

青森県東方沖で発生が予想される M7 地震による 青森県内の震度の予測

片岡俊一¹・對馬 翼²

¹ 弘前大学大学院理工学研究科・准教授

(〒036-8561 青森県弘前市文京町3)

kataoka@cc.hirosaki-u.ac.jp

² 元・弘前大学理工学部地球環境学科

(〒036-8561 青森県弘前市文京町3)

地震調査研究推進本部の長期評価によると、青森県東方沖を含む三陸沖北部では、2007年1月から30年間に於ける M7 クラスの地震の発生確率は 90% である。日本全国を見ても、この値は宮城県沖地震について高い値である。そこで、青森県東方沖で M7 クラスの地震が起きた際の青森県内の計測震度を著者が求めた距離減衰式と観測点の増幅度を組み合わせて推定した。まず、1994 年三陸はるか沖地震を対象に提案手法を適用した結果、県内の 80% の観測点において ± 0.5 の範囲で、アンケート震度と推定震度が一致した。また、最大の差は 1.0 であった。次いで 1968 年十勝沖地震の北側のアスペリティを予想対象地震と考えて、各地の震度を推定したところ、八戸市、三沢市で震度 6 弱となった。

Key Words: Seismic intensity, Attenuation relation, Site amplification, Empirical method

1. はじめに

地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会）の長期評価によると、青森県東方沖を含む三陸沖北部における、「固有地震以外の地震」の発生確率は、2007 年 1 月から 30 年以内の場合 90% 程度である¹⁾。この地域では、1994 年三陸はるか沖地震をはじめ、マグニチュード（以下、M）が 7.1 から 7.6 程度の地震が 1923 年以来平均して 11.3 年に 1 回発生し、それに伴い被害が発生していることから、地震調査推進本部が「固有地震以外の地震」として特に取り上げたものと考えられる。以下では、この固有地震以外の M7.1~7.6 の地震を M7 クラスの地震と呼ぶ。なおこの発生確率は、日本全国においては、宮城県沖地震について高い値である。

地震調査委員会では、このような M7 クラスの地震の発生場所については言及しておらず、過去の地震の被害程度も様々であるが、発生場所やマグニチュードによっては、1994 年三陸はるか沖地震のような大きな被害を生じる可能性もある。そこで、予めそのような地震が発生した場合の地震動あるいは

地震動強さを予測しておくことは、防災対策上有用なことである。

地震動予測に際して必要な地震の想定に関しては次のような考えがある。つまり、1994 年三陸はるか沖地震のアスペリティは、1968 年十勝沖地震の南側のそれとほぼ一致するという研究²⁾があることから、将来起こるであろう M7 クラスの地震は北側のアスペリティが単独で破壊するものに対応するという考えである。本研究でもこの考えを取り入れ、十勝沖地震の北側のアスペリティが単独で破壊した場合の青森県内の震度観測点における計測震度を予測する。

地震動予測方法としては、距離減衰式と表層の地盤増幅度を組み合わせた方法を取ることにした。これは、地震調査委員会と言う「簡便法」に分類され、実際に地震調査委員会は 1968 年十勝沖地震をイメージした「三陸沖北部の地震」の強震動予測³⁾をこのような考えで行っている。ただし、地震調査委員会が用いた手法の問題点として、距離減衰式の妥当性が挙げられる。一般に、東北日本の場合、日本列島を横断する方向の減衰は縦断する方向のそれよりも大きいことが指摘されている⁴⁾。このような影響を

踏まえた距離減衰式は発表されてはいるが⁵⁾，地表の記録に対してのものである．そこで，過去に著者らが求めた青森県内の強震観測点の増幅度とその際に作成した地中における計測震度の距離減衰式を用いることとした⁶⁾．この組み合わせは，青森県周辺の地域的な減衰特性を考慮した点が利点であるが，大規模地震の際の妥当性が確認されていないという問題点がある．

ここでは，手法の妥当性確認のために，まず1994年三陸はるか沖地震を対象に上述した2つの手法で地震動を予測し，その結果と当時調査されたアンケート震度⁷⁾との対比を行う．比較結果を踏まえて，M7クラスの地震の地震動予測結果を評価する．仮にこのような地震が起らないとしても，本研究の結果と地震調査委員会の「三陸北部の地震」の地震動予測結果，1994年三陸はるか沖地震での観測値を横並びにして検討することは防災対策のうえで意義あることと考える．

