

C会場 | 一般セッション：S01. 地震の理論・解析法

2022年10月25日(火) 14:00 ~ 15:30 | C会場 8階 (820研修室)

[S01] PM-1

座長:西田 究(東京大学地震研究所)、小菅 正裕(弘前大学)

14:00 ~ 14:15

[S01-11] 深発地震における地震波の低周波成分の海溝付近での振幅増大：観測と2Dシミュレーションの比較

*井原 優希¹、平野 史朗¹、川方 裕則¹ (1. 立命館大学)

14:15 ~ 14:30

[S01-12] 波動伝播シミュレーションによる広帯域slant-stack波形の再現とそれを用いた震源深さ推定の試み

*小菅 正裕¹ (1. 弘前大学大学院理工学研究科)

14:30 ~ 14:45

[S01-13] 日本列島における脈動P波起源P-s変換波の抽出

*加藤 翔太¹、西田 究¹ (1. 東京大学地震研究所 数理系研究部門)

14:45 ~ 15:00

[S01-14] On the sensitivity kernels for Rayleigh wave azimuthal anisotropy

*川勝 均^{1,2} (1. 東京大学地震研究所、2. 中央研究院地球科学研究所)

15:00 ~ 15:15

[S01-15] 2022年トンガのフンガ火山噴火時に発生した海洋外部重力波

*西田 究¹、利根川 貴志²、久保田 達矢³、市原 美恵¹ (1. 東京大学地震研究所、2. 海洋研究開発機構、3. 防災科学技術研究所)

15:15 ~ 15:30

[S01-16] 遠地P波の逆投影解析によるフンガトンガ・フンガハアパイ火山の噴火シーケンス：大気-固体振動モードと噴火サイクルの関係

*吉澤 和範^{1,2}、垂水 洸太郎² (1. 北海道大学大学院理学研究院地球惑星科学部門、2. 北海道大学大学院理学院自然史科学専攻)

深発地震における地震波の低周波成分の海溝付近での振幅増大：観測と2Dシミュレーションの比較

Near-trench amplification of seismic waves from deep earthquakes in low-frequency band: comparison between observation and 2D simulation

*井原 優希¹、平野 史朗¹、川方 裕則¹

*Yuki Ihara¹, Shiro Hirano¹, Hironori Kawakata¹

1. 立命館大学

1. Ritsumeikan University

地震の揺れは一般に、震央から離れるにつれて弱まるような同心円状の震度分布を示すが、例えば、スラブ内で地震が発生した際には、それとは異なる、「異常震域」と呼ばれる震度分布を示すことがある。遠方での地震動増大は、主に数Hz以上の高周波帯域において顕著に観察され、地下の散乱構造、非弾性減衰構造に起因するとされている（Furumura and Kennett, 2005）。日本陸域において異常震域は観測され議論がなされているが、陸域から海溝にかけての、海域については十分な議論がなされおらず、陸域を離れてどこまでの領域でどのように振幅が増大しているかなどは、よくわかっていない。このことは、海域における地震波観測網が充実していなかったことに起因するが、2016年8月15日以降は、防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網S-net (<https://doi.org/10.17598/nied.0007>) による観測データが公開されている。そこで本研究では、深発地震による地表面最大振幅を陸域-海溝にかけての、地表面の最大振幅分布を高感度地震観測網Hi-net (<https://doi.org/10.17598/nied.0003>) と日本海溝海底地震津波観測網S-netを用いて調べた。その結果、4~8Hzの帯域については、いわゆる異常震域のような振幅増大が陸域から海溝にかけて見られたが、0.25~0.5Hzの帯域については、陸域では振幅が減少し、海溝付近で振幅が増大する現象が見られたため、卓越周波数0.25Hzとして、深発地震についての2D波動伝播シミュレーションを行った。

