

3. 3. 8. 2 短周期強震動のスケーリングに関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：短周期強震動のスケーリングに関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	教授	Mori James Jiro	mori@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
信州大学工学部	教授	泉谷恭男	tdp0000@gipwc.shinshu-u.ac.jp
北海道大学大学院理学研究科	助教授	笹谷 努	sasatani@ares.sci.hokudai.ac.jp
北海道大学大学院理学研究科	科学技術振興 研究員	前田宜浩	tmaeda@ares.sci.hokudai.ac.jp
神戸大学理学部	助手	寛 楽磨	takehi@kobe-u.ac.jp
大阪工業大学	助教授	堀家正則	horike@archi.oit.ac.jp

(c) 業務の目的

運動学的震源インバージョンにおいては、主に周期1秒程度より長周期の地震動を使った分析がなされており、それより短周期側では理論的グリーン関数構築の困難さから統計的な手法による解析が行われている。この短周期地震動の生成と特性抽出に関しては、強震観測網データを用いた分析の蓄積が必要不可欠である。本研究項目では、広帯域の震源モデル作成を目的として、震源スペクトルレベル、特に短周期レベルのスケーリングに着目した分析を行う。この中には、強震観測データを用いた放射エネルギーのスケーリングに関する研究、地震発生環境の違いや地震規模の違いによる震源スペクトル特性の抽出、短周期レベルに着目した広帯域震源モデル構築に関する研究を行う。これらの分析結果をもとに、大地震の震源モデル構築方法についての検討を行うとともに、動力学的な研究成果とともにその高精度化を計る。高震度域が広がる比較的浅いスラブ内地震は、内陸地殻内地震の震源特性とは異なることが指摘されており、地殻内地震との比較において、これらの震源特性とモデル化も範疇としている。

(d) 5（あるいは計画年数）ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成14年度：実記録に基づく短周期地震波特性の地震規模依存性の研究として、放射エネルギーのスケーリング則及び震源スペクトルの高精度スケーリング則に関する研究を行った。ま

た、スラブ内地震の震源モデルに関する研究を1994年北海道東方沖地震や2001年芸予地震などを対象として行った。

2) 平成15年度：地震スペクトルモデル構築のための分析、短周期地震波レベルのスケーリング則、震源の短周期生成過程に関する研究及びそれに基づく広帯域強震動予測用震源モデルに関する研究を行う。

3) 平成16年度：地震発生環境による地震スペクトルモデルの構築に関する研究、短周期地震波レベルのスケーリング則の高精度化に関する研究、震源の短周期生成過程に関する研究を行う。

4) 平成17年度：短周期地震動予測手法に関する研究及び広帯域震源モデルの構築に関する研究を行う。

5) 平成18年度：モデルの適用と改良を行う。

(e) 平成15年度業務目的

地震スペクトルモデル構築のための分析、短周期地震波レベルのスケーリング則、震源の短周期生成過程に関する研究及びそれに基づく広帯域強震動予測用震源モデルに関する研究を行う。

(2) 平成15年度の成果

(2-1) Scaling of Radiated Energy for Intermediate Depth Earthquakes

Mori James Jiro (京都大学防災研究所)

mori@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

As a continuation of the study of energy scaling that was done last year, we looked at the 2000 Geiyo and 2003 Miyagi-ken-oki earthquakes, which are intermediate-depth intraplate events. The radiated energies of these earthquakes combined with previous results, show an energy scaling as a function of earthquake moment, that is similar to shallow earthquakes. The similar radiated energy levels for the shallow and intermediate-depth earthquakes is rather unexpected, because the stress drops of intermediate-depth earthquakes are thought to be higher than for shallow earthquakes. The similarity of the energy scaling for these two groups of earthquakes, despite the difference in stress drops, indicates a difference in seismic efficiency, which may be related to rupture velocity. Understanding these energy levels is important for evaluating the strong-motions from damaging earthquakes of both shallow and intermediate depths.

(b) 業務の成果

We estimated the radiated energy for two intermediate-depth intraplate earthquakes, the 2000 Geiyo and 2003 Miyagi-ken-oki. The radiated energies were calculated using the integrated velocity-squared seismograms (e.g. Kanamori et al., 1993¹⁾) from Hi-Net and KiK-net stations that were located within an epicentral distance of 200 km. For the Geiyo earthquake 88 K-Net and 85 KiK-Net stations were used. For the Miyagi earthquake 79 K-Net and 43 KiK-Net stations were used. Figure 1 shows an example of processing the acceleration records to obtain the level of the integrated velocity-squared value.

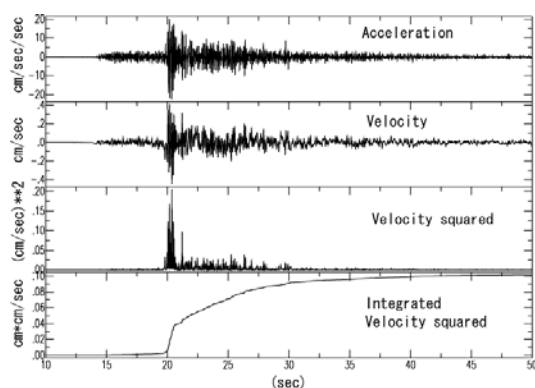


Figure 1. Example of processing acceleration seismogram to obtain integrated velocity-squared value.

Figure 2 shows the values of the integrated velocity-squared plotted as a function of epicentral distance for the Geiyo earthquake. These values, with a correction for distance, are proportional to the radiated energy. For a given distance there is quite a large range of scatter that can be attributed to several effects, such as radiation pattern, site effects, and structure in the crust and upper mantle. The site effect likely has a large influence on the amplitudes in the frequency range, so site corrections that were independently determined (Kobayashi, 2001²⁾) were used to correct the data.

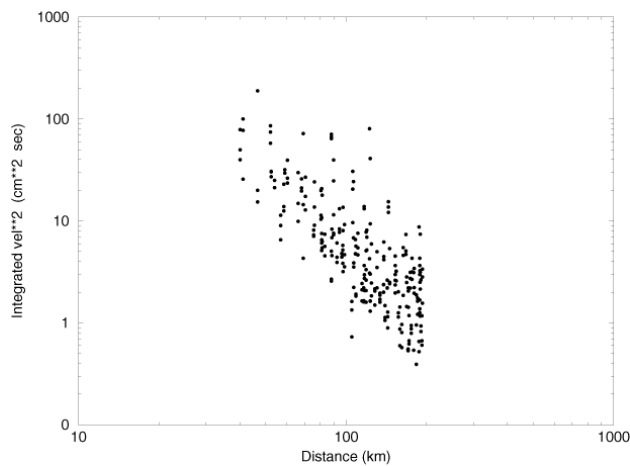


Figure 2. Integrated velocity-squared values for the Geiyo earthquake plotted as a function of epicentral distance. Distances less than 200 km were used in this study.

The radiated energies for these two events are plotted in Figure 3 with the results from smaller events that were determined previously. One can see that there is a fairly even trend of the radiated energy as a function of earthquake moment for the range from 10^{14} to 10^{20} Nm. This range of moment corresponds to a range of magnitudes of about 3.5 to 7.0.

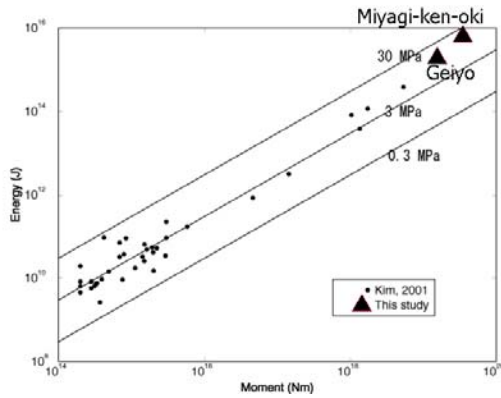


Figure 3. Radiated energy values for the Geiyo and Miyagi earthquakes plotted with other intermediate-depth earthquakes (Kim, 2001³⁾)

Figure 4 shows the results of the energy estimates of for both shallow (red) and intermediate depth (black) earthquakes (Kobayashi, 2001²⁾, Kim, 2002³⁾). The two trends appear to be very similar. This is rather surprising that the earthquakes for the two different depth ranges have similar values. Since the stress drops of intermediate-depth intraplate earthquakes are generally higher than for shallow earthquakes, and the higher stress drops are expected to generate higher levels of seismic radiation.

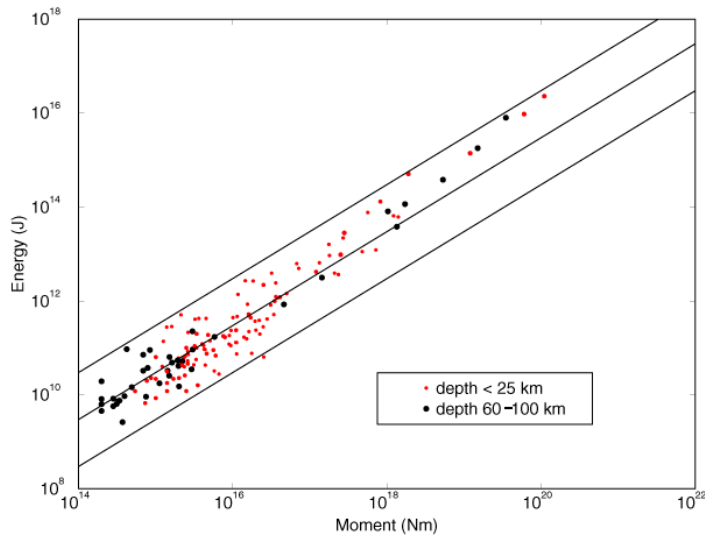


Figure 4. Radiated energies for shallow (red) and intermediate-depth (black) earthquakes.

To investigate this problem more carefully, we examined the slip distribution pattern

of the Miyagi earthquake. The slip distribution shown in Figure 5 was determined from inversion of local strong motion data and teleseismic P waveforms, using a multi-time window least-squares inversion (Heaton and Hartzell, 1983⁴⁾). The slip is largest near the hypocenter and extends over an area of about 25 x 25 km². The rupture propagated generally to the north on a north-south striking plane that dips steeply to the west. The maximum slip near the hypocenter is about 8 meters.

From this slip distribution and the size of the fault, we can calculate (1957⁵⁾) an average static stress drop of 6 to 12 MPa for the Miyagi earthquake. This confirms the relatively high static stress drop for this intermediate-depth event. The static stress drops for shallow earthquakes are generally in the range of 3 to 7 MPa.

If the static stress drops are higher for intermediate depth earthquakes, but the radiated energy is similar, this implies that the seismic efficiency (ratio of radiated energy to total energy) is lower for intermediate depth earthquakes. At this time we do not have a good explanation for this difference in seismic efficiency but it may be related to differences in rupture velocity. This is an aspect of the problem that we will study in the next year.

(c) 結論ならびに今後の課題

The preliminary results of this study suggest that the levels of radiated energy (which are related to the amplitudes of seismic frequencies that are relevant to strong-motion studies) are similar for shallow earthquakes and intermediate-depth earthquakes in Japan. This is rather surprising since the stress drops of intermediate-depth are higher than for shallow earthquakes. This is an important issue to understand for evaluating the strong ground motions from intermediate-depth earthquakes, such as the damaging Geiyo earthquake.

The difference in seismic efficiency of shallow and intermediate-depth earthquakes may be related to earthquake rupture velocity. If this is the case, understanding the effects of rupture velocity will be important for strong-motion studies of both shallow and intermediate-depth earthquakes.

(d) 引用文献

- 1) Kanamori, H., Mori, J., Hauksson, E., Heaton, T.H., Hutton, L.K., Jones, L.M.: Determination of earthquake energy release and M_L using Terrascope, Bull. Seismol. Soc.

Am., 83, 330-346, 1993.

- 2) Kobayashi. H. : Estimates of radiated energy for moderate shallow earthquakes in Japan, Kyoto University Masters thesis, 2001.
- 3) Kim, A. : Estimates of radiated seismic energy for shallow and intermediate-depth earthquakes beneath northeastern Japan, Kyoto University Masters thesis, 2002.
- 4) Hartzell, S. and Heaton, T.H., Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am. 73, 1553-1583, 1983.
- 5) Eshelby, J.D. : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, Proc. R. Soc. London A, 241, 376-396, 1957.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Mori, J. and Tanaka, H.	Frictional Heat and Radiated Energy Budget for the 1999 Chichi, Taiwan Earthquake	IUGG 2003, General Assembly	3 July 2003
Mori, J. and Kim, A.	Scaling of Radiated Energy for Intermediate Depth Earthquakes	日本地震学会	2003 年 10 月 6 日
Mori, J.	Source Process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake: Comparisons to Shallow Faulting in Subduction Zones	American Geophysical Union Fall Meeting	11 Dec. 2003

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 短周期震源スペクトルのスケーリングに関する研究

泉谷恭男(信州大学工学部)

tdp0000@gipwc.shinshu-u.ac.jp

(a) 業務の要約

将来の大地震に対する強震動予測の際には、一般に地震の相似性が仮定されることが多い。地震の相似性が成立しているとする、短周期震源スペクトルレベルは地震モーメントの $1/3$ 乗に比例することが期待される。前年度は鹿児島県北西部地域と鳥取県西部地域で発生した地震群について、K-NET と KiK-net の強震記録を解析して、短周期震源スペクトルと地震モーメントの関係について調べ、地震の相似性が必ずしも成立していないという結果を得た。今年度は鳥取県西部地域における更に多くの地震の強震記録とともに、2003年に宮城県北部地域で発生した地震群の強震記録の解析も行った。その結果、本研究で扱った3つの地震群については、発生地域や発震機構が異なるものの、大地震の方が単位地震モーメント当りにしてやや多目の短周期波動エネルギーを放出する傾向があることが確認された。

(b) 業務の成果

はじめに

Aki¹⁾によって提案された所謂 ω^2 モデルは、地震の震源スペクトルを表現するために最も広く用いられているモデルであろう。変位に関する震源スペクトルの長周期極限（周波数 0Hz）におけるスペクトル強度は地震モーメント M_0 に相当する。震源スペクトルは、コーナー周波数 f_0 よりも低い周波数帯ではフラットで、それよりも高い周波数帯では ω^{-2} に従って減衰する。

ω^2 モデルにおいては地震の相似性が仮定されている。即ち、 L を震源断層の長さ、 W を幅、 D を断層面上でのすべり量とすると、 $W/L = \text{一定}$ 、 $D/L = \text{一定}$ である。更に、断層破壊伝播速度や断層のすべり速度といった速度の次元を有するパラメータは地震の大きさによらず一定と仮定されている。その結果、 f_0 は $M_0^{-1/3}$ に比例することになり、短周期震源スペクトル強度は $M_0^{1/3}$ に比例することになる。即ち相似性の仮定により、震源スペクトルは M_0 というたった一つのパラメータで表現されることになる。

地震の震源スペクトルの平均像として、 ω^2 モデルが有用であることは多くの観測結果によって支持されている（例えば、Kanamori and Anderson²⁾）。そのため、想定地震についての強震動予測を行う際には、地震の相似性が成り立つとの仮定に基づいて行われるのが一般的である（例えば、入倉・三宅³⁾）。

しかし M_0 というのは震源の静的な性質を表すパラメータである。その静的なパラメータのみで震源断層のすべりに伴う地震波の放出という動的な現象を全て説明するには無理があると考えられることもまた自然であろう（例えば、Kanamori and Heaton⁴⁾）。見かけ上はちょっとした相似性の破れであっても、それが大地震と小地震の断層面上での物理現象の非常に大きな違いに起因する可

能性も考えられる⁵⁾。

ところで、観測された地震動データを解析して震源のことについて調べるためには、先ず伝播経路での減衰や観測点近傍での地盤による影響を取り除かなければならない。これは非常に困難な仕事である。例えば震源から離れた地点では、震源から放出された短周期波動エネルギーのうちのほんの僅かの部分を観測しているに過ぎない。従って、伝播経路での減衰をどの様に仮定して補正を施すかによって、結果が大きく左右されてしまう。この困難さが、地震の相似性についての議論を長い間曖昧なものにしてきた。