2. 計測震度の予測方法

文献6)では，青森県東方沖で起きたM5.0から6.4の7つの地震の際に青森県およびその周辺で得られた計測震度および地震動記録を用いて，青森県周辺の強震観測点における震度の増幅度を求めている．

具体的には，青森県およびその周辺のKiK-net観測点のうち，地中センサーの周辺S波速度が600m/s以上の地点の記録について式(1)を仮定し，地震毎に係数 a_i ， b_i を求める．次いで，得られた回帰式を基準とし，KiK-netの地表記録およびK-NET，震度情報ネットワークの計測震度との差を地震毎に求めている．最後にその差の平均値を各観測点に求め，震度の増幅度と定義している．

$$I_{ij}^U = a_i \times \log X_{ij} + b_i \quad (1)$$

ここで， I_{ij}^U は*i*地震の際の*j*観測点の地中における計測震度であり， X_{ij} は*i*地震の際の*j*観測点の震源距離である．地中における計測震度は加速度記録から算出している．

距離に関する回帰係数である a_i は地震によらずほぼ一定値であり，平均は-5.84，標準偏差は0.69である．一方， b_i は当然，地震によって異なり，**図-1**のように，*M*が大きくなると，大きな値を取る．そこで，これを*M*の一次式で回帰した．データの数少なく，ばらつきも大きい回帰式は式(2)で与えられ，相関係数は0.45であった．

$$b = 1.32 M + 5.96 \quad (2)$$

3. 1994年三陸はるか沖地震の震度評価

(1) 提案手法による予測

1994年三陸はるか沖地震の際の震度は，マグニチュードは7.6であることから，式(2)から

$b = 16.0$ が得られるので，次式で得られる．

$$I_j^S = I(X_{eq})^U + \delta I_j = -5.84 \times \log X_{eq} + 16.0 + \delta I_j \quad (3)$$

ここで， I_j^S は地表における計測震度， δI_j は文献6)に掲載されている各観測点の増幅度である．ここでは，1994年三陸はるか沖地震の断層面が震源距離に比して大きく，震源位置とアスペリティ位置が異なることから，等価震源距離⁸⁾を用いて距離減衰を評価する．

