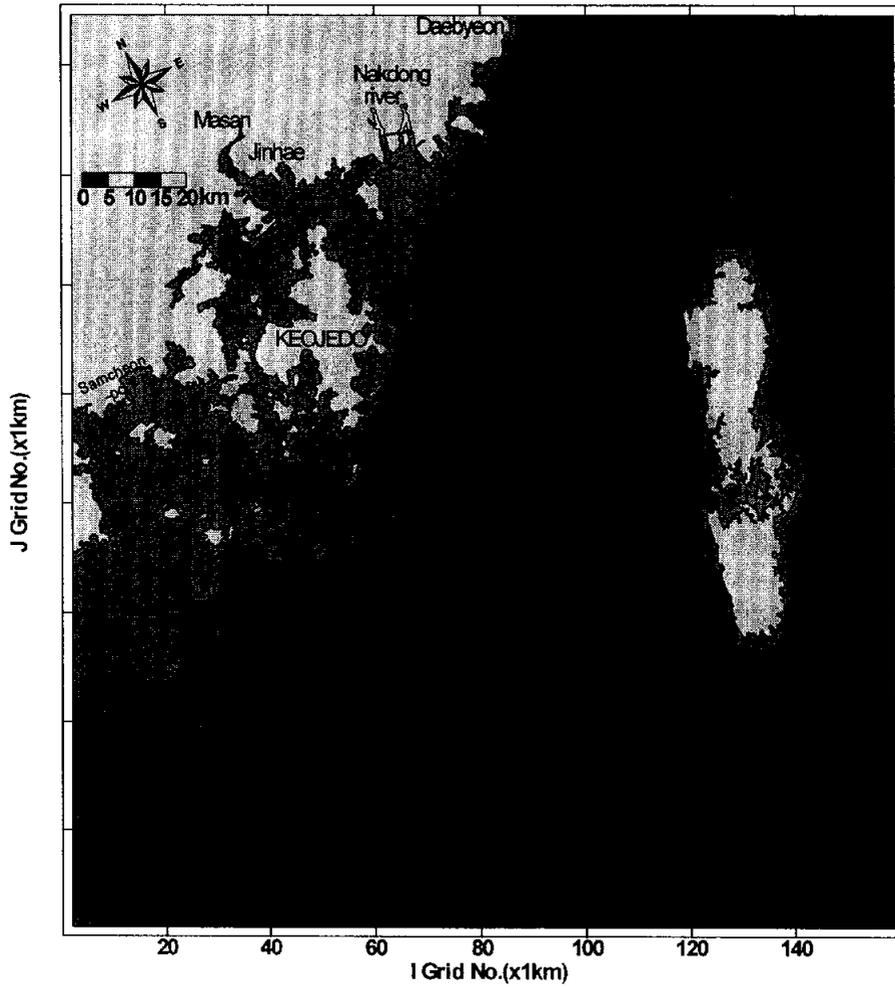


Fig. 3.1.4 Contour map of water depth below datum level.

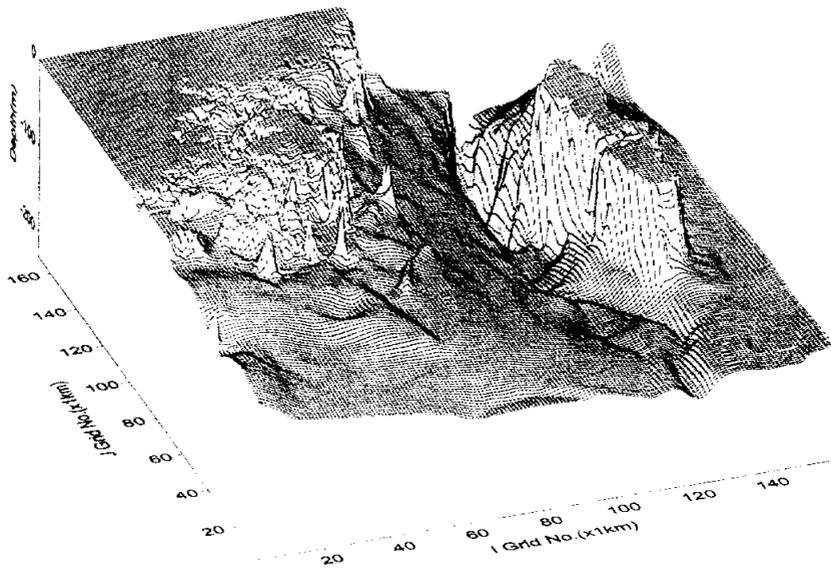


Fig. 3.1.5 Three dimensional bottom topography.

(2)개경계조건 및 주요계산입력조건

조석의 개경계조건은 국립해양조사원에서 발행한 한국연안조석조화상수와 Adimiralty Tide Table Vol.4(1999) 등을 조사하여 시행착오를 거쳐서 Table 3.2와 같은 조석조화상수를 결정하였다.

Table 3.2 Tidal harmony constants at the open boundary.

Location	M ₂		S ₂		K ₁		O ₁	
	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)
Daebyeon	0.29	225	0.14	257	0.03	86	0.02	359
Upper right	0.24	263	0.11	278	0.02	178	0.01	160
Lower right	0.65	263	0.29	278	0.15	178	0.12	160
Lower left	0.96	260	0.43	282	0.17	175	0.12	159
Yanga-Li	0.97	253	0.43	275	0.17	169	0.12	153
Sorido	0.96	256	0.43	278	0.17	172	0.12	155
Samcheon-po	0.94	250	0.42	273	0.17	169	0.12	153

모드분리기법에 따라서 외부모드의 time step은 2초로 주었으며, 외부모드의 time step은 20초를 사용하였으며 이 값들은 CFL 안정조건을 만족한다. 초기수평확산계수는 Kantha(1995)의 연구에 기초하여 격자크기를 고려하여 10m²/s로 산정하였다. 해수의 밀도는 1,025kg/m³이고 초기 염분과 수온은 모든 격자에서 각각 35psu와 20°C로 일정하게 주어졌다.

3.1.3 조석모델에 의한 조위와 조류의 검증

Fig. 3.1.6은 조위와 조류에 대한 검증점들을 나타내고 있다. 조위의 검증점 T1~T10에서 한국해양조사원의 한국연안조석조화상수표의 관측된 조위와 수치계산을 통하여 계산된 조위를 비교·검증하였다. Fig. 3.1.7은 6개 지점에서 조위계산결과와 실측결과를 비교하여 나타낸 그림이다. 각 정점들에서 조위는 지점별로 약간의 오차를 가지지만 전체적인 조위의 패턴은 잘 일치하고 있음을 확인할 수 있다.

C1, C2, C3은 각각 1998년 3월과 9월 그리고 10월에 표층에서 유속을 관측(부경대학교 해양과학공동연구소, 1998)한 지점들이다. 가덕도 북서쪽의 정점 C1은 1998년 3월 4일부터 3월 24일까지 전체적으로 북서-남동방향의 조류가 지배적으로 나타난다. 정점 C1의 창조류시 최대유속은 32.0 cm/s 이고 낙조류시 최대유속은 42.0cm/s 이었다. C1지점 남서쪽의 정점 C2는 1998년 9월 10일부터 9월 30일까지 유속관측이 이루어졌으며 C1과 마찬가지로 주축방향이 북서-남동방향이고 창조류시 최대유속은 63.6cm/s 낙조류시 최대유속은 48.4cm/s로서 창조류시의 유속이 탁월하게 나타난다. 마산만 입구쪽의 정점 C3에서는 1998년 10월 14일부터 11월 14일까지 유속이 측정되었고 조류는 분산성이 크고 창조류시 북향류가 낙조류시 남향류가 나타나고 있으며 창조류시 최대유속은 32.0 cm/s 이고 낙조류시 최대유속은 100.2cm/s이었다. Fig. 3.1.8은 대조기의 표층에서 계산된 25시간동안의 유속자료를 관측결과와 비교한 조류분산도이다. 정점 C1, C2 그리고 C3에서 유속의 방향과 크기는 전체적으로 잘 일치함을 확인할 수 있고 관측치의 분산성이 큰 것은 관측기간이 길고 바람의 영향 등이 크게 작용하였기 때문인 것으로 사료된다.

Fig. 3.1.9와 Fig. 3.1.10은 조석만을 고려한 해수유동 계산결과를 수심 평균된 유속벡터로 나타낸 그림으로서, 각각 대조기 창조류 최강류시와 낙조류 최강류시의 유동패턴을 나타낸다. 여기서 창조류 최강류시에는 흐름이 가덕수로와 견내량수로를 통하여 진해만내로 유입하고, 낙조류 최강류시에는 각각 진해만내로부터 유출되는 일반적인 조류패턴을 잘 나타내고 있음을 알 수 있다.

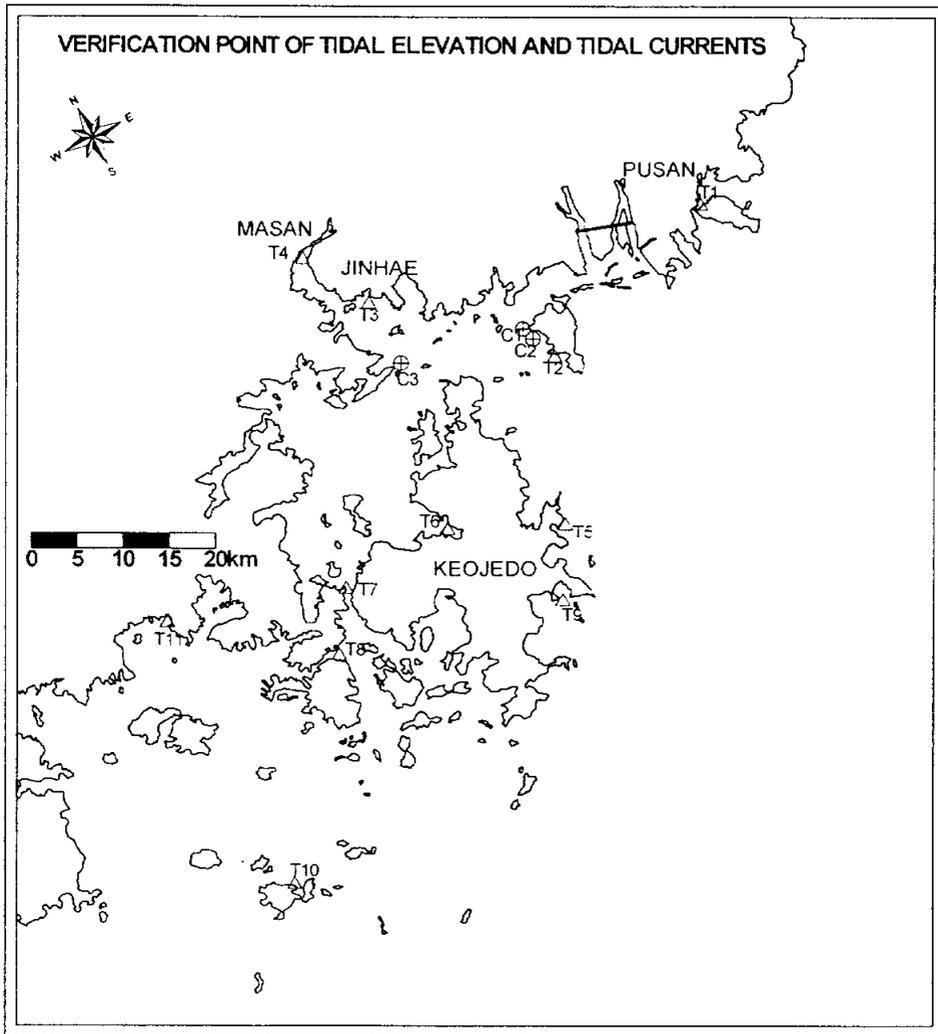


Fig. 3.1.6 Position of model verification point.

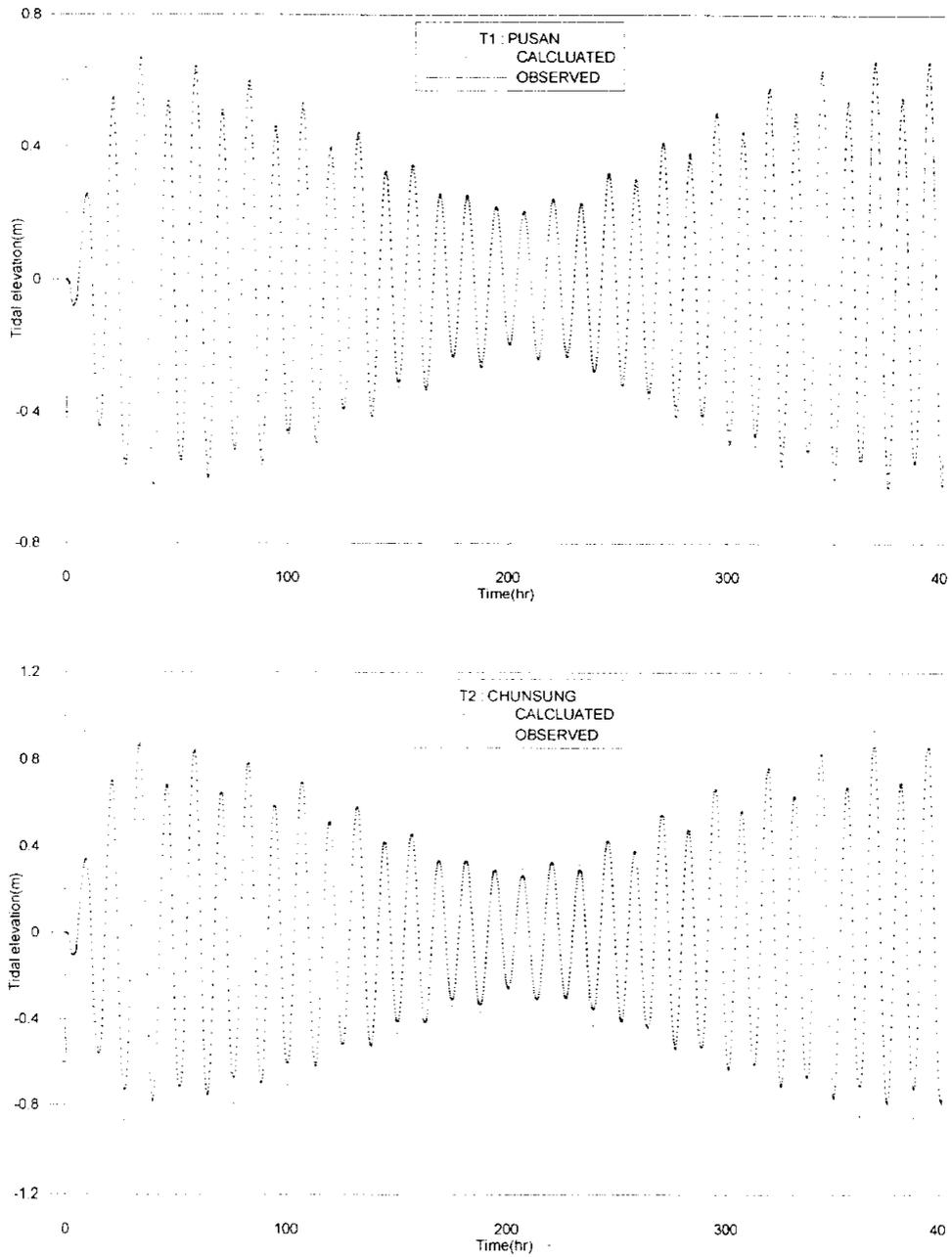


Fig. 3.1.7 Comparisons between observed and computed at the tide observation station.

