平成 28 年度 卒業論文

黒潮前線を通過する南風がもたらす上昇流と風向変調 ~紀伊半島沖ゾンデ観測~

Upward flow and wind direction bending caused by lower south wind passing through the Kuroshio front ~Radiosonde observation off the coast of Kii peninsula~

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

気象・気候ダイナミクス研究室 513319

大河内 雄太

指導教員:立花 義裕 教授

1章 序論

1-1 紀伊半島

われわれになじみ深い紀伊半島は,三重県の一部,奈良県の一部,和歌山県全域を範囲とする, 非常に大きな半島である.また地理的特徴として陸の南側には山岳地帯,海は西に紀伊水道,東 に熊野灘が広がっており,南には黒潮(暖流)が流れている. (Fig.1-1)

紀伊半島は降水量が年間 4000mm を超えるような多雨な地域(尾鷲等の紀伊半島東岸)を抱えており,離島等を除けば日本列島で最も降水量の多い地域であることが知られている.

このような地域を抱える紀伊半島の多雨の原因は地形の効果が挙げられており、先行研究で は地形を理想化した数値実験などから紀伊半島の湾曲地形が降水に重要であることが示されて いる(Saito et al.,1994). 紀伊半島の多雨は地形と背景風「南風~南東風」により説明されてい るのが現状である



Fig.1-1 紀伊半島とその周辺の地理

1-2 黒潮大蛇行

黒潮とは大洋において西側に存在する極向きの強い流れ(西岸境界流)の一種である.北太平 洋に存在する黒潮は、日本南岸に沿って流れ、房総半島沖から東に流れる.この房総半島より東 の流れは黒潮続流と呼ばれている.幅は約100kmで、水温は周囲の海に比べて極端に高く、流速 は速いところで毎秒2m以上に達する.

日本南岸の黒潮の流路は大きく分けて非蛇行流路(Fig.1-3,1-4)と大蛇行流路(Fig.1-2)に分けられる. 簡単には非蛇行流路は紀伊半島に接岸した流路, 大蛇行流路は紀伊半島から離岸した 流路をとる. どちらの流路も比較的安定した流路とされている. 世界にいくつかある西岸境界流 の中では黒潮のみにこのような流路変動がみられており, 原因としては海底地形や, 本州等の陸 地が指摘されている.



1.5 m/s

Fig.1-2 水深 100m 水温と流速の例(2005 年 4 月 15 日:黒潮大蛇行期)



1.5 m/s

Fig.1-3 水深 100m 水温と流速の例(2014 年 4 月 15 日:黒潮非蛇行期) 2016apr15



Fig.1-4 水深 100m 水温と流速の例(2016 年 4 月 15 日:黒潮非蛇行期)

1-3 大気海洋相互作用

地球表面の3分の2を覆っている海洋は、地球全体の熱の輸送に対して大きな影響力を持っ ているため、気象、気候を考える上で大変重要である.熱帯域ではこれまでエルニーニョ等によ る大気海洋相互作用の研究が多く行われてきた.島国である日本も様々な海に囲まれており、直 感的に海洋からの影響を受けているのではないかと感じることができる.しかしながら、中緯度 域では擾乱通過によるノイズが大きく海洋からの影響を分離しての検出が難しい、さらに海面 水温が熱帯に比べ低いため、海洋から大気への応答は小さいと考えられていた.

これに対して,近年では中緯度域において海面水温傾度の大きな海面水温前線(黒潮続流域, メキシコ湾流等)の存在に着目して海洋から大気への影響が示されつつある.

日本の四国,紀伊半島の南岸には周りの海に比べて極端に水温が高い黒潮が接近しており (Fig.1-5),この黒潮によって作られる海面水温前線「黒潮前線」は、これら地域の気候形成に 非常に重要であると考えられている.しかし中緯度において、大気海洋相互作用に着目し、黒潮 と紀伊半島の多雨との関係を調査した研究は稀有であり、まして観測的研究は行われていない.

そこで、本研究では船舶観測、高層気象観測、数値実験等を用い、紀伊半島南岸で地形性降雨 の起こりやすい「南風時」に「黒潮前線」の強度、位置による直上大気応答が、紀伊半島へ及ぼ す影響を検討した.



