世界海洋潮汐の数値モデリングと日本近海の潮汐*

寺本俊彦**

まえがき

今後における潮汐研究の最大の関心事は、その 対象が外洋であると、沿岸であるとを問わず、潮 汐波の場の特徴的な形状(以下単に特徴という) を把握することである. 測定だけを通じてこの問 題に迫ることは原理的には可能であるが、実際的 には不可能に近い. なぜなら, 今までに作成され た世界海洋の潮汐の同時潮線図(沿岸での実測に 基き経験的に作られたものも,数値モデリングに よるものも) によれば, そのパターンは外洋にお いてさえ複雑であり(このことは、半日周につ潮 いて特に著しい), その特徴の詳細を知るために は、非常にきめの細かい測定が必要と考えられる からである.陸岸地形や海底地形の影響を強く受 ける沿岸海域では、特徴はさらに複雑であり、一 層きめの細かい測定を要することはいうまでもな い. このような事情から、数値モデリングに期待 するところがはなはだ大きい.しかし、一方、モ デリングの検証のためには実測が必要である. さ らに、内部潮汐へのエネルギー移行、海底摩擦の 見積りなどモデリングに直接反映させる必要のあ る問題の探求のためにも、そしてまた、潮汐の経 年変化(例えば、潮汐アドミッタンスの上ではは っきりと認められている)のように、潮汐自体の もつ未知の特性をとらえるためにも、測定が必要 であることはいうまでもない.

ここでは、E. SCHWIDERSKI の数値モデルを中 心に主だった幾つかのモデルを取上げ、それらに 内在する問題点を探ると共に、それら相互間での 比較およびそれらと実測との比較を通じてモデリ ングの精度、有効性を検討し、将来への展望を述 べる. SCHWIDERSKI のモデル(1978, 1979, 1981) は、従来の世界海洋潮汐モデルの中では最 も現実の潮汐をよく表現しているといわれる. IAG (International Association of Geodesy)の下 に組織された作業委員会 (Working Group on the Worldwide Drive for Ocean Tide Measurements) では、作業目的の1つを、そのモデルの検証に置 いている.

2. 外洋潮汐モデルとその問題点

世界海洋の潮汐のモデリングにおける,さし当 っての目標は,正確な同時潮線図および等振幅線 図を画くことである.これには,潮汐測定に基い てメノコで経験的に画く方法と,数値的に潮汐方 程式を解くことによって画く方法の2通りがあ る.前者の精度は,測定の分布密度と精度に依存 する.後者の精度は,①基本の方程式として普通 用いられる Laplace の潮汐方程式(以後LTEと 略記)が潮汐による海水運動をどの位よく記述し ているか,②陸岸境界での境界条件が現実とどの くらいよく合っているか,③海底摩擦をどの位よ く表現できているか,④海底地形や陸岸地形がど の位忠実に再現されているか,等に依存する.以 下に,これらについて少しく考えてみたい.

①に関しては、MILES (1974) による研究があ る.ここでは、その要点だけをふり返ってみる. まず、地球自転の角速度の水平成分によるコリオ リの力についてである.これは LTE には含まれ ないが、全く無視できる程小さくはない.次に成 層の影響についてである. LTE では密度は一様 とされているが、大きな振幅を持つ内部潮汐が常 に存在し、それが表面潮汐のエネルギーの大きな 吸込みとして働いており、表面潮汐のエネルギー 収支の上で大きな役割を果している場合には、成 層の影響を基本の方程式に組み入れなければなら

^{* 1985}年1月12日受理

^{**} 東京大学海洋研究所海洋物理部門

ない.例えば,伊豆海嶺周辺などでは,何時でも 何処ででも大きい振幅の内部潮汐が観測されると の感想が持たれている.この問題は,今後に残さ れた重要問題である.第三に,海洋潮汐による海 水の変位および地球潮汐に伴う起潮力ポテンシャ ルの変化の影響についてである.これは,LTE では無視されているが,実際にはかなり大きく, 当然斟酌されるべきものである.具体的には基本 方程式に含まれる起潮力ポテンシャルを,これら の影響を考慮して補正する必要がある.

②に取上げた境界条件については、次の三通り の取扱いがなされてきた.第一の方法は、境界で はその法線方向の速度成分 vn=0 とするものであ る. 現実には $v_n \neq 0$ の場合も多く, この条件が現 実をよく表わしているとは必ずしもいえない. 第 二の方法は、沿岸での実測潮位を境界条件として 与えるものである. この場合には、一般に vn キ0 であって、海水は境界内に浸入する. v_n の値(お よび境界に浸入する流量)が大きくなりすぎぬよ う、どのように制御するかが問題である.これに ついては、後に SCHWIDERSKI の場合に ついて 述べる. 第三の方法は、PROUDMAN により与え られた陸棚端での潮汐エネルギーの放射条件に基 いて, ここでの vn を次のように与えるものであ る. すなわち, 陸棚端で, 流量は連続とし, 陸棚 上へ入射した潮汐エネルギーはすべて吸収されて しまうとすると、 $v_n h = v_n' h' = \zeta(gh')^{1/2}$, ここに vn は陸棚端線に垂直な流速成分, h は水深, くは 潮位を表わし、陸棚上の量には (プライム)をつ けてある.この式から $v_n = \zeta(gh')^{1/2}/h$. 陸棚上で エネルギーは必ずしも全部吸収されるわけではな いとの配慮から $v_n = \alpha \zeta(\alpha$ は経験的に決められる 複素定数と) することもある.

