

力学統計的局所化による新しい風況予測手法の 提案と実測による検証

山口敦¹・石原孟²・藤野陽三³

¹正会員 東京大学助手 大学院工学系研究科総合研究機構(〒113-8656 東京都文京区弥生2-11-16)

E-mail: atsushi@bridge.t.u-tokyo.ac.jp

²正会員 東京大学助教授 大学院工学系研究科総合研究機構(同上)

E-mail: ishihara@bridge.t.u-tokyo.ac.jp

³フェロー会員 東京大学教授 大学院工学系研究科社会基盤学専攻(〒113-8656 東京都文京区本郷7-3-1)

E-mail: fujino@bridge.t.u-tokyo.ac.jp

本研究では数値流体解析に基づく風工学の手法と地域気象解析に基づく気象学の手法を融合することにより、現地観測によらない力学統計的局所化手法を提案し、青森県竜飛岬において観測データを用いて検証を行った。その結果、以下の結論を得た。津軽海峡では夏季に大気の下層により風の収束が起こり、竜飛岬付近では1年を通じて風速が高い。数値流体解析と標準実風況変換により、局所地形による風況の空間分布が再現され、竜飛ウインドファームにおける年平均風速の平均予測誤差は7.6%であった。また空間的条件付ネスティング手法を用いた場合と比較すると、龍飛埼灯台の年平均風速の予測誤差は29.8%から4.6%に改善され、時間的条件付きネスティング手法を用いた場合と比較すると、月平均風速の予測誤差は19.3%から5.9%に改善された。

Key Words: wind climate assessment, dynamical statistical downscaling, idealizing and realizing approach, mesoscale model, micro-scale model

1. はじめに

社会基盤構造物の維持管理、重要文化財の保全、鉄道の運行管理、風力発電所の立地地点選定に際し、対象地点においてどの程度の風が、どの風向から、どのくらいの頻度で吹くのかといった風の統計的性質を精度よく予測することが重要である。特にわが国の国土の4分の3は地形が急峻な山地であり、風況は場所によって大きく変化するため、空間的に高解像度での数値流体解析に基づく風況予測が必要である。

複雑地形中の局所風況を予測する手法は風工学的な手法と地域気象解析に基づく気象学的な手法に大別される。風工学的な手法ではまず、対象地点近傍の局所地形や地表面粗度が流れ場に与える影響を考慮するために気流分布の数値予測を行う。次に、予測された気流分布と対象地点付近の風観測データから対象領域内の任意の点における風の統計的性質を求める。

風工学的な手法は、これまでに数多くの適用例^{1)~12)}があり、風工学や風力エネルギーの分野で広く使われているが、いくつかの問題点も残されている。まず、最低1

年間の風観測が必要であるため、コストと時間がかかるという問題点が挙げられる。また、風速計の設置場所によっては対象地域を代表する風速が得られないという問題もある⁷⁾。たとえば風速計が周囲の建物、森林などの障害物の影響を強く受ける場所に設置されている場合、観測された風速データは対象地域の風速特性を代表できず、このデータから推定された地域内の他の地点の風況は実際の風況と異なる。同様に急峻な地形による剥離域や流れの収束域に設置されていた場合も、得られた風配から地形の影響を受けていない場所の風配を正しく推定することは困難であり、このような観測データから推定された他の地点の風況には大きな誤差が含まれる。

風工学的な風況予測手法の短所を補うために、気象解析に基づく気象学的な予測手法^{13)~17)}が提案されてきた。これらの手法は実際の境界条件や大気状態をコンピュータにより再現し、実際の風速の時系列データをシミュレーションする手法であり、風向・風速の時系列観測データを必要としないという長所がある。

Frank et al.¹³⁾ は地衡風仮定に基づく予測手法を提案

した. この手法ではまず全球モデルの客観解析データにより求められたいくつかの風向と大気安定度に対してメソスケール気象モデルKAMM¹⁸⁾による準定常解析を行い, 水平解像度数キロの地域風況を求めた. 次にマイクロスケールモデルWAsP¹⁹⁾により微細地形と地表面粗度の影響を考慮した局所風況を求めた. この手法はすでに, デンマーク, アイルランド, ポルトガル, フェロー諸島における数値風況マップの作成に適用され, 観測によらない風況予測を実現した. しかし, この手法を日本のような局地循環が卓越する地域に適用すると予測精度が低下するという問題がある.

一方, 日本においてはこの問題を解決するためにメソスケール気象モデルに基づく条件付きネスティングにより風況予測手法が提案されてきた. 谷川ら¹⁶⁾は全球モデルの客観解析値を境界条件とし, メソスケール気象モデルLOCALSを用い, 水平解像度500mの気象解析により福島県郡山市の台地において風況予測を行うとともに観測データと比較することによりその有効性を示した. しかし500mの水平解像度は複雑地形に対しては必ずしも十分ではないことが指摘されている²⁰⁾. Hayashi et al.¹⁴⁾はメソスケール気象モデルANEMOSにより水平解像度1kmの風況を求めた後, 1年のうち6日おきに61日, 1日のうち6時間おき4つの時刻の計244ケースを対象とし²¹⁾, マイクロスケールモデルによる間欠的な解析を行い, 和歌山県潮岬における局所風況予測を行うとともに観測と比較することにより年平均風速の予測誤差が5%以下であることを実証し²²⁾, 局所風況予測システムLAWEPSを構築した. しかし, この手法はデータの時間的間欠性が大きいと風況の月変化の予測精度が低下するという問題がある.

本研究ではこれらの問題点を解決するために, 風工学的な手法と気象学的な手法を融合することにより力学統計的局所化と呼ばれる新しい風況予測手法を提案する. 次に, メソスケール気象モデルを用い時系列解析を行うことにより, 青森県竜飛岬における局地風の発生メカニズムを明らかにするとともに, 竜飛岬における地域風況を求める. そして風工学的な手法を用いて地域風況から微細地形の影響を考慮に入れた局所風況を求め, 風観測データと比較することによりその予測精度を検証する. 最後に各種の風況予測手法との比較を行い, 既存の予測手法の問題点と予測精度を明らかにする.

表-1 従来の局所風況予測手法の比較

手法	特徴
空間的条件付ネスティング手法	- マイクロスケールモデルによる解析を省略することにより計算時間を短縮 - 全てのメソスケールの気象現象を再現 - 微細地形の影響を再現できない
時間的条件付ネスティング手法	- 間欠的な解析により計算時間を短縮 - 局地循環と微細地形の効果を考慮 - 時間解像度が不十分のため風況の月変化の予測精度が低下
地衡風仮定に基づく手法	- 総観スケールの気象現象を統計処理することにより計算時間を短縮 - 全ての総観スケールの気象現象を再現 - 局地循環を再現できない

2. 力学統計的局所化手法の提案

局所風況はメソスケールからマイクロスケールまでの様々なスケールの気象現象の重ね合わせの結果であるため, 局所風況予測には熱・流体力学の方程式により, これらの全てのスケールの気象現象を再現することが最も理想的であり, ネスティングと呼ばれる気象学的手法により局所風況予測が実現可能である. しかし, この手法を用いて工学的に必要とされる10m~50m程度のマイクロスケールの気象現象を再現するには膨大な計算時間を要するため, 何らかのモデル化による計算時間の短縮が必要となる. 表-1に従来の各種予測手法における計算時間の短縮方法と特徴を示す.

空間的条件付ネスティング手法を用いた谷川ら¹⁶⁾の方法ではマイクロスケールモデルへのネスティングを省略することにより解析時間の短縮を行ったため, 水平方向の最小解像度は500mとなり, 局所地形による流れの剥離, 風向の変化などの現象を再現することができない.

また時間的条件付ネスティングを用いたHayashi et al.¹⁴⁾の方法ではマイクロスケールへのネスティングを行う際に間欠的な解析を行うことにより解析時間の短縮を行ったため, 時間解像度が不十分であり, 風速の月変化の再現性が低下する. また, 解析時間はPC1台を用い, 1km四方の領域を水平解像度10mの格子で計算する場合に約2ヶ月という長い時間が必要であり²³⁾, 実用面において課題が残されている.

一方, 地衡風仮定に基づくFrank et al.¹³⁾の手法では, Frey-Buness et al.²⁴⁾によって提案された統計力学的局所化(Statistical Dynamical Downscaling)に基づき, 総観スケールの現象を統計処理することにより計算時間の短縮を実現した. この手法は全球モデルの客観解析値を直接統計処理した後, 各パターンに対し力学的な解析

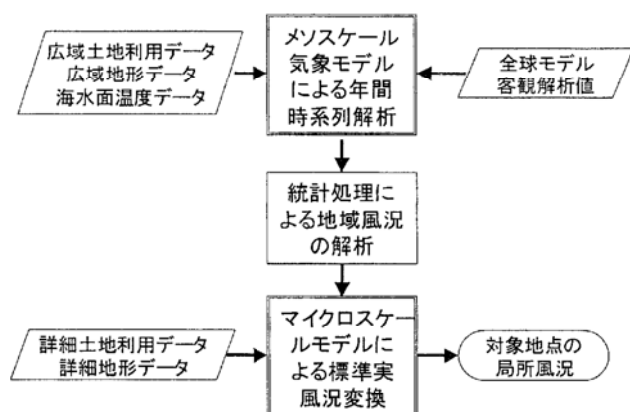


図-1 力学統計的局所化手法の流れ

を行うため統計力学的局所化と名付けられている。

しかし、この手法では放射などの日変化が考慮されていないため、メソスケールの特徴的な現象である海陸風、山谷風などの局地循環を再現することができないという問題点がある。また微細な地形の影響を考慮するために、マイクロスケールモデルとして線形モデルWASPを用いているが、日本のように急峻で地形が複雑な地域ではWASPにより予測された風速は山の上部斜面で増速を過大評価し、山の背後の剥離を再現できないため、予測精度が低下することが指摘されている²⁵⁾。