2016/06/01

Fig.1-5 縁辺海の水深 200m 水温と流速

2章 ラジオゾンデ

ラジオゾンデは気温,湿度等の気象要素を測定するセンサを搭載し,測定した情報を送信す るために無線送信機を備え付けた気象測器である.温度計と湿度計はラジオゾンデから突き出 たアームに取り付けられており,無線送信機,電池等はラジオゾンデの本体(白色はっぽスチ ロールの製の収容箱)内部にある.ラジオゾンデをゴム気球に吊るして飛ばし,(気温,湿 度,風向・風速等)を観測している. (Fig.2)

ラジオゾンデによる高層気象観測は、世界各地で毎日決まった時刻(日本では日本標準時 09時・21時)に行われている.ラジオゾンデによる高層気象観測で得られたデータは、天気予 報の基礎である数値予報モデルや、気候変動・地球環境の監視、航空機の運航管理などに利用 されている.(気象庁)



Fig.2 ラジオゾンデ放球

3章 地域気象観測システム(アメダス)

アメダス(AMeDAS)とは「Automated Meteorological Data Acquisition System」の略である. 雨,風,雪などの気象状況を時間的,地域的に細かく監視するために,降水量,風向・風速, 気温,日照時間の観測を自動的におこない,気象災害の防止・軽減に重要な役割を果たしてい る. (Fig.3)

現在,降水量を観測する観測所は全国に約1300か所(約17km間隔)ある.このうち,約 840か所(約21km間隔)では降水量に加えて,風向・風速,気温,日照時間を観測しているほか,雪の多い地方の約320か所では積雪も観測している.(気象庁)



Fig.3 アメダス観測所の例 気象庁より引用

4章 使用データ

4-1 船舶観測データ

旧:自然環境システム学(現:地球システム学)講座の環境科学実習(4月~6月のいずれか, 2012~)において三重大学練習船勢水丸でおこなわれた観測データを使用する.

4-1-1 観測地域

観測地域は熊野灘,紀伊半島南岸の約北緯 32 度~北緯 34.5 度,約東経 135.5 度~東経 137.5 度の地域である.船舶観測で打ち上げられた単発のラジオゾンデの打ち上げ位置 を下図に示す. (Fig.4-1)

4-1-2 船舶ラジオゾンデ観測データ

本研究で用いられた船舶観測によるラジオゾンデ観測データは、日本の明星電気製ラ ジオゾンデである.明星ラジオゾンデは1秒ごとにデータを記録している.

4-1-3 船舶気象・海象観測データ

航行中に船舶により観測している,風向・風速,表面気温,海面水温を使用した.すべて1分ごとに観測されたものを記録している.



Fig.4-1 勢水丸ラジオゾンデ打ち上げ位置

4-2 気象庁観測データ

4-2-1 気象庁ラジオゾンデ観測データ

本研究では紀伊半島南岸の潮岬で打ち上げているラジオゾンデデータを米国 Wyomig 大学のゾンデ資料ページから指定気圧面のみ抽出し,解析に用いた. (Fig.4-2)

4-2-2 アメダス観測データ

紀伊半島の数点とその比較のために津,名古屋,新潟等の観測点データを解析に用いた.



Fig.4-2 指定気圧面のみ抽出した例(潮岬: 2017年1月15日00UTC)

4-3 再解析プロダクト

再解析プロダクトとは観測データ,同一の数値気象モデル(空間解像度,スキーム,パラメ タリゼーション)を用いて様々な変数を格子点化したものである.

4-3-1 ERA-interim

ERA-interim はヨーロッパ中期予報センター(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMDF)から提供される, 1979年から現在までの1日6時間ごと(UTC00,06,12,18)の大気再解析プロダクトである. 解像度は1.5°×1.5°であり,変数は多数ある. (Fig.4-3)



2014apr15 00UTC

Fig.4-3 ERA-interim の例(2014年4月15日00UTCの1000hPaジオポテンシャル高度[m])

4-3-2 NCEP/NCAR

NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) はアメリカ大気研究センター (National Center for Atmospheric Administration: NCAR) 等から提供される, 1948 年から現在までの1日6時間ごと (UTC00,06,12,18) の大気再解析プロダクトである. 解像度は2.5°×2.5°であり, 変 数は多数ある. (Fig.4-4)



2014apr15 00UTC

Fig.4-4 NCEP/NCAR の例(2014年4月15日00UTCの1000hPaジオポテンシャル高度[m])

