

平成25年伊豆大島豪雨災害時の表層崩壊・土石流の地盤振動及び発生位置推定手法

GROUND-VIBRATION ANALYSIS AND LOCATION ESTIMATE OF SHALLOW LANDSLIDE AND DEBRIS FLOW CAUSED BY HEAVY RAINFALL IN IZU-OHSHIMA

高原 晃宙¹・木下 篤彦¹・水谷 佑¹・石塚 忠範¹

石田 哲也²・海原 莊一³・浅原 裕⁴

Teruyoshi TAKAHARA, Atsuhiko KINOSHITA, Tasuku MIZUTANI, Tadanori ISHIDUKA

Tetsuya ISHIDA, Soichi KAIHARA and Hiroshi ASAHARA

¹独立行政法人 土木研究所 土砂管理研究グループ 火山・土石流チーム
(〒305-8516 茨城県つくば市南原1番地6)

E-mail: t-takahara@pwri.go.jp

²国土交通省北陸地方整備局 河川部 (〒950-8801 新潟県新潟市中央区美咲町1-1-1)

³株式会社エイト日本技術開発 (〒700-8617 岡山県岡山市北区津島京町3丁目1-21)

⁴株式会社かなめ技術開発 (〒111-0054 東京都台東区鳥越2丁目7-4)

Key Words: seismic analysis, shallow landslide, debris flow, decay by distance of amplitude

1. はじめに

平成25年10月に東京都大島町(以下、伊豆大島とする)に接近した台風26号は、24時間雨量800mm以上の豪雨をもたらした。これに伴い、伊豆大島では多くの表層崩壊及び土石流が生じ、死者36名、行方不明者3名という甚大な被害が生じた¹⁾。土石流をはじめとする土砂移動現象が生じた際、地盤振動が発生することは知られており、今までにも、土石流や斜面崩壊時の地盤振動特性の解析を試みた事例はいくつもある^{2)~5)}。代表的な土砂移動現象の発生位置や状況を把握する方法として航空機による空中写真撮影や合成開口レーダー(SAR)画像による手法が挙げられる。前者は夜間や悪天候時の撮影は困難である事、後者は衛星を用いた場合のSAR画像の取得に数十時間かかる事⁵⁾、衛星軌道位置によって撮影箇所が限定される事が留意点として挙げられる。一方で、地盤振動を検知するセンサを面的に配置すれば、土砂移動現象を広範囲にリアルタイムで監視・観測できる可能性があり、地盤振動による土砂移動現象の検知は有用な手段と考えられる。また、このような手法と空中写

真や SAR 画像の取得などの手法を適切に組み合わせる事で、発生位置や規模等をより早く正確に把握できる事が可能であると思われる。

地盤振動による検知手法の精度を向上させるためには、土砂移動現象ごとの振動データの違いを把握する必要がある。さらに、対象とする土砂移動現象以外のノイズとなる現象(地震、人工由来の振動など)も含めて様々な事例を収集し解析する必要がある。

本研究では、伊豆大島で発生した表層崩壊及び土石流の地盤振動特性の解析及び発生位置の推定方法について検討を行った。まず、収集した振動データの周波数解析を実施し、特性の把握を試みた。次に、振動データの振幅と距離減衰に着目し、土砂移動の発生位置の検討を行った。

2. 平成25年台風26号による伊豆大島の土砂災害の概要

本研究の対象とした箇所は伊豆大島である。伊豆大島では、1986年に噴火が生じるなど活火山が存在し、多く

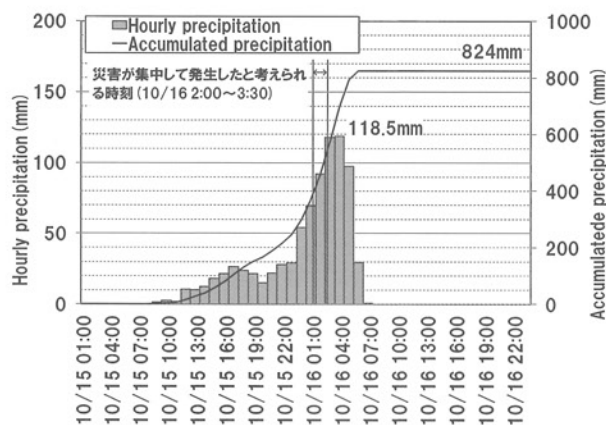


図-1 台風26号時のハイトグラフ（気象庁・大島観測局）



図-2 土砂流下状況及び振動観測局位置図

の地震観測局が設置されている。これら観測局が、上記災害が発生した時間帯に表層崩壊や土石流発生時に伴い発生したと考えられる地盤振動を記録していることが確認されている⁶⁾。