本研究では上述したこれらの手法の長所を包含し、メソスケール気象モデルを用い局地循環の効果を再現するとともに、時間的に間欠的な解析を行わないことにより風況の月変化を再現可能とし、マイクロスケールモデルを用いることにより局所地形の効果を再現可能な手法を提案する。

図-1に本手法の流れを示す。まず、全球モデルの客観解析値を初期・境界条件とし、メソスケール気象モデルRAMS²⁶⁾を用い、1年間にわたり時系列解析を行うことにより、水平1km程度の解像度を持つ1年分の時系列風速データを得る。この風速データには海陸風、山谷風などの局地循環、大気成層による局地風、水平スケール1km以上の地形や地表面粗度変化による影響が含まれている。また1年分の10分ごとのデータが求められているため、風況の月変化も再現されている。このように得られた風には1km以下のスケールの詳細地形の影響は含まれていない。

次にメソスケール気象モデルにより求めた年間風速・風向の時系列データを統計処理することにより、風速・風向別の出現頻度、すなわち風況を求める。本研究ではメソスケール気象モデルによって求めた風況を地域風況と呼ぶ。

最後に水平解像度1km以下のスケールの微細地形

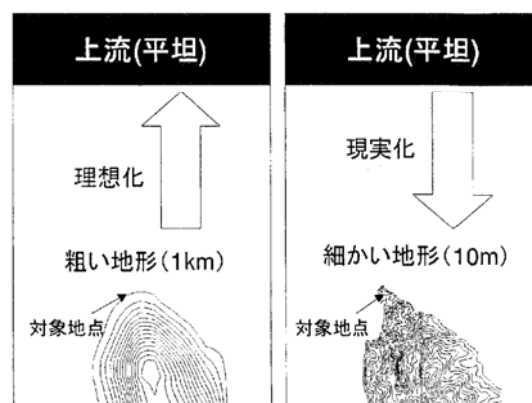


図-2 標準実風況変換の概念図

の影響を取り入れるため、マイクロスケールモデルとして非線形風況予測モデルMASCOT²⁷⁾を用い、地域風況を微細地形の効果を考慮に入れた局所風況に変換する。この際、微細地形の効果は風向のみに依存すると仮定し、MASCOTを用いた定常解析により微細地形の影響を風向別に評価する。本手法における解析ケースは16風向に対応する16ケースのみとなり、マイクロスケールモデルを条件付ネスティングするHayashi et al.の手法に比べ、解析時間は大幅に短縮される。

地域風況にはメソスケール気象モデルによって解像可能な1km程度の水平解像度を有する粗い地形の効果が含まれている。この粗い地形の効果を除去し、さらに実際の微細地形の効果を反映させるために本研究では標準実風況変換手法と呼ばれる手法を提案する。

図-2はその概念図である。まず、メソスケール気象モデルで用いた1km程度の水平解像度を持つ粗い地形と地表面粗度を用いて非線形風況予測モデルMASCOTによる気流解析を行うことにより、地域風況から1km程度のスケールの地形や地表面粗度の影響を取り除くことにより粗度一様・地形平坦な上流領域での風況を求める(図-2(a))。このようにして求めた仮想的な上流領域での風況を標準風況と呼ぶ。標準風況には海陸風、山谷風などの局所循環の効果は含まれているが、微細地形の効果は含まれていない。次に10m～50m程度の水平解像度を持つ地形と地表面粗度を用いてMASCOTによる解析を行い、標準風況を微細地形の効果を含む局所風況へと変換する(図-2(b))。このようにして求められた局所風況には海陸風、山谷風などの局地循環の影響が含まれると同時に、流れの剥離、地形による風向の変化なども考慮されたものとなっている。また、計算時間は従来のネスティングに比べて大幅に短縮されると同時に時間的に間欠的なサンプリングを行わないことで、月別の局所風況に対しても精度の高い予測が可能である。本手法の詳細については5章で説明する。

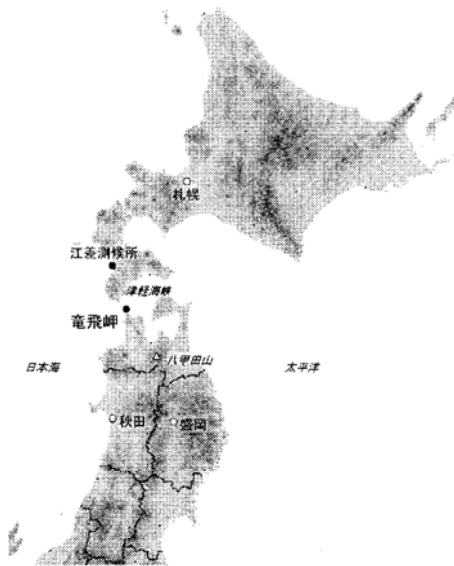


図-3 竜飛岬の位置

以上のように本手法は、力学的な解析を行った後に統計処理を行うため、従来の統計力学的局所化手法と逆に力学統計的局所化と呼ぶこととする。

3. 対象地域の風況特性

本研究で提案した風況予測手法の有用性を示すために、局地循環を代表する局地風の影響と急峻な微細地形の影響を同時に受けている竜飛岬を評価の対象とした。竜飛岬は青森県津軽半島先端に位置し(図-3)、年間を通じて強い風が吹いている。竜飛岬先端に位置する海上保安庁の龍飛埼灯台(図-4)における年間平均風速は10.1m/sに達する。竜飛岬にはこの強風を生かし、集合型風力発電基地「竜飛ウィンドパーク」が東北電力により建設されている。またウィンドパーク内の風速を調べるために、各風車のナセル上に風速計が設置され、高密度な風観測が行われている。以下、本研究の対象地域である竜飛岬の風況特性について述べる。

風況はある地点における風の統計値であり、様々な表現が可能である。最も簡単な表現方法として年あるいは月平均風速が挙げられる。年平均風速は対象地点における風の強弱の一つの目安となるが、実際の応用を考える際にはより詳細な情報が必要となる。例えば、風力発電量は風速の関数であるため、風力発電所の計画において期待できる発電量を予測する際には風速別の出現頻度が必要となる。さらにウィンドファーム内の風車の後流の影響を考慮するためには風向別の出現頻度、

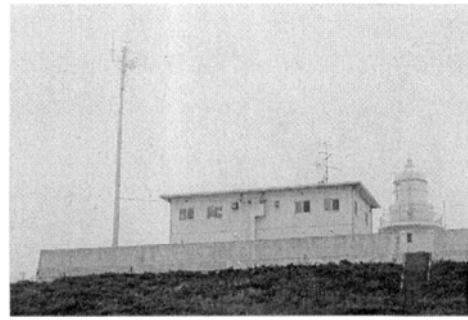


図-4 龍飛埼灯台

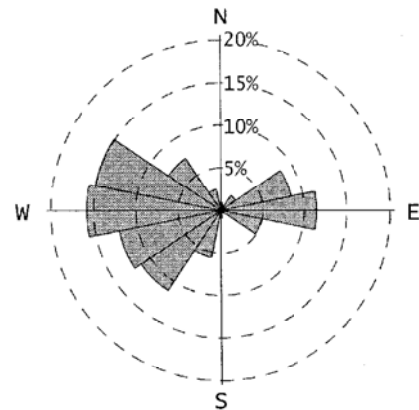


図-5 1997年の龍飛埼灯台における風向別出現頻度

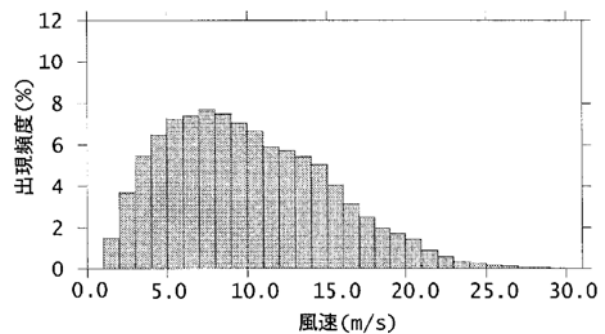


図-6 1997年の龍飛埼灯台における風速階級別出現頻度

すなわち風配も重要となる。また、鉄道の運行管理においてはある閾値を超える風速の出現頻度が重要となる。本研究では風況として年間あるいは月間の風向・風速別の出現頻度を用いることにより、年または月平均風速、風配、風速階級別出現頻度を算出する。ただし、風向別・風速階級別の出現頻度は2変数の関数であり、精度の評価が困難であるため、風向・風速別の出現頻度から年または月平均風速、風向別出現頻度、風速階級別出現頻度を算出し、精度の評価に用いた。

図-5には1997年の龍飛埼灯台における風向別出現頻度を示す。西風を中心に西北西、西南西の風の出現頻度が高く、これら3つの風向の出現頻度を合わせると全体の半分近い43.1%となる。また、西風に次いで東風の出現頻度も高く、東風とその両側、東北東と東南東を