4-3-3 JCOPE

日本近海の海洋変動予測システム(Japan Coastal Ocean Predictability Experiment: JCOPE)は海洋研究開発機構・アプリケーションラボから提供される,1993年から現在 までの海洋再解析プロダクトである.解像度は1/12°×1/12°,範囲は日本近海であ り、変数は海面高度,海水温,東西流,南北流,塩分濃度がある.(Fig.4-5)



2014apr15

Fig.4-5 JCOPE の例(2014年4月15日の表面海水温[℃])

4-4 数値予報モデル(WRF Version 3.4.1)

本研究では船舶観測の結果を補う目的で数値予報モデルのWRF(Weather Research and Forecast) Version 3.4.1 を使用した. 今回は特殊ラジオゾンデ観測,船舶気象データで再現性を 確認したのちに,現実を再現しているものと仮定して使用する.

4-4-1 WRF 概要

WRF はアメリカ大気研究センター(National Center for Atmospheric Research:

NCAR), アメリカ海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration:

NOAA),空軍気象局(Air Force Weather Agency: AFWA),空軍研究試験場(Naval Research Laboratory),オクラホマ大学,連邦航空局(Federal Aviation Administration) によって,気象研究及び実務予報のために共同開発された,次世代メソスケール数値予報システムである.(THE WEATHER RESEARCH & FORECANSING MODEL より)

WRF の特徴は、計算可能範囲が数千 km から数十 m まで対応していることや、最新 の放射、乱流、雲物理、地表面モデルなどの物理モデルが導入されており、より進んだ データ同化システムも利用できることである.現在の最新版は WRF version3.8.1 であ る.

4-4-2 WRF の計算の流れ

NCAR や ECMWF などが提供している再解析データなどの大気場データと、アメリカ 地質調査所(USGS)が提供している標高,土地利用データなどの地形データをそれぞ れ WPS(WRF Preprocessing System)内の ungrib.exe,geogrid.exeによって namelist.wps で設定した領域にマッチングさせた中間ファイルを作成,また自作で海面水温の中間フ ァイルを作成,これらを metgrid.exe で合成し,real.exe で初期値を決定する.そして, namelist.input で雲物理過程や放射過程などの物理スキームや計算間隔などを設定し, real.exe で出力された初期値を用いて ARW(Advanced Research WRF)で計算する.この 際,理想化実験も可能である.出力された結果を解析するための ARWpost などの処理 ツールも実装されている.

本研究では、地形データには USGS の 30 秒メッシュデータを、大気場及び地表面デ ータには ECMWF の ERA-interim を、表面海水温には海洋研究開発機構アプリケーショ ンラボの JCOPE, ECMWF の ERA-interim, 船舶観測値を用いている.なお、大気デー タは 6 時間ごとに更新された境界値が与えられる.

4-4-3 実験設定

4-4-3-1 計算領域

水平格子間隔:3.5Km,格子点数:X200×Y220,計算間隔:15秒,鉛直層数:65 層,ドメインは約東経 132度~東経 139.5度,約北緯 30度~36.8度に位置する (Fig.4-6).

4-4-3-2 3つの境界条件設定

本研究では表面海水温の境界のみが異なる3つの実験を行い,黒潮前線の強度と位 置による直上大気の差を調査した.

1つ目の設定は黒潮前線を解像する海面水温場(手動で観測値をなじませている)を与えた実験(以下 HR_SST ランとする)(Fig.4-7),2つ目は黒潮前線を解像し、かつ大蛇行期(2005 年 4 月 15 日)の SST 場を与えた実験(HR_SST_大蛇行ラン)(Fig.4-8),3つ目は黒潮前線を解像できない SST 場を与えた実験(LR_SST ラン)(Fig.4-9)である.

HR_SST ランとLR_SST ランの比較をすることで強度による違い,HR_SST_大蛇 行ランとHR_SST ランの比較をすることで位置による違いを検討する.