近年、K-NET⁶⁾や KiK-net⁷⁾によって質の高いデータが大量に供給されるようになり、震源近くの記録を使って短周期震源スペクトルについて調べることが可能になってきた。伝播経路特性や観測点特性についても、データをうまく組み合わせることによって信頼性高く補正することが出来るようになり、地震の相似性についてもきちんと調べ直す環境が整ってきた。

本研究は、K-NET と KiK-net のデータを解析することによって短周期震源スペクトル強度と地震モーメントの関係について調べ、震源モデル等に依存しない純粋な観測事実として、地震の相似性がどの程度厳密に成立しているのかを確かめようとするものである。

データおよび解析

1997 年鹿児島県北西部地震、2000 年鳥取県西部地震、および 2003 年宮城県北部地震が発生した地域では、 $M_w = 3 \sim 6$ クラスの地震の記録が多数得られている。解析対象とした地震は、鹿児島県北西部ではモーメントマグニチュード $M_w = 3.6 \sim 6.1$ の 20 個、鳥取県西部では $M_w = 3.3 \sim 6.6$ の 46 個、宮城県北部では $M_w = 3.4 \sim 6.1$ の 17 個である。震源位置が互いに近い地震が選ばれている。これらの地震はどれも震源深さが約 10km の浅い地震である。各地震群中の最大地震の震央位置と F-net⁸⁾による発震機構解を図 1 に示す。鹿児島県北西部と鳥取県西部の地震は横ずれ断層型、宮城県北部のものは逆断層型のメカニズムを示す。各地震群に属する地震はどれも最大地震とよく似た発震機構解を持っている。

震源域を取り囲んで、震央距離が約 50km 以内の K-NET と KiK-net 観測点での記録を用いる。図 2、図 3 および図 4 に、各地震群の震央（星印：最大の地震、黒丸：その他の地震）と観測点位置（黒三角）が示されている。これらの図から分るように、観測点は震央域をうまく取り囲むように分布している。

S 波に関する震源スペクトルに注目するために、水平動の加速度記録(NS 成分、EW 成分)を transverse 成分の記録に変換する。その後、各観測点の記録についてスペクトル比（最大地震/他の地震）をとる。スペクトル比をとる各地震ペアについての震源間の距離が伝播経路の長さに

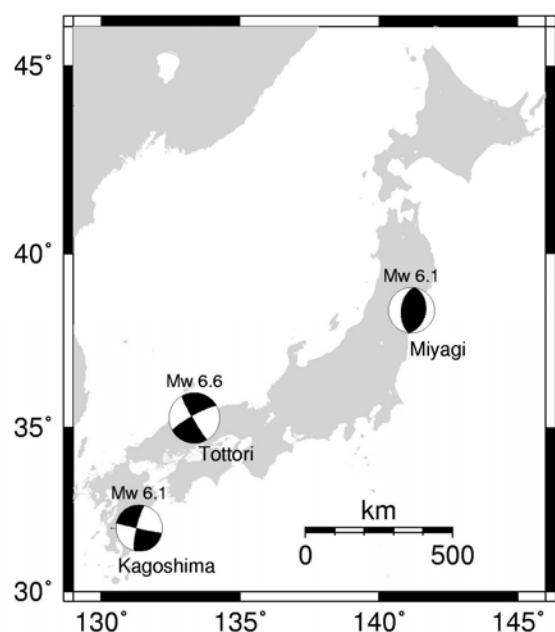


図 1 3つの地震群中の最大地震の震央と発震機構解

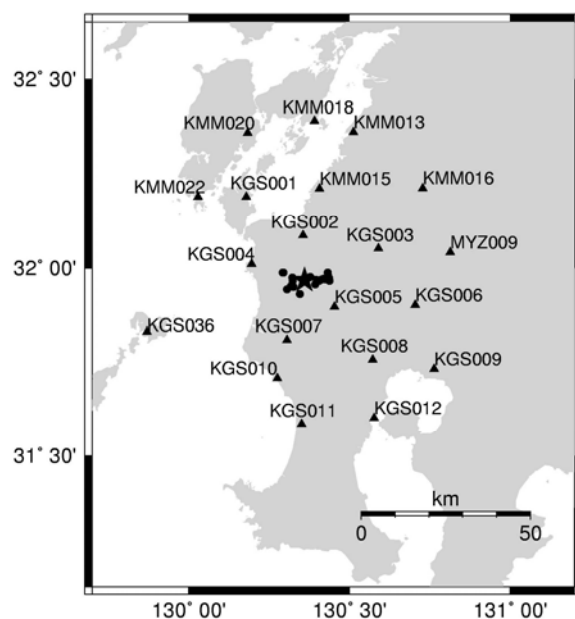


図 2 鹿児島県北西部地域における地震群の震央および観測点

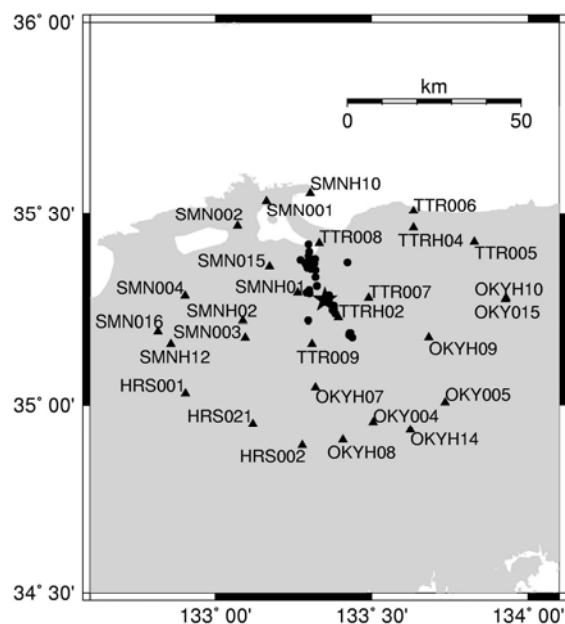


図 3 鳥取県西部地域における地震群の震央および観測点

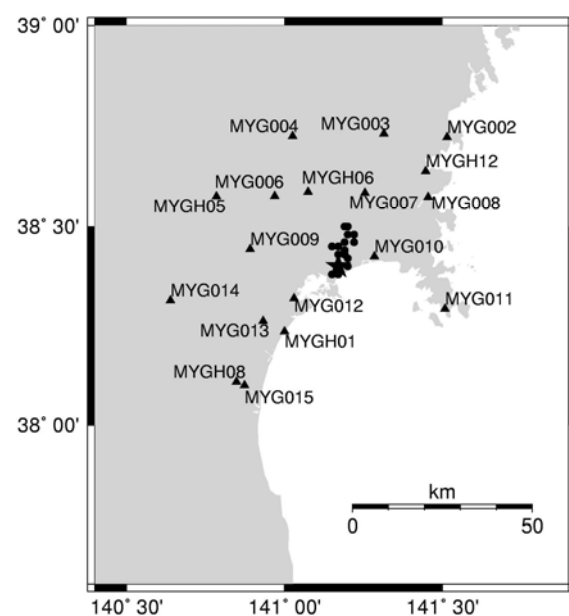


図 4 宮城県北部地域における地震群の震央および観測点

較べて小さいことから、この操作によって伝播経路での減衰の影響と観測点近傍での地盤の影響が除去されたものとみなす。この方法は所謂「経験的グリーン関数法」と呼ばれているものと同じ原理である。

また、各地震ペアについて、震央域を取り囲む観測点でのスペクトル比を平均化する。記録の得られている観測点数が 10 未満の地震や、記録の得られている観測点分布に空間的な偏りがある地震は、最初の段階で除外されている。各地震ペアの震源位置は厳密には同じではない。また、発震機構解も完全には同じとは言えない。震源位置が少し異なることに起因する伝播経路での減衰の影響の違い、放射パターンや断層破壊進行の影響の違い等がこの平均操作によって除去されるものとみなす。

以上の操作の結果、得られたスペクトル比は震源スペクトルの比を表すことになる。得られた震源スペクトル比の一例を図 5 に示す。実線は観測された震源スペクトル比、2 本の点線は、この地震ペアについての「 M_0 の比」と「 M_0 の比の 1/3 乗」の値を示している。ここで、 M_0 の値は F-net によって求められた値を用いた。

震源スペクトル比は、大きい方の地震の f_0 よりも低い周波数帯で M_0 の比に漸近することが期待されるが、観測された震源スペクトル比は 0.2Hz 付近から周波数が低くなるとともに減少している。一般に、加速度記録には低周波ノイズが含まれ、記録の振幅が小さい場合にはノイズの影響が大きく現れる。図 5 に見られる低周波数帯域でのスペクトル比の減少は、小さい方の地震記録（スペクトル比をとる際の分母）に含まれる低周波ノイズのせいであると考えられる。

本研究で注目するのは、比較的高い周波数帯域（10Hz 周辺）でのスペクトル比である。このあたりの周波数帯域は小さい地震の f_0 よりも高い周波数帯域と考えられる。したがって、もし 2 つの地震の間に相似性が成立しているとすると、震源スペクトル比は M_0 の比の 1/3 乗になることが期待される。しかしながら図 5 の震源スペクトルの比はそれよりもかなり大きい。このことは、2 つの地震間には相似性は成り立っておらず、大きい方の地震の短周期震源スペクトルが相似性から期待されるものよりも大きすぎる、又は、小さい方の地震の短周期震源スペクトルが小さすぎることを意味している。

結果

図 6 から図 8 に、3 つの地震群に関する短周期震源スペクトル強度の相対値を M_0 に対してプロットした。図中の白丸は各地震群中の最大地震に関するもので、その短周期震源スペクトル強度を 1.0 としている。黒丸は最大地震発生以降の地震（余震）のものであり、白三角は最大地震以前に発生した地震（前震、または、最大地震発生前の数年以内に発生した地震）のものである。また破線は、各地震群中の地震間に相似性があつた場合に期待される短周期震源スペクトル強度の相対値（この値は $M_0^{1/3}$ に比例する）を示している。

最大地震以前に発生した地震と以降に発生した地震に関する結果の間に、明確な違いは認められない。また、発震機構や発生地域の違いにもかかわらず、3 つの地震群についての結果は良く

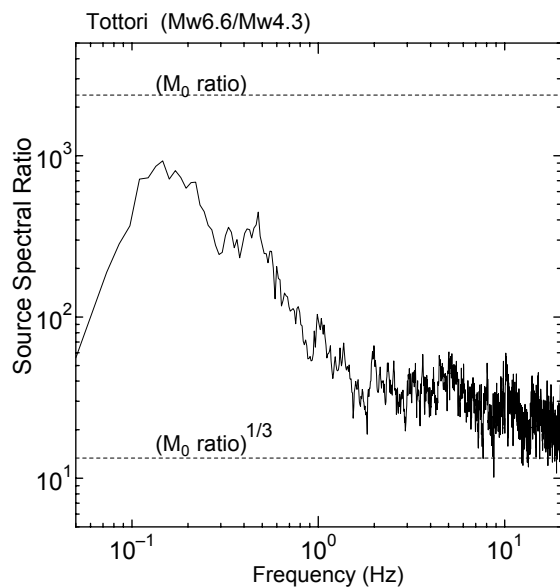


図5 観測された震源スペクトル比の一例

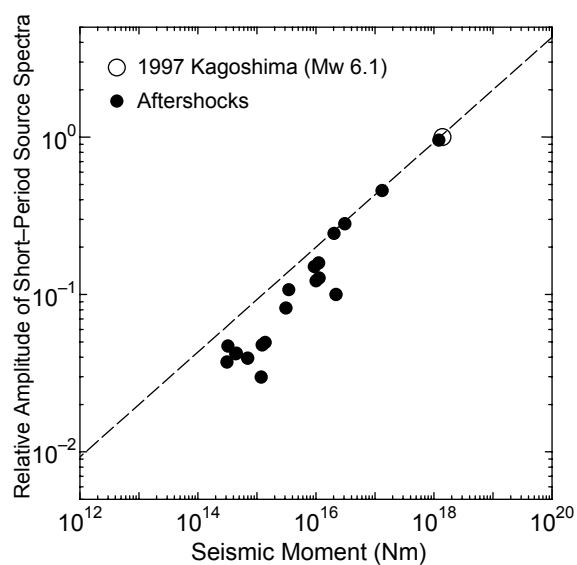


図6 短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係（鹿児島県北西部地域）

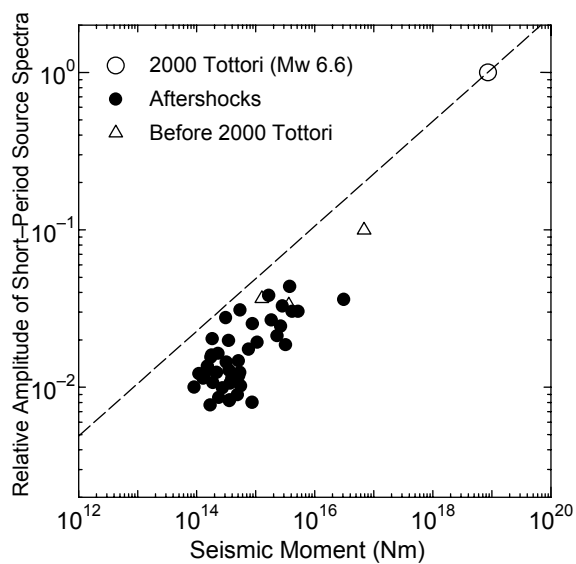


図7 短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係（鳥取県西部地域）

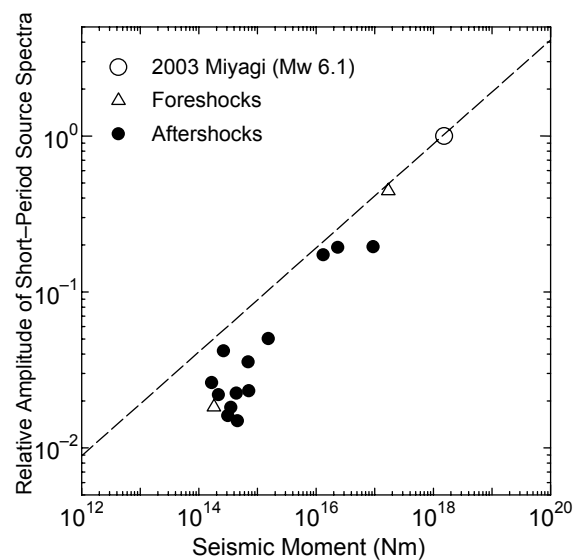


図8 短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係（宮城県北部地域）

似ている。

3つの地震群についての図で共通して見られることは、比較的小さい地震 (M_0 にして 10^{17}Nm よりも小さい地震) に関するプロットが、例外なく破線よりも下方に位置することである。このことは、各地震群中の最大地震の短周期震源スペクトル強度を基準とした場合、小さい地震の短周期震源スペクトル強度は地震の相似性から期待されるものよりも小さいことを意味する。即ち、大きい地震の方が単位モーメント当り、より多くの短周期波動エネルギーを放出しており、相似性は厳密には成立していない。従って、もし小さい地震の短周期震源スペクトル強度の観測値を用いて、地震の相似性を仮定して大きい地震の短周期震源スペクトル強度を予想しようとする、過小評価になってしまう。

考察

大地震と小地震の震源の物理的性質の間には根本的な違いがあるのか、それとも地震間には相似性が成立しているのかは、未解決の興味深い問題である。

地震学の分野では、地震記録から推定可能な2つのマクロな震源パラメーターである地震波動エネルギーと地震モーメントについて調べることによって、この問題が議論されることが多い。例えば、地震波動エネルギーと地震モーメントの比が地震の大きさとともに増加するという研究結果がある (例えば、Kanamori et al.⁹⁾、Mayeda and Walter¹⁰⁾、Izutani and Kanamori¹¹⁾)。これは大地震ほど単位モーメント当り多くの波動エネルギーを放出することを意味し、本研究の結果と調和的である。即ち、大地震と小地震の震源の物理的性質の違いがあることを示唆している⁵⁾。

