

Deutscher Wetterdienst



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

203

**Assimilation von direkten Messungen und Satellitenretrievals
in ein Mesoskala-Modell:
Nutzen für die Analyse und Simulation polarer Mesozyklonen**

von
Christina Köpken

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn angenommene Inaugural-Dissertation

Referent: Priv. Doz. Dr. G. Heinemann

Koreferent: Prof. Dr. H. Kraus

Die Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des Vorhabens Kr 228/16 gefördert.

ISSN 0072-4130

ISBN 3-88148-337-3

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt ist die Autorin verantwortlich.

Herausgeber und Verlag:
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main

Anschrift der Autorin:
Christina Köpken
Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Kaiserleistr. 42
63067 Offenbach am Main
Germany

"We might say that the atmosphere is a musical instrument on which one can play many tunes. High notes are sound waves, low notes are long inertial waves, and the nature is a musician more of the Beethoven than of the Chopin type. He much prefers the low notes and only occasionally plays arpeggios in the treble and then only with a light hand."

(aus einem Brief von J.Charney
an Ph.Thompson, 1947)

Trotz Strawinsky.

Inhalt

Zusammenfassung / Summary	i
I Einleitung	1
II Hintergrund für die Arbeit auf den Gebieten polare Mesozyklonen und Datenassimilation ..	4
II.1 Polare Mesozyklonen	4
II.2 Datenanalyse und Datenassimilation	12
II.2.1 Methoden der Datenassimilation	13
II.2.2 Assimilation von Satellitendaten	24
III Das numerische Modell und Assimilationsverfahren des DNMI	31
III.1 Modellbeschreibung des DNMI-Modells	31
III.2 Das Analyse- und Assimilationsverfahren des DNMI	38
III.2.1 Theoretische Grundlagen des DNMI-Algorithmus	38
III.2.2 Implementierung des Analyseverfahrens, 3- und 4-dimensionale Assimilation	45
III.2.3 Tests mit dem Analyseschema	50
IV Verfahren zur Analyse und Assimilation von SSM/I-Daten	52
IV.1 Der SSM/I-Sensor und Retrievalprodukte	52
IV.2 Motivation zur Nutzung von SSM/I-Retrievals	52
IV.3 Bereitstellung von Retrievals der Eisbedeckung, der Windstärke und des integrierten Wasserdampfgehaltes für Simulation und Analyse	54
IV.4 Assimilationsmethode	56
IV.4.1 Analyse der oberflächennahen Windstärke	56
IV.4.2 Analyse des integrierten Wasserdampfgehaltes	59
IV.4.3 Ablauf des erweiterten Analyseschemas	61
IV.4.4 Qualitätskontrolle der SSM/I-Retrievals	63
V Studien polarer Mesozyklonen mit Assimilation von konventionellen und Flugzeugmeßdaten	65
V.1 Fallstudie vom 26./27.4.1989 im östlichen Weddellmeer (Antarktis)	65
V.2 Fallstudie vom 8.2.1990 im östlichen Weddellmeer (Antarktis)	70
V.3 Fallstudie vom 18.3.1989 nahe Jan Mayen (Arktis)	77
V.4 Zusammenfassung	100
VI Assimilation von SSM/I-Retrievals der oberflächennahen Windstärke	102
VI.1 Assimilation der SSWS am Beispiel der Fallstudie 26./27.4.1989	102
VI.2 Einfluß der SSWS-Assimilation auf die weitere Simulation	105
VI.3 Probleme der Nutzung von SSWS-Retrievals	112
VI.4 Zusammenfassung	119
VII Assimilation von SSM/I-Retrievals des integrierten Wasserdampfgehaltes	120
VII.1 Beispiele der Analyse des SSWV	120
VII.2 Einfluß der SSWV-Assimilation auf die weitere Simulation	124
VII.3 Probleme der Nutzung von SSWV-Retrievals	134
VII.4 Zusammenfassung	136
VIII Zusammenfassung der Ergebnisse und Einordnung in den bisherigen Wissensstand ...	137
Anhang A Vertikalkorrelationen der FG-Fehler in der OI-Analyse des ECMWF	145
B Retrievals atmosphärischer Parameter aus SSM/I-Daten	146
C Einfluß der SSWV-Assimilation	155
Begriffe und Abkürzungen	157
Liste der verwendeten Symbole	160
Literaturverzeichnis	162

Zusammenfassung

Das Anliegen dieser Arbeit ist die Verbesserung von realitätsnahen Simulationen polarer Mesozyklonenfälle, die mit dem mesoskaligen Ausschnitts-Modell (limited area model) des DNMI (Det Norske Meteorologiske Institutt) durchgeführt werden. Die Simulationen beruhen auf Initial- und Randfeldern aus Analysen des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts). In den Polarregionen, insbesondere auf der Südhemisphäre, treten häufig Analyseungenauigkeiten auch auf synoptischer Skala auf. Daher besteht der Ansatz dieser Arbeit darin, mit Hilfe der Assimilation konventioneller Beobachtungen des synoptischen Meßnetzes und aus Meßkampagnen sowie aus Satellitendaten abgeleiteter Größen verbesserte Analysen und Simulationen zu erreichen, damit das Modell dann erfolgreicher eingesetzt werden kann.

Zur Assimilation konventioneller Daten wird das operationelle Schema des DNMI (SC/OI) implementiert, bei dem es sich um eine Variante der "successive corrections method" (SCM) handelt, die gegen das Resultat einer optimalen Interpolation (OI) konvergiert. Zusätzlich wird es erweitert, um aus Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)-Daten abgeleitete Retrievals der oberflächennahen Windstärke (WS) und des integrierten Wasserdampfgehaltes (IWV) assimilieren zu können. Ferner dienen SSM/I-Retrievals der Meereisbedeckung für eine bessere Bestimmung der Bedingungen an der Erdoberfläche. Die Analyse der WS- und IWV-Retrievals findet auf dem Modellgitter mit 50km Auflösung statt und erfolgt in einer zweiten Etappe nach der Analyse der verfügbaren konventionellen Daten. Zur Nutzung der SSM/I-WS wird den Retrievals die Windrichtung des korrigierten "first guess" (FG) zugeordnet und die so erzeugten Windvektoren im 3-dimensionalen, multivariaten SC/OI-Schema verwendet. Für den SSM/I-IWV findet zunächst eine horizontale Analyse des IWV-Feldes mit einer 2-dimensionalen, univariaten Version des SC/OI-Schemas statt. Darauf folgt die vertikale Analyse, in der die FG-Profile der spezifischen Feuchte entsprechend dem analysierten IWV skaliert werden. Bei der Analyse der Retrievals wird sowohl deren Horizontalkorrelation berücksichtigt als auch den asynoptischen Beobachtungszeiten Rechnung getragen, indem die FG-Felder auf den Zeitpunkt der Satellitenüberflüge interpoliert werden (Nutzung eines "first guess at appropriate time"). Zur Auswahl geeigneter Retrievalalgorithmen erfolgt ein Vergleich der Resultate mehrerer Regressionsalgorithmen für die betrachteten Fallstudien. Für den IWV wird daraufhin eine Kombination aus einem global gültigen und einem speziell auf geringe IWV-Werte abgestimmten Algorithmus gebildet, um den besonderen Bedingungen der Polargebiete Rechnung zu tragen und systematische Retrievalfehler zu verringern.

Die Fallstudien mit Assimilation von konventionellen Daten zeigen, daß die Nutzung zusätzlicher Beobachtungen die Analysen polarer Mesozyklonen verbessert und Simulationen, insbesondere auf der synoptischen Skala, in einigen Fällen näher an die Realität führt. Dadurch werden die Rahmenbedingungen für eine realistische Simulation von kleinereskaligen Phänomenen, wie polaren Mesozyklonen, verbessert. Als grundsätzliches Problem der Datenassimilation in den datenarmen Polarregionen tritt allerdings hervor, daß der positive Einfluß sehr stark von den im Einzelfall verfügbaren Beobachtungen abhängig ist. Selbst auf synoptischer Skala lassen sie nicht immer eine konsistente 3-dimensionale Analyse der Atmosphäre zu, welche eine Voraussetzung für eine erfolgreiche Simulation ist. Denn in Fällen, wo die Beobachtungsdichte geringer als die Skala der verwendeten FG-Fehlerkorrelationsstrukturen ist, erhalten isolierte Daten einen dominierenden Einfluß, und die Form und die Skala der Analysekorrekturen wird durch die FG-Korrelationen anstatt durch die Beobachtungsinformation festgelegt.

Eine weitere Anwendung des DNMI-Verfahrens besteht in der Anpassung des Schemas für eine mesoskalige Analyse, so daß Daten von Flugmeßkampagnen assimiliert werden können. Dies ermöglicht eine detaillierte 3-dimensionale Analyse eines Mesozyklonenfalles, dessen dynamische Struktur dadurch

in einer numerischen Simulation studiert werden kann. Ferner eröffnet das "Einfüttern" der Daten in ein numerisches Modell die Möglichkeit, in weiteren Simulationsexperimenten, z.B. mit modifizierten Randbedingungen oder veränderten physikalischen Parametrisierungen, Einsichten über die für die Mesozyklone wesentlichen physikalischen Prozesse zu gewinnen.

In einer Fallstudie, für die das WS-Retrievalfeld mesoskalige Zusatzinformation aufweist, wird der Einfluß der SSM/I-Retrievals auf die Analyse und die darauf basierende Simulation untersucht. Die Assimilation verändert die oberflächennahe Windstärke in Übereinstimmung mit den Beobachtungen und beeinflusst entsprechend die turbulenten Flüsse sensibler und latenter Wärme. Die Information bleibt über 24 Integrationsstunden im Modell erhalten. Es werden aber auch einige Probleme der SSM/I-WS-Assimilation verdeutlicht. Bei der verwendeten Methode ist besonders die Festlegung der FG-Fehlerkorrelationsfunktionen zu beachten, die neben der Analyse der horizontalen Strukturen auch die vertikale Extrapolation dieser "single-level" Daten bestimmen. Ein grundsätzliches Problem der Assimilation von WS-Retrievals liegt darin, daß nur Information über die Windstärke zur Verfügung steht, so daß etwaige FG-Fehler der Windrichtung nicht korrigiert werden können, sondern eventuell sogar verstärkt werden. Eine Einführung von zusätzlichen Zwangsbedingungen für die Analyseinkremente erscheint zur Vermeidung oder Verringerung von möglichen Analysefehlern sinnvoll. Da variationelle Verfahren dies auf einfache Weise ermöglichen und ferner eine Assimilation direkt der WS-Werte erlauben, erscheinen sie für die Nutzung der WS-Information aus SSM/I-Daten besser geeignet.

Die SSM/I-IWV-Assimilation korrigiert die FG-Felder des IWV, so daß die Werte und Strukturen des IWV, z.B. durch eine Verstärkung der Gradienten an Feuchtefronten, besser mit den Retrievalfeldern übereinstimmen. Der Einfluß der IWV-Information bleibt über 12 Simulationsstunden hinaus im Modell erhalten, und mehrfache, intermittierend durchgeführte Assimilationen der Retrievals verändern die Modellfelder in konsistenter Weise. Die modifizierten Feuchtefelder beeinflussen ebenfalls die dynamischen Strukturen, z.B. die Frontzirkulation, und die Niederschlagsmenge. Ein qualitativer und quantitativer Vergleich gegenüber SSM/I-Beobachtungen eines späteren Zeitpunktes zeigt, daß sowohl die Strukturen des Feuchtefeldes als auch die IWV-Werte durch die Assimilation positiv verändert werden.

Summary

This thesis aims at improving simulations of polar mesocyclones carried out with the limited area model developed at the DNMI (Det Norske Meteorologiske Institutt). Initial and boundary values for the simulations are taken from analyses of the ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts). Inaccuracies in the analyses, even on the synoptic scale, occur in polar regions, especially on the southern hemisphere. Therefore, conventional synoptic observations and data obtained during measurement campaigns as well as satellite retrievals are assimilated to improve the analyses and simulations.

The operational analysis scheme of the DNMI (SC/OI), a successive corrections scheme (SCM) converging towards the results of an optimal interpolation (OI), is implemented in order to assimilate conventional observations. Additionally, the scheme is extended for the analysis of near-surface wind speed (WS) and integrated water vapour content (IWV) retrieved from measurements of the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). Furthermore, SSM/I retrievals of sea ice concentration are used to determine a realistic sea ice coverage. The analysis of the retrievals of WS and IWV is performed on the model grid at a resolution of 50 km using as a first guess (FG) the analysis relying on conventional data. To assimilate the WS, the wind direction of the FG is combined with the retrieved WS and the resulting wind vectors are then analysed using the 3-dimensional, multivariate SC/OI scheme. For the analysis of IWV, a two step method is chosen: First a 2-dimensional, univariate version of the SC/OI scheme is used to analyse the IWV field and in a second step the FG profiles of specific humidity are iteratively adjusted to these analysed IWV values. A time interpolated FG ("FG at appropriate time") is used in order to account for the asynoptic character of the satellite information. Horizontal correlations of the retrievals are also incorporated. The algorithms used to retrieve the WS and the IWV are chosen after comparing the results of several regression-based algorithms. To take the particular conditions in polar regions into account and to avoid a bias in the retrievals, the IWV is determined by combining a global algorithm with an algorithm developed especially for a low water vapour content.

The case studies concerning the assimilation of conventional data show an improvement of the analysis of polar mesocyclones. The use of additional data leads in some cases to a more realistic simulation, particularly on the synoptic scale. This enhances the large-scale conditions for the simulation of sub-synoptic scale phenomena like polar mesocyclones. However, the positive influence depends strongly on the data available in each particular case, this being a fundamental problem of data assimilation in the data-sparse polar regions. Poor data coverage does not always allow a consistent 3-dimensional analysis of the atmospheric state being a prerequisite for successful simulations. The density of the observation network is often too sparse in comparison to the scales of the correlation structures of the FG error, so that isolated data gain a dominating influence. The structure of the resulting analysis increments are thus rather determined by the FG error correlations instead of the observational information.

Further, the DNMI scheme is adapted for mesoscale analyses based on flight campaign data of high resolution. The combination of observational data and a numerical model by means of data assimilation allows a more complete 4-dimensional analysis of an arctic mesocyclone case than with either component used separately. It enables the use of the numerical model for future simulation experiments, modifying e.g. boundary conditions or physical parametrisations, which may be used to gain further insight into the processes within the vortex.

In a case study where WS retrievals provide additional mesoscale information the influence of the SSM/I retrievals on the analysis and a subsequent simulation are studied. The WS assimilation modifies the near-surface wind speed in accordance with the observations and increases the turbulent fluxes of

sensible and latent heat in the model. The influence of the WS information is visible in the model for more than 24 h of simulation. In this context, several problems of WS assimilation are addressed. The analysis method applied here requires special care with respect to the choice of the FG error correlation functions that are crucial for both the horizontal analysis and the vertical extrapolation of these single level data. An intrinsic problem in assimilating WS retrievals is the missing information on the wind direction. This makes a correction of inaccurate or wrong FG wind directions impossible and may even lead to the amplification of FG errors. It appears advisable to introduce additional constraints on the analysis increments in order to avoid or to diminish such analysis errors. Variational data assimilation techniques would be more appropriate for the use of WS information, since constraints may be included conveniently. Furthermore, these schemes allow a direct assimilation of WS values.

The assimilation of IWV leads to corrected IWV fields. Both, IWV values and structures, e.g. enhanced frontal gradients of humidity, show a better agreement with the SSM/I observations. The IWV information influences the simulation for more than 12 h and subsequent, intermittent assimilations of IWV modify the model fields in a consistent manner. Furthermore, the changes in the humidity affect the dynamical structures, e.g. the frontal circulation and the precipitation. Qualitative and quantitative comparisons with SSM/I observations at a later time indicate a positive effect of the assimilation of IWV retrievals.

I Einleitung

Kleinskalige Zyklonen, die polwärts der Polarfront auftreten, können -neben den synoptischskaligen Zyklonen der Polarfront- eine erhebliche Rolle für das Wettergeschehen in hohen und auch mittleren Breiten spielen. So werden im Zusammenhang mit diesen sogenannten polaren Mesozyklonen oder "polar lows" häufig sturmartige Windstärken (bis 40 m/s) und heftige Niederschläge (meist als Schnee) beobachtet. Aufgrund dieser extremen Wetterbedingungen und der Tatsache, daß diese Mesozyklonen nicht in das Schema der Polarfronttheorie passen, ist die Forschung über zugrundeliegende Mechanismen und Prozesse sowohl für die Vorhersage als auch für das theoretische Verständnis von großem Interesse. Dabei erschwert allerdings die äußerst geringe Meßstationsdichte in hohen Breiten, insbesondere auf der Südhalbkugel, eine Analyse von mesoskaligen Strukturen. Erst das Aufkommen polarumlaufender Satelliten hat seit den 70er Jahren ein genaueres Studium der polaren Mesozyklonen ermöglicht. So basieren Statistiken und Klimatologien über ihr Auftreten, aber auch ausführliche Analysen einzelner Mesozyklonenfälle, ganz erheblich auf Satellitendaten als Ergänzung der in Polargegenden knappen synoptischen Beobachtungen.

Einen anderen Ansatz zum Studium der Mesozyklonen stellen numerische Simulationen dar. Einerseits dienen dabei konzeptionelle oder vereinfachte analytische Modelle zum Testen grundlegender Theorien, andererseits werden möglichst vollständige numerische Modelle für realistische Simulationen von Einzelfällen eingesetzt. Gelingt eine Reproduktion der Mesozyklonen in der Simulation, so kann das Modell dann ebenfalls für gezielte Experimente genutzt werden, indem durch Änderung von Randbedingungen (wie Meeresoberflächentemperatur, Meereisbedeckung, Topographie) oder durch das Ausschalten einzelner physikalischer Prozesse (wie Kondensation, Konvektion, turbulente Grenzschichtflüsse) deren Einfluß auf die Entwicklung der Mesozyklonen untersucht wird.

Dieser Ansatz einer möglichst realistischen Modellierung wird auch als ein Schwerpunkt innerhalb einer Studie über polare Mesozyklonen in der Antarktis und der Arktis am Meteorologischen Institut der Universität Bonn (MIUB) verfolgt. Voraussetzungen für erfolgreiche Simulationen sind dabei sowohl die Nutzung eines der Skala der Phänomene angepaßten, d.h. mesoskaligen Modells, das die wesentlichen physikalischen Prozesse der Atmosphäre enthält, als auch eine gute Beschreibung des Zustandes der Atmosphäre zu Beginn der Simulation sowie der Randbedingungen. Am MIUB wird für die Simulationen das vom Norwegischen Wetterdienst ("Det Norske Meteorologiske Institutt", DNMI) entwickelte mesoskalige Modell verwendet, das dort schon mehrfach erfolgreich für Simulationen und Studien polarer Mesozyklonen eingesetzt wurde¹.

In den am MIUB vor allem für die Südhemisphäre durchgeführten Simulationen traten allerdings teils erhebliche Abweichungen von den Beobachtungen auf. So wurden z.B. in manchen Fällen synoptische Druckgebilde nicht ausreichend schnell verlagert, die Wolkenbildung war im Vergleich zu Satellitenbildern zu gering, oder beobachtete mesoskalige Entwicklungen traten nicht ein. Die Ursachen für solche Diskrepanzen können einerseits im Modell selbst, andererseits aber auch in den vorgegebenen Anfangsfeldern liegen. Das DNMI-Modell ist ein regionales

¹ Entsprechende Literaturzitate finden sich im ausführlicheren Überblick in Kapitel II.

Modell ("limited area model", LAM) und benötigt neben Randparameterfeldern (z.B. der Eisbedeckung) auch atmosphärische Anfangs- und Randfelder. Für die Simulationen am MIUB stammen die Anfangs- und Randfelder aus globalen Analysen des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Während in den ECMWF-Analysen auf der Nordhemisphäre die synoptischen und teils sogar die mesoskaligen Strukturen enthalten sind, sind in der Südpolarregion aufgrund der extremen Datenarmut selbst die synoptischen Bedingungen manchmal nur unzureichend bekannt. Solche Ungenauigkeiten in den Anfangsfeldern beeinflussen eine Simulation natürlich erheblich.

Daher ist der Ansatz dieser Arbeit, Beobachtungen mit dem DNMI-Modell zu assimilieren, um sowohl die Ausgangsanalysen zu verbessern als auch die Felder während eines Simulationslaufes zu korrigieren, d.h. eine Modelldrift zu verringern. Neben konventionellen Beobachtungen, z.B. Messungen des synoptischen Netzes, bieten sich für Polarregionen besonders Satellitendaten an, da nur sie eine weitgehend flächendeckende Erfassung atmosphärischer Größen erlauben. Weiterhin können aus Satellitenbeobachtungen auch für die Simulation notwendige, aber oft unzureichend bekannte Randparameterfelder (wie Meeresoberflächentemperatur oder Eisbedeckung) abgeleitet werden. Als Satellitendaten werden in dieser Arbeit Retrievals des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) herangezogen, da sie häufig mesoskalige Details, auch von Mesozyklonen selbst, enthalten, andererseits aber in den ECMWF-Analysen nicht genutzt werden. Die eigentlichen Studien polarer Mesozyklonen (z.B. mit Simulationsexperimenten) spielen in dieser Arbeit nur eine untergeordnete Rolle, da die Aspekte der Datenassimilation im Vordergrund stehen. Obwohl der Erfolg der Datenanalyse und -assimilation ganz entscheidend auch vom verwendeten numerischen Modell abhängt, müssen Tests über Auswirkungen z.B. der im Modell gewählten Parametrisierungen physikalischer Prozesse und die Aufdeckung und etwaige Verbesserung von Modellunzulänglichkeiten zurückgestellt werden, da sie den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würden.

In der vorliegenden Arbeit werden konventionelle Beobachtungen des synoptischen Meßnetzes und Daten spezieller Meßkampagnen sowie SSM/I-Retrievals des integrierten Wasserdampfgehaltes und der oberflächennahen Windstärke assimiliert und der Einfluß dieser zusätzlichen Information anhand von Simulationen polarer Mesozyklonenfälle untersucht. Ferner dienen SSM/I-Retrievals der Meereiskonzentration zur Bestimmung der aktuellen Meereisbedeckung für die Simulationen. Als Assimilationsmethode für konventionelle Daten wird auf das operationelle Schema des DNMI zurückgegriffen. Dabei handelt es sich um eine Variante der "successive corrections method", die gegen das Resultat einer optimalen Interpolation konvergiert. Die DNMI-Routinen werden mit notwendigen Anpassungen für die Nutzung der unterschiedlichen am MIUB verfügbaren Beobachtungsdatentypen implementiert. Um die SSM/I-Retrievals des integrierten Wasserdampfgehaltes und der oberflächennahen Windstärke assimilieren zu können, erfolgt eine entsprechende Erweiterung des DNMI-Analyseschemas.

Ein neuer Aspekt in der Assimilation konventioneller Daten ist die Nutzung einer numerischen Analyseverfahren, um mesoskalige Analysen für Mesozyklonenstudien auf der Basis detaillierter Flugzeugmessungen zu erstellen. Während Flugzeugmessungen für bisherige Fallstudien nur subjektiv ausgewertet wurden, stellt ihre Nutzung in einem numerischen Schema eine Methode dar, sie objektiv unter Berücksichtigung der dynamischen Abhängigkeiten der atmo-

sphärischen Größen zu analysieren. Ferner können sie so auch ins Modell "eingefüttert" werden, was das Studium der dynamischen Strukturen der Mesozyklone und ihrer weiteren Entwicklung ermöglicht. Dieser Ansatz, die Datenanalyse angepaßt auf spezielle Fallstudien zu nutzen, hebt sich von der operationellen Datenassimilation ab, die meist auf synoptische Skalen zugeschnitten ist, weil die verfügbaren Daten i.a. keine mesoskalige Analyse zulassen.

Die Nutzung der SSM/I-Retrievals für Simulationen ist neu in der Forschung zu polaren Mesozyklonen, da SSM/I-Daten bisher zwar erfolgreich für Fallstudien verwendet, aber nicht direkt in Simulationen eingespeist wurden. Zudem stellen Entwicklung und Tests von Assimilationsmethoden für SSM/I-Daten auch für die Datenassimilation ein aktuelles Forschungsgebiet dar, weil diese Daten bisher kaum operationelle Verwendung finden.

Damit steht diese Arbeit an der Schnittstelle zweier sonst zumeist getrennt verfolgter Themengebiete, nämlich der Forschung über polare Mesozyklonen einerseits und der Datenassimilation mit einem Schwerpunkt auf der Nutzung von Satellitendaten andererseits. Entsprechend dieser Mittelstellung ist die im Kapitel II folgende Übersicht über bisherige Arbeiten in einen Abschnitt über polare Mesozyklonen und einen zweiten über Theorie und Methoden der Datenanalyse und -assimilation aufgeteilt. Das Kapitel soll damit die vorliegende Arbeit in einen größeren Rahmen stellen und gleichzeitig einige Begriffe und Definitionen erläutern sowie in die Theorie der Datenassimilation einführen. Auch auf die Verwendung der diversen Satellitendaten in der operationellen Vorhersagepraxis wird dabei eingegangen. Kapitel III stellt das hier verwendete Modell und Analyseschema des DNMI vor und erläutert einige Details der Implementierung und durchgeführte grundlegende Tests zur Funktionsweise. In Kapitel IV, ergänzt durch den Anhang B, werden der Satellitensensor SSM/I und die aus den Daten ableitbaren Größen sowie Retrievalmethoden eingeführt. Ferner wird begründet, warum SSM/I-Retrievals für die Analyse gewählt wurden. Anschließend wird in diesem Kapitel die Vorverarbeitung der Retrievals und die gewählte Assimilationsmethode vorgestellt. Die nachfolgenden Kapitel diskutieren die Ergebnisse der durchgeführten Analysetests und Simulationen. Die Darstellung erfolgt aufgeteilt nach konventionellen Daten (Kapitel V), Assimilation von SSM/I-Retrievals der oberflächennahen Windstärke (Kapitel VI) und des integrierten Wasserdampfgehaltes (Kapitel VII). Eine ausführlichere Fallstudie basierend auf der Analyse von Flugzeugmessungen findet sich ebenfalls in Kapitel V, da es sich hier um konventionelle Beobachtungen handelt. Kapitel VIII schließlich faßt die Resultate der behandelten Fallstudien polarer Mesozyklonen und der Datenassimilation zusammen, stellt sie vor den Hintergrund des bisherigen Wissensstandes und gibt Ausblicke auf mögliche weitere Arbeitsrichtungen.

II Hintergrund für die Arbeit auf den Gebieten polare Mesozyklonen und Datenassimilation

II.1 Polare Mesozyklonen

Dem Studium polarer Mesozyklonen wurde zuerst auf der Nordhemisphäre nähere Aufmerksamkeit geschenkt, da diese kleinräumigen Systeme mit teils extremen Wetterbedingungen ein Sicherheitsrisiko für Küstenregionen und Schifffahrt darstellen. So können mit ihnen sturmartige Windstärken im Bereich von 20-30 m/s oder sogar darüber (z.B. Rasmussen, 1979; Wilhelmsen, 1985; Reed und Blier, 1986a; Shapiro et al., 1987; Rabbe, 1987) und teils kräftige Niederschläge als Regen, Schnee und Hagel (Harrold und Browning, 1969; Wilhelmsen, 1985; Reed und Blier, 1986a,b; Rabbe, 1987) verbunden sein. Auch Gewitter und sogar das Auftreten von Tornados wurden in polaren Mesozyklonen beobachtet (Reed und Blier, 1986b). Das karge Stationsnetz in hohen Breiten erschwert allerdings eine genaue Analyse dieser Systeme erheblich, und eine bessere Erfassung auch der Mesozyklonen, die nicht in der Nähe von Meßstationen auftreten, ist erst durch die Verfügbarkeit von Beobachtungen polarumlaufender Satelliten möglich. Insbesondere wurde dadurch auch die Vielfalt der auftretenden mesoskaligen Wirbel deutlich, die Skalen im Bereich von 100-1000 km umfassen und sowohl in der Form von Kommas ("comma cloud") als auch von weitgehend rotationssymmetrischen Spiralen und in vielen Zwischenformen auftreten. Ferner weisen sie ein sehr unterschiedliches Maß an Konvektion auf (für konvektive,

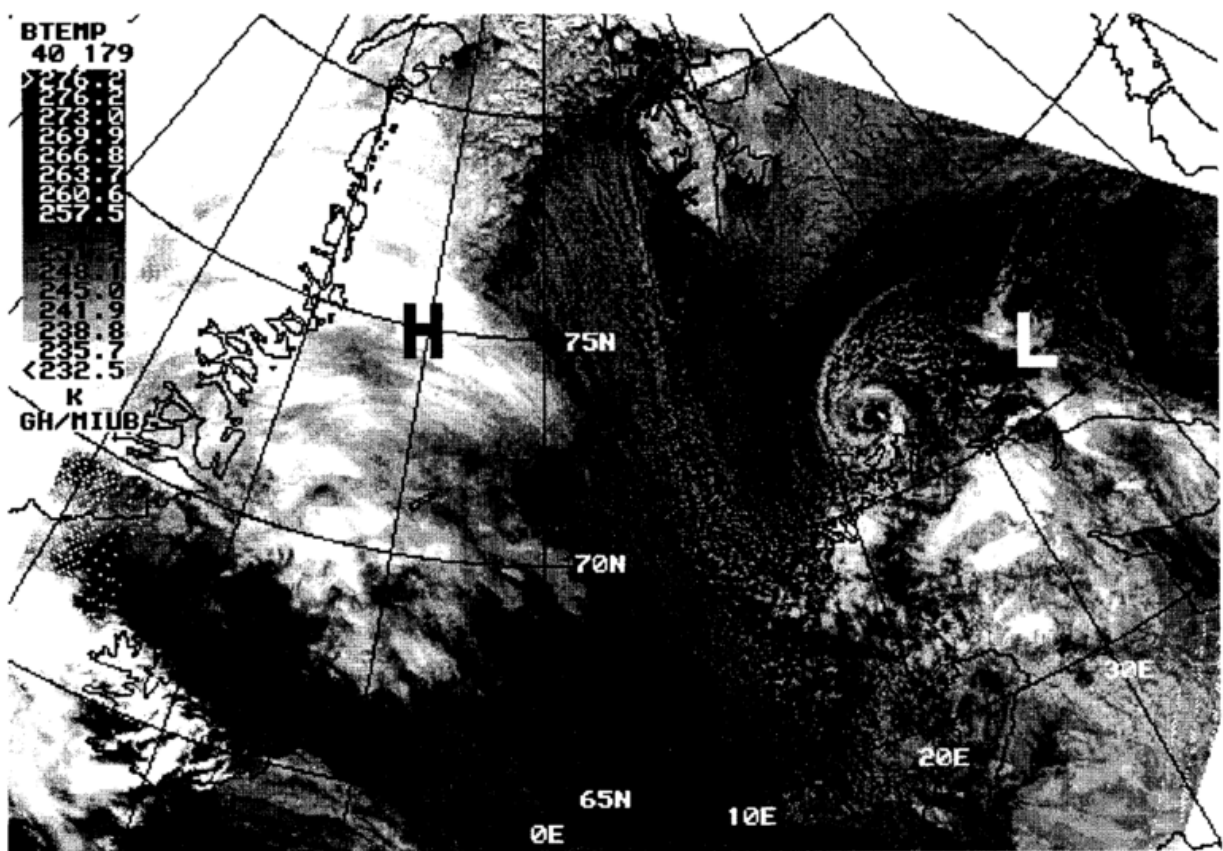


Abb.II.1: AVHRR-Bild (Kanal 4, 10.3-11.3 μm , in reduzierter Auflösung; polarstereographische Projektion; Skala der Strahlungstemperaturen in K) um 410 UTC am 27.2.1987. "H" und "L" bezeichnen Positionen von Hoch- und Tiefdruckzentren (aus ECMWF-Analysen), Kontinentgrenzen und ein geographisches Gitter sind eingezeichnet (aus Heinemann, 1995c).

intensive Systeme wird oft die Bezeichnung "Polar Low" verwendet, s.u. zur Definition). Die Lebensdauern variieren von unter 12h bis zu 1-2 Tagen, liegen also meist wie die räumliche Skala ebenfalls deutlich unterhalb der synoptischen Skalen. Durch die geringe Stationsdichte in den betroffenen Gebieten zusammen mit den kleinen Skalen und oft kurzlebigen, teils sehr explosiven Entwicklungen, werden viele Mesozyklonen von Beobachtungen nicht erfaßt und sind daher in den synoptischen Analysen nicht enthalten und sehr schwer vorherzusagen.

Einen kleinen Eindruck von der auftretenden Vielfalt sollen die Abb.II.1-4 geben. **Abb.II.1** zeigt ein Polar Low, das nahe Bear Island am 26./27.2.1987 auftrat (Nordeng und Rasmussen, 1992). Es ist ein Beispiel eines ungewöhnlich rotationssymmetrischen Systems, das mit seinen in Spiralarmen angeordneten Konvektionszellen und dem wolkenfreien Auge an einen tropischen Wirbelsturm erinnert. Der Wirbel entstand nahe dem Kern eines synoptischen Tiefs und führte zu Windstärken von etwa 30 m/s westlich des Zentrums (Schiffsmessung). **Abb.II.2** zeigt gleich zwei mesoskalige Wirbel. Der eine (bei etwa 10°E vor der norwegischen Westküste) mit etwa 400 km Durchmesser entstand aus einer kleinen synoptischskaligen Zyklone und hat im Westen ein breites Wolkenband mit hochreichenden Wolken, die sich im Inneren um ein wolkenfreies Auge eindreihen. Der zweite, etwas kleinere Wirbel, (ca. 300 km Durchmesser; bei 3°W, östlich der Insel Jan Mayen) bildete sich an der Meereiskante und verlagerte sich nur sehr langsam an ihr entlang. Obwohl diese Mesozyklone nur über dem offenen Meer höherreichende Konvektionszellen aufweist und sonst eher unbedeutend aussieht, wurden im Nordosten mit dem Flugzeug Windstärken bis zu 20 m/s gemessen (Douglas et al., 1995; s. Kap.V.3). Viele Mesozyklonen der Südhemisphäre (SH) weisen im Vergleich zu denen der Nordhemisphäre (NH) eine nur sehr geringe konvektive Aktivität auf (Turner et al., 1993b; Heinemann, 1996b). Ein solches Exemplar wurde am 8.2.1990 nahe der östlichen Küste des Weddellmeeres bei etwa 72°S/20°W

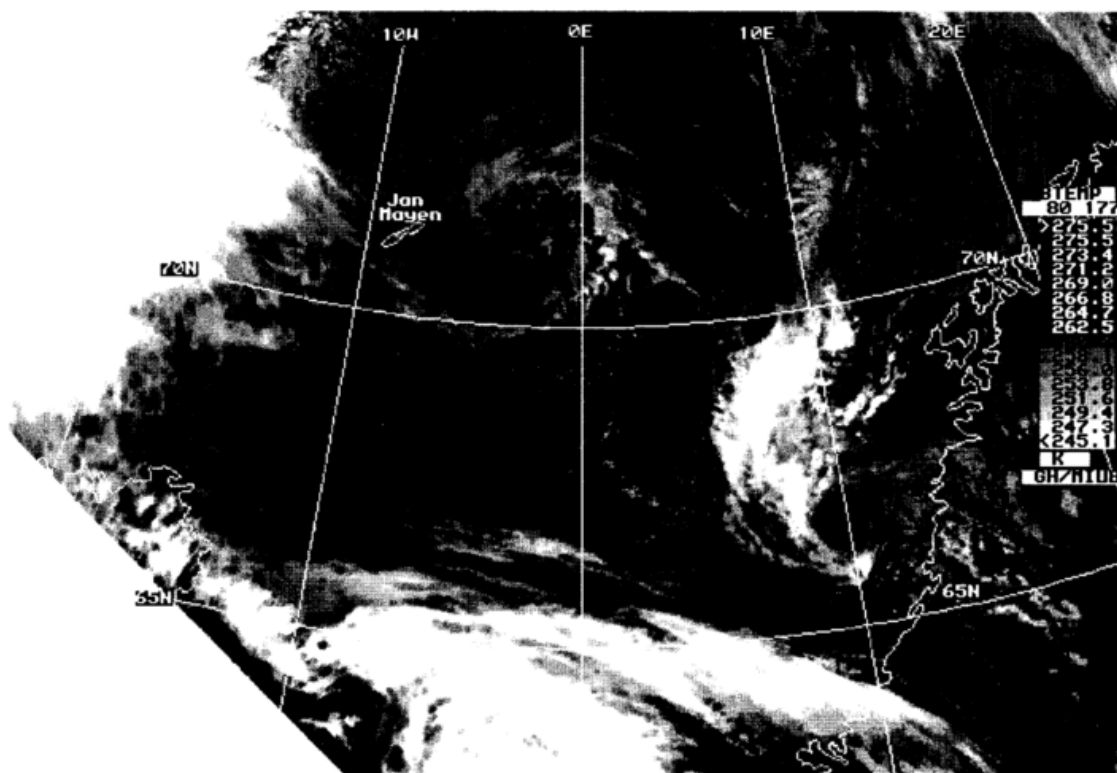
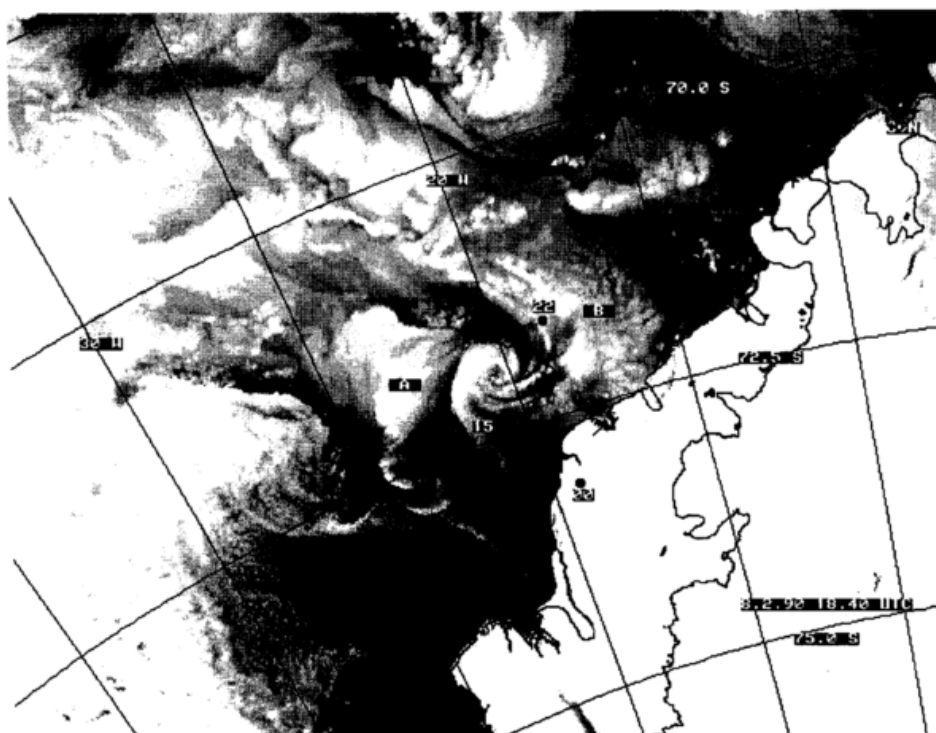


Abb.II.2: AVHRR-Bild (Kanal 4, wie in Abb.II.1) um 1040 UTC am 18.3.1989; die Insel Jan Mayen ist markiert (aus Heinemann, 1995c).

