

大気波浪双方向結合モデルにおける海面粗度の影響

小林 智 尚*・足 立 忠 行**・水 谷 英 朗***・安 田 孝 志****

1. はじめに

波浪推算モデル WAM モデル (Komen *et al.*, 1994) を気象予報モデルと結合させて波浪推算精度を向上させる試みが森ら (2000) や小林ら (2000) などにより行われている。しかしこれらの結合モデルは領域気象予報モデルで得られる海上風の情報を波浪推算モデルに反映させるだけで、波浪推算モデルの結果を領域気象予報モデルにフィードバックしない一方結合モデルである。このため領域気象予報モデルにとって下端境界条件となる海面粗度を動的に与えることができない。

これに対して ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) では、気象予報モデルで得られた海上風データを波浪推算モデルに反映するだけでなく、波浪推算の結果を海面の粗度として気象予報モデルにフィードバックする双方向結合モデルを開発し、有義波高の推算精度向上に成功している (Janssen, 1999)。さらに現在このモデルは現業で用いられている。

気象予報モデルと波浪推算モデルを双方向に結合したモデル、大気・波浪双方向結合モデルでは、波浪推算結果は海面の運動量粗度高さ z_0 あるいは抵抗係数 C_d などといった形で気象予報モデルに引き渡す必要がある。しかし、これらのパラメータがどの程度気象予報結果や波浪推算結果に影響を与えるかという点については明らかにされていない。そこで本研究では、大気・波浪双方向結合モデルを構築し、気象予報結果や波浪推算結果に対する海面状態に関するパラメータの感度分析を行う。

2. 数値モデル

本研究では、領域気象予報モデル ARPS 4.0 (Xue *et al.*, 1995) と波浪推算モデル WAM Cycle 4 (Günther *et al.*, 1992) を用いて大気・波浪双方向結合モデルを構築した。

* 正会員 工博 岐阜大学助教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻
** 工修 応用技術(株)
*** 岐阜大学大学院 工学研究科環境エネルギーシステム専攻
**** 正会員 工博 岐阜大学教授 工学研究科環境エネルギーシステム専攻

(1) ARPS での海面の取り扱い

領域気象予報モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System) 4.0 は米国オクラホマ大学で開発された非静力学・準圧縮・非膨脹系モデルである。既往の ARPS では海面での粗度として運動量粗度高さ z_0 を次式のように表現していた。

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_1}}\right) \dots\dots\dots (1)$$

ここで κ はカルマン定数、 C_1 は

$$C_1 = (0.4 + 0.079 U(z)) \times 10^{-3} \dots\dots\dots (2)$$

より求められる係数である。また $U(z)$ は海面からの高さ z での風速である。式 (1) から分かるように、波高など海洋波浪の状態に依存する海面粗度を、ARPS ではその直上の点での風速のみで推定している。これは波浪の吹送距離や吹送時間などの履歴を無視していることになる。全球モデルのようにモデルのグリッドスケールが大きい場合、このような波浪の履歴が気象予報モデルへおよぼす影響は小さいと考えられる。しかしながら、たとえば日本列島周辺域程度を対象とした計算などではグリッドスケールが小さくなり、この波浪の履歴の気象予報モデルへの影響は無視し得ないものと考えられる。とくに ARPS はグリッドスケール数百 m 程度の詳細な数値予報も行える領域気象予報モデルであり、この程度のグリッドスケールでの予報を行う場合には波浪状態も的確に評価する必要がある。

(2) WAM での海面の取り扱い

一方波浪推算モデル WAM Cycle 4 では海上風から波浪の運動量輸送の評価に、Janssen (1991) が提案した理論を採用している。これは海面の状態によって決まる海面粗度を考慮して海面での海上風によるせん断力を算定する。これによれば海上風の風速分布は次の対数分布で表される (橋本ら, 1999)。

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \dots\dots\dots (3)$$

式中の運動量粗度高さ z_0 は以下のように表される。

$$z_0 = \frac{\bar{\alpha} \tau}{g \sqrt{1 - \frac{\tau_w}{\tau}}} \dots\dots\dots (4)$$

