

経験的グリーン関数法による 1993年釧路沖地震の強震動波形の合成

寛 楽磨・入倉孝次郎・芝 良昭

STRONG MOTION SIMULATION OF THE 1993 KUSHIRO-OKI EARTHQUAKE USING THE EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION METHOD

By Yasumaro KAKEHI, Kojiro IRIKURA and Yoshiaki SHIBA

Synopsis

We made the simulation of strong ground motions from the Jan. 15, 1993 Kushiro-Oki earthquake ($M_{JMA}=7.8$) using the empirical Green's function method. We adopted the largest aftershock (Feb. 4, 1993, $M_{JMA}=4.9$) as an empirical Green's function event. Synthetic waveforms were calculated using the formulas which take into consideration the difference of the average stress drop between the large and small events. We compared the envelopes of the observed and synthetic waveforms for the 2-10Hz bandpass-filtered acceleration seismograms and estimated the size of the area generating high frequency waves by forward modeling. High frequency waves between 2 and 10Hz were estimated to have been radiated from the area of $34\text{km} \times 49\text{km}$.

1. はじめに

1993年1月15日に起こった釧路沖地震は色々な点で特異な地震であった。第1に震源深さが107kmと深かったわりに震央に近い気象庁の釧路観測点で 9.19m/s^2 という大加速度が観測された¹⁾。第2にこの地震は太平洋プレートが北アメリカプレートに沈み込む沈み込み帯で起こったが、プレート境界上で起こったのではなく沈み込む太平洋プレート内で発生した。第3にさまざまなメカニズム解析や余震分布によると断層面は水平であり、釧路沖地震は海洋プレートを水平に断ち切るような地震であることが分かった²⁾。

我々は釧路沖地震において震源域の強震動を構成する高周波の地震波が断層面上のどの部分で生成されたのかを推定するため経験的グリーン関数法を使った波形シミュレーションを行った。地震の破壊過程を物理的に理解するためには高周波の波を使った解析が不可欠であり、また強震動予測という観点からも高周波の波が震源断層面上のどこから出ているのかを調べることは非常に重要である。手法として経験的グリーン関数法を選んだ理由は、解析に用いた周波数帯が2-10Hzと非常に高周波なためグリーン関数は伝播経路上の微細な構造の影響を受けており、理論計算によるグリーン関数では不十分であると考えられるためである。このような高周波の波に対しては波形インバージョンは不可能であるので、シミュレーションはフォワードモデリングによった。

1. データ

解析には釧路、浦河、八戸（気象庁）と厚岸（電力中央研究所）で得られた本震（1993年1月15日、 $M_{JMA}=7.8$, $depth=107\text{km}$ ）の記録と経験的グリーン関数として1993年2月4日（ $M_{JMA}=4.9$, $depth=$

113km) の余震の記録を使った。記録はいずれも加速度記録で、解析には2-10Hzのバンドパスフィルターをかけたものを使った。**Fig. 1**に観測点と震央の位置を、**Fig. 2**にフィルターをかけた後の観測加速度記録を示す。ただし、後述する理由で釧路の記録は解析に含めなかった。

2. 方法

合成波形の計算には ω^{-2} の小地震から ω^{-2} の大地震を合成する方法 (Irikura, 1986)³⁾に小地震と大地震の断層面上での平均的な応力降下量の違いを考慮する因子を加えたものを用いた。

平均的な応力降下量の値が大地震と小地震で同じ場合の合成式はIrikura (1986) に示されている。大地震と小地震がともに ω^{-2} モデル従うとすると、大地震および小地震の変位スペクトルと加速度スペクトルは次の関係で結ばれる。

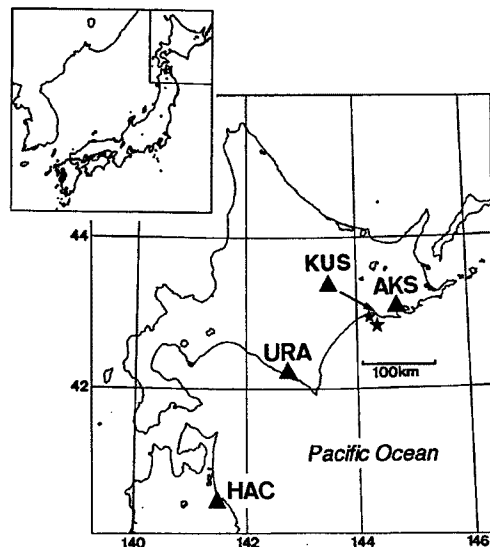


Fig. 1 Locations of stations and epicenters. The large star is the epicenter of the 1993 Kuroshio-Oki earthquake. The small one is that of the largest aftershock, which was used as an empirical Green's function event.

