ウィンドプロファイラとゾンデから求めた乱流エネルギー消散率の比較

星野俊介^{*1} (高層気象台／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
小林広征^{*2} (気象庁／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
小池哲司 (気象庁)
橋口浩之 (京都大学生存圏研究所)
川村誠治 (情報通信研究機構)
足立アホロ (気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
黒須政信 (日本航空)
山本真之^{*3} (京都大学生存圏研究所)
梶原佑介^{*2}・別所康太郎^{*2} (気象庁／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
岩渕真海^{*2} (高層気象台／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
^{*1} 現所属：高層気象台
^{*2} 現所属：気象庁
^{*3} 現所属：情報通信研究機構

Comparison between turbulence eddy dissipation rates retrieved by wind profiler radar and in situ radiosondes

by

Shunsuke Hoshino^{1,2,*1}, Hiromasa Kobayashi^{3,2,*2}, Tetsuji Koike³, Hiroyuki Hashiguchi⁴,
Seiji Kawamura⁵, Ahoro Adachi², Masanobu Kurosu⁶, Masayuki Yamamoto^{4,*3},
Yusuke Kajiwarara^{3,2,*2}, Kotaro Bessho^{3,2,*2} and Masami Iwabuchi^{1,2,*2}

1. Aerological Observatory, Tsukuba, Japan

2. Satellite and Observation System Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

3. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

4. Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Kyoto, Japan

5. National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan

6. Japan Airlines, Tokyo, Japan

^{*1}Present Affiliation: Aerological Observatory, Tsukuba, Japan

^{*2}Present Affiliation: Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

^{*3}Present Affiliation: National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan

(Received November 19, 2015; Accepted August 26, 2016; Published November 9, 2016)

Abstract

Because atmospheric turbulence sometimes causes serious problems for aircraft operations, so it is necessary to detect and bypass turbulence. However, turbulence is difficult to detect by the in situ radiosonde observations or by a wind profiler radar (WPR) network such as WINDAS of Japan Meteorological Agency because of the temporal resolution and available altitude data are inadequate. Therefore, information from the Pilot Weather Report (PIREP) has been

Corresponding author: Shunsuke Hoshino
Aerological Observatory,
1-2 Nagamine Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.
E-mail: shoshino@met.kishou.go.jp

almost the only usable turbulence data. To develop the next generation WPR and a better method to detect turbulence, Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH) of Kyoto University, National Institute of Information and Communications Technology (NICT), and Meteorological Research Institute carried out collaborative research from 2011 to 2015. As a part of this research project, experimental observations to compare the prototype of the next generation 1.3GHz WPR (LQ-13) and radiosondes (Vaisala RS92-SGP) were conducted during December, 2012 at NICT (Koganei City, Tokyo). In this study, we compared the turbulent eddy dissipation rates (EDRs) determined with WPR from the Doppler spectrum width data with those determined with radiosondes by using the Thorpe analysis method. The results showed that EDRs determined by both methods were almost consistent. Qualitatively, the EDR increases as the PIREP turbulent intensity increases, but quantitative conclusions could not be reached because there were not enough number of data for moderate or stronger turbulence cases. Because the retrieved EDRs were smaller than International Civil Aviation Organization (ICAO) Annex3 criteria, it will be necessary to assess the EDR criteria for turbulence intensity categories.

1. はじめに

大気の流れ（鉛直シアを含む）は航空機の運航に重要な事態をもたらす現象の一つであるが、機体のハードウェア的な対策が困難であるため、これを事前に察知し回避する必要がある。しかし高層風の直接観測手段として従来から用いられている（GPS）ラジオゾンデ（以下ゾンデ）観測は基本的に世界標準時で0時と12時の1日2回に限られており、乱気流の持続時間を考慮すると十分な時間分解能があるとはいえない。そのため常時観測が可能なウィンドプロファイラ（Wind Profiler Radar; WPR）などのリモートセンシングによる監視による乱気流の検出が期待されるが、気象庁のWPRネットワークであるWINDAS（Wind profiler Network and Data Acquisition System）（観測部観測課高層気象観測室、2003）では観測可能高度が平均で5 km以下であり、航空機の運航高度の観測には十分な性能とは言えなかった（2011年時点。その後2013年に機器の更新が行われ性能は向上している）。そのため乱気流の観測データはほぼ航空機のパイロットからの機上気象報告（Pilot Weather Report; PIREP）に限られていた。PIREPにて通報される乱気流強度は通常SMOOTH/LIGHT/MODERATE/SEVERE/EXTREMEといった言語表現が用いられているが、Takacs（2006）などではこれを0-8の数値（PIREP Turbulence Intensity Scale）に対応させた表現を用いており、0が乱気流なし（SMOOTH）、1-3が弱い乱気流（LIGHT）、4-5が並の強度の乱気流（MODERATE）、6以上が強い乱気流（SEVERE/EXTREME）に対応づけられている（本稿でも、このPIREP Turbulence Intensity Scaleを「PIREP強度指数」として用いることとする）。ただし、これらの乱気流強度は機体の特性やパイロットの主観に依存する（Sharman *et al.*, 2014）。また、乱気流通報として意味のある報告は航空機が乱気流に遭遇したかどうかにも依存し、常時特定の地点や高度を観測できるものではない。こういった状況を受け、大気中の乱気流を回避し安全を確保することを視野に、より高高度・高分解能の観測が可能な次世代のウィンドプロファイラ（WPR）開発と乱気流検出技術の開発のための共同研究が2011年から2015年にかけて京大生存圏研究所・情報

通信研究機構（NICT）・気象研究所が参加して行われた。この共同研究の枠組みの中で、次世代のWPRの試作機として開発されたLQ-13（Hashiguchi *et al.*, 2013）を用いた観測が行われ、2012年にはゾンデ（Vaisala RS92-SGP）との比較観測も行われた（岩渕・他、2013；梶原・他、2013；川村・他、2013）。LQ-13の諸元をTable 1に示す。下線は実際の観測時の代表的な設定値である。

PIREP通報における乱気流強度が主観的である点については先述したが、これに対して客観的な乱気流の指標の一つとして用いられているのが乱流エネルギー消散率（Turbulent Energy Dissipation RateあるいはEddy Dissipation Rate; EDR）である。乱流エネルギーとして乱流運動エネルギー（Turbulent Kinetic Energy; TKE）に注目する場合のEDRを ε_K と表記する。 ε_K の求め方には航空機の鉛直加速度から求める方法や鉛直風から求

Table 1. Specifications of the LQ-13 system.

Radar system:	Monostatic pulse Doppler radar
Operational frequency:	1357.5 MHz
Antenna:	Active phased array
Aperture:	6.4 m ²
Gain:	32.3 dBi
Beam width:	4°
Beam directions:	zenith, north, south, east, and west
Beam angle:	14° of zenith
Polarization:	Linear
Transmitter:	
Peak power:	5200 W
Average power (max):	1820 W (duty ratio 35%)
Bandwidth:	10 MHz
Pulselength:	0.33, 0.67, 1, 1.33, <u>2</u> , 4 μs
IPP:	50–200 (<u>100</u>) μs
Receiver:	
Form:	Double super heterodyne
Bandwidth:	3.6, 1.8, 1.2, 0.9, <u>0.6</u> , 0.3 MHz
Noise figure:	1.5 dB
Dynamic range:	> 60 dB
Data acquisition unit:	
Pulse compression:	(1), 2, 4, <u>8</u> , 16 bits
Coherent integration:	1–200 (<u>16</u>)
Incoherent integration:	14
FFT points:	64, 128, 256, <u>512</u>

める方法などがあるが、Cornman *et al.* (2004) では鉛直加速度 $\ddot{z}$ の標準偏差 $\sigma_{\ddot{z}}$ を鉛直速度の周波数スペクトルを用いて以下のように表した。

$$\sigma_{\ddot{z}}^2 = \int_0^\infty |H_{\ddot{z}w}(f)|^2 \phi_w(f) df \quad (1)$$

ここで w は鉛直速度、 f は周波数、 $\phi_w(f)$ は鉛直速度の周波数スペクトル、 $H_{\ddot{z}w}(f)$ は周波数応答関数であり、 $H_{\ddot{z}w}(f)$ は機体の特性や飛行している大気の状態、機体の対気速度などに依存する。ここで鉛直速度のスペクトルが Kolmogorov モデルで与えられるとした場合、鉛直運動の波数 k_x を用いると波数スペクトル ϕ_w は ε_K を用いて以下の式で表される。

$$\phi_w(k_x) = \varepsilon_K^{2/3} \psi_w(k_x) \quad (2)$$

ここで、 k_x と機体の進行方向に沿った平均速度 $\bar{V}_x$ との間に $k_x = 2\pi f / \bar{V}_x$ の関係が成り立つと仮定すると、

$$\phi_w(f) = \varepsilon_K^{2/3} \frac{2\pi}{\bar{V}_x} \psi_w(2\pi f / \bar{V}_x) \quad (3)$$