等価震源距離を求めるに当たって用いたモーメント解放量分布を文献2)から引用して**図-2**に示す．文献2)では，断層面の傾斜を6°，18°，30°と三段階に

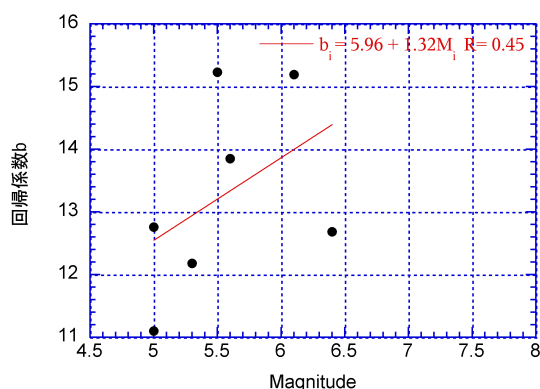


図-1 回帰係数*b*のマグニチュード依存性と回帰式（直線）

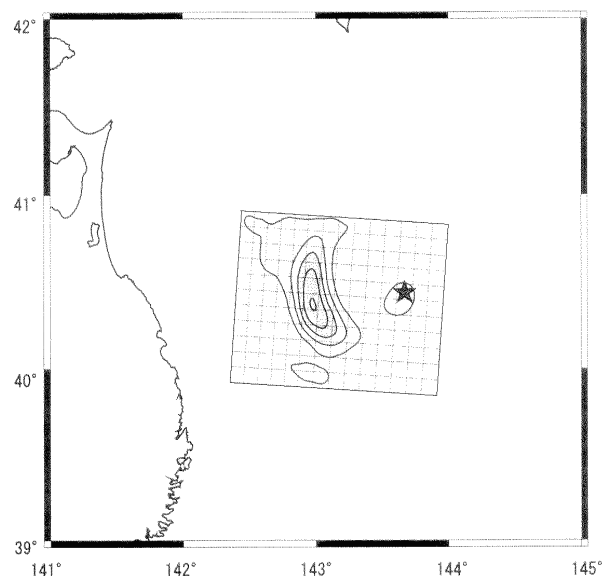


図-2 1994年三陸はるか沖地震のモーメント解放量の分布（文献1)より引用）．星印は震央位置を表す．

変化させている。しかし、本研究では計算を簡単にするために、断層面の傾斜をアスペリティの中心がある位置での傾斜 18° で一定としている。

この地震では、アンケート調査により市町村ごとの震度が調査されている⁹⁾。そこで、青森県内の 59 市町村のアンケート震度と推定した震度とを比較して図-3に示す。文献5)によると、年末年始を挟んだことから調査票は 1 月 7 日の最大余震の後に市町村の防災関係課宛に発送された。調査依頼枚数は太平洋側で 50 枚、その他の市町村で 30 枚である。

本研究では計測震度を推定しているが、比較対象はアンケート震度であり、両者が 1 対 1 の関係にあるものか疑問が残る。両者の比較研究として、2001 年芸予地震を対象としたものがある⁹⁾。これによると、計測震度とそれが計測されたのと同じ町丁目におけるアンケート震度は、計測震度が 3 以下ではばらつきが大きい、3 以上ではほぼ 1 対 1 の関係になっていると報告されている。また、両者を比較した図からは、計測震度が 3 以下の場合は、アンケート震度が大きめになっているように読み取れる。

さて、図-3 を見るとアンケート震度と推定震度はほぼ対応しており、アンケート震度の ± 0.5 の範囲に推定震度がある市町村は 49 を数え、比率にすると 83% となる。また、震度の差の平均は -0.1 、標準偏差は 0.4 と平均的にはアンケート震度と推定震度は良く対応している。なお、一つの市町村に複数の強震観測点がある場合もあるが、その場合には、市町村庁舎に近い観測点の増幅度を用いて比較している。ただし、2002 年から震度計を市町村庁舎付近に設置した地点については、庁舎の影響が含まれている¹⁰⁾と考えられることから、それ以前まで震度情報ネットワークに組み込まれていた K-NET における増幅

度を利用している。

アンケート震度と本研究の結果を詳細に比較すると、高震度の地点と低震度の地点で違いが大きい。アンケート震度に対して推定震度がどの程度大きかったかを地図上に示したものが図-4である。推定値が最も大きいのは県の南東部に位置する名川町（現在の観測点名：青森南部町平）で 5.8 であるが、アンケートの結果では 4.8 となっている。名川町は過去の研究⁴⁾においても増幅度が極めて大きかった地点である。ついで過大に評価している観測点は南部町（K-NET 南部）であり、推定値が 5.3 に対して、アンケート震度は 4.5 である。これら以外にも推定震度がアンケート震度 + 0.5 程度である地点が高震度において数地点あるが、これらは、青森県の東側に位置する市町村である。なお、本研究で用いている増幅度は振幅レベルが小さなものから決めており、ここで得られたような震度においては、地盤の非線形性が顕著に表れる可能性が高く、増幅度の推定精度に疑問があることは否めない。

一方で、アンケート震度が推定震度比べて大きな観測点としては、佐井村がある。佐井村ではアンケート震度が 3.6 であるのに対して、推定震度は 2.6 であった。佐井村を含め下北半島の北側の町村では推定震度が相対的に小さくなっている。しかしながら、図-3 に見られる震度 3 ~ 4 において推定震度が小さい市町村は青森県の西側に多く存在する。