③で取上げた海底摩擦については,経験的に得られた公式 -c|v|v (c は摩擦係数, v は流速ベクトル)がある. この海底摩擦が効くのは水深が50 m 以下程度の浅海においてであり,従って外洋深海の数値モデリングにおいて,この働きを有意ならしめるためには,特別の配慮を必要とする. SCHWIDERSKI のモデリングの場合における

配慮の仕方については後述する.なお,境界条件 の項で述べたエネルギーの放射に関する関係は, 海底摩擦の効果を暗々裡に表したものといえる.

④については、SCHWIDERSKI のモデルを取上 げている次節で述べる.

3. SCHWIDERSKI (1978) のモデル

この数値モデルでは, 簡単化のため, 海水を均 質とし,また遠心力,地球自転の水平成分に基くコ リオリの力、鉛直方向の運動に伴う加速度を省略 している.しかし,地球潮汐による地球の変形に伴 う起潮力ポテンシャルと海水位の変化、および海 洋潮汐による海水位の変化とそれに由来する海水 負荷に伴う地球の変形等が起潮力ポテンシャルに 及ぼす影響は,斟酌されている.このような起潮力 ポテンシャルの補正を施した場合について、定常 解が得られたのは、SCHWIDERSKI によるものが はじめてである. また, 主要8分潮 (M₂, S₂, N₂, K₂, K₁, O₁, P₁, Q₁) のすべてについて解を求めた のも、この場合がはじめてである.計算のための メッシュは $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ にとられている. SCHWIDER-SKI のモデリングの特長の1つは、その境界条件 にある.実測データが極端に少ない北極海および 南極海の陸岸境界については、その法線方向の速 度成分 vn は0 であり、境界に沿っては自由滑り であるとする運動学的条件を用いている.しか し,その他の陸岸境界については,彼のいう, hydrodynamical interpolation technique (流体力 学的内挿法)により約2,000個所での験潮データ (調和定数)を用いて計算した経験的潮位データ を,各境界セルで与えている.従来,経験的潮位 データを境界条件として組み入れるにあたって は、すべての渦粘性項が除かれねばならず、しか も質量の保存性が損われるのが常であった. つま り,計算された潮位と観測潮位の差が次第に開き, 潮位の時間変化と流速の空間変化とを結びつける 連続の式が破綻を来すのが常であった. ところ が、このモデリングではこれらを避けることに成 功している. 具体的には, 2つのパラメタ(これら はメッシュに依存しない)を導入し、それらを係 数とする流速の1次補正式を作って流速場をモデ

ファイし,連続の式の潮位に測定潮位を与えた時, 破綻が生じないようにした.言い換えると,連続 の式のギャップが最小になるよう,試行錯誤法に より,2つのパラメタの大きさを決めた.その結 果として,あからさまには表現されていないが, 海底摩擦係数はメッシュ毎に変化している.要す るに,この係数を変化させることに連動して流速 場の調整がなされ,連続の式の右辺と左辺の見積 りの間に生ずるギャップを或範囲内におさえるこ とに成功している.このようにして人為的に辻褄 を合せることの物理的な意味合いや妥当性につい ては疑問が残る.

このモデルでは,水平渦動粘性 (Lateral eddy viscosity) A を次式で与え,メッシュの大きさに 依存するとしている.

$$A = \frac{a}{2} L H (1 + \mu \cos \phi)$$

ここに Lはメッシュの大きさ, Hは水深, μ は段 階づけ係数 (grading parameter) であり本モデル で取扱われている北極 (余緯度 $\phi=0$) より南極大 陸の沿岸 ($\phi=168^{\circ}$) までについて次のようにとら れている.

 $\phi=1\sim7$ に対しては $\mu=4$, $\phi=8\sim14$ に対して は $\mu=3$, $\phi=15\sim29$ および 151~168 に 対して は $\mu=2$, $\phi=30\sim150$ に対しては $\mu=1$. 渦動消 散係数 *a*は, 地理的にむらのない,よい計算結果 を与えるよう,試行錯誤法により決められた.こ れにより, *A* は取扱われた水 深範囲 *H*=10~ 7,000 mに応じ, *A*=1.3×10³m²s⁻¹~1.3×10⁶m² s⁻¹ と大幅に変化している. *A*をこのようにとる ことの妥当性についても疑問が残る.

