



REPORT
OF
MARINE ECOLOGY RESEARCH INSTITUTE

海洋生物環境研究所研究報告

No. 89302

福島県沖における内部潮汐

平成元年11月

November, 1989



福島県沖における内部潮汐

松野 健¹

Internal Tides off the Coast of Fukushima, East of Japan

Takeshi Matsuno¹

Matsuno, T. (1989). Internal tides off the coast of Fukushima, east of Japan. Rep. Mar. Ecol. Res. Inst., No. 89302 : 1-28.

Abstract : In several coastal areas around Japan, some kinds of semi-diurnal fluctuations have been explained as internal tides, but there is few examples showing clear feature of internal tides. In this paper, we present some characteristics of distinct internal tides. Two data sets of current and temperature time series obtained off the Fukushima coast during summer season in 1981 (within 6 km offshore) and 1985 (within 22 km offshore) indicate significant fluctuations caused by semi-diurnal internal tide.

In 1981, we obtained following features of the internal tide. (1) The motions by internal tide are mostly orthogonal to the coastline. (2) The internal waves propagate toward the coast, but near the coast the internal tide becomes nearly standing wave as a result of the reflection, and the propagation characteristics are ambiguous. (3) The onshoreward propagation speed in 5-6 km offshore region is about 22 cm/sec.

In 1985, the internal tidal waves were observed even at the most offshore measuring station and several peaks of current velocity and temperature having semi-diurnal period could be clearly tracked along the mooring array which was nearly orthogonal to the isobath. Following features were additionally obtained. (1) The onshoreward propagating speed basically reduces as it closes to the coast, that is more than 90 cm/sec at 18-22 km offshore in contrast with less than 20 cm/sec at 2-3 km offshore. (2) There are cases where the second mode motions of internal wave are dominant in the offshore region.

Keywords : Internal tide, Semi-diurnal, Propagation, Phase speed, Second mode

松野 健(1989). 福島県沖における内部潮汐. 海生研報告, No. 89302 : 1-28.

要約 : 日本沿岸のいくつかの海域で内部潮汐と目される現象がときどき観測されているが、その挙動をはっきりととらえた報告は殆どない。ここでは福島県沖において明瞭にとらえられた内部潮汐とその特性について報告する。1981年8~9月および1985年7~8月に同海域において、それぞれ距岸6kmまでと距岸22kmまでの範囲に流向流速計と水温計を係留して、流れと水温の連続観測を行い、得られた資料より、同海域において半日周期の内部潮汐がしばしば起こっていることを明らかにした。本観測でとらえられた内部潮汐の主な特性は以下の通りである

1981年の観測結果から：①当海域の内部潮汐による運動は、概ね岸あるいは等深線と直交する断面内に限定される傾向にある、②内部潮汐は明らかに沖から岸に向かって伝播してくるが、岸寄りでは反射波の影響を受けるため、定在波的性格が強まり、その伝播特性は不明瞭になる、③距岸5~6kmでの伝播速度は22cm/sec程度である、ことがわかった。

1. 現在 : 長崎大学水産学部 (〒 852 長崎市文教町 1-14)

Present address: Faculty of Fisheries, Nagasaki University (1-14, Bunkyo-machi, Nagasaki, 852, JAPAN)

1985年の観測では、最も沖合の測定点においても、明瞭な半日周期の内部潮汐が観測され、それが岸に向かって伝播してくる様子が、岸との間に配置した8点の測定点によりとらえることができた。この観測により次のことがわかった。①伝播速度は基本的には沖合ほど速く(距離18~22kmでの伝播速度は90 cm/sec以上)、岸に近いほど遅い(2~3kmでは20cm/sec以下)。このような特徴は、内部潮汐の顕著であった期間に流れの岸沖成分や水温のピークを追いかけることによってとらえられたが、観測期間全体から計算した相互相関係数のピークのずれ時間からも類似した結果が得られた。②最も沖合の点では内部波の第2モードに近い運動が卓越することがある。

キーワード：内部潮汐，半日周期，伝播速度，第2モード

目 次

要約	1	3. 観測された内部潮汐の特徴	11
I. はじめに	3	IV. 1985年7,8月における内部潮汐	16
II. 観測	5	1. 流れと水温の時間変化	16
1. 第1次観測 (1981年8,9月)	5	2. 内部潮汐の伝播について	17
2. 第2次観測 (1985年7,8月)	6	3. モード解による内部潮汐	22
III. 1981年8,9月における内部潮汐	7	V. まとめ	26
1. 水温構造の時間変化	7	VI. 今後の問題	27
2. 流れの時間変化	10	引用文献	27

図 表 目 次

第1図	第1次観測 (1981年8,9月) 時における観測地点	5
第2図	第1次観測 (1981年8,9月) 時における水温および流れの測定層	6
第3図	第2次観測 (1985年7,8月) 時における観測地点	7
第4図	第2次観測 (1985年7,8月) 時における水温および流れの測定層	7
第5図	st.gにおける水温構造の時間変化	8
第6図	st.gの各層における水温の時間変化	9
第7図	st.fの上・下層における流れの北向き成分と東向き成分の時間変化	9
第8図	1981年8月31日~9月3日のst.f-上・下層における流れの北向き成分と東向き成分の時間変化	10
第9図	バロトロピックおよびバロクリニック成分から求めたM2分潮潮流楕円の水平分布	12
第10図	g-15とf-15における水温の相互相関係数	13
第11-1図	g-15の水温とg-25における流れの東向き成分との相互相関係数	15
第11-2図	f-15の水温とf-15における流れの東向き成分との相互相関係数	15
第11-3図	c-10の水温とc-10における流れの東向き成分との相互相関係数	15
第12図	st.Eにおける流れの北向き成分と東向き成分および水温と海岸における潮位の時間変化	17
第13図	st.B~st.Hの上層における流れの東向き成分の時間変化	18
第14図	st.B~st.Hの各定点における最も水温変動の著しかった層の水温時間変化	20
第15図	流れの東向き成分と水温のピーク時から見積もった各定点間における内部潮汐の伝播速度	21
第16図	各定点間の東向き成分から計算した相互相関係数	22
第17図	st.B, D, F, Hにおける第5モードまでの分散曲線	23
第18図	各定点における第1モードおよび第2モードの位相速度と東向き成分と水温のピーク時から見積もった各定点間毎の伝播速度の平均値	24
第19図	1985年7月27日~30日のst.Hにおける水温の時間変化	25
第1表	相互相関から求められた各定点間の時間差，位相差，コヒーレンスおよび伝播速度	13
第2表	各定点において西向きの流れがピークになる時刻と各定点間の時間差および平均伝播速度	19
第3表	各定点において水温がピークになる時刻と各定点間の時間差および平均伝播速度	20

I. はじめに

沿岸域における流れや水温等の空間分布あるいはその変動特性は、風や潮汐など直接あるいは間接に関与する様々な外力の支配下にある。瀬戸内海などでは、特に潮汐による運動が支配的であり、潮汐周期をもった周期的変動が観測されることが多い。一方外洋に面した海域では、必ずしも潮汐周期が最も卓越した特徴とは限らず、より長い時間スケールと大きな空間スケールをもった現象が卓越することも珍しくない。福島沖の海域も、そうした外海域の特徴をもっている。たとえば福島県水産試験場(1982)は福島沖における流れの長期にわたる観測データから、この海域では平均的には南下流の頻度が高いが、流れは数日の時間スケールをもっており、その時間スケールは夏期にやや長くなると述べている。またKubota et al.(1981)はその数日スケールの変動が陸棚波の伝播による可能性を論じている。一方、成層期に福島沖で観測した流れや水温の記録には、これらの比較的長い時間スケールをもった現象に加えて、半日周期をもった著しい変動が見られることがある。これは、成層期に限って観測されることなどから内部潮汐による変動であろうと考えられる。

内部潮汐は通常の潮汐流が海底地形によって強制的に変形され、内部モードにエネルギーが移行することによって生じるものと考えられている。理論的にはRattray(1960)の先駆的な研究がある。彼は2層モデルを用いて、ステップ状の海底地形によって生じた内部潮汐が陸棚側では定在波に、また外洋側では沖に伝播する波になることを示した。それ以後、理論的研究が先行する形で多くの論文が発表された。Weigand et al.(1969)は2層モデルを用いた室内実験を行うとともに、Rattray(1960)のモデルを改良して粘性を考慮した解析を行った。そして、その効果によって岸に向かって伝播する内部潮汐を示した。また、Wunsch(1969)は一様に成層した非粘性の海を考え、海底の傾斜が小さいモデルを用いて岸に向かって伝播する内部波の解を示した。一方、Baines(1973)は特性曲線理論を用いて、あまり傾斜の大きくない場合、すなわち内部波のエネルギーが伝わる角度より海底地形の傾斜の方が小さい場合について、内部潮汐の発生を論じた。そして、内部潮汐の発生には海嶺よりも大陸棚の方がより効果的であることを示した。またPrinsenberg et al.(1974)はRattray(1960)、Weigand et al.(1969)の延長として、急な傾斜の海底地形を考えたモデルを用い、内部潮汐のビームがどのように形成され、大陸

棚上をどう進行するかを示した。最近、Craig(1985,1987)は、大陸棚斜面の両側を特性曲線で結ぶことによって、それぞれの場所における各モードの振幅を決めるという方法を提案し、海底地形と成層が与えられたとき、内部潮汐の伝播特性を理論的に示すことを試みた。

一方、観測技術の向上とともに、内部潮汐に関する観測も多くみられるようになり、係留系をもちいた内部潮汐の観測は1970年頃から多くなってきた(例えば、Magaard and Mckee,1973; Regal and Wunsch,1973; Petrie,1975など)。それらの例では多くの場合、半日周期の内部潮汐が卓越しており、それに注目して解析したものが多い。しかし、Leaman(1980)のように1日周期の大きな内部モードの運動が観測された例もある。こうした係留系による観測も当初は1つの定点の複数の層に計測器を係留して得られたデータから、解析を行っている場合が多いため、その伝播特性については推論の部分が多かった。ただし、Petrie(1975)は2点の係留系を設け、沖方向に伝播する内部潮汐を示した。近年、Torgrimson and Hickey(1979)はオレゴン沖において水平的に4点、鉛直的にも数点の測定点を設けた観測を行い、内部潮汐による運動特性を調べた。彼等は流速計のデータから測定点・測定層を2つのグループに分けた。そして、一方のグループが内部潮汐の伝播経路にあたっているとして、STDのデータを用いて適当に特性曲線を描き、内部潮汐の発生域を推定した。

