

テーマごとの中間研究報告

火山災害研究センター中間報告 サブテーマ<A1>

代表者：鈴木毅彦

はじめに

サブテーマ A1 では、将来、東京に火山災害など何らかの負の影響をもたらす火山の実体を個々の火山毎に明らかにし、潜在的な東京への影響を予測することを目的とする。

火山噴火は、その様式、規模、噴火継続期間が噴火毎に大きく変わるため、地震と異なり被害軽減のための対策がとりにくい。この不確定性を少しでも小さくするためには、各火山において、過去における噴火頻度（噴火の周期）、噴火様式、規模、またその変遷を明らかにし、長期的な火山噴火史を組み立てること、また過去に生じた各々の噴火が周辺域へどのような影響を及ぼしたのかを評価することが必要である。そこで本研究では、各火山の噴火史と周辺域への影響を長期にわたり遡って復元するための基礎データを新たに取得すること、またそれらと既存のデータを整備することを第一の目的とする。

また、過去の活動履歴が明らかになり次第、火山毎に長期的な火山活動予測（噴火のタイミング、様式、質）、切迫度、影響範囲とその様態を提示する。これが第二の目的である。

研究の意義

火山防災にあたっては、適切な対策を講じることにより、将来発生が予想される災害の規模を小さくすることができる。対策にはインフラ、防災計画、住民避難計画等、さまざまなものがあるが、いずれも災害発生前に準備するには時間が必要である。このため、対策を講ずる際の優先度の判断が必要なことも想定される。火山災害の場

合、各火山における噴火の切迫度、噴火した際の影響（影響の形態、範囲、時間）など、優先度を判断する指標は様々である。

災害対策計画立案と優先事項の判断自体は国や自治体により進められ、その判断材料は予想される火山現象とそれがもたらす災害の規模である。本研究の研究対象は各火山で起こりうる火山現象の予測であり、火山災害対策の基礎データとなり、切迫度と影響範囲が客観的に提示されるため、対策すべき地域・火山の優先順位の判断に活用されると考えられる。すなわち本研究テーマの成果により、効果的で適切な火山災害軽減対策を取ることができると考えられ、社会的に意義があると判断できる。

研究の内容と計画

本研究の目的は、東京に影響を及ぼす活火山の基礎研究である。このため、研究内容の設定には噴火により東京に何らかの影響を及ぼす可能性が認められる活火山を的確に選定する必要がある。選定に際しては各火山の噴火頻度（＝噴火間隔）、想定される規模と東京からの距離・方向など考慮すべき点が多い。本研究ではあらゆる可能性を考慮し火山を選定したが、研究の重点化のために噴火頻度（確率）と影響度の積算から研究対象を絞った。

研究調査対象とすべき火山として伊豆大島・三宅島をはじめとする伊豆諸島域の火山群、および関東・中部地方の火山群があげられる。以下それぞれについて研究内容と研究の年次計画を記す（図1）。

	2017 (H29)	2018 (H30)	2019 (H31・R1)	2020 (R2)	2021 (R3)	2022 (R4)
Iz-1 新島, 式根島, 神津島	文献調査・地形・地質学的調査・室内分析				補足調査・分布図作成	図面最終成果物・解説書の作成・公表・島嶼都民への
Iz-2 伊豆大島, 三宅島, 八丈島	文献調査	地形・地質学的調査・室内分析			補足調査・	
Iz-3 利島, 御蔵島, 青ヶ島	文献調査	地形・地質学的調査・室内分析			補足調査・分布図作成	
Iz-4 海底堆積物中に含まれる火山灰	調査用ピスト	火山灰試料分析				
Iz-5 低頻度ながら影響が大きい潜在的現象					データ整備・	
KC-1 関東・中部火山群: 火山噴出物再移動	文献調査	ボーリングコア・火山灰分析				
KC-2 関東・中部火山群: 火山灰雲による被害	データベース整備					

図1 東京に影響を及ぼす活火山の基礎研究と火山災害予想(A1)の年次計画。

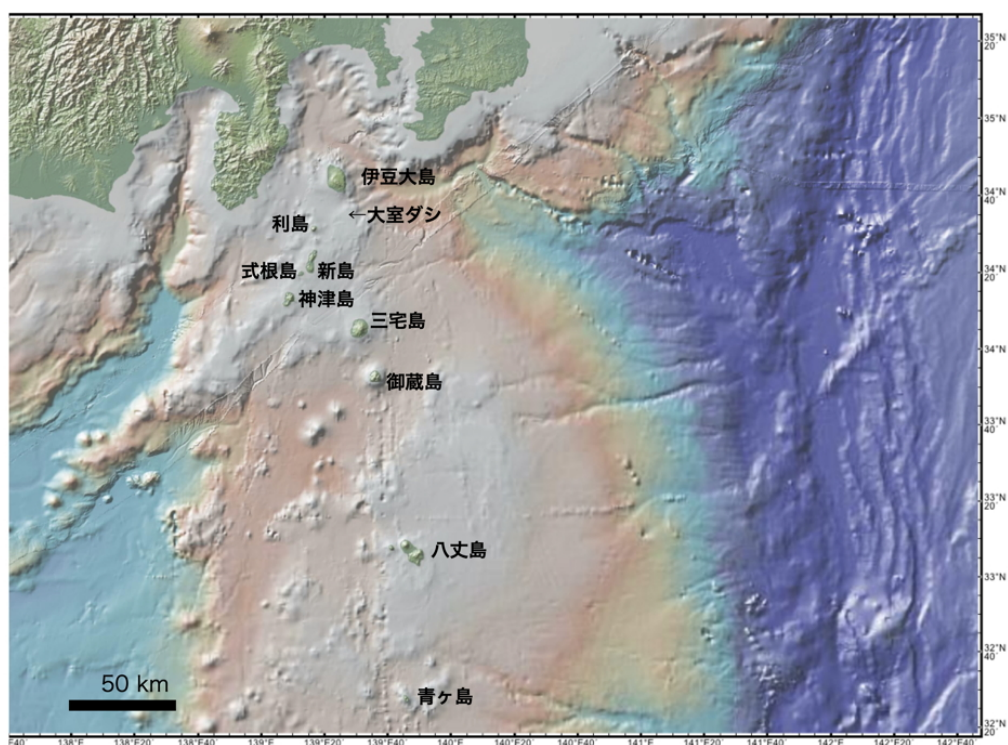


図2 伊豆諸島において居住者が存在する火山島と大室ダシ(海底火山)の位置。

	最新の噴火年代	2 つ前の噴火	噴火履歴知見
伊豆大島	1986–1990 年	1974 年	◎
大室海穴(ダシ)	熱水活動継続中	?	×
利島	9,100–4,000 年前	?	△
新島(式根島)	887 年	838–886 年	△
神津島	838 年	3,400–1,162 年前	△
三宅島	2000(–2010)年	1983 年	◎
御蔵島	6,400–6,200 年前	20,000–7,330 年前	△
八丈島	1605 年	1518–1523 年	○
青ヶ島	1781–1785 年	1670–1680 年	×

表 1 伊豆諸島域各火山の最近の噴火年代と噴火史研究状況。
日本活火山総覧(第 4 版) Web 掲載版(気象庁)などに基づく。

なお、阿蘇・始良などの九州に分布するカルデラ火山の巨大噴火は、東京のみならず全国において重大な災害をもたらすが、噴火頻度が極めて小さいこと、対応可能な噴火でないこと、東京やその周辺域で対策すべき問題をはるかに超えているので本研究テーマとしては採用しない。

1) 伊豆諸島域火山群の噴火史構築

伊豆諸島域で調査対象とすべき火山群には、伊豆大島、大室ダシ、利島、新島、式根島、神津島、三宅島、御蔵島、八丈島、青ヶ島(図 2)がある。大室ダシを除くと多寡はあるが一定データは既存研究で得られている。しかし長期におよぶ噴火史の復元は不十分であり、たとえば三宅島 2000 年噴火のような数千年間以上で一度程度の希なタイプの噴火があり、想定外の噴火現象であると言わざるを得ない事例もある。このような希有でイレギュラーな噴火現象を理解するには、より長期の噴火史構築を行い、多数の噴火事例の比較・検討によるアプローチが有効である。

噴火史構築には火山に関わる地形・地質学的調査を実施することになるが、対象とする火山島

やその性質、調査域から研究計画は以下に述べる Iz-1～5 から構成される。

Iz-1 島に分布する火山噴出物に基づく長期の噴火史構築(新島、式根島、神津島)

これらの 3 火山は流紋岩マグマを特徴とする火山であり、他の伊豆諸島火山とは噴火履歴・噴火様式に違いがある(表 1)。新島、神津島では 9 世紀に爆発的な噴火が発生しているが、それ以降顕著な火山活動がなく、近年において数十年程度の周期で噴火している伊豆大島・三宅島とは大きく異なる。このため、噴火史の構築はおもに地形・地質学的調査が中心となり、同様な観点からの既存研究も存在する。しかし研究者により異なる噴火史が示されているなど問題も多い。

本研究ではこのような問題点を踏まえ、従来の研究では使用されていなかった航空レーザー測量データによる地形解析、鉱物・火山ガラスの屈折率測定、EDS・LA-ICP-MS 分析による火山ガラスの記載、必要に応じた島内でのボーリング掘削を実施し、これまでにない精度での長期的な噴火史構築を目指す。

Iz-2 島に分布する火山噴出物に基づく長期の噴火史構築（伊豆大島，三宅島，八丈島）

これら3火山は活動頻度が高く，中でも伊豆大島，三宅島は近年においても繰り返し噴火しており，近い将来噴火する可能性が指摘されている．この様な活動度の高さを反映し，両島での噴火史研究は進んでいる（伊豆大島では Nakamura, 1964; 一色, 1984; 川辺, 2012 など）．一方でまだ未解明な点もあり，伊豆大島で N1 と呼ばれる噴出物の年代が 9 世紀から 12 世紀の間のどこにあるのか研究者による見解の相違（津久井ほか, 2006; 川辺, 2012 など）がある．また，2000 年前から約 2 万年前にかけての正確な噴火年代などが未解明である．三宅島でも同様に比較的詳細に噴出物から噴火史が構築されているが，年代が古くなると不明な点が多い．

本研究では放射性炭素年代測定，伊豆諸島以外の広域テフラの検出，また必要に応じて島内でのボーリング掘削を実施し，従来にない精度・確度で，より長期の噴火史構築を目指す．また航空レーザー測量データによる地形解析も実施し，伊豆大島，三宅島，八丈島においては従来の研究では認定されていない単成火山や火口の抽出を試みる．

Iz-3 島に分布する火山噴出物に基づく長期の噴火史構築（利島，御蔵島，青ヶ島）

これら 3 火山は他の火山に比べて噴火史研究の蓄積が著しく少ない．その理由として，利島，御蔵島では最新活動期がそれぞれ 9,100-4,000 年前，6,400-6,200 年前と古く，活動度が低いことなどが上げられる（表 1）．しかしいずれの島も面積が小さいことと周囲を比高の大きな海食崖に囲まれ使用できる港が限られることから，島内での一次避難や島外への避難に困難が予想される．実際に青ヶ島では江戸時代の天明噴火以

降，50 年間程度無人島になっている．いずれにせよこれら 3 島では噴火史データの蓄積が望まれる．そこで本研究では島内において火山噴出物の地質学的調査を実施し，放射性炭素年代測定，伊豆諸島以外の広域テフラの検出，また必要に応じて島内でのボーリング掘削を実施し，おもに火山灰編年学的手法により長期の噴火史構築を目指す．また航空レーザー測量データによる地形解析も実施し，伊豆大島，三宅島同様に，従来の研究では認定されていない単成火山や火口の抽出を試みる．

Iz-4 海底堆積物中に含まれる火山灰に基づくより長期の噴火史構築

伊豆諸島域における噴火史構築は，基本的に島内に露出する火山噴出物の地質学的調査によりこれまで実施されており，本研究でも同様な手段（Iz-1～3）を用いるが，調査域が狭い島内という陸域に限定されるため，より古い時代の噴出物の露出が限られ長期の噴火史構築という点では限界がある．そこで Iz-4 では，火山から少し離れた伊豆諸島周辺海域の海底堆積物に含まれる伊豆諸島域火山群起源の火山灰（マリンテフラ）に着目してより長期の噴火史構築を目指す．伊豆諸島域においてはこれまでこのような視点にたつ研究はほとんどない．手法自体は確立しているので本海域においても適用可能であり，島内においてはおよそ 3 万年前程度までにしか遡れなかった噴火史を 5～10 数万年前までに遡ることが期待できる．

また大室ダシのような海底火山の噴火史構築は本方法を適用することにより大きな進展が期待できる．大室ダシでは約 1 万年前に噴火した可能性が指摘されている（斎藤ほか, 2006）．同火山はカルデラ火山である可能性もあり，海底でカルデラ噴火が発生すれば巨大津波が予想され，

これまであまり注目されていなかった同火山に着目する必要がある。

海底堆積物中に含まれる火山灰の認定は、鉍物・火山ガラスの屈折率測定や EDS 分析・LA-ICP-MS 分析による噴出物に含まれる火山ガラスの成分組成測定を中心として進めるが、手法上、おもには新島、式根島、神津島などの流紋岩質の火山に由来するものが対象となる。

1z-5 低頻度ながら影響が大きい潜在的な現象の検討

1z-1～4で研究対象となる噴火の多くはマグマ噴火であり、山頂・山腹部におけるものが大半を占める。しかし伊豆大島や三宅島、八丈島での事例で知られるように、爆裂火口形成を伴うマグマ水蒸気噴火が海岸線付近で発生する可能性がある。また伊豆大島で 4～5 世紀に発生したカルデラ形成は山体崩壊説(小山・早川, 1996)や火砕物密度流(山元, 2006)からの説明がなされているがいずれにせよ広範囲に影響を与えたことは確かである。これらの現象はいずれも山頂・山腹部におけるマグマ噴火に比較して希な現象である。しかしひとたび発生すれば甚大な被害が予想される。

1z-5 では 1z-1～4 で得られたデータを元に低頻度ながら影響が大きい潜在的な現象の検討を行なう。これらは防災対策上考慮すべき災害シナリオを提示することを目的としている。想定される現象として、山体(溶岩ドームを含む)崩壊、海底火山および陸上火山におけるカルデラ噴火、海底噴火あるいは山体崩壊や火砕流の海域への流下により引き起こされる津波、伊豆諸島複数の火山における同時噴火などである。

2) 関東・中部地方の火山群に関わるテーマ

関東・中部地方の火山群の噴火が東京(島嶼

域を除く)に影響を与えるケースとしては、火山周辺域に堆積した火山噴出物が火山泥流などとなり東京周辺域に再移動することによるもの、大気中を浮遊して航空機の安全を脅かすおそれのある火山灰雲によるもの、爆発的噴火に伴う降灰によるものである。火山周辺域で深刻な火山災害をもたらす火砕流や溶岩、噴石等は島嶼域を除く東京では考慮する必要はほとんどない。

そこで本研究では、上記のうち火山噴出物再移動による災害の研究(KC-1)、火山灰雲による被害をもたらす潜在的火山の研究(KC-2)を実施する。なお降灰による被害としては富士山・浅間山をはじめとする活火山によるものが考えられ、富士山については『東京都地域防災計画火山編(平成 21 年修正)』(東京都防災会議, 2009)で触れられている。そこでは富士山において最大クラスの宝永噴火を事例に、東京で予想される降灰とそれに対する対応案が示されている。東京における降灰量としては富士山以外の火山を考慮しても過去3万年間においては本噴火によるものがほぼ最大クラスであり、東京における降灰被害対策については現状で大きな問題点はないと考えられる。従って本研究の対象としない。

KC-1 火山噴出物再移動による災害の研究

火山噴出物が噴火中(あるいは直後)に災害をもたらすのは噴火規模にもよるが火山周辺域に限られる。しかし噴火後一定時間(数時間～年単位)が経過すると遠隔地であっても火山泥流などとして火山噴出物が再移動し、下流域に影響を及ぼす可能性がある。例えば江戸時代の富士山宝永噴火後、酒匂川下流の足柄平野では噴火後 100 年近くにわたって土砂洪水氾濫が繰り返し発生したことが知られている(井上, 2007)。

東京に関してこの点に着目すると 23 区東部の東京低地での火山噴出物再移動による被害を

想定する必要がある(鈴木, 2013). 現在東京低地を流れる代表的河川は荒川, 中川, 江戸川であり, このうち江戸川の上流は利根川に繋がり, 流域に活動的な活火山を複数控える. 江戸時代の東遷事業以前, 利根川は現在の東京低地付近で東京湾に注ぎ込んでおり, 地形学的にも利根川の最下流部は東京低地でもあるといつてよい. 利根川上流部の浅間山天明噴火においては浅間山北麓において鎌原村が壊滅的被害をうける一方, 発生した天明泥流は一部が江戸川をへて江戸まで達した(井上, 2009). また泥流の流下により利根川の河床が上昇し, その結果水害が多発するようになったことが知られている. 浅間山の火山災害については山麓周辺で重点的に研究され, 火山防災マップも作成され対策が講じられているが, 遠隔地では東京も含めて火山噴出物の再移動による影響は十分に評価されていない. 同様なことはより東京に近い榛名山にもあてはまり, 古墳時代に発生した2回の大噴火(VEI 4 および 5)による火山災害は火砕流・火砕サージの直撃をうけた榛名山麓においては考古学的研究が実施されているが, 埼玉から東京にかけての火山噴出物の再移動による影響は十分に評価されていない.