とおくことができ、式 1 に式 3 を代入すると

$$\sigma_{\ddot{z}}^2 = \varepsilon_K^{2/3} \int_0^\infty |H_{\ddot{z}w}(f)|^2 \frac{2\pi}{\bar{V}_x} \psi_w(2\pi f / \bar{V}_x) df \quad (4)$$

と表される。この式の積分部分を I とおけば、

$$\varepsilon_K^{2/3} = \sigma_{\ddot{z}}^2 / I \quad (5)$$

となり、 $\varepsilon_K^{1/3}$ は機体の鉛直加速度の標準偏差 $\sigma_{\ddot{z}}$ と比例関係にあることが示される。

国際民間航空条約第 3 付属書 (ICAO Annex3) (ICAO, 2013) では、典型的な巡航環境における中型旅客機の場合の PIREP 強度指数と $\varepsilon_K^{1/3}$ の 1 分間最大値との関係について Table 2 のように対応づけている。この関係を踏まえ、ICAO Annex3 では $\varepsilon_K^{1/3}$ の 1 分間の最大値が $0.4 \text{ m}^{2/3} \text{ s}^{-1}$ を超える場合には special air-report として $\varepsilon_K^{1/3}$ の 1 分間の平均値と最大値を ($\varepsilon_K^{1/3}$ の最大値が 0.4 を下回るまで) 通報するよう求めている (ただし、計算コストや通信環境などの理由からまだ実際には航空機からの通報は行われていない)。

航空機以外の観測手段を用いた EDR の算出方法としては、リモートセンシングによる方法として WPR のドップラースペクトル幅を用いて算出する手法がある。WPR の場合は観測地点が固定、常時観測可能、さらに日本国内では WINDAS としてネットワーク化されているという利点がある一方で、高高度のデータの取得が難しい、WPR の高度分解能があまり細くない (通常約 300m)、EDR の算出に必要な浮力振動数のパラメータを WPR では取得できないため他の観測もしくはモデルのデータを必要とする、といった短所も抱えている。

一方、近年では高分解能化したゾンデデータから Thorpe Analysis と呼ばれる手法を用いて EDR を算出する手法も提案されている (Clayson and Kantha, 2008; Kantha and Hocking, 2011; Wilson *et al.*, 2010, 2011, 2013, 2014)。この手法では WPR に対して高度分解能が細か

Table 2. Correspondence of PIREP Turbulence Intensity Scale and the peak value of $\varepsilon_K^{1/3}$ during a 1-min sampling according to ICAO Annex 3 (ICAO, 2013).

Scale	$\varepsilon_K^{1/3} [\text{m}^{2/3} \text{ s}^{-1}]$
LIGHT (1–3)	≥ 0.1
MODERATE (4–5)	≥ 0.4
SEVERE (6–)	≥ 0.7

い、航空機観測と異なり地上から高度約 30km までの EDR のプロファイルを補足できるという利点がある一方、定時観測データとしては 1 日 2 回に限定されており時間分解能が粗い点が短所である。

このように観測手法によってそれぞれ長所・短所があるが、EDR そのものは大気の状態のみによって決まるパラメータであり、それぞれの長所を活かしてデータの活用を行うことが望ましい。そのためには、観測手法間の EDR 算出結果の整合性やそれぞれの算出結果の特性を把握しておく必要がある。そこで、本研究では、LQ-13 のドップラースペクトル幅を用いて算出された EDR とゾンデデータから Thorpe Analysis の手法により求めた EDR との比較、ならびにそれらと PIREP 強度指数の相互比較を行い、Thorpe Analysis による乱気流検出の可能性について検討した。2 節で WPR のドップラースペクトル幅を用いた EDR の算出手法について、3 節で Thorpe Analysis を用いた EDR の算出手法について説明する。4 節では比較観測の概要と比較の手法について述べ、5 節でその結果を示す。6 節でまとめ、今後の課題について述べる。

2. WPR のドップラースペクトル幅を用いた EDR の算出手法

ドップラースペクトル幅 ($\sigma_{1/2}$) については文献により複数の定義があるが、本研究では、ピークから 3dB 低下する (強度がピーク値の 1/2 となる) 点の全幅にあたる半値全幅 (Full Width at Half Maximum; FWHM) の風速空間における値 (m s^{-1}) を用いる。スペクトルが単峰ガウス分布で近似できる場合、その標準偏差 σ との間には

$$\sigma_{1/2} = 2\sqrt{2\ln 2}\sigma \quad (6)$$

の関係が成立する。ただし、実際に観測されるスペクトル幅は乱流による寄与分 ($\sigma_{1/2,r}$) に加え、ビームブロードニングやシアブロードニングの効果も含まれるため、EDR の算出には非乱流寄与分の除去 (ブロードニング補正) を行った値を用いる必要がある。本観測ではシアブロードニングの効果は小さいとして式 7 によりビームブロードニングの効果の除去のみを行った (Hocking, 1985)。

$$\sigma_{1/2,cor} = \sqrt{\sigma_{1/2,obs}^2 - \left(\frac{1}{\sqrt{2}}\theta_{1/2}V_h\right)^2} \quad (7)$$

ここで $\sigma_{1/2,obs}$ は観測されたスペクトル幅、 $\theta_{1/2}$ はビー

ム幅、 V_h は水平風速、 $\sigma_{1/2, cor}$ は補正されたスペクトル幅である。 $\theta_{1/2}$ については、Kajiwara et al. (2012) は WINDAS の観測データを用いた解析で設計上の値 (4°) を用いると補正が過剰となる可能性があることを指摘しており、統計的に $\theta_{1/2}$ を求める手法を提案している。それによれば、出現しやすいスペクトル幅の値 σ_{mode} は長期間のデータを蓄積すればビームブロードニングに最も影響されるとしており、風速毎のスペクトル幅の出現頻度図を式 8 にフィッティングさせることによりビーム幅 $\theta_{1/2}$ と乱流による寄与の平均値 $\overline{\sigma_{turb}}$ を推定している。

$$\sigma_{mode} \approx \sqrt{\overline{\sigma_{turb}}^2 + \left(\frac{1}{\sqrt{2}}\theta_{1/2}V_h\right)^2} \quad (8)$$

本研究においてはこの手法により観測期間中のデータから統計的に求められた値 3.6° を用いた。

風速の乱気流成分の分散を σ_T^2 とすると、 ε_K は式 9 で計算される (Wilson, 2004)。

$$\varepsilon_K \approx 0.47\sigma_T^2 N \quad (9)$$

ここで N は浮力振動数である。式 6 および 9 より、 $\varepsilon_K^{1/3}$ は

$$\varepsilon_K^{1/3} \approx 0.439\sigma_{1/2,T}^{2/3}N^{1/3} \quad (10)$$

により求められる。ここで、 $\sigma_{1/2,T}$ には式 7 により求めた $\sigma_{1/2, cor}$ を用いる。なお、Table 1 に示したとおり LQ-13 は天頂方向に加え東西南北に天頂角 14° の計 5 ビームを用いて観測を行っているが、今回の $\varepsilon_K^{1/3}$ の算出には天頂角 14° の 4 方向のビームの σ_T^2 の平均値を用いた。

3. Thorpe Analysis を用いた EDR の算出手法

3.1 Thorpe Analysis の概念

Thorpe Analysis は海洋中における安定成層プロファイルからのずれは局所的な乱流に起因する密度の転倒 (overturn) に由来するという考え方から、観測された密度の転倒から乱流の強度を推定する手法として Thorpe (1977) により提案された。Luce et al. (2002) は密度の指標として温位プロファイルを用いることで大気に応用し、乱気流強度の推定手法として提案した。

Thorpe Analysis の手順は以下の通りである。まず、ゾンデで観測された高度は等間隔になっていないため、これを内挿により等間隔の格子点データのプロファイルに変換する。格子点化されたプロファイルでの気圧・気温・湿度から温位を求める。ここで用いる温位として Luce et al. (2002), Clayson and Kantha (2008), Kantha and Hocking (2011) などでは通常の温位 (θ) を用いていたが、ここでは飽和湿潤層 (雲) の気温減率を考慮したコンジット温位 (θ^*) (Wilson et al., 2013) を用いる (詳細については 3.2 節で述べる)。温位は乱流がない安定成層の場合は高度に対して単調増加するが、乱流により温位の逆転層 (inversion) が発生する。この逆転層について、温位が高度に対して単調増加する

