
報 告

台風近傍のアルゴデータによる水温変化の統計的解析

湊 信也*

要 旨

2000～2010年の北西太平洋の台風253個を対象とし、台風進路近傍のアルゴフロートの約4400個の水温プロファイルの変化を統計的に調べた。海面付近での、台風後方（幅500km）の平均水温変化は、台風の最大風速が30～40m/sの場合、 -0.8°C であり、標準偏差は 1.1°C であった。この風速まで、平均水温変化には最大風速に対して明瞭な線形関係がみられる。水温低下は海洋中層までみられ、その深度は観測位置の緯度に依存していた。台風の移動速度が海洋内部波の速度より大きい／小さいで平均水温変化への影響が大別できた。小さい場合の方が、特に200m深で水温低下が大きかった。

1. はじめに

北太平洋で発生・発達・消滅する台風は海洋にその痕跡を残しており、特に海面水温には顕著な水温低下が観測されている。従来、多くの観測研究が台風強度と海面水温との関係に注目していたが、和田ら（Wada and Usui, 2007）は台風強度と海洋上層の積算熱容量との相関が高いことを明らかにした。このことは台風の進路に沿って少なくとも海洋上層には擾乱の記憶が残っていることを示している。具体的には幾つかの形—混合、内部波、パンピング—等が理論的に明らかになっているが、それら海洋内部の水温変化の構造を検証しようとするデータ解析は観測の性格から事例研究の範囲を出ることは難しい。

そこで、2000～2010年の北西太平洋の台風を対象とし、収集した台風近傍のアルゴフロートのプロファイルデータを使って海洋上層の水温プロファイルの変化を、特に台風パラメータとの関係について統計的に調べた。

2. 使用したデータと解析方法

2000年～2010年の北西太平洋の台風253個について、台風のベストトラックデータ（気象庁）とベストトラックの進路に沿った、アルゴフロートで観測したプロファイルデータ（GDAC, 2011年10月時点のもの）約4400個を使用した。

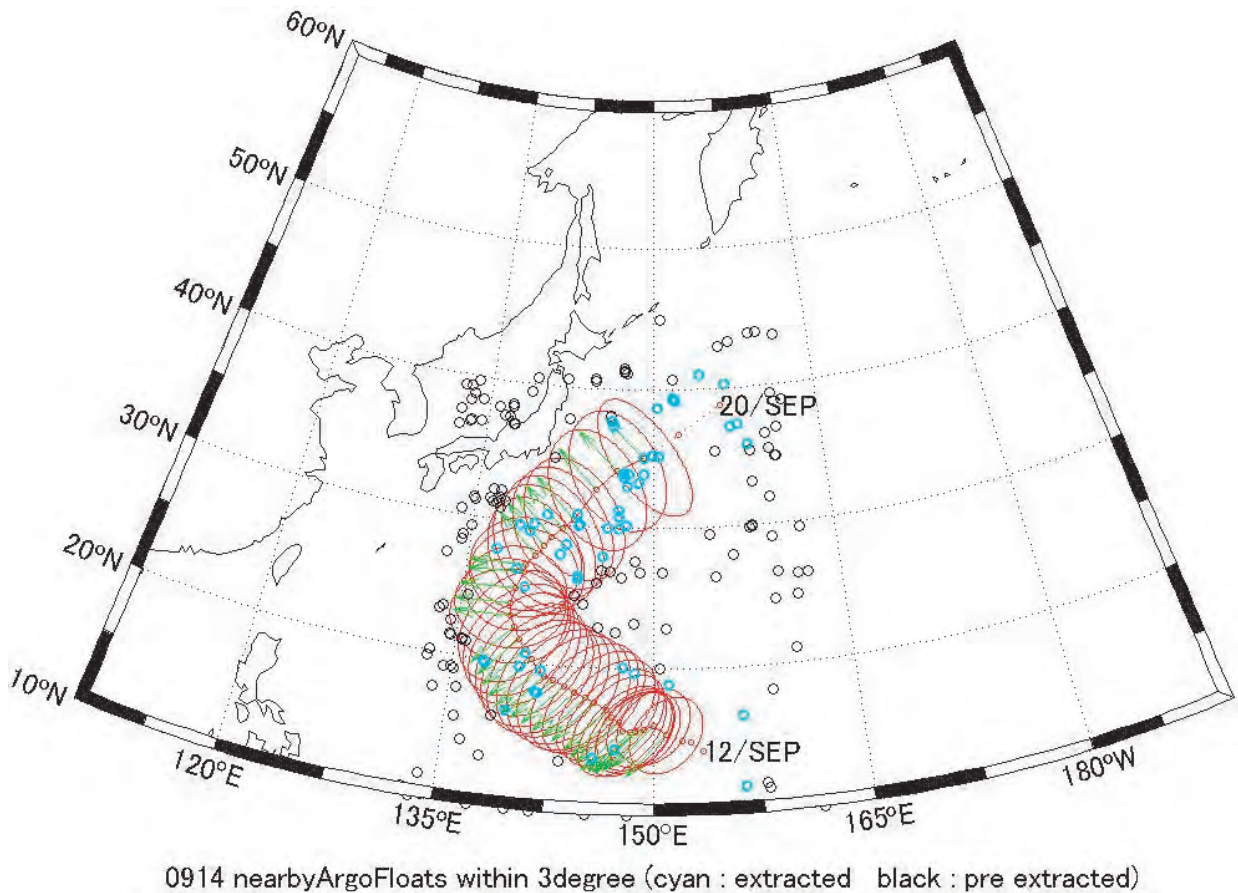
アルゴフロートによるプロファイルは一つ一つが独立した観測であり、台風に対しては時間・空間的にランダムな観測とよく、対応する台風もまちまちである。ここでは台風近傍のアルゴデータという見方をかえて、一つのアルゴデータに一つの台風（後述の浮上時台風、最近接台風や台風パラメータ等の情報ももつ）を、ベストトラックデータを使って対応させた。そして時間的・空間的にランダムに分布するフロートを、対応する台風に着目し1枚の平面上にまとめた。すなわち対応する台風を原点に置き、台風に対するフロートの仮想位置だけを記した1枚の平面、言い換えれば原点に置かれたただ一つの台風に対する観

* 気象研究所 台風研究部（平成25年3月31日付で定年退職）

測点マップを作るのである。これを（台風フロート）コンポジットと呼ぶことにする。具体的には以下の手順でコンポジットを作成し、プロファイルを解析した。①台風近傍のアルゴフロートを、浮上時刻が台風記録期間（ベストトラックデータがある期間）内で台風中心からの緯度経度差が $20^{\circ} \times 8^{\circ}$ の範囲にあるものとして予備選択する（第1図）。②予備選択したフロートのプロファイルと前回のプロファイル（通常10日前）が50%以上の観測層で問題なしと判定されたデータのみ使う。プロファイルをAkima法で内挿し、前回プロファイルとの差を偏差とする。③個々のフロートについて、フロート浮上時の台風（以下、浮上時台風）中心位置とフロート浮上位置に最も近い台風（以下、最近接台風）中心位置をベストトラックデータから求め、以下の三通りの方法で、前者を原点とする仮想座標平面を決める（計算式

を付録に記す）。

- [a] 最近接台風から浮上時台風への向きをy軸とし、進行方向を仮想的な北向き（最近接台風の時刻が浮上時台風より早い場合；逆の場合は反対向き）、浮上時台風を原点とする。球面上で浮上時台風を中心に、y軸を子午線北向きに回転するのと同じ回転でフロート位置を回転し、仮想座標を計算する。（第2図左）
- [b] ベストトラックに沿った方向をy軸とし、進行方向を仮想的な北向き、浮上時台風を原点とする。最近接台風の仮想座標（ベストトラックに沿った距離に符号を付けたものがy座標）に最近接台風からフロートへの相対位置を加えたものをフロートの仮想座標とする。（第2図右）
- [c] ベストトラックをy軸、進行方向を北向き、浮上時台風を原点とする。最近接台風から



