土木学会論文集B2（海岸工学）
Vol. B2-65，No.1，2009，446-450

3DVARを用いた温帯低気圧時の海上風追算手法の精度向上

Improvement of the precision of hindcasted coastal sea surface wind by 3DVAR at extratropical cyclone

中野俊夫[1]・橋本典明[2]・上原謙太郎[3]・松浦邦明[4]・川口浩二[5]

Toshio NAKANO, Noriaki HASHIMOTO, Kentaro UEHARA
Kuniaki MATSUURA and Koji KAWAGUCHI

It is of great importance to hindcast sea surface winds accurately under extratropical cyclone conditions. However, accurate wind hindcasting on sea surface is sometimes very difficult since the data resolution is not enough to represent the extratropical cyclone system, and is especially not so before 1996. In this study, therefore, we assimilate mean-sea-level barometric pressure data into the computations with a meso-scale meteorological model to improve the hindcasting accuracy of coastal sea surface winds by 3Dimentional Variational Assimilation scheme. As a result, we can express the movement, strength and detail structure of extratropical cyclone by using 3DVAR, and hindcast accuracy of coastal sea surface wind is improved.

1. はじめに

防波堤や護岸の設計をする上で，数十年における台風や温帯低気圧による沿岸の強風や波浪・高潮を精度よく再現することは，重要な問題である．近年，台風に関しては，数値予報モデルに台風ボーガス（大澤ら，2001）や4次元データ同化を用いることで，改善が図られてきた（例えば，中野ら，2005）．しかし，温帯低気圧に関しては，過去事例を対象とする場合，特に解析値の整備が十分でない1996年以前では，入力値となる客観解析値の解像度が粗いため，①温帯低気圧が弱く表現されている，②温帯低気圧の細かな構造が表現できていない，という問題があり，海上風の追算精度に影響を与えてきた．

そこで，台風ボーガスを温帯低気圧に適用することで，温帯低気圧の構造を再現する試みなどが行われてきた（金ら，2005）．しかし，温帯低気圧は，海水面から供給される潜熱をエネルギーとして発達する熱帯低気圧や台風と違い，寒気と暖気が混合し，位置エネルギーが運動エネルギーに転換されることで発達する．そのため，台風とは熱構造や発生メカニズムなどが異なり，同一に扱うことは，困難であった．

一方，データ同化手法は，これまで予報変数と線形な観測データを同化する手法（最適内挿法など）が主流であったが，近年では，予報変数と非線形の観測データを変分法により同化できる3DVAR（3-Dimentional Variational Data Assimilation）が実用可能になってきた（露木ら，2008）．この3DVARは，①予報変数と非線形で計算に利用できなかったデータ（GPS可降水量など）を同化した精度向上の研究（杉本，2008）や，②現業予報など，に利用されてきた．そのため，近年の気象データは，精度が向上し，温帯低気圧の構造を十分に表現できるようになっているが，過去の気象データは，解像度も粗く，精度は十分とは言えない．

そこで，本研究では，気象データの解像度が十分でない過去の温帯低気圧事例において，高層ゾンデデータや，予報変数と非線形の関係である海面更正気圧データを3DVARで同化することにより，海上風の追算精度の向上を図った．

2. 計算手法

（1）数値予報モデル

数値予報モデルには，メソ気象モデルWRF（Weather Research and Forecasting Model）を用いた．水平格子間隔は，温帯低気圧スケールの擾乱を解像できる格子間隔として15kmとし，200×170の領域を設定した（図-1）．

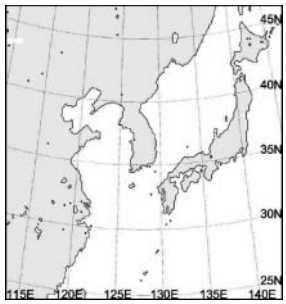


図-1　計算領域図

1 非会員　修（理）　（財）日本気象協会首都圏支社ソリューション部応用気象課
2 フェロー　博（工）　九州大学大学院工学研究院教授
3 非会員　（財）日本気象協会首都圏支社ソリューション部海洋課
4 非会員　博（工）　（財）日本気象協会首都圏支社ソリューション部海洋課
5 正会員　博（工）　（独法）港湾空港技術研究所海洋・水工部

