

始良カルデラにおける長期連続反射法基礎実験

A Fundamental Experiment for the Long-term Sustainable Seismic Reflection Survey of Aira Caldera

筒井智樹・為栗 健・味喜大介・井口正人・篠原雅尚⁽¹⁾

Tomoki TSUTSUI, Takeshi TAMEGURI, Daisuke MIKI,
Masato IGUCHI, and Masanao SHINOHARA⁽¹⁾

(1) 東京大学地震研究所

(1) ERI, University of Tokyo

Synopsis

A fundamental experiment has been performed to test feasibility of the long-term sustainable seismic reflection survey of underground activity in the depth of Aira Caldera. The experiment is the first attempt and is designed as peer-to-peer operation of a seismic source and a seismic array over the caldera. The purposes of the experiment are proof of seismic penetration of the selected source device, a clustered airgun, down to depth of the caldera through stacking seismograms. Several source parameter sets were tested. The most effective parameter set, 1050 cui chamber, 2000 psi and 10m depth operation, which was the smallest chamber size among the sets, has chosen as basic parameter set of consecutive experiments after considerations on the result.

キーワード： 始良カルデラ, 火山活動監視, 地下構造, 人工地震探査

Keywords: Aira Caldera, volcano monitoring, subsurface structure, seismic surveys

1. はじめに

始良カルデラは九州島南部の鹿児島湾奥部をしめる火山性陥没構造である。2万9千年前の入戸火砕流をともなう噴火によって現在の姿が形成されたとされる(Aramaki, 1984; 奥野, 2002)。現在は始良カルデラの南端付近に日本で最も活動的な桜島火山が位置している。鹿児島湾奥部の沿岸において観測される地盤変動は桜島の活動に関連することが古くから知られている。

始良カルデラの地下ではカルデラ南縁の桜島火山にマグマを供給しているとされるマグマだまりと

2万9千年前に巨大噴火を生せしめたマグマだまりとは別であると考えられている(津久井・荒巻, 1990)。しかし, 始良カルデラとその周辺では100万年前から入戸火砕流噴火前にも複数の珪長質巨大噴火が発生していたことが知られており(長岡ら, 2001), 現在も次の巨大噴火の準備過程にある可能性は否定できない。

カルデラ形成を伴う巨大噴火の準備過程ではメルトの浅部への集積にともなうマグマだまり内部の微細構造の変化が期待できることをCashman and Giordano (2014)が指摘した。マグマの活動に伴う地震波反射の経時変化を追跡することができれば, 巨大噴火にいたる地下プロセスの理解を進めることが

できる。マグマだまり内部の微細構造の変化を捉える手法として、媒質内の弾性コントラストに敏感な地震反射波を利用する反射法地震探査は有力であると考えられる。

始良カルデラの南縁に位置する桜島火山では、Tsutsui et al. (2016) が毎年同一形態の反射法地震探査を反復して実施した結果、昭和火口の活動の進行に伴って桜島北東部直下の地震反射応答が変化することを報告し、海面下 5.8km の深さにおける P 波反射強度の変化の大きさが境界面下側の P 波地震波速度の変化によって説明できる範囲であることを示した。本研究で観測の対象とする始良カルデラでは人工地震および自然地震の観測波形から深さ 10 ~ 20 キロメートルの地震反射面における反射波／変換反射波の発生が明らかにされており（筒井ら, 2020）、これらの反射面のうちいくつかは始良カルデラの地下におけるメルトの存在を示していると考えられる。

火山活動の進行に伴ってメルトの移動が起きれば地震波反射強度の変化の他に地震反射波走時の変化が期待される。Tsutsui et al. (2016) の反復地震探査は振源として発破を用いていたため、年 1 回のキャンペーン観測しかできないことから高頻度化には向

かなかつたうえ、振源波形と受振器設置条件の制御が困難であり高精度化については工夫の余地があった。

反復した人工地震実験で反射波の変化を精度良く検出するためには、振源側と受振器側のそれぞれで以下のような条件を整えることが必要である。

振源に要求される条件とは深さ 20 キロメートルまで透過できる必要十分な周波数帯域で必要十分なエネルギーを放射でき、かつ高い再現性（安定性）を有すること。また振源波形の継続時間は十分短いこと。さらに、近隣の環境への悪影響も少ないことが望ましい。振源波形の継続時間が短いことは、火山観測を主目的とする地震観測への影響を少なくすることにつながる。また、長期にわたり発振を行うためには、近隣の住環境へ与える振動や空振が最小限であることが必要である。火薬以外に人工的に地震波を発生する装置はエアガンの他にもパイプレータ、重錘落下装置等複数の選択肢がある。本実験実施前に比較検討を行ったが、以下の理由で実験の対象から外した。今日広く地震探査で用いられているパイプレータは振源波形の制御が可能であるが、起振効率が大地とのカップリングに敏感な上、振源波形の継続時間が数十秒以上必要なために本研究では

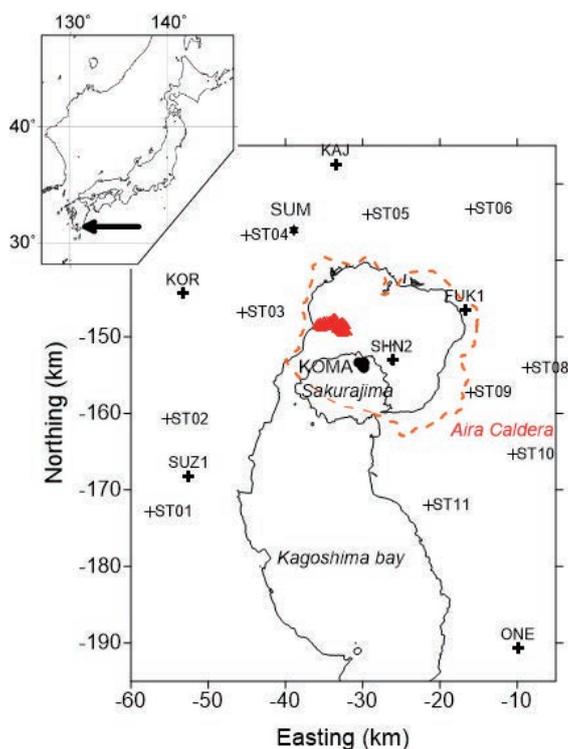


Fig. 1. The seismic experiment 2020. The origin of the coordinate system locates at 33.0N, 131.0E. A thin curve is coastal line and a broken line indicates the rim of Aira Caldera. A star is the shot point SUM. The closed circles are the seismic array KOMA and a thick crosses are permanent stations. The thin crosses are the temporary stations.

検討の対象から外した。一方、重錘落下装置は振源波形の継続時間を短くすることができるが、発破同様に振源波形の制御が不可能であることと地下構造透過に十分なエネルギーの地震波の発生が現実的でないこともあり、これも検討の対象から外した。以上の検討の結果、本研究の振源装置には圧縮空気の急激な放出で振動を発生するエアガンを用いた。エアガンは海域の地震探査で広く用いられている振源装置である。これまでに火山を対象として行われた陸域探査でも、長谷川ら(1989)や植木ら(1990)が海洋探査用大容量エアガン(チャンバ容量9リットル)を自然湖沼で用いた例があるほか、茂原(1994)がボアホール用エアガン(チャンバ容量3リットル)を専用ボアホール中で用いた例がある。近年では陸上地震探査で貯水池を利用した発振点でエアガンを用いた例として、Chen et al. (2008)が報告した地殻構造探査や Wang et al. (2019)による大地震震源域による地震波速度変化の研究がある。

また、受振に要求される条件とは大地へのカップリングが定常的な常設設備であることと、入射方向および見掛け速度の推定が可能な群列配置で構成されること、深さ20キロメートルまで透過した地震波を検出できる周波数帯域で十分な感度をもつことが必要とされる。また、長期にわたる観測を実施す

るために維持作業が簡易であることも必要である。以上の条件を満たすものとして、本研究では孔中地震計による群列配置観測網を新たに用意した。

長期連続反射法では再現性の高い振源装置で発生した人工地震波による観測記録を安定した常設の観測点で取得することで、Tsutsui et al. (2016)で明らかになった問題を改善するとともにより長期の継続的なデータ取得を行う持続可能な反復反射法地震探査の構築を狙っている。

