

報 文

大阪湾の西風強風時における淡路島の影響

大久保卓治 *

Effects of Awaji-shima Island on strong westerly winds over the Osaka Bay

Takuji OOKUBO

要 旨

気象庁非静力学モデルを用いた数値実験によって、大阪湾の西風強風時における淡路島の力学的な効果を解析した。その結果、日本海低気圧に伴う寒冷前線の通過後に、大阪湾では 850hPa 付近に安定層を伴う西風による下層寒気移流場となる中、淡路島北部の標高約 500 m の地形による「おろし風」と淡路島北部の地峡から東へ伸びる「地峡風」が発生していることが分かった。「おろし風」は淡路島東側斜面と東岸に強風をもたらし、「地峡風」による強風帯が淡路島東岸から大阪湾に達している。

1. はじめに

大阪湾内にある関西国際空港（以下、RJBB とする。）では前線を伴った低気圧が山陰沖を通過後、西よりのガストを伴う強い風が吹く場合がある。RJBB の滑走路は北東 - 南西の方向に位置するため、特に西よりの強風は航空機の離着陸に大きな影響を与える。状況によってはダイバート（航空機の運航において当初の目的地以外の空港などに着陸すること）の可能性が出てくるため、強風の発生機構の解

明は航空機の安全運航にとって重要である。なお、本稿において「ガスト」とは、「航空気象観測報の定時観測及び特別観測で通報される観測時前 10 分間に 10 分間平均風速を 10kt 以上上回る瞬間風速がある場合、その 10 分間の最大瞬間風速（気象庁観測部，2014）」の意味である。

今回淡路島北部東岸から大阪湾にかけて発生する西風強風の調査にあたり、RJBB の西側にある淡路島北部の地形の効果に着目した。地形の力学的な

*関西航空地方気象台

(2015 年 7 月 1 日受領, 2016 年 3 月 14 日受理)

効果によって生じる強風には、主におろし風と地峡風がある。斉藤（1994）によると、おろし風は、山脈風下側斜面から 10km 程度までの比較的限定された場所で強風となり、山脈に鞍部などの開けた場所があるとその風下側で特に強く吹きやすい。

一方、地峡風は、総観スケールの風が谷地形によって力学的に変形され、加速されて谷筋に吹く風である。荒川（2011）は、日本において風に名前がつけられている現象の中で、「日高しも風」、「羅白だし風」、「寿都だし風」について「地峡から吹き出す風」として解説している。小野田・山下（1985）は観測船による寿都沖の強風帯の調査観測に基づき、寿都の「だし風」の影響は 80km 以上沖合まで及ぶと推定している。また、現象発現現場での高層観測の必要性と渡島半島西岸海域に発生する複数の強風帯の相互の関係やだし風発生限界のフルード数等について調査が必要と述べている。佐々木ほか（2004）は、地峡風を峡谷内の気圧傾度力によって加速された風速とし、風速値を「峡谷の長さ、風上側と風下側との海面気圧差と距離」で表した。また、小倉（1997）は、伝播型の山岳波が発生している場合気圧は山岳の風上側で大きく風下側で小さくなり、気圧との関連性を指摘している。

実際の強風は、おろし風と地峡風の両者がミックスして起こっている（荒川，2006）。局地風に関して厳密な線引きは難しい（稲村ほか，2009）とされ、強風を調査するには上空における風の鉛直シアーや山岳波による効果、安定層の発達、峡谷と地形の傾斜による効果などの考慮が必要である。

本研究では、淡路島による地形の力学的な効果に注目し、JMANHM 数値実験結果及び気象庁メソ解析（加藤，2012。以下メソ解析とする。）等を使用した解析を行う。第 2 章で調査方法を、第 3 章で調査結果を示す。第 4 章で考察を行い、第 5 章に結論を提示する。

2. 調査方法

2.1 淡路島付近の地形

第 1 図に、淡路島付近の地形を示す。(1)は広域図、(2)は淡路島を囲む(1)の矩形部分の拡大図である。

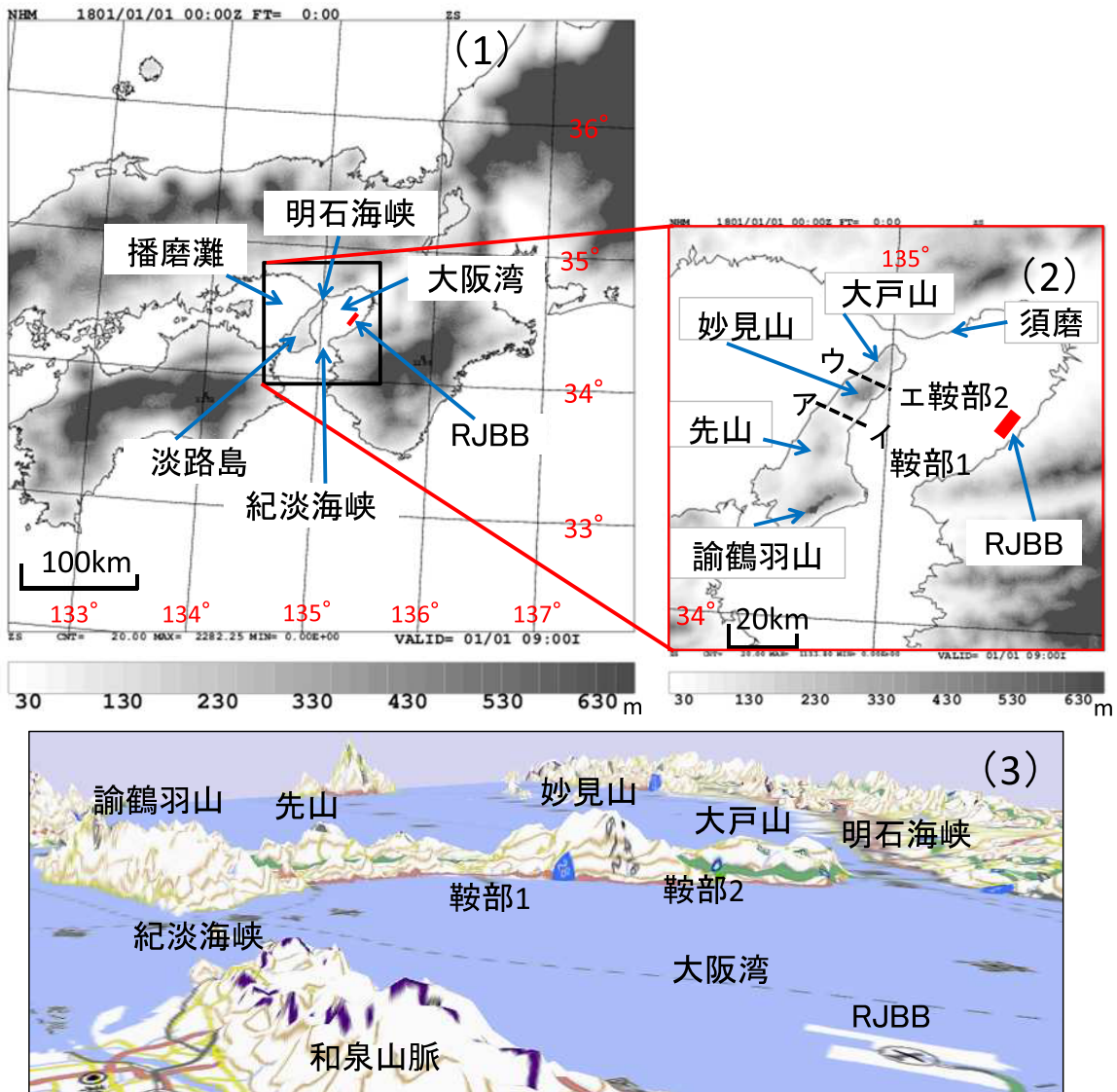
(3)はRJBBから淡路島方向(西側)を見通した様子を三次元的に表した図である。