鉛直方向の気圧準拠座標（σ座標）については，地表から100hPaまで32層を設定し，最下層をσ=0.997として，800hPaより下層の大気境界層内に12層を集中させた．気象場の初期・境界値には，2.5度格子のNCEP客観解析値（以下，NCEPデータ），海面水温には1度格子のOISSTを与えた．

（2）3DVAR

3DVARモデルには，メソ気象モデルWRFに対して開発された変分法に基づくデータ同化システムWRF-Var（Barkerら，2004）を用いた．WRF-Varでは，以下のコスト関数

$$J(X)=\frac{1}{2}\left(X-X_b\right)^T B^{-1}\left(X-X_b\right)+\frac{1}{2}\left(Y-Y^o\right)^T R^{-1}\left(Y-Y^o\right) \quad \cdots\cdots\cdots(1)$$

が最小となるモデル変数の最適値ベクトルXを共役勾配法により探索する．ここでX_bは，モデル変数の第一推定値ベクトル，Y^oは観測値ベクトルである．Yは，モデル変数Xが観測演算子Hにより観測値の単位や量に変換されたもの（$Y=H(x)$）である．添え字Tは行列の転置を意味する．R，Bはそれぞれ，観測値の誤差共分散行列および背景誤差共分散行列である．

観測値は，天気図からトレースした海面更正気圧データと高層ゾンデデータを使用した．海面更正気圧データの観測演算子Hは，式（2）に示す気柱の鉛直積分によって得られる値である．ここでP_0は海面更正気圧，gは重力加速度，Rは乾燥空気の気体定数，Tは気温である．

$$P_0=\exp\left(\int\frac{g}{RT}dz\right)\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(2)$$

最適内挿法やナッジングでは，風速や気温，高度など予報変数と線形の関係にある観測値しか同化することができなかった．しかし，3DVARでは観測演算子を用いることで予報変数と線形でない観測値，海面更正気圧も同化でき，このデータを同化することで，全高度における，風，気温，高度場の修正を行うことができる．本研究では，海面更正気圧データは，NCEPデータでは表現できていない温帯低気圧の強度や詳細な構造を修正する目的で使用した．高層ゾンデデータは，時間積分によって生じる高層気象場の誤差を修正する目的で使用した．

観測値の誤差共分散行列は，表現誤差・観測誤差からなる観測値固有の値であり，統計データを用いた．背景誤差共分散行列は，NMC（National Meteorological Center）法から推定した（Parrishら，1992）．NMC法は，ある時刻に対する24時間予測値と12時間予測値の差を一定期間，蓄積して，統計解析に用いる手法である．本研究では，計算対象時刻の前後1週間の計算値から求めた．

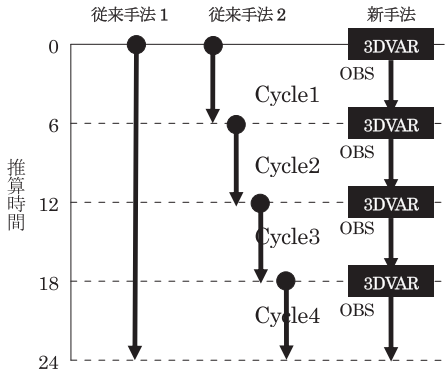


図-2　各手法の計算システムの模式図

（3）計算システム

従来の計算システムと，データ同化を行った場合の計算システムの違いの模式図を図-2に示す．従来では，24時間の追算を行う場合，一般的には以下の2手法がとられてきた．

① 24時間の連続追算計算を行う（従来手法1）．

② 6時間ごとに初期・境界値を変更して，6時間の追算計算を行う（従来手法2）．

しかし，従来手法1の場合は，計算時間が長くなるにつれて，精度が劣化していくという問題があり，従来手法2の場合は，計算時間が短いため初期値の影響が大きく，その精度に依存する，また，各Cycleの追算結果は独立で連続性がない，などの問題があった．

新手法は，上記の問題を解決するため，3DVARを用いた解析予報サイクルを構築した．この手法では，まず，初期時刻のNCEPデータを第一推定値（データ同化前の値）として，海面更正気圧を同化し，解析値（データ同化後の値）を作成し，6時間計算を行った．次に，その6時間後の計算値を第一推定値として，海面更正気圧データ，高層ゾンデデータを同化して解析値を作成した．以後は，同様のサイクルを組み，24時間の計算（6時間×4Cycle）を行った．このようなサイクルを組むことで，計算によって生じる誤差を6時間ごとに修正でき，また，計算値・観測値の持つ情報を，次Cycleに引き継ぎ，時間の下流に伝播させることができる．

