

火山における地殻変動研究の最近の発展

青木 陽介*

(2016年2月8日受付, 2016年4月8日受理)

Recent Progress of Volcano Deformation Studies

Yosuke AOKI*

Pressurization, depressurization, or migration of magma or hydrothermal fluids can be measured by ground deformation. Recent progress of space geodetic techniques drastically increased the quantity of deformation data in active volcanoes. Recent emergence of Global Navigation Satellite System (GNSS) allows us to measure three dimensional displacements in higher spatial density than conventional measurements with tiltmeters, strainmeters, or leveling surveys because GNSS measurements are technically more tractable and much less costly. Recent emergence of Synthetic Aperture Radar (SAR) enables us to measure displacement field, without any ground-based instruments, in high spatial resolution on the order of meters if the condition allows. Tiltmeters and strainmeters, however, are still important tools to measure ground deformation of volcanoes because of their higher sensitivity than GNSS and SAR measurements. This article reviews recent progress and perspectives of ground deformation studies.

It is important to understand the error budget of measurements to assess the observed geodetic signals, although it does not seem to well taken care in many cases. This article thus reviews the error budget of geodetic measurements to demonstrate that the data from leveling surveys and SAR are spatially correlated and those from tiltmeters, strainmeters, and GNSS are temporally correlated.

The observed ground deformation field is capable of inferring location, shape and strength of sources causing the ground deformation. In volcanic regions, the deformation source is often pressurization or depressurization of various shapes of sources such as spheres, ellipsoids, conduits, dikes or sills. These parameters are often inferred with an assumption that they are embedded in an elastic, homogeneous, and isotropic halfspace because analytical solutions exist in many cases and this simple assumption often works reasonably well. However, this simple assumption is not always valid. To reflect more realistic features of a volcano, approximate and semi-analytical solutions have been provided to take irregular topography or heterogeneous structure of the crust into account. Also, recent progress of computational capability enables us to take complex material properties into account to model the deformation field through numerical simulations. However, excessive complication of the model is often unnecessary because of mathematical reasons and because material properties beneath volcanoes are not known in details in many volcanoes. This article reviews the effect of topography and material heterogeneity on the surface deformation field and discusses an appropriate complexity of the model in discussing the observed deformation field. Also this article deals with modeling deformation field through analog experiments. This method is especially useful in dealing with spontaneous faulting induced by magmatism.

The observed deformation field is roughly categorized by those due to 1) inflation and deflation of magma reservoirs, 2) horizontal or vertical migration of magma, and 3) an eruption. This article reviews current progress of observations and insights gained from them. This part of the article demonstrates that developments of both observational techniques and modeling methodology drive the progress in understanding the mechanics of accumulation and migration of magma.

The final part of this article discusses perspectives for the future of volcano deformation studies. Future developments will be made both through 1) combining geodetic measurements with independent observations such as seismic activity and with theoretical consideration of magma transport, and 2) a breakthrough of observational techniques. This article introduces recent studies to understand geodetic observations by combining with seismicity or

*〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo,

1-1 Yayoi 1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan.

e-mail: yaoki@eri.u-tokyo.ac.jp

theoretical studies as a potential breakthrough in understanding the mechanics of magma transport. Also this article introduces ground-based and airborne SAR measurements as a potential breakthrough in measuring ground deformation in higher spatial and temporal resolution than current spaceborne SAR measurements.

Key words : Volcano deformation, Pressurization and depressurization, Accumulation of magma, Magma propagation, Modeling geodetic data

1. はじめに

活火山が活発化する際には、マグマだまりや熱水の増圧、マグマの輸送がともなうことが多い。これらの現象が発生する際には、マグマや熱水が周囲の岩盤を押し広げるなどして力を加え、それが地表の変形として観測される。火山現象にともなう地表の変形は様々な時間スケールを持つが、本論文では、地震計で観測される数分以下の時間スケールの現象については取り扱わず、それより長い時間スケールの現象について、観測技術や現象の理解の最近の発展について述べる。

活火山における観測が行われはじめたのは20世紀初頭のことであったが、地殻変動観測は当初から重要な観測項目であった。1980年代後半以降に全地球航行衛星システム(Global Navigation Satellite System; GNSS)や合成開口レーダー(Synthetic Aperture Radar; SAR)などの衛星測地技術が登場するまでは、水準測量・三角測量・光波測量といった測量技術や傾斜計・ひずみ計を用いて火山活動にともなう地表の変形を計測していた。この時期には、観測された変動場を説明するために、様々な形状の圧力源にともなう地表や地中の変形を解析的に求める研究も発展した。たとえば、半無限弾性体に球状圧力源(Anderson, 1937; 山川, 1955; Mogi, 1958)・楕円体圧力源(Yang *et al.*, 1988)・開口クラック(Okada, 1985; Fialko *et al.*, 2001)が存在する場合の地表変形の解などは現在でも広く用いられている。

衛星測地観測技術が登場する前は、火山活動にともなう地殻変動を長期にわたり安定して高い時間分解能で観測することは困難であった。水準測量や三角測量は短い時間間隔で観測を行うことが困難であるし、傾斜計やひずみ計による観測は時間分解能に優れるものの、計器と岩盤のカップリングに起因するドリフトの存在から、観測の長期安定性に問題があるからである(Agnew, 1986)。このような問題は、全地球測位システム(Global Positioning System; GPS)をはじめとしたGNSSの登場によって解決されることになる。GNSSによる観測は水準測量による観測ほどの精度はなく、またひずみ計・傾斜計による観測ほどの感度もないが、これらの観測よりも時間分解能もしくは計測の長期安定性に優れているため、火山活動にともなうマグマ輸送を高い時間分解能で明らかにすることができるようになった(たとえばAoki *et al.*,

1999)。なお、傾斜計やひずみ計による観測は、GNSSによる観測よりも長期安定性に問題があるものの感度に優れるために、場合によってはマグマ輸送過程を明らかにするための強力な手段となる(Aoki *et al.*, 1999)。

火山活動にともなう地殻変動は、地震などにともなう地殻変動と比べると狭い範囲で観測されることが多く、そのために、地下での火山活動の推移を深く理解するためには空間的に密な観測をする必要がある。しかし、火山地帯には様々な理由で立ち入りが困難もしくは不可能な場所が多く、空間的に密な観測網を構築することは容易なことではない。そのような困難は、SAR観測によって解決することができる。Massonnet *et al.* (1995)がSAR干渉解析(Synthetic Aperture Radar Interferometry; InSAR)により火山における地殻変動をはじめとして抽出して以来、火山活動にともなう様々な地殻変動が検出されてきた。たとえば、Amelung *et al.* (2000)はガラパゴス島における火山において、噴火の有無にかかわらず様々な様式の地殻変動が進行していることをInSAR解析を通して明らかにした。Pritchard and Simons (2002)は、南米のいくつかの火山において、噴火などの表面現象がないにもかかわらずマグマ蓄積による地殻変動が進行していることを発見した。これらの研究は、活火山の活動を監視するにあたりSAR観測が極めて有用であることを示す画期的なものであり、その後SAR画像を用いて世界中の活火山の地殻変動の検出が試みられるようになった。世界に分布する約1500の活火山のうち、これまでに約620の火山の地殻変動がSARにより研究され、そのうち161の火山で有意な地殻変動が観測されている(Biggs *et al.*, 2014)。また、SAR観測の蓄積により、InSAR画像から地殻変動の時系列を抽出する研究が近年盛んに行われてきている(たとえばBerardino *et al.*, 2002; Schmidt and Bürgmann, 2003; Sansosti *et al.*, 2010; Hooper *et al.*, 2012)。

このようにSAR観測は火山活動にともなう地殻変動を高い空間分解能で計測することができるが、時間分解能は衛星の再帰周期によって規定され数日から数十日となり、GNSS・傾斜計・ひずみ計による観測に劣っている。その他にも、それぞれの観測手段に長所・短所があるために、様々な時間・空間スケールを持つ火山活動にともなう地殻変動を的確に観測し地下でのマグマおよび熱水の輸送についての的確な知見を得るためには、様々な

手段を用いた観測が重要である。様々な手段で観測されたデータを的確に解釈するためには、それぞれの観測手段で得られたデータの誤差構造についての知識が必要となる。2章では、火山における地殻変動を観測する手段について、観測の誤差構造について重点をおきながら解説する。3章では、観測された地殻変動と地下の物理過程をむすびつけるためのモデル化について議論する。4章では、火山における地殻変動観測の様々な事例を紹介する。5章では、以上の議論をふまえて、火山性地殻変動研究の将来の展望について述べる。

なお、紙面の都合により、また、火山で観測される地殻変動の観測の報告は加速度的に増えている(Pinel *et al.*, 2014) ために、本論文では火山で観測された地殻変動について網羅的な解説は行えない。興味のある読者は、Pinel *et al.* (2014) や Acocella *et al.* (2015) などの最近のレビュー論文も参考にされたい。

2. 観測技術の進展

上に述べたように、火山活動にともなう地殻変動の観測から地下での火山過程について深い理解を得るためには、性質の異なる様々な種類の観測が必要である。様々な観測から得られたデータを解釈するためには、それぞれの観測による誤差を正確に評価することが重要である。誤差に関する議論は必ずしも最近発展したものではないが、実際のデータ解析において最近でも誤算の評価が軽視されている例が多いように見受けられるので、ここで、火山での地殻変動観測に用いられる主な手法について、その誤差構造に重点をおきながら解説する。

2-1 水準測量

水準測量は、測量路線に沿ってある観測点と隣の観測点との標高の違いを計測していき、2つの時刻における高さの差を計測するものである。測量には手間がかかるために時間分解能は悪いが、上下変動の計測精度はGNSSを上回る。

水準測量によって計測される観測点 i の観測点 $i-1$ に対する比高 Δh_i は

$$\Delta h_i = \Delta h_i^{true} + \varepsilon_i \quad (1)$$

と表される。ここで、 Δh_i^{true} は真の比高である。 ε_i は計測誤差であり平均値が0、分散が $\sigma^2 l_i$ の正規分布をとると仮定できる。ここで、 l_i は観測点 $i-1$ と観測点 i の距離であり、 σ は定数である。 σ の値を決定することは難しいが、測量路線が長さ L の環状である場合には、観測された環閉合差を dh として

$$\sigma^2 = \left(\frac{dh}{L} \right)^2 \quad (2)$$

と表せる。

式(1)より、基準点と観測点 i の比高 h_i は

$$h_i = \sum_{j=1}^i \Delta h_j \quad (3)$$

と書ける。式(3)を行列式で書くと

$$h = S \Delta h \quad (4)$$

$$h = \begin{bmatrix} h_1 \\ h_2 \\ \vdots \\ h_N \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$S = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 1 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 1 & 1 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & 1 & 1 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$\Delta h = \begin{bmatrix} \Delta h_1 \\ \Delta h_2 \\ \vdots \\ \Delta h_N \end{bmatrix} \quad (7)$$

となる。ここで N は水準点の数である。 h に対応する共分散行列 Σ_h は

$$\Sigma_h = S \Sigma_{\Delta h} S^T = \sigma^2 \begin{bmatrix} L_1 & L_1 & L_1 & \cdots & L_1 \\ L_1 & L_2 & L_2 & \cdots & L_2 \\ L_1 & L_2 & L_3 & \cdots & L_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ L_1 & L_2 & L_3 & \cdots & L_N \end{bmatrix} \quad (8)$$

と書ける。ここで、

$$\Sigma_{\Delta h} = \sigma^2 \begin{bmatrix} l_1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & l_2 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & l_3 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & l_N \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$L_i = \sum_{j=1}^i l_j \quad (10)$$

であり、 L_i は水準路線の起点から i 番目の観測点までの距離、すなわち、観測点 $i-1$ から i までの距離 l_i を用いて式(10)のように表現される。

水準測量によって求められる観測点 i の、時刻 t_1 と t_2 の間の鉛直変位 H_i は

$$H_i = h_i(t_2) - h_i(t_1) \quad (11)$$

と表されるから、式 (8) より、観測される鉛直変位に対応する共分散行列 Σ_H は

$$\Sigma_H = (\sigma^2(t_1) + \sigma^2(t_2)) \begin{pmatrix} L_1 & L_1 & L_1 & \cdots & L_1 \\ L_1 & L_2 & L_2 & \cdots & L_2 \\ L_1 & L_2 & L_3 & \cdots & L_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ L_1 & L_2 & L_3 & \cdots & L_N \end{pmatrix} \quad (12)$$

と書ける。

式 (12) に示すように、水準測量観測の誤差の大きさは σ の大きさによって規定される。 σ の大きさは、観測によってまちまちであるが、Yamamoto *et al.* (2013) では $\sigma \leq 2.0 \text{ mm/km}^{1/2}$ である。また、その他の観測においても、地殻変動観測に用いられる水準測量観測であれば $\sigma = 2.0 \text{ mm/km}^{1/2}$ もしくはそれ以下であることが多い (たとえば Murray *et al.*, 1996)。

式 (12) の示す最も重要な点は、水準測量によって観測された上下変動の観測誤差が各観測点で独立ではなく観測点間で相関を持つということである。観測データから断層や圧力源といった地殻変動源のパラメータを推定するにあたり、この観測点間を無視することによって推定されるパラメータにバイアスがかかることがある (Amadottir *et al.*, 1992)。

1-2 傾斜計・ひずみ計

傾斜計・ひずみ計は、それぞれ地表の傾斜およびひずみを計測するものである。火山観測に用いる傾斜計・ひずみ計は非常に精密で、潮汐による 10^{-9} 程度のひずみ、 10^{-9} rad 程度の傾斜を計測することができる。

傾斜計には様々な種類があるが、大きく分けて、チューブで連結された2つの容器の水面の相対的な高さを計測することによって傾斜を計測する水管傾斜計のような長基線のもの、振り子を用いて傾斜を計測する短基線のもの、の大きく2つに分類される。また、地表に設置される広帯域地震計の記録から傾斜成分を抽出することもできる (たとえば Rodgers, 1968; Graizer, 2006; 青山, 2008)。ひずみ計も傾斜計と同じく様々な種類があるが、傾斜計と同様、大きく分けて、主に横穴に設置して用いられる長基線の伸縮計および主にボアホールに設置される短基線の (体積) ひずみ計に分けられる。長基線のひずみ計は、剛体とみなせる棒や管の一端を台座に固定し、自由端となっている他端と台座との距離を計測するものである。この伸縮計を3つ設置することにより、ひずみテン

ソルを求めることができる。短基線のひずみ計で最も有名なものは Sacks-Evertson 体積ひずみ計 (Sacks *et al.*, 1971) である。Sacks-Evertson 体積ひずみ計は、円筒型容器に満たされたシリコンオイルの液面の変化を計測することによって面積ひずみを計測する。Sacks-Evertson 体積ひずみ計で計測できるのは面積ひずみのみであり、ひずみテンソルの各成分を計測することはできない。その後、ボアホールの孔径を3方向で計測することによりひずみテンソルの各成分を計測する Gladwin 式ひずみ計 (Gladwin, 1984) などが開発された。

傾斜計やひずみ計による計測は感度が非常に高いが、長期安定性は高くない。そのため、傾斜計やひずみ計は、地震や噴火といった短期的な現象による変形の計測には優れているが、地下でのマグマの蓄積など長期的な現象にともなう変形を計測するには優れていない。それは、傾斜計やひずみ計の記録には、計器と地殻との不完全なカップリング、降雨や気温変化の影響などに起因するドリフトが含まれるからである。傾斜計・ひずみ計による記録の時系列のパワースペクトル $P_{\text{tilt, strain}}$ は、潮汐による半日・1日の周期のピークをのぞくと、周波数 f を用いて $P_{\text{tilt, strain}}(f) \sim f^{-2}$ とかける (たとえば Agnew, 1986; Barbour and Agnew, 2011)。これは、時系列がランダムウォークによって表現されることを示している。その場合、現象の時定数 T とドリフトにともなうノイズレベル σ との関係は $\sigma \sim T^{1/2}$ と表され、長い時定数を持つ現象は、よりドリフトによって埋もれやすいということになる。しかし、注意深い機材の設置によって20年以上の時間スケールの変動を記録できるとする報告もある (Bonaccorso *et al.*, 2015)。

2-3 GNSS

GNSS 観測は、地上に設置したアンテナで米国によって打ち上げられた GPS やロシアによって打ち上げられた GLONASS といった GNSS 衛星からの電波を受信し、観測点の座標を時々刻々決定する。データのサンプリングレートは一般的に30秒もしくはより短い時間であり、1日ごと、もしくはより短い時間間隔ごとに観測点の座標を決定する。GNSS 観測は傾斜計・ひずみ計による観測よりも微小変動を感知する能力は低いが、長期安定性に優れ、また、ボアホール・横穴などを掘る必要がないことから観測点あたりに必要なコストも少なく、1990年代より地殻変動観測の主役となっている。日本列島には、現在約20km間隔で約1200点のGNSS観測点が国土地理院によって整備されているが (Sagiya, 2004)、20km間隔は火山観測にとっては十分な観測密度ではないので、いくつかの火山ではさらに空間的に密な観測が行われている (たとえば青木・他, 2005; Takeo *et al.*, 2006;

Aoki *et al.*, 2013; Nakao *et al.*, 2013).

GNSS 観測の誤差源は、GNSS 衛星からのマイクロ波が大気によって屈折することによる衛星から観測点までの走時の遅延や、観測点そのものの局所的な変動などである (たとえば Dixon, 1991; Hager *et al.*, 1991; Segall and Davis, 1997). 火山学の場合、多くはマグマ輸送など火山体内部に起因する地殻変動に興味があるため、気温変化による地表付近の熱膨張・収縮、浅部の間隙水圧の変化に起因する地殻変動 (Dong *et al.*, 2002; Prawirodirdjo *et al.*, 2006; Tsai, 2011) も誤差要因である。なお、大気による誤差は鉛直成分により影響するため、GNSS 観測の精度は水平成分よりも鉛直成分の方が悪い。

GNSS 観測の時系列のパワースペクトル P_{GNSS} は、1 日より長い帯域では

$$P_{\text{GNSS}}(f) = A + Bf^{-\alpha} \quad (13)$$

と表される。ここで f は周波数であり、 α の値は 1 と 2 の間の値をとることが多い (Zhang *et al.*, 1997; Mao *et al.*, 1999)。すなわち、GNSS 観測のノイズレベルは、傾斜計・ひずみ計での観測と同様に長周期側で大きいということである。式 (13) $\alpha=2$ の場合、時系列は式 (13) の第 1 項に対応する白色雑音と第 2 項に対応するランダムウォークの重ね合わせで表されるということになる。一般的な GNSS 観測では、白色雑音が水平成分で 2~3 mm、鉛直成分で 5~10 mm、ランダムウォークの大きさは 1~4 mm/yr^{1/2} であるから (たとえば Zhang *et al.*, 1997)、1 年から数年以上の周期ではランダムウォークの寄与が白色雑音の寄与に比べて大きくなるということになる。すなわち、1 年から数年以上かけてゆっくり進行する地殻変動は、同じ変位量でも、短期間で進行する地殻変動よりも検出が難しくなるということを意味する。

GNSS 観測の時系列のパワースペクトルは 1 年から 1 時間程度までの帯域においてフラットであるが、1 時間よりも短周期のパワースペクトルも、1 日より長い帯域と同じように式 (13) のように表せる (Genrich and Bock, 2006)。ただ、スペクトルの形状は同じであっても誤差源は異なり、1 時間より短周期の誤差源は主に受信機の電氣的ノイズである (Genrich and Bock, 2006)。

2-4 SAR

SAR 観測は、衛星から放射されるマイクロ波の後方散乱を 2 つの時刻で観測することにより衛星から地表のターゲットまでの距離を計測し、観測された時刻の間の地殻変動を抽出するものである (たとえば Bürgmann *et al.*, 2000; 古屋, 2006; Simons and Rosen, 2015)。地殻変動の大きさが充分小さく地表の散乱特性が火山灰・土砂崩れ・液状化などで変化していない場合には、観測された

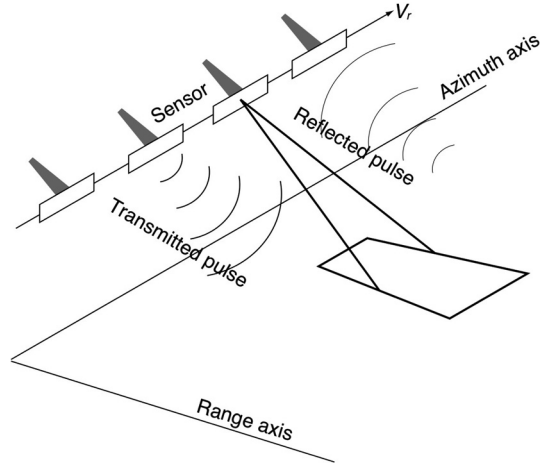


Fig. 1. A schematic description of SAR observation in which a SAR satellite moves by velocity V_r and transmit electromagnetic waves of microwave frequency. This figure depicts an example of a right-looking SAR satellite. The surface projection of the trajectory of the SAR satellite is called azimuth and the surface projection of the direction of microwave emission, which is perpendicular to the azimuth direction, is called range.

