震度データから検証する宮城県沖で 発生する被害地震の繰り返し

鹿島建設(株)・小堀研究室* 神田 克久・武村 雅之

Verification of the Sequence of Disastrous Earthquakes off Miyagi Prefecture Based on Seismic Intensity Data

Katsuhisa KANDA and Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, KI Building, Akasaka 6-5-30,
Minato-ku, Tokyo 107-8502, Japan

(Received December 20, 2004; Accepted November 14, 2005)

The inversion analysis using seismic intensity data is carried out to investigate the source characteristics of major damage earthquakes that have occurred in the sea off Miyagi Prefecture since 1861. It can evaluate short-period seismic wave radiation zones (SPRZ) on an earthquake fault plane. Comparison of the result of the inversion analysis for the May 26, 2003 Off-Miyagi earthquake with the source region deduced from reported aftershock activity verified sufficient accuracy of the present method. We compared the location of SPRZ among analyzed earthquakes and identified the kinds of earthquakes. The SPRZ of the June 12, 1978 earthquake was located near the seacoast of Miyagi Prefecture, adjacent to the large slip area obtained from the waveform inversion by Yamanaka and Kikuchi (2004). The SPRZ of the November 3, 1936 and July 27, 1937 earthquakes were located on the south of that of the 1978 earthquake, which may indicate that the rupture area of the 1936 and 1937 earthquakes were different from that of the 1978 earthquake. On the contrary, location of the SPRZ of the February 20, 1897 earthquake was similar to that of the 1978 earthquake. The SPRZ of the August 5, 1897 earthquake was located near the Japan Trench, while that of the April 23, 1898 earthquake was just beneath the coast of northern Miyagi Prefecture, suggesting that it was an intermediate-depth intraslab earthquake the same as the May 26, 2003 event. The location of the SPRZ of the 21 October, 1861 earthquake was mostly consistent with that of the 1978 earthquake. We consider that the 1861 earthquake should have occurred on the upper boundary of the subducting Pacific plate, not in the inland of northern Miyagi Prefecture.

Key words: Inversion analysis, Sequence of Off-Miyagi Prefecture earthquake, Seismic intensity, Short period radiation

§ 1. はじめに

宮城県沖では、 $M7.5$ クラスのプレート境界地震の発生確率が向こう 30 年以内に 90% 以上と言われ、大地震の切迫性が指摘されている [地震調査研究推進本部 (2000)]。このような指摘の大きな根拠は、過去にこの地域に繰り返し起こっているとされる同クラスの規模の地震、具体的には 1978 年の宮城県沖地震、1936 年の金華山沖地震、さらには 1897 年の明治の宮城県沖地震、1861 年の文久の地震などの存在である。

他方、宮城県沖ならびにその周辺部には、このほかに内陸地殻内地震やスラブ内地震などの被害地震も数多く発生していて、それらの地震と対象とするプレート境界地震とをどのように区別するかは重要な課題である。そうした課題に対処するには総合的な検討が必要であり [宇佐美 (2003)]、震源位置の特定だけでなく、震源過程、特に断層面上のすべり分布などをある程度推定し議論することも重要となる。しかしながら、地震観測による波形記録を用いることができる時代の地震はともかく、明治以前の地震については使用可能な観測波形が全くなく、波形データを用いた検討は不可能である。この

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30 KI ビル

ことは、これらの地震について用いることのできるデータが震度データのみであることを示している。

近年、神田・他(2003, 2004)は、震度データから短周期地震波発生域(以下、短周期波発生域と言う)を評価するインバージョン手法を開発し、南海トラフ沿いに発生する地震に適用して、1707年の宝永地震以来、それぞれ3度の繰り返し知られている東海、東南海、南海地震の短周期波発生域を推定することに成功している。本稿では、宮城県沖の地震を対象に、神田・他(2003)の震度インバージョン手法を古い時代の地震だけでなく、最近発生した地震にも適用して、震源特性を明らかにしてプレート境界地震の特定を行う。震源特性が分かっている最近発生した地震にも震度インバージョン手法を適用することについては、手法の精度を確認する意味がある。

§2. 対象とする地震

Table 1は1861年の文久地震以来、宮城県および宮城県沖で発生したとされる主な地震である。Waveform Inversion欄で○を付けた地震は波形インバージョンにより詳しく震源過程が調べられたもので、それぞれの地震のタイプはType欄のように判明している。2003年7月26日の地震は、額・他(2004)、2003年5月26日の地震は青井・他(2003)、1978年6月12日、1937年7月27日、1936年11月3日の地震はYamanaka and Kikuchi (2004)および加藤・他(2003)に基づく。△印を付した、1978年2月20日の地震は東北大学理学部(1978)、1962年4月30日の地震は河野・他(1993)によってそれぞれの震源メカニズムが明らかにされ、内陸地殻内地震、プレート境界地震、スラブ内地震の区別がつけられている。このほか、1900年5月12日の地震(M7.0)は、武村(2005a, b)によって震度分布と地震規模が再評価され、従来から言われているとおり内陸地殻内地震であるが、地震規模はM6.5程度であること、また2003年7月26日の地震および1962年4月20日の地震の震源域との関連が明らかになった。この他、地震調査研究推進本部(2000)が1978年6月12日のいわゆる宮城県沖地震と同じタイプの地震と判定したものに□印が付してある。マグニチュードについては、1926年以後は気象庁(2005)、1885~1925年は宇津(1979)、1861年文久地震は地震調査研究推進本部がプレート境界地震と判定する根拠となった都司(2001)による評価を示し、()内は宇佐美(2003)に従い内陸地殻内地震とした場合の地震規模である。以上のような検討結果を踏まえ、今回震度インバージョン解析を行う地震に黒丸を付してある。本調査の主な目的は以下のとお

Table 1. List of major damaging earthquakes in or off the coast of Miyagi prefecture. The magnitude are referred to JMA (2005): 1936–2003, Utsu (1979): 1897–1900 and Tsuji (2001): 1861. The magnitude in a parenthesis of the 1900 and 1861 earthquakes was derived from Takemura (2005a) and Usami (2003), respectively. The earthquakes with open circles were analyzed using the waveform inversion [e.g. Yamanaka and Kikuchi (2004)]. The earthquakes with open triangles were analyzed to clarify their fault mechanism [Tohoku Univ. (1978)]. The earthquakes with open squares were identified as so-called the Miyagi-ken-Oki Earthquake by the Headquarters of Earthquake Research Promotion (2000), which occurred on the PAC-Honshu interplate near the coast of Miyagi prefecture. The earthquakes with black squares were analyzed to identify their magnitudes and hypocenters by Takemura (2005a, b). The types of source are categorized into *1: shallow crust, *2: intermediate-depth intraslab, and *3: subducting plate boundary. The Earthquakes analyzed in this study are shown with black circles.