本研究ではこうした背景をうけ, 関東北部の火山噴火に起因する火山噴出物の再移動による火山災害の可能性をさぐる. このため, おもには東京低地部(都外も含む)の地下地質調査を実施し, 過去の火山噴出物の再移動の実体を明らかにする. また外注やサブテーマB1の研究において, 関東北部の火山噴火からもたらされる火山噴出物の再移動のシミュレーションを実施する.

KC-2 火山灰雲による被害をもたらす潜在的火山の研究

火山灰雲が航空路線に多大な影響(火山灰が

航空機のエンジンに吸い込まれるとエンジンが停止する可能性がある)を与えることについては2010年のアイスランド, エイヤフィヤトラヨークトル火山の噴火が記憶に新しい. 同噴火の火山爆發指数(VEI)は4とされており, 潜在的に同規模クラスの噴火が起こりうる火山は関東・中部地方に多数ある. それらの噴火が発生した場合, 降灰としての影響は微少であっても火山灰雲が航空路線に多大な影響を与え, 首都機能に大きなダメージを与える可能性は高い.

現在, 気象庁東京航空路火山灰情報センターは航空路火山灰情報を発表する業務を担っており, 対策は講じられている. 一方, 潜在的にどの火山がこうした影響を及ぼすかの評価は必ずしも十分ではない. VEI 4以上の噴火履歴については国内の火山の場合, 火山灰研究により過去数万年間の実体がある程度明らかとなっている. しかし東京周辺の航空路線への影響という観点からは潜在的に危険性の高い火山のリスト化等はなされていない. 本研究では, 火山灰研究で得られた過去の火山噴火をデータベース化し, これまでの噴火履歴を加味して火山灰雲による東京周辺の航空路線に与える火山をリスト化する. あらかじめこの様なリストを用意することにより, 国内のある火山噴火の兆候が認められたときに東京都としての対応検討の参考資料となることが期待できる.

これまでの研究成果と今後の研究計画

サブテーマA1は多くの細分化された研究テーマからなり、それらは Iz-1~5, KC-1, 2 である。以下各テーマの研究成果については学内所属のセンター構成員の中で各テーマの研究を進めている構成員により報告を行う。

Iz-1：新島，式根島，神津島

(村田昌則)

火山災害長期予測の基礎となる噴火履歴の精緻な復元を目指し、2017 年度から新島火山と神津島火山の調査・分析を実施している。

【新島】

航空レーザ測量データを利用して作成したDEMデータおよび陰影図等を用いて、火口地形の分布、溶岩ドームや溶岩流、火砕流堆積物などの噴火堆積物が形成する地形やその被覆関係等を判読し、地質調査結果を考慮しながら火山地質図に整理した。

地質調査において、野外で認識でき露頭間で追跡可能もしくは特徴的な層相を示すテフラに対して層序関係を整理して記載・分析を行った。噴出物中もしくは直下の土壌やロームに含まれる腐食などを対象に放射性炭素年代測定を実施して、テフラの噴出年代を解釈した。

最近 13,000 年間のテフラ層序は、上位から新島向山テフラ(AD886-887)、新島^{くだまき}久田巻^あ及び阿^{つち}土山テフラ(AD856-857)、神津島天上山テフラ(AD838)、D テフラ(ca.1.6 ka)、新島^{わかごう}若郷テフラ(ca.3.6 ka)、F テフラ、新島宮塚山南部テフラ(ca.5.5 ka)、H(n)およびH(s)テフラ(ca.7.5 ka)、新島式根島テフラ(ca.8.0 ka)、J テフラ、K テフラ(ca.8.0 ka)、新島宮塚山テフラ(ca.8.5-12.8 ka)である。この他に野外では視認できないが鬼界アカホヤテフラを確認した。

新島の最近 13,000 年間の噴火史は、次のとお

りである。新島本島中部の^{あかざきのみね}赤崎峰溶岩ドームの北東縁付近で宮塚山イベントが発生し、火砕流・火砕サージを繰り返し噴出し、降下テフラを伊豆諸島北部にもたらせた。続いて、式根島、新島山(H テフラ)において噴火が発生した。5.5 ka に宮塚山溶岩ドーム南部を給源として、降下テフラ、火砕流が噴出し、宮塚山を形成した。玄武岩質火砕物を噴出した若郷、久田巻及び阿土山イベントの後、AD886-887 に最大規模の向山噴火が発生した。の間、新島では島全体に甚大な災害を及ぼす規模の噴火が、数千年に1回程度の頻度で発生してきたことが明らかになった。

【神津島】

神津島においては、およそ 2.2-2.6 ka に島南部から噴出して島全体を覆う火砕堆積物(秩父山Aテフラ)より新しい噴火活動によるテフラ層序の確立とそれに基づく噴火履歴の構築を目指して調査を進めた。模式的に層序が検討できる数か所の露頭において、複数のテフラを確認した。鉱物組合せ、火山ガラスおよび斑晶鉱物の屈折率、火山ガラス主成分化学組成など記載岩石学的性質に基づき対比を検討し、地層中の腐植土・炭化木片を対象にして実施した放射性炭素年代測定の結果と合わせて、テフラの給源および年代を考察した。

その結果、新島起源の新島向山テフラ、新島式根島テフラ、新島宮塚山テフラの分布が確認された。また、最新噴火の神津島天上山テフラの下位に、島北部から中部にかけて分布する神津島^{あな}穴^{やま}の山テフラ(1.1-12 ka)が、北部の単成火山列(神^{こうべ}戸山-穴^{はなだて}の山-花立)の活動に伴う噴出物である可能性が高いことが明らかになった。このほか野外では視認できないが鬼界アカホヤテフラを確認した。

現在、新島火山の最近 13,000 年間のテフラ層序と噴火史に関する論文を投稿中である。また、

神津島火山のテフラ層序と噴火史についてもまとめ、研究成果として公開する準備をしている。

さらに、本研究によって得られた噴火史、およびテフラ分析結果によるマグマ組成の変化から、新島と神津島の噴火活動の関連性についても考察する予定である。

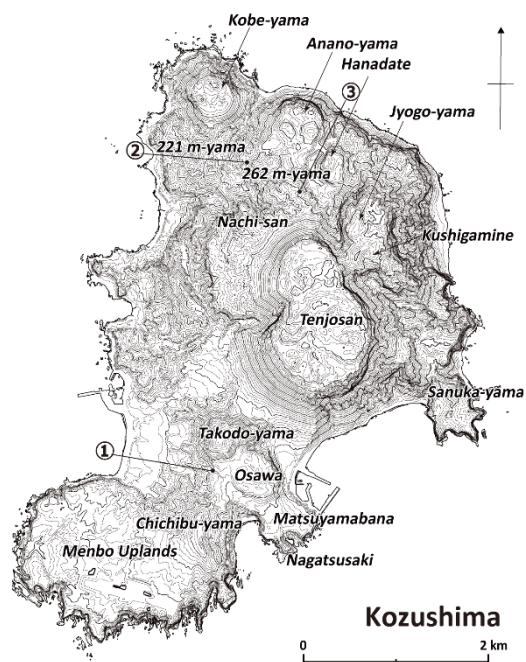


図 Iz-1_1 神津島の火山地形と露頭位置

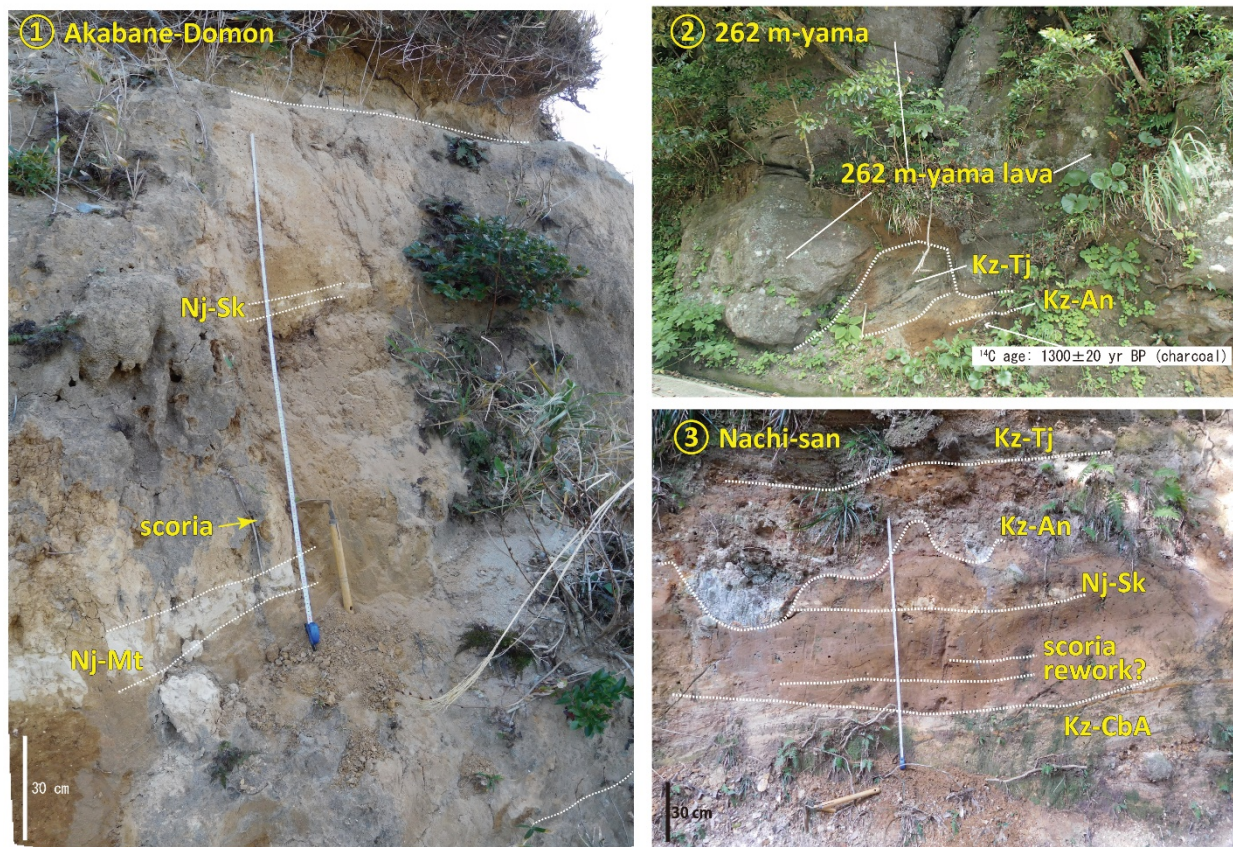


図 Iz-1_2 神津島に露出するテフラ

(① あかばね洞門東側, ②262 m 山西の林道沿い, ③那智山北部の林道沿い)

Iz-2：伊豆大島，三宅島，八丈島

(鈴木毅彦)

伊豆大島火山では過去 1800 年間に於いて 12 回の大規模な噴火が発生し、それらの詳細な噴火史が編まれてきた(中村, 1964; 小山・早川, 1996; 川辺, 2012 など). しかし 1800 年前のカルデラ形成前の噴火史については詳細なデータが得られていない. Iz-2 ではカルデラ形成前の噴出物に着目した.

それらが模式的に露出する島南西部の地層大切断面において多数の放射性炭素年代測定, および島外からのテフラを検討した. 本地点は長さ 600 m 以上にわたる多数の降下火砕物を産出する連続露頭であり, 田沢 (1990), 上杉ほか (1994) はそれらに上位から O1-95, Osb96-127 の番号を付した. また, 上杉ほか (1994) は最下位のテフラは 25 ka かそれよりも遡るとした.

本研究では降下テフラ間の火山灰土に含まれる腐植を対象に, 25 層準で放射性炭素年代測定を実施した. 得られた最も古い年代値は O95 の 4 m 下の 18,598-18,287 cal BP である. また本露頭の重要指標層である O95 は 16-17 ka と推定でき, 上杉ほか (1994) の推定 (19.4-19.7 ka) よりも 2400-3700 年若い.

また新島の宮塚山テフラと対比されている O55 (斎藤ほか, 2007) の年代は 11-12 ka と推定できる. このほか K-Ah を検出し, 上下からそれぞれ 6882-6747 cal BP and 8167-8021 cal BP の年代を得ており, 従来の K-Ah の年代値と整合する. これまで噴火史構築に際し, O95 と K-Ah の層位と噴出年代は重要な役割を果たしてきた. しかしそれらの年代の更新により, 同テフラ間の期間が 67-75% 短縮された. これにより噴火頻度はより大きくなるという結果が得られた.

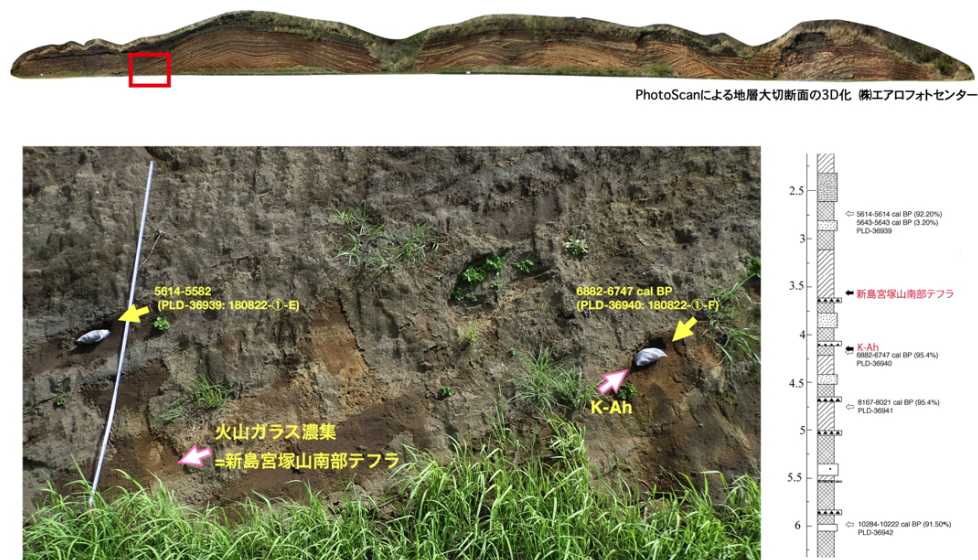
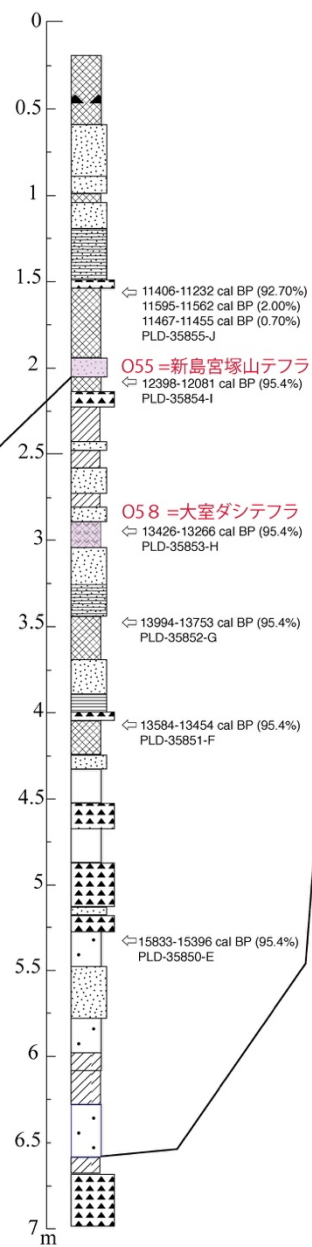
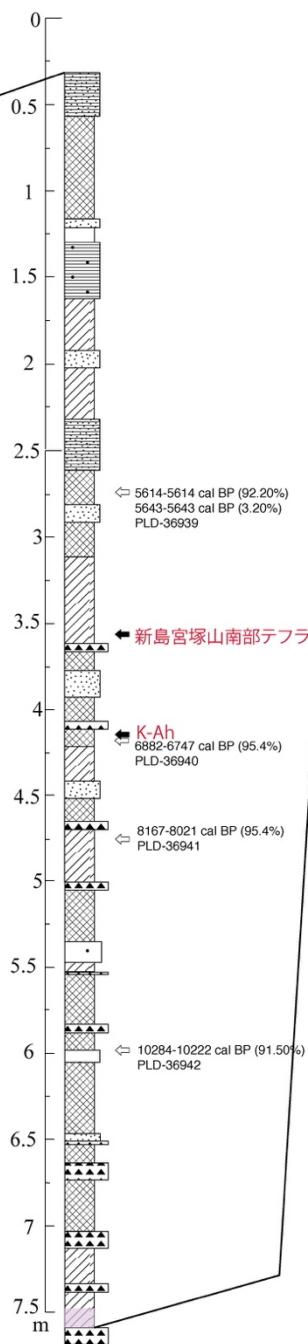
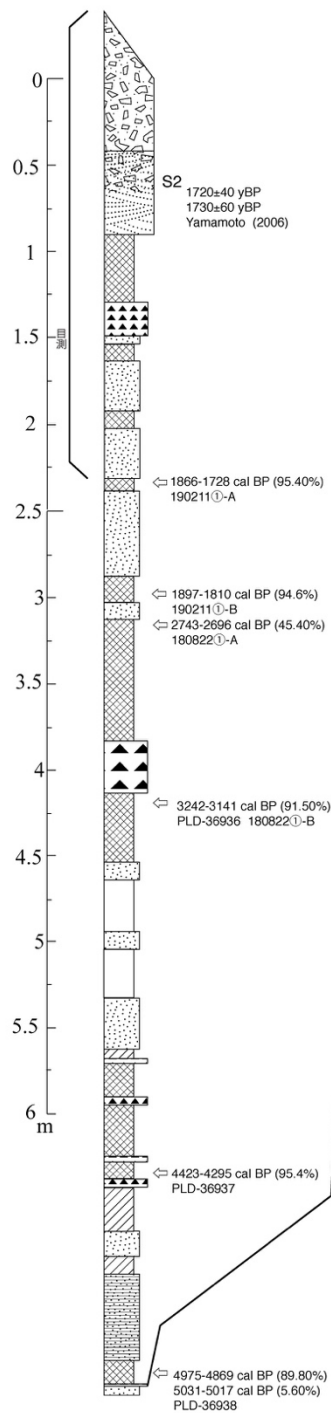


