

전구해양 조석시뮬레이터 계획 Global Ocean Tide Simulator Programme

최병호¹
Byung Ho Choi¹

1. 서 론

태음-태양-지구 체계의 상호인력에 의해 발생하는 해양조석은 해수면의 주기적인 승강운동으로서 고체 지구상에서는 지구의 응력 및 중력장의 교란을 야기하는 변동하중을 의미한다. 해양조석에 대한 연구는 심해 및 천해역에서 정확한 조석예보를 위해서 뿐만 아니라 신뢰성있는 해면변위(sea surface topography)를 추정하기 위해 중요하다. 시간에 따라 변화하지 않는 해면변위는 위성에서 관측한 순간 해면변위에서 해양조석, 지구조석, 기상 및 장기간의 해면변화 등의 변동성분들을 제거함으로써 구할 수 있는데 이러한 정확한 해면변위 산정을 위해 육봉해를 포함하는 전지구 해양에 대한 정확한 조석특성 및 예측 가능하여야 한다.

해양조석에 관한 과학적 역사에 대해서는 근년에 Cartwright(1999)가 상세한 문헌으로 출간한 바가 있다. 근년의 해양조석에 대한 연구는 전술한 위성고도계로부터의 해면변위의 추출과 이를 내부해양의 순환과정과를 상관시키는 전구해양순환 역학 프로그램과 관련하여 재조명되었다.

1997년 Progress in Oceanography 논문집은 David Cartwright의 70회 생일을 맞아 영국 Royal Society가 개최한 조석 Symposium의 발표논문들을 특별호로서 게재하였다. 여기에서 Walter Munk(1997)는 T/P 고도계에 의한 조석 소산량의 재산정치를 2.5 TW (0.1TW는 Body Tide)로서 제시하여 종전의 3.4 TW를 수정하였다. 또한 해저마찰 소산량을 개략적으로 2.1 TW로서 Le Provost의 FES모형 (Grenoble 모형) 및 Colorado 대학의 Kantha의 모형 (CSR 모형)에 의한 추

산을 받아들였다. 이 모형들에 의한 BBL (Bottom Boundary Layer)에서의 소산량 추산은 지역적으로 모형간에 서로 다르며 또한 육봉역으로의 Energy Flux 추정 은 내역의 BBL추산과 잘 일치되지는 못한 상황으로 에너지보존이 잘 이루어지지 못하고 있다. 나머지 소산은 0.3 TW에 해당하는 것인데 내부조석과 내부파장 과정을 경유하는 순압조석이 경압조석 에너지로의 지형적 산란으로 설명하고 있다. LeBlond (2002) (Fig. 1 참조)은 Munk와 Wunsch (1997)에 근거하여 조석에너지의 Flux 개략도를 제시하고 있는데 여전히 0.3 TW정도의 변동성을 갖는 양이 제시되고 있다. Garrett과 Laurent (2002)는 Egbert와 Ray (2001)의 T/P 고도계 자료와 관측치로부터 순압성분의 전구 조석마찰 분포도를 Fig. 2와 같이 제시하였다.

이와 같이 M_2 조석 소산량은 2.50 ± 0.05 TW이며 총 태음소산은 3.0 TW, 태양과 태음에 의한 소산도 4.0 TW이고 지구조석에 의한 소산도 0.1 TW로서 평가되는데 지구상에서 지금까지 개발된 전력의 총능력이 2.9 TW로서 비견된다. M_2 조석소산의 산정 역사는 20세기 초의 Harold Jeffreys가 월식자료로 파소 추정 한 1.4 TW, Cartwright의 3.4 TW, 현재의 2.5 TW로서 정착된 것으로 보인다. 재술하면,

$$\text{태음 조석 소산량 } D = -\bar{n}(\Omega - n) \frac{r^2 M M_E}{3(M + M_E)} \text{ 이다.}$$

여기서 n , M , r 은 태음의 궤도속도, 질량, 거리, $\bar{n} = \frac{dn}{dt}$, Ω , M_E 는 지구의 각속도 및 질량이며, $\bar{n} = -25 \text{ "century}^{-2} = -1.24 \times 10^{-23}$ 으로 1977년 SCOR

¹ 성균관대학교 토목환경공학과 (Department of Civil and Environmental Engineering, Sungkyunkwan University, Chunchun-Dong 300, Jangan-Ku, Suwon, 440-746, Korea)

에서 \bar{n} 을 $40^\circ C^2$ 으로 사용했던 것에 비해 현재에는 $-25^\circ C^2$ 을 택하고 있다. 따라서 \bar{n} 의 사용치에 따라 M_2 조석 소산량이 3.4 TW에서 2.5 TW로 변화되게 되었는데 1969년 아폴로미션에 의해 달에 설치된 Retro Reflector에 의한 Lunar Laser Ranging에 의하면 달궤도의 경년 가속율은 반일 및 일주조에 대해 $-22.2 \pm 0.6, -4.0 \pm 0.4 \text{ arcsec/century}^2$ 으로서 정확하게 되었다. 따라서 2.5 TW내에서 해저 조석 소산과 내부조석(해파)과의 분배가 이루어져야 하는데, 전에는 3.4 TW로서 추정되어 빈 공백을 채우지 못했던 문제에서 이제는 해저조석소산과 내부파소산의 합이 2.5 TW를 초과하는 문제가 발생하게 되었다. 따라서 상세한 지구해양모형에 의한 조석소산(BBL)량은 2.4 TW(0.1 TW는 지구조석소산)에서 적절한 내부조석(해파)량을 감한 양이 되어야 할 것이다. 이 경우에 우리가 적용하는 Geophysical Coefficient 0.0025의 계검토가 필요한 것이다. 또는 역으로 2.4 TW에서 신뢰성 있는 M_2 해저소산이 감해지면 내부조석(해파)소산이 될 것이다.

Ray 등의 모형(1996), Kantha 등(1995)의 모형(해상도 $1/5^\circ$ 가 max.)이 2.4TW와 좋은 일치를 보인다는 Munk의 언급을 계검토할 필요가 있는데, Munk는 이미 수차례에 걸쳐 해저소산에 대한 수정을 한바 있다. Kagan과 Sundermann (Advances in Geophysics)은 Bering해의 조석 Torque에 대해서도 언급한 바가 있다. 우리의 연구의 출발점은 K antha 및 Le Provost의 유한차분 및 요소 격자체계의 분해능이 천해역의 조석마찰을 정확히 산정(이 경우 각기의 육붕체계의 Energy Flux가 평형을 이룬다.)하기에는 여전히 부적합하므로 천해역과 심해해양이 정밀하게 해상되는 전지구 정밀 지구 해양조석모형을 수립하여 지구물리학적인 종결문제에 기여코자 한다. 동시에 정확한 지구 해양조석모형이 가지는 실용적인 의미 역시 다양한 활용범위를 갖는데 높은 서해안의 조석을 갖는 우리나라의 경우에 전통적인 해양조석연구를 꾸준히 수행한다는 관점에서 중요하다. 우리나라의 경우 서해안의 조력발전 타당성 연구는 30여년에 걸쳐 이루어진 바 있다. 세계적으로 드문 서해안 해양조석에 대한 응용적 측면의 바탕을 형성하는 과학적인 접근에 대해서 상당히 소홀하였다.

2. 설계전략

조석의 특성은 조석도(tidal chart)를 제시함으로써 효과적으로 조석분포를 알 수 있는데 조석도를 작성하는 방법에는 해양에서 관측된 조석자료를 내·외삽법에 의해 작성하는 경험적방법과 비선형의 동수역학적 방정식을 수치기법에 의해 해석하는 방법이

있다. 근년에는 컴퓨터의 발전에 따라 동수역학적 방정식을 수치모형에 의해 전지구 해양에 대해 보다 세밀한 분해능을 갖는 격자체계에서 조석현상을 규명하려는 연구가 활발히 진행되어 오고 있다.

