

## 伊豆小笠原海嶺域における定期船航走水温の時空間変動特性 I. 年々変動

小松幸生\*, 友定 彰\*, 川崎 清\*

### Spatio-temporal variation of sea surface temperature observed by ferryboat in Izu-Ogasawara ridge I. Interannual variation

Kosei KOMATSU\*, Akira TOMOSADA\*, and Kiyoshi KAWASAKI\*

**Abstract** Sea surface temperature (SST) was observed continuously from 1983 through 1997 by the ferryboat Ogasawara-maru, which made round trips every 5-7 days across the Kuroshio between Tokyo (35.6°N) and Chichijima (27.0°N) south of Japan. Focused on the temporal variation longer than one year, the section line can be divided into four regions based on the difference in characteristics of the variation: the coastal region (34.5°N-), the Kuroshio region (33-34.5°N), the intermediate region (28.5-33°N), and the southern region (27-28.5°N). The trend of SST was not clear in the above first and the third region, on the other hand, increase of temperature was found about 0.03°C/year in the second and the fourth region. Compared with variation of the Kuroshio current axis, the mode with a period of two years had high coherency in the first and the second region and the phase of this mode was late for a half of year from that of the Kuroshio. In the southern regions, the coherency versus the Kuroshio was very low.

**Key words:** sea surface temperature, ferryboat, interannual variation, Izu-Ogasawara ridge

伊豆小笠原海嶺域における表面水温の長期変動の実態はどうなっているのだろうか。表面水温の変動と黒潮流路の変動の間にはどのような関係があるのだろうか。

伊豆諸島を中心とする海域はイワシ, アジ, サバ類をはじめとする重要浮魚類の生息域となっている。この海域には黒潮が流れており, その流路が漁場形成や産卵場形成に与える影響は大きい, その挙動は不規則であり, 数値モデルによる流路の予測は未だに困難である。それゆえ, 現状の黒潮予測は経験的事実をもとにした回帰的手法が主流であり現実的である。また, 昨今, 資源の長期変動を気候変動との関連で論じることが多いが, 一見単純に見える因果律も一つ一つの過程をつぶさに追求していくと不明な点が多い。例えば, 太平洋域ではエルニーニョ時の潮位上昇とサバ類の生

残指標と強い正の相関にあることが知られている (Sinclair *et al.*, 1985) が, 変動機構の実態は不明である。変動の予測精度の向上はもちろんのこと, 予測の基礎となる変動機構の解明には, 不断のモニタリングが不可欠であり, 黒潮域では水産研究所をはじめとする各機関が定期的に定線観測を行っている (友定, 玉木, 1989)。

中央水産研究所では, 黒潮モニタリングの一環として, 東京と小笠原父島を結ぶ定期船「おがさわら丸 (旧船, 小笠原海運(株))」に航走水温計を設置し, 1983年2月から1997年2月までの14年間にわたり表面水温の連続観測を行ってきた。この観測の大きな特徴は, 観測密度の高さと期間の長さもさることながら, 観測範囲が黒潮のはるか南方27°Nまで及んでいることである

2002年6月19日受理 (Received on June 19, 2002)

水産総合研究センター業績 A 第23号 (Contribution No. A 23 from the Fisheries Research Agency)

\* 中央水産研究所, 〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 (National Research Institute of Fisheries Science, Fukuura 2-12-4, Kanazawa, Yokohama 236-8648, Japan)

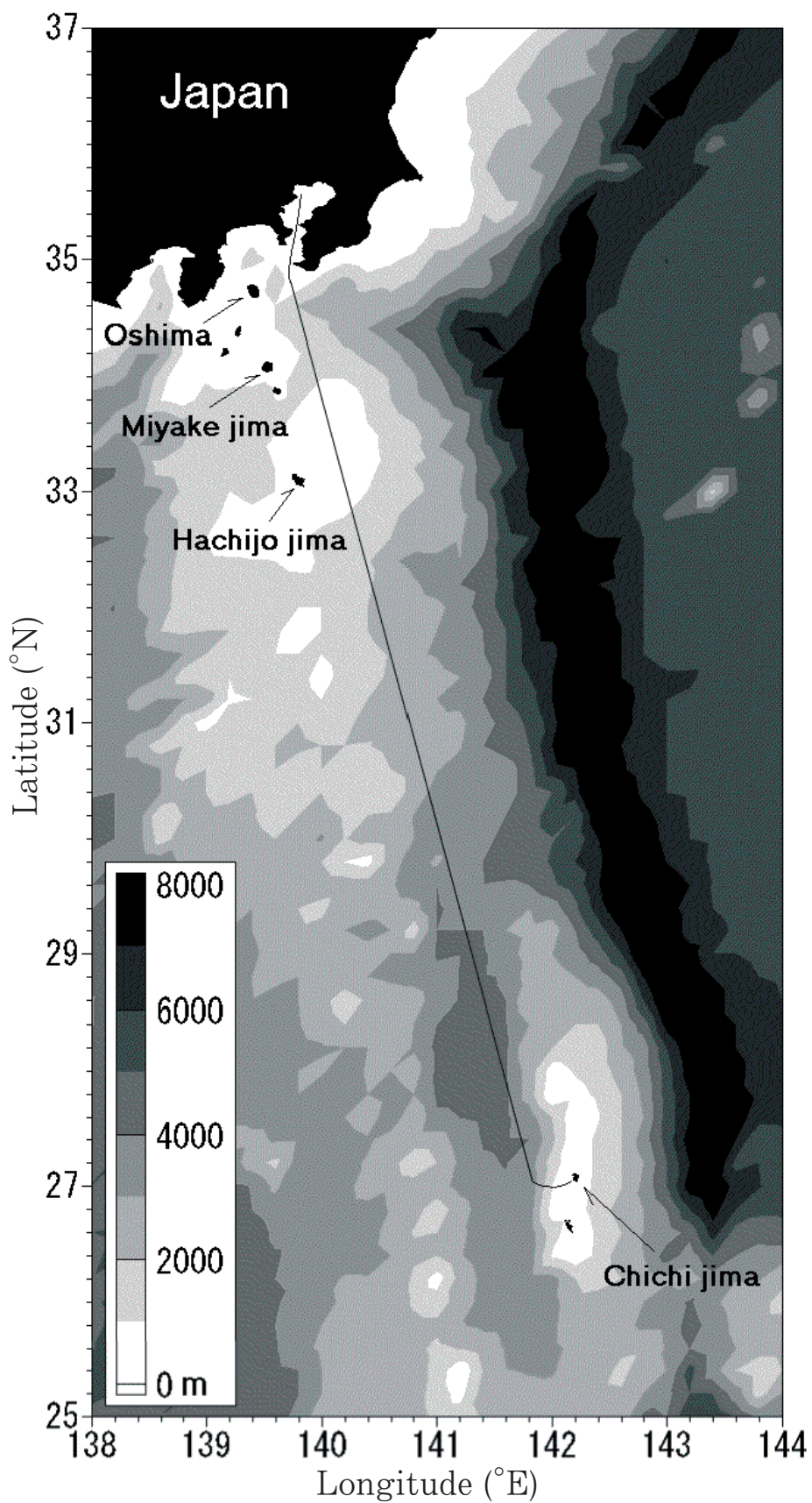


Fig. 1. Map of the regular line of the ferryboat Ogasawara-maru and topography around Izu-Ogasawara islands south of Japan

(Fig. 1)。現場観測のデータ量は本州沿岸域の充実度に比べると33°N以南は非常に乏しい。黒潮は蛇行時にはしばしば33°N以南を通過するし、特に最近の衛星海面高度データの解析では、東方から本州南方へ向かって伝播してくる中規模渦が黒潮と相互作用してその流路変動に影響していることが示唆されている (e.g., Ebuchi and Hanawa, 2000)。また、おがさわら丸が航行する伊豆・小笠原諸島の東側の海域は、海嶺の存在もあって黒潮の変動が特に激しく黒潮予測の特に困難な海域でもある。以上の点で、おがさわら丸の表面水温データは貴重である。

本論文では、1年以上の周期を持つ変動に着目し、伊豆小笠原海嶺域における14年間の表面水温の変動の実態を検討する。特にデータの特性を生かして、緯度方向の変動の違いを詳細に調べ、黒潮とこれらの変動との関係を定量的に論ずる。なお、同じデータを使用した1年内の変動特性については続報 (小松ら, 2002) で論じる。

### 航走水温データ

#### データの取得

本稿で使用するデータは旧船「おがさわら丸 (初代, 3,550t, 小笠原海運(株))」で取得したものである。この船は1979年4月から1997年2月まで、東京竹芝一父島二見間を5~6日毎に片道29時間程度 (巡航速力20kn) でほぼ同じ航路を往復していた (Fig. 1)。船内の機関室にサーミスタ水温計 ((株) 芝浦電子製作所, E-5701) を設置し海面下4mの取水口から汲み上げたエンジン冷却用海水を10分の時間間隔で自動計測・記録した。これを、1983年2月10日から開始し、途中1987年1月1日~1987年4月24日の中断を挟んで1997年2月12日まで行った。なお、水温計の分解能は0.01°C、精度は測定範囲の±0.5%以内で、位置情報は、東京と父島の出入港時、29°N通過時、および州崎、三宅島、八丈島、鳥島、西島並航時 (航路と直交する時) に指標を付すことで記録されている。