第1図 台風0914の軌跡と近傍アルゴフロート

青丸：予備選択フロート，黒丸：除外フロート．楕円（赤実線）は強風域の目安を表す。

浮上時台風までの経過時間を y 座標とする。
 [b] で計算したフロートの相対位置のうち x 成分だけを x 座標として使う。

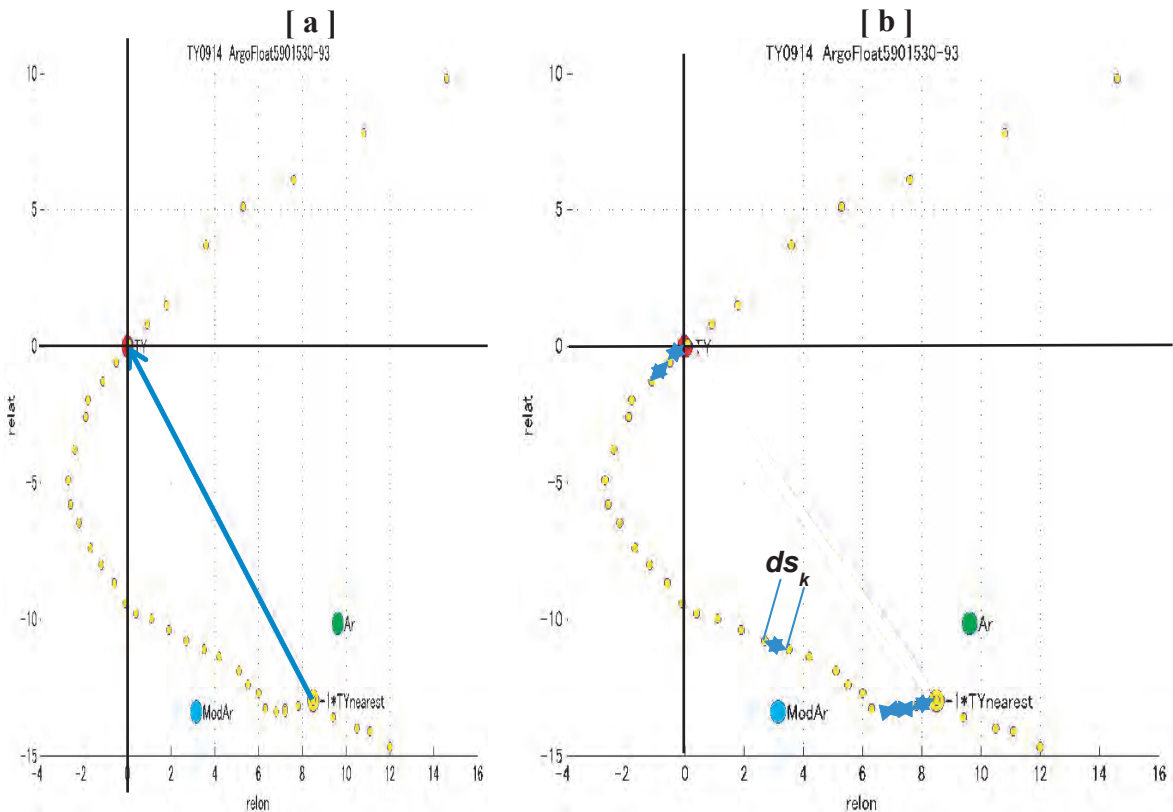
ステップ③のどれかの方法で作った，浮上時台風を原点とする1枚の座標平面上にステップ①，②で選択した全フロートを置く．すなわち全フロートの浮上時台風を原点という1点，最近接台風を y 軸という1本の直線上に並べたコンポジット図を作る．以後，コンポジット面の x 軸を仮想経度， y 軸を仮想緯度と呼ぶ．さらに $-7.2^\circ \leq$ 仮想経度 $\leq 7.2^\circ$ ($\sim 800\text{km}$)， $-18^\circ \leq$ 仮想緯度 $\leq 9^\circ$ ($\sim 1000\text{km}$) の範囲のフロートだけを選択して水温変化を調べた．実際に [a] ~ [c] の方法を適用してみると，選択されたフロート数は最大1割程度の違いしかなく，解析結果も大差ない．以下では [a] の方法のみを使う．[a] によるフロートの分布を第3図に示す．

以下では論点を二つに絞った．一つは海洋の応答の様子（構造）がそれぞれ独立な観測値であるフロートデータから出てくるか否かについてである．もう一つは台風通過域の低温化現象が統計的に確認できるか否かである．

3. 台風通過域の水温変化

第3図はフロートの分布であると同時に 10db 深水温偏差の分布である．浮上時台風（原点）の後方 ($y < 0$ の部分)， $-2^\circ \leq$ 仮想経度 $\leq 3^\circ$ の領域（以下，台風 wake と呼ぶ）では負偏差が正偏差より多く， -1°C を超える負偏差も多くみられる．この特徴はこれまでの報告とは矛盾せず，コンポジット図は海洋擾乱の，少なくとも1側面は捉えているといえる．

台風の最大風速や移動速度等のパラメータに条件を付けて，色々な台風に対する水温変化



第2図 台風進行軸 (y 軸) の二つの作り方

緑丸：台風 0914 の近傍アルゴフロート，黄丸：最近接台風，赤丸：浮上時台風，青丸：仮想平面上のフロート位置．

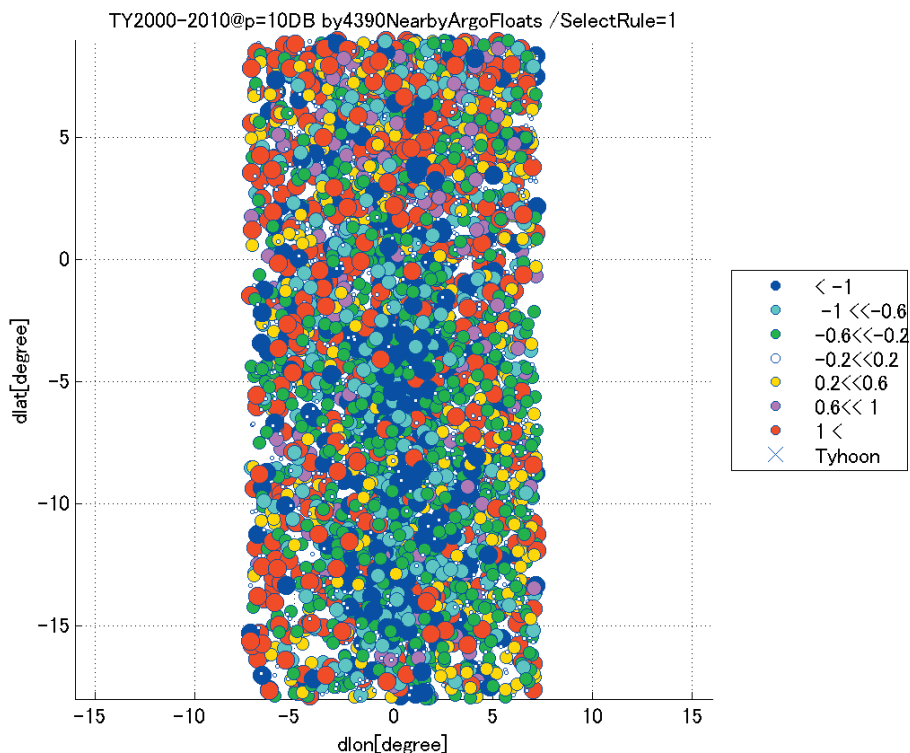
[a] 青矢印は該当フロートの仮想南北軸．[b] の仮想南北軸 (y) は台風トラックに沿ってとる ($y = \int ds$) ．
最近接台風
浮上時台風

