

# リアルタイム火山灰追跡モデル (PUFF)

## を用いた予報実験

Numerical Experiments of Real-Time Volcanic Ash

Plume Prediction Using PUFF Model

田中博<sup>1</sup>

TANAKA, H. L.

### 概 要

空中を浮遊する火山灰は、航空安全上きわめて重要な予測対象である。本研究では、リアルタイム火山灰追跡モデル (PUFF) をもちいて、2000年に噴火した北海道の有珠山や三宅島を対象にモデルの検証実験を行った結果や、桜島、浅間山などを対象に行った仮想的な噴火シミュレーションの結果について報告する。PUFFモデルは1989年に噴火したアラスカのリダウト火山を対象に開発され、その後、衛星による噴煙画像と比較検証を重ねることで、その輸送過程や拡散過程に改良が重ねられ、現在 JAL の現業モデルとして導入されている。

PUFFモデルによる火山灰予測においては、噴煙を輸送する上空の風データの精度が本質的に重要である。この風データとしては気象庁の数値予報モデルによる予報値が用いられるが、そこに含まれる予報誤差についても検討を行った。解析の結果、北半球の1日予報における風の平均予報誤差は約5 m/sであり、5日予報では高緯度において誤差が大きくなり、300 hPa 高度の寒帯前線付近で最大20 m/sに成長することが示された。火山周辺の風の予報誤差が噴火10時間後で2.5-5 m/sのとき、火山灰の重心の予測誤差は13-33 kmになることがわかった。実際の火山灰予測においては、推定される予測誤差も考慮に入れた警告が必要となる。

*Key Word*: 火山灰、航空安全、輸送拡散モデル、PUFFモデル

---

<sup>1</sup>筑波大学地球科学系

## 1. はじめに

火山噴火によって吹き上げられた噴煙は、飛行中の航空機のエンジンの中に入ると、エンジンが停止して重大事故に繋がる危険性がある。実際に、1982年のインドネシアの Mt. Galunggung の噴火や1989年のアラスカの Mt. Redoubt の噴火で、飛行中の航空機のエンジンに火山灰が入り込み、すべてのエンジンが停止したが、幸いにも降下中にエンジンの再スタートに成功して大事故を免れた例がある (Casadevall, 1994)。火山灰が航空機のエンジンに入り込むと損傷も受けるので、エンジンの修理や交換に多大な費用がかかる。また、1回の火山噴火だけで複数の航空機をやむを得ず欠航しなければならない。したがって、このようなことが起こると、民間航空会社にとっては大きな経済的な損害を受けることになる (Onodera, 1997)。

そこで、このような危険や損害をできるだけ避けるために、衛星画像や地震計を用いた火山噴火の観測が行われ、これと上空の気象データを合わせて噴火後の火山灰の動きの予測を行うようになった。衛星画像は火山灰の分布を知る重要な資料となるが、火山灰の動きを継続的に監視するには観測間隔が長く、情報が断続的で不十分である。そのため、現在では上空の気象データを用いた火山灰追跡モデルが開発され、噴火後の火山灰の動きの予測に用いられている。火山灰追跡モデルは継続的に火山灰の動きを監視することができ、モデルの予測結果と衛星画像を比較することによってモデルおよび衛星画像処理の双方の技術向上が可能となる。

火山灰のモニターに用いられる衛星画像には、NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) の AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) などがある。しかし、天候によっては噴煙と気象学的な雲を区別することが難しいので、AVHRR センサーの band-4 (10.3-11.3  $\mu\text{m}$ ) から band-5 (11.5-12.5  $\mu\text{m}$ ) の差をとったスプリット画像によって、 $\text{H}_2\text{SO}_4$  を含む噴煙と気象学的な雲を区別している (Prata 1989)。このような衛星画像とモデルの予測結果を比較することによって、噴煙の粒径や大気中に放出された火山灰の量を推定することができる (Wen and Rose, 1994)。しかし、火山灰に多量の水蒸気が含まれていると、この方法を用いても噴煙と通常の雲を区別することが難しくなる (Hufford *et al.*, 2000)。また、AVHRR センサーで噴煙頂上の温度を

測定し、周囲の気温の鉛直分布と比較することによって、噴煙高度が推定できるとされているが (Holasek and Rose, 1991)、噴火した時の噴煙の温度によって噴煙高度に誤差が生じる場合があることも指摘されている (Woods and Self, 1992)。

多くの火山灰追跡モデルは汚染物質の輸送拡散モデルをもとに開発されている。Armientiet *al.* (1988) は、地上に降った火山灰量を計算するために、三次元乱流拡散モデルを開発した。また、緊急の際に火山灰の動きを予測をするモデルとして、VAFTAD (Volcanic Ash Forecast Transport and Dispersion) モデルが開発され、噴煙の密度を計算して噴煙の三次元的な移動、分布を予測している (Heffter and Strunder, 1993)。

本研究で用いた PUFF モデルは、1989年に噴火したアラスカの Redoubt 火山を契機に開発された火山灰追跡モデルであり、三次元 Lagrangian 方程式系を用いて、噴煙の輸送、乱流拡散、重力落下を計算して、噴火後の火山灰の動向をリアルタイムで追跡する。モデルの詳細は Tanaka (1994) によって報告されているが、その後、PUFF モデルに改良が加えられ、現在は日本航空 (JAL) の現業火山灰予測モデルとして導入されている。これまでの研究で、ある程度の予測精度で火山灰を追跡できることが多くの事例解析により実証されている (山形, 1993; Searcy *et al.*, 1998; 山本, 2000; Tanaka and Yamamoto, 2002)。しかし、低気圧が接近してくる時など風の鉛直シアーが大きい場合は現実の火山灰に対して予測誤差が大きくなることが示されている (森尻, 2001)。Tanaka and Yamamoto (2002) は、2000年3月に噴火した北海道の有珠山に対し、この PUFF モデルを実況で走らせた噴煙の予報結果を紹介し、降灰分布の現地調査結果と比較することで、空中を浮遊する噴煙の実態を推定している。

緊急時にリアルタイムで火山灰の動きを予測するには、リアルタイムの上空の風の観測データは間に合わないので、天気の数値予報に用いられる数時間後の風の予報値を PUFF モデルに入力する必要がある。PUFF モデルによる噴煙分布の予測には風の GPV (Grid Point Value) 予報データが用いられるが、この風データに予報誤差が含まれると、PUFF モデルの火山灰予測にも誤差として現われてくる。衛星画像を用いたこれまでの検証結果では、PUFF モデルによる噴煙の予測誤差は、風の予報誤差に本質的に依存しており、噴煙の拡散係数や重力落下などの物理過程に含まれる誤差は2次的なものであることが示

されている (山本, 2000)。したがって、噴煙予測モデルの実用化には、風の予報データに含まれる誤差を定量的に評価しておくことが重要である。

Nogués-Paegle *et al.* (1998)によると、風の予報誤差の大きさは、700 hPa 等圧面高度では、1-15 日の予報期間では北半球全体、南半球全体でいずれも平均して約 5-15 m/s まで単調増加していくことが示されている。特に偏西風が存在する北半球の 200 hPa 面において 1-5 日予報で誤差の大きさが平均約 5-15 m/s、熱帯の 200 hPa 面で 1-3 日予報で平均約 5-8 m/s の大きな誤差が生じることが指摘されている (Rabier *et al.*, 2000)。また、White and Caplan (1998) は、重力波伝播の効果を予報モデルに入れば、予報誤差が大きくなりやすい北半球中緯度の偏西風の誤差が小さくなるが、熱帯の上層では誤差が大きく、予報した貿易風の風速が実際よりも弱くなることを示した。これらの研究例から、風の予報誤差の中・低緯度でのおよその特徴がわかるが、高緯度での誤差や海陸分布などの地域差、高度によって誤差がどのように分布するかについてはあまり明らかにされていない。

そこで本研究では、2001 年 7 月のデータを例にして、北半球の風データに含まれる予報誤差の分布を予報時間別に調査し、予報誤差を定量的に評価することを目的とした。評価対象として選んだ気象データは JMA (気象庁)、ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts)、そして NWS (National Weather Service) の 3 種類の GPV データ (以下 JMA、ECMWF、NWS と呼ぶ) であり、いずれも観測から得られた初期値 (0 日予報) から 7 日先までの予報データを含んでいる。

はじめに、PUFF モデルの概要および仮想的噴火に対する実験結果を紹介し、次に、モデルの入力データとなる風の予報に含まれる誤差を評価した。最後に、三宅島を例に噴煙の仮想シミュレーションを行ない、風の予報誤差と PUFF モデルによる火山灰の予測誤差との関係について議論した。

## 2. PUFF モデルの概要

火山灰追跡モデル PUFF は、汚染物質の輸送拡散モデルを火山灰に応用したものであり、Tanaka (1994) や Seacy *et al.*, (1998) に詳しい説明がなされている。ここではその後の改良点を含むモデルの概要を説明する。PUFF モデルで

は、粒子の位置は風による輸送、拡散、重力落下の効果によって決定される。モデルの時間ステップを  $\Delta t$  とすると、三次元 Lagrangian 方程式系による時間  $t$  から  $\Delta t$  後の粒子の位置ベクトルは次のように計算される。

$$\begin{cases} r_i(0) = S_i, & \text{for } t = 0, \\ r_i(t + \Delta t) = r_i(t) + V\Delta t + Z\Delta t + G\Delta t, \\ & \text{for } t > 0, \quad i = 1 \sim M. \end{cases} \quad (1)$$

ここで、 $r_i(t)$  は時間  $t$  における  $i$  番目の粒子の位置ベクトル、 $S_i$  は粒子の初期位置、 $V$  は粒子を運ぶ各地点での風ベクトル、 $Z$  は粒子の拡散速度で、 $G$  は重力落下ベクトルを表す。

PUFF モデルでは、任意の火山でのシミュレーションができるように、Cartesian 座標系を球面座標系に変換してある。したがって、位置ベクトル  $r_i(t)$  は緯度 ( $\theta$ )、経度 ( $\lambda$ ) で表され、単位はラジアンである。水平風の単位も (m/s) から (rad/s) に変換され、水平拡散速度の単位も (rad/s) に変換される。鉛直方向の単位は標準大気に従って通常の幾何学的高度 (m) を用いている。

GPV データとして提供される風データの時間間隔は長いので、cubic spline (Burden *et al.*, 1981) を用いて提供されている 6 時間間隔から 3 時間間隔に内挿し、その先はモデルの時間ステップの 5 分間隔に線形内挿を行なった。次に同じく cubic spline を用いて空間方向に内挿し、任意の各粒子の位置での風を計算する。

実際の大気では乱流が発生しており、粒子はその小さなスケールでの渦によって拡散する。しかし、風データは解像度が大きいため小さな乱流の渦を取り入れることができない。そのため、PUFF モデルでは三次元ガウス分布に基づく乱数ベクトルを与えてランダムウォークにより拡散を表現している。乱数の標準偏差  $c$  は、(1) 式  $Z$  項の拡散速度にあたり、拡散係数が  $K$  で与えられる Eulerian 拡散方程式の解との比較により

$$c = \sqrt{2K/\Delta t} \quad (2)$$

で計算される。水平拡散係数  $K$  は、衛星画像などの観測結果と PUFF シミュレーションの結果とを比較して経験的に適合する値として  $K=150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  を採用した。また、鉛直拡散係数は不明な点が多いが、経験的に  $K=15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  とした (山本, 2000; Tanaka and Yamamoto 2002)。