ように格子点データの並べ替えを行う。この概念を示したのが Fig. 1 である。図 (a) の黒線は観測されたコンジット温位 (θ^*) プロファイル、青線は並べ替え後のコンジット温位 (θ_s^*) プロファイルであり、 I_1, I_2, I_3 の 3 つの層は θ^* (黒) が高度に対して単調増加して (θ_s^* と一致して) いない、すなわち温位の逆転層にあたることを確認できる。緑の矢印で示したように、高度 h にあった空気塊が並べ替え後には高度 h_s に移動したとすると、その変位量 $h - h_s$ を Thorpe 変位 (Thorpe displacement) と呼び、 $D_T(h)$ と表記する。 $D_T(h)$ のプロファイルを Fig. 1 (b) に示す。最下層から上向きに探索して $D_T(h) \neq 0$ となった高度 h_b を逆転層の開始点 (下端) とし、開始点から上方向に $D_T(h)$ を積算していき、 $\sum_{h_b}^h D_T(h) = 0$ となった高度 h_t を逆転層の終了点 (上端) とし逆転層の区間を決定し、さらに上向きに探索して次の逆転層を決定する、という手順を繰り返して逆転層を検出していく (Fig. 1 (c) に示した $D_T(h)$ の積算値のプロファイルを参照)。ただし、逆転層の層厚が閾値以下のものについては、センサ値の誤差などに起因するノイズの可能性があると考え逆転層とは判断しないこととした。本研究ではこの閾値を 20m とした。このようにして決定されたそれぞれの逆転層において、 $D_T(h)$ の二乗平均平方根 (RMS) をとったものをその逆転層の Thorpe Scale (L_T) と呼び、乱流強度の指標とする。

$$D_T(h) = h - h_s \quad (11)$$

$$L_T = \sqrt{\langle D_T^2(h) \rangle} \quad (12)$$

ここで $\langle X \rangle$ は X の平均を表す。この L_T から EDR を算出する手法については 3.4 節で述べる。

3.2 コンジット温位

前述の通り、Thorpe Analysis を大気に対して適用した Clayson and Kantha (2008) では温位として通常の温位

$$\theta_i = T_i \left(\frac{P_0}{P_i} \right)^{R/C_{pd}} \quad (13)$$

を用いていた。ここで i は地上から数えたデータの番号、 $P_0 = 1000\text{hPa}$ 、 R は気体定数 ($287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 C_{pd} は乾燥大気の定圧比熱 ($1004.6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。これに対して、湿度の効果を取り込むため、Wilson et al. (2013) では乾燥層と飽和湿潤層に対してそれぞれ乾燥断熱減率・湿潤飽和減率を適用して地上から積み上げて温位の算出を行うコンジット温位の導入を提案している。まず、ある高度の温位が地上から温位傾度を積分して得られるものと考え、 i 番目の点の温位は

$$\theta_i = \theta_0 + \sum_{k=0}^{i-1} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_k \Delta z = \theta_{i-1} + \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i-1} \Delta z \quad (14)$$

で求められる。 Δz は高度の格子間隔である。

ここで、プラント・ヴァイサラ振動数 N_d^2 と温位の関係

Fig. 1 The concept of Thorpe analysis. (a) (black) The observed profile (black) and the sorted profile (blue) of composite potential temperature. I_1 , I_2 and I_3 are the inversions of composite potential temperature. (b) Thorpe displacement $D_T(h)$ and (c) cumulative $D_T(h)$.

$$N_{d,i}^2 = \frac{g}{\theta_i} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_i \quad (15)$$

(g は重力加速度) を用いて式 14 を書き直すと

$$\theta_i = \theta_{i-1} \left(1 + N_{d,i-1}^2 \frac{\Delta z}{g} \right) \quad (16)$$

となる。

一方、 N_d^2 は気温 T と乾燥断熱減率 Γ_d を用いると次のように書ける。

$$N_d^2 = \frac{g}{T} \left[\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_d \right] \quad (17)$$

ただし

$$\Gamma_d = \frac{g}{C_{pd}} \left(\frac{1 + q_v}{1 + q_v \frac{c_{pv}}{c_{pd}}} \right) \quad (18)$$

ここで q_v は水蒸気の混合比 (g/g)、 C_{pv} は水蒸気の定圧比熱である。

これに対し、飽和湿潤大気 (雲) におけるブラント・ヴァイサラ振動数 N_m^2 は湿潤飽和減率 Γ_m を用いると次のように書ける (Durrant and Klemp, 1982)。

$$N_m^2 \approx \frac{g}{T} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_m \right) \left(1 + \frac{L_v q_s}{RT} \right) - \frac{g}{1 + q_w} \left(\frac{dq_w}{dz} \right) \right] \quad (19)$$

ここで L_v は潜熱、 q_s は飽和混合比、 q_w は水または氷の混合比 q_l と q_s との和である。湿潤飽和減率は以下の式で求める。

$$\Gamma_m = \frac{g}{C_{pd}} (1 + q_w) \left[1 + \frac{C_{pv} q_s + C_w q_l}{C_{pd}} + \frac{\gamma L_v^2 q_s^2}{C_{pd} R T^2} \left(1 + \frac{q_s}{\gamma} \right) \right]^{-1} \quad (20)$$

C_w は水または氷の比熱、 $\gamma = 0.622$ である。

乾燥層については式 17 から求められる N_d^2 を、飽和湿潤層に対しては式 19 から算出される N_m^2 を N_d^2 と置き換えて式 16 に適用し積算された温位は、飽和湿潤層における減率の違いを考慮した温位となる。これを「コンポジット温位」(θ^*) と呼ぶ。本研究における温位はこのコンポジット温位を用いる。

なお、コンポジット温位を算出するためには、その高度が飽和湿潤層に相当するかどうかを判断する必要がある。判定手法としては、Wilson *et al.* (2013) にならい、Zhang *et al.* (2010) の手法を用いた。この手法では、まず飽和湿潤層であるとみなすための湿度の閾値 (湿度の最小値に対する閾値であることから min-RH とする) を超える層 (すなわち、 $RH > \text{min-RH}$ を満たす層、プロファイルのグラフ上では min-RH から高湿度側に凸となる層) を飽和湿潤層の可能性があると注目する。そして、その層内の湿度の最大値が閾値 (湿度の最大値に対する閾値であることから max-RH とする) を超えるものが飽和湿潤層であると判定される。さらに、2つの隣り合った飽和湿潤層が一つながりの飽和湿潤層とみなせるかどうかを判定する。この2つの挟まれた乾燥層の最低湿度が閾値 (2つの飽和湿潤層の間に挟まれた層に対する閾値であることから inter-RH とする) より高い場合は、この2つの飽和湿潤層は一つながりの飽和湿潤層とみなす。この3つの閾値 (min-RH、max-RH、inter-RH) は、Table 3 に挙げた通り、高度によって変化する。実例を Fig. 2 を用いて示す。図

Table 3. Thresholds of relative humidity for detecting the saturated layers as a function of altitude (Zhang et al., 2010).