深発地震の観測データとして、2017年7月13日4時48分頃に日本海で発生した、震源深さ603km、M6.3の地震と、2021年9月29日17時37分頃に日本海で発生した、震源深さ394.4km、M6.1を使用した。ただし、Hi-netとS-netでは計器の周波数応答が異なるため、Maeda et al. (2011) を参考に、S-netのHi-net化処理を行った。S波の最大速度振幅に着目し、海溝軸に直行する方向に最大振幅の分布を確認したところ、4~8Hzの帯域については、いわゆる異常震域のような振幅増大が陸域から海溝にかけて見られた。しかし図1aに例を示すように、0.25~0.5Hzの帯域については、陸域では振幅の減少、海域では振幅の増大が見られた。近地地震で同様の最大速度振幅の分布図を作成したところ、Hi-netとS-netで系統的には、それぞれ幾何減衰が見られるものの、陸域と海域間での明確なステップが確認できた。この原因として、陸域と海陸で地盤増幅率や計器と地盤とのカップリングが異なる可能性が考えられ、これらを除くために、2018年8月19日9時19分にフィジーで発生した、震源深さ600km、M8.2の遠地地震の観測データとの比をとった。そうしたところ、近地地震についてはHi-netとS-netで連続的に海溝にかけて単調に減少する結果が得られた。深発地震については、図1bに例を示すようにHi-net、S-netで震央から離れるにつれて最大振幅は減少していくが、海溝付近において振幅の増大が見られた。

この低周波での振幅増大がどのような地下構造によって引き起こされたものなのかを明らかにするために、卓越周波数0.25Hzとして、深発地震についての2D波動伝播シミュレーションを行った。また放射パターンの影響をなくすために、震源では等方S波を発生させ、数値計算にはMaeda et al. (2017) によるOpenSWPCを使用した。計算領域は、水平2500km、鉛直700kmの断面とした。速度構造はak135 model (Kennett et al.,

1995)を参考に作成した。また、プレート形状は双曲線で近似し、プレート内部の値はFurumura et al. (2016)を参考に周囲よりも2%大きいとした。非弾性減衰を示すQ値はFurumura et al. (2016)を参考に、マントルウェッジを $Q_p=150$, $Q_s=100$, その他のマントルを $Q_p=450$, $Q_s=330$, プレート内部を $Q_p=1600$, $Q_s=1200$ とした。以下の4通りの組み合わせについてシミュレーションを行った:

- ①速度構造: 均質, 非弾性構造: 無し,
- ②速度構造: 1次元速度構造, 非弾性構造: 無し,
- ③速度構造: 1次元速度構造&プレート形状, 非弾性構造: 無し,
- ④速度構造: 1次元速度構造&プレート形状, 非弾性構造: あり.

パターン②について、図1cに示すように、-300~0km辺りにおいて振幅増大が見られることから、プレート形状や非弾性減衰に依らず、1次元速度構造の影響により振幅増大が引き起こされていると考えられる。この振幅の増大は地表面でのsP変換がある地点で臨界角を迎え、さらにそれがモホ面やコンラッド面にトラップされることで引き起こされたと考えられる。しかし、この振幅増大域は観測結果よりも広範囲にわたって現れている。プレート形状の影響により、パターン③に示すように、海溝付近の比較的狭い領域で振幅増大が見られ、観測と比較的一致した(図1b)。パターン④について、振幅増大域はパターン③とほぼ一致したが、陸域での振幅の減少が見られない結果となった(図1b)。海溝付近で振幅が増大するという定性的な面は観測とシミュレーションで一致し、これは散乱や非弾性減衰の構造、震源の放射パターンに依らずとも再現が可能な現象であった。