表—1 計算条件

モデル	パラメータ	値
共通	計算領域経度	東経 125°~145°
	緯度	北緯 29°~49°
	格子間隔経度方向	0.5°
	緯度方向	0.5°
ARPS	鉛直方向層数	30 層
	層厚	250 m
	計算時間間隔	15 s
	海面抗力係数入力時間間隔	900 s
WAM	周波数分割数	25
	方向分割数	12
	計算時間間隔	900 s
	海上風入力時間間隔	900 s

ここで、定数 $\bar{\alpha}=0.01$ 、全応力 $\tau=\rho_a u_*^2$ 、 u_* は摩擦速度、 ρ_a は空気の密度、である。また τ_w は波による誘発応力で、次式で表される。

$$\tau_w=\rho_w\iint\omega\gamma E\cos(\theta-\varphi)d\theta d\varphi\cdots\cdots\cdots(5)$$

ここで ρ_w 、 ω 、 f 、 θ 、 E 、 φ 、 γ はそれぞれ海水の密度、波浪成分波の角周波数、周波数、波向と方向スペクトル、風向、波浪の成長率である。WAM では海上風速 $U(z)$ が与えられれば、式 (3) から式 (5) まですを繰り返し計算して運動量粗度高さ z_0 を求めることができる。

(3) ARPS と WAM との双方向結合

先に述べたように、既往の ARPS では式 (1) に示すように、波浪の履歴を無視して、その地点での海上風速から一義的に運動量粗度高さを算出していた。一方、WAM では式 (4) のように、波浪状態を考慮した粗度高さを推定している。本研究では領域気象予報モデルで海面での運動量粗度高さ z_0 を式 (1) より算出するのではなく、WAM で式 (4) より算出される値を用いることとした。ただし、本研究では ARPS および WAM のプログラムコード上、運動量粗度高さ z_0 の代わりに次式に示す抗力係数 C_d を用いるほうが簡便であると判断し、この値を海面状態を表す情報として採用した。

$$C_d=\left(\frac{u_*}{U(z)}\right)^2=\left(\frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}\right)^2\cdots\cdots\cdots(6)$$

以上により、領域気象予報モデル ARPS で算出される海上風速 $U(z)$ を波浪推算モデル WAM に入力し、また WAM で算出される海面の抗力係数 C_d を ARPS にフィードバックさせる大気・波浪双方向結合モデルを構築した。

3. 解析結果

(1) 計算条件

本研究では冬季日本海を対象にその風域場と波浪場の

推定を行った。計算領域は図—1 に示す東経 125°~145°、北緯 29°~49°とし、計算期間は 1997 年 1 月 1 日 0 時から同月 7 日 0 時までとした。計算条件の詳細を表—1 に示す。

領域気象モデル ARPS の境界条件には、計算領域側面および上端の境界条件として ECMWF の再解析気象データを用いた。また、海域については図—1 に示すように特に太平洋において広い開境界を含んでいるが、今回の解析では日本海を対象としているため、波浪推算モデルではこれらの開境界も閉境界と同じように扱った。

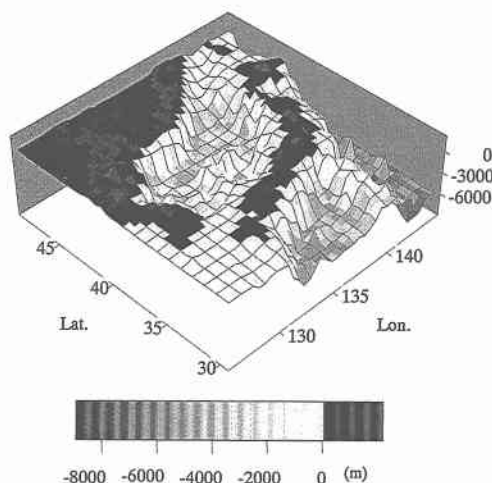
ARPS では鉛直方向の格子間隔が 250 m であるので、最下層の風速として高さ $z=125$ m での風速 $U(z)$ が得られる。そこでここでは式 (3) に示す対数風速分布を仮定して、高さ $z=10$ m での風速 U_{10} を算出し、これを WAM に用いる海上風速とした。