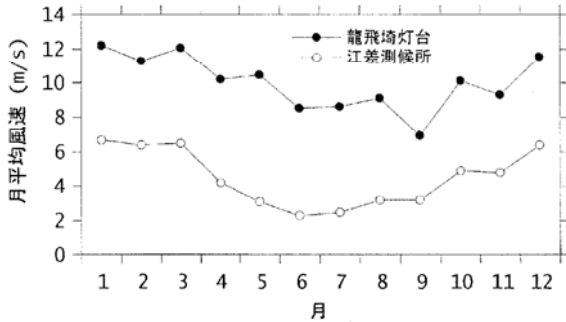


図-7 1997年の龍飛崎灯台と江差測候所における月平均風速

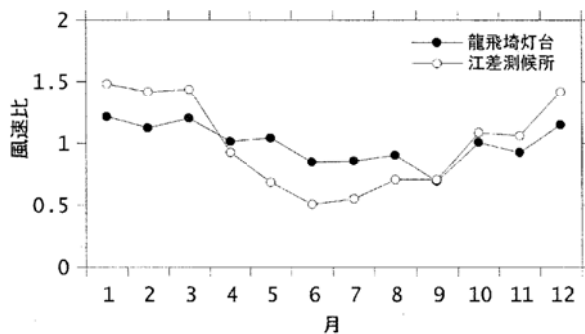


図-8 1997年の龍飛崎灯台と江差測候所における年平均風速に対する月平均風速の比

合わせた出現頻度は24.9%となっている。一方、北あるいは南の風はほとんど観測されない。図-6には風速階級別の出現頻度を示す。風速15m/sを越える強風が高頻度で観測されていることがわかる。

竜飛岬の強風特性を明らかにするために、龍飛崎灯台における1997年の月別平均風速と近隣の気象官署の一つである江差測候所(図-3)における同年の月別平均風速とを比較し、その結果を図-7に示す。黒丸が龍飛崎灯台、白丸が江差測候所における月平均風速を示す。風速計の地上高さは龍飛崎灯台が20.0m、江差測候所が19.4mとほぼ同じであるが、明らかに龍飛崎灯台の方が風速が高い。また龍飛崎灯台、江差測候所ともに冬季に風速が高く、夏季に風速が低い、竜飛岬灯台において夏季に風速が減速する割合は江差測候所に比べ小さい。このことを詳しく示すために月平均風速の年間平均風速に対する風速比を図-8に示す。江差測候所では風速の最も低い6月の平均風速は年平均風速の半分近くとなり、風速の最も強い1月の平均風速は年平均風速の1.5倍に達する。一方、龍飛崎灯台では月平均風速の変動は小さく、1年を通じて安定して強風が吹いていることがわかる。

4. 気象モデルによる地域風況の予測

局地風は地形と大気成層の相互作用によって形成される。質量保存則、運動量保存則に加え、熱力学方程式、水分の保存則を支配方程式とする気象モデルを用いることにより、これらの気象的な要因を含む大気現象を再現することができる。本研究では、コロラド大学で開発された地域気象モデルRAMS²⁹⁾を用い、1997年における1年間の解析を行い、竜飛岬における局地風発生メカニズムを解明するとともに、対象地域の風況特性を明らかにする。

(1) 地域気象モデルRAMSの概要

地域気象モデルRAMSは、風速、仮温位、エクスター関数、混合比を従属変数とする質量保存則、運動量保存則、熱力学方程式、水分の保存則を数値的に解き、初期条件、境界条件の下で従属変数の時間変化を求める。x,y,z方向の3つの速度成分に関する運動方程式は、それぞれ

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + f_v + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - f_u + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g \theta_v'}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (3)$$

と表される。式中の記号の定義を表-2に示す。また、質量保存則は

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R \pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (4)$$

と表される。RAMSでは熱力学方程式の変数として、Tripoli and Cotton²⁸⁾によって提案された水の相変化に関わらず保存される物理量である液相・固相の相当温位(ice-liquid potential temperature)を用い、熱力学方程式は

表-2 式(1)~(6)に用いられた記号の定義

記号	定義
U	風速の東西成分
V	風速の南北成分
W	風速の鉛直成分
F	コリオリパラメータ
π'	エクスター関数の摂動項
K_m	渦粘性係数
K_h	渦拡散係数
θ_{il}	液相・固相の当温位
r_n	凝集体、霰、雹、の混合比
ρ	空気密度
rad	放射パラメタリゼーションに起因するソース項
G	重力加速度
r_t	全混合比
r_v	水蒸気混合比
π	エクスター関数
θ_v	仮温位

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (5)$$

と表される。また、水分の保存則は

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (6)$$

と表される。

この他にサブモデルとして、大気放射モデル、積雲モデル、地表面過程モデル、乱流モデルが組み込まれている。本研究では乱流モデルとして乱流エネルギー、乱流長さスケールは移流方程式を解き、応力方程式に境界層近似を適用するMellor-Yamadaのレベル2.5²⁹⁾を用いた。また、計算領域として解像度と範囲の異なる2つ以上の格子をネスティングさせ、双方向ネスティング³⁰⁾により、互いに計算結果を反映させながら、解析を行うことができる。

(2) 解析条件

本研究では、メソスケールの現象を忠実に再現するため、図-9に示す4段ネスティングを採用した。表-3に本研究で用いた各グリッドの解析領域を示す。グリッド1は東北と北海道を含む640km×480kmの領域で、格子間隔8kmである。その内側のグリッド2は津軽海峡を含む格子間隔4kmの200km×200kmの領域、グリッド3は竜飛岬周辺の20km×20kmの領域であり、格子間隔2kmとなってい

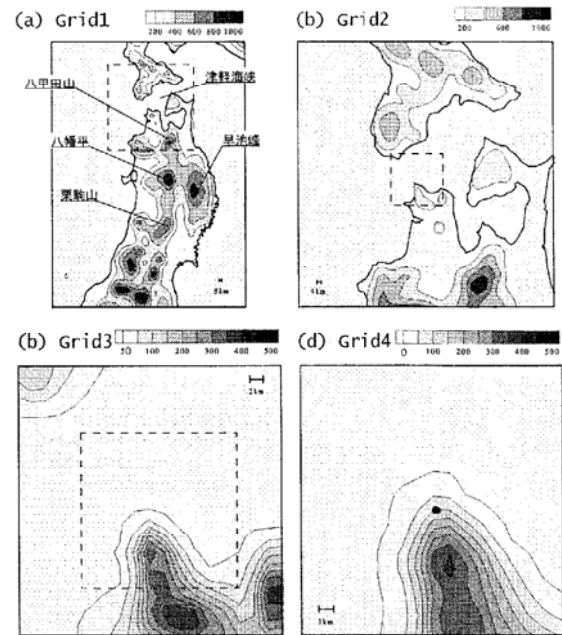


図-9 本研究における地域気象モデル RAMS の解析領域:

(a)8km, (b)4km, (c)2km, (d)1kmの格子解像度

る。最も細かい格子間隔1kmのグリッドは竜飛岬近傍の10km×10kmの領域である。図中のコンターは各グリッドで解像可能な標高を示し、コンター間隔はグリッド1とグリッド2では200m、グリッド3とグリッド4では50mである。また、グリッド1からグリッド3までの各図中の鎖線の正方形は一つ細かいグリッドの解析領域を示す。この図から各グリッドにおいて解像度に応じた地形が再現されているのがわかる。例えば、グリッド1では東北北部の北上高地、八幡平などの高地や津軽海峡の大まかな形が再現されている。解像度が細くなるにつれて細かい地形まで再現され、1kmの解像度を持つグリッド4では竜飛岬南側の尾根が見て取れる。

前節で述べたように、RAMSはサブモデルとして非常に多くのモデルが選択可能であるが、本研究では風の予測を対象とするため、雲の物理過程の詳細モデル化を省略し、水蒸気のみを再現した。本研究で使用したRAMSの計算オプションを表-4に示す。

標高データとしては国土地理院発行の「数値地図50mメッシュ」を、土地利用データとしては国土交通省発行の国土数値情報を用いた。また初期条件としては、水平解像度0.5度、鉛直15層(1000, 925, 850, 700, 500, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10hPaの各気圧面)、時間間隔6時間の分解能を持つヨーロッパ中期気象予報センター(ECMWF)の全球モデルの1997年の客観解析データ(Operational Archive Pressure Level Analysis Data)を用いた。さらに側面および上面の境界条件としては、解析期間における6時間毎の客観解析データから境

表-3 計算格子の設定

	グリッド1	グリッド2	グリッド3	グリッド4
解析領域中心	40° 0' N 140° 18' E	41° 18' N 140° 18' E	41° 18' N 140° 18' E	41° 18' N 140° 18' E
水平格子間隔	8km×8km	4km×4km	2km×2km	1km×1km
水平格子数	60×80	50×50	10×10	10×10
鉛直格子間隔	30m ~ 1000m	30m ~ 1000m	30m ~ 1000m	30m ~ 1000m
鉛直格子数	35	35	35	35

表-4 本研究で使った RAMS の計算オプション

基本方程式	3次元ブシネスク近似非静水圧方程式
水平座標(射影法)	ポーラーステレオグラフ
鉛直座標	σ_z 座標系
水蒸気・降水過程	レベル1(水蒸気のみを考慮)
乱流モデル	水平: Smagorinsky Deformation 鉛直: Mellor-Yamada レベル2.5 ²⁹⁾
大気放射モデル	Chen and Cotton ³¹⁾
地表面過程	Leaf-2 モデル ³²⁾

界条件データを作成し、境界における同化データとして連続的に計算に取り込んだ。

RAMSによる解析の結果は、計算領域内の任意地点・高度における風速、エクスター関数、仮温位、混合比などの従属変数の時系列データとして出力される。本研究では10分平均値を保存し、以下の解析に用いた。

