

近年の波候トレンドと 爆弾低気圧による高波の発達

Recent Trends in Wave Climate and Wave Growth by an Explosive Cyclogenesis

猿渡 亜由未¹, 渡部 靖憲²

¹ 北海道大学 工学研究院

² 北海道大学 工学研究院

Ayumi Saruwatari¹, Yasunori Watanabe²

¹Faculty of Engineering, Hokkaido University

²Faculty of Engineering, Hokkaido University

Abstract

Explosively developing cyclones are becoming one of the important factors affecting winter climate. In recent instances in December 2014, high waves induced by two successive explosive cyclones developed over the Japan Sea hit the wide area along Japanese coasts. In this study, both frequency and duration of explosive winter cyclones as well as wave height during the winter storms are shown to be on an increasing trend for this few years around Japan based on reanalysis and observed data. High waves accompanied by the explosive cyclones in 2014 are found to have completely different features in the wave direction and growth rate from high waves induced by a typical winter monsoon.

Key Words: *High waves, explosive cyclogenesis, wave growth rate*

キーワード：高波，爆弾低気圧，波浪発達率

1 はじめに

近年 24 時間で 24 hPa 以上の急速な中心気圧の低下を伴い形成された強い低気圧である爆弾低気圧の発生頻度が日本周辺を含む世界各地で増加している³⁾⁴⁾。頻度だけでなく冬季の低気圧強度も増大傾向にあり、太平洋中央部と東部において暴風イベント時の高波が増大しているとの報告もある²⁾。2014 年 12 月 1-3 日および 16-17 日に日本海西部において発達した爆弾低気圧はいずれも日本海上の低気圧としては稀な程中心気圧が低下したもので、これらにより北海道南部の江差町で海岸道路の法面浸食被害が発生、福井や山形の海岸道路で越波による交通規制が敷かれたほか、

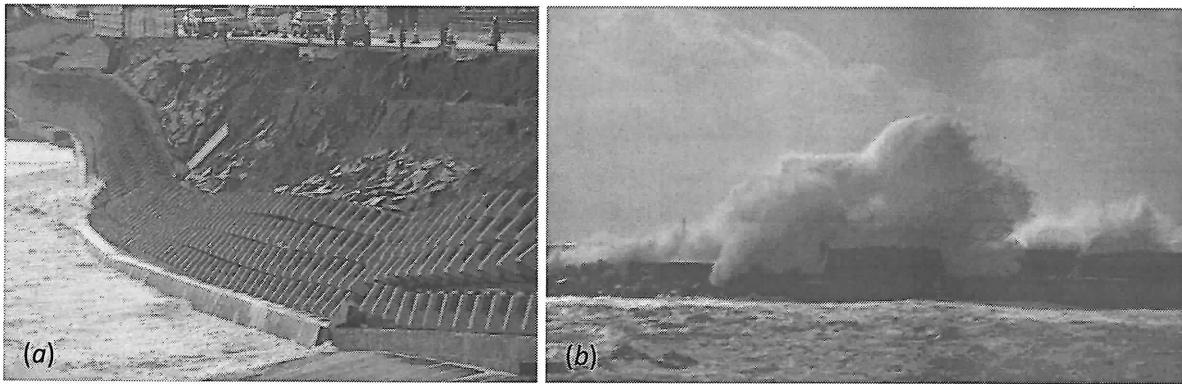


図 1 爆弾低気圧により発達した高波による被災事例. (a) 高波により被災した海岸道路 (2014 年 12 月 4 日, 江差町), (b) 高波により滑動した防波堤ケーソン (2015 年 10 月 3 日, せたな町). いずれも北海道開発局報道発表資料より.

各地で交通障害、建物の損壊などが発生したことが報告されている（図 1 左）。また 2014 年 12 月 16–17 日に発達した爆弾低気圧は北海道根室市に高潮被害をもたらし、我が国では冬季温帯低気圧に起因する大きな高潮被害がそれまで無かったことから大きく報道されたが、本高潮イベントでも高波による越波が浸水被害を拡大させたことが報告されている⁵⁾。加えて 2015 年 10 月 1–2 日に日本海を北上しながら発達した爆弾低気圧により、北海道せたな町における防波堤ケーソンを滑動させた他、釧路港に浸水被害をもたらした（図 1 右）。爆弾低気圧の頻発化に伴い、従来日本海冬季に想定されてきた典型的な西高東低の冬型の気圧配置に伴う来襲波とは全く異なる特徴をもつ暴風高波による被害が懸念され、これまで経験してこなかった高波発生機構の解明とそれに対する防災対策が今後求められる。

本研究は過去 39 年の気象再解析データから日本周辺を通過する冬季の低気圧の特徴の遷移を調べるとともに、爆弾低気圧に起因する高波の統計的特徴を明らかにする。さらに、北海道東部及び日本海側沿岸に過去にない新たなタイプの高波被害をもたらした 2014 年 12 月の二つの爆弾低気圧を例に、爆弾低気圧に伴う高波の発達過程の特徴を明らかにすることを目的とする。

2 気象、海象の遷移

2.1 解析方法

日本周辺で冬季に発達する低気圧の中心気圧や発生頻度、経路の変化を気象庁が提供する GPV データ JMA-MSM（解像度 0.0625×0.0500 度, 2001 年以降）と ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) が提供する気象再解析データ ERA-Interim（解像度 : 0.75 度, 1979–2017 年）を基に調べた。また爆弾低気圧通過イベントに対する波高の変化を国土交通省港湾局が運用する全国波浪観測網 Nowphas による観測データを基に調査した。ここで爆弾低気圧通過 1 イベントは九州大学爆弾低気圧情報データベースで定義される低気圧の発生から消滅までの期間とした。