領域気象予報モデルで再現する現象と波浪推算モデルでの現象とを比較した場合、時間スケールは一般に気象モデルのほうが小さい。そのため本研究でも計算時間間隔は WAM が 900 s であるのに対し、ARPS は 15 s と小さくなっている。そこで ARPS から WAM に渡される海上風速 U_{10} の情報、および WAM から ARPS にフィードバックされる海面抗力係数 C_d の情報はともに 900 s ごとに更新することとした。すなわち WAM では毎計算ステップごとに、ARPS では 60 計算ステップごとに海上風速や海面抗力係数の値を更新することになる。

(2) 海面粗度の分布

大気・海洋結合モデルによって得られた結果から、ここではまず海面粗度や波高の分布について検討を行う。

図—2 には 1997 年 1 月 3 日 0 時における海上風 U_{10} 、有義波高 $H_{1/3}$ 、運動量粗度高さ z_0 の各分布を示す。この



図—1 計算対象領域

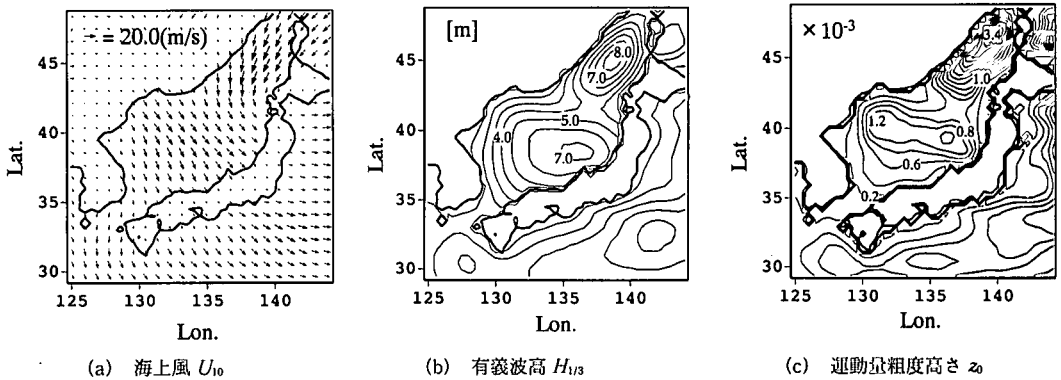
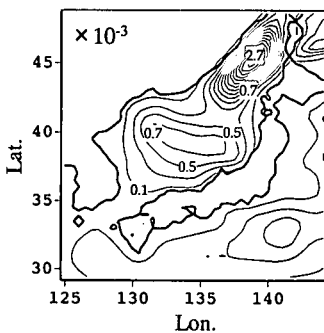


図-2 海上風・有義波高・運動量粗度高さの分布 (1997年1月3日0時)

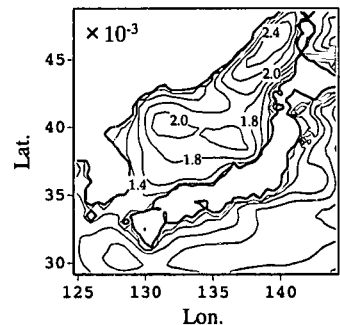
図-3 既往のARPSが採用している算定式(1)で得られた運動量粗度高さ z_0 の分布 (1997年1月3日0時)