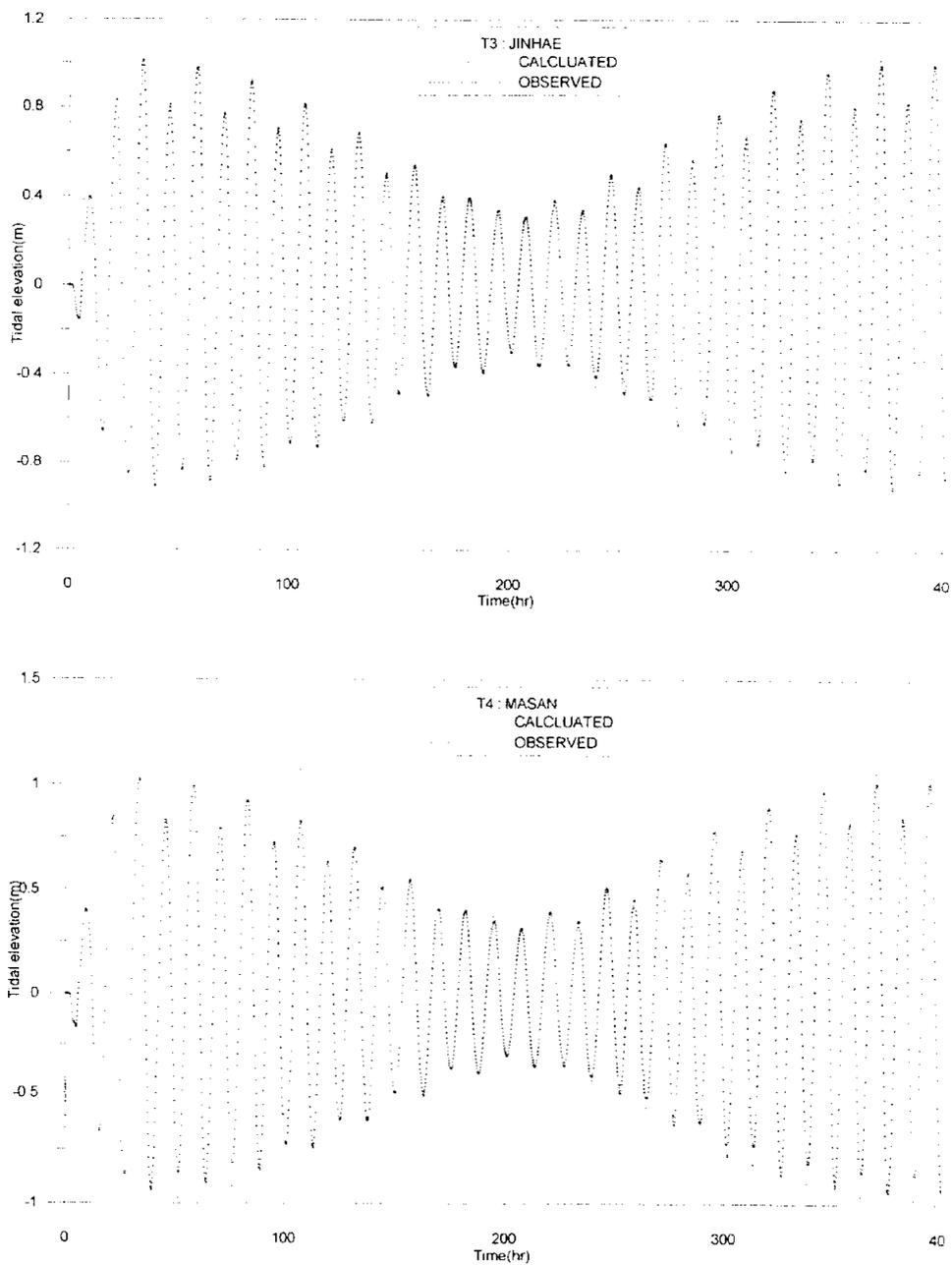


Fig. 3.1.7 Comparisons between observed and computed at the tide observation station(Continued).

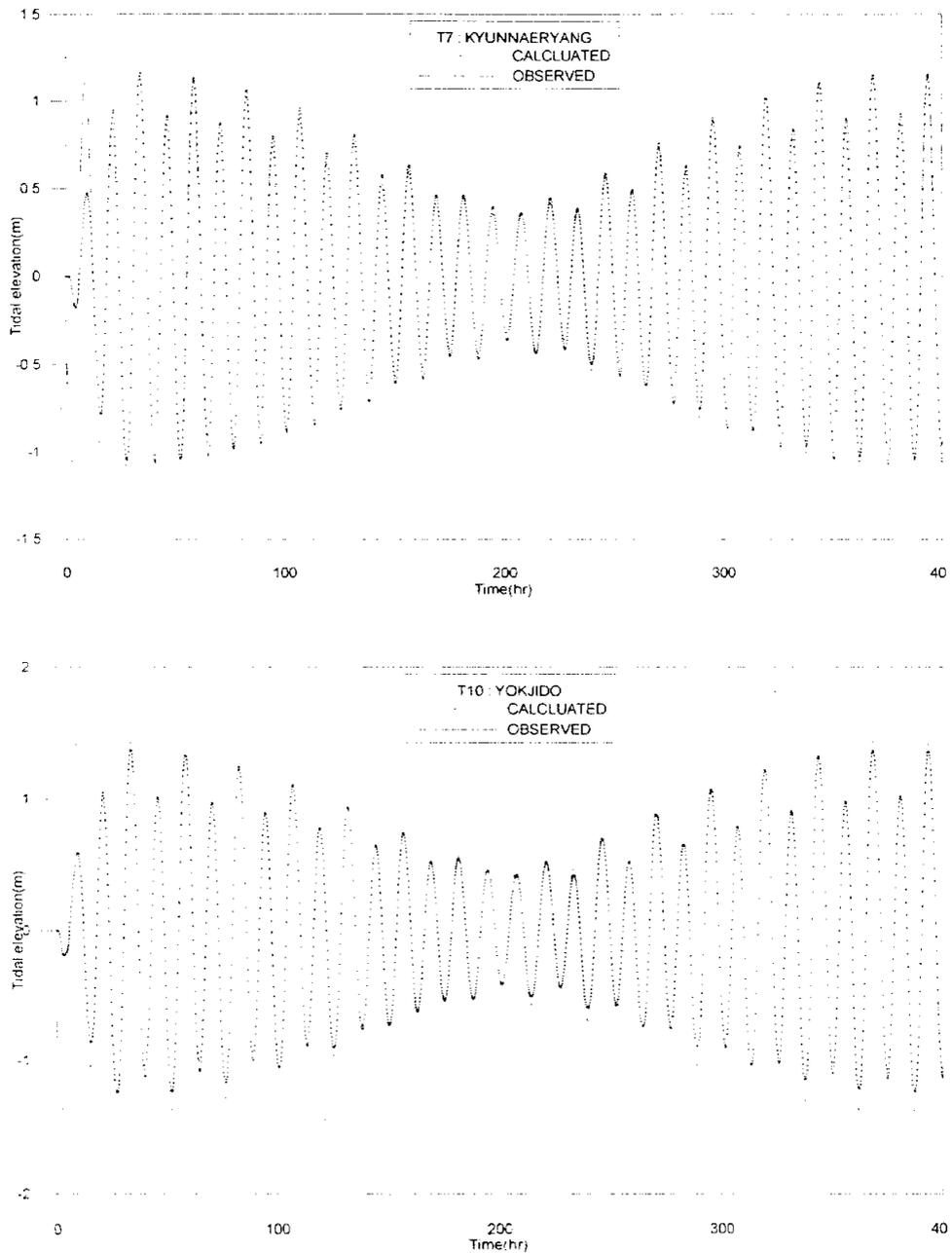
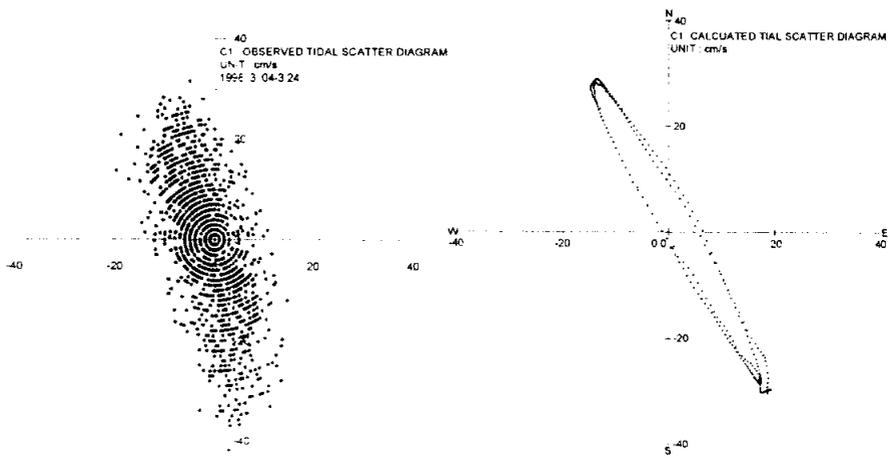
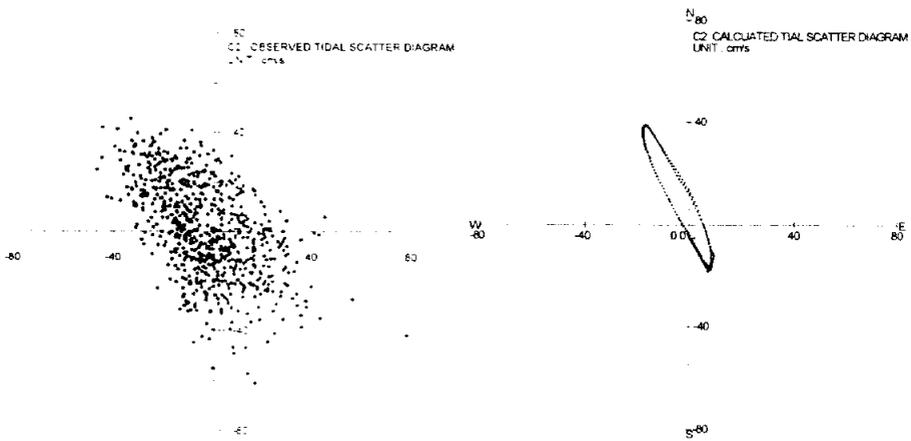


Fig. 3.1.7 Comparisons between observed and computed at the tide observation station(Continued).

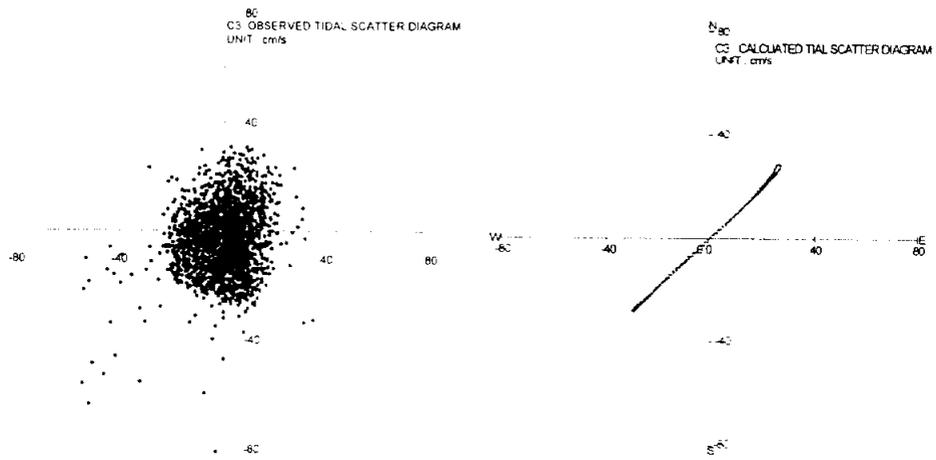


(a) C1



(b) C2

Fig. 3.1.8 Comparisons between observed and computed tidal current scatter diagram.



(c)C3

Fig. 3.1.8 Comparisons between observed and computed tidal current scatter diagram(Continued).

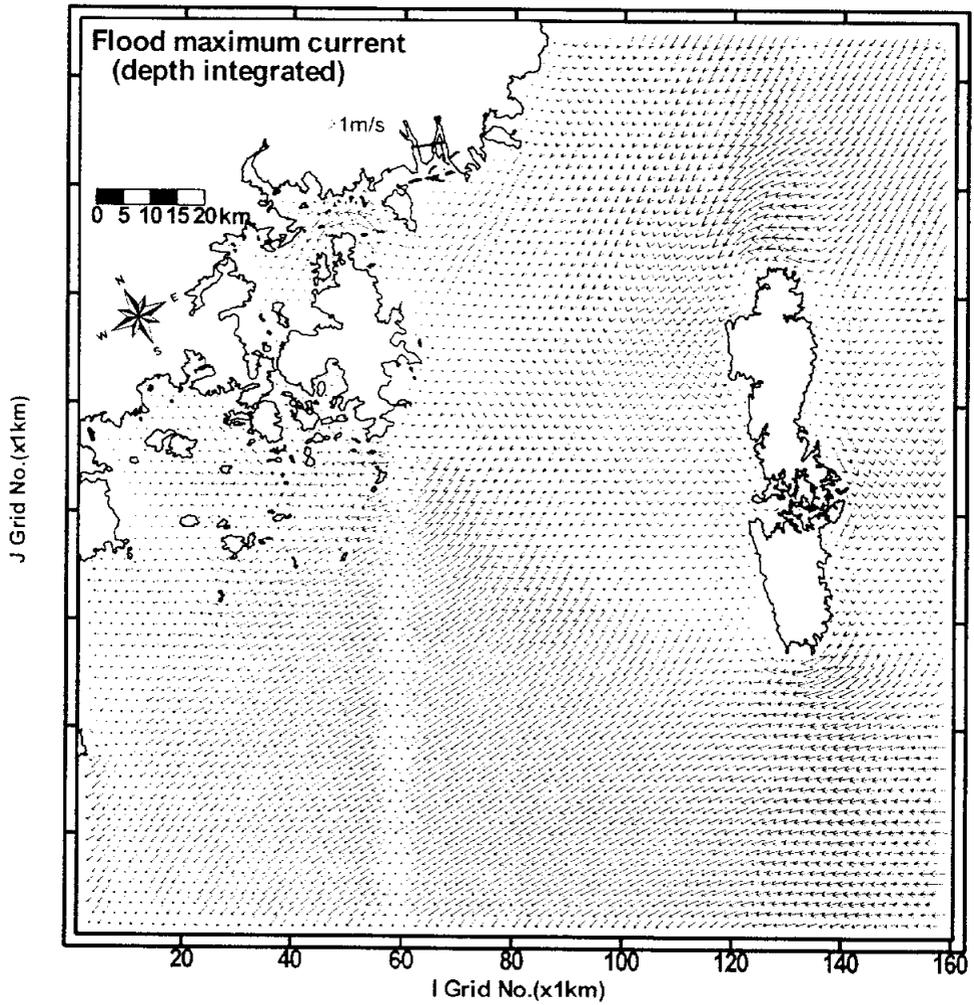


Fig. 3.1.9 Depth averaged flood maximum tidal current in spring tide.

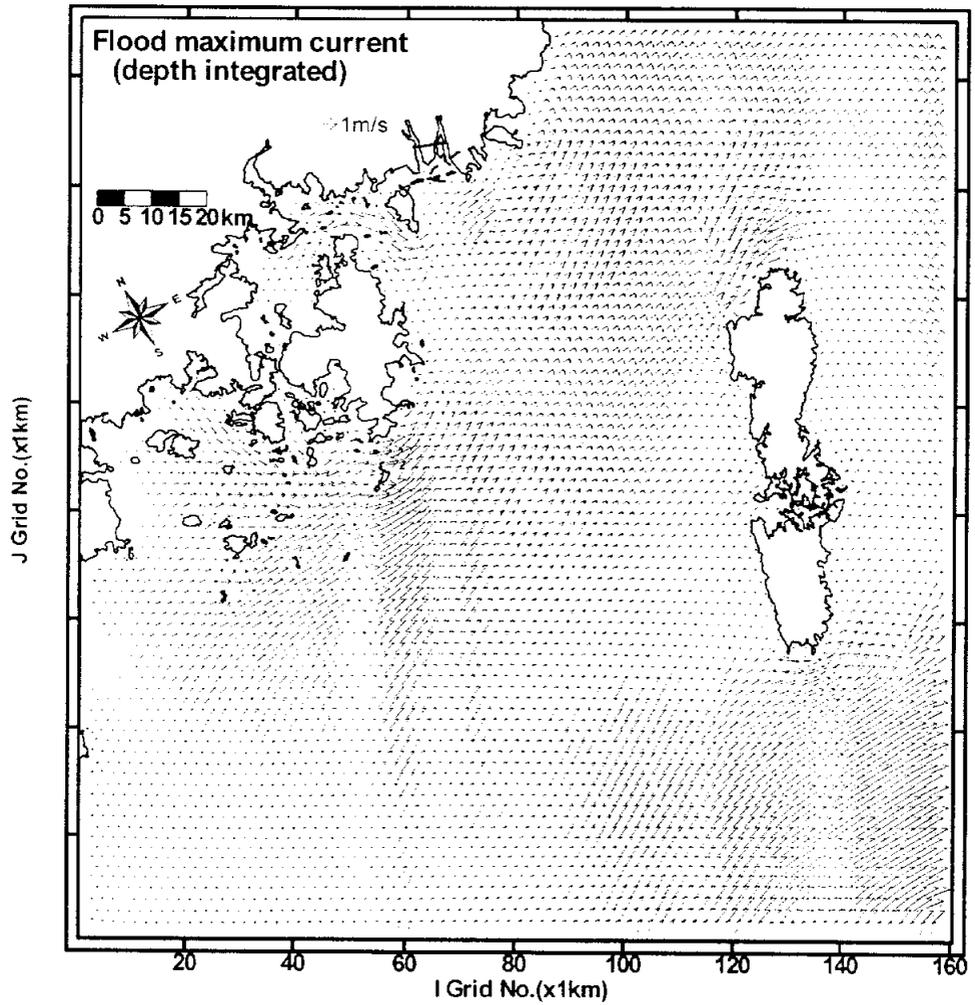


Fig. 3.1.10 Depth averaged ebb maximum tidal current in spring tide.

