



Title	震度距離減衰式を用いた最大震度履歴地図の試作
Author(s)	富田, 巳結; Tomita, Miyu; 高橋, 浩晃 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 88, 1-15
Issue Date	2025-03
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.88.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/94325
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_88_1-15.pdf



震度距離減衰式を用いた最大震度履歴地図の試作

富田已結¹・高橋浩晃^{1,2}

¹北海道大学理学部地球惑星科学科

²北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2025 年 2 月 14 日受理)

Historically recorded maximum seismic intensity maps in Japan based on the seismic intensity attenuation relationship

Miyu TOMITA¹, Hiroaki TAKAHASHI^{1,2}

¹ Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University

² Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received February 14, 2025)

Maps of historically recorded maximum seismic intensity were created using data from 679 to 2021. To perform spatial interpolation of seismic intensity, a seismic intensity attenuation formula was applied. The results indicate that almost areas may have experienced shaking of intensity 6 or higher. The apparently low intensity values in Hokkaido are likely due to the low density of observation points. Comparisons with national seismic hazard maps showed good consistency. However, at higher intensities, the predicted values tended to be slightly lower than historical records. This discrepancy may reflect uncertainties in the seismic activity models used in the national hazard maps. To enhance accuracy of maximum seismic intensity map, it is necessary to evaluate site amplification factors and select appropriate seismic intensity attenuation parameters which reflect proper earthquake type. Examination of uncertainties in seismic intensity data recorded prior to the advent of instrumental measurements is also required.



I. は じ め に

日本列島は地震活動が活発であり、多くの被害地震が発生してきた。長期的な地震活動の特性を解明するため、歴史時代を含む過去に発生した地震の調査が継続的かつ精力的に進められている。特に震度のデータは、将来の地震災害を評価する上で最も基本的かつ重要な情報の1つである。

宇佐美ほか(2013)は、史料や資料の網羅的な調査に基づき、416年以降に発生した地震を整理し、震度に変換した揺れの情報を示した。石垣(2007)は、1873年に函館測候所で組織的な地震観測が開始されて以来、1925年までの震度観測データを体系的にまとめた。気象庁(2025)の震度データベースには、1919年以降の震度データが格納されている(石垣・高木, 2000)。

国の地震調査研究推進本部(地震本部)は、一定期間内に、特定の地点が、ある震度以上の揺れに見舞われる超過確率を示す確率論的地震動予測地図を公表している。このハザードマップの作成には、国の活断層調査の結果や網羅的に作られた地下構造モデルなど、現時点で最良と考えられるデータや手法が用いられている(地震本部, 2020)。また、実際に発生した地震と比較することで、予測の妥当性を検証する取り組みも行われている(たとえば、地震本部, 2022)。

Stein et al.(2012)は、地震動予測地図などのハザードマップに内在する不確実性の評価が重要であり、客観的な検討が必要であるとした。地震動予測地図の評価方法の1つとして、過去の震度履歴との遡及的比較が考えられる。Miyazawa and Mori(2006)は、歴史時代を含む1586年から2004年までの震度記録を用いて最大震度履歴地図を作成した。Miyazawa and Mori(2009)は、1498年から2007年までの最大震度履歴地図と確率論的地震動予測地図を比較し、震度4を超える場合には震度履歴が予測震度と高い空間相関を持つことを示した。これらの研究では、周辺の震度記録地点からの距離に応じた空間補間を適用することで、最大震度履歴地図を作成している。

最近、広範な震源距離や、様々な地震のタイプに適用可能な震度の距離減衰式が構築され(Matsu'ura et al. 2020)、震度分布から震源位置の推定を行う試みなどが行われている(石辺ほか, 2021)。この震度距離減衰式を用いると、震源位置と1か所以上の観測点での震度が既知であれば、震度の空間補間が可能である。本研究では、この震度距離減衰式を適用し、679年から2021年までの震度記録をもとに最大震度履歴地図の作成を試みる。

II. データと震度の空間補間

本研究で利用する震度記録は以下である。2021-1926年は気象庁の地震月報の震度データを利用する。1996年4月以降は震度計による計測震度であり、同年10月以降は震度5と6に強弱が導入された。1997年11月以降は地方公共団体や防災科学技術研究所の観測点が順次追加され、震度観測点が大幅に増加している点に注意する必要がある。1996年4月以前は、気象官署における気象庁職員による体感震度である。なお、気象庁の震度観測において震度7が導入されたのは、1948年福井地震を受けた1949年以降である。

1925-1873 年は、石垣 (2007) によるデータ (石垣カタログ) を用いた。このデータは、後の気象庁である東京気象台・中央気象台において組織的に収集された情報をもとにしている。1925-1901 年のファイルは、データ出所の違いにより更に 4 つの期間に分けられる。1901-1903 年は基本的に官報データに基づいているが、補助的に地震観測原簿を用いている。1904-1910 年は中央気象台年報から作成された津村 (1998) による記録を採用している。1911-1923 年 7 月までは、1901 年から 1903 年までと同様に官報データを使用している。1923 年 8 月 -1925 年までは、地震調査原簿に基づいている。1902-1873 年のファイルは、地震調査原簿・地震観測原簿・宇佐美 (1985)・測候所地震時刻表の順で記録を採用している (石垣, 2007)。1884-1873 年は系統的な震度観測が行われていなかったこと、1895 年以前は震度 0 から 6 までの 7 階級に対応していないことに注意が必要である。この石垣カタログのデジタルデータは、札幌管区気象台阿南地震情報官 (当時) より提供を受けた。

1872 年以前の震度データは、宇佐美 (2010) の「わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図 (改訂版)」のデジタルデータを利用した (宇佐美カタログ)。このファイルは、渡辺健氏が東京大学地震研究所・東京大学地震火山史料連携研究機構・国立研究開発法人防災科学技術研究所「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」の研究の一環としてデジタル化したもので、東京大学地震研究所の加納靖之准教授よりファイルの提供を受けた (https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/ykano/midop_usami2010/)。なお、このカタログにある歴史地震の中には震度 7 も含まれている。

1996 年 10 月以降の計測震度に取り入れられた震度の強弱については、Miyazawa and Mori (2006) に倣い、震度 5 弱・5 強・6 弱・6 強をそれぞれ 5・5.5・6・6.5 とした。また、1996 年 9 月以前は震度観測点の密度が低いため、空間補完を行う対象として最大震度が 5 以上で震源か震央が与えられている地震のみ選択した。この条件に適合する地震は、679-1872 年で 220 件、1873-1902 年で 315 件、1901-1925 年で 171 件、1926-1996 年 9 月で 172 件、1996 年 10 月 -2021 年で 320 件であった。なお、カタログの期間が一部重複しているが、より大きい震度が上書きされるため、最大震度の抽出に影響はない。