日本沿岸域における内部潮汐の観測は、駿河湾(Inaba, 1981)や駿河湾奥の内浦湾(Matsuyama and Teramoto,1985; Matsuyama,1985)など、主として複雑な地形をもった湾で行われたものが多い。そのような例では内部潮汐波の伝播特性はあまり明瞭には示されていない。

ここでは比較的海底地形の単純な福島沿岸域における流れと水温の観測によって得られた、この海域における内部潮汐の特性を示す。観測は第1次と第2次に分けられる。第1次観測は1981年8~9月に、また第2次観測は1985年7~8月に行われた。第2章でそれぞれの観測の概要を示す。第3章では第1次観測の結果を用いて、主として岸に近い海域における内部潮汐の特性について述べる。また第4章では第2次調査の結果を用いて、より沖合における内部潮汐の特性について述べる。

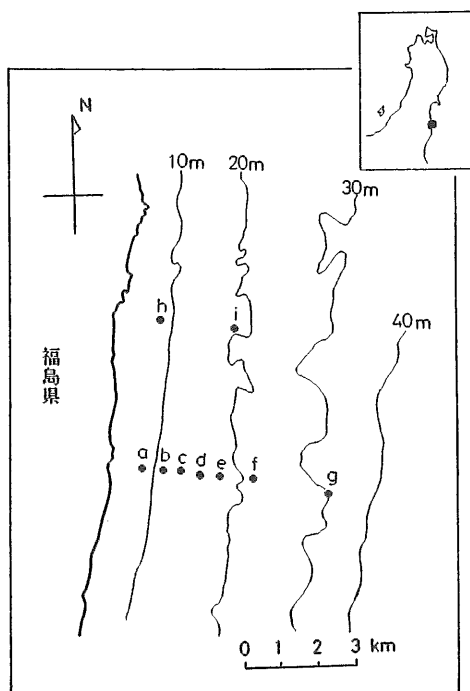
この調査・解析は著者が海洋生物環境研究所中央研究所在動中に行われたものである。観測の機会を与えられ、また実施に際して長い目で激励いただいた深滝弘前所長に篤く御礼申し上げます。また、調査・解析を通じてご協力いただいた中央研究所所員の皆様、

本報告の作成に際してお世話になった同所下茂繁所長，データ解析および本稿の作成にあたって貴重な助言をいただいた理化学研究所の長島秀樹博士，そして本稿を校閲いただいた東海大学の和田明博士に深く感謝いたします。

II. 観 測

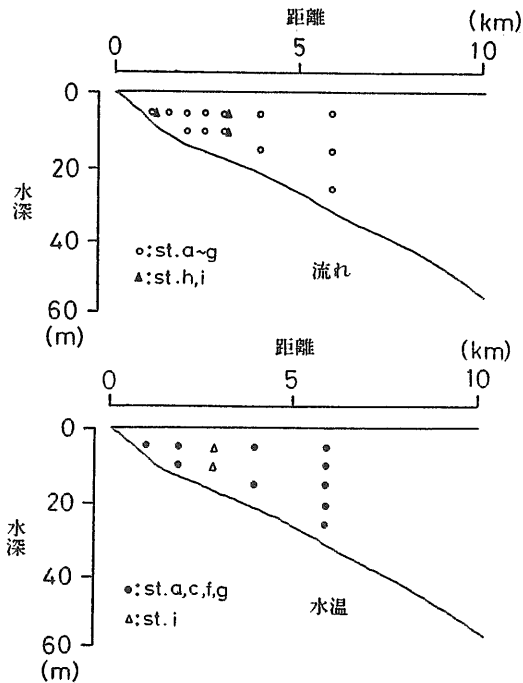
1. 第1次観測（1981年8,9月）

1981年8月19日から9月30日までの期間に福島沿岸域において流れと水温の連続観測を行った。測定点は第1図に示すように岸から6kmまでの範囲に9点設けた。各測定点に



第1図 第1次観測（1981年 8,9月）時における観測地点

おける測定層を第2図に示す。以下では測定点を示す文字と測定層を示す数字で各々の測定位置を表す。例えばst.aの海面下5m層をa-5とする。第2図に示したように、st.b, d, e, hには流向流速計のみを係留し、st.a, c, f, g, iには流向流速計と水温計を係留した。ただし、このうちg-10, g-20には水温計のみを係留した。流向流速計には小野式流速計を用い、また水温計にはMFY-01型水温計を用いた。前者は観測当時インペラー

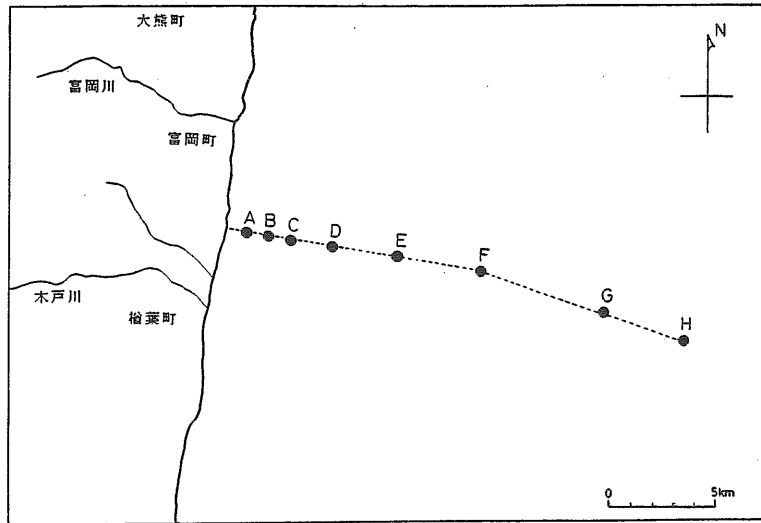


第2図 第1次観測（1981年 8,9月）時における水温および流れの測定層

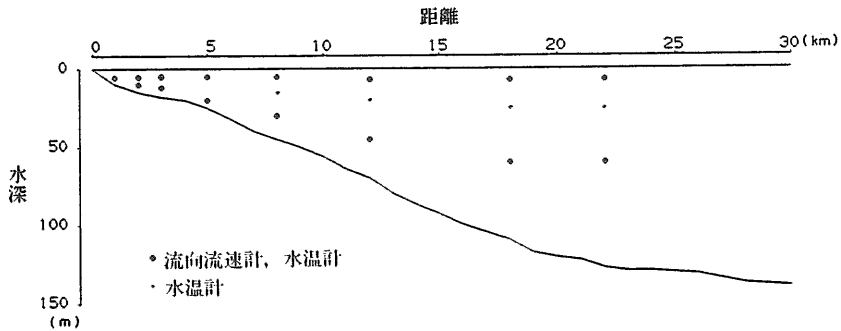
式流速計として沿岸域で最も多用されていた機種として選んだ。記録紙より10分間の平均流向，平均流速を読み取った。また後者はベローズ式の感温部と，機械的な内蔵記録部を持つ自記水温計であり，アナログ記録が得られる。これを30分毎に読み取ってデータとした。係留した流速計と水温計については原則として1日おきに点検を行った。しかし，荒天等の原因のため若干の欠測が生じた。

2. 第2次観測（1985年7,8月）

1985年7月24日から8月8日までの期間に，同じく福島沿岸域において流れと水温の連続観測を行った。測定点を第3図に示す。第1次観測では距岸6kmまでの範囲であったのに対し，第2次観測ではさらに沖合まで範囲を拡げ距岸約22kmまでとした。各測定点における測定層を第4図に示す。観測点をst.A, B, C, D, E, F, G, Hとし，第1次観測と同様，各々の測定位置をA-5のように表す。第2次観測ではE-15, F-20, G-25, H-25には水温計のみを係留し，それらを除く全測定層に流向流速計と水温計を係留した。流速計は第1次観測と同様小野式流速計を用いた。また水温計はデータ処理の簡



第3図 第2次観測 (1985年 7,8月) 時における観測定点



第4図 第2次観測 (1985年 7,8月) 時における水温および流れの測定層

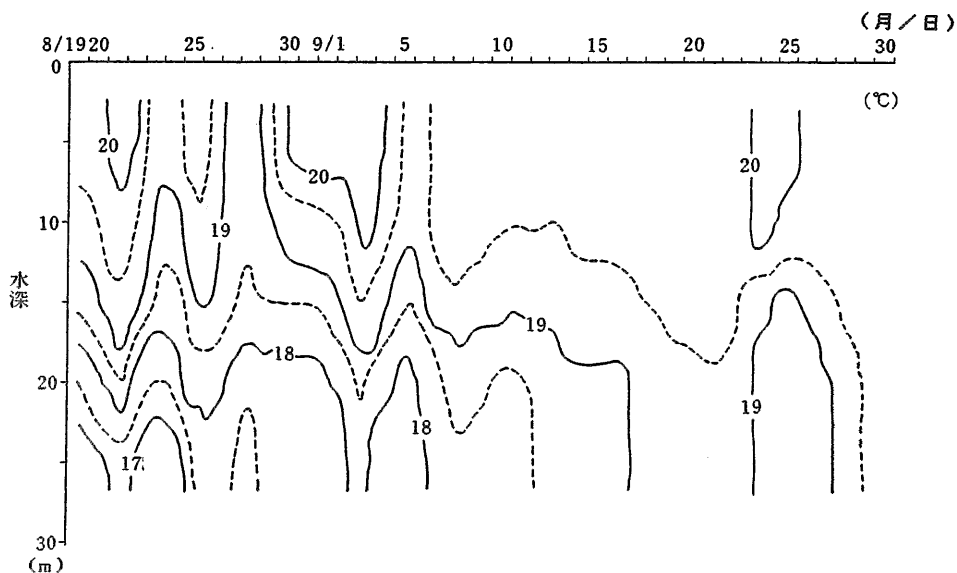
便化のためT-4000メモリー水温計を用いた。流向流速の読み取り間隔は第1次観測と同様10分、また水温のサンプリング間隔は5分とした。係留した流向流速計および水温計については、原則として隔日に点検を実施した。その際、メモリー内蔵型CTDを用いて水温と塩分の鉛直分布の測定を行った。