謝辞: 本研究はJSPS科研費JP22H01336の助成を受けたものである。

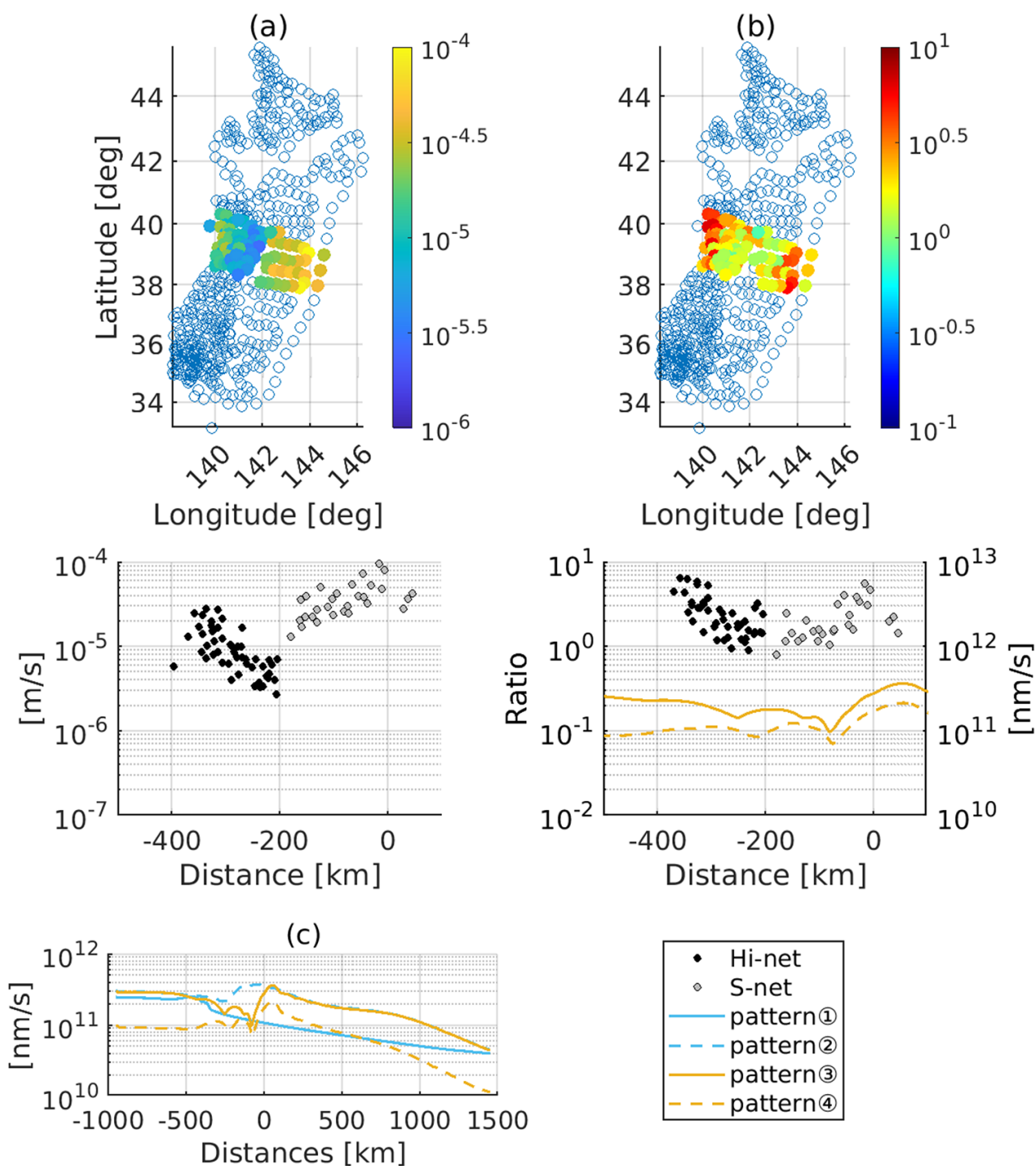


図1. (a): 2017年7月13日4時48分に日本海で発生した、震源深さ603 km、M6.3の深発地震の最大振幅分布図. 横軸は沖側を正とする、海溝からの距離. (b): (a)を2018年8月19日9時19分にフィジーで発生した、震源深さ600 km、M8.2の遠地地震で規格化した図. (c): シミュレーションによる地表面最大振幅図.

波動伝播シミュレーションによる広帯域slant-stack波形の再現とそれを用いた震源深さ推定の試み

Examination of broadband slant-stacked waveform with synthetic one by 3-D wave propagation and their application to focal depth estimation

*小菅 正裕¹

*Masahiro KOSUGA¹

1. 弘前大学大学院理工学研究科

1. Graduate School of Science and Technology

1. はじめに

走時データを用いた震源決定において、震源上方に観測点が存在しない場合の震源深さは、地震発生時刻とのトレードオフのため精度良く推定することが困難である。これは海域で発生した地震において深刻な問題であった。それはS-net観測点でのデータを用いることで解消された地域があるとは言え、過去に発生した地震に対する状況は変わっていない。これまで、さまざまな地表（海面）変換波が海域地震の震源深さの精度向上に用いられてきたが、目視で確認できる周波数帯の利用に限られていたのに加え、変換波の波動場の利用例はほとんどない。一方、特性の揃ったHi-net観測網の波形記録を広帯域化すると、多数の後続波が空間的に連続した波動として検出できることがわかってきた。前報（JpGU2022）では、広帯域化した波形のslant-stackを行うことで各地震の波形を単純化し、波形相関によって分類された地震の空間分布・CMT解・波形の特徴の検討を行なった。今回は、3次元地下構造を仮定した波動伝播シミュレーションによって計算した波形に対しても同じ処理を行い、観測スタック波形がシミュレーションによってどの程度再現可能なのかを調べた。また、シミュレーションのスタック波形が震源深さに対して系統的に変わる性質が震源の深さ推定に適用可能なことがわかったので報告する。