の様子を調べることができる。ここでは Price (1981) が行った Hurricane Eloise の通過に対する海洋表層の応答のシミュレーション結果 (以下, Price1981 と呼ぶ) と比較してみた。Price1981 では Hurricane Eloise を一定移動速度 8.5m/s, 最大風速 35m/s, 30knot 半径 250km の円形の典型的な台風としてモデル化している。それに対してフロート観測値の集合は様々な台風近傍のものであるから解析結果が近似的に等しいものである必要はないが, 定性的に似ていることがここで採用したコンポジット図の妥当性を支持する状況証拠の一つとなる。

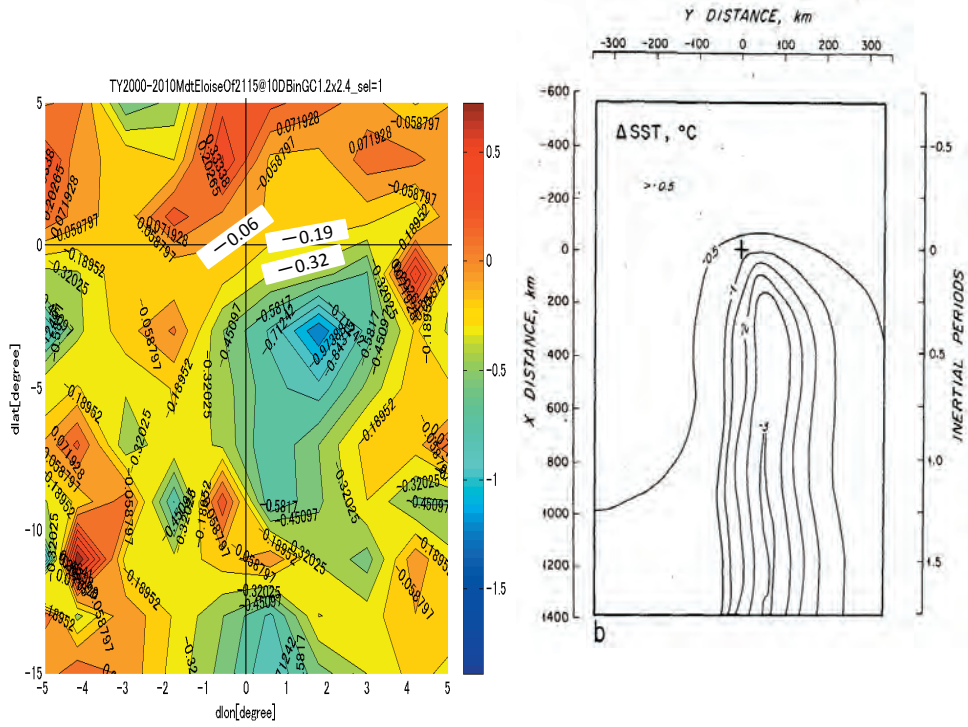
浮上時台風が $6\text{m/s} < U$ (進行速度) $< 16\text{m/s}$ の条件を満たすフロート 2115 個により合成した 10db での水温変化を第 4 図に示す。これと Price1981 (Fig.15b) とを比べてみると, 台風の進行方向の右側に, 下流に向かって長く尾を引く低温域がみられるというシミュレーションの特徴は捉えている。ただし最小値でも -1.5°C 程度で Price1981 の

半分程度である。

より深い層ではどうなっているのか。コンポジットの 100db 水温偏差を第 5 図に示す。これと直接比較できる図は Price1981 にはないので, 大体の様子は似ているであろうと推測できる 130db 深の等密度面の上昇量 η とを比べる。パターンでみれば限りコンポジット低温域の方が僅かに台風トラックから西にずれているものの, そこに低温域が局在する, という特徴は捉えている。次に, 台風 wake の $y = -9^{\circ} \pm 2^{\circ}$ の領域で進行軸 (y 軸) 方向に平均した鉛直断面図 (第 6 図) と Price1981 (Fig.21a) の 1.25 慣性周期後のそれと比べる。コンポジットの低温偏差域はシミュレーションよりも 1° 程度左 (西) にずれてはいるが, 30db 以浅の低温偏差 ($Min \approx -0.25^{\circ}\text{C}$), 140db の低温偏差 ($Min \approx -0.3^{\circ}\text{C}$), コンポジットの進行軸の右 (東) 側で, 40db 以深の高温偏差 ($Max \approx 0.6^{\circ}\text{C}$; 200db 深までつながっているが) は, 定量的には合っていないものの, よくシミュレーションの特徴を捉えてい

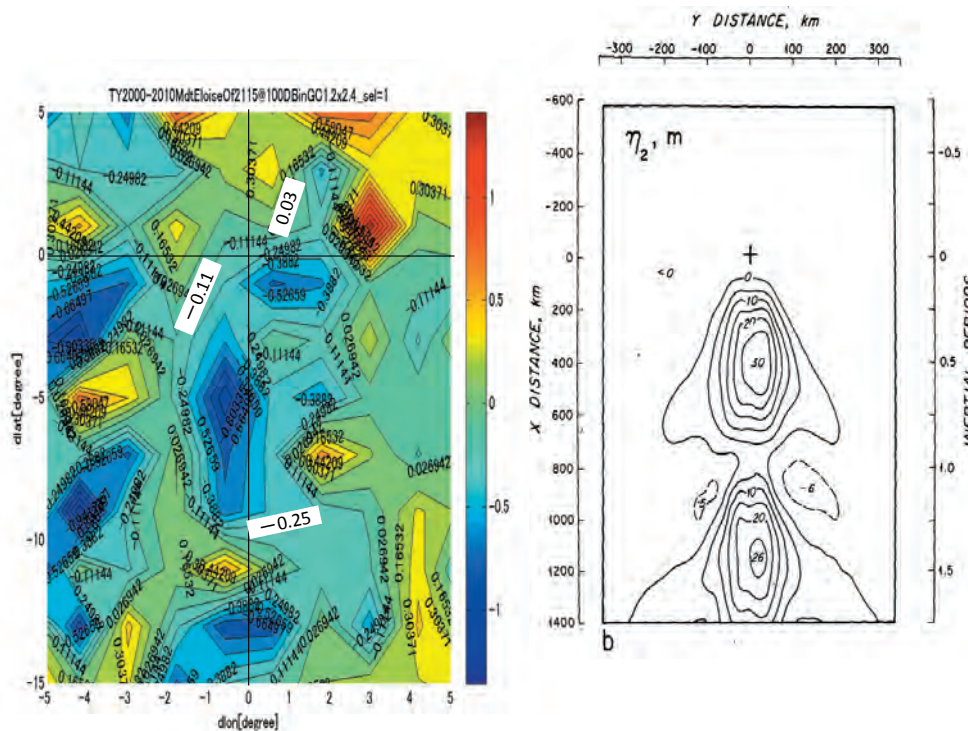


第 3 図 2000 年～2010 年の北西太平洋の台風について, フロート浮上時の台風中心を原点に置いたコンポジット 10db 水温偏差分布列。横軸, 縦軸はそれぞれ仮想経度 ($^{\circ}$), 仮想緯度 ($^{\circ}$)。 $-8^{\circ} \leq$ 仮想経度 $\leq +8^{\circ}$, $-18^{\circ} \leq$ 仮想緯度 $\leq 9^{\circ}$ の範囲で表示している。絶対値が大きい丸印を少し大きく描いている。