淡路島は、瀬戸内海東部に位置し、北東-南西に細長い形状をしている。北部地域には妙見山(522m)を最高点とした山地があり、また、妙見山の北部には大戸山(287m)がある。南部地域には起伏の大きい諭鶴羽山地があり、諭鶴羽山(608m)と先山(448m)がある。南北の山地の谷間(30m以下の低地)を中心に平地が東西に広がり(以下、鞍部1とする。)、妙見山と大戸山との間にも谷間(150m以下の低地)がある(以下、鞍部2とする。)。大阪湾は、西風の場合に淡路島の風下に位置する。

2.2 気象庁非静力学モデルの設定と解析データ

淡路島北部の東岸から大阪湾にかけて発生する西よりの強風の発生メカニズムを解明するため、大気の状態や地形を時空間的に密に表現するJMANHM(気象庁予報部，2003；2008)を用いた。初期値にはメソ解析を使用した。第 1 表及び第 2 表に JMANHM の主な要素及び設定値を示す。数値実験は、水平格子間隔 5km の JMANHM に水平格子間隔 2km の JMANHM をネスティングした。更に水平格子間隔 2km の JMANHM から水平格子間隔 1km の JMANHM へネスティングを行った。第 2 図 (1) に 5km, 2km と 1km の JMANHM 数値実験領域を示す。また、第 2 図 (2) は、1km の JMANHM の計算領域と後に実験結果を示す鉛直断面図の位置を示している。なお、1km-JMANHM 数値実験結果の地上風は高度 10m の値であり(気象庁予報部，2003)、表示間隔は 10 分間である。

1km-JMANHM の数値実験結果は、第 2 図 (2) の赤枠で示した領域 (α) と (β) の地上平面図(風速 (kt) 及び流線)と大阪湾に吹く風の風向方向の鉛直断面図(風速 (kt) 及び温位 (θ))である A-B, A' -B', A'' -B'' 及び W-E と大阪湾に吹く風の風向直交方向の鉛直断面図(風速 (kt) 及び温位 (θ))である N-S 及び N' -S' を用いて示す。その他、気象庁メソ解析、気象庁毎時大気解析(室井ほか，2008。以下、毎時大気解析とする。)及び RJBB の風向・風速実況を解析に使用した。



第1図 淡路島付近の地形図

上段左図 (1) : 淡路島付近の地形図 (広域). 矢印は淡路島, 播磨灘, 明石海峡, 大阪湾, RJB (関西国際空港) 及び紀淡海峡の位置を示す.

上段右図 (2) : 淡路島付近の拡大図.

破線部ア-イ (ア: 北緯 34° 28′ 東経 134° 50′, イ: 北緯 34° 26′ 東経 134° 54′) : 淡路市付近の谷間部 (標高 30m 以下) が鞍部 1, 破線部ウ-エ (ウ: 北緯 34° 32′ 東経 134° 55′, エ: 北緯 34° 31′ 東経 134° 59′) : 妙見山北部の谷間部 (標高 150m 以下) が鞍部 2. 矢印は妙見山 (標高: 522m), 大戸山 (標高: 287m), 先山 (標高: 448m), 諭鶴羽山 (標高: 608m), 須磨及び RJB の位置を示す.

下段図 (3) : RJB から淡路島方向 (西側) を見通した図. 国土地理院地図閲覧サービス「ウオッチず」の平面図及び 3D を利用して加工. (<http://maps.gsi.go.jp/#5/35.362222/138.731389> 参照 2015 年 5 月 1 日).

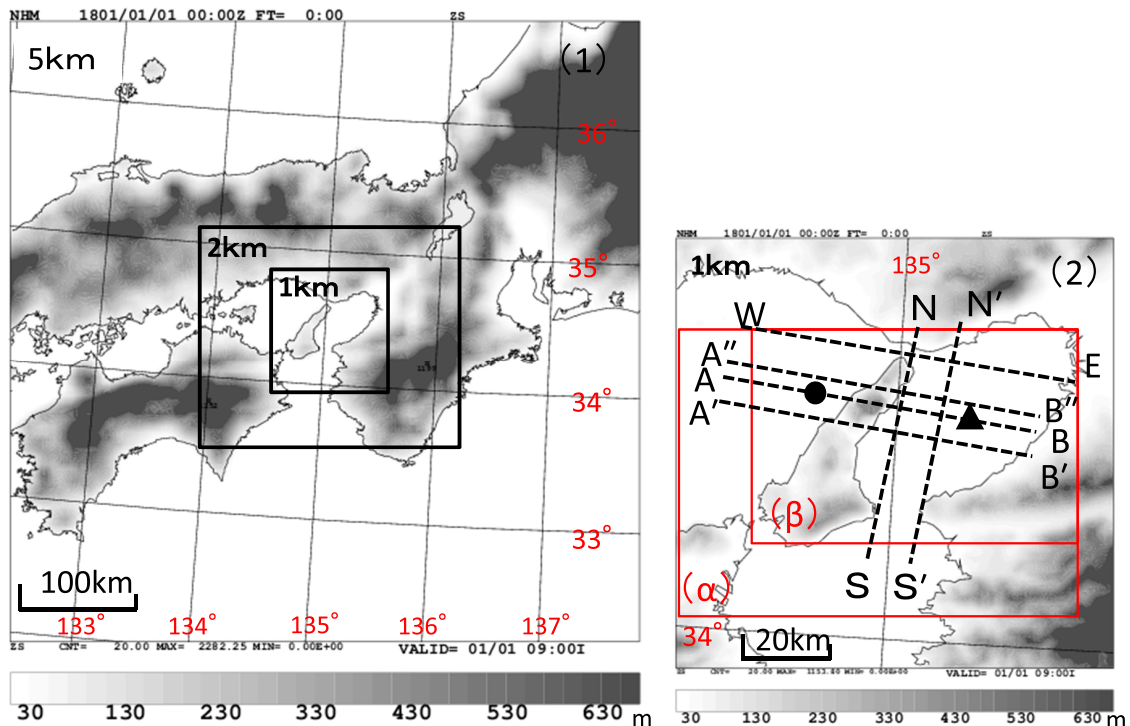
第1表 抽出した事例日とJMANHMの設定

	5km-JMANHM	2km-JMANHM	1km-JMANHM
格子数	102×102		
水平格子間隔	5km	2km	1km
鉛直格子	50層		
領域の大気上端高度	約22km (約40hPa)		
タイムステップ幅	24秒	8秒	4秒
中心緯度経度	北緯34.4度, 東経135.0度		
事例日	JMANHMの初期時刻 (FT: 積分時間 (hour))		
①2012年12月6日	12月5日 12UTC (FT=12)	12月5日 15UTC (FT=9)	12月5日 18UTC (FT=6)
②2013年11月25日	11月25日 3UTC (FT=12)	11月25日 6UTC (FT=9)	11月25日 9UTC (FT=6)

第2表 JMANHMのパラメーター設定.

文献 (気象庁非静力学モデル I・II. 数値予報課報告別冊, 49, 54) による.

主要要素	JMANHMの設定
下部境界条件	海面粗度の決め方: Beljaars, 陸上の地表面fluxのbulk係数の計算方法: Beljaars and Holtslag 気孔抵抗, wetnessの時間変化を使用する 海上の地表面fluxのbulk係数の計算方法: Businger 陸上の地表面fluxのbulk係数の計算方法: Beljaars and Holtslag
温位, 乱流エネルギーと雲物理量の側面境界条件	時空間に外挿する
上部境界条件	摩擦のない断熱壁
側面境界条件	x, y方向とも開放
重力波, 移流のスプリット	風と温位の移流をスプリット(温位の基本場鉛直移流を追加)
雲物理過程	氷相を含むバルクモデル, 混合比 (qc, qr, qi, qs, qg), 数濃度 (Ni) を予報する
乱流, 拡散	乱流クロージャーモデル (Improved Mellor-Yamada Level3, 鉛直方向混合長(l _z)の決め方: Blackadarの方法を施す, 混合長の決め方: l _x =l _y =l _z , ds = (dx * dy * dz) ** (1/3), implicit鉛直乱流拡散)
対流パラメタリゼーション	対流パラメタリゼーションを用いず, 雲物理過程による
鉛直の格子間隔	namelist変数DZL, DZR, IZ1, IZ2を使って引き伸ばしをする



第2図 気象庁非静力学モデルの計算領域と地形

左図 (1) 水平格子間隔 5-km, 2-km 及び 1-km の JMANHM の計算領域.