信号の位相差に注目することにより地殻変動を抽出する。これを干渉 SAR (InSAR) という。地殻変動が大きく地表の散乱特性が変化していない場合には、観測される信号の振幅に注目して、画像の「位置合わせ」のような形で地殻変動を抽出する。この場合、InSAR よりも計測精度が悪くなる。

SAR 観測は地上での観測機材が必要なく、観測条件が良ければ変動場を高い空間分解能で観測することができるが、衛星から地表のターゲットへの距離を計測しているため、それぞれの観測点について衛星からターゲットまでの視線距離の変化だけが観測される。視線距離変化 ΔLOS は、レーダー波を衛星の進行方向に向かって右側に照射する場合 (Fig. 1)、変位の東西・南北・上下成分、 u_e, u_n, u_v を用いて、

$$\Delta\text{LOS} = u_e \cos \theta \sin \phi + u_n \sin \theta \sin \phi + u_v \cos \phi \quad (14)$$

と書ける。ここで、 θ および ϕ はそれぞれレーダー波の照射方向の鉛直からの角度および衛星進行方向を南北方向から反時計回りに測った角度である。 θ はおおむね 30 度から 40 度、衛星軌道が極軌道をとることから、 ϕ の値は約 10 度 (アセンディング軌道) もしくは 170 度 (ディセンディング軌道) をとるので、視線距離変化は水平変位よりも鉛直変位により敏感で、かつ南北変位より

も東西変位により敏感である。また、アセンディング軌道とディセンディング軌道では、変位の東西成分について反対の感度を持つことが分かる。

SAR による地殻変動観測の誤差要因は、主にマイクロ波の伝搬速度が電離層によって低下することと、水蒸気の影響によりマイクロ波が屈折することである。GNSS 衛星からもマイクロ波を照射しているために同種の問題が起こりうるが、1つの周波数のマイクロ波を照射している SAR 衛星に対して、GNSS 衛星は2つの周波数のマイクロ波を照射しているために、電離層の存在によるマイクロ波の伝搬速度低下が周波数依存することを利用して影響を除去することができる。また、SAR 衛星はターゲットを短時間で通り過ぎていくのに対して GNSS 衛星は時間的に連続的に観測しているため、大気の状態が時間的に急変しないという仮定を用いて、大気の影響による電波の屈折の効果を軽減させることができる。このように、SAR による地殻変動観測は、高い空間分解能で観測できる反面、計測精度は GNSS よりも劣る。また、地形標高モデルの誤差に起因する誤差も存在し、この誤差は時間変化しないことから、時系列解析を行う際には除去できるという特性がある。

電離層の存在は、Xバンド(8-12 GHz)やCバンド(4-8 GHz)のような短波長のマイクロ波よりもLバンド(0.5-1.5 GHz)のような長波長のマイクロ波のほうにより大きな影響を与える。そのため、Lバンドのマイクロ波を用いる JERS-1, ALOS, ALOS-2 のような日本の衛星は、CバンドやXバンドのマイクロ波を用いるヨーロッパ・カナダの衛星よりも電離層の影響を受けやすい。もちろん、波長の長いLバンドは植生の多い地域でも良好な干渉が得られるという利点を忘れてはならない。電離層の影響は時に非常に大きく (Fig. 2)、除去するための万全な方法は現在のところない。Kobayashi *et al.* (2009) は、電離層に由来するノイズを多く含む波数領域にフィルタをかけることにより地殻変動を抽出したが、この方法が全ての電離層由来のノイズを除去できるわけではない。

大気中の水蒸気の影響による誤差は、SAR 観測時刻における水蒸気の空間分布が完全に分かっている理論的には完全に除去できるが、SAR 衛星があるターゲットを観測している数秒の時間分解能では水蒸気の空間分布を観測していないため、実際には水蒸気の影響を完全に除去することはできない。これまでに、大気中の水蒸気量の空間分布を数値モデルによって推定し、観測量から除去する試みが数多く行われてきた (たとえば小澤・清水, 2010; Jolivet *et al.*, 2014; Fattahi and Amelung, 2015) が、現在の数値モデルは、SAR 観測データから水蒸気の影響を完全に除去できるほどの精度がない。水蒸気の影響の

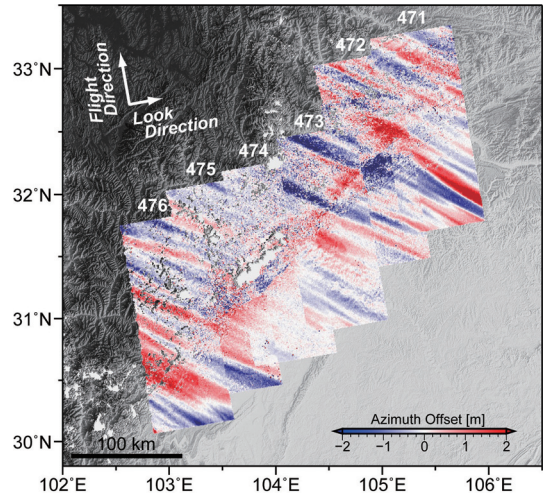


Fig. 2. An example of SAR pixel offset image contaminated by ionospheric disturbance taken around the epicenter of the 2008 Sichuan earthquake, China. Red and blue streaks are generated by ionospheric disturbance. Modified from Kobayashi *et al.* (2009).

空間分布は標高に相関することが経験的に知られている (たとえば Jolivet *et al.*, 2011) が、数値モデルを用いた SAR 観測時刻の水蒸気量推定と、数値モデルを使わず地形に相関する成分を除去することによる水蒸気量推定とは、誤差の除去の性能に現在のところ大差はないことも多い (Kinoshita *et al.*, 2013)。また、火山の場合、山頂直下に圧力源が存在する場合など、火山活動にともなう地殻変動が標高に相関することが多く、その場合、火山活動に起因する地殻変動を水蒸気の影響によるノイズとして除去してしまう可能性がある。

以上の背景から、電離層の影響が小さい場合には大気中の水蒸気の影響が主要な誤差要因となる。大気中の水蒸気量は空間的にランダムなわけではなく空間的に相関をもっているため、水蒸気の影響による誤差も空間的に相関を持つ。Lohman and Simons (2005) は、地殻変動が生じていないと考えられる SAR 干渉画像を解析し、観測点 i と j の観測データの共分散 C_{ij} が

$$C_{ij} \sim \exp\left(\frac{L_{ij}}{L_c}\right) \quad (15)$$

と表されるとした。ここで L_{ij} は観測点 i と j の間の距離、 L_c は特徴的な距離で、Lohman and Simons (2005) は 10 km 程度であるとした。しかし、大気擾乱の理論的な研究 (たとえば Tatarski, 1961)、GPS 観測 (たとえば Emdarson *et al.*, 2003)、他の InSAR データを用いた研究 (Goldstein, 1995; Zebker *et al.*, 1997) は、水蒸気量の空間

相関は (15) 式のような指数関数ではなくべき級数であらわされ、かつ特徴的な距離も 100 km 以上であるとしている。この違いの理由として、1) InSAR 画像を作る際の衛星軌道の推定などの段階で長波長の大气擾乱が取り除かれている、2) 大气擾乱の特徴は時間・地域によって異なる、などの理由が考えられる。いずれにせよ、SAR 干渉画像に含まれる空間相関を持ったノイズの存在を無視することは、火山活動に起因する信号の誤認や信号の過大・過小評価につながるために注意が必要である。

3. 地下の圧力変動と地表変動

活火山で観測される地殻変動は、多くの場合マグマの輸送など火山内部の圧力変化に起因するものである。そのため、地表で観測される変位・傾斜・ひずみから地下における圧力変化の発生した場所や大きさやそれらの時間変化を推測することができる。実際の火山観測では、観測された変動場から地下の圧力源の位置・形状・圧力変化の大きさやそれらの時間変化を逆問題を解くことにより推定するわけであるが、ここでは逆問題を解く手法については解説しない。逆問題を解く手法に関しては、Parker (1994), Cervelli *et al.* (2001), Tarantola (2005), Menke (2012) などを参照されたい。

地下での任意の形状の増圧源に対するする変形場は、応力テンソルを σ 、圧力源の過剰圧を Δp として、釣り合いの式

$$\nabla \cdot \sigma = 0 \quad (16)$$

圧力源の表面 S における境界条件

$$\mathbf{n}^T \sigma \mathbf{n} = -\Delta p \quad (17)$$

および、地表面 $z=0$ における境界条件

$$\sigma_{xz} = \sigma_{yz} = \sigma_{zz} = 0 \quad (18)$$

を満たすことが必要十分条件となる。ここで、 \mathbf{n} は圧力源の表面 S から外側に垂直方向に伸びる単位ベクトルである。式 (16) を直交座標系・極座標系・円筒座標系について書きくだした形は Segall (2010, 23-24 p) を参照されたい。

地下の圧力源における境界条件がダイクの厚さなど変位で与えられる場合、式 (16) に相当する釣り合いの式は、体積力を無視した Navier の方程式で

$$\nabla^2 \mathbf{u} + \frac{1}{1-2\nu} \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (19)$$

のように与えられる。ここで、 ν はポアソン比、 \mathbf{u} は変位ベクトルである。

活火山の内部構造や地形は複雑であるが、地表変動を計算する際に均質で等方な半無限弾性体と、球体や楕円体などの圧力源を仮定することはよくある。このような単純な媒質と圧力源に対しては地表変形の解析解が存在するため、計算時間が短縮されインバージョンなどの解析も容易になるためである。また、単純な媒質および圧力源による変動場を理解することにより観測データからどのような圧力源が地下のどこに存在するかを理解することも、実用的に重要である。そのため、ここでは、まず均質で等方な半無限弾性体中の様々な圧力源に対する地表変形について述べる。その後、現実の火山に近い複雑な構造・地形・圧力源を考えて地表変動をモデル化する手法について解説する

3-1 均質等方半無限弾性体の変形

ここでは、多くの場合単純な解析解が存在する、様々な形状の圧力源に対する均質等方半無限弾性体の変形について議論する。この議論は必ずしも全てが最近発展したものではないが、より複雑なモデルを考えるにあたり基礎となるものであるからここで解説する。本稿では結果のみを示し、導出の詳細については触れない。数学的な詳細については Segall (2010, 7 章) や文中に引用される文献を参照されたい。なお、圧力源における境界条件がダイクの厚さなど変位で与えられている場合、任意の形状の圧力源に対して、均質等方半無限弾性体の表面上の任意の点の変位は、同じ物性を持つ全無限弾性体中の相当する面上の点の変位の $4(1-\nu)$ 倍となる (Davies, 2003)。このことは、変位で境界条件を与えられた任意の圧力源に対する均質等方半無限弾性体の表面での変位場を評価するにあたり、表面での境界条件である式 (18) を陽に考える必要がないことを意味する。

3-1-1 球状圧力源

球状圧力源は、地殻変動のモデリングに最もよく用いられるものの一つである。その理由の一つとして、解析解が単純な形をしていることがあると思われる。球状圧力源はしばしば茂木モデルと言われ Mogi (1958) が引用されるが、Mogi (1958) は Sezawa (1931), Anderson (1937), 山川 (1955) によって求められてきた解析解を実際の観測データに適用したものであり、茂木モデルは実際には Sezawa-Anderson-山川-茂木モデルと呼ばれるべきものであるかもしれない (Segall, 2010, 206 p)。

地表での変位は、

$$u_z(r) = \frac{(1-\nu)a^3 \Delta p}{\mu} \left(1 + \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left(\frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4(-7+5\nu)(r^2+d^2)} \right) + O\left(\frac{a}{d}\right)^6 \right) \frac{d}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (20)$$

$$u_r(r) = \frac{(1-\nu)a^3\Delta p}{\mu} \left(1 + \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left(\frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4(-7+5\nu)(r^2+d^2)} \right) + O\left(\frac{a}{d}\right)^6 \right) \frac{r}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (21)$$

と書ける (McTigue, 1987). ここで u_z と u_r は変位の鉛直および動径成分, d と a は球状圧力源の中心の深さおよび半径, r は球状圧力源から観測点までの水平距離, ν および μ は媒質のポアソン比および剛性率である.

$(d/a)^3$ が 1 より十分小さいときには式 (20) および (21) の $(d/a)^3$ およびより高次の項を省略でき,

$$u_z(r) = \frac{(1-\nu)a^3\Delta p}{\mu} \frac{d}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (22)$$

$$u_r(r) = \frac{(1-\nu)a^3\Delta p}{\mu} \frac{r}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (23)$$

のように書ける. 式 (22) および (23) からは, 圧力源の半径 a と過剰圧 Δp とを独立に求めることはできないことが分かる. 変位場は, 圧力源の体積変化 ΔV を用いると

$$u_z(r) = \frac{(1-\nu)\Delta V}{\pi} \frac{d}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (24)$$

$$u_r(r) = \frac{(1-\nu)\Delta V}{\pi} \frac{r}{(r^2+d^2)^{3/2}} \quad (25)$$

と書ける.

式 (22) より, 鉛直変位は圧力源直上で常に最大である (Fig. 3). 鉛直変位は $r=(2^{3/2}-1)d \sim 0.77d$ で圧力源直上の延長変位の半分になる. 式 (23) より, 水平変位は $r=d/2^{1/2} \sim 0.71d$ で最大となる. これらの事実を用いることにより, 観測データから球状圧力源の深さを, 少なくとも大まかには推測することができる. また, 式 (20) および (21) から, 式 (22) および (23) の近似が成立する条件は $(a/d)^3 \ll 1$ とそれほど厳しくないことが分かる. これこそが, 式 (22)~(25) が広く適用可能な理由の一つである.

3-1-2 開口パイプ

活火山において火道が発達すると, その形状は円柱状になる. そのため, 円柱状の火道の圧力変化による地殻変動はいくつかの火山で観測されている (たとえば Bonaccorso and Davis, 1999; Salzer *et al.*, 2014). 深さ d_1 から d_2 まで鉛直に延びた半径 a の閉じた円筒の増圧 (Fig. 4a) にともなう地表変動は

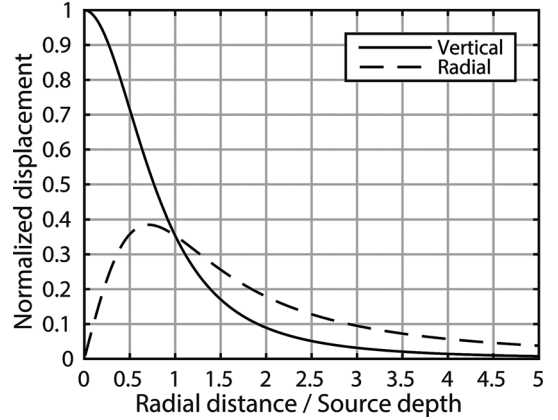


Fig. 3. Vertical (solid line) and radial (dashed line) displacements due to a pressurization of a spherical source with a first-order approximation and Poisson's ratio of 0.25. Horizontal and vertical axes represent the radial distance normalized by the source depth and displacements normalized by the vertical displacement above the source, respectively.

$$u_z(r) = \frac{a^2\Delta p}{4\mu} \left(\frac{1-2\nu}{(r^2+c^2)^{1/2}} + \frac{r^2}{(r^2+c^2)^{3/2}} \right) \Bigg|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (26)$$

$$u_r(r) = \frac{a^2r\Delta p}{4\mu} \left(\frac{(3-2\nu)c}{r^2(r^2+c^2)^{1/2}} + \frac{c}{(r^2+c^2)^{3/2}} \right) \Bigg|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (27)$$

と表される (Segall, 2010). この問題設定に対する解析解は Bonaccorso and Davis (1999) によって最初に与えられたが, 彼らの解は $\nu=0.25$ の時のみ正確なものであり, Segall (2010) によって, より一般的な解が与えられた.

Fig. 4b に $\mu=20$ GPa および $\nu=0.25$ の媒質中の無限長の閉口パイプの増圧にともなう変位場を示す. 閉口パイプの増圧は全域にわたって隆起および外向きの変位をもたらす. 鉛直変位は $r=d_1$ で最大となる. 水平変位は圧力源直上では 0 であり, $r \sim 2.02d_1$ で最大となる.

3-1-3 開口パイプ

上記では閉じた円筒の増圧にともなう地殻変動について議論したが, 開口した火道を持つ火山などの場合は, 開口した円筒の増圧を考えなくてはならない可能性がある (Fig. 5a). 開口した円筒の増圧にともなう地表の変位は

$$u_z(r) = a\Delta x \left(\frac{1+2\nu}{2(r^2+c^2)^{1/2}} - \frac{r^2}{2(r^2+c^2)^{3/2}} \right) \Bigg|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (28)$$

$$u_r(r) = \frac{ac\Delta x}{r} \left(\frac{1+\nu}{(r^2+c^2)^{1/2}} - \frac{c^2}{2(r^2+c^2)^{3/2}} \right) \Bigg|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (29)$$

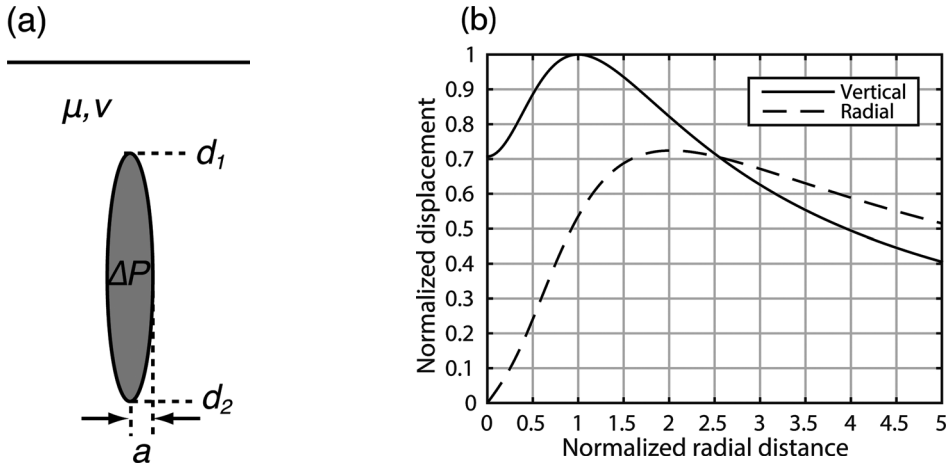


Fig. 4. (a) A schematic view of a pressurization of a closed pipe. a and ΔP denote the radius and overpressure of the pipe, respectively. d_1 and d_2 are depths of the top and bottom of the pipe, respectively. μ and ν represent rigidity and Poisson's ratio of the medium, respectively. (b) Vertical (solid line) and radial (dashed line) displacements due to a pressurization of a closed pipe with an infinite length ($d_2 = \infty$ in eqs. (26) and (27)), rigidity of 20 GPa, and Poisson's ratio of 0.25. Horizontal and vertical axes represent the radial distance normalized by the depth of the top of the pipe and displacements normalized by the maximum vertical displacement, respectively.

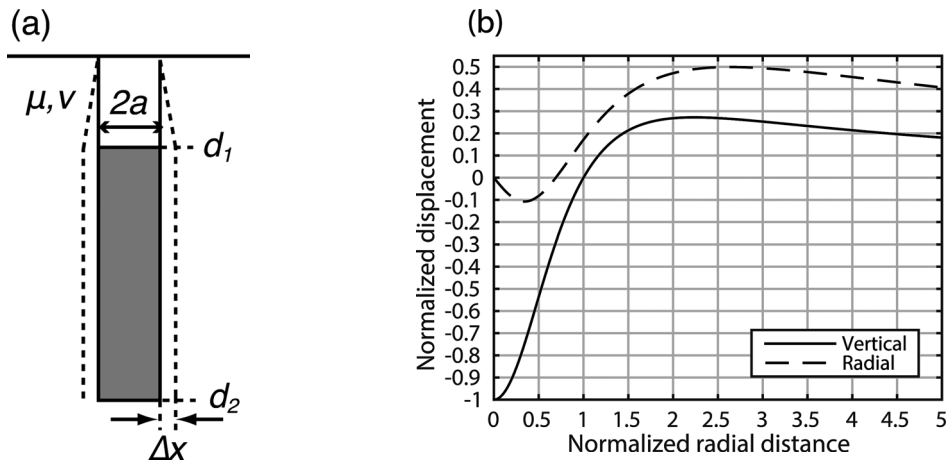


Fig. 5. (a) A schematic view of a pressurization of an open pipe. a and Δx denote the radius of the pipe and the amount of opening of it, respectively. d_1 and d_2 represent the depths of the top and bottom of the pipe, respectively. μ and ν represent rigidity and Poisson's ratio of the medium, respectively. (b) Vertical (solid line) and radial (dashed line) displacement due to a pressurization of a open pipe with an infinite length ($d_2 = \infty$ in eqs. (28) and (29)) and Poisson's ratio of 0.25. Horizontal and vertical axes represent the radial distance normalized by the depth of the top of the pipe and displacements normalized by the subsidence right above the source, respectively.

と与えられる。ここで、 Δx は火道の動径方向の変位である。

Fig. 5b に $\nu=0.25$ の媒質中の無限長の開口パイプの増

圧にともなう変位場を示す。開口パイプの増圧にともなう変位場は閉口パイプの増圧にともなうそれとはかなり異なる。開口パイプの増圧にともない、圧力源直上では

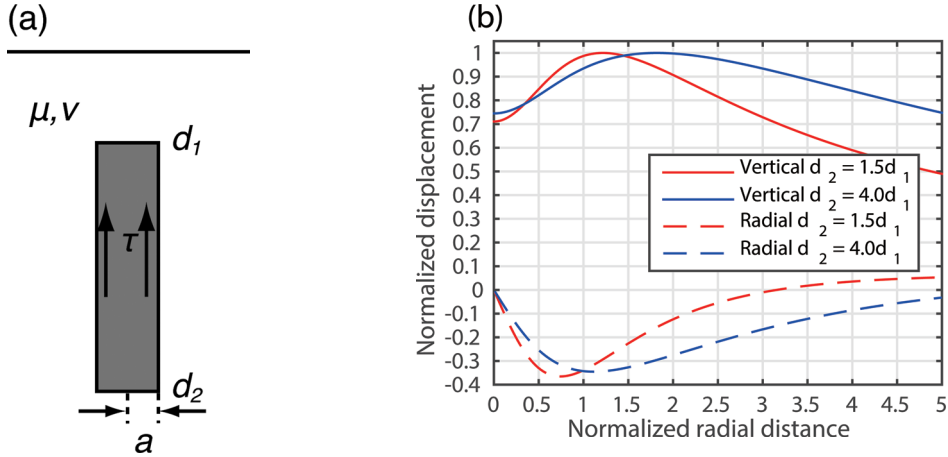


Fig. 6. (a) A schematic view of a shear force to a conduit wall. a and τ denote the radius of the conduit and the amount of shear stress applied to the wall, respectively. d_1 and d_2 represent the depths of the top and bottom of the pipe, respectively. μ and ν represent rigidity and Poisson's ratio of the medium, respectively. (b) Vertical (solid lines) and radial (dashed lines) displacements due to the shear force on the conduit wall. Red and blue lines depict displacements with the bottom depths of the conduit at $d_2 = 1.5d_1$ and $d_2 = 4.0d_1$. Horizontal and vertical axes represent the radial distance normalized by the depth of the top of the conduit and displacements normalized by the maximum vertical displacements, respectively.