Date	M	Waveform inversion	Off Miyagi	Takemura (2005a,b)	Type	This study
2003/7/26	6.4	○		■	*1	●
2003/5/26	7.1	○			*2	●
1978/6/12	7.4	○	□		*3	●
1978/2/20	6.7	△			*2	
1962/4/30	6.5	△		■	*1	
1937/7/27	7.1	○			*3	●
1936/11/3	7.4	○	□		*3	●
1900/5/12	7.0(6.5)			■	*1	
1898/4/23	7.2					●
1897/8/5	7.7					●
1897/2/20	7.4		□			●
1861/10/21	7.4(6.4)		□			●

りである。

- (1) 2003年5月26日の地震は、震源過程が詳細に判明しており、その地震を解析することにより手法の妥当性を確認する。さらに1978年6月12日の宮城県沖地震を解析し、震源過程も含めて他の地震のタイプ分けをより明確にする上での基準とする。
- (2) 1936年11月3日および1937年7月27日の地震はWaveform Inversionの結果[Yamanaka and Kikuchi (2004)]によるアスペリティの位置が1978年6月12日の地震と異なり、震源過程の差異が指摘されている。この点について震度インバージョンにより求められる短周期波発生域の観点から検討する。

- (3) 1897 年, 1898 年には $M7$ クラスの地震が 3 つ発生している. これらの地震のタイプを震度インバージョン結果より推定して, 地震調査研究推進本部の判定を検証する.
- (4) 1861 年文久地震は内陸地殻内地震という説 [宇佐美 (2003)] とプレート境界地震という説 [都司 (2001)] があるが, 震度分布の比較および震度インバージョン解析の結果を考えたことによって, 総合的にどちらの説がより妥当かを検討する.

震度データは, 1885 年から 1984 年までは浜松・宇佐美 (1985) が中央気象台や気象庁のデータをまとめたものを使用し, それ以後は気象庁発表のもの, それ以前の文久地震については宇佐美 (2003) によった. ただし, 必要に応じて, アンケート震度や被害データから震度を推定し直したものをを用いた. その点についての詳細は地震ごとに示す.

§ 3. 2003 年 5 月 26 日の地震の解析

神田・他 (2003, 2004) の震度インバージョン手法の手順を Fig. 1 に示す. 震度データは地震動の短周期波成分を反映し, サイト特性の影響を強く受けるため, インバージョンにあたってあらかじめその影響を除去しておく必要がある. このため, 豊富な震度データがある最近の地震により標準的な震度の距離減衰式を評価し, それからの差をサイト特性として評価する. Fig. 1 ではその値を相対震度と呼んでいる. 対象とする地震の震度データから近傍で求められた相対震度の値を差し引いたデータセットを作成し, それをインバージョンすることにより短周期波発生源を突き止める.

Fig. 2 は標準的な距離減衰式や相対震度を求めるのに用いた近年の地震の震央分布図と震源要素およびマグニチュードのリストである. 調査対象とする地震と同じような地域で発生する地震のデータを用いて相対震度補正を行うことによって, サイトの地盤特性の影響だけでなく, 震源からの伝播特性の影響をも除去することができる. 得られた距離減衰式と, それを求めるのに用いた地

震の中で最も規模の大きい地震 (2002/11/3) の観測データを Fig. 3 に示す. 実線で示した距離減衰式による評価値と○で示した観測値の差が相対震度であり, 相対震度の平均をサイト特性とみなす. Fig. 4 は左側が震度観測点ごとの相対震度, 右側はそれらを使って求めた揺れ易さマップである. 脊梁山脈を越えた日本海側の地域では, 白っぽい揺れにくい地域が多く分布する. これは脊梁山脈下から背弧側に広がるマントルウェッジ内の低速度層の影響を受けて地震波が減衰するため [Nakajima *et al.* (2001), 武村 (1984), Tsumura *et al.* (2000)] で, 相対震度がサイトの地盤特性だけでなく伝播経路の影響も反映していることを示している.

インバージョン解析の際に用いる断層領域を Fig. 5 に示す. 点線で示す領域は羽鳥 (1974, 1978) により評価された 1897 年 2 月 20 日, 1936 年 11 月 3 日および 1978 年 6 月 12 日の地震の津波の波源域である. 1936 年を除く 2 つの地震はほぼ重なる. 1978 年の地震については, 相田 (1978) の断層モデルも実線の長方形で示す. 設定した断層面は, 歴代の宮城県沖地震の津波の波源域や断層モデルを参考に広めの領域を解析範囲とし,

Fig. 2. Earthquakes adopted for the evaluation of attenuation formula of seismic intensity and relative intensity used for site corrections. Their epicenters are depicted on the map.

Fig. 3. Attenuation formula of seismic intensity derived from the regression analysis and measured seismic intensity data of the 2002/11/3 earthquake.

Fig. 1. Overview of data processing and analysis pipeline.

Fig. 4. Relative intensity distribution for site corrections: (a) observation station map and (b) its contour map.

Fig. 5. Interplate fault model on the PAC-Honshu subducting plate for the inversion analysis. The shading of circles show depth of the sub-fault. Dotted lines show tsunami source areas of the 1897, 1936 and 1978 earthquakes estimated by Hatori (1978). A rectangular area shows the fault model from Aida (1977).

Fig. 6. Seismic intensity distribution of the 2003/5/26 earthquake. (a) Original measured seismic intensity data and (b) data rectified with the relative intensity. A cross mark shows the epicenter. Concentric circles representing isoseismal intensity areas are drawn by the attenuation formula from the center of its aftershock region (see Fig. 7).

潜り込む太平洋プレートの上面の深さを想定した。2003年5月26日の地震については、スラブ内二重深発地震面の上面の地震であり、実際の高傾斜の断層面を

仮定した解析も行い、問題がないことを確認する。

Fig. 6 は 2003 年 5 月 26 日の地震の震度分布で、左は気象庁発表の観測値、右はサイト特性を補正した震度

Fig. 7. Radiation energy distribution of the 2003/5/26 earthquake obtained from the inversion analysis using seismic intensity. (a) Comparison with the main shock epicenter (star) and the aftershock region [Haryu *et al.* (2003)] surrounded by a solid line. (b) Comparison with the result of the inversion analysis of intraslab earthquake fault model on a rectangular plane (strike: N190°E, dip: 69°, 28×28 km, depth: 65–89 km).

分布である。サイト特性を補正すると、十字で示した震央のやや北西を中心に震度分布がほぼ同心円状になることが分かる。

Fig. 7 に 2003 年 5 月 26 日の地震のインバージョン解析結果を示す。濃淡で示したエネルギー値は、平均を 1 とした規準化した値を示している。ただし、解析に用いる断層面の領域が広くなればエネルギー値は相対的に大きくなるので、絶対値に意味はない。そこで、エネルギー値の大きい領域を、震度から求めたことから短周期波発生域と呼ぶこととする。Fig. 7(a) にエネルギーのコンターと比較して示す余震域は針生・他 (2003) をもとに評価した。短周期波発生域は余震域を含むやや広めの

評価となったが、それらの中心位置はほぼ一致し、震度分布から短周期波発生域をある程度の精度で評価できることが分かる。

Fig. 7(b) に震源 (北緯 38.818°, 東経 141.654°, 深さ 72.03 km) を通り余震域の中央を切る断層面を仮定したモデル (走向 190°, 傾斜 69°, 28 km×28 km, 2 km 角の小断層) によるインバージョン解析結果を示す。長方形で囲んだ区域は仮定した断層面で、その中の太実線で囲んだ区域は、放出エネルギーが平均の 2 倍以上の領域でこの解析ケースの短周期波発生域と呼ぶ。短周期波発生域は、震央の約 10 km 北側に位置しており、中原 (2003) が指摘した 2 番目の高周波地震動のエネルギー

Fig. 8. Root mean square error of evaluated seismic intensity in terms of magnitude for the case of the 2003/5/26 earthquake. $M=7.1$ is considered to be an optimal magnitude.