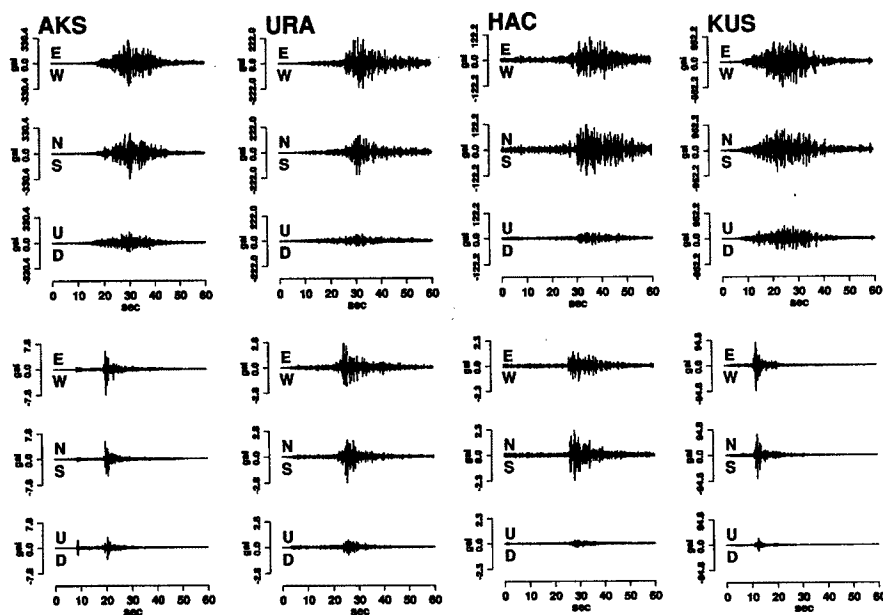


Fig. 2 The observed acceleration waveforms of the 1993 Kuroshio-Oki earthquake and the empirical Green's function event. They are all bandpass-filtered between 2 and 10Hz.

$$\frac{U_L}{U_S} = \frac{M_{0L}}{M_{0S}} = N^3 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{A_L}{A_S} = \left(\frac{M_{0L}}{M_{0S}} \right)^{\frac{1}{3}} = N \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで U_L と U_S は大地震および小地震の低周波数域における変位スペクトルの平坦レベル, A_L と A_S はそれぞれの高周波数領域における加速度スペクトルの平坦レベル, そして M_{0L} と M_{0S} はそれぞれのモーメントである. N は大地震と小地震の断層の strike 方向の長さの比 (=断層の dip 方向の長さの比 = rise time の比) となる.

この ω^{-2} モデルの拘束条件を満足する合成式は

$$A(t) = c \cdot \sum_{i=1}^{NX} \sum_{j=1}^{NW} \frac{r}{r_{ij}} F_{ij}(t) \cdot a(t) \quad \dots\dots\dots (3)$$

として与えられる. ここで $A(t)$ は大地震の震動, $a(t)$ は小地震の震動, r は小地震の震源距離, r_{ij} は (i, j) 小断層の震源距離 (Fig. 3 参照) である. $F_{ij}(t)$ は

$$F_{ij}(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(NT-1)n'} \delta\left(t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau_L}{(NT-1)n'}\right) \quad \dots\dots\dots (4)$$

で与えられ, t_{ij} は

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / \beta + \xi_{ij} / v_r \quad \dots\dots\dots (5)$$

