

## 2015年8月桜島群発地震の振幅を用いた震源推定

### Hypocenter Distribution of an Earthquake Swarm that Occurred on August 2015 Beneath Sakurajima Volcano Using Seismic Amplitudes

中道治久・井口正人・為栗健

Haruhisa NAKAMICHI, Masato IGUCHI and Takeshi TAMEGURI

#### Synopsis

A rapid ground deformation associated with an intense volcano-tectonic (VT) earthquake swarm was observed on August 15, 2015 at Sakurajima Volcano. We applied the amplitude source location (ASL) method to estimate 250 hypocenters of the VT earthquakes. We estimate site amplitude factors using regional earthquakes and the coda normalization method. Vertical component velocity seismograms were corrected with the site factors and converted to the RMS amplitude for input of the ASL method. A plot of the residuals for a hypocenter by the ASL method shows that horizontal locations are well constrained compared to the depths. The epicenters of the VT swarm distribute in and around the dike source, which is estimated by geodetic measurements. The epicenters are also located around northeastern and south-western tips of the dike. The depths of the earthquakes are poorly constrained. The temporal change of the hypocenter distribution is weakly seen. The epicenters are concentrated close to the dike at the first 3 hours of the swarm, after that the epicenter distribution spreads from the dike source to the north-east and south directions.

**キーワード:** 桜島火山, 群発地震, 震源, 地震振幅

**Keywords:** Sakurajima Volcano, earthquake swarm, hypocenter, seismic amplitude

#### 1. はじめに

火山噴火に前駆して火山近傍で群発地震が起こることはよく知られているが(例えば, McNutt, 1996), 噴火未遂となるケースもある(例えば, Nishimura and Ueki, 2011). 群発地震の発生初期には頻度および規模ともに小さいが, 時間経過に伴い頻度および規模が大きくなる. そして, 群発地震の発生の後半では頻度および規模は共に小さくなる. そのため, 群発地震活動のピーク時においては地震波形が重なり, そのため, 初動到達時刻の読み取りが困難になるため, 地震発生数に対する震源決定数が少なくなる. また, 一般的に火山性地震のS波初動到達時刻の読み取りは容易ではない. そこで, 火山の群発地震の震源決定では初動到達時刻によらない方法を模索する

必要がある. その方法の一つが, 振幅を用いた震源決定法 (Amplitude Source Location法, 以下ASL法とする) が火山性地震を対象に適用されてきた (例えば, Battaglia and Aki, 2003; Kumagai et al., 2013). 2015年8月15日に桜島において明瞭な地殻変動を伴った群発地震が発生し, ダイク貫入イベントであったと解釈されており (Hotta et al., 2016; Morishita et al., 2016), 重力観測から貫入物質の密度が $1 \text{ g/cm}^3$ と推定され, 発泡が進んだマグマと解釈されている (風間ら, 2016). なお, 2015年8月15日に桜島で発生した群発地震の初動を用いた震源決定結果は既に為栗ら (2016) によって報告されている. そこで, 本報告では対象とする群発地震のASL法を用いた震源推定結果を示す.