図 Iz-2_1 伊豆大島南西部の地層大切断面に露出する K-Ah 付近前後の噴出物と得られた放射性炭素年代や島外からのテフラ.



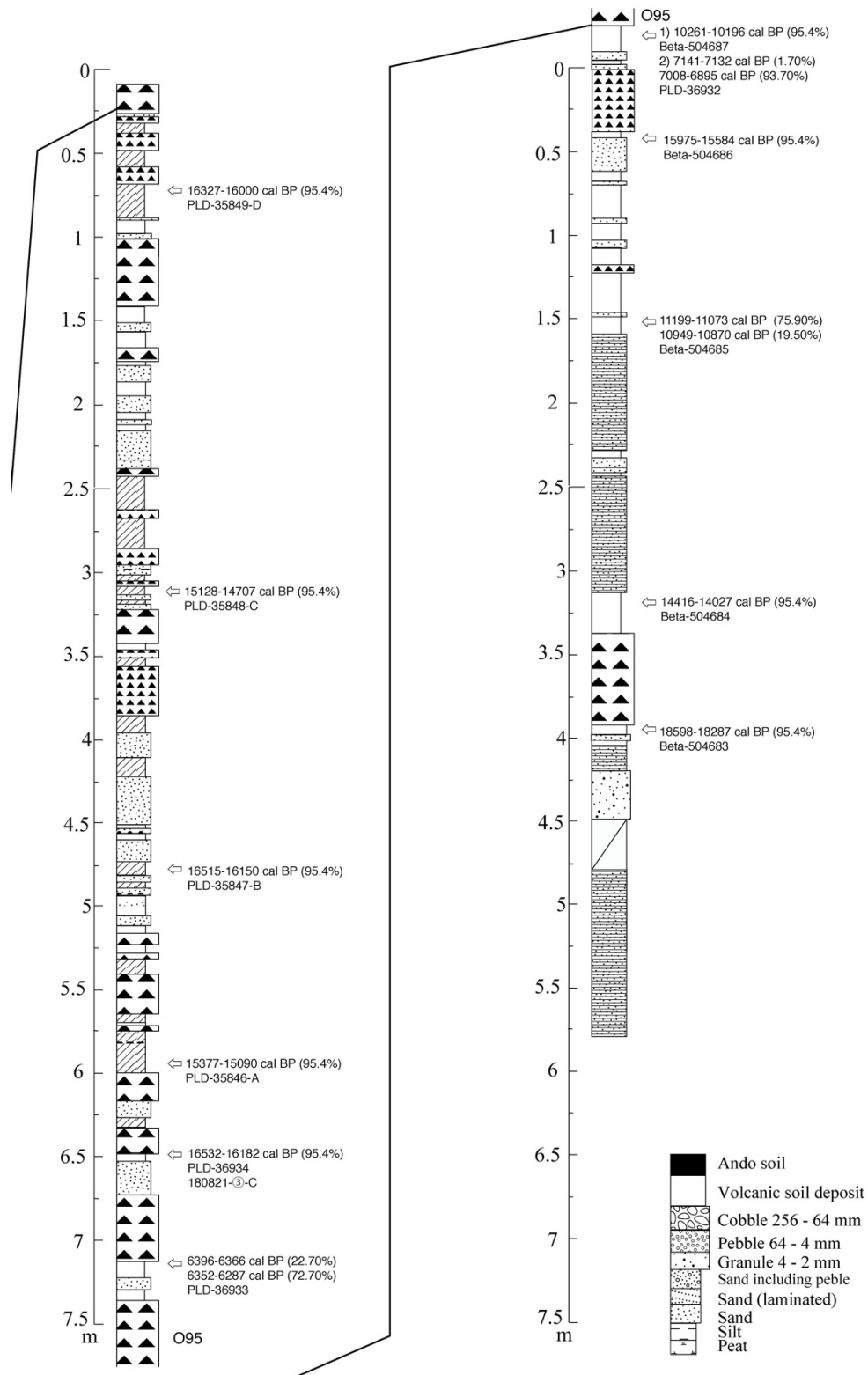


図 Iz-2_2 伊豆大島南西部の地層大切断面に露出する噴出物と得られた放射性炭素年代.

Iz-3：利島，御蔵島，青ヶ島

(高橋尚志)

御蔵島は 2018 年度から，利島は 2019 年度から地表地質調査を開始し，堆積物を観察・記載・採取した．また，堆積年代推定のため，放射性炭素年代測定を外部測定機関に依頼した．

利島では，島内複数箇所の露頭で火山灰層を確認した．前浜港の露頭では，約 4,000～7,000 年前頃に利島火山から噴出したカジアナ溶岩の下位に，少なくとも 3 枚以上の流紋岩質テフラ層を確認した(図 Iz-3_1)．これらのテフラ層は記載・採取し，現在分析を進めている．分析結果を

もとに，新島・神津島火山などを起源とするテフラとの対比を試みる予定である．

御蔵島では，露頭調査およびハンドオーガーを用いた掘削調査を実施し，堆積物の観察・記載・採取を行った．その結果，御蔵島火山または島外起源の目視可能なテフラ層を少なくとも計 5 枚確認した．

利島・御蔵島での成果は，今後，学会発表および投稿論文にて公表予定である．

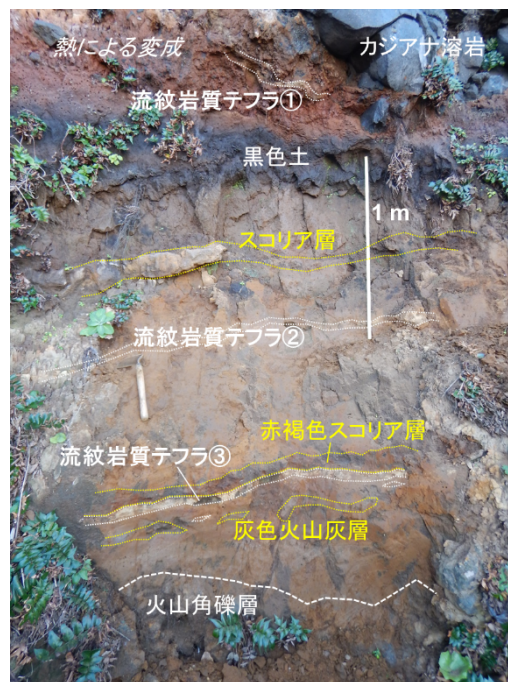


図 Iz-3_1 前浜港の露頭の状況

Iz-4：海底堆積物中に含まれる火山灰

(青木かおり)

伊豆諸島北部の火山活動史や島嶼部の高精度テフラ編年の確立をめざすためには、周辺の深海底堆積物に保存されているテフラ(火山灰)層序を検討する必要がある。2017 年 11 月から、伊豆諸島北部の周辺海域の堆積物について先行研究を調べると同時に、これまでに複数の研究機関によって採取された堆積物試料の研究進

捗状況について調査を開始した。その結果、2009 年に地球深部探査船「ちきゅう」CK09-03 次航海で、房総半島南方 40 km 沖の $34^{\circ} 33.46'N$ 、 $139^{\circ} 53.38'E$ 、水深 2027.25 m 地点で掘削され(図 Iz-4_1)、コア長 190.38 m の C9010E コアには船上での岩相記載で 161 層のテフラ層が介在していると報告されていることが判明した (Tsuchiya et al., 2009)。

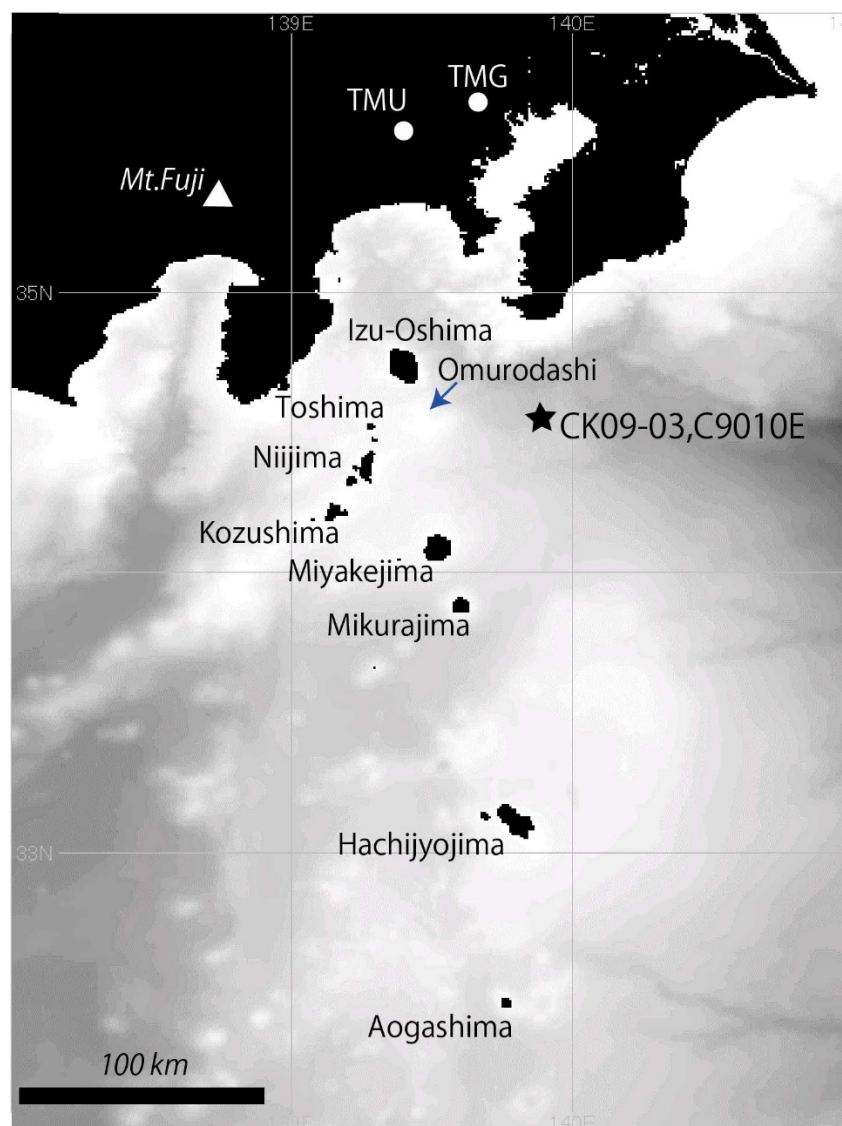


図 Iz-4_1 深海掘削コア CK09-03, C9010E の掘削地点

この掘削コア試料中に介在するテフラ層については研究がなされていないことも確認がとれたことから、2018 年 4 月に試料の所有権を持つ海洋研究開発機構(JAMSTEC)に対し、テフラ研究を目的としたサンプルリクエストを提出し、2018 年 6 月にコア試料が保管されている JAMSTEC 高知コア研究所において、テフラ試料を採取した。また、Tsuchiya et al. (2009)の記載からもれているテフラ層も複数存在する可能性もあったことから、追加のサンプルリクエストを提出し、同年 12 月にテフラ試料の採取を完了した。合計で 314 のテフラ分析用試料を採取した(図 Iz-4.2)。

上記で採取したテフラ試料はすべて水洗・風乾後に 250 μm 、125 μm 、63 μm サイズで篩った。それらの試料について、実体微鏡下で観察後、岩石学的特徴を記載し、63-125 μm サイズの試料について高知大学海洋コア総合研究所所有の EPMA を用いて火山ガラスの主元素組成分析を進めている。

最初に、広域テフラに対比される可能性が高い細粒でガラス質なテフラ試料を分析した結果、深度 149.08 mbsf に Aso-4(MIS 5b、87.1 ka; Aoki, 2008)、158.244 mbsf に On-Pm1(MIS 5c、95.7 ka; 青木ほか、2008)でその下位 25 cm に Aso-ABCD に対比される可能性が高いテフラ層を発見した。

次にコアの最上位から深度 30 m までの 28 試料(試料番号 No.1~No.28)の分析結果について要約する。10 試料はスコリア層もしくはスコリアを多く含む。残りの 20 試料は珪長質ガラスに富み、斜長石や石英(高温石英を含む)の他には、重鉱物として斜方輝石、角閃石類、たまに黒雲母などが観察される。これらの珪長質テフラは総じて SiO_2 の含有量が 77.9-78.8 wt%と多い。また、No.18 (16.722-16.772 mbsf)を除いて、 FeO^*

(0.59-0.74 wt%)と CaO (0.34-0.70 wt%)の含有量は著しく少ない一方で、 Na_2O (4.12-4.25 wt%)と K_2O (3.45-4.15 wt%)の含有量は比較的多く、第四紀後期に新島と神津島が供給したテフラの特性によく似る。

さらに、それぞれのテフラ層について、火山ガラスの主元素組成の特徴から、以下のように対比されると考えられる。最上位の No.1 (1.15-1.17 mbsf)は新島向山テフラ(AD886)、No.2 (1.63-1.66 mbsf)は神津島天上山テフラ(AD838)に対比される可能性が高い。また、No.8 (9.367-9.48 mbsf)、No.12 と No.13 (14.322-14.652 mbsf)、No.14、No.15、No.16 (14.652-15.542 mbsf)のテフラはそれぞれ新島本島で確認される宮塚山南部、式根島、宮塚山イベントに相当すると考えられる(小林ほか、投稿中)。No.19、No.20 (19.895-19.005 mbsf)と No.21 (19.305-19.345 mbsf)、さらに No.28 (29.49-30.66 mbsf)のテフラの特徴は赤崎峰イベントのテフラと似る。No.19 と No.28 の層位は上下で 11m 離れ、間に介在している軟泥と複数のスコリア層から相応の時間間隙があると考えられるが、赤崎峰イベントは数千年程度の一定期間にわたって複数回の噴火が起きたと想定しているため、本コアで検討したテフラ層の対比とつじつまが合う。

No.18 (16.722-16.772 mbsf)は淘汰の良い細粒なガラス質火山灰が主体で最大で 7 mm 大の灰色～ベージュ色の細かく発泡した軽石を伴う。63-250 μm サイズの試料にはスコリア粒や岩片などは含まれず、ほぼ火山ガラスからなり、軽鉱物と少量の斜方輝石が含まれる。 SiO_2 の含有量は 78.8 wt%と多く、 FeO^* (1.24 wt%)、 CaO (1.25 wt%)、 Na_2O (4.76 wt%)、 K_2O (1.22 wt%)といった主元素組成の特徴は、新島・神津島起源テフラとは大きく異なる。本テフラは海底火山である

