

桜島火山における反復地震探査（2013 年観測）

Repetitive Seismic Survey 2013 in Sakurajima Volcano, South Kyushu, Japan. The Fifth Round

筒井智樹⁽¹⁾・井口正人・中道治久・為栗健・八木原寛⁽⁴⁾・大湊隆雄⁽⁵⁾・菅井明⁽³⁾・大島弘光⁽⁶⁾・三浦哲⁽⁷⁾・山本希⁽⁷⁾・市來雅啓⁽⁷⁾・野上健治⁽⁸⁾・武尾実⁽⁵⁾・市原美恵⁽⁵⁾・及川純⁽⁵⁾・山中佳子⁽⁹⁾・大倉敬宏⁽²⁾・安部祐希⁽²⁾・清水洋⁽¹⁰⁾・山下裕亮⁽¹⁰⁾・宮町宏樹⁽⁴⁾・小林励司⁽⁴⁾・味喜大介・山本圭吾・前川徳光⁽⁶⁾・平原聡⁽⁷⁾・渡邊篤志⁽⁵⁾・奥田隆⁽⁹⁾・堀川信一郎⁽⁹⁾・松廣健二郎⁽⁹⁾・園田忠臣・関健次郎・吉川慎⁽²⁾・平野舟一郎⁽⁴⁾・渡邊幸弘⁽³⁾・碓井勇二⁽³⁾・小林宰⁽³⁾・池田啓二⁽³⁾・長門信也⁽³⁾・小枝智幸⁽³⁾・和田さやか⁽⁶⁾・福原紘太⁽⁶⁾・佐藤礼⁽¹⁾・宮町凜太郎⁽¹⁾・佐藤泉⁽⁸⁾・蘭幸太郎⁽⁵⁾・水野尚人⁽⁵⁾・小林雅実⁽⁹⁾・神菌めぐみ⁽¹⁰⁾

Tomoki TSUTSUI⁽¹⁾, Masato IGUCHI, Harushisa NAKAMICHI, Takeshi TAMEGURI, Hiroshi YAKIWARA⁽⁴⁾, Takao OHMINATO⁽⁵⁾, Akira SUGAI⁽³⁾, Hiromitsu OSHIMA⁽⁶⁾, Satoshi MIURA⁽⁷⁾, Mare YAMAMOTO⁽⁷⁾, Masahiro ICHIKI⁽⁷⁾, Kenji NOGAMI⁽⁸⁾, Minoru TAKEO⁽⁵⁾, Mie ICHIHARA⁽⁵⁾, Jun OIKAWA⁽⁵⁾, Yoshiko YAMANAKA⁽⁹⁾, Takahiro OHKURA⁽²⁾, Yuki ABE⁽²⁾, Hiroshi SHIMIZU⁽¹⁰⁾, Yusuke YAMASHITA⁽¹⁰⁾, Hiroki MIYAMACHI⁽⁴⁾, Reiji KOBAYASHI⁽⁴⁾, Daisuke MIKI, Keigo YAMAMOTO, Tokumitsu MAEKAWA⁽⁶⁾, Satoshi HIRAHARA⁽⁷⁾, Atsushi, WATANABE⁽⁵⁾, Takashi OKUDA⁽⁹⁾, Shinichiro HORIKAWA⁽⁹⁾, Kenjiro MATSUHIRO⁽⁹⁾, Tadaomi SONODA, Kenjiro SEKI, Shin YOSHIKAWA⁽²⁾, Shuichiro HIRANO⁽⁴⁾, Yukihiko WATANABE⁽³⁾, Yuji USUI⁽³⁾, Tsukasa KOBAYASHI⁽³⁾, Keiji IKEDA⁽³⁾, Shinya NAGATO⁽³⁾, Tomoyuki KOEDA⁽³⁾, Sayaka WADA⁽⁶⁾, Genta FUKUHARA⁽⁶⁾, Rei SATO⁽¹⁾, Rintaro MIYAMACHI⁽¹⁾, Izumi SATO⁽⁸⁾, Kohtaro ARARAGI⁽⁵⁾, Naoto MIZUNO⁽⁵⁾, Masami KOBAYASHI⁽⁹⁾, and Megumi KAMIZONO⁽¹⁰⁾

(1) 秋田大学, (2) 京都大学, (3) 気象庁, (4) 鹿児島大学, (5) 東京大学, (6) 北海道大学,
(7) 東北大学, (8) 東京工業大学, (9) 名古屋大学, (10) 九州大学

(1) Akita University, (2) Kyoto University, (3) Japan Meteorological Agency, (4) Kagoshima University,
(5) University of Tokyo, (6) Hokkaido University, (7) Tohoku University, (8) Tokyo Institute of Technology,
(9) Nagoya University, (10) Kyushu University

Synopsis

The fifth round of repetitive seismic survey in Sakurajima volcano and a qualitative forward modeling of the annual variation in reflectivity at the depth 4.9km are described. The seismic survey has been conducted on December 2013, as a round of repetitive seismic project since December 2009. The seismic survey includes six shot points and 74 temporary stations. The deviation seismic sections are obtained and the profile shows that there are significant variation in the horizons at 4.9km depth and 8.0km depth. A qualitative forward modeling of the horizon at 4.9km depth is discussed on the basis of the compiled deviation profiles for five years. A sandwich layer model is introduced and its parameter study suggests that the annual variation of the relative reflectivity may explained by decreasing of both density by several percent and velocity down to 80% in the sandwich layer of several tens meter thickness.

キーワード：桜島火山，構造探査，構造変化，マグマ供給系

Keywords: Sakurajima, Geophysical survey, Seismic survey, Magma

1. はじめに

九州南部に位置する桜島火山は日本でもっとも活動度の高い火山である。桜島火山では溶岩流出を伴う大噴火が歴史時代に5回記録されている。桜島火山では1955年10月以降南岳山頂火口からの爆発的噴火が主要な活動様式であったが、2006年以降には東山腹の昭和火口からの爆発活動を中心とする活動様式に変化してきている(Iguchi et al., 2013)。一方、桜島のマグマの供給源とされる始良カルデラでは大正噴火の沈静化直後から地表面の隆起が継続しており、現在ではほぼ大正噴火直前のレベルに達していることから、桜島では近い将来に再び大正噴火級の活動が発生することが予想されている(Iguchi, 2013)。

反復地震探査測線は桜島北部から東部にかけて2本が設定された。この地域は火山活動に伴う地盤変動がもっとも活発な地域である(江頭ら, 1997; 山本ら, 2012; 2013; Yamamoto et al., 2013)。Hidayati et al.(2007)は桜島を含む鹿児島湾北部地域で発生する地震の震源メカニズムの特徴と地盤変動パターンの特徴から、桜島北部の地下に始良カルデラからのマグマ供給路があるモデルを提唱している。さらにTsutsui et al.(2013)はこの地域における反射法地震探査によって地震反射断面と地震波速度構造を報告するとともに、東西測線断面の深さ5km付近の反射パターンの特徴を根拠に桜島北部から山頂直下にいたるホットゾーンを提唱した。

これまでも火山活動に伴う地震学的構造変化の報告がなされている。日本国内では東北大学のグループによる岩手山における研究(Yamawaki et al., 2004; Nishimura et al., 2005)および三宅島における研究(Anggono et al., 2012)がある。海外ではDuputel et al.(2009)のPiton de la Fournaise火山における研究例をはじめMordret et al.(2010)のRuapehu火山における研究例がある。これらはいずれも火山活動の進行にともなう地震波速度変化の検出を報告している。