2. 基礎実験の内容

令和2年基礎実験の狙いは以下の4点を検証することであった。

- ・必要十分なエネルギーを発生する振源能力の検証
- ・エアガン波形の検証(周波数帯域の検証)
- ・発振の安定性の検証
- ・重合(スタック)処理効果の検証
- ・深部地震反射の検証

本研究で用いた発振点および観測点の配置を Fig. 1 に示す。発振点は鹿児島県始良市蒲生町に位置する住吉池に設置した。京都大学防災研究所火山活動研究センターが維持管理する常設観測点7点に加

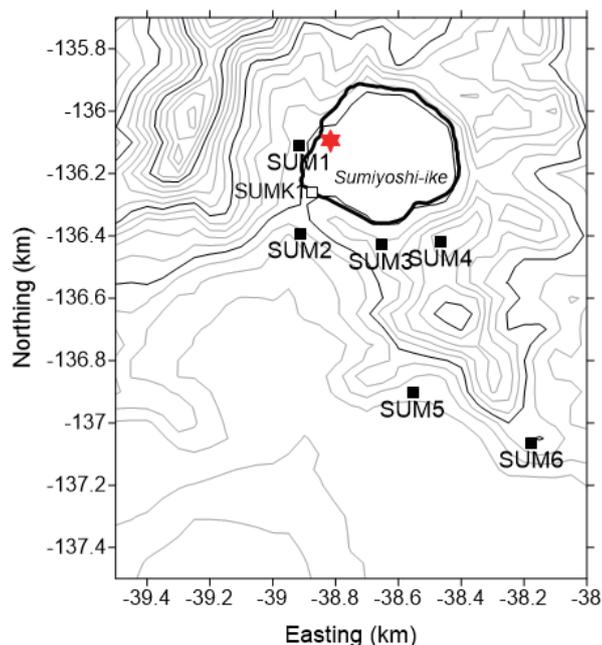


Fig. 2. The shot point SUM. Coordinate system is same with that of Fig. 1. Thin curves are contours with 10 m interval. The thick circle is the typical coastal line of the lake. The closed cubes are velocity seismometers SUM1~6. The open cube is an accelerometer SUMK1.

え、本研究のために新たに設置した9観測点からなる群列配置観測点を用いてエアガンで発生した人工地震波を観測した。発振点を設置した住吉池は天然の湖沼で約8200年前のマグマ水蒸気爆発によって形成されたとされるマールであり（小野，1979; 森脇ら，1986; 森脇ら，2002），岸から急傾斜で水深が増加する湖底地形を有しているために本実験に好都合な条件を備えている。

住吉池では Fig. 2 のように岸から約 40m（水深 20m）の場所に 6 m × 6 m のポンツーン（Fig. 3a）を浮かべ、このポンツーンからエアガンを水中に懸架した。ポンツーンを中心位置を発振点位置とした。発振点位置はポンツーンに搭載した測量用 GNSS 受信機（NovAtel PwrPak7D）によって得られたデータを、

住吉池近傍の KAMO 観測点を基準点とするキネマティック法で解析を行った。

本研究で振源として用いたエアガンは水中で圧縮された空気を瞬間的に放出することで地震波を発生する装置である。近年ではエアガンアレイを用いることによる起振効率の改善や振源波形の改善などの技術の向上がめざましい（例えば Laws et al., 1988; 三浦ら，2005）。本研究ではこの成果を考慮してエアガンを単体だけで用いるのではなく、単体エアガン1本（Fig. 3b: Teledyne BOLT 社製 1500LL 型 チャンバー容量 1500 cui（24.6 リットル））と3本組みエアガン1式（Fig. 3c: Teledyne BOLT 社製 1500LL 型 チャンバー容量 350 cui（5.7 リットル）× 3本）とで構成するエアガンクラスター（Fig. 3d）を採

Table 1. The source parameters. the parameter codes and theoretical radiations for a shot (Hatton and Haartson (1990) are also described.

Code	Volume (cui)	Pressure (psi)	Gun depth (m)	Radiation (kJ)	Interval (s)	Performance (MJ/hour)	Shots
AAA	2550	2000	10	70	180	1.4	224
AAB	2550	2000	6	49	180	0.99	153
ABB	2550	1000	6	12	75	0.48	9
BAA	1050	2000	10	36	90	1.7	49

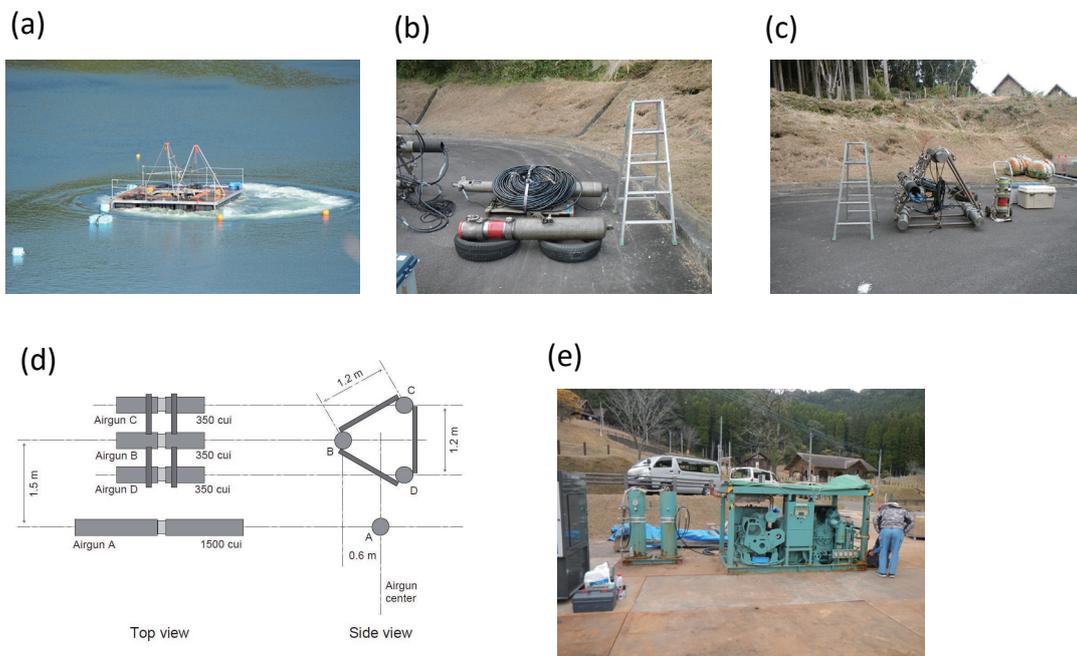


Fig. 3. Configurations of the shot point. (a) A pontoon for the operation. (b) 1500 cui airguns provided by ERI, U-Tokyo. (c) A set of 1050 cui airgun sub-array. (d) Geometry of the airgun cluster. (e) A high performance compressor in the right, and a manifold in the left.

用した。圧縮空気を製造する高圧コンプレッサ（三和鉄工所製 4S50A-15M 120m³/h, 15 MPa）から、マニホールドを介してエアガンに圧縮空気を供給した (Fig.3c)。また、クラスタを構成する個々のエアガンの発振タイミングの制御には制御装置 HotShot (Teledyne Realtime systems 社製) を用いた。

始良カルデラの地下からの地震反射波を捉えることを目的として鹿児島市高免地区に7点の孔中地震計と9点の地表地震計からなる群列観測網を展開した (Fig. 4)。これを高免アレイ (KOMA) と称し、7点からなる孔中観測点を BKOM1 ~ BKOM7、9点からなる地表観測点を SKOM1 ~ SKOM9 と名付けた。末尾番号1 ~ 7ではそれぞれ末尾番号が一致する観測点は同一地点に設置された。SKOM8およびSKOM9は対応する孔中観測点がない。高免アレイ KOMA は Tsutsui et al. (2016) の反復反射法測線上の区間 X072A-X089A および区間 X060B-X063B に一致する。高免アレイでは記録計に GeoSpace 社製 GSX-3LF 型を 1Hz 3成分速度型地震計 (孔中地震計:SNM0100-4 (サイスマテック社製), 地表地震計: GS-11LF (Geospace 社製 いずれも減衰定数=0.7) に接続して現地収録による観測を実施した。GSX-3LF 記録計は BN-18 型リチウムイオンバッテリー (308 Wh) を用いると約 50 日間の連続観測が可能で