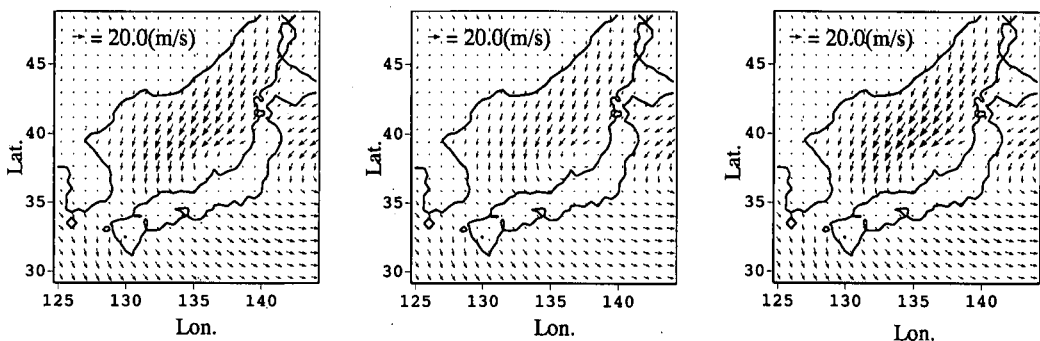
図(a)では、北緯42°以南の日本海ではほぼ一定の海上風が吹いている。しかし図(b)では、吹送距離の小さい大陸側沿岸では有義波高 $H_{1/3}$ が小さく、逆に吹送距離の大きい日本列島沿岸では有義波高が大きくなっていることが分かる。さらにこの空間分布から、日本海沿岸では波浪がほぼ定常状態に達しているため、波浪の空間的な発達では大陸沿岸のほうが大きいことが分かる。WAMモデルに用いられている海面粗度推定に関する式、式(3)から式(5)では波浪の方向スペクトルのほかに波浪の成長率なども考慮されている。そのため図-2(c)に示される海面での運動量粗度高さ z_0 の分布は図-2(b)の有義波高分布とは多少異なった分布形を示しており、日本海中央部付近では日本海沿岸で有義波項の最大値を示しているのに対し、運動量粗度高さ z_0 は大陸沿岸で最大値を示している。先に述べたように既往のARPSでは式(1)に示されるように運動量粗度高さ z_0 は単にその地点での海上風の風速にのみ依存していると表現している。ここで参考として、既往のARPSが採用している式(1)で算定される運動量粗度高さ z_0 の分布を図-3に示す。この図を図-2(c)と比較すると、既往のARPSによって得られる運動量粗度高さ z_0 が結合モデルによ

て得られる値に比べて全体的に小さいことが分かる。また分布形については両者は類似している。しかし、既往のARPSでは図-3の運動量粗度高さ z_0 の大きな領域が日本海中央部に帯状に広がっているのに対し、結合モデルでの結果では図-2(c)に見られるように、対応する運動量粗度高さが大きな領域のうち、大陸側と日本列島側の両端で特に大きな値を示している。このように、詳細な部分においては両者の運動量粗度高さ z_0 の分布形には差異が見られる。これより海面における運動量粗度高さは単なる海上風速の関数として表現することもできないことがわかる。このことから、波浪の推算だけでなく気象予報のためにも海面粗度を考慮した大気・波浪双方向結合モデルが必要であることがわかる。

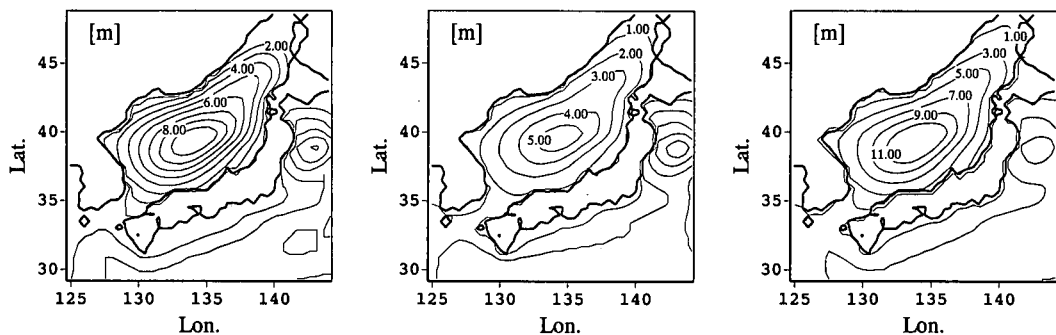
図-2と同一時刻における海面抗力係数 C_d の分布を図-4に示す。この図から海面抗力係数 C_d の値も空間では一様でないことがわかる。しかしながらこの C_d の値は図-2(c)の運動量粗度高さ z_0 の分布に比べてその値の範囲が小さい。そこでこれからの議論では便宜上この海面での抗力係数 C_d が一定であると仮定を導入し、議論を容易にして解析を進める。