これとは逆に、地震波動エネルギーと地震モーメントの比は地震の大きさによらず一定であるという報告もある (例えば、Ide and Beroza¹²⁾)。地震波動エネルギーと地震モーメントの比が地震の大きさとともに増加するように見えるのは、地震計の記録できる周波数帯域の限界や波動伝播経路における減衰の補正の不適切さから生じる見かけの現象に過ぎないという主張である。

一方、地震工学の分野においては、経験的グリーン関数法によって小地震記録を重ね合わせて大地震記録を合成するという試みが非常に多く行われてきた。Irikurra and Kamae¹³⁾は、地震の相似性を仮定して大地震記録を合成すると短周期エネルギーが不足してしまうことを解決するために、「応力降下量の比」というパラメーターを導入した。これは、 ω^2 モデル的な相似性を仮定して合成作業を行う前に小地震の震源スペクトルの短周期部分を強制的に持ち上げるためのパラメーターである。また原田¹⁴⁾や大角ほか¹⁵⁾も小地震の短周期スペクトルを強制的に持ち上げるための独自のパラメーターを導入している。これらのパラメーターは、その物理的な意味は明確ではないが、大地震と小地震との間に相似性が成立していないことを補正するために導入されたものと解釈できる^{15), 16)}。

また、短周期地震動励起能力を直接調べた研究として、岩手県沖や能登半島沖で発生した地震に関しても JMA87 型の地震記録を使って調べられた例がある¹⁶⁾。データの質や観測点配置等が本研究で扱ったものに較べるとかなり劣るため信頼性は必ずしも高くないものの、本研究と同様の

結果が得られている。他にも、北海道や東北地方周辺で発生するやや深発地震についての短周期地震動励起能力についても調べられている^{17), 18)}。それらの結果を見ると、短周期地震動の励起能力は必ずしも地震の相似性から期待されるようにはなっておらず、大きい地震ほど励起能力が大きい。この結果は本研究で得られた浅い地震の場合と非常に良く似ており、このような相似性からの外れが普遍的なものである可能性も示唆される。

本研究結果と整合する研究結果がある一方で、短周期震源スペクトル強度は地震モーメントの $1/3$ 乗に比例しており、かなり広いモーメント範囲にわたって地震の相似性が成立しているという研究成果も発表されている¹⁹⁾。

M_0 は非常に長周期の地震記録から推定される。長周期地震動に関する伝播経路での減衰や観測点特性の補正は比較的容易に精度良く実施可能であるため、 M_0 の推定値は信頼性が高い。それに対して、地震波動エネルギーや短周期震源スペクトルは比較的短周期の地震動記録を解析することによって求められるため、伝播経路での減衰や観測点特性の補正が難しい。減衰に関する Q 値や地盤増幅率の想定ミスがそのまま地震波動エネルギーや短周期震源スペクトルの推定値に混入し、推定値の信頼性は M_0 に較べるとかなり低い。しかし近年の地震観測網の整備によって、地震波動エネルギーや短周期震源スペクトルの推定精度は飛躍的に向上した。例えば、本研究で行ったスペクトル比を用いる方法は地震波動エネルギーや短周期震源スペクトルを精度良く推定するのに適している^{11), 12), 20)}。

大地震と小地震の間には相似性が成立しているのか、それとも相似性が破れているのか、破れているとしたらそこにどのような物理的な意味があるのかをきちんと理解することは、将来の大地震に伴う強震動を予測するためにも重要である。この問題の解決にはまだ時間がかかるであろうが、本研究のように観測事実を積み上げていくことが大切であろう。

(c) 結論ならびに今後の課題

鳥取県西部地域、鹿児島県北西部地域、および宮城県北部地域で発生した地震について、K-NETとKiK-netの強震記録を解析して、短周期震源スペクトル強度と地震モーメントの関係について調べた。その結果、これらの地震群については地震の相似性が厳密には成立していないことが明らかになった。大きい地震の方が、単位モーメント当たり、より多くの短周期波動エネルギーを放出している。

もちろんこの結論はここで解析した3つの地震群（日本内陸で発生する浅い地震）について、また限られた範囲（ $M_w = 3.3 \sim 6.6$ ）の規模の地震についての結果である。地震の相似性が「おおまかに」成立していることを否定するものではないし、「おおまかな相似性」が実用的な強震動予測のために役立っていることは間違いない。しかし、観測された小地震記録から大地震記録を合成する場合に完全な相似性を仮定すると、大地震の短周期地震動を過小評価する可能性があることを認識しておく必要があるだろう。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、科学技術庁防災科学技術研究所の K-NET、 Kik-net および F-net のデータを使用させていただきました。

(d) 引用文献

- 1) Aki, K. : Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., Vol. 72, pp. 1217-1231, 1967.
- 2) Kanamori, H. and Anderson, D. L. : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 65, pp. 1073-1095, 1975.
- 3) 入倉孝次郎, 三宅弘恵 : 予測のための震源のモデル化, 月刊地球／号外, No. 37, pp. 62-77, 2002.
- 4) Kanamori, H. and Heaton, T. H. : Microscopic and macroscopic physics of earthquakes, in GeoComplexity and Physics of Earthquakes, AGU Geophys. Mono. 120, edited by J. B. Rundle, D. L. Turcotte, and W. Klein, pp. 147-163, American Geophysical Union, Washington, D. C., 2000.
- 5) Kanamori, H. and Rivera, L. : Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop, Bull. Seismol. Soc. Am., in press.
- 6) 防災科学技術研究所: K-NET のホームページ(<http://www.k-net.bosai.go.jp/>).
- 7) 防災科学技術研究所: KiK-net のホームページ(<http://www.kik.bosai.go.jp/>).
- 8) 防災科学技術研究所: F-net のホームページ(<http://www.fnet.bosai.go.jp/>).
- 9) Kanamori, H., Hauksson, E., Hutton, L. K. and Jones, L. M. : Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 83, pp. 330-346, 1993.
- 10) Mayeda, K. and Walter, W. R. : Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, J. Geophys. Res., Vol. 101, pp. 11,195-11,208, 1996.
- 11) Izutani, Y. and Kanamori, H. : Scale dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp. 4007-4010, 2001.
- 12) Ide, S. and Beroza, G. C. : Does apparent stress vary with earthquake size?, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp. 3349-3352, 2001.
- 13) Irikura, K. and Kamae, K. : Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, ANNALI DI GEOFISICA, Vol. 37, pp. 25-47, 1994.
- 14) 原田隆典, 田中剛, 田村好文 : 震源特性を考慮した地震動のシミュレーション手法, 土木学会論文報告集, 第 507 号/I-30, pp. 209-217, 1995.
- 15) 大角恒雄, 原田隆典, 泉谷恭男 : 確率論的グリーン関数を用いた強震動の波形合成法とその検証例による震源パラメータの考察, 応用力学論文集, Vol. 1, pp. 595-606, 1998.

- 16) Izutani, Y.: High-frequency source spectral ratio between large and small earthquakes, Proc. 10th Japan Earthq. Eng. Symp., Vol.1, pp.697-702, 1998.
- 17) 池田孝, 武村雅之, 加藤研一: 強震記録に基づく北海道周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 560 号, pp.67-73, 2002.
- 18) 池田孝, 武村雅之, 加藤研一: 強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 572 号, pp.39-46, 2003.
- 19) 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, pp.51-62, 2001.
- 20) Hough, S. E.: Empirical Green's function analysis of recent moderate events in California, Bull. Seismol. Soc. Am, Vol.91, pp.456-467, 2001.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
泉谷恭男	大地震と小地震の相似性に関する 考察	土木学会第 58 回年次学術講演会	平成 15 年 9 月 24 日

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) S 波震源スペクトルの構築と統計的強震動予測に関する研究

笹谷 努(北海道大学大学院理学研究科)

sasatani@ares.sci.hokudai.ac.jp

前田宜浩(北海道大学大学院理学研究科)

tmaeda@ares.sci.hokudai.ac.jp

(a) 業務の要約

サブダクションゾーンにおける地震の S 波震源スペクトルを構築するためには、まず、当該地域の S 波減衰構造を評価する必要がある。ここでは、北海道東部地域を対象として、スペクトルインバージョン法とコード規格化法を高密度強震観測点 (K-NET、KiK-net) 及び海底地震計によるデータに適用し、S 波の Q 構造モデル (対象周波数: 1-10Hz) を構築した。火山フロントよりも前弧側のマントルウェッジでは、周波数の約 1 乗に比例した Q 値が得られたが、その背弧側のマントルウェッジでは、周波数依存性の極めて弱い Q 値が得られた。一方、海洋プレート上部では、従来考えられたような大きな Q 値は得られなかった。この結果とやや深発地震による異常震域現象を説明するために、海洋プレートの二層 Q 構造モデル (下層は大きな Q 値) を提唱した。

(b) 業務の成果

1) はじめに

サブダクションゾーンにおいては、海溝からプレートが沈み込み、さらに、深さ約 150km の深発地震面の上部に火山フロントが存在しており、地殻・上部マントル構造が複雑な様相を呈している。このような地域において、観測された記録から S 波震源スペクトルを評価するためには、まず、当該地域の S 波減衰構造を評価する必要がある。ここでは、北海道東部地域を対象として、スペクトルインバージョン法とコード規格化法を高密度強震観測点 (K-NET、KiK-net) 及び海底地震計によるデータに適用し、S 波の Q 構造モデルを構築する。その際に、プレート間地震である 2003 年十勝沖地震 (Mw8.0) のみならず、スラブ内地震である 1993 年釧路沖 (Mw7.6) による地震被害の発生を考慮して、深さ約 150km までをその解析対象とする。

最初に、北海道東部地域における複雑な S 波減衰構造の地震記録への影響を概観する。図 1 は、深さの異なる 2 つのスラブ内地震 (A: 1997/11/15、H150km、Mj6.1; B: 2001/04/27、H80km、Mj5.9) による異なった 3 地域 (火山フロント前弧側、火山フロント上、火山フロント背弧側) での観測波形 (b) と S 波スペクトル (c) を比較したものである。A 地震の場合、火山フロント背弧側 (HKD061) の記録は、水平動にもかかわらず、S 波よりも P 波の方が大きな振幅を有しており、さらに、その S 波スペクトルは、他の点と比べて、1Hz よりも高周波数側で振幅レベルが極端に落ちている。しかし、B 地震の場合、HKD061 の

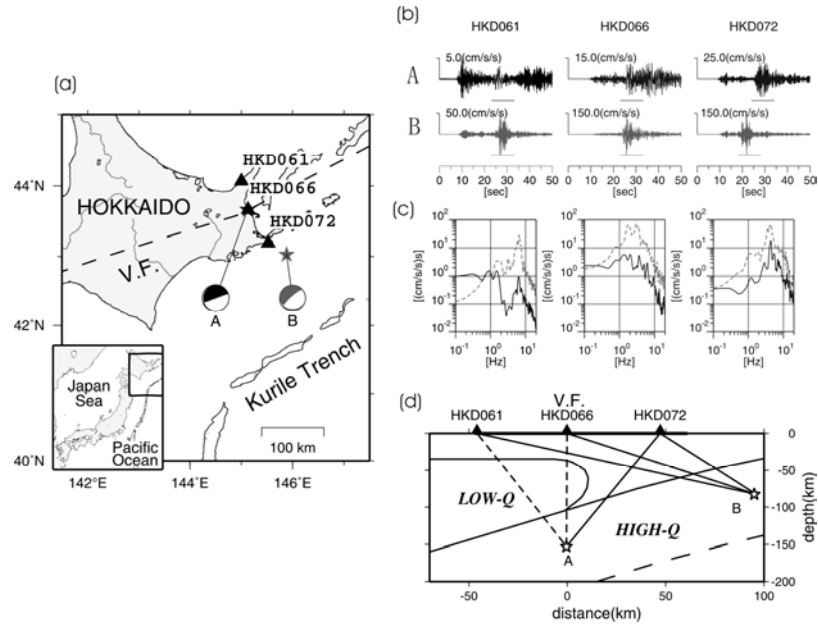


図 1. (a) 観測点 (▲) と地震の震央 (★)。V.F.: 火山フロント。(b) 加速度波形 (NS 成分)。(c) S 波加速度スペクトル。実線: 地震 A、破線: 地震 B。(d) Q 構造モデルの模式図と A、B 地震による波線。破線は、高周波数成分を欠いた波線。

波形、スペクトルとも他の観測点と大きな差異は見られない。一方、火山フロント前弧側の HKD072 では、A と B の両地震による波形は似ており、S 波で最大振幅となり、そのスペクトルも同様な形状を示す。火山フロント上の観測点 (HKD066) では、A 地震の場合、波形とスペクトルは、前弧側と背弧側でのそれらの中間的な性質を有している。これらの特徴は、定性的には、図 1 (d) に示した Q 構造モデル (海溝軸に垂直な鉛直断面図) で説明される。最終目的である統計的強震動予測において、S 波減衰構造の影響を簡単に取り込むために、ここでは、火山フロントを境にしてマントルウェッジを前弧側と背弧側の 2 領域に分けて、パス全体での Q_s 値を評価することにする。さらに、釧路沖に設置されている海底地震計データを用いて、プレートの Q_s 値を独立に評価する。

2) 解析手法とデータ

観測される直達 S 波の振幅スペクトル ($O_{ij}(f)$) は、次のように書ける。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) G_j(f) \frac{1}{R_{ij}} \exp\left(\frac{-\pi f t_{ij}}{Q_s(f)}\right) \quad (1)$$

ここで、 $S_i(f)$ と $G_j(f)$ は、 i -地震の震源スペクトル及び j -観測点の増幅特性を表す。また、 t_{ij} 、 R_{ij} 、 $Q_s(f)$ は、それぞれ、S 波の走時、震源距離、および S 波の Q 値 (quality factor) を表す。ここでは、 $Q_s(f)$ の推定に以下の 2 つの方法を用いる。

a) スペクトルインバージョン法 (SI 法; Iwata and Irikura, ¹⁾)

(1) 式の対数をとると次を得る。

$$\log(O'_{ij}(f)) = \log(S'_i(f)) + \log(G_j(f)) - \log(e) \frac{\pi f t_{ij}}{Q_s(f)} \quad (2)$$

ここで、 $O'_{ij} = (R_{ij} / R_{ref}) O_{ij}$ 、 $S'_i = S_i / R_{ref}$ 、 R_{ref} は任意の規格化距離である。(2) 式と観測スペクトルとの残差を最小にすることから、 $S_i(f)$ 、 $G_j(f)$ と $Q_s(f)$ が決められる。ここでは、2 つの拘束条件付 ($G_j(f) > 2$; $Q_s^{-1}(f) > 1000^{-1}$) 最小二乗法 (Lawson and Hanson, ²⁾) を用いた。この手法の場合、多くの地震と観測点でのデータから、 $Q_s(f)$ のみならず、 $S_i(f)$ と $G_j(f)$ も評価できる。

b) コーダ規格化法 (CN 法; Aki, ³⁾)

コーダ波は、散乱された S 波から構成されると考えられており、その振幅スペクトル ($O_{ij}(f, t_c)$) は、以下のように書ける (single-scattering model; Aki and Chouet, ⁴⁾)。

$$O_{ij}(f, t_c) = S_i(f) G_j(f) P(f, t_c) \quad (3)$$

ここで、 $P(f, t_c)$ は、コーダ波振幅の減衰特性で、それは、発震時刻からの経過時間 (t_c) が直達 S 波の走時の 2 倍以上になると、震源と観測点との位置関係に依存しなくなる。(1) 式を (3) 式で除して対数を取り、 $S_i(f)$ と $G_j(f)$ が S 波とコーダ波とで共通であることを考慮すると、以下を得る。

$$\ln \left(R_{ij} \frac{O_s(f)}{O_c(f, t_c)} \right) = \frac{-\pi f t_{ij}}{Q_s(f)} + \text{const.}(f) \quad (4)$$

