

令和 6 年能登半島地震の地震記録の分析と 地震動シミュレーション

山本 優*¹・内山 泰生*¹

Keywords : The 2024 Noto Peninsula Earthquake, spectral inversion, long period ground motion, 3D-FEM
令和 6 年能登半島地震, スペクトルインバージョン, 長周期地震動, 3 次元 FEM

1. はじめに

2024 年 1 月 1 日に発生した令和 6 年能登半島地震 (M_j7.6) では, 最大震度 7 を観測し, 震源域を含む北陸地方に甚大な被害をもたらした。また, 広い範囲で長周期地震動が観測されており, 震源近傍の能登において長周期地震動階級 4, 震源から遠く離れた大規模平野部においても階級 2 が観測された¹⁾。

今回の地震における震源の特徴や観測された地震動を分析し, 過去の地震との比較を行うことは, 被害要因の解明や将来起こりうる地震の強震動予測において重要であると思われる。そこで, 本研究では, 能登半島地震の地震動特性を明らかにすることを目的に, 以下の分析を実施した。

- (1) 能登半島で発生した地震観測記録を分析し, スペクトルインバージョン解析²⁾によって, 震源特性と伝播経路特性の評価を実施した。
- (2) 震源域及び関東平野を含む長周期地震動特性の把握のため, 3 次元 FEM を用いた広域長周期地震動シミュレーションを実施した。

2. 震源特性・伝播経路特性の評価

2.1 地震の特徴

能登半島地震の諸元を表-1 に示す。北西－南東方向に圧縮軸を持つ逆断層タイプの断層で発生した内陸地殻内地震である。能登半島周辺で発生した過去の地震を図-1 に示す。能登半島周辺では, 1993 年 2 月 7 日

(M_j6.6), 2007 年 3 月 25 日(M_j6.9), 2023 年 5 月 5 日 (M_j6.5)に被害地震が発生しているが, 今回の地震はこれら過去の地震と比べても最大級の地震であった。

表-1 令和 6 年能登半島地震の諸元³⁾⁴⁾

Table 1 Parameters of The 2024 Noto Peninsula Earthquake

| | |
|---------------|------------------------------|
| 地震名 | 令和6年能登半島地震 |
| 発震時刻 | 2024年1月1日 16時10分22.5秒 |
| 震源位置 | 37°29.7N 137°16.2E 深さ16km |
| 地震規模(マグニチュード) | 7.6 |
| 地震モーメント | 1.98×10^{20} [Nm] |

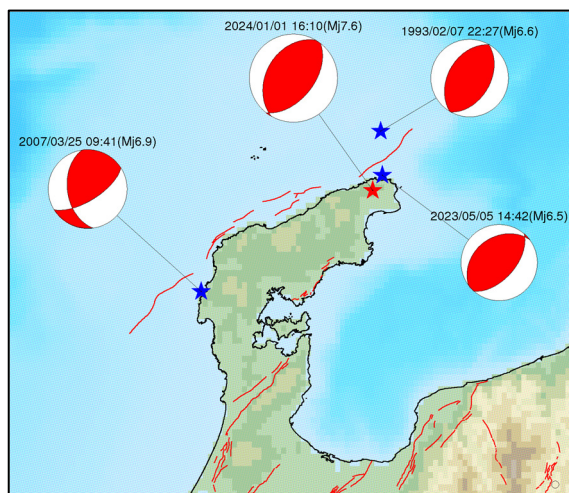


図-1 能登半島周辺で発生した過去の地震

Fig.1 Past earthquakes occurring around the Noto Peninsula

2.2 解析に用いたデータと解析方法

地震動は, 震源特性, 震源からサイトに至るまでの

* 1 技術センター 都市基盤技術研究部 防災研究室

伝播経路に関する特性（伝播経路特性）、サイト直下の地盤増幅特性（サイト特性）の 3 つの要素で特徴づけられる。能登半島周辺で発生した地震群による地震観測記録を用い、今回の地震の特性（震源特性、能登半島周辺の伝播経路特性）を評価するため、スペクトルインバージョン解析を実施した。

