

1.3 強震動の継続時間による破壊伝播特性把握

本項の論文は、日本地震学会からの転載許可を受けて掲載している。

(青木重樹・吉田康宏・勝間田明男・干場充之, 2012: 強震動の継続時間から見た平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震とその最大余震の破壊伝播特性, *地震* 2, **65**, 163-174, doi:10.4294/zisin.65.163)

強震動の継続時間から見た平成15年(2003年) 十勝沖地震とその最大余震の破壊伝播特性

気象研究所地震火山研究部* 青木重樹・吉田康宏[†]・勝間田明男・干場充之

Rupture Propagation Characteristics of the 2003 Off-Tokachi Earthquake and Its Largest Aftershock Deduced from Strong Motion Duration

Shigeki AOKI, Yasuhiro YOSHIDA[†], Akio KATSUMATA, and Mitsuyuki HOSHIBA

Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute,
1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

(Received March 8, 2012; Accepted September 10, 2012)

The strong motion duration of the short-period accelerogram depends on the direction of rupture propagation due to the directivity effect: it is short at seismic stations located along the forward direction of rupture propagation but long along the opposite side. A larger earthquake tends to have a longer strong motion duration. In this study, we examined the characteristics of rupture propagation: rupture direction θ , rupture duration L/V_R , and fault length L of the 2003 Off-Tokachi Earthquake and its largest aftershock from the azimuthal dependence of strong motion duration, where V_R is rupture velocity. A filtered (5 to 10 Hz band-pass) accelerogram revealed clear azimuthal dependence of the duration for the main shock, which is consistent with the distribution calculated for unilateral faulting. We obtained $\theta = N27^\circ W$, $L/V_R = 42$ s, and $L = 91$ km for the main shock. These results are comparable to the fault parameters estimated by the slip inversion using the long-period waveforms in previous studies. The largest aftershock could be regarded as unilateral faulting in the view of the azimuthal distribution of the duration as well as the main shock. We obtained $\theta = N70^\circ W$, $L/V_R = 40$ s, and $L = 98$ km for the aftershock. The large L means that the rupture of the aftershock extended to off Urakawa, Hokkaido. The estimation is consistent with the observation that peak ground accelerations of the aftershock were greater than those of the main shock in western Hokkaido and northern Tohoku district. Consequently, the rupture extent of the aftershock was as great as that of the main shock despite a magnitude difference of 1.0.

Key words: 2003 Off-Tokachi Earthquake, Rupture propagation characteristics, Strong motion duration, Directivity effect, Relationship between the main shock and its largest aftershock

§1. はじめに

破壊が伝播する場合、観測される地震動には指向性 (directivity 効果) が現れることが知られている。破壊伝播方向と同じ方向にある観測点では、振幅は大きくなり、コーナー周波数は高周波数側に移動する。逆方向の観測点では、振幅は小さくなり、コーナー周波数は低周波数側に移動する。これらの効果は、遠地で記録される長周期波動だけではなく、震源近傍の加速度記録でも観測され [Boatwright and Boore (1982), Miyake *et al.* (2001),

Hoshiba (2003) など]、場合によっては震度分布もその影響を受ける [例えば、小山・鄭 (1988), Hoshiba *et al.* (2010)]。

directivity 効果は強震動の継続時間にも影響を及ぼし、破壊伝播方向と同方向では短く、逆方向では長くなる。Izutani and Hirasawa (1987a) は、1968 年十勝沖地震の近地強震動の継続時間に方位依存性を見出し、それらを用いて破壊伝播方向や断層長などを推定する手法を提案している。この手法は、加藤・武村 (1996) により平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震にも適用され、その有効性が示されている。

また、強震動の継続時間の平均値は、多くの研究によ

* 〒305-0052 つくば市長峰 1-1

[†] 現所属: 〒100-8959 東京都千代田区霞が関 3-2-2
文部科学省研究開発局

り、断層長が長い地震やマグニチュードが大きい地震ほど、より長くなる傾向があることが指摘されている [例えば, Trifunac and Brady (1975), Dobry *et al.* (1978), Izutani and Hirasawa (1987a) など]. Izutani and Hirasawa (1987b) は、強震動の継続時間の方位依存性から得られた断層長から、スケーリング則を用いて地震モーメントを推定し、それらが先行研究の結果と調和的であったと指摘している. 近年, Hara (2007a, b) は、遠地記録の短周期地震動の継続時間が破壊継続時間と良い相関があることを利用して、それと変位振幅を用いたマグニチュード推定式を提案し、その式が巨大地震や津波地震にも適用可能であることを示している.

本論文の目的は、これらを踏まえ、強震動の継続時間の方位角分布を用いて、2003 年 9 月 26 日 4 時 50 分 (JST) に北海道の十勝地方の沖合の深さ 45.1 km で発生した M_J (気象庁マグニチュード) 8.0, M_W (Global CMT プロジェクトによるモーメントマグニチュード) 8.3 の平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震 (以下、本震と呼ぶ.) と、同日 6 時 8 分に本震の震央から西に約 30 km の深さ 21.4 km で発生した $M_J 7.1$ ($M_W 7.3$) の最大余震の破壊伝播特性を明らかにすることである. これらの地震の震央を Fig. 1 に示す.

以下に、本論文の構成を述べる. 第 2 章では、破壊伝播特性の調査手法である Izutani and Hirasawa (1987a) の方法と用いるデータについて説明する. なお、本論文

で議論する破壊伝播特性とは、この手法を適用して得られる破壊伝播方向や断層長、破壊継続時間を指す. 第 3 章では解析結果である両地震の破壊伝播特性について述べ、第 4 章では手法や結果の妥当性について検討する. 第 5 章は本論文の議論とまとめである. なお、この最大余震は、前田・他 (2010) が指摘しているように、本震との規模の違いがあるにも関わらず、震源域西側の北海道西部から東北地方北部にかけての震度や最大加速度値 (PGA 値) が本震と同程度、あるいはそれ以上の値となった特異な地震動特性をもつ地震である. 彼らは、この PGA 値の分布は、最大余震の震央と、そこから約 100 km 西北西に位置した浦河沖等で、ほぼ同時刻に地震が発生していれば説明可能であるとしており、第 5 章では、この仮説の妥当性についても検討する.