과거의 경험적 방법은 육붕, 섬 및 연안에서 관측된 조석자료를 내·외삽법에 의해 해양 조석도를 작성하는 것으로 대서양에 대해 Whewell(1833)에 의해 최초로 제시된 이후 Harris(1904), Sterneck(1920), Dietrich(1944), Villain(1952), Hendershott 와 Munk(1970) 등에 의해 전지구 해양에 대해 조석도가 작성되었다. Laplace 조석 방정식이나 비선형의 동수역학적 방정식을 수치기법에 의해 해석하려는 시도가 1970년대 부터 활발히 진행되어 왔는데 Pekeris와 Accad(1969), Hendershott(1972), Accad와 Pekeris(1978), Parke와 Hendershott(1980), Platzman(1984), Foreman 등(1992)은 Laplace 조석 방정식을 풀어 전지구 해양의 M_2 조석도를 작성하였으며 Zahel(1970, 1977), Schwiderski(1979), Gotlib와 Kagan(1982), Krohn(1984), Le Provost 등(1994)은 수심 적분된 비선형의 동수역학적 방정식을 풀어 M_2 조석도를 작성하였다. 특히 Schwiderski(1978, 1979)는 수치해의 정확성을 향상시키기 위해 조석 관측자료를 동수역학적 내삽법에 의해 수치모형에 반영하여 조석도를 작성하였는데 관측자료와 비교하여 상당히 잘 일치하는 결과로 1980년대에서는 심해에서의 표준 해양 조석도로 많이 이용되고 있다. 1990년대에서는 위성 고도계에서 관측된 해수위 자료를 response 방법(Cartwright와 Ray, 1990)이나 harmonic 방법(Schrama와 Ray, 1994; Ma 등, 1994)에 의해 분석하거나 전지구 해양의 일부 지점에서 관측된 조석자료나 위성 고도계 자료에서 직접 추출한 조석자료를 수치모형에 반영하는 자료합성(data assimilation)기법(Zahel, 1991; Egbert 등, 1994)을 이용하여 해양 조석도가 더 신뢰성 있게 작성되었으나 천해역의 복잡한 수심과 해안선을 해상시키는 정밀한 결과들은 여전히 아니었다.

성균관대학교 해안해양역학연구실에서는 1990년 중반부터 전지구 해양조석산정과업을 시작하였는데 유한차분 격자체계를 사용한 모형으로 3도, 1도 및 1/3도 해상도를 갖는 지구해양조석모형(최 와 서, 1997; 서 와 최, 1996; Suh and Choi, 1997)으로 부터 연구를 시작하였으며 주요 8개 분조의 지구해양에서의 분포 및 조석 에너지 소산의 재산정에 초점을 두었다. 이 초기과업은 지구 5분 수심자료(DBDB5)를 이용한

5분 격자체계 해양조석모형으로 발전되었다(Choi 등, 2000).

5분 격자체계의 M_2 모형은 초기의 성긴 격자모형의 결과보다 BBL 해저마찰소산을 상당량 더 측정하고 있으며 위성고도계자료 및 FES모형, CSR모형에 의한 조석에너지 마찰 소산량을 0.2TW정도 더 과다 추정하고 있다. 이유로서는 모형에서의 조위의 신뢰성 있는 산정이 반드시 조류체계의 적합성을 제시하는 것은 아니며 이는 수치모형의 유동장의 민감성에 기인하는 것으로 보여진다. 따라서 다음단계에서는 격자영역의 자세한 비교검토, 그리고 5분 격자체계모형을 자료합성모형으로서 개선시켜 BBL의 재평가, 새로이 이용 가능한 2분 격자수심(DBDB2)을 이용한 2분 격자체계모형에 의한 연해에서의 Energy Flux와 소산량의 일치로의 접근을 취할 수 있다. 이 경우 무엇보다도 천해역의 관측조류와의 모델검증이 중요한 부분으로 생각되며 지금까지 소홀하게 다룬 부분인데 기존의 모형의 격자체계가 조류검증을 하기에는 해상도가 너무 낮으며 또한 용이하게 접근할 수 있는 전세계적인 조류DB가 이용가능하지 않은데도 기인한다.

이와는 별도로 유한요소격자체계의 해양조석모형이 수립이 되어 성긴 격자체계로부터 해안선 및 천해해역의 수심을 해상시킬 수 있는 정밀유한요소모형이 일련의 시뮬레이션 실험을 통해 수립이 되었는데 현재 초기과업으로서 병렬 리눅스 클러스터링 체계에서 전구 유한 요소 노드수가 93,000개(성긴 격자), 350,000개(중간 규모 격자)의 전구 조석모형 테스트를 거쳐서 2백 2십만개의 노드규모의 정밀모형을 수립중에 있다. 이 모형의 운용을 위해서는 우리나라 해역에는 1분 및 1초 수심격자 DB와 상세 해안선 DB(200만 점의 해안 위치)가 작성이 되었으며 전세계의 2분격자 수심(Scripps 해양연구소의 Sandwell 자료의 수정)에 지역적인 상세 수심자료를 제작성(해양조사원의 협조에 의해 세계각국의 해도의 디지털링, 특히 연해와 200m 이천의 대륙붕수심자료 DB를 병행하여 작성중에 있는데 단계별로 이 수심 DB를 세련화 시킬 계획이다. 여기에서 Scripps 해양연구소의 2분 수심자료는 미해군의 Geosat 위성 GM(Geodetic Mission) 기간중의 중력이상(gravity

anomaly)과 심해 수심을 상관지어 추론한 것으로 수심관측 밀도가 낮았던 남반구의 공백을 메워주는 중요한 결과이었다(Fig. 3 참조). 더불어서 조위 관측치로서는 IHO조석 조화상수dataset과 심해 검조자료(100점이상), 그리고 T/P고도계 분석자료가 검증 및 자료합성을 위해서 활용되고 있다. 천해 육봉역의 조류검증을 위해서는 육봉역에서 이제까지 장기 관측된 해류관측 자료의 DB가 별도로 정리되어야 하는 어려움이 있다. 이러한 방대한 수심자료, 해안선자료의 수집, 편집과정은 대학원 연구인력이 투입되어 장기적인 과업으로 수행되고 있는데 단계적으로 개선을 수행하고 있다.

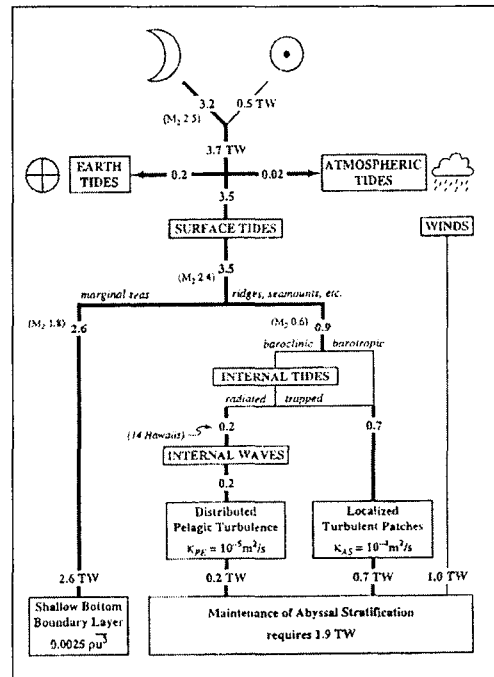


Fig. 1. The flux of tidal energy, as per Munk and Wunsch(1997). Rates of energy flux are given in terawatts (TW = 10^{12} watts). Contributions of the principal semi-diurnal tidal component M_2 , the single most important tidal component, are identified. Thick lines represent processes for which measurements provide some quantitative estimates; thin lines are speculative.

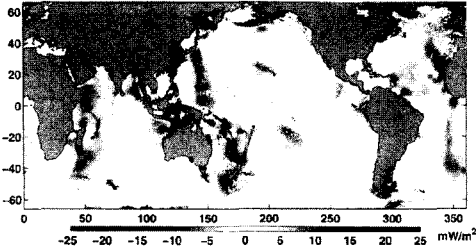


Fig. 2. Global distribution of barotropic tidal loss. The estimates were made using observations of sea surface elevation from the Topex/Poseidon altimeter. Negative values indicate regions where noise prevented accurate estimates(Garret and Laurent, 2002).