3.2 하천유량에 따른 거동특성

하천유량에 따른 거동특성을 알아보기 위해서 조석을 기본외력으로 고려하고, 평수기인 5월과 홍수기인 8월의 낙동강 하구둑의 유량자료를 이용하여 약 17일의 기간에 걸쳐 수치시뮬레이션을 수행하고 관측시기와 대응되는 대조기의 최종 25시간의 유속, 염분 자료를 출력하여 염분의 수평 및 연직분포를 관측자료와 비교하였다. 이때, 염분의 연직분포는 Fig. 2.1.1과 같은 축선인 Fig. 3.2.1의 낙동강 하구로부터 외해방향으로의 C-line, 거제도 동쪽해안에서 가덕도 남단을 가로질러 영도서쪽해역에 이르는 A-line, 가덕수로 북단에서부터 외해방향으로의 G-line 그리고 진해만 안쪽에서 가덕도 북단에 이르는 B-line에서 출력된 자료를 이용하였다.

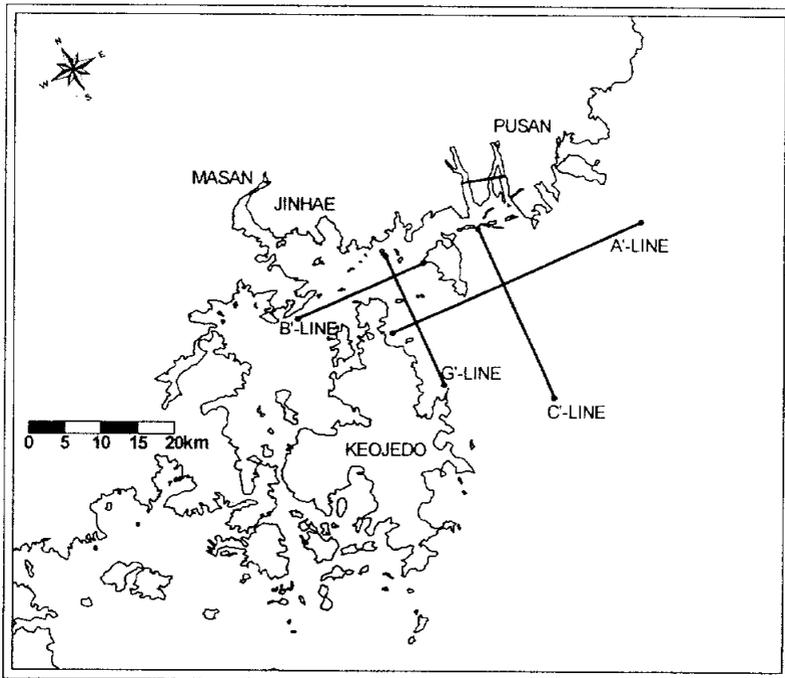


Fig. 3.2.1 Cross section in the model same as observed lines.

3.2.1 평수기 유량에 따른 하천유출수의 거동해석

평수기의 유출에 대한 응답특성을 알아보기 위해서 하천유량은 대조기인 1998년 5월 12일부터 다음 대조기인 5월 27일까지의 총 15일간의 실제하천유량을 Fig. 2.1.2로부터 산정하여 주었다. 하천유출수의 염분(salinity)을 0psu로 주고 대조기 저조시부터 수치시물레이션을 시작하고 관측일인 5월 27일의 조석위상에 따른 염분의 수평 및 연직분포를 나타내어 그 결과를 2장의 현지조사 결과와 비교 고찰한다.

(1) 염분의 수평분포

Fig. 3.2.2~3는 계산된 5월 27일의 창조류 최강류시와 낙조류 최강류시의 표층염분분포이다. Fig. 3.2.2의 창조류 최강류시 낙동강 유출수는 가덕도 남단을 우회하여 가덕수로를 따라 진해만내로 유입되는 형상을 뚜렷이 나타내며, 30psu의 등염분선이 거제도 북쪽까지 진행되는 형태를 재현하였다. 그리고 가덕도 남단의 서쪽에서 분기한 흐름에 의하여 거제도 동쪽해안을 따라 거제도 남쪽으로 하천유출수가 확장되며 부산연안을 따라 32psu의 등염분선이 영도의 남단까지 확장되는 형태를 보이고 있다.

Fig. 3.2.3의 낙조류 최강류시의 표층염분분포는 거제도 북단에서 32psu의 고염수가 폭넓게 확장하고 있는데 이것은 Fig. 2.2.1의 현지조사에서 나타난 결과와 잘 일치한다. 한편, 28psu 이하의 하천유출수는 낙조류의 영향을 받아 가덕도 남단과 영도를 잇는 낙동포와 연안부근에 갇혀서 연안을 따라 북동쪽으로 확장하는 양상을 나타내어 하천유출수가 조류의 영향을 크게 받고 있음을 알 수 있다. 창조시에 거제도 연안을 따

라 거제도 남단까지 확장되었던 32psu 이하의 연안수는 낙조시에 거제도 동쪽에서 외해방향으로 확장이 증대되는 현상을 나타내고 있음을 볼 수 있다. 한편, 부산연안으로는 32psu 이하의 연안수가 창조시와 동일하게 영도남단까지 확장되고 있음을 알 수 있다.

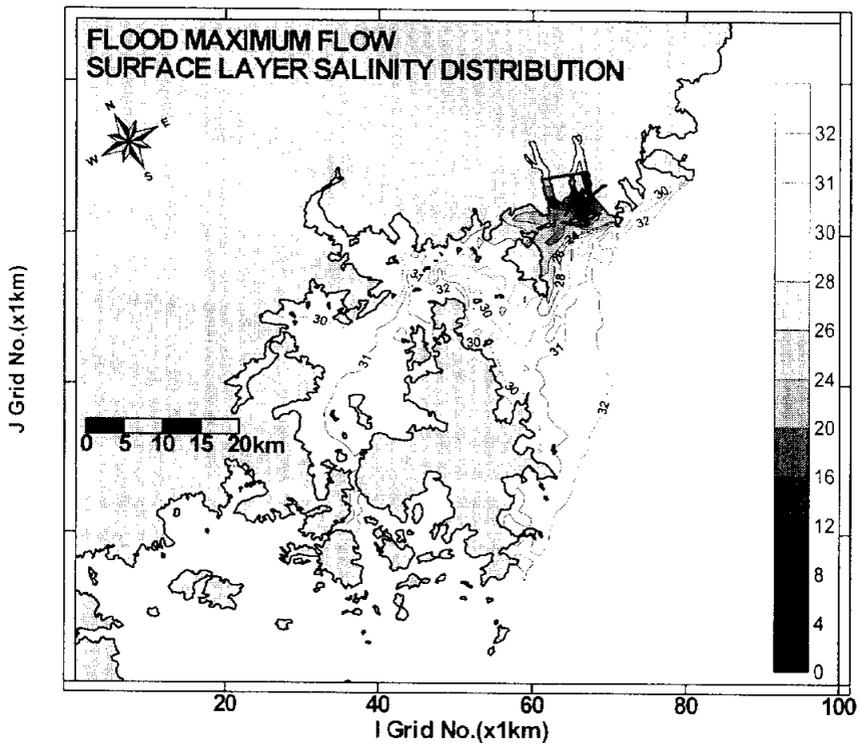


Fig. 3.2.2 Distribution of surface salinity in flood maximum flow during average discharge season.

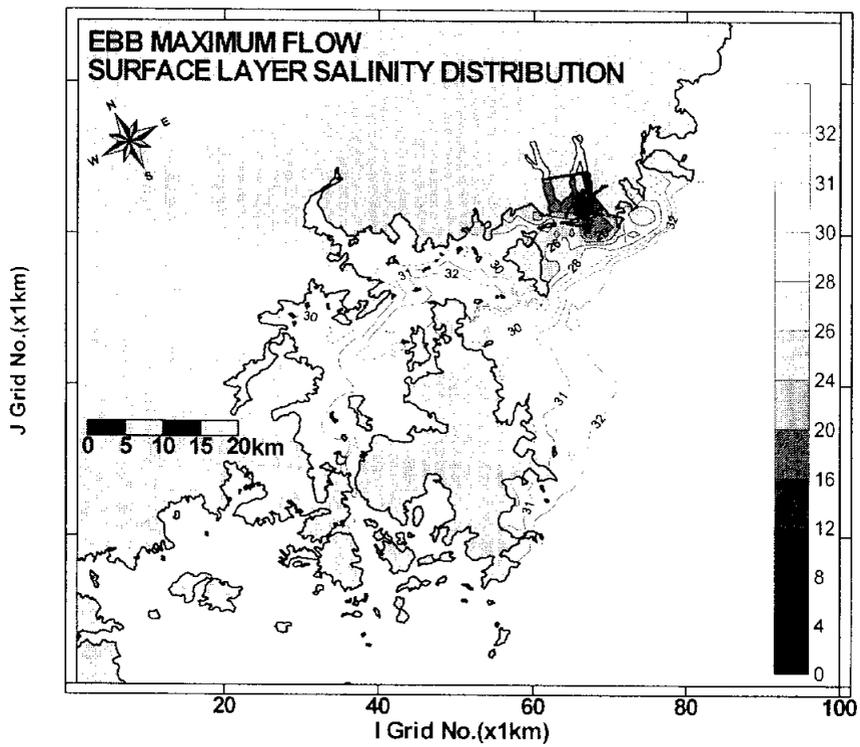


Fig. 3.2.3 Distribution of surface salinity in ebb maximum flow during average discharge season.

(2) 염분의 연직분포

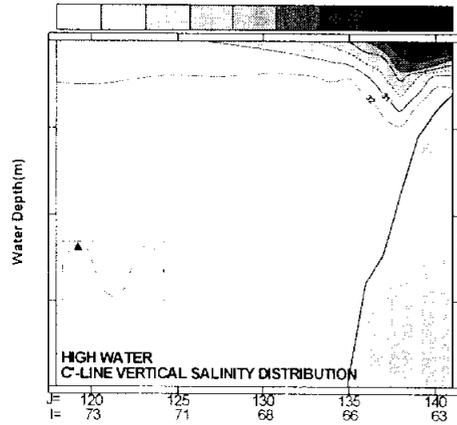
Fig. 3.2.1의 C', A', G', B'-line에서 조석위상에 따른 염분의 연직분포를 알아보기 위하여 5월 27일의 고조-낙조류 최강류시-저조-창조류최강류시의 연직분포를 Fig. 3.2.4~8과 같이 나타내었다.

Fig. 3.2.4는 낙동강 하구에서 외해방향인 C-line의 조석위상에 따른 염분분포이다. 낙조류시 32psu 이하의 등염분선은 Fig.2.2.2의 C-line의 염분분포와 유사하게 수심 3m 부근까지 연직성층을 이루고 있다. 창조시에는 낙조시에 비해서 외해방향으로 하천유출수의 확산이 증대되며, 하구전면의 저층에서 32psu 이상의 고염수가 침입한다.

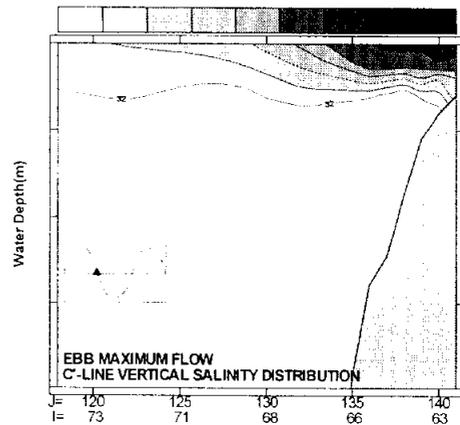
Fig. 3.2.5는 가덕도 남단을 동서방향으로 가로지르는 A'-line의 연직염분분포이다. Fig. 2.2.2의 가덕도 남단의 정점 D2에 해당되는 위치(I=62, J=131)에서 등염분선이 상승하는 형태를 나타내고 있음을 볼 수 있다.

Fig. 3.2.6은 가덕수로 서쪽에서 남북방향의 G-line의 연직염분분포이다. 낙조시 가덕수로 북서쪽에서 32psu 이상의 고염수가 표층까지 분포하는 것을 볼 수 있고 이는 Fig. 2.2.2의 G-line의 연직염분분포와 유사하다. 그러나 가덕수로 남서쪽에서 장승포에 이르는 지역까지는 수면에서 수심 5m 부근까지 32psu 이하의 담수층이 존재한다.

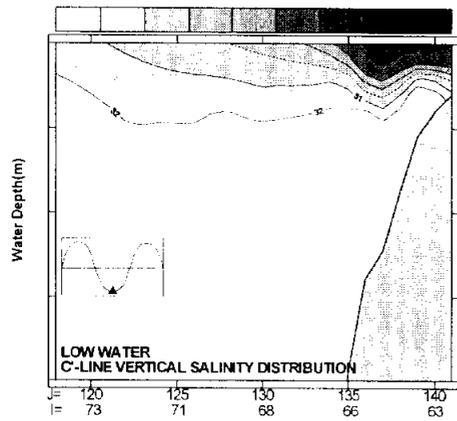
거제도 북단을 동서방향으로 가로지르는 B-line의 연직염분분포는 Fig. 3.2.7과 같다. 여기서 거제도 북단과 진해만 입구에서 등염분선이 수면까지 상승하는 형태를 나타내고 있음을 볼 수 있다..



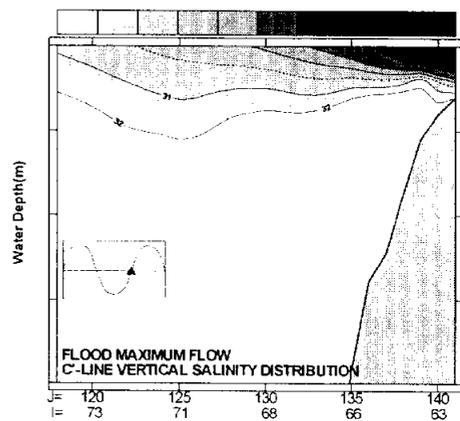
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.

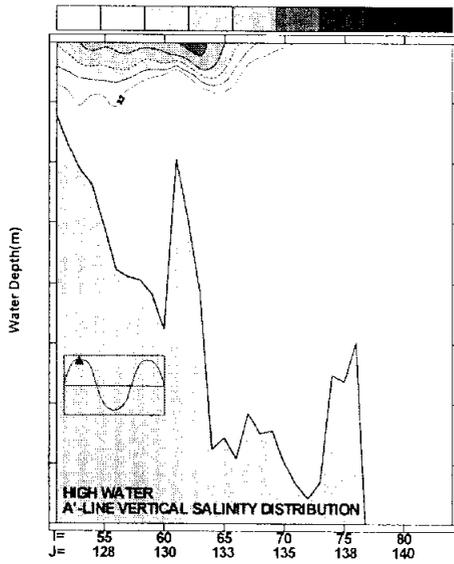


(c)Low water.

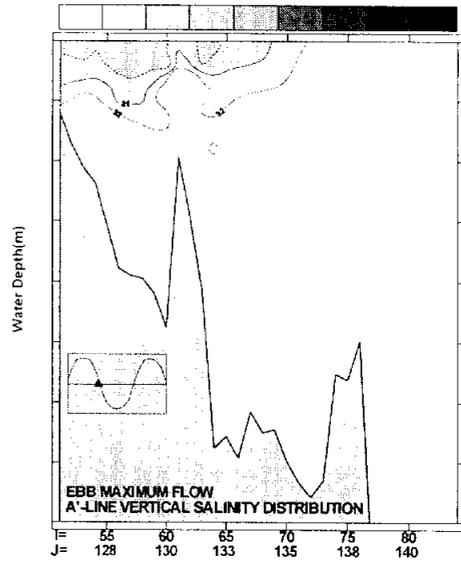


(d)Flood maximum flow.

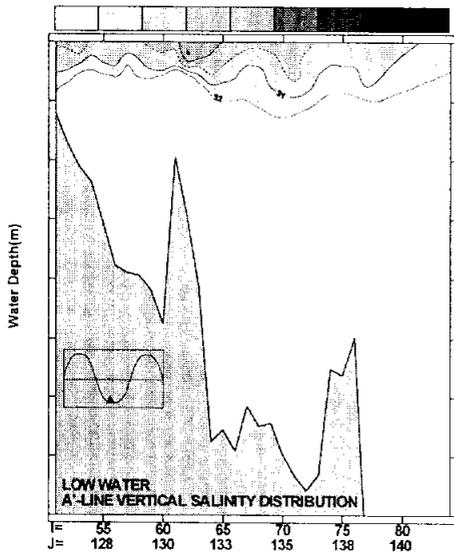
Fig. 3.2.4 Vertical salinity distribution with tidal phase on C'-line during average discharge season.