ある。さらに観測期間中は高免アレイのバックアップとして常設観測点 KOM の信号3成分を分岐した記録も取得し、日毎の品質管理に用いた。

発振パラメータのさまざまな組み合わせによる振源波形の特徴を捉えることと、発振点周囲の環境検証とを目的として、住吉池の周辺にも観測網を展開した。以下ではこれを振源近傍観測網 (SUM) と称することにする。SUM の展開を Fig. 2 に示す、発振点起点 102m 地点から 1200m 地点までの間に6箇所の速度型地震計観測点 SUM1 ~ SUM6 と1箇所の加速度型地震計観測点 SUMK1 を設置した。SUM1 ~ SUM6 は Lennertz 地震計 (固有周波数 1Hz,3 成分) を用い、SUMK1 は JEP-6A3 型 3 成分過減衰型加速度計を用いた。SUMK1 は発振点から 177.6 m 離れた堰堤上に設置された。

エアガンによって発生するエネルギーは次のパラメータに依存することが知られている (例えば Vaccaro and Noble, 1993; Amundsen and Landro, 2010); チャンバー総容量, エアガン水深, 作動圧。これらのパラメータのそれぞれにつき2つの選択肢を用意して、最終的に4種類のパラメータ組み合わせで発振を行った。組み合わせを Table 1 に示す。以降ではパラメータ組み合わせを Table 1 に示すコード記号で表すことにする。エアガン水深と作動圧の選択

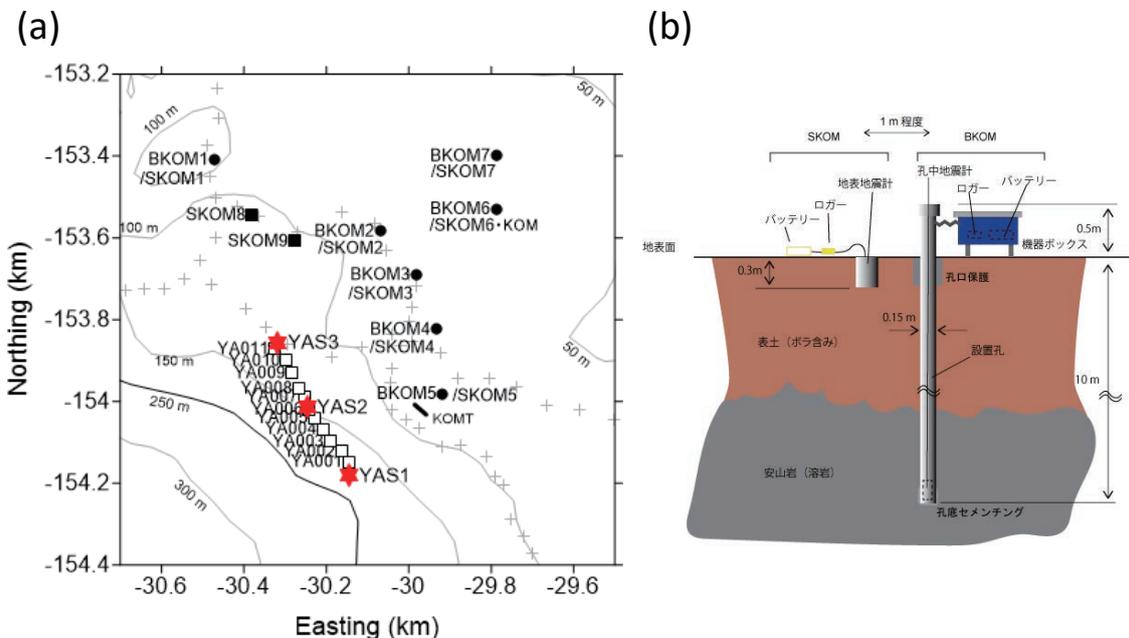


Fig. 4. The seismic array KOMA and the seismic line 2014Y. (a) The closed circles indicate the stations with both a borehole and a surface 3C seismometers. The stars are shotpoints for the line 2014Y. The open squares are the receivers for the line 2014Y. The crosses are the seismic stations included in Tsutsui et al. (2016). A black short bar is the portal of the tunnel KOMT. (b) Structure of a BKOM/SKOM station.

は現場でもある程度可能であったが、エアガンクラスタ中の作動させるエアガンの組み合わせを変えることで異なるチャンパー容量の発振を実現した。

以降では、高免アレイで十分な振幅が観測されたAAA, AAB, BAAの3つのパラメータ組み合わせパターンによる結果を中心に述べることにする。

3. 観測データ

Fig. 5aには観測点SUM1(振源距離 102 m)において各発振パラメータで得られた上下動波形の代表例を示す。それぞれの代表波形は最大振幅で規格化して示している。振源波形の包絡線はAAAとAABが早く最大値に達するが、Fig. 5bに示すように振源波形の継続時間はBAA, AAB, AAAの順に長い。総エネルギーの95%が放出されるのは、発振時を起点にしてAAA: 1.682s, AAB:1.334s, BAA:1.148sであった。

観測点SUM1において各発振パラメータで得られた波形の周波数解析結果をFig. 6に示す。いずれのパラメータの組み合わせでも10Hz以下のエネルギーが卓越することは共通している。3~5 Hzの周波数帯域を基準にして、相対的なスペクトルの形を比較すると、次のようなことがいえる。AAAは5.5Hz付近に明瞭なピークを持ち、ピーク周波数の横では急速にスペクトルの値が小さくなる(Fig. 6a)。BAA

は5~7 Hzの帯域で比較的なだらかなスペクトルの形を示し、AAAと比べて4~7 Hzの帯域の周波数成分を均等に含む傾向がある(Fig. 6c)。AABは4 Hz付近に明瞭なピークを持ち、ピーク周波数から外れると急速にスペクトルの値が小さくなる傾向がある(Fig. 6b)。ABBは6 Hz付近に明瞭なピークを示していた(Fig. 6d)。

AAA, AABは明瞭な卓越周波数をもつ継続時間の長い振源波形を発生し、BAAは継続時間が短く比較的広い帯域の成分を含む振源波形を発生していることが示された。

4. 観測データの分析とその結果

住吉池近傍観測点SUM1上下動成分において、個々のエアガン発振で得られた波形の変異の程度を比較する。それぞれのパラメータで行われた発振で得られた波形の平均波形を基準とした相関係数をFig. 7に示す。波形相関の時間窓はショット時刻を起点として0.1~0.3秒の区間とした。

Fig. 7aに示されるAAAの場合はチューニング(後述)が完了した状態における推移を示しており、平均相関係数は1.000、標本分散は0.00001であった。40回目付近のCold startのところで相関値が連続して低下しているのは、2日目の発振開始直後に相当

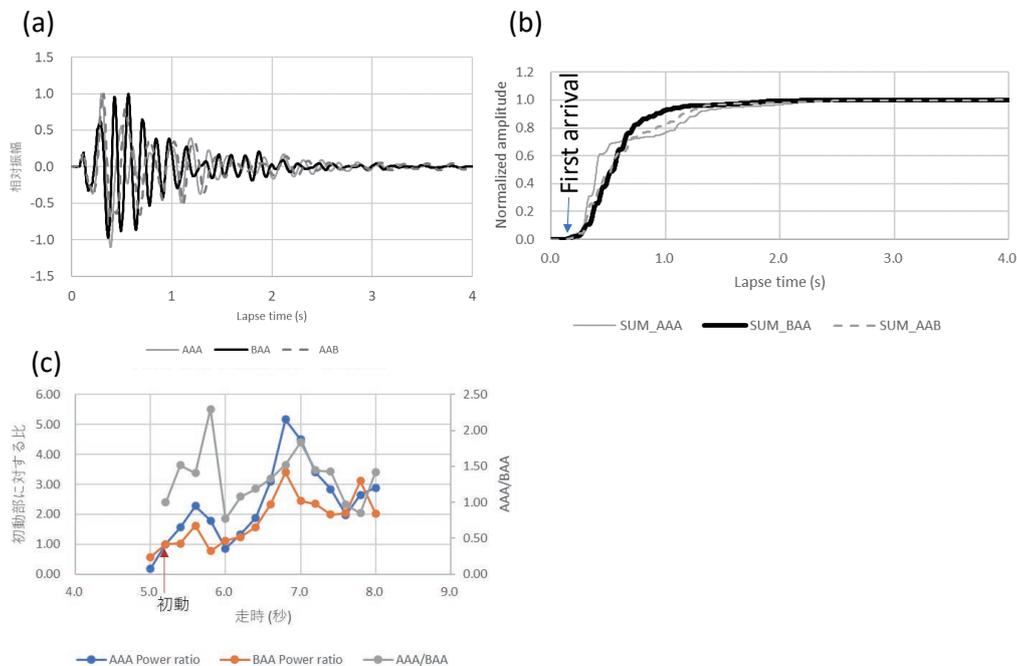


Fig. 5. The source waveforms. (a) Wiggles for each source parameter set. (b) Cumulative energy. (c) Envelops and their ratio at BKOM3 in KOMA.