火山灰粒子の重力による落下は (1) 式の最後の項の  $G = (0, 0, -w)$  で与えられている。この終端速度  $w$  は、Khvorostyanov and Curry (2002) および Rogers (1976) を参考に、粒径  $a$  に依存する以下の改良型ストークスの法則によって求めた。

$$\frac{w}{w_0} = \frac{a_0}{a} \left[ \left\{ \left( \frac{a}{a_0} \right)^3 + \frac{1}{4} \right\}^{\frac{1}{2}} - \frac{1}{2} \right] \quad (3)$$

ここで、 $a_0 = 150 \mu\text{m}$  は粘性力が卓越する 2 乗則から慣性力が卓越する 1/2 乗則への遷移スケール、 $w_0 = 2.7 \text{ m s}^{-1}$  は  $a_0$  で規定される終端速度の代表スケールである。粒径が  $150 \mu\text{m}$  の遷移スケールを越える大きな粒子に対しては  $2.7 \text{ m s}^{-1}$  以上の大きな落下速度が生じる。鉛直方向には重力落下が卓越することから、重力落下とのスケージングにより風による鉛直輸送は本研究では計算していない。

火山噴火によって火山灰はかなりの速度で噴き上げられる。本研究ではモデルの時間ステップ  $\Delta t$  の間に火山灰粒子が火口から噴煙高度まで分布するように初速度を逆算する簡単な浮力計算を解析的に行い、上昇する間の水平風による輸送と拡散を計算して噴煙の初期位置  $S_i$  を決めてた。噴火が持続している場合、各時間ステップごとに新しい火山灰を同じように発生させる。実際の噴火では、火山噴出物は直径が数 cm の火山礫から  $1 \mu\text{m}$  以下の火山灰まで様々である。また、火山灰粒子の粒径分布によって重力落下の様子が変わる。一般に、粒径が大きい粒子はすぐに重力落下して、小さな粒子ほど大気中に長く浮遊する。本研究では、粒径  $a_i$  が MKS ユニットで平均-4、標準偏差 1 の対数正規分布に従うものとして粒径分布を設定した。つまり、火山灰の粒径は  $100 \mu\text{m}$  を中心として分布し、 $1 \mu\text{m}$  から  $1 \text{ cm}$  の間に火山灰粒子全体の約 95% が存在するという対数正規分布条件でモデルに与えた。

PUFF モデルは緊急時にできるだけ早く火山灰の移動を予測するために、モデルの入力パラメータは最小限にとどめ、それ以外は初期設定値を与えてある。シミュレーションの際に与える変数は、火山の位置（緯度、経度）、火山の標高、噴煙高度、噴火開始時刻、予報打ち切り時間、各ステップ毎に発生する火山灰粒子数などである。風に鉛直シアがある場合、噴煙高度によって火山灰が異なった範囲に広がる可能性があるが、正確な噴煙高度をリアルタイムで入力することは難しい。そのため、緊急の際には、十分に高い噴煙高度を

入力し、その中に実際の噴煙が含まれていればよいものとする。事後報告で正確な噴煙高度が解れば、モデルの再実行によりより、より正確な火山灰の移動の予報を出し直すことが可能になる。情報が与えられていない場合の仮想的噴煙高度を 24000 feet (7320 m) に設定した。モデルが実行されると、噴火開始から 1 時間おきの粒子の三次元的な位置が出力され、この出力結果をグラフィック化することによって火山灰の位置が自動的に表示される。計算開始から 10 時間予報の画像が動画としてスクリーンに映し出されるまでの所要時間は約 4 分である。

### 3. 使用データ

本研究では IARC/NASDA の研究プロジェクトにより、気象業務支援センターから 2001 年 4 月以降のリアルタイムの全球 JMA/GPV データを取り寄せ、毎日 1 回、複数の火山について PUFF モデルを実行し、噴煙の分布をアニメーションにしてウェブで公開している。

(ウェブの URL は <http://air.geo.tsukuba.ac.jp/~puff/index.html>)

風の予報誤差の比較の目的で アラスカ大学に置かれた INIS/IARC のデータベースから 2001 年 7 月のひと月間について、リアルタイムの ECMWF、NWS の全球 GPV データを入手した。さらに、解析値の参考として NCEP/NCAR の全球再解析データ (以下 NCEP) も使用した。いずれも水平グリッド間隔は  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、解析要素は水平風  $V = (u, v)$  (m/s)、解析期間は 2001 年 7 月である。鉛直グリッド間隔は JMA と NCEP が 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 hPa 面の 9 層、ECMWF が 850, 700, 500, 200 hPa 面の 4 層、NWS が 850, 700, 500, 300 hPa 面の 4 層である。予報データの初期値は JMA と ECMWF が 1200Z、NWS が 0000Z であり、予報間隔はいずれも 0000Z, 0600Z, 1200Z, 1800Z の 6 時間間隔、最大予報時間は JMA と ECMWF が 168 時間、NWS が 180 時間である。データの転送間隔は JMA が 12 時間ごと、他は 24 時間間隔である。

### 4. モデルの実行例

## 4.1 桜島の例

図-1 は 2002 年 7 月 25 日 21:00 UTC を初期値にして桜島に噴煙高度 12000 feet (3660 m) の噴火を想定し、PUFF モデルを実行した結果で、噴火開始から 8 時間後の噴煙の 3 次元的分布を表示したものである。噴煙は高度別に 1000, 2000, 3000, 4000 m までをそれぞれ青、緑、黄、赤で色分けし、海面高度への射影を黒の点でプロットしている。九州山地の地形は GTOPO-30 データに基づいて 3 次元的に色分けして表現してある。この日、九州の南海上には台風 7 号が接近し、非常に強い南風が吹き込んでいた。その風に流されて北に向かった火山灰が徐々に西向きに流されている様子が示されている。ただし、スナップショットの噴煙の分布図と実際の噴煙粒子のトラジェクトリーとは、刻々と変化する風の場合においては一致しないので、注意が必要である。PUFF モデルはこのような噴煙の 3 次元的な分布を、噴火開始後から 1 時間毎に 10 時間先まで予報し、東西、南北の鉛直断面図や平面図、3 次元遠近図法でアニメーション化したものをリアルタイムでウェブに公開している。

図-2 は 図-1 の噴煙粒子の降灰分布図である。この図は PUFF モデルにおいて噴火開始後から 9 時間までの間に粒子が落下した地点をプロットしたものである。桜島から島原半島に向けて延びる降灰分布は長崎を抜けて対馬海峡に達している様子が表現されている。

## 4.2 浅間山の例

図-3 は 2002 年 7 月 17 日 1:00 UTC を初期値にして浅間山に噴煙高度 24000 feet (7320 m) の噴火を想定し、PUFF モデルを実行した結果で、図-1 と同様に噴火開始から 8 時間後の噴煙の 3 次元的分布を表示したものである。計算速度を上げるため、地形の表示はここでは省略してある。噴煙は高度別に 1000, 3000, 5000 m までとその上をそれぞれ青、緑、黄、赤で色分けし、すべての高度の粒子の位置を地上に射影した影を黒の点でプロットしている。便宜上、噴煙高度は常に一定に設定されているため、放出された噴煙は単調に北東に向かって移動してる。この時の上空の風は強く、下層の風が弱いため、噴煙はくさび形に高いものほど遠方に達している様子が分かる。

図-4 は噴火開始後から 9 時間後までの間の噴煙粒子の降灰分布図である。北東方向に向けて降灰分布が分散しながら広がっている。上空の噴煙の広がり



3-D image for Sakura-jima  
Eruption: 21:00 UTC 25 July 2002  
Prediction: +08 hours

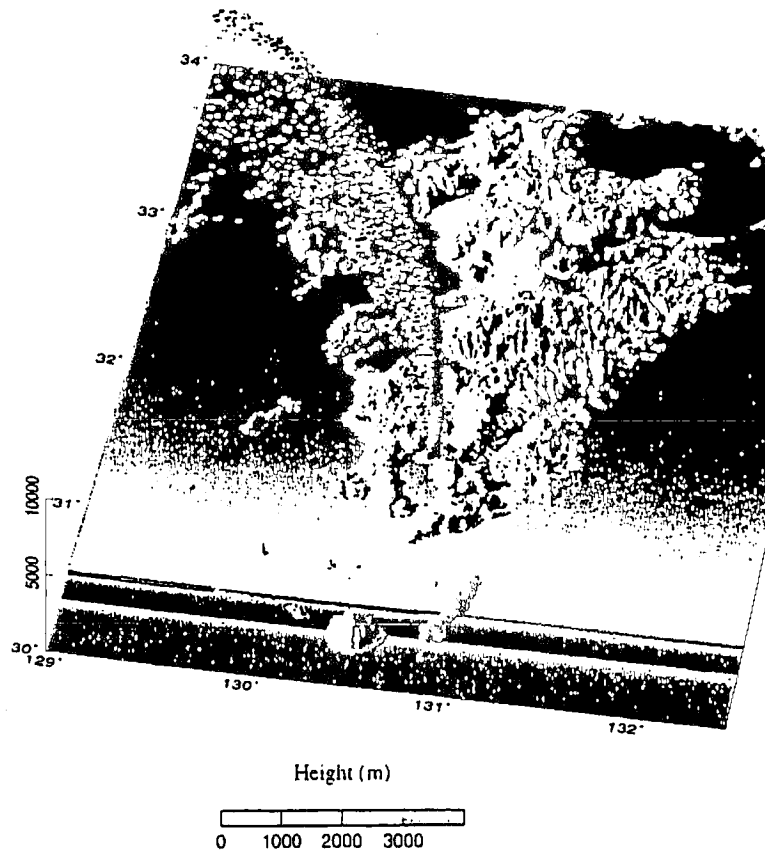


Fig. 1 Perspective 3-D image for volcanic ash plume for hypothetical eruption of Sakura-jima in Kyushu Japan at 21:00 UTC on 25 July 2002. The plume distribution is for 8 hours after the beginning of the eruption under the assumption of the continuous eruption with plume height of 12000 feet (3666 m). The plume height up to 1000, 2000, 3000 m, and above it is marked by blue, green, yellow, and red dots, respectively.

## Sakura-jima

Eruption: 21:00 UTC 25 July 2002

Duration: + 9 hours

Ash Fallout

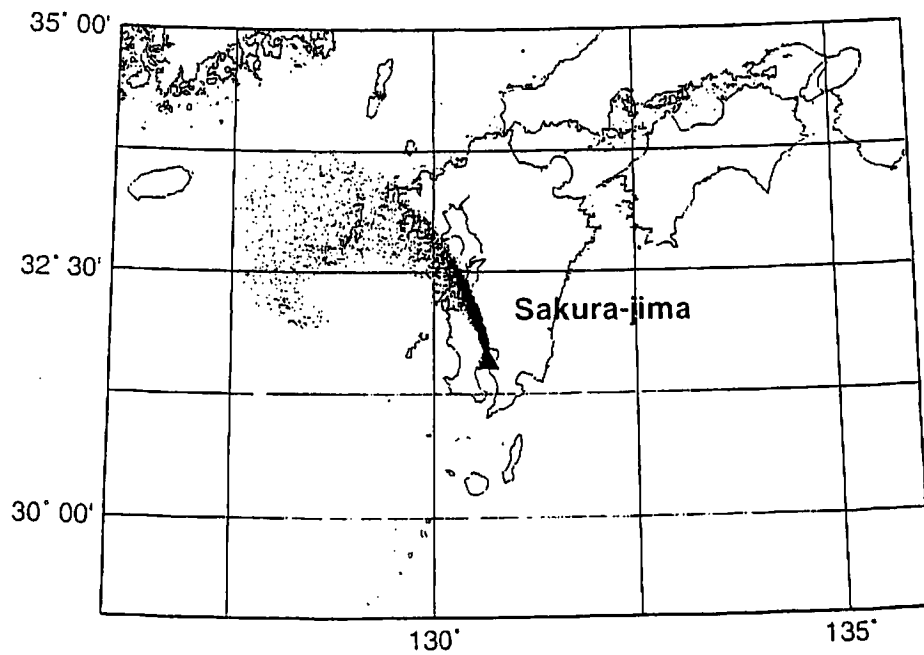


Fig. 2 Distribution of ash fall from Sakura-jima for the simulation in Fig. 1 during the first 9 hours from the beginning of the hypothetical eruption.