台風26号時の伊豆大島での降雨状況を図-1に示す。10月15日9:00から雨が降り始め、10月16日の2:00～3:00頃に時間雨量120mm近い降雨となっており、降り終わりまでに累加雨量824mmもの降雨を記録している。この豪雨により、特に島西側に位置する神達地区や元町地区では、上流の大金沢流域から流下した土石流や流木により、甚大な被害を受けた（図-2）。大金沢流域では、崩壊により流域面積の約30%も地表が攪乱され、生産土砂量は175,000m³、発生流木量は13,600m³と推定されている¹⁾。また、地元住民等への聞き取り調査⁷⁾では2:12頃から停電があり、2時台に氾濫があったことから、2時過ぎから3時過ぎにかけて土砂災害が集中して発生した可能性が高いと考えられる。

表-1 振動観測局一覧

No.	観測局名	大金沢堆積工からの距離	所属
1	N. GJKV	1.74 km	(独)防災科学技術研究所
2	NMS	1.86 km	東京大学地震研究所
3	YOR	1.93 km	東京大学地震研究所
4	OSM	2.05 km	東京大学地震研究所
5	V.OSMA	2.32 km	気象庁
6	OS2	2.46 km	東京大学地震研究所
7	MW1	2.80 km	東京大学地震研究所
8	MHR	3.12 km	東京大学地震研究所
9	NR3	3.14 km	東京大学地震研究所
10	MN2	3.16 km	東京大学地震研究所
11	V.OSKT	3.41 km	気象庁
12	N. OOHV	3.47 km	(独)防災科学技術研究所
13	BKN	3.53 km	東京大学地震研究所
14	BKE	3.76 km	東京大学地震研究所
15	KSK	4.04 km	東京大学地震研究所
16	OKA	4.33 km	東京大学地震研究所
17	SH2	4.33 km	東京大学地震研究所
18	KSG	4.66 km	東京大学地震研究所
19	TTI	4.89 km	東京大学地震研究所
20	SNK	5.02 km	東京大学地震研究所
21	V.OSSN	5.05 km	気象庁
22	V.OSFT	5.56 km	気象庁
23	MBB	6.15 km	東京大学地震研究所
24	OKB	6.26 km	東京大学地震研究所
25	OSK	6.39 km	東京大学地震研究所
26	N. ODKV	6.44 km	(独)防災科学技術研究所
27	OKU	6.69 km	東京大学地震研究所
28	N. OSMV	9.22 km	(独)防災科学技術研究所

…欠測やノイズが確認された観測局

3. 検討に用いたデータの概要

伊豆大島には、気象庁火山観測網（4観測所）、防災科学技術研究所の火山観測網 V-net（4観測所）、東京大学地震研究所の観測網（20観測所）の振動観測局が整備されている（図-2、表-1）。本研究では、災害が発生したとされる時間を含めた10月16日1時から4時までのこれら振動観測局のデータを収集・解析することにした。収集したデータの波形を確認すると、欠測や海岸近くに設置されている観測局では波浪によるノイズと思われるデータを示すものいくつか認められた。図-3は、10月16日2時から3時までの全観測局の波形を崩壊地、土石流氾濫範囲のほぼ中心に位置する大金沢堆積工から観測所までの距離の順で並べたものである。東京大学地震研究所のYOR観測所は、崩壊地に近い上に、欠測が無く土砂移動に伴う振幅が大きいことがわかった。また、10月16日2:03頃、2:23頃、2:32分頃、2:37頃の振幅が大きく変化を示していることがわかる。しかし、どの波形が表層崩壊、土石流であるかは把握できていない。

4. 台風26号で発生した表層崩壊・土石流による振動の特徴

(1) 周波数解析の概要

表層崩壊・土石流による地盤振動の特徴を把握するため、東京大学地震研究所の観測所YORで記録された地盤振動データを用いてフーリエ解析⁸⁾により周波数解析を行った。周波数解析に用いたデータは速度UD成分を用い、バンドパスフィルタを処理していない状態のもの