2. データ処理

波形に対して、地震計の特性補正・フィルタリング・auto gain controlを行った後でスタッキングを行った。フィルターの帯域は0.02-0.2, 0.05-0.5, 0.1-1.0 Hzの3通りを用いた。スタッキングは見かけ速度7.0~9.0 km/sまで0.4 km/sごとの6通りに対して行った。スタッキングは震央からの距離が400 km以内で、エンベロープ振幅のS/N比が設定したしきい値を超えている観測点の波形に対して行った。シミュレーションにはOpenSWPC（Maeda et al., 2017）を用いた。3次元地下構造は全国1次地下構造モデル（JIVSM）（Koketsu et al., 2012）を用いた。震央から400 km以内のHi-net観測点に対して計算された波形に対しても、観測波形と同様な処理を行った。対象地震は、岩手県中部の沖（39.53N, 143.56E, 15.7 km, M5.0）、宮城県北部の沖（38.66N, 142.15E, 42.1 km, M4.5）、および宮城県中部の沖（38.13N, 143.49E, 16.3 km, M5.0）の、いずれもプレート境界付近で発生した地震とした。震源位置・マグニチュード・メカニズム解は、気象庁CMT解のセントロイド位置・モーメントマグニチュード・ダブルカップル成分を与えた。

3. 観測とシミュレーションによるスタッキング波形の比較

シミュレーションによるスタッキング波形は、長周期の波、それより大振幅の中間周期の波、および小振幅で短周期の波の重なりと見るができる。長周期の波が明瞭なのは規模が大きい地震に対して長周期のフィルターをかけた場合で、周期は20 s程度、振動の継続時間は50 s程度である。中間周期の波の周期は5 s前後で、相対的に小さい見かけ速度でのスタッキング波形において明瞭である。観測スタッキング波形と比較すると、両者がよく似ているのは、見かけ速度の範囲が7.0~8.2 km/sで初動から30 s程度の時間範囲内であることがわかった。見かけ速度がそれよりも速くなると、シミュレーション波形の中間周期の波の振幅は次第に小さくなる。また、シミュレーション波形では初動から30 s以降にも振幅の大きい後続波が見られるが、観測

波形では明瞭な波動は見られない。ただし、これが一般的な傾向かどうかは他の地震に対するシミュレーションも行って検討する必要がある。

4. 震源深さ推定の試み

震源深さを変えてシミュレーションを行い、スタック波形の変化を確認した。それによると、中間周期の波の山谷の間隔（周期）が、震源が深くなると系統的に長くなることがわかった。これは、震源から後続波生成源までの距離が深さとともに長くなるためと解釈できる。この性質を使うと、観測スタック波形との相関から震源深さを推定することができる。すなわち、震源深さと相関係数の関係は単一の山を有する2次関数的な形になると期待されるので、相関係数を深さの多項式で近似することで、相関が最大となる深さを決めることができ、それを震源深さと見なすことができる。

5. おわりに

観測スタック波形の主要な部分はシミュレーション波形においても再現できることが確認できた。また、シミュレーション波形の中間周期の波の周期が仮定した震源深さとともに系統的に変わることがわかった。この性質を用いると、海域で発生した地震の震源深さを精度良く推定できる可能性がある。今後は多数のシミュレーションによってこれらの結果の一般性を確認し、3次元的な震源位置の推定方法の検討が課題である。

謝辞

本研究では防災科研H-netの観測波形と気象庁CMT解カタログを使用した。波動伝播シミュレーションには東京大学地震研究所のEIC計算機システムを利用した。（公財）地震予知総合研究振興会からは研究費の援助をいただいた。以上の機関に感謝します。