Altitude [km]	min-RH [%RH]	max-RH [%RH]	inter-RH [%RH]
0–2	92–90	95–93	84–82
2–6	90–88	93–90	80–78
6–12	88–75	90–80	78–70
12–	75	80	70

中の黒実線が観測された湿度、赤鎖線は min-RH、青鎖線は max-RH、緑鎖線は inter-RH である。飽和湿潤層である条件はこの図において「赤鎖線よりも高湿度となる区間」かつ「その最大値が青鎖線を超える」ということになることから、 S_1 、 S_2 、 S_3 の3つの層がこれに該当することになる。 S_1 と S_2 、 S_2 と S_3 に挟まれた乾燥層をそれぞれ I_1 、 I_2 とする。このうち I_1 は最低湿度が緑鎖線よりも低いため、 S_1 と S_2 は別個の飽和湿潤層とみなされるが、 I_2 は最低湿度が緑鎖線よりも高いため、 S_2 と S_3 は一つながりの飽和湿潤層と判断される。この結果、Fig. 2 で示した区間には、 $C_1 (= S_1)$ と $C_2 (= S_2 + I_2 + S_3)$ の2つの飽和湿潤層がある（すなわち、高さの異なる2つの雲の層がある）と判定される。

3.3 転倒層の判定

Thorpe analysis では温位逆転層に注目して乱気流の検出を行うが、観測されたデータの誤差を原因とするノイズ由来の見かけ上の温位の逆転層が発生しうる。そのため、観測された逆転層が乱流によるものか、ノイズ由来のものであるかの品質管理が必要となる。この品質管理に、Wilson et al. (2010) で提案されたモンテカルロシミュレーションによる手法を適用する。

まず、測器由来の誤差（標準偏差） σ_N を推定するために、温位プロファイル全体を N_{seg} 個の格子点からなる区間（セグメント、本研究では $N_{seg} = 5$ とした）で分割し、それぞれのセグメントごとにトレンドを除去した残差の RMS $\sigma_{d, seg}$ を求める（式 21、22）。この $\sigma_{d, seg}$ を元のプロファイルの高度に対してスプライン補間して得られた値を、その高度における測器由来の誤差 σ_{inst} として扱う。そして σ_{inst} の観測全体での平均値の 1/2 を σ_N とする。

$$\bar{\tau}_{seg} = \frac{\theta_{top}^* - \theta_{bottom}^*}{N_{seg}} \quad (21)$$

$$\sigma_{d, seg} = \sqrt{\sum ((\bar{\tau}_{seg} \cdot h + b) - \theta^*)^2} \quad (22)$$

h は高度、 b はトレンドの切片である。ここで、トレンドとノイズの比（trend-noise ratio; TNR） ζ を式 23 により定義する。

$$\zeta = \bar{\tau} / \sigma_N \quad (23)$$

TNR が小さい場合、真のプロファイルでは温位の逆転がなくても、観測された温位のノイズのために見かけ上の逆転層が発生しやすくなる。

Fig. 2 An example of detection of saturated layers (i.e., clouds) using the method by Zhang et al. (2010): observed relative humidity (black), min-RH (red), max-RH (blue), inter-RH (green) (min-RH, max-RH and inter-RH are defined in Zhang et al. (2010)). The three layers, S_1 , S_2 , and S_3 , satisfy the condition of saturated layers, and I_1 and I_2 are dry layers. However, minimum relative humidity in I_2 is higher than inter-RH; therefore S_2 , I_2 , and S_3 are treated as one cloud layer (i.e., C_2 in this figure).

そこで、3.1 節の手法により検出された逆転層について、並べ替え前の温位プロファイルに対して最小二乗法による線形近似を行い、その残差 d_{inv} を求める。温位の逆転がノイズにより発生していると仮定すると、 d_{inv} は標準偏差 σ_N の正規分布にしたがって分布することが期待される。一方、ノイズが原因でない場合は、 d_{inv} の取りうる範囲は、標準偏差 σ_N の正規分布にしたがうノイズの取りうる値の範囲を超えると期待される。この考え方をもとに、 d_{inv} の標準偏差 σ_d を標準偏差とし、中心を 0、正規乱数を n_{inv} 回発生させた際の結果の分布の幅 $W_N(n_{inv})$ が、データ数 n_{inv} の中心 0、標準偏差 1 のモデル正規分布がとりうる値の幅の確率密度関数の p% 値 $w_p(n_{inv})$ の範囲内に含まれるかどうかを以下の式により判定する。

$$\frac{W_N(n_{inv})}{\sigma_N} \geq w_p(n_{inv}) \quad (24)$$

この条件を満たす場合、その逆転層は「ノイズ由来でない」と判定する。この判定を試行回数 N_{TRY} だけ行い、「ノイズ由来でない」と判定される確率が設定した閾値 $p_{overturn}$ を上回る場合、その逆転層はノイズ由来ではないと判断し、温位の転倒層（overturn）として扱う。なお、参照とするモデル正規分布の取りうる値の p% 値に関しては、Wilson et al. (2010) で公開されているファイル (<ftp://ftp.aero.jussieu.fr/pub/os/WN.txt>) の値を利用した。

実際の判定例を Fig. 3 に示す。(a) および (c) はコンボジット温位の鉛直プロファイルを示しており、黒実線が並べ替え前、黒点線が並べ替え後のプロファイルである。灰色の点線が逆転層の上下端を、青線は逆転層内のトレンドを示す。(b) および (d) は (a) (c) のそれぞれについて 1000 回の試行で得られた $W_N(n_{inv})/\sigma_N$ の頻

Fig. 3 Examples of detecting overturns from inversions. (a, c) Observed profile of θ^* (black line), sorted profile of θ^* (black dashed line), trend in inversion (between gray dashed lines) (blue). (b, d) the histogram of $W_N(n_{inv})/s_N$ with $N_{TRY} = 1000$ for cases (a) and (c). $w_p(n_{inv})$ is indicated by the red vertical line.

度分布を表し、赤線は $w_p(n_{inv})$ を示す ($p = 95$)。 (b) では全ての試行において式 24 の条件を満たすことから、 (a) に示した逆転層は転倒層であると判断できる。一方、 (d) の事例では式 24 の条件を満たす試行は 1.2% に過ぎず、 (c) で示した逆転層はノイズ由来のものである可能性が高いと考えられ、乱気流による転倒層であるとはみなされない。

3.4 EDR の算出

コンポジット温位を用いて転倒層ごとに算出された L_T を用いて以下の式から EDR を算出する (Clayson and Kantha, 2008; Kantha and Hocking, 2011)。

$$\varepsilon_K = C_K L_T^2 N^3 \quad (25)$$

C_K は定数であり、ここでは Kantha and Hocking (2011) にしたがって 0.3 を用いた。 N は浮力振動数であり、 Clayson and Kantha (2008) や Kantha and Hocking (2011) では局所的なブランチ・ヴァイサラ振動数 (以下 N_L 、本研究では並べ替え後の温位を用いて算出) を用いているが、 Wilson *et al.* (2014) では並べ替え後の転倒層における温位の平均値および勾配から算出する

$$N_s^2 = \frac{g}{\theta_s^*} \left(\frac{d\theta_s^*}{dz} \right) \quad (26)$$

を用いている。さらに、これとは別に、転倒層におけ

るオリジナルの温位と並べ替え後の温位のずれ

$$\theta'' = \theta^* - \theta_s^* \quad (27)$$

の転倒層内の RMS を用いて

$$N_T^2 = \frac{g}{\theta_s^*} \frac{\langle \theta'' \rangle}{L_T} \quad (28)$$

で表される浮力振動数パラメータも提案している。

また、 Wilson *et al.* (2014) では TKE に基づく EDR とは別に、 Turbulent Potential Energy (TPE) (Wilson, 2004) に基づく EDR (Potential energy dissipation rate; ε_p と表記) についても提案している。 TPE は Wilson (2004) では式 29 で定義されている。

$$TPE = \frac{1}{2} N^2 \zeta^2 = \frac{1}{2} \frac{g^2}{N^2} \frac{\overline{\theta''^2}}{\overline{\theta^2}} \quad (29)$$

ここで ζ は温位分散から推定される鉛直変位量の RMS とされており、転倒層に注目して鉛直変位を考えた場合は L_T がこれに相当するため、 TPE は L_T を用いると以下のように表される (Wilson *et al.*, 2014)。

$$TPE = \frac{1}{2} N^2 L_T^2 \quad (30)$$

ここで N に対して N_s 、 N_T を適用すると

$$TPE_S = \frac{1}{2} N_s^2 L_T^2 \quad (31)$$

$$TPE_T = \frac{1}{2} \frac{g}{\theta_s} \langle \theta^* \rangle L_T \quad (32)$$

となる。

ここで、温度の分散の消散率 ε_T と気温の摂動の構造定数 C_T^2 の間には次の関係がある。

$$C_T^2 = a^2 \frac{\varepsilon_T}{\varepsilon_K^{1/3}} \quad (33)$$

ここで $a^2 \approx 3.2$ である。一方、 C_T^2 は L_T との間に以下の関係がある。

$$C_T^2 \approx 1.6 \frac{(N^2)^2}{\beta_T^2} \left(\frac{L_T}{L_B} \right)^{2/3} L_T^{4/3} \quad (34)$$

ここで $\beta_T = g/T^2$ 、 L_B は浮力スケールである。

また、 ε_T は TPE の消散率である ε_p との間に次の関係がある。

$$\varepsilon_T = \frac{N^2}{\beta_T^2} \varepsilon_p \quad (35)$$

式 33 と式 35 より

$$C_T^2 = a^2 \frac{N^2}{\beta_T^2} \frac{\varepsilon_p}{\varepsilon_K^{1/3}} \quad (36)$$