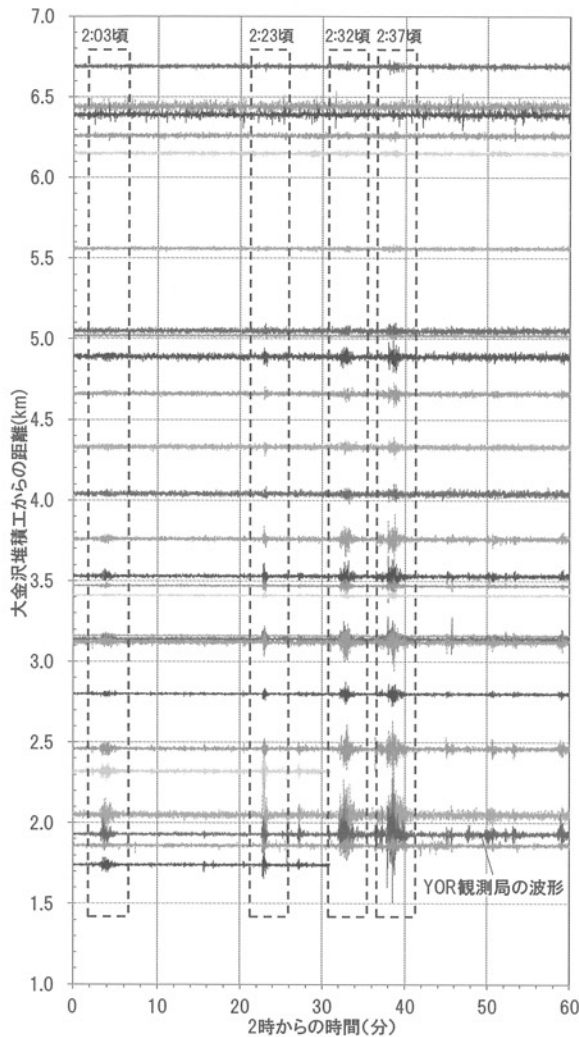


図-3 10月16日2時から3時までの地震波形の時間変化と大金沢堆積工との距離の関係

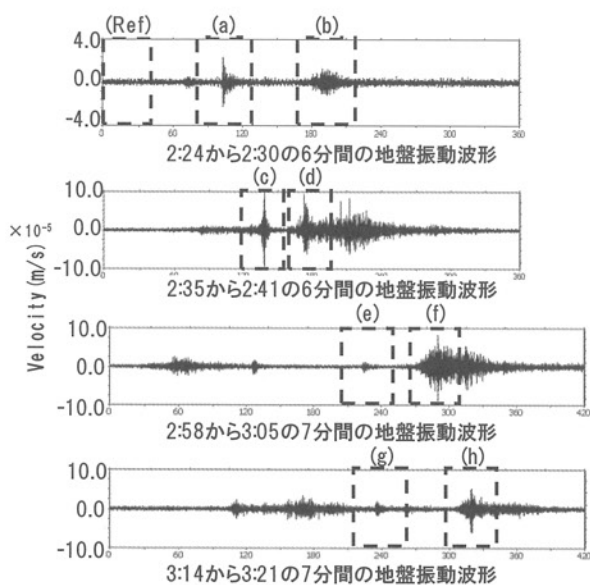


図-4 周波数解析に用いた振動データの期間を約41秒間使用した。

周波数解析は振幅の異なる土砂移動イベントを抽出す

ることとし、図-4に示す2:25頃 (a)、2:26頃 (b)、2:36頃 (c)、2:37頃 (d)、3:01頃 (e)、3:02頃 (f)、3:17頃 (g)、3:19頃 (h) の波形に加え、比較のために変化のない時間 (ref) も周波数解析を行った。また、各イベントと当該時間のスペクトラムとの比較を行い、土砂移動に伴う周波数の範囲を把握した。

(2) 周波数解析の結果

図-5に周波数解析の結果を示す。3～5Hzにピークがあるものが多いが、同図 (c) のように10Hzあたりにピークがあるものもある。深層崩壊発生時の地盤振動の周波数は0.5～2Hz程度^{9)~13)}であるのに対し、本解析結果は異なる周波数を示すことがわかった。なお、地盤振動の周波数は1～12Hzの範囲にあり、どのイベントも2～8Hzの範囲の成分が含まれていることもわかった。

