

地震 ジャーナル

69

2020年 6月

エッセイ チリ地震津波から60年 ● 首藤伸夫

インドネシアを襲った2つの特異な津波 ● 有川太郎 —— 1
津波に強い地域づくりのための津波ハザード推定技術 ● 富田孝史 —— 10

2019年カリフォルニア・リッジクレスト地震 ● 三宅弘恵 —— 25

箱根火山の深部低周波地震 ● 行竹洋平 —— 31

全国を対象としたリアルタイム地震被害推定

システム (J-RISQ) の開発 ● 中村洋光 —— 42

地震発生を重力でとらえる—P波到着前の

地震シグナル検知— ● 亀 伸樹 —— 55

みんなで翻刻—歴史地震研究とオープン

コラボレーションの交差点— ● 加納靖之 —— 59

地震記者の回想 ● 川端信正 —— 64

● 書評 —— 70

● 新刊紹介 —— 73

● ADEP情報 —— 74

囲み記事 「津波の心配はありません」とは

津波の高さ

不確かな確実/確かな不確実—コロナ禍を通して見た臨時情報—

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

チリ地震津波から 60 年

首藤伸夫

1960年5月24日午前4時20分頃、岩手県大船渡市でサイレンが鳴り響いた。魚市場前の岸壁で海底の見えるほど引いた海水に“すわ津波”と市場職員がサイレンを鳴らしたのである。気象庁の津波警報は間に合わなかった。最も早かったのは、仙台管区気象台で4時59分、その内容は「ヨワイツナミ」であった。しかし、各地で、海辺に働く人々が住民へ警告し、多くの人命が救われた。被害は北海道から沖縄まで広範囲に及んだが、津波の高さは5、6mであった。ハワイでは、警報を聞いて夜の岸辺に見物に出かけた人が犠牲になった。

死者行方不明142名、家屋全壊1,500余。罹災世帯3万2,049戸。北海道・青森・岩手・宮城・三重だけでも被害額358億円。そのときの国土保全費が520億円。前年の伊勢湾台風（被害額1,365億円）に次ぐ大災害であった。

これを受けて成立したチリ津波特別措置法では、「津波対策事業とは、施設の新設又は改良」と定義された。折からの所得倍增計画により、大型構造物の建設も可能となっていた。こうして造られた海岸堤防が完成直後、1968年十勝沖地震津波が発生し、ほぼ完全に津波の侵入を防いだため、「津波対策は構造物で十分」との考えが広まってゆく。構造物、人間行動、そして津波に強いまちづくりの3本立てで津波対策が行われるようになるのは、1993年の北海道南西沖地震津波以降である。

チリ津波を契機に国際的連携が進んだ。

ユネスコ・政府間海洋学委員会は太平洋沿岸諸国が協力して津波災害の防止・軽減に取り組むことを呼びかけた。1964年に太平洋津波警報組織の創設を決議し、これに従い1967年にその中心としてITIC（国際津波情報センター）がホノルルに設立された。この下に、津波早期警戒活動の有効調整などを行う太平洋津波警報組織・国際調整委員会が1968年に設立された。

国際的な津波研究の連携も始まった。

1960年にヘルシンキで開かれたIUGG（国際測地学・地球物理学連合）の第12回総会において、津波に関する科学的・技術的情報を交換することを目的にTsunami Commissionが設置された。この小委員会は、国際津波シンポジウムを2年ごとに開いている。

Tsunamiが国際的な名称として確定したのも、チリ津波による。

註：詳しい情報は内閣府防災HPでの「1960チリ地震津波 報告書」から、その原データは津波デジタルライブラリーから入手できる。



首藤伸夫

〔しゅとう のぶお〕

略歴 1934年大分県出身。東京大学工学部卒業。工学博士。1960年建設省土木研究所研究員、1961年中央大学助教授、1966年同教授、1977年東北大学教授。その後、岩手県立大学教授、日本大学教授などを経て、現在、東北大学名誉教授。2014年日本学士院賞受賞

研究分野 津波工学

著書 「海の波の水理」（技報堂）、「大地が震え 海が怒る—自然災害はなくせるか」（共著：オーム社）、「津波の事典」（共著：朝倉書店）など

インドネシアを襲った2つの特異な津波

有川太郎

1. はじめに

インドネシアでは、2018年9月28日18時2分43秒（現地時間）に生じたスラウェシ島地震による津波、および2018年12月22日21時ごろ（現地時間）のクラカタウ火山の噴火時に生じた津波と、2つの非地震性津波が生じた。それぞれの津波によって数百名を超える死者数が発生したが、どちらも津波警報の盲点をつく津波であったといえる。

一方で、直後から多くの調査が入り、その原因究明を行った。特にスラウェシ島地震による津波では、マグニチュードの大きさと比較して津波が高かった点、さらには、地震直後に津波が押し寄せたことが疑問点としてあげられた。本稿では、メカニズムの解明に関する現状を報告するとともに、避難という視点から、今後どのように対応していくかという点について考察する。

2. スラウェシ島地震による津波

2.1 どのような津波であったのか？

地震発生直後において、Palu市における津波の映像が数多くSNS等に公開されたため、Palu湾南岸での被害が大きいと考えられたが、実際に被災調査にいくと、東側ならびに西側の沿岸部も大きな被害があることがわかった^{1,2)}。

津波の痕跡高はさまざまなチームで計測されたが、それらの分布は後ほど図3に示す。また、Pantoloanにある潮位計で測定された津波高および、さまざまな動画の分析から得られた津波高の結果³⁾がある。動画解析では、Talise, KN hotel, West Paluの地点で水位が得られている（図1）。ただし、動画の時間の特定が難しいものもあるた

め正確性に欠けるが、参考にはなると考えられる。それらや現地でのヒアリングからも、早い場所では地震発生の数分後には、津波がきたことがわかっていて、

2.2 発生メカニズムに関する研究

地形の変化の様子や公開された映像などからも地滑りによる津波（図2参照）ではないかと指摘された^{2,4)}。横ずれ断層による地形変化に伴う津波にも起因しているのではないかという論文も出された⁵⁾。しかし、Palu湾奥部の沿岸における浸水深が再現できないという点が指摘された。また、二相モデルを用いた複数波源による再現計算をPakoksung *et al.*⁶⁾が試みている。その際、Palu湾口部に波源を設置して計算した。湾奥部における津波高はおおむね再現できたものの、Palu湾口部においても津波高が高くなり、この部分において、痕跡調査結果と整合しないことが課題となる。

Gusman *et al.*⁷⁾は、横ずれ断層時における鉛直方向の地形変化に起因した津波と地滑り津波の両方を合わせて計算し、Palu湾奥部の浸水について再現している。しかし、Palu湾奥部に位置する河口部付近の津波高が高くなっており、これは、現地の浸水状況と一致していない。また、痕跡高および潮位データを用いてインバージョンしているものの、ビデオ解析の結果などとの比較はない。

そのようななかで、Sepulveda *et al.*⁸⁾では、これまでの調査記録から特定された地滑り場所に波源を置き、痕跡高、潮位記録、ビデオ解析による水位を用いて、インバージョン法により、地滑り波源の大きさ、ならびに地滑りのタイミングについて考察をしている。その後、それらの波源を逆解析し、痕跡高等が再現できることを確認している。ただし、課題は、波源となるところが地滑り

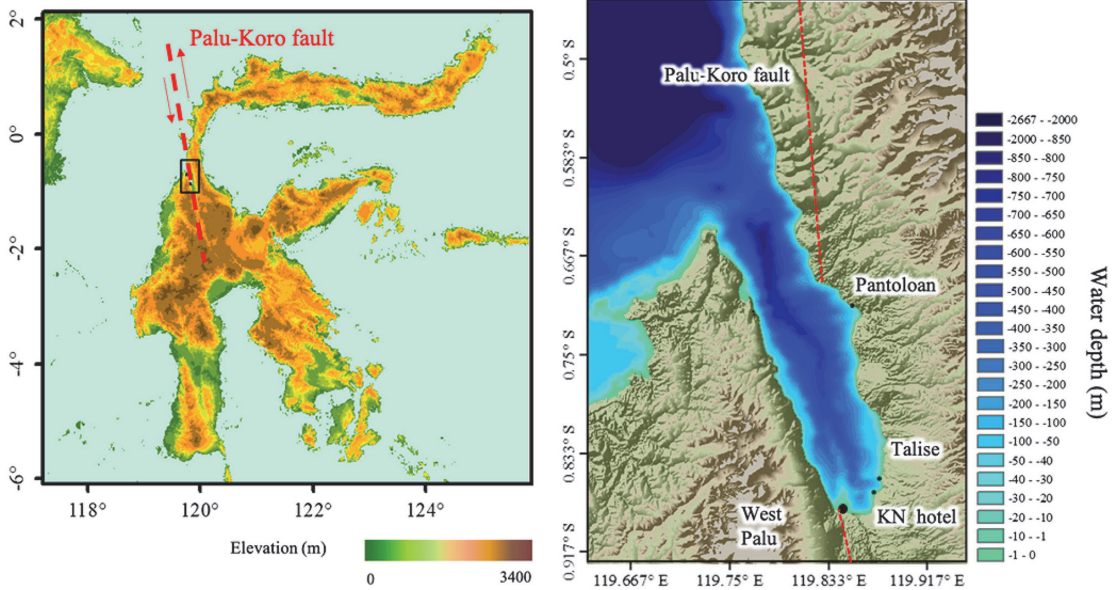


図1 スラウェシ島と、Palu 湾における水深および潮位計 (Pantoloan)、ビデオ解析の位置 (Talise, KN hotel, West Palu)

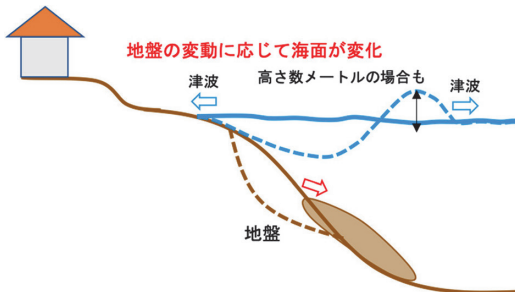


図2 地滑りによって生じる津波のメカニズムの概要

で生じるかどうかの検証が不十分であることである。

このように、どれも完全に説明できているとはいいがたいが、地滑り性の津波が生じたであろうことは間違いがなく、それが原因で、地震のマグニチュードの割には大きな津波が生じたと考えられる。また、この地域には過去にも比較的津波が生じていることがわかっており、たとえば、1968年にも同様の地滑りが起因と考えられる津波が生じていた。これは当時を知るお年寄りのインタビューを通して確認した。

2.3 被害の状況

Palu 湾全体の津波痕跡高と沿岸部の地滑りの様子を図3に示す。他の観測者などの結果を踏まえると、実際の津波は、全体的には、3~5m 程度の高さだと推測される。また、破壊範囲も内陸数 100m ほどであるので、比較的周期の短い津波が発生したのではないと思われる。それはビデオ解析結果からもわかり、せいぜい数分程度の周期の津波が襲ってきたようである。一方で、流速は速く、津波の高さのわりには破壊力を伴う津波であったと推測される。

3. クラカタウ火山の爆発に伴う山体崩壊による津波

3.1 津波発生メカニズム

クラカタウの火山爆発に伴う津波は、予期せぬ津波であつたらうと考えられる。Muhari *et al.*⁹⁾ の調査結果からは、大規模な山体崩壊が生じ、その結果として津波が生じたと考えられ、それは周辺の潮位データとも整合する (図4)。

クラカタウの事例は山体崩壊後の津波である

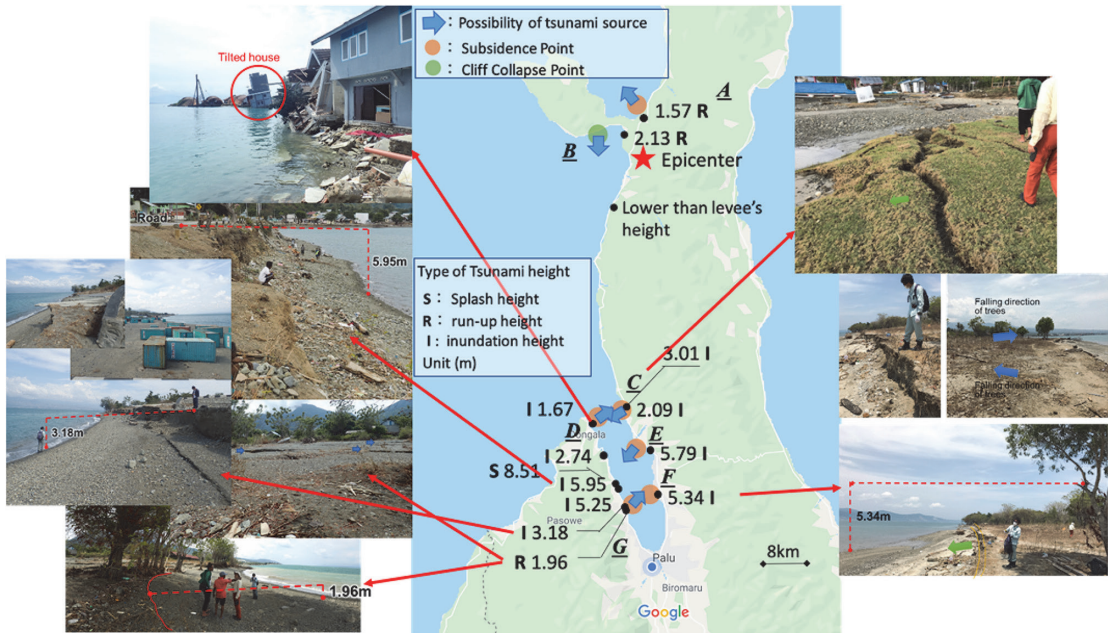


図 3 パル湾沿岸部の津波痕跡高と地滑りの様子²⁾

が、そのボリュームはおよそ 0.14 km^3 であり、津波の発生した大きさからも、妥当な値だと思われる。沿岸部周辺に押し寄せた津波の高さは、高いところでは遡上高として 10 m 以上の場所もあった（図 5 参照）。津波により大きく破損もしくは流出したと思われる場所は少なかったが、レンガの壁が壊された場所などもあり、津波の高さの割に、速い流速で遡上した可能性が示唆され、人的被害を大きくした要因の 1 つとも考えられる。

3.2 避難に対する難しさ

クラカタウでの避難に関するアンケートを、沿岸地域で 15 名程度に対して実施したところ、図 6 のように、ほとんどの人が“津波を見てから逃げる”もしくは、“津波だという声で逃げる”という状態であった。噴火と津波の発生が結びつかなかったこと、また、夜で、波の変状を直接見ることができなかったことなどが要因として考えられる。

避難誘導標識が随所にあり、また、避難ビルも建てられており、津波避難に対する意識は比較的に高い地域であると思われる。それでも、警報もなく、想定していなかった津波に対して対応でき

なかったことになる。そのようなことに対応するためにも、人の目の代わりとなる津波を直接検知する仕組みが必要だと感じた。

4. 今後の課題とまとめ

2 つの津波のメカニズム、ならびにその特徴を示したが、2 つの津波に共通していることは、警報で対応することが難しいという点である。

スラウェシ島における津波が、かりに地滑り津波だとすると、その破壊がいつ、どのようなレベルで生じるかを明らかにすることは、現時点の知見のみでは難しいだろう。地盤の状態をモニタリングし、揺れと崩れの関係を明らかにしなければならない。一方、火山の山体崩壊に伴う津波が、今後すぐにクラカタウで生じる可能性は低いが、100 年、200 年と経過するなかで同様の津波が生じる可能性はある。また、同じようなタイプの津波は、火山を有する場所であれば、生じないわけではない。しかし、それに対して、適切に警報を出すことは現時点では困難である。技術としては、津波を検知する仕組みの構築が重要となる。

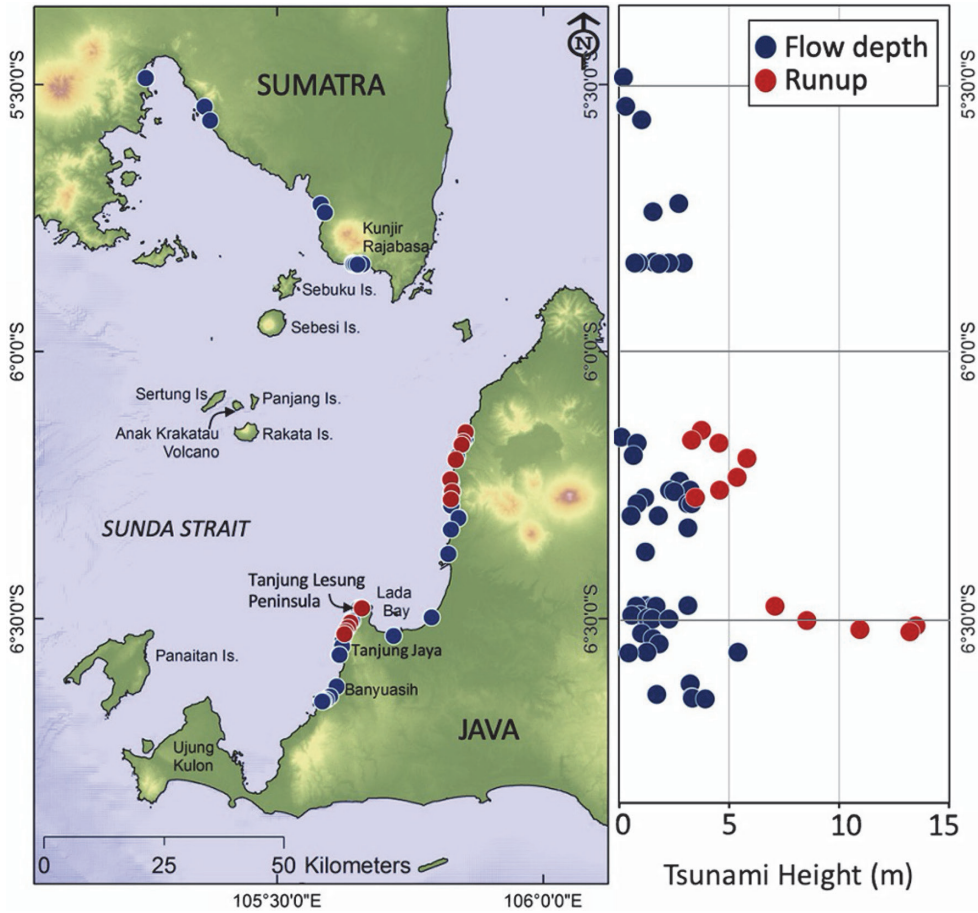


図 4 クラカタウ火山の位置と、周辺の津波痕跡高⁹⁾



図 5 クラカタウ火山の噴火による津波によって動いた岩

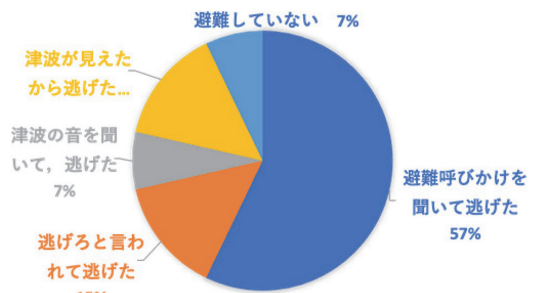


図 6 避難開始についてのアンケート結果

1分でも早く検知できれば、避難することで多くの命が救われるであろう。

Palu市では、高上げ道路を設置することにより避難時間を稼ぐという方針で、現在は調整が進

められている。適切な警報が難しく、かつ、津波の到達時間が数分の可能性が高いことを踏まえると、妥当な対策であるといえる。一方で、非常に高い堤防を造ることは、インドネシアのように年中30度を超えるような地域では、海へのアクセ

スが生活文化の一部にもなっていることから難しく、避難と組み合わせ、ある程度の高さの津波までは防ぐことができる高さで嵩上げ道路は造られる。現在の日本の堤防の対応を踏襲した形となった。一方で、インドネシアは、言語、慣習、文化の異なる300以上ともいわれる民族集団からなる多民族国家であり、このような堤防政策が、インドネシアの人々の生活、気質に馴染むかは、ひき続き、注視しておかねばならない。

他方、スラウェシ島には、カイリ族という民族が先住しており、その民族は、過去から地滑りや津波を経験していたため、津波を含め、独自の言葉を残している。

- ・“Linu”：地震
- ・“Bombatalu”：波が3度襲ってくるという意味
- ・“Nalodo”：泥流に飲み込まれて消えるという意味

これら以外にも、自然現象に特化した言葉を残し伝承するとともに、地域の名称にも現象を想起させる言葉を残し、そこに住まないようにという警鐘を伝えることを行っていた。中部スラウェシのこの地区の伝承は3,000年以上ともいわれており、そのような言葉や地域名称で残す方法 (Local wisdom) は、世界共通なのかもしれないと感じた。

さまざまな知恵を駆使し、汎用的な警報の難しい津波に対して対応していく必要がある、今後もその課題の改善に取り組んでいくことが重要である。また、コロナ禍など新型コロナウイルスの蔓延は今後も考えられ、そのなかで適切な避難をしていくことが求められる。他方、避難警報などの情報はできるものの、最終的な判断は個人に委ねられる。そのため、その判断を支援するようなツールの開発も急務である¹⁰⁾。

謝辞

図面の作成にあたっては、中央大学海岸・港湾研究室の修士1年生の永井香織さんに手伝っていただきました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 1) Muhari, A., Imamura, F., Arikawa, T., Hakim, R.A. and Afriyanto, B. 2018. Solving the puzzle of the September 2018 Palu, Indonesia, tsunami mystery: Clues from the tsunami waveform and the initial field survey data. *J. Disas. Res.*, **13**. doi: 10.20965/jdr.2018.sc20181108
- 2) Arikawa, T., Muhari, A., Okumura, Y., Dohi, Y., Afriyanto, B., Sujatmilo, A.K. and Imamura, F. 2018. Coastal subsidence induced several tsunamis during the 2018 Sulawesi earthquake. *J. Disas. Res.*, **13**. doi:10.20965/jdr.2018.sc20181204
- 3) Carvajal, M., Cornejo, A.C., Sepulveda, I., Melnick, D. and Haase, S.J. 2019. Nearly instantaneous tsunamis following the Mw 7.5 2018 Palu earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **46**. doi:10.1029/2019GL082578
- 4) Sassa, S. and Takagawa, T. 2019. Liquefied gravity flow-induced tsunami: first evidence and comparison from the 2018 Indonesia Sulawesi earthquake and tsunami disasters. *Landslides*, **16**, 195–200. doi:10.1007/s10346-018-1114-x
- 5) Heidarzadeh, M., Muhari, A. and Wijanarto, B.A. 2019. Insights on the source of the 28 September 2018 Sulawesi tsunami, Indonesia based on spectral analyses and numerical simulations. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 25–43. doi:10.1007/s00024-018-2065-9
- 6) Pakoksung, K., Suppasri, A., Imamura, F., Athanasius, C., Omang, A. and Muhari, A. 2019. Simulation of the submarine landslide tsunami on 28 September 2018 in Palu Bay, Sulawesi island, Indonesia, using a two-layer model. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 3323–3350. doi:10.1007/s00024-019-02235-y
- 7) Gusman, A.R., Supendi, P., Nugraha, A.D., Power, W., Latief, H., Sunendar, H., Widiyantoro, S., Daryono Wiyono, S.H., Hakim, A., Muhari, A., Wang, X., Burbidge, D., Palgunadi, K., Hamling, I. and Daryono, M.R. 2019. Source model for the tsunami inside Palu Bay following the 2018 Palu earthquake, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 8721–8730. doi: 10.1029/2019GL082717
- 8) Sepulveda, I., Haase, J.S., Carvajal, M., Xu, X. and Liu, P.L.F. 2020. Modeling the sources of the 2018 Palu, Indonesia, tsunami using videos from social media. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **125**. doi:10.

1029/2019JB018675

- 9) Muhari, A., Heidarzadeh, M., Susmoro, H., Nugroho, H.D., Kriswati, E., Supartoyo, Wijanarto, A.B., Imamura, F. and Arikawa, T. 2019. The December 2018 Anak Krakatau Volcano tsunami as inferred from post-tsunami field surveys and spectral analysis. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 5219–5233. doi:10.1007/s00024-019-02358-2
- 10) 有川太郎. 2015. どうする!? 巨大地震 津波に対して粘り強いまちづくり. 日本評論社, 392 pp

有川太郎

[ありかわ たろう]

現職 中央大学理工学部都市環境学科教授/国立大学法人香川大学客員教授

略歴 2000年東京大学大学院工学系研究科社会基盤工学専攻博士課程修了, 運輸省港湾技術研究所入省. (独)港湾空港技術研究所研究官, 同主任研究官, 同上席研究官を経て, 2015年より現職. 博士(工学)

研究分野 海岸工学, 津波工学, 沿岸防災学



「津波の心配はありません」とは

「津波の心配はありません」。

地震発生時にテロップで表示されるおなじみの表現である。報道番組等の生放送のタイミングによっては「この地震による津波の心配はありません」と、リアルタイムに地震情報を読み上げるアナウンサーを思い浮かべる方もいるであろう。また、WEB等で過去の地震の地震情報のリストなどの詳細を見てみると「震源地は〇〇で、震源の深さは〇km、地震の規模（マグニチュード）は〇.〇と推定されます。」とあり、この次に「この地震による津波の心配はありません。」との一行が入っていることが分かる。

それって本当に心配ないのだろうか？ 根拠は？ とテレビを見ながら思ったことはないだろうか。この地震ジャーナルの読者であれば、「震度分布から推定して震源は内陸だな、津波はないってすぐ分かるじゃないか！」とか「海域の地震だが最大震度2程度か〜、M5くらいか。まあ、津波はないだろう」と一瞬で予想される方もいるであろう。では、気象庁から地震情報で発表されるこの表現は誰が決めているのだろうか？ どのような手法を使っているのか？ について説明していきたい。

図1に地震が発生してから約5分後までの情報の流れを示す。地震が発生すると、最大震度3以上を観測した地震については、揺れた地域をいち早くお知らせする「震度速報」が発表される（地震直後に大きな揺れを予測して伝える「緊急地震速報」が発表される場合があるが、この情報は処理から発表まですべて自動であり、詳細については別の機会とさせていただく）。この震度情報は揺れた場所をお知らせするが、どこで発生した地震であるかという「震源」の情報は含まれていない。その後、気象庁で詳細な震源や地震の規模を解析し、津波被害の心配がなければ、「この地震による津波の心

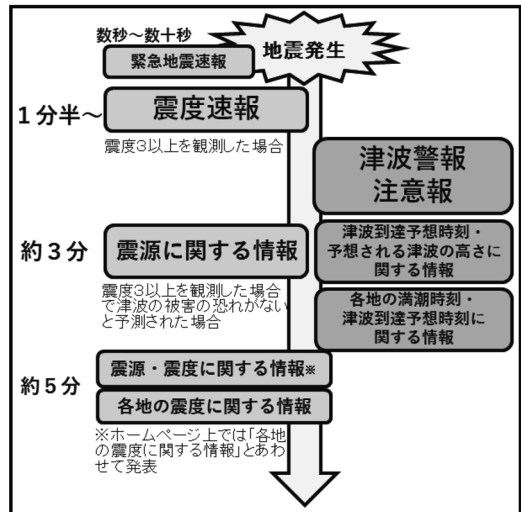


図1 気象庁の発表する地震情報、および津波警報・注意報。地震発生から5分程度までを示す

配はありません」が含まれる「震源に関する情報」が発表される。一方、津波被害のおそれがあれば、「津波警報・注意報」が発表される。その後、詳細な震度の情報である「震源・震度に関する情報」、「各地の震度に関する情報」が続けて発表される。この、津波被害のおそれがあるかないかについての予想は、次のような手順となる。

まず、地震の発生をシステムが検知。次に、リアルタイムで全国から収集されているデータをもとに、気象庁のオペレーションルームで職員が地震の規模、震源を決定するための解析を開始し、より正確な震源を短時間で決定する（図2はオペレーションルームの様子である）。

この、短時間で決定した震源による津波があるかないかの予想について、気象庁では、「量的津波予報データベース」を用いている。最新のコンピュータを用いたとしても、地震が発生してからシミュレーション計算を開始したのでは、津波が到達するまでに間に合わない。そのため、前もって地震断層モデルを日本近海に配



図 2 気象庁のオペレーションルームの様子

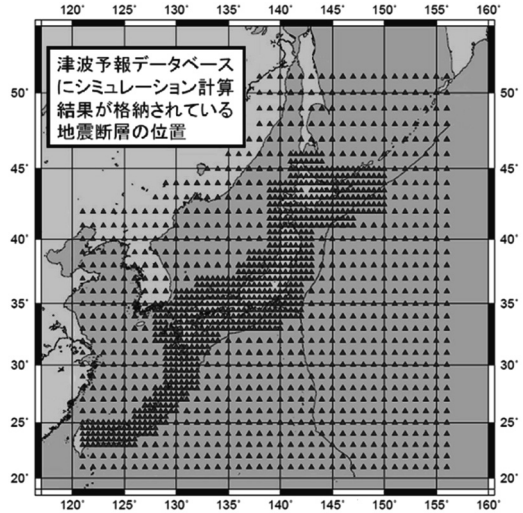


図 3 シミュレーションする地震断層の位置

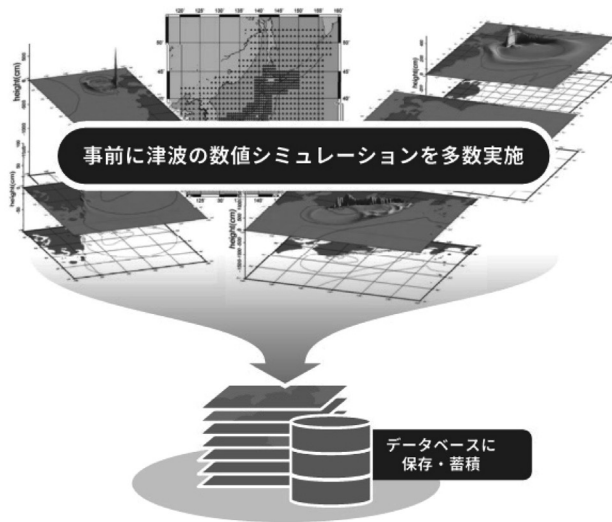


図 4 津波予報データベースの概念図

置、マグニチュードと断層の深さを変えながら、津波の発生と伝播を数値シミュレーションで計算しておくのである。日本近海に想定する地震断層は水平方向に約 1,500 カ所、深さは 0~100 km の間で 6 とおり、またマグニチュードは 4 とおりを考え、これらの地震断層 1 つ 1 つについて発生する津波を数値シミュレーションで計算する (図 3)。なお、断層の向きは過

去の地震を参考に設定し、断層の傾きとすべり方向については、最も大きく津波を発生させるような、傾きが 45° の純粋な逆断層としている。これらの地震断層の発生場所と規模により、いつ・どこに・どのくらいの高さの津波が来襲するか、あらかじめデータベース化しているわけである (図 4)。その量的津波予報データベースからの予想が、津波なしであれば、「津波の

心配はありません」の旨を「震源に関する情報」に含めて発表する。0.2m未満の海面変動が予想されたときは、高いところでも0.2m未満の海面変動のため被害の心配はなく、特段の防災対応の必要がないため、この情報も「若干の海面変動があるかもしれませんが、被害の心配はありません」と「震源に関する情報」に含まれる形で発表される。ここで「海面変動」という言葉を用いているが、「津波」は被害を連想させる言葉であるため、被害の心配がない0.2m未満の“津波”に対しては「海面変動」という言葉を用いて区別している。一方、予想が20cmを超えるのであれば、その予想される津波の高さによって、大津波警報、津波警報、津波注意報が即座に発表される。現在、日本近海で発生した地震に対する津波警報・注意報は、全国への地震計の整備や情報処理技術の向上等により、地震発生から約3分を目標に発表している。

また、緊急地震速報の技術により、精度のよい震源が得られた地震においては、発表を最速2分以内に短縮することが可能となった。しかしながら、「量的津波予報データベース」は震

源と地震の規模で予想しているため、海底地すべりや、津波地震等のあらゆるタイプの津波を発生させる地震に対応できているわけではない。それでも震源や地震の規模を精査したり、実際に観測された津波を解析して予報に反映することで、津波警報・注意報の発表が実施できるようになっている。また現在では、沖合で観測された津波波形データから津波の発生場所と大きさを推定し、その結果を基に、あらかじめ計算しておいた理論的な津波波形を合成することで、沿岸での津波を予測する高度な手法も取り入れており、見逃しがなくかつ正しい予報ができるよう万全の体制をとっている。

このように、「津波の心配はありません」などの表現の裏には、24時間体制で勤務しリアルタイムで解析している気象庁職員や、「量的津波予報データベース」が存在していることを知っていただき、津波警報・注意報が発表された際には、率先して避難行動をとっていただくよう、読者の皆様にはお願いする。

(福満修一郎：気象庁地震火山部管理課地震
津波防災対策室)

津波に強い地域づくりのための津波ハザード推定技術

富田孝史

1. はじめに

多くの津波は地震の断層運動に伴う海底面の鉛直変位により発生している。地震の発生予測が困難な現在、津波の発生予測も難しい。しかし、津波の伝播速度は、地震波の伝播速度の数 km/s に比べると十分に遅く、太平洋の平均水深の 4,000 m では 0.2 km/s 程度であり、さらに水深が浅くなるほど遅くなる。このため、陸から離れたところで発生した津波の場合には、地震を感知してから津波が陸に到達するまでに時間差ができ、避難などの緊急対応ができる可能性がある。実際、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（以下、2011 年地震という）による津波（以下、2011 年津波という）のときには、津波の発生域に近い三陸海岸に津波の第一波が到達したのは地震発生から約 30 分後であり、多くの人が緊急避難している。