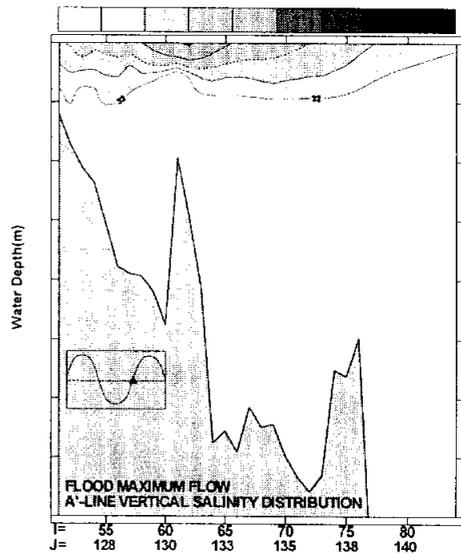
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.

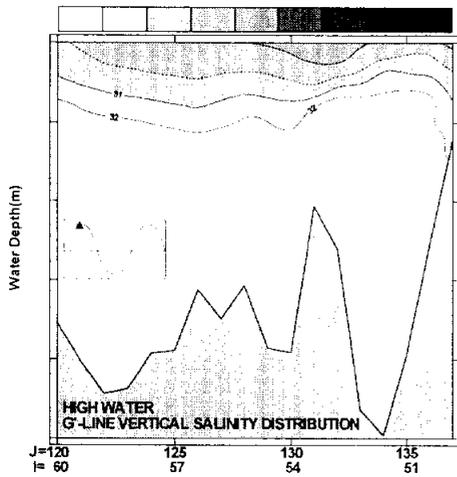


(c)Low water.

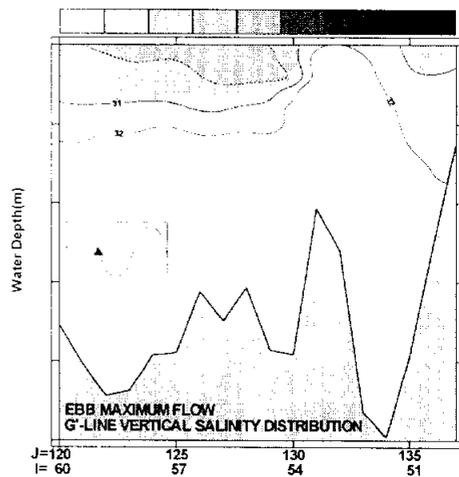


(d)Flood maximum flow.

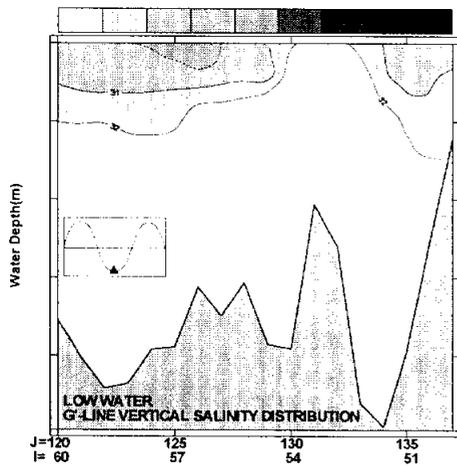
Fig. 3.2.5 Vertical salinity distribution with tidal phase on A'-line during average discharge season.



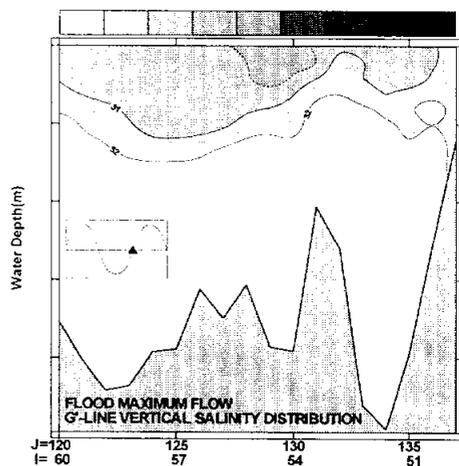
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

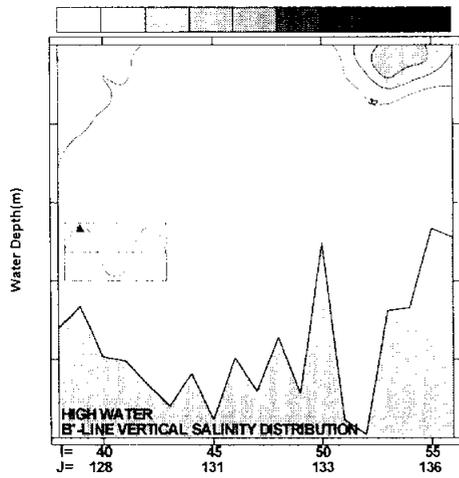


(c) Low water.

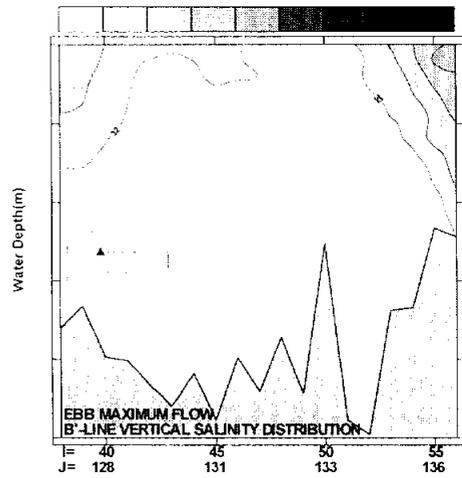


(d) Flood maximum flow.

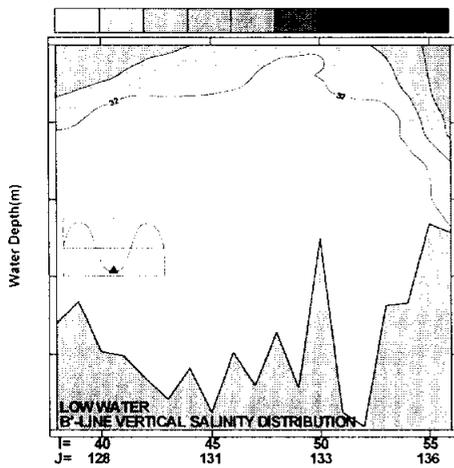
Fig. 3.2.6 Vertical salinity distribution with tidal phase on G'-line during average discharge season.



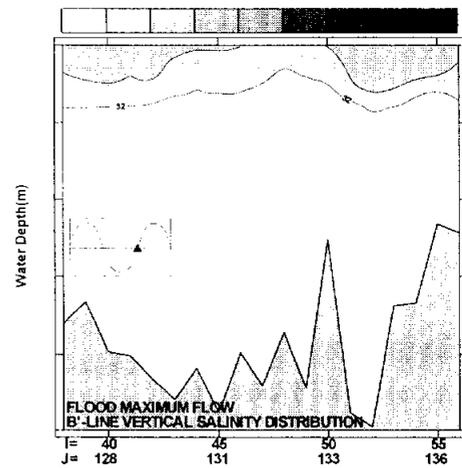
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.



(c)Low water.



(d)Flood maximum flow.

Fig. 3.2.7 Vertical salinity distribution with tidal phase on B'-line during average discharge season.

3.2.2 홍수기 유량에 따른 하천유출수의 거동해석

홍수기의 유출특성을 알아보기 위해서 평수기와 마찬가지로 대조기인 1998년 8월 8일부터 다음 대조기인 8월 22일까지 총 15일간의 실제하천 유량을 Fig. 2.2로부터 산정하여 대조기 저조시부터 계산을 시작하여 관측일인 8월 22일의 조석위상에 따른 염분의 수평 및 연직분포를 나타내어 2장의 현지조사결과와 비교·고찰한다.

(1) 염분의 수평분포

Fig. 3.2.8~9는 계산된 창조류 최강류시와 낙조류 최강류시의 표층염분장을 도시하고 있다. Fig. 3.2.8의 창조류 최강류시에 표층염분의 수평분포는 낙동강 유출수의 연속적인 대규모 유출에 의하여 전체영역에 폭넓게 저염수가 존재하고 있으며 16psu의 저염분선이 진해만 내로 유입하고 있고 20psu의 등염분선이 거제도 동쪽해안을 따라서 서이말까지 확장되고 있다. 부산연안을 따른 저염분의 확장과 외해로의 확장폭은 크게 증가하여 20psu의 등염분선이 영도의 남단까지 분포하는 형태를 보인다. Fig. 3.2.9의 낙조류 최강류시에는 진해만에서 가덕수로 방향으로의 이류에 의해서 진해만과 가덕수로에서 등염분선이 후퇴하는 양상을 보인다. 그리고 홍수기에 대상해역은 저염수가 상대적으로 아주 폭넓게 분포하고 있어서 낙조시 거제도 동쪽해안의 외해쪽으로의 확장폭이 더욱 증대되는 것을 확인할 수 있다. 낙조시의 계산결과는 Fig. 2.3.1의 관측결과와 비교해서 저염분의 확산범위가 크게 나타나는데 이는 대상해역에서의 바람성분을 고려하지 않았기 때문인 것으로 사료되며 2장에서 언급한 바와 같이 대상해역의 풍향은 ENE 및 SE 방향이었으므로 시간별 풍향 풍속을 고려한다면 더욱 유사한 패턴을 얻을 수 있을 것으로 사료된다.

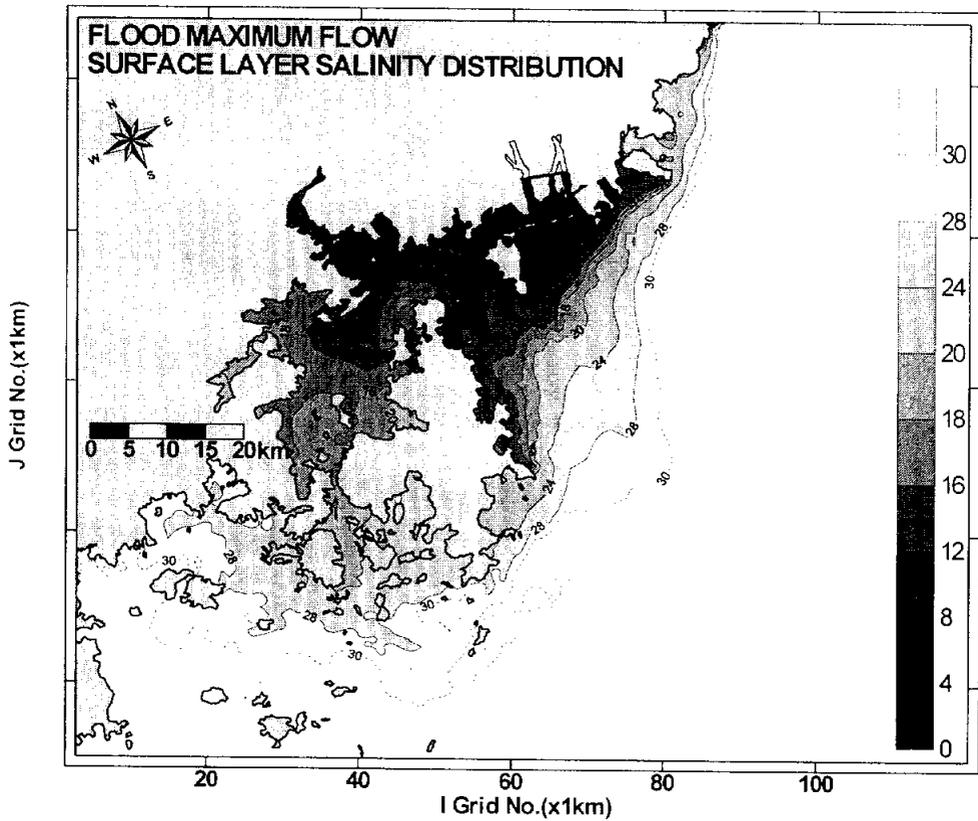


Fig. 3.2.8 Distribution of surface salinity in flood maximum flow during flood discharge season.

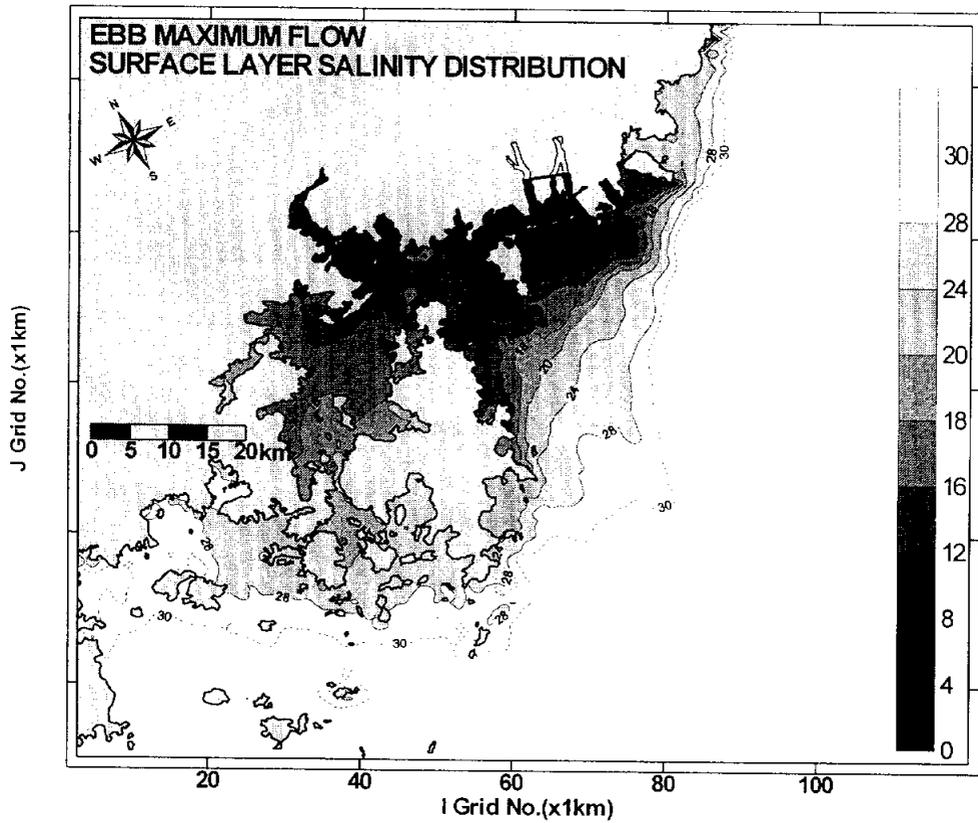


Fig. 3.2.9 Distribution of surface salinity in ebb maximum flow during flood discharge season.

(2) 염분의 연직분포

Fig. 3.2.10~13은 계산된 8월 22일의 고조-낙조류 최강류-저조-창조류 최강류의 연직염분분포를 나타낸 그림이다.

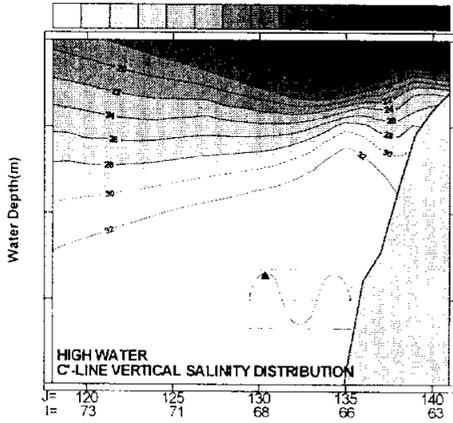
Fig. 3.2.10은 낙동강 하구에서 외해방향으로의 C'-line의 연직염분분포이다. 낙조시 30psu 이하의 담수층은 Fig. 2.3.2의 현지조사 결과와 유사하게 수심 10m 부근까지 성층을 이룬다. 창조시는 C-line의 남쪽인 외해방향에서 32psu 이하의 담수층의 두께가 증대되는 것을 확인할 수 있다. 그리고 하구전면에서 평수기 유출조건에서 볼 수 있었던 32psu 이상의 외해고염수의 침입은 대규모 하천유량으로 인해서 발생하지 않는 것을 확인할 수 있다.

Fig. 3.2.11은 가덕도 남단을 동서방향으로 가로지르는 A'-line의 연직염분분포이다. 창·낙조류 최강류시에 가덕도 남단의 동쪽(I=61, J=131)에서 고염수가 상승한다. 낙조류 최강류시는 수면부근까지 14psu의 등염분선이 상승하며 창조류 최강류시는 수면하 2m 부근까지 14psu의 등염분선이 상승한다.

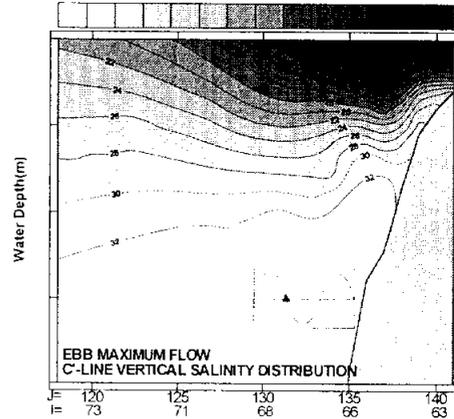
Fig. 3.2.12는 가덕수로 서쪽에서 남북방향의 G'-line의 연직염분분포를 나타낸다. 낙조시 가덕수로 남서쪽에서는 30psu의 등염분선이 수면하 10m 부근까지 존재하고 가덕수로의 북서쪽에서 32psu의 등염분선이 저층까지 존재하는 것을 볼 수 있다. 이러한 결과는 염분의 크기에는 차이가 있지만 Fig. 2.3.2의 현지조사결과와 유사한 형태를 띤다. 가덕수로 북서쪽에서 저염수가 저층까지 존재하는 것은 낙조시 거제도 북단을 돌아 가덕수로로 유입되는 강한 흐름과 지형적인 영향으로 사료된다.