輻射域に対応している。震央付近の1番目の高周波地震動のエネルギー輻射域は、対応した短周期波発生域が見られず震度に対する寄与は少ないという結果になった。2003年5月26日の地震のようにスラブ内二重深発地震面の上面の地震の場合、このように実際の急傾斜の断層モデルを仮定すればより詳細な解析結果を得ることが可能である。しかし、歴史的な地震の場合にはこのような断層モデルを仮定することは難しい。そこで、スラブ内地震の可能性のある歴史的な地震についても、海洋プレート上面を広範囲にモデル化した Fig. 5 のモデルを用いて解析する。この場合、短周期波発生域は実際の断層より広めの評価となってしまいが、中心位置はほぼ正しい結果が得られており、震度分布から短周期波発生域をある程度の精度で評価できることが分かる。Fig. 8 は M を変えて、評価震度と観測震度の差の2乗平均の平方根である誤差を示す。 $M7.1$ で誤差が最小となり気象庁マグニチュードの値に一致することが分かる。

§4. 1978年6月12日、1936年11月3日と1937年7月27日の地震

1978年6月12日の地震は、繰り返しが予想されている宮城県沖のプレート境界大地震で最近年に発生した地震である [地震調査研究推進本部(2000)]。この地震のはば4カ月前の2月20日には、2003年5月26日の地震とはほぼ同様の場所で、Table 1 にあるようにスラブ内地震が発生した。この地震の震源メカニズムは東北大理学部(1978)によって、二重深発地震面の上面で発生する Down dip compression 型と指摘されており、気象庁マグニチュードは $M6.7$ とやや小さいが2003年5月26日の地震と同様の性質をもつ地震である。

1978年6月12日の地震の震度インバージョン解析を行うにあたっては、気象庁発表の震度データがこの時期気象管署に限られ極めて少ないため [武村(2005c)]、気象庁による震度データ [気象庁(2005)] に加え、表(1980)によるアンケート震度データも用いた。

Fig. 9 に用いた震度データとインバージョン結果を示す。Fig. 9(b) に示す気象庁発表の $M7.4$ を用いた場合と Fig. 9(c) に示す震度評価誤差が最小となる $M7.3$ を用いた場合のインバージョン結果はほとんど変わらず、どちらを用いた場合も短周期波発生域の結果に変化はない。図中の長方形は1978年6月12日の地震の推定震源域 [地震調査研究推進本部(2005)] を囲ったもので、以下のすべての結果に対して位置の目安として示す。星印は気象庁による震央位置である。破線で囲う地域は、エネルギー値が平均の10倍以上の区域で、以後この解析領域の場合の短周期波発生域と呼ぶこととする。四角で囲まれた断層面のうち陸寄りの地域から主に短周期地震波が強く励起されたことが分かる。

Fig. 10 に加藤・他(2003)によるすべり分布との比較を示す。長方形が仮定された断層面で、すべりが大きいところを灰色で示している。短周期波発生域はすべりの大きな部分を避けて存在するように見えるが、このような傾向は1994年の三陸はるか沖地震でも見られた [Nakahara *et al.* (1998)]。Fig. 11 は Yamanaka and Kikuchi (2004) によるすべり分布と短周期波発生域の比較を示したものである。図中の1936年の地震の結果は後述するとして、1978年の地震の結果を見ると、やはりすべりが大きな部分から多少ずれて短周期波発生域があるように見える。

次に1936年11月3日の震度データならびにインバージョン結果を Fig. 12 に示す。用いた震度データは浜松・宇佐美(1985)がまとめた中央気象台発表のものである。鏡味(2002a)は新聞記事を中心に本地震の被害を調べているが、全潰家屋はほとんどなく、震度はいずれの地点も5以下と小さいようである。このことは、1978年の地震で宮城県北部を中心に震度6の地域が出現したことと異なる特徴であり、中央気象台の震度データもそのことをよく表していると考えられる。図の☆印は気象庁による震央位置である。Fig. 12(b) の気象庁発表の M を用いた場合と Fig. 12(c) の最適解の M を用いた場合の結果はほとんど変わらず、どちらを用いた場合も短周期波発生域の結果に変化はない。短周期波発生域が設定した断層面の端に位置し、実際はもっと南にある可能性があるので、断層面を走向方向の南側に40 km 移動させたモデルで解析した結果を Fig. 12(d) に示す。エネルギーの最大の地点は約20 km 南に移動するが、

Fig. 9. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1978/6/12 earthquake. (a) Seismic intensity data [JMA (2005), Omote (1980)], (b) result for JMA magnitude and (c) result for the optimal magnitude. A rectangular area shows the source region [Headquarters for earthquake research promotion (2005)]. An area surrounded by broken line shows a short-period wave radiation zone where radiated energy exceeds ten times of the average. A star shows the epicenter [JMA (2005)].

震央の北側までエネルギーが広範囲に分散し、十字で示したエネルギーの重心は Fig. 12(b), (c) の短周期波発生域に位置し、変わらないことが分かる。さらに、Fig. 12 (e) に示すように、南に移動させたモデルでは震度の評価誤差が増えてしまうので、Fig. 12(c) の短周期波発生域の方が妥当である判断し、以下の考察に用いる。長方形で示す 1978 年 6 月 12 日の地震の震源域を基準に見ると、短周期波発生域が南にずれていることが分かる。

Fig. 11 を見ると、Yamanaka and Kikuchi (2004) によるすべりの大きな部分も 1978 年 6 月 12 日の地震とは異なり南にずれている。1978 年の地震に比べて 1936 年の地震の結果は誤差が大きい、短周期波発生域およびすべり分布で示される 1978 年と 1936 年の地震での波源の位置の違いから、両者が異なる断層面で発生した可能性が高い。

1936 年の地震の約 9 カ月後に発生した 1937 年 7 月

Fig. 10. Short-period wave radiation zone of the 1978/6/12 earthquake (broken line) compared to large slip areas (gray zones) from the waveform inversion [Kato *et al.* (2003)]. A star shows the epicenter [JMA (2005)].

Fig. 11. Short-period wave radiation zones of the 1978/6/12 and 1936/11/3 earthquakes compared to the moment release distribution contour from the waveform inversion [Yamanaka and Kikuchi (2004)].

27日の地震の用いた震度データとインバージョン結果をFig. 13に示す。用いた震度分布は浜松・宇佐美(1985)がまとめた中央気象台発表のデータである。震度5の領域は、Fig. 12に示す1936年に比べて狭いことが分かる。Fig. 13(b)に示す気象庁発表のM7.2の場合と(c)に示す誤差最小のM6.9の場合の短周期波発生域を比較すると、形状は若干異なるが位置はほとんど変わらない。Fig. 13(d)に示すように最適解のMは、1978年および1936年より小さいM6.9であった。この短周期波発生域は、四角で囲った1978年の震源域の南に位置するとともに、1936年の北西に位置し、両方の地震と

異なった区域を示した。1936年の際に破壊し残った陸地寄りの領域が破壊したように見える。また、実線で囲んだYamanaka and Kikuchi (2004)によるすべりの大きい領域に接した南側に位置している。

以上のように1936年、1937年および1978年の三つの地震の短周期波発生域については、お互いに異なった領域で重なりがなく、それぞれすべりの大きい領域に接しているという特徴が見られる。

§5. 1897年2月20日、8月5日と1898年4月23日の地震

1897年と1898年に宮城県沖で相次いで大地震が発生した。1900年5月12日宮城県北部地震も加えると、対象地域ならびにその周辺で被害地震が頻発したことになる。1900年の地震は武村(2005a, b)により詳しく調べられており、ここでは、1897年および1898年の地震について検討する。

