

火山噴火予知連絡会 火山活動評価検討会 報 告 書

－噴火現象の即時的な把握手法について－

**平成 26 年 3 月
気象庁**

火山噴火予知連絡会 火山活動評価検討会 報告書

噴火現象の即時的な把握手法について

目次

はじめに	1
噴火現象の即時的な把握手法について	
1. はじめに	3
(1) 噴火現象の即時的な把握手法を検討する必要性、及び目的	3
(2) 検討事項	4
2. 弾道を描いて飛散する大きな噴石の到達距離の予測手法の検討	7
(1) はじめに	7
(2) 「大きな噴石」の弾道計算について	8
(3) 空振による $V_{\max}$ の推定	9
(4) 遠望カメラ映像による大きな噴石の到達距離と初速についての調査	10
(5) 大きな噴石の到達距離の空振による推定	11
(6) 過去の噴火事例への適用	14
(7) 今後の課題	15
3. 風の影響を受ける小さな噴石の落下範囲の予測手法の検討	32
(1) 小さな噴石の落下による被害	32
(2) 移流拡散モデルによる予測	32
(3) 小さな噴石の密度・形状の違いによる検証	34
(4) 量的降灰予報（案）における提供例	36
(5) 小さな噴石の到達距離チャートの試作	37
(6) 今後の課題	38
4. 噴煙の高さの推定手法の検討	68
(1) はじめに	68
(2) 空振データによる推定手法	69
(3) 地震動データによる推定手法	71
(4) 傾斜データによる推定手法	71
(5) 手法の適用と課題	73
5. 火山灰総放出量のモニタリング	85
6. 検討結果の活用と今後の課題	90
火山噴火予知連絡会 火山活動評価検討会名簿	93

はじめに

爆発的噴火（以下、爆発）に伴って弾道を描いて飛散する大きな噴石（以下、「大きな噴石」）は、周辺に直ちに被害を及ぼすため、その落下範囲をすみやかに把握することが重要である。また、2011年に発生した霧島山新燃岳の噴火では、風下の広い地域で風の影響を受ける小さな噴石（以下、「小さな噴石」）が落下し被害が生じ、即時的な情報提供が求められた。

噴石等に関するすみやかな情報発表は火山防災上有効であるため、火山噴火予知連絡会火山活動評価検討会（石原和弘座長）では、平成24～25年度に、噴火開始後の早い段階で噴石の落下範囲を予測すること等を目的とした、噴火現象の即時的な把握手法について検討を行った。

本報告書はこれらの検討結果をとりまとめたものである。

噴火現象の即時的な把握手法について

1. はじめに

(1) 噴火現象の即時的な把握手法を検討する必要性、及び目的

火山噴火様式にはさまざまな種類があり、噴火に伴う災害も多様である。噴石による被害は数多く生じるが、その大きさにより落下範囲や時間的猶予に違いがある（図 1.1）。

たとえば、大きな噴石が周辺の居住地に落下すれば、直ちに被害を及ぼす可能性があり、その落下範囲をすみやかに把握することが重要である。また、2011 年に発生した霧島山新燃岳の噴火では、風下の広い地域で多量の火山灰に加え、小さな噴石が落下し被害が生じていることから、即時的な情報提供が求められた。

噴石等に関するすみやかな情報発表は火山防災上有効であると考えられることから、このような監視技術を取り入れることも念頭におき、噴火開始後の早い段階で噴石の落下範囲を予測すること等を目的とした、噴火現象の即時的な把握手法について以下の検討を行った。

- 1) 大きな噴石の到達距離の予測手法
- 2) 小さな噴石の落下範囲の予測手法
- 3) 噴火規模を表す指標についての検討

噴火規模を表す指標としては様々なものが考えられるが、本検討では噴火規模に関連する「噴煙の高さ」及び「火山灰総放出量」を選択し、その推定手法及びモニタリング手法について検討した。「噴煙の高さ」について、現在の噴煙の高さの計測は、目視あるいは監視カメラによるものであり、悪天候等の場合は計測できない。そのため、本検討では、他の観測手法による噴煙の高さの推定方法を対象とした。

現在おこなわれている目視あるいは監視カメラによる火山現象の把握は基本的な手段であり重要な方法であるが、既存のモニタリングデータに対して技術的な検討を加えることで、噴火現象等をさらに即時的に正確に把握できる可能性がある。そのため、本検討会では、監視の現場や情報発信に活用していくことを念頭に、噴火現象の即時的な把握手法について、目視あるいは監視カメラ以外のデータを用いた検討を行った。

なお、重大な被害を及ぼす火砕流の発生を予測することは重要であるが、現時点では困難な要素が多いと考えられるため、今回の検討の目的には含めず、今後の検討課題とした。

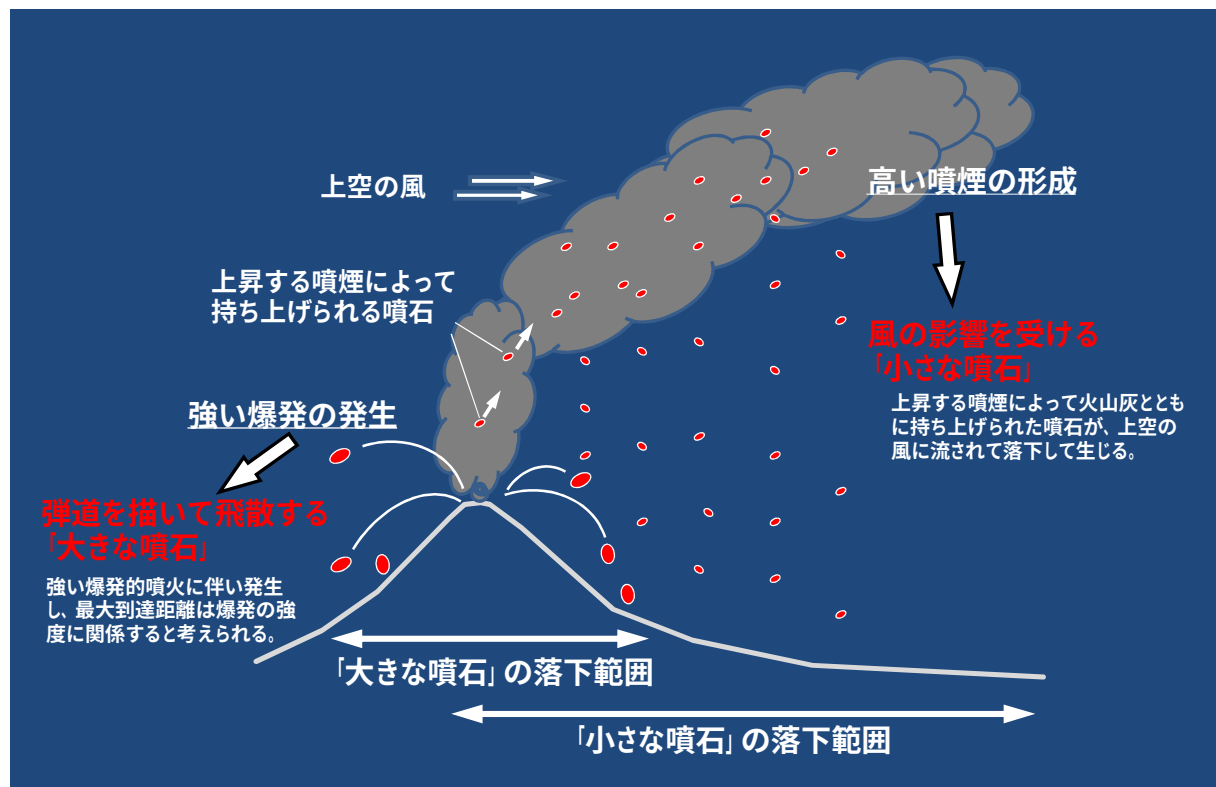


図 1.1 噴石の大きさによる落下範囲の違い（概念図）

(2) 検討事項

噴火現象の即時的な把握手法に関し、以下の検討を行った。

1. 大きな噴石の到達距離の予測手法の検討

大きな噴石の最大到達距離は、爆発の強度に関係があると考えられるので、以下の検討を行った。

日本で最も活発にブルカノ式噴火を繰り返している桜島で得られた観測データをもとに、「大きな噴石」の到達範囲と物理量（空振データ等）との関係を調べることで、到達予測を推定する手法を検討した。

浅間山や新燃岳等のその他の火山でも同様の調査を行い、上記の予測手法が他の火山においても適用可能かどうかを検討した。

2. 風の影響を受ける小さな噴石の落下範囲の予測手法の検討

小さな噴石の落下範囲は、噴煙の高さと上空の風の状態に強く影響されることが考えられる。噴火開始後の早い時期に噴煙の高さを推定し、風の影響を考慮した計算を行うことで、「小さな噴石」の落下範囲を予測する手法を検討した。

① 噴煙の高さの推定

噴煙の高さと、観測で得られた物理量（地震、空振データ等）との関係を調べることで、噴火開始後の早い時期に噴煙の高さを推定する手法を検討した。（この項目は、検討内容が次の3.と同じで

あるため、報告は3. によって行った。)

② 小さな噴石の落下範囲の予測結果とモデルの精度検証

上昇する噴煙の中で持ち上げられた噴石が、上空の風によりどの範囲まで落下するかは、気象庁の降灰予報で用いられている移流拡散モデルによって予測することが可能と考えられる。霧島山新燃岳の事例を用いて、実際に「小さな噴石」が落下した範囲と計算結果を比較し、予測対象となる噴石の初期分布や密度、形状等のパラメータの与え方を点検することなどにより、モデルの精度検証を行った。

桜島においても調査を進め、上記の手法が適用可能かどうかを検討した。

3. 噴火規模を表す指標についての検討

噴火規模に関連する指標の一つとして「噴煙の高さ」を選択し、その推定手法について検討した。特に、現在の噴煙の高さの計測手法である目視あるいは監視カメラによらない観測手法を用いた噴煙の高さの推定方法を検討対象とした。

空振観測、震動観測及び地殻変動観測手法を用い、これまでの研究成果を整理して、2011 年霧島山新燃岳噴火の事例をもとに検討した。

- 1) 空振データによる把握手法
- 2) 地震動データによる把握手法
- 3) 傾斜データによる把握手法
- 4) 手法の適用と課題

さらに、「噴煙の高さ」とも密接な関係があり、噴火活動の定量的な把握に有効と考えられる「火山灰総放出量」について、桜島の爆発及び連続的な火山灰噴出活動を対象に、そのモニタリング手法を検討した。

図 1.2 に、本検討を開始した第 13 回火山活動評価検討会（平成 24 年 6 月 14 日）資料のうち、検討事項等についてまとめた概略図を示す。

噴火現象の即時的な把握手法の検討について

気象庁地震火山部火山課
気象研究所地震火山研究部

背景

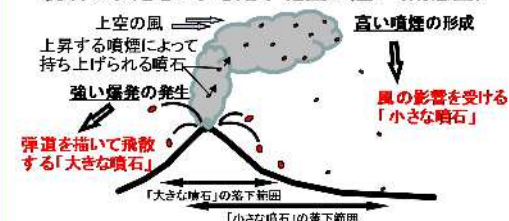
- 爆発的噴火に伴って飛散する「大きな噴石」は、周辺に直ちに被害を及ぼすため、その範囲を速やかに把握することが重要。
- 霧島山新燃岳の噴火では、風下の広い地域で、多量の火山灰に加え、風に流される小さな噴石が落下し、被害が生じた。この現象についても即時的な情報提供が求められている。

目的と検討事項

噴火開始後の早い段階で噴石の落下範囲を予測すること等を目的とした、噴火現象の即時的な把握手法について、以下の検討を行う。

- (1) 弾道を描いて飛散する大きな噴石の落下範囲の予測手法
- (2) 風の影響を受ける小さな噴石の落下範囲の予測手法
- (3) 情報発表で用いる、噴火規模を表す指標についての検討

噴石の大きさによる落下範囲の違い(概念図)



(1) 弾道を描いて飛散する大きな噴石の落下範囲の予測手法

○ 桜島で得られた観測データを用いて、「大きな噴石」の落下範囲と物理量(空振、地震データ等)との関係を調査し、落下範囲を予測する手法を検討する。



○ 浅間山や新燃岳等のその他の火山で発生した、「大きな噴石」についても同様の調査を行い、検討した予測手法が他の火山においても適用可能かどうかを検討する。

(2) 風の影響を受ける小さな噴石の落下範囲の予測手法

「小さな噴石」の落下範囲は、噴煙の高さと上空の風の状態に強く影響されると考えられる。噴火開始後の早い時期に噴煙の高さを推定し、風の影響を考慮した計算を行うことで、落下範囲の予測手法を検討する。



○ 噴煙の高さの推定: 噴煙の高さと、観測された地震、空振データ等との関係を調べることで、噴火開始後の早い時期に噴煙の高さを推定する手法を検討(新燃岳)。気象レーダーや気象衛星等、リモートセンシングによる直接的な噴煙の観測手法も検討。

○ 落下範囲の予測結果とモデルの精度検証: 上昇する噴煙の中で持ち上げられた噴石の落下範囲は、気象庁の予報で用いる移流拡散モデルによって予測可能。霧島山新燃岳の事例を用い、落下範囲と計算結果を比較し、パラメータの与え方を点検することにより、モデルの精度検証を行う。他火山においても調査を進め、手法が適用可能かどうかを検討。



(3) 噴火規模を表す指標について

過去の噴火や他の火山の噴火との規模の比較を行う上で有効であると考えられるため、上記の検討内容等をふまえ、情報発表で用いる噴火の規模等を表す指標について検討する。

図 1.2 噴火現象の即時的な把握手法の検討について。第 13 回火山活動評価検討会(平成 24 年 6 月 14 日)資料

2. 弾道を描いて飛散する大きな噴石の到達距離の予測手法の検討

(1) はじめに

噴火開始後の早い段階で噴石の落下範囲を予測する、あるいは推定すること等を目的として、本検討会で検討した噴火現象の即時的な把握手法のうち、大きな噴石の到達範囲の予測手法について報告する。

桜島で得られた観測データを用いて、「大きな噴石」の到達範囲と物理量（空振計、地震計データ等）との関係を調査し、到達距離を推定する手法を検討した。

また、浅間山や新燃岳等のその他の火山で発生した「大きな噴石」についても資料を収集し、桜島の資料で検討した手法が他の火山においても適用可能かどうかを検討した。

桜島や浅間山等の活動的な火山では、「大きな噴石」が人家近くまで飛散するような規模の爆発が時折発生する。このため、「大きな噴石」と物理観測データとの関係の調査がいくつかなされている。とくに爆発が頻発する桜島においては爆発のメカニズム解明についての研究が進められている。桜島の爆発は、上昇したマグマの急速な減圧発泡によって火道最上部のガスだまりが増圧した後、火口底の蓋が破壊されて発生するとともに地盤が収縮するものと考えられる (Iguchi *et al.*, 2008、Ishihara, 1990)。この時に、圧力変化が生じて空振計で空気振動（以下、空振と言う）が観測されると同時に、圧力減少によって生じたステップ状の地盤収縮が伝搬し、伸縮計等でひずみ変化を観測する（図 2.1）。大きな噴石の到達距離は爆発の強さと相関があると思われるが、桜島の爆発の仕組みから、空振データとひずみデータの利用が期待できる。Ishihara (1990)は、ある程度以上の強さの爆発については、ひずみのステップ量と空振振幅の大きさに相関があることを指摘した。図 2.2 は Ishihara (1990)の図に加筆したものである。これは 1960～1980 年代に桜島南岳山頂火口の爆発に伴ってハルタ山（山頂の北西 2.7km）で観測された京都大学の伸縮計と微気圧計のデータによるものである。この図からは概ね 2mb (200Pa) 以上の爆発については正の相関が見られそうである。本検討では、現在活動中の桜島昭和火口の爆発映像のデータをもとに調査を進めるが、昭和火口の爆発ではハルタ山において 2mb 以上の爆発事例は数例に限られた。

以上より、本検討では、空振データが爆発力の指標として使用できるかを検討し、圧力減少に伴う地盤変動量等の利用は今後の課題とする。

(2) 「大きな噴石」の弾道計算について

本検討では、爆発映像から見積もられた大きな噴石の射出速度や到達距離と、空振計等で観測された圧力変化量との関係を調査する。そのため、大きな噴石の弾道計算を行う必要がある。大きな噴石の理論的な到達距離については数多くの検討がなされており（例えば、Fagents and Wilson, 1993）、大きな噴石の軌跡の解析の報告も多い（例えば、井口・他、1983）。火山の爆発に伴って放出された大きな噴石の初速は、初期圧力や運動エネルギーを推定する上で重要なパラメータであり、過去数多くの爆発について推定が行われている（例えば、Minakami, 1942、気象庁、1958）。ある程度以上の規模の噴石であれば空気抵抗の寄与は小さいため、空気抵抗を考慮しないで弾道計算が行われる場合も多い。実際には空気抵抗等の影響が存在するため、正確な計算を行うには空気抵抗を考慮した運動方程式（鈴木・他、2007 等）を用いる必要があるが、Matsuzawa(1933)は火山弾を球体に近似し、空気抵抗を考

慮して飛行速度を調べることにより、直径 1m 程度の大きさであれば、空気の抵抗は考えなくても差し支えないとしている。

空気抵抗を考慮した弾道計算で水平到達距離を試算すると、射出角が 45 度で空気抵抗係数が 1.0 の場合、質量が 1000kg の球体の噴石では空気抵抗を無視した場合の到達距離の 99%であり、500kg の噴石では 98%、100kg の噴石では 91%となる。質量 100kg 程度の噴石の場合には、推定距離は 1 割程度過大の見積もりになる (図 2.3)。

本検討では、調査のために扱う事例が多数であること、個別の爆発における大きな噴石の質量、直径、及び密度が不明であることから、正確な運動方程式を説くことは困難であるため、空気抵抗を考慮しない弾道、つまり放物運動を適用することとした。なお、前述の試算により、噴石が質量 100kg 以上の場合には、空気抵抗を考慮しない到達距離は空気抵抗を考慮した到達距離と 10%以下の差異であった。ここでは、主として扱う噴石は 100kg 程度以上であるとして、検討を進めることとする。

初速度 V 、射出角 θ で放出された大きな噴石は、放物運動を行い水平到達距離 D の地点に着弾する (図 2.4)。

$$D = 2 \sin \theta \cos \theta / g \cdot V^2 \quad (2.1)$$

ここで g は重力加速度である。

Steinberg (1975) は、弾道の射出速度と射出角の関係について、爆発のエネルギーに関連したカルデラ形成の理論から考察し、火口から射出された大きな噴石の初速度は射出角に依存することを、以下の式で示した。ここで、 V_{max} は最大射出速度を示し、直上に放出された時にあたる。

$$V(\theta) = V_{max} \sin^{1.5} \theta \quad (2.2)$$

到達距離が最大となる射出速度 V は、射出角 $\theta = 63.4^\circ$ ($= \cos^{-1}(0.2^{0.5})$) の時である (図 2.5)。この時の射出角を θ_m 、到達距離を D_m と表す。 D_m は爆発時に最も遠くまで飛行する可能性のある噴石が到達距離を意味する。以後、最大到達距離とよぶ。
最大到達距離 D_m は、(2.1)、(2.2)式から、

$$D_m = 2 \sin^4 \theta_m \cos \theta_m / g \cdot V_{max}^2 \quad (2.3)$$

と表される。

以上は、射出地点と着弾地点の高さが同じである場合について示したものである。実際は火山の火口から射出された大きな噴石は、より標高の低い山腹や山麓に落下し、射出地点と着弾地点の高さには標高差が生じる (図 2.6)。

着弾点の高さが射出点より h 低い場合の放物運動による到達距離は、以下に表される。

$$D = \sqrt{1 + \frac{2gh}{\sin^2 \theta V^2}} \sin \theta \cos \theta / g \cdot V^2 \quad (2.4)$$

よって、(2.2)、(2.4)式から、射出点と着弾点に標高差がある場合の弾道噴石の最大到達距離 D_m は、

以下に表される。

$$D_m = \sqrt{1 + \frac{2gh}{\sin^5 \theta_m V_{max}^2}} \sin^4 \theta_m \cos \theta_m / g \cdot V_{max}^2 \quad (2.5)$$

式(2.3)と式(2.5)は、定数として、 $C_1 = \sin^4 \theta_m \cos \theta_m / g$ 、 $C_2 = 2g / \sin^5 \theta_m$ とおくと、それぞれ(2.6)、(2.7)式のとおりとなる。

$$D_m = 2 C_1 V_{max}^2 \quad (2.6)$$

$$D_m = \left(1 + \sqrt{1 + \frac{C_2 h}{V_{max}^2}}\right) C_1 V_{max}^2 \quad (2.7)$$

図2.7は、射出点と落下点の高低差を0～500mの間で100m毎に変えた場合の、最大射出速度の2乗 V_{max}^2 と最大到達距離 D_m との関係を示す。 V_{max}^2 が40,000 (V_{max} が200)の場合、高低差が0mの時の D_m は2340 mであり、高低差が500 mの時の D_m は2560 mであった。その差は220 mとなり、高低差を考慮しても10%程度の過小見積もりにしかならない。

以上のとおり、最大射出速度 V_{max} を推定することにより、大きな噴石の最大到達距離 D_m を予測することが可能であり、 D_m はほぼ V_{max}^2 に比例することがわかる。

$$D_m \propto V_{max}^2 \quad (2.8)$$

(3) 空振による V_{max} の推定

前節では、爆発時の最大射出速度 V_{max} を把握すれば、大きな噴石の最大到達距離が予測されることを示した。最大到達距離を予測するには、何らかの手段で V_{max} を推定する必要がある。

噴石の初速度初期圧力の関係については多くの検討がなされている (Wilson, 1980 等)。Minakami (1950)は、爆発時の噴石の射出速度 V は爆発源におけるガスだまり等における初期圧力 P_i で特徴づけられ、以下の修正ベルヌーイ式を示した。

$$\frac{1}{2} V^2 = \frac{(P_i - P_s)}{S_c} \quad (2.9)$$

ここで、 P_s は大気圧、 S_c は地殻密度である。 $P_i \gg P_s$ であるので、射出速度 V^2 は爆発源の初期圧力 P_i にほぼ比例することになる。

$$V^2 \propto P_i \quad (2.10)$$

爆発により初期圧力が解放され周辺に伝搬し、大気の圧力変化量が観測される。圧力変化量は伝搬とともに減衰するが、たとえばそれが火口からの距離の-1乗に比例する (Lighthill, 1975) などの距離減衰

式がわかっているれば、(2.8)式、(2.10)式より、最大射出速度 V_{max} の代わりに測定された圧力変化量で大きな噴石の最大到達距離 D_m を予測することが可能である。距離減衰の影響を考慮するため、例えば火口から 1km の距離に規格化した圧力変化量として P_n を与えると、

$$D_m \propto V_{max}^2 = k P_n \quad (2.11)$$

爆発に伴う圧力変化は、大気中を伝搬した後、空振として記録される。圧力変化量は空振振幅に比例すると考えられることから、(2.11)式によって V_{max}^2 は空振振幅に比例するとみなせる。そこで、本検討では空振データから V_{max}^2 を見積もり、それをもとに P_n を推定する手順で検討をすすめることにした。(2.11)式を決定するためには、まず P_n から V_{max}^2 を推定するための換算係数 k を求める必要がある。多数の爆発現象を抽出し、映像解析等を行うことによって大きな噴石の V_{max}^2 を求め、 P_n との関係を調べることで、 k を推定する。

(4) 遠望カメラ映像による大きな噴石の到達距離と初速についての調査

大きな噴石の到達距離の予測のためには、大きな噴石の最大射出速度を把握する必要がある。そのため、現在、桜島南岳の昭和火口で頻発している爆発の映像を入手し、多数の事例を解析して射出速度と到達距離を見積もった。

解析には、国土交通省九州地方整備局大隅国道河川事務所が昭和火口から南東約 4.9km の地点に設置している早崎カメラ（垂水市）、及び昭和火口から南南東約 5.9km の地点に設置している海潟カメラ（垂水市）によって記録された映像を使用した（図 2.8）。映像のフレームレートはいずれも 30 fps である（表 2.1）。早崎赤外カメラは高温の大きな噴石の弾道を昼夜の区別なく鮮明に追跡することが可能であるので、解析には主に早崎の赤外カメラを用い、早崎可視カメラと海潟可視カメラは補完的に用いた。海潟カメラの映像は早崎カメラに比べて広角であるので、規模が大きな爆発により早崎カメラで収まりきらない弾道軌跡の追跡に用いた。図 2.9 に、3つのカメラで捉えた同時刻の爆発の画像を示す。

弾道軌跡は放物運動であると仮定した上で、爆発映像から大きな噴石の射出速度 V と射出角 θ を推定するための手順を以下に示す。

○噴石が火口から放出される地点は、昭和火口中心（緯度：31.57873 度、経度：130.66473 度、標高：650m）に固定し、この位置をデカルト座標系の原点とする。

○噴石が火口から放出された時刻(t_0)を記録。

○噴石が地面に着弾した時刻 (t_1) を記録。

○噴石が地面に着弾した、放出地点からの相対位置 (x_1, y_1, z_1) を記録。

放物運動における水平距離 r と高さ z は一般に以下のとおりに表される。ここで t は経過時間、 g は重力加速度である。

$$r = V \cos \theta t \quad (2.12)$$

$$z = V \sin \theta t - g/2 \cdot t^2 \quad (2.13)$$

$t = t_1 - t_0$, $z = z_1$, $r = ((x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2)^{0.5}$ を上式に代入し、2式から未知数 V , θ を求めることが

できる。なお、着弾地点の座標推定には、画像上で位置を指定すると数値標高モデルとリンクして水平座標と標高が推定できるような解析システムを作成して利用した。図 2.10 は、解析処理のイメージ図であり、図 2.10A は、カメラの映像上で噴石の到達地点を確認する様子を示し、図 2.10B は、到達地点の座標値がプロットされた様子を示す。映像上で噴石の落下位置を指示することにより、カメラの画角、方位、仰角、位置情報と 50m メッシュの数値標高モデルから、座標（緯度、経度、標高）を算出するとともに到達距離を決定し、画面上にプロットする。位置の決定精度は、画像の分解能に支配され、概ね 10m 程度である。また、地形によってはこれよりも劣り、場合によってはカメラからの死角となる場所では決定できない。到達距離の決定とともに、(2.12)式及び (2.13) 式から射出角、射出速度も計算される。

この手順に沿って、大きな噴石の到達距離や射出速度を計算し、噴石の弾道軌跡を推定した例を図 2.11 に示す。これは 2012 年 3 月 12 日 15:07 の爆発に伴い放出された 37 の弾道軌跡を重ね合わせて示したものである。最大到達距離は 1.9km に達した。

解析した弾道軌跡は、2011 年 1 月 1 日から 9 月 24 日に発生した、鹿児島地方気象台が 4 合目以上まで達したと発表した 148 の爆発のうちの 364 の噴石である。図 2.12 は、推定されたすべての噴石の射出角に対する、射出速度 (A) と到達距離 (B) の分布を示したものである。射出速度の最大は射出角 90 度（直上方向）に近いほど大きく、射出角が小さくなるとともに小さくなる（図 2.12A）。これらの射出速度は射出角に依存性があるという Steinberg (1975) に整合する。また、到達距離の最大は射出角 63 度付近にあり、Steinberg (1975) の理論式に整合している（図 2.12B）。A、B の図の破線は、 $V_{max} = 180 \text{ m/s}$ としたときの理論曲線（(2.2)式及び(2.3)式）であり、分布の上限とよく一致する。このことは、昭和火口では最大射出速度は 180 m/s を上限とする爆発を繰り返し、(2.2)式に示した射出角に依存する射出速度（Steinberg, 1975）で大きな噴石が放出されていることを意味する。

以上から、前述した手順で求めた最大射出速度を用いて、最大到達距離を予測する考え方は適切であることがわかった。図 2.13 は、最大射出速度 2 乗 V_{max}^2 と最大到達距離 D_m の分布を示したものである。実線は、着弾点の高低差を考慮した(2.7)式による最大到達距離の計算値を示す。ここでは、標高差 h は 650m に固定している。 V_{max}^2 を知ることで D_m の予測が可能であることを示した。

(5) 大きな噴石の到達距離の空振による推定

第3節で示したとおり、大きな噴石の最大到達距離の予測は V_{max}^2 を知ることで可能であり、 V_{max}^2 は爆発に伴う気圧変動を観測することで推定できる可能性がある。井口・他(2010)は、南岳山頂火口の爆発に伴う空振の振幅と大きな噴石の到達距離の間に正の相関が見られることを示した（図 2.14）。このように、最大到達距離の推定には空振振幅を活用することが有効であることが示されている。井口・他(2010)では、南岳山頂火口の西 2.7km のハルタ山（図 2.8）のデータを用いて、空振の振幅と到達距離の関係を指摘した。このような調査から導かれる、空振振幅から最大到達距離を推定する関係には、複数の観測点におけるデータを用いることによりいっそう適切になるものと考えられる。

気象庁では、1990 年代から活動的な火山周辺に空振計を設置し、噴火現象の検知のため空振観測をしている（Yamasato, 2007）。活動的な火山である桜島や浅間山等の火山では、空振計を導入する以前より、気象台や測候所において気象観測用として運用されてきたアネロイド型自記気圧計（気象庁、1971）等により爆発時の気圧変動量が記録されている。本検討では、主に現在活動中の桜島昭和火口

の爆発を中心に扱うが、これ以外の期間や他の火山においても、アネロイド型自記気圧計の記録として残されているデータも活用したい。しかし、アネロイド型自記気圧計の運用は 1988 年度に終了しており、現在各火山で運用されている空振計と比較観測を実施し振幅値が整合しているかの確認ができていない。一方、桜島では、京都大学防災研究所がハルタ山において 1960 年に志田式微気圧計による観測を開始しており、現在も継続している。1960～1980 年代の南岳山頂火口の爆発が活発であった時期には、大きな噴石の到達距離や空振は京都大学を中心に多数観測されている（例えば、Iguchi, 1988）。そこで、本検討では気象庁等の空振観測点と京都大学のハルタ山観測点を用いて到達距離推定手法の検討を行うにあたり、過去データの活用の可能性を考慮してハルタ山を参照観測点として取り扱うこととした。

最大到達距離を予測するには V_{max}^2 を推定する必要があるが、 V_{max}^2 を推定するためには(2.11)式に示す換算係数 k を推定する必要がある。

$$k = \frac{V_{max}^2}{P_n} \quad (2.14)$$

k を推定できれば、(2.6)、(2.7)式は、 P_n を用いて表現できる。

$$D_m = 2 C_1 k P_n \quad (2.15)$$

$$D_m = \left(1 + \sqrt{1 + \frac{C_2 h}{V_{max}^2}} \right) C_1 k P_n \quad (2.16)$$

最大到達距離と最大射出速度が見積もられた昭和火口の 148 の爆発のうち、参照観測点であるハルタ山の微気圧計で空振の記録がある 73 事例について、 k の頻度分布を示したものが図 2.15A である。 P_n は微気圧計が火口から 1km の場所にあり距離の-1 乗の減衰をしたと仮定したときの規格化振幅値である。ハルタ山における k の頻度分布の中央値は 149.1 である。また、図 2.15B-F は 5 つの空振観測点における k の頻度分布であり、それらの中央値は 52～211 となった。このように、最も大きい k と最も小さい k では約 4 倍の違いがあった。 k が大きい観測点ほど、爆発時の最大射出速度に比べ、相対的に空振振幅が小さいことを示す。このように観測点によって空振振幅の大きさにばらつきがあるため補正を施す必要がある。

爆発に伴う初期圧力変化が等方的であり、また圧力変動の伝搬も地形や上空の風に影響されず等方的であり、その距離減衰も同様であるとすれば、すべての観測点の k は理論的には同じになるはずだが、実際にはこのような理想的な環境ではなく、観測点毎に係数が異なる。そこで、すべての観測点について、頻度分布の中央値が参照観測点のハルタ山の中央値 149.1 に一致するよう、ハルタ山の k の頻度分布の中央値 km_0 とハルタ山以外の観測点の k の頻度分布の中央値 km_i により、

$$\alpha_i = km_i / km_0, km_0 = 149.1 \quad (2.17)$$

として補正係数 α_i を表す（以下、 $i=0$ はハルタ山観測点、それ以外の i はハルタ山以外の 5 つの空振観測点とする）と、

$$km_0 / \alpha_0 = km_1 / \alpha_1 = km_2 / \alpha_2 = km_3 / \alpha_3 = km_4 / \alpha_4 = km_5 / \alpha_5 \quad (2.18)$$

ここで、 α_0 は 1.0 である。これらの補正係数 α_i から、各観測点の補正空振振幅 Pn'_i は、

$$Pn'_i = \alpha_i Pn_i \quad (2.19)$$

と表される。補正空振振幅 Pn'_i から作成し直した頻度分布が図 2.16 である。

以上、観測点毎に補正した k すべての頻度分布を図 2.17 に示す。なお、いずれの観測点においても k が極めて大きい値をとる場合があり、ハルタ山、横山、あみだ川では 500 以上、瀬戸、東郡元、有村では 200 以上の場合は除外した。

図 2.18 に観測点毎に求めた α_i で補正した Pn' から V_{max}^2 を見積もり、最大到達距離 D_m との関係を示した。観測点毎の分布に違いが見られる。そこで平均化処理をする。すべての観測点数で平均化した空振振幅 $\overline{P_n}$ は以下のとおり表される。

$$\overline{P_n} = \sum Pn'_i / N \quad (2.20)$$

N は観測点数を示す。桜島昭和火口の爆発について、この $\overline{P_n}$ により V_{max}^2 を見積もって到達距離との関係をプロットした結果が図 2.19A に示す。平均化することにより、分布のばらつきが小さくなる。図 2.19B は図 2.13 の再掲で、比較のため爆発映像から V_{max}^2 を見積もり、到達距離との関係を示したものである。

図 2.19A の赤い線は最大到達距離 (2.7) 式で $h = 650$ とした計算値である。また、(2.16)式の $k Pn$ を $km_0 \cdot \overline{P_n}$ に置き換えると、

$$D_m = \left(1 + \sqrt{1 + \frac{C_2 h}{km_0 \overline{P_n}}} \right) C_1 km_0 \cdot \overline{P_n} \quad (2.21)$$

となる。以後、これを最大到達距離予測式とよぶ。ここで km_0 は 149.1 である。なお、各観測点の km_i の頻度分布の標準偏差を誤差範囲とした場合に計算される、(2.21)における km_0 の誤差範囲は ± 35.1 となる。

図 2.19 に、図 2.14 に示した 1960 年代から 1980 年代の山頂火口からの爆発 (井口・他、2010) を加えたものが図 2.20 である。山頂火口の爆発は現在の昭和火口の爆発の規模より大きいものの、昭和火口の爆発の結果と同様、到達距離の分布の上限は計算で求められた最大到達距離予測式のラインよりほぼ下側に分布している。実際には昭和火口の爆発により推定された計算式を山頂火口の爆発に無条件で適用してよいかどうかは検討の余地があるものの、この式は山頂火口からのより大きな規模の爆発に対しても有効であることを示している。なお、最大到達距離予測式のラインよりも明らかに外れて分布する爆発が 2 例あった (2012/1/30 18:28 及び 2012/7/7 05:31 の爆発)。この 2 例について空振波形の特徴や観測点による振幅比等を確認したが、この他の一般的な爆発事例と比べて特別な差異はみられなかった。このように稀にはあるが、空振振幅が小さいにもかかわらず予測よりも到達距離が伸びる爆発事例があることを十分に認識するとともに、該当事例の精査が必要である。

山頂火口の爆発では、 V_{max}^2 の分布に対して最大到達距離の上限が 3.3km 程度で頭打ちになっている。

最大射出速度 V_{max} は 250～370 m/s の範囲に分布する。なお、図に示した山頂火口の爆発は、ハルタ山微気圧計の記録のみから V_{max}^2 を見積もって示したものである。

(6) 過去の噴火事例への適用

気象庁が、火山近傍の気象台や測候所において、気象観測用として運用してきたアネロイド型自記気圧計（気象庁、1971）等では火山が噴火した時の気圧変動量が観測されており、爆発力の記録として火山観測原簿等に記載されている。しかし、火山観測用測器として作成された気圧計ではないため、爆発に伴う短周期の振動に対して特性が補償されているとは限らない。アネロイド型自記気圧計とは、気圧の変化に対応してペローズが伸縮することで気圧変動を自記円筒時計（ドラム）の記録紙にインクで記録する機械式の相対気圧計である。周期の長い気圧変動の記録を前提にしており、周波数特性は知られていない。

しかし、気象庁では、桜島以外にも過去に爆発が発生しアネロイド型自記気圧計で記録されている場合があり、これらの資料についても予測手法が適用可能かを確認するために、爆発が頻発している桜島の瀬戸観測点において、空振計との比較観測を実施した（図 2.21）。気圧計はアネロイド自記気圧計（気象庁自記気圧計 PA-1D）を気象庁測器検定試験センターから借用し、鹿児島地方気象台の協力を得て 2013 年 3 月から観測を行った。

図 2.22 に、瀬戸観測点の空振計とアネロイド型自記気圧計で記録された空振の振幅をプロットした。2013 年 3 月 21 日～2013 年 6 月 13 日に発生した桜島昭和火口の爆発のうち、アネロイド型自記気圧計で 50Pa 以上を記録した爆発は 31 回であった。観測期間で記録された爆発による空振振幅の最大は 230Pa であったが、それ以下の空振の記録では、比例係数がほぼ 1.0 となり、この範囲ではアネロイド型自記気圧計による爆発の空振振幅は現用の空振計による振幅と同様に扱っても差し支えないことが確認された。

桜島以外の火山において、爆発に伴う空振振幅記録と大きな噴石の到達距離もともに確認されている事例について、資料の収集を行った。その結果、十勝岳、浅間山、阿蘇山及び霧島山新燃岳の資料で該当する事例が確認でき、新たな 15 事例の V_{max}^2 を見積もることができた（表 2.2）。これらを追記した分布図を図 2.23 に示す。 V_{max}^2 と P_n の関係を示す、基準点における k の頻度分布の中央値 km_0 は、本来は爆発事例をもとに画像解析等から個々の火山の観測点において見積もる必要があるが、そのようなデータの蓄積はないため、ここではすべての火山で、桜島で用いた 149.1 を使用している。また、気圧変動の観測点もほとんどは 1 点しか存在していなかったため、複数観測点の平均化処理は行われていない。なお、これまでは空振振幅の規格化距離を 1km としてきたが、実際の火山において火口から 1km の距離でモニタリングしている事例は少ないので、より現実的な 5km として $P_{n=5km}$ で示した。振幅の減衰は距離の -1 乗に比例すれば、最大到達距離予測式（2.21）式は以下のとおりとなる。

$$D_m = \left(1 + \sqrt{1 + \frac{C_2 h}{km_0 P_{n=5km}}} \right) C_1 \cdot km_0 \cdot 5 \cdot \overline{P_{n=5km}} \quad (2.22)$$

また、最大到達距離予測式の曲線は落下距離 h に支配され、落下距離が大きいほど予測到達距離も伸びるが、その影響はそれほど大きくない。たとえば落下距離の差が、1000m（浅間山を想定）と 650m

(桜島昭和火口を想定)を比較すると、 V_{max}^2 が 50,000 付近 (到達距離で 3000m 付近) では、落下距離 1000m の予測到達距離は落下距離 650m の予測到達距離と比べて、4%大きくなるに過ぎない。そこで、概算の最大到達距離予測式は線形であるとした。この場合、最大到達距離は 5km に規格化した空振振幅に約 44 を乗じた距離で与えられる。なお、誤差範囲は 44 ± 10 となる。

$$D_m \approx 44 \cdot \overline{P_{n=5km}} \quad (2.23)$$

桜島以外の火山の火口の爆発についても、最大射出速度の 2 乗から見積もった最大到達距離の分布は予測の圏内に含まれていることが明らかになった。国内でこれまで観測された主な爆発については、おおむねこの予測ラインの下側に分布する。このことは、観測された空振振幅から、最も遠くまで到達する大きな噴石の到達距離を予測することが可能であることを意味する。

例えば、火口から 5km の空振計において 50Pa を観測した場合の予測式による最大到達距離は 2200m となる。また、100Pa を観測した場合には 4400m となる。5km において 100Pa を観測することはまれではないが、その場合に大きな噴石が 4400m まで達したという記録は残されていない。空振振幅が 100Pa 程度よりも大きい範囲ではさらに事例収集して、手法の高度化を検討する必要がある。

適用範囲について考える。1.5km 程度までの距離では予測ラインを上まわる事例が桜島昭和火口の爆発であるため、明らかな適用範囲は 1.5km 以上と言える。また、4km を超えた爆発で空振観測された事例は 1 例しかないため、4km を超える範囲は今後検討が必要な領域である。

(7) 今後の課題

大きな噴石の到達距離を、空振データから予測する手法を検討した。桜島昭和火口の爆発を調査することで、最大到達距離の予測式を導出し、桜島以外の火山でもおおむね適用可能であることを確認した。

本手法はブルカノ式噴火を頻繁に繰り返している桜島では適用できる段階にきていることを示したが、最大到達距離を予測する式は火山毎に異なる可能性もあり、またこの式を求めるための観測点補正係数も観測点毎に異なることから、精緻な予測式は火山毎に作成されるべきである。そのためには、多数の爆発に伴う空振観測データの他、爆発映像から求めた射出速度や到達距離などから推定を行う作業が必要である。しかしながら、桜島を除いてそのようなデータ蓄積のある火山は他にはない。そのため、他の火山で用いる場合は、当面は本検討で求められた予測式を適用することになる。

また、より大きな空振の場合の到達距離を検討する必要がある。図 2.23 の最大到達距離予測図に印された爆発事例の分布を見ると、到達距離が 3000m 以上となる飛距離の大きい噴石では、規格化空振振幅 ($\overline{P_{n=5km}}$) は 50 ~ 300 Pa 以上の広い範囲に分布する。これは空振振幅が大きい範囲では到達距離の頭打ち現象が起きている可能性も考えられる。特に浅間山 1958 年噴火の噴石では、 $\overline{P_n}$ が 693Pa (観測値は 7.7km 地点で 450Pa) と極めて大きい。この値を用いて今回の方法で最大到達距離を予測すると 30km という現実的でない値となる。この爆発では、強烈な空振により軽井沢町の広い範囲でガラス戸、戸障子や壁等の建物被害があり、ガラスの破損枚数は 28,154 枚と報告があるように (気象庁、1958)、空振の振幅は疑いなく大きかったものと考えられる。このように、ある程度以上の規模の爆発では、噴石を射出するメカニズムが異なっていたり、噴石の射出角が直上方向に近い角度に限られていたりすること考えられる。これまでの観測事実から、到達距離が 4km を超える大きな噴石

はまれであることから、当面は最大到達距離が4~4.5km 程度まで適用可能と考える。

本手法は、悪天候等により目視やカメラで爆発の様子を監視できない場合においても、可能な限り早い段階で大きな噴石が飛散している可能性がある範囲を、火口からの距離で把握することを目的として検討した。必ずしも、爆発を検知し放出された噴石が落下・着弾するまでの間に到達距離を予測することを目的に検討したものではないが、試みに一つの事例について、地震および空振の観測データと噴石の到達時刻の時間的な推移について確認をおこなった。図 2.24 は、図 2.11 で示した、2012 年 3 月 12 日の昭和火口の爆発（最大到達距離 1.9km）について、噴石の時間軌跡、及び火口から西 4.1km の瀬戸観測点（図 2.8）における地震と空振の時系列図を示したものである。爆発は 15 時 07 分 17 秒に発生し、多数の噴石を放出した。噴石は火口に近い場所から着弾し始め、火口から最も遠い場所まで達したのは（火口から 1.9km）、爆発の 30 秒後の 15 時 07 分 47 秒であった。瀬戸における地震データの初動は爆発の 1 秒後の 15 時 07 分 47 秒、空振データの初動は爆発の 11 秒後の 15 時 07 分 28 秒であった。この事例においては、爆発に伴う空振は、最も遠方に達した噴石の着弾時刻よりも 19 秒早く観測できており、即時的な予測情報としての可能性が考えられる。

大きな噴石の到達距離と、地震動及び空振の初動時刻から着弾時刻までの時間の関係について簡単な調査を行った。図 2.25 は、2012 年 1~9 月に桜島昭和火口で発生した 15 の爆発に対して、地震動（A）と空振（B）の結果を示したものである。当期間で記録した最大到達距離の 2km までの範囲内では、到達距離に対する初動から着弾までの時間の分布を見ると、地震動においても空振においても下限のラインが存在するように見られる。

このように到達距離だけでなく、着弾時刻も考慮した予測手法の検討は防災上重要な情報であることから、将来的に検討を進める必要がある。

謝 辞

京都大学防災研究所火山活動研究センターには、桜島ハルタ山の微気圧記録を提供頂くとともに、井口正人教授には多くの助言を頂きました。国土交通省九州地方整備局大隅国道河川事務所には、カメラおよび有村のデータを使用させて頂きました。感謝いたします。

第2章の引用文献

- Fagents, S. A. and L. Wilson, 1993: Explosive volcanic eruptions – VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophys. J. Int.*, **113**, 359-370.
- Iguchi, M., 1988: Estimated range of the block and lapilli ejected by the summit eruptions at Sakurajima. Kagoshima international conference on volcanoes proceedings, 583-586.
- Iguchi, M., H. Yakiwara, T. Tameguri, M. Hendrasto, and J. Hirabayashi, 2008: Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **178**, 1-9.
- 井口正人・横尾亮彦・為栗健, 2010: 桜島昭和火口噴火の規模について. *京都大学防災研究所年報* 53B, 233-240.
- Ishihara, K., 1990: Pressure Sources and Induced. Ground Deformation associated with Explosive.