#### データの格子化处理

航走水温データは以下の手順で処理し、緯度-時間の等間隔マップを作成した。

##### (1) データ取得位置の推定

時間情報と違い、位置情報の記録間隔は長く、不均一であり、しかも、そのほとんどが島嶼並航時の記録である。この場合、舵角のゆらぎは無視できるとして、データの取得位置は航路上における該当島嶼との最近点とした。また、位置情報が入らない時刻でのデータ取得位置は、前後の位置情報から船速を一定として線

形内挿して算出した。

##### (2) 緯度方向の格子点化

航行中のデータ取得の緯度間隔はほぼ一定で、平均すると0.042°だが、わずかなずれがある。水温フロントを的確に抽出するために緯度間隔を0.05°として、ラインごとに線形内挿で揃えた。結果として、一定であった時間間隔にずれが生じるが、もともと停泊日数が一定でないので、時間方向については下記の方法で格子点化を行った。

##### (3) 時間方向の格子点化

同緯度での観測間隔は、通常中2日の停泊期間があるので最大で5日である。したがって、データの時間間隔を5日とし、(2) で算出した各緯度の水温値を時刻の3次スプライン関数で近似し、内挿することで時間間隔を揃えた。なお、より厳密な内挿法として、赤池情報量基準 (AIC) によって近似式の次数を決定する手法の一つを試みたが、水温計の分解能を上回る有意な差は得られなかった。

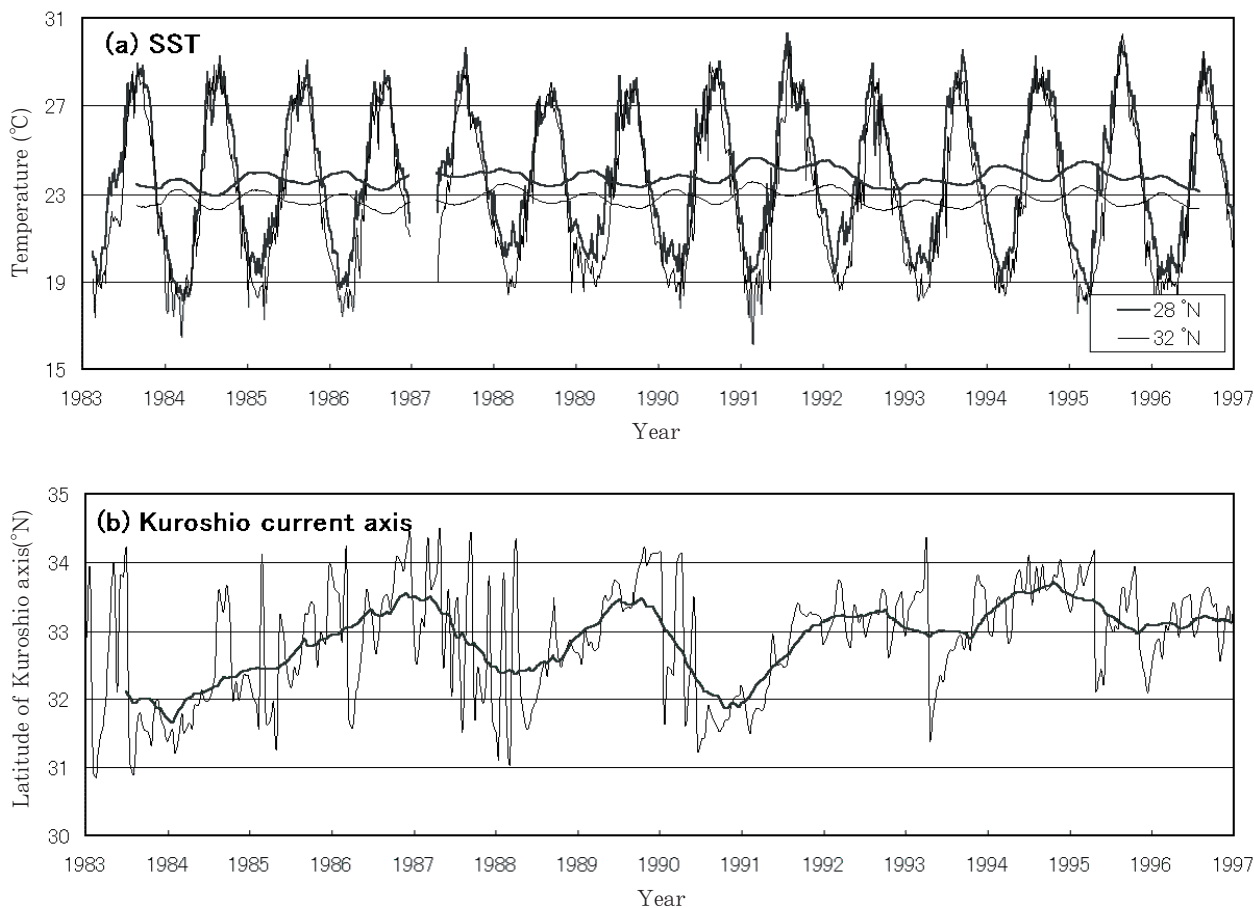
##### (4) 品質管理

水温計の維持管理については、清掃は定期的に行っているが、センサの較正は行っていない。したがって、データには系統的誤差が含まれている可能性が十分にある。そこで、各緯度についてデータ時系列の長期トレンドを調べ、これを伊豆小笠原諸島域で観測された定地水温データのトレンドと比較することで除去することを試みた。結局、有意な系統的誤差は得られなかった。また、センサの絶対誤差について、CTDの表層水温データで検証することを試みたが、有意な比較が可能だけのデータを収集することができず検証には至らなかった。なお、表面水温のトレンドについては次節で詳述する。

以上の手順により、時間方向に1983年2月10日~1997年2月12日、緯度方向に27.10~35.00°Nの5日×0.05°のデータセットが作成された。

### 解析結果

生データの一例として、航路上28.00°Nと32.00°Nにおける航走水温の全観測期間の時系列をFig. 2(a)に示す。この図は前節で説明した5日間隔のデータに13ヵ月の箱型移動平均を施して平滑化したものである。1年周期の顕著な季節変動の上に微細な短周期変動があり、時々スパイク状の水温の急変が見られる。28°Nと32°Nを比べると、各年夏季の最高水温には顕著な差は見られないが、冬季の最低水温には両者間で1°C以上、大きい年 (1991年) には4°C近くの差が見られる。また、平滑化したデータを比べると1°C程度の差でほぼ同位



**Fig. 2.** (a) An example of time series of sea surface temperature (°C) from 1983 to 1997 observed by the ferryboat Ogasawara-maru at 28°N(thick lines) and 32°N(thin lines). The smoothed curves show the temperature averaged by the 13 months running mean. (b) Time series of the latitude (°N) of the Kuroshio current axis across the section line referred from Quick Bulletin of Ocean Conditions of Japan Coast Guard.

相の変動を示しており、数年以上の長期変動傾向（トレンド）が見られる。さらに、季節変動の振幅を年ごとに見てみると、必ずしも一定ではなく1988年、1989年の変動幅を最小として、これも数年以上の時間規模で変動しているようである。Fig. 2(b)は、黒潮強流帯の中心である黒潮流軸が航路を横切る緯度の時系列を示す。流軸情報は海上保安庁海洋情報部発行の「海洋速報」から読みとったもので、2週間ごとのデータである。航走水温と同様の移動平均を施すと2～3年周期の変動が見える。32°Nの水温に現れた1984年と1991年冬季の急激な低温化は、黒潮流軸が平均して32°N以南まで南下した時期に相当しており、黒潮流軸の変動と水温変動との強い相関関係をうかがうことができる。以下では、まず、航走水温値の検証も兼ねて、伊豆小笠原諸島域の定地水温データと比較し、緯度ごとの変動特性を検討する。

#### 航走水温と島嶼沿岸水温の比較

Fig. 2(a)の平滑化された時系列から数年以上の長期

変動傾向が見えるが、これが現実の変動であるのか、それとも航走水温計の系統誤差によるものなのか、この点について、伊豆小笠原諸島域で計測された沿岸水温と比較して検証する。ここで比較に用いた定地水温は、伊豆大島（以下、大島と略記する）、三宅島、八丈島、父島で毎日計測されたものである（Fig. 1参照）。なお、父島以外の定地水温は島の東岸、つまりおがさわら丸の航路側で計測されたものである。これら4島のうち、父島はおがさわら丸の発着点であるため、定地水温と航走水温の計測地点の違いによる影響が最も小さいと思われる。そこで、トレンドを見る前に、まず、1984年1月から1996年12月までの期間の両者の散布図をプロットしてみる（Fig. 3）。定地水温は冬季の低温時には航走水温に比べて全体的に低いが、夏季の高温時には逆に航走水温より高くなっている。全期間で回帰曲線を引くと傾きが1.041 ( $R^2=0.95$ )である。期間の途中から誤差が生じている可能性も考えられるので、前半（1983～1989年）と後半（1990～1997年）に分けて回帰直線を引いてみると、その傾きは前半が1.033

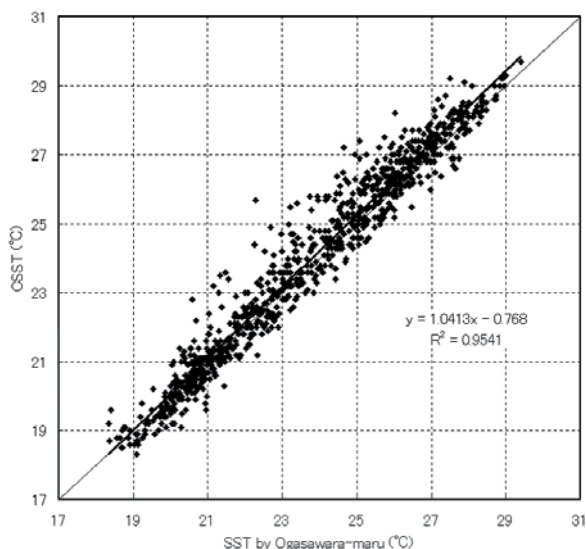


Fig. 3. The scatter diagram of the sea surface temperature observed by the Ogasawara-maru versus the coastal sea surface temperature (CSST) at Chichijima (27.08°N). The thick line denotes the regression line.