3. 従来手法と新手法の比較

従来手法と新手法の比較を二つ玉低気圧が日本に接近した2事例を対象に行った．二つ玉低気圧とは，狭い地域に二つの低気圧が近接している状態であり，細かな構造を持っているため，従来手法では，その構造を表現することは困難であった．

（1）事例1（初期時刻：1991年4月18日9時）

1991年4月18日9時の天気図を図-3に示す．この日は，

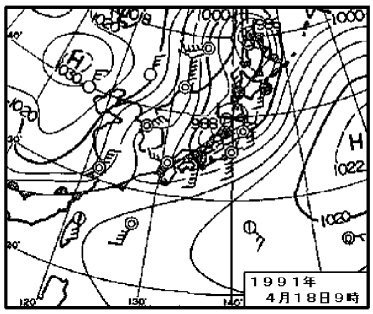


図-3　計算対象日の天気図（1991年4月18日9時）

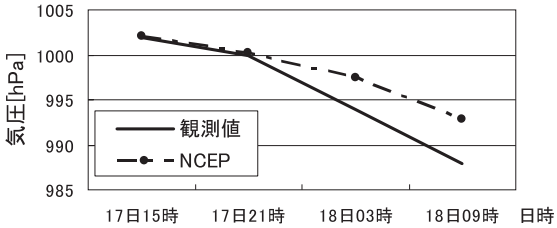


図-4　海面更正気圧の極小値の時系列変化

北海道北部に中心気圧986hPaの強い低気圧，東北地方に中心気圧988hPaの小さい低気圧が存在する二つ玉低気圧の構造であった．本研究では，東北地方の低気圧に着目して検証を行った．

東北地方の低気圧の，観測値とNCEPデータにおける海面更正気圧の極小値の時系列変化を図-4に示す．NCEPデータでは，17日15時には1002hPaと観測値と同程度の値であったが，東北地方に近づくにつれ，誤差が大きくなり，東北地方にもっとも接近した18日9時には，5.2hPaの誤差が生じていた．これは，本事例では，NCEPデータの解像度が十分でないため，低気圧の強度を表現できていなかったことが原因と考えられる．

以下では，Cycle3の初期（1991年4月18日3時）における3DVARについて示す．

当該時刻の天気図の海面更正気圧を図-5に，同化前と同化後の海面更正気圧と10m高度風速を図-6に示す．なお，第一推定値（データ同化前の値）は，前サイクル（Cycle2）の6時間計算値とした．天気図では，低気圧の中心が隠岐の島の北東に存在していたが，同化前は，低気圧の中心は隠岐の島の北に存在しており，南西に位置ずれを起こしていた．一方，天気図の海面更正気圧データをトレースし，52000点の観測値として3DVARを行ったデータ同化後の結果では，低気圧の中心は，天気図と同様に隠岐の島の北東に位置しており，データ同化によって，低気圧の中心位置が，修正されたことが分かる．また，海面更正気圧を同化することにより，気圧と地衡風の関係にある風向風速も修正された．

データ同化による，海面更正気圧と10m高度風速の修正量を図-7に示す．海面更正気圧の修正量は，低気圧の中心付近で最大となり，4.8hPaの修正量であった．これは，低気圧の中心付近で，第一推定値と観測値の差が，もっとも大きかったためである．風速の修正量は，低気圧の南西付近でもっとも大きく，2.6m/sであった．これは，気圧の修正量の傾度が，低気圧の南西でもっとも大きかったため，地衡風の関係から風の修正量が大きくなったと考えられる．

