

# 電力中央研究所報告

数値シミュレーションによる降下火山灰の  
輸送・堆積特性評価法の開発（その2）  
－気象条件の選定法およびその関東地方での  
堆積量・気中濃度に対する影響評価－

研究報告：O15004

平成28年4月

**RE** 電力中央研究所

**IR**

**CRIEPI**

---

**Central Research Institute of  
Electric Power Industry**

数値シミュレーションによる降下火山灰の  
 輸送・堆積特性評価法の開発（その2）  
 —気象条件の選定法およびその関東地方での  
 堆積量・気中濃度に対する影響評価—

服部 康男<sup>\*1</sup> 須藤 仁<sup>\*2</sup> 土志田 潔<sup>\*2</sup>  
 平口 博丸<sup>\*3</sup>

キーワード：降下火山灰  
 リスク評価  
 原子力発電所  
 濃度  
 日変化

Key Words : Volcanic ash-fall  
 Risk assessment  
 Nuclear power plant  
 Concentration  
 Daily variation

**Development of estimation method for tephra transport and dispersal characteristics  
 with numerical simulation technique (part2)  
 - A method of selecting meteorological conditions and the effects on ash deposition and  
 concentration in air for Kanto-area -**

**Yasuo Hattori, Hitoshi Suto, Kiyoshi Toshida and Hiromaru Hirakuchi**

**Abstract**

In the present study, we examine the estimation of ground deposition for a real test case, a volcanic ash hazard in Kanto-area with various meteorological conditions by using an ash transport- and deposition-model, fall3d; we consider three eruptions, which correspond to the stage1 and 3 of Hoei eruption at Mt. Fuji and Tenmei Eruption at Mt. Asama. The meteorological conditions are generated with the 53 years reanalysis meteorological dataset, CRIEPI-RCM-Era2, which has a temporal- and spatial-resolutions of 1 hr and 5 km. The typical and extreme conditions were sampled by using Gumbel plot and an artificial neural network technique. The ash deposition is invariably limited to the west area of the vent, even with the typical wind conditions on summer, while the isopach of ground deposition depicted various distributions, which strongly depends on meteorological conditions. This implies that the concentric circular distribution must not be realistic. Also, a long-term eruption, such as the Hoei eruption during stage3, yields large deposition area due to the daily variations of wind direction, suggesting that the attention to the differences between daily variation and fluctuations of wind direction on evaluating of volcanic ash risk is vital.

(Nuclear Risk Research Center Rep.No.O15004)

(平成 28 年 2 月 10 日 承認)

<sup>\*1</sup> 原子力リスク研究センター 自然外部事象研究チーム 上席研究員  
<sup>\*2</sup> 原子力リスク研究センター 自然外部事象研究チーム 主任研究員  
<sup>\*3</sup> 原子力リスク研究センター 自然外部事象研究チーム 研究参事

## 背景

降下火山灰の原子力発電所や流通設備に対する影響<sup>[1]</sup>が検討されている。当所では、設備・運用での対策の検討に有益な情報を得るべく、数値シミュレーション技術を構築している<sup>[2]</sup>。気象条件の影響を受ける降下火山灰の輸送過程に対して、電中研気象予測・解析システム NuWFAS と非定常降下火山灰輸送評価コード FALL3D との関係により、降下火山灰の性状（堆積量・大気中濃度の空間分布・時間変化など）推定を可能としているが、ハザード評価のための気象条件の設定が課題となっていた。

## 目的

降下火山灰の性状に対して、影響が大きい風速・風向分布の特徴に注視した気象条件の設定法を検討する。首都圏を含む関東地方を対象に、降下火山灰の性状への噴火・気象条件の影響を把握する。

## 主な成果

### 1. 風速・風向分布の特徴に注視した気象条件の設定法

電中研長期気象再現データ（CRIEPI-RCM-Era2）<sup>[3]</sup>を活用した。火口上空での噴火開始時の風速・風向の鉛直分布に対して、パターン分類法（自己組織化マップ<sup>[4]</sup>など）の適用を通じて、発生頻度の高い分布形状を同定した。その分布形状にもっとも合致する日時の気象場を選定することで、三次元非定常の気象条件の設定を可能とした。

### 2. 関東地方を対象とした降下火山灰の堆積量・大気中濃度の空間分布・時間変化

降灰ハザード評価で注視されている富士山（関東地方南部）宝永（1707年）噴火相当条件<sup>1)</sup>を付与した。活発・短期間（6時間）の条件と比較的穏やか・長期間（24時間）の条件とを考慮した。夏季と冬季の結果を比較した。降下火山灰の主軸直交方向への広がり、季節によらず、風向の日変化の影響を受ける噴火継続時間が24時間におよぶ噴火で顕著となることを明らかにした。これは、時間変化を考慮した本シミュレーションが、降下火山灰の影響範囲および既往の定常シミュレーションに含まれる不確かさの推定精度向上につながることを意味する。浅間山（関東地方北部）天明（1783年）噴火相当条件でも東向き降灰主軸を有することを確認した（図1）。気中降灰濃度の時間変化や粒子階級毎の重量分率なども分析・評価した（図2）。

## 今後の展開

噴煙柱の発達や火山灰の沈降挙動に影響を与える気温や降雨条件も加味するなど、気象条件の設定方法の高度化を進め、本技術の適用範囲を拡張する。

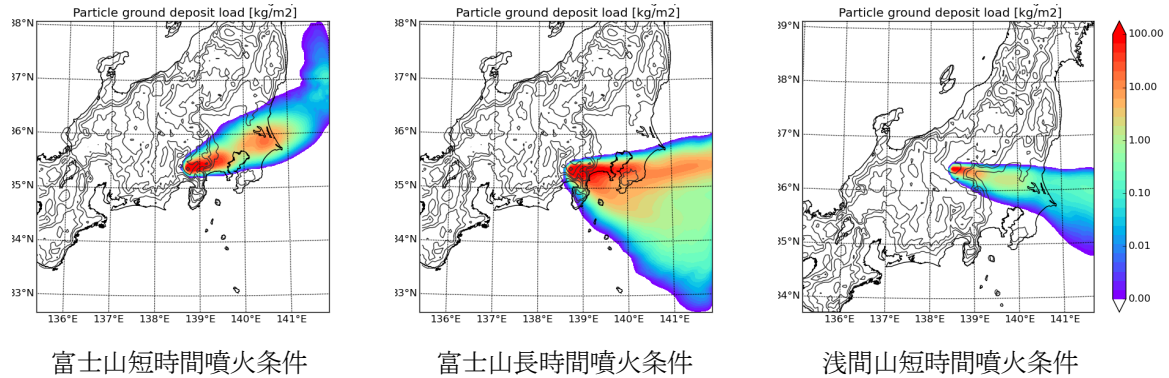


図1 降灰堆積量の最終値（48時間後，単位 [kg/m<sup>2</sup>]）の一例

富士山噴火継続時間が短い条件（6時間）と長い条件（24時間）の結果（降灰堆積量の最終値の分布）を比較したもの。いずれの条件も東向きの主軸を有する。継続時間が24時間の場合、気象条件の日変化の影響から、降下火山灰の影響範囲が南北にも広がる。宝永噴火で見られた首都圏での10kg/m<sup>2</sup>を越える堆積物や真東方向に伸びる主軸などの降灰性状の特徴への整合を確認できる。浅間山噴火でも東向きの主軸を確認できる。

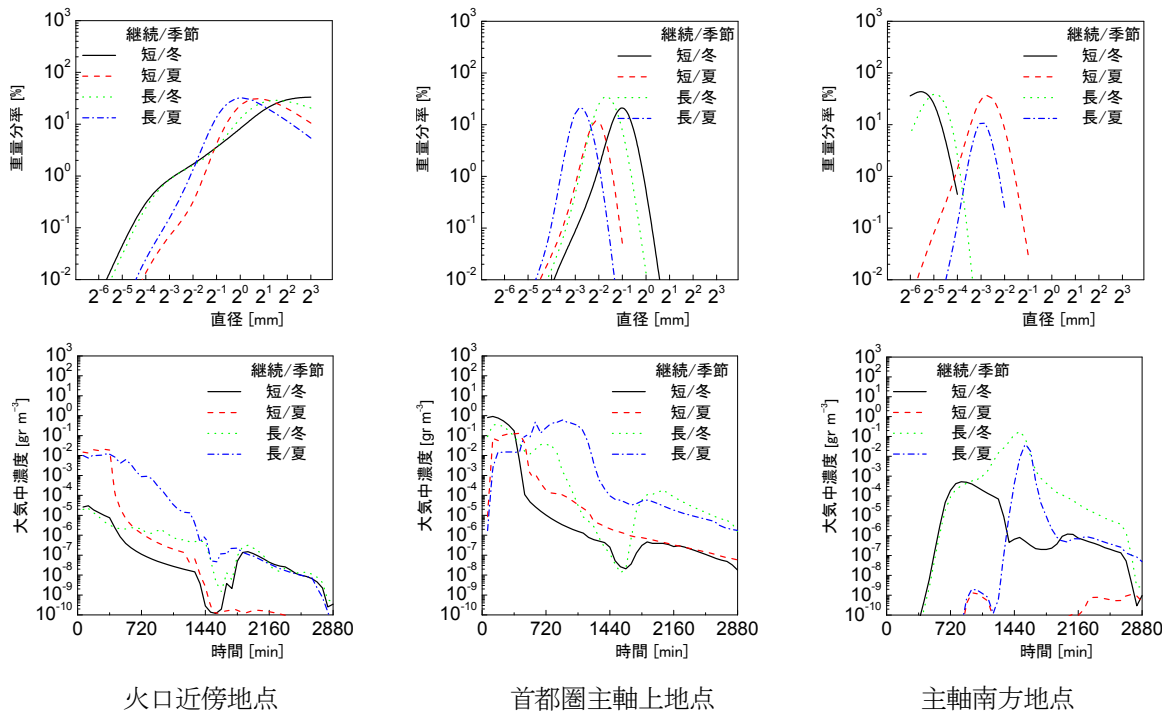


図2 堆積量の最終値の直径毎の重量分率・降灰大気中濃度の時間変化の一例

富士山宝永噴火相当での、噴火継続時間が短い条件（6時間）・長い条件（24時間）および冬季・夏季条件の結果。火口近傍（河口湖）、首都圏主軸上（横浜）、主軸南方（大島）での結果を例示した。火口近傍では粗粒子・遠方では細粒子の寄与が顕著となる。濃度は、必ずしも火口近傍で高い値とならない、時間に対して単調に変化しない、など複雑な変化を呈する。また、首都圏においても、主軸上では、視界不良を導く50 μg/m<sup>3</sup>を越える濃度が生じる。

1) Miyaji N. et al. (2011) J. Volcanol. Geothermal Res. 207: 113-129.

- 関連報告書： [1] N09031 「降下火山灰の体系的リスク評価に向けて－留意と課題－」（2010.5）  
 [2] N14004 「数値シミュレーションによる降下火山灰の輸送・堆積特性評価法の開発（その1）  
 －新燃岳噴火の降灰挙動における気象影響評価－」（2014.6）  
 [3] N13004 「領域気候モデルを用いた過去53年間の気象・気候再現」（2013.10）  
 [4] V10026 「自己組織化マップを用いた日本域の夏季における異常気象パターンの抽出」（2011.5）

# 目 次

1. 緒 言 .....	1
2. シミュレーション条件・手法 .....	2
2.1 噴火条件 .....	2
2.2 気象条件 .....	3
2.3 シミュレーション手法 .....	9
2.4 シミュレーションケース・パラメータ .....	10
3. シミュレーション結果 .....	12
3.1 気象・噴煙柱 .....	12
3.2 最終堆積荷重 .....	14
3.3 経時変化 .....	20
4. 結言・考察 .....	24
謝 辞 .....	30
参考文献 .....	30

## 1. 緒言

火山噴火に伴う降下火山灰（火山の噴火とともに大気中に放出された火山灰のうち、地表へ降下するもの）は、しばしば広範囲の地域に影響を及ぼす。新燃岳の2011年1月から2月にかけての噴火では、その影響範囲が比較的火口近傍に限定されるサブプリニアンステージにあったが（Nakada et al. 2013）、約6900 kmの道路、約190 kmの鉄道、約123 kmの送電設備（60kV以上）に堆積した（Magill et al. 2013）。降下火山灰は、このような広域への影響からネットワークを形成する社会インフラに対してリスクをもたらすものと考えられている（Loughlin et al. 2015）。

降下火山灰の影響は、電気事業に関連するものに注視すると、原子力発電所での構造物天井への堆積による荷重の付加、設備への侵入に伴う機器の摩耗・故障、碍子への沈着に起因するフラッシュオーバーなどで議論されている（土田 2010, IAEA 2012, 日本電気協会 2015）。原子力発電所に限らず、他の方式の発電所や電力流通（送変配電）設備でのエアフィルターへの付着などに代表される換気系機器への影響（Wilson et al. 2011）や碍子への沈着に起因するフラッシュオーバー（Wilson et al. 2011）なども認知されている（Wardman et al. 2012a）。フラッシュオーバーについては、セントヘレンズ山（Mt. St. Helens）1980年噴火での、Bonneville Power Administrationにおける115KVなどでの被害例もある（Wardman et al. 2012b）。なお、2011年の新燃岳噴火の際に、上記の事例と同程度の降下火山灰の堆積が、九州電力（株）管内の電気設備で生じているが（Magill et al. 2013）、大規模な電気事故には至らなかった（Wardman et al. 2012b）。これは、被害の規模が、堆積量だけでは単純に決まらないことを示唆する。このような降下火山灰への

設計や運用（例えば、降下火山灰の除去）での対策を検討する際に、降下火山灰の性状（火山灰の堆積量など）の評価が肝要となる（土田 2010）。

降下火山灰の性状の評価において、文献調査、地形・地質調査、火山学的調査などに加えて、近年では、数値流体シミュレーションへの期待が高まっている（Folch 2012, 須藤ら 2011）。数値流体シミュレーションは、噴煙柱高さや噴火継続時間などの噴火・噴煙柱に関する条件と風速・風向や気温などの気象に関する条件を付与し、大気中の降下火山灰の運動を支配する方程式系の解をコンピュータ上の計算により得る。そのため、実際に起こった条件だけでなく、仮想的な条件での検討を可能とする。また、解析コードによっては、非定常三次元方程式系を直接的に取り扱うこともある。この場合、地質調査などでは把握が困難な気中濃度の経時変化などの推定も可能とする（服部ら 2014）。このような特長により、ハザード評価に強みを発揮する。ただし、降下火山灰の堆積性状に強く影響する気象、特に風、に関する条件（Daniel et al. 2009, Magill et al. 2006, 服部ら 2014）の適切な付与を要する。

数値流体シミュレーションに基づく降下火山灰のハザード評価は、しかしながら、その気象条件の付与方法に課題を残している。噴火時の気象条件の精緻な付与を求める実事例評価と異なり、ハザード評価は、統計的な議論（例えば、代表的な状態の選定）に必要な長期間の気象・降灰シミュレーションを求める。このような長期間を対象としたシミュレーションの実行において、最新の大型計算機を活用した場合でも、困難に直面する（実際、そのような試みは、一年間を対象としたものに限定されている（Folch and Sulpizio 2010）。なお、一年という期間は、建築物の設計で一般的に考慮されている50年（日本建築学会 2015）と比較しても小

さい)。そのため、非定常性の省略や半理論解の援用（基礎方程式の2次元化）による計算負荷の低減を求める（e.g. Bonadonna et al. 2005, Magill et al. 2006, Keating et al. 2008）。この省略や援用と同時に、気中濃度の経時変化などの推定性能を損失する。

本報では、気中濃度の経時変化などの推定性能の維持と計算負荷の低減とを両立した数値流体シミュレーションに基づく降下火山灰のハザード評価手法を検討する。長期間の気象再現データ（気象再解析値）の整備が進んでいること、降下火山灰の性状が気象、特に風、条件に強く依存すること、に着目する。気象再解析値の風のデータに統計処理を施すことで、条件を抽出する。その条件を付与した非定常三次元降下火山灰シミュレーションの実行から、気中濃度の時間変化などを含む精緻な現象再現を実現する。本手法を、インフラ設備が集中する地域の一つである関東地方に対する富士山宝永噴火に相当する噴火条件での気中濃度の経時変化などの降下火山灰の性状推定に適用する。実際の富士山宝永噴火での堆積分布との比較とともに、夏季と冬季との2つの季節を対象としたシミュレーションから、気象条件の影響を言及する。あわせて、浅間山天明噴火に相当する噴火条件についても類似の検討を行い、両噴火により生じる降下火山灰の性状の差異も例示する。

## 2. シミュレーション条件・手法

### 2.1 噴火条件

表1に、シミュレーションで対象とする火山・噴火の主な条件を示す。関東地方に降下火山灰をもたらす火山として、富士山と浅間山とを取り上げる。両火山は、関東地方の西に位置し、偏西風に伴う降下火山灰の首都圏への輸送の可能性を持つ。東経 138.5°–138.7°程度

の経度であり、首都圏から 100 km 程度の離隔を有する。静岡県と山梨県との県境に位置する富士山の緯度は、横浜などと同程度となる。それに比べて、長野県と群馬県との県境に位置する浅間山の緯度は、若干高く前橋などと同程度となる。なお、シミュレーションでは、富士山および浅間山の火口位置を山頂のもので代用した（富士山：北緯 35.3608°，東経 138.7275°，標高 3776m，浅間山：北緯 36.4064°，東経 138.5231°，標高 2568m）。厳密には、山頂と火口の位置とは合致しない。例えば、富士山宝永噴火では、三つの火口が、標高 2100 m – 3100m に形成された（Miyaji et al. 2011）。しかし、シミュレーションが水平方向数百 km，鉛直方向数十 km の輸送過程を対象としていることから、火口位置を山頂のもので代用することの影響を小さいものと判断した。

