

## 航空機が遭遇する乱気流域の予測計算に おける計算分解能と予測精度

及 川 博 史\*<sup>1</sup>・井之口 浜 木\*<sup>2</sup>・泉 耕 二\*<sup>2</sup>  
菊 池 幸 雄\*<sup>3</sup>・早 崎 宣 之\*<sup>3</sup>

### 要 旨

航空機を安全に運航するためには、乱気流への対応は最も重要な要素のひとつであるが、現在航空機の運航者が入手できる乱気流の予測情報の精度は十分なものとはいえない。乱気流の予測精度の向上をめざし、乱気流の物理的なスケールを考慮しながら、乱気流が発生するリスクの高い空域（乱気流域）の予測精度に計算分解能が与える影響を検討した。2005年3月18日に成田空港に着陸する航空機が乱気流に遭遇した空域を対象に、総務省と文部科学省が進めたプロジェクトで開発した SPF (Stratospheric Platform) モデルを使い、水平分解能を2 km および5 km、高度分解能を300m および1 km に変えた乱気流域の予測計算と実際の乱気流遭遇位置とを比較した結果、水平2 km、高度300m としたときに最も良い対応関係が得られた。乱気流域のスケールは東西に160km 以上、南北に約60km、厚さが600m 程度と表現され、発生原因はケルビン・ヘルムホルツ不安定と推定された。

### 1. はじめに

航空機を安全に運航するためには乱気流の発生を早めに把握してその対処方法を予め準備するとともに、乗客乗員が怪我をすることの無いような適切な対応が要求される。そのためには出来るだけ正確な乱気流の発生場所と時刻を事前に把握する必要がある。しかしながら航空路で発生する乱気流を観測する手段は未だ十分に整備された環境には無く、また予測計算の精度も十分では無い。このため乱気流の観測と予測についての研究開発への期待は大きい。このような環境の中で、近年の電子計算機の性能向上はより高い分解能での予測計算を可能とし、航空機が遭遇する気象状況を

高精度で予測計算することの可能性が示され始めた (Kikuchi 2003)。予測精度が向上すればそのデータを使ったさまざまな乱気流の発生メカニズムの解明も進展し、その結果を用いた航空機の安全な運航方式の提言も可能となる。

本研究では、乱気流の実際の物理的なスケールに着目し、予測計算の計算分解能（メッシュサイズ）が、乱気流が発生するリスクの高い空域（乱気流域）の位置の特定と空間スケールの特定に与える影響について検討を行った。予測計算結果の検証は2005年3月18日に発生した航空機からの機上気象報告（PIREP：Pilot report）に含まれる乱気流遭遇情報と予測計算結果との比較検討により行った。この結果から乱気流域のスケール、発生経緯についても検討、考察する。

ここで行う予測計算は、気象モデルとして SPF (Stratospheric Platform) モデルを用いた局地気象予測計算であり、入力には気象庁の RSM (Regional Spectral Model：領域モデル) データを使用した。

SPF モデルは総務省と文部科学省とが連携して進めた国家プロジェクトである「成層圏無線プラットフォーム研究開発」の飛行試験用として2001年度に開

\*<sup>1</sup> 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 航空プログラムグループ 運航・安全技術チーム。  
oikawa@chofu.jaxa.jp

\*<sup>2</sup> 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 航空プログラムグループ 運航・安全技術チーム。

\*<sup>3</sup> 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社。  
—2009年3月25日受領—  
—2010年6月15日受理—

発され、評価・運用された局地気象予測モデルである(情報通信研究機構 2005)。その後の機能追加により、現在このモデルでの水平分解能は5 kmおよび2 km、高度分解能は1 km および300m を選択することができる。本論文では、これら4種類の組み合わせと、RSM データ(水平分解能40km、高度分解能は本稿の解析対象高度(850-500hPa)では約2 km)をそのまま使う場合とで5種類の予測計算の比較を行い、後に定める検出指標との対応が最も良く、分布が最も明瞭になるものを最適な計算分解能として選定した。

## 2. 乱気流の予測手法

本項では乱気流に関する先行研究の概要を述べ、それに基づいて乱気流の発生条件、スケール、発生高度、検出指標を示し、本論文の研究手法を提示する。また予測計算を行った局地気象予測の計算方式を示す。

### 2.1 乱気流の発生条件と空間スケール

乱気流にはいくつかの分類があるが(日本航空機操縦士協会 2009)、本論文ではその内の晴天乱気流(CAT: Clear Air Turbulence)に関して記述する。

Hicks *et al.* (1967) は、CAT を観測するための高利得レーダを米国バージニア州ワロップ島に設置し、CAT のレーダエコーが観測されているところを航空機が飛行すると乱気流に遭遇することを観測した。

Hicks and Angell (1968) は、大気中における層状の流れの境界面で発達し、CAT の原因の1つとなるケルビン・ヘルムホルツ波(KH 波)を、ワロップ島のレーダを使い11ケースに渡って観測した。レーダにより観測されたKH 波の振幅は300~600m、波長は0.9~2.2kmであった。その後Thorpe (1969)により密度の違う2層の流体を使った室内実験が行われてKH 波の発生から破砕にいたる過程が明らかとなり、破砕時にはCAT に相当する乱れの発生が観測された。大気中におけるKH 波のライフサイクルを観測するために、高利得のドップラーレーダを用いた観測が英国ウスター州デフォードでBrowning and Watkins (1970)により行なわれ、KH 波の発生から破砕にいたる過程が観測された。その過程は非常に短時間で、15分程度であることが観測されている。同時にゾンデを使った上空の気象観測も行なわれ、このKH 波が発生したときの二つの条件が明らかとなっている。

- ①温位勾配の大きい「強安定層」が存在する。
  - ②強い鉛直シア(Vertical Shear: VS)が存在する。
- Browning (1971) はウスター州デフォードのドッ

プラーレーダを用いたKH 波の観測を17ケースに渡って行い、振幅が220~450m、波長は0.8~4 km である事を観測している。また、KH 波が観測されている場所に航空機が入ると乱気流に遭遇することも観測され、KH 波がCAT の発生原因となりうるということが観測されている。Boucher (1973) もワロップ島のレーダによりKH 波が観測されている場所を航空機が飛ぶと、CAT に遭遇する事を観測している。

KH 波の発生に関しては数値シミュレーションも行なわれ、発達の過程が解析されている(Klaassen and Peltier 1985)。

これらによれば、ジェット気流付近におけるKH 不安定に起因するCAT のライフサイクルは15分程度、発生条件は①「強安定層」と②強いVSが存在すること、空間スケールは振幅220~600m、波長0.8~4 km 程度となる。