15



Fig.4-7 HR_SST_ランの海面水温境界値



Fig.4-8 HR_SST_大蛇行_ランの海面水温境界値



Fig.4-9 LR_SST ランの海面水温境界値

5章 解析手法

5-1 収束発散,鉛直流の算出

5-1-1 収束・発散

水平面上で流体素分の面積が拡大(縮小)することを発散(収束)としている. (式 5-1)より定義される. 観測点データから算出するにはSが必要である. このた め最小で3点の観測点が必要である(Fig.5-1,式 5-2). なお収束発散の計算には同時, 多点の観測点を用いるべきであるが,本研究では時間差が最小3時間程度であったこ と,大規模場の変化が小さかったことから,時間差データをあえて疑似多点データと して扱った(Fig.5-2).

$$divV = \lim_{S \to 0} \frac{1}{S} \oint V_n \, ds \qquad (\mbox{ϵ 5-1)}$$
$$divV = (\sum_i s_i v_{ni})/S \qquad (\mbox{ϵ ϵ 5-2)}$$



Fig.5-1 観測点から収束・発散を求める概念図 気象解析の基礎(二宮 2005)から引用



Fig.5-2 3点の観測データから得られた発散値の例

5-1-2 鉛直流

鉛直流の大きさは水平流の大きさよりもはるかに小さいが,非常に重要である.鉛 直流は水蒸気の凝結,雲・降水の生成を引き起こす.そこで本研究では連続の式(式 5-3)より,上昇流(式 5-4)を見積もった.

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{x}} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}} + \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \qquad (\textbf{\textit{x} 5-3})$$

$$\omega(\mathbf{p}) = \int_{p}^{p_{s}} divVdp \qquad ($$
 $($ $5-4)$

連続の式より鉛直流を推定する場合, 誤差が大きいことが知られている. したがって, 比較的信頼性のある下層データのみを用いて解析を行った(Fig.5-3).



Fig.5-3 3点の観測データから得られた鉛直流の例

5-2 WRF の再現性

本研究では1401 航海に行われた,係留観測(*Cable Radiosonde Project : CAPE*)に合わせて WRF で計算させた.係留観測とは大きなバルーンから約300mのロープを船までつり下げ,ラ ジオゾンデを300m,250m,200m,150m,100m,50mのロープの位置につけ,風と同一方向 に約2時間に渡って船を動かし,海洋上を横方向に密に観測したものである(Fig5-4).1606 航海時は南風傾向であり,かつ黒潮フロント上を横断したという稀有な観測事例であるが,得 られた確からしい変数は気温のみであった.そこで,WRFの計算結果と係留観測,船舶観測を 比較し再現性を確認し,様々な4次元変数が利用可能なWRFの計算結果を,現実を再現した ものとして解析に利用した.



2時間程度

Fig.5-4 係留観測の模式図

5-3 コンポジット解析

コンポジット解析とは、ある特定の条件を満たす複数の事象を抽出し、その集合の平均をと ることによって、そのある特定の条件下での特徴を際立たせるものである.本研究では黒潮非 蛇行時・黒潮大蛇行時、南風時等の条件を定め、アメダスデータや気象庁ラジオゾンデデータ に対してコンポジット解析を行った.

5-3-1 ウェルチのt検定

コンポジット解析したのちに,対応のない2標本のコンポジット解析結果の差が有 意なのか,有意でないのかを統計的に理解するためにウェルチのt検定を用いた.

6章 解析結果

6-1 船舶観測時の事例解析

6-1-1 1606 航海時の事例解析

1606 航海(2016年6月15日)時には紀伊半島沖の黒潮内で1発(07時),黒潮前線上 で2発(08時,09時),黒潮外で1発(10時)の計4発(時間差1時間毎)を打ち上げて おり(Fig.6-1A,B,C),暖水域に1つの三角形,冷水域にも1つの三角形ができる.この 観測点を用い5-1での収束・発散,鉛直流計算を行った.その結果,900hPa以下では冷水 域で暖水域に比べ,水蒸気混合比平均・鉛直流が大きいことがわかった(Fig.6-2A,B). この観測期間は常に下層で南風傾向であった.