日本列島における脈動P波起源P-s変換波の抽出

Extraction of P-s converted wave from teleseismic P-wave microseisms

*加藤 翔太¹、西田 究¹

*Shota KATO¹, Kiwamu Nishida¹

1. 東京大学地震研究所 数理系研究部門

1. Earthquake Research Institute, University of Tokyo

脈動は0.05-0.3 Hzの帯域で海洋波浪によって励起されるランダムな波動場である (e.g., Nishida, 2017)

。0.1-0.3 Hzの帯域の脈動はsecondary microseismと呼ばれ、波浪の非線形相互作用に伴う圧力変動によって励起される。そのためRayleigh波とP波の励起が卓越することが知られている。脈動は従来地震波形に対するノイズとして扱われてきたが、近年では地震波干渉法によって地球内部構造の推定に用いられるようになった (e.g., Shapiro et al., 2004, Poli et al., 2012)。地震波干渉法解析では、観測点間の観測波形の相互相関関数を計算することにより、観測点間のグリーン関数を抽出する (Snieder and Larose, 2013)。しかし、地震波干渉法によって観測点間を伝播する実体波を抽出し地球内部構造を推定する場合、脈動実体波の非一様な波源分布や観測網の配置によっては相互相関関数に見かけ上の波が出現し、グリーン関数の推定において問題となることが知られている (e.g., Pedersen and Colombi, 2018, Li et al., 2020)。

そこで、本研究では0.1-0.25 Hzでの脈動P波を空間的に局在化したイベントとみなし、レシーバー関数解析手法を適用し、日本列島直下の構造推定を試みた。ここで、脈動P波の波源は地震のように空間的に局在化しているが、震源時間関数は数日スケールで継続的であると仮定し、観測点下の不連続面でのP-s変換波を抽出するため、脈動P波に適した新たなレシーバー関数解析手法を開発した。

解析に用いた観測波形は、防災科学技術研究所の展開する高感度地震観測網Hi-netの北海道を除く687点の上下動・水平動の速度計記録である。解析対象とした脈動P波のイベントは、0.1-0.25 Hzの全球的な脈動P波カタログ (Nishida and Takagi, 2022) から信号/ノイズ比の良いもの6000イベントとした。波源の位置はカタログで仮定した継続時間 (6時間) 内で一定であると仮定した。全観測点の上下動波形記録から1024秒の時間窓を切り出し、脈動P波の走時に沿って足し合わせることで入射P波を推定し、震源時間関数とみなした。脈動P波の走時の計算には1次元速度構造モデルAK135 (Kennett et al., 1995) と日本列島の3次元速度構造モデル (Nishida et al., 2008) を用いた。各観測点でのレシーバー関数は水平動成分を震源時間関数でデコンボリューションすることで求めた。

この手法の有効性を検証するため、QSEIS (Wang, 1999) を用いて仮想的な脈動P波の波形を計算し同様なレシーバー関数解析を行った。速度構造をAK135とし鉛直方向のシングルフォースによるグリーン関数にランダムな震源時間関数を畳み込むことで仮想的な脈動P波波形を計算した。点震源を1つ置く場合、点震源が空間的に分布している場合の双方について計算を行った。計算の結果、点震源が空間的に分布している場合であっても十分な数の時間窓があれば点震源を1つ置く場合と同様P-s変換波を確認することができた。

次に、得られたレシーバー関数について深度変換を行った。速度構造AK135を仮定し、深さ200-1000 kmにおけるP-s変換波のPに対する相対走時をtaup toolkit (Crotwell et al., 1999) によって計算し、計算したP-s変換波の相対走時に沿ってレシーバー関数を足し合わせることで深度方向への変換を行った。波源の領域 (北大西洋、北太平洋、南太平洋) ごとに全観測点のレシーバー関数の深度変換を行い重合した結果、共通して410 km不連続面、660 km不連続面に対応するピークを確認できた。さらに、深度変換したレシーバー関数から日本列島の東西断面図を作成したところ、連続的に410 km不連続面、660 km不連続面を確認することができた。今後は、不連続面の空間分布について議論を進める予定である。