このモデルでは、海底地形の取扱いについて重 要な改善がなされた.従来用いられてきた,例えば SMITH et al. (1966)の1°×1°メッシュの水深 データは、次の規定に従って作られている.①セ ルの面積の1/2以上が陸地ならそれを陸地セルと みなし、セルの水深=0とする.②セルの面積の 1/2以上が海の場合には海洋セルとみなし、セル の水深は平均水深に等しいとする.このため、数 セル、またはそれ以上のセルにまたがる細長い海 嶺や島(アリューシャン海嶺,マリアナ海嶺,ス ンダ海嶺,カリブ海の島々など)では,その地形 的特徴が失われてしまい,それらが潮汐波の伝播 に与える影響が全く消え去ってしまう.例えば, アリューシャン海嶺については,それが潮汐に関 し,ベーリング海とその南の北太平洋とを分離す る役割を果しているはずであるが,例えば SMITH et al.の水深データを用いたモデリングでは,潮 汐波は自由にベーリング海へ入りこんで行ってし まう.このような傾向は,従来の純粋に数値的な

第1表 SCHWIDERSKIのモデルによる潮位の振幅
 (\$)と位相(δ)および近傍点での測定潮位の振幅
 と位相(SCHWIDERSKI, 1978による).

Station Ltatitude, Longitude	Obse ξ^{a} (c)	erved δ ^b (°)	$Mo \\ \xi \\ (cm)$	${del} \delta (°)$	$\frac{\text{Err}}{\Delta\xi}$ (cm)	or $\Delta \delta$ (°)
Pacific St. 1 (Middleton) 58.76N, 145.71W	110	284	inclu	ıded		
Pacific St. 3 (Tofino) 48.97N, 127.29W	99	239	inclu	ıded		
Pacific St. (San Francisco) 38.16N, 124.91W	54	227	inclu	ıded		
Pacific St. (Josie 11) 34.00N, 144.99W	27	267	27	273	0	+6
Pacific St. (Flicki) 32.24N, 120.86W	43	149	inch	ıded		
Pacific St. (Josie 1) 31.03N, 119.80W	43	142	inclu	ıded		
Pacific St. (Kahty) 27.75N, 124.38W	29	128	27	130	-2	+2
Pacific St. (Filloux) 24.78N, 129.02W	19	107	18	105	-1	-2
Atlantic St. 1 (N.Y. Bight) 39. 32N, 64. 36W	44	350	inclu	ıded		
Atlantic St. (N.C. St. 1) 32.69N, 75.62W	48	356	46	358	-2	+2
Atlantic St. (Savannah B) 31, 95N, 80, 68W	88	15	inch	ıded		
Atlantic St. (Scope) 30,43N, 76,42W	45	358	47	3	+2	+5
Atlantic St. (AOML 1) 28, 14N, 69, 75W	34	1	35	6	+1	+5
Atlantic St. (AOML 3) 28, 24N, 67, 54W	34	359	34	4	0	+5
Atlantic St. (MERT) 27,99N, 69,67W	34	360	34	6	0	+6
Atlantic St. (REIKO) 27 97N 69 67W	35	1	34	6	-1	+5
Atlantic St. (EDIE-May) 26 46N 69 33W	32	3	32	7	0	. o + 4
Atlantic St. (EDIE-March) 26 45N 69 32W	32	1	32	•	+1	+6
20. 1011, 00.04 m		*		•		10

 ξ^{a} = tidal amplitude.

 δ^{b} = tidal phase relative Greenwich.

モデリングでは、どれにでも認められた. SCH-WIDERSKI は、これらの欠陥を克服するため、大 陸、島、海嶺セルなどの約3,000 個のセルにつき 水深データの見直しを行い、その水深をそのセル 内の平均水深にとらず、地形的特徴を表現しうる ものとなるよう改善した.

4. SCHWIDERSKI のモデリングの精度

モデリングの総合的な精度の目安は、モデリン グによって得られた潮位の各分潮成分の振幅と位 相を、同じ点についての測定潮位の対応する振幅 と位相と比較することによって得られるのが一般 である.しかし、SCHWIDERSKI のモデリングで は、約 2,000 点での測定潮位を境界条件として与 えているので、そこでの比較は有意でない.これ らの点から、遠く離れた点での比較が望ましい. しかし、測定点は限られており、自在に比較のた めの点を選ぶことはできない.SCHWIDERSKI は 第1表に示すように、境界条件を与えるべく用い られた測定点から多少離れた約 20 点 での比較か ら、誤差は、振幅については ± 2 cm 以内、位相 については $\pm 6^{\circ}$ 以内であるとしている.より厳 格に誤差或いは精度を見積るためには、沿岸から



第1図(a): 東北地方沖合海域についての SCHWI-DERSKI のモデルによる潮位の振幅(cm)と位相 (°)([]の中に記載),および 験 潮潮位の振幅 (cm)と位相(°)(の中に記載)(佐藤,大江 personal communication)による).