III. 1981年 8, 9月における内部潮汐

1. 水温構造の時間変化

第1次観測における最も沖合の定点st.gでは、第2図に示したように5m間隔で5層に

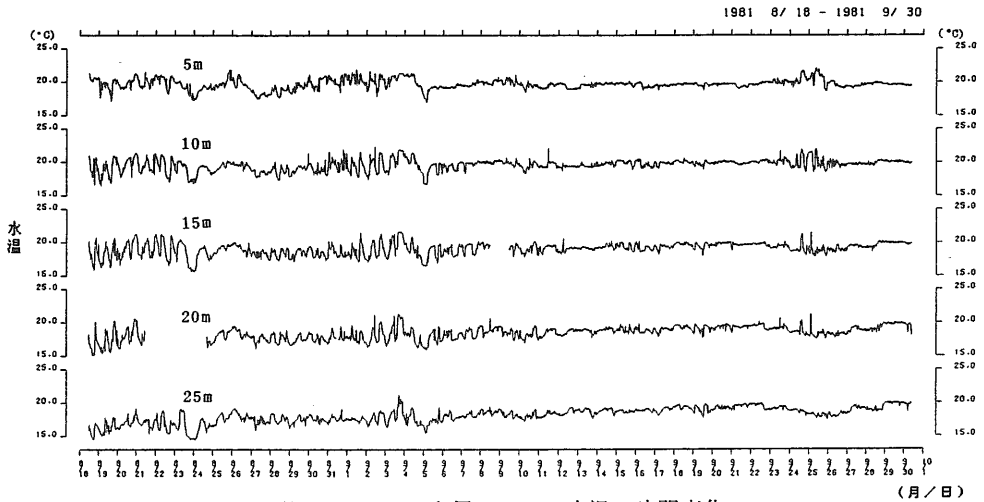
水温計を係留した。この水温データを用いて作成したst.gにおける水温構造の時間変化を第5図に示す。図の作成には、各層における水温データに25時間移動平均をかけた値



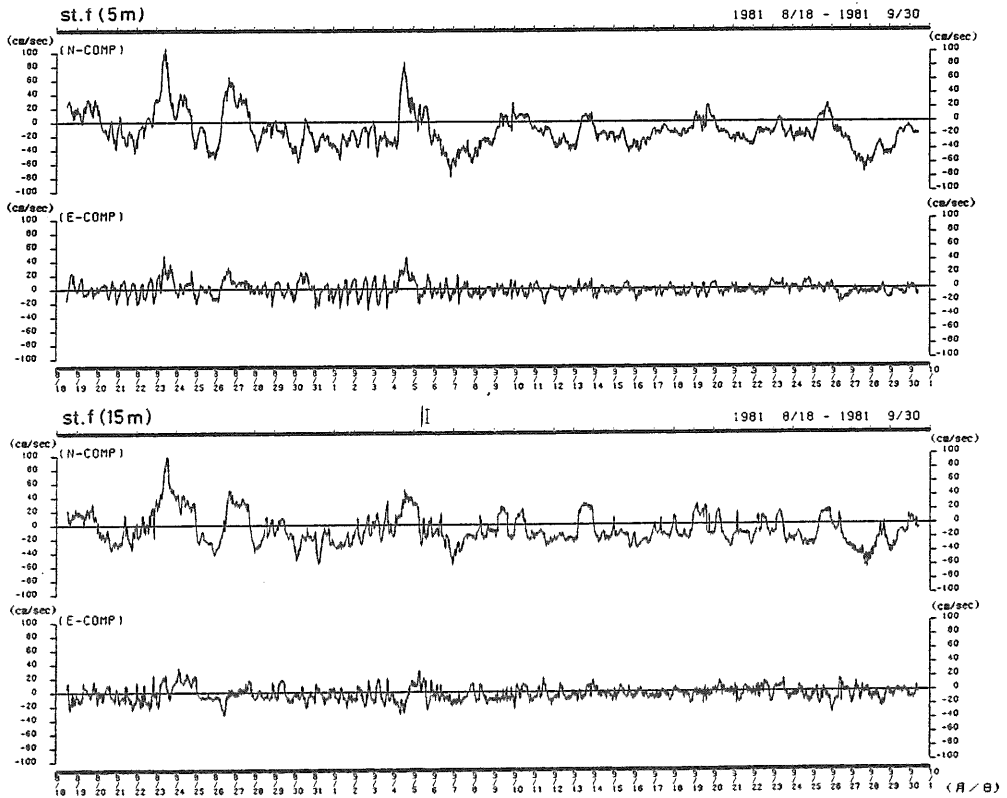
第5図 st.gにおける水温構造の時間変化

を用いた。図より8月21日から22日頃に最も成層が強く、上層と下層で約3℃の水温差があったことがわかる。また、9月17日から22日頃にかけては、成層が弱く、上・下層の水温差は1℃以下になっている。大まかには、9月5日頃までは上・下層に2℃以上の水温差があり、6日以降には1℃前後、あるいはそれ以下の水温差であったことがわかる。

st.gの各層における水温の時間変化を第6図に示す。観測期間のなかで前半は比較的水温変動が大きく、後半には変動が小さくなっているのがわかる。これは上で述べた、前半に成層が強く、後半に弱い傾向にあったことと対応している。比較的水温変動の大きい前半のなかで、8月18日から22日頃まで、および8月30日から9月4日頃までが特に変動が著しい。この特に著しい変動はおよそ半日の時間スケールをもっていることが認められる。そして、これは振幅にして、大きなところでは3℃以上に及んでいる。上でも述べたように平均的には上・下層の水温差が2～3℃であったことを考えると、この水温変動の振幅は非常に大きなものであったことがわかる。



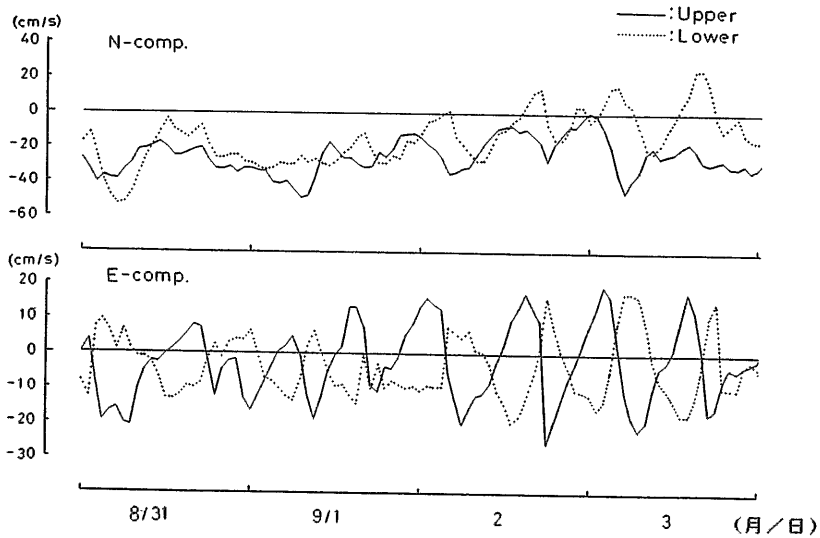
第6図 st.gの各層における水温の時間変化



第7図 st.fの上・下層における流れの北向き成分と東向き成分の時間変化

2. 流れの時間変化

st.f.の上・下層における流れの北向き成分と東向き成分の時間変化を第7図に示す。北向き成分は、東向き成分に比べて、振幅が大きく、時間スケールが数日程度の長周期的な変動が卓越していることがわかる。この北向き成分にみられる長周期的な変動は、Kubota et al.(1981)が取りあげたように陸棚波による可能性も考えられる。しかしここでは、より短い半日周期の現象に注目する。半日周期の変動は北向き成分より、むしろ東向き成分において、より明瞭である。特に8月18日から22日にかけての期間と、8月31日から9月3日にかけての期間には、非常にはっきりとした半日周期の変動が認められる。この期間はちょうど水温の時間変化においても、半日周期の変動が著しかった期間に一致している。