§ 2. 解析手法とデータ

Izutani and Hirasawa (1987a) や加藤・武村 (1996) は、水平断層上のユニラテラルな破壊伝播の場合の強震動の継続時間 D を、断層長 L や震源の深さに比べ震央距離が長いという近似 (遠方近似) のもとで、破壊伝播速度 V_R 、S 波速度 β 、破壊伝播方向 θ と震央から見た観測点の方位角 α を用いて、

$$D = \frac{AL}{V_R} \left(1 - \frac{V_R}{\beta} \cos(\theta - \alpha) \right) + B \quad (1)$$

と表した. ここで、 A は比例係数、 B は定数項であり、

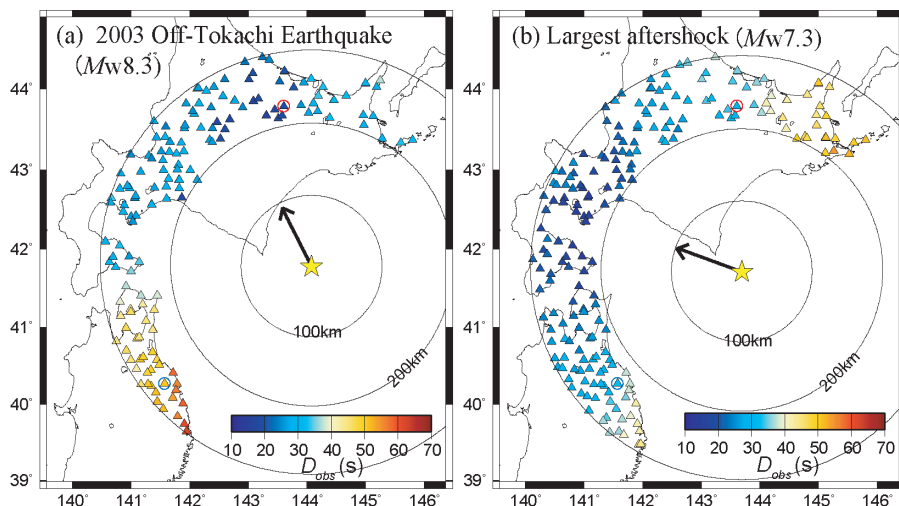


Fig. 1. Maps of the seismic stations used (a) in the analysis for the 2003 Off-Tokachi Earthquake and (b) for its largest aftershock. The color of triangles indicates the length of strong motion duration for the stations. The star denotes the epicenter. The direction and the length of the arrow indicate the rupture direction and the length of estimated fault. Concentric circles are epicentral distances at intervals of 100 km. The small red (blue) circle indicates the HKD053 (IWTH07) site.

経験的に決まる値で、継続時間の決定方法や散乱媒質中の波動伝播が継続時間に与える影響 [Saito *et al.* (2002)] などを含んでいる。ここでは、 A, B は、加藤・武村 (1996) による平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震の解析と同様に、全て 1.0, 5.0 s として解析した。本研究では、最小自乗法を用いて、各観測点で観測される強震動の継続時間 D_{obs} と、(1) 式から計算される継続時間 D の差 (残差) の自乗和が最小となるように L/V_R (破壊継続時間)、 L/β 、 θ を推定することにより、その地震の破壊伝播特性を評価する。なお、(1) 式は、三角関数の加法定理により線形となるので、ここでは正規方程式を解いて、パラメタである AL/V_R+B 、 $AL \cos \theta/\beta$ 、 $AL \sin \theta/\beta$ を推定している。

次に、各観測点における強震動の継続時間 D_{obs} の決定方法について述べる。開始時刻は、加藤・武村 (1996) と同様に、気象庁地震・火山月報 (カタログ編) に掲載されている震源 (一元化震源) からの S 波の理論到達時刻 [上野・他 (2002)] とした。なお、カタログの本震の深さは周辺のプレート境界の位置と比較して深いため、Yagi (2004) を参考に、20 km に置き換えて解析を行っている。また、継続時間の終端は、Izutani and Hirasawa (1987a) と同様に、表面波などの影響を避けるために加速度原記録に 5-10 Hz のバンドパスフィルター [斎藤 (1978)] をかけた波形 $a(t)$ から規格化自乗積算曲線 $H(t)$ を

$$H(t) = \frac{\int_0^t a(\tau)^2 d\tau}{\int_0^{T_i} a(\tau)^2 d\tau} \quad (2)$$

に従って計算し、その値が 0.85 となる時刻とした。ここで時刻 t の原点は S 波の到達時刻としている。なお、自乗積算曲線の規格化の基準となる時刻 T_i は振動が十分に小さくなった時点とすべきであり、ここでは S 波の到達から 30 s 以上経過した時刻を T として、

$$\int_0^{T-30} a(\tau)^2 d\tau \geq 0.95 \int_0^T a(\tau)^2 d\tau \quad (3)$$

を満たす最小の T を T_i と定義した。これは、S 波の到達から 30 s 以上経過したある時点において、その 30 s 前の自乗積算値がその時点の積算値の 95% より大きくなった場合に振動が十分に小さくなったとみなすことを意味している。

次に使用したデータについて述べる。本論文では、独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET [Kinoshita (1998)] と KiK-net [Aoi *et al.* (2000)] の地表観測点の加速度記録を利用した。本解析は、地震波の散乱等の影響による継続時間の伝播距離依存性を考慮すると、その影響が一定となるよう特定の震央距離の観測点のみを用いる

べきである。ここでは、方位角方向の分布の広がりも十分あることを確認した上で、震央距離が 200-300 km の範囲の観測点を利用することとした。なお、この震央距離における遠方近似を利用した解析の妥当性については、4.5 節で検討する。

Fig. 1 に利用した観測点の分布を示す。また、Fig. 2 は、(a) K-NET 留辺蘂 (Fig. 1 中の小赤丸: HKD053) と (b) KiK-net 軽米 (小青丸: IWTH07) の本震 (上段) と最大余震 (下段) の際の東西成分の記録例で、フィルター波形 (黒線) およびその自乗積算曲線 (赤線) と上で述べた D_{obs} の定義から得られた継続時間の区間を示している。図中には、P 波 (赤縦線)、S 波 (青縦線) の理論到達時刻、規格化基準時刻 (灰縦線) も併せて示している。なお、本論文では D_{obs} は全て東西成分から求めたものを示すが、南北成分から計算したものを利用しても、解析結果はほとんど変わらなかった。