右図 (2) 水平格子間隔 1-km の JMANHM の計算領域. 図中に示した破線 W-E, A''-B'', A-B, A'-B', N-S 及び N'-S'. A-B 破線上の黒丸 - 黒三角は後掲の鉛直断面をとった位置. 赤枠 (α) 及び (β) 域は後掲の地上平面図の領域 (α : 第4図上段図, 第8図左図, 第9図. β : 第8図右図).

2.3 調査事例

2事例(第1表)を対象として調査を行った. 事例の選択は以下の3点に注目して行った. すなわち, 本調査を実施した2014年時点で利用可能なメソ解析値の期間(2011年~2013年)で, ①RJBBにおいて西風により10分間平均風速で34kt以上48kt未満が予想され飛行場強風警報が発表されていること, ②対流雲の影響を排除するため, RJBBの航空気象観測報でRJBBの西側の大阪湾に積乱雲が観測されていないこと, ③おろし風の効果により山の風下側で安定層下面高度が下方変位すると報告されていることから(斉藤, 1994)1km-JMANHM数値実験結果の風向方向鉛直断面図において淡路島の西岸付近より東岸付近の安定層下面高度が低いことを条件とした. なお, 大阪湾内の風観測地点としてRJBB(アメダス観測所 関空島)の風観測値を使

用する. その結果, 3事例が該当したが, その中でJMANHMにおいて地形の影響が特徴的に現れている2事例を抽出した(第1表). この2事例において淡路島による地形の効果が最も現れる時間帯を中心に, 強風の発生機構を検討した.

2.4 調査項目

淡路島北部の東岸から大阪湾にかけて発生する西よりの強風の発生メカニズムについて, 次の項目を解析した.

- I 淡路島の山地によるおろし風の影響,
- II 淡路島の中部及び北部の鞍部による地峡風の影響,

Iについては, 第3.1節で山を越える浅水流のレジーム図上で2事例を整理しハイドロリックジャンプが発生する環境を調べた. また, 第3.2節で2事

例の 1km-JMANHM 数値実験結果による風の地上平面図での特徴を調べた。さらに、第 3.3 節で、おろし風に対する安定層下面高度の高さの影響を調べるため、2 事例について鉛直断面をとって風速 (kt) と温位 (K) の分布を検討した。

II については、第 3.4 節で 2 事例について地峡風の細部構造及び淡路島の鞍部地形の影響と淡路島の地形を削除した場合の影響を調べた。

3. 調査結果

3.1 おろし風の検討

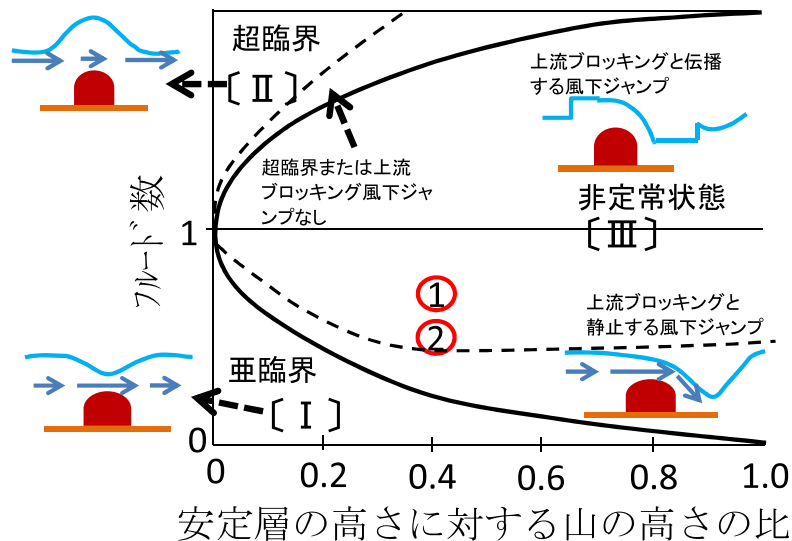
第 3 図は、山を越える浅水流のレジーム図である。山を越える流体の振舞は、おろし風の立体構造と類似性が見られる (斉藤, 1994)。山を越える浅水流の状態は、静的安定度と流れの速さの関係を表すフ

ールド数 (以下, Fu とする。) と水深 (安定層の下までの高さ) に対する山の高さの比によって特徴づけられる。

$$Fu = U / (H_0 g \Delta \theta / \theta)^{1/2} \quad (1)$$

ここで, U : 風速, H_0 : 安定層の高さ, g : 重力加速度, $\Delta \theta$: 安定層上下の温位差, θ : 安定層下の温位, である。図中 III の領域では、ハイドロリックジャンプが発現する。

第 3 図には、1km-JMANHM 数値実験結果から推定した 2 事例の状態を重ねて示した。このように、2 事例ともハイドロリックジャンプ現象を伴う非定常状態 (図中 III) にあり、山越え後風速が強化されることを示している。



第 3 図 山を越える浅水流のレジーム図。

ハイドロリックジャンプの有無を簡易に判定するレジーム図, 斉藤 (1994) を参考に作図。図中の赤円は① 2012 年 12 月 6 日事例及び② 2013 年 11 月 25 日事例を示す。山の高さは妙見山の標高 (522m) とする。U: 風速 (kt), H_0 : 安定層の高さ (m), g : 重力加速度 (m/s^2), θ : 安定層下の温位 (K) 及び $\Delta \theta$: 安定層上下の温位差 (K) は、1km-JMANHM 数値実験結果による播磨灘付近 (北緯 $34^\circ 34'$ 付近, 東経 $134^\circ 50'$ 付近) の値を使用した。各事例の U, H_0 , θ 及び $\Delta \theta$ はそれぞれ 2012 年 12 月 6 日: 36kt, 1426m, 283K, 14K, 2013 年 11 月 25 日: 25kt, 1418m, 290K, 12K。

3.2 地上風速分布の特徴

第4図上段は、2事例の1km-JMANHM 数値実験結果による風の地上平面図を示す。なお、第4図における時刻は、1km-JMANHM 数値実験結果において地形の力学的効果が最も現れている時刻直近の正時である。図にはアメダスの明石、神戸空港、郡家及びRJBBの10分間風向・風速値も記入している。下段は、実況データの情報が適切に解析場に取り込まれ有益な実況監視資料となっている毎時大気解析の風向・風速分布を示した地上平面図である。なお、アメダス洲本の観測値はおろし風及び地峡風の影響を受けていないと推測できたため、今回の検討から省いた。

上段図のアメダス10分間風向・風速値から、RJBBでは郡家よりも風速値が大きい。また、アメダスの4地点の風向は、1km-JMANHM 数値実験結果との差異は小さい。次に、上段の1km-JMANHM 数値実験結果の風速分布図と下段の毎時大気解析図を比較すると、播磨灘や大阪湾の強風域について大きな差異は見られない。また、毎時大気解析の風向・風速値はそれぞれ2012年12月6日事例の郡家：西北西8kt, RJBB：西北西24kt, 2013年11月25日事例の郡家：西北西10kt, RJBB：西北西22ktで、1km-JMANHM 数値実験結果とほぼ一致している。