### 2.2 航空機が遭遇したCAT の発生高度

CAT はその発見の経緯から、発生高度は対流圏中層以上、具体的には16,000ft (4,880m) 以上のものとされており、発生しやすい場所はジェット気流近傍の圏界面付近やジェット気流前線帯(jet stream frontal zone) 付近が多いとされている(全日本空輸 1971)。国内の論文で取り上げられたCAT に遭遇した高度の例としては、25,000~30,000ft (約7.6~9.2 km) (石崎 1972)、250~300hPa 高度(約9.2~10.4 km) (中山・土屋 1982) があり、いずれもジェット気流前線帯でのCAT 遭遇事例となっている。

Browning (1971) の観測で航空機がCAT に遭遇した高度は圏界面近くの10.7km 付近であり、強いVSが観測されている。Boucher (1973) の観測で航空機がCAT に遭遇した高度は4.4~4.5km であり、温暖前線の中で乱気流に遭遇した事例となっている。これらによれば、CAT を解析する場合の高度範囲は4~11km 程度を想定する必要がある。

### 2.3 CAT の検出指標

米国におけるCAT の予測においては、複数の乱気流検出指標を用いた予測方式による運用と改善が進められている(Sharman *et al.* 2000, 2006)。国内においても数値予測データを用いた、新しい指標の開発や(宮腰 2003)、複数の乱気流検出指標を用いた確率予測の試みが行なわれている(山田 2008)。いずれの場合においても使用している数値計算データの分解能がCAT の空間スケールよりも大きいため、CAT のスケールレベルでの記述や検証を行う事は出来ないと考え

えられる。

KH 波の発生する必要条件はリチャードソン数 (Richardson number : 以降 Ri 数と表記) で規定され、Ri 数が0.25より小さい場合である (Miles and Howard 1964)。これはその場に加わる特定の波数を持った無限小振幅の波動が不安定となり発達する条件に対応している (小倉 1997)。大気中でKH波が観測された時の Ri 数の値は、レーダ観測と同時に行なわれたゾンデ観測データから計算され、200m 高度分解能のゾンデ観測データから計算した Ri 数は、ほとんどが0.15~0.3となり、理論値の0.25と良く合う結果となっている (Browning 1971)。Ri数を下記に示す。

$$Ri \text{ 数} = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2} \quad (1)$$

$\theta$  : 温位  $z$  : 高度  $u$  : 東西風速  $v$  : 南北風速  
 $g$  : 重力加速度  $\bar{\theta}$  : 着目する層の平均温位

(1)式の分母はVSの項、分子は温位勾配の項である。一方、予測計算データから算出した Ri 数による乱気流の発生予測は、実際の乱気流発生と合わないことが多く現在はあまり使われていない。乱気流の予測が合わない理由としては、予測データの計算分解能が低いことが指摘されている (中山 2005)。Browning (1971) においても、高度分解能を200m から400m にすると、Ri 数が大きくなることが示されている。一方400m の高度分解能があれば、Ri 数が0.15~0.3の間にあったもののうち75%が同じ範囲に残ることも示されている。

これらのことから、本論文でのCATの検出指標は、KH 波の発生の必要条件に対応し、KH 波の観測時には常に評価に使われたRi数を採用する。一方、KH波が観測された場所で航空機が乱気流に遭遇した時のゾンデ観測結果 (Browning 1971 ; Boucher 1973) では2.1節①、②が観測されているが、Ri 数を検出指標とした場合には温位勾配が小さい場合にも Ri 数が小さくなることもあり、①を満たさない。温位勾配の大きさの定量化は多くに事例による検討を必要とするので、ここでは指標としないが、その大きさも確認しておく。

2.4 気象予測の計算方式

気象予測計算を行った SPF モデルは、RSM データを入力として物理モデルに従った数値計算を行い、更に小さなメッシュの局地気象予測データを得るものである。基本方程式は非静力学完全圧縮方程式系であ

り、第1表にSPFモデルの概要を示し、数式は付録に示す。

予測計算結果は、現地におけるGPSゾンデ観測データとの照合を行い対応することを確認している (情報通信研究機構 2005)。なお、SPFモデル開発の基となった物理モデルに関しては Kikuchi *et al.* (1981), Kikuchi (2003) を参照のこと。

2.5 気象予測計算の分解能

RSM データを入力とした対象日の局地気象予測計算を、第2表に示す計算分解能で行った。

分類①は入力として使用した RSM データで、2005年3月時点では気象庁現業モデルの1つとして利用さ

第1表 SPFモデルの概要。

基本方程式系	非静力学完全圧縮方程式系
水平座標系	ポラステレオ座標系
鉛直座標系	地形準拠座標系 (z*系)
乱流モデル	Mellor-Yamada level 2.5
地表面過程	短波放射, 長波放射, 顕熱, 潜熱, 多層熱伝導による地中への熱の流れ (陸上) 強制復元法 (海上)
接地境界層	Monin-Obukhov の相似則
短波放射過程 (太陽放射)	雲の散乱・吸収 (Stephens の方法) オゾンによる吸収 (Lacis & Hansen, 分布は Green の関数) 空気分子による散乱 (Kondratyev) 水蒸気による吸収 (MaCumber)
長波放射過程	水蒸気による吸収・射出 (Atwater) CO <sub>2</sub> による吸収・射出 (Kondratyev)
降水過程	Lin の Cold Rain モデル 雲水, 雨, 雲氷, 雪, 霰を考慮
初期条件	親モデルの初期値の空間内挿
境界条件	Sponge Layer (拡散 Damping, Rayleigh Damping)
空間差分	エネルギー保存スキーム (菊池・荒川)
時間差分	Euler-Backward と Implicit 法の併用 time split を使用 (音波)

第2表 予測計算の分解能。

分類	水平分解能 h	高度分解能 v	備考
①	40km	2 km 程度	RSM
②	5 km	1 km 以下	SPF
③	2 km	1 km 以下	SPF
④	5 km	300m 以下	SPF
⑤	2 km	300m 以下	SPF

れていたデータに相当している。データの時間間隔は3時間毎である。分類②～⑤は①を入力としてSPFモデルによる予測計算を行った場合であり、分類番号が大きくなるほど詳細な予測計算結果が得られている。データの出力時間間隔は15分に設定している。

各計算の高度分解能は、格子高度の設定で決まりそれぞれ次のようになっている。

RSM データは格子高度が気圧面で設定されており、1000/950/925/850/700/500/400/300/250/200/150/100/70/50/30/20/10hPa となっている。

SPF データの1 km 高度分解能での格子高度は10/35/75/150/275/450/675/950/1275/1650/2100/2725/3550/4500m/以降1 km 毎増加 となっている。