132°E 133°E 134°E 135°E 136°E 137°E 138°E 139°E Fig.6-1A) Bの縮小図(四角形がBの範囲)



Fig.6-1 B) 測点図(点:ラジオゾンデ放球位置,線:船の移動経路)Fig.6-1 C) B に対応した海面水温の時系列グラフ(横軸:時間,縦軸:海面水温[℃])



Fig.6-2 A)3 点平均水蒸気混合比の鉛直プロファイル(横軸:水蒸気混合比,縦軸:気圧) Fig.6-2 B)鉛直流の鉛直プロファイル(横軸:鉛直流,縦軸:気圧)

6-1-2 1401 航海時の事例解析

6-1-2-1 再現性の確認

1606 航海で得られた解析結果には大きな欠点がある. それは観測点間が最大で3時間の時間差があるため,時間変化と空間変化の両方を含んでいることである. そこで 5-2 で紹介した,係留観測(Fig.6-3)と船舶観測データでWRF計算結果の再現性を確認した.係留観測で得られた動的な時間-鉛直断面気温図(Fig.6-4)とWRFの計算結果(HR_SSTラン)で1番近い格子点データを用いて作成した同様な図(Fig.6-5)と 東経136.25 度線で11時の瞬間の緯度-高度断面図(Fig.6-6)を作成し比較したところ,どちらも観測後半時に等温線が下層で下降,上層で上昇しており再現性が確認された.また,船舶観測データ(海面更正気圧,東西風,南北風,表面海水温)と WRFの計算結果(3つのランとも)で1番近い格子点データを用いて作成し,ほぼ差がないことが確認された(Fig.6-7).



⁽点間隔:1時間,白点10:00~黒点14:00)





Fig.6-4 係留観測で得られた気温図(横軸:時間[°C],縦軸:高度[m])

Fig.6-5 WRF の計算結果より得られた気温図(Fig.6-4 と同様)





Fig.6-7 船舶観測線での海面更正気圧,東西風,南北風の時系列図(4月15日9時~18日21時) (濃線:WRF出力,薄線:船舶観測データ)

6-1-2-2 1401 航海時の事例解析

2.1 ラジオゾンデ観測データ

旧:自然環境システム学(現:地球システム学)講座の環境科学実習(4 月~6 月のいずれか, 2012~)において,黒潮前線付近(紀伊半島沖)で打ち上げた全 100 個のラジオゾンデデータ (下層データが疎な数個は除いた)に加えて,気象庁が1日2回(1973~)日本全国16地点で 打ち上げているラジオゾンデデータを用いた.前者は,三重大学所有の練習船勢水丸により行っ たものであり,紀伊半島沖で数年に渡って観測を行っている.後者は,気象庁により観測された データを,米国Wyomig大学ゾンデ資料 HP から指定気圧面のみ抽出し,解析に用いた.

2.2 紀伊半島沖係留観測

2014 年 4 月 17 日に練習船勢水丸において実施された Cable Radiosonde Project (CARP)の観 測データを用いた.この観測は約 300m までの下層(約 300, 250, 200, 150, 100, 50m)をデータ間 隔 1 秒で,黒潮前線を跨ぎながら行っている.なお観測中は常に南風傾向であった.

2.3 数值実験

前述の係留観測を行った期間に合わせて、メソ気象モデル WRFv3.4.1 (Weather Research and Forecasting)を用いて実験を行った.計算領域は $132^{\circ}E \sim 139.5^{\circ}E$, $30^{\circ}N \sim 36.8^{\circ}N$,水平格子間隔 を 2.5km と設定した.この設定下で 3 つの数値実験を行った.1 つ目は黒潮前線を解像する海面 水温場を与えた実験(以下 HR_SST ランとする),2 つ目は黒潮前線を解像し、かつ大蛇行期 (2005 年 4 月 15 日)の SST 場を与えた実験(HR_SST_大蛇行ラン),3 つ目は黒潮前線を解像 できない SST 場を与えた実験(LR_SST ラン)である.なお、初期値境界値は大気側には共通で ERA-interim,海洋側は JCOPE2 (1/12°×1/12°HR), ERA-interim (1.5°×1.5°LR)を用いている.

3章 結果

3.1 黒潮フロント付近での上昇流

1 つ目の事例解析として紀伊半島沖で南風時であった 1401 航海で得られたラジオゾンデ観測 から黒潮前線を挟んで水蒸気混合比と収束発散から鉛直流

を計算した.900hPa付近から冷水側で上昇流,高水蒸気混合比がみられた.

2 つ目の事例解析として南風傾向であった 1606 航海係留観測等と整合的である数値実験結果 を用いた. 南風吹走時平均の HR_SST ランと LR_SST ランとの差をとったところ HR_SST ラン では鉛直流,水蒸気混合比ともに黒潮フロントを境に冷水側で高い値となっていた. また HR_SST_大蛇行ランでも水温フロントに対応し同様な様子が確認された. さらに,南北風の鉛直 断面図から冷気層を昇りあがるように湿った空気が上昇する様子がとらえられた.