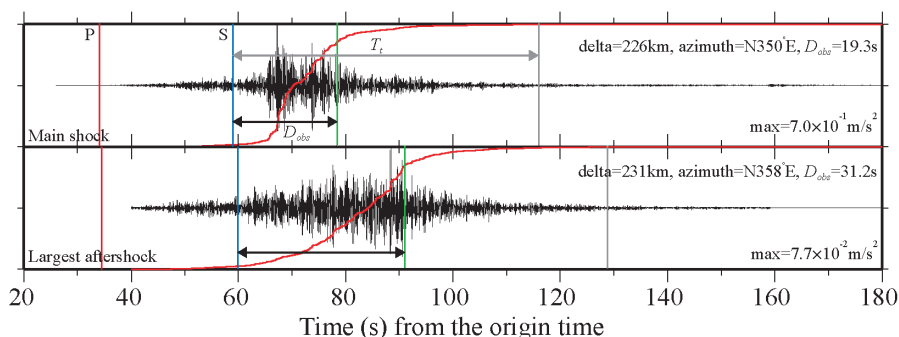
§3. 解析結果

Fig. 1 に観測点ごとの強震動の継続時間 D_{obs} を地図上で示す。データ数は本震で 156 個、最大余震で 204 個である。継続時間の空間分布については、本震 (Fig. 1a) では、震央から見て北北西側の観測点で継続時間が短く、北海道東部や東北地方に向かって徐々に長くなる傾向がある。また、最大余震 (Fig. 1b) では、本震と異なり、震央の西北西側の観測点で継続時間が短く、そこから離れるにつれ徐々に長くなる傾向がある。Fig. 3 には、本震と最大余震の全観測点の規格化自乗積算曲線を示す。時間軸の原点は各観測点の理論 S 波到達時刻としており、各曲線の色は観測点の方位角に対応している。これからも両地震ともに、強震動の継続時間に明瞭な方位依存性があることが確認できる。Fig. 4 には、本震と最大余震の D_{obs} の方位角分布を示す。両地震はいずれも 360 度を周期とする正弦曲線を描いており、(1) 式で表されるようなユニラテラルな破壊と考えて問題ないことがわかる。最小自乗法で本震と最大余震に関して (1) 式のパラメタを推定した結果を Table 1 に示す。Fig. 4 の太青線はこれらのパラメタに基づき (1) 式から求めた理論値であるが、観測値との一致は両地震ともに非常に良い。このときの一観測点あたりの残差自乗和は、本震の場合は 13.0 s^2 となり、最大余震の場合は 6.5 s^2 であった。

§4. 解析の妥当性

本論文では、Izutani and Hirasawa (1987a) の手法により、強震動の継続時間を利用して、平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震の本震と最大余震に関する破壊伝播特性を推定した。本章では、解析結果や用いた手法の妥当性

(a) HKD053 (EW)



(b) IWTH07 (Surface, EW)

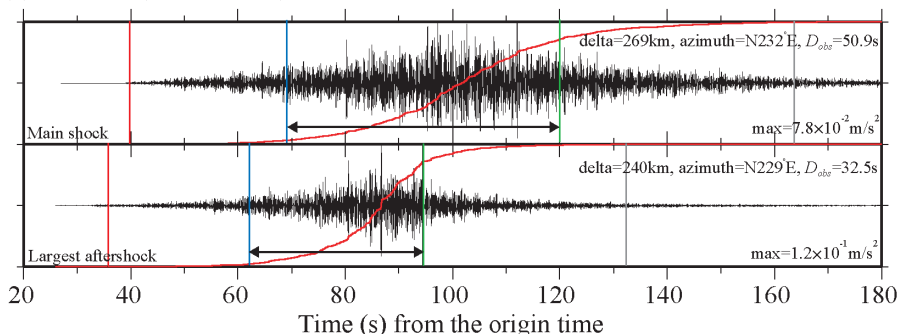


Fig. 2. Examples of the filtered (5 to 10 Hz band-pass) EW component accelerograms (black waveforms) and the traces of their cumulative power (red curves) recorded (a) at HKD053 [K-NET Rubeshibe in Hokkaido] and (b) at IWTH07 [KiK-net Karumai in Iwate prefecture]. The upper and lower panels plot the traces of the 2003 Off-Tokachi Earthquake and its largest aftershock, respectively. Strong motion duration D_{obs} is defined as the time interval between the S-wave arrival time (blue vertical bar) and 85% of the cumulative power (green vertical bar). Red (gray) vertical bar indicates the P-wave arrival time (the reference time for the normalization of cumulative power).

を確認するために行った検証を、以下5節に分けて説明する。

4.1 本震の解析結果と他の破壊過程解析結果等の比較

本節では、本震の解析結果について、他の先行研究における波形インバージョンによる破壊過程解析結果などと比較する。遠地実体波を利用した解析[Yamanaka and Kikuchi (2003)]や近地の強震記録を利用した解析[Honda *et al.* (2004), 吉田 (2005)], 近地の強震記録と遠地実体波や地殻変動データを統合した解析[Yagi (2004), Koketsu *et al.* (2004)]など多くの解析結果が提出されているが、彼らが推定した結果は必ずしも互いに一致しているわけではない。しかし、破壊継続時間はいずれも40~50s程度であり、これは本解析の L/V_R と概ね一致する。また、Iwasaki *et al.* (1989)の震源域付近の速度構造を参考にして、 β を3.8km/sと仮定すると、本震の破壊は北北西方向に91km伝播したと推定される。こ

の結果は、空間解像度が比較的高いと考えられる近地強震解析や統合解析の結果に共通する主な破壊が震央から北西方向に進み、北海道の海岸線付近(震央から約90km)に及んでいるという結果と、良い対応を示している。これらの破壊過程解析結果との一致は、本解析で加藤・武村(1996)を参考にして(1)式の A を1.0と設定したことが概ね妥当であったということも示している。

次に、Izutani and Hirasawa (1987b)と同様に、破壊継続時間や断層長からスケーリング則により推定した規模について検討する。本震の破壊継続時間から、宇津(2001)のスケーリング則を用いて推定した規模は7.9となり、断層長からの推定結果は7.6となった。これらは $M_j 8.0$ や $M_w 8.3$ と比べ過小評価であったが、それは本解析が北北西に進展した主な破壊のみから断層の拡がりを推定しているためと考えられる。実際に、Koketsu *et al.* (2004)やHonda *et al.* (2004)は、主な破壊のほか、破

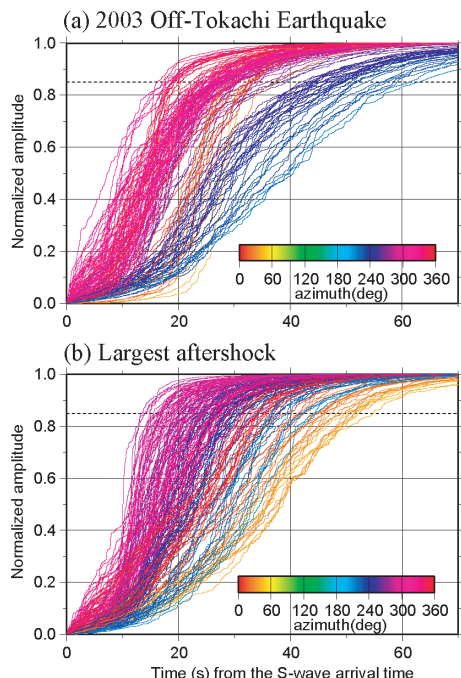


Fig. 3. Traces of the normalized cumulative power of the filtered (5 to 10 Hz band-pass) accelerogram observed (a) in the 2003 Off-Tokachi Earthquake and (b) in its largest aftershock. The origin of the time axis corresponds to the S-wave arrival time. Trace colors indicate the azimuth of the stations. The horizontal dotted line represents 85% of the normalized cumulative power.