富士山では、宝永噴火に相当する噴火条件を考慮する。富士山宝永噴火は、1707年（宝永4年）におきた富士山の最新の噴火である。約310年前の噴火で、良好な保存状態の噴出物および豊富な古記録を残している。降下火山灰の影響を東京（江戸）にも及ぼしており、国や地方自治体による火山防災マップの作成でも参照されている。富士山宝永噴火は、 $2.09 \times 10^{12}$  kg ( $7 \times 10^8$  m<sup>3</sup>) のマグマ噴出量を伴った（Magill et al. 2015）。12月16日に始まり、16日程度継続した（荒牧ら 2007）。噴火を構成する複数の stage のうち、シミュレーションで対象とする活発で短期間継続した stage1（pulse1 and pulse2）とそれに比べて穏やかではあるが長期間継続した stage3 において、それぞれ、噴煙柱高度・噴火継続時間 20 km・6 hr 程度、15 km・24 hr 程度を有している（Miyaji et al. 2011, Fig. 10）。

浅間山では、天明噴火に相当する噴火条件を考慮する。浅間山天明噴火は、1783年（天明3年）に起きた浅間山の最新の大規模噴火であ



表1 火山および噴火の主な条件

対象火山	火口位置	火口標高	対象噴火	噴煙柱高さ	噴火継続時間
富士山	N35.36083°E138.7275°	3776 m	宝永噴火 stage1 <sup>※</sup>	20 km	6 hr
富士山	N35.36083°E138.7275°	3776 m	宝永噴火 stage3 <sup>※</sup>	15 km	24 hr
浅間山	N 36.4064°E 138.5231°	2568 m	天明噴火	10 km	6 hr

※ Miyaji et al. (2011)による。

る。天仁、大治噴火など（安井 2015）にならぶ大規模噴火と位置づけられる（近年、例えば、2009年2月の噴火では、気象庁による降下火山灰の予報（降灰予報）の試行例も報告されているが（新堀ら 2010）、その規模は小さかった）。約230年前の噴火で、良好な保存状態の噴出物および豊富な古記録を残している（津久井 2011）。浅間山天明噴火は、 $4 \times 10^{11}$  kg のマグマを噴出した（荒牧ら 1998）。5月9日ないし8日に始まり、間欠的なブルカノ式噴火を繰り返した。その後、8月2日夕方から8月5日までほぼ連続的なプリニー式噴火へと推移した（津久井 2011）。シミュレーションで対象とするこの連続的なプリニー式噴火では、噴煙柱高度・噴火継続時間 10–20 km・数 hr 程度を有している（安井ら 1997, Fig. 11）。

## 2.2 気象条件

気象再解析値に、気候研究に広く用いられている統計処理手法（自己組織化マップおよびクラスタリング）を適用することで、風の条件（火口位置での風速2成分の鉛直分布）を選定する。以下に手順を示す。

気象再解析値には、電中研高解像度長期気象・気候データベース CRIEPI-RCM-Era2（橋本ら 2013）を用いた。CRIEPI-RCM-Era2では、気象モデル WRF を中核に、日本の数十年間の長期気象・気候計算に適用できるように、詳細な地表面条件の組み込み・陸面・海面モデル NuWFAS-RCM に ECMWF の再解析値を与えて実施した、53年間の高解像度・長期気象・

気候再現計算結果をベースにしている。NuWFAS-RCM の出力から空間解像度 5 km・時間解像度 1hr での気象要素（気温、風速、湿度、雨、雪など）のデータセットを有している。過去53年間での風速・風向の時々刻々の変化の分析を可能としている。

条件の選定方法には、多次元変数の統計処理に気象分野で広く利用されている自己組織化マップとクラスタリング（K-means および階層的クラスタリング、クラスタ数 5）とを併用した。自己組織化マップ（SOM Self-Organizing Map）は、ニューラルネットワークの一種で与えられた入力情報の類似度をマップ上での距離で表現するモデルとなる（川村 2011）。様々な高次元データを学習なしにクラスタリング可能という特徴を有する。ここでは、マップサイズを  $4 \times 4$  とした。K-means は、非階層的クラスタリング手法の一つであり、代表的なクラスタリング手法に挙げられるが、ノイズを含むデータの取り扱いに課題を有する（松下、西尾 2005）。データをランダムにクラスタ分解することで作成された初期状態に対して、クラスタごとに重心を算定、ここで算定された重心による再分類を繰り返すことで最終的な分類結果を導く。階層的クラスタリングでは、はじめに最も近いデータの対を一つのクラスタに統合した後、それと残りのデータのうち最も近い要素対とを統合する。データ全体が一つのクラスタに統合されるまで処理を繰り返す。ここでは、いずれにおいてもクラスタ数 5 とした。そして、それぞれが与える結果を比較・分析し、適切な手法を選択した。降下火山灰の影響範囲が主に風の条件に依存することを勘案して、気象要素のうち

風速の水平方向 2 成分（東西方向成分 U，南北方向成分 V）を用いた。降下火山灰の輸送過程が行われる高度を勘案して，地上高さ 10 m，約 3000 m・5000 m・9000 m・12000 m（NuWFAS では，鉛直格子系に等圧面を用いることから 3000 m 以上の地上高さは，時間とともに値が若干変化している）の鉛直 5 層のデータを処理した。風速・風向は，三次元非定常変化を呈するため，本来であれば 4 次元変数となる。風の水平方向空間スケールが地上高さとともに増加することを考慮し，噴火開始時刻（本報では 12 時としている）の火口上部での鉛直分布（二次元）のみを対象とした。これにより，変数の次元を絞り組み，処理を簡潔にした。一方，噴火継続時間中の風速・風向分布の時間変化の特徴を選定に加味できない。今後，三次元データを対象とした統計処理などを SOM，クラスタリングのパラメータの最適化とともに検討したい。

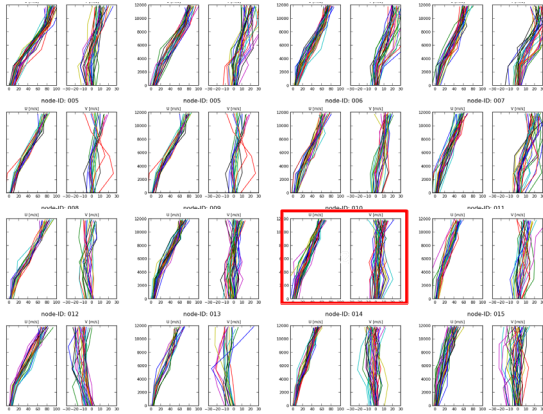
図 1，2 に，冬季の富士山および浅間山火口位置での，SOM および K-means・階層的クラスタリングによる風速（2 成分）の鉛直分布のパターン分類結果を示す。縦軸が海拔高度，横軸が風速（単位  $\text{m s}^{-1}$ ）である。該当数が最も多い鉛直分布を矩形にて指定した。上空での西風（ $U > 0$ ， $V \cong 0$ ）が大勢となる。風速の東西方向成分 U は，ほぼすべてのケースで正となり，上空に向かい増加する。風速の南北方向成分 V は，対流圏全域で小さくなる分布と上空に向かい増加するケースとに大別される（上空に向かい強い負の値に収束する分布は見られない）。そのため，西風の強弱および南風の有無による分類となり，該当数が最も多いものは，いずれにおいても，南風が弱い分布を選択する。

図 3，4 に，夏季の富士山および浅間山位置での，SOM および K-means・階層的クラスタリングによる風速場のパターン分類結果を示す。縦軸が海拔高度，横軸が風速（単位  $\text{m s}^{-1}$ ）を

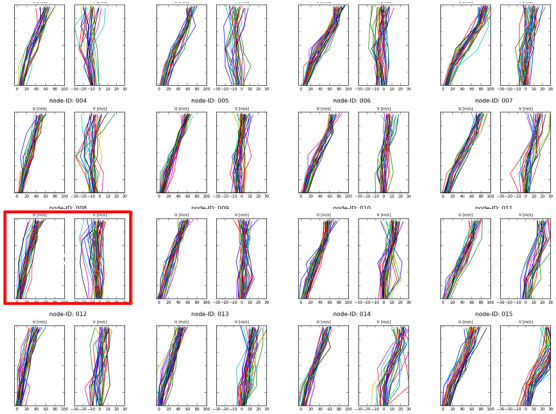
示す。該当数が最も多い鉛直分布を矩形にて指定した。風速の東西方向成分 U は，冬季と異なり，卓越した西風の恒常性を持たない。また，上空に向かい増加する分布と対流圏全域で小さくなる分布とに大別される（上空に向かい強い負の値に収束する分布は見られない）。一方，風速の南北方向成分 V は，冬季と同様に，対流圏全域で小さくなる分布と上空に向かい増加するケースとに大別される（上空に向かい強い負の値に収束する分布は見られない）。そのため，西風および南風の有無による分類となる。K-means・階層的クラスタリングのいずれも地表面近傍から上空にわたり風速が小さい分布を選択する。一方，SOM は上空で西風（南西風）が卓越する分布を選択する。これは，SOM が， $4 \times 4$  のマップサイズを有しており，クラスタ数 5 の K-means・階層的クラスタリングに比べて，パターン分類をより細分化しているためと推定される。K-means・階層的クラスタリングでは類似のものとして識別しなかった全域（地上高さ 10 m - 約 12000 m）で風速が小さくなる分布を，さらに細分割した結果，卓越した西風の出現頻度が相対的に優位になった。

SOM およびクラスタリング（階層的・Kmeans）が選択した最多出現頻度の風速鉛直分布を与えるすべてのデータ（図 1 - 4 で矩形にて指定したもの）にアンサンブル処理を施す。その後，アンサンブル処理により得られた風速の鉛直分布にもっとも整合する風速分布の日付を，最小二乗法により選定した。

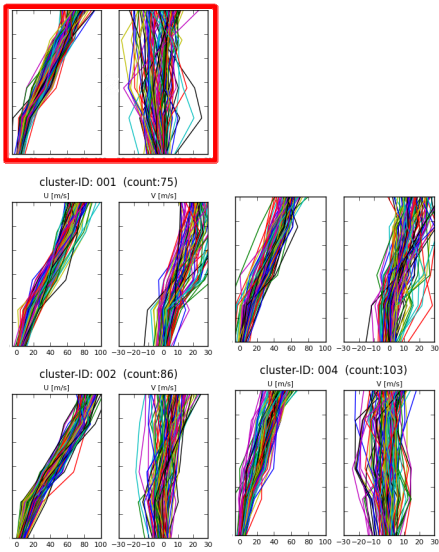
図 5，6 に，冬季の富士山・浅間山位置を対象とした SOM および K-means・階層的クラスタリングにより選定された日付の風速 2 成分の鉛直分布を示す。縦軸が海拔高度，横軸が風速（単位  $\text{m s}^{-1}$ ）を示す。いずれも極めて弱い南北成分 V，地上高さとともに漸増する東西成分（ $U > 0$ ）を与える。定量的には若干の差異があるものの，上空（標高 12000m）での西風の



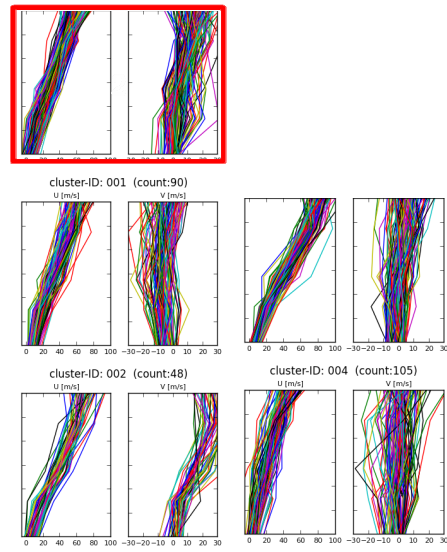
(a) SOM



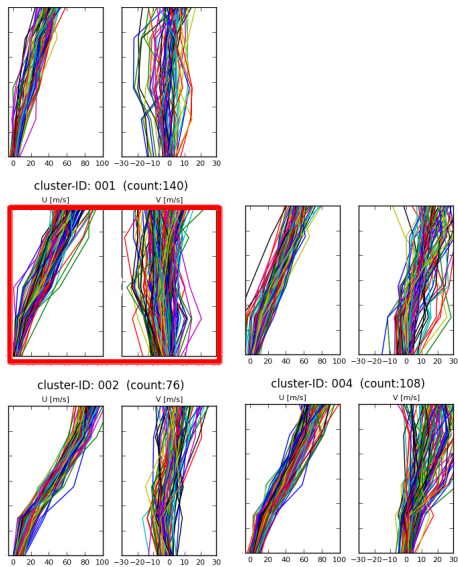
(a) SOM



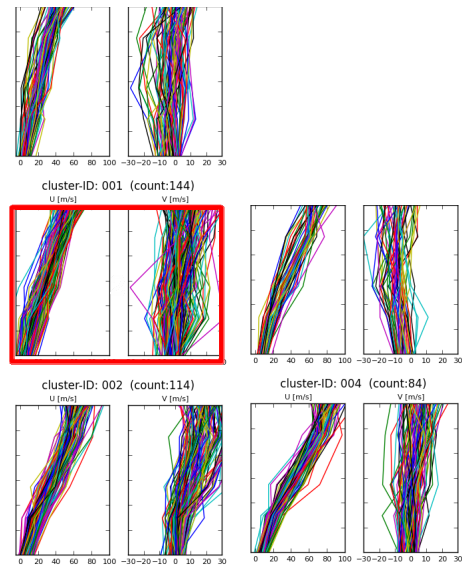
(b) K-means



(b) K-means



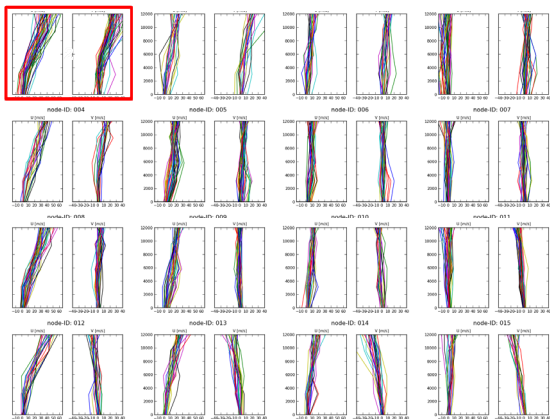
(c) 階層的クラスタリング



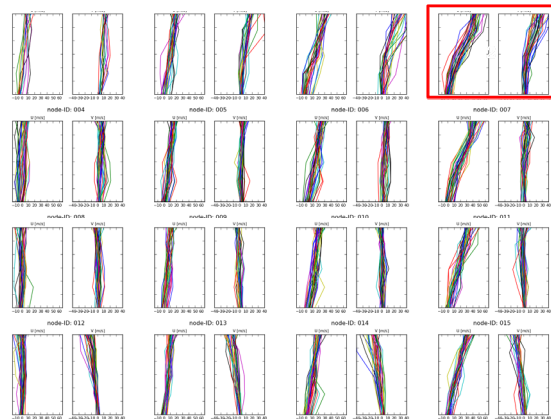
(c) 階層的クラスタリング

図1 冬季の富士山位置での風速分布の分類  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)

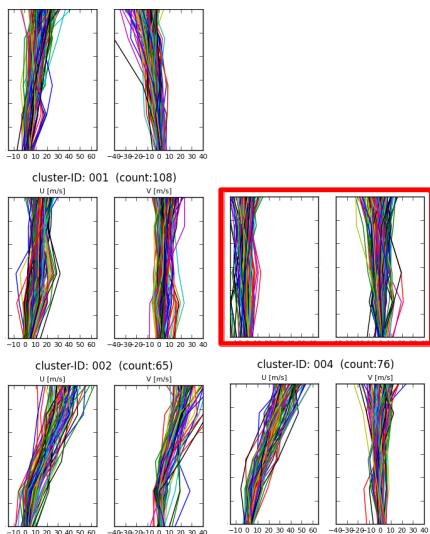
図2 冬季の浅間山位置での風速分布の分類  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)



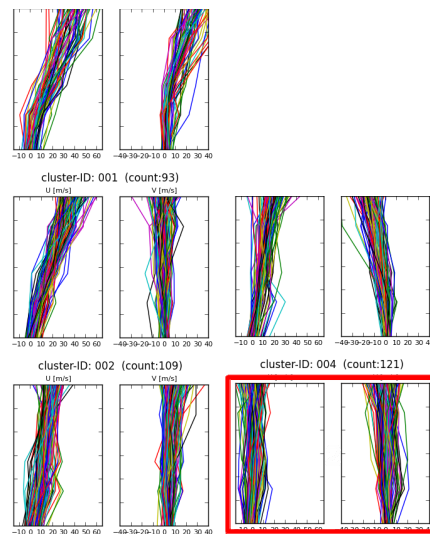
(a) SOM



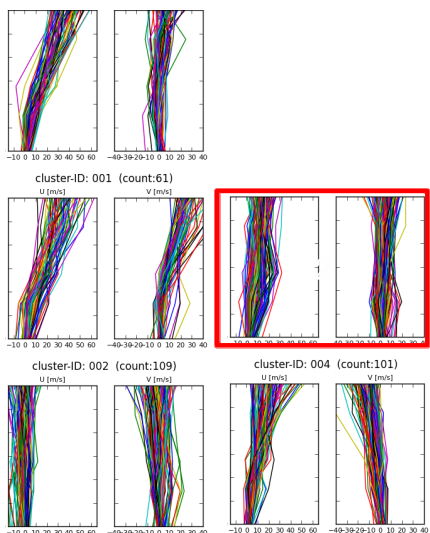
(a) SOM



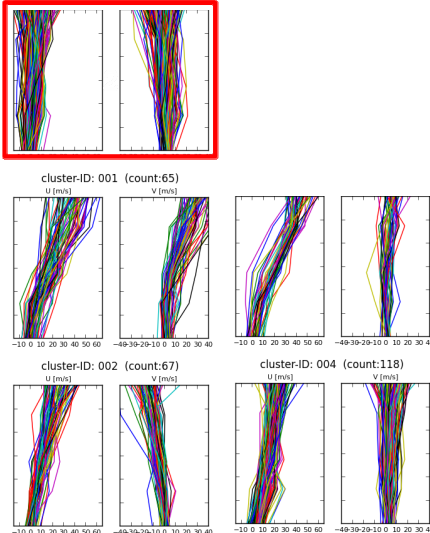
(b) K-means



(b) K-means



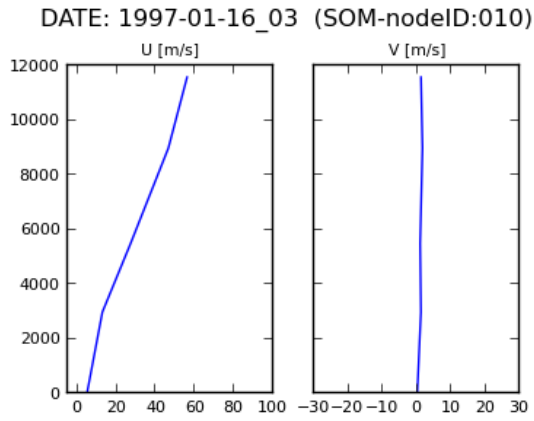
(c) 階層的クラスタリング



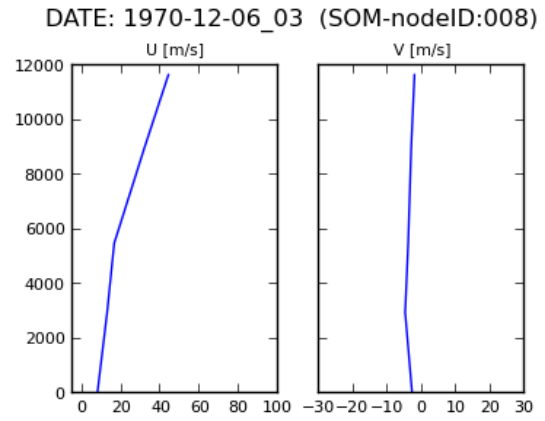
(c) 階層的クラスタリング

図3 夏季の富士山位置での風速分布の分類  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)