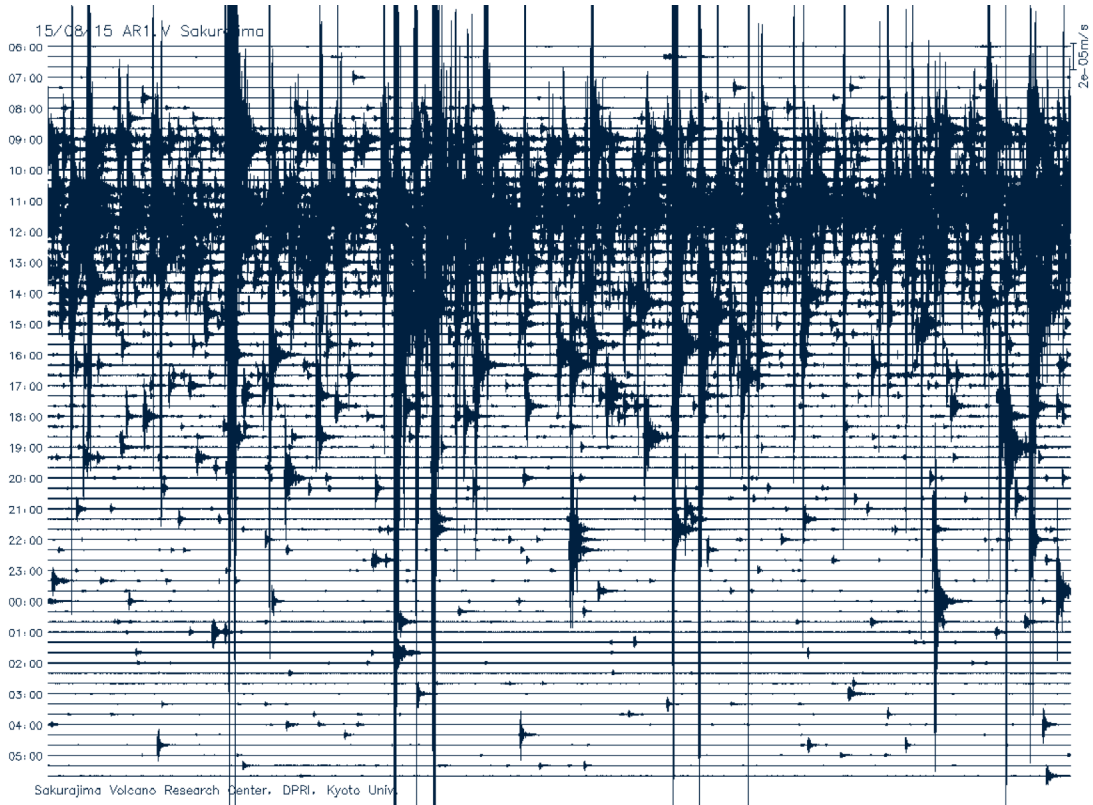


Fig. 1 Continuous seismogram of vertical component of a short-period seismometer at station AR1 in the period from 6AM on August 15, 2015 to 6AM on August 16, 2015.

## 2. 観測データと震源推定方法

京都大学防災研究所火山活動研究センター（桜島火山観測所）は桜島島内において定常地震観測を実施しており、有線（ADSLもしくはISDN）および無線（WiFiもしくは400MHz固定局）にて常時データが火山観測所まで伝送されている。加えて、桜島島内の福岡管区気象台・鹿児島地方気象台の観測点と大隅河川国道事務所の観測点のデータを分岐して火山観測所にて収録している。本研究では、島内の14箇所の観測点の上下動地震波形を用いる。Fig. 1に2015年8月15日午前6時から8月16日午前6時までの地震波形を示す。群発地震活動の主要な部分は8月15日であるが、その後発生頻度は低下しつつ地震活動は2週間程度継続した。今回は主要部である8月15日のみを解析対象とした。Fig. 2には解析に用いた観測点分布を示す。

ASL法では、地震波の放射方向によらず振幅が震源からの距離に反比例するという仮定をしている。この仮定は、火山地形および地下の不均質構造を考慮した地震波動計算から、周波数5Hz以上の高周波数側で成り立っていることが確認されている(Kumagai et al., 2011)。そこで、本研究では地震振幅を測定す

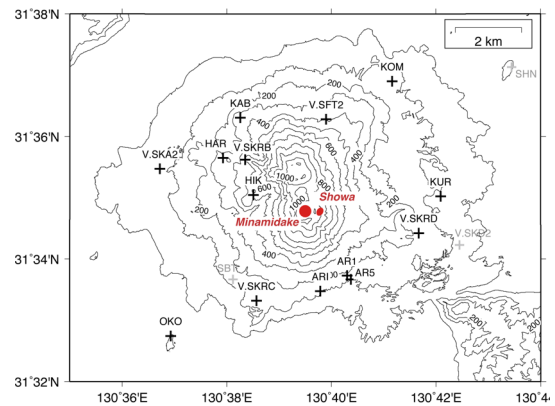


Fig. 2 Seismic stations at Sakurajima volcano were used for this study and are marked with solid pluses. Stations with gray pluses did not operated during the day. Red circles show the active craters.

るにあたって地震波形に5-9Hzの帯域通過フィルターを施すことにした。一方、地震計設置場所付近の地形や地盤によって、地震波の増幅特性（サイト特性）が異なることが知られており、ASL法適用にあたっては、サイト特性の補正が必要である。そこで、ユーダ正規化法（Phillips and Aki, 1986）を用いてサ