この時期の地震の震度も浜松・宇佐美(1985)によりまとめられているが、1898年頃から1907年頃までの時期の震度は定義の変動があり、それ以後の震度と同様に扱うと明らかに不自然な状況になることが指摘されている[武村(2005a)]。この点については武村(2005c)に詳しく説明されている。したがって、ここでは以下のような修正を加えて震度分布を評価することにする。

- (1) 烈震を5(強震)とする。
- (2) 強震を4(中震)とする。強の弱き方は3(弱震)とする。
- (3) 弱震を2(軽震)とする。弱の弱き方(1897/8/5の地震のみ存在)も2(軽震)とする。
- (4) 微震を1(微震)とする。

烈震については6、また強震については5を含む可能性もあるが、元データで区別することは不可能である。このためひとまず烈震を5、強震を4にそれぞれ対応させる。Fig. 6に示した2003年の地震の例から分かるように、震度は震源から同心円状に小さくなり、弱い震度ほど、区域が広く地点数が多くなるのが普通であるため、その方が間違いは少ないと判断したからである[武村(2005c)]。また3地震とも中央気象台の地震報告[中央気象台(1900, 1902)]に震度分布の図が出ているが、その図には弱き方の分類はなく、それ以前の分類どおり、烈、強、弱、微の4段階で示されている。そのうち1897年2月20日の地震のみは烈の地域が示されており、その地域に入る地点の震度は上記の対応を考慮して5に変更した。

上述の地震報告に揺れの特徴などについての記載がある。そのうち1897年2月20日と1898年4月23日の

Fig. 12. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1936/11/3 earthquake. (a) Seismic intensity data [Hamamatsu and Usami (1985)]; (b) Inversion result assuming JMA magnitude (M 7.4); (c) Inversion result assuming the optimal magnitude (M 7.6); (d) Inversion result for the southward-shifted model; (e) Comparison of root mean square error versus magnitude of evaluated seismic intensity between fault models. A rectangular area shows the source region of the 1978 earthquake [Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005)]. An area surrounded by a broken line shows a short-period wave radiation zone where radiated energy exceeds ten times of the average in figure (b) and (c), and twice of the average in figure (d). A star represents the epicenter [JMA (2005)]. A cross represents the centroid of radiated energy in figure (e).

地震には揺れによる被害の記述があるが、1897年8月5日の地震に対しては津波についての記述が中心で、揺れによる被害の記述はなく、揺れによる被害はほとんど

なかったものと思われる。1897年2月と1898年4月の地震については他の被害資料を用いて震度を決め直した。用いた他の資料は、1897年の地震は鏡味(2002b),

Fig. 13. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1937/7/27 earthquake. (a) Seismic intensity data [Hamamatsu and Usami (1985)]; (b) Inversion result assuming JMA magnitude (M 7.1); (c) Inversion result assuming the optimal magnitude (M 6.9); (d) Root mean square error of evaluated seismic intensity versus magnitude. See the caption of Fig. 12 regarding a rectangular area, a broken line and a star. An area surrounded by a solid line shows a large slip zone [Yamanaka and Kikuchi (2004)]. A star shows the epicenter [JMA (2005)].

木村 (1898), 池上 (1900), 東京地学協会 (1897), 1898 年の地震は東京地学協会 (1898) である。池上 (1900) には 1900 年宮城県北部地震と被害を比較した結果が掲載されている。このようにして決め直した震度のある地点はその値を用いた。付録に、それぞれの地震ごとに被害資料の記述内容ならびに震度の評価法をまとめて示しておいた。

Fig. 14 は 1897 年 2 月 20 日の地震の結果を示す。表

現は Fig. 9 や Fig. 13 と同じで、震央と M 7.4 は宇津 (1979) によった。Fig. 15 に実線で M に対する評価震度の誤差の変化を示す。誤差が最小となる M 7.3 の結果と宇津の M 7.4 の結果には大きな差はない。Fig. 14 の結果から、1897 年 2 月 20 日の地震の短周期波発生域は 1978 年の地震の南部と重なり、比較的似通っている。2 つの地震の最適な地震規模もほぼ等しく、同じ震源域の地震の可能性が高い。

Fig. 14. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1897/2/20 earthquake. (a) Seismic intensity data from Hamamatsu and Usami (1985) and damage-based estimation; (b) Inversion result assuming Utsu's (1979) magnitude (M 7.4); (c) Inversion result assuming the optimized magnitude (M 7.3). See the caption of Fig. 12 regarding a rectangular area and a broken line. A star shows the Utsu's (1979) epicenter.

Fig. 15. Root mean square errors versus magnitude of the three earthquakes in 1897 and 1898.

次に、1897年8月5日の地震の結果を Fig. 16 に示す。☆印で示す震央と M 7.7 は宇津 (1979) による。短周期波発生域は Fig. 16(b), (c) に示すように解析領域の東端に位置し、さらに東にある可能性があるので、Fig. 16

(d) に示すように相田 (1977) による津波シミュレーションのための断層モデル (実線) が入るように同じ沈み角度で海溝方向に断層面を延ばしたモデルでインバージョン解析をやり直した。Fig. 15 に示すように M 7.3 のときに評価誤差が最小となる。その場合の放出エネルギー分布を Fig. 16(d) に示す。短周期波発生域は、相田 (1974) の断層モデルの南側に位置する結果となり、断層面の南側で短周期の地震波が強く発生したと考えられる。Fig. 16(d) の結果が、Fig. 15 に示すように評価誤差が元のモデルの結果より小さく、確からしいと考えられるので、この短周期波発生域を最終結果とする。このように短周期波発生域は、1978年6月12日の地震に比べ海溝寄りにあり、地震調査研究推進本部 (2000) の指摘どおりである。また、震度の評価誤差が他の地震に比べて大きいのは、被害がなく震源近傍での震度を決め直ることができなかったことにもよると考えられる。さらに、最適な地震規模は宇津の M に比べてはるかに小さ

Fig. 16. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1897/8/5 earthquake. (a) Seismic intensity data from Hamamatsu and Usami (1985); (b) Inversion result assuming Utsu's (1979) magnitude (M 7.7); (c) Inversion result assuming the optimal magnitude (M 7.2); (d) Inversion result for the extended model near the Japan Trench. Rectangular areas show the source region of the 1978 earthquake in figures (b) and (c) [Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005)] and the fault model from Aida (1977) in the figure (d). An area surrounded by broken line shows a short-period wave radiation zone where radiated energy exceeds ten times of the average epicenter for figure (b) and (c), and four times of the average for figure (d). A star shows Utsu's (1979) epicenter.

Fig. 17. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1898/4/23 earthquake. (a) Seismic intensity data from Hamamatsu and Usami (1985) and damage-based estimation; (b) Inversion result assuming Utsu's (1979) magnitude ($M 7.2$) that corresponds to the optimized one. See the caption of Fig. 12 regarding a rectangular area and a broken line. A star shows Utsu's (1979) epicenter. (c) Inversion result compared to the 2003/5/26 earthquake. An area surrounded by a solid line shows the short-period wave radiation zone of the 2003/5/26 earthquake. A cross represents the centroid of radiated energy of the 1898/4/23 earthquake.