( $R^2=0.94$ )で後半が1.046 ( $R^2=0.96$ )であり、期間を3つに分けても傾きの差は0.02未満である。下記の通り両者の分散が大きいため、傾きの差から系統誤差を評価することは難しい。両者の違いに着目すると、大きいときには両者に3°C近くの差がある。これらの原因として、定地水温の方が航走水温より大気の直接的影響を受けやすい状態で計測されたことが考えられる。なお、両者の差の標準偏差は0.61°Cである。図では時間変動の傾向は分からないので、以下に、他の3島も含めて、両者の時系列を重ねてみる。

Fig. 4(a)~(d)は上記4島の定地水温と、島の位置する緯度での航走水温とを比較した時系列である。図では1年未満の変動を除去するために13ヵ月の箱型移動平均を施している。また、各島では沿岸潮位も毎時計測されているので、これも同様の平滑化を施してあわせて示す。緯度により定地水温と航走水温との差、並びに、これらの長期変動傾向が大きく異なることが分かる。

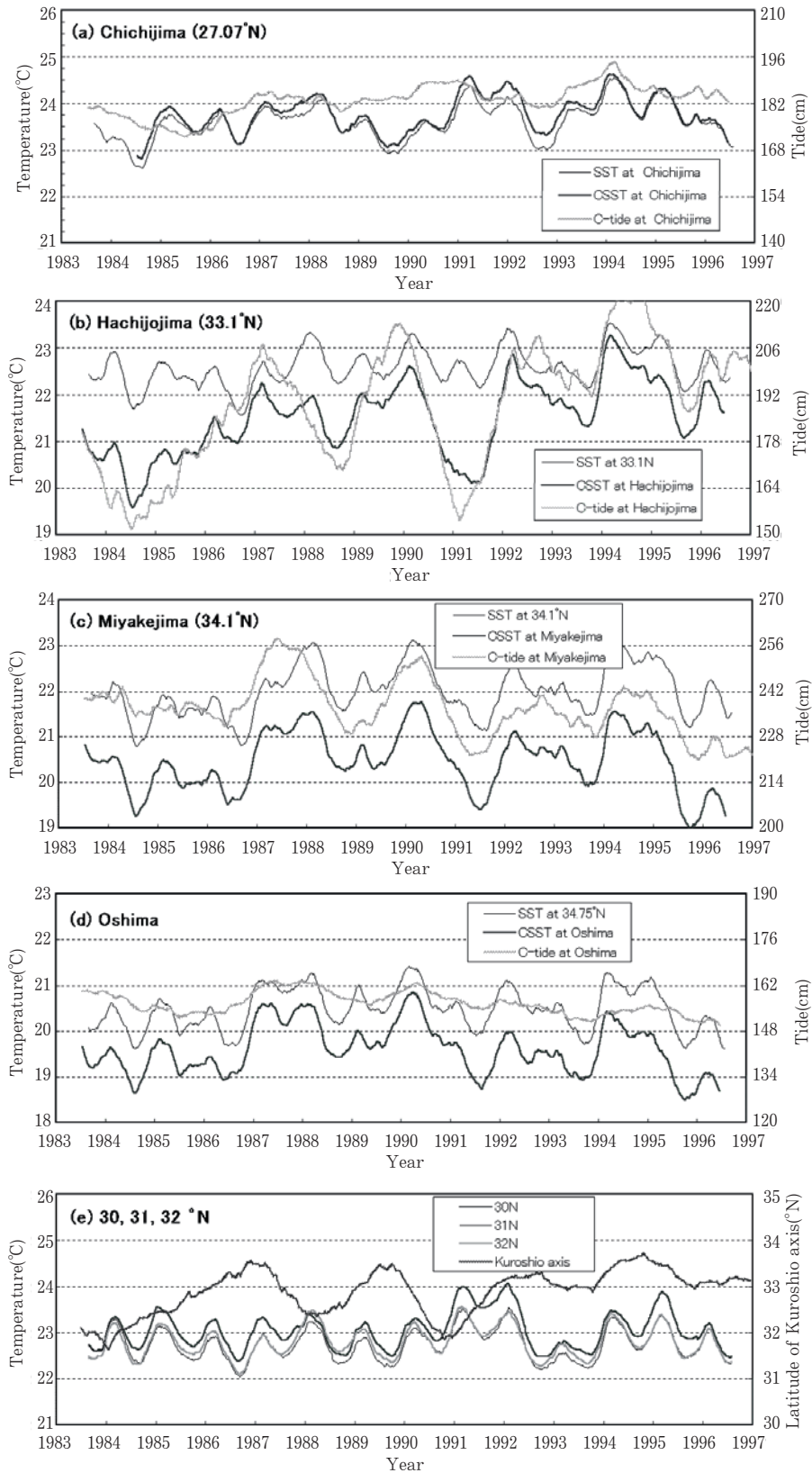
まず、父島について見ると (Fig. 4(a)), 定地水温と航走水温との差は0.2°C程度であり、変動はほぼ一致している。他と比べて両者の差が小さいのは前述の通り同じ島内での計測値であるからだが、年によって差に違いがあり、差が全くない年もあれば、1992年のように0.3°C近くある年もある。ただし、長期トレンドを見ると、両者は同程度の変動傾向を呈している (水温の具体的な上昇率については次項で述べる)。また、父島では水温だけでなく沿岸潮位も同様に上昇しており、水温上昇による表層水の密度の減少に伴い海面高度が

上昇したことを示唆している。しかし、数年規模の変動パターンについては沿岸潮位と水温は一致していない。そして、これらのパターンは黒潮流軸の変動パターン (Fig. 4(e))とも異なっている。

次に、父島から緯度にして6°ほど北に位置する八丈島の定地水温と33.1°Nの航走水温の時系列を比較する (Fig. 4(b))。父島とは異なり、定地水温と航走水温との差が大きく、変動も異なっている。定地水温の変動パターンは、航走水温よりもむしろ沿岸潮位の変動に近い。黒潮流軸の変動 (Fig. 4(e))と比較すると、定地水温と潮位は、1ヵ月から数ヵ月の遅れで流軸が北上すれば上昇、南下すれば下降を2年、3年の周期で繰り返している。そして、航走水温と定地水温との差は、黒潮が八丈島の位置する33.1°N以南に南下したときに大きく、北上したときには小さくなっている。これは、黒潮流軸が南下しているときには、黒潮はしばしば八丈島の南を迂回して東側を北上する、いわゆるC型流路をとることが多いため、同じ緯度でも島周辺と島から経度にして0.2°ほど東にある航路上とでは水塊が大きく異なることを示している。長期トレンドを見ると、ここでも航走水温に父島と同程度の上昇傾向が見られ、定地水温でも黒潮による大きな変動分を差し引くと同程度の上昇が見られる。

さらに北上して、三宅島の定地水温と34.1°Nの航走水温を比較すると (Fig. 4(c)), 両者の変動は同位相で類似しており、定地水温を1.5°Cほど上昇させれば航走水温にほぼ一致する。八丈島の例とは異なり、この緯度では、島と航路の間を黒潮フロントが南北に横断することはほとんどなく、島と航路上で水塊が大きく異なる可能性は少ない。また、これら2つの水温の変動パターンは潮位変動ともよく一致している。同様の変動パターンは、大島の定地水温と34.75°Nの航走水温でも見られる (Fig. 4(d))。そして、このときは、両者の差は1°C程度であり、三宅島の場合に比べて0.5°Cほど小さくなっている。つまり、それだけ水温の東西勾配が小さいことを示している。もちろん、もっと短い変動に着目すれば、急潮や内側反流に伴う局所的かつ一時的な暖水の北上もあり、経度にして0.2°も違えばその変動パターンは大きく異なる。なお、短周期変動については本論文の続編で議論する。長期トレンドは、34.1°Nの航走水温でも先に挙げた例と同程度の上昇が見られる (Fig. 4(c))。しかし、同緯度の三宅島の定地水温と沿岸潮位には明瞭な長期トレンドは見られない。Fig. 4(d)の大島の例では、航走水温(34.75°N)も定地水温および潮位と同様に明瞭な長期トレンドが見られない。むしろ後半は下降気味である。

以上見てきた島の定地水温並びに沿岸潮位との比較



**Fig. 4.** Time series of the sea surface temperature (SST) observed by the Ogasawara-maru, coastal sea surface temperature (CSST), and coastal tide (C-tide), which are smoothed by the 13 months running mean. Data are obtained at Chichijima (a), at Hachijojima and 33.1°N on the section line (b), at Miyakejima and 34.1°N (c), and at Oshima and 34.5°N (d). SST observed at 28, 30, and 32°N are shown in figure (e) with the latitude of the Kuroshio axis which are all smoothed by the 13 months running mean.