壊開始点の北北東方向の釧路沖付近に広がる副次的なすべり域を指摘している。

一方、最大余震の破壊についても上と同様に考えると、40s 程度の時間をかけて、西北西方向に 98km 伝播したと推定される。破壊継続時間から推定した規模は 7.8 となり、断層長からの推定結果は 7.7 となった。これらは $M_j 7.1$ や $M_w 7.3$ と比べて過大評価であったが、それは最大余震が本震とほぼ同程度の破壊継続時間や断層長をもつとの推定結果のためである。この最大余震の解釈については、他の研究成果も踏まえて第 5 章で議論する。

4.2 使用周波数帯の検討

本節では、継続時間を決めるために使用した周波数帯について考察する。本解析では、表面波などの影響を避けるために 5-10 Hz という帯域を利用したが、ここでは 1-2 Hz, 2-4 Hz でも同様の解析を行って比較した。それぞれの継続時間の方位角分布を Fig. 5a, b に示す。また、方位角で 30 度間隔に区切った区分内のデータ数や継続時間の平均値と標準偏差を Table 2a, b に示す。これらから、より低周波数側で行った解析においても、方位角に対して正弦曲線を描くという特徴はおおまかには保たれていることがわかる。しかし、区分内の継続時間の平均値は、2-4 Hz と 5-10 Hz の場合を比較すると、2-4 Hz の方が本震で平均 0.8s、最大余震で平均 2.3s 長くなった。1-2 Hz の場合はその傾向はより顕著で、5-10 Hz に比べ本震で平均 5.5s、最大余震で平均 8.8s 長くなった。また、上と同様の区分内の標準偏差は、5-10 Hz の場合、本震で平均 3.3s、最大余震で平均 3.7s であるのに対し、2-4 Hz の場合は平均 4.3s と 4.5s、1-2 Hz の場合は平均

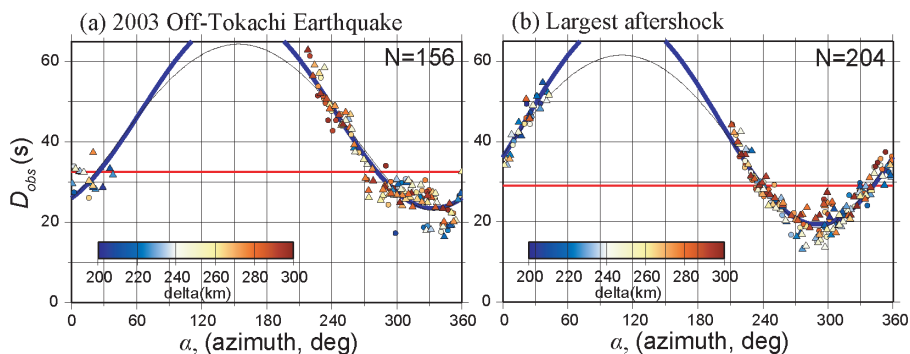


Fig. 4. Azimuthal distributions of strong motion duration observed (a) in the 2003 Off-Tokachi Earthquake and (b) in its largest aftershock. Azimuth is measured clockwise from north. The small circle (triangle) indicates the KiK-net (K-NET) station. The colors indicate the epicentral distance of the stations. The thick blue curve represents the theoretical distribution with the far-field approximation (Eq. (1)), and the thin black curve represents the theoretical distribution without the approximation (Eq. (7)). The red line denotes the mean strong motion duration.

Table 1. Rupture propagation parameters of the 2003 Off-Tokachi Earthquake and its largest aftershock estimated from the azimuthal distribution of strong motion durations with (Eq. (1)) and without (Eq. (7)) the far-field approximation. L is fault length, V_r is rupture velocity, β is S-wave velocity, and θ is rupture direction. Here, 20 degrees is adopted for the fault dipping for the estimation without the approximation. For comparison with horizontal faults in the far-field approximation, the length of the fault projected on the horizontal plane ($L\cos(20^\circ)$) is listed when there is no approximation estimation.

	far-field approximation (Eq. (1))			no approximation (Eq. (7))			
	L/V_R (s)	L/β (s)	θ (degree)	L (km, $\beta=3.8$ km/s)	$L\cos(20^\circ)$ (km, projection on the horizontal plane)	V_R (km/s)	θ (degree)
Main shock	42.4	24.0	N27° W	91	92	2.4	N26° W
Largest aftershock	40.1	25.8	N70° W	98	96	2.75	N70° W

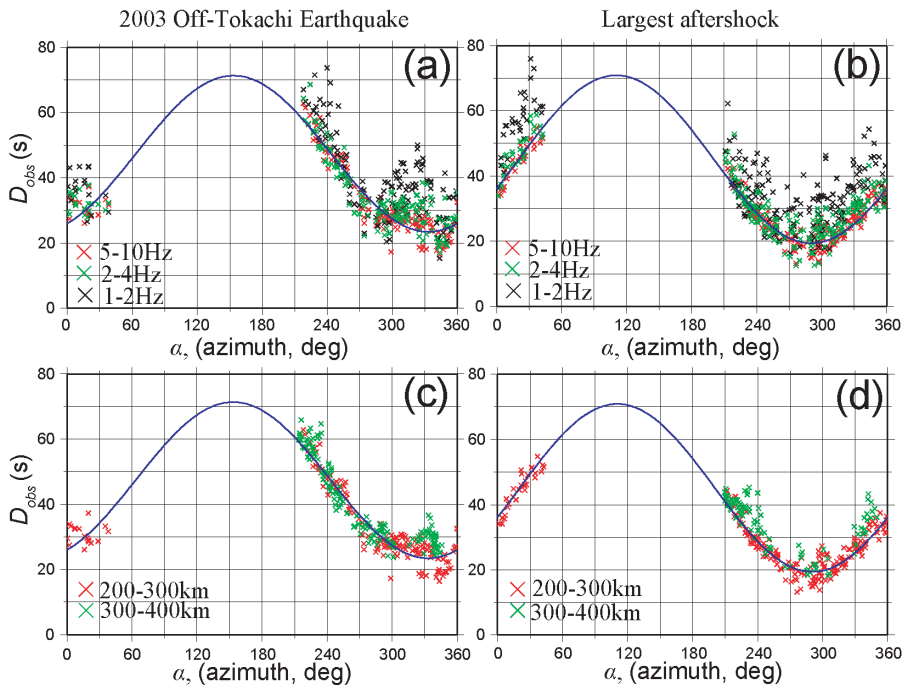


Fig. 5. Azimuthal distributions of strong motion duration measured under different conditions. (a) Durations of the main shock measured for different frequency bands. Red crosses indicate the durations for the 5 to 10 Hz band; green, those of the 2 to 4 Hz band; and black, those of the 1 to 2 Hz band. (b) Same as Fig. 5a, but for the largest aftershock. (c) Durations of the main shock measured at stations located at different epicentral distance ranges. Red crosses indicate the durations for the 200 to 300 km range; green crosses indicate those for the 300 to 400 km range. (d) Same as Fig. 5c, but for the aftershock. The blue curve depicted in each figure is the same as the thick blue curve in Fig. 4.