沈降し、 $r > d_1$ では隆起する。隆起量は $r \sim 2.24d_1$ で最大となり最大隆起量は最大沈降量の約 27% である。水平変位は $r < 0.69d_1$ では内向きとなり、 $r > 0.69d_1$ では外向きとなる。内向き変位は $r \sim 0.30d_1$ で最大となり、外向き変位は $r \sim 2.64d_1$ で最大となる。

3-1-4 火道のせん断応力による変形

マグマは粘性流体であるため、火道を上昇するときに火道壁にせん断応力をかける (Fig. 6)。そのため、火道壁にかかるせん断応力がもたらす地表変形は興味の対象になりうる。観測点の火口からの距離が火道半径よりも十分大きい時には、火道壁にかかるせん断応力はシングルフォースと近似できる。火道の直径は通常大きくても数 10m スケールであることから、この近似は合理的である。このことを利用すると、半径 a の火道の深さ d_1 と d_2 の間にせん断応力 τ がかった場合の地表変位は

$$u_z(r) = \frac{-\tau a}{2\mu} \left(\frac{c}{\sqrt{r^2 + c^2}} + (1-2\nu) \ln(\sqrt{r^2 + c^2} + c) \right) \Big|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (30)$$

$$u_r(r) = \frac{-\tau ar}{2\mu} \left(\frac{c}{\sqrt{r^2 + c^2}} - \frac{1-2\nu}{\sqrt{r^2 + c^2} + c} \right) \Big|_{c=d_1}^{c=d_2} \quad (31)$$

と表される (Nishimura, 2009)。

Fig. 6b に $d_2 = 1.5d_1$ と $d_2 = 4.0d_1$ の 2 つの場合につい

ての変位場を示す。どちらの場合も、鉛直変位は全域にわたり隆起であるが、 $d_2 = 4.0d_1$ の場合のほうが最大鉛直変位は火道から遠くに位置する。水平変位は、火道の近くでは火道方向に向くが、遠ざかると火道から遠ざかる方向へ向き、さらに遠ざかると火道方向に向く。鉛直変位の場合と同じように、せん断応力のかかる深さの下端が深くなればなるほど、変位場の波長は長くなる。

3-1-5 楕円体圧力源

マグマだまりでの増圧もしくは減圧は球状圧力源によるものとして考えられることが多いが、圧力源の形状は必ずしも球状ではないということは 1970 年代には認識されていた (たとえば Dieterich and Decker, 1975)。Davis (1986) は、楕円体圧力源の大きさが深さよりも十分小さい、つまり圧力源を点震源と近似できる場合に地表変位の解析解を求めた。Yang *et al.* (1988) は、圧力源の 3 つの主軸のうち 2 つの長さが等しい、すなわち圧力源の形状が回転楕円体である場合に、有限の大きさを持つ圧力源の圧力変化の解析解を求めた。Amoruso and Crescentini (2013) は、任意の形状の有限な大きさを持つ楕円体圧力源について地表変位の解析解を求めた。

楕円体圧力源の圧力変化にともなう地表変動は必ずしも軸対称ではないが、鉛直な回転軸をもつ回転楕円体の圧力変化にともなう地表変形は軸対称になる。Fig. 7 に、そのような回転楕円体の圧力変化にともなう地表変形を示す。長軸が水平方向である場合の鉛直変位は、球

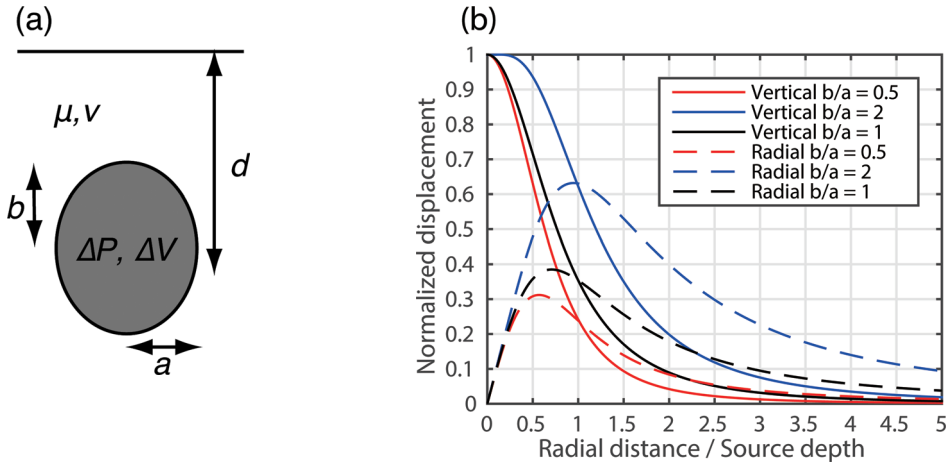


Fig. 7. (a) A schematic view of a pressurization of an ellipsoid. ΔP and ΔV denotes pressure and volume changes, respectively. d , a , and b represent the depth of the pressurization and major and minor axes of the ellipsoid, respectively. μ and ν are rigidity and Poisson's ratio of the medium, respectively. (b) Vertical (solid lines) and radial (dashed lines) displacements due to the pressurization of a ellipsoid. Red and blue lines depict displacements by a pressurization of ellipsoids with $a=0.2d, b=0.1d$ and $a=0.1d$ and $b=0.2d$, respectively. For reference, vertical and radial displacements due to a pressurization of a spherical source ($a=b$) are also shown by black lines. These displacements are normalized their maximum vertical displacements. The horizontal axis is the radial distance normalized by the depth of the ellipsoidal source.

状圧力源の圧力変化にともなうそれよりも圧力源付近に局在する。水平変位は球状圧力源の場合よりも相対的に小さく、かつ最大変位は圧力源の近くに位置する。逆に、長軸が鉛直方向である場合の鉛直変位は、球状圧力源によるそれよりも広範囲に分布する。また、水平変位は球状圧力源の場合よりも相対的に大きく、かつ最大変位の圧力源からの距離も大きい (Fig. 7b)。

楕円体圧力源の圧力変化と体積変化の関係は圧力源の形状によって異なる。導出は面倒であり、ここでは簡単な解が得られるいくつかの例をあげるにとどめる。詳細は、たとえば Amoruso and Crescentini (2009) を参照されたい。まず、楕円体圧力源の3つの主軸の長さを a, b, c として $a=b=c$ の場合は球状圧力源に相当する。この場合、

$$\Delta V = \frac{3V\Delta p}{4\mu} \quad (32)$$

となる。ここで V は圧力源の体積である。 $a \gg b=c$ の場合、つまり圧力源がタバコのような形であった場合、

$$\Delta V = \frac{V\Delta p}{\mu} \quad (33)$$

となり、圧力変化に対する体積変化の感度は4/3倍になる。 $a=b \gg c$ の場合、すなわち圧力源が円形クラック場

のあった場合、 $c=0$ の極限で

$$\Delta V = \frac{8a^3(1-\nu)\Delta p}{3\mu} \quad (34)$$

となる。仮に $V=10^6 \text{ m}^3$, $a=1,000 \text{ m}$ (厚さ1mのクラックに相当)、 $\nu=0.25$ とした場合、式(32)が $\Delta V=7.5 \times 10^5 \Delta p/\mu$ となるのに対し、式(34)は $\Delta V=2 \times 10^9 \Delta p/\mu$ となり、クラックの圧力変化に対する体積変化の感度は、球状圧力源のそれの約3,000倍となる。地殻変動観測は圧力源の体積変化をよく拘束することができる (たとえば Davis, 1983) が、このことは圧力源の形状が決められない場合には圧力変化も拘束できないということを意味する。

3-1-6 ダイク・シル

貫入するマグマと母岩の粘性比が大きい場合、つまりマグマの粘性が母岩に対して十分小さい場合には、マグマはシート状の形状で輸送される (Rubin, 1993)。そのシートが鉛直である場合ダイクと呼ばれ、水平である場合シルと呼ばれる。したがって、ダイク・シル貫入は、とりわけ低粘性マグマを持つ火山において普遍的に存在する。しかし、ダイク・シル貫入にともなう地表変形場を求めるのはそれほど容易ではない。少なくとも、ここまでのいくつかの例で示してきたような単純な解析解は存在しない。

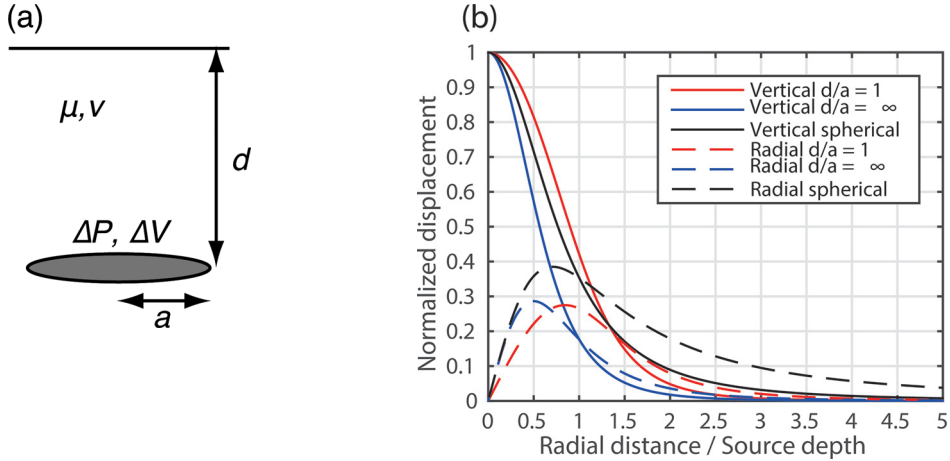


Fig. 8. (a) A schematic view of a pressurization of a sill. ΔP and ΔV denotes pressure and volume changes, respectively. d and a represent the depth and radius of the sill, respectively. μ and ν are rigidity and Poisson's ratio of the medium, respectively.

(b) Vertical (solid lines) and radial (dashed lines) displacements due to the pressurization of a circular sill. Red and blue lines depict displacements by a pressurization of sills with $a=d$ and $d/a=\infty$, which corresponds to a point-source approximation, respectively. For reference, vertical and radial displacements due to a pressurization of a spherical source are also shown by black lines. These displacements are normalized their maximum vertical displacements. The horizontal axis is the radial distance normalized by the depth of the sill.

面上での変位を与えた際の変形場の解析解は Okada (1985) によって与えられている。深さ d の無限小の大きさのシルの開口にともなう地表変位は

$$u_z(r) = \frac{3M_0}{2\pi\mu} \frac{d^3}{(r^2 + d^2)^{5/2}} \quad (35)$$

$$u_r(r) = \frac{3M_0}{2\pi\mu} \frac{rd^2}{(r^2 + d^2)^{5/2}} \quad (36)$$

と表される。ここで、 M_0 はシル開口のモーメント、つまりシルの体積変化と剛性率を掛けたものである。なお、Okada (1985) では、ダイク・シルだけではなく、任意の傾きを持つ有限の大きさの四角形の開口変位にともなう地表変形場を求めることができる。

シルの過剰圧を境界条件として与えた場合、変形場の計算はより複雑になる。円板状のシルの増圧 (Fig. 8a) にともなう地表変形場の近似のない半解析解は、Fialko *et al.* (2001) によって与えられた。Fig. 8b に円盤状のシルの増圧にともなう変位場を示す。シルの半径 a と深さ d が等しい場合 ($d/a=1$)、シルの大きさを点と近似した場合 ($d/a=\infty$) よりも鉛直変動が広範囲に分布する。鉛直変位の大きさに対する水平変位の大きさは両者で大差はないが、最大水平変位の位置は、有限の大きさのシルを考えた場合の方が遠くに位置する。また、球状圧力源に

ともなう変位場と比較すると、鉛直変位場はシルによるものと球状圧力源によるものとで大差がないが、シルの圧力変動にともなう水平変位は球状圧力源によるそれよりも相対的に小さい。

ダイク貫入にともなう変形場は、これまでに議論してきた圧力源とは違い、軸対称ではない (Fig. 9)。Fig. 9 に見るように、ダイク貫入にともなう変位はダイクの走行に垂直な方向で大きく、ダイクの走行に沿った方向では小さい。また、ダイク直上では沈降し、ダイクから離れた場所で最大隆起となる。つまり、地表変形の傾斜方向は、ダイク直上付近ではダイク方向に傾き下がる傾斜となり、ダイクから離れた場所では、ダイクに向かって傾き上がる傾斜となる。ダイクと最大隆起の位置の距離は、ダイクが浅くなればなるほどダイクに近づく。Aoki *et al.* (1999) は、1997 年伊豆半島東方沖群発地震にともなうある観測点の傾斜方向の時間変化から、群発地震中に貫入したダイクが浅部へ移動したことを示した。

ダイクの過剰圧を境界条件として与えた場合、変形場の解析解は存在しない。Segall (2010, 233–234 p) は、境界要素法を用いて、地表の存在によってダイクが地表に近づくにつれてダイクの幅が全無限媒質内のダイクの増圧にともない期待されるそれよりも大きくなっていくことを示した。

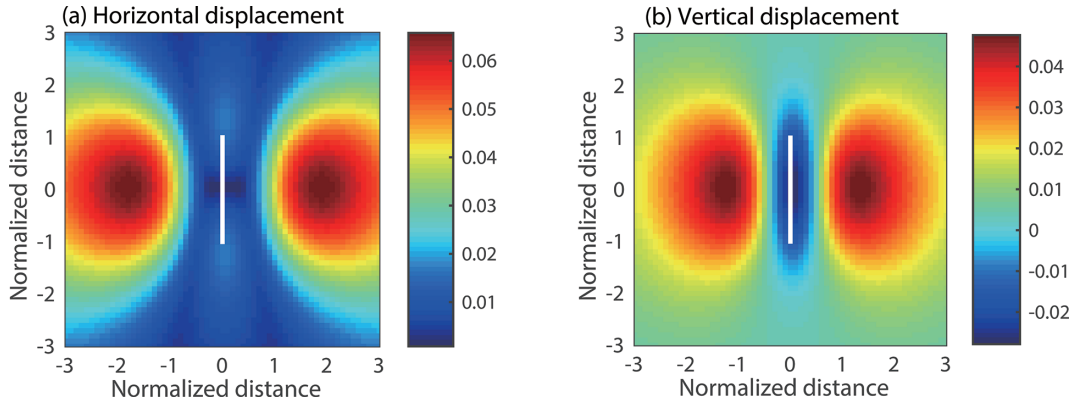


Fig. 9. Displacement field due to an intrusion of a vertical dike with a length of $2d$ and width of d , where d represents the depth to the top of the dike. Horizontal and vertical axes are normalized by the depth to the top of the dike. Displacements are normalized by the amount of opening. (a) Horizontal displacement. (b) Vertical displacement.

3-2 より複雑な媒質の変形

ここまで、地下での様々な形状の力源の圧力変化にともなう均質等方半無限弾性体の変形を見てきた。実際に、観測された変形場から地下の力源の位置や形状を考えるにあたり、多くの場合は均質等方半無限弾性体を仮定する。観測された地殻変動観測は静的変化であって、地震波の超波長側の限界と考えることもでき、そのために地震波よりも地下構造に対して鈍感であるから、このような仮定は正当化されることが多い。しかし、このような単純な問題設定は、観測された地殻変動から地下での圧力源の位置や形状を大まかに理解するのに役立つが、実際の火山はもちろん均質等方半無限弾性体ではなく、地形や不均質な地下構造が存在し、かつ完全な弾性体ではないであろうし、多くの場合、力源の形状はこれまでに示したような単純なものではないであろう。後に述べるように、現在では複雑な地形、弾性・粘弾性・塑性など様々な物性の3次元分布を考慮して変形場を計算することができる(たとえば Aagaard *et al.*, 2013)が、問題設定が複雑になればなるほど計算時間がかかり、観測データから地下の力源に関する情報を得るインバージョン解析などを行うにあたり足かせとなる。また、地下構造の情報、とりわけ粘性や塑性に関する情報は全くわかっていないか粗い空間分解能でしかわかっていないことが多く、闇雲に問題設定を複雑にしていくことは得策とはいえない。ここでは、より実際の火山に近い問題設定における変形場について検討し、上にあげたような均質等方半無限弾性体を仮定したモデルの有効性の範囲について議論すると同時に、適切なモデルの複雑性について議論する。

3-2-1 不均質な構造の影響

地球を構成する物質は均質ではない。剛性率など岩石の力学的性質は圧力にもっとも敏感であるため、地下構造が深さのみに依存する、つまり水平成層と仮定することは良い近似となる(たとえば Dziewonski and Anderson, 1981; Kennett *et al.*, 1995)。さらに火山地域では、マグマの貫入や噴出物の堆積により水平方向の構造の不均質も大きい。

岩石の弾性定数が深さだけの関数である場合、つまり水平成層構造である場合、地震波動伝搬は Thomson-Haskell の方法 (Thomson, 1950; Haskell, 1953) によって求められる (Gilbert and Backus, 1966a, b; Aki and Richards, 2002, p269-282; 斎藤, 2009, p339-358)。この方法は propagator matrix 法とも呼ばれ、厳密解が得られる均質層内での解を、層境界での変位・応力の連続、地表における境界条件を満たすことを条件につないでいき、空間的に連続した解を行列計算により得る方法である。Zhu and Rivera (2002) は、周波数0の極限でこの方法を用いることにより、任意の点震源に対して媒質中の任意の場所の変形場を求めることができることを示した。

岩石の弾性定数が深さだけでなく水平方向にも変化する場合、地中の力源にともなう変形場の解析解を求めることはできず、一般的には、有限要素法など数値的手法を用いなくてはならない。しかし、岩石の弾性定数 C_{ijkl} の摂動 ΔC_{ijkl} が十分小さい場合には、摂動解を求めることができる。2次元媒質についての摂動解は Du *et al.* (1994) によって導かれ、Cervelli *et al.* (1999) によって修正された。その後、3次元物質についての摂動解が Du *et al.* (1997) によって求められた。岩石の弾性定数の水平方向への変化は深さ方向への変化よりも小さいため、上

で述べた水平成層構造についての変形場の解析解から出発して摂動解を考えるのは有効な方法である。

Manconi *et al.* (2007) は、岩石の力学的性質が地表変形場に与える影響を数値的に検討し、ヤング率の水平成層を仮定して求めたより現実的な地表変形場から均質半無限弾性体を仮定して圧力源の深さと体積変化を推定すると、深さ・体積変化とともに過小評価することを示した。これは、浅部の低ヤング率の物質の存在により、水平成層構造を仮定した地表変形は、均質半無限弾性体を仮定した地表変形に対して増幅されていることによる。類似した数値計算により、Long and Grosfils (2009) や de Zeeuw-van Dalsen *et al.* (2012) も同様の結論に至っている。このことは、とりわけ火山地域のように、噴出物などにより深さ方向のヤング率のコントラストが大きい場合には、少なくとも地下構造の深さ依存性は考慮する必要がある

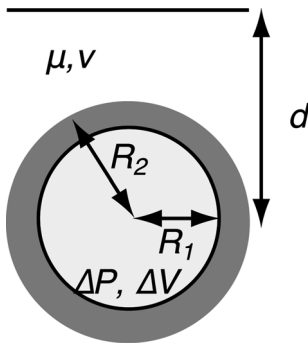


Fig. 10. A schematic view of a pressurization of a sphere of radius R_1 with a viscoelastic shell of a thickness of $R_2 - R_1$. Here the shell is assumed to possess Maxwell rheology.