から航走水温の長期トレンドは測器の系統誤差に起因するものではなく、現実の長期水温変動を表現しているものと判断できよう（航走水温計と同程度の系統誤差を沿岸水温計や潮位計が有しているとは考えにくい）。例え誤差があるとしても本稿の議論に支障をきたす程度のものではないと考える。しかし、父島 (27.08°N)、33.1°N、34.1°Nの航走水温の長期トレンドで上昇傾向が見られるのに、大島の位置する34.75°Nでは明瞭な長期トレンドが見られないのは興味深い。では、島の無い緯度帯での航走水温の長期トレンドはどうだろうか。30°N、31°N、32°Nの時系列をFig. 4(e)に示す。予想に反して、明瞭な長期トレンドは見られない。本州沿岸で長期変動傾向が異なるのは、外洋系水と沿岸系水の変動機構の違いで説明できるだろうが、航路の中間域で傾向が異なるのは何に起因しているのだろうか。以下では、この点を含めて、長期トレンドの緯度方向の違いを平年値からの偏差の変動を見ることで検討する。

#### トレンドの南北分布

航走水温の長期トレンドに見られる南北差をより明瞭にするために、ここでは、航走水温の年周期平年値からの偏差を以下のように抽出する。平年値は14年にわたる全観測期間のデータを365日の周期で重ね合わせてその集団平均をとることにより計算する。その結果をFig. 5(a)に示す。本州沿岸に最も近い35.0°Nを除いて、27.1°Nから33.0°Nの平年値は最大でも1°C程度の差しかない。そして、その差は冬季から春季にかけて

大きく、夏季から秋季にかけて小さい。この海域の日射量は、その強度、南北差ともに6月に最大で12月に最小となるが (Wallace and Hobbs, 1977)、図はこれに対して海洋の応答が3ヵ月ほど遅れていることを示している。35.0°Nの平年値が他と比べて著しく低いのは、この海域が通年、黒潮流路よりも沿岸側に位置するからである。この手法で得た年周期平年値は多少の凹凸が目立つが、本稿で対象とする程度の長期変動の解析には影響しない。Fig. 5(b)は標準偏差であるが、全体的に見て南側よりも北側の偏差が大きいようである。特に、冬季の海面冷却効果の年々変動を反映して、1月から3月の偏差が大きい。

生の時系列データからこの平年値を差し引いた偏差に前項と同様に13ヵ月の移動平均を施したのがFig. 6である。Fig. 4とは縦軸の縮尺が異なることに注意してほしい。2~3年周期の変動が卓越し、これが各緯度についてほぼ同位相の変動をしているように見える。長期トレンドは期間が短いので明瞭ではないが、27.1°Nと33°Nで上昇傾向が見られる。このデータに回帰直線を引いたときの水温の上昇率をTable 1に示す。卓越する変動の周期に対して観測期間が短いので上昇率の絶対値自体の信頼度は低いが、全球表面（陸面と海面）の温度は平均すると1980年前後の10年間で0.2°Cほど上昇しているという報告もある (e.g., Hansen and Lebedeff, 1988) ので、表の値は現実の変動傾向がある程度反映しているものと思われる。特に興味深いのは前に述べたように中間領域 (29~32°N) で上昇率が

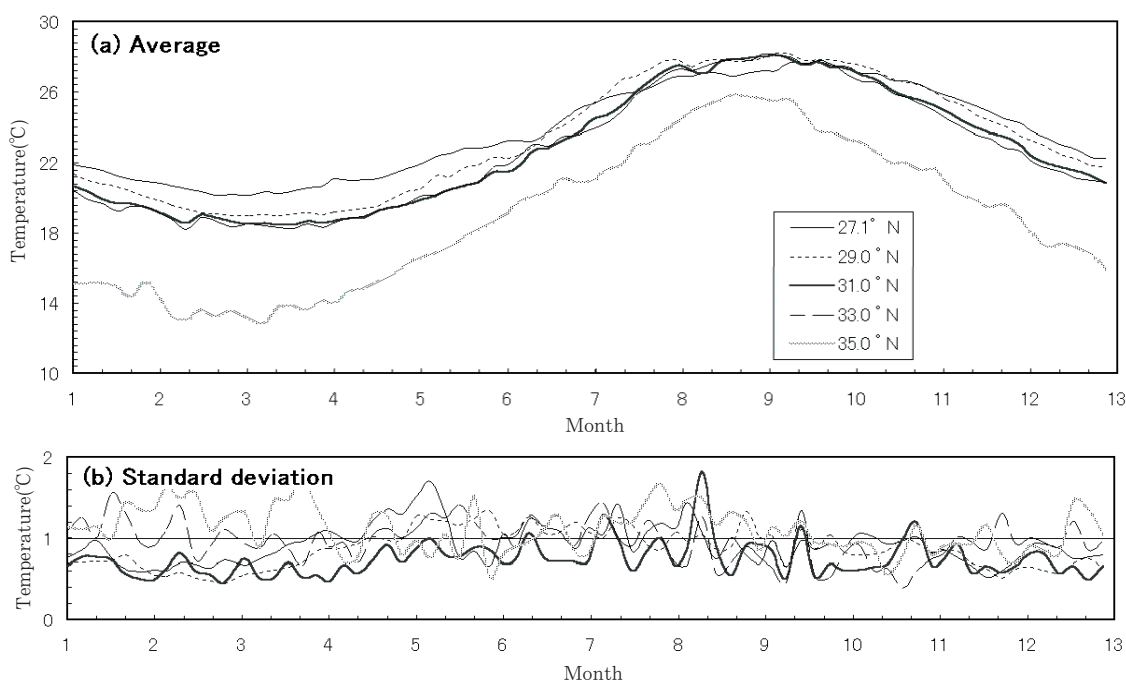
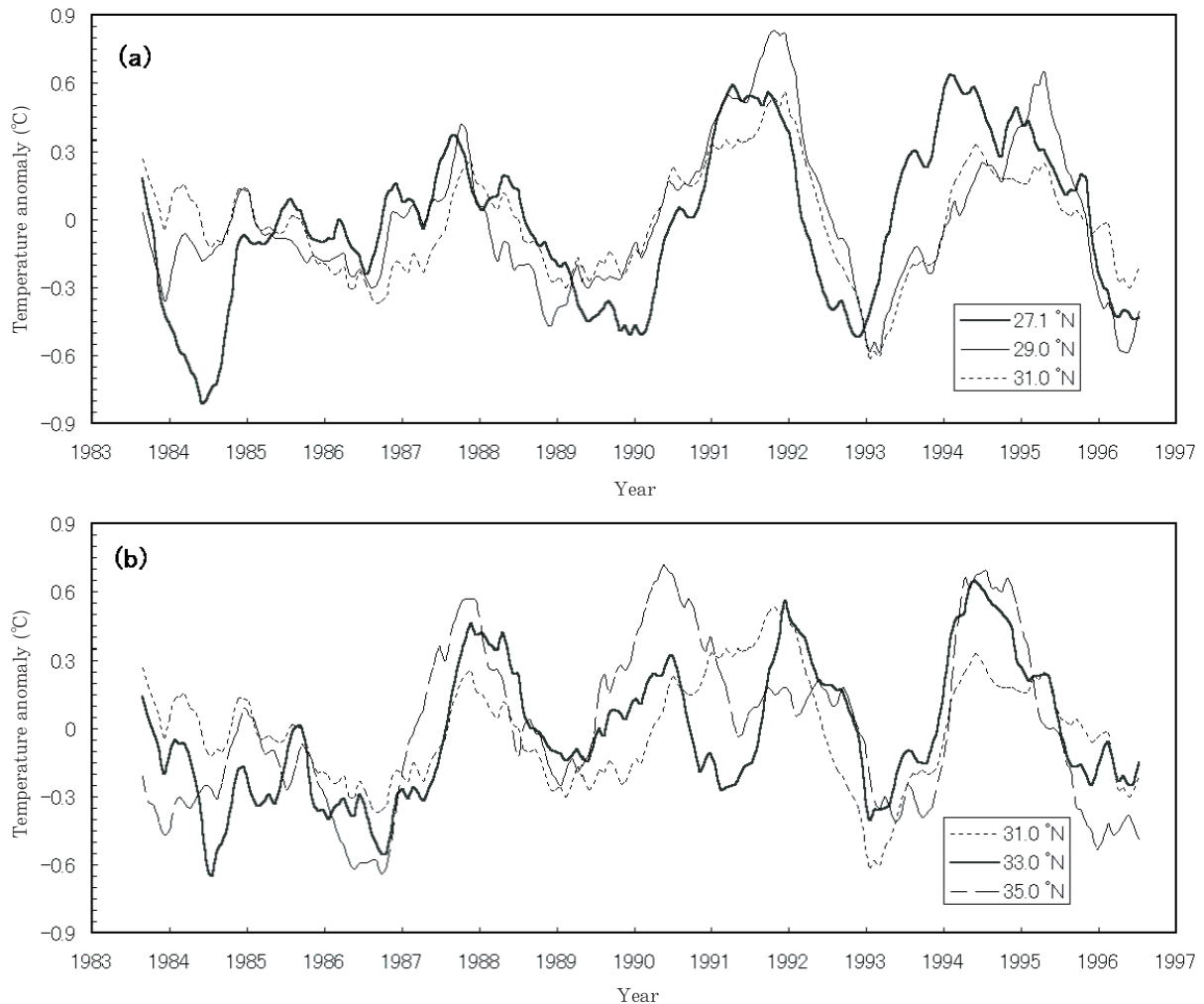


Fig. 5. Seasonal cycle of the SST observed by the Ogasawara-maru at several latitudes. (a) Average obtained from 14 years data. (b) Standard deviation.