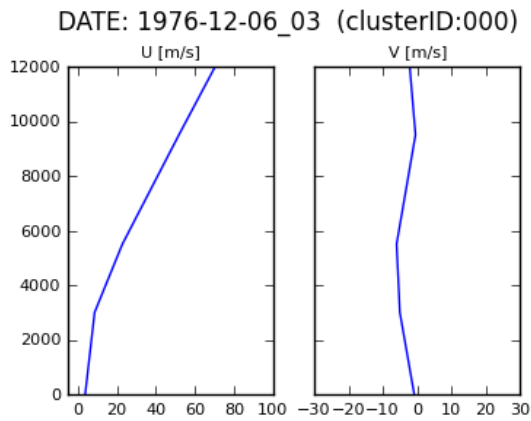
図4 夏季の浅間山位置での風速分布の分類  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)



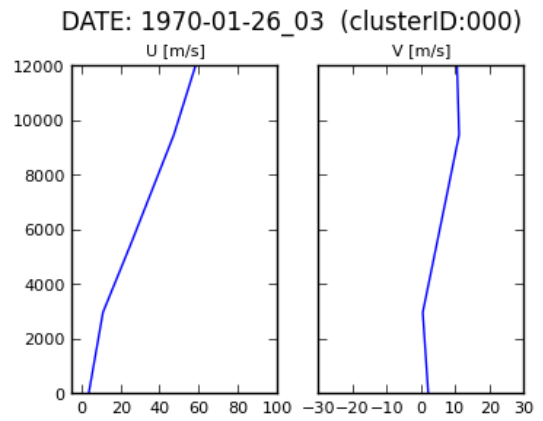
(a) SOM



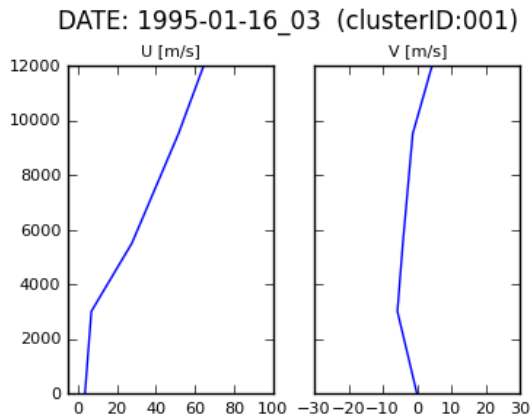
(a) SOM



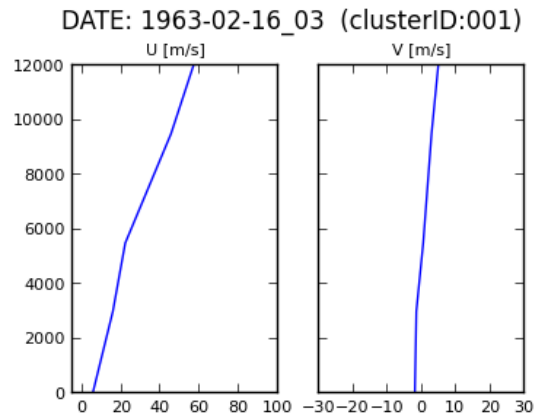
(b) K-means



(b) K-means



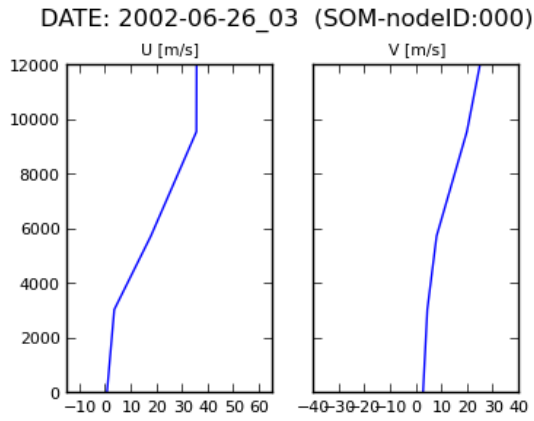
(c) 階層的クラスタリング



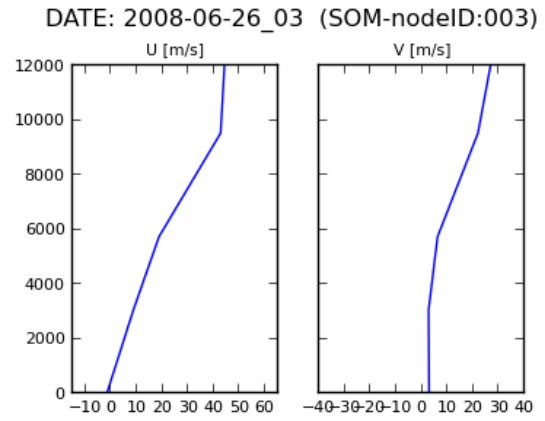
(c) 階層的クラスタリング

図5 冬季の富士山位置で選定された風速分布  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)

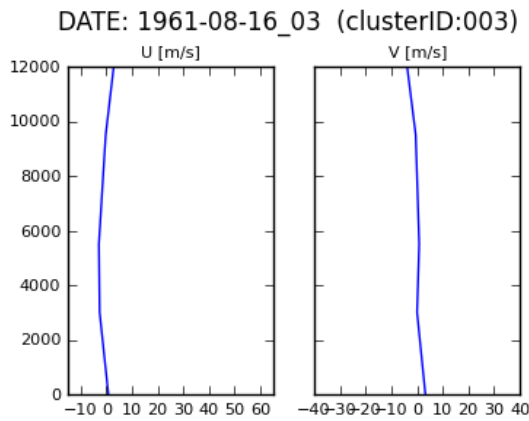
図6 冬季の浅間山位置で選定された風速分布  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)



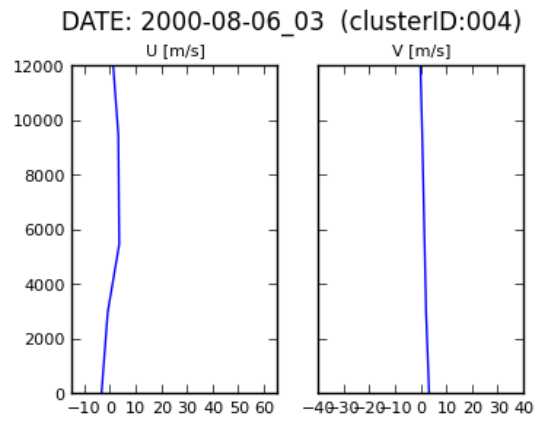
(a) SOM



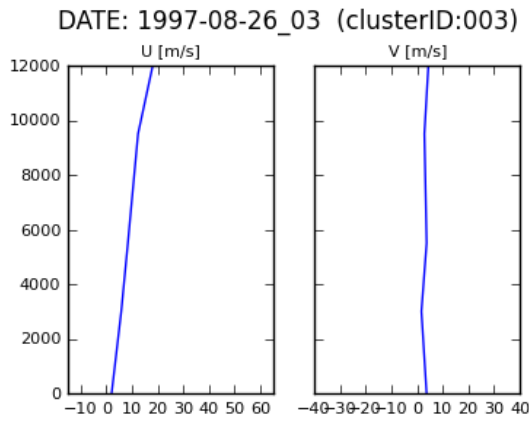
(a) SOM



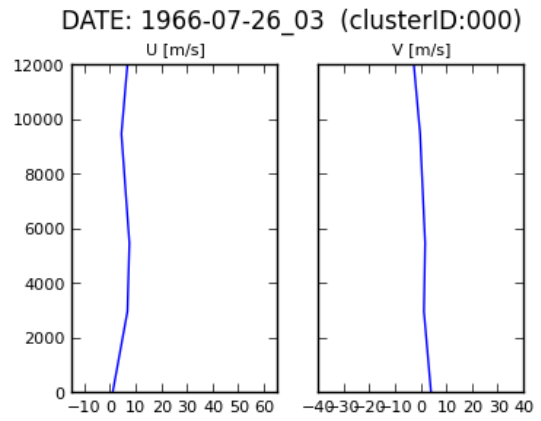
(b) K-means



(b) K-means



(c) 階層的クラスタリング



(c) 階層的クラスタリング

図7 夏季の富士山位置で選定された風速分布  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)

図8 夏季の浅間山位置で選定された風速分布  
(縦軸は標高, 図化範囲は0-12000m)

表2 風速の鉛直分布の選定およびその結果

対象火山	気象条件	選定方法	選定日時
富士山	冬季代表値 (tWin)	SOM	1997/01/16
富士山	夏季代表値 (tSum)	階層的クラスタリング	1997/08/26
富士山	冬季極値 (eWin)	Gumbel	1971/03/06*
浅間山	冬季代表値 (tWin)	SOM	1970/12/06
浅間山	夏季代表値 (tSum)	階層的クラスタリング	1966/07/26
浅間山	冬季極値 (eWin)	Gumbel	1997/08/26*

※極値統計処理を24時間のデータを対象に実施している。

風速の値は、冬季の日本上空のジェット気流の代表的な値（約  $50 \text{ m s}^{-1}$ ）（例えば、松山2004）と合致する。

図 7, 8 に、夏季の富士山・浅間山位置を対象とした SOM および K-means・階層的クラスタリングにより選定された日付の風速 2 成分の鉛直分布を示す。縦軸が海拔高度、横軸が風速（単位  $\text{m s}^{-1}$ ）を示す。SOM は、K-means および階層的クラスタリングと異なる分布を与える。K-means, 階層的ともに、対流圏にわたり、東西・南北成分とも極めて小さい風速となる分布を与えるが、SOM では、上空に向かい強化される南西風を与える。

これらの結果を踏まえて、代表的な風況場を与える日付を、表 2 のものとした。冬季に対しては、SOM, K-means および階層的クラスタリングとも類似な風速の鉛直分布を選定することから、 $4 \times 4$  のマップサイズによる鉛直分布の細分化とともに偏西風の強弱の情報を詳細に取り込んでいる SOM の結果を用いた。一方、夏季に対しては、K-means および階層的クラスタリングの両者が整合することを踏まえてクラスタリング（今回は階層的クラスタリングのもの）の結果を用いた。なお、このような SOM とクラスタリングとの不整合は、マップサイズなど、設定時に任意性を有するパラメータの最適化などが解消すると考えられる。今後、その詳細を検討する予定である。また、表中にあるとおり、本手法により選定された風速分布の特徴を議論するため、極端な条件での風速分布についてもあわせて調べた。極端な条件には、上

空風速の既往最大値発生時のものを用いた。ここでは、24 時間のデータを用いており、噴火時刻（12 時）のもののみで行なった代表条件の選定と取り扱いが異なる。また、極値推定において、別途、Gumbel プロットの有効性も確認している。

## 2.3 シミュレーション手法

降下火山灰のシミュレーションには、既報（服部ら 2014）と同じ手法を用いた。

降下火山灰の輸送過程を再現する数値シミュレーションモデルとして、FALL3D（Costa et al. 2006, Folch et al. 2009）を採用した。FALL3D は、降下火山灰の輸送過程を非定常三次元で表現する（full numeric モデル）。降下火山灰の運動を支配する方程式系への近似が少なく、Hazmap や Ashfall, Tephra などに代表される半理論解を援用するものと比較して、様々な噴火規模・火砕物を対象とした評価を可能とする。さらに、降下火山灰の輸送方程式の取り扱いにオイラー系を採用しており、火口遠方を対象とした評価を得意とする。オープンソースコードであり、シミュレーションコード内部への理解が得やすいこと、多数の研究グループにより精度検証事例が効率的に収集されること、などの強みも有する。

FALL3D は、降下火山灰の輸送シミュレーションの実施に際して、地形情報の他、噴煙柱性状（ソース項  $S$ ）および気象場の非定常三次元データを与条件とする。ソース項  $S$  には、設



定用ツール (SETSRC) を準備している。点源モデル, Suzuki モデル (マッシュルーム形状), BPT (Buoyant Plume Theory) モデルを組み込んでいる。BPT モデルでは, 半径方向に平均処理を施した 1 次元噴煙柱支配方程式 (常微分方程式) の解を, 時刻断面・粒子階級毎に横風効果を加味しつつ求める。これにより, 様々な噴出率や噴煙柱高さを有する噴火への対応を可能とする (須藤ら 2011)。気象場の非定常三次元データとして, 風, 乱流拡散係数の算定に必要な境界層高さ, 摩擦速度, Monin-Obukhov 長さとともに, BPT モデルによるソース項  $S$  の算定に必要な気温, 温位, 比熱, 空気密度の情報を求める。これらには, 電中研気象予測・解析システム NuWFAS の出力を用いた。

## 2.4 シミュレーションケース・パラメータ

表 3 に示した解析ケースを取り上げた。対象とする火山として, 富士山と浅間山を選定した。富士山では宝永噴火 stage1 と宝永噴火 stage3 に相当する噴火条件を選定した。浅間山では天明噴火の継続的なプリニー式噴火に相当する噴火条件を選定した。気象条件として, 冬季および夏季の 2 つの季節を選定した。caseH01, caseH04, caseH07 では, 冬季の極端に強い偏西風 (火口上空 500 hPa 高度での最大風速の発生時刻のもの) を対象としており, NuWFAS による気象再現計算のみを述べる。他の 6 ケース (caseH02, caseH03, caseH05, caseH06, caseH08, caseH09) では, FALL3D による降灰シミュレーションの結果も述べる。

表 4 の噴火条件下で, FALL3D の SETSRC にてソース項を算出した。噴煙柱高さを与条件とし, それに整合する噴出率 (火口直径に相当) を収束計算により求めた。この噴出率の結果 (後述) に対して, 現在の宝永火口直径 (最

大値約 600 m) は, 極めて小さい噴出速度 ( $1 \text{ m s}^{-1}$  以下) を求める。通常の降灰シミュレーションにおいても, 噴出速度の算定にはオーダのかい離を有するほどの誤差を含むことが一般的であること (Folch 2012, 服部ら 2014), さらに, 現在の火口が変形などを経験しており, 噴火時のものとの合致などは不明であること (Miyaji et al. 2011) を踏まえて, 噴出速度には一般的な値として  $200 \text{ m s}^{-1}$  を用いた。また, 粒子階級分布について, 単純な一様分布とした。8 ( $=2^3$ ) mm から 0.015625 ( $=2^{-6}$ ) mm の 10 階級を取り扱った。ここで, 噴火性状の再現においては, 粒子直径分布についても実際のものとの整合が肝要となる (Scollo et al. 2008)。宝永噴火では, 粒子直径の中央値には stage1 で 4 mm 程度, stage 3 で 1 mm 程度との報告もある。しかし, この値には不確定要素も含まれること (宇井ら 2002), 本シミュレーションの目的がハザード評価であること, を勘案して分布を定めた。なお, 4 ( $=2^2$ ) mm, 8 ( $=2^3$ ) mm の粒子は, 定義上, 火山礫となるが, FALL3D では, 火山礫と火山灰との取り扱いに差異を持たない。

表 2 に示した日付に対して, 表 5 のパラメータを与えた電中研気象予測・解析システム NuWFAS の再現計算により気象データを整備した。大気境界層内での降下火山灰の移流・拡散過程に強く影響するものとして, 水平方向格子解像度と PBL (Planetary Boundary Layer) スキームとがある。水平方向格子解像度については 5 km とし, PBL スキームについては, 数値気象計算で広く用いられている YSU (YonSei Univ) スキームを用いた (服部ら 2014)。PBL スキーム以外の物理過程に対しては, 雲微物理には, 3 階級シングルモーメント, 長波・短波放射には, RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)・Dudhia, 接地層には MM5 相似, 土壌には Noah を選択した。図 9 に示した計算領域を用いた。位置を, 富士山・浅間山が,



表3 解析ケースまとめ

ケース名	対象火山	対象噴火	気象条件
caseH01*	富士山	—	冬季極値 (eWin)
caseH02	富士山	宝永 stage1	冬季代表値 (tWin)
caseH03	富士山	宝永 stage1	夏季代表値 (tSum)
caseH04*	富士山	—	冬季極値 (eWin)
caseH05	富士山	宝永 stage3	冬季代表値 (tWin)
caseH06	富士山	宝永 stage3	夏季代表値 (tSum)
caseH07*	浅間山	—	冬季極値 (eWin)
caseH08	浅間山	天明	冬季代表値 (tWin)
caseH09	浅間山	天明	夏季代表値 (tSum)