第2図(b): 本州南方海域についての SCHWIDERSKI のモデルによる潮位の振幅と位相 ([]の中に記載)(佐藤,大江 (personal communication)による).

遠く離れた点,特に,従来の経験的モデル或いは 数値モデルと比べて SCHWIDERSKI のモデルが著 しく異る特徴を持つ点について実測を行い,その 結果との差を調べることが肝心である.

5. SCHWIDERSKI のモデルの検証

完全な検証のためには、モデルがカバーしてい る海域全般にわたり、その要所要所について、比 較のための基準 (reference) として十分な精度を もつ潮汐データが存在することが要求される.し かし、十分信頼するに足る良質な、十分な量のデ ータはまだ得られないのが現状である.ここで は、主として日本近海を対象とし、諸々の手法を 通じて得られた潮汐データあるいはモデリングの 結果と、SCHWIDERSKI のモデリングの結果とを 比べてみることとする.従って検証というには程 遠く、ある場合には SCHWIDERSKI のモデルに照 らして逆に基準の信憑性や有意性を調べる結果と なることもあろう.

(1) 験潮データとの比較

第1図(a), (b) に, 緯度観測所の佐藤および

大江 (personal communication) によって得られ た、日本近海における M₂ 分潮についての比較図 を示す.[]および〇の中の数値は、それぞれ、 SCHWIDERSKI のモデリングおよび験潮データに よる振幅と位相を示す. これらのうち, 外洋に面 する沿岸験潮所の大部分については、そのデータ がモデリングの境界条件として用いられている. 従って、当然のことながら、両者の差は小さく、 1 cm 以内, 3° 以内に収まっている. 八戸, 宮古, 大船渡,石巻,伊東,尾鷲などがこれに属する. ところが、御前崎沖合約 110 km にある気象庁の 津浪測定点(水深 2,200 m)では,差は(3.2 cm, 2.8°)であり前節で示された誤差範囲を越えてい る. また,沿岸の御前崎でも,差は(3.1 cm, 5.8°)に達し、誤差範囲を越えている. 更にまた、 伊豆海嶺を挾む隣り合うセルでは、特に位相の変 化が 10°~20° に達している. これは, 伊豆海嶺 の影響の反映を示すと考えられるが、これが妥当 であるかどうかという問題は、潮汐波が海嶺を越 えた後での, すなわち四国, フィリピン海盆内部 域での潮汐の特徴が正しいかどうかという問題と

第2表 SCHWIDERSKI のモデルによる潮位の振幅(ξ)と位相(δ)および本州南方の外洋測点 での測定潮位の振幅と位相(TAIRA et al., による).

Station	SG	SR	Daito
Period of analysis	26 Feb. 1983-5 June 1983	14 July 1983-1 Sept. 1983	13 Nov. 1983-20 Feb. 1984
M ₂ Amplitude Phase lag	34.79 (35 cm, 0 cm) 144.12° (149°, 5°)	$\begin{array}{cccc} 40.45 & (38 \text{ cm}, & -2 \text{ cm}) \\ 165.17^{\circ} & (159^{\circ}, & -6^{\circ}) \end{array}$	53.26 (55 cm, 2 cm) 189.77° (197°, 7°)
S ₂ Amplituce Phase lag	$\begin{array}{cccc} 16.41 & (18 \text{ cm}, & 2 \text{ cm}) \\ 175.17^{\circ} & (171^{\circ}, & -4^{\circ}) \end{array}$	$\begin{array}{cccc} 18.63 & (18 \text{ cm}, & 0 \text{ cm}) \\ 192.84^{\circ} & (185^{\circ}, & -8^{\circ}) \end{array}$	22.95 (23 cm, 0 cm) 213.95° (222°, 8°)
K1 Amplitude Phase lag	24.59 (23 cm, -2 cm) 175.96° (177°, 1°)	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
O ₁ Amplitude Phase lag	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccc} 16.93 & (18 \text{ cm}, & ^{\circ} \text{ cm}) \\ 166.54^{\circ} & (161^{\circ}, & -6^{\circ} \end{array} \right)$	$\begin{array}{cccccccc} 15.00 & (15 \text{ cm}, & 0 \text{ cm}) \\ 184,54^{\circ} & (186^{\circ}, & 1^{\circ}) \end{array}$
N ₂ Amplitude Phase lag	4.78 (5.0 cm, 0.02 cm) 148.68° (149°, 0°)	10.29 (7.0 cm, -3.3 cm) $150.28^{\circ}(165^{\circ}, 15^{\circ})$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
P ₁ Amplitude Phase lag	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccc} 7.00 & (7.0 \text{ cm.} & 0.0 \text{ cm}) \\ 178.83^{\circ}(182^{\circ}, & 3^{\circ}) \end{array}$	6.31 (6.6 cm, -0.3 cm) 201.19° (209 , 8°)
K ₁ Amplitude	4.62 (4.7 cm, 0.1 cm) $164.30^{\circ} (177^{\circ})$	5.37 (5.1 cm, -0.3 cm)	6.35 (6.4 cm, 0.0 cm)
O_1 Amplitude Phase lag	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 3.4 & (3.0 \text{ cm}, -0.4 \text{ cm}) \\ 173.73 & (276^{\circ}, 2^{\circ}) \end{array}$
VAR(PB)	1255.5 (cm $H_2O)^2$	1388.8 (cm $H_2O)^2$	2149.0 (cm H_2O) ³
$VAR(P_B - P_C)$	11.2 (cm $H_2O)^2$	16.7 (cm $H_2O)^2$	32.0 (cm $H_2O)^2$
VAR(PA)	50. 5 $(mb)^2$	$32.2 \ (mb)^2$	9.1 $(mb)^2$