い。宇津の M は、励起された津波の規模や長周期地震動の振幅で推定されている。震度から推定された M との違いは、この地震の短周期地震波の励起が少なかったことを表していると考えられる。これは、東北日本の太平洋沿岸では水深 3,000 m 以上の海溝に近い地域では長周期成分に富む地震が発生するという指摘〔武村・小山 (1983), Utsu (1980), 和達 (1927)〕と整合する。

Fig. 17 は 1898 年 4 月 23 日の地震の震度分布とインバージョン結果である。Fig. 15 に示すように震度の評価誤差が最小となる最適 M は $M 7.2$ で、宇津 (1979) の M と同じなので、 $M 7.2$ の結果のみ示す。プレート境界で発生したと考えられる 1978 年 6 月 12 日や 1936 年 11 月 3 日、1897 年 2 月 20 日の地震に比べ仙台以南の震度が小さい。この特徴は Fig. 6 に示した 2003 年 5 月 26 日の地震と共通している。短周期波発生域は領域の北西部に強く現れ、中央部にもやや弱く現れる。ここ

では強い方の短周期波発生域を破線で囲んで示す。Fig. 17(c) に十字で示した放出エネルギーの重心は、実線で囲んだ 2003 年 5 月 26 日の地震の短周期波発生域の中にある。短周期波発生域が 2 つ現れる理由としては、2 つのイベントが発生したわけではないので、すでに指摘した震度データの問題が考えられる。放出エネルギーの重心位置が宮城県北部から岩手県南部の海岸線近傍にあることから分かるように、2003 年 5 月 26 日の地震と同じ宮城県北部の沿岸直下で発生するやや深発地震であった可能性がある。ただし、2003 年 5 月 26 日の地震は津波を観測していないが、羽鳥 (1978) によると 1898 年の地震において鮎川で小振幅の津波が観測されており、1897 年 2 月 20 日の地震の津波の波源域の一部を占めていたことを示唆している。これは、1898 年の最適な M は宇津 (1979) による評価と同じ $M 7.2$ で、 $M 7.1$ の 2003 年 5 月 26 日の地震より規模が大きかった

Fig. 18. Seismic intensity distribution of the Off Miyagi Prefecture earthquakes which can be considered to have occurred at the plate boundary in 1861, 1897, 1936 and 1978 compared to the recent two earthquakes [Hamamatsu and Usami (1985), JMA (2005), Omote (1980), Usami (2003)]. Solid lines show contours for isoseismal intensity areas. A dotted line in the figure of the 1861 earthquake shows a suspicious contour. Seismic intensity “S” and “E” for the 1861 earthquake shown in Usami (2003) are assigned to 4 and “e” is assigned to 3.

Fig. 19. Seismic intensity data and results of inversion analysis of the 1861/10/21 earthquake. (a) Seismic intensity data from Usami (2003); (b) Inversion result assuming Tsuji's (2001) magnitude (M 7.4); (c) Inversion result assuming the optimal magnitude (M 7.6); (d) Root mean square error of evaluated seismic intensity versus magnitude. See the caption of Fig. 12 regarding a rectangular area and a broken line. A star shows Usami's (2003) epicenter.

ためか、あるいは震源が浅かった可能性もある。

§ 6. 1861 年 10 月 21 日の地震 (文久の地震)

文久の地震は宇佐美 (2003) によれば M 6.4 の内陸地殻内地震とされているが、都司 (2001) は、 M 7.4 のプレート境界地震の可能性を指摘している。武村 (2005a) は、宮城県北部地域の地震帯が 1900 年、1962 年、2003 年の 3 つの地震の震源域で埋め尽くされたように見えることから、内陸地殻内地震の一般的な発生頻度から考

えて、これら一連の地震の最初のものからわずか 40 年前に起こった 1861 年の地震が内陸地殻内地震であった可能性は低いと指摘している。

Fig. 18 は、2003 年に相次いで起こった 5 月 26 日の地震ならびに 7 月 26 日の地震の震度分布と 1861 年 10 月 21 日 (文久の地震)、1898 年 4 月 23 日、1936 年 11 月 3 日および 1978 年 6 月 12 日の宮城県沖地震の震度分布を比較したものである。文久の地震の震度データは、宇佐美 (2003) に基づき作成した。解析に用いるため

Fig. 20. Comparison among estimated short-period wave radiation zones and tsunami source areas by Hatori (1974, 1978).

に、宇佐美 (2003) が示した震度区分で震度 V~VI は 5.5, 震度 IV~V は 4.5 とし, S, E は 4, e は 3 と数値化した。内陸地殻内地震である 2003 年 7 月 26 日の地震は震源付近の震度が 6 と高い割に、震度 4 の範囲が狭く、強い震動が遠くまで届いていない特徴がある。これに対して、文久の地震は震度 4 の範囲が十分広く関東地方にまで及んでいるので、この点からも内陸地殻内地震とは考えにくい。一方、2003 年 5 月 26 日の地震は、宮城県北部沿岸直下の海洋スラブ内で発生したやや深発地震で、1978 年 2 月 20 日にも同じタイプの地震が近くで発生している。また、先述したように 1898 年 4 月 23 日の地震も同様のスラブ内地震ではないかと考えられる。このタイプの地震の震度分布の特徴は、震度 5 以上の強い揺れの範囲が岩手県内に大きく広がるが、仙台以南はそれほど顕著でないことである。このため震度 4 の範囲も、内陸地殻内地震に比べて、全体としては大きく広がるが、宮城県沖で繰り返すプレート境界地震のように関東地方にまでは延びない。1978 年 6 月 12 日、1936 年 11 月 3 日、1897 年 2 月 20 日のプレート境界地震の震度分布とは、震度 4 や 5 の範囲の広がり明らかに違っている。こうした震度分布の特徴から見て、文久の地震は宮城県北部沿岸直下のやや深発地震ではなく、プレート境界地震である可能性が高いと推察される。

Fig. 19 に文久の地震について宇佐美 (2003) に基づく

震度データを用いて解析したインバージョン結果を示す。破線で示す短周期波発生域は、目印となる 1978 年 6 月 12 日の宮城県沖地震の断層の南西寄りに位置し、1978 年 6 月 12 日の地震の短周期波発生域 (Fig. 9) と極めて似ている。さらに、多少形状は異なるが 1897 年 2 月 20 日の地震の短周期波発生域 (Fig. 14) と重なる部分をもつことが分かる。ただし、Fig. 19(a) から分かるように岩手県や宮城県沿岸に十分なデータがなく、宮城県北部沿岸の $M7$ クラスのやや深発地震を起す地域の南で同様の地震が発生しないという保証もないため、やや深発地震の可能性を完全になくすことはできない。しかし、Fig. 19(d) に示すように誤差最小の地震規模は $M7.6$ で、やや深発地震としては M が大きいため 1978 年タイプのプレート境界地震の可能性が高いと考えられる。

§7. まとめ

宮城県ならびにその周辺部で発生した 1861 年の文久地震以後の主な被害地震について、震度データのインバージョン解析を中心に検討を行い、以下のような主な結論を得た。なお結果のまとめとして、得られたすべての地震の短周期波発生域を羽鳥 (1974, 1978) による津波の波源域と比較して Fig. 20 に示す。