SPF データの300m 高度分解能では、高度950m までは上記と同じ格子高度だが、以降300m 毎の増加となっている。

予測計算において、計算分解能はより高いほうがCATを忠実に表現する事になると考えられるが、本論文では乱気流の瞬間的な流れ場の構造を示す事が主眼では無く、「乱気流領域」を予測する事を目的としている。

### 3. 事例解析結果

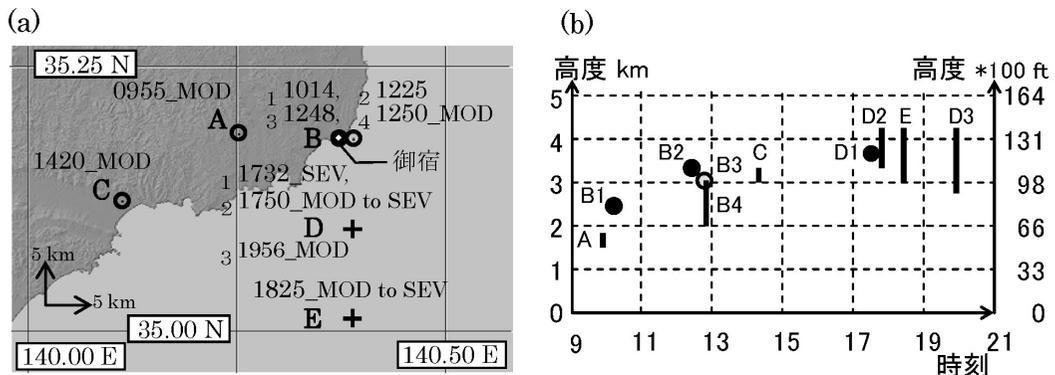
#### 3.1 2005年3月18日に航空機が乱気流に遭遇した時の気象概況

解析を行った2005年3月18日は多くの航空機が乱気流に遭遇し、成田空港行きのノースウェスト機は房総

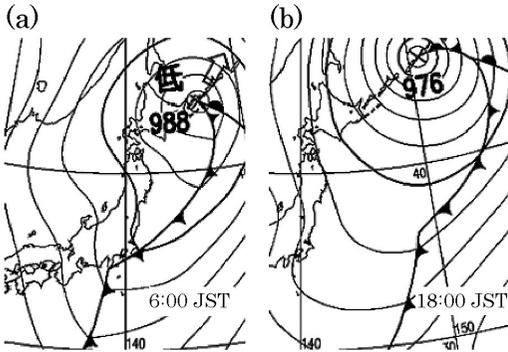
沖で4人のけが人を出したことが報道されている(朝日新聞 2005; 共同通信社 2005)。報道された場所を含む、房総半島海岸線近くに設定した解析対象域で航空機が乱気流に遭遇した位置を第1図に示す。範囲は北緯35～35.25度、東経140～140.5度であり、乱気流との遭遇情報は発信官署を成田国際空港・東京国際空港(羽田空港)とするものである。Moderate(操縦は可能であるが、歩行は困難な状態)以上の乱気流強度の報告があった総数は10機であり、発生時間帯は09:00～21:00JSTの間となっている。第1図aのA～Eは乱気流遭遇地点、4桁の数字は乱気流遭遇時刻(JST)、MODはModerate、SEVはSevere(操縦が不可能なことがあり、歩行は不可能な状態)の乱気流強度を表す。地点BとDでは複数機が乱気流に遭遇しており、時刻の早い順にB1, B2のように場所名に数字をつけて区別している。D1, D2とEではSEVを含む乱気流に遭遇している。第1図bは乱気流に遭遇した高度を、時刻ごとに示したものである。

第1図によると、航空機が乱気流に遭遇した時間は約10時間と長時間に渡っている。遭遇位置は水平面内ではC-E間で約28kmの広い範囲におよび、また高度範囲も1.5～4.3kmと広範囲である事が特徴である。更に特徴的な事は遭遇位置が時間とともに南に移動し、遭遇高度は時間とともに高くなっている。この事実は前線の移動との関係で議論する。

3月18日の気象概況を把握するために、気象庁発表の06:00, 18:00の速報天気図を第2図に示す。地上で



第1図 航空機がMOD(Moderate)以上の乱気流に遭遇した報告事例。(a)のA～Eに乱気流遭遇地点を示す。4桁の数字は乱気流遭遇時刻(JST)、文字は乱気流強度を示す。地点BとDでは複数機が乱気流に遭遇しており、それぞれ時刻の早い順にB1, B2のように数字をつけている。記号○と+はそれぞれ乱気流強度がMODとSEV(Severe)であったことを示す。(b)には乱気流に遭遇した高度(km)を報告された時刻ごとに示す。●と線はそれぞれ中心と乱気流遭遇範囲を示す。



第2図 気象庁発表の速報天気図(抜粋). 2005年3月18日06:00JST(a)と18:00JST(b)の地上天気図.

は低気圧に伴う寒冷前線が日本列島の東の海上にあり、時間とともに東に移動していた。寒冷前線の高度断面は当日の高層断面図(AXJP140)を見ると把握することができる(図略)。しかし、その時空間分解能では前線帯に埋め込まれているKH波発達域を特定することができない。このため、さらに高い分解能で気象状況を予測計算し検討を行う必要がある。

### 3.2 計算分解能の選定

本項では予測計算分解能を変化させて求めた乱気流域の気象状況を示す。第3図a~eは第2表の①~⑤に従って出力した第1図aの乱気流遭遇地点EにおけるRi数の時間・高度分布に、第1図bの乱気流遭遇高度(Eバー)を縦の実線で重ねたものである。

EではMODとSEVの乱気流に遭遇している。SPFモデルの入力には前日21:00のRSMデータを使用した。図の横軸は時間、縦軸は高度(RSMデータ(a)では気圧)である。Ri数は、値が大きくなるに従って色が薄くなるように段階を決めて濃淡を付けている。これらの段階区分が、予測計算の分解能を変えたときにどのように変わるかを以下で検討していく。

#### (1) RSMデータの場合(第3図a)

RSMデータは格子高度が気圧で表わされ、水平分解能は40kmである。計算分解能が乱気流域に対して低く、Ri数が大きな値になっている。EバーはRi数が1.5~3の区分にあり、この段階区分ではどの高度でMODとSEVに遭遇したかを判断することはできない。

#### (2) 水平・鉛直分解能(5km・1km)の場合(第3図b)

SPFモデルでは一番低い計算分解能であり、以降の比較の基になるものである。第3図aに比べてEバーのRi数は1ランク小さくなったが、大部分がRi数1.1~1.5の区分にあり、残り10%程度が1.5~3の区分にある。SEVへの遭遇時間は通常短いにもかかわらず、Ri数が相対的に小さい(乱気流が強い)ところにEバーのほとんどが対応している。第3図c~eとの比較になるが、どの高度でMODとSEVに遭遇したかを判断することは難しい。