(2) 翠川・他の式を組み合わせた予測との比較

地震調査委員会の地震動予測においては、簡便法と称して、翠川・他が提案している最大速度の距離減衰式¹¹⁾、表層地盤の増幅度評価式¹²⁾、最大速度か

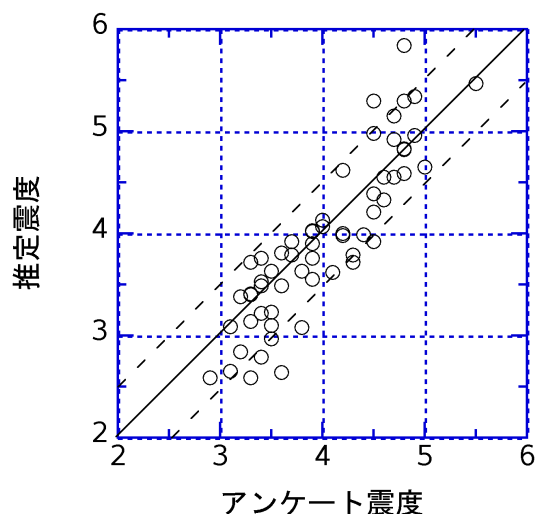


図-3 1994 年三陸はるか沖地震のアンケート震度と本研究による推定震度との関係

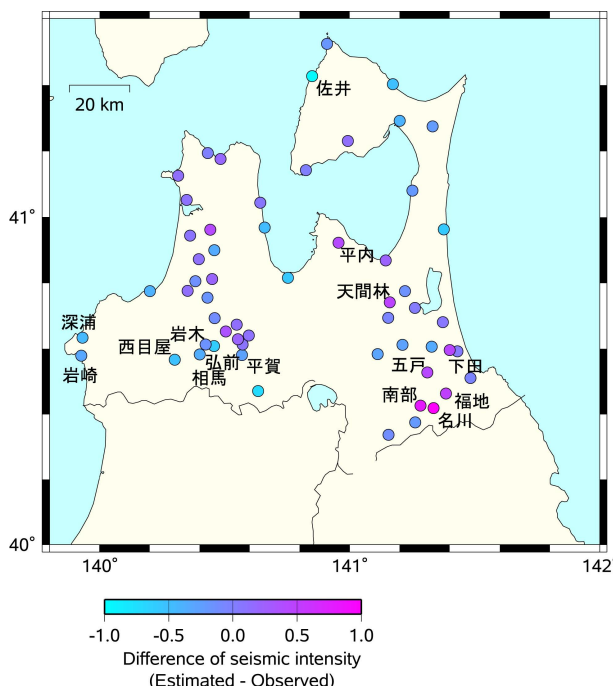


図-4 1994 年三陸はるか沖地震に対する推定震度とアンケート震度との差

表-1 代表的な観測点における 1994 年三陸はるか沖地震のアンケート震度と推定震度との比較

観測点名	平均S波速度 [m/s]		アンケート 震度	推定震度		推定値の差	
	速度 [m/s]	推定方法		本研究	翠川の方法	本研究	翠川の方法
下田	167	アレー	4.7	5.2	4.7	0.5	0.0
天間林	252	アレー	4.5	5.0	4.3	0.5	-0.2
五戸	220	アレー	4.9	5.3	4.6	0.4	-0.3
南部	313	柱状図	4.5	5.3	4.4	0.8	-0.1
福地	170	アレー	4.8	5.3	4.8	0.5	0.0
平内	226	アレー	4.2	4.6	4.1	0.4	-0.1
弘前	476	アレー	3.4	2.8	3.5	-0.6	0.1
岩木	452	アレー	3.3	3.1	3.5	-0.2	0.2
相馬	389	アレー	3.2	2.8	3.6	-0.4	0.4
平賀	238	アレー	3.5	3.2	4.0	-0.3	0.5
岩崎	313	アレー	2.9	2.6	3.4	-0.3	0.5
西目屋	429	柱状図	3.5	3.0	3.5	-0.5	0.0
碓ヶ関	380	柱状図	3.8	3.1	3.8	-0.7	0.0
鰺ヶ沢	405	柱状図	3.5	3.1	3.4	-0.4	-0.1
深浦	536	柱状図	3.1	2.7	3.1	-0.4	0.0

推定方法の柱状図はK-NETの柱状図を延長して推定

ら計測震度への変換式¹³⁾を組み合わせ用いることで地表における計測震度を予測している。以下ではこの一連の式を用いて震度予測を行う方法を翠川の方法と呼ぶ。ここでは、前節で違いが大きかった地点を中心に翠川の方法により計測震度を予測し、提案手法の妥当性を考察してみる。

本研究では表層地盤の増幅度は表層 30m の平均 S 波速度を用いた。震度観測点の表層の平均 S 波速度は、アレー観測を行い分散曲線を求め、レイリー波の位相速度と表層の平均 S 波速度の関係¹⁴⁾から推定した¹⁵⁾。K-NET 観測点においては最下層の S 波速度がそのまま深さ 30m まで続いているものとして計算した。