(1) 2003 年の宮城県沖の地震の震度インバージョン解

- 析結果と余震域の比較により、同解析法が当該地域の地震の検討に十分な精度を有するものであることを確認した。
- (2) 1936 年 11 月 3 日の宮城県沖地震（金華山沖地震）の短周期波発生域は、1978 年 6 月 12 日の宮城県沖地震の南に位置している。また、1937 年 7 月 27 日の地震の短周期波発生域は、1936 年の地震の北西で 1978 年の地震の南に位置している。1936 年、1937 年および 1978 年の 3 つの地震の短周期波発生域については、お互いに異なった領域で重なりがない。
- (3) 1936 年、1937 年および 1978 年の地震とも短周期波発生域は波形インバージョンにより求められたすべりの大きい部分と接する位置にあり、相補的關係にある。
- (4) 1897 年 2 月 20 日の地震は 1978 年の地震とほぼ同じ地震と見られる。一方、1897 年 8 月 5 日の地震はより海溝側で発生し、また 1898 年 4 月 23 日の地震は宮城県北部沿岸に短周期波発生域があって、2003 年 5 月 26 日の地震と同様のやや深発地震の可能性がある。
- (5) 1861 年 10 月 21 日の地震は、宮城県北部の内陸で発生したという可能性は低く、1978 年の地震とほぼ同じ領域に短周期波発生域が見られ、プレート境界地震の可能性が高い。
- (6) 1897 年 2 月と 8 月の 2 つの地震、1936 年および 1978 年の地震の短周期波発生域は、津波の波源域とおおむね重なる。
- 中央気象台、1900、明治 30 年地震報告、48-60。
中央気象台、1902、地震報告、明治 31 年中央氣象臺年報第二編、戊ノ部、54-59。
浜松音蔵・宇佐美龍夫、1985、日本の地震震度調査表 I-VI (1885-1984)、東京大学地震研究所、866 pp。
針生義勝・関根秀太郎・汐見勝彦・小原一成、2003、防災科研 Hi-net による 2003 年 5 月 2 日宮城県沖の地震の余震分布、日本地震学会講演予稿集、A076。
羽鳥徳太郎、1974、東北日本太平洋側における津波の波源、地震 2, **27**, 321-337。
羽鳥徳太郎、1975、三陸沖歴史津波の規模と推定波源域、地震研究所彙報、**50**, 397-414。
羽鳥徳太郎、1978、1978 年宮城県沖津浪とその近海の津波活動、地震研究所彙報、**53**, 1177-1189。
池上稲吉、1900、陸前地方の強震に就いて、気象集誌、**19**, 347-359。
地震調査研究推進本部、2000、宮城県沖地震の長期予測（平成 12 年 11 月 27 日、訂正：平成 13 年 3 月 14 日、平成 15 年 11 月 12 日変更）、〈<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi.htm>〉（参照 2004-12-15）。
地震調査研究推進本部、2005、宮城県沖地震を想定した強震動評価について（平成 15 年 6 月 18 日公表、平成 17 年 3 月 31 日訂正）、〈http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03jun_miyagi/index.htm〉（参照 2004-12-15）。
鏡味洋史、2002a、1936 年 11 月 3 日宮城県沖地震の被害、日本建築学会技術報告集、**15**, 359-362。
鏡味洋史、2002b、1897 年 2 月 20 日宮城県沖地震の被害、日本建築学会技術報告集、**15**, 363-366。
神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫、2003、震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析、地震 2, **56**, 39-58。
神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫、2004、震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域、地震 2, **57**, 153-170。
加藤研一・武村雅之・池浦友則、2003、1978 年宮城県沖地震のアスペリティ分布と震源近傍の強震動：波形インバージョン結果に基づく検討、日本建築学会大会講演梗概集、21068。
木村駿吉、1898、仙台市及び付近震災被害調査報告、震災予防調査会報告、**21**, 51-56。
気象庁、2005、地震年報（平成 15 年）(CD-ROM)、気象業務支援センター。
額糴一起・引間和人・古村孝志・福島美光、2004、宮城県北部連続地震の震源過程と強震動、2003 年宮城県北部地震シンポジウム（1 月 31 日）、自然災害研究協議会・東北大学災害制御研究センター、29-34。
河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川 昭・堀修一郎・海野徳仁・鈴木将之、1993、1962 年宮城県北部地震 ($M6.5$) 震源域における微小地震活動、地震 2, **46**, 85-93。
中原 恒、2003、2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震 ($M7.0$) の高周波エンベロープインバージョン解析、日本地震学会講演予稿集、A78。
Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato and M. Ohtake, 1998, Seismogram envelope inversion for the spa-

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、東北大学長谷川昭教授には貴重なご意見をいただきました。東京大学名誉教授宇佐美龍夫氏から有益な情報をいただきました。また、吉田明夫氏および匿名の 2 名の査読者、編集担当委員の松浦律子氏には、極めて有益なご意見をいただき、本論文の改善に非常に役立ちました。ここに記して深く感謝の意を表します。

文 献

- 相田 勇、1977、三陸沖の古い津波のシミュレーション、地震研究所彙報、**52**, 71-101。
相田 勇、1978、1978 年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験、地震研究所彙報、**53**, 1167-1175。
青井 真・関口春子・本多 亮・森川信之・功刀 卓・藤原広之、2003、K-NET, KiK-net による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震の地震動・震源過程、日本地震学会大会講演予稿集、A077。

- tial 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.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao, 2001, Three-dimensional structure of V_p , V_s , and V_p/V_s beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 843-857.
- 表 俊一郎, 1980, 地震動についてのアンケート調査, 1978年宮城県沖地震災害調査報告, 日本建築学会, 33-41.
- 武村雅之, 1984, 強震動(地盤震動にかかわる今日の課題-日本海中部地震をめぐって), 第12回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 15-24.
- 武村雅之, 2005a, 1900年宮城県北部地震のマグニチュードと震源位置の再評価-1962年および2003年の地震との関連性, *地震* **2**, **58**, 41-53.
- 武村雅之, 2005b, 1900年および1962年宮城県北部地震の被害データと震度分布, *歴史地震*, **20**, 201-221.
- 武村雅之, 2005c, 近代的強震観測開始以前からある強震データとその活用-変位型強震計記録, 震度観測値, 被害データ, 記念シンポジウム「日本の強震観測50年」-歴史と展望-講演集, 防災科学技術研究所資料, 264, 161-174.
- 武村雅之・小山順二, 1983, 低周波地震のスケーリングモデル-津波地震と中小規模低周波地震の関係, *地震* **2**, **36**, 323-336.
- 東北大学理学部, 1978, 1978年2月20日の宮城県沖の地震について, 地震予知連絡会会報, **20**, 16-23.
- 東京地学協会, 1897, (雑報)地震彙報, 地学雑誌, 第9輯, **99**, 142-143.
- 東京地学協会, 1898, (雑報)地震被害, 地学雑誌, 第10輯, **113**, 283.
- 都司嘉宣, 2001, 江戸時代, 明治時代記録に見る宮城県沖地震の再帰性, 第18回歴史地震研究会講演要旨集, 19.
- Tsumura N., S. Matsumoto, S. Horinouchi, and A. Hasegawa, 2000, Three-dimensional attenuation structure beneath the northern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, *Tectonophysics*, **319**, 241-260.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版: 日本被害地震被害総覧 [416]-2001, 東大出版会, 605 pp.
- 宇津徳治, 1979, 1885年~1925年の日本の地震活動-M6以上の地震および被害地震の再調査, 地震研究所彙報, **54**, 253-308.
- Utsu, T., 1980, Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **28**, 361-384.
- 和達清夫, 1928, 深海地震の特異性及び三種類の地震に就いて, 気象集誌, 第2輯, **6**, 1-43.
- Yamanaka, K. and M. Kikuchi, 2004, Asperity map along seduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi: 10.1029/2003JB002683.