一方、津波が甚大な被害を及ぼすことも 2011 年津波のときに再認識された。2011 年地震・津波による死者・行方不明者は 1.8 万人を超え、被害額は建築物、社会基盤施設等ストックの直接被害だけでも 16.9 兆円に達した（2011 年 6 月 24 日発表の内閣府による推計値）。この被害額は、2010 年度の当初国家予算の 18%、名目 GDP の 3.5% に相当し、これらの比率は関東大震災の 300% と 30% よりも低いが、1995 年阪神淡路大震災の 1.9% と 14% よりも大きい。

甚大な災害を起こしうる津波ハザードに対して強靱な地域づくりが求められている。津波災害リスクを軽減するためには、津波の特性に対応した防御施設による浸水の軽減すなわちハザード軽減と、人命や社会・経済を保護するための避難対策や土地利用計画など地域の特性に対応した地域の

脆弱性の改善が必要である。そのいずれにおいても津波ハザードの推定は基本となる。本稿では、まず津波災害の特性および津波そのものの特性を概観した後に、津波ハザードの推定技術の現状およびそれを活用した津波に強い地域づくりについて論じる。

2. 津波およびその災害の特性

2.1 津波災害の特性

2.1.1 甚大な災害

2011 年地震は、2011 年 3 月 11 日、宮城県沖で起きたモーメントマグニチュード 9.0 の地震である。震源域は岩手県から茨城県の沖の長さ約 450 km、幅約 200 km の広範囲に及ぶ。この広い範囲で津波が生起された。この津波は、それまで東北地方の各自治体が防災計画で対象にしていた既往最大の津波あるいは既往最大の津波に基づいて想定された津波よりも高く、沿岸の防御構造物を乗り越えて広い地域を浸水した。国土地理院の推計によると 6 県 64 市で浸水が発生し、その面積は 561 km² である。そのうちの 58% と 20% を宮城県と福島県が占めている。図 1 の左図に×印で震源位置と、グレースケールで海底面の正の鉛直変位（USGS, 2018）、および図 1 の右図に東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（<https://coastal.jp/ttjt/>）が被災地において測量した津波の痕跡高を示す。痕跡高については、データ信頼度が高いランク A と B のデータを採用している。震源近くで大きな鉛直変位が生じており、それに近い岩手、宮城、福島各県に 15 m 以上の高い津波が襲来している。

この地震および津波による死者・行方不明者は 18,428 人であり、そのうち岩手県が 31.4%、宮城県が 58.4%、福島県が 9.8% である。また、全壊

建物の数は全国で121,991戸であり、そのうち岩手県16.0%、宮城県68.0%、福島県12.7%である(死者・行方不明者数、全壊建物数ともに警察庁から2020年3月10日に発表された数字)。高い津波が襲来した岩手、宮城、福島の三県で甚大な被害となった。

浸水高と浸水面積の関係を、宮城県内においてリアス式海岸など複雑な形状の海岸の地域である牡鹿町以北(河北町を除く)と、単調な海岸の地域である石巻市以西(鳴瀬町を除く)とで比較すると(地域の地形特性が区別しやすい旧市町の範囲で分析)、同じ規模の浸水高(平均海面から10~15m)であれば単調海岸の地域のほうが浸水面積は約4倍広い。すなわち、単調海岸の背後地域では平坦な地域が広がりやすく、それによって広い地域が浸水するというリスク特性を示している。一方、人口は単調海岸の地域のほうが複雑海岸の地域に比べて約9倍多いが、死者・行方不明者数の比較では両地域の差異は1.4倍に縮まる。複雑海岸の地域では狭い平地部に人口が集まっていることを示唆していると考えられ、単調海岸の地域とは異なった津波リスク特性がある。

地震や津波で破壊された家屋等からのがれき、自動車、船舶などが津波で流された。それらが構造物に衝突することによってそれを破損するといった被害拡大に加え、それらが道路や海面上あるいは海底面に堆積することによって被災後の

救援・復旧作業を阻害すること、さらに津波火災の誘因になることなどが発生している。環境省の推計によると、破壊された家屋等からのがれき、流された自動車等を合わせた約480万トンのうち約327万トンが海底に堆積し、約154万トンが漂流している。仙台港では約2,000個のコンテナが流出し、船舶が通行する航路からコンテナ、自動車などを撤去する作業が完了したのは、地震発生から約10週間後の5月21日であった。

2.1.2 広域な災害

津波は、その発生域の近傍だけに災害を発生させるだけでなく、大洋を渡って世界的規模の災害をもたらすこともある。2011年津波は、アメリカ・カリフォルニア州やニュージーランドに到達し、カリフォルニア州のクレセント・シティでは最大4.3mの波高(波の峰から波の谷までの高さ)が観測され(Borrero and Greer, 2013)、満潮の時刻に浸水被害が発生している(Wilson *et al.*, 2013)。2004年12月26日にインドネシア・スマトラ島沖で起きたモーメントマグニチュード9.1の地震による津波は、図2の○印で示すように、さらに多くの国に被害を発生させ、合計14カ国において合計23万人の人命を奪った。

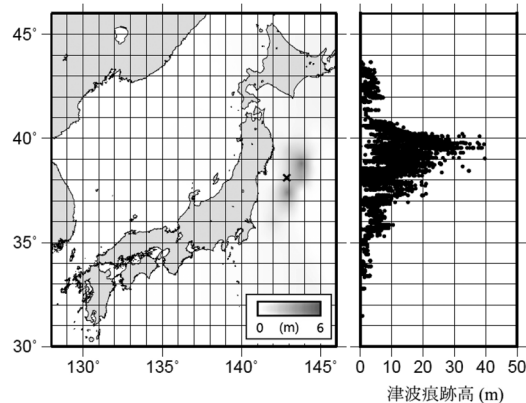


図1 東北地方太平洋沖地震による海底面変位(隆起のみを表示)と津波の痕跡高分布(標高換算値)

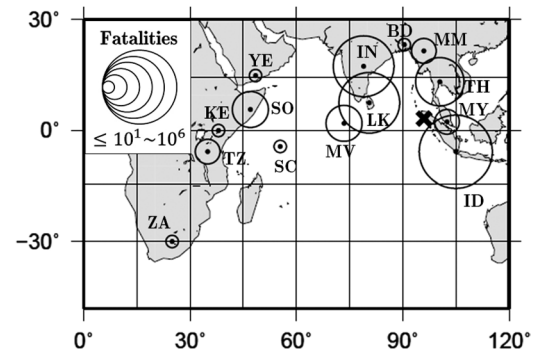


図2 2004年スマトラ島地震・津波による人的被害分布。インドネシア ID 167,540人、スリランカ LK 35,322人、インド IN 16,269人、タイ TH 8,212人、ソマリア SO 289人、モルディブ MV 108人、マレーシア MY 75人、ミャンマー MM 61人、タンザニア TZ 13人、バングラデシュ BD 2人、セーシェル SC 2人、イエメン YE 2人、南アフリカ ZA 2人、ケニア KE 1人(Telford and Cosgrave, 2006)

2.1.3 時間的に余裕のない災害

津波が沿岸に近い海域で発生すれば、数分で沿岸に到達してしまうこともある。1993年7月12日に発生した気象庁マグニチュード7.8の平成5年（1993年）北海道南西沖地震の震源域は奥尻島を含むように広がっていたために、地震によって生じられた津波は地震発生後約3~5分で島の西海岸に襲来したといわれている。その西海岸では最大31.7mの高さにまで津波が遡上し、島全体で198人（全国では230人）の死者・行方不明者になる大きな被害が発生した。

2018年9月28日にインドネシア・スウェラシ島付近で起きたモーメントマグニチュード7.5の地震は、鉛直方向には大きな変位を生じない横ずれ断層の地震であったが、震源に近い沿岸には6mを超える津波が襲来して大きな被害が発生した。この津波の発生には、地震に伴って発生した沿岸の陸や海底における地すべりが影響していると考えられている。そのため、地震発生から数分で津波が沿岸に到達している（Heidarzadeh *et al.*, 2019）。

2.2 津波の伝播特性

2.2.1 長波と波数分散

津波は長波であるといわれる。長波とは、水深 d に比べて波の波長 L が20倍以上（教科書によっては25倍以上）の波のことを言い、極浅海波とも呼ばれる。水平スケールが100km規模の断層破壊が生み出す津波の波長は100km規模になるのに対し、太平洋などの海洋の水深は4~5km程度であるので、 $d/L \leq 1/20$ を満たしている。

長波の特性としては、水中内の圧力分布が静水圧によって近似できること、水粒子の運動の速度（流速）の鉛直分布は水面から水底まで一様とみなせること、波の上下動にともなって水粒子は往復運動することがあげられる。さらに、波の伝播速度（位相速度ともいう）は、波の波長に依存せず、水深のみの関数 \sqrt{gd} になる。一方、 $d/L > 1/20$ の場合の浅海波と呼ばれる波では、波運動に伴う動圧が圧力に加わり、流速の鉛直分布は一様でなく、水粒子の運動は楕円軌道を描く。さらに伝播速度は水深だけでなく波の波長にも依存す

るようになる。

断層破壊によって生じられた津波の空間波形は、単一波長の正弦波として表現されずに、異なる波長（時間的には周期）の多くの波を合成したものと表現される。しかし、個々の成分波が長波であれば、波長が異なっても成分波それぞれの位相速度は \sqrt{gd} で同じであるので、合成波としての津波は波形を変えずに \sqrt{gd} の速度で伝播する。しかし、 $d/L \leq 1/20$ の条件に当てはまらない成分波では、伝播速度が波長の影響を受けて遅くなる。たとえば水深4,000mであれば、80kmよりも波長が短い成分波ほど伝播は遅れる。この成分波の遅れにともなって、1つの波が複数の波に分裂するようになる。このような波の変形を分散という。津波が長距離を伝播するときこの分散効果が顕著に現れるので、遠地津波の場合に高い精度で津波を推定しようとする場合には、この波長依存性（あるいは波数分散性という。ここに波数は波長の逆数である）を考慮する必要がある。しかし、2004年スマトラ地震津波に対する数値計算に基づいた検討によると（鳴原・藤間, 2006）、津波が発生したスマトラ島からアンダマン・ニコバル諸島に近いインドネシア、タイおよびバングラデシュでは分散の影響が小さいことが明らかにされている。したがって、日本海溝、南海トラフなど日本近海で発生して日本に襲来する津波においては、この長距離伝播にともなう分散性を考慮しなくてもよさそうである。

2.2.2 段波、碎波段波および波状段波

水深が浅くなる領域を津波が伝播すると、波高が増大するとともに、その波形は前傾化する。前者の波高増大は浅水変形と呼ばれるものであり、水深が入口と出口で異なる一定幅の水路を波が進むときに、流入した波エネルギーと流出する波エネルギーは変化しないというエネルギーフラックス（流束）の保存から導かれるものである。後者の波形の前傾化には、波高と水深の比に関係する波の非線形性が影響している。波の非線形性が大きくなると、水位の高い波の峰部分の進行速度がその前部の速度よりも速くなって、しだいに波面が切り立ってきて、波形が前傾する。波面が切り

立った津波は段波 (bore) と呼ばれる。前傾化が進むとやがて碎波に至る。碎波した段波を碎波段波という。

海底勾配が比較的緩い海域を進行する津波では、碎波に至る前に、前傾化した波先端部が短い波長の波 (時間波形で見れば短い周期の波) に分裂する。この津波を波状段波 (undular bore) という。波状段波は、海底勾配が 1/250 程度の久慈湾などを襲った 2011 年津波において認められている。また、2004 年スマトラ地震のときにはタイのプーケット海岸を襲う津波、2003 年十勝沖地震のときには十勝川を遡る津波において波状段波が認められている。段波から波状段波への遷移メカニズムには波の非線形性と分散性が作用している (室田・岩田, 1968; 藤間ら, 1984)。

2.2.3 沿岸波

沖から沿岸に伝播した津波は、海岸で反射されて沖に再び戻る。たとえば、図 3 に示すような一直線の海岸線から沖に向かって徐々に水深が深くなる海域に、津波が海岸線に対して斜め方向から入射した場合を考えると、壁に斜め方向からボールを当てたときのボールの跳ね返りと同様に、津波も入射角度と同じ大きさの反射角度で向こう側に反射される。海岸から斜めに沖に向かって伝播する津波は、水深の変化にともなう屈折効果を受けて、徐々にその伝播方向を海岸線と平行な方向に変え、やがて再び海岸線に向けて入射するようになる。すなわち、海岸線で反射された津波が海岸に沿って伝播する。ただし、津波の空間スケールの大きさを考えると、沿岸を伝わる津波は陸棚のスケールで考える必要がある。沿岸波としての津波は、2011 年津波のときにも仙台湾などで発生していたことが解析されている (伊藤ら, 2012)。

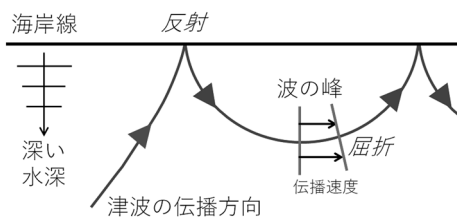


図 3 沿岸波の伝播の概念図

海岸線に沿って伝わる津波は、沖から襲来する第 1 波目の津波よりも遅れて到達し、第 1 波目よりも高くなることもある。

沿岸を伝わる波にエッジ波があり、その特性が理論的に示されている。このエッジ波は、その波峰線 (波の山を連ねた線) の向きが海岸線に直角であり、その振幅は海岸線で最大で、岸から離れるにつれて指数関数的に減衰するものである。その周波数と波数の関係 (分散関係) も理論的に明らかにされている。河田ら (2004) の 2003 年十勝沖地震津波の解析、伊藤ら (2012) の 2011 年津波の解析によると、沿岸を伝播する津波にはエッジ波の分散関係を満たすものもあれば、そうでない津波もある。

2.3 津波の力

陸上の鉛直壁にゆっくり水位上昇する津波が作用した場合には、壁面では入射した津波と壁により反射された津波との重ねにより、入射した津波の高さ (a_H とする) の 2 倍の水位になる。そのときに壁に作用する圧力は静水圧分布となり、底面部には $2\rho g a_H$ (ρ は海水の密度、 g は重力加速度) の圧力が作用する。一方、波面が立った段波が作用する場合には、水塊が壁面に衝突するように作用するので、図 4 の左図に示すような底部で $3\rho g a_H$ になる圧力が作用することが実験的に明らかにされている。その後の研究により、3 という係数は固定値ではなく、入射してきた津波の水位と流速に依存することも明らかにされている。波状段波が作用する場合には、図 4 の右図に示すような、さらに大きな波圧が作用することも実験的に明らかにされている。

これら作用する津波の状態に伴った圧力特性の差異が実験的、理論的に示されている。たとえば、Kihara *et al.* (2015) は、津波が壁面に作用したときの衝撃フェイズ、反射初期フェイズおよび準定常フェイズにより波圧特性が分類できるとしている。衝撃フェイズは津波先端部の水塊が衝突するときであり、このときに衝突圧や衝撃圧が作用する。衝突圧は空気をほとんど巻き込まない水塊が衝突したときに、衝撃圧は空気を巻き込んだ水塊が衝突したときに空気が断熱圧縮することによ

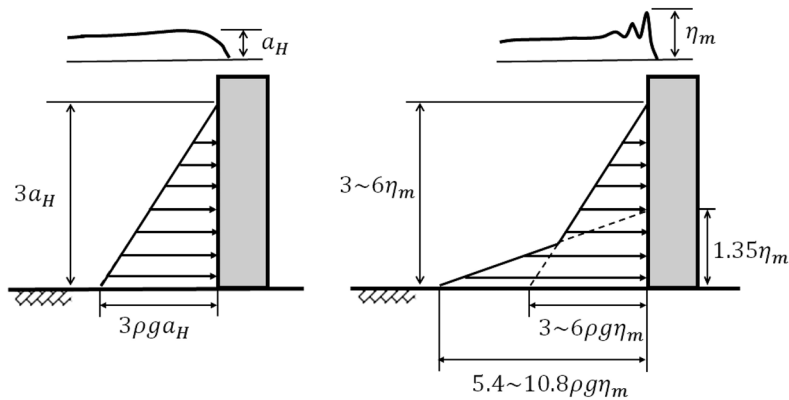


図 4 段波および波状段波による波圧分布. 左図：鉛直壁がない場合に鉛直壁の位置で高さ a_H の段波による最大波圧分布（朝倉ら，2000），右図：鉛直壁がない場合に鉛直壁の位置で最大高さが η_m の波状段波による最大波圧分布（池野ら，2006a）

り生じる。反射初期フェイズは、衝突後に壁面に沿って跳ね上がった水塊が持続的にやってくる津波の上に落水するときであり、動的圧力と静水圧とにより構成される圧力が発生する。準定常フェイズの波圧はその後の準定常的にやってくる津波による静水圧的な波圧である。入射してくる津波の波の形状により、衝突フェイズよりも反射初期や準定常フェイズにおいて高い波圧が作用することがあることは、実験的、理論的、数値計算的に示されている。

防波堤のような海中構造物の鉛直壁に段波が作用したときの波圧は、1983年日本海中部地震による能代港の護岸被害原因の究明に基づき、図5に示すような波圧分布になることが実験的に示されている（谷本ら，1984）。ゆったりした水位上昇時の波圧 $2\rho ga_H$ の1割増しになっている。一方、波状段波の場合には、碎波する場合も含めて、係数の2.2が最大3.0になる場合があることが実験に基づいて示されている（池野ら，2006b）。

3. 津波ハザードの推定技術

津波ハザードは、計算機の発展に伴って数値計算によって推定されるようになってきている。その津波の数値計算の過程は大きく2つに分けることができる。1つ目の過程は津波の発生過程であり、次の過程はその初期条件に基づいて津波の伝播過

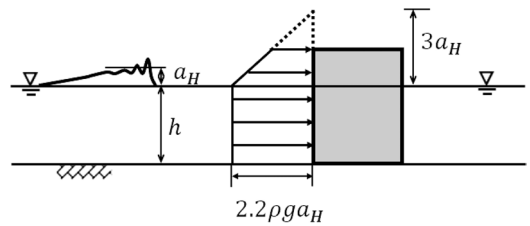


図 5 防波堤の鉛直壁に作用する津波の波圧分布（谷本ら，1984）

程を時々刻々計算する過程である。それぞれの過程で種々のモデルがこれまでに研究開発されてきている。

3.1 津波の発生モデル

津波の主な成因は地震による海底面の変位であり、その変位が海水面に投影されて津波の初期の空間波形になる。地震の断層破壊に伴う海底面の変位は、断層パラメータを使った弾性理論から算出されるのが一般的である（たとえば、Okada, 1992）。海底面が水平に近い場合には、算出された海底面の鉛直変位を海水面に投影することにより海水面が上下に変位して、それが津波の初期の空間波形となる。海溝に近いところのように海底面が傾斜している場合には、海底面の水平変位にともなって、それまで海水が占めていた空間に横から海底が押し出してくることによりあたかも海底面が鉛直に隆起したようになり、これが津波の生成に寄与する（Tanioka and Satake, 1996）。こ

の効果は、地震の規模から予想される津波規模よりも、津波を高くするので注意が必要である。実際、2011年津波のときには、震源に近い宮城県沖の海溝軸近傍において水平方向に50mの変位があり、それが斜面で発生したことから水平変位に伴って鉛直方向にも4~6mの変位が発生している (Fujiwara *et al.*, 2011)。

さらに、2011年津波では日本海溝付近で大きな断層のすべりがあったことも解析されている。このことから、南海トラフ巨大地震によって生じられる津波の想定では、大きな津波を発生させる大すべり域や超大すべり域が想定されるようになっている。これら大すべり域などの設定方法は、政府の地震調査推進本部においてまとめられた「波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ)」により詳述されている。ただし、研究者によって、大すべり域、超大すべり域それぞれの面積や断層のすべり量の設定値には若干の差異がある。さらにその差異以上に、大すべり域・超大すべり域の設定位置によって、海岸を襲う津波の高さの分布が変化する。したがって、大すべり域等を考慮した津波ハザード予測を行う際にはこれらの配置に伴う不確実性があることを念頭におく必要がある。

断層運動に伴った海底面の変位は一瞬にして生じるとして津波の初期の空間波形を算出するのが一般的である。これまでの検討により、マグニチュード8クラスの地震ではそのような仮定を用いてもよさそうであるが、2004年インド洋津波、2011年津波などマグニチュード9クラスの地震になると、断層破壊が500~1,000kmにも及ぶ広い範囲に数分かけてひろがる。これに伴って津波の発生域も時々刻々広がる (Hirata *et al.*, 2006; Takagawa and Tomita, 2014)。断層の破壊伝播を考慮すると、津波の伝播経路中の水深の違いによって先行津波と後続津波とが重合する場所が異なることや、先行波の反射波や沿岸波と後続波との重合のタイミングが異なるため、一瞬で全領域の断層が破壊することに比べて津波の高さが低くなるとは一概にはいえない。このように断層の破壊伝播速度が津波の高さに影響を及ぼす可能性

があるが、その速度は固定された値ではないために、マグニチュード9クラスの地震による津波推定には断層の破壊伝播速度に伴った不確実性もある。

2018年スラウェシ島地震や1998年パプアニューギニア地震では、地すべりが津波の成因の1つであるといわれている。海底や陸上の地すべりにより生じられる津波についてもモデル化がされている。たとえば、地すべりの移動速度と継続時間によって地滑りの前の地形から後の地形へと変化するKinematic Landslideモデル (Satake, 2007)、地すべりによる土石流と海水を異なる密度の流体として土石流を下層に海水を上層に配置する二層流モデル (Imamura and Imteaz, 1995) などがある。しかし、海底地震によって生じられる津波に比べると実験的な検討、現地調査結果などは多くなく、これからの発展が期待されている分野である。

3.2 津波の伝播モデル

長波としての津波の伝播を解析するモデルは長波理論に基づく。とくに津波による水位変動が水深に比べて十分に小さい場合には、理論式において水位と水位の積、水位と流速の積、流速と流速の積などの非線形項を無視することができて、式が簡略化される。そのように簡略化された長波理論を線形長波理論という。線形長波理論であっても、水深 d の変化に伴う波の屈折や浅水変形、島などの背後に波が回り込む回折などは考慮される。

太平洋を横断するなど長距離を伝播する津波における波数分散性を考慮する場合には、線形長波理論に分散項が加わった線形分散波理論が適用される。分散項が加わることによって、 \sqrt{gd} からのずれの効果を位相速度に考慮することが可能になる。なお、大洋を横断するような津波の場合には、地球の球面効果を考慮する必要があり、そのために球面座標系で記述した方程式が使われる。そのときには、地球の自転に伴ったコリオリ力が津波の伝播方向に影響を及ぼすため、コリオリ力が考慮される。

伝播過程において、浅水変形などにより津波の

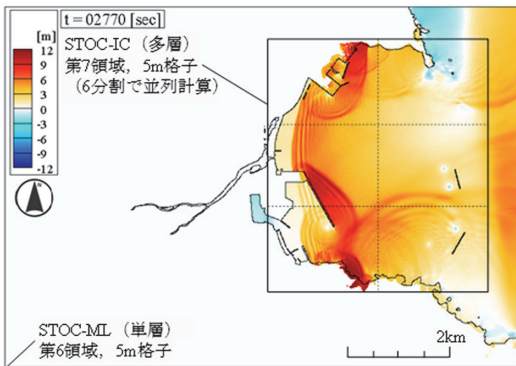
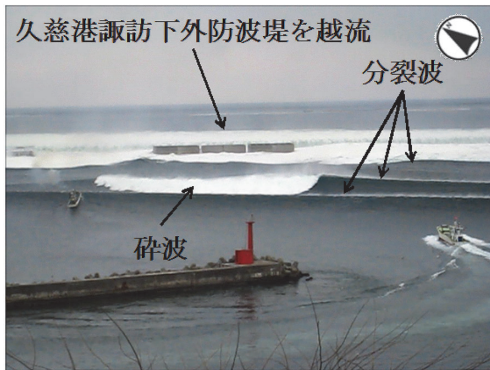


図 6 2011 年津波による久慈港の津波の数値計算結果 (高橋・富田, 2013)。上図：津波襲来当時のビデオ映像の一部、下図：上図の撮影時刻頃の津波を三次元モデル STOC-IC によって計算した結果。赤色が高い水位の部分を示す

水位変動が水深に比べて無視できなくなると、理論式における非線形項の影響が無視できなくなる。非線形項の影響は、たとえば、津波の波の峰がとがり、波の谷が平坦化するなどとして現れる。この非線形項を考慮した理論を非線形長波理論という。波の非線形性は、本来、波の波高、水深、波長（あるいは周期）、海底勾配に依存するものであるが、津波に関してはこれまでの経験から水深が 50m 程度よりも浅いときに非線形性理論が適用されることが多い。

海底勾配が比較的緩い沿岸海域で発生する波状段波を表現できる津波の理論は、非線形分散波理論である。これも非線形長波理論に分散項が加わった理論である。分散項が加わることにより、流速の鉛直分布は一樣からずれる。非線形分散波理論は研究者によって理論展開が異なっており、いくつかの方程式系がある。それぞれにおいて波

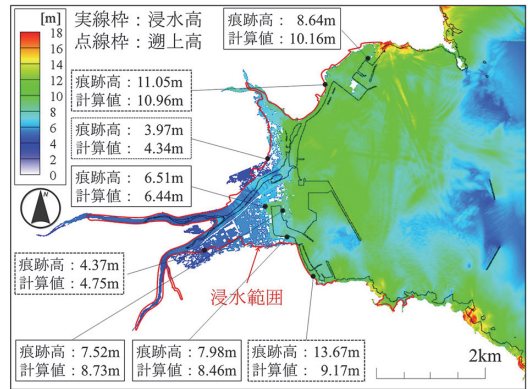


図 7 久慈港における 2011 年津波の浸水に係る現地調査結果と計算結果の比較 (高橋・富田, 2013)

長と周期との関係を示す分散関係も異なり、得られる水面波形なども若干異なる。

非線形長波理論などいずれの理論においても、運動方程式には摩擦項がある。これは、初期条件として与えられた水位の空間変動としての位置エネルギーを消費するものである。津波の場合には底面で作用する摩擦のみを考慮するのが一般的である。底面摩擦の評価のために、底面近傍の境界層理論を解析することはあまりせず、底面摩擦モデルを適用することが多い。とくに流速の 2 乗に粗度係数を乗じて評価する Manning 則がよく使用される。Manning の粗度係数は経験的に定められている。

近年のコンピュータの高速化、記憶容量の増大化に伴い、非圧縮粘性流体の運動を記述する最も基礎的な方程式であるナビエ・ストークス方程式により津波を解析することが可能になりつつある。これは、平面二次元空間の解析ではなく、三次元空間での解析を行うことを意味している。このため、非線形長波理論、非線形分散波理論を使い分けることなく解析することが可能である。図 6 は、久慈湾を襲った 2011 年津波のビデオ映像におけるある瞬間と、その津波を数値計算した結果を示している (高橋・富田, 2013)。この数値計算では、ナビエ・ストークス方程式を基礎とした 3 次元の計算モデルを使用し、津波の初期波形には津波の観測データからの逆解析によって得られたものを使用している。さらに津波の砕波モデル

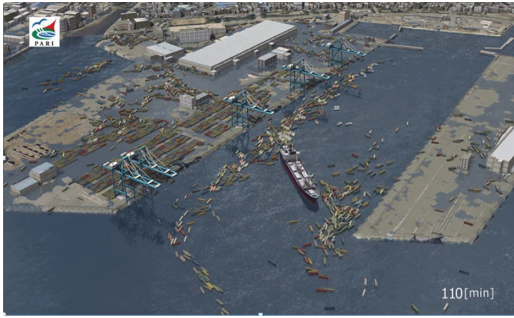


図 8 津波によるコンテナ漂流の計算結果の例

も組み込まれている。計算結果における赤色の部分が高い水位のところを示しており、縞状に現れている赤線群は津波の先端部分で分裂する津波を再現している。数値計算結果は上図の映像の瞬間の時刻のときのものであり、防波堤の内側で複数の分裂波がある状況が再現できている。定量的な評価のために、陸上において浸水された地域やその浸水深について現地調査された結果と計算結果を比較したものが図7である。この図は、最大浸水深の空間分布を示したものであり、ある時刻の浸水状況を示しているものではない。図中の赤線が現地調査により得られた浸水域の限界を示しており、数値は津波襲来時の海面の高さを基準にして整理した現地調査で得られた値（痕跡高）と計算値である。この結果は三次元モデルによる津波計算結果の妥当性を定量的に示している。なお、図6上図に示すように津波は沿岸において碎波している。この碎波を数値計算において考慮しないと、きわめて高い津波が計算されて、浸水域等を過大評価してしまうので注意が必要である。

計算機の記憶容量に制約がある場合には、津波の挙動を詳細に把握したいところに三次元モデルを配置し、その外側に非線形長波理論あるいは非線形分散波理論を適用した平面二次元モデルを配置するという工夫がなされる。上記の久慈港における計算においても、図6下図においてSTOC-IC（多層）と示された領域に三次元モデルが適用され、その外側には平面二次元モデルSTOC-ML（単層）が配置されている。しかし、計算機の進化に伴って、より広い領域に三次元モデルを

適用することが可能になってきている。

また、ナビエ・ストークス方程式を基礎方程式とする数値計算モデルを使用することは、圧力をも直接的に解くことを意味している。したがって、津波によって構造物に作用する波圧をも算出することが可能になってきている。

3.3 漂流物モデル

津波漂流物の流動に関しては、水理模型実験結果に基づいて、丸太の漂流を計算する実用的な数値モデルが開発されている（後藤，1983）。その後も多くの実験的な研究が実施され、津波漂流物の流動挙動における不確定性、衝突力が明らかにされつつあり、数値計算モデルにおいても漂流物を剛体として扱うなどの進展が認められる。

図8は、港湾にあるコンテナ等の津波漂流に関する計算結果の例であり、漂流物の回転、衝突を考慮している。群れとなって流れるコンテナの様子は、2011年津波時の八戸港におけるコンテナ流出の挙動に似ている。このような計算結果の可視化により、漂流物の危険性、漂流に対する対策など検討しやすい。しかし、津波漂流物の挙動には、初期配置の影響など不確定性が大きいことも実験的に明らかになっているので（富田ら，2019）、確率論的な検討も大切である。

3.4 数値計算における空間解像度

津波の伝播計算においては、対象にする津波に対応した数値計算モデルを適切に選択する必要がある。計算機の能力が高ければ、より高度な方程式系の数値計算モデルを使用可能になるが、数値計算における計算格子の大きさが適切でないと、高度なモデルで計算するメリットが失われる。たとえば、一般的に海の波の数値計算では、対象にする波の代表的な波長の1/20程度の大きさの計算格子が必要といわれている。波長が数10kmの津波であれば、計算格子サイズを1kmというような大きさにとることが可能であるが、波状段波の上の分裂波のように波長が100m規模の現象を解析するには、計算格子の大きさを数m規模にする必要がある。このようなサイズの計算格子により複雑な海岸地形や防波堤など人工構造物を考慮できるというメリットもある。たとえば、

八戸港の2011年津波の再現計算を行ったとき、港内に5mの計算格子を適用し、津波により部分的に破壊された防波堤を考慮したことにより、港内で観測された津波を精度よく再現できた(富田・丹羽, 2013)。

陸上における浸水計算においては、近年の航空機等を使ったレーザ測量(LiDAR: Laser Imaging Detection and RangingあるいはLight Detection and Ranging)によって空間解像度が1m規模の詳細な地形データが利用可能である。レーザ測量されたデータにはビル等の人工物を含んだ高さデータDSM(Digital Surface Model)もあるので、津波計算に津波氾濫を阻害するビル等を考慮することが可能である。ただし、木々、歩道橋などその下を津波が通過できるような自然物や人工物の除去に人手がかかるという困難さがある。しかし、ドローンに搭載できるシステムも開発されていること、さらにグリーンレーザを使うことにより数m規模の水深であれば水面下のデータも測量できるようになってきたことなどから、このような詳細データを活用した津波ハザード推定がいつそう進むことが期待される。

4. 津波に強い地域づくり

津波に対して地域を強靱にすることは、まず人命が失われないようにすること、そして社会・経済活動が速やかに復旧できることである。そのための津波ハザード推定の活用は、大きく二つに分けることができる。1つは、目前の津波ハザードへの緊急対応であり、もう1つは平時における事前対策である。

4.1 緊急対応

津波の襲来に際して、重要なのは津波警報や避難情報などの危険情報である。1950年代の津波警報の当初から、津波予報図(地震のP波とS波の到達時間差P-S時間、強震計の最大全振幅の関係図)により津波規模が予報されていた。1999年に量的津波警報システムが気象庁に導入され、事前に数値計算しておいた津波結果のデータベースを利用して目標3分で津波予報が可能に

なった。2011年津波のときにも地震発生から3分後には、宮城県に大津波警報(6m)、岩手県と宮城県に大津波警報(3m)、青森県太平洋沿岸に津波警報(1m)が発表された。しかし、襲来した津波はもっと高いものであった。