上段図2事例の1km-JMANHM 数値実験結果は、以下に示すような特徴がある。妙見山の風下ではおろし風の影響と推測する風の強まりがある。また、地峡の影響と推測する明石海峡及び鞍部1, 2出口から強風帯が見られる。また、明石海峡から伸びる強風帯は風下側へ広がりながら大阪府の大阪湾沿岸部まで達している。鞍部1及び2からの伸びる強風帯は大阪湾の中央付近で弱まっている。

3.3 安定層下面高度の影響

佐々木ほか(2004)は、「局地風の発生には上空の逆転層の存在が重要であり、これは気塊に対して蓋のような役割を果たしている。」と述べている。また、Arakawa(1969)、斉藤(1994)は、浅水流理論について「流れが非定常となる時 ($Fu = 1$)

エネルギーは散逸し、速度が不連続に変化する(ハイドロリックジャンプ)。この傾向は安定層が低いほど顕著である。」と述べ、安定層が局地風の発生に重要な存在であることを示している。

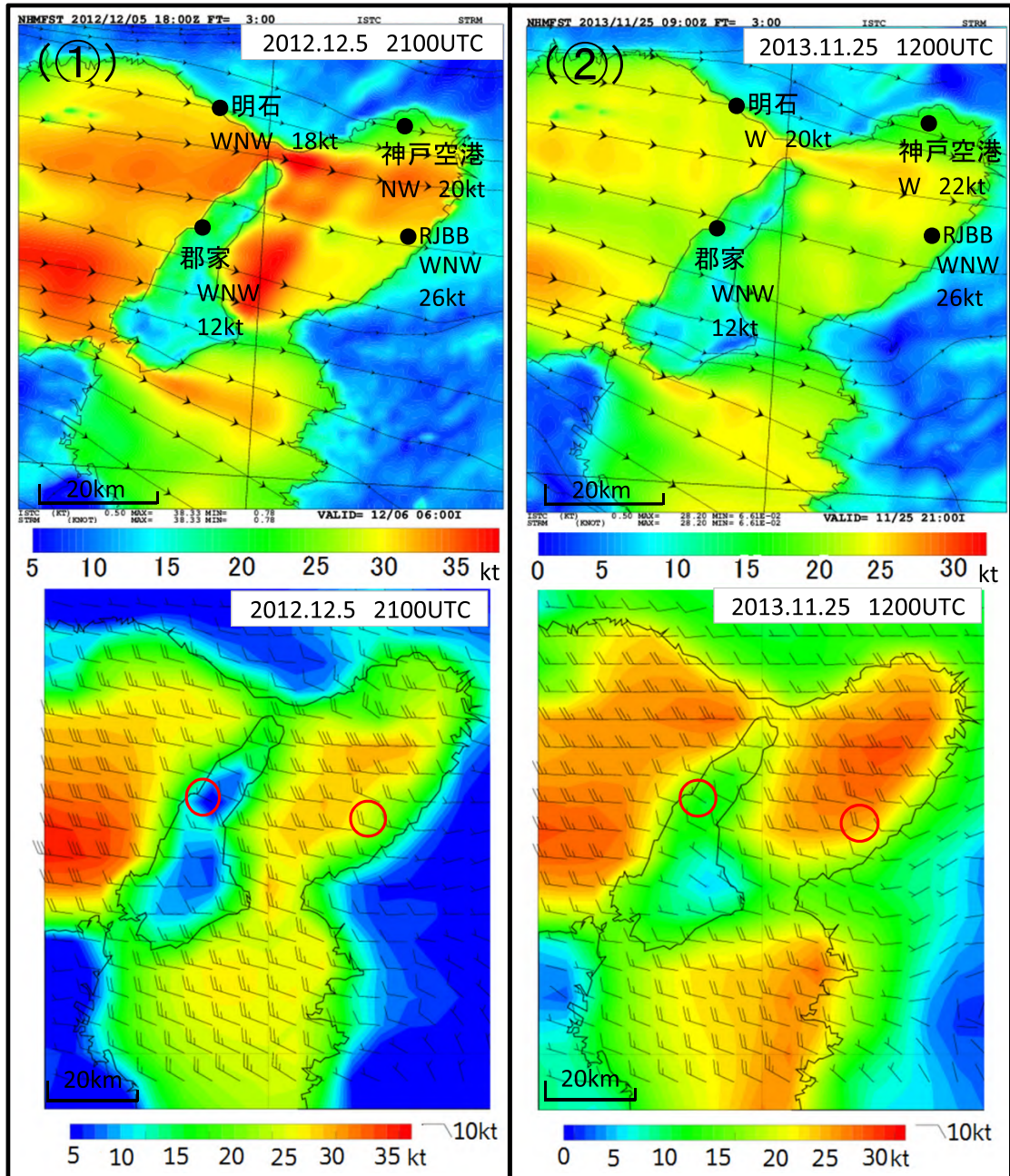
1km-JMANHM 数値実験結果の風向方向鉛直断面図から、安定層下面高度の下方変位と風速分布の時間変化を検討する。第5図に、2012年12月6日の事例を示す。なお、表示間隔は30分である。2000UTC頃から安定層下面高度が下方変位し、淡路島東岸の975hPa付近では上空から風の強い域が下降し風は増速している。その後、安定層下面高度が上昇する2100UTC以降は淡路島東岸の950hPaから975hPaの風は減速している。1km-JMANHM 数値実験結果から、山岳波の碎波にともなう鉛直混合によってよどみ層が発生し、風下側の安定層下面高度の低下とおろし風との関連性が見られた。

第6図は、抽出した2事例における淡路島の妙見山とRJBBを通る(第2図A-B)1km-JMANHM 数値実験結果の風向方向鉛直断面図を示す。なお、安定層下面高度は、淡路島による地形の効果が最も現れる時間帯で淡路島西岸付近において地上から上空へ温位が一様である283Kとした。

第6図の風向方向鉛直断面図から、2事例についておろし風の特徴が見られる。

2012年12月6日の事例では、淡路島風上の850hPa付近にある安定層下面は淡路島風下では50hPa下降し、900hPa付近まで下方変位している。安定層下面のジャンプする位置は、時間経過とともに淡路島東岸から約15km付近へ移動しており、2000UTCから2130UTCまで確認できた。地上平面図で見ると、安定層下面のジャンプする位置に合わせて風の増速域は淡路島から風下側に時間経過と共に弱まりながら伝播していた(図省略)。2013年11月25日の事例では、淡路島風上の850hPa付近にある安定層下面は淡路島風下では30hPa下降し880hPa付近まで下方変位していた。また、安定層下面のジャンプする位置の移動は追跡できなかった。