- Eruptions at an Andesitic Volcano: Sakurajima Volcano,. Japan, Magma Transport and Storage (Ed. M.P.Ryan),. John Wiley and Sons, pp.335-356.
- 軽井沢測候所, 1959: 浅間山爆発史集追録第2号 (1959年1月~7月) .
- 軽井沢測候所, 1962: 昭和36年8月18日浅間山爆発速報. 4p.
- 軽井沢測候所, 1983: 火山現地観測報告.
- 気象庁, 1938: 気象要覧, 昭和13年5月. pp.734-738.
- 気象庁, 1958: 昭和33年11月10日浅間山爆発に関する調査報告. 38p.
- 気象庁, 1971: 気象測器取扱指針. pp.13-17.
- 気象庁, 2005: 第102回火山噴火予知連絡会資料.
- 気象庁観測部地震課, 1958: 昭和33年6月24日阿蘇火山爆発概要 (第2報) . 5p.
- 熊本地方気象台・阿蘇山測候所, 1979: 昭和54年9月6日の阿蘇火山爆発に関する火山速報. 16p.
- Lighthill, M. J., 1978: Waves in Fluids. Cambridge University Press, New York, 504p.
- Maeno, F., S. Nakada, M. Nagai, and T. Kozono, 2013: Ballistic ejecta and eruption condition of the vulcanian explosion of Shinmoedake volcano, Kyushu, Japan on 1 February, 2011. *Earth Planets Space*, **65**, 609–621.
- Matsuzawa, T., 1933: Fluggeschwindigkeit einiger vulkanischen Bomben. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **11**, 329-346.
- Minakami, T., 1942: On the Distribution of Volcanic Ejecta (Part I.) : The Distributions of Volcanic Bombs ejected by the Recent Explosions of Asama. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **20**, 65-92.
- Minakami, T., 1950: On explosive activities of andesitic volcanoes and their forerunning phenomena. *Bull. Volcanol.*, **10**, 59-87.
- Okada, H., Y. Nishimura, H. Miyamachi, H. Mori and K. Ishihara, 1990: Geophysical Significance of the 1988 - 1989 Explosive Eruptions of Mt. Tokachi, Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **35**, 175-203.
- 下鶴大輔・内堀貞雄・行田紀也・小山悦郎・宮崎務・松本時子・長田昇・寺尾弘子, 1975: 1973年の浅間山の噴火活動について. *東京大学地震研究所彙報* **50**, 115-151.
- Steinberg, G. S., 1975: Energy and Depth of Volcanic Explosions. *Geology and Geophysics*. **7**, 140-143 (in Russian).
- 鈴木建夫・新井田清信・西田泰典・大島弘光・室伏 誠, 2007: 火山岩塊の運動再考 (2) —放出火山岩塊の空気抵抗と爆発主軸の傾き効果—. *北海道大学地球物理学研究報告*. **70**, 67-83.
- Wilson, L., 1980: Relationships between Pressure, Volatile Content and Ejecta Velocity in Three Types of Volcanic Explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **8**, 297-313.
- Yamasato, H. 2007: Volcano-acoustic monitoring in Japan. Second International Workshop on Acoustic Remote Sensing of Volcanoes (IWARS) Abstract.

表 2.1 カメラの位置と仕様等

	早崎カメラ	海潟カメラ
昭和火口からの距離 (km)	4.9	5.9
緯度 (度)	31.5563	31.5392
経度 (度)	130.7086	130.7055
標高 (m)	90	10
仕様	可視 (高感度) / 赤外	可視 (高感度)
フレームレート(fps)	30	30
管理	九州地方整備局	九州地方整備局

表 2.2 桜島以外の火山で大きな噴石が確認された記録

爆発に伴う空振振幅記録とともに、大きな噴石の到達距離も確認された事例。

火山名	日時	火口からの 飛距離(km)	空振振幅(Pa)	火口から観測点 までの距離(km)	測器	文献
新燃岳	2011/2/1	3.20	647.7	2.6	気象庁空振計	Maeno <i>et al.</i> , 2013
浅間山	1938/6/7	4.50	110	7.7	アネロイド型自記気圧計	Minakami, 1942、気象庁, 1938
	1958/11/10	3.65	450	7.7	アネロイド型自記気圧計	気象庁, 1958
	1959/4/14	3.60	165	7.7	アネロイド型自記気圧計	軽井沢測候所, 1959
	1959/6/25	2.70	80	7.7	アネロイド型自記気圧計	軽井沢測候所, 1959
	1961/8/18	2.00	240	7.7	アネロイド型自記気圧計	軽井沢測候所, 1961
	1973/2/1	2.50	205	7.7	アネロイド型自記気圧計	下鶴他, 1975
	1983/4/8	2.30	70	7.7	アネロイド型自記気圧計	軽井沢測候所, 1983
	2004/9/1	2.40	289.9	7.7	気象庁空振計	気象庁, 2005
阿蘇山	1958/6/24	1.00	240	1.3	アネロイド型自記気圧計	気象庁観測部地震課, 1958
	1979/9/6	1.20	50	1.3	アネロイド型自記気圧計	熊本地方気象台・阿蘇山測候所, 1979
十勝岳	1988/12/25	0.60	49.5	2.0	北海道大学空振計	Okada <i>et al.</i> , 1990
	1989/1/8	0.69	47.0	2.0	北海道大学空振計	Okada <i>et al.</i> , 1990
	1989/1/20	0.68	187.5	2.0	北海道大学空振計	Okada <i>et al.</i> , 1990
	1989/2/8	0.74	44.5	2.0	北海道大学空振計	Okada <i>et al.</i> , 1990

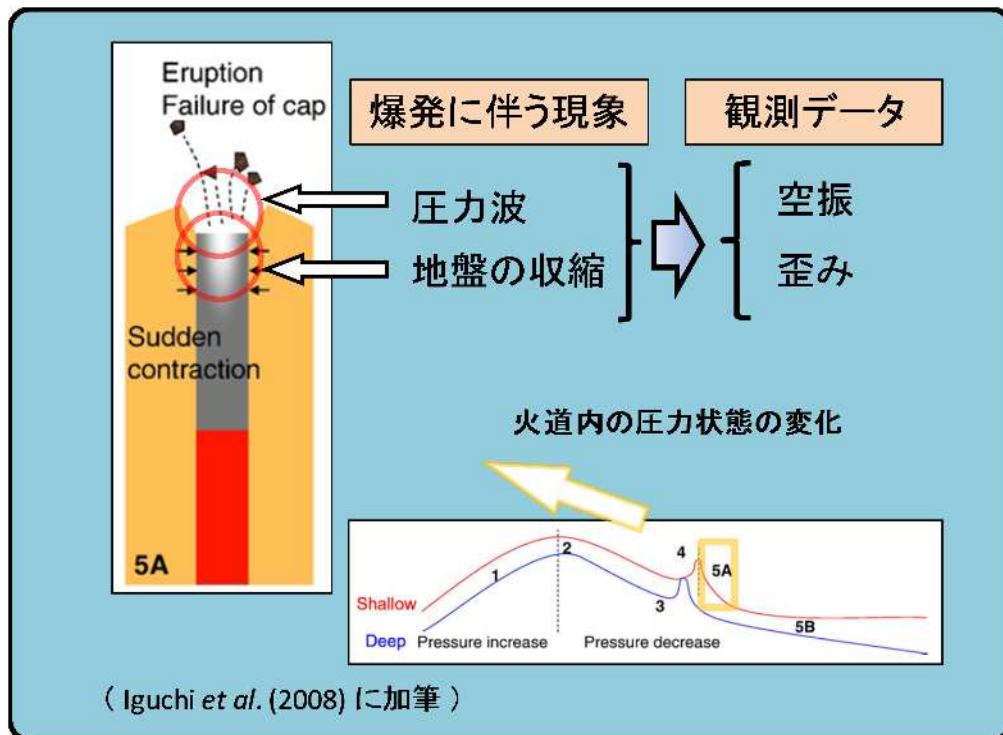


図 2.1 桜島の爆発メカニズム (Iguchi *et al.*(2008) の図の一部に加筆)

上昇したマグマの急速な減圧発泡によって火道最上部のガスだまりが増圧した後、火口底の蓋が破壊されて発生するとともに地盤が収縮するものと考えられる。

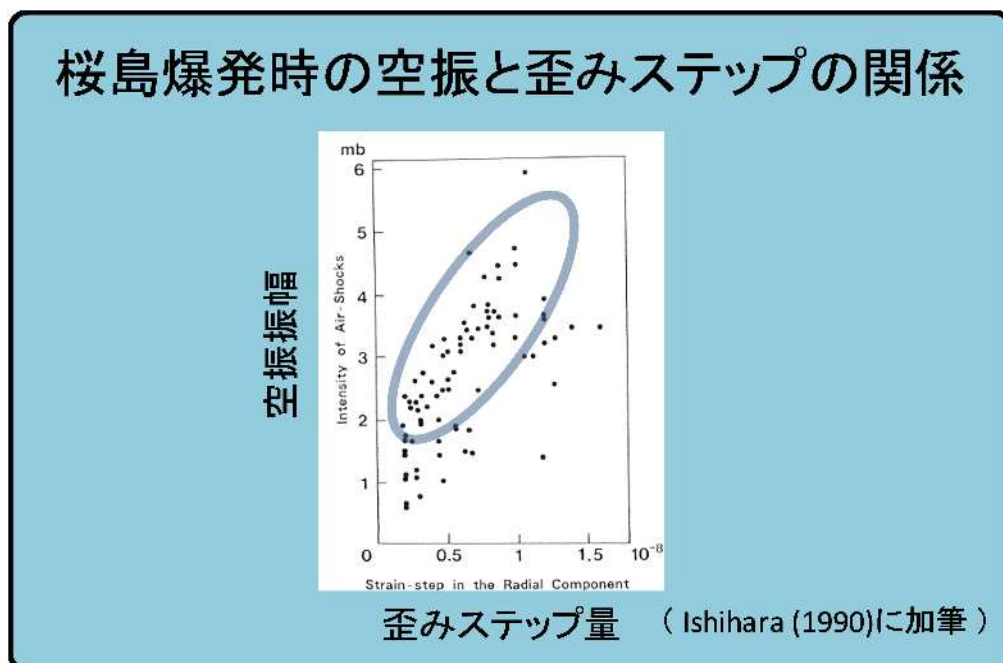


図 2.2 桜島の爆発に伴うひずみステップ量と空振振幅の関係 (Ishihara(1990) の図の一部に加筆)

これは 1960～1980 年代に桜島南岳山頂火口の爆発に伴ってハルタ山 (山頂の北西 2.7km) で観測された伸縮計と微気圧計のデータによるひずみステップ量と空振振幅。概ね 2mb (200Pa) 以上の爆発については正の相関が見られそうである。

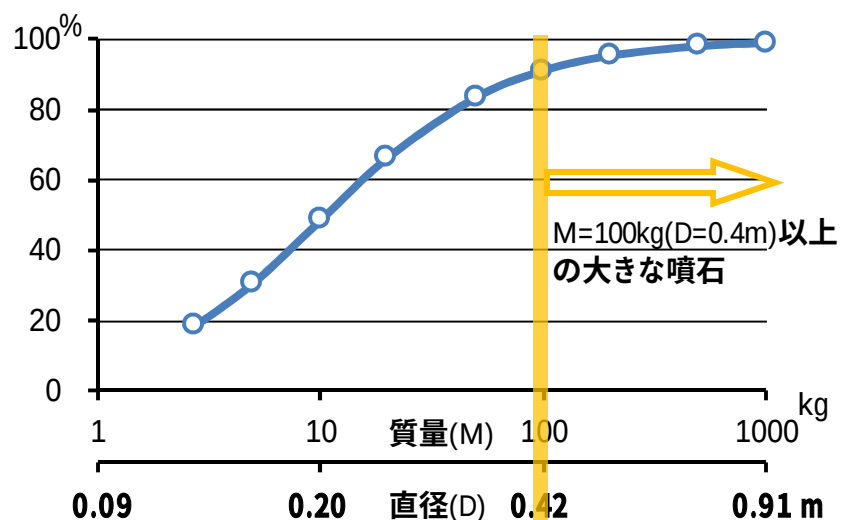


図 2.3 空気抵抗を考慮した場合の大きな噴石の到達距離

空気抵抗を考慮した場合（ここでは抵抗係数 1.0 とした）、空気抵抗を考慮しない場合とどの程度異なるかを質量の違いにより示した。質量 100kg 程度の場合には、距離は 90%程度となる。噴石が球体であり密度が 2500kg/m^3 としたときの直径も参考までに示した。

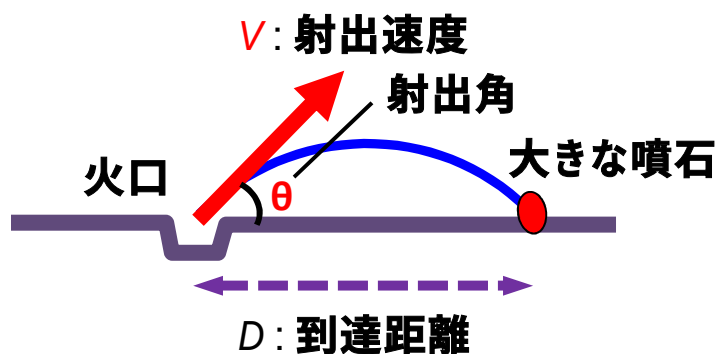


図 2.4 放出された大きな噴石の射出速度、射出角、到達距離（射出点と落下点に高低差がない場合）

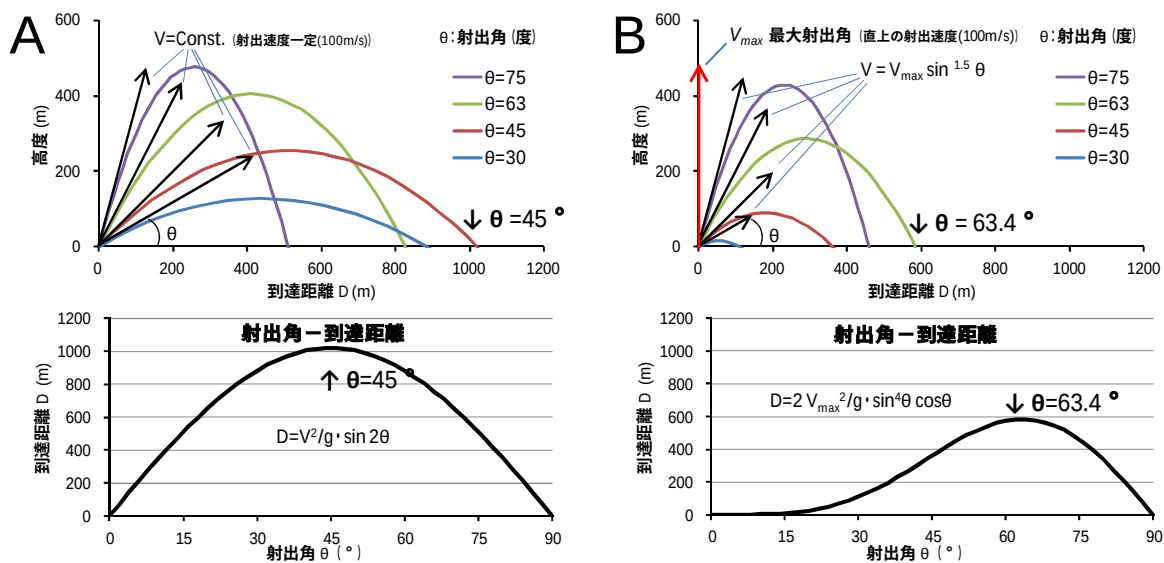


図 2.5 放出された噴石の射出角と到達距離の関係

A: 射出速度に射出角依存性がない場合。最大到達距離は射出角 45° の時。B: 射出速度に Steinberg (1975) の射出角依存性がある場合。最大到達距離は射出角 63.4° の時。

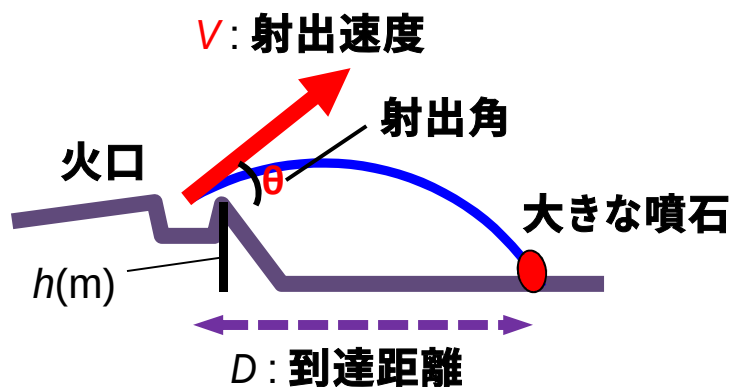


図 2.6 放出された大きな噴石の射出速度、射出角、到達距離 (射出点と落下点に高低差 h がある場合)

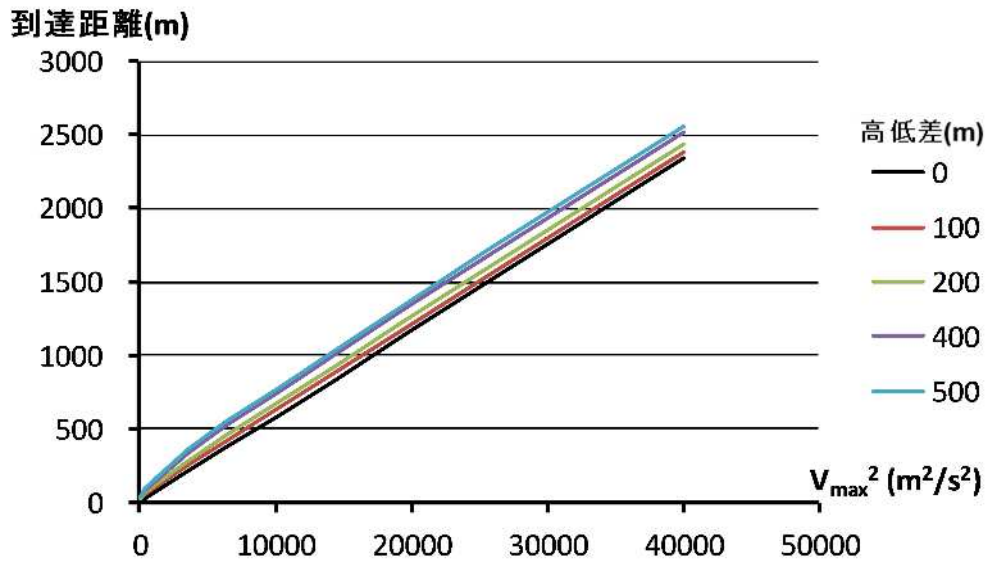


図 2.7 射出点と落下点の高低差による到達距離のちがい

高低差を 100m 毎に変えた場合の、最大射出速度 2 乗 (V_{max}^2) と最大到達距離 (D_m) との関係。 V_{max}^2 が 40,000 (V_{max} が 200) の場合、500 m の高低差を考慮しても 10 % 程度の過小見積もりにしかならない。

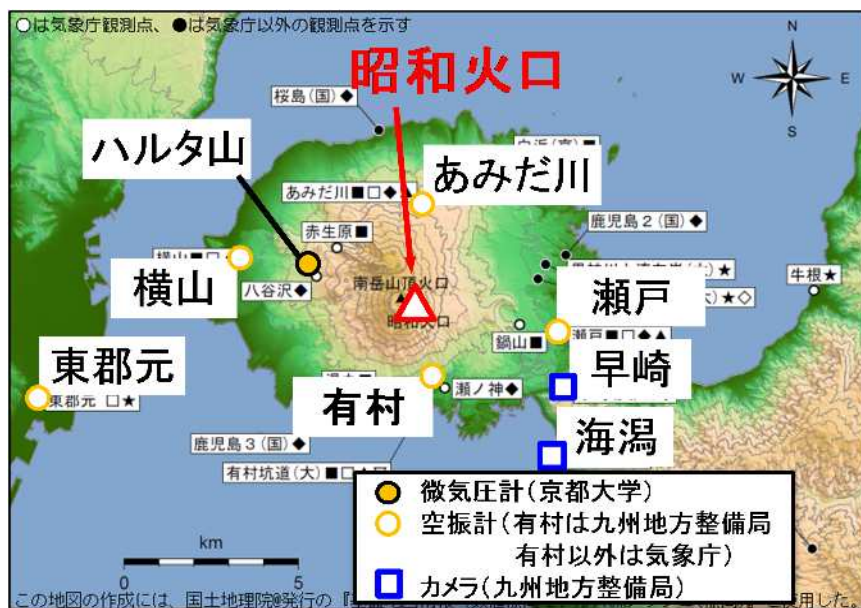


図 2.8 桜島周辺の地形及びおもな観測点配置図

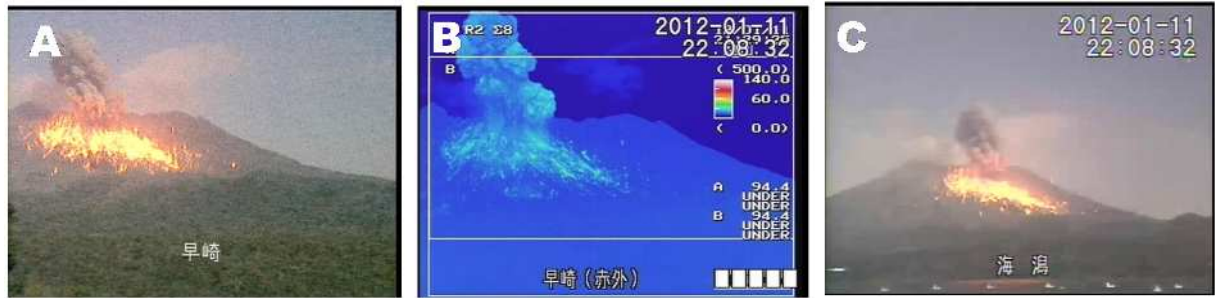


図 2.9 カメラの映像事例

2012年1月11日22:08の桜島南岳昭和火口の爆発映像。A：早崎カメラ（可視）、B：早崎カメラ（赤外）、C：海潟カメラ（可視）。赤外カメラ（B）は昼夜を問わず軌跡を鮮明に捉えられる。

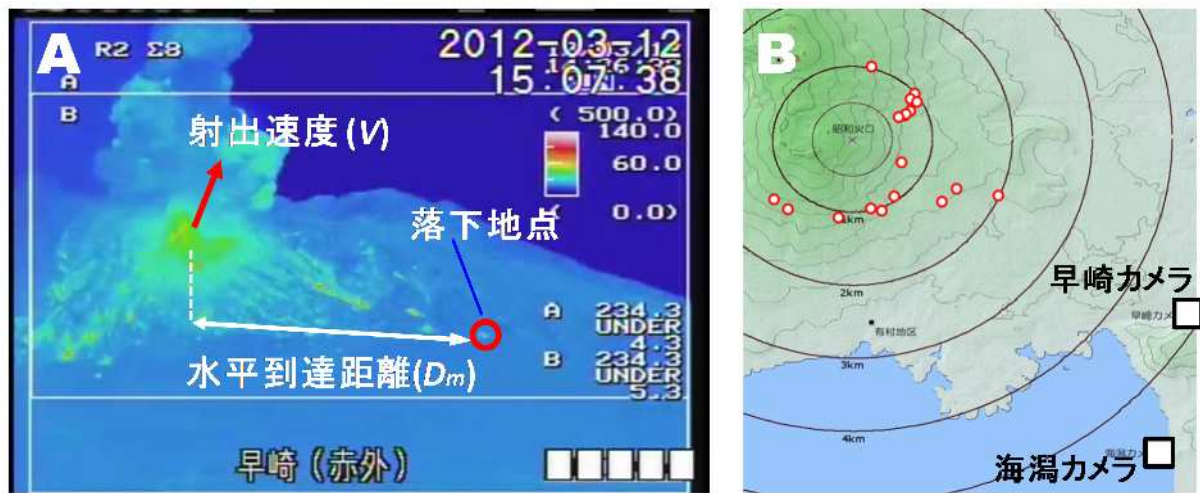


図 2.10 画像処理のイメージ図（昭和火口の爆発）

A：カメラの映像上で噴石の到達地点を確認する。B：到達地点がプロットされた様子。

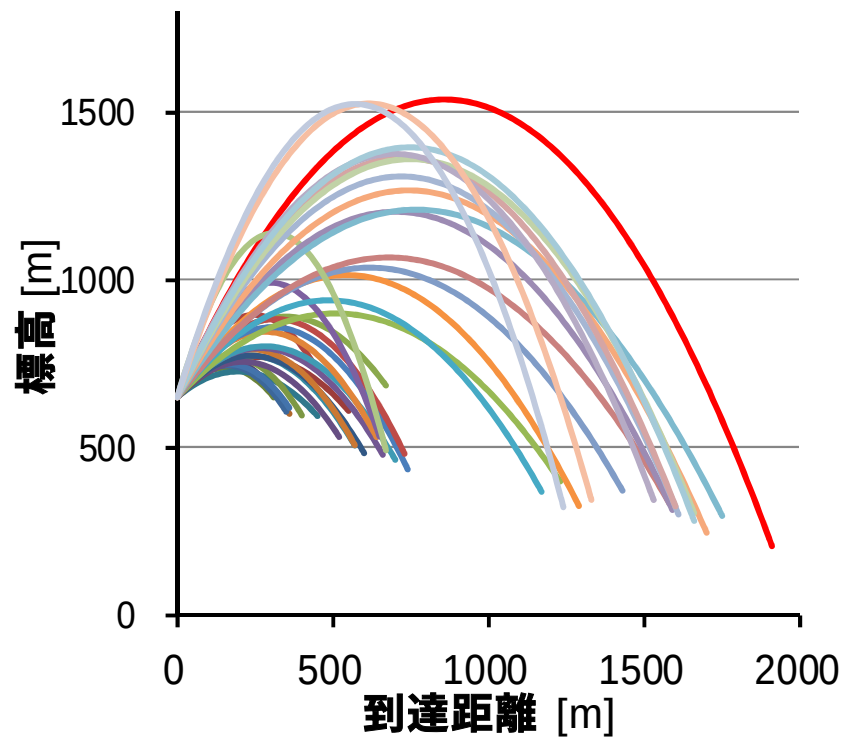


図 2.11 噴石の弾道軌跡を推定した事例

2012年3月12日15:07の爆発に伴い放出された37の弾道軌跡。最大到達距離は1.9kmに達した。

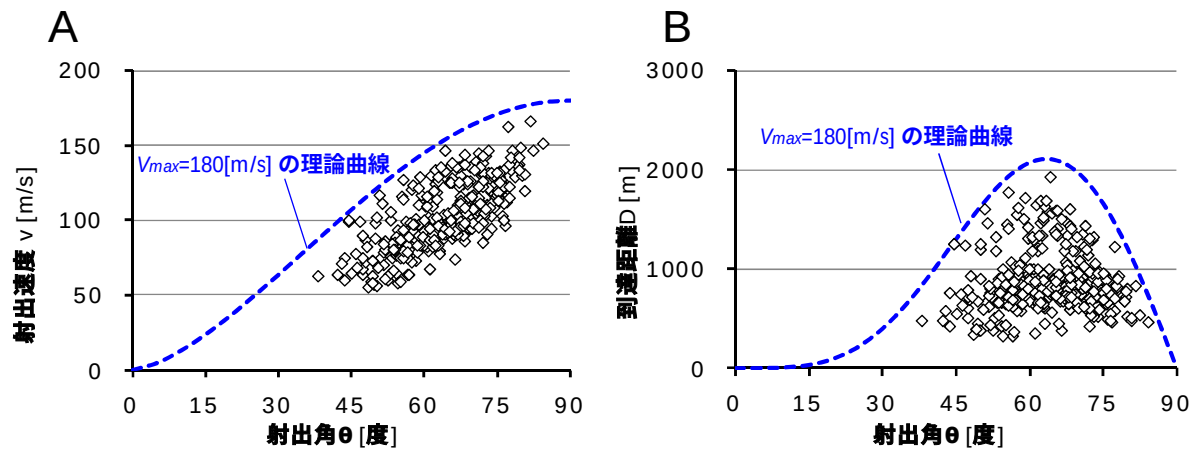


図 2.12 解析した全噴石の射出角、射出速度、到達距離の関係（148爆発の364の噴石）

A: 射出角に対する射出速度の分布。B: 射出角に対する到達距離の分布。いずれの分布の上限も、 V_{max} が 180m/s の理論曲線に一致する。

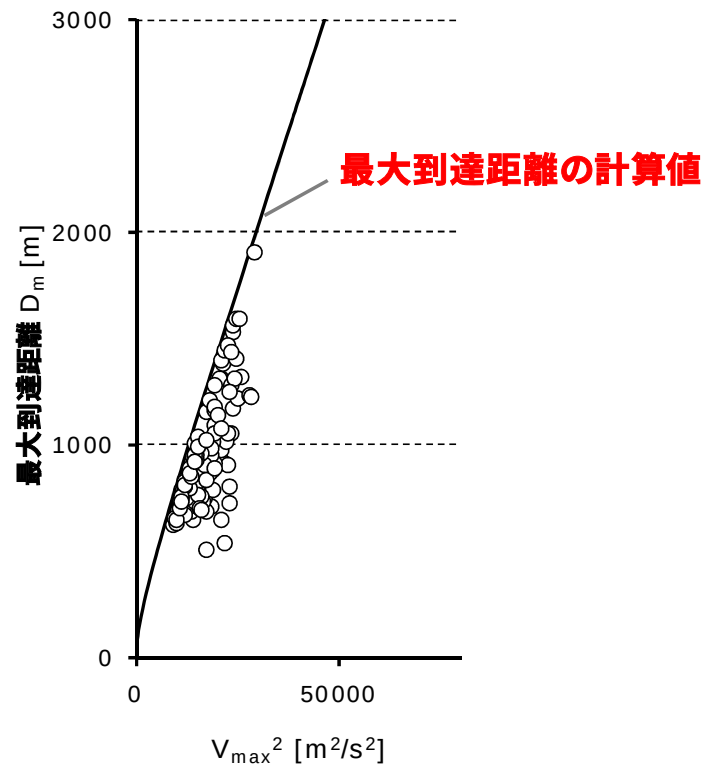


図 2.13 最大射出速度 2 乗 V_{max}^2 と最大到達距離 D_m の分布 (148 爆発の最大到達の噴石)

実線は、射出点と落下点の高低差を考慮した(2.7)式による最大到達距離の計算値を示す。 h は 650m。

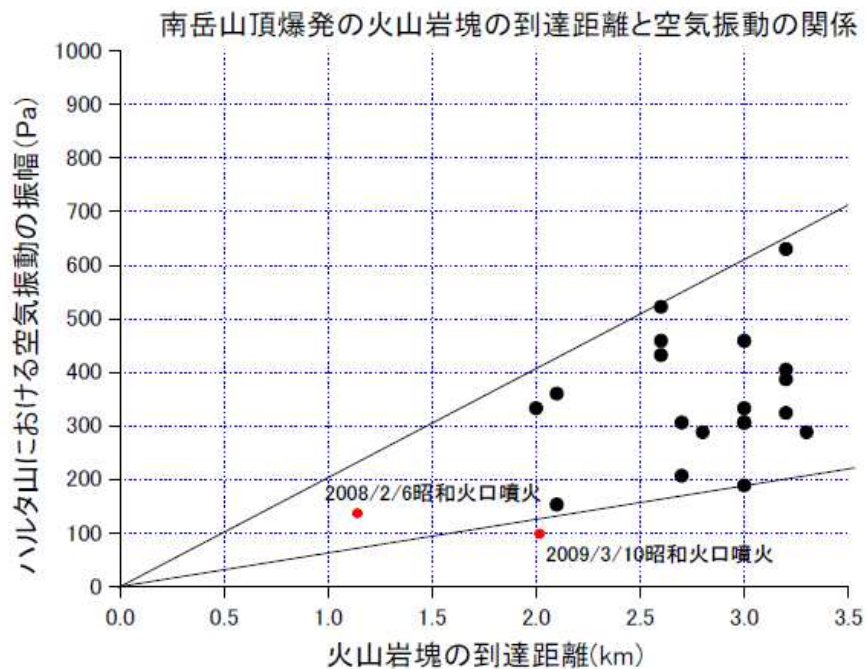


図 2.14 桜島の爆発に伴う大きな噴石の到達距離と空振振幅の関係 (井口・他 (2010) の Fig.5 を引用)。黒丸と赤丸はそれぞれ南岳山頂火口と昭和火口で発生した爆発を表す。