日本列島の内陸部を 20km 間隔のグリッドに分割し、地震ごとに各グリッド点での震度を周辺の震度観測点から空間補間して推定する。補間には、Matsu'ura et al.(2020) の震度距離減衰式を利用する。Matsu'ura et al. (2020) では、震源位置に応じた 5 つの地震タイプ (太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート境界、太平洋プレート内部、内陸浅発、フィリピン海プレートの浅いプレート内、フィリピン海プレート内のやや深いプレート内) ごとに距離減衰式の補正係数を示している。本研究では、すべての地震に対して Matsu'ura et al.(2020) が示した震度距離減衰式のうち内陸浅発地震タイプのものを利用する。

震度観測点からグリッド点の震度を推定することは、2 点間の震度差を求めることに相当する。グリッド点 (y) と震度観測点 (x) での、震源を起点とした震度距離減衰式の差を取ると、グリッド点の震度 (INT_y) は震度観測点の震度 (INT_x) から以下の式 (1) で求められる。

$$INT_y = INT_x + b(\Delta_x - \Delta_y) + \beta(\log_{10}\Delta_x - \log_{10}\Delta_y) \quad (1)$$

なお、 Δ_x と Δ_y は震源距離、 b と β は地震のタイプごとに Matsu'ura et al. (2020) で与えられている係数である。震源か震央が与えられている地震に限っているのは、上式で震源距離を与える必要があるためである。震源の深さが不明なイベントの場合には、震源距離の代わりに震央距離を用いている。上記の補間式をから地震ごとに各グリッド点での震度を推定し、すべての対象地震の中から最大震度を抽出することで最大震度履歴地図を作成する。なお、(1) 式には震度観測点やグリッド点の地盤増幅補正を行う項が入っていないことに注意が必要である。

Ⅲ. 結果と考察

結果を考察するにあたって、計測震度以前の震度データの不確実性に注意する必要がある。震度が観測・推定された場所や、観測点の空間分布や密度は、時空間的に変化している。1996 年以前は気象官署の職員の体感や被害状況からの震度値であり、江戸時代以前は史料に記された被害や地変からの推定である。明治以降においても、震度区分や階級の変更がある（たとえば、宇佐美他, 2013）。これら、計測震度以前の震度情報に内在する不確実性を定量的に評価することは困難であるが、結果の解釈においては常に留意する必要がある。

震度 7 の階級は、1872 年以前の宇佐美カタログと 1949 年以降の気象庁カタログでは設定されているが、1873-1948 年には階級自体がない。また、1873 年以降の震度観測点についても、気象官署の移転などにより同一地点となっていない場合がある。

1. 観測地点ごとの最大震度分布の特徴

震度を観測・推定した地点ごとの最大震度分布を Fig.1 に示す。なお、この図の作成には震源位置情報が不要のため、宇佐美カタログにある最古の地震である 599 年以降のすべての震度情報を利用している。Fig.1a の 599-1872 年では、揺れの様子の記述から震度を推定したものであり、また、同じ地名であっても震度が推定された場所が同じとは限らないことに注意が必要である。これらを念頭に、空間的な特徴を概観する。本州以南では、旧街道沿いを中心に震度に関する記録が多く残されていることが分かる。青森県津軽地方の 1766 年津軽の地震 (M7.3)、富山県の 1858 年飛騨地震 (M7.1)、島根県の 1872 年浜田地震 (M7.1) などによる揺れが視覚化されている。北海道では、震度が記録された場所が極めて少なく、沿岸部に限られている。これは、江戸時代以前の和人の主な居住地が沿岸部に限られていたこと、アイヌの人々は内陸にも住んでいたが、文字を持っておらず、史料が残されていないこと等を反映している。史料・資料の時空間密度変化を考慮した震度履歴の検討が望ましいが、震度値精度の評価も同時に必要であり、難しい課題である。

Fig.1b の 1873-1902 年では、観測地点が気象台や測候所に限られているが、Fig.1c の 1901-1925 年になると区内観測所等が加わり観測地点が増加している。福岡教育大学 (1997) によると、1910 年 (明治 43 年) には 1320 箇所で震度観測が行われていた。Fig.1c では、礼文島に震度 6 の表示がある。この震度情報は、石垣カタログに 1908 年 12 月 14 日 3 時 15 分に震度 6 で詳細不明として記載がある。

札幌管区気象台（1975）も震度 VI となっていて、札幌管区気象台（1962）からの転記とされている。一方、札幌管区気象台（1985）など最近の資料では礼文島船泊の震度は 4 となっている。また、中央気象台（1908）の気象要覧にも弱震と記載されている。礼文島では、1908 年 5 月から群発地震が続いていたが、強い揺れによる被害は記録されていないことから、最大でも震度 4 程度であった可能性が高い。この例のように、震度を図化するとカタログのエラーの発見を容易にするという利点もある。

Fig.1d の 1926-1996 年では、気象庁地震月報に掲載されている震度観測点数が気象官署のみとなり、その数は減少に転じた。この期間にも区内観測所が存在していた時期があり、例えば札幌管区気象台（1985, 2000, 2010, 2024）の「北海道の地震活動」などには、区内観測所の震度も掲載されている。今後、このようなデータも取り込んでいくことが望ましい。

Fig.1e の 1996 年以降では気象官署での計測震度計の運用開始に加え、防災科学技術研究所・地方公共団体でも震度計が順次整備され、震度観測点が大幅に増加している。