本研究では地下における物性の変化をより高い分解能でとらえることをねらい、反射法地震探査の解析手法の適用を前提とした人工地震観測を繰り返し実施している。

2. 反復反射法探査測線

反射法地震探査実験は井口ら(2009)による2008年

11月の先行実験実施以降、毎年12月に1回ずつ実施されている(筒井ら, 2010; 2011; 2012; 2013)。2012年までの観測では測線はTsutsui et al.(2013)の展開を基本とした東西測線と南北測線の2本で構成されている。これらの測線は桜島北方の始良カルデラ深部から桜島に供給されるマグマの供給路の検出と、その推移の追跡を目的として展開された。

今回報告する2013年12月に行われた観測では、主に東西測線上の6ヶ所の発破と74点の観測点再設置が行われた(Fig. 1)。発破点UR2Eは200kgの、それ以外の5発破点は20kgの薬量のダイナマイトで実施された。発破点に関する諸元をTable 1に示す。2013年に再現された観測点をTable 2に示す。発破点および観測点は原則として毎年同じ場所に再現しており、発破点は20m以内、観測点は平均1m以内の場所に再現されている。これまでの観測における発破孔位置の変遷をFig. 2に示す。

測線を構成する臨時観測点はこれまでと同様に4.5Hz上下動地震計とLS-8200SD(白山工業製; 蔵下ら, 2006)から構成された。本観測の測線上で得られた観測波形をFig. 3に見かけ速度スケールとともにそれぞれ示す。

3. データと解析

地震探査実験によって桜島北部で得られた地震波形記録の一部は実験のたびに変化を示した。その代表的な例として発破SHREに対する毎年の観測波形をFig. 4に見かけ速度スケールとともに示す。Fig. 4に示されている補助線は、後述のR4.9kおよびR8.0kに対応する走時曲線である。

さらにホットゾーン上の発破点KOMEから0.13kmの地点X081Aにおける年ごとの観測波形変化を、それぞれの年の初動振幅で規格化してFig. 5に示す。Fig. 5のR4.9kとラベルされている枠は反射面R4.9kに相当する到来波群の位置である。各波形の書き出しは発震時刻で揃えている。測線東部で後続相振幅が変化していることが確認できる。

毎年の観測波形の変化を抽出することを目的として、各年の観測波形と2008～2011年の観測波形を平均した参照基準波形との差分波形を作成した。さらに観測波形変化を引き起こす原因となる場所の特定を目的として、差分記録による差分反射断面と参照基準断面から、最終的に反射偏差(Deviation)断面を

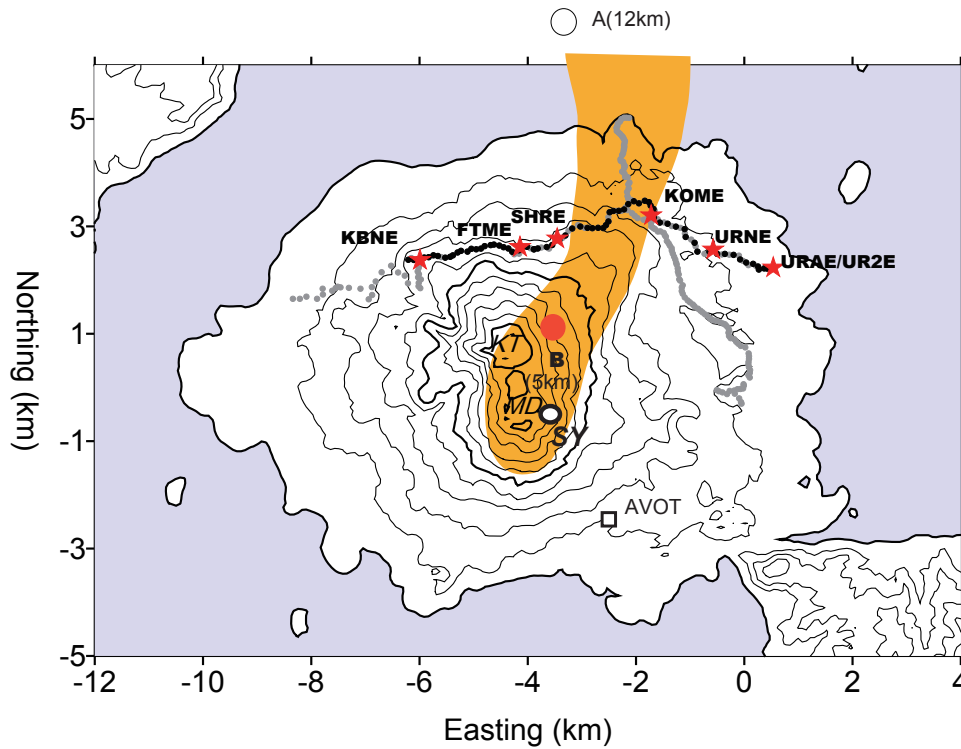


Fig. 1 The seismic lines. The black solid circles represent 74 seismic stations and the red asterisks are 6 shot points of the 2013 experiment, which deployed along the line EW. The gray solid circles are the seismic stations along the line NS in the 2012 experiment. The orange colored zone is "Hot zone" which presented by Tsutsui et al.(2013) for 5km depth. The open box AVOT marks a tilt meter station which operated by MLIT. The open circle A and the red solid circle are the subsurface pressure source presented in Iguchi et al (2013). Their depth are also labeled at the pressure sources. KT: the summit Kitadake, MD the summit Minamidake, SY: Syowa crater.

作成した。Fig. 6a に全体の観測波形処理，b に差分記録の処理手順をそれぞれ示す。本稿では参照基準断面に Tsutsui et al.(2013) の結果を用い，差分記録の反射法解析には Tsutsui et al. (2013) と同一の手順およびパラメータを用いた。

4. 結果

それぞれの年における反射偏差断面を参照基準断面 (Tsutsui et al., 2013) とともに Fig. 7 に示す。Fig. 7 は Tsutsui et al. (2013) の参照基準反射断面上の個別の点における反射強度と，年ごとの差分反射断面の対応する位置における差分量との積の符号を色で区別し，積の大きさを色の濃度で表すことで，参照基準断面からの反射強度の変化を直感的に表現する (Fig. 8)。反射偏差断面は参照基準断面に存在している反射イベントのうち，明瞭に変化しているものを抽出する表示法である。

Fig. 7 では 4.9km と 8km との 2 つの深さで反射強度の変化が現れる傾向が示されている。Fig 9a にこれら

の反射が現れる水平位置を示す。4.9km 深は桜島北東部での変化が顕著であるのに対して，8km 深では桜島北部で顕著な変化が見受けられる。これ以降前者を R4.9k，後者を R8.0k と呼ぶことにする。

R4.9k は九州南部の上部地殻の約 5km 深の不連続面 (Ono et al., 1978; 安藤ら，2002) に相当する。さらに R8.0k は，地盤変動観測結果 (Yamamoto et al., 2013) を考慮すると桜島北方の始良カルデラ中央部に推定されているマグマだまりの末端が見えている可能性がある。Fig. 9b に構造の模式図を示す。

Fig. 7 における反射強度の年ごとの変化の様子を以下にまとめる。R4.9k は 2010 年まで平均より強い反射強度を示すが，それ以降は年ごとに反射強度が弱まる傾向を示している。一方，R8.0k では 2009 年に 9km 深に強い反射が現れて以降，年を追うごとに反射の強い領域が浅い方へ移動しているように見える。

Table 1 Shot points.