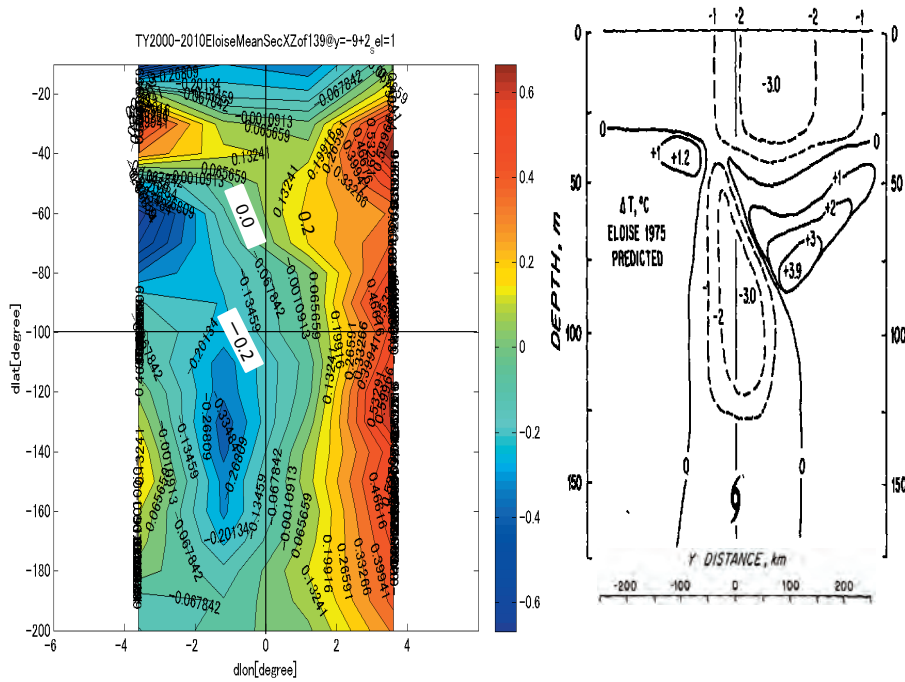
第4図 コンポジット面上10dbでの水温偏差(左)とPrice1981の海面水温偏差(Fig.15b, 右)

左図の横軸, 縦軸はそれぞれ仮想経度(°), 仮想緯度(°). $1.2^\circ \times 2.4^\circ$ のボックスで平均をとり等値線を描いた. 等値線間隔は 0.13°C .



第5図 コンポジット面上100dbでの水温偏差(左)とPrice1981の(台風前方で130dbにある)等密度面上昇量(Fig.20b, 右)

左図の横軸, 縦軸はそれぞれ仮想経度(°), 仮想緯度(°). $1.2^\circ \times 2.4^\circ$ のボックスで平均をとり等値線を描いた. 等値線間隔は 0.13°C .



第6図 コンポジット xz 断面 $-11^{\circ} \leq y \leq -7^{\circ}$ での水温偏差 (左) と Price1981 の水温偏差断面 (Fig.21a, 右)

左図の横軸, 縦軸はそれぞれ仮想経度 ($^{\circ}$), 仮想緯度 ($^{\circ}$). $1.2^{\circ} \times 2.4^{\circ}$ のボックスで平均をとり等値線を描いた. 等値線間隔は 0.067°C .

る.

もちろん, ここで作成したコンポジットでも台風 Eloise でも一定の速度で進んでいる訳ではなく, 強さも進路に沿って一定ではなく, また海洋の成層も同じものではないので Price1981 との比較で分かることは, 台風に対する水温変化の特徴の, ごく一般的な特徴が大雑把に表現できている程度であるが, 定性的には矛盾していないといえる.

台風の進行速度と水温変化の関係は従来より理論的に調べられている (例えば, Gill (1982), 和田 (2005)). 海洋の長波長内部波の進行速度, おおむね $2 \sim 3\text{m/s}$ 程度, が重要なパラメータであり, それより台風の進行速度が速いと海洋の応答は双曲的, 遅いと楕円 (順圧) 的であることが分かっている. そこで最近接台風の進行速度が 2m/s 以下 (sub-critical, 以下 SB), 4m/s 以上 (super-critical, 以下 SP) の二つのグループを作り, コンポジットの台風後方の全領域, すなわち仮想経度方向に $\pm 800\text{km}$, 仮想緯度方向に $0 \sim -2000\text{km}$ の範囲で平均した水温偏差プロファイルを作った. それぞれの平均値と標準偏差を第7図に示す. 標準偏差

は同程度であるが平均値に明らかな違いがみられた. 平均値ではどちらも 600db 以浅で低温偏差を示している. 海面での値は SB で -0.4°C , SP で -0.3°C , 海面付近以外で SP では SB の $1/3$ 程度であり Geisler (1970) 等の理論を支持している. SB, SP のどちらについても水温偏差の標準偏差は平均値の $2 \sim 4$ 倍程度であり, いつでも低温偏差が観測される訳ではないことを表している.

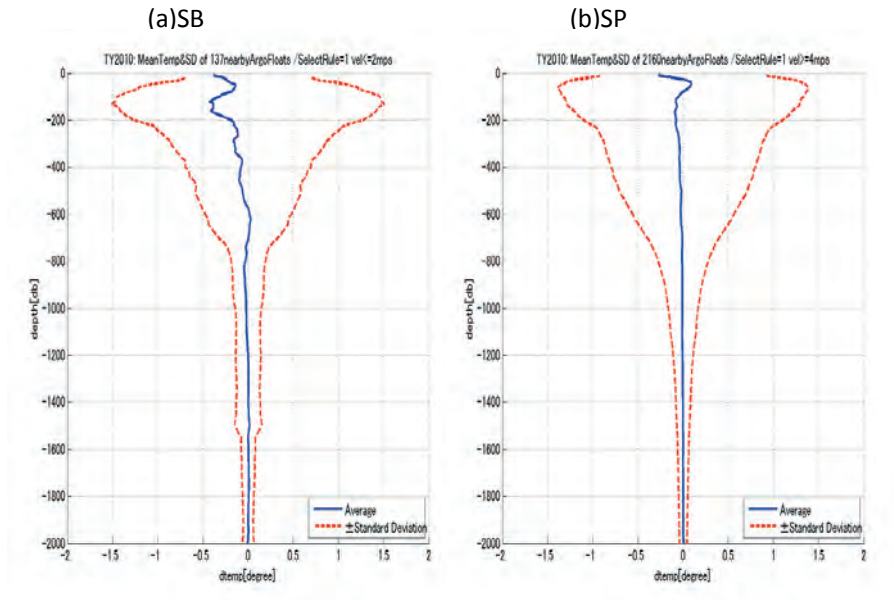
台風の進行速度が 4m/s 以上のグループを更に, アルゴフロートの浮上緯度によって浮上緯度が 10° 以南の場合 (a) と 30° 以北の場合 (b) に分けて平均をとったものを第8図に示す. 水温偏差やその標準偏差の大きな深度がロスビー高度で与えられるという, 成層海洋の線形応答の特徴 (例えば Gill (1982)) を支持している. このことはアルゴフロートのようなランダムな観測でも線形論と比較できる結果が得られることを示している.