同様に,実測を通じて確かめられる必要がある.

次に,筆者が属する海洋研究所海洋物理部門 が, 相模湾 (SG), 駿河湾 (SR), 南大東島 (Daito) において海底圧力計を用いて測った結果との比較 を, 第2表 (TAIRA et al., personal communication) に示す. この場合には, 振幅については, わずかに SR での N₂ 分潮が 3.3 cm の相違を示 すのみで他はすべて誤差 2 cm の範囲に収まって おり, 位相については, 主要4分潮 (M₂, S₂, K₁, O1)の誤差は 8°以内に収まっている. これらの 観測点は、上述した観測点と同様に伊豆海嶺周辺 域,および四国海盆内にあるにもかかわらず, SCHWIDERSKI モデルに基く潮位との差異はかな り小さくなっている.特に大きい差異を生じた場 合についてであるが、その原因を、モデリングの 妥当性の地理的な相違によると簡単に片づける訳 には行くまい. これらの点での実測のもつノイズ ――機械的なノイズの外、自然現象の上でのノイ

ズーーについても検討の要があろう.

(2) 測流データとの比較

海洋研究所海洋物理部門が、ここ10年来、四国 海盆およびその東方において実施してきた十数点 での測流データに基き、浜谷(1984)は、各分潮 に由来する水粒子の軌道運動の速度ベクトルを求



第2図(a): 日本近海域に対する SCHWIDERSKIの
 モデル(実線)および西田のモデル(点線)による
 M2 分潮の同時潮線図,および測定を通じて得ら
 れた潮流楕円の長軸方向(浜谷,1984による).

めて、SCHWIDERSKI の M_2 , O_1 同時潮線図上に プロットした(第2図(a),(b)). これらの 図上 には参考までに、NISHIDA (1980) が経験的に求 めた日本海の同時潮線をもプロットしてある.

潮汐波では、それが一次元長波であるとの仮定 が満足されるならば、流速ベクトルは同時潮線に 垂直なはずである. この条件は, M₂ 分潮の場合, 海嶺東方ではほぼ満足されていると言えるが、海 嶺を越えた後の四国海盆では満足されていない. しかし波長が2倍である O1 分潮の場合には沿岸 に最も近い約2,3点を除き、この条件は四国海盆 においてもほぼ満足されている. 一次元長波の仮 定を与え、数点(第3図(a))での測流データから 求めた潮位および位相と SCHWIDERSKI のモデリ ングによる潮位および位相との関係を第3図(b), (c) に示す. 伊豆海嶺周辺および日本南岸大陸斜 面域における潮流場の構造は極めて複雑であると みられる.これは、表面潮汐そのもののふるまい の複雑さにもよろうが、それに加えて内部潮汐の 影響が考えられる. 今後, より突込んだ研究が必 要である.潮流楕円の長軸方向と同時潮線図との 直交関係は、M₂分潮については西田モデルを、 O₁ 分潮については SCHWIDERSKI モデルを取上 げると、比較的よく満足される.



第2図(b): 日本近海域に対する SCHWIDERSKIの モデル(実線)と西田のモデル(点線)による O₁ 分潮の同時潮線図,および測定を通じて得られた 潮流楕円の長軸方向(浜谷,1984による).

-65 -

(3) SEASAT 高度計データとの比較

1978年7月から10月にかけての約3ヵ月におよ ぶ SEASAT 作動期間のうちの数十日間にわた り, SEASAT衛星搭載のマイクロ波高度計(ALT) を用いて海面高度が測られた. SATO et al. (1985)



第3図(b): 日本近海の測流点における測流から推 算した主要分潮潮位の振幅と近傍の沿岸 検 潮 所 (銚子,八丈島,潮岬,鹿児島)における実測潮位 の振幅との比較(浜谷,1984 による).