ここで、 $O_s(f)$ と $O_c(f)$ は、観測された S 波及びコーダ波のスペクトルである。コーダ波で規格化された S 波振幅の対数 ((4) 式の左辺) を S 波走時に対してプロットした点の分布の傾きから $Q_s(f)$ を求めることができる。この手法では、1 点での多数の観測記録から $Q_s(f)$ を求めることができるが、 $S_i(f)$ と $G_j(f)$ の情報は得られない。

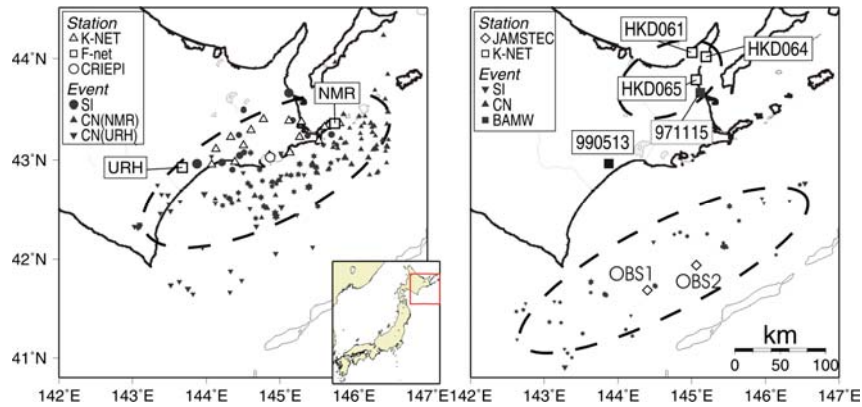


図 2. 使われた観測点と地震の震央。(a) FAMW 領域。(b) BAMW と Plate 領域。

火山フロント前弧側マントルウエッジ (FAMW) の Q_s 値評価に用いた観測点と地震の震央を図 2(a) に示す。この領域では、13 地震による 17 観測点のデータに SI 法を、また、NMR と URH 観測点でのデータ (NMR: 108 地震、URH: 73 地震) に CN 法を適用した。図 1 に示すように、火山フロント背弧側での S 波は、高周波数成分が極端に欠落しているため、K-NET 観測点でトリガーされ

るデータが極めて少ない。よって、背弧側マントルウエッジ (BAMW) の Q_s 値評価に SI 法や CN 法を適用することは困難である。後で述べるように、この領域 (図 2(b) 参) での Q_s 値は、特別な方法を用いて推定する。また、図 2(b) には、プレートの Q_s 値推定に用いられた海底地震観測点 (OBS1&2) と地震の震央が示されている。この領域 (以後、Plate と記す) では、50 地震による 83 データに SI 法を、OBS1&2 それぞれで 30 データに CN 法を適用した。ここでは特に、震源から観測点までの波線が海溝軸にほぼ平行になるように地震を選んである。

解析には水平動成分を用いた。スペクトル解析に用いた window は、地震の規模を考慮して、Plate 領域では約 5 秒、他では約 10 秒とした。また、コーダ波の解析では、 t_c を 100 秒と設定した。S 波に対してはその直前の P コーダを、コーダ波に対しては P 波直前部分をそれぞれのノイズとして評価し、S/N 比が 2 以上のデータのみを解析に用いた。

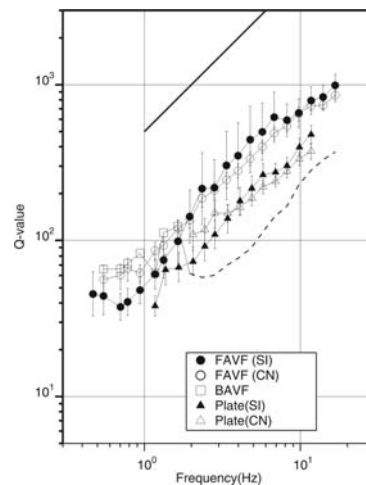


図 3. サブダクションゾーンの各領域における Q 値。

3) サブダクションゾーンにおける Q_s 構造

図 3 に得られた結果をまとめて示す。

a) 火山フロント前弧側マントルウエッジ (FAMW)

図 3 の●と○は、それぞれ SI 法、CN 法で推定された Q_s 値である (CN 法の結果は NMR と URH の結果の平均値である)。両者の結果は、お互いに良く似た値を示しており、周波数とともに増加している。両手法が良く似た結果を示したことは、その結果の信頼性を保証している。また、 $Q_s = Q_0 f^n$ の周波数依存性を 1-10Hz に適用すると、 $Q_s = 62.5 f^{1.16}$ (SI 法)、 $Q_s = 74.3 f^{0.97}$ (CN 法) を得る。ただし、1Hz 以下の周波数においては、 Q_s 値はこの傾向から外れ、ほぼフラットに見える。

b) 火山フロント背弧側マントルウエッジ (BAMW)

先に述べたように、この領域に対して SI 法や CN 法を適用することは困難である。ここでは、火山フロントを FAMW と BAMW の境界と仮定し、FAMW での SI 法による解析から得られた Q_s 値と図 2(b) に示された 2 つの地震 (971115 と 990513) の震源スペクトル ($S_i(f)$) を利用して、BAMW の Q_s 値をラフに推定する。背弧側の 3 つの観測点 (図 2(b)、HKD061, 064, 065) では、上の 2 つの

地震による記録が得られている。そこで、両地震の S 波スペクトル比を求めると、観測点の増幅特性が相殺され、それは、FAMW と BAMW を通るパスによる減衰と両地震の震源スペクトルの比を表すことになる（前田・笹谷、⁵⁾）。S 波スペクトル比に既知の値を代入して推定された Q_s 値が図 3 に□で示してある。ただし、周波数 2Hz 以上の結果（破線）は、S/N 比が 2 以下の記録から得られたもので、上限値を示すと考えられるが、その信頼性は低い。得られた Q_s 値は、FAMW のそれと比べて、1Hz 付近ではほぼ同じであるが、2Hz 以上での周波数依存性が極めて小さい。

c) プレート内 (Plate)

この領域で解析に用いる地震については、震央距離に比べて震源の浅いものが多いので、波線を直線で近似することに問題がある。そこで、Iwasaki et al. ⁶⁾ を基にして 1 次元速度構造（図 4）を仮定し、Cerveny et al. ⁷⁾ の dynamic ray tracing によって波線及び幾何減衰項を求めた。

その結果、(1) 式の R_{ij} は、 $R_{ij} = \Delta_{ij} \sqrt{\rho_g \beta_g / \rho_s \beta_s} \prod_i T_i^{-1}$ に置き換えられる。ここで、 $1/\Delta_{ij}$ は幾何

減衰項、 T_i は各層での透過係数、 ρ 及び β は密度及び S 波速度、添え字の s と g は震源及び観測点を意味する。図 3 の▲と△は、それぞれ SI 法及び CN 法による結果である。これらの値は良く似ており、また、周波数とともに増加している。FAMW

と同様に $Q_s = Q_0 f^n$ の周波数依存性を適用すると、 $Q_s = 38.2 f^{1.03}$ (SI 法)、 $Q_s = 65.6 f^{0.69}$ (CN 法) を得る。これらの Q_s 値を FAMW のそれと比べると、その周波数依存性は似ているが、その値は FAMW のそれよりもむしろ小さい。これは、「プレートは High Q 領域である」と従来言われていたことに一見反する結果である。この問題については、次節で議論する。

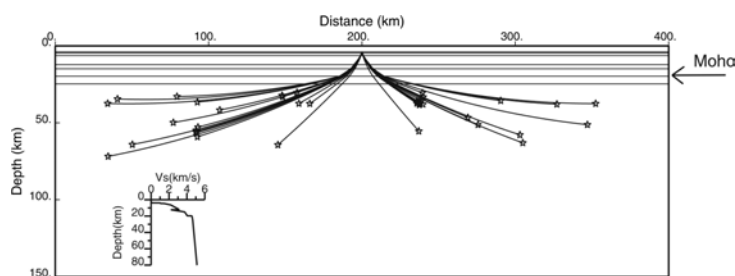


図 4. 各地震から OBS2（中央）までの波線ダイアグラム。挿入図は仮定した速度構造。

4) プレートの Q_s 構造

これまでのプレートの High Q 値は、陸上の観測記録を基に推定されていた。しかし、この場合、全波線長に比べてプレート内を通る波線は、相対的に短い。これは、陸上観測記録からプレートの Q 値を推定した場合、その分解能力が低いことを意味している。本解析では海底地震計による記録を用いているため、波線のほとんどはプレート内を通過している（図 4）。しかし、その結果は、上述のように、従来言われていたほど大きな値を示さなかった。

一方で、サブダクションゾーンにおけるやや深発地震によって異常震域現象の生じることも事実である。図 5 は、北海道の地震によるその例（ただし、ここでは震度ではなく PGA 分布）を示し

たものである。北海道において、火山フロントを越えて PGA 値が急に減少するのは、BAMW の小さな Q_s 値によると考えられる。しかし、東北地方で相対的に大きな PGA 値が観測されている事実は、本研究で推定された Plate の Q_s 値からは説明できない。本研究で用いた地震の波線は、厚さ約 100km のプレート上部を主に通過している（図 4）。これに対して、図 5 に示した地震から東北地方に行く波線は、その距離から考えて、より深部を主に通ると考えられる。以上の考察から、本研究による Plate の Q_s 値がそれほど大きくないにもかかわらず、観測される異常震域現象を説明するためには、プレートが二層の Q 構造を有すると考えざるを得ない。

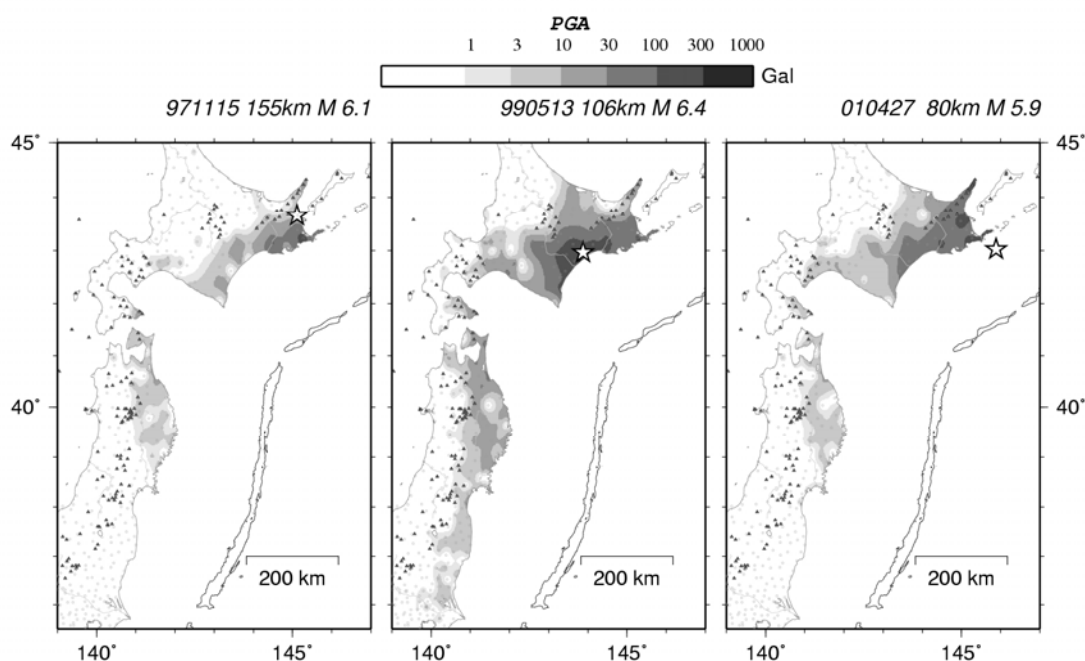


図 5. 3 つのやや深発地震（☆）による最大加速度（PGA）分布。K-NET データを使用。

そこで、北海道東部で発生した地震による観測データに基づいて二層 Q 構造モデルを構築する。

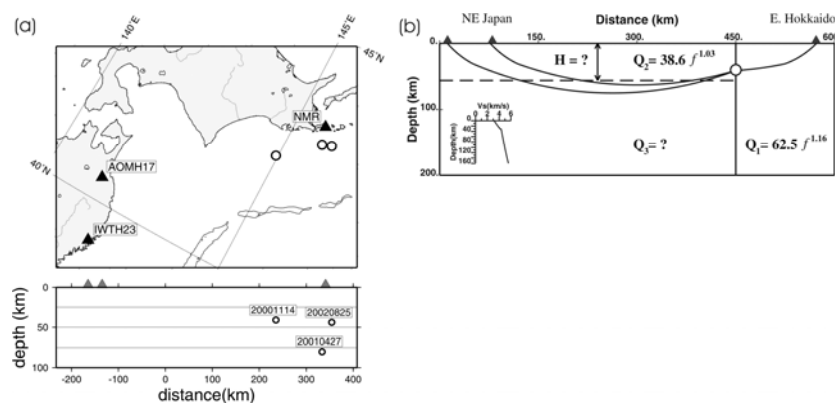


図 6. (a) 解析に用いた観測点（▲）と地震の震央（○）。
(b) 仮定したプレートの二層 Q 構造。○は震源、▲は観測点を表す。

図 6(b) は、その方法を模式的に示したものである。まず、NMR で観測された S 波スペクトルからそこでの増幅特性と FAMW の Q_s 値(図 6(b)の Q_1)による減衰を補正して震源スペクトルを求める。次に、震源から東北地方へのプレートが、厚さ H で Plate の Q_s 値 (図 6(b)の Q_2) を有する表層と未知の Q_s 値 (図 6(b)の Q_3) を有する下層から成る二層構造と仮定する。そして、プレートの速度構造を図 6(b)の挿入図のように仮定し、NMR データから推定された震源スペクトルを震源から東北地方の観測点の基盤まで波線にそって伝播させ、理論スペクトルを計算する。一方、東北地方の KiK-net 観測点の表層 S 波記録から堆積層の影響を取り除いて基盤への入射スペクトルを求め、それを観測スペクトルとする。 H と Q_3 のさまざまな組み合わせに対して理論スペクトルを計算し、それを観測スペクトルと比較する。そして、両者のもっとも良い一致を与える H と Q_3 を解として採用する。北海道東部で発生した 3 つの地震による東北地方 2 観測点での観測記録にこの手法を適用した (図 6(a))。図 7 は、 H と Q_3 のさまざまな組み合わせに対して理論及び観測スペクトルの比較を示したものである。この図から、 $H=50\text{km}$ 、 $Q_3=500f$ が最適であることがわかる。このプレート下層の Q_s 値は、図 3 において実線で示されている。以上の検討から、この下層の大きな Q_s 値によって異常震域現象は説明されると結論される。

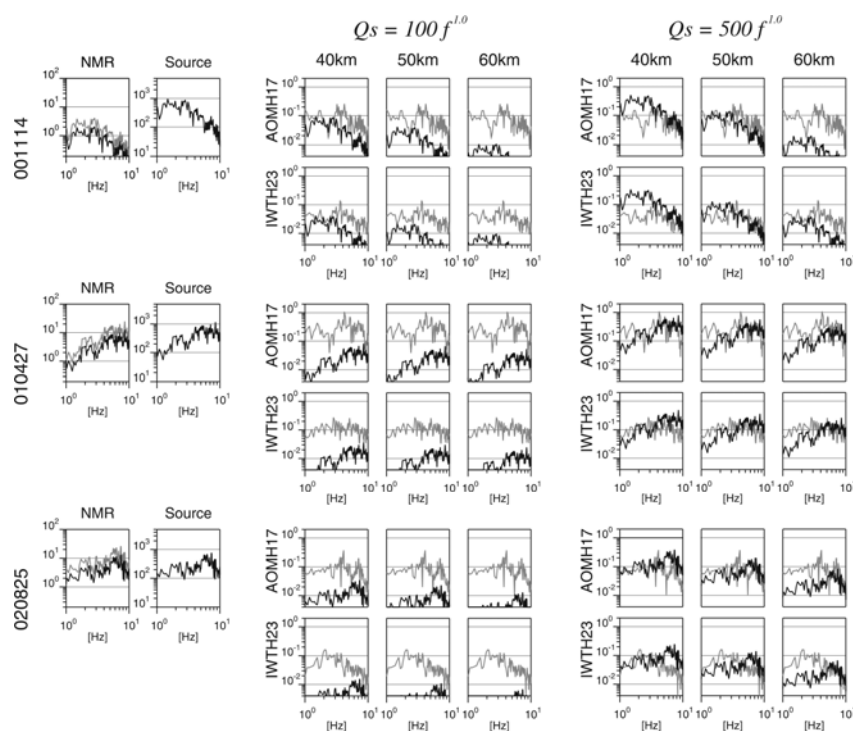


図 7. 3 つの地震に対する 2 つの観測点での観測 (実線) と理論 (波線) 加速度スペクトルの比較。第一層の厚さ (H) と下層の Q_s 値を変えた場合の結果が示されている。
左パネル：震源スペクトル。