Abb.II.3: AVHRR-Bild (Kanal 1, 0.58-0.68 μm , HRPT Daten mit 1.5 km Auflösung in polarstereographischer Projektion) um 1840 UTC am 8.2.1990; der antarktische Kontinent mit Schelfeiskante (schwarze Linien) und ein geographisches Gitter sind eingezeichnet; die schwarzen Punkte markieren die Position des Vortex um 0, 15, 22 UTC am 8.2.1990, "A" und "B" bezeichnen Wolkenbänder (aus Heinemann, 1995c).



zwischen den Stationen Georg-von-Neumeyer (GvN) und Halley (HAL) beobachtet (**Abb.II.3**). Es hatte einen Durchmesser von nur etwa 200-300 km, eine Lebensdauer von unter 12h und flache Wolkenbänder, die nur wenig Konvektion zeigen. Auch Flugzeugmessungen dokumentieren, daß es sich um ein sehr flaches System handelt und zeigen erstaunlicherweise weder nahe der Meeresoberfläche noch in 700 hPa Zeichen einer Rotation (Heinemann, 1996b; s. Kap.V.2). Aber auch sehr intensive, langlebige und konvektive Mesozyklonen können auf der SH auftreten. Die Mesozyklone in **Abb.II.4** ist dafür ein Beispiel. Sie bildete sich am 26.4.1989 nahe der Meereiskante im östlichen Weddellmeer und zog dann in die Nähe von GvN, wo sie am 27.4. und 28.4. zu Windstärken bis über 20 m/s und starkem Schneefall führte (Heinemann, 1995a; s. Kap.V.1 und Kap.VI).

Die große Vielfalt an beobachteten Formen und wirkenden Prozessen (s.u.) und auch die Unterschiede zwischen Mesozyklonen der NH und SH (Turner et al., 1993b) führten zu unterschiedlichen Klassifikationen und Bezeichnungen, die teilweise auf in Satellitenbildern sichtbaren Wolkenstrukturen (Carleton, 1985; Forbes und Lottes, 1985; Heinemann, 1990), teilweise mehr auf den vermutlich wirksamen Mechanismen (Businger und Reed, 1989) beruhen. Um alle auf der Nord- und Südhemisphäre betrachteten Typen einzuschließen, wurde auf dem Treffen der European Polar Low Working Group in Paris, 1994, eine recht allgemeine Definition festgelegt:

"The term 'polar meso-scale cyclone (polar mesocyclone)' is the generic term for all meso- α and meso- β scale cyclonic vortices poleward the polar front (scale definition according to Orlanski, 1975). The term 'polar low' should be used for intense maritime mesocyclones with scales up to about 1000 km and with a near-surface wind speed exceeding 15 m/s."

In dieser Arbeit wird entsprechend dieser Definition zumeist die Bezeichnung polare Mesozyklone oder einfach Mesozyklone genutzt werden.

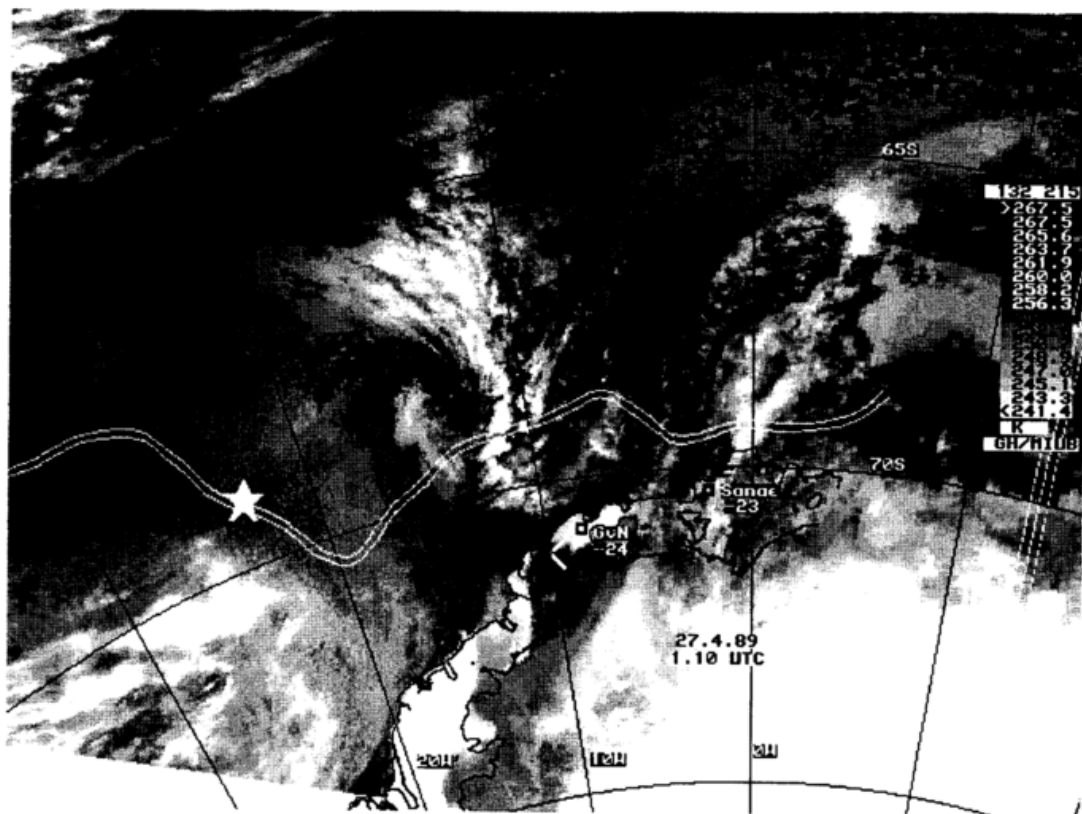


Abb.II.4: AVHRR-Bild (Kanal 4, GAC-Daten mit etwa 4 km Auflösung; polarstereographische Projektion) um 110 UTC am 27.4.1989. Der Stern bezeichnet das Entstehungsgebiet der Mesozyklone am 26.4.1989; der antarktische Kontinent mit Schelfeiskante (schwarze Linien), die Meereisgrenze aus SSM/I-Daten (50% Grenze, doppelte weiße Linie), die Stationen GvN und Sanae mit Temperaturbeobachtungen (in °C) und ein geographisches Gitter sind eingezeichnet (aus Heinemann, 1995c).

Um Aufschluß über Häufigkeiten und typische Situationen für das Auftreten polarer Mesozyklonen zu erhalten, wurden klimatologische Studien für diverse Regionen beider Hemisphären durchgeführt. Auf der NH werden Mesozyklonen am häufigsten im Winter in Verbindung mit Kaltluftausbrüchen beobachtet (Wilhelmsen, 1985; Businger, 1985; Ese et al., 1988) und bilden sich dabei insbesondere in Regionen, wo die Kaltluft vom Land oder Meereis aufs wärmere, offene Wasser strömt. Beobachtet werden Mesozyklonen rund um das Nordpolarmeer in der Grönland See, der Norwegischen und der Barents See, dem Golf von Alaska und im Bering-Meer, in der Labrador See, dem Hudson-Bay, der Davies Straße und auch im Japanischen Meer. Auf der SH sind typische und detailliert studierte Regionen die Ross und Bellingshausen See und das Weddellmeer, aber auch in anderen Regionen, häufig in der Nähe der Meereiskante, finden Zyklongenese statt. Für den Nordatlantik und Nordeuropa basieren einige der Studien weitgehend auf konventionellen Beobachtungen, wie z.B. Wilhelmsen (1985), die eine Statistik intensiver Polar Lows von 1987 bis 1982 aufstellte, die von Stationen der norwegischen Küste erfaßt wurden, und Businger (1985), der die Norwegische und die Barents See betrachtete. Für die meisten polaren Gebiete aber stellen Satellitenbilder die wesentliche oder sogar einzige Informationsquelle über das Auftreten der Mesozyklonen dar. Anhand von Bildern des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) der NOAA Satelliten betrachteten z.B. Forbes und Lottes (1985) den Nordostatlantik und Businger (1987) nutzte die Bilder für eine Studie im Golf von Alaska und der Bering See. Carleton (1985) wertete für eine Vergleichsstudie über Nordpazifik

und Nordatlantik hemisphärische Bildmosaike der Satelliten des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) für zwei Jahre aus. Für die Südhemisphäre bemerkten Streten und Troup (1973) das Auftreten zahlreicher nicht mit der Polarfront verbundener Wirbel in DMSP Mosaiken und Carleton (1979, 1980, 1981) erstellte Klimatologien anhand dieser Bilder. Detaillierte Statistiken mit besser aufgelösten Satellitenbildern finden sich in Heinemann (1990, 1996a) für die Region des Weddellmeeres, in Carleton und Carpenter (1990) für die gesamte Antarktis, in Fitch und Carleton (1992), Carleton und Fitch (1993) für das Gebiet der Ross See und den gesamten Südpazifik, in Carrasco und Bromwich (1994) für die Ross-See und das Ross Schelfeis und in Turner und Thomas (1994) für die Bellinghausen See und das Weddellmeer.

Der Schwerpunkt einiger dieser Studien lag dabei darauf, ein Klassifikationsschema der diversen Mesozyklonenformen zu entwickeln, z.B. basierend auf den sichtbaren Wirbelstrukturen (geordnet nach Kommas, spiralförmigen Systemen oder ihrem Entwicklungszyklus) wie in Carleton (1985), Carleton und Carpenter (1990), Forbes und Lottes (1985) und Heinemann (1990). Ein anderer Schwerpunkt der klimatologischen Studien war der Zusammenhang zwischen Mesozyklonenentwicklungen und den größerskaligen synoptischen Bedingungen, um daraus Erkenntnisse über die physikalischen Mechanismen der Zyklogense abzuleiten. So bedienen sich einige Autoren der "superposed epoch" Methode, bei der mittlere Felder für die Tage, an denen Mesozyklonen auftreten, aus Analysen abgeleitet werden und dann mit einem klimatologischen Mittel verglichen werden. Dabei fand Businger (1985, 1987), daß polare Mesozyklonen in Verbindung mit deutlichen negativen Anomalien des Geopotentials und der Temperatur in 500 hPa und positiver Vorticity auftreten. Ferner ist oft Baroklinität (in der unteren oder ganzen Troposphäre) und eine verringerte statische Stabilität in der Troposphäre feststellbar. Mullen (1979) studierte mit derselben Methode Querschnitte synoptischer Felder für den Nordpazifik und fand, daß im Mittel Baroklinität der gesamten Troposphäre und eine bedingt instabile Schichtung der unteren Troposphäre über warmem Ozean vorhanden ist. Für das Gebiet des Weddellmeeres ergab die "superposed epoch" Studie von Heinemann (1990) zwar keine vergleichbaren Anomalien in 500 hPa, die auf ein baroklines Forcing schließen lassen könnten. Die größerskaligen Bedingungen schienen aber dennoch bedeutsam, da sich Mesozyklonen häufig auf der Rückseite von synoptischen Zyklogen entwickeln, wenn diese einen Kaltluftabfluß vom Kontinent auf das offene Meer begünstigen.

Neben diesen klimatologischen Studien haben vor allem zahlreiche Fallstudien die enorme Vielfalt der Mesozyklonen, beurteilt sowohl nach ihrem Erscheinungsbild als auch nach den vermutlich zugrundeliegenden Prozessen, gezeigt. Während viele Fälle mit Hilfe konventioneller Beobachtungen und Analysen, unterstützt durch Satellitenbilder, untersucht wurden, stehen in den letzten Jahren zunehmend zusätzliche Satellitendaten zur Verfügung, die eine Ableitung auch von Temperatur- und Feuchtestrukturen, Wolkenwassergehalt, Vorhandensein von Niederschlag, sowie bodennaher Windstärken oder Windvektoren erlauben (vgl. Kapitel II.2.2). Die diversen Satellitendaten können andere Beobachtungen ergänzen (z.B. in Turner et al., 1993a; Carrasco und Bromwich, 1993; Heinemann, 1995b, 1996a) und ermöglichen Studien auch von Systemen, die durch konventionelle Beobachtungen nicht erfaßt sind, z.B. durch Kombination von Information verschiedener Sensortypen (z.B. in Claud et al., 1992a, 1993, 1996; Heinemann 1995a). Abgesehen von Bildern im sichtbaren und infraroten Spektralbereich (mit etwa 1-5 km horizonta-

ler Auflösung) sind die Satellitendaten und die oben genannten daraus abgeleiteten Parameter in der Auflösung relativ grob (i.a. 50-100 km, vgl. Anhang B). Wirklich detaillierte Analysen der räumlichen Struktur können für Mesozyklonen daher bisher nur basierend auf Flugzeugmessungen durchgeführt werden. Für die Nordhalbkugel sind hier die Studien von Shapiro et al. (1987), Douglas et al. (1991, 1995; letztere für den in Abb.II.2 dargestellten Fall) und für die Südhalbkugel die von Heinemann (1996b; s. auch Abb.II.3) zu nennen.

Neben Klimatologien und Analysen von Fallstudien stellt die Anwendung von Modellen einen weiteren Ansatz dar, Mesozyklonen zu studieren. Dabei werden zum einen vereinfachte analytische oder konzeptionelle Modelle genutzt, um bestimmte Theorien (s.u.) zu prüfen. Zum anderen können möglichst realistische numerische Modelle durch die Simulation von Fallstudien einen Einblick in die drei- (vier-) dimensionalen Felder geben, wie ihn die lückenhaften Beobachtungen allein meist nicht erlauben. Zusätzlich können mit den Modellen Experimente durchgeführt werden, die die Auswirkungen und relative Bedeutung verschiedener Prozesse beleuchten. Dies kann mit Simulationen unter idealisierten Bedingungen (z.B. Gallée, 1995; Heinemann, 1996a) oder unter Verwendung unterschiedlicher Sätze physikalischer Parametrisierungen geschehen.

Die wesentlichen physikalischen Mechanismen, die vermutlich für die Entwicklung polarer Mesozyklonen eine Rolle spielen, sollen im folgenden kurz erläutert werden:

Die These, daß polare Mesozyklonen als kurze barokline Wellen entstehen, wie es einige der klimatologischen Studien nahelegen, wird sowohl von Fallstudien (Harrold und Browning, 1969; Reed, 1979; Reed und Blier, 1986a,b; Shapiro et al., 1987), als auch durch theoretische Studien unterstützt. So fand Mansfield (1974) mit einem Zweischichtenmodell instabile Moden mesoskaliger Wellenlänge; Reed und Duncan (1978) erhielten bei Anwendung des vereinfachten Modells auf eine reale Situation realistische Wellenlängen, allerdings mit zu geringen Wachstumsraten und Phasengeschwindigkeiten. Viele der Mesozyklonen (nach Forbes und Lottes, 1985, etwa 80%, darunter die intensivsten Entwicklungen) treten dabei in einer sogenannten "reversed shear" Situation (Duncan, 1978) auf. Diese ist dadurch charakterisiert, daß der thermische Wind der unteren Schichten dem Wind in Bodennähe entgegengerichtet ist, d.h. daß in den unteren Schichten (mit den am stärksten ausgeprägten thermischen Gradienten) die Windstärke mit der Höhe abnimmt. Barokline Entwicklungen in einer derartigen Umgebung zeichnen sich (genau im Gegensatz zur typischen baroklinen Welle an der Polarfront) durch eine Position stromaufwärts des Troges im Steuerebene, eine Achsenneigung in Verlagerungsrichtung und ein Aufsteigen hinter der Trogachse aus.

Häufig ist in Zusammenhang mit polaren Mesozyklonen die beobachtete Baroklinität vor allem auf die untere Troposphäre beschränkt. Sie kann durch flache Kaltluftausbrüche oder den Gegensatz zwischen eisbedecktem und offenen Ozean oder auch durch katabatische Winde (bes. in der Antarktis) entstehen. Oft wird eine Zyklonogenese dann beim gleichzeitigen Auftreten einer kurzen Welle in der oberen Troposphäre mit positiver Vorticityadvektion beobachtet (z.B. Turner et al., 1993a; Carrasco und Bromwich, 1993; Heinemann, 1995a) und auch Simulationen zeigen in etlichen Situationen dieses Zusammenwirken (Nordeng, 1990; Nordeng und Rasmussen, 1992; Grønås und Kvamstø, 1995). Eine besondere Rolle kann dabei die Meereisgrenze spielen, an der

sich aufgrund der sehr unterschiedlichen Energieflüsse über Eis und offenem Wasser oft eine Grenzschichtfront ("boundary layer front", BLF, oder auch "Arctic Front") bildet, die eine starke Baroklinität aufweisen kann (Shapiro und Fedor, 1989). Fett (1989) beschreibt, daß sich an einer BLF häufig Wirbel bilden, aus denen bei einer Triggerung durch einen kalten Höhentrog dann intensive Mesozyklonen entstehen können. Beobachtete Beispiele solcher Entwicklungen in Zusammenhang mit einer BLF sind in Heinemann (1996a) dokumentiert. Im Fall einer Advektion der BLF über offenes Meer (z.B. bei einem Kaltluftausbruch) wird eine entsprechende Wirbelbildung auch losgelöst von der Eiskante beobachtet.

Einen anderen Erklärungsansatz, der insbesondere für stark konvektive Polar Lows herangezogen wird, bietet die CISK-Theorie ("conditional instability of the second kind", Charney und Eliassen, 1964). Nach ihr kann ein Anwachsen einer Störung stattfinden, wenn die großskalige Störung eine Konvergenz von Feuchte bewirkt, deren latente Energie dann in Konvektionszellen des Systems freigesetzt wird, wodurch wiederum die großskalige Störung aufrechterhalten oder intensiviert wird. Untersuchungen mit einfachen Modellansätzen (Rasmussen, 1979; Økland, 1987) zeigen die Wirksamkeit dieses Mechanismus, aber auch eine große Abhängigkeit der auftretenden instabilsten Wellenlängen vom festgelegten Vertikalprofil der diabatischen Heizung (Pedersen und Rasmussen, 1985; Bratseth, 1985). Obwohl sich in einigen Fällen die beobachtete Intensität mit CISK erklären läßt (z.B. Rasmussen, 1981), werden stark konvektive Mesozyklonen häufig auch in Zusammenhang mit Baroklinität (z.B. Reed und Duncan, 1978) oder einem kalten Höhentrog (Rasmussen, 1985) beobachtet. So wird CISK zwar einen verstärkenden, in einigen Fällen auch den entscheidenden, Einfluß auf die Stärke der Entwicklung haben, aber nicht generell der allein wirksame Mechanismus sein. Die relative Stärke der beiden Mechanismen (Baroklinität bzw. CISK) zu untersuchen, ist auch Inhalt etlicher Modellstudien. Sowohl in vereinfachten Modellen (Økland, 1987; Sardie und Warner, 1983; Craig und Cho, 1988) als auch im Mesoskala Modell von PSU/NCAR (Sardie und Warner, 1985) zeigt sich, daß die Entwicklungen sehr stark von der Schicht abhängen, in der die latente Energie freigesetzt wird. Für realistische numerische Modelle bedeutet dies, daß die für großskalige und konvektive Wolkenbildung gewählten Parametrisierungen einen großen Einfluß auf das Ergebnis und die Qualität der Simulation der Mesozyklonen haben (vgl. Nordeng et al., 1989).

Als Alternative zum CISK-Mechanismus wird von Emanuel und Rotunno (1989) die "air-sea interaction instability" (ASII) vorgeschlagen, die wie die CISK-Theorie beim Studium tropischer Zyklonen entwickelt wurde. In der ASII stellt die Konvergenz der Oberflächenenergieflüsse die diabatische Heizung dar, die den Druckgradienten des Systems aufrechterhält. Wie CISK kann ASII aber nur bei Vorhandensein einer finiten Anfangsstörung wirken, so daß sie ebenfalls als verstärkender Prozeß wirksam werden kann. Eine solche Anfangsstörung könnte dabei z.B. durch barokline Instabilität entstehen (Wiin-Nielsen, 1989). In etlichen Fallstudien treten sehr hohe Oberflächenflüsse von einigen 100 bis 1000 W/m² auf (Reed und Blier, 1986a; Shapiro et al., 1987). Allerdings muß die Intensivierung nicht direkt über den Mechanismus der ASII geschehen, denn auch für den Aufbau von bodennaher Baroklinität (an BLFs) oder zur Unterstützung von Energiefreisetzung in der Konvektion durch Labilisierung und Feuchtezufuhr sind Oberflächenflüsse wesentlich. Hohe Flüsse treten insbesondere auf der NH auf, da die Temperaturgegensätze zwischen Atmosphäre und Meeresoberfläche z.B. durch den relativ warmen Golfstrom sehr groß sind. Für südhemisphärische Mesozyklonen kommt der ASII wahrscheinlich nur

eine untergeordnete Bedeutung zu, da die Temperaturgegensätze zwischen Ozean und Atmosphäre und damit auch die Oberflächenflüsse zumindest im Sommer i.a. relativ gering sind (Turner et al., 1993b; Heinemann, 1996b).

Als Mechanismus anderer Art ist auch topographisches Forcing zu beachten. So können in der Nähe von Gebirgen Lee-Zyklogenese auftreten. Ferner kann steile Orographie (z.B. nahe der Küste Grönlands und des antarktischen Kontinents) katabatische Abwinde hervorrufen, die durch Bildung bodennaher barokliner Zonen und Konfluenzzonen eine Zyklogenese begünstigen (Bromwich, 1989; Bromwich et al., 1993; Carrasco und Bromwich, 1993; Gallée, 1995). Ferner kann der Abfluß vom Kontinent, vor allem wenn er unterstützt durch synoptische Bedingungen in einer dickeren Schicht stattfindet, über den Mechanismus der Wirbelstreckung Vorticity erzeugen. Für flache und relativ schwach ausgeprägte Mesozyklonen, die nahe der antarktischen Küste beobachtet wurden, scheint dieser Mechanismus eine Rolle zu spielen (Heinemann, 1996b; Engels und Heinemann, 1996).

Die hier durchgeführte Arbeit knüpft an den Bereich von Mesozyklonenstudien mittels möglichst realistischer numerischer Modellierungen an, die im Rahmen einer größeren Studie über polare Mesozyklonen am MIUB (Heinemann, 1995c) durchgeführt werden. Genutzt wird dazu das bereits in etlichen Simulationen und numerischen Experimenten für die NH erfolgreich eingesetzte Modell des DNMI (Grønås et al., 1987; Nordeng, 1987, 1990; Nordeng et al., 1989; Nordeng und Rasmussen, 1992; Grønås und Kvamstø, 1995), mit dem auch bereits Entwicklungen im Weddellmeer studiert wurden (Engels und Heinemann, 1996; Heinemann, 1996a). Da sowohl die klimatologischen als auch die Einzelfallstudien einen wesentlichen Einfluß der synoptischen Bedingungen auf die Mesozyklogenese zeigen, aber gleichzeitig (besonders auf der SH) oft Ungenauigkeiten in den Analysen auftreten, liegt ein Schwerpunkt auf der Verbesserung der atmosphärischen Felder, mit denen die Simulation gestartet wird. Dies geschieht mit der Assimilation von konventionellen Beobachtungen und von Satellitendaten (SSM/I). Weiterhin wird auch auf eine möglichst realistische Vorgabe der Randparameterfelder der Meeresoberflächentemperatur und der Eisbedeckung geachtet. Simulationen reagieren auf synoptischer Zeitskala auf Eisverteilung und Eiskonzentration (z.B. Watkins und Simmonds, 1995), und durch die Bildung von BLFs ist die Eisverteilung für die Entwicklung von polaren Mesozyklonen wesentlich (s.o.). Gerade auch die Lage und Form der Eiskante hat nachgewiesenermaßen Einfluß auf bevorzugte Orte der Mesozyklonenbildung (Albright et al., 1995; Heinemann, 1996a). Eine andere Anwendung der vorgenommenen Datenassimilation ist die Möglichkeit, einzelne Mesozyklonenfälle zu analysieren, indem hochauflösende Flugzeugdaten in das Modell eingespeist werden. Diese Verknüpfung von detaillierten Meßkampagnen mit Modellsimulationen stellt gleichzeitig einen neuen Aspekt dar, da bisher die Auswertung von Flugzeugmessungen und Simulationen getrennt stattfand (z.B. für den NH-Fall vom 27.2.1984 in Shapiro et al. (1987) und in Nordeng (1987); für den 8.2.1990 in Heinemann (1996b) und in Engels und Heinemann (1996)). Der Einfluß der Datenassimilation wird anhand von Simulationen von dreien der oben abgebildeten Mesozyklonenfälle (NH, 18.3.1989 in Abb.II.2; SH, 8.2.1990 in Abb.II.3; SH, 26./27.4.1989 in Abb.II.4) studiert und bettet die Arbeit in die bereits zu diesen Fällen durchgeführten Arbeiten ein.

II.2 Datenanalyse und Datenassimilation

Für viele Zwecke, sei es für die Wettervorhersage oder für klimatologische Studien, zur Verifikation von theoretischen Modellen oder -wie in dieser Arbeit- für Fallstudien und realitätsnahe Simulationen beobachteter Phänomene, ist es notwendig, den Zustand der Atmosphäre zu einem Zeitpunkt oder auch im zeitlichen Verlauf möglichst genau zu kennen. Die Diagnose dieses Zustandes aus Beobachtungen nennt man Analyse, wird sie numerisch und nicht per Hand durchgeführt, so spricht man von objektiver Analyse. Sie hat das Ziel, aus Beobachtungen die Felder der atmosphärischen Parameter (wie Druck, Temperatur, Feuchtigkeit, Wolken, Niederschlag usw.) physikalisch konsistent auf einem Gitter zu rekonstruieren. Anstatt der theoretisch erforderlichen exakten Messungen jedes der benötigten Parameter an jedem Gitterpunkt zu einem Zeitpunkt steht aber nur ein lückenhafter und heterogener Datensatz zur Verfügung:

- Ein Teil sind die sogenannten konventionellen Daten des weltweiten meteorologischen Netzes. Sie bestehen aus Bodenbeobachtungen der synoptischen Stationen, Vertikalprofilen aus Radiosonden- und Ballonaufstiegen, Bojen- und Schiffsmessungen, ergänzt durch Messungen von (nichtmeteorologischen) Schiffen und Flugzeugen. Der Großteil dieser Beobachtungen wird zu festen synoptischen Zeiten gewonnen. Große Bereiche der Erde, insbesondere auf der SH und den Ozeanen, werden allerdings durch dieses Meßnetz gar nicht oder nur sehr lückenhaft erfaßt. Als Punktmessungen enthalten die Beobachtungen neben den unvermeidlichen Meßfehlern auch kleinskalige Variationen, die nicht das für das Gitter benötigte Volumenmittel repräsentieren (Repräsentativitätsfehler).
- Die zweite Informationsquelle sind die immer zahlreicher werdenden Daten, die mittels Fernerkundung, z.B. durch Satelliten, aber auch bodengestützte Systeme wie Radar, Lidar, Sodar u.a. gewonnen werden. Atmosphärische Parameter wie Temperatur, Feuchte usw. können aus diesen Daten aufgrund ihres Einflusses auf die verwendete Meßgröße, z.B. Mikrowellen, Lichtwellen, Schallwellen, abgeleitet werden (Retrieval der atmosphärischen Parameter). Die Fernerkundung, insbesondere durch Satelliten, erlaubt eine sehr viel gleichmäßigere Abdeckung der Erde. Die Daten liegen aber zumeist zu asynoptischen Zeiten vor und erfassen auch dann i.a. nur einen Teilbereich des Analysegebietes. Obwohl die eigentlichen Satellitenbeobachtungen, die Radianzmessungen, sehr genau sind, entstehen zusätzliche, größere Fehler durch die notwendige Umsetzung der Radianzen in die benötigten atmosphärischen Parameter, d.h. durch die Ungenauigkeit der verwendeten Retrievalschemata. Dasselbe gilt auch für die anderen Fernerkundungsmethoden.

Ein Analyseschema muß die sehr unregelmäßige Verteilung der Messungen, Datenlücken, Zeitdifferenzen, die Meß-, Retrieval- und Repräsentativitätsfehler sowie die physikalischen Zusammenhänge zwischen den Beobachtungen berücksichtigen. Zusätzlich sind einige atmosphärische Parameter, wie z.B. Niederschlag, Wolkenwasser oder die Vertikalgeschwindigkeit, gar nicht oder nur ungenau meßbar. Ziel der Analyse ist es daher, auch nicht direkt gemessene Größen über bekannte physikalische Zusammenhänge aus vorhandenen Beobachtungen mitzuschließen. Dies alles ist mit den unvollständigen Messungen allein kaum erreichbar, so daß für

die Analyse in der Regel zusätzlich eine Einschätzung des Atmosphärenzustandes, wie sie aus der Klimatologie oder einem numerischen Modell resultiert, mit herangezogen wird. Da numerische Simulationen (basierend auf den physikalischen Gleichungen) heutzutage die Felder für einen einzelnen Analysezeitpunkt deutlich genauer reproduzieren als klimatologische Felder, werden sie i.a. verwendet. Dieser "background" oder "first guess" (FG) enthält neben der lückenlosen Charakterisierung der Felder auf dem Gitter auch die physikalischen Zusammenhänge der Variablen. Der FG wird in der Analyse mit Hilfe der Beobachtungen (OBS) korrigiert, indem FG- und OBS-Information möglichst optimal gewichtet verwendet werden.

Der Prozeß, Beobachtungen mit den Modellfeldern zu verschmelzen und ins Modell einzuspeisen, heißt Datenassimilation. Wird dies nicht nur für die 3-dimensionalen Felder zu einem festen Zeitpunkt, sondern zeitlich kontinuierlich durchgeführt bzw. in regelmäßigen Intervallen wiederholt, so spricht man von 4D-Assimilation. Die Information der zu einem Zeitpunkt genutzten Daten wird dabei durch die weitere Integration des Modells zeitlich weitertransportiert während gleichzeitig die der neueren Daten mit einfließt. Damit werden für die Analyse letztlich Daten über ein längeres Zeitintervall und nicht nur die zum speziellen Analysezeitpunkt verfügbaren verwendet. Ferner spiegeln dadurch aufeinanderfolgende Analysen konsistent die zeitliche Entwicklung der Atmosphäre wieder. Formal kann dies auch als Optimierung der Trajektorie des Modells verstanden werden, indem alle Informationen aus einem Zeitintervall vor dem betrachteten Analysezeitpunkt einbezogen und gleichzeitig die dynamischen und physikalischen Bedingungen, wie sie in den Modellgleichungen ausgedrückt sind, erfüllt werden.

Durch die Datenassimilation können also die Informationen, die diverse Beobachtungen und numerische Modelle einzeln bieten, konsistent kombiniert werden. Bisherige Studien über polare Mesozyklonen beruhen meist entweder auf unterschiedlichen Beobachtungen, vor allem Satellitendaten, oder aber Simulationen. Die Verknüpfung aller verfügbaren Informationen mittels Datenassimilation stellt daher einen wesentlichen Schritt dar, um Mesozyklonen und die in ihnen wirksamen Prozesse besser zu erfassen. Im folgenden wird der Begriff "Analyse" für die Diagnostizierung des Atmosphärenzustandes zu einem Zeitpunkt aus Modellbackground und Beobachtungen verwendet, während "Assimilation" sich auf die erneute Einspeisung dieses Zustandes in eine weitere Simulation, d.h. das "Einfüttern" von Beobachtungen in die numerische Integration, bezieht. Als konventionelle Daten werden alle Beobachtungen bezeichnet, die die atmosphärischen Parameter direkt messen, d.h. abgegrenzt gegenüber Fernerkundungsdaten, von denen in dieser Arbeit Satellitendaten Verwendung finden.

II.2.1 Methoden der Datenassimilation

Die folgenden Abschnitte sollen kurz die Theorie einiger der gebräuchlichsten Analyseverfahren vorstellen, um eine Einordnung des hier verwendeten DNMI-Verfahrens, das Elemente sowohl der optimalen Interpolation als auch der "successive corrections method" enthält, zu ermöglichen. Gleichzeitig werden Begriffe und wesentliche Voraussetzungen, die auch für das DNMI-Verfahren gelten, eingeführt. Bei der Darstellung liegt der Schwerpunkt auf Algorithmen, die stark auf statistischen Prinzipien beruhen; nicht näher erwähnt wird das Verfahren des "function fitting", das insbesondere zur Analyse von Beobachtungen allein (ohne Modell-FG) interessant ist; die "direct data insertion" und das "nudging", bei denen die Beobachtungen direkt

oder mittels zusätzlichem Quellterm in den prognostischen Gleichungen ins Modell übergeben werden. Eine sehr gut aufbereitete, ausführliche Darstellung der gesamten Analyse- und Assimilationsproblematik bietet das Lehrbuch "Atmospheric Data Analysis" von Daley (1991); eine Zusammenstellung von Assimilationsmethoden in Meteorologie und Ozeanographie, sowie von Forschungsanwendungen, liefern Ghil und Malanotte-Rizzoli (1991); auch in Bengtsson, Ghil und Källén (1981), finden sich gute Zusammenfassungen. Eine ausführliche Literaturliste, besonders zu variationellen Methoden, haben Courtier et al. (1993) zusammengetragen.