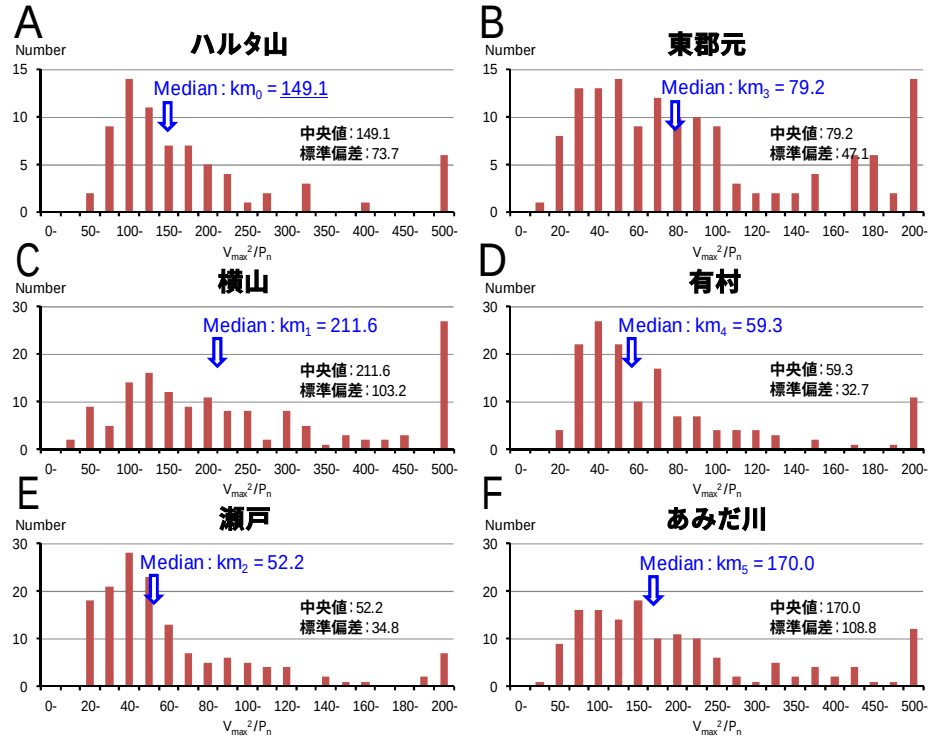


図 2.15 各観測点の $V_{max}^2/P_n (= k)$ の頻度分布

A: ハルタ山の微気圧計。B-F: 気象庁の空振観測点。 k の中央値は、観測点により最大約 4 倍の違いがある。

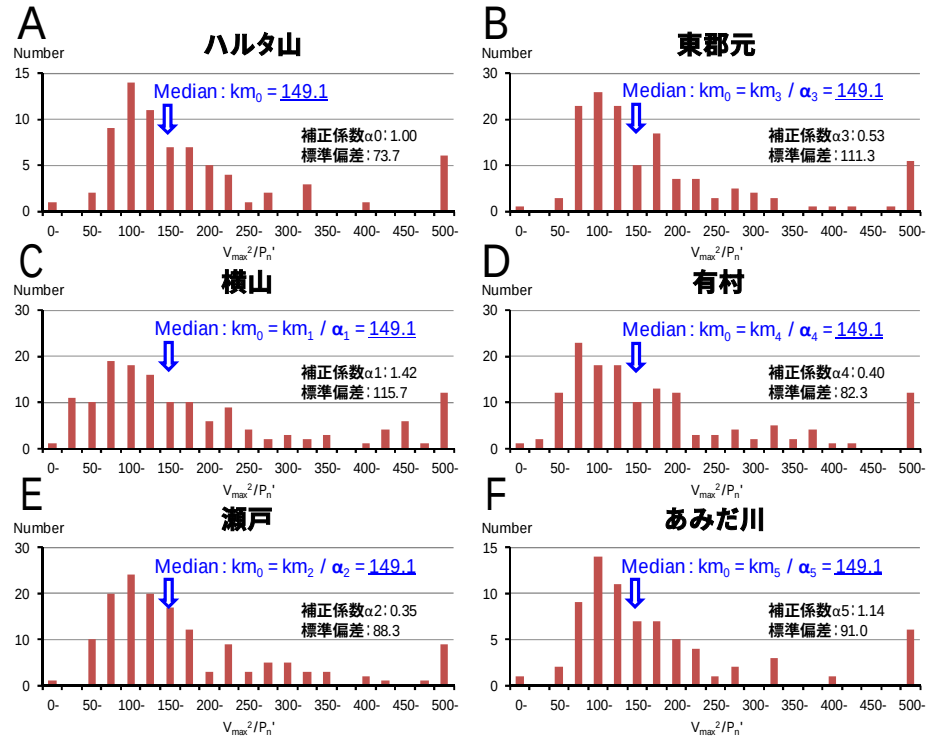


図 2.16 基準点ハルタ山の中央値に統一させた、各観測点の $V_{max}^2/P_n' (= k)$ の頻度分布

ハルタ山の頻度分布の中央値 149.1 に各観測点の中央値が一致するように、補正した振幅で作成。

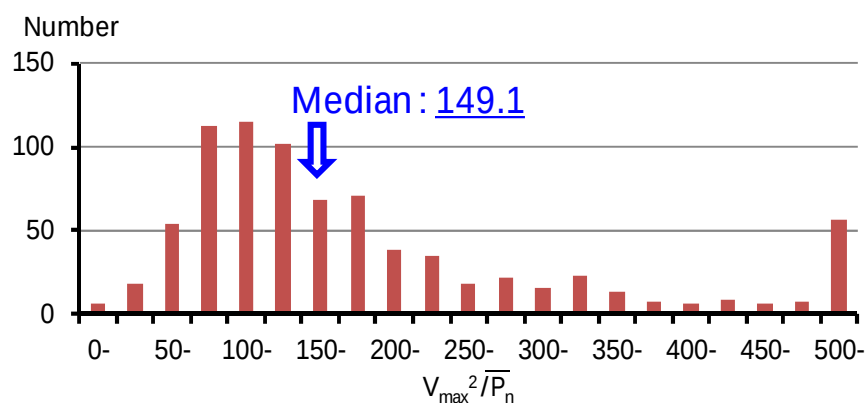


図 2.17 全観測点の総和による $V_{\max}^2 / \overline{P_n} (= k)$ の頻度分布

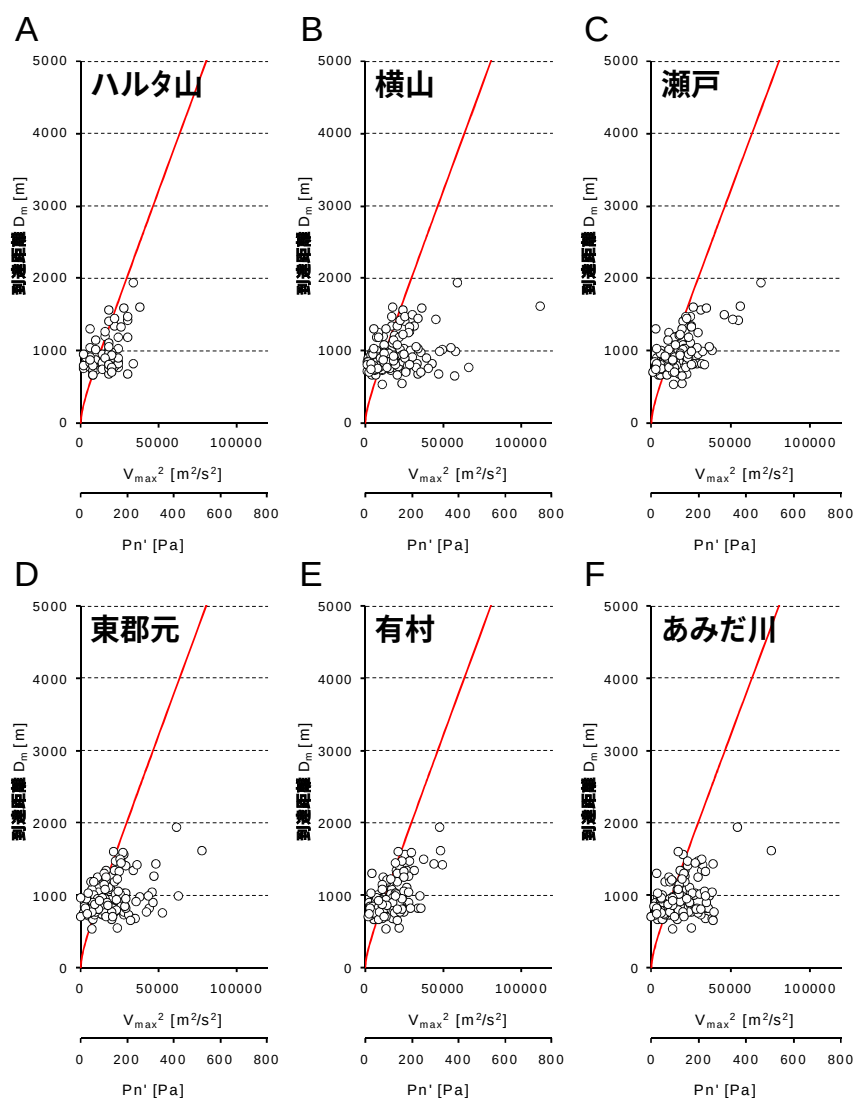


図 2.18 観測点補正した空振振幅から推定した観測点毎の $V_{\max}^2$ 、 Pn' と D_m の関係
図中の赤線は、最大到達距離の計算値を表す。

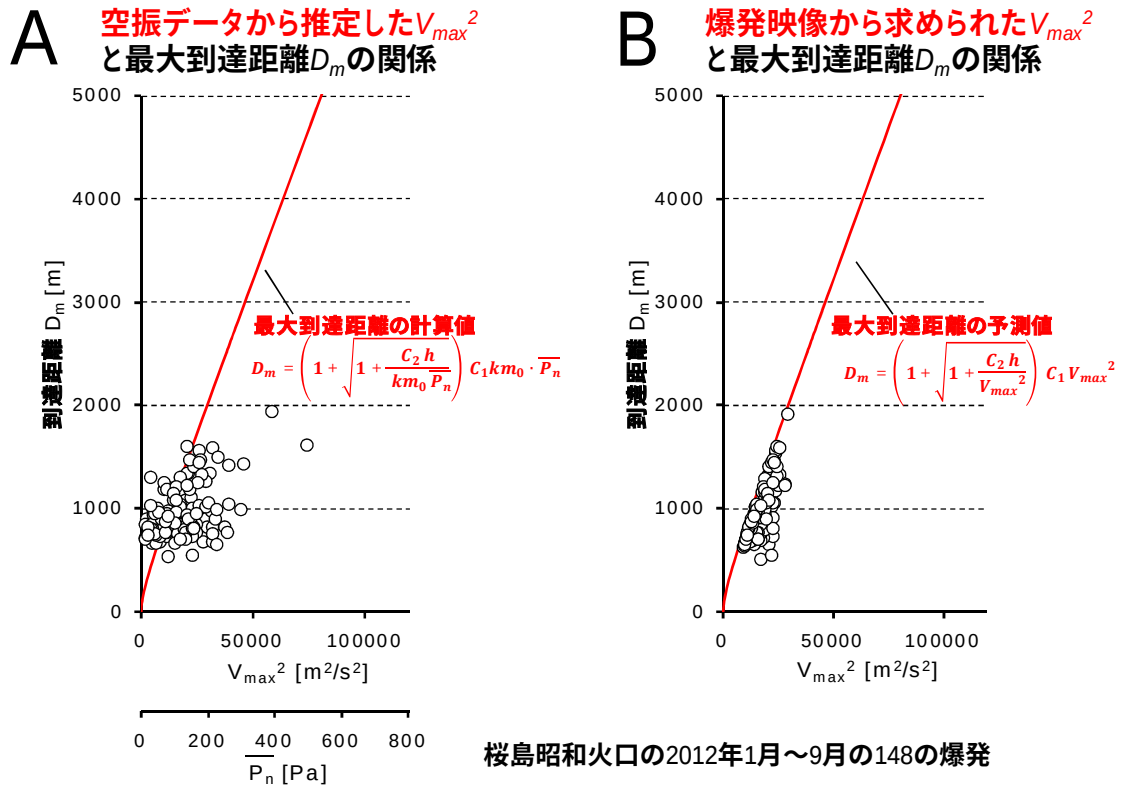


図 2.19 空振データより V_{max}^2 を見積もって到達距離との関係を示した図 (A)。爆発映像から V_{max}^2 を見積もって到達距離との関係を示した図 (B)。

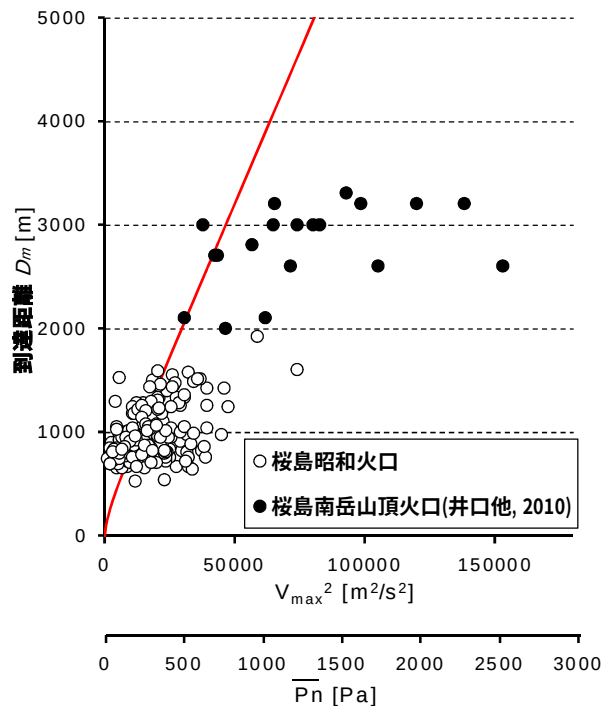


図 2.20 桜島昭和火口および桜島山頂火口の爆発で推定された V_{max}^2 のと D_m の関係
到達距離の分布の上限は計算で求められた最大到達距離のラインよりほぼ下側に分布。



図 2.21 瀬戸観測点で比較観測に使用したアネロイド型自記気圧計

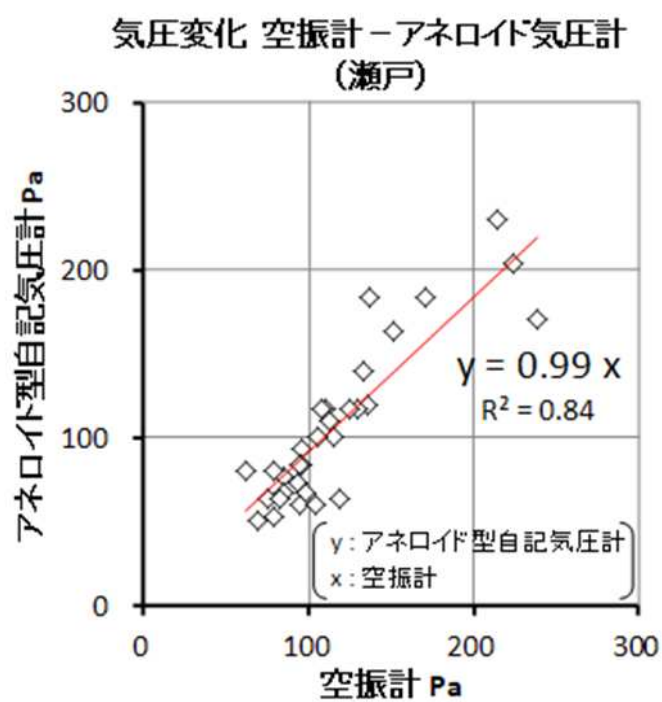


図 2.22 空振計とアネロイド型自記気圧計の比較観測

2013年3月～2013年6月に桜島昭和火口で発生した31の爆発に伴う気圧変動量は、ほぼ一致した。

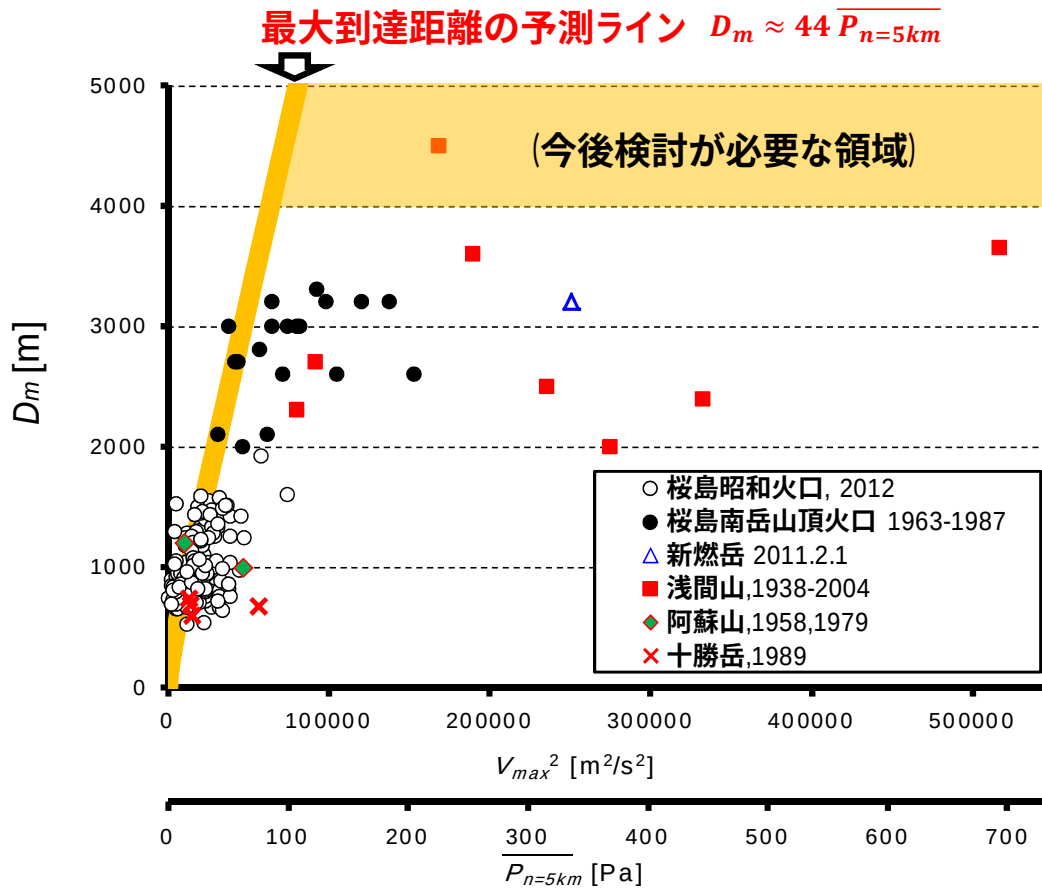


図 2.23 桜島以外の火山も加えた V_{max}^2 と D_m の関係 (空振振幅の規格化距離は 5km)

この場合、最大到達距離の上限ラインは、空振振幅 [Pa] に 44 を乗じた距離 (m) にほぼ等しい。到達距離の分布の上限は計算で求められた最大到達距離のラインより下側に分布する。

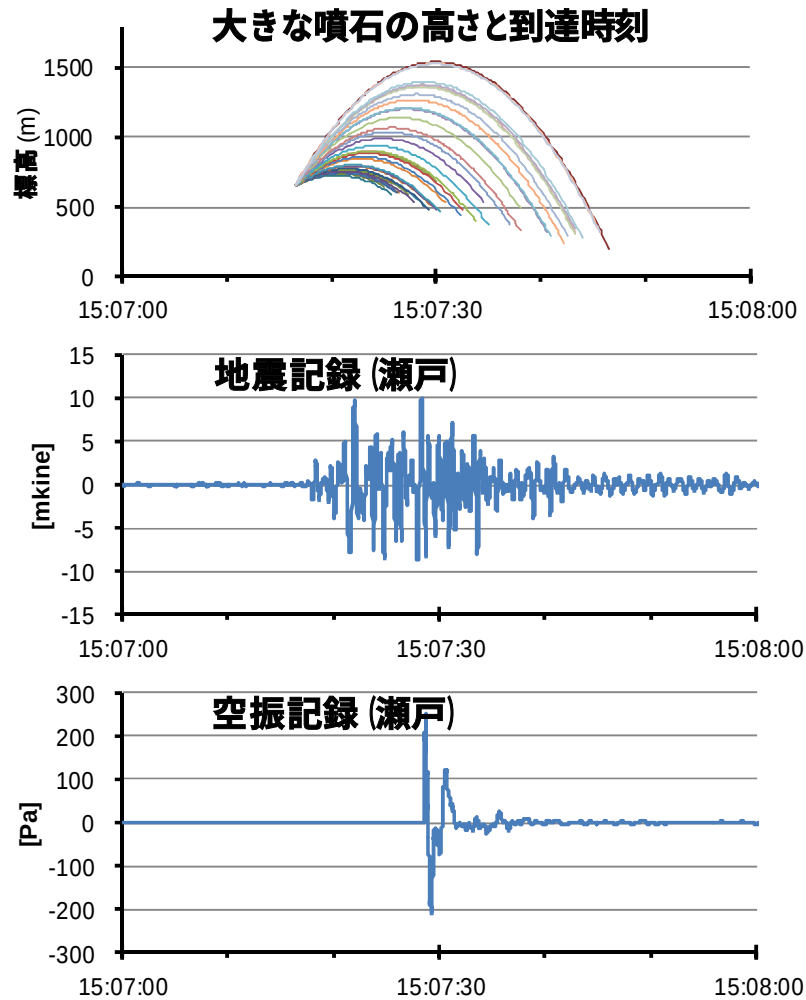


図 2.24 大きな噴石の時間軌跡、及び地震と空振の時系列図の一例

2012 年 3 月 12 日の昭和火口の爆発（最大到達距離 1.9km）。地震と空振記録は、火口から東 4.1km の瀬戸観測点（図 2.8）。最大到達距離の噴石が落下する 19 秒前に空振を記録。

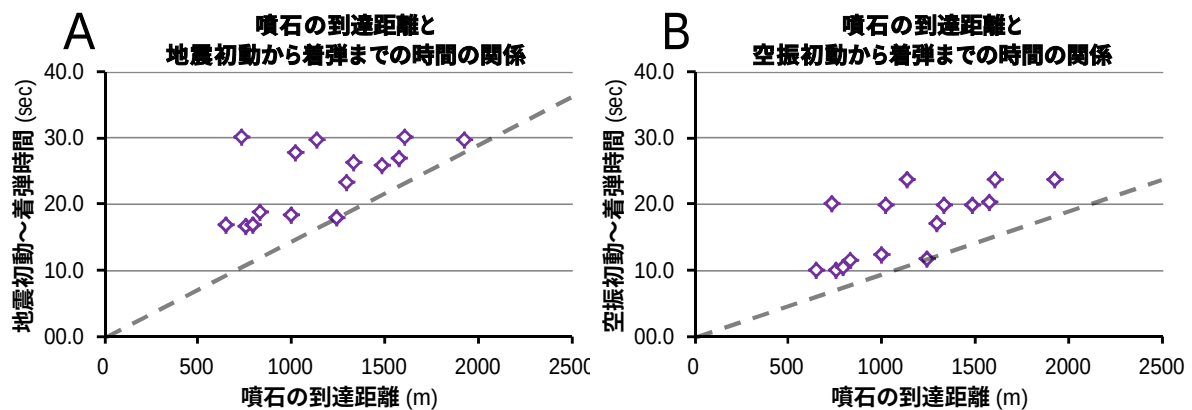


図 2.25 大きな噴石の到達距離と、地震及び空振初動から着弾までの時間の関係

桜島昭和火口の爆発（2012 年 1～9 月）に伴う大きな噴石の到達距離と、地震動の初動時刻から着弾時刻までの時間（A）、及び空振の初動時刻から着弾時刻までの時間（B）の関係。観測点は瀬戸。

3. 風の影響を受ける小さな噴石の落下範囲の予測手法の検討

(1) 小さな噴石の落下による被害

小さな噴石（火山礫）は、噴煙が高く風速が強いときは遠方まで輸送され、大きさが数 10 mm の火山礫でも火口から 10 数 km 離れたところまで落下して被害が発生することがある。火山礫の到達範囲について歴史的には、高層気象観測データを用いた研究がある（例えば、井口・加茂（1984））。近年の火山礫の落下による被害として、桜島噴火に伴う 1990 年以降の主な事例を表 3.1 に、霧島山（新燃岳）の 2011 年噴火の事例を表 3.2 に示す。新燃岳では、気象庁（2011）によると、1 月 26～27 日準プリニー式噴火時は北西の季節風により火口から南東方向約 3 km 地点に大きさ 70～80 mm、約 7 km 地点に 40～60 mm 程度の火山礫が大量の火山灰とともに落下し、2 月 14 日ブルカノ式噴火では、気圧の谷に伴う南西風により火口の北東方向約 7～16 km 地点に 5～50 mm 程度の火山礫が時間雨量 2 mm 程度の降水とともに落下した（図 3.1(b)）。また落下した火山礫の種類は、1 月の準プリニー式噴火時は密度の低い軽石が主体であったのに対し、2 月以降のブルカノ式噴火では比較的密度の高い溶岩片に変化したことが確認されている（図 3.1(a)）。

(2) 移流拡散モデルによる予測

大きさが数 10 mm オーダーの火山礫の大気中での運動は、空気抵抗を無視できず終端速度で落下することから、火山灰と同様に移流拡散モデルによる予測の対象となりうる。そこで、気象庁領域移流拡散モデル（JMA-RATM）を用いて、火山灰と同様に火山礫の落下も同時に予測することを考える。計算の流れを図 3.2 に示す。RATM は予測対象とする物質に応じて、適切な初期値と予め計算された数値予報格子点値（GPV）を入力値とし、移流・拡散・落下など諸過程のパラメータを設定することにより、種々の物質の大気輸送を速やかに計算できるオフラインのラグランジュモデルである。火山灰を対象とする RATM（新堀・他、2010）は、気象庁の降灰予報業務や東京航空路火山灰情報センター（VAAC）の定時拡散・降灰予測図作成のために運用されている。この火山灰の輸送を予測する RATM において、火山礫の落下も同時に予測する方法を図 3.3 に示す。火山灰の輸送予測では元々、降灰量の予測を行うために初期値の噴煙柱モデルにおいて噴煙の高さ H と噴火の継続時間 T から推定した噴出物総質量を対象粒子（トレーサー）に仮想質量として分配するが、RATM ではトレーサーの仮想質量は参照せず粒径 D に基づいて計算しているため、落下したトレーサーの粒径から最大粒径や最大長径の分布予測も行うことが可能である。移流・拡散過程は基本的に新堀・他（2010）と共通なので、以下では火山礫を対象とする場合に特徴的な RATM の初期値（噴煙柱モデル）における粒径分布と粒子供給率、RATM の落下過程における密度や形状の設定と落下速度について記述する。

初期値（噴煙柱モデル）

火山灰・礫を対象とする RATM の初期値は現在、降灰予報で用いている Suzuki（1983）およびこれに基づく国土庁防災局（1992）の噴煙柱モデルに依拠している。噴煙柱モデルの概念図を図 3.4 に

¹ 本報告書では、一つの火山灰・礫に対してその慣性主軸の径を a, b, c ($a > b > c$) と表すとき、長軸の径 a を長径と呼び、粒径 D は 3 軸の平均 $(a + b + c)/3$ で定義する。複数の火山灰・礫の集合において、粒径あるいは長径の最大値をそれぞれ最大粒径、最大長径と呼ぶ。

示す。火山灰・礫の粒径分布は、対数正規分布：

$$f(D) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_D^2}} \exp \left[-\frac{\log^2 (D/D_m)}{2\sigma_D^2} \right] \quad (3.1)$$

にしたがうと仮定する。ここで D_m は中央粒径、 σ_D は対数粒径の標準偏差であり、火山礫の落下予測でも降灰予報と同様に新堀・他（2010）により $D_m=0.25$ mm、 $\sigma_D=1.0$ を用い、粒径は上限 96 mm と下限 0.65 μm とした（図 3.5）。

粒径 D の火山灰・礫が噴煙柱の高度 z から離脱する確率は、Suzuki (1983)の粒子供給率関数：

$$P(D, z) = AY(D, z)e^{-Y(D, z)} \quad (3.2)$$

で与える。ここで、 $Y(D, z) \equiv \beta [W(z) - V_0(D)]/V_0(D)$ は火口上の高さ z [km] における噴煙の上昇速度：

$$W(z) = W_0 \left(1 - \frac{z}{H} \right) \quad (3.3)$$

を火口標高における火山灰・礫の落下速度（後述の(3.5)式）の大きさ V_0 で無次元化した上昇速度、 W_0 [m s^{-1}] = $\sqrt{H$ [km]/ 2.2×10^{-4} }は火口における初速度、 β はどの高度から放出され易いかを決める離脱定数、 A は規格化定数である。(3.2) 式は噴煙の上昇速度と火山灰・礫の落下速度の差に関する指数分布の形をしており、噴煙柱モデルのある高度において、噴煙の上昇速度より大きな落下速度をもつ火山礫はその高度より上からは離脱できないことを意味する（後述の図3.24(a)参照）。火山礫の落下予測における離脱定数 β は鬼澤・他（2013）により求められた0.017を用いる。粒径ごとの粒子供給率の例を図3.6に示す。また、水平方向の噴煙柱からの離脱位置は高さに依存する逆円錐形：

$$r(z) = Kz \quad (3.4)$$

を仮定しており、その傾き K （エントレインメント係数）は鈴木（1990）より0.198を用いている。

入力値（数値予報 GPV）

降灰予報では現在、気象庁非静力学モデル（JMA-NHM; Saito, 2012）の一つであるメソ数値予報モデル（MSM）の数値予報 GPV を入力値に用いている。落下速度が火山灰より大きい火山礫を対象とする RATM では、同じく NHM で空間分解能のより高い局地モデル（LFM）の予報値を入力し、タイムステップを 3 min から 1 min に短くして計算する。MSM と LFM の主な違いについては、表 3.3 を参照されたい。

落下過程

火山礫の落下速度は終端速度を仮定する。低レイノルズ数ではストークスの抵抗法則に従う球形粒子の例を図 3.7 に示す。RATM では、火山灰・礫の形状を考慮した空気の抵抗係数（Suzuki, 1983）を用いた終端速度：

$$V(D, z) = \frac{\rho_p g D^2}{9\eta_a F^{-0.32} + \sqrt{81\eta_a^2 F^{-0.64} + (3/2)\rho_a \rho_p g D^3 \sqrt{1.07 - F}}} \quad (3.5)$$

に従うとする（後述の図3.24参照）。ただし、 ρ_a, η_a は空気の密度と粘性率、 ρ_p, F は火山灰・礫の密度と形状因子である。 ρ_a, η_a は数値予報GPVから算出する。 ρ_p は火山灰・礫の比密度に関する実験式（鈴木, 1990）から、

$$\rho_p(D) = \frac{480 + \rho_{pm} D}{0.2 + D} [\text{kg/m}^3] \quad (3.6)$$

を用いる（ D の単位はmm、後述の図3.19参照）。 ρ_{pm} は粒径数10 mmの火山礫の想定密度である。また F は、 a を長径とする火山灰・礫の慣性主軸の径 a, b, c を用いて（図3.8）、

$$F \equiv \frac{b + c}{2a} \quad (3.7)$$

で定義する（Wilson and Huang, 1979; Bonadonna et al., 2011）。このとき、粒径の定義

$$D \equiv \frac{a + b + c}{3} \quad (3.8)$$

を用いると、長径 a との間には次の1：1対応がある：

$$a = \frac{3D}{1 + 2F} \quad (3.9)$$

ある粒径に対して、想定する形状因子により長径が変化することに注意する。火山灰・礫の慣性主軸の3軸（以下、3軸）の平均で定義される粒径 D は上述のように計算上有効であるが、防災上は即時的な測定のためにも長径 a の表現が有効であり、以下の検証では a も用いる。

残るパラメータ ρ_{pm} と F の観測値に基づく設定については次項で記述する。

（3）小さな噴石の密度・形状の違いによる検証

降灰予報で運用している RATM では、国土庁防災局（1992）に基づき、(3.7) 式で特徴づけた火山礫の形状は $F=2/3$ 、(3.6) 式に現れる密度は軽石を想定した $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ を使用していた（新堀・他、2010）。まず形状について、2011 年 1 月 26～27 日新燃岳噴火に伴い東京大学地震研究所（Nakada et al., 2013; Maeno et al., 2014）により観測された火山礫（図 3.9）の3軸の径から求めた F を図 3.10(a)に、産業技術総合研究所（古川・他、2011；及川・他、2011）により観測された2月14日噴火も含む F の観測値を図 3.10(b)に、両観測値から求めた粒径別

の F を図 3.10(c)に示す。噴火イベントごとの差は平均値では小さく 0.61~0.63 の値を取り、元の RATM で使用していた $2/3 \sim 0.67$ に近い観測結果であったが、同一イベント内でのばらつきは大きく 0.33~1.00 の値が観測された。RATM における終端速度 (3.5) 式は、 F が小さいほど火山礫に働く空気抵抗が大きくなり、風の影響があるときはより遠方まで輸送されて落下する。そこで、観測された F の最小値 $0.33 \sim 1/3$ の使用を比較検討した。

RATM の比較実験は、2 月 14 日 05 時 07 分に発生したブルカノ式噴火で火山礫の落下被害が発生した事例で行った。この時間帯、九州地方には気圧の谷があり (図 3.11)、標高 1421 m の新燃岳上空海拔 5 km では風速約 30 m/s、海拔 9 km では 60 m/s 以上の南西風が卓越する気象場にあったため (図 3.12)、図 3.1 で見たように火口の北東方向に火山礫が落下して被害が発生した。初期値の噴煙柱モデルにおける噴煙の高さは、図 3.13 に示す気象庁レーダー観測網による噴煙エコー頂海拔 9.4 km に基づき $H=7979$ m、噴火の継続時間 $T=10$ min に設定し、250,000 のトレーサーを用いて計算を行った (図 3.5, 3.6)。ただし、(3.2) 式で粒子供給率を求めるとき火口標高における火山灰・礫の終端速度で使用する形状因子と密度は、RATM による大気中の輸送計算におけるこれらのパラメータの影響を調べるため、噴煙柱モデルでは $F=2/3$ 、 $\rho_{pm}=1000$ kg/m³ に固定し同一の初期条件の下で検証した。入力値には、13 日 18 UTC (日本時間 14 日 03 時) を初期時刻とする LFM の 2~3 時間予報値を用いた。RATM において、 $F=2/3$ と $1/3$ の場合に、噴火発生から約 1 時間後の 14 日 06 時まで各地点で予想された降下火山礫の最大長径の予測結果を図 3.14, 15 に示す。元の $F=2/3$ の場合 (図 3.14)、火口から約 16 km 地点で観測された火山礫の長径は 5 mm 程度に対し予測では 2~4 mm、約 9 km 地点で 50 mm の観測に対し 16~32 mm の予測過小であった。 $F=1/3$ とした場合は (図 3.15)、それぞれの予測は 4~8 mm、32~64 mm と改善した。各落下地点で観測された火山礫とその地点のまわりで予測した最大長径を比較した結果を図 3.16 に示す。形状因子を小さく修正した予測値 (図 3.16 の赤色の●) の方が、修正前 (図 3.16 の灰色の●) に比べて観測値との差が小さくなった。また観測された長径ごとに、RATM におけるトレーサーの高度と風下への輸送距離および噴火開始から落下するまでの経過時間の関係を図 3.17, 18 に示す。例えば長径 40 mm の火山礫 (図 3.8) は、火口から約 14 km 地点で観測されたが、 $F=2/3$ のときは火口から最長約 11 km までしか達しなかったのに対し (図 3.17 の灰線)、 $F=1/3$ のときは風下 14 km 以上輸送されうことを予測しており (図 3.17 の青色の×)、モデルから推定される落下開始高度は噴煙柱頂部の海拔約 8 km (火口上約 6400 m) に起源があること (図 3.17 の青色の○)、噴火開始からの落下時間は噴煙柱内を上昇するのに約 6.5 分、噴煙柱を離脱してから地表面に落下するまでに約 8.5 分かかると予想された (図 3.18 の青矢印)。

次に火山礫の密度の違いが予測結果に与える影響について検証する。密度の観測値について、産業技術総合研究所 (古川・他、2011; 及川・他、2011) により径が計測された火山礫 (図 3.10(b)) のうち、密度が併せて計測されたものについてその結果を図 3.19 に示す。図 3.1 で見たように、1 月 26~27 日噴火では平均約 1100 kg/m³ が観測されたのに対し、2 月 14 日噴火では 1 月 26~27 日よりばらつきが大きく平均約 2000 kg/m³ の高い密度の火山礫が観測された。RATM で用いる火山灰・礫の密度は (3.6) 式にしたがい粒径の関数として $\rho_{pm} < \rho_p(D) < 2400$ kg/m³ の範囲を取り、同一粒径では密度が大きくなるほど火山礫に働く重力も大きくなり落下時間が早くなる。そこで 2 月 14 日噴火の事例について、RATM で想定する火山礫の形状は先の検証結果に基づき $F=1/3$ に固定したまま、火山礫の密度 ρ_{pm} を現行の 1000 kg/m³ (図 3.19 の赤線) から 2000 kg/m³ (図 3.19 の緑線) に変更した予測結果を図 3.16 および図 3.20-22 に示す。形状因子を $F=1/3$ に小さく設

定することにより改善した予測結果（図 3.15）は、観測値に基づき火山礫の密度を重く設定することにより、特に長径の大きい火山礫の落下予測に見逃しが生じる（図 3.21 の $a \geq 40$ mm）。

見逃しの原因の一つとして、噴煙柱モデルにおける風の影響が挙げられる。火山礫の落下により火口から遠方でも被害が発生する強風下では、噴火時の噴煙柱も火口の風下側に傾いて形成されるが、現在の RATM の初期値に使用している噴煙柱モデルにはこの風の影響が考慮されていない。風の影響による噴煙柱の傾きを大まかに見積もるために、その傾きは水平風と噴煙の上昇速度のベクトル和で与えられると仮定し、図 3.12 に示した数値予報 GPV を噴火発生時刻に内挿した水平風と（3.3）式で与えられる上昇速度を用いて試算した結果を図 3.23 に示す。図 3.17 で海拔約 8 km に起源のあった長径 40 mm の火山礫は、逆円錐形の噴煙柱モデルでは（3.4）式より最も離れたところで火口から約 1.3 km のところからの離脱に留まるが、図 3.23(b)の試算によればこの高度に達するまでに風によって約 2.5 km 先まで運ばれており、この差異が図 3.21 に見られる見逃しの一因と考えられる。

火山礫の形状因子と密度が落下予測に与える影響について、粒径 D の観点から RATM におけるトレーサの終端速度を比較したグラフを図 3.24 に示す。終端速度のオーダーは火山礫の形状を考慮しない球形の場合（図 3.7）と同じであり、同一粒径では、密度を倍にすることによる落下予測への影響（図 3.24 の赤色の●と緑色の■）に比べて、形状因子を半分に変更する影響（図 3.24 の灰色の○と赤色の●）は比較的小さいことが分かる。したがって、落下予測の高精度化のためには、火山礫の密度の違いを考慮することが相対的に重要と考えられる。

本項の最後に、準プリニー式噴火の期間 1 月 26 日 15 時～28 日 00 時の降下火山礫の予測結果を示す。初期値の噴煙柱モデルの噴煙の高さは、気象庁レーダー観測網による噴煙エコー頂の時間変化（図 3.25）を用い、ボリュームスキャンの時間間隔 $T=10$ 分ごとに更新した。入力値は、1 初期時刻あたり LFM の予報時間は 9 時間のため、初期時刻 26 日 00UTC（09 時）の 6～9 時間予報値から、初期時刻を 6 時間ごとに 5 回更新してそれぞれ 3～9 時間予報値を用い、計 33 時間積算した（図 3.25(d)）。トレーサ数は計 1,500,000（=250,000×6）用いた。図 3.19 に示したようにこの期間、観測された火山礫の平均密度は比較的小さかったため、RATM における火山礫の密度は $\rho_{pm}=1000$ kg/m³ のまま、形状因子を $F=2/3$ から $1/3$ に変更した比較結果を図 3.26, 27 に示す。ただし、噴煙柱モデルにおける形状因子はいずれも $2/3$ に固定している。同じ粒径 D であっても形状因子 F を小さくすると想定される長径 a は大きくなり（(3.9)式）、 $F=1/3$ にした最大長径分布（図 3.27）は観測された火山礫をおおむね含む予測結果となった。本事例のような連続的噴火では、時間変化する噴煙の高さの初期値への適切な適用や、積算ではなく細かな時間スケールでの観測に基づいた降下火山礫の検証が今後の課題である。

以上の比較検証では、初期値の噴煙柱モデルで用いる ρ_{pm} および F は同一の初期条件の下で検証するために RATM と独立に固定したが、噴煙柱モデルでも RATM と同じ値を適用して再予測した結果を図 3.28 に示す。図 3.27 と比較して初期値におけるこれらのパラメータの違いによる落下予測への影響は小さく、噴煙柱モデルと RATM の整合性の観点から、 ρ_{pm} および F は同じ値を使用することが適当と考えられる。

（4）量的降灰予報（案）における提供例

RATM による火山礫の落下予測は、改良の余地はあるものの即時的な予測が可能であることから、

平成 24 年度開催の降灰予報の高度化に向けた検討会で出された『降灰予報の高度化に向けた提言』（平成 25 年 3 月、気象庁）に基づき平成 25 年 4 月から気象庁火山課が実施している、桜島をモデルケースにした量的降灰予報（案）の試験的な提供において利用されている。量的降灰予報（案）では、噴火前の情報と噴火直後の速報における「小さな噴石が予想される範囲」について、RATM による火山礫の落下予測結果を使用している。一例として、平成 25 年 9 月 4 日 11 時 00 分に発生した爆発（噴煙の高さ：火口上 2800 m）に伴い火山礫の落下による被害が発生した事例（図 3.29）を示す。本事例では、噴火直後の速報を、噴煙上昇中（第一報）と噴煙の高さ確定後（第二報）の 2 回に分けて提供した。図 3.30 はその第一報を示す。第一報で仮定された噴煙の高さは、観測された噴煙の高さが 2000m で上昇中であったことから $H=2500$ m、噴火の継続時間は $T=10$ min、LFM は初期時刻 3 日 23 UTC（4 日 08 時）の 3～4 時間予報値が使用された²。なお、図 3.30 は確定した噴煙の高さ（2800m）より 300 m 低い噴煙の高さを仮定しており、また最大長径ではなく、最大粒径 10 mm 以上³の火山礫が噴火開始から 1 時間以内に落下することが予想される範囲が図示されていることに注意する必要があるが、本事例に関しては、噴煙の高さ $H=3000$ m で発表された第二報や、最大長径分布で図示し直した落下範囲は、図 3.30 と比較して大きな違いは見られなかった。図 3.29 下に示した昭和火口の南約 3 km 地点に落下した長径約 40 mm の火山礫は、図 3.30 の予想範囲におおむね入っていたが、南南東約 8 km 地点に落下した 15 mm の火山礫は「降灰が予想される範囲」には入っていたが「小さな噴石が予想される範囲」外で見逃しがあった。図 3.29 上に見られるように噴煙柱は火口から傾いて上昇しており、前項で述べたように RATM の初期値における風の影響を考慮することと、量的降灰予報（案）の最大長径分布による表現が今後の検討課題である。

（5）小さな噴石の到達距離チャートの試作

降下火山礫の到達距離は、噴火の規模（噴煙の高さ）と気象場（風の場合）、火山礫の密度・形状などの影響を受けるため、これらを考慮した即時的な予測には RATM が有効であるが、代表的な風の場合で噴煙の高さと到達距離の関係を予め把握しておくことも、より効果的な防災対応を行うためには有効である。そこで、LFM による風速と、そのときの噴煙の高さを仮定した RATM による火山礫の到達距離について調査した。統計期間は、上記(4)の事例直後の 2013 年 9 月 5 日～2014 年 1 月 5 日までの秋・冬季 4 ヶ月間である。

風の場合は高度とともに変化するため、ある特定高度で全層の風を代表させるのは困難である。しかし噴煙は高度が低いときは下層風のみ、高度が高くなると対流圏内では下層より一般的に強い上層風の影響も受ける。ここでは LFM による、850 hPa 面（海拔約 1500 m）、700 hPa 面（同 3000 m）、500 hPa 面（同 5700 m）の各指定気圧面の 1 時間ごとの風速について、相関を取った結果を図 3.31 に示す。下層 850 hPa と中層 500 hPa の風の相関は悪いが、700 hPa の風は 850 hPa と 500 hPa とともに比較的相関がある。ここでは 700 hPa と 850 hPa 面の風速で考える。

700 hPa と 850 hPa の両気圧面の風速について 5 m/s 単位の階級ごとに、RATM で仮定した火口上の噴煙の高さを縦軸に、そのとき予測される最大粒径 10 mm の火山礫の火口からの最大水平到達

² 噴火直後の速報は迅速に発表する必要があることから、事前に概ね 500m 間隔の噴煙の高さ毎に落下予測を行っておき、観測された噴煙の高さに最も近い噴煙（より高いもの）による予測結果を使用する。

³ 予測対象を最大粒径 10 mm 以上としているのは、桜島ではそのくらい以上の大きさから、自動車のリアガラスが割れるなどの被害が発生しているためである。

距離を横軸に取った統計結果を図 3.32 に示す。最も遠くまで到達する場合を想定して、火山礫の形状は $F=1/3$ ((3.9)式より、粒径 10 mm は長径 18 mm に相当)、密度は 1000 kg/m^3 を仮定している⁴。落下地点と火口の標高差は 800 m (桜島昭和火口の場合) である。同図には表 3.1, 3.2 のうち噴煙の高さが明らかで、鹿児島地方気象台の現地調査に基づく最大長径 20 mm の観測データを重ねて示した。ただし、観測データに記した風速は気象庁毎時大気解析の GPV による。2011 年新燃岳の事例(噴煙の高さは気象レーダーによるエコー頂による)については標高差が 800 m よりも大きい(約 1200 m)、個々の観測事例はおおむね予想される最大到達距離の範囲に入っている。この小さな噴石の最大到達距離チャートは統計期間が短いため試作版であり、今後 1 ヶ年以上の観測と予測データ双方の蓄積を待って精度を高める必要がある。

(6) 今後の課題

RATM の初期値に用いる噴煙柱モデルについて、風の影響を考慮すること(例えば、Suzuki and Koyaguchi, 2013)や連続噴火時の噴煙の高さの与え方、細かい時間間隔での降下火山礫の検証などが重要である。また、想定する粒径分布や形状因子、特に火山礫の密度については、引き続き、桜島での試験運用などを通して検証を進めるとともに、最大粒径ではなく最大長径による分布表現の検討が必要である。

謝 辞

火山礫の観測値については、東京大学地震研究所の中田節也氏、産業技術総合研究所の古川竜太氏・及川輝樹氏・下司信夫氏から提供を戴きました。記してお礼申し上げます。

第3章の引用文献

Bonadonna, C., S. Scollo, R. Cioni, L. Pioli and M. Pistolesi, 2011: Determination of the largest clasts of tephra deposits for the characterization of explosive volcanic eruptions: Report of the IAVCEI Commission on Tephra Hazard Modelling, 95 p.