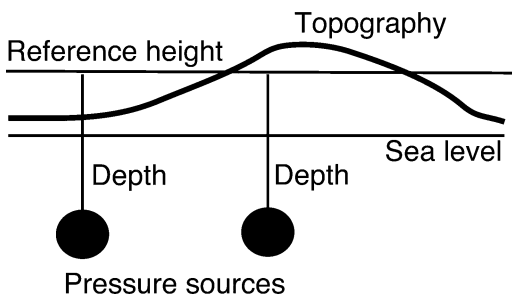
ことを示している。Masterlark (2007) は、地下の岩石の水平成層だけでなく、カルデラ内部の堆積物などに起因する顕著な水平不均質も地表変形場に大きな影響を与えることを示した。

3-2-2 マグマだまり周辺の媒質の粘弾性の影響

地球を構成する物質は完全な弾性体ではない。とりわけ深部では、温度の作用によって岩石は粘弾性的にふるまう。大地震にともなう余効変動や postglacial rebound にともなう地表変形から下部地殻やマンツルの粘性率を求める研究は盛んに行われてきた（たとえば Bürgmann and Dresen, 2008）が、ここでは下部地殻やマンツルの粘弾性については議論せず、マグマだまり周辺の媒質の粘弾性的性質が地殻変動におよぼす影響について議論する。

Dragoni and Magnanensi (1989) は、均質半無限弾性体の中の深さ d 半径 R_1 の球状圧力源の周辺に $R_2 - R_1$ の厚さのマックスウェル粘弾性体の殻がついている問題設定 (Fig. 10) を考えた。球状圧力源からの熱によって周辺の岩石が温められることを考えると、この問題設定は適切であると考えられる。ここでは、 $t=0$ に圧力源が出現する場合、つまりヘビサイド関数を用いて $\Delta p = H(t)p$ と表せる場合を考えよう。 $R_1 < r < R_2$ に存在する粘弾性体は、 $t=0$ では弾性体としてふるまう。したがって、 $t=0$ における地表変位は、 $d \gg R_1$ を仮定すれば、式(22)と(23)に $a=R_1$ を代入した形で表される。これに対して、 $t=\infty$ では粘弾性体は完全に緩和するために、地表変位は、 $d \gg R_2$ を仮定すれば、式(22)、(23)に $a=R_2$ を代入した形で表される。つまり、地表変形の形は時間とともに変わらず、変形量だけが変まっていく。このことは、この問題設定では、地表変形の観測からだけでは圧力源の増圧履歴についての情報を得られないということの意味す

(a) Reference elevation model



(b) Varying-depth model

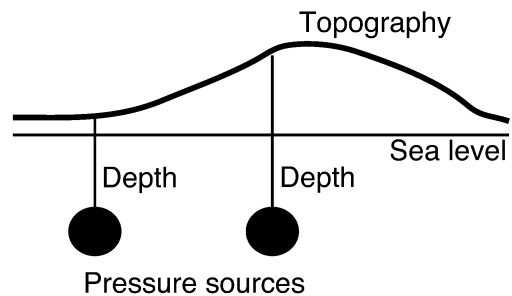


Fig. 11. A schematic representation of simple assumptions to take topography into account. (a) Reference elevation model in which the depth of the pressure source is defined as the depth with respect to the prescribed reference height. (b) Varying depth model in which the depth of the pressure source is defined as the depth from the altitude right above the source. In this case, different depths are defined for two sources with the same distance from sea level.

る。なお、特徴的な緩和時間 t_R は、粘弾性体の粘性率を η として

$$t_R = \frac{3\eta(1-\nu)R_2^3}{\mu(1+\nu)R_1^3} \quad (37)$$

と表せる (Dragoni and Magnanensi, 1989)。 $\nu < 0.5$ および $R_1 < R_2$ であるから、 t_R は粘弾性体自体の特徴的な緩和時間 η/ν よりも長い。

3-2-3 地形の影響

地下の構造に比べると、地形の詳細は良く分かっている。日本国内においては 10m の分解能を持つ Digital Elevation Model (DEM) が存在するし、北緯 60 度から南緯 60 度までの間であれば、分解能 3 秒 (日本付近であれば約 90m) の Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) DEM が存在する (Farr *et al.*, 2007)。また、SRTM は米国国内については分解能 1 秒 (約 30m) の DEM を提供している。したがって、高分解能の DEM を取り入れることは地殻変動の計算をより現実的なものにするが、複雑な地形を考えることは、半無限平面を仮定するよりも明らかに計算が複雑になる。したがって、現実的な地形と単純な半無限平面を仮定した場合の地表変形の違いはどの程度か、どのような場合に現実的な地形を考慮する必要があるのかを評価することは意味のあることである。

地形の影響を考慮するもっとも単純な方法は、ある一定の高さに水平な地表を仮定して計算を行うことである (Fig. 11a)。この方法は、地形が急峻でない場合には効果的な方法であるが、仮想的な地表の適切な高度は、地形や圧力源の深さに依存し、統一的な指針のようなものはない。たとえば、Cayol and Cornet (1998) は、半径 $6d$ の軸対称な地形を持つ火山に半径 d の球状圧力源が深さ $5d$ に存在することによる地表変形を有限要素法によって計算し、山頂の高さに仮想的な水平地表を仮定することにより圧力源の深さをもっともよく推定できることを示した。しかし、彼らは同時に、このような仮想的な水平地表を仮定することにより体積変化を過大評価することも示し、現実的な標高を考えることの重要性を示唆した。これに対し、Williams and Wadge (2000) は、圧力源が浅い場合には仮想的な地表を山体の平均高度から山頂の間に設定し、圧力源が深い場合にはより低く設定するという一般的な指針を示している。

地形の効果を補正する次に単純な方法は、圧力源の海面に対する深さを、その直上の地表からの深さと読み替え、半無限弾性体を見かけ上仮定することである (Fig. 11b)。つまり、海面に対する深さが同じ圧力源であっても、山頂直下に存在する場合と山腹に存在する場合では、この問題設定での見かけ上の深さが異なるということに

なる。Williams and Wadge (1998) は、この方法で求められる地表変形場を有限要素法で求められるそれと比較し、とりわけ鉛直変位や傾斜について、2つの方法で求められた変形場がよく一致することを示した。しかし、彼らの検証の範囲では、水平変位に関しては、この方法よりも先に述べたある一定の高さに水平な地表を仮定する方法のほうが有限要素法によって求められた変位場とよく一致した。そのため、彼らも、地形の効果をこれらの方法で近似することによる圧力源の体積変化を過大評価する可能性を示唆した。

Williams and Wadge (2000) は、標高が直交座標系の位置の関数 $h(x, y, z)$ で表される時に、地表面に直交する単位ベクトルが $\mathbf{n} = (-\partial h/\partial x, -\partial h/\partial y, 1)$ と近似できるという条件のもと、任意の地形について、力源に対応した地表変形を解析的に求められることを示した。これは、2次元問題について取り組んだ McTigue and Stein (1984) および McTigue and Segall (1988) の手法を 3次元問題に拡張したものである。なお、彼らの議論は圧力源の変位を境界条件にした時、つまりダイクの開口量や球状圧力源の体積変化などを与えた時にのみ成り立ち、圧力源の圧力変化を境界条件にした時には成立しないことに注意されたい。

では、地形の影響を考えなくてはならないのはどのような時だろうか？ 圧力源の深さが地形変化の特徴的な水平スケールよりも十分深い時には、圧力源が地表にもたらす応力の空間変化のスケールが地形変化の特徴的な水平スケールよりも長く、応力変化は、地形変化の特徴的な水平スケールでは均質とみなすことができる。この場合、地形が変形場におよぼす影響は小さい。圧力源の深さが、地形変化の特徴的な水平スケールよりも十分浅い時には、地表におよぼされる応力変化が地形変化の特徴的な水平スケールよりも短く、応力変化の発生している場所の地形は局所的に水平だと近似することができる。この場合も、地形が変形場におよぼす影響は小さい。地形が変形場におよぼす影響が無視できないのは両者のどちらでもない場合、つまり、圧力源の深さと地形変化の特徴的な水平スケールが同程度である場合である (Segall, 2010, 259-260p)。

William and Wadge (2000) の手法は、標高変化の水平方向の代表的スケールを L とし標高変化の代表的スケールを H とした時、 $(H/L)^2 \ll 1$ を仮定している。そのため、地形がかなり険しい場合であっても正確な変動場を求めることができるし、有限要素法などで変動場を求めるよりも計算時間が短いという点で有用な手法であるが、地形が十分なだらかであるという近似を用いているため、常に良い解が得られるというわけではない (たとえば

Lungarini *et al.*, 2005; Meo *et al.*, 2008). Ronchin *et al.* (2015) は、仮想的な地形および実際の火山の地形と様々な深さに設定した球状圧力源を用いて、地形が地表変動場に与える影響を有限要素法を用いて数値的に検証した。彼らは、圧力源と観測点との距離だけではなく、地形の局所的な傾斜変化が地表変形場に大きな影響を与えることを示した。このことは、変位の空間微分である傾斜やひずみがより地形の影響を受けやすいことを示している。

3-2-4 数値的手段による研究

上に述べたような地形や複雑な地下構造の影響を全て含めて観測される地殻変動の評価を行う場合、数値的手法に頼らざるをえない。軸対象な地形や地下構造を仮定した数値シミュレーションは古くから行われてきたが(たとえば Dieterich and Decker, 1975)、近年の計算機の性能の向上により、ここ 10 数年の間に 3 次元の地形や地下構造を仮定して有限要素法や境界要素法を用いたシミュレーションが幅広く行われるようになった(たとえば Cayol and Cornet, 1997, 1998; Bonaccorso *et al.*, 2005)。地形や不均質な弾性定数の分布や粘弾性や粘塑性物質の存在が地表で観測される地殻変動場や地下の応力場に与える影響の評価に関する研究も数多く行われている(たとえば Manconi *et al.*, 2007, 2010; Hickey and Gottsmann, 2015)。なお、ここに述べた数値計算は商用のソフトウェアで行われることも多いが、近年 PyLith (Aagaard *et al.*, 2013) などの無償のソフトウェアも登場している。このような動きは、この分野の研究の発展への大きな原動力になるだろう。

このような数値計算は解析解が存在するような場合と比べて計算時間がかかるが、近年の計算機性能の向上により、地下に与えた圧力源の形状や位置から地表変動場を計算する順問題だけでなく、観測された地表変動場から地下に与えた圧力源や位置を推定する逆問題を解く研究も行われるようになってきた。Beauducel and Cornet (1999) は、観測された地殻変動データから、地形を考慮して圧力源の位置や形状を推定した。Fukushima *et al.* (2005) は、圧力源の複雑な形状を許し、また、得られるモデルパラメータの確率分布も求めるといふ、より洗練された手法を開発した。詳細な手法については福島(2006)も参照されたい。

近年の計算機性能の発達が著しいとはいえ、複雑な地形や内部構造を考慮した数値計算は、特に逆問題を解く場合には多くの時間を必要とする。そのために、数値計算上の様々な工夫が行われている。Trasatti *et al.* (2008, 2009) は、あらかじめ必要な全ての場合について計算しておいたグリーン関数を用いて逆問題を解いた。

Masterlark *et al.* (2012) は、力源の位置に応じて自動的に有限要素法に必要なメッシュを切る方法を開発し、メッシングにかかる時間を短縮した。Charco and Galán del Sastre (2014) は、力源に等価な体積力を与えることによって、順問題を解く時間の短縮を図った。しかし、現在のところ複雑な構造を考慮した逆問題の決定的な解法は与えられておらず、今後の研究の発展が期待される。

3-2-5 アナログ実験による研究

火山活動にともなう浅部へのマグマ貫入にともなう応力変化は、周辺域での断層運動を引き起こすことがある。たとえば、2005 年に発生した Dabbahu 火山(エチオピア)での水平ダイク貫入の際には周囲の既存の正断層の滑りが観測された(Rowland *et al.*, 2007)。また、2007 年 Piton de la Fournaise 火山噴火にともなうカルデラ形成の際には、カルデラ形成にともなう応力変化にともない山頂付近に多数の亀裂が発生した(Michon *et al.*, 2009)。上に述べたような有限要素法や境界要素法などの数値計算による地殻変動場のモデリングは非常に有力な方法であるが、このような自発的な断層の生成やその成長を扱うことは困難である。そのような場合、アナログ物質を用いてマグマ貫入や噴火現象を模擬することにより、地殻変動場をモデル化することができる(たとえば Acocella, 2007; Abdelmalak *et al.*, 2012; Galland, 2012; Trippanera *et al.*, 2015)。

アナログ物質表面の変位場はレーザースキャナやカメラによって計測し、2つの時刻に撮影された画像を Particle Image Velocimetry と呼ばれる方法でマッチングし、2つの時刻間の変位を計測する(Fig. 12; Ruch *et al.*, 2012; Trippanera *et al.*, 2015)。この手法は、SAR 解析におけるピクセルオフセット解析に相当するものである。その他に、光の干渉を用いて変位場を計測する SAR 干渉解析にやや類似した手法(Galland, 2012)など、様々な手法により地表変位が計測される。アナログ物質を用いた実験の場合、実験条件は実験者によってコントロールできるので、カメラやレーザースキャナを複数設置することにより複数成分の地表変位を計測することができるし、マグマ貫入によって引き起こされる地下での断層の生成とその発展を観察することもできる。Trippanera *et al.* (2015) は、アナログ物質でダイクの繰り返し貫入を模擬することにより、東アフリカやアイスランドなどでのプレートの発散境界の地表で観察される地溝や正断層の存在を再現しただけでなく、地表で観察される正断層がダイクまでほとんど伸びていないという、露頭観察から得られる知見(たとえば Paquet *et al.*, 2007)を再現することにも成功した。

上に述べたように、アナログ実験は浅部へのダイク貫

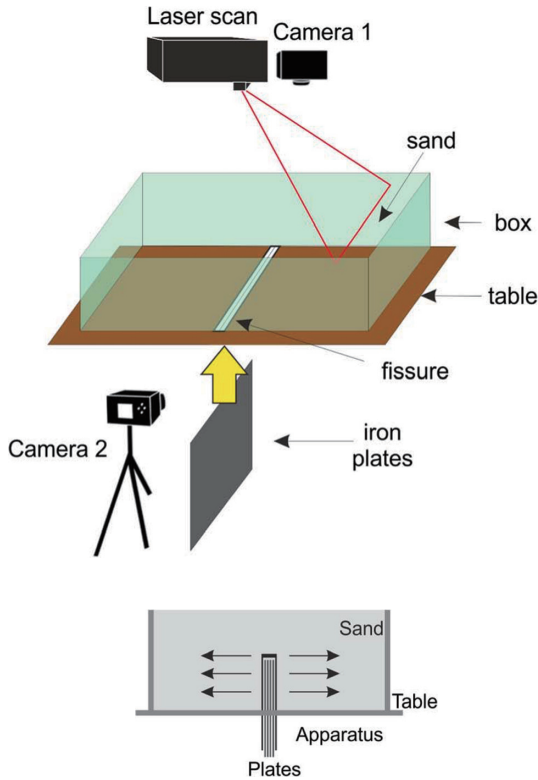


Fig. 12. An example of experimental setup to assess volcanic deformation through an analog experiment. (top) A schematic view of the setup. In this case, dike intrusion is mimicked by inserting iron plates. A laser scanner and two cameras measure not only the surface deformation but also internal deformation. (bottom) Vertical cross section of the experiment in which sand mimics the upper crust. Modified from Trippanera *et al.* (2015).

入やカルデラ形成にともなう地殻変動をモデル化するのに幅広く使われてきたが、現在のところ、深さにともなう温度勾配による母岩の粘性・塑性を模擬することが困難である (Acocella, 2007)。そのため、多くのアナログ実験は母岩を模した弾性体とマグマを模した粘性流体の2成分で構成される。

3-3 いくつかの注意点

3-3-1 鉛直変位と水平変位

Fig. 8にみるように、いくつかの圧力源、たとえば球状圧力源とシル、は類似した鉛直変位場を生み出す。このことは、水準測量や傾斜など鉛直変位に感度のある観測だけでは力源の形状を区別できない可能性があるということを示す。この問題は長い間認識されていて、Dieterich and Decker (1975) は有限要素法を用いて異なる力源が類似した鉛直変位場を生み出すことができること

を示した (Fig. 13)。Dieterich and Decker (1975) は同時に、類似した鉛直変位場を生み出すこれらの力源が全く異なる水平変位場を生み出すことを示し、鉛直変動と同時に水平変動の観測の重要性を強調した。このことは、水平変位の計測ができる GNSS や、鉛直変位だけでなく水平変位にも感度のある InSAR などの衛星技術の登場が、火山性地殻変動をもたらす力源の詳細の解明に大きな貢献をしていることを意味する。

3-3-2 変位境界条件と圧力境界条件

詳細の解変位境界条件を与えた場合の地表変動場の計算は、地表における境界条件を陽に考える必要がなく、全無限媒質における変形場を $4(1-\nu)$ 倍することによって与えられる (Davies, 2003) ため、扱いが容易であるのに対し、圧力境界条件はより現実的ではあるものの、変形場の計算はより複雑である。もし、地殻変動をもたらした力源の体積変化を求めることが目的であるならば、変位境界条件を用いて計算を行って差し支えない。Davis (1983) は、同じ形状の力源に与えた体積変化が同じであれば、境界条件がどちらであっても観測される地表変位場に顕著な差はないことを示した。圧力境界条件から体積変化を求めることがそれほど単純でないことも考えると、このことは、力源の体積変化は地殻変動観測から比較的良好に拘束できることを示している。

3-3-3 体積収支

実際の火山では、球状のマグマだまりからマグマがダイク状に貫入することがある。その際、マグマだまりの質量減少とダイクでの質量増加は等しい。しかし、マグマだまりの体積減少とダイクの体積増加は等しくない。一般的に、マグマの質量は保存するが、体積は保存しない。

いま、剛性率 μ の母岩に囲まれた、密度 ρ 、体積 V 、過剰圧 Δp 、圧縮率 β_m または剛性率 $\mu = 1/\beta_m$ のマグマで満たされた圧縮率 β をもつ容器に ΔM の重さのマグマが注入することを考える。ここでは、Rivalta and Segall (2008) にしたがって、マグマの深さ変化などともなう封圧の変化や熱の移動などを考えない単純な問題設定を考える。 $\Delta M \ll \rho V$ である場合、マグマ注入にともなう体積変化 ΔV 、密度変化 $\Delta \rho$ と ΔM の関係は

$$\Delta M = \Delta(\rho V) = \rho \Delta V + V \Delta \rho \quad (38)$$

とかける。マグマと容器の圧縮率は

$$\beta_m = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P} \quad (39)$$

$$\beta = \frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial P} \quad (40)$$

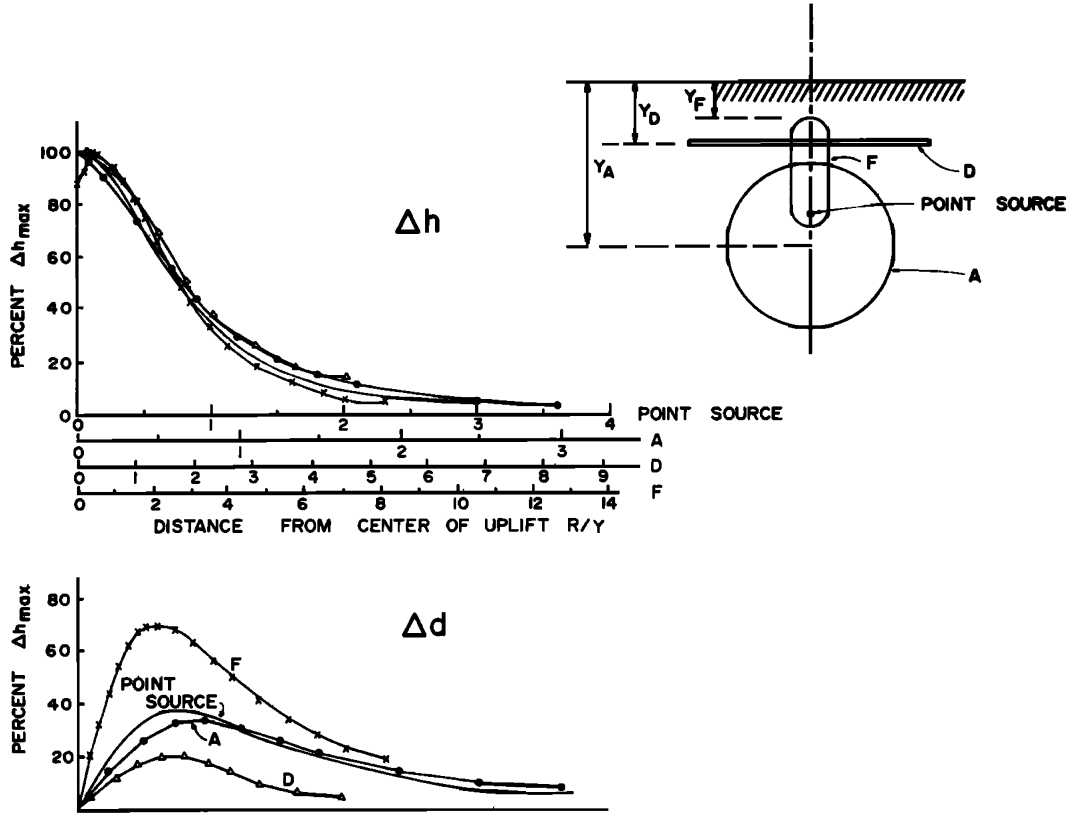


Fig. 13. Vertical (Δh) and horizontal (Δd) displacements due to pressurization of various shapes denoted by A, D, and F. These pressure sources cannot be distinguished solely from vertical displacements because they can generate similar displacement fields, but the associated horizontal displacements are significantly different. This points to an importance of measuring both vertical and horizontal deformation to infer the geometry of pressure sources. Taken from Dieterich and Decker (1975).

と定義されるから、これらを式 (38) に代入して

$$\Delta V = \frac{\Delta M}{\rho(1 + \beta_m/\beta)} \quad (41)$$

を得る。式(41)は、マグマが剛体であるか $\beta = \infty$ でないかぎり、 $\Delta V < \Delta M/\rho$ となることを示している。

ではここで、 ΔM の質量を持ったマグマが球状マグマだまりから同じ深さのシルに移動する場合を考えよう。球状マグマだまりの圧縮率 β_{sph} は $\beta_{\text{sph}} = 3/4\mu$ と表され、円板状のシルの圧縮率 β_{sil} は $\beta_{\text{sil}} = 1/\Delta p$ と表される (Sneddon, 1951; Rivalta and Segall, 2008) ため、球状マグマだまりの体積変化 ΔV_{sph} とシルの体積変化 ΔV_{sil} はそれぞれ

$$\Delta V_{\text{sph}} = \frac{\Delta M}{\rho(1 + 4\mu\beta_m/3)} \quad (42)$$

$$\Delta V_{\text{sil}} = \frac{\Delta M}{\rho(1 + \Delta p/\mu)} \quad (43)$$

となる。 Δp が数 MPa オーダー、 μ が GPa オーダーであることから $\Delta p/\mu \ll 1$ としてよく

$$\frac{\Delta V_{\text{sil}}}{-\Delta V_{\text{sph}}} \sim 1 + \frac{4\mu\beta_m}{3} = 1 + \frac{4\mu}{3\mu_m} \quad (44)$$

となる。 $\mu = \mu_m$ の場合シルでの体積増加は球状圧力源の体積減少の 7/3 倍になるが、実際には発泡などの影響でマグマの剛性率は母岩の剛性率よりも低いことが多く、シルの体積増加は球状圧力源の体積減少に対してさらに大きくなりうる。実際に、Kilauea 火山, Afar (東アフリカ)、2000 年三宅島ダイク貫入イベントにおいて、貫入にともなうダイクの体積増加は、球状圧力源の体積減少の最大 5 倍におよぶことが地殻変動観測により示されて

いる (Segall *et al.*, 2001; Irwan *et al.*, 2006; Wright *et al.*, 2006; Rivalta, 2010). Rivalta (2010) は, 2000 年三宅島ダイク貫入イベントの最初の 12 時間ほどの間は, ダイク貫入体積が三宅島直下のマグマだまりからの流出体積のおよそ 3.57 倍で安定している (Irwan *et al.*, 2006) ことを指摘し, このことは母岩よりも低い剛性率を持つマグマが三宅島から流出していったことと調和的であると示した.