3. 시뮬레이션 모형의 개요

3.1 유한 차분형 해양조석수치모형

해양 조석에 대한 일반적인 지배방정식은 지구의 곡률 및 편향력을 고려하여 구면좌표계상에서 수립되었으며 비선형마찰항, 제 1 및 제 2 기조력 등을 포함한 수심 적분된 방정식으로 그 형태는 다음과 같다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial \chi} (Hu) + \frac{\partial}{\partial \phi} (Hv \cos \phi) \right\} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega \sin \phi v + \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \chi} (\alpha \zeta - \beta \zeta_0) + \frac{K_b u \sqrt{u^2 + v^2}}{H} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega \sin \phi u + \frac{g}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} (\alpha \zeta - \beta \zeta_0) + \frac{k_b v \sqrt{u^2 + v^2}}{H} = 0 \quad (3)$$

여기서 t : 시간, χ, ϕ : 경도 및 위도, ζ : 정수면상의 수위, h : 정지해면하의 수심, $H = h + \zeta$: 총수심, R : 지구의 곡률반경, ω : 지구의 회전각속도, g : 중력 가속도, k_b : 해저마찰계수, u, v : χ, ϕ 방향의 수심평균 유속, α : 제 2 기조력 계수, β : 제 1 기조력 계수 ($= 1 + k - h$, love number), ζ_0 : 평형조석에 의한 기조력으로서 다음과 같다.

$$u = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} u'(Z) dz \quad (4)$$

$$v = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-h}^{\zeta} v'(Z) dz \quad (5)$$

모형에 있어 해양조석을 발생시키는 외력은 기조력으로 제 1 기조력(primary tide-generating force)은 평형 조석에 의해 유도된 기조력에 고체지구의 탄성적 반응을 나타내며 제 2 기조력(secondary tide-generating force)은 해양조석의 부하에 따라 해양 수피에 중력 포텐셜이 발생하고 고체지구를 물기둥의 무게에 기인하는 부하만큼 변형시키는 것이다. 제 1 기조력의 평형조석 ζ_0 는 반일분조와 일분조에 대해 각각 다음 식과 같다.

$$\zeta_0 = K \cos^2 \phi \cos(\sigma t + 2\chi) : \text{반일분조} \quad (6)$$

$$\zeta_0 = K \sin^2 \phi \cos(\sigma t + \chi) : \text{일분조} \quad (7)$$

위식에 나타난 상수 K 및 frequency(σ)는 각 분조에 대해 Table 1.과 같다.

Table 1. 8개분조의 상수 K 값 및 frequency

constituent	k	h	H_n
M ₂	0.302	0.609	0.24408
S ₂	0.302	0.609	0.11355
K ₂	0.302	0.609	0.04674
N ₂	0.302	0.609	0.03090
K ₁	0.256	0.520	0.14246
O ₁	0.298	0.603	0.10128
P ₁	0.287	0.581	0.04713
Q ₁	0.298	0.603	0.01940

위의 연속 및 운동 방정식을 풀기 위한 초기조건은 전체 계산영역에서 시간이 0일 때 수위 및 유속성분을 0으로 두었고 경계조건은 육지경계의 법선방향(normal)흐름 성분을 0으로 두었다. 기조력은 반일분조 및 일분조에 대해 각각 식(6) 및 식(7)에 의해 매 시간마다 변화하는 시간의 함수로 처리하여 모형에 입력하였다. 기조력은 제 1 및 2 기조력을 동시에 고려하여 제 1 기조력 계수 β ($= 1 + k - h$: love number)는 0.69로 제 2 기조력 계수 α 는 0.9로 8개 분조에 대해 전 계산영역에서 동일하게 취하였다. 해저 마찰계수는 대부분의 전지구 해양 조석 수치모형에서 0.002~0.003의 범위 내에서 이용하고 있는데 본 연구에서는 해저 마찰계수 값을 8개 분조에 대해 전 영역에서 동일하게 0.0025로 취하였다. 식(1)~(2)를 풀어 시간에 따른 수위 및 유속을 구하기 위한 수치방법으로는 양해 유한 차분법을 이용하였는데 계산영역에

대해 구성된 격자망에서 격자의 중앙지점에서 수위가 또 격자의 좌우면에서 x방향 유속(u)과 격자의 상하면에서 y방향 유속(v)이 계산된다. 양해 유한 차분법의 특성상 필요한 안정조건은 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy)조건을 이용하여 Δt 를 선택하여 시간 $t=0$ 일 때 계산의 전영역에서 수위 및 유속성분이 0인 초기정지 상태에서부터 출발하여 수치해가 수렴하는 조석주기까지 계산을 수행한다. 계산영역의 경도는 Greenwich 0도에서부터 완전히 360도 회전하는 것으로 위도는 북위 90도 N에서 남위 90도 S까지 전지구 또는 경우 결빙이 된 남북극 해역을 제외하기도 한다. Fig. 4와 Fig. 5는 1° 및 $1/3^\circ$ 해상도를 갖는 모형 시뮬레이션에 의한 전지구 해양에서의 주태음 반일주조의 조석도이며 Fig. 6은 $1/12^\circ$ 해상도를 갖는 모형 시뮬레이션에 의한 전지구 해양에서의 8개 조석 분조의 조석도를 제시하고 있다. 모형 실험의 자세한 분석결과는 이미 문헌들(최와 서, 1997, 서와 최, 1996, Suh and Choi, 1997, Choi 등, 2000)에 발표하였으므로 생략한다.

3.2 유한 요소형 해양조석수치모형

Parallel Advanced CIRculation model for oceanic, coastal and estuarine waters(PADCIRC)는 North Carolina 대학의 Luettich와 Westerink 가 개발한 모형으로, 수심 적분된 2차원 모형(2DDI)와 3차원 모형(3DVS)으로 구성되어 있는데, 본 전지구 해양조석모형에서는 2 차원모형을 이용한 일련의 연구가 수행되고 있다. ADCIRC의 자세한 이론과 방법론에 대해서는 많은 발표문헌과 Website의 manual, 미공병단 기술보고서(Luettich 등, 1992)에 서술되어 있으므로 생략한다. ADCIRC의 구면격자체계 지배 방정식은 다음과 같다. 연속방정식

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial UH}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial UH}{\partial \phi} - \frac{VH \tan \phi}{R} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{R \cos \phi} \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{V}{R} \frac{\partial U}{\partial \phi} - \left(\frac{U \tan \phi}{R} + f \right) V = \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] + \frac{\tau_{x\lambda}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{\lambda x}}{\rho_0 H} + D \quad (9)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{R \cos \phi} \frac{\partial V}{\partial \lambda} + \frac{V}{R} \frac{\partial V}{\partial \phi} - \left(\frac{U \tan \phi}{R} + f \right) U = \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{p_s}{\rho_0} + g\zeta - g(\eta + \gamma) \right] + \frac{\tau_{y\phi}}{\rho_0 H} - \frac{\tau_{\phi y}}{\rho_0 H} + D - B_s \quad (10)$$

여기서, $(\eta + \gamma)$: 기조력, 지구조석, 자기인력, 하중조석, $\zeta(x, y, t \text{ or } \lambda, \phi, t)$: 지오이드에 따른 자유수면 변위, λ, ϕ : 경도, 위도, λ_0, ϕ_0 : CPP지도투영법의 기준 경도, 위도, ρ_0 : 기준유체밀도, $\tau_0(x, y, t \text{ or } \lambda, \phi)$: 원시 연속 방정식과 GWCE에 의한 운동 방정식에 사용되는 가중치, $\tau_{bx}, \tau_{by}, \tau_{\lambda x}, \tau_{\lambda y}$: 바닥과 자유수면의 응력, B_x, B_y : 2DDI경압 가속항, D_x, D_y : 2DDI운동량확산항, $f = 2\Omega \sin \phi$: Coriolis 인자, $H(x, y, t \text{ or } \lambda, \phi, t)$: 지오이드에 따른 수심, p_s : 단위폭당 flux 의 체적, $Q_x, Q_y = UH, VH$: 지구반지름, $S = \cos \phi_0 / \cos \phi$: CPP 변환에 이용되는 Scale인자, $U, V(x, y, t \text{ or } \lambda, \phi, t)$: 2DDI 모형유속을 의미한다. 수위는 2차원의 경우 일반화된 파랑 연속방정식 (Generalized Wave Continuity Equation) 형태로 수심 평균된 연속방정식에서 구하면 유속은 운동량 방정식으로부터 산정된다. GWC는 lumped mass matrix 형태의 완전 양해적으로 해를 구했는데 ITPACKV2D Package의 solver를 이용해 RAM 사용용량을 줄이는 방법도 있다.

Fig. 7에는 초기의 93,524개의 노드를 사용한 모형 시뮬레이션에 의한 8개 분조의 등조석도이며 2단계에서는 350,000개로 노드를 확장시켜 노드수의 증가에 따른 전, 후처리 문제 및 노드의 renumbering, 최적화에 대한 실험을 수행하였는데 모형 시뮬레이션 수행이 타당성 있게 이루어 졌다(Fig. 9 참조). Fig. 10에는 219만 노드로 구성된 전지구 해양조석모형의 유한요소 체계가 제시된다. 이 유한요소 체계의 전 지구 해양조석 모형이 현재 수립중인 모형으로서 해안, 하구역의 조석만이 아닌 전구해양모형을 동시에 시뮬레이션 시킬 수 있는 형태의 새로운 접근방법을 채택 가능한 모형이다.