この津波警報の第一報を修正するのに、海岸から約20km沖に国土交通省港湾局が設置した複数の波浪観測ブイ(正式にはGPS波浪計)による津波観測データが役立った。このような沖合観測記録により、津波予測の不確定性を軽減しようとする技術開発が行われている。たとえば、気象研究所(対馬ら, 2013)や港湾空港技術研究所(高川・富田, 2012)では、沖合の観測データを使って、そのさらに沖合の津波が発生した領域における水面の空間分布を推定し、その初期波形から通常の津波計算によって沿岸に襲来する津波を予測する技術開発を行っている。気象研究所の取組みは2019年から気象庁の津波警報技術に組込まれている。また、港湾空港技術研究所(富田・高川, 2014)では、内閣府が想定する南海トラフ巨大地震津波を対象にして、地震発生から6分間のGPS波浪計による観測結果から5秒で津波の初期波形を推定し、さらにそれから75秒で伊勢湾奥部の浸水を予測する技術開発を行っている。この素早い数値計算の実施には、画像演算装置(Graphical Processing Unit: GPU)を計算に使用するとともに、最小の計算格子サイズを30mにしている。

GPS波浪計だけでなく、図9に示すように、日本海溝、南海トラフに沿った海底に数多くの地震計・津波計が設置されており、防災科学技術研究所により管理・運営されている。このような観測結果を活用することにより、津波予測の不確定性が軽減し、津波警報等の情報の精度が飛躍的に向上することが期待される。そのような危険情報は、近年のスマートフォン等の保有率の増大ともなって、多くの人が見視化して受け取れるようになってきている。その可視化により危険の認知や意識が高まるので、危険なときに避難する人が増えることが期待できる。

即時的な予測情報は、津波によって影響を受け

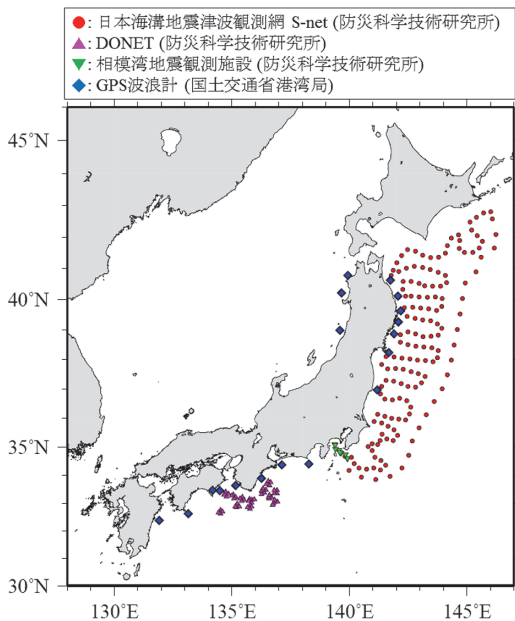


図 9 沖合における津波観測ポイント

やすい港湾内の船舶にも有用であろう。2011年津波のとき、津波によりいくつかの船舶が漂流した鹿島港では、津波襲来前だけでなく、引き波のときに港外に避難した船舶もある。津波の第一波、第二波などの襲来状況をあらかじめ把握できれば、船舶避難の可能性が増えることが期待される。

4.2 事前対策

津波から人命を保護することに加えて、社会・経済機能を守ること、そして被災してもできるだけ早く必要な機能を復旧できることも重要である。上限のない津波ハザードに対して、それを可能にするためには、ソフト対策とハード対策を総合することが大切である。すなわち、ある規模までの津波に対しては浸水をさせない防災をハード対策により可能にし、その規模を超える津波に対しては浸水を甘受しつつ人命と最低限の社会機能を維持する減災をソフト対策により実現するという防災・減災システムである。

4.2.1 ハード対策

図 10 は、渡辺 (1998) にまとめられた 869～1994 年の津波被害の記録に基づいて、津波マグニチュードごとの (表 1) 津波発生回数を集計し

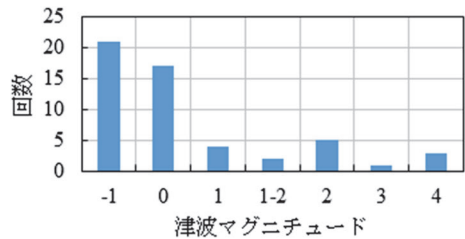


図 10 東北地方における 7 世紀以降の津波マグニチュードごとの津波回数

表 1 津波マグニチュード m と被害程度 (今村・飯田スケール)

m	津波高	被害程度
-1	50 cm	なし
0	1 m	ごく軽微な被害発生
1	2 m	海岸や船舶に被害発生
2	4～6 m	内陸部にも被害発生し死者も出る
3	10～20 m	沿岸 400 km の範囲に被害発生
4	30 m 以上	沿岸 500 km 以上の範囲に被害発生

たものである。津波マグニチュード 4 の津波は 869 年貞観地震, 1611 年慶長三陸地震, および 1896 年明治三陸地震である。この記録から、高さ 3 m 程度以上 (津波マグニチュード 1～2 以上) の津波は約 1,100 年間に 11 回発生していて、約 100 年に 1 回である。100 年に 1 回程度ということは、自分は津波災害を経験しなくても子や孫は経験するかもしれないという時間スケールである。このような頻度の津波に対しては、浸水被害が起らないような防災が期待される。

津波は一般の海の波と違って非常に長い波長をもっているため、海岸に消波ブロックを数列並べても、その規模に比べて津波の波長のほうが圧倒的に長いので、消波ブロックによる津波エネルギーの消散はほとんど期待できない。このため、浸水を防ぐためには、消波ではなく、高い壁を築かざるを得ない。2011 年津波のときの釜石港では、海中の防波堤が津波により破壊されながらも全壊に至らなかったことから、陸上における津波の浸水深や海岸部の防潮堤を乗り越えて内陸部が浸水され始める時刻を遅延させている。防御構造物は、その高さをを超える規模の津波に対して浸水

を止めることはできないが、倒壊しなければ被害軽減の効果が期待できる。一方、倒壊してしまうと、構造物の高さが高いほど、ダム崩壊のときのように一気に水流が流れ込むため、その近傍の被害は大きくなる危険性を有している。そのため、一気に倒壊しない粘り強い構造であることが求められている。このような構造物の設計において、津波の高さの推定は基本的な条件になる。さらに、浸水に対する構造物の効果も数値計算により評価される。

津波に対して背の高い防御構造物を沿岸に築くことにより、景観や住環境を阻害するといった議論があるように、その高さの設定は、対象地域における防災だけでなく、環境、利用などの観点も合わせて検討されなければならない。そのように設定された防潮堤等の高さを越える津波の襲来の可能性を否定することはできない。そのために、津波がやってくるときの避難等の緊急対応、災害が起こったときに速やかに状況を把握して二次災害を防ぐ応急対応、そしてその後の速やかな災害復旧を可能にする対策を、合わせて講じる必要がある。

4.2.2 ソフト対策

津波により人命が失われないようにする有効な予防的事前対策は、危険な場所に住まないという高地居住である。実際、1896年明治三陸津波、1933年昭和三陸津波のそれぞれで壊滅的な被害を受けた現在の岩手県釜石市唐丹本郷地区では、昭和三陸津波後に高地に集団移転が行われ、その移転地は2011年津波による浸水被害を免れている。しかし、現在住んでいる低平地から高地に移転することは容易なことではないので、中長期のビジョンをもって地域の利用を考えていかなければならない。高地に新たな居住地区を開発するには、土地の造成に加えて、水道・電気などライフラインの整備、職場への通勤など社会・経済活動を行うためのアクセス方法の整備なども行わなければならない。また、港湾、漁港など海に接した活動拠点では、そこで働く人々などが確実に避難できる対策を講じる必要がある。

これらの居住地や避難サイトの高さ設定が重要

であり、地域のなかの津波リスク地区を把握することも重要である。上限を想定できない津波ハザードに対して、現在の知見を最大限に活用し、その地域で起こりうる最大クラスの津波を想定することが必要といわれている。最大クラスの津波は各地域で国や自治体により想定され、津波ハザードマップが整備されてきている。しかし、津波の発生場所、発生過程、規模などに係る不確定性、津波計算における諸条件により、計算される津波の高さや浸水域は変化するので、最大クラスの津波も1つの目安と考えるのがよく、もし津波がやってきたらどうするのかを考えておくことが肝要である。浸水リスク地域における避難サイトにライフジャケットを準備しておくことも一案である。

浸水リスク地域で活動しなければいけない企業においては、事業継続計画（Business Continuity Plan: BCP）の策定が重要である。BCPは、ヒト、モノ、情報、カネなどの資源が災害によって損失することを最小限におさえつつ、代替手段なども使って、企業の中核となる事業の継続あるいは早期復旧を可能にするために、平常時に行うべき活動や、緊急時にとるべき方法などを定めた計画である。大規模な企業では、比較的多くの企業がBCPをすでに策定しているが、規模が小さくなるほど策定が進んでいないのが現状である。緊急輸送道路の早期確保や海岸堤防の早期復旧などに不可欠な地域の建設会社等が、災害時に機能停止になることがないようにBCPを策定しておくことは地域の強靱化において大切なことである。国土交通省の東北、関東、中部、近畿、中国、四国の各地方整備局では、建設会社のBCPの認定制度を設けて、建設会社におけるBCP策定の促進を図っている。

また、それぞれの企業だけでなく、地域の継続計画の策定も重要である。被災地における住民、企業の活動は、水、電気、通信などのライフライン、救援・復旧のための人員、資機材、燃料などを輸送するための道路や海路など、多くのネットワークによって支えられている。それぞれのBCPはその責任機関によって検討・策定される

が、それぞれの復旧には人員および資機材が必要であり、それらの数には限界がある。広域が被災するほど、それらの需要と供給のバランスをとることが困難になることは容易に想像されるので、検討と準備が必要である。

5. おわりに

津波防災・減災対策の多くは最大クラスの津波などの津波想定に基づいて計画、設計されている。その想定における津波の水位や流速という水理学的な現象は、理論的な検討を基礎にした数値計算によりかなりの部分が推定できるようになっている。また、波力という流体力学的な現象についても模型実験により多くの部分が解明され、定式化され、構造物の設計などに活用されている。しかし、たとえば、津波漂流物の実験では、津波の条件や漂流物モデルの条件を一定にしても、実験ごとに漂流物モデルの流動挙動が変化するという偶然的不確実性がある現象もある。

さらに、既往津波の再現計算を通して新たな知見が増えていったように、未知な部分も残されていると考えられる。すなわち、津波ハザード推定は認識論的不確実性も有している。2011年津波以降、津波対策は、最大クラスの津波とそれよりも低い発生頻度の高い津波の2つの津波の推定結果によって、幅を持たせた検討がなされるようになってきている。しかし、計算機の発展により津波計算がより安価にできるようになるにつれて、津波ハザードが確率論的に推定されることが増えてくると考えられる。

参考文献

朝倉良介ら. 2000. 護岸を越流した津波による波力に関する実験的研究. 海岸工学論文集, **47**, 911-915.
Borrero, J. C. and Greer, S. D. 2013. Comparison of the 2010 Chile and 2011 Japan tsunamis in the far field. *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1249-1274.
藤間功司ら. 1984. 非線形分散波理論の数値的な検討. 海岸工学講演会論文集, **31**, 93-97.
Fujiwara, T. *et al.* 2011. The 2011 Tohoku-Oki earth-

quake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, **334**, 1240.
後藤智明. 1983. 津波による木材の流出に関する計算. 海岸工学講演会論文集, **30**, 594-597.
Heidarzadeh, M. *et al.* 2019. Insights on the source of the 28 September 2018 Sulawesi tsunami, Indonesia based on spectral analyses and numerical simulations. *Pure Appl. Geophys.*, **176**, 25-43.
Hirata, K. *et al.* 2006. The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry. *Earth, Planets Space*, **58**, 195-201.
池野正明ら. 2006a. 陸上に遡上したソリトン分裂津波の波力に関する実験的研究. 海岸工学論文集, **53**, 776-780.
池野正明ら. 2006b. 模型実験に基づく砕波を伴うソリトン分裂津波の波力評価. 電力中央研究所報告, V05009, 22 pp.
Imamura, F. and Imteaz, M. A. 1995. Long waves in two layers: governing equations and numerical model. *Sci. Tsunami Hazards*, **13**, 3-24.
伊藤亮一ら. 2012. 東北地方太平洋沖地震津波の広域沿岸挙動に関する研究. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **68** (2), I_136-I_140.
河田恵昭ら. 2004. エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究. 海岸工学論文集, **51**, 261-265.
Kihara, N. *et al.* 2015. Large-scale experiments on tsunami-induced pressure on a vertical tide wall. *Coastal Eng.*, **99**, 46-63.
室田 明・岩田好一郎. 1968. 段波の変形に関する研究. 土木学会論文集, **160**, 49-58.
Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
Satake, K. 2007. Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea. *Earth, Planets Space*, **59**, 381-390.
嶋原良典・藤間功司. 2006. インド洋津波における波数分散効果について. 海岸工学論文集, **53**, 266-270.
高川智博・富田孝史. 2012. 時間発展を考慮した津波波源逆解析と観測点地盤変動量のリアルタイム推定. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **68** (2), I_311-I_315.
Takagawa, T. and Tomita, T. 2014. Effects of rupture processes in an inverse analysis of the tsunami source of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Intern. J. Offshore Polar Eng.*, **24**, 21-27.

- 高橋研也・富田孝史. 2013. 3次元非静水圧流動モデルを用いた久慈湾における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **69** (2), I_166-I_170.
- 谷本勝利ら. 1984. 1983年日本海中部地震津波における津波力と埋立護岸の被災原因の検討. 海岸工学講演会論文集, **31**, 257-261.
- Tanioka, Y. and Satake, K. 1996. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 861-864.
- Telford, J. and Cosgrave, J. 2006. Joint evaluation of the international response to the Indian Ocean tsunami, synthesis report. Tsunami Evaluation Coalition, 175 pp.
- 富田孝史・丹羽竜也. 2013. 八戸港における東北地方太平洋沖地震津波の再現計算. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **69** (2), I_236-I_240.
- 富田孝史・高川智博. 2014. 沖合津波観測データを利用したリアルタイム津波ハザードマップシステムの開発. 土木学会論文集 B3 (海洋開発), **70** (2), I_55-I_60.
- 富田孝史ら. 2019. 津波漂流物群の挙動に関する模型実験と数値解析. 土木学会論文集 B3 (海洋開発), **75** (2), I_761-I_766.
- 対馬弘晃ら. 2013. 沖合津波観測データ同化システムの開発. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **69** (2), I_446-I_450.
- USGS. 2018. Finite Fault, M 9.1—2011 Great Tohoku Earthquake, Japan. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20110311054624120_30/finite-fault
- 渡辺偉夫. 1998. 日本被害津波総覧, 第2版. 東京大学出版, 238 pp.
- Wilson, R. I. *et al.* 2013. Observations and impacts from the 2010 Chilean and 2011 Japanese tsunamis in California (USA). *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 1127-1147.

富田孝史

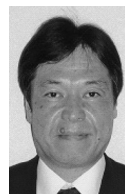
[とみた たかし]

現職 名古屋大学大学院環境学研究科教授 博士 (工学)

略歴 名古屋大学大学院工学研究科博士課程後期課程修了. 名古屋大学工学部講師, 国立研究開発法人港湾空港技術研究所海洋情報・津波研究領域長を経て, 現職

研究分野 沿岸防災, 国土デザイン

著書 TSUNAMI—津波から生き延びるために— (丸善プラネット, 分担執筆), 環境圏の新しい海岸工学 (フジ・テクノシステム, 分担執筆)



津波の高さ

1. 津波記録

津波がやってくると、港などに設置された検潮所（験潮場）では図1のような潮位変化が記録される。図では後半に津波が襲来しているが、この部分を平滑化して点線で示した潮位を「平常潮位」と呼ぶ。平常潮位は津波が来襲しなかった場合の海面高さを示しており、時々刻々の津波の高さ（津波高）は観測潮位から平常潮位を差し引いた値（偏差）として定義される。

気象庁から発表される「津波の第一波は15cm」「予想される津波の高さは3m」などの数値は、この偏差値を意味している。

観測潮位が平常潮位からずれ始める位置（第一波の到達）を「初動」と呼び、平常潮位より高くなる場合を押し波初動、低くなる場合を引き波初動という。また、津波記録における偏差の最大値は「最大の高さ」（最大偏差）あるいは「津波高」と呼ばれ、たんに津波の高さというときはこの値を指すことが多い。

なお、津波来襲中に観測された潮位の最高値は「最高潮位」と呼ばれ、絶対的な高さで表すが、その位置は潮汐の影響もあって、必ずしも最大の高さの波と一致するわけではない。

このほか、波動としての津波の大きさを表す用語に「最大津波波高」や「最大全振幅」がある。前者は、観測水位が平常潮位を低い側から高い側に横切る点から次に同様に横切る点までを1つの波とした場合の最高水位と最低水位の差（津波波高）の最大値を指し、後者は津波記録の隣合う山を結ぶ直線の谷からの高さ、または隣合う谷を結ぶ直線の山までの高さ（全振幅）の最大値として定義されている。

なお、最大の高さ、最高潮位、最大全振幅はいずれも「最大波高」と呼ばれることがあるが、紛らわしいため、図1には記載していない。

2. 天文潮位

津波の襲来がない平常時であっても、海面の高さ（潮位）はつねに変化を続けており、また場所による違いも大きい。「平常潮位」は気圧変化、風、海流などによる影響を受けるものの、基本的には月と太陽の引力による潮汐現象に基づく「天文潮位」がその大部分を占めている。

図2は、東京における2020年7月1日～8月5日の5週間における天文潮位の予測値を示したものである。よく知られたとおり、潮位は毎日ほぼ2回ずつの満潮と干潮を繰り返しており、なおかつ、その干満差（潮差）は毎月ほぼ2回増減する。干満の差が大きくなった状態を「大潮」、小さくなった状態を「小潮」と呼び、図2では、大潮時の干満差が最大194cm、小潮時の干満差が最小43cmとなっている。ちなみに、干満差の日本一は有明海の6.8m、世界一はカナダ東岸ファンディ湾の16mだという。

潮汐は、月が地球に及ぼす引力と、地球が月との共通重心の周りを回転することで生じる遠心力とを合わせた「起潮力」により、潮位の高いところと低いところが約90度ごとに現れることが主な原因である（図3）。この状態の中で地球は1日1回自転するため、満潮と干潮が1日に2回ずつ起こることになる。

一方、太陽と地球の間でも同様のやや小さい起潮力が生じており、太陽と月との位置関係が新月と満月の頃には両者の起潮力が強め合い、上弦と下弦の頃には弱め合う状態となる。月は地球のまわりを約1カ月の周期で公転するた

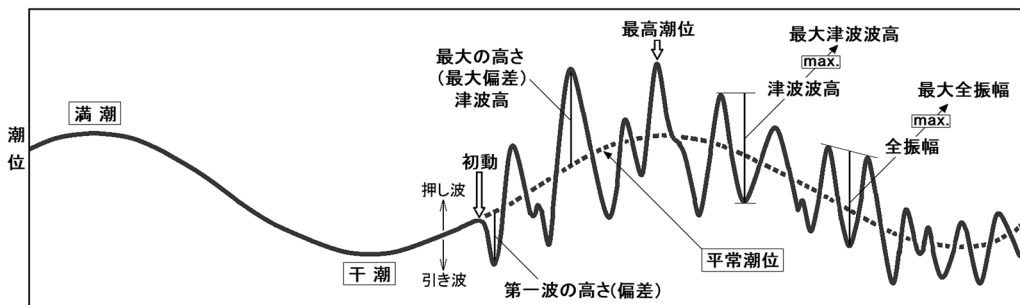


図1 津波が襲来した地点における潮位変化の模式図

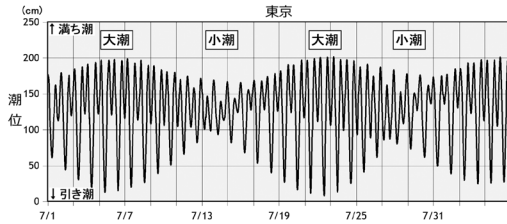


図2 東京における2020年7/1~8/5の天文潮位 (気象庁HP「潮位表」の結果に加筆)

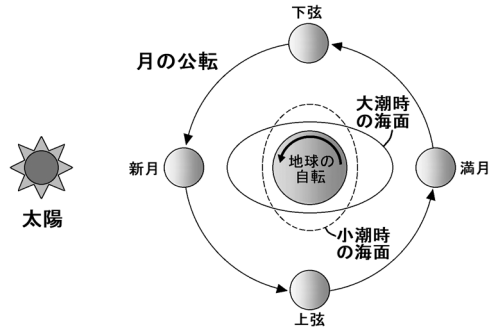


図3 潮汐のしくみ

め、大潮と小潮が1月にほぼ2回ずつ現れる。このような潮汐現象があるため、同じ高さの津波であっても、それが満潮の時刻に重なった場合、ましてやそれが大潮の時期だった場合には潮位が非常に高くなるので、防災上は嚴重な注意が必要である。

3. 浸水深・痕跡高・遡上高

ところで、海岸に検潮所が設置されていない場合や、設置されていても津波記録が得られなかった場合には、別の手段で津波の高さを推定する必要がある。また、そもそも海面高の器械観測が行われていなかった時代については、津波記録に基づく津波高の算出はできない。

このような場合は、津波被害地域で現地調査を行い、建物等に残された痕跡による「浸水深」や「痕跡高」、海岸から内陸へ津波が駆け上がった「遡上高」(到達高度)を調べることで、津波の高さを推定することになる(図4)。

なお、文献によっては図4の痕跡高を「浸水高」と呼び、浸水高と遡上高を総称して痕跡高としているものもある。浸水深は地表から痕跡までの高さを、浸水高は平常潮位から痕跡までの高さを示す。

遡上高は海岸での実波高より高くなる 경우가多く、4倍ほどに達することもある。日本では、1896年(明治)三陸沖地震津波の際に、V字型の湾の奥にあった大船渡市三陸町綾里の海拔

38.2mの峠を津波が乗り越えたことから、これが遡上高の最高値とされていたが、2011年東北地方太平洋沖地震では宮古市姉吉で40.5mの遡上高が計測され、記録が更新された。

図4では痕跡高や遡上高が平常潮位(津波の最大波が観測された日時の天文潮位)を基準として測る定義となっているが、文献によっては、基準として津波到着時の天文潮位や、調査点付近の長期平均海面水位を用いたり、東京湾平均海面水位(すなわち標高そのもの)や、港湾の工事基準面を使用している場合などがある。比較する際には、必要な補正計算を行うなどの注意が必要である。

内閣府や各地方自治体による海溝型地震の被害想定では、津波の高さと浸水域などの想定がなされる。具体的には、各地の陸上および海底の地形を考慮した上で、津波の伝播・湖上に関する数値シミュレーションを行い、浸水深や遡上高などを計算している。

当然ながら、それらの値は津波が襲来した時点の潮位に依存するため、「津波高(平均潮位時)」に加えて、ワーストケースとしての「津波高(満潮時)」などが公表されている。

(岡田義光：地震予知総合研究振興会)

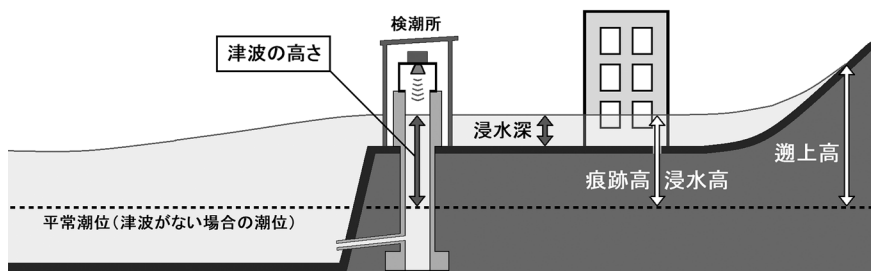


図4 津波の浸水深・痕跡高・遡上高 (気象庁HP「よくある質問集」に加筆)

2019年カリフォルニア・リッジクレスト地震

三宅弘恵

1. はじめに

2019年7月4日現地時間10:33、米国カリフォルニア州リッジクレストで M_w 6.4（深さ10.5 km）の地震が発生した。震源はロサンゼルスから約200 km北北東に離れた場所である。人口が約3万人弱のリッジクレストでは緊急事態宣言が発令された。また、地震直後から米国地質調査所によって、今後の余震の推移について注意喚起がなされていた（図1）。そして、翌日7月5日現地時間20:19に M_w 7.1（深さ8 km）のリッジクレスト地震が発生した。停電や火災が発生し、一連の地震被害は死者1名、負傷者25名、少なくとも1億ドルの被害総額といわれている。地震直後の災害情報の時系列は米国地震工学会のクリアリングハウスで見ることができる（EERI, 2019）。

カリフォルニア州では、1999年ヘクターメイン地震以降20年ぶりのM7クラスの内地殻内地震であり地震直後から、震源南側のガーロック断層を含む周辺の断層系に与える影響をはじめとして（Rollins *et al.*, 2019; Toda and Stein, 2019）、ロサンゼルスにおける地震早期警報システムShakeAlertの遅れや長周期地震動の生成など、さまざまな研究トピックが議論されている。

2. 地震の概要

2019年リッジクレスト地震の震源域は東カリフォルニア剪断帯に位置し、余震分布の北限は1872年オーエンズバレー地震の震源域付近まで広がり、南限は東西走行のガーロック断層の手前で収束している（図2）。

本稿では、 M_w 6.4の地震を前震、 M_w 7.1の地震を本震と呼ぶこととする。前震も本震も横ずれ

断層で、観測記録の最大震度は改正メルカリ震度階でそれぞれ7と8であった。明瞭な地表断層が生じ、地表踏査のみならずドローンやLiDAR、InSARなどの最新技術が投入されるほか、地震記録および高サンプリングGNSSやひずみ計を含む測地記録などのデータが数多く観測された。

2019年リッジクレスト地震の断層すべり分布は複数報告されている。地震記録と測地記録を用いたRoss *et al.* (2019) や Liu *et al.* (2019) の解析によると、大局的には図3のように、前震は逆くの字型の共役断層が屈曲部から破壊し、本震は北西-南東走向の断層に沿って北西から南東に主な破壊が進行したと考えられる。前震も本震も浅いすべりを伴っているが、余震分布等に基づき複数の断層面を仮定した解析が多い。また、前震と本震の震源分布は一部重なっている。

この地域では1995年から1996年にかけてM5クラスのリッジクレスト地震が発生していた（Hauksson *et al.*, 1995）。特に、1995年リッジクレスト地震は、近地モーメントテンソルインバージョン、地震の初期破壊とそのインバージョン、盆地形状インバージョンなど各種の地震解析に使用されており、当時の南カリフォルニアにおいてベンチマーク的に使われていた地震であったことがうかがえる。

地震の長期評価の観点からは、米国地質調査所の地震ハザードモデルにおいて、断層長さが54 kmで、活動度が最も高いクラスAのリトルレイク断層が付近に想定されていた。しかし、2019年リッジクレスト地震の震源分布は、2002年版の断層モデルから約10 km、2008年版以降の断層モデルからは約15 km北東に平行にずれていた（図4）。そのため、2019年リッジクレスト地震のSARピクセルオフセット解析と第四紀断層褶曲モデル2018年版（USGS and CGS, 2020）と

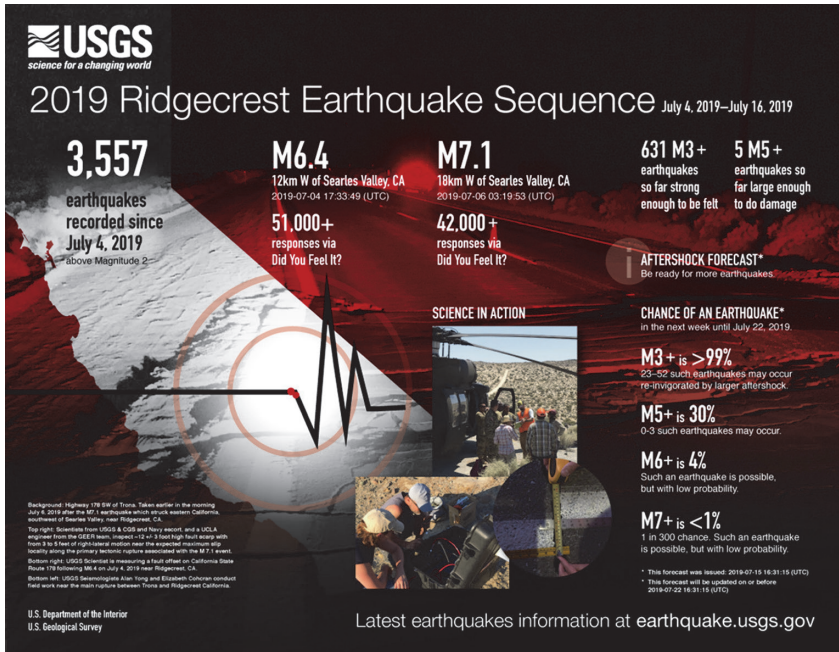


図 1 米国地質調査所による 2019 年リッジレスト地震の視覚的情報 (USGS, 2019)

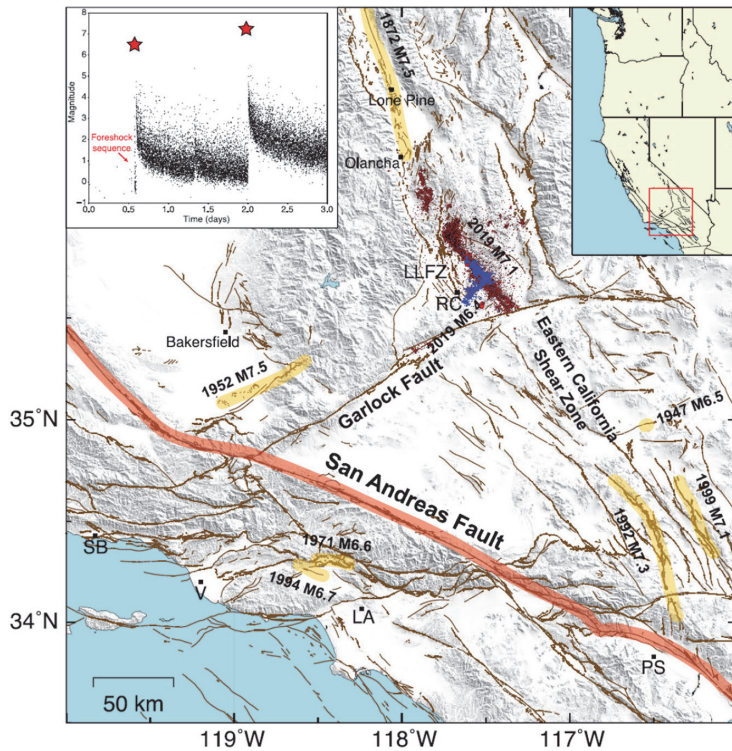


図 2 2019 年リッジレスト地震の地震活動時系列と震源分布 (Ross *et al.*, 2019)

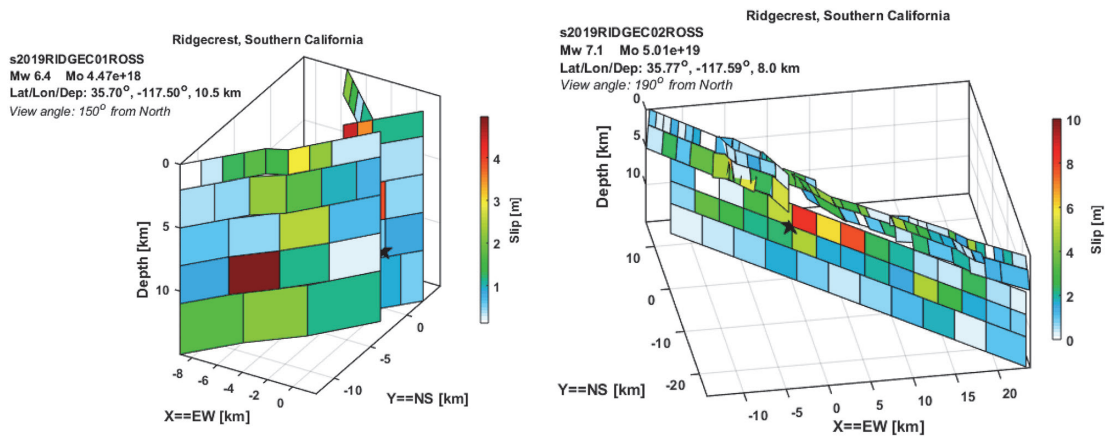


図 3 2019年リッジレスト地震の前震(左)と本震(右)に対する Ross *et al.* (2019) のすべり分布 (SRCMOD)

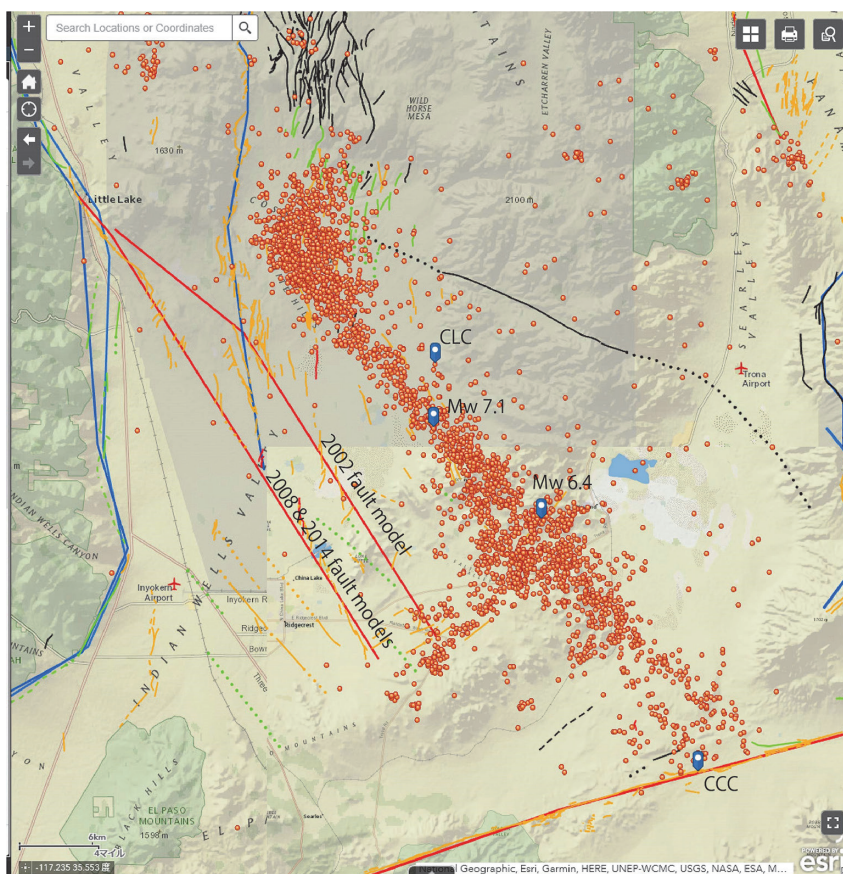


図 4 2019年リッジレスト地震の震源分布と前震と本震の震央位置、強震観測点、および USGS National Seismic Hazard Model のリトルレイク断層 (USGS and CGS, 2020 に加筆)

の詳細な比較検討もなされている (Fielding *et al.*, 2020).