2事例の比較から、淡路島北部の東岸に発生した風は、淡路島風下で下方変位した安定層下面高度

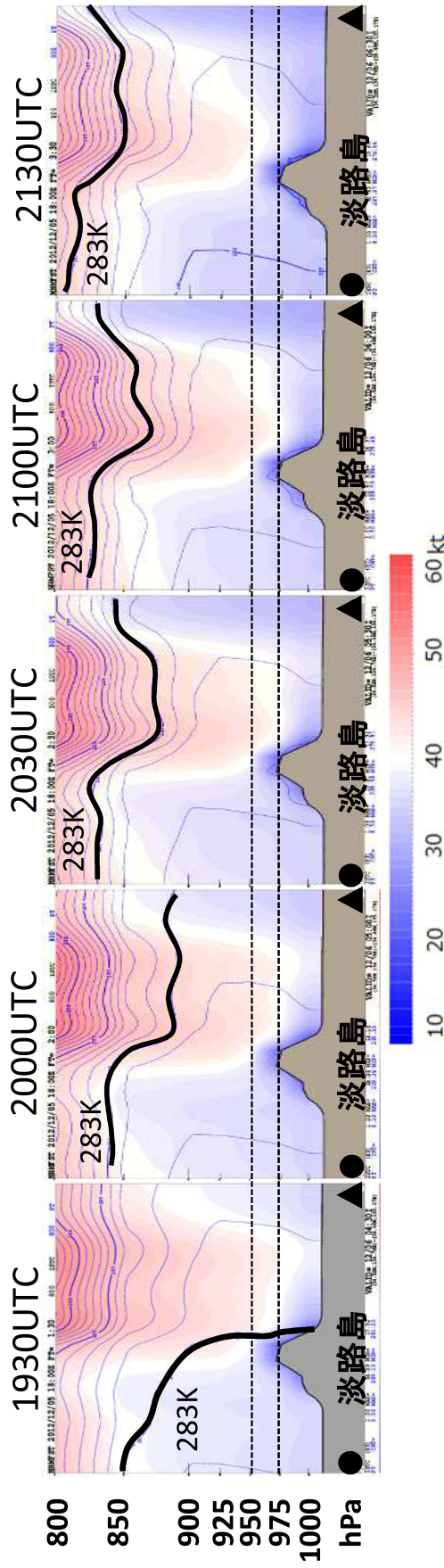


第4図 1km-JMANHMの地上平面図と実況の比較

上段図：JMANHMが予想した地上の風速分布（カラー階調：風速（kt））、黒実線は流線。図中の英字・数値はアメダス10分値の風向・風速（kt）。①図 2012.12.5.2100UTC、明石：西北西 18kt、郡家：西北西 12kt、神戸空港：北西 20kt、RJB：西北西 26kt。②図 2013.11.25.1200UTC、明石：西 20kt、郡家：西北西 12kt、神戸空港：西 22kt、RJB：西北西 26kt。

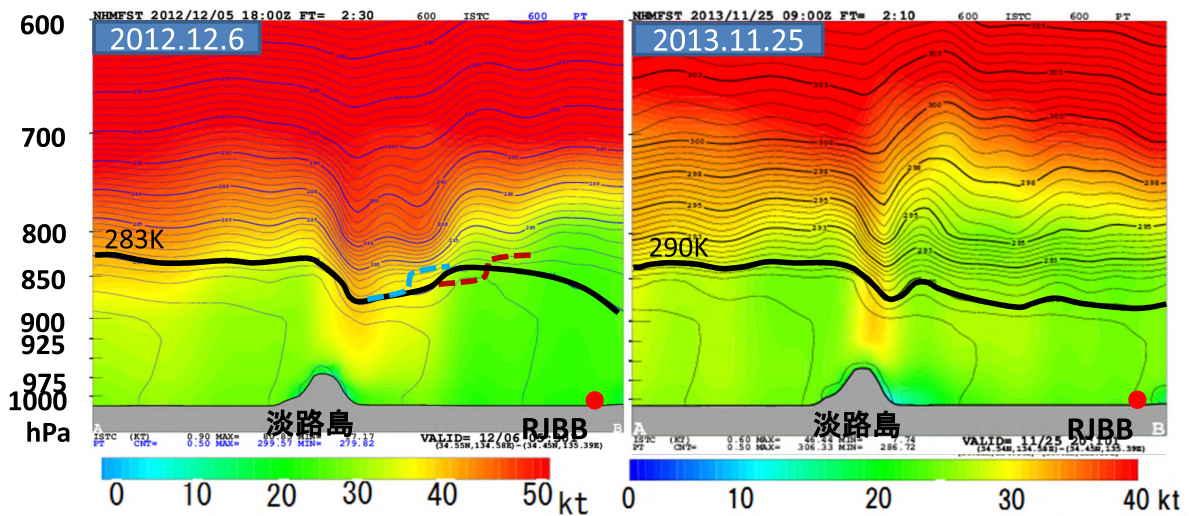
下段図：毎時大気解析の風向・風速（kt）。赤丸はアメダス郡家、アメダス RJB を示す。

①と②図では、風速のカラースケールが違うことに注意すること。



第5図 1km-JMANHM 数値実験結果による、安定層下面高度の下方変位と風速分布の時間変化。

2012年12月5日18UTC初期値FT=1:30からFT=3:30までの30分間隔で表示。鉛直断面位置は第2図(2)A-B破線上の黒丸-黒三角である(黒丸:北緯34°53'付近, 東経134°75'付近, 黒三角北緯34°47'付近, 東経135°12'付近)。断面図縦軸は気圧(hPa)。図中黒線は安定層下面高度を示す。図中黒破線は950hPa及び975hPaを示す。なお, 図は基図を高さ70%, 幅50%に縮小している。



第6図 1km-JMANHM 数値実験結果による、現象最盛期における安定層下面高度の比較

左図：2012年12月5日18UTC 初期値 FT=2:30，右図：2013年11月25日09UTC 初期値 FT=2:10。

カラー階調:風速 (kt), 青実線:温位 (K). 図中断面位置は第2図(2)のA-B. 断面図縦軸は気圧 (hPa). 図中黒線は安定層下面高度を示す. 左図中青破線は初期値 FT=2:10, 茶破線は初期値 FT=3:30 安定層下面等温位線のハイドロリックジャンプ位置. 風速のカラー階調が左右図で違うことに注意.

と淡路島の風上側の安定層下面高度の差が大きい
2012年12月6日の事例で強く吹いていた.