3-D image for Asamayama  
Eruption: 1:00 UTC 17 July 2002  
Prediction: +08 hours

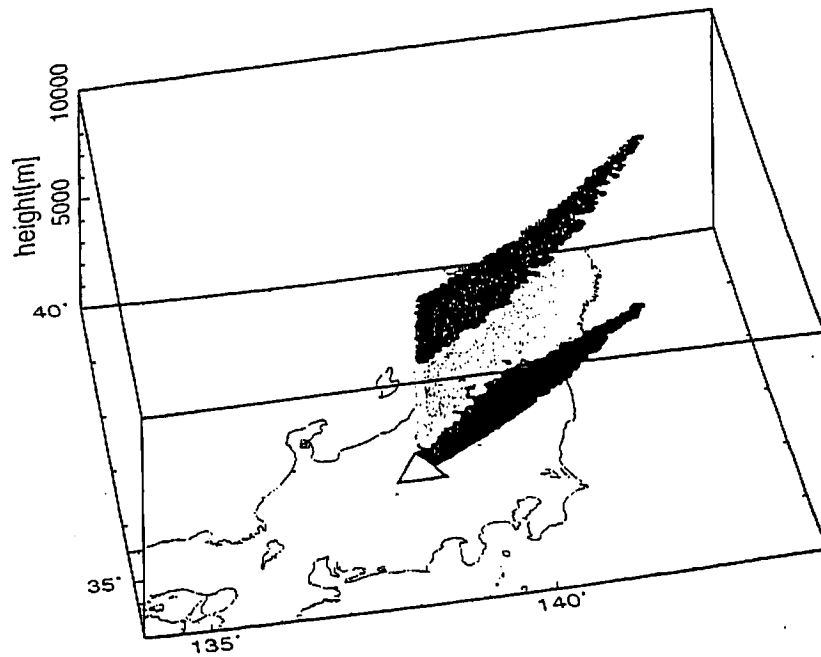


Fig. 3 Perspective 3-D image for volcanic ash plume as in Fig. 1 but for the hypothetical eruption of Asamayama in Japan at 1:00 UTC on 17 July 2002 under the assumption of the continuous eruption with plume height of 24000 feet (7320 m). The plume height up to 1000, 3000, 5000 m, and above it is marked by blue, green, yellow, and red dots, respectively. The black dots denote the shadow of the airborne plume projected onto the ground level.

# Asamayama

Eruption: 1:00 UTC 17 July 2002

Duration: + 9 hours

Ash Fallout

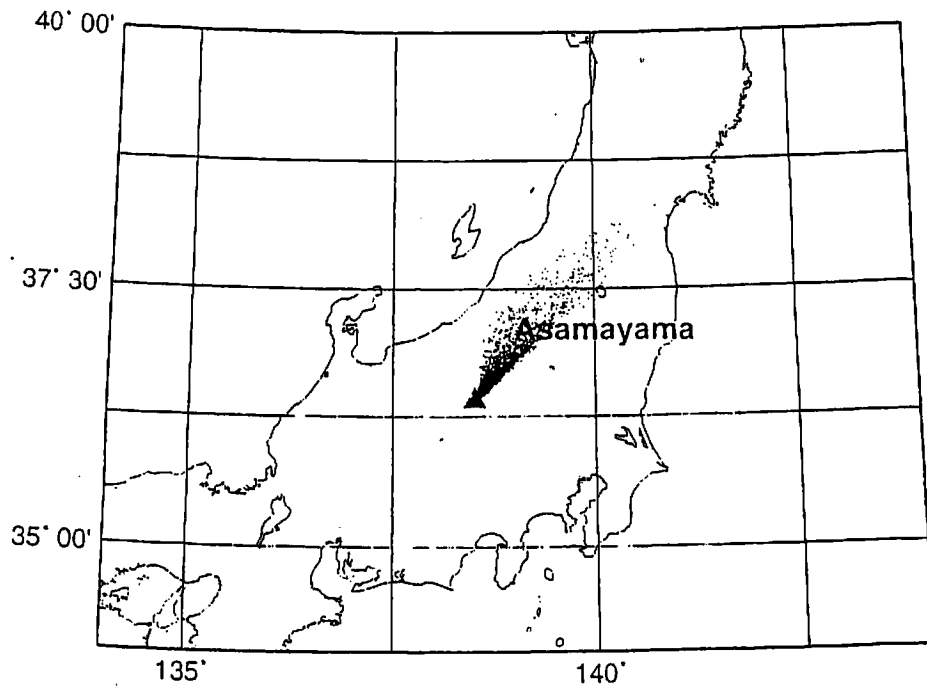


Fig. 4 Distribution of ash fall as in Fig. 2 but for the hypothetical eruption of Asamayama for the simulation in Fig. 3.

比べ、降灰分布は近距離に限られている。モデルの粒子数を計算機の限界まで増加させ、単位面積当たりの降灰粒子の数を計算し、それぞれの粒子に適当な密度分布を想定することで、降灰分布を等値線で表現することが可能である (Tanaka and Tamamoto, 2002)。ただし、リアルタイム予報を目的に開発された PUFF モデルでは、計算時間を短縮するために、噴煙の大まかな分布を知ることのできる最低限の粒子数で計算が行われている。

### 4-3 富士山の例

図-5 は 2003 年 3 月 11 日 21:00 UTC を初期値にして富士山に噴煙高度 24000 feet (7320 m) の噴火を想定し、PUFF モデルを実行した結果で、噴火開始から 1 時間後の噴煙の 3 次元的分布を表示したものである。この図は火山周辺の噴煙分布を拡大表示し、発生源の構造を調べたもので、1 時間後には表示領域の隅まで噴煙が達している。モデルでは 5 分間隔で火口から噴煙が放出されているが、放出過程で導入した簡単な浮力計算と上空に達するまでの水平移流効果および拡散の影響で、噴煙は途切れることなく連続的に分布していることが確かめられる。

図-6 は噴火開始後から 9 時間後までの間の噴煙粒子の降灰分布図である。南西に向けて降灰分布があまり拡散することなく広がっている。これは、風の鉛直シアが小さく、比較的定常に近い状態で吹いている場合に見られることである。現在用いているワークステーションの計算能力では、PUFF モデル計算に要する時間が 2 分、そしてグラフィクスに 2 分の時間がかかり、計算開始から約 4 分後には 10 時間先までの噴煙予報のアニメーションをウェブに掲載可能である。全球 JMA/GPV データを風の入力データとしているので、世界の任意の火山に対して容易に応用が可能である。

## 5. 風の予報誤差の解析

本研究では、2001 年 7 月平均の北半球の風の予報誤差の大きさを JMA、ECMWF、NWS の 3 種類の風データを使用して 7 日予報まで (NWS は 7.5 日予報まで) 三次元的に調べた。JMA、ECMWF、NWS の予報データと比較する解析値の代用としてここでは便宜上 JMA の 0 時間予報データを用いた。まず、JMA の風データの予報誤差の結果について述べる。この解析結果の詳細

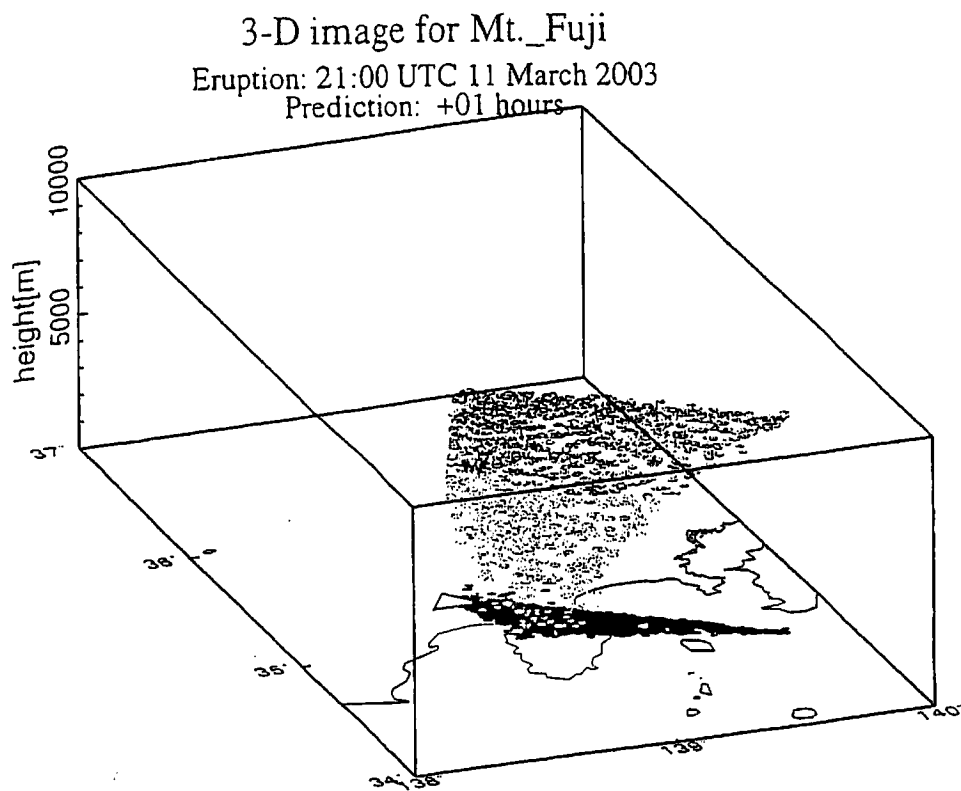


Fig. 5 Perspective 3-D image for volcanic ash plume as in Fig. 3 but for the hypothetical eruption of Mt. Fuji in Japan at 21:00 UTC on 11 March 2003. Close look at the plume source region is plotted for one hour after the beginning of the eruption.

# Mt. Fuji

Eruption: 21:00 UTC 11 March 2003

Duration: + 9 hours

Ash Fallout

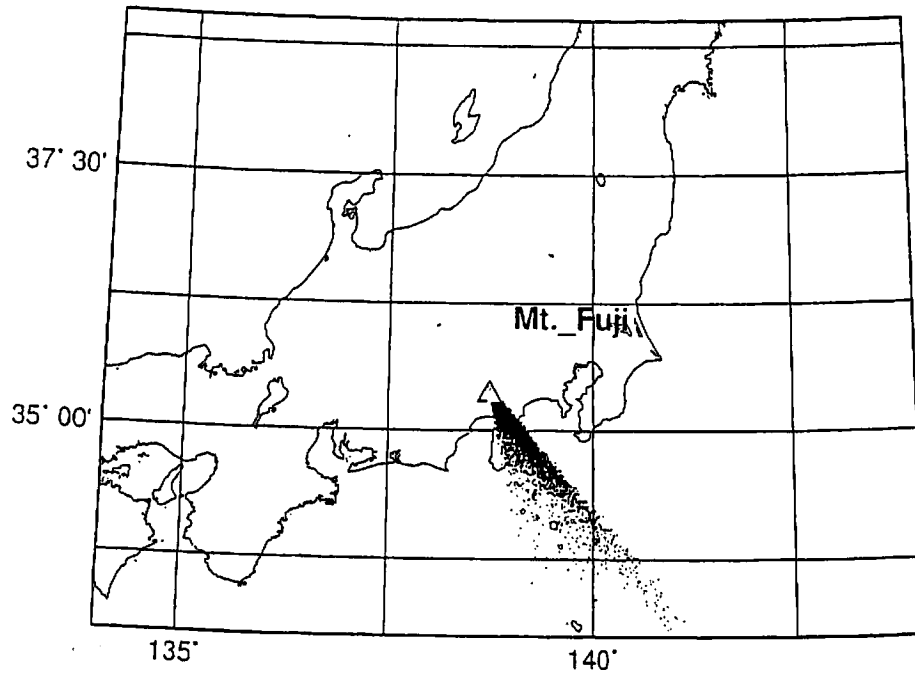


Fig. 6 Distribution of ash fall as in Fig. 2 but for the hypothetical eruption of Mt. Fuji for the simulation in Fig. 5.