また、深層崩壊を対象とした発生箇所の推定方法では、各観測所間の地盤振動の到達時刻を読み取り、その時間差に基づき地震の震源決定アルゴリズムを用いて推定を行う^{11),12)}。一方で、本災害のような土砂移動現象では、深層崩壊と比べて振動の振幅が徐々に増加する特徴があるため、到達時刻を読み取ることが困難であり、深層崩壊と同じ手法を適用することが困難と考えられる。

5. 地盤振動データを用いた表層崩壊・土石流の発生位置推定方法

(1) 震源特定方法の概要

本災害時の地盤振動の振幅は徐々に増加する特徴を有する事から、以下に示すような各観測局の地盤振動の減衰に着目して発生位置の推定を行った。表層崩壊・土石流による地盤振動の振幅は、土砂移動発生位置 (震源) からの距離に応じて式 (1) に示すような減衰を仮定し、 b を変化させて最も適した値を求めて使用するものとした。

$$y = a \cdot r^{-b} \quad (1)$$

ここに、 y …振幅、 a, b …定数、 r …土砂移動発生位置から観測局までの距離とする。発生位置の推定方法の流れを図-7に示す。

(2) バンドパスフィルターと地盤振動特性による補正及び振幅の計算

図-5に示したように、本災害による地盤振動は、イベントによって周波数の範囲は異なるが、多くのイベントでおよそ1～8Hzの成分が含まれていることから、ノイズ処理として、取得した生値データを1～8Hzのバンドパスフィルターで処理した。また、観測局によって地盤振動特性は異なることから、各観測局間の振幅を補正するため、式 (2) を用いて近隣の7地震データをもとに各観測所の相対地盤増幅率を求めた。