On the sensitivity kernels for Rayleigh wave azimuthal anisotropy

*川勝 均^{1,2}

*Hitoshi KAWAKATSU^{1,2}

1. 東京大学地震研究所、2. 中央研究院地球科学研究所

1. Earthquake Research Institute, 2. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

For the investigation of the oceanic lithosphere-asthenosphere system employing regional OBS array data, it is essential to resolve azimuthal anisotropy as well as radial anisotropy (e.g., Takeo et al., 2018). Considering the presence of strong sub-Moho anisotropy both in P_n and S_n , it is important to analyze both P and S anisotropy for Rayleigh waves as the phase velocity is quite sensitive to the shallow-most P-wave structure. It is well established that, in the case of weak anisotropy, the sensitivity kernels of azimuthal anisotropy have the same form as those for the corresponding VTI parameters (Montagner and Nataf, 1986). This may be understood as that, within the framework of the first order perturbation theory, the eigenfunction is unchanged and thus the phase velocity change is expressed in terms of the equivalent VTI parameters within the plane of the wave propagation. Recently, Russell (2021, Ph.D. Thesis, Appendix E, F) discussed how parameterizations using Love parameters ($\delta A(B)$, $\delta L(G)$, $\delta N(E)$, $\delta F(H)$) due to (Montagner and Nataf, 1986) and those using velocity perturbation ($\delta \alpha_H$, $\delta \beta_V$, $\delta \beta_H$, $\delta \eta$) due to (Takeuchi and Saito, 1972) might be related for azimuthal anisotropy. After pointing out that solving for $\delta \beta_V / \beta_V$ (or $\delta \alpha_H / \alpha_H$) on its own is not equivalent to solving for G/L (or B/A) because of the presence of the δF -term, they suggest assuming $\delta \eta / \eta \sim 0$ for inversion. However, the assumption $\delta \eta / \eta = 0$ is exactly the reason why the usage of the conventional η introduces the unpreferable behavior of P-wave kernels that is contaminated by the S-wave sensitivities (Kawakatsu, 2016) and unjustifiable; also existing mantle fabrics show a strong azimuthal dependence for $\delta \eta / \eta$. Instead, we suggest using the parameterization involving the new fifth parameter η_κ , i.e., ($\delta \alpha_H$, $\delta \beta_V$, $\delta \beta_H$, $\delta \eta_\kappa$). Because the fifth parameter is difficult to constrain, it might be more practical to omit the corresponding term in the inversion, which is equivalent to assume $\delta \eta_\kappa / \eta_\kappa \sim 0$, meaning azimuthal independency of the "ellipticity" parameter η_κ that offers a physical background of the modeling. Also, the aforementioned fabrics show a much weaker azimuthal dependency for $\delta \eta_\kappa / \eta_\kappa$ compared to that for $\delta \eta / \eta$. This approach may be useful for the scaling of S- and P-wave azimuthal anisotropy to reduce the number of parameters in the Rayleigh wave inversion.

2022年トンガのフンガ火山噴火時に発生した海洋外部重力波

Ocean external gravity wave excited by the 2022 eruption of Hunga volcano, Tonga

*西田 究¹、利根川 貴志²、久保田 達矢³、市原 美恵¹

*Kiwamu NISHIDA¹, Takashi TONEGAWA², Tatsuya KUBOTA³, Mie ICHIHARA¹

1. 東京大学地震研究所、2. 海洋研究開発機構、3. 防災科学技術研究所

1. Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, 2. JAMSTEC, 3. NIED

2022年1月15日、海底火山であるフンガ火山で大規模な噴火が発生した。噴煙は中間圏までに達し、顕著な大気Lamb波を励起した。大気Lamb波は海面変動を引き起こし、特異な津波として観測された。このような大気波動と津波のカップリング現象は、1883年クラカタウ噴火時にも観測されたが、現代的な観測によって捉えられたことは初めての事であった。また、今回の2022年フンガ火山の噴火に伴う振動現象を理解する上で、大気波動と津波、地球自由振動など、多圏にわたるカップリングが重要な役割を果たしている事が分かってきた。

噴火を理解する上で、噴火の推移を推定することは重要である。火山近傍で地震・空振観測記録があれば理想的であるが、海洋島での観測は限られているのが現状である。例えば遠地の空振観測による噴火推移の推定もなされているが、伝播の複雑性が定量的な議論の妨げとなっている。今回の噴火では、特に長周期帯域(<10mHz)では、多圏にわたるカップリングが波動の伝播を複雑にしており、噴火の推移の推定の障壁になっている。海洋外部重力波の短周期成分(0.015-0.05Hz)は、津波と異なり位相速度が100m/s以下と遅いため、大気とのカップリングの効果が弱い。そのため、単純なモデリングによる定量化が可能である。本研究では、海洋外部重力波の解析から噴火の推移を制約する事を目的とする。