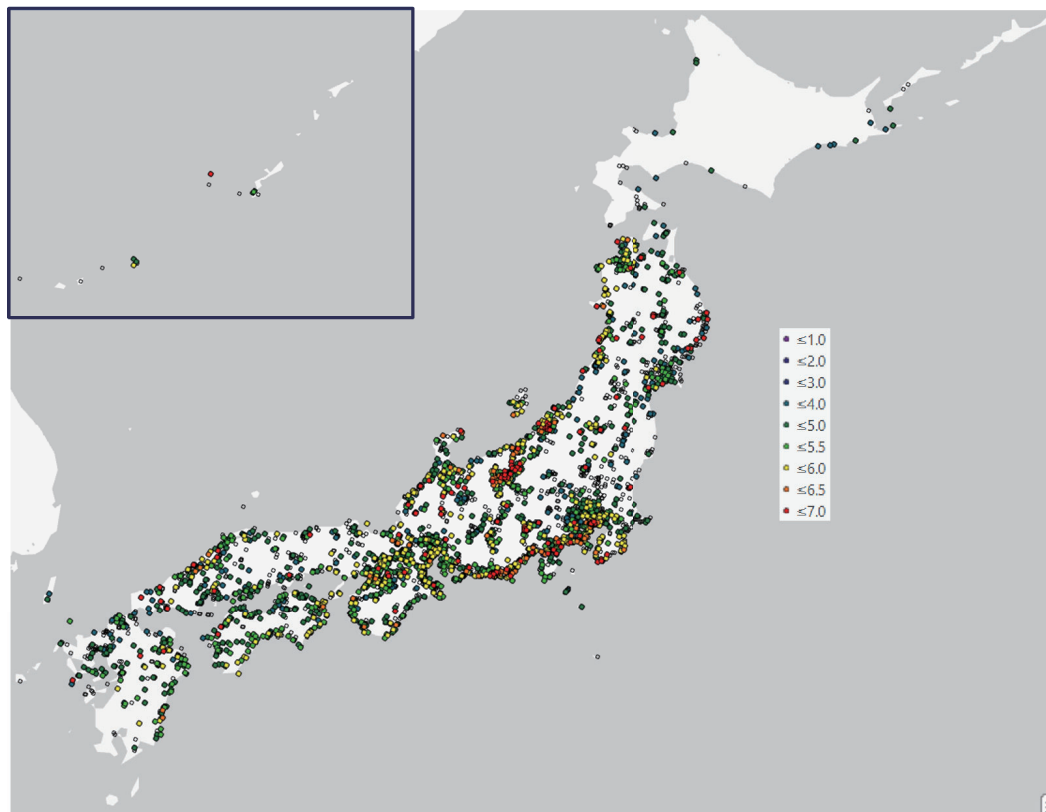


Fig.1a. The historical maximum seismic intensity at each observation points for 599-1872.

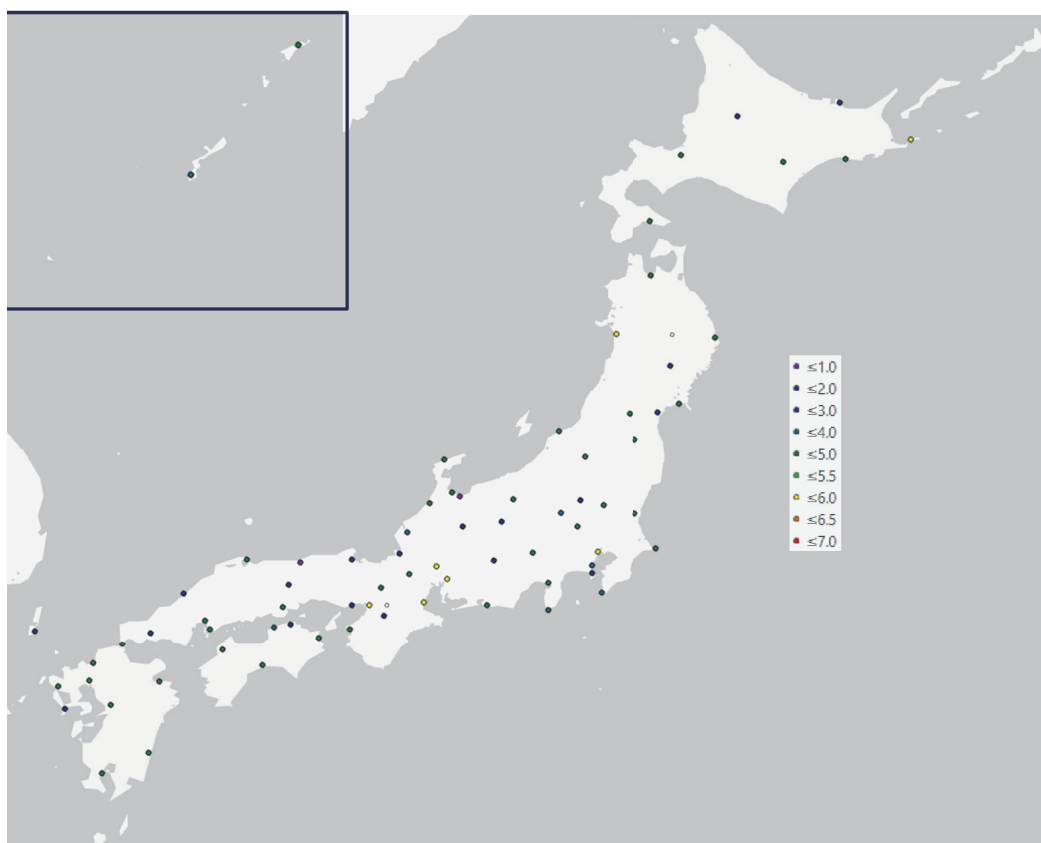


Fig.1b. The historical maximum seismic intensity at each observation points for 1873–1902.

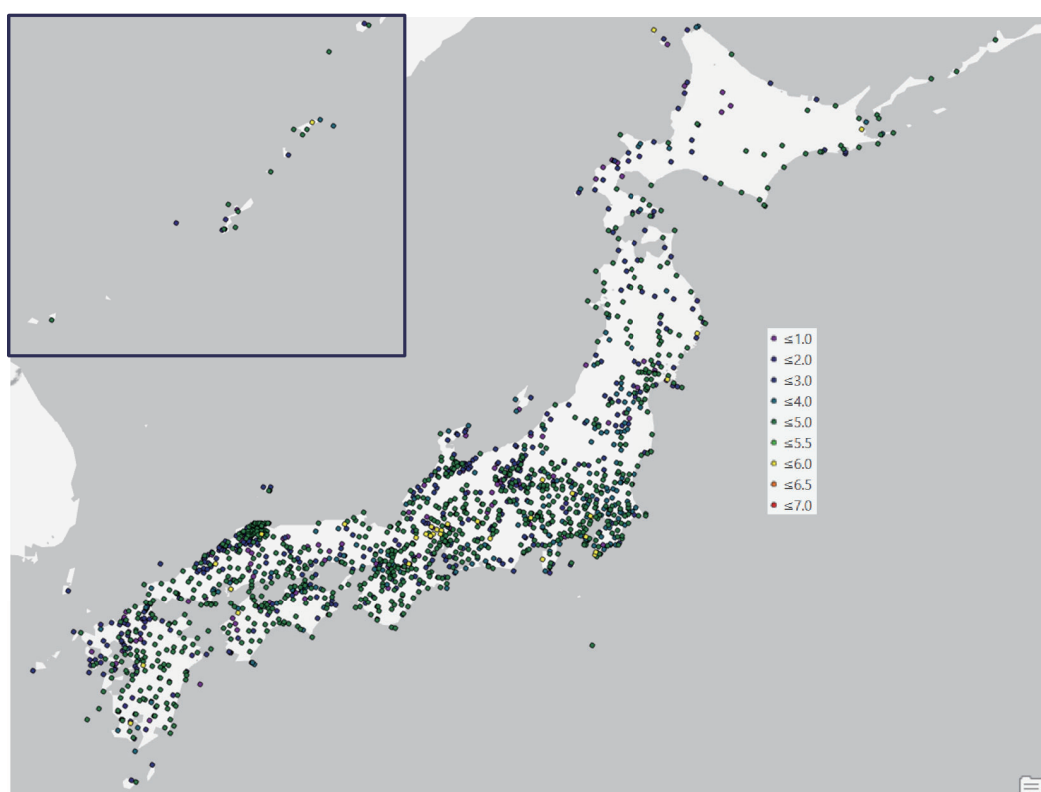


Fig.1c. The historical maximum seismic intensity at each observation points for 1901–1925.