図-2 に示す $M_j \geq 4.0$ の 50 地震を対象とし、震源距離 100km 以内、水平 2 成分とも最大加速度値が $200(\text{cm/s}^2)$ 以下となる防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net⁵⁾ で得られた強震記録を用いた。なお、解析区間を S 波初動から、 $M_j \geq 6.0$ は 20 秒間、 $5.0 \leq M_j < 6.0$ は 10 秒間、 $M_j < 5.0$ は 5 秒間とした。ここで、データセットには、2007 年能登半島地震($M_j 6.9$)、2020 年 12 月以降に発生した群発地震のうち、最大規模である 2023 年 5 月 5 日 14:42 頃に発生した地震($M_j 6.5$)も含まれている。

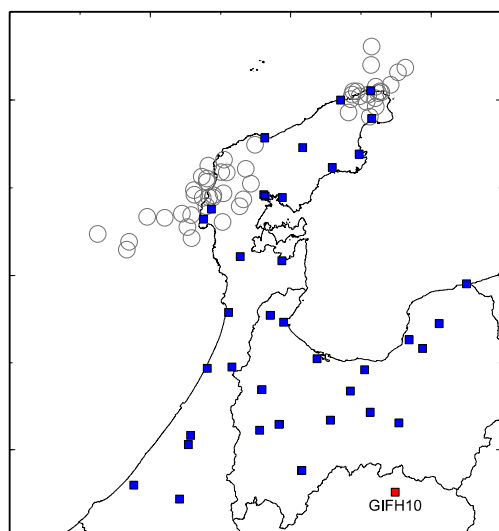


図-2 解析に用いた観測点(■, ■)と震央位置(○)
Fig.2 Observation points and epicenters for this study

震源 $i(i = 1, 2, \dots, N)$ 、観測点 $j(j = 1, 2, \dots, M)$ における水平 2 成分をベクトル合成した加速度フーリエスペクトル $O_{ij}(f)$ を震源特性 $S_i(f)$ 、伝播経路特性 $P_{ij}(f)$ 、サイト増幅特性 $G_j(f)$ を用いて式(1)でモデル化する。 f は周波数である。伝播経路特性 $P_{ij}(f)$ は、地震波の減衰である Q 値を用いて、式(2)のように表現される。本検討では、推定された Q 値を周波数の関数 $Q(f) = Q_0 f^\alpha$ でモデル化し、モデル化した Q 値を用いたインバージョン解析を再度行うことで、 $S_i(f)$ を評価した。

$$\log O_{ij}(f) = \log S_i(f) + \log P_{ij}(f) + \log G_j(f) \quad (1)$$

$$P_{ij}(f) = (1/X_{ij}) \exp(-\pi f X_{ij} / Q(f) \beta) \quad (2)$$

ここで、 X_{ij} 、 $Q(f)$ 、 β は i 地震、 j 観測点における震源距離、 Q 値、伝播経路の平均的な S 波速度を示す。なお、 β は地震本部⁶⁾の検討を参考に $3.5(\text{km/s})$ を仮定した。

式(1)は、線形一次方程式であるため特異値分解などの手法によって解くことができる。しかし、未知数が $N + M + 1$ 個であるためランク落ちが生じ、このままでは解を得ることができないため、何らかの拘束条件を与えて解を得るのが一般的である。本稿では基準観測点を設定し、その地点における 1 次元理論増幅率を拘束条件とした。

式(1)を基準観測点での 1 次元理論増幅率を拘束条件とした最小二乗法により解く。ここでは、震源距離が 100km よりやや遠方となるが、KiK-net 神岡観測点(GIFH10)を基準観測点とした。拘束条件とする理論増幅率は、地中に対する地表観測記録(transverse 成分)のスペクトル比をターゲットした GA による同定地盤から算出される結果を用いた。GA による地盤構造の同定結果と拘束条件とした理論増幅率を図-3 に示す。

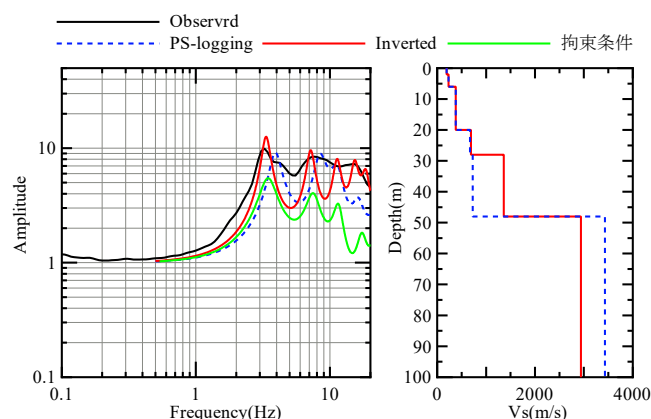


図-3 基準観測点 GIFH10 の地盤構造と理論増幅率
Fig.3 S-wave velocity model and amplification factor at reference site (GIFH10)