※気象シミュレーション実行，降灰シミュレーション非実行のケース。

表4 噴火（噴煙柱）パラメータ

噴出速度	200 m s <sup>-1</sup>
噴出温度	1270 K
ガス質量分率	3 %
粒径分布	一様分布
粒子階級数	10
平均粒子階級	2
粒子階級の標準偏差	—
粒子密度	2500 kg m <sup>-3</sup>
真球度	1

表5 NuWFASの解析パラメータ

計算時間	120 hr
時間ステップ	30 sec
水平方向解像度	5km
水平方向格子数	201 × 201
鉛直方向層数	45
雲物理モデル	Morrison-2moment scheme
長波放射モデル	RRTM scheme
短波放射モデル	Dudhia scheme
接地層モデル	Mnin-Obukhov scheme
地表面モデル	Noah land-surface model
境界層モデル	YSU scheme
積雲モデル	No cumulus

表6 FALL3Dの主要解析パラメータ・物理オプション

計算時間	51 hr
気象データ連係時間間隔	10 min
水平方向解像度	5 km
水平方向格子数	121 × 121
鉛直方向格子解像度	500 m
鉛直方向格子数	51
噴煙柱モデル	浮力噴流 (BPT) モデル
沈降速度モデル	Arastoopour
鉛直乱流モデル	Monin-Obukhov 相似則
水平乱流モデル	CMAQ
湿性沈着	ON*

※本報の計算ケースでは，湿性沈着による堆積物が存在しないことを確認している。

計算領域のほぼ中央になるように調整した。領域サイズを，FALL3D のものを包括しつつ，富士山・浅間山からの降下火山灰の輸送過程を支配するメソスケールの気象現象を再現するため

に必要なものとした。

表6のパラメータを与えて，FALL3Dの計算を実行した。格子解像度については，既往のシミュレーションで用いられているもののうち，

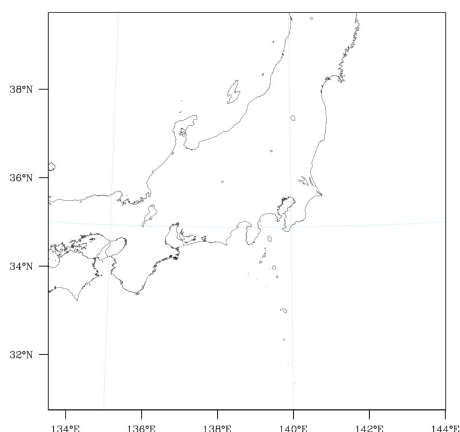


図9 気象シミュレーションの計算領域

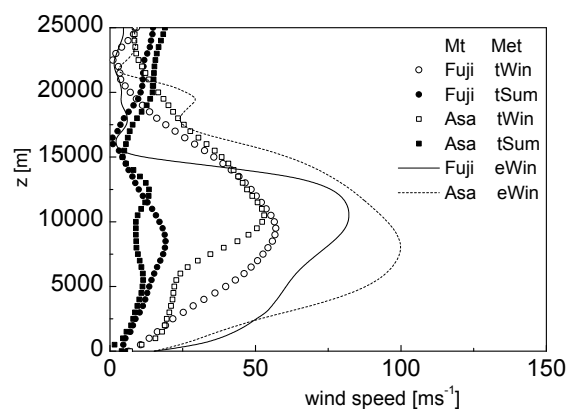
高解像度計算用の値 (Folch 2012) に準じて、水平・鉛直方向にそれぞれ 5 km, 500 m を与えた。沈降速度の算定については、シミュレーション結果への影響が比較的軽微であること (Scollo et al. 2008), 大気中の降下火山灰の真球度への知見が十分でないこと, から, 簡易表記に基づく Arastoopour モデルを用いた。乱流拡散係数の算定については, 数値気象モデルでの運用実績を有する Monin-Obukhov 相似則に基づくものと CMAQ モデルに基づくものとをそれぞれ鉛直・水平方向に用いた。

### 3. シミュレーション結果

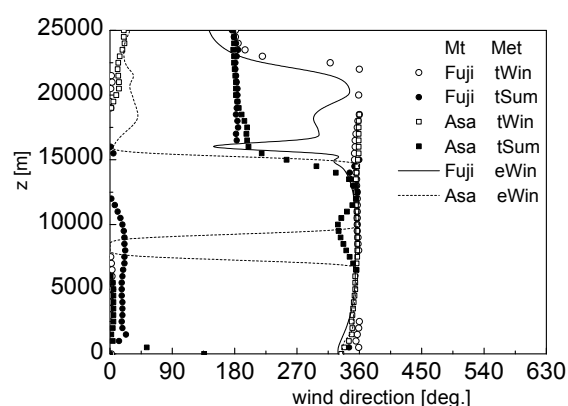
#### 3.1 気象・噴煙柱

降下火山灰の性状の精査の前に, FALL3D の付与条件となる気象・噴煙柱の結果を俯瞰する。

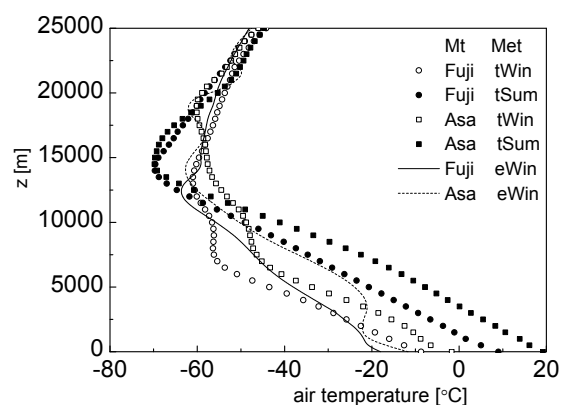
はじめに, 気象の結果を述べる。各ケースに対して NuWFAS による気象再現計算で得られた火口位置・噴火開始時刻での風速・風向の鉛直分布を, 図 10 に示す (図 10 の結果は, 必ずしも, 気象再解析値 (図 5-8) と合致しない)。火口位置条件として, 富士山 (Fuji)・浅間山 (Asa), 季節条件として, 冬季代表 (tWin), 夏季代表 (tSum), 冬季極端 (eWin) を取りあ



(a) 風速



(b) 風向



(c) 気温

図10 火口位置・噴火開始時刻での風速・風向・気温の鉛直分布

げた。風向を FALL3D の仕様に準じて右手系の方角で定義した。西風を基準 (0°) とし, 正の回転を反時計回りとする。大気の鉛直構造の理解を促す気温の鉛直分布も示した。上空に向かう気温の減少率が大きい高度に対流圏の存

表7 FALL3DのBPTモデルにより得られた噴出率・総噴出量

ケース名	対象火山	気象条件	対象噴火	噴出率 [kg s <sup>-1</sup> ]	総噴出量 [kg]
caseH02	富士山	冬季代表値 (tWin)	宝永 stage1	5.2 - 5.4 × 10 <sup>7</sup>	1 × 10 <sup>12</sup>
caseH03	富士山	夏季代表値 (tSum)	宝永 stage1	1.9 - 1.9 × 10 <sup>7</sup>	4 × 10 <sup>11</sup>
caseH05	富士山	冬季代表値 (tWin)	宝永 stage3	1.3 - 1.6 × 10 <sup>7</sup>	1 × 10 <sup>12</sup>
caseH06	富士山	夏季代表値 (tSum)	宝永 stage3	5.2 - 8.2 × 10 <sup>6</sup>	5 × 10 <sup>11</sup>
caseH08	浅間山	冬季代表値 (tWin)	天明	1.5 - 1.7 × 10 <sup>6</sup>	4 × 10 <sup>10</sup>
caseH09	浅間山	夏季代表値 (tSum)	天明	1.5 - 1.8 × 10 <sup>6</sup>	4 × 10 <sup>10</sup>

在を確認できる。この減少率は、対流圏界面にて急変する。一般的に、この対流圏界面付近でジェット気流（対流圏上層に位置する強い偏西風）は最大となる。

冬季について、代表的な条件下（tWin）での鉛直構造は、定量的には差異を有するものの、富士山と浅間山とを対象としたケースで類似の特性を示す。代表月日の選定では陽に考慮していない気温も、上空への減温率の急変を与える高度（ $z \cong 5000, 10000 \text{ m}$ ）に対して両ケース間での一致を与える。風速は、対流圏界面（高度  $10000 \text{ m} - 15000 \text{ m}$ ）のやや下層で最大値をとる。その最大値は、冬季の日本上空のジェット気流のもの（約  $50 \text{ m s}^{-1}$ ）（例えば、松山 2004）と一致する。風向は、対流圏上層も含めてほぼ西風（ $0^\circ, 360^\circ$ ）となる。下層（高度約  $1000 \text{ m}$  以下）において、わずかではあるものの、南方への変向も認められる。一方、極端に強い偏西風の条件下（eWin）での鉛直構造は、代表的な条件のものと比較して、風速の最大値は約 1.5 倍-2 倍（約  $75 \text{ m s}^{-1} - 100 \text{ m s}^{-1}$ ）に及ぶ。気温においても減温率の急変を与える高度などに差異を呈する。

夏季について、代表的な条件下（tSum）での鉛直構造は、定量的には差異を有するものの、富士山と浅間山とを対象としたケースで類似の特性を示す。代表月日の選定では陽に考慮していない気温も、上空への減温率の急変を与える高度（ $15000 \text{ m}$  よりやや下層、 $14000 \text{ m}$  程度）に対して両ケース間での一致を与える。風速は、対流圏内で最大値をとる。その最大値は、 $10$

$\text{m s}^{-1}$  程度であり、夏季の日本上空のジェット気流の値（約  $20 \text{ m s}^{-1}$ ）（例えば、松山 2004）に比べると小さい。風向は、対流圏内での西風（ $0^\circ, 360^\circ$ ）に対して、対流圏界面上層では東風（ $180^\circ$ ）に変向する。強いウインドシエアを形成する。

冬季の結果と夏季の結果とを比較すると、上空への減温率の急変を与える高度は、夏季の代表的な条件での値は、冬季の代表的な条件での値に比べて、高い。これは、気温の違いにより生じる体積膨張の効果と解釈できる。また、風速の最大値は、冬季の代表的な条件下では約  $50 \text{ m s}^{-1}$ 、夏季の代表的な条件下では約  $10 \text{ m s}^{-1}$  となり、夏季における偏西風の弱化を確認できる。風向は、対流圏にて、いずれの季節においても西となる。一方、対流圏界面上空では、西を維持する冬季と東に変向する夏季との間で、ウインドシエアの有無に差異を導く。また、気温の鉛直分布から明らかのように、対流圏界面の高さ自体にも、冬季と夏季との間に差異を生じる。

次に、噴煙柱の結果を述べる。各ケースに対して FALL3D の BPT モデルにより得られた噴出率・総噴出量を表 7 に示す。噴出率は、同じ噴煙柱高さのケースでも、季節により差異を有する。宝永噴火 stage1 相当の条件下で、冬季代表条件に対して  $5 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$  程度になる一方、夏季代表条件に対して  $2 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$  程度となる。また、噴火中の噴出率の変化にも差異を有する。同じ噴煙柱高さ（富士山宝永噴火 stage3 相当）のケースでも、冬季代表条件（caseH05）

の噴出率に比べて、夏季代表条件 (caseH06) の値の変化は大きい。

### 3.2 最終堆積荷重

図 11 に、富士山宝永噴火に相当する噴火条件を対象とした 2 種類の季節 (冬季・夏季)・噴火 (stage1・stage3) での降下火山灰の堆積荷重の最終値 (噴火 48 hr 後) のコンターを示す。いずれのケースでも、コンターは、caseH03 でわずかに北よりに偏向するものの、東向きの主軸を有し、東西方向に伸長する。10 kg m<sup>-2</sup> 以上の荷重の領域を首都圏に含む。また、夏季条件下に見られるように、下流方向への離隔に対して、必ずしも単調減少しない。噴火・気象条件に依存し、複雑な性状を呈する。Stage1 噴火 (caseH02・caseH03) の結果と stage3 噴火 (caseH05・caseH06) の結果との比較は、噴火時間の増加 (6 hr から 24 hr) が、南北方向への拡張を導くことを明確にする。この拡張にも気象条件の影響を確認できる。夏季では、主軸に対してほぼ対称に拡張するが、冬季では、南方に強く偏る。この南方への偏りにおいても、主軸からの偏向に対して堆積荷重は単調減少せず、第 2 の主軸を形成する。

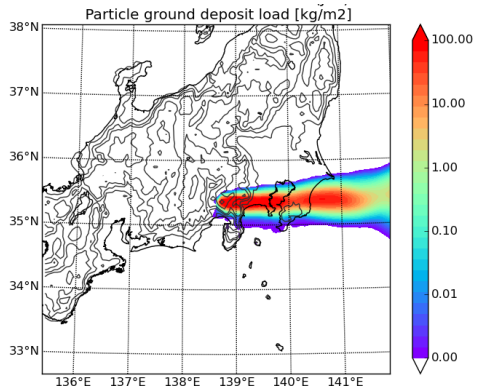
図 12 に、浅間山天明噴火に相当する噴火条件を対象とした 2 種類の季節 (冬季・夏季) での堆積荷重の最終値 (噴火 48 hr 後) のコンターを示す。図 11 のケースに比べて、総噴出量が 1/10 - 1/100 程度であることから、両ケースのコンターは、荷重の値も総じて小さな値を含む。ただし、東向きの主軸や東西方向への伸長など、富士山宝永噴火に相当する噴火条件のものと同様の分布を見せる。また、主軸に冬季には南より、夏季には北よりの偏向を有する。

気象条件の影響の分析に適していると考えられる気象官署地点での挙動を注視する。図 13 に示した、FALL3D の計算領域内に位置す

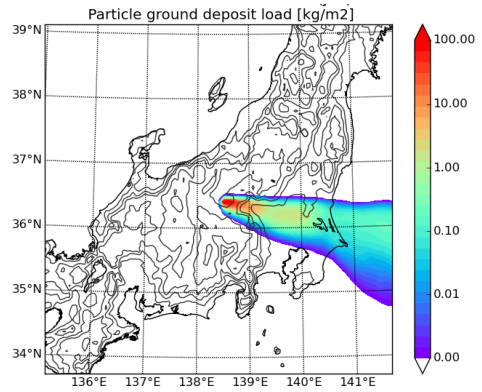
る気象官署地点での降下火山灰の堆積量や地表面近傍で濃度の時系列データ粒径毎の堆積量などを精査した。

図 14, 15 に、各気象官署地点における富士山宝永噴火および浅間山天明噴火に相当する噴火条件の堆積荷重の最終値を示す。表 8 には、各気象官署地点の地点番号 (図 14, 15 の横軸)、所在県、緯度経度情報とともに値をまとめる。10<sup>-3</sup> kg m<sup>-2</sup> 以上となる地点を抽出した。堆積荷重は、噴火・気象条件により、同じ地点でも大きく変化する。富士山宝永噴火に相当する噴火条件において、冬季の活発な噴火では、局所的に高い値となる (図 14a)。それに比べて穏やかだが長期の噴火では、最大値を減少させるものの、影響範囲を拡張する (図 14b)。冬季に比べて夏季にその傾向をより顕著とする (図 14c, 図 14d)。浅間山天明噴火に相当する噴火条件 (図 15) において、より北方 (地点番号が小さい) の気象官署地点に影響する。

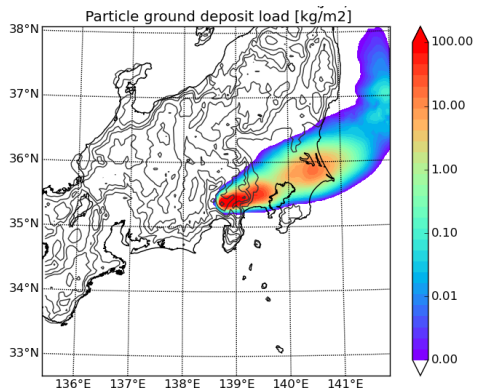
図 16, 17 に、各気象官署位置での富士山宝永噴火および浅間山天明噴火に相当する噴火条件での堆積荷重の最終値の緯度・経度分布を示す。主軸がほぼ東向きであることから、緯度が主軸直交方向となり、輸送過程での水平方向の広がりを示す指標となる。また、経度が下流への輸送を示す指標となる。いずれのケースにおいても、堆積荷重の最終値は、経度に比べて緯度に対して敏感に反応する。例えば、caseH02 において、10<sup>-3</sup> kg m<sup>-3</sup> 以上の値が認められる領域は、緯度に対して 1°程度 (35°-36°)、経度に対して 2°程度 (139°-141°) となる。最終堆積荷重のコンターの主軸方向への伸長に呼応する。富士山宝永噴火に相当する噴火条件 (図 16) では、冬季 stage1 (caseH02) において、その傾向が顕著となる (最大値および緯度に対する急減を有する)。10<sup>-3</sup> kg m<sup>-2</sup> 以上となる地点を北緯 35°-36°にのみに限定する。夏季 stage1 (caseH03) では高緯度域への変位およ