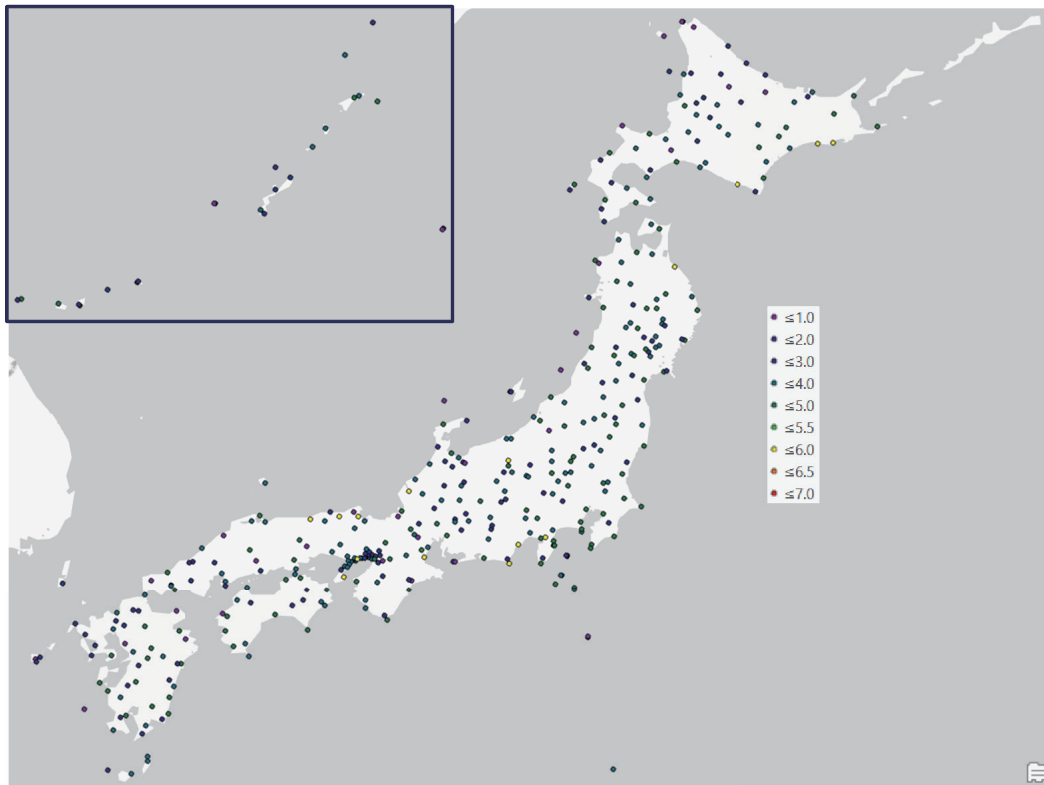


Fig.1d. The historical maximum seismic intensity at each observation points for 1926-1996 September.

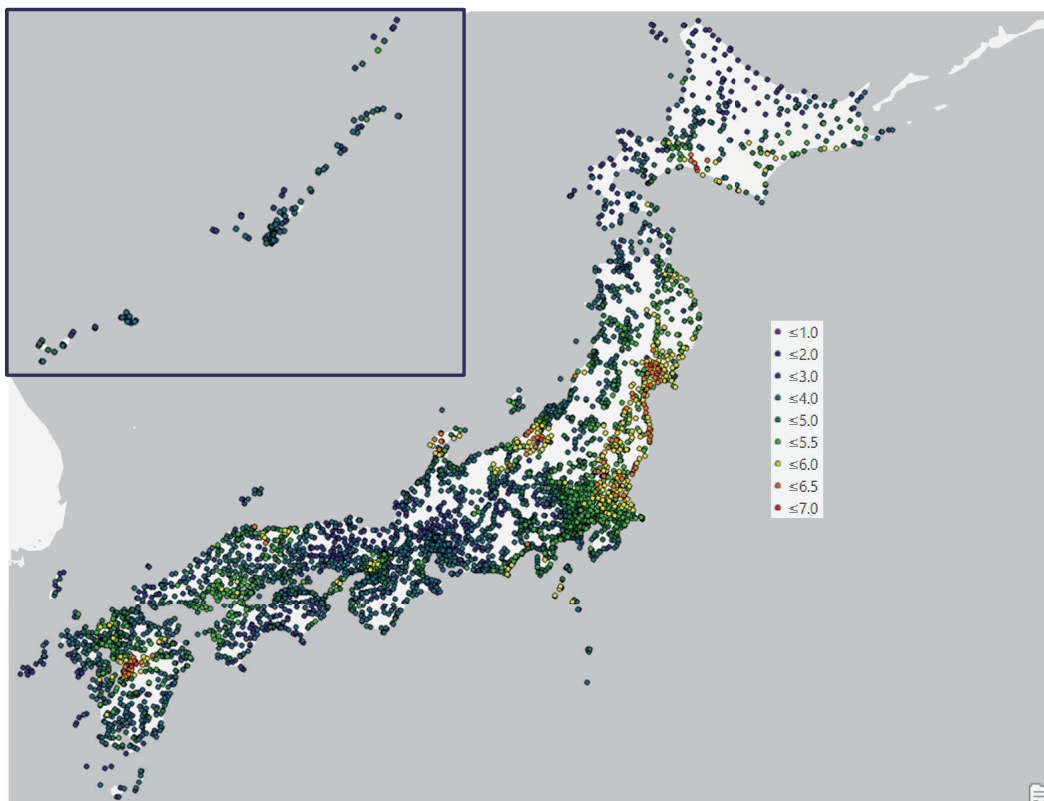


Fig.1e. The historical maximum seismic intensity at each observation points for 1996 October-2021.

2. 空間補間による最大震度履歴地図とその不確実性

震度の空間補間に利用する震度観測点の数をグリッド近傍の3・5・8・10点と変化させるとともに、各グリッド点で得られる補間震度値の最大値と平均値を利用する合計8通りの組み合わせで最大震度履歴地図を作成し、空間分布の特徴を検討した。その結果、グリッド点の近傍5観測点の震度と補間震度の平均値を利用する場合が最も確からしい分布が得られたため、以下では、その結果について示す。

Fig.2a は、江戸時代以前の679-1872年のデータを用いた最大震度履歴地図である。観測点密度が時代や地域によって異なっていることに留意する必要があるが、Fig.1a で示した観測地点毎の最大震度履歴の情報を一定程度保持した地図となっている。関東以西の広範囲で最大震度履歴6が見られ、歴代の南海トラフ巨大地震の影響を反映したものと考えられる。北海道では全体的に震度が低いが、先に述べたように震度データが少ないことに起因する見かけ上のものと考えられる。北海道では、札幌周辺で液状化を起こした1834年石狩地震（笠原・宮崎，1998）や1739-1885年の石狩低地東縁断層主部の地震（地震本部，2025）などの内陸地震が知られており、千島海溝南部で17世紀前半や12世紀に発生した超巨大地震（地震本部，2017）でも広範囲に一定程度以上の震度を励起した可能性がある（廣瀬・高橋，2022）。