推定結果を整理して表-1 に示す。表からは翠川の方法による結果の方が全般的アンケート震度と一致することが分かる。ここで用いた距離減衰式は火山フロントに起因する減衰を考慮していないにも関わらず、観測値を説明できたことは興味深い。しかしながら、著者らが提案した距離減衰と表層増幅度であっても、前述したように ± 0.5 の範囲で計測震度を予測していることから、想定地震についても両手法を用いて震度を予測することとする。

4. 想定地震による震度予測

(1) 断層モデル

断層モデルは文献 2) に記載されている 1968 年十勝沖地震の滑り量分布を参考に定めた。想定地震のマグニチュードは 1994 年三陸はるか沖地震と同じ 7.6 とし、断層の大きさも同様に $140\text{km} \times 110\text{km}$ とした。この想定断層の中心を文献 2) による北側のアスペリティの中心にあてはめた。震源断層の走行、傾斜については文献 2) と同じとし、それぞれ 156 度、20 度とした。本研究で仮定した想定地震の震源断層

を図-5 に示す。

等価震源距離を求める際のモーメントの重み付けは文献 2) の滑り量分布をそのまま用いた。また、翠川の方法では震源深さが必要であるが、これはアスペリティの中心の深さとした。

(2) 推定結果

本提案手法による推定結果を図-6 に示す。この結果では、最も大きな震度は下北半島の付け根部分に位置する K-NET 南通 (AOM007) における 6.4 であり、太平洋沿岸の市町村における震度は 5.0 ~ 6.5 と比較的範囲が大きい。

翠川の方法による推定結果を図-7 に示す。なお、青森県震度情報ネットワークの観測点のうち、15 地点については表層 30m の平均 S 波速度が不明なため、翠川の方法による計算は行っていない。この結果では、最も大きな震度は太平洋に面した百石町 (現在

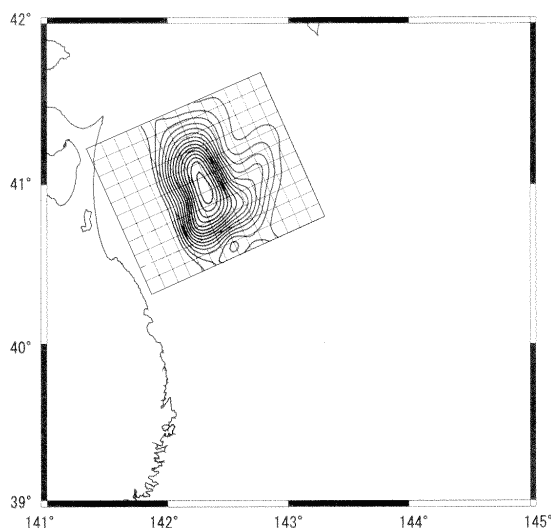


図-5 本研究で用いた想定地震の震源断層と滑り分布 (文献 2) に加筆)