古川竜太・下司信夫・中野 俊・星住英夫・宝田晋治・竹内晋吾・土志田 潔・田島靖久・筒井正明, 2011: 霧島山新燃岳火山 2011 年 1 月噴出物の緊急調査. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, SVC050-05.

井口正人・加茂幸介, 1984: 火山爆発により放出される火山岩塊・レキの到達距離. 京都大学防災研究所年報, 27B-1, 15-27.

気象庁, 2011: 特集 1. 2011 年 1 月からの霧島山(新燃岳)の噴火. 平成 23 年 2 月 地震・火山月報(防災編), 51-57.

気象庁, 2013: 降灰予報の高度化に向けた提言, 16+7 p.

(<http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/STOCK/kouhai/kentokai/kouhaikentokai.html>)

気象庁, 2013: 第 127 回火山噴火予知連絡会資料(その 2) 桜島, 10.

⁴ この仮定での粒径 10 mm の火山礫の落下速度は、空気の密度や粘性など気象条件にも依るが、約 10 m/s (時速 36 km 程度) であり、火山礫の密度が増すとより高速で落下する(図 3.24 (b) 参照)。

(http://www.seisvol.kishou.go.jp/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/shiryu/127/127_no02.pdf)

国土庁防災局, 1992: 火山噴火災害危険区域予測図作成指針, 153+49 p.

小屋口剛博, 2008: 火山現象のモデリング. 東京大学出版会, 664 p.

Maeno, F., M. Nagai, S. Nakada, R. E. Burden, S. Engwell, Y. Suzuki and T. Kaneko, 2014: Constraining tephra dispersion and deposition from three subplinian explosions in 2011 at Shinmoedake volcano, Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, **76**: 823.

宮崎県・鹿児島県・霧島山（新燃岳）噴火に関する政府支援チーム, 2011: 霧島山（新燃岳）噴火時に噴石等から身を守るために, 20 p.

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

及川輝樹・古川竜太・中野 俊・下司信夫・西来邦章・三輪学央・篠原宏志・星住英夫・東宮昭彦・田中明子, 2011: 新燃岳 2011 年 1 月 28 日以降の降下テフラ. *日本地球惑星科学連合大会予稿集*, SVC070-P20.

鬼澤真也・新堀敏基・福井敬一・安藤 忍・弘瀬冬樹・木村一洋・吉田康宏・岩切一宏・吉田知央・山本哲也・吉川澄夫, 2013: 2011 年霧島山新燃岳噴火における降灰観測と予測. *験震時報*, **77**, 215-222.

Saito, K., 2012: The Japan Meteorological Agency nonhydrostatic model and its application to operation and research. InTech, Atmospheric Model Applications, 85-110.

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.

新堀敏基・桜井利幸・田原基行・福井敬一, 2013: 気象レーダー・衛星による火山噴煙観測—2011 年霧島山（新燃岳）噴火の事例—. *験震時報*, **77**, 139-214..

Suzuki, T., 1983: A theoretical model for dispersion of tephra.: Arc volcanism: Physics and tectonics, D. Shimozuru and I. Yokoyama, editors, TERRAPUB, Tokyo, pp. 95-113.

鈴木建夫, 1990: 火山噴火時における降下火砕物災害の予測. *職業訓練大学校紀要*, **19A**, 1-17.

Suzuki Y. J. and T. Koyaguchi, 2013: 3D numerical simulation of volcanic eruption clouds during the 2011 Shinmoe-dake eruptions. *Earth Planets Space*, **65**, 581-589.

Wilson, L. and T. C. Huang, 1979: The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 311-324.

表 3.1 桜島における火山礫の主な落下状況 (1990 年以降)

発生日時	距離 (km)	大きさ※ ¹ (mm)	噴煙の高さ※ ² (火口上, m)	空振 (気象台, Pa)	確認地点
1990/08/28 02:30	4	20	不明	不明	東桜島町から野尻町に かけて
1990/11/30 08:30	3	20~50	4000 以上	不明	有村溶岩展望所付近の 国道沿い約2キロ
1995/03/08 11:49	5	20	4000 以上	0.0	有村溶岩展望所
1999/12/10 05:55	5	40	不明	0.1	黒神町から桜島口付近
2000/02/17 23:21	3	15	不明	0.2	有村溶岩展望所
2000/10/07 16:42	6	30	5000 以上	不明	桜島町袴腰付近
	10	3~4			鹿児島市中部から北部
2008/02/03 10:18	3	5	500 ^S	3.5	有村付近
2008/02/06 11:25	4	2~5	1000 ^S 以上	5.7	桜島口に近い身代湾付 近
2008/04/08 00:29	3	10	1200 ^S	不明	有村町付近
2009/03/20 05:55	3	5~20	不明	8.7	有村溶岩展望所
2009/04/09 15:31	4	10	4000 ^S 以上	4.3	野尻町 (桜島火山砂防セ ンター付近)
2009/10/03 16:45	5	5	3000	73.1	黒神町 (黒神小学校)
2009/11/17 21:14	3	40	600 ^S 以上	7.3	有村溶岩展望所付近
2010/01/12 19:01	4	20	1400 ^S	5.0	桜島口付近
	6	10			垂水市小浜地区
2012/03/12 15:07	3	5	1800 ^S	48.4	有村溶岩展望所付近
2013/08/29 09:27	4	10	3000 ^S	5.7	黒神町
2013/09/04 11:00	3	40	2800 ^S	32.4	古里町から有村町
	8	15			垂水市中俣地区
	10	5			垂水市市役所付近
2013/09/25 12:42	3	20	4000 ^S	4.0	有村町
2013/09/26 10:18	3	15	4500 ^S	不明	有村町付近
2013/11/27 05:46	3	20	2200 ^S	9.0	黒神河原

※1 最大長径. ※2 主に遠望カメラによる. 添字 S は昭和火口からの噴火を表す.

表 3.2 霧島山（新燃岳）における火山礫の落下状況（2011 年）

発生日時	距離 (km)	大きさ※1 (mm)	噴煙の高さ※2 (火口上, m)	空振 (湯之野, Pa)	確認地点
2011/01/26-27	～7	10～80	2500 以上	39.7※3	高千穂河原, 御池町
2011/02/14 05:07	～16	5～50	不明	332.1	小林市水流迫地区ほか
2011/03/13 17:45	～9	10～40	4000	7.2	都城市夏尾町
2011/04/18 19:22	～9	20	2000	3.5	高原町花堂地区

※1 最大長径. ※2 遠望カメラによる. ※3 27 日 15:41 の爆発.

表 3.3 気象庁領域移流拡散モデル（JMA-RATM）に入力する数値予報 GPV の種類（2014 年 3 月現在）

入力値	メソ数値予報モデル (MSM)	局地モデル (LFM)
水平格子間隔	5 km	2 km
鉛直層数 (モデルトップ)	50 (海拔 21.8 km)	60 (海拔 20.2 km)
時間間隔	3 時間ごと, 39 時間予報	1 時間ごと, 9 時間予報
数値予報モデル	気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)	
用 途	広域長時間予測	狭域短時間予測

(a) 火山礫の種類

● 今回の新燃岳噴火で確認されている2種類の噴石（こぶし大）

噴石（こぶし大）の種類	特徴	噴火事例
① 軽石状の噴石 	・噴煙がしばらく立ち上るような噴火で飛び出したもの ・軽石状なので比較的軽く、より遠くまで風に運ばれやすい ・比較的大きいものは、内部が高温の場合がある	【1月27日噴火】 ・火口から約7km離れた御池小学校に7～8cmの噴石が落下
② 溶岩の破片状の噴石 	・爆発的噴火により山頂の溶岩を吹き飛ばしたもの ・溶岩が破砕されたものなので、軽石状の噴石よりも重く、尖っている	【2月14日噴火】 ・1～3cmの噴石が火口から約16km離れた小林市内へ落下

(b) 火山礫の落下範囲

【2011年新燃岳噴火時の噴石（こぶし大）の到達実績と方向】

- ・1/27噴火：火口から南東約7kmにある御池小学校に7～8cmの軽石状の噴石
- ・2/14噴火：火口から北東約8～16kmの小林市内に1～3cmの破片状の噴石

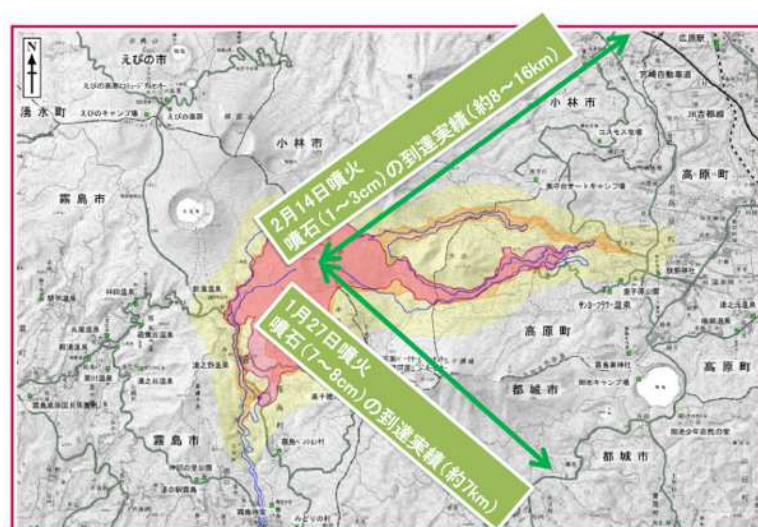


図3.1 2011年霧島山（新燃岳）噴火に伴う火山礫の落下状況

（a）確認された火山礫の種類。（b）火山礫の落下方向と到達距離。（宮崎県・鹿児島県・霧島山（新燃岳）噴火に関する政府支援チーム（2011）より）

(c) 火山礫による被害状況

噴石（こぶし大）による主な被害事例

- ・ 噴石の直撃によるケガ
- ・ ガラスの破損
- ・ ソーラーパネルの破損
- ・ 建物の屋根の陥没、損傷
- ・ プラスチック製の屋根の貫通 など



写真 小林市に落下した
溶岩の破片状の噴石



写真左 割れた車のガラス（小林市）
写真右 穴があいたプラスチック製の屋根（小林市）

図 3.1 2011 年霧島山（新燃岳）噴火に伴う火山礫の落下状況（つづき）

（c）火山礫の落下による被害状況。（宮崎県・鹿児島県・霧島山（新燃岳）噴火に関する政府支援チーム（2011）より）

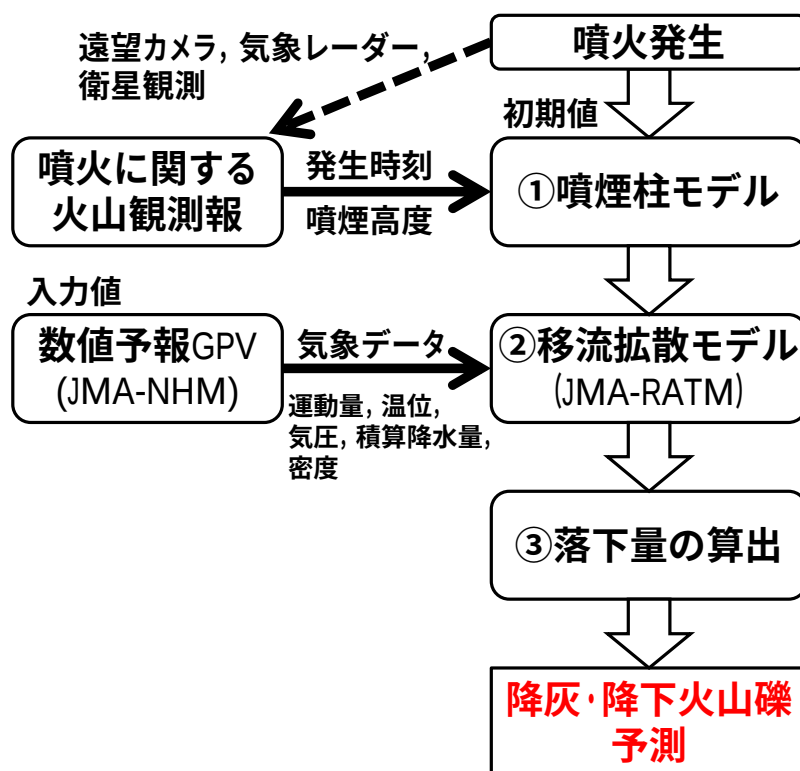


図 3.2 気象庁領域移流拡散モデル（JMA-RATM）による火山灰・礫の落下予測計算の流れ

火山灰・火山礫

①初期値 (噴煙柱モデル) は共通

移流拡散モデルで追跡するトレーサーの引数(m, D, x, y, z, t)

m :**仮想質量**. 噴煙高度と継続時間から推定した総質量 M を分配

D :**粒径**. 対数正規分布を仮定して与える

②移流拡散モデル (入力値のGPVも共通)

移流拡散計算では, 落下過程で **D のみ参照** (m は参照しない)

③落下量の算出

火山灰の量 (降灰量)

m から, 降灰量を予測

火山礫の径

D から, 最大粒径分布を予測

図 3.3 気象庁領域移流拡散モデル (JMA-RATM) による降灰と降下火山礫の同時予測の方法

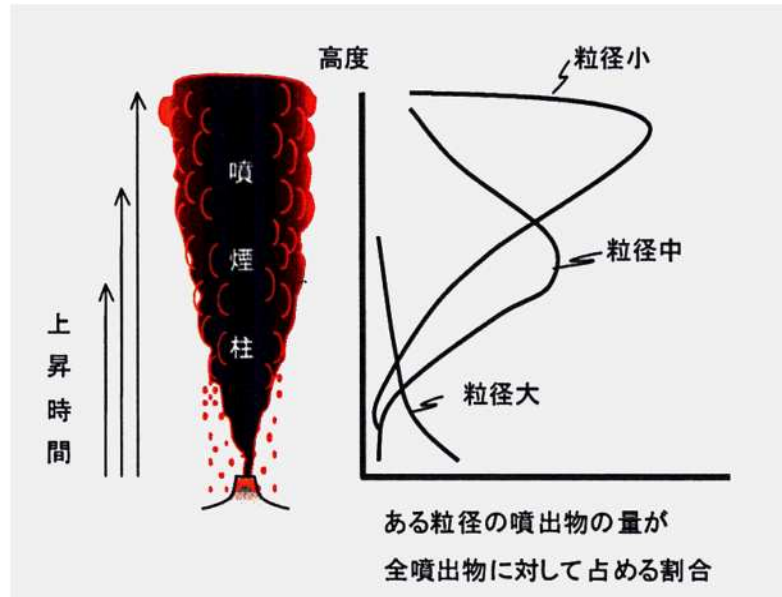


図 3.4 噴煙柱モデルの概念図 (国土庁防災局 (1992) より)

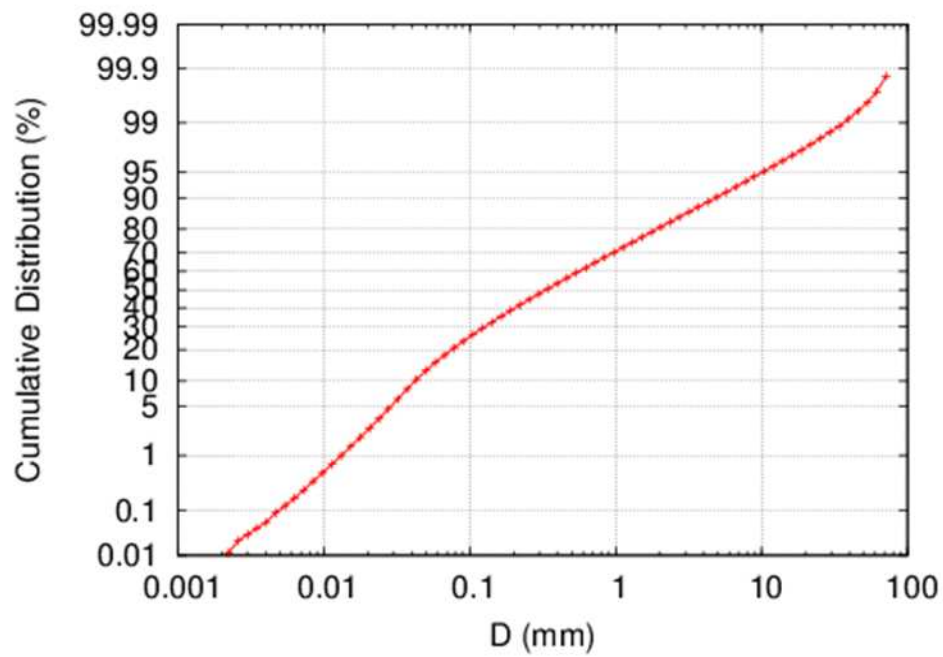


図 3.5 噴煙柱モデルで仮定する積算粒径分布（トレーサー数：250,000）

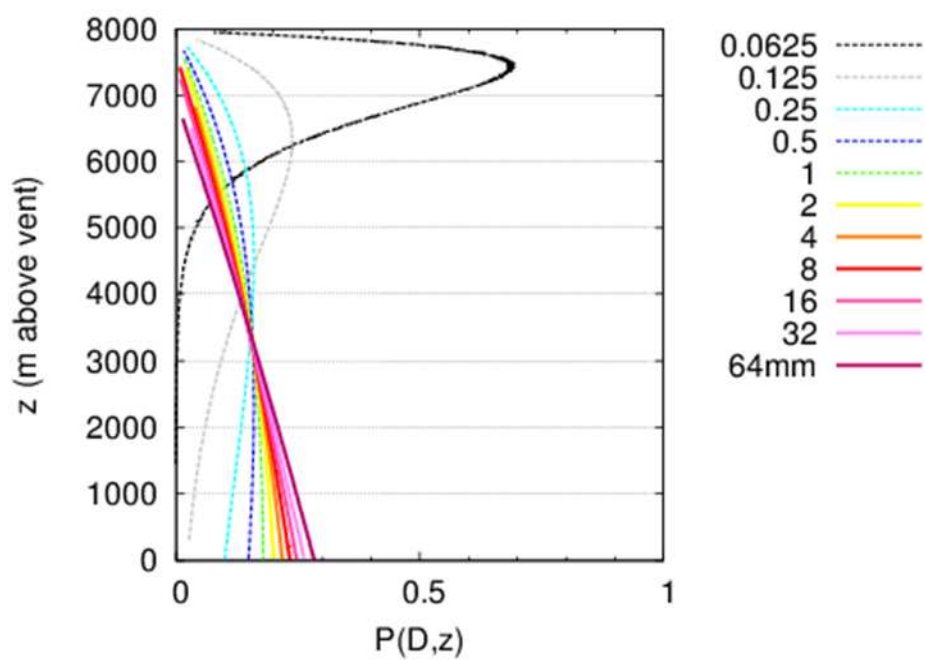


図 3.6 噴煙柱モデルにおける粒径ごとの粒子供給率
(噴煙の高さ $H=7979$ m、離脱定数 $\beta=0.017$ 、形状因子 $F=2/3$ 、火山礫の密度 $\rho_{pm}=1000$ kg/m³の例)

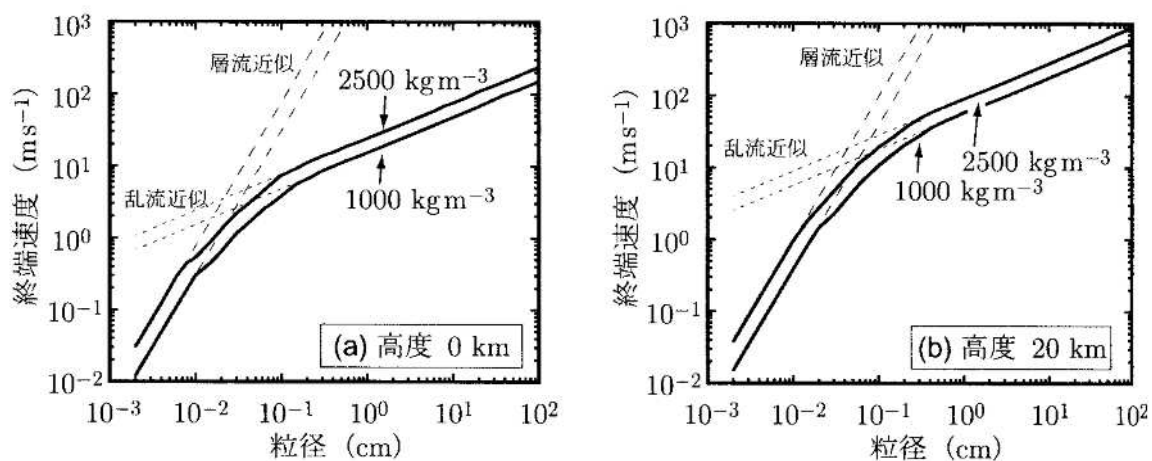


図 3.7 単一球形粒子の大気中での終端速度 (小屋口 (2008) より)

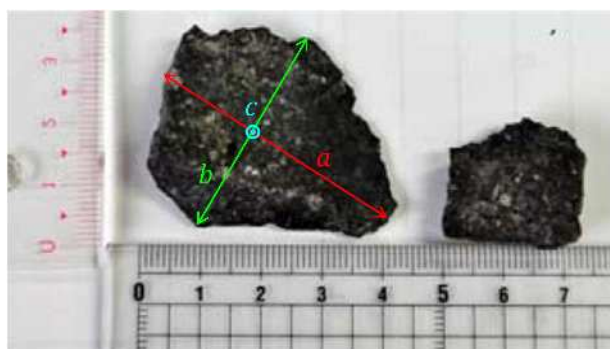


図 3.8 火山礫の3軸の長径 a 、中径 b 、短径 c

2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火に伴い、火口から約 14 km 地点に落下した火山礫の例 ($a=40$ mm)。

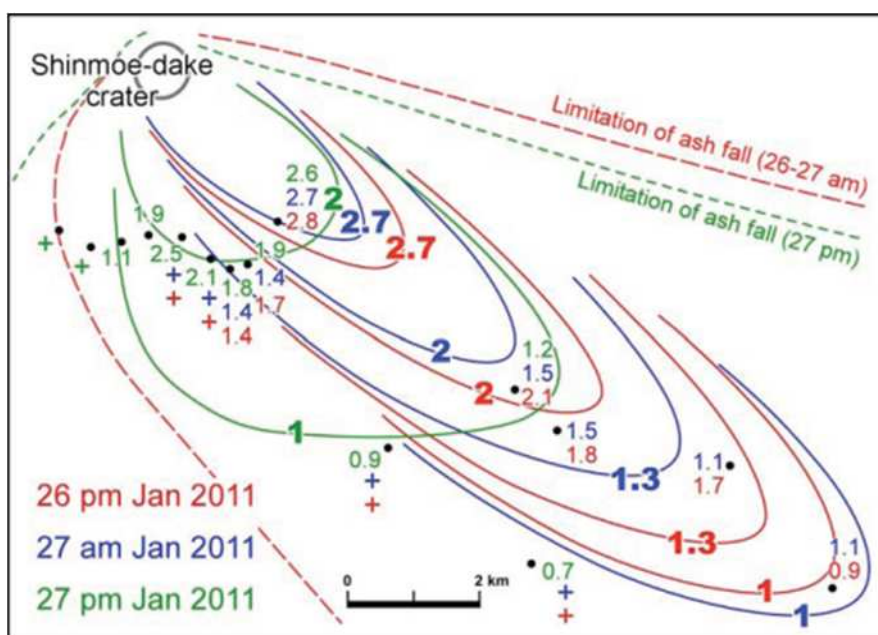
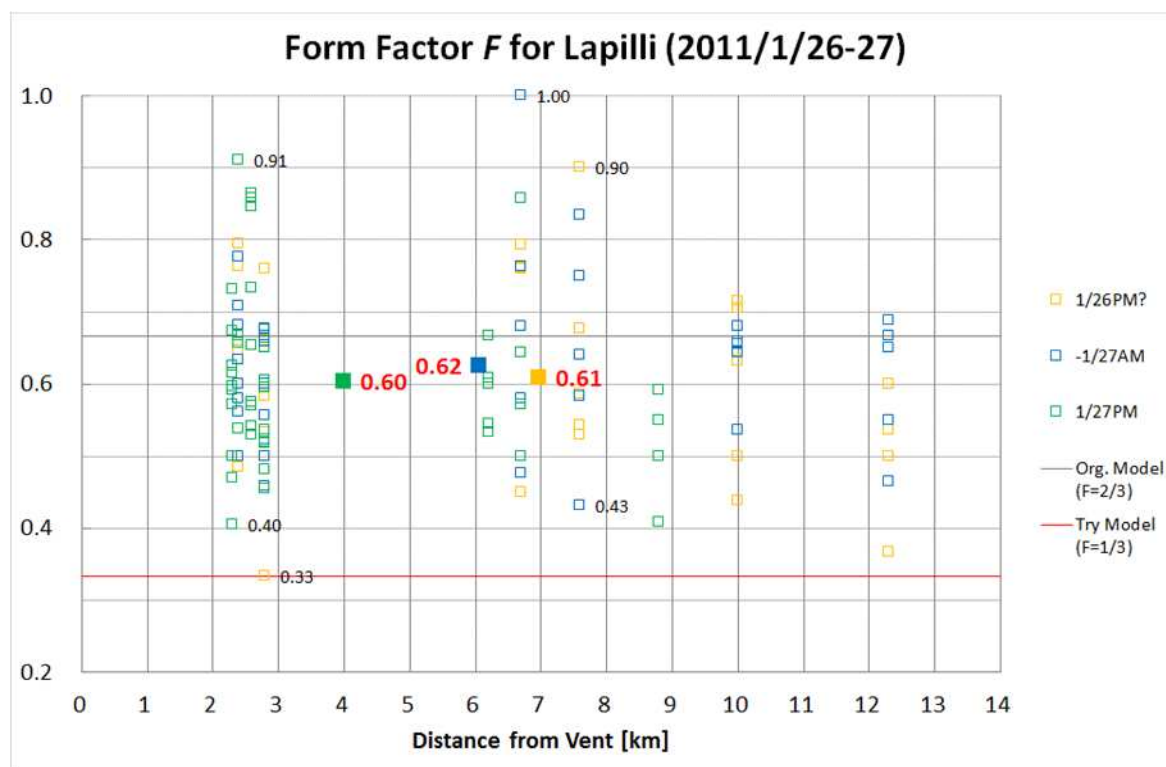
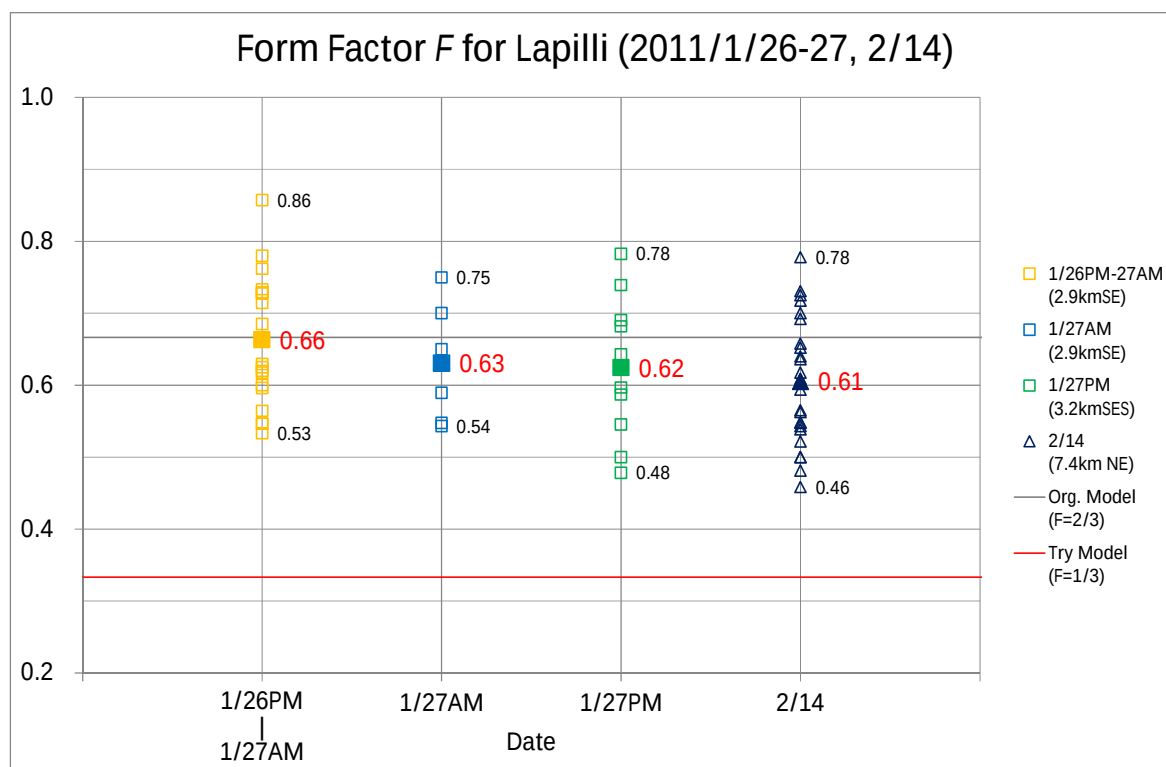


図 3.9 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳噴火に伴う降下軽石 (火山礫) の最大粒径分布図 (Maeno et al. (2014) より)

(a) 東京大学地震研究所による観測



(b) 産業技術総合研究所による観測



(c) (a) + (b) (粒径別)

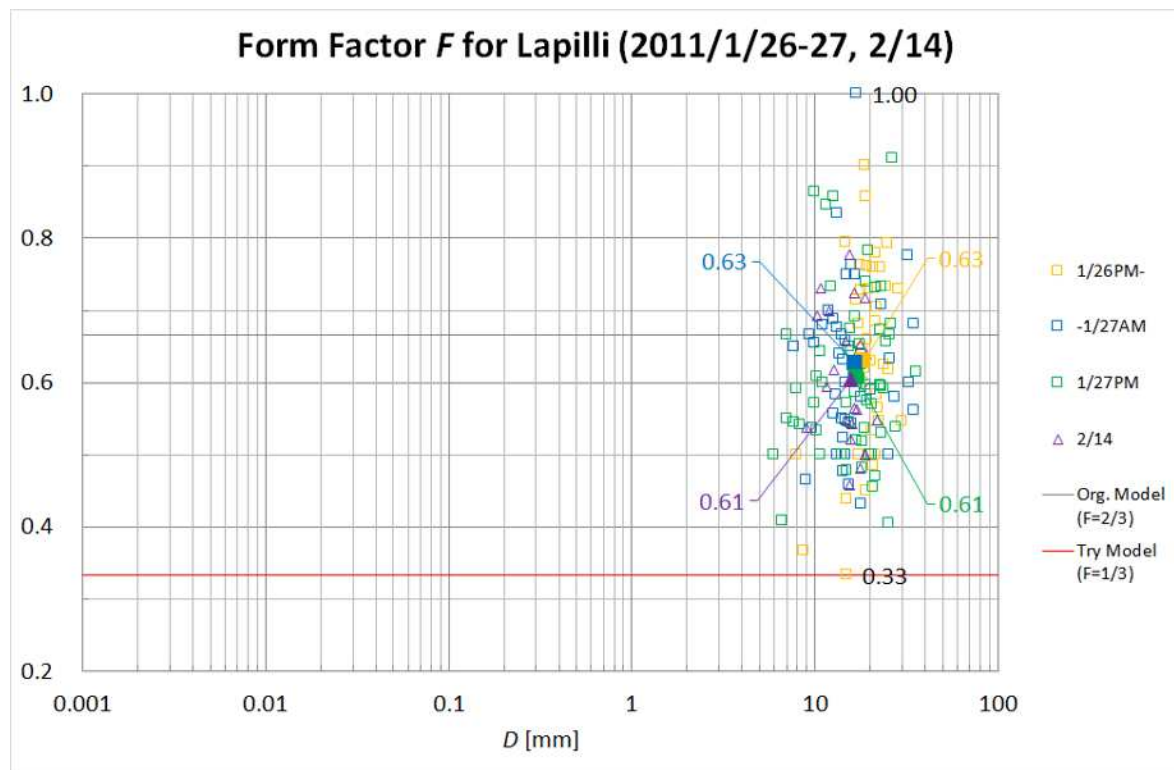


図 3.10 2011 年 1 月 26～27 日および 2 月 14 日新燃岳噴火に伴う火山礫の形状因子

(a) 東京大学地震研究所 (Maeno et al., 2014) の観測に基づく。(b) 産業技術総合研究所 (古川・他, 2011; 及川・他, 2011) の観測に基づく。(c) (a) と (b) の観測値を粒径別にプロット。各図で塗りつぶしたプロットは各イベントにおける平均値、赤線は従来の RATM で用いていた値 ($2/3$) を示す。