大室ダシから 13.4 ka に供給された流紋岩質テフラ(葉室ほか、1983; 斎藤・宮入、2008; 谷ほか、2017)に対比されると考えられる。

以上から、本コアは第四紀後期の伊豆諸島北部における火山活動史を詳細に記録していると考えられ、今後はコア下位のテフラ層序解明を

進める予定である。また、海底火山である大室ダシ起源のテフラが本コアにおいても発見されたことから、その分布範囲や活動頻度についても注意を払う必要がある。

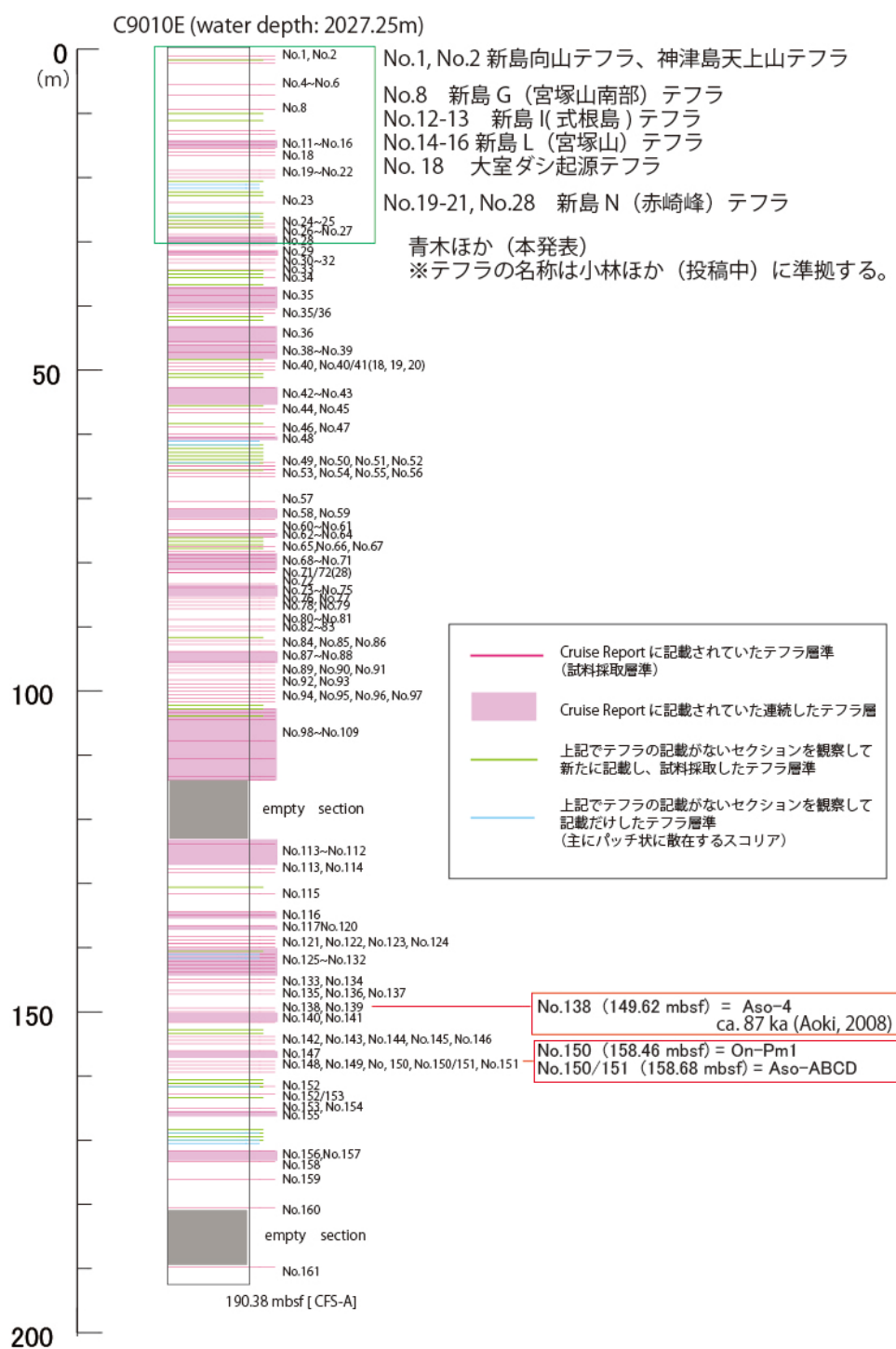


図 Iz-4_2 掘削コア CK09-3, C9010E に介在しているテフラ層

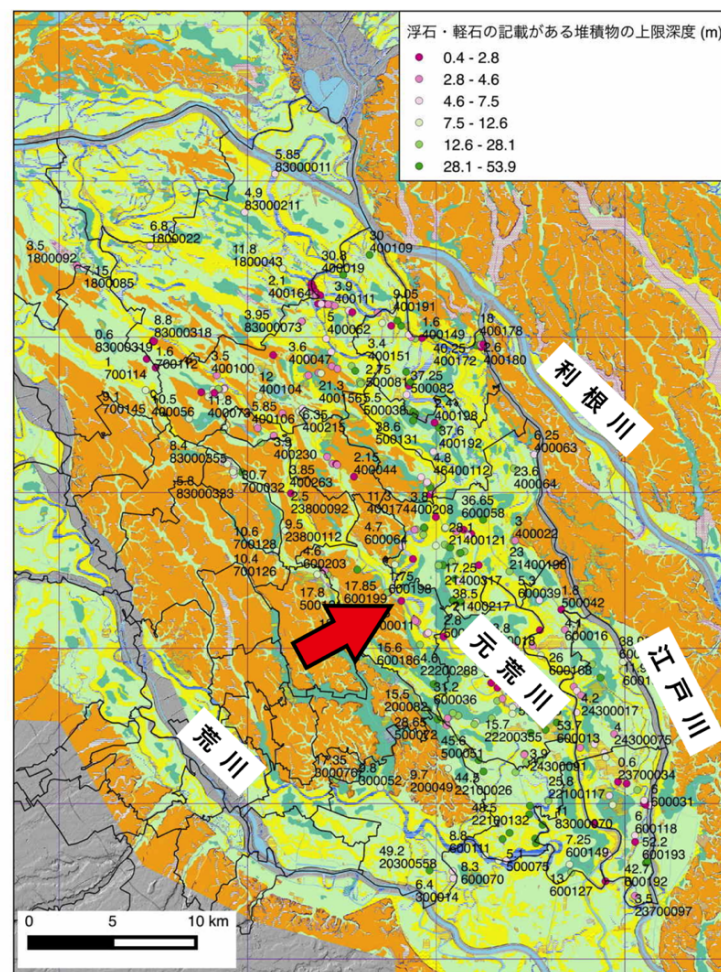
KC-1：火山噴出物再移動による災害

(鈴木毅彦)

流域の火山活動による中川・東京低地への影響を検討するため、これまで以下の調査を実施し検討をおこなった。

火山噴出物再移動の証拠を示す軽石等の火砕物の記載のある既存ボーリングデータの整理

を行なった。具体的には埼玉県環境部環境科学国際センターの協力を得て同センターの「ウェブ GIS によるボーリング柱状図」の位置情報等を入手し整理した。それによれば熊谷市から越谷市にかけて流下する元荒川沿いには、地表面から深度 5 m 以浅の堆積物中に軽石を含む地点が多数あることを確認した(図 KC-1_1)。



国土地理院治水地形分類図に埼玉県ボーリング地点を追加

図 KC-1_1 浮石・軽石の記載のある堆積物の上限高度(地表からの深度)(m)

埼玉県環境部環境科学国際センターの「ウェブ GIS によるボーリング柱状図」に基づき作成した。背景は地理院地図の治水地形分類図による。橙色は台地面，黄色は微高地(自然堤防)，黄緑は氾濫面，緑は氾濫面のうちの後背湿地を示す。赤矢印はさいたま市岩槻文化公園の位置を示す。

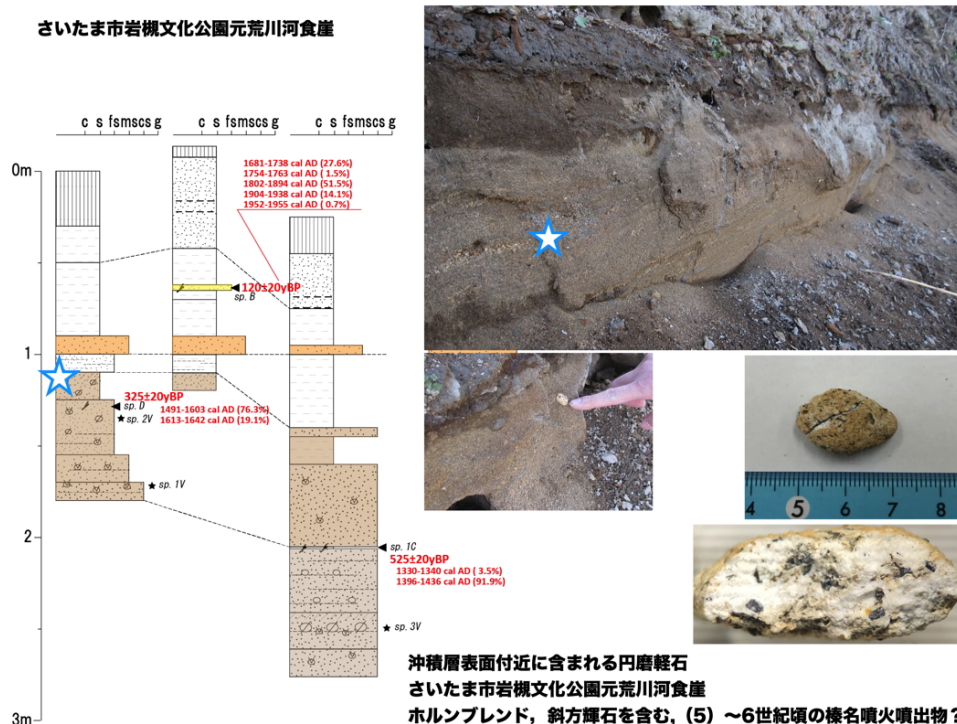


図 KC-1_2 さいたま市岩槻文化公園近傍の元荒川河食崖に露出する堆積物とそれに含まれる榛名噴火噴出物(軽石)

元荒川沿いの低地は 8 世紀初頭以降のある一時期の利根川流路とされており(小暮 2011), 軽石は利根川により運搬された可能性がある。元荒川沿いに発達する自然堤防と軽石を含む堆積物との関係や、自然堤防形成時の流路を明らかにすれば同地域における地形発達史の解明に繋がる。

これを踏まえてこれまで、元荒川が大宮台地北東縁を流下する蓮田市西新宿3丁目(黒浜西小学校敷地内)とさいたま市岩槻文化公園近傍の元荒川河食崖のそれぞれ 2 地点においてボーリング調査と地質断面観察を実施し、得られた軽石の分析や放射性炭素年代測定を実施した。

蓮田市西新宿3丁目では深度 437-438 cm に含まれる灰色・黒色火山噴出物が浅間テフラの化学組成のトレンド上にあり、1108(天仁元)年浅間Bテフラに近い組成を示す。また深度 437-438

cm に含まれる白色火山噴出物は Hr-FP(6 世紀中葉)とほぼ一致する組成を持つ。同地点の放射性炭素年代値については、上部に含まれる腐植物が 2.1～3.7 ka の古めの値を示すのに対して、下位の砂層中のものは 0.8～1.4 ka の若い年代値を示す。後者の値はテフラと整合的である。これらのことは、蓮田市西新宿付近に発達する自然堤防は、少なくとも深度 4.4 m 付近より上位の部分では Hr-I 噴出以降に形成されたことを示す。

一方、岩槻文化公園では隣接する元荒川河食崖にホルンブレンド、斜方輝石を含む(5)～6 世紀頃の榛名噴火噴出物が確認できた(図 KC-1_2)。また得られた放射性炭素年代値からは 1400 年代後半～1600 年代にかけて砂の付加による自然堤防の発達が進んでいたが、1600 年代後半以降は砂が堆積せず、洪水による自然堤防

の発達が停止したらしいことが明らかとなった。

以上をまとめると元荒川沿い沖積低地には自然堤防の発達がよく、その構成層は火山性物質を多量に含むことが明らかとなった。火山性物質は Hr-FP (6 世紀中葉) の他、浅間起源物質の粒子を含むこと、自然堤防構成層の放射性炭素年

代値の一部は Hr-FP (6 世紀中葉) の存在と整合的であり、少なくとも堆積は 17 世紀にまで及ぶことが明らかになった。

課題として、さらなる空間的追跡と下位層の年代・堆積環境を復元し、噴火イベントとその影響の年代的・空間的影響を評価することがある。

KC-2: 火山灰雲による被害をもたらす潜在的火山の研究

(鈴木毅彦)

火山灰雲が航空路線に多大な影響を与える事例として 2010 年のアイスランドでの火山の噴火がある。同噴火の火山爆発指数 (VEI) は 4 とされており、潜在的に同規模クラスの噴火が起こりうる火山は関東・中部地方に多数ある。VEI 4 以上の噴火履歴については国内の火山の場合、火山灰研究により過去数万年間の実体がある程

度明らかとなっている。しかし東京周辺の航空路線への影響という観点からは潜在的に危険性の高い火山のリスト化等はなされていない。本研究では、火山灰研究で得られた過去の火山噴火をデータベース化し、これまでの噴火履歴を加味して火山灰雲による東京周辺の航空路線に与える火山をリスト化し、日本国内で生じた火山噴火のうち、過去 12 万年間かつ VEI 4 以上の噴火における噴出物の等層厚線図を GIS データとして整備した (図 KC-2.1)。

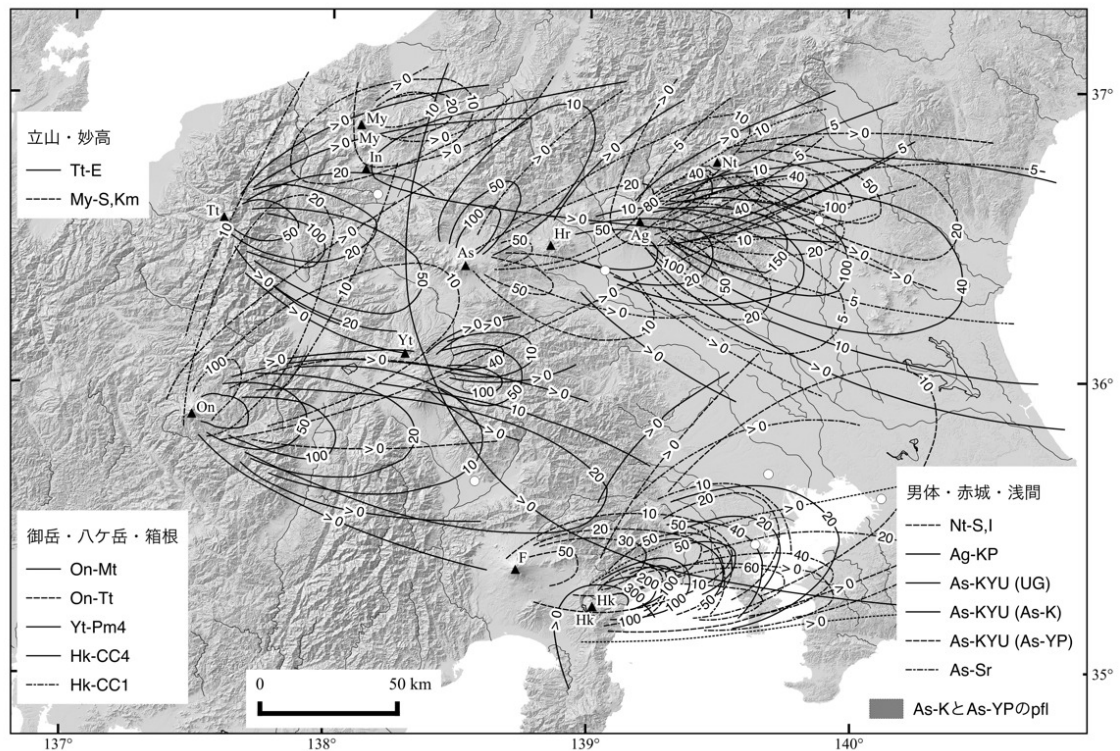


図 KC-2_1 12～1 万年前に関東に降灰を生じさせた火山噴火噴出物の層厚 (cm) 分布。
凡例は一部のみ示す。

火山災害研究センター中間報告 タイムラプス自然地震トモグラフィによる地下構造探査と干渉 SAR 解析による地表変動<A2>

代表者：氏名 小田義也

はじめに

我が国には 111 の活火山があり、そのうち火山噴火予知連絡会により選定された 50 の火山は「火山防災のために監視・観測体制の充実等が必要な火山」として地震計、傾斜計、監視カメラ等の観測施設を整備し 24 時間体制で監視されている。火山防災においてこのような観測・監視が重要であることは言うまでもないが、観測データを解釈するためには地下構造を解明することが不可欠である。例えば 1998 年に地震活動が活発化した岩手山では、気象庁による常時観測・監視が行われていた。しかし、地下構造がほとんど解明されていなかったため、監視データを