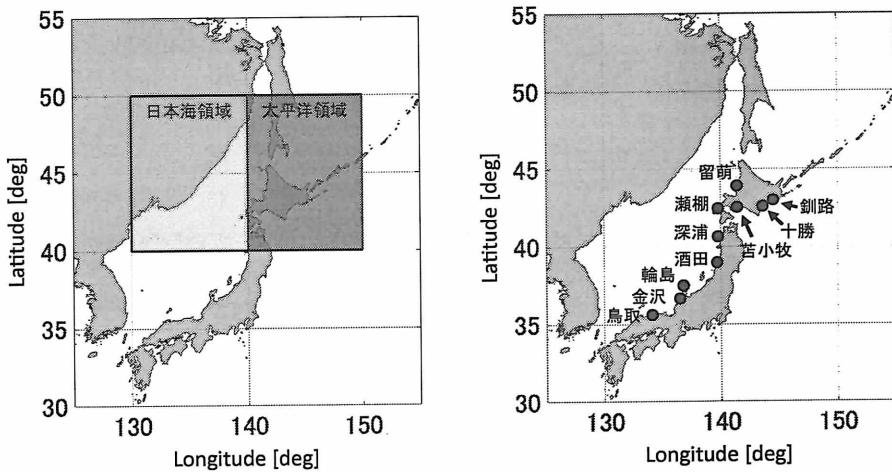


図 2 2.2 節の解析における日本海、太平洋領域の定義（左）と、Nowphas 観測地点（右）。

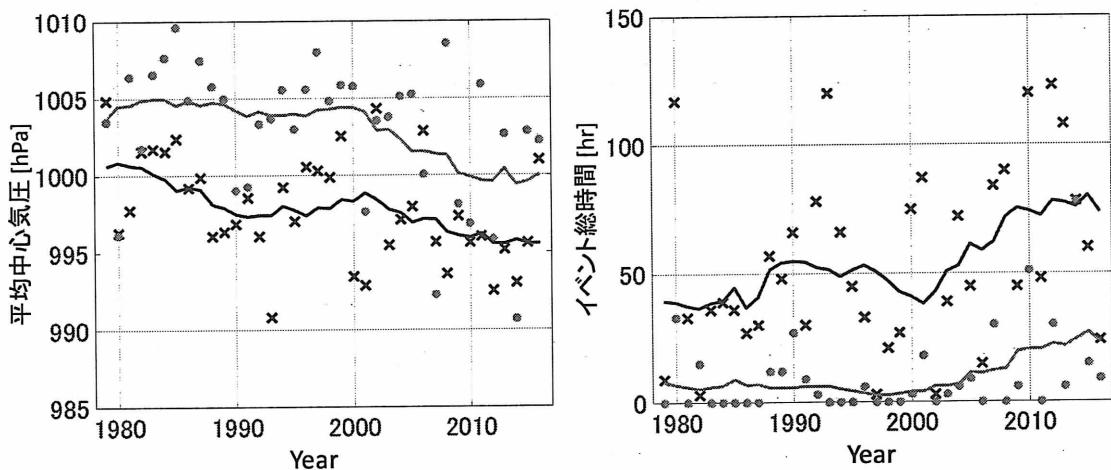


図 3 日本付近の太平洋上（×）と日本海上（●）において、（右）各年 12 月に発達した低気圧の平均中心気圧と、（右）中心気圧が標準大気圧から 24 hPa 以上低下した総時間。実線はそれぞれの 11 年間移動平均。

2.2 日本周辺における冬季の気象海象の近年の傾向

爆弾低気圧情報データベースによると、冬季を通して数多く発生する爆弾低気圧は特に 12 月と 3 月に発生個数のピークを有する。そこで本研究では 1979 年以降の 12 月中に、日本周辺の太平洋上、並びに日本海上を通過した低気圧の中心気圧の変遷を調べた（図 3 左）。ここで、 $N40^{\circ}\text{--}50^{\circ}$, $E130^{\circ}\text{--}140^{\circ}$ の範囲を日本海上、 $N40^{\circ}\text{--}50^{\circ}$, $E140^{\circ}\text{--}150^{\circ}$ の範囲を太平洋上と定義している（図 2 左参照）。それぞれの 11 年間移動平均により近年のトレンドを見ると、概ね 2000 年を境に爆弾低気圧の中心気圧は低下傾向に転じていることが分かる。また、2000 年以前は典型的な西高東低の冬型の気圧配置が形成されてきたことにより日本海上よりも太平洋上の方が低気圧の中心気圧が平均 6 hPa 程低い傾向にあったが、2000 年以降は両海上の気圧差が相対的に小さくなっている。これは、日本海上、太平洋上共に冬季に強い温帯低気圧が発達することにより、冬季に典型的であった西高東低以外の気圧配置が形成される頻度が増しているためと考えられる。図 3（右）は 12 月