また, 頼性評価のために気象庁潮岬ゾンデデータ

を用いて,各月南風時において黒潮非蛇行時と大蛇行時に分けてコンポジットを行った.すると,4~6月のうちで4,5月に限って水蒸気混合比が1000hPaより900hPa付近で統計的に有意な差があった.これは,湿った空気がフロント付近で上昇していることを支持している.

3.2 風向変調

紀伊半島沖で練習船勢水丸から打ち上げたラジオゾンデデータの中から下層で南風時のみ東 西風,

南北風をコンポジットした. すると下層ほど西側へ変化することが確認された.

さらに HR_SST ランと LR_SST ランでも同様の解析を紀伊半島沖で行ったところ HR_SST ランではより下層で西側へ大きく変化していた.

したがって、紀伊半島沖の風向変調は黒潮フロントの存在によって、より大きく西側へ変化す るということが確認された.

4章 まとめ

2つの事例において観測と数値実験で,紀伊半島南岸では黒潮流域に南風が吹くと黒潮フロント付近で水平方向に逃げ場のなくなった湿った空気が冷気層によって上昇されると考えられた. さらに,気象庁による潮岬上ラジオゾンデデータのコンポジットからも 900hpa 付近に湿った空気を運びやすくなっており,長期観測からも仮説が支持された.

また,観測と数値実験から黒潮フロントが存在することにより海面付近での摩擦の効果から, 下層風が大きく西向きに変化し,尾鷲付近へ湿った空気が流入しやすくなると考えられる.これ らのことから,黒潮の存在は紀伊半島の降水に影響を与えうる状況であると考えられる.

しかし、今回の事例は船舶観測に合わせているため比較的天候が良い.黒潮フロントの存在に よる降雨への影響をはっきりさせるために降雨日の解析を行うことが今後の課題である.

謝辞

本研究を始めるにあたっては、気象気候ダイナミクス研究室の立花義裕教授には、研究室所属 当初から研究や航海等のことについてたくさんの時間を割いていただきました、深く感謝いた します.また昨年まで本講座に在籍されていた小田巻実特任教授には流体力学現象の面白さに ついて教えていただきました.

研究を進めるにあたっては、立花義裕教授には気象に関する専門的知識だけではなく、解析 手法、発表の仕方など細かく丁寧にご指導いただき、大変感謝しております.合同ゼミ等でご 指導いただきました、万田敦昌准教授、西井和晃准教授、山田二久次助教はじめ三重大学生物資 源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方、観測に協力いただいた皆さま、練習船勢 水丸船長はじめ船員の皆さまには、心より感謝いたします.最後に、ここまで苦楽を共にし、励 ましあってきた4年生の皆様に深く感謝いたします.

参考引用文献

• Saito K, L. Thanh, and T. Takeda, 1994: Airflow over the Kii Peninsula and its Relation to the Orographic Enhancement of Rainfall. Papers in Meteorology and Geophysics, 45,65-90

• Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137,553-597

• Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou, and K. Komatsu, 2009: Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, J. Oceanogr., 65, 737-756.

 Nishikawa., H and Tachibana., Y, Y. Kawai, Mayumi K. Yoshioka, H. Nakamura, 2016: Evidence for SST-Forced Anomalous Winds Revealed from Simultaneous Radiosonde Launches from Three Ships across the Kuroshio Extension Front, Monthly Wether Review, 144, 3553-3567

• Ninomiya, K., 1976: Structure and heat energy budget of mixed later capped by inversion during the period of polar outbreak over Kuroshio, Journal of the Meteorological Society of Japan, 54, 160-174

・西川 はつみ., 立花 義裕,池田 尚仁,伊藤 匡史,宮本 守,緒方 香都,大鹿 美希,大富 裕里子,中 里 慧子,中村 亨,前川 陽一,内田 誠, ラジオゾンデ連続放球による海洋上気象観測の収支計算 の可能性 2013:海と空,第 89 巻,第1号

・二宮 洸三., 2005: 気象解析の基礎, オーム社

・気象庁 http://www.jma.go.jp/jma/index.html





u[m/s]