#### (3) 水平・鉛直分解能(2km・1km)の場合(第3図c)

水平分解能が向上したことで、Ri数1.0の範囲が大きく広がり、14~17時ではRi数0.8の境界線が表現されている。EバーでのRi数は0.9~1.5程度となり、その中央部分でRi数が最も小さく1以下であることより、この図からのみ判断するとこの高度でSEVに遭遇した可能性が高かったことになる。第3図bより詳しく乱気流域の構造が表現できている。

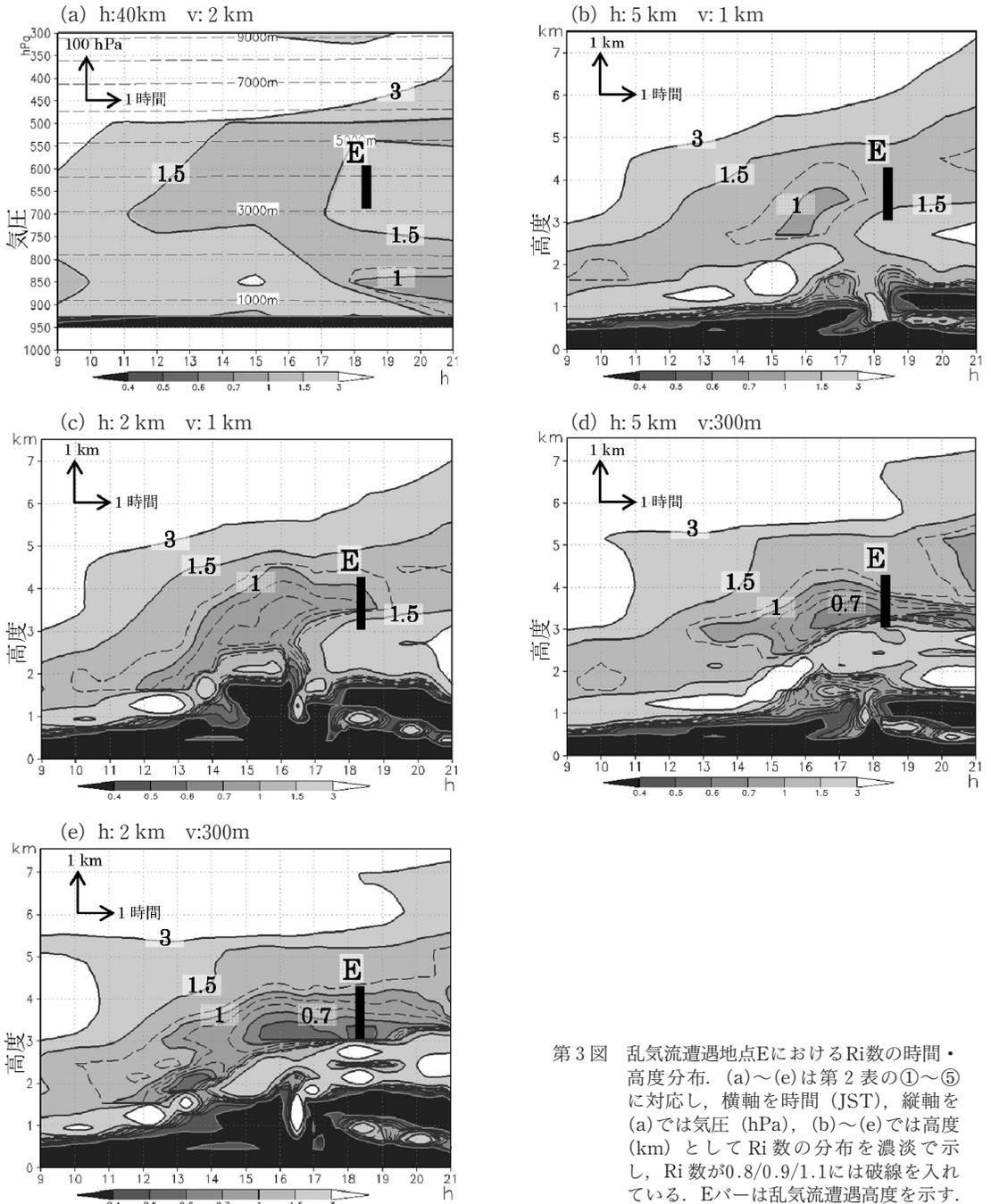
#### (4) 水平・鉛直分解能(5km・300m)の場合(第3図d)

高度分解能が向上したことで、高度方向へのRi数の分布が絞られ、Ri数はより小さな値となり0.7の境界線が表現されている。EバーでのRi数は0.7~1.5となり、第3図cの場合より高度の低い所で最小値が現われている。高度分解能の向上は水平分解能の向上よりも効果的に乱気流域の構造を表現できることがわかる。水平断面図でも同様となっている(図略)。

#### (5) 水平・鉛直分解能(2km・300m)の場合(第3図e)

水平分解能と高度分解能をともに向上した場合であり、計算分解能は、2.1節で示した乱気流のスケールの幅の中に入っている。高度3~4km付近に13:00過ぎからRi数の低い分布が予測され、15:00~19:00にかけて0.6より小さい値が現われている。EバーでのRi数は0.6以下~1.1と最も低い値を示し、高度が下がるにつれて順次Ri数が小さくなっている。小さい値のところでSEVに遭遇したと考えることが出来る。Ri数の高度方向への分布は第3図dに比べて段階がはっきりと区別できるようになり、乱気流域の状況を判断し易くなっている。高度3~4kmを見ると、高度3kmに近いほうにRi数の小さい値が偏って分布している。

このような高度方向に非一様な分布に対して高度計算分解能が低い場合には、Ri数の変化が計算分解能

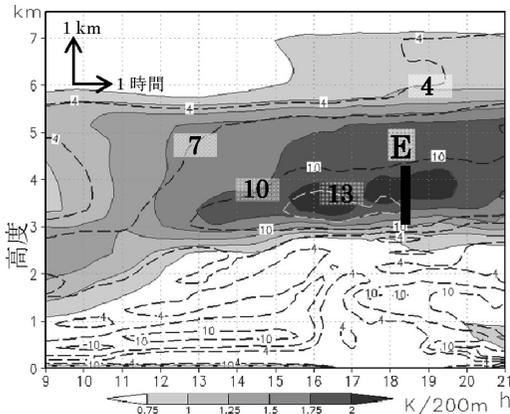


第3図 乱気流遭遇地点EにおけるRi数の時間・高度分布。(a)～(e)は第2表の①～⑤に対応し、横軸を時間(JST)、縦軸を(a)では気圧(hPa)、(b)～(e)では高度(km)としてRi数の分布を濃淡で示し、Ri数が0.8/0.9/1.1には破線を入れている。Eバーは乱気流遭遇高度を示す。