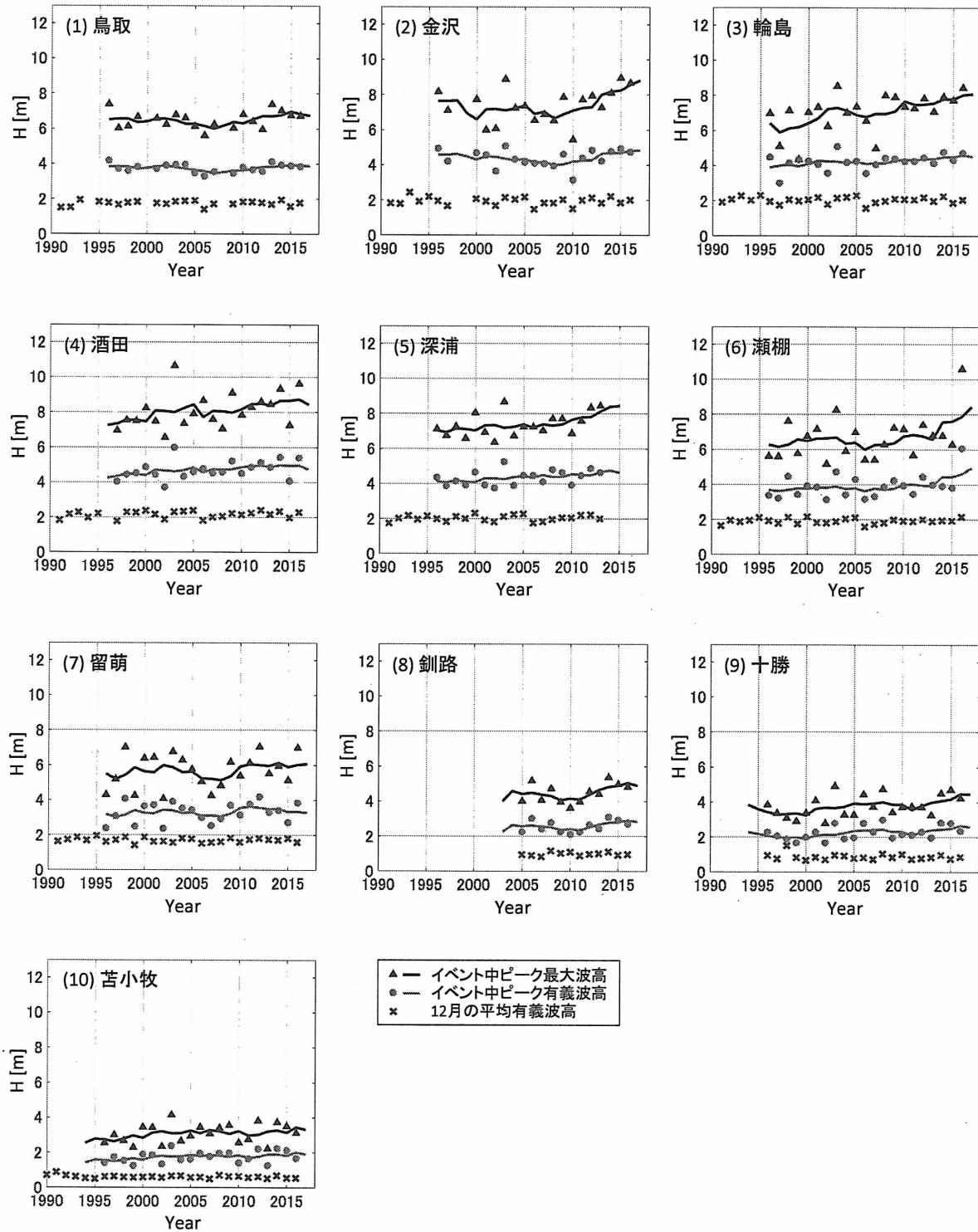


図4 冬期の波高の変遷. (×) 各年12月中の平均有義波高, (●) 12月に発生した爆弾低気圧通過イベント中のピーク有義波高の平均, (▲) 爆弾低気圧通過イベント中ピーク最大波高の平均. 実線はそれぞれの5年間移動平均.

に発生した低気圧の中心気圧が標準大気圧より 24 hPa 以上低下した時間の和と定義したイベント総時間の変遷を表す. 低気圧が強化傾向に転じた 2000 年以降, その存続時間も延長傾向にあることが明らかとなった. 暴風イベントの総時間が延長することにより高波リスクも増大していることを示す. 特に日本海上では以前はイベント総時間がゼロの年が頻繁にあったのが, 近年ほぼ毎年発

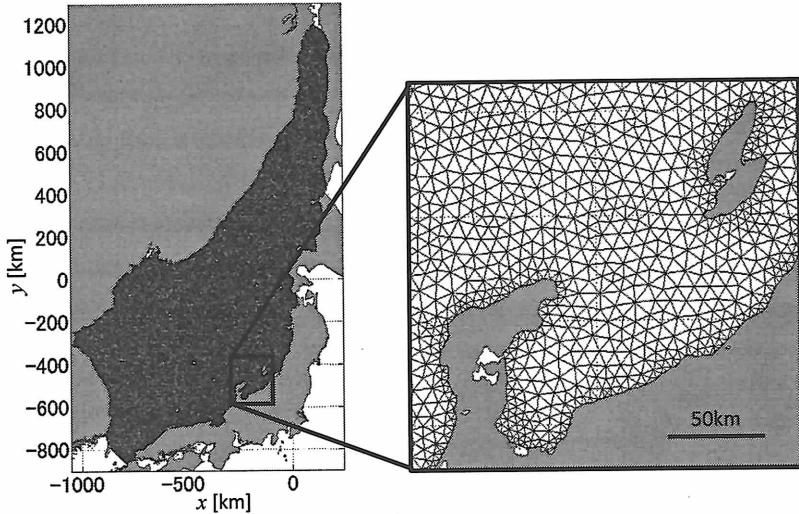


図 5 計算領域と計算グリッド.

達した低気圧の通過イベントが生じるようになってきている。

海象の遷移についてはまず比較的長期間の観測データが蓄積されている日本海側の 7 つの観測点（鳥取、金沢、輪島、酒田、深浦、瀬棚、留萌、図 2 右参照）における Nowphas データから、暴風イベントの強化と延長の影響が波浪場に与えた影響について調査した。図 4 (1)–(7) に同観測点における 12 月の平均有義波高と、各年 12 月に発生した爆弾低気圧通過イベント中のピーク有義波高とピーク最大波高の平均値の変遷を表す。また図中には各データの 5 年間移動平均もプロットしている。いずれの観測点においても有義波高の 1 ヶ月平均値には顕著な変化は見られないものの、爆弾低気圧通過イベント時のピーク有義/最大波高に増大トレンドが日本海側の広い範囲において見られる（特に金沢、輪島、酒田、深浦、瀬棚）。つまり、平常時の波高には変化がないが、暴風浪イベントの強度が増しているということである。これは図 3 において示された冬季に発達する低気圧の強大化とそれによる暴風イベントの総時間の延長に起因するものであると考えられる。また北海道沿岸については更に太平洋沿岸の 3 つの観測点（釧路、十勝、苫小牧）についても同様に解析を行った（図 4 (8)–(10)）。太平洋側ではもともとの冬季の波高が比較的低いため日本海側程明確ではないものの、これらの観測点においてもイベント時ピーク波高に緩やかな増大トレンドが表れている。

3 爆弾低気圧による高波の数値計算

3.1 波浪推算モデル

2014 年 12 月 2 日と 17 日前後に日本海上で二つの特徴的な爆弾低気圧が発達したが、本研究ではこれらをそれぞれ低気圧 L1, L2 とし、それらがもたらした高波の発達過程を波浪推算モデル SWAN (Simulating Waves Nearshore¹⁾, Ver. 41.01) を用いて再現した。気圧、風速場は NCEP が 6 時間毎に提供する全球気象再解析データ Final Analysis (FNL, 解像度 0.25°) により、また海底地形は BODC (British Oceanographic Data Centre) が提供する GEBCO 2014 (解像度 30 sec) により決定した。計算領域は日本海全域とし、計算グリッドは平均面積 20 km^2 の三角形