3. 観測記録

2019年リッジレスト地震の震源域の大半は、China Lake 等の米国政府機関の制限区域内にあるため、調査可能な人員は限定された。しかし、

晴天続きのモハーベ砂漠地帯において、明瞭なナノスケールに迫る活断層痕跡が良好に保存されたほか、米国地震学会発行の *Seismol. Res. Lett.* や *Bull. Seismol. Soc. Am.* の2019年リッジレスト地震の特集を含め、地震記録や測地記録のオープンデータ化が加速され、多くの研究成果が報告されている (たとえば Mattioli *et al.*, 2020).

砂漠の無人地帯の飛び石等を用いた強震動推定

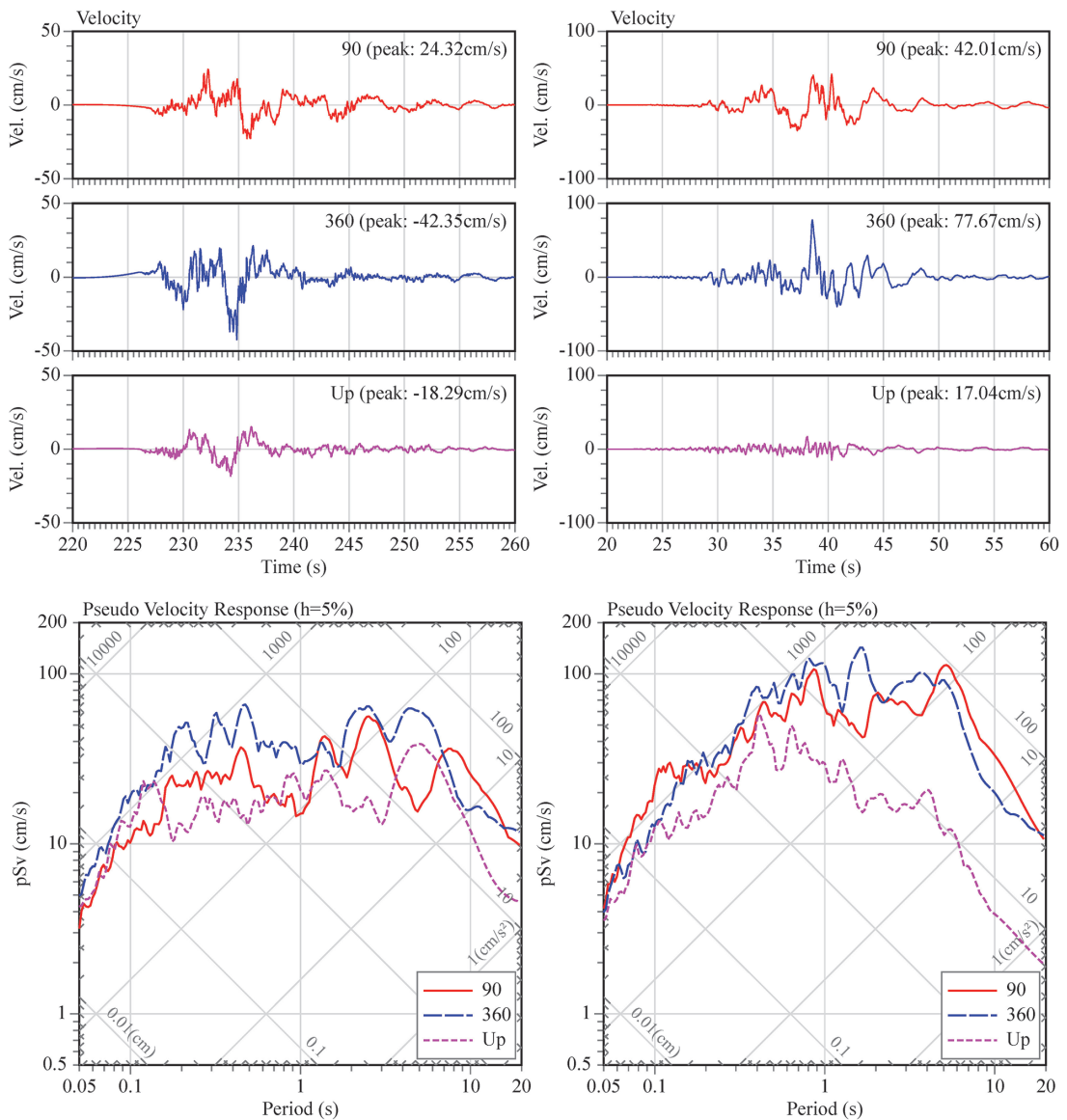


図5 2019年リッジレスト地震の本震の強震速度波形(上段)と5%擬似速度応答スペクトル(下段)。左:震源近傍のCLC観測点,右:破壊前方のCCC観測点

もなされているが (Hough *et al.*, 2020), ここで
は, CLC 観測点と CCC 観測点の強震動を紹介す
る. 図5は, 2019年リッジレスト地震の本震
の強震速度波形と5%擬似速度応答スペクトルで
ある. 両観測点はいずれも断層最短距離が約
3kmであるが, 震源近傍のCLC観測点に比べ
て, 破壊前方のCCC観測点の振幅や応答が大き
いことが分かる. 両観測点の速度波形には, 少
なくとも2つのフェーズが確認され, 後半のフェ
ーズの振幅が大きい. 前述の断層すべり分布や震
源時間関数と必ずしもよい一致を示していない.
これは, 震源インバージョンにおいて, CCC観
測点の波形再現度が高くないことが一因と考えら
れる.

2019年リッジレスト地震の強震動は, 最大
速度が100cm/s以下, 5%擬似速度応答も150
cm/s弱の強震動であり, M7クラスの内陸地殻
内地震の震源近傍の記録としては, 控えめな値と
なっている. しかし, 周期2秒弱の卓越周期に加
えて, 周期5秒にも浅いすべりの震源起因と考え
られる卓越周期が確認されており, これらの解明
が重要である.

4. ま と め

2019年リッジレスト地震では, M6.5クラス
の前震から約1日半後にM7クラスの本震が発生
した. このような地震活動や, 複雑な断層系の浅
いすべりを伴う破壊進展が, 2016年熊本地震と
似ているという指摘も見受けられる (たとえば
Liu *et al.*, 2019). 両地震は震源近傍で豊富な観測
記録が得られた点は共通であるが, 地質学的な条
件や事前の活断層の認定度, そして強震動などに
相違がみられ, 今後の比較研究が期待される.

謝辞

USGSの震源, SRCMOD (Earthquake Source
Model Database; Mai and Thingbaijam, 2014)の
断層すべり分布およびCenter for Engineering
Strong Motion Dataより公開されているSouth
ern California Seismic Network (SCSN)の強震

データとViewWaveを使用した.

参考文献

- Earthquake Engineering Research Institute. 2019.
Ridgecrest Earthquake Sequence. <http://learningfromearthquakes.org/2019-07-04-searles-valley/resources>
- Fielding, E.J., Liu, Z., Stephenson, O.L., Zhong, M., Liang, C., Moore, A., Yun, S.-H. and Simons, M. 2020. Surface deformation related to the 2019 M_w 7.1 and 6.4 Ridgecrest earthquakes in California from GPS, SAR Interferometry, and SAR Pixel Offsets. *Seismol. Res. Lett.* <http://doi.org/10.1785/0220190302>
- Hauksson, E., Hutton, K., Kanamori, H., Jones, L., Mori, J., Hough, S. and Roquemore, G. 1995. Preliminary report on the 1995 Ridgecrest earthquake sequence in eastern California. *Seismol. Res. Lett.*, **66**, 54-60.
- Hough, S.E., Thompson, E., Parker, G.A., Graves, R.W., Hudnut, K.W., Patton, J., Dawson, T., Ladinsky, T., Oskin, M., Sirorattanakul, K., Blake, K., Baltay, A. and Cochran, E. 2020. Near-field ground motions from the July 2019 Ridgecrest, California, earthquake sequence. *Seismol. Res. Lett.*, **91**, 1542-1555.
- Liu, C., Lay, T., Brodsky, E.E., Dascher-Cousineau, K. and Xiong, X. 2019. Coseismic rupture process of the large 2019 Ridgecrest earthquakes from joint inversion of geodetic and seismological observations. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 11820-11829.
- Mai, P.M. and Thingbaijam, K.K.S. 2014. SRCMOD: An online database of finite-fault rupture models. *Seismol. Res. Lett.*, **85**, 1348-1357.
- Mattioli, G.S., Phillips, D.A., Hodgkinson, K.M., Walls, C., Mencin, D.J., Bartel, B.A., Charlevoix, D.J., Crosby, C., Gottlieb, M.J., Henderson, B., Johnson, W., Maggert, D., Mann, D., Meertens, C.M., Normandeau, J., Pettit, J., Puskas, C.M., Rowan, L., Sievers, C. and Zaino, A. 2020. The GAGE data and field response to the 2019 Ridgecrest earthquake sequence. *Seismol. Res. Lett.* <http://doi.org/10.1785/0220190283>
- Rollins, C., Stein, R.S., Lin, G. and Kilb, D. 2019. The Ridgecrest earthquakes: Torn ground, nested foreshocks, Garlock shocks, and Temblor's forecast. Temblor. <http://doi.org/10.32858/temblor.039>
- Ross, Z.E., Idini, B., Jia, Z., Stephenson, O.L., Zhong, M., Wang, X., Zhan, Z., Simons, M., Fielding, E.J., Yun, S.-H., Hauksson, E., Moore, A.W., Liu, Z. and Jung, J.

2019. Hierarchical interlocked orthogonal faulting in the 2019 Ridgecrest earthquake sequence. *Science*, **366**, 346–351.

Toda, S. and Stein, R. 2019. Ridgecrest earthquake shut down cross-fault aftershocks. *Temblor*. <http://doi.org/10.32858/temblor.043>

U.S. Geological Survey and California Geological Survey. 2020. Quaternary fault and fold database for the United States. <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/faults> (accessed 31 March, 2020)

U.S. Geological Survey. 2019. 2019 Ridgecrest Earthquake Sequence July 4, 2019–July 16, 2019. <https://>

www.usgs.gov/media/images/2019-ridgecrest-earthquake-sequence-july-4-2019-july-16-2019-0

三宅弘恵

[みやけ ひろえ]

現職 東京大学地震研究所准教授，博士（理学）

略歴 京都大学大学院理学研究科博士課程修了。東京大学地震研究所，東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センターを経て現職

研究分野 強震動地震学



箱根火山の深部低周波地震

行竹洋平

1. はじめに

地殻下部付近に、同規模の通常の地震より低周波成分に卓越した地震波を出す「深部低周波地震」が観測されている。図 1a は、日本列島において気象庁一元化カタログにより「低周波地震」と識別された地震の震央分布を表している。フィリピン海プレート沈み込み帯で発生する非火山性の低周波地震（たとえば、Obara, 2002）を除くと、その多くが活火山の下で発生していることが分かる。こうした火山下の深部低周波地震は、1980年代以降の微小地震観測網の整備により明らかになり（鶴川・大竹, 1984; 鶴川・小原, 1993）、また近年では活火山から離れた大阪湾や島根県東部域の地域でも報告されている（Aso *et al.*, 2011）。フィリピン海プレート沈み込み帯を除き、深部低周波地震のほとんどは深さ 10~40 km の範囲に分布し、特に深さ 20~30 km の範囲で発生数が多い特徴がある（図 1b）。日本列島の内陸域で発生する通常の地震の深さ分布下限は平均 18 km 程度であり（たとえば、Tanaka and Ishikawa, 2005）、深部低周波地震の多くは断層が脆性的に破壊される領域より深部の、物質がゆっくり変形する塑性領域で発生している可能性がある。鶴川（2020）は、日本列島で発生した深部低周波地震の地震波形例についての主な特徴として、0.6~4 Hz の周波数帯域が卓越しており、孤立的な発生から連続的に発生する場合、さらには連続微動の場合もあり、多様な特徴をもつことを示した。

火山深部低周波地震については、地殻下部に存在するマグマなどの流体が深く関わっていると考えられている。たとえば、伊豆大島では 1986 年の噴火の一年前に、モホ面付近に M2.7 の低周波地震が観測され、その波形解析から火山深部に

いて粘性の高い流体が移動することにより生じる単一方向の力（single force）が推定された（Ukawa and Ohtake, 1987）。また岩手山では、1998 年の火山活動の活発化に先行して発生した深部低周波地震について、実体波の振幅比からメカニズム解を推定した結果、Compensated linear-vector dipole component（CLVD）など流体移動が関連する断層運動成分が推定された（Nakamichi *et al.*, 2003）。Oikawa *et al.*（2019）は、蔵王山下で発生する深部低周波地震のメカニズム解について、single force や CLVD のほか、通常地震の断層運動で見られる 2 つの偶力（double-couple）成分が卓越する地震も存在することを示し、さらに 2011 年東北地震後にメカニズム解の傾向が変化したことを指摘した。島根県東部などの非火山性地域において発生する深部低周波地震については、Aso and Tsai（2014）によりマグマの冷却にともなう熱応力変化を駆動力とする先駆的なモデルが提案されている。このように、深部低周波地震のメカニズム解については、地殻下部でのマグマが深く関与していることを示唆する結果が多く報告されている。一方で、なぜ塑性変形が卓越する地殻下部で地震波を励起する破壊現象が生じるのか、低周波成分が卓越するメカニズムは何か、については統一的な見解が得られていないのが現状である。

では、深部低周波地震と火山浅部での活動とは、どのような時間的な相関性や連動性があるのであろうか？先に示した 1986 年伊豆大島噴火や 1998 年岩手山の火山活動の活発化に先行した例のほか、1991 年フィリピンのピナツポ噴火で、噴火の最盛期の約 10 日前から深部低周波地震が活発化したことが報告されている（White, 1996）。しかしながら、このように浅部の火山活動と関連付けられた報告例はごくわずかである。また、気象庁一元化カタログに基づき、活火山の 100 年活

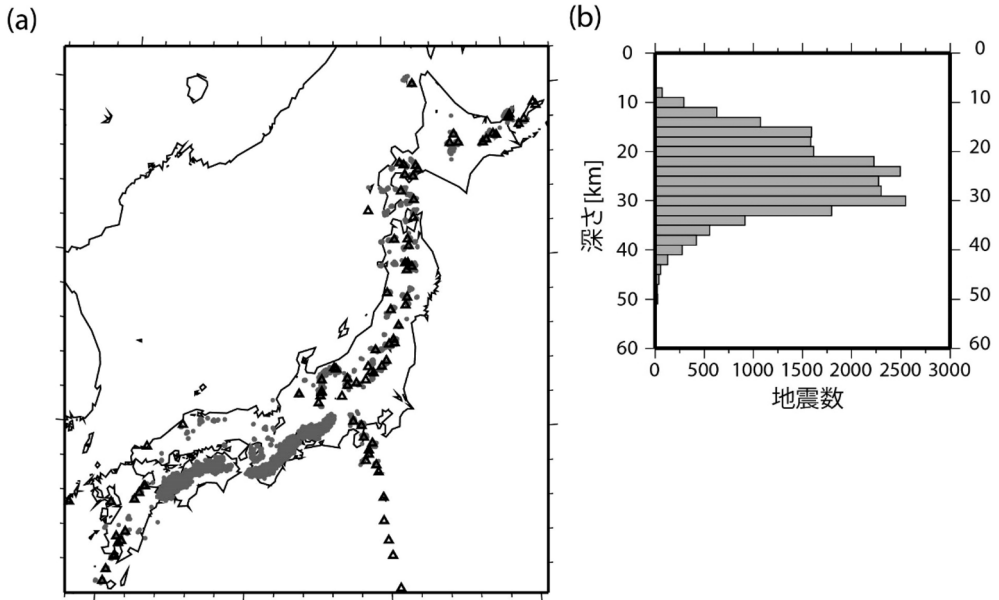


図 1 (a) 2000～2019 年に発生した深部低周波地震の分布 (気象庁一元化カタログに基づく). ▲は活火山の位置を示す. (b) 深さごとの地震数 (フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震を除く)

動指数と深部低周波地震の発生数との間には明瞭な相関がないことが報告されている (高橋・宮村, 2009). 一方で, 一般的に深部低周波地震は規模が小さいため記録波形の信号対ノイズ比 (SN 比) が悪く, かつ波形の立ち上がりが不明瞭である. これまで地震の検知には, 波形振幅の長時間平均と短時間平均との比 (STA/LTA) がしばしば用いられてきたが, こうした検出手法では深部低周波地震がとりこぼされる可能性が高い.

最近になり比較的 SN 比のよい地震波形記録をひな形として, 連続波形記録との相関処理を行い, ひな形波形と類似した波群を検出する方法 (Matched Filter 法) が考案された (Shelly *et al.*, 2007; Peng and Zhao, 2009). プレート境界での深部低周波地震や微動, 本震直後の余震, 前震活動に対して, 従来検出方法では見えなかった詳細な地震活動の時間履歴が明らかになり, 数多くの成果が上がっている. 一方で, この手法には長期間の波形記録に適用する場合計算量が膨大になるという難点があるが, 計算機性能の向上に伴い幅広く適用されるようになってきている. 火山下での深部低周波地震にも Matched Filter 法が適用さ

れ, ロシアカムチャッカ半島にあるクリチェフスコイ火山群では, 噴火に数カ月先行して地殻下部での深部低周波地震が活発化したことが報告されている (Shapiro *et al.*, 2017). また霧島新燃岳では, 2011 年および 2018 年の噴火に先行して深部低周波地震がその分布域の下部で活発化したことが明らかにされた (Kurihara *et al.*, 2019). これらの結果は, 深部低周波地震が火山深部でのマグマ供給過程に伴い励起されている現象であり, 深部での変動が時間遅れを伴い浅部での火山現象に至ったことを強く示唆している.

2. 箱根火山の深部低周波地震と火山活動との関係

次に, 箱根火山で発生する深部低周波地震に焦点を当て, その活動特性や火山活動との関係について紹介したい. 箱根火山は伊豆半島の北端に位置する活火山であり, 直径約 12 km の外輪山に囲まれるカルデラ火山でもある. 最新のマグマ噴火は約 3,000 年前とされているが, 現在でも中央火口丘北側の大涌谷や, 東側の早雲山, 湯の花沢

で噴気活動が見られる。また2015年には大涌谷で、近代的な地震観測を開始して以降初めて、水蒸気噴火が発生した。

2.1 箱根火山の地震・地殻変動・深部低周波地震

図2a, bには、神奈川県温泉地学研究所により決定された2000~2019年の期間に箱根火山で発生した地震、ならびに同期間の気象庁一元化カタログに基づいた同期間の深部低周波地震の震源分布を示す。過去20年間、箱根火山では深さ8km以浅に非常に活発な地震活動が発生していたことが分かる。火山浅部で発生する地震は、P波およびS波の立ち上がりが見やすい火山構造地震が主であり、低周波地震や微動については2015年の水蒸気噴火発生時を除いてほとんど観測されていない。さらに、火山構造地震の時系列(図2c)は、ある期間に集中して発生する群発地震型の活動特性を持ち、活発な群発地震活動は2001年以降数年に一度の頻度で発生している。そのなかで最も活発であったのが、2015年4月末から始まった群発地震活動であり、2015年6月末に大涌谷でごく小規模な水蒸気噴火が発生した(Mannen *et al.*, 2018)。群発地震の際には有感地震を伴う場合もあり、箱根カルデラ内の住民の方々はしばしばこれらを体感することがあり、防災上においても注視しなければならない活動である。気象庁の震度発表に使用されている計測震度計は箱根カルデラ東麓の箱根町役場内に設置されており、箱根カルデラ内の有感地震情報がテレビ等で伝えられないという課題があるため、神奈川県温泉地学研究所では独自に計測震度計を設置し、参考震度をHPでリアルタイムに伝えている。

次に、箱根火山周辺の地殻変動に着目すると、活発な群発地震活動とほぼ同時期に(厳密には1~2カ月ほど先行して)山体膨張を示す火山性地殻変動が観測されている。図2dは国土地理院GNSS観測網(Geonet)の小田原-裾野観測点間の距離の変化を示している。これらの観測点は箱根を東西に跨ぐ位置関係にあり、浅部で活発な群発地震がおきた時期に、その距離が数cmほど伸びている。箱根火山周辺のGNSS観測点の地殻変動データを用い、茂木ソースを仮定してその圧

力源の位置を推定すると、図2a, bに示したように火山浅部の群発地震発生域下限付近に最適解が求まる(代田ほか, 2009; Harada *et al.*, 2018)。

深部低周波地震については、気象庁一元化カタログに基づく、その震源は外輪山の北側深さ25km付近を中心に決定されている。過去20年間において気象庁で検知された地震数は460イベントであった。

2.2 Matched Filter法を用いた深部低周波地震の検出

箱根火山の深部低周波地震に対してMatched Filter法を適用し、詳細な活動時系列を得るとともに、浅部での群発地震活動や火山性地殻変動との関係性について検証を行った(Yukutake *et al.*, 2019)。気象庁一元化カタログに記載されている深部低周波地震のなかでSN比のよいイベントを雛形地震波形として使用し、箱根火山周辺に設置された神奈川県温泉地学研究所、防災科学技術研究所、気象庁の地震観測点の連続波形記録からMatched Filter法による地震の検出を行った。2000年から2019年末までの20年間の波形記録に同手法を適用した結果、約16,000の深部低周波地震が検出された(図3a)。これは気象庁一元化カタログ記載数の約35倍に相当する。検出された深部低周波地震数の積算曲線を見ると、一定レートで発生しているのではなく、発生数が急増する期間がいくつかあることが分かる。図3dおよび図3fに示した群発地震活動や地殻変動の時系列を比較すると、深部低周波地震活発化時期の多くで、それにやや遅れて群発地震の活発化や地殻変動が起きているように見える。たとえば、2015年の活動に焦点を当てると(図4)、3月上旬に最初に深部低周波地震が活発化し、少し遅れて膨張性地殻変動が開始、4月下旬から浅部での群発地震の急激な増加が発生している。さらに遅れて、5月上旬に大涌谷での温泉蒸気井の圧力増加に伴う蒸気の噴出(暴噴)、6月末に水蒸気噴火が発生した。さらに、深さ22km以深で発生する深部低周波地震に着目すると(図3b、深部クラスターと呼ぶ)、群発地震活動との関連性はより顕著に見えてくる。

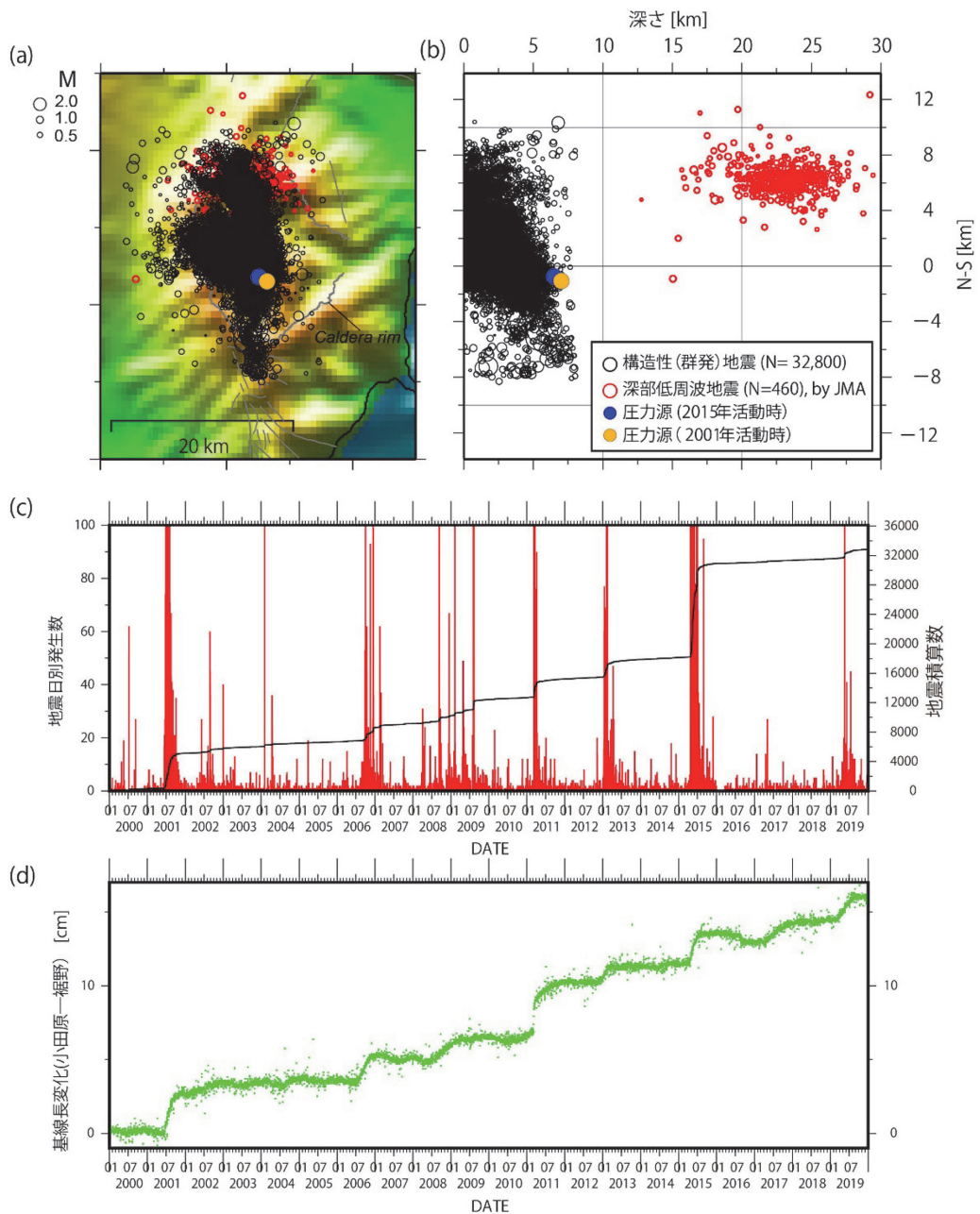


図 2 箱根火山における地震および深部低周波地震の分布。(a) 震央分布, (b) 南北深さ断面図。(c) 浅部 (8 km 以浅) の地震活動の積算曲線 (黒線) と日別発生数 (赤棒)。(d) 小田原-裾野間の基線長変化(小田原-裾野) [cm]。浅部の地震については神奈川県温泉地学研究所, 深部低周波地震については気象庁一元化カタログを使用

深部低周波地震と火山浅部での群発地震との関連性を統計的に評価するには, 地震の活動度を何らかの手法で定量化する必要がある。ここでは, Huang (2006) で用いられた RTL 関数を用いた。

RTL 関数はある時間・空間窓を用いて, その中で発生した地震数を規模, 時間および空間距離で重み付けし積算した値の時間関数で表される。本論では, 狭い領域内で発生する地震活動に着目し

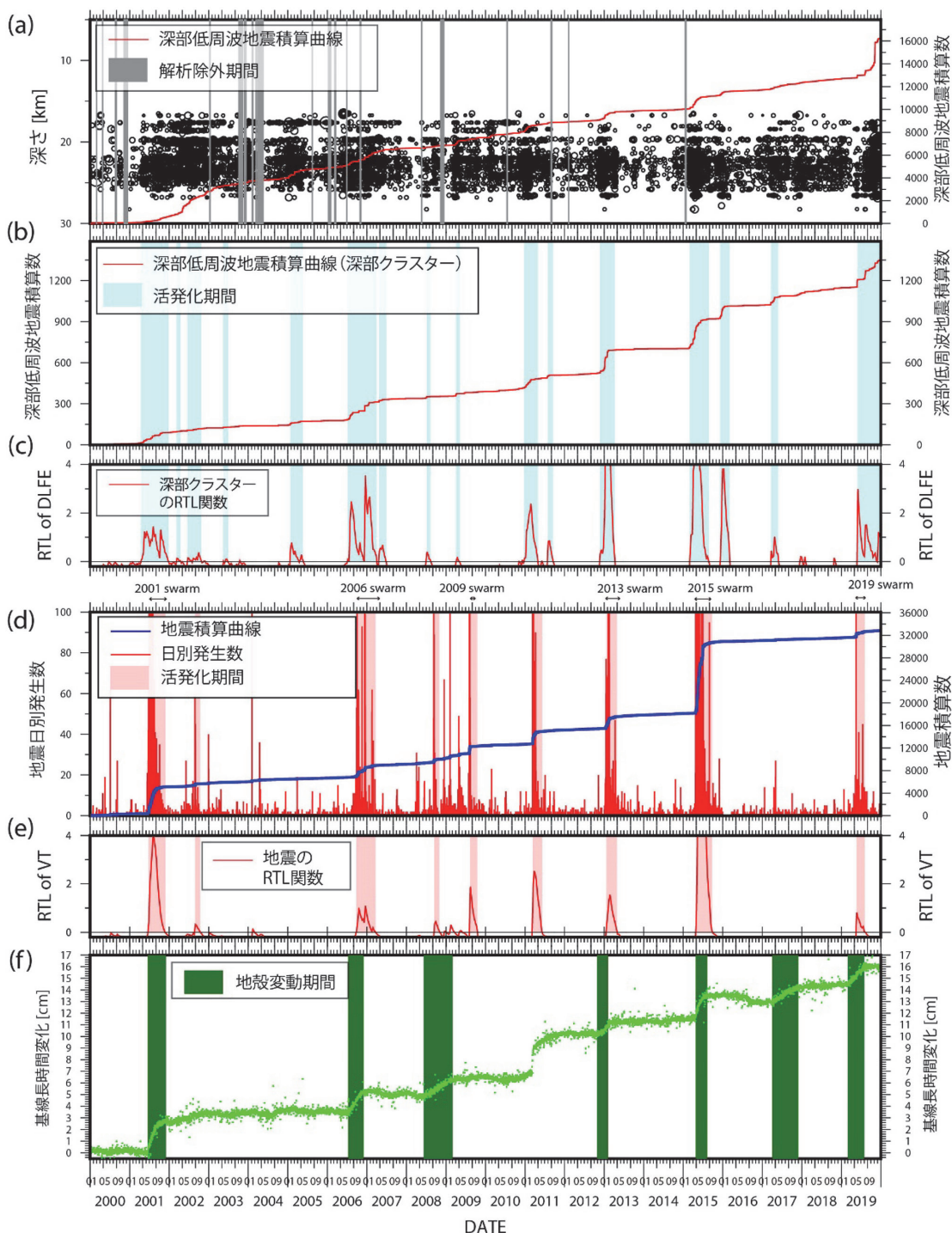


図 3 Matched Filter 法で検出された深部低周波地震と浅部の地震活動，地殻変動との比較. (a) 深部低周波地震の積算曲線 (赤線) と深さ-時間分布 (黒丸). 波形データの欠如により解析除外となった期間を灰色で示す. (b) 活動域深部 (22 km 以深) で発生した深部低周波地震 (深部クラスター) の積算曲線と (c) その RTL 関数. (d) 火山浅部の地震活動時系列と (e) その RTL 関数. (f) 小田原-裾野観測点間の基線長時間変化