Shot point	Shot time		Latitude (WGS84)			Longitude (WGS84)			Surface Altitude (m)	Charge size (kg)	Note
	Day	Time	Deg	Min	Sec	Deg	Min	Sec			
UR2E	2013/12/05	02:12:00.227	31	36	13.3164	130	42	26.0676	36.6	200	Current: S6
URNE	2013/12/05	01:07:00.374	31	36	24.2028	130	41	43.9332	91.6	20	Current: S7
KOME	2013/12/05	01:17:00.200	31	36	44.8884	130	41	00.3948	144.6	20	Current: S8
SHRE	2013/12/05	01:22:00.623	31	36	30.8772	130	39	54.5256	314.6	20	Current: S9
FTME	2013/12/05	01:27:00.154	31	36	25.7796	130	39	28.4292	328.6	20	Current: S10
KBNE	2013/12/05	01:12:00.175	31	36	17.8668	130	38	18.2652	367.6	20	Current: S11

Table 2 2013 stations.

2013 Re-installed stations										
X079A	X081A	X082A	X083A	X084A	X085A	X086A				
X001B	X003B	X004B	X005B	X006B	X007B	X008B	X009B			
X011B	X012B	X013B	X014B	X015B	X016B	X017B	X018B	X019B		
X020B	X021B	X022B	X023B	X024B	X025B	X026B	X029B			
X030B	X031B	X032B	X033B	X034B	X036B	X038B				
X040B	X042B	X044B	X046B	X048B	X049B					
X050B	X051B									
B099	B100	B102								
B201	B203	B205	B207							
X061B	X063B	X065B	X067B	X069B						
X071B	X073B	X075B	X077B	X079B						
X081B	X083B	X085B	X087B	X089B						
X091B	X092B	X093B	X094B	X095B						

74 stations

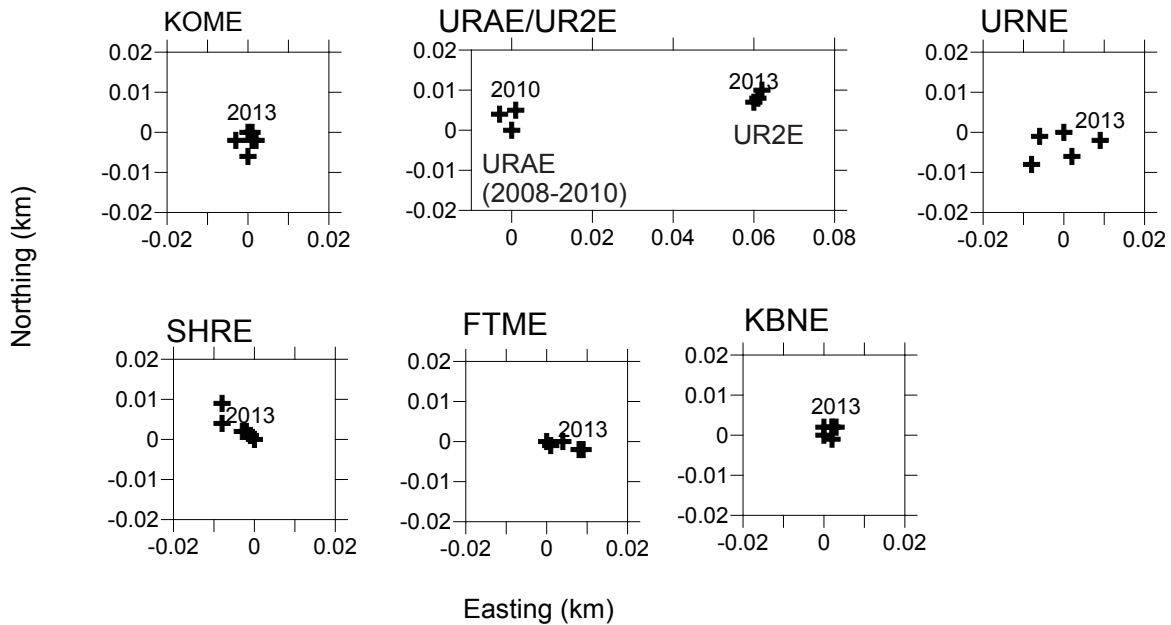


Fig.2 The shot holes in the each site during 2008 to 2013. The crosses are the relative locations of the shot holes. "2013" labels The shot locations are concentrated within 0.02km except for URAE/UR2E. The site URAE/UR2E presents both sites separated 0.06km in the same panel. The shot point URAE had been used until the 2010 experiment, then UR2E have been used since the 2011 experiment. The origin of each panel correspond to the 2009's shot hole.

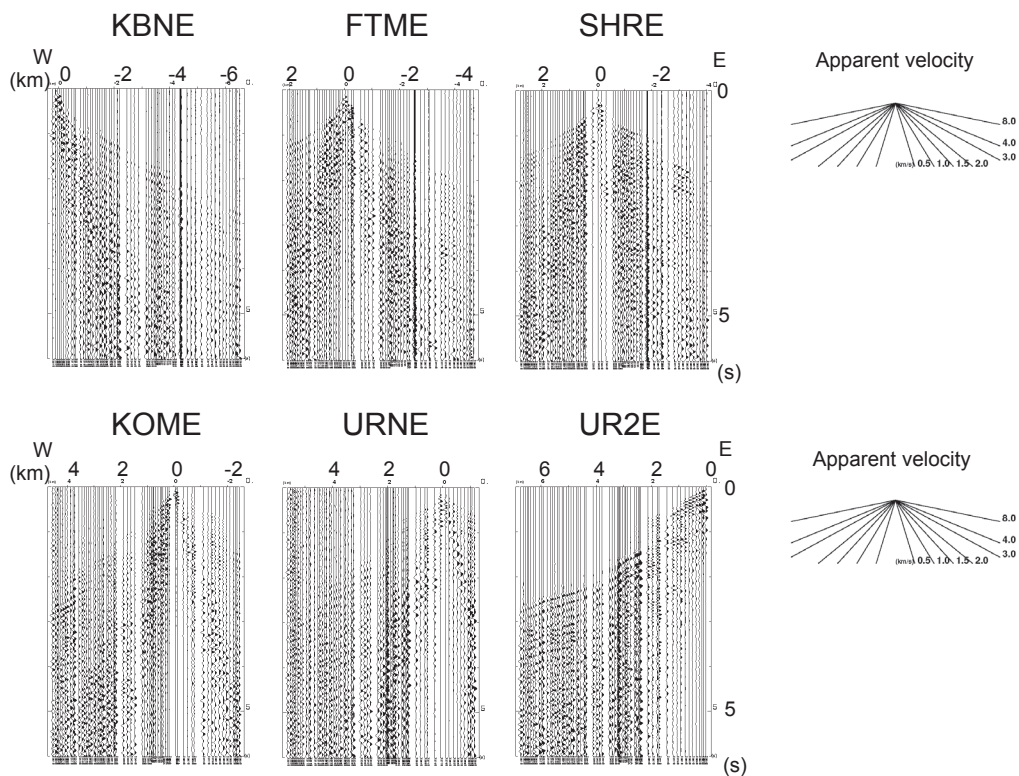


Fig. 3 The shot records. Six shot records for six seconds with normalized seismograms and corresponding two velocity fans are shown.