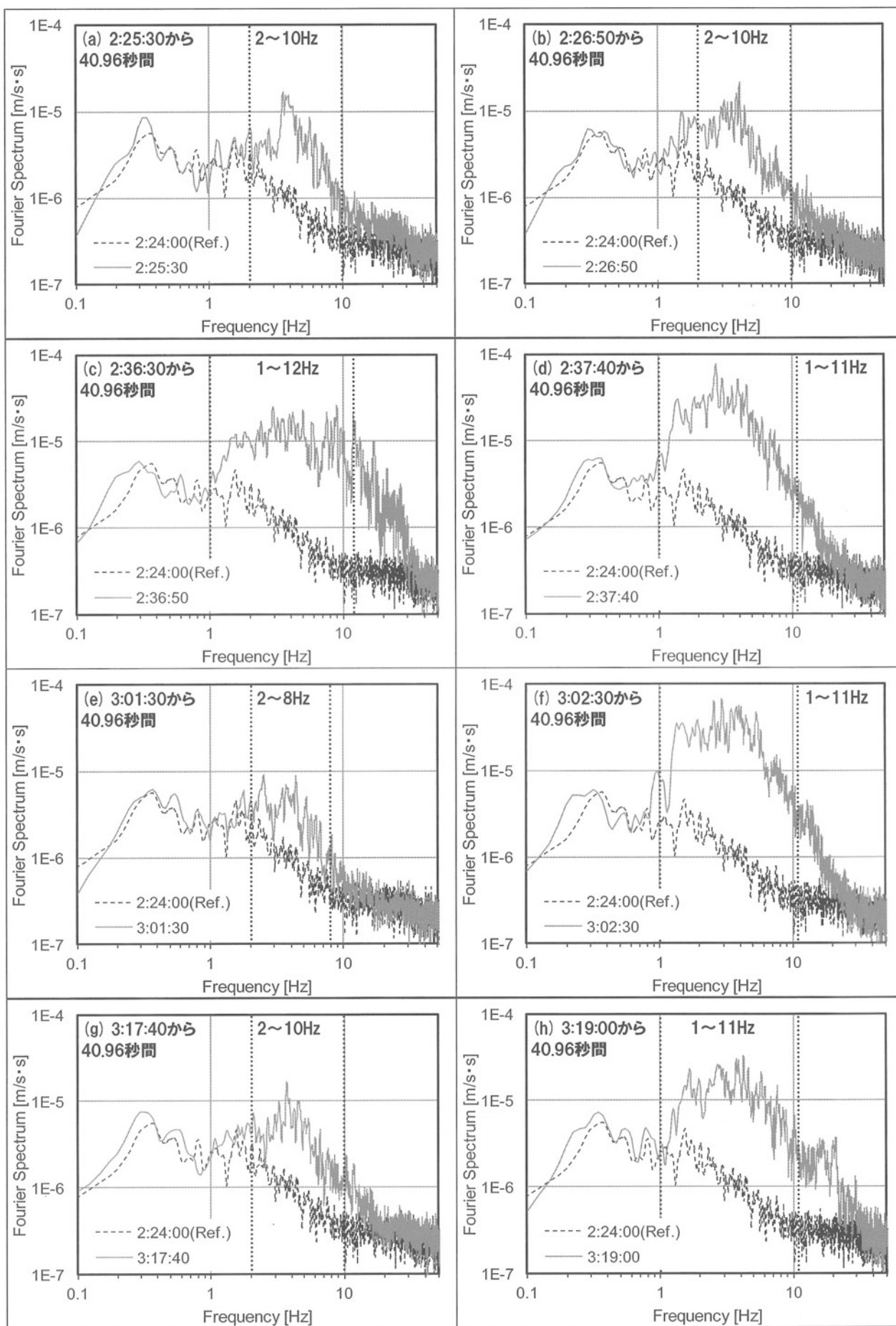


図-5 周波数解析結果

$$o(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (2)$$

ここに、 $o(f)$ …観測される地震動、 $S(f)$ …震源特性、 $P(f)$ …伝播経路特性、 $G(f)$ …地盤振動特性とする。式(2)のうち $S(f)$ は、同一地震である場合、各観測局の記録は共通となる。また、 $P(f)$ は、各地震の震源から観測局までの方位角・距離がほぼ等しいものとし共通とみなした。よって、 $G(f)$ が観測点ごとの揺れやすさを示すこととなる。この $G(f)$ については、近隣7地震の振幅が比較的小さく、地震間のばらつきが小さいN.OOHV観測局を基準とし、それに対する各観測局の補正值(相対地盤増幅率)を求めるものとした(図-7)。

振幅については、相対地盤増幅率を乗じた振動速度値を用いて式(3)によりRMS値(エンベロップ)を求め、5秒ごとに区切ってそれぞれの期間の最大値を求めた。

$$RMS(i) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} \{y(i, j)\}^2} \quad (3)$$

ここに、 $RMS(i)$ … i 秒目の振幅、 $y(i, j)$ … i 秒目 j 番目の速度成分振幅、 $N \cdots 1$ 秒間のサンプル数(N は各観測局の周波数により異なる)

(3) 表層崩壊・土石流の発生位置の推定方法

震源の位置推定にあたり、検討対象箇所を、緯度方向に0.0005度(約55m)刻み、経度方向に0.00075度(約69m)刻みの格子メッシュで区切った。これら各メッシュを土砂移動発生箇所候補地点と仮定した。次に、式(1)の両辺の対数をとった式(4)の b 値を変化させながら、 y と式(3)のRMS値との残差が最小となるメッシュと a 値を最小二乗法を用いて求めた。なお、残差が最小となるメッシュが各イベントの土砂災害発生箇所と推定した。ここで、 a は最適なメッシュ位置が決まると自動的に決まるパラメータであり、地盤振動の発生源における放出エネルギーの大きさを示す。土砂イベントごとに式(4)の b 値を変化させた時の残差を図-9に示す。2:22頃では $b=0.7$ 、2:31頃と2:37頃のイベントでは $b=1.4$ 、3:02頃のイベントでは $b=1.0$ において最小となった。

$$\log y = \log a - b \log r \quad (4)$$

ここに、 y …振幅(RMS値)の最大値、 a, b …定数、 r …震源から観測局までの距離である。

6. 表層崩壊・土石流の発生位置推定計算結果

各観測局が今回の災害によって得た振動と同地震計が得たその他現象の振動と比べて大きいデータを用いて解析を行うことが、発生位置推定精度の向上につながると考え、信号雑音比(S/N比)が比較的大きい観測局のデータを使用し、解析を行った。S/N比が高ければ雑音の影響が小さく、小さければ影響が大きいと考えられてい