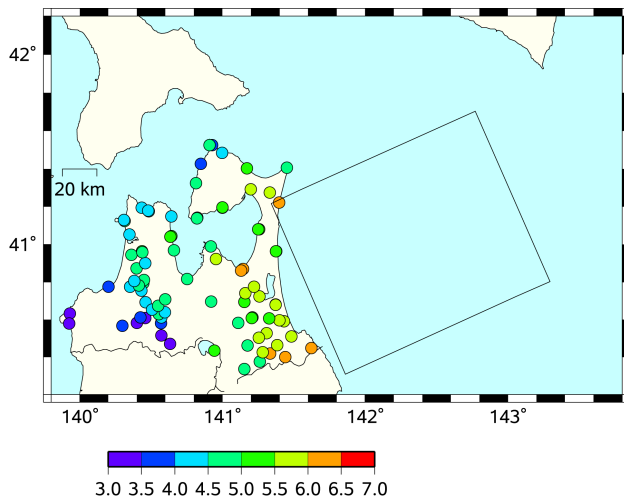


図-6 本提案手法による想定地震による推定震度．想定断層面の投影面も併せて示す．

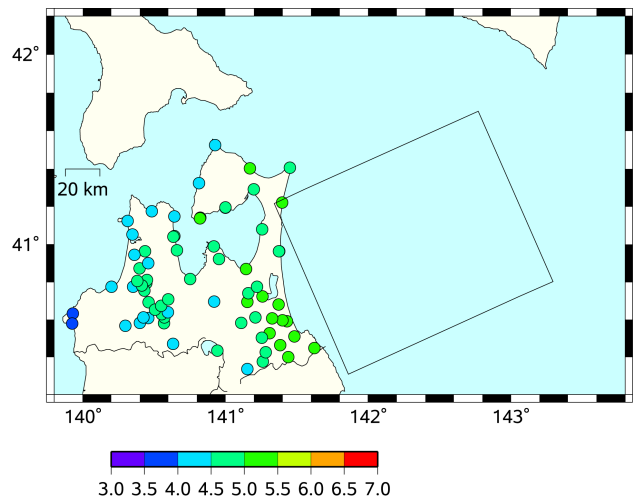


図-7 翠川の方法による想定地震による推定震度．想定断層面の投影面も併せて示す．

のせいせ町上明堂)における5.3であり、太平洋沿岸の市町村における震度は5.0～5.5の範囲となる．図-5と図-6の計測震度を比較すると太平洋沿岸では図-6の方が概ね0.5程度小さい結果となっている．

前述したように地震調査委員会では、三陸沖北部でおこる固有地震による地震動予測を行っている．その結果のうち計測震度について、代表的な都市の結果を整理して表-2に示す．表には1994年三陸はるか沖地震の結果も併せて示してある．

表-2からは、本研究で推定したM7クラスの地震による震度は、震度が大きな都市では固有地震の震度とほぼ同じかそれ以上になることが分かる．詳細に言う、翠川の方法では、固有地震による震度とM7クラスの地震による震度はほぼ同じであり、本研究で提案した推定法は固有地震の予測結果を上回る．つまり、地震の発生確率を加味して考えると、しばらく起こらないであろう固有地震による震度と同程度の震度はまもなく起こることになる．地震動の強さは震度だけで表せるものではないが、固有地震がしばらく起こらないからと言って、強い揺れに見舞われないと考えることは早計である．なお、固有地震については、詳細法の結果もあり、それによる震度は簡便法に比べてやや大きい．

また、予測された震度と1994年三陸はるか沖地震の際に観測された震度とを比較すると、三沢とむつにおいてはM7クラスの地震の方が大きくなる．これは震源断層からの距離に由来している．

表-2 代表的な都市における震度

観測点名	三陸はるか沖地震		想定M7		固有地震
	気象庁震度	アンケート震度	本手法	翠川	簡便法
八戸	6	5.5	6.0	5.2	5.1
三沢	N.A.	4.9	5.8	5.0	5.0
むつ	5	4.4	5.5	5.0	5.2
青森	5	4.5	4.8	4.9	4.8
弘前	N.A.	3.4	3.4	4.1	4.4

6. まとめ

地震調査研究推進本部地震調査委員会の長期評価によると、青森県東方沖を含む三陸沖北部における、「固有地震以外の地震」の発生確率は90%程度と高く、全国的には宮城県沖について2番目に高い値である．そこで、このような地震が起きた際の青森県内の震度を予想した．発生場所は1968年十勝沖地震の北側のアスペリティを中心とするものとし、マグニチュードは7.6とした．震度の予測方法は、過去に我々が求めた地中震度の距離減衰式と増幅度を組み合わせたものと、翠川・他による経験式を組み合わせた方法を用いた．

このような予測方法の精度を確認するために、1994年三陸はるか沖地震を対象に震度を予測した．地震後にアンケートにより求めた震度と推定結果を比較したところ、推定した震度の83%がアンケート震度±0.5の範囲に収まった．また、推定値とアンケート震度との差の平均は-0.1、標準偏差は0.4であった．

さらに、県内の15の観測点を対象に、翠川・他の経験式を用いて震度を推定した結果、アンケート震度との差は-0.3から0.5であった．特に東部の観測点での一致度が高かった．翠川・司の距離減衰式には、火山フロントを挟んだ特徴的な減衰特性が含まれていないにも関わらず、推定値とアンケート震度との差が小さかった．この原因については、今後の課題としたい．