解釈し岩手山の活動を推定することが困難であった。岩手山ではその後大規模な地下構造探査が行われ、その結果を用いて防災対応が行われている(斎藤ほか, 2002)¹⁾。岩手山は噴火には至らなかったが、事前に地下構造を解明することの重要性が改めて認識された。

このような背景から、本サブテーマでは、地下構造が十分に把握されていない東京都の火山島を対象として、自然地震トモグラフィによる地下構造の解明、さらに、それを繰り返し(タイムラプス)行うことによる地下構造の時間変化の検出を試みる。火山の地下構造やその時間変化を解明することができれば、震源決定精度の向上や常

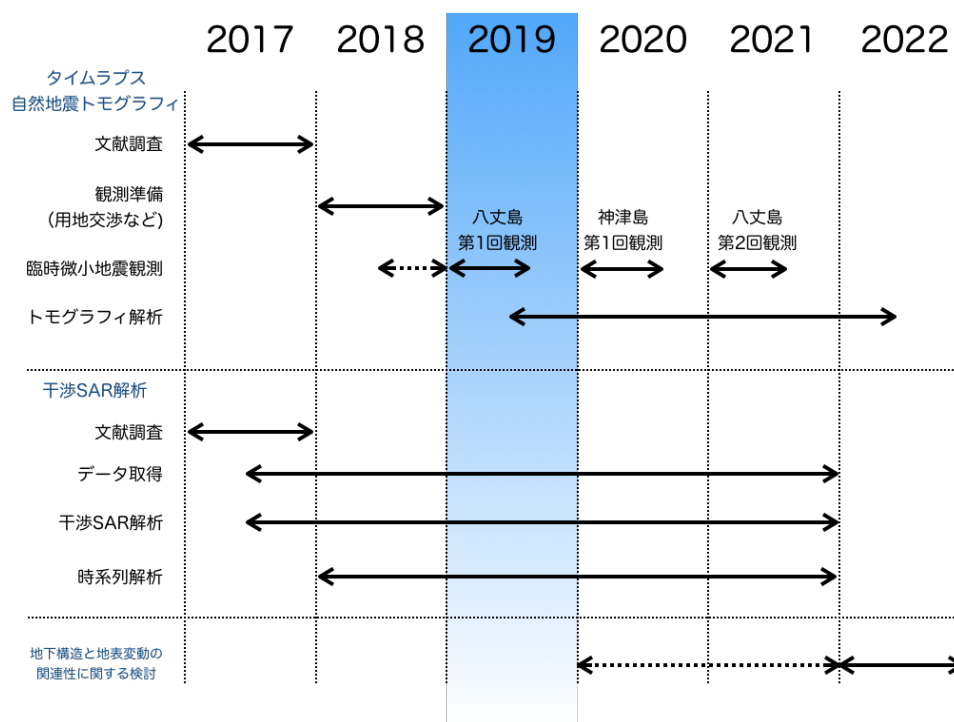


図1 サブテーマ A2 の実施スケジュール

時観測データを解釈するために不可欠なデータすなわち、火山の噴火活動を理解するための基礎データを得ることができる。

干渉 SAR 解析は人工衛星に搭載したレーダにより面的に地表変動を把握することができる技術である。本研究では、地下構造の推定に加え干渉 SAR 解析を実施し、地表変動の時間変化を推定し、地表変動と地下構造、および、その時間変化との関連性について考察する。地表変動から地下の様子が推定できれば、効果的に火山の活動を監視することが可能になる。

なお、本研究では東京都の火山島である八丈島と神津島を対象とした。どちらも気象庁により常時観測火山に位置付けられている活火山であるが、地下構造に関する情報は十分把握されているとは言えない。また、両島の人口は、東京都の島嶼としては伊豆大島について多く、噴火が発生した場合の社会的影響が極めて高いといえる。現在、そして将来の噴火活動を評価するために、事前に地下構造を解明することは学術のみならず防災上の観点からも極めて重要である。

図 1 に本サブテーマの実施計画を示す。

これまでの研究成果

1. タイムラプストモグラフィ

1.1 臨時稠密微小地震観測

タイムラプストモグラフィでは、対象地域周辺の地震データを基に地下構造(地震波速度構造)とその時間変化の推定を行う。常設されている地震観測点のデータを活用することも可能であるが、必要な分解能で地下構造を推定するためには臨時地震観測を実施することが一般的である。特に本研究で対象としている八丈島は現在

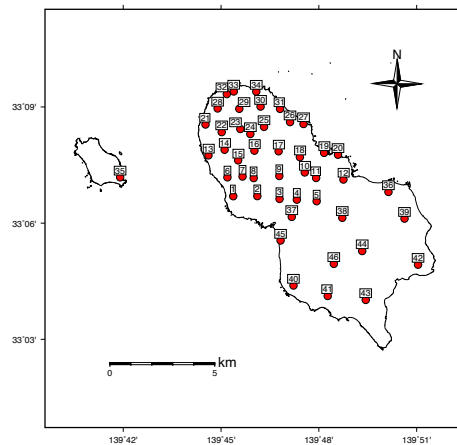


図 2 八丈島における観測点位置図



図 3 地震計の設置状況

地震活動が低調であるため、臨時観測により多くの地震データを取得することが必要となる。図 1 に示した実施スケジュールに従い、現在は八丈島において臨時稠密微小地震観測を行っている。また、神津島についても 2020 年の観測実施に向けて準備を進めている。以下に八丈島、神津島それぞれの観測状況を述べる。

1.1.1 八丈島における臨時観測

八丈島は、西山(標高 854m)と東山(標高 701m)の2つの火山が接合した、面積 69.11km²の火山島である(国土地理院, 2019)。西山と東山は、どちらも玄武岩から成る成層火山であり、東山は、およそ 10 万年前から 3700 年前まで活

表 1 観測点リスト

観測点番号	緯度(°N)	経度(°E)	観測開始日	海拔高度(m)	設置方法
1	33.111617	139.756268	2019/09/04	24.6	地表
2	33.111645	139.768553	2019/09/04	44.8	地中
3	33.110442	139.779908	2019/09/03	56.1	地中
4	33.110120	139.788765	2019/09/03	64.1	地中
5	33.109432	139.798892	2019/09/02	51	地中
6	33.119737	139.753280	2019/09/03	79.2	地表
7	33.120093	139.760990	2019/09/03	141.8	地中
8	33.119407	139.766698	2019/09/03	136.6	地表
9	33.120290	139.779807	2019/09/03	128.1	地表
10	33.121810	139.792800	2019/09/04	79.3	地表
11	33.119457	139.798608	2019/09/02	61.5	地中
12	33.118792	139.812558	2019/09/02	36.8	地中
13	33.129188	139.743588	2019/09/03	93.5	地表
14	33.131618	139.751845	2019/09/02	367.4	地中
15	33.127040	139.758773	2019/09/02	305.3	地中
16	33.131183	139.767090	2019/09/02	500.4	地中
17	33.130913	139.779438	2019/09/04	265.9	地表
18	33.128405	139.790290	2019/09/04	84.7	地中
19	33.130252	139.802720	2019/09/03	19.5	地中
20	33.129433	139.809827	2019/09/03	10.1	地表
21	33.142457	139.742082	2019/09/03	80.7	地中
22	33.139180	139.750318	2019/09/02	406.4	地中
23	33.140525	139.759882	2019/09/03	715	地中
24	33.138382	139.765007	2019/09/03	808.9	地中
25	33.141417	139.771993	2019/09/02	579.5	地中
26	33.143480	139.785278	2019/09/04	76.9	地表
27	33.142672	139.792193	2019/09/03	25.6	地表
28	33.149382	139.748270	2019/09/02	198.3	地中
29	33.149225	139.759327	2019/09/02	408.3	地表
30	33.150168	139.770227	2019/09/02	325.8	地中
31	33.149182	139.780172	2019/09/02	68.4	地中
32	33.155548	139.752977	2019/09/02	93.7	地表
33	33.156673	139.756510	2019/09/05	73.3	地中
34	33.156640	139.768010	2019/09/02	64.1	地表
35	33.119727	139.698420	2019/09/03	72.4	地表
36	33.113443	139.835600	2019/09/02	312.2	地中
37	33.102715	139.786153	2019/09/03	63.2	地中
38	33.102338	139.812015	2019/09/02	300.7	地中
39	33.101957	139.843820	2019/09/02	367.3	地中
40	33.073183	139.787035	2019/09/02	92.9	地中
41	33.068692	139.804520	2019/09/02	136.9	地中
42	33.082142	139.850762	2019/09/02	95.6	地中
43	33.066992	139.823978	2019/09/02	162.4	地中
44	33.087997	139.822178	2019/09/02	565	地中
45	33.092540	139.780470	2019/09/02	17.6	地中
46	33.082507	139.807678	2019/09/02	355.7	地中

表 2 観測機器諸元

地震計	LE-3Dlite MkIII
内蔵速度計	サーボ型速度計
成分	3成分(上下動1成分, 水平動2成分)
固有周期	1秒
最大周波数	100 Hz
変換因子	800 V / (m/s)
RMSノイズ	3 nm/s 未満
データロガー	GSX 3 Land Based Recorder
サンプリング周波数	250 Hz
A/D分解能	24 bit
プリアンプゲイン	24 dB or 18 dB
最大入力信号	1.80 Vrms
GPS時刻系	20 μsec 未満
電源	BN18 Battery
電力出力	308 WHr

発に活動していたとされている。一方で、西山はおよそ 1 万数千年前から活動を始めた、比較的新しい火山である。近年では、2002 年 8 月に西山から八丈島北西沖にかけて、深さ 10～20km を震源とした地震活動が活発化し、地殻変動により島全体が東へ 5cm 移動した。これは、西山の直下にマグマが貫入したことによるものと考えられている(木俣ほか, 2004)²⁾。

このような背景から本研究では西山を対象として地下構造の推定を行うこととした。2018 年 5 月から現地踏査を複数回にわたり実施し、稠密微小地震観測における観測点を 46 地点選定した。選定した観測点の配置を図 2 に、観測点リストを表 1 に示す。西山周辺の観測点は、格子状に 35 地点、観測点間隔はおよそ 1km である。一方、東山周辺は面的に均等になるように 10 地点配置した。また、観測領域の空間的広がりを得るために、八丈小島にも観測点を配置した。

2019 年 8 月までに上記の全ての観測点において地震計設置の許可を得て、同年 9 月 1 日から 6 日にかけて地震計の設置作業を行った。設置の状況を図 3 に示す。観測期間は、2020 年 3 月までの約 7 ヶ月を予定している。なお、観測点数および観測期間は事前に数値実験を実施し決定した。

観測に用いている地震計は 1Hz 速度型 3 成分地震計(Lennartz 社製 LE-3Dlite MkIII)、データ収録装置はオフライン型 24bit データ収録装置(Geospace Technologies 社製 GSX-3)を用いた(表 2)。サンプリング間隔は 4ms である。データ収録装置は GPS による時刻校正機能を持ち、専用のバッテリー(2 台)を接続することにより約 2 ヶ月の連続観測が可能である。したがって、観測期間中は、2 ヶ月毎に現地へ赴き、データ収録装置とバッテリーの交換作業が必要となる。

現在までに9月、10月、12月と3回のメンテナンスを実施しており、2020年2月14日～18日に3回目のメンテナンス、そして、2020年3月に観測を終了する予定である。なお、9月のメンテナンスは台風15号の通過に伴う緊急の対応である。

図4に2019年9月に観測されたデータから自動検出で決定された震源分布、9月9日9時59分に八丈島の南南東で発生した地震の観測波形の例を示す。観測波形を見ると、風によると思われる雑振動が多く含まれおり、全体的にノイズが大きいデータとなっている。しかしながら図4bを見ると1ヶ月間で八丈島周辺だけでも23個もの地震が検出されており臨時観測の効果が認められた。今後これらの観測データに対して、手動によるP波、S波の読み取りを行なう。

1.1.2 神津島における観測点の選定

神津島は、天上山(標高572m)をはじめ複数の流紋岩質単成火山から構成される面積18.24km²の火山島である(国土地理院,2019)。最新の噴火記録は838年の天上山の噴火で、以降は噴火の記録はないが、周辺で度々群発地震が発生しており、噴火までは至らずとも、地下ではマグマの蓄積が進んでいると考えられている。

神津島では、図1に示す研究計画に従い、2020年に臨時稠密微小地震観測を実施する予定である。2019年10月6日から7日にかけて最初の現地踏査を行なった。現地踏査では、予め地図上で設定した観測候補地点に足を運び、地震計設置の可否を検討した。現在設置を検討している観測点候補を図4に示す。赤色で示した地点は現地踏査において設置可能と判断した観測点、緑色で示した地点は現時点では設置が難しいと判断した地点を表している。設置が難し

いと判断した理由は、土砂崩れ、崖崩れ等により観測点付近まで到達することが難しかったためである。特に島の東側は斜面が切り立っており、設置が極めて困難な状況であった。

現地踏査の結果を踏まえ、観測点の配置について、島の東側に観測点を置くべきかどうかを含め現在検討を行なっている。神津島における稠密微小地震観測は、2020年10月から2021年3月までを予定しており、それまでに観測点の選定、地震計の設置許可の取得を行う予定である。

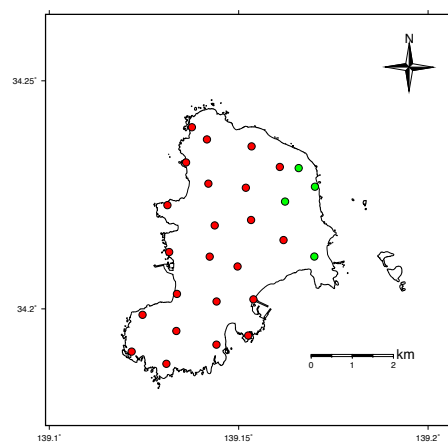
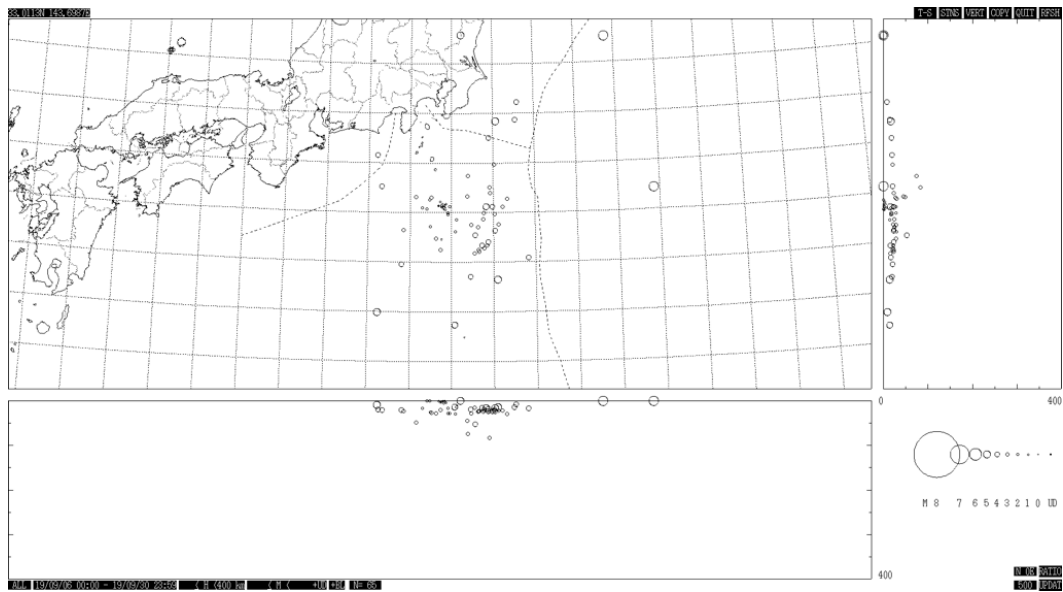
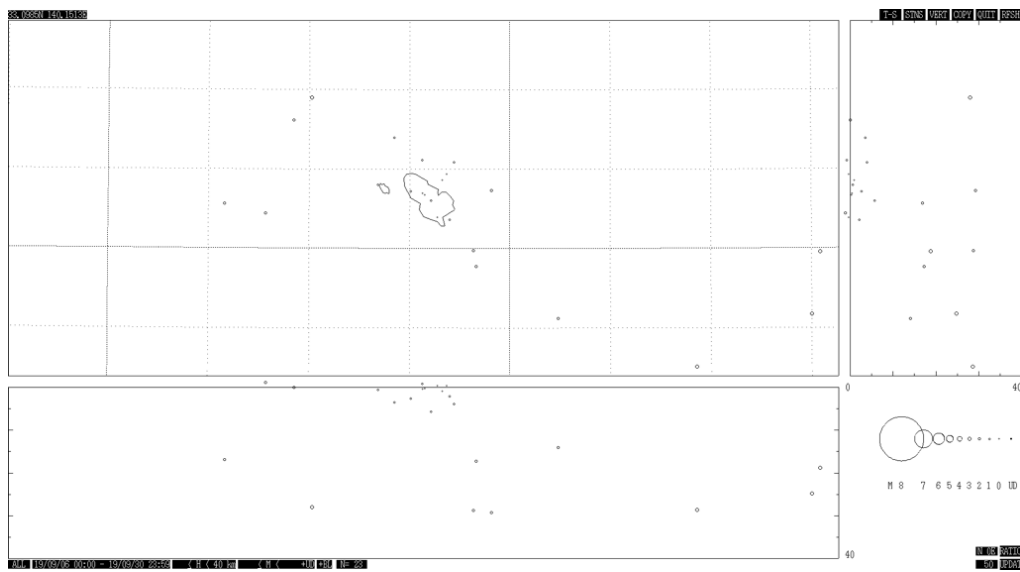