Fig.2b は1873年以降のデータによる最大震度履歴地図である。関東北部から東北地方中部にかけての太平洋側に見られる高震度は、2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）や、その余震である茨城県沖の地震（M7.6）、2008年岩手宮城内陸地震などが反映されたものである。震度7を記録した2018年胆振東部地震（M6.8）、2004年新潟県中越地震（M6.8）、2000年鳥取県西部地震（M7.3）、2016年熊本地震（M7.3）等が反映されている。また、Fig.2a と比較して紀伊半島以西の震度が低くなっている。この期間には、1944年昭和東南海地震（M7.9）や1946年昭和南海地震（M8.0）が発生しているが、これらの地震による和歌山県以西の最大震度は5であった。

Fig.2c が全期間のデータを用いた最大震度履歴地図である。Fig.2a および Fig.2b の空間的な特徴が保存されており、大局的な傾向はMiyazawa and Mori（2009）と一致する。全体の約60%のグリッドで震度6弱以上となっている。北海道では、太平洋側東部を除いて全体的に震度が低い。先に述べたように、本州以南に比べ歴史的に観測点数が限られていたことが主な原因と考えられる。本州以南では、多くのグリッドで震度6以上の揺れを経験している可能性が示されている。

一方で、青森県と秋田県の県境付近や、新潟県下越付近から群馬県北部を経て長野県中部に至る地域、九州西岸で履歴震度が小さい傾向が見える。このうち、青森秋田県境では1704年羽後津軽の地震（M7.0）など最大震度6を記録する地震が知られており、九州西岸では1792年雲仙普賢岳の噴火に伴う最大震度5-6の地震などの履歴がある。震度観測点の密度や、補間を行うグリッド点との幾何学的な位置関係により、震度履歴が適切に反映されていない可能性があり、今後検討が必要である。また、震度履歴が低い新潟県下越から長野県中部に至る地域に主要活断層

が存在していないことは、注目すべき特徴である。

本研究では、すべての地震に対して Matsu'ura et al.(2020) が示した震度距離減衰式のうち内陸浅部地震タイプの式を用いており、プレートの沈み込みに伴う地震等との区別をしていない。Matsu'ura et al.(2020) では、5つの地震のタイプによって、震度距離減衰特性が異なることが示されており、本来は地震のタイプごとに適切な式を利用すべきである。一方、特に古い地震においては、震源位置に大きな不確実性があり、地震のタイプを判定できないケースも多い。時代ごとに異なる震源精度を考慮して適切な地震タイプを選択するなど、震度距離減衰式の取り扱いについて今後検討する必要がある。

震度は地盤の影響を強く受けており、岩盤上の観測点に比べ堆積層では増幅される。Miyazawa and Mori (2009) では、地盤による震度の増幅を考慮しているが、本研究では地盤増幅度の補正を行わずに空間補間を行っている。このため、震度補間値が過大・過少評価されている場合がある。地盤増幅度の補正には、震度が観測された場所の位置情報が必要となるが、特に古い震度情報の場合には、その位置精度を確認することは容易ではない。時代ごとに変わる観測点の位置精度を考慮した補正手法の検討が必要である。

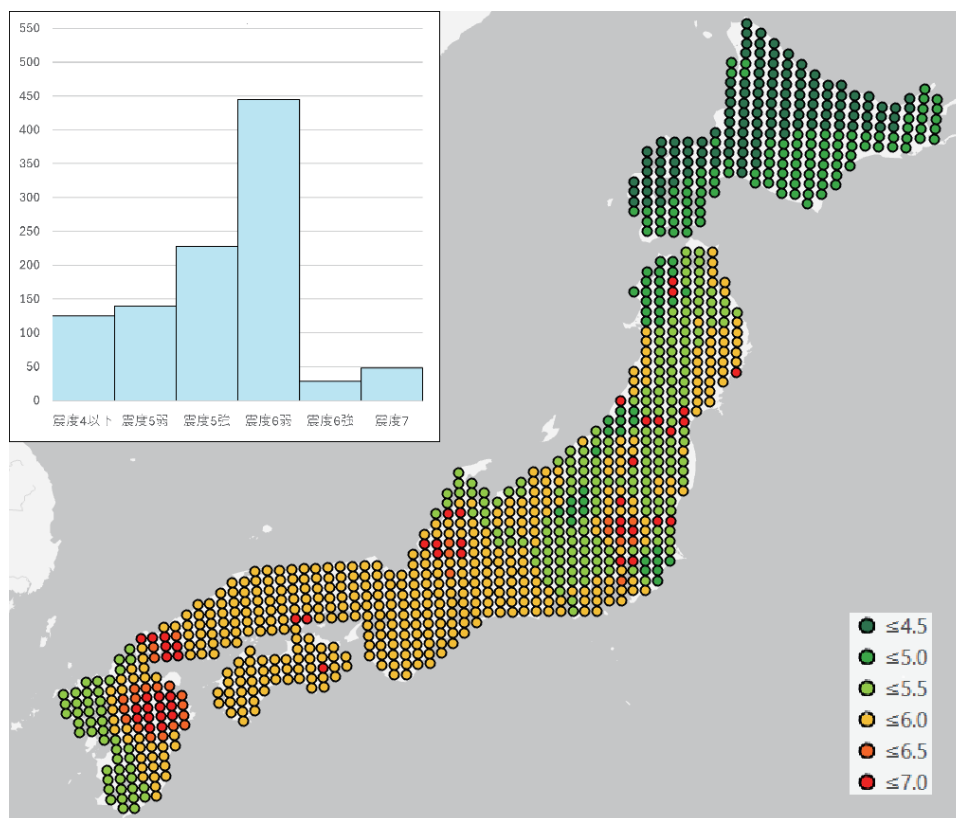


Fig.2a. The historical maximum seismic intensity map before 1872. Histogram shows total number of grid points for each seismic intensity.