する。

Fig. 7b に示される AAB の場合はチューニング後の平均相関係数は 0.998, 標本分散は 0.00000085 であった。Fig. 7c に示される BAA の場合は平均相関係数 0.998, 標本分散 0.00068 であった。BAA は 3 つの組の中で最も安定した発振を続けていたことが示された。Fig. 7d はパラメータ AAA でチューニングを実施している最中の推移を示す。チューニング中の平均相関係数は 1.000, 標本分散は 0.00003 であった。エアガンクラスタが最高の性能を発揮するためにはクラスタを構成する個々のエアガンの発振タイミングを調整する作業 (チューニング) を行う必要がある。個々のエアガンの発振タイミングがばらばらと振源波形の再現性が悪くなることを示している。チューニングにあたり実際にエアガンを発振する必要があり、本実験に先立ち約 44 回の発振を費やした。また, Fig. 7a の Cold start に見られるように, その日の発振開始直後にも再現性の低下が発生する傾向がある。

次に重合による効果を確認する。KOMA と SUM で得られたそれぞれのパラメータにおける単一のショットによる波形を Fig. 8a~c に, 40 回重合 (ス

タック) 後の波形を Fig. 8d-f に示す。Fig. 8d,e は初動が比較的明瞭に認められるが, Fig. 8f は初動があまり明瞭ではない傾向が認められる。しかし 6.5s 以降で明瞭な後続相の到来を示すようになることはすべての場合で認められる。Fig. 8d,e は総容量 2550 cui の発振で, Fig. 8f は総容量 1050 cui の発振であったことから, それぞれのエアガンクラスタの放射エネルギーの方位特性が異なっている可能性が示唆される。すなわち 2550 cui のクラスタより 1050 cui のクラスタの方がエネルギー放射の指向性の幅が狭い可能性がある。

重合回数と S/N 比の関係を Fig. 8g に示す。重合回数の増加に伴う S/N 比の向上が明瞭に認められる。ここでは重合処理にあたりデータの選別は行っていない。ガウス分布に従う定常的なホワイトノイズが重畳した再現性のある信号は重ね合わせ回数の平方根に比例して信号ノイズ (S/N) 比が改善されることはよく知られている。しかし, Fig. 8g では回数が増えても先述の S/N 比改善法則に合わないケースが AAA, AAB で見受けられる。本報告のエアガン発振は合計 24 時間におよんでおり, その一部では突発的に大きなノイズの混入が生じていたことが確認

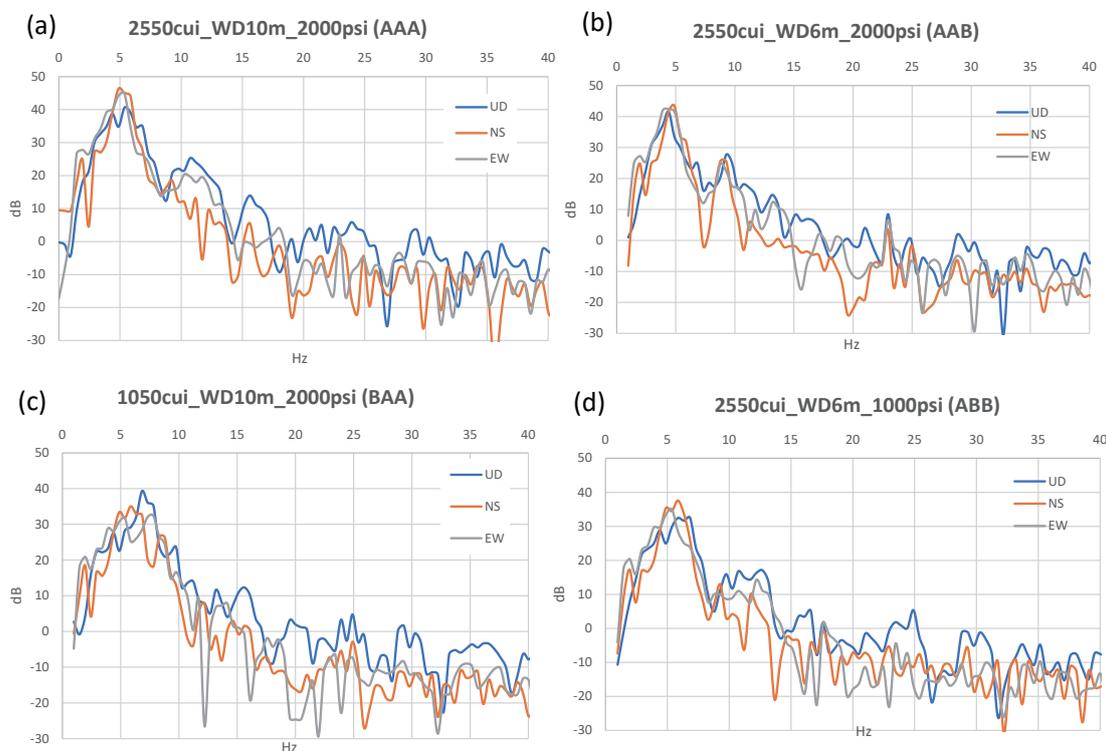


Fig. 6. Frequency components for each source parameter set. (a) AAA, (b) AAB, (c) BAA, and (d) ABB.

されている。この突発する大振幅ノイズが S/N 比の改善を妨げていたと考える。

京都大学防災研究所附属火山活動研究センターが始良カルデラの周囲に設置した広域観測点網においても本実験によるエアガン発振が観測できた。観測波形を Fig. 9 に示す。常設観測点は住吉池を起点として約 60 km までの範囲に点在しているが、最も遠方の観測点 ONE でもパラメータ BAA によるエアガン発振波形が確認された。したがってパラメータ BAA による発振は始良カルデラの地下 20km 付近まで達するのに十分なエネルギーを持っていることが示された (Fig. 9d)。

5. 深部反射／深部変換反射の検出

Fig. 8 に示した観測データを用いて始良カルデラの地下を経て高免アレイに到来した地震波の到来方向解析を行った。地震波の到来方向の解析には時間領域で処理を行うセンプランス (Turner and Koehler, 1969) によるビームフォーミング法を採用した。センプランスは多チャンネルで収録された波形の、ある時間窓における相似の尺度である (Fig. 10a)。センプランスの値が大きいほどその時間窓における到来

成分が強いことを示している。最初にこの手法を単一成分の地震記録に適用し地震波の到来方向の推定に使用したのが篠原ら (1990) であったが、ここではそれを拡張して 3 つの成分すべてを用いて Fig. 10b で示されるセンプランス値 SEM3C を入射波の強さのものさしに用いることにする。

今回の解析ではもっともエアガン波形が明瞭になる 3-10Hz の帯域通過フィルターを施した波形記録に対して、長さ 0.4 秒の時間窓を用いてセンプランスの計算を行った。なお、Fig. 4a によれば高免アレイの内部の標高差は最大約 40m であるが、高免アレイ近傍の 2014Y 測線で得られた第 2 層速度 1.27 km/s (付録参照) を走時の標高補正に用いた。また、振源近傍波形の継続時間がもっとも長いパラメータセット AAA と、継続時間がもっとも短いパラメータセット BAA の 2 つを解析の対象とした。