(c) 結論ならびに今後の課題

サブダクションゾーンの北海道東部地域を対象として、スペクトルインバージョン法とコーダ規格化法を高密度強震観測点 (K-NET、KiK-net) 及び海底地震計によるデータに適用し、S 波の Q

構造モデル（対象周波数：1-10Hz）を構築した。火山フロントよりも前弧側のマントルウエッジでは、周波数の約 1 乗に比例した Q 値が得られたが、その背弧側のマントルウエッジでは、周波数依存性の極めて弱い Q 値が得られた。一方、海洋プレート上部では、従来考えられたような大きな Q 値は得られなかった。この結果とやや深発地震による異常震域現象を説明するために、海洋プレートの二層 Q 構造モデル（下層は大きな Q 値）を提唱した。

火山フロントよりも背弧側の観測点で得られた S 波は、高周波数地震波が大きく減衰されており、また、S/N 比も極めて小さい。よって、背弧側マントルウエッジの Q 値は、厳密には正しく評価されておらず、これを正しく評価することが今後の課題である。

(d) 引用文献

- 1) Iwata, T. and Irikura, K. : Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, J. Phys. Earth, Vol. 36, 155-184, 1988.
- 2) Lawson, C. L. and Hanson, R. J. : Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1974
- 3) Aki, K. : Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 21, 50-60, 1980.
- 4) Aki, K. and Chouet, B. : Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, J. Geophys. Res., Vol. 80, 3322-3342, 1975.
- 5) 前田宜浩, 笹谷努 : 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 64, 91-113, 2001.
- 6) Iwasaki, T., Shiobara, H., Nishizawa, A., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Hirata, N., Urabe, T. and Shimamura, H. : A detailed subduction structure in the Kurile trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, Tectonophys., 165, 315-336, 1989.
- 7) Cervený, V., Molotkov, I. A. and Psencik, I. : Ray Method in Seismology, Univerzita karlova, Praha, pp. 214, 1977.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
笹谷 努, 森川信之	スラブ内大地震とプレート境界大地震の震源特性の比較	日本地震工学会大会－ 2003 梗概集, 特 72－特 73	平成 15 年 11 月 12 日
Maeda, T. and Sasatani, T.	Upper mantle Qs structure and its effects on strong ground motions	IUGG2003, Sapporo, Japan, SS04a/09P/D-041	June 30 – July 11, 2003

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-4) 定量的な強震動予測のための震源のモデル化に関する研究

箕 楽磨(神戸大学理学部)

kakehi@kobe-u.ac.jp

(a) 業務の要約

高密度な強震観測網で得られた高品質の強震波形データを使い、波形インバージョンにより、内陸の地震である 2001 年兵庫県北部地震 ($M_w = 5.2$) とフィリピン海スラブ内のスラブ内地震である芸予地震 ($M_w = 6.4$) の詳細な震源過程を調べた。いずれの解析においても、軟らかい表層を取り入れない不当に硬い地下構造モデルを仮定した場合、インバージョンによって得られる震源モデルは断層面上のすべりの大きさと分布の複雑さを過大評価してしまうことを示した。インバージョンの結果、前者の震源過程は比較的単純なものであり、後者の震源過程は複雑なものであることを見出した。2001 年芸予地震については、地震波速度の遅い (=剛性が低く変形しやすい) スラブの海洋性地殻内で大きなすべりが起きている。これは媒質の不均質性がそこで発生する地震の破壊過程に影響を与える可能性を示唆するものであり、興味深い。

(b) 業務の成果

はじめに

定量的な強震動予測を行う上では、震源の影響、伝播経路の影響、観測点近傍の構造(サイト)の影響を評価することが肝要である。この研究では、主として震源の影響について考える。近年日本国内で整備された高密度の強震観測網により、高品質の強震動データが続々と蓄積されつつある。そのような高密度強震データを解析にすることによって、発生した地震の詳細な震源過程を求めておくことは、定量的な強震動予測を行う際に震源のモデル化を行うために不可欠である。そのような観点から、この研究では最近発生した地震の詳細な震源過程を強震波形のインバージョンによって推定する。取り上げた地震は、内陸の地殻内地震である 2001 年兵庫県北部地震 ($M_w = 5.2$) とフィリピン海スラブ内のスラブ内地震である 2001 年芸予地震 ($M_w = 6.4$) である。また、この研究では震源のモデル化についてのみならず、表層付近の地下構造のモデル化についても考察を加える。

2001 年兵庫県北部地震 ($M_w = 5.2$) の震源モデル

地震の概要

2001 年兵庫県北部地震 ($M_w = 5.2$) は、1 月 12 日に発生した。気象庁による震源深さは 10.59 km で、北西-南東圧縮の横ずれ型の地殻内地震である。この地震は前年の 12 月に始まった前震活動と、活発な群発的余震活動を伴った。この地震の詳細な震源過程を強震波形のインバージョンにより求める。

使用したデータ

解析には、防災科学技術研究所の K-NET¹⁾、F-net²⁾ の計 5 観測点の強震波形データを使用した。使用した観測点を図 1 に示す。解析には、0.4~2.0 Hz のバンドパスフィルターを施した速度波形の S 波部分を使った。

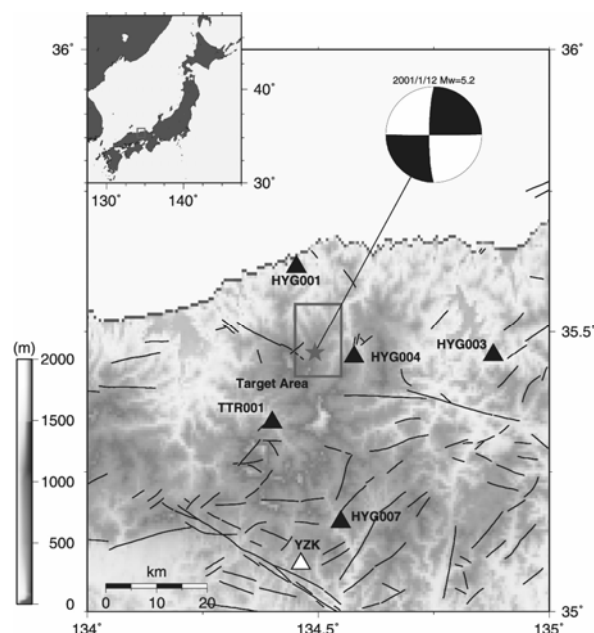


図 1. 2001 年兵庫県北部地震の解析に使った強震観測点

地下構造モデルの作成

地表付近の軟弱な堆積層により地震波形は増幅され、かつ複雑化するので、観測波形データから構造の影響をはぎとって震源過程を求めるには、適切な地下構造モデルを求めることが不可欠である。そこで、点震源で近似できると考えられる余震の観測波形のフォワードモデリングを行い（図 2）、観測点ごとに 1 次元の地下構造モデルを求めた。表 1 に求められた地下構造モデルを示す。この構造を用いて、波形インバージョンのための Green 関数を計算した。Green 関数は discrete wavenumber 法³⁾と反射／透過行列法⁴⁾によって計算した。

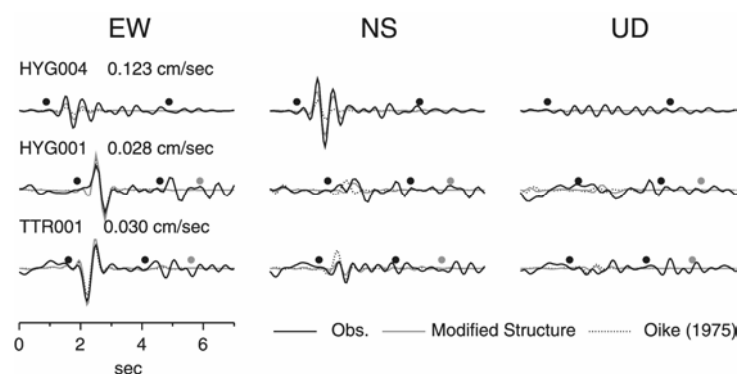


図 2. 2001 年兵庫県北部地震の余震波形のフォワードモデリング

表 1. 2001 年兵庫県北部地震の解析に用いた地下構造モデル

Station	Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs	Station	Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
HYG001	0.00	2.27	0.69	2.10	100	50	HYG007	0.00	2.00	0.71	2.17	100	50
	0.01	4.00	2.00	2.45	140	70		0.02	4.70	2.35	2.45	160	80
	0.50	5.30	2.65	2.50	180	90		0.40	5.10	2.55	2.50	180	90
	0.90	5.50	3.18	2.60	200	100		0.50	5.20	2.60	2.50	180	90
	3.00	6.05	3.50	2.70	300	150		0.60	5.30	2.65	2.50	180	90
	16.00	6.60	3.82	3.00	500	250		1.50	5.50	3.18	2.60	200	100
	32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500		3.00	6.05	3.50	2.70	300	150
HYG003	0.00	2.10	0.41	2.00	100	50	HYG007	16.00	6.60	3.82	3.00	500	250
	0.02	3.00	1.50	2.20	140	70		32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500
	0.80	4.90	2.45	2.40	180	90	TTR001	0.00	1.58	0.30	2.30	100	50
	1.40	5.20	2.65	2.40	180	90		0.01	4.10	2.05	2.40	160	80
	1.60	5.50	3.18	2.60	200	100		1.90	4.80	2.40	2.50	180	90
	3.00	6.05	3.50	2.70	300	150		2.80	5.50	3.18	2.60	200	100
	16.00	6.60	3.82	3.00	500	250		3.00	6.05	3.50	2.70	300	150
	32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500		16.00	6.60	3.82	3.00	500	250
HYG004	0.00	2.06	0.78	2.20	100	50		32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500
	0.11	4.90	2.45	2.50	180	90	YZK	0.00	1.20	0.60	2.00	100	50
	1.20	5.50	3.18	2.60	200	100		0.06	1.40	0.70	2.05	110	55
	3.00	6.05	3.50	2.70	300	150		0.07	5.10	2.55	2.50	180	90
	16.00	6.60	3.82	3.00	500	250		0.60	5.50	3.18	2.60	200	100
	32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500		3.00	6.05	3.50	2.70	300	150
								16.00	6.60	3.82	3.00	500	250
								32.00	8.00	4.62	3.50	1000	500

波形インバージョンの手法と各種パラメータ

インバージョンの手法は multiple time window analysis⁵⁾を使用した。仮定した震源断層面の strike は 90° 、dip は 89° 、大きさは $6.0 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ である。これを $0.50 \text{ km} \times 0.50 \text{ km}$ のメッシュに分割した。各メッシュには 4 個の time window を置いた。直交する 2 つのすべりベクトルの重みをモデルパラメータとし、非負の拘束条件⁶⁾を与えることによって rake angle は $172^\circ \pm 45^\circ$ の範囲で可変とした。また、モデルパラメータの時空間の Laplacian を最小にする平滑化拘束条件を加え、計算の安定化を図った。第一 time window の伝播速度としては、グリ

ッドサーチにより 2.4 km/s を用いた。

波形インバージョンによって求められた震源モデル

図 3 に観測波形とインバージョンによって求められた震源モデルによる理論波形の比較を示す。2.0 Hz と高周波までをターゲットにしているにもかかわらず、波形の一致はよい。図 4 に求められた震源断層面上のすべり量分布を示す。すべり量の分布は比較的単純で、大きなすべりが破壊開始点付近に集中している、また、若干のすべりが断層面東側にも見られる。求められた地震モーメントは 1.3×10^{17} Nm で、最大すべり量は 0.79 m、震源継続時間は 2.4 秒であった。

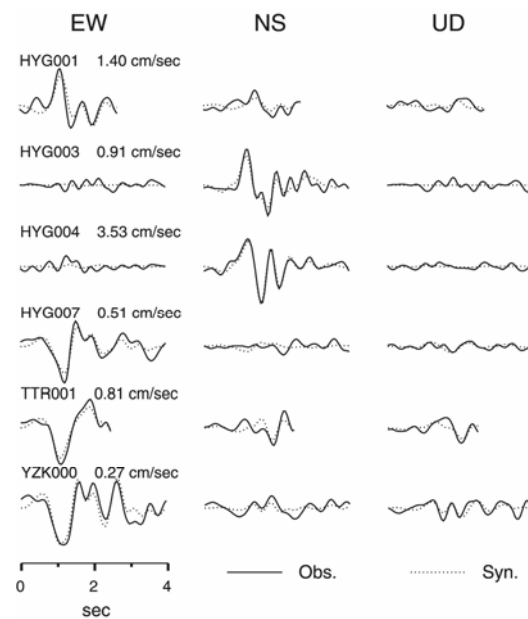


図 3. 2001 年兵庫県北部地震のインバージョン結果：観測波形と理論波形の比較

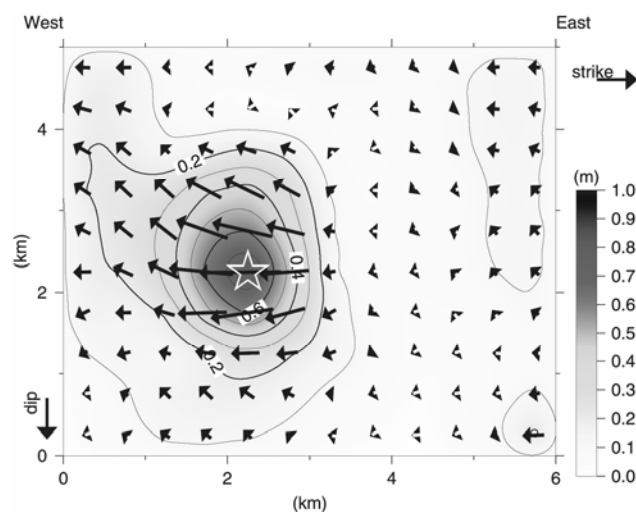


図 4. インバージョンによって求められた 2001 年兵庫県地震の断層面上のすべり分布

表層構造のモデリングと震源モデル

今回の波形インバージョンでは、図 2 と表 1 に示したように、余震の観測波形のフォワードモデリングにより、表層の堆積層のモデリングを行うことに意を砕いた。比較のため、堆積層を持たない不当に硬い地下構造モデルで Green 関数を計算し、インバージョンを行った。その場合、断層面上のすべり分布は、大きなすべり量の領域が 3 つある複雑な分布が得られた。これは、表層の構造による増幅効果や波形を複雑にする効果を、誤って震源に押しつけることにより、震源のすべり分布の複雑さとすべり量を過大評価してしまったものと考えられる。以上のことは、波形インバージョンにおける正確な地下構造のモデリングの重要性を端的に表すものである。

2001 年芸予地震 ($M_w = 6.4$) の震源モデル

地震の概要

2001 年芸予地震 ($M_w = 6.4$) は瀬戸内海の安芸灘で 3 月 24 日に発生した。気象庁による震源は 46.46 km と深く、この地震はフィリピン海スラブの内部で起こったスラブ内地震であると考えられる。メカニズムは正断層型である。震源が深かったにもかかわらず、この地震により死者 2 名、負傷者 288 名、住家全壊 70 棟、半壊 774 棟、被害総額約 193 億円という大きな被害⁷⁾がもたらされた。このことは、震源の深いスラブ内地震であっても、規模の大きいものになれば被害地震になりうることを示している。