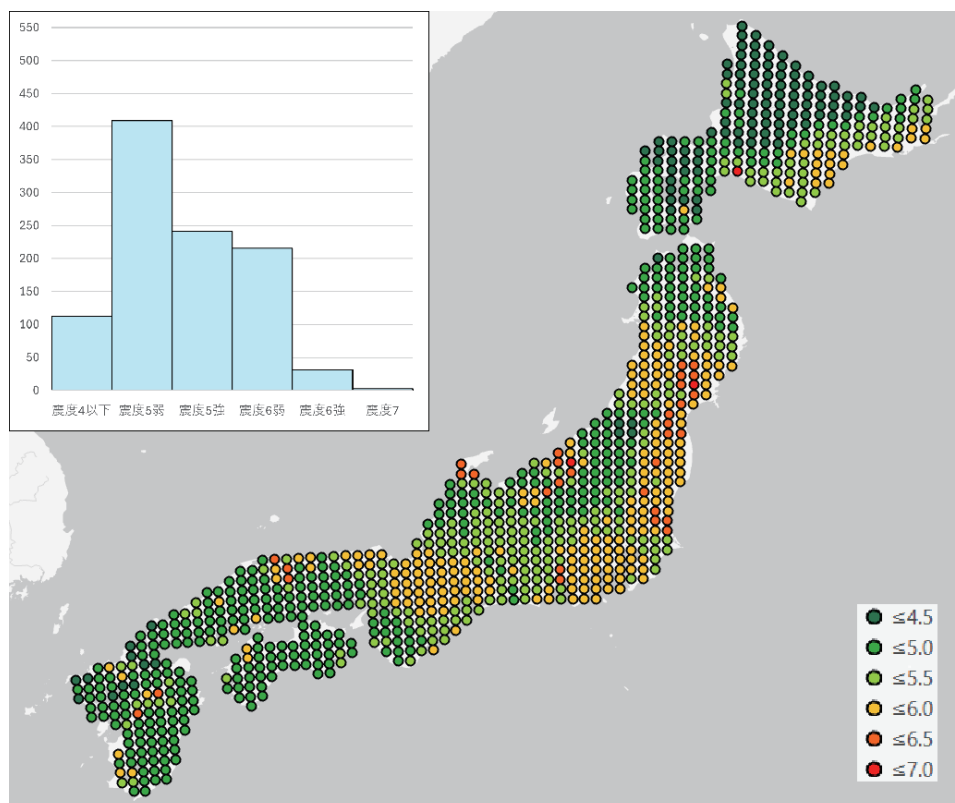


Fig.2b. The historical maximum seismic intensity map after 1873.
Histogram shows total number of grid points for each seismic intensity.

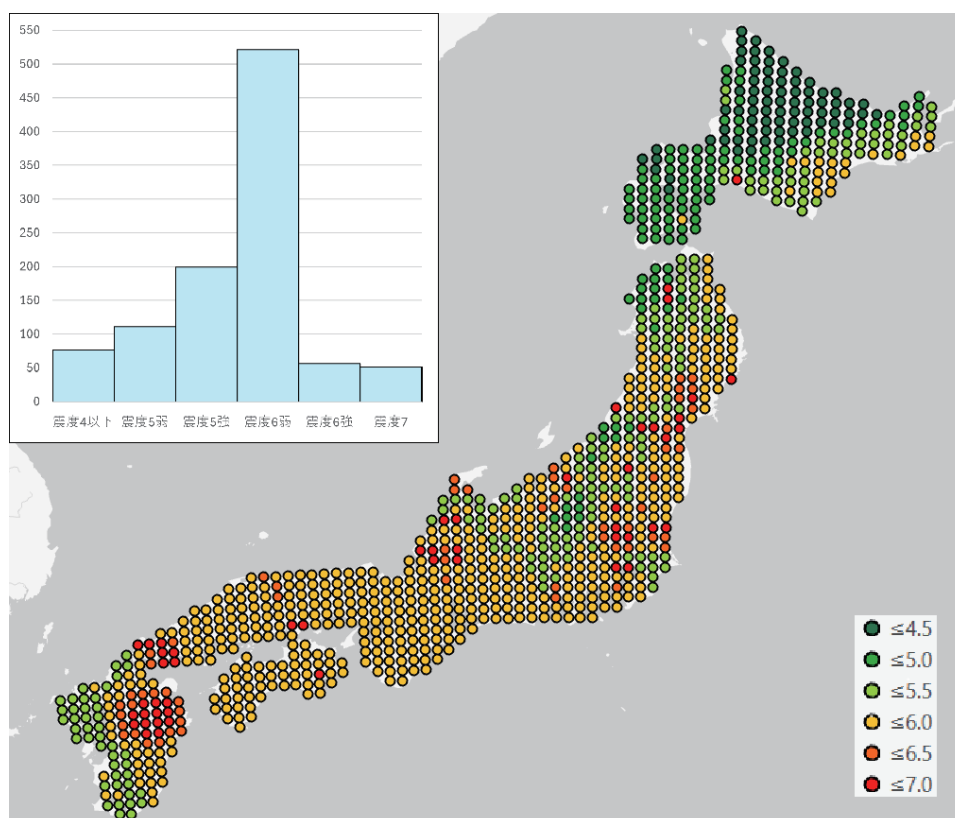


Fig.2c. The historical maximum seismic intensity map for all period of 679-2011.
Histogram shows total number of grid points for each seismic intensity.

3. 確率論的地震動予測地図との比較

Fig.3 に地震本部の確率論的地震動予測地図における震度予測と、本研究で得られた最大震度履歴地図との比較を示した。ここでは、縦軸を 30 年間発生確率 (3%, 6%), 及び, 50 年間発生確率 (2%, 5%, 10%, 39%) における予測震度, 横軸を本研究で推定された最大震度履歴として, セルの色は全体のグリッド数で規格化した相対的なサンプル数を示している。

総体的には, 最大震度履歴と確率論的地震動地図の予測震度とは正の良い相関を示しており, 予測は履歴を良く再現している。これは, Miyazawa and Mori (2009) の結果と一致する。確率論的地震動予測地図には, 地震本部が評価した海溝型地震や主要活断層で発生する地震に加え, 震源を予め特定しにくい地震による揺れも考慮されている (地震本部, 2021)。

本研究が対象とした期間は約 1,300 年間であり, 主要活断層で発生する地震の一般的な活動間隔よりも短い。一方, Fig.3 においては, 特に震度が大きい場合, 予測震度よりも履歴最大震度の方がやや大きくなっている。この傾向は Miyazawa and Mori (2009) と同じである。主要活断層で発生した最大規模よりも小さいものの強い震度を励起した地震や, 主要活断層以外で発生した地震の影響が反映されている可能性がある。また, 本研究では地盤による震度増幅の影響が考慮されていない。一般的に, 震度が観測されてきた場所は, 人間が多く住んでいる平野部や盆地など, 地盤増幅度が大きな地域と考えられ, 震度履歴が過大評価されている可能性もある。今後, 地盤増幅の影響を考慮したうえで, 確率論歴地震動予測との比較を行うことが望ましい。