4. 위성관측 고도계자료에 의한 등조석도

유럽과 미국에서는 전철에 언급한 동수역학적 모형에 의존하지 않고도 전구해양의 조석도의 작성에 현재에는 가능하게 되었는데 TOPEX/POSEIDON 위성고도계자료가 공개적으로 이용 가능함에 따라 1990년 초반에 초기 T/P 고도계 관측치를 이용한 활발한 연구가 수행되었다. 이와 맥락을 같이하여 성공관대학교 해안해양역학 연구실에서는 더 최근까지

연장된 T/P 고도계 관측치와 1990년 후반에 제공되기 시작한 GEOSAT GDR JGM-3 (Geodetic Mission 자료 포함) 자료, IHO의 연안관측조화상수DB, 심해조석상수DB 등을 이용하여 전구해양 조석도의 작성 연구가 시작되었다. 초기 과업으로 Geosat 위성고도자료의 측지미션(Geodetic Mission)과 반복궤도(Exact Repeated Mission) 기간의 고도계 자료를 분석(Fang, Choi, Fang, 2000)한 결과가 Fig. 11과 Fig. 12에 제시되며 Fig. 13에는 연안 및 심해 관측치, 그리고 T/P 위성고도계의 궤도상(along track) 고도계 자료의 분석결과를 종합적으로 보간시켜 격자화 시키고 이를 8개 분조의 등조석도로 제시한 결과이다.

5. 시뮬레이션 체계의 구축

초기의 성긴 격자 전지구 해양조석 모형은 워크스테이션 수준에서 장기간의 적분작업으로서 수행되었는데 각분조의 안정된 해를 구하기 위해서는 적어도 30~40 조석 주기의 산정이 필요하였다. 그러나 모형의 해상도가 높아짐에 따라 막대한 계산부하를 감당하기 위해서는 병렬시스템에 의한 분산계산이 필수적인 사항으로 대두되었으며 또한 방대한 출력의 분석 및 표출을 위해서는 효율적인 과학가시화기법의 활용이 역시 필수적이다. 현재 성균관대 해안·해양역학연구소에서는 1단계로 32PE의 Linux Cluster 체계가 운용 중이며 2단계에는 64PE 체계로 개선 중에 있다. 신속한 mesh 구성을 위해서 GUI에 근간한 FEM Editor를 기존의 Editor를 근간으로 작성하여 전구요소망을 형성하였는데 근 1년이 소비되는 작업이었다. 이는 여전히 복잡한 연안지형과 해안선을 해상하기 위해서는 수작업이 필요하고 완전히 자동화된 mesh generator의 구성이 어렵기 때문이다. 현재의 FEM Editor는 400만개의 노드를 다룰 수가 있으며 (Fig. 14 참조) 수정, 첨가 기능과 노드의 최적화시킨 numbering, 초기결과의 검토가 가능하게 설계되었는데 추후의 더 정밀한 mesh 시스템으로의 확장개선이 가능하다. 방대한 해석결과를 표출하기 위해서는 현재의 표출체계는 제한적일 수밖에 없는데 해역별로 표출을 하여 제시하는 데는 상용 software인 XVision, 공용인 OpenDX, GMT가 있으며 실시간적인 전영역의 표출을 위해서는 분산가시화기법에 의존해야 하므로 이를 시험 중에 있다. 또한 생성된 분조의 조화상수DB를 적용한 전지구 해양에서의 예보체계의 구성 역시 한 구성성분으로서 수립 계획 중인데 이 경우 현재의 JPL의 TOPEX/POSEIDON 고도계 자료의

조석경정을 위한 DB보다는 훨씬 방대하며 천해역의 조석경정까지 가능한 체계가 형성될 수 있다. 또한 정밀도의 입증 여부에 따라서 현재의 수로업무에 활용되는 기존의 조석예보체계를 완전히 대체시킬 수 있는 단계가 멀지 않은 장래에 가능할 것으로 보이는 데 이는 고도계 자료경정을 위한 조석예보의 정확성이 현업의 수로업무에서의 조석예보 정확성의 요구 조건보다도 더 높은 수 c m 이내의 오차를 요구하고 있기 때문이다.

6. 추후의 계획

전절에 언급된 TP 고도계 관측치 분석에 따른 교차점과 궤도를 따른 조화상수, 연안 및 관측치의 조화상수를 보간보다는 동수역학적 보간법(hydrodynamic interpolation)의 적용이 더 합리적인데 S chwidder ski(1980) 및 Matsumoto 등(1995)은 1도 및 0.5도의 격자체계에서 전구 및 동북아시아의 조석분조를 제시한 바 있다. 따라서 우리의 접근은 이미 수립된 5분(1/12도) 및 추후 고려되는 2분 유한차분 격자체계 모형을 간단한 자료동화(삽입)기법을 적용한 동수역학적 보간 모형으로 개선시키는 일이다. 유한요소체계의 해양모형은 미해군에서는 여전히 지역해양모형으로 운용하고 있으며 한반도 주변해역 역시 우리가 구축한 지역해양조석 시뮬레이터(Choi, 2002)보다는 훨씬 성긴 격자 체계로 구성되어 있다. 현재 전구해양조석 모형은 실시간 예보용으로 운용하기에는 적합치 않은 것으로 보이나 성긴 격자의 유한요소체계에서의 실험과 국지해양모형 예보 결과와를 병렬체계에서 운용하여 비교연구 할 가치가 있다. adjoint 방법에 의한 자료동화 역시 유한차분 및 유한요소체계에서 시도되어야 할 과업으로 기본 골격은 이미 구성하였다. 그러나 이러한 예측 및 예보모형의 정확도를 향상시키기 위한 현장해양조석조류관측은 우리의 수준에서는 현재 미흡한 상황에 있다.

인근 일본이 Earth simulator의 hardware 부분은 완성하였으며 10km의 해상도로 지구 대기 및 해양을 시뮬레이션시키는 과업을 10여년에 걸쳐 수행할 계획이다. 그러나 지구 대기 해양결합모형의 성격상 시간 축적이 다른 해양조석 부분은 취급되지 않을 전망이다. 본 논문에 제시되는 체계의 구성이 결코 완벽하지는 않으나 적어도 천해역과 심해의 해양조석을 고해상도로 시뮬레이션 시킬 수 있는 골격은 충분히 구성된 것으로 여겨진다.

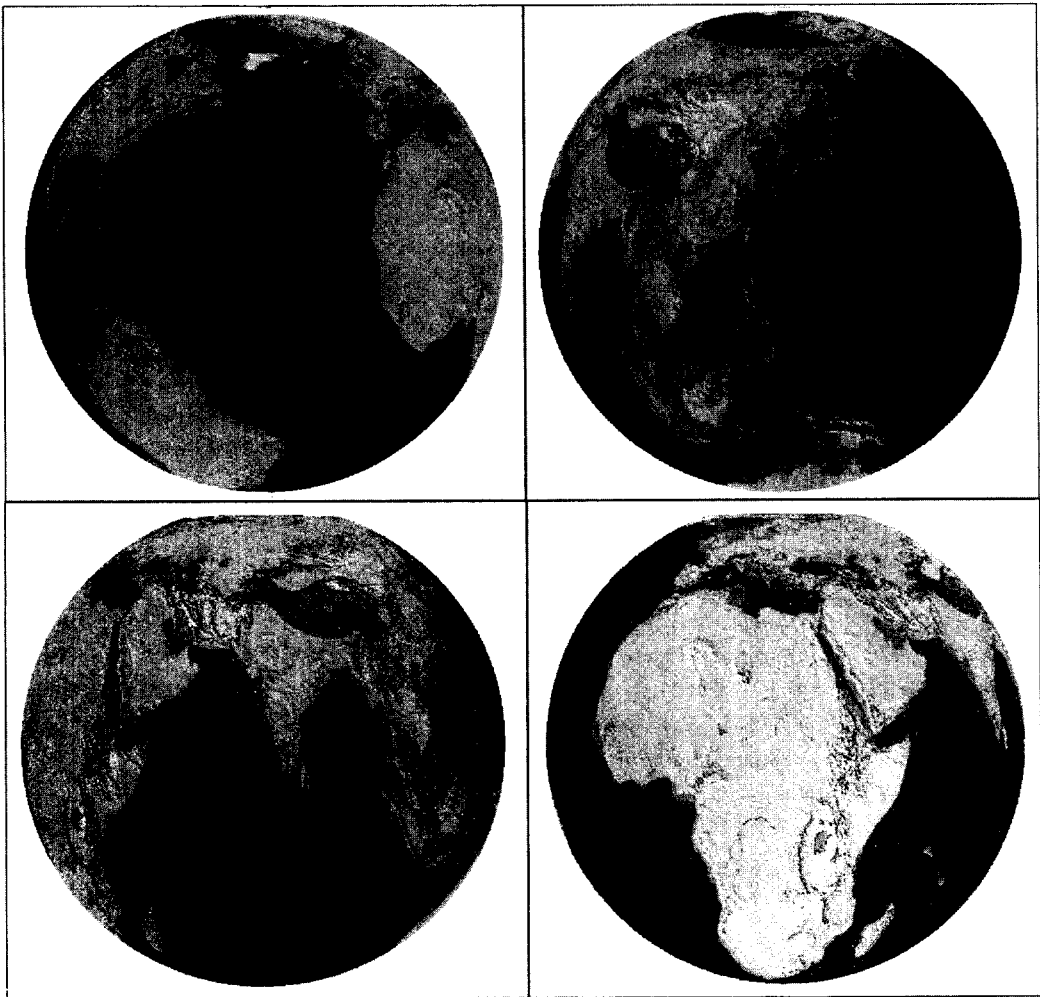
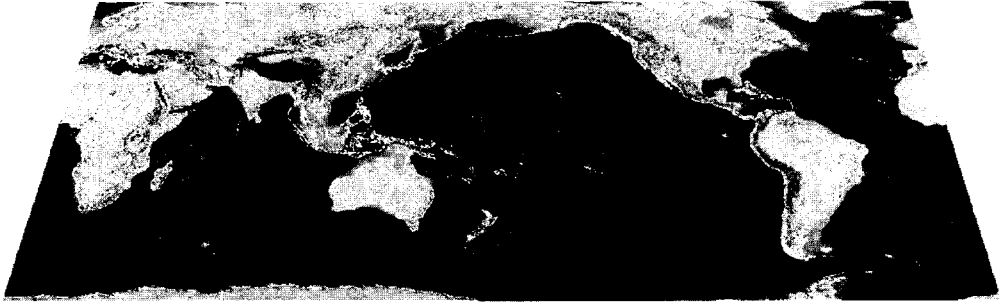