Appendix Table 1. Damage description of the 1897/2/20 earthquake in references and seismic intensity assignments. Intensity A is corrected from JMA data [Hamamatsu and Usami (1985)]. Furthermore, intensity B is estimated by damage-based assignment based on references such as Central Meteorological Observatory (1900), Ikegami (1900), Kagami (2002b), Kimura (1898) and Tokyo Geology Association (1897).

県	市町村 (地名)	震度 A	震度 B	池上(気象集誌) (1は1900年宮城県北 部)	地震集報 (地学雑誌)	木村 (震災予防調査会報告)	地震報告 (中央気象台年報)	鎮味 (建築学会技術報告集)	Y全潰率 h全半潰率 (全半潰を全潰、破損 を半潰とする)
山形県	天童市	5	5-				物品倒落、土蔵の壁震 落、民家多少損害、酒造 家、陶器店被害		
岩手県	久慈市	4	4				屋根石震落、土蔵の壁土 剥落		
岩手県	宮古市	4	4				時計停止、古き土蔵が小 破損、烈震		
岩手県	花巻市	4	5-		路上数ヶ所に少く亀 裂を生じ濁水の噴出せ しものあり		街路の所々に地裂、泥水 噴出、土蔵脱落		
岩手県	盛	4	4				沿岸至るところに小亀裂、 海水3尺		
岩手県	一関市 (山目・ 中里)	5	5+		家屋土蔵墜落せしもの 少なからず		山目:家屋小破2、土蔵の 大破5、同小破29、同亀 裂25、中里:家屋小破3 2、土蔵大破小破亀裂20 棟		
岩手県	一関市 (一関)	5	6-		家屋土蔵および煙突 の破損、地盤の亀裂、 井戸水が灰白色を呈 する		レンガ、土蔵の家屋の破 壊多く、警察署舎レンガ 壊、石垣の破壊、道路の 欠損多し、家屋の大破60 棟、小破12棟、土蔵の大 破23棟、小破44棟、煙突 の破損6個、土蔵の亀裂 60棟		
宮城県	栗駒町 (尾松 村)	4	4	被害なし					
宮城県	花山村	5	5-					壁亀裂あり	
宮城県	若柳町	5	5-	被害なし				壁亀裂程度	
宮城県	築館町	5	5+					家具汁器多数破損、郡役 所破損	
宮城県	迫町 (佐沼)	5	5+					大破4、地盤亀裂30	佐沼Y=0.7%(4/620)
宮城県	志津川 町	5	5-					倒家なし、地盤亀裂23、海 水退水	
宮城県	登米町	5	5+					破損多し	
宮城県	米山町	4	4	被害なし					
宮城県	津山町 (柳津)	5	5+					土蔵破損10、家屋傾斜1、 土蔵破損多し、柳津駅亀裂	
宮城県	田尻町 (田尻)	5	5-					破損4	田尻h=0.7%(4/603)
宮城県	田尻町 (沼部)	5	5-					堤防亀裂十数か所	
宮城県	古川市	5	5-	障壁亀裂する				破損多少、負傷1(落下 物)、憲兵屯所壁落下、古 川区裁判所土蔵壁落下、 同廊下破損	
宮城県	豊里町 (二ツ 屋)	4	4	被害なし					
宮城県	桃生町 (中津 山)	5	5-	壁に亀裂を生じる					
宮城県	小牛田 町 (北浦)	5	5-	字北浦:障壁等の亀裂を 生じたる他著しき被害なし					
宮城県	小牛田 町 (下小 牛田)	5	5-	字下小牛田:著しき被害 なし					
宮城県	涌谷町 (元涌 谷)	5	5+					潰家なし、家具被害。元涌 谷村:半壊1、地面亀裂19	元涌谷Y= 0.2%(1/623)
宮城県	河北町 (飯野 川)	5	5+					半壊1、壁屋根破損多し、 負傷1。警察署被害小、土 蔵壁落13	飯野川Y= 0.1%(1/716)

Appendix Table 1. Continued

県	市町村 (地名)	震度 A	震度 B	池上(気象集誌) (Iは1900年宮城県北 部)	地震集報 (地学雑誌)	木村 (震災予防調査会報告)	地震報告 (中央気象台年報)	鎮味(建築学会技術報告集)	Y全潰率 h全半潰率 (全半潰を全潰、破損 を半潰とする)
宮城県	石巻市 (蛇田)	5	6-					潰家1、破損無数。県道陥 没1、堤防決壊	蛇田Y=0.2%(1/455)、h =数%(最も強)
宮城県	石巻市 (石巻)	5	6-	家屋破損し土蔵崩壊す、 Iより強し	土蔵家屋などの破 損少なからず、倒壊五 戸に及び、市中に地割 れ2箇所生じ、北上川 の水は赤色に染じる		家屋の倒壊あり、破損家 屋多し、蛇田・渡波・飯野 辺最も強く家屋破損数十 戸、堤防潰裂、道路の欠 壊	潰家2、負傷1、破損無数。 潰家：渡船場、魚納屋、石 巻区裁判所壁剝離	石巻Y=0.2%(5/3010)、 h=数%(最も強)
宮城県	石巻市 (渡波)	5	6-					潰家1、半壊3、微傷十数 名	渡波Y=0.5%(4/786)、h =数%(最も強)
宮城県	松島町	5	5+					商品被害。堤防破損5、雄 島崩壊	
宮城県	鳴瀬町 (野蒜)	5	5-	家屋の小破損あり、Iに 等し					
宮城県	仙台市 泉区(北 七田)	5	5-					小破損多し。役場玄関潰、 駐在所・小学校門塙建具、 煉瓦塙崩れ、地面亀裂	
宮城県	金華山	5	5+				灯台の窓ガラス大半破 壊、点灯用曲射器毀損、 地盤に亀裂		
宮城県	広瀬村	5	5-	字上家子：石碑石燈籠の 転倒あり、Iより強し					
宮城県	塩竈市	5	5+					警察署壁落、塩釜神社灯 籠転倒破損44	
宮城県	仙台市 中心部 (旧仙台 市)	5	5+	家屋は破損し、煙突は倒 壊する(Iより強し)	地盤亀裂し橋梁土手	煉瓦造平屋・倉庫は被 害なし、二階以上に被 害。 煉瓦煙突の転倒、亀裂 多数 土蔵の剥落、亀裂多数 (例えば仙台郵便局) 和風本造被害少なく被 害はあっても壁亀裂程 度(古いものも廃物に拂 すものなし) 石碑、石燈籠の転倒回 転多数	レンガ造2階建て建築物、 煙突の崩壊、木造家屋の 一部破損		
宮城県	仙台宮 城野区 (原町)	5	5+					壁その他被害70、高等尋 常小学校湯呑所破壊、吉 竹街道崩壊98	
宮城県	仙台市 若林区 (七郷)	5	5+		家々の戸障子中央より 屈折せられ、道路の亀 裂数知れず				
宮城県	仙台市 (中田)	5	5+	字前田：壁に亀裂を生じ 土蔵潰落す、Iより強し		広瀬川・名取川合流地 点を中心に両岸に亀裂 農家の倉庫(土蔵)腰瓦 剥落			
宮城県	川崎町	5	5-	土蔵の壁崩壊す、Iより 強し					
宮城県	名取市 (関上)					名取川河口部堤防亀 裂・地すべり			
宮城県	名取市 (増田)	5	5+					土蔵壁被害多し。役場壁 落、警察署外壁崩壊、笠山 神社石灯籠崩壊、増田停 車場壁、郡役所・宮城農学 校小被害	
宮城県	村田町	5	5+	土蔵潰れ家屋破損700余 戸、Iより強し				民家破損85、土蔵107、物 置20、土蔵店24、負傷3。道 り酒屋の被害大	村田h=11%(85/745)
宮城県	岩沼市 (玉浦)	5	5+					人家壁、家財被害多し。道 路亀裂、噴砂	
宮城県	岩沼市 (岩沼)	5	5+	土蔵壁崩壊す、Iより強 し				民家被害数件。役場壁屋 根落、警察署壁、醤油・清 酒溢流	
宮城県	柴田町 (槻木)	5	5+					負傷1、東北練鉄橋破損	
宮城県	亘理町 (逢隈)	5	5-					堤防亀裂	

Appendix Table 2. Damage description of the 1898/4/23 earthquake in references and seismic intensity assignments. Intensity A is corrected from JMA data [Hamamatsu and Usami (1985)]. Furthermore, intensity B is estimated by damage-based assignment based on references such as Central Meteorological Observatory (1902) and Tokyo Geology Association (1898).