筒井ら (2021) によれば高免アレイ付近では深さ 13.6km からの変換反射波の到来は 8.5 ~ 9.0 秒付近に期待される。初動付近 (5.0 s) と、8.5~9.2 s, 9.8 s を中心とする到来方向解析結果を Fig. 11~12 に示す。Fig. 11 に示すパラメータセット AAA の解析結果では、南西方向から 3.3~4.4km/s の見掛け速度を示す成分が強く入射しているほかは一見無秩序な方向からの成分が複数入射しており、振源方向からの入

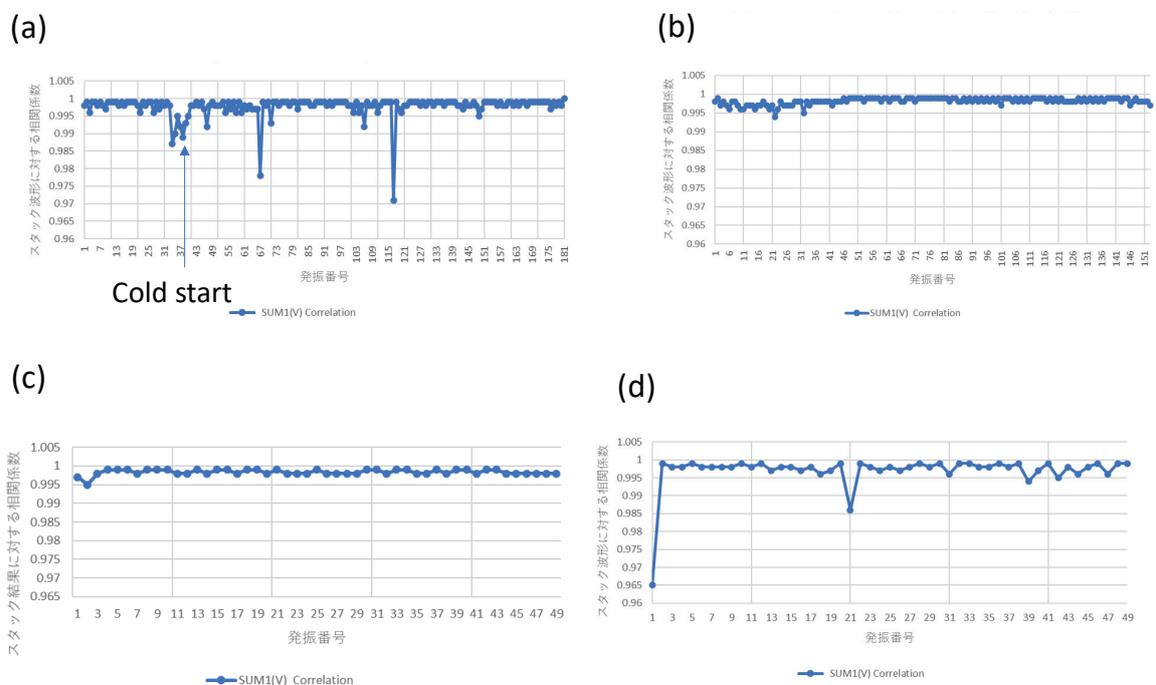


Fig. 7. Waveform variation in correlation through the operations. (a) AAA after tuning. (b) AAB. (c) BAA, (d) AAA under tuning.

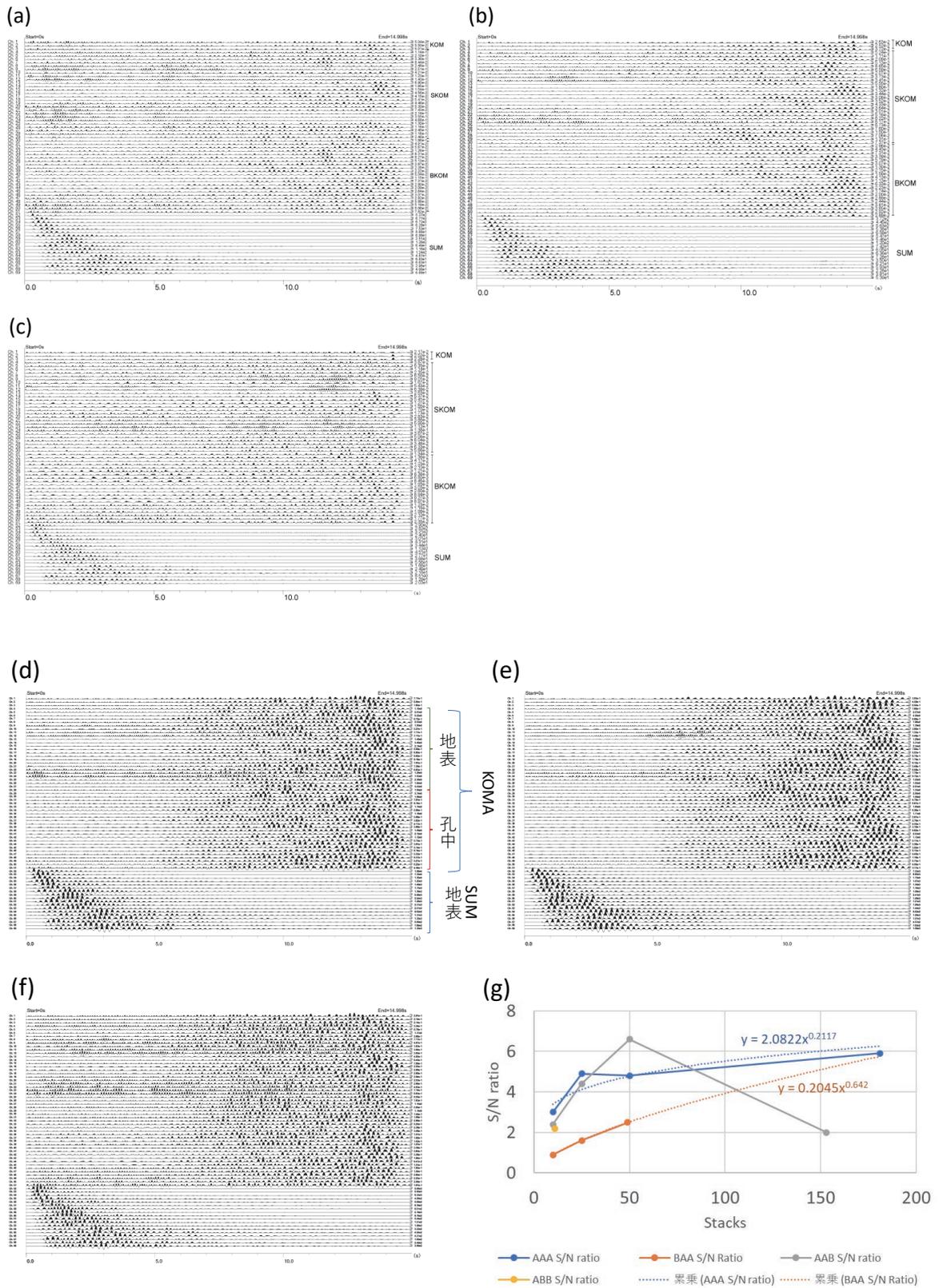


Fig. 8. Obtained seismograms. (a) Filtered seismograms for a shot of AAA. (b) Filtered seismograms for a shot of AAB. (c) Filtered seismograms for a shot of AAB. (d) 40 stacked filtered seismograms of AAA. (e) 40 stacked filtered seismograms in AAB. (f) 40 stacked filtered seismograms in BAA. (g) Improvement of S/N ratio through the progress of stackings.

射波成分があまり明瞭ではない。これに対して Fig. 12 に示すパラメータセット BAA の解析結果では振源方向からの入射波成分を明瞭に認めることができる。Fig. 12f の A は概ね振源方向から、B は振源方向から北に振った方角からの入射であることをしめしている。走時と到来方向から A, B のうちどちらかは始良カルデラ地下の 13.6km で P から S に変換した変換反射波であると考えられる。なお、Fig. 11 と 12 とが良い一致を示すのは時間窓 8.7 秒および 8.8 秒の解析結果だけである。

今回の実験では振源と観測点のそれぞれの絶対位置は同一であるが、振源パラメータの異なる Fig. 11 と Fig. 12 とでは到来方向解析結果が一致しない。この現象は両者で振源波形の継続時間が異なることに起因していると考えられる。Fig. 5c にはそれぞれのパラメータ組み合わせによって KOMA(振源距離 19.7 km) で得られた波形記録の包絡線を示す。Fig.