水温変化を引き起こす原因には, 台風によって常に生じる準定常鉛直流 (エクマンタイプのもので地衡流平衡を回復しようとする流れ) と内部波による鉛直・水平移流, 内部波の砕波の他に, 水

温が異なる場所へのフロートの移動，異水塊の貫入等が考えられるが，平均水温変化には準定常鉛直流と内部波の碎波の寄与が卓越していると考えられる．何故ならこれら以外の現象は単発的なものであり，内部波による鉛直・水平移流と共に，多くのプロファイルについての平均をとるとごく

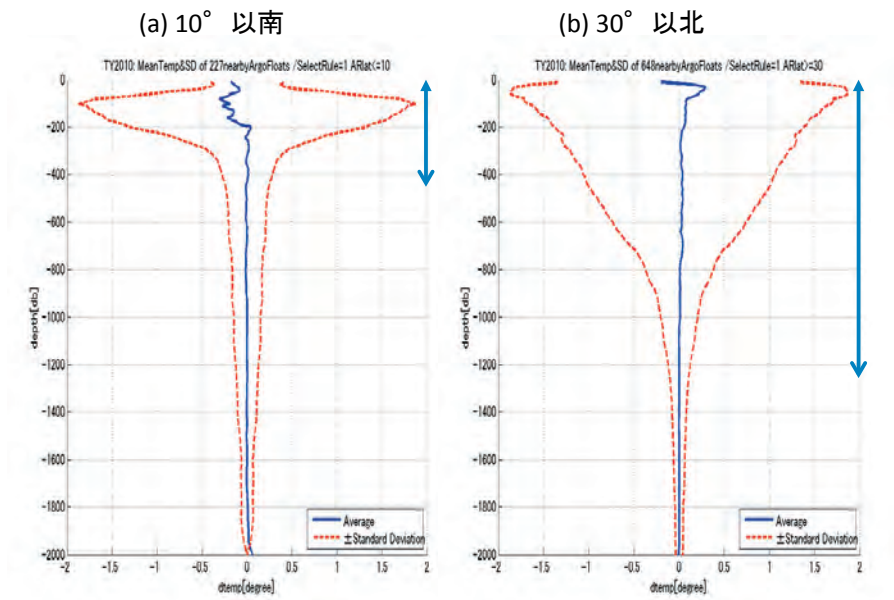
小さくなるからである．内部波の碎波による水温変化域は鉛直スケールが小さく，第7図，第8図の200db以浅の細かい凸凹に寄与していて，平滑化された全体は準定常鉛直流による水温変化を捉えているものと思われる．

ところで，台風後方にいつでも低温偏差が観測



第7図 平均水温偏差プロファイル

(a) 最近接台風の進行速度 2m/s 以下，(b) 4m/s 以上のフロートの水温偏差プロファイルの平均値（青実線）と標準偏差（赤破線）．横軸，縦軸はそれぞれ水温偏差（°C），深度（db）．



第8図 平均水温偏差プロファイル

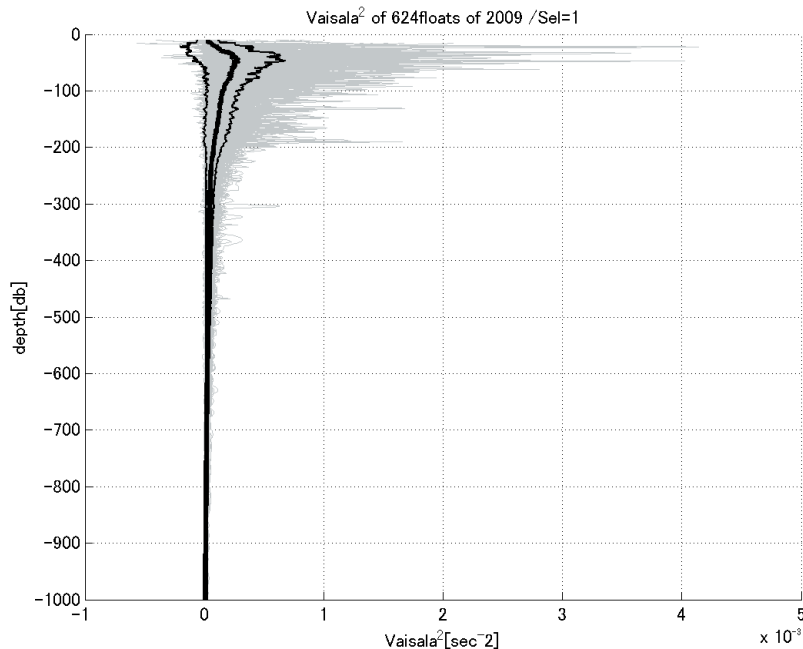
(a) 浮上緯度が 10° 以南，(b) 浮上緯度が 30° 以北のフロートの水温偏差プロファイルの平均値（青実線）と標準偏差（赤破線）．どちらも浮上時台風の進行速度を 4m/s 以上としている．図中の矢印はロスビー高度．横軸，縦軸はそれぞれ水温偏差（°C），深度（db）．

される訳ではないのはなぜだろう. すなわち平均値の数倍の大きさの標準偏差をもたらすものである. 前段の考察より, その原因は台風によって常に生じる内部波とその不安定による混合(砕波)にあると考えられる. これらの過程をアルゴデータから調べることはできないが, 内部波や不安定の強さの傍証になるようなものはある. 例えばバイサラ振動数の2乗 ($N^2 = -\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dz}$, g は重力加速度, $\bar{\rho}$ として前回のプロファイルに $\pm 5\text{db}$ の移動平均をかけた密度を使った), 2009 年の北西太平洋の 22 個の台風のうち, 南シナ海で発達・消滅した 8 個を除く 14 個の台風近傍のプロット全部についてプロットしてみると(第 9 図) $1 \times 10^{-3}\text{s}^{-2}$ 程度の大きさの激しい振動(図の灰色の領域に空白域がないことからわかる)がみられ, 小さいながら ($4 \times 10^{-4}\text{s}^{-2}$ 程度) 負になっている部分もある. 負から僅かに正の N^2 までは成層不安定の領域である. 内部波が活発なのは 500db 以浅, 不安定になり得るのは 200db 以浅であることがわかる.

鉛直変位を $\eta = \rho'g^2 / N^2$ で計算し(ここで

ρ' = 浮上時の密度 - 前回の密度), それを使って各フロートのプロファイルの変化を調べてみる. 第 10 図に, その一例として WMO 番号 2900632 のフロートの, サイクル 116 (2009/10/18, 北緯 11.5°, 東経 129.3°; 台風 0917) とサイクル 115 (2009/10/8) 間の (a) 水温変化, (b) 塩分変化を示す. 赤実線は実測値で浮上時の水温 (a) 又は塩分 (b) - 前回の水温 (a) 又は塩分 (b), 青実線は鉛直変位 η を使った計算値 $T'' = \eta \partial \bar{T} / \partial p$ 又は $S'' = \eta \partial \bar{S} / \partial p$ である. \bar{T}, \bar{S} はそれぞれ水温, 塩分の, このフロートの全サイクルにわたる平均値である. 500db 以浅で両者の違いが大きく, 計算値と実測値の差は繰返し符号を変えている. この差は内部波による水平移流や砕波によると思われるが, 水温が異なる場所へのフロートの移動等の可能性も捨てられない.

2009 年のフロート全部で鉛直変位を平均したものを第 11 図に示す. SB の平均値は間欠的に負(下降)になる部分を除いてほぼ正(上昇)であり全域で SP の平均値より大きく, その標準偏差(赤実線)は SP のそれと同程度かやや小さい. 間欠的に負になる部分では標準偏差は大きい.

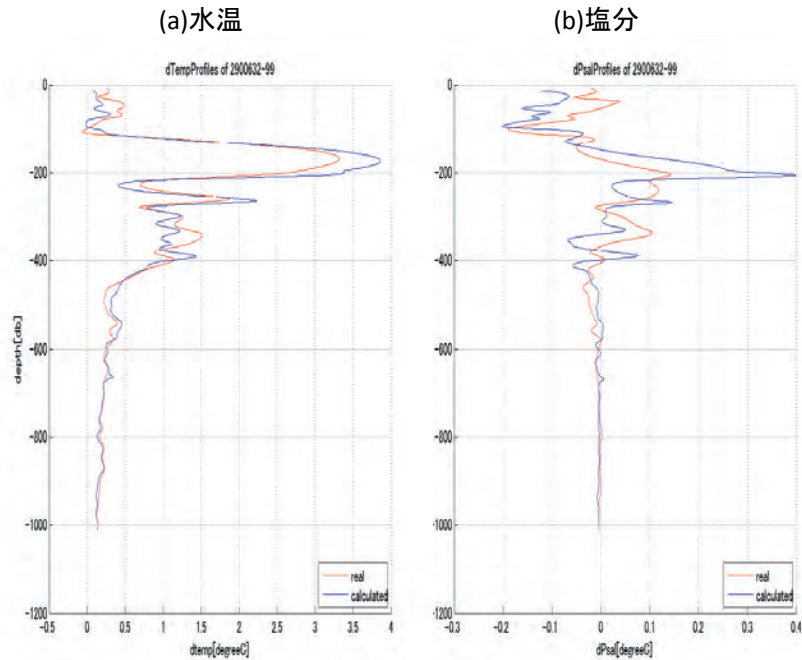


第 9 図 台風通過域に浮上した 2009 年のフロート 624 個の(バイサラ振動数)²

灰実線は個々のプロファイルの N^2 , 黒実線は平均値(太線)と平均値 \pm 標準偏差. 横軸, 縦軸はそれぞれ振動数²(s^{-2}), 深度 (db).