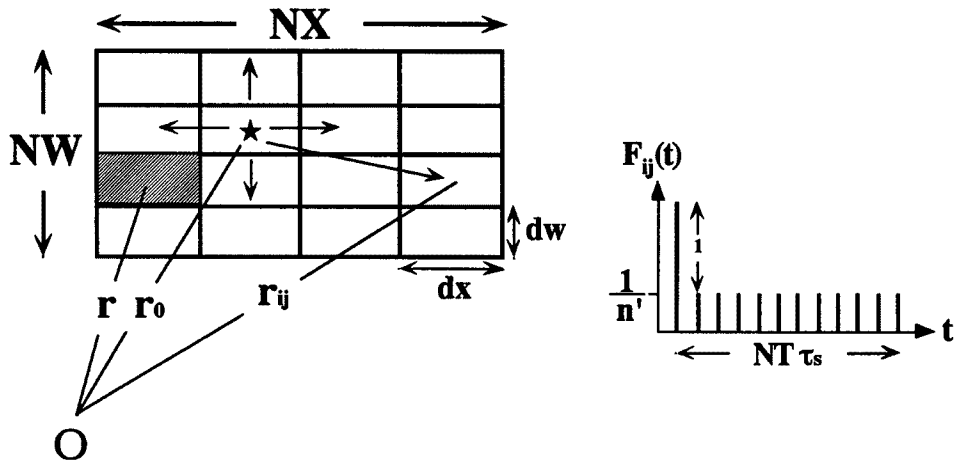


Fig. 3 Left: Schematic fault model for simulating seismograms. r_0 is the hypocentral distance of the large event, r is that of the small event, and r_{ij} is the distance between the (i, j) subfault on the fault plane of the large event and the observation station. Right: The transfer function for correcting the difference in slip velocity time function between the large and small events.

そして n' は合成波形に現れる人工的な周期を消すためのパラメーター, τ_L は小地震のライズタイム, r は大地震の発震点からの距離, ξ_{ij} は断層面上の発震点から小断層までの距離, β は媒質の S 波速度, v_r は破壊速度である。* は convolution を表す。また Fig. 3 の dx , dw は小断層の strike, dip 方向の長さ, つまり小地震の断層大きさを表す。

平均的な応力降下量が大地震と小地震で異なる場合, その比を

$$c = \frac{\Delta \sigma_L}{\Delta \sigma_S} \dots\dots\dots (6)$$

とすると c は振幅レベルに関係するので, 式(1)-(3)を以下のように簡単に拡張することができる。

$$\frac{U_L}{U_S} = \frac{M_{0L}}{M_{0S}} = cN^3 \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{A_L}{A_S} = \left(\frac{M_{0L}}{M_{0S}} \right)^{\frac{1}{3}} = cN \dots\dots\dots (8)$$

$$A(t) = c \cdot \sum_{i=1}^{NX} \sum_{j=1}^{NW} \frac{r}{\tau_{ij}} F_{ij}(t) * a(t) \dots\dots\dots (9)$$

以上の式を使って計算した合成波形を観測波形と比較し, 適切な断層の長さや幅, 破壊開始点の位置, 破壊伝播速度などのパラメーターを試行錯誤により求める。

4. 解析と結果

観測記録には低周波側での精度がないので(7)式の値はモーメント比から求めた。本震のモーメントは CMT 解によると $2.3 \times 10^{20} \text{Nm}$ である。余震のモーメントは理論波形と観測波形の振幅比較から $3.2 \times 10^{16} \text{Nm}$ と求めたので, モーメント比は約 7800 となる。また, (8)式の高周波数域でのスペクトル比は Fig. 4 より釧路を除く点で約 90 となっている。これより N と c の値が $N \sim 9$, $c \sim 10$ と求まる。高周波側のスペクトル比で釧路だけが約 40 と低い値を示す。その原因としては, 破壊の directivity の影響, 本震と余震の伝播経路の微妙な違い, 地盤の非線型効果などの可能性が考えられるが現時点では結論は出ていない。釧路での高周波の震動の問題は今後の検討課題とし, 今回の解析では釧路の記録は使わなかった。

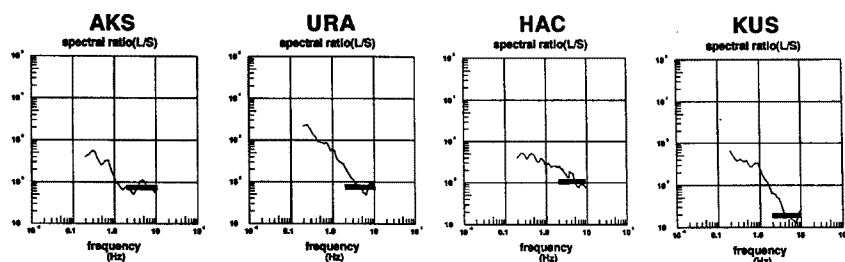


Fig. 4 Spectral ratios at high frequencies between the Kushiro-Oki earthquake and the empirical Green's function event. Spectrum of each event is calculated as vectorial summation of the three components spectra.