使用したデータ

解析には防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net⁸⁾、F-net による強震観測点 14 点の波形データを使用した。使用した観測点を図 5 に示す。このように震源域を取り囲むような観測点配置をとることが可能であるという事実が、高密度な強震観測網の威力を物語っているといえよう。インバージョンのデータには 0.1~0.5 Hz のバンドパスフィルターを施した S 波部分を使った。

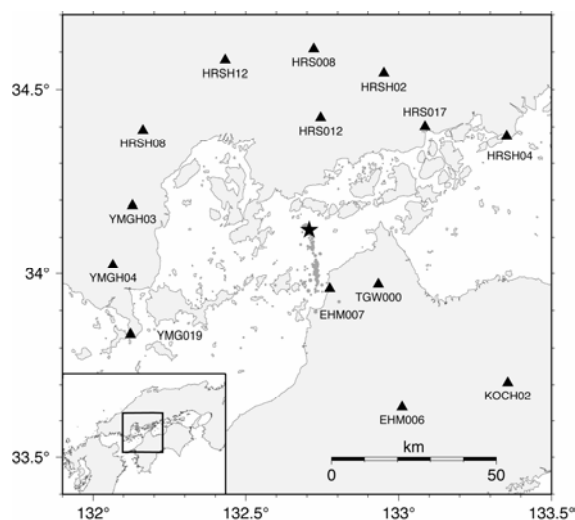


図 5. 2001 年芸予地震の解析に使った強震観測点

地下構造モデルの作成

2001 年兵庫県北部地震の場合と同様、余震の観測波形のフォワードモデリング（図 6）により、観測点ごとに表層の構造地下構造モデルを求めた。表 2 に表層を除く、スラブと地殻の構造モデルを、表 3 に観測点ごとに求めた表層付近の構造モデルを示す。この構造を用いて、波形インバージョンのための Green 関数を計算した。Green 関数は discrete wavenumber 法と反射／透過行列法によって計算した。

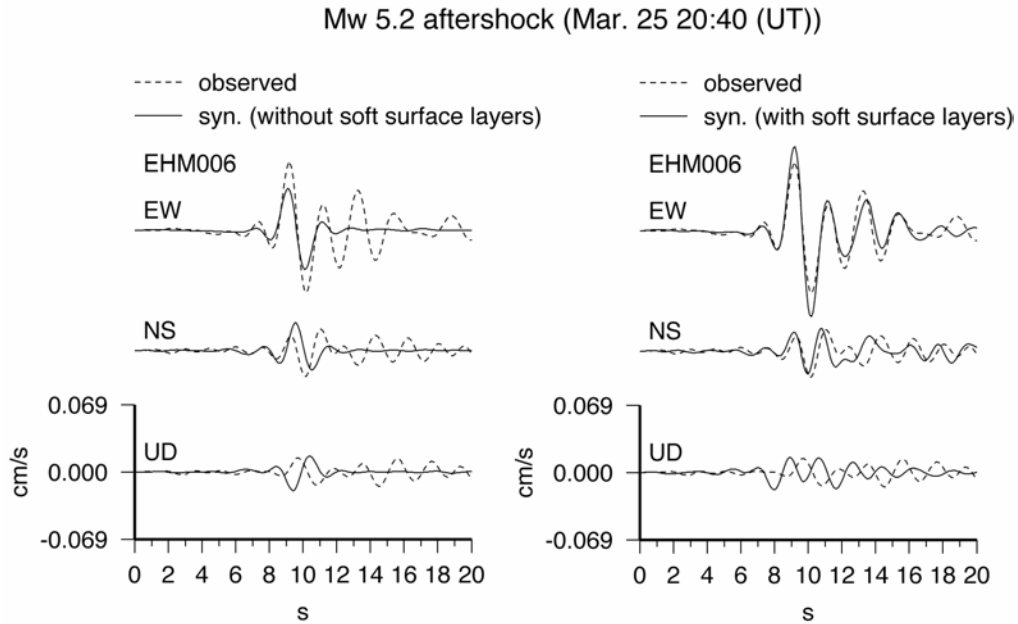


図 6. 2001 年芸予地震の余震波形のフォワードモデリングの例（観測点 EHM006）

表 2. 2001 年芸予地震の解析に用いた地下構造モデル：スラブと地殻

	layer	layer top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs
continental plate	upper crust 1	—	5500	3180	2600	400	200
	upper crust 2	—	6100	3530	2700	550	270
	lower crust	16000	6700	3870	2800	800	400
slab	oceanic crust 1	40000	6600	3820	2800	800	400
	oceanic crust 2	42000	6700	3870	2900	800	400
	oceanic mantle	46000	8000	4620	3200	2400	1200

表 3. 2001 年芸予地震の解析に用いた地下構造モデル：表層の構造

layer top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs	layer top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs	layer top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs	layer top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	density (kg/m ³)	Qp	Qs
HRS017						HRS08						YMGH03						YMG019					
0	1700	440	2000	150	70	0	2800	700	1800	150	70	0	2600	720	1600	100	50	0	1300	500	2000	150	70
20	1900	600	2100	160	80	10	3200	1000	2100	200	100	20	4250	1330	2200	240	120	20	3000	1500	2200	240	120
80	2200	800	2100	180	90	30	3800	1620	2200	240	120	40	4250	2460	2400	300	150	150	4000	2000	2300	300	150
100	2400	1200	2100	200	100	80	4400	2000	2300	300	150	160	5370	2920	2600	400	200	200	4600	2300	2400	300	150
200	5000	2500	2300	300	150	00	4620	2200	2300	300	150	200	5400	3100	2600	400	200	300	4500	2600	2400	360	180
1000	5500	3180	2600	400	200	200	5500	3180	2600	400	200	600	5500	3180	2600	400	200	500	5000	2890	2500	400	200
2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270	1500	5500	3180	2600	400	200
																		2000	6100	3530	2700	550	270
HRS02						HRS012						EHM006						EHM007					
0	1340	360	1600	100	50	0	2130	880	1800	150	70	0	1850	600	1800	150	70	0	2000	1000	2100	200	100
10	4610	1130	2100	200	100	10	4350	1540	2200	240	120	200	2600	1000	2300	300	150	200	4000	2000	2300	300	150
30	4610	2420	2200	280	140	20	5430	2900	2500	400	200	1400	2600	1300	2100	200	100	600	4500	2500	2400	360	180
150	4680	2600	2300	300	150	150	5480	3170	2600	400	200	1800	5500	3180	2600	400	200	1600	5500	3180	2600	400	200
1100	5500	3180	2600	400	200	800	5500	3180	2600	400	200	2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270
2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270												
HRS012						HRS008						TGW000						KOCH02					
0	2000	1000	2100	200	100	0	4840	2800	2500	360	180	0	3000	1500	2200	240	120	0	3180	1110	2100	200	100
100	5200	3000	2600	400	200	1200	5190	3000	2600	400	200	400	4000	2000	2300	300	150	20	4190	1980	2300	300	150
1800	5500	3180	2600	400	200	1400	5500	3180	2600	400	200	800	5500	3180	2600	400	200	1800	3600	1800	2300	300	150
2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270	3000	4560	2400	2400	320	160
																		3200	4680	2600	2400	320	160
HRS04						YMGH04																	
0	3900	1850	2300	300	150	0	4150	2040	2300	300	150												
120	4800	2500	2400	400	200	120	4940	2600	2500	360	180												
1800	4680	2600	2400	320	160	350	5190	3000	2600	400	200												
2300	5500	3180	2600	400	200	700	5500	3180	2600	400	200												
2500	6100	3530	2700	550	270	2000	6100	3530	2700	550	270												

震源断層モデルの作成

予備的なモーメントテンソル解析の結果から震源域の南側と北側では断層面の strike と dip、rake が異なることが明らかになった。この結果と余震分布の検討をふまえて、strike と dip が連続的に変化する曲がった断層モデルを構築した。具体的には、4 枚の平面（以下第 1～4 セグメントと呼ぶ）で、曲がった断層面を模した。図 7 にこの 4 つのセグメントからなる断層モデルを示す。

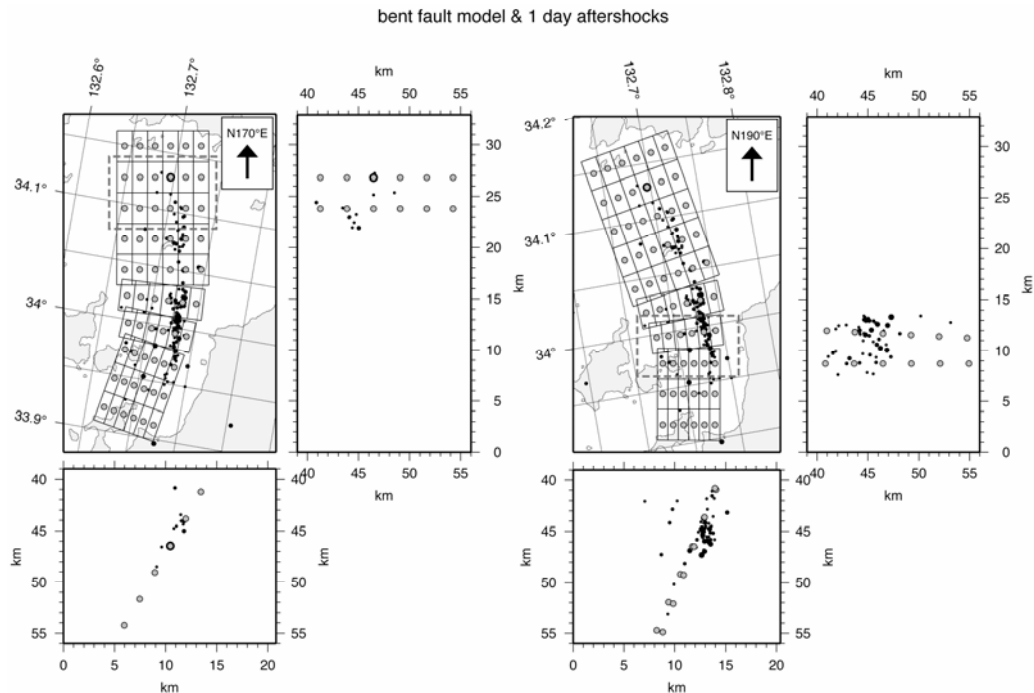


図 7. 仮定した 2001 年芸予地震の震源モデル

波形インバージョンの手法と各種パラメータ

インバージョンの手法は 2001 年兵庫県北部地震の場合と同様である。仮定した震源断層を $3.0 \text{ km} \times 3.0 \text{ km}$ のメッシュに分割し、各メッシュには 6 個の time window を置いた。第一 time window の伝播速度としては、グリッドサーチにより 3.47 km/s を用いた。

波形インバージョンによって求められた震源モデル

図 8 に観測波形とインバージョンによって求められた震源モデルによる理論波形の比較を示す。波形の一致は極めてよい。図 9 に求められた震源断層面上のすべり量分布を示す。すべり量の分布は複雑である。図 9 にはスラブの上面、スラブの海洋性地殻と海洋性マン托ルの境界の深さも合わせて示してある。スラブの海洋性地殻／マン托ル境界の深さは、大倉・瀬野⁹⁾による余震波形の head wave の有無の解析に基づいている。図を見ると、2001 年芸予地震の破壊は、スラブの海洋性地殻と海洋性マン托ルの両方に及んだことがわかる。大きなすべりは、断層北側の破壊開始点付近、断層南側浅部の海洋性地殻内、深部の海洋性マン托ル内で見られる。最大すべりは 2.4 m で、これは海洋性地殻内で生じている。トータル地震モーメントは $2.1 \times 10^{19} \text{ Nm}$ と求められた。震源継続時間は約 10 秒であった。

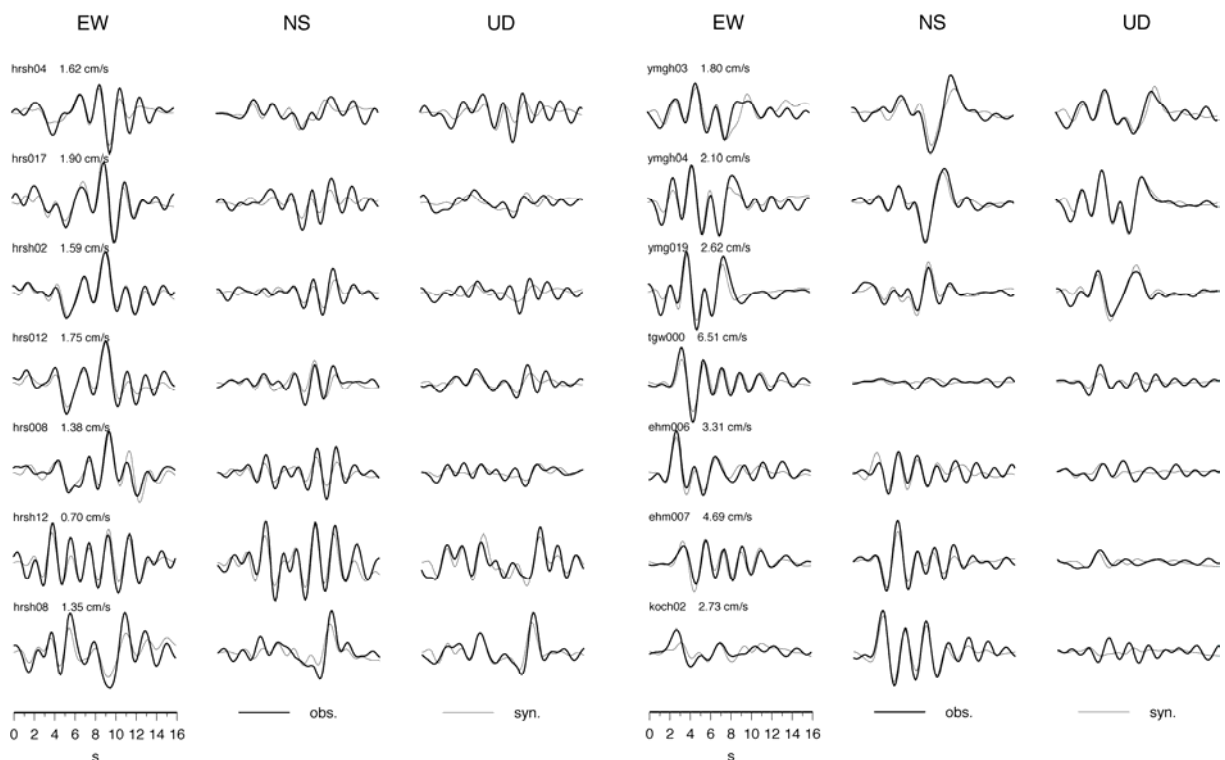


図 8. 2001 年芸予地震のインバージョン結果：観測波形と理論波形の比較

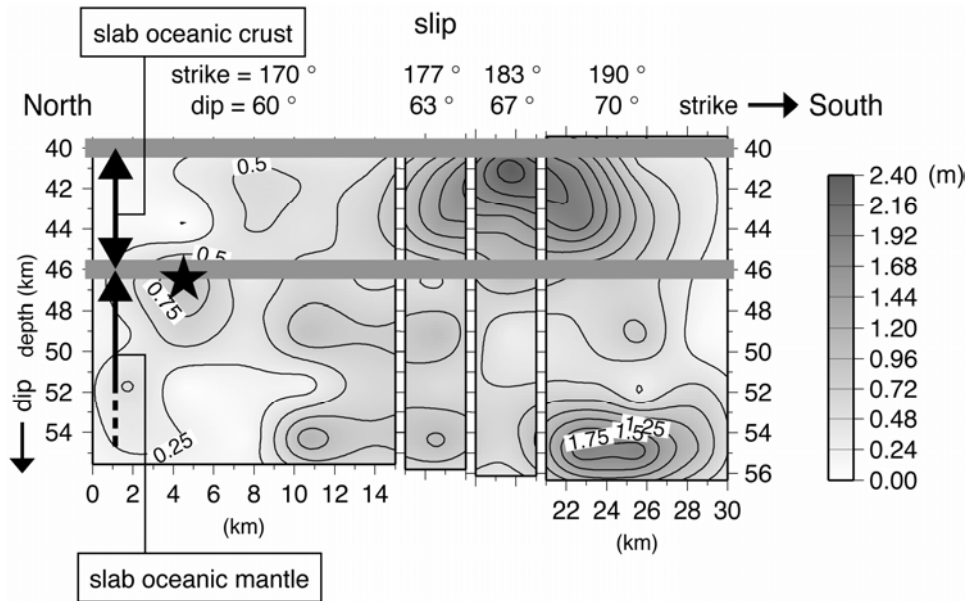


図 9. インバージョンによって求められた 2001 年芸予地震の断層面上のすべり分布

議論

上述の通り、2001 年芸予地震の最大のすべりはスラブの海洋性地殻内で起こっている。そして、この最大のすべり量を持つすべり領域の広がり下限は、海洋性地殻と海洋性マンツルの境界に一致しているように見える。ここで、海洋性地殻はその下の海洋性マンツルに比べ地震波速度が著しく遅い、すなわち剛性率が小さく変形しやすいことを思い合わせれば、このことは非常に興味深い結果である。すなわち、破壊が変形しやすい媒質である海洋性地殻に侵入した場合、破壊力学の観点からすれば、そこでは大きなすべりが生じると予想されるが、そのことが正に 2001 年芸予地震で起きているわけである。今回の解析結果は、媒質の不均質性（今の場合は媒質の剛性率の不均質性）がそこで発生する地震の破壊過程に大きな影響を及ぼす可能性を示唆するもので、スラブ内地震の発生という問題はもちろん、それにとどまらず、地震の発生の物理に関する大きな検討課題を提供するものであろう。