6.3sと7.1sとなり、両地震とも低周波数側においてばらつきがより大きくなる傾向があった。これらは、5-10 Hzより低周波数側、特に1-2 Hzにおいては、S波以外の影響が大きく現れる観測点があることを示しているのかもしれない。また、5-10 Hzでの小さなばらつきは、

この帯域を利用する妥当性を示している。

一方、さらに高周波数側である10-20 Hzの場合について解析した結果をTable 2に示す。これらの分布は両地震とも、5-10 Hzの場合とよく一致していた。これは、本解析で用いた5-10 Hzで得られる継続時間が、安定し

Table 2. Azimuthal distributions of the strong motion duration observed in the 2003 Off-Tokachi Earthquake (a) and in its largest aftershock (b). The durations were measured under different conditions, including four frequency bands and two distance ranges. The top line in a cell indicates the mean duration; the middle line, its standard deviation; and the bottom line, its frequency in the 30-degree azimuth interval. The rightmost column lists the average across the row excluding empty cells.

(a) Main shock

frequency band (Hz)	distance range (km)	azimuthal ranges								average across the row
		0-30	30-60	180-210	210-240	240-270	270-300	300-330	330-360	
1-2	200-300	36.8 s	32.1	-	60.7	46.7	31.7	38.1	30.2	39.5
		5.2 s	3.6	-	6.5	10.2	5.5	5.9	6.8	6.3
		16	2	0	19	23	27	41	28	22.3
2-4	200-300	32.1	31.2	-	53.8	41.5	29.4	29.8	25.7	34.8
		3.0	1.6	-	6.0	5.9	4.2	3.4	5.8	4.3
		16	2	0	19	23	27	41	28	22.3
5-10	200-300	30.7	32.5	-	53.2	43.8	28.3	26.9	22.4	34.0
		2.9	1.1	-	4.9	3.9	3.3	3.0	3.9	3.3
		16	2	0	19	23	27	41	28	22.3
5-10	300-400	-	-	-	56.9	42.3	30.8	28.2	29.6	37.6
		-	-	-	4.8	5.6	2.6	2.3	3.0	3.7
		0	0	0	45	30	30	13	32	30.0
10-20	200-300	30.4	32.8	-	52.8	43.7	28.4	26.7	22.3	33.9
		2.8	1.3	-	4.6	3.8	2.2	3.2	3.7	3.1
		16	2	0	19	23	27	41	28	22.3

(b) Largest aftershock

frequency band (Hz)	distance range (km)	azimuthal ranges								average across the row
		0-30	30-60	180-210	210-240	240-270	270-300	300-330	330-360	
1-2	200-300	54.2 s	65.5	-	38.5	31.2	26.7	31.6	39.1	41.0
		7.6 s	6.5	-	8.0	7.9	6.5	7.0	6.4	7.1
		23	8	0	36	31	37	38	31	29.1
2-4	200-300	45.1	55.3	-	35.3	26.0	21.5	25.3	33.0	34.5
		4.6	2.5	-	6.6	4.5	4.8	4.2	3.9	4.5
		23	8	0	36	31	37	38	31	29.1
5-10	200-300	42.8	51.2	-	34.1	25.0	19.1	22.8	30.7	32.2
		4.9	1.9	-	5.2	3.1	3.5	3.3	3.8	3.7
		23	8	0	36	31	37	38	31	29.1
5-10	300-400	-	-	42.5	39.6	29.0	22.0	24.2	35.6	32.2
		-	-	1.9	3.3	5.1	2.9	5.5	4.3	3.8
		0	0	2	45	16	11	6	16	16.0
10-20	200-300	42.3	50.8	-	34.1	25.2	19.0	22.6	31.1	32.2
		4.9	2.0	-	4.9	3.1	3.5	3.1	4.3	3.7
		23	8	0	36	31	37	38	31	29.1

て求められていることを示す結果であり、この帯域を利用する妥当性を示している。

4.3 観測点の震央距離制限の検討

本節では、使用する観測点の震央距離の影響について考察する。本解析では、継続時間の距離依存性の影響を避けるため 200-300 km の震央距離をもつ観測点を利用したが、ここでは 300-400 km でも同様の解析を行って比較した。継続時間の方位角分布を Fig. 5c, d に示す。

また、方位角で 30 度間隔に区切った区分内の統計量を Table 2a, b に示す。200-300 km での継続時間の分布と比べて 300-400 km の継続時間は、やや長めの傾向がある。どちらのデータセットにもデータが存在する区分（210-360 度）について比較すると、区分内の継続時間の平均値は、200-300 km の場合と比較して 300-400 km の方が本震で平均 2.7 s、最大余震で平均 3.8 s 長くなった。しかし、その 300-400 km の継続時間は 200-300 km

の際のばらつきの範囲内にはほぼ収まっており、今回の震央距離範囲の比較では距離依存性の違いは顕著には表れていないことが分かった。なお、観測点分布の方位角方向の広がりを考慮すると、本研究では300-400 kmより200-300 kmの震央距離の観測点を利用するほうが適切である。

4.4 波動伝播の影響等の検討

本節では、地震波の散乱などの波動伝播の影響に伴う継続時間の拡大の効果やサイト増幅特性が継続時間に及ぼす影響を検討する。ここでは、まず本震や最大余震の周辺で発生した、破壊継続時間がこれらの地震より短いと考えられる小地震の継続時間分布を調査する。対象とした地震はFig. 6aに震央を小星で示した3地震で、それぞれのマグニチュードと深さは $M_J 7.1$ ($M_W 6.8$)の地震は30.9 km, $M_J 6.4$ ($M_W 6.3$)は31.3 km, $M_J 6.2$ ($M_W 6.0$)は40.1 kmである。これらの地震の破壊継続時間は、宇津(2001)の地震の規模と破壊継続時間のスケールング則を適用すると、5-13 s前後になると期待される。各小地震で観測された継続時間の方位角分布をFig. 6bに示す。空間的に近接した位置で発生した本震や最大余震と比較し、いずれも顕著な方位依存性を有していない。また、これらの3地震の方位角分布は、規模が異なるにも関わらずよく似ており、各観測点の継続時間の平均値(標準偏差)は、 $M_J 7.1$ の地震で19.4 (5.5)s, $M_J 6.4$ で18.8 (4.4)s, $M_J 6.2$ で18.7 (6.1)sとなり、各地震の平均値は期待される破壊継続時間よりもいずれも長い。

上記の現象を説明するために、次のようなモデル化を試みた。ある周波数帯域での観測波形の振幅を自乗し、移動平均をとったMS (Mean-Square) エンベロープ $E(t)$ は、エネルギー輻射の震源時間関数 S と地震波の散乱