5c で特徴的なことは包絡線がピークを迎えた後のふるまいが BAA と AAA で異なることである。包絡線のピークの立上りは両者とも同様であるが、ピークを迎えた後の包絡線振幅の減少率は AAA のほうが小さい傾向がある。この傾向は両者の比をとってみると明瞭である。両者の比のピークは必ず包絡線ピークの後に位置していることで、AAA のほうが余韻を長く引く傾向にあることが示される。先述のように AAA のほうが振源波形そのものの継続時間が長い。従って Fig. 11 が Fig. 12 と一致しないのは AAA の振源波形が長いことを反映しており、Fig. 11 では先行する大振幅部の余韻がゴーストとなりその後続部分を汚染して、本来見えるはずの到来相を覆い隠してしまっていると考えられる。

したがって、生記録で深部からの変換反射波を確認することが容易なのは、振源波形の継続時間が短いパラメータセット BAA である。Table 1 に示され

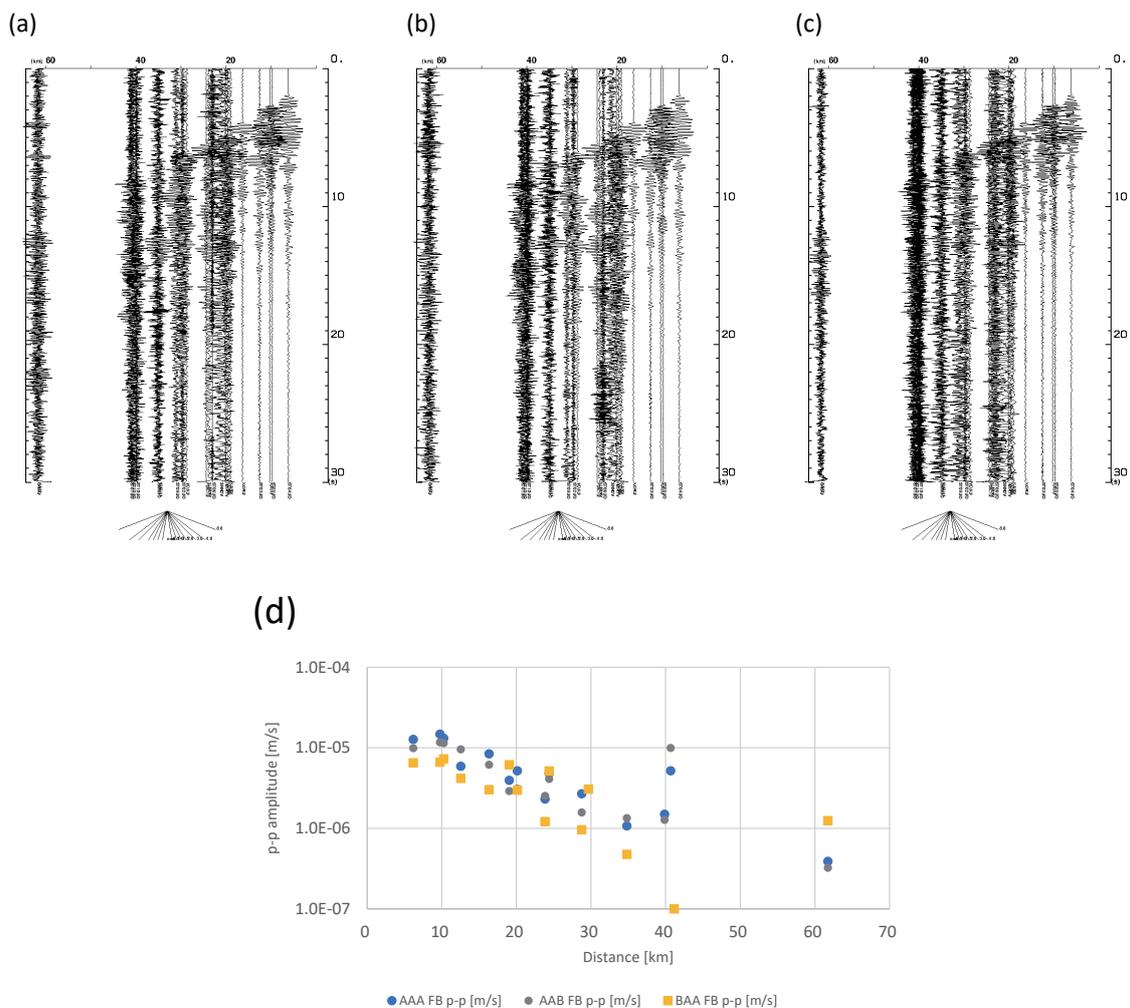
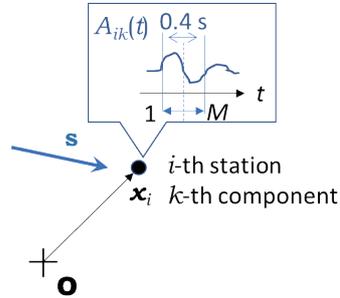


Fig. 9. Distal seismograms after 40 stackings. (a) AAA, (b) AAB, and (c) BAA in the SVO seismic network. (d) Distribution of p-p amplitude in first arrival.

(a) Semblance (1C)

(b) Semblance (3C)

$$SEM_k(\mathbf{s}) = \frac{\sum_{j=1}^M \left(\sum_{i=1}^N A_{ik}(t_j - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x}_i) \right)^2}{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \left(A_{ik}(t_j - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x}_i) \right)^2}$$



$$SEM3C(\mathbf{s}) = \frac{\sum_{j=1}^M \left(\sum_{k=1}^3 \sum_{i=1}^{N_k} A_{ik}(t_j - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x}_i) \right)^2}{\sum_{j=1}^M \sum_{k=1}^3 \sum_{i=1}^{N_k} \left(A_{ik}(t_j - \mathbf{s} \cdot \mathbf{x}_i) \right)^2}$$

Fig. 10. Beamforming processings. (a) Single component beamforming. (b) Multi-component beamforming with extended semblance.

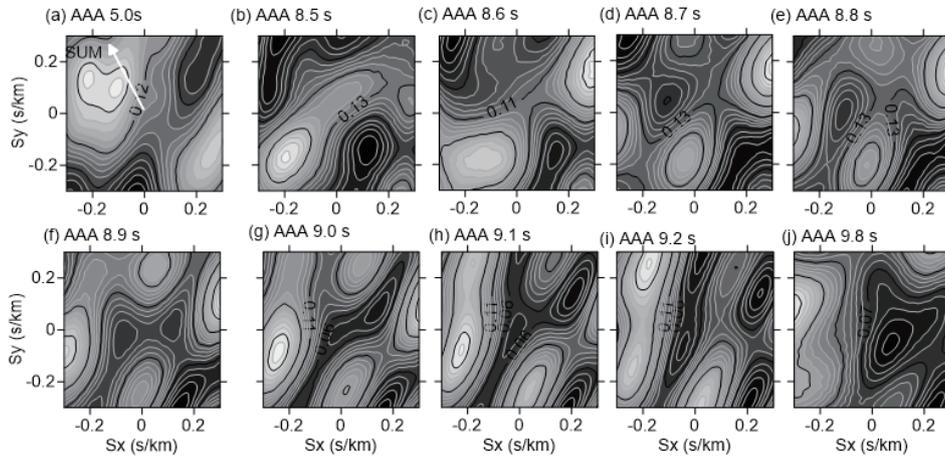


Fig. 11. Slowness maps (back azimuth) for AAA. (a) Window at 5.0s, (b) at 8.5 s, (c) at 8.6 s, (d) at 8.6 s, (e) at 8.7 s, (f) at 8.8 s, (g) at 9.0s, (h) at 9.1 s, (i) at 9.2 s, and (j) at 9.8s. The shot point SUM is on the direction of N26.8E deg (a white arrow on the panel a).