**Table 1.** Trend of sea surface temperature obtained from the anomaly smoothed by the 13 months running mean by the least square method

Latitude(°N)	27.1	28.0	29.0	30.0	31.0	32.0	33.0	34.0	35.0
Increase rate(°C/year)	0.032	0.024	0.015	0.013	0.006	0.007	0.031	0.038	0.020



**Fig. 6.** Anomaly of the SST observed by the Ogasawara-maru at several latitudes which are calculated by subtracting the seasonal cycle mean from the SST. In these figures values are smoothed by the 13 months running mean. (a) Data obtained at 27.1, 29.0, and 31.0 °N. (b) Data obtained at 31.0, 33.0, and 35.0 °N.

低下することである。この海域では1984年にその南側と北側の海域で見られた強い温度低下がないが、1993年には非常に強い温度低下が見られる。そのため、長期的な上昇傾向が見えない。そこで、水温変動の南北分布をより明瞭にするため、Fig. 7に縦軸を緯度として偏差変動の等値線を描いてみた。33°N以北では年ごとの変動の振幅が南側よりも大きいことが分かる。図には、13ヶ月の移動平均を施した黒潮流軸の航路横断緯度を重ねてプロットしたが、33°N以北の変動を見ると、黒潮南下時には負の偏差、北上時には正の偏差を呈している。偏差の変動を緯度方向に見ると全体的にほぼ

同位相で変化しているが、1990年から1991年にかけては北部海域と南部海域が逆位相となっている。1990年には北部海域で正偏差、南部海域で負偏差となっているが、1991年には逆に北部海域で負偏差、南部海域で正偏差となっている。問題の中間領域(29~32°N)だが、Fig. 6でも見たように、1984年の負の偏差が南北両側に比べて小さく、特に1991年前半の正の偏差と1992年後半から1993年前半にかけての負の偏差が非常に大きいのが目立つ。エルニーニョとの関連だが、期間中のエルニーニョの発現年は1987年と1992年で赤道東部太平洋の海面水温偏差は大きい正偏差を示しており



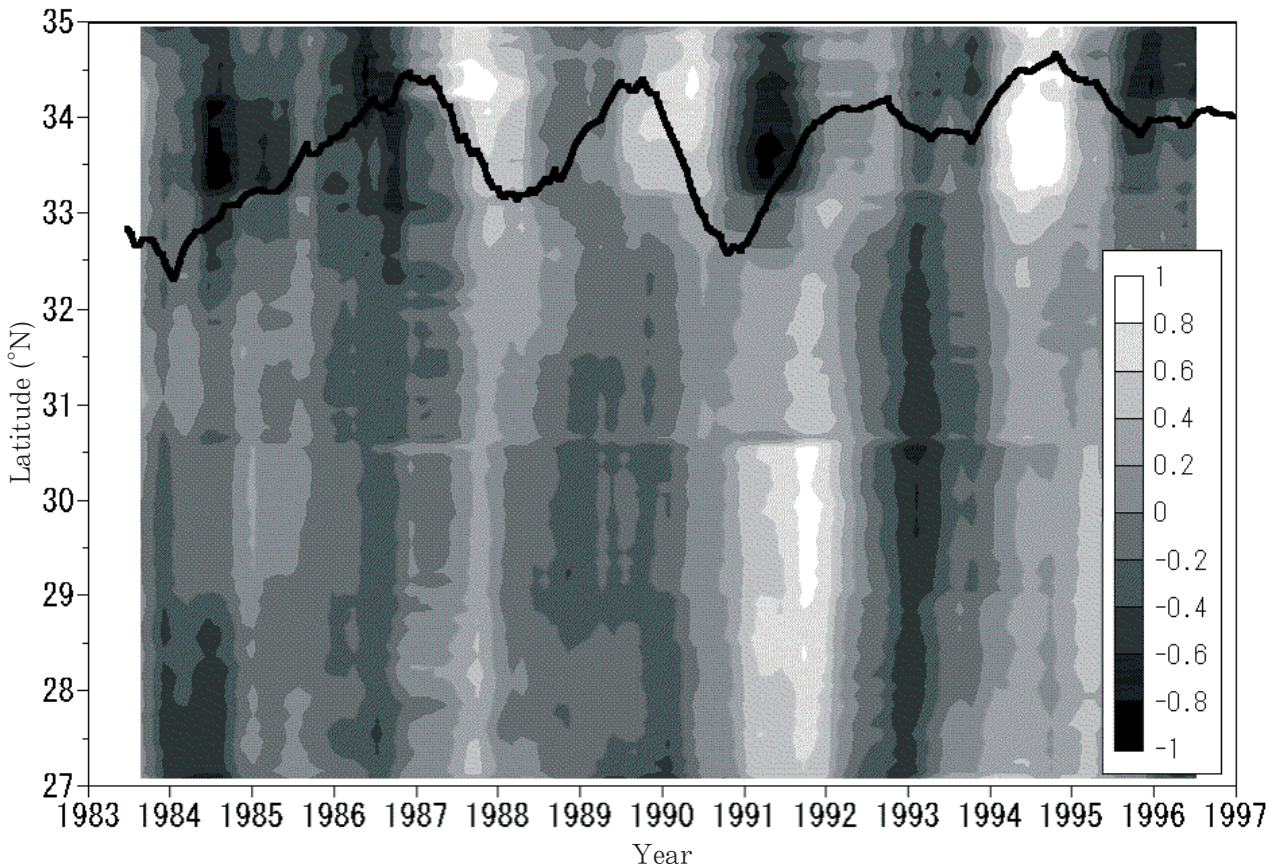


Fig. 7. Contour of the anomaly of the SST( $^{\circ}\text{C}$ ) observed by the Ogasawara-maru with the curve which denotes the latitude of the Kuroshio current axis crossing the section line. All values are smoothed by the 13 months running mean.

(Trenberth, 1996), 中間領域の負偏差はエルニーニョ発現年の翌年(1988年と1993年)に現れているが、このデータだけでは関連性についてははっきりしたことは言えない。