等の伝播の影響に伴う継続時間の拡大の効果を含んだグリーン関数 G の畳み込みで表現できるとすると [例えば, Nakahara *et al.* (1998)],

$$E(t) = Z \int G(\tau) \cdot S(t-\tau) d\tau \quad (4)$$

と表される。ここで Z はサイト増幅率を表わす。また、 S , G がそれぞれ幅が t_s (震源時間関数のパルス幅), t_g (伝播の効果を含んだグリーン関数の時間幅) の矩形関数で近似できると仮定する。つまり、震源でインパルスの破壊が起きたとき ($t_s \approx 0$ s), 観測されるMSエンベロープは幅 t_g の矩形関数となる。 t_g は震源距離に依存すると考えられる [Saito *et al.* (2002)] が、本研究では特定の範囲の震源距離をもつ観測点のみを利用しているため一定と仮定した。規格化自乗積算値は全体の面積で規格化されたMSエンベロープの時間積分になると考えると、このモデルでの継続時間 D_S は、第2章で述べた D_{obs} の定義と同様にS波の到達時刻から規格化自乗積算値が0.85となるまでの期間と考えられ

$$\int_0^{D_S} E(t) dt / \int_0^\infty E(t) dt = 0.85 \quad (5)$$

と表現できる。なお、ここで時刻 t の原点はS波の到達時刻としている。以上から D_S は、

$$D_S = \begin{cases} 0.85t_g + t_s/2 & (t_s/t_g < 3/10) \\ t_s + t_g - \sqrt{0.3t_s t_g} & (3/10 \leq t_s/t_g \leq 10/3) \\ 0.85t_s + t_g/2 & (t_s/t_g > 10/3) \end{cases} \quad (6)$$

と表される。Fig. 7に $t_g = 15$ s の場合の D_S の t_s に対する関係を実線で示す。これから D_S は、 t_s が短い場合で

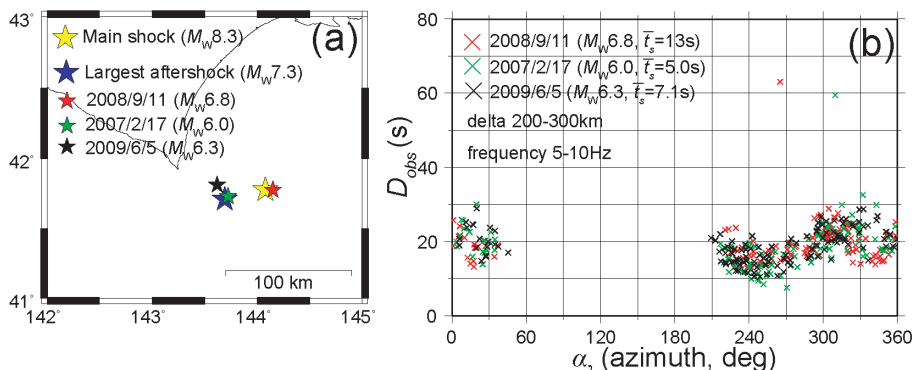


Fig. 6. (a) Map of three small earthquakes (small red, green and black stars) which occurred near the epicenters of the main shock (large yellow star) and its largest aftershock (large blue star). (b) Azimuthal distributions of strong motion duration observed for three small earthquakes. The color of crosses corresponds to that of epicenters in Fig. 6a.

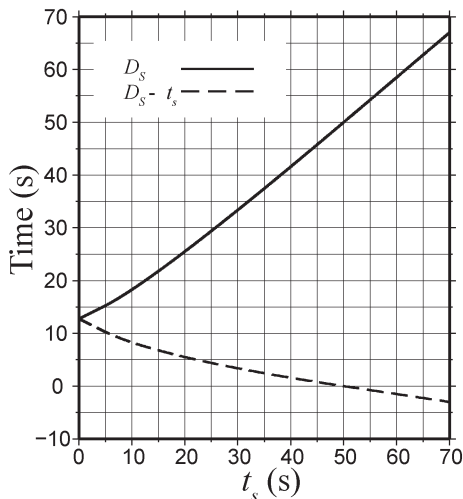


Fig. 7. Relationship of the pulse width of source time function t_s with simulated strong motion duration D_s in Eq. (6). $D_s - t_s$ means the broadening width of t_s due to the propagation effect.

も、ある一定以上の値をとることがわかる。上記 3 地震の平均的な震源時間関数のパルス幅 $\bar{t}_s$ が破壊継続時間 (5-13s) とほぼ同一であるならば、 t_g が 15s のとき、 D_s は 15~20s となり、観測 (19s 前後) と概ね一致する。また、小地震による強震動の継続時間についても Fig. 6b に示すように標準偏差で 4~6s 程度のばらつきが存在する。これは小地震の規模に依存していないことから、 t_g のばらつきに由来するものと考えられる。以上の点から、破壊継続時間が t_g 前後より短い比較的小さな地震を解析する場合は、強震動の継続時間に伝播の効果やそのばらつきの影響が相対的に大きく現れるため、観測点ごとに伝播の効果を評価するなど、より慎重な取り扱いが必要となることが示唆される。

次に、先行研究を参考にして設定した (1) 式の B の値が本震や最大余震の解析に適していたかを検討する。この値は、波動伝播による継続時間の拡大の効果を考慮したものであり、(1) 式に基づいて考えると、 B は観測した継続時間と A 倍した震源時間関数のパルス幅の差である $D_s - A \cdot t_s$ となるため、この値と同程度に設定すべきである。なお、 A は (1) 式の係数であり、ここでは 1.0 としている。本震や最大余震も、前述の小地震と同様な伝播経路をもつと考えられるので、 t_g は 15s 程度であろう。Fig. 7 に $t_g = 15s$ の場合の $D_s - t_s$ の t_s に対する関係を点線で示す。本震や最大余震の D_s は、Fig. 4 によると 20~60s 程度に分布しているので、Fig. 7 から、その D_s に対応する t_s の分布に基づいて $D_s - t_s$ を見積もると

7~−2s 程度となる。そのため、本解析で $B = 5.0s$ と設定して波動伝播の影響を考慮したことは、概ね妥当であったと考えられる。ただし、 t_s が本解析で対象とした範囲よりも長くなってくると、Fig. 7 の点線が示すように、 $D_s - t_s$ は、より小さな値を取り、最終的に $-0.15 t_s$ に漸近する。これは、伝播の効果による継続時間の拡大よりも、強震動の継続時間の終端を規格化自乗積算曲線が 0.85 となる時刻と定義したことによる影響のほうが大きくなるためである。以上の点から、本モデルのように震源時間関数が破壊継続中に一定の値を取るような地震に関して、 t_g が本解析で対象とした範囲よりも長い場合には、(1) 式における A や B の値の再検討が必要であることが示唆される。

以下では、サイト特性が継続時間に及ぼす影響を検討する。Izutani (1993) は、硬岩上の観測点に対し、 $B = 0s$ を適用して解析を行っている。功刀・他 (2009) によれば KiK-net は K-NET に比べ、全般的に硬質な地盤上に設置されているという特徴をもっている。Fig. 4 では、KiK-net の地表点を小丸で、K-NET を小三角で表しているが、両者に系統的な違いは見られないことから、サイト特性の違いが継続時間に与える影響は本解析においては小さいと判断し、 B の値を観測点ごとに区別せず一定とした。