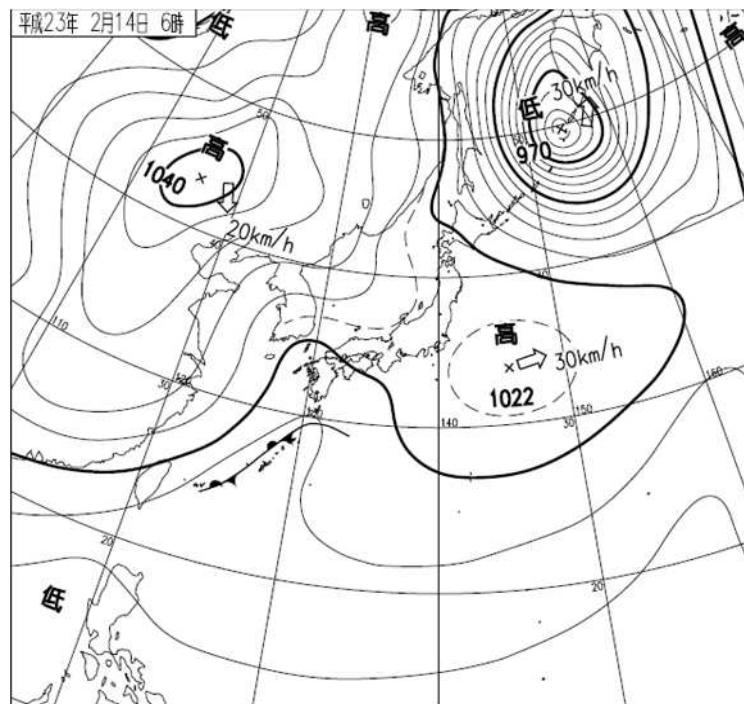


図 3.11 2011 年 2 月 14 日 06 時の地上天気図

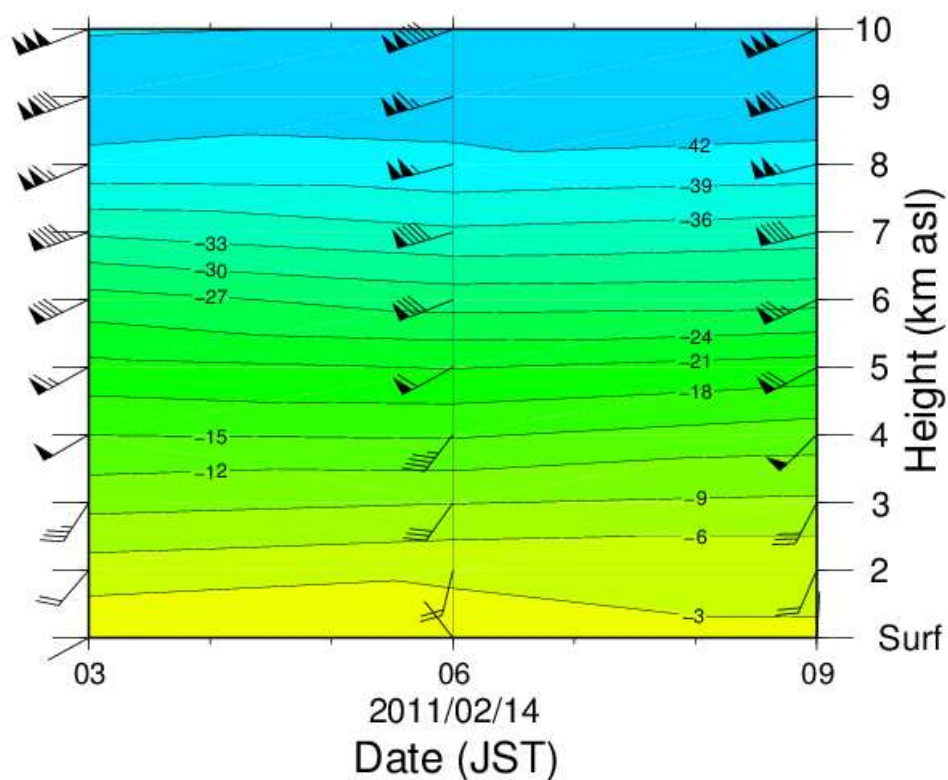
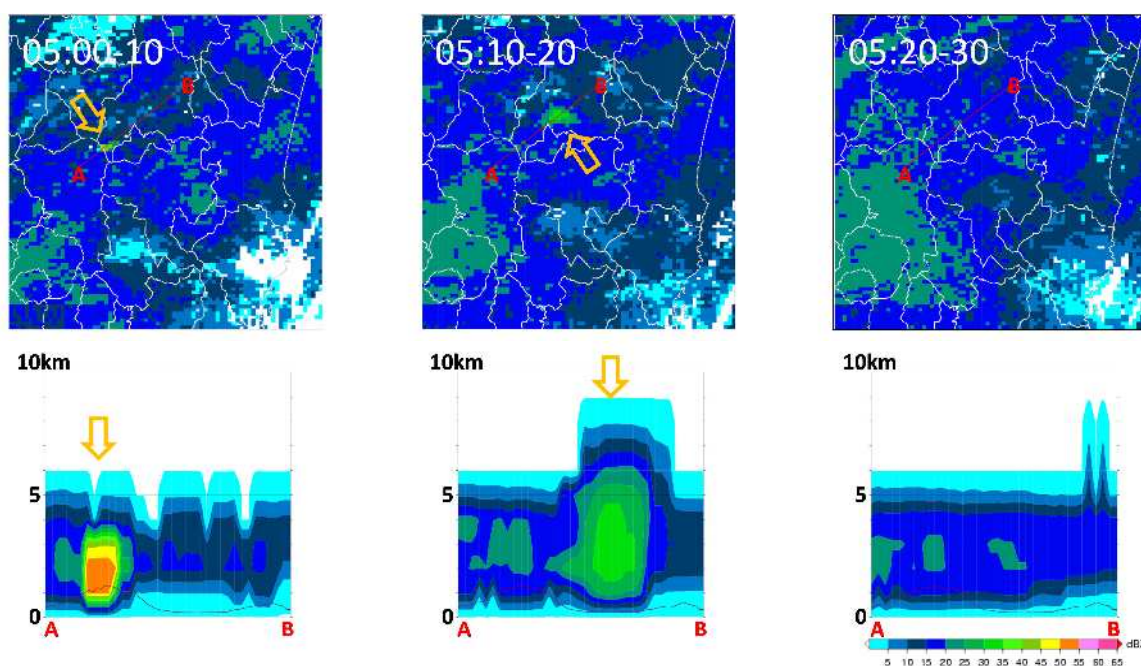


図 3.12 気象庁メソ解析による新燃岳の上空の風と気温 (2011 年 2 月 14 日 03～09 時、海拔 10 km まで)
短矢羽根は 5 kt、長矢羽根は 10 kt、旗矢羽根は 50 kt の風速を表す。

(a) 遠望カメラ



(b) 気象レーダー



(c) 気象衛星 (ラピッドスキャン)

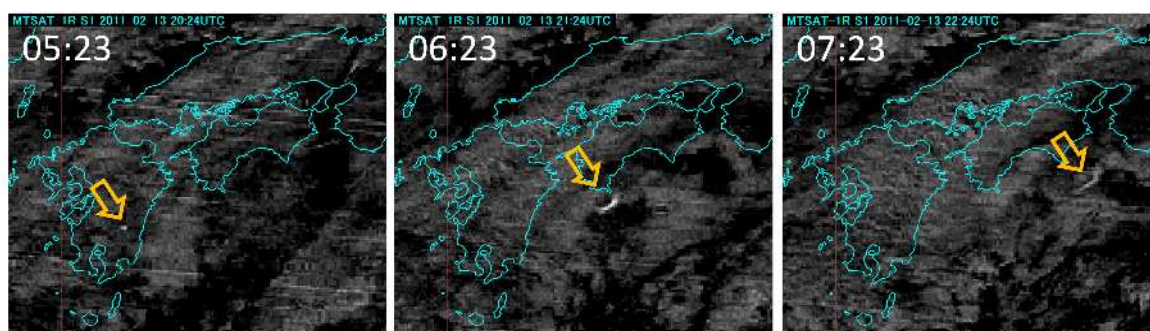


図 3.13 2011 年 2 月 14 日新燃岳の噴煙高度の時間変化

(a) 遠望カメラ (猪子石) による観測。(b) 気象庁レーダー観測網によるボリュームスキャン観測 (反射強度)。
(c) 気象衛星 (ひまわり 6 号) によるラピッドスキャン観測 (赤外差分画像)。(新堀・他、(2013) Figs. 19, 77 and 78 に追記)

(d) 噴煙高度の時系列

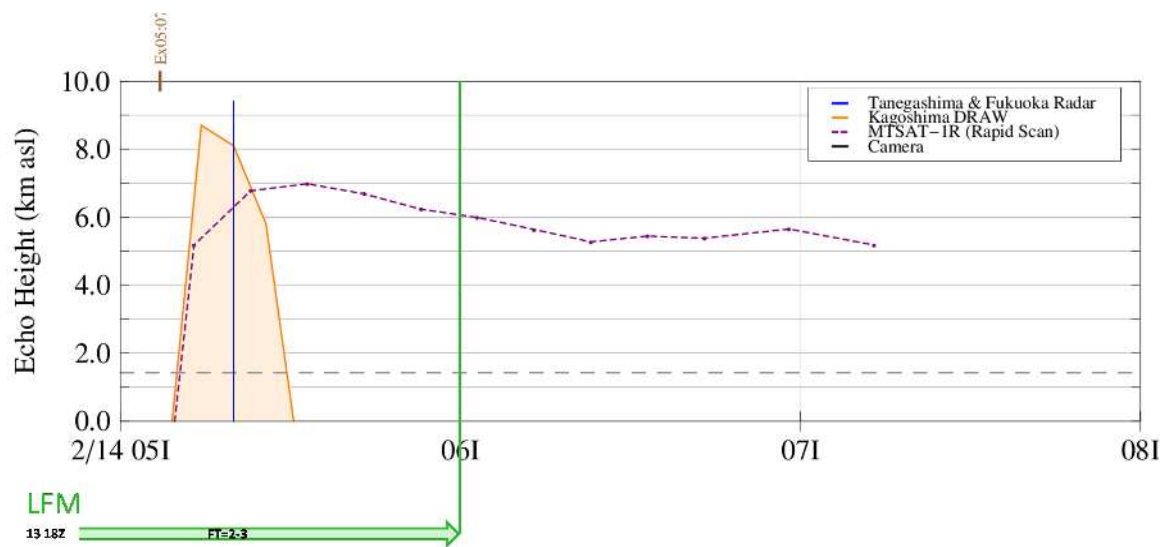


図 3.13 2011 年 2 月 14 日新燃岳の噴煙高度の時間変化 (つづき)

(d) (b) ~ (c) の解析結果に基づく噴煙高度と RATM 入力値の設定。(新堀・他、(2013) Fig. 21 に追記)

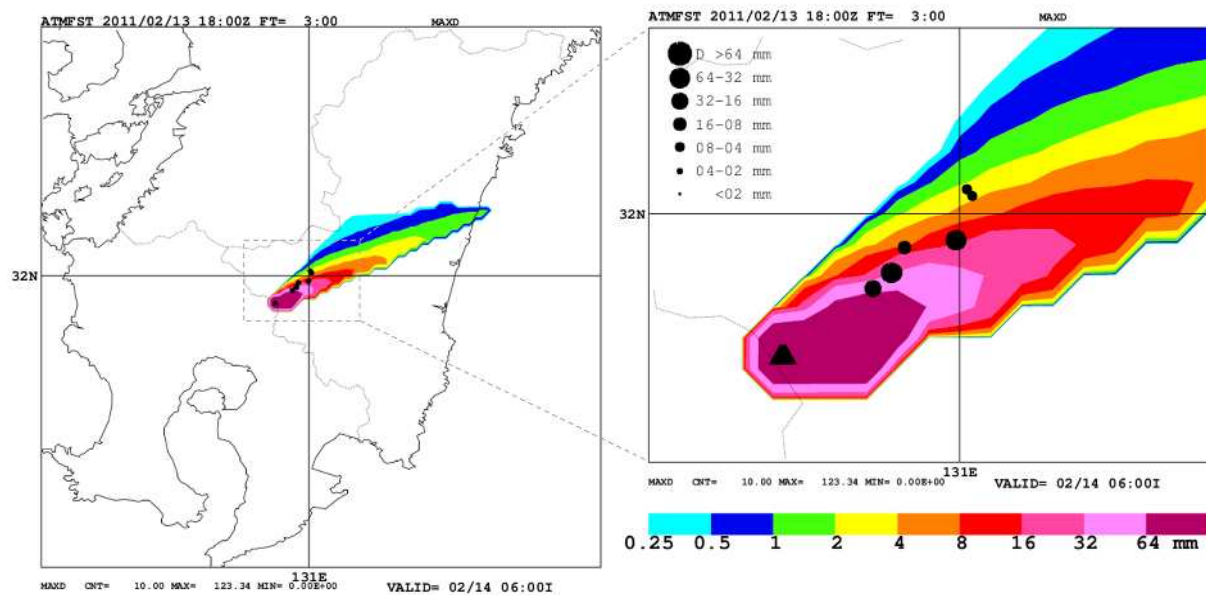


図 3.14 2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果（最大長径分布）

降下火山礫の観測値（●印）は産業技術総合研究所、気象庁機動調査班による。RATM における火山礫の形状因子 $F=2/3$ 、密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ を適用した場合、噴煙柱モデルは $F=2/3$ 、 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ に固定。

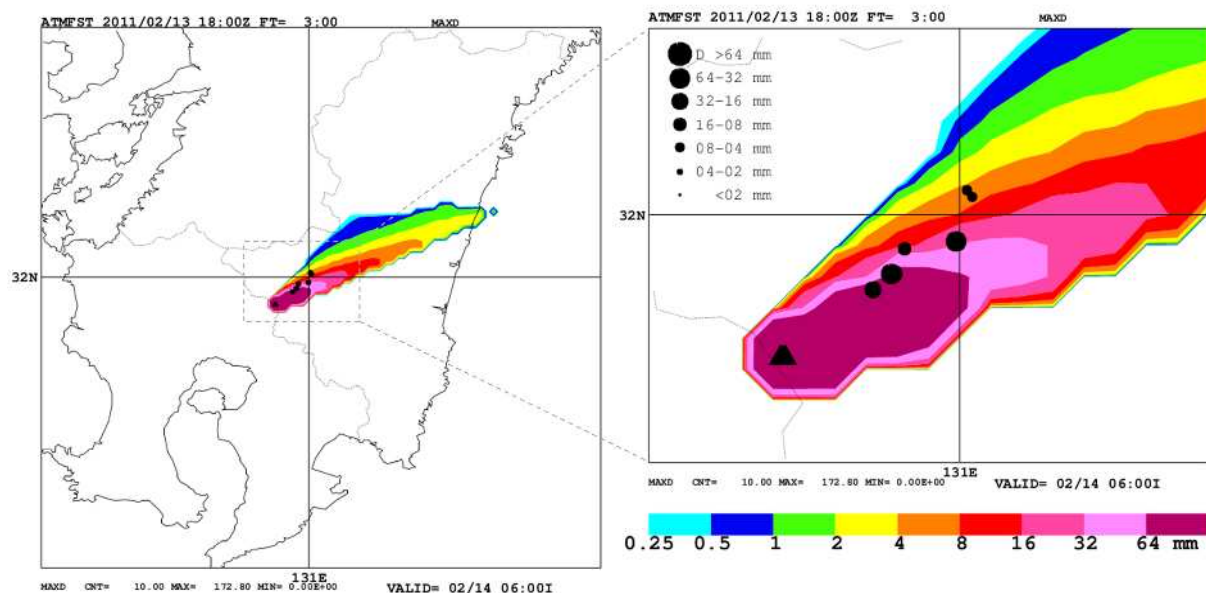


図 3.15 2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果（最大長径分布）

図 3.14 と同様。ただし、RATM で $F=1/3$ を適用した場合。

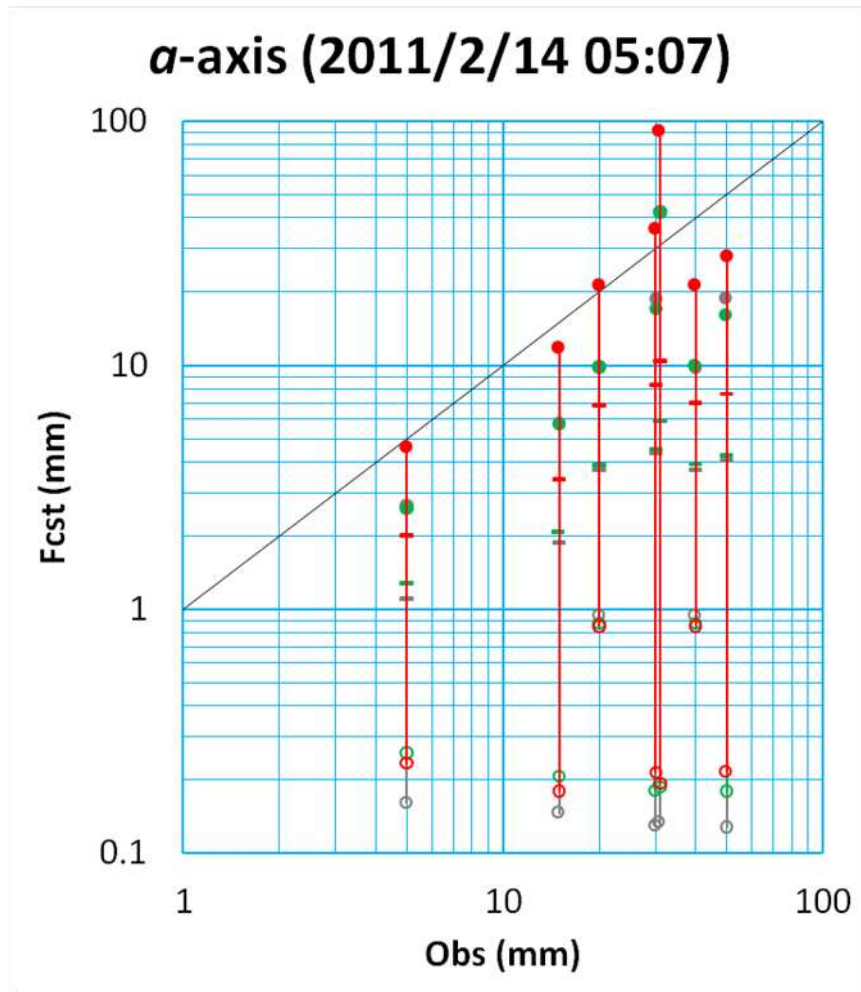


図3.16 2011年2月14日新燃岳噴火に伴い観測された火山礫（横軸）と予測した長径（縦軸）の比較
 灰色はRATMにおける火山礫の密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ 、形状因子 $F=2/3$ （図3.14）、赤色は $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ 、 $F=1/3$ （図3.15）、緑色は $\rho_{pm}=2000 \text{ kg/m}^3$ 、 $F=1/3$ を適用した場合（後出の図3.20）。各地点において、予測した最大長径を●、中央粒径を—、最小長径を○で示す。

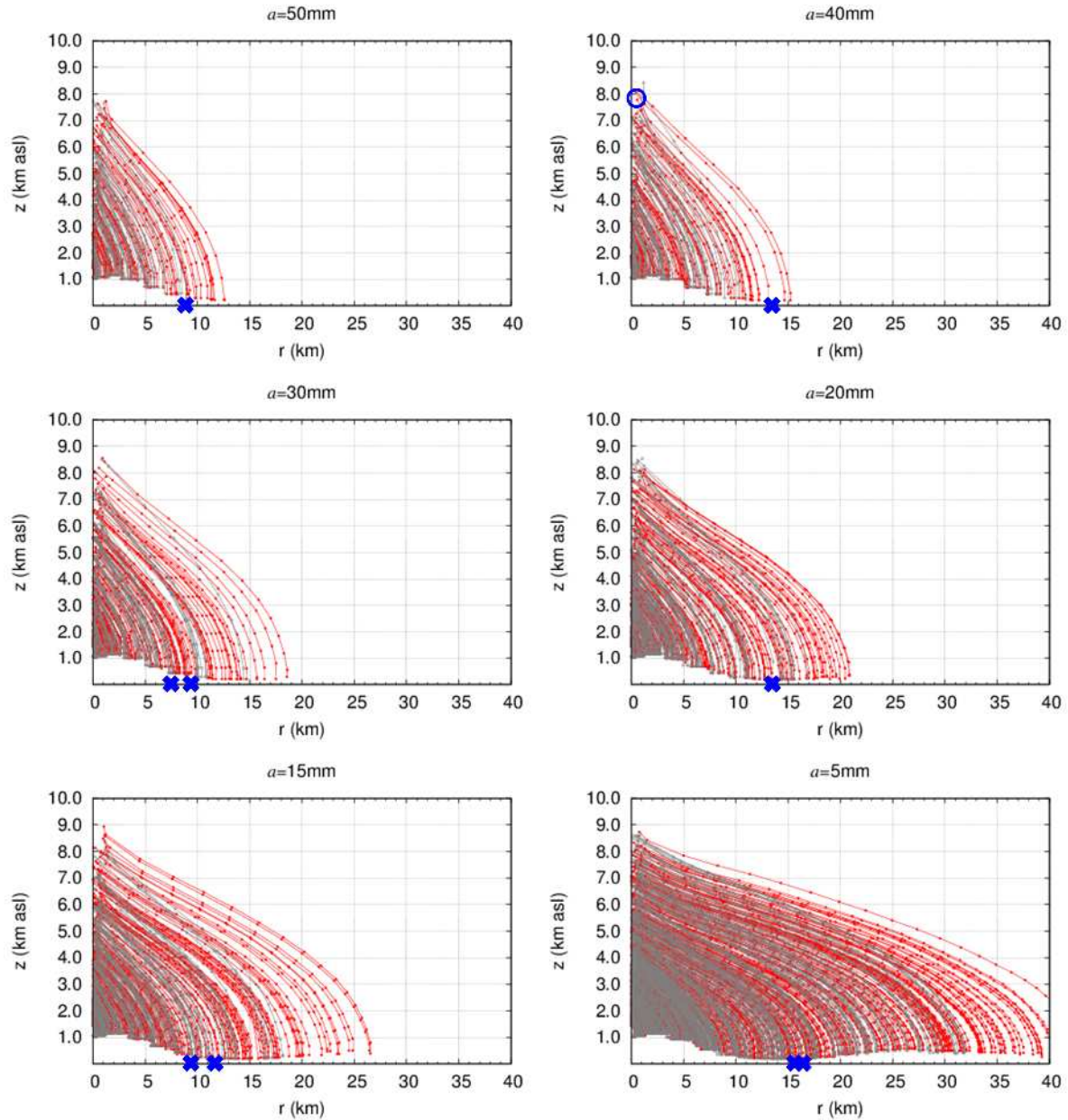


図 3.17 2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火に伴う火山礫の高度—輸送距離の予測結果（長径別）

灰線は RATM における火山礫の形状因子 $F=2/3$ （図 3.14）、赤線は $F=1/3$ （図 3.15）を適用した場合。RATM における火山礫の密度は $\rho_{\text{pm}}=1000 \text{ kg/m}^3$ と仮定。観測された火山礫の落下地点を×印で示す。 $a=40 \text{ mm}$ のグラフに示した○印はモデルにより推定された降下火山礫の落下開始高度。

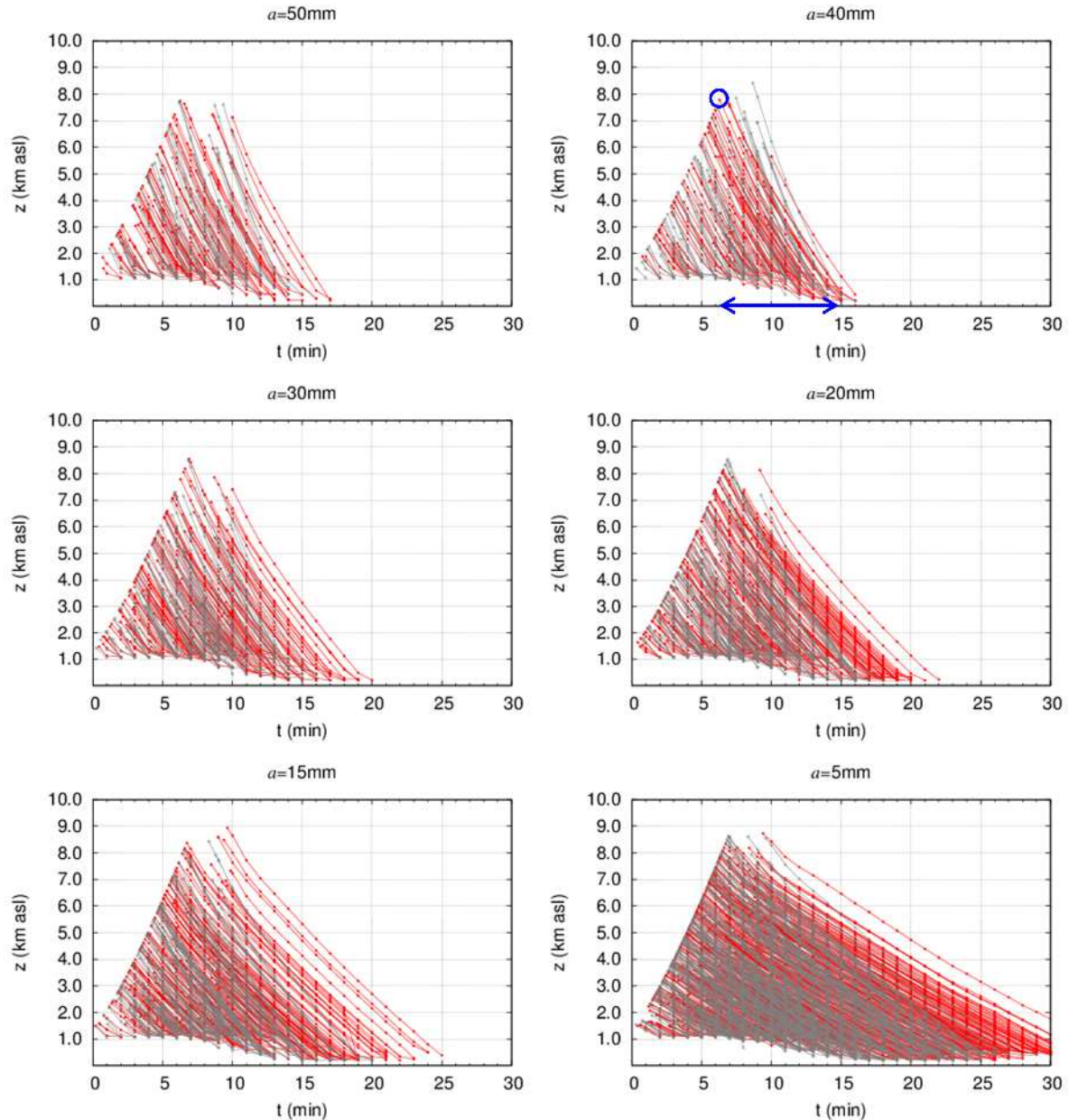


図 3.18 2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火に伴う火山礫の高度—落下時間の予測結果（長径別）

灰線は RATM における火山礫の形状因子 $F=2/3$ （図 3.14）、赤線は $F=1/3$ （図 3.15）を適用した場合。RATM における火山礫の密度は $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ と仮定。 $a=40 \text{ mm}$ のグラフに示した○印はモデルにより推定された降下火山礫の落下開始高度（図 3.17）、矢印は噴煙柱を離脱してから地表面に落下するまでの経過時間を示す。

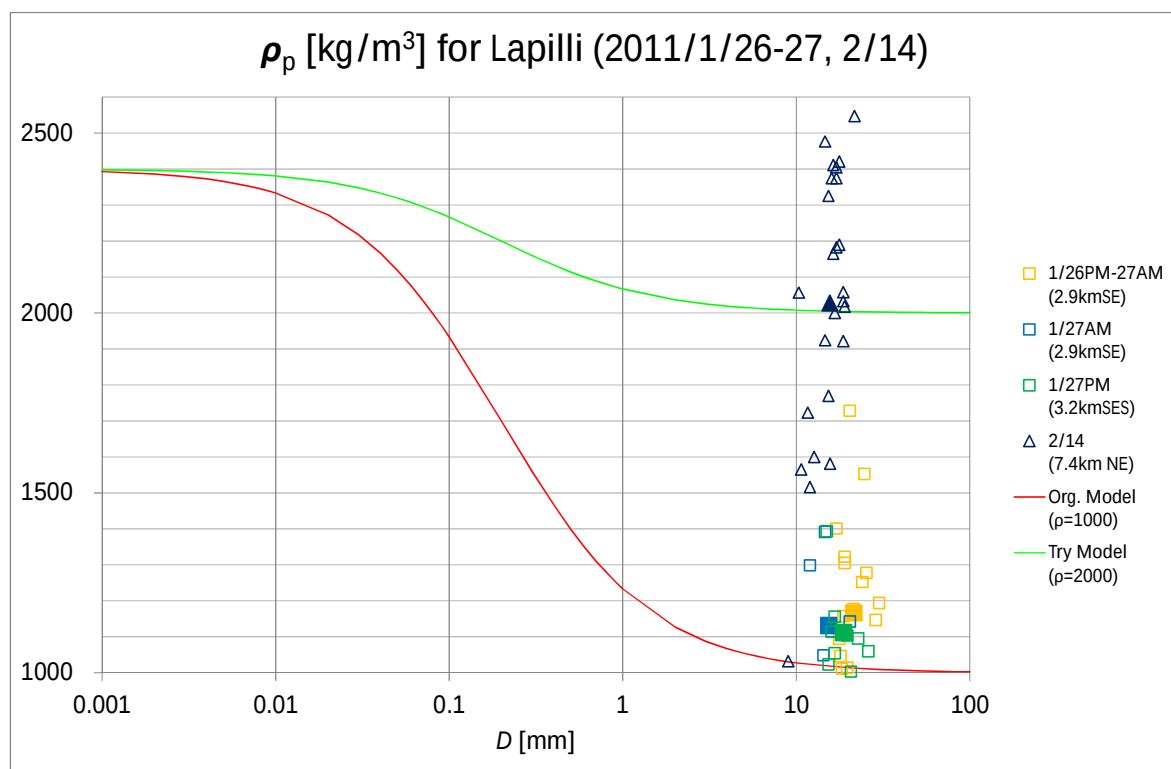


図3.19 2011年1月26～27日および2月14日新燃岳噴火に伴う火山礫の密度

産業技術総合研究所（古川・他, 2011; 及川・他, 2011）の観測に基づく。塗りつぶしたプロットは各イベントにおける平均値、赤線は従来、RATM で用いている値 ($\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$)、緑線は検討した値 ($\rho_{pm}=2000 \text{ kg/m}^3$)。

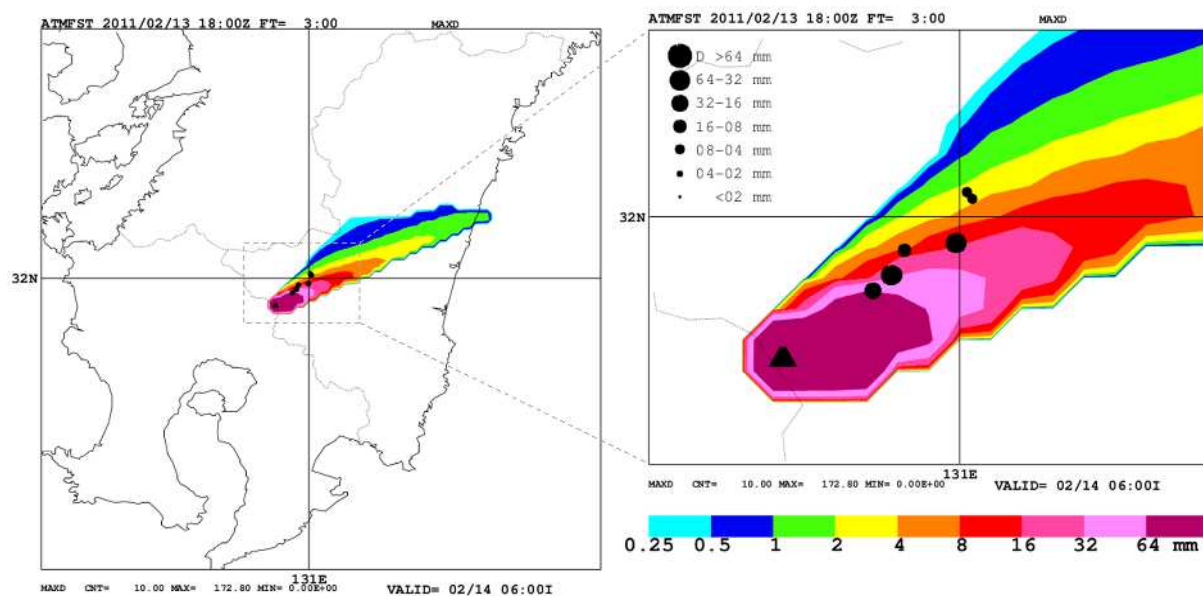


図3.20 2011年2月14日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果（最大長径分布）

図3.15と同様。ただし、RATMで $\rho_{pm}=2000 \text{ kg/m}^3$ を適用した場合。

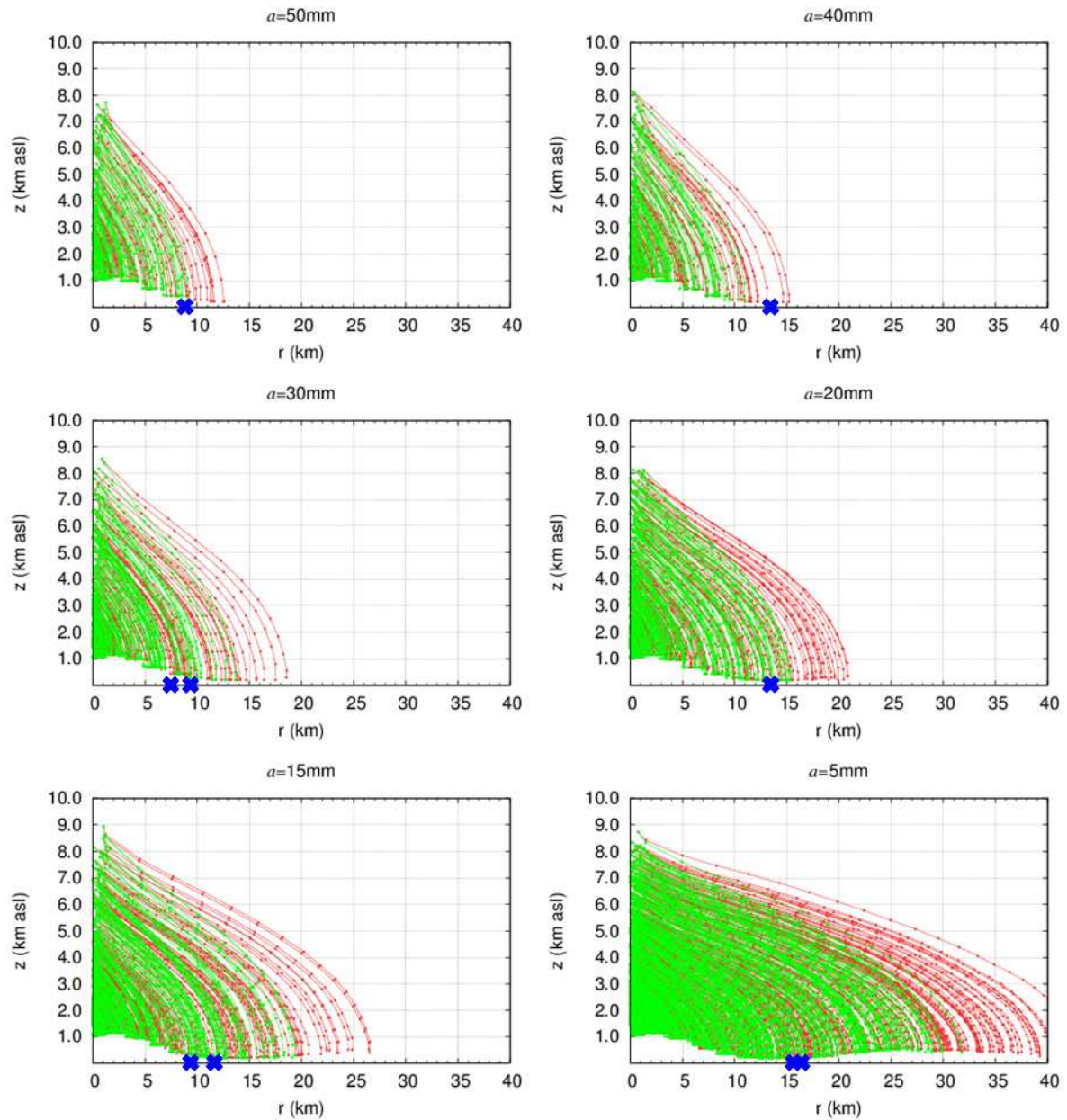


図3.21 2011年2月14日新燃岳噴火に伴う火山礫の高度—輸送距離の予測結果（長径別）

赤線はRATMにおける火山礫の密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ （図3.17と同じ）、緑線は $\rho_{pm}=2000 \text{ kg/m}^3$ （図3.20）を適用した場合。RATMにおける火山礫の形状因子は $F=1/3$ に設定。観測された火山礫の落下地点を×印で示す。

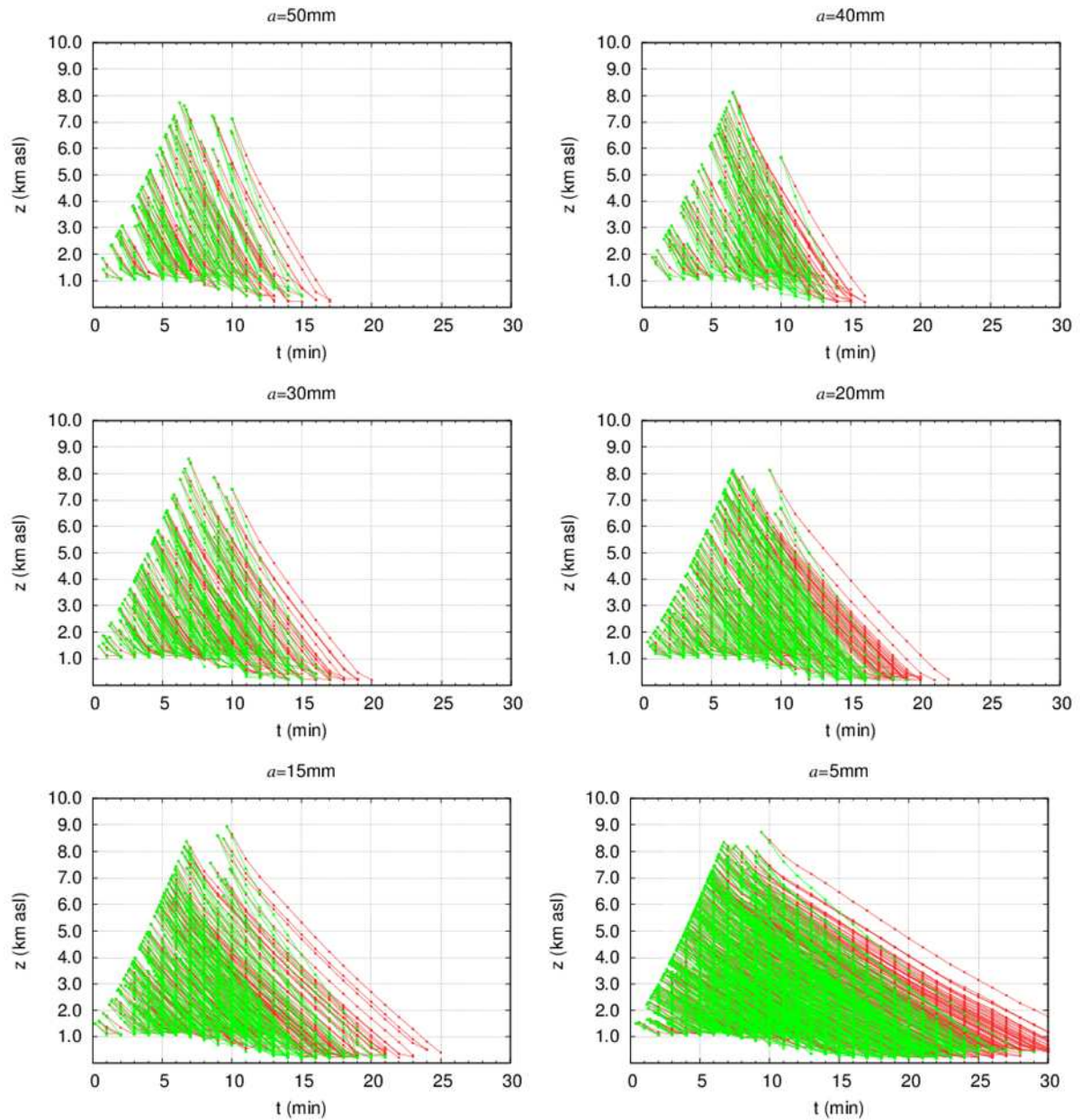
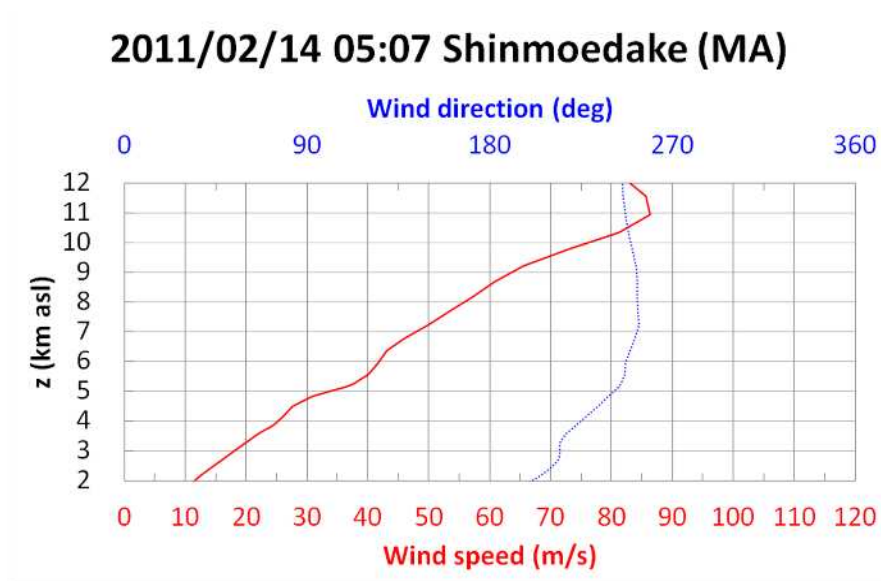