II.2.1a Kalman - Filter

Für ein lineares Modell ist eine theoretische Assimilationmethode der sogenannte Kalman-Filter (Kalman, 1960), der ein statistisches Verfahren darstellt, Beobachtungen und Modellfelder über ein gewisses Zeitintervall (z.B. vor einem gewählten Analysezeitpunkt) fortlaufend zu verschmelzen. Für nicht-lineare Modelle ist die Anwendung in einer erweiterten Form mit linearisierten Modellgleichungen möglich. Das Verfahren soll kurz ohne Herleitung (siehe dazu Ghil und Malanotte-Rizzoli, 1991) beschrieben werden, um daran wesentliche Probleme der in der Praxis genutzten, rechentechnisch weniger aufwendigen Verfahren, deutlich zu machen:

Alle Modellvariablen zur Zeit t_k (z.B. Werte des Geopotentials ϕ , der potentiellen Temperatur θ , der Windkomponenten u und v , der spezifischen Feuchte q an allen Gitterpunkten zum Zeitschritt k) werden im N -dimensionalen Zustandsvektor \underline{x}_k zusammengefaßt (N =Anzahl der Variablen \cdot Anzahl der Gitterpunkte), \underline{M} sei die Matrix, die das Modell beschreibt (für ein nichtlineares Modell kann \underline{M} als Tangente des nichtlinearen Modells zum Zeitpunkt t_k definiert werden) und $\underline{\epsilon}_k^m$ die Fehler des Modells, die aber nicht systematisch (kein Bias) und zeitlich nicht korreliert sein sollen:

$$\underline{x}_k = \underline{M}_{k-1} \underline{x}_{k-1} + \underline{\epsilon}_{k-1}^m \quad (\text{II.1})$$

$$\text{mit } \langle \underline{\epsilon}_k^m \rangle = 0 \quad \text{und} \quad \langle \underline{\epsilon}_j^m (\underline{\epsilon}_k^m)^T \rangle = \delta_{jk} \underline{Q}_k \quad (\text{II.2})$$

$\langle \rangle$ ist der Operator zur Bildung des Erwartungswertes, T bedeutet transponiert, δ_{jk} ist das Kroneckersymbol (mit dem Wert 0 für $j \neq k$ und 1 für $j=k$), \underline{Q}_k bezeichnet die $N \times N$ Kovarianzmatrix der Modellfehler zur Zeit t_k , \underline{x}_k steht hier für die wahren Werte der Variablen. In der wirklichen Modellintegration wird aber ausgehend von den analysierten Werten \underline{x}_k^a der Vektor der vorhergesagten Werte \underline{x}_k^f erstellt:

$$\underline{x}_k^f = \underline{M}_{k-1} \underline{x}_{k-1}^a \quad (\text{II.3})$$

Beide weisen Fehler auf, zusammengefaßt in den Vektoren $\underline{\epsilon}_k^a$ bzw. $\underline{\epsilon}_k^f$ mit den entsprechenden Fehlerkovarianzmatrizen \underline{P}_k^a und \underline{P}_k^f zum Zeitpunkt t_k :

$$\underline{\epsilon}_k^{f,a} = \underline{x}_k^{f,a} - \underline{x}_k \quad \text{und} \quad \underline{P}_k^{f,a} = \langle \underline{\epsilon}_k^{f,a} (\underline{\epsilon}_k^{f,a})^T \rangle \quad (\text{II.4})$$

Da das Modell keinen systematischen Bias (Klimadrift) aufweist (II.2), hat auch die Vorhersage zur Zeit t_k keinen Bias, wenn die Analyse zu t_{k-1} keinen hatte. Die zeitliche Entwicklung der Fehlerkovarianzmatrizen läßt sich aus (II.1-3) ableiten zu:

$$\underline{\underline{P}}_k^f = \underline{\underline{M}}_{k-1} \underline{\underline{P}}_{k-1}^a \underline{\underline{M}}_{k-1}^T + \underline{\underline{Q}}_{k-1} \tag{II.5}$$

Für die Analyse werden die zur Zeit t_k vorhandenen Beobachtungen im Vektor \underline{x}_k^o zusammengefaßt, der die von t_k abhängende Dimension p_k (i.a. $p_k \ll N$) hat. $\underline{\underline{H}}_k$ sei die Matrix, die den Übergang von Gitter- zu Beobachtungsvariablen darstellt und $\underline{\epsilon}_k^o$ die bei Messung und der räumlichen Interpolation von Gitter- zu Beobachtungspunkten (genannt Vorwärtsinterpolation) auftretenden Fehler, die keinen Bias aufweisen, zeitlich nicht korreliert und ebenfalls mit den Modellfehlern nicht korreliert sein sollen. $\underline{\underline{R}}_k$ ist die Kovarianzmatrix dieser Fehler:

$$\underline{x}_k^o = \underline{\underline{H}}_k \underline{x}_k + \underline{\epsilon}_k^o \tag{II.6}$$

mit $\langle \underline{\epsilon}_k^o \rangle = 0$, $\langle \underline{\epsilon}_j^o (\underline{\epsilon}_k^o)^T \rangle = \delta_{jk} \underline{\underline{R}}_k$ und $\langle \underline{\epsilon}_j^o (\underline{\epsilon}_k^m)^T \rangle = 0$ (II.7)

$\underline{\underline{H}}_k$ kann dabei eine einfache Vorwärtsinterpolation sein oder im Fall eines Spektralmodells die inverse spektrale Transformation beinhalten. Es kann auch die linearisierte Form eines komplexen Zusammenhangs zwischen Modell- und Beobachtungsvariablen darstellen, z.B. im Fall von Fernerkundungsdaten die gesamte Strahlungsübertragungsrechnung.

Die Analyse erfolgt nun durch Linearkombination der Modellfelder (FG) und der Beobachtungen (OBS), indem mit Hilfe einer Matrix $\underline{\underline{K}}_k^*$ die Beobachtungsinformation (in Form von Abweichungen der OBS-Werte von den FG-Werten, sogenannte Beobachtungsinkremente) gegenüber den FG-Feldern gewichtet wird:

$$\underline{x}_k^a = \underline{x}_k^f + \underline{\underline{K}}_k^* (\underline{x}_k^o - \underline{\underline{H}}_k \underline{x}_k^f) \tag{II.8}$$

$$\underline{\underline{K}}_k^* = \underline{\underline{P}}_k^f \underline{\underline{H}}_k^T (\underline{\underline{H}}_k \underline{\underline{P}}_k^f \underline{\underline{H}}_k^T + \underline{\underline{R}}_k)^{-1} \tag{II.9}$$

$$\underline{\underline{P}}_k^a = (\underline{\underline{I}} - \underline{\underline{K}}_k^* \underline{\underline{H}}_k) \underline{\underline{P}}_k^f \tag{II.10}$$

$\underline{\underline{I}}$ ist die Einheitsmatrix. Die Gewichtsmatrix $\underline{\underline{K}}_k^*$ wird dabei so gewählt, daß der erwartete quadratische Fehler der Analyse minimal wird ("minimum variance estimation"), wobei natürlich entscheidend die Fehler der OBS sowie des FG, charakterisiert durch die Kovarianzmatrizen $\underline{\underline{R}}_k$ und $\underline{\underline{P}}_k^f$, eingehen (II.9). Die mit diesen optimalen Gewichten erhaltene Fehlerkovarianzmatrix $\underline{\underline{P}}_k^a$ (II.10) stellt einen Schätzer für die Genauigkeit der Analyse dar, die wiederum für die Schätzung der FG-Fehlerkovarianzen $\underline{\underline{P}}_k^f$ im nächsten Schritt verwendet wird (II.5).

Das Gleichungssystem (II.3),(II.5) und (II.8-10) wird Kalman oder auch Kalman-Bucy Filter genannt (Kalman, 1960; Kalman und Bucy, 1961). Dies ist ein linearer Filter ohne Bias (sofern das verwendete Modell keine sogenannte Klimadrift aufweist (II.2)), in dem sequentiell der Vorhersageschritt in (II.3) und (II.5) und der Analyseteil (II.8-10) ausgeführt werden und so kontinuierlich Modell und Beobachtungen verschmelzen. Dadurch minimiert der Kalman-Filter den geschätzten Fehler der Analyse nicht nur in jedem Zeitschritt (oder zu einem Analysezeit-

punkt), sondern über das gesamte Assimilationsintervall, in dem Beobachtungen vorliegen. Charakteristisch ist dabei, daß die Beobachtungen genau zu ihrem Beobachtungszeitpunkt verwendet werden können. Die 'Optimalität' (statistische Genauigkeit) der Analyse an jedem Zeitpunkt t_k hängt von der Gewichtsmatrix \underline{K}_k^* ab, und diese wiederum in erster Linie davon, wie genau die Fehler des numerischen Modells charakterisierbar sind, d.h. von der Güte der Modellfehlerkovarianzen \underline{Q}_k und damit der FG-Fehlerkovarianzen \underline{P}_k^f). Wesentlich ist aber, daß die FG-Fehler \underline{P}_k^f zeitlich nicht konstant sind, sondern sich abhängig von der betrachteten meteorologischen Situation entwickeln können. Andererseits bedeutet dies, daß zusätzlich zur üblichen Modellintegration (II.3) eine vollständige parallele Integration der Fehlerkovarianzmatrizen (II.5) notwendig ist. Deshalb werden in der operationellen Vorhersagepraxis bisher meist vereinfachte Verfahren angewendet, besonders die optimale Interpolation (OI), die an vielen Zentren die "successive corrections method (SCM)" abgelöst hat.

II.2.1b Statistische oder Optimale Interpolation (OI)

Während man in der OI das Prinzip der statistischen Interpolation mit nach (II.9) bestimmten Gewichtskoeffizienten beibehält, wird vor allem die Darstellung der Kovarianzmatrix der Modellfehler vereinfacht. Statt \underline{P}_k^f mittels (II.5) zu berechnen wird die FG-Fehlerkovarianzmatrix vorgegeben (\underline{B}). Die Analyse erfolgt an einem Zeitpunkt $t_k=t_{ANA}$, für den meist eine synoptische Beobachtungszeit gewählt wird. Alle Daten, die in einem Zeitfenster um t_{ANA} liegen, werden im Vektor \underline{x}^o zusammengefaßt. Zur Analyse dient dann das folgende Gleichungssystem (der Zeitindex 'k=ANA' für den betrachteten synoptischen Zeitpunkt wird im folgenden weggelassen):

$$\underline{x}^a = \underline{x}^f + \underline{W}^T (\underline{x}^o - \underline{H} \underline{x}^f) \quad (II.11)$$

$$\underline{W} = (\underline{H} \underline{B} \underline{H}^T + \underline{F} + \underline{O})^{-1} \underline{H} \underline{B} \quad (II.12)$$

dabei ist \underline{B} die vorgegebene Fehlerkovarianzmatrix des FG, \underline{O} die Fehlerkovarianzmatrix der OBS zum Zeitpunkt t_{ANA} , \underline{F} die des (linearen) Vorwärtsinterpolators \underline{H} . \underline{W} sind die sich aus der 'kleinsten-Quadrate-Forderung' ergebenden Gewichte für diese Analyse zum Zeitpunkt t_{ANA} . Es muß aber betont werden, daß diese 'optimalen' Gewichte natürlich nur dann wirklich statistisch optimal sind, falls die Fehlerkovarianzen richtig (d.h. den realen Fehlern und ihren räumlichen Strukturen entsprechend) spezifiziert werden können. Von den FG-Fehlerkovarianzen hängt ab, wie die Information der Beobachtungsinkremente räumlich umverteilt wird (vgl. (II.11) und (II.12)), und ob sich unterschiedliche Variablen in der Analyse gegenseitig beeinflussen. Sind z.B. neben Autokovarianzen des Geopotentials ebenfalls die Kreuzkovarianzen zwischen Geopotential und Windkomponenten vorhanden, so dienen zur Analyse des Geopotentials Beobachtungen sowohl von ϕ als auch von (u,v). In dem Fall spricht man von multivariater Analyse. Werden zur Analyse eines Feldes nur Beobachtungen derselben Variable herangezogen, so ist die Analyse univariat.

Das Feuchtefeld wird i.a. univariat, Wind- und Massengebiet hingegen multivariat analysiert. Die entsprechenden Autokovarianzen und Kreuzkovarianzen der Matrix \underline{B} (z.B. die Autokovarianz $C_B^{\phi\phi}$ des Geopotentials und die Kreuzkovarianz $C_B^{\phi u}$ zwischen Geopotential ϕ und u-Komponente des Windes) werden für zwei Punkte (x_i, y_i, p_i) und (x_j, y_j, p_j) häufig folgendermaßen vorgegeben:

$$\begin{aligned}
 (C_B^{\phi\phi})_{i,j} &= C_B^{\phi\phi}(x_i, y_i, p_i, x_j, y_j, p_j) \\
 &\stackrel{1}{=} \sigma_B^{\phi}(x_i, y_i, p_i) \sigma_B^{\phi}(x_j, y_j, p_j) \rho_B^{\phi\phi}(x_i, y_i, x_j, y_j) \alpha_B^{\phi\phi}(p_i, p_j) \\
 &\stackrel{2}{=} \sigma_B^{\phi}(p_i) \sigma_B^{\phi}(p_j) \rho_B^{\phi\phi}(x_j - x_i, y_j - y_i) \alpha_B^{\phi\phi}(p_i, p_j) \\
 &= \sigma_B^{\phi}(p_i) \sigma_B^{\phi}(p_j) \rho_B^{\phi\phi}(r_{ij}, \gamma) \alpha_B^{\phi\phi}(p_i, p_j) \tag{II.13} \\
 &\quad \text{mit Polarkoordinaten } r_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2} \\
 &\quad \quad \quad \gamma = \tan^{-1}[(x_j - x_i)/(y_j - y_i)] \\
 &\stackrel{3}{=} \sigma_B^{\phi}(p_i) \sigma_B^{\phi}(p_j) \rho_B^{\phi\phi}(r_{ij}) \alpha_B^{\phi\phi}(p_i, p_j)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 (C_B^{\phi u})_{i,j} &= f [(C_B^{\phi\phi})_{i,j}] \stackrel{4}{=} - \frac{1}{f_C} \frac{\partial}{\partial y} (C_B^{\phi\phi})_{i,j} \\
 &\stackrel{1,2,3}{=} - \frac{1}{f_C} \sigma_B^{\phi}(p_i) \sigma_B^{\phi}(p_j) \frac{\partial}{\partial y_i} \rho_B^{\phi\phi}(r_{ij}) \alpha_B^{\phi\phi}(p_i, p_j) \tag{II.14} \\
 \rho_B^{\phi u}(r_{ij}) &= - \frac{\partial}{\partial y_i} \rho_B^{\phi\phi}(r_{ij})
 \end{aligned}$$

Dabei weisen die Zahlen 1-4 auf die folgenden grundlegenden Annahmen hin:

- 1 Separabilität der horizontalen (ρ_B) und vertikalen (α_B) Strukturen der Fehlerkovarianzen (die Standardabweichungen σ_B sind nur zur Übersichtlichkeit getrennt notiert). Hiermit ist festgelegt, daß die eigentlich voll 3-dimensionalen Korrelationsmuster in allen Höhen p dieselben Horizontalstrukturen und -längenskalen und eine Vertikalstruktur ohne Achsneigung aufweisen.
- 2 Horizontale Homogenität der Fehlerstrukturen. Dies bedeutet, daß die Horizontalkorrelationen ρ_B nur vom Abstand der betrachteten Punkte und nicht ihrem exakten Ort und die Standardabweichungen σ_B entsprechend nur vom Level p abhängen.
- 3 Isotropie. Damit wird vorausgesetzt, daß die Fehlerstrukturen (für das Geopotential ϕ oder analog auch für die Feuchte) rotationssymmetrisch sind und somit durch die Angabe einer radialen Korrelationsfunktion $\rho_B^{\phi\phi}(r)$ charakterisiert werden können.
- 4 Festlegung des dynamischen Zusammenhanges von Wind- und Massefeld. Hier ist als Beispiel einer Kopplung die für mittlere und hohe Breiten nutzbare geostrophische Relation eingesetzt. Die Auto- und Kreuzkorrelationsmuster der Windkomponenten (ρ_B^{uu} , ρ_B^{uv} usw.) lassen sich analog ableiten.

Korrelationsstrukturen, die sich so für geostrophische Verhältnisse ergeben, sind in **Abb.II.5** schematisch dargestellt. Bei Nutzung der geostrophischen Beziehung wird allerdings weder ageostrophischen noch divergenten Anteilen des Windfeldes Rechnung getragen, denn die Analyseinkremente (d.h. die zum FG addierten Korrekturen) berücksichtigen die in (II.14) festgelegte Relation exakt, sind also in diesem Fall divergenzfrei und geostrophisch. Eine Verbesserung bietet die Transformation des Analyseproblems auf die Variablen Geopotential ϕ , Stromfunktion ψ und Geschwindigkeitspotential χ (s. Daley, 1991), wodurch ein gewisses Maß an Ageostrophie und Divergenz festgelegt werden kann.

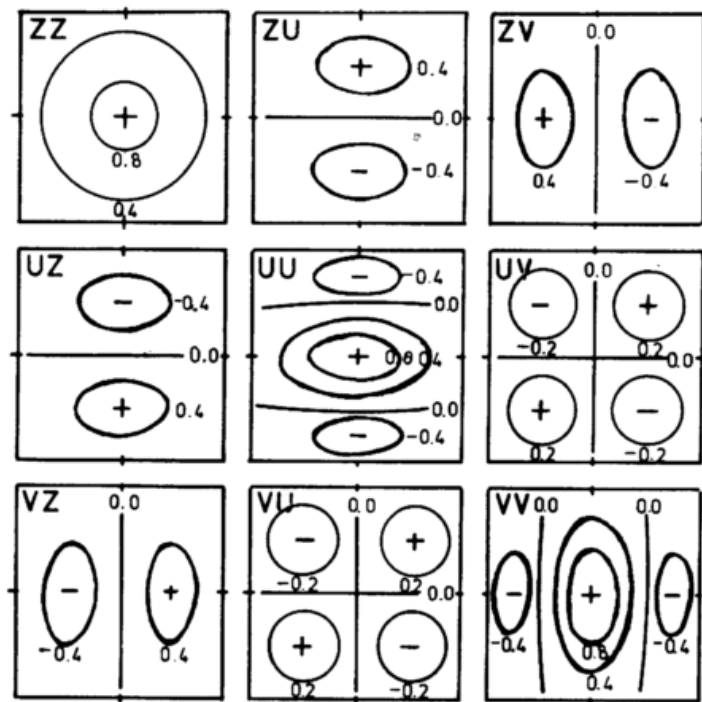


Abb.II.5: Schematische Darstellung von horizontalen FG-Korrelationsstrukturen für eine multivariate Analyse (Auto- und Kreuzkorrelationen für einen geostrophischen Zusammenhang zwischen der geopotentiellen Höhe (z) und den Windkomponenten (u, v)); (aus Gustafsson, 1981).

Abb.II.6: Autokorrelation des Geopotentials in 500 hPa zwischen Referenzstation Hannover und umliegenden Stationen (aus Bertoni und Lund, 1963).



Da auch die im DNMI-Verfahren verwendeten Korrelationsfunktionen mit Hilfe der Annahmen 1-4 vorgegeben werden, soll an dieser Stelle noch etwas detaillierter auf die Realitätsnähe der Muster eingegangen werden. **Abb.II.6-8** zeigen dazu Beispiele von realen Korrelationsstrukturen. **Abb.II.6** ist ein Beispiel dafür, daß die Horizontalkorrelationen im Geopotentialfeld durch isotrope Verhältnisse recht gut beschrieben werden können. Allerdings variieren die charakteristischen Skalen für verschiedene Regionen (s. Daley, 1991) und z.B. in der Nähe von Orographie sind sicher auch Assymetrien vorhanden. Ebenso ist der FG-Fehler (σ_B) sicher von der Region (z.B. Kontinent, datenarmer Ozean) abhängig, so daß die Annahme der Homogenität, zumindest für große Gebiete, eine deutliche Vereinfachung darstellt. Ein Vergleich von **Abb.II.7** mit **Abb.II.5** zeigt, daß die mit Hilfe der geostrophischen Relation bestimmten Autokorrelationsmuster für u und v durchaus der Realität nahe kommen, auch wenn sie keine Analyse der divergenten Anteile des Windfeldes erlauben (sofern diese überhaupt durch die Messungen erfaßt sind). **Abb.II.8** schließlich illustriert mit der Korrelation zwischen Höhengopotential und Bodendruck die für Mittelbreiten typische mittlere Achsenneigung der Drucksysteme. Aufgrund

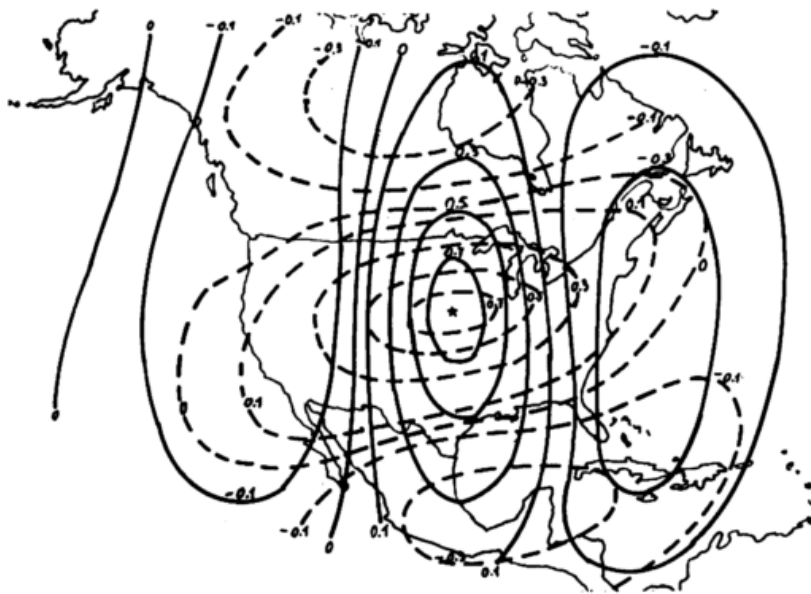


Abb.II.7: Autokorrelation der Windkomponenten u (gestrichelt) und v (durchgezogen) in 500 hPa über den USA, der Stern bezeichnet die Referenzstation; (aus Buel, 1972).

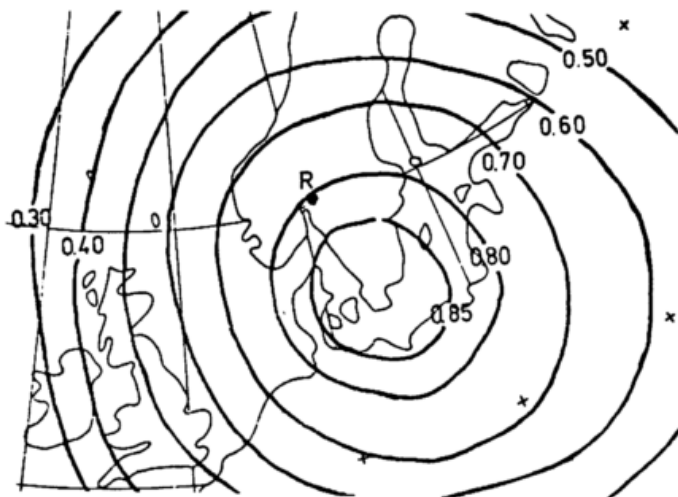


Abb.II.8: Kreuzkorrelation zwischen Geopotential der Referenzstation R in 500 hPa und dem Bodendruck umliegender Stationen (Gustafsson, 1981).

der Annahme der Separabilität (1) werden die Beobachtungsincremente jedoch immer in Analyseinkrementen mit senkrechter vertikaler Achse umgesetzt und weisen auf allen Schichten dieselbe Horizontalstruktur (wenn auch unterschiedlich gewichtet) auf. Dabei müssen für die gekoppelten Masse- und Windfelder dieselben Vertikalkorrelationen α_B genutzt werden, während für unabhängig analysierte Felder (z.B. die Feuchte) andere Strukturen vorgegeben werden können. Da die Vertikalkorrelationen stark mit der Höhe variieren, werden Funktionen gewählt, deren Form für jedes Druckniveau unterschiedlich ist (vgl. Abb.III.5).

II.2.1c "Successive corrections method" (SCM)

Trotz der Vereinfachungen ist die OI durch die zur Bestimmung der Gewichte (II.13) notwendige Matrixinversion ein aufwendiges Verfahren. Denn obwohl in der Praxis die Dimension N der Matrizen verkleinert werden kann (siehe II.2.1.f), bleibt der Rechenaufwand sehr hoch. Heutzutage kann es zwar dennoch auf entsprechenden Computern für operationelle Analysen genutzt werden, aber noch bis in die frühen 80er (Gustafsson, 1981) wurde operationell in vielen Ländern die rechentechnisch einfachere SCM (Bergthorsson und Döös, 1955; Cressman, 1959) eingesetzt. Bei diesem Verfahren wird das FG-Feld iterativ korrigiert. Sei $f_{g,v}^b$ der Wert des Backgrounds an einem Gitterpunkt g und $f_{g,v}^a$ der entsprechende analysierte Wert der Iteration

v , \underline{f}^o der Vektor der verfügbaren OBS und \underline{f}^b bzw. \underline{f}_v^a der Vektor der zu den Beobachtungs-orten interpolierten Gitterpunktwerte. Dann läßt sich die Iteration v folgendermaßen notieren:

$$\underline{f}_{g,v+1}^a = \underline{f}_{g,v}^a + \underline{W}_g^T (\underline{f}^o - \underline{f}_v^a), \quad \text{wobei} \quad \underline{f}_{g,0}^a = \underline{f}_g^b \quad \text{und} \quad \underline{f}_0^a = \underline{f}^b \quad (\text{II.15})$$

$$\text{mit} \quad W_{gi} = \frac{w(r_{gi})}{\sum_{i=1}^{K_g} w(r_{gi}) + \frac{\sigma_o^2}{\sigma_b^2}} \quad (\text{II.16})$$

\underline{W}_g ist der Vektor der Gewichte W_{gi} , die jeder OBS 'i' zugewiesen werden. Die Gewichte hängen von den Standardabweichungen des FG (σ_b) und der OBS (σ_o), dem radialen Abstand der OBS vom Gitterpunkt (r_{gi}) und der Gesamtzahl K_g der Beobachtungen innerhalb eines gewählten maximalen Einflußradius ab. Die vorgegebene Gewichtsfunktion $w(r)$ wichtet die Information mit zunehmendem Abstand schwächer und definiert den Einflußradius, innerhalb dessen Beobachtungen zur Korrektur des Gitterpunktwertes herangezogen werden. Die Gewichtsfunktionen können mit den Horizontalkorrelationen der OI identifiziert werden und bewirken ebenfalls die horizontale Interpolation der Beobachtungsinkremente. Wie in der OI ist auch hier eine Vorwärtsinterpolation von den Gitterpunkten zu den Beobachtungsstationen (H, hier nicht extra notiert) notwendig und in der Vorgabe der Standardabweichungen und radialen Gewichtsfunktion stecken die Annahmen von Separabilität, Homogenität und Isotropie. Anders als bei der OI handelt es sich aber um ein lokales Verfahren, da die Analyse jedes Gitterpunktes einzeln und nicht für alle (oder ein großes Gebiet) gleichzeitig erfolgt wie in OI. Es kann gezeigt werden, daß die Iteration konvergiert, wenn die Gewichtsfunktion gewisse Voraussetzungen erfüllt (s. Daley, 1991). Interessant ist dabei, daß die Konvergenz am schnellsten für großskalige, langsamer aber für kleinskaligere Strukturen erfolgt. Dies kann genutzt werden, um die Filterwirkung des Algorithmus zu steuern (vgl. Abschnitt II.2.1e). Indem z.B. während der Iteration die Längenskala der Gewichtsfunktion verkleinert wird, können sukzessiv Informationen über kleinere Skalen aus den Beobachtungen extrahiert werden, was bei den fest vorgegebenen Korrelationsstrukturen der OI nicht möglich ist. Um eine multivariate Analyse zu erhalten, wurde die SCM oft zusammen mit einer nachträglichen Anpassung der Wind- und Massfelder mittels variationeller Adjustierung (mit einem entsprechenden dynamischen 'constraint') eingesetzt.

Ein Nachteil der SCM ist, daß eine unterschiedlich dichte Verteilung der Beobachtungsstationen innerhalb des Einflußradius nicht für die Berechnung der Gewichte jeder einzelnen OBS berücksichtigt wird. Ferner ist keine Korrelation der Beobachtungen vorgesehen. Erweiterungen des Algorithmus in dieser Hinsicht sind allerdings möglich. Problematischer ist, daß die Iteration nicht gegen den Wert, der einer optimalen Wichtung von FG und OBS entspricht, sondern an den Beobachtungsstationen gegen die beobachteten Werte konvergiert (vgl. Daley, 1991, S.86ff). Eine Variante des einfachen SCM-Algorithmus, die diese Nachteile behebt, stellt das vom DNMI umgesetzte Verfahren nach Bratseth (1986) dar, das in Kapitel III.2 ausführlich beschrieben wird.

II.2.1d Variationelle Analyse

Hierbei handelt es sich um ein Verfahren, das in ähnlicher Weise für eine 1-, 3- und auch 4-dimensionale Analyse formuliert werden kann (1DVAR, 3DVAR, bzw. 4DVAR) und vor allem

auch nichtlineare Zusammenhänge zwischen den beobachteten und den zu analysierenden Variablen zuläßt. Letzteres ist besonders für die Nutzung diverser Fernerkundungsdaten in der Analyse von großem Interesse, da die beobachteten Strahlungstemperaturen (und häufig auch die daraus abgeleiteten Retrievals) in der Regel nichtlinear mit den Modellvariablen zusammenhängen. Da diese Daten einen zunehmend größeren Teil der verfügbaren Beobachtungen ausmachen, werden variationelle Verfahren besonders seit Ende der 80er Jahre entwickelt (z.B. Lewis und Derber, 1985; LeDimet und Talagrand, 1986; Talagrand und Courtier, 1987; Andersson et al., 1993; Courtier et al., 1993). Die Analyse besteht in der Minimierung einer sogenannten Kostenfunktion $J(\underline{x})$:

$$J(\underline{x}) = (\underline{x} - \underline{x}^f)^T \underline{\mathbf{B}}^{-1} (\underline{x} - \underline{x}^f) + (\underline{\mathbf{H}}(\underline{x}) - \underline{x}^o)^T (\underline{\mathbf{Q}} + \underline{\mathbf{F}})^{-1} (\underline{\mathbf{H}}(\underline{x}) - \underline{x}^o) \quad (\text{II.17})$$

Die Bezeichnungen entsprechen den bereits in Zusammenhang mit der OI definierten. Zu beachten ist, daß die Vorwärtsinterpolation $\underline{\mathbf{H}}(\underline{x})$, die eventuell zusätzlich auch ein Strahlungstransportmodell o.ä. enthält, hier auch eine nicht lineare Funktion der Modellvariablen sein kann. Der gesuchte Analysezustand $\underline{x} = \underline{x}^a$ minimiert gleichzeitig den Abstand der Modellvariablen von den FG-Werten, \underline{x}^f , und den OBS, \underline{x}^o , (gemessen als gewichtete quadratische Abweichung). Wieder hängt das Ergebnis natürlich entscheidend von den Kovarianzmatrizen der FG- und OBS-Fehler (d.h. $\underline{\mathbf{B}}$ bzw. $\underline{\mathbf{Q}}$) und des benutzten Interpolators $\underline{\mathbf{H}}$ (d.h. $\underline{\mathbf{F}}$) ab. Falls $\underline{\mathbf{H}}$ linear ist und die FG- und OBS-Fehler normalverteilt sind, so entspricht das Ergebnis dem der OI (die Schätzer nach der "maximum likelihood method" und der "minimum variance method" sind dann gleich). Ein Vorteil der variationellen Methode ist es, daß sich leicht zusätzliche Beobachtungssysteme durch Hinzufügen eines zusätzlichen 'Kostenterms' (entsprechend dem letzten Term in (II.17)) einbeziehen lassen. Ebenso können zusätzliche Bedingungen (wie dynamische Balancen), die erfüllt werden müssen, durch weitere 'Kostenterme' eingeführt werden. Die Erweiterung auf eine zeitlich kontinuierliche 4DVAR geschieht z.B., indem verlangt wird, daß die Modellwerte über das betrachtete Intervall $[t_0, t_0 + n\Delta t]$, d.h. n Zeitschritte Δt , nicht nur möglichst nahe an den Beobachtungen liegen, sondern dabei auch exakt die Modellgleichungen erfüllen (sogenannter 'strong constraint'). Diese dynamische Zwangsbedingung wird dazu mit Hilfe von Lagrangemultiplikatoren $\underline{\lambda}_k$ dem Funktional hinzugefügt. Das Funktional $J_4(\underline{x})$ kann lauten:

$$J_4(\underline{x}_0) = \frac{1}{2} \sum_{k=0}^n (\underline{\mathbf{H}}(\underline{x}_k) - \underline{x}_k^o)^T \underline{\mathbf{R}}_k^{-1} (\underline{\mathbf{H}}(\underline{x}_k) - \underline{x}_k^o) + \sum_{k=0}^n [\underline{x}_k^f - \underline{\mathbf{M}}_{k-1} \underline{x}_{k-1}^f]^T \underline{\lambda}_k \quad (\text{II.18})$$

Dabei bezeichnet, wie beim Kalman-Filter eingeführt, die Matrix $\underline{\mathbf{M}}$ das (linearisierte) Vorhersagemodell und $\underline{\mathbf{R}}$ die Fehlerkovarianzmatrix der Vorwärtsinterpolation $\underline{\mathbf{H}}$ und der Beobachtungsfehler. Die Kostenfunktion hängt nun vom Anfangswert $\underline{x}_0 = \underline{x}(t_0)$ der Integration ab. Das Modell wird hier als perfekt angenommen (daher entfällt in J_4 der Term, der die Modellfehler enthält) und ist für die Formulierung der Zwangsbedingung linearisiert. Als Analyse ist nun der Modellzustand \underline{x}_0 gesucht, für den die Modelltrajektorie \underline{x}_k das Funktional minimiert. Um das Minimum zu finden, kann ∇J_4 mit Hilfe der sogenannten adjungierten Methode (siehe Courtier und Talagrand, 1987; Ghil und Malanotte-Rizzoli, 1991; Daley, 1991) berechnet werden, bei der ein adjungiertes Modell des gesamten numerischen Modells aufgestellt werden muß. Da zur Minimierung mehrfache Modellintegrationen notwendig sind, ist der Algorithmus extrem rechenaufwendig. Ebenfalls nicht ganz einfach ist in der Formulierung mit 'strong constraint' die

Berücksichtigung von Modellfehlern. Große Vorteile sind jedoch, daß asynoptische Beobachtungen zu ihrer Beobachtungszeit genutzt werden können und daß nichtlineare Vorwärtsmodelle H möglich sind. Beides ist besonders zur Assimilation von Satellitendaten interessant, die asynoptisch vorliegen und deren Radianzmessungen nichtlinear mit den Modellvariablen zusammenhängen. Zudem kann durch die Nutzung des numerischen Modells Information zwischen verschiedenen Variablen übertragen werden. Andersson et al. (1994) zeigten z.B., daß aus Feuchtemessungen und der Verlagerung der Strukturen auch Information über das Windfeld extrahiert werden kann, was durch Vorgabe allein der FG-Fehlerkovarianzmatrizen in der OI nicht möglich ist.

II.2.1e Aspekte der Datenassimilation in der Praxis

In diesem Abschnitt sollen noch einige Aspekte angesprochen werden, die für die praktische Umsetzung der oben beschriebenen Algorithmen sowie auch des DNMI-Verfahrens wichtig sind.