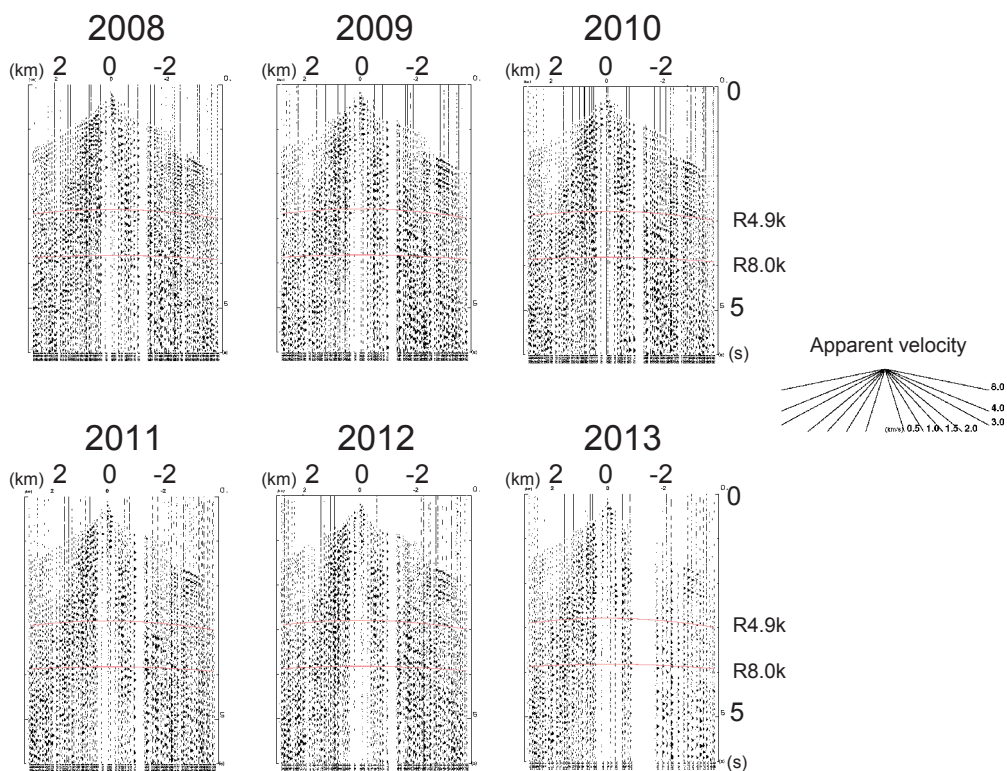


Fig. 4 The annual variations of the shot records. The annual shot records for the shot SHRE from 2008 to 2013 and the velocity fan are shown. The display style is the same as Fig. 3. Two red curves in each shot record are the reference travel time curves for the reflectors R4.9k and R8.0k.

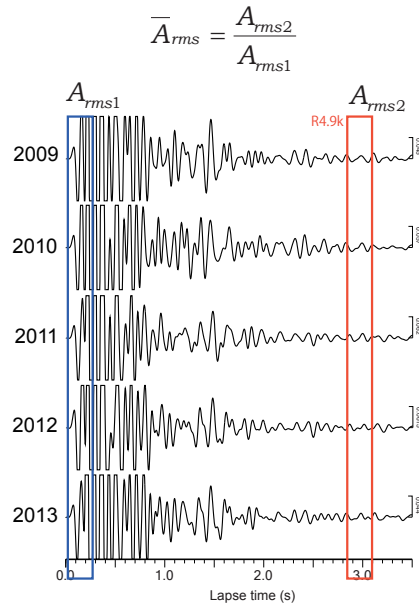


Fig. 5 The annual variation of the seismogram. The annual seismograms at the distance 0.13km (the station X081A) from the shot KOMÉ. The right and the left boxes marks the time windows for the reference rms amplitude A_{rms1} and for the target rms amplitude A_{rms2} for the horizon R4.9k.

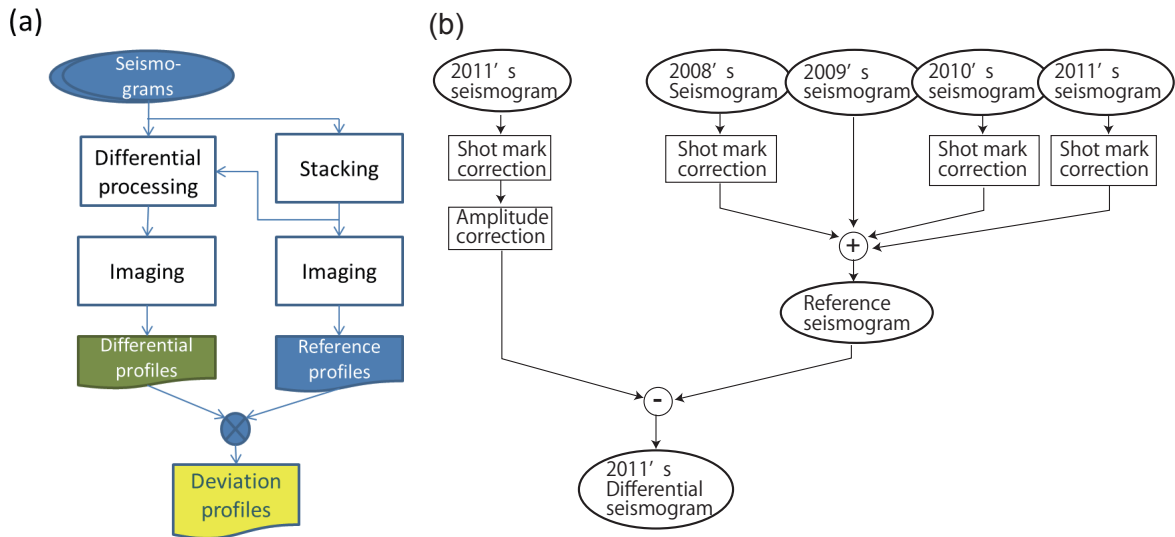


Fig. 6 Data processing. (a) presents whole data processing. (b) shows differential processing of seismograms.

5. 考察

ここではもっとも顕著に認められる R4.9k の反射強度変化について考察する。

Fig. 4 に示される観測点 X081A 記録で R4.9k の反射位相に対応する時間窓の rms 規格化振幅の 2009 年観測に対する相対変化を Fig. 10 に示す. rms 規格化振幅は対象とする時間窓の rms 振幅を、同じ年の初動 rms 振幅で割り算したものである. Fig. 10 に示されるように、測線東部のホットゾーン直上における R4.9k の反射波相対振幅は 2011 年に最大になった後減少する傾向にある. 最大の 2011 年の相対振幅

は 2009 年のそれに対して 39% 増である. また最小の 2013 年の相対振幅は 2009 年のそれに対して 13% 減であった. この変化は AVOT における傾斜変動観測結果と正の相関を示している. 同様な振幅変化は Fig. 10 に示されるような一つのショット観測点組み合わせばかりでなく、ホットゾーンを挟んで相対するショットと観測点との組み合わせでも観測された.