第8図 1981年8月31日～9月3日のst.f.上・下層における流れの北向き成分と東向き成分の時間変化

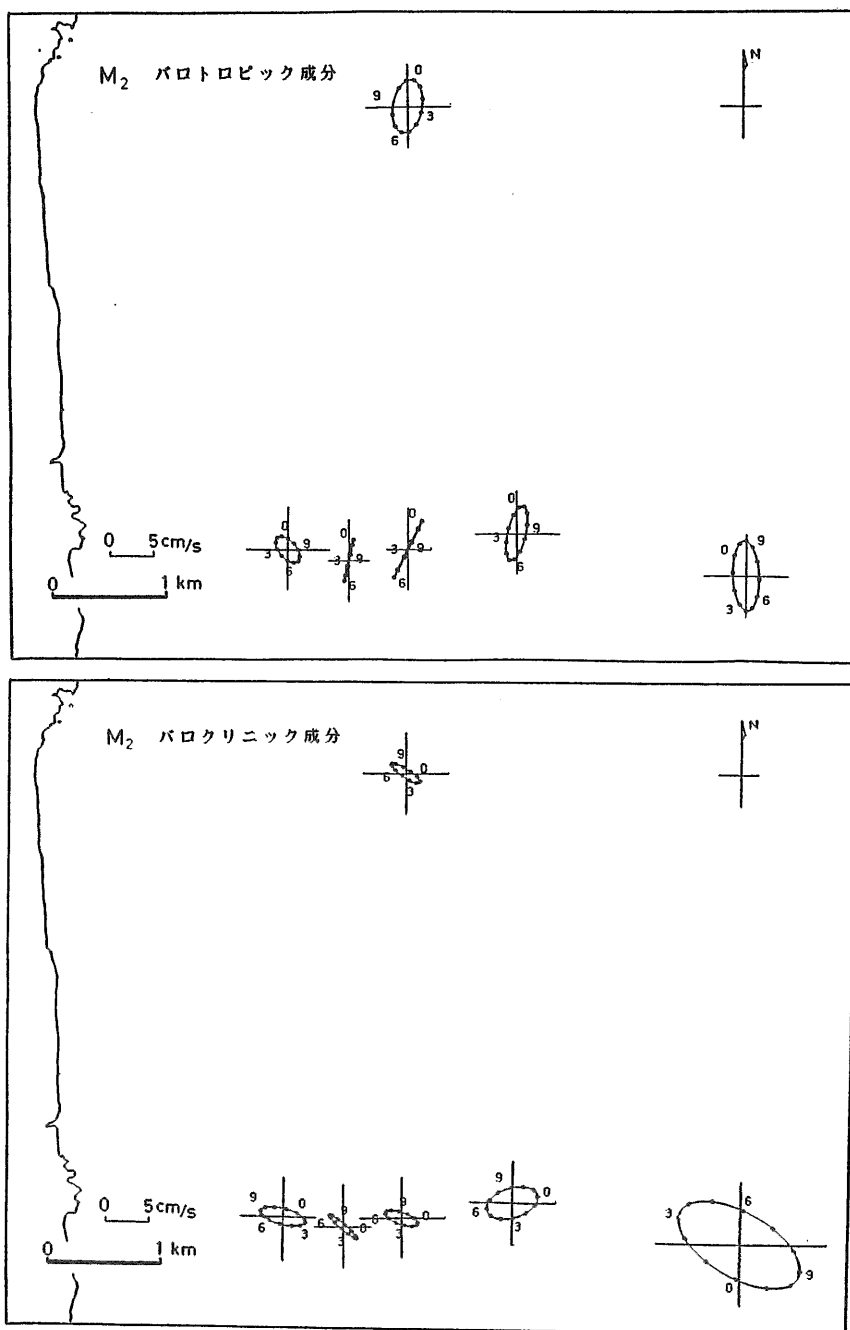
この半日周期の東向き成分の変動についてももう少し詳しく検討するために、その変動が特に明瞭であった8月31日～9月3日の部分を抜き出して、それを第8図に示す。この図は1時間平均値を用いて描いたものであるが、これから明らかに認められることは、5m層と15m層の流れが逆位相になっていることである。すなわち、このことから今までみてきた半日周期の現象は主として内部モードの現象であることがわかる。すなわち内部潮汐である。以下では、この内部潮汐の特徴について検討していくことにする。

3. 観測された内部潮汐の特徴

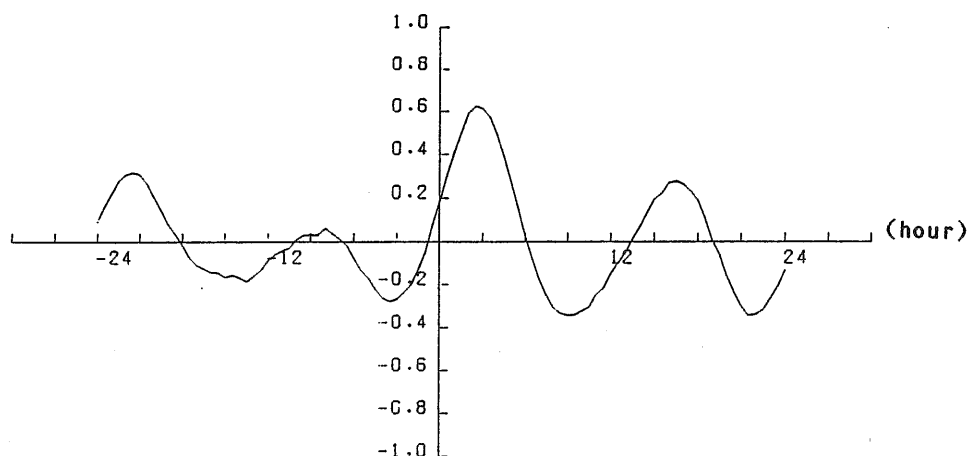
運動を深さ方向に一様な成分(以下これをバロトロピック成分と呼ぶ)と、深さ方向に積分すれば0になる成分(バロクリニック成分)とに分けて考えることにする。しかし、この分離を正しく行うには鉛直方向に多くの測定層が必要となる。われわれの観測では、2層の点が多く、st.gのみ流れが3層、水温は5層となっている。そこで非常に粗い仮定であるが、簡単に上・下層を平均したものをバロトロピック成分、それからの差をバロクリニック成分とした。それぞれについて調和解析を行い、得られた M_2 分潮についての潮流楕円を第9図に示す。調和解析は調査期間全体について行ったため、半日周期の卓越する期間の寄与が大きいとはいえ、内部潮汐の特徴が多少ぼかされる傾向になった。にもかかわらず、図から明らかなように、バロトロピック成分とバロクリニック成分とではその特徴に大きな相違がある。バロトロピック成分では潮流楕円の長軸が、ほぼ岸に沿った方向を向いているのに対して、バロクリニック成分では長軸が岸と直交する方向に向いている。すなわち、ここでみる限りにおいては、内部潮汐波を平面波と考えれば、その波面は岸に平行に近くなっていると推測される。そして、その伝播方向は岸沿いではなく、岸沖方向であると考えられる。これは内部潮汐を考えるとき、地形が単調な場合第1次近似的には、海岸線あるいは等深線と直交する断面内の運動として考えてもよいことを示唆している。

続いて、運動の伝播について述べる。g-15とf-15における水温記録の相互相関係数を第10図に示す。この相互相関の計算には、内部潮汐が明瞭に認められた期間を含む8月30日から9月8日の10日間のデータを用いた。相関係数が最大となるピークが原点から約3時間ずれたところにあることが注目される。すなわち、岸寄りのf-15の方がg-15に比べて現象が約3時間遅れて起こっていることを示している。言い換えれば、半日周期の内部潮汐はg-15からf-15に向かって伝播してきていることになる。st.gとst.fとの間の内部モードの運動の時間的なずれが約3時間であることは、先に示した M_2 分潮の潮流楕円からも見ることができる。

同様の時間差は他の定点間でも認められ、いくつかの定点間について求めた結果を第1表に示す。同表には、水温データの相互相関から得られた結果のほか、流れの東向き成分から得られた結果についても示した。なお、東向き成分については上述のバロクリニック成分を用いて計算した。これらのうち、水温はサンプリング間隔が30分、流れは



第9図 バロトロピックおよびバロクリニック成分から求めたM₂分潮流流楕円の水平分布



第10図 g-15とf-15における水温の相互相関係数

10分であることから、時間差の精度もそれに依存したものとなっている。表には定点間の時間差のほかに、半日周期の位相差、コヒーレンス、および各定点間の距離と時間差から計算される伝播速度も示した。ここで時間差および伝播速度は測定点の欄の左側の定点で現象が先に起こっている場合を正とした。データの欠測等のため、全測定点間の相互相関は計算されていないが、第1表に示した伝播速度から、内部潮汐の伝播特性の概要がわかる。

まずst.g(距岸約6km)からst.c付近までは、沖から岸に向かって伝播しており、その伝播速度は20~30cm/sec程度であることがわかる。ただ、流れの東向き成分から計算され

第1表 相互相関から求められた各定点間の時間差、位相差、コヒーレンスおよび伝播速度

測定点	データ	時間差(分)	位相差(度)	コヒーレンス	伝播速度(cm/sec)
c-5 : a-5	水温	30	38	0.49	55
f-15 : c-10	水温	150	49	0.63	22
g-15 : f-15	水温	150	88	0.61	22
i-10 : f-15	水温	-30	10	0.59	-222
g-15 : c-10	水温	270	141	0.48	25
e : c	東向き成分	70	22	0.64	24
f : c	東向き成分	100	24	0.62	33
f : d	東向き成分	40	4	0.52	63
i : f	東向き成分	-40	-16	0.60	-167

*ここで、東向き成分についてはバロクニック成分を用いた。

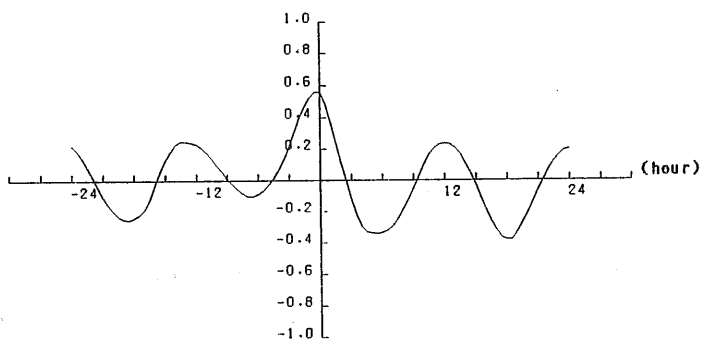
たst.f, st.d間の時間差が40分, 伝播速度は63cm/secと例外的に速くなっている。また岸寄りのc-a間では55cm/secと沖合よりも速い伝播速度になっているのが特徴的である。これについては後で若干の検討を加える。

もう1つ注目されるのはst.iとfとの間の伝播速度が非常に速くなっている点である。st.iはgまでの定点が並ぶ測線から約4km北に位置しており, 距岸約3kmである。岸からの距離という点ではst.iはst.a~gの測線上ではst.eの位置に相当する。このことを考慮すると, st.i-f間に認められた時間差は現象がfからiに伝播したことを示すものではないことがわかる。すなわち海岸近くで打ち寄せる波頭が海岸線に平行になるように, 現象は岸沿い方向にはほぼ同時に起こっていると推察できる。そしてfの方が少し沖合に位置するため, 現象は多少先行しているに過ぎない。st.fからiへの伝播速度が異常に速いのは単に見かけ上のものであるといえる。