なお, マグマが噴火した場合は $\beta=0$ であるから, 式 (41) より噴出物の体積 ΔV_{erupt} とマグマだまりの体積変化 ΔV_{res} との関係は

$$\frac{\Delta V_{\text{erupt}}}{-\Delta V_{\text{res}}} = 1 + \frac{\beta_m}{\beta_{\text{res}}} \quad (45)$$

と表される. ここで β_{res} はマグマだまりの圧縮率である. もしマグマだまりの形状が球状であれば, マグマだまりの体積減少に対して噴出体積は大きくなるが, マグマだまりの形状がダイクもしくはシル状であれば, マグマだまりでの体積変化と噴出体積はほぼ同等になることが期待される.

このように, 地下におけるマグマ輸送を考えるにあたり, 圧力源間もしくは圧力源と噴出物の間の体積は必ずしも保存しない. もし観測によって体積が保存しないことが示唆された場合には, 未知の圧力源の存在を考えるのではなく, まずは球状圧力源のような圧縮率の小さな圧力源の存在の可能性を追究するべきである.

3-3-4 複数の力源の相互作用

観測された地殻変動場を複数の圧力源によるものとして考えることは多いが, 厳密には, 複数の力源による変形場をそれぞれの力源による変形場の重ね合わせとして表すことはできない. それは, 複数の力源の相互作用により, それぞれの力源のもたらす変形場の重ね合わせでは力源における境界条件を満たすことができないからである. たとえば, 2つの圧力源がもたらす変形場を考える場合, 2つの圧力源のもたらす変形場の足しあわせによって変形場を求める場合, 圧力源 2 が圧力源 1 の境界の圧力や変位に擾乱をもたらし境界条件を満たさなくなる.

Pascal *et al.* (2014) は, 有限要素法を用いて, 2つの圧力源のもたらす地表変形場とそれぞれの圧力源のもたらす地表変形場の足しあわせとの差を評価した. 彼らは, ダイクやシルの走向延長方向に球状圧力源がある場合には, 2つの力源を足し合わせるによって変形場を求めても誤差は 5% 以内であることを示した. 彼らはまた, 球状圧力源がダイクの走向に垂直な方向にあり, かつ 2つの力源間の距離が球状圧力源の半径の 4 倍よりも

小さい場合には, 誤差が大きくなることを示した. さらに彼らは, 2つの球状圧力源がその半径の 8 倍以内の距離で並んでいる場合には誤差が大きくなるが, 距離がそれ以上である場合には, 2つの圧力源のもたらす変形場の足しあわせが実際の変形場の良い近似になるとした.

4. 火山活動にともなう様々な地殻変動

活火山の活動は, 大まかに言えば静穏期・マグマ蓄積期・噴火期に分けられる. 静穏期には地殻変動が観測されることはない. マグマ蓄積期には, マグマだまりへのマグマの注入にともなう山体膨張や, 浅部へのマグマ貫入にともなう地殻変動が観測される (たとえば Dzurisin, 2003). 浅部へのマグマ貫入にともない, 火山構造性地震の発生や, 火山性ガスの放出量やその成分の変化が見られることもある (たとえば Sparks, 2003). 浅部へのマグマ貫入は必ずしも噴火に結びつかず, 噴火未遂に終わることも多い (たとえば Moran *et al.*, 2011). 浅部へのマグマ貫入が噴火に結びつくかどうかを支配する要素を明らかにすることは, 科学的に興味深いだけでなく, 社会的にも重要である. 噴火時には, マグマ噴出にともなう山体収縮だけでなく, 地下でのマグマ輸送にともない低周波地震・傾斜ステップ・火山ガス放出量や成分の変化などが見られる (たとえば Anderson *et al.*, 2010; Takeo *et al.*, 2013; Kazahaya *et al.*, 2015; 中道・青山, 2016). これらの観測は, 噴火過程を理解する上で重要である.

上で述べたように, 火山活動は大まかにはいくつかの段階に分けることができるが, マグマの粘性・マグマ噴火であるか水蒸気爆発かであるか・噴火の爆発性などの多様性により, 観測される地殻変動もまた様々である. ここでは, これまでに観測された様々な地殻変動を整理し, 地殻変動観測から得られる知見と限界について議論する.

4-1 非噴火時の地殻変動

マグマだまりにマグマが注入されると, マグマだまりが増圧し山体は膨張する. この段階では顕著な地震活動が観測されない場合もある. 活動源近傍に地震計が設置されていない活火山においては, 実際には発生している地震活動が観測されない場合もあるだろう. また, GNSS・傾斜計・ひずみ計などによる観測が火山近傍でなされていない場合には, 地殻変動を観測できない. そのような場合でも, 地上での観測機材が必要ない SAR を用いることによって地殻変動を検出できる. Pritchard and Simons (2002) の先駆的な研究以来, 地上観測がなされていない活火山におけるマグマ蓄積を検出する試みが盛んに行われてきた (たとえば Philibosian and Simons, 2011; Chaussard and Amelung, 2012; Chaussard *et al.*,

2013). 活火山の多くはアクセスが困難であったりインフラの整っていない地域にあり、地上での観測網を構築するには多大な労力を要するという背景を考えると、まず SAR によってマグマ蓄積が進んでいる活火山を特定し、より詳細な観測を必要とする火山を選定して地上での観測網を構築する、という方法は合理的なもののように思える。

Chaussard and Amelung (2014) は、SAR によって観測された世界各地の島孤火山のマグマ蓄積にともなう地殻変動を整理し、地殻内マグマだまりの深さは島孤地殻が厚いほど深く、広域応力場が圧縮であるほうが深いということを示した。このことは、地殻内でのマグマ輸送が母岩の応力場や密度に支配されているということの意味し、これまでの理論的研究と調和的であるだけでなく、現在地震活動や地殻変動が見られず浅部マグマだまりの深さを特定できない火山においても、マグマだまりの深さをある程度推測できるということの意味する。

上に述べた例をはじめとして、山体膨張にともない地殻変動は弾性体内の上部地殻における球状もしくは回転楕円体圧力源の膨張によって説明される場合が多いが、噴火に先立つ膨張期間は1年もしくはそれ以下から数10年もしくはそれ以上にわたることがあり、まちまちである。たとえば、2004, 2008, 2009年浅間山噴火に先立つ山体膨張期間は数ヶ月程度 (Takeo *et al.*, 2006; Aoki *et al.*, 2013)、2011年霧島新燃岳噴火に先立つ山体膨張期間は1年ほど (Nakao *et al.*, 2013) であるのに対し、Campi Flegrei 火山 (イタリア) では2005年以降現在まで10年以上に隆起が継続し (Amoruso *et al.*, 2014; De Martino *et al.*, 2014)、Long Valley カルデラ (アメリカ合衆国) では、1978年以降30年以上にわたり間欠的に山体膨張が継続している (Feng and Newman, 2009; Liu *et al.*, 2011) が、噴火は発生していない。始良カルデラでは、少なくとも1940年代から現在に至るまで消長を繰り返しながら隆起が継続し、その間に多くの噴火が発生している (Iguchi, 2013)。また、Santorini 火山 (ギリシャ) や Laguna del Maule 火山 (チリ) のように長期間の静穏期の後に急速なマグマ蓄積が1年から数年継続するが噴火には至らない例 (たとえば Parks *et al.*, 2012; Feigl *et al.*, 2014) もある。

マグマ蓄積にともなう山体膨張にともなう周辺域の応力変化は断層運動をもたらすこともある。Sierra Negra 火山 (エクアドル・ガラパゴス島) では、深部のシル状マグマだまりの増圧がカルデラ内部の断層運動により解放されるという地殻変動が繰り返し発生してきた (Amelung *et al.*, 2000; Jónsson *et al.*, 2005)。この断層運動はマグマだまりの増圧を減少させ噴火を遠ざける役割を

担っていた。断層運動によりカルデラ外側は収縮場になったため、断層運動がマグマだまりの水平方向への拡大を抑制する役割も担っていたと考えられる (Chadwick *et al.*, 2006; Jónsson, 2009)。

また、マグマ蓄積にともなうとされる山体膨張は、必ずしもすべての場合について、弾性体内の上部地殻における球状もしくは回転楕円体圧力源の膨張として合理的に説明されるわけではない。Fialko and Pearce (2012) は、南米 Uturuncu 火山で過去約20年間に撮像された SAR 画像から、Uturuncu 火山の火口付近の衛星との視線距離が、過去約20年間ほぼ約7mm/yrという一定の割合で短縮していると同時に、周辺部の衛星との視線距離が最大3mm/yrほど伸張していることを観測した。これらはそれぞれ、概ね隆起と沈降に相当する。この観測は、等方弾性体中の深さ25および80kmに増圧および減圧源をおくことで説明できるが、これらの深さは岩石の脆性・延性境界の深さより深いこと、2つのマグマ間をつなぐ火道によりマグマが供給され続けると過大な過剰圧を生み出すことになり Uturuncu 火山が過去27,000年間噴火していないことと非調和的である、などの理由から、Fialko and Pearce (2012) はこのモデルは物理的に不適切であるとした。彼らは、温度に依存する粘性分布を仮定し、中部地殻に位置する16kmの深さにおいて、周囲の岩石よりも低密度なマグマがおよぼす浮力により観測を説明できるとした。この16kmという深さは、地震波速度構造により求められた低速度層 (Chmielowski *et al.*, 1999; Zandt *et al.*, 2003) の直上にあたり、物理的にも妥当なモデルである。Fialko and Pearce (2012) がこのようなモデルを作ることができた背景には、過去20年近くにわたる SAR 観測の積み重ねにより、数mm/yr程度の低速な変形を高い空間分解能で観測することができるようになったこと、計算機の高速化により現実的な岩石の物性を取り入れた地殻変動のモデリングの数値計算が可能になったこと、がある。一般的に、ある地殻変動観測を説明するモデルは複数存在するので、地震波速度構造・比抵抗構造・震源分布などと調和的で、かつ地殻変動観測を説明できるモデルを作ることが要請される。

活火山において非噴火時に生じる地殻変動は山体膨張だけではなく、山体収縮が発生することもある。山体収縮のメカニズムは必ずしも広く研究されているわけではなく、そのメカニズムも明確になっているわけではないが、熱水や火山ガスの放出による球状圧力源の減圧やマグマの冷却によって生じていると解釈されることが多い (Bartel *et al.*, 2003; Sturkell *et al.*, 2008; de Zeeuw-van Dalfsen *et al.*, 2012, 2013)。浅間山においても、噴火間には山体収縮が見られる。開口型火山の浅間山では静穏期

でも火山ガスの放出が見られるが、放出された火山ガスの量から期待されるマグマ体積変化は地殻変動観測から期待されるそれよりも遥かに大きく (Kazahaya *et al.*, 2015), 他のいくつかの火山と同じく火道内でマグマ対流 (Kazahaya *et al.*, 1994; Shinohara, 2008) が発生していると考えられる。

活火山においては、噴火や地震活動が大地震により誘発されることが知られているが (たとえば Hill *et al.*, 1993; Manga and Brodsky, 2006; Hill and Prejean, 2015), 最近の SAR 観測の発展により、大地震が火山地域の地殻変動を誘発することが明らかになった。Ozawa and Fujita (2013) と Takada and Fukushima (2013) は 2011 年東北地方太平洋沖地震が、Pritchard *et al.* (2013) は 2010 年 Maule 地震 (チリ) が近隣の活火山を沈降させたことを発見した。Ozawa and Fujita (2013) は、近隣の GNSS 観測と比較することにより、この沈降が東北地方太平洋沖地震の発生とほぼ同時に起きたと主張している。SAR によるこれらの観測は明確なものであるが、これらの沈降を引き起こしたメカニズムについては必ずしも明確ではない。Ozawa and Fujita (2013) および Takada and Fukushima (2013) は、火山地域と周辺地域の物性の違いに注目し、地震により火山地域がより大きく引き伸ばされたことにより沈降が観測されたと主張した。それに対して、Pritchard *et al.* (2013) は、地震による動的もしくは静的応力変化によりマグマだまりもしくは熱水だまりからマグマや熱水が放出され減圧し、それにより沈降が観測されたと主張した。この問題に決着をつけるためには、他の観測などから得られた知見と調和的な現実的な地下構造を用いた数値計算が不可欠であろう。

4-2 マグマ輸送にともなう地殻変動

4-2-1 鉛直方向へのマグマ輸送

マグマだまりにおける過剰圧が岩石の引張強度を上回ると、マグマだまりは破壊し、マグマ輸送が始まる (たとえば Cañón-Tapia, 2014; Browning *et al.*, 2015)。マグマに浮力が働く場合にはマグマは鉛直方向に輸送される。マグマの粘性が低く母岩との粘性比が大きい場合、マグマはダイク状に輸送される (Rubin, 1993)。ダイクが地表に達すると噴火に至る。1983 年以来 Kilauea 火山 (アメリカ合衆国ハワイ州) の East Rift Zone で継続している噴火が一例である (たとえば Lundgren *et al.*, 2013)。しかし、浅部へのマグマ貫入が発生したとしてもマグマが浮力を失う、母岩の破壊強度を乗り越えてマグマが浅部へ進めなくなる、などの理由でダイク進展が地表に至らず噴火未遂となることも多い (たとえば Moran *et al.*, 2011)。マグマ貫入の時間スケールは様々である。Mauna Loa 火山 (アメリカ合衆国ハワイ州) では、2002 年から

少なくとも 10 年程度にわたって山頂直下でダイク貫入が続いたが (たとえば Amelung *et al.*, 2007)、噴火には至っていない。それに対して浅間山では、数ヶ月から半年程度のダイク貫入ののちに噴火が発生している (青木・他, 2005; Takeo *et al.*, 2006; Aoki *et al.*, 2013)。桜島では、2015 年 8 月に多くの地震と大きな地殻変動をともなうダイク貫入イベントが発生したが、数日で貫入が終了し、噴火には至らなかった (Hotta *et al.*, 2016)。この貫入イベントは、ダイク貫入の開始から停止までが世界で最も密に観測されている火山のひとつで発生したものであり、このイベントにともなう地殻変動・地震活動を研究することにより、ダイク貫入のメカニズムの理解が大きく進む可能性がある。

ダイク貫入が発生する際には、ダイクの下部にあるマグマだまりの減圧がともなうはずであるが、地殻変動からダイクの鉛直貫入にともないマグマだまりの減圧が検出されることは少ない。それは、1) マグマだまりとダイクが鉛直に並んでいることからマグマだまりの収縮にともなう地殻変動がダイク貫入にともなう地殻変動と重なってしまうこと、2) 3-3-3 節に示すように、マグマだまりにおける体積変化はダイク貫入にともなう体積変化の百分の 1 程度であること、が理由である。

4-2-2 水平方向へのマグマ輸送

浅部マグマだまりでの増圧が岩石の引張強度を上回りマグマだまりが破壊した時、マグマに浮力が働かない場合には、マグマは水平に輸送される。水平方向へのマグマ貫入の場合、マグマだまりの収縮にともなう地殻変動とダイク貫入にともなう地殻変動が離れた場所にて観測されるため、鉛直方向へのダイク貫入の場合とは違い、マグマだまりの収縮もはっきりと観測することができる。最近では、2000 年三宅島、2005-2010 年 Afar (東アフリカ)、2014 年 Bárðarbunga 火山 (アイスランド) で大規模な水平貫入が発生し、そのいずれにおいてもマグマだまりの収縮とダイク貫入にともなう地殻変動がはっきりと観測されている (たとえば Ozawa *et al.*, 2004; Yamaoka *et al.*, 2005; Wright *et al.*, 2006, 2012; Riel *et al.*, 2015)。Kilauea 火山、Piton de la Fournaise 火山 (フランス領レユニオン島)、Etna 火山 (イタリア) など、浅部マグマだまりからの水平ダイク貫入が数多くの山腹噴火を引き起こしている (たとえば Peltier *et al.*, 2009; Falsaperla and Neri, 2015)。

とりわけ玄武岩質マグマの貫入の際には震源分布からダイクの先端位置をよく推測することがことできるが (Rubin *et al.*, 1998; Hayashi and Morita, 2003; Falsaperla and Neri, 2015)、水平方向へのマグマ貫入の場合、震源が水平方向へ移動するため、地震観測が十分でなく地震活

動の深さがよく決まらない場合でも、震央位置だけでなくともダイク先端の水平位置はある程度推測することができる。ダイクの水平貫入の経路は多くの場合直線ではなく、曲がった経路をとる。2000年三宅島および2014年 Bárðarbunga 火山で発生したダイク水平貫入の際には、震源分布から曲がったダイク貫入経路がはっきりと示された。ダイクは最小主応力方向に開き、それと垂直な方向に伸展する (Nakamura, 1977) ため、貫入するダイクの伸展経路は、広域応力場だけでなく、地形によってつくられる局所的な応力場にも支配される (Heimisson *et al.*, 2015)。地形は多くの場合高い空間分解能で分かっているため、このことは、適切な数値モデルを用いれば山腹噴火の場所をある程度推測することが可能であることを示している。

水平ダイク貫入が急峻な地形を持つ山腹で発生する場合、ダイクにはほぼ垂直な方向に décollement が形成される場合がある。実際、Kīlauea 火山や Etna 火山では décollement が形成され、定常的すべり・地震・ゆっくりすべりによって山腹が山麓方向へ移動する動きが観測されている (たとえば Owen *et al.*, 1995; 2000a; Cervelli *et al.*, 2002a; Montgomery-Brown *et al.*, 2009; Bonaccorso *et al.*, 2013)。この décollement が存在しない場合は水平ダイク貫入の原動力はマグマだまりでの増圧による能動的なものであると特定できるが、décollement が存在する場合は、décollement のすべりによるダイクの減圧がマグマだまりからダイクへのマグマ流出を駆動する場合もある。実際、Kīlauea 火山 1997 年および 1999 年噴火に先立ち山頂部の膨張は観測されておらず、これらの噴火は décollement のすべりに駆動されたものであると考えられる (Owen *et al.*, 2000b, Cervelli *et al.*, 2002b)。これに対し、2007 年噴火は山頂直下の増圧と décollement でのすべりの両方が見られたという点で、能動的・受動的ダイク貫入の中間的なタイプであると考えられる (Brooks *et al.*, 2008; Montgomery-Brown *et al.*, 2011)。

水平ダイク貫入ではマグマだまりからのマグマ流出にともなう地殻変動とダイク貫入にともなう地殻変動が離れた場所で観測されるため、地殻変動が発生する時間差からマグマの流出速度を推測することもできる。Cervelli and Miklius (2003) および Anderson *et al.* (2015) は、Kīlauea 火山の山頂付近と East Rift Zone に設置された傾斜計が数分から数時間、多くは 1~2 時間のずれで変動することを発見した。これが山頂から East Rift Zone へのマグマの流出によるものであるとすると、マグマ流出速度は 10~20 km/hr と見積もられ、East Rift Zone における鉛直マグマ貫入速度よりも大きく、East Rift Zone に形成された溶岩チューブ内を流れる溶岩の

流速 (たとえば Kauahikoua *et al.*, 1998) と同程度である。これは 1983 年以降の East Rift Zone における活動により、マグマの通り道が出来上がっていることを示唆する。

4-3 噴火にともなう地殻変動

火山噴火は火山体内部からの質量の放出であるので、基本的には、噴火にともない火山は収縮する。実際に、噴火にともなう山体収縮は世界中の火山で観測されている (たとえば宮城・他, 2013)。しかし、近年の地殻変動観測の発展により、様々な現象が観測され、多くの知見が得られてきた。火山噴火にともなう火口近傍での短い時間スケールでの傾斜変動などの地殻変動については中道・青山 (2016) に譲り、ここではより長期的な変動について議論する。

2011 年の霧島新燃岳噴火では、3 回の準プリニー式噴火が発生したのち、溶岩ドームを形成する非爆発的噴火へと移行した。この火山活動にともない、傾斜計は準プリニー式噴火にともなうステップ的な傾斜変動と溶岩ドーム形成にともなう緩やかな傾斜変動を観測した。Ozawa and Kozono (2013) は、溶岩ドーム形成前後に撮像された多数の SAR 画像の強度画像から、適切な仮定を用いて溶岩ドームの体積の時間変化を求め、 $1.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ の溶岩ドームがほぼ一定速度で約 2 日間かけて形成されたことを示した。Kozono *et al.* (2013) は、Ozawa and Kozono (2013) によって求められた溶岩流出体積と傾斜変動の関係から準プリニー式噴火にともなう溶岩噴出率を求め、過去に発生したプリニー式噴火および溶岩ドーム形成にともなう溶岩噴出量と噴出率と比較することにより、溶岩噴出率の若干の低下が噴火様式の大きな変化をもたらしたことを示した。これらの研究は、多種の観測を組み合わせるにより火山噴火のメカニズムについてより進んだ知見を得ることができた例である。なお、山頂の溶岩ドーム形成は、体積増加率を減少させながら 2013 年ごろまで継続した。Miyagi *et al.* (2014) は、InSAR 解析により溶岩ドームの膨張と周辺部の沈降が、浅部マグマだまりからのマグマ流出によるものであることを示した。このような観測は、SAR による観測によって初めて可能である。