図3.22 2011年2月14日新燃岳噴火に伴う火山礫の高度—落下時間の予測結果（長径別）

赤線はRATMにおける火山礫の密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ （図3.18と同じ）、緑線は $\rho_{pm}=2000 \text{ kg/m}^3$ （図3.20）を適用した場合。RATMにおける火山礫の形状因子は $F=1/3$ に設定。

(a) 気象庁メソ解析による新燃岳上空の水平風



(b) 推定した噴煙柱の傾き

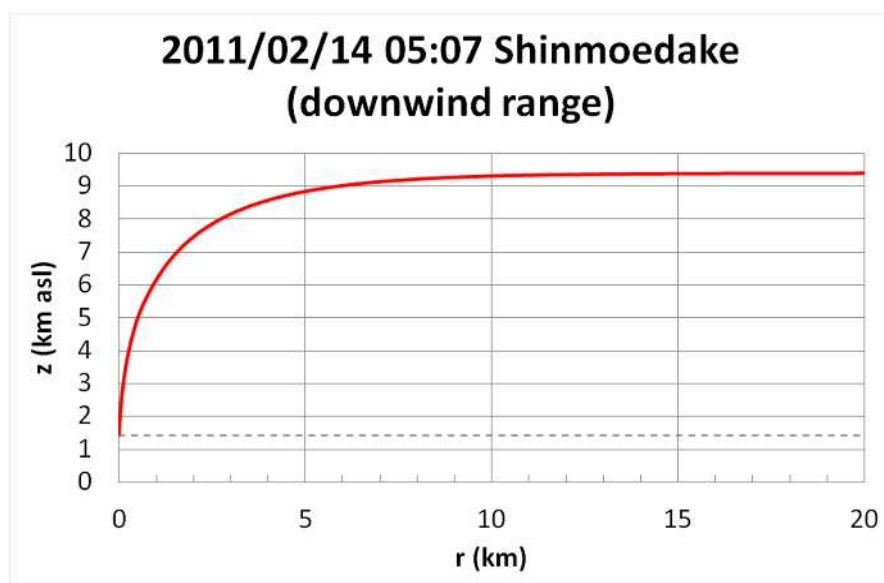
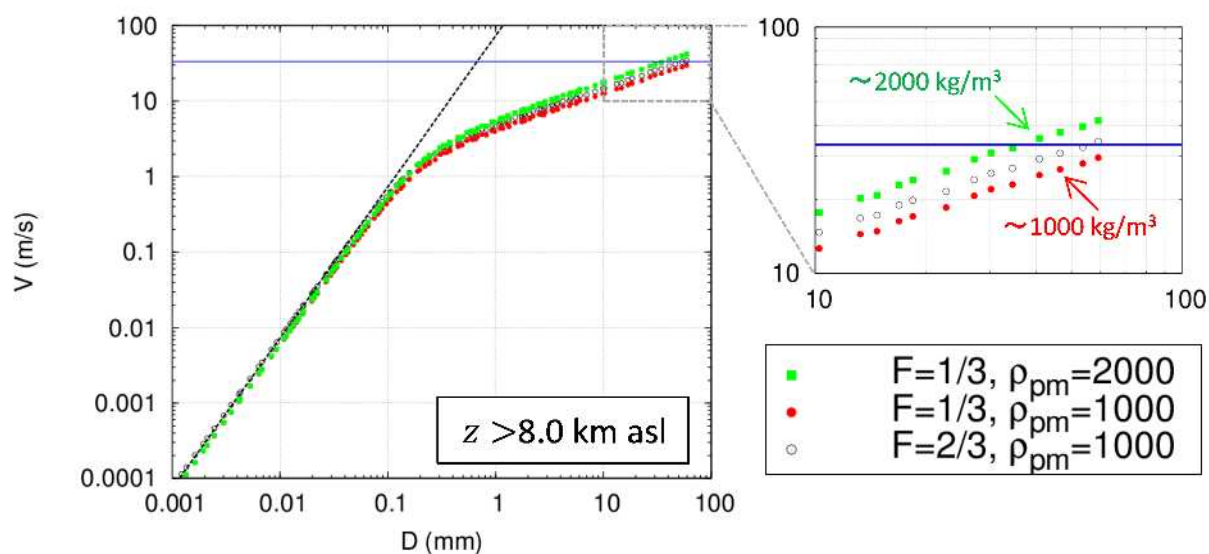


図 3.23 水平風による噴煙柱の傾きの試算結果（2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火の例）

（a）気象庁メソ解析（図 3.12）から内挿した 05 時 07 新燃岳上空 12 km までの水平風。（b）気象庁メソ解析の水平風と噴煙柱モデルの上昇速度から推定した噴煙柱の傾き。

(a) 高度 8 km 以上における値



(b) 高度 3 km 以下における値

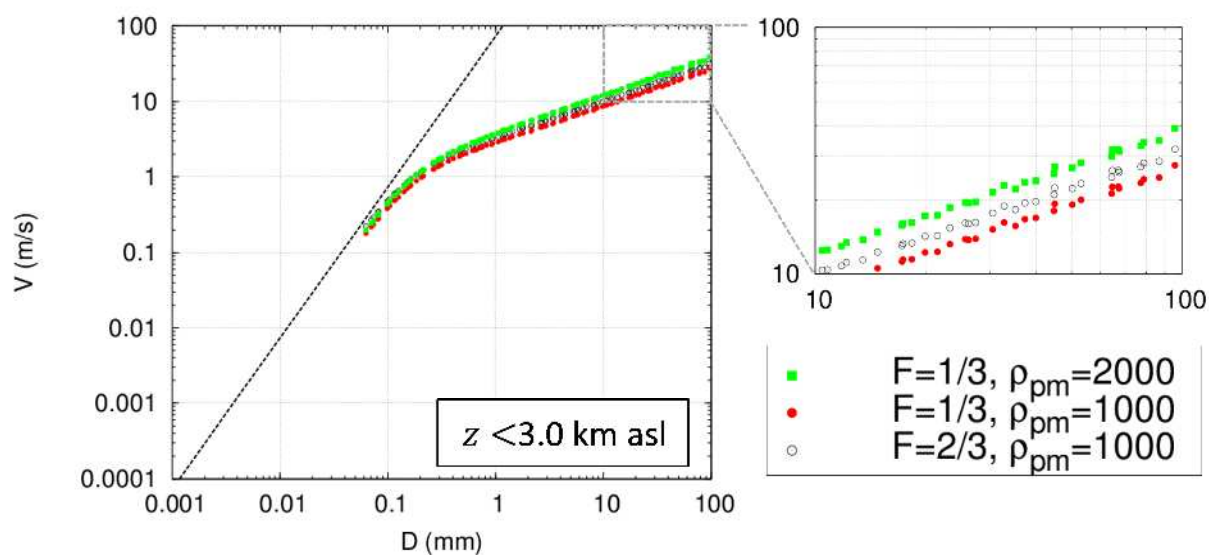


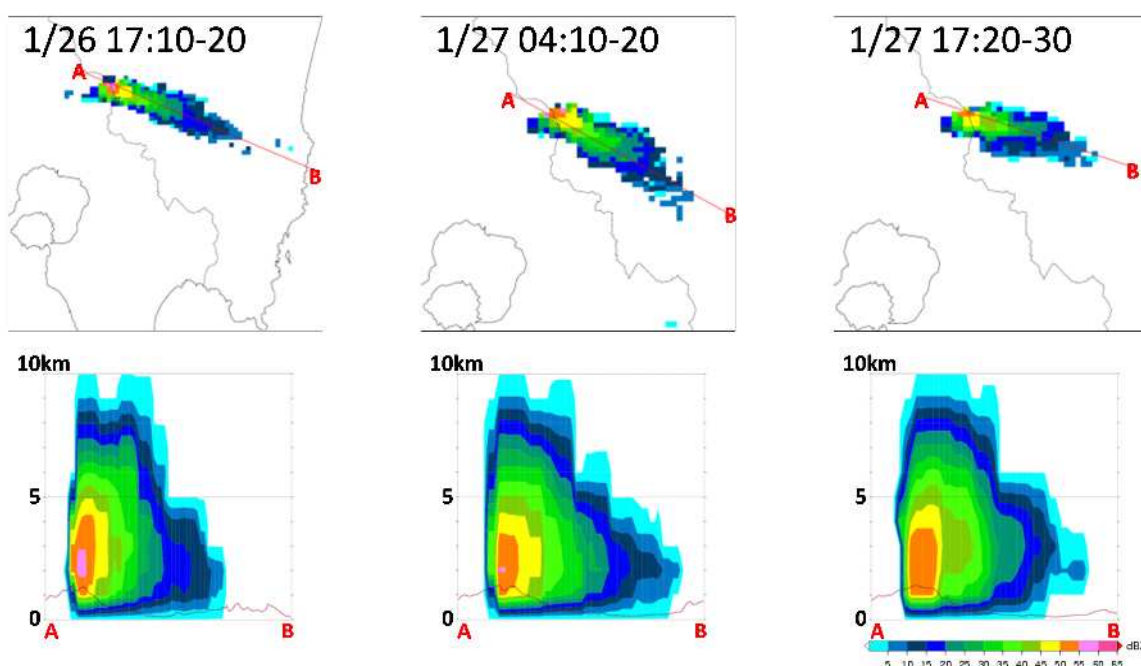
図 3.24 JMA-RATM における噴煙柱から離脱直後の火山灰・礫の終端速度 (2011 年 2 月 14 日新燃岳噴火の例)

(a) トレーサの海拔高度 8 km 以上における値。(b) 3 km 以下における値。○は RATM における火山礫の形状因子 $F=2/3$ 、密度 $\rho_{pm}=1000$ kg/m³、●は $F=1/3$ 、 $\rho_{pm}=1000$ kg/m³、■は $F=1/3$ 、 $\rho_{pm}=2000$ kg/m³ の場合。黒点線はストークス近似、青実線は噴煙柱モデルにおける高度 8 km での噴煙の上昇速度を示す。

(a) 遠望カメラ



(b) 気象レーダー



(c) 気象衛星

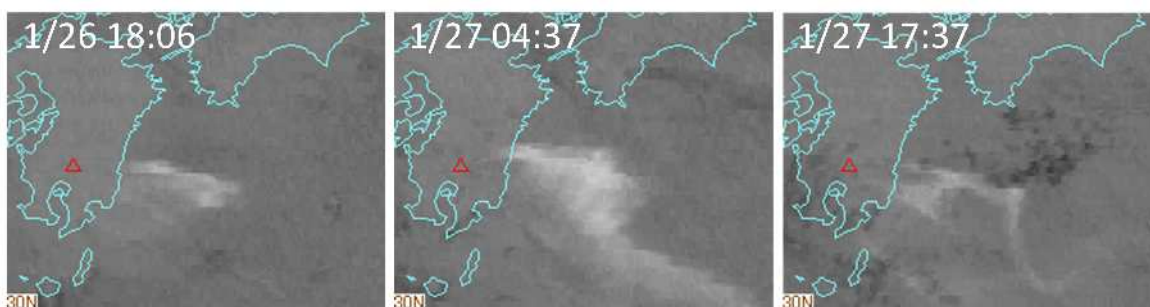


図 3.25 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳の噴煙高度の時間変化

(a) 遠望カメラ (猪子石) による観測。(b) 気象庁レーダー観測網によるボリュームスキャン観測 (反射強度)。(c) 気象衛星 (ひまわり 7 号) による定時観測 (赤外差分画像)。(新堀・他、(2013) Figs. 4-6, 42, 51 and 62 に追記)

(d) 噴煙高度の時系列

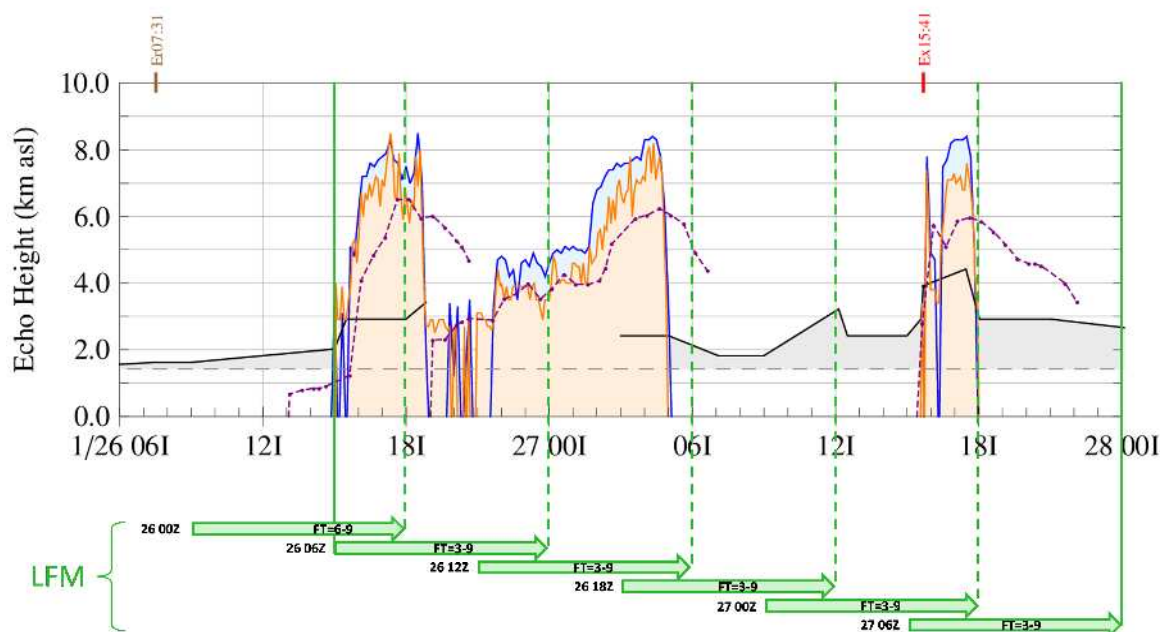


図 3.25 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳の噴煙高度の時間変化 (つづき)

(d) (a)～(c) の解析結果に基づく噴煙高度と RATM 入力値の設定。凡例は図 3.13 と同じ。(新堀・他、(2013) Fig. 7 に追記)

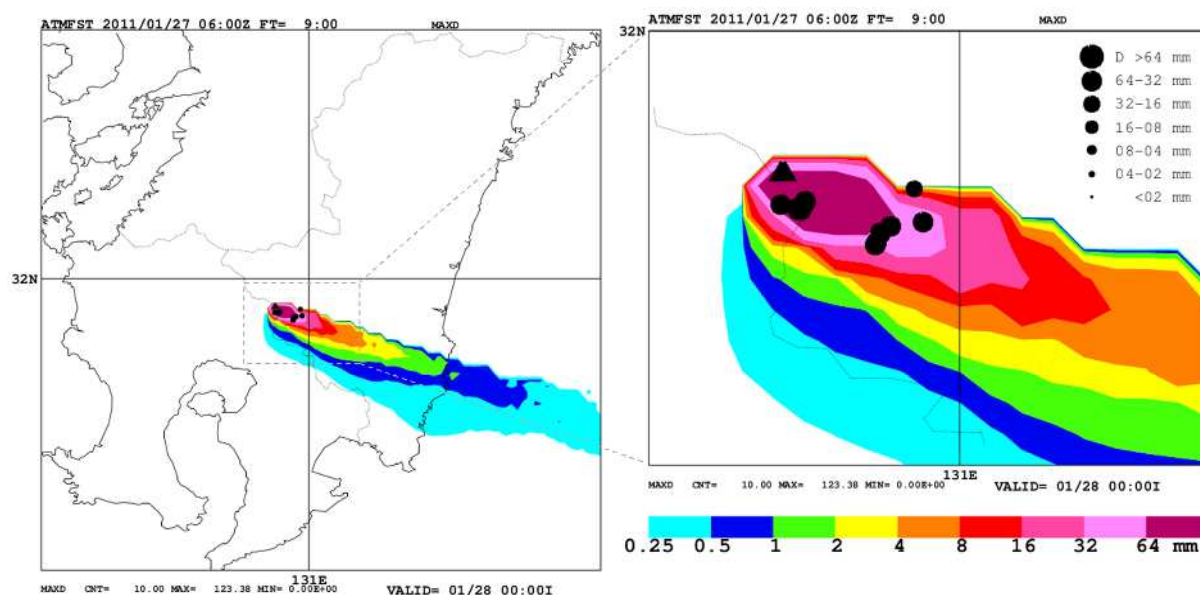


図 3.26 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果 (最大長径分布)

降下火山礫の観測値 (●印) は東京大学地震研究所、産業技術総合研究所、気象庁機動調査班による。RATM における火山礫の形状因子 $F=2/3$ 、密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ を適用した場合、噴煙柱モデルは $F=2/3$ 、 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ に固定。

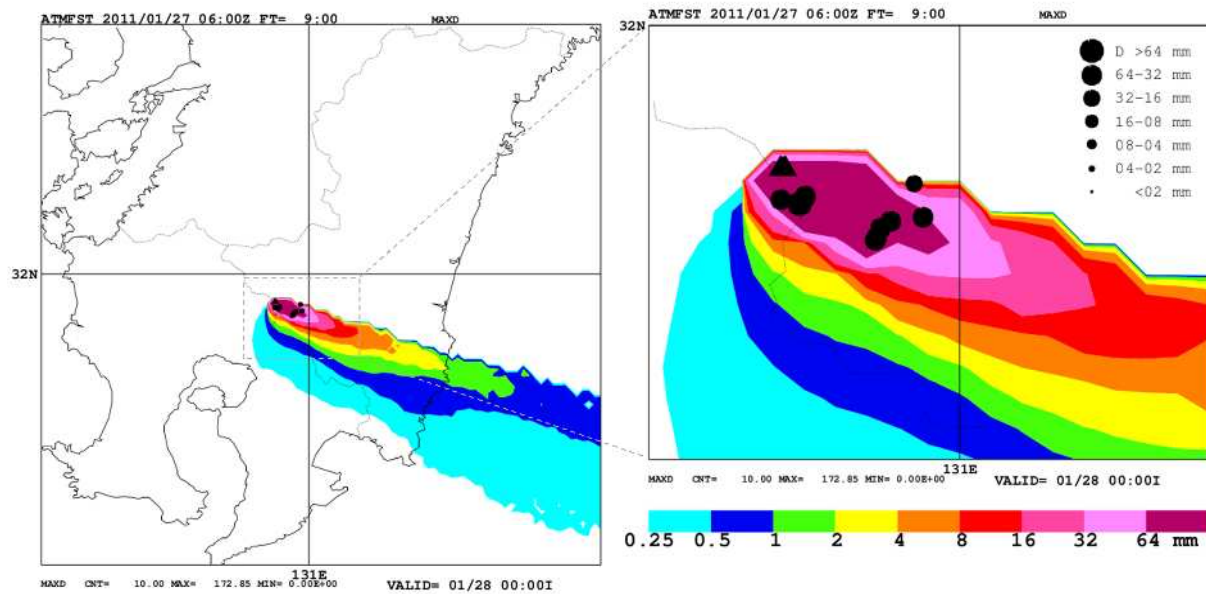


図 3.27 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果（最大長径分布）

図 3.26 と同様。ただし、RATM で $F=1/3$ を適用した場合。

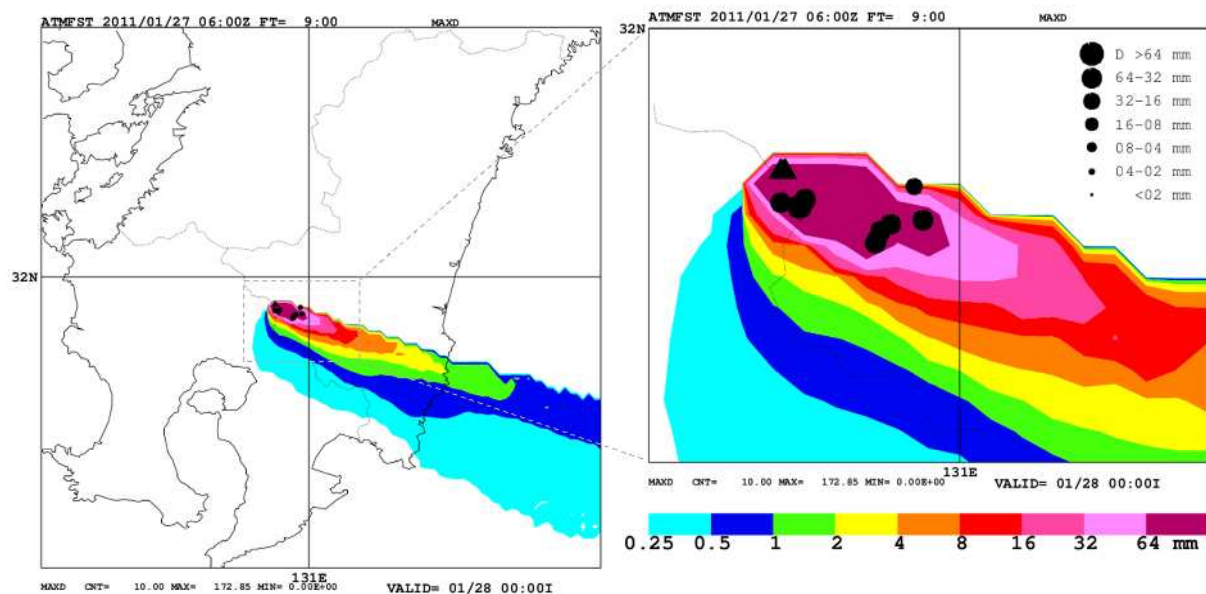
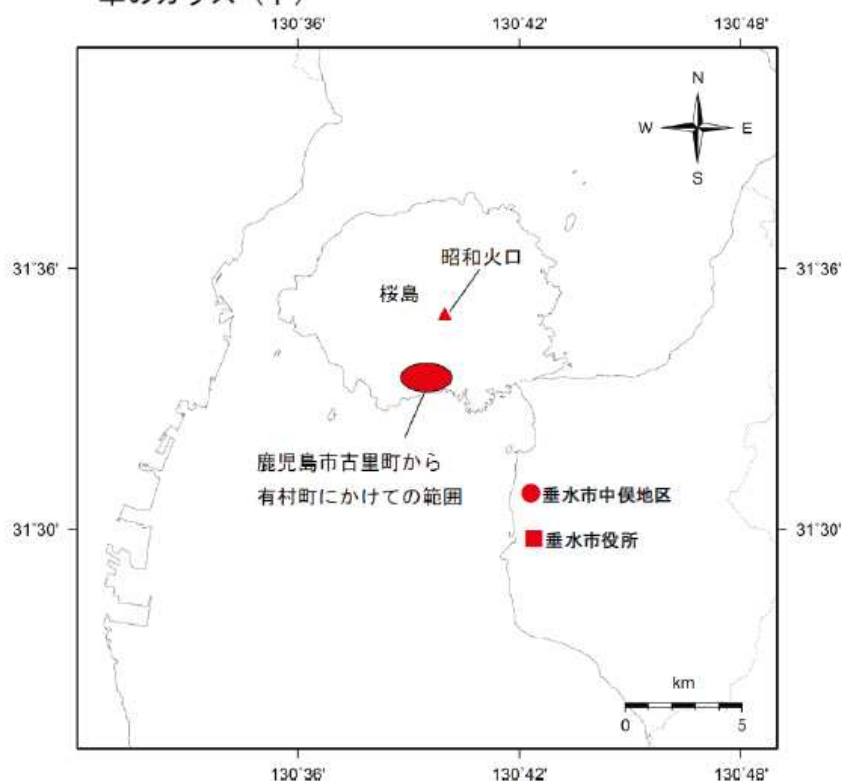


図 3.28 2011 年 1 月 26～27 日新燃岳噴火に伴う降下火山礫の予測結果（最大長径分布）

図 3.27 と同様。ただし、噴煙柱モデルも $F=1/3$ を適用した場合。



第7図 桜島 9月4日11時00分に発生した昭和火口の爆発的噴火の状況
 左図：噴煙の状況（4日11時06分頃、鹿児島地方気象台より撮影）
 右図：古里町に降下した小さな噴石（火山れき）（上）と、それにより破損した車のガラス（下）



第8図 桜島 9月4日11時00分に発生した爆発的噴火による小さな噴石（火山れき）が確認された場所

桜島島内の鹿児島市古里町から有村町にかけての範囲（昭和火口から南側約3km）では、強風の影響により最大約4cmの小さな噴石（火山れき）が降下し、十数台の車でガラスが割れる被害が発生した。垂水市役所付近（昭和火口から南南東側約10km）では、約5mmの小さな噴石（火山れき）が確認された。また、垂水市役所によると、垂水市中俣地区（昭和火口から南南東側約8km）では、約1.5cmの小さな噴石（火山れき）が降下し、1台の車でガラスにひびが入る被害が確認された。

図3.29 2013年9月4日11時00分桜島爆発に伴う火山礫の落下状況
 （第127回火山噴火予知連絡会資料（2013）より）

サンプル

火山名 桜島 降灰速報

平成25年9月4日11時08分
気象庁地震火山部発表

4日11時00分に桜島で噴火が発生し、噴煙は火口縁上2000mで上昇中です。
1時間以内に鹿児島市（桜島）ではやや多量の降灰があり、降灰及び小さな噴石は以下の図で示した範囲に予想されます。

以下の市町村では1時間以内に降灰が予想されます
鹿児島県：鹿児島市、鹿屋市、垂水市、錦江町

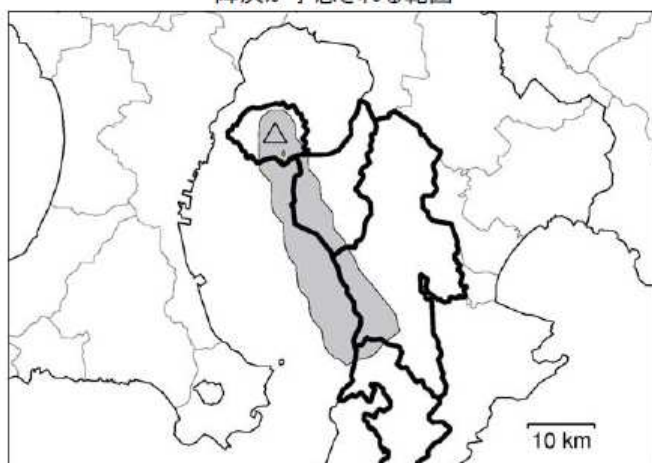
やや多量の降灰が予想される範囲内にいる場合は、傘をさしたりマスクをする等防灰対策をしてください。
また、車を運転されている方は道路の白線が見えなくなるおそれがありますので、徐行運転を心掛けてください。

小さな噴石が予想される範囲内にいる場合は、屋内や頑丈な屋根の下などに移動してください。

＊ ＊（参考：降灰量の階級の説明）＊ ＊

- 【多 量： 1mm以上】地面が火山灰で完全に覆われる。
不要な外出、車の運転を避ける必要がある。
- 【やや多量： 0. 1～1mm】降灰により道路の路面表示が見えにくくなる。
マスク等の着用、徐行運転をする必要がある。
- 【少 量： 0. 1mm未満】地面に火山灰がうっすら積もる。

降灰が予想される範囲



黄色： やや多量の降灰
灰色： 少量の降灰
太線： 降灰が予想される市町村

小さな噴石が予想される範囲



赤線： 1cm以上の小さな噴石の範囲

図 3.30 2013 年 9 月 4 日 11 時 00 分桜島爆発に伴い試験提供された降灰速報（第一報）の例

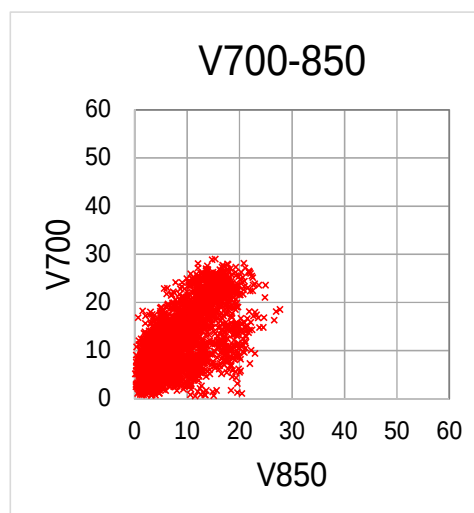
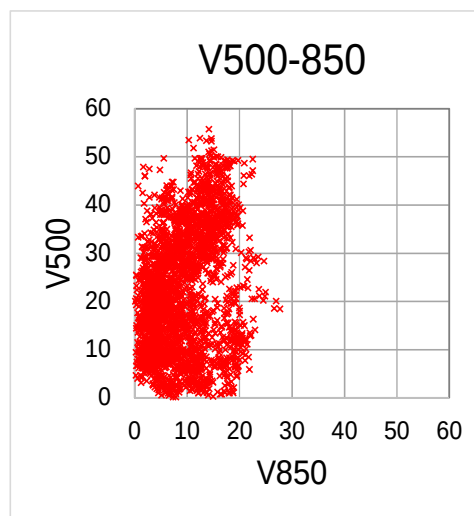
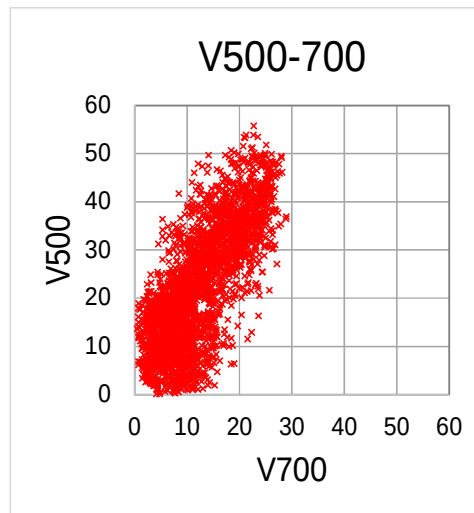


図 3.31 LFM による各気圧面間の風速の相関（統計期間：2013 年 9 月 5 日～2014 年 1 月 5 日）
 （上） 500 と 700 hPa 面、（中） 500 と 850 hPa 面、（下） 700 と 850 hPa 面

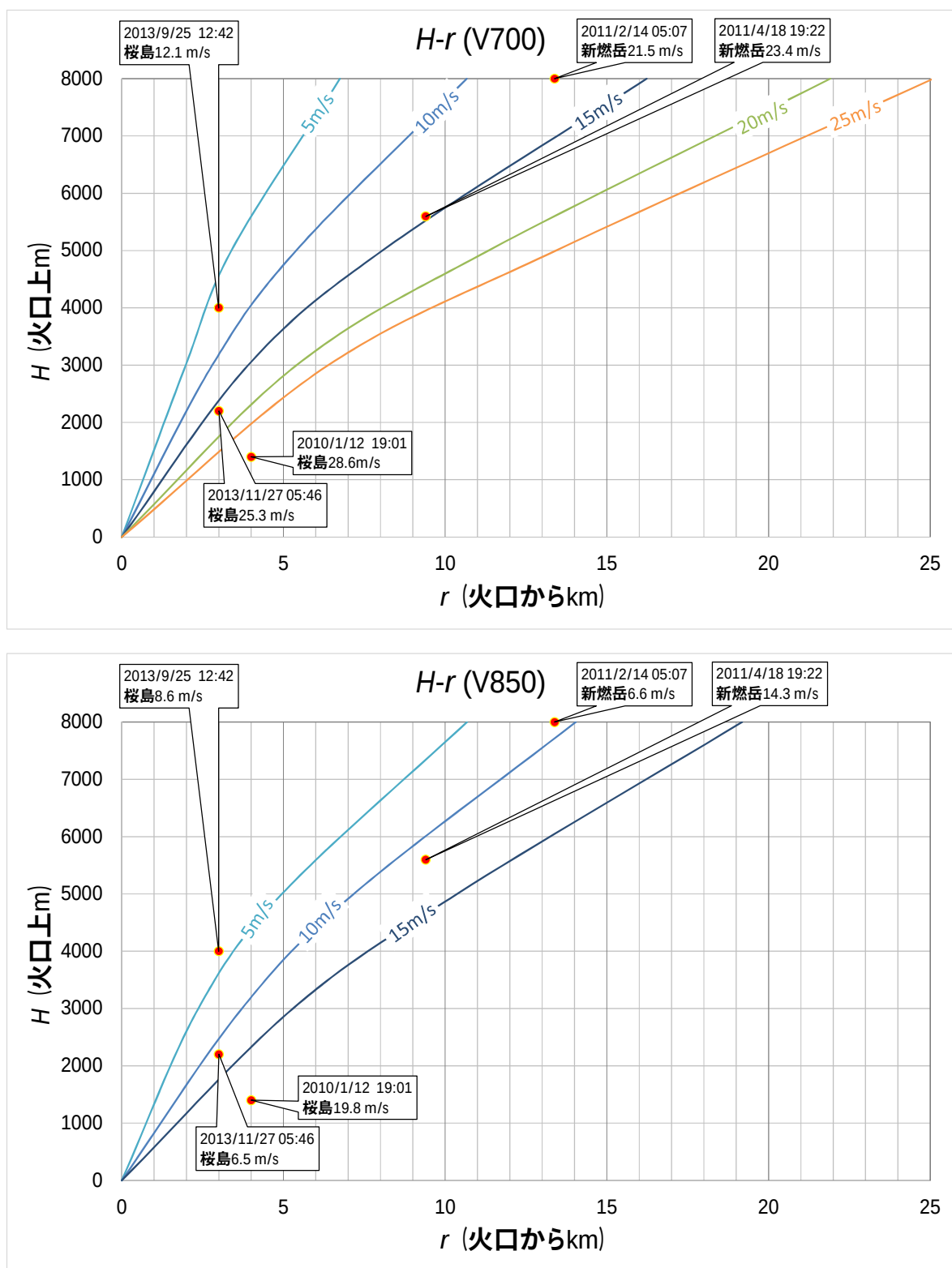


図3.32 小さな噴石の最大到達距離チャート（試作版、統計期間：2013年9月5日～2014年1月5日）
 縦軸は火口からの噴煙の高さ、横軸は火口から落下地点まで水平距離、図中の数値 (m/s) は（上）700 hPa 面、（下）850hPa 面風速を表す。火山礫は形状因子 $F=1/3$ の粒径10 mm（長径18 mm）、密度 $\rho_{pm}=1000 \text{ kg/m}^3$ 、火口と落下地点の標高差は800 m（桜島昭和火口）の場合。長径20 mmの降下火山礫の観測事例を吹き出しで示した。

4. 噴煙の高さの推定手法

(1) はじめに

現在、火山の噴火規模を即時的に表す指標はない。たとえば地震の規模を表す地震マグニチュードが地震発生後すみやかに見積もられるように、噴火が開始した際に噴火規模を即時的に見積もることはできてはいない。そのため統一的な噴火規模の指標の推定手法が待たれるが、噴火現象の複雑性や連続性から、これを即時的に決定することは非常に困難である。

「小さな噴石」の落下範囲の予測は、第3章に報告したように、様々なパラメータを検討したうえで移流拡散モデルによる計算を行うことで実現する。しかし、噴石が噴煙柱のどの高さから上空の風に流され落下し始めたかを正確に把握していなければ、地表への落下地点を正確に予測することはできない。一般に、噴石の落下開始高度が高いほど落下時間が長いため、風に流され、より遠方まで落下する。このため、噴石の到達範囲の上限を正確に計算するためには、噴石を上空まで運び上げる噴煙の正確な高さを即時的に知ることが必要である。

本検討を続ける中で、噴煙の高さを正確に把握することは「小さな噴石」の落下範囲を正確に予測できるだけでなく、噴火規模の把握や噴出率の把握 (Sparks *et al.*, 1997) につながるため極めて重要であることが明らかになった。そこで、噴煙の高さを噴火規模に関連する指標のひとつであると捉え、噴煙の高さの推定を重点的に検討することとした。

本報告では、悪天候や夜間に把握が難しい監視カメラや、現在ではまだ観測 (ボリュームスキャン) の時間間隔が長いレーダーによらない、噴煙の高さの推定手法を検討した。具体的には、空振計、地震計、傾斜計のデータを用いて検討を行った。

連続的な火山灰噴出による噴煙、いわゆるプリュームの状態の噴煙の高さの推定に関しては、これまでいくつかの先行研究がある。McNutt (1994) は、21 の噴火事例から、噴煙の高さが 3km 以上の場合には、噴煙の高さは火口からの距離で規格化した噴火に伴う微動の最大振幅の 2 乗と相関があることを示した。Sparks *et al.* (1997) は、噴火が継続している期間における平均的な噴出率は噴煙の高さの約 4 乗に比例することを示した。Prejean and Brodsky (2011) は、アリユーションの火山に対して長周期の表面波地震動から噴煙の高さを推定する手法を提案した。Senyukov *et al.* (2013) は、カムチャツカの火山の多くの噴火について地震動の積分と噴煙の高さの関係を推定することで経験則を導いた。多くは、Sparks *et al.* (1997) の噴煙の高さと噴出率の経験則の考え方にに基づき推定手法を検討している。一方、短時間の噴火に伴う噴煙の上昇はいわゆるサーマルの状態であり、一般に高さの推定は容易ではないため報告事例は多くない (Caplan-Auerbach *et al.*, 2010 等)。

本報告では、2011 年の霧島山新燃岳の噴火を中心に検討を行った。2011 年 1 月 26~27 日の 2 日間にわたり連続的に多量の火山灰を放出する準プリニー式噴火が発生し $1.6 - 3.0 \times 10^7$ ton もの火山灰等が噴出した (Nakada *et al.*, 2013) が、噴煙の高さは期間を通して気象レーダーで詳細に把握されており (新堀・他、2013)、このような高品質のデータを利用して推定手法の検討を行った。

図 4.1 は、新堀・他(2013)による、2011 年 1 月 26~27 日の新燃岳噴火時の噴煙の高さの推移に加筆したものである。噴火時には監視カメラによる遠望観測でも噴煙の高さが観測されている (図 4.1A の黒線)。一方、種子島・福岡の気象ドップラーレーダー、及び鹿児島空港ドップラーレーダーでは噴煙

に伴うエコーが確認されている（図 4.1A の青線、及び橙線）。気象レーダーは低仰角のエコーは捕捉できない場合もあるが、この新燃岳噴火の場合 2000～3000m 以上の高さのエコーが捉えられている。一方、遠望観測では噴煙が高い場合、観測精度が落ちたり、監視カメラの場合は画角を超えたりするため正確な高さを見積もることはできない。この新燃岳噴火の場合、遠望観測では 3000m を超える噴煙の高さは観測されていない。気象レーダーによるエコー頂高度が噴煙の高さに完全に一致しているかどうかはまた精査されていないが、気象レーダーのエコー頂高度が噴煙の高さであるとみなすことができれば、レーダー観測は噴煙の高さを即時把握する有効な手段である。