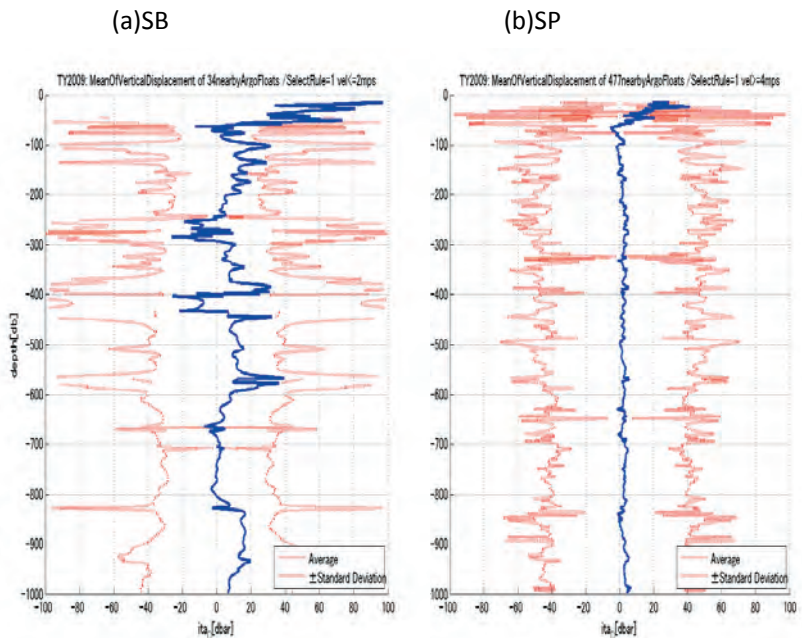
SP の平均値 $\bar{\eta}$ (青実線) は 100db 以浅を除いてほぼ0, 標準偏差 $sd(\eta)$ (赤実線) はほぼ一定である. 第7図と共に, 70 ~ 100db 以深では SB の方がス

ピンアップを伴う鉛直循環が強く, 内部波の生成は若干小さいことを示唆しているように見える.



第10図 アルゴフロート 2900632 のサイクル 115 とサイクル 116 の間のプロファイルの変化

(a) は水温, (b) は塩分. 赤実線は偏差の実測値で浮上時プロファイル-前回のプロファイルである. 青実線は鉛直変位 η から計算した水温偏差 $T'' = \eta \partial \bar{T} / \partial p$ 又は塩分偏差 $S'' = \eta \partial \bar{S} / \partial p$. \bar{T} , \bar{S} はこのフロートの全サイクルのそれぞれ水温, 塩分の平均値である. 縦軸は深度 (db).



第11図 2009年のフロートによる鉛直変位の平均値 $\bar{\eta}$ (青実線) とその標準偏差 $sd(\eta)$ (赤実線)

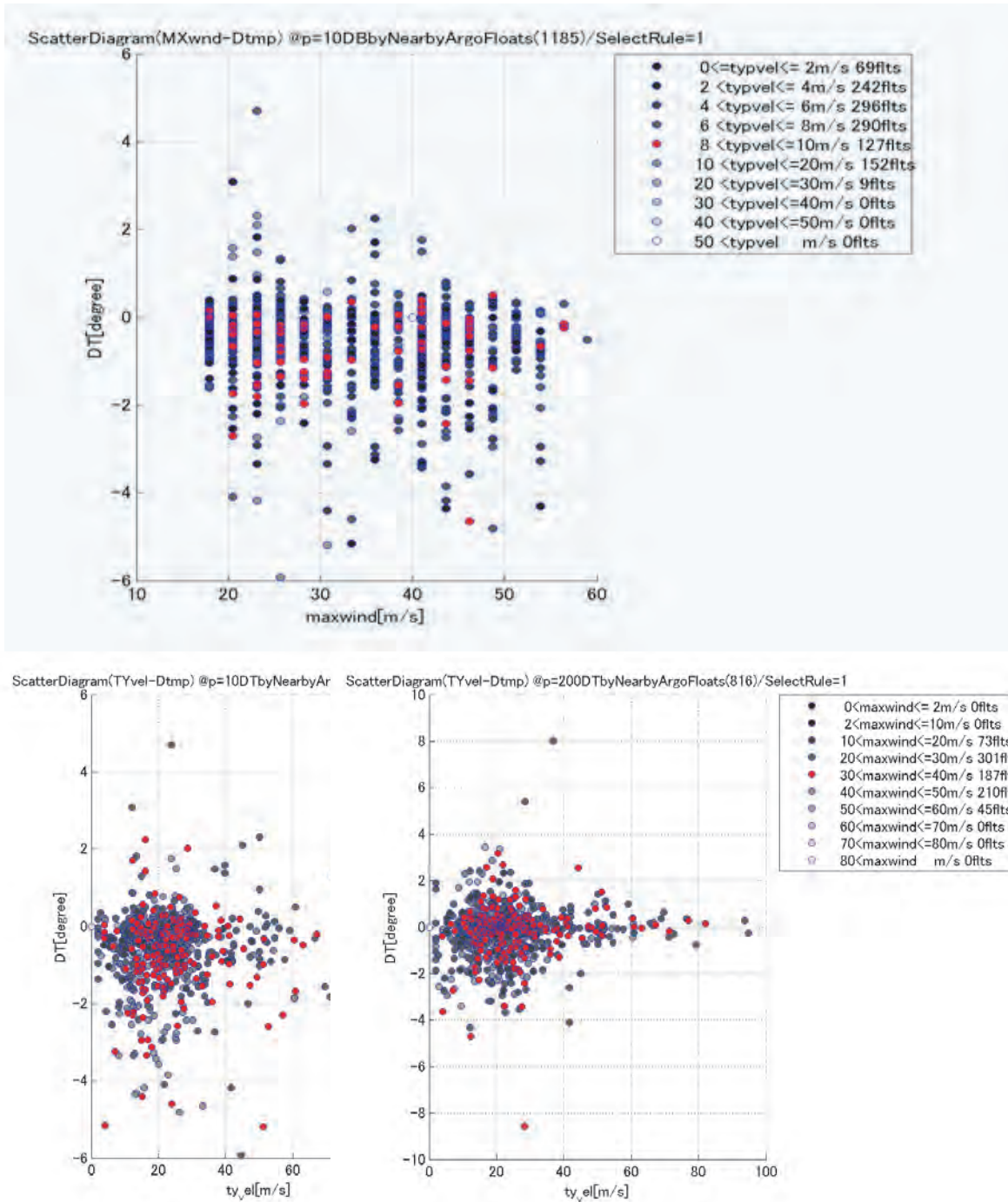
(a) は最近接台風の進行速度 $\leq 2\text{m/s}$ の場合, (b) は最近接台風の進行速度 $\geq 4\text{m/s}$ の場合. 横軸, 縦軸はそれぞれ鉛直変位 (db), 深度 (db).