今回対象とした周波数範囲は2-10Hzであるが、このような高周波では波形の山谷を合わせるのは無理なので加速度波形のエンベロープ（の継続時間、振幅、形）を合わせることを目標とした。前節で示した式では断層のstrike方向の長さの比、断層のdip方向の長さの比、rise timeの比は同じであるとしたが、現実にはそれぞれが多少異なること考慮して、波形合成を行う際は NX 、 NW 、 NT という独立の値を使った。本震の断層面のstrikeは余震分布を参考にし 157° とし、dipはCMT解より 11° とした。このstrikeの値はTakeo et al. (1993)⁴⁾が波形インバージョンの際に使ったものと同じである。

観測波形のエンベロープをうまく説明するような合成波形を作るべく試行錯誤を行った結果、適切なパラメーターとして $NX=7$ 、 $NW=10$ 、 $NT=8$ 、 $c=12$ 、 $dx=dw=4.9\text{km}$ 、 $\tau_t=4.8\text{s}$ 、 $v_r=3.6\text{km/s}$ を得た。即ち高周波発生領域の大きさは $34\text{km}\times 49\text{km}$ となる。Fig. 5に高周波発生領域を、Fig. 6に観測加速度記録と合成加速度記録の比較を示す。合成記録は観測記録のエンベロープの振幅、形状、継続時間をおおむねよく再現していることが分かる。

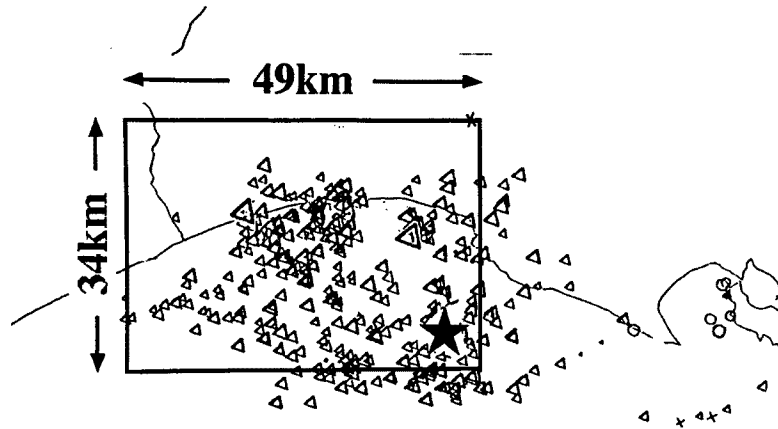


Fig. 5 High frequency wave radiation area estimated in this study. Aftershock distribution is after the Research Center for Earthquake Prediction, Hokkaido University (1993).

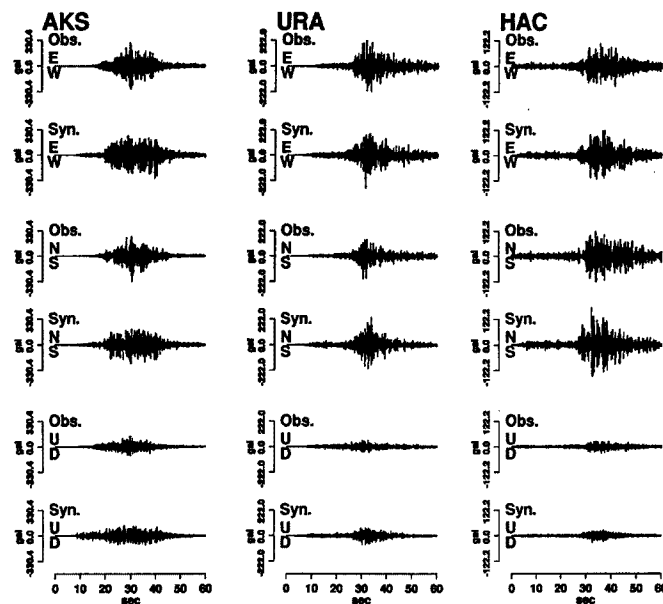


Fig. 6 Comparison of the observed and synthetic accelerations.