1968年十勝沖地震の北側のアスペリティを中心として断層面を設定し、震度を予測した．その結果、提案手法では太平洋岸の強震観測点における計測震度は5.0～6.5の範囲となり、翠川の方法では5.0～5.5となった．代表的な市で比較すると、地震調査委員会が行った三陸沖北部地震を想定した地震動予測結果とほぼ同程度で

あり，固有地震以外であっても十分な注意が必要があると言えよう．

謝辞：本研究においては，地震調査研究推進本部・地震調査委員会の「強震動評価数値データ」を利用した．また，K-NETの地下構造を利用した．一部の図の作成にはGMT¹⁶⁾を利用した．記して謝意を示す．

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_sanriku/index.htm，2002．
- 2) 永井理子，菊地正幸，山中佳子：三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究 - 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較 - ，地震第 2 輯，267-280，2001．
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について，http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/04may_sanriku/index.htm，2004．
- 4) 伊神輝：日本の火山前線下における地震波の減衰，地震 2，28，61-73，1975．
- 5) 森川信之，神野達夫，成田章，藤原広行，福島美光：東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数，日本地震工学会論文集，6，第 1 号，23-41，2006
- 6) 片岡俊一，山本博昭：地震動記録に基づく青森県内の強震観測点のサイト増幅度，日本地震工学会論文集，7，第 2 号，110-129，2007．
- 7) 斉藤徳美，山本英和，坂尻直巳，鏡味洋史，野越三雄：1994 年三陸はるか沖地震の強震動・震度に関する調査，1994 年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究，平成 6 年度文部科学省科学研究費（総合研究 A）研究成果報告書，105-114，1995．
- 8) Ohno, S., Ohta T., Ikeura T., Takemura M.: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, 218, 69-81, 1993.
- 9) 森伸一郎，掛水真一，俵司，村上ひとみ，川原荘一郎，向谷光彦，重松尚久，山下裕一：2001 年芸予地震におけるアンケート調査による推定震度の精度とばらつき，第 11 回日本地震工学シンポジウム，5-10，2002．
- 10) 片岡俊一，市村強，菊地俊紀：近接した K-NET 観測記録から見た青森県震度情報ネットワークの計測震度の特徴，第 28 回地震工学研究発表会論文集，C00086.pdf，2005．
- 11) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第 523 号，63-70，1999．
- 12) Midorikawa S., M. Matsuoka, K. Sakugawa: Site effects on strong motion records observed during the 1987 Chibaken-toho-oki, Japan earthquake, Proc. Ninth Japan Earthquake Engineering Symposium, 3, 85-90, 1994.
- 13) 翠川三郎，藤本一雄，村松郁栄：計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係，地域安全学会論文集，1，51-56，1999．
- 14) 長尾毅，紺野克昭：常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集，No.696 / I-58，225-235，2002．
- 15) 片岡俊一，菅原郁美：青森県津軽地域の震度観測点における表層地盤の平均 S 波速度の推定，第 38 回地震工学研究発表会（秋田），2091-2092，2003．
- 16) Wessel, P. and Smith, W. H.: New version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 329, 1995.

（2007.06.29 受付）

Estimation of instrumental seismic intensity in Aomori prefecture by hypothetical Aomori-ken Toho Oki earthquake with magnitude of 7.6

Shunichi KATAOKA, and Tsubasa TSUSHIMA

Occurrence probability of M-7 class earthquake that occur east off Aomori prefecture is said to be about 90 % during the following thirty years from January 2007. This is the second highest value in Japan. Thus, the authors estimate seismic intensities by such kind of earthquake. The hypothetical event is located on the northern asperity of the 1968 Tokachi-Oki earthquake. Empirical attenuation relation and amplification factors those are proposed by one of the authors are used to estimate instrumental seismic intensities. At first, applicability of this procedure is shown by the 1994 Sanriku Haruka Oki earthquake then estimated values are discussed. For the 1994 Sanriku Haruka Oki earthquake, differences between estimated and observed seismic intensities are 0.5 among 80 % stations. Additionally, even the largest difference is 1.0. For the hypothetical one, seismic intensities are 6- at Hachinohe city and Misawa city