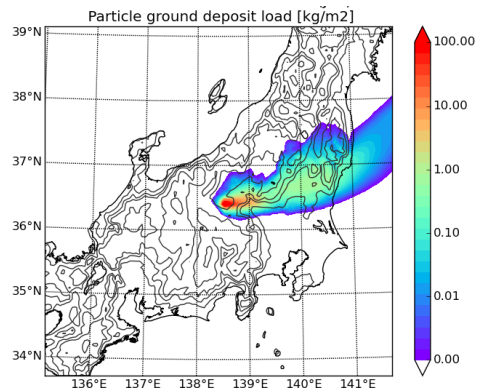
(a) caseH02



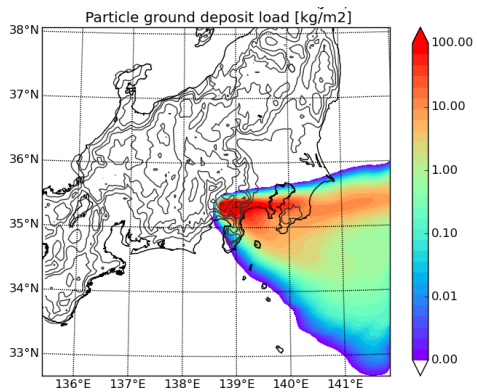
(a) caseH08



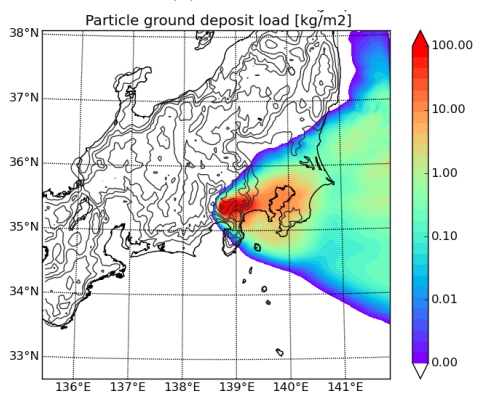
(b) caseH03



(b) caseH09



(c) caseH05



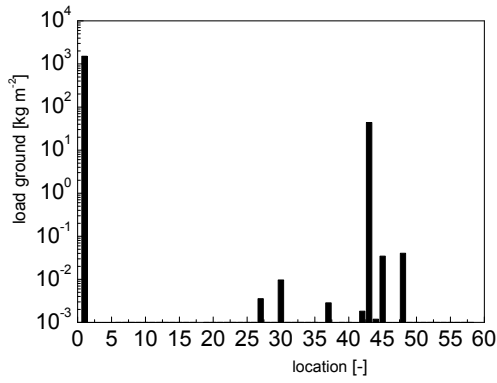
(d) caseH06

図12 堆積量分布（浅間山天明噴火相当条件）

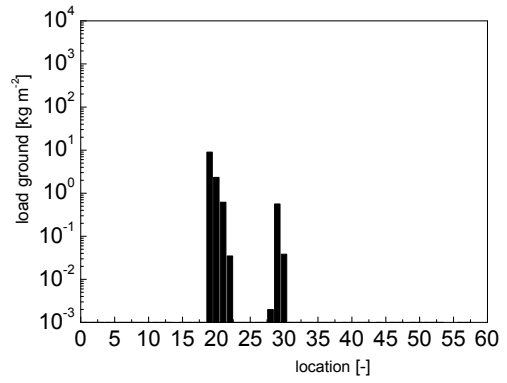


図13 FALL3D計算領域内に位置する気象官署

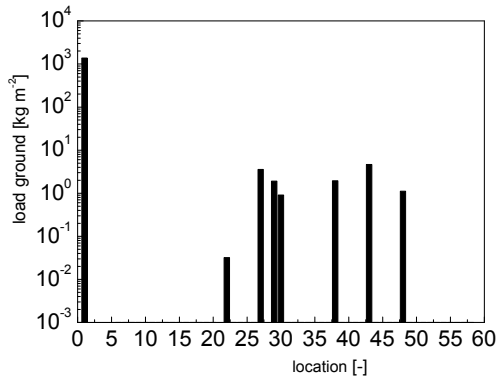
図11 堆積量分布（富士山宝永噴火相当条件）



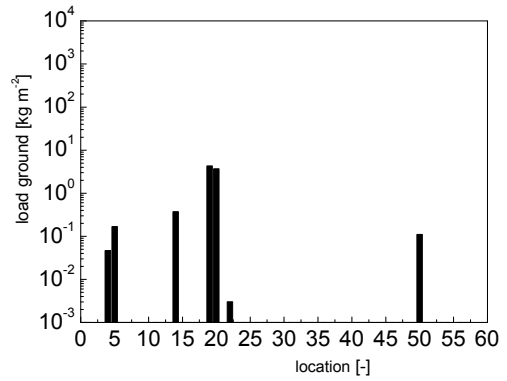
(a) caseH02



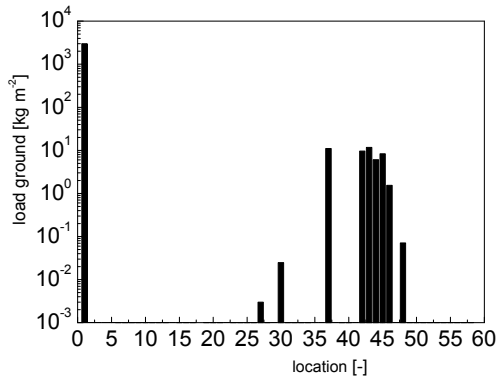
(a) caseH08



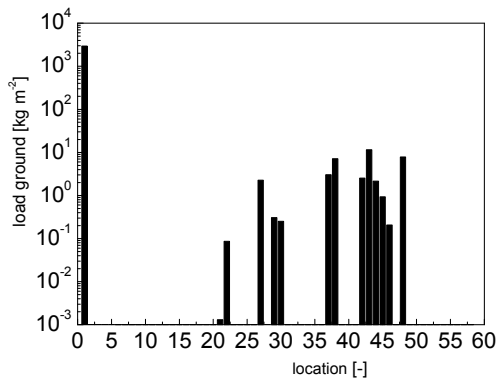
(b) caseH03



(b) caseH09



(c) caseH05



(d) caseH06

図15 浅間山天明噴火相当条件での気象官署位置での堆積荷重の最終値

び感度の低下・冬季 stage3 (caseH05) では低緯度域への変位および感度の低下・夏季 stage3 (caseH06) では感度の低下, を有する. 噴火継続時間の増加および夏季気象条件が堆積荷重の主軸水平方向への拡張を導いている. 経度に対する分布から, 富士山山頂より西側 (東経 138.7°以上) に  $10^{-3} \text{ kg m}^{-2}$  以上となる地点を限定していることも読み取れる. 浅間山天明噴火に相当する噴火条件 (図 17) でも, 堆積荷重の最終値は, 経度に対して緯度に対して敏感に反応する. 冬季 (caseH08) では低緯度域への変位・夏季 (caseH09) では高緯度域への変位を有する.

図14 富士山宝永噴火相当条件での気象官署位置での堆積荷重の最終値

表8 各ケースの堆積量の最終値 [kg m<sup>-2</sup>]

地点 (官署) 番号	官署名	所在県	北緯	東経	CaseH02	CaseH03	CaseH05	CaseH06	CaseH08	CaseH09
04(038)	白河	福島	37.128333	140.220000	—	—	—	—	—	4.68E-02
05(039)	小名浜	福島	36.943333	140.906666	—	—	—	—	—	1.69E-01
14(048)	宇都宮	栃木	36.546666	139.871666	—	—	—	—	—	3.75E-01
19(053)	軽井沢	長野	36.338333	138.548333	—	—	—	—	9.02E+00	4.33E+00
20(054)	前橋	群馬	36.401666	139.063333	—	—	—	—	2.32E+00	3.70E+00
21(055)	熊谷	埼玉	36.146666	139.383333	—	—	—	1.31E-03	6.16E-01	—
22(056)	水戸	茨城	36.376666	140.470000	—	3.21E-02	—	8.62E-02	3.49E-02	3.02E-03
27(061)	河口湖	山梨	35.496666	138.763333	3.57E-03	3.59E+00	3.00E-03	2.27E+00	—	—
28(062)	秩父	埼玉	35.986666	139.076666	—	—	—	—	1.99E-03	—
29(063)	館野	茨城	36.055000	140.130000	—	1.91E+00	—	3.07E-01	5.64E-01	—
30(064)	銚子	千葉	35.736666	140.860000	9.67E-03	9.09E-01	2.48E-02	2.53E-01	3.82E-02	—
37(071)	三島	静岡	35.111666	138.930000	2.84E-03	—	1.10E+01	3.02E+00	—	—
38(072)	東京	東京	35.690084	139.761586	—	1.94E+00	—	7.12E+00	—	—
42(076)	網代	静岡	35.043333	139.095000	1.81E-03	—	9.69E+00	2.54E+00	—	—
43(077)	横浜	神奈川	35.436666	139.655000	4.38E+01	4.66E+00	1.17E+01	1.15E+01	—	—
44(078)	館山	千葉	34.983333	139.868333	1.19E-03	—	6.05E+00	2.15E+00	—	—
45(079)	勝浦	千葉	35.146666	140.315000	3.46E-02	—	8.34E+00	9.30E-01	—	—
46(080)	大島	東京	34.746666	139.365000	—	—	1.54E+00	2.07E-01	—	—
48(082)	千葉	千葉	35.598333	140.106666	4.04E-02	1.12E+00	7.09E-02	7.88E+00	—	—
50(084)	日光	栃木	36.735000	139.503333	—	—	—	—	—	1.11E-01

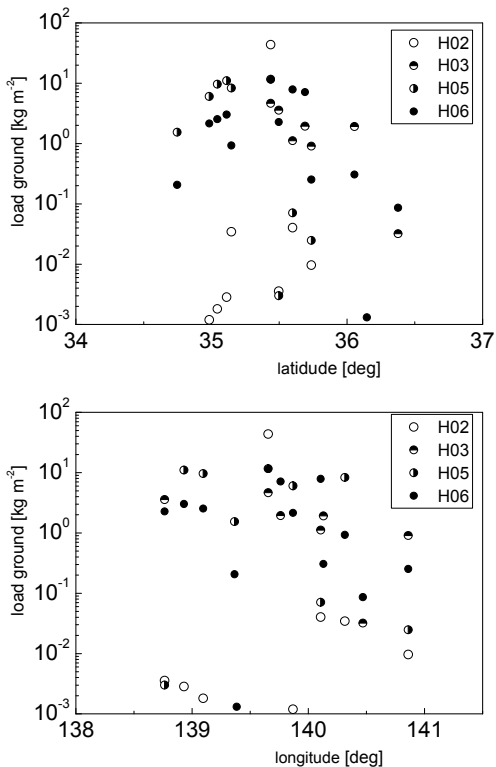


図16 富士山宝永噴火相当条件での気象官署位置での堆積量の最終値の緯度経度分布

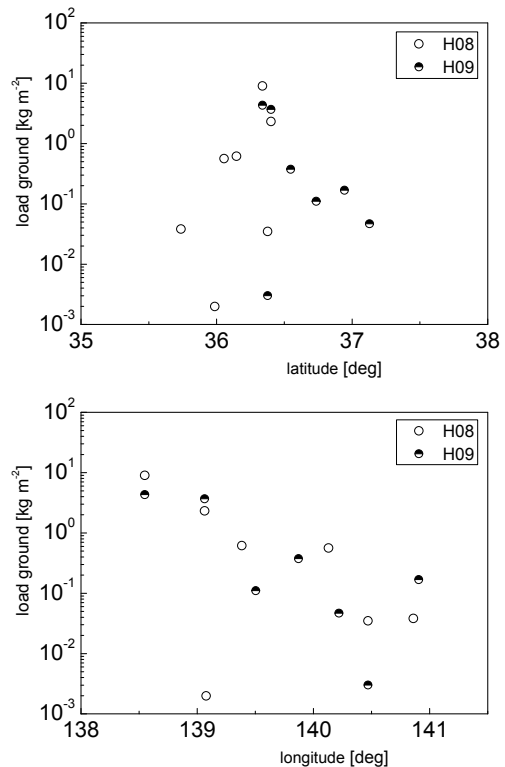
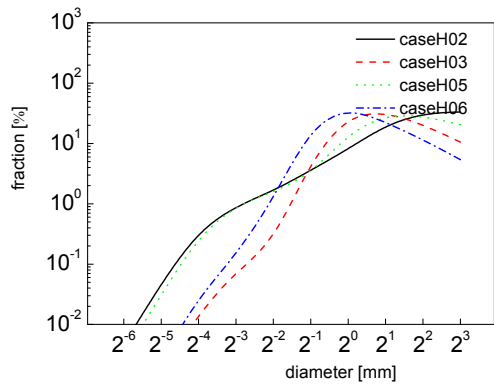


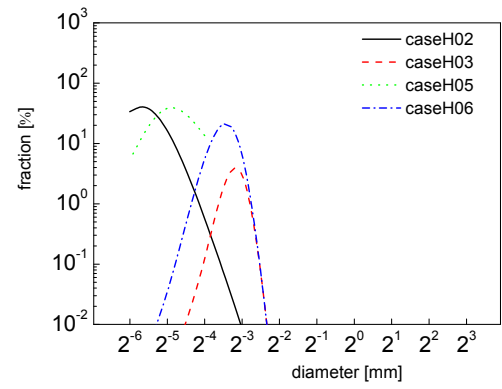
図17 浅間山天明噴火相当条件での気象官署位置での堆積量の最終値の緯度経度分布

図 18 に、富士山宝永噴火に相当する噴火条件での粒子階級毎の堆積荷重への寄与率を示す。図 16 (表 8) で取り上げた気象官署位置のうち、火口ごく近傍 (河口湖, 三島), 主軸沿い (横浜, 東京, 千葉) および主軸より約 50 km 北 (館野), 南 (大島) での結果を示す。地点

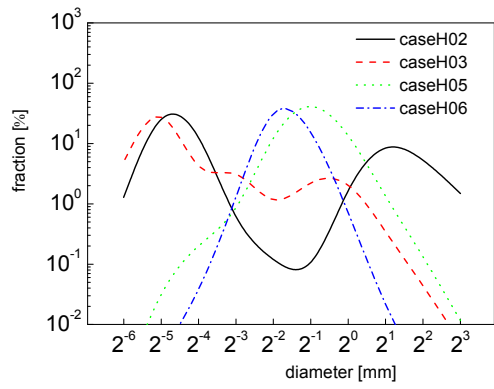
により各粒子階級の寄与率が異なる。冬季の stage1 相当 (caseH02) 条件下では、火口ごく近傍では粗粒子が支配的となり、火口からの離隔とともに細粒子が支配的となる。火口ごく近傍に位置する河口湖地点では、粗粒子側において、堆積荷重が一定値に漸近する分布となり、



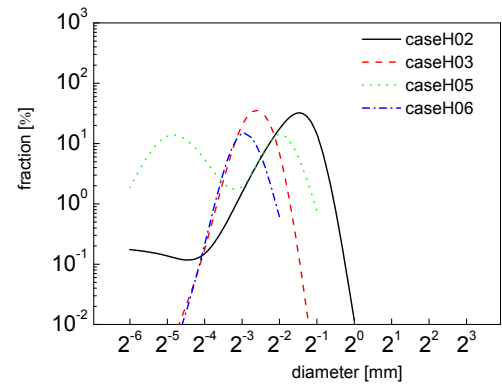
河口湖 (山梨)



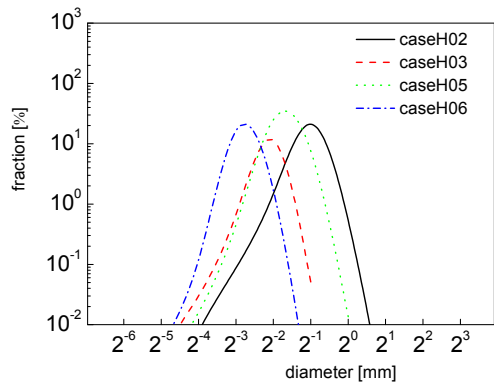
館野 (茨城)



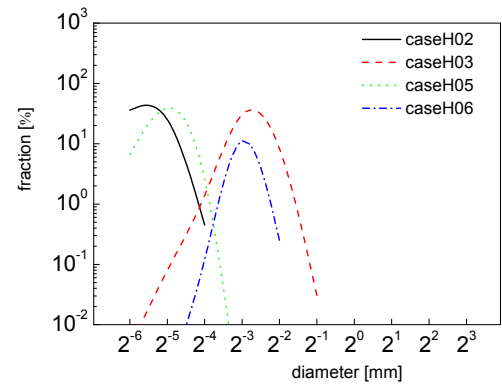
三島 (静岡)



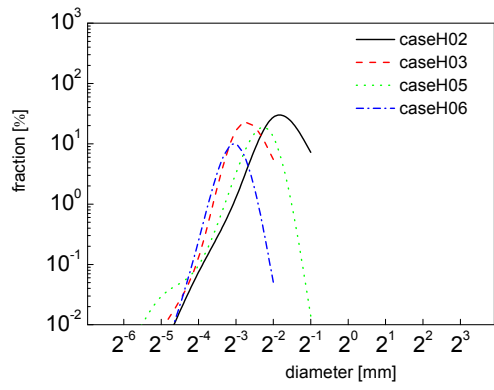
東京 (東京)



横浜 (神奈川)



大島 (東京)

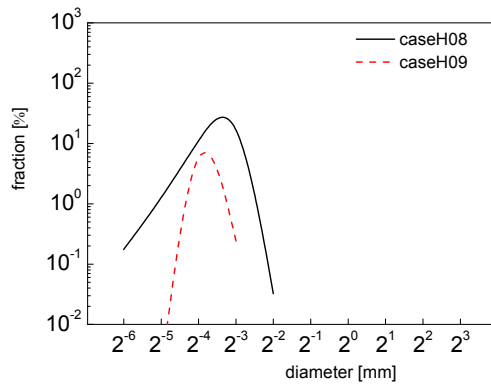


千葉 (千葉)

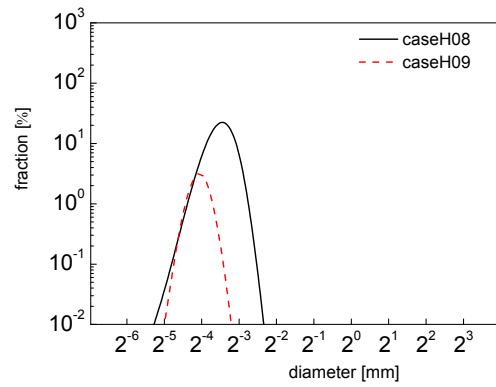
図18 富士山宝永噴火相当条件での粒子階級別堆積荷重への寄与率 (最終値)