4. 台風通過域の低温化

2000～2010の台風wakeに浮上した全てのフロート観測値を使って、台風パラメータと水温変化の関係を調べた。縦軸に水温偏差、横軸に台風パラメータをとったときの散布図を第12図に示す。台風パラメータとしては最近接台風の最大風

速（上段）、移動速度（下段）を使った。どちらの図からもこれらの中に相関はみられない。各深度、台風パラメータの各区間内で計算した水温偏差の平均と標準偏差を第13図に示す。

最大風速をパラメータとしたとき（左図）、平均値は（100db, 50-60m/s）の値を除いて負であ



第12図 2000～2010の台風wakeでのフロート水温偏差と最近接台風の台風パラメータの散布図
縦軸、横軸はそれぞれ（上段）10dbの水温偏差、最大風速（m/s）、（下段）10db/200dbの水温偏差、移動速度（m/s）。

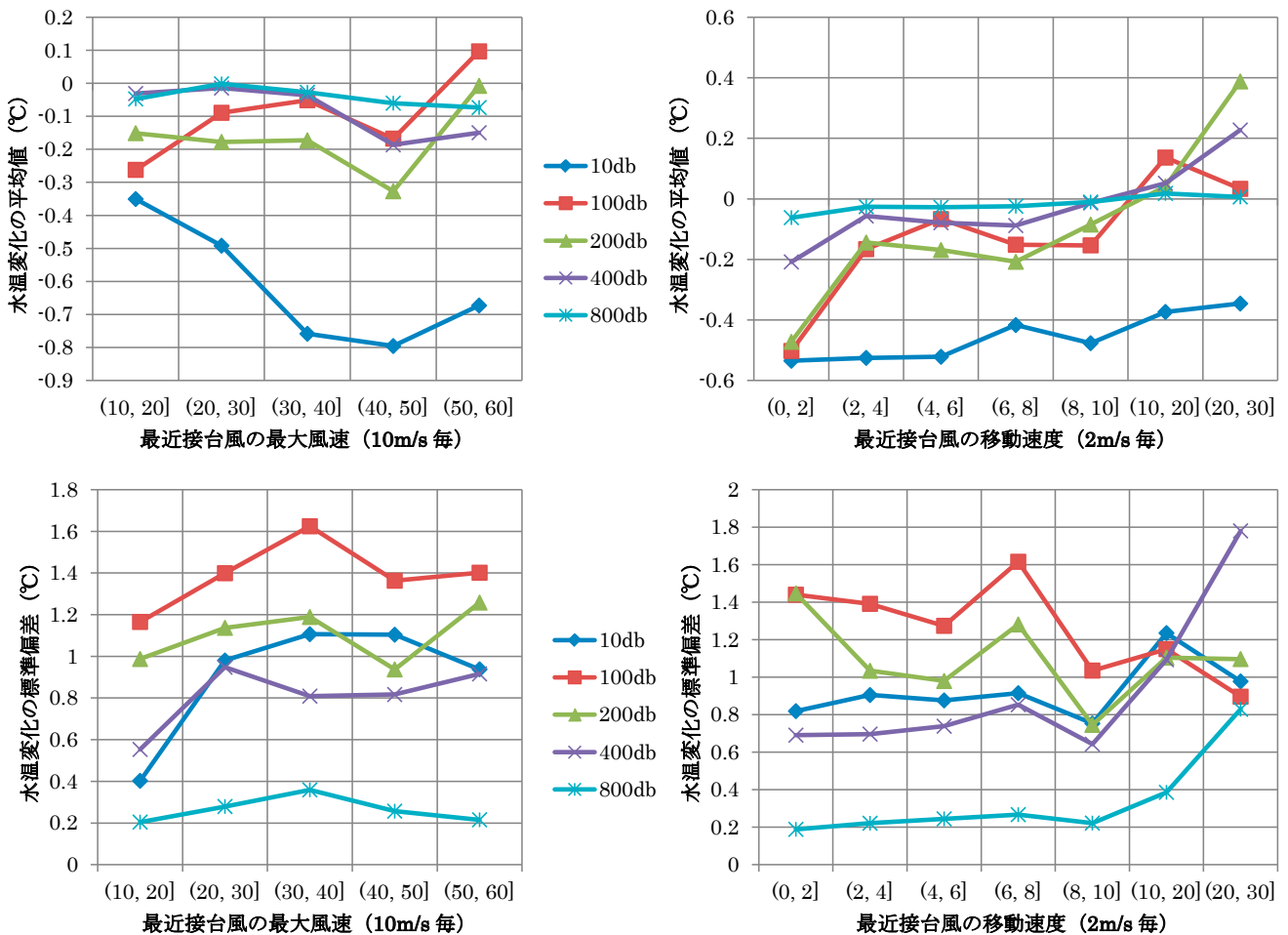
り水温低下を示している。最大風速が 30 ~ 40m/s までは、最大風速が大きくなるとともに、10db 平均値は線型的に低下、100db 平均値は逆に絶対値が小さくなっているが、200db 以深の平均値はほとんど変わらない。標準偏差は 400db 層を除き、最大風速とともに大きくなっている。移動速度をパラメータとすると、海面付近と 800db 以深の平均水温偏差はごく弱い依存性しか示していないが、100 ~ 200db のそれは 2 ~ 4m/s あたりを境にして SB と SP グループの特徴を示している。

最後に、第 14 図に最近接台風の最大風速 (mw) (a) と最近接台風の移動速度 (tv) (b) を台風パラメータとしたときの 10db (上) と 200db (下) での水温偏差の分布関数を示す。横軸は標準偏差で規格化した水温偏差で 0.5 きざみ。Total (太実線○印) が全フロートに対する分布関数で台風パ

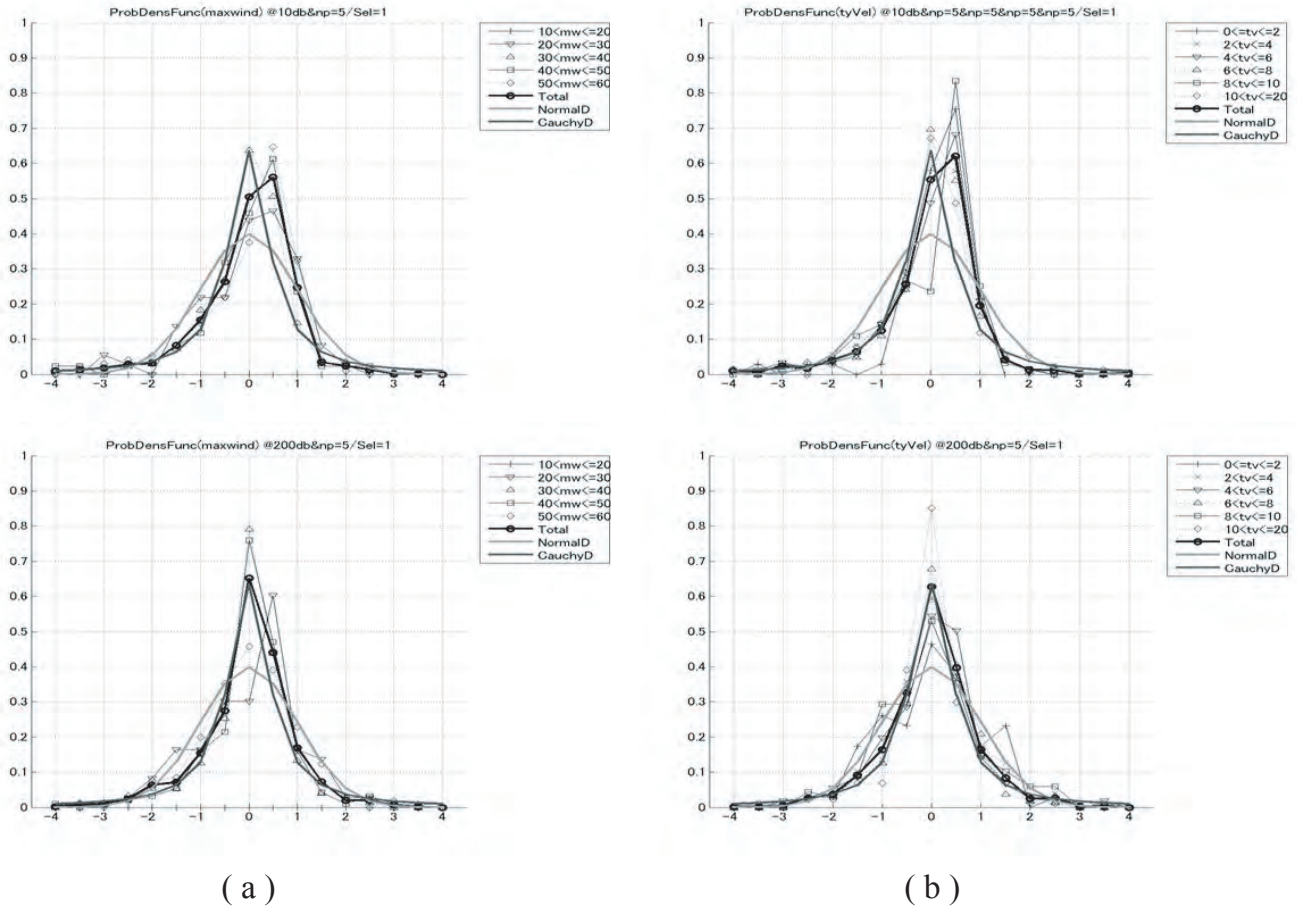
ラメータの値ごとのものを細実線、正規分布とコーシー分布を無印の太実線で示している。200db では最大風速が 50 ~ 60m/s、移動速度が 2m/s 以下だと正規分布に近いがそれ以外はコーシー分布に近い。10db では幅が広くなりどちらに近いともいえない。水温偏差の絶対値には上限があるのでコーシー分布と比べるのは無理があるが、それに近いことは興味深い。