(3) 海面粗度の分布が予報・推算精度に及ぼす影響につき構築した大気・波浪双方向結合モデルにおいて

図-4 海面抗力係数 C_d の分布 (1997年1月3日0時)



(a) 大気・海洋双方向結合モデル

(b) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-2}$ (c) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ 図-5 海上風 U_{10} の分布 (1997年1月6日12時)

(a) 大気・海洋双方向結合モデル

(b) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-2}$ (c) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ 図-6 有義波高 $H_{1/3}$ の分布 (1997年1月6日12時)

て、海面粗度の分布が気象予報値や波浪推算値にどの程度影響を及ぼすか検討を行った。

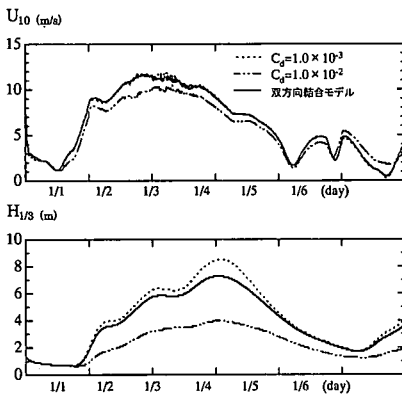
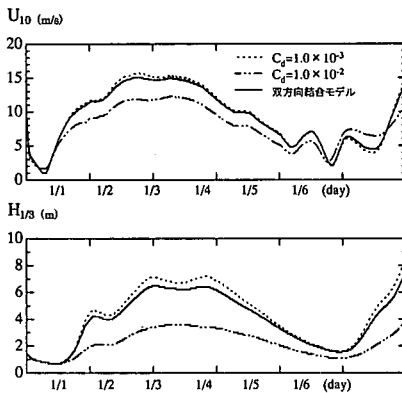
ここでは、大気・海洋双方向結合モデルによる推算結果に加え、前節の結果を踏まえ、海面抗力係数 C_d を一定値とした場合についての推算結果を示し、両者を比較することにする。これより、(a) 大気・海洋双方向モデルを用いたケース、(b) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-2}$ としたケース、(c) 海面粗度係数 $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ としたケース、の3ケースについて数値解析を行った。

その結果の一例として1997年1月6日12時の海上風の分布を図-5に、また対応する有義波高分布を図-6に示す。図-5からも想像できるように、このとき新潟沖には発達した低気圧の中心が存在しており、それに伴って日本海に強風域が出現している、特徴的な気象条件であった。図-5の三つの図ではそれぞれ海面抗力係数 C_d が異なるが、これらの図を相互に比較しても、海上風の分布のパターンについては大きな差異は見られなかった。しかし海上風の風速については、特に図-5(b)に示されている $C_d=1.0 \times 10^{-2}$ の計算結果にくらべ図-5(c)の $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ の結果のほうが大きくなっている。また、この海上風速の関係により、図-6でも、(b) $C_d=$

1.0×10^{-2} に比べて (c) $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ の場合のほうが有義波高が大きくなっている。このような海上風領域のパターンの特徴や海上風速の関係は他の時刻での予報・推算結果でも見られた。これより、海上風に対しては、海面抗力係数 C_d の値による影響が大きく、それに伴い有義波高も増大している。しかしながら、図-5の図より、計算領域の大きさなど今回の計算条件下では、海面粗度の影響が低気圧程度のスケールの気象現象の挙動に大きな影響は及ぼさない可能性も考えられる。

そこで、固定地点における海上風や有義波高の予報・推算値の時系列結果から検討を行う。図-7および図-8に、それぞれ新潟沖および輪島での海上風 U_{10} と有義波高 $H_{1/3}$ の時系列予報・推算値を示す。これらの図には図-5、図-6と同様、大気海洋双方向結合モデルによる結果のほか、海面抗力係数 $C_d=1.0 \times 10^{-2}$ および $C_d=1.0 \times 10^{-3}$ とした計算結果も示している。