3.4 地峡風の検討

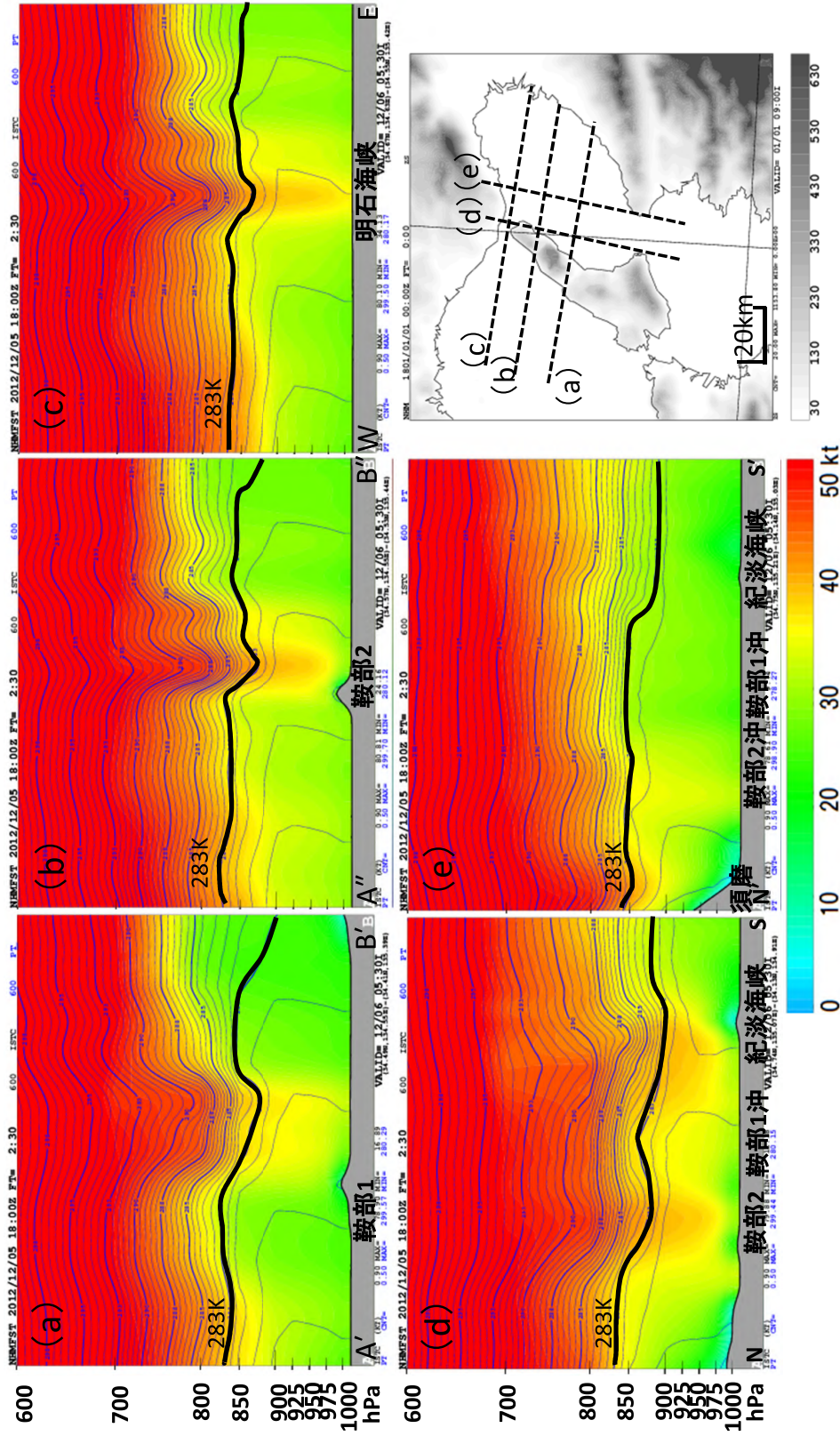
3.4.1 地峡風の細部構造

1km-JMANHM 数値実験結果から、鞍部1, 2及び明石海峡の風向方向鉛直断面図, 大阪湾における風向直交方向鉛直断面を検討する. 第7図に2012年12月6日の事例を示す. なお, 鉛直断面図の位置は, 第2図(2)のW-E, A''-B'', A'-B', N-S及びN'-S'である.

鞍部1及び2を通る風向方向鉛直断面(a図及びb図)からは, 各鞍部上空で安定層下面高度の下方変位が淡路島西岸から東岸にかけて840hPaから890hPaに下方変位しており, 各鞍部出口付近で風の増速が見られる. また, 明石海峡を挟む風向方向鉛直断面図(c図)の安定層下面高度の下方変位は840hPaから860hPaとなり, 増速は海峡出口付近地上まで達している.

d図では, 明石海峡付近で850hPa付近から安定層下面高度は淡路島の南で900hPa付近に位置している. また, 鞍部1出口の沖及び鞍部2出口付近で等温位線(283K)の下方変位があり, 安定層下面から地上にかけて風が強くなっている. つまり鞍部1及び2からの地峡風による風の強まりが見られる.

一方, e図では, 安定層下面の等温位線の振幅は須磨沿岸付近から鞍部2出口の沖で小さくなり, 鞍部2出口の沖より南ではほぼ振幅は無くなっている. また, 鞍部2出口の沖の925hPa付近から地上ではd図より風は弱まっている. 鞍部2沖より南側では地上から850hPa高度間で温位が一様となっていることから, 概ね対流混合の状態であることが推測できる. なお, 第7図に示した1km-JMANHM 数値実験結果 (FT=2:30) 以降の等温位線の振幅は弱まっていき FT=3:00 で地形の影響による振幅は見られない (図省略).



第7図 1km-JMANHM 数値実験結果による鞍部1, 2及び明石海峡の風向方向鉛直断面 (a 図, b 図, c 図), 大阪湾における風向直方向鉛直断面 (d 図, e 図).
 2012年12月5日18UTC初期値 FT=2:30.
 カラー階調: 風速 (kt), 青実線: 温位 (K). 図中断面位置は第2図 (2) の破線 W-E, A'-B'', A'-B', N-S 及び N'-S'. 断面図縦軸は気圧 (hPa).
 下段右図は各図の断面位置を示す. 図中黒線は安定層下面高度を示す.

3.4.2 鞍部地形の影響

おろし風の流れの振舞は鞍部の有無に大きく影響され、鞍部によって山岳波の碎波やブロッキングによる地表での分流があるとされている(齊藤, 1994).

地峡の影響を確認するため、淡路島全域を妙見山の標高に合わせ地形を編集した数値実験を行って比較した。第8図に、2012年12月6日の事例で結果を示す。上段は、淡路島全域を妙見山の標高に合わせ地形を編集した実験、中段は実際の地形を用いた実験である。左列に実験に用いた地形、中列に実験結果の風向方向鉛直断面図、右列に地上平面図を配置した。なお、風向方向鉛直断面図の位置は第2図(2)のA-Bである。

中列の風向方向鉛直断面図の特徴を示す。中段図(実地形)の説明は、第3.3節を参照されたい。上段図は、淡路島上空の等温位線の下方変位が実地形の場合より顕著となり、青楕円で示した場所では等温位線が中段図の青矩形で示した部分よりも混んでいる。また、淡路島上空で、下方変位した等温位線は、淡路島東岸付近で上方へジャンプしている。風は、淡路島東岸付近での増速が大きくなっている。これらのことから、地形を編集した図ではおろし風の特徴が顕著となっていることが分かる。

右列の地上平面図の特徴を示す。中段図(実地形)は、明石海峡(第1図(1))の東側、鞍部1及び鞍部2(第1図(2))の地峡の出口付近(第1図(2)イ及びエ)から風が強まっていることが見られ、明石海峡の東側と鞍部2の出口からは風の強まりが帯状に見られる。また、風分布は広がっているが鞍部1からも帯状に風が吹き出している。明石海峡及び鞍部1, 2から吹き出す地峡風の風速分布の違いは、蓋に相当する安定層下面高度がそれぞれ900hPa付近で確認できているため各地峡の幅や地形の標高の違いによるものと推測する。

上段図と中段図と比較すると、上段図では「おろし風」の影響が大きくなり、淡路島東岸で局所的に風の強まりが見られ、鞍部1及び鞍部2の出口(第1図イ及びエ)があった地点付近から沖合にかけて帯状に風が吹き出している様子は見られない。一方、

明石海峡東側では地峡の影響が顕著となり風の強まりがある。

2013年11月25日の事例でも同様の傾向が見られた(図省略)。

3.4.3 淡路島の地形を削除した場合の影響

淡路島の影響を確認するため、淡路島の地形を削除し標高0mとした数値実験を行った。第8図下段に、2012年12月6日の事例で結果を示す。左列に実験に用いた地形、中列に実験結果の風向方向鉛直断面図、右列に地上平面図を配置した。風向方向鉛直断面図の位置は第2図(2)のA-Bである。

中列の風向方向鉛直断面図では、第8図の上・中段図の風向方向鉛直断面図と比較すると等温位線の下方変位は見られない。右列の地上平面図では、強風域は淡路島東岸部から東へ大きく広がっている。2013年11月25日の事例でも同様の傾向が見られた(図省略)。