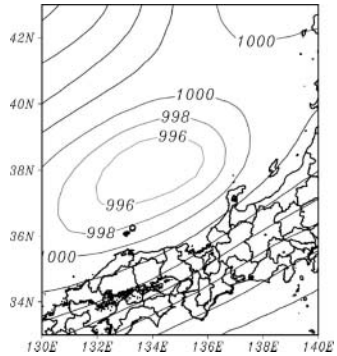
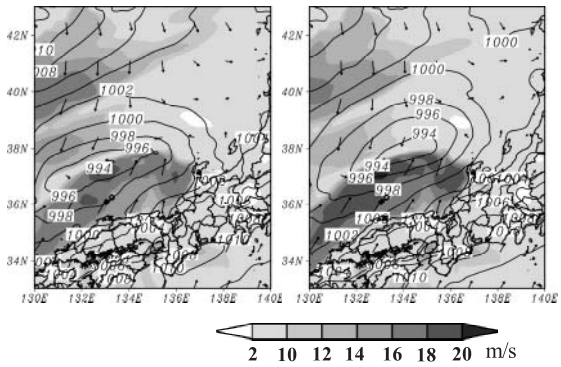


図-5　天気図の海面更正気圧（実線，単位hPa）



(a) 同化前　　(b) 同化後

図-6　同化前と同化後の海面更正気圧（実線，単位：hPa）と10m高度風速（陰影部，単位：m/s）

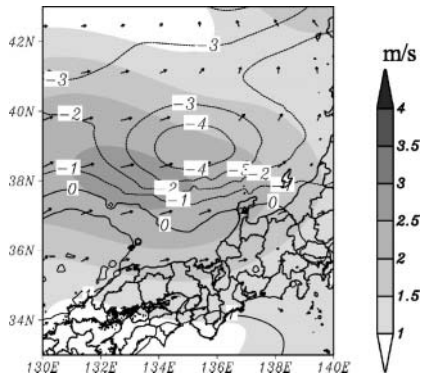
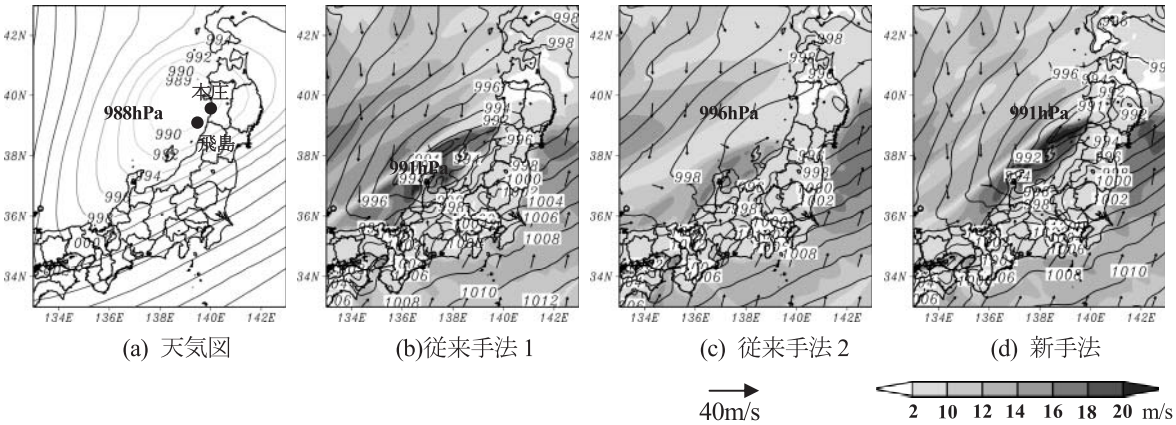


図-7　海面更正気圧（実線，単位：hPa）と10m高度風速（陰影部，単位：m/s）の修正量



(a) 天気図　(b)従来手法 1　(c) 従来手法 2　(d) 新手法

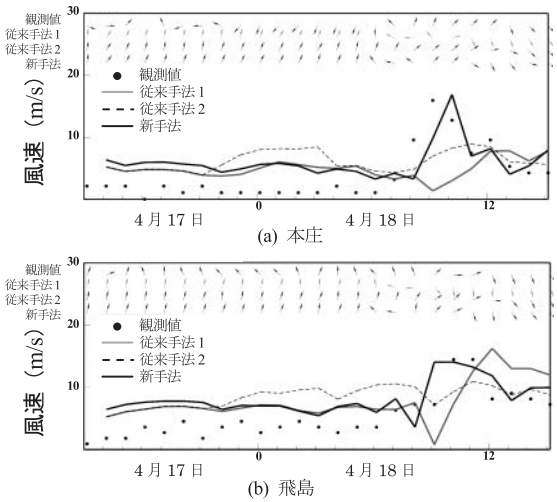
図-8　各手法の10m高度風速（陰影部，単位：m/s）と気圧（実線，単位：hPa）分布（1991年4月18日9時）