Fig. 3. Global bathymetry and topography based on modified 2 minutes Sandwell bathymetry (Bathymetry shallower than 200 meters are replaced with regional bathymetric dataset).

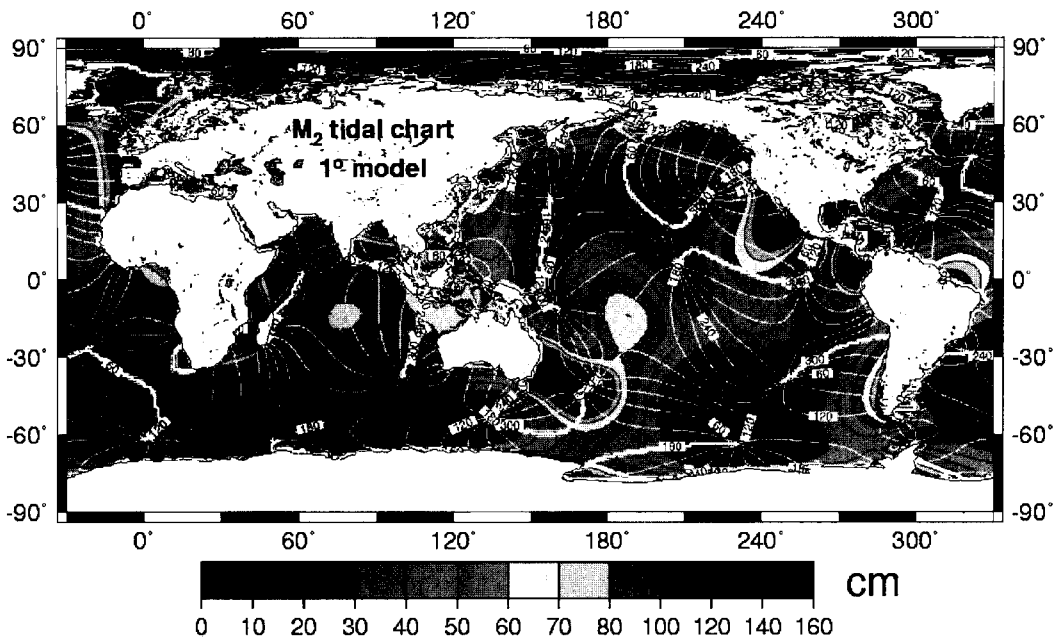


Fig. 4. M₂ tidal chart derived from 1° FDM ocean tide model.

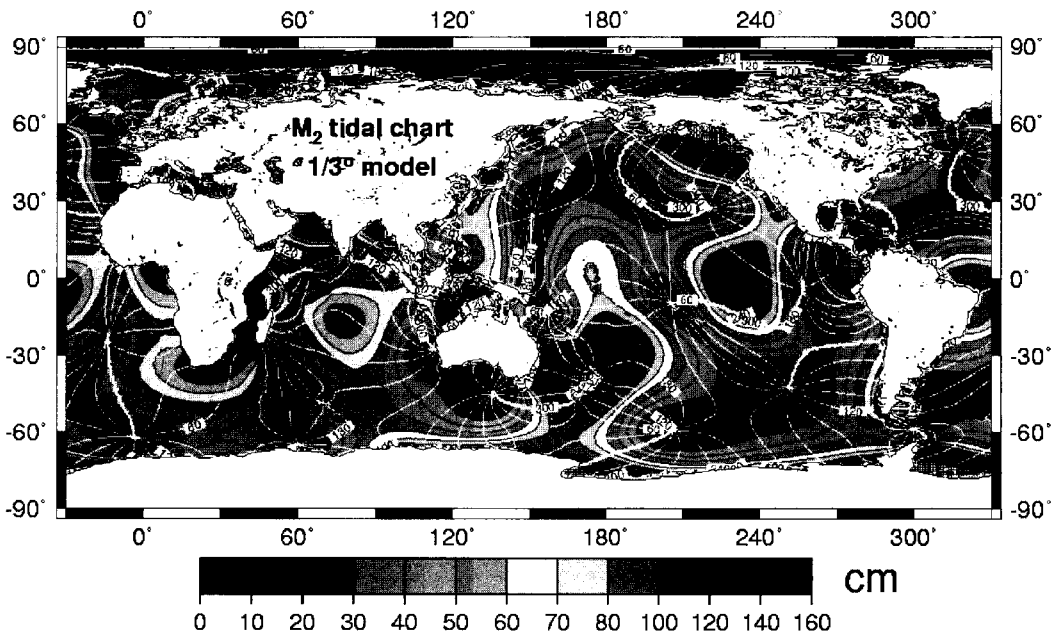


Fig. 5. M₂ tidal chart derived from 1/3° FDM ocean tide model.