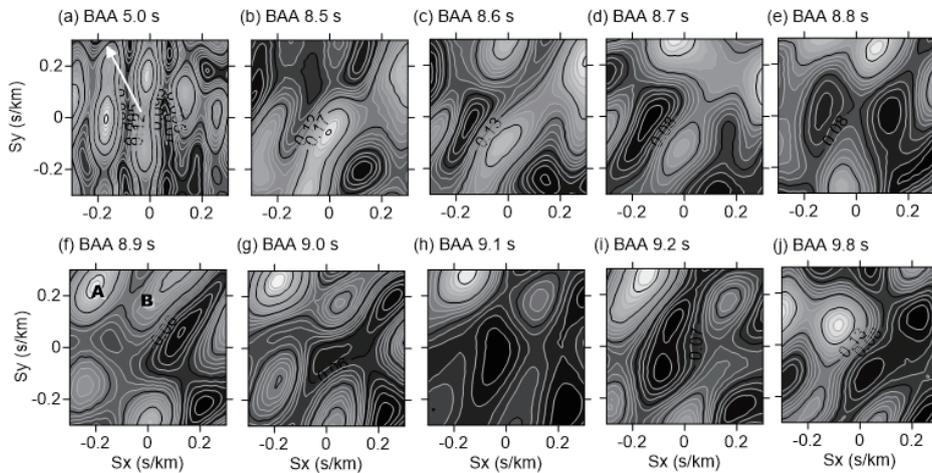


Fig. 12. Slowness maps (back azimuth) for BAA. Each subpanels a) through j) correspond to the subpanels with identical label in Fig. 11. The shot point SUM is on the direction of N26.8E deg (a white arrow on the panel a).

るようにパラメータセット BAA は振源波形の継続時間が短いばかりでなく、単位時間あたりのエネルギー放射効率は実験を行ったどのパラメータセットより高い。したがってパラメータセット BAA (1050 cui, 2000 psi, 10m) を今後の実験で採用することにした。

6. まとめ

カルデラ火山のマグマ活動を監視する手段として長期連続反射法を構想し、その手法の確立を目指して基礎実験をおこなった。実験では自然湖沼におけるエアガン発振を振源として、始良カルデラを横断した人工地震波を地震計アレイで観測した。振源ではエアガンのチャンバー容積、作動圧、エアガン水深の3つのパラメータのそれぞれを変化させて4種類の組み合わせで発振を行った。受振点では発振点近傍に複数の地表観測点を設置するとともに、始良カルデラをはさんだ対岸に孔中観測点と地表観測点からなる地震計アレイを設置した。

振源近傍波形の継続時間と S/N 比の最大値はチャンバー容量および動作圧、エアガン水深のいずれも最大の時に発生した。また、最大の卓越周波数はチャンバー容量が最小の時に発生した。チャンバー容量が最小の発振でも約 60 km 離れた常設観測点でエアガンから発生した人工地震波の到来を確認した。始良カルデラの地下で発生した反射波が期待される到来時間帯の後続相解析を行ったところ、振源波形の継続時間が長い発振では先達波のゴーストによって後続相が覆い隠されてしまうことが明らかになった。以上のことを総合すると、一番小さいチャンバー容量 (1050 cui) のエアガンを 2000psi, 水深 10m で用いた場合 (BAA) が一番望ましい波形を発生するうえ、作業効率も高いことが明らかになった。今後はこの条件を基本とした発振による実験を実施し、継続的な観測に必要な条件の検討を行う計画である。

謝 辞

本実験の実施にあたり東京大学地震研究所の 1500 cui エアガンを使用した。また発振点の装備・設営・発振作業にあたり、株式会社ジオシスのスタッフの皆様には力を発揮していただいた。住吉池の使用にあたり、下記の関係機関・地元住民の皆様のご高配

を賜った。住吉池の属する県立蘭牟田池自然公園特別地区における発振行為に関して鹿児島県環境林務部自然保護課自然公園係から許可をいただいた。住吉池キャンプ村の利用に関して始良市企画部観光商工課観光係には許可をいただきました。始良市農林水産部耕地課耕地管理係には住吉池とその近隣に関するお世話をいただきました。住吉池の水面利用に関しては始良市三叉土地改良区にはご厚情とご承諾をいただきました。住吉地区自治会には予備観測および本観測の実施に関してご理解とご協力を賜りました。また観測機器の設置に関して高免町自治会および同住民の皆様には多大なるご協力を賜った。また、国交省大隅河川工事事務所には古河良川砂防指定地内の通行、観測行為、一部の観測点の占有に関してご理解とご承諾をいただいた。定常観測の維持および基礎実験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職員諸氏にご協力をいただいた。2014Y 測線の実施には京都大学防災研究所附属火山活動研究センター職員諸氏に加えて 2014 年桜島火山反復探査参加者の皆様のご協力をいただいた。本研究は原子力規制庁令和 2 年度原子力施設等防災対策等委託費（火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究）の成果である。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 植木貞人・浜口博之・稲森隆穂・堀内茂木・西澤あずさ・堀 修一郎・仁田交市・松本 聡・梅津 功・佐藤吉之・長谷川 昭・宮町宏樹・西村裕一・前川徳光・鈴木敦生・井上 純・Nanang Dyasbudi・鈴木将之・伊東明彦・須藤靖明・井口正人・高木章雄 (1990) : Fan-Shooting 法による磐梯山の地殻構造探査, 東北地域災害研究 第 26 巻, pp. 87 - 91.
- 森脇 広・町田 洋・初見裕一・松島義章 (1986) : 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, 第 95 巻, pp. 94 - 113.
- 奥野 充 (2002) : 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, 第 41 巻, pp. 225-236.
- 小野晃司 (1973) : 住吉池マールの 14C 年代, 火山 第 2 集, 第 18 巻, p. 96.

- 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.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木 寿・井口正人・山元孝広・宇土浩三 (2013) : 桜島火山地質図 (第 2 版), 産業総合研究所地質調査総合センター, 8pp.
- 茂原 諭 (1995) : 人工震源による火山体構造の基礎研究, 東北大学理学研究科地球物理学専攻 修士論文, 111pp.
- 篠原雅尚・平田 直・ト部 卓・浅沼俊夫 (1990) : 伊豆半島熱川における小規模アレイ観測による散乱体の推定. 地震 第 2 輯, 第 43 巻, pp. 471 - 482.
- 津久井雅志・荒牧重雄 (1990) : 始良火砕噴火のマグマ溜まり. 火山 第 2 集 第 35 巻, pp. 231 - 248.
- 筒井智樹・為栗 健・井口正人 (2021) : 人工地震記録による始良カルデラ西部の地殻内 S 波地震反射面の推定, 火山, 第 66 巻 2 号, pp. 71 - 81.
- 筒井智樹・今井幹浩・對馬和希・八木直史・井口正人・為栗 健 (2011) : 桜島火山北東部の表層地震波反射構造, 火山, 第 56 巻, pp. 201 - 212.
- 筒井智樹・為栗 健・井口正人 (2020) : 始良カルデラにおける地震波反射面の検出. 京都大学防災研究所年報, 63B 号, pp. 119 - 135.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001) 10 万から 3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史, 地質学雑誌, 第 107 巻, 7 号, pp. 432 - 450.
- 長谷川 昭・堀内茂木・植木貞人・西澤あずさ・松澤 暢・海野徳仁・堀 修一郎・稲森隆穂・松本聡・浜口博之・高木章雄・田中和夫・鈴木将之・末広 潔 (1989) : エアガンによる磐梯山周辺域の地殻構造調査, 地震 第 2 輯, 第 42 巻, pp. 161 - 169.
- 三浦誠一・鶴 哲朗・野 徹夫・笠原順三 (2005) : エアガンアレイによる指向性制御実験, 物理探査, 第 58 巻, 3 号, pp. 215 - 224.
- 森脇 広・松島義章・町田 洋・岩井雅夫・新井房夫・藤原 治 (2002) : 鹿児島湾北西岸平野における縄文海進最盛期以降の地形発達, 第四紀研究, 第 41 巻, 4 号, pp. 253 - 268.
- Amundsen, L., and Landro, M. (2010): Marine Seismic sources Part I; Airguns for Non experts, GeoExpro., Feb, 202032-35.
- Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. J. Geophys. Res. Vol. 89, pp. 8485 - 8501.
- Cashman, K. V., and Giordano, G. (2014): Calderas and magma reservoirs, Journal of Volcanology and Geothermal Reserach, Vol. 288, pp. 28-45, <http://dx.doi.org/10.1016/j.volgeores.2014.09.007>.
- Chen Y., Liu L., Ge H., Liu B., and Qiu X. (2008): Using an airgun array in a land reservoir as the seismic source for seismotectonic studies in northern China: experiments and preliminary results Geophysical prospecting Vol. 56, pp. 601 - 612, doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00679.x.
- Hatton and Haartsen (1990): Computer Modelling of Clustered Airguns, FirstBreak, Vol. 8, no. 9. (Sept.)
- Laws, R., Parkes, G., and Hatton, L. (1988): Energy-interaction: The long-range interaction of seismic sources, Geophysical Prospecting, Vol. 36, pp. 333 - 348.
- Tarner, M. T., and Koehler, F. (1969): Velocity spectra - digital computer derivation and applications of velocity functions. GEOPHYSICS, Vol. 39, pp. 859 - 881.
- Tsutsui, T., Iguchi, M., Tameguri, T., and Nakamichi, H. (2016): Structural evolution beneath Sakurajima Volcano, Japan, revealed through rounds of controlled seismic experiments." Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 315, pp. 1 - 14, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.02.008.
- Vaccaro, M., J., and Noble, R., M. (1993) Evaluation of Water and Air Gun Seismic Sources at Seneca Lake, Naval Undersea Welfare Center Detachment, New London, CT, 06320, 29pp.
- Wang, B., Yang, W., Wang, W., Yang, J., Li, X., and Ye, B. (2019): Diurnal and Semidiurnal P- and S-Wave Velocity Changes Measured Using an Airgun Source, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 125, e2019JB018218, <https://doi.org/10.1029/2019JB018218>.