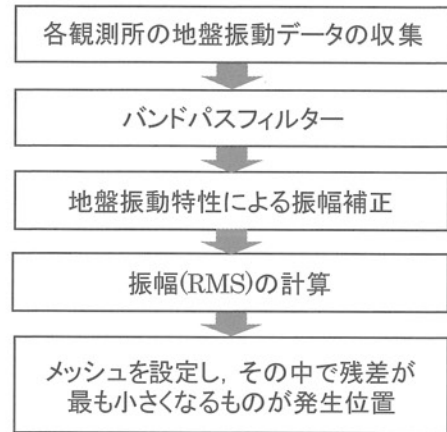


図-6 発生位置推定の流れ

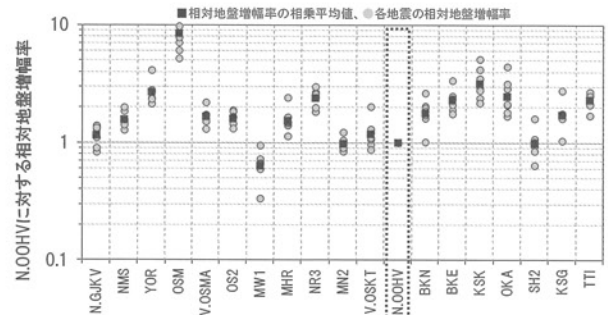


図-7 各観測局の相対地盤増幅率

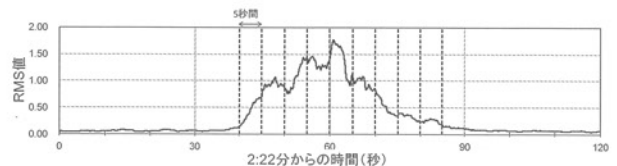


図-8 振幅(RMS値)の計算結果例(2時22分の場合)

る。

この結果をもとに発生位置の推定を行った結果が図-10である。(a)では、上流から下流へ土砂が移動しているように求めたが、(b)では概ね土砂移動の実績範囲に推定位置は求めたものの、(a)のように明瞭な結果とはならなかった。その要因の1つとして、(a)と比べて(b)は、振動波形の形状が複雑な波形であったことが推測される。

7. おわりに

本研究では、地盤振動の振幅と距離減衰に着目し、表層崩壊及び土石流発生時の振動の特徴を把握するとともに、土砂移動の発生位置の推定を行い、以下の結論を得た。

- 1) 表層崩壊や土石流による地盤振動は、深層崩壊のものよりも卓越周波数が高く、波形の立ち上がりが緩やかであった。
- 2) 発生位置の推定については、振動波形が単純な形状なイベントに対しては、概ね良好な結果を示すことができた。しかし、振動波形が複雑な形状を示すイ

メントに対しては位置推定が困難であるという課題が残った。今後はさらに計測事例を増やし、位置推定方法等の改良を行いたい。

謝辞：本研究の実施にあたり、東京大学地震研究所森田裕一教授には振動データの提供を受け研究の方向性につ

いて御助言をいただきました。また、防災科学技術研究所の基盤的火山観測網 V-net 及び気象庁の地震観測網の振動データを利用させていただきました。ここに深く感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 伊豆大島土砂災害対策検討委員会, 伊豆大島土砂災害対策検討委員会報告書, <http://www.kensetsu.metro.tokyo.jp/kasen/ooshima/final/houkoku.pdf>, 2014. 4. 1.
- 2) 諏訪浩・山越隆雄・佐藤一幸: 地盤振動計測による土石流の規模推定, 砂防学会誌, Vol. 52 No. 2 5-13, 1999.
- 3) 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎: 2004 年 8 月崩壊型土石流の流下に伴う地盤の震動特性-小谷村蒲原沢土石流, 地すべり, 第 36 巻 第 3 号 99-107, 1999.
- 4) 木下篤彦・北川真一・楠本大輔・海原荘一・東和宏・大角恒雄: 深層崩壊対策としての紀伊半島における土砂移動検知システムの整備について, 平成 25 年度砂防学会研究発表会要集 B, 340-341, 2013.
- 5) 水野正樹・内田太郎・高原晃宙・木下篤彦・江川真史・丹羽論: 大規模土砂災害の危機管理を支える探査技術とその活用, 土木技術資料, Vol. 56 No. 1 16-19, 2014.
- 6) 山田真澄: 2013 年 10 月 16 日伊豆大島の土砂崩れの発生時刻推定, <http://www.eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp/~masumi/eq/izu/index.htm>, 2014. 4. 1.
- 7) 独立行政法人土木研究所土砂管理研究グループ 火山・土石流チーム: 伊豆大島現地調査報告 (第 3 報), <http://www.pwri.go.jp/team/volcano/izuoooshima/izuoooshima3.pdf>, 2014. 4. 1.
- 8) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 1994.
- 9) 森脇寛: 崩壊型土石流の流下に伴う地盤の震動特性-小谷村蒲原沢土石流-, 地すべり, 第 36 巻 第 3 号 99-107, 1999.
- 10) 水野高志・伊藤潔・諏訪浩: 岡山県総社市における斜面崩壊にともなう地震動, 日本地震学会ニュースレター, Vol. 13 No. 1 16-17, 2001.
- 11) 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎: 2004 年 8 月 10 日奈良県大塔村斜面崩壊時の Hi-net データ解析-斜面崩壊検知への応用-, 自然災害科学, Vol. 24 No. 3 267-277, 2005.
- 12) 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎: 2005 年長野県白馬岳落石・崩壊の高感度地震観測網波形を用いた震源推定, 地すべり学会誌, Vol. 43 No. 1 27-32, 2006.
- 13) 大角恒雄・浅原裕・下川悦郎: 河道閉塞近傍の振動センサー記録による振動特性の検討, 第 3 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 163-168, 2006.