は、北太平洋の西部域 (0°~60°N, 110°~180°E) における観測データからジオイド(等重力ポテン シャル面の高度変化)をさしひき、主として海水 の大規則な運動(その主体は海洋循環と潮汐)に 伴う海面高度の変化を求めた. 同衛星の回帰周期 は約3日に選ばれており、北上 (ascending) およ び南下 (descending) 衛星軌道の各交点 (第4図上 に示された点)では、それぞれ数個の測定データ が得られた.これらを基にして計算された M2 分 潮による,水位変動の振幅と位相とが第4図に示 されている. これと同時に各点を含むセルにおけ る SCHWIDERSKI のモデルによる値も示されてい る.両者の相違はかなり著しい.その主な特徴を あげると、①振幅の違いは位相のそれよりも著し い、② ALTに基づく振幅は、数個の例外を除き、 SCHWIDERSKI の得た値よりも大きい. さて, 今 回の ALTによる計算の弱点をあげると、①ジオ イドの誤差が大きい ② データ数が少なすぎる,



第3図(c): 日本近海の測流点におけ測流から推算 した潮位の位相と近傍の沿岸検潮所における実 測潮位の位相との比較(浜谷,1984による).



世界海洋潮汐の数値モデリングと日本近海の潮汐

第4図 日本近海域に対する. SCHWIDERSKI のモデルによる M₂分潮の振幅(分子) と位相(分母) [共に()の中に記載],および SEASAT ALT データの応答法解析を通じて得た振幅と位相(SATO et al., 1985 による).



第5図(a): SCHWIDERSKI のモデルによる太平洋に対する M₂ 分潮の同時潮線図. 図中 ●は無潮点,数値は Greenwich 0 時を基にせる位相 (SCHWIDERSKI, 1979 による).

- 67 -



第5図(b): SCHWIDERSKI のモデルによる太平洋に対する M₂分潮の等振幅線図. 図中の数値は振幅 (SCHWICERSKI, 1979 による).

であるが、目下の状況下では、両者の相違をこれ らの弱点だけに帰することは妥当とは言えまい. モデリングの妥当性がまだ十分検証されてはいな いのであるから.

SCHWIDERSKI のモデル(同時潮流線図)の 上で見た北太平洋の潮汐の特徴

以上眺めてきたように、SCHWIDERSKI のモデ ルは、総合的にみて、従来のモデルに比べればか なり精度がよく、したがって高い信頼度を持つと いってよかろう.しかし、その特徴の妥当性につ いてはまだ十分な検証がなされておらず、特徴の 実在性を全面的に信用することは出来ない.特に 外洋については然り.しかし、その特徴を把握し ておくことは、今後の潮汐研究を進める上で大い に参考になる(例えば、今後における検証の際の 重点課題の作成に役立つ)ので、ここに、彼によ って作られた M_2 分潮の同時潮線図(第5 図(a)) と等振幅線図(第5図(b))(SCHWIDERSKI, 1978)を示し、その視察を通じて得られる主な特 徴を述べておく、全世界の海洋の諸所に、興味深 い特徴が見出されるが、本論述ではその主目的に 照し、北太平洋、特に主として日本近海にその対 象を限定することとする.

 (1) 数値モデル (ZAHEL, 1972; HENDERSHOTT, 1972; ACCAD and PEBERIS, 1978) であると, 経験モデル (LUTHER and WUNSCH, 1974) で あるとの如何を問わず,多くのモデルはカリフォ ルニヤ沖以外に,北太平洋の中央域,および/ま たは (and/or) 西部域にも無潮点の存在を示す が,本モデルでは存在しない (第6図).

(2) 北太平洋の中緯度域では東西の広範囲にわた

り,振幅が著しく小さい.

(3) カリフォルニヤ沖合の無潮点を中心とする同
 時潮線および等振幅線の特徴は, MUNK et al.

世界海洋潮汐の数値モデリングと日本近海の潮汐



第6図 北太平洋に対する各種数値モデルおよび経験モデルに基くM₂分潮同時潮線図の比較.

(1970)による局所モデルのそれらとかなりよい一致をみせている.

(4) マリアナ海嶺東側沿いの南北に細長い海域で は、潮差は小さく(しかし、決して0ではない)、 位相は東西方向(即ち海嶺に垂直な方向)に極め て大きい変化を示す.その東方には、広大な極大 潮域 (Antiamphidrome) が存在する.このような 特徴は従来の概念とかなり異るものであり、その 信憑性を調べることは意義深い.

(5) 日本南沖海域を除けば、四国・フィリピン海 盆内では M_2 分潮は同位相で変化する.これは、 同海域の M_2 分潮が定常波に近い性質を持つこと を示すものである.その振幅は、地形の影響を受 け、場所によって大きく異る.これらの特性は、 従来示唆されてきているところであるが、今やそ の詳細にまでわたって厳正なる検証をなすべき時 に至っていると思われる.