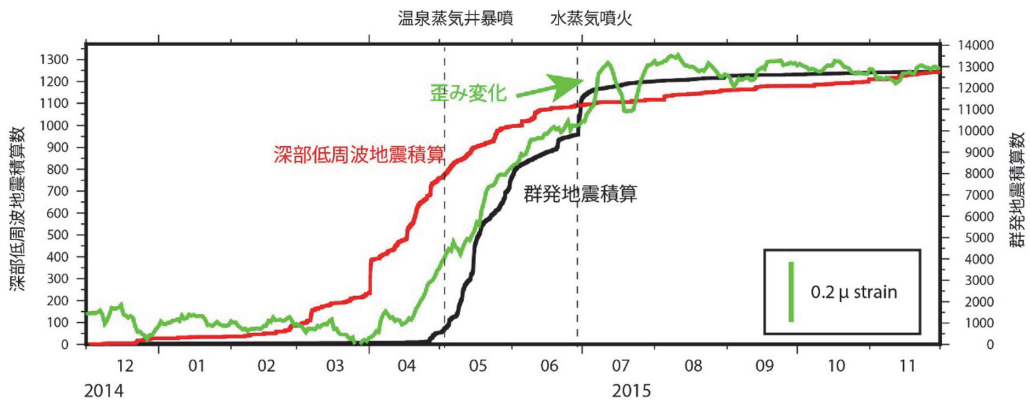


図 4 2015 年活動時における深部低周波地震，群発地震および地殻変動時系列の比較 (Yukutake *et al.* (2019) の図 3 の一部抜粋)．歪み変化は，箱根火山周辺の GNSS 観測点のデータより算出され，増加は膨張性歪みに対応する

ているので，時間距離で重み付けられた関数のみに着目した．RTL 関数の詳細な推定手順は Yukutake *et al.* (2019) を参照されたい．図 3c および図 3e に深部クラスターで発生した深部低周波地震および火山浅部群発地震の RTL 関数を示す．RTL 関数が正の値をもつ期間は，地震活動が定常より活発化していることを意味している．深部低周波地震と群発地震の RTL 関数 (図 3c, e) の相関係数を推定すると，深部低周波地震の RTL 関数を約 40 日遅らせたときに最大値 0.66 となる．深部低周波地震の RTL 関数が継続して正になる期間 (活発化期間) をランダムに移動させて群発地震との相関係数を計算するというプロセスを 10 万回実施した結果，相関係数が観測値を超える回数は 5% 以下であった．つまり，深部低周波地震と浅部の群発地震との相関が偶然生じたという帰無仮説 (null hypothesis) は高い信頼性で棄却できる．したがって，深部低周波地震の活動と浅部の地震活動には時間的な相関性があることがこの検証により示された．また，約 40 日の時間遅れは深部低周波地震が浅部の地震活動に先行して活発化することを意味しているのだろう．

こうした深部低周波地震，群発地震活動および火山性地殻変動の時系列特性ならびに箱根火山での地下構造モデルに基づいた，マグマ供給過程と深部低周波地震活動との関係性を示す模式図を図 5 に示す．ここでは 2015 年の火山活動時系列に

焦点を当て，その活動変遷を解釈した．先行研究でも示唆されているように，深部低周波地震の活発化はこの深さでのマグマの何らかの挙動が関係していると考えられる．そのメカニズムの詳細についてはまだ理解されていないが，より深部からのマグマ供給に伴う流体圧の増加等に伴い，2015 年 3 月上旬から深部低周波地震が活発化したかもしれない．地震波トモグラフィ法を用いた 20 km 以浅の地下構造の推定結果 (Yukutake *et al.*, 2015) によると，深部低周波地震活動域の上方深さ 10 km 付近にマグマ，さらにより浅部深さ 6 km 付近にはガスや熱水が豊富な領域の存在が示唆されている．もし，マグマ供給経路が深部低周波地震活動域より浅部まで形成されているならば，深部低周波地震発生域でのマグマの圧力増加に伴い，深さ 10 km 付近のマグマ溜まりへ深部からより高温のマグマが新たに供給され，それに伴いマグマからの脱水・脱ガスの促進あるいは温度上昇が生じることが予想される．こうしたプロセスにより，深さ 6 km 付近の熱水やガス溜りの圧力増加が起こり，それが膨張性地殻変動として観測された可能性がある (2015 年 3 月下旬)．さらに，熱水がより浅部の通常地震が発生する領域 (脆性領域) に供給されると，微小な亀裂や断層構造での間隙流体圧の増加に伴う断層強度低下が生じ，群発地震が引き起こされたと考えられる (2015 年 4 月下旬)．その後，流体圧の増加は

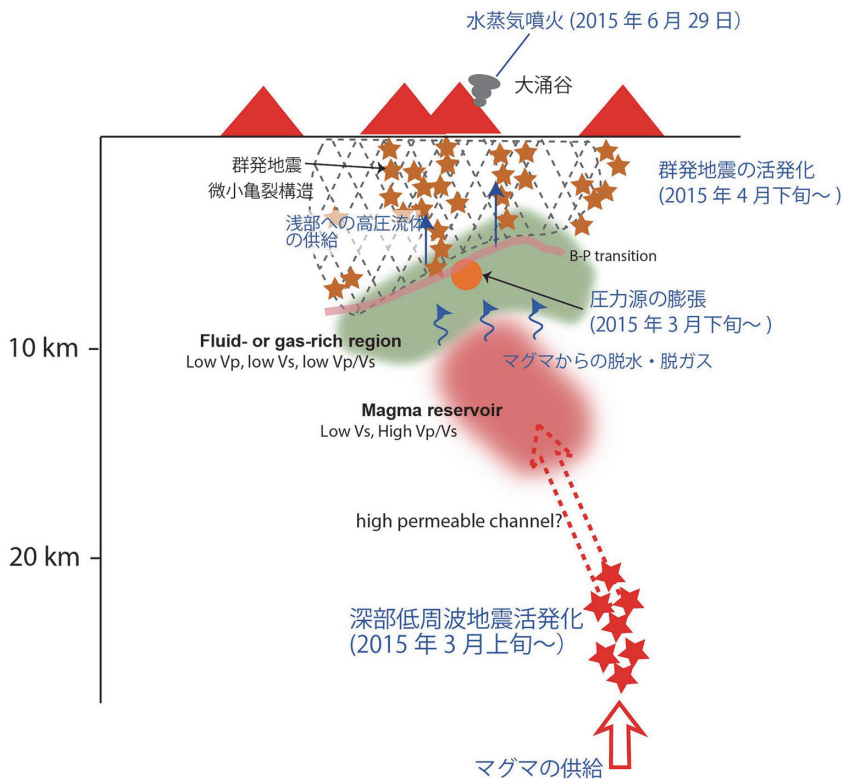


図 5 箱根火山の深部低周波地震とマグマ供給過程、浅部火山現象に対する解釈図 (Yukutake *et al.* (2019) の図 4 を一部修正)

地表付近の熱水系にも影響を及ぼし、温泉蒸気井の暴噴や水蒸気噴火などの地表面現象を引き起こす要因になったのかもしれない。このように、Matched Filter 法による詳細な地震活動時系列を通して、深部低周波地震活動は火山深部でのマグマと密接に関わっていることが推察され、火山深部での変動が浅部に火山活動として推移していく過程が明らかになった。

3. 深部低周波地震活動を通じた火山活発化の予測の可能性

Matched Filter 法による深部低周波地震のモニタリングを通して、火山浅部での群発地震、地殻変動、噴火などの火山活動の活発化^{注1)}の予測にどの程度貢献できるのであろうか？本節では、火山性地殻変動による噴火発生予測検証を行った高木 (2019) の手法を参考に、そのことを検証し

てみたい。(注1：本論では、活発な群発地震活動、地殻変動および噴火のいずれかの発生が生じた場合を「火山活発化」と定義した。)

そのためには、深部低周波地震および浅部の地震が活発化した期間、火山性地殻変動が認められた期間を定義する必要がある。地震活動については、前節の RTL 関数の値を用いた。ごく短期間のバースト的な活動を除くため、RTL 関数が正の値が10日間を超えて継続する期間を地震の活発化期間と定義し、結果を図 3b, c, d, e および表 1 に示す。ただし、RTL 関数の計算の際に、ある時刻から前10日間の時間窓を用いて地震の選択を行うため、活発化の始まりは積算曲線の実際の立ち上がりから系統的に数日ほど遅れて算出されることに注意されたい。火山性地殻変動^{注2)}が認められた時期については、2000~2018年末までの間については高木 (2019) の結果を参照し、2019年の活動については小田原-裾野観測点基線

表 1 深部低周波地震および群発地震の活発化期間、地殻変動期間

深部低周波地震活発化期間		群発地震活発化期間		地殻変動期間		分類
開始日 (年-月-日)	終了日 (年-月-日)	開始日 (年-月-日)	終了日 (年-月-日)	開始日 (年-月-日)	終了日 (年-月-日)	<i>TP/FP/FN</i>
2001-04-18	2001-12-24	2001-06-27	2001-11-24	2001-06-19	2001-12-01	<i>TP</i>
2002-03-14	2002-04-13					<i>FP</i>
2002-06-22	2002-10-20	2002-08-31	2002-10-10			<i>TP</i>
2003-05-18	2003-06-27					<i>FP</i>
2005-01-27	2005-05-17					<i>FP</i>
2006-07-11	2007-03-28	2006-09-29	2007-03-18	2006-07-12	2006-12-01	<i>TP</i>
2007-04-27	2007-06-26					<i>FP</i>
2008-07-10	2008-08-09	2008-09-18	2008-10-28	2008-06-08	2009-03-03	<i>TP</i>
2009-04-06	2009-05-06					<i>FP</i>
		2009-08-14	2009-10-13			<i>FN</i>
2010-12-27	2011-04-26	2011-03-17	2011-06-05			undecided
2011-08-04	2011-09-13					<i>FP</i>
2012-11-26	2013-04-05	2013-01-25	2013-04-25	2012-10-29	2013-02-06	<i>TP</i>
2015-03-06	2015-08-23	2015-05-05	2015-09-22	2015-04-27	2015-08-10	<i>TP</i>
2015-12-11	2016-02-29					<i>FP</i>
2017-03-25	2017-05-24			2017-04-02	2017-11-29	<i>TP</i>
2019-06-03	2019-12-31	2019-05-24	2019-08-02	2019-03-01	2019-08-01	<i>FN</i>

各イベントは、深部低周波地震に基づき、活発化的中されたもの (*TP*, 灰色で示す)、空振りになったもの (*FP*)、見逃されたもの (*FN*) に分類されている。

長時系列 (図 2d) から筆者が目視で推定し、結果を図 3f および表 1 に示す。(注 2: ここでの火山性地殻変動は GNSS 観測網で検知される山体膨張のことを指し、その変動源は、図 2 で示したように群発地震活動域の下部深さ 6km 付近に推定されている。)

次に、天気予報の分野で利用されているスレットスコアの考え方にに基づき、予測の有効性を評価する。予測で事象が「あり」に対して実際に起きた場合の度数を *TP* (True Positive)、予測で事象が「あり」に対して実際は起きなかった場合の度数を *FP* (False Positive)、予測で事象は「なし」に対して実際に起きた場合の度数を *FN* (False Negative)、予測で事象は「なし」に対して実際は起きなかった場合の度数を *TN* (True Negative) とする。火山活発化のように、低頻度な事

象で *TN* の度数が必然的に大きくなってしまう場合、(1) 式で示したスレットスコア (*TS*) が予測の評価に用いられる。

$$TS = \frac{TP}{TP + FP + FN} \quad (1)$$

ここで *TP* は「的中」、*FP* は「空振り」、*FN* は「見逃し」に対応する。

本論では、深部低周波地震活発化期間中または終了から 40 日以内に火山活発化が起きた度数を *TP* (活発化的中)、深部低周波地震活発化期間中もしくは活発化終了から 40 日以内に火山活発化を伴わなかった度数を *FP* (活発化未遂)、深部低周波地震の活発化が先行せずに火山活発化が観測された度数を *FN* (活発化見逃し) と分類した (表 1)。表 2 に、活発化的中/未遂/見逃しの分割表を示す。なお、2010 年末から 2011 年前半にか

表 2 深部低周波地震活発化と火山活発化の分割表

		観測 (火山活発化)	
		Yes	No
予測 (深部低周波地震活発化)	Yes	(<i>TP</i>) 7	(<i>FP</i>) 7
	No	(<i>FN</i>) 2	(<i>TN</i>) —

けての深部低周波地震の活動は、期間中に東北地震が発生し、それに伴い箱根火山で浅部での地震が誘発されるなど外的誘発要因が含まれているため、ここでは検証対象から除外した。その結果、スレットスコアは0.44と算出された。高木(2019)によると、気象庁の9時間予報による10km領域内での平均時間降水量1mm以上に対するスレットスコアは0.2~0.5、火山性地殻変動を用いた噴火予測に対するスレットスコアは日本の10の活火山の噴火事例に対して平均0.36と報告されており、深部低周波地震を用いた活発化予測が、箱根火山においてはある程度は有効であることを示している。

ただし、表1から明らかなように、箱根火山では浅部の地震活発化に先行してほとんどのケースで膨張性地殻変動が観測されており、地殻変動モニタリングも活動予測に有用であることは明らかである。しかしながら、GNSSの基線長データには、図2dからわかるように、日々の結果に数mmの変動ノイズが含まれており、また年周変動等の影響もあるため、変動の立ち上がりを現業レベルで早期に検出するのは困難や不確実性が伴う。深部低周波地震の活発化は多くの場合で地殻変動とはほぼ同時もしくは2015年のようにやや先行して始まっており、また地震数の増加は評価しやすい観測量であるため、地殻変動データと合わせることで活発化予測精度の向上に貢献すると考えている。一方で、箱根火山の防災を考えたときには、水蒸気噴火を予測することがきわめて重要となる。箱根では噴火が起きたのは2015年の1例のみであり、活発化の定義を噴火に限定すると、深部低周波地震を用いた予測のスレットス

コアはきわめて低い値になる。群発地震および地殻変動等が起きたとしても水蒸気噴火に至るのはごくわずかであり、水蒸気噴火予測には限界がある。これには、どのような条件がそろえば水蒸気噴火に至るのかの理解、地熱地域での浅部熱水系の温度圧力等の常時監視機能の向上を図ることが必要であろう。

活発化が発生した度数($TP+FN$)に対する活発化を予測できなかった度数(FN)の比、つまり見逃し率については、表2から0.22と算出される。見逃しの2事例は、2009年8月の群発地震活動と2019年5月中旬以降の群発地震活動であり、2019年時はこの活動時に気象庁により火山噴火警戒レベルが2に引き上げられた。なお2019年5月末より深部低周波地震は活発化しているが、群発地震活動や地殻変動に先行していないため、ここでは FN と分類した。このように、必ずしも浅部での活発化に先行して深部低周波地震が増えるということではないということにも注意が必要である。ちなみに、2009年8月および2019年5月の群発地震活動は、箱根カルデラの西部芦ノ湖下が活動の中心であり、箱根で通常起こる中央火口丘を中心とした地震活動とは特徴が異なる。

4. 今後の課題

本論では、深部低周波地震に関する研究レビューに加え、箱根火山においてMatched Filter法により明らかになった詳細な活動時系列の紹介と、それに基づき、深部低周波地震が浅部の活動と連動しており火山深部でのマグマの挙動と関連している可能性を指摘した。また、深部低周波地震を取りこぼしなく検出し監視することにより、火山の活発化の有効な予測につながることを示した。しかしながら、こうした検証はごく一部の火山に限られており、日本全国の活火山を対象に網羅的に深部低周波地震の検出を行い、浅部の火山現象との関連性を検証することが今後重要となる。また、本論では地震活動の時間変化から深部低周波地震とマグマ供給との関係を類推したが、

実際にはどのようなメカニズムで深部低周波地震が活発化するのかについては未解明である。今後の課題として、モーメントテンソル解など震源過程の推定が必要となるが、一方で同現象は地震波形記録のSN比が悪いため、一般的には得られた解には多くの不確実性が生じる。信頼性のある解を得るには、定常的な観測網のデータに加えて、震央近傍などSN比がよい地点での高密度地震観測を実施することが有効と考える。また、箱根で見られたように、深部低周波地震が火山活発化に先行して発生する時期とそうでない時期とで、メカニズム解や活動特性に違いがあるのかを検証することも今後の課題である。また、深部低周波地震の震源深さ分布は図2bから分かるように鉛直方向に延びており、この特徴はほかの火山でも共通して見られる。しかしながら、深部低周波地震の波形は特にP波の立ち上がりが不明瞭であり、そのことに起因して震源深さ精度が悪くなる影響も考慮する必要がある。位相の読み取りに基づいた震源決定手法には限界があるため、たとえば高密度な地震計アレー観測を震央域周辺で複数箇所設置し、震源決定精度の向上を図ることもこの現象の理解には必要であろう。最後に、地殻下部において低周波成分が卓越する破壊現象が生じる根本的なメカニズムを理解するには、この深さにおける岩石のレオロジーやマグマなどの流体特性を理解する必要があり、そうした情報も考慮し数値シミュレーションで観測波形を再現できる震源モデルを検討していくことが、有効なアプローチの1つとして考えられる。

謝辞

本研究では、気象庁一元化カタログを使用しました。また、気象庁、防災科学技術研究所の地震波形記録、および国土地理院のGNSS観測データを使用しました。また道家涼介博士には、GNSSデータの処理についてサポートしていただきました。安部祐希博士には有益なコメントをいただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- Aso, N., Ohta, K. and Ide, S. 2011. Volcanic-like low-frequency earthquakes beneath Osaka Bay in the absence of a volcano. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, 10.1029/2011GL046935.
- Aso, N. and Tsai, V.C. 2014. Cooling magma model for deep volcanic long-period earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **119**, 8442–8456.
- 代田 寧・棚田俊收・丹保俊哉・伊東 博・原田昌武・萬年一剛. 2009. 2001年箱根群発地震活動に伴った傾斜変動と圧力源の時間変化. *火山*, **54**, 223–234.
- Harada, M., Doke, R., Mannen, K., Itadera, K. and Satomura, M. 2018. Temporal changes in inflation sources during the 2015 unrest and eruption of Hakone volcano, Japan. *Earth, Planets Space*, **70**, 152.
- Huang, Q. 2006. Search for reliable precursors: a case study of the seismic quiescence of the 2000 western Tottori prefecture earthquake. *J. Geophys. Res.*, **111**, B04301.
- Kurihara, R., Obara, K., Takeo, A. and Tanaka, Y. 2019. Deep low-frequency earthquakes associated with the eruptions of Shinmoe-dake in Kirishima Volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **124**, 13079–13095.
- Mannen, K., Yukutake, Y., Kikugawa, G., Harada, M., Itadera, K. and Takenaka, J. 2018. Chronology of the 2015 eruption of Hakone volcano, Japan: geological background, mechanism of volcanic unrest and disaster mitigation measures during the crisis. *Earth, Planets Space*, **70**, 68.
- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T. and Hasegawa, A. 2003. Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophys. J. Int.*, **154**, 811–828.
- Obara, K. 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681.
- Oikawa, G., Aso, N. and Nakajima, J. 2019. Focal mechanisms of deep low-frequency earthquakes beneath Zao volcano, northeast Japan, and relationship to the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 7361–7370.
- Peng, Z. and Zhao, P. 2009. Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake. *Nat. Geosci.*, **2**, 877–881.

- Shapiro, N.M., Droznin, D.V., Droznina, S.Y., Senyukov, S.L., Gusev, A.A. and Gordeev, E.I. 2017. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer. *Nat. Geosci.*, **10**, 442-445.
- Shelly, D.R., Beroza, G.C. and Ide, S. 2007. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, **446**, 305-307.
- 高木朗充. 2019. 深部圧力源による火山性地殻変動に基づく噴火発生予測の評価. 火山, **64**, 63-81.
- 高橋浩晃・宮村淳一. 2009. 日本列島における深部低周波地震の発生状況. 北海道大学地球物理学研究報告. doi:info:doi/10.14943/gbhu.72.177 (72), 177-190
- Tanaka, A. and Ishikawa, Y. 2005. Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: the Japanese islands case study. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **152**, 257-266.
- 鶴川元雄. 2020. 火山地域で発生する深部低周波地震. 地質工學, **17**, 1-9.
- 鶴川元雄・小原一成. 1993. 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震. 火山, **38**, 187-197.
- 鶴川元雄・大竹政和. 1984. 富士山直下の特異な微小地震活動について. 地震 第2輯, **37**, 129-133.
- Ukawa, M. and Ohtake, M. 1987. A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima Volcano, Japan. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **92**, 12649-12663.
- White, R.A. 1996. Precursory deep long-period earthquakes at Mount Pinatubo : spatio-temporal link to a basalt trigger. *Fire and Mud Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 307-327.
- Yukutake, Y., Abe, Y. and Doke, R. 2019. Deep low-frequency earthquakes beneath the Hakone volcano, central Japan, and their relation to volcanic activity. *Geophys. Res. Lett.*, 10.1029/2019gl084357.
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Arai, R. and Matsubara, M. 2015. A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3293-3308.

行竹洋平

[ゆくたけ ようへい]

現職 神奈川県温泉地学研究所 研究課主任研究員

略歴 2006年3月 京都大学 理学部 理学研究科地球惑星科学専攻 博士課程修了, 2006年4月~2007年3月 神奈川県温泉地学研究所 研究課 特別研究員, 2007年4月~2008年3月 独立行政法人防災科学技術研究所 研究部 特別研究員, 2008年4月~2016年3月 神奈川県温泉地学研究所 研究課 技師, 2016年4月より現職

専門分野 地震学・火山学



全国を対象としたリアルタイム地震被害 推定システム（J-RISQ）の開発

中村洋光

1. はじめに

2011年東日本大震災や1995年阪神・淡路大震災、最近では2016年熊本地震、2018年北海道胆振東部地震など、わが国は繰り返し大規模な自然災害に見舞われてきた。今後発生が懸念されている南海トラフや相模トラフにおける巨大地震等の地震・津波への対策を進めるとともに、台風や豪雨等による災害に適切に対応していくことは、喫緊の国民的課題である。

災害対策の基本は、事前に起こりうる被害を想定し対策を講ずることである。一方、災害が発生した場合に、迅速に被害状況を把握し適切な初動体制の確立や災害対応につなげていくこともきわめて重要である。日本では1995年阪神・淡路大震災における応急対策活動の遅れに対する反省から、被災状況を迅速に把握するとともに、事前対応、応急対策および復旧・復興対策の各段階における情報を統合化し、総合的な意思決定を迅速に行うことの重要性が指摘された。内閣府では、地震防災情報システム（DIS）およびそのサブシステムとして地震被害早期評価システム（EES）の整備、運用を行っている。その他にも、被害推定システムは地方公共団体、企業等のさまざまなレベルで構築されているものの、推定精度の不足や、災害全体の俯瞰的・面的な把握の困難性がこれまでにも指摘されていた。

このような状況を踏まえ、防災科学技術研究所では、災害発生直後の初動対応の意思決定支援等に資することを目的として、大地震のような広域にわたる災害が発生した場合でも被害全体をリアルタイムに推定することを可能とする、全国を対

象としたリアルタイム地震被害推定システムの研究開発を実施している（以下、J-RISQと呼ぶ）。本稿では、J-RISQの概要を解説するとともに、実際の被害地震における推定結果について述べる。

2. J-RISQの概要

J-RISQの概要を図1に示す。被害推定に必要な入力地震動は、防災科学技術研究所の全国を網羅する強震観測網（K-NET, KiK-net）に加えて、地方公共団体や気象庁の計測震度データ、あわせて約5,300観測点から震度情報等の地震動データを受信し、地震ハザードステーションJ-SHISより提供されている地盤増幅率や、次章で述べる関東および東海地域を対象とした広域地盤モデルによる地盤増幅率を利用し、震度、最大加速度、最大速度、SI値、速度応答スペクトル等の250mメッシュ（日本全国で約600万メッシュ）での地震動分布を推定する。

推定した震度分布をもとに、昼間、夜間、時間帯別滞留人口を利用した震度曝露人口を求める。また、推定した地震動分布と、被害推定に必要な属性を有する全国建物モデルを利用し、被害関数を適用し、建物全壊棟数や全半壊棟数等の建物被害を推定する。さらに、建物被害による人的被害推定を行う。推定に必要な人口モデルについては、統計的な流動人口を加味した時間帯別の建物内滞留人口モデルを構築し、複数の建物被害関数および人的被害関数を適用し、死者数、重傷者数、負傷者数等の推定を行う。

これらの被害推定は、おおむね震度3程度以上を検知した場合に処理を実施し、地震検知後おおむね10分程度に、Web API（Application Pro-

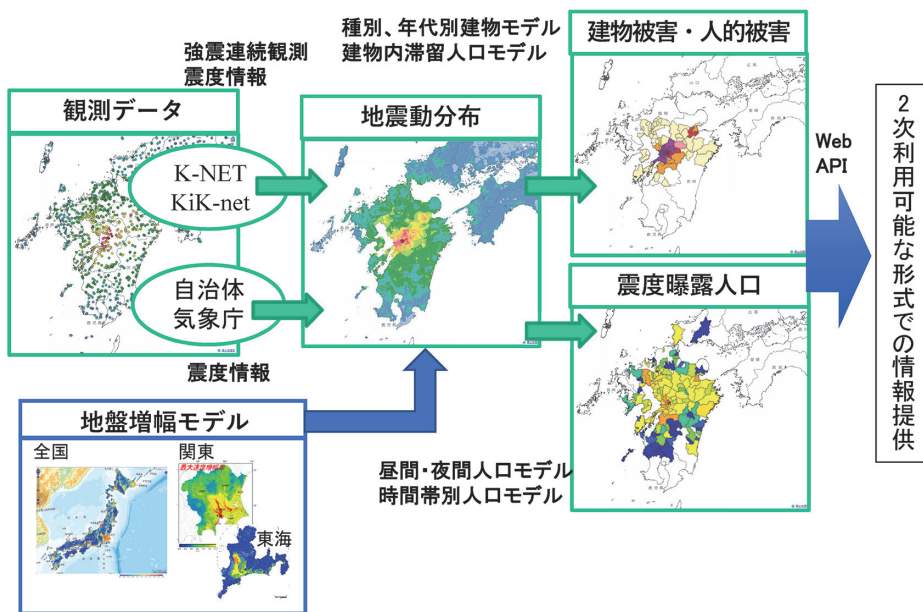


図 1 リアルタイム地震被害推定システム (J-RISQ) の概念図

gramming Interface) を用いて、2次利用可能な形式で外部に情報提供する。

さらに、システムでは被害関数のパラメタの誤差を確率変数でモデル化し、その確率分布のパラメタを、発災後に得られる一部地域の実際の建物被害棟数を用いてバイズ更新することで推定精度を向上させる、被害状況把握の機能も有している。

3. 地震動の推定

被害推定を行うためには、評価地点への入力となる地震動の情報が必要となる。しかし、多くの場合、評価地点の極近傍で、かつ評価地点と同等と見なせるような地盤上に観測点はない。そこで、観測点位置でしか得られていない地震動の観測情報から、空間的に広がりのある面的な地震動を推定する必要がある。

観測データとして、J-RISQではK-NETおよびKiK-net観測点から震度の観測情報（10秒震度、1分震度、リアルタイム震度）の他に、最大速度、最大加速度、SI値、加速度応答スペクトル、速度応答スペクトルを受信する。また、気象庁より提供される地方自治体や気象庁の計測震度データ

を受信する。これら観測データは地震が発生した後と同時に送られてくるものではなく、地震動が広がるにつれて順次それぞれの観測点から、時間的にばらばらに送信されてくる。J-RISQでは、一定の時間範囲にK-NETおよびKiK-netから受信した計測震度2.5以上の観測点数が閾値を超過した場合に推定状態に移り、推定を開始する。

面的な震度の空間補間は、地表で観測された震度データから、経験式を用いて最大速度に変換し、各観測点における地盤増幅率を考慮して工学的基盤の最大速度を推定し、それに対して逆距離加重法により250mメッシュ単位に補完することで面的な分布を求め、再度増幅率を乗じることによって面的な推定を行っている。なお、補間に用いた増幅率は、全国においては地震ハザードステーションで公開されている増幅率と、関東や東海地域においては地盤モデルによる増幅率¹⁾である。また、震度の他に、最大速度、最大加速度、SI値、加速度応答スペクトル、速度応答スペクトルの推定も行っている。

4. 建物被害の推定

被害推定のための全国の建物モデルについては、全国をほぼ網羅し現地調査によって作成され

ている住宅地図データを用いて、250mメッシュ単位に分割したエリアごとに、建物構造分類や建築年等の被害推定に必要な属性を持つ建物モデル（約5,600万棟分）を構築している。

建物構造は、住宅地図データから一棟ごとの建

表 1 構造区分判定表

属性種別		階数		建物種別	1建物当たりの面積	構造区分
表札名称なし		階数＝	2以下	(目標物)	—	RC造
				(一戸建て)	200m ² 未満	木造
				—	200m ² 以上	S造

属性種別		階数		1建物当たりの面積	構造区分
表札名称あり	目標物 (公共施設等)	階数＝	2以下	80m ² 未満	木造
			1以上	—	RC造

属性種別		階数		1建物当たりの面積	構造区分
表札名称あり	テナントビル	階数＝	2以下	150m ² 未満	木造
				150m ² 以上	S造
		階数＝	3,4	50m ² 未満	S造
				50m ² 以上	RC造
階数＝	5以上	—	RC造		

属性種別		階数		1建物当たりの面積	構造区分
表札名称あり	共同住宅	階数＝	1	—	木造
			階数＝	2	200m ² 未満
		200m ² 以上			S造
		階数＝	3	150m ² 未満	S造
				150m ² 以上	RC造
階数＝	4以上	—	RC造		

属性種別		階数		1建物当たりの面積	構造区分
表札名称あり	個人の家屋	階数＝	2以下	—	木造
				階数＝	3以上
		50m ² 以上	RC造		

属性種別		階数		1建物当たりの面積	構造区分
表札名称あり	事業所	階数＝	2以下	50m ² 未満	木造
				50m ² 以上	S造
		階数＝	3	—	S造
				階数＝	4以上

表 2 建物モデルの建築年次区分

区分	固定資産概要調書における年次区分
区分1	1963年1月1日以前の棟数比率
区分2	1963年1月2日～1972年1月1日の棟数比率
区分3	1972年1月2日～1981年1月1日の棟数比率
区分4	1981年1月2日～1990年1月1日の棟数比率
区分5	1990年1月2日～2002年1月1日の棟数比率
区分6	2002年1月2日～2011年1月1日の棟数比率
区分7	2011年1月2日～2014年1月1日の棟数比率

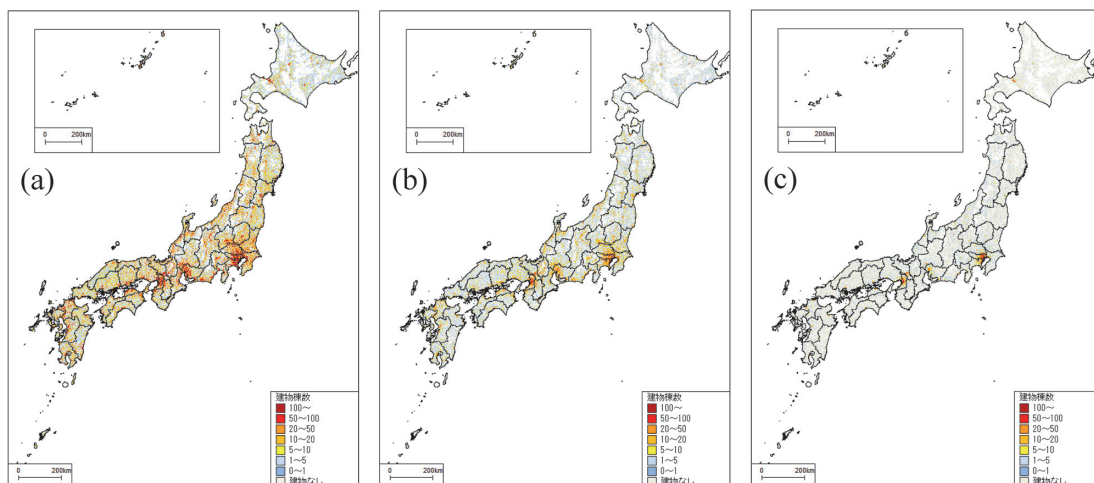


図 2 全国建物構造分類分布 ((a) 木造, (b) S造, (c) RC造)

物種別を利用して、住居系と業務系の分類と建物の構造判定(木造, S造, RC造)を行う。その際、民間の不動産物件情報(約170万棟)の構造分類項目を木造・S造・RC造に整理し、表1に基づき構造区分判定を行う。

また、年代別の建物棟数推定については、平成27年固定資産概要調書の「第38表年次区分による家屋に関する調」の19区分に分けられた年次区分を用いて年次ごとの構造別建物棟数推定を行い、表2に示す7区分に集約する。このように推定した全国の建物構造分類分布を図2に示す。

建物被害推定は、推定した地震動を入力として、上記の建物モデルに被害関数を適用することで全壊、全半壊の推定を行う。被害関数はそれぞれの構造種別に対して複数の被害関数を適用し、それらの9パターンの組み合わせにより、幅もった推定結果を提供可能にした。

5. 人的被害の推定

建物被害に起因する人的被害を推定するために必要な建物内滞留人口モデルについては、メッシュ内の推定人口を、図3に示すように自宅内滞留人口、自宅外滞留人口、流動人口に分類し、時間帯別の滞留人口モデルを構築した。自宅内および自宅外滞留人口は、平成22年国勢調査の地域メッシュ統計、平成21年経済センサス基礎調査の地域メッシュ統計、平成23年社会生活基本調査、学校(保育園～大学院)ごとの就学人数データを用いることで250mメッシュごとに推定を行った。