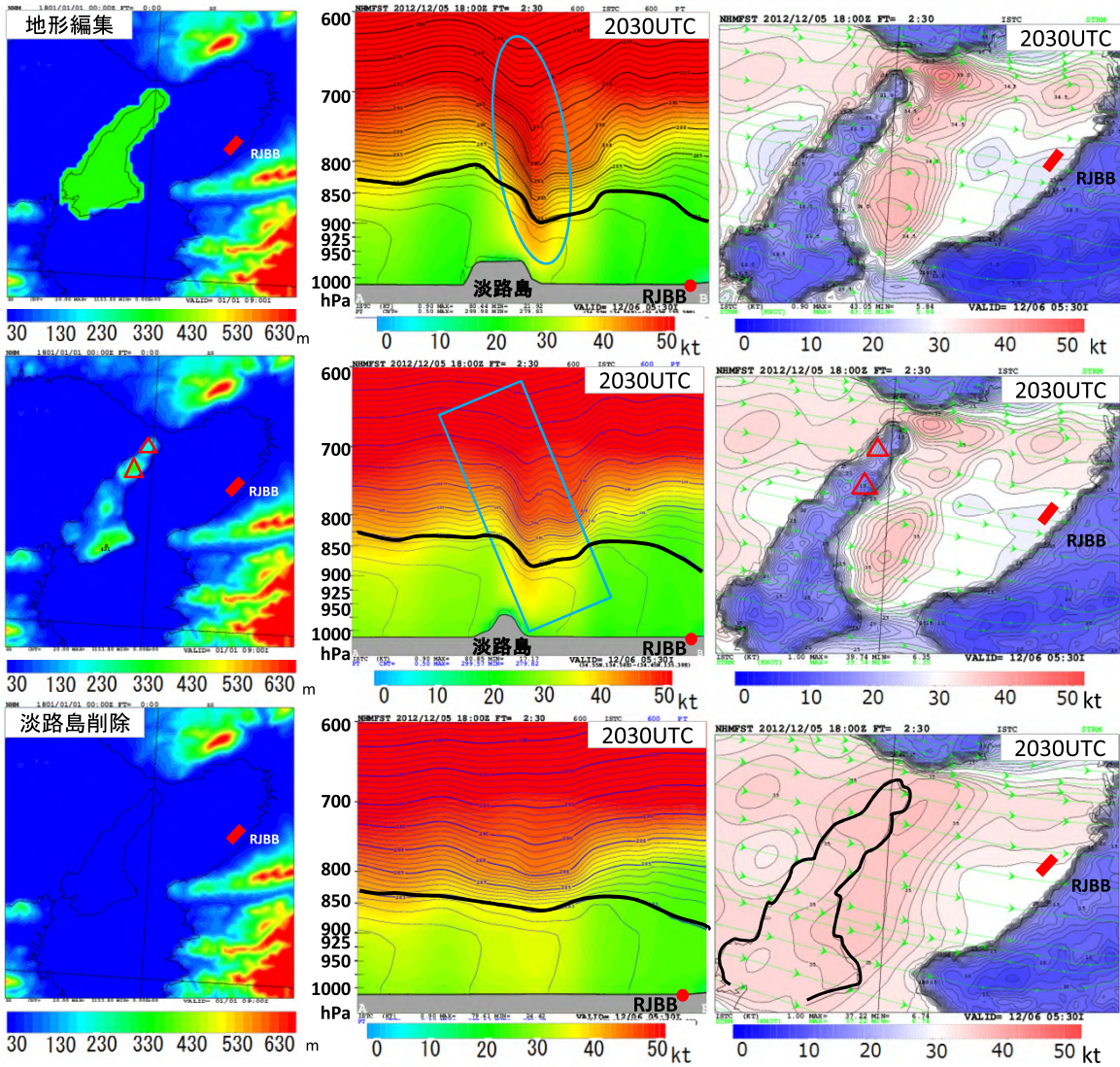
1km-JMANHM数値実験結果から、淡路島の地形を削除すると淡路島東岸の局所的な風の強まり及び鞍部の出口から伸びる強風帯がなくなることが分かる。

3.4.4 淡路島東西沿岸部の気圧差と風速との関係

地峡風の発生及び維持には峡谷前後の気圧傾度の増加が必要であり、峡谷内では気圧傾度力によって風が加速され気圧差が大きくなるにしたがって風速が強くなる傾向にあると報告されている(佐々木ほか, 2004)。また、小倉(1997)によると伝播型の山岳波と気圧の関連性が指摘されている。

第9図は、2012年12月6日事例の現象最盛期のJMANHMの地上等圧線(海面更正気圧による)である。大阪湾で気圧の低下がみられ、淡路島東西沿岸の間で気圧傾度が大きくなっていた。この気圧傾度は淡路島の地形による力学的効果を示し、風下側の風の増速と関連していると考えられる。

地峡風による峡谷出口における風速は、佐々木ほか(2004)によると、以下のように表される。



第 8 図 1km-JMANHM 数値実験結果による、淡路島の地形を編集した場合の 2012 年 12 月 6 日事例の風向方向鉛直断面図及び地上平面図の風速分布の比較。

左列：地形図，中央列：風向方向鉛直断面図，カラー階調：風速 (kt)，青実線：温位 (K)．図中断面位置は第 2 図 (2) の A-B．図中黒線は安定層下面高度を示す．右列：地上平面図，カラー階調：風速 (kt)，緑矢印線：流線．断面図縦軸は気圧 (hPa)．

上段：淡路島全域を妙見山の標高に合わせ，地形編集した図．

中段：実際の地形を用いた図．

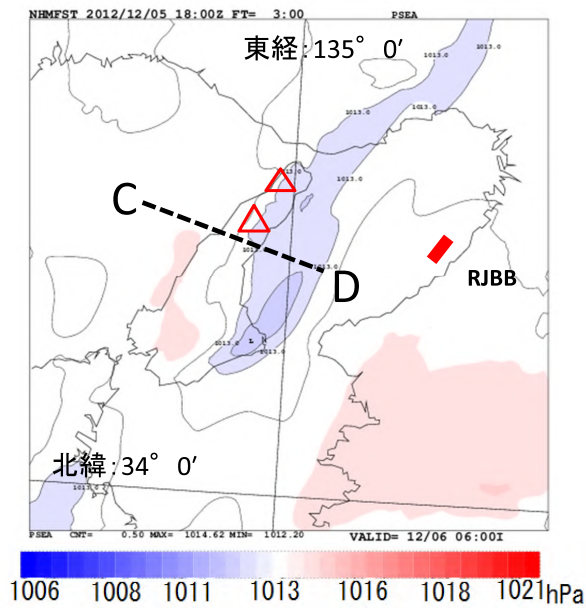
下段：淡路島の地形を標高 0 m にした図 (淡路島の地形を削除した図)．

中段の図中△は妙見山と大戸山を示す．風速のカラー階調が断面図と平面図で違うことに注意．

$$U = [U(0)^2 + 2L[1/\rho] \partial P / \partial X]^{1/2} \quad (2)$$

ここで、 $U(0)$: アメダス郡家の風速値を地峡入り口の風速とした (2012 年 12 月 6 日: 12kt, 2013 年 11 月 25 日: 12kt), L : 峡谷の長さ (10km), ∂P : C-D の海面気圧の差 (2012 年 12 月 6 日: 0.5hPa, 2013 年 11 月 25 日: 0.1hPa), ∂X : C-D 間の距離 (35km), ρ : 空気の密度である。

第 10 図は、RJBB でガストが発生した最盛期の淡路島東西沿岸部 (C: 播磨灘付近 (北緯 34° 34' 付近, 東経 134° 50' 付近), D: 大阪湾付近 (北緯 34° 28' 付近, 東経 135° 7' 付近) とする)



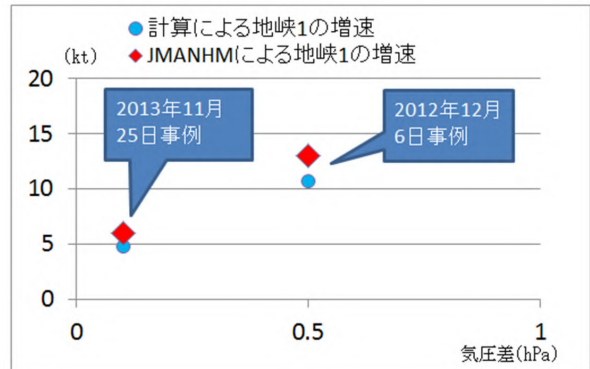
第 9 図 1km-JMANHM 数値実験結果による 2012 年 12 月 5 日 18UTC 初期値 FT=3 の海上更正気圧分布 (hPa)

C (北緯 34° 34' 付近, 東経 134° 50' 付近), D (北緯 34° 28' 付近, 東経 135° 7' 付近). Δ は妙見山と大戸山を示す。