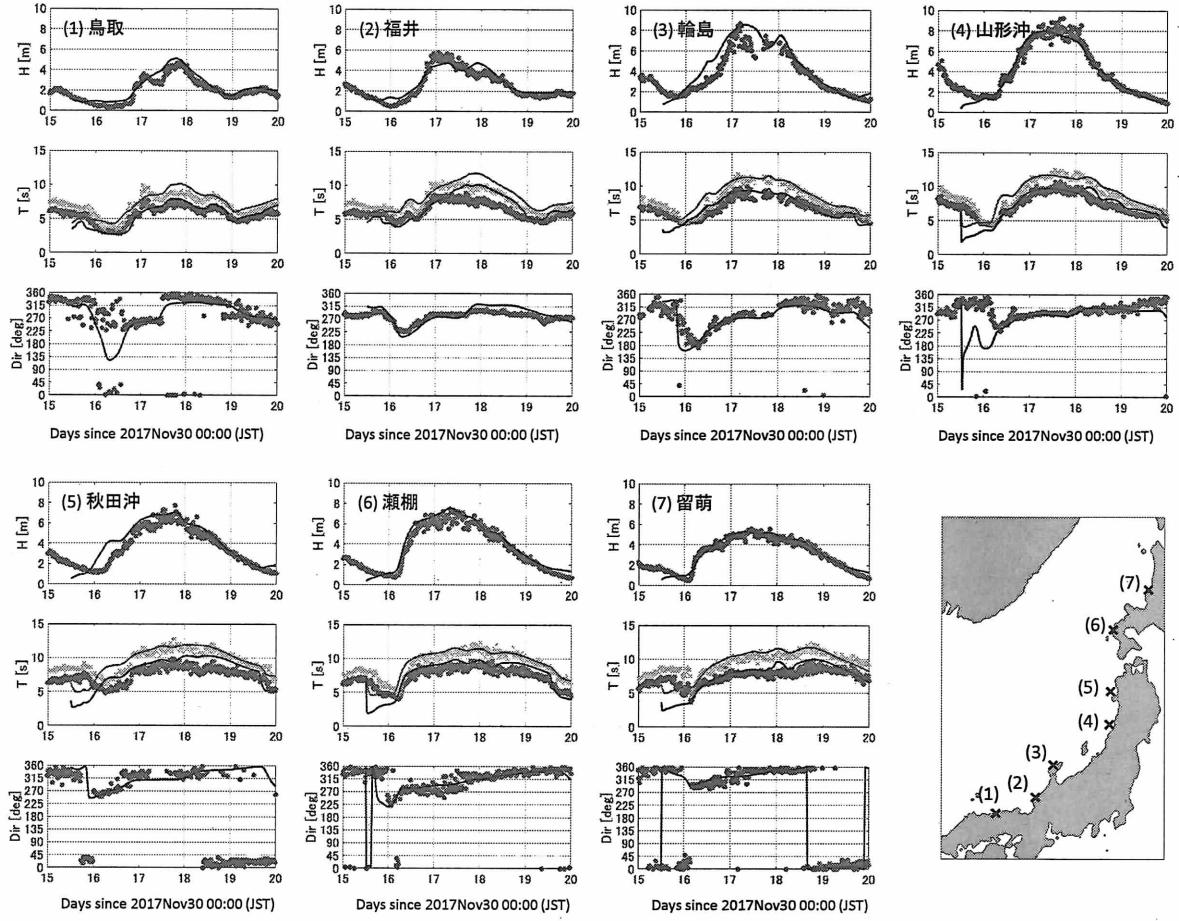


図 6 2014 年 12 月 17 日前後の爆弾低気圧通過イベント中の Nowphas による観測波浪
 (●) と本研究の計算結果 (—). (上) 有義波高, (中) 有義波周期 (グレー) と平均周期 (黒),
 (下) 平均波向き.

非構造格子とした (図 5). 日本海と東シナ海, 太平洋, オホーツク海との間の計算領域境界は閉境界であり領域外からの波浪スペクトルのインプットは与えていない. 計算期間は低気圧 L1 については 2014/12/1 00:00 (UTC) から 4 日間, L2 については 2014/12/15 12:00 (UTC) から 4.5 日間とした.

SWAN による計算結果の検証のため, Nowphas による波浪観測結果と比較した. 比較地点は図 6 中に示す 7 地点であり, 図 4 で検討した地点とほぼ対応している. 何れの高波イベントに対しても同様な比較を行っているが, 図には例として 2014 年 12 月 17 日前後の低気圧通過イベント (L2) のものを示している. 波高と周期の実測値との相関係数は低気圧 L1 で有義波高 0.93–0.99, 有義波周期 0.90–0.97, 平均周期 0.84–0.94 であり, また低気圧 L2 で有義波高 0.95–0.98, 有義波周期 0.77–0.92, 平均周期 0.66–0.90 と, 高い相関が表れた. 即ち本研究の計算結果はイベント中の波浪場を妥当に再現していると考えられる.

3.2 日本海を縦断する爆弾低気圧に伴う高波の特徴

図 7 (a) は 2014 年 12 月中に発生した低気圧の経路と中心気圧を示したものである. 爆弾低気圧 L1, L2 はともに, 大陸上の強い高気圧に進路をブロックされ, 平均移動速度 38.5 km/hr (L1),

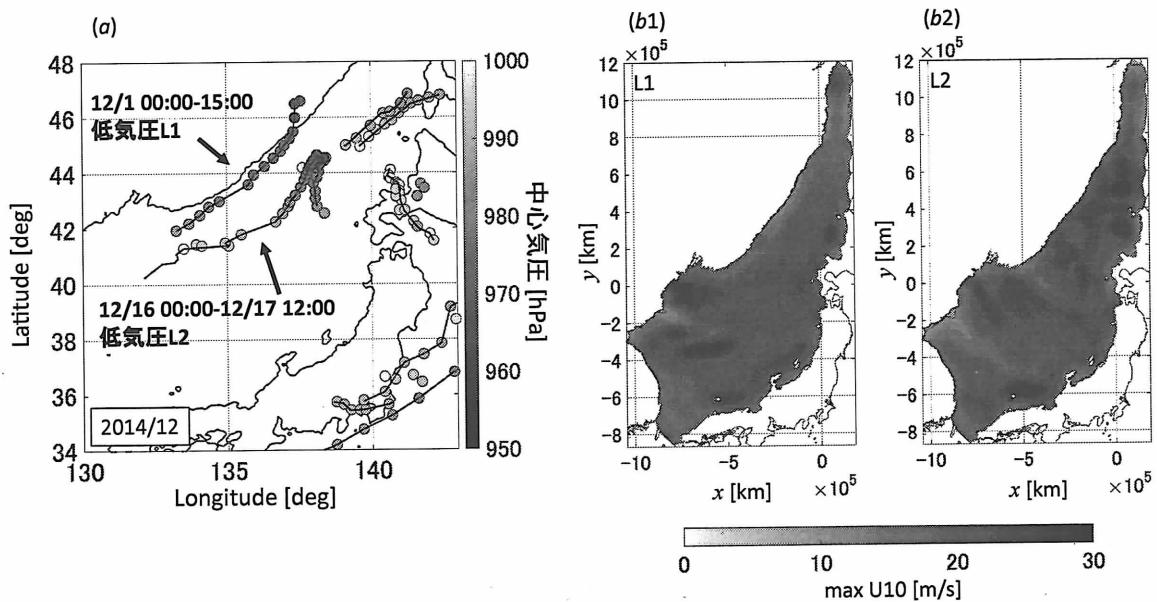


図 7 (a) 2014 年 12 月に日本海上を通過した低気圧の中心の経路. 色は中心気圧を表す.
(b) 低気圧 L1, L2 通過イベント期間中の最大 10 m 上空風速.