2.3 解析結果

Q 値の推定結果を図-4 に示す。インバージョン解析で求められた Q 値(図-4 灰色線)とモデル化した Q 値(図-4 赤線)を示す。本検討では、 $Q = 86f^{1.32}$ と推定された。既往の研究による Q 値の推定結果も示しているが、仲野ほか(2014)⁷⁾とは同程度、能登半島を対象とした佐藤(2010)⁸⁾よりは大きな Q 値となっている。これは、本研究では震源距離 100km 程度以内のデータを用いているのに対して、佐藤(2010)⁸⁾では震源距離 60km 以下のデータを用いているためと考えられる。

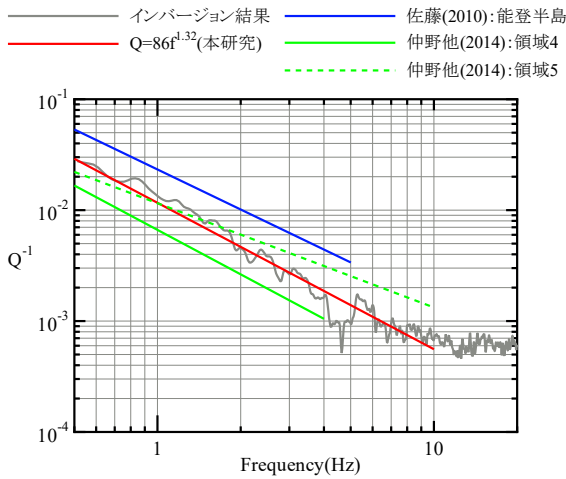


図-4 Q 値の推定結果
Fig.4 Estimated Q-values

震源特性 $S_i(f)$ は、分離された観測加速度震源スペクトルと式(3)に示す ω^{-2} モデルが適合するように、コーナー周波数 f_0 をグリッドサーチ法により推定した。また、 f_0 とF-netによる地震モーメント M_0 から、式(4)によって短周期レベル A を推定した。

$$S_i(f) = \frac{R_{\theta\phi} F_s P_{RTITN}}{4\pi\rho\beta^3} \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_z\beta_z} \frac{(2\pi f)^2 M_0}{1 + (f/f_0)^2}} \quad (3)$$

$$A = 4\pi^2 f_0^2 M_0 \quad (4)$$

ここで、ラディエーションパターン係数 $R_{\theta\phi}$ は0.55、自由表面境界の効果を表す F_s は2.0、水平2成分の地震波エネルギー分配率を表す P_{RTITN} は0.71とした。また、 ρ と β は震源域、 ρ_z と β_z は基準観測点(GIFH10)における岩盤の密度とS波速度を示し、前者は地震本部の検討を参考に $\rho = 2.7(\text{g/cm}^3)$ と $\beta = 3.5(\text{km/s})$ 、後者の β_z は図2に示す同定結果、 ρ_z はGIFH10のPS検層結果における最下層のP波速度(5.94km/s)をGardner et al.(1974)⁹⁾による $\rho = 0.31V_p^{0.25}$ に代入して得られる $2.72(\text{g/cm}^3)$ を用いた。

観測加速度震源スペクトルと ω^{-2} モデルに適合させた結果を図-5に示す。低周波数での一致度が悪いが、佐藤(2010)⁸⁾と同様に、周波数を線形軸とした残差が最小となるように f_0 を推定しているため、一致度の悪さが推定結果に与える影響はあまり大きくないと考えられる。

2007年能登半島地震、群発地震のうち最大規模である2023年5月5日の地震、2024年能登半島地震の短周期レベルを表-2に、壇ほか(2001)¹⁰⁾の経験式(以下、 A_d)、

佐藤(2010)⁸⁾による逆断層の地震に対する経験式(以下、 A_s)との比較を図-6に示す。なお、図には、佐藤(2010)⁸⁾による2007年能登半島地震の短周期レベルも併せて示している。