5. 考 察

Takeo et al. (1993) は強震変位記録の波形インバージョンにより断層面上の滑り量分布を求めた。彼らの使った変位記録の卓越周期は 10 秒かそれ以上であるので、彼らのモデルは我々のものよりずっと低周波の波に対するものである。両モデルの比較 (Fig. 7) から、低周波の記録から求められた断層のほぼ全域から高周波が射出されていることが分かる。

Iwata and Irikura (1990)⁵⁾ は経験的グリーン関数法を使って 1980 年伊豆半島東方沖地震 ($M_{JMA}=6.7$, $depth=10\text{km}$) の解析を行った。彼らはアスぺリティモデルに基づく波形合成を行った結果、高周波の波は断層全体からでなく断層面上に限られた部分から出ていると結論した。今回の釧路沖地震の場合はそれとは異なる結果であり、高周波の生成領域については地震によって異なり、その違いは地震の起きる場の不均質性の違いを反映しているのかも知れない。もっともこの 2 つの地震は規模、深さ、メカニズムとも全く異なるので安直に比較することは慎むべきだろう。

この論文では波形インバージョンが不可能なためフォワードモデリングに頼らざるを得なかったが、より客観的な結果を得るためにはインバージョンによる推定が望ましい。例えば波形の代わりにエンベロープをインバージョンのデータに使うといった工夫をすれば、インバージョンによる高周波発生域の推定も可能になると考えられる。

謝 辞

気象庁 87 型強震計の記録の使用にあたっては気象研究所の石川有三氏、気象庁の柿下毅に大変お世話になりました。岩田知孝氏からは貴重な助言を頂きました。記して感謝致します。

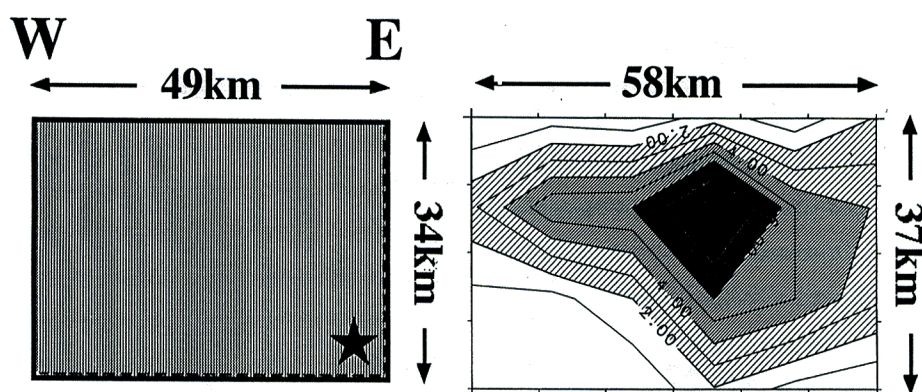


Fig. 7 Comparison between the size of high frequency wave radiation area estimated in this study (left) and that of low frequency wave radiation (right) by Takeo et al. (1993). The contours in the right figure show slip distribution (m).

参考文献

- 1) 気象庁：1993年（平成5年）1月15日の「釧路沖」地震（M：7.8，深さ：107km），第103回地震予知連絡会資料，1993，pp.36-48.
- 2) 北海道大学理学部地震予知研究センター：1993年1月15日，釧路沖地震余震活動，第103回地震予知連絡会資料，1993，pp.5-6.
- 3) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 9th World Conf. Earthq. Eng., 8, 1986, pp.151-156.
- 4) Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida: The 1993 Kushiro-Oki, Japan, earthquake: A high stress-drop event in a subducting slab, Geophys. Res. Lett., 20, 1993, pp.2607-2610.
- 5) Iwata, T. and K. Irikura: Simulation of wide-frequency-band strong ground motions based on the heterogeneous rupture process, 第8回日本工学シンポジウム予稿集，1990，pp.205-210.