の大きさの中で平均化されRi数の計算値は大きくなる。

第3図a～eの計算結果より、乱気流域の計算においては、観測で得られているCATの空間スケール

(2.1節)に近い高い分解能で計算することによりRi数がより小さい値で表現され、乱気流域の形状も判断しやすく表現することができるようになることがわかる。

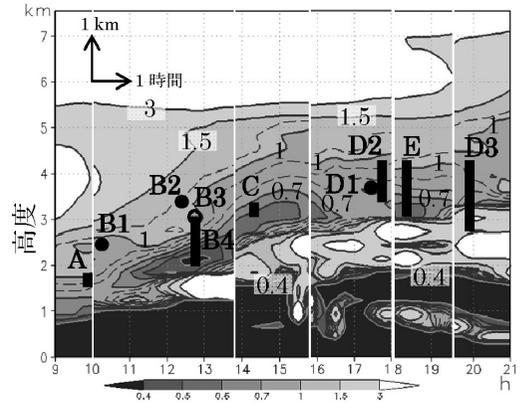


第4図 乱気流遭遇地点Eにおける温位勾配 ( $\partial\theta/\partial z$ ) とVSの時間・高度分布. 横軸を時間 (JST), 縦軸を高度 (km) として, 温位勾配とVSの分布を濃淡と破線で示す. 単位はそれぞれ K/200m, knot/1000ft である. Eバーは乱気流遭遇高度を示す.

また, 乱気流の発生原因を第3図から考えると, EバーのところのRi数が小さくなっていることからKH波による乱気流が発生していたと推定することができる. 以降の解析は, 計算分解能を水平2km, 高度300mのものを使用する.

第4図に, 第3図eに対応する温位勾配 ( $\partial\theta/\partial z$ ) とVSの時間・高度分布を示す. 第3図eのRi数だけに着目すると, Ri数はEバー付近だけでなく1500m以下でも小さくなっている. ところが第4図を見ると, Eバー付近の温位勾配は1.25~2 K/200mとなり, 標準大気の当該高度における0.7K/200mに比べて強安定になっているのに対し, 1500m以下は対流混合などにより温位勾配が小さくなっている (図には数値を示していないが中立に近くなっているところが多い). これは, KH波が発生する可能性が高い空域はRi数により推測できるが, 乱気流域の推定には温位勾配も考慮したほうが良いことを示唆している. ただし, 乱気流の報告がないからといって1500m以下の空域で乱気流が発生していない保証は無い. また, どの程度の値の温位勾配を指標にすれば良いのか1事例の解析では決められない. 温位勾配の定量的指標化は今後の課題である.

第1図の地点A~Eにおける, Ri数で示される乱気流域の時間・高度変化を見るために, Ri数と乱気流遭遇位置の図を, 各地点のPIREPの発生時間ごと



第5図 Ri数と乱気流遭遇高度の時間・高度変化. 第3図eと同じ分布図を, 他の乱気流遭遇地点についても作成し1枚に合成したもの. 白い線は合成の境界を示す.

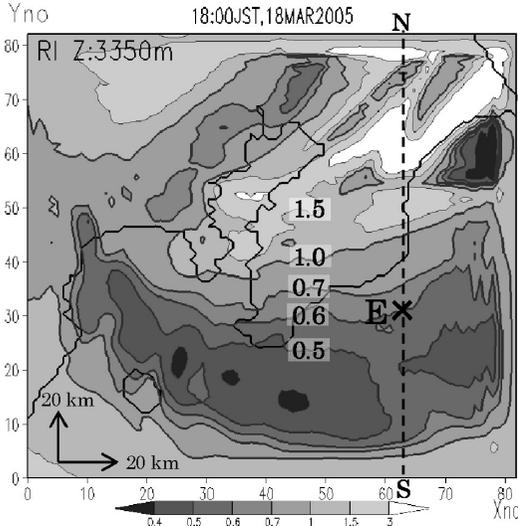
に切り出して, 合成したものを第5図に示す. 第2図に示されるように, 寒冷前線が東に移動するに伴って, 関東地方では寒冷前線帯高度が次第に高くなり, 前線帯の中で航空機は乱気流に遭遇したことをこの計算結果は示唆している. このことより第1図bで示した乱気流遭遇高度が時間とともに上昇しているのは, 通過していく寒冷前線帯の高度変化によっていることがわかる. また, 乱気流に遭遇した場合のRi数は全て1.1以下であり, 更にSEVを含む乱気流に遭遇したE, D1, D2の場合には, Ri数は0.7以下をも示している.

以上より, 乱気流域予測の計算分解能は乱気流のスケールに一番近い, 水平分解能2km, 高度分解能300mが最適である. この分解能での乱気流域予測において, 航空機がMODの乱気流に遭遇する場合のRi数は1.1以下であり, SEVを含む場合のRi数は0.7以下をも示すという結果を得た.

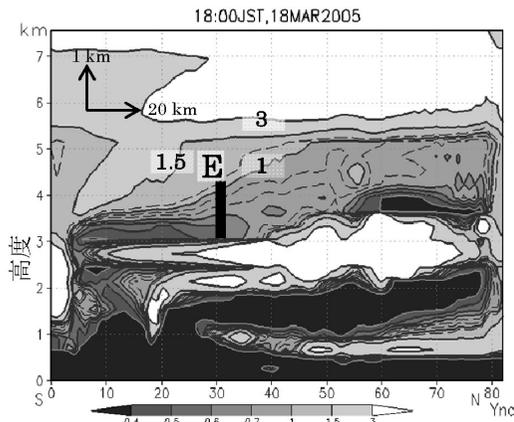
### 3.3 乱気流域の空間スケール

前項ではRi数の鉛直分布の時間変化について議論した. 本項では乱気流域の空間的構造について検討する. 航空機がE地点で乱気流に遭遇した場合についてその時刻(18:00)におけるRi数の水平分布を第6図に示す.

第6図は高度3350mの水平断面におけるRi数の分布である. 横軸・縦軸はそれぞれ東西・南北方向のメッシュ番号(2km/メッシュ)を示し, 関東地方南部の164km四方を示している. また乱気流遭遇位置



第6図 Ri数の水平分布(高度3350m). 横軸を東西メッシュ番号(Xno: 2km/メッシュ), 縦軸を南北メッシュ番号(Yno: 2km/メッシュ)として, 2005年3月18日18:00JSTにおけるRi数の分布を濃淡で示す. 記号×は, 中心が地点Eの乱気流遭遇位置を示す.