(3) 解析結果

a) 竜飛岬における地域風況の特性

地域気象モデルRAMSの解析によって求められた地域風況の特性を明らかにするため、計算格子点において求められた10分平均風速を龍飛埼灯台の位置に挿し、観測データと比較した。見やすくするために龍飛埼灯台における1997年1月の10分平均風速のみを図-10に示す。この図から、高低気圧の移動に伴う数日スケールの風速の増減のパターンがよく捉えられていることがわかる。例えば、1月2日から4日にかけて低気圧が北日本を西から東にかけて横断した³³⁾ため風速が増大し、地域気象モデルはこの現象を正しく予測している。同様の現象は1月14日から16日にも見られ、この時も地域気象モデルによる予測値は増大している。また23日から27日にかけては低気圧が太平洋上を北上したため、強い西高東低型の気圧配置となり、北日本を中心に強い西風が吹いた³³⁾。この現象も地域気象モデルにより的確に

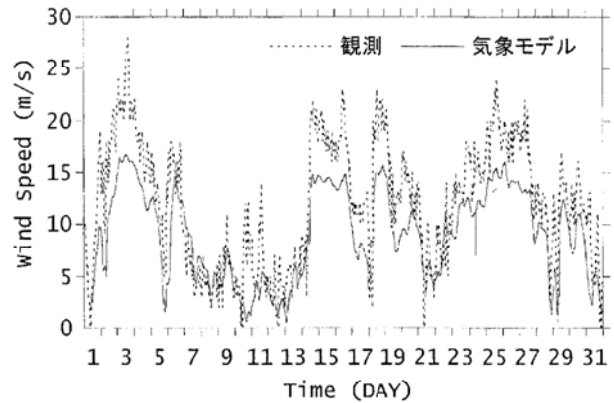


図-10 龍飛埼灯台における1997年1月の10分平均風速

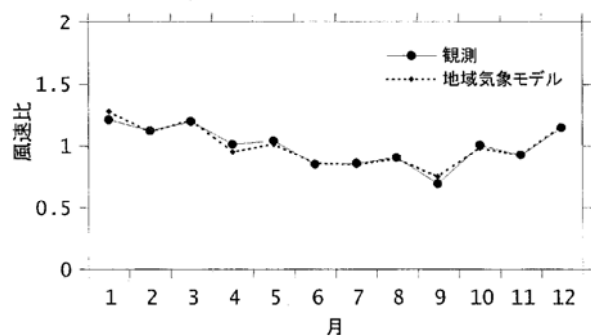


図-11 龍飛埼灯台での月平均風速の年平均風速に対する比
予測されている。一方、風速の絶対値は局所的な地形の効果が再現されていないため大幅に過小評価している。

図-11には年平均風速で無次元化した龍飛埼灯台における月平均風速を示す。実線が観測値、鎖線が地域気象モデルRAMSの解析結果である。月平均風速の変化は地域気象モデルにより正確に再現され、竜飛岬で1年を通じて強風が吹いていることがわかる。

b) 平均風速の空間分布

平均風速の空間分布を明らかにするため、グリッド2～4の地上30mにおける年平均風速を図-12に示す。グリッド2の解析結果を見ると全体的に海上で風速が高く、陸上で風速が低いことがわかる。また陸上でも青森県の八甲田山付近に見られるように標高の高い場所では風速が高い。一方、海上では陸からの距離が遠い程、風速が増大する傾向があるが、津軽海峡東端部と西端部では沿岸近傍においても年平均風速が高い領域が見られる。竜飛岬はちょうどこの津軽海峡西端部に位置し、風速が高くなっている。グリッド3、グリッド4の解析結果により津軽海峡西端部と竜飛岬における風速分布をもう少し詳しく見てみると、竜飛岬先端部は海上の高風速域に該当していることがわかる。また、竜飛岬から南南東に伸

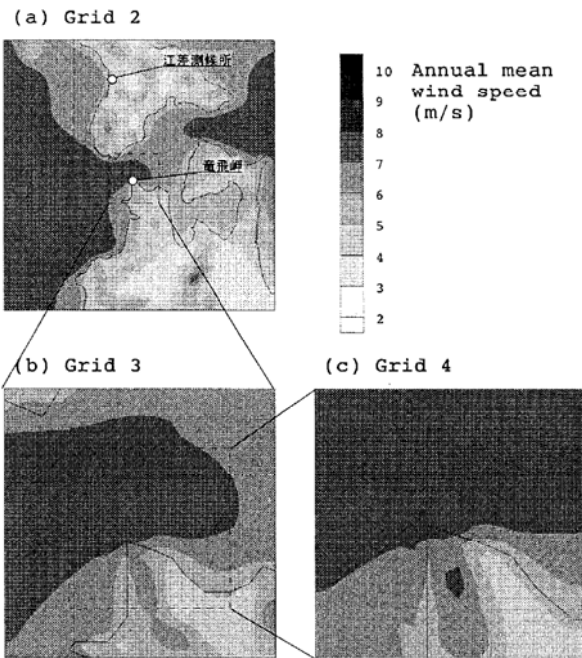


図-12 地域気象モデル RAMS により計算された地上 30m における 1997 年の年間平均風速: (a)4km, (b)2km, (c)1km の格子解像度

びる尾根沿いに年平均風速が高い領域があることがわかる。

平均風速の空間分布は季節によって大きく変化する。図-13, 図-14には地上30mにおける1月と7月の月平均風速を示す。まず冬季(1月)において陸上では標高の高い山岳地帯で風速が高い傾向がある。この傾向は年平均風速の場合より顕著であり、青森県の八甲田山に加え下北半島の恐山付近でも増速域が見られる。海上においては陸からの距離が遠いほど風速が低い現象が見られる。また、津軽海峡内部においては外洋(太平洋および日本海)と比較して風速が低い。グリッド3, 4の結果により竜飛岬先端部の空間分布を詳しく見ると陸上においては竜飛岬南南東の尾根付近で増速が見られる。また、海上においては西から東にいくにつれ風速が減少しており、津軽海峡先端部においても風速は外洋よりも小さい。

一方、夏季(7月)における風速分布は冬季とは全く異なる。グリッド2の解析結果より、陸上における風速分布はほぼ一様であり、山岳地帯における増速もわずかであることがわかる。また、海上においては全体的に風速が弱い津軽海峡内部に局所的な増速域がある。この局所的な増速域の影響を受けて竜飛岬先端部周辺の海上では冬季とは逆に西から東にいくにつれ風速が増大していることが、グリッド3による解析結果からわかる。またグリッド4の解析結果から竜飛岬先端に特に風の強い

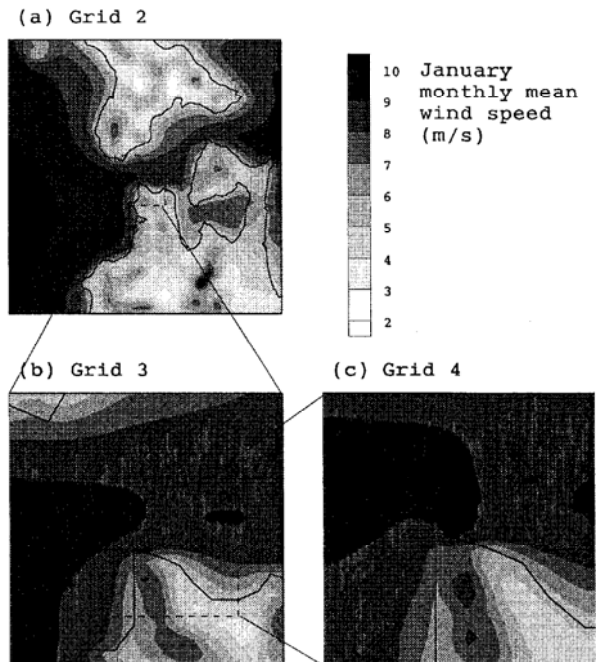


図-13 地域気象モデル RAMS により計算された地上 30m における 1997 年 1 月の月間平均風速: (a)4km, (b)2km, (c)1km の格子解像度

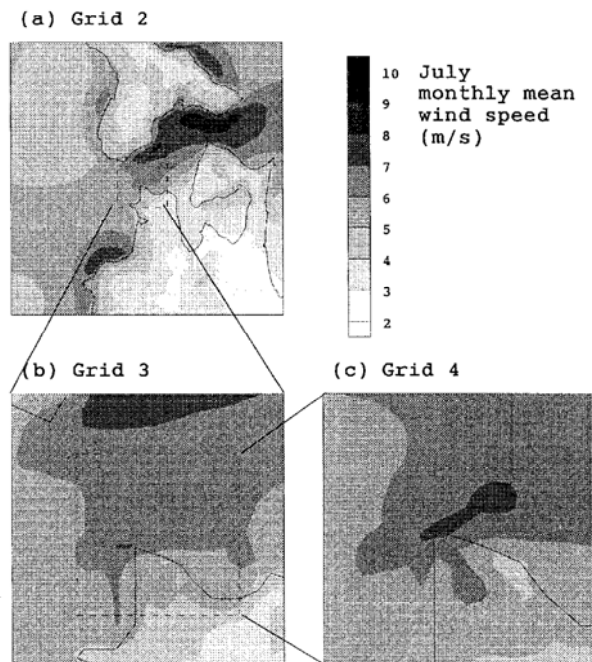


図-14 地域気象モデル RAMS により計算された地上 30m における 1997 年 7 月の月間平均風速: (a)4km, (b)2km, (c)1km の格子解像度

領域があることがわかる。

c) 竜飛岬における局所風メカニズムの解明

3章で述べたように、竜飛ウィンドパークでは一年を通して強い風が吹いており、江差測候所に比べ、特に夏季における風速が大きい。このことから竜飛岬では夏季に何らかのメカニズムにより局地風が強くなっていると考