火山礫に相当する  $8 (=2^3)$  mm の寄与が最大となる。同じ火口ごく近傍の三島地点でも、粗粒子 ( $4 (=2^2)$  mm -  $2 (=2^1)$  mm) の寄与が顕著であるが、同時に非常に小さな粒子 ( $2^{-5}$  mm) の寄与も増加し、2つの直径で極大値をとる。主軸沿いでは、火口からの離隔とともに、最大値をとる粒子直径の減少を確認できる。最大値をとる粒子直径は、横浜地点で 1

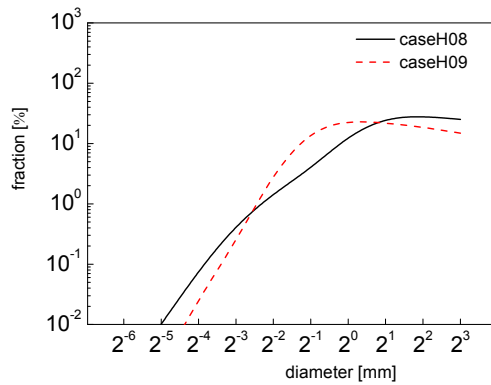




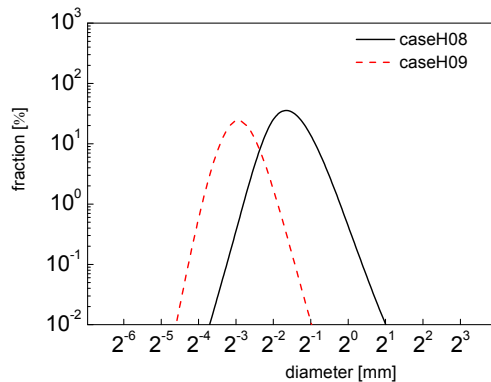
宇都宮 (栃木)



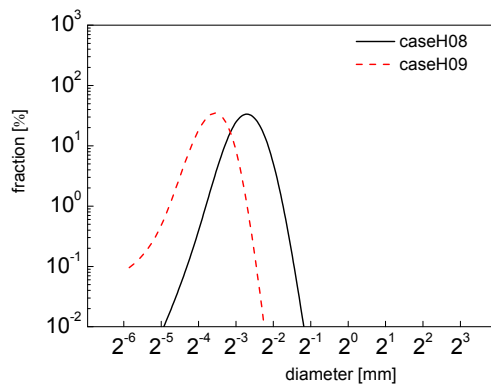
水戸 (茨城)



軽井沢 (長野)



前橋 (群馬)



熊谷 (埼玉)

図19 浅間山天明噴火相当条件での粒子階級別堆積荷重への寄与率 (最終値)

( $=2^0$ ) mm - 0.5 ( $=2^{-1}$ ) mm, 千葉地点で 0.5 ( $=2^{-1}$ ) mm - 0.25 ( $=2^{-2}$ ) mm まで減少する。主軸から水平方向に 50 km 程度の距離を有する館野・大島地点では、さらに小さな粒子 (直径  $2^{-6}$  mm) が支配的となる。この粒子直径は、三島地点の極大値と概ね一致することから、三島地点の結果は、主軸に沿った地点に見られる粗粒子の関与と主軸からはずれた地点に見られる細粒子の関与との重畳によるものと推測される。冬季の stage1 相当 (caseH02) 以外の条件下では、火口ごく近傍 (河口湖, 三島) および主軸沿い (横浜, 東京, 千葉) では、最大値をとる粒子直径は、細粒子域に移る傾向を持つ。冬季 stage3 (caseH05), 夏季 stage1 (caseH03), 夏季 stage3 (caseH06) の順で小さくなる。ここでは、噴火条件の影響より季節の影響が大きくなる。河口湖では、8 ( $=2^3$ ) mm から 2 ( $=2^1$ ) mm 以下に減少する。横浜では  $2^{-1}$  mm -  $2^{-3}$  mm, 千葉では  $2^{-2}$  mm -  $2^{-4}$  mm 程度となる。また、caseH02 の三島地点に見られた 2 つの極大値からなる分布を、caseH05 の東京地点でも確認できる。主軸から水平方向に 50 km 程度の距離を有する館野・大島地点では、caseH03 と caseH06 では主軸沿いの地点と同程度の粒子直径 ( $2^{-2}$  mm -  $2^{-4}$  mm) が支配的となり、caseH05 では非常に小

さな粒子 ( $2^{-5}\text{mm}$ ) が支配的となる。この粒子直径は、東京地点の極大値と整合し、caseH02の三島地点で見られた現象との呼応を理解できる。

図 19 に、浅間山天明噴火に相当する噴火条件での粒子階級毎の堆積荷重への寄与率を示す。図 17 (表 8) で取り上げた気象官署位置のうち、火口ごく近傍 (軽井沢)、主軸沿い (宇都宮、前橋、熊谷、水戸) での結果を示す。富士山宝永噴火に相当する噴火条件での結果と類似して、火口ごく近傍 (軽井沢) では、粗粒子の寄与が支配的であり、主軸にそって、火口からの離隔とともに細粒子の寄与が支配的となる。

### 3.3 経時変化

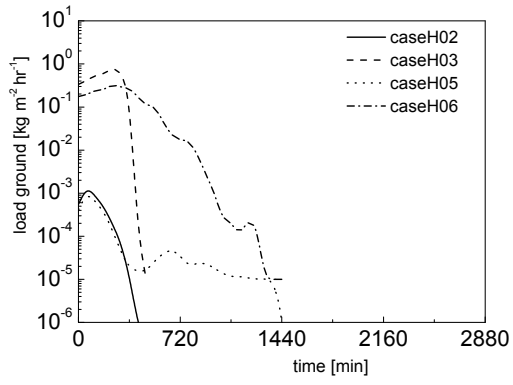
図 20 に、富士山宝永噴火に相当する噴火条件での図 18 で論じた気象官署地点における堆積物荷重の時間変化量の経時変化を示す。縦軸は、単位面積当たりの堆積荷重の 1 hr での変化量とした。横軸は噴火開始を 0 とした経過時間 min とした。冬季の stage1 相当 (caseH02) 条件下において、横浜地点での  $10^1 \text{ kg m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$  を読み取れる。主軸上では、火口から離隔を有していても、堆積荷重の急増を生じる。この急増の主軸からのわずかなずれによる緩和も読み取れる。このような局所性は、噴火継続時間の長い、caseH05、caseH06 では、認められない。発生する時刻や継続時間は異なるものの、いずれの地点も  $10^0 \text{ kg m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$  程度の堆積荷重の増加を経験する。この堆積荷重の増加の発生時刻は、火口との距離に対して単純な関係を持たない。三島や大島地点において、最大値を与える時刻は 1440 min 程度であり、この値は、三島や大島地点に比べて火口との離隔を有する館野の値よりも大きい。また、堆積の継続時間にも差異を確認できる。ここで、東京地点の結果に注意を願いたい。東京地点は、降灰の顕著な影

響を受ける領域の境界近傍に位置することから、わずかな主軸の偏向により、結果が急変する。

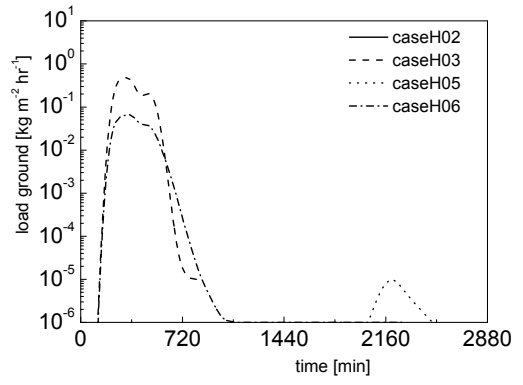
caseH02 ではほぼ 0 となるが、caseH03 で急増する。また、粒子階級毎の堆積荷重分布において二つの直径で極値を与えた caseH05 で、この経時変化でも噴火直後と 2160min との 2 時刻でピークをとる。これは、三島地点の caseH02 においても同様のことを確認できる (ただし、ピークをとる 2 時刻の間隔は小さい)。また、 $10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ hr}$  程度の認知が想定される堆積量が生じるケースにおいて、その堆積量の発生は、噴火後、2 時間程度のタイムラグを有している。この値も、Miyaji et al.(2011) と合致する。

図 21 に、浅間山天明噴火に相当する噴火条件での図 19 で論じた気象官署地点における堆積物荷重の時間変化量の経時変化を示す。最大値は、火口近傍 (軽井沢) から主軸にそって遠方に行くに従い減少する。ただし、宇都宮および熊谷では、主軸からのわずかな離隔に従い、主軸の偏向に準じた挙動を呈する。

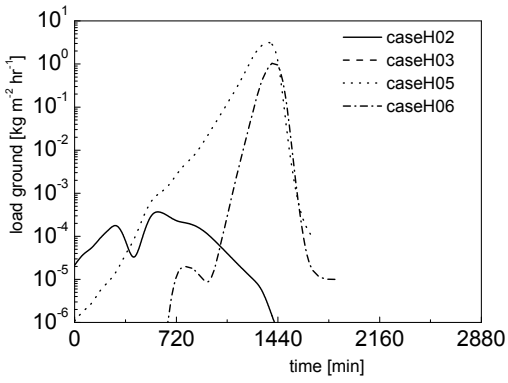
図 22 に、富士山宝永噴火に相当する噴火条件での図 18 で論じた気象官署地点における地表近傍での降下火山灰の気中濃度の経時変化を示す。横軸は噴火開始を 0 とした経過時間 min とした。縦軸の図化範囲に、降下火山灰の輸送過程への議論も目的としているため、機器などへの影響が考えられない小さい値も含めた。降下火山灰の堆積過程における時間遅れを確認できる。火口近傍においても、6 hr (360 min) もしくは 24 hr (1440 min) の噴火終了の後も値を有している。火口から主軸沿いに位置する横浜とより遠方に位置する千葉とを比較すると時間遅れが必ずしも火口からの離隔によらないことも理解できる。さらに、大気中濃度の最大値として、横浜での  $1 \text{ g m}^{-3}$  を読みとることもできる。また、図 20 に示した、堆積荷重の時間変化量の経時変化との類似性は、概ね



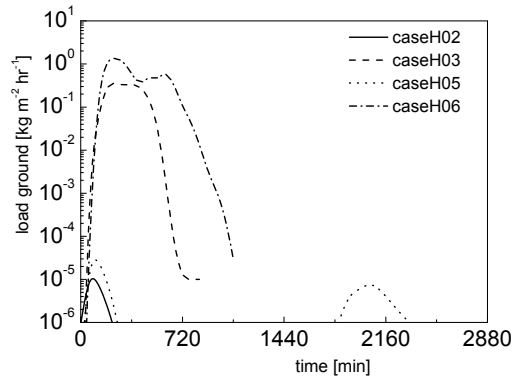
河口湖



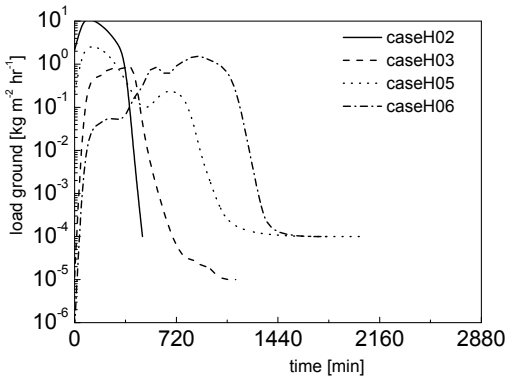
館野



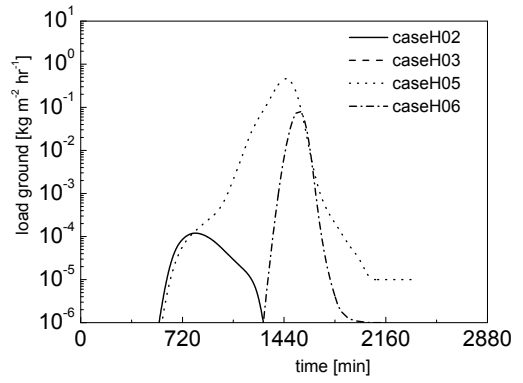
三島



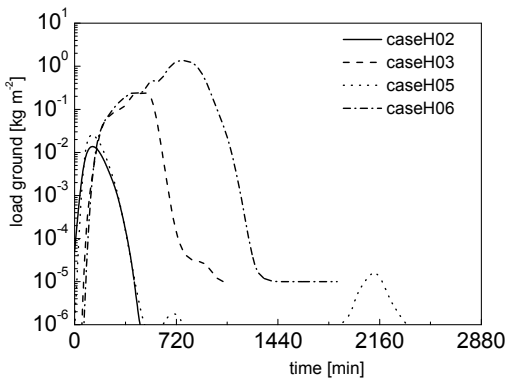
東京



横浜

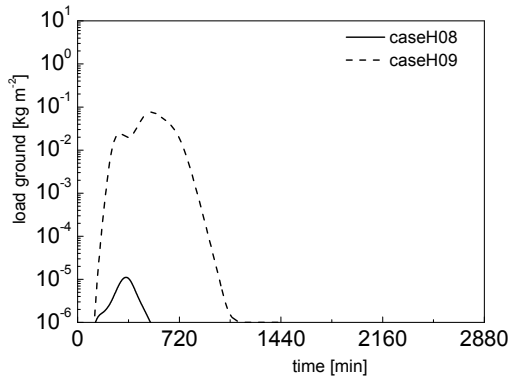


大島

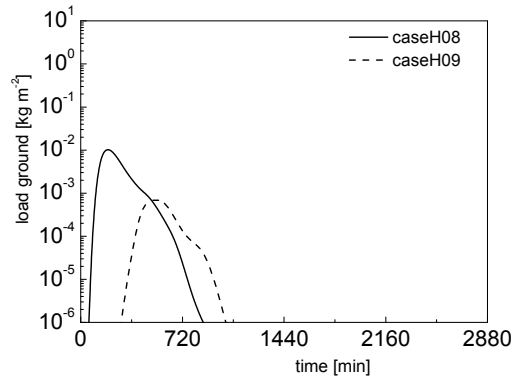


千葉

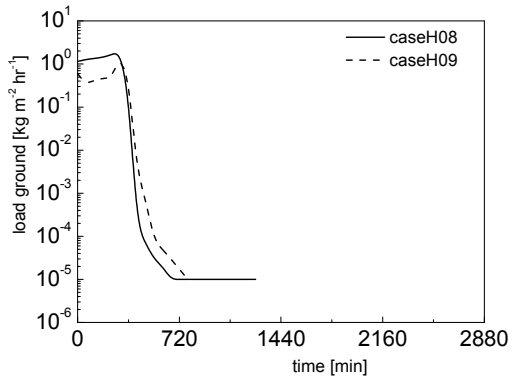
図20 富士山宝永噴火相当条件での堆積量の時間変化



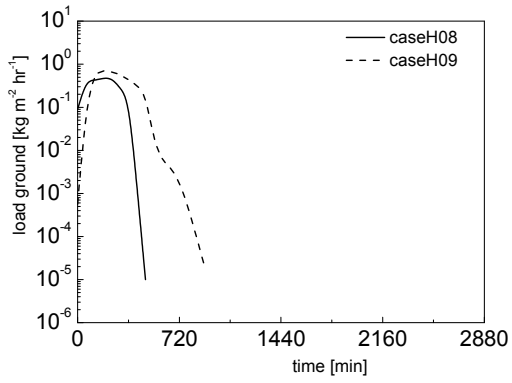
宇都宮



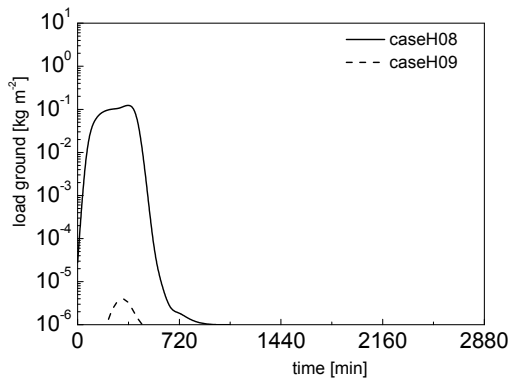
水戸



軽井沢

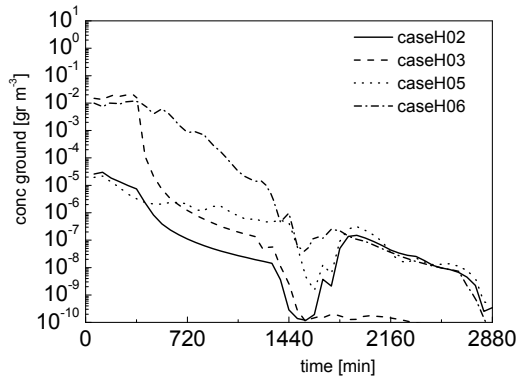


前橋

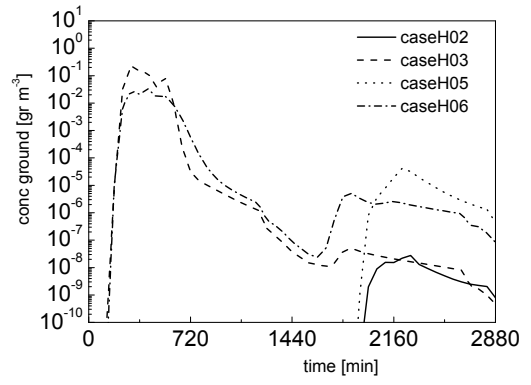


熊谷

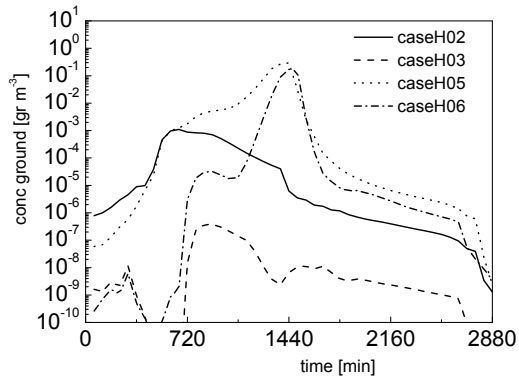
図21 浅間山天明噴火相当条件での堆積量の時間変化



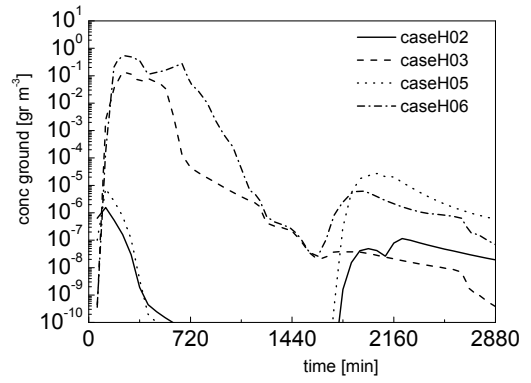
河口湖 (山梨)