反射振幅の変化を説明するために、対応する 4.9km 深の境界面に低速度層が挟在層として貫入したモデルを導入する (Fig. 11a). 先述のように 4.9km 深の反射面は九州南部の上部地殻中の約 5km 深の不連続面 (Ono et al. 1978; 安藤ら, 2002) に相当し、この不連

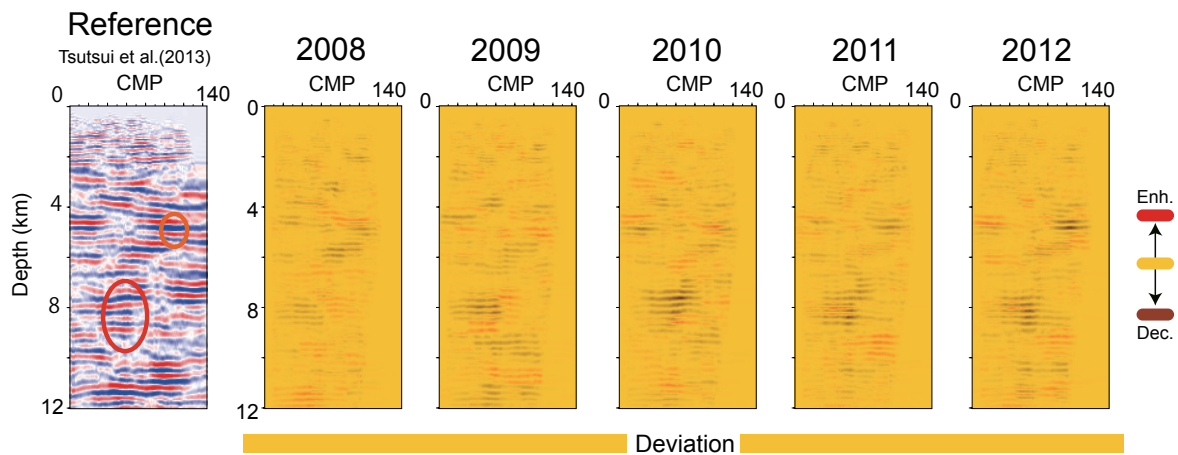


Fig. 7 The deviation profiles for 2008 to 2012. The deviation profiles and the reference profile are shown. The orange and red ellipsoids mark the significant horizons R4.9k and R8.0k in the reference profile, respectively. Color code in the deviation profiles are presented in the succeeding figure.

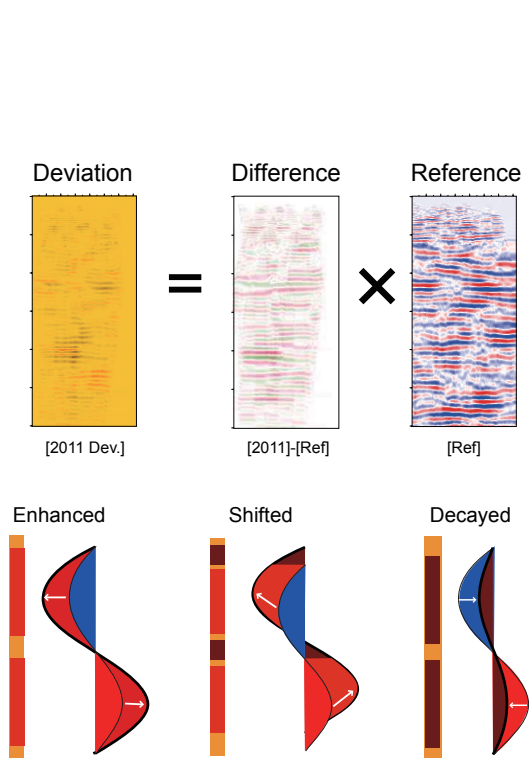


Fig. 8 The schematic illustration of the derivation and the legend of the deviation profile. Red, yellow, and brown colors in the deviation profiles present increase, neutral, and decrease in the reflection intensity from the average level. Alternative pattern of red and brown describes migration of a reflection event.

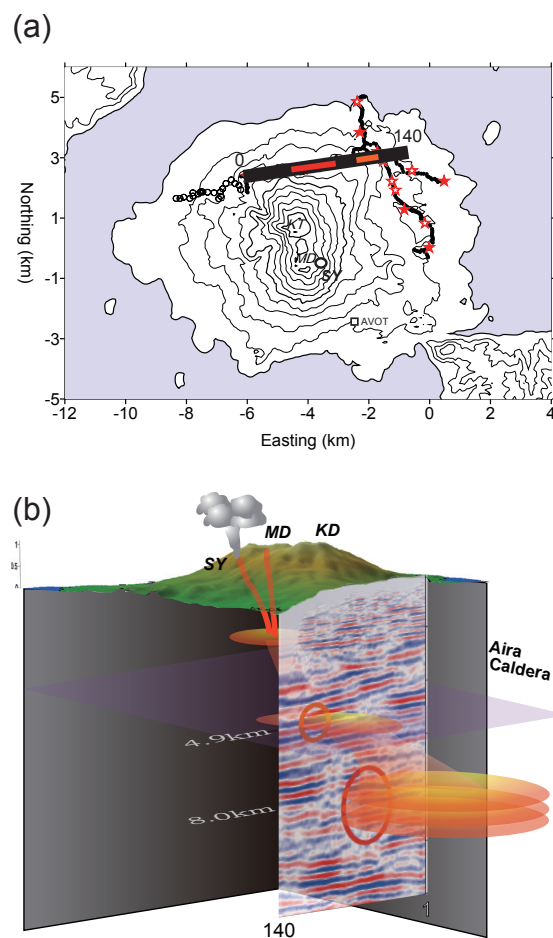


Fig. 9 The location of the significant deviation of the seismic reflection. (a) Location map. The thick line represents the profile. The orange and red markers describe the significant deviations in R4.9k and R8.0k, respectively. (b) Schematic image of these horizons.

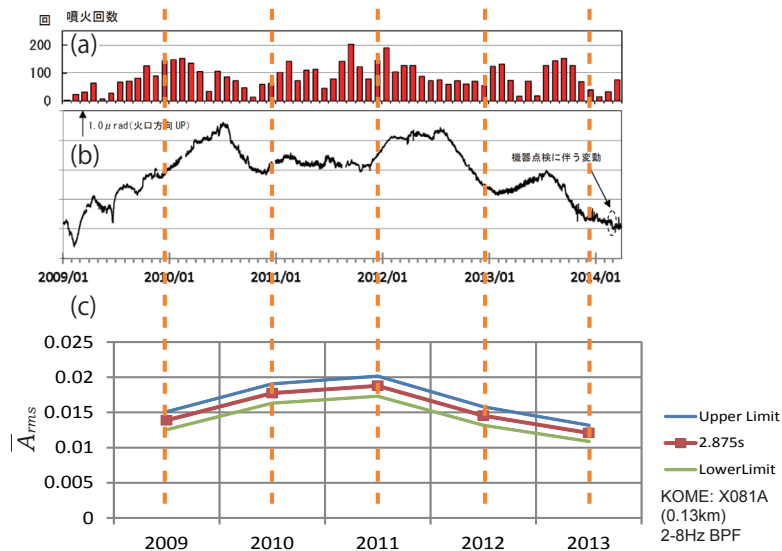


Fig. 10 The chronology of the intensity of the horizon R4.9k and other observations. (a) presents explosions at the crater, which compiled by JMA. (b) is drift-free tilt record at AVOT which is operated by MILT. (c) shows annual variation of the relative intensity Arms of the horizon R4.9k at 0.13km from the shot KOMÉ.