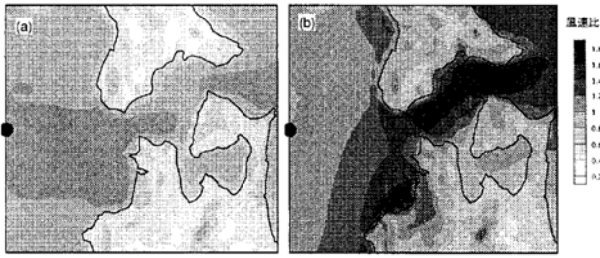


図-15 地上 30m における西風時の上流に対する風速比:
(a)1~3月の平均, (b)7~9月の平均

えられる。このメカニズムを明らかにするため、竜飛岬における主風向である西風に注目し、地域気象モデル RAMSの解析結果を整理しなおした。

図-15には、図中に黒丸で示す洋上での風速に対する西風時の高さ30mでの風速比を示し、図-15 (a)が冬季(1月から3月)の平均値、図-15 (b)が夏季(7月から9月)の平均値である。

冬季においては、陸上の風速は、粗度、地形の影響を受けて全体的に減速しているが、山の上の風速は若干増大している。また、海上での風速は場所によって若干変化するが、風速比の最大値は1.1程度である。一方、夏季においては、竜飛岬以東の津軽海峡内での風速が大きく増大し、風速比が1.6以上になっている。すなわち、沖合の海上の風速に比べ、津軽海峡内の風速が著しく増速しており、夏季においても竜飛岬において強い風が観測される原因となっている。

夏季において海峡内で風速が増大する原因を詳しく調べるために、図-15の基準点における各季節の温位の平均鉛直分布を図-16に示す。温位が高い空気は相対的に軽く、温位が低い空気塊は重いことに相当する。高度1300m以上の上空では季節に関わらず大気は安定成層しているが、高度1300m以下では夏季の大気が安定成層しているのに対し、冬季の大気はほぼ中立である。大気が中立のときには、空気密度は高さによらず一定であり、空気は山を越えることが容易である。一方、大気が安定成層している場合には、下層の空気が常に上層の空気より重いので、空気が山の上を越えることは難しくなる。その結果、春季と夏季においては、津軽海峡に気流が収束し、津軽海峡内の風速が強くなる。一方、秋季と冬季においては地表面から高度1300m付近までは大気は中立であるため、流れは津軽海峡に収束せずに、陸上の山の上を越えることができる。

以上のことから、竜飛岬における夏季の強い風は津軽海峡における局地風によるものであり、大気の成層状態の違いを考慮できるメソスケール気象モデルによる解

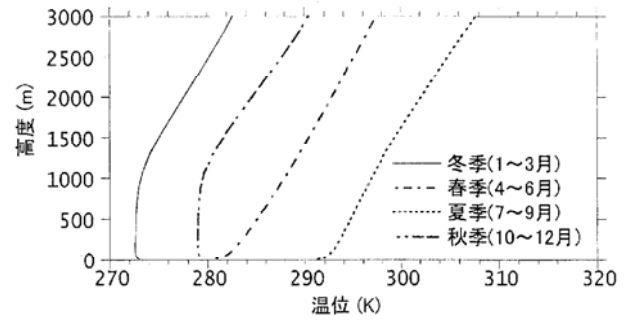


図-16 津軽海峡西側基準点における温位の鉛直分布

析が必要であることがわかる。

5. 局所風況の予測

地域気象モデルにより得られた風況は空間解像度の制約のため、そのまま局所風況として使うことができない。本章では地域気象モデルの予測結果に対して数値流体解析をベースとする非線形風況予測モデル MASCOTに基づく標準実風況変換手法を適用し、微細地形の効果を考慮に入れた局所風況解析を行い、観測データと比較することにより、その有効性を示す。

(1) 非線形モデルMASCOTの概要

微細な地形の効果を考慮するために、本研究では著者らによって開発された非線形局所風況予測モデル MASCOT²⁷⁾を用いた。MASCOTはレイノルズ平均非圧縮ナビエ-ストークス方程式に基づく非線形モデルで、風速、圧力、乱流統計量を従属変数とする質量保存則、運動量保存則、乱流統計量の保存則を数値的に解くことにより、風向別の風速の増減、風向変化を求める。質量保存則は

$$\frac{\partial \rho u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (7)$$

と表される。ただし、 u_i は3つの風速成分、 ρ は空気密度を示す。3つの風速成分の運動量保存則は

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_j u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \rho u_i' u_j' \right) \quad (8)$$

と表される。 p は圧力、 μ は分子粘性係数である。レイノルズ応力 $\rho u_i' u_j'$ は、渦粘性モデルを用い、

$$\rho u_i' u_j' = \frac{2}{3} \rho k \delta_{ij} - 2 C_\mu \rho \frac{k^2}{\varepsilon} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (9)$$

と近似される。\$k\$ は乱流エネルギー、\$\varepsilon\$ は乱流散逸率を表す。\$k\$ と \$\varepsilon\$ の輸送方程式は

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_j k}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right] - \rho \overline{u_j' u_j'} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \rho \varepsilon \quad (10)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_j \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right] - C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} \rho \overline{u_j' u_j'} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} - C_{\varepsilon 2} \frac{\rho \varepsilon^2}{k} \quad (11)$$

と表される。上式中のモデル定数は \$k\$-\$\varepsilon\$ モデルの値を採用した。単純地形上の流れ解析においては様々な乱流モデルが検討されてきた³⁴⁾が、実地形上の流れは単純地形上とは異なり複雑であるため、乱流モデルの違いによる予測精度の違いは顕著ではない。このため本研究では最も実績のある標準 \$k\$-\$\varepsilon\$ モデルを用いた。

方程式の離散化に際しては任意傾斜角を持つ地形に対応可能な一般座標系を採用し、質量及び運動量の保存則を満足する有限体積法が用いられている^{34), 35)}。また数値解法としては安定性の高い半陰解法SIMPLE法³⁶⁾が採用されており、大規模連立方程式を高速かつ安定に解く残差切除法²⁷⁾により、Pentium4, 3GHzのPC 1台で50万格子を用いた5km四方の解析を1風向につき1時間以内で行うことができる。また、連綿と連なる実際の地形の一部を取り出して数値解析を行うために上流に付加領域を、周囲に体積を保存する緩衝領域を設ける²⁵⁾ことにより、これらの影響を最小限にしている。地表面の境界条件としては、付録に示す粗度長により対数則を用いて求めた剪断力を地表面第1セルに与えた²⁷⁾。

本手法では、熱的影響を無視できると仮定し、風速比・風向が地形・地表面粗度のみに依存するとしている。本仮定の有効性は、標高500m以下の地形に対しては日本各地において示されている^{7), 10)~12)}。ただし、標高1000mを越える地形に対しては、大気成層の影響のため、中立と仮定することはできない。

(2) 標準実風況変換手法の定式化と適用

a) 定式化

本節では標準実風況変換手法の定式化について詳細に説明する。上流における風向は全風向を \$n\$ 等分した風向セクターを用いて表し、各風向セクター内の出現頻度は図-5に示すように一様と仮定する。上流において \$j\$ 番目の風向セクターの中心風向を \$\theta_j^I\$ で表し、この風

向セクターの風向の代表とする。上流における各風向セクターの中心風向 \$\theta_j^I\$ に対しMASCOTによる解析を行い、地形上の対象地点における風向偏角 \$D_j^T\$ と風速比 \$C_j^T\$ を求めておけば、上流側の各風向に対応する地形上の対象点での風向・風速 \$(\theta^T, u^T)\$ は上流における風向・風速 \$(\theta_j^I, u_j^I)\$ を用いて次式により求めることができる。

$$\begin{cases} \theta^T = D_j^T + \theta_j^I \\ u^T = C_j^T u_j^I \end{cases} \quad (12)$$

式(12)により上流と地形上の対象地点との間の風向・風速の関係を示すことができたが、本研究では風向別・風速階級別の出現頻度を扱うため、次に風向別・風速階級別の出現頻度の関係の定式化を行う必要がある。風向に対しては前述のように全風向を \$n\$ 等分した風向セクターを用い、風速に対しては風速 \$u_{\max}\$ までを \$m\$ 等分した風速階級を用いる。本節では図-17に示すように上流における風向セクター \$j\$ に対し下限値、上限値をそれぞれ \$\theta_{j-1/2}^I, \theta_{j+1/2}^I\$ で表し、また風速階級 \$k\$ に対し下限値、上限値をそれぞれ \$u_{k-1/2}^I, u_{k+1/2}^I\$ で表す。上流における風向セクター \$j\$、風速階級 \$k\$ に含まれる風向 \$\theta\$ と風速 \$u\$ は次式で示される範囲に含まれる。

$$\begin{cases} \theta_{j-1/2}^I \leq \theta < \theta_{j+1/2}^I \\ u_{k-1/2}^I \leq u < u_{k+1/2}^I \end{cases} \quad (13)$$

この領域を記号 \$W_{j,k}^I\$ で表し、図-17(a)に示す。また領域 \$W_{j,k}^I\$ の面積を \$|W_{j,k}^I|\$ で表し、次式により求める。

$$|W_{j,k}^I| = (\theta_{j+1/2}^I - \theta_{j-1/2}^I) \times (u_{k+1/2}^I - u_{k-1/2}^I) \quad (14)$$

また、この領域に含まれる出現頻度を \$P_{j,k}^I\$ で表す。上流の風向・風速を記述する記号を表-5にまとめた。

地形上についても同様に記号を定義する。ただし、風向セクター・風速階級を表す記号は上流と区別するために \$\hat{j}, \hat{k}\$ を用い、その他の記号には \$I\$ の代わりに地形上の値であることを示す上添え字 \$T\$ をつける。図-17(b)と表-6に地形上における風向・風速の記号を示す。