Analyisierte Felder und Multivariate/Univariate Analyse

Die regelmäßige Analyse beim Betrieb eines numerischen Modells bezieht sich typischerweise auf die atmosphärischen prognostischen Größen des Massefeldes (ϕ) oder der Temperatur (T), des Windfeldes (u und v, bzw. ψ und χ) und des Feuchtefeldes (rh oder q) auf p-Flächen (oder Modellflächen). Um die Analyse zu vereinfachen werden i.a. nur Masse- und Windfeld multivariat analysiert (deutliche Verkleinerung der zu invertierenden Matrizen in OI), die Feuchte hingegen nur univariat. Andere Felder werden evtl. aus vorhandenen Messungen univariat, evtl. ohne FG analysiert (z.B. T_s , SST), empirisch festgelegt (z.B. die Bodenfeuchte) oder ergeben sich allein aus den physikalischen Prozessen des Modells (z.B. das Wolkenflüssigwasser).

Bestimmung der FG-Fehlerkorrelationen und Standardabweichungen

Die FG-Fehler und deren Korrelationsmuster werden aus statistischen Vergleichen der Modellfelder gegen Beobachtungen (z.B. RS) abgeleitet (z.B. Hollingsworth und Lönnerberg, 1986, Lönnerberg und Hollingsworth, 1986). Die gefundene Struktur wird dann durch Funktionen (Korrelationsmodelle) angenähert. Wesentlich für das Resultat der Analyse ist die relative Größe der Fehler von FG und OBS (σ_B , σ_O), da sie die Wichtung der jeweiligen Information bestimmen. In Hinsicht auf die zu erwartende Genauigkeit der Analyse ist es sicherer, den FG-Fehler σ_B zu überschätzen als zu unterschätzen (Daley, 1991, S.146).

Filtereigenschaften des Analysealgorithmus'

Jeder Analysealgorithmus ist neben einem Operator, der Beobachtungen interpoliert, auch ein Filter, der aus den Beobachtungen die Signale der meteorologischen Skalen herausfiltern soll. Gleichzeitig sollen die Meßfehler und Informationen auf zu kleiner Skala (im Vergleich zur möglichen maximalen Auflösung durch das Modell) jedoch unterdrückt werden. Die Filtereigenschaften eines Algorithmus können für idealisierte Beobachtungsnetze analytisch untersucht werden (siehe Daley, 1991, für entsprechende Analysen der OI und der SCM). Sowohl für die OI als auch für die SCM bestimmen die vorgegebenen Korrelations- bzw. Gewichtsfunktionen und die Fehlergrößen von FG und OBS die Eigenschaften des Filters. OI und SCM wirken i.a. als Low-Pass Filter, d.h. unterdrücken kleinskalige (hochfrequente) Informationsanteile der OBS,

während niederfrequente Signale in die Analyse eingehen. Das genaue spektrale Verhalten hängt jedoch von vielen Faktoren ab, u.a. vom zugelassenen Anteil an Ageostrophie und Divergenz in den Korrelationen, aber ganz entscheidend vom Beobachtungsnetzwerk selbst. So entscheidet z.B. die Stationsverteilung und Dichte des zur Verfügung stehenden diskreten Netzes über die höchste durch die Beobachtungen auflösbare Frequenz (Nyquist-Frequenz). Die realen Eigenschaften eines vorhandenen Netzes können aber nur durch numerische und statistische Untersuchungen festgestellt werden (vgl. Daley, 1991). Interessant für die Anwendung der SCM ist, daß im Iterationsprozeß die größeren Skalen schneller konvergieren, so daß durch sukzessive Verkleinerung der Radien der Gewichtsfunktionen eine Analyse von zunehmend kleinskaligerer Beobachtungsinformation erreicht werden kann.

Datenqualitätskontrolle

Für eine erfolgreiche Analyse ist natürlich wesentlich, die Verwendung von möglichst exakten Beobachtungen sicherzustellen. Dazu werden alle Beobachtungen einer Qualitätskontrolle unterzogen, die i.a. aus zwei Schritten besteht: Zunächst werden die Beobachtungswerte mit dem FG verglichen, um z.B. grobe Übertragungsfehler aufzudecken. Der zweite Schritt verwendet dann benachbarte Beobachtungen für eine gegenseitige Kontrolle (z.B. Vergleich der Beobachtungswerte gegenüber einer vorläufigen Analyse), um größere Meßfehler zu entdecken.

Zeitlicher Ablauf der Datenassimilation

Während z.B. im Kalman-Filter oder in der 4DVAR die Beobachtungen zu ihrem Beobach-

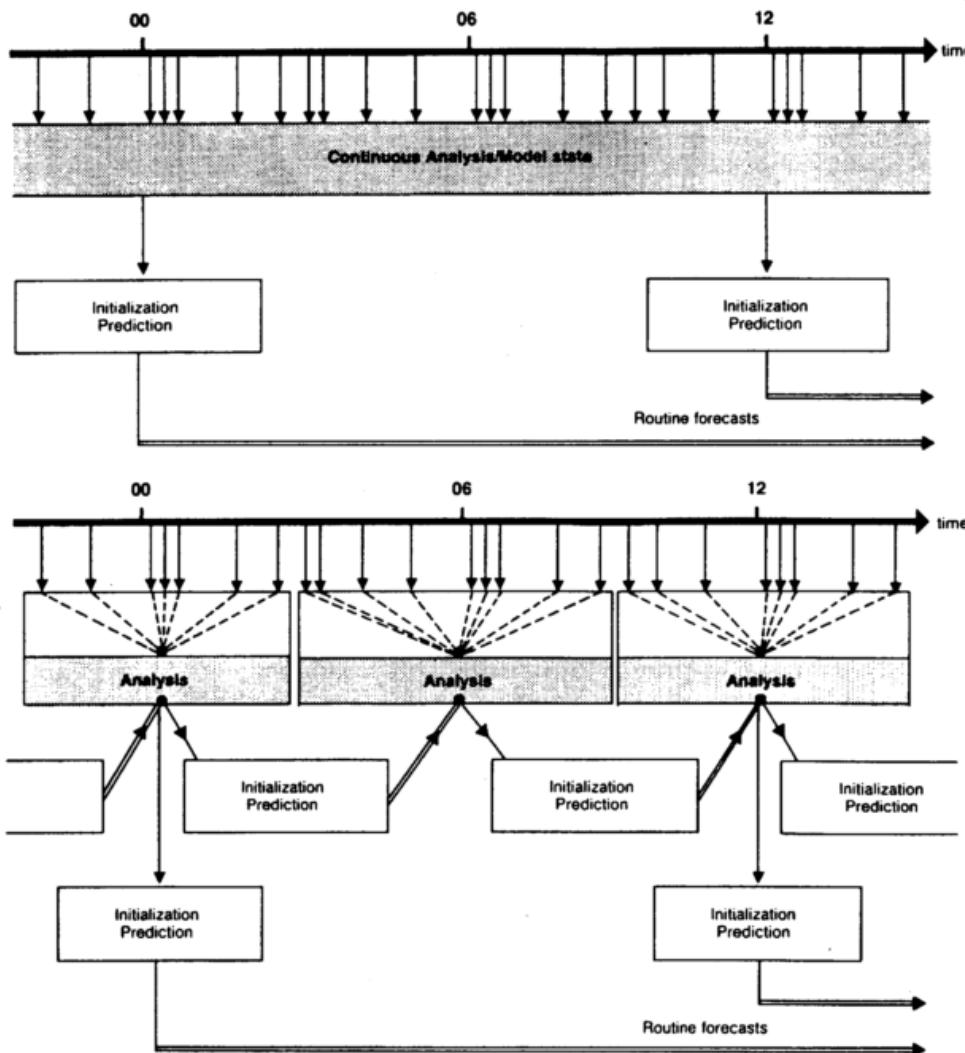


Abb.II.9: Schematische Diagramme der 4-dimensionalen Datenassimilation; (aus Daley, 1991).

a) kontinuierlich,

b) intermittierend.

tungszeitpunkt verwendet werden, d.h. eine kontinuierliche Einspeisung in den Assimilationslauf möglich ist, werden die OI und SCM i.a. nicht kontinuierlich, sondern zu festen Analysezeitpunkten angewendet. Verwendet werden dann alle Beobachtungen, die in einem gewissen Zeitfenster (z.B. $\pm 3h$) um den Analysezeitpunkt herum vorliegen. Da zur Anpassung des Modells an den atmosphärischen Zustand aber dennoch die Beobachtungen einer längeren Zeitspanne eingehen sollen, wird die Datenassimilation mehrfach wiederholt (z.B. in 6h-Intervallen). Jeder einzelne "Assimilationszyklus" enthält dabei die Etappen Analyse mit Datenkontrolle, Initialisierung und Erstellung einer Kurzfristvorhersage (zur Erstellung des FG für die nächste Assimilation). Die in den einzelnen Assimilationszyklen genutzte Information wird durch die Modellintegration weitertransportiert, so daß auch bei dieser "intermittierenden" Assimilation die Modelltrajektorie über einen gewissen Zeitraum an die Realität geführt wird und nach z.B. 24 h eine endgültige Analyse für einen längeren Zeitraum bereitsteht. Beide Arten der 4-dimensionalen Assimilation sind in **Abb.II.9** dargestellt. Während die intermittierende Assimilation für synoptische Daten gut geeignet ist, führt sie für asynoptische Daten, wie Satellitendaten, zu Schwierigkeiten aufgrund der Phasendifferenz zwischen Modell und Beobachtung. Dies kann teilweise durch eine zusätzliche zeitliche Interpolation der Modellfelder auf die entsprechende Beobachtungszeit ausgeglichen werden.

Initialisierung

Bei der Einspeisung einer Analyse ins Modell muß darauf geachtet werden, daß die Felder die Balancen im Modell erfüllen, da sonst Schwerewellen auftreten, die nicht der Realität entsprechen und das Integrationsresultat ganz empfindlich (zer-) stören können (vgl. z.B. Daley, 1991, Kap.6-11). Durch die Vorgabe von dynamischen Zusammenhängen im Analysealgorithmus selbst ist zwar schon ein gewisses Maß an Balance gewährleistet, aber eine zusätzliche sogenannte Initialisierung, die hochfrequente Wellen aus den analysierten Feldern entfernt (und dabei die Analyse möglichst wenig verändern sollte), verhindert das Auftreten von störenden Schwerewellen in den ersten Integrationsstunden. Es gibt diverse Verfahren zur Initialisierung (wie Normal Mode Initialisation, variationelle Verfahren, dynamische Initialisierung), auf die hier aber nicht näher eingegangen werden soll, da es den Rahmen der Arbeit sprengen würde.

II.2.2 Assimilation von Satellitendaten

Durch die im Vergleich zu konventionellen Daten hervorragende Abdeckung mit global homogenen Beobachtungen bieten Satellitendaten eine außerordentliche Chance, Analysen zu verbessern. Dies gilt besonders in sonst kaum oder gar nicht erfaßten Regionen wie der SH und den Ozeanen. Hier soll ein kurzer Überblick über die derzeit verfügbaren und in der Datenassimilation genutzten Satellitendaten (siehe auch McGrath, 1993) gegeben werden. Dabei wird auf die daraus abgeleiteten atmosphärischen Parameter (genannt Retrievals) mit ihren spezifischen Möglichkeiten und Problemen eingegangen, um die in dieser Arbeit durchgeführten Tests zur Assimilation von SSM/I-Daten in einen größeren Zusammenhang zu stellen.

TOVS-Daten und Retrievals

Der TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) besteht aus drei passiven Radiometern, die

auf den polarumlaufenden Satelliten der NOAA Serie seit 1978 fliegen (Smith et al., 1979) und die Erde im Infrarot(IR)- und Mikrowellenbereich (MW) des elektromagnetischen Spektrums abtasten, unterstützt durch einen Kanal im sichtbaren Bereich (VIS). Aus den Messungen können Vertikalprofile der Temperatur und der Feuchte und auch zusätzliche Parameter wie die Oberflächentemperatur, der effektive Bedeckungsgrad und die Temperatur der Wolkenoberkante und Wolkenhöhe abgeleitet werden.

Besonders die Temperaturprofile stellen über den Ozeanen eine wertvolle Informationsquelle dar und werden seit langem weitverbreitet zur Assimilation in numerische Modelle verwendet. Mit zunehmender Verbesserung der Modelle ging allerdings der zunächst positive Einfluß auf die Analyse- und Vorhersagequalität zurück und Studien der letzten Jahre zeigten zwar einen positiven Einfluß auf der datenarmen SH, aber nur neutrale oder sogar negative Auswirkungen auf die Vorhersagequalität auf der NH (z.B. Andersson et al., 1991; Mo et al., 1995). Diese Studien nutzten die operationell erstellten Retrievals des National Environmental Satellite Data and Information Services (NESDIS). Sie sind in unterschiedlichen horizontalen Auflösungen (500, 250 und 120 km) verfügbar. Studien vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und vom australischen Bureau of Meteorology (BoM) ergaben aber keinen merkbaren Qualitätsunterschied der Vorhersagen, die Retrievals mit 500 bzw. 250 km Auflösung nutzten (Böhm et al., 1995; Hart et al., 1993). Auch mit anderen Algorithmen erstellte Retrievals hatten keinen positiven Einfluß auf Vorhersagen für die NH (z.B. Flobert et al., 1991). Als Hauptproblem bei der Verwendung der Daten wird die geringe vertikale Auflösung der Retrievalprofile angesehen, die nur Information über Mitteltemperaturen in etwa 7 dicken Schichten zwischen 1000 hPa und 10 hPa enthalten. Gegenüber scharfen Temperaturgradienten, wie sie in der Grenzschicht oder an der Tropopause häufig vorkommen, ist der Sensor dagegen "blind". Ferner ist das Inversionsproblem (d.h. die Bestimmung der Profile aus den gemessenen Radianzen) nicht eindeutig lösbar, so daß zur Ableitung der Retrievals zusätzliche Informationen über den Zustand der Atmosphäre in Form von First Guess (FG)-Profilen verwendet werden. Durch diesen FG des Retrievalprozesses, der z.B. aus einer separaten Bibliothek mit Radiosondenprofilen gewählt ist, wird dem Modell bei einer Assimilation der Retrievals fremde Information mit unbekanntem Fehlercharakteristiken zugeführt, was in den statistischen Analyseverfahren nicht gut handhabbar ist. Als vorteilhafter haben sich daher Retrievals herausgestellt, die den FG dem assimilierenden Modell entnehmen (sogenannte 'interaktive' Retrievals). Eyre et al. (1993) erstellten Retrievals für das ECMWF-Modell mittels einer 1DVAR. Diese wurden dann mit dem operationellen OI Schema assimiliert und ergaben erstmals wieder auch für die NH einen leicht positiven Effekt, so daß seit 1992 (1994) 1DVAR-Retrievals am ECMWF operationell auf der NH (global) genutzt werden (McNally et al., 1995). Solche interaktiven Retrievals verwenden u.a. auch der britische Wetterdienst (UKMO; Gadd et al., 1995) und das National Centers for Environmental Prediction (NCEP, vormals National Meteorological Center, NMC; Reale, 1995). Voraussetzung für die Nutzung dieser Retrievalmethode zur Assimilation der TOVS-Daten ist ein schnelles und genaues Strahlungsübertragungsmodell. Dies ist notwendig, da in mehreren Iterationen aus den FG-Profilen Radianzen berechnet und mit den von TOVS gemessenen verglichen werden müssen, um die FG-Profile dann entsprechend anzupassen. Eine besonders sorgfältige Korrektur von Fehlern im Strahlungsübertragungsmodell ist für gute Retrievals notwendig (Eyre, 1992). Andere Wetter-

vorhersagezentren verwenden weiterhin NESDIS-Retrievals, so der DWD (Böhm et al., 1995), das BoM (Le Marshall et al., 1995), das Canadian Meteorological Center (CMC, Chouinard, 1995), oder erstellen eigene Retrievals wie z.B. in China (Dong et al., 1995). Die meisten großen Zentren arbeiten allerdings auf eine variationelle Assimilation direkt der gemessenen Radianzen in 3- bzw. 4-dimensionalen Form hin (vgl. Kap.II.2.1d; z.B. am ECMWF: Andersson et al., 1994; am NCEP: Reale, 1995).

Für die Nutzung der Feuchteinformation aus TOVS-Daten geht die Entwicklung in dieselbe Richtung: Illari (1989) zeigte zwar, daß die Feuchteretrievals von NESDIS trotz der geringen vertikalen Auflösung von 3 Schichten zwischen 1000 hPa und 300 hPa einen positiven Einfluß auf die Analysen haben, aber McNally und Vesperini (1995) erhielten mit dem 1DVAR-Schema bessere Ergebnisse als mit Assimilation der NESDIS-Produkte. Besonders vielversprechend war der Test zur direkten Nutzung der Radianzen innerhalb der 4DVAR von Andersson et al. (1994). Durch die Nutzung des numerischen Modells in der kontinuierlichen Assimilation wurde aus den Radianzen der feuchteempfindlichen TOVS-Kanäle auch Information über das Windfeld in den Tropen abgeleitet. Eine solche konsistente Interpretation der Information ist in der OI nicht möglich aufgrund der üblichen Trennung in multivariate Analyse des Massen- und Windfeldes und univariate Analyse des Feuchtefeldes.

Bisher werden bei Assimilation der Radianzen mittels variationeller Analyse bereits vorverarbeitete "cloud-cleared radiances" verwendet. Die Berücksichtigung des Wolkeneinflusses in der Strahlungsübertragungsrechnung führt zu stärkeren Nichtlinearitäten und auch die größere Unsicherheit in der Qualität der Wolkenverteilung im Modell-FG bereitet noch Schwierigkeiten bei der Nutzung der 'rohen' Radianzen (z.B. Gadd et al., 1995). Eine deutliche Qualitätssteigerung der Analysen wird in Zukunft durch die Weiterentwicklung der variationellen Assimilationsverfahren aber auch durch neue Meßinstrumente erwartet. In naher Zukunft steht der Advanced TOVS (ATOVS)-Sensor zur Verfügung, bei dem die Zahl der Kanäle im Mikrowellenbereich von 4 auf 20 erhöht wird (Klaes, 1995), was vor allem für Retrievals in bewölkten Situationen einen Vorteil bietet. Wu et al. (1995) testeten den Effekt der aus ATOVS-Daten abgeleiteten Feuchteprofile und des Wolkenwassergehaltes mit Simulationsexperimenten und erreichten die besten Resultate, wenn die bessere Feuchteinformation mit diabatischer Initialisierung (s.u.) und Initialisierung des Wolkenwassergehaltes verbunden wurde. In etwas fernerer Zukunft soll eine neue IR-Sensortechnik basierend auf interferometrischer Messung eingeführt werden, die bei etlichen 1000 Frequenzen mißt (zu vergleichen mit den 19 IR-Kanälen des TOVS). Diese neuen Instrumente werden durch die sowohl im MW- als auch IR-Bereich sehr zahlreichen Daten eine genauere und v.a. vertikal deutlich besser aufgelöste Information für Retrievals oder eine direkte Assimilation der Radianzen bereitstellen.

Windvektoren aus Messungen geostationärer Satelliten (SATOB)

Geostationäre Satelliten liefern bis ca $\pm 60^\circ$ Breite Bilder im VIS- und IR-Bereich; einige Satelliten haben noch einen zusätzlichen Kanal im Bereich der Wasserdampfabsorptionsbande bei 6.7 μm . Durch die sehr gute zeitliche Auflösung der Daten (etwa alle 30 min.) lassen sich aus der Verlagerung der Wolken- und auch Wasserdampfstrukturen Windvektoren bestimmen (z.B. Schmetz et al., 1993a,b; Laurent, 1993; Hayden et al., 1993). Probleme treten dabei auf, die Vektoren der korrekten Höhe zuzuordnen (Niemann et al., 1993), und ferner werden die hohen

Windstärken im Jetnievau häufig unterschätzt (Schmetz et al., 1993a). Dennoch sind die Vektoren aber wertvolle und weitverbreitet genutzte Daten für die Wettervorhersage (Kelly, 1993). Vor allem über den tropischen Ozeanen liefern sie Informationen über das Windfeld, das dort nicht wie in mittleren Breiten aus Druck- oder Geopotentialbeobachtungen abgeleitet werden kann.

Oberflächennahe Windvektoren aus ERS-Daten

Der European Research Satellite (ERS)-1 fliegt seit 1991 (ERS-2 seit 1995) auf polarumlaufender Bahn und trägt u.a. ein sogenanntes Scatterometer, das als aktives Radar die Rückstreuung der ausgesandten MW-Strahlung durch die Ozeanoberfläche mißt. Da der Wind über die Rauigkeit des Ozeans die Rückstreuung beeinflusst, kann die oberflächennahe Windstärke aus den Daten abgeleitet werden. Die Windrichtung erhält man durch Messungen unter drei verschiedenen Winkeln. Es verbleibt allerdings eine Unsicherheit von $\pm 180^\circ$ in der Windrichtung, die durch Zusatzinformation, z.B. aus einem numerischen Modell, ausgeschlossen werden kann. Da die Beobachtungen mit einer horizontalen Auflösung von 50 km mesoskalige Informationen in sonst unbeobachteten Regionen liefern, stellen sie eine interessante Datenquelle dar. Tests, die ERS-1 Vektoren ins OI Schema des ECMWF einspeisten (Hoffmann, 1993a), ergaben allerdings nur einen geringen Einfluß auf die Analysen, der sich in den Vorhersagen meist nur innerhalb der ersten 6-12 Stunden erhielt. Am DNMI führten Holmleid und Breivik (1995) eine Studie über die zu erwartenden Verbesserungen in Abhängigkeit der für die Analyse spezifizierten Retrievalgenauigkeiten und Korrelationen durch. Nach praktischen Testläufen, die einen geringen, aber positiven Einfluß auf die Vorhersagen ergaben, wurden ERS-1 Vektoren in die operationelle Analyse mit dem DNMI-Schema (vgl. Kap.III.2) eingeführt (Breivik, 1993). Auch an anderen Zentren, u.a. am UKMO, ECMWF und NCEP, wird der Einfluß der Daten mit unterschiedlichen Assimilationsmethoden untersucht (s. Hoffman, 1993b), und teilweise wurden sie in die operationelle Assimilation aufgenommen (z.B. am UKMO; Bell, 1994).

Wie für TOVS-Daten sind auch zur Analyse der Scatterometermessungen variationelle Methoden wahrscheinlich besser geeignet, da sie dem nichtlinearen Zusammenhang zwischen Wind und gemessenen Radianzen besser gerecht werden können (Hoffman, 1993b; Stoffelen, 1993). Noch wesentlicher erscheint aber das Problem, wie aus diesen nur an der Ozeanoberfläche vorliegenden "single-level data" konsistente Korrekturen auch höherer Atmosphärenschichten abgeleitet werden können. Die Studie von Thépaut et al. (1993) zeigte, daß mit der kontinuierlichen Assimilation in der 4DVAR diese Information durch die Verwendung des dynamischen Modells während der Assimilationsperiode vertikal weitertransportiert wird. Dadurch ergeben sich nicht-separable und von der meteorologischen Situation abhängige Analyseinkremente bzw. Korrelationsstrukturen, die sich deutlich von den in OI vorgegebenen, statischen Mustern unterscheiden.

Oberflächennahe Windstärke aus SSM/I-Daten

Aus den Messungen des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I, das seit 1987 auf polarumlaufenden DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) Satelliten fliegt, lassen sich oberflächennahe Windstärken (WS) über eisfreiem Ozean ableiten (s. Anhang B). Mit Studien zur Assimilation der Daten wurde erst relativ spät begonnen, was zum einen daran liegt, daß die

Daten nicht generell operationell verfügbar sind und zum anderen daran, daß die Retrievals keine Windrichtung enthalten. Am NMC bzw. NCEP wird die SSM/I-WS mit einem relativ einfachen Verfahren operationell in die statistische 3-dimensionale Analyse eingespeist (Goerss und Phoebus, 1992; Derber, 1993). Dazu wird den WS-Retrievals die Windrichtung zugeordnet, die sich aus einer lokalen 'Voranalyse' mit anderen verfügbaren Beobachtungen ergibt.

Für eine direkte Nutzung der WS sind (aufgrund des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen der beobachteten WS und den analysierten Windkomponenten (u,v)) insbesondere variationelle Methoden geeignet. So nutzten Atlas et al. (1996) SSM/I-Retrievals der WS zusammen mit konventionellen Schiffs- und Bojenbeobachtungen in einer variationellen Analyse des Bodewindes. In die zu minimierende Funktion bezogen sie neben dem Maß für den Abstand von den unterschiedlichen Beobachtungen auch "Glattheits"-Nebenbedingungen mit ein (die Differenzen Analyseinkremente in den Windkomponenten sollten glatt sein und möglichst geringe Vorticity und Divergenz aufweisen und die geschätzte Vorticitytendenz der Analyse gering sein). Das Ziel dieser Analyse war es, möglichst gute Windrichtungen zu analysieren, die dann zusammen mit der SSM/I-WS als ein Datensatz von 'SSM/I-Windvektoren' genutzt werden kann. Am ECMWF führte Phallipou (1996) als Vorstufe der Assimilation von SSM/I-Information eine Studie zu variationellen Retrievals des Feuchteprofils, der WS und des Wolkenflüssigwassers aus SSM/I-Daten durch. Das Retrieval erfolgt durch Berechnung der Radianzen, die sich für FG-Profile des ECMWF-Modells ergeben (mit Hilfe eines Strahlungsübertragungsmodells) und eine iterative Adjustierung der Profile, so daß die berechneten Radianzen mit den vom SSM/I beobachteten in Einklang stehen. Dieses Verfahren ergab in den Tests eine gute Retrievalqualität und stellt eine direkte Vorstufe dafür dar, direkt die SSM/I-Radianzen in das Modell zu assimilieren (vgl. Kap.II.2.1d) und damit unter anderem die darin enthaltene Information über die WS zu extrahieren.

Integrierter Wasserdampfgehalt, z.B. aus SSM/I-Daten

Zur Ableitung des integrierten Wasserdampfgehaltes (IWV) stehen verschiedene satellitengestützte Systeme zur Verfügung. Dazu gehören Messungen der meteorologischen Satelliten, zum einen im MW-Bereich (z.B. durch SSM/I und in Zukunft durch die Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM)), zum anderen im IR-Bereich (z.B. durch TOVS und den VISSR Atmospheric Sounder (VAS), der auf den GOES-Satelliten fliegt). Eine globale Abdeckung mit zeitlich kontinuierlicher Auflösung könnte ein Netz aus Global Positioning System (GPS)-Empfängern liefern. Denn aus einem Vergleich der Laufzeiten mehrerer Signale läßt sich ebenfalls der IWV ableiten. Um diese Datenvielfalt zu nutzen, haben sich in den letzten Jahren einige Studien damit beschäftigt, wie die Feuchteanalyse mit Hilfe der IWV-Daten verbessert werden kann. Dabei gibt es unterschiedliche Ansätze, die integrale Information vertikal umzuverteilen. Kuo et al. (1993) skalierten die FG-Feuchteprofile mit dem beobachteten IWV und assimilierten die resultierenden Profile mit einem Nudging-Verfahren. Ledvina und Pfaendner (1995) erstellten zunächst eine 2-dimensionale Analyse des SSM/I-IWV mittels der SCM (vgl. Kap.II.2.1.c) und skalierten dann die FG-Profile auf den Mittelwert zwischen analysiertem SSM/I-IWV und FG-IWV. Andere Studien nutzten IWV-Retrievals in einem 1-dimensionalen OI-Verfahren bzw. in 1DVAR, d.h. für eine lokale Adjustierung des IWV, wobei die vertikale Verteilung der Beobachtungsinkremente durch die vorgegebenen FG-Korrelationen bestimmt

wird (Filiberti et al., 1994; Wu und Derber, 1994; Deblonde et al., 1995). Aonashi und Shibata (1996) nutzten direkt statistische Korrelationen zwischen Modellfehlern im IWV und der relativen Feuchte jedes Niveaus. Zusätzlich verwendeten sie Regenflags aus SSM/I-Daten in der Analyse, um in Bereichen mit (ohne) Niederschlag die relative Feuchte über einen Schwellwert zu erhöhen (erniedrigen). Die direkte Nutzung der SSM/I-Radianzen wurde von Phallipou (1996) in variationellen Retrievals, bei denen die Vertikalverteilung ebenfalls auf Statistiken beruht, für gekoppelte Retrievals des IWV, der WS und des Wolkenwassergehaltes erfolgreich getestet. Diese Retrievals stellen eine direkte Vorstufe für die variationelle Assimilation der Radianzen dar. Während die meisten oben genannten Studien eine 1- oder 3-dimensionale Analyse durchführten, nutzten Thépaut et al. (1993) und Kuo et al. (1996) die Retrievals in einer 4DVAR. Während alle Studien einen positiven Einfluß der Daten feststellten (sei es auf die analysierten Feuchtestrukturen, die Positionierung von Fronten und Niederschlagszentren oder die Niederschlagswerte in Einzelfällen bzw. über längere Perioden), ist die 4DVAR in der Lage, die Vertikalverteilung der Feuchte auch bei einem schlechten FG gut zu analysieren und gleichzeitig die dynamischen Strukturen konsistent anzupassen.

Wolkeninformation aus AVHRR-Daten und Bildern geostationärer Satelliten

AVHRR-Daten werden zum Teil eingesetzt, um die Wolkenerkennung für TOVS-Retrievals zu verbessern (z.B. Csiszár, 1995; Chen, 1995). Tests für eine direkte Nutzung der Wolkeninformation aus in einem Analyseschema führte Kristjánsson (1992) durch, indem er einen aus AVHRR-Daten abgeleiteten Wolkenwassergehalt für die Initialisierung des Wolkenwassergehaltes im Modell verwendete. Dazu wurden Modellprofile des Wolkenwassergehaltes mit den 'Beobachtungen' skaliert und, wo nötig, ebenfalls die relative Feuchte entsprechend modifiziert. Die Anpassung der relativen Feuchte erwies sich dabei für die Verkürzung des Feuchte"spinup" als entscheidender als die Analyse des Wolkenwassergehaltes. Da die IR- und VIS-Bilder nur eine Einschätzung der Höhe der Wolkenoberkante über die gemessene "cloud top temperature (CTT)", aber keine Information über die Unterkante liefern, ist die Verwendung von zusätzlicher Information zur Ableitung der Wolkendicke oder Vertikalprofile des Wassergehaltes notwendig. Diese Information kann entweder wie bei Kristjánsson (1992) dem Modell selbst oder aber zusätzlichen Beobachtungen entnommen werden. Letzteres wird am UKMO verfolgt, wo Bilder des geostationären METEOSAT zusammen mit Radar- und Bodenmessungen in einem halb-automatisierten Verfahren verwendet werden, um Profile der relativen Feuchte abzuleiten, die dann in der Analyse für das mesoskalige Modell verwendet werden (Wright et al., 1993; Macpherson et al., 1996). Puri et al. (1993) und Young und Zack (1994) beschreiben Methoden, in denen Kollokationsdatensätze mit Feuchteprofilen von Radiosonden und CTT-Daten aus Bildern der geostationären GMS- bzw. GOES-Satelliten genutzt werden. Ausgehend von den Satellitendaten wird dann aus diesen Datensätzen Information über das Feuchteprofil entnommen und, teils zusammen mit Niederschlagsinformation aus Radardaten, in der Analyse verwendet.

Studien experimentellerer Art versuchten Information über die Bodentemperatur zu nutzen, die sich aus Satellitenmessungen im IR-Bereich ableiten läßt. McNider et al. (1994) adjustierten die Bodenfeuchte so, daß die modellierte Tendenz der Bodentemperatur mit der aus AVHRR-Daten abgeleiteten übereinstimmte. Lipton (1993) teilten dem Modell den Abschattungseffekt von

Wolken mit, indem sie die Bodentemperatur in klaren und bedeckten Gebieten aus GOES-Daten ableiteten und mittels einer nudging-Methode im Modell verwendeten.

Assimilation von Regenraten / diabatische Initialisierung

Die Freisetzung von latenter Wärme ist besonders für die tropische Zirkulation ein wesentlicher Prozeß. Aber auch für die Intensivierung von Systemen höherer Breiten kann die Wärmefreisetzung eine erhebliche Rolle spielen, z.B. für polare Mesozyklonen über den CISK-Mechanismus. Während die damit verbundenen Konvergenzmuster und Feuchtestrukturen häufig von Beobachtungen und auch von der Analyse kaum oder gar nicht erfaßt sind, können aus Satellitendaten abgeleitete Regenraten eine indirekte Information darüber liefern. So können z.B. Vertikalprofile der Freisetzung latenter Wärme ('Heizprofile') an die Regenraten angepaßt und in einem diabatischen Initialisierungsprozess oder in einem nudging Verfahren verwendet werden ('latent heat nudging'). Bei der 'physikalischen Initialisierung' (z.B. Krishnamurti et al., 1991) hingegen paßt man die Vertikalprofile der Feuchte und teils auch der Temperatur so an, daß die Konvektionsparametrisierung des Modells die beobachteten Regenraten reproduziert. Die Regenraten werden entweder aus IR-Daten geostationärer Satelliten (z.B. GOES, METEOSAT) oder aus Messungen im MW-Bereich (z.B. SSM/I oder auch Radar) abgeschätzt. Mathur (1995) und Puri et al. (1993) nutzten mit Hilfe von IR- Beobachtungen abgeleitete 'Heizprofile' in einem nudging Verfahren, während Manobianco et al. (1994) die 'Heizprofile' des Modells so skalierten, daß sie den Niederschlagsretrievals aus GOES- und SSM/I-Daten entsprachen. Sie erhielten für den Fall des Hurricanes Erica eine verbesserte Simulation des Bodendruckes und Niederschlages, was für denselben Fall auch in einem ähnlichen Experiment von Chang und Holt (1994) erzielt wurde. Raymond et al. (1995) gaben dem Modell 'Heizprofile' vor, die sie aus SSM/I-Retrievals unter Nutzung eines Wolkenmodells abgeleitet hatten. In allen Studien wird ein positiver Einfluß der Assimilation von Regenraten bzw. der Information über diabatische Heizprofile dokumentiert. Die Assimilationstests verbesserten die prognostizierten Regenraten und hatten auch eine Rückwirkung auf die dynamische Entwicklung des Modells, vor allem die Divergenzmuster.

Assimilation anderer Fernerkundungsdaten

Experimentelle Studien wurden auch bereits zu einer Reihe anderer Beobachtungen durchgeführt, darunter für Daten bodengestützter Fernerkundungssysteme wie z.B. für Doppler-Radar und RASS (Radar Acoustic Sounding System; Albers, 1995). Für die diversen Datentypen wird versucht, sie in die Analyse mit einem erweiterten Kalman-Filter oder mit variationellen Methoden einzubeziehen. Durch die Nutzung des dynamischen Modells in diesen Methoden kann auch bei komplexen Abhängigkeiten Information von beobachteten Größen auf andere Modellvariablen übertragen werden. So untersuchte z.B. Daley (1995) die Möglichkeit, mit einem 1-dimensionalen Kalman-Filter aus Beobachtungen von Konzentrationen chemischer Spurengase Informationen über das Windfeld abzuleiten. Fisher und Lary (1995) nutzten ein 4DVAR-Schema, um vom Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) beobachtete Spurengaskonzentrationen zu analysieren. Sie führten die Analyse allerdings entkoppelt vom dynamischen Modell nur für den chemischen Modellteil durch. In Zukunft bietet solch ein Verfahren aber eine, allerdings sehr rechenintensive, Möglichkeit, unterschiedlichste Beobachtungen für eine atmosphärische Analyse zu kombinieren.

III Das numerische Modell und Assimilationsverfahren des DNMI

Das in dieser Arbeit verwendete numerische Modell sowie das Analyse- und Assimilationsverfahren sind vom norwegischen Wetterdienst (DNMI) für den operationellen Vorhersagedienst entwickelt worden. Im Rahmen der Arbeit wurden beide Programmpakete am MIUB installiert; das Modell in Version 9 (genannt NORLAM), das Assimilationspaket in der Version von 1994. Bei der Installation und Anpassung des numerischen Modells konnte zum Teil auf Erfahrungen mit der bereits vorhandenen Version 5 zurückgegriffen werden (dort vorgenommene Modifikationen und Tests sind in Engels, 1995, dokumentiert); andere rechentechnische Veränderungen für die Nutzung am MIUB wurden neu vorgenommen. Zur Nutzung der Analyseprogramme war neben einigen Anpassungen vor allem die Erstellung von Vorverarbeitungsroutinen für die diversen am MIUB vorhandene Beobachtungsdatentypen notwendig, um diese dann in das Analyse-schema einspeisen zu können. Modell sowie Analyse- und Assimilationsverfahren für konventionelle Daten werden in den folgenden Abschnitten, zusammen mit den wesentlichsten vorgenommenen Veränderungen, beschrieben.