2001 年兵庫県北部地震の場合と同様、2001 年芸予地震についても、表層の堆積層の有無の影響を調べるため、表層の堆積層のない不当に硬い地下構造モデルで Green 関数を計算し、波形インバージョンを行った。この場合、求められた地震モーメントは 2.4×10^{19} Nm、最大すべり量は 3.2 m で、明らかに震源を過大評価する結果となった。ここでもまた、波形インバージョンにおける正確な地下構造のモデリングの重要性が確認されたことになる。

謝辞

解析には防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net の強震記録、F-net データ、気象庁一元化震源の震源データを使わせていただきました。京都大学の大倉敬宏氏には余震の後続波に関する情報

を提供していただきました。記して感謝いたします。

(c) 結論ならびに今後の課題

強震波形のインバージョンにより、2001年兵庫県北部地震（内陸地震、 $M_w = 5.2$ ）と芸予地震（スラブ内地震、 $M_w = 6.4$ ）の詳細な震源過程を調べた。いずれの解析においても、軟らかい表層を取り入れない不当に硬い地下構造モデルを仮定した場合、インバージョンによって得られる震源モデルは断層面上のすべりの大きさと分布の複雑さを過大評価してしまうことを示した。これは波形インバージョンの際に適切な地下構造モデルを使用することの重要性を示すものである。インバージョンの結果、2001年兵庫県北部地震の震源過程は比較的単純なものであり、2001年芸予地震の震源過程は複雑なものであることがわかった。2001年芸予地震については、地震波速度の違い（＝剛性が低く変形しやすい）スラブの海洋性地殻内で大きなすべりが起きている。これは媒質の不均質性がそこで発生する地震の破壊過程に影響を与える可能性を示唆するものであり、テクトニック環境が震源過程に影響を与える影響を示す事例と言えよう。

今年度の研究計画では、これ以外に1 Hzより高周波の帯域での震源モデルを推定するという目標を掲げていたが、これは達成できておらず、平成16年度の課題としたい。しかし、平成16年度の課題としていたテクトニック環境と震源モデルの関連という課題については、予想より早く既に今年度に有意義な成果を得ることができた。

(d) 引用文献

- 1) Kinoshita, S., Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett. vol. 69, pp. 309-332, 1998.
- 2) Fukuyama, E., Ishida, M., Hori, S., Sekiguchi, S., and Watada, S., Broadband seismic observation conducted under the FREESIA project, Rep. Nat'l. Res. Inst. Earth Sci. Disas. Prev., vol. 57, pp. 23-31, 1996.
- 3) Bouchon, M., A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 71, pp. 959-971, 1981.
- 4) Kennett, B. L. and Kerry, N. J., Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. R. Astr. Soc., vol. 57, pp. 557-583, 1983.
- 5) Hartzell, S. and Heaton T. H., Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the rupture history of the 1979 Imperial valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 73, pp. 1553-1583, 1983.
- 6) Lawson, C. L. & Hanson, R. J., Solving Least Square Problems, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 7) 消防庁, 平成13年(2001年)芸予地震(確定報), 2002.
- 8) 青井真・小原一成・堀貞喜・笠原敬司・岡田義光, 基盤強震観測網(KiK-net), 日本地震学会ニュースレター, vol. 12, pp. 31-34, 2000.

- 9) 大倉敬宏・瀬野徹三，芸予地震（2001.3.24）はスラブマントル地震か？，日本地震学会講演予稿集，A64，2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
木村武志・笥楽麿	2001 年兵庫県北部地震の震源過程，およびそれに伴う群発地震活動と Δ CFF の関連	地球惑星科学関連学会合同大会	平成 15 年 5 月 28 日
笥 楽麿	強震波形のインバージョンによる 2001 年芸予地震の震源過程:Green 関数の見直し	日本地震学会秋季大会	平成 15 年 10 月 6 日
Yasumaro Kakehi	Source and path modeling of the 2001 Geiyo earthquake and the strong ground motions	American Geophysical Union, Fall Meeting	平成 15 年 12 月 12 日

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-5) 伝播経路と地盤の散乱と減衰を考慮した統計的波形合成法の開発

堀家正則(大阪工業大

学)

horike@archi.oit.a

c.jp

(a) 業務の要約

統計的波形合成法は短周期地震動の現実的な合成法として、地震防災や耐震設計に用いられている。しかし、この手法はいくつかの重大な欠点を持っている。そのひとつは、形状関数が震源距離に関して一定であるため、散乱波の影響を考慮できない点である。このためプレート境界地震や海洋プレート内地震に適用すると、振幅が過小評価で不自然エンベロープの波形が生成される。また、地殻内地震に対しても、断層最短距離 20km 程度を超えると急激に、振幅が過小評価となる。この研究では、このような統計的波形合成法の欠点の改良を試みる。具体的には、KiK-net の孔中加速度波形を用いて、そのエンベロープに関する断層最短距離、マグニチュード、震源深さを変数とする回帰式を作成する。それを用いて、適用範囲の広い統計的波形合成法を開発する。

(b) 業務の成果

はじめに

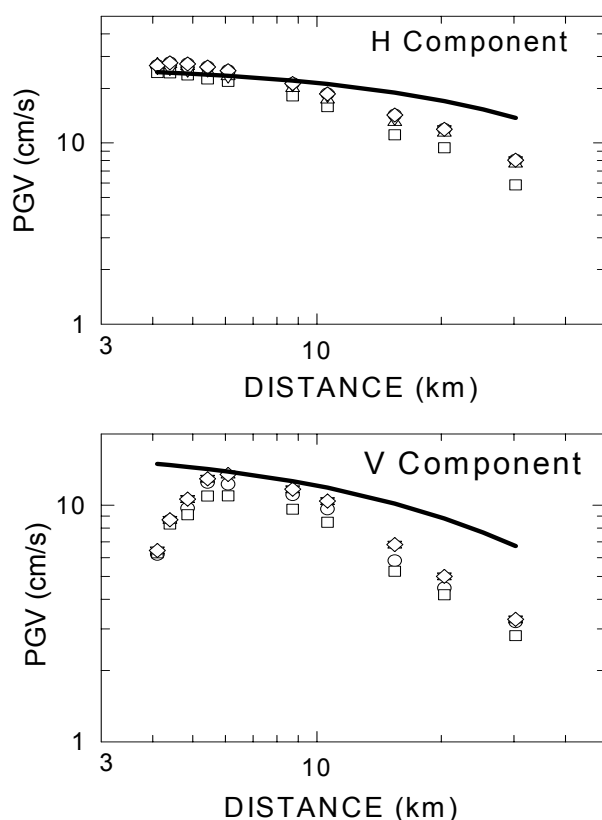


図1は、岩盤表面における最大速度の距離減衰式¹⁾と三成分が計算できるように拡張した統計的波形合成法(統計的グリーン関数法)²⁾による最大速度(PGV)を比較したものである。仮定した地震は、マグニチュード7の横滑り鉛直断層である。断層最上端は、地表から深さ4kmとした。断層の幾何学的パラメータと震源パラメータは佐藤³⁾を参照し、すべりは断層面で一様とした。地殻の構造は、Horikawa et al.⁴⁾を参照した。

この図より、統計的グリーン関数法で計算したPGVは、距離減衰式によるものとはかなり異なっていることがわかる。震源ごく近傍(断層最短距離6km以内)では、統計的グリーン関数法による水平成分(東西・

図1 最大速度距離減衰式(実線)と統計的波形合成法による最大速度(記号)の比較

南北の平均 PGV) はやや過大評価、上下成分はかなりの過小評価となることがわかる。この原因として、大西・堀家⁵⁾ は、統計的グリーン関数法は弾性波グリーン関数の遠方項しか考慮しないためであることを明らかにした。また、距離がさらに大きくなると（断層最短距離 6 km 以上）、統計的グリーン関数法の PGV は距離減衰式の PGV より水平・上下成分ともに過小評価となることがわかる。この原因は、統計的グリーン関数法が弾性波グリーン関数の遠方項のみしか考慮しないためではない。なぜなら、もし遠方項のみの評価が原因であれば、距離が大きくなるにつれて差は小さくなるべきであるが、実際には拡大している。不一致の原因として、統計的グリーン関数では散乱波の寄与を考慮できないため、実際の地震動より急激に減少することが考えられる。散乱波の寄与を考慮すれば、震動継続時間も延長されるはずである。以上の考察から、散乱波の寄与による実地震波形における震源距離の増加に伴う振幅の増加（厳密には、振幅減衰の抑制）と震動継続時間の延長の効果を、統計的グリーン関数法において考慮できるように改良する必要がある。

ランダムな不均質による地震波の散乱の影響を地震動計算に考慮するには二つの方法が考えられる。ひとつは、不均質の統計的性質を実現した地殻構造モデルを作り数値的に地震動をシミュレーションすることである。しかし、この手法には莫大な計算機の記憶容量が必要であることや信頼できる不均質の統計的性質が知られていないため、近い将来の実現は難しい。特に、プレート境界での巨大地震の場合、陸域までの伝播経路が長い場合数値的手法は現実的でない。

もうひとつの方法は、経験的に散乱波の影響を取り込むようにすることである。つまり、観測記録からその最大値や波形エンベロープに関するマグニチュード（あるいは地震モーメント）や震源距離を変数とする回帰式を推定し、それを高周波地震動の合成に利用することである。この研究では、この立場からの統計的グリーン関数法の改良を目指す。また、このような経験的に得られた加速度波形のエンベロープ回帰式は、伝播経路の媒質に関する不均質の統計的性質に関する研究に対しても信頼性のある拘束条件を与える。この報告では KiK-net データを用いて、加速度波形の最大値と波形エンベロープの回帰式の推定を行うためのデータ処理とその結果について述べる。

データと観測点

処理に用いる加速度波形は KiK-net のボーリング孔中で得られたものである。S 波速度 1700m/s 以上の 202 観測点のみを使用する。表 1 に解析に使用した地震を示す。すべての地震が 20 観測点以上で記録が得られたものを選択した。

表1 解析に使用した地震の緒元

	Date	h:m	Magnitude	Latitude	Longitude	Depth (km)
1	1999/3/16	16:43	4.9	35.27	135.93	12
2	2000/6/8	9:32	4.8	32.7	130.75	10
3	2000/10/7	4:59	4.9	35.3	133.4	10
4	2003/7/26	10:22	4.8	38.45	141.17	13
5	2001/3/26	5:41	5.0	34.11	132.72	48
6	2001/4/12	16:02	5.0	37.26	141.72	44
7	2002/12/5	0:53	4.9	38.72	142.26	37

データ処理

統計的グリーン関数法では、加速度波形のエンベロープとして、 $s(t) = \sqrt{\beta} t^{\gamma/2} e^{-\alpha t/2}$ と表せる関数を用いる。そこで、この研究でもこの関数形を加速度波形のエンベロープを表すと仮定する。式からわかるように、変数 γ は立ち上がりのシャープさを表現し、変数 α は継続時間を表現する。したがって、3 変数 β 、 γ 、 α を震源距離、モーメント、震源深さをパラメータとする回帰式で表せば、より現実的な統計的グリーン関数法に結びつく。このためにはまず、加速度波形からこれら 3 変数 β 、 γ 、 α を推定し、震源距離、モーメント、震源深さとの関係を明らかにする必要がある。

観測記録から 3 変数を推定する方法について述べる。観測した加速度波形を $a(t)$ とすると、その自乗和の期待値は

$$E\langle W_a(t) \rangle = \int_0^t E\langle a^2(\tau) \rangle d\tau = \beta P(\gamma+1, \alpha t) \frac{\Gamma(\gamma+1)}{\alpha^{\gamma+1}} \quad (1)$$

と表せる⁶⁾。ここで、 Γ と P はそれぞれガンマ関数と第一種不完全ガンマ関数を表す。この式の左辺は加速度波形から求めた自乗和の積算曲線である。したがって、式 (1) 右辺と積算曲線が一致する条件から 3 変数 β 、 γ 、 α が求められる。

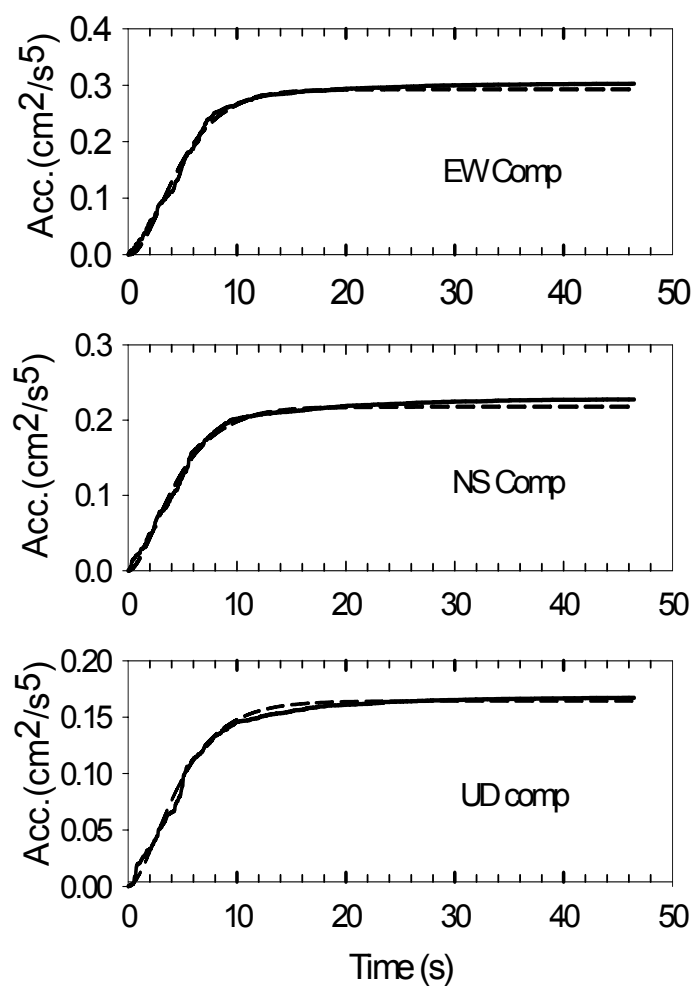


図2 自乗加速度波形積算曲線(実線)と推定した3変数による積算曲線(破線)