上流において \$W_{j,k}^I\$ に含まれる全ての風向・風速に対し式(12)を適用すると、地形上での風向・風速は次式で示される範囲に含まれる。

$$\begin{cases} D_j^T + \theta_{j-1/2}^I \leq \theta < D_j^T + \theta_{j+1/2}^I \\ C_j^T u_{k-1/2}^I \leq u < C_j^T u_{k+1/2}^I \end{cases} \quad (15)$$

この領域を記号 \$V_{j,k}\$ で表し、図-17(b)に示す。またこの領域を持つ風向・風速の出現頻度を地形上の風向・風速を表す領域 \$W_{j,k}^T\$ に分配するために、\$W_{j,k}^T\$ と重なる部分(図-17(b)に①で示す領域)の面積を求め、更に \$V_{j,k}\$

表-5 上流における風向・風速の記号の定義

記号	定義
θ_j^I	上流における風向セクター j の風向
$\theta_{j-1/2}^I$	上流における風向セクター j の下限風向
$\theta_{j+1/2}^I$	上流における風向セクター j の上限風向
u_k^I	上流における風速階級 k の風速
$u_{k-1/2}^I$	上流における風速階級 k の下限風速
$u_{k+1/2}^I$	上流における風速階級 k の上限風速
$W_{j,k}^I$	上流における風向セクター j , 風速階級 k の領域
$ W_{j,k}^I $	$W_{j,k}^I$ の面積
$P_{j,k}^I$	上流における風向・風速が $W_{j,k}^I$ に含まれる出現頻度

表-6 地形上における風向・風速の記号の定義

記号	定義
θ_j^T	地形上における風向セクター $\hat{j}$ の風向
$\theta_{\hat{j}-1/2}^T$	地形上における風向セクター $\hat{j}$ の下限風向
$\theta_{\hat{j}+1/2}^T$	地形上における風向セクター $\hat{j}$ の上限風向
$u_{\hat{k}}^T$	地形上における風速階級 $\hat{k}$ の風速
$u_{\hat{k}-1/2}^T$	地形上における風速階級 $\hat{k}$ の下限風速
$u_{\hat{k}+1/2}^T$	地形上における風速階級 $\hat{k}$ の上限風速
$W_{\hat{j},\hat{k}}^T$	地形上において風向セクター $\hat{j}$, 風速階級 $\hat{k}$ の領域
$ W_{\hat{j},\hat{k}}^T $	$W_{\hat{j},\hat{k}}^T$ の面積
$P_{\hat{j},\hat{k}}^T$	地形上における風向・風速が $W_{\hat{j},\hat{k}}^T$ に含まれる出現頻度

の面積との比から次式により重なる部分の風向・風速の出現確率を求めることができる。

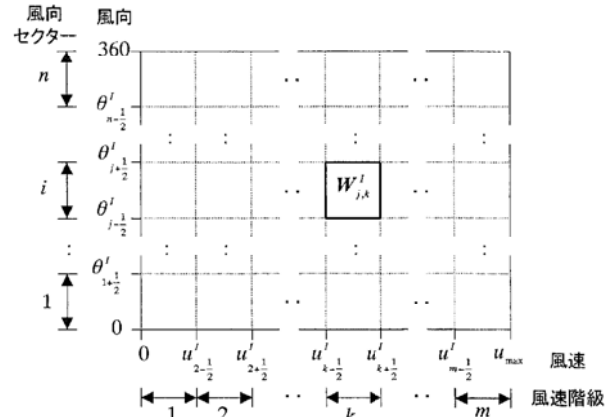
$$A_{j,k,\hat{j},\hat{k}}^T = \frac{|W_{j,k}^I \cap V_{j,k}|}{|V_{j,k}|} \quad (16)$$

従って、地形上における風向・風速を表す領域 $W_{j,k}^T$ に含まれる出現頻度 $P_{j,k}^T$ は上流における全ての風向セクターと風速階級からの寄与 $A_{j,k,\hat{j},\hat{k}}^T P_{\hat{j},\hat{k}}^I$ の総和であり、次式のように表すことができる。

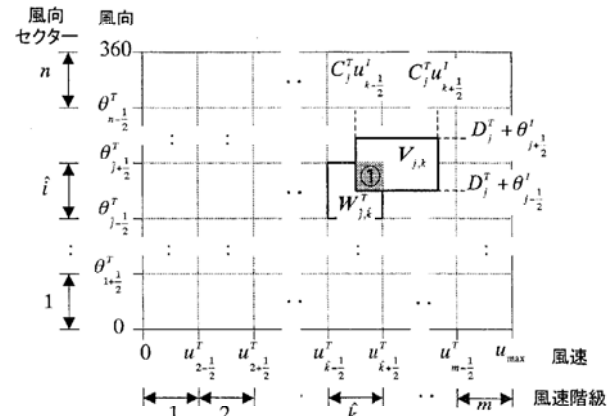
$$P_{j,k}^T = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^m A_{j,k,\hat{j},\hat{k}}^T P_{\hat{j},\hat{k}}^I \quad (17)$$

となる。式 (17) を行列の形で書き表すと

$$\{P^T\} = [A^T] \{P^I\} \quad (18)$$



(a) 仮想的な上流の風向セクター・風速階級の区分



(b) 地形上の風向セクター・風速階級の区分

図-17 風向セクター・風速階級概念と記号の定義

となる。ただし、

$$\{P^T\} = \begin{Bmatrix} P_{1,1}^T \\ \vdots \\ P_{1,m}^T \\ \vdots \\ P_{n,m}^T \end{Bmatrix}, \quad (19)$$

$$[A^T] = \begin{bmatrix} A_{1,1,1,1}^T & \cdots & A_{1,m,1,1}^T & \cdots & A_{n,m,1,1}^T \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{1,1,1,m}^T & \cdots & A_{1,m,1,m}^T & \cdots & A_{n,m,1,m}^T \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{1,1,n,m}^T & \cdots & A_{1,m,n,m}^T & \cdots & A_{n,m,n,m}^T \end{bmatrix}, \quad (20)$$

$$\{P^I\} = \begin{Bmatrix} P_{1,1}^I \\ \vdots \\ P_{1,m}^I \\ \vdots \\ P_{n,m}^I \end{Bmatrix}, \quad (21)$$

である。行列 $[A^T]$ の成分は風向偏角 D_j^T と風速比 C_j^T がわかれば式(16)により求めることができる。このように

上流の風況と地形上の風況の関係は、MASCOTによる気流解析の結果から求まる行列 $[A^T]$ によって関係付けられている。行列 $[A^T]$ は風況間の関係を表すことから、以下の説明では風況変換行列と呼ぶ。

本手法の長所としては、地形上の風況から上流の風況を求める際と、上流の風況から地形上の風況を求める際に同一の関係式を用いるため、地形上の風況から求めた上流の風況から再び地形上の風況に変換した際に当初の地形上の風況と一致することが保証されているという点が挙げられる。

b) 標準実風況変換手法の適用

まず、メソスケール気象モデルにより求めた粗い地形上の地域風況の上流における標準風況への変換について説明する。上流の風況を $\{P^I\}$ 、粗い地形上の風況を $\{P^C\}$ とすると式(18)より両者の関係は

$$\{P^C\} = [A^C] \{P^I\} \quad (22)$$

と表される。ここで、 $[A^C]$ はメソスケール気象モデルと同解像度の粗い地形を用いた気流解析から求められた風況変換行列である。上流における風況 $\{P^I\}$ は次式により求めることができる。

$$\{P^I\} = [A^C]^{-1} \{P^C\} \quad (23)$$

式(23)には $[A^C]$ の逆行列が含まれているため、本研究では式(22)を反復法で解くことにより上流における風況 $\{P^I\}$ を求めた。

次に、上流における標準風況を実地形上の局所風況に変換する。実際の地形上の風況を $\{P^F\}$ とすると、上流の風況との関係は式(18)より

$$\{P^F\} = [A^F] \{P^I\} \quad (24)$$

と表される。ここで、 $[A^F]$ は実際の詳細な地形を用いた気流解析から求められた風況変換行列である。本研究では式(24)を用い、上流における標準風況から実地形上の局所風況を求めた。

(3) 本手法と従来の局所風況予測手法との比較

a) 空間的条件付ネスティング手法との比較

以上述べた手法に基づき、龍飛埼灯台における風向・風速階級別の出現頻度を求め、空間的条件付ネスティング手法と比較した。ここで、空間条件付ネスティング手法の結果としてはメソスケール気象モデルのグリッド4により求められた値を用いた。図-18に龍飛埼における風向別の出現頻度を、図-19に風速階級別の出現頻度を示す。風向別出現頻度に関してはメソスケール

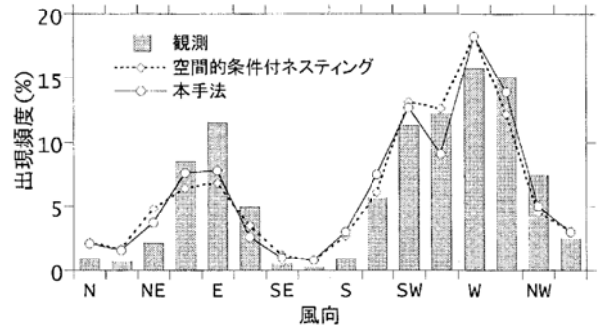


図-18 風向別出現頻度の予測値と観測値(龍飛埼灯台)