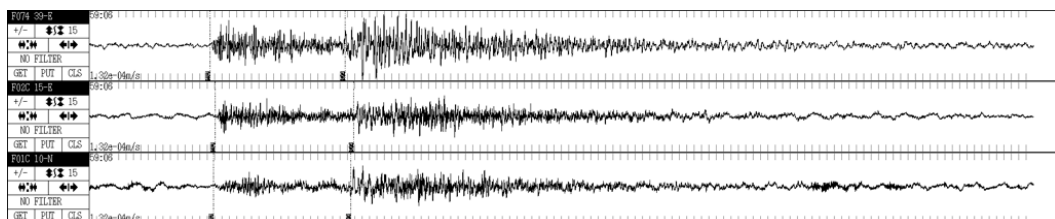
図5 神津島における観測候補地点



(a) 震源分布（広域）



(b) 八丈島周辺の震源分布



(c) 9月9日に発生した地震の観測波形（上から観測点番号 39, 15, 10 の記録）

図 4 臨時観測データによる 2019 年 9 月の震源分布と観測波形の例

1.2 マルチステップ走時トモグラフィ

1.2.1 はじめに

マルチステップ走時トモグラフィ法(Bai and Greenhalgh, 2005)³⁾は、トモグラフィ手法のひとつで、解析領域の外側で発生した地震を解析に利用できることが特徴である。八丈島周辺では、現在地震活動が低調であることから、データの不足による解像度の低下が懸念されている。そこで、本研究ではマルチステップ走時トモグラフィ法を用いることによりデータの不足を補い、解像度の向上を目指している。

マルチステップ走時トモグラフィ法では、遠方で発生した地震の波線が解析領域の境界を通過する点(Crossing Points)を算出し、これを新たな震源として、擬似的に解析領域内の地震データを増やす手法である。

走時トモグラフィ法では、解析領域を大きく設定することにより、地震数を増やすことは可能であるが、同じ解像度で解析をしようとすれば、解くべき未知数が増大し解析精度の低下が生じる。地下を離散化する格子点間隔を大きくすれば未知数を減らすことは可能ではあるが、そうすると分解能が低下してしまう。しかし、Crossing Pointsの概念を導入することによりこれらの問題が解消される。なお、ここでは、解析領域内の地震を近地地震、解析領域外の地震を遠地地震と呼ぶことにする。

1.2.2 数値実験

本研究では、実データを用いた解析に先立ち、マルチステップ走時トモグラフィの有用性を検討するために以下2つの数値実験を行った。

数値実験 1

ここでは、Crossing Pointsを導入することの優位性を確認するために、1) 近地地震のみを用

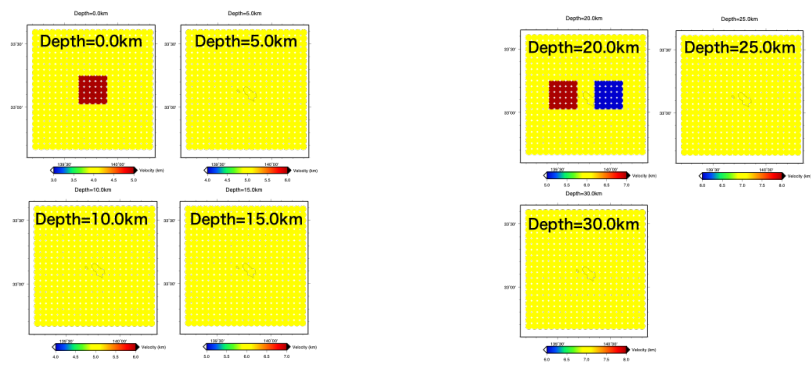
いる場合、2) 遠地地震より得られた Crossing Pointsのみを用いる場合、そして、3) 近地地震と Crossing Pointsの両方を用いる場合の3つのケースで解析を行った。その結果、3)のケースが最も解析精度が高く、遠地地震を利用することの有用性が示された。図 6a に正解モデル、図 6b に近地地震だけを用いた場合の解析結果、図 6c に近地地震と Crossing Pointsの両方を用いた場合の解析結果を示す。図 6b と 6c を比較すると、Crossing Pointsを用いることにより、深さ 0.0km および 20km の不均質が明瞭に再現されていることがわかる。一方で、深さ 20km の不均質が深さ 25km の断面には偽像として現れていることもわかる。

数値実験 2

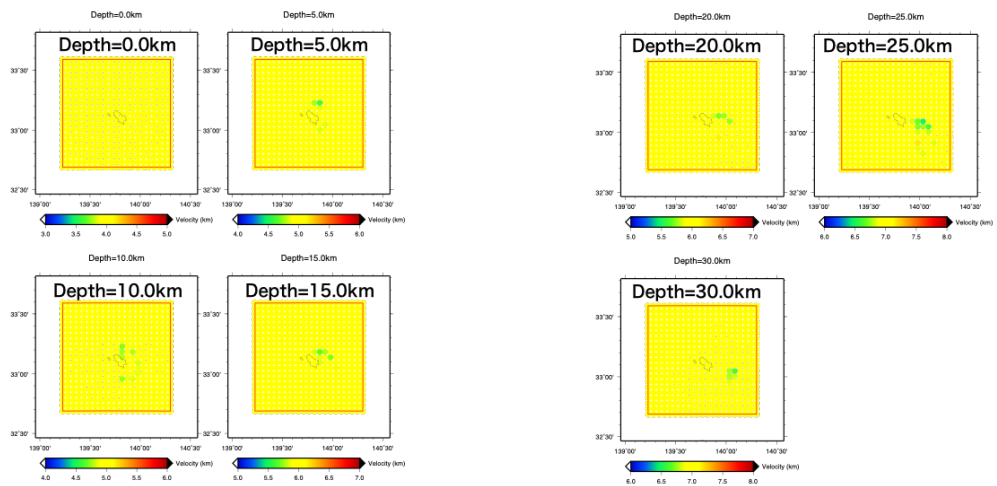
八丈島を対象としてマルチステップ走時トモグラフィ法を行う際に、解析領域を決定する必要がある。そこで、異なる解析領域でチェッカーボードレゾリューションテスト(CRT)を行い、解析領域のサイズが解析結果の解像度に与える影響を検討した。用いた震源データは、気象庁一元化震源リストを参照して、2019 年 6 月 1 日から 2019 年 12 月 6 日までの八丈島付近で発生した地震とした。図 7 に CRT の結果を示す。数値実験 2 より解析領域のサイズと比例関係、local モデルサイズと解像度のトレードオフ関係を確認することができた。

1.2.3 まとめ

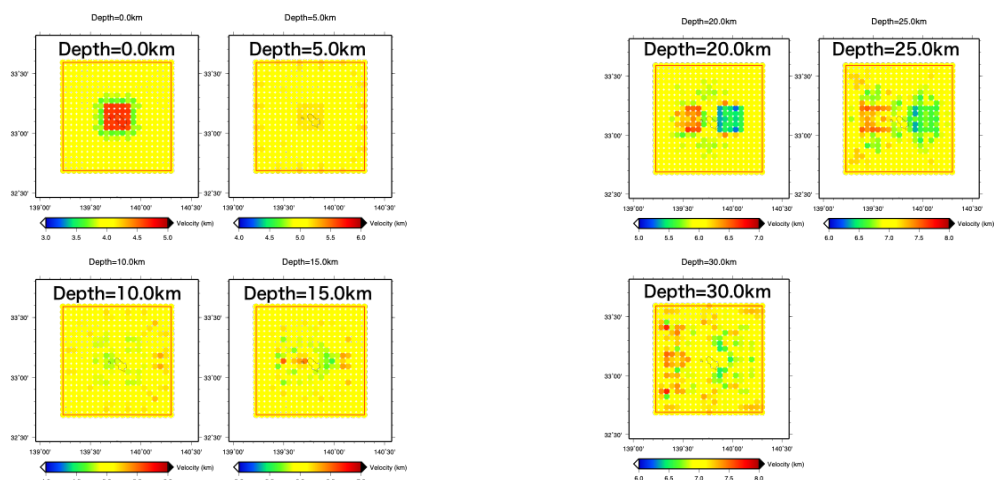
数値実験 1 によりマルチステップ走時トモグラフィ法、すなわち、遠地地震が解析領域の境界を通過する Crossing Pointsを導入することにより、解析精度が向上することを確認した。また、数値実験 2 により解析領域のサイズが解像度に与える影響について確認することができた。



(a) 正解モデル

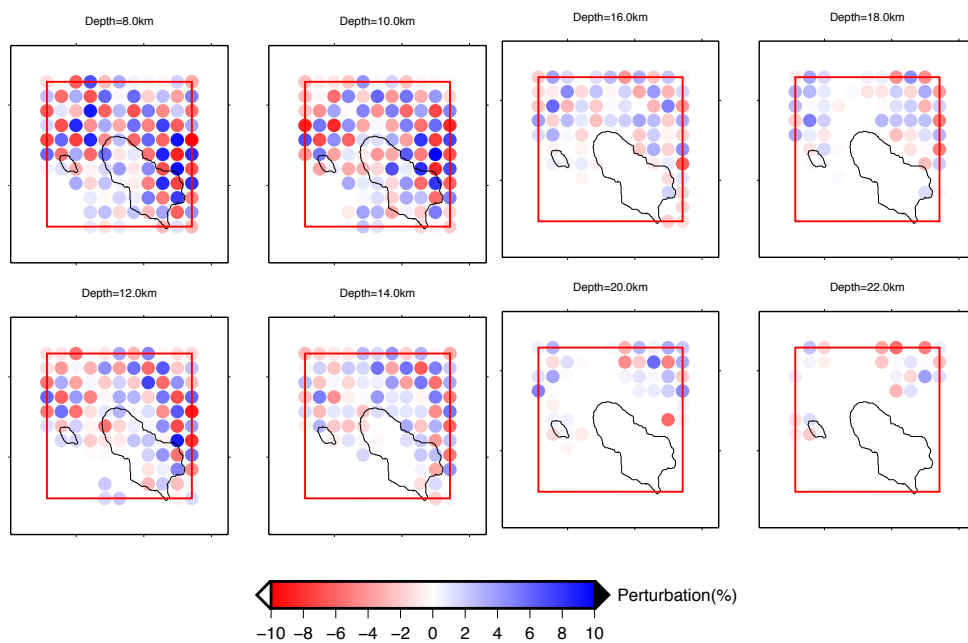


(b) 近地地震のみ使用した場合の解析結果

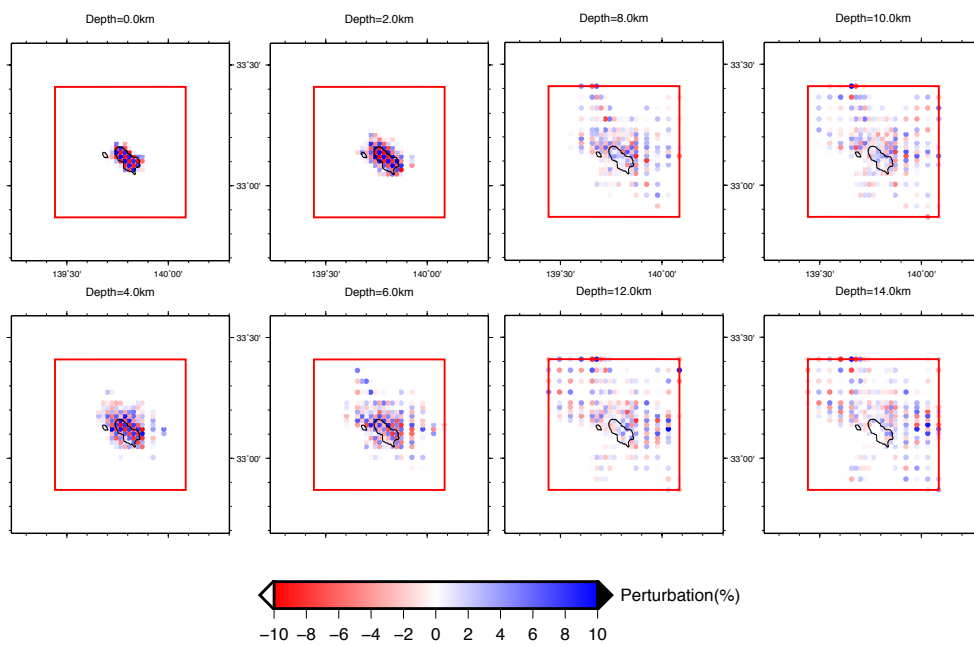


(c) 近地地震+Cross Points を使用した場合の解析結果

図 6 数値実験 1 の結果



(a) 解析領域 20km x 20km x 30km



(b) 解析領域 60km x 60km x 30km

図7 解析領域のサイズによる解像度の違い

2. 干渉 SAR 解析

2.1 背景と目的

先述のとおり 111 の活火山が存在する日本は、世界的な火山大国である。特に東京都には 20 以上の活火山が存在する。

火山に関する調査・観測体制には、GEONET を用いた日本全国の地表変動観測技術をはじめ、宇宙線ミュオンと重力による火山内部の 3D 透視観測や、観測技術衛星による火山噴火及び噴煙の観測等の様々な技術がある。それら様々な観測技術の一つである干渉 SAR

(Interferometric Synthetic Aperture Radar) 解析を本研究では使用する。

干渉 SAR は、1992 年に起きたランダース地震の解析に用いられたことから注目された。この技術は、マイクロ波を用いたりモートセンシングの測地学的応用技術であり、その他の観測では実現不可能なほどの高い空間分解能で地表変位を把握できるのが大きな特徴である。また、地上に観測点を設置する必要がないため、天候や時間帯に左右されずに観測できるという利点もある。これらの利点から干渉 SAR 解析は、震源近くや火口付近の観測データが重要となる地震や火山の噴火等の現象の調査・研究に用いられ、最近では、液状化発生領域の検出などの研究にも広く利用されている。

2.2 研究目的

本研究では、噴火等の火山活動に伴う災害の防災・減災に繋がる研究の一環として、火山島の地表変位を干渉 SAR 解析によって把握し、さらに、逆解析による火山地下の圧力源に関する推定を行うことを目的としている。