Ozawa and Kozono (2013) では噴出した溶岩の体積を見積もるのにある種の仮定を用いたが、TanDEM-X 衛星など 2 基の衛星で構成されている衛星システムのデータからは DEM を作成することができるため (たとえば Farr *et al.*, 2007)、2 時期の地形変化の違いから噴出物の体積を正確に求めることができる。Ebmeier *et al.* (2012)、Albino *et al.* (2015)、および Kubanek *et al.* (2015a) は、Santiaguato 火山 (グアテマラ) 2000~2009 年噴火、Nyamulagira 火山 (コンゴ民主共和国) 2011~2012 年噴火、および Tolbachik

火山（ロシア）2012～2013年噴火にともなう噴出量をそれぞれ $4.3 \pm 0.6 \times 10^8 \text{ m}^3$, $3.052 \pm 0.36 \times 10^8 \text{ m}^3$, $5.3 \pm 0.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定した。この手法は 10^8 m^3 を越える大噴火だけでなく、より小さな噴火にともなう噴出量を計算することもできる。Kubanek *et al.* (2015b) は Merapi 火山（インドネシア）2010年噴火にともなう山頂付近の噴出量の体積を 1.9×10^7 と推定した。これは他の手段による推定とも調和的である。火山噴火にともなう噴出量は火山噴火を考える上で最も基本的なパラメータの一つであるため、衛星技術を通して噴出量を正確に見積もることは重要である。現在の SAR 衛星ミッションは1つの衛星によるものが主流であるが、このように、近接した2基の衛星を用いることによる火山学への影響は大きいので、将来の衛星ミッションは2基の衛星を同時に打ち上げ近接して運用することを提案したい。

5. 今後の展望

5-1 独立した情報を用いたマグマ輸送・噴火過程の理解の深化

ここまで述べたように、火山における地殻変動観測は、マグマ輸送の進展について多くの情報を与える。しかし、地殻変動観測によってもたらされる情報はマグマだまりの圧力変化、ダイクの大きさや厚さや過剰圧といった運動学的情報のみであり、また、地殻変動をもたす圧力源の形状を精度よく求めることは一般的には困難である。さらに、地殻変動観測から求められるのはマグマの圧力や体積の「変化」であり、たとえばマグマだまりの体積そのものの情報を持ち得ない。しかし、このような情報は火山学において非常に重要なパラメータであるので、観測を通じてこれらのパラメータを拘束することは、火山活動の理解および予測に重要である。ここでは、今後の火山地殻変動観測研究の発展に重要なテーマとして、地殻変動観測と地震観測や理論的考察を組み合わせることによりこれらの問題に取り組んでいくための展望を述べる。

5-1-1 地殻変動観測と地震活動観測との融合

地殻変動観測は、地下の圧力源の位置や形状、およびこれらの時間変化を求めることができるが、観測の性質上、これらを地震観測における震源決定のような精度で求めることはできず、また、圧力源形状を精度よく拘束することも一般的には困難である。Dieterich (1994) は、地震活動がその震源での応力変化の応答として発生しているとして、地震発生数 R はクーロン応力 c の変化への応答として

$$d\left(\frac{1}{R}\right) = \frac{C}{a\sigma} \left(dt - \frac{dc}{R}\right) \quad (46)$$

と表されるとモデル化した。ここで、 σ は法線応力、 a は無次元の断層構成パラメータであり、0.005 から 0.015 の間の値をとる（たとえば Scholz, 1998）。また、 C は定数である。Kīlauea 火山における地震活動が式 (46) によってよくモデル化されることを Dieterich *et al.* (2000) が示したほか、式 (46) の有用性は多くの研究で示されている（たとえば Cayol *et al.*, 2000; Toda *et al.*, 2002）。

Segall *et al.* (2013) は、これを用いて Kīlauea 火山 East Rift Zone での 2007 年ダイク貫入にともなう地殻変動および地震活動を同時に説明することを試みた。彼らは、このダイク貫入イベントを East Rift Zone への水平貫入だけで説明することは困難で、East Rift Zone 内での鉛直ダイク貫入などより複雑な現象が発生していたことを示唆した。彼らの提唱した手法にはおそらく細部の修正の余地はあるものの、火山現象に対して異なる感度を持つ地殻変動観測と地震活動観測を組み合わせることによって現象の理解および予測能力の向上が図られること、また、海域など地殻変動観測データの乏しい場所での火山活動により地殻変動観測だけから火山現象を理解することが困難な場合でも地震観測と組み合わせることに現象をよりよく理解できる可能性があること、などから、将来の一つの研究の方向性になりうると思われる。

5-1-2 地殻変動観測と物理モデルの融合

地殻変動観測はマグマだまりの圧力変化、ダイクの大きさや厚さや過剰圧などの情報をもたすが、得られるのは運動学的情報のみであり、地殻変動観測によってもたらされたマグマ輸送過程が力学的に妥当なものである保証はない。一方で、ダイク伸展や火道流に関する理論的・実験的研究はこれまでに数多く行われてきている（たとえば Kozono and Koyaguchi, 2012; Rivalta *et al.*, 2015; 小園, 2016）。すなわち、地殻変動観測をこれらの理論的・実験的研究から得られる知見と組み合わせることにより、マグマの挙動を理解するのに重要だが地殻変動観測だけでは得ることのできないマグマの粘性・密度・マグマ中の揮発性物質の含有量・マグマだまりの体積などのパラメータを拘束することができる可能性がある。

Anderson and Segall (2011, 2013) は、地殻変動観測データとマグマの挙動を支配する物理モデルとを組み合わせ、マグマだまりの深さ・形状・体積変化やマグマだまりの体積・初期圧力・揮発性物質の含有量を確率分布の形で推定した。マグマだまりの深さ・形状・体積変化は地殻変動観測だけから求めることができるが、マグマだまりの体積・初期圧力・揮発性物質の含有量は、地殻変

動観測とマグマの挙動を支配する物理モデルとを組み合わせることによってはじめて推定することができる量である。彼らは開発した手法を St. Helens 火山（アメリカ合衆国ワシントン州）2004～2008 年噴火のデータに応用し、物理モデルを考慮することによりマグマだまりの形状や深さなどの運動学的パラメータもよりよく推定することができること、11～18 km に位置するマグマだまりの体積は 40 km³ 以上あるべきであること、などを示した。彼らの研究で用いているデータは地殻変動データだけであるが、研究の性質上、地震活動やガス観測データを彼らの手法に組み込むことは容易であり、それにより、より洗練されたモデルを構築することができるだろう。地殻変動観測はマグマの運動学的パラメータにしか感度がなく、これまで、地殻変動観測データを用いた研究はデータそのものを説明しようとするものにとどまることが多く、マグマの性質やその輸送の物理学を定量的に理解しようとする発想に乏しかったが、彼らの提唱する手法を発展することにより、マグマの性質を表すパラメータを拘束できることになり、マグマ輸送のメカニズムのより深い理解と火山活動予測の精度向上がなされると考えられる。

5-1-3 マグマだまりの体積の推定

もしマグマだまりにおいて増圧や減圧があった場合、地殻変動データはマグマだまりの圧力変化や体積変化をある程度拘束することができる。とりわけ、圧力変化をよく拘束することはできる。しかし、マグマだまりの体積そのものを求めることはできない。しかし、マグマだまりの体積は、活火山におけるマグマ輸送や噴火機構を理解するにあたり最も基本的な量であることから、マグマだまりの体積を推定することは重要である。地殻変動観測と物理モデルを組み合わせることでマグマだまりの体積を推定する手法 (Anderson and Segall, 2013) を上に述べたが、ここではより単純な Gudmundsson (1987) にしたがって、マグマだまりの体積と噴火にともなうマグマ噴出量の関係について考察する。

Gudmundsson (1987) は、マグマだまりの過剰圧が岩石の引張強度 T を超えるとマグマだまりが破壊して、マグマだまりからマグマが浅部へダイク状に貫入し、貫入したマグマの一部が噴火すると仮定した。このような貫入が発生するとマグマだまりの過剰圧は低下するが、Gudmundsson (1987) は、貫入後も過剰圧は 0 以下にはならないとした。すなわち、あるマグマだまりについて、噴火しうる最大のマグマ質量は、マグマだまりの過剰圧を 0 から T にするために必要なマグマ質量である。

式(40)より、体積 V_{res} をもつマグマだまりの過剰圧が 0 から T になった場合の体積変化 ΔV_{res} は

$$\Delta V_{\text{res}} = \beta_{\text{res}} V_{\text{res}} T \quad (47)$$

である。ここで、 β_{res} はマグマだまりの圧縮率である。式(41)より、そのために必要なマグマの質量変化 ΔM_T は

$$\Delta M_T = (\beta_{\text{res}} + \beta_{\text{m}}) \rho V_{\text{res}} T \quad (48)$$

となる。ここで、 β_{m} はマグマの圧縮率である。質量 ΔM_T のマグマがダイクとして貫入した場合、貫入したダイクの体積 ΔV_{dike} とマグマだまりの体積 V_{res} の関係は、式(41)より

$$\frac{\Delta V_{\text{dike}}}{V_{\text{res}}} = \frac{\beta_{\text{res}} + \beta_{\text{m}}}{1 + \beta_{\text{m}}/\beta_{\text{dike}}} T \quad (49)$$

となる。 β_{res} および β_{m} は $1 \sim 3 \times 10^{-10}$ 程度、 T は典型的には $3 \sim 4$ MPa 程度、 $\beta_{\text{dike}} \sim 1/T$ であるから、 $\Delta V_{\text{dike}}/V_{\text{res}}$ は $1/2000$ から $1/500$ 程度である。ここでは、マグマだまりが溶融したマグマで満たされているとしたが、もしマグマだまりが部分溶融したマグマでできているのであれば、より体積の大きなマグマだまりが必要となり、 $\Delta V_{\text{dike}}/V_{\text{res}}$ はより小さな値になる。いずれにせよ、噴火によって噴出するマグマの量は、マグマだまりの体積に対してごく少量であるということを示している。

Browning *et al.* (2015) は、この理論を用いて Santorini 島（ギリシャ）の浅部マグマだまりの体積の推定を試みた。彼らは、適当な物性値を考えることにより $\Delta V_{\text{dike}}/V_{\text{res}} = 1/1850$ とし、20 世紀の Santorini の噴火の典型的な噴出量 6×10^7 m³、Santorini のカルデラ壁で観察されるそれぞれのダイクの体積 6×10^6 m³ から、地殻変動観測から 4 km 付近に存在するとされるマグマだまりの体積を約 122 km³ と推定した。Santorini 火山では、紀元前 17 世紀に $40 \sim 60$ km³ ものマグマを噴出する噴火が発生しているが（たとえば Druitt *et al.*, 2012）、そのような噴火はカルデラ崩壊などの外的要因によってマグマだまりからマグマが強制的に押し出されることにより発生したと彼らは主張しており、このような大噴火は、マグマだまりのごく一部のマグマを噴出させる噴火とは本質的に異なるとしている。しかし、この主張は、噴火規模と頻度の関係がべき乗則にしたがうとした研究結果 (Simkin, 1993; 中田, 2015) と調和的でないように思える。また、一般的には、マグマだまりから放出されたマグマの多くは噴火に至らないこと（たとえば Moran *et al.*, 2011）を考えると、主に噴出物の体積だけを考慮してマグマだまりの体積を推定する彼らの研究は、マグマだまりの体積を過小評価していると思われる。一方で、マグマだまりからのマグマの放出でマグマだまりの過剰圧を実

際には負にすることができるのであれば、マグマだまりの体積を過大評価していることになる。このように、彼らによるマグマだまりの体積の推定は、それ自体野心的なものであるが、不確定性も大きい。実際、Ishizuka *et al.* (2015) は、伊豆大島において過去 14,000 年に噴出した火山岩の化学組成の時間変化から、伊豆大島のマグマだまりの体積を約 16 km^3 と、Browning *et al.* (2015) よりも 1 桁小さい値を推定している。

5-2 新たな観測技術

GPS や SAR などの衛星測地技術が地殻変動研究を大きく発展させた例を挙げるまでもなく、地殻変動研究の発展は、観測技術の発展が一翼を担ってきた。今後も地殻変動研究の発展は新たな観測技術によって駆動されていくであろう。ここでは、SAR 観測の優れた空間分解能を保持しながら時間分解能にも優れた観測を行うことのできる地上設置型レーダーと航空機による SAR 観測をとりあげる。

5-2-1 地上設置型レーダーの活用

地上設置型 SAR は、Fig. 14 に示すように直線のレールの上のったレーダーがターゲットに向けてビームを照射しながらレールの上を移動していく。レーダーは常にターゲットを見ているために、高い時間分解能でターゲットの変動を見ることができる。もっとも、地上からでは限られた視界しかないので、地上設置型 SAR により広域の変動をとらえることは基本的にはできない。Stromboli 火山 (イタリア) には地上設置型 SAR が設置されており、Casagli *et al.* (2009) および Intricri *et al.* (2013) は、2007 年噴火にともなう地表変位場を 10 分程度の時間分解能で明らかにした (Fig. 15)。この観測手法は、広範囲の観測を行うことはできないものの、空間分解能および時間分解能が高いためにターゲットの場所が決まっている観測手段としては強力なものになるだろう。Stromboli 火山における地上設置型 SAR 観測については、その他に Di Traglia *et al.* (2012) や Nolesini *et al.* (2013) も参考にされたい。

また、Wadge *et al.* (2005, 2008) は、地上からのレーダー観測により、Soufrière Hills 火山 (イギリス) の溶岩ドーム成長過程を観測し、2006 年 3 月から 4 月にかけての Soufrière Hills 火山での溶岩ドーム成長速度は約 $7 \text{ m}^3/\text{s}$ であることを示した。この観測は地上設置型 SAR ほどの空間分解能は得られないが、安価である、地上設置型 SAR ほどの大規模な施設を必要としない、などの利点もあり、用途に応じて観測手段を使い分けることにより効率的な観測を行うことができる。

5-2-2 航空機 SAR の活用

上に述べた地上設置型レーダーによる観測は、高い空

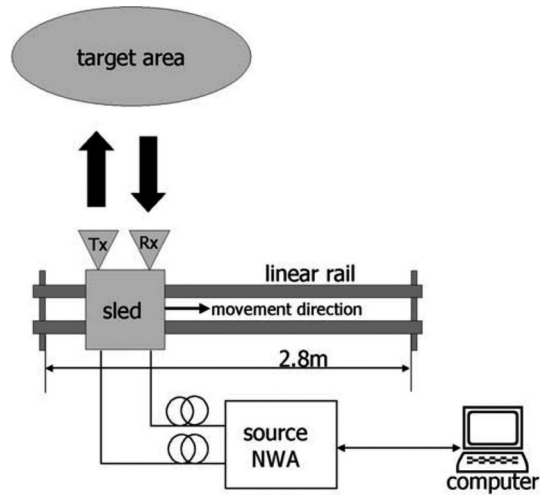


Fig. 14. An illustration of the configuration of the ground-based SAR system. Tx and Rx represents the transmitting and receiving antennas, respectively. NWA denotes the network analyzer. Taken from Tarchi *et al.* (2003).

間・時間分解能で火山の地表変動場を得られるが、広範囲の観測を行うことができないという欠点がある。この欠点は、航空機に SAR を搭載して観測を行うことによって解決できる。航空機による観測は、観測者の好きな時間に好きな方向から行えるため、1) 時間分解能が衛星の再帰周期よりも良くなる、2) 衛星軌道が基本的に南北方向であるために南北方向の変位への感度が低い、という衛星 SAR 観測の欠点も克服することができる。このことは科学的に重要であるだけでなく、噴火時に地殻変動場の観測を通して現状を素早く把握することができるという点で実用的にも重要である。

Lundgren *et al.* (2013) は、航空機 SAR によって撮像されたデータの干渉解析により、2011 年 Kīlauea 火山噴火にともなう地殻変動を数日の分解能で観測することに成功した (Fig. 16)。しかし、航空機 SAR による観測は高価であり、噴火発生時など緊急時においても気軽に利用できるという段階には至っていない。今後の技術開発を通じて航空機 SAR 観測が手軽に行えるようになった時、火山地殻変動研究は大きく進展するであろう。

5-3 データのオープンアクセス

一般に、主要なデータの研究コミュニティへの公開は、その分野の研究の発展に大きく寄与する。たとえば、オープンアクセスの GEONET (日本・ニュージーランド)、Hi-net、USArray などの存在は、関連分野の研究を大きく進展させた。また、European Space Agency の打ち上げた ERS-1、ERS-2、Envisat、Sentinel-1 などの衛星デー

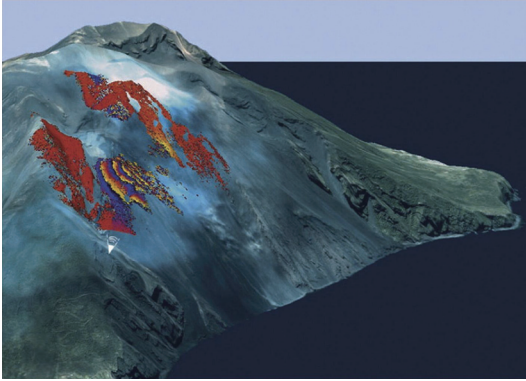


Fig. 15. An interferogram representing the deformation between 11:17 GMT and 11:28 GMT on 9 March 2011 in Etna volcano obtained from a ground-based radar. The white symbol denotes the location of the ground-based radar. Each color cycle represents an interferometric fringe corresponding to a line-of-sight displacement of 8.8 mm. The maximum line-of-sight displacement is about 55 mm, corresponding to the displacement rate of approximately 300 mm/yr. Taken from Casagli *et al.* (2009).

タは誰でも無料で入手できる。また、プロポーザルを提出しそれが採択される必要はあるが、TerraSAR-X衛星のデータは、データ取得後18ヶ月以降であれば無料で入手することができる。それに対し、ALOS, ALOS-2を含めた他の衛星は有償であり、そのうちの多くの衛星プロジェクトでは、プロポーザルが採択されればある一定数の画像が無償で提供されるプログラムはあるが、提供される画像数は少なく、現在主流となっている時系列解析などを行うのに必要な画像数を得ることはできない。

衛星データだけでなく、地上観測データもデータへのアクセスが完全に研究コミュニティに開かれているわけではない。地上観測データの場合データの先取権が問題になることがあり、それは尊重されるべきであるが、そのことが何年にもわたりデータ取得者がデータを他者と共有しないことへの正当な理由にはならない。

以上に述べたように、各種データを研究者間で広く共有することは、あるデータに対して様々な切り口から取り組むことができる機会を生むことから、関連研究分野のより大きな発展には不可欠である。そのため、地上・衛星どちらのデータについても取得されたデータは、リクエストがあれば原則公開とすべきであり、データの先取権を主張する場合でも、データ取得後半年もしくは1年後にはリクエストに応じて公開とするなど明確なルールを取り決めるべきである。

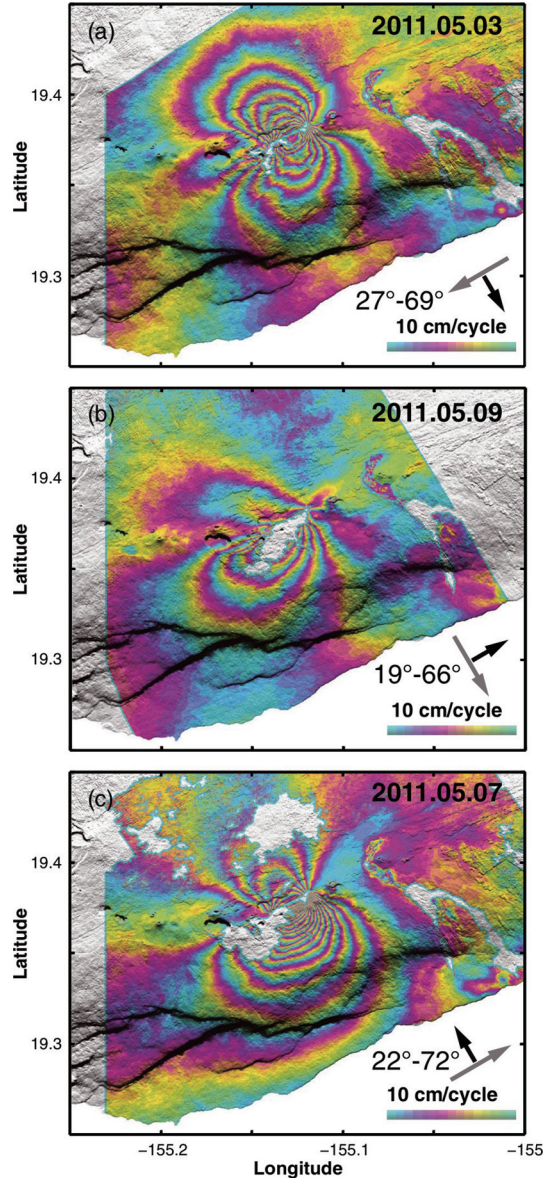


Fig. 16. Interferograms taken in Kīlauea volcano by an airborne SAR system. Each color cycle represents line-of-sight displacements of 100 mm. Gray and black arrows indicate the trajectory of the aircraft and look directions, respectively. Look angles from vertical are also shown. Interferograms represent deformation between 6 January 2010 and (a) 3 May 2011, (b) 9 May 2011, and (c) 7 May 2011, respectively. Taken from Lundgren *et al.* (2013).