Fig. 3.2.13은 거제도 북단을 동서방향으로 가로지르는 B'-line의 연직염분분포를 나타낸다. 낙조시 30psu 이하의 담수층은 Fig. 2.3.2의 현지

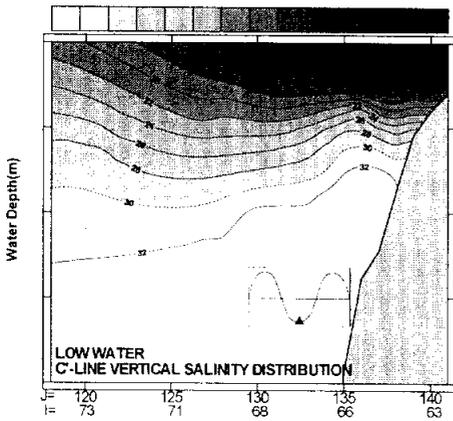
조사결과와 유사하게 수면하 10m 부근까지 성층을 이루고 있으며 거제도 북단의 동쪽에서(I=50, J=133) 수심 5m 부근까지 등염분선의 상승이 나타난다.



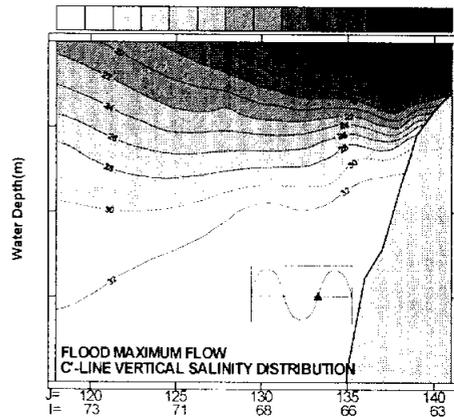
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.

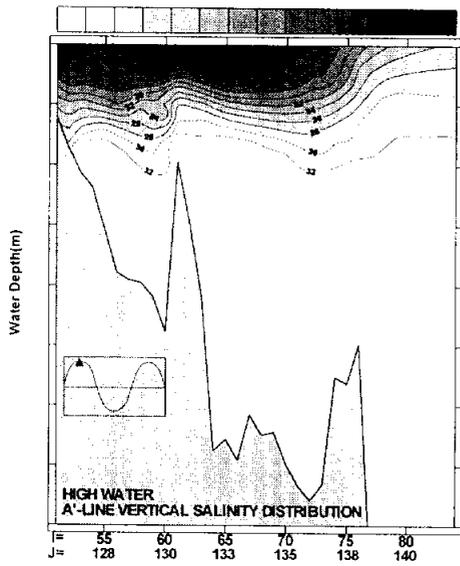


(c)Low water.

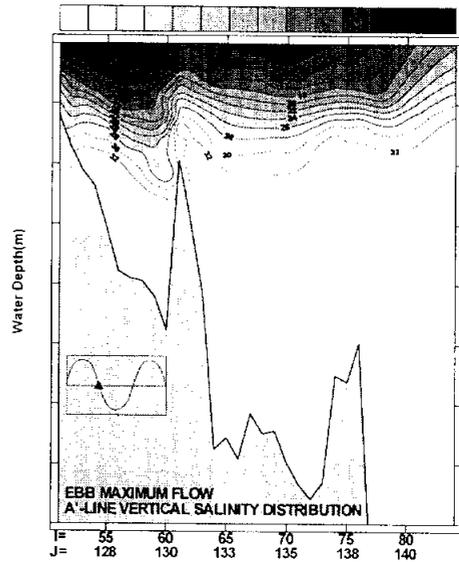


(d)Flood maximum flow.

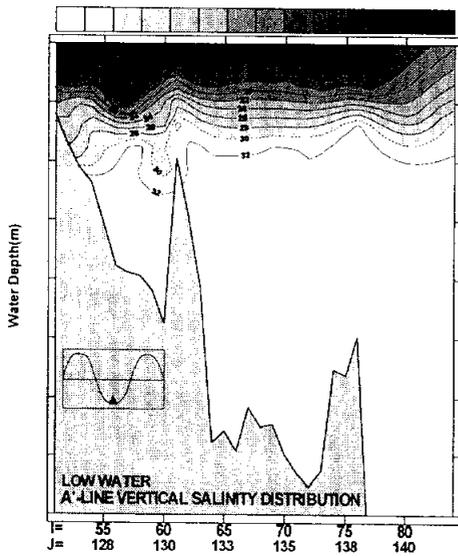
Fig. 3.2.10 Vertical salinity distribution with tidal phase on C'-line during flood discharges season.



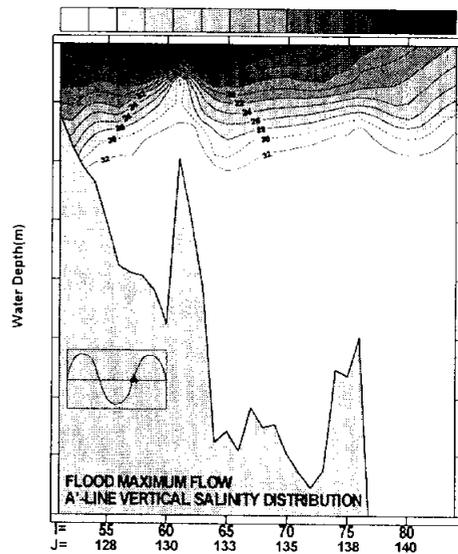
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

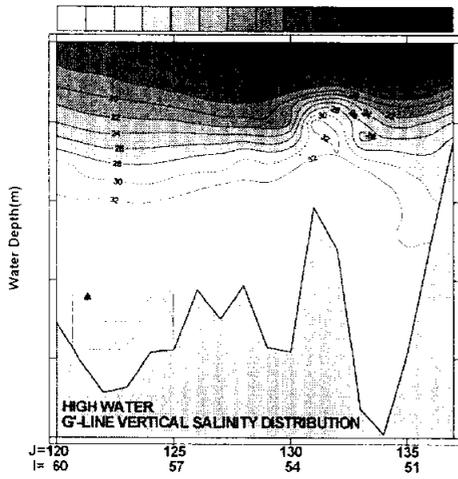


(c) Low water.

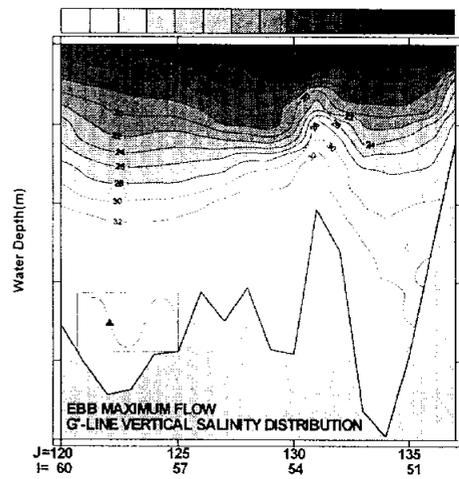


(d) Flood maximum flow.

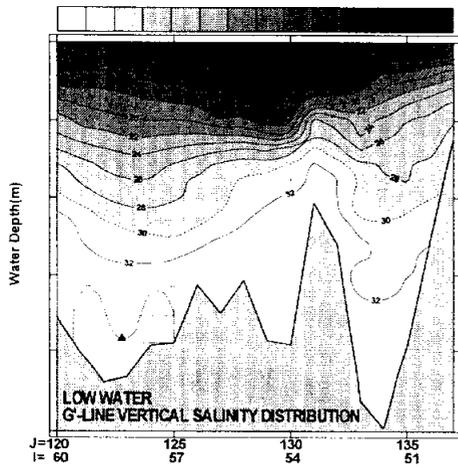
Fig. 3.2.11 Vertical salinity distribution with tidal phase on A' line during flood discharge season.



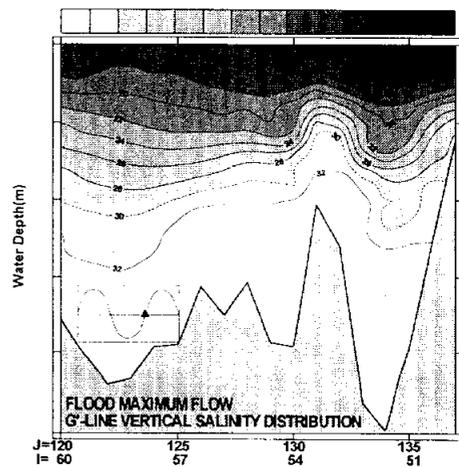
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

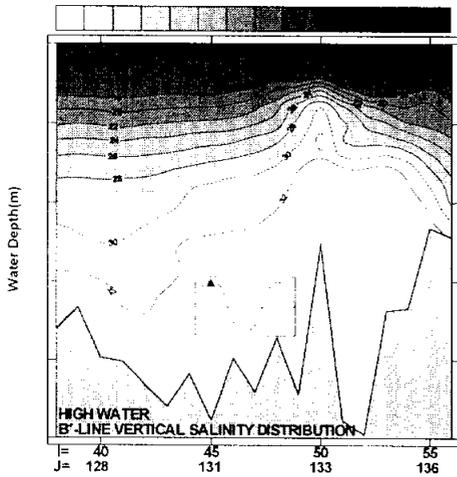


(c) Low water.

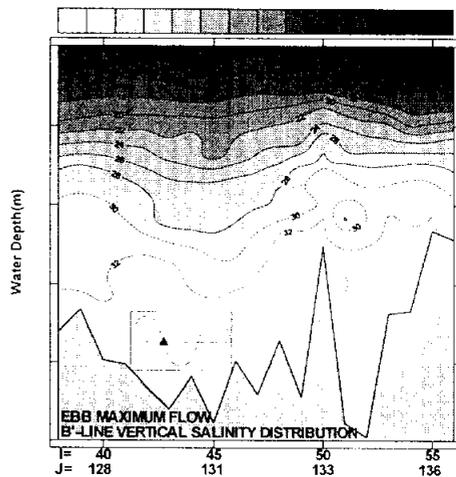


(d) Flood maximum flow.

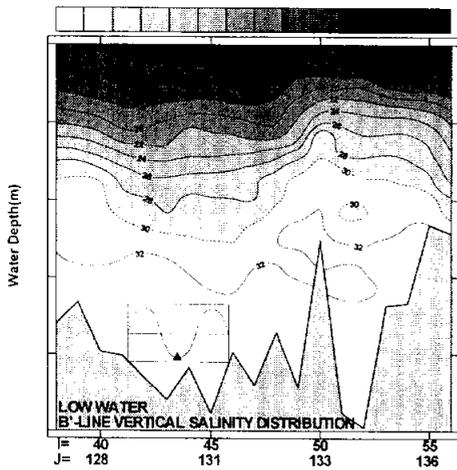
Fig. 3.2.12 Vertical salinity distribution with tidal phase on G'-line during flood discharge season.



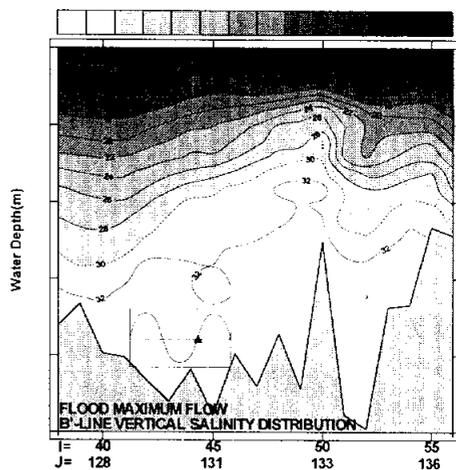
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.



(c) Low water.



(d) Flood maximum flow.

Fig. 3.2.13 Vertical salinity distribution with tidal phase on B'-line during flood discharge season.

3.3 하천유출수의 거동에 미치는 바람의 영향

3.3.1 바람응력조건

대상해역에서 바람응력에 따른 응답특성을 조사하기 위하여 조석과 홍수시의 하천유출량이 3.2.2절의 조건과 동일하게 주어진 경우에 대상해역에서 여름철의 평균풍속 및 대표풍향 조건에서 수치시뮬레이션을 수행하였다. 풍속의 크기는 부산지방기상청의 30년 자료로부터 하계의 평균 풍속인 4.2m/s를 동일하게 주었다. 이러한 바람은 육상의 기상대에서 관측된 결과이므로 해상풍으로의 변환이 요구되며 본 연구에서는 다음과 같이 Hsu(1984)에 의해 제안된 해상풍산정식을 사용하였다.

$$\begin{aligned} U_S &= 3.93 U_L^{1/2}, & U_L < 10 \text{ m/s일 경우} \\ U_S &= 1.24 U_L, & U_L \geq 10 \text{ m/s일 경우} \end{aligned} \quad (3.56)$$

여기에서, U_S 는 해상풍이며, U_L 은 육상풍을 나타낸다.

식 (3.22a)의 자유수면의 경계조건은 다음과 같이 나타내어진다.

$$(\tau_{ax}, \tau_{ay}) = \rho_a C_D^s \sqrt{W_U^2 + W_V^2} (W_U, W_V) \quad (3.57)$$

여기에서, W_U 와 W_V 는 U, V방향의 풍속이고, ρ_a 는 공기의 밀도로서 1.2kg/m³이고, C_D^s 는 풍속의 함수로서 결정되는 수면항력계수이다. 이 항력계수의 값은 일반적으로 몇몇 경험적인 관계식을 사용하고 있고 본 연구에서는 다음과 같은 Geernaert et al.(1986)의 식을 사용하였다.

$$C_D^s = 10^{-3}(0.43 + 0.097U_w) \quad (3.58)$$

여기에서 U_w 는 풍속을 나타낸다.

풍향은 대상해역의 과거 기상자료와 낙동강 유출수의 확산에 대한 영향을 고려하여 NW와 E 방향으로 주어졌다. 수치계산시 전해역에서 일정하게 풍향풍속을 고려했고, 3.2.2절의 계산결과와 비교하기 위해서 관측일의 3일전부터 바람응력을 고려하여 염분의 수평 및 연직분포를 비교·분석한다.

3.3.2 북서풍(NW)의 바람조건에 따른 홍수시 유출수의 거동

Fig. 3.3.1~3.3.2는 3.2.2절과 동일한 유량조건에서 수치계산의 마지막 3일간 북서방향으로 4.2m/s의 풍속을 가지는 바람을 전 영역에 일정하게 고려한 후 3.2.2절과 동일한 시간에 출력된 표층의 수평염분분포이다.

Fig. 3.3.1의 창조류 최강류시에 표층염분분포는 18psu의 등염분선이 진해만 입구까지 진출하고 있다. 그리고 바람이 없는 경우와 비교하여 거제도 동쪽해안을 따라 유입된 하천유출수가 거제도 남단을 돌아 삼천포 방향으로 유입하는 것이 제한된다. 그러나 전체적으로 외해로의 확장은 크게 증대되는 것을 볼 수 있다.

Fig. 3.3.2의 낙조류 최강류시에 표층염분분포는 창조류 최강류시와 비교하여 외해로의 확장은 더욱 증대되고 진해만 입구에서 20psu의 등염분선이 위치하고 있다. 그리고 가덕도 남동해역에서 주위수보다 비교적 높은 18psu의 등염분선이 존재하는 것을 확인할 수 있다.

Fig. 3.3.3~6은 C', A', G', B'-line에서 조석위상에 따른 염분의 연직분포이다. Fig. 3.3.3은 낙동강하구에서 외해방향인 C-line의 연직염분분포이다. 바람장을 고려하지 않은 Fig. 3.2.10과 비교하여 하구전면에서 담

수층의 두께는 감소하고 외해방향에서 32psu 이하의 담수층의 두께가 증대되는 것을 볼 수 있다. Fig. 3.3.4는 가덕도 남단을 동서방향으로 가로지르는 A'-line의 연직염분분포를 나타낸다. 여기서, 가덕도 남단의 동쪽(I=61, J=131)에서 등염분선의 상승이 바람장을 고려하지 않았을 경우보다 훨씬 더 두드러지게 나타난다. Fig. 3.3.5는 가덕수로 서쪽에서 남북방향의 G'-line의 연직염분분포이다. 낙조류 최강류시 가덕수로 남서쪽에서 32psu 이하의 담수층의 두께는 바람장을 고려하지 않은 경우보다 감소하는 것을 확인할 수 있고 가덕수로 북단의 북서쪽에서는 30psu의 등염분선이 수면하 13m 부근까지 나타나 Fig. 2.3.2의 현지조사결과와 매우 유사한 형태를 재현함을 볼 수 있다. Fig. 3.3.6은 거제도 북단을 동서방향으로 가로지르는 B'-line의 연직염분분포이다. 담수층의 두께는 바람장을 고려하지 않은 경우보다 감소하는 것을 볼 수 있다.