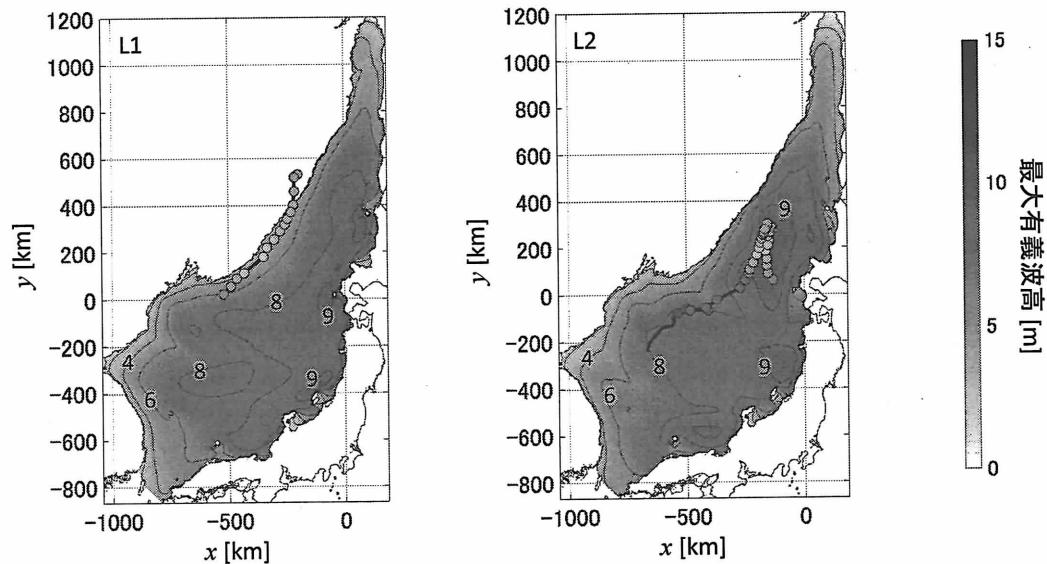


図 8 本計算により得られた L1, L2 イベント間での最大有義波高の分布. 低気圧の中心経路もプロットしている.

18.0 km/hr (L2) のゆっくりとした速度で日本海上を北上した. 両低気圧はともに、海上において最大気圧低下率 -2.93 hPa/hr (L1), -2.89 hPa/hr (L2) と急速に発達し、前述の過去 39 年間の気象再解析データ（図 3 左）と比較しても冬季にこの経路を取る低気圧としては極めて低い 972 hPa (L1), 973 hPa (L2) までそれぞれ発達した. L1 は日本海上にいる間は発達し続け、L2 は 12 月 16 日 17:00 (UTC) に最低気圧に達したのち徐々に勢力を弱めながら南下し、その後 L2 と同時に発達していた太平洋上の爆弾低気圧と合体し吸収された. 両強風イベント期間中は共に、日本海全域で最大 $25\text{--}30 \text{ m s}^{-1}$ 程度の海上風が高波浪を発達させた（図 7 (b)).

本計算により得られた L1, L2 通過時の最大有義波高の分布を 図 8 に示す. 日本海上に強い西

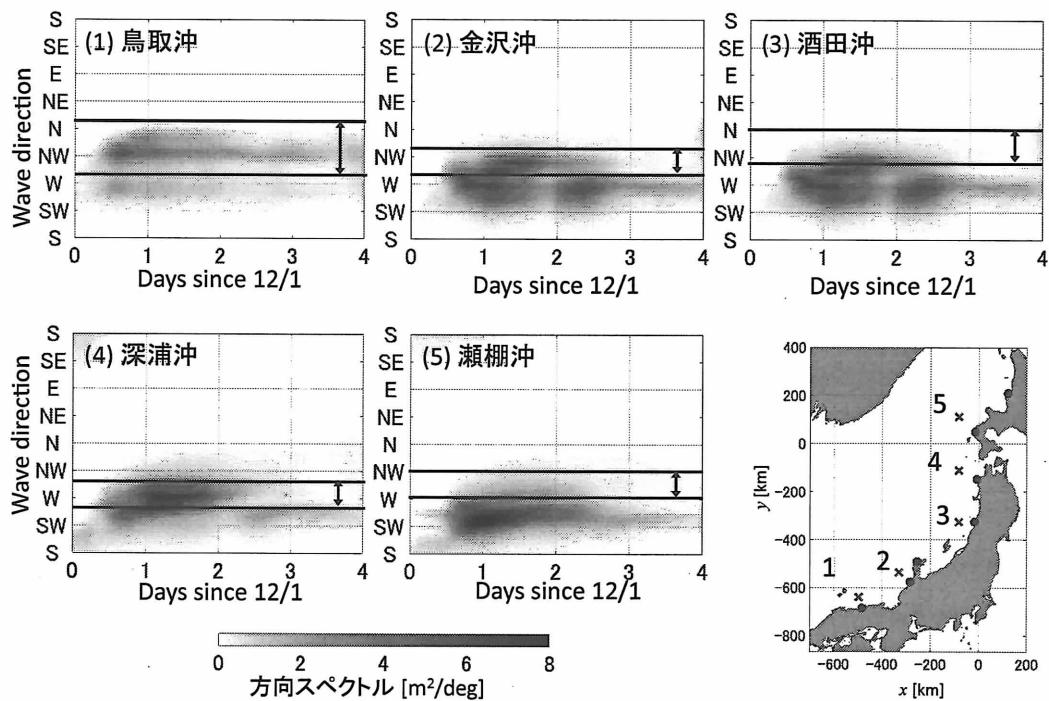


図 9 低気圧 L1 通過に伴う波の方向スペクトルの時間変化. 図中黒線と両矢印は各地点における典型的な冬季の波向きのレンジを表す. 右下図は方向スペクトル計算位置 (×).