2023年の地震の A は、 A_d の約1.2倍、 A_s の約0.8倍の値が推定され、それぞれの経験式による推定値と調和的である。一方、2007年および2024年能登半島地震の A は、 A_d の約2倍、 A_s の約1.5倍となる値が推定された。

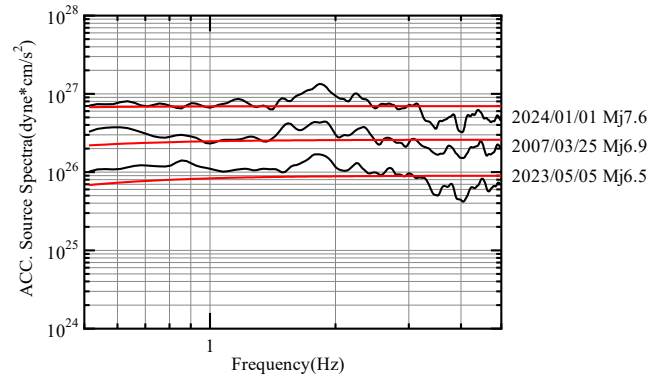


図-5 震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルへの適合結果
Fig.5 Examples of inverted source spectra and fitting results to the ω^{-2} model

表-2 短周期レベルAの推定結果

Table 2 Inverted short period level A

| 地震 | M _J | M ₀ (Nm) | A (dyne・cm/s ²) | A/A _d | A/A _s |
|-----------------|----------------|------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|
| 2007年能登半島地震 | 6.9 | 1.36E+19 | 2.60E+26 | 2.1 | 1.4 |
| 2023年5月5日能登半島地震 | 6.5 | 2.72E+18 | 9.03E+25 | 1.2 | 0.8 |
| 2024年能登半島地震 | 7.6 | 2.18E+20 | 6.97E+26 | 2.2 | 1.5 |

※M₀はF-netによる値

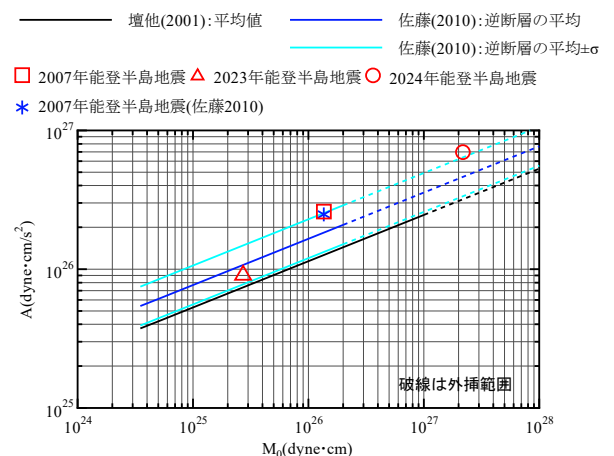


図-6 短周期レベルAの推定結果と既往経験式の比較
Fig.6 Comparison of the estimated results of the short-period level A and the previous empirical formula

3. 長周期地震動の分析とシミュレーション

3.1 観測された長周期地震動

長周期地震動は、遠方まで減衰せずに伝播し、さらに大規模な堆積層で増幅される特徴がある。今回の能登半島地震でも、広い範囲で長周期地震動が観測された。本研究では、超高層建築物や免震建築物が多く、かつ、長周期地震動が増幅しやすい関東平野を対象に、長周期地震動の分析を実施する。関東地域の北西側では、表-2 に示す能登半島で発生した地震のほか、新潟地方を震源とする 2004 年新潟県中越地震($M_j6.9$)や 2007 年新潟県中越沖地震($M_j6.9$)が発生しており、関東地域においてもエレベータ停止等の被害が発生している。震源の方位によって、関東平野の長周期地震動の振幅特性が異なることが指摘されている(例えば 11)。本研究では、これらの地震との比較を通じた考察も行う。

防災科学技術研究所 K-NET⁵⁾の新宿(TKY007)、小川(SIT005)の速度波形と擬似速度応答スペクトル($h=5\%$) (以下、pSv)を図-7 に示す。K-NET 新宿は関東平野内、K-NET 小川は関東平野周辺の基盤深度が浅い地点である。短周期は非常に小さく、遠方まで伝播しやすい長周期が相対的に大きい地震動となっている。

継続時間が長くなっているものの、応答スペクトルを比較すると、周期 1 秒を境に短周期側は断層からの距離の影響が大きく振幅も異なっているが、長周期側は、マグニチュードが大きく異なるにも関わらず、新潟で発生した 2 地震とほぼ同じ振幅であったことがわかる。