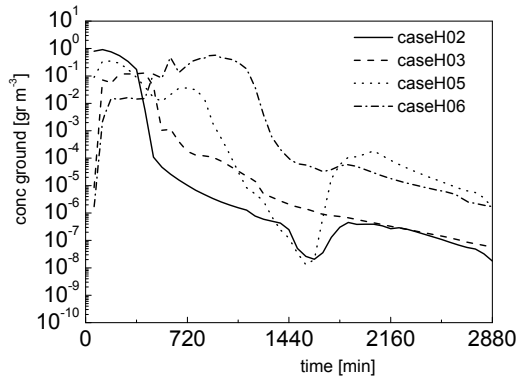
館野 (茨城)



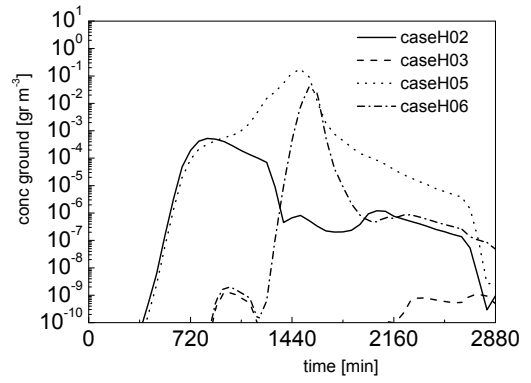
三島 (静岡)



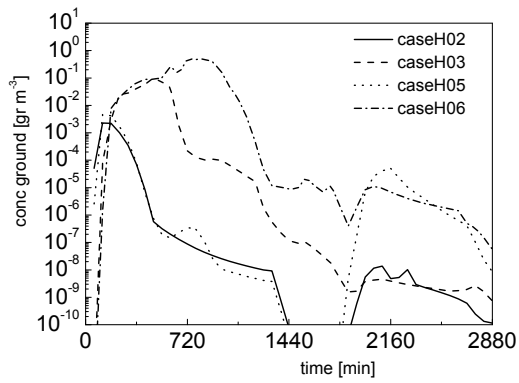
東京 (東京)



横浜 (神奈川)

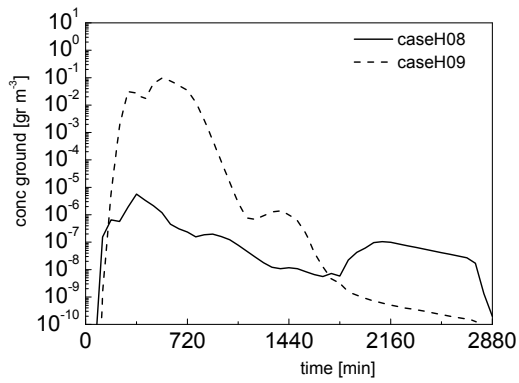


大島 (東京)

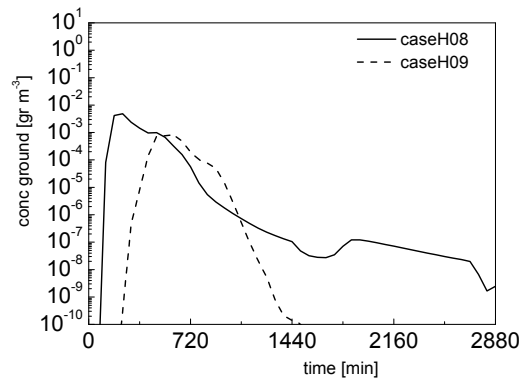


千葉 (千葉)

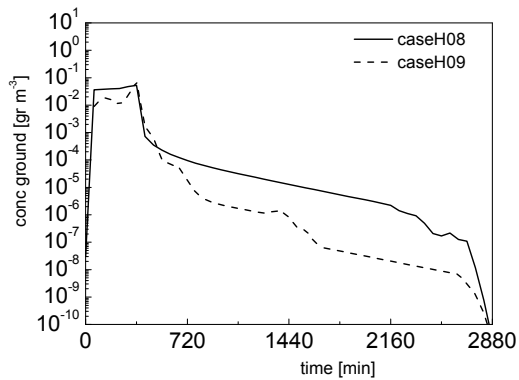
図22 富士山宝永噴火相当条件での降灰濃度 (地面近傍) の時間変化



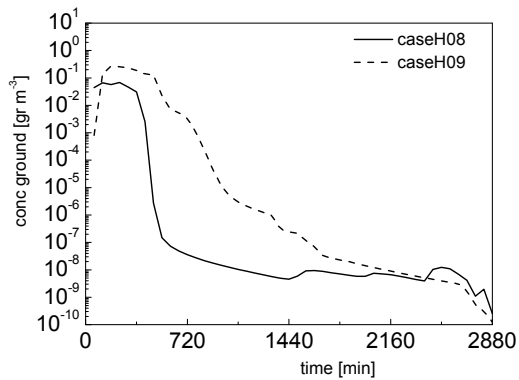
宇都宮 (栃木)



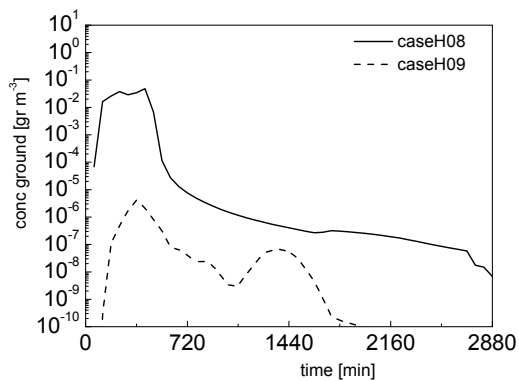
水戸 (茨城)



軽井沢 (長野)



前橋 (群馬)



熊谷 (埼玉)

図23 浅間山天明噴火相当条件での降灰濃度 (地面近傍) の時間変化

担保される。堆積量の時間変化量  $x$  と気中濃度  $y$  との間に、 $y [\text{gr m}^{-3}] \cong 0.1x [\text{kg m}^{-2} \text{hr}^{-1}]$  の関係を見出せる。

図 23 に、浅間山天明噴火に相当する噴火条件での図 19 で論じた気象官署地点における地表面近傍での降下火山灰の気中濃度の経時変化を示す。横軸は噴火開始を 0 とした経過時間 min とした。富士山宝永噴火に相当する噴火条件での結果と同じように、堆積荷重の時間変化量の経時変化との類似性を確認できる。ただし、堆積量の時間変化量  $x$  と気中濃度  $y$  との関係式は変調する。本関係式の事象依存性とともに、複雑な条件に対応しうる降灰シミュレーションの有用性を理解できる。

#### 4. 結言・考察

本研究では、電中研気象予測・解析システム NuWFAS により再現された気象場を予条件に降下火山灰の数値シミュレーションを実施した。関東地方での降下火山灰ハザード評価の一例として、富士山および浅間山の噴火を対象とした。前者では、噴火条件として宝永噴火 (AD1707) に見られた大きな噴出率・高い噴煙柱を有するが継続時間が短いときの条件 (stage1) とそれ

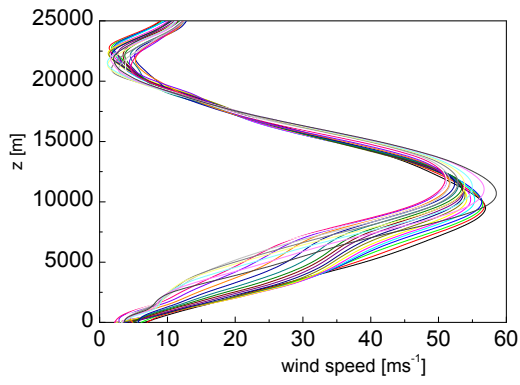
に比べて穏やかだが継続時間が長いときの条件 (stage3) とを考慮した。後者では、天明噴火の継続的なプリニー式噴火の条件を考慮した。気象条件として、冬季と夏季とを考慮した。ハザード評価の観点から、53年間気象再現計算に基づく高解像度長期気象・気候データベース CRIEPI-RCM-Era に対して統計処理 (自己組織化マップおよびクラスタリング) を施すことで、冬季と夏季の代表的な気象場を選定した。

強い偏西風が持続される冬季において、自己組織化マップおよびクラスタリング (Kmeans および階層的) とともに、類似の風速分布を代表条件として選定した。選定された条件は、冬季・夏季とも、一般的な大気鉛直構造に整合した風速・風向・気温の分布を与えた。気温の鉛直分布から読み取れる対流圏界面の高度やその下層に見られるジェット気流の風速などにおいて、一般的な大気の数値との定量的合致も与えた。また、富士山を対象としたケースと浅間山を対象としたケースとの間に定性的な差異を有しておらず、メソから総観スケールでの空間代表性を保持しており、地面近傍での局所的な現象に依存しない選択を確認できる。これらから、本手法が、降灰シミュレーションの実行で重要となるメソから総観スケールでの代表的な気象条件の選定法の一つであることを理解できる。ただし、夏季では、強い偏西風の形成が継続されないことから、統計処理のパラメータの設定に留意を要する。

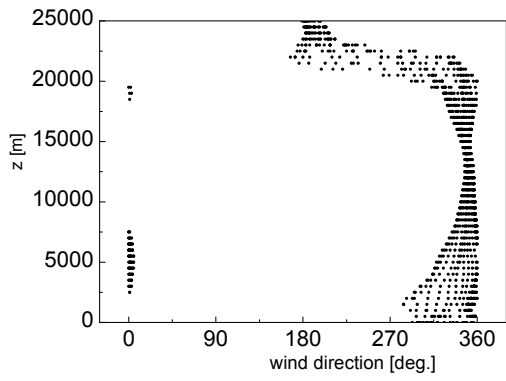
この気象条件を付与した FALL3D によるシミュレーションは、降下火山灰の堆積量の最終値分布においての東向きが主軸が形成されることを示した。この主軸とともに、分布形は高いアスペクト比を呈する。緯度方向に強い感度を含むことになるため、主軸から直交方向に距離に対して値は、急変する。主軸近傍では、火口から 100 km の離隔を有する首都圏においても  $10^1 \text{ kg m}^{-2}$  以上の荷重が生じうること、この

荷重の増加は、1 時間程度で行われうることも明らかにした (この荷重の増加率は、浅間山天明噴火のときの記録 (1 日で 10 mm 以上の堆積 (津久井 2011)) と整合する)。同時に、 $10^{-1}$ – $10^0 \text{ g m}^{-3}$  程度の大気中濃度も確認された。これらの値に設備への影響という観点から解釈を与える。降下火山灰の堆積荷重 ( $\cong 10^1 \text{ kg m}^{-2}$ ) は、1kg が 1mm 堆積厚に相当することを勘案すると、送電設備のフラッシュオーバーを引き起こす可能性を有する (Wardman et al. 2012a)。ただし、産業用タンクの固定式屋根を損傷させる一般的な荷重 ( $\cong 10^2 \text{ kg m}^{-2}$ ) に比べると小さい。一方、大気中濃度 ( $10^{-1}$ – $10^0 \text{ g m}^{-3}$ ) は、人間の視界に有意に影響する値である  $5 \times 10^{-5} \text{ g m}^{-3}$  (Barsotti et al. 2010) や空調用フィルターの頻繁な交換を促す値である  $2 \times 10^{-4} \text{ g m}^{-3}$  (Milazzo et al. 2013) より大きい。なお、緯度方向に強い感度によりシミュレーションの値は、実際の富士山宝永噴火の結果と局所的には、定量的な一致を与えない。特に、実際の富士山宝永噴火では、北方への影響範囲の拡張が認められている (Miyaji et al. 2011)。これを導く風速 2 成分鉛直分布も存在しているが (図 1)、本手法では、それが代表条件として選択されなかった。このことから、文献・地質・火山学的調査と数値シミュレーションとの補完関係も理解できる。

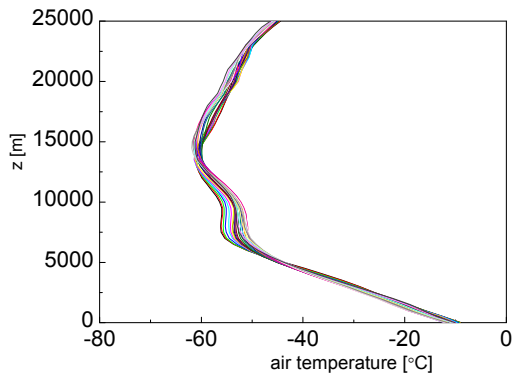
また、降下火山灰の影響範囲は、気象・噴火条件により、複雑に変化することを明らかにした。いずれの条件においても、降下火山灰の堆積荷重の最終値の主軸は、東向きとなった。しかし、主軸直交方向の影響範囲は、噴火継続時間に強く依存する。特に、噴火継続時間が 1 日以上におよぶ噴火で影響範囲が拡大した。この拡大への物理解釈として、図 24, 25 に、富士山宝永噴火 stage3 相当条件下での火口位置における風速・風向・気温の鉛直分布の日変化によるばらつきを示す (図中には、12 時から翌



(a) 風速

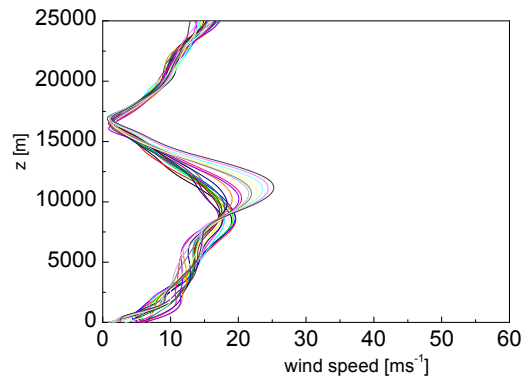


(b) 風向

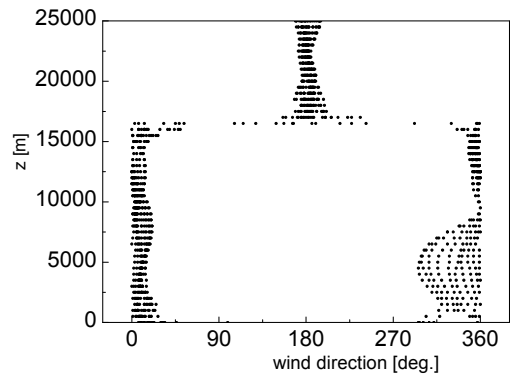


(c) 気温

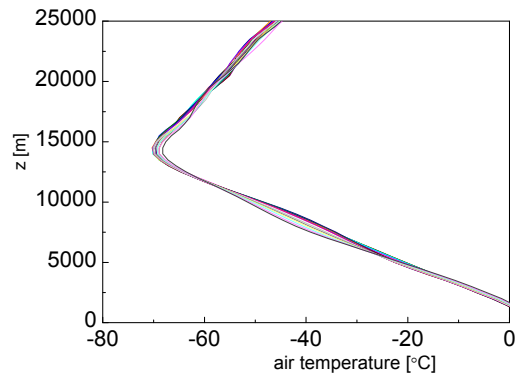
図24 火口位置での風速・風向気温鉛直分布の日変化 (caseH05)



(a) 風速



(b) 風向



(c) 気温

図25 火口位置での風速・風向気温鉛直分布の日変化 (caseH06)



日 12 時までの 1 時間毎のデータを記載した)。堆積荷重の最終値のカラーコンタとの対比 (図 11) から、その分布形が、風速・風向の鉛直分布の日変化によるばらつきの影響を強く受けていることを理解できる。

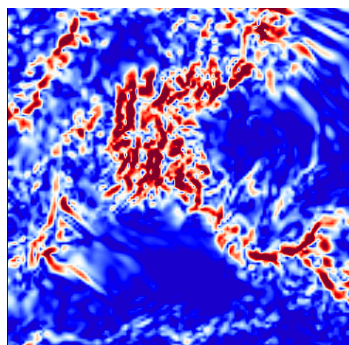
このことは、降下火山灰の影響範囲を議論する上で、定常条件下での乱流拡散係数の調整は、物理現象に正しく立脚していないことも意味する。図 26-29 に、冬季・夏季代表条件下での水平方向渦動粘性係数  $K_h$  のコンターを示す。これらの値は (気象の分野で広く用いられているモデルにより推定されていることから自明ではあるが)、通常的气象場での観測結果と整合する。水平分布とともに地上高や時間への依存を有するものの、 $K_h$  の最大値は  $1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  程度に収まる。降下火山灰の主軸直角方向への広がり再現する上で、移流過程への非定常性を適切に加味することで、乱流拡散係数の過大な調整が不要となることを理解できる。

さらに、降下火山灰の影響範囲の評価における不確かさの議論で、風向や風速の変化を画一的に取り扱うことへの注意も喚起する。気象条件の変化は、様々な時空間スケールを有しているが、このマルチスケール性は、複数の特徴的なスケール (シノプティック、メソ、マイクロ) での現象の重ね合わせによる。風向や風速に含まれる値のばらつきを、スケール分離することなく、単純な統計処理で評価することは、気象のマルチスケール性の特徴を考慮していないことになる。なお、今回のシミュレーションでは、シノプティック・メソスケールでの変化をシミュレーションの中で陽に取り扱い、マイクロスケールでの変化をシミュレーションの中でパラメタリゼーション (乱流モデル) として取り扱うことで、そのマルチスケール性との整合を図った。