続面がマグマなどの移動を拘束する可能性がある。したがって Ono et al., (1978) のモデルの 5km 付近の境界面に挟在層を入れることにした。この挟在層の厚み、密度および速度の 3 つのパラメータがみかけの反射係数を支配する。

挟在層中の速度を固定して厚みを変化させた場合の反射係数の変化を示したのが Fig. 11b である。厚みが増大するほど反射係数が増大する傾向があるが反射係数は必ずしも単調増加ではなく、挟在層中の 1/4 波長に近づくと増加は頭打ちになる。また厚さ 20m から 70m の間がもっとも反射率の変化が大きい。密度減少が 10% の場合には 20m の層厚増大で、5% の場合には 30m の層厚増大で 30% の反射係数増加が示されている。

次に挟在層中の速度を固定して密度変化に対する反射係数変化を求めたのが Fig. 11c である。2570kg/m³ を基準密度とした。挟在層の密度変化と反射係数の変化は逆相関の傾向を示す。また、挟在層が厚いほど同じ密度変化に対する反射係数の変化率が大きい傾向にある。挟在層厚 50m を想定すると、密度の 5% 減少で反射係数は約 10% 増加する。+5% が下位層に対する浮力ゼロの密度である。

次に挟在層の速度変化に対応する反射係数変化についても検討する。Fig. 11d は 5% の密度減少下の速度変化に対する反射係数の応答を示す。反射係数は速度とも逆相関の傾向を示す。挟在層が厚いほど速度変化に対する速度変化の割合は大きくなる。挟在層の基準状態の反射係数に対して 30% の増大を示すの

は、厚さ 50m では約 6% の速度減少、厚さ 20m では約 15% の速度減少に対応する。速度と密度は弾性波に対するインピーダンスを支配しているパラメータであるが、同じインピーダンスの 10% 変化でも速度変化の方が反射係数への影響が強く出る傾向にある。

現時点では挟在層を特徴付ける 3 つのパラメータ (厚さ、密度、速度) を一意的に決定することができない。しかし、以下のように他の分野の観測事実を参照して考察することである範囲内に拘束することができる。以下の議論は挟在層の内部が安山岩質マグマであることを想定している。

まず、挟在層の厚み変化は反射係数変化の主原因とはなり得ないと考える。しかし、挟在層の厚さがゼロであるとする、残りの 2 つのパラメータである密度および速度の変化に対して反射係数の変化が説明できない。桜島の活動が約 2 万年続いていることを考慮すると、観測開始時には十分な厚みの挟在層がすでに存在していたと考えるのがよい。ここで議論している挟在層は Sill に相当する。露頭の観察より Gudmundsson(2012) はアイスランドにおける玄武岩シルの厚みは 7 ~ 20m 程度と報告し、その他にも Miller et al.(2011) は Colorado Plateau で Felsic sill が 0.01m ~ 30m の厚さで、Mafic sill が 1 ~ 50m の厚みであることを報告している。また Tomson(2005) は大西洋で行われた地震探査断面に現れた sill の厚みを 7 ~ 20m 程度と見積もっている。Beswick(1965) は半深成岩 granophyre の sill の厚みを 15 ~ 50m と報告している。このことを考慮すると、挟在層の厚みは 20m

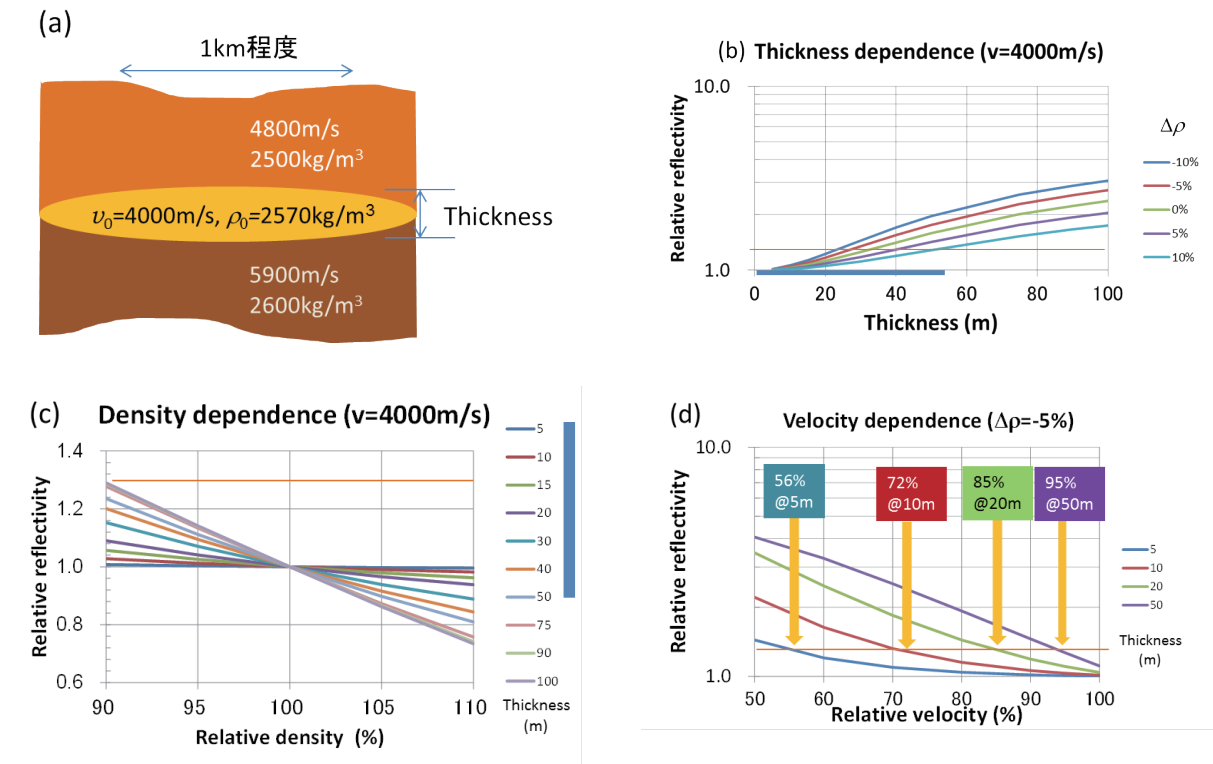


Fig. 11 The sandwich model and effects of its parameters on relative reflectivity. (a) shows the schematic illustration of the model. (b) presents thickness effects for various density in the sandwich layer. (c) presents density effects for various thickness. (d) describes velocity effects for various thickness. Red horizontal line in each graph marks 30% increase of the reflectivity.