図2は、遺伝的アルゴリズムを用いて同定した3変数 β 、 γ 、 α の最適解の例である。積算曲線と、推定した3変数を用いて計算した積算曲線(式(1)右辺)は、東西(EW)、南北(NS)上下(UD)の3成分とも良く一致していることがわかる。図3は推定した3変数を用いて計算したエンベロープと観測波形の比較である。適切なエンベロープであることがわかる。

推定した3変数の特徴

すでに述べたように、最終目的は加速度の波形のエンベロープを制御する3変数 β 、 γ 、 α の回帰式の作成である。3変数回帰式のパラメータとして断層最短距離、マグニチュード(あるいはモーメント)、震源深さが考えられる。したがって、これらのパラメータを回帰式に導入すべきかどうか、さらにどのような関数形で導入すべきかについての情報を得る必要がある。しかし、現在まで

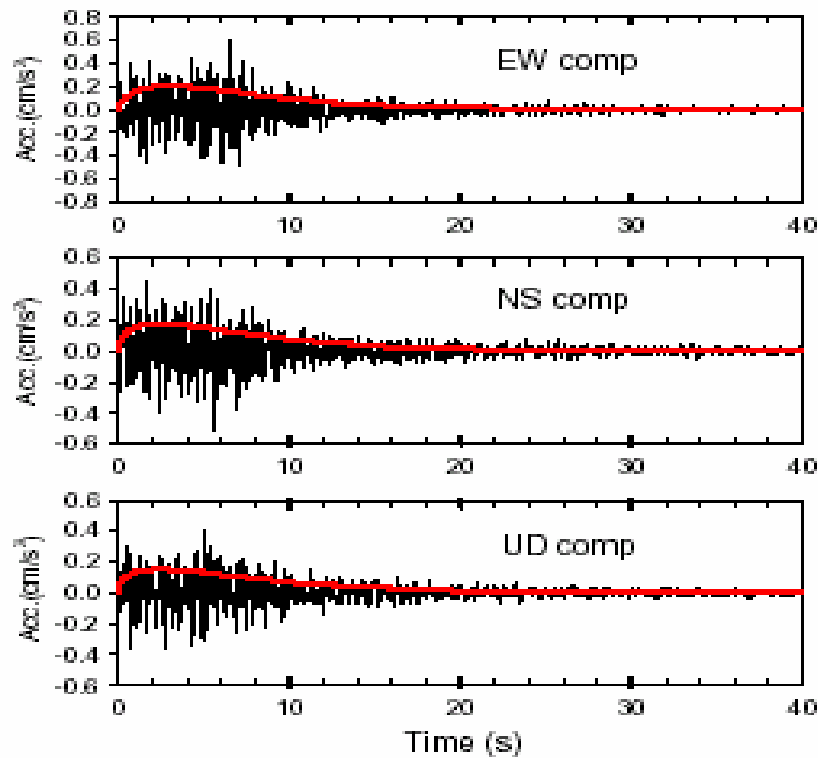


図3 観測加速度波形と同定した3変数から計算したエンベロープ(赤線)

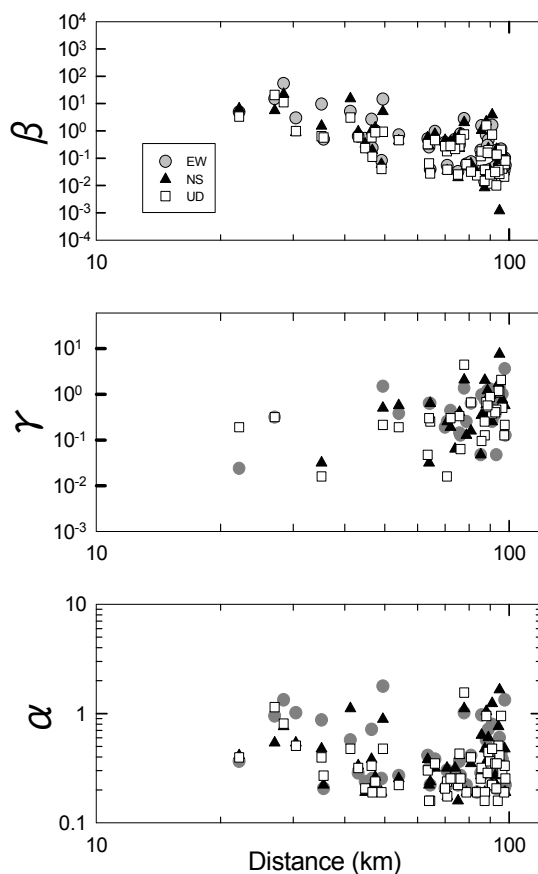


図 1 浅い地震から同定した 3 変数

同定が終了した地震は表 1 に示す 7 地震である。ほぼマグニチュード 5 の地震のみであるので、マグニチュードの影響を議論することは難しい。しかし、震源深さがほぼ 10km ものとはほぼ 40 km の地震であるため、震源深さの影響について議論できる。

図 4 は、表 1 に示す震源深さ 10km 程度の 4 地震から同定した 3 変数を震源距離の関数として表したものである。最上段に示す変数 β は最大加速度に関係する量であるため、震源距離が大きくなると減少する。また水平の 2 成分より上下動が小さいこともわかる。中央の図は変数 γ の結果である。変数 γ は、S 波立ち上がり部分のエンベロープの形状を制御する。S 波立ち上がり部分は P 波コードにより乱されるため、推定精度は高くないと思われる。しかし、震源距離が小さくなるにつれて減少し、値は 2 より小さくなる。これは、震源に近づくほど S

波の立ち上がりが急になることを示している。最下段の図は変数 α の結果である。この変数は継続時間を制御し、小さいほど長くなる。ややばらつきが大きいのが60km~70kmまで減少し、それ以上は飽和しているように見える。また、震源に近いほど変化は大きいように見える。これは、震源に近いところで継続時間が急激に変化することを示唆している。

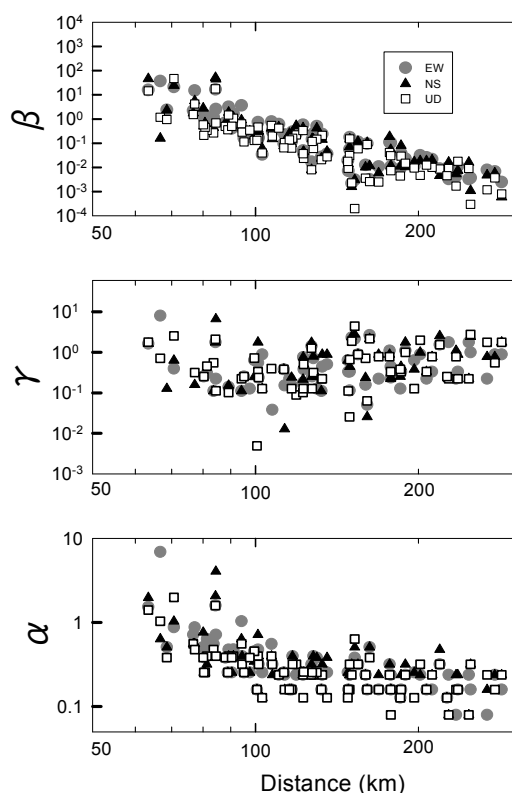


図 5 深い地震から同定した3変数

図5は、やや深い震源深さ40km程度の地震の結果である。基本的な特徴は浅い地震と同様である。しかし、詳細に見ると異なっている。たとえば、変数 α は震源距離が小さい範囲で急速に減少するが、浅い地震と異なり震源距離が200kmを超えても徐々に減少するのがわかる。また、震源距離が小さくなると(70km以内)S波の立ち上がりが穏やかになる傾向も見える。この結果は、変数 α の回帰式に震源深さを導入すべきことを示唆している。

(c) 結論ならびに今後の課題

加速度波形のエンベロープを制御する3変数の回帰式を作るために、マグニチュード5程度の浅い地震(深さ10km程度)と深い地震(深さ40km程度)の加速度波形からこれらの3変数を同定した。その結果、加速度波形のエンベロープについて以下の結論を得た。

- (1) 震動継続時間を制御する変数 α は、震源近傍で急速に減衰し、浅い地震では70km~80kmで飽和するが、深い地震で200kmを超えても減少する。
- (2) 震源深さは回帰式にパラメータとして導入する必要がある。

今回、回帰式に導入すべきかどうかを検討できたパラメータは震源深さのみである。今後は、マグニチュードを導入すべきかどうかを検討する必要がある。このためには、異なるマグニチュードの加速度波形から3変数の同定を行う。また、図4からわかるように浅い地震に関しては、同定した変数のばらつきが大きいため、結論の信頼性にやや欠ける。また、短い震源距離での同定結果が少ない。したがって、まずさらに多くの異なるマグニチュードや浅い地震の加速度波形からエンベロープを制御する3変数を同定し、それらについて信頼性の高い結論を得ることを第一の課題とする。

3変数を同定した後の課題は、それらの回帰式の推定である。これらの変数に関する回帰式の推定は、最大加速度や最大速度の回帰式推定の問題とまったく同じである。したがって、この研究では、信頼性の高い最尤法を用いた一段階推定法⁷⁾により行う。

(d) 引用文献

- 1) 堀家正則、西村利光：強震ネットワーク（K-NET）データから推定した水平動と上下動の最大速度距離減衰式、日本建築学科構造系論文集、第 575 号、pp. 73-79、2004.
- 2) 大西良広、堀家正則：統計的グリーン関数法を用いた 3 成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用、構造工学論文集、Vol. 46B、pp. 389-398、2000.
- 3) 佐藤良輔：日本の地震断層パラメーター・ハンドブック、鹿島出版会、pp. 82-92、1989.
- 4) Horikawa, H., Hirahara, K., Umeda, Y., Hashimoto, M. and Kusano F.: Simultaneous Inversion of Geodetic and Strong-Motion Data for the Source Process of Hyogoken Nanbu, Japan, Earthquake, J. Phys. Earth, Vol. 44, pp. 455-471, 1996.
- 5) 大西良広、堀家正則：拡張統計的グリーン関数法による地震動の震源近傍での挙動とそのハイブリッド法への適用に関するコメント、日本建築学会構造系論文集投稿中、2004.
- 6) Saragoni R. G. and Hart G. C.: Simulation of artificial earthquakes, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 2, pp. 249-267, 1974.
- 7) Abrahamson, N. A. and Youngs R. R.: A stable algorithm for regression analysis using the random effects model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, pp. 505-510, 1992.

(e) 成果の論文発表・口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
堀家正則	強震ネットワーク（K-NET）データから推定した水平動と上下動の最大速度距離減衰式、	日本建築学科構造系論文集	平成 15 年 1 月

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成16年度業務計画案

(3-1) Scaling of Radiated Energy for Intermediate Depth Earthquakes

1. In order to investigate the reported difference in seismic efficiency between the shallow and intermediate-depth earthquakes, we will look at rupture velocities for some of the larger earthquakes. We will try to determine if there is a correlation between the rupture velocity and the level of seismic radiation.
2. We will study the $f_{\max}$ effect for the 2000 Tottori-ken-seibu earthquake (Mw6.6). $f_{\max}$ is the limiting high frequency value of accelerations generated by earthquakes, and there is still uncertainty about how it is related to the source of the earthquake, the propagation path, and the site response. The well recorded Tottori-ken-seibu earthquake and its aftershocks provide a good data set to try and understand the source and non-source influences on $f_{\max}$. For strong motion simulations, this is a parameter that has a large influence on the level of high frequency ground motion, so information about the value of $f_{\max}$ and understanding how the value may vary, is a important issue.

(3-2) 短周期震源スペクトルのスケーリングに関する研究

平成14年度と15年度を通じて、マグニチュード3～6クラスの震源の浅い3つの地震群の震源スペクトル比について調べ、地震の相似則が厳密には成立していないことを確認した。

平成16年度は、震源がやや深い地震群（例えば、2000年芸予地震や2003年宮城県沖地震が発生した地域の地震群）についても同様の解析を行い、これまで見出されたことが浅い地震に特有のものであるのか、それとも震源がやや深い地震群についても成り立っているものを調べる。

これまでの解析では、震源から放出される波動エネルギーの放射パターンの補正に関しては、多くの記録を平均化することによって無視できるものと仮定してきた。放射パターンの影響の補正をよりきちんを行うことによって、これまで解析した地震群についてももう一度見直し、大地震の方がより効率的に波動エネルギーを放出しているという観測事実の信頼性を向上させる。

(3-3) S波震源スペクトルの構築と統計的強震動予測に関する研究

上述のように、平成15年度の業務によって、サブダクションゾーンの北海道東部地域のQ構造モデルが構築された。平成16年度においては、まず、この結果を用いて、観測された強震動記録からS波震源スペクトルを推定する。この際に、可能な限り岩盤で得られた記録を解析に用いる。また、震源メカニズムと深さを基にして地震をプレート間地震とスラブ内地震とに分類し、それぞれのスペクトル形状について検討する。それは、プレート間地震とスラブ内地震とで短周期地震波の励起強さが異なると言われているからである。最終的に、震源スペクトル形状を規定するパラメータ（コーナー周波数、 $f_{\max}$ 等）の地震規模（Mw）依存性（スケーリング則）を明らかに

する。

震源スペクトルの構築とともに、岩盤サイトで観測された強震動記録の経時特性（エンベロープ形状等）をプレート間地震とスラブ内地震それぞれについて検討し、その特性の震源距離及び地震規模依存性について評価する。

以上の検討から、統計的強震動予測に必要なパラメータを得ることができる。これらのパラメータを用いて、例えば、2003 年十勝沖地震（Mw8.0）群による多くの地震を対象に強震動を予測し、観測記録と比較する。この比較を通して、得られたパラメータ、及び統計的強震動予測手法の妥当性について検証する。

（3-4）定量的な強震動予測のための震源のモデル化に関する研究

震源過程および地下構造の不均質性が強震動に与える影響を評価すべく、以下のような項目を検討する。（3）（4）の解析は、強震観測網の高密度さを積極的に活用した解析である。

（1）前年度に引き続き、強震データの波形インバージョン、エンベロープインバージョン等により、詳細な震源過程の解析事例を蓄積してゆく

（2）動力学的な数値シミュレーションによる媒質の不均質構造が破壊過程に与える影響の検討

（3）radiation pattern の周波数依存性の検討

内陸の地震とスラブ内の地震の違い（震源付近、伝播経路の媒質の違い）

2001 年兵庫県北部地震、2000 年三重県中部地震の強震データを使用

（4）島弧の構造（スラブの構造、火山フロント下の低 Q 値領域の影響）と強震動

2003 年宮城県沖地震、2001 年芸予地震のデータを使用

以上の項目を検討することによって、日本列島という島弧で発生する地震による強震動の特性の解明が、震源の影響と伝播経路の影響（サイトの影響を含む）の両者に渡ってより詳しく進むのと期待される。

（3-5）伝播経路と地盤の散乱と減衰を考慮した統計的波形合成法の開発

平成 15 年度に引き続き、加速度波形のエンベロープを制御する 3 変数を KiK-net データを用いて同定する。具体的には、マグニチュード 4～5.5 程度の大きさで、震源深さ 100km 程度の地震の加速度波形を用いる。これにより、信頼性の高いマグニチュード、震源深さ、震源距離をパラメータとする 3 変数の回帰式が推定可能となる。

次に、この 3 変数の回帰式を推定する。回帰式の推定は、最大加速度の距離減衰式を求める際によく使用される震源に帰する誤差と伝播経路に帰する誤差の 2 種類を最尤法によって評価する手法で行う。

以上をまとめると、平成 16 年度は、マグニチュードと震源深さの広い範囲の地震による加速度のエンベロープを制御する 3 変数を推定する。次に、それを用いて、2 種類の誤差最尤法により求める手法により 3 変数の信頼性に優れた手法によりマグニチュード、震源深さ、震源距離をパラメータとする回帰式を導く。