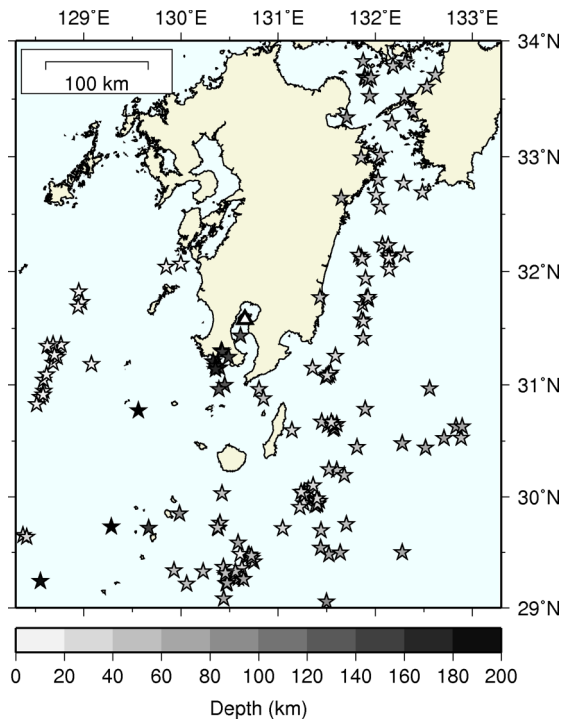


Fig. 3 Hypocenters of regional earthquakes used for estimating site amplification factors.

イト補正值を求める。2012年4月～2016年3月に発生した九州地方周辺（東経128.3°–133.3°，北緯29°–34°，深さ10–600 km）のM4以上の140個の地震をサイト補正值の算出に用いた。Fig. 3に用いた地震の震央を示す。該当する地震の波形データに5-9Hzの帯域通過フィルターを施した。気象庁一元化震源を用いてP波とS波の理論走時を計算し，P波到達時刻の15秒前から5秒前までの10秒間の時間窓にてRMS振幅を各観測点について求めた。これをノイズ振幅と定義する。また，S波走時の2倍の時間が経過した時刻から10秒間の時間窓におけるRMS振幅と2倍の時間経過した時刻の5秒後から10秒間の時間窓のRMS振幅を求めその平均値をコード振幅と定義する。コード振幅がノイズ振幅の3倍以上の場合のみ，コード振幅をデータとして採用して，観測点AR1のコード振幅を1とした場合の相対振幅を各観測点について採択データ数，平均，標準偏差を計算した。その結果をTable 1に示す。

Table 1に示す振幅係数（サイト補正值）で実際の観測データの振幅値から割ることで，補正後の振幅値とする。各観測点の上下動波形に5-9Hzの帯域通過フィルターを施し，Fig. 4に示すように10秒間の時間窓にてRMS振幅を計算する。連続波形に対してASL法による震源決定を連続的に行うことができるが，計算機に過剰な負荷が掛かってしまう。そのため，トリガーを掛けて，トリガーが掛かった場合のみASL法の計算を実施するようにしている。トリガー

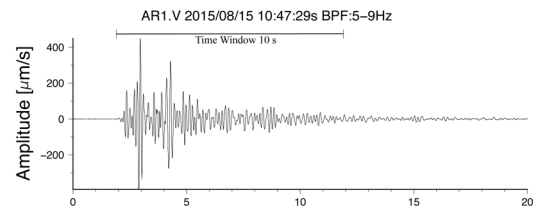


Fig. 4 Example of a time window used for RMS calculation of a volcano-tectonic earthquake at station AR1.

には短時間（1秒間）のRMS振幅と長時間（10秒間）のRMS振幅の1秒毎の差分の絶対値がトリガーレベル（3倍）を超えたらトリガーONで，トリガーレベル（0.1倍）を下回ったらトリガーOFFとしている。なお，トリガーON/OFFでは7観測点以上を条件としている。2015年8月15日の1日分の連続波形に対してトリガーを掛けて，掛かった場合に14点のデータにてASL法による震源計算を行う。

ASL法では震源位置はグリッドサーチにて推定する。グリッドサーチの対象範囲は，水平方向について桜島全体をカバーする範囲（東経130.58°–130.73°，北緯31.53°–31.63°）とし，深さは-1~6 kmとする。グリッドは水平方向が0.001°間隔，深さ方向が0.1 km間隔に配置する。この範囲内に，既往研究の震源とダイク貫入イベント時の地殻変動源（Hotta et al., 2016）が含まれる。ASL法の適用にあたって，減衰定数 $Q = 50$ ，減衰を計算する際の周波数を7Hzとした。RMS振幅計算の時間窓は，各グリッドから観測点の間のS波走時を用いて位置を決定させる。走時計算に

Table 1 Coda amplification of seismic station on Sakurajima with respect to station AR1.