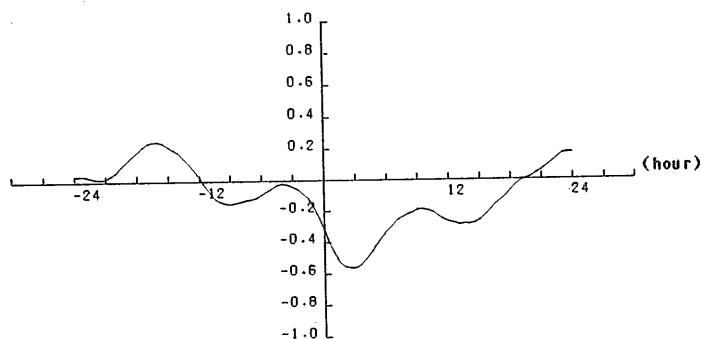
これらのことから, 内部潮汐は少なくとも海岸に近い水域では, ほぼ岸に直交(ただし等深線も概ね岸と平行しているということが重要)する方向, すなわち沖から岸方向へ伝播していることがわかった。これは M_2 分潮の潮流楕円の長軸がバロクリニック成分では, ほぼ岸と直交する方向であったことと符合する。

次に別の観点から内部潮汐の伝播特性について検討する。g-15の水温とg-25における流れの東向き成分との間の相互相関係数を第11-1図に, またf-15の水温と同じ点での東向き成分との間の相互相関係数を第11-2図に, 同じくc-10について第11-3図に示す。相関のピークは, st.gではほぼ時間差0のところであり, 水温と東向き成分とがほぼ同位相, すなわち波は進行波的性格をもっていることがわかる。一方st.fおよびst.cでは, 両方とも相関のピーク(ここでは負のピークになっているが)は位相差にして約 90° ずれており, これは定在波的性格を示すものである。

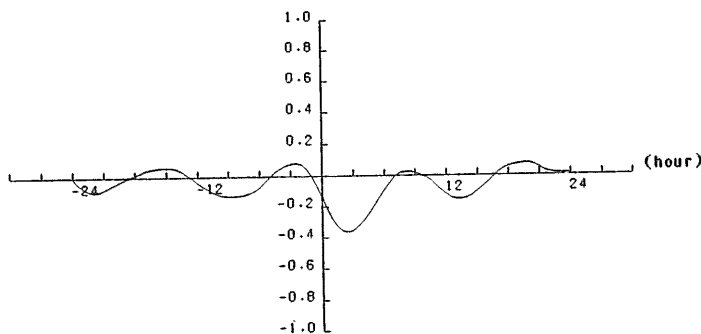
内部潮汐は, 今回の観測点よりさらに沖合で発生し, 岸向きに伝播してきたものがここで観測されたと考えられる。そして観測点のうち, 沖合の定点では純粹に進行波的性格をとどめていたのに対し, st.fより岸寄りの点では定在波的性格を示すようになる。しかし, st.fとst.cとの間でははっきりした位相差があったことから明らかなように, その定在波的性格は必ずしも単純なものではなく, 進行波と定在波の性格をあわせもったものであると推測される。実際, 相互相関の結果で示されたように, st.fとcの水温では150分の時間差があるのに対し, st.fとdの東向き成分では40分しかないという, やや整合しない結果にもなっている。以上のことから, 岸寄りでは, 内部潮汐の伝播特性は必ず



第11-1図 g-15の水温とg-25における流れの東向き成分との相互相関係数



第11-2図 f-15の水温とf-15における流れの東向き成分との相互相関係数



第11-3図 c-10の水温とc-10における流れの東向き成分との相互相関係数

しも明瞭ではないが、ここで得られた結果をみる限りにおいては、反射波等による影響は距岸4km程度より岸側で認められる。

沖合における進行波と考えられる領域において内部潮汐の波長を見積ると、位相速度を22cm/secとして約10kmとなる。観測点を配置した領域に比較して、内部潮汐はやや大きなスケールであることがわかる。ここで述べた内部潮汐の特徴は、沖合から伝播

してきた内部潮汐波の一部だけをとらえたものといえる。

IV. 1985年7, 8月における内部潮汐

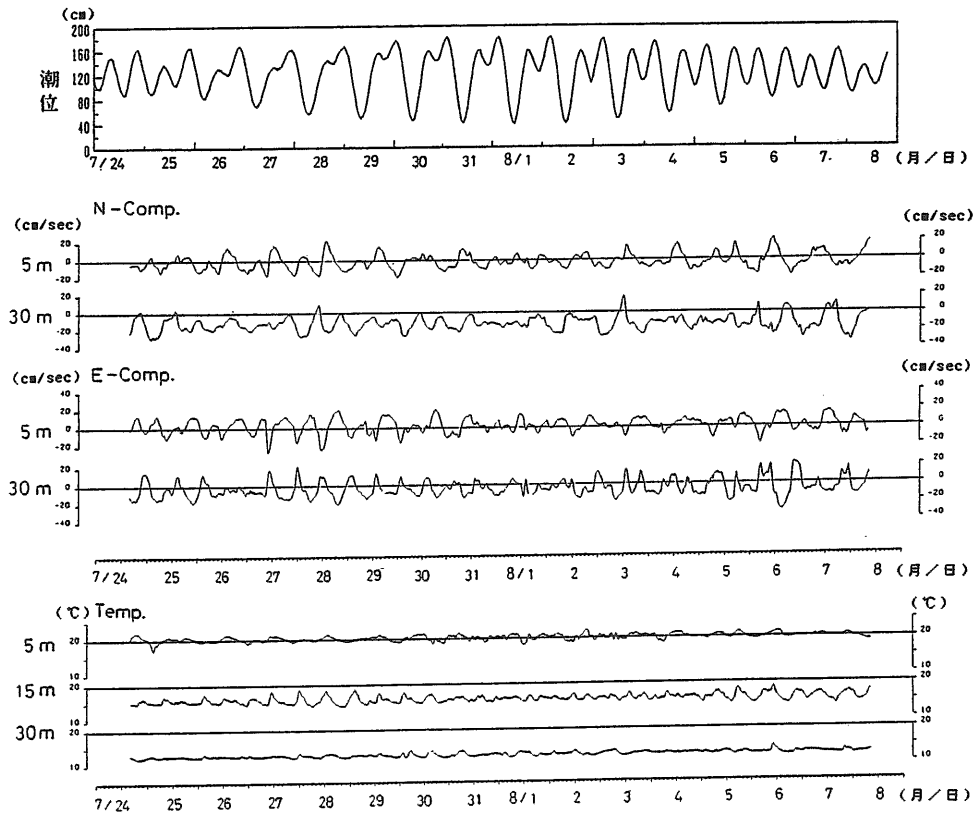
1981年8,9月の観測では、距岸6kmまでの岸寄りの狭い範囲における内部潮汐の特徴がとらえられた。そこでは、沖合で発生した内部潮汐が岸に向かって伝播してきており、岸の近くでは反射波の影響で定在波の性格が強くなっていることが示された。1985年7,8月には、さらに沖合まで範囲を拡げた観測を行い、より大きいスケールにおける内部潮汐の特性をより詳しく把握することを試みた。

1. 流れと水温の時間変化

st.Eにおける流れの北向き成分、東向き成分および水温の時間変化を第12図に示す。ここでは主として半日周期の現象に注目するため、1~25時間のバンドパスフィルターを通したものを図示した。流速は海面下5mと30mにおいて、また水温は同じく5,15,30mにおいて測定された。st.Eの水深は約50mである。

7月24日から30日頃にかけて、流れの北向き成分および東向き成分に半日周期の変動が認められる。そして北向き成分と東向き成分を比較すると、後者でより明瞭に認められる。また、この半日周期の変動は5m層と30m層でほぼ逆位相になっており、これが内部モードの卓越した現象であることを示している。この現象は特に27日から29日にかけて著しい。一方、水温の変化には、主として15m層に半日周期の変動が現れているが、7月27日から29日頃が最も顕著である。そのほかには、その前後と8月5日以降に若干見られる程度である。このような流れと水温にみられる半日周期の変動は内部潮汐によるものと考えられるが、Wunsch(1975)等でも内部潮汐の特徴として述べられているように、それは間歇的に起こっていることがわかる。

内部潮汐が間歇的に起こっていることの原因は明らかでないが、おそらくその時々成層状態の変化が大きく影響していると考えられる。しかし、E-5, E-15, E-30の水温データからは、第1次観測でみられたような、成層が強くなったり弱くなったりする変化はあまり明瞭でなかった。また第12図には観測期間中の海岸における潮位の時間変化も示した。潮位の時間変化と上述の内部潮汐とを比較すると、半日周期の内部潮汐が卓越する7月27日から30日にかけては、ちょうど大潮に近づいた時期にあたっているが、

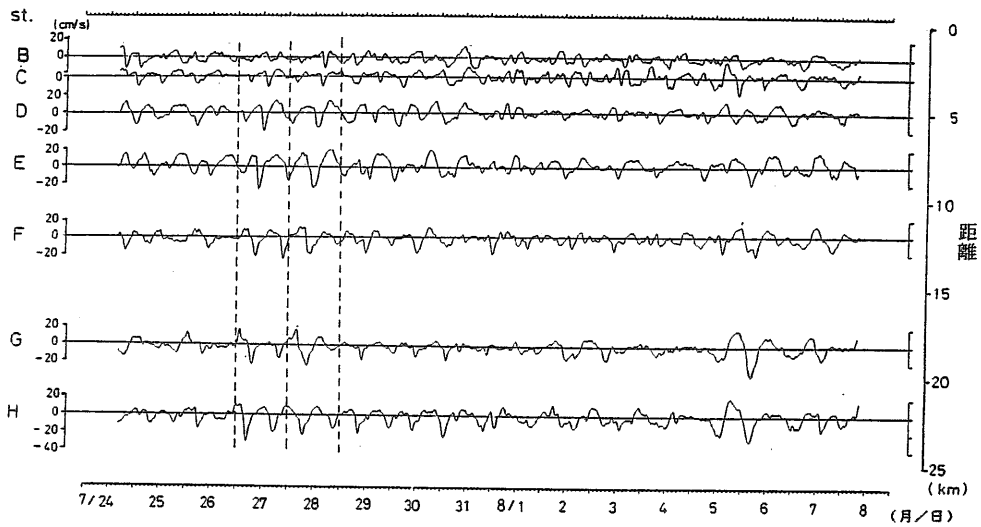


第12図 st.Eにおける流れの北向き成分と東向き成分および水温と海岸における潮位の時間変化

半日周期は必ずしも卓越していなかったことがわかる。すなわち、内部潮汐の発生に大きく関与していると考えられる潮汐流としては、日周潮が強まっている時期であった。また上でも述べたように、一度不明瞭になった内部潮汐が再び8月5日以降に認められているが、この時期は逆に小潮に近づくとともに、今度は潮位には半日周潮が卓越している。このように、間歇的に起こる内部潮汐と、成層構造あるいは(外部)潮汐流との関係は明らかでない。