Fig.4 に, 予測震度と履歴最大震度の一致が比較的良好な 30 年間超過確率 3% の確率論的地震動予測地図の震度と, 最大震度履歴との震度差を示した。北海道では, 全般的に履歴最大震度より予測震度が大きい領域が広がっている。これは, 歴史記録が限定的であることに起因する可能性が高い。中国地方では, 広範囲に履歴最大震度の方が大きくなっている。中国地方の日本海側はひずみ集中帯として知られており, 定常的な地震活動度も高い (Nishimura and Takada, 2017)。この地域では, 2000 年鳥取県西部地震 (M7.3) や 1872 年浜田地震 (M7.1) をはじめ, 震度 5 を超える地震が歴史上複数知られており, 最大震度履歴地図にはこれらの情報が反映されている。確率論的地震動予測地図は, 活断層などのより長期間の地震活動履歴に基づく時間平均の評価であり, 今回対象とした期間の地震活動がたまたま高かった可能性については否定できない。一方, 中国地方では, 歴史的な地震活動の高さに比して主要活断層の分布は限られており (地震本部, 2016), 震源を予め特定できない地震の評価が重要となる。最大震度履歴が地震動予測地図に比べ大きな震度値を示していることは, 震源を予め特定できない地震の発生モデルの不確実性を示唆している可能性がある。加えて, 中国地方では, 1905 年や 2001 年の芸予地震のような, 安芸灘～伊予灘～豊後水道の沈み込んだフィリピン海プレート内部で発生する地震でも震度 6 を超える揺れとなることにも留意する必要がある。

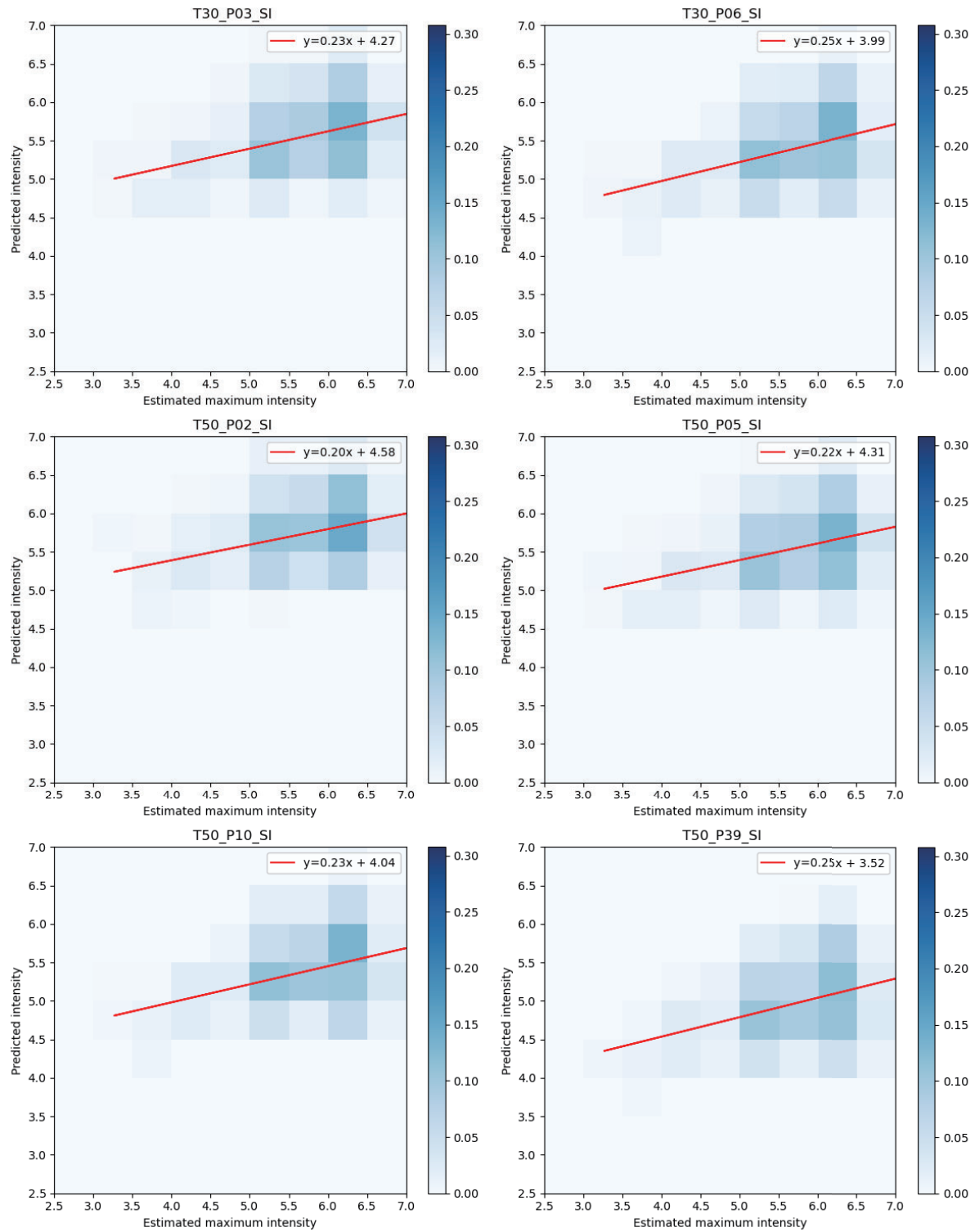


Fig.3. The relationship between the historical maximum seismic intensity (horizontal axis) and the seismic intensity in national probabilistic seismic hazard maps (vertical axis). T indicate evaluation period in years and P indicate probability of seismic intensity occurrence in the period.