K-NET 及び KiK-net 観測点の EW 成分の pSv($h=5\%$)の周期 6 秒～10 秒の平均値について、2007 年新潟県中越沖地震に対する今回の地震の比の分布を図-8 に示す。東京西部～神奈川南部、千葉においては、2024 年の地震のほうが大きい、東京都心周辺や埼玉県では、広範囲で同程度(図-8 黄色、振幅比 0.5～2 倍)となっていることがわかる。図-8 にはコンターで地震本部の一次地下構造モデル¹²⁾に基づく地震基盤($V_s=3.2\text{km/s}$)の深度をコンターで示しているが、関東平野周辺の基盤深度の浅い地点(埼玉県や群馬県)における振幅も同程度の傾向であった。

3.2 長周期地震動シミュレーション

3.2.1 シミュレーション概要

前節を踏まえ、すべり分布が均質と仮定した震源モデルを用い、3次元長周期地震動シミュレーションを実施した。震源パラメータを表-3 に示す。

表-3 震源パラメータ

Table 3 Source parameters for simulation in this study

| | Case2007 | Case2024 | 諸元 |
|-------------------|----------------|----------------|--------------|
| Mo | 9.30E+18Nm | 1.98E+20Nm | F-net |
| 断層長さ、幅 | 28km×24km | 140km×24km | F-netや既往の結果を |
| Strike, dip, rake | 40°, 45°, 100° | 47°, 45°, 100° | 元に仮定 |

F-net⁴⁾の値や既往の震源の分析結果を参照し、2007 年新潟県中越沖地震に対しては 28km×24km、今回の地震に対しては 140km×24km の震源モデル(それぞれ Case2007, Case2024 と称す)を設定し、2km×2km の要素断層に分割、各要素に三角形のすべり速度時間関数(立ち上がり時間 4.4s)を与えた均質すべりのモデルを構築した。破壊伝播速度は 2.7km/s とした。比較のため、Case2007 を、震源パラメータを変えずに 2024 年の地震の位置に配置した計算(Case2007at2024 と称す)も実施した。

地下構造は地震本部の全国一次地下構造モデル¹²⁾を使用した。図-8 の 500km×500km×深さ 100km の範囲を四面体 2 次要素で節点数 26.8 億、要素数 19.8 億の 3 次元 FEM モデルを構築した。

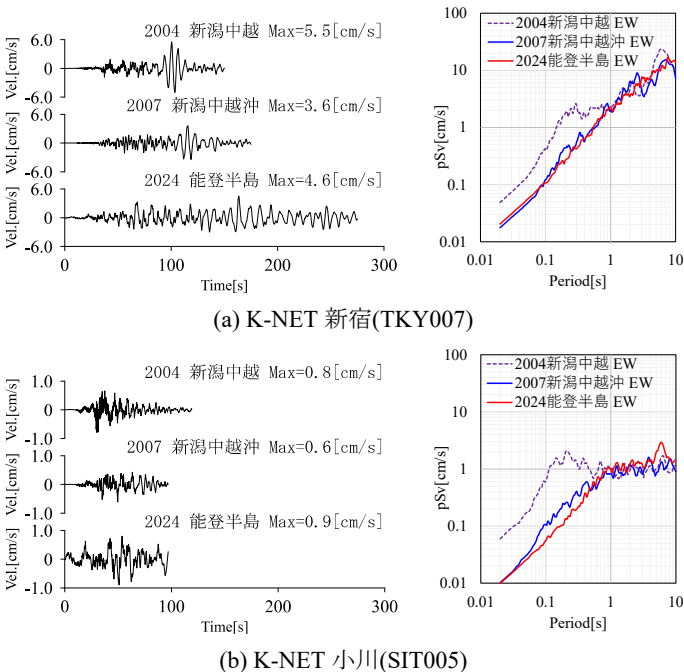


図-7 観測された速度波形と pSv(EW 成分)

Fig.7 Observed velocity waveform and pseudo velocity response spectra (EW component)