流動人口は、平成23年社会生活基本調査、スマートフォン向けアプリケーションのユーザーのGPS位置情報による流動人口データ、平成24年

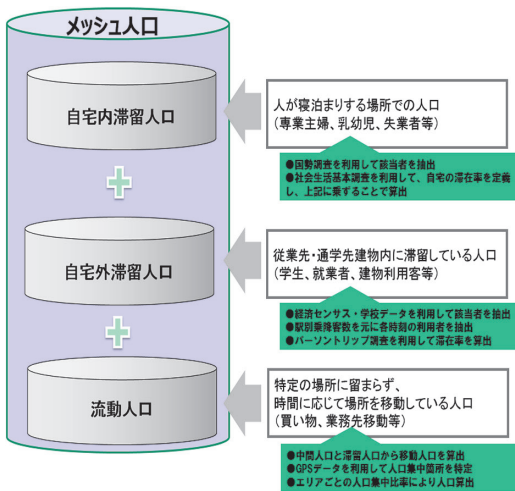


図 3 人口モデルの概念図

度駅別乗降客数を用い、住宅地図データの建物種別のテナントビル・事業所の集積の分布状況を考慮して、時間別のメッシュごとに集計を行った。

人的被害推定は、推定した自宅内滞留人口および自宅外滞留人口を建物内滞留人口とし、入力となる建物被害推定の被害関数と組み合わせ、9パターンの推定を行い、建物被害推定と同様に、幅をもった推定結果を提供可能にした。なお、推定項目は、死者、重篤者、重傷者、軽傷者、自避難者（ライフラインの影響は考慮しない）である。

6. 被害推定結果の提供

被害推定結果は、限定公開 Web サイトにおいて WebGIS を用いて可視化され、汎用的なインターネット上の地図サービスに重ねて閲覧ができる。図 4 に表示例を示す。利用者は、期間や観測された最大震度、観測点数等の他に、震源地名やマグニチュードの震源に関する情報もキーワードとして推定結果を検索することができる。検索した結果は一覧表となって表示され、それぞれの選択した結果（地震動、震度曝露人口、建物被害、人的被害）に対応する 250 m メッシュ図や都道府県別、市町村別の主題図として地図表示される。さらに、震源情報や解析条件等の情報とともに、都道府県別と市町村別の推定結果（震度曝露人口、建物被害、および人的被害）の数値データの一覧が表示され、CSV 形式でダウンロードできる。

また、一般向けに、250 m メッシュで推定した市区町村ごとの地震動分布や震度曝露人口、周辺地域での過去の被害地震、J-SHIS による地震ハザード情報等を、地図や表を用いて総合的に分かりやすくコンパクトにまとめた J-RISQ 地震速報²⁾として公開している（図 5）。

被害推定結果は、発災直後の災害対応の意思決定に活用されることを目的としていることから、ブラウザを用いた閲覧のみならず、利用者が独自に構築しているシステム等で速やかに活用できるよう、2 次利用可能な数値データの Web API による情報提供を可能にしている。提供可能な情報の一覧を表 3 に示す。

7. 被害地震における推定

実際に発生した地震におけるシステムの動作状況について述べる。システムに地震動推定機能および建物被害推定機能が実装され、試験的なシステムの連続稼働が開始された 2016 年 1 月から 2020 年 3 月までに発生した最大震度 5 強以上の地震を対象に、地震発生から被害推定の最終報が出るまでの時間の一覧を表 4 に示す。期間中に震度 5 強以上になった地震は 27 あり、システムが被害推定を行ったのは、そのうち 25 地震である。最終報は遅くとも地震が発生してから 12 分程度で発信されていることが分かる。

また、推定を行わなかった 2 地震のうち、イベント番号 12 の地震は、震度 5 強が観測された観測点が 1 点で、震源直上付近で局所的に強い地震動になった地震であったため、K-NET または KiK-net で計測震度 2.5 以上の観測点数が被害推定トリガの閾値を超過せず、推定を行わなかった。イベント番号 4 については、その発生の約 2.5 分前にイベント番号 3 が発生しており、この 2 地震をシステムでは区別することなくイベント番号 3 の処理の中で被害推定を実施していた。しかし、システムでは、震源情報に基づいた地震動推定は行わず、地震動の観測情報のみから推定を実施す

リアルタイム地震被害推定・状況把握システム 限定公開WEB (研究開発用)

検索条件

検索日時(開始): 2018/02/01

検索日時(終了):

最大予測震度: 5.5

震度単位: 以上

マグニチュード: 以上

震源地名:

検索結果

トリガ時刻	震度	M	震源地名	震源地の深さ
2018/06/18 22:22:32	最終観	6.8	6.1	1522
2018/02/21 22:48	最終観	5.7	5.9	464
2018/01/03 18:10:35	最終観	5.0	5.5	621
2018/09/06 03:17:31	最終観	4.7	5.5	598
2018/09/06 03:08:10	最終観	6.7	6.7	908
2018/06/18 07:58:39	最終観	5.9	5.6	1829
2018/04/09 01:32:37	最終観	5.8	5.5	1250

推定手法

入力: 高層(リアルタイム高層あり)

最大震度による補間(地形区分ごとの震度補間)...

入力: 最大震度補間

推定最大震度分布

地形区分ごとの震度補間

推定結果分布

凡例: 0 1 2 3 4 5 6 7

推定結果詳細

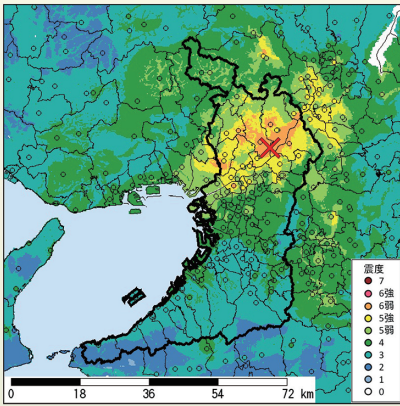
地域	M1		M2		M3		M4		M5		M6		合計
	全層	全半層	全層	全半層	全層	全半層	全層	全半層	全層	全半層	全層	全半層	
京都市	10	513	1	78	1	249	1	63	14	463	26	78	
京都市左京区	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
京都市中京区	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	
京都市東山区	1	34	0	4	0	13	0	4	1	25	1	4	
京都市右京区	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
京都市伏見区	0	29	0	4	0	12	0	4	0	20	1	4	
京都市西京区	0	50	0	5	0	15	0	5	1	35	1	5	
宇治市	2	89	0	13	0	42	0	14	3	87	5	13	

図 4 推定結果の限定公開 Web の表示例 (2018 年大阪府北部の地震)

M 5.9, 震源地:大阪府北部, 深さ約10km, 2018/06/18 07:58頃発生 (気象庁発表)

大阪府

震度の分布 最大観測震度6弱(*) 主要都市の推定震度 (都市の最大観測震度と人口を考慮して掲載)

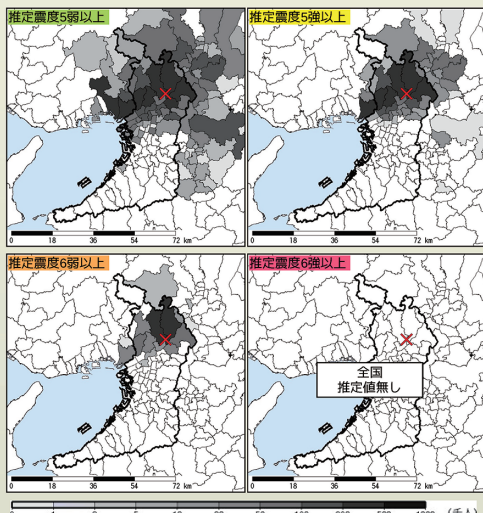


最大(*) 観測震度	推定震度頻度分布 1 2 3 4 5 5+6 6 7	市区町村名	全人口:夜間(人)	震央距離 (km)
6弱		大阪府高槻市	360,000	5
6弱		大阪府枚方市	410,000	4
6弱		大阪府茨木市	270,000	3
6弱		大阪府大阪市北区	120,000	13
6弱		大阪府箕面市	130,000	12
5強		大阪府摂津市	86,000	4
5強		大阪府豊中市	390,000	12
5強		大阪府大阪市東淀川区	170,000	9
5強		大阪府大阪市淀川区	170,000	13
5強		京都府京都市西京区	150,000	22
5強		大阪府吹田市	360,000	8
5強		大阪府寝屋川市	240,000	4
5強		京都府京都市伏見区	280,000	21
5強		京都府京都市中京区	110,000	27
5強		大阪府大阪市都島区	110,000	12
5弱		兵庫県尼崎市	460,000	19
5弱		兵庫県西宮市	480,000	24
5弱		滋賀県大津市	340,000	33
4		大阪府東大阪市	510,000	13

解説開始時刻(2018/06/18 08:08:46)で取得されている防災科研NET, KIK-net, 気象庁, 地方公共団体地震計の計測震度データを利用。(*) 気象庁発表の情報と一致しない場合がある。一部正式な観測震度ではない観測地点を含む。特定の観測震度を含む。凡例は別添。雷ついでに震度データ。*印は震源地。図の読み方を参照。

最大観測震度は、各市区町村内で観測された最大震度。観測された計測震度を20mメッシュで観測し、市区町村ごとに推定震度頻度分布を作成した。観測時刻(08:10:35)時点の夜間人口(1,300,458,000)と主要都市人口(夜間)を基に、平成21年経済センサス-基礎調査等のリンクによる地域メッシュ統計を合わせた。震央距離は震源地から市区町村中心部までの距離。二角関数による加重法を適用した。震央距離は震源地から市区町村中心部までの距離。

行政区ごとの震度遭遇人口 (各震度階級の揺れに遭遇した人口を考慮して掲載)



行政区名	震度5弱以上 遭遇人口	震度5強以上 遭遇人口	震度6弱以上 遭遇人口	震度6強以上 遭遇人口
大阪府	5,000,000	2,000,000	1,000,000	
全国	5,000,000	2,000,000	1,000,000	
京都府	1,000,000	500,000	5,000	
京都府京都市伏見区	200,000	50,000		
京都府京都市西京区	100,000	50,000		
京都府宇治市	200,000	50,000		
大阪府	5,000,000	2,000,000	1,000,000	
大阪府大阪市都島区	100,000	100,000		
大阪府大阪市東淀川区	200,000	100,000	5,000	
大阪府大阪市淀川区	200,000	200,000		
大阪府大阪市北区	100,000	50,000	5,000	
大阪府豊中市	500,000	200,000	50,000	
大阪府吹田市	500,000	200,000	50,000	
大阪府高槻市	500,000	500,000	200,000	
大阪府枚方市	500,000	500,000	100,000	
大阪府茨木市	200,000	200,000	200,000	
大阪府寝屋川市	200,000	200,000	20,000	
大阪府箕面市	100,000	100,000	20,000	
大阪府摂津市	100,000	100,000	20,000	
大阪府交野市	50,000	50,000		
大阪府三島郡島本町	20,000	20,000	20,000	
兵庫県	1,000,000	200,000	50,000	
兵庫県尼崎市	500,000	200,000	50,000	
奈良県	200,000	20,000		

観測した250mメッシュの推定震度分布を、250mメッシュに格納化した平成22年経済センサス-基礎調査、平成21年経済センサス-基礎調査等のリンクによる地域メッシュ統計を合わせた。各行政区の震度遭遇人口を算出した。

全国および震度遭遇人口の多い都道府県と市区町村について掲載。震度遭遇人口が1~999人の場合には1000未満と表示。全国、都道府県の額は、市区町村の額の合計と必ずしも一致しない。

震源域付近で起こった過去の主な被害地震

発生日	地震名	M	被害
1936	奈良県地方(内河川)	6.4	死9, 住家全壊6, 半壊53。地面の亀裂や噴砂・湧水現象も見られた。
1944	紀伊半島沖(東南海地震)	7.9	静岡・愛知・三重などで合わせて死・不詳1223, 住家全壊17599, 半壊36520, 流失3129。遠く長野県諏訪盆地での住家全壊12などを含む。津波が各地に襲来し、茨城は常陸那珂平で6~8m、茨城県沿岸で1~2m, 紀伊半島東岸で30~40cm地震が沈下した。
1948	紀伊水道	6.9	和歌山県西牟婁地方で被害が大きかった。死2, 家屋倒壊60。道路・水道などに被害があった。
1952	奈良県地方(吉野地震)	6.7	震源の深さ60km。和歌山・愛知・岐阜・石川各県にも小被害があった。死9, 住家全壊20。春日大社の石灯籠1800のうち650倒壊。
1963	福井県沖(福井沖地震)	6.9	敦賀・小浜間に小被害があった。住家全壊2, 半壊4など。
1995	淡路島付近(兵庫県南部地震)	7.3	淡路島の活動によるいわゆる前下型地震。神戸、洲本で震度が6だったが、現地調査により淡路島の一部分が神戸市、芦屋市、西宮市、宝塚市にかけて震度7の地域があることが明らかになった。多くの木造家屋、鉄骨コンクリート造、鉄骨造などの建物のほか高速道路、新幹線を含む鉄道線路なども崩壊した。被害は死6434, 不詳3, 傷43792, 住家全壊10480, 半壊144274, 全半壊7132, など。早期であったため、死者の多くは地震後の倒壊と火災による。
2013	淡路島付近	6.3	淡路島型地殻内地震(深さ15km)。1995年兵庫県南部地震の震源域に隣接していた。傷35, 住家全壊0, 半壊101, 最大震度6弱(兵庫県淡路市)。

出典: 国土文芸資料「震害年表 平成29年」, 丸島出版(2018), 一部表現を転載

J-SHISから公表している地震ハザード情報

防災科研が公開するJ-SHISでは、ある地点に対し影響を及ぼす全ての地震を考慮し、その地点が大きな地震動に見舞われる危険度、すなわち地震ハザードを評価しています。(2017年版地震ハザード評価)

50年間超過確率2%の計測震度分布 再現期間50000年相当の計測震度分布

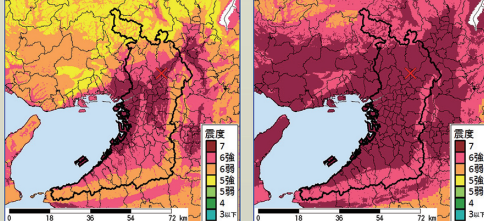


図5 J-RISQ 地震速報の表示例 (2018年大阪府北部の地震)

表 3 Web API による提供データの一覧

分類	提供データ	データ形式	
検索	発表情報 (データを取得するための ID の取得)	JSON, CSV	
地震動	地表 (250 m メッシュ)	震度 最大速度 最大加速度 SI 値 速度応答スペクトル (関東, 東海地域対象)	netCDF(v4), CSV
	工学的基盤 (250 m メッシュ)	最大速度 最大加速度	
震度曝露人口	250 m メッシュ		netCDF(v4), CSV
	都道府県別	5 弱以上, 5 強以上,	JSON, CSV
	市区町村別	6 弱以上, 6 強以上	JSON, CSV
建物被害	250 m メッシュ		netCDF(v4), CSV
	都道府県別	全壊, 全半壊	JSON, CSV
	市区町村別		JSON, CSV
人的被害	250 m メッシュ		netCDF(v4), CSV
	都道府県別	死者, 重篤者, 重傷者, 軽傷者, 避難者	JSON, CSV
	市区町村別		JSON, CSV

ることから、このようなほぼ同時に発生する地震の場合でも被害推定の観点からは影響を受けにくい。

次に個別の地震における推定状況について述べる。震度 7 を観測した 2016 年熊本地震では、前震、本震両地震においても地震発生後 10 分程度で推定を完了し、最終報を発信した。本震後の自治体の被害報告や空中写真を用いた建物判読等の実被害と比較すると、熊本県益城町における被害集中地域等の定性的な空間分布はおおむね整合する一方で、被害の量は実被害を過大に評価している傾向が見られた。被害推定による全壊棟数分布と航空写真判読による全壊棟数分布の比較を図 6 に示す。これらの熊本地震による実被害データを踏まえた被害推定手法の改良を行い、J-RISQ に導入した³⁾。

2018 年 9 月に発生し、熊本地震同様震度 7 を観測した北海道胆振東部地震においては、地震発生から約 12 分で被害推定を完了しており、図 7 や図 8 に示す震度分布や建物被害分布の推定を行った。これらの情報は防災科学技術研究所のク

ライシスレスポンスサイトにおいて一般に公開された。なお、地震発生直後は厚真町鹿沼（計測震度 6.5）や厚真町京町（計測震度 6.0）の震度データは未入手であったため、この推定には含まれていないことに注意が必要である。推定した建物全壊棟数は、1,582～4,022 棟であり、建物被害による死者数の推定は、26～254 人であった。平成 30 年北海道胆振東部地震災害検証報告書の被害状況によれば、建物全壊数は 1,634 棟、死者数 43 人であり、被害の総量は推定結果の範囲内であった。ただし、J-RISQ では、地震による地すべり等の地盤災害は推定の対象外であることに注意が必要である。

8. 実被害情報を取り入れた推定精度の向上

J-RISQ で採用している被害関数を用いた被害推定は、過去の地震被害調査等を利用して地震動強さと被害率を統計的に関係づけたものであり、個別の地震被害に当てはめた場合に推定誤差が生じている可能性がある。一方、災害発生直後に衛

表 4 J-RISQ による地震検知状況の一覧

イベント 番号	地震発生日時		震央地名	深さ (km)	M	最大震度	地震が発生してから最終報が 出るまでの時間 (秒)
1	2016/4/14	21:26:34.4	熊本県熊本地方	11	6.5	7	542
2	2016/4/14	22:7:35.2	熊本県熊本地方	8	5.8	6弱	643
3	2016/4/15	0:3:46.4	熊本県熊本地方	7	6.4	6強	639
4	2016/4/15	0:6:21.3	熊本県熊本地方	11	5.0	5強	—
5	2016/4/16	1:25:5.4	熊本県熊本地方	12	7.3	7	604
6	2016/4/16	1:45:55.4	熊本県熊本地方	11	5.9	6弱	398
7	2016/4/16	3:3:10.7	熊本県阿蘇地方	7	5.9	5強	680
8	2016/4/16	3:55:53.0	熊本県阿蘇地方	11	5.8	6強	211
9	2016/4/16	9:48:32.6	熊本県熊本地方	16	5.4	6弱	628
10	2016/4/18	20:41:57.9	熊本県阿蘇地方	9	5.8	5強	648
11	2016/4/19	17:52:13.6	熊本県熊本地方	10	5.5	5強	633
12	2016/4/29	15:9:34.3	大分県中部	7	4.5	5強	—
13	2016/6/16	14:21:28.2	内浦湾	11	5.3	6弱	688
14	2016/10/21	14:7:22.5	鳥取県中部	11	6.6	6弱	726
15	2016/12/28	21:38:49.0	茨城県北部	11	6.3	6弱	643
16	2017/6/20	23:27:41.4	豊後水道	42	5.0	5強	665
17	2017/6/25	7:2:15.3	長野県南部	7	5.6	5強	691
18	2017/7/11	11:56:35.4	鹿児島湾	10	5.3	5強	679
19	2017/9/8	22:23:18.1	秋田県内陸南部	9	5.2	5強	648
20	2018/4/9	1:32:30.8	鳥根県西部	12	6.1	5強	659
21	2018/5/25	21:13:42.2	長野県北部	6	5.2	5強	652
22	2018/6/18	7:58:34.1	大阪府北部	13	6.1	6弱	721
23	2018/9/6	3:7:59.3	胆振地方中東部	37	6.7	7	742
24	2019/1/3	18:10:27.6	熊本県熊本地方	10	5.1	6弱	668
25	2019/2/21	21:22:40.4	胆振地方中東部	33	5.8	6弱	663
26	2019/6/18	22:22:19.9	山形県沖	14	6.7	6強	697
27	2020/3/13	2:18:46.7	石川県能登地方	12	5.5	5強	665

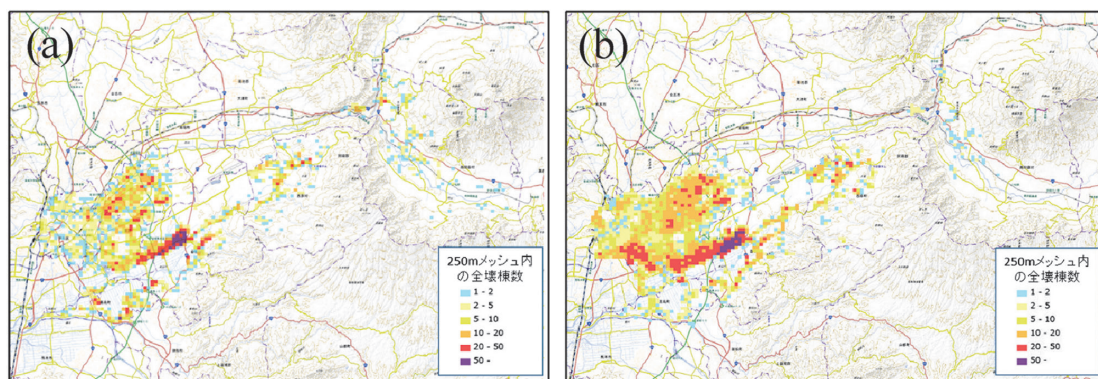


図 6 熊本地震における建物全壊棟数分布の比較 ((a) 航空写真判読による被害分布, (b) 被害関数による推定結果の 1 例)

星画像や航空機、車載カメラによる画像を分析し、実被害の状況を把握する試みもなされてい

る。これらの実被害情報は正確性の高い情報であるものの、時間的空間的に断片的であり被害の全

容を早期に把握するには必ずしも有効ではない。
そこで、J-RISQでは、被害状況を早期にかつ精

度よく把握するために、広域で得られる被害の推定情報を、一部地域で得られる実被害情報を用いてベイズ更新することで融合させ、広域での被害推定の精度を向上する手法⁴⁾を実装した。

この手法では、建物被害関数を建物の耐震性を地震動強さで表現した耐震性の確率分布と考えることで、被害関数のパラメタを確率変数として扱い、実被害情報をベイズ更新の手続きにおける観測データとして利用し、被害関数のパラメタの事後分布を求め、パラメタを更新した被害関数による推定を行う。この手続きを、実被害情報を得るたび逐次行うことで、最新の实被害情報を反映した被害推定ができる。

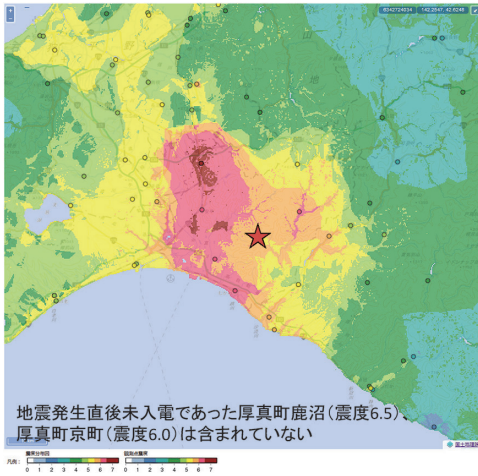


図7 北海道胆振東部地震における推定震度分布
(○は観測点, ★は震央)

9. おわりに

J-RISQから提供される被害推定情報は、府省

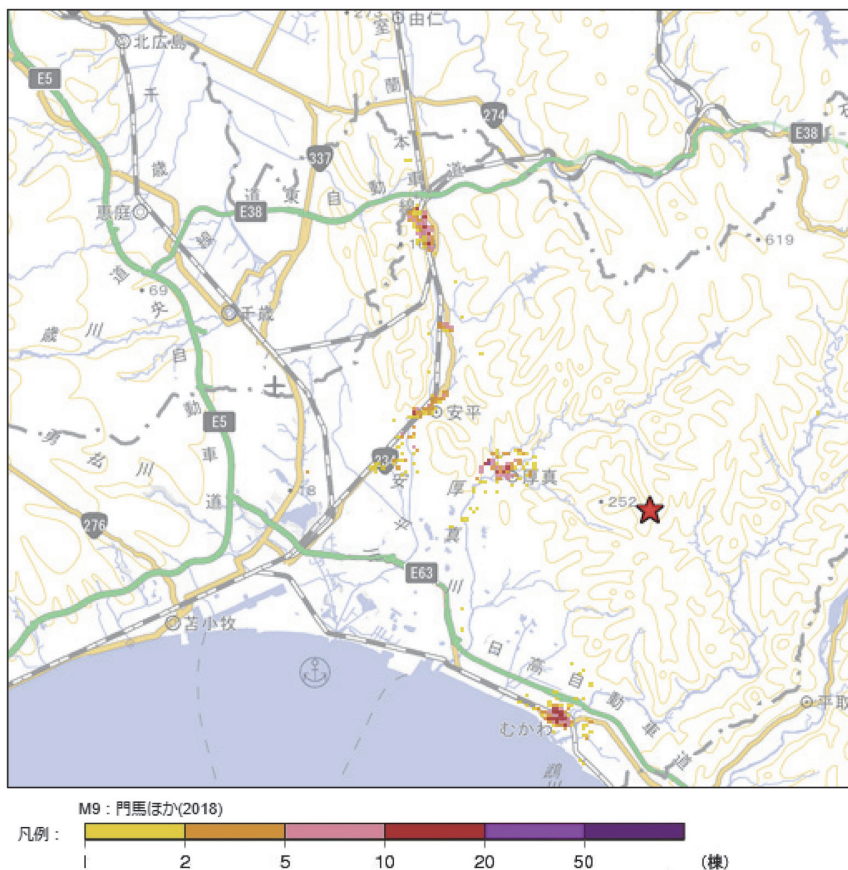


図8 北海道胆振東部地震における推定建物全壊棟数分布の1例(★は震央)

庁、警察、消防、地方公共団体等の災害対応機関に提供され、災害対応に利活用されてこそ意味がある。また、民間企業等において、BCP（事業継続計画）やDCP（地域活動継続計画）で利活用されることにより、社会の防災力強化が期待できる。そのため、システム開発だけでなく、研究開発成果の社会実装に向けた取り組みを進めてきた。具体的には、防災科学技術研究所で開発、運用を行っている基盤的防災情報流通ネットワーク（SIP4D）や利活用システムを介した被害推定情報の利活用であり、2016年熊本地震の際に被害推定情報と道路交通規制情報等を重ね合わせ、熊本県の災害対策本部での災害対応支援の参考情報として活用された。一方、主に民間企業に対しては、BCP等への利活用を促進する「ハザード・リスク実験コンソーシアム」と連携し、実際のシステム間連携を含めた実証実験を継続的に行っている。また、新たな取り組みとして、地震発生後の経済早期復旧支援を目的とし、地震による経済被害（直接被害・間接被害）を予測する広域概観版経済被害予測システムの開発に着手している⁵⁾。今後もこのような情報利活用の実証実験とシステムの開発・改良を両輪として、J-RISQを地震時の災害対応に真に役立つシステムに育てていきたい。

謝辞

本研究は、総合科学技術・イノベーション会議のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）「レジリエントな防災・減災機能の強化」（管理人：JST）によって実施された。なお、J-RISQで用いている地方自治体および気象庁の震度デー

タは気象庁より提供していただいている。

参考文献

- 1) Senna, S., Wakai, A., Jin, K., Maeda, T. and Fujiwara, H. 2017. Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation, 16th World Conference on Earthquake (Santiago (CL)), p. 7.
- 2) J-RISQ 地震速報. <http://www.j-risq.bosai.go.jp/report/> (2020年3月21日閲覧)
- 3) 門馬直一, 中村洋光, 藤原広行, 内藤昌平, 下村博之, 山田哲也. 2018. 地震建物空間情報データベース構築と建物被害曲線検討. 第15回日本地震工学シンポジウム論文集, PS1-01-33.
- 4) 日下彰宏, 中村洋光, 藤原広行, 岡野 創. 2017. バイズ更新により実被害情報を融合した震災後の住宅被害棟数の推定. 日本地震工学会論文集, 17, 16-29.
- 5) 中村洋光, 藤原広行, 高橋郁夫, 清水 智, 山崎雅人. 2019. 地震・津波による経済被害予測のための全国を対象とした産業別民間企業資本ストックデータの試作. 日本地震工学会第14回年次大会梗概集, 0-6.

中村洋光

[なかむら ひろみつ]

現職 国立研究開発法人防災科学技術研究所 副部門長, 博士(理学)

略歴 2001年東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士課程単位取得退学。財団法人鉄道総合技術研究所研究員等を経て、2019年より現職

研究分野 リアルタイム地震防災



不確かな確実/確かな不確実—コロナ禍を通して見た臨時情報—

令和の世の劈頭に不気味な陰を落としている新型コロナウイルスの感染蔓延を目にして、災害研究者ならだれもが思い浮かべたことが1つあるはずだ。「臨時情報に似ている」である（「大地震が加わるシナリオだけは避けたい」も脳裏をよぎったはずだ）。マスク等の払底・不足、これでもかと溢れ出てくる未確認情報、そして、相次いだ「中止・延期」による社会的活動レベルの低下。このいずれもが、南海トラフ地震臨時情報が発表されたときに予想される社会のリアクションを彷彿とさせる。

「半割れシナリオ」で、静岡県を中心に被害を発生させる形で地震・津波がまず発生したと仮定する。報道を通して被災地の惨状を目のあたりにしたところに、臨時情報が追い打ちをかける。近畿以西の太平洋岸を中心に、物資や情報をめぐる混乱は避けられそうもない。事前の取り決めというより、そのときの社会的圧力に押される形で、産官学民こぞって、交通機関、商業施設、教育・福祉サービスなど、多くの社会的機能をスローダウンさせる（クローズする）だろう。

つまり、「半割れ」では、コロナへの対応よりもオーバーヒートすると予想するのだが（本稿は2020年3月20日時点で執筆）、そう予想する理由は、東半分で現に進行形で生じている被害のリアルさである。人間をして、不確実な事象を確実でリアルなものとして認識させる最大の回路は、その事象の〈機能的代替物〉—時間ちがいが、場所ちがいの類似物—の確実・リアルを示すことだからである。「東海豪雨に匹敵する大雨になっています」という情報の力（かつて経験した大雨のリアル）、3.11の津波はあの防潮堤を越えたという事実の迫力（かつて起きた津波のリアル）は大きい。西日本豪雨の直後に関東圏で軍手がおおいに売れたこと、地震発生後に地震保険契約数が急増する現象など、今

このとき、別の場所を襲う災害が有するリアルな影響力も強大だ。これらと同様に、「半割れ」の場合、臨時情報の情報本体機能というより、〈機能的代替物〉としての先行地震が、起こるか起こらないかわからない後発地震を十分に起こりうる地震へと転換させる役割を果たす可能性が高い。

他方で、「一部割れ」では（場合によっては、「半割れ」でも）、—それ自体幸いなことだが—先行地震による被害が相対的に軽微であった場合、話は変わってくる。「半割れ」の場合、オーバーヒートすると予想した社会的リアクションが総じて抑制される可能性が高い。不確実を確実へと変換する魔法の杖である〈機能的代替物〉の力が弱い以上、不確実な事象を確実でリアルなものとして認識させるための素材が、臨時情報本体に限定されるからである。

臨時情報に関する「防災対応検討ガイドライン」によれば、「一部割れ」の場合、後発地震の「7日以内の発生頻度は数百回に1回程度（通常の数倍程度の確率）」にすぎず、「半割れ」でも、「十数回に1回程度（通常の100倍程度の確率）」とされる。ここで、「通常」の目安となっているのは、例の「30年以内に70～80%」という確率である。この数値を、直近1週間以内に地震が（突然）発生する確率に換算すると「千回に1回程度」になるため、「通常の100倍程度」と位置づけられている。

筆者の雑駁な比喻では、こうなる。「臨時情報が発表されても、要警戒の目安となっている『1週間』の間に地震が発生する確率は、多くて十数回に1回です。つまり、10本に1本しかアタリのないくじを引くようなもので、十中八九外れる情報です。そう覚悟してください。ただし、臨時情報が出ていない今、今後1週間以内に突如地震に襲われる確率は、千本以上に1本だけアタリが入ったくじと同じくらいで

す。10本に1本がいかにアブナイかわかりません。せめて1週間程度、いつも以上に用心しても、ふだんサボっている対策をこの機会に見直しても、損はないと思います。」

こうした言い換えが相応の説得効果をもつ場合もあるが、確率値を用いた科学的な説得は、上述の〈機能的代替物〉に比べると、いかにも脆弱である。〈機能的代替物〉が「不確かな確実」を生み出すのに対して、統計値は、しょせん、「確かな不確実」の域を出ない。その情報は、科学に依拠している点で「確か」ではあるが、情報に描かれた中身は不確実な物語としてスルーされてしまいがちである。

いずれにしても、コロナ対応と臨時情報対応との間には共通項が多い。キーワードは、「スローダウン」と「(白黒)両にらみ」である。日本社会における防災体制は、「ふだん(平常時)」と「まさか(災害時)」の分離を前提にしてきた。「災害モードへの切替」、「災害対策本部の設置・解散」といった表現がこの分離を象徴している。「日常/災害」が確定されれば、それなりの経験が蓄積されているが、両方が混じった状態を「両にらみ」でマネジメントするための経験やノウハウは不足気味である。しかし、臨時情報対応では、まさにこの意味での「両にらみ」が求められる。