謝 辞

2名の匿名査読者の丁寧な査読により、原稿が改善されました。

引用文献

- Aagaard, B. T., Knepley, M. G. and Williams, C. A. (2013) A domain decomposition approach to implementing fault slip in finite-element models of quasi-static and dynamic crustal deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 3059–3079, doi: 10.1002/jgrb.50217.
- Abdelmalak, M. M., Mourgues, R., Galland, O. and Bureau, D. (2012) Fracture mode analysis and related surface deformation during dyke intrusion: Results from 2D experimental modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **359–360**, 93–105, doi: 10.1016/j.epsl.2012.10.008.
- Acocella, V. (2007) Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Sci. Rev.*, **85**, 125–160, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.004.
- Acocella, V., Di Lorenzo, R., Newhall, C. and Scandone, R. (2015) An overview of recent (1988 to 2014) caldera unrest: Knowledge and perspectives. *Rev. Geophys.*, **53**, 896–955, doi: 10.1002/2015RG000492.
- Agnew, D. C. (1986) Strainmeters and tiltmeters. *Rev. Geophys.*, **24**, 579–624, doi: 10.1029/RG024i003p00579.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002) **Quantitative Seismology**, second ed., University Science Books, Sausalito, California, 700 p.
- Albino, F., Smets, B., d'Oreye, N. and Kervyn, F. (2015) High-resolution TanDEM-X DEM: An accurate method to estimate lava flow volumes at Nyamulagira Volcano (D. R. Congo). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 4189–4207, doi: 10.1002/2015JB011988.
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H. and Segall, P. (2000) Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, **407**, 993–996, doi: 10.1038/35039604.
- Amelung, F., Yun, S.-H., Walter, T. R., Segall, P. and Kim, S.-W. (2007) Stress control of deep rift intrusion at Mauna Loa volcano, Hawaii. *Science*, **316**, 1026–1030, doi: 10.1126/science.1140035.
- Amoruso, A. and Crescentini, L. (2009) Shape and volume change of pressurized ellipsoidal cavities from deformation and seismic data. *J. Geophys. Res.*, **114**, B02210, doi: 10.1029/2008JB005946.
- Amoruso, A. and Crescentini, L. (2013) Analytical models of volcanic ellipsoidal expansion sources. *Ann. Geophys.*, **56**, S0435, doi: 10.4401/ag-6441.
- Amoruso, A., Crescentini, L. and Sabbetta, I. (2014) Paired deformation sources of the Campi Flegrei caldera (Italy) required by recent (1980–2010) deformation history. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 858–879, doi: 10.1002/2013JB010392.
- Anderson, E. M. (1937) The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron subsidence. *Proc. R. Soc. Edinburgh*, **56**, 128–157, doi: 10.1017/S0370164600014954.
- Anderson, K. and Segall, P. (2011). Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **116**, B07204, doi: 10.1029/2010JB007939.
- Anderson, K. and Segall, P. (2013). Bayesian inversion of data from effusive volcanic eruptions using physics-based models: Application to Mount St. Helens 2004–2008. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 2017–2037, doi: 10.1002/jgrb.50169.
- Anderson, K., Lisowski, M. and Segall, P. (2010) Cyclic ground tilt associated with the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, **115**, B11201, doi: 10.1029/2009JB007102.
- Anderson, K. R., Poland, M. P., Johnson, J. H. and Miklius, A. (2015) Episodic deflation-inflation events at Kīlauea Volcano and implications for the shallow magma system, in *Hawaiian Volcanoes from source to surface* (Carey, R. J., Poland, M. P., Cayol, V. and D. Weis eds), 229–250. *Geophys. Monograph*, **208**, Amer. Geophys. Union, doi: 10.1002/9781118872079.ch11.
- Arnadottir, T., Segall, P. and Matthews, M. (1992) Resolving the discrepancy between geodetic and seismic fault models for the 1989 Loma Prieta, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 2248–2255.
- Aoki, Y., Segall, P., Kato, T., Cervelli, P. and Shimada, S. (1999) Imaging magma transport during the 1997 seismic swarm off the Izu Peninsula, Japan. *Science*, **286**, 927–930, doi: 10.1126/science.286.5441.927.
- 青木陽介, 渡辺秀文, 小山悦郎, 及川純, 森田裕一 (2005) 2004–2005年浅間山火山活動に伴う地殻変動. *火山*, **50**, 575–584.
- Aoki, Y., Takeo, M., Ohminato, T., Nagaoka, Y. and Nishida, K. (2013) Magma pathway and its structural controls of Asama Volcano, Japan. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **380**, 67–84, doi: 10.1144/SP380.6.
- 青山裕 (2008) CMG40 T地震計の傾斜応答に関する簡易試験. *火山*, **53**, 35–46.
- Barbour, A. J. and Agnew, D. C. (2011) Noise levels on Plate Boundary Observatory borehole strainmeters in Southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**, 2453–2466, doi: 10.1785/0120110062.
- Bartel, B. A., Hamburger, M. W., Meertens, C. M., Lowry, A. R. and Corpuz, E. (2003) Dynamics of active magmatic and hydrothermal systems at Taal Volcano, Philippines, from continuous GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2475, doi: 10.1029/2002JB002194.
- Beauducel, F. and Cornet, F. H. (1999) Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java. *J. Geophys. Res.*, **104**, 725–736, doi: 10.1029/1998JB900031.
- Berardino, P., Fornano, G., Lanari, R. and Sansosti, E. (2002) A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40**, 2375–2383, doi: 10.1109/TGRS.2002.803792.

- Biggs, J., Ebmeier, S. K., Aspinall, W. P., Lu, Z., Pritchard, M. E., Sparks, R. S. J. and Mather, T. A. (2014) Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nat. Comm.*, **5**, 3471, doi: 10.1038/ncomms4471.
- Bonaccorso, A. and Davis, P. M. (1999) Models of ground deformation from vertical volcanic conduits with application to eruptions of Mount St. Helens and Mount Etna. *J. Geophys. Res.*, **104**, 10,531–10,542, doi: 10.1029/1999JB900054.
- Bonaccorso, A., Cianetti, S., Giunchi, C., Trasatti, E., Bonafede, M. and Boschi, E. (2005) Analytical and 3-D numerical modelling of Mt. Etna (Italy) volcano inflation. *Geophys. J. Int.*, **163**, 852–862, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02777.x.
- Bonaccorso, A., Currenti, G. and Del Negro, C. (2013) Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: A thirty years study at Mt. Etna volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **251**, 127–136, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.06.002.
- Bonaccorso, A., Bonforte, A. and Gambino, S. (2015) Twenty-five years of continuous borehole tilt and vertical displacement data at Mount Etna: Insights on long-term volcanic dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 10,222–10,229, doi: 10.1002/2015GL066517.
- Brooks, B. A., Foster, J., Sandwell, D. Wolfe, C. J., Okubo, P., Poland, M and Myer, D. (2008) Magmatically triggered slow slip at Kilauea volcano, Hawaii. *Science*, **321**, 1177, doi: 10.1026/science.1159007.
- Browning, J., Drymoni, K. and Gudmundsson, A. (2015) Forecasting magma-chamber rupture at Santorini volcano, Greece. *Sci. Rep.*, **5**, 1785, doi: 10.1038/srep15785.
- Bürgmann, R. and Dresen, G. (2008) Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**, 531–567, doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124326.
- Bürgmann, R., Rosen, P. A. and Fielding, E. J. (2000) Synthetic Aperture Radar Interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 169–209, doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.169.
- Cañón-Tapia, E. (2014) Volcanic eruption triggers: A hierarchical classification. *Earth-Sci. Rev.*, **129**, 100–119, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.11.011.
- Casagli, N., Tibaldi, A., Merri, A., Del Ventisette, C., Apuani, T., Guerri, L., Fortuny-Guasch, J. and Tarchi D. (2009) Deformation of Stromboli Volcano (Italy) during the 2007 eruption revealed by radar interferometry, numerical modelling and structural geological field data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182**, 182–200.
- Cayol, V. and Cornet, F. H. (1997) 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **34**, 275–287, doi: 10.1016/S0148-9062(96)00035-6.
- Cayol, V. and Cornet, F. H. (1998) Three-dimensional modeling of the 1983–1984 eruption at Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island. *J. Geophys. Res.*, **103**, 18,025–18,037, doi: 10.1029/98JB00201.
- Cayol, V., Dieterich, J. H., Okamura, A. T. and Miklius, A. (2000) High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii. *Science*, **288**, 2343–2346, doi: 10.1126/science/288.5475.2343.
- Cervelli, P. F. and Miklius, A. (2003) The shallow magmatic system of Kilauea volcano. In *The Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha eruption of Kilauea volcano, Hawai'i; the first 20 years* (Heliker, C., Swanson, D. A. and Takahashi, T. J. eds), 149–163. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1676**, U. S. Geol. Surv. Denver, CO.
- Cervelli, P., Kenner, S. and Segall, P. (1999) Correction to “Dislocations in inhomogeneous media via a moduli perturbation approach: General formulation and two-dimensional solutions” by Yijun Du, Paul Segall, and Huajian Gao”. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23,271–23,277, doi: 10.1029/1999JB900229.
- Cervelli, P., M. H. Murray, Segall, P., Aoki, Y. and Kato, T. (2001) Estimating source parameters from deformation data, with an application to the March 1997 earthquake swarm off the Izu Peninsula, Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11,217–11,237, doi: 10.1029/2000JB900399.
- Cervelli, P., Segall, P., Johnson, K., Lisowski, M. and Miklius, A. (2002a) Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature*, **415**, 1014–1018, doi: 10.1038/4151014a.
- Cervelli, P., Segall, P., Amelung, F., Garbeil, H., Meertens, C., Owen, S., Miklius, A. and Lisowski, M. (2002b) The 12 September 1999 Upper East Rift Zone dike intrusion at Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2150, doi: 10.1029/2001JB000602.
- Chadwick, W. W. Jr., Geist, D. J., Jónsson, S., Poland, M., Johnson, D. J. and Mertens, C. M. (2006) A volcano bursting at the seams: Inflation, faulting, and eruption at Sierra Negra volcano, Galápagos. *Geology*, **34**, 1025–1028, doi: 10.1130/G22826A.1.
- Charco, M. and Galán del Sastre, P. (2014) Efficient inversion of three-dimensional finite element models of volcano deformation. *Geophys. J. Int.*, **196**, 1441–1454, doi: 10.1093/gji/ggt490.
- Chaussard, E. and Amelung, F. (2012) Precursory inflation of shallow magma reservoirs at west Sunda volcanoes detected by InSAR. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21311, doi: 10.1029/2012GL053817.
- Chaussard, E. and Amelung, F. (2014) Regional controls on magma ascent and storage in volcanic arcs. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **15**, 1407–1418, doi: 10.1002/2013GC005216.
- Chaussard, E., Amelung, F. and Aoki, Y. (2013) Characterization of open and closed volcanic systems in Indonesia and Mexico using InSAR time series. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 3957–3969, doi: 10.1002/jgrb.50288.
- Chmielowski, J., Zandt, G. and Haberland, C. (1999) The Central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 783–786, doi: 10.1029/1999GL900078.
- Davies, J. H. (2003) Elastic field in a semi-infinite solid due to

- thermal expansion or a coherently misfitting inclusion, *J. Appl. Mech.*, **70**, 655–660, doi: 10.1115/1.1602481.
- Davis, P. M. (1983) Surface deformation associated with a dipping hydrofracture. *J. Geophys. Res.*, **88**, 5826–5834, doi: 10.1029/JB088iB07p05826.
- Davis, P. M. (1986) Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **91**, 7429–7438, doi: 10.1029/JB091iB07p07429.
- De Martino, P., Tamaro, U. and Obrizzo, F. (2014) GPS time series at Campi Flegrei caldera (2000–2013). *Ann. Geophys.*, **57**, 2, doi: 10.4401/ag-6431.
- de Zeeuw-van Dalftsen, E., Pedersen, R., Hooper, A. and Sigmundsson, F. (2012) Subsidence of Askja caldera 2000–2009: Modeling of deformation processes at an extensional plate boundary, constrained by time series InSAR analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **213–214**, 72–82, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.11.004.
- de Zeeuw-van Dalftsen, E., Rymer, H., Sturkell, E., Pedersen, R., Hoper, A., Sigmundsson, F. and Ófeigsson, B. (2013) Geodetic data shed light on ongoing caldera subsidence at Askja, Iceland. *Bull. Volcanol.*, **75**, 709, doi: 10.1007/s00445-013-0709-2.
- Dieterich, J. (1994) A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601–2618, doi: 10.1029/93JB02581.
- Dieterich, J. H. and Decker, R. W. (1975) Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4094–4102, doi: 10.1029/JB080i029p04094.
- Dieterich, J., Cayol, V. and Okubo, P. (2000) The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano. *Nature*, **408**, 457–460, doi: 10.1038/35044054.
- Di Traglia, F., Del Ventisette, C., Rosi, M., Mugnai, F., Intrieri, E., Moretti, S. and Casagli, N. (2012) Ground-based InSAR reveals conduit pressurization pulses at Stromboli volcano. *Terra Nova*, **25**, 192–198, doi: 10.1111/ter.12020.
- Dixon, T. H. (1991) An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Rev. Geophys.*, **29**, 249–276, doi: 10.1029/91RG00152.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M. K. and Miyazaki, S. (2002) Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series. *J. Geophys. Res.*, **107** (B4), 2075, doi: 10.1029/2001JB000573.
- Dragoni, M. and Magnanensi, C. (1989) Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber surrounded by a viscoelastic shell, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **56**, 316–328, doi: 10.1016/0031-9201(89)90166-0.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, **482**, 77–80, doi: 10.1038/nature10706.
- Du, Y., Segall, P. and Gao, H. (1994) Dislocations in inhomogeneous media via a moduli-perturbation approach: general formulation and 2-D solutions. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13, 767–13,779, doi: 10.1029/94JB00339.
- Du, Y., Segall, P. and Gao, H. (1997) Quasi-static dislocations in three-dimensional inhomogeneous media. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2347–2350, doi: 10.1029/97GL02341.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356, doi: 10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Dzurisin, D. (2003) A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. *Rev. Geophys.*, **41**, 1001, doi: 10.1029/2001RG000107.
- Ebimeier, S. K., Biggs, J., Mather, T. A., Elliott, J. R., Wadge, G. and Amelung, F. (2012) Measuring large topographic change with InSAR: Lava thicknesses, extrusion rate and subsidence rate at Santiaguito volcano, Guatemala. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **335–336**, 216–225, doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.027.
- Emardson, T. R., Simons, M. and Webb, F. H. (2003) Neutral atmospheric delay in interferometric synthetic aperture radar applications: Statistical description and mitigation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2231, doi: 10.1029/2002JB001781.
- Falsaperla, S. and Neri, M. (2015) Seismic footprints of shallow dyke propagation at Etna, Italy. *Sci. Rep.*, **5**, 11908, doi: 10.1038/srep11908.
- Farr, T. G., et al. (2007) The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, **45**, RG2004, doi: 10.1029/2005RG000183.
- Fattahi, H. and Amelung, F. (2015) InSAR bias and uncertainty due to the systematic and stochastic tropospheric delay. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 8758–8773, doi: 10.1002/2015JB012419.
- Feigl, K. L., Le Mével, H., Ali, S. T., Córdova, L., Andersen, N. L., DeMets, C. and Singer, B. S. (2014) Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007–2012. *Geophys. J. Int.*, **196**, 885–901, doi: 10.1093/gji/ggt438.
- Feng, L. and Newman, A. V. (2009) Constraints on continued episodic inflation at Long Valley Caldera, Based on seismic and geodetic observations. *J. Geophys. Res.*, **114**, B06403, doi: 10.1029/2008JB006240.
- Fialko, Y. and Pearse, J. (2012) Sombrero uplift above the Altiplano-Puna magma body: Evidence of a ballooning mid-crustal diapir. *Science*, **338**, 250–252, doi: 10.1126/science.1226358.
- Fialko, Y., Khazan, Y. and Simons, M. (2001) Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophys. J. Int.*, **146**, 181–190, doi: 10.1046/j.1365-246X.2001.00452.x.
- Fukushima, Y., Cayol, V. and Durand, P. (2005) Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. *J. Geophys. Res.*, **110**, B03206, doi: 10.1029/2004JB003268.
- 福島 洋 (2006) 干渉合成開口レーダーデータの精密モデリング. 測地学会誌, **52**, 213–224, doi: 10.11366/sokuchi1954.52.213.
- 古屋正人 (2006) 地殻変動観測の新潮流 InSAR. 測地学会

- 誌, **52**, 225–243, doi: 10.11366/sokuchi1954.52.225.
- Galland, O. (2012) Experimental modelling of ground deformation associated with shallow magma intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **317–318**, 145–156, doi: 10.1016/j.epsl.2011.10.017.
- Genrich, J.F. and Bock, Y. (2006) Instantaneous geodetic positioning with 10–50 Hz GPS measurements: Noise characteristics and implications for monitoring networks. *J. Geophys. Res.*, **111**, B03403, doi: 10.1029/2005JB003617.
- Gilbert, F. and Backus, G. (1966a) Propagator matrices in elastic wave and vibration problems. *Geophysics*, **31**, 326–332, doi: 10.1190/1.1439771.
- Gilbert, F. and Backus, G. (1966b) Errata to: “Propagator matrices in elastic wave and vibration problems”. *Geophysics*, **31**, 643, doi: 10.1190/1.1439802.
- Gladwin, M. T. (1984) High-precision multicomponent borehole deformation monitoring, *Rev. Sci. Instrum.*, **55**, 2011–2016, doi: 10.1063/1.1137704.
- Goldstein, R. (1995) Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2517–2520, doi: 10.1029/95GL02475.
- Graizer, V. (2006) Tilts in strong ground motion. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 2090–2102, doi: 10.1785/0120060065.
- Gudmundsson, A. (1987) Formation and mechanics of magma reservoirs in Iceland. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **91**, 27–41, doi: 10.1111/j.1365–246X.1987.tb05211.x.
- Hager, B. H. King, R. W. and Murray, M. H. (1991) Measurement of crustal deformation using the Global Positioning System. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, 351–382, doi: 10.1146/annurev.ea.19.050191.002031.
- Haskell, N. A. (1953) The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **43**, 17–34.
- Hayashi, Y. and Morita, Y. (2003) An image of a magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east of the Izu Peninsula. *Geophys. J. Int.*, **153**, 159–174, doi: 10.1046/j.1365–246X.2003.01892.x.
- Heimisson, E. R., Hooper, A. and Sigmundsson, F. (2015) Forecasting the path of a laterally propagating dike. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 8774–8792, doi: 10.1002/2015JB012402.
- Hickey, J. and Gottsmann, J. (2015) Benchmarking and developing numerical Finite Element models of volcanic deformation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **280**, 126–130, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.05.011.
- Hill, D. P. and Prejean, S. G. (2015) Dynamic triggering. In *Treatise on Geophysics, Second Edition* (Schubert, G., ed), **4**, 273–304. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00078-6.
- Hill, D. P., et al. (1993) Seismicity remotely triggered by the Magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, **260**, 1617–1623, doi: 10.1126/science.260.5114.1617.
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K. and Arikan, M. (2012) Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, **514–517**, 1–13, doi: 10.1016/j.tecto.2011.10.013.
- Hotta, K., Iguchi, M. and Tameguri, T. (2016) Rapid dike intrusion into Sakurajima volcano on August 15, 2015, as detected by multi-parameter ground deformation observations. *Earth Planet. Space*, **68**, 68, doi: 10.1007/s40623-016-0450-0.
- Iguchi, M. (2013) Magma movement from the deep to shallow Sakurajima volcano as revealed by geophysical observations. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, **58**, 1–18.
- Intrieri, E., Di Traglia, F., Del Ventisette, C., Gigli, G., Mugnai, F., Luzi, G. and Casagli, N. (2013) Flank instability of Stromboli volcano (Aeolian Islands, Southern Italy): Integration of GB-InSAR and geomorphological observations. *Geomorphology*, **201**, 60–69, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.06.007.
- Irwan, M., Kimata, F. and Fujii, N. (2006) Time dependent modeling of magma intrusion during the early stage of the 2000 Miyakejima activity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **150**, 202–212, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.07.014.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Geshi, N., Oikawa, T., Kawanabe, Y. and Ogitsu, I. (2015) Progressive mixed-magma recharging of Izu-Oshima volcano, Japan: A guide to magma chamber volume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **430**, 19–29, doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.004.
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P. and Peltzer, G. (2011) Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17311, doi: 10.1029/2011GL048757.
- Jolivet, R., Agram, P. S., Lin, N. Y., Simons, M., Doin, M.-P., Peltzer, G. and Li, Z. (2014) Improving InSAR geodesy using Global Atmospheric Models. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 2324–2341, doi: 10.1002/2013JB010588.
- Jónsson, S. (2009) Stress interaction between magma accumulation and trapdoor faulting on Sierra Negra Volcano, Galápagos. *Tectonophysics*, **471**, 36–44, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.005.
- Jónsson, S., Zebker, H. and Amelung, F. (2005) On trapdoor faulting at Sierra Negra Volcano, Galápagos, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **144**, 59–71, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.11.029.
- Kauahikaua, J., Cashman, K. V., Mattox, T. N., Heliker, C. C., Hon, K. A., Mangan, M. T. and Thornber, C. R. (1998) Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island of Hawai‘i, *J. Geophys. Res.*, **103**, 27, 303–27,323, doi: 10.1029/97JB03576.
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (1994) Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: Magma convection in a conduit. *Bull. Volcanol.*, **56**, 207–216, doi: 10.1007/BF00279605.
- Kazahaya, R., Aoki, Y. and Shinohara, H. (2015) Budget of shallow magma plumbing system at Asama Volcano, Japan, revealed by ground deformation and volcanic gas studies. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 2961–2973, doi: 10.1002/2014JB011715.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995) Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124, doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Kinoshita, Y., Furuya, M., Hobiger, T. and Ichikawa, R.