図-7 には新潟で発生した 2 地震による地震動を示している。今回の能登半島地震は、新潟の地震に比べ継

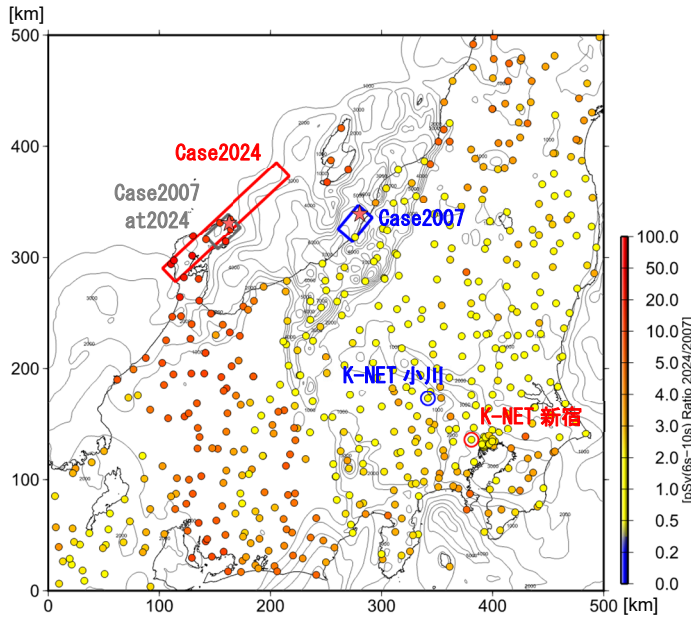


図-8 pSv(h=5%) (周期 6~10 秒の平均値)の振幅比
EW 成分 (能登半島地震/新潟県中越沖地震)

Fig.8 Amplitude ratio of average pSv(h=5%) of the period 6~10 seconds (EW component) (Noto Earthquake / Niigataken Chuetsu-oki Earthquake)

3.2.2 計算結果

計算には、スーパーコンピュータ「富岳」を使用した。3次元有限要素法^{13)~15)}により、K-NET 新宿・小川地点について周期 3 秒以上の長周期地震動を計算した結果を図-9 に示す。Case2007at2024 の振幅は明確に小さい。同じ北西方向から発生する地震であっても、相対的に能登半島のほうが関東平野にとって揺れにくい震源位置、メカニズムであったと考えられる。よって、マグニチュードの差にも関わらず関東平野や周辺の観測点で揺れの振幅が同程度であったことの説明が可能である。Case2007 と Case2024 を比較すると、K-NET 小川地点では同程度となり、観測記録の傾向と調和的であるが、K-NET 新宿地点では、Case2024 による速度波形が大きい結果となった。

3.2.3 結果の考察

関東平野から北西方向に至る測線に沿った速度波形を図-10 に示す。計算点は図-10 の青○ (基盤深度が浅い地点) と赤○ (関東平野内) であり、同色で速度波形を示している。均質なすべり分布の震源のため厳密な比較は難しいが、大まかな振幅や表面波を主体とした長い継続時間を持つ地震動がシミュレーションでも再現されており、基盤深度の浅い地点と深い地点の振幅の違いも再現されている。新潟の地震に関しては、関東平野の北側から都心部に沿って継続時間の短い波群が伝播する様子が観測で見られており (図-10 黄色網

掛), 能登半島の地震と振幅が同程度となった一因と考えられる。例えば向井ほか(2018)¹⁶⁾では、2004 年新潟県中越地震の関東平野に向かう表面波のマルチパス伝播による都心部への表面波の集中が起きていることをシミュレーションにより示している。今回分析に用いた能登半島地震と新潟県中越沖地震においても、関東平野への表面波伝播の違いにより、振幅に影響を与えている可能性があるため、3次元地下構造の詳細な分析が必要である。