言葉をかえれば、臨時情報を活かすためには、「実際、どの程度の確実性(確率)なのか」など、「不確実性」に耐えられず確実性を求める議論や、「不確実な情報では責任ある対応はとれない」のような、「白黒はっきり」させないと何もできないという発想に陥ってはならない。種々のトレードオフを低減しつつ、不確実な情報に見合う柔軟性をもった「両にらみ」を支える新しい防災体制を社会に構築する必要がある。この点で、「半分動かしながら、半分はとめる」、「完全にストップするわけではないが、普段どおりでもない」—スローダウンした社会の運営術を、日本社会がコロナ禍で学びつつあるとすれば(そう期待したい)、それ

は臨時情報対応にも有用である。

最後に、「1週間程度」について触れておきたい。「1週間」は、先行および後発地震に関する過去の地震発生データに基礎がある。1週間程度経過すると、地震発生確率という観点からは、ふだんと大きく変わらない状態に回帰するためである。しかし、7日目のところに明確な落差があるわけでも、自然現象が曜日を理解するわけでもない。「なぜ6日でも11日でもなく、7日(1週間)なのか」と問われれば、自然(地震)の論理ではなくて、人間・社会の側の都合に従ったまで、と答えるほかない。特に、臨時情報に関する意識調査の結果、学校の閉鎖、避難生活といった対応は「1週間程度が限界」と回答する人が多かったとの結果が、「1週間」には大きく影響している。

しかし、この回答自体が「両にらみ」できず、白黒をつけたがる習癖に災いされている面もある。つまり、回答者が「災害モード」に完全に転じた後の避難のイメージに影響された可能性がある。しかし、臨時情報下での避難は、コロナ対応がそうであるように、ライフライン等がほぼ健全で日常性がある程度保たれたなかで、津波リスクの大きな学校や福祉施設を避けて「自宅待機(不要不急の外出自粛)する」といった形式を含めて行われるはずだ。

実際、コロナ禍で「先がまったく見通せない」なかでも、「1週間」をはるかに超えて、感染予防と日常生活の「両にらみ」をベースにした「スローダウン」に日本社会は何とか耐えているとも言える。たとえば、ふだんなら学校給食に供給する食材を宅配に転用するといった方策は、「スローダウン」を生き抜くための重要な知恵である。よって、「1週間」イコール「安全宣言」ではない事実も踏まえ、「スローダウン」自体の段階的スローダウン(日常への段階的回帰)を含めて、コロナ対応で得られつつある「両にらみ」のための経験と知恵を、今後、臨時情報対応に生かしていくべきである。

(矢守克也：京都大学防災研究所教授)

地震発生を重力でとらえる

—P波到着前の地震シグナル検知—

亀 伸樹

1. はじめに

地震の発生により断層から放射された地震波は地殻中を広がり地球表面の地震計を揺らす。われわれは、速度6~8km/sで広がるP波の初動を検知して初めて地下の地震発生を知る。一方、断層運動と地震波は地殻岩石の密度変化を引き起こし、これに伴い重力場が変動する。重力変化は光速(30万km/s)で伝わり、ほぼ一瞬で地球上の重力が変化することになる。したがって、原理的には重力でP波到着前に地震発生をとらえることができるはずである(図1)。イタリア・ウルビーノ大学のハームズ(Harms)博士らの2015年の理論研究によると、均質一様弾性体中のダブルカップル点震源から広がる地震波が作り出す密度変化の領域はP波の伝播とともに広がり、P波の外側の観測点での重力変化は地震発生時刻から非常に緩やかに立ち上がる。地震モーメントが経過時間の3乗で増す場合、重力変化はP波到着まで経過時間の5乗でその傾きを増す。マグニチュード(M)9の超巨大地震を想定してもP波到着直前の振幅は 10nm/s^2 (地球の重力加速度の 10^9 分の1)とたいへん小さい。

2. 関連する研究の経緯

アメリカのLIGO(レーザー干渉計重力波観測所)が2002年に稼働し、2015年に検出感度を高めるかに高めた直後、ブラックホール同士の衝突合体より生じた重力波を検出したのは記憶に新し

い。LIGO竣工の1999年にすでに、カリフォルニア工科大学ヒートン(Heaton)博士らがP波到着前の地震シグナル(P波前地震信号)検知を目指してLIGOの地震応答解析を行っていたことは注目に値する。しかしLIGOは100~1,000Hzでピーク感度を持ち、0.01~0.1Hz帯域のP波前信号は検知されることはなかった。

一方、地表重力測定や衛星重力測定は、巨大地震に伴う大規模地球変形による静的重力場の変化をとらえてきた。東大海洋研の今西博士らは、2003年M8.0十勝沖地震に対して江刺、松代、京都で稼働していた超伝導重力計ネットワークの連続データを解析し、地震の24時間後にそれぞれ5.8, 1.0, 0.7nm/s^2 の重力加速度の増加をとらえた。2002年開始のGRACE(双子衛星による重力場測定ミッション)において、オハイオ大学のハン(Han)博士らは2004年スマトラ沖地震(M9.2)に伴う最大 150nm/s^2 程度の面的に増減する分布をとらえた。これらはいずれも地震の静的弾性変形モデルの理論値とよい一致を示した。

本記事で解説するP波到着前の重力変化は、このような地震後の静的重力場に達する途中の動的な重力場変動と位置付けられる。

3. 2011年東北沖地震の観測データにおけるP波前地震信号

2011年3月11日M9.0東北沖地震の発生は、P波前地震信号を観測データの中に探す契機となった。最初の報告は、2016年パリ地球物理研究所のモンタニエ(Montagner)博士らにより神岡の

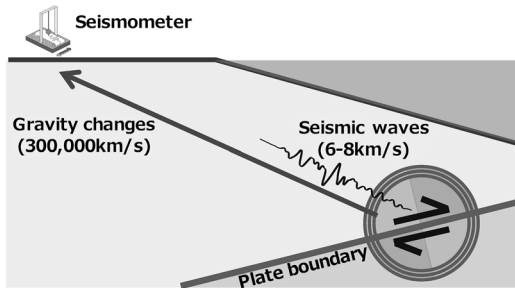


図 1 地震発生に伴い P 波速度で広がる密度変化領域とその外側に光速で伝わる重力場変動の模式図

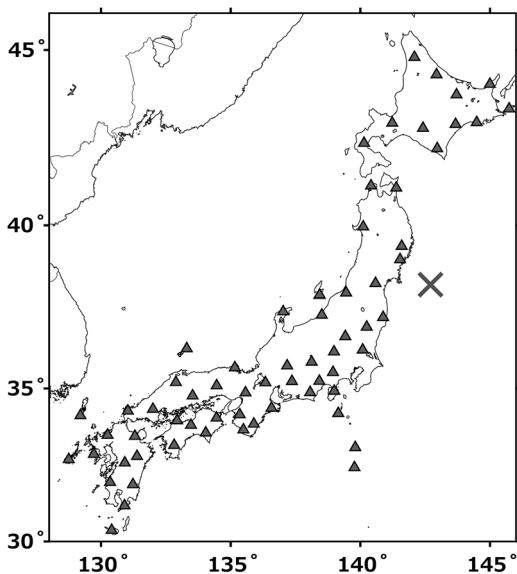


図 2 F-net 観測点分布 (▲) と 2011 年東北沖地震の震央 (×)

超伝導重力計連続データを用いてなされた。データには地球潮汐や脈動の成分も含まれ、そのままではノイズに埋もれ信号はまったく見えない。彼らはフィルタ操作でノイズを低減させ、P 波到着直前の重力が背景脈動ノイズレベルを超えて 1 nm/s^2 減少していることを見出し、この現象の統計的有意性が 99% (約 3σ) であると主張した。しかし、これは時系列データの背景ノイズ 100 点に 1 点の頻度で信号レベルを超える外れ値が現れることを意味する。実際、彼らの示した時系列プ

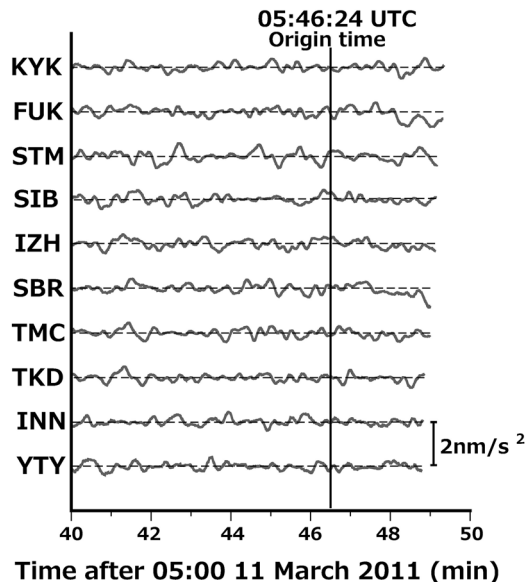


図 3 10 観測点におけるノイズ軽減後の 2011 年東北沖地震の P 波到着前の下向き加速度 (重力) 波形。福江 (FUK) はバレー博士らが地震計特性の補正の後に P 波前信号を報告した観測点

ロットには P 波到着直前以外にもしばしば外れ値が見られる。素粒子研究の世界では新現象に対して 3σ は「兆候」とみなされ、「発見」には 5σ (99.9999%) が求められることに実感がわく。

第二報は、翌年に同じ研究グループのバレー (Vallée) 博士らによりなされた。広がる地震粗密波に伴う重力場変動は、最大振幅の出現場所が震源から大きく離れる。2011 年東北沖地震の場合、P 波到着前の地表での重力減少のピークは日本海から東アジアにかけてあったとされる。彼らは震源から 3,000 km 以内で利用可能な広帯域地震計観測点 200 点余りのうち、計器特性と脈動帯域の信号を取り除いた鉛直成分加速度が地震発生直前の 30 分間で $\pm 0.8 \text{ nm/s}^2$ 内に収まる観測点を用いた。選ばれた震源距離の異なる 11 観測点は、重力が 1 nm/s^2 の桁で P 波到着時に向けて減少し、彼らの提案する動的モデル計算と調和的であることが示された。しかし、第一報とは対照的にこの現象の偶然性については議論されなかった。

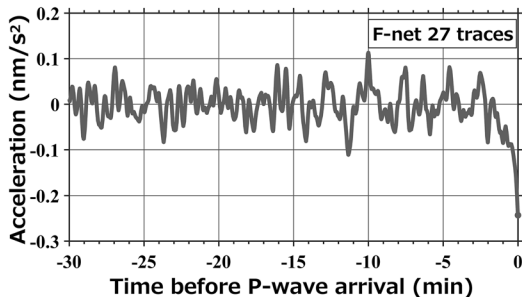


図 4 27 観測点の P 波到着前の下向き加速度を P 波到着時刻 (=0 分) をそろえて平均した。P 波到着前 30 秒間で重力値が変化している。27 観測点の震源距離は 505~1,421 km の範囲にあり、平均距離 987 km において P 波到着直前の重力加速度は平均 0.25 nm/s^2 の減少を示す

第三報は、2019 年の東大地震研の木村らによるものであった。彼らはまず日本の広帯域地震観測網 F-net (図 2) の P 波到着前の加速度記録において背景ノイズを低減させたが、71 観測点のおおのこの波形には明瞭な P 波前信号は見えなかった (図 3)。その上でノイズレベルを基準に 27 点を選び P 波の到着時刻でそろえてスタックしたところ、非常にはっきりとした P 波前地震信号を見出した (図 4)。この結果は、多点の記録中に同じ地震からの信号が共通して含まれることを示している。この現象の統計的有意性は 7σ に達し、偶然に起きる可能性はきわめて稀である。

同年、バレー博士らは複数観測点で広帯域地震計の記録が利用可能な過去の大地震を再訪し、2012 年 M8.6 インド洋・ワートン海盆地震、2018 年 M8.2 フィジー地震、1994 年 M8.2 ボリビア地震、2018 年 M7.9 アラスカ湾地震、2010 年 M8.8 チリ・マウレ地震において P 波前地震信号を報告した。P 波到着前に重力場が変動し、観測データ中に P 波前信号が検知できることが広く認められつつある。

4. 地震観測の新しい窓

P 波到着前の重力場変動は、「地殻内の質量再分配」に基づくまったく新たな観測の窓を開く。その光速伝播の特性から巨大地震の早期検知が期待されるが、問題点も浮かんできた。

重力計・地震計は変形する地球に固定されており、その場所の重力加速度そのものではなく、地球の変形の加速度を差し引いたものが出力される。極端な例として、自由落下する計測器はその場所の重力加速度とまったく同じ加速度で運動し、出力はゼロとなる。バレー博士らは、均質一様弾性体中では P 波到着前の重力変化とそれにより生じる変形の加速度は完全に一致し、P 波前信号がゼロ出力されることを示した。もちろん実際の地球には地表があり、表面効果により変形加速度は重力変化からしだいにずれはじめるが、ずれを待つ間、東北沖地震では 50 秒以上、P 波前信号の出力はほぼゼロとなる。重力測定は地震検知の時間短縮には役に立たない。

一方、重力場変動の空間勾配は、計測器の加速度運動によりキャンセルされず、重力勾配、もしくは時間で 2 回積分した空間歪として、P 波到着前でもそのまま計測される。現在、地震発生検知を目指すねじれ振子式空間歪計が開発されている。目標感度は $10^{-15}/\text{s}^2$ であり、2011 年東北沖地震の日本陸域における理論的重力勾配 $10^{-13}/\text{s}^2$ は十分観測できる。東大物理の下田博士らの試算では、震源距離 120 km の M7.5 の地震発生に対して、4 点での観測によって 8 秒後に震源の初期位置が速報され、10 秒後、12 秒後にその推定範囲が狭められる。17 秒後に P 波が到着すると地面が揺れはじめ精密測定がそこで潰える。この間、破壊は継続中で、各時刻での地震規模 M はそれぞれ M6.80, M7.00, M7.16, M7.43 である。P 波到着時までの情報は M の下限を押さえる。

地震発生検知の時間短縮と地震の最終的な M を知ることは相容れない。地震の発生を重力勾配

を用いて検知するためには震源距離 200 km 程度まで近づく必要があるが、このような観測点には P 波が 30 秒程度で到着し、揺れにより精密計測が中断する。したがって、これより破壊継続時間が長い M8 より大きな巨大地震は最終的な M を知ることができない。これについてバレー博士らは、破壊完了後ただちに巨大地震の M を知るには、P 波が到着しない遠くでの観測が有効であると指摘している。今後、巨大地震からの微弱な重力場変動をとらえ早期警報に利用するためには、このような変動場と観測機器の特性を考慮して観

測計画を練る必要がある。

亀 伸樹

[かめ のぶき]

現職 東京大学地震研究所 数理系研究部門 准教授

略歴 京都大学理学部卒業，東京大学大学院理学系研究科博士課程修了，博士（理学），九州大学理学部助手，ハーバード大学客員研究員を経て現職

研究分野 震源過程の理論的研究



みんなで翻刻

—歴史地震研究とオープンコラボレーションの交差点—

加納靖之

「みんなで翻刻」(<https://honkoku.org>)は、2017年1月に京都大学古地震研究会が公開した市民参加型の地震史料翻刻プロジェクトである。2019年7月にはシステムを更新し、地震史料だけでなく、広く歴史資料を翻刻、共有するためのプラットフォームとなった。本稿では、「みんなで翻刻」の現状を紹介し、運用の経験を踏まえて地震学におけるオープンコラボレーションの状況についても検討したい。

京都大学古地震研究会

歴史時代に発生した地震を調べるためには、何

らかの形で、地震発生のようなすを知る必要がある。地震発生時に人々が見聞きしたことを書いたもの（公的・私的な記録、日記、随筆、書状など）を読み、そこに書かれた内容から地震を再現することになる。しかしながら、一般に、過去の人々が書いたものを現代の私たちが読むのは難しい。読者のなかで、図1のようなものをすらすらと読める方はどのくらいおられるだろうか？ 書き方のスタイルや、用いられる文字（変体仮名や旧字体、異体字）が現代とは違っており、楷書、あるいは、活字体に慣れた私たちには読めないのである。

このような事情のなか、地震研究者が過去の地

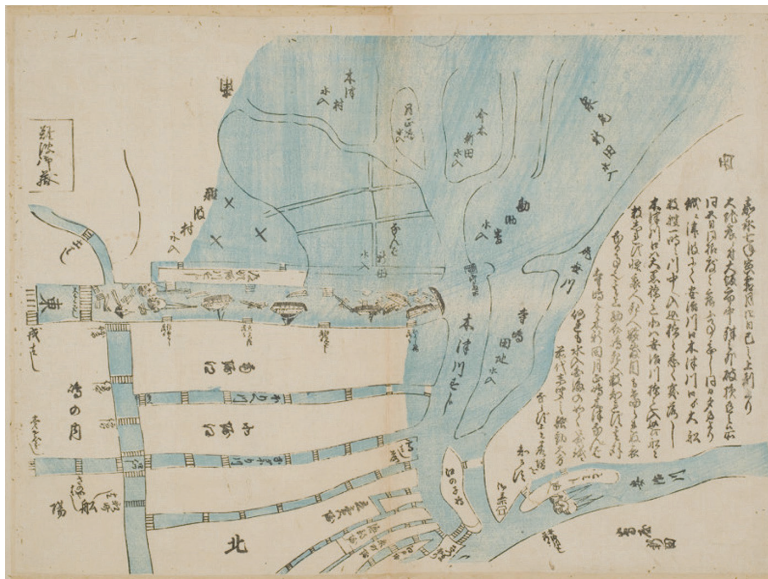


図1 歴史資料の例

震を調べるために文書を読める状態にするには、いくつかの方法が考えられる。自分で読み方を勉強して読めるようになる、歴史学や日本文学などの専門家に読んでもらう、活字化された既刊の史料集や全集を読む、などである。史料の専門家との共同研究、あるいは、役割分担によって研究が進められてきた。また、歴史地震研究の先輩方のなかには、出身は自然科学であっても、すらすらと読める方もおられる。京都大学古地震研究会は、歴史地震について書かれた史料を題材に、過去の人々が書いたものを読むためのスキルを身につけることを目標とした勉強会で、2012年に京都大学の地球惑星科学専攻のゼミの時間を利用してはじまった。

みんなで翻刻

「みんなで翻刻」は、京都大学古地震研究会の活動から生まれた。2014年ごろには、人文情報学の研究者も参加し、情報技術の活用についても検討していた。各地の地震研究者がオンラインで地震史料を解説しながら共同研究を進めるためのシステムを作れないか、というのが、中西一郎氏（京都大学名誉教授）の最初の発想であった。その後、オープンサイエンスの観点を取り入れて、現在の「みんなで翻刻」に至っている。システムの開発は主として橋本雄太氏（国立歴史民俗博物館）が担っている。

2017年1月に最初のバージョン「みんなで翻刻【地震史料】」（<https://v1.honkoku.org/>）を公開した。「古文書・古記録を解説して、歴史災害研究に参加しよう！」をキャッチフレーズとして、東京大学地震研究所図書室が所蔵する「石本文庫」の114冊を全文翻刻することを目標としてプロジェクトを開始した。多くの参加者を得て、主催者側の予想をはるかにこえる速さで翻刻が進み、同図書室で「古文書」に分類される他の史料も追加し、プロジェクトを続けた。最終的に2019年3月の時点で搭載可能であった史料495

点すべての翻刻を完了した。くずし字解読の学習コンテンツや翻刻文の相互添削など、学びを主軸としたシステム設計が参加者の動機づけに寄与しており、また翻刻文の精度向上につながっていると分析されている（橋本，2018）。これまでの参加者は5,500人強、総入力文字数は約628万文字である。

2019年7月には、それまでの経験と新しい技術を取り入れた新しい「みんなで翻刻」を公開した。International Image Interoperability Framework (IIIF) という、Web上の画像へのアクセスを標準化し相互運用性を高めるための規格に対応し、この規格に準拠した世界中のデジタルアーカイブが公開する史資料を翻刻できるようになった。現時点で、「日本の仏典を翻刻」、「翻刻！東寺百合文書」、「茨城大学図書館所蔵資料を翻刻」、「翻刻！石本コレクション」、「関西大学の多彩な東アジア研究資料を翻刻！」、「翻刻！草双紙の世界」という多彩なプロジェクトが運用されている。このうち、「翻刻！石本コレクション」（図2）の対象である「石本コレクション」は、東京大学総合図書館が所蔵・公開しているものであり、もともとは地震研究所所蔵の「石本文庫」と一体に石本巳四雄が収集したものである。また、「茨城大学図書館所蔵資料」には近世の日記が含まれ、過去の地震や天候についての情報を得ることができる。

新しい「みんなで翻刻」では、AIによる翻刻支援機能も搭載した。初心者が翻刻に参加する際の敷居を下げることを目指して導入したものである。この翻刻支援機能を通じて現状でのくずし字AIの能力を知ることができ、また、実際の課題に対してAIを用いることによって、将来必要となるであろうAIとの付き合い方についての体験の場となっているようである。「みんなで翻刻」によって生成されるくずし字の字形とテキストとがセットになったデータは、くずし字AIへの教師データとなり、AIの高精度化にもつながると期待される。専門家、一般の方、AIもふくめ、「み



図 2 「翻刻！石本コレクション」

んな」で課題に取り組むプロジェクトでありたい。

歴史地震研究と「みんなで翻刻」

これまでの歴史地震研究は、研究者が地震史料を読み、そこから情報を取り出すことで進展してきた。地震史料に特化した史料集（『増訂大日本地震史料』や『新収日本地震史料』など）が刊行され、これを利用した分析も行われてきた。研究環境の情報化、オンライン化により、地震史料のオンラインデータベース化も行われている（「[古代・中世]地震・噴火史料データベース」など）。

翻刻された史料の情報を効率的に扱うには、テキストデータとなっていることが望ましい。検索や機械的な処理、分析ができるようになるからである。「みんなで翻刻」による全文テキスト化は、これを指向したものである。歴史地震研究の先輩方がやってきたように、地震史料を精読して過去の地震を再現することは重要である。一方で、これまでの研究の蓄積により、既刊の史料集を読んだだけで新しい事実を発見することは難しい。地震史料のテキスト化により、膨大な史料データから分析すべき部分を見つけ、詳細な解析につなげ

るような研究手法の構築が必要だと考えている。

地震史料がテキスト化され、これまで歴史地震研究を主たるテーマとしていなかった研究者の目にも一生のデータに近い情報が触れるようになることにも意義があると考えられる。たとえば、歴史地震研究の成果の例としてよく引き合いに出されるのが南海トラフの巨大地震の発生履歴である。本ジャーナル前号（福和, 2019）でも、内閣府のホームページに掲載された図を引用し、過去の同地域での巨大地震の発生間隔などの議論がなされ、また、災異改元についても説明している（嘉永から安政への改元については、東海・南海地震の発生以前から検討が始まっており、関連づけるのは不適當なのかもしれない）。歴史地震研究の成果を用いるとき、個々の地震がどのようなデータに基づいてどの程度の信頼性で推定されているのか、あるいは、基本的なデータである史料の記述、あるいは史料そのものがどのようなものであるのか、といったことを意識せずに、事実として扱ってしまっていないだろうか。理科年表には「被害地震の年代表」としてカタログが並べられているが、震源の位置や規模の推定精度はまちまちである。精度を等級で示すなどの工夫もなされてい

が、歴史地震研究の性質として、このような精度のバラツキが生まれることはもっと知られてよいと考えている。

南海トラフの巨大地震の履歴はよく分かっているように思われているが、研究の進展によって修正されることもある（たとえば、石橋，2014）。南海トラフの巨大地震だけでなく、個別の歴史地震についても再検討が必要なものは多い。歴史地震全体の概観はつかめてきたものの、個別の事象の理解はこれからであるともいえる。被害地震についての、各地域での地震現象の詳細の解明、「日記史料有感地震データベース」（<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/eri-hi-cro/database/>）の取り組みのような、ある地域での地震活動の変遷などに着目した中小の地震の分析、歴史学的な視点にたった災害のありようや人・社会の対応の分析（杉森，2020）など、課題や視点は多様である。防災・減災の観点からは、歴史上の災害を紹介することによって、地域の災害軽減に向けた意識の向上に寄与できるのではないだろうか。

オープンコラボレーション

研究成果や研究データの公開や流通、あるいは研究のプロセスそのものについて、専門家の間だけで行うのではなく、専門外の方、一般の方に広げていこうという流れあるいは運動がある。このような動きはオープンサイエンスと総称される。研究論文のオープンアクセス化や、研究データを広く公開しようとするオープンデータなどの取り組みも進展してきている。科学の社会的な役割の再評価や各国の科学技術政策、研究公正の観点などもこの動きを後押ししている。

日本地震学会 2019 年秋季大会では特別セッション「オープンデータと地震学」（<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/ykano/od4s/>）を開催し、地震学を取り巻くオープンデータの現状と課題について議論した。1995 年兵庫県南部地震以降、日本の地震学は観測・研究データをより積極的に

公開する方向になってきた。制限の少ない形でデータを公開することで、多様な分析が行われ、地震現象の理解や防災対策に結びつき得ることは、MOWLAS をはじめとする基盤的観測網の成果からも明らかである。

「みんなで翻刻」は、まさにオープンサイエンスの取り組みである。特に、研究のプロセスに市民の参加や協力を得るという観点から、シチズンサイエンス、あるいは、オープンコラボレーションと分類してよいだろう。他にも、地震観測に子どもたちを含めた市民の参画を得る「満点計画」の取り組みなどもある。地震学は、被害地震の発生時など、事のあったときに注目が高まる。そのような場面では、研究のプロセスや、プロセスに起因する限界や精度などについて伝える余裕がないことも多い。平時から研究のプロセスに参加を得ることで、学問としての地震学や、個別の研究、あるいは成果の実力を知ってもらうことは有益である。「みんなで翻刻」を通じて、過去の地震についての記録が多数あることを知った、あるいは、住んでいる地域の過去の災害に気づいた、という声もいただいている。ふだんから地震が発生するような地域では、地震に対する市民の関心は高く、「満点計画」や「ラズベリーシェイク」、「Did you feel it」にみるように、適切なテーマを選べば、市民の参画を得、理解を広げるようなプロジェクトを推進するための下地はあると考えている。「みんなで翻刻」で得たオープンサイエンスに関わる知見を、地震学と社会とをつなぐ活動にも活用していきたい。

参考文献

- 福和伸夫. 2019. 南海トラフ沿いの異常な現象への防災対応. 地震ジャーナル, 68, 1-12.
- 石橋克彦. 2014. 南海トラフ巨大地震 歴史・科学・社会, 叢書 震災と社会, 岩波書店.
- 加納靖之. 2017. みんなで翻刻—これまでとこれから. リポート笠間, 63, 53-56.

橋本雄太. 2018. 市民参加型史料研究のためのデジタル
人文学基盤の構築. 京都大学博士論文. doi:10.14989/
doctor.r13199
杉森玲子. 2020. 「江戸大地震之図」を読む. 角川選書.

加納靖之

[かのう やすゆき]

現職 東京大学地震研究所・東京大学地
震火山史料連携研究機構 准教授. 博士
(理学)

略歴 京都大学大学院理学研究科地球惑
星科学専攻博士後期課程修了. 京都大学大学院理学研
究科 21 世紀 COE 研究員, 京都大学防災研究所助教を
経て現職

研究分野 歴史地震, 歴史自然災害科学

書籍 京都の災害をめぐる (共著: 小さ子社)



地震記者の回想

川端信正

本号の書評で紹介している『さまよえる地震予知—追い続けた記者の証言』の著者横山裕道さんと私はほぼ同時代に「地震記者」だった。

横山さんは1944年生まれ、生後まもなく熊野灘を震源に東南海地震が発生、2歳になった1946年に南海地震が起きた。この大地震の記憶は本人にはないだろうが、やがて「地震記者」になる因縁がこのあたりにあったのかもしれない。横山さんは1969年に毎日新聞社入社、支局勤務を経て1975年に気象庁担当となった。

筆者も同じ頃に気象庁記者クラブで机を並べた記者仲間。私は1938年生まれ、浜松で東南海地震の揺れを経験、小学2年生のときに新聞で南海地震の写真を見て被害の大きさに衝撃を受けた。私が地震専門記者になる原点はここにあったと思う。SBS静岡放送に入社しアナウンサーだった1974年5月、伊豆半島沖地震の大揺れをスタジオで経験した。ラジオワイド番組の最中だった。大きな揺れにマイクロフォンがずり落ちてきた。「地震です。リスナーのみなさん、お宅での揺れの様子をスタジオに電話してください。」と私は放送した。途端に20本ほどの電話、その1本に「こちらは南伊豆町、山の向こうに煙があがった」というのがあった。この電話をもとに取材スタッフが取材活動を開始、他社に先駆けて現地入りとなった。横山さんは特ダネ記事を何本もモノにしたというが、私にとって特ダネはこの伊豆半島沖地震だった。これをきっかけに地震取材にどっぷり浸かることになった。

1976年に東海地震説が出された前後、伊豆半島では地震が続発していた。これらの地震取材に関わった。1974年伊豆半島沖地震の発生後、伊

豆半島を地震活動が北上し、中伊豆で地殻の異常隆起、1976年に河津地震、1978年伊豆大島近海地震、ひき続き東伊豆で群発地震、手石海丘の噴火に至った。相次ぐ地震の発生に、当時地震記者は大忙しだった。

東海地震説が世に出されたのは、河津地震直後に開かれた地震予知連絡会だった。私はその記者会見に出席した。東海地震説のレポートが出されることなどまったく知らずに、伊豆の地震活動を説明する記者会見に臨んだ。地震予知連の萩原尊禮会長が今後の伊豆半島の予測を語った。私はそれを原稿にして本社に送った。ところが静岡の本社に戻った途端、「何を取材してきた。地震予知連は駿河湾で大地震が起きるという会合だったのだろうが、君の原稿にそれはない。」とデスクに叱られた。駿河湾にマグニチュード8クラスの大地震が予想されるなどという話は、記者会見ではまったく出なかった。

“駿河湾地震”とか“東海地震”と呼ばれるようになったこの大地震のレポートが、この日、地震予知連に提出されたことを察知したのは共同通信だけだった。特ダネニュースだった。共同通信の小岩井記者は、東大理学部の石橋克彦助手が東海地震の予測レポートを書いていることを知って、この話を暖めてきた。それを特ダネ原稿にしたのだった。私の原稿「伊豆半島は今後も地震が続く」はボツ。当日夜と翌日のニュースは“駿河湾に大地震の恐れ”で持ちきりだった。

東海地震説が出された直後、私は会社の上司に呼び出され「君を地震担当記者に任命する。東海地震説を追いなさい」と申し渡されたのだった。以後、地震被災地に足を運び、気象庁に日参し、

地震学会に参加する日々となった。

地震予知は人々の悲願だった。そして、程なく地震予知ができる時代がくると大方の人が予測していた。私たち地震記者は競って地震予知を追った。

横山さんが気象庁担当記者になった1975年、中国で海城地震が起きた。この地震では本震前に地殻変動、前震活動、地電流・井戸水の変化などの前兆がとらえられ、地震発生前に住民避難が行われ、人的被害を最少にできた。世界中で地震予知は有望であるとされるきっかけになった地震であった。日本にとっては大震法制定の後押しとなる地震でもあった。地震予知の成功例を詳しく知ろうと、日本は調査団を派遣した。調査団長は東京工大教授の力武常次さん（故人）だった。横山さんは調査団に随行した。横山さんは次のように書いている。「力武さんは40歳の頃から地震予知にのめり込んだ。予知なんて学者のやることじゃないという声があるなかでの挑戦だった。動物の異常行動と地震には関係があると、中国の地震予知に人一倍関心を示した」。力武さんは、東大地震研紛争が泥沼化し嫌気がさして東大から米国へ研究生活を転じた人だった。帰国後は東京工大の教授職にあった。石橋さんが地震予知連に東海地震のレポートを提出したとき、横山さんは力武さんに感想を求めた。学生や助手を厳しく指導することで知られる力武さんだったが、強面の風貌と異なり、根は優しい人だったと私は思う。東海地震の石橋レポートについて「力武さんは、きょうのレポートの中ではこれが一番おもしろいなとニヤッと笑った」と書いている。

横山さんは街のアマチュア予知研究家が行っていた地震予知の取材もした。予知成功例を連発していた“椋平ニジ”がそれだった。新聞記者としてスタートして8年目、駿河湾にマグニチュード8級の大地震が起きる恐れという“東海地震説”を石橋さんが公表したのは1976年8月だから、

その翌月のこと。横山さんは空に出るニジを見て地震を予知するという、いわゆる“椋平ニジ”を取材した。

京都府宮津市に住む椋平広吉さん（当時72歳）が天橋立付近から若狭湾に出るニジを観測して地震をピタリと当てるといふ。横山さんは、ニジを観測して地震を予知できるのか、そのからくりを解明しようとした。この類いの取材は根気強さ、粘り強さが必要だ。東大大学院の修士課程で隕石の研究に取り組んだ経験を持つ横山さんは、理学部出身らしくこうした取材を得意とするタイプの記者だ。“椋平ニジ”の出現で地震が予知できることに疑問を持ちつつ、椋平さんの周辺を丹念に取材し、ついにその謎を解き明かしたのだった。1976年9月下旬、毎日新聞社会面トップ記事は「椋平ニジは幻だった」の大見出し、社会面の大半をさいて報じられた。