上記Cycle3のデータ同化の効果を検証するため，従来手法1の18時間計算値，従来手法2，新手法のCycle3の6時間計算値である1991年4月18日9時の10m高度風速，海面更正気圧分布を図-**8**に示す．

当該時刻では，天気図の低気圧の中心は，男鹿半島の南西にあり，中心気圧が988hPaであった．従来手法1は，中心気圧は991hPaであったが，低気圧の中心が佐渡島付近に計算されており，南西に位置ずれを起こしていた．従来手法2は，従来手法1と比較して，低気圧の中心位置の計算精度は，やや改善しているものの，中心気圧が996hPaと，誤差が大きかった．以上のように，従来手法では，積分時間を長くすると，低気圧の位置に誤差が生じ，積分時間を短くすると低気圧の中心気圧が過小評価になるというトレードオフの問題があり，追算精度に影響を与えていた．一方，新手法は，中心気圧が991hPaで，低気圧の中心位置も男鹿半島の南西に存在しており，低気圧の中心位置・強度，ともに再現性が高かった．これは，3DVARを行うことで，海面更正気圧データの情報を追算計算に取り込むことができたために，追算精度が向上したと考える．

本事例において，低気圧が通過したAMeDAS地点，本庄と飛島における風速と風向の時系列変化図を図-**9**に示す．2地点の観測値をみると，本庄では，4月18日9時に最大風速16.0m/s，飛島では4月18日10時に最大風速14.4m/sを記録していた．本庄では，従来手法1，および従来手法2ともに，16.0m/sの強風を再現することができなかったが，新手法では，16.9m/sと観測値に近い風速を再現していた．また，飛島においても，新手法は，最大風速14.0m/sを計算しており，従来手法と比較して，再現性が高かった．

海岸に近いAMeDASの5地点（本庄，飛島，泊，輪島，石巻）で風速の相関を取ったところ，従来手法1は0.64，



(a) 本庄

(b) 飛島

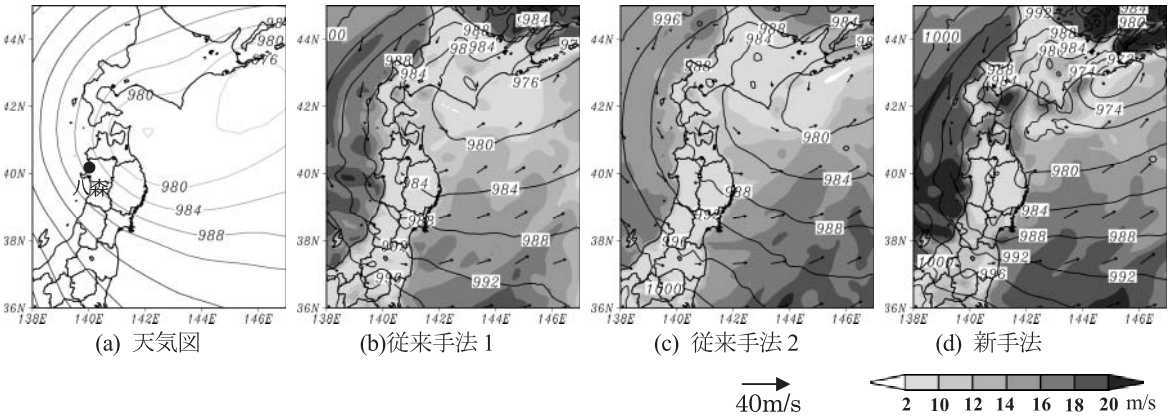
図-9　各手法による風向風速の経時変化
（風向：上部ベクトル）

従来手法2は0.65，新手法は0.75と，新手法がもっとも相関係数が高かった．

（2）事例2（1978年3月1日9時）

従来手法1の12時間計算値，従来手法2，新手法のCycle2の6時間計算値である1978年3月1日9時の10m高度風速，海面更正気圧分布を図-**10**に示す．

当該時刻は，低気圧の中心が根室の南に存在していたが，もうひとつ，下北半島の東海上にも，小さな低気圧の中心が存在する二つ玉低気圧の構造であった．計算結果を見ると，従来手法1，従来手法2ともに，根室の南の低気圧は計算することができていたが，下北半島の東海上の低気圧を計算することはできていなかった．これは，NCEPデータの解像度が粗いために，このような低気圧の細かな構造を表現することができなかったためと考える．