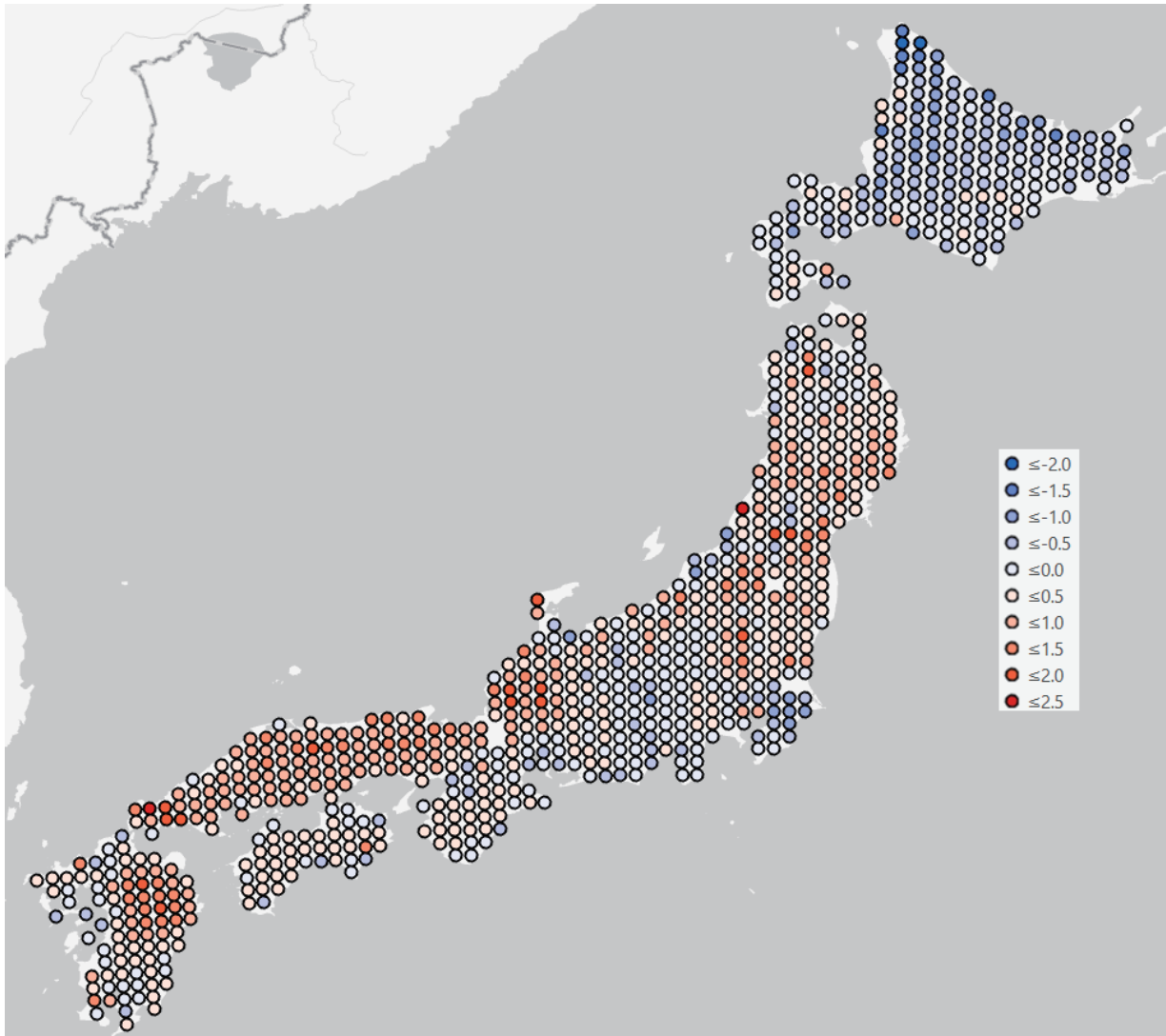


Fig. 4. Difference in intensity between historical maximum seismic intensity and national probabilistic seismic hazard map for 30 years with 3% exceedance probability.

IV. まとめ

震度距離減衰式を用いて震度情報を空間補間し、最大震度履歴地図を作成した。対象とした期間は 679 年から 2021 年である。本州以南では、多くの場所で震度 6 以上の揺れを経験している可能性が示された。北海道では最大震度履歴が小さい傾向にあるが、歴史的に震度観測データが限られていたことに起因する可能性が高い。最大震度履歴は確率論的地震動予測地図の予測震度と総体的には一致するが、やや大きい傾向も見られる。地盤増幅率や震度距離減衰式の地震タイプを考慮していないことが影響している可能性があるものの、地震動予測地図のモデルが持つ不確実性を示唆している可能性もある。今後は、上記に加え、計測震度以前の震度データ自体が持つ不確実性も含めた検討が必要である。

謝辞 本研究は富田已結の行った北海道大学理学部地球惑星科学科卒業研究をまとめたものである。震度データは、札幌管区気象台阿南地震情報官(当時)(石垣カタログ)、東京大学地震研究所加納靖之准教授(宇佐美カタログ)から提供していただいた。宇佐美カタログは、渡辺健氏が東京大学地震研究所・東京大学地震火山史料連携研究機構・国立研究開発法人防災科学技術研究所「首都圏を中心としたレジリエンス総合力向上プロジェクト」の研究の一環としてデジタル化したものである。また、気象庁の地震月報及び震度データベースを利用した。記して感謝いたします。本研究は文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画(第3次)」の支援を受けました。

文 献

- 中央気象台, 1908. 気象要覧, 109.
- 福岡教育大学地学教室, 1997. 気象庁観測所一覧表(区内気象観測所・通報所)ー第2版ー, 144pp.
- 廣瀬亘・高橋浩晃, 2022. 考古資料からみた千島海溝周辺地域の地盤液状化履歴, 日本地震学会2022年度秋季大会講演予稿集, S22-04.
- 石辺岳男・松浦律子・古村美津子・赤塚真弓・岩佐幸治・田力正好・佐竹健治・榎原雅治, 2021. 有感記録ならびに震度の距離減衰式に基づく歴史時代の地震活動解析に向けてー気象庁震度データベースを用いた予察的検討ー, 歴史地震, 36, 111-125, https://www.histeq.jp/kaishi/HE36/HE36_111_125_ishibe.pdf
- 石垣祐三・高木朗充, 2000. 気象庁震度データベースの整備及び活用例について, 験震時報, 63, 75-92.
- 石垣祐三, 2007. 明治・大正時代の震度観測についてー震度データベースの遡及ー, 験震時報, 70, 29-49.
- 地震調査研究推進本部, 2017. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/chishima3.pdf
- 地震調査研究推進本部, 2021. 全国地震動予測地図2020年版 地震動予測地図の手引編・解説編, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/yosokuchizu2020_tk_1.pdf
- 地震調査研究推進本部, 2025. 主要活断層の長期評価の概要(算定基準日令和7年(2025年)1月1日), https://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/ichiran_pref.pdf
- 笠原稔・宮崎克宣, 1998. 札幌市とその周辺の歴史地震と最近の地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, 61, 239-261, <https://doi.org/10.14943/gbhu.61.239>
- Matsu'ura R. S., H. Tanaka, M. Furumura, T. Takahama, A. Noda, 2020. A New Ground-Motion Prediction Equation of Japanese Instrumental Seismic Intensities Reflecting Source Type Characteristics in Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, 110, 2661-2692, doi: <https://doi.org/10.1785/0120180337>
- Nishimura, T., Y. Takada, 2017. San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations. Earth Planets Space, 69, 85, <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0673-8>

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020. 石狩低地東縁断層帯の長期評価の一部改訂について,
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/06_ishikari-teichi_2.pdf
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2020. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会, 2022. 2016年熊本地震(MJ7.3)の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について(中間報告), <https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20220314kumamoto.pdf>
- 気象庁, 2025. 震度データベース, <https://www.data.jma.go.jp/eqdb/data/shindo/>
- Stein S., R. J. Geller, M. Liu, 2012. Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it, *Tectonophysics*, 562–563, 1–25, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.047>.
- 札幌管区気象台, 1962. 北海道有感地震資料(1872～1926年).
- 札幌管区気象台, 1975. 北海道内陸部の地震—主として局地的な地震について—(鈴木雄次編).
- 札幌管区気象台, 1985. 北海道の地震活動, 292pp.
- 札幌管区気象台, 2000. 北海道の地震活動(第2版).
- 札幌管区気象台, 2010. 北海道の地震活動(第3版).
- 札幌管区気象台, 2024. 北海道の「地震津波活動資料」.
- 宇佐美龍夫, 2010. わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図(改訂版), 社団法人日本電気協会, 726pp.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 2013. 日本被害地震総覧599–2012, 東京大学出版会, 694pp.