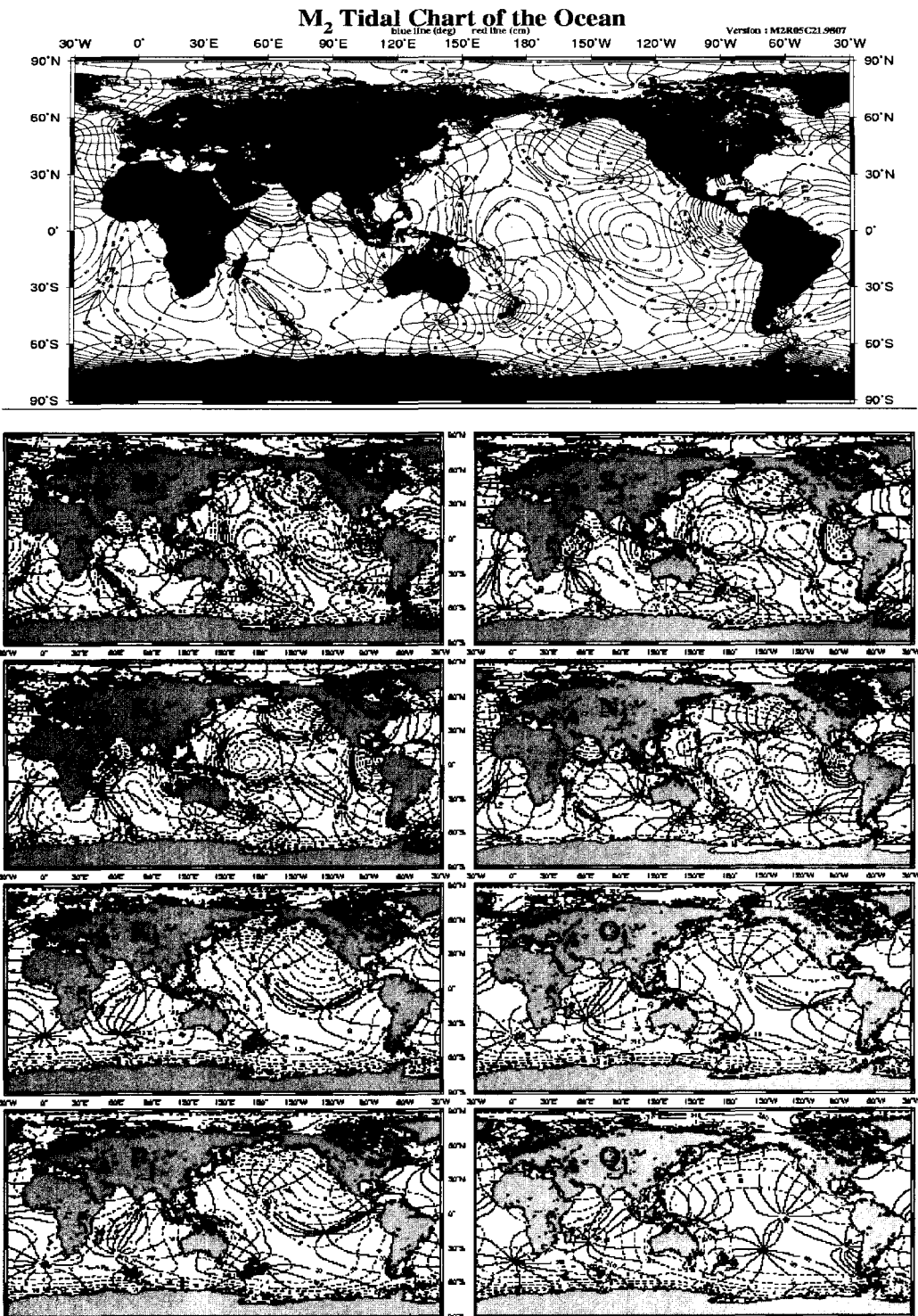


Fig. 6. Distribution of the tides for the global ocean from a 5-minute resolution hydrodynamic numerical model.

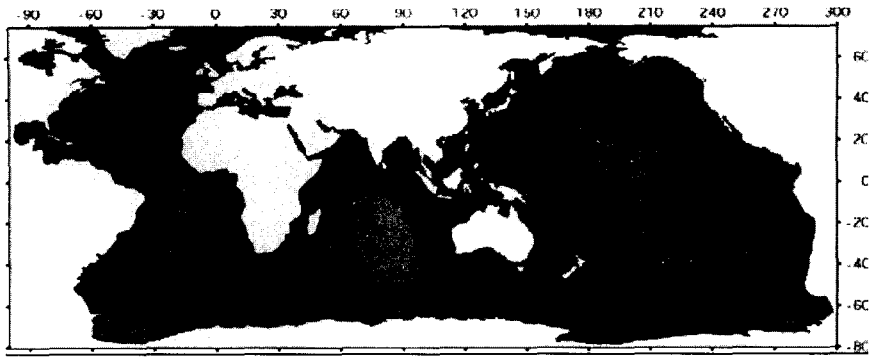


Fig. 7. The global FEM mesh using 93,524 nodes.

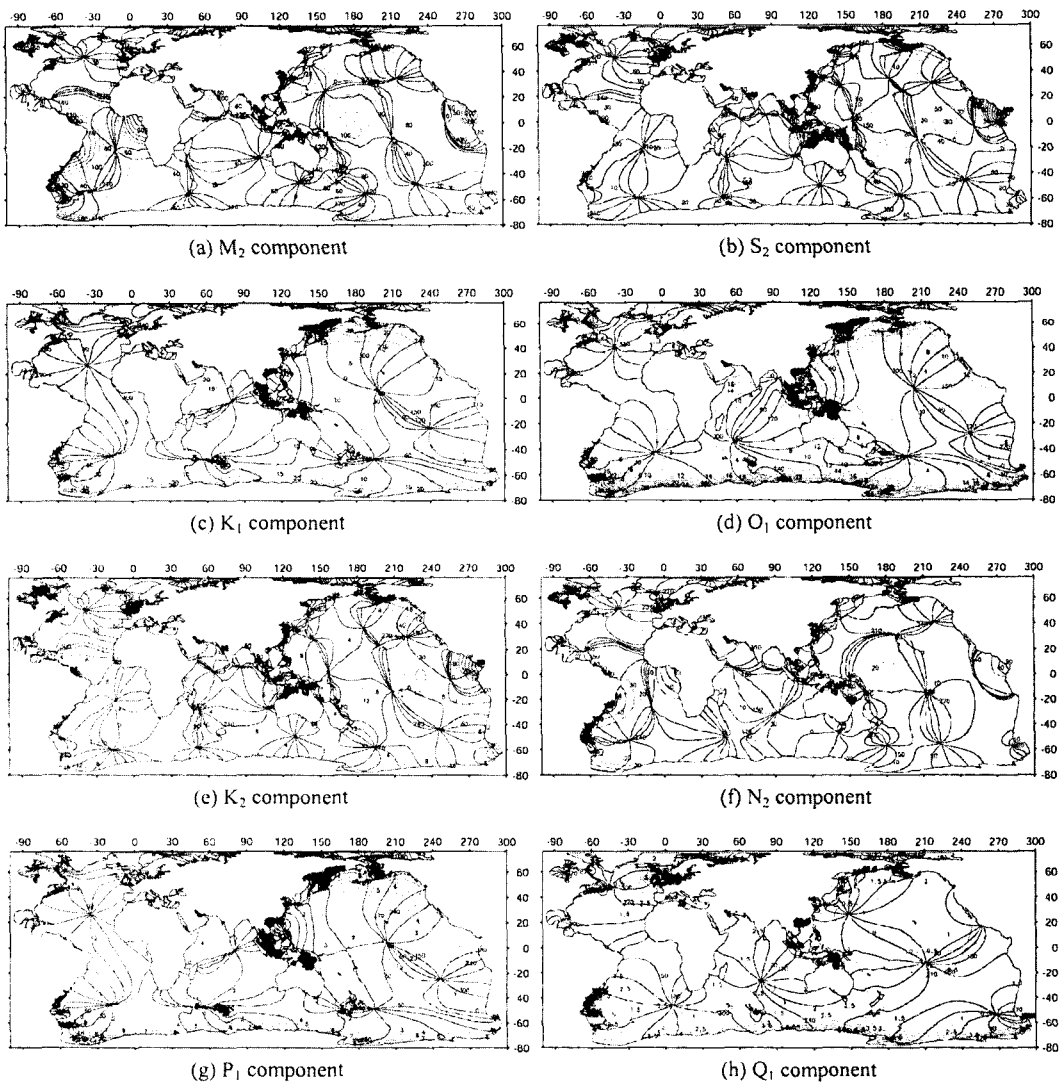
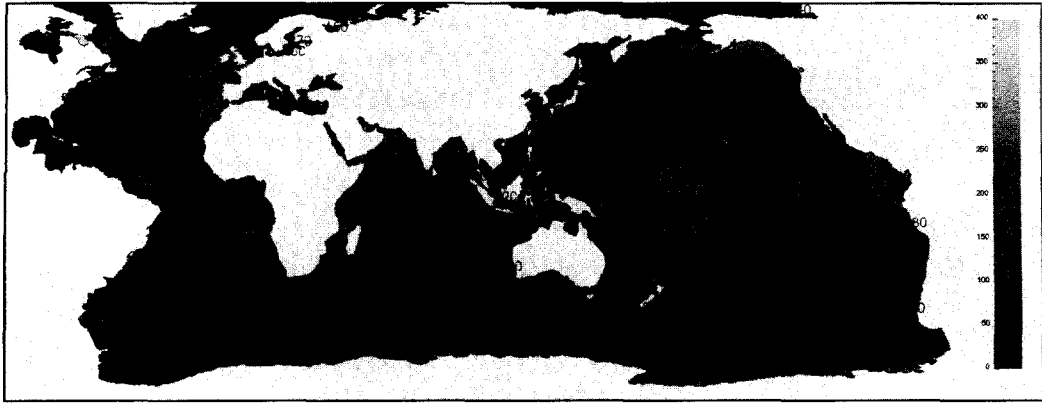
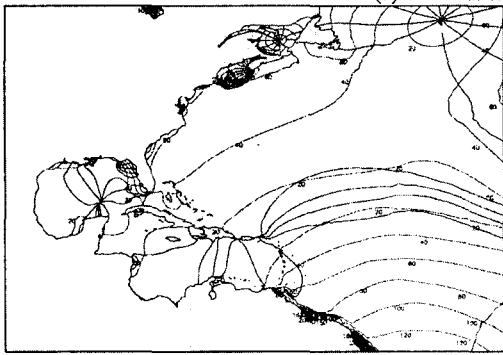


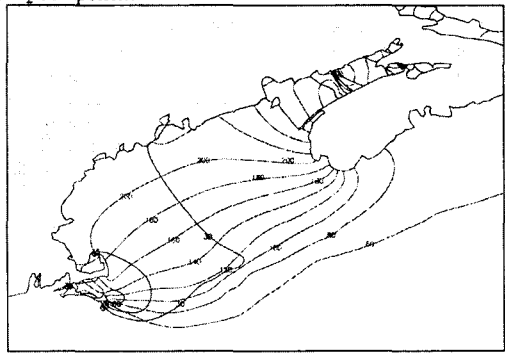
Fig. 8. The tidal chart of global ocean using 93,524 nodes ((a) ~ (h)).