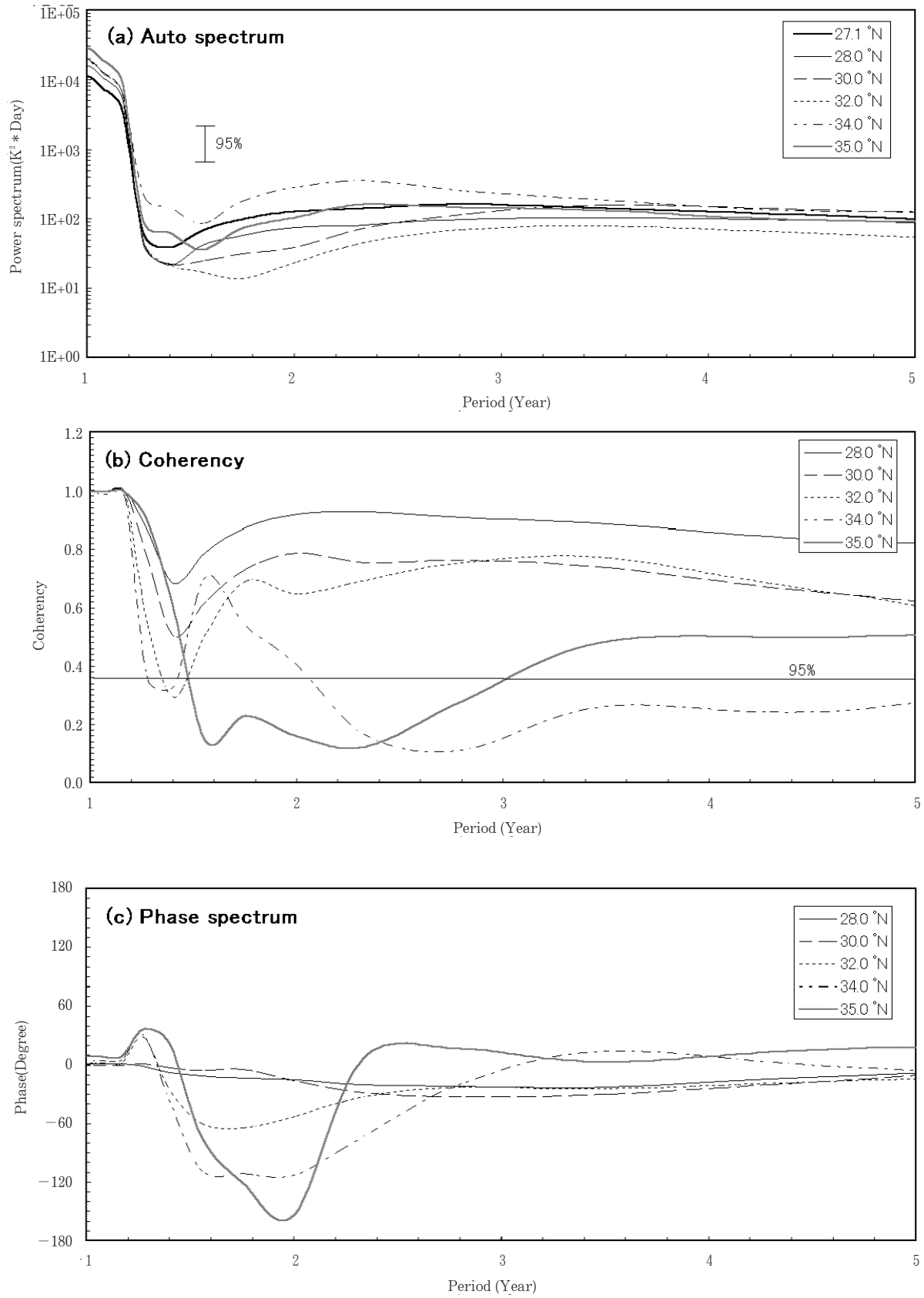
#### 年々変動の南北位相差

ここでは、変動の周期特性をより明瞭にするため、航走水温時系列をフーリエ変換(FFT)し、各々の振幅と周期を有するモードの重ね合わせで表現することで、変動の南北位相差を抽出する。Fig. 8には、自己パワースペクトル(モードごとの自己相関強度)、 $27.1^{\circ}\text{N}$ の水温に対するコヒーレンシー(モードごとの相互相関係数)、 $27.1^{\circ}\text{N}$ の水温に対する位相スペクトル(モードごとの位相差)を緯度ごとに示す。なお、ここでの計算に用いたデータは欠測値をカルマンフィルタで補間した5日ごとのデータである。

まず、自己スペクトルを見ると(Fig. 8(a)), 1年周期のパワーが卓越しており、その強度は高緯度から低緯度に行くに従い減少しており、Fig. 5の季節変動を反映した分布になっている。そして、1.2~1.6年の周期成分でパワーは極小となっており、それより長周

期成分のパワーはほぼ一定である。また、1.4年よりも長周期成分のパワーを比較すると、 $34^{\circ}\text{N}$ が最も大きく、次いで $27.1^{\circ}\text{N}$ と $35^{\circ}\text{N}$ の成分、前項で着目した中間領域( $28^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $32^{\circ}\text{N}$ )のパワーが最も小さい。

次に、コヒーレンシーを見る(Fig. 8(b))。1年周期の相関がほぼ1であるのは、季節変動を反映しているからである。なお、1.2年の周期で1を少し越えたものは計算時の桁落ちの影響による。全体的に、比較の対象である $27.1^{\circ}\text{N}$ に近いほど相関が強くなっているのは当然の結果として、 $32^{\circ}\text{N}$ 以南と $34^{\circ}\text{N}$ 以北では相関の周期方向の分布が大きく異なっている。特に、 $34^{\circ}\text{N}$ のコヒーレンシーが1.6年の周期に強いピークを持つのは興味深い。Fig. 9(a)はコヒーレンシーの緯度方向の分布を等値線で表した図である。2年より長い周期成分では $33^{\circ}\text{N}$ を境にコヒーレンシーが急変しており、 $33^{\circ}\text{N}$ 以北の変動と $27.1^{\circ}\text{N}$ の変動はほとんど相関がないことが分かる。また、1.6~2年の周期帯に分布している第2の極大値を緯度方向に見ると、極大値が出現する周期が南に行くほど長くなっているのが特徴的である。この第2の極大値は $30^{\circ}\text{N}$ 以南ではもはや明瞭でなく、コヒーレンシーは周期に依存しない。ではこれら同一周



**Fig. 8.** (a) Auto power spectra of the SST observed by the Ogasawara-maru at several latitudes. (b) Coherency of the SST obtained at 28, 30, 32, 34, 35 °N versus the SST at 27.1 °N. (c) Same as in (b) but for phase spectra, where positive values denote advanced phase versus 27.1 °N.

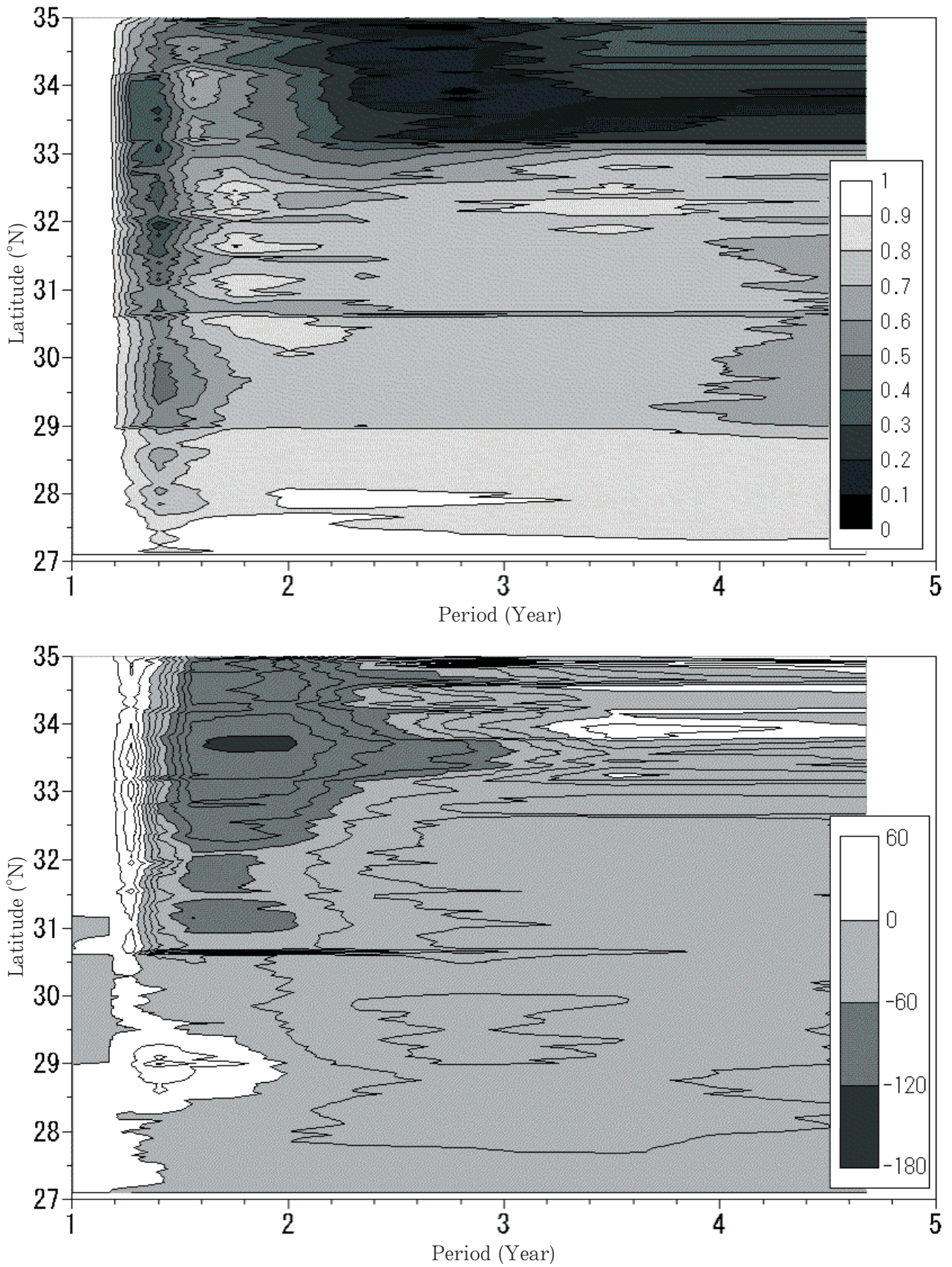


Fig. 9. (a) Contour of the coherency of the SST on the section line versus the SST at 27.1°N, where values are logarithmic and the contour interval is 0.1. (b) Same as in (a) but for the phase spectra. The contour interval is 15 degree and positive values denote advanced phase versus 27.1°N.