第7図 Ri数の南北断面. 第6図にS-Nで示す南北断面でのRi数の分布を, 横軸を南北メッシュ番号(Yno: 2km/メッシュ), 縦軸を高度(km)として濃淡で示し, Eバーを重ねている. Ri数の0.8/0.9/1.1を破線で示す.

Eを記号で示している.

Ri数が0.7以下として乱気流域を設定すると, 房総半島の南側を東西方向に150km以上に渡って広がり

南北方向には60km程度の幅の広い領域に分布している.

第1図aで示した乱気流の発生位置が広範囲に渡っている事は, 寒冷前線帯の水平分布の広がりとして理解することができる.

第7図は第6図の破線S-Nで切った南北断面に乱気流遭遇高度(Eバー)を一緒に示したものである.

乱気流に遭遇した位置Eでは, 3kmの高度からRi数0.7以下の分布が600m程度の厚さで, 南の方向(図の左方向)に60km程度の広がりを持つ領域があることがわかる. すなわち, 寒冷前線帯上の寒気と暖気の界面に沿って薄い層状となった乱気流域が存在していることが示されている.

これらより, 今回の現象の空間スケールは東西方向に150km以上, 南北方向には60km程度, 高度方向には600m程度の厚さであることになる.

### 3.4 乱気流域発生経緯

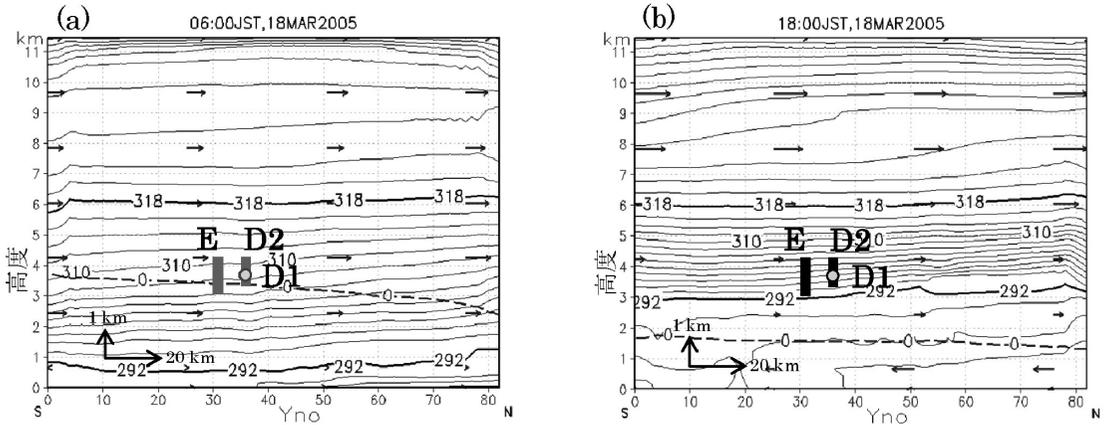
SPFモデルの予測結果を用いて, 今回の乱気流域がどのような経緯で発生したのかを考察してみる. 第8図a, bに第7図と同じ南北断面での06:00と18:00の温位と風を示す. 気温は0°Cを破線で表示している. 乱気流遭遇位置は, 第1図において18:00前後に発生したD1, D2, Eを一緒に示す. 第8図a, bを比較すると12時間の間に下記①~④の状態が発生していることがわかる.

- ①上空の高度6000m以上での温位(318K以上の部分)は時間が経ってもほとんど変わらない.
- ②下層に北風成分が強まり, 北からの寒気が, 06:00には下層にあった292Kの大気を18:00には約3kmの上空に押し上げた.
- ③この結果高度3~6km付近に温位勾配の大きい「強安定層」が形成された.
- ④上空は南風成分, 下層は北風成分となっており, 時間の経過とともに風が強くなり, その結果「強安定層」の高度においてVSが強化された.

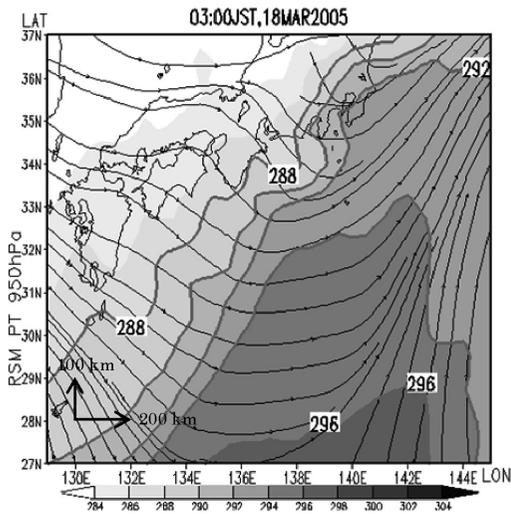
上記の経過でKH波発生の条件が整い(Ri数の値が小さくなり)乱気流域の発生となった.

下層に寒気が入ったことは第8図aの0°C層が, 第8図bでは高度1.5km付近に下がったことから理解できる.

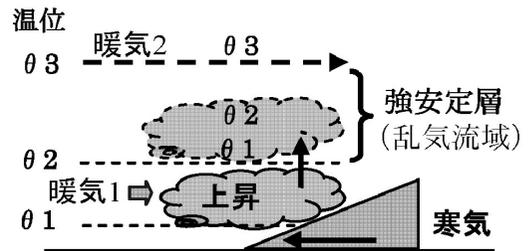
「強安定層」は上方での前線帯に対応し, 第8図の表示スケールでは約2.5kmの高度幅で, 南北にほとんど一定となっている. 航空機は前線帯の中でも高度が低い(寒気に近い)部分で乱気流に遭遇したことに



第8図 強安定層の発生とVS強化の経緯. 第7図と同じ断面において, 06:00JST(a)と18:00JST(b)における, 温位線(実線; 2K毎)・風(矢印)・0°C線(破線)を描き, 第1図bのD1, D2, Eの乱気流遭遇高度を重ねて示す((a)では遭遇時刻が違うためD1, D2, Eを灰色で表示している).



第9図 RSMデータによる暖気移流の状況. 横軸を経度(deg), 縦軸を緯度(deg)として, 2005年3月18日03:00JSTにおける950hPa高度の温位(K)分布を示す.



第10図 乱気流域の発生経緯の模式図. 下層に流入する暖気1の温位を $\theta_1 \sim \theta_2$ , 上空の暖気2の温位を $\theta_3$ として, 寒気の流入により乱気流域が発生する経緯を示す.

なる.

第9図にRSMデータを使った18日03:00における950hPaの温位分布を示す. 南から292Kの暖気移流を見ることができる. 今回の「強安定層」の下端となった292Kという暖気は事前に南から移流してきており, これが寒気により上昇したことになる.