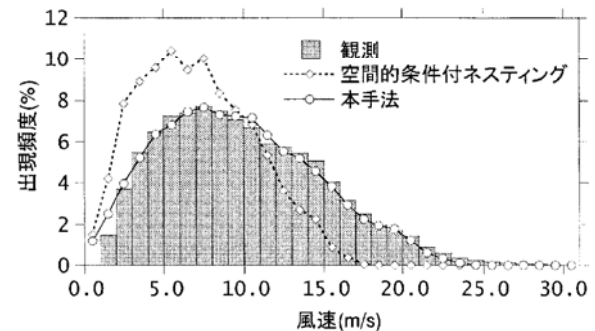


図-19 風速階級別出現頻度の予測値と観測値(龍飛埼灯台)

気象モデルにより観測値をよく再現していることがわかる。これは龍飛埼灯台が小高い丘の上に位置しており、局所地形によって風向が大きく変化しないことを示している。一方、風速階級別出現頻度に関しては本手法により求められた複雑地形上の局所風況が観測値をよく再現しているのに対し、空間的条件付ネスティングにより求めた値は風速を大幅に過小評価していることがわかる。

更に竜飛ウィンドパーク各風車に対して同様の手法を用い、風向・風速別出現頻度を求め、年平均風速を計算した。その結果を図-20に示す。棒グラフが観測値、鎖線が空間的条件付ネスティングにより求めた値、実線が本手法により微細な地形の影響を取り入れて求めた値を表す。観測値は場所によって大きく異なり、風速の最も低い5号機の年平均風速は5.2m/sに過ぎないのに対し最も風速の高い竜飛岬灯台では倍近い10.1m/sに達する。空間的条件付ネスティングにより計算された風速は対象領域全域ではほぼ同じ値を示し、場所による風速の違いを再現できない。このため、年平均風速の予測誤差は灯台で29.8%に達し、全風車の平均予測誤差は19.3%となっている。一方、本手法によって求めた年平均風速は5号機における風速の減少や10号機、灯台における増大など風車位置の違いによる年平均風速の違い

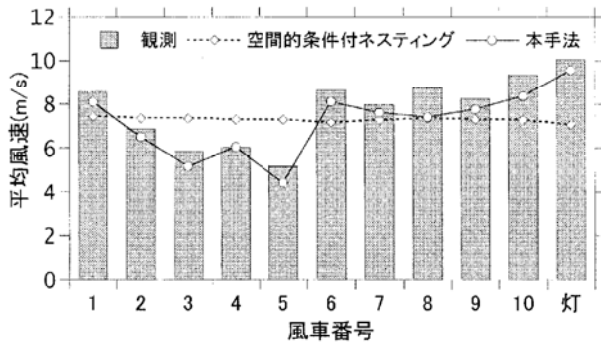


図-20 竜飛ウィンドパークと灯台における年平均風速

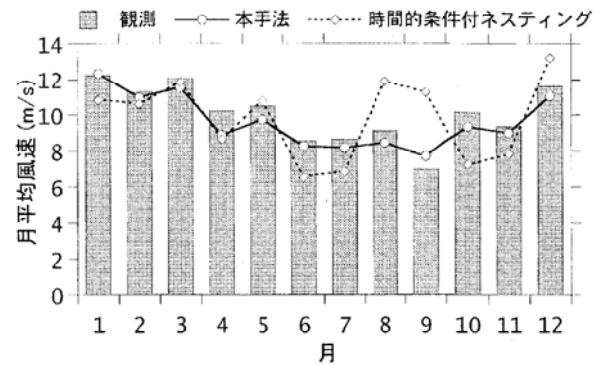


図-22 龍飛埼灯台における月平均風速

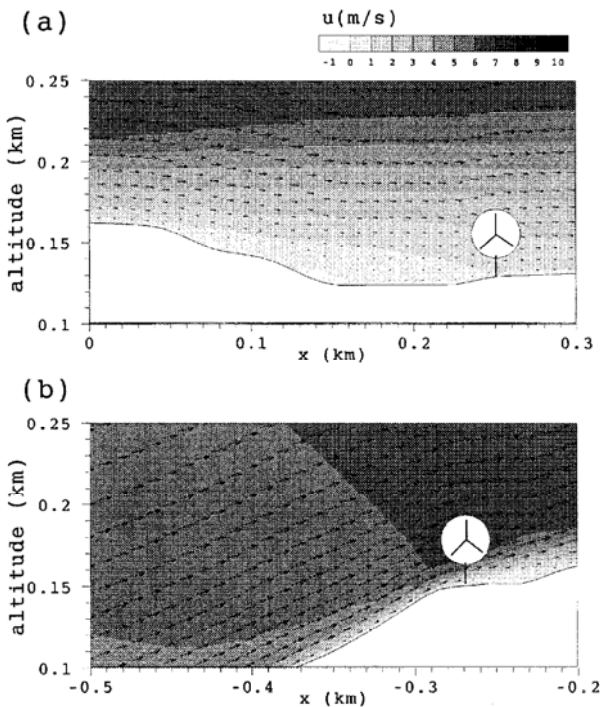


図-21 竜飛ウィンドパーク5号機と10号機付近の風速分布

いを定量的に再現している。灯台における年平均風速の予測誤差は4.6%に、全風車の予測誤差の平均は7.6%に改善された。

5号機における風速の減少や、10号機における増大の原因を説明するため、竜飛岬における主風向である西風時の5号機と10号機付近の流れ場のW-E鉛直断面図を図-21に示した。図中のベクトルが風速を、コンターは風速の大きさを示し、色が濃いほど風速が相対的に大きいことを表す。5号機は山頂の窪んだ地点に位置しているため、風車高さでの風速が大きく減少している。一方、10号機は上り斜面の増速場所に位置しているため、風車高さにおける平均風速が大きくなっていることがわかる。

b) 時間的条件付きネスティング手法との比較

月別の風況は風力発電所の運転計画を立てる際や、社会基盤構造物の維持管理という面で重要となる。第1

章で述べたようにLAWEPSでは計算時間を短縮するために条件付きネスティング手法を採用し、6日に1回、6時間おきに1日4時間、年間計244時間のみの時系列計算を行っている。このような間欠的な解析が月別の風況の予測精度に与える影響を明らかにするため、本節では月別の平均風速について本手法と条件付きネスティングに基づく手法との比較を行った。

本手法では地域気象モデルの解析結果から月別に風向・風速の出現頻度を求め、月別に標準実風況変換を行い、龍飛埼灯台における月別の平均風速を算出した。一方、LAWEPSでは6日に1回、かつ1日24時間の中で0時、6時、12時、18時の4回のデータを用いてマイクロスケールの解析を行う。この間欠的な解析が月平均風速に与える影響を明らかにするため、地域気象モデルRAMSの解析結果に対し、LAWEPSと同様のサンプリング間隔を用い、龍飛埼灯台における月別の平均風速と年平均風速を求めた。

両手法とも年平均風速の予測精度は高い。観測された年平均風速10.05m/sに対し、本手法と時間的条件付きネスティング手法による予測値はそれぞれ9.63m/s、9.80m/sであり、両手法とも予測誤差は5%以下である。

一方、月平均風速の予測精度は大きく異なる。図-22にはこれら二つの手法により求められた龍飛埼灯台における月別平均風速を観測値と比べたものを示す。棒グラフが観測、実線が本手法、鎖線がLAWEPSと同様のサンプリング間隔による月平均風速を示す。6日に1回、6時間おきにサンプリングされたデータを基に計算された月平均風速は、冬季から春季にかけては月別平均風速を比較的良好に再現しているが、夏季から秋季にかけては風速を過小あるいは過大評価している。例えば、9月において観測された平均風速は7.0m/sであるのに対し、予測値は11.3m/sとなっており大幅な過大評価が見られる。

冬季から春季には季節風が安定的に吹いているため、

6日おき, 6時間おきのサンプリングにより求めた風況が実際と大きく異ならない。これに対し, 夏季から秋季にかけては天候の変動が大きく, 台風や低気圧の通過に伴い大幅に風速が変動するため, 間欠的にサンプリングされたデータに基づき求められた月平均風速は実際とは大きく異なる。その結果, 全てのデータを用いた本手法から求められた月平均風速の予測誤差は5.9%であるのに対して, LAWEPSに採用されたサンプリング間隔を用いた場合には予測誤差が19.3%と大幅に増えることがわかった。

6. まとめ

本研究では気象学の手法と風工学の手法を融合することにより, 新しい風況予測手法を提案し, 現地観測によらない局所風況の数値予測を実現した。また, 青森県竜飛岬において提案した手法の検証を行うとともに, 従来の風況予測手法との比較を行い, その問題点を明らかにした。本研究では以下の結論を得た。

- 1) 局地循環の効果を再現するとともに, 局所地形の効果を再現するために, 数値流体力学解析に基づく風工学の手法とメソスケール気象解析に基づく気象学の手法の長所を包含する力学統計的局所化手法を提案した。
- 2) 地域気象モデルRAMSを用いた解析により, 竜飛岬における1年を通して強い風が吹くメカニズムを明らかにした。津軽海峡付近では, 冬季には地表面付近の気象は中立であり, 津軽海峡への風の収束は見られないが, 季節風が強いため竜飛岬付近で強い風が吹く。夏季には地表面付近の気象が安定成層しているため, 津軽海峡への風の収束が起こり, 季節風の強さは弱いにもかかわらず, 竜飛岬付近では強い風が吹くこととなる。
- 3) 数値流体解析に基づく標準実風況変換手法を定式化し, 局所地形の効果を考慮した局所風況の予測を実用的な解析時間で可能にした。その結果各観測地点における年平均風速のみならず, 風向別出現頻度, 風速階級別出現頻度, ウィンドファーム内における風速の空間分布を精度よく再現できた。
- 4) 空間的条件付ネスティング手法を用いる場合, すなわち地域気象モデルにより予測された風速をそのまま用いる場合には龍飛埼灯台における年平均風速の予測誤差は29.8%に達したが, 本研究で提案した標準実風況変換手法に基づく局所化を実施した結