4.5 遠方近似の検討

(1) 式が遠方近似を用いて導かれていることは既に述べたとおりだが、今回は断層長が 100km 程度であり、使用した観測点の震央距離では、遠方近似が成立するか疑わしい。また、(1) 式では断層の深さや傾斜も考慮していない。そのため、ここでは断層の両端である破壊開始点 (観測点までの震央距離 r 、深さ d) と終端点の位置 (r', d) から観測点までの理論 S 波走時差を求め、それに破壊継続時間 (L/V_R) を加えた遠方近似を用いていない継続時間を、

$$D = A \left(\frac{L}{V_R} + T_S(r', d) - T_S(r, d) \right) + B \quad (7)$$

とし、(7) 式と (1) 式の結果を比較する。ただし、 $T_S(r, d)$ は震央距離 r 、深さ d の場合の理論 S 波走時 [上野・他 (2002)] を表す。ここでは、本震と最大余震の D_{obs} をデータとして、(7) 式の破壊伝播方向と断層長、破壊伝播速度をパラメタとしてグリッドサーチを行い、 D_{obs} と (7) 式から計算される D の差の自乗和が最小となる最適解を探索した。なお、本解析は深さ方向の感度はないため、破壊開始点の深さは震源の深さとし、断層の傾斜角 δ は 20° [Yagi, (2004)] に固定して解析を行った。その結果を Table 1 に示す。これらは (1) 式を用いた場合の推定結果に概ね一致しており、今回の場合では遠方近似を用い

た推定でも支障がないことを示している。Fig. 4の細黒線はこれらのパラメタに基づき(7)式から求めた、破壊開始点と観測点間の震央距離が250kmの場合の理論値であるが、観測値との一致は両地震ともに(1)式(太青線)の場合と同様に非常に良い。このときの一観測点あたりの残差自乗和は、本震の場合は 15.0s^2 となり、最大余震の場合は 6.9s^2 となった。

以下では、破壊開始点や断層の傾斜角の影響について検討する。まず、破壊開始点の深さを0~50kmまで10km間隔で変更して解析を行った場合の最適解と、破壊開始点を震源の深さとした場合の最適解(Table 1)を比較したところ、両地震ともに、 L の違いは4km以内、 V_R の違いは0.2km/s以内であった。次に、断層の傾斜角 δ を 10° と 30° とした場合の最適解と、 20° とした場合の最適解(Table 1)を比較したところ、両地震ともに $L\cos\delta$ の違いは2km以内、 $V_R\cos\delta$ の違いは0.1km/s以内であった。上の2種の比較の全てにおいて、破壊伝播方向の違いは 1° 以内であり、残差自乗和の違いも10%以内であった。このことは、本解析においては、破壊開始点の深さや断層の傾斜角を多少変更したとしても、解析結果には大きな影響を与えないこと、つまり深さ方向の感度が悪いことを示している。

§5. 議論とまとめ

本章では、最初に本震の解析結果について議論する。本解析は5-10Hzという帯域を利用しているが、本震の結果については、4.1節で述べたように、1Hzよりも長周期側の観測記録を用いている破壊過程解析結果と調和的であった。また、澤崎(2009)は、エンベロープインバージョン解析により、本震の2-16Hzの帯域での主なエネルギー放射域は、破壊開始点の北西側約120km以内に集中すると推定したうえで、本震の長周期の波と短周期の波を放射した主な領域が、概ね一致することを指摘している。澤崎(2009)の結果は、本論の結果とも調和的である。短周期側での破壊過程の推定事例は少ないため、上で述べたように異なる手法間ではほぼ同様の結果となったことは、信頼性の確認という観点において重要である。

次に最大余震の解析結果について議論する。本論文において、強震動の継続時間から推定された最大余震の破壊伝播特性は、それが一つの地震だと考えると、断層長は98km、破壊継続時間は40sとなり、本震とのマグニチュード差が1.0あるにも関わらず、ほぼ同程度の結果を示した。また、最大余震の破壊伝播方向は西北西方向となり、40s程度かけて浦河沖まで破壊が進行したことを示している。浦河沖は、前田・他(2010)がこの地震の

解釈として提案している最大余震と同時発生した地震の震央位置の候補地の一つであり、この結果は彼らの仮説と調和的である。ただし、継続時間分布からは、震源(破壊開始点)と浦河沖が同時に破壊したのではなく、震源での破壊開始から約40s後に浦河沖で破壊が終了した地震であることが示唆される。前田・他(2010)は2地点から各観測点への地震波の放射の寄与が重ならないものとしてPGA分布を説明しているの、この程度の時間差があっても、彼らの結果は変わらないと思われる。片岡(2005)は、最大余震の特異なPGA分布の要因を高周波数におけるサイト増幅特性の違いとしている。本解析においては、Fig. 6で示した本震と最大余震の近傍で発生した小地震群の継続時間分布は、破壊伝播特性が相互に異なるにも関わらず、ほぼ同一の分布を示していることから、主としてサイトや伝播経路の影響を受けていると考えられる。それに対し、本震や最大余震の継続時間(Fig. 4)は、近傍の小地震群のものと比較すると長く、方位角分布も異なるため、サイトや伝播特性の影響は比較的小さく、主として破壊伝播の影響を表していると考えられる。

次に最大余震が数十秒以内の時間差で震央付近と浦河沖で連続的に発生した2個の小規模なイベントを一つの地震として捉えている可能性について検討する。本論文で用いた手法は、破壊開始点と主な破壊の終端点の時空間的な配置のみに依存し、その途中の破壊の状況によらないため、最大余震が全体として一つの地震であったか、異なる2地震の連続発生であったかを区別することはできない。しかし、Fig. 3に示した観測点ごとの規格化自乗積算曲線をみると、最大余震においても、本震と同様に、破壊の伝播方向から離れた方位角にある継続時間が長い観測点の自乗積算曲線が滑らかに成長し、異なる2地震が発生した場合に現れるであろう段階的な成長が明瞭には見られない。このことは最大余震が異なる2地震の連続発生ではなく、全体として一つの地震であったことを示唆している。

次に、最大余震が一つの地震であったとして、同規模の地震と比べると、長い破壊継続時間をかけて、破壊が広い領域に及んだ理由を検討する。本論文による検討だけでこの問題に結論を出すのは不十分であるが、ここでは、2つの仮説を提示する。一つは、最大余震は、応力降下量が通常より小さな地震であった可能性である。応力降下量が小さいと、同じ地震モーメントの地震と比較しても、断層面積はより大きくなるであろう。ただし、Macias *et al.* (2008)は震源スペクトルの分析から、この仮説とは逆に最大余震の応力降下量は本震より大きいと指摘している。だが、この解析は、距離減衰の補正に仮

定した断層からの最短距離を用いているが、仮定した断層と実際の断層との差異の影響や、最大余震の震源スペクトルの高周波数側に現れる明瞭な方位依存性 [前田・他 (2010)] を考慮せずに解析しているため、今後はこれも含めた検討が必要であろう。

もう一つは、浦河沖が高周波数の波のみを効率的に放射した領域であった可能性である。山中 (2005) が近地の強震計で記録された長周期 (0.02–1 Hz) の波から推定した最大余震のアスペリティは、震央から西北西方向に広がっているが、その差し渡しは 40 km 程度であり、これは地震規模と断層長のスケーリング則 [宇津 (2001)] から期待される最大余震 ($M_w 7.3$) の断層長約 60 km と比べてやや短い。本研究で短周期の強震動の継続時間から得られた破壊終端点は、そのアスペリティのプレートの傾斜方向に沿った延長部にあたる。山中 (2005) の指摘するアスペリティ部分での短周期の波の放射の状況は本解析だけではわからないが、もし長周期の波と短周期の波の放射領域が異なるとすると、これは、Nakahara *et al.* (1998) が平成 6 年 (1994 年) 三陸はるか沖地震で指摘した大すべり域と高周波数起源の位置関係によく似ており、規模が小さい地震でも同様の関係が見られるならば興味深い。