となり、これと式 34、式 25 から、 $L_T \approx L_B$ とみなせると仮定すると

$$\begin{aligned} \varepsilon_p &= \frac{1.6}{a^2} \varepsilon_K^{1/3} N^2 \left(\frac{L_T}{L_B} \right)^{2/3} L_T^{4/3} \\ &\approx \frac{1}{2} \varepsilon_K^{1/3} N^2 L_T^{4/3} \\ &= \frac{1}{2} C_K^{-2/3} \varepsilon_K \end{aligned} \quad (37)$$

の関係が導出される。

3.5 算出例

実際の算出例として 2012 年 12 月 18 日 18 日本標準時（以下 JST）の事例を Fig. 4 に示す。それぞれ (a) 温位（黒：コンポジット温位、青：温位、赤：相当温位）、(b) Thorpe 変位、(c) Thorpe Scale、(d) EDR（黒点： N_L を用いた $\varepsilon_K^{1/3}$ 、青線： N_T を用いた $\varepsilon_p^{1/3}$ ）のプロファイルである。Thorpe 変位および Thorpe Scale の図では転倒層として判定された逆転層を緑で示す。EDR の図の灰色の高度は飽和湿潤層に対応する。この事例では高度 12000m までの間に複数の転倒層が検出され、特に高度 1500–2000m 付近の飽和湿潤層を含む転倒層や高度 3500m 付近の乾燥した層での転倒層においてやや大きな EDR が算出されたことがわかる。

4. データと手法

4.1 比較観測の概要とデータ

LQ-13 による観測は 2012 年 11 月 30 日から、東京都小金井市にある NICT 本部の敷地内で行われた。11 月 30 日–12 月 9 日および 12 月 15 日–24 日をそれぞれ集中観測期間とし、乱気流の発生が予測される場合に NICT 本部の敷地内から最短 3 時間間隔でゾンデ (Vaisala RS92-SGP) を放球して気温・湿度・風の鉛直プロファイルを取得した。ゾンデの観測回数は集中観測期間中に計 67 回だったが、放球時に LQ-13 が観測を停止していた、ゾンデが十分な高度まで上昇しなかったといった理由で比較できなかった事例があるため、実際に LQ-13 と比較可能なゾンデ観測は 62 回であった。ゾンデのデータは 2 秒値を利用し、上昇速度が約 5 m/s であることから約 10m の高度分解能でデータが取得できたと考え、Thorpe Analysis の鉛直解像度を 10m に設定して解析を行った。また、転倒層の判定に関しては、 $p = 95\%$ 、 $N_{TRY} = 1000$ 、 $p_{overturn} = 80\%$ とした。算出される

Fig. 4 An example of the profiles of Thorpe analysis parameters (the case at 18 JST on 18 December 2012). (a) Composite potential temperature (black), potential temperature (blue), equivalent potential temperature (red). (b) D_T (green: the overturns; identified with inversions by the method in Wilson *et al.* (2010).). (c) L_T (green: the overturns), (d) $\varepsilon_K^{1/3}$ with local buoyancy frequencies (black dots) and $\varepsilon_p^{1/3}$ with N_T (blue). The saturated layer is shaded gray.

EDR に関しては、3.4 節で示した通り複数のパラメータがあるが、式 37 で示したように $\varepsilon_p \approx \varepsilon_K$ の関係が成立することから、本研究では主に浮力振動数として N_L を用いた場合の ε_K ($\varepsilon_{K,L}^{1/3}$) および N_T を用いた場合の ε_p ($\varepsilon_{p,T}^{1/3}$) に注目することとした。

LQ-13 はレンジイメージング処理により約 30m の高度分解能でデータを取得することが可能である (川村・他, 2013) が、本稿では高度分解能約 300m の通常観測のデータの 10 分値を利用した。中心高度 (海拔高度) 371m–11724m の全 40 層について、2 節で示した手法によりドップラースペクトル幅から EDR の 10 分値を算出した (以下 EDR_WPR)。式 10 における N については MSM 予報値の 1 時間値をスプライン補間により内挿して求めた 10 分値の温位 θ_M の勾配から求めた値 N_M を用いた。 $d\theta_M/dz < 0$ となる場合は $N_M^2 < 0$ となるため EDR_WPR は計算不能として扱った。なお、 θ_M はコンボジット温位ではなく式 13 により求めた温位である点についても注意が必要である。

4.2 比較手法

ゾンデが LQ-13 の各層 (中心高度±層厚の 1/2) の中心高度を通過した時刻の直近の 10 分値の EDR_WPR ($\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$) とゾンデから Thorpe Analysis により求めた EDR を比較した。ただし、EDR_WPR は高度分解能が約 300m であるのに対して、ゾンデから求めた EDR は高度分解能 10m で算出されていることから、LQ-13 の各層についてゾンデから求めた EDR の最大値および平均値を EDR_SONDE として採用した。なお、LQ-13 の層に対応する転倒層がなかった場合、EDR_SONDE は計算不能として扱った。EDR_WPR と EDR_SONDE の

それぞれの 1/3 乗値の対応を調査した。データの組としては前節で述べた通り 40 層 × 62 観測の計 2480 セットとなる。

また、EDR_WPR および EDR_SONDE の PIREP 強度指数との対応についても調査した。PIREP 通報については、乱気流との遭遇時刻が LQ-13 の各層の中心高度をゾンデが通過した時刻の前後 1 時間以内、中心緯度・経度が LQ-13 の設置位置およびその時刻におけるゾンデの水平位置のいずれからでも 50km 以内、中心高度が LQ-13 の各層の高度の範囲内のものを対象とし、LQ-13 の各層内の最大強度を比較に採用した (以下 PIREP Turbulence Intensity; PTI と表記する)。ただし、1 節で述べたとおり、PTI には機体の特性も関係するが、本研究では機体の種類については考慮していない。なお、1 節で述べたように ICAO Annex3 では 1 分間の最大値と平均値を乱気流データとして報告するよう求めているが、LQ-13 の各層の層厚が約 300m であるのに対してゾンデの上昇速度が 5–6 m 程度であることを考えると、ゾンデが LQ-13 の各層を通過するのにかかる時間は約 1 分ということになり、EDR_SONDE の最大値・平均値は層内をゾンデが通過した時刻の 1 分間の最大値・平均値とみなすこともできると考えた。

5. 結 果

まず個別の観測事例について解析結果を示す。Fig. 5 は 2012 年 12 月 9 日 0230UTC (1130JST) 飛揚、Fig. 6 は 12 月 18 日 1130UTC (2030JST) 飛揚の EDR のプロファイル (左) と PIREP にて通報された乱気流の存在高度 (右) を示す。それぞれの左図の黒点は $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ 、青実線は

Fig. 5 (left) Profile of EDR at 03 UTC (12JST) on 9 December 2012: $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ (black dots), $\varepsilon_{p,T}^{1/3}$ (blue lines), and $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ (red lines). The vertical dashed lines are threshold values for smooth (black), moderate (blue) and severe (red) in Table 2. (right) Turbulences reported by PIREP within a horizontal distance of 50 km from the LQ-13 observation site and the ascending radiosonde. The green and blue bars are reports with intensity scales of 3 and 4, respectively.

Fig. 6 (left) Profile of EDR at 12 UTC (21JST) on 18 December 2012. The gray shading shows the saturated layer (i.e., clouds). (right) Turbulences reported by PIREP. The legends of both panels are the same as in Fig. 5.