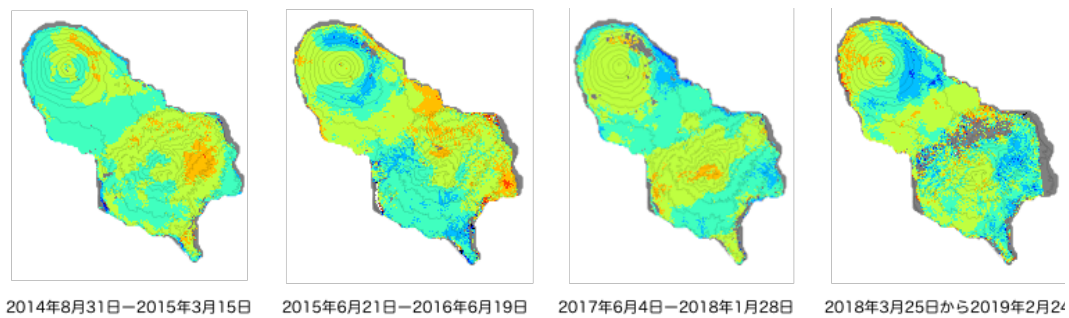
なお、本研究では、東京都の火山島である八丈島と神津島を対象として研究を行う。

2.3 八丈島の地表変動

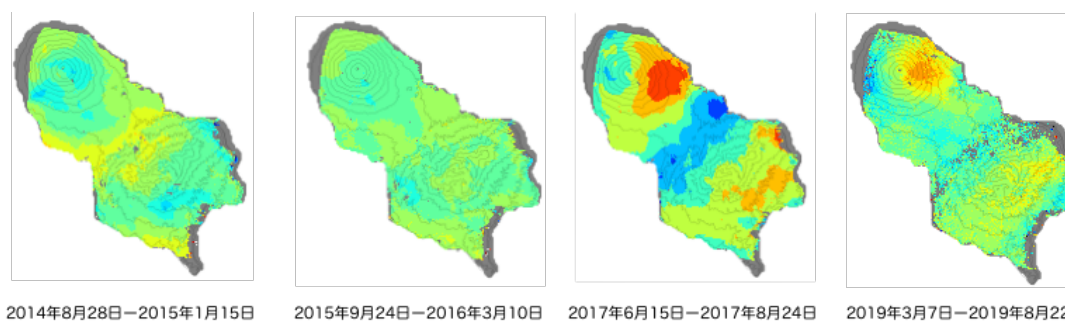
本研究では八丈島を対象に干渉 SAR 解析及び干渉 SAR 時系列解析を行なった。解析期間には、北行軌道である Ascending が 2014 年 8 月から 2019 年 6 月まで、南行軌道の Descending が 2014 年 8 月から 2019 年 8 月までである。表 3 に使用したデータの一覧を示す。図 8 に干渉 SAR 解析の解析結果を示す。

表 3 八丈島の干渉 SAR 解析に使用したデータ

解析対象	軌道方向	パス	フレーム	日付
八丈島	Ascending（北行軌道）	125	650	2014/8/31
				2015/3/15
				2015/6/21
				2016/6/19
				2016/11/20
				2017/6/4
				2018/1/28
				2018/3/25
				2019/2/24
				2019/6/2
解析対象	軌道方向	パス	フレーム	日付
八丈島	Descending（南行軌道）	18	2950	2014/8/28
				2015/1/15
				2015/9/24
				2016/3/10
				2016/6/16
				2016/11/17
				2017/3/9
				2017/6/15
				2017/8/24
				2017/11/16
				2018/3/8
				2018/6/14
				2018/8/23
				2018/11/15
				2019/2/7
				2019/3/7
				2019/8/22



(a) Ascending (北行軌道) の干渉 SAR 解析結果



(b) Descending (南行軌道) の干渉 SAR 解析結果

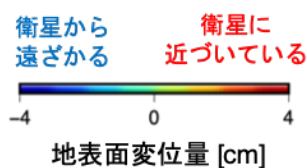


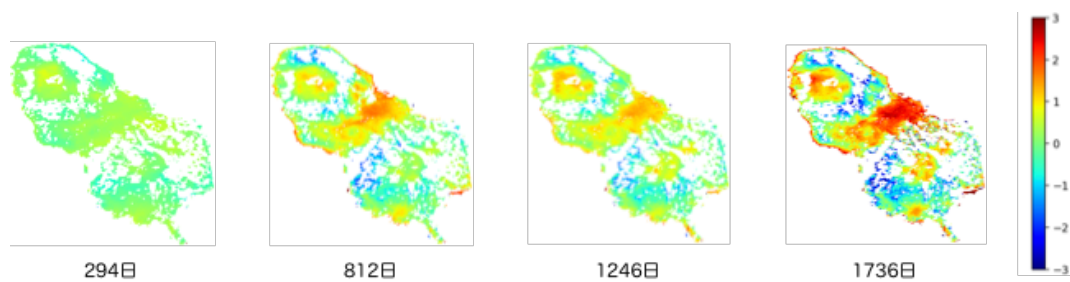
図 8 八丈島の干渉 SAR 解析結果

図 8 より八丈島の地表変動は比較的小さく誤差範囲(2cm 程度)を越えるような変動はほとんど見られなかった。2017 年 6 月以降の Descending データにおいて、西山東部に若干衛星に近づく変動が見られるが、同時期の Ascending データに同様の変動が見られていないことから、隆起が生じている訳ではなさそうである。

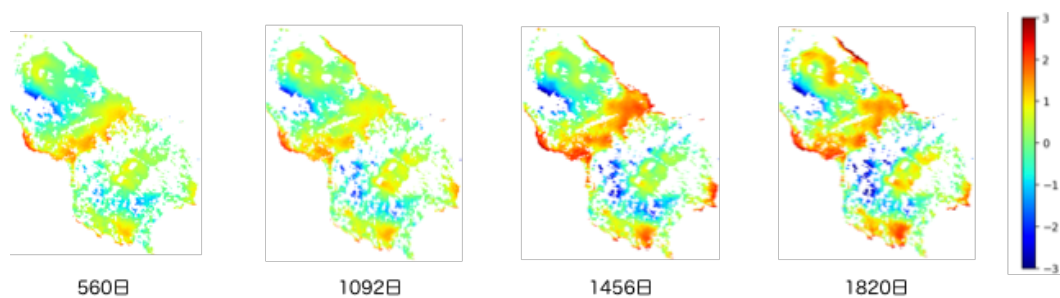
干渉 SAR 解析の結果、八丈島においては地表変動量が小さいことから、時系列解析(SB 法)を実施した。干渉 SAR 時系列解析とは、複数の干渉 SAR 解析結果を使用して統計的にノイズを

推定・除去し、時系列的に整合するように変動を解析する手法である。解析期間が短く干渉度が高い解析データを用いることで干渉度低下による影響を抑え、解析精度の向上が期待される。

図 9 に時系列解析の結果を示す。Ascending は 2014 年 8 月 31 日を起点に、Descending は 2014 年 8 月 28 日を起点にした地表変動を示している。図 9 より、Ascending、Descending とも島の中央部の市街地付近で隆起傾向が見られている。また、西山山頂付近においても長期的にはやや隆起傾向が確認できる。



(a) Ascending (北行軌道) の時系列解析結果. 日数は 2014 年 8 月 31 日からの経過日数



(b) Descending (南行軌道) の時系列解析結果. 日数は 2014 年 8 月 28 日からの経過日数

図 9 八丈島の時系列解析結果

2.4 神津島の地表変動

神津島における干渉 SAR 解析の結果を図 10 に示す。解析期間は 2014 年 12 月 4 日から 2018 年 11 月 29 日である。図 10 より 4cm 前後の比較的大きな変動が見られる結果が複数存在していることがわかる。

このような変位がみられる地域は、神津島の北東部に位置する天上山周辺であることから、火山活動に伴う地表変動が捉えられた可能性がある。地表変動と火山活動の関連性を検討すると、比較的大きな変動が確認された時期に火山活動と関連する可能性が高い現象が複数確認されている。ここでは、水域の変色と、発生した地震について、それぞれ一例ずつ挙げる。

火山噴火予知連絡会の発表資料によると、神津島周辺で水域の変色が複数回観測されてお

り、これは、火山活動に関連している可能性がある(たとえば、福島ほか, 1981)⁴⁾。その他にも地震の発生も観測されている。変色が確認された水域と観測された地震の震央図を合わせて、図 11 に示す。ただし、水域の変色は 2015 年 8 月 18 日、地震は 2016 年 8 月 28 日に観測されたものであり時期が異なる。

水域の変色が確認された時期を含む干渉 SAR 解析結果を確認すると、変色水域の近くで比較的大きな地表変動が確認できた。また、地震が発生した時期を含む解析結果では、震央を含む天上山周辺で同様に大きな変動が起きている。

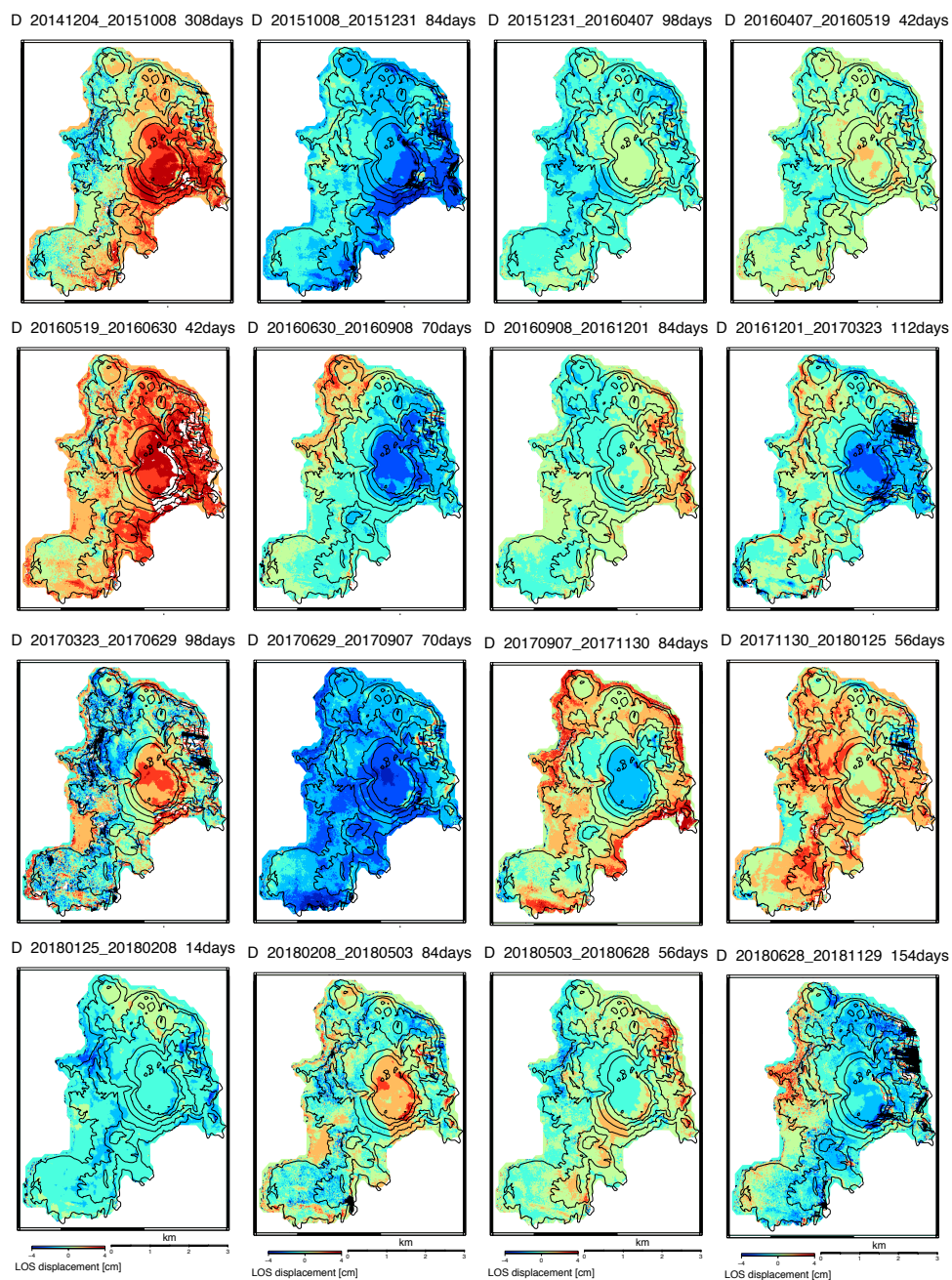


図 10 神津島の干渉 SAR 解析結果。図上部の頭文字 D は Descending、A は Ascending をそれぞれ意味する。また、頭文字に続く 8 桁の数字は使用したデータの日付を、その後続く 3 桁の数字は使用したデータ間の日数を表す。カラーバーはプラス（暖色系）が衛星に近づく変動、マイナス（寒色系）が衛星から遠ざかる変動を表している。

性

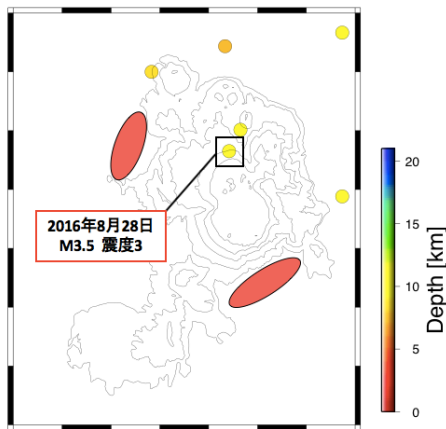


図 11 変色水域および震央位置。赤の楕円が変色水域を示す。○は 2016 年に観測された地震の震源を表す。

以上をまとめると、神津島では、非定常な 4cm 前後の変位があり、これらは火山活動と関連している可能性がある。一方で、水域の変色や、地震活動に比べ、干渉 SAR 解析の解析期間は長く、これらの関連性については、今後慎重に検討する必要がある。

3. ディープラーニングを用いた地震波検測

3.1 はじめに

自然地震を用いたタイムラプストモグラフィの解析を精度よく行うには、なるべく多く、かつ正確な地震波初動が必要である。近年 AI (Artificial Intelligence) は各分野で多くの適用がなされており、地球科学の分野においても地下レーダー探査の空洞検知や反射法地震波探査の不連続面抽出などが行われている。

八丈島地震観測データに対してディープラーニングを用いた AI を適用し、タイムラプストモグラフィに必要な自然地震の初動検出を行った。八丈島は地震の発生が比較的少なく、AI によっ

てなるべく多くの地震の検出と地震波初動の正確な同定を目指した。

3.2 方法

AI はカリフォルニア工科大学地震研究所のグループが開発して、2018 年に発表されたものを用いた (Ross et al., 2018)⁵⁾。このシステムはディープラーニングの 1 手法であるコンボリューショナルニューラルネットワーク (以下 CNN) を利用している。CNN は AI による画像認識の分野で広く利用されている手法である。なお、このシステムは発表された論文で Generalized Phase Detection framework (GPD) と呼称されているため、本文ではそれに準ずることとする。地震波動を画像として扱い、さらに地震計の 3 成分 (EW、NS、UD) を画像の RGB 成分と同様に扱うことによって、GPD は画像認識に使われる CNN を組み込んだ P 波 S 波初動検出システムを実現している。

(a) CNN の概要

通常のニューラルネットワーク (全結合) では図 12 に示すように入力は次の層の全てのセルに重みづけが行われ伝播する。次の層への伝播は活性化関数を通してなされる。活性化関数とは非線形な関数で値が閾値を超えるまで次の層へ伝播させない。シグモイド関数や Relu 関数が使われる (図 12)。学習では教師データと出力データの違い (誤差関数) を小さくするように繰り返し計算が行われ重みが更新される。

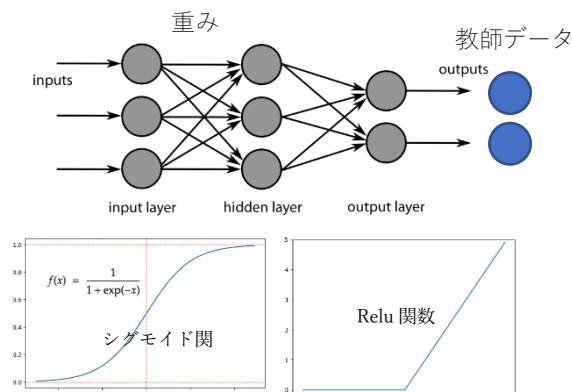


図 12 ニューラルネットワーク（全結合）

ニューラルネットワークにおいて画像を入力とした場合、面的な入力情報が列情報として扱われる(図 13)。そのため、面的な画像としての特徴は失われることになる。

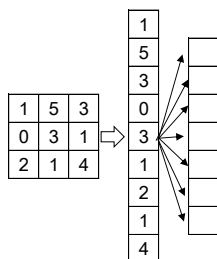


図 13 全結合における面情報の入力

これに対して CNN では入力画像をそのまま面情報として扱う。また、図 14 に示すように、画像の特徴を抽出するためにフィルターと呼ばれるテンソルを用意して、入力画像と畳み込み演算 (Convolution) をすることによって入力画像の特徴を抽出する。

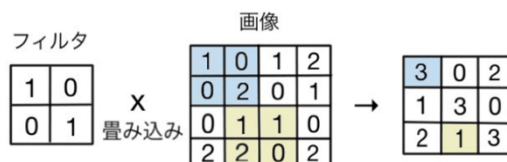


図 14 CNN 畳み込み演算模式図

CNN の出力は画像からフィルターに対応した特徴を抽出したテンソルになる。学習においては CNN の場合フィルターの要素が学習される。要素の初期値はランダムに与えられ、それが学習を繰り返すことにより教師データの画像の特徴を抽出するものに更新される。