Station	Amplification factor	Standard deviation	Number of data
AR1	1.0	none	none
AR5	1.122	0.294	63
ARIN	1.034	1.175	49
HAR	0.729	0.812	37
HIK	7.365	5.838	122
KAB	1.067	0.880	54
KOMN	1.207	1.496	43
KURN	1.692	2.484	57
OKO	4.834	19.346	48
V.SFT2	1.447	1.053	68
V.SKA2	1.974	1.158	76
V.SKD2	1.075	0.953	51
V.SKRB	52.702	114.890	119
V.SKRC	3.494	1.553	104
V.SKRD	3.143	2.618	97

は2通りの半無限均質速度構造を用い、S波速度 $V_s = 1.44$  km/sをケース1、 $V_s = 2.13$  km/sをケース2とする。ケース1は既往研究（為栗ら、2016）や気象庁の業務で用いられている構造（ $V_p = 2.5$  km/s,  $V_p / V_s = 1.73$ ）であり、ケース2は2008年実施の人工地震探査の結果（Tsutsui et al., 2013）の地表から深さ6 kmのP波速度の加重平均値（ $V_p = 3.7$  km/s）に $V_p / V_s = 1.73$ を仮定した値である。

### 3. 震源推定結果と議論

Fig. 5に午前10時47分36秒を終端とする時間窓の地震についてASL法による震源推定結果を示す。ケ

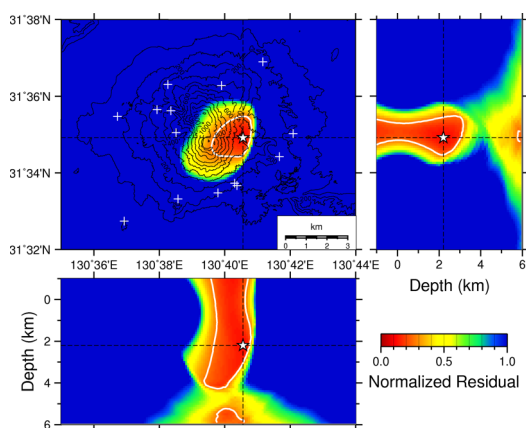


Fig. 5 Estimated hypocenter of a VT earthquake on 10:47 (open star) and distribution of normalized residual. Thick white lines show boundaries with a residual less than and equal to 0.27, which corresponds to the 95% confidence interval estimated from a F-test.

ース2の速度構造の場合の結果である。カラーにて規格化した残差分布を表しており、残差最小値における座標を白抜き星印で示す。図中の破線は断面の位置を表し、残差最小値における座標を含む断面である。図中の白太線は信頼度95%にてF検定にて区間推定した場合（例えば、Árnadóttir and Segall, 1994）の残差範囲（規格化残差0.27以下）を示す。震源の推定精度は水平方向については $\pm 1$  km程度であるが、深さ方向では $\pm 3$  km程度あり、深さ方向の制約が出来ていないことがわかる。このあと震源の分布や時間変化を議論するにあたっては震央つまり水平方向について主に議論をし、深さ方向は参考程度にとどめる。また、速度構造についてケース1とケース2を比較したところ、規格化残差のF検定による残差範囲はケース2（ $V_s = 2.13$  km/s）の方がケース1よりも狭いので、より震央の制約が良いと判断して、以後ケース2を採用する。

まず、初動到達時刻から決定した震源（為栗ら、2016）と対応する地震についてASL法にて推定した震源との比較をFig. 6に示す。12以上のP波到達時刻と6以上のS波到達時刻が読み取れた34個の地震を比較対象とした。

初動震源が火口直下の深さ1.5~4 kmに分布しているのに対して、ASL法による震源は東と南に広がっており、深さは-1~5 kmと広がっている。なお、深さが広がっている誤差を反映していると思われる。

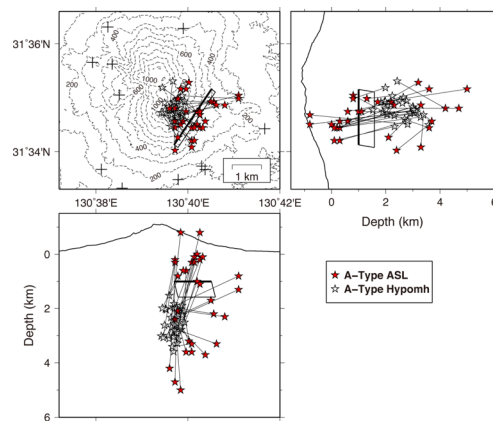


Fig. 6 Comparison of the hypocenters between the ASL method (red stars) and the ordinary method (open stars). Solid rectangle shows the location of the dike, and thick black line represents the top of the dike (Hotta et al., 2016).