の気圧差と地峡による増速の関係を (2) 式による推定値及び 1km-JMANHM 数値実験結果で示すものである。

第 10 図から、気圧差が大きくなるにしたがって鞍部 1 の出口 (第 1 図 (2) イ) の風速が強くなる傾向が、概ね (2) 式の結果で説明できる。また、JMANHM の数値実験結果の入口と出口の風速を比較すると風速の強まりは気圧傾度によって加速されたもの、すなわち地峡風であると考えられる。

鞍部 2 の入口と出口 (第 1 図 (2) ウ, エ) の風速は 2012 年 12 月 6 日の事例で 21kt から 33kt, 2013 年 11 月 25 日の事例で 21kt から 23kt とそれぞれ増加しており、上記と同様の地峡風によるもの



第 10 図 2 事例の RJBB で最大ガストを観測した時の第 9 図の C 地点と D 地点の海面更正気圧差と鞍部 1 の出口及び入口の風速差の関係図。

C (北緯 34° 34' 付近, 東経 134° 50' 付近), D (北緯 34° 28' 付近, 東経 135° 7' 付近)。

アメダス郡家の風速値を地峡入り口の風速とした (2012 年 12 月 6 日: 12kt, 2013 年 11 月 25 日: 12kt), L : 峡谷の長さ (10km), ∂P : C-D の気圧差 (2012 年 12 月 6 日: 0.5hPa, 2013 年 11 月 25 日: 0.1hPa), ∂X : C-D 間の距離 (35km), ρ : 空気の密度とし、地峡出口付近の風を算出 (計算式は本文参照のこと)。

JMANHM による鞍部 1 の増速は、第 1 図アから東 3km 付近とイから東約 5km 付近の風速差である。なお、ア - イ間は約 18km である。なお、峡谷出入り口の風速値は細密なため地峡出入り口の沖の値を利用している。

と推測する。

4. 考察

この章では、淡路島の地形効果によるおろし風と地峡風について考察する。

荒川 (2006) は、おろし風と地峡風について次のように述べている。「熱的に安定な大気において、風が山にぶつかったとき二様の変形を受け強風となる。1つは山を越えてその風下斜面や麓で強風となり、おろし風を起こす。もう1つは山の中や山の縁の gap を吹き抜けてその出口のところで強風となり、gap wind を生ずる。実際にはこの両者がミックスして起こっていると考えられる。」。淡路島の地形効果を受けた強風についても、おろし風と地峡風の混合型として考えることが重要である。稲村ほか (2009) は、「地峡風の発達には谷の入口側と出口側との気圧傾度の差が必要である。本研究で現れた気圧差もおろし風にもなって生じたことが示唆される」と述べている。

淡路島北部の地形効果による山岳波に着目した数値実験から、淡路島東岸におろし風が起こっていることが分かった。淡路島の風下側では山岳波の碎波にともなう鉛直混合によってよどみ層が発生し、風下側の安定層下面高度が低下するという「おろし風」の特徴が見られた。本稿の調査事例は、フルード数: Fu は 0.7 と 0.5 で安定層に対する山の高さの比は約 0.4 であり、山を越える浅水流のレジーム図 (第3図) から淡路島北部域の山地によるハイドロリックジャンプが発生する条件に一致する。また、 $Fu \approx 1$ の場合には、ハイドロリックジャンプの位置は、第3図中の流れの形態図から淡路島のより風下に移動する。本調査事例では、ジャンプの位置は淡路島東岸から約 10km から 15km 付近まで伝播していた。

一方、地峡風の特徴は、鞍部や谷間の風下で風が特に強い傾向となることである。荒川 (2011) によると、流路のくびれを持つ水路の流れは山を越える流れと同じ振る舞いをする。浅水流として扱うとき、おろし風と同様に振る舞う (ハイドロリックジャンプが見られる)。また、地形に当たる風も収

束によって強められるとし、主に水平面内の収束を起こす地形として、「切り立った山の肩」、「岬」、「地峡」と述べている。斉藤 (1994) は、「強いおろし風が鞍部をともなう山脈の鞍部風下側に発生する傾向がある」と報告している。

本調査では、JMANHM の数値実験結果の地上風速分布から淡路島東岸付近の強風域の分布を見ると、明石海峡、鞍部1及び鞍部2から吹き出す3つの強風帯が見られた。大戸山と妙見山の間に位置する鞍部2は、鞍部1より地峡は浅いが、等温位線の下方変位は鞍部1より顕著であり妙見山上空付近と同様に見られることは、地形の効果と考えられる。

JMANHM の数値実験結果から、地峡の影響を受けた風の分布が見られ、特に 950hPa 付近に風の増速域があり地峡風の発達を推測する。稲村ほか (2009) と同様に、大阪湾付近で強風が発生し、淡路島東岸の気圧を下降させ、淡路島の東岸と西岸の気圧差が発生したことが、更なる地峡風の発達に影響したと推察する。

地峡風の影響は、「おろし風」同様淡路島東岸から約 10km から 15km 付近まで達していた。

5. 結論

日本海低気圧通過後の淡路島北部の東岸から大阪湾にかけて発生する西風強風の発生機構は以下のとおりである。下層寒気の移流により大阪湾では、850hPa 付近に安定層が形成される中、播磨灘付近の西よりの風が、淡路島北部の山腹に衝突することで山岳波が発生し、安定層下面高度が下がることにより淡路島の風下ではおろし風が起こる。これと同時に淡路島北部の鞍部により地峡風が発生し、大阪湾ではおろし風と地峡風のミックス型による強風となる。

本稿の解析から淡路島の地形による「おろし風」・「地峡風」が確認された。しかしながら、淡路島の影響で発生した「おろし風」・「地峡風」が、大阪湾沿岸部の西風強風に直接影響していたことは確認できなかった。今後は、明石海峡の影響や大阪湾内で発生する対流混合とあわせて調査する必要がある。

謝辞

本稿を作成するにあたり、丁寧かつ熱心なご指導をして下さっただけでなく、論文の草稿に目を通して丁寧にコメントをくださいました関西航空地方気象台水野量台長に心より感謝申し上げます。

小野田仁・山下旭 (1985) : 北海道南西岸寿都沖の強風帯, 気象庁研究時報, **37**, 223-230.

参考文献

- Arakawa, S., (1969) : Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan Geophys. Mag., **34**, 359-425.
- 荒川正一 (2006) : gap wind について, 天気, **53**, 161-166.
- 荒川正一 (2011) : 局地風のいろいろ 3 訂版. 成山堂書店, **2**, 34.
- 稲村友彦・岩崎一晴・齋藤仁・中山大地・泉岳樹・松山洋 (2009) : 阿蘇山の特徴的な地形が局地風「まつぼり風」に及ぼす影響に関する数値実験, 天気, **56**, 123-138.
- 加藤輝之 (2012) : 気象庁メソ・局地モデルの開発の現状, 第 2 回超高精度メソスケール気象予測研究会 (http://www.spire3-meso.jp/open/20120322ws_PDF/Kato_20120322.pdf, 参照 2015 年 5 月 1 日)
- 気象庁観測部 (2014) : 航空観測指針 108pp.
- 気象庁予報部 (2003) : 気象庁非静力学モデル. 数値予報課報告別冊, **49**, 198pp.
- 気象庁予報部 (2008) : 気象庁非静力学モデル II. 数値予報課報告別冊, **54**, 273pp.
- 室井ちあし・藤田匡・石川宜広 (2008) : 気象庁毎時大気解析, 天気, **55**, 401-408.
- 斉藤和雄 (1994) : 山越え気流について (おろし風を中心として), 天気, **41**, 731-750.
- 佐々木華織・菅野洋光・横森克至・松島大・森山真久・深堀協子・余偉明 (2004) : “清川ダシ” 吹走時に観測された強風域及び風の鉛直構造の特徴, 天気, **51**, 881-893.
- 小倉義光 (1997) : メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 41.