本研究では、まずS-net、DONETの水圧計を解析した。これらの観測点では0.015-0.05Hzの周波数帯域で正の分散性をもつ海洋外部重力波の検出に成功した。0.015Hzでは噴火からおおよそ2日後、0.04Hzではおおよそ5日後に到来している事を確認した。海洋島の広帯域地震計記録(青ヶ島、南大東島等)でも同様の波が記録されていた。これは、海洋外部重力波によって海洋島が荷重変形しており、これを広帯域地震計が捉えていたためである(e.g., Hanson and Bowman 2005)。噴火の規模を見積もるため、WKB近似によりGreen関数を推定し(e.g., Dahlen and Tromp 1998)、S-net波形記録をモデリングした。観測値を説明するには、おおよそ1E10N程度の大きさのランダムな鉛直方向のシングルフォースが必要であることが分かった。海洋外部重力波の励起はUTC 4:00からはじまり5時間ほど継続したのち、UTC8:40頃に小規模な噴火を励起していたことも分かった。またそれらに加え、5-10mHzの帯域で津波は、海洋外部重力波に比べて2時間ほど遅れて励起されていることも明らかとなった。今後、これらの観測事実をもとに、噴火の推移を考察する予定である。

遠地P波の逆投影解析によるフンガトンガ・フンガハアパイ火山の噴火シーケンス：大気-固体振動モードと噴火サイクルの関係

Eruption sequence of the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano from P-wave back-projection: Atmospheric coupling mode and eruption cycles

*吉澤 和範^{1,2}、垂水 洸太郎²

*Kazunori YOSHIKAWA^{1,2}, Kotaro TARUMI²

1. 北海道大学大学院理学研究院地球惑星科学部門、2. 北海道大学大学院理学院自然科学専攻

1. Department of Earth & Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University, 2. Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

2022年1月15日（UTC）に発生したフンガトンガ・フンガハアパイ火山の爆発的噴火では、大気波動や気象津波など、大気・海洋・固体地球に渡る種々の振動現象が観測された。この噴火で発生した地震波も世界中の観測点で明瞭に記録されている。振幅の大きい表面波の波形記録から、複数の爆発噴火の発生が示唆されるが、長周期の分散性表面波では、小規模な爆発噴火の発生時間も含めた噴火全体のプロセスを知ることは難しい。本研究では、遠地で記録されたP波のback-projection（BP）解析により、爆発噴火のシーケンスを推定し、大気-固体カップリングによる振動周期との関連性も調べる。

本研究では、0.03～0.08Hzの遠地P波を用いてBP解析を行った。IRIS DMCから入手した世界各地の地震観測点の鉛直成分記録について、最初に発生した大規模噴火を基準として、波形の相関処理を行った上で、241観測点での波形記録を抽出した。走時補正にはAK135モデルを用いる。また噴火による遠地P波の極性は方位によらないことから、震源はsingle forceによるものと仮定し、極性の補正は行わない。これらの波形記録を用いて4-th root stackの方法でBP解析を行った。その結果、他の地震波フェイズがP波と重なっている状況下でも、複数の爆発や地震に関連するイベントを検出できた。

BP解析の結果から、一連の爆発噴火のシーケンスは2つのグループに分けられることがわかった。1番目のグループは04:02 UTC頃に始まった後、04:15 UTC頃とその200-300秒後に大規模な爆発が起こり、04:35 UTC頃まで確認できる。2番目のグループは約4時間後（08:26 UTC）に始まり、08:31 UTC頃に最後の大規模な噴火が発生している。本研究で推定された爆発噴火の発生時刻は、周期100秒以下の表面波の波群とも整合的である。

特に1番目のグループに分類された大規模な爆発噴火の発生時間の間隔は主に約270秒であった。この発生間隔の周期は大気-固体カップリングモード(OS29)の固有振動数3.7mHzとほぼ一致する。この噴火で観測された鉛直成分の振幅スペクトルでは、よく知られているもう一つの大気-固体カップリングモード（OS37, 4.4mHz）に比べ、3.7mHzの方が特に顕著なピークを示している。本研究の結果から、爆発噴火の発生サイクルが、OS29モードの固有周期と強く同期していたことが示唆される。