また、本研究では、震源モデルとして、断層面のすべりを均質としたが、より詳細なすべり分布を用いた解析も必要であり、地下構造の分析も併せて今後の課題としたい。

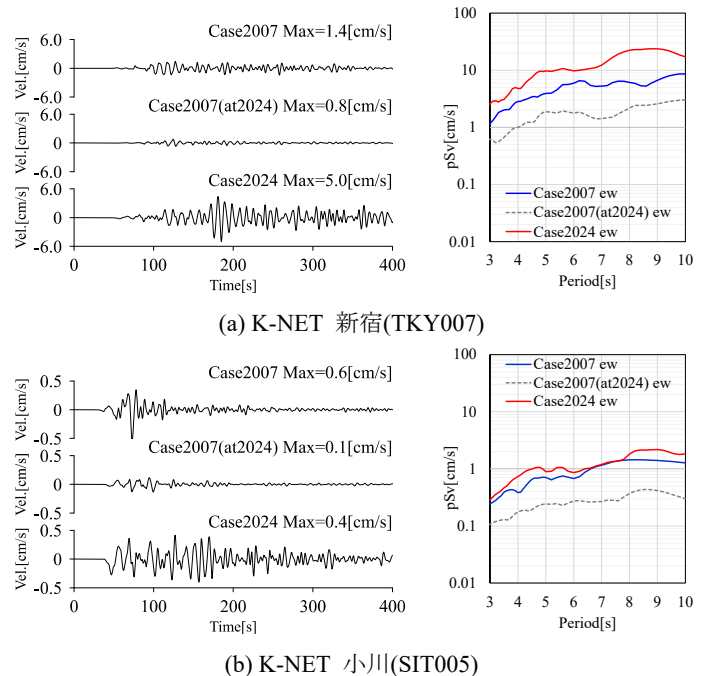
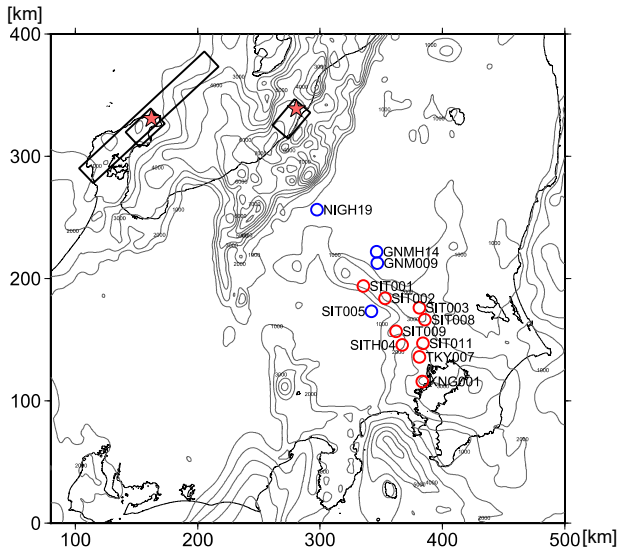


図-9 長周期地震動の計算結果 (速度波形, pSv)

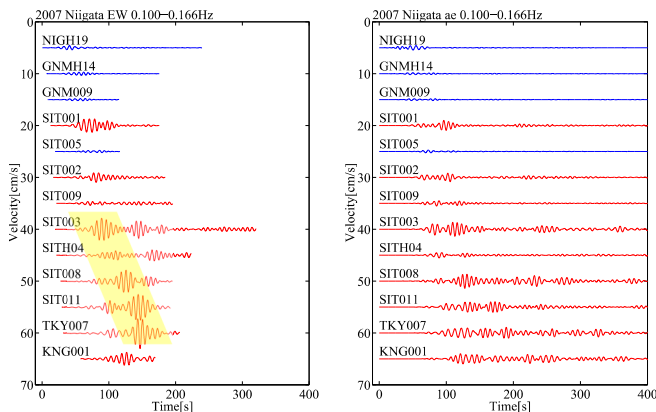
Fig.9 Simulated long period ground motion (velocity waveforms and pseudo response spectra)

4. まとめ

令和 6 年能登半島地震の地震に地震動を概説し、観測記録の分析及び地震動シミュレーションを実施した。能登半島周辺で発生した地震を対象としたスペクトルインバージョン解析を実施した。推定された Q 値モデルは、既往研究と同程度の $Q = 86f^{1.32}$ となった。震源スペクトルから推定した短周期レベルは、2007 年および 2024 年能登半島地震では逆断層を対象とした既往経験式よりも 1.5 倍程度大きな値が推定された。