～50m程度であろうと考えられる。

既存の Sill があつたとしてもその厚み変化が反射強度変化を強く支配していると考えにくい。江頭ら (1997) および山本ら (2012; 2013), Yamamoto et al.(2013) による桜島北岸における水準測量結果では、地表における年間垂直変動は数センチメートルのオーダーである。これらの結果による体積変動量は 10^6m^3 と見積もられている (Iguchi, 2013)。このような地表の垂直変動のオーダーを説明するモデルの一つとして、5.0km 深に測線方向 0.1km × 奥行き方向 1km × 開口量 10m の水平開口断層モデルが考えられる (高木私信)。水平開口断層が問題の挟在層に相当し、開口量がその厚さの変化に対応する。開口量が 10m であつたとしても 3 割の反射強度変化を説明しきれない。また体積変動量を固定して測線方向の長さを長くするとそれに反比例して開口量を縮小しなければならない。地震反射偏差断面で認められる R4.9k の幅が約 1km であることを考慮すると開口量はたかだか 1m 程度と考えられ、この場合でも 3 割の反射強度変化を説明しきれない。現時点では反射面 R4.9k の幅に相当する東西測線方向の広がりは見積もることができるが、奥行きに関しては見積もりができていない。今後の課題として東西測線と交差する南北測

線についても反射偏差断面で R4.9k を追跡する必要があつた。

つぎに挟在層の密度変化であるが、5% 程度の減少は可能であろう。マグマはその含水率によって密度が変化することが知られている (Spera, 2000)。これによれば含水率が 0～3% に変化すると、密度は 5% 減少する。R4.9k の深度に相当する圧力下における水の溶解度は 3% が上限であるので (Williams and McBirny, 1979)、発泡しない限りにおいて密度減少は 5% 以内であろう。挟在層が地表へのマグマの通路の一部であるならば、密度の減少した挟在層中の物質は上昇力を獲得できるので、地表への移動が起こりやすくなるはずである。

最後に挟在層の速度変化であるが、かなり大きな幅の変化が可能であろう。Murase and McBirny (1973) の実験では常温常圧で約 5300m/s の速度を示した安山岩 (Mt. Hood 安山岩) を用いて温度を上昇させながら地震波速度を測定し、その融点を過ぎると速度が 50% 以下に減少することを報告している。もし挟在層が桜島へのマグマの通路たり得るのであれば、当然融点より高い温度のマグマ (すなわち、より低い速度のマグマ) の新規注入は起こりうることであつた。

(a) 2008

(b) 2009

(c) 2010

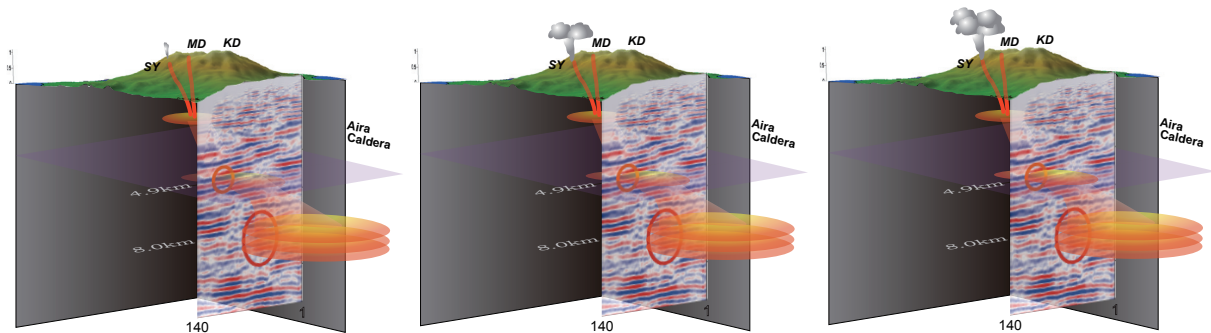


Fig. 12 Schematic illustration of development at the horizon R4.9k during 2008 to 2013 with the reference profile by Tsutsui et al.(2013). (a) 2008, (b) 2009, (c) 2010, (d) 2011, (e) 2012, and (f) 2013. The orange ellipsoids represent the reflectors R4.9k and R8.0k. Color density of the ellipsoid represents reflectivity at R4.9k. Developing phase during 2008 to 2011 and succeeding decaying phase after 2012 are shown.

以上の考察より、次のように反射係数の変化を解釈できる。いわゆるホットゾーン中の反射面 R4.9k には反復観測開始時にすでに厚さ数十メートル程度のシルが存在していた。このような構造の中での密度や速度が変化して反射係数を変化させていた。すなわち 2008 年以降 2011 年までは深部からの新規マグマ注入等による物質置換で R4.9k 挟在層中の密度あるいは速度が低下し続けた。2011 年には R4.9k における新規マグマ等の置換量が極大に達し、密度あるいは速度が極小値をとったために反射強度も極大を示した。その後新規マグマの地表への移動が進み、2011 年以降は徐々に R4.9k 挟在層内部の密度と速度が増加したために反射強度が減少した。この解釈を模式的に可視化して Fig. 12a ~ f に示す。

6. 結論

2008 年から 6 年間、同一仕様による反射法地震探査を繰り返し同一測線で行った。観測点は平均 1m 以内、発破点は 20m 以内に再現された。毎年得られたデータから作成された差分断面と参照基準反射断面との積による反射偏差断面では、反射変化の大きい 2 つの深度、4.9km 深と 8km 深の存在が示された。4.9km 深は観測開始以降 2010 年前後まで反射係数の増加を示し、2011 年以降減少に転ずる傾向を示した。8km 深の反射は徐々に浅くなる傾向を示した。今回の発表では 4.9km 深に注目して検討と考察を行った。再び生記録に立ち返って 4.9km 深の検討を進めたところ、相当する後続相では観測開始以降 2011 年までに振幅が約 3 割増加していた。この反射振幅の変化を挟在

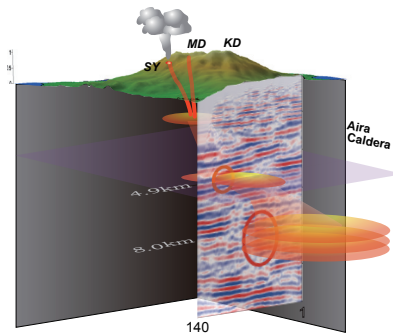
層モデルを導入して、挟在層の密度低下と速度低下で 2011 年までの反射係数増加が説明できることが明らかになった。挟在層の密度低下と速度低下は挟在層中の物質置換として解釈することができる。すなわち、桜島のホットゾーン中の R4.9k を構成する挟在層は 2008 年以降 2011 年に至るまで、深部からの新規マグマ注入による R4.9k 挟在層中の物質置換で密度あるいは速度が低下し続けた。2011 年には R4.9k における新規マグマの蓄積量が極大に達し、密度あるいは速度が極小値をとったために反射係数も極大を示した。その後新規マグマの地表への移動が進み、2011 年以降は徐々に R4.9k 挟在層内部の密度と速度が増加したために反射係数が減少した、と考えられる。

現時点では反射面 R4.9k の幅に相当する東西測線方向の広がりは見積もることができるが、奥行きに関しては見積もりができていない。東西測線と交差する南北測線の反射偏差断面で R4.9k を追跡する必要がある。

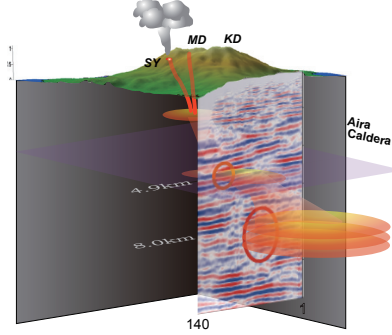
謝辞

本研究の経費の一部は京都大学防災研究所共同研究 (20G-08, 22G-19, 24G-09) によった。また、発破観測費用は「地震および火山噴火予知のための観測研究計画」による他、気象庁による経費を使用した。本研究の遂行にあたり、京都大学防災研究所火山活動研究センターのスタッフのご支援をいただいた。鹿児島地方気象台にもスタッフのご支援をいただいた。2013 年観測にあたり東京大学地震研究所と京都大学防災研究所 片尾浩准教授および九州大学 松島健

(d) 2011



(e) 2012



(f) 2013

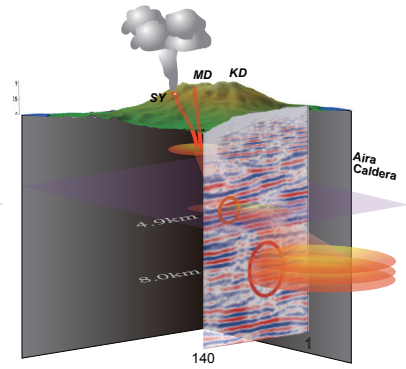


Fig. 12 (Continued.)