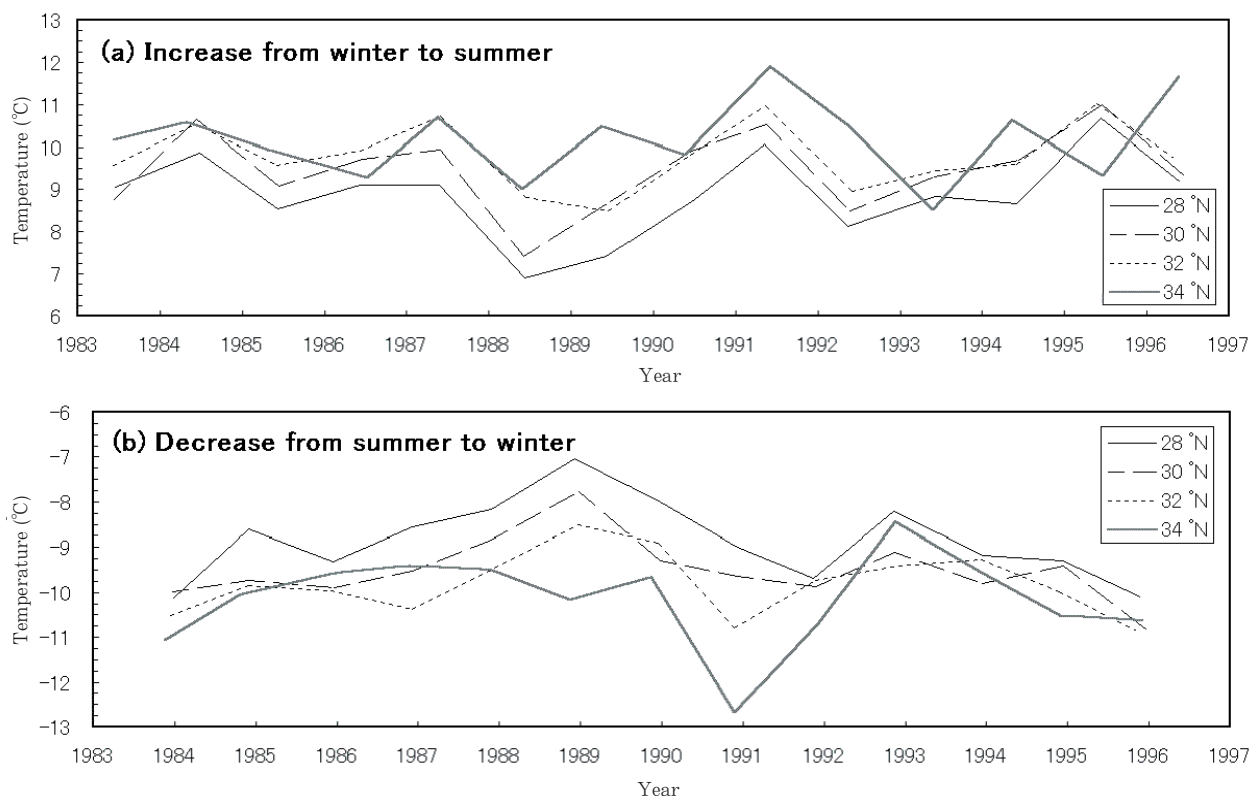
期のモード間で緯度方向の位相差はどの程度あるのだろうか。

Fig. 8(c)は、27.1°Nの水温に対する位相スペクトルである。各周期モードについて正の値は27.1°Nより位相が進んでいることを示し、負の値は位相が遅れていることを示す。28°N、30°Nはどの周期成分も27.1°Nとほとんど位相差がない。一方、32°N以北の水温は周期1.2年付近の成分で40°ほど位相が進んでおり、長周期側の1.6年周期の成分では逆に32°Nで60°、34°Nで120°ほど位相が遅れている。35°Nに至っては2年周期の成分で150°位相が遅れているが、Fig. 8(b)のコヒーレンシーを見たら分かるように、この周期帯では相関がほとんどない。Fig. 9(b)の分布図を見ると、33.7°N、1.6~2年の周期帯で位相の遅れが極大になっている。この領域は相関も高いので、有意な位相のずれであると判断できる。しかも、南側の29°N付近の同じ周波数帯では逆に位相が進んでおり、情報の伝播の経路を考える上で興味深い結果である。一方、1.2年の周期帯に見られる位相が進んでいるモードについては、相関が小さいため情報の伝播特性を議論できない。さらに短周期成分に着目すると、29~31°Nのいわゆる中間領域で1年周期のモードの位相が10°ほど進んでいる。この場

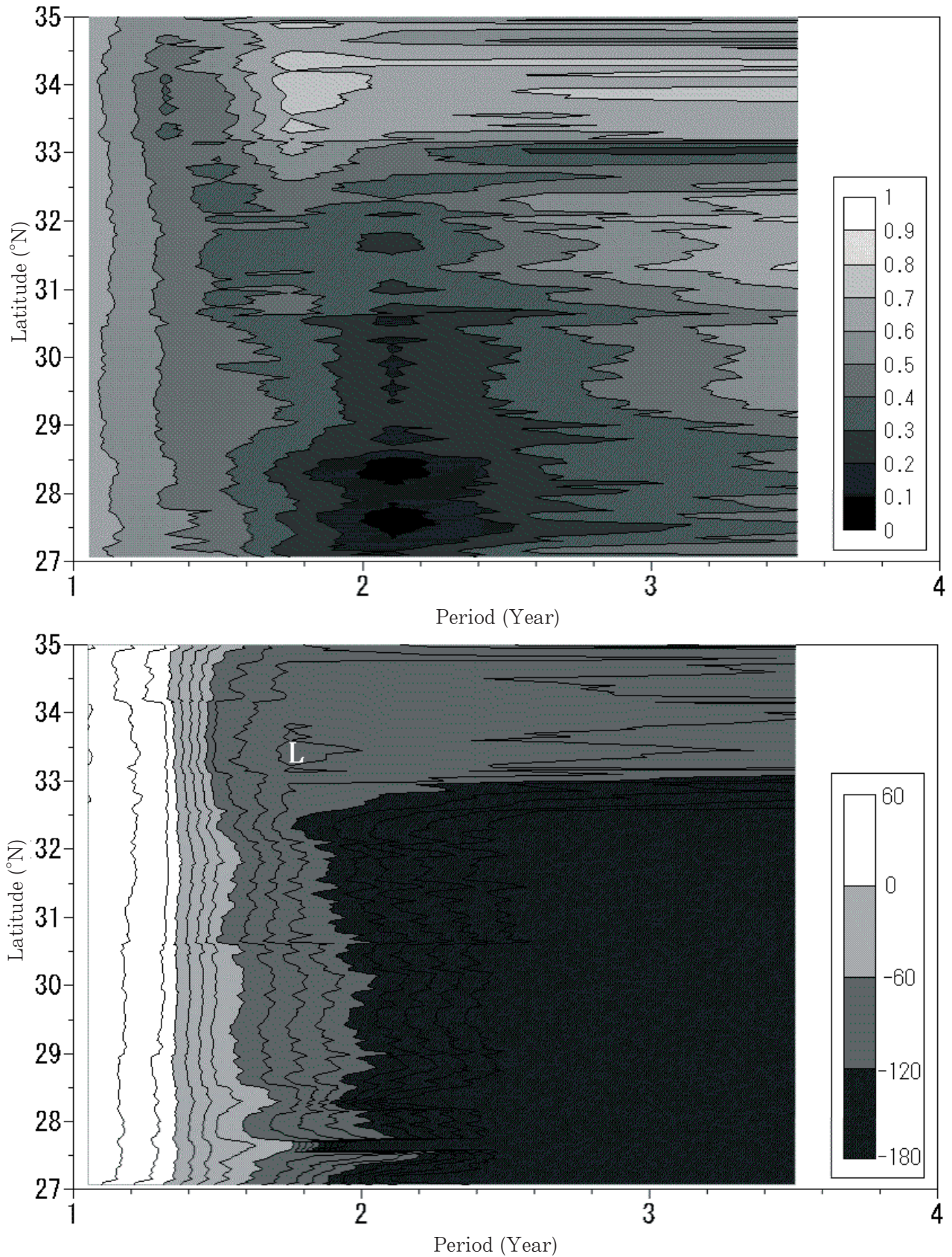
合10°の位相差は10日ほど位相が早いことを意味する。

## 考 察

以上の解析結果から、伊豆小笠原海嶺域の表面水温は、概して、34.5°N以北の沿岸域(I)、33~34.5°Nの黒潮横断域(II)、28.5~33°Nの中間域(III)、27~28.5°Nの南方海域(IV)、の4つの海域で異なる変動特性を持つことが分かった。水温のトレンドは、海域IとIIIでは0.01°C/year前後で長期的変動傾向は明瞭でないが、海域IIとIVでは0.03°C/year程度の上昇傾向が見られる(Table 1)。この上昇傾向は明瞭であり、全球的に上昇傾向にあるのは前述の通り事実であるが、長期トレンドを見るには期間が短いのでその解釈には注意を要する。例えば、Sturges *et al.* (1998)は、北太平洋並びに北大西洋中央部には潮位並びに水温躍層深度の10年規模の大規模な変動が存在すること、そしてこの変動は風強制力による低周波Rossby波によって説明できることを報告しており、この10年規模の変動を拾っている可能性もあるからである。前節冒頭で年周期変動の振幅が年ごとに変動していることを指摘した(Fig. 2(a))が、これに関連して、各年の冬季から夏季への



**Fig.10.** Interannual variation of the amplitude of seasonal cycle of sea surface temperature. Values are obtained by calculating the difference between the maximum and the minimum temperature smoothed by the 1 month running mean in each year. (a) Increase of temperature from winter to summer. (b) Decrease of temperature from summer to winter.