$\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ 、赤実線は $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、縦の黒鎖線・青点線・赤点線は Table 2 で示した弱・並・強の乱気流に対応する EDR の基準値を示す。それぞれの右図の緑の棒は PIREP の強度が 3、青の棒は強度が 4 の通報の高度の範囲を示す。縦鎖線はゾンデの放球時刻である。このうち、12 月 9 日 0230UTC 飛揚の事例では、高度約 3000–4000m において、強度指数 4 の乱気流の PIREP 通報が 11 件あった。この高度には飽和湿潤層が確認できないことから、これは晴天乱気流であると考えられる。これに対応する形で温位の転倒層が確認され、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ が最大 0.25 程度、 $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ が最大 0.12 程度、 $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ が最大 0.20 程度と解析されている。一方、12 月 18 日 1130UTC 飛揚の事例では、1000–3000m の高度で強度指数 4 の乱気流の通報が 7 件あり、これは高度 2000m 付近の飽和湿潤層（雲）とその境界（雲底・雲頂）周辺において発生した乱気流と考えられる。EDR としては $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ が最大 0.38 程度、 $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ が最大 0.23 程度、 $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ が最大 0.17 程度と解析された。

5.1 EDR_WPR と EDR_SONDE の比較

具体的な EDR の比較に入る前に、本研究で用いた浮力振動数 N の算出方法による違いについて把握しておく。Fig. 7 はそれぞれ (a) N_L の最大値と N_M 、(b) N_L の平均値と N_M 、(c) N_T の最大値と N_M 、(d) N_T の平均値と N_M 、(e) N_L の最大値と平均値、(f) N_T の最大値と平均値、(g) N_L の最大値と N_T の最大値、(h) N_L の平均値と N_T の平均値、(i) N_S の平均値と N_T の平均値の散布図であり、灰線は各図における横軸と縦軸の値が一致する線である。ゾンデから求めた N_L および N_T とモデルから求めた N_M の比較 ((a)–(d)) では、 N_L 、 N_T の最大値および平均値よりも N_M のほうが大きな値を示す傾向が見られる。一方、 N_L と N_T の平均値同士

の比較 (Fig. 7(h)) からは、 N_L と N_T の平均値は一部の外れ値を除き、大きな差にはならないことがわかる（バイアスは小数点第 3 位未満であった）。 N_T の最大値と平均値については、 N_T がある程度の厚みを持った転倒層ごとに一つの値をとることから、注目した層内に（強度の異なる）複数の転倒層が存在しない場合は最大値と平均値は一致する。実際に、値が算出された 983 セットのうち N_T の最大値と平均値の差が 0.0031 s^{-1} (N^2 の値の差として $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ に相当) を超えるものは 11 セットとわずかな例外にとどまっており、ほとんどの事例では両者はほぼ一致していた (Fig. 7(f))。また、 N_S と N_T に関しては、最大値 (図省略)・平均値 (Fig. 7(i)) とともに両者の間にバイアスはなく、RMSE も小数点第 3 位未満であった。

Fig. 8 はそれぞれの EDR 間の散布図である。(a) $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値と $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、(b) $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値と $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、(c) $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値と $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、(d) $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の平均値と $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、(e) $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値と平均値、(f) $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値と平均値、(g) $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値と $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値、(h) $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値と $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の平均値の対応を示す散布図であり、全体が雲の層（飽和湿潤層が 80% を超える層）を青点、雲が一部の高度にのみ存在する混在層（飽和湿潤層が 20% 以上 80% 以下の層）を赤点、乾燥層（飽和湿潤層が 20% 未満の層）を黒点で示す。また、EDR_SONDE の EDR_WPR に対するバイアスと RMSE を Table 4 に示す。 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値については $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ に対して全体的に過大評価となっている事例が多くばらつきも大きいという結果になった。これは Fig. 7(a) に示した N_L の最大値と N_M の比較では N_M のほうが値が大きくなる傾向にあったのとは対照的である。 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値が必ずしもその転倒層の乱気流強度を代表する指標になっていないと考えられる。これ

Fig. 7 Comparisons between buoyancy frequencies N determined by different methods. (a) maximum values of N_L and N_M , (b) mean values of N_L and N_M , (c) maximum values of N_T and N_M , (d) mean values of N_T and N_M , (e) maximum values of N_L and mean values of N_L , (f) maximum values of N_T and mean values of N_T , (g) maximum values of N_L and maximum values of N_T , (h) mean values of N_L and mean values of N_T , and (i) mean values of N_S and mean values of N_T . Subscripts M, L, T, and S represents the N retrieved with model, local Brunt-Vaisala frequency, with Eq. 28, and with Eq. 26, respectively.

を時間軸で考えた場合、EDR の 1 分間の最大値が必ずしも乱流の指標として適切とはいえない可能性を示唆している。 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値、 $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値および平均値については $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ に対するバイアスは小さい。Wilcoxon の符号順位検定でもこの 3 つのパラメータについては $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ とは差があるとは言えないという結果が得られた。このことから、EDR_WPR と $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値、 $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値および平均値は全体としては概ね整合的であるように見受けられる。また、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ と $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ を比較した場合、最大値どうしでは $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ が大きくなる傾向が見られるが、平均値どうしでは両者に差があるとは言えないという結果になった。

しかし、雲の有無に着目した場合、乾燥している層 (Dry) では $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値、 $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値および平均値は $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ に対して過小評価傾向にあるのに対して、雲がある層 (Mixed および Cloud) では逆に EDR_SONDE のほうが EDR_WPR に対して過大評価傾向にあることがいずれの EDR_SONDE パラメータについても見受けられる。Wilcoxon の符号順位検定では、いずれのパラメータについても 5 % の有為水準で EDR_WPR と差が認められるという結果が得られた。

一方、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ と $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値どうし・平均値どうしの比較においては、最大値は 5 % の有為水準で $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ が $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ より大きい、平均値については両者の差は認められ

Fig. 8 Scatter plots of EDRs: cloud layer (the percentage of the saturated layer exceeds 80%) (blue), mixed layer (the percentage of the saturated layer is between 20% and 80%) (red), dry layer (the percentage of the saturated layer is below 20%) (black). Subscripts K and P represents the dissipation rates of turbulent kinetic energy and turbulent potential energy, respectively. (a) maximum values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ and $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$, (b) mean values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ and $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$, (c) maximum values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ and $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$, and (d) mean values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ and $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$, (e) maximum values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ and mean values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$, (f) maximum values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ and mean values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$, (g) maximum values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ and maximum values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ and (h) mean values of $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ and mean values of $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$.

Table 4. Biases (EDR1-EDR2) and root mean squared errors (RMSEs) between EDRs.

EDR1	EDR2	All		Dry		Mixed		Cloud	
		BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE
$\max \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	$\varepsilon_{K,EDR}^{1/3}$	0.117	0.209	0.076	0.159	0.260	0.372	0.157	0.230
$\text{mean } \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	$\varepsilon_{K,EDR}^{1/3}$	0.004	0.081	-0.012	0.074	0.049	0.106	0.022	0.086
$\max \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	$\varepsilon_{K,EDR}^{1/3}$	0.005	0.076	-0.015	0.066	0.046	0.096	0.032	0.087
$\text{mean } \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	$\varepsilon_{K,EDR}^{1/3}$	0.002	0.076	-0.017	0.067	0.044	0.096	0.029	0.086
$\max \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	$\text{mean } \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	0.078	0.120	0.062	0.094	0.180	0.270	0.130	0.167
$\max \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	$\text{mean } \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	0.002	0.009	0.002	0.007	0.002	0.008	0.003	0.015
$\max \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	$\max \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	0.078	0.126	0.064	0.101	0.181	0.276	0.121	0.168
$\text{mean } \varepsilon_{K,L}^{1/3}$	$\text{mean } \varepsilon_{P,T}^{1/3}$	0.002	0.029	0.004	0.024	0.003	0.048	-0.006	0.043

Table 5. The number of cases for which turbulence cloud not be detected as reported by the PIREPs (where PITEP Turbulence Intensity; $PTI \geq 1$). D, M and C represent a dry, mixed and cloud layer (the same as Fig. 8), respectively.

PTI		1			2			3			4		
Number of reported cases:		51			104			152			29		
Number of undetectable cases:													
Cloud		D	M	C	D	M	C	D	M	C	D	M	C
no EDR_WPR	(total)	37	0	1	54	0	2	58	0	3	8	0	0
	(no $\sigma_{1/2}$)	0	0	0	0	0	0	2	0	3	0	0	0
	(no N_m)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	(both)	37	0	1	54	0	2	55	0	0	8	0	0
no EDR_SONDE	(total)	23	0	2	50	0	3	50	1	1	11	0	0
	(no inversion)	10	0	1	23	0	0	25	1	0	3	0	0
	(low probability)	13	0	1	27	0	3	25	0	1	8	0	0

ないという結果が得られた。これは、 $\varepsilon_{P,T}$ が転倒層の代表的な EDR の値であることを裏付ける結果だと考えられる。

5.2 EDR_WPR および EDR_SONDE と PTI の対応

まず、PIREP で通報された乱気流を、WPR やゾンデではどの程度検出可能であったかについて検証した。Table 5 は強度指数 1 以上の乱気流の通報があったデータセットのうち、EDR_WPR および EDR_SONDE の計算ができなかったデータセットの数を示す。「EDR_WPR の計算ができなかった」のは「その高度のスペクトル幅データが取得できなかった (no $\sigma_{1/2}$)」もしくは「 N_m が計算できなかった (すなわち、 θ_m の勾配が負だった) (no N_m)」(あるいはその両方) ということであり、「EDR_SONDE の計算ができなかった」ということは、その高度には転倒層が検出されなかった、いわゆる「見逃し」があったことを意味する。ただしこの「見逃し」には「温位の逆転層そのものが検出されなかった (no overturn)」場合と、「温位の逆転層があったが転倒層である確率が基準値を超えなかったため転倒層とはみなされなかった (low probability)」場合との双方が含まれる。今回使用したデータの場合、EDR_WPR の計算が出来なかった事例のほとんどはスペクトル幅データの取得と N_m の計算がどちらもできなかった事例であった。一方、PTI