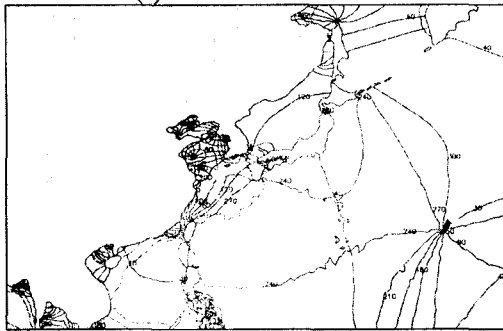
(a) The tidal chart of M_2 component



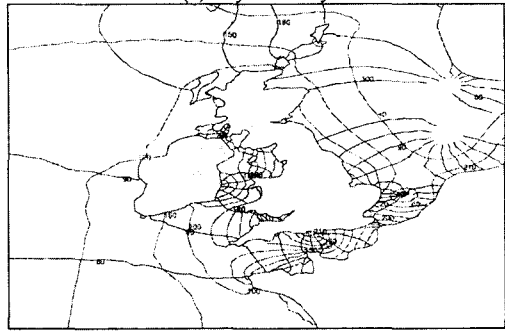
(b) Northwest Atlantic Ocean



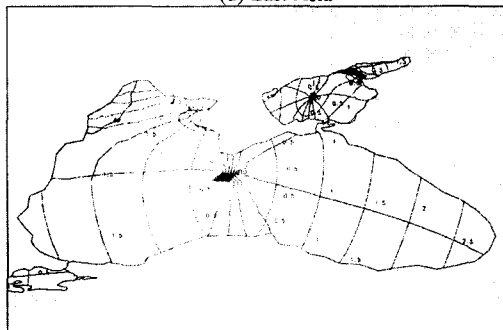
(c) Bay of Fundy



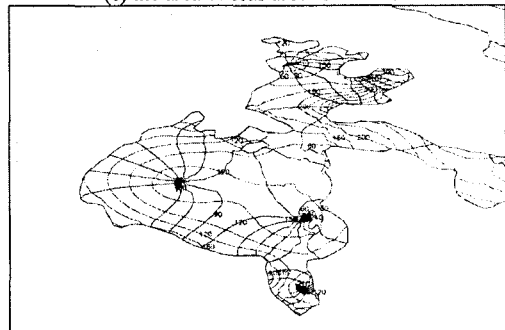
(d) East Asia



(e) the area of seas around Britain



(f) Black Sea



(g) Hudson Bay

Fig. 9. The tidal chart of M_2 component using 350,000 nodes.

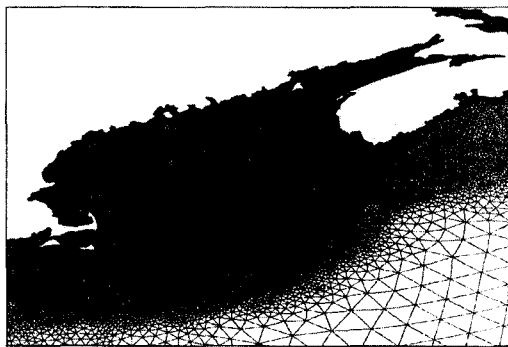
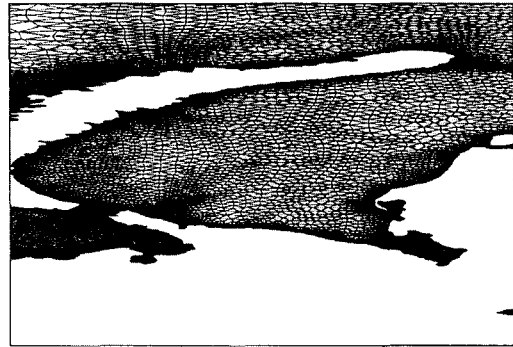


Fig. 10. The global FEM mesh using 2,190,288 nodes and FEM meshes for the Yellow Sea, the East Sea, English Channel, Kara Sea, Bay of Fundy and Java Sea.

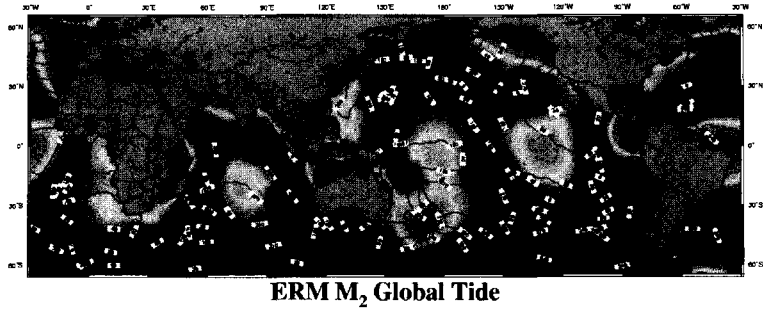


Fig. 11. M₂ tidal chart of the ocean prepared by quasi-harmonic analysis from Geosat JGM-3 ERM Altimeter time series collected with 30 minute bins.

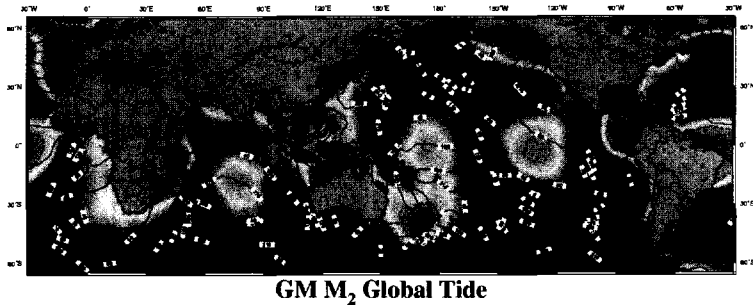


Fig. 12. M₂ tidal chart of the global ocean prepared by quasi-harmonic analysis from Geosat JGM-3 GM Altimeter time series collected with 12 minute bins.

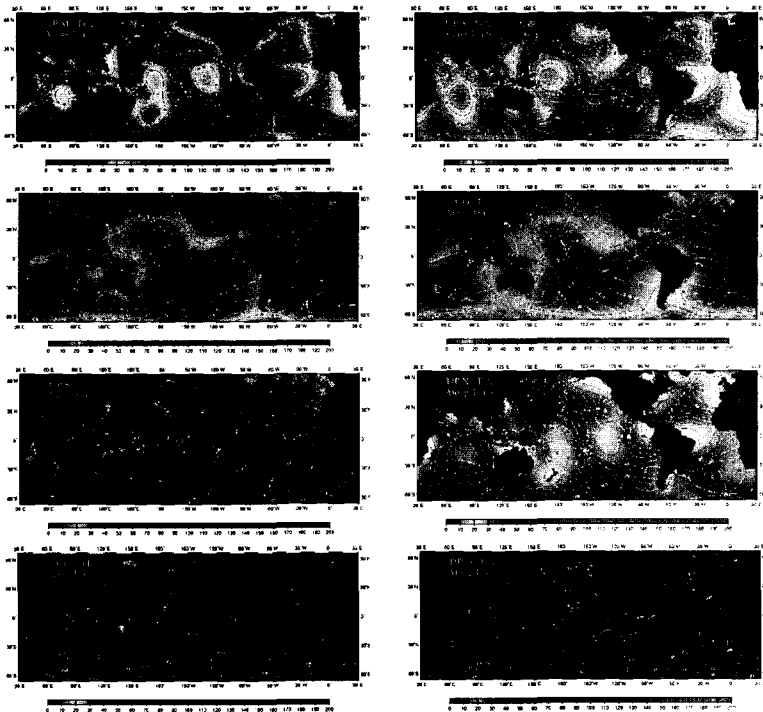


Fig. 13. The tidal chart of major eight component(M₂, S₂, K₁, O₁, K₂, N₂, P₁, Q₁) from the TOPEX/POSEIDON altimeter.