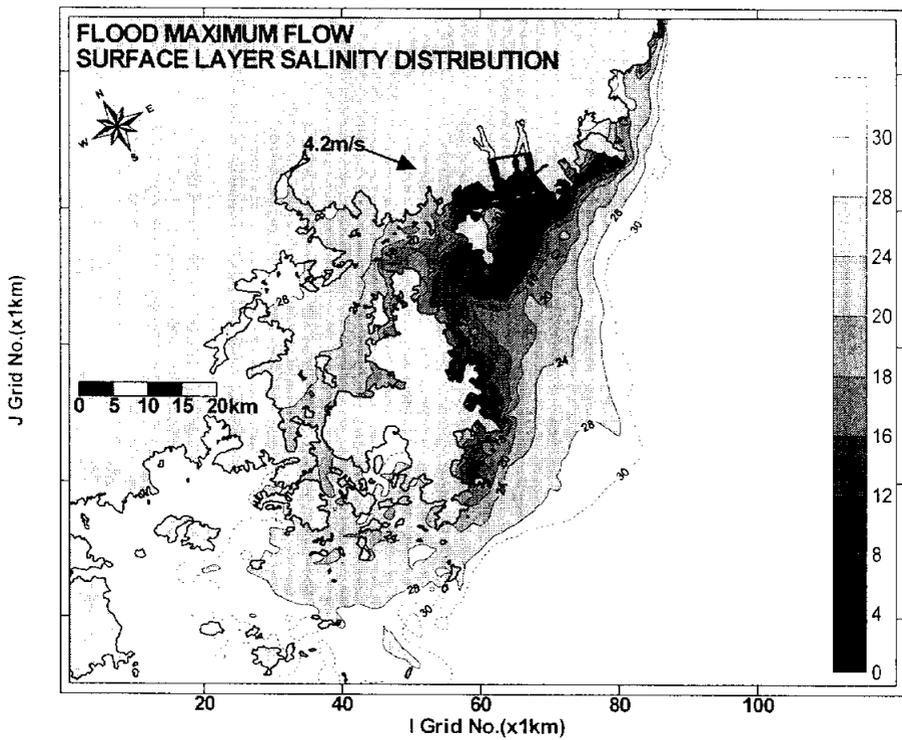


Fig. 3.3.1 Distribution of surface salinity by the NW wind in flood maximum flow during flood discharge season.

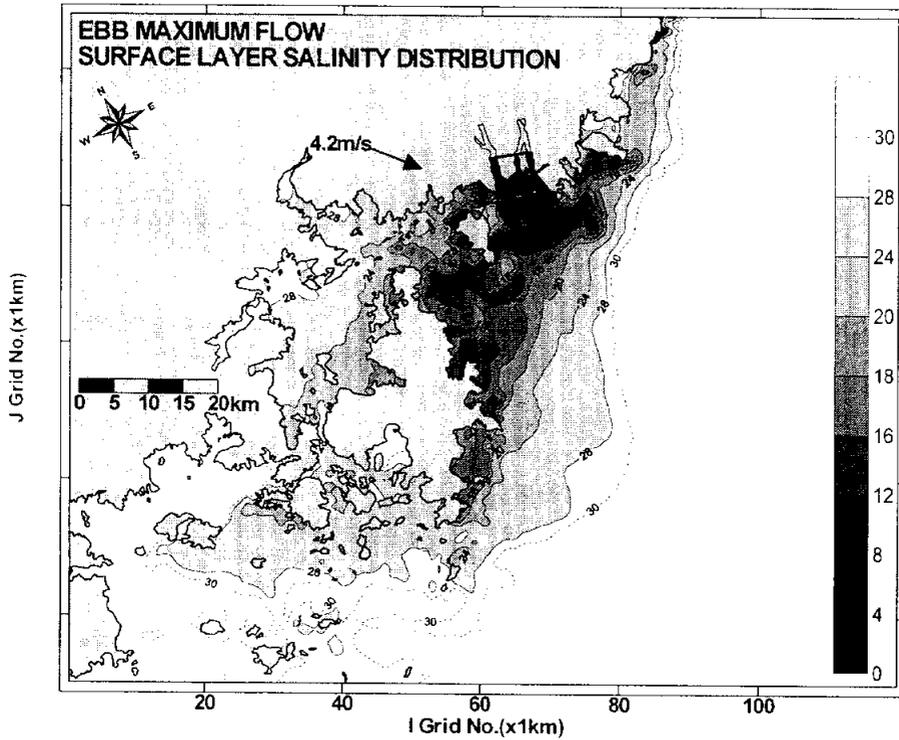
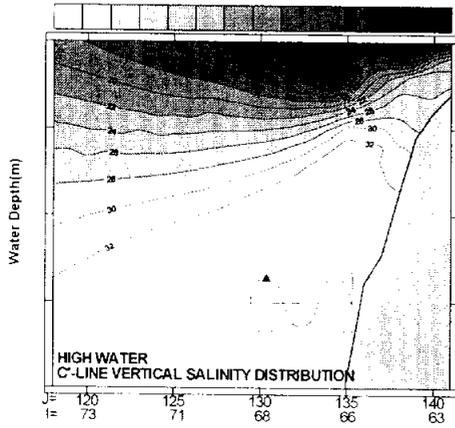
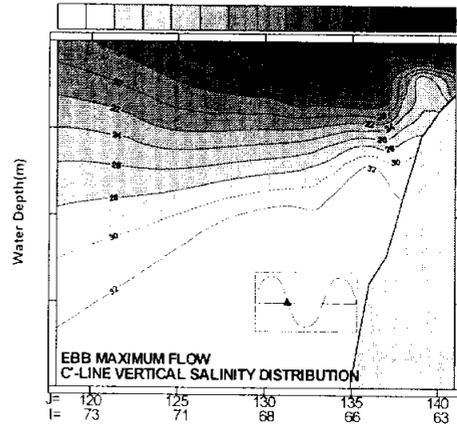


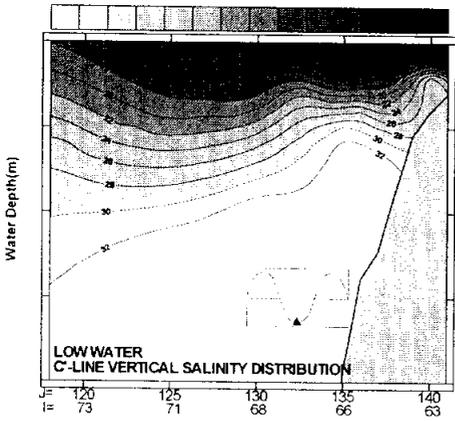
Fig. 3.3.2 Distribution of surface salinity by the NW wind in ebb maximum flow during flood discharge season.



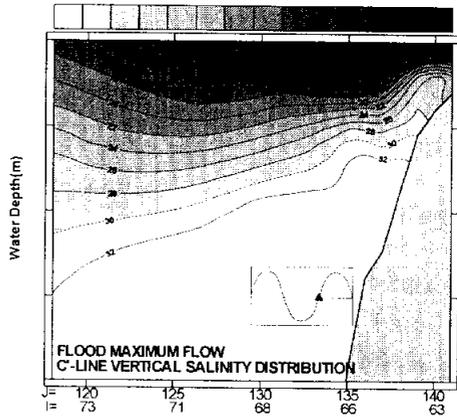
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

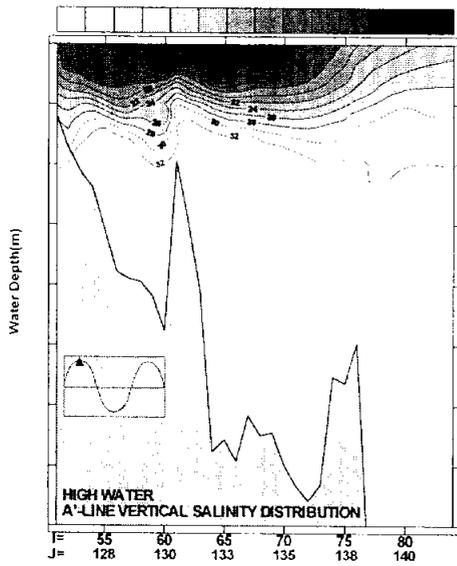


(c) Low water.

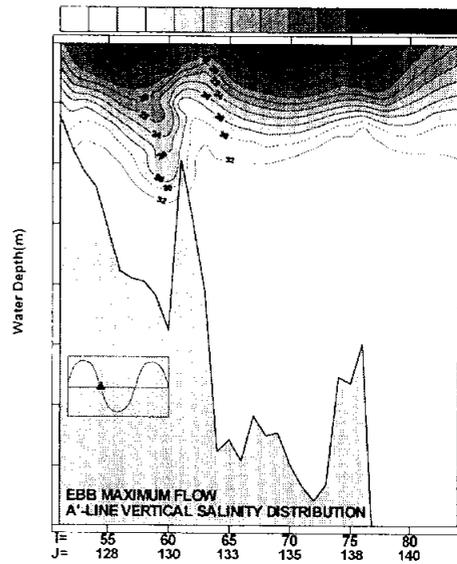


(d) Flood maximum flow.

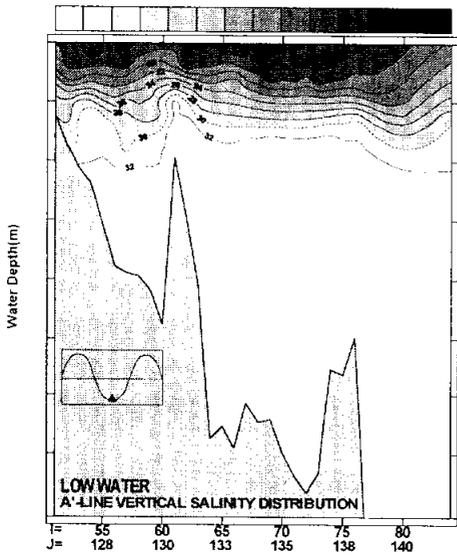
Fig. 3.3.3 Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on C² line during flood discharge season.



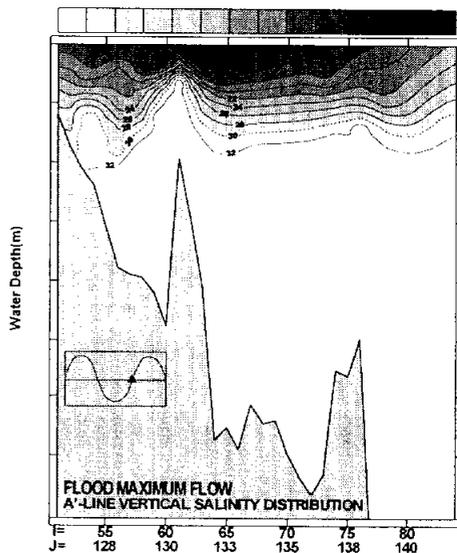
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

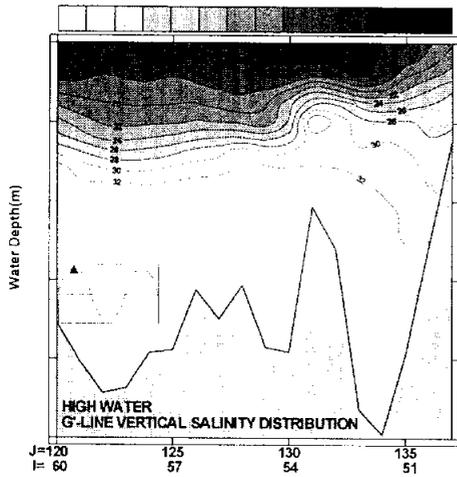


(c) Low water.

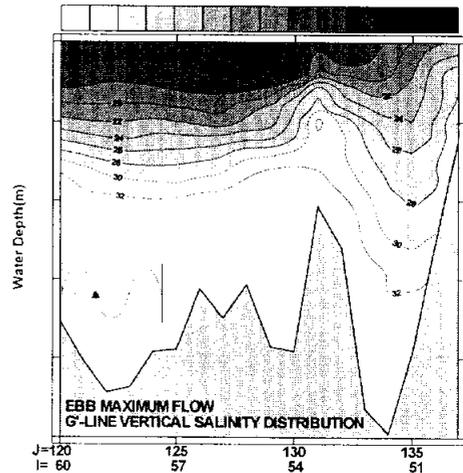


(d) Flood maximum flow.

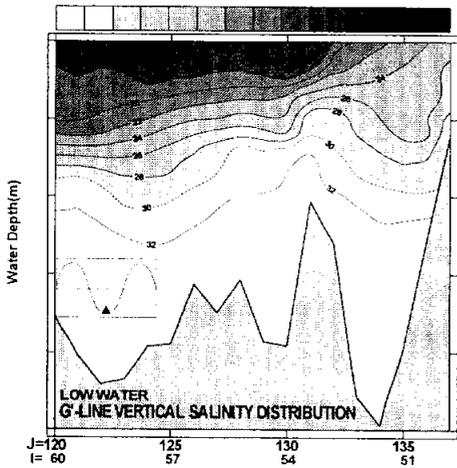
Fig. 3.3.4 Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on A'-line during flood discharge season.



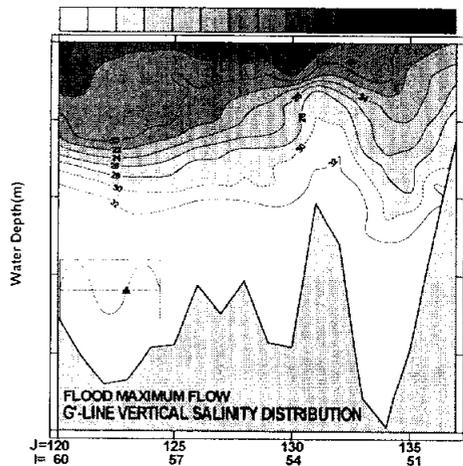
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

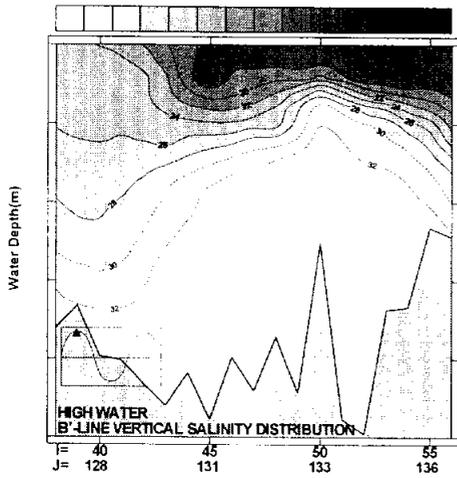


(c) Low water.

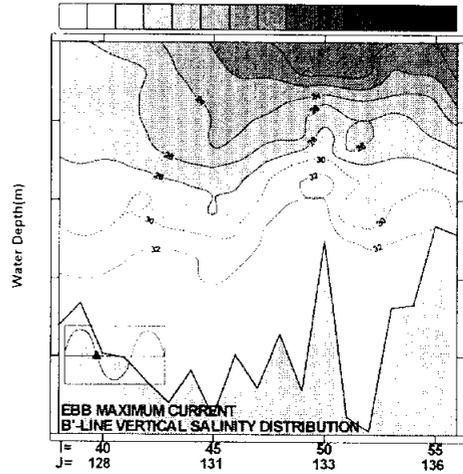


(d) Flood maximum flow.

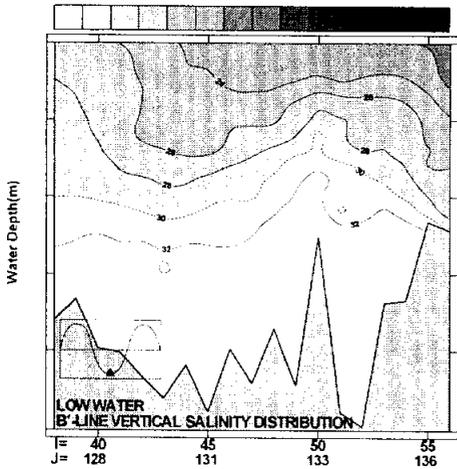
Fig. 3.3.5 Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on G'-line during flood discharge season.



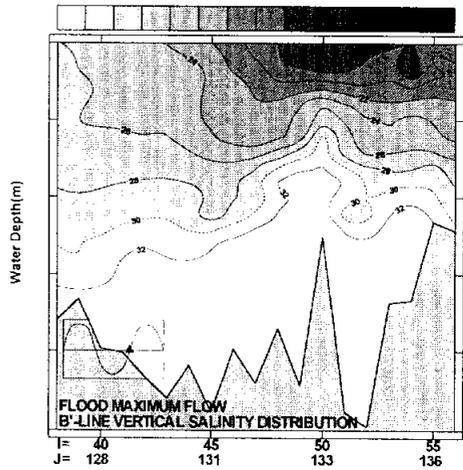
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.