III.1 Modellbeschreibung des DNMI-Modells

Da eine ausführliche Modellbeschreibung der Grundlagen des adiabatischen Modells in Grønås und Hellvik (1982), Grønås et al. (1987) und der physikalischen Parametrisierungen in Nordeng (1986) zu finden ist, folgt hier von beidem nur eine kurze Darstellung zusammen mit Angaben der für die Simulationen gewählten Konfiguration.

Zugrundeliegende Gleichungen:

Das DNMI-Modell basiert auf den primitiven Gleichungen, die in hydrostatischer Näherung für geländefolgende σ -Koordinaten integriert werden.

Bewegungsgleichungen:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -\mathbf{V} \nabla_{\sigma} \mathbf{u} - \dot{\sigma} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} + \mathbf{f}_c \mathbf{v} - \frac{\partial \phi}{\partial x} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \mathbf{F}_u \quad (\text{III.1a})$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{V} \nabla_{\sigma} \mathbf{v} - \dot{\sigma} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \sigma} - \mathbf{f}_c \mathbf{u} - \frac{\partial \phi}{\partial y} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + \mathbf{F}_v \quad (\text{III.1b})$$

Hydrostatische Gleichung:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial \sigma} \quad (\text{III.2})$$

Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_{\sigma} (\mathbf{V} p^*) + p^* \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0 \quad ; \quad p^* = p_s - p_T \quad (\text{III.3})$$

1. Hauptsatz:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\underline{V} \nabla_{\sigma} \theta - \dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \frac{1}{\pi} (LQ_{\text{COND}} - LQ_{\text{E}} + Q_{\text{RAD}} + F_{\theta}) \quad (\text{III.4})$$

Wasserdampfhaushalt:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\underline{V} \nabla_{\sigma} q - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} - Q_{\text{COND}} + Q_{\text{E}} + F_q \quad (\text{III.5})$$

Flüssigwasserhaushalt:

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = \quad \quad \quad + Q_{\text{COND}} - Q_{\text{E}} - P + F_{q_w} \quad (\text{III.6})$$

mit den Definitionen für die Vertikalkoordinate σ und den Exner-Druck π :

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_s - p_T} ; \quad p_T = 100 \text{ hPa} \quad (\text{III.7})$$

$$\pi = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \quad (\text{III.8})$$

Die unabhängigen Variablen sind die Horizontalkoordinaten x, y , die Vertikalkoordinate σ und die Zeit t ; ∇_{σ} ist der Horizontalgradient auf σ -Flächen. Die prognostischen Variablen sind die Komponenten (u, v) des Horizontalwindes \underline{V} , der Bodendruck p_s , die potentielle Temperatur θ , die spezifische Feuchte q sowie der Flüssigwassergehalt q_w . Hinzu kommen noch die prognostischen Variablen des Bodenmodells für die Oberflächen- und Bodentemperatur und den Bodenfeuchtegehalt (siehe unten). Zusätzlich zu den prognostischen Variablen werden in jedem Zeitschritt die verallgemeinerte Vertikalgeschwindigkeit $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$ (aus der Kontinuitätsgleichung) und das Geopotential ϕ diagnostiziert. Die Konstanten L, R, c_p entsprechen der üblichen Notation, p_s und p_T bezeichnen den unteren und oberen Modellrand, f_c ist der von der Gitterposition abhängige Coriolisparameter. Die F-Terme stellen die Divergenz der vertikalen turbulenten Flüsse der Grenzschicht und andere subskalige Diffusion dar, Q_{RAD} ist die Strahlungsbilanzdivergenz, Q_{COND} die (großskalige und konvektive) Kondensationsrate, Q_{E} die Verdunstungsrate und P die Regenrate. Eine knappe Beschreibung der jeweiligen Parametrisierungen folgt unten.

Diskretisierung

Diskretisierung und Integrationsverfahren: Die Diskretisierung der Gleichungen erfolgt horizontal auf einem polarstereographischen Arakawa-D Gitter (dadurch erscheint bei den horizontalen Ableitungen in (III.1) bis (III.6) ein zusätzlicher positionsabhängiger Maßstabsfaktor m), vertikal auf 'gestaggerten' σ -Flächen, jeweils mit zentrierten Differenzen. Für die Zeitintegration wird ein Leapfrog-Schema verwendet. Zusätzlich sorgt ein Asselin-Zeitfilter für eine

bessere Kopplung der Felder der beiden Zeitschrittfolgen.

Vertikale Auflösung: Vertikal erstreckt sich das Modellgebiet bis $p_T=100$ hPa und wird mit 30 σ -Flächen erfaßt. Ihre Verteilung in Druckkoordinaten zeigt **Abb.III.1**. Etwa die Hälfte der Flächen liegt in der unteren Troposphäre unterhalb 850 hPa, um eine gute Auflösung der oft flachen Mesozyklonen zu erreichen. Die unterste atmosphärische Modellfläche befindet sich etwa 30 m über der Boden- bzw. Meeresoberfläche.

Horizontales Gitter und Nesting: Als horizontale Auflösung wurden für die Simulationen i.a. Maschenweiten von 50 km und 25 km gewählt. Da es sich um ein Limited Area Model (LAM) handelt, ist an den Rändern eine Einpassung in vorgegebene Randwerte, ein sogenanntes Nesting, notwendig.

Für Simulationen mit 50 km Auflösung (LAM50) dienen dazu Analysefelder des ECMWF (interpoliert auf die 50 km Auflösung); für Simulationen mit höherer Auflösung, z.B. LAM25, werden dann Felder aus einem vorherigen Lauf des LAM50 verwendet (Nesting des Modells in sich selbst). Um einen kontinuierlichen Übergang der Modellfelder zu den Randwerten zu gewährleisten, werden in einer Randzone von 6 Gitterpunkten die Tendenzen beider Felder mit Hilfe einer tanh-Funktion gewichtet. Am Oberrand p_T gilt die Bedingung $\dot{\sigma}=0$. Die verwendeten Ausschnitte des LAM50 und des darin liegenden LAM25, die jeweils $121 \cdot 97$ Gitterpunkte und damit Gebiete von ca. $6050 \cdot 4850 \text{ km}^2$, bzw. $3025 \cdot 2425 \text{ km}^2$ abdecken, sind in **Abb.III.2** für das Gebiet des Weddellmeeres (Antarktis) und des nördlichen Atlantik (Arktis) dargestellt.

Das Nesting kann sowohl mit Hilfe von Feldern auf p-Flächen als auch auf σ -Flächen geschehen. Erstere werden bei Übernahme der ECMWF-Felder verwendet, letztere jedoch beim Nesting des LAM in sich selbst, da die höhere Zahl der σ -Flächen die Vertikalstruktur der Atmosphäre besser weitergeben kann, was insbesondere für die Grenzschichtstrukturen von Vorteil ist. Weiterhin besteht in Version 9 die Möglichkeit, beim Nesting des LAM in sich selbst zum Start des Laufes mit höherer Auflösung zusätzlich die Bodenfelder mittels Interpolation aus dem Lauf mit gröberem Gitter zu übernehmen. Dies betrifft die Temperatur an der Oberfläche und in der mittleren Bodenschicht (T_S bzw. T_D) sowie die Bodenfeuchte. Mit der alten Modellversion 5, die diese Option nicht enthielt, waren bereits Tests dazu durchgeführt worden. Simulationen mit und ohne Übernahme der Bodenfelder ergaben, daß die für den Aufbau eines Gleichgewichts zwischen Atmosphärenunterrand und Bodenmodell (Einstellung eines nahezu zeitkonstanten T_S -Feldes) benötigten ca. 6 Integrationsstunden vermieden werden, wenn beim Nesting T_S mit übergeben wird (nicht dargestellt). Die in Version 9 bei Übernahme von T_S und T_D ebenfalls durchgeführte Korrektur für Differenzen in der Höhe der Gitterpunkte (aufgrund

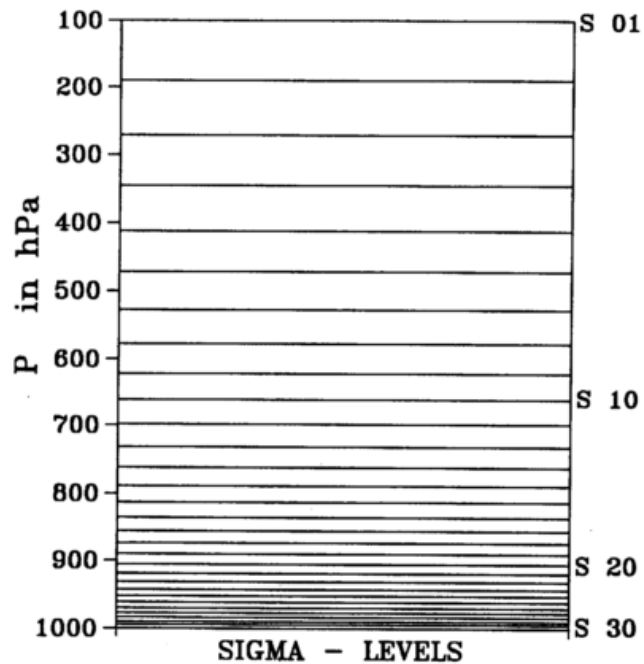


Abb.III.1: In den Simulationen genutzte Verteilung der σ -Flächen in Druckkoordinaten (die σ -Flächen 1, 10, 20, 30 sind bezeichnet).

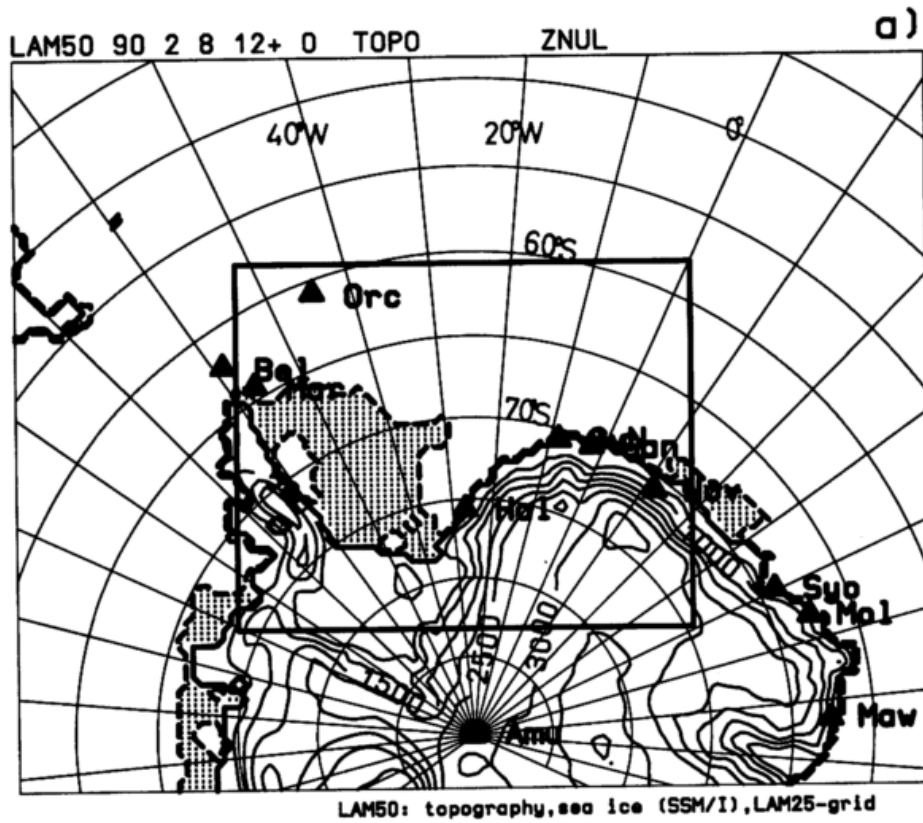
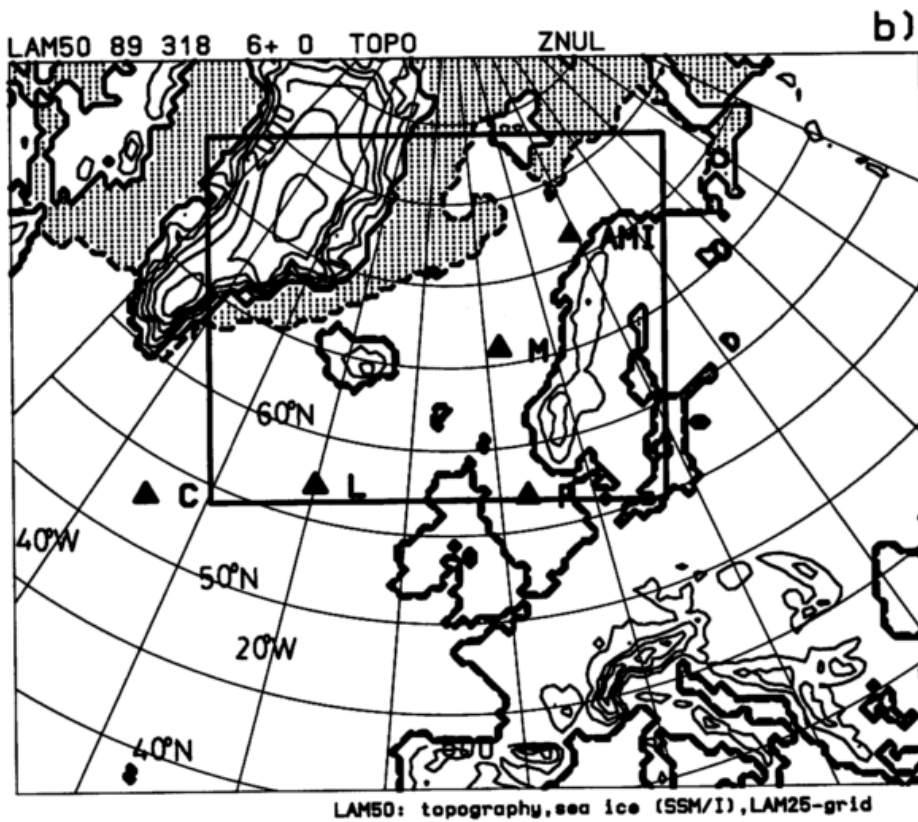
a) Antarktis,
SH;b) Arktis,
NH.

Abb.III.2: In den Simulationen genutzte Ausschnitte des LAM50 Modellgitters mit Landmaske (dicke durchgezogene Linie), Orographie (dünne Isolinien alle 500 m), Meereis (aus SSM/I-Daten, schraffiert), Lage des genesteten LAM25 (schwarzes Rechteck) und geographischem Gitter (5°Lat, 10°Lon); Dreiecke markieren synoptische Stationen (SH) bzw. Wetterschiffe (NH).

unterschiedlich guter Auflösung der Topographie) ist für diese Verkürzung der Einschwingphase des Modells von untergeordneter Bedeutung (nicht dargestellt).

Physikalische Parametrisierungen

Grenzschicht: Die turbulenten Vertikalflüsse der Prandtl-Schicht sind mit einem Schema nach Louis (1979), das auf der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie beruht, parametrisiert. Für die darüberliegende Ekman-Schicht wird ein K-Ansatz verwendet; K hängt von Stabilität und Windscherung ab.

Horizontale Diffusion und Dissipation: Die horizontale Diffusion und Dissipation sind im Modell nicht explizit parametrisiert, sondern nur implizit numerisch gegeben. Das geschieht durch das Zeitintegrationsschema mit Asselin-Filter und die Anwendung eines räumlichen Shapiro-Filters. Dabei wird ein Shapiro-Filter 4.Ordnung auf die Felder u , v , θ , q auf allen σ -Flächen angewendet (z.B. alle drei Integrationsstunden). Zusätzlich ist ein in der Stärke adjustierbarer Shapiro-Filter 2.Ordnung vorhanden, der jeden Zeitschritt wirkt und so eingestellt werden kann, daß er die Amplitude von $2\Delta x$ -Wellen nach einer gewählten Integrationszeit auf einen Betrag von $1/e$ dämpft. Seine Stärke nimmt vertikal über die obersten 10 σ -Flächen so zu, daß am Modelloberrand die $2\Delta x$ -Wellen in jedem Zeitschritt eliminiert werden. In den hier gezeigten Simulationen wurde im LAM50 nur der adjustierbare Shapiro-Filter für die obersten 10 σ -Flächen verwendet. Im LAM25 glättet sowohl der Shapiro-Filter 4.Ordnung (alle drei Integrationsstunden) als auch der adjustierbare Shapiro-Filter mit einer $1/e$ -Zeit von 30 min. auf den σ -Flächen 20-30.

Bodenmodell: Während über dem eisfreien Meer die Oberflächentemperatur T_s konstant ist, ergibt sie sich über Land und Eis aus der Energiebilanzgleichung, in die neben der Strahlungsbilanz und den turbulenten Flüssen fühlbarer und sensibler Wärme der Bodenwärmestrom eines Zweischicht-Bodenmodells (mit prognostischen Gleichungen für T_s an der Oberfläche und T_D in 0.4 m Tiefe) eingeht. Die 'klimatologische Tiefentemperatur' T_{CDST} in 0.8 m Tiefe wird als zeitlich konstantes Randparameterfeld vorgegeben (s.u.). Da der Fluß latenter Wärme in der Grenzschicht von der Bodenfeuchte abhängt, beinhaltet das Bodenmodell ebenfalls eine prognostische Diffusionsgleichung für den Wassergehalt an der Erdoberfläche, der von Regenrate, Verdunstung, und Abfluß (geregelt durch einen maximalen Feuchtegehalt) abhängt. Schneebedeckter Untergrund, also auch Meereis, werden als wassergesättigt betrachtet.

Feuchte, Kondensation, Verdunstung, Konvektion: Die Verteilung des Wasserdampfes (als spezifische Feuchte q) und Flüssigwassergehaltes (als spezifische Feuchte q_w des Flüssigwassers) in der Atmosphäre werden mittels eigener prognostischer Gleichungen (III.5, III.6) berechnet. Für den Flüssigwassergehalt werden aber nur Quellen und Senken, jedoch keine Horizontaladvektion berücksichtigt. Prognostische Gleichungen für eine Schnee- oder Eisphase sind im Modell nicht enthalten. Kondensation tritt bei Überschreitung eines Schwellwertes der relativen Feuchte ein (großskalige Bewölkung). Vorhandenes Wolkenwasser verdunstet entsprechend bei der Unterschreitung des Schwellwertes, wobei jeweils die Enthalpie erhalten bleibt. Die Unterschiede zwischen Kondensations- und Gefrierwärme bei Phasenumwandlungen oberhalb bzw. unterhalb des Gefrierpunktes sind dabei berücksichtigt. Konvektion (kleinskalige/subskalige Bewölkung) ist mit einem Kuo-Schema (1965) parametrisiert, das abhängig von der vertikalen Stabilität Konvektion

diagnostiziert und dann die Feuchte q und Temperatur T der vertikalen Säule entsprechend der Feuchtadiabaten der Wolkenbasis adjustiert. Die Temperatur erhöht sich entsprechend der freiwerdenden Kondensationswärme (Enthalpieerhaltung), der konvektive Vertikaltransport fühlbarer Wärme durch die Konvektion wird in diesem Schema jedoch nicht berechnet. Berücksichtigt ist aber, daß die konvektiven Wolken eventuell nicht den ganzen Gitterpunkt überdecken. Hierzu wird zunächst ein Bedeckungsgrad (abhängig vom Gesamtfeuchteangebot der instabilen Schichten der Säule) diagnostiziert, um dann die Werte q und T der Wolke und der Umgebung entsprechend zu wichten.

Niederschlag: Flüssigwasser fällt als Niederschlag (je nach Temperatur als Regen bzw. als Schnee) aus, wenn ein Schwellwert für q_w überschritten oder eine Grenztemperatur in der Wolke unterschritten wird. Der Niederschlag kann dann in tieferen Schichten, abhängig vom dortigen Sättigungsdefizit, auch wieder verdunsten. Der Vorgang erfolgt instantan. Unterhalb der Schwellwerte wird Wolkenwasser gespeichert und kann, sofern keine konvektive Aktivität vorliegt, bei Untersättigung wieder verdunsten. Ferner wird in der Niederschlagsparametrisierung explizit die Eisphase in Form des Findeisen-Prozesses berücksichtigt, so daß bei Schneefall aus höheren Schichten die Anlagerung von Wolkenwasser effektiver erfolgt als bei einer reinen Wasserphase.

Wolken: Die aktuelle Bewölkung wird für jeden Zeitschritt als Bedeckungsgrad für vier Niveaus (300 hPa, 500 hPa, 850 hPa und 1000 hPa, d.h. Nebel) diagnostisch aus der relativen Feuchte (Schwellwerte für jedes Niveau) bestimmt; bei instabiler Schichtung nahe der Erdoberfläche können jedoch keine Wolken auftreten. Zusätzlich wird der Bedeckungsgrad abhängig von der Vertikalgeschwindigkeit ω erhöht, sofern diese einen Schwellwert unterschreitet.

Strahlung: Im langwelligen Bereich wird die Strahlungsübertragungsgleichung approximiert, indem der Effekt von CO_2 und H_2O je Schicht mit ihrer effektiven Gesamtemissivität über das gesamte langwellige Spektrum berücksichtigt wird. Eine vollständige Berechnung erfolgt nur einmal je Simulationsstunde für die wolkenfreie Atmosphäre. In jedem Zeitschritt kann dann eine schnellere Rechnung unter Berücksichtigung der aktuellen Temperatur und Bedeckungsgrade der Schichten (mit zugeordneten Emissivitäten) durchgeführt werden. Im kurzwelligen Bereich werden Jahreszeit und Tagesgang, sowie Streuung in der klaren Atmosphäre, Wasserdampfabsorption und Extinktion durch Wolken (Bedeckungsgrad in drei Niveaus) berücksichtigt.

Eingabefelder für das LAM

Die Modellsimulation erfordert neben der Vorgabe der atmosphärischen Anfangs- und Randfelder ebenfalls Parameter, die die Randbedingungen an den einzelnen Gitterpunkten charakterisieren. Diese werden in Form von Randparameterfeldern für das jeweilige Modellgitter bereitgestellt. Die Modell-Inputfelder sind damit im einzelnen:

Atmosphärische Initial- und Randfelder: Felder des Geopotentials, ϕ , der Windkomponenten u , v , und der relativen Feuchte, rh , werden aus globalen ECMWF-Analysen (mit Auflösungen von 2.5° , 1.5° und 1.125° auf 7-14 Standarddruckflächen) mittels Projektion und Interpolation (auf das Gitter des LAM50 und 11 p-Flächen) erstellt. Im Modell erfolgt dann die vertikale Interpolation auf die σ -Flächen. Für Simulationen höherer Auflösung dienen die Ausgabefelder des LAM50 (s. horizontales Gitter und Nesting).

Topographie: Für die Simulationen im Bereich der Antarktis wird die Höhe der Topographie durch Interpolation der in $1/6^\circ$ Auflösung vorliegenden US-Navy Topographie für jeden Gitter-

punkt bestimmt und auf einen maximalen Neigungswinkel von 1.25° geglättet. Für die Simulationen auf der NH wird ein Topographiedatensatz mit $1/12^\circ$ Auflösung verwendet (NOAA, 1995). Darstellungen für das LAM50 finden sich in **Abb.III.2**.

Oberflächentyp: Die Angabe des Oberflächentyps (offenes Meer, Meereis, schneebedecktes Land und freies Land, evtl. mit verschiedenen Bewuchsklassen) ist zur Festlegung des Oberflächenrauigkeitsparameters z_0 (siehe **Tab. III.1**) notwendig. Der Ober-

	z_0	Albedo (NH/SH)
Wasser	Charnock Relation (min.: 10^{-5} m)	0.15 / 0.1
Meereis	10^{-2} m	0.6 / 0.8
Schnee/Kontinentaleis	10^{-4} m	0.6 / 0.9
schneefreies Land	0.3 m	0.15 / 0.15

Tab.III.1 Oberflächenrauigkeit z_0 und Albedowerte im Modell.

flächentyp wird, zusammen mit der Schneebedeckung, ebenfalls in der Albedoberechnung verwendet (vgl. Tab.III.1). Die Landmaske wird aus dem Topographiedatensatz abgeleitet. Für die hier diskutierten Simulationen ist die aktuelle Meereisbedeckung mit Hilfe von SSM/I-Beobachtungen (Retrievals nach Cavalieri et al. (1991), vgl. Kapitel IV.3) bestimmt.

Schneebedeckung: Die Schneebedeckung wird für die Berechnung der Albedowerte benötigt. Für Gebiete mit Meereis wird in den Simulationen immer eine Bedeckung von 100% angenommen. In der Antarktis gilt dies ebenfalls für den Kontinent, in der Arktis entsprechend auch für Grönland.

Klimatologische Tiefentemperatur: Die Tiefentemperatur T_{CDST} in 0.8 m Tiefe (für Landregionen) wird entweder den ECMWF-Analysen entnommen oder (falls in den Analysen nicht enthalten) unter Annahme adiabatischer Temperaturabnahme mit der Höhe aus der Topographie und einem monatsabhängigen Wert der Tiefentemperatur aus Messungen einer Küstenstation berechnet (nur für die Antarktis; siehe auch Engels, 1995).

SST: Die Meeresoberflächentemperatur für eisfreie Gebiete wird aus ECMWF-Analysen entnommen, aber auf ein Minimum von -1°C begrenzt, da in den Analysen ebenfalls unrealistische niedrigere Werte vorkommen. Für einige Fälle konnten zusätzlich Schiffsmessungen sowie SST-Retrievals aus AVHRR-Daten in wolkenfreien Regionen zur Bestimmung der SST hinzugezogen werden (Heinemann, 1995a).

Ausgabefelder des LAM

Zu frei wählbaren Simulationsstunden werden neben $\phi, \theta, u, v, \omega, q$ Feldern auf σ -Flächen ebenfalls $\phi, \theta, u, v, \omega, rh$ Felder interpoliert auf p-Flächen ausgegeben. Zusätzlich stehen p_s, T_s, T_D und etliche physikalische Felder (wie z.B. Strahlungsflußdichten, Bewölkung, akkumulierte Niederschlagsmengen, turbulente Grenzschichtflüsse, bodennahe Windvektoren) zur Verfügung. Basierend auf der Arbeit von Engels (1995) wurde in Version 9 ebenfalls die Option zur Berechnung der Vorticitybilanzgleichung eingeführt. Alle 3h können die Terme der Vorticitybilanzgleichung als 10 min. Mittelwerte auf p-Flächen abgespeichert werden.

III.2 Das Analyse- und Assimilationsverfahren des DNMI

Das DNMI-Analyseverfahren (Grønås und Midtbø, 1986) ist ein Kompromiß aus der rechenzeitsparenden SCM und der statistisch besseren OI (vgl. Kap.II.2.1b,c). Die folgenden Abschnitte stellen die wesentlichen im Algorithmus verwendeten Gleichungen vor und beschreiben einige Details zur Implementierung und Parameterwahl für diese Arbeit sowie mit dem Analyseschema durchgeführte Tests. Ausführlichere Darstellungen des Schemas finden sich in Grønås und Midtbø (1986), Claud et al. (1989) und Breivik (1993).

III.2.1 Theoretische Grundlagen des DNMI-Algorithmus

Das iterative Verfahren der SCM ((III.9), vgl. mit (II.15)), bei dem die FG-Werte an den Gitterpunkten 'g' korrigiert werden, ist um eine weitere iterative Gleichung (III.10) erweitert, welche die FG-Werte analog an den Beobachtungspunkten 'i' korrigiert. Ferner ersetzt (III.10) die horizontale Interpolation der FG-Felder zu den Beobachtungspunkten nach jeder Iteration v (außer zu Beginn bei $v=0$):

$$\mathbf{f}_{g,v+1}^a = \mathbf{f}_{g,v}^a + \underline{\mathbf{W}}_g^T (\mathbf{f}^o - \mathbf{f}_v^a), \quad \text{wobei} \quad \mathbf{f}_{g,0}^a = \mathbf{f}_g^b \quad \text{und} \quad \mathbf{f}_0^a = \mathbf{f}^b \quad (\text{III.9})$$

$$\mathbf{f}_{i,v+1}^a = \mathbf{f}_{i,v}^a + \underline{\mathbf{W}}_i^T (\mathbf{f}^o - \mathbf{f}_v^a), \quad \text{wobei} \quad \mathbf{f}_{i,0}^a = \mathbf{f}_i^b \quad (\text{III.10})$$

Die Notation entspricht der für die SCM eingeführten. Es treten nun zwei unterschiedliche Gewichtsvektoren $\underline{\mathbf{W}}_g$ und $\underline{\mathbf{W}}_i$ auf, welche die Beobachtungszinkremente jeweils an Gitterpunkten 'g' bzw. Beobachtungspunkten 'i' wichten. Es kann gezeigt werden, daß die Iteration mit geeigneter Wahl der Gewichte $\underline{\mathbf{W}}_g$ und $\underline{\mathbf{W}}_i$ nicht gegen die Werte der Beobachtungen (wie es für die gewöhnliche SCM der Fall ist), sondern gegen das Ergebnis einer OI konvergiert (Bratseth, 1986). Ebenso werden mit dieser Modifikation der SCM deren Nachteile behoben, daß OBS in Bereichen hoher Beobachtungsdichte innerhalb des Einflußradius zu viel Gewicht im Vergleich zu einzeln liegenden OBS bekommen (vgl. Daley, 1991, S.69), und daß unterschiedliche Beobachtungstypen mit unterschiedlicher Genauigkeit schwer zu kombinieren sind. Aufgrund dieser der OI entsprechenden Eigenschaften wird die Version der SCM hier mit SC/OI bezeichnet. Die Konvergenz erfolgt z.B. für folgende Wahl der Gewichtsvektoren $\underline{\mathbf{W}}_g$ und $\underline{\mathbf{W}}_i$:

$$\mathbf{W}_{gj} = \frac{\mathbf{B}_{gj}}{\mathbf{M}_j} \quad \mathbf{W}_{ij} = \frac{(\mathbf{B}_{ij} + \mathbf{O}_{ij})}{\mathbf{M}_j} \quad (\text{III.11})$$

Der Index 'j' bezeichnet dabei die Elemente für jede Beobachtung 'j'. Die Elemente der Gewichtsvektoren hängen von den FG- und OBS-Fehlerkovarianzmatrizen $\underline{\mathbf{B}}$ und $\underline{\mathbf{O}}$ zwischen Gitterpunkt 'g' und Beobachtungspunkt 'j' bzw. zwei Beobachtungspunkten 'i' und 'j' und von einem Gewicht \mathbf{M}_j ab. Die \mathbf{M}_j werden wiederum in Abhängigkeit der Kovarianzen der FG- und OBS-Fehler bestimmt, so daß sie sowohl die Verteilung und Dichte der OBS als auch die Standardabweichungen σ_B und σ_O berücksichtigen (vgl. Bratseth, 1986). Wesentlich für die Praxis ist, daß die \mathbf{M}_j nur von den Beobachtungspunkten abhängen. Daher müssen sie nicht für jeden Iterationsschritt neu berechnet werden, sondern nur einmal zu Beginn der Analyse, wenn der für den Analysezeitpunkt verfügbare Satz an OBS bekannt ist.

Analysierte Felder, genutztes Gitter

Die Analyse ist multivariat für das Geopotential ϕ und das Windfeld (u,v) und univariat für die relative Feuchte rh . Für die multivariate Analyse (z.B. für ϕ), enthält \underline{f}^o die ϕ , u , v Werte aller verfügbaren OBS um den betrachteten Gitterpunkt 'g'. Die Elemente der Fehlerkovarianzmatrix (B_{g_j} und B_{i_j}) sind entsprechend durch die Auto- und Kreuzkovarianzen ($C_B^{\phi\phi}$, $C_B^{\phi u}$, $C_B^{\phi v}$) der Felder gegeben (s.u.). Die Analyse wird auf dem Gitter des LAM50 und 11 Druckflächen von 1000 bis 100 hPa durchgeführt (vgl. Abschnitt III.2.2).