これらの結果から、海面抗力係数 C_d の値は海上風速 U_{10} や有義波高 $H_{1/3}$ に現れていることが分かる。また、この抗力係数 C_d を一定と仮定する場合、適切な値は $C_d=2.5 \sim 3.0 \times 10^{-3}$ であることも分かる。この C_d の値については図-2(d)の図からも容易に導き出すことができる。

図-7 新潟沖での海上風 U_{10} と有義波高 $H_{1/3}$ の時間変化図-8 輪島の海上風 U_{10} と有義波高 $H_{1/3}$ の時間変化

これらの図では、双方向結合モデルによる結果と海面抗力係数 C_d を一定とした結果が、海上風速 U_{10} 、有義波高 $H_{1/3}$ ともに経時的にほぼ同様の変動をしている。しかし1月5日から6日にかけては海上風速 U_{10} の値が、異なる海面抗力係数 C_d の計算結果間で入れ替わっている。この交差期間は図-5に示すように、発達した低気圧の中心が新潟沖付近に位置していた期間である。これは、異なる海面抗力係数 C_d の値による計算結果間で、これより、異なる海面抗力係数 C_d の値による計算結果間で、低気圧の中心の位置がわずかに異なっていたと考えられる。そして海上風の時空間変化の大きい低気圧の中心付近と観測地点との相対的な位置関係から図-7(a)や図-8(a)に示される様に海上風にこの影響が現れた。これより、海面粗度の影響には低気圧程度のスケールの気象現象についても影響を与え、特に海上風速の時空間変化の大きい領域ではこの影響が現れやすいといえる。

このような海面粗度係数 C_d の値の違いによる気象現象への影響があったにもかかわらず、図-7、図-8の両地点ともに有義波高 $H_{1/3}$ は、その値には海上風速により差があるものの、時系列変化のトレンドについては差異

が見られなかった。これは波浪状態は海上風だけでなく吹送距離にも影響するため、1月5日から6日にかけて見られた低気圧の位置のわずかなずれによる影響はほとんど見られなかった。

4. おわりに

本研究では大気・波浪双方向結合モデルを構築し、海面粗度の推定精度が海上風などの気象現象の予報や波浪の推算に及ぼす影響について検討を行った。領域気象予報モデルでは波浪による海面粗度を直上の海上風速のみから推定している。しかしながらこの波浪は吹送距離などの履歴が大きい。したがって気象予報モデルではより高度な予報のためにこの波浪の発達を考慮して海面粗度を推定する必要がある。またこの海面粗度の推定精度は、たとえ低気圧程度のスケールの気象現象の挙動にほとんど影響がなくても、海上風と有義波高などの予報・推算精度に大きな影響を及ぼすことが分かった。以上より、気象予報モデルおよび波浪推算モデルの予報・推算精度向上のために海面粗度を動的に評価できる大気・波浪結合モデルは有効であることが示された。

謝辞：本研究は文部科学省科学研究助成金基盤研究(B)(2)(課題番号 10093329, 代表 安田孝志)によって行われました。ここに謝辞を表します。また解析にはECMWFより提供されました再解析気象データを活用しました。

参考文献

- 小林智尚・飯野智彦・足立忠行・安田孝志 (2000): 海上風データの時空間分解能が波浪推算に及ぼす影響, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 256-260.
- 森 信人・平口博丸・筒井純一 (2000): 気象モデルを用いた波浪推算の高精度化, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 261-265.
- 橋本典明・川口浩二・真期俊行・永井紀彦 (1999): 第3世代波浪推算法(WAM)の推算精度に関する検討, 港湾技術研究所報告, 第38巻, 第4号, 47 p.
- Janssen, P. A. E. M. (1991): Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting, Jour. of Physical Oceanography, Vol. 21, pp. 1631-1642.
- Janssen, P. A. E. M. (1999): Progress with wind-wave interaction, ECMWF News-letter, No. 80, 6 p.
- Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and P. A. E. M. Janssen (1994): Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Cambridge Univ. Press, 532 p.
- Günther, H. et al. (1992): The Wamodell Cycle 4 (revised version), Deutsches Klima Rechen Zentrum, Technical Report No. 4, 101 p.
- Xue, M., K. K. Droegeemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster (1995): Advanced Regional Prediction System, Version 4.0, Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 380 p.