今回の乱気流域発生経緯を模式図で表すと第10図の

ようになる.

上空に南から入ってくる暖気2は, 下層の暖気1より温位が高く時間が経っても変わらない. 南から下層に流入した暖気1は, 寒冷前線の移動に伴い北から流入した寒気により上空に押し上げられ, 暖気2を上面とし寒気を下面とする空間にはさまれて「強安定層」を形成する.

寒気と暖気2の間には時間とともにVSが強化されたことでKH不安定の条件が揃い, CATの発生する可能性の高い乱気流域が形成された. 実際に, 航空機はここで乱気流に遭遇している. ここで発生した乱気流域の発生原因はケルビン・ヘルムホルツ不安定と推定される. 乱気流域の発生高度は3~4km程度であり, CATが発生しやすいジェット気流前線帯とは

違う高度で強い乱気流が発生したケースとなっている。

なお、ここでは示さなかった地点 A, B, C, D3 においても同じように温位勾配と VS の増加が見られる。しかし、B4 のように、Ri 数は十分小さかったとはいえ、温位勾配が  $0.5\text{K}/200\text{m}$  と小さかったにもかかわらず乱気流遭遇が報告された地点もある。また D3 では Ri 数が 3 以下と大きな値のところでも、乱気流遭遇が報告されている。これらの発生経緯に関しては今後の検討項目である。

#### 4. まとめ

本論文では乱気流の発生するリスクの高い空域（乱気流域）の予測計算において、計算分解能を上げることの効果と、予測計算結果を使った乱気流解析の有効性を示した。この結果、下記のような知見を得ることができた。

- 乱気流域予測の検出指標には、KH 波の観測時に常に評価に使われた Ri 数を選定した。
- 乱気流域の予測計算分解能は、CAT の空間スケールに近い水平 2 km、高度は 300m としたときに乱気流遭遇情報（PIREP）と最も良い対応関係が得られた。この分解能での乱気流域予測において、航空機が MOD の乱気流に遭遇する場合の Ri 数は 1.1 以下であり、SEV を含む場合の Ri 数は 0.7 以下をも示すという結果を得た。
- 寒冷前線に伴う乱気流域のスケールは、Ri 数 0.7 以下の分布で見たときに、東西方向に 160km 以上、南北方向には約 60km、高度方向には寒冷前線上の寒気と暖気の界面に沿って厚さが 600m 程度と計算された。
- 乱気流の発生原因は、寒冷前線による北からの寒気が南からの暖気を押し上げ、「強安定層」を形成するとともに VS が増大することにより発生するケルビン・ヘルムホルツ不安定と推定され、発生高度は 3.1~4.3km となり、CAT が発生しやすいジェット気流前線帯よりも下層の CAT 発生となっていた。
- 今回の計算分解能は観測で得られている CAT のスケールと同程度であるため、乱気流遭遇地点での Ri 数は KH 不安定が発生する理論値である 0.25 まで下ならず 0.6 程度であった。

#### 謝辞

本稿をまとめるにあたっては成層圏プラットフォームのプロジェクト以来、機材の相談に乗っていただいている株式会社東芝の武藤隆一氏、弓削信子氏、また有益な助言をいただいた日本航空機操縦士協会・気象委員会の委員の皆様深く御礼申し上げます。

#### 参考文献

- 朝日新聞, 2005 : 2005年3月19日朝刊.
- Boucher, R. J., 1973 : Mesoscale history of a small patch of clear air turbulence. *J. Appl. Meteor.*, 12, 814-821.
- Browning, K. A., 1971 : Structure of the atmosphere in the vicinity of large-amplitude Kelvin-Helmholtz billows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 283-299.
- Browning, K. A. and C. D. Watkins, 1970 : Observations of clear air turbulence by high power radar. *Nature*, 227, 260-263.
- Hicks, J. J., I. Katz, C. R. Landry and K. R. Hardy, 1967 : Clear-air turbulence : Simultaneous observation by radar and aircraft. *Science*, 157, 808-809.
- Hicks, J. J. and J. K. Angell, 1968 : Radar observations of breaking gravitational waves in the visually clear atmosphere. *J. Appl. Meteor.*, 7, 114-121.
- 石崎秀夫, 1972 : CAT (晴天乱流) と航空機の運航について. *天気*, 19, 331-342.
- 情報通信研究機構, 2005 : 成層圏無線プラットフォーム研究開発最終報告書. 162-167. (情報通信研究機構ホームページより入手可能)
- Kikuchi, Y., 2003 : A numerical study on the mechanism of occurrence of the 21 October 2002 air turbulence. The fourth stratospheric platform systems workshop, 166-171.
- Kikuchi, Y., Y. Nagano, S. Arakawa, F. Kimura and K. Shirasaki, 1981 : Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto district. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 723-738.
- Klaassen, G. P. and W. R. Peltier, 1985 : Evolution of finite amplitude Kelvin-Helmholtz billows in two spatial dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1321-1339.
- 共同通信社, 2005 : <http://www.47news.jp/CN/200503/CN2005031801005606.html> (2009.12.18閲覧)
- Miles, J. W. and L. N. Howard, 1964 : Note on a heterogeneous shear flow. *J. Fluid Mech.*, 20, 331-336.
- 宮腰紀之, 2003 : 風ベクトルの外積を用いた乱気流予測の指数. *天気*, 50, 327-334.
- 中山 章, 2005 : 航空気象. 日本航空機操縦士協会, 255pp.
- 中山 章, 土屋昭夫, 1982 : 晴天乱気流解析のための DFDR の利用. *天気*, 29, 532-536.

日本航空機操縦士協会, 2009: AIM-j. 854, 893.

小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215pp.

Sharman, R., G. Wiener and B. Brown, 2000: Description and verification of the NCAR integrated turbulence forecasting algorithm (ITFA). AIAA paper A00-16377.

Sharman, R., C. Tebaldi, G. Wiener and J. Wolff, 2006: An integrated approach to mid- and upper-level turbulence forecasting. Wea. Forecasting, 21, 268-287.

Thorpe, S. A., 1969: Experiments on the stability of stratified shear flows. Radio Sci. 4, 1327-1331.

山田雄二, 2008: 乱気流確率予測に向けた技術開発. 航空気象ノート, (67・68), 1-11.

全日本空輸株式会社航務本部, 1971: ANA Aviation Weather. 日本気象協会, 473pp.

付 録: SPF モデルの予測計算方程式

(変数等の定義は方程式の次に示す).