M₂ 分潮と同様に,主要半日周潮の1つである S₂ 分潮の等振幅線分布の特徴は,振幅の大きさ が M_2 分潮の場合に比べてやや小さい点を除け ば、 M_2 分潮のそれに酷似している.同時潮線の 特徴についても、 S_2 分潮では、日本東方の中緯 度、180°(日付変更線)近辺にもう1つの無潮点 が存在すること以外、互によく似ていると言え る.

周期がほぼ2倍,従って波長も約2倍の K₁, O₁ でもその分潮の特徴は,互いに酷似する.北 太平洋の中央部に唯1ケの無潮点が存在し(第7 図),それよりほぼ 放射状に 同時潮線が分布する という簡単な形状を示し,フィリピン海の奥深く まで同時潮線が侵入していて,海嶺の影響はほと んどみられない.これら特徴の信憑性についても 検証が必要である.半日周期の同時潮線の複雑さ の一端は,諸海域での局所的な共振に帰せられる べきもののように見受けられる.その昔,HARRIS (1904) がその経験的同時潮線図作成の 過程にお いて想像した局所共振は,原理的には核心をつい ていたといえよう.

第7図 SCHWIDERSKI による太平洋に対する K₁ 分潮同時潮線図. 図中●は無潮点, 数値は Greenwich 0 時を基による位相 (SCHWIDERSKI, 1981 による).

それにしても、この共振には、長波としての潮 汐波の位相速度 \sqrt{gh} (*h* は 大洋の平均水深)と半 日周期に対する起潮力が地球表面上を見かけ上移 動する速さ $2a\omega$ (*a* は地球半径、 ω は地球自転の 角速度)とがほぼ等しくなっている (*h*=4×10³m として \sqrt{gh} ~2×10²ms⁻¹, *a*=6.4×10⁶m, ω = 7.3×10⁻⁶s⁻¹ として $2a\omega$ ~1.9×10²ms⁻¹) という 自然の妙理(或いは神のいたずら)が、大きく影 響していることは興味深い.

7. 潮汐研究の展望

SCHWIDERSKI のモデルを中心に据え,北太平 洋の西部域,特に日本近海を主な対象海域に選び, 数値モデリングの結果について概観してきた.こ れらの研究を有効ならしむるためにも,これらの 研究を更に進めるためにも,検証に必要な実測を 行うことが大切である.全海域にわたる特徴を鳥 瞰的にとらえるためには,人工衛星からの ALT 観測が最有力な手法であることは間違いなく,その実施が切望される.

ただしこの場合,太陽同期軌道が選ばれたので は,それに伴う Aliasing が大きすぎ,潮汐研究 にはほとんど役立たない.また,同時潮線分布や 等潮位振幅分布の形状が複雑な海域については, 海底圧力計,LES,流速計等による集中的な観測 も必要である.

検証を通じて信頼のおける全世界海洋の潮汐モ デルが作られたならば、それに基いて適当な Open boundary を設け、精密な局所モデルを作 ることが望まれる.海嶺域を含む日本近海(例え ばフィリピン海とその東方海域)の外洋潮汐モデ ルを作ることがさし当り必要である.このモデル の結果に基づいて Open boundary を陸棚域の外 に設け、日本沿岸或いは黄海、東支那海、南支那 海などの大陸棚上の潮汐のモデル作りを行うこと が有効であろう.

最後に,日本海の潮汐モデリングについて、少 し言及したい. SCHWIDERSKI の潮汐モデルで は、日本海、東支那海、黄海等の縁辺海は取扱わ れていない. 東支那海, 黄海については従来幾つ かの局所潮汐モデルが作られ、そこでの潮汐のふ るまいを理解する上でそれぞれ役割を果してきて いる.しかし、日本海については、筆者は寡聞にし て数値モデリングが試みられたことをきかない. この海は,対馬,津軽,宗谷,間宮海峡を通じてその 周辺海と結ばれているが、対馬海峡を除けばいず れも狭隘であり、それらを通じて周辺海より伝播 してくる潮汐波は,海峡のごく近傍に影響を与え るに過ぎない. 日本海の潮汐を支配する最も大き い要素は、対馬海峡を通じて伝播してきた潮汐波 である. このほか, 日本海のように四囲をほぼ閉 じられたかなり大きい海では、この海に働く重力 の方向が起潮力のために周期的に変化することの 影響もまた、無視することができない、重力すな わち、固体地球の及ぼす万有引力の上に起潮力を 合成した、いわゆる補正された重力に対して、海 面が静力学的に釣合うことに伴って生ずる潮汐を 考慮しなければならない. 起潮力によってもたら される補正重力の方向の変化は、1/200 秒程度に は達する. 日本海の代表的なスケールを 1000 km とすると、重力の方向変化に応ずる海面の傾きの 変化により、数 cm 程度の海面昇降を生ずること は容易に見積られる.対馬海峡および間宮海峡周 辺のごく狭い海域を除くと、この海では典型的な 潮差が20 cm 程度であることを考えると、この種 の海面昇降が無視できないことは、うなづかれる ところであろう. なお, このような海面昇降運動 の中心地点は(135°E, 40.5°N)近傍にあると推 定されている. 日本海の潮汐のモデリングに当っ ては、以上の事柄をも斟酌すべきであることを付 け加えておきたい.