しかし気象レーダーはすべてに対して万能ではない。現在は気象レーダーによる火山灰と雨滴の判別手法は確立されていないので、火山噴煙の他に気象レーダーの本来の検知対象物である雨滴が混在した場合、噴煙のみを検出することはできない。たとえば図 3.13b は、噴煙と雨滴が混在しているときのレーダーエコーの一例である。このように、レーダーに頼ることのない噴煙の高さの推定手法の検討も必要とされている。本報告では、この新燃岳の噴火に伴う、概ね 2000m 以上のエコー頂高度を記録した時間帯に対して検討することとした（図 4.1B）。以降、気象レーダーで捉えた火山噴煙のエコー頂の高さを（レーダーによる）噴煙の高さと言い替える。

火山活動を監視するために、火山周辺には空振計、地震計、傾斜計等の観測機器が設置され、観測データはリアルタイムで伝送されモニタリングされている。そこで、レーダー以外のこれら物理観測データを利用して噴煙の高さを推定することが可能かを検討した。

まずは、それぞれのデータを時系列で示し、レーダーエコーとどの程度一致するかを確認した。図 4.2 は新燃岳の噴火に伴う空振計、地震計、傾斜計の記録（すべて KITK（高千穂河原観測点）、火口の南東約 3.1km、図 4.3 参照）を、レーダーのエコー頂高度とともに示したものである。図 4.2A は空振記録、図 4.2B は地震動記録であり、上段はその原波形である。中段と下段はそれぞれ 1 秒と 5 秒の自乗平均平方根（RMS）で示した。図 4.2C は傾斜記録であり、中段はその 1 分平均値である。下段はこれを時間微分して 5 分平均値にしたものである。各々の中段と下段には、噴煙の高さを橙色の線で示した。時間推移を空振計等のデータと比較するため、任意の倍率で重ねて表示している。これらを見てみると、詳細な部分を除けば、下段の 5 分のエンベロープは概ね噴煙の高さの推移に一致するように見られる。このように、新燃岳の連続的な噴火に伴う噴煙の高さについては、空振計、地震計、傾斜計の記録を取扱い、各記録と噴煙の高さとの関係を整理することである程度推定することが可能である見通しがついた。

そこで、本検討では空振計、地震計、傾斜計の記録を用いて新燃岳の噴煙の高さの推定手法を検討するとともに、本手法が他の火山の噴火や、連続的な火山灰を噴出するような噴火でない場合にも、適用可能かどうかを確認した。

（2）空振データによる推定手法

火山噴火は物質が地上に噴出する現象であり、質量が加速度的に移動することから、それに伴う圧力変化を生じさせる。この変化を空振計等によってモニタリングすることで噴出率を把握できる可能性がある。

Lighthill (1978) によると、観測される圧力変化 ΔP は圧力源における気体の噴出率の微分に比例す

る。

$$\Delta P = \left(\frac{1}{2\pi r} \right) \left[\frac{dq(t-r/c)}{dt} \right] \quad (4.1)$$

ここで、 r は圧力源と圧力変化を観測する地点の間の距離、 t は時刻、 c は音速、 q は質量の噴出率を示す。

Johnson (2003) は、(4.1)式からガス圧の解放による爆発に適用し、ガスの質量噴出率 q (kg/sec) を以下のように表した。

$$q(\tau) = 2\pi r \int_0^\tau \Delta P(t + \frac{r}{c}) dt \quad (4.2)$$

一方、Sparks *et al* (1997) はマグマ噴火に伴う噴煙の高さ H (km) は、マグマ換算体積の噴出率 Q (m³/sec) のべき乗に比例する経験式を示した。

$$H = 1.67Q^{0.259} \quad (4.3)$$

ここで、 Q はマグマ噴出率 (m³/sec) を示す。Johnson(2003)の式はガスの質量噴出率、Sparks *et al*(1997)の式はマグマの体積噴出率に関する関係式であるが、これらに関係づけるため、

$$Q = q / \alpha \quad (4.4)$$

となる適切な α (噴煙の体積に対する火砕物の質量 ; kg/m³) を与えれば、噴煙の高さは(4.2),(4.3),(4.4)式から、以下のように推定することが可能である (図 4.4)。

$$H = 1.67(q/\alpha)^{0.259} = 1.67(2\pi r \int_0^\tau \Delta P dt / \alpha)^n \quad (4.5)$$

ここで n は 0.259 である。

ただし、噴火が加速度的でない場合、(4.2)式には定常流噴出を記述するための定数項が必要となる。ここでは、観測された空振は噴出物の加速度的な噴出によるものと仮定して検討を進めることとし、空振データを解析して噴煙の高さとの比較を行った (図 4.5)。図 4.5A は火口から南東 3.1km の KITK (高千穂河原) 観測点における空振の原波形、図 4.5B はその積分波形、図 4.5C はその 5 分間の自乗平均平方根 (RMS) である。図 4.5C には空振データと比較するため、噴煙の高さの時間推移を任意の倍率で重ねて表示させている。

参照とする噴煙の高さはレーダーによるエコー頂である。これと空振積分 RMS のべき乗の関係を示したものが図 4.6 である。噴火全期間のデータから両者の対数についてべき乗関係を調べたところ、べき数は $n=0.39$ と求められた。ところが、噴煙が成長している時期における分布は相関が悪く、噴煙の高さの時間変化が小さい (以下、噴煙の高さが安定的な) 期間 A (高さ 6000~7000m 付近)、B (高

さ 3000~4000m 付近)、および C (高さ 2000m 付近) (図 4.7.A) の期間に限った場合、相関は異なることが予想された。そこで、A、B、C 各期間の平均値に対する高さの対数と空振積分 RMS のべき乗関係を調べた結果、べき数は $n = 0.77$ となった (図 4.7B)。(4.5)式に従えば、 n は 0.259 となるところであるが、これには一致しなかった。また、同時に残差自乗和が最小となる α を求めたところ 1500 となった。これらから $n = 0.77$ として、 ΔP に空振データを用いて(4.5)式に従い H を求めたところ、図 4.7C のとおり、噴煙の高さの推移と相互相関係数 0.75 で一致した。KITK 以外の 2 観測点 (KIAM、KTKH) についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果を図 4.8 に示す。いずれも相互相関係数 0.7 以上のよい一致となった。

なお、(4.2)式では定常流の噴出を記述するための定数項を考慮しないで解析したが、結果的には噴煙の高さによく一致した予測式が導かれた。これは定常的な噴出量が加速度的な噴出量に対して線形な関係があるか、定常流の寄与が極めて小さいなどの理由が考えられる。

(3) 地震動データによる推定手法

McNutt(1994)は、噴煙の高さ H と微動の変位振幅 A の経験式を以下のとおり示した。

$$\log_{10}(R.D.) = 1.8 \log_{10} H - 0.08 \quad R.D. = \frac{Ar}{2\sqrt{2}M} \quad (\text{Reduced Distance}) \quad (4.6)$$

ここで、 H は噴煙の高さ、 A は地震動の変位振幅、 r は震源と地震計の間の距離、 M は地震計の倍率である。ただし、 A は継続する噴火に伴う微動の中の最大振幅である。(4.6)式は変形すると、

$$H = (\beta r A)^n \quad (4.7)$$

となる。ここで n は 0.56 ($= 1 / 1.8$) であり、 β は定数である。つまり、噴煙の高さは変位振幅のべき乗で表される。

以上の考え方をもとに地震動データを解析して噴煙の高さとの比較を行った (図 4.9)。図 4.9A は火口から南東 3.1km の KITK 観測点における地震動の原速度波形、図 4.9B はそれをその積分した変位波形、図 4.9C はその 5 分間の自乗平均平方根である。図 4.9C には地震動データと比較するため、噴煙の高さの時間推移も示しているが、任意の倍率で重ねて表示させている。空振データの解析の時と同様に、噴煙の高さデータは噴煙の高さが安定的な期間 A、B、C の時間帯を使って両者の対数についてべき乗関係を調べたところ、べき数 $n=0.54$ と求められた (図 4.10A)。なお、(4.7)式に従うのであれば、 $n=0.56$ となるところであるが、これにほぼ一致した。また、同時に残差自乗和が最小となる β を求めたところ 24,000 となった。これらから $n = 0.54$ として、 A に変位振幅を用いて(4.7)式に従い H を求めたところ、図 4.10B のとおり、噴煙の高さの推移と相互相関係数 0.87 でよく一致した。KITK 以外の 3 観測点 (KIRA、KNKD、KTCM) についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果を図 4.11 に示す。いずれも相互相関係数が 0.78 以上のよい一致を示している。

(4) 傾斜データによる推定手法

2011年1月に発生した新燃岳の準プリニー式噴火では、2009年12月頃より新燃岳西方の地下でのマグマだまりに蓄積されていたマグマが地表に噴出したものと考えられ、噴火期間中のマグマだまりの体積収縮の推移とマグマの放出の推移は整合していると考えられる (Ueda *et al.*, 2013)。よってこの噴火活動については、マグマだまりの体積収縮に伴う地盤変動を観測することにより、噴出物の体積量を見積もることができると仮定すれば、体積変化量から噴煙の高さを推定することが可能である。

傾斜量と体積変化量の関係については、地下の球状圧力源の圧力変化に伴う体積変化量 V と、観測される傾斜量 γ の関係について、Mogi(1958) 及び萩原(1977) から、

$$\gamma = \frac{9V}{4\pi} \frac{DR}{(D^2+R^2)^{5/2}} \quad (4.8)$$

となる。ここで、 D は圧力源の深さ、 R は圧力源から傾斜計までの水平距離とする。圧力源の位置が変わらないとすると、体積変化量 V は、

$$V = F \gamma, \quad F = \frac{4\pi}{9} \frac{(D^2+R^2)^{5/2}}{DR} \quad (Const.) \quad (4.9)$$

と表される。つまり体積変化量 V は傾斜量 γ に比例する。

また、地下の体積収縮源が球状であり、体積収縮はすなわちマグマ噴出によるものとした場合、体積収縮率 dV/dt とマグマ噴出率 Q は一致するので、

$$Q = \frac{dV}{dt} \quad (4.10)$$

よって(4.9)、(4.10)式より、

$$Q = \frac{dV}{dt} = F k \frac{d\gamma}{dt} \quad (4.11)$$

となり、噴出率 Q は傾斜量 γ の時間微分 (傾斜速度) に比例する。 k は1.0となるべきであるが、現実には観測点により違いが生じると予測されるため、観測点補正係数としてこのように与えておくことにする。以上と(4.3)式から、噴煙の高さは以下の通り示される。

$$H = 1.67 \left(F k \frac{d\gamma}{dt} \right)^n \quad (4.12)$$

ここで n は0.259である。(4.12)式により、適切な k を推定できれば、噴煙の高さは傾斜速度から推定可能である。

以上の考え方をもとに傾斜データを解析して噴煙の高さとの比較を行った(図 4.12)。図 4.12A は火口から南東 3.1km の KITK 観測点(東西成分)の傾斜変動の時間推移で、図 4.12B はその時間微分(傾斜速度)の 5 分間の平均値である。図 4.12B には傾斜データと比較するため、噴煙の高さの時間推移も示しているが、任意の倍率で重ねて表示させている。この傾斜速度と噴煙の高さのべき乗の関係を示したものが図 4.13A である。両者の対数についてべき乗関係を調べたところ 0.37 と求められた。(4.12)式に従うのであれば、0.259 となるところであり、これに近い値となった。また、同時に残差自乗和が最小となる k を求めたところ 2.0 となった。これらから $n = 0.37$ として、 y に傾斜データを用いて(4.12)式に従い H を求めたところ、図 4.13B のとおりとなり、噴煙の高さの推移と相互相関係数 0.79 で一致した。KITK 以外の 2 観測点(KIAM、ARS)についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果を図 4.14 に示す。いずれも相互相関係数 0.76 以上のよい一致を示している。なお、圧力源の位置は国土地理院(2011)による。

(5) 手法の適用と課題

2011 年 1 月 26~27 日に新燃岳で発生した連続的な噴火に対して、空振計、地震計、傾斜計データを用いた推定手法を検討した結果、噴煙の高さが 3~4km 以上の安定的な期間では、高さを概ね推定することが可能であり。これらの手法を使うことでおおむね ± 2 km 程度の誤差で噴煙の高さを推定できることがわかった(図 4.15)。しかし以下のような課題が残っている。

更に検討をすすめる項目

○他火山への適用

2000 年三宅島の噴火等、他の連続的な噴火事例への適用の可能性。

○単発的に噴煙をあげる噴火に対する推定手法

ブルカノ式噴火のような単発的な噴火への適用の可能性。また、単発的な噴火の別の推定手法の可能性。

○安定的な噴煙と成長中の噴煙における適用の確認

安定的な噴煙と成長途上の噴煙に対する手法が異なるべきかどうかの精査。異なる場合には、成長中の噴煙における推定手法の可能性。

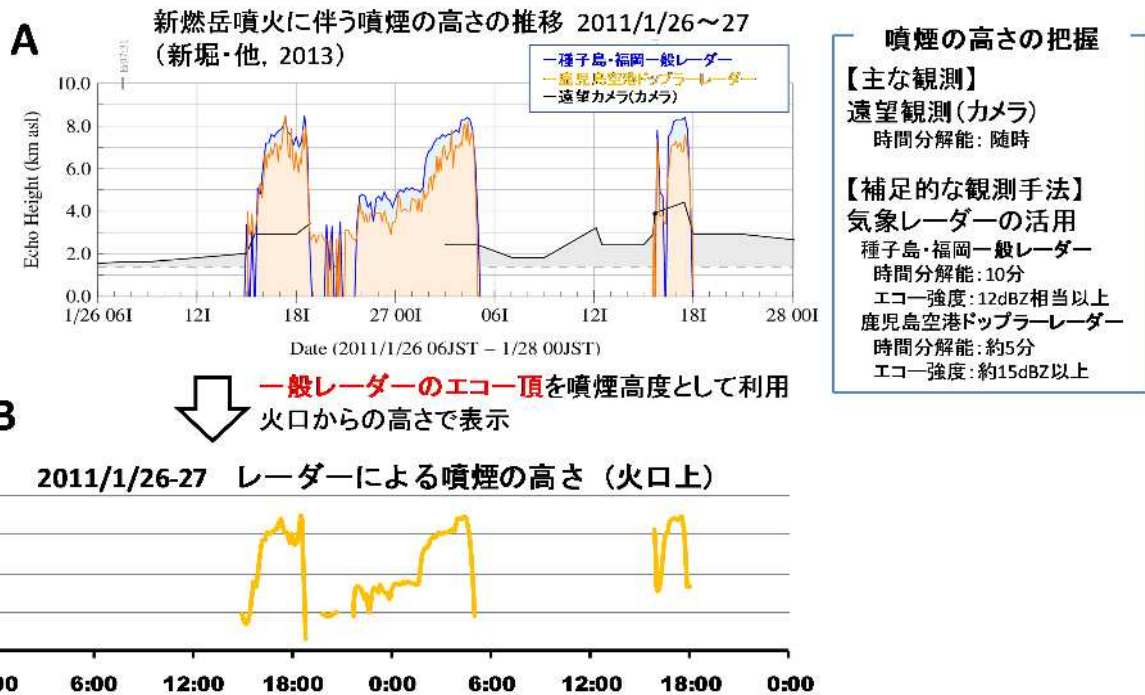
○ノイズの除去方法

空振データに風のノイズが重畳する場合、また地震動データに噴出に起因しないノイズ(例えば群発地震)が重畳する場合の推定手法。

このうち、ブルカノ式噴火のような単発的に噴煙をあげる噴火に対する推定については、発生頻度が高いこともあり、手法の開発が待たれている。本検討において新燃岳の準プリニー式噴火のデータをもとに検討した推定手法を、そのまま単発的な噴火に適用することはできない。桜島の昭和火口で単発的に発生するブルカノ式噴火の噴煙の高さと、地震動や空振の振幅との関係を見ても、相関は低い(図 4.16)。これらとは別のアプローチによる新たな推定手法の検討が必要である。

第4章の引用文献

- Caplan-Auerbach, J., A. Bellesiles and J.K. Fernandes, 2010: Estimates of eruption velocity and plume height from infrasonic recordings of the 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **189**, 12-18.
- 萩原幸男, 1977: 伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化, *東京大学地震研究所彙報* **52**, 301-309.
- Johnson, J.B., 2003: Generation and propagation of infrasonic airwaves from volcanic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **121** (1-2), 1-14.
- 国土地理院, 2011: 霧島山, 第118回火山噴火予知連絡会資料(その1) 霧島山, 110-127.
- McNutt, S.R., 1994: Volcanic Tremor Amplitude Correlated with Eruption Explosivity and its Potential Use in Determining Ash Hazards to Aviation. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **2047**, 377 - 385.
- Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99-134.
- Nakada, S., M. Nagai, T. Kaneko, Y. Suzuki and F. Maeno, 2013: The outline of the 2011 eruption at Shinmoe-dake (Kirishima), Japan. *Earth Planets Space*, **65**, 475-488.
- Prejean, S. G and Brodsky, E. E. (2011) Volcanic plume height measured by seismic waves based on a mechanical model. *J. Geophys. Res.*, **116**, B01306, doi:10.1029/2010JB007620.
- Senyukov, S.L., S. Ya. Droznina and T. Yu. Kozhevnikova, 2013: Experience of the Detection of Ash Plume and Estimation its Height using Local Seismicity for Kamchatkan Volcanoes during 2003 - 2011 (Kamchatka Peninsula, Russia), *Complex Monitoring of Volcanic Activity: Methods and Results*, NOVA Publishers, pp.33-52.
- 新堀敏基・桜井利幸・田原基行・福井敬一, 2013: 気象レーダー・衛星による火山噴煙観測—2011年霧島山(新燃岳)噴火の事例—. *験震時報* **77**, 139-214.
- Sparks, R.S.J., M. I. Bursik, S. N. Carey, J. S. Gilbert, L. S. Glaze, H. Sigurdsson and A. W. Woods, 1997: *Volcanic Plumes*. Wiley, New York, 574p.
- Ueda, H., T. Kozono, E. Fujita, Y. Kohno, M. Nagai, Y. Miyagi and T. Tanada, 2013: Crustal deformation associated with the 2011 Shinmoe-dake eruption as observed by tiltmeters and GPS. *Earth Planets Space*, **65**, 517-525.



噴煙の高さの把握

【主な観測】

遠望観測(カメラ)

時間分解能: 随時

【補足的な観測手法】

気象レーダーの活用

種子島・福岡一般レーダー

時間分解能: 10分

エコー強度: 12dBZ相当以上

鹿児島空港ドップラーレーダー

時間分解能: 約5分

エコー強度: 約15dBZ以上

図 4.1 新燃岳の噴煙の高さの推移 (2011 年 1 月 26～27 日) 新堀・他 (2013) に加筆

新燃岳噴火に伴う噴煙が、気象レーダーのエコーとして捉えられている (A)。エコー頂を噴煙の高さとみなして検討する (B)。

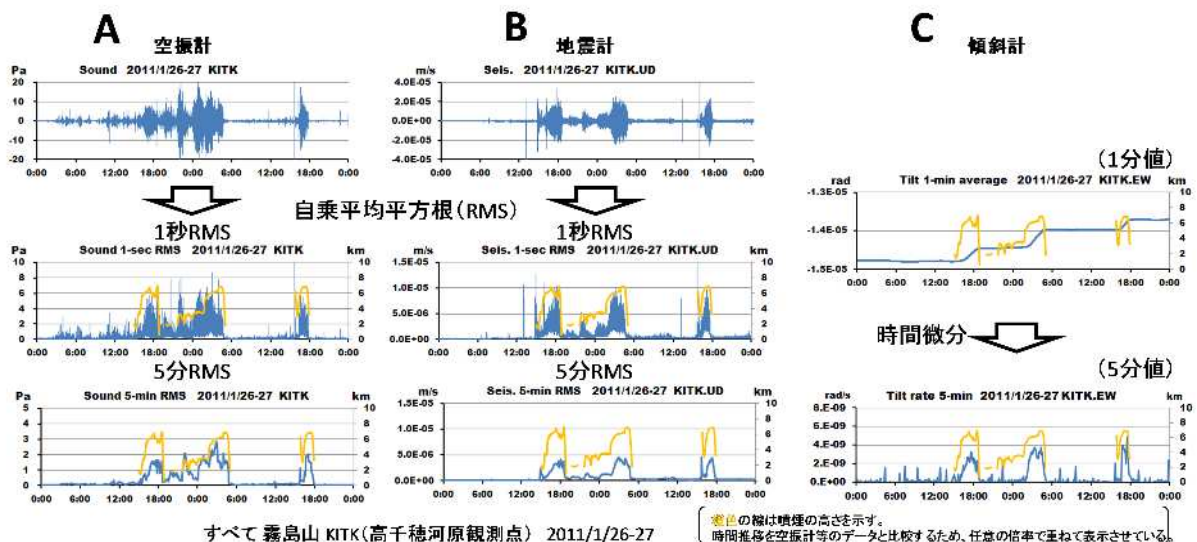


図 4.2 新燃岳の噴煙の高さの推移 (2011 年 1 月 26～27 日) 新堀・他 (2013) に加筆
 空振計 (A)、地震計 (B)、傾斜計 (C) の記録と、レーダーによる噴煙の高さの推移を比較。

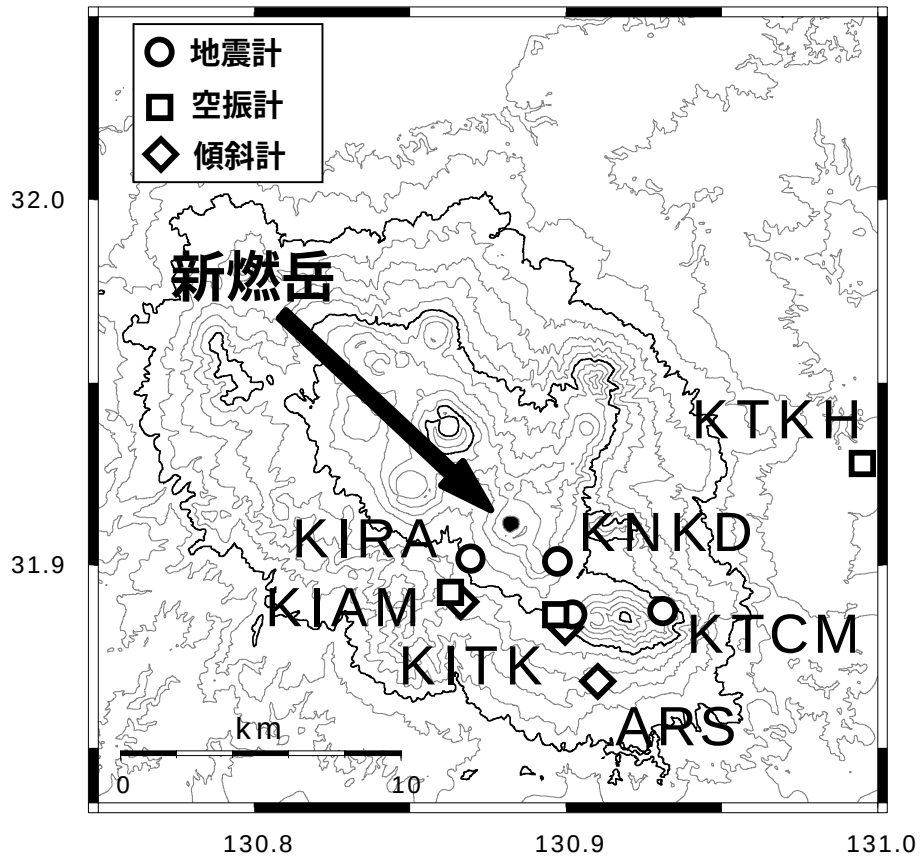


図 4.3 新燃岳周辺の観測点配置図

四角が空振計、丸が地震計、菱形が傾斜計を示す。(KITK：高千穂河原、KIAM：湯之野、KTKH：高原、KIRA：A 点、KNCN：中岳、KTCM：高千穂峰、ARS：荒襲)

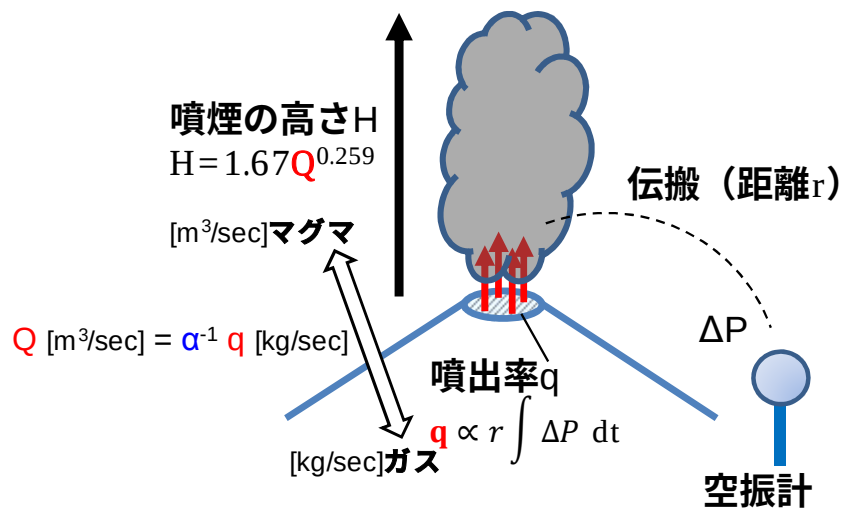
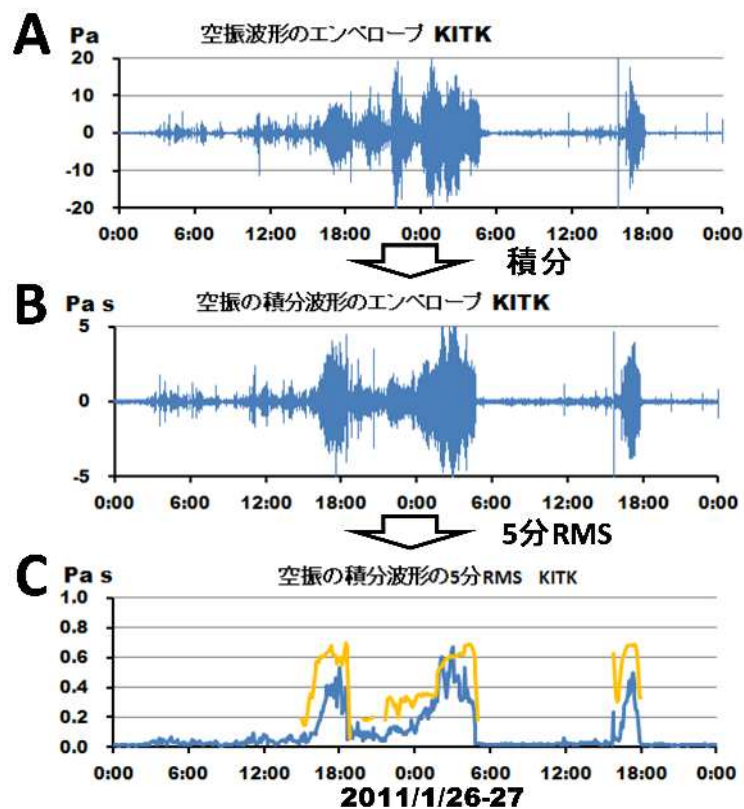


図 4.4 空振による噴煙の高さ推定の考え方



黄色の線は噴煙の高さを示す。
時間推移を空振データと比較するため、任意の倍率で重ねて表示させている。

図 4.5 空振データの処理

原波形を積分し、5 分の自乗平均平方根 (RMS) のエンベロップが、噴煙の高さと一致するかを検討する。

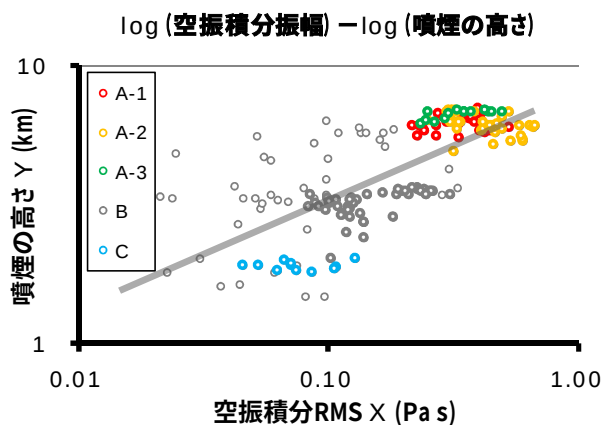
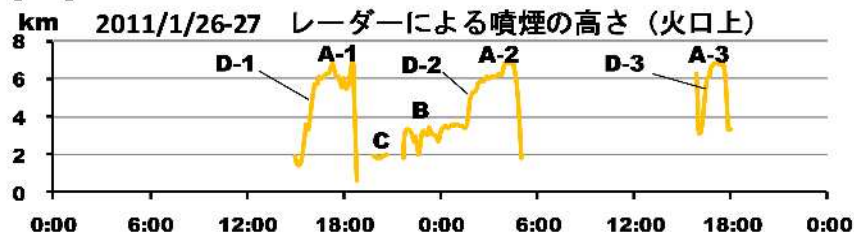


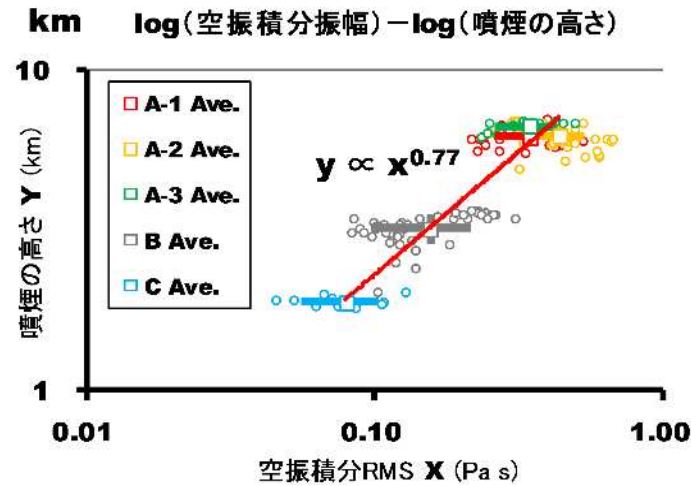
図 4.6 空振データと噴煙の高さの関係 KITK (高千穂河原) 観測点

空振積分の自乗平均平方根 (RMS) と噴煙の高さの関係を示す。噴火期間の全データからべき乗関係を求めると、噴煙の高さは空振積分 RMS の 0.39 乗 (灰色の線) となるが、A、B、C の噴煙の安定している時期 (図 4.7.A 参照) に限った分布では、べき乗関係は異なってくることが予想される。

(A)



(B)



(C)

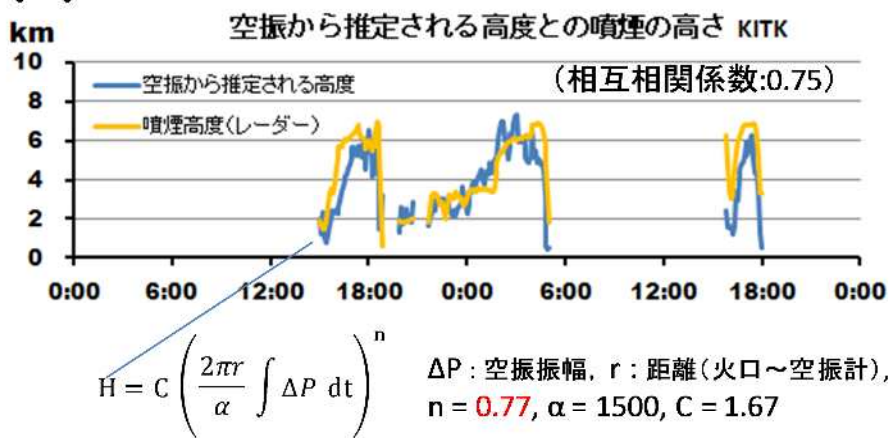


図 4.7 空振データによる噴煙の高さの推定 (KITK 観測点)

(A): レーダーによる噴煙の高さと、噴煙の状態による期間 (A: 高さ 6000~7000m 付近、B: 高さ 3000~4000m 付近、C: 高さ 2000m 付近)、D: 噴煙が成長している期間)。

(B): 空振の積分振幅と噴煙の高さのべき乗関係について、期間 A、B、C の平均値で調べた結果、べき数は $n=0.77$ となった。縦線、横線は各期間における分布の標準偏差を示す。

(C): 係数の最適値 $\alpha=1500$ で噴煙の高さを推定したところ、レーダーによる噴煙の高さと相関係数 0.75 でよく一致した。

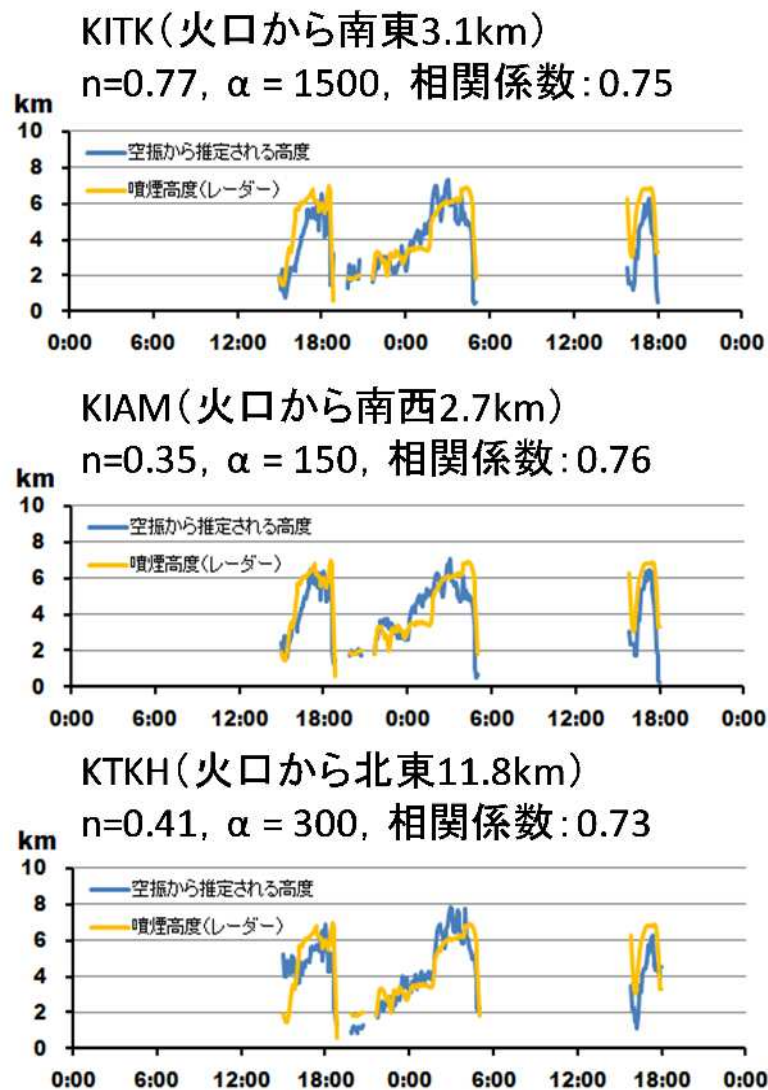
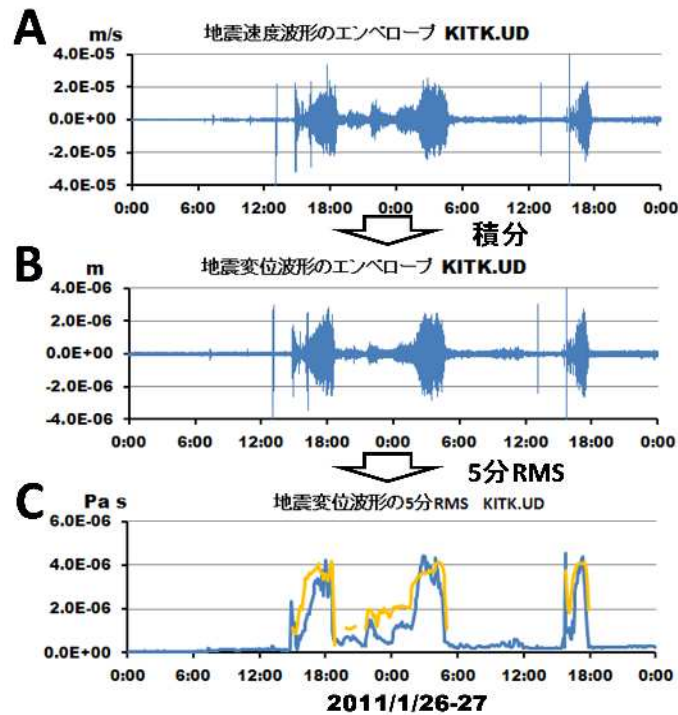


図 4.8 空振データによる噴煙の高さの推定 3 観測点 (KITK:高千穂河原、KIAM:湯之野、KTKH:高原)
 他の観測点についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果。いずれも 0.73 以上のよい相関を示した。



橙色の線は噴煙の高さを示す。
時間推移を空振データと比較するため、任意の倍率で重ねて表示させている。

図 4.9 地震データの処理

原速度波形を積分し、5 分自乗平均平方根のエンベロップが、噴煙の高さと一致するかを検討する。

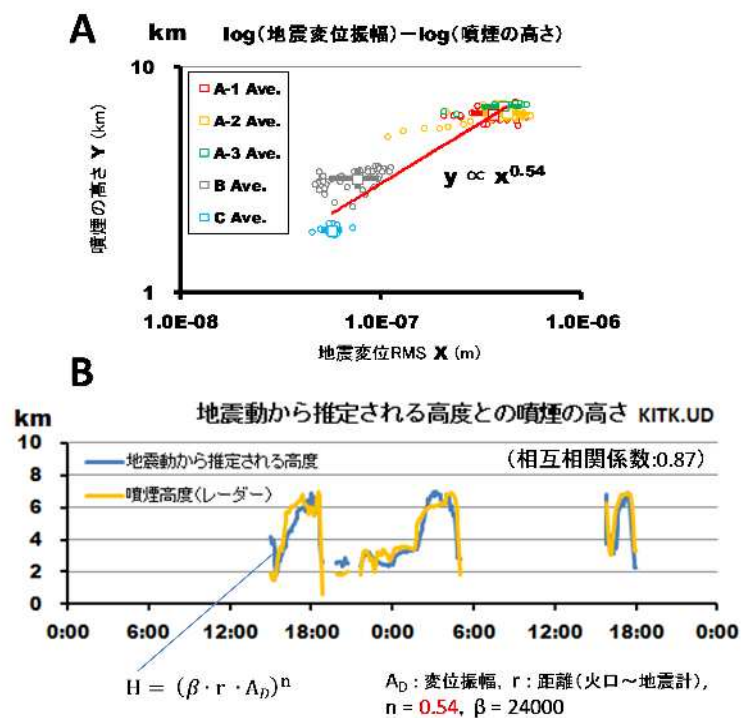


図 4.10 地震データによる噴煙の高さの推定 (KITK 観測点上下動) A: 地震動の変位振幅と噴煙の高さのべき乗関係について 5 分毎のデータで調べた結果、べき数は $n=0.54$ となった。B: 係数の最適値 $\alpha = 24000$ で噴煙の高さを推定したところ、レーダーによる噴煙の高さと相関係数 0.87 でよく一致した。