= 4 であった乱流のうち EDR_SONDE で見逃しとされた 11 セットのうち、逆転層そのものが検出されなかったものが 3 セット、逆転層は検出されたが転倒層の基準を満たさなかったものが 8 セットあった。計算できなかった事例もしくは見逃し事例数の PTI の報告数に対する割合は、PTI が弱いほど大きいという傾向は EDR_WPR、EDR_SONDE とともに共通して見られる。一方、雲の有無に注目すると、PTI=4 の場合については、EDR_WPR・EDR_SONDE とともに見逃しとなったデータセットはすべて乾燥層であったほか、PTI ≤ 3 についてもほとんどのデータセットが乾燥層であった。このことから、少なくとも雲のある層については EDR_WPR・EDR_SONDE とともに乱気流の存在そのものの検出率は十分高いと考えられる。

EDR_WPR および EDR_SONDE と PTI の対応を Fig. 9 に示す。(a) は $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、(b) は $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ 、(c) は $\varepsilon_{K,T}^{1/3}$ 、(d) は $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ であり、図中の箱は 25% 値および 75% 値、箱の中の赤横線は中央値、ひげは 25% 値および 75% 値の外側で $(75\% \text{ 値} - 25\% \text{ 値}) \times 1.5$ を満たす点の範囲、黒点は外れ値、各箱の上に書かれた数字はデータ数を示す。いずれのパラメータも PTI が強くなるのに対して EDR が大きくなる傾向は示しているが、各 PTI に対応する EDR のばらつきが大きい。そこで、それぞれの PTI に対応するデータセット群の間に EDR の有為差があるか

Table 6. The p -values (pV) corresponding to Welch's t -test and the powers of the EDRs for each PTI.

PTI	1-2		2-3		3-4	
	pV	power	pV	power	pV	power
$\varepsilon_{K, WPR}^{1/3}$	0.136	0.552	0.312	0.291	0.058	0.790
max $\varepsilon_{K, L}^{1/3}$	0.297	0.272	0.181	0.499	0.341	0.332
mean $\varepsilon_{K, L}^{1/3}$	0.527	0.143	0.086	0.674	0.172	0.532
max $\varepsilon_{P, T}^{1/3}$	0.512	0.152	0.052	0.788	0.108	0.726
mean $\varepsilon_{P, T}^{1/3}$	0.655	0.097	0.048	0.799	0.192	0.535

どうかの判定を Welch の t 検定により行った。その結果 (Table 6)、5 % の有為水準ではいずれのパラメータについても PTI = 3 と PTI = 4 に対応するデータセット群の間には差が認められないという結果になった (10% の有為水準であれば $\varepsilon_{K, WPR}^{1/3}$ については差が認められる)。ただし Fig. 9 に示したとおり PTI = 4 のデータセッ

ト数は 18 (EDR_SONDE) ないし 21 (EDR_WPR) であり PTI = 3 のデータセット数 (それぞれ 100、91) の 1/4 以下とかなり少ない。検定力解析を行ったところ (Table 6 の power の列)、いずれのパラメータに対しても検定力が 0.8 を超えておらず検定力が高いとはいえない、すなわち比較の結論を出すには (特に PTI = 4 となる事例が) 十分なサンプル数でない可能性がある点は注意が必要である。

一方で EDR の大きさに着目すると、並以上 (PTI ≥ 4) のデータセットに対して Table 2 で示した ICAO Annex3 の基準値を満たすデータセットは $\varepsilon_{K, L}^{1/3}$ の最大値で数例あるのみであり (ただし、いずれもグラフ上では「外れ値」として描かれている)、他のパラメータに関しては基準を満たすデータセットが全くなかったという結果になった。この一因として、ICAO Annex3 で示された基準値は航空機で観測された ε_K の乱気流のあった高度の局所的なピーク値から決まるのに対して、 $\varepsilon_{K, WPR}^{1/3}$ は

Fig. 9 Boxplots of EDR for each PIREP Turbulence Intensity Scale. The red line in the box is the median of $\varepsilon^{1/3}$, the bottom of each box is the 25th percentile (Q_1) and the top of each box is the 75th percentile (Q_3). The whiskers depict a range equal to 1.5 times $Q_3 - Q_1$ and the black bullets are outliers. The numbers above the boxes are the number of data. The dotted lines are the threshold values in the ICAO Annex 3 (see Table 2). (a) $\varepsilon_{K, WPR}^{1/3}$, (b) maximum values of $\varepsilon_{K, L}^{1/3}$, (c) mean values of $\varepsilon_{K, L}^{1/3}$, (d) maximum values of $\varepsilon_{P, T}^{1/3}$, and (e) mean values of $\varepsilon_{P, T}^{1/3}$.

WPR の高度分解能 (約 300m) の区間の、 $\varepsilon_{K,T}^{1/3}$ の平均値および $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ は転倒層の平均的な値をとると考えられることから、航空機の観測値より小さくなる可能性は考えられる。一方、Fukao *et al.* (2011) では、大型大気レーダーで大きな振幅のケルビン・ヘルムホルツ波が観測された際の ε_K の頻度分布から 77% のデータでは ε_K は $0.15\text{--}3.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ の範囲内に収まると結論付けている。これを $\varepsilon_K^{1/3}$ に変換するとせいぜい $0.2 \text{ m}^{2/3} \text{ s}^{-1}$ 程度となり、今回の $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3} \cdot \varepsilon_{K,T}^{1/3}$ の平均値・ $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値及び平均値の比較結果は概ねこの結果に整合的であると考えられる。また、Sharman *et al.* (2014) では特定の機体で実際に観測された値から求めた EDR と PTI の統計的な調査を行っており、その結果から Table 2 の基準値は過大であると結論づけている。本研究の結果も、EDR_WPR や EDR_SONDE を用いた場合でも Table 2 の基準値は過大である可能性を示している。ただし、本研究では並以上の事例数が少ない点については留意が必要であり、新たな基準値の検討のためにはより多くの事例で統計調査を行う必要がある。

6. まとめと今後の課題

EDR_WPR と EDR_SONDE の比較からは、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値に関しては $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ に対して過大評価傾向を示しているが、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値・ $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ の最大値および平均値については全体としては両者に明確な差が見られないという結果になった。ただし、雲の有無に注目した場合、この 3 つのパラメータは乾燥層では $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ に対して過小評価傾向を示したのに対して、雲がある層では逆に過大評価傾向を示しており、違いが見られた。一方、EDR_WPR および EDR_SONDE の PTI との対応については、少なくとも雲のある層に関しては EDR_WPR および EDR_SONDE で乱流の検出が十分可能であることが示唆されており、また、PTI が強くなるのに対応して EDR_WPR・EDR_SONDE とともに増大傾向にあることは定性的には確認できるものの、強度指数 4 (並) 以上とそれ以下との EDR には 5 % の有為水準では差が認められないという結果になった。ただし、いずれのパラメータについても検定力が十分高いとは言えず、PTI = 4 となる事例の十分なサンプル数がなかった可能性がある。また、EDR の大きさの観点からは、ICAO Annex3 の基準値を満たす事例が $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の最大値のごく一部の事例以外には見られないという結果になった。ただし、これについては ICAO Annex3 における基準値は航空機の局所的な観測値の局所的なピーク値を基にしているのに対して $\varepsilon_{K,WPR}^{1/3}$ 、 $\varepsilon_{K,L}^{1/3}$ の平均値および $\varepsilon_{P,T}^{1/3}$ はある程度の厚みを持った層における乱気流強度の代表値であることも関係しているとみられる一方、先行研究においても類似の結果が報告されていることから、基準値の再検討が必要ではないかと考えられる。

今回の調査に用いた事例数は特別観測期間中の 61 事例に限られ、比較対象とした PTI に関しては並の強度以上の通報のあったデータセットが少なかったこともあり、WPR やゾンデから求めた EDR の強い乱気流の