参考文献

ACCAD, Y. and C.L. PEKERIS (1978): Solution of the tidal equations for the M2 and S2 tides in the world oceans from a knowledge of the tidal potential alone. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A, 290, 235-266.

- BOGDANOV, K. and V. MAGRIK (1967): Numerical solutions to the problem of distribution of semidiurnal M2 and S2 in the world ocean (transl.). *Dokl. Akad. Nauk*, USSR, 192, 1315-1317.
- DIETRICH, G. (1944): Die schwingungssysme der halb-und eintägigen tiden in den ozeanen, Veröffentl. Inst. Meereskunde Univ. Berlin, A41, 7-68.
- HARRIS, R.A. (1904): Manual of Tides. U.S. Coast and Geodetic Survey.
- HENDERSHOTT, M. (1972): The effects of solid earth deformation on global ocean tides. *Geophys.* J.R. Astr. Soc., 29, 389-403.
- LUTHER, D.S. and C. WUNSCH (1974): Tidal charts of the central Pacific Ocean. J.P.O., 5, 222-230.
- MILES, J. (1974): On Laplace's tidal equation. J. F.M., 66, Part 2, 241-260.
- MUMK, W., F. SNODGRASS and M. WINBUSH (1970): Tides off-shore: Transition from California coastal to deep-sea water. *Geophys. Fluid*, Dyn., 1, 161-235.
- NISHIDA, H. (1980): Improved tidal charts for the western part of the North Pacific Ocean. *Rep. Hydrogr. Res.*, **15**, 55-70.
- SATO, K., M. OOE and T. TERAMOTO (1985): Application of the SEASAT altimeter data for the estimation of sea surface height and ocean tides in the Northwest Pacific Ocean. Full paper presented at the Symposium on Radio probing of ocean surface and the oceanic mixed layer.
- SCHWIDERSKI, E.W. (1978): Global ocean tides, Part I: A detailed hydrodynamical interpolation model. NSWC/DL TR-3866, 1-88, Naval Surface Weapons Center, Virgina, U.S.A.
- SCHWIDERSKI, E.W. (1979): Global ocean tides, Part II: The semidiurnal principal lunar tide (M2), atlas of tidal charts and maps. NSWC TR 79-414, 1-15, Naval Surface Weapon center, Virginia, U.S.A.
- SCHWIDERSKI, E.W. (1981): Global ocean tides, Part IV: The diurnal luni-solar declination tide (K1), atlas of tidal charts and maps. NSWC TR 81-142, 1-12, Naval Surface Weapon Center, Virginia, U.S.A.
- SMITH, S. M., H. M. MENARD and G. SHARMAN (1966): Worldwide ocean depths and continental elevations averaged for area approximating onedegree sqares of latitude and longitude. Ref. 65-8, Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla California.
- ZAHEL, W. (1970): Die Reproduktion Gezeitenkedingter Bewegungsvorgänge im Weltozean Mittels des Hydrodynamisch-Numerischen Ver-

- 71 -

fahrens. Mitt. Inst. f. Meereskunde der Univ. Hamburg, XVII.

小倉伸吉(1914): 日本近海の潮汐(全),1-216,水路部. 浜谷雅信(1984): 四国海盆及びその東方における潮流 の特性.1-24,東京大学大学院理学系地球物理学課 程修士論文,

質疑応答

問: SCHWIDERSKI のモデルで、"工夫をしなければ合わなかった"というのは具体的に何が合わなかったのか. (東大理,永田豊)
答: このモデリングで一番苦労したらしいところは、boundary condition として現実に近い潮位を約2,000ヵ所の沿岸点で与え、しかも極めて非現実的なことがらがモデル上で生じないよう

にすることであった. 非現実的, すなわち現実 に合わない現象とは何か? というのが質問の趣 旨と思われる. 私が実際に計算を実施したので はないので詳細なことは分らないが, 論文中に 散見される言葉から推して, 境界に垂直な流速 成分 (v_n) 或いは流量が到底受け入れられぬく らい, 大きい値になってしまった. ということ のようである. もう1つ, 今度は目に見える量 として, 第1表にみられる外洋深海の潮位測定 点(例えば, 幾つかの Pacific sts.) でのモデル から得られる潮位が, 測定値と合わない (振幅 で 2 cm, 位相で6°という誤差範囲を越えてし まう) ということのようである.