県	市町村 (地名)	震度 A	震度 B	地震報告(中央気象台年報)	地震被害(地学雑誌)
青森県	七戸町	4	4	壁に亀裂を生じるところあり。	
青森県	八戸市	4	4	土蔵または障壁に亀裂を生じ、棚上の物品転倒。	盛岡以北、海岸地方には別に被害なし
岩手県	宮古市	4	4	強烈にして家屋の動揺甚だしい。感震器中の水銀溢出す。据わりの悪い器物は転倒。振り子時計は皆停止。沿岸地方一体に小被害	
岩手県	日詰	5	5+	盛岡以南の平原の全体において損害甚だしい。日詰、花巻、水沢、一関などの各町村においては家屋または土蔵の壁が脱落。障壁などの亀裂せしもの多く。時として古き建物が半潰。粗造なる土蔵倒壊するものあり。	
岩手県	花巻市	5	5+	道路に長さ三尺幅一寸なる亀裂線六ヶ所あって裂口から土砂噴出。家屋の半潰、土蔵の全潰各一棟。土蔵の腰巻または棟瓦の転落などの小被害はこの地方全体に亘る。洋酒店、陶器店などにおける商品の毀損少なからず。	道路に長さ二三尺幅一寸許つ六箇所亀裂を生じ少しく噴砂し、家屋一棟傾斜し、土蔵一棟壁壁落、之を被害の最なるものとす。其の他の町村にありては土蔵に微細の亀裂を生じた外、洋酒店、陶器店に少許の被害ありしのみ。人畜には死傷なし。
岩手県	遠野市	5	5-	屋根石の転落するもの多い。石碑石灯籠の類は過半転倒。器物の損傷多い	
岩手県	釜石市	5	5-	震動と同時に鳴響甚だしい。棚の上の家財墜落するもの多い。四近の山所々崩壊。家屋土蔵など少し被害。	
岩手県	水沢市	5	5+	家屋または土蔵の壁が脱落。障壁などの亀裂せしもの多く。時として古き建物が半潰。粗造なる土蔵倒壊するものあり。	
岩手県	一関市	5	6-	土蔵の破損崩壊など一層(日詰、花巻より)甚だしい。引き続き数回の余震あり。	
宮城県	志津川町	5	5+	概して海岸地方において強く、従って道路懸崖などの崩壊したところ少くないが、人畜には死傷はない。	
宮城県	登米町 (登米郡)	5	5+	登米、遠田、桃生などの諸郡にては土蔵の崩壊せるもの少なからず。全潰家屋3棟。道路には稍大なる亀裂数条生じるが敢えて通行には差し障りない。酒造家、紺屋などにおいて液類溢れ出し、損害甚大	
宮城県	桃生町 (桃生郡)	5	5+		
宮城県	涌谷町 (遠田郡)	5	5+		
宮城県	石巻市	5	5-	戸障子脱落、土蔵の壁に亀裂を生じるところ多い。器物の転倒は少ない。石碑はわずかに位置を変える程度。昨年(1897年)2月20日の地震より震度遙かに弱い。	
宮城県	金華山	5	5+	家屋の動揺甚だしく、灯台用曲射器を破損。家屋の屋根ならびに煙突を崩壊。屋壁などには一面に亀裂を生じる。	
宮城県	亘理町	4	4	障壁の亀裂せしところあり。	
福島県	桑折町	4	4	障壁の亀裂せしところあり。	
福島県	福島市	4	4	家屋の動揺甚だしく、時計とまり、障子店などにおいて多少器物の損傷を被るが、著しい家屋の損害はない。	
福島県	郡山市	4	4	(郡役所報告)屋根の壁は縦横無数のひび割れ(罅裂)を生じ延長四尺以上に及ぶ。南北の壁にひび割れが多い。市内の家屋は一体に多少の被害を被り、近年稀なる強震動と言えり(前年2/20に強震があったのに？前年の被害が入っているのではないか？)。	

Appendix Table 3. Correlation between damage and seismic intensity assignments [Takemura (2005 b)]. The seismic intensity in JMA scale can be estimated based on collapse ratio of wooden houses, overturning ratio of tomb stones or damage condition of interiors, storehouses, stone lanterns and soil.

震度 全潰率 $Y\%$ 全半潰率 $h\%$ 墓石転倒率 $\gamma o\%$	家屋・ 屋内	土蔵・ 倉	墓碑・ 燈籠	その他・地 盤	被害 程度
3	棚にある食器類が音を立てる 柱時計が止まる 戸障子が鳴動				
4 $h=0\%$	つり下げ物は大きく揺れ、座りの悪いものは倒れる 液体の溢れ出ることがある まれに破損する家がある。壁土が少し落ち、障子は破れることがある 壁、瓦の落ちるものがある(壁が落ちたは4以上) 石燈籠不安定なものは一部倒れる 堤防に亀裂を生じるは4以上 被害なしは4以下				
5- $Y \div 0\%$ $0 < h < 1\%$ $\gamma o = 10\%$ (γo 中央値)	つり下げ物ははげしく揺れ、棚上のものが落ちる。座りの悪いものは多く倒れる 住宅の壁や柱が破損するものあり 瓦はずれることが多く落ちるものもある 戸障子は外れ破損するものが多い 壁の破損するものが少しある(破損したは5以上) 石燈籠が多く倒れる。墓石が回転、不安定なものは倒れる 石垣に破損するものがある 堤防が決壊したは5以上 軟弱な地盤で亀裂、山地で落石小さな崩壊				
5+ $0.1 \leq Y < 1\%$ $1 \leq h < 5\%$ $\gamma o = 50\%$	棚上のもの多く落ちる。家具が倒れる。 住宅の壁や柱が破損したり傾斜するものあり 瓦はほとんどずれかなり落ちる 全潰率1以上は5強以上 壁など破損が多く出る 墓石が多く倒れる かなりの石垣がはらみ破損				
6- $1 \leq Y < 10\%$ $5 \leq h < 20\%$ $\gamma o = 90\%$	家具の多くが移動転倒 耐震性の低い住宅の倒壊がある。古屋が多い ほとんどの土蔵に破損を生じる(倒壊したは6以上) 地割れや山崩れが発生 被害はなはだしは6弱以上				
6+ $10 \leq Y < 30\%$ $20 \leq h < 45\%$	耐震性の低い住宅の倒壊多数。新しいものも倒壊 石垣や堤防に大きな被害が出る				
7 $30 \leq Y\%$ $45 \leq h\%$	* 武村(2005a)に従い全半潰率を Y 、被害率を h と見なした				