2. 内部潮汐の伝播について

第1次観測結果から、内部潮汐は少なくとも距岸6kmより沖合から岸に向かって伝播してくることがわかった。第2次観測ではさらに沖合まで測線を伸ばしたが、その伝播



第13図 st.B~st.Hの上層における流れの東向き成分の時間変化

特性を調べる。st.Bからst.Hまでの上層における流れの東向き成分の時間変化を第13図に示す。これも第12図同様1~25時間のバンドパスフィルターをとおしたものを示した。

前述の内部潮汐が明瞭に認められた7月27日から30日に注目する。まず、西向き流が最大になる時刻を各定点間で比較すると、沖合の定点に比べて岸寄りの定点ほど遅くなっているのがわかる。言い換えれば、岸向きの流れが最大になるという事象が、沖から岸に向かって伝わっていることを示している。これは、とりもなおさず、内部潮汐による変動現象が沖から岸に向かって伝播しているということを意味する。

この沖合から岸に向かう伝播現象について詳しく検討する。まず、流れの東向き成分に顕著な半日周期が認められる期間を選び、その期間に現れるいくつかの事象の伝播速度を調べる。ここではst.Hにおける7月27日4:50の西向きの流れのピークをPK1、同じく、27日17:10、28日6:50、29日8:20のそれぞれ西向きの流れのピークをそれぞれPK2、PK3、PK4とした。これらは、第13図でもわかるように、各定点を通じてピークが明瞭なため、その伝播を追うのが比較的容易であることから選んだ。これらの事象について、各定点で流れが最大になる時刻、およびその時刻の各定点間の差を第2表に示す。また同表には、各定点間の時間差を4つの事象について平均した値、さらに定点間の距離と定点間の時間差から求めた伝播速度も示した。

各定点間の時間差はここで取り上げた4つの事象間でもばらつきがあるが、平均値と

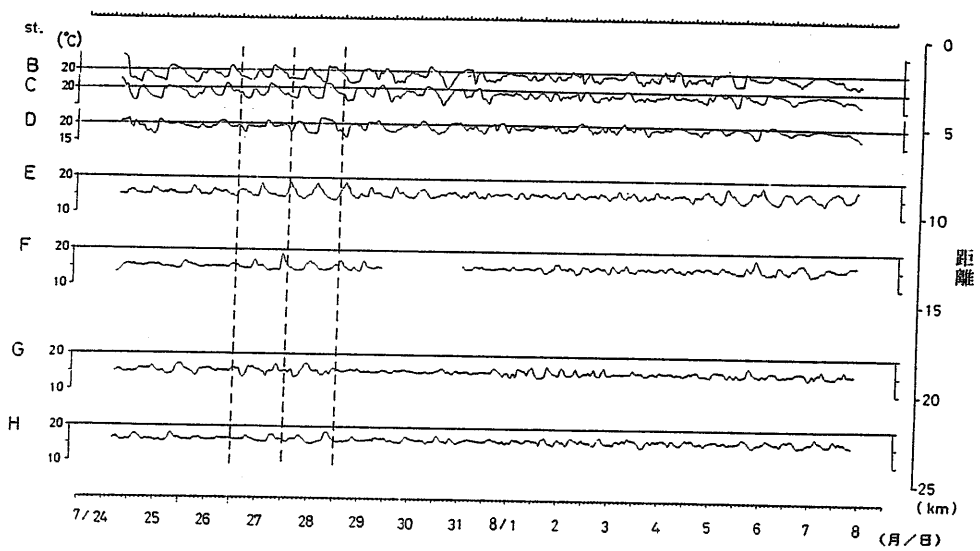
表2表 各定点において西向きの流れがピークになる時刻と各定点間の時間差および平均伝播速度

測定点	PK1		PK2		PK3		PK4		平均時間差(分)	平均伝播速度(cm/sec)
	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)		
H-7	7/27 4:50	130	7/27 17:10	170	7/28 6:50	110	7/29 8:20	100	128	52
G-7	7/27 7:00	120	7/27 20:00	110	7/28 8:40	70	7/29 10:00	130	108	93
F-7	7/27 9:00	80	7/27 21:50	140	7/28 9:50	120	7/29 12:10	90	108	62
E-5	7/27 10:20	130	7/28 0:10	100	7/28 11:50	80	7/29 13:40	140	113	44
D-5	7/27 12:30	90	7/28 1:50	110	7/28 13:10	140	7/29 16:00	120	115	29
C-5	7/27 14:00	120	7/28 3:40	140	7/28 15:30	100	7/29 18:00		120	14
B-5	7/27 16:00		7/28 6:00		7/28 17:10					

の相対的な相違は、最も大きなもので35%程度であり、比較的安定した結果であると考えられる。各事象の平均伝播速度はG-7:F-7の間で最も速く93cm/sec、そして岸に近づくに従って遅くなりC-5:B-5間では14cm/secとなっている。一方、沖合のH-7:G-7間では52cm/secとその岸側に比べて遅い伝播速度になっている。この原因については後で検討する。

さて、7月27日から30日の間に、流れの東向き成分に認められた比較的明瞭な事象からその伝播速度を求めたが、同じ事象について水温の記録から検討を加える。st.Bからst.Hについて、各定点で測定された層のうち最も水温変動の著しかった層における水温の時間変化を第14図に示す。7月27日から30日に注目すると、水温の記録にもやはり半日周期の変動が認められる。しかし、水温の変化は流れと異なって、仮に内部潮汐による鉛直的な運動が起こっていたとしても、そこにはっきりした水温の鉛直勾配がない場合には、水温の変化としては現れない。すなわち、水温計を固定した層が、ちょうど水温躍層付近にあっていた場合には、内部潮汐が明瞭な水温変動として現れるが、少しずれていた場合には半日周期の水温変動は不明瞭になる。第14図では、上で述べたように各定点で最も水温変動の著しい層の水温変化を示したが、それでも半日周期のピークの位置が不明瞭になる場合もしばしば認められた。

流れの東向き成分に明瞭に認められたPK1, PK2, PK3, PK4の各事象に対応して現れる各定点における水温のピークの時刻、および各定点間のピークの時間差を第3表に示す。H-25:G-25については、例えばPK2では時間差が50分であるのに対しPK3では175分と、流れの場合と比較してばらつきが大きい。同様の傾向は各定点間で認められる。上で述べたように、水温の場合は、ピークの出現がそのときの水温構造に大きく依存し



第14図 st.B~st.Hの各定点における最も水温変動の著しかった層の水温時間変化

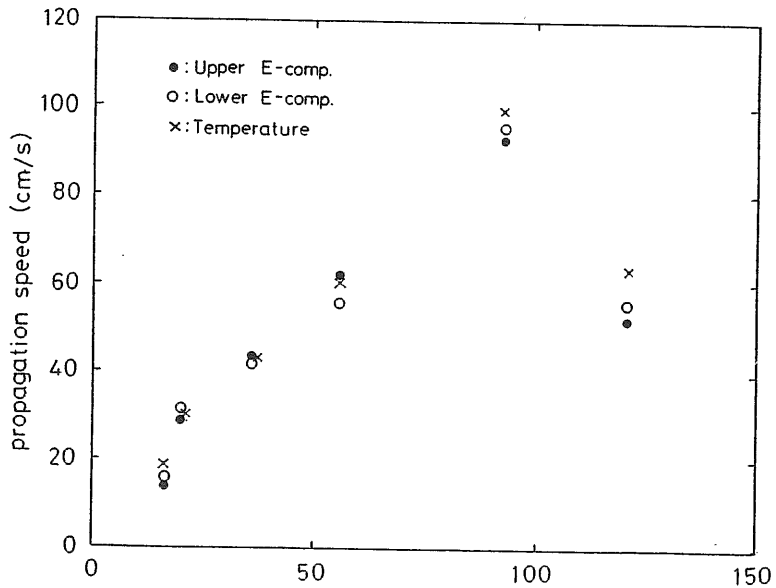
ているため、ピークの時刻を特定することが困難な場合がしばしばある。その困難さが、定点間におけるピークの時間差にばらつきが大きくなる原因のひとつであると考えられる。

このようなばらつきがあるにもかかわらず、これらから計算した各定点間別の平均伝播速度については、流れの東向き成分から得られた結果と類似した結果が得られた。すなわちH-25：F-20間の伝播速度が100cm/secで最も速く、岸に近づくにつれて徐々に遅くなっている。また、最も沖合のH-25：F-25では流れと同様、伝播速度は明らかに遅くなっている。