細は、福井 (2002) で紹介されている。

## 5.1 計算法

リアルタイム火山灰追跡モデルの開発において、上空の風の精度は本質的に重要である。拡散過程や重力落下、噴煙の初期設定なども重要な物理過程ではあるが、それらは上空の風が含む誤差を考慮すると、二次的な問題であると言っても過言ではない。したがって、本研究では、以下にこの風の予報値が含む誤差について解析を行った。

上空の風は、数値モデルによって予報された値が用いられるが、数値モデルの予報精度は等圧面高度場で評価されることが多く、風の予報誤差について学術的に扱った論文は少ない。ある1地点上における風の予報誤差の大きさは、風ベクトルの予報値と解析値とのベクトル差の大きさで表される。本研究では便宜上、JMAの0時間予報値を解析値に代用して解析を行った。したがって、例えば2001年7月1日12時初期値の3日予報の誤差は、7月4日12時の予報値とその時間の解析値との差を示している。このようにしてJMAの7月1日12時初期値から7月31日12時初期値までの1-7日予報の風の誤差を計算する。

風の予報誤差の大きさは次式で表されるRMS (Root Mean Square) で計算した。

$$RMS = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{n=1}^N (u_f - u_a)_n^2 + \sum_{n=1}^N (v_f - v_a)_n^2} \quad (4)$$

ここで、 $u_f$ 、 $u_a$  はそれぞれ風速の東西成分の予報値と解析値、 $v_f$ 、 $v_a$  はそれぞれ風速の南北成分の予報値と解析値である。 $N$  はデータ数で、本研究では2001年7月の月平均を単位に計算を行った。

## 5.2 風の分布

はじめに、北半球全体の等圧面高度と風の月平均場を見るために、図-7に100, 200, 300, 500 hPa面における高度場と風の間を示し、図-8に東西平均した風のu成分、v成分の緯度-高度分布を示した。北緯約30度から北側は偏西風が吹いている。200, 300 hPa面では偏西風が20 m/sを越えて最も強い。その中でも特に太平洋北部や大西洋北部でジェット気流が強く、北米東岸および



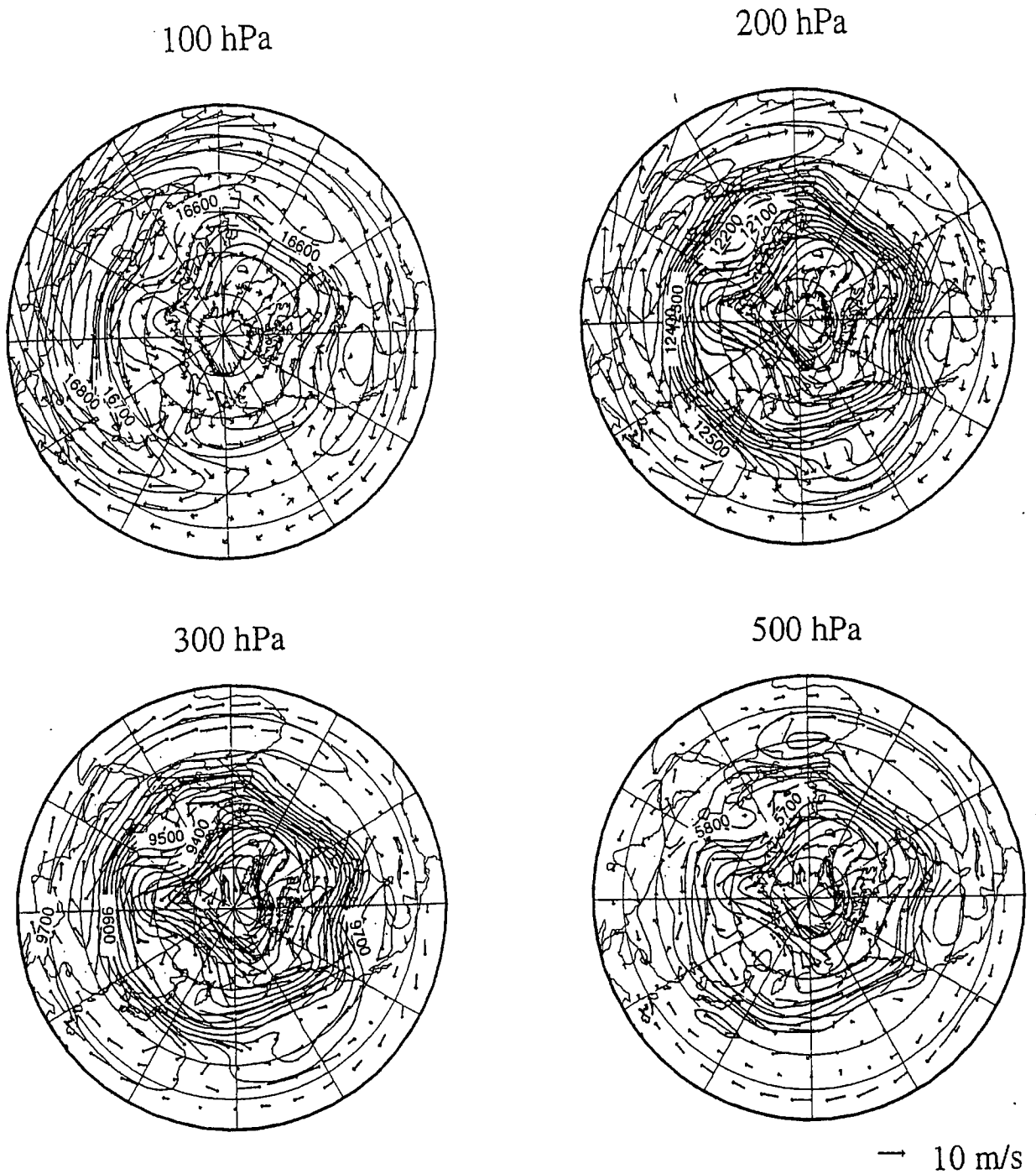


Fig. 7 Upper air wind vector and geopotential height for the monthly mean of July 2001 at 100, 200, 300, and 500 hPa levels with JMA data. The contour interval for the geopotential height is 50 m.

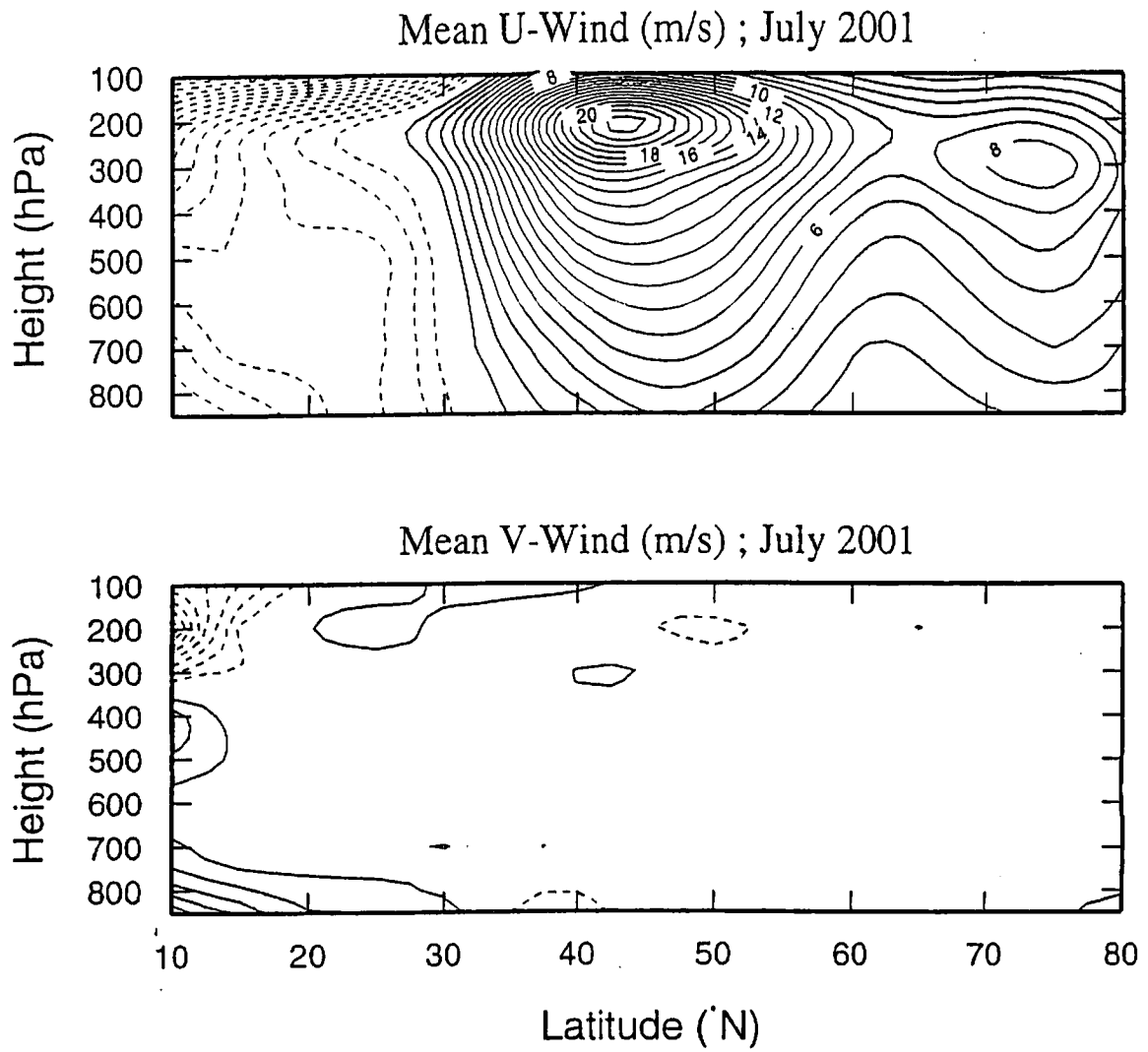


Fig. 8 Meridional-vertical section of zonal mean u-wind (m/s) and v-wind (m/s) for the monthly mean of July 2001 with JMA data. The contour intervals are 1.0 m/s and 0.2 m/s for u-wind and v-wind, respectively.