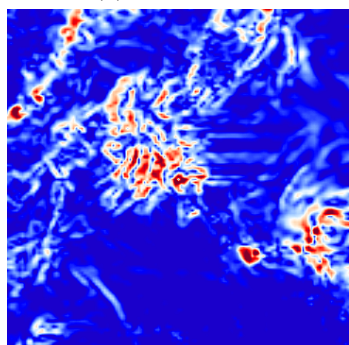
また、このような気象条件の複雑な関与が、降下火山灰の輸送過程だけでなく噴煙柱性状に

も見られることに留意を要する。表 7 に示したシミュレーションの結果の取りまとめのとおり、噴煙柱のエントレインメントの盛衰が生じているが、これは、風速の増減に呼応するものと理解できる。このことは噴煙柱のモデル自体の高度化が降下火山灰のハザード手法の改良に寄与することも意味する。ここで、いずれの値も、実測値に基づく推定値である  $3.8 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$  (Miyaji et al. 2011) と比べて、一桁程度大きい。別途、噴出率 ( $= 3.8 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ ) を与条件とした BPT モデルの噴煙柱高さにおける過小評価を確認している。このことから、BPT モデルは、噴出率の過大評価もしくは噴煙柱高さの過小評価を導きうることを理解できる。ただし、実際の噴火では、噴煙柱高度や噴出率が時間とともに変化する。本報では、ハザード評価を目的としていることから、この変化を見込んでいないことも、噴出率の過大評価もしくは噴煙柱高さの過小評価の一因と推定される。本報では、噴煙柱高さが降下火山灰の影響範囲に強く関与することを踏まえて、噴煙柱高さを予条件とする手順を選択した。ただし、過大な噴出率は、シミュレーション結果にも影響するものと考えられる (Scollo et al. 2008)。特に、噴出率と密接な関係を持つ、気中濃度・堆積量の時間変化などの定量的評価に慎重を要する。噴火中の総噴出量は、実際の値である  $2 \times 10^{12} \text{ kg}$  (Magill et al. 2015) にほぼ合致している。降下火山灰の堆積量の最終値は、観測値との定量的な比較を許容すると考えられる。さらに、風だけでなく、気温の鉛直分布も噴煙柱の発達過程に影響を及ぼしている可能性がある。図 10 に示した気温の鉛直分布からも明らかのように、対流圏界面の高さは、噴煙柱の頂部に相当することから、その日変化・季節変化とともに生じる噴煙柱の発達過程の変調も注視を要する。

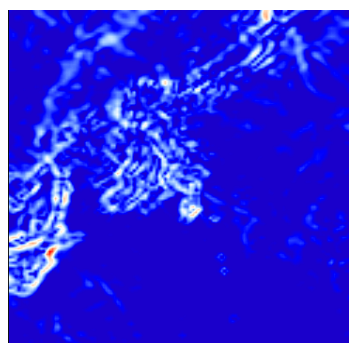
今後は、当所が別途開発を進めている、ラー



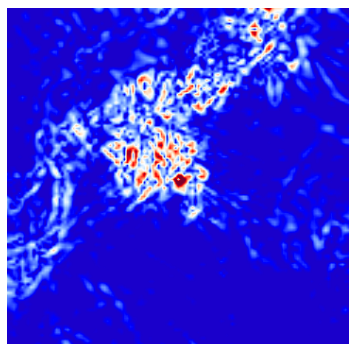
(a) 標高500 m



(b) 標高3000m



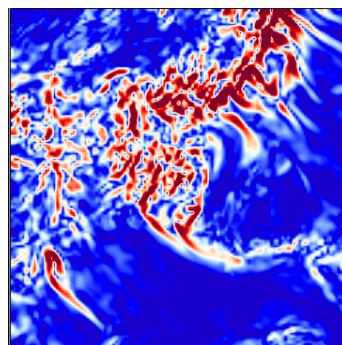
(c) 標高10000m



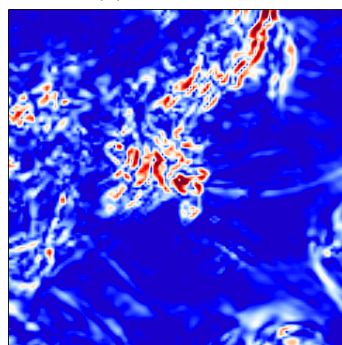
(d) 標高15000m



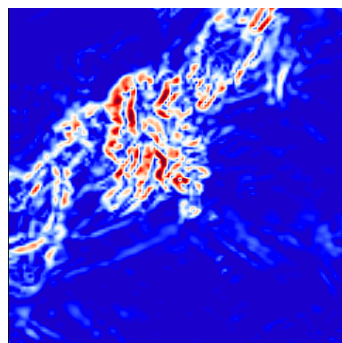
図26 渦粘性係数 $K_h$  (caseH05, 噴火開始時刻)  
(可視化領域は図11と同じ)



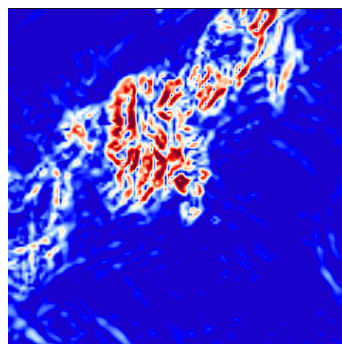
(a) 標高500 m



(b) 標高3000m



(c) 標高10000m



(d) 標高15000m

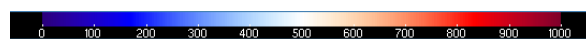
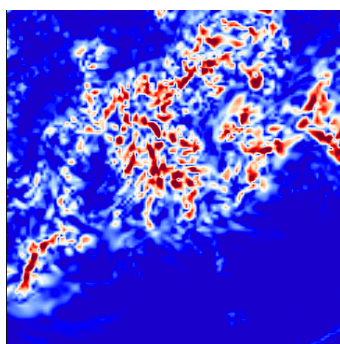
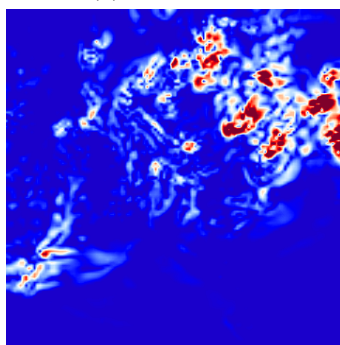


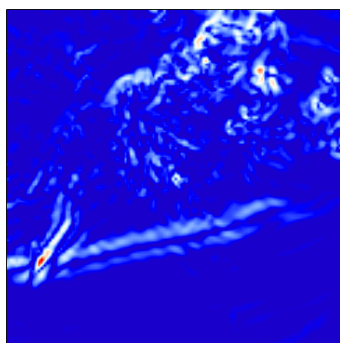
図27 渦粘性係数 $k_h$  (caseH05, 噴火12hr後)  
(可視化領域は図11と同じ)



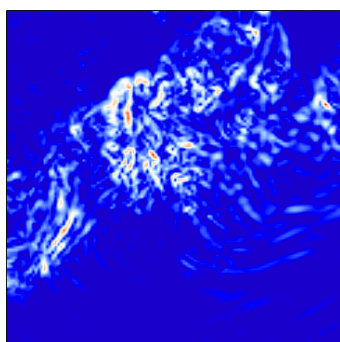
(a) 標高500 m



(b) 標高3000m



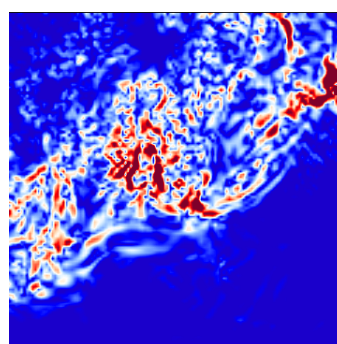
(c) 標高10000m



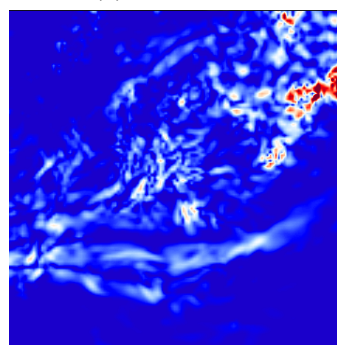
(d) 標高15000m



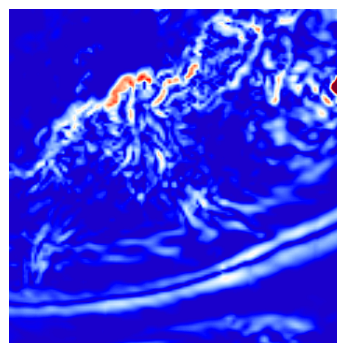
図28 渦粘性係数 $K_h$  (caseH06, 噴火開始時刻)  
(可視化領域は図11と同じ)



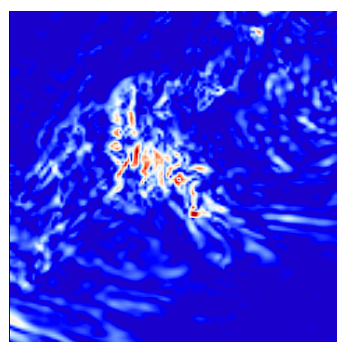
(a) 標高500 m



(b) 標高3000m



(c) 標高10000m



(d) 標高15000m



図29 渦粘性係数 $k_h$  (caseH06, 噴火12hr後)  
(可視化領域は図11と同じ)

ジ・エディ・シミュレーションによる噴煙柱モデルとの関係などから、噴火条件のより詳細な取り込みを進めるとともに、実験・観測データの拡充とともに、降下火山灰の輸送過程への表現力を向上させる。さらに、代表条件の抽出方法への知見の蓄積および非定常シミュレーションの特長を活かしたシミュレーション結果による降下火山灰の影響範囲の不確かさ解析や降下火山灰 PRA 手法への拡張を目指す。

## 謝辞

FALL3D の実行にご知見を頂いた Dr. Arnau Folch (Barcelona Supercomputing Center), 数値シミュレーションの実施にご尽力を頂いた石原修二氏 (電力計算センター), 郷祐美子氏 (電力計算センター), NuWFAS-RCM-Era2 の分析にご助言を頂いた橋本篤氏 (電力中央研究所), 火山ハザードに関する深い洞察・最新の知見を頂いた三浦大助氏 (電中研), 竹内晋吾氏 (電中研), シミュレーション結果の分析にご助言を頂いた中尾圭佑氏 (電中研) に深謝いたします。

報告書草稿への精読と結果への新しい価値の付加にもつながる多くの御助言を頂いた伊藤久敏氏, 瀧本浩史氏, 佐藤歩氏 (電力中央研究所) およびシミュレーション結果, 特に気中濃度, の解釈に有益な御助言を頂いた江口譲氏に深謝いたします。

## 参考文献

荒巻重雄, 安井真也, 小屋口剛博, 草野加奈子 (1998) 古記録・古文書に残された浅間火山天明 3 年の降下火砕堆積物の層厚. 火山 43:223-237  
宇井忠英, 荒井健一, 吉本充宏, 吉田真理夫, 和田穰隆, 服部伊久男, 米田弘義 (2002) 江戸

市内に降下し保存されていた富士山宝永噴火初日の火山灰. 火山 47:87-93  
新牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道 (2007) 富士火山. 山梨県環境科学研究所.  
川村隆一 (2011) 自己組織化マップ. 天気 58:37-38  
新堀敏基, 相川百合, 福井敬一, 橋本明弘, 清野直子, 山里平 (2010) 火山灰移流拡散モデルによる量的降灰予測—2009 年浅間山噴火の事例—. 気象研究所研究報告 61:13-29  
須藤仁, 服部康男 (2011) 数値流体解析を用いた降下火山灰のハザード評価技術に関する調査. 電力中央研究所報告 N10028: 20 pp  
津久井雅志 (2011) 浅間山天明噴火: 遠隔地の史料から明らかになった降灰分布と活動推移. 火山 56:65-87  
土志田潔 (2010) 降下火山灰の体系的リスク評価に向けて—留意点と課題—. 電力中央研究所報告 N09031: 25 pp  
日本建築学会 (2015) 建築物荷重指針・同解説改訂版 (第 5 版)  
日本電気協会 (2015) 原子力発電所火山影響評価技術指針. JEAG4625: 14 pp  
橋本篤, 平口博丸, 田村英寿, 服部康男, 松梨史郎 (2013) 領域気候モデルを用いた過去 53 年間の気象・気候再現. 電力中央研究所報告 N13004: 18 pp  
服部康男, 須藤仁, 土志田潔, 平口博丸 (2014) 数値シミュレーションによる降下火山灰の輸送・堆積特性評価法の開発 (その 1) —新燃岳噴火の降灰挙動における気象影響評価—. 電力中央研究所報告 N14004: 19 pp  
松下春奈, 西尾芳文 (2005) 二種類の SOM を用いたクラスタリングに関する研究. 電子情報通信学会技術研究報告  
松山佐和 (2004) ウェーブレット変換によるデータ圧縮の最適モデル. 可視化情報学会論文集 24:37-42

- 安井真也, 小屋口剛博, 荒牧重雄 (1997) 堆積物と古記録からみた浅間火山 1783 年のプリニー式噴火. 火山 42:281–297
- 安井真也 (2015) 降下火砕堆積物からみた浅間前掛山の大规模噴火. 火山 60:211–240
- Barsotti S, Andronico D, Neri A, Del Carlo P, Baxter PJ, Aspinall WP, Hincks T (2010) Quantitative assessment of volcanic ash hazards for health and infrastructure at Mt. Etna (Italy) by numerical simulation. *J Volcanology Geothermal Res* 192: 85–96
- Bonadonna C, Connor CB, Houghton BF, Connor L, Byrne M, Laing A, Hincks TK (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *J Geophysical Res* 110: B03203
- Costa A, Macedonio G, Folch A (2006) A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. *Earth Planetary Sci Lett* 241: 634–647
- Daniel P, Lirer L, Petrosino P, Spinelli N, Peterson R (2009) Applications of the PUFF model to forecasts of volcanic clouds dispersal from Etna and Vesuvio. *Computers & Geo* 35: 1035–1049
- Folch A, Costa A, Macedonio G (2009) FALL3D: a computational model for transport and deposition of volcanic ash. *Computers Geosciences* 35: 1334–1342
- Folch A, Sulpizio R (2010) Evaluating long-range volcanic ash hazard using supercomputing facilities: application to Somma-Vesuvius (Italy), and consequences for civil aviation over the Central Mediterranean Area. *Bull Volcanol* 72: 1039–1059
- Folch A (2012) A review of tephra transport and dispersal models: evolution, current status, and future perspectives. *J Volcanology Geothermal Res* 235–236: 96–115
- Folch A, Costa A, Basart S (2012) Validation of the FALL3D ash dispersion model using observations of the 2010 Eyjafjallajökull volcanic ash clouds. *Atmospheric Environment* 48: 165–183
- IAEA (2012) Volcanic hazards in site evaluation for nuclear installations. IAEA Safety Standards SSG-21: 106 pp
- Keating GN, Pelletier JD, Valentine GA, Statham W (2008) Evaluating suitability of a tephra dispersal model as part of a risk assessment framework. *J Volcanology and Geothermal Res* 177: 397–404
- Loughlin, SC, Sparks S, Brown SK, Jenkins SF, Vye-Brown C (2015) Global volcanic hazards and risk. Cambridge Univ Press: 388pp
- Magill CR, Hurst AW, Hunter LJ, Blong RJ (2006) Probabilistic tephra fall simulation for the Auckland region, New Zealand. *J Volcanology and Geothermal Res* 153: 370–386
- Magill C, Wilson T, Okada T (2013) Observations of tephra fall impacts from the 2011 Shinmoedake eruption, Japan. *Earth Planets Space* 65: 677–698
- Magill C, Mannen K, Connor L, Bonadonna C, Connor C (2015) Simulating a multi-phase tephra fall event: inversion modelling for the 1707 Hoei eruption of Mount Fuji, Japan. *Bull Volcanol* 77: 81
- Milazzo MF, Ancione G, Sazano E, Maschio G (2013) Risks associated with volcanic ash fallout from Mt. Etna with reference to industrial filtration systems. *Reliability Eng*

Sys Safety, <http://dx.doi.org/0.1016/j.res.2013.05.008>

Miyaji N, Kan'no A, Kanamaru T, Mannen K (2011) High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (AD1707) of Fuji volcano, Japan. *J Volcanol Geothermal Res* 207: 113–129

Nakada S, Nagai M, Kaneko T, Suzuki Y, Maeno F (2013) The outline of the 2011 eruption at Shinmoe-dake (Kirishima), Japan. *Earth Planets Space* 65: 475–488

Scollo S, Folch A, Costa A (2008) A parametric and comparative study of different tephra fallout models. *J Volcanol Geothermal Res* 176: 199–211

Wardman JB, Wilson TM, Bodger PS, Cole JW, Johnston DM (2012a) Investigating the electrical conductivity of volcanic ash and its effect on HV power systems. *Physics Chemistry Earth* 45–46: 128–145

Wardman JB, Wilson TM, Bodger PS, Cole JW, Stewart C (2012b) Potential impacts from tephra fall to electric power system: a review and mitigation strategies. *Bull Volcanol* 74: 2221–2241

Wilson TM, Stewart C, Victoria S-D, Leonard GS, Johnston DM, Cole JW, Wardman J, Wilson G, Barnard ST (2011) Volcanic ash impacts on critical infrastructure. *Physics Chemistry Earth* 45–46: 5–23

電力中央研究所報告

---

[不許複製]

編集・発行人 一般財団法人 電力中央研究所  
原子力リスク研究センター  
自然外部事象研究チームリーダー  
千葉県我孫子市我孫子1646  
電話 04 (7182) 1181 (代)  
e-mail [cerl-rr-ml@criepi.denken.or.jp](mailto:cerl-rr-ml@criepi.denken.or.jp)

---

発行・著作・公開 一般財団法人 電力中央研究所  
東京都千代田区大手町1-6-1  
電話 03 (3201) 6601 (代)

---

ISBN978-4-7983-1456-3