このようにして見積もった各定点間における内部潮汐の伝播速度を第15図に示す。伝

第3表 各定点において水温がピークになる時刻と各定点間の時間差および平均伝播速度

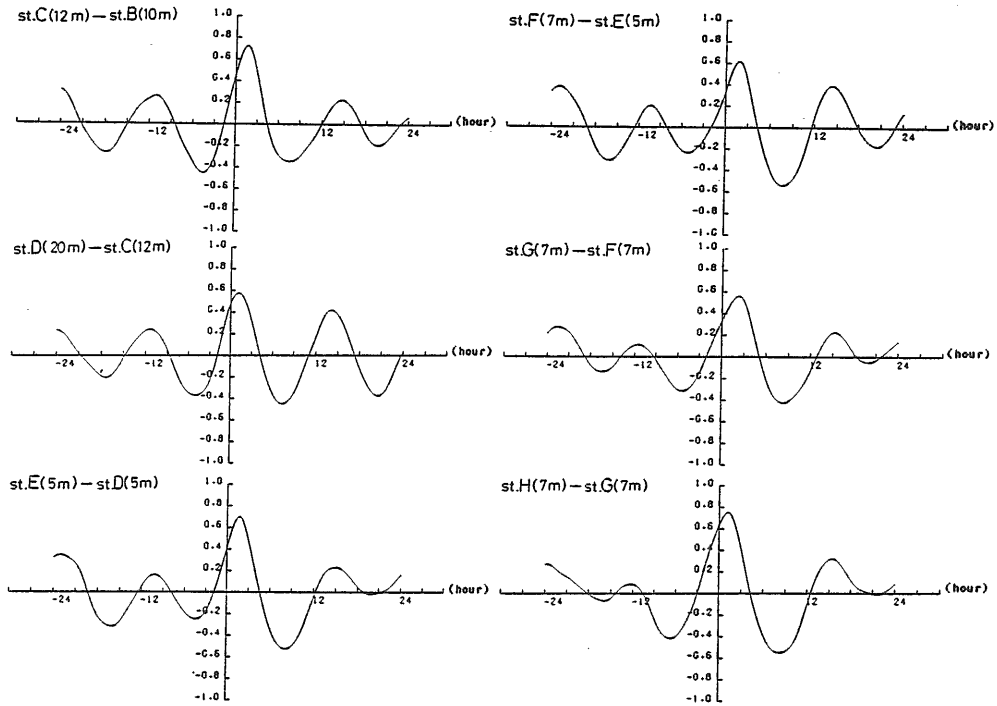
測定点	PK1		PK2		PK3		PK4		平均時間差(分)	平均伝播速度(cm/sec)
	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)	ピーク	時間差(分)		
H-25	7/27 6:50	80	7/27 18:50	50	7/28 7:10	175	7/29 8:25	110	104	64
G-25	7/27 8:10	80	7/27 19:40	135	7/28 10:05	45	7/29 10:15	140	100	100
F-20	7/27 9:30	95	7/27 21:55	140	7/28 10:50	105	7/29 12:35	95	10	96
E-15	7/27 11:05	70	7/28 0:15	185	7/28 12:35	70	7/29 14:10	140	116	43
D-5	7/27 12:15	75	7/28 3:20	130	7/28 13:45	95	7/29 16:30	130	10	31
C-5	7/27 13:30	80	7/28 5:30	130	7/28 15:20	65	7/29 18:40	80	89	19
B-5	7/27 14:50		7/28 7:40		7/28 16:25		7/29 20:00			



第15図 流れの東向き成分と水温のピーク時から見積もった各定点間における内部潮汐の伝播速度

播速度は各定点の中間点における水深に対してプロットした。図中には、上層および下層における流れの東向き成分から求めたものと、中層あるいは上層の水温から求めたものを示した。水温についてはそれぞれの定点で最も水温変化の著しい層におけるピークを用いて伝播速度を求めた。上層と下層における流れの東向き成分および水温の3つのデータから計算した伝播速度は非常によい一致を示していることがわかる。

このように、内部潮汐と推測される現象が比較的明瞭に認められる期間において、流れと水温のピークで特徴づけられるいくつかの事象は、沖合から岸に向かって伝播しており、その伝播速度は、原則的には岸から遠く離れるほど速いことがわかった。ただ最も沖側の距岸20km付近では伝播速度が遅くなる現象が認められた。上では、流速および水温のピークを取り上げて、それぞれのピークの伝播について調べたが、次に調査期間を通じて、各定点間の流速変動の相互相関から伝播速度を見積もった結果を示す。第16図にH-7:G-7, G-7:F-7, F-7:E-5, E-5:D-5, D-20:C-12, C-12:B-10の各定点間の東向き成分について相互相関を計算した結果を示す。それぞれの定点間とも、半日周期の運動の相関が高く、いずれも沖側の点で現象が先行していること

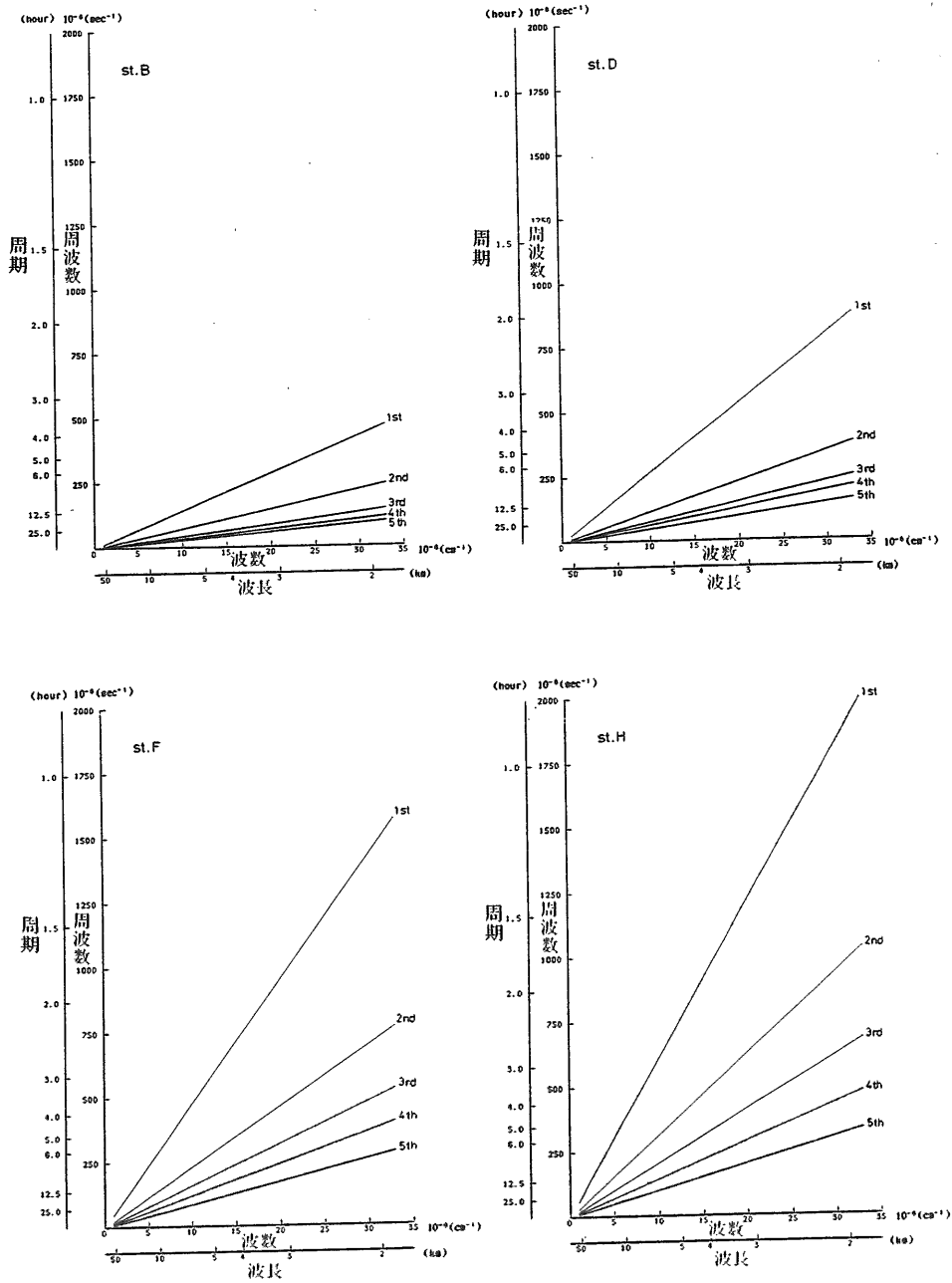


第16図 各定点間の東向き成分から計算した相互相関係数

が示されている。この相互相関のピークの原点からのずれから伝播速度を求めると、H-7 : G-7では95cm/sec, G-7 : F-7では77cm/sec, F-7 : E-5では61cm/sec, E-5 : D-5では50cm/secとなる。PK1~4で得られた伝播速度と同様、沖合で速く、岸に近づくと遅くなる傾向になっている。ただし、PK1~4と異なるところとして、最も沖合のH-7 : G-7で伝播速度が最も速い。この相違についても後で若干の考察を行う。

3. モード解による内部波

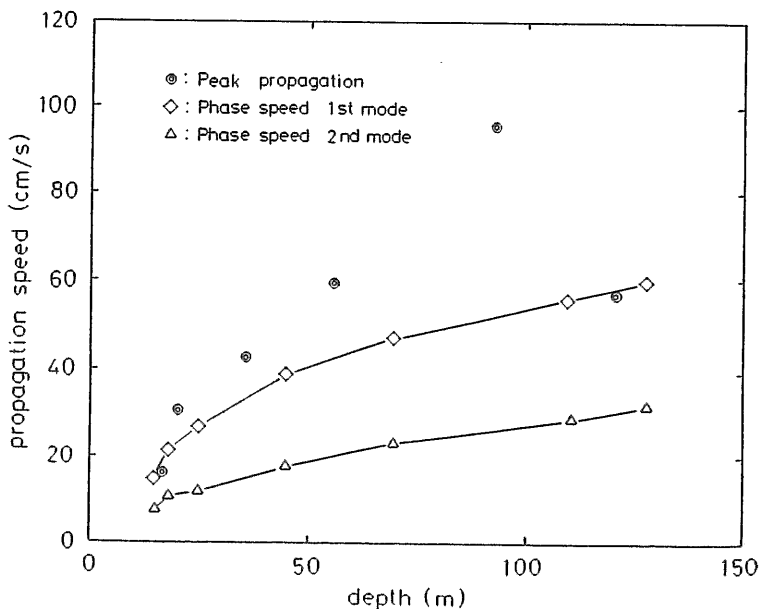
前に述べたように観測期間中は、各定点において、原則として1日1回水温、塩分の鉛直分布測定を行った。その結果を用いて各定点における海水密度の鉛直分布が求められる。密度の鉛直分布がわかれば、そのときのモード解を求めることができる。ここでは、特に内部潮汐が明瞭に観測された期間(7月27~30日)前後に得られた密度分布を、各定点毎に平均し、それをそれぞれの定点における平均密度場とした。ここでは簡単な



第17図 st.B, D, F, H における第5モードまでの分散曲線

ため地球自転の効果を無視した。第17図にSt.B, D, F, Hにおける第5モードまでの分散曲線を示す。各定点の各モードとも分散曲線はほとんど直線になる。そして沖合の定点の方がその傾きは大きくなっているのがわかる。この傾き(正しくは曲線上の点と原点を結んだ線の傾き σ/k :ここで σ は角振動数, k は波数であるが、図から明らかなようにそれはこの直線の傾きとはほぼ一致している)は、各モード波の位相速度 c_p を表す。地球自転の効果を考慮すると位相速度は少し違ったものになるが、その場合にはおそらく2次元的な考え方を修正する必要がある、複雑になるのでここでは省略する。