西岸で少し蛇行している。偏西風ジェットはシベリアや東ヨーロッパ上空で南北に分裂して、北側のジェット（寒帯前線ジェット）は大きく蛇行していて、東西波数3が卓越している。南側のジェット（亜熱帯ジェット）は北側のジェットほど大きく蛇行していない。この2つのジェットの中心は図-8の風のu成分に見られ、平均風速8 m/sの寒帯前線ジェットの中心が北緯75度の300 hPa面にあり、風速22m/sの亜熱帯ジェットの中心が北緯45度の200 hPa面にあり、一方、北緯約30度から南側は貿易風が吹いていて、100 hPa面で最も強い。特に100 hPa高度のアジアからアフリカにかけてチベット高気圧に伴う20-30 m/s程度の非常に強い北東風になっており、これは図-7中央の南北風速分布に見られる赤道上層で1-2 m/sの北風成分としても現れている。

### 5.3 風の子報誤差の分布

次に、図-9aに東西平均した風の1, 3, 5, 7日予報誤差の大きさ(RMS)の緯度分布を高度別に示した。1日予報では誤差は5 m/s前後であり、予報時間が長くなると誤差が成長し、300 hPa面の極域では1日予報で最大7 m/s、3日予報で最大15 m/s、5日予報で最大22 m/s、7日予報で最大25 m/sになる。最大は前述した寒帯前線ジェットの中心がある位置とほぼ一致する。また、高度によって誤差の分布が異なる。850 hPa、500 hPa、300 hPa面では300 hPa、500 hPa、850 hPaの順に誤差が大きく、いずれも高緯度になるほど誤差が大きくなる。一方、200 hPa面では、北緯45度付近で常に極大値を示し、その値が1日予報で最大6 m/s、3日予報で12 m/s、5日予報で17 m/s、7日予報で20 m/sの誤差になり、Rabier *et al.* (2000)の結果とほぼ一致する。この200 hPa面の北緯45度は前述の亜熱帯ジェットの中心がある位置とほぼ一致する。この図を見る限り、風の子報誤差の大きい位置は、ジェットの中心の位置とよく一致していることがわかる。

図-9bに風の1, 3, 5, 7日予報誤差の大きさの高度-緯度分布を示した。データは850-100 hPa面の7層を用いている。300 hPa面の北緯80度で誤差が最大になる。200 hPa面に着目すると、誤差の大きい領域が北緯45度あたりで300 hPa面から上へ突き出るように貫入している。これらは図-9aと同様に、それぞれ寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの位置で誤差が最大になる部分であり、図-8で見た寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェット中心とほぼ一致すること

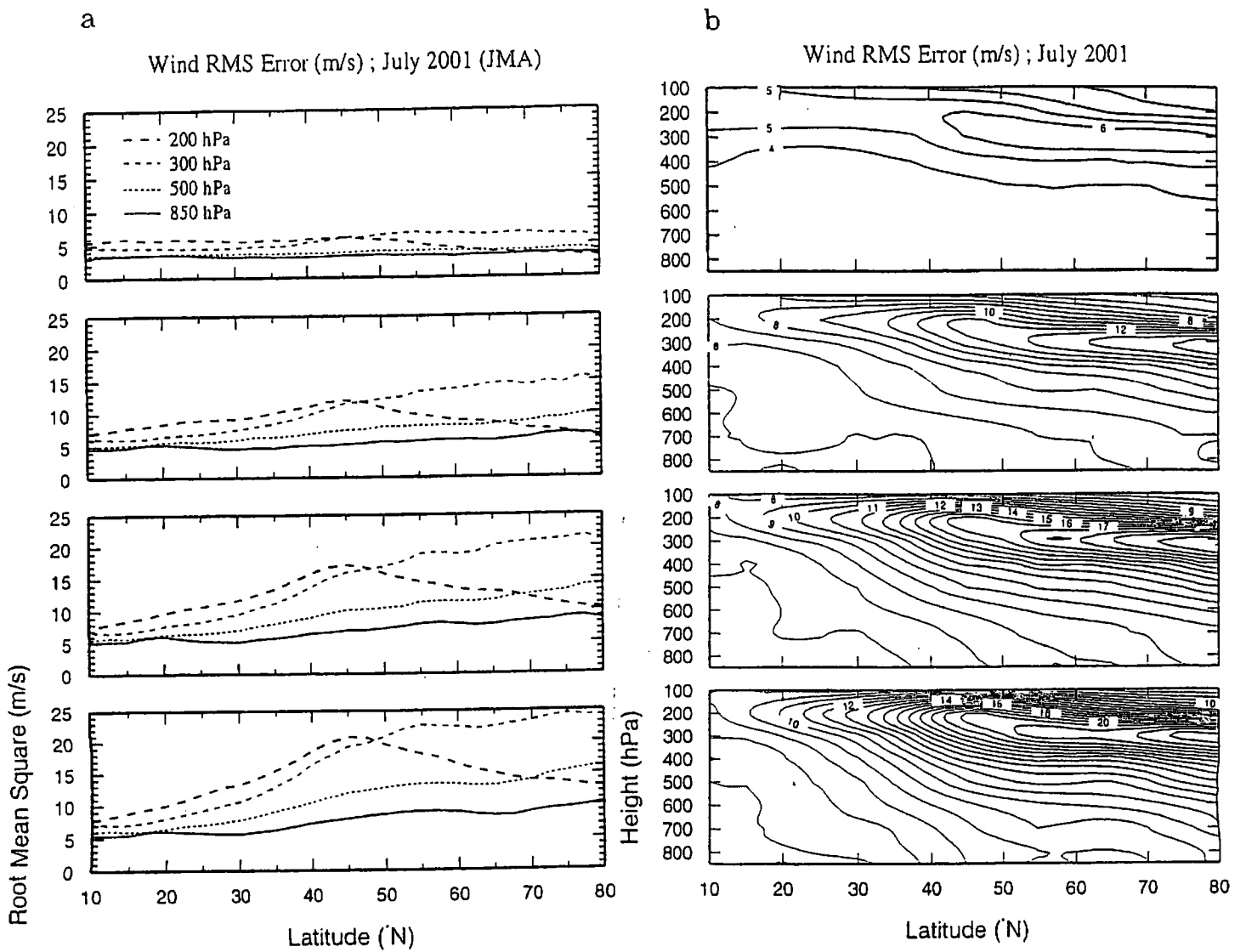


Fig. 9 a: Growth of wind RMS error (m/s) for 1, 3, 5, and 7 day forecasts for the monthly mean of July 2001 with JMA data as a function of latitude at 200, 300, 500, and 850 hPa levels. b: Meridional-vertical section of the growth of wind RMS error (m/s) for 1, 3, 5, and 7 day forecasts for the monthly mean of July 2001 with JMA data.

がわかる。100 hPa 面では誤差が急激に小さくなり、500 hPa 面より下層での誤差とほとんど変わらず、7 日予報でも 8-10 m/s 程度である。100 hPa 面の赤道付近では前述したように強い貿易風が吹き、100 hPa 面だけに着目すると予報誤差が少し大きくなるが、前述した中・高緯度の偏西風ジェット的位置での誤差にくらべると、かなり小さい。

図-10 に北半球の 200 hPa、300 hPa 面の風の 5 日予報誤差の水平分布を示した。緯度分布と同様にこれらの高度で誤差が最も大きく、1 日予報で既に 5-7 m/s の誤差がある。また、100 hPa 面を除くすべての高度において、太平洋北部や大西洋北部で誤差が陸地に比べて大きい。これは、図-7 で示した偏西風ジェットが特に強い地域とよく一致している。このような海洋での大きな誤差は 200 hPa で最も顕著に現れており、太平洋北西部において 5 日予報で最大 20 m/s の誤差がある。これは同じ緯度の陸地での誤差と比べて約 5 m/s ほど大きい。他の高度においても海洋での誤差は 5 日予報で陸地より 1-2 m/s ほど大きい傾向がある。

#### 5.4 ECMWF、NWS と JMA の比較

次に、JMA を用いて得られた風の予報誤差の結果を ECMWF、NWS を用いて得られた結果と比較した。図-11a に ECMWF の風の予報誤差の大きさの緯度分布を高度別に示した。分布のパターンは JMA の予報誤差の分布 (図-9) と一致している。0 日予報で既に約 5 m/s の誤差があり、200 hPa 面の中緯度で予報誤差が 10 m/s もある。この値は JMA の 1 日予報誤差より大きいこれは解析値として JMA を用いたことによる。2 日以降の予報になると、200 hPa 面では ECMWF の方が誤差が小さくなる。特に JMA の誤差が大きかった 200 hPa の中緯度で比較すると、JMA より 1-2m/s ほど誤差が小さい。

図-11b に NWS の風の予報誤差の大きさの緯度分布を高度別に示した。これも JMA の予報誤差と分布パターンがよく一致している。NWS では 0000Z の初期値が用いられているため、1200Z の初期値を用いる JMA や ECMWF と半日ずれている。0.5 日予報は NWS の 0 時初期値の 12 時間予報値と JMA の 12 時初期値の 24 時間予報値との誤差である。0.5 日予報では 5 m/s 前後の誤差がある。2.5 日予報では、NWS の方が予報時間が 12 時間長いにもかかわらず、JMA の 2 日予報誤差とほぼ等しくなっている。したがって、2 日予報の時点で

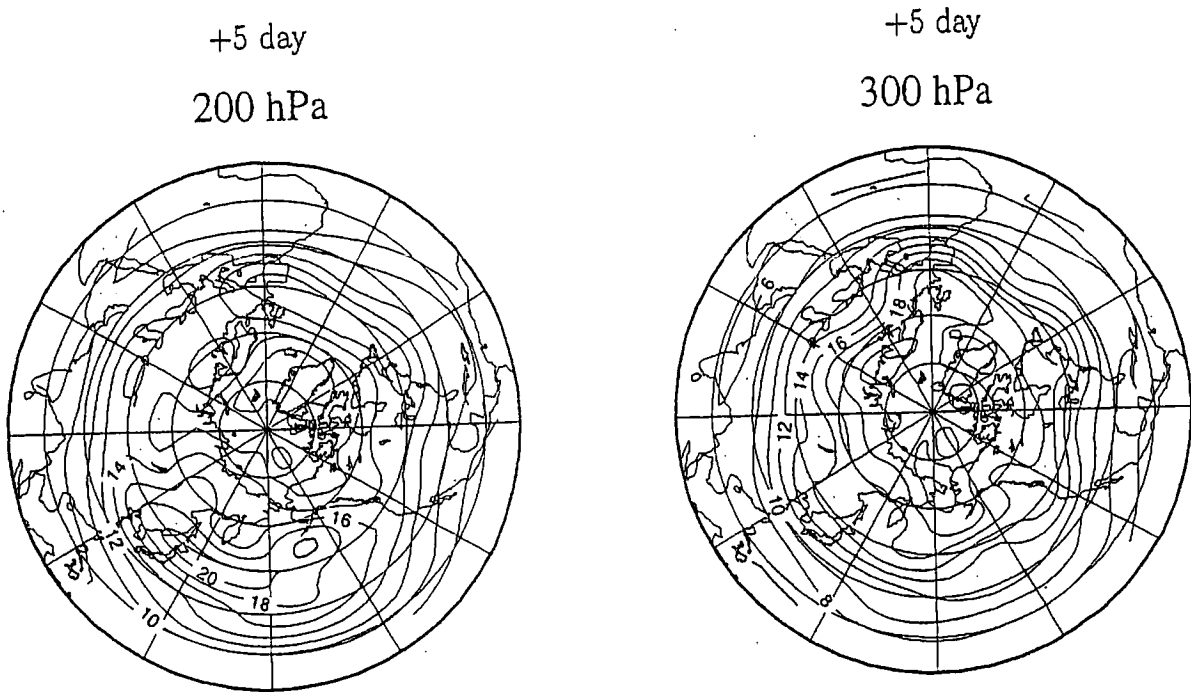


Fig. 10 Distribution of the wind RMS error (m/s) for 5 day forecast at 200 and 300 hPa levels for the monthly mean of July 2001 with JMA data.