“椋平ニジ”のからくりは単純だった。椋平さんは鉛筆で自分宛の葉書を投函していた。それを溜め置きしていた。地震が起きると、その葉書の通信欄に「地震が来ます」と書き、葉書の受取人を知人宛に書き直し、その家の郵便受けに投げ入れていたのだ。とんだ“地震予知”だった。この特ダネ記事が掲載されると、毎日新聞社には賛否両論の投書が多数寄せられたという。「よくぞからくりを暴いてくれた」という読者。反面、「細々と生活していた72歳の無力なお年寄りを、大新聞が社会面の大部分をさいて暴く価値があるのか」と厳しい意見もあったと、横山さんは述べている。

“椋平ニジ”が話題になったちょうどそのころ、駿河湾に臨む静岡では“石橋東海地震説”が出され、巷での話はこれで持ちきりだった。デパートには防災用品の特設売場ができて買い求める人が詰めかけた。「駿河湾大地震が来る。明日にも起きる恐れというがいつ来るのか」。街の話題はそればかりだった。

東海地震説の張本人、石橋さんと横山さんは同じ東大理学部で同級生だったが、「学科が違うの

在学中はまったく面識がなかった。1975年の地震学会で、石橋さんは相模湾の大地震をある程度予測できると発表した。「そのときの取材が石橋さんとの最初の出会いだ」と横山さんは書いている。

その“東海地震説”の公表から2週間後、大地震を予測した石橋さんが静岡県内で講演した。駿河湾に面する沼津市で地元の銀行が主催する地震講演会だった。石橋さんは「近い将来、東海地震が起きる恐れ」と、図を掲げて詳しく説明した。パソコンを使って講演する時代ではなかったから、震源域の図を模造紙に大きく書いて説明した。それはタイミングがよすぎる講演会だった。講演の壇を降りた石橋さんを地元の新聞・放送各社の記者が取り囲んだ。その内容は新聞各紙の静岡版に大きく報じられ、“石橋地震説”といわれ、地元では大きな反響を呼んだ。

市民のリアクションよりも、もっと敏感に反応したのは静岡県の行政当局だった。山本敬三郎知事（故人）は、地震説を新聞で知った。大地震は本当に起きるのか、本当ならば防災対策を進めなければいけない。真偽のほどをたしかめる必要がある。早速、職員数名に調査を命じた。土木、環境、住宅建築などの職員からなる混成チームが調査を開始、研究者や気象庁などにヒアリングした。報告書を読んだ山本知事は、東海地震対策を行政施策とする決断を下した。

その背景にはこんな話がある。山本知事は人一倍の読書家だった。昼休みに県庁近くの書店に立ち寄って手当たりしだいにさまざまなジャンルの書籍を買い求めて読破していた。執務机の脇にはそれらの本がうずたかく積まれていた。その頃読んだ本の1冊に「地震学者ジョン・ミルンの伝記」があった。日本の地震学の基礎を築いたミルンに山本さんは痛く感心した。その矢先に東海地震説に出会ったのだ。「わたしは静岡県のジョン・ミルンになる」と、大地震対策を進めることを決意した。

知事の決断は早かった。地震説が公表された2

ヵ月後、静岡県消防防災課に地震対策班が設けられた。翌1977年には全国初「地震」の名が付いた部署、地震対策課が発足した。こうして静岡県は東海地震対策を全力で推進することになった。法律の後ろ盾がなければ防災対策は進まない。山本知事は全国知事会の先頭に立って、東海地震のための「大規模地震対策特別措置法」（大震法）の成立に全力投球した。“地震を予知し、発生前に体制を整えて地震を迎え撃つ”。静岡県は国に対して大震法制定を強力に働きかけた。その矢先の1978年1月伊豆大島近海地震、6月に宮城県沖地震が発生した。この地震をきっかけに、大震法成立の働きかけが加速した。

伊豆大島近海地震では、東伊豆に山崩れなどの大きな被害が出た。大地震の後に大きな余震が起きることがある。当時、伊豆半島は降雨続きの日々だった。余震で土砂崩れが起きる恐れがある。山本知事は県民に注意を呼びかける「余震情報」を出すことにした。この情報を県民に強く訴える必要があると、発表文は知事名にした。ところがこの「余震情報」が県民の混乱を呼ぶことになった。伊豆半島や静岡市内で一部住民の間でパニック騒ぎが起きたのだ。情報が人から人に伝わっていく過程で「また大きな地震が発生する」「きょう午後7時に起きる」などと尾ひれがつき、静岡市では小学校が休校した。情報は「本震に続く余震に注意」という一般的なものだったが、地震予知連の発表から2日遅れて静岡県の防災部局に届いた。情報伝達の遅延が問題だった。地震情報は迅速に伝達されなければいけない。おとこの情報が遅れて地元伝わったことが混乱のもとだった。県行政としては地震予知情報が出される際は、情報の出し方、伝え方が最も重要だとの認識に至った。

静岡県が作成した「余震情報」は即刻、静岡県内の全市町村に伝達されたが、その連絡は電話で読み上げられた。発表文に「M7程度の大きな余震も」とあったから「PM（午後）7時に地震が起きる」と勘違いした市町村があった。情報伝達

に問題があったのだ。そうした反省から、大震法では「警戒宣言」は国のトップである総理大臣がカメラに顔を出して行うべきであるなど、静岡県が強く要望することになった。そして「警戒宣言」のような大地震の情報が出された際、これを社会はいかに受けるべきか、また情報を受けて社会状況はどうなるか、調査研究が必要だとの声が上がったのだ。

そこで行われたのが「地震情報のあり方調査研究」であった。静岡県はシンクタンクの応援を得て、この問題の調査研究作業を開始した。調査研究は数年にわたって行われた。調査の要を務めたのは地震予知総合研究振興会であった。予知振興会は地震予知連会長の萩原尊禮さんをトップに力武常次さんなど地震学者らで構成するシンクタンクだった。調査研究委員会がスタートし、手始めに行政、企業、メディアなどで討議を行うことになった。委員に指名されたメディアは朝日、毎日、読売、日経の各新聞社の本社所属地震記者、地元静岡のメディアから私が参加することになった。熱海市のホテルに缶詰になって討議が行われた。委員会に、毎日新聞からは横山さんが参加した。委員会で議論されたのは、東海地震の前兆現象が報道され予知情報が出されたとき、世の中がどのように反応するか、そのとき、製造業、金融機関、建設業などの企業はどうするか。住民間にパニックが起きるかなどを予測検討しようというものだった。大地震の前兆が出現したが世間はまだ知らない。それをメディア1社が特ダネとして報道したら世の中はどのようになるかとか、やがてオフィシャルな予知情報がだされたときはどうか。さらに「警戒宣言」に至ったとき社会の動きはどうか、これらを時系列で予測し、問題点を洗い出すものだった。

調査研究は、東京大学新聞研究所（のちに社会情報研究所—情報学環と改編された）廣井 脩教授（故人）が中心となって、数年をかけて、委員会の改組を重ねながら継続された。委員会はたしか1泊2日のミーティングだったように記憶する

が、みっちり討議した。委員会は非公表、報道発表しないのが約束だったが、委員会を終える際に横山さんは、「検討内容は住民にとって重要な問題を含んでいる。ぜひ記事にしたい」と申し出た。静岡県当局は「約束が違う」と即座に断ったが、横山さんは「知ったことは記事にするのが新聞記者だ」と相当粘った。「やりとり」を傍らで聞いて、私はさすが粘り強い“記者魂”の持ち主だと思ったのだ。

横山さんは、地震予知に有望な観測結果2例を特ダネ記事にした。1つは、東大理学部の浅田敏教授と脇田 宏講師らグループが伊豆大島近海地震の前にラドン濃度の変化をとらえたというもの。記事は、朝刊1面トップに「地震予知へ画期的一歩」の大見出しで掲載された。

もう1つは、伊豆大島近海地震から4年近く経った1981年暮れの記事。「東海大地震、2～3日前の予知有望、直前予知も可能。東南海地震直前の水準測量を分析、茂木清夫東大教授が発表」だった。地震予知をめぐる状況がまったく変わってしまった現在、振り返ってみると「いまでは威張れたものではない。かなり前のめりの地震予知記事を書いて当時は意気盛んだった」と、横山さんは語っている。謙虚な反省の弁だ。

たしかに当時の“地震記者”は近いうちに“地震予知が可能な時代”がくると思っていた。私もそう思って取材活動を進めていた。放送でレポートする際は「この観測で予知が期待されます」とか「予知へ向けておおいに期待されます」と“成り行きが注目される”，俗に“なりちゅう記事”と呼ばれる締めくくりをしたものだった。いま考えると、地震予知はそんなに簡単なものではない。一筋縄でできるものではないのだが。当時は、地震予知に向かって観測施設が整備され、それらを次々と取材した。体積歪計の増設、海底地震計の敷設、人工地震による地震観測など、“地震”とか“地震予知”と名がつくものは、次々とニュー

スにしたのだった。

横山さんは長期連載記事「大地震 警報時代の幕開け」を執筆した。連載55回という大作だった。1979年から1年2カ月、これを週1回科学面に掲載した。それは、大震法が制定され東海地震の強化地域が指定されたあとの連載だった。当時の地震予知にける期待や問題点を洗い出した。横山さんは振り返って次のようにいう。「この連載を執筆したことを、いまとなってはあまり触れたくない。連載のタイトルが『地震予知の幕開け』だったのは、読者に地震予知が実用化時代に入ったという誤解を与えたのではなかろうか。慎重さに欠けていたと言わざるを得ない。『あと2、30年以内に東海大地震が起ると考えて間違いなさそうだと書いたのは、慎重さに欠けていたと言わざるを得ない。予知に頼るよりも大地震の突発に備える防災が基本であることをもっと指摘すべきだった」と述べている。大方の記者は「それはむかしの原稿だ。当時はそのような社会状況だった」とのいいわけですませるのだが、横山さんは違う。自分が書いた記事はその後責任を持つ。つねに振り返って著作物を見つめる冷静さを持っている。それは科学に真正面から向き合う記者魂であり、賞賛に値することである。

地震予知ができるといった研究者、予知不能と考える学者、横山さんはその両方を取材した。取材に応じなかった人もいた。東大理学部教授の竹内均さん（故人）は、「ここ数十年の間はものの役に立つ地震予知はできないと思っている。地震予知のことはもうマスコミの誰にも話したくない。何をいっても始まらない」と、取材を断ったという。

茂木清夫さん（日本大学教授・東大名誉教授）は阪神大震災前の1992年、地震判定会会長になったが、東海地方の大地震と茂木さんとは因縁がある。実は、石橋説より7年前の1969年地震学会で、“東海地方の太平洋沖で大地震が発生す

る可能性がある”と発表していた。東海地震説は石橋さんの専売特許ではなかったのだ。石橋さんが東海地震説を出した際に、横山さんは茂木さんに聞いた。地震説をどう思うかと。茂木さんは「データが少ないという難点はあるが非常に面白い発想だ」といったそう。茂木さんは「地震予知はけっして夢物語ではない」と、東海地震の予知にける意気込みが違っていたと横山さんは言う。そして判定会の会長になったとき、記者会見で茂木さんは言った。「東海地震の予知が一発でうまくいくとは思っていない。前兆現象が微弱で警戒宣言にまでいかない段階でも、注意報的なものを出すことを検討したい」。それは「前兆現象はイチかゼロかばかりではなく、クリアに出ないこともある。観測データが多少変化したときに注意を呼びかける工夫が必要だ」という思いからだ。しかし、茂木さんの考えに気象庁、国土庁は動こうとしなかった。

やがて1995年阪神大震災が発生し、世間では地震予知への疑問や予知無用論が高まった。こうした経緯を経て1996年春、茂木さんは会長職を辞任した。これについて横山さんは解説する。「東海地震の予知という重責を担う判定会会長。自らの意向を真剣に受け止めてくれない役所に対し“信用できない”という思いが募ったのだった」。ところが、8年後の2004年、気象庁は前兆の可能性が高いデータが観測された場合に＜注意情報＞の名で出すことになった。茂木さんが求め続けた注意報が＜注意情報＞として日の目を見たのだ。横山さんはさらに、「茂木さんは地震予知の批判があっても、これにぶれない人だった」と言う。たしかに茂木さんは“目標を決めてそれに向かって一気に進む人、粘り強い人”だと私も思う。浅田敏さんがこういったことがある。「茂木さんは、絵を描くのが好きな人、だから白いキャンバスにおもむろに下絵を描く。そしてそれに向かって仕上げる。地震空白域がこの地域に存在してもいいだろうと仮想空白域を描く。そして周辺にどのような地震活動があるか探っていく。すると

“茂木空白域”が浮かび上がる」と、浅田さんのこの話には納得したことがあった。

地震予知不可能派の急先鋒は東大教授のゲラーさんだ。横山さんは「地震記者として予知批判派の意見も十分に聞く必要がある」と考え、毎日新聞は紙面にゲラーさんを何回も登場させた。著書の中で横山さんは「地震学会の暴れん坊、ゲラーさん」の章を設けているが、地震予知を批判するゲラーさんの意見が徐々に過激になっていったことを紹介している。

川端信正

[かわばた のぶまさ]

現職 防災アドバイザー

略歴 静岡放送地震担当記者、静岡県防災情報研究所研究員、静岡県地震防災センター職員を経て現職



■ 書 評 ■

● 写真と図で地形を読み解く

貝塚爽平・太田陽子・小疇 尚・小池
一之・野上道男・町田 洋・米倉伸之
編／久保純子・鈴木毅彦 増補

写真と図で見る地形学 (増補新装版)

評者 田力正好

本書は、1985年の初版刊行以来、地形学の教科書として30年以上にわたって広く読まれてきた『写真と図で見る地形学』の増補新装版である。当時の代表的な地形学者らによって執筆編集されており、豊富な写真と図で地形を読み解く教科書としてロングセラーを続けてきた。これまで人気を保ってきた理由は、各項目がすべて2ページと短くまとめられており、地形図や空中写真、地形分類図、現地写真など図版を多く使い、過度に専門的で冗長な表現を排した簡潔な説明が、初学者にとってとっつきやすく理解しやすいものであったためと思われる。評者も30年ほど前の学部生時代、地形学の講義の教科書として使用した。空中写真の実体視によって地形を詳細に観察することにより、初学者で知識が乏しい当時の評者にとっても地形の成り立ちを容易に理解でき、非常に興味深く読んだ記憶が残っている。

本書は、まえがき（空中写真と地形図の見方についての簡単な解説）と14の章（各種地形の事例と解説）、および増補、の各部分から構成されている。各章のタイトルは以下のとおりである：第1章 序説—地形形成要因、第2章 風化とマスウェイスティング、第3章 流水による侵食地形、第4章 川をつくる堆積地形、第5章 海岸地形、第6章 風をつくる地形、第7章 乾燥～半乾燥地形、第8章 周氷河地形、第9章 氷河地形、第10章 火山地形、第11章 変動地形、第12章 組織地形、第13章 海底地形、第14章 大地形。これらの内容はおおむね旧版のままであり、ごく一部で若干の修正がなされているようである（たとえば、p.144で十和田テフラの分布の年代が最新の情報に改められていること等）。改めて読み返してみると、地形の成り立ちについての基本的な考え方は大きくは変化していないため、本書の旧版部分

についても大きく修正する必要はなく、現在でも十分通用するものと感じた。

増補部分は、解説として「第四紀の新しい定義と精緻な数値年代決定」、「温暖化とその影響」、「新しい地形計測・表示技術」、事例として「地震動ともなうテフラの表層崩壊」、「地すべり災害」、「東日本大震災と津波」、「溶岩ドームと厚い溶岩流」、「誘発地震で出現した正断層地形」、の各項目から構成されている。解説部分は地形学に関連する地質年代決定法や地形計測技術について最新の情報がまとめられている。新しく追加された事例は「防災」という観点からまとめられたものと思われ、旧版にはなかった視点である。主に近年発生した災害に伴って生じた地形変化についての簡潔な解説がなされている。

本書は現在でも教科書としての有用性は失われていないと思われるが、若干の改善すべき点もある。たとえば、「地形の見方」という大枠では問題ないとはいえ、細部では記述内容が古い部分が散見される。たとえば断層変位地形について、近年、地理院活断層図等によって断層の詳細な位置形状が全国的に明らかにされているが、それらの成果が参照されていない。全体の構成は旧版のままで問題ないが、新知見を盛り込んで全項目を改訂したほうが、良いものができたと思う。また、空中写真についても写真を左右に並べたものよりもアナグリフ（赤青メガネで立体視できる3D画像）を活用したほうが、特に初学者には親切であると思われる。裸眼による実体視は体得が意外に難しく、人によっては練習しても困難な場合がある。アナグリフには、広範囲を切れ目なく実体視できるという利点もある（写真を並べる方式だと幅7cm程度の範囲でしか実体視できない）。本書の全体的な改訂の際にはアナグリフが活用されることを期待したい。

以上のように、若干の改善点があるとはいえ、地形学のほとんどの分野を網羅的に扱っていること、個別の項目の解説が簡潔に分かりやすくまとめられていること、等の点からみて、現在出版されている地形学関連の書籍の中で本書は初学者には最も適切な教科書であることは現在でも変わっておらず、広く勧められるものである。

＜東京大学出版会、2019年5月、AB判、272頁、5,300円＋税＞

[たじから まさよし 公益財団法人地震予知総合研究振興会]

● 地震予知を追い続けた ジャーナリストの“卒業論文”

横山裕道 著

さまよえる地震予知—追い続けた記者の証言

評者 川端信正

著者はこの本の全篇を通して“バラ色の地震予知時代”から現在の“予知問い直し・不能時代”へと、その流れを詳しく追い、タイトルにあるように「さまよえる地震予知」の変遷を綴っている。

地震を予知し発生前に被害を最小限にするのは人々の悲願だ。科学技術の進歩につれて予知は可能だと思われていた。防災官庁はそれに向けて努力してきた。気象庁は東海地震の予知をめざして地震予知情報課を設置した。大学や防災研究機関は予知研究を進めてきた。やがて阪神大震災や東日本大震災を経験し、地震予知は一筋縄ではいかないことがわかってきた。時は流れて、2020年、このほど気象庁は地震予知情報課を廃止することを決めた。ついに「地震予知」の看板を下ろし、1つの区切りを迎えたといっている。

著者横山裕道さんは1970年代から地震記者として活動してきた。地震予知へ全力を傾ける時代からスタートし、その流れを取材してきた。この本の冒頭で横山さんは「地震国日本では地震予知の効果は大きい。一般の人は“地震予知”の言葉に大きな魅力を感じてきた。」と説き起こし、「東海地震説をきっかけに大地震の予知と防災を結びつけた新しい制度ができたが、“警戒宣言”を出すようなピンポイントの予知が可能かどうか、それがわからない中での“見切り発車”だった」と指摘する。地震予知をあまりにも単純に考え、防災対策のルールを敷いた。しかし、その後、阪神大震災、東日本大震災が発生し、それは脆くも打ち砕かれた。当時を振り返って、「地震予知に対して楽観ムードが高まっていた。科学的根拠なしで警戒宣言を出す“大胆さ”、“罪深さ”だった」と厳しく論評し、これまで続けてきた自らの取材活動を振り返る。そして正直に“反省の弁”を語っている。

横山さんはこの本で「ついに“地震予知は一般的に困難”」の章を設け、東日本大震災が起きて大震法への批判の声が高まると同時に、東海地震を含む南海トラフ巨大地震が大きな焦点になっていった現状とその問題点、今後の課題を指摘している。この章の見出しを列挙しても、「東海地震の予知を目指したことに重大な疑問」「地震の規模や発生時期は予測できない」「地震予知の終焉

か”と思う」と進む。そして話は世界にも及ぶ。「成果上がらない世界の地震予知研究」「中国の“海城地震の予知成功”に疑問符」「イタリアで予知の失敗めぐって騒動」と。

著書を繰ると、ポスト東海地震の今に至る。横山さんは新聞社を退社したあとも、取材を続ける。これも著書の見出しを列挙すると、「予知をやめなさいとは言われていないと気象庁」「内閣府も大震法を見直すつもりはない」。そして、「地震学者も複雑な胸のうち語る」では判定会現会長の平田直さんを取材する。巨大な南海トラフ地震という警告を受けた自治体の反応を、高知県黒潮町や和歌山県尾鷲市などに出かけて取材している。現役を退いたいまも、それに負けない活動を続ける。それはできることではない。頭が下がる。

横山さんは、包み隠さず本音をぶちまけてこの本を書いた。つぎのように語っている。「地震予知肯定派に肩入れたわけではなく、予知悲観論もきちんと紹介しており、その意味で公正な取り上げ方だったと思う。ただいくつか反省すべき点はあった。たとえば、東海地震の発生時期について当時の測地測量の結果や地震学者の話などを基に論じながら、“あと2~30年以内に東海大地震が起これと考えると間違いなさそうだ”と書いた。慎重さに欠けていたと言わざるを得ない。」と、横山さんは正直だ。それに比し、「この研究結果で地震予知がさらに進むと期待されます。」などと言って放送を締めくくっていた安易な私自身のレポートは、大きな反省点だ。

横山さんは、この本を「日本の悲願ともいえる予知問題に密着し続けた筆者の卒業論文としたい」という。そして「2019年に後期高齢者の仲間入りだが、地震と気候変動にはこれまでどおり関心を持ち続けようと思う」と、“地震記者宣言”で締めくくっている。

この稿の最後に、横山さんにお願がある。“根性を持って”ここまで地震取材をつづけたのだから、あと2~30年間、状況を見続けてほしい。地震国日本だ。不謹慎なことをいって恐縮だが、どこかに大地震が起きるかもしれない。それを見続けて欲しいのだ。

<紫峰出版、2019年8月、A5判、214頁、1,800円+税>

[かわばた のぶまさ 元静岡放送地震担当記者]

● デジタル化による古記録の有効活用

今村文彦 監・鈴木親彦 編

災害記録を未来に活かす (デジタルアーカイブ・ベーシック②)

評者 古宇田亮一

共著を含めて13人の執筆陣による本書は、災害事象の記録・保管(アーカイブ)にあたり、現代風にデジタル化すること、つまり、災害記録を計算機に可読な状態におき、その利活用をはかろうとする試みを述べている。

「序論」と「あとがき」に、本書の意義と、シリーズ(勉誠出版によるデジタルアーカイブ・ベーシックス;本書はその第2巻)における位置づけが簡潔に記されている。東日本大地震など震災の記録と、火災や台風等の風水害記録、あるいは、戦災などを記憶する慰霊碑などが対象となる。災害の記録は、かつては文字と図版が主な記録媒体だった。現代は、文字・画像・音声・動画資料等のあらゆる記録媒体の保管と活用により、被災の過去を忘れず、将来に伝えて、防災の実をあげている。このデジタルアーカイブの手法は大きな効果がある。

本書は3部構成、10章からなる。第1部の標題は「震災・災害の記録を残すことの意義と目的」、第2部は「復興に向けて人々の声、地域の歴史を残す」、第3部は「未来のためのデジタルアーカイブ—震災・災害情報の利活用」となっている。第2部第4章「Voices from Tohoku」は英文で、和文概要が付いている。オーラル・ヒストリーは現代のトレンドと言え、ノーベル文学賞(2015)の対象にもなった。最後の第10章「記憶の解凍」のために、本所冒頭の口絵では、広島原爆に関わる写真や19世紀末~20世紀のモノクロ写真をカラー化した図版がついており、印象深い。古記録を収集・保存するためデ

ジタル化することで、より有効な活用ができることを端的に示しているだろう。文字・図版資料だけでなく、画像・音声・動画資料等を含むデジタルアーカイブの効用が、よく理解できる。人々が生き残り、安全で安心な生活を送るために、デジタルアーカイブの基礎的な収集と保管の努力が不可欠で、それがいかに役立つかが、本書で語られている。

古代~近世の人々は、災害の記憶を後世に残すため、文字・図版資料を残した。それは、石碑であったり、日記等の記録文学、あるいは絵巻などで表現されていた。たとえば、歴史書の六国史の第六にあたる「日本三代実録」や、随筆に分類される鴨長明の「方丈記」が代表的である。優れた記録者の手により、震災等の情景が、今でもありありと、目の前のことのように思い起こすことができる。日記を含む記録文学が言葉の力で、また、絵巻物は印象的な図により、後世の人々に事象の深刻さ・残酷さを伝え、災害に対する対処の重要性・不可避性を知らせることができる。そして現代は、文字・画像・音声・動画資料を計算機上に可読な状態で保管することにより、膨大な資料を集約して検索を容易にする。災害事象の深刻さをより深く実感できるだけでなく、より正確に事態を把握・解析し、どのように対処すればよいかの方策を新たに生み出すことにも貢献できる。災害が人々の生きる一部であるなら、デジタルアーカイブを活用することが新たな産業にも貢献できると予想される。本書が主題とするデジタルアーカイブによる災害記録の保管と活用は、今日の防災対策上の重要な構成要素になっており、公的な予算や組織・人員等の資源を振り向けるべき主要な分野といえるだろう。

本書は、これからの日本に不可欠なデジタルアーカイブの意義と効用を力説する貴重な書籍であり、災害や情報技術に関係する研究者だけでなく、政府・自治体の災害担当者や民間企業の関係者に必読の書籍である。

<勉誠出版, 2019年6月, A5判, 208頁, 2,500円+税>

[こうだ りょういち 日本情報地質学会会長]

●新刊紹介

P.L. ハンコック・B.J. スキナー 編, 井田喜明・木村龍治・鳥海光弘 監訳

地球大百科事典 (上) —地球物理編—

朝倉書店, 2019年10月, B5判, 600頁, 18,000円+税

P.L. ハンコック・B.J. スキナー 編, 井田喜明・木村龍治・鳥海光弘 監訳

地球大百科事典 (下) —地質編—

朝倉書店, 2019年10月, B5判, 808頁, 24,000円+税

土木学会地震工学委員会 編

2018年北海道胆振東部地震・大阪府北部の地震被害調査報告書

土木学会, 2019年10月, B5判, 474頁, 6,700円+税

矢鳥道子 著

地質学者ナウマン伝 フォッサマグナに挑んだお雇い外国人

朝日新聞社出版, 2019年10月, B6判, 380頁, 1,700円+税

佐久間博 編, JAMSTEC 監

地震はなぜ起きるの? (いつ?どこで?ビジュアル版巨大地震のしくみ ①)

汐文社, 2019年10月, AB判, 40頁, 2,500円+税

高田将志 監

3D 地図でわかる日本列島地形図鑑

成美堂出版, 2019年11月, A5判, 192頁, 1,500円+税

クレインズ・フレデリック 著, 磯田道史 解説

オランダ商館長が見た日本の災害

講談社, 2019年12月, 新書判, 288頁, 960円+税

杉山英男 著

近代建築史の陰に<上>

海青社, 2019年12月, B5判, 300頁, 7,500円+税

杉山英男 著

近代建築史の陰に<下>

海青社, 2019年12月, B5判, 319頁, 7,500円+税

山川 徹 著, 寒川 旭 監

地図で見る 日本の地震

偕成社, 2019年12月, A4変判, 100頁, 2,000円+税

杉森玲子 著

「江戸大地震之図」を読む

KADOKAWA, 2020年1月, 四六変判, 272頁, 1,800円+税

日本建築学会 編

2017年メキシコ・プエブラ地震被害調査報告書

日本建築学会, 2020年1月, A4判, 119頁, 4,200円+税

木村玲欧 著

戦争に隠された「震度7」<新装版>: 1944 東南海地震・1945 三河地震

吉川弘文館, 2020年1月, A5判, 216頁, 2,000円+税

佐久間博 編, JAMSTEC 監

調査の現場を見にいこう! (いつ?どこで?ビジュアル版巨大地震のしくみ ②)

汐文社, 2020年2月, AB判, 40頁, 2,500円+税

高木秀雄 著

CG 細密イラスト版 地形・地質で読み解く日本列島5億年史

宝島社, 2020年2月, 新書判, 192頁, 1,280円+税

藤野滋弘・上松佐知子・池端 慶・黒澤正紀・丸岡照幸・八木勇治 編

改訂版地球進化学 地球の歴史を調べ、考え、そして将来を予測するために

古今書院, 2020年2月, B5判, 122頁, 2,800円+税

今村文彦 著

逆流する津波—河川津波のメカニズム・脅威と防災—

成山堂書店, 2020年3月, A5判, 160頁, 2,000円+税

岩田孝仁・北村晃寿・小山真人 著

静岡の大規模自然災害の科学

静岡新聞社, 2020年3月, A5判, 256頁, 1,600円+税

ADEP情報

公益財団法人 地震予知総合研究振興会（ADEP）の人事異動について

退職

津村建四朗	本部地震防災調査研究部 副首席主任研究員	20.03.31
松田 時彦	地震調査研究センター 副首席主任研究員	20.03.31
古本 宗充	東濃地震科学研究所 副首席主任研究員	20.03.31
古本 尚樹	東濃地震科学研究所 主任研究員	20.03.31
宮島 力雄	東濃地震科学研究所 参事	20.03.31

編集後記

今号は新型コロナウィルスの猛威を振るう中での発刊となった。もしこのような時期に大きな地震や津波が発生したら、さらなる混乱は必至であり、そのような事態にならないことを願うばかりである。

折しも本年は、南米チリ沖で発生した大津波がはるばる太平洋を越え、わが国に大きな被害をもたらした1960年5月23日チリ地震津波から60年という節目を迎えている。これを受け、今号では津波に関連するいくつかの記事を特集した。

まず巻頭のエッセイには、わが国の津波研究の第一人者である東北大学の首藤先生にご登場いただいた。先生は、この1960年津波の調査に行き、両石（岩手県釜石市）で出会った老女の一言によって津波研究を始められたとのことである。

つづいて、2018年9月と12月にインドネシアで発生した2つの特異な津波について、中央大学の有川先生より解説記事をいただいた。9月にスラウェシ島中部パルを襲った津波は、横ずれ断層型の地震にもかかわらず予想外の大きさで、海底地すべりの関与が疑われている。一方、12月にジャワ島とスマトラ島間のスンダ海峡で生じた津波は、地震による揺れを伴わないまま突然に住民を襲い、その原因はクラカウ火山の噴火に伴う山体崩壊であったとみられている。

津波というと、プレートの沈みこみに起因する低角逆断層型地震に伴うものが典型的であるが、それ以外にもさまざまな要因で発生する津波があることに留意しておかねばならない。

次に、名古屋大学の富田先生からは、津波災害の特徴や津波そのものの特性について詳しいご説明をいただいた後、津波ハザードの推定技術の現状およびそれを活用した津波に強い地域づくりについて、詳細な解説記事をいただいた。

さらに、報道でよく耳にする「こ

の地震による津波の心配はありません」などの津波判断について、気象庁地震津波防災対策室の福満調査官より説明をいただいた。津波に関する予想は、緊急決定された震源位置と地震の規模を「量的津波予報データベース」に照らし合わせることで行われているとのことである。

津波以外の一般記事としては、1年前の2019年7月に米国カリフォルニアで発生したりッジクレスト地震の概要と強震動の特徴について、東大地震研究所の三宅先生より解説記事をいただいた。この地震は、M6級地震発生の34時間後にM7級の地震が続発し、わが国の熊本地震と類似した様相を示したことで注目された地震である。

次に、神奈川県温泉地学研究所の行竹先生からは、箱根火山における深部低周波地震の詳しい発生状況と火山活動との関連について詳しい報告をいただき、さらに、それを用いた火山活動活発化の予測可能性について議論を展開していただいた。

また、防災科学技術研究所の中村先生からは、「リアルタイム地震被害推定システム」について詳細な紹介をしていただいた。大きな地震が発生した直後に人的被害や建物被害等の様子を迅速に推定することは防災対策の上でたいへんに重要な事柄であり、今後もその着実な発展が望まれる。

以上のほか、本号ではさらに4つの興味ある話題を、囲み記事や寄書として掲載している。

京大防災研究所の矢守先生からは、コロナウイルスの問題に対比する形で、南海トラフ地震の臨時情報に関する社会対応の問題を論じていただいた。この中で、「地震発生後1週間程度は注意」としている“1週間”の根拠は、地震学的な論理というより、社会的要請に負っている部分が大きく影響しているとの説明は興味深い。

次に、東京大学地震研究所の亀先生からは、地震波の伝播による密度

変化がもたらす重力変化に着目して、P波が到着する前に地震の発生を瞬時に検知する技術についてご紹介をいただいた。この話題については、同じ地震研究所の綿田先生も「物理科学、この1年」(丸善、2020)に「地震波より早く伝わる地震情報」として解説記事を掲載されており、興味ある方は一読されたい。

また、東京大学地震研究所の加納先生からは、さまざまな人々の知恵を借りて古文書を読み解く「みんなで翻刻」プロジェクトに関する話題を提供していただいた。市民参加型の古地震研究というスタイルは、オープンサイエンスの好例としても大いに注目される場所である。

さらに、元静岡放送の川端氏からは、「地震記者の回想」と題し、東海地震説が世に出された前後の裏話的な話題などを提供していただいた。編集子にはなつかしい人々の名前も何人が登場し、郷愁をそそられた。この種の話のネタはまだ沢山お持ちとのことなので、今後の続編を期待したい。

今号もまた、たいへんにバラエティー豊かで賑やかな内容となった。読者諸氏の忌憚ないご意見やご批評をお願いしたい。(Y.O.)

地震ジャーナル 第69号

令和2年6月20日 発行

発行所 ☎101-0064

東京都千代田区神田猿樂町1-5-18

公益財団法人

地震予知総合研究振興会

<http://www.adepr.or.jp>

TEL: 03-3295-1966

FAX: 03-3295-3136

発行人 金沢敏彦

編集人 岡田義光

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●製作/一般財団法人学会誌刊行センター