(a) 天気図　(b)従来手法 1　(c) 従来手法 2　(d) 新手法

図-10　各手法の10m高度風速（陰影部，単位：m/s）と気圧（実線，単位：hPa）分布（1978年3月1日9時）

一方，新手法では，根室の南の低気圧に加えて，下北半島の東海上に，低気圧の中心が表現されていた．そのため，青森県や秋田県北部海岸沿いでは，従来手法と比較して，風速が強くなっていた．

本事例において，低気圧が通過したAMeDAS地点，八森における風速の風向時系列変化図を図-**11**に示す．観測値では，3月1日10時に20.2m/sの強風を観測していたが，従来手法1および従来手法2はいずれも13.3m/sと過小評価をしていた．一方，新手法は，17.8m/sと観測値に近い値を計算していた．これは，データ同化を行うことにより，海面更正気圧から，低気圧の詳細な情報を取り入れることが可能となり，その結果，二つ玉低気圧の構造の再現性，風速の追算精度が向上したと考えられる．

海岸に近いAMeDASの7地点（八森，深浦，相川，能代，苫小牧，秋田，松前）で相関を取ったところ，従来手法1は0.64，従来手法2は0.56，新手法0.68と，新手法がもっとも相関係数が高かった．

4. 結語

本研究では，温帯低気圧による沿岸の局地的な強風の追算精度を向上するため，3DVARを用いて，海面更正気圧データや高層ゾンデデータの同化を行った．主な結果は，以下のようである．

(1) 3DVARを用いることで，NCEPデータでは解像度が粗いために，表現することができなかった低気圧の強度や動きを表現することができる（事例1）．

(2) 3DVARを用いることで，NCEPデータでは，解像度が粗いために表現することのできなかった，二つ玉低気圧などの細かな構造を表現することができる（事例2）．

ただし，本研究では，事例解析にとどまっていることから，今後は様々な事例で精度検証を行い，一般性のある手法の確立を目指す必要がある．また，台風事例など他の現象にも，3DVARを適用し検証する必要がある．

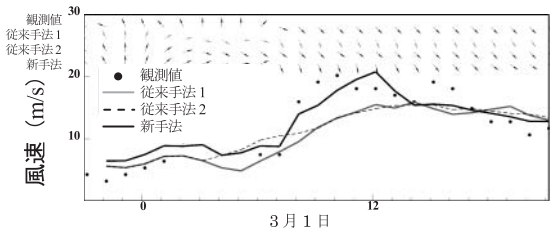


図-11　各手法による風向風速の経時変化
（風向：上部ベクトル）

最後に，本研究の一部は，科学研究費補助金20360222の成果であり，ここに記して謝意を表する．

参　考　文　献

大澤輝夫・竹山剛生・安田孝志（2001）：メソ気象モデルと台風ボーガスを用いた伊勢湾台風時の風の場のシミュレーション，海岸工学論文集，第48巻，pp. 281-285.

金　庚玉・李　漢洙・山下隆男（2005）：ボーガス低気圧を援用したMM5とWW3結合モデルによる冬季日本海の異常波浪の再現計算，海岸工学論文集，第52巻，pp. 176-180.

杉本聡一郎（2008）：水蒸気および風に関するリモートセンシング観測値のメソ気象モデルへのデータ同化，電力中央研究報告，N07033，20p.

露木　義・川畑拓矢（2008）：気象学におけるデータ同化，気象研究ノート，第217号，277p.

中野俊夫・大澤輝夫・吉野　純・益子　渉・河合弘泰・松浦邦明（2005）：台風ボーガスの高度化による数値予報モデルを用いた海上風推算手法の精度向上，海岸工学論文集，第53巻，pp. 1286-1290.

Barker, D.M., W. Huang, Y.-R. Guo, and Q.N.Xiao(2004): Three Dimensional(3DVAR) Data Assimilation System For Use With MM5: Implemental and Initial Results. Monthly Weather Review 132, pp. 897-914.

Parrish,D.F., and J.C. Derbber(1992): The National Meteorological Center's Spectral Statistical Interpolation analysis system. Monthly Weather Review 120, pp. 1747-1763.