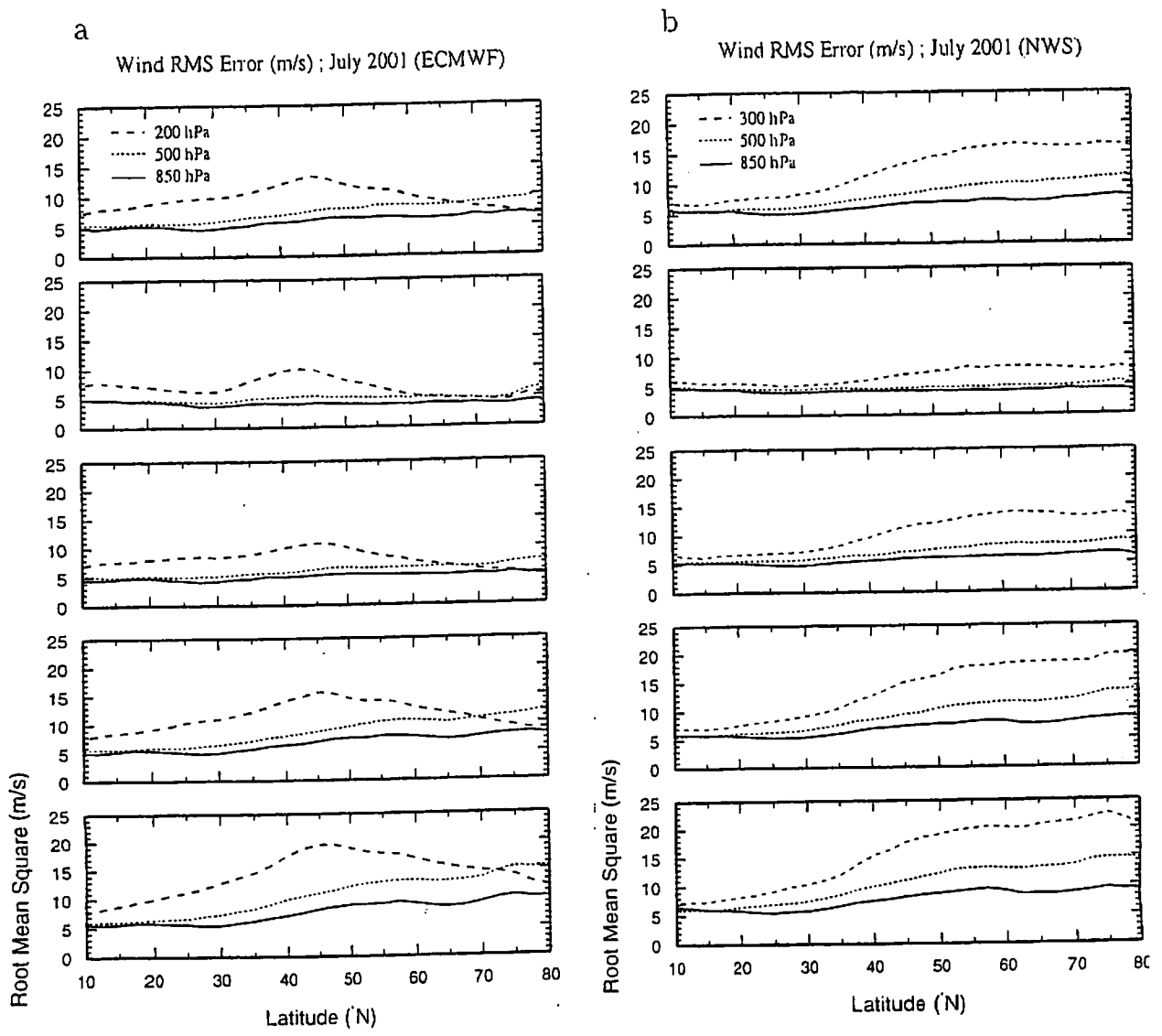


Fig. 11 a: Growth of wind RMS error (m/s) for 0, 1, 3, 5, and 7 day forecasts for the monthly mean of July 2001 with ECMWF data as a function of latitude at 200, 500, and 850 hPa levels. b: Growth of wind RMS error (m/s) for 0.5, 1.5, 3.5, 5.5, and 7.5 day forecasts for the monthly mean of July 2001 with NWS data as a function of latitude at 300, 500, and 850 hPa levels.

JMAより予報精度が良いことがいえる。3.5日以降の予報では、特に300 hPa面の極域でNWSの誤差の方がJMAの3日予報より小さくなり、その差が最大で3 m/sほどある。

図-12にECMWFの200 hPa面の風の0日および5日予報誤差の水平分布を示した。0日予報では4-5 m/sの誤差がある。アジアからアフリカの低緯度地域で最大10 m/sの大きな誤差があるが、予報時間が長くなるとその誤差は小さくなり、4日以降の予報では誤差はほとんど現れていない。1日予報では、ユーラシア大陸中央にも15 m/sほどの誤差があるが、これも2日予報には誤差が5 m/sに激減している。これらの誤差は、ECMWFだけに現れたものであり、短い予報時間に生じた誤差であるので、JMAとECMWFの解析誤差によるものと考えられる。また、予報時間が長くなると、JMAと同様に、200 hPaで誤差が大きくなり、太平洋北部や大西洋北部の海洋で陸地より誤差が大きくなる。5日予報では200 hPa面において最大18 m/sの誤差が太平洋北西部にあるが、JMAの予報誤差(図-10)よりは2 m/sほど小さい。

図-13にNWSの300 hPa面の風の0.5日および5.5日予報誤差の水平分布を示した。0.5日予報では5 m/s前後の誤差がある。これもJMAと同様に、予報時間が長くなると誤差が大きくなり、極域や太平洋北部、大西洋北部で誤差が大きくなる。5.5日予報では約20 m/sの誤差がシベリア北部にあるが、JMAの予報誤差(図-10)に比べると極域での誤差は約2 m/s小さい。

以上の結果から、3種類のデータに共通して、風の予報誤差は偏西風ジェットのような強風域の中心付近で大きくなり、その中でも海洋の方が陸地に比べて大きくなる傾向があることがわかった。ジェット付近の誤差については、高度場にも大きな誤差が現れることから、ジェットの位置の予報が難しいことがいえる。これがジェット付近の風の予報誤差に影響を与えていると考えられる。寒帯前線ジェットは亜熱帯ジェットより風速が小さいにもかかわらず、寒帯前線ジェット付近の予報誤差が亜熱帯ジェット付近に比べて大きかったが、これは極域ではジェットの変動が大きく予報の難しさに加えて、観測点が少なくデータが少ないことや低緯度に比べて面積が小さいことによって強い風を予報した場合の誤差が増幅されることなどが考えられる。また、100 hPa面の赤道付近は強い貿易風が吹いているが、偏西風ジェット付近での誤差に比べてかなり小さかったが、これは風がほぼ定常であることと、緯度による面積の違いに影響



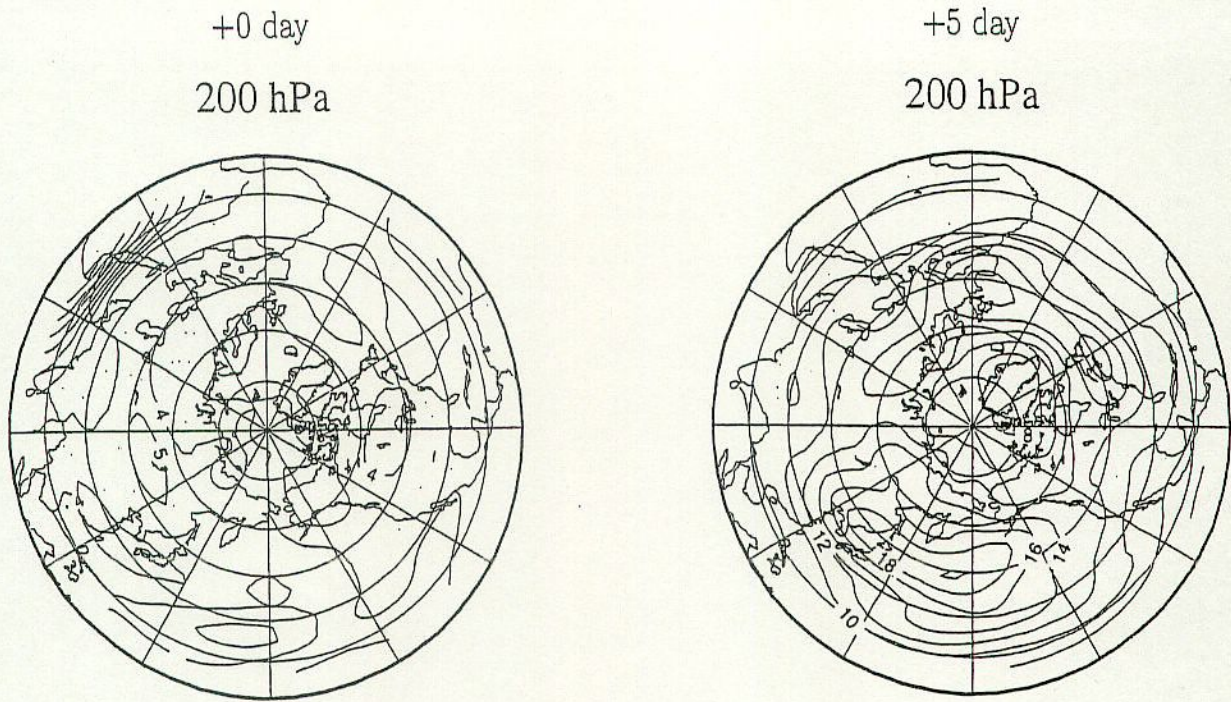


Fig. 12 Distribution of the wind RMS error (m/s) for 0 and 5 day forecasts at 200 hPa level for the monthly mean of July 2001 with ECMWF data.

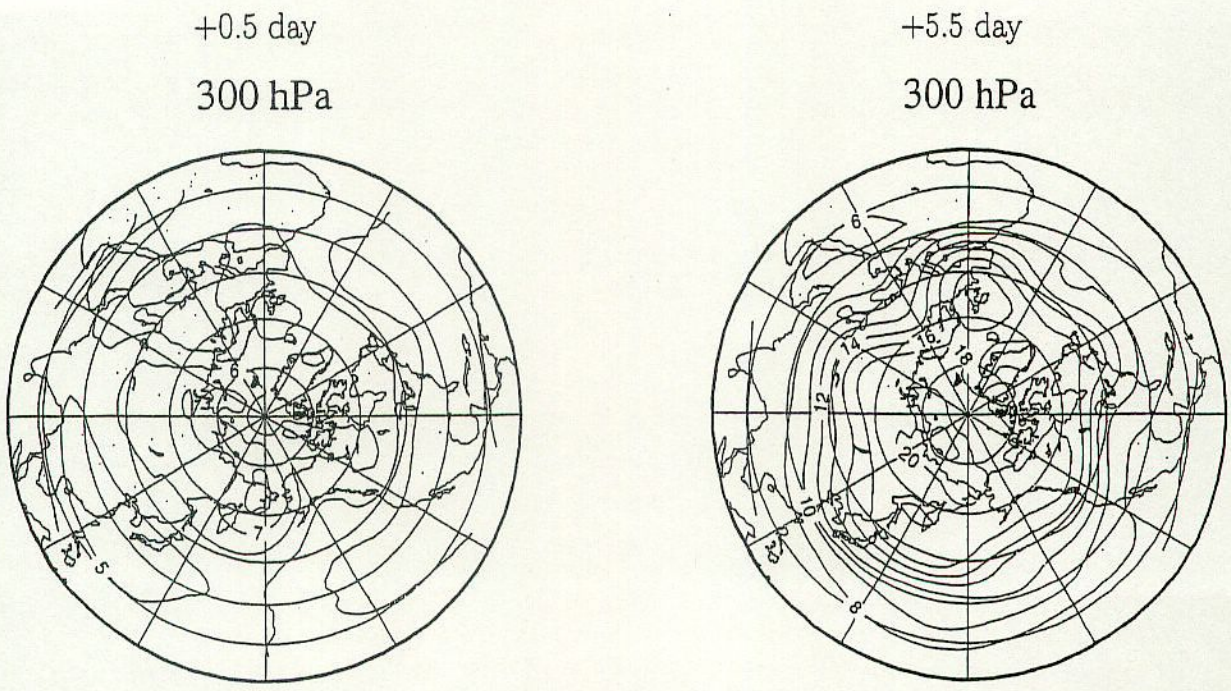


Fig. 13 Distribution of the wind RMS error (m/s) for 0.5 and 5.5 day forecasts at 300 hPa level for the monthly mean of July 2001 with NWS data.