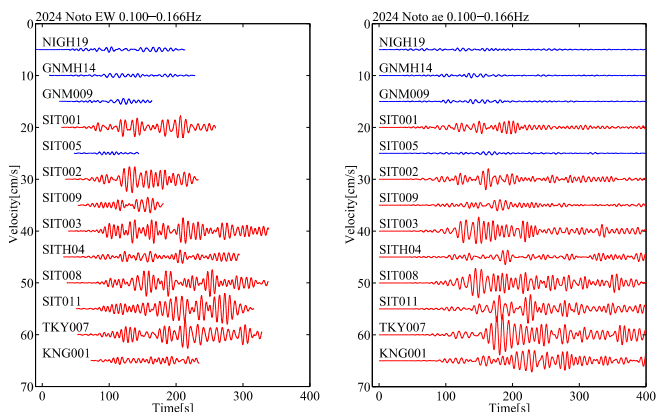


計算点（各地震から関東平野に向かう測線に沿った位置）



観測 2007 新潟中越

計算 Case2007



観測 2024 能登半島

計算 Case2024

図-10 観測とシミュレーション結果の比較（速度波形，周期 6 秒～10 秒 EW 成分）

Fig.10 Simulated long period ground motion (velocity waveforms with a period of 6 to 10 seconds)

また、能登半島地震の震源域及び関東平野を含む長周期地震動の分析を実施した。今回、関東平野及び周辺において 2004 年や 2007 年の新潟の地震と同程度の長周期地震動が観測された。3 次元 FEM によるシミュレーションを実施し、能登半島の地震と新潟の地震の関係を説明可能な結果を示した。今後、3 次元地下構造や詳細な震源モデルを用いた分析を実施したい。

謝辞

本研究は、文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「富岳」による地震の大規模シミュレーションの基礎拡充と社会実装へ向けた展開（代表機関：東京大学）の一環として実施されたものです。また、スーパーコンピュータ「富岳」、海洋研究開発機構の地球シミュレータの計算資源の提供を受け、実施しました。本解析結果は、東京大学地震研究所が開発中のコードを「富岳 PJ」において提供していただき、JAMSTEC が独自に改変・運用し得られたものです。また、地震調査研究推進本部の全国 1 次地下構造モデルを使用しました。防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net の記録、F-net の情報を使用しました。図の作成には GMT(The Generic Mapping Tools)を使用しました。

参考文献

- 1) 気象庁：長周期地震動の観測結果，https://www.data.jma.go.jp/cew/data/ltpgm_explain/event.php?eventId=20240101161010&dir1=data/past&past=1
- 2) 岩田知孝，入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性、伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み：地震 2，第 39 巻，pp.579-593，1986。
- 3) 気象庁：震度データベース検索：<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.html>
- 4) 国立研究開発法人防災科学技術研究所：広帯域地震観測網 F-net，<https://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
- 5) 国立研究開発法人防災科学技術研究所：強震観測網（K-NET，KiK-net），<https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 6) 地震本部：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について，https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03mar_morimoto/index.htm
- 7) 仲野健一，川瀬博，松島信一：スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究 その 1 フーリエスペクトル・応答スペクトルから分離した平均特性，日本地震工学会論文集，14 巻，2 号，p.67-83，2014。
- 8) 佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケールリング則，日本建築学会構造系論文集，75 巻，651 号，p.923-932，2010。
- 9) Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps: Geophysics, 39, p.770-780, 1974.
- 10) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，第 545 号，p.51-62，2001。
- 11) 古村孝志：関東平野の深部基盤構造と長周期地震動リスク，地学雑誌，123，p.434-450，2014。
- 12) 地震本部：「長周期地震動予測地図」2012 年試作版，

- https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/
- 13) T. Ichimura, K. Fujita, S. Tanaka, M. Hori, M. Lalith, Y. Shizawa, and H. Kobayashi. : Physics based urban earthquake simulation enhanced by 10.7 BlnDOF x 30 K time step unstructured FE non linear seismic wave simulation, Proceedings of the International Conference on High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis, SC'14, pp.15-26, 2014.
- 14) T. Ichimura, M. Hori and J. Bielak : A hybrid multiresolution meshing technique for finite element three dimensional earthquake ground motion modelling in basins including topography, Geophysical Journal International, Vol.177, Issue 3, pp.1221-1232, 2009.
- 15) T. Ichimura, K. Fujita, P.E.B. Quinay, L. Maddeggedara, M. Hori, S. Tanaka, Y. Shizawa, H. Kobayashi, and K. Minami : Implicit nonlinear wave simulation with 1.08T DOF and 0.270T unstructured finite elements to enhance comprehensive earthquake simulation, Proceedings of the International Conference on High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis, SC'15, 2015.
- 16) 向井優理恵, 古村孝志, 前田拓人 : 関東平野における長周期地震動増幅の特徴的方位依存性とその要因, 地震研究所集報, Vol.93, pp.31-48, 2018.