Kovarianzen der FG-Fehler

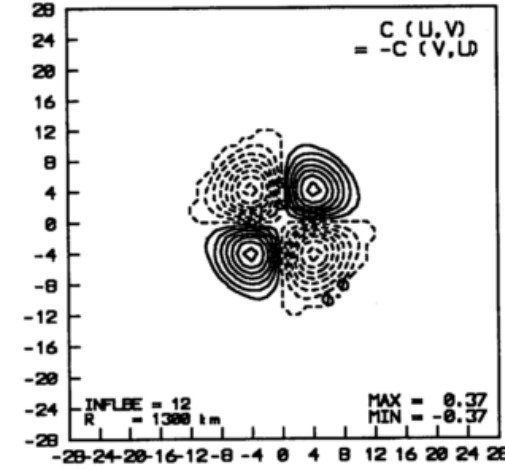
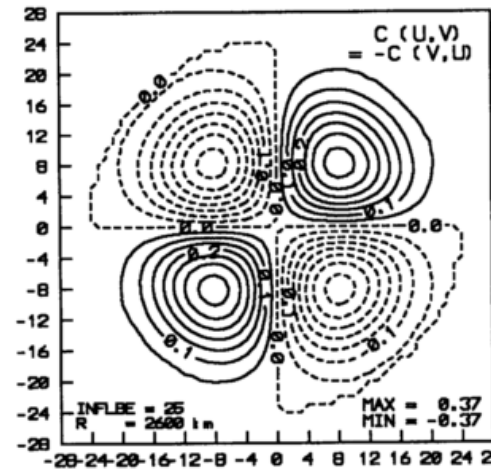
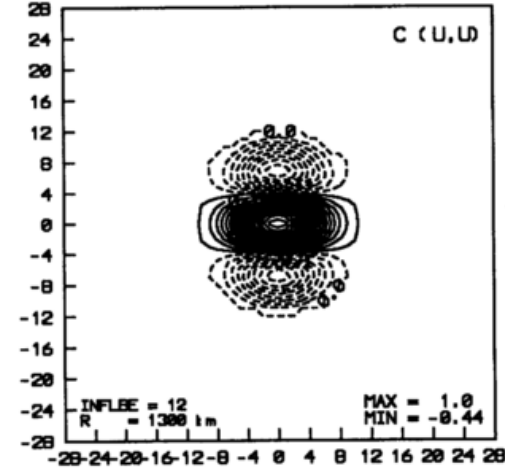
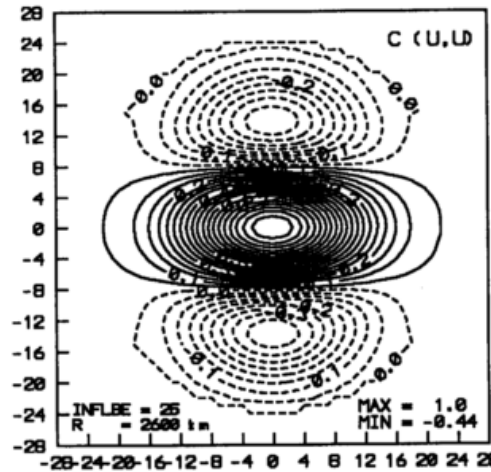
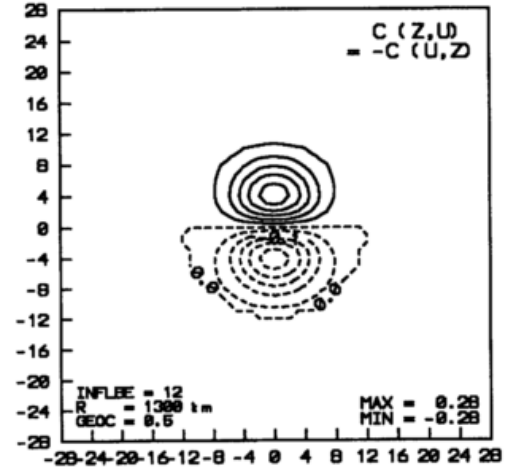
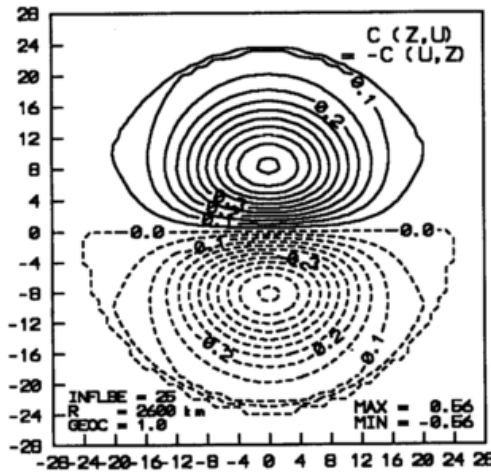
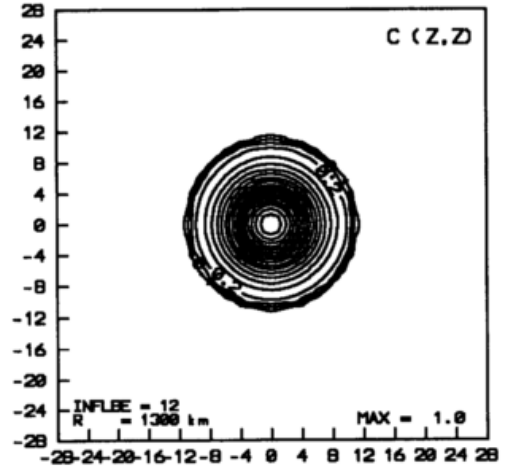
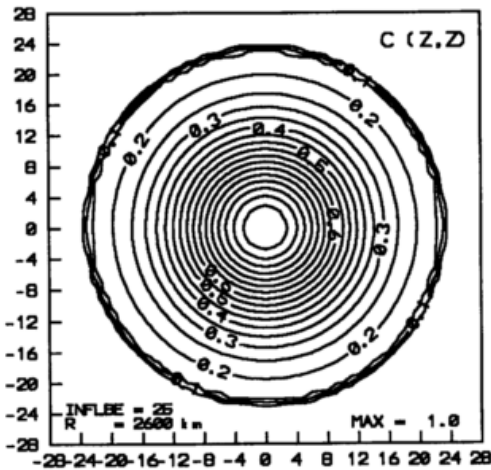
Die Kovarianzen der FG-Fehler werden unter Annahme der Separabilität, Homogenität, Isotropie und des geostrophischen Gleichgewichtes vorgegeben (wie in Kap.II.2.1b für die OI erläutert). Das Horizontalkorrelationsmodell für das Geopotential ϕ wird mit einer Reihe von Besselfunktionen beschrieben und auch zur Analyse der relativen Feuchte rh verwendet. Die Kreuzkorrelationen zwischen Geopotential ϕ und Windkomponenten (u,v) , z.B. $\rho_B^{\phi u}$, werden unter Annahme der Geostrophie durch Differentiation erhalten (vgl. II.14):

$$\rho_B^{\phi\phi}(r_{ij}) = \sum_{n=0}^5 A_n J_0(z_n \frac{r_{ij}}{R}), \quad r_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2} \quad (\text{III.12})$$

$$\rho_B^{\phi u}(r_{ij}) = - \frac{\partial}{\partial y_i} \rho_B^{\phi\phi}(r_{ij}) \quad (\text{III.13a})$$

$$\sigma_B^{\phi}(p_i) = g \cdot \sigma_B^Z(p_i), \quad \sigma_B^u(p_i) = \frac{g}{\text{BSCAL} \cdot D \cdot |f(x_i, y_i)|} \sigma_B^Z(p_i) \quad (\text{III.13b})$$

Dabei ist J_0 die Besselfunktion der ersten Art und nullter Ordnung, z_n deren Nullstellen, A_n die gewählten Amplituden und R der Radius, bei dem die erste Ableitung verschwindet (s. Abb. III.4). Die Standardabweichungen der FG-Fehler werden für die geopotentielle Höhe und die relative Feuchte (σ_B^Z bzw. σ_B^{rh}) vorgegeben. Die entsprechenden Standardabweichungen für das Geopotential (σ_B^{ϕ}) und für die Windkomponenten (σ_B^u , bzw. analog σ_B^v) ergeben sich nach (III.13b); BSCAL und D sind ein Skalierungsfaktor bzw. die Gitterweite. **Abb.III.3** stellt die entstehenden Korrelationsmuster für zwei Werte des Radius R (linke Spalte für $R=2600$ km, rechte Spalte für $R=1300$ km) dar. Die Muster können mit den schematischen aus Abb.II.5 verglichen werden (abweichend zur sonst gewählten Notation sind in Abb.III.3 die Korrelationen mit C bezeichnet; z.B. $C(Z,Z)$ und $C(Z,U)$ entsprechen $\rho_B^{\phi\phi}$ bzw. $\rho_B^{\phi u}$). Die Korrelationen werden nur bis zu einem festgelegten maximalen Einflußradius (INFLBE) berücksichtigt. Der geostrophische Zusammenhang, der den Fehlerkorrelationen von Geopotential und Windkomponenten zugrunde liegt, kann leicht anhand von $C(Z,U)$ verdeutlicht werden: Ein bei $\Delta x=0$ und $\Delta y=-8$ Gitterpunkten (d.h. ca. 400 km südlich des zu analysierenden Gitterpunktes) beobachteter Westwind, der stärker als der dortige FG-Wert ist, bewirkt im Analysepunkt ein negatives Geopotentialinkrement, da er als Wind um ein Tiefdruckgebiet aufgefaßt wird. Die andere Zirkulationsrichtung für die SH steckt im dort negativen Coriolisparameter f_c (vgl. (II.14)). Das Maß der Kopplung zwischen Geopotential ϕ und Wind (u,v) ist einfacher aus Radialschnitten der Korrelationsfunktionen erkennbar. **Abb.III.4** zeigt solche Radialschnitte. Aus $\rho_B^{\phi u}$ sieht man, daß die Korrelation zwischen Geopotential und Wind für $R=2600$ km bei etwa 400 km maximal ist.



← linke Seite:

Abb.III.3: Horizontale Korrelationsfunktionen für FG-Fehler (Korrelationen 'ρ' hier mit 'C' bezeichnet; die Korrelationen C(Z,V), C(V,V) sind analog zu C(Z,U), C(U,U), jedoch um -90° gedreht); maximale und miniale Werte sind jeweils rechts unten angegeben; Achsenbeschriftung in Gitterpunktseinheiten des LAM50, positive (negative) Korrelationen als durchgezogene (gestrichelte) Linien. Linke (rechte) Reihe für volle (halbierte) geostrophische Kopplung und Radius R=2600 km (1300 km) in (III.12) und mit maximalem Einflußradius INFLBE=25 (12) Gitterpunkte, d.h. 1250 km (600 km).

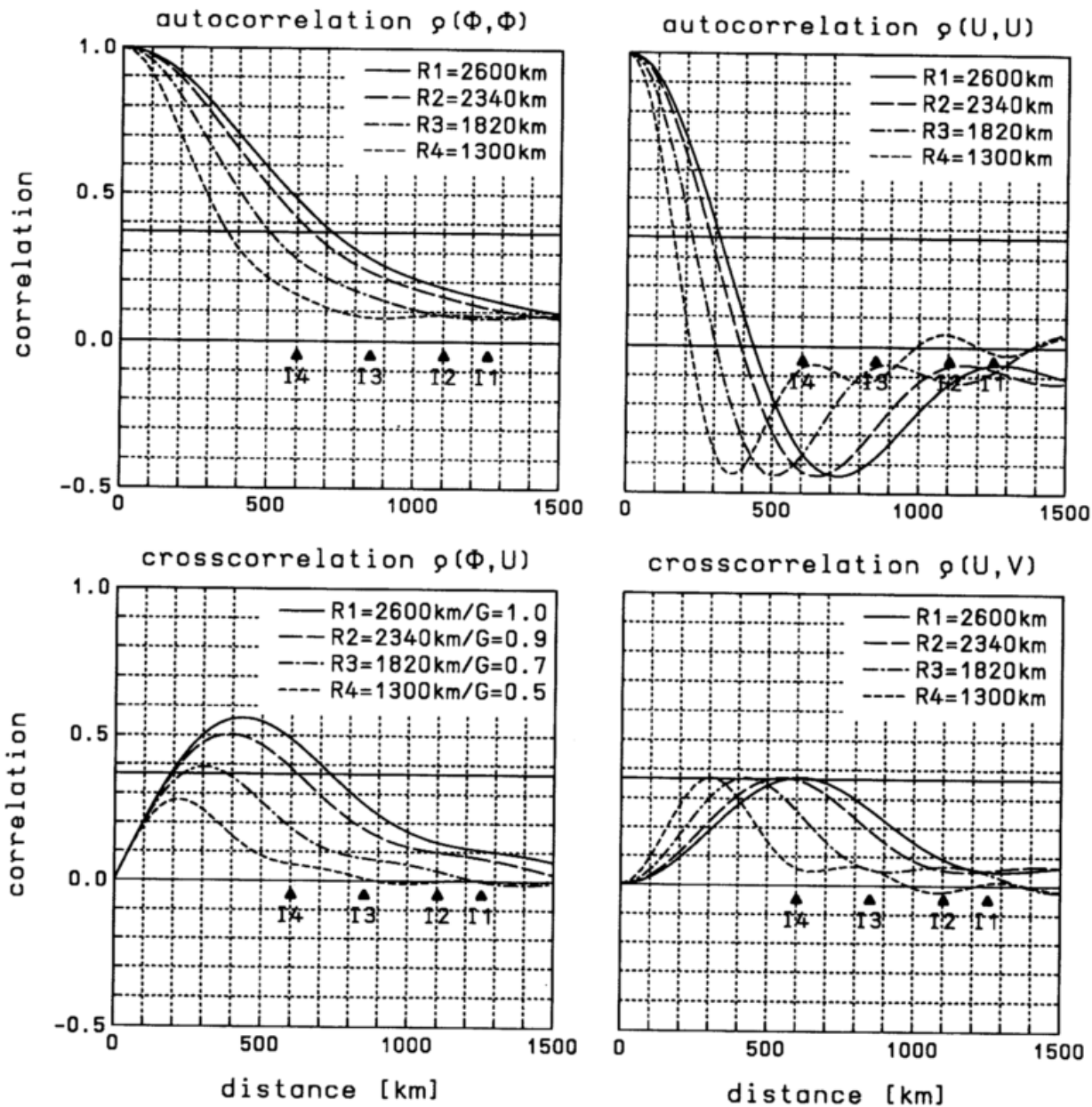


Abb.III.4: Radialschnitte der horizontalen Korrelationsfunktionen aus Abb.III.3 in Abhängigkeit vom Abstand zum Ursprung (Radius in km); Wahl des Schnittes durch die Extrema der jeweiligen Funktion (für $\rho(\phi, u)$ und $\rho(u, u)$ $x=0$, für $\rho(u, v)$ entlang der Diagonale $x=y$). Dargestellt für vier Werte des Radius R (R1-R4, vgl. (III.12)); die entsprechenden maximalen Einflußradien INFLBE sind mit schwarzen Pfeilen eingezeichnet (I1-I4) und die Werte der geostrophischen Kopplung GEOC (G) angegeben. Die durchgezogene Linie markiert den Korrelationswert $1/e$.

Dies ist als Radius der Druckgebiete vorstellbar und entspricht etwa der synoptischen Skala. Während der Iteration werden sowohl der Radius R der Besselfunktionen als auch die geostrophische Kopplung sukzessive verringert (s. Abb.III.3, Abb.III.4), so daß aufgrund der Filtereigenschaften des Analysealgorithmus sowohl zunächst synoptischskalige als auch bei späteren Iterationen mesoskalige Signale aus den OBS extrahiert werden können (vgl. Kap.II.2.1e). Die Konvergenz erfolgt dann natürlich nicht mehr gegen das Resultat einer OI mit denselben Korrelationsmustern, aber dafür können in Bereichen dichter Beobachtungsnetze mehr Details analysiert werden. Die genutzten Werte der Parameter und Standardabweichungen σ_B sind in **Tab.III.2** und **Tab.III.3** (übereinanderliegende Seite) zusammengestellt (für weitere Erläuterungen vgl. Abschnitt III.2.2). Die Werte wurden aus dem operationellen DNMI-Betrieb übernommen, da eine Bestimmung der FG-Fehlerstatistiken gegenüber Beobachtungen den Rahmen dieser Arbeit überschritten hätte. Zudem erschwert die geringe Stationsdichte in der Antarktis eine Erstellung dieser Statistiken.

Parameter	Variablenbezeichnung in der DNMI-Assimilation	Wert
Zahl der Iterationen in der Analyse (in der "multivariate control")	NITA (NITAC)	15 (5)
Radius R der Besselfunktionen	RADIUS	2600 km (1300 km)
Maximaler Einflußradius	INFLBE	25 (12) Gitterpunkte
geostrophische Kopplung	GEOC	1.0 (1.0)
Faktoren zur Verringerung von RADIUS, INFLBE und GEOC in der Analyse (je Iteration)		1.,1.,1.,1. .9,.9,.9,.9,.9,.9 .8,.7,.6,.5,.5
Form der Vertikalkorrelation	APSI, BPSI	0.8, 1.6
Skalierungsfaktor für σ_B^u , σ_B^v	BSCAL	8.2 Gitterpunkte

Tab.III.2: Wesentliche Steuerparameter des Analyseschemas mit Angabe der am DNMI für die operationelle Analyse genutzten Werte (Werte für die multivariate Datenkontrolle in Klammern); weitere Erläuterungen siehe Text.

Das Vertikalkorrelationsmodell α_B ist für alle Variablen gleich (vgl. Kap.II.2.1b) und wird durch eine Exponentialfunktion gegeben:

$$\alpha_B(p_i, p_j) = \exp \left[- \left(\frac{|\ln p_i - \ln p_j|}{\text{APSI}} \right)^{\text{BPSI}} \right] \quad (\text{III.14})$$

APSI und BPSI bestimmen dabei die Form des Peaks der Vertikalkorrelation, d.h. wie schnell die Korrelation mit zunehmendem Abstand zweier Niveaus p_i und p_j abnimmt und wie weit sie sich insgesamt erstreckt. **Abb.III.5** zeigt die Funktionen mit den in der operationellen DNMI-Analyse verwendeten Parametern APSI, BPSI (vgl. Tab.III.2) für einige der 11 Analyseflächen. Während der Iterationen wird die vertikale Korrelation ebenfalls verringert, so daß die Beobachtungsinkremente zunehmend nur in benachbarten Niveaus und schließlich nur dem Beobachtungsniveau selbst wirksam sind.

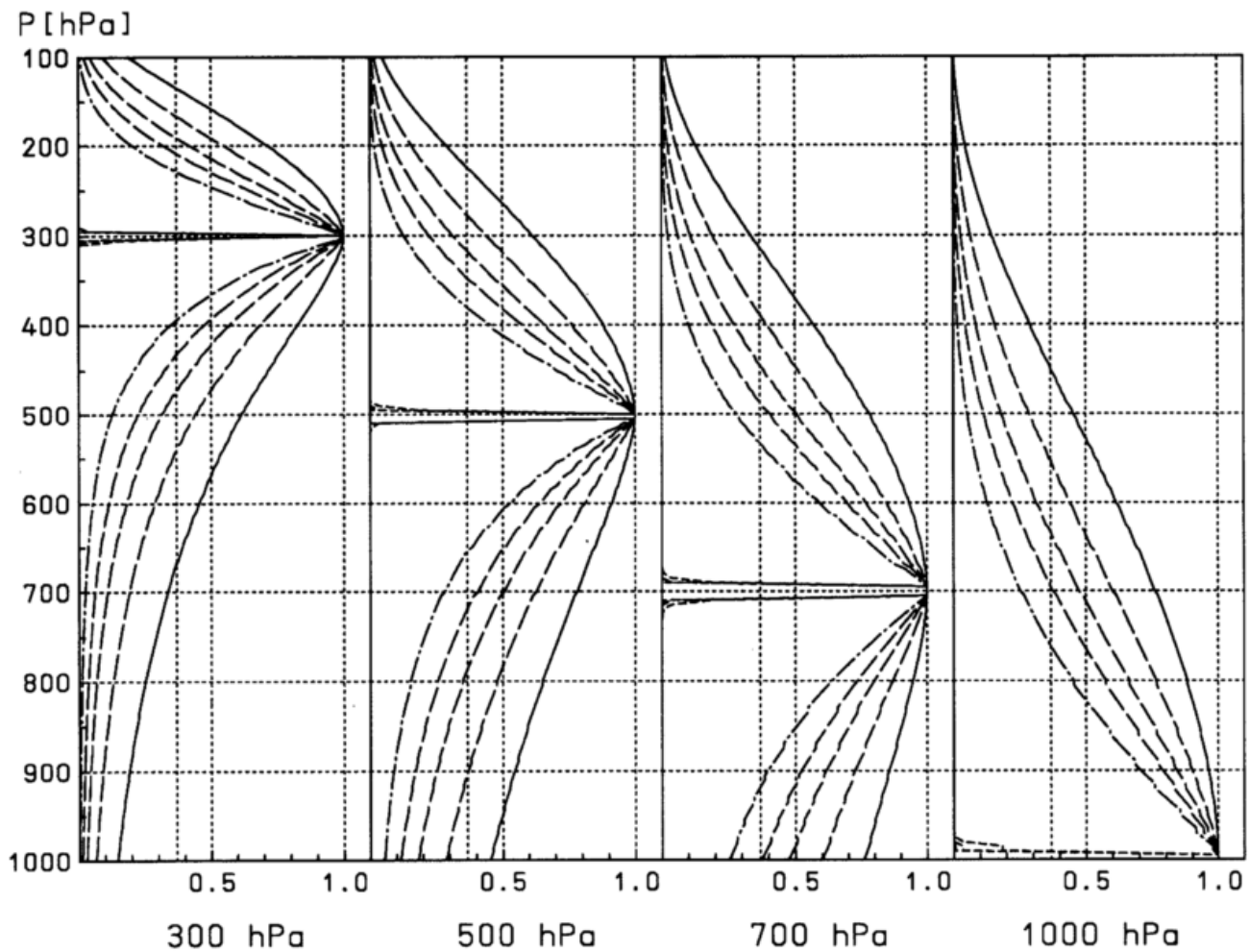


Abb.III.5: Vertikale Korrelationsfunktionen α_b für FG-Fehler für die Niveaus 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa und 1000 hPa. Dargestellt sind Korrelationen für die Iterationsschritte 1-7 (durchgezogene Linie), 8-10 (gestrichelt), 11 (gestrichelt/gepunktet) und 12-15 (kurz gestrichelt).

Kovarianzen der Beobachtungsfehler

Analog zum FG werden auch die OBS-Fehlerkovarianzen getrennt durch Korrelationen ($\rho_o(r)$ und α_o) und Standardabweichungen (σ_o) angegeben. Korrelationen treten bei konventionellen Daten nur für Sondierungen (z.B. Radiosonden, Dropsonden) in der Vertikalen auf, die Werte für α_o sind wie im DNMI-Betrieb festgelegt. Für Satellitenbeobachtungen kann eine etwaige Horizontalkorrelation $\rho_o(r)$ mittels eines Gaußmodells beschrieben werden (vgl. Kap.IV.4). Die Größe des Beobachtungsfehlers wird als Standardabweichung σ_o für jede Variable und jedes p-Niveau getrennt angegeben. Die DNMI-Werte, die übernommen wurden, sind hier denen des FG in **Tab.III.3** gegenübergestellt. Die Fehler für Flugbeobachtungen (für Fluglegs, FL-LEG, und Flugprofile, FL-TEMP) wurden für den Wind mit 2 m/s angesetzt. Die Fehler des Geopotentials für die verschiedenen Niveaus sind an denen der Radiosonden orientiert, aber um 2 m (bzw. 4 m für FL-LEG Beobachtungen oberhalb 850 hPa) erhöht, um der größeren Unsicherheit in der Höhe des untersten Flugniveaus Rechnung zu tragen.

Zeitinterpolation des FG ("first guess at appropriate time", FGAT)

Die Beobachtungen gehen in einem Zeitfenster von $\pm 3h$ um den Analysezeitpunkt t_{ANA} ein. Wesentlich ist, daß für asynoptisch vorliegende Daten die FG-Werte zu den Beobachtungszeit-

Tab.III.3: Standardabweichungen der Fehler für in der Analyse genutzte Beobachtungen (σ_O) und entsprechende FG-Werte (σ_B).

Abkürzungen:

RS=Radiosonde,

DROP=Dropsonde,

FL-TEMP/FL-LEG=

Flugzeugmessungen als
Vertikalprofil/in einem
Flugniveau,

SYNOP=synoptische

Beobachtung,

BUOY=Boje.

	p-Fläche	σ_O			σ_B		
		Z	u/v	rh	Z	u/v	rh
	100.	20.	2.4	20.	29.	≈4.9	20.
RS (Z,rh)	200.	17.	2.4	20.	28.	≈4.8	19.
DROP (Z,u,v,rh)	300.	15.	2.3	20.	22.	≈4.4	15.
	400.	15.	2.3	20.	24.	≈4.0	16.
FL-TEMP* (Z)	500.	14.	2.3	20.	22.	≈3.6	14.
FL-LEG* (Z)	600.	12.	2.3	20.	20.	≈3.4	14.
	700.	11.	2.3	20.	20.	≈3.4	14.
	800.	10.	2.3	20.	19.	≈3.2	14.
	850.	9.	2.3	20.	18.	≈3.0	13.
	925.	8.	2.3	20.	18.	≈3.0	12.
	1000.	7.	2.3	20.	18.	≈3.0	10.
FL-TEMP (u/v,rh)			2.0				
FL-LEG (u/v,rh)			2.0	20.			
SYNOP (Z,u/v,rh)	1000.	10.	3.2	20.	18.	≈3.0	10.
BUOY (Z)	1000.	10.		20.	18.	≈3.0	10.

[p]=hPa, [Z]=m, [u/v]=m/s, [rh]=%;

* : $\sigma_O^2(p,FL-TEMP)=\sigma_O^2(p,RS)+2.m$

$\sigma_O^2(p,FL-LEG)=\sigma_O^2(p,RS)+2.(4.)m$ für $p>850$ hPa ($p<850$ hPa)

punkten t_{OBS} interpoliert werden. Mit einer kubischen spline Interpolation wird aus den Werten des FG zu den Zeiten t_{ANA} und $t_{ANA} \pm 3h$ der "first guess at appropriate time" (FGAT) erstellt. Da eine erneute Zeitinterpolation für die abgeleiteten Analyseinkremente nicht möglich ist, werden sie dann zum FG des Analysezeitpunktes addiert, was der Annahme entspricht, der diagnostizierte Modellfehler sei über das Zeitintervall konstant. Um dadurch auftretende Ungenauigkeiten zu mindern und direkt zum Analysezeitpunkt t_{ANA} vorliegende OBS stärker als asynoptische zu berücksichtigen, wird das Gewicht der asynoptischen Daten reduziert, indem ihr Fehler σ_O abhängig von der aufgetretenen Zeitdifferenz erhöht wird.

Qualitätskontrolle der Daten

Ziel der Qualitätskontrolle ist es, Beobachtungen mit offensichtlichen Meßfehlern und auch solche, die nicht die analysierte Skala repräsentieren (Repräsentativitätsfehler), auszuschließen. Dazu findet zunächst ein grober Vergleich ("gross control") der OBS mit den FG-Werten statt, wobei die maximal zugelassenen Abweichungen vorgegeben sind. Für die hier durchgeführten Simulationen wurden diese Grenzen wie im operationellen DNMI-Betrieb festgelegt. Teilweise hängen die Schwellwerte zusätzlich von den FG-Werten selbst ab: In die maximal zugelassene Abweichung der Windgeschwindigkeit geht zusätzlich die Windgeschwindigkeit des FG ein, während für das Geopotential ein Maß für die Vorticity und auch die Geopotentialtendenz des FG über die letzten 3h berücksichtigt wird.

Der zweite, in der Regel strengere, Schritt ist die sogenannte "multivariate control", in der eine vorläufige Analyse mit dem vollen Algorithmus (III.9, III.10) aber reduzierten Korrelationsradien und weniger Iterationen durchgeführt wird. Gegen deren Resultat werden dann die

einzelnen Beobachtungen verglichen und bei Überschreiten von vorgegebenen Grenzen ausgeschlossen (Grønås und Midtbø (1986), Claud et al. (1989)). Die Methode beruht auf der Tatsache, daß die Konvergenz langsam ist, wenn sich benachbarte OBS widersprechen (Bratseth, 1986). Dies ist besonders für OBS in datenreichen Gegenden wirksam, während die Konvergenz in datenarmen Regionen immer schnell erfolgt und grundsätzlich eine Kontrolle gegen benachbarte OBS kaum möglich ist.

In den hier durchgeführten Analysen griffen beide Qualitätschecks nur in einigen Fällen für Feuchtebeobachtungen. Die "multivariate control" schloß dabei mehr Daten aus. Dies ist plausibel, da Feuchtemessungen besonders bei geringen Temperaturen größere Ungenauigkeiten aufweisen und die Feuchte in der freien Atmosphäre stärker als das Geopotential oder der Wind kleinräumigen Variationen unterliegt, die in den Modellfeldern nicht enthalten und auch mit den verwendeten Korrelationen nicht analysierbar sind (Repräsentativitätsfehler). Da ferner die Datendichte für die "multivariate control" in den meisten Fällen zu gering war, um eine effektive Kontrolle sicherzustellen, wurden zusätzlich zweifelhafte Daten manuell aussortiert.

III.2.2 Implementierung des Analyseverfahrens, 3- und 4-dimensionale Assimilation

Die Assimilation von Beobachtungen in das DNMI-Modell erfolgt in drei Schritten: Zunächst werden aus den unterschiedlichen Beobachtungen, die in verschiedenen Datenformaten vorliegen, die für die Analyse benötigten Variablen abgeleitet und für den Analysetermin in einem File mit Standardformat zusammengefaßt, das als Eingabe für das Analyseprogramm dient. Dann wird mit dem in III.2.1 beschriebenen Verfahren die Analyse erstellt und schließlich im letzten Schritt in die weitere Simulation eingespeist.

Vorverarbeitung der konventionellen Beobachtungen

Die unterschiedlichen verwendeten konventionellen Beobachtungstypen sind in **Tab.III.3** zusammengestellt. Dies umfaßt zum einen synoptische Beobachtungen (Stationsmeldungen, SYNOP; Radiosondenaufstiege, RS; Bojendaten, BUOY) wie sie auch für operationelle Analysen verwendet werden und zum anderen zusätzliche Beobachtungen aus speziellen Meßkampagnen, wie RS und SYNOP des Forschungsschiffes Polarstern (POL) sowie Daten aus speziellen Meßflügen (Flugleveldaten, FL-LEG; Sondierungen bei Auf- und Abstieg, FL-TEMP; und Dropsonden, DROP). In der Vorverarbeitung werden aus den Messungen Beobachtungen der Analysevariablen, d.h. des Geopotentials ϕ , der Windkomponenten (u,v) und der relativen Feuchte rh abgeleitet. Im Eingabefile für die Analyse werden dann für jede Beobachtungsstation die jeweilige Position und Zeitdifferenz zum Analysezeitpunkt und die Beobachtungen von ϕ , u, v, rh mit der Höhenangabe (in p) zusammengefaßt. Dabei werden nur Beobachtungen mit einer maximalen Zeitdifferenz zum Analysezeitpunkt von ± 3 Stunden verwendet.

Vertikalsondierungen (RS, DROP, FL-TEMP) werden einer festen Position zugeordnet. Um eine eventuelle Ballondrift zu beachten, könnte zwar die Windinformation der Sondierungen verwendet werden, aber in polaren Regionen sind Windbeobachtungen mit dem Omega-System häufig nicht zuverlässig genug. Ferner sind Fehler, die eine Ballondrift hervorruft, i.a. deutlich kleiner als die Analyseinkremente und spielen eine untergeordnete Rolle (Macpherson, 1995). Für die Analyse wurden Geopotential- und Feuchtwerte (ϕ und rh) und, falls zuverlässig, auch Windvektoren (u,v) auf den Analyseflächen verwendet. Dazu wird das Geopotential aus Boden-

druck und Stationshöhe mit Hilfe des gemessenen Temperatur- und Feuchteprofils hydrostatisch aufintegriert. Liegen Meßwerte in hoher Auflösung zusätzlich zu den Werten auf Standarddruckflächen vor (wie bei DROP und RS von POL, GvN), so werden für u , v und rh jeweils Meßwerte in einem p -Intervall um eine Analysefläche gewichtet gemittelt, damit die Beobachtungen möglichst repräsentativ für eine Atmosphärenschicht sind und Meßfehler vermindert werden. Die Sondierung wird oberhalb des letzten übermittelten p -Niveaus nicht nach oben bis zur nächsten Standardfläche extrapoliert, sondern die Werte des letzten übermittelten p -Niveaus verwendet. In Bodennähe wird das Geopotential ϕ berechnet, indem entweder aus der Stationshöhe, dem Druck und der Temperatur des untersten gemessenen Niveaus bis zum nächsten Analyseniveau (i.a. $p=1000$ hPa) hydrostatisch extrapoliert wird (geschieht nur bei relativ geringen Druckdifferenzen $\Delta p < 20$ hPa), oder indem die Stationshöhe als Geopotential in der Höhe p_s verwendet wird. Die relative Feuchte und, für Testfälle, auch der Wind werden dem nächstliegenden Analyselevel zugeordnet. FL-TEMP werden wie RS behandelt. Für DROP in der Nähe der Schelfeiskante der Antarktis wird p_s aus umliegenden Beobachtungen interpoliert und daraus das Profil des Geopotentials abgeleitet, da nicht sicher ist, ob das letzte übermittelte Niveau der Höhe $z=0$ m entspricht.

Synoptische Beobachtungen finden bisher nur am Kontinentrand (Schelfeis) oder über dem Meer Verwendung. Bei Stationen, die oberhalb des Meeresniveaus liegen, können die Daten aber in der Analyse auch in Stationshöhe (d.h. in der Höhe p_s) genutzt werden.

Flugdaten (FL-LEG, FL-TEMP) liegen in extrem hoher Auflösung vor. Um das Analyseschema nicht mit viel, meist redundanter Information, die Variationen auf viel zu kleiner Skala enthält, zu belasten, werden die Daten vor der beschriebenen Vorverarbeitung und Analyse gefiltert. Dazu dient als low-pass Filter ein Lanczos-Filter mit einer cut-off Wellenlänge von ca. 6-8 km für FL-LEG Daten und ca. 2-3 km für FL-TEMPs. FL-TEMP Sondierungen werden dann wie andere Vertikalsondierungen (s.o.) weiterverarbeitet.

3-dimensionale Analyse

Die Analyse wird mit dem in Abschnitt II.2.1 beschriebenen Schema aus FG-Feldern und OBS erstellt und durch eine umfangreiche Parametereingabedatei gesteuert. Einige für die Analyse wesentliche Parameter sollen kurz vorgestellt werden. Die gewählten Werte sind in **Tab.III.2** und **Tab.III.3** zu finden.

- Die Analysen sind nun sowohl für die SH als auch die NH erstellbar und die Analyseflächen im Eingabefile frei wählbar. Die auf die Niveaus bezogenen Angaben wie Standardabweichungen und Schwellwerte der Qualitätschecks sind entsprechend anzupassen. Um der höheren Auflösung der unteren Troposphäre durch die σ -Flächen Verteilung im Modell (vgl. Abb.III.1) und den in diesem Bereich zahlreicheren Daten Rechnung zu tragen, wurden mehr Analyseflächen in die untere Troposphäre gelegt (800 hPa und 925 hPa anstatt 150 hPa, 250 hPa im operationellen DNMI-Betrieb).
- Für die Fehlerkovarianzen sind die Standardabweichungen der FG-Fehler (für die geopotentielle Höhe, σ_B^z , und die relative Feuchte σ_B^{rh}) und der OBS-Fehler (σ_O^z , σ_O^u , σ_O^{rh}) für jedes p -Niveau zu spezifizieren. Die Werte sind vom DNMI unter Anpassung an die veränderten Analyseflächen (s.o.) übernommen. Die Standardabweichung der FG-Fehler der

Windkomponenten, σ_B^u bzw. σ_B^v , wird unter Berücksichtigung der Gitterweite und eines Skalierungsfaktors (BSCAL) aus den Standardabweichungen der geopotentiellen Höhe, σ_B^z , berechnet (vgl. (III.13b)).

- Für die horizontalen Fehlerkorrelationen des FG müssen u.a. der Radius R für die Bessel-funktionen (RADIUS), maximale Einflußradien (INFLBE) und die geostrophische Kopp-lung (GEOC) definiert werden - dies sowohl für die multivariate Datenkontrolle als auch für die eigentliche Analyse und die jeweiligen Iterationsschritte.
- Die vertikalen Fehlerkorrelationen des FG sind durch APSI und BPSI festgelegt (vgl. III.14).
- Um auswählen zu können, welche Beobachtungen in der Analyse Verwendung finden, wurden zusätzlich zur Steuervariable, die einzelne Beobachtungstypen (SYNOP, RS usw.) an- oder ausschaltet, Variablen eingeführt, mit denen für einzelne Typen selektiv Wind (u,v) oder Feuchte (rh) Beobachtungen ausgeschlossen werden können. Dies schafft eine flexiblere Handhabung für Tests im nicht-operationellen Betrieb.
- Die Anzahl der Iterationen für die multivariate Datenkontrolle und die endgültige Analyse werden mit NITAC und NITA festgelegt. Eine entsprechende Zahl an Faktoren bestimmt die Verkleinerung der horizontalen und vertikalen Korrelationsmuster und die Verringerung der geostrophischen Kopplungen für die Analyse selbst (vgl. Abb.III.3-5).