- (2013) Are numerical weather model outputs helpful to reduce tropospheric delay signals in InSAR data? *J. Geod.*, **87**, 267–277, doi: 10.1007/s00190-012-0596-x.
- Kobayashi, T., Takada, Y., Furuya, M. and Murakami, M. (2009) Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07302, doi: 10.1029/2008GL036907.
- 小園誠史 (2016) マグマ溜まりから火山噴煙: 観測と数値モデル. 火山, **61**, xxx-xxx.
- Kozono, T. and Koyaguchi, T. (2012). Effects of gas escape and crystallization on the complexity of conduit flow dynamics during lava dome eruptions. *J. Geophys. Res.*, **117**, B08204, doi: 10.1029/2012JB009343.
- Kozono, T., Ueda, H., Ozawa, T., Koyaguchi, T., Fujita, E., Tomiya, A. and Suzuki, Y.J. (2013) Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations. *Bull. Volcanol.*, **75**, 695, doi: 10.1007/s00445-013-0695-4.
- Kubanek, J., Richardson, J. A., Charbonnier, S. J. and Connor, L. J. (2015a) Lava flow mapping and volume calculations for the 2012–2013 Tolbachik, Kamchatka, fissure eruption using bistatic TanDEM-X InSAR. *Bull. Volcanol.*, **77**, 106, doi: 10.1007/s00445-015-0989-9.
- Kubanek, J., Westerhaus, M., Schenk, A., Aisyah, N., Brotopuspito, K. S. and Heck, B. (2015b) Volumetric change quantification of the 2010 Merapi eruption using TanDEM-X InSAR. *Remote Sens. Environ.*, **164**, 16–25, doi: 10.1016/j.rse.2015.02.027.
- Liu, Z., Dong, D. and Lundgren, P. (2011) Constraints on time-dependent volcanic source models at Long Valley Caldera from 1996 to 2009 using InSAR and geodetic measurements. *Geophys. J. Int.*, **187**, 1283–1300, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05214.x.
- Lohman, R. B. and Simons, M. (2005) Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **6**, Q01007, doi: 10.1029/2004QC000841.
- Long, S. and Grosfils, E. B. (2009) Modeling the effect of layered volcanic material on magma reservoir failure and associated deformation, with application to Long Valley caldera, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **186**, 349–360, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.05.021.
- Lundgren, P., *et al.* (2013) Evolution of dike opening during the March 2011 Kamoamoaa fissure eruption, Kilauea Volcano, Hawai'i. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 897–914, doi: 10.1002/jgrb.50108.
- Lungarini, L., Troise, C., Meo, M. and De Natale, G. (2005) Finite element modelling of topographic effects on elastic ground deformation at Mt. Etna. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **144**, 257–271, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.11.031.
- Manconi, A., Walter, T. R. and Amellung, F. (2007) Effects of mechanical layering on volcano deformation, *Geophys. J. Int.*, **170**, 952–958, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03449.x.
- Manconi, A., Walter, T. R., Manzo, M., Zeni, G., Tizzani, P., Sansosti, E. and Lanari, R. (2010) On the effects of 3-D mechanical heterogeneities at Campi Flegrei caldera, southern Italy. *J. Geophys. Res.*, **115**, B08405, doi: 10.1029/2009JB007099.
- Manga, M. and Brodsky, E. (2006) Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **34**, 263–291, doi: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125125.
- Mao, A., Harrison, C. G. A. and Dixon, T. H. (1999) Noise in GPS coordinate time series. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2797–2816, doi: 10.1029/1998JB900033.
- Massonnet, D., Briole, P. and Arnaud, A. (1995) Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, **375**, 567–570, doi: 10.1038/375567a0.
- Masterlark, T. (2007) Magma intrusion and deformation predictions: Sensitivities to the Mogi assumptions. *J. Geophys. Res.*, **112**, B06419, doi: 10.1029/2006JB004860.
- Masterlark, T., Feigl, K. L., Haney, M., Stone, J., Thurber, C. and Ronchin, E. (2012) Nonlinear estimation of geometric parameters in FEMs of volcano deformation: Integrating tomography models and geodetic data for Okmok volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, **117**, B02407, doi: 10.1029/2011JB008811.
- McTigue (1987) Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox. *J. Geophys. Res.*, **92**, 12, 931–12, 940, doi: 10.1029/JB092iB12p12931.
- McTigue, D. F. and Segall, P. (1988) Displacements and tilts from dip-slip faults and magma chambers beneath irregular surface topography. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 601–604, doi: 10.1029/GL015i006p00601.
- McTigue, D. F. and Stein, R. S. (1984) Topographic amplification of tectonic displacement: implications for geodetic measurement of strain changes. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1123–1131, doi: 10.1029/JB089iB02p01123.
- Menke, W. (2012) **Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Third ed.** Academic Press, 293 p.
- Meo, M., Tammaro, U. and Capuano, P. (2008) Influence of topography on ground deformation at Mt. Vesuvius (Italy) by finite element modelling. *Int. J. Non-linear Mech.*, **43**, 178–186, doi: 10.1016/j.ijnonlinmec.2007.12.005.
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N. and Staudacher, T. (2009) Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**, 14–30, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.11.002.
- 宮城洋介・小澤拓・河野裕希 (2013) DInSAR 及び GPS によって検出された霧島山・新燃岳 2011 年噴火に伴う地殻変動. 火山, **58**, 341–351.
- Miyagi, Y., Ozawa, T., Kozono, T. and Shimada, M. (2014) Long-term lava extrusion after the 2011 Shinmoe-dake eruption detected by DInSAR observations. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5855–5860, doi: 10.1002/2014GL060829.
- 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.
- Montgomery-Brown, E. K., Segall, P. and Miklius, A. (2009)

- Kilauea slow slip events: Identification, source inversions, and relation to seismicity. *J. Geophys. Res.*, **114**, B00A03, doi: 10.1029/2008JB006074.
- Montgomery-Brown, E. K., Sinnett, D. K., Larson, K. M., Poland, M. P. and Segall, P. (2011) Spatiotemporal evolution of dike opening and décollement slip at Kilauea Volcano, Hawai'i. *J. Geophys. Res.*, **116**, B03401, doi: 10.1029/2010JB007762.
- Moran, S. C., Newhall, C. and Roman, D. C. (2011) Failed magmatic eruptions: late-stage cessation of magma ascent. *Bull. Volcanol.*, **73**, 115–122, doi: 10.1007/s00445-010-0444-x.
- Murray, M. H., Marshall, G. A., Lisowski, M. and Stein, R. S. (1996) The 1992 $M=7$ Cape Mendocino, California, earthquake: Coseismic deformation at the south end of the Cascadia megathrust. *J. Geophys. Res.*, **101**, 17,707–17,725, doi: 10.1029/95JB02623.
- 中道治久・青山 裕 (2016) 地球物理学的多項目観測から見た噴火過程. 火山, **61**, 119–154.
- 中田節也 (2015) 火山爆発指数 (VEI) から見た噴火の規則性. 火山, **60**, 143–150.
- Nakamura, K. (1977) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 1–16, doi: 10.1016/0377-0273(77)90012-9.
- Nakao, S., Morita, Y., Yakiwara, H., Oikawa, J., Ueda, H., Takahashi, H., Ohta, Y., Matsushima, T. and Iguchi, M. (2013) Volume change of the magma reservoir relating to the 2011 Kirishima Shinmoe-dake eruption – Charging, discharging and recharging process inferred from GPS measurements, *Earth Planet. Space*, **65**, 505–515, doi: 10.5047/eps.2013.05.017.
- Nishimura, T. (2009) Ground deformation caused by magma ascent in an open conduit, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 178–192, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.09.001.
- Nolesini, T., Di Traglia, F., Del Ventisette, C., Moretti, S. and Casagli, N. (2013) Deformations and slope instability on Stromboli volcano: Integration of GBInSAR data and analog modeling. *Geomorphology*, **180–181**, 242–254, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.10.014.
- Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.
- Owen, S., Segall, P., Freymueller, J. T., Miklius, A., Denlinger, R. P., Árnadóttir, T., Sako, M. K. and Bürgmann, R. (1995) Rapid deformation of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii. *Science*, **267**, 1328–1332, doi: 10.1126/science.267.5202.1328.
- Owen, S., Segall, P., Lisowski, M., Miklius, A., Denlinger, R. and Sako, M. (2000a) Rapid deformation of Kilauea Volcano: Global Positioning System measurements between 1990 and 1996. *J. Geophys. Res.*, **105**, 18,983–18,993, doi: 10.1029/2000JB900109.
- Owen, S., Segall, P., Lisowski, M., Miklius, A., Murray, M., Bevis, M. and Foster, J. (2000b) January 30, 1997 eruptive event on Kilauea Volcano, Hawaii, as monitored by continuous GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2757–2760, doi: 10.1029/1999GL008454.
- Ozawa, T. and Fujita, E. (2013) Local deformations around volcanoes associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *J. Geophys. Res.*, **118**, 390–405, doi: 10.1029/2011JB009129.
- Ozawa, T. and Kozono, T. (2013) Temporal variation of the Shinmoe-dake crater in the 2011 eruption revealed by spaceborne SAR observations. *Earth Planet. Space*, **65**, 527–537, doi: 10.5047/eps.2013.05.004.
- 小澤 拓・清水慎吾 (2010) 数値気象モデルを用いた SAR 干渉解析における大気遅延誤差の軽減. 測地学会誌, **56**, 137–147, doi: 10.11366/sokuchi.56.137.
- Ozawa, S., Miyazaki, S., Nishimura, T., Murakami, M., Kaidzu, M., Imakiire, T. and Ji, X. (2004) Creep, dike intrusion, and magma chamber deflation model for the 2000 Miyake eruption and the Izu islands earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02410, doi: 10.1029/2003JB002601.
- Paquet, F., Dauteuil, O., Hallot, E. and Moreau, F. (2007) Tectonics and magma dynamics coupling in a dyke swarm of Iceland. *J. Struct. Geol.*, **29**, 1477–1493, doi: 10.1016/j.jsg.2007.06.001.
- Parker, R. L. (1994) **Geophysical inverse theory**. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA., 386 p.
- Parks, M. M., et al. (2012) Evolution of Santorini Volcano dominated by episodic and rapid fluxes of melt from depth. *Nature Geosci.*, **5**, 749–754, doi: 10.1038/ngeo1562.
- Pascal, K., Neuberg, J. and Rivalta, E. (2014) On precisely modelling surface deformation due to interacting magma chambers and dykes, *Geophys. J. Int.*, **196**, 253–278, doi: 10.1093/gji/ggt343.
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachélery, P., and Cayol, V. (2009) Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: Insights from GPS data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**, 152–163, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.09.009.
- Philibosian, B. and Simons, M. (2011) A survey of volcanic deformation on Java using ALOS PALSAR interferometric time series. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **12**, Q11004, doi: 10.1029/2011GC004775.
- Pinel, V., Poland, M. P. and Hooper, A. (2014) Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **289**, 81–113, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010.
- Prawirodirdjo, L., Ben-Zion, Y. and Bock, Y. (2006) Observation and modeling of thermoelastic strain in southern California Integrated GPS Network daily position time series. *J. Geophys. Res.*, **111**, B02408, doi: 10.1029/2005JB003716.
- Pritchard, M. E. and Simons, M. (2002) A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, **418**, 167–171, doi: 10.1038/nature00872.
- Pritchard, M. E., Jay, J. A., Aron, F., Henderson, S. T. and Lara, L. E. (2013) Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake. *Nat. Geosci.*, **6**, 632–636, doi: 10.1038/ngeo1855.
- Riel, B., Milillo, P., Simons, M., Lundgren, P., Kanamori, H.

- and Samsonov, S. (2015) The collapse of Bárðarbunga caldera, Iceland. *Geophys. J. Int.*, **202**, 446–453, doi: 10.1093/gji/ggv157.
- Rivalta, E. (2010) Evidence that coupling to magma chambers controls the volume history and velocity of laterally propagating intrusions. *J. Geophys. Res.*, **115**, B07203, doi: 10.1029/2009JB006922.
- Rivalta, E. and Segall, P. (2008) Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04306, doi: 10.1029/2007GL032521.
- Rivalta, E., Taisne, B., Bungler, A. P. and Katz, R. F. (2015) A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions. *Tectonophysics*, **638**, 1–42, doi: 10.1016/j.tecto.2014.10.003.
- Rodgers, P. W. (1968) The response of the horizontal pendulum seismometer to Rayleigh and Love waves, tilt, and free oscillations of the Earth. *Bull., Seismol. Soc. Am.*, **58**, 1384–1406.
- Ronchin, E., Geyer, A. and Martí, J. (2015) Evaluating topographic effects on ground deformation: Insights from Finite Element Modeling. *Surv. Geophys.*, **36**, 513–548, doi: 10.1007/s10712-015-9325-3.
- Rowland, J. V., Baker, E., Ebinger, C. J., Keir, D., Kidane, T., Biggs, J., Hayward, N. and Wright, T. J. (2007) Fault growth at a nascent slow-spreading ridge: 2005 Dabbahu rifting episode, Afar. *Geophys. J. Int.*, **171**, 1226–1246, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03584.x.
- Rubin, A. M. (1993) Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **119**, 641–659, doi: 10.1016/0012-821X(93)90069-L.
- Rubin, A. M., Gillard, D. and Got, J.-L. (1998) A reinterpretation of seismicity associated with the January 1983 dike intrusion at Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10,003–10,015, doi: 10.1029/97JB03513.
- Ruch, J., Acocella, V., Geshi, N., Nobile, A. and Corbi, F. (2012) Kinematic analysis of vertical collapse on volcanoes using experimental models time series. *J. Geophys. Res.*, **117**, B07301, doi: 10.1029/2012JB009229.
- Sacks, I. S., Suyehiro, S., Evertson, D. W. and Yamagishi, Y. (1971) Sacks-Evertson strainmeter, its installation in Japan and some preliminary results concerning strain steps. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **22**, 195–208.
- Sagiya, T. (2004). A decade of GEONET: 1994–2003 – The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies -. *Earth Planet. Space*, **56**, xxix–xli, doi: 10.1186/BF03353077.
- 斎藤正徳 (2009) 地震波動論. 東京大学出版会.
- Salzer, J. T., Nikkhoo, M., Walter, T. R., Sudhaus, H., Reyes-Dávila, G., Bretón, M. and Arámbula, R. (2014) Satellite radar data reveal short-term pre-explosive displacements and a complex conduit system at Volcán de Colima, Mexico. *Front. Earth Sci.*, **2**, 12, doi: 10.3389/feart.2014.00012.
- Sansosti, E., Casu, F., Manzo, M. and Lanari, R. (2010) Space-borne radar interferometry techniques for the generation of deformation time series: An advanced tool for Earth's surface displacement analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L20305, doi: 10.1029/2010GL044379.
- Schmidt, D. A. and Bürgmann, R. (2003) Time-dependent land uplift and subsidence in Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2416, doi: 10.1029/2002JB002267.
- Scholz, C. H. (1998) Earthquake and friction laws. *Nature*, **391**, 37–42, doi: 10.1038/34097.
- Segall, P. (2010) **Earthquake and Volcano Deformation**. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA, 432 p.
- Segall, P. and Davis, J. L. (1997) GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **25**, 301–336, doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.301.
- Segall, P., Cervelli, P., Owen, S., Lisowski, M. and Miklius, A. (2001) Constraints on dike propagation from continuous GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, **106**, 19,301–19,317, doi: 10.1029/2001JB000229.
- Segall, P., Llenos, A. L., Yun, S.-H., Bradley, A. M. and Syracuse, E. M. (2013) Time-dependent dike propagation from joint inversion of seismicity and deformation data. *J. Geophys. Res.*, **118**, 5785–5804, doi: 10.1002/2013JB010251.
- Sezawa, K. (1931) The plastico-elastic deformation of a semi-infinite solid body due to an internal force. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **9**, 398–406.
- Shinohara, H. (2008) Excess degassing from volcanoes and its role on eruptive and intrusive activity. *Rev. Geophys.*, **46**, RG4005, doi: 10.1029/2007RG000244.
- Simkin, T. (1993) Terrestrial volcanism in space and time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **21**, 427–452, doi: 10.1146/annurev.earth.21.050193.002235.
- Simons, M. and Rosen, P. A. (2015) Interferometric Synthetic Aperture Radar geodesy. In *Treatise on Geophysics, Second Edition* (Schubert, G., ed), **3**, 273–304, pp. 339–385. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00061-0.
- Sneddon, I. N. (1951) *Fourier Transform*. McGraw-Hill, New York, USA.
- Sparks, R. S. J. (2003) Forecasting volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 1–15, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00124-9.
- Sturkell, E., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Ólafsson, H. and Theodórsson, T. (2008) Multiple volcano deformation sources in a post-rifting period: 1989–2005 behaviour of Krafla, Iceland constrained by levelling, tilt and GPS observations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **177**, 405–417, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.013.
- Tatarski, V. L. (1961) **Wave propagation in a turbulent medium**. McGraw-Hill, New York, USA. 285 p.
- Tarantola, A. (2005) **Inverse problem theory and methods for model parameter estimation**. Society for Industrial Applied Mathematics, Philadelphia, Pennsylvania, USA. 352 p.
- Takada, Y. and Fukushima, Y. (2013) Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Nat. Geosci.*, **6**, 637–641, doi: 10.1038/ngeo1857.
- Takeo, M., Aoki, Y., Ohminato, T. and Yamamoto, M. (2006)

- Magma supply path beneath Mt. Asama volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15310, doi: 10.1029/2006GL026247.
- Takeo, M., Maehara, Y., Ichihara, M., Ohminato, T., Kamata, R. and Oikawa, J. (2013) Ground deformation cycles in a magma-effusive stage, and sub-Plinian and Vulcanian eruptions at Kirishima volcanoes, Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 4758–4773, doi: 10.1002/jgrb.50278.
- Tarchi, D., Casagli, N., Moretti, S., Leva, D. and Sieber, A. J. (2003) Monitoring landslide displacements by using ground-based synthetic aperture radar interferometry: Application to Ruinon landslide in the Italian Alps. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2387, doi: 10.1029/2002JB002204.
- Thomson, W. T. (1950) Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *J. Appl. Phys.*, **21**, 89–93, doi: 10.1063/1.1699629.
- Toda, S., Stein, R. S. and Sagiya, T. (2002) Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, **419**, 58–61, doi: 10.1038/nature00997.
- Trasatti, E., Giunchi, C. and Piana Agostinetti, N. (2008) Numerical inversion of deformation caused by pressure sources: application to Mt. Etna, Italy. *Geophys. J. Int.*, **172**, 873–884, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03677.x.
- Trasatti, E., Cianetti, S., Giunchi, C., Bonafede, M., Piana Agostinetti, N., Casu, F. and Manzo, M. (2009) Bayesian source inference of the 1993–1997 deformation at Mount Etna (Italy) by numerical solutions. *Geophys. J. Int.*, **177**, 806–814, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04093.x.
- Trippanera, D., Ruch, J., Acoella, V. and Rivalta, E. (2015) Experiments of dike-induced deformation: Insights on the long-term evolution of divergent plate boundaries. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 6913–6942, doi: 10.1002/2014JB011850.
- Tsai, V. C. (2011) A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. *J. Geophys. Res.*, **116**, B04404, doi: 10.1029/2010JB008156.
- Wadge, G., Macfarlane, D. G., Robertson, D. A., Hale, A. J., Pinkerton, H., Burrell, R. V., Norton, G. E. and James, M. R. (2005) AVTIS: A novel millimetre-wave ground based instrument for volcano remote sensing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **146**, 307–318, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.03.003.
- Wadge, G., *et al.* (2008) Lava dome growth and mass wasting measured by a time series of ground-based radar and seismicity observations. *J. Geophys. Res.*, **113**, B08210, doi: 10.1029/2007JB005466.
- Williams, C. A. and Wadge, G. (1998) The effect of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1549–1552, doi: 10.1029/98GL011136.
- Williams, C. A. and Wadge, G. (2000) An accurate and efficient method for including the effect of topography in three-dimensional elastic models of ground deformation with applications to radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, **105**, 8103–8120, doi: 10.1029/1999JB900307.
- Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D. and Stork, A. (2006) Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, **442**, 291–294, doi: 10.1038/nature04978.
- Wright, T. J., *et al.* (2012) Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land. *Nat. Geosci.*, **5**, 242–250, doi: 10.1038/ngeo1428.
- 山川宜男 (1955) 内部力源による半無限弾性体の変形について. *地震*, **8**, 84–98.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K. and Nakamoto, M. (2013) Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima Volcano, Japan during 1996–2010 as revealed by repeated precise leveling surveys. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 137–151.
- Yamaoka, K., Kawamura, M., Kimata, F., Fujii, N. and Kudo, T. (2005) Dike intrusion associated with the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **67**, 231–242, doi: 10.1007/s00445-004-0406-2.
- Yang, X.-M., Davis, P. M. and Dieterich, J. H. (1988) Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4249–4257, doi: 10.1029/JB093iB05p04249.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D. and Yuan, X. (2003) Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, central Andes. *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 789–807, doi: 10.1007/PL00012557.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A. and Hensley, S. (1997) Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *J. Geophys. Res.*, **102**, 7547–7563, doi: 10.1029/96JB03804.
- Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S. and Behr, J. (1997) Southern California permanent GPS geodetic array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18,035–18,055, doi: 10.1029/97JB01380.
- Zhu, L. and Rivera, L. A. (2002) A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophys. J. Int.*, **148**, 616–627, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01610.x.

(編集担当 前田裕太)