付録

KOMA の地形補正量

高免アレイ KOMA は最も標高が高い BKOM1/SKOM1 観測点と最も標高が低い BKOM5/SKOM5 観測点間で 39m の標高差があり、各観測点の配置を考慮すると KOMA の観測点は南東下がり傾斜面上にあることに相当する。したがって、地形の影響を考慮しない場合には北西からの入射波の見掛け速度が高めに推定される。

地形に基づいた走時補正を行う場合には、標高差に対する補正走時率が必要である。この補正走時率は垂直入射する地震波の地表付近の速度に対応する。ここでは高免アレイ地域の平均的な地震波速度構造を知る必要がある。

高免アレイの西約 300 m には 3 点の小薬量発破点

と 11 点の臨時観測点から構成される約 350 m の地震探査測線 2014Y がある (Fig. 4a)。小林ら (2013) によれば、2014Y 測線は安永噴火によって流出した安山岩質のいわゆる安永溶岩流の上に位置している。また、2014Y 測線は 2020 年度に新設された高免地震計アレイ観測網の観測点 BKOM5 に比べて標高が約 50 m 高い場所に位置する。2014Y 測線は主測線の観測点 X057B 付近から南南西に分岐する測線で、11 観測点 YA001 ~ YA011 と 3 発破点 YAS1 ~ YAS3 で構成される。2014Y 測線上の発破点 YAS1-YAS3 は薬量 2kg のダイナマイトを使用した。観測点 YA001 ~ YA011 はデータロガー LS-8200SD (蔵下ら, 2006) と 4.5Hz 上下動地震計を用いて高免坑道 (KOMT) 周辺に設置された。

ここでは 2014Y 測線を含む地域全体の平均的な地震波速度を把握するために、2014Y 測線両端の発破 YAS1 および YAS3 を組にして屈折法解析を行うこ

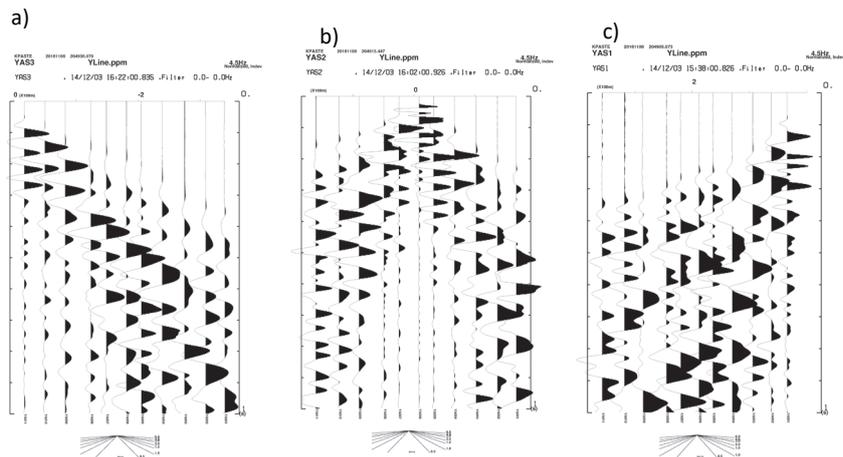


Fig. A1. Shot records in the seismic line 2014Y. (a) The shot YAS3. (b) The shot YAS2 in the middle of the line. (c) The shot YAS1.

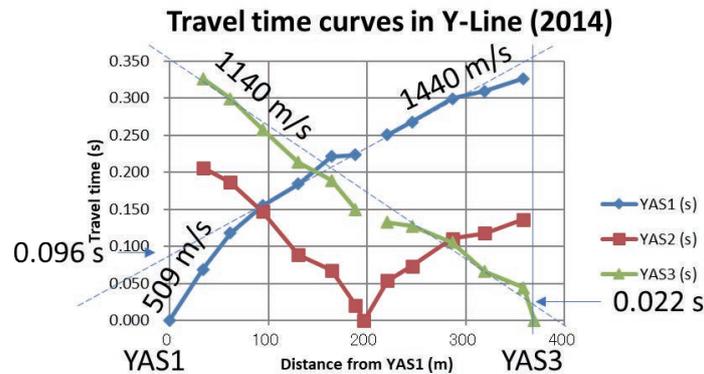


Fig. A2. Travel time curves of the first arrivals in the line 2014Y.

とにする。

Fig. A1 に 2014Y 測線で得られた観測波形を、Fig. A2 に観測波形から読み取った初動走時曲線を示す。Fig. A2 に示す発破 YAS1, YAS3 の走時曲線はそれぞれで折れ曲がりかたが 1箇所認められるので、2層構造として解釈することが可能である。第2層からの屈折波と解釈される区間の見掛け速度と同区間の走時曲線のインターセプトタイムはそれぞれの観測で異なる。南側の発破 YAS1 の第2層屈折波走時曲線は 1.44 km/s の見掛け速度と 0.096 s のインターセプトタイムを示し、北側の発破 YAS3 のそれ (1.14 km/s, 0.022 s) より見掛け速度が大きいかつインターセプトタイムが大きいため、YAS3 に向かって第1層が浅くなる一様傾斜2層構造を仮定して解釈することにする。

一様傾斜2層構造解析の結果から第1層速度 509 m/s, 第2層速度 1270 m/s が求められた。また、発破

点 YAS1 側の第2層上面の深さは 26 m, 発破点 YAS3 側の第2層上面深度は 6.1 m と推定された。高免アレイの地震計坑掘削において掘削層の観察から各孔で新鮮な溶岩層に達する深度が 4 m ~ 7 m であったことを考慮すると、第2層は削孔時に観察された新鮮な溶岩層 (安永溶岩最上部) に対比される。また、筒井ら (2011) が求めた桜島の海水準以上の標高における表層の平均速度は 1140 m/s であるが、これは桜島北部を東西に横断する約 8 km の測線上における海水準から標高 370m 付近までの地震波走時を用いて平均速度を求めたものである。一方、高免アレイと 2014Y 測線の広がり南北 1.2 km, 東西 1 km の範囲でかつその標高分布は 100 ~ 250 m の比較的狭い範囲であることを考慮すると、高免地区の最表層の速度を第2層速度の 1270 m/s で代表させることは妥当であると考えられる。

(論文受理日 : 2021 年 8 月 31 日)