表-7 土地利用と粗度長の関係

	土地利用区分	粗度長(m)
1	田	0.03
2	畑	0.1
3	果樹園	0.2
4	その他の樹木畑	0.1
5	森林	0.8
6	荒地	0.03
7	建物用地[A]	1.0
8	建物用地[B]	0.4
9	幹線交通用地	0.1
10	その他の用地	0.03
11	湖沼	0.0002
12	河川敷[A]	0.001
13	河川敷[B]	0.001
14	海浜	0.03
15	海水域	0.0002

果, 予測誤差は4.6%に低減された。

- 5) 空間的条件付ネスティング手法を用いる場合, すなわち間欠的な解析を行った場合には夏季における激しい天気の変化を捉えることができず, 月別の平均風速の予測誤差は19.3%に達したが, 本研究で提案した手法を用いる場合には月平均風速の平均誤差は5.9%に低減された。

謝辞: 本研究は平成14～17年度において文部科学省科研費補助金(課題番号14350239および16360223, 研究代表者石原孟)を受けた。また, 海上保安庁および東北電力(株)から龍飛埼灯台ならびに竜飛ウィンドパークにおける観測データを提供して頂いた。地域気象モデルRAMSの利用に際しては, 九州大学応用力学研究所の鶴野伊津志教授に指導を頂き, 同モデルを用いた解析に際しては東京大学工学部土木工学科4年(研究当時)のコー・ジャクソン氏に協力を頂いた。ここに記して謝意を表する。

付録

表-7には土地利用と粗度長の関係を示す。本研究ではこの表に従い, 各種土地利用を粗度長に変換した。

参考文献

- 1) 串岡清則, 斎藤通, 本田明弘: 複雑地形まわり流れへの流動解析の適用, 第13回風工学シンポジウム, pp.579-584, 1994.
- 2) 山口敏, 清水仁, 樫山和男: 地形風大規模解析のための並列有限要素解析システム, 第12回数値流体力学シンポジウム, pp.535-536, 1998.
- 3) 内田孝紀, 大屋裕二: ネストグリッドを用いた複雑地形中の風況予測シミュレーション, 日本風工学会論文集, No.92, pp. 135-144, 2002.
- 4) Lange, B. and Hojstrup, J.: Estimation of offshore wind resources – the influence of the sea fetch, *Wind Engineering in the 21st Century*, pp. 2005 – 2012, Larsen, Larose & Livesey, Rotterdam, 1999.
- 5) 川満貴子, 玉城史朗, 知名絵梨子, 長井浩: 宮古島における風況シミュレーション, 第24回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 111-114, 2002.
- 6) Moreno, P., Gravdahl, A. R. and Romero, M.: Wind flow over complex terrain: application of linear and CFD models, *Proc. European Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2003.
- 7) 磯修, 大江直樹, 石原孟, 山口敦, 荒川洋: 複雑地形上の風況予測に関する一考察, 第26回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 231-234, 2004.
- 8) Toomer, C. A., Sander, J. and Kunz, S.: Wind-potential estimation for wind-farms in complex terrains, *Proc. European Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2003.
- 9) Ishihara, T., Yamaguchi, A. and Fujino, Y.: A nonlinear model MASCOT: development and application, *Proc. European Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2003.
- 10) 嶋田健司, 石原孟, 千葉誠二郎, 日比一喜: 複雑地形下での風力発電量予測に及ぼす風況予測モデルの影響, 第25回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 149-152, 2003.
- 11) 福本幸成, 村口英之, 石原孟: 八丈島風力発電所における風況予測に関する検討, 第26回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 259-262, 2004.
- 12) 石原孟, 山口敦, 高原景滋, 銘苅壮宏, 新城文博: 風洞実験と気流解析に基づく台風0314号の最大風速の推定, 土木学会構造工学論文集, Vol. 51A, pp. 911-920, 2005.
- 13) Frank, H. P., Rathmann, O., Mortensen, N. G. and Landberg, L.: The numerical wind atlas – the KAMM/WASP method, Risø National Laboratory, 2001.
- 14) Hayashi, H., Uematsu, T., Suzuki, Y., Suzuki, S., Sasaki, R., Murakami, S., Nagano, Y., Kato, S., Mochida, A., Nakanishi, M., Kato, K., Saito, T., Kataoka, H., Otsuka, K., Nakao, T., Usui, K. and Kato, H.: A new wind energy prediction model based on the CFD theory, *Proc. World Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2002.
- 15) Perez, S., Jimenez, P. A., Navarro, J., Montavez, J. P., Barquero, C. G., Cuerva, A., Gonzalez-Rouco, J. F. and Valero, F.: Using the MM5 model for wind prediction in a complex terrain site, *Proc. European Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2003.
- 16) 谷川亮一, 早崎宜之, 高木哲郎, 福田寿, 志垣大介, 露木和彦: 「風力発電機位置決定方法及び風力発電量予測手法」に基づく風況評価, 第24回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 119-122, 2002.
- 17) Steggel, N., Ayotte, K., Davy, R. and Coppin P.: Wind prospecting in Australia with WINDSCAPE, *Proc. Global Wind Power (CD-ROM)*, 2002.
- 18) Adrian, G. and Fieldler, F.: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations, *Beitr. Phys. Atmosph.*, Vol. 64, pp. 27-48, 1991.
- 19) Mortensen, N. G., Landberg, L., Troen, I. and Petersen, E. L.: *European wind atlas*, Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1993.
- 20) 石原孟, 山口敦, 藤野陽三: 複雑地形における高精度風況予測モデルの開発に向けて, 第22回風力エネルギー利用シンポジウム, pp. 63-66, 2000.
- 21) 日本気象協会, 東京大学生産技術研究所: 「シンポジウム: 風力発電タービンの最適立地探査法」急峻な地形に対応する風況予測システムの開発, 2002.
- 22) 村上周三, 持田灯, 加藤信介, 木村敦子: 局所風況予測システムLAWEPSの開発と検証, ながれ, Vol. 22, pp. 375-386, 2003.
- 23) 局所風況予測ワーキンググループ: 「シンポジウム: CFDによる局所風況予測システム」LAWEPSから始まる風車適地選定, 2003.
- 24) Frey-Buness, F., Heimann, D. and Sausen, R.: A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations, *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 50, pp. 117 – 131, 1995.
- 25) Yamaguchi, A., Ishihara, T. and Fujino, Y.: The applicability of linear and non-linear wind prediction models to wind flow in complex terrain, *Proc. World Wind Energy Conference (CD-ROM)*, 2002.
- 26) Pielke, R. A., Cotton, W. R., Walko, R. L., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Welsch, D. A., Lee, T. J. and Copeland, J. H.: A Comprehensive meteorological modeling system – RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol. 49, pp. 69-91, 1992.
- 27) 石原孟, 山口敦, 藤野陽三: 複雑地形における局所風況の数値予測と大型風洞実験による検証, 土木学会論文

- 集, No. 731/I-63, pp. 195-211, 2003.
- 28) Tripoli, J. and Cotton, W. R.: The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models, *Monthly Weather Review*, Vol. 109, pp. 1094 - 1102, 1981.
- 29) Mellor, G. L. and Yamada, T.: A Hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, pp. 1791-1806, 1974.
- 30) Clark, T. L. and Farley, R.D.: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 41, pp. 329-350, 1984.
- 31) Chen, C. and Cotton, W. R.: The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convective system to long wave radiation and ice-phase microphysics., *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, pp. 3897-3910, 1987.
- 32) Lee, T. J.: The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms, *Atmospheric Paper* No. 509, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ. Fort Collins, CO., 1992.
- 33) 天気図日記, 気象, Vol. 41, No.3, 1997.
- 34) 石原孟, 日比一喜: 急峻な山を越える乱流場の数値予測, 日本風工学会論文集, No. 83, pp. 175-188, 2000.
- 35) Ishihara, T. and Hibi, K.: Numerical study of turbulent wake flow behind a three dimensional steep hill, *Wind and Structures*, Vol. 5, pp. 317-328, 2002.
- 36) Ferziger, J. H. and Peric, M.: *Computational methods for fluid dynamics 3rd edition*, Springer, 2002.

(2005.3.10 受付)

DYNAMICAL STATISTICAL DOWNSCALING PROCEDURE FOR WIND CLIMATE ASSESSMENT AND ITS VERIFICATION BY OBSERVATION

Atsushi YAMAGUCHI, Takeshi ISHIHARA and Yozo FUJINO

A hybrid approach of computational fluid dynamics and mesoscale modeling, Dynamical statistical downscaling procedure was proposed for wind climate assessment without onsite measurement and verified at Tappi Cape. The atmospheric stratification at Tsugaru Strait during summer causes flow convergence, which results in high wind speed at the cape throughout the year. Idealizing and realizing approach with computational fluid dynamics can take the effect of local terrain into account and the prediction error of annual mean wind speed at Tappi Wind Park was 7.6 percent. Compared to the spatial conditional nesting and temporal conditional nesting, proposed method reduce the prediction error of annual and monthly mean wind speed at Tappi Lighthouse from 29.8 percent to 4.6 percent and from 19.3 percent to 5.9 percent respectively.