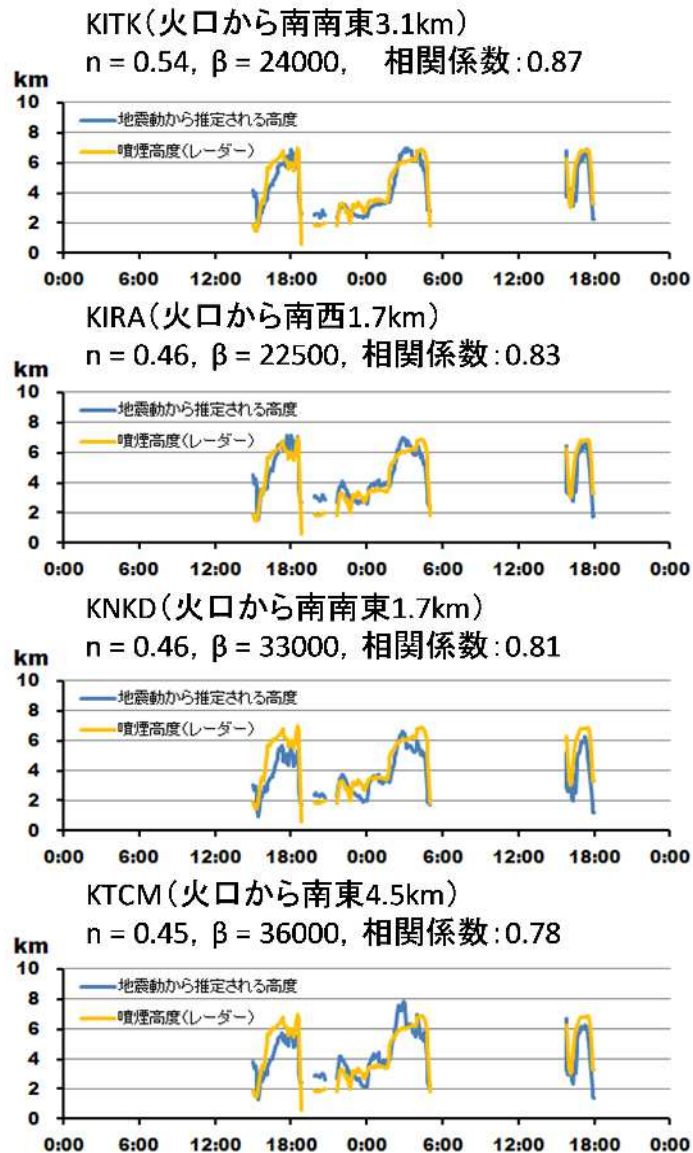
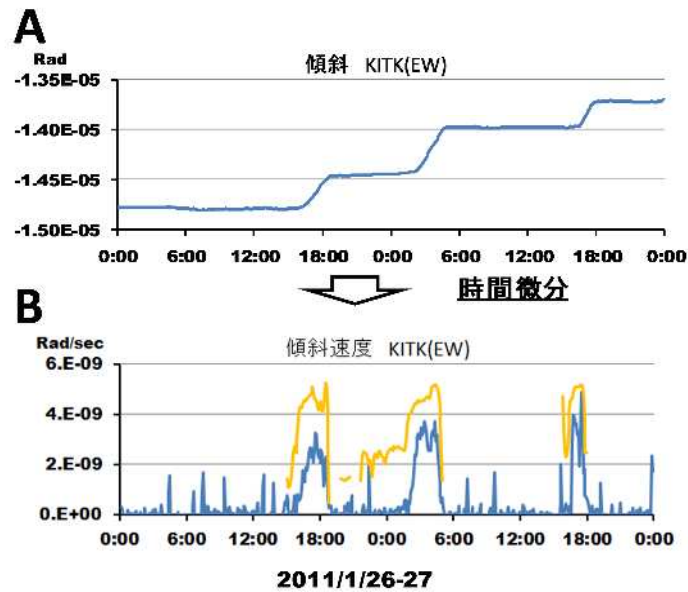


図 4.11 地震データによる噴煙の高さの推定 4 観測点 (KITK: 高千穂河原、KIRA: A 点、KNKD: 中岳、KTCM: 高千穂峰)

他の観測点についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果、いずれも 0.78 以上のよい相関を示した。



黄色の線は噴煙の高さを示す。
時間推移を空振データと比較するため、任意の倍率で重ねて表示させている。

図 4.12 傾斜データの処理

傾斜変動を時間微分し、5 分自乗平均平方根のエンベロープが、噴煙の高さと一致するかを検討する。

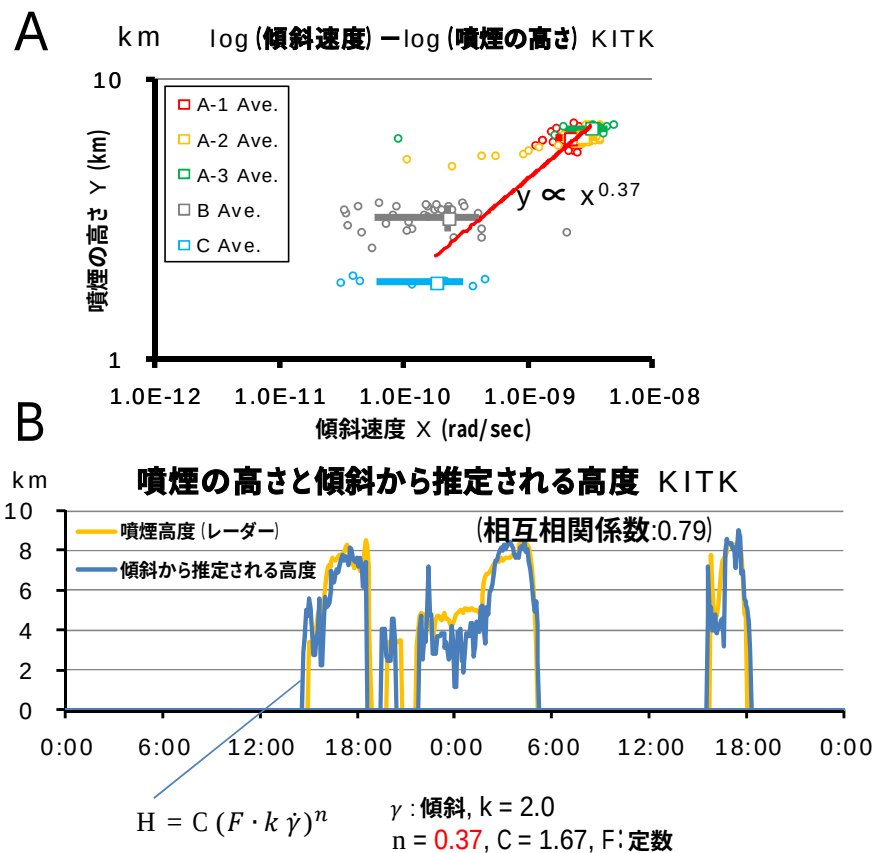
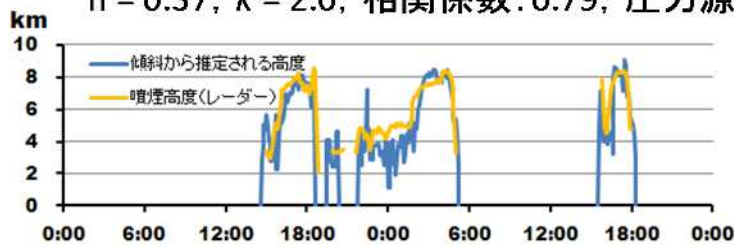


図 4.13 傾斜データによる噴煙の高さの推定 (KITK 観測点上下動)

A: 傾斜速度と噴煙の高さのべき乗関係について 5 分毎のデータで調べた結果、べき数は $n = 0.37$ となった。B: 係数の最適値 $k = 2.0$ で噴煙の高さを推定したところ、レーダーによる噴煙の高さと相関係数 0.79 で一致した。

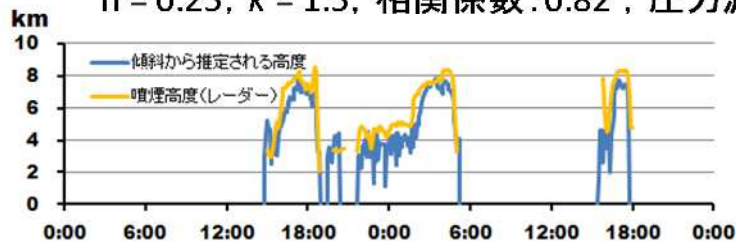
KITK(火口から南東3.1km)

$n = 0.37$, $k = 2.0$, 相関係数:0.79, 圧力源までの距離:9.2km



KIAM(火口から南西2.7km)

$n = 0.25$, $k = 1.5$, 相関係数:0.82, 圧力源までの距離:6.5km



ARS(火口から南東4.2km)

$n = 0.26$, $k = 1.0$, 相関係数:0.76, 圧力源までの距離:10.2km

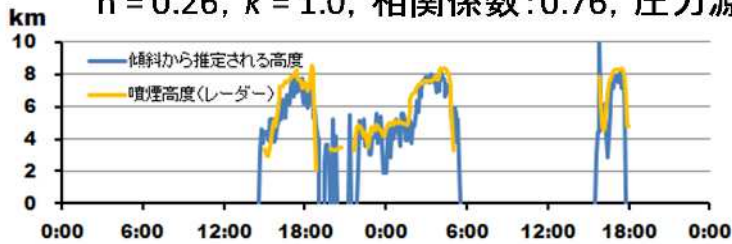
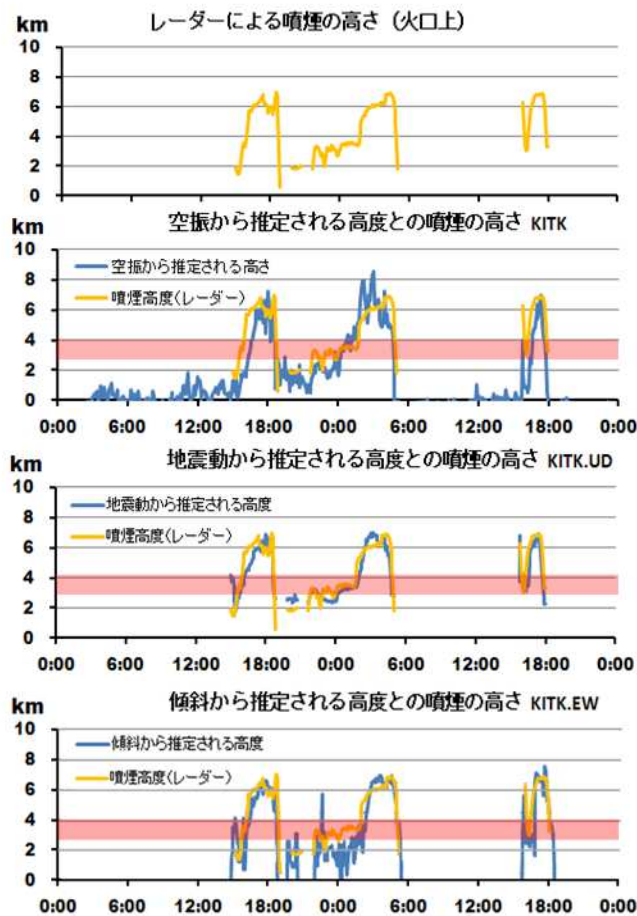


図 4.14 傾斜データによる噴煙の高さの推定 3観測点 (KITK:高千穂河原、KIAM:湯之野、ARS:荒襲)
他の観測点についても同様の手順で、噴煙の高さを推定した結果、いずれも 0.76 以上のよい相関を示した。



**噴煙の高さ(H)の推定に
使用したパラメータ**

○空振データ

$$H(t) = -h + C \left(\frac{2\pi r}{\alpha} \int \Delta P(t) dt \right)^n$$

n: べき数 0.77
 α : 1500
r: 火口から各観測点までの距離
h: バックグラウンド空振動に相当する高さ
C: 定数 1.67

○地震動データ

$$H(t) = -h + (\beta \cdot r \cdot A(t))^n$$

n: べき数 0.54
 β : 24000
r: 火口から各観測点までの距離
h: バックグラウンド地震動に相当する高さ

○傾斜データ

$$H(t) = C(F \cdot k \dot{\gamma}(t))^n$$

n: べき数 0.23
k: 各観測点補正係数
F: 圧力源から各観測点までの距離に依存する定数
C: 定数 1.67

図 4.15 空振計、地震計、傾斜計データによる噴煙の高さの推定結果 (新燃岳の連続噴火時、2011/1/26-27)
 ピンクの帯で示した 3~4km 以上の安定した高さの噴煙は、概ね ± 2 km の誤差で推定することが可能。

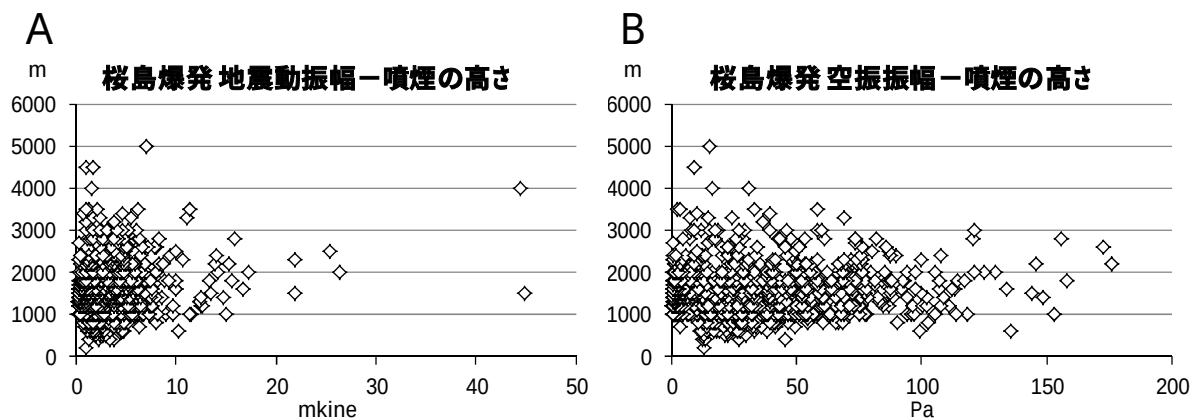


図 4.16 桜島の昭和火口の爆発 (2013 年) に伴う噴煙の高さと、地震動振幅(A)、空振振幅(B)との関係。
 いずれも正の相関は見られない。観測点は瀬戸。

5. 火山灰総放出量のモニタリング

前章で述べたように、本検討会では、噴火規模を表す指標のひとつとして噴煙の高さを取り上げて推定手法の検討を行った。2011年霧島山新燃岳の準プリニー式噴火について検討結果から、このような規模の大きい連続的に発生する噴火については、空振計、地震計、傾斜計データからある程度の噴煙の高さを推定する目処がついた。一方、噴煙の高さ以外の噴火規模の指標について検討することも重要であり、そのひとつとして、噴煙の高さとも密接な関係のある火山灰総放出量をあげることができる。火山灰放出総量がモニタリングは、噴火活動の定量的把握に有効であるとともに、除灰活動等の情報提供にも貢献することが期待される。このようなことから、本検討会では火山灰総放出量の推定手法についても検討を行った。

桜島では、爆発時にはもとより非爆発時にも火山灰が放出されており、その火山灰放出量は爆発に伴う火山灰放出量と同等かそれ以上となっている場合もある(田島・他, 2012、井口, 2013a)。井口(2013a, 2013b)は桜島昭和火口噴火の火山灰総放出量のモニタリングについて、地盤変動データと地震動データを利用する手法を提案した(図5.1)。井口(2013a, 2013b)は、噴火形態によって取扱いを変え、爆発時には地盤変動から、また非爆発時の連続的な火山灰噴出をしている時には地震動の振幅から見積もることが可能としている。具体的に桜島の噴火活動では、爆発はしていないが火山灰を少しずつ連続して放出する量は地震動の振幅2乗和(A)に、ブルカノ式噴火のような爆発時の火山灰放出量は地盤変動から計算される体積収縮量(V)に関係するとして、1ヶ月毎の総降灰量データをもとにAとVに対する最適な係数を同時に推定して火山灰総放出量を求めている。噴煙の到達高度を用いず、地震動と地盤変動データを利用することがこの手法の利点である。とりわけ地震動は他の観測データに比べノイズが小さいデータを取得できるという観測の安定性をもち、リアルタイム性に優れている。井口

(2013a)はこの手法を2009年～2012年の桜島昭和火口の噴火に適用し、地震動から推定した非爆発時の火山灰放出量と地盤変動から推定した爆発時の火山灰放出量の比を、7:3と見積もった。この比率は、同期間内の2010年12月6～20日に観測された火山灰堆積量の解析結果(田島・他, 2012)と整合している。本検討会では、この手法を2013年の桜島昭和火口の噴火に対して適用し(図5.2)、AとVから火山灰放出量の良好な推定が行えることを確認した。その際、非爆発時と爆発時における火山灰放出量の比は5:5であった(図5.3)。

この手法は、月別のような期間の火山灰総放出量の推定を行うのに非常に有効であるが、対象期間を1週間あるいは数日と短くした場合についても推定が可能であれば、火山灰総放出量から噴出率のモニタリングができ、さらには降灰情報へ活用することができると考えられる。そこで、試みとして、本手法を1日単位に適用して、第3章で述べたJMA-RATMの初期値として用いることで降灰予測を行った。事例としては、桜島で爆発の発生がなく⁵、鹿児島地方気象台で24時間降灰量が観測された2013年10月22日09時～23日09時の期間を用いた。この期間、地震動データから推定された火山灰放出量は 1.22×10^4 tonであった。遠望観測結果による、噴煙の高さは200 mから最高1200 mであったことから、この放出量が昭和火口から一定の高さ500 mもしくは1000 mで24時間かけて放出されたと仮定して予測を行い、その24時間積算の降灰分布を図5.4に示した。この日、鹿児島地方気象台では日降灰量23 g/m²が観測されたが、予測では、噴煙の高さ500 m固定の場合22.6 g/m²、1000 m固定の場合24.6 g/m²であった。量的降灰予報(案)の検証のために提供を受けている鹿児島市等の観測デ

⁵ 噴煙の高さ1000 m以上(火口上)の爆発的でない噴火は含まれている。

一タに対しても、この 24 時間の最高の噴煙の高さに近い 1000 m で高さ固定した場合は倍から半分程度の計算結果であった。他方、500 m で高さ固定した場合、桜島近傍の予想降灰量は増える一方、全体として予想降灰域は狭くなり予想降灰量が 1 桁過小になる地点があった。今後、このように期間を短くした場合の推定手法や爆発も含めた予測手法の点検を適切な噴煙の高さの設定とともに進める必要がある。

火山灰総放出量のモニタリングは火山の活動度把握にも重要である。火山灰放出量の推定については、以下の 3 つの噴火形態（図 5.5）によってそれぞれ異なるアプローチを取ることが考えられる。

1. 多量の火山灰を連続的に放出する規模の大きい噴火（準プリニー式噴火等）
2. 爆発（ブルカノ式噴火）
3. 火山灰を連続的に少しずつ放出する噴火

現在の桜島では 2 と 3 の噴火形態がともに見られる。前章で述べた噴煙の高さの推定手法を用いて 1. の噴煙の高さを推定することに加え、2. と 3. についてはここで述べた井口（2013a, 2013b）の手法をあわせて用いることで、噴火形態や継続時間によらず火山灰総放出量を総合的にモニタリングできる可能性があり、今後試行を進めたい。

第 5 章の引用文献

井口正人, 2013a: 桜島昭和火口噴火の火山灰放出率のリアルタイムモニタリング. 火山噴火予知連絡会第 16 回火山活動評価検討会資料, 24pp.

井口正人, 2013b: 桜島南岳爆発の火山灰噴出率について. *日本火山学会講演予稿集*, A3-09.

中村政道, 2002: 桜島の総降灰量の推移. *駿震時報*, 65, 135-143.

田島靖久, 井口正人, 久保田亮, 高橋英一, 2012: 桜島における噴火形態による火山灰放出量について. *日本火山学会講演予稿集*, A2-04.

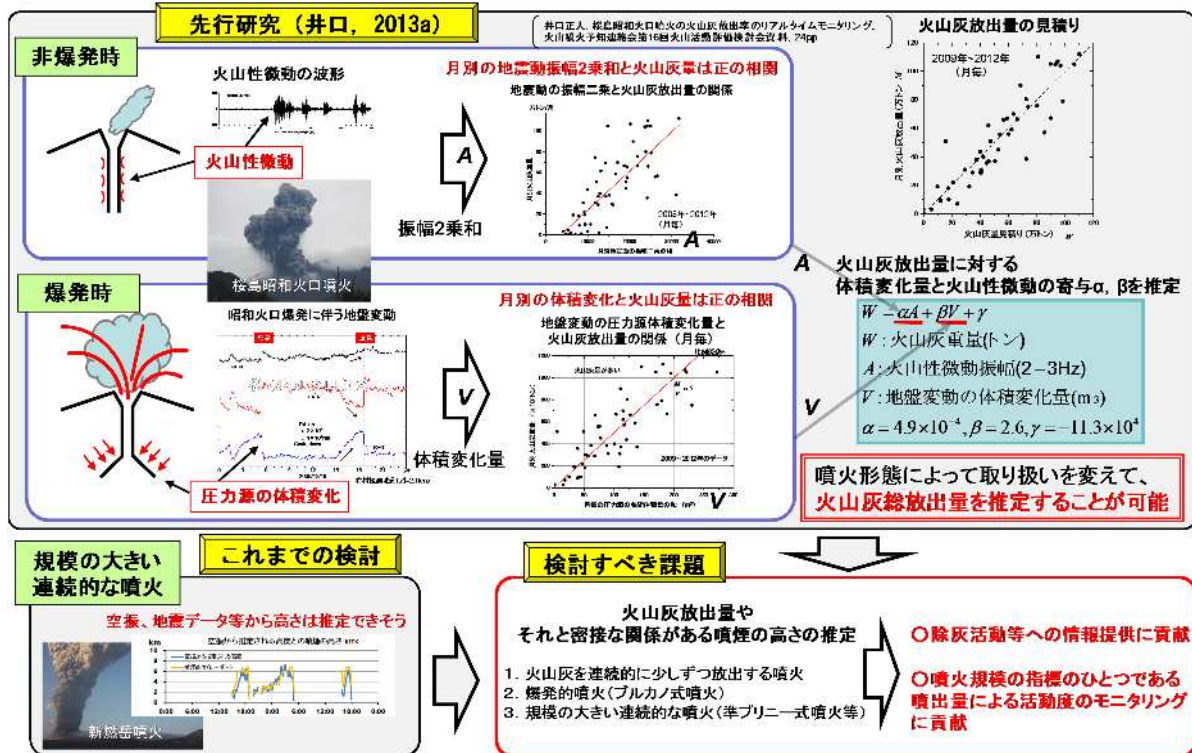
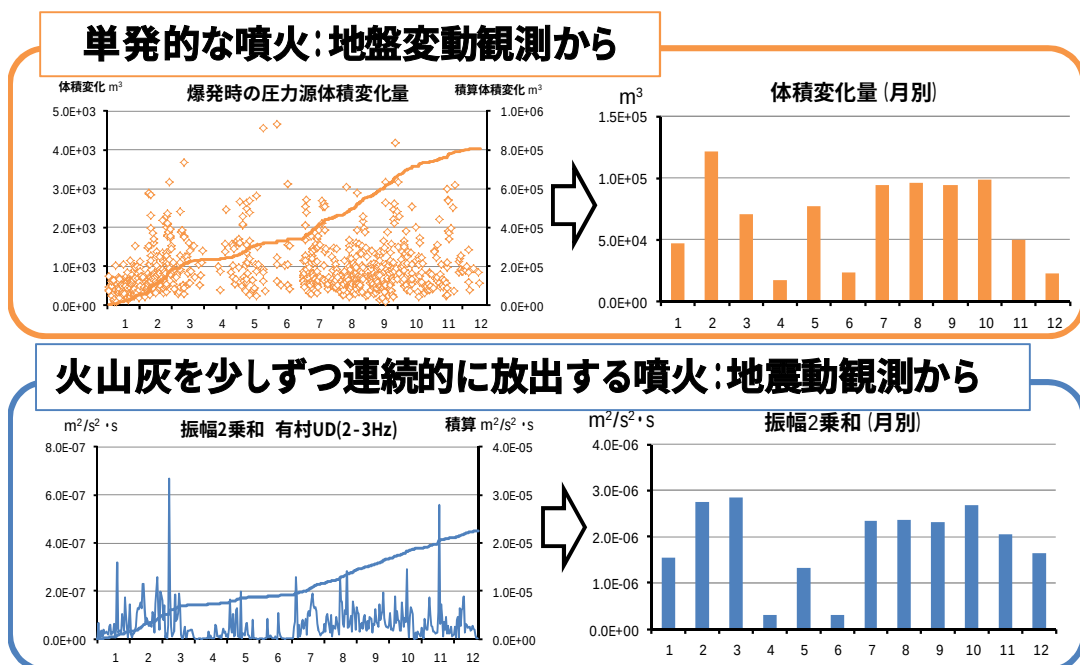


図 5.1 火山灰総放出量のモニタリング手法。噴煙の高さの推定手法に加え、桜島の非爆発時（火山灰を少しずつ連続して放出）と爆発時（ブルカノ式噴火）の火山灰総放出量を地震動と地盤変動から推定する手法（井口, 2013a）でモニタリングすることが可能。



井口 (2013) の手法 それぞれの火山灰放出に寄与する係数を求めて推定。

図 5.2 2013 年月別の桜島における地盤変動の体積変化量及び地震動の振幅 2 乗和（観測点はいずれも有村）。井口 (2013a) の手法により、この月別値から観測値にあうような係数を推定することが可能。

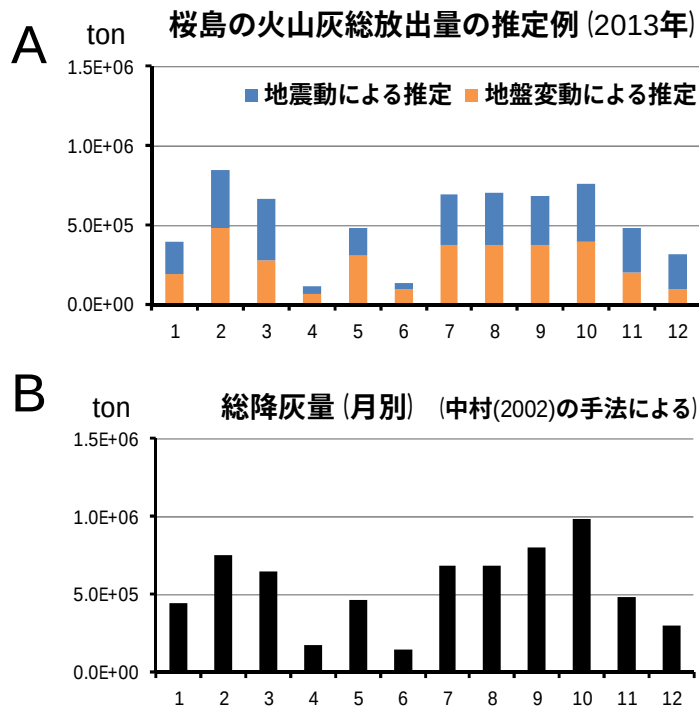


図 5.3 井口 (2013a) の手法により推定された桜島の火山灰総放出量(A) (2013 年、月別) と、観測値(B)。

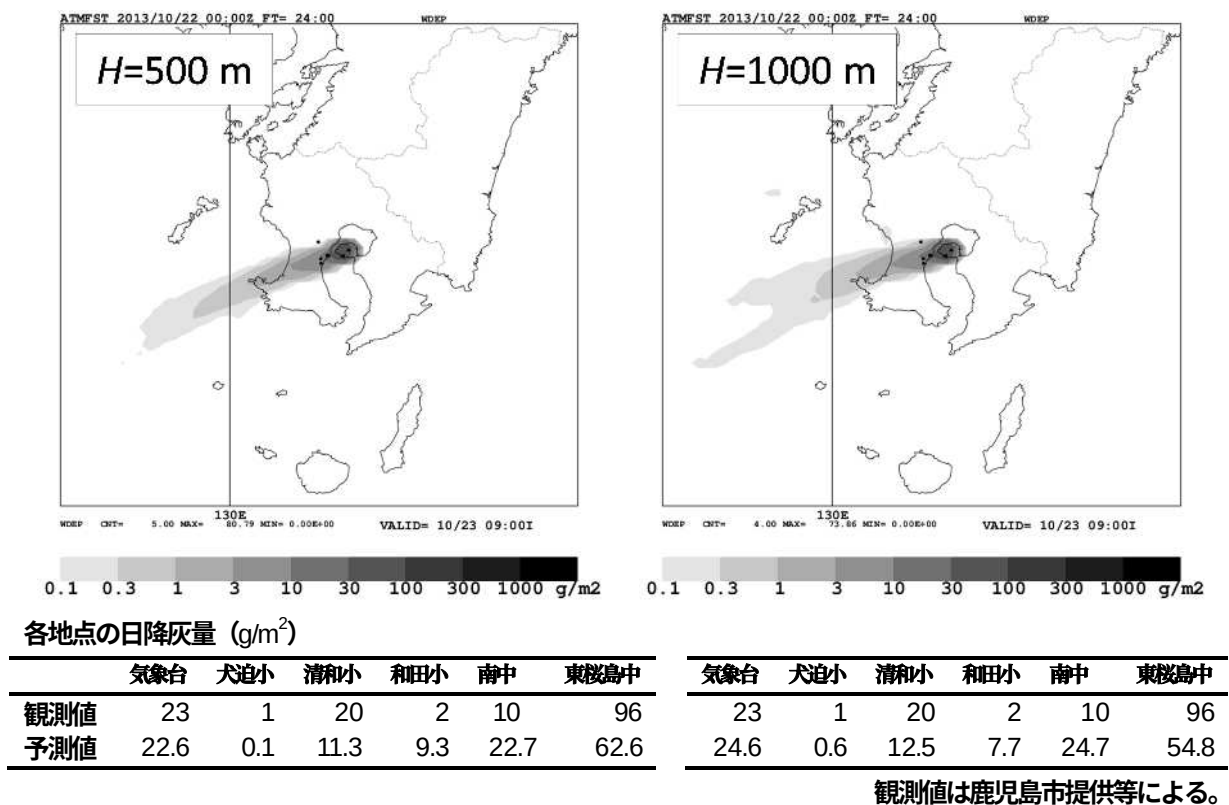


図 5.4 井口 (2013a) の手法により推定された桜島の火山灰総放出量を初期値に用いた降灰分布の計算結果 (2013 年 10 月 22 日 09 時～23 日 09 時)。計算では一定の高さ (左) 500 m、(右) 1000 m の噴煙が 24 時間継続したと仮定。図中の●印は鹿児島市等および鹿児島地方気象台でこの期間に降灰量が観測された地点を表す。

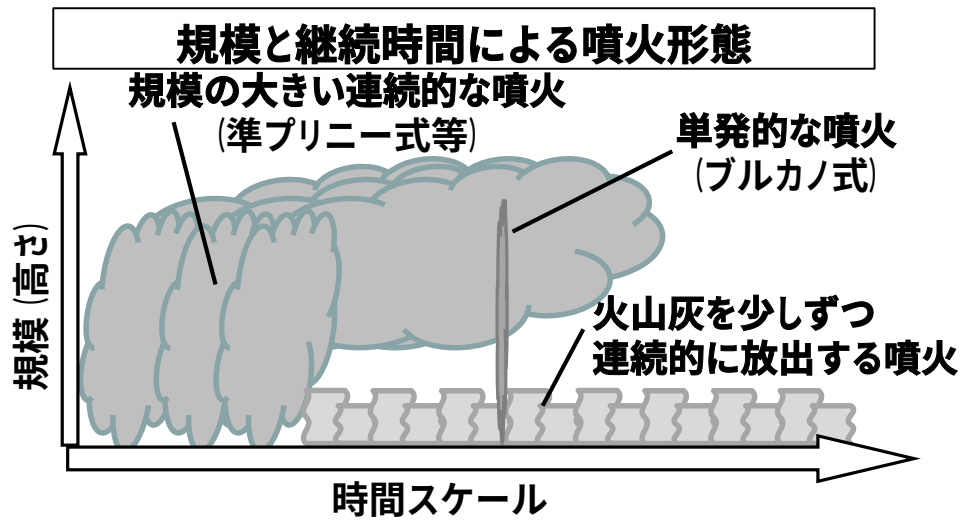


図 5.5 様々な噴火の規模（高さ）と継続時間の概念図

6. 検討結果の活用と今後の課題

噴火開始後の早い段階で「大きな噴石」、「小さな噴石」の予測を行うこと等、噴火現象の即時的な把握のために、気象庁の火山監視業務での活用（既存の技術で対応可能な改善を含む）を念頭に、大学や気象庁以外の機関の研究成果等も踏まえて、以下の検討を行った。

- 1) 大きな噴石の到達距離の予測手法
 - 2) 小さな噴石の落下範囲の予測手法
- 噴火規模を表す指標として
- 3) 噴煙の高さの推定手法
 - 4) 火山灰総放出量のモニタリング手法

その結果、1)、2)、4)については、概ね火山監視業務での活用が可能であることがわかった。また、3)については、規模の大きい連続的な噴煙活動であった新燃岳噴火の一事例には適用可能であることがわかった。

(1) 検討結果の活用

今回の検討結果は、次のように気象庁の火山監視業務への活用が期待される。

1) 大きな噴石の到達距離の予測手法

天候不良時に噴石の到達場所が目視等で確認できない場合の到達範囲の推定や防災機関等に注意喚起する爆発の判定基準、噴火警戒レベルの判定基準への反映。

2) 小さな噴石の落下範囲の予測手法

降灰予報の高度化に向けた提言に基づき、平成26年度末から運用開始を予定している量的降灰予報において、噴火前から提供する情報や噴火直後の速報への小さな噴石の降下範囲の情報を提供。

3) 噴煙の高さの推定手法

天候不良時に目視や気象レーダー、気象衛星等で噴煙の高さが観測できない場合の噴煙の高さの推定。噴煙の高さの情報は量的降灰予報や小さな噴石の落下範囲の予測にも不可欠な情報である。

4) 火山灰総放出量のモニタリング手法

噴火活動が活発な火山において、噴火時に即時的に火山灰総放出量に関する情報や量的降灰予報技術と組み合わせた降灰量の情報の提供。

(2) 今後の課題

また、前項のような火山監視業務への活用を実現するためには、まだ多くの課題が残されている。

1) 大きな噴石の到達距離の予測手法

大きな噴石の予測手法については、桜島の事例を解析して、空振データを用いて予測する手法につい

て目処がついたが、以下のような課題がある。

○火山毎の予測式

最大到達距離を予測する式は火山毎に異なる可能性もあり、精緻な予測式は火山毎に作成されるべきである。

○大きな規模の爆発

より大きな空振の場合の到達距離を検討する必要がある。ある程度以上の規模の爆発では、噴石を射出するメカニズムが異なっていたり、噴石の射出角が直上方向に近い角度に限られていたりすることも考えられ、検討が必要である。

○時間的な猶予

本予測手法を用いるとき、大きな噴石の到達までに時間的な猶予がどのくらいあるかをさらに検討する必要がある。

2) 小さな噴石の落下範囲の予測手法

○噴煙柱モデルにおける風の影響の考慮

RATM 移流拡散モデルの初期値に用いる噴煙柱モデルについて、風の影響を考慮することや連続的な噴火時の噴煙の高さの与え方と細かい時間間隔での降下火山礫の検証が重要である。

○想定する小さな噴石の密度等の検証

想定する粒径分布や形状因子、火山礫の密度については、引き続き、桜島での試験運用などを通して検証を進めるとともに、最大粒径ではなく最大長径による分布表現の検討が必要である。

3) 噴煙の高さの推定手法

2011 年 1 月 26～27 日に新燃岳で発生した連続的な噴火に対して、空振計、地震計、傾斜計による推定手法について検討した結果、おおむね噴煙の高さを推定できることがわかった。今後進めるべき検討として、以下のような課題がある。

○他火山への適用

2000 年三宅島の噴火等、他の連続的な噴火事例への適用の可能性を調査する必要がある。

○安定的な噴煙と成長中の噴煙における適用の確認

安定的な噴煙と成長途上の噴煙に対する手法が異なるかどうかの精査。異なる場合には、成長中の噴煙における推定手法の検討が必要である。

○ノイズの除去方法

空振データに風のノイズが重畳する場合、また地震動データに噴出に起因しないノイズ（例えば群発地震）が重畳する場合、ノイズの影響を受けないような推定方法が必要である。

○単発的に噴煙をあげる噴火に対する推定手法

2011 年新燃岳や 2000 年三宅島等の単発的な噴火に対して、本手法を適用することは難しいことを確認した。このため、単発的な噴火に対しては別の推定手法を検討する必要がある。

4) 火山灰総放出量のモニタリング手法

井口（2013）の手法を用いて、爆発と火山灰を連続的に少しずつ放出する噴火に対する火山灰総放出量の推定について試行を進め、降灰情報等への活用を想定した週単位、日単位等、対象期間をより短くできるかどうかの検討が必要である。

(3) その他

○限られた条件における噴火規模等の推定

本検討会では、豊富な観測データがある場合の事例について検討を行った。しかし、常に多くの観測データで監視している火山ばかりでなく、場合によってはデータが限られた条件の火山でも概ねの噴火規模等を把握しなければならぬ場合が生じる場合もある。このため、精度低下をふまえた噴火規模の推定手法も検討しておくべきである。

また、噴煙の高さや火山灰総放出量以外の噴火規模の指標、例えば噴火強度や噴出率などを表す指標の検討も重要である。

○火砕流など重大な被害を及ぼす噴火現象の発生の際時的検知や規模推定

火砕流など重大な被害を及ぼす噴火現象の発生の際時的な検知や規模の推定は防災上重要である。火砕流については、溶岩ドーム崩壊型の火砕流の際時的なモニタリングについて、これまでに震動・空振観測を用いた手法が提案されている (Yamasato, 1997 等)。しかし、その他の様式の火砕流の検知あるいは到達範囲の予測等を含む規模推定については現時点では困難な要素が多いと考えられるため、今回の検討の目的には含めなかった。これらは技術的に解決されていない、また火山学的に検討を要する事柄もあることから将来的な課題とする。

第6章の引用文献

井口正人, 2013: 桜島昭和火口噴火の火山灰放出率のリアルタイムモニタリング. 火山噴火予知連絡会第16回火山活動評価検討会資料, 24pp.

Yamasato, H., 1997: Quantitative Analysis of Pyroclastic Flow Using Infrasonic and Seismic Data at Unzen Volcano, Japan. *J. Phys. Earth*, **45**, 397-416.

火山噴火予知連絡会 火山活動評価検討会名簿

(平成26年3月現在)

座長	石原 和弘	京都大学 名誉教授
委員	井口 正人	京都大学 防災研究所 教授
〃	岩渕 洋	海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長
〃	植木 貞人	東北大学 大学院理学研究科 客員研究者
〃	大島 弘光	北海道大学 大学院理学研究院 准教授
〃	岡本 敦	国土交通省 水管理・国土保全局 砂防部 砂防計画課 地震・火山砂防室長
〃	鍵山 恒臣	京都大学 大学院理学研究科 教授
〃	川邊 禎久	独立行政法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門 火山活動研究グループ主任研究員
〃	小林 哲夫	鹿児島大学 大学院理工学研究科 教授
〃	棚田 俊收	独立行政法人防災科学技術研究所 地震・火山観測データセンター 火山観測管理室長
〃	飛田 幹男	国土地理院 地理地殻活動研究センター 地理地殻活動総括研究官
〃	中川 光弘	北海道大学 大学院理学研究院 教授
〃	中田 節也	東京大学 地震研究所 教授
〃	藤井 敏嗣	東京大学 名誉教授
〃	藤山 秀章	内閣府政策統括官（防災担当）付参事官（調査・企画担当）
〃	三浦 哲	東北大学 大学院理学研究科 教授
〃	山里 平	気象庁 地震火山部 火山課長
〃	横田 崇	気象庁 気象研究所 地震火山研究部長
〃	渡辺 秀文	東京大学 名誉教授