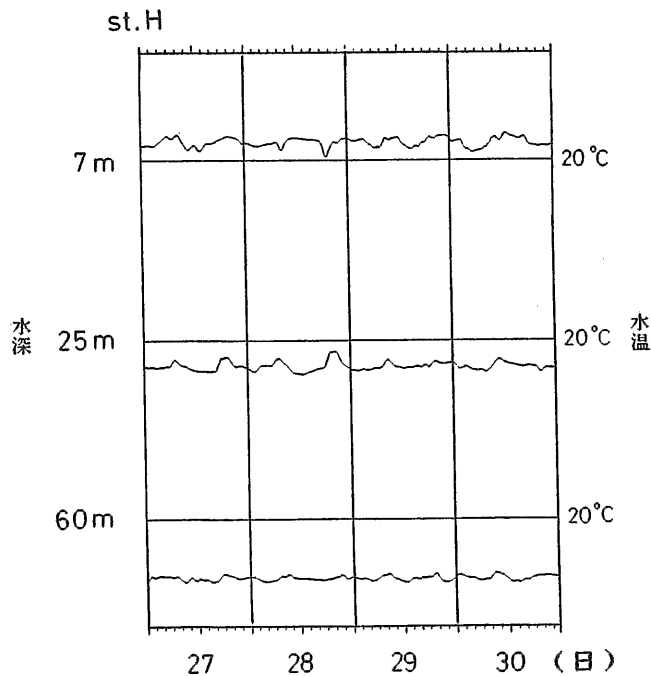
第1モード、第2モードについて各定点における位相速度と水深との関係を示したものが第18図である。同図には比較のため前述の流れのピークおよび水温のピークから求めた伝播速度も示した。ピークの間隔から求めた伝播速度は、前述のように上層と下層の流れ、および水温の3種のデータから求めたものがよく一致していたため、ここではその平均値を示した。上でも述べたように、第1モード、第2モードとも水深(h)の深い方が位相速度は大きくなっており、概ね $h^{1/2}$ に比例するような関係になっているのがわかる。一方、流れ等のピークから求めた伝播速度は、モード解による第1モードの位相速度より速く、これは $h^{1/2}$ より、むしろ h に比例しているような関係にあることがわか



第18図 各定点における第1モードおよび第2モードの位相速度と東向き成分と水温のピーク時から見積もった各定点間毎の伝播速度の平均値

る。この相違については現時点では明らかでない。

前節で、伝播速度は水深が深くなるほど速いが、ただ、最も深い一番沖合のst.H-G間では逆に遅くなっていることを述べた。これをモード解との関連で考えると、興味あることが出てくる。すなわち、上述のようにモード解に比べて、流れ等のピークから求めた伝播速度が大きめに見積もられていることを考慮すると、最も沖合の伝播速度は第1モードより、むしろ第2モードに依存した速さが表れているのではないかと考えることができる。沖合で第2モード的な現象が起っていたのではないかとこの観点からデータを見直すと、注目すべき現象が見つかった。最も沖合のst.Hにおける各層の水温変化の記録から、内部潮汐の顕著であった7月27日から30日のみを取り出したものを第19図



第19図 1985年7月27日～30日のst.Hにおける水温の時間変化

に示す。7m層と25m層の水温変化に注目すると、7m層で水温が下がったとき、25m層では水温は上昇していることがわかる。これはまさに第2モード(少なくとも第2モード以上)の運動が起っていたことを示すものである。以上のことを考慮すると、少なくともこの期間には、内部潮汐は距岸20kmより少し岸寄りのところで第2モードの優勢な運動から第1モードの優勢な運動へ、なんらかの形で推移したものと考えられる。

V. ま と め

係留系による流れと水温の観測から、福島沖における内部潮汐の特性を調べた。観測は1981年8、9月に実施された第1次観測と、1985年7、8月に実施された第2次観測とに分けられる。第1次観測では距岸6kmまでの範囲における内部潮汐の振舞いを調べた。その結果、海域の成層が比較的発達している時に、内部潮汐によると推測される変動現象が認められた。また内部潮汐による変動は、間歇的に顕著になる傾向があった。その変動は半日周期の 3°C 以上に及ぶ水温変動と流れの特に東向き成分における上・下層の逆位相によって特徴づけられた。さらに内部潮汐による流れと水温の変動現象はほぼ岸あるいは等深線と直交する方向で、沖合から岸に向かって伝播してきていることがわかった。ただ沖合の6km付近ではその波動現象は進行波的な性格が強かったのに対し、岸に近いところでは定在波的な性格をあわせもつようになり、反射波の影響が明らかに認められた。ただし、第1次観測時における観測範囲は、大まかに見積もった内部潮汐波の波長の半分以下であって、その伝播特性を議論するのに充分であるとはいえないことは留意しておく必要がある。

そこで第2次観測では沖合22kmまで範囲を広げた観測を行った。第2次観測においても間歇的に起こる内部潮汐が観測された。そして、その伝播特性は第1次観測に比べてより明瞭にとらえられた。沖合22kmにおいても、内部潮汐による変動現象は沖から岸に向かって伝播しており、内部潮汐の発生域はさらに沖合に求められるべきであることがわかった。沖から岸へ伝播するその伝播速度は、基本的には沖合ほど速く、岸に近づくにつれて遅くなっていることがわかった。ただ、内部潮汐が特に顕著であった期間に注目すると、距岸20km付近では、それより岸寄りに比べて伝播速度が遅くなっていた。このことを各定点における平均密度場から見積もられた第1モード、第2モードの位相速度と比較すると、沖合ではむしろ第2モード的な運動が優勢であったことが窺える。さらに、その内部潮汐が著しかった時期の沖合における水温変動に注目すると、上層と中層とが逆位相になっていて、これからも第2モードの運動が示唆された。以上のようなことから、観測範囲よりさらに沖合で発生した内部潮汐は、岸に向かって伝播してくる。そして、沖合20km付近では第2モードに近い運動が卓越し、岸に近づくとも第1モードの優勢な運動に移行するといった特徴をもっていたと推測される。このようなモード間の変換が起こる条件がどのようなものであったかは明らかでないが、内部潮汐の伝播特性を解明していく上で、注目すべき現象であると考えられる。

VI. 今後の問題

今回は第1次観測の一部を除いて等深線とはほぼ直交する1測線上での観測であったため、その解析にあたっては2次元断面内での議論に留めた。今後に残された問題としては、①2次元断面内での現象として、どこまで解釈可能か、モデル実験等により確認すること；②3次元的な観測を行って、内部潮汐の伝播方向を確認すること；③発生域を含んだ観測計画を立て、3次元数値モデルを対応させることによって、内部潮汐の発生と伝播特性を明らかにすることなどが考えられる。これらのうち①では、今回の観測でみられたモード間の変換がどのような条件で起こるのか、あるいは流れの鉛直分布が場所によってどのように変わっていくか、それと特性曲線（波線）との関係はどうなっているか等が問題となる。②では平面波としての仮定がどの程度有効であるか、またコリオリ力や一般流が内部潮汐の伝播特性にどの程度影響するかが問題となろう。③については、モデルはともかくとして、観測は水平距離が100km近くのスケールとなり、また波長が数10kmと考えると、あまり粗い測点は意味がない、さらに鉛直的にも何層が必要となり、非常に大規模になる。まず数値モデルによって沿岸域での観測結果を再現できるかどうか試みるのが第1ステップであろうと考える。

引用文献

- Baines, P. G. (1973). The generation of internal tides by flat-bump topography. *Deep-Sea Res.*, **20**: 179-205.
- Craig, P.D. (1985). Internal wave dynamics over coastal topography. Ph.D thesis Univ. Western Australia, 315pp.
- Craig, P.D. (1987). Solutions for internal tidal generation over coastal topography. *J. Mar. Res.*, **45**: 83-105.
- 福島県水産試験場 (1982). 現地観測に基づいた大熊海域の水理現象に関する研究—FIND project総集編—160pp.
- Inaba, H. (1981). Circulation pattern and current variations with respect to tidal frequency in the sea near the head of Suruga Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **37**: 149-159.

- Kubota, M., Nakata, K. and Nakamura, Y.(1981). Continental shelf waves off the Fukushima coast, Part I : Observation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **37** : 267 -278.
- Leaman, K.D.(1980). Some observations of baroclinic diurnal tides over a near-critical bottom slope. *J. Phys. Oceanogr.*, **10** : 1540-1551.
- Magaard, L. and Mckee, W.D. (1973). Semi-diurnal tidal currents at 'site D'. *Deep-Sea Res.*, **20** : 997-1009.
- Matsuyama, M. (1985). Internal tides in Uchiura Bay : subsurface temperature observations near the bay head. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41** : 135-144.
- Matsuyama, M. and Teramoto,T.(1985). Observations of internal tides in Uchiura Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41** : 39-48.
- Petrie, B.(1975). M_2 surface and internal tides on the Scotian shelf and slope. *J. Mar. Res.*, **33** : 303-323.
- Prinsenberg, S.J., Wilmot,W.L. and Rattray, M.Jr.(1974). Generation and dissipation of coastal internal tides. *Deep-Sea Res.*, **21** : 263-281.
- Rattray, M.Jr.(1960). On the coastal generation of the internal tide. *Tellus*, **12** : 54-62.
- Regal,R. and Wunsch,C.(1973). M_2 tidal currents in the western North-Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **20** : 493-502.
- Torgrimson, G.M. and Hickey, B.M.(1979). Barotropic and baroclinic tides over the continental slope and shelf off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.*, **9** : 945-960.
- Weigand, J.G., Farmer,H.G., Prinsenberg,S.J. and Rattray, M.Jr.(1969). Effects of friction and surface tide angle of incidence on the coastal generation of internal tides. *J. Mar. Res.*, **27** : 241-259.
- Wunsch, C.(1969). Progressive internal waves on slopes. *J. Fluid Mech.*, **35** : 131-144.
- Wunsch, C.(1975). Internal tides in the ocean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13** : 167-182.