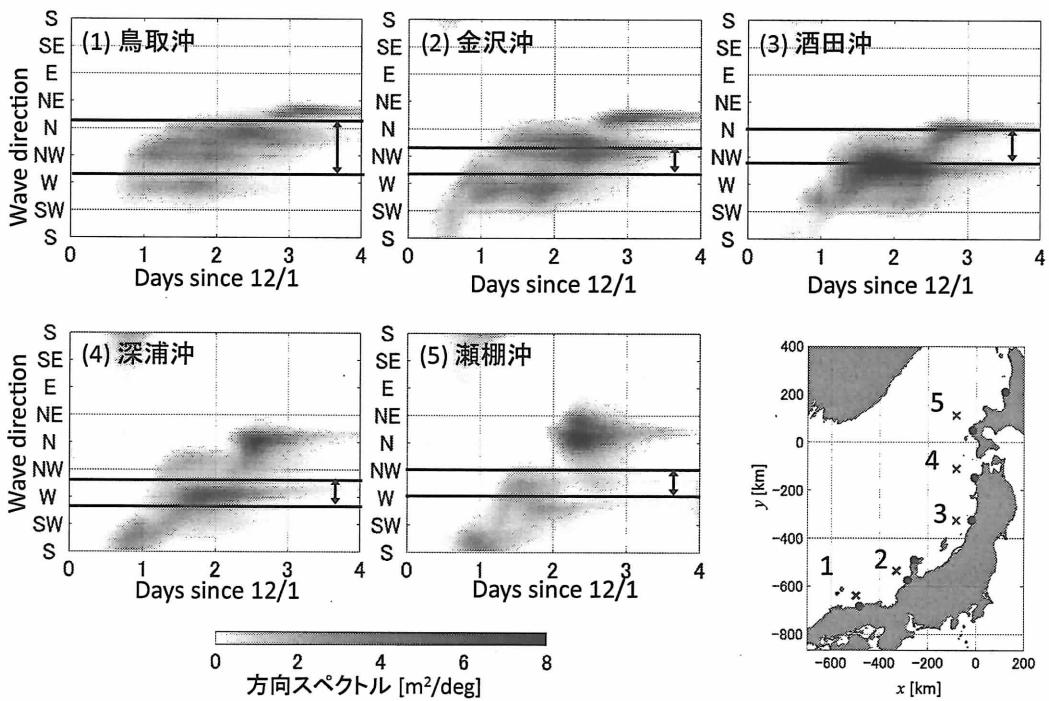


図 10 低気圧 L2 通過に伴う波の方向スペクトルの時間変化. 図中黒線と両矢印は各地点における典型的な冬季の波向きのレンジを表す. 右下図は方向スペクトル計算位置 (×).

風を伴うこれらの低気圧は南西から西寄りの波浪を発達させ, その結果北陸から北海道にかけての日本海沿岸の広い範囲に最大有義波高 8–9 m にもなる高波を来襲させた.

低気圧 L1, L2 通過中の江差及び金沢沖における波浪の方向スペクトルの変化を 図 9, 図 10 に

表 1 有義波高発達率 (単位 : m/hr). 1994 年以前の値は永井ら (1997)⁶⁾ より.

| | 1994 年以前 | L1 | L2 |
|----|----------|-------|-------|
| 留萌 | 0.070 | 0.602 | 0.273 |
| 深浦 | 0.072 | 0.647 | 0.428 |
| 酒田 | 0.111 | 0.641 | 0.473 |
| 輪島 | 0.060 | 0.513 | 0.361 |
| 金沢 | 0.064 | 0.383 | 0.471 |
| 鳥取 | 0.067 | 0.397 | 0.398 |

示す。日本海西部を真っ直ぐ北上した低気圧 L1 は、進路の背後に強い西風を伴い日本海上には南西から西寄りの波浪を発達させた (図 9)。一方 L2 通過中は低気圧の移動に伴う風向きの変化の影響を受け、各地で波向きが時々刻々と変化し、多方向からの波が重畠することにより多峰型方向スペクトルが発達した (図 10)。いずれのイベントにおいても各地で波の高い状態が丸二日程度継続した。前述の通り L1, L2 は日本海でこれまでに発生してきた低気圧とは異なる特徴を有しており、本イベント中の波向きは、図 9, 図 10 中両矢印で表される永井ら⁷⁾により報告される冬季の典型的な卓越波向きとは必ずしも一致していない。これまでの経験に基き想定してきた方向以外からの高波の来襲は、海岸防御の脆弱性を露呈させ、想定外の被災を誘発する可能性がある。

3.3 高波の発達機構

図 11, 図 12 に低気圧 L1, L2 通過時の有義波高 H_s 及びその発達率 dH_s/dt の時間変化を示す。日本海西部に位置する低気圧により、日本沿岸には南西の波浪が発達する。海岸線に沿って北へと伝搬していく高波は、同じく北上する低気圧による南西風を継続して受け続けるために相対的な吹送時間が長くなり、波はさらに大きく成長した (図 11, 12 (a))。これは低気圧 L1, L2 で共通して見られた特徴であり、日本海を北上するこのタイプの低気圧に伴う高波の重要な発達機構の一つであると考えられる。低気圧 L2 については日本海を北上した後、北海道西部で停滞しその後ゆっくりと南下した。これにより東北地方沿岸には強い西寄りの風が吹き続け、9 m を超える高波が長時間に渡り来襲した (図 12 (a3))。

低気圧の発達の初期段階においてその周辺では急速に波高が発達し (図 11, 12 (b1)), 波高の発達は低気圧の移動に伴い徐々に北へと伝搬した (b2, b3)。波高発達率は外洋で最大 1.0 m/hr, 沿岸部では最大 0.8 m hr 程度となった (図 13)。永井⁶⁾は各地における 1973–1994 年の間の長期波浪観測データに基き、高波来襲イベント時に波高が基準低波高 H_l から基準高波高 H_h にまで発達するまでの立ち上がり時間 t_s を統計的に調査した。その結果を波高発達率に換算したものと $((H_h - H_l)/t_s)$, 本計算により得られた最大波高発達率を 表 1 に示す。殆どの地点において L1, L2 通過前の初期波高が基準低波高よりも高かったため同一の定義による比較はできないものの、本研究で得られた高波発達率は永井⁶⁾により報告される 1994 年以前の平均波高発達率よりも概ね 1 オーダー程大きかった。本イベントで特徴的だった急速な低気圧の発達により高波もまた急速に発達し、平常状態から高波浪状態へと遷移するまでの時間的猶予が短かったものと考えられる。