上で述べてきたように、最大余震は本震と同程度の断層長と破壊継続時間をもつ興味深い地震であり、その破壊伝播特性をもたらしした要因を明らかにするためには、前田・他 (2010) も指摘しているように、震源スペクトルの詳細な検討のほか、様々な周波数帯域で空間分解能が高いすべり量分布やエネルギー励起量分布の比較を行うなど更なる検討が必要となる。最大余震の震源域は、2003 年の本震と 1968 年十勝沖地震の地震時のすべり域の狭間にあり [Yamanaka and Kikuchi (2003, 2004)], 浦河沖は 2003 年の本震直後の余効変動が比較的大きな場所 [Miyazaki *et al.* (2004)] に位置している。最大余震の破壊過程の解明は、大地震の破壊の停止や震源域の住み分けの解明にも貢献する興味深い問題である。

以上のように、本論文では平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震とその最大余震の破壊伝播方向や破壊継続時間、断層長を、強震動の継続時間の方位角分布から、Izutani and Hirasawa (1987a) の手法を用いて推定した。この結果、短周期の波から推定された本震の推定結果が、他のより長周期の波から推定された破壊過程解析の結果と調和的であることがわかった。また、最大余震は、本震との規模の違いがあるにも関わらず、それと同程度の破壊継続時間をかけて、震央から西北西方向に約 100 km の浦河沖まで破壊が及ぶ地震であることがわかった。

謝 辞

本論文では、独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET および KiK-net のデータを利用させていただきました。一元化震源カタログは、独立行政法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、独立行政法人産業技術総合研究所、国土地理院、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、横浜市および独立行政法人海洋研究開発機構からデータの提供を受け、気象庁が文部科学省と協力して処理した結果です。図の作成には Wessel and Smith (1998) の Generic Mapping Tools を使用しました。本研究の一部は、JST/JICA の SATREPS の助成を受けて実施したものです。また、二人の匿名査読者および担当編集委員の杉岡裕子氏からのご意見は、本論文の改善に大変役立ちました。記して感謝いたします。

文 献

- Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada, 2000, New strong-motion observation network: KiK-net, *Eos Trans. AGU*, **81(48)**, Fall Meet. Suppl., Abstract S71A-05.
- Boatwright, J. and D.M. Boore, 1982, Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1843–1865.
- Dobry, R., I.M. Idriss, and E. Ng, 1978, Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1487–1520.
- Hara, T., 2007a, Measurement of the duration of high-frequency energy radiation and its application to determination of the magnitudes of large shallow earthquakes, *Earth Planets Space*, **59**, 227–231.
- Hara, T., 2007b, Magnitude determination using duration of high frequency energy radiation and displacement amplitude: application to tsunami earthquakes, *Earth Planets Space*, **59**, 561–565.
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2004, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, 317–322.
- Hoshiba, M., 2003, Fluctuation of wave amplitude even when assuming convolution of source, path and site factors—effect of rupture directivity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **137**, 45–65.
- Hoshiba, M., K. Ohtake, K. Iwakiri, T. Aketagawa, H. Nakamura, and S. Yamamoto, 2010, How precisely can we anticipate seismic intensities? A study of uncertainty of anticipated seismic intensities for the Earthquake Early Warning method in Japan, *Earth*

- Planets Space, **62**, 611-620.
- Iwasaki, T., H. Shiobara, A. Nishizawa, T. Kanazawa, K. Suyehiro, N. Hirata, T. Urabe, and H. Shimamura, 1989, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, *Tectonophysics*, **165**, 315-336.
- Izutani, Y., 1993, Fault length and direction of rupture propagation for the 1993 Kushiro-oki earthquake as derived from strong motion duration, *J. Phys. Earth*, **41**, 319-325.
- Izutani, Y. and T. Hirasawa, 1987a, Use of strong motion duration for rapid evaluation of fault parameters, *J. Phys. Earth*, **35**, 171-190.
- Izutani, Y. and T. Hirasawa, 1987b, Rapid estimation of fault parameters for near-field tsunami warning, *Nat. Disas. Sci.*, **9**, 99-113.
- 片岡俊一, 2005, 2003年十勝沖地震の余震地動の強さ, 東北地域災害科学研究, **41**, 49-54.
- 加藤研一・武村雅之, 1996, 強震記録の継続時間から推定される1994年三陸はるか沖地震の破壊伝播特性, 地震2, **49**, 75-83.
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), *Seismol. Res. Lett.*, **69**, 309-332.
- Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide, 2004, Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 329-334.
- 小山順二・鄭斯華, 1998, 断層破壊伝播速度と被害地震の震度分布—浅発地震の断層不均質性と短周期波動のドップラー効果—, 地震2, **41**, 235-245.
- 功刀 卓・青井 真・藤原広行, 2009, 強震観測—歴史と展望—, 地震2, **61**, S19-S34.
- Macias, M., G.M. Atkinson, and D. Motazedian, 2008, Ground-motion attenuation, source, and site effects for the 26 September 2003 M 8.1 Tokachi-oki earthquake sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 1947-1963.
- 前田宜浩・高井伸雄・笹谷 努, 2010, 2003年十勝沖地震の最大余震による特異な地震動特性, 北海道大学地球物理学研究報告, **73**, 217-227.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, 2001, Estimation of rupture propagation direction and strong motion generation area from azimuth and distance dependence of source amplitude spectra, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2727-2730.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, 2004, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06623, doi:10.1029/2003GL019410.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, and M. Ohtake, 1998, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, 855-867.
- 斎藤正徳, 1978, 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 240-263.
- Saito, T., H. Sato, and M. Ohtake, 2002, Envelope broadening of spherically outgoing waves in three-dimensional random media having power-law spectra, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2089, doi:10.1029/2001JB000264.
- 澤崎 郁, 2009, 前方散乱近似に基づく理論エンベロープを用いた2003年十勝沖地震の短周期強震動の解析, 東北大学大学院博士論文, 151 pp.
- Trifunac, M.D. and A.G. Brady, 1975, A study on the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 581-626.
- 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎 淳・浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, **65**, 123-134.
- 宇津徳治, 2001, 地震学 (第3版), 共立出版, 376 pp.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.
- Yagi, Y., 2004, Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets Space*, **56**, 311-316.
- 山中佳子, 2005, 長周期地震動から見た2003年十勝沖地震の震源モデル, 月刊地球, 号外 **49**, 34-39.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2003, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- 吉田康宏, 2005, 近地震震波形解析による震源過程 (平成15年 (2003年) 十勝沖地震調査報告), 気象庁技術報告, **126**, 9-14.