(b) GPD の概要

CNN を用いたネットワークでは複数の特徴を抽出するため複数のフィルターを適用する。さらに、CNN の層も複数で構成される。CNN 層の後段は最終出力に向かって通常、全結合の層が設けられる。GPD のネットワークは図 15 の構成となっている。

Layer	1	2	3	4	5	6	7
Stage	CBP	CBP	CBP	CBP	FB	FB	F
Number of channels	32	64	128	256	200	200	3
Filter size	21	15	11	9	—	—	—

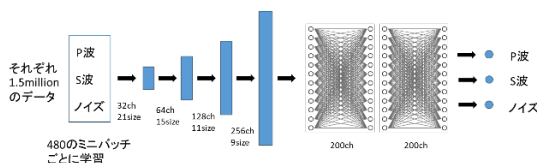


図 15 GPD の層構成

ここで CBP の C は Convolution、B は Batch normalization、P は Max pooling 処理を示す。C は畳み込み演算、B はバッチごとに平均値と分散による規格化、P は最大値のセルの抽出をそれぞれ示す。GPD は CBP 層が 4 層と全結合 (FB) 層が 2 層で構成されている。最終出力は P 波初動、S 波初動、ノイズの分類である。

学習は南カリフォルニアの地震、150 万個によって行われた。人間のエキスパートが決めた P 波初動と S 波初動を中心としてその前後 4 秒を対象画像とした。またノイズは P 波初動の前 5 秒から後 4 秒を対象画像とした。リサンプリングを行い全て 100Hz サンプリングとしている。学習に

用いたデータは全体の 75% で、残りの 25% は検証用とした。検証データは過学習の回避のために用いられる。

実際の学習では全データから 480 データをランダムに抽出し、それをミニバッチとして一括処理した。教師データは One hot 表現 (P 波、S 波、ノイズ: 1、0、0 など) を用いた。ミニバッチ処理が全データの数だけ実行された時点をも 1 エポックとして、図 16 に出力と教師データとの違いを示す誤差関数とエポック数の関係を示す。1 エポック分の学習が終了した時点で検証用データを用いて誤差関数を求めシステムを評価する。

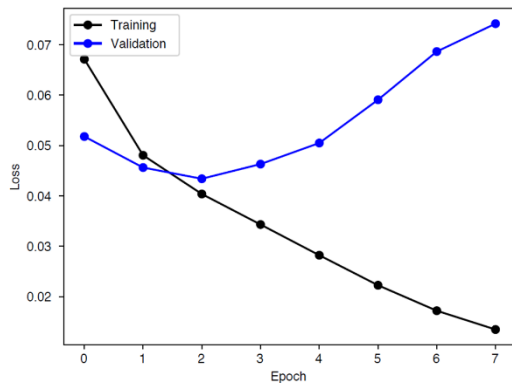


図 16 GPD の学習回数と誤差関数

黒線は学習時のエポック数と誤差関数の関係である。青線は検証時のエポック数と誤差関数の関係である。学習時はエポック数の増加に伴って誤差関数の減少がみられるが、検証では 4 回目のエポックから誤差関数が増加に転じており、システムが過学習を起こしていることがわかる。したがって GPD は学習を 3 エポック実施したものを学習済みネットワークとして、新たなデータに対する初動検出システムとして用いる。

学習したネットワークに新たな地震観測データを適用する場合は最終の出力の前に確率を計算する Softmax 関数の層を設け、P 波初動時間、S 波初動時間、ノイズである確率をそれぞれ

出力する。Softmax 関数は入力を x_i とするとそれに対する確率 y_i を $y_i = e^{x_i} / \sum e^{x_i}$ の式で求める関数である。 y_i の総和は 100% となる。

3.3 八丈島データへの適用結果

八丈島のデータに GPD を適用するにあたって計算の高速化のために GPU (NVIDIA 社製 RTX 2070 super × 1) を導入した。計算のためのミニバッチの数は 500 とした。また初動時間確定の確率は 0.95 以上とした。

GPD を図 17 に示す No.7 地点の 2019/9/11 の地震データへ適用した。



図 17 八丈島観測地点と No.7 地点

図 18 に 2019/9/11 に取得した地震データへの GPD の適用結果を示す。上から NS 成分、EW 成分、Z 成分を示す。図中の赤線が自動検出を行った P 波初動、青線が S 波初動を示す。最下段のボックスは赤線が P 波初動である確率、青線が S 波初動である確率を示す。これらの確率が 0.95 を超えているところでそれぞれ初動として確定する。P 波初動が 16 時 12 分 9.8 秒で明瞭に検出されていることがわかる。続く S 波の初動も明瞭に検出されている。

図 19 は 2019/9/11 の 15 時から 16 時の間の検出した全初動時間を示す。P 波、S 波の組み

合わせという観点からみると自動検出した初動は P 波だけのものや S 波だけのものが存在しており、地震として不自然なものもみられる。GPD の検出方法が P 波、S 波を独立に画像としてその特徴から検出するシステムであることが原因とも考えられる。S-P 時間 (P 波、S 波時間差) や他の

観測点データの検出結果との相関性などから今後検討を進めていく。

防災科研は八丈島に F-net 観測網の一環として地震計を設置し、取得した地震波形を公開している。八丈島で 2016 年 7 月に群発地震が発生したがそのデータに対して GPD を適用した。図 20 にその結果を示す

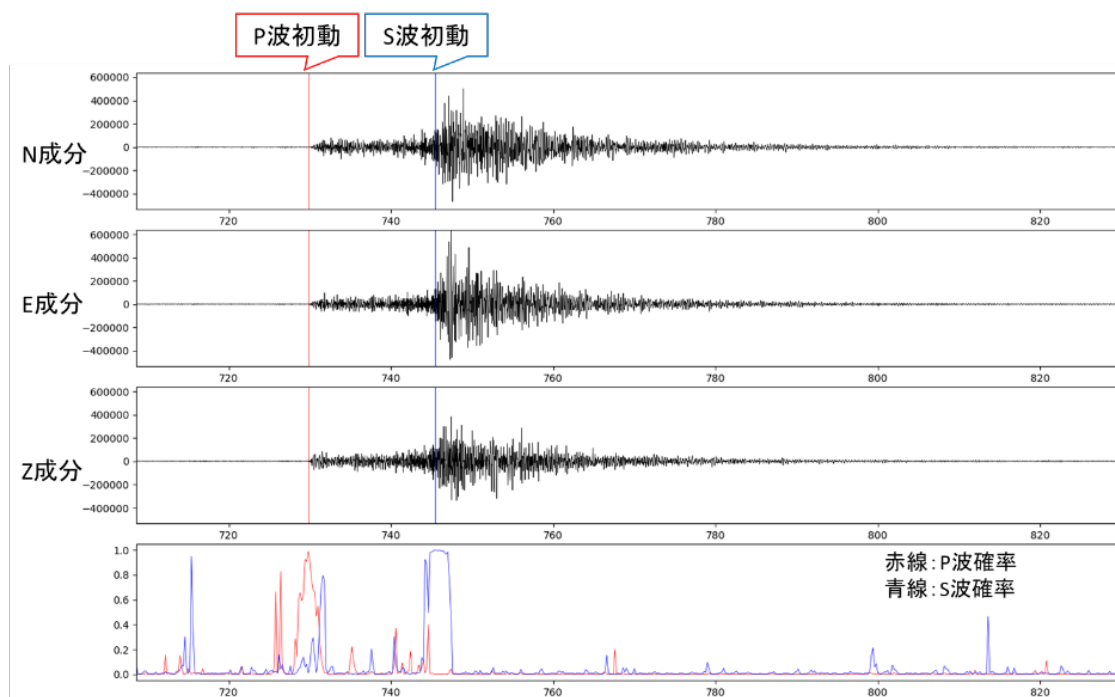


図 18 No. 7 地点観測データにおける GPD 適用結果 (2 分)

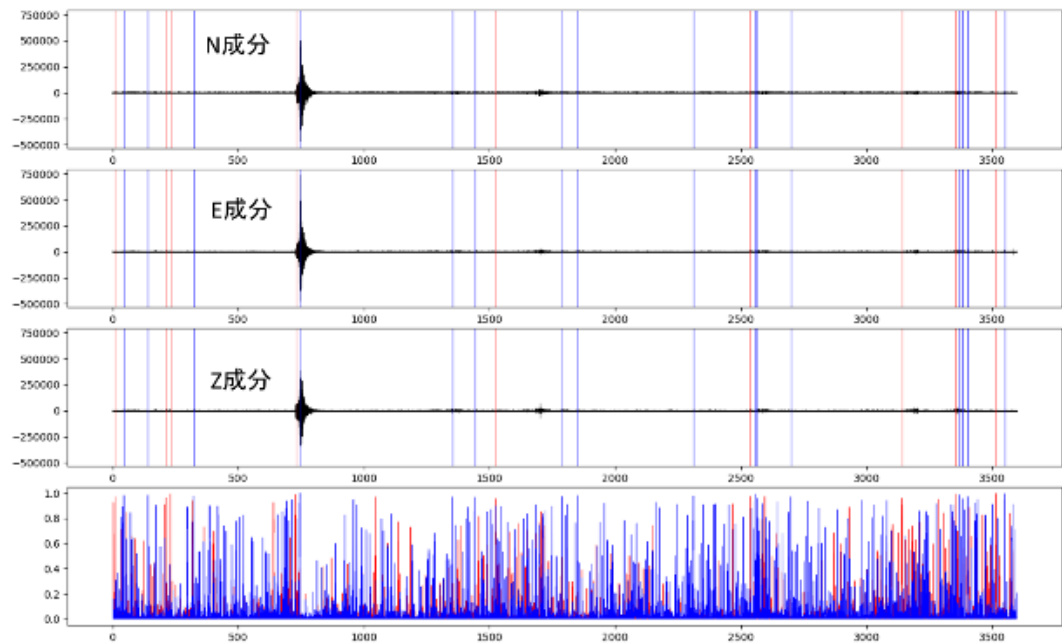


図 19 No. 7 地点観測データにおける GPD 適用結果（1 時間）

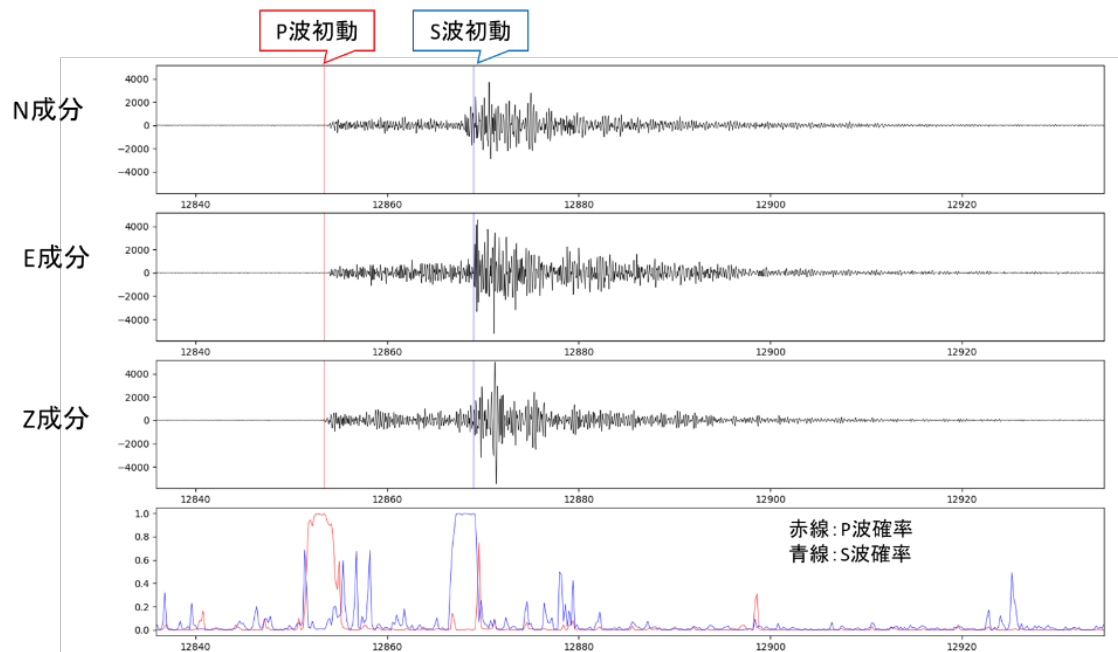


図 20 F-net 観測地点データにおける GPD 適用結果

図の諸元は図 18 と同様である。P 波初動、S 波初動が自動検出されていることがわかる。防災科研で取得した地震記録は、大きなものは気象庁にて一元化処理として震源、時間を決定し、

公開している。八丈島の 2016/7/11 の F-net で取得された地震についても気象庁より公開されている。24 時間観測した地震について公開され

ているものと GPD で検出した P 波初動の数と比較を行った。

表 4 F-net データにおける防災科研と GPD 検出結果との比較

	GPD	防災科研
検出数	161	81

(2016年7月11日24時間観測)

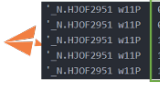


表 4 に 2016/7/11 の 24 時間観測データに対する気象庁(防災科研)の公表結果と GPD による検出結果を示す。GPD の方が 2 倍程度の数を自動検出している。このことは研究目的の一つである小さな地震、不明瞭な地震も検出している可能性を示唆している。しかし、詳細については P 波、S 波のペアリングなども考慮して今後検討していく必要がある。

3.4 まとめと今後の研究計画

カリフォルニア工科大学地震研究所が開発して、南カリフォルニアでの地震によって学習させたネットワークシステム GPD を用いて八丈島に設置した地震計によって取得した地震記録から P 波初動、S 波初動の自動検出を行った。その結果は比較的大きな地震は明瞭に初動をとらえることが出来たが、小さな地震については P 波、S 波の組み合わせなどの観点から不自然なものも見られた。

今後は八丈島で観測した全データに対して GPD を適用し初動の自動検出を行う。検出した地震について複数地点の関連性やそれらを用いた震源決定の結果などを踏まえて自動検出結果に検討を加えていく。

現在、南カリフォルニアの地震で学習させた GPD のネットワークを用いて解析を行っている。これに対して今後は八丈島や他の火山の地震記録を用いて学習させることを検討している。学

習用、検証用として十分なデータの数が確保できるか懸念されるところであるが、できるだけ多くのデータを集積して学習を実行し、その結果を用いて新たな観測データに対して初動の自動検出を実施する予定である。

GPD は画像認識の手法である CNN を利用したものであるが、時系列データを扱うのに適したディープラーニング手法としてリカレントニューラルネットワーク(RNN)がある。RNN は前後の時系列情報を考慮することが可能である。CNN では時間的関連性を無視しているため P 波、S 波が単独で検出される結果となっている可能性がある。しかし RNN では P 波到達後の S 波到達など時間的関連性も学習させることができるため、より高精度な地震初動の自動検出が期待できる。

今後の研究計画

タイムラプストモグラフィに関しては、来年度以降、図 1 の実施計画に従い、神津島での臨時微小地震観測、八丈島での 2 回目の臨時観測を実施する。また、観測データが回収され次第、順次地震波の手動検出を行うとともに、トモグラフィ解析を実施する予定である。さらに、減衰に着目した解析を実施し、速度構造とともに、減衰構造の推定にも着手する予定である。

また、ディープラーニングによる地震波検測に関する研究も継続的にするめ、RNN の活用による検出精度の向上を目指す。

干渉 SAR 解析においては、今後取得される新たな SAR データを用いて干渉 SAR 解析を継続して行うとともに、解析結果の信頼性を検討するために、他の衛星データを用いた解析や GNSS との比較を実施する予定である。さらに、得られた地表変動結果から地下の変動源を推定し、地震活動などとの関連性について検討する。

参考文献

- 1) 斎藤徳美, 山本英和, 佐野剛, 2002, 岩手山の火山防災における物理探査の活用, 物理探査, Vol. 55, pp. 461-471
- 2) 木股文昭, メイラノ イルワン, 深野慶太, 2004, GPS により観測された八丈島における地殻変動とそのダイク貫入モデルの推定, 火山, 49, 13-22
- 3) Bai. C-Y. and Greenhalgh. S.A., 2005, 3D multi-step travel time tomography: Imaging the local, deep velocity structure of Rabaul volcano, Papua New Guinea., *Phys. Earth Planet. Inter.*, **151**, 259-275
- 4) 福島資介・佐藤寛和・大谷康夫, 1981, ランドサットデータによる火山性変色水の調査, REPORT OF HYDROGRAPIC RESEARCHES, 16, 48
- 5) Zachary E. Ross, Men-Andrin Meier, Egill Hauksson, Thomas H. Heaton, 2018, Generalized Seismic Phase Detection with Deep Learning, Bulletin of the Seismological Society of America, 108(5A), 2894-2901