以上の様に本研究で対象とした爆弾低気圧に起因する高波は、波高発達率や卓越波向等が従来想

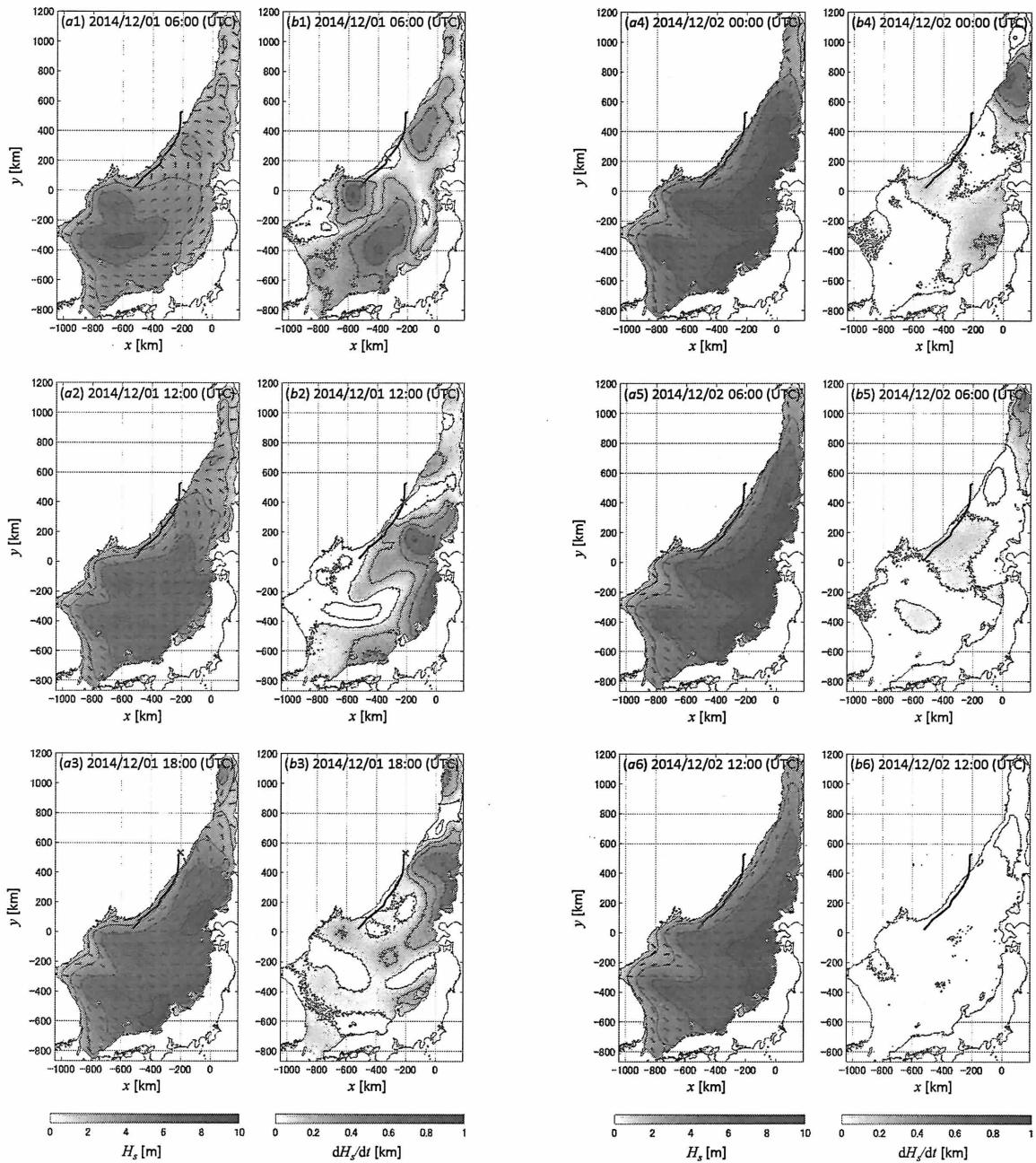


図 11 低気圧 L1 通過に伴う有義波高 (a) 並びに有義波高発達率 (b) の時間変化. 黒太線は低気圧の経路, ×印は各時刻における低気圧中心位置を表す.

定されてきたものとは全く異なる特徴を有していたことが明らかとなった. 冬季の日本海沿岸の海岸防御並びに防災を考える上で新たな外力パターンとして検討する必要がある.

4 結論

過去 39 年間の気象再解析データから, 日本周辺を 12 月に通過する低気圧の中心気圧は近年減少傾向にあり, それに伴い低気圧が強い勢力を保つ総時間も延長していることを確認した. また中国地方から北海道にかけての日本海側の波浪観測データから, 爆弾低気圧通過時のピーク波高も近年増大傾向にあることが明らかとなった. 暴風イベントの強大化と長期化による今後の更なる高波