されることが考えられる。

## 6. PUFF モデルの予測誤差

前節では 0-7 日の風の予報誤差について議論してきたが、この節では 0-10 時間の時間スケールで三宅島の噴火シミュレーションを行い、噴火後の火山灰の予測誤差と風の予報誤差との関係を調べた。

### 6.1 PUFF モデル実験の比較

本節では、三宅島を対象に 2001 年 7 月 1 日、2 日、3 日のそれぞれ 12 時に仮想噴火時刻を設定して噴火から 10 時間後までの火山灰の位置のシミュレーションを行なった。予報と実況は、モデルに入力する風データによって区別した。予報の場合は、JMA の 12 時初期値の 6 時間間隔の予報データをモデルに入力した。実況としては、NCEP の 6 時間間隔の再解析データを入力してシミュレーションを行なった結果を実際の火山灰の移動と仮定した。噴煙高度はすべて 24000 feet (7320 m) に設定した。

7 月 1 日から 3 日にかけての天気図によると、日本列島の東に気圧の谷があり、日本列島の南に太平洋から張り出した高気圧がある。三宅島はその高気圧の北側にあり、地上では約 2 m/s の北西風が吹いている。PUFF モデルに入れた JMA と NCEP の風の場合については、300 hPa 高度では三宅島付近は 15-20 m/s の強い北西風が吹き、高度が低くなるに連れて風向きは少し南寄りに変わり、風速が弱まる。また、850 hPa、925 hPa 面では上述したトラフに伴う強い低気圧性循環が日本列島の東にあり、JMA と NCEP の風向の誤差が大きい。

この 2 種類の風データを入力して得られた 7 月 1 日 12 時噴火から 10 時間後の火山灰の位置をそれぞれ水平投影図にして図-14a に表した。火山灰はともに上述した風の場合に従って南東に移動している。日本の東にあるトラフが東進し、火山灰がその強風域に入らなかったため、噴火から 10 時間後においても 2 種類のデータを入れた結果はよく一致している。

7 月 2 日 12 時には前日に比べると日本列島の南にあった高気圧の中心がやや北西へ移動し、日本列島の東にあったトラフが東進している。また、台湾の南東に台風が見られる。三宅島付近の 300 hPa、500 hPa 面で 10-20 m/s の強い北西風が吹いている。しかし、850 hPa、925 hPa 面では三宅島の南側で 3-5

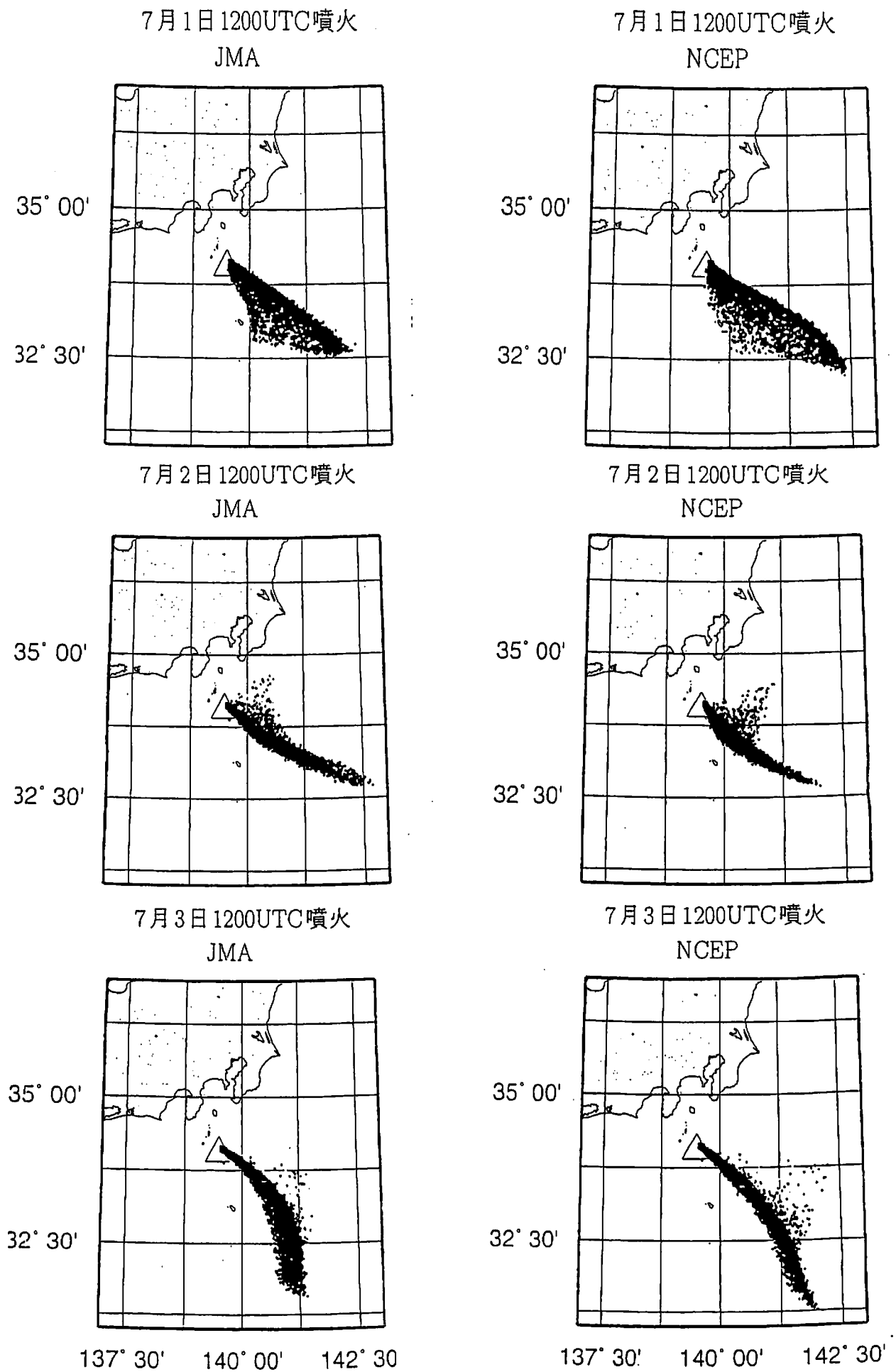


Fig. 14 PUFF model simulations of hypothetical eruptions of Miyake-jima in Japan at 12:00 UTC on 1, 2, and 3 of July 2002 based on JMA prediction data and NCEP reanalysis data. The plume distribution is for 10 hours after the beginning of the eruption under the assumption of the continuous eruption with plume height of 24000 feet (7320 m).

m/sの東風が吹き、925 hPa面の三宅島の北側で海風による南風が吹き、前日に比べると風の鉛直シアーが大きい。

図-14b に7月2日12時噴火から10時間後の火山灰の位置を示した。上述した風の場合に従って1500 m以上の高度の火山灰は南東に移動し、1500 m以下の高度の火山灰は東に移動している。JMAのデータを入れた場合とNCEPのデータを入れた場合で比較すると、1500 m以上の高度の火山灰については、三宅島の南東側でJMAの方が西風成分が強いため、東への移動距離が少し長い。1500 m以下の高度の火山灰については、三宅島の南東側でJMAの方が東風成分が強いため、NCEPを入れた場合の火山灰の位置より西側にずれている。

7月3日12時では四国の南に高気圧の中心があり、台湾の東まで台風が北上して発達している。三宅島付近の300 hPa、500 hPa面では10-20 m/sの北西風が吹き、850 hPa、925 hPa面では5-10 m/sの南西風が吹き、風の鉛直シアーがあるが前日ほど大きくはない。図-14cに示したPUFFシミュレーションの結果を見ると、風の場合に従って1500 m以上の高度の火山灰は南東に移動し、1500 m以下の高度の火山灰は東寄りに移動している。NCEPの方が下層の火山灰が東へ速く移動しているが、これは三宅島の南側でNCEPの方が西風成分が強いことからわかる。

このように風データに誤差があると、PUFFモデルによる火山灰の位置の予測に影響を与えることがわかる。

## 6.2 風の予報誤差と PUFF モデルの予測誤差

PUFFモデルによる火山灰の位置の予測誤差は、モデルに入力した風データの予報誤差が大きければ大きくなりやすい。また、風の鉛直シアーがある場合、特に風向シアーがある場合はPUFFモデルの火山灰の予測誤差が大きくなる(森尻, 2001)。本研究では、前述した3つのPUFFシミュレーションを対象に、風の予報誤差とPUFFモデルによる火山灰の予測誤差との関係について調べた。

JMAとNCEPの風データを用いたPUFFシミュレーションの予測誤差を定量化するために、1時間間隔で火山灰の全体の位置(緯度、経度、高度)の重心を求めた。次に、JMAを用いて得られた結果から求めた重心とNCEPを用

いて得られた結果から求めた重心との差を距離 (km) に換算した。これを実際の火山灰との予測誤差とした。

次に、風の予報誤差と火山灰の予測誤差との関係を定量化するために、まず、時間および空間内挿して得られた JMA と NCEP それぞれの火山周辺の各格子点における JMA と NCEP の風データの差の大きさを、各時間ごとに火山の中心から東西方向に 1.25 度、南北方向に 1.25 度以内の領域 (グリッド数  $3 \times 3$  の 9 地点) と、鉛直方向 9 層の範囲で三次元的に空間平均した。JMA/GPV 予報データと NCEP 再解析データの比較なので、予報時間が 0 でも相当量の解析誤差が生じている。この解析誤差も風の誤差の重要な指標と考えられる。

図-15 に上記の方法で求めた PUFF シミュレーションの予測誤差と風の予報誤差との関係を表した。7 月 1 日 12 時噴火の場合、火山周辺の風の予報誤差は 2.5-3.5 m/s であり、予報時間とともに少し増加している。PUFF モデルによる火山灰の予測誤差は噴火から 5 時間後で約 5 km、10 時間後で約 13 km の誤差に増加しつづける。特に 5 時間後から 9 時間後にかけて誤差の増加が大きくなる。風の予報誤差と PUFF モデルの火山灰の予測誤差は 3 つの例のうち最小であった。7 月 2 日 12 時噴火の場合、風の予報誤差は 3.5-5 m/s で 3 つの例のうち最大であった。風の予報誤差は噴火から 3 時間後までは増加し、6 時間後まで一定になり、8 時間後までは減少している。一方、火山灰の予測誤差は 5 時間後で約 15 km、10 時間後で 33 km に成長している。これも 3 つの例のうち最大であった。前述した通り、この日の風の鉛直シアーは大きく、森尻 (2001) の結果と共通している。7 月 3 日 12 時噴火の場合、風の予報誤差は 3-4 m/s であり、予報時間とともに増加している。火山灰の予測誤差は 5 時間後までは誤差が大きく成長し、5 時間後で 10.5 km の誤差があったが、その後急激に誤差の成長が小さくなり、10 時間後で 16 km の誤差になった。