5. まとめ

台風の強度・移動速度と海洋の水温変動との関係を観測データから明らかにするために、台風進路近傍のアルゴフロートによる多数の観測値を統計的に解析した。解析にあたり、論点を二つに絞った。一つは海洋の応答の様子(構造)が、それぞれ独立な観測値であるフロートデータから出て



第 13 図 2000 ~ 2010 の台風 wake のフロート水温偏差の平均値及び標準偏差と最近接台風パラメータ (a) は台風パラメータとして最大風速 (m/s), (b) は移動速度 (m/s) をとったもの。それぞれ、上は平均値、下は標準偏差である。



第 14 図 2000 ～ 2010 の台風 wake のフロート水温偏差の分布関数

横軸は標準偏差で規格化した水温偏差 $(T' - \bar{T}')/sd(T')$ で 0.5 きざみ. \bar{T}' , $sd(T')$ は水温偏差 T' の台風パラメータの各カテゴリー内での平均値と標準偏差である. (a) では Total を最近接台風の最大風速 (mw) で類別, (b) では最近接台風の移動速度 (ty) で類別した. それぞれ, 10db (上), 200db (下) でのもの.

くるか否か. もう一つは台風通過域の低温化現象が統計的に確認できるか否か. この両者に対して肯定的な結果が得られた.

前者については, アルゴデータから作った台風コンジットを過去のシミュレーションと比較して水温変化の構造を, 定性的ではあるがよく捉えていた. 標準偏差は平均値の 2 ～ 4 倍程度大きく, 台風通過域の海面付近でも水温低下がみられない場合もしばしばあることを示している. 平均水温変化は, 海面付近で低温化, 表層 200db までは符号を変えたり小規模の強弱を繰り返し, 海洋中層までみられる. その深度は観測位置の緯度に依存していて, (各緯度の) ロスビー高度とほぼ一致する. これは成層海洋の線形応答の特徴を支持している. 台風の移動速度は, 海洋内部波の速度より大きい (SP) / 小さい (SB) で平均水温変化

への影響が大別できた. SB の方が鉛直循環が強く, 内部波の生成はほぼ同程度か若干小さい.

後者についても, 台風後方 (幅 500km) で平均水温に低下がみられ, 海面付近での平均水温変化は, (最近接) 台風の最大風速が $\sim 20\text{m/s}$ [30 ～ 40m/s] の場合, -0.4°C [-0.8°C] であり, 標準偏差は 0.4°C [1.1°C] であった. 風速 40m/s まで, 海面付近の平均水温低下には最大風速に対して明瞭な線形関係がみられた. 標準偏差も 400db 層を除き, 最大風速とともに大きくなっていった.

参 考 文 献

Geisler, J. E. (1970) : Linear Theory of the Response of a Two Layer Ocean to a Moving Hurricane. *Geophysical Fluid Dynamics*, 1, 249-272.
 Gill, A.E. (1982) : *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Chapter 9.11, Academic Press
 Price, J. F. (1981) : Upper Ocean Response to a Hurricane. *J.P.O.*, 11, 153-175.

Wada, A., and N. Usui (2007) : Importance of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity and intensification in the western North Pacific. *J. Oceanogr.*, 63, 427- 447.

和田章義 (2005) : 台風に対する海洋の応答. 日本気象学会 2005 年度春季大会講演予稿集 P366, 454.

付 録

半径1の球面上の最近接台風 A, 浮上時台風 B の (緯度, 経度) をそれぞれ A (θ_A, φ_A), B (θ_B, φ_B) とする. AB の距離 (大円弧 AB の長さ) を λ , A を基準にみた B の方位を ω (反時計回りが正) とすると (図 A), これらは

で与えられる. フロート C (θ_C, φ_C) を $-\omega$ だけ A の周りに回転すると C の仮想座標点 D (θ_D, φ_D) が得

$$\begin{aligned} \cos \lambda &= \sin \theta_A \sin \theta_B + \cos \theta_A \cos \theta_B \cos(\varphi_B - \varphi_A) \\ \sin \omega &= \frac{\cos \theta_B \sin(\varphi_B - \varphi_A)}{\sin \lambda}, \quad \omega > 0 \text{ for } \varphi_B - \varphi_A > 0 \\ \cos \omega &= \frac{\cos \theta_A \sin \theta_B - \sin \theta_A \cos \theta_B \cos(\varphi_B - \varphi_A)}{\sin \lambda} \end{aligned}$$

られるが, 最近接台風とフロートの位置は近く, 相対位置は次のように平面近似できる.

$$\begin{aligned} (\varphi_D - \varphi_A) &\cong (\varphi_C - \varphi_A) \cos \omega + (\theta_C - \theta_A) \sin \omega / \cos \theta_A \\ (\theta_D - \theta_A) &\cong (\theta_C - \theta_A) \cos \omega - (\varphi_C - \varphi_A) \sin \omega \cos \theta_A \end{aligned}$$

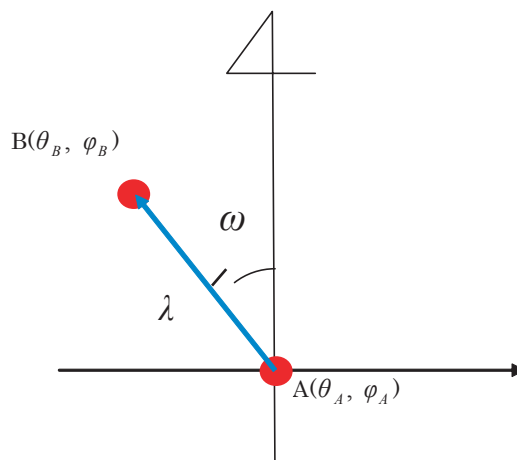


図 A 球面上の2点 A, B の距離 (大円弧 AB の長さ) λ と, A を基準にみた B の方位 ω (北向きから反時計回りを正とする)