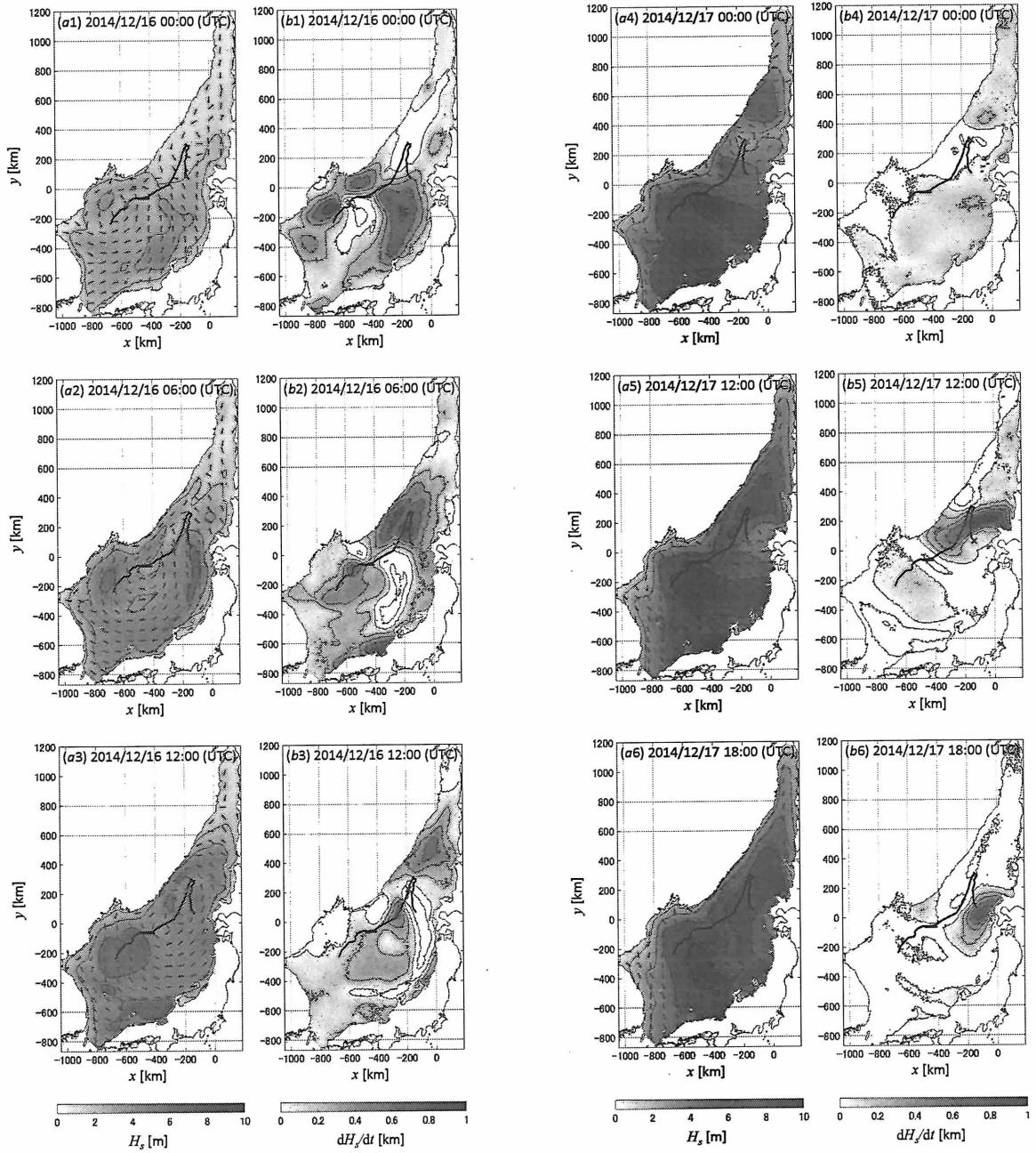


図 12 低気圧 L2 通過に伴う有義波高 (a) 並びに有義波高発達率 (b) の時間変化. 黒太線は低気圧の経路, ×印は各時刻における低気圧中心位置を表す.

リスクの増大が懸念される.

2014年12月に日本海上で発達した二つの爆弾低気圧通過時の高波の発達機構を調査した. 日本沿岸における波向きと低気圧の移動方向が一致する事により相対的な吹送時間が延長し, 本イベントにおける高波は大きく発達した. 急速に発達する低気圧により波も急速に発達し, 波高発達率は1994年以前の平均よりも概ね1オーダー程度大きかった. これらの爆弾低気圧は冬季の典型的な波向きとは異なる方向からの高波を各地にもたらしたが, 想定外の方向からの波は海岸防御の不充分な地点における高波被害を誘発する危険性があり, 今後の冬季の日本海沿岸の海岸防御並びに防災を考える上でこの様なタイプの高波の来襲を新たな外力パターンとして検討する必要がある.

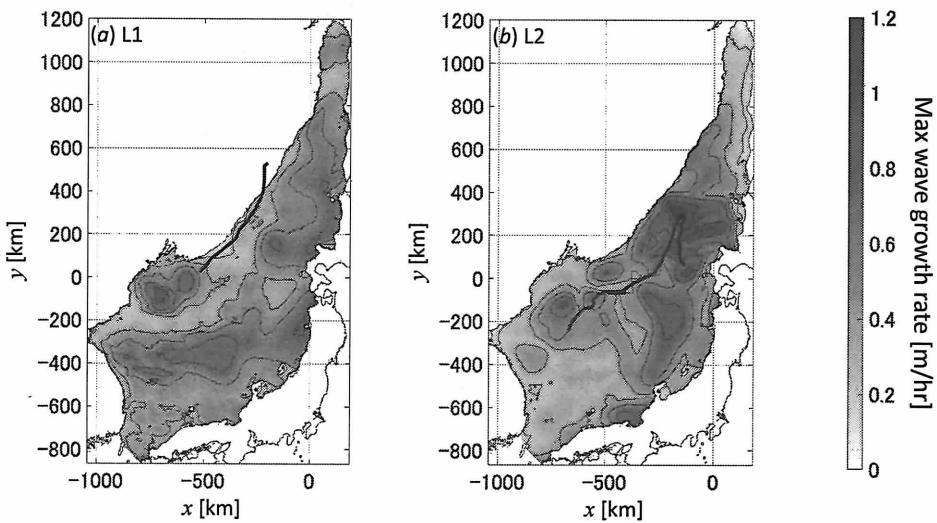


図 13 (a) L1, (b) L2 各イベントにおける有義波高発達率の最大値の分布. 黒太線は各低気圧の中心経路を表す.

謝辞： 国土交通省港湾局より波浪観測データをご提供頂いた。ここに謝意を表する。

参考文献

- 1) N. Booij, R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen. A third-generation wave model for coastal regions: 1. model description and validation. *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C4):7649–7666, 1999.
- 2) Nicholas E. Graham and Henry F. Diaz. Evidence for intensification of north Pacific winter cyclones since 1948. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82:1969–1893, 2001.
- 3) Koki Iwao, Masaru Inatsu, and Masahide Kimoto. Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over the winter northwestern Pacific. *J. Climate*, 25:7282–7296, 2012.
- 4) Frederick Sanders and John R. Gyakum. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108:1589–1606, 1980.
- 5) Ayumi Saruwatari, Adriano Coutinho de Lima, Masaya Kato, Osamu Nikawa, and Yasunori Watanabe. Report on the 2014 winter cyclone storm surge in nemuro, japan. *Coastal Engineering Journal*, 57(03):1550014, 2015.
- 6) 永井紀彦. ナウファス（全国港湾海洋波浪情報網）による我国沿岸の波浪特性の解明. 港湾技研資料, 863:1–113, 1997.
- 7) 永井紀彦・菅原一晃・橋本典明・浅井正. 全国港湾海洋波浪観測年報 (NOWPHAS 1991). 港湾技研資料, 745:1–304, 1991.