ASL法による震源は貫入ダイクの位置（Fig. 6の矩形、Hotta et al., 2016）を取り囲むように分布している。

本研究にて8月15日に発生した地震のうち250個の震源をASL法にて推定した。この数は、8月15日に桜島で発生したと気象庁が判定したA型地震の個数982の4分の1である。Fig. 7に震源分布を示す。図中の星

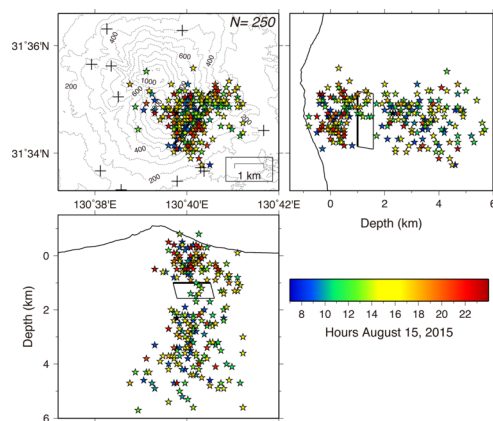


Fig. 7 Hypocenters of VT earthquakes of the swarm on August 15, 2015. Solid rectangle shows the location of the dike.

印が震源位置を示し、発生時間帯によって星内の色を変えている。震央はダイクの位置を周辺に分布し、ダイクの北東端から東方向と、ダイクの南西端から南方向に広がっている (Fig. 7)。また、数は少ないが山頂直下付近にも震央が分布している。Fig. 8に震源の時空間変化を示す。Fig. 8の右側上図が南北断面、右側下図が深さ断面における時間経過と震源を示す。群発地震が発生開始した7時台から3時間経過した10時半まではダイク周辺に震央が分布しているが (これをステージIとする)、10半以降に震央はダイク北東端から東方向、および南西端から南方向に分布しており、震央域の拡大がみられる (これをステージIIとする)。

次に、震央分布と地殻変動の変化と比較すると、ステージIからIIへ震源分布が拡大したタイミングは10時27分頃でFig. 9の上図の傾斜計の変化のトレンドが急変するタイミングに一致する。また、観測点AR1に対する観測点ARIN (山頂より南側)とV.SKRB (山頂より北西側)のサイト補正後の相対振幅の比較をFig. 9の下図に示す。ステージIではARINの相対振幅が0.5~1に分布していたが、ステージIIでは0.3~0.9に多くが分布する。ステージIでは震央とARINの距離と震央とAR1の距離は同程度であると示唆されるが、ステージIIでは震央とARINの距離は震央と

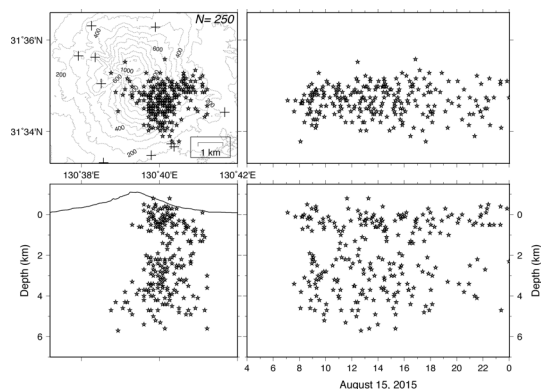


Fig. 8 Spacio-temporal distribution of hypocenters of VT earthquakes of the swarm on August 15, 2015.

AR1の距離より大きいことが示唆される。つまり、このことはステージIIにおいてダイク北東端から東方向に震央が拡大していったことと矛盾しない。また、V.SKRBの相対振幅がステージIでは0.1~0.9に分布するが、ステージIIでは大半が0.1~0.7に分布する。これは、ステージIIでは震央がV.SKRBから離れる方向に主に分布するようになることを示唆しており、ステージIIで震央がダイクの北東端から東方向に拡大し、ダイクの西南端から南方向に拡大したことと矛盾しない。