Einspeisung der Analyse ins Modell

Bei einem Neustart des Modells von der auf 11 p-Flächen erstellten Analyse geht viel Infor-mation über die genauere Vertikalstruktur der Atmosphäre verloren, da ja für den FG die Felder auf den 30 σ -Flächen des Modells und die Bodentemperatur vorliegen. Dadurch ergibt sich eine erneute längere Ein-schwingphase zu Beginn der Simulation, insbesondere zum Aufbau der im Modell hochaufgelösten Struktur der unteren Troposphäre und der Grenzschicht. Um dies zu vermeiden, werden bei Unterbrechung der Simulation für die Analyse die FG-Felder auf σ -Flächen (FG(σ)) zusammen mit den Bodentfeldern (Temperaturen, Feuchtegehalt) gespeichert und beim Neustart mit eingelesen. Die Analyse auf σ -Flä-chen, ANA(σ), wird erstellt, indem der FG(σ) um die Ana-lyseinkremente korrigiert wird (s. **Abb.III.6**). Dazu wird zuerst der FG(σ) auf p-Flächen (FG(p)), dann FG(p) und ANA(p) auf σ -Flächen interpoliert (FG'(σ), ANA'(σ)) und die Inkremente auf σ -Flächen $\Delta ANA(\sigma)=ANA'(\sigma)-FG'(\sigma)$ gebildet. Die zusätzliche Interpolation der FG-Felder von $\sigma \rightarrow p \rightarrow \sigma$ dient dazu, nicht etwa Ungenauigkeiten der Verti-kalinterpolation ($p \rightarrow \sigma$) als Analyseinkremente zu inter-pretieren. Bei der Interpolation $p \rightarrow \sigma$ werden auch aus den Analysevariablen des Geopotentials ϕ und der relativen

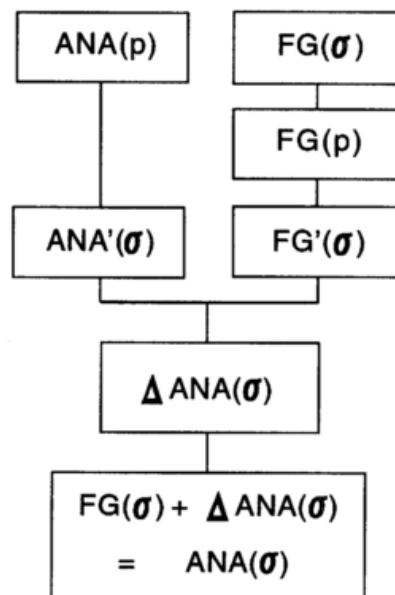
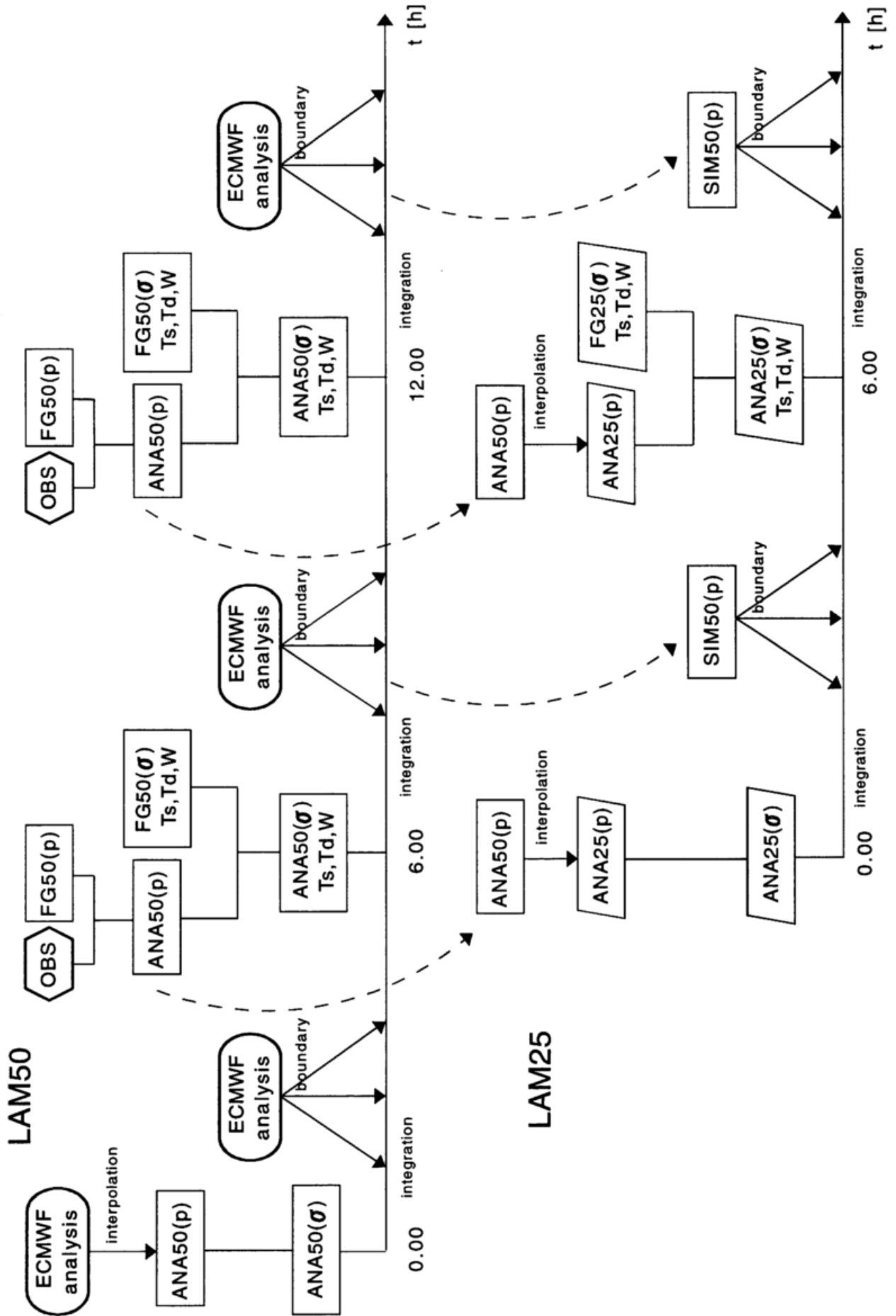


Abb.III.6: Schema zur Erstellung der Analyse auf σ -Flächen nach Einspeisung der p-Flächenanalyse ins Modell; FG=first guess, ANA=Analyse, (p/ σ)= auf p/ σ -Flächen (Erläuterungen s. Text).



Feuchte rh die Modellvariablen potentielle Temperatur θ und spezifische Feuchte q berechnet. Die endgültige Analyse auf σ -Flächen $ANA(\sigma)=FG(\sigma)+\Delta ANA(\sigma)$ dient dann, nach der Initialisierung, zusammen mit den Bodenfeldern T_s , T_D und der Bodenfeuchte als Anfangszustand für die weitere Simulation.

4-dimensionale intermittierende Assimilation:

Um Beobachtungen über einen längeren Zeitraum mit der SC/OI Methode zu assimilieren, kann eine 4-dimensionale intermittierende Assimilation vorgenommen werden (vgl. Kap. II.2.1e), deren Ablauf in **Abb.III.7** schematisch dargestellt ist. Ausgehend von ECMWF-Analysen, die auf das Gitter des LAM50 und σ -Flächen interpoliert werden, wird eine Simulation, genestet in ECMWF-Analysen, gestartet. Sie liefert die FG-Felder für eine Analyse im LAM50 Gitter. Soll die Analyse z.B. nach 6h erfolgen, so produziert eine 9h Simulation die Felder für den FGAT, d.h. zum Analysezeitpunkt t_{ANA} und $t_{ANA} \pm 3h$. Aus diesem FG und den Beobachtungen, die in einem Zeitfenster von $\pm 3h$ um den Analysezeitpunkt liegen, wird die Analyse erstellt und ins Modell eingespeist (vgl. Abb.III.6). Für die weitere Simulation liefern wiederum ECMWF-Analysen die Randwerte. Diese Analyseschritte werden dann mehrfach wiederholt, wodurch die Beobachtungsinformation aus einer längeren Periode dem Modell eingefüttert wird. Der gleichzeitig dabei erstellte fortlaufende Satz von atmosphärischen Analysen, die alle Beobachtungsdaten dynamisch konsistent verwerten, kann ebenfalls für Diagnosezwecke -oder wie hier für Fallstudien- genutzt werden. Ein Nachteil ist dabei allerdings, daß das Modell durch jede Assimilation gestört wird. Die Entwicklung dynamischer oder physikalischer Prozesse im Modell sollten daher besser in freien Simulationen studiert werden (vgl. Fallstudie in Kap.V.2).

Für Simulationsläufe mit dem LAM25 wurden im ursprünglichen Assimilationsverfahren des DNMI keine eigenen Analysen erstellt, sondern die Analysen des LAM50 (ANA50(p)) für das LAM25 übernommen und, wie auch die Randfelder während der Simulation, auf das feinere Modellgitter interpoliert (vgl. Abb.III.7, ANA25(p)). Mit dem Verfahren aus Abb.III.6 wird dann mit Hilfe der gespeicherten FG(σ)-Felder des LAM25, FG25(σ), eine LAM25 Analyse auf σ -Flächen (ANA25(σ)) erstellt. Dadurch werden allerdings die Differenzen zwischen den FG-Feldern (FG25(σ)) und den Analysefeldern (ANA50(p)), die aus den unterschiedlichen Gitterauflösungen resultieren, ebenfalls als Analyseinkremente interpretiert. Auch eventuell in den Beobachtungen vorhandene kleinskalige Information wird in der Analyse auf dem gröberem Gitter nicht optimal genutzt. Daher wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit in der Fallstudie des 18.3.1989 (vgl. Kap.V.3) eine gesonderte Analyse auf dem LAM25 Gitter durchgeführt, also im Unterschied zur Darstellung in Abb.III.7 nur Felder für den ersten Modellstart und die Randfelder aus dem LAM50 übernommen. Eine notwendige Bedingung hierfür ist, daß durch die

← linke Seite:

Abb.III.7: Übersicht über den Ablauf der intermittierenden Assimilation in LAM50 und LAM25 unter Nutzung von ECMWF-Analysen (Ovale), Beobachtungen (Sechsecke, OBS), Felder des LAM50 (Rechtecke) und des LAM25 (Parallelogramme).

Abkürzungen: FG=first guess, SIM=Simulation, ANA=Analyse, (p/ σ)=auf p/ σ -Flächen,
Ts, Td, W=Bodenfelder der Oberflächen-, Tiefentemperatur und des Wassergehaltes.

Analyse (auch im Verlauf der Simulation) keine großen Differenzen der LAM50 und LAM25 Felder im Randbereich des LAM25 auftreten, da dies sonst zu Inkonsistenzen im Nesting führt (siehe Kap.V.3).

III.2.3 Tests mit dem Analyseschema

Mit dem Analyseschema wurden etliche Tests durchgeführt, die sich auf den Einfluß von genutztem Zeitfenster, Verwendung des FGAT, Angabe der Fehlergrößen und Korrelationsradien, Nutzung verschiedener Beobachtungen, Iterationszahl u.ä. bezogen. Erwähnenswert sind folgende Resultate (ohne Darstellung):

- Eine Iterationszahl von 15, wie sie operationell am DNMI verwendet wird, scheint i.a. für die Konvergenz der Iteration auch in den Fällen recht hoher Datendichte durch Flugzeugmessungen ausreichend. Die Inkremente, die bei weiteren Iterationen entstehen, sind klein gegenüber denen der ersten Iterationen. In den Inkrementen der letzten Iterationen spiegelt sich deutlich die zunehmend kleinskaligere, nicht mehr geostrophische Analyse wider. Bei isolierten OBS haben die Inkremente genau die Form der Korrelationsstrukturen und beeinflussen einen sehr großen Bereich, während sich bei Überlagerung der Information verschiedener OBS Assymetrien ergeben. Isolierte SYNOPS z.B. beeinflussen entsprechend der Vertikalkorrelationen einen Großteil der Troposphäre, obwohl sie eventuell ein sehr lokales Signal enthalten und daher mit besonderer Vorsicht verwendet werden müssen (operationelle Schemen nutzen i.a. nur Druck-, teils Feuchteinformation, aber nicht die Windbeobachtungen), vgl. Diskussion in Kap.V.1.
- Windvektoren haben auf die Analyse einen sehr großen Einfluß, der entscheidender scheint als der des Geopotentials (vgl. Kap.V.1). Dies paßt in das Bild anderer Studien in Praxis (Graham, 1994) und Theorie (Daley, 1980).
- Beobachtungen der relativen Feuchte haben auf die Analyse einen relativ geringen Einfluß, da ihr Fehler (σ_o) größer als der des FG (σ_B) eingeschätzt wird. Die Fehlerangabe umfaßt neben den Meßfehlern besonders auch die Repräsentativitätsfehler, da das Modell viele beobachtete kleinskalige Variationen nicht auflösen kann. Ebenso lassen die hier verwendeten großen Korrelationsstrukturen (vgl. Abb.III.3) keine Analyse kleinskaliger Variationen zu, da sich im Einflußradius liegende 'widersprüchliche' Feuchtebeobachtungen in den Inkrementen annullieren (oder in den Qualitätstests ausgeschlossen werden, vgl. Abschnitt III.2.1). Da die verfügbaren konventionellen Messungen aber für eine ausreichende Abdeckung des Gitters nicht zahlreich genug sind, schien eine Umstellung des Programms auf unterschiedliche Korrelationsradien für verschiedene Variablentypen nicht lohnend genug. Kleinere Korrelationsstrukturen werden aber bei der Analyse von SSM/I-Daten verwendet (vgl. Kap.IV.4).
- Einen deutlichen Einfluß auf das Analyseergebnis haben die Größe der Korrelationsradien und auch die angegebenen Beobachtungsfehler σ_o , die die OBS gegenüber dem FG wichten. Dabei bewirkte z.B. eine Änderung des σ_o für FL-LEG-Werte des Windes (u,v) von $\sigma_o=2.5$ m/s auf $\sigma_o=4.5$ m/s (bei $\sigma_B \approx 3.5$ m/s) maximale Differenzen von 1.5 m/s in der Analyse (Fall 8.2.90, Situation vgl. Abb.V.8,9) bei Gesamtinkrementen von 4-5 m/s. Eine

Halbierung des Einflußradius bewirkt in demselben Fall maximale Differenzen von etwa 3 m/s und 10-20 gpm und ebenfalls unterschiedliche Strukturen in den Feldern. Die FG-Fehler σ_B wurden vom DNMI übernommen und nicht variiert, da sie die statistische Genauigkeit der Modellfelder charakterisieren, die nicht neu für die Region der Antarktis bestimmt werden konnten.

- Der Einfluß der Initialisierung auf die Analyse ist in den Fallstudien, die hochauflösende Beobachtungen verwendeten (SSM/I-Windstärken, Flugmeßdaten), deutlich stärker als wenn aufgrund geringer Datendichte nur größerskalige Korrekturen am FG vorgenommen werden. Auch die gewählten Radien der Korrelationsstrukturen in der Analyse beeinflussen ganz erheblich die Korrekturen, die durch die Initialisierung geschehen. Dies wird ausführlicher in Kapitel VI.3 im Rahmen der Analyse von SSM/I-Daten erläutert.

Vergleich der FG-Fehlerkorrelationsmodelle mit denen anderer Analyseschemen

Um die am DNMI festgelegten typischen Horizontal- und Vertikalskalen der Korrelationen besser einschätzen zu können, wurden sie mit den Korrelationsfunktionen verglichen, die für die OI-Analyse mit dem Globalmodell des ECMWF (ECMWF Research Manual 1, 1992) und mit dem Europamodell des DWD (Quarterly Report, 1995) genutzt werden. Das Horizontalkorrelationsmodell (III.12) wird sowohl am ECMWF und DWD als auch am DNMI mit sehr ähnlichen charakteristischen Längenskalen vorgegeben (nicht dargestellt). Am ECMWF und beim DWD erfolgt die Ableitung der Kreuzkorrelationen allerdings für Stromfunktion und Geschwindigkeitspotential (statt für die Windkomponenten u, v). Bei dieser Formulierung kann der Grad der Geostrophie und Divergenz der Analyseinkremente besser festgelegt werden, als es im DNMI-Verfahren durch Lockerung der geostrophischen Kopplung während der Iteration möglich ist (vgl. Daley, 1991, S.155 ff.). Im globalen Modell des ECMWF werden unterschiedliche charakteristische Radien je nach geographischer Breitenregion genutzt, worauf bei einem LAM aber eher verzichtet werden kann. Für das Vertikalkorrelationsmodell wird am ECMWF eine sehr breite Korrelation für sehr große Horizontalskalen und engere für synoptische Skalen genutzt (s. Anhang A). Die Funktionen entsprechen jeweils in etwa den DNMI-Korrelationen der ersten bzw. späteren Iterationsschritte, mit denen entsprechend zunächst größere und dann zunehmend kleinere Horizontalskalen analysiert werden. Der DWD hingegen arbeitet mit vertikal begrenzteren Korrelationsfunktionen (Buchhold, 1993). Da in der Fallstudie 18.3.1989 ein zu starker Einfluß von bodennahen Flugzeugmessungen auf die mittlere Troposphäre zu beobachtet ist, werden für diesen Fall ebenfalls beschränktere Vertikalkorrelationen getestet (s. Kap.V.3).

IV Verfahren zur Analyse und Assimilation von SSM/I-Daten

Dieses Kapitel stellt die zur Assimilation verwendeten Satellitendaten des SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) vor, begründet deren Nutzung für die Simulationsstudien und beschreibt die gewählte Assimilationsmethode sowie die entsprechenden Erweiterungen des DNMI-Analyseschemas.

IV.1 Der SSM/I-Sensor und Retrievalprodukte

Der SSM/I ist ein Mikrowellenradiometer, das seit Juli 1987 auf den polarumlaufenden DMSP-Satelliten (Defense Meteorological Satellite Program der USA) fliegt. Die Satelliten umkreisen die Erde in etwa 850 km Höhe mit einer Umlaufzeit von ca. 102 min.. Währenddessen tastet das Radiometer die Erde mit einer Scan-Breite von 1400 km unter einem Zenitwinkel von 53° ab. Als passiver Sensor empfängt der SSM/I die von Erdoberfläche und Atmosphäre emittierte Strahlung. Diese wird auf dem Weg durch die Atmosphäre insbesondere durch Wasserdampf und Hydrometeore modifiziert, wobei Art und Stärke des Einflusses von der Wellenlänge der Strahlung abhängen. Der SSM/I mißt in 7 Kanälen im Mikrowellen(MW)-Bereich (bei 4 Frequenzen und 2 Polarisationsrichtungen, vgl. Anhang B). Durch Kombination der Information unterschiedlicher Kanäle sind aus den gemessenen Radianzen unter anderem folgende atmosphärische Parameter ableitbar (Retrieval): Meereisbedeckung und -konzentration mit einer Unterscheidung von ein- oder mehrjährigem Eis sowie über eisfreiem Ozean die oberflächennahe Windstärke (WS), der integrierte Wasserdampfgehalt (IWV), der Wolkenwassergehalt (CLW) und die Regenrate (RR). Die horizontale Auflösung dieser Retrievals liegt bei etwa 50 km; vertikal können nur integrale Größen abgeleitet werden. Ein kurzer Überblick über die physikalischen Grundlagen und die in Zusammenhang mit SSM/I-Daten verwendeten Retrievalmethoden wird in Anhang B gegeben. Zusätzlich findet sich dort ein Vergleich verschiedener WS- und IWV-Retrievalalgorithmen, der durchgeführt wurde, um die Algorithmen für die Assimilationsstudien festzulegen.

IV.2 Motivation zur Nutzung von SSM/I-Retrievals

Ziel der in dieser Arbeit erfolgten Tests zur Assimilation von Satellitendaten ist es, die Simulationen durch Nutzung zusätzlicher, mesoskaliger, Information zu verbessern. Die unterschiedlichen für eine Assimilation nutzbaren Satellitenbeobachtungen wurden bereits in Kap. II.2.2 diskutiert. Für diese Studie entfallen Daten geostationärer Satelliten (wie METEOSAT), da sie die hier betrachteten hohen Breiten ($> +60^\circ$ bzw. $< -60^\circ$) nicht mehr abdecken. ERS-1 Windvektoren stehen leider erst ab 1991 zur Verfügung, während die hier behandelten Fallstudien 1989 und 1990 auftraten. Ferner ist die horizontale Scan-Breite des ERS-1 mit etwa 500 km sehr gering, so daß Mesozyklonenfälle sehr häufig gar nicht erfaßt werden. AVHRR-Daten liefern wertvolle Information über den Bedeckungsgrad und die Höhe der Wolkenoberkante und könnten für die Analyse der Feuchtestrukturen genutzt werden. Allerdings wären zusätzliche Beobachtungen notwendig, um die Höhe der Wolkenunterkante festzulegen, was die Nutzung in den daten-

armen Polarregionen erschwert, so daß die Daten hier nicht in die numerische Analyse einbezogen wurden. Dennoch wäre mittels zusätzlicher Annahmen eventuell eine Verbesserung der Feuchtefelder und des Wolkenwassergehaltes möglich. Letzteres wäre besonders für Modelle, die auch die Advektion von Wolkenwasser berücksichtigen, interessant.

TOVS-Daten stellen gerade auf der Südhemisphäre eine wesentliche zusätzliche Informationsquelle dar, insbesondere zur Verbesserung der Temperatur-, teils auch der Feuchtefelder. TOVS-Information ist in den hier verwendeten ECMWF-Analysen bereits in Form von Retrievals von NOAA/NESDIS mit einer horizontalen Auflösung von etwa 250 km enthalten. Am MIUB können TOVS-Retrievals in einer Auflösung von etwa 100 km mit Hilfe des Improved Initialisation Inversion (3I) Algorithmus erstellt werden und eine Qualitätsstudie mit 3I-Retrievals für die Antarktis hat eine sehr gute Qualität der Schichtmitteltemperaturen ergeben (Köpken et al., 1995). Bei einer mit dem DNMI-System und 3I-Schichtdicken-Retrievals durchgeführten Assimilationsstudie hatten die Retrievals allerdings nur einen sehr geringen Einfluß auf die Analyse und Vorhersage (Claud et al., 1992b). Daher wird am DNMI bisher keine TOVS-Information in die Assimilation einbezogen. Auf der Südhalbkugel ist zwar aufgrund der geringeren Abdeckung mit konventionellen Daten ein größerer Einfluß der TOVS-Daten zu erwarten (vgl. Andersson et al., 1991; Mo et al., 1995), aber andererseits ist es nicht klar, ob die Information aus TOVS durch die Assimilation von Retrievals mittels OI (bzw. SC/OI) gut genutzt werden kann. Generell scheinen 'interaktive' Retrievals oder eine direkte Assimilation von Radianzen vielversprechender (vgl. Kap.II.2.2). Für Feuchteinformation aus TOVS-Daten ist ebenfalls zu bedenken, daß ein Feuchteretrieval aus den infrarot (IR) Daten in der trockenen polaren Atmosphäre unter dem relativ zur Temperatur schwachen Wasserdampfsignal leidet und zusätzlich Wolken ein Feuchteretrieval behindern, so daß oft nur lückenhafte Felder reproduziert werden (Köpken, 1993). Da ferner ein Vergleich von Temperaturstrukturen der Retrieval- und ECMWF-Analysefelder zeigt, daß insbesondere die hochauflösenden ECMWF-Analysen mit 1.125° bereits die wesentlichen, auch kleinskaligeren, Strukturen der 3I-Retrievals enthalten, wurde hier von der relativ aufwendigen Assimilation von TOVS-Daten Abstand genommen.

Statt dessen wurde der Nutzung von SSM/I-Beobachtungen der Vorrang gegeben, da diese Information in den ECMWF-Analysen nicht enthalten ist (McNally et al., 1995), aber erfolgreich in diversen Studien polarer Mesozyklonen eingesetzt wurde (Claud et al., 1992a, 1993, 1996; Heinemann, 1995a, 1996a). In etlichen Arbeiten, die SSM/I-Daten für Vergleiche verwenden, wird eine Assimilation dieser Information empfohlen (z.B. Raunstein et al., 1991; Pudykiewicz et al., 1992; McNally und Vesperini, 1995) und andere Gruppen arbeiten an ihrer Nutzung mit verschiedenen Schemata (vgl. Kap.II.2.2). Von den möglichen ableitbaren Größen wurde zum einen die WS gewählt, da sie deutliche mesoskalige Information und oft auch klare Signale der Mesozyklonen selbst enthält (Claud et al., 1996; Heinemann, 1996a). Zum anderen ist der IWV interessant. Die Mesozyklonen selbst sind zwar i.a. zu flach und/oder zu klein, um ein sichtbares Signal in der integralen Größe IWV zu geben (Claud et al., 1993, 1996), aber Feuchtestrukturen des synoptischen Umfeldes (z.B. Fronten) sind sehr gut erfaßt (Katsaros et al., 1989). Da für realistische Simulationen auch gerade die größerskalige Umgebung große Bedeutung hat (vgl. Kap. II.1) und Feuchtestrukturen der ECMWF-Analysen teils unzureichend mit Beobachtungen übereinstimmen, scheint eine Nutzung der Daten vielversprechend. Andere ableitbare Größen wie

CLW oder RR sind für eine Assimilation im DNMI weniger interessant, da einerseits die Genauigkeit der Retrievals sehr unsicher ist und andererseits eine Analyse des Wolkenwassers nicht stattfindet (s. Kap.III.2). Für eine erfolgreiche Assimilation dieser Retrievals wäre es wesentlich, ebenfalls die Dynamik des Modells, z.B. mit einer diabatischen Initialisierung, anzupassen, um zu den Wolkenstrukturen passende Konvergenzfelder zu schaffen, da sonst eine Assimilation ohne nachhaltigen Einfluß bleibt (vgl. z.B. Wu et al., 1995).

Neben WS und IWV werden Retrievals der Eisbedeckung aus SSM/I-Daten zur Erstellung einer realistischen Eismaske verwendet, da die Lage und Form des Eisrandes für die Entwicklung von Mesozyklonen eine große Rolle spielen kann (vgl. Kap.II.1).

IV.3 Bereitstellung von Retrievals der Eisbedeckung, der Windstärke und des integrierten Wasserdampfgehaltes für Simulation und Analyse

Die Auswertung der SSM/I-Radianzen mit Berechnung der Retrievals wurde mit dem Programmpaket vorgenommen, das zur automatisierten Extraktion, Dekodierung, Qualitätskontrolle und Retrievalauswertung im Rahmen einer Dissertation am MIUB zusammengestellt bzw. entwickelt wurde. Aufgrund von Vergleichen der Resultate unterschiedlicher Algorithmen (siehe Anhang B) wurden für die Assimilation WS-Retrievals basierend auf dem Algorithmus von Goodberlet et al. (1989) gewählt (WS_{GO}), während für die Erstellung der IWV-Retrievals eine Kombination zweier Algorithmen von Petty in das Programmpaket eingeführt wurde (IWV_{CK} , basierend auf Petty (1994) und Claud et al. (1992a); vgl. Anhang B). Für die Verwendung im Modell werden die Retrievals der Meereiskonzentration, der WS und des IWV auf das verwendete Modellgitter projiziert. Dies ist z.B. notwendig, um die Eismasken für LAM50 und LAM25 zu erstellen, die als Randparameterfeld für die Simulation vorgegeben werden müssen (vgl. Kap. III.1). Für die Einspeisung von WS und IWV in die DNMI-Analyse wäre auch die Nutzung der Retrievals direkt mit Positionsangaben der FOV (d.h. mit Länge/Breite) möglich. Vor- und Nachteile beider Ansätze, der Projektion auf das Modellgitter bzw. der Nutzung an den FOV-Positionen, werden im letzten Abschnitt dieses Kapitels diskutiert.

Projektions- und Interpolationsmethode

Um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß die Retrievals eine Flächeninformation über Spots von etwa 50 km Durchmesser darstellen, wird ein Retrievalspot nicht allein der nächstliegenden Modellgitterbox zugeordnet, sondern für jede Gitterbox die Information aller sie überdeckenden Spots verwendet. Dazu wird jeder Spot auf das polarstereographische Modellgitter projiziert und seine Retrievalinformation gewichtet nach dem abgedecktem Flächenanteil für alle teilweise oder ganz im Spot liegenden Gitterboxen verwendet. Das Gewicht wird durch näherungsweise Flächenintegration bestimmt.

Erstellung der Eismaske für die Simulationen

Neben der Diagnose der eisbedeckten Fläche, wäre auch die Angabe der Eiskonzentration an jedem Gitterpunkt wünschenswert, da z.B. die Studie von Albright et al. (1995) deutliche Unterschiede zwischen Simulationen mit unterschiedlichen Konzentrationen zeigt. Dafür wäre aber im

Modell eine getrennte Berechnung der Bilanzen für den eisfreien und eisbedeckten Teil mit entsprechender Wichtung notwendig, was im DNMI-Modell nicht vorgesehen ist. Daher wurden aus der für das Gitter bestimmten Eiskonzentration unter Festlegung eines Grenzwertes die eisbedeckten Gitterpunkte bestimmt, für die dann eine Konzentration von 100% angenommen wird. Um eine möglichst vollständige Abdeckung des Modellgebietes zu erreichen, und da die Eisbedeckung zeitlich nur langsam variiert, werden Retrievals der Eiskonzentration aus Überflügen etwa eines ganzen Tages verwendet. Zusätzlich ist eine Mittelung mehrerer Retrievals an einem Gitterpunkt günstig, um Retrievalfehler zu minimieren. Da SSM/I-Retrievals im Küstenbereich des Kontinents nicht erstellt werden (s. Anhang B), erfolgt abschließend eine manuelle Kontrolle, um etwaige unrealistische Eislücken an den von SSM/I-Retrievals nicht erfaßten Punkten zwischen Kontinentrand und Meereis zu schließen.

Qualitätskontrolle und Auswahl der WS- und IWV-Retrievals

Bereits vor Erstellung der Retrievals werden zunächst die Strahlungstemperaturen einigen Fehlerchecks unterzogen (Eliminierung von Fehlwerten, fehlerhaften Scanlinien, M. Lieder, persönliche Mitteilung) und auf das Auftreten von Eis oder Niederschlag im FOV hin geprüft, da diese zu großen Retrievalfehlern in WS und IWV führen können. Für die Beobachtungen, die in der Analyse verwendet werden, ist eine möglichst geringe Zeitdifferenz zum Analysezeitpunkt wünschenswert und Strukturen (z.B. Fronten), die sich zwischen zwei Überflügen verlagert haben, sollten nicht durch eine Mittelung von zeitlich versetzten Retrievals geglättet werden. Daher werden für die WS-, IWV-Felder nur Retrievals innerhalb eines Zeitfensters von $\pm 3h$ verwendet. Liegen Retrievals unterschiedlicher Überflüge an einem Gitterpunkt vor, so wird das in der Zeit dem Analysepunkt nächstliegende gewählt (geringstes Δt). Zusätzlich wird jeweils zum WS- und IWV-Feld das Feld mit den Zeitdifferenzen Δt für jeden Gitterpunkt bereitgestellt, damit für die Analyse die Zeitinterpolation des FG (FGAT) auf den Beobachtungszeitpunkt (d.h. zum jeweiligen Satellitenüberflug) stattfinden kann.

Vor- und Nachteile der Verwendung der WS-, IWV-Retrievals auf dem Gitter

Bei der Verwendung der WS- und IWV-Felder muß berücksichtigt werden, daß durch das oben beschriebene Verfahren ein Retrievalspot mehrere Gitterpunkte beeinflussen kann, so daß Korrelationen zwischen benachbarten Gitterpunkten entstehen. Diese müssen im Analyseschema berücksichtigt werden (vgl. Gleichung (II.12), Matrix \underline{Q}). Eine Korrelation liegt aber ebenfalls schon bei den Originaldaten vor, da die Größe der FOV der verwendeten Kanäle zwischen 30-70 km variiert, während der Abstand der FOV-Mittelpunkte nur etwa 25 km beträgt, so daß sich benachbarte Retrievalspots überlappen. In anderen Assimilationsstudien mit SSM/I-Daten (IWV) wurden unterschiedliche Methoden verwendet: Während Filiberti et al. (1994) SSM/I-Retrievals an den eigentlichen Beobachtungspunkten einspeisten, wählten Deblonde et al. (1995) und Aonashi und Shibata (1996) ebenfalls eine Vorverarbeitung mit Projektion auf ein regelmäßiges Gitter. Filiberti et al. umgingen das Problem der korrelierten SSM/I-Beobachtungen, indem sie nur jeden 2. SSM/I-FOV einer Scan Linie und nur jeden 2. Scan verwendeten und die Retrievals dann als unkorreliert betrachteten (eine verbleibende Korrelation wurde nicht festgestellt). Die genannten Studien, die die Retrievals ebenfalls auf ein Gitter interpoliert verwendet haben, machen keine Angaben über spezifizierte Korrelationen. Ein Nachteil der Verwendung der

Originalretrievals im Analyseverfahren ist die erforderliche Vorwärtsinterpolation der FG-Werte zu den unregelmäßig verteilten Beobachtungspunkten. Besonders im verwendeten iterativen Verfahren bedeutet das einen zusätzlichen Rechenaufwand zu jeder Iteration (in der programmtechnischen Umsetzung des DNMI-Schemas erfolgt die Inkrementierung an Beobachtungspunkten, (III.10), durch eine Vorwärtsinterpolation der mit (III.9) bestimmten Inkremente). Die vorherige Projektion der Retrievals auf das Gitter vermeidet diese Vorwärtsinterpolation. Ferner können durch die Mittelung von Information mehrerer Retrievalspots an einem Gitterpunkt auch unsystematische Retrievalfehler reduziert werden.

Aus diesen Gründen wurde für die Analyse eine Bereitstellung der SSM/I-Beobachtungen an den Gitterpunkten gewählt und gleichzeitig die Horizontalkorrelation berücksichtigt (vgl. Abb.IV.2). Um den Einfluß der auftretenden Korrelationen auf das Analyseergebnis abzuschätzen, wurden Tests mit unterschiedlichen Horizontalkorrelationen der Beobachtungsfehler sowie mit halbiertes Dichte der SSM/I-Retrievals vorgenommen (vgl. Kap.VII.3).

IV.4 Assimilationsmethode

In dieser Arbeit wurde der Ansatz gewählt, Retrievals zu assimilieren. Eine andere Möglichkeit wäre die Nutzung der Daten in Form der Strahlungstemperaturen mit einer variationellen Methode (vgl. Kap. II.2.1d), die den sogenannten physikalischen Retrievals (mit Modell-FG) sehr verwandt ist (vgl. Anhang B). Schwierigkeiten bereitet dabei zum einen die Vorgabe der in der MW-Strahlungsübertragungsrechnung benötigten Profile von Wolkenwasser und Eisteilchen, da sie aus dem DNMI-FG nicht verlässlich bzw. gar nicht entnommen werden können. Zum anderen muß sehr sorgfältig ein etwaiger Bias des Strahlungsübertragungsmodells korrigiert werden (vgl. Eyre, 1992), was statistische Auswertungen in größerem Umfang erfordert. Bei der Verwendung der Retrievals steckt die statistische Eichung bereits in der Ableitung des Retrievalalgorithmus. Die Assimilation der entsprechend Abschnitt IV.3 erstellten und vorverarbeiteten Retrievals erfolgt wie die der konventionellen Daten in zwei Etappen - zunächst wird eine Analyse auf p-Flächen erstellt und diese dann wie in Abb.III.6,7 dargestellt in die Simulation eingespeist. Die Analyse findet auf dem Gitter des LAM50 statt, da die 50 km Auflösung gut zum Informationsgehalt der Retrievals mit ebenfalls ca. 50 km Auflösung paßt (vgl. Abschnitt IV.1).

IV.4.1 Analyse der oberflächennahen Windstärke

SSM/I-Retrievals der oberflächennahen Windstärke (im folgenden SSWS) sind insofern keine ideale Beobachtung für eine Analyse, als sie nicht direkt Werte der Analysevariablen liefern - dafür wären Windvektoren anstatt nur der Windstärke notwendig. Durch das Fehlen der Windrichtung sind die SSWS-Retrievals nicht einfach in ein Verfahren einzuspeisen, das auf konventionelle Beobachtungen zugeschnitten ist. Dem nichtlinearen Zusammenhang zwischen SSWS und analysierten Windkomponenten (u,v) kann am besten in variationellen Methoden Rechnung getragen werden (vgl. Atlas et al., 1996; Phalippou, 1996). Eine andere Möglichkeit ist die Zuweisung einer Windrichtung, die z.B. dem FG-Feld entnommen wird. So wird für die operationelle Nutzung der SSWS am NCEP/NMC und am Fleet Numerical Oceanographic Center zunächst eine Voranalyse vorgenommen und dann für die endgültige Analyse Windvektoren aus

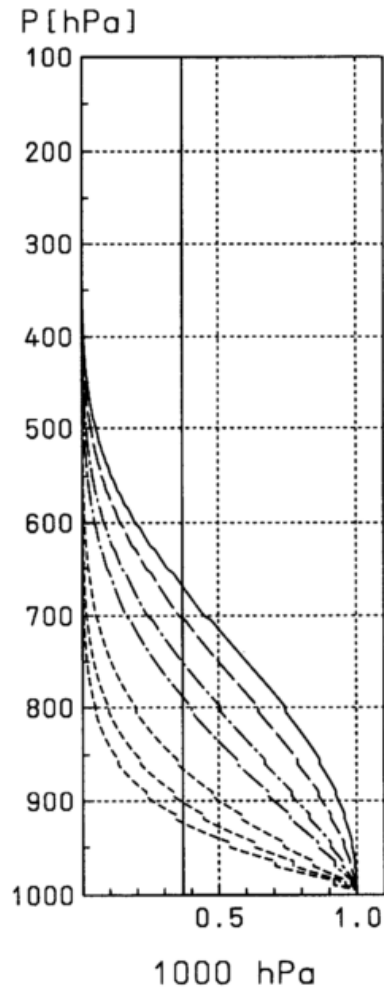
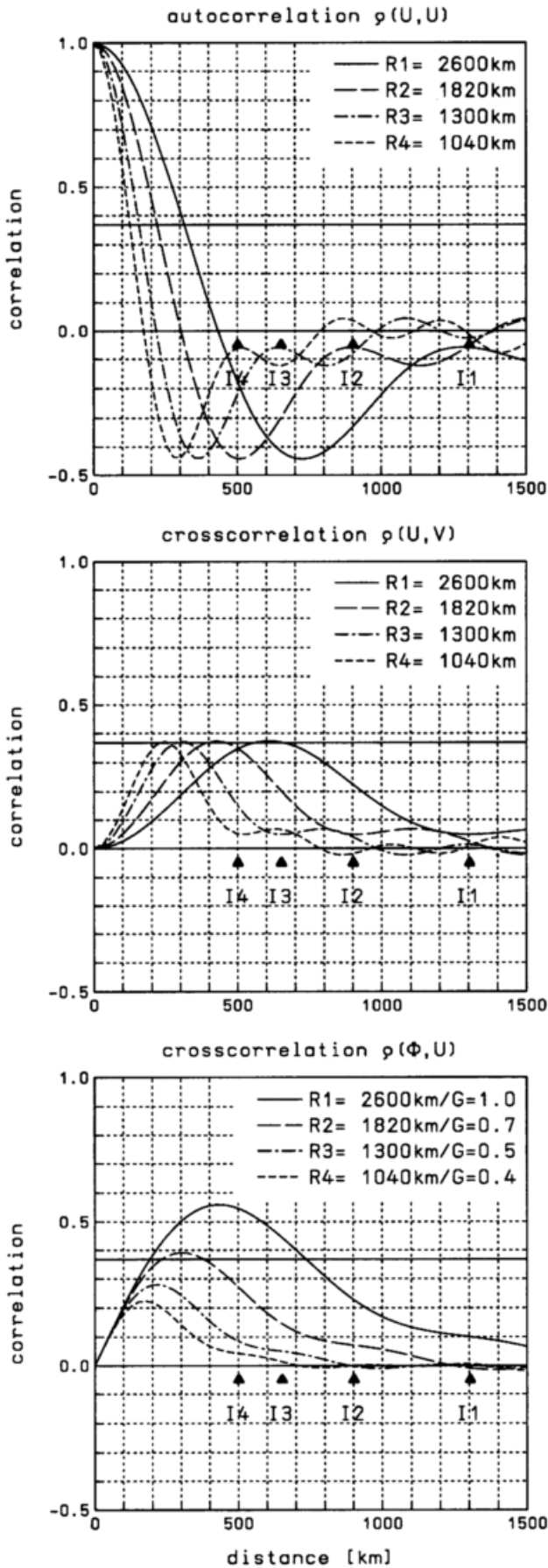


Abb.IV.1: Korrelationsmodell der FG-Fehler für die multivariate SSWS-Analyse;

← links: Radialschnitt der horizontalen Korrelationen $\rho(u,u)$, $\rho(u,v)$, $\rho(\phi,u)$, für 4 Werte des Radius R (R1 für erste Iterationen $v=1,2$; R4 für letzten Iterationen $v=7,8$); die entsprechenden maximalen Einflußradien INFLBE (I1 bis I4) sind eingezeichnet und die Werte der geostrophischen Kopplung GEOC (G) angegeben (vgl. Abb.III.4).