(c) Low water.



(d) Flood maximum flow.

Fig. 3.3.6 Vertical salinity distribution by the NW wind with tidal phase on B'-line during flood discharge season.

3.3.3 동풍(E)의 바람조건에 따른 유출수의 거동

Fig. 3.3.7~3.3.8은 3.3.2절과 동일한 방법으로 3일간 4.2m/s의 동풍을 전 영역에 일정하게 고려한 후 3.2.2절과 동일한 시간에 출력된 표층의 수평염분분포이다.

Fig. 3.3.7의 창조류 최강류시에는 18psu의 등염분선이 진해만 입구에 위치하고 있고 부산연안을 따른 담수의 확산이 크게 제한되고 있는 반면에 거제도 남쪽해안을 따른 담수의 확산이 크게 증가하는 형태를 보인다.

Fig. 3.3.8의 낙조류 최강류시에 표층염분 분포는 진해만과 가덕수로에서 이전의 계산결과들과 비교하여 등염분선의 이동이 상대적으로 적게 나타난다. 그리고 거제도 동쪽해안의 외해방향으로의 확장과 부산연안으로의 확장도 크게 제한되는 형태를 보인다.

Fig. 3.3.9~12는 C', A', G', B'-line에서 조석위상에 따른 염분의 연직 분포이다. Fig. 3.3.9는 낙동강하구에서 외해방향인 C'-line의 연직염분 분포이다. 바람장을 고려하지 않은 Fig. 3.2.10과 비교하여 32psu 이하의 담수층의 두께가 감소하는 것으로 나타났다.

Fig. 3.3.10은 가덕도 남단을 동서방향으로 가로지르는 A'-line의 연직 염분분포를 나타낸다. 바람장을 고려하지 않은 Fig. 3.2.11과 비교하여 낙조시 거제도 동쪽해안과 가덕수로 남단에서는 32psu 이하인 담수층의 두께가 증대되고 가덕도 남단의 동쪽에서는 담수층의 두께가 크게 감소함을 확인할 수 있다. 가덕수로 서쪽에서 남북방향의 G'-line의 연직염분 분포는 Fig. 3.3.11과 같고 바람장을 고려하지 않은 Fig. 3.2.12와 비교하여 낙조시 가덕수로 북단의 북서쪽에서 30psu 이하의 담수층의 두께가 증대되어 Fig. 2.3.2의 현지조사결과와 유사한 형태를 보이는 것을 알 수 있다. 거제도 북단을 동서방향으로 가로지르는 B-line의 연직염분포를

보면 담수층의 두께가 크게 증대함을 알 수 있다.

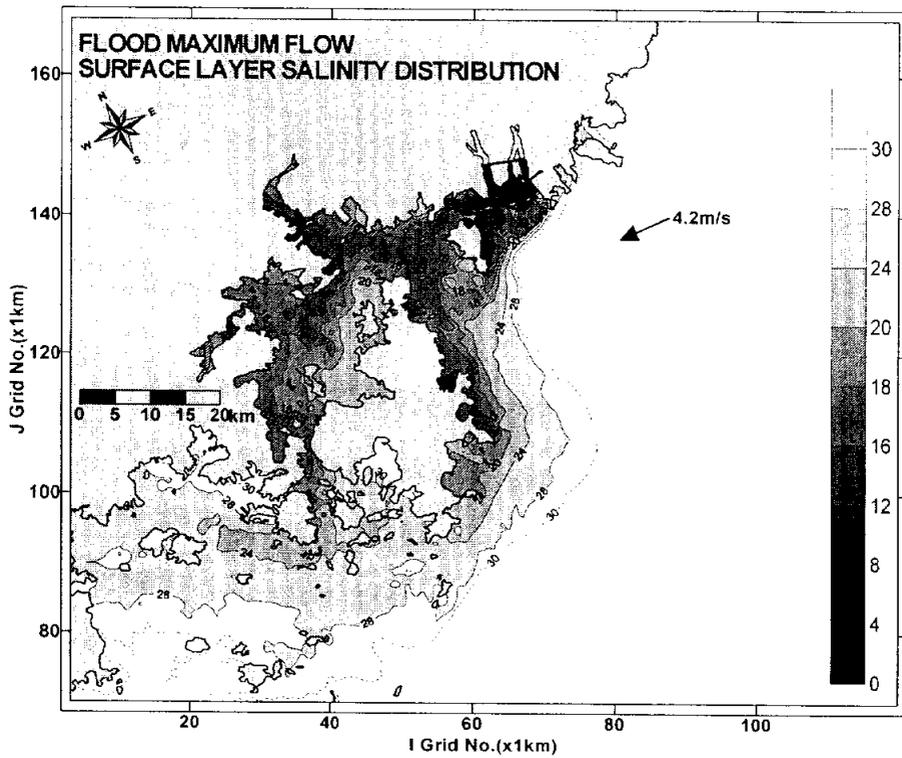


Fig. 3.3.7 Distribution of surface salinity by the E wind in flood maximum flow during flood discharge season.

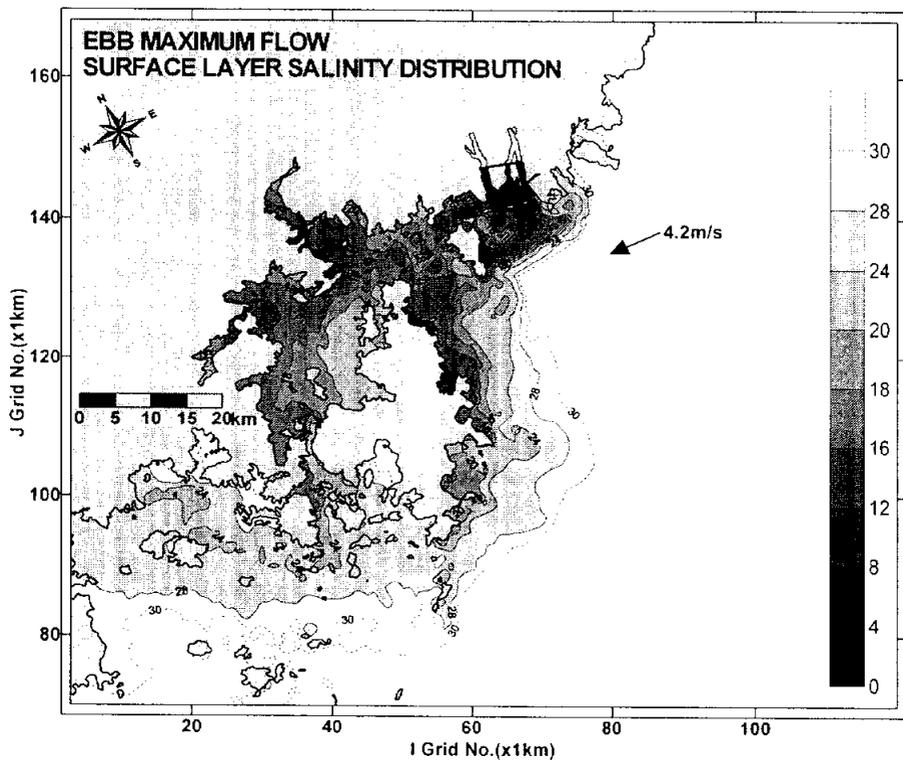
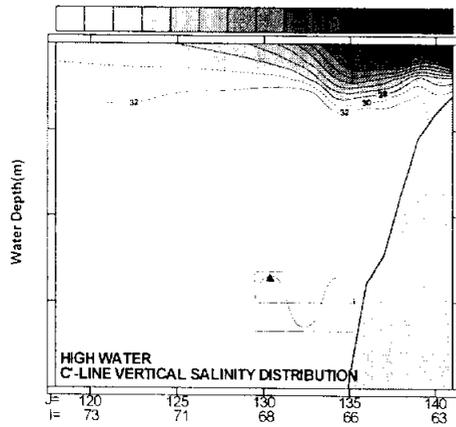
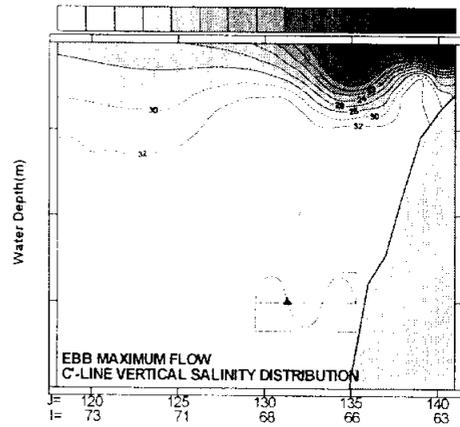


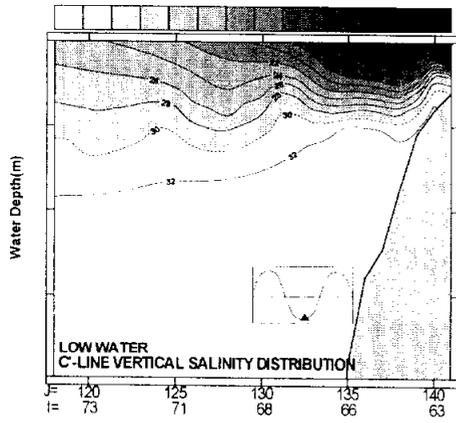
Fig. 3.3.8 Distribution of surface salinity by the E wind in flood maximum flow during flood discharge season.



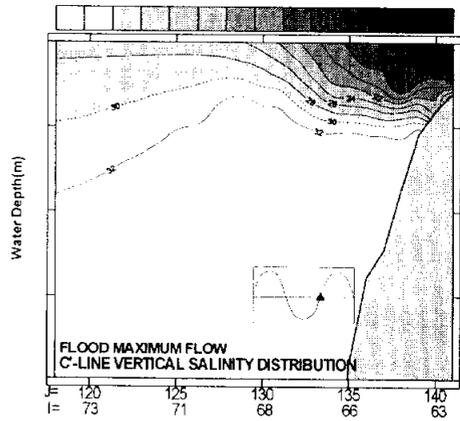
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

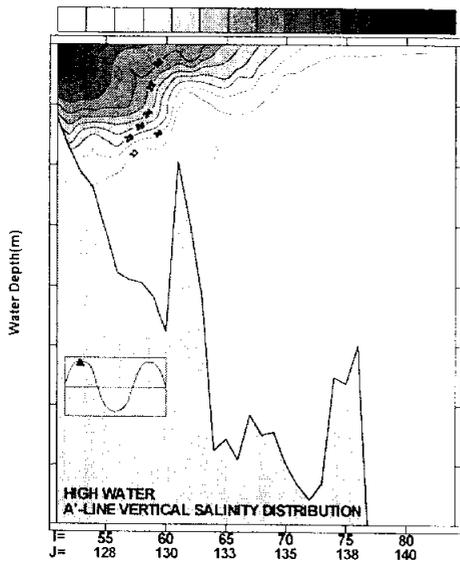


(c) Low water.

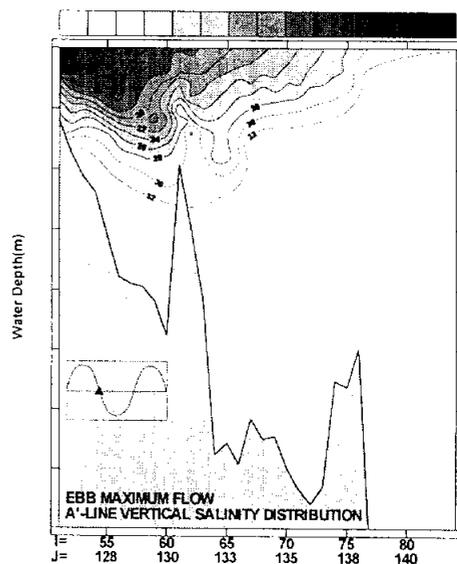


(d) Flood maximum flow.

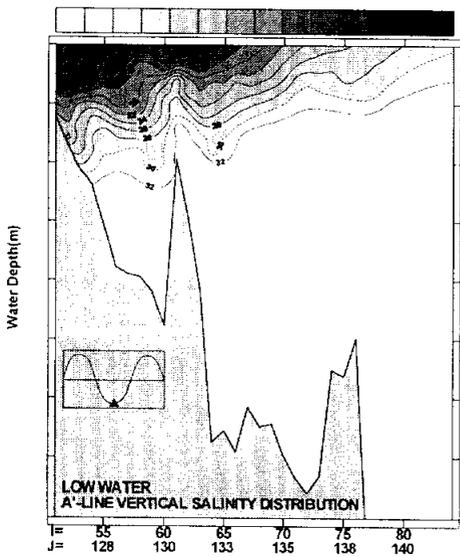
Fig. 3.3.9 Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on C'-line during flood discharge season.



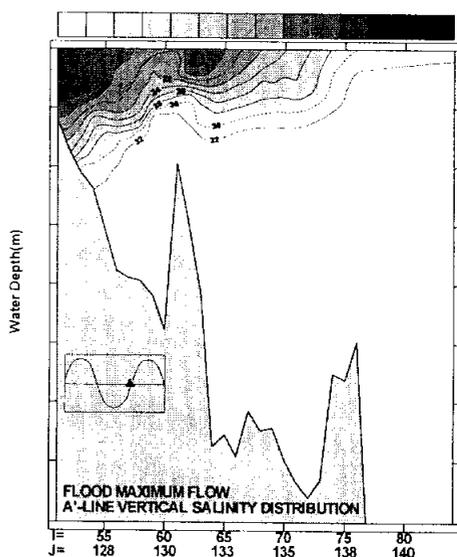
(a) High water.



(b) Ebb maximum flow.

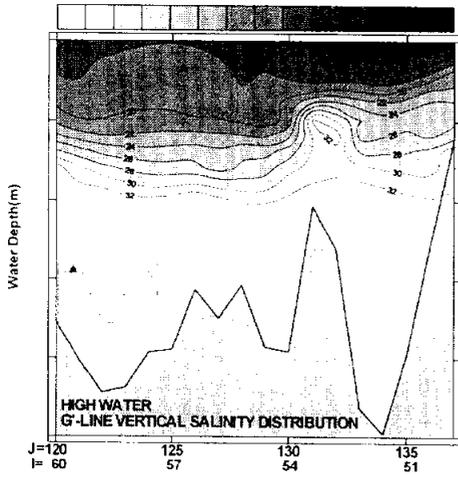


(c) Low water.

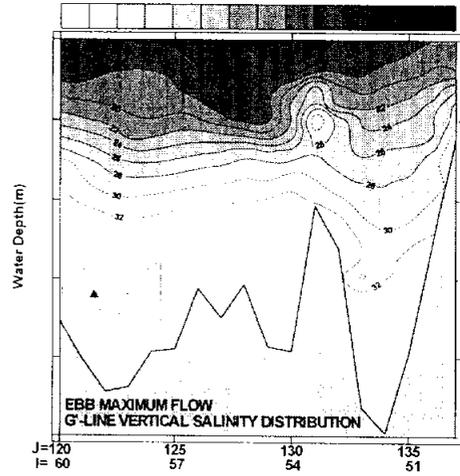


(d) Flood maximum flow.

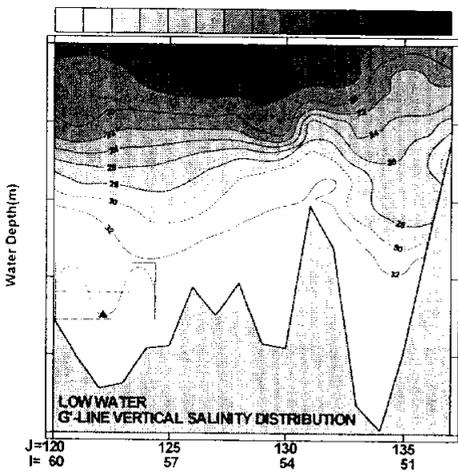
Fig. 3.3.10 Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on A'-line during flood discharge season.



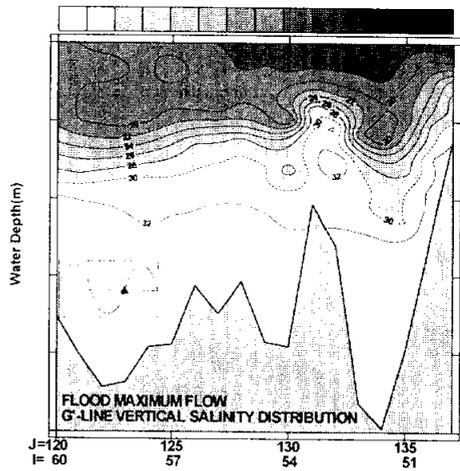
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.