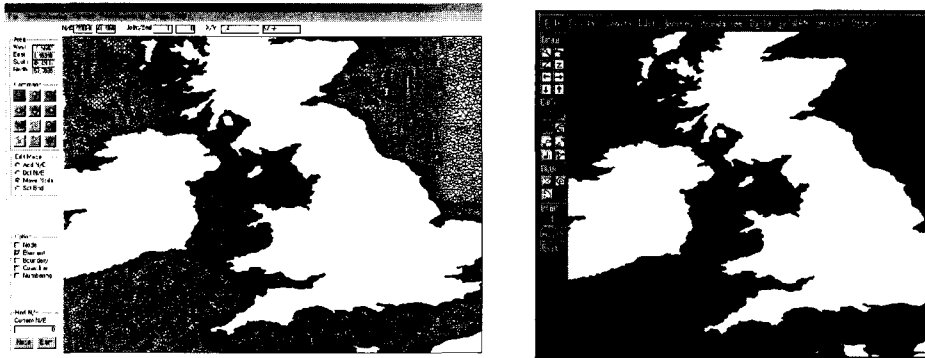


Fig. 14. GUI-based FEM mesh generator(left: Xmgredit, right: FEM Editor).

참고문헌

- 서경석, 최병호, 1996, 전지구 해양의 M_2 조석 수치모형, 한국해양·해양공학회지, 8(4): 161-173.
- 최병호, 서경석, 1997, 세계자체계에 의한 전지구 해양조석산정, 한국측지학회지, 15(1): 51-61.
- Accad, Y. and Pekeris, C.L., 1978. Solution of the tidal equations for the M_2 and S_2 tides in the world ocean from a knowledge of the tidal potential alone, *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser., A*(290), pp. 235-266.
- Blain, C.A., Preller, R.H. and Rivera, A.P., 2002. Tidal prediction using the advanced circulation model(ADCIRC) and a relocatable PC-based system, *Oceanography*, 15(1), pp. 77-87.
- Cartwright, D.E. and Ray, R.D., 1990. Ocean tides from Geosat altimetry, *Jour. Geophys. Res.*, 95(C3), pp. 3069-3090.
- Cartwright, D.E., 1992. Tides, Cambridge University Press.
- Choi, B.H., Kim, D.H. and Fang, Y., 2000. Tides in the East Asian Seas from a fine-resolution global ocean tidal model, *MTS Journal*, 33(1), pp. 36-44.
- Choi, B.H., Kim, D.H. and Choi, Y.J., 2000. Mapping global tidal dissipation, *Proc. Int. Workshop TEAMS*, KSCOE, pp. 119-125.
- Choi, B.H., 2002. Regional ocean tide simulator programme, Submitted to UKC-2002.
- Dietrich, G., 1944. Die schwingungssysteme der haib-und eintagigen tiden in den ozeanen, Veroffentl. Inst. Meerekunde Univ. Berlin, A41, pp. 7-68.
- Egbert, G.D., Bennett, A.F. and Foreman, M.G.G., 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using global inverse model, *Jour. of Geophys. Res.*, 99(C12), pp. 24821-24852.
- Fang, Y., Choi, B.H. and Fang, G., 2000, Global ocean tides from Geosat altimetry by quasi-harmonic analysis, *Proc. Int. Workshop TEAMS*, KSCOE, pp. 53-60.
- Foreman, M.G.G., Benett, A.F., Egbert, G.D. and Hagelberg, C., 1992. The removal of tidal elevations from satellite altimeter measurements, *Proceedings of IX international Conference on Computational Methods in Water Resources*, Denver, Colorado, USA.
- Garret, C. and Laurent, L.S., 2002. Aspects of deep ocean mixing, *Jour. of Oceanography*, 58(1), pp. 11-24.
- Gotlib, V.Y. and Kagan, B.A., 1982. Numerical Simulation of Tides in the World Oceans: 2. Experiments of the sensitivity of the solution to choice of the shelf effect parameterization and to variations in shelf parameters, *Dtsch. Hydro. Zeit.*, (35), pp. 1-14.
- Harris, R.A., 1904. Manual of tides, Part IV b. U.S.Coast Geod.Sur.Rep.
- Hendershott, M.C. and Munk, W., 1970. Tides, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2, pp. 205-224.
- Hendershott, M.C., 1972. The Effects of solid-earth deformation on global ocean tides, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 29, pp. 389-402.
- Kantha, L.H., 1995. Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides, 1. Model description and results, *J. Geophys. Res.*, 100(C12), pp. 25283- 25308.
- Krohn, J., 1984. A global ocean tide model for the M_2 -tide with Refined grid-resolution in shelf-areas, Erschienen im Eigenverlag des Instituts fur Meereskunde, Hamburg Univ., pp. 79-209.
- LeBlond, P.H., 2002. Ocean waves: Half-a-century of discovery, *Jour. of Oceanography*, 58(1), pp. 3-9.
- Le Provost, C., Genco, M.L. and Lyard, F., 1994. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model, *Jour. of Geophys. Res.*, 99(C12), pp. 24777-24797.
- Luetlich, R.A., Westerink, J.J. and Scheffner, N.W., 1992.

- ADCIRC: An advanced three-dimensional circulation model for shelves, coasts, and estuaries; Report 1, Theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL, Technical Report DRP-92-6.
- Matsumoto, K., Ooe, M., Sato, T. and Segawa, 1995. Ocean tide model obtained from TOPEX/POSEIDON altimetry data, *Jour. of Geophys. Res.*, 100(C12), pp. 25319-25330.
- Ma, X.C., Shum, C.K., Eanes, R.J. and Tapley, B.D., 1994. Determination of ocean tides from the first year of TOPEX/POSEIDON altimetry measurements, *Jour. of Geophys. Res.*, 99(C12), pp. 24809-24820.
- Munk, W.H., 1995. Once again: once again-tidal friction, *Prog. Oceanog.*, 40, pp. 7-35.
- Munk, W.H. and Wunsch, C., 1997. The moon, of course, *Oceanography*, 10, pp. 132-134.
- Parke, M.E. and Hendershott, M.C., 1980. M_2 , S_2 , K_1 models of the global ocean tide on elastic earth, *Marine Geodesy*, 3, pp. 379-408.
- Pekeris, C.L. and Accad, Y., 1969. Solution of Laplace's equations for the M_2 tide in the world oceans, *Phil. Trans. R. Soc.*, A265, pp. 413-436.
- Platzman, G.W., 1984. Normal modes of the world ocean. Part IV: Synthesis of diurnal and semidiurnal tides, *Jour. of Phys. Oceano.*, 14, pp. 1532-1550.
- Ray, R. and Mitchum, G.T., 1996. Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, 23, pp. 2101-2104.
- Schrama, E.J.O. and Ray, R.D., 1994. A preliminary tidal analysis of TOPEX/ POSEIDON altimetry, *Jour. of Geophys. Res.*, 99(C12), pp. 24799-24808.
- Schwiderski, E.W., 1978. Global ocean tides, Part I : A detailed hydrodynamical interpolation model, Naval Surface Weapon Center, NSWC/DL TR-3866.
- Schwiderski, E.W., 1979. Global ocean tides, Part II : The semidiurnal principal lunar tide (M_2), Atlas of tidal charts and maps, Naval Surface Weapon Center, NSWC TR 79-414.
- Sterneck, R., 1920. Die gezeiten der ozeane. sitz. ber. d. akad. d. wiss. wien, *Math.-Phys. Klasse*, 129, pp. 131-150.
- Suh, K.S. and Choi, B.H., 1997. Tidal computation and energy dissipation for the M_2 tide in the global ocean, *J. of KSCE.*, 17(II-4), pp. 377-393.
- Villain, G., 1952. Les lignes cotidales dans les oceans, d'apres le Dr. Gunter Dietrich. *Bull. d'Inform. C.O.E.C.* 4.
- Whewell, W., 1833. Essay towards a first approximation to a map of cotidal lines, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 123, pp. 147-236.
- Zahel, W., 1970. Die reproduktion gezeiten bedingter bewegungs-vorgange im weltozean mittels des hydrodynamisch-numerischen verfahrens, Mitt. Inst. Meereskd. Univ. Hamburg, 17, pp. 1-50.
- Zahel, W., 1977. A global hydrodynamical -numerical 1°-model of the ocean tides; the oscillation system of the M_2 -tide and its distribution of energy dissipation, *Ann. Geophys.*, 33, pp. 31-40.
- Zahel, W., 1991. Modeling ocean tides with and without assimilating data, *Jour. Geophys. Res.*, 96, pp. 20379-20391.