↑ oben: Vertikale Korrelationen für das Niveau 1000 hPa für die Iterationen $v=1-8$ (vgl. Abb.III.5).

der Windrichtung der Voranalyse und der Windstärke der Retrievals (SSWS) verwendet (Goerss und Phoebus, 1992).

Ein ähnlicher Weg wurde hier gewählt. Zunächst wird die Analyse mit konventionellen Daten durchgeführt und die FG-Felder entsprechend korrigiert (vgl. Abschnitt IV.4.3). Der Nutzen dieser ersten Analyseetappe ist allerdings in den hier betrachteten Polarregionen aufgrund der geringen Datendichte i.a. gering. Zur Assimilation der WS werden dann aus der Windrichtung des oberflächennahen Windfeldes des FG und der SSWS Windvektoren gebildet, indem die FG-Vektoren mit der SSWS skaliert werden. Als FG dient dabei das Windfeld in 10 m Höhe des zeitinterpolierten FG (FGAT). Die so erstellten 'beobachteten' Windvektoren werden dann mit dem multivariaten, 3-dimensionalen SC/OI-Schema analysiert.

Da die Retrievals im Vergleich zu anderen Beobachtungen in sehr hoher räumlicher Auflösung vorliegen und so mehr kleinskalige Strukturen enthalten, wurden die Skalen der Korrelationsfunktionen modifiziert. **Abb.IV.1** zeigt die nach einigen Tests für die SSWS-Analyse gewählten Horizontal- und Vertikalkorrelationen der FG-Fehler. Zu Beginn der Iterationen ist ein relativ großer Radius R angegeben (R_1 , mit maximalem Einflußradius I_1), um den synoptischskaligen Informationsanteil der Retrievals zu extrahieren und gleichzeitig an Überflugsrändern und Datenlücken, die z.B. durch Meereis und Regen entstehen, zu glätten. Innerhalb von 5 Iterationen wird dann der kleine Radius (R_4 , I_4) erreicht, um auch die mesoskaligen Strukturen zu analysieren. Da bei der SSWS-Analyse die Information nur an der Oberfläche vorliegt, wurden engere Vertikalkorrelationen (rechts) als für konventionelle Beobachtungen gewählt, damit die Inkremente nicht bis in die mittlere Troposphäre extrapoliert werden (vgl. mit **Abb.III.5**). Die Funktionen werden über 6 Iterationen so modifiziert, daß der vertikale Einfluß der Inkremente von anfangs bis ca. 700 hPa auf 975 hPa beschränkt wird (1/e-Korrelation). Die angenommene Genauigkeit der Retrievals beträgt $\sigma_o^u=2$ m/s (vgl. Tab.B.2) gegenüber $\sigma_B^u\approx 3.2$ m/s für den FG (berechnet aus σ_B^ϕ , vgl. (III.13)). Zusätzlich wird die Horizontalkorrelation der SSWS-Retrievals (vgl. Abschnitt IV.3) mit einer Gaußfunktion angegeben (**Abb.IV.2**).

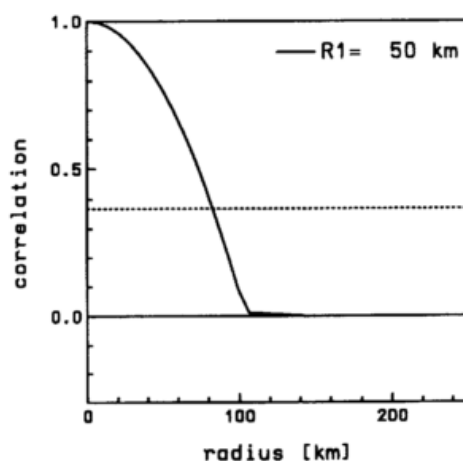


Abb.IV.2: Horizontales Korrelationsmodell der OBS-Fehler für SSM/I-Retrievals im Radialschnitt (Gaußfunktion, isotrop); die Linie der 1/e-Korrelation ist gestrichelt markiert.

An dieser Stelle soll bereits ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß diese Form der Analyse von SSWS nicht optimal ist. Die Übernahme der Windrichtung des FG in die Beobachtung stellt einen 'Inzest' dar, der in einer Analyse eigentlich zu vermeiden ist, da die statistisch 'optimale' Wichtung von FG- und Beobachtungsinformation nicht mehr gewährleistet ist. Die hier erfolgte Assimilation in dieser einfachen Form dient allein zum Test, wie die SSWS-Information

die Simulationen spezieller Mesozyklonenfälle beeinflusst. Eine eingehendere Diskussion des Nutzens der SSWS-Analyse und besonders auch der Probleme und eventueller Lösungsansätze erfolgt in Kapitel VI.

IV.4.2 Analyse des integrierten Wasserdampfgehaltes

Die IWV-Retrievals des SSM/I (im folgenden SSWV) liefern ebenfalls keine direkte Information der Analysevariablen, da es sich um den vertikal integrierten Feuchtegehalt anstatt von Feuchteprofilen handelt. Wesentlich für die Nutzung des SSWV ist daher die Art, wie diese integrale Information auf die einzelnen Niveaus verteilt wird. Eine Möglichkeit ist, den Zusammenhang zwischen der Feuchte jedes Niveaus und des IWV über statistische Fehlerkorrelationen festzulegen. Diese Korrelationen und der Operator, mit dem aus dem Vertikalprofil des FG der IWV berechnet wird, bestimmen dann die vertikale "Umverteilung" der integralen Information. Dieses Prinzip liegt der Assimilation mittels einer OI oder einer 1DVAR/3DVAR zugrunde. So verwendeten Filiberti et al. (1994) ein 1-dimensionales OI-Schema zur Analyse der spezifischen Feuchte auf Sigmaflächen in einem zweiten Schritt nach einer OI Analyse aller konventionellen Daten. Deblonde et al. (1995) testeten eine 1DVAR (vertikal), die in der verwendeten Form einer 1-dimensionalen OI entspricht (vgl. Kap.II.2.1d). Aonashi und Shibata (1996) analysierten unter Nutzung des SSWV direkt die Profile relativer Feuchte, indem sie einen statistischen Zusammenhang zwischen FG-Fehlern im IWV und dem vertikalen Feuchteprofil $\rho_h(p)$ anwendeten. Deblonde et al. und Aonashi und Shibata führten jeweils nur eine vertikale Analyse durch und übernahmen für die Horizontalverteilung direkt die Retrievalwerte. Phallipou (1996) dagegen führte als Vorstufe zur Assimilation von Radianzen ein variationelles 3-dimensionales Retrieval mit der 3DVAR durch.

Einen anderer Ansatz zur Bestimmung der Vertikalverteilung übernimmt die Feuchteprofile des FG und skaliert sie entsprechend den beobachteten bzw. analysierten IWV-Werten. Studien dieser Art führten Kuo et al. (1993) und Ledvina und Pfaendtner (1995) durch. Dieses Verfahren wurde für die hier vorgenommene Assimilation gewählt. Der Grund dafür ist einerseits, daß bei der statistischen Methode die Definition des Operators zur Berechnung des IWV nicht un-

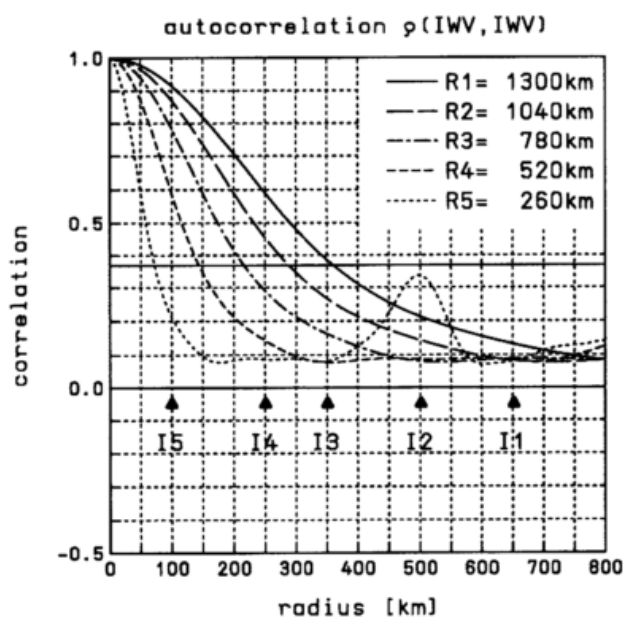


Abb.IV.3: Radialschnitt der horizontalen Korrelationsfunktion der FG-Fehler für die univariate SSWV-Analyse für 5 Werte des Radius R (R1 für erste Iterationen $v=1$; R5 für letzten Iterationen $v=5-8$); die entsprechenden maximalen Einflußradien INFLBE (I1 bis I5) sind eingezeichnet; vgl. Abb.III.4).

problematisch ist (vgl. Deblonde et al., 1995). Zudem hätte das Aufstellen einer Statistik für die vertikalen FG-Fehlerkorrelationen den Rahmen dieser Arbeit überschritten. Anders als in Kuo et al. (1993), die die Feuchteprofile mittels 'Nudging' assimilierten, soll hier im Rahmen des intermittierenden Assimilationsschemas eine 3-dimensionale Analyse des SSWV stattfinden. Dies geschieht in zwei Etappen: Zunächst wird eine 2-dimensionale Analyse der horizontalen IWV-Verteilung vorgenommen und dann das vertikale Feuchteprofil des FG an diesen analysierten Wasserdampfgehalt angepaßt. Ledvina und Pfaendtner wählten in ihrer 1995 publizierten Studie ein sehr ähnliches Verfahren.

Die Horizontalanalyse des IWV erfolgt hier mit einer 2-dimensionalen, univariaten Version des SC/OI Verfahrens. Die dabei verwendeten Horizontalkorrelationen der FG-Fehler zeigt **Abb.IV.3**. Um die in SSWV-Retrievalfeldern aufgelösten kleinskaligen Variationen, z.B. starke Gradienten an Fronten (vgl. Katsaros et al., 1989), analysieren zu können, wurden die FG-Korrelationen in der Iteration bis zu deutlich kleineren Skalen verkleinert als bei der Analyse konventioneller Daten. Während dort der minimale Radius $RADIUS=R4=1300$ km beträgt (vgl. **Abb.III.4**), wurde für die IWV-Analyse ein Radius $RADIUS=R5=260$ km mit einem maximalen Einflußradius $INFLBE=I5=100$ km für die letzten Iterationen gewählt. Die Analyse größerskaliger Signale sowie die Glättung der Übergänge an Datenrändern wird durch die zunächst größeren Radien bei Iterationsbeginn ($R1/I1$) sichergestellt. Für die SSWV-Retrievals wird ebenfalls eine horizontale Korrelation angegeben (s. **Abb.IV.2**). Die Standardabweichungen der Retrievals und des FG sind für die in Kapitel VII gezeigten Beispiele mit $\sigma_0=2$ mm bzw. $\sigma_B=3$ mm festgelegt. Wesentlich ist dabei aber nur das relative Verhältnis der beiden Werte. Die eigentliche Größe der Retrieval- und FG-Fehler wäre vom Betrag des IWV selbst abhängig (vgl. **Abschnitt. IV.4.4**).

Nach der 2-dimensionalen, horizontalen Analyse werden die Inkremente vertikal umverteilt, indem die FG-Profile der spezifischen Feuchte $q^b(k)$ entsprechend diesem analysierten IWV (IWV_{2D-ANA}) skaliert werden. Die maximale Feuchte ist in jeder Schicht auf die Sättigungsfeuchte $q_{sat}(k)$ beschränkt. Daher wird die Skalierung iterativ durchgeführt, so daß Feuchtigkeit, die in einer Schicht zu Übersättigung führen würde, auf andere Schichten verteilt wird:

$$\begin{aligned} \text{Iteration } v: \quad IWV^v &= \frac{1}{g} \sum_{k=1}^K q^v(k) \cdot \Delta p(k), \quad IWV^0 = WVFG, \quad q^0(k) = q^b(k) \\ q^{v+1}(k) &= q^v(k) \cdot \frac{IWV_{2D-ANA}}{IWV^v} \\ \text{falls } q^{v+1}(k) > q_{sat}(k) &\Rightarrow q^{v+1}(k) = q_{sat}(k) \end{aligned} \quad (IV.1)$$

Die Iteration wird fortgeführt bis die Abweichung zu IWV_{2D-ANA} höchstens 1% beträgt, jedoch maximal für 20 Iterationsschritte. In ca. 95% (98%) aller Fälle genügen weniger als 2(5) Iterationen, nur in weniger als 0.1% der Fälle sind 19 Iterationen nicht ausreichend. **Abb.IV.4** zeigt Feuchteprofile des FG und der Analyse für zwei Gitterpunkte; dargestellt ist hier die relative Feuchte, da sie als Übergabevariable zwischen Simulation und Analyse fungiert. In Profil 1 hat die Analyse zu einer Verringerung der relativen Feuchte geführt, während in Profil 2 die Feuchte entsprechend dem von SSM/I höher beobachteten IWV angehoben wird (in einigen Schichten bis

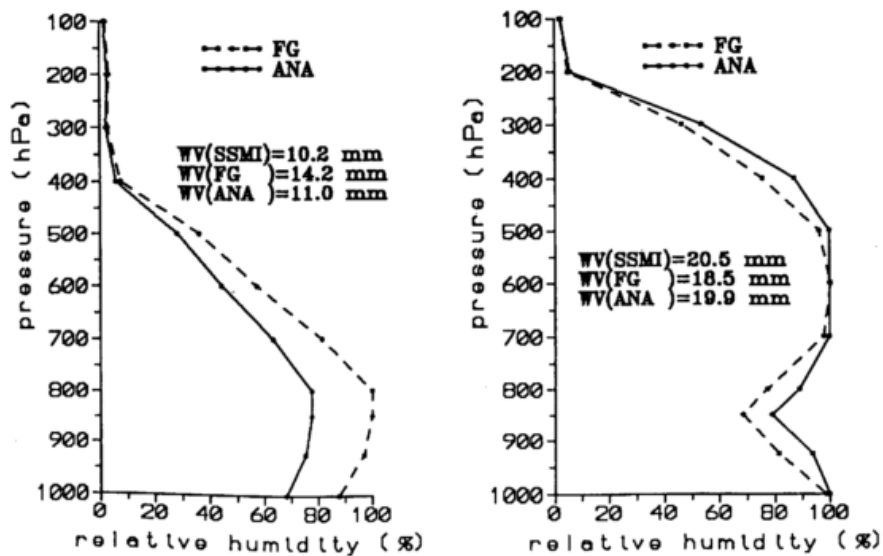


Abb.IV.4: Illustration der Vertikalanalyse des Feuchteprofils am Beispiel zweier Gitterpunkte: Das FG-Profil (gestrichelt) wird im IWV an den aus SSWV und WVFG in der 2-dimensionalen Analyse bestimmten Wert WVAN angepaßt (durchgezogene Linie); dargestellt sind die Profile relativer Feuchte.

zur Sättigung). In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß ein höherer IWV ebenso gut durch eine geringere relative Feuchte bei höheren Temperaturen entstehen (und z.B. auf eine Fehlpositionierung eines Warmsektors hinweisen) könnte. Beide Ursachen sind aber im Algorithmus schwer zu trennen. Filiberti et al. (1994) ließen eine begrenzte Rückwirkung der Feuchteanalyse auf die Temperaturfelder zu, indem sie bei auftretender Übersättigung einen Temperaturzuschlag einführten. Der Einfluß auf die Analyse und auf die nachfolgende Simulation blieb aber gering. Da ferner die Ableitung einer Temperaturkorrektur aus einer Messung des integrierten Feuchtegehaltes als relativ unsicher anzusehen ist, wurde hier davon abgesehen.

IV.4.3 Ablauf des erweiterten Analyseschemas

Da die Analyseverfahren für SSWS und SSWV auf dem FG beruhen, um fehlende Information zu ergänzen, ist es mehr noch als bei der Analyse konventioneller Daten wichtig, einen möglichst korrekten FG zu verwenden. Denn Fehler in der vertikalen Feuchteverteilung oder der Windrichtung können durch die SSMI-Daten nicht korrigiert, sondern im ungünstigsten Fall sogar verstärkt werden. Daher wird die gesamte Analyse in mehreren Schritten durchgeführt, indem zunächst mit konventionellen Beobachtungen (OBS) eine vorläufige Analyse erstellt wird, die dann als FG für die Analyse der SSWS- und SSWV-Retrievals dient. Auf eine statistische Wichtung aller vorhandenen Beobachtungen wird bei dieser stufenweisen Analyse zwar verzichtet, aber in Anbetracht der Art der SSMI-Information wird dem möglichst korrekten FG der Vorzug gegeben (Filiberti et al., 1994, wählten dasselbe Vorgehen). Dieses gestaffelte Verfahren hat zusätzlich den Vorteil, daß die wenigen konventionellen Beobachtungen nicht von den viel zahlreicheren Satellitendaten 'überschwemmt' werden.

Abb.IV.5 zeigt den gesamten Analyseablauf: Zu Beginn wird der FG, der zur Analysezeit t_{ANA} und zu $t_{ANA} \pm 3h$ vorliegt, räumlich und zeitlich für jede einzelne Beobachtung interpoliert (FGAT), was besonders für asynoptische Daten wesentlich ist. Aus programmtechnischen

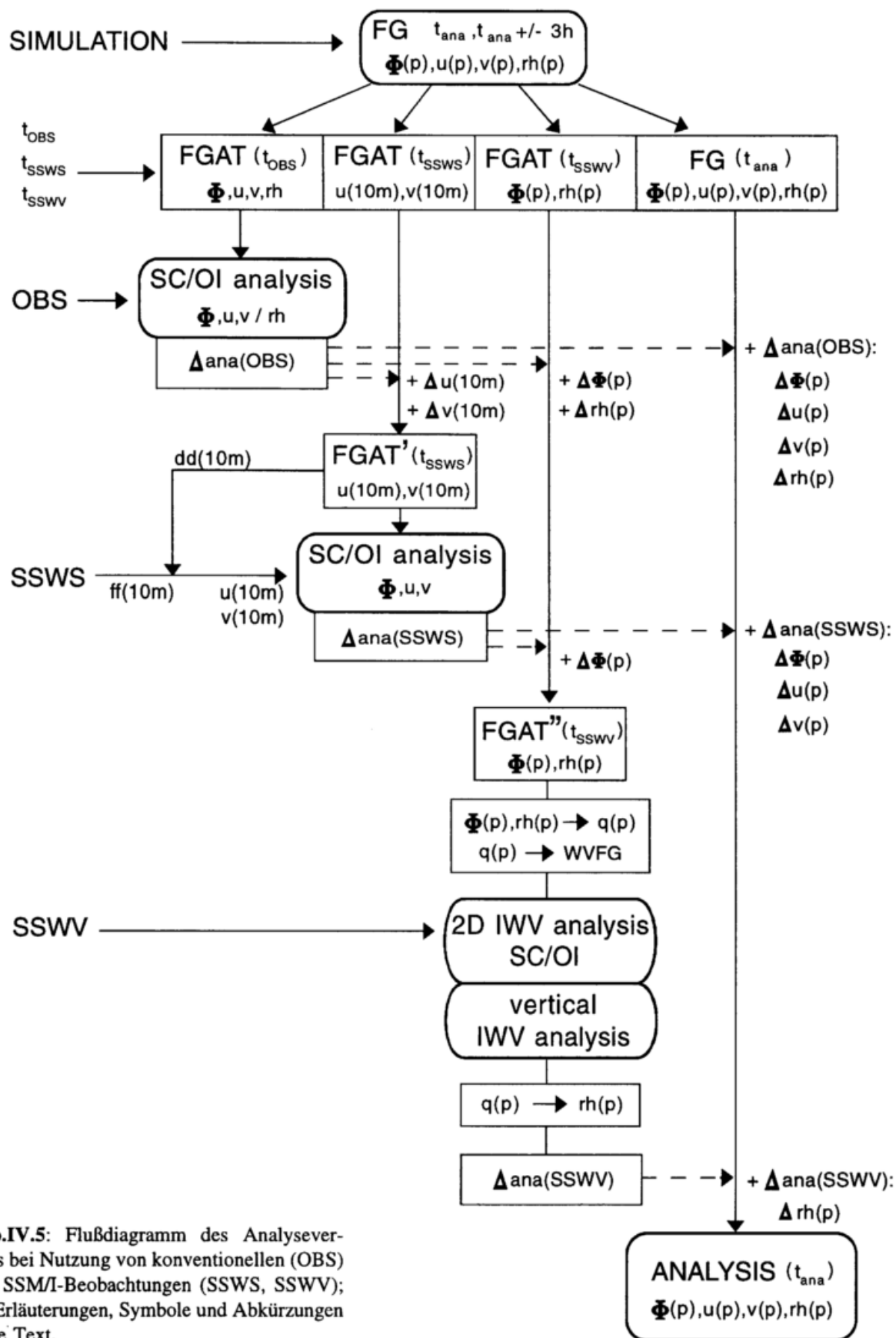


Abb.IV.5: Flußdiagramm des Analyseverlaufs bei Nutzung von konventionellen (OBS) und SSM/I-Beobachtungen (SSWS, SSWV); für Erläuterungen, Symbole und Abkürzungen siehe Text.

Gründen (Speicherplatzersparnis) findet dies auch für die SSM/I-Daten gleich zu Anfang statt. Für konventionelle Daten ist der FGAT ein einzelner Wert des Geopotentials (ϕ), des Windes (u,v) oder der relativen Feuchte (rh). Für SSWS wird das Windfeld (u,v) in wahlweise 1000 hPa oder 10 m Höhe und für SSWV Geopotential- und Feuchtefelder auf allen Druckniveaus, $\phi(p)$ und $rh(p)$, bereitgestellt. Zuerst erfolgt die Analyse der konventionellen Beobachtungen mit Hilfe des 3-dimensionalen SC/OI Schemas (multivariat in ϕ und (u,v) , univariat für rh) und die entsprechenden Analyseinkremente werden zum FG am Analysezeitpunkt, $FG(t_{ANA})$, addiert. Die FGAT-Felder für SSWS und SSWV werden ebenfalls korrigiert (mit z.B. $\Delta u10m$, $\Delta v10m$, bzw. mit $\Delta\phi(p)$, $\Delta rh(p)$). Zur Analyse der SSWS werden aus der Windrichtung (dd) dieses inkrementierten FGAT und der von SSM/I beobachteten Windstärke (ff) Windvektoren (u,v) gebildet und diese dann als Beobachtungen in 1000 hPa oder 10 m Höhe in das multivariate 3-dimensionale SC/OI-Schema eingespeist. Mit den resultierenden Inkrementen wird der $FG(t_{ANA})$ und ebenfalls der FGAT für SSWV korrigiert. Für die Analyse des SSWV ist die Bestimmung des FG-IWV (WVFG) notwendig. Dazu wird zunächst aus den Geopotentialwerten $\phi(p)$ des korrigierten FGAT das Temperaturprofil $T(p)$ und dann aus $T(p)$ und der relativen Feuchte $rh(p)$ die spezifische Feuchte $q(p)$ berechnet; vertikale Integration ergibt schließlich WVFG. Es folgt die horizontale und vertikale IWV-Analyse, die eine univariate, 2-dimensionale Version der SC/OI und eine Skalierung der FG-Profile anwendet. Aus dem analysierten Profil der spezifischen Feuchte, $q_{ANA}(p)$, wird $rh_{ANA}(p)$ und die Analyseinkremente (Differenz von $rh_{ANA}(p)$ zu $rh(p)$) berechnet, mit denen der $FG(t_{ANA})$ zur endgültigen Analyse korrigiert wird. Die Etappen der SSWS- und SSWV-Analyse werden in den Kapiteln VI und VII anhand von Beispielen demonstriert.

IV.4.4 Qualitätskontrolle der SSM/I-Retrievals

Damit die Analyse nicht durch fehlerhafte Beobachtungen beeinträchtigt wird, findet i.a. eine automatische Qualitätskontrolle statt. Ferner ist es wichtig, daß die Retrievals keine systematischen Fehler enthalten. Dies würde die Voraussetzung des Analysealgorithmus verletzen, daß die verwendeten Beobachtungen keinen Bias aufweisen (vgl. Kap.II.2.1). In den bisherigen Studien mit SSM/I-Retrievals sind nur recht einfache Kontrollkriterien dokumentiert, die 'Ausreißer' ausschließen sollen. So eliminierten Filiberti et al. (1994) z.B. alle SSWV-Beobachtungen, die mehr als 2σ vom Mittel der betrachteten Region abwichen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden für SSWV einige einfache Qualitätskontrollen gegenüber den FG-Werten ausprobiert, da trotz der Tests auf Vorhandensein von Eis oder Niederschlag im FOV bei der Retrievalerstellung größere Fehler nicht ausgeschlossen werden können (vgl. Ausreißer z.B. bei IWV_{AL} , IWV_{S+} in Abb.B.1,2 im Anhang B). Aufgrund der Spanne der IWV-Werte über das Gebiet des LAM (von weniger als 5 mm bis etwa 30 mm) und der Variation z.B. an scharfen Frontgradienten erweist sich sowohl eine feste Fehlerschranke, wie sie z.T. für konventionelle Beobachtungen genutzt wird, als auch die Kopplung der Fehlergrenze an σ als nutzlos. Denn Fehler, die in Bereichen geringen IWVs auftreten, liegen oft noch unter einer 2σ - oder 3σ -Schranke. Eine engere Grenze ist andererseits nicht sinnvoll, wenn nicht andere Retrievals ausgeschlossen werden sollen, die z.B. wegen einer in FG und Realität unterschiedlichen Frontpositionen hohe Abweichungen gegenüber dem FG aufweisen (nicht dargestellt). Als dritter Ansatz wurde noch getestet, die Fehlerschranken an den IWV-Betrag

selbst zu koppeln. Dazu wurde auf den in Deblonde et al. (1995) zur Festlegung der Retrievalfehler verwendeten klimatologischen Zusammenhang zwischen $\sigma(\text{IWV})$ und IWV zurückgegriffen (mit σ als Schwankung des mittleren täglichen IWV gegenüber dem monatlichen Mittel):

$$\sigma(\text{IWV}) \approx 0.75 \sqrt{\text{IWV}} \quad \rightarrow \quad \sigma \approx 0.75 \sqrt{0.5(\text{SSWV} + \text{WVFG})} \quad (\text{IV.2})$$

Entsprechend wurde für die Datenkontrolle σ abhängig von IWV (abgeschätzt mit dem Mittel aus SSM/I- und FG-Wert) angesetzt und dann SSWV-Werte, die um mehr als 2σ vom FG abweichen, ausgeschlossen. Trotz der so variablen Grenze kann solch ein Kriterium zum Ausschluß vieler SSM/I-Retrievals in der Nähe von Fronten führen (nicht dargestellt). Gerade dort ist die Satelliteninformation aber wünschenswert, um die Position der Feuchtefront zu korrigieren.

Ein sinnvoller Fehlercheck (sowohl für SSWS- als auch für SSWS-Retrievals) sollte daher eher gegen benachbarte Beobachtungen (z.B. wie in der 'multivariate control', s. Kap.III.2.1) durchgeführt werden. Andererseits ist dies durch die hohe Anzahl der eingehenden Beobachtungen extrem rechenintensiv. Weil der Schwerpunkt der Arbeit nicht auf einer operationellen Nutzung der Daten liegt, wo eine automatische Fehlerkontrolle notwendig wird, wurde diese Variante nicht weiter getestet und auf eine umfassende automatisierte Fehlerkontrolle verzichtet, weil die getesteten einfachen Schemen häufiger sinnvolle Retrievalwerte anstelle von fehlerhaften ausschließen. Es werden allerdings zweifelhafte SSM/I-Beobachtungen nahe der Eisgrenze durch einen Vergleich mit der Modelleismaske (die auf mehr Überflügen als die Retrievalfelder beruht) aussortiert, was einige offensichtlich schlechte Retrievals eliminiert.

Im Vergleich zu 'Ausreißern' sind systematische Retrievalfehler oft sehr klein und daher i.a. nur durch umfangreichere statistische Untersuchungen feststellbar. Systematische Fehler können z.B. durch einen nur begrenzten Gültigkeitsbereich (vor allem statistischer) Retrievalalgorithmen oder auch durch ungünstige Wetterbedingungen (z.B. starken Niederschlag im Fall des SSM/I) entstehen. Ein situationsabhängiger Bias tritt z.B. als Überschätzung des IWV in trockenen Bedingungen in etlichen IWV -Algorithmen auf (vgl. Anhang B, Abb.B.1,2). Um einen Bias der für die Analyse genutzten Retrievals zu vermeiden, wird für die hier durchgeführten Assimilationen ein Algorithmus, der speziell für trockene, kalte Atmosphären gültig ist, mit einem global gültigen kombiniert. Im resultierenden Algorithmus IWV_{CK} (s. Anhang B) ist der regionale Bias deutlich verkleinert und es sind keine offensichtlichen Ausreißer vorhanden. Für die in Kapitel VI gezeigte SSWS-Assimilation werden Retrievals bereits in Situationen mit leichtem Niederschlag, die zu vergrößerten Retrievalfehlern führen, ausgeschlossen (Diagnose mittels eines Regenflags aus SSM/I-Beobachtungen, vgl. Kap.VI.3). Selbst wenn erst stärkerer Niederschlag ein Retrieval verhindert, so bedingt der Niederschlagseinfluß zumeist erhöhte SSWS-Retrievalwerte, d.h. systematische Fehler, die eliminiert werden sollten.

V Studien polarer Mesozyklonen mit Assimilation von konventionellen und Flugzeugmeßdaten

In diesem Kapitel werden Ergebnisse der Assimilation konventioneller Daten für drei Mesozyklonenfälle dargestellt. Alle drei Fälle sind bereits in anderen Studien, basierend entweder auf Beobachtungen oder numerischen Simulationen, behandelt worden, so daß hier zunächst in den Abschnitten V.1 und V.2 Aspekte der Datenassimilation im Vordergrund stehen. Abschnitt V.3 widmet sich dann ausführlicher einem Mesozyklonenfall, für den detaillierte Flugmessungen vorliegen und vergleicht die mit Datenassimilation erzielten Ergebnisse mit den Beobachtungen.

V.1 Fallstudie vom 26./27.4.1989 im östlichen Weddellmeer (Antarktis)

Am Nachmittag des 26.4.1989 bildete sich nahe der Meereiskante im östlichen Weddellmeer (SH) eine sehr intensive und langlebige Mesozyklone. Sie zog im Laufe des 27.4.1989 längs der Küste bis zur Station GvN (Abb.V.1, vgl. Abb.II.4) und brachte dieser langanhaltend starke Winde und auch Schneefall. Für ihre Entstehung scheint die BLF an der Meereisbucht der Geneseregion eine Rolle zu spielen (Heinemann, 1996a). Die Verstärkung einer dort vorhandenen Initialstörung durch baroklines Forcing ist wahrscheinlich, da in ECMWF-Analysen eine leichte zyklonale Vorticityadvektion (CVA) in 500 hPa erkennbar ist und die Zyklone selbst eine

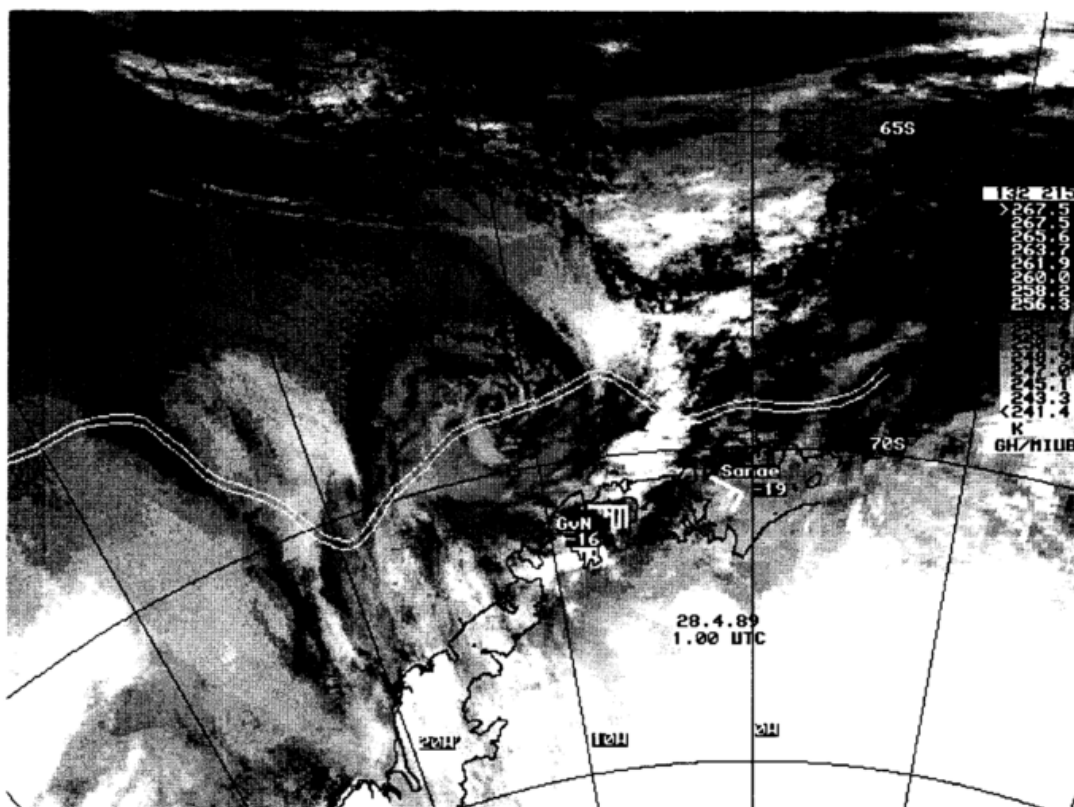


Abb.V.1: AVHRR-