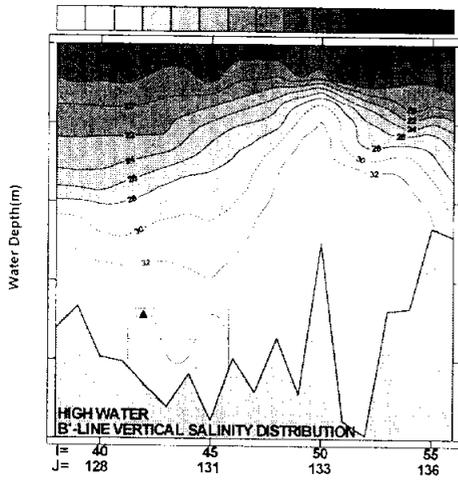


(c)Low water.

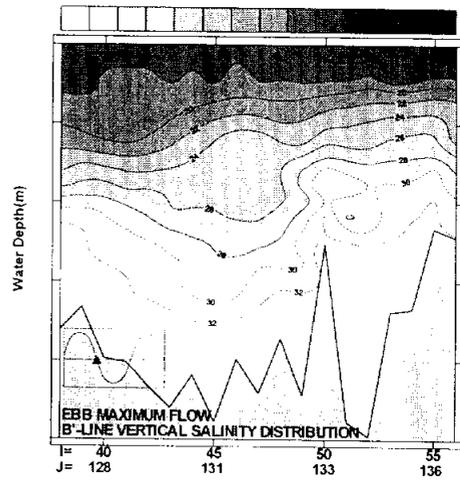


(d)Flood maximum flow.

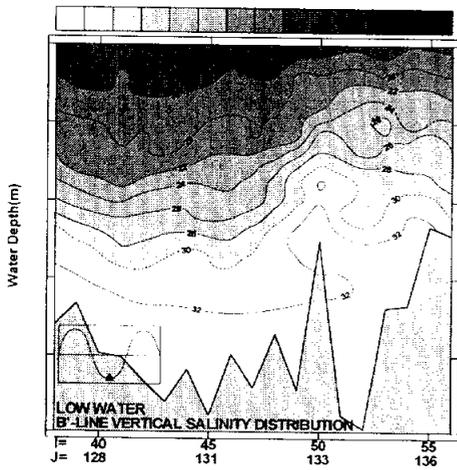
Fig. 3.3.11 Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on G-line during flood discharge season.



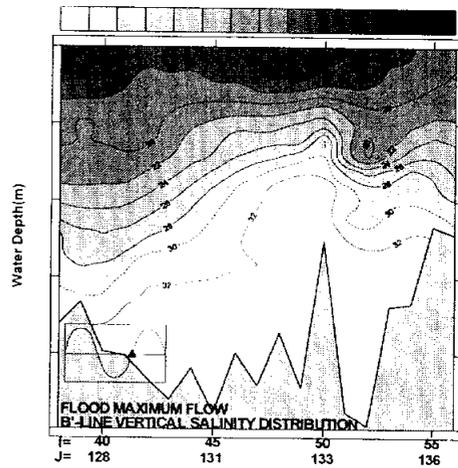
(a)High water.



(b)Ebb maximum flow.



(c)Low water.



(d)Flood maximum flow.

Fig. 3.3.12 Vertical salinity distribution by the E wind with tidal phase on B' line during flood discharge season.

3.4 수치모델링 결과 및 고찰

3차원 해수유동모델인 POM을 이용하여 낙동강 하천플룸의 혼합거동을 조석, 하천유량 그리고 바람의 영향을 고려하여 수치시뮬레이션을 수행하였다.

평수기 유량과 조석을 고려한 경우 표층염분의 수평분포는 창조시 30psu의 등염분선이 거제도 북쪽까지 진출하였다가 낙조시 가덕수로내로 후퇴하는 양상을 보인다. 그리고 부산연안을 따라 영도의 남단까지 32psu 등염분선이 좁은 띠를 이루며 확장되는 형태를 보인다. 창조류시에 거제도 북단에서 나타나는 고염수는 낙조류시에 크게 확장되는데 이는 저층으로부터 유입되는 고염수가 지형적인 영향에 의하여 생기는 강제적인 상승류에 의하여 표층으로 공급되기 때문인 것으로 사료된다.

홍수기 유량과 조석을 고려한 경우에는 표층염분의 수평분포는 하천유출수가 진해만 전체와 마산만까지 확장되고 있으며, 거제도 남단 및 통영해역까지 영향을 미치고 있음을 나타낸다. 한편, 북쪽으로는 부산연안을 따라 좁은 띠를 형성하며 대변까지 확장되고 있음을 보여준다. 한편, 거제도 북단과 가덕도 남단에서 나타나는 용승과 같은 현상은 지형적인 영향으로 인한 강제적인 상승류에 의하여 저층의 고염수가 표층으로 올라오기 때문인 것으로 보인다.

홍수기 유량과 조석 및 바람을 고려한 경우에 북서풍이 부는 경우에는 표층에서 낙조류 최강류시 가덕도 남동쪽에서 용승과 같은 현상이 강화되는 것으로 나타났는데 이는 표층에서 외해방향으로의 취송류에 의하여 저층수의 공급이 증대되기 때문인 것으로 사료된다. 동풍의 조건에서 염분의 수평분포는 외해로의 확장이 제한되고 연안을 따라 저염수가 발달하는 형태를 보이며 염분의 연직분포는 낙동강하구에서 외해방향으로의

C'-line에서 32psu 이하의 담수층의 두께가 감소하는 것으로 나타났다. 그러나, 가덕도 남단으로부터 가덕수로 및 진해만 내에서는 담수층의 두께가 훨씬 더 커짐을 볼 수 있다. 이는 동풍에 의한 취송류가 낙동강 하천유출수의 진해만내로 유입을 조장하기 때문인 것으로 사료된다.

4. 요약 및 결론

낙동강하구-가덕수로-진해만에 이르는 영역에서 평수기와 홍수기의 현지조사자료를 이용하여 하천유출수의 거동특성을 파악하고 3차원 경압수치모델인 POM을 실제해역에 적용하였다. 조석을 기본외력으로 하여 평수기와 홍수기의 낙동강 하구둑의 유량자료 및 바람자료를 고려하여 약 17일에 걸쳐 수치시뮬레이션을 수행하였다.

- 1) 평수기의 낙동강 하천유출수는 30psu 등염분선이 북쪽으로는 영도까지, 남쪽으로는 거제도 동안의 장승포까지 그리고 서쪽으로는 거제도 북부해역까지 확장하는 것으로 나타났다. 또한 거제도 북단에서는 낙조시에 표층의 고염분수가 증가하는 연안용승과 같은 현상을 나타낸다.
- 2) 홍수기의 낙동강 하천유출수는 30psu 등염분선이 북쪽으로는 대변연안까지, 남쪽으로는 거제도 남쪽과 통영해역까지 확장되고 서쪽으로는 진해만과 마산만 전체로 확장된다. 등염분선의 연직분포는 지형적인 영향으로 인한 강제적인 상승류가 존재함을 보여주고 있으나 홍수기에는 하천유출유량의 증가로 인하여 거제도 북단의 표층에서 고염분수는 거의 나타나지 않는다.
- 3) 홍수기에 북서풍이 불면 30psu 등염분선이 보다 외해쪽으로 확장되며, 진해만내로의 담수유입이 억제된다. 한편, 취송류효과에 의하여 가덕도 남단의 표층에서 고염분수가 나타나는 연안용승현상은 더욱 커진다.

4)홍수기에 동풍이 불면 30psu 등염분선은 연안쪽으로 근접하여 나타난다. 취송류효과에 의하여 낙동강유출수의 진해만내로의 유입이 커짐에 따라 가덕수로와 진해만내에서 담수층의 두께가 커지는 반면 낙동포 전면에서는 담수층의 두께가 감소한다. 한편, 취송류의 영향으로 가덕도 남단에서 연안용승과 같은 현상은 나타나지 않는다.

참 고 문 헌

- 강태순 (1998). "삼차원 해수유동모델을 이용한 남해동부해역 해수유동의 특성연구," 공학석사학위논문, 부경대학교 해양산업개발 협동과정.
- 강주환 (1991). "유한차분모형에 의한 하구의 염도확산 분석," 공학박사 학위논문, 서울대학교 토목공학과.
- 김기철, 김재중, 김영의, 한건모, 최광규, 장성태 (1996). "낙동강수의 유출특성에 관한 연구," 한국해안·해양공학회지, 8(4), 305-313.
- 부경대학교 해양과학공동연구소(1999). 부산신항건설사업에 따른 어업피해조사, 제 1편 피해범위, 39-193.
- 이정규 (1981), "하구의 해수의 염도변동에 관한 연구-군산외항부근을 중심으로-", 대한토목학회논문집, 1(1), 1-8.
- 유홍선, 이준, 강신영, 최경식, 김재수 (1994). "낙동강하구에서의 하천수 플룸의 횡방향 퍼짐과 부유퇴적물의 전송," 한국해안·해양공학회지, 5(4), 296-301.
- 장선덕, 유청로, 이문옥, 이재철 (1981). "낙동강 하구의 염수운동," 한국해양학회지, 16(1), 31-37.
- 장성태(2000). "낙동강 하구의 해양환경에 관한 연구," 공학박사 학위논문, 동아대학교 해양공학과.
- 정태성 (1996) "진해·마산만 조류에 관한 3차원 수치모형," 대한토목학회논문집, 16(Ⅱ-1), 63-72.
- 주귀홍 (2002). "낙동강 하천유출수의 3차원 거동 해석," 공학박사 학위논문, 부경대학교 해양공학과.
- 최병중 (2001). "3차원 해수유동모델을 이용한 담수유출의 혼합거동에 관한 연구," 공학석사 학위논문, 부경대학교 토목공학과.

- Inkweon Bang and Heung-Jae Lie (1999). "A Numerical Experiment on the Dispersion of the Changjiang River Plume," J. Korea Soc. of Oceanography, 34(4), 185-199.
- Beardsley, R. C., and J. Hart (1978). "A simple theoretical model for the flow of an estuary onto a continental shelf," J. of Geophys. Res., 83, 873-883.
- Blumberg, A. F. and Kantha. L. H. (1985). "Open boundary condition for circulation model," J. of Hydro Engineering, ASCE, 111(2), 237-255.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1983). "Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight," J. of Geophys. Res., 88, 4579-4592.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987). "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model," Three-Dimensional Coastal Ocean Model, N. S. Heaps, ed., 4, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1-16.
- Bryan, K. A. (1969). "A numerical method for the study of the circulation of the world ocean," J. Comput. Phys., 4(3), 347-376.
- Chao, S.-Y. and W. C. Boicourt (1986). "Onset of estuarine plumes," J. of Phys. Oceanogr., 16, 2137-2149.
- Chao, S.-Y. (1987). "Wind-driven motion near inner shelf fronts," J. of Geophys. Res., 92, 3849-3860.
- Csanady, G. T. (1984). "Circulation induced by river inflow in well mixed water over a sloping continental shelf," J. of Phys. Oceanogr., 14, 1703-1711.

- Ezer, T. and Mellor, G. L.(2000). "Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model," Dynamics of atmos. and oceans, 32, 185-208
- Galperin, B. and Mellor, G. L. (1990). "A Time-dependent, three-dimensional model of the Delaware Bay and river system. Part I: Description of the model and tidal analysis," Estuarine, Coastal and Shelf Scienc, 31, 231-253.
- Garvine, R. W. (1987). "Estuary plumes and fronts in shelf waters: A layer model," J. of Phys. Oceanogr., 17, 1877-1896.
- Geernaert, G. L., Katsaros K. B. and Richter K. (1986). "Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state," J. of Geophys. Res., 91, 7667-7679.
- Hsu, S. A. (1984). "Improved formulas for estimating offshore winds," Proc. 19th Coastal Engineering Conf., 2220-2229.
- Ikeda, M. (1984). "Coastal flows driven by a local density flux," J. of Geophys. Res., 89, 8008-8016.
- J. M de Kok, C. de Valk, J. H. Th. M. van Kester, E de Geode and R. E. Uittenbogaard (2001). "Salinity and Temperature Stratification in the Rhine Plume," Estuarine, Coastal and Shelf science, 53, 467-475.
- Kantha, L. H., (1995). "Barotropic tides in the global ocean from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides," J. of Geophys. Res.. 100(C12), 25283-25308.
- Kao, T. W., C. Park. and H. P. Pao (1977). "Buoyant surface discharge and small-scale oceanic fronts: A numerical study," J.

- of Geophys. Res., 82(12), 1747-1752.
- Kao, T. W. (1981). "The dynamics of small scale fronts, Part I : Shelf water structure due to freshwater discharge," J. of Phys. Oceanogr., 11, 1215-1223.
- Kourafalou, V. H. and Oey, L. Y. and John, D. W. and Thomas, N. L. (1996). "The fate of river discharge on the continental shelf, 1, Modeling the river plume and inner shelf coastal current," J. of Geophys. Res., 101(C2), 3415-3434.
- Kourafalou, V. H. and Oey, L. Y. and John, D. W. and Thomas, N. L. (1996). "The fate of river discharge on the continental shelf, 2, Transport of coastal low-salinity water under realistic wind and tidal forcing," J. of Geophys. Res., 101(C2), 3435-3455.
- Mellor, G. L. (1973). "Analytic prediction of the properties of stratified planetary surface layer," J. Atmos. Sci., 30, 1061-1069.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1974). "A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers," J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982). "Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems," Rev. Geophys., 20, 851-875.
- Mellor, G. L. (1996). "Introduction to Physical Oceanography," Princeton University, New Jersey.
- Mellor, G. L. and Blumberg, A. F. (1985). "Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system," Monthly Weather Review, American Meteorological Society, 13.

1379-1383.

- Oey, L. Y., Mellor, G. L. and Hires, R. I. (1985a). "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. 1, Description of the model and model simulation," J. of Phys. Oceanogr., 15, 1676-1692.
- Oey, L. Y., and P. Chen (1992). "A model simulation of circulation in the Northeast Atlantic Shelves and seas," J. Geophys. Res., 97, 20,087-20,115.
- Oey, L. Y. and Mellor G. L. (1993). "Subtidal variability of estuarine outflow, plume, and coastal current : A model study," J. of Phys. Oceanogr., 23, 164-171.
- Oey, L. Y. (1996). "Simulation of mesoscale variability in the Gulf of Mexico : Sensitivity studies," J. of Geophys. Res., 101(C7), 16,667-16,682.
- Phillips, N. A. (1957). "A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting," J. Meteorol., 14, 184-185.
- Pullen, J. D., and Allen, J. S. (2000). "Modelling studies of the coastal circulation off Northern California : shelf response to a major Eel river flood event," J. of continental shelf Res., 20, 2213-2238.

감사의 글

부족한 저에게 학문의 길을 열어주시고 늘 따뜻한 보살핌과 엄한 가르침으로 이 자리에 설 수 있게끔 도와주신 이종섭 교수님의 은혜에 깊은 감사의 인사를 드립니다.

바쁘신 와중에도 줄고의 심사를 맡아 충고와 격려를 아끼지 않으시고 논문의 부족함을 채워주신 이상호 교수님과 손인식 교수님께 머리숙여 감사드립니다. 그리고 항상 제자들을 위해 애쓰시는 토목공학과 교수님들께 감사의 인사를 드립니다.

항상 부족한 후배인 저를 친동생처럼 돌봐주시고 감싸주시는 수연회의 김차겸, 박명원, 이동수, 박일훈, 주귀홍, 안삼영, 박금식 선배님께 감사의 인사를 드립니다. 멀리 서울에서 항상 조언을 아끼지 않으셨던 강태순 선배님께 감사의 인사를 드리며 함께 연구실 생활을 하면서 많은 도움을 주셨던 최병중, 이왕관, 김중훈, 배경란, 서상태, 탁대호 선배님께도 감사의 마음을 전합니다. 타지에서 고생하면서도 항상 후배의 마음을 달래주려 애쓰시는 이영권 선배님께 감사드리며 오랜 시간동안 부족한 선배이지만 믿고 함께 해준 백승우, 박석희군에게 고마움을 전하며 항상 굿은일을 도맡아하는 막내 박종화군에게도 고마움을 전합니다.

언제나 관심을 가져주시고 조언을 아끼지 않으신 김종규 박사님께 감사드리며 강신욱 선배님께도 고마움을 전합니다. 그리고 학부에서부터 대학원까지 함께 동고동락했던 조용재군에게 고마움을 전하며 대학원 동기들인 진수형, 영, 병욱, 판배에게도 고마움을 전합니다. 학부신입생시절부터 지금까지 저를 챙겨주시는 정운재 선배님과 김시훈 선배님께도 감사의 인사를 드리며 학과후배 종규, 승익, 종렬, 호용, 동민, 태수에게도 고마움을 전합니다. 그리고 항상 가족처럼 돌봐주시는 박종연 형님과 이정란 사장님에게도 감사의 인사를 드립니다.

부족한 자식을 언제나 믿음으로 묵묵히 지켜봐 주신 모든 가족들에게 이 영광을 돌리며 이 논문이 조그마한 선물이 되었으면 합니다.