**Fig. 11.** (a) Contour of the coherency of the SST on the section line versus the latitude of the Kuroshio axis crossing the line, where values are logarithmic and the contour interval is 0.1. (b) Same as in (a) but for the phase spectra. The contour interval is 15 degree and positive values denote advanced phase relative to the variation of the Kuroshio axis. The mark "L" denotes the local minimum region.

水温上昇 (Fig. 10(a)) と夏季から冬季への水温下降 (Fig. 10(b)) をプロットしてみると, 変動の振幅は 1988~1989年を最小 (谷) とし, 1984年と1995年を最大 (峰) として10年規模で変動しているように見える。この傾向は, 黒潮の影響を直接受けない南部海域で顕著である。

次に, 海域Ⅳの南端27.1°Nの水温に対するコヒーレンシーを見たとき, 1年周期の成分を除くと, 1.6~2年周期のモードが卓越しており, 強度は北へ行くほど小さくなっている (Fig. 9(a))。この強度分布は単純に27.1°Nからの距離の長短で解釈できるように見えるが, 位相スペクトルの分布を見ると話はそう単純ではなく, 対応する周期帯で27.1°Nに対して位相の遅れが最も大きいのは領域ⅠではなくⅡであり, そしてⅢの南端28.5~29.5°Nでは位相は逆に進んでいる (Fig. 9(b))。また, 2年以上の長周期成分を見ると33°Nを境に北側ではコヒーレンシーが急減しているのも特徴的である。

海域をこれら4つの領域に分ける最も大きな因子は黒潮であり, 黒潮流軸が航路を横切る緯度の変動と水温変動のコヒーレンシーを計算すると (Fig. 11(a)), 33.5~34.5°Nの緯度帯, つまり領域Ⅱで2年周期の成分のコヒーレンシーが最大となっていて, その北側の領域Ⅰと南側の領域Ⅲ, Ⅳでは相関が小さくなっている。29°N以南に至っては相関がほとんどない。位相スペクトルを見ると (Fig. 11(b)), 2年周期の成分は, コヒーレンシーが最大の領域Ⅱにおいて位相が黒潮より90°, つまり半年ほど遅れている。実際, Fig. 7の水温偏差分布と黒潮流軸との関係を注意深く見ると, 約2年周期の黒潮変動に対して, 流軸の北偏時 (流軸曲線の峰の部分) から半年ほど遅れて水温の極大が現れ, 流軸の南偏時 (谷の部分) から半年ほど遅れて水温の極小が現れている。位相スペクトルを見ると, 南側の領域ⅢとⅣでは黒潮からの位相の遅れがより大きくなっているが, 黒潮とのコヒーレンシーが極めて小さいので, 前節で指摘した1991年に北部海域と南部海域の位相が逆になっている原因を黒潮の流軸変動だけで説明することはできない。この現象解明にはエルニーニョとの関連も含めて, 大気からの運動量, 熱, 淡水流束の変動とこれに対する海洋の応答をより広い領域で解析する必要がある。例えば, 淡水流束の変動に伴う順圧流の変動により黒潮のような西岸境界流の離岸緯度が1°南にずれる可能性も指摘されており (Huang and Schmitt, 1993), 海盆規模の現象の解析が急がれる。

また, 黒潮以南の海域ⅢとⅣでトレンドが異なる点については, 本稿で使用したデータの前半部分を解析した瀬川, 友定 (1983) や瀬川 (1989) の以下のような結果との関連もうかがえる。それは, 表面水温の南

北勾配について, 南側より北側が高い時を正, 低い時を負とした場合に, 黒潮流軸の北側と南側, そして30~29°N以南の3つの領域で, 負, 正, 負の分布を示すという結果であるが, 南北勾配が正の分布を示す領域はここでの海域Ⅲに対応しており, 東方から本州南方へ向かって伝播してくる中規模渦との関連も予想され, 衛星海面高度等を利用した解析でその一因が解明されることが期待される。なお, これに関連した解析は別論文で報告する予定である。

## 結 語

東京, 父島間の定期船おがさわら丸で14年間にわたって観測した伊豆小笠原海嶺域の表面水温を解析して以下の結果を得た。

(1) 伊豆小笠原海嶺域の表面水温は, 34.5°N以北の沿岸域 (Ⅰ), 33~34.5°Nの黒潮横断域 (Ⅱ), 28.5~33°Nの中間域 (Ⅲ), 27~28.5°Nの南方海域 (Ⅳ), の4つの海域で異なる変動特性を持つ。

(2) 水温のトレンドは, 海域ⅠとⅢでは0.01°C/year程度で長期的変動傾向は明瞭でないが, 海域ⅡとⅣでは0.03°C/year程度の上昇傾向が見られる。

(3) 変動を1年より長い周期のモードに分解すると, 1.6年~2年周期のモードが卓越しており, 海域Ⅳの南端27.1°Nの水温を基準にすると, コヒーレンシーは北へ行くほど小さくなるが, 位相について見ると, 位相の遅れが最も大きいのは領域ⅠではなくⅡであり, そしてⅢの南端28.5~29.5°Nでは位相は逆に進んでいる。

(4) 黒潮流軸変動との相関を調べると, 2年周期のモードが卓越しており, 海域ⅠとⅡはコヒーレンシーが高く, 水温変動は黒潮流軸変動より半年ほど位相が遅れている。一方, 海域ⅢとⅣの水温変動と黒潮流軸との相関は小さい。

以上の結果から, 伊豆小笠原諸島域の水産資源の長期変動を考えると, この海域の水温変動特性は上記の4つの領域で異なることを考慮に入れる必要があり, しかも, 黒潮流軸変動との相関が強い33~34.5°Nでは, 2年周期の変動が顕著であるが, この変動は黒潮流軸変動から半年ほど位相が遅れることも考慮に入れる必要があることを指摘しておきたい。

## 謝 辞

本論文で使用した水温データは遠洋水産研究所の瀬川恭平博士が中心となって計測, 整理されたものである。おがさわら丸を運航している小笠原海運株式会社には, 水温計測に伴うエンジン冷却水使用のため機関

室の一部を快く提供していただき、観測に多大なるご協力をいただいた。東京都水産試験場、同大島分場、同八丈島分場、並びに小笠原水産センターには、計測、管理している定地水温データを八丈島分場の江川紳一郎氏を通じて提供していただいた。以上の関係者の皆様に心より感謝申し上げます。また、解析に使用した黒潮流路は海上保安庁海洋情報部（旧水路部）発行の「海洋速報（1983～1997年）」を参照して算出した。

なお、本研究は、旧科学技術庁の研究プロジェクト「黒潮の開発利用調査研究」並びに中央水産研究所変動機構研究室の一般研究「日本周辺海域における水温等の長期変動特性の把握」の中で実施された研究の一部である。

#### 文 献

- Ebuchi N. and Hanawa K., 2000: Mesoscale eddies observed by TOLEX-ADCP and TOPEX/POSEIDON altimeter in the Kuroshio recirculation region south of Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 43-57.
- Hansen J. and Lebedeff S., 1988: Global surface air temperature: update through 1987. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 323-326.
- Huang R. X. and Schmitt R. W., 1993: The Goldsbrough-Stommel circulation of the world oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1277-1284.
- 海上保安庁海洋情報部, 1983-1997: 海洋速報海流図.
- 小松幸生, 友定 彰, 川崎 清, 2002: 伊豆小笠原海嶺域における定期船航走水温の時空間変動特性 II. 年内変動. 水研センター研報, **5**, 39-59.
- 瀬川恭平, 友定 彰, 1983: 定期船による東京～父島間の表面水温観測. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **6**, 318-322.
- 瀬川恭平, 1989: 伊豆・小笠原海嶺域における表面水温変動の研究 - 黒潮フロントの変動について -. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **12**, 406-410.
- Sinclair M., Tremblay M. J., and Bernal P., 1985: El Niño events and variability in a Pacific Mackerel (*Scomber japonicus*) survival index: support for Hjort's second hypothesis. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, **42**, 602-608.
- Sturges W., Hong B. G., and Clarke A. J., 1998: Decadal wind forcing of the North Atlantic subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 659-668.
- 友定 彰, 玉木信子, 1989: 「すつれちあ丸」航走水温からの黒潮流路の推算. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **12**, 395-405.
- Trenberth K. E., 1996: El Niño-Southern Oscillation, in "Climate Change: Developing Southern Hemisphere Perspectives" (ed. by Giambelluca T. W. and Henderson-Sellers A.), John Wiley & Sons, New York, pp.145-173.
- Wallace J. M. and Hobbs P. V., 1977: Atmospheric Science: An Introductory Survey, Academic Press, San Diego, 464pp.