#### 4. おわりに

2015年8月15日に桜島にて発生した群発地震についてASL法 (Amplitude Source Location Method) にて震源位置を推定した。その結果、群発地震の4分の1の250個の地震の震源位置を推定した。震源位置については深さ方向には誤差が大きいと議論することは困難だが、水平位置つまり震央については議論可能である。震央は地殻変動から推定された貫入ダイクの位置の周辺に分布しており、群発地震開始から3時間以降にダイクの北東端から東方向と南西端から南方向に拡大した。この時間は地殻変動が急変するタイミングであり、震央の拡大はサイト補正後の相対振幅の変化から支持される。本研究では震源の深さ方向の制約が弱いため深さの議論が出来なかった。今後はより山体に近い臨時地震観測点データを用いることや、走時の計算に3次元速度構造を使うことで震源推定精度を向上させたい。

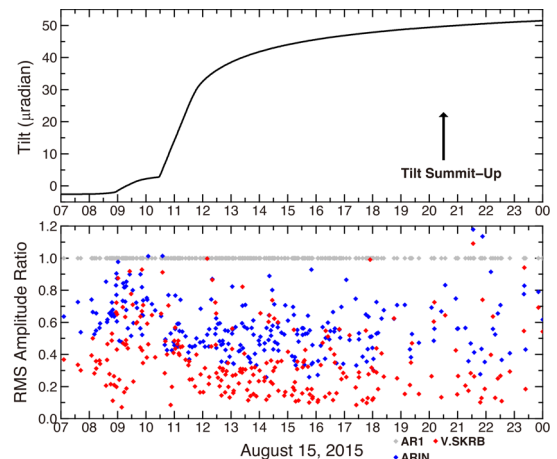


Fig. 9 (top) Record of a water-tube tiltmeter at station AR1. The tiltmeter directs to the crater of Sakurajima. A turning point of the deformation is found at 10:27AM. Stage I is the period before the turning point, while Stage II is the period after the point. (bottom) Relative amplitude ratios of stations ARIN (blue diamond) and V.SKRB (red diamond) with respect to station AR1 (gray diamond).

#### 謝 辞

本研究では、桜島火山観測所、気象庁、大隅河川国道事務所のデータを用いた。F検定について堀田耕平博士にご教示いただいた。関係各位に記して感謝する。本研究は文部科学省「災害の軽減貢献するための地震火山観測研究計画」における「桜島火山におけるマグマ活動発展過程の研究 (課題番号1908)」およびJSPS科研費25400448の助成を受けました。

## 参考文献

- 風間卓仁・栗原剛志・山本圭吾・井口正人・福田洋一 (2016) : 2015年8月15日桜島膨張イベント時にCG-3M重力計で観測された相対重力および傾斜の連続的な時間変化, 火山, Vol. 61, No. 4, pp. 593-604.
- 為栗 健・堀田耕平・井口正人 (2016) : 2015年8月15日桜島火山で発生した群発地震活動, 日本地球惑星科学連合2016年大会, SVC47-07.
- Árnadóttir T. and Segall, P. (1994): The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data, *Jour. of Geophys. Res.*, Vol. 99, No. B11, pp. 21835-21855, doi:10.1029/94JB01256.
- Battaglia, J. and Aki, K. (2003): Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *Jour. of Geophys. Res.*, Vol. 108, 2368, doi:10.1029/2002JB002193.
- 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, Planets and Space*, Vol.68, No. 68, doi:10.1186/s40623-016-0450-0.
- Kumagai, H., Saito, T., O'Brien, G. and Yamashina, T. (2011): Characterization of scattered seismic wavefields simulated in heterogeneous media with topography, *Jour. of Geophys. Res.*, Vol. 116, B03308, doi:10.1029/2010JB007718.
- Kumagai, H., Lacson, R.Jr., Maeda, Y., Figueroa, M.S.II., Yamashina, T., Ruiz, M., Palacios, P., Ortiz, H. and Yepes, H. (2013): Source amplitudes of volcano-seismic signals determined by the amplitude source location method as a quantitative measure of event size, *Jour. of Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 257, pp. 57-71.
- McNutt, S.R. (1996): Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes, In Scarpa, R. and Tilling, R.I. eds, *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, pp. 99-146.
- Morishita, Y., Kobayashi, T. and Yurai, H. (2016): Three-dimensional deformation mapping of a dike intrusion event in Sakurajima in 2015 by exploiting the right- and left-looking ALOS-2 InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 43, pp.4197-4204, doi:10.1002/2016GL068293.
- Nishimura, T. and Ueki, S. (2011): Seismicity and magma supply rate of the 1998 failed eruption at Iwate volcano, Japan, *Bull. Volcanol.*, Vol. 73. No. 2, pp. 133-142.
- Phillips, W.S. and Aki, K. (1986): Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 76, No. 3, pp. 627-648.

(論文受理日 : 2017年6月13日)