(2014. 5. 9 受付)

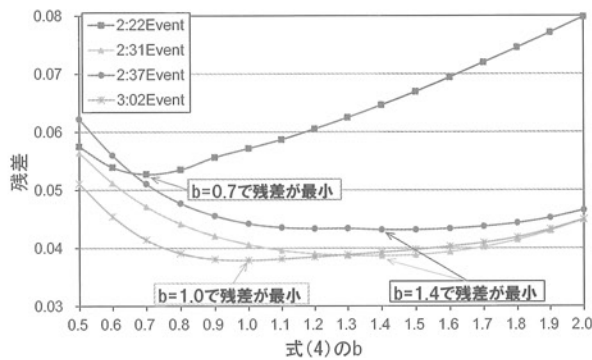


図-9 残差の平均

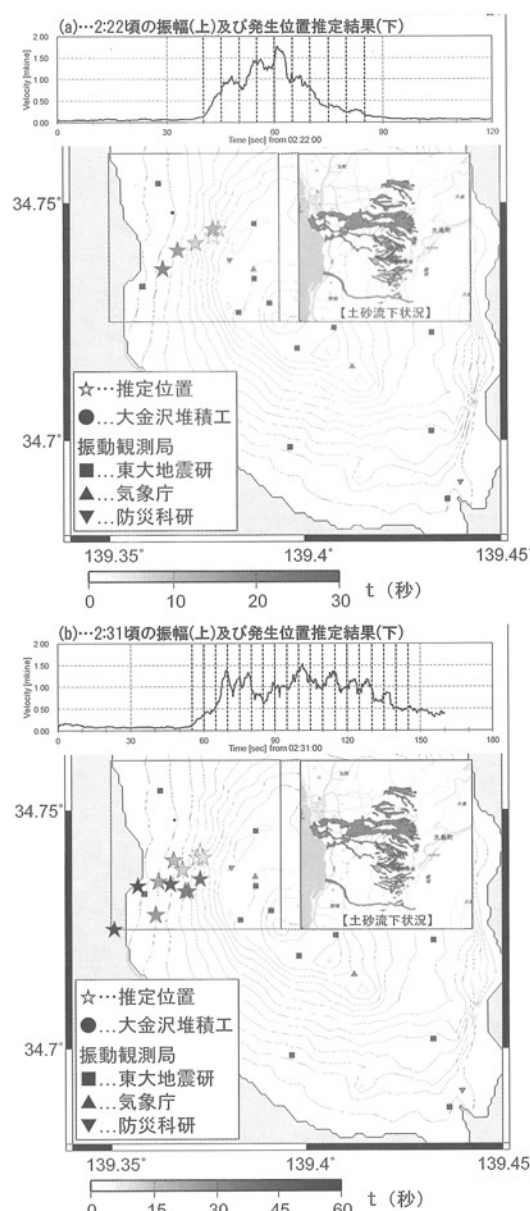


図-10 解析結果 (☆印は淡色→濃色で時系列の変化)