以上 3 つの例から、火山周辺の風の予報誤差が 10 時間後まで 2.5-5 m/s である場合は、PUFF モデルによる火山灰の予測誤差は 5 時間後で 5-15 km、10 時間後で 13-33 km の誤差があることがわかった。このことから火山周辺の風の予報誤差と PUFF モデルによる火山灰の予測誤差の関連性が定量的に評価できた。また、上の 3 つの例のように風の予報誤差の時間変化が小さい場合は、火山灰の予測誤差が単調増加する傾向があり、解析事例を増やしていけば定式化も可能になるであろう。しかし、風の予報誤差の成長が著しい場合は、

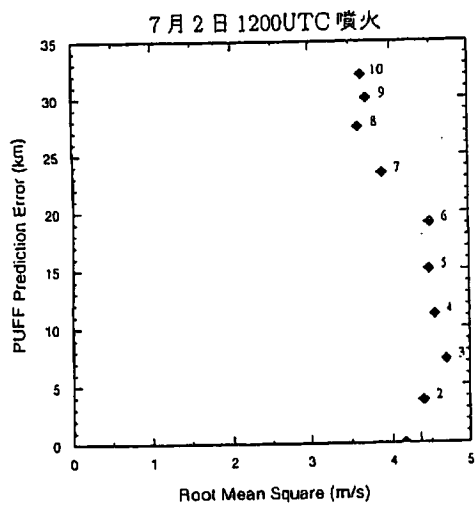
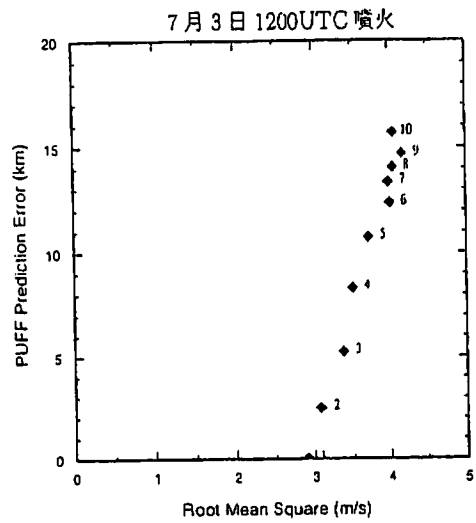
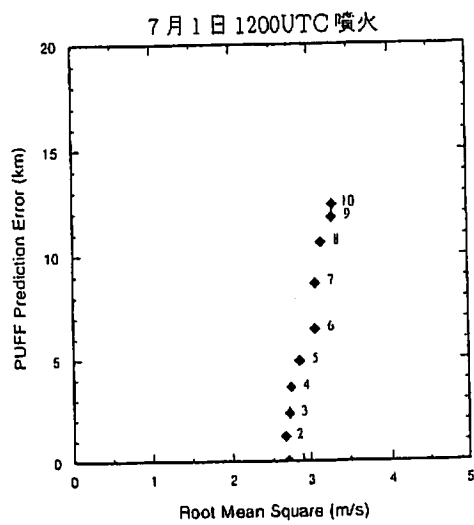


Fig. 15 Scatter diagram of PUFF prediction error (km) versus wind RMS error (m/s) for simulations on 1, 2, and 3 of July 2001 in Fig.14. The symbols with a number denote the prediction time from 1 to 10 hours. The error is measured for the difference in JMA prediction data and NCEP reanalysis data.

火山灰の予測誤差はさらに成長し、誤差の成長の仕方も複雑になることが考えられる。

## 7. 結論と今後の課題

本研究ではリアルタイム火山灰追跡モデルの概要を紹介すると同時に、2001年7月の上層大気の子報データを用いて、風およびPUFFモデルの平均的予報誤差を解析した。本研究の結果、これらの予報誤差は偏西風ジェット(寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェット)気流の中心付近で大きくなり、海洋の方が陸地に比べて数m/sほど大きくなる傾向があることがわかった。寒帯前線ジェット付近(300 hPa面の北緯80度)では0.5日子報で約6 m/s、1日子報で約7 m/s、3日子報で約15 m/s、5日子報で約20 m/s、7日子報で20-25 m/sの誤差になる。亜熱帯ジェット付近(200 hPa面の北緯45度)では0日子報で約5 m/s、1日子報で約6-10 m/s、3日子報で10-12 m/s、5日子報で15-17 m/s、7日子報で20-22 m/sの誤差になる。JMA、ECMWF、NWSとも予報誤差分布のパターンは共通していたが、ジェット付近の誤差の大きいところでは誤差の大きさの違いが見られた。200 hPa面ではECMWFの方がJMAより1-2 m/sほど誤差が小さく、300 hPa面ではNWSの方がJMAより2-3 m/sほど誤差が小さかった。三次元的に予報誤差分布を見れば、寒帯前線ジェット付近の誤差が最も大きかったが、これは極域ではジェットの変動が大きく予報の難しさと観測点が少ないことや低緯度に比べて面積が小さいことによるものと考えられる。

PUFFシミュレーションでは、火山周辺の風の予報誤差が10時間後まで2.5-5 m/sである場合は、モデルによる火山灰の重心の予測誤差は単調増加し、5時間後で5-15 km、10時間後で13-33 kmの誤差に成長することがわかった。このことから風の予報誤差とPUFFモデルによる火山灰の予測誤差の関連性が3事例についてではあるが、定量的に評価できた。ただ、風の予報誤差が短時間で成長する場合は、火山灰の予測誤差の成長の仕方は複雑になることが考えられる。

本研究では、7月を対象に北半球の風の予報誤差の大きさについて評価を行ったが、今後は他の月を対象に事例を増やして、風の予報誤差を定量的に評価する必要がある。特に冬の場合は夏よりも偏西風ジェット気流が強いことか

ら、さらに誤差が大きくなる可能性が考えられる。また、解析範囲をある特定の領域に狭めたり、地表付近の風の誤差も解析対象とすることによって PUFF モデルによる火山灰の予測精度の定量的評価につながるであろう。

今回の PUFF シミュレーションは三宅島の 3 回の仮想噴火に対して行なったが、より多くの事例に対しても解析することによって風の予報誤差との関係を定式化することが可能になる。また、今回のシミュレーションでは噴煙高度をすべて 24000 feet に設定したが、より低い噴煙高度の場合は、地形の影響も受ける可能性があるため、今後は地形の影響も考慮する必要がある。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、アラスカ大学地球物理研究所の K. Dean 博士、J. Dehn 博士および筑波大学地球科学系の先生方には貴重な御意見を頂きました。また、気象データの収集の際には、地球科学技術総合推進機構 (AESTO) による IARC/NASDA の研究プロジェクトから研究支援を頂きました。さらに、航空安全を目的とした PUFF モデルの現業システムへの移植の際には、日本航空の小野寺三郎氏、日本気象協会の古市信道氏、下田晋也氏および山形斉子さんにお世話になりました。論文の作成においては研究室の本田恭子さんに技術支援を頂きました。皆様の御厚意に心より感謝の意を表します。

## 引用文献

- Armienti, P., Macedonio, G., and Paresi, M. T. (1988) A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: Applications to May 18, 1980 Mount St. Helens eruption. *J. Geophys. Res.*, 93, 6463-6476.
- Burden, R. L., Faires, J. D., and Reynolds, A. C. (1981) *Numerical Analysis*. London, Prindle, Weber, and Schmidt, 598 p.
- Casadevall, T. L. (1994) The 1989-1990 Eruption of Redoubt Volcano, Alaska: Impacts on Aircraft Operations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, 301-316.
- Heffter, J. L., and Strunder, B. J. (1993) Volcanic ash forecast and dispersion (VAFTAD) model. *Weath. Forecast*, 8, 533-541.



- Holasek, R. E. and Rose, W. I. (1991) Anatomy of 1986 Augustine Volcano eruptions as recorded by multispectral image processing of digital AVHRR weather satellite data. *Bull. Volcanol.*, 53, 420-435.
- Hufford, G. L., Salinas, L. J., Simpson, J. J., Barske, E. G., and Pieri, D. C. (2000) Operational implications of airborne volcanic ash. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 745-755.
- Khvorostyanov, V. and Curry, J. A. (2002) Terminal velocities of droplets and crystals: Power laws with continuous parameters over the size spectrum. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1872-1884.
- Nogués-Paegle, J., Rodgers, D.A., and Mo, K.C. (1998) Low frequency predictability of the dynamical extended range forecast experiment. *Ninth Conference on Numerical Weather Prediction*. Amer. Met. Soc., 767-770.
- Onodera, S. (1997) Volcanic Activity and Flight Operations. *Aviation Meteorological Notes*, 45, 13-30.
- Prata, A. J., (1989) Observations of volcanic ash clouds in the 10-12  $\mu\text{m}$  window using AVHRR/2 data. *Intl. J. Remote Sensing*, 10, 751.
- Rabier, F., Järvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J. -F., and Simmons, A. (2000) The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I: Experimental results with simplified physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1143-1170.
- Rogers, R. R. (1976) *A Short Course in Cloud Physics*. A. Wheaton and Co., 266 p.
- Searcy, C., Dean, K., and Stringer, W. (1998) PUFF: A high-resolution volcanic ash tracking model. *J. Volc. and Geotherm. Res.*, 80, 1-16.
- Tanaka, H. L. (1994) Development of a prediction scheme for volcanic ash fall from Redoubt Volcano, Alaska. *Proc. First international Symposium on Volcanic Ash and Aviation safety*. U. S. Geological Survey, Bulletin, 2047, 283-291.
- Tanaka, H. L., and Yamamoto, K. (2002) Numerical simulation of volcanic plume dispersal from Usu Volcano in Japan on 31 March 2000 using PUFF model. *Earth Planets and Space*, 54, 743-752.
- Wen, S., and Rose, W. I. (1994) Retrieval of size and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5. *J. Geophys. Res.*, 99, 5421-5431.

- White, G. H. and Caplan, P. M. (1998) Systematic performance of the NMC medium-range model. *Ninth Conference on Numerical Weather Prediction*. Amer. Met. Soc., 806-809.
- Woods, A. W. and Self, S. (1992) Thermaldisequilibrium at the top of volcanic clouds and its effect on estimates of the column heights. *Nature*, 335, 628-630.
- 福井哲央 (2002) 火山灰追跡モデル (PUFF) における風の予報誤差の評価筑波大学第一学群平成 13 年度卒業論文, 75 p.
- 森尻秀樹 (2001) 火山灰拡散予測モデル (PUFF) の予測精度と風の鉛直シアーとの関係. 筑波大学第一学群平成 12 年度卒業論文, 76 p.
- 山形斉子 (1993) 火山灰追跡モデルの開発と航空機の運用業務への応用. 筑波大学第一学群平成 4 年度卒業論文, 136 p.
- 山本和美 (2000) 衛星データを用いた火山灰拡散モデルの検証実験. 筑波大学第一学群平成 11 年度卒業論文, 87 p.