検出に対する有効性の検証に十分なデータがあったとはいえない面がある。特に基準値の設定のための統計的な検証には事例数を確保する必要があることから、気象庁が現業運用している WPR ネットワークである WINDAS と現業ゾンデデータを用いるといったさらなる調査が必要となるものと考えられる。

謝 辞

本研究は 2011 年から 2013 年にかけては、鉄道建設・運輸施設整備支援機構による「運輸分野における基礎的研究推進制度」平成 23 年度採択課題である京都大学生存圏研究所・情報通信研究機構・気象研究所の共同研究「航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発」の一環として行われた。ゾンデとの比較観測にあたっては高層気象台観測第二課から支援を受けた。さらに、研究を進めるにあたり、京都大学生存圏研究所「生存圏ミッション研究」の助成を受けた。PIREP データについては気象庁予報部航空予報室を通じて提供を受け、データの利用については気象庁数値予報課の工藤淳応用開発管理係長 (現・同課予報官) から助言をいただいた。また、解析を進めるにあたり、ピエール・エ・マリー・キュリー大学の Richard Wilson 博士およびトゥーロン大学の Hubert Luce 博士には貴重な助言をいただいた。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- Clayson, C. A. and L. Kantha, 2008: On Turbulence and Mixing in the Free Atmosphere Inferred from High-Resolution Soundings. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 833–852.
- Cornman, L. B., G. Meymaris and M. Limber, 2004: An update on the FAA Aviation Weather Research Program's in situ turbulence measurement and reporting system. 11th Conf. on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology. Hyannis, MA.
- Durrant, D. R. and J. B. Klemp, 1982: On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2152–2158.
- Fukao, S., H. Luce, T. Mega and M. K. Yamamoto, 2011: Extensive studies of large-amplitude Kelvin–Helmholtz billows in the lower atmosphere with VHF middle and upper atmosphere radar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1019–1041.
- Hashiguchi, H., M. K. Yamamoto, K. Higashi, M. Yamamoto, S. Kawamura, A. Adachi, Y. Kajiura, K. Bessho, A. Kudo, M. Iwabuchi, S. Hoshino, and M. Kurosu, 2013: Development of turbulence detection and prediction techniques with wind profiler radar for aviation safety. *International Symposium on Earth-Science Challenges (ISEC)*.
- Hocking, W., 1985: Measurement of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar techniques: A review. *Radio Sci.*, **20**, 1403–1422.
- International Civil Aviation Organization, 2013: Meteorological service for international air navigation, 18th Edition.
- 岩淵真海, 足立アホロ, 別所康太郎, 梶原佑介, 橋口浩之, 川村誠治, 星野俊介, 2013: 2012 年 12 月に東京都小金井

- 市で行われた集中観測で観測された乱流事例. 日本気象学会 2013 年春季大会.
- Kajiwara, Y., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, K. Higashi, S. Kawamura, A. Adachi, K. Bessho, and M. Kurosu, 2012: Detecting turbulence on air routes by 1.3 GHz wind profilers for aviation safety. 9th International Symposium on Tropospheric Profiling (ISTP). L'Aquila, Italy.
- 梶原佑介, 橋口浩之, 山本真之, 東 邦昭, 川村誠治, 足立アホロ, 別所康太郎, 工藤 淳, 岩渕真海, 星野俊介, 黒須政信, 2013: 次世代ウィンドプロファイラにより捉えられた KH 波と晴天乱気流の対応. 日本気象学会 2013 年秋季大会.
- Kantha, L. and W. Hocking, 2011: Dissipation rates of turbulence kinetic energy in the free atmosphere: MST radar and radiosondes. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **73**, 1043–1051.
- 川村誠治, 橋口浩之, 山本真之, 東 邦昭, 山本 衛, 梶原佑介, 別所康太郎, 工藤 淳, 岩渕真海, 星野俊介, 足立アホロ, 2013: 次世代ウィンドプロファイラの研究開発. 日本気象学会 2013 年秋季大会.
- Luce, H., S. Fukao, F. Dalaudier and M. Crochet, 2002: Strong Mixing Events Observed near the Tropopause with the MU Radar and High-Resolution Balloon Techniques. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2885–2896.
- 観測部観測課高層気象観測室, 2003: 局地的気象監視システム (WINDAS) による高層風観測業務の開始. *測候時報*, **70**, 63–118.
- Sharman, R. D., L. B. Cornman, G. Meymaris, J. Pearson and T. Farrar, 2014: Description and Derived Climatologies of Automated In Situ Eddy-Dissipation-Rate Reports of Atmospheric Turbulence. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 1416–1432.
- Takacs, A., 2006: Using in situ eddy dissipation rate (EDR) observations for turbulence forecast verification. *12th Conference on Aviation Range and Aerospace Meteorology*.
- Thorpe, S. A., 1977: Turbulence and mixing in a Scottish loch. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **286**, 125–181.
- Wilson, R., 2004: Turbulent diffusivity in the free atmosphere inferred from MST radar measurements: a review. *Ann. Geophys.*, **22**, 3869–3887.
- Wilson, R., F. Dalaudier and H. Luce, 2011: Can one detect small-scale turbulence from standard meteorological radiosondes? *Atmos. Meas. Tech.*, **4**, 795–804.
- Wilson, R., H. Luce, F. Dalaudier and J. Lefrère, 2010: Turbulence Patch Identification in Potential Density or Temperature Profiles. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 977–993.
- Wilson, R., H. Luce, H. Hashiguchi, N. Nishi and Y. Yabuki, 2014: Energetics of persistent turbulent layers underneath mid-level clouds estimated from concurrent radar and radiosonde data. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **118, Part A**, 78–89.
- Wilson, R., H. Luce, H. Hashiguchi, M. Shiotani and F. Dalaudier, 2013: On the effect of moisture on the detection of tropospheric turbulence from in situ measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 697–702.
- Zhang, J., H. Chen, Z. Li, X. Fan, L. Peng, Y. Yu and M. Cribb, 2010: Analysis of cloud layer structure in Shouxian, China using RS92 radiosonde aided by 95 GHz cloud radar. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **115**, D00K30.

ウィンドプロファイラとゾンデから求めた乱流エネルギー消散率の比較

星野俊介^{*1} (高層気象台／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)

小林広征^{*2} (気象庁／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)

小池哲司 (気象庁)

橋口浩之 (京都大学生存圏研究所)

川村誠治 (情報通信研究機構)

足立アホロ (気象研究所気象衛星・観測システム研究部)

黒須政信 (日本航空)

山本真之^{*3} (京都大学生存圏研究所)

梶原佑介^{*2}・別所康太郎^{*2} (気象庁／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)

岩淵真海^{*2} (高層気象台／気象研究所気象衛星・観測システム研究部)

^{*1} 現所属：高層気象台

^{*2} 現所属：気象庁

^{*3} 現所属：情報通信研究機構

大気の乱気流は航空機の運航に重大な影響を及ぼす現象の一つであるが、機体側での対策は困難であるためこれを事前に察知し回避する必要がある。しかしゾンデ観測では時間分解能、気象庁のウィンドプロファイラ (WPR) ネットワーク (WINDAS, ただし 2013 年の更新以前) では観測可能高度の限界のため航空機の巡航高度における乱気流の常時監視には十分な性能を有していなかったため、実際に利用可能な乱気流のデータはほぼ航空機からの機上気象報告 (PIREP) のみであった。これを受け、高高度・高分解能の観測が可能な次世代の WPR と乱気流検出技術の開発を目的とした京都大学生存圏研究所・情報通信研究機構・気象研究所による共同研究が 2011 年から 2015 年にかけて行われた。この一環として、2012 年 12 月に開発中の次世代の 1.3GHz 帯 WPR の試作機 (LQ-13) (Hashiguchi *et al.*, 2013) とゾンデによる集中比較観測が行われた。この観測のデータを用いて、WPR のスペクトル幅を用いる手法と、ゾンデデータから Thorpe Analysis の手法のそれぞれによって求めた乱流エネルギー消散率 (EDR) の比較を行い、WPR および Wilson *et al.* (2014) の手法によりゾンデから求めた EDR は概ね整合的であるとの結果を得た。一方、ゾンデおよび WPR から求めた EDR と PIREP で通報された乱気流強度との対応についても調査した結果、定性的には EDR は乱気流強度に対応して増大する傾向が示されたものの、データ数が十分とは言えず、有為差があるとまでは判断できなかった。また、EDR の値そのものは ICAO Annex3 で示された基準値よりも小さく、基準値の見直しが必要があると考えられる。