准教授から機材を借用させていただいた。また、測線沿線の住民および各関係機関には多大な協力をいただいた。さらに気象研究所 高木朗充氏には地下の開口量と地表隆起量との関係について指摘をいただいた。また本文中に図を引用した有村観測坑道傾斜計 (AVOT) の観測は国土交通省大隅河川国道事務所が行っているものである。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 安藤 誠・森谷武男・岩崎貴哉・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・久保篤槻・宮町宏樹・田代勝也・松島 健・鈴木貞臣 (2002): 九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造, 東京大学地震研究所彙報, 第 77 号, pp. 277-285.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Hendrasto, M.・味喜大介・園田忠臣・松島 健・内田和也・八木原 寛・王 彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典 (1997): 始良カルデラの地盤の再隆起 - 1991 年 12 月 ~ 1996 年 10 月 -, 京都大学防災研究所年報, 第 40 号 B-1, pp. 49-60.
- 井口正人・他 82 名 (2009): 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B, pp. 293-307.
- 蔵下英司・平田 直・森田裕一・結城 昇 (2006): 高機能小型オフラインデータロガーを用いた高密度地震観測システム, 地震, 第 59 巻, pp. 107-116.
- 筒井智樹・井口正人・菅井 明・他 40 名, (2012): 桜島火山における反復地震探査 (2011 年観測), 地震および火山噴火予知観測研究計画「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究 課題番号 1809, 2011 年」報告書, pp. 25-38.
- 筒井智樹・井口正人・為栗 健・他 33 名 (2010): 桜島火山における反復地震探査 (一回目), 京都大学防災研究所年報, 第 53 号 B, pp. 241-259.
- 筒井智樹・井口正人・為栗 健・他 33 名 (2011): 桜島火山における反復地震探査 (二回目), 京都大学防災研究所年報, 第 54 号 B, pp. 195-208.
- 筒井智樹・井口正人・為栗 健・他 35 名 (2013): 桜島火山における反復地震探査 (2012 年観測), 京都大学防災研究所年報, 第 56 号 B, pp. 207-220.
- 山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・横尾亮彦・吉川慎・井上寛之・堀田耕平・松島健・内田和也・中本真美 (2012): 水準測量による桜島火山の地盤上下変動 (2010 年 11 月 ~ 2011 年 11 月), 京都大学防災研究所年報, 第 55 号 B, pp. 155-161.
- 山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・横尾亮彦・吉川慎・井上寛之・諏訪博之・松島健・藤田詩織・神薊めぐみ (2013): 水準測量によって測定された桜島火山周辺域の地盤上下変動 (2012 年 11 月および 12 月測量の結果), 京都大学防災研究所年報, 第 56 号 B, 187-195.
- Anggono, T., Nishimura, T., Sato, H., Ueda, H., and Ukawa, M. (2012): Spatio-temporal changes in seismic velocity associated with the 2000 activity of Miyakejima volcano as inferred from cross-correlation analyses of ambient noise, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 247-248, pp. 93-107.
- Beswick, A. E. (1965): A study of the Slafrudalur

- Granophyre Intrusion, South-East Iceland, PhD Thesis, Imperial College, London.
- Gudmundsson, A. (2012): Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 237-238, pp. 19-41.
- Duputel, Z., Ferazzini, V., Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., and Nercessian, A. (2009): Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from January 2006 to June 2007, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 184, pp. 164-173.
- Hidayati, S., Ishihara, K. and Iguchi, M. (2007): Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 52, pp. 289-309.
- Iguchi, M. (2013): Magma Movement from the Deep to Shallow Sakurajima Volcano as Reveled by Geophysical Observations, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 1-18.
- Iguchi, M., Tameguri, T., Ohta, Y., Ueki, S., and Nakao, S. (2013): Chracteristics of Volcanic Activity at Sakurajima Volcano's Showa Crater During the Period 2006 to 2011, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 115-135.
- Miller, C. F., Furbish, D. J., Walker, B. A., Claiborne, L. L., Christopher Koteas, Bleick, H. A., and Miller, J. S. (2011): Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics*, Vol. 500, pp. 65-77.
- Mordret, A., Jolly, A. D., Duputel, Z., and Fournier, N. (2012): Monitoring of phreatic eruptions using Interferometry on Retrieved Cross-Correlation Function from Ambient Seismic Noise: Results from Mt, Ruapehu, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 191, pp. 40-39.
- Murase T. and McBirny, A. R. (1973): Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol Soc. Amer, Bull.*, Vol. 84, pp. 3563-3592.
- Nishimura, T., Tanaka, S., Yamawaki, T., Yamamoto, H., Sano, T., Sato, M., Nakahara, H., Uchida, N., Hori, S., and Sato, H. (2005): Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as Inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003. *Earth Planets Space*, Vol. 87, pp. 491-505.
- Ono, K., Ito, K., Hasegawa, I., Ichikawa, K., Iizuka, S., Kakuta, T. and Suzuki, H. (1978): EXPLOSION SEISMIC STUDIES IN SOUTH KYUSHU ESPECIALLY AROUND THE SAKURAJIMA VOLCANO, *J. Phys, Earth*, Vol. 26, pp. 309-319.
- Spera, F. J. (2000): Physical properties of magmas. In Sugurdsson, H., (Ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, New York, pp.171-190.
- Tomson, K. (2005): Volcanic features of the North Rockall Trough; application of visualisation techniques on 3D seismic reflection data, *Bulletin of Volcanology*, Vol. 67, pp. 116-128.
- Tsutsui, T., Yagi, N., Iguchi, M., Tameguri, T., Mikada, M., Onishi, K., Miyamachi, H., Nishimura, T., Morita, Y., and Watanabe, A. (2013): Structure of northeastern Sakurajima, south Kyushu, Japan, revealed by seismic reflection survey, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 58, pp. 239-250.
- Williams H. and McBirny, A. R. (1979): *Volcanology*, Freeman, Cooper, and Co., San Francisco, 397pp.
- 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*, Vol. 58, No. 1, pp. 137-151.
- Yamawaki, T., Nishimura, T., and Hamaguchi, H. (2004): Temporal change of seismic structure around Iwate volcano inferred from waveform correlation analysis of similar earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L24616, doi:10.1029/2004GL021103.

(論文受理日 : 2014 年 6 月 11 日)