• 運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(u) = & A(Hu) + fv + \tilde{f} \sin \Delta \lambda w + \nu M \\ & - \frac{uw}{a} - \theta_m m \frac{\partial \pi}{\partial x} + \theta_m m \frac{z_T - z^*}{h} \frac{\partial z_G}{\partial x} \frac{\partial \pi}{\partial z^*} + F_x \end{aligned} \quad (A1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(v) = & A(Hv) - fu - \tilde{f} \cos \Delta \lambda w - uM \\ & - \frac{vw}{a} - \theta_m m \frac{\partial \pi}{\partial y} + \theta_m m \frac{z_T - z^*}{h} \frac{\partial z_G}{\partial y} \frac{\partial \pi}{\partial z^*} + F_y \end{aligned} \quad (A2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(w) = & A(Hw) - \tilde{f} \sin \Delta \lambda u + \tilde{f} \cos \Delta \lambda v \\ & + \frac{u^2 + v^2}{a} - \theta_m \frac{z_T}{h} \frac{\partial \pi}{\partial z^*} - g + F_z \end{aligned} \quad (A3)$$

$F_x, F_y, F_z$  は運動量の地表面をとおしての交換, 乱流の運動量輸送などによる風速の変化を表している.

• 質量保存の方程式

$$\frac{\partial}{\partial t}(H) = -m \frac{\partial}{\partial x}(Hu) - m \frac{\partial}{\partial y}(Hv) - \frac{\partial}{\partial z^*}(Hw^*) \quad (A4)$$

• 状態方程式

$$\pi^{\frac{1}{\beta}} = C_0 \frac{mz_T}{h} H\theta_v \quad (A5)$$

• 気圧方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\pi) = & -m u \frac{\partial \pi}{\partial x} - m v \frac{\partial \pi}{\partial y} - w^* \frac{\partial \pi}{\partial z^*} - \beta \pi \left[ m \frac{\partial u}{\partial x} \right. \\ & \left. + m \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{z_T}{h} \frac{\partial w}{\partial z^*} - \frac{\partial}{\partial z^*} \left\{ \frac{z_T - z^*}{h} m \left( u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) \right\} \right] \\ & + \frac{\beta \pi}{\theta_v} \frac{1}{(1 + \alpha q_v)^\kappa} \{ (1 + \alpha q_v) Q + (1 - \kappa) \alpha \theta C_v \} + D(\pi) \end{aligned} \quad (A6)$$

$D(\pi)$  は計算結果をスムージングするための水平拡散を表す.

• 熱力学方程式

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta) = A(H\theta) + Q \quad (A7)$$

$Q$  は短波放射, 長波放射, 水蒸気・雲粒子・降水粒子の相変換, 乱流の熱輸送などによる大気加熱・冷却を表す.

• 水蒸気・雲水・雲氷・雨・雪・霰の方程式

$$\frac{\partial}{\partial t}(q_l) = A(Hq_l) + C_l \quad (A8)$$

$l = v$ : 水蒸気     $w$ : 雲水     $i$ : 雲氷

$$\frac{\partial}{\partial t}(q_L) = A(Hq_L) - F_L + C_L \quad (A9)$$

$L = r$ : 雨     $s$ : 雪     $h$ : 霰

(A8)~(A9)式において,  $F_L$  は降水粒子の重力落下による効果,  $C_i, C_L$  は水蒸気・雲粒子・降水粒子の相変換, 雲粒子・降水粒子の併合などによる生成・消滅および乱流輸送による増減を示す.

• 変数等の定義

$$\begin{aligned} A(H\eta) = & \frac{1}{H} \left\{ -m \frac{\partial}{\partial x}(Hu\eta) - m \frac{\partial}{\partial y}(Hv\eta) \right. \\ & \left. - \frac{\partial}{\partial z^*}(Hw^*\eta) - \eta \frac{\partial H}{\partial t} \right\} \end{aligned}$$

(移流項:  $\eta$  は変数),

$$H = \frac{h}{mz_T} \rho_d, \quad \beta = \frac{R}{C_V}, \quad C_0 = \frac{C_p^{\frac{1}{\beta}}}{p_0} R,$$

$$\pi = C_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa, \quad \kappa = \frac{R}{C_p}, \quad p_0 = 100000 \text{ Pa},$$

$$w^* = -\frac{z_T - z^*}{h} m \left( u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) + \frac{z_T}{h} w, \quad z^* = z_T \frac{z - z_G}{h},$$

$$h = z_T - z_G, \quad f = 2\Omega \sin \varphi, \quad \tilde{f} = 2\Omega \cos \varphi,$$

$$M = u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x}, \quad \Delta \lambda = \lambda - \lambda_x,$$

$$\theta_v = \frac{(1 + \alpha q_v)}{(1 + \alpha q_v)^\kappa} \theta : \alpha = 1.608, \quad \theta_m = \frac{\theta_v}{(1 + q_i)}$$

$$q_i = q_v + q_w + q_i + q_r + q_s + q_g$$

$u, v, w$  : 東西方向, 南北方向, 鉛直方向の風速

$z_T, z_G$  : 計算領域の上限の高度, 標高

$\lambda, \varphi, a$  : 経度, 緯度, 地球の半径

$\lambda_x$  :  $x$  軸の経度

$\theta, p, \rho_d$  : 温位, 気圧, 乾燥空気密度

$m, \Omega$  : マップファクター, 地球の自転角速度

$R, C_V, C_p$  : 気体定数, 定積比熱, 定圧比熱

$q_v, q_w, q_i, q_r, q_s, q_g$  : 水蒸気, 雲水, 雲氷, 雨, 雪, 霰の混合比

#### • 乱流モデル

Mellor - Yamada の level 2.5 を使用した。

#### • 地表面・地中温度の予測

地中1.8mまでを7層に分割して地中の熱伝導率, 熱容量を考慮し, 熱伝導方程式を時間積分して地表面・地中温度を予測している。このとき地表面での短波放射, 長波放射, 顕熱, 潜熱, 地中への熱の流れが境界条件となる。海の場合には強制復元法で海面温度を予測する。

---

## Relation between Resolution Enhancement and Accuracy in Prediction of Turbulence Area which Perturbs Aircraft.

Hiroshi OIKAWA\*<sup>1</sup>, Hamaki INOKUCHI\*<sup>1</sup>, Koji IZUMI\*<sup>1</sup>,  
Yukio KIKUCHI\*<sup>2</sup> and Nobuyuki HAYASAKI\*<sup>2</sup>

\*<sup>1</sup> Japan Aerospace Exploration Agency, 6-13-1, Osawa, Mitaka, Tokyo, 181-0015, Japan.

\*<sup>2</sup> ITOCHU Techno-Solutions Corporation, 3-2-5, Kasumigaseki, Chiyodaku, Tokyo, 100-6080, Japan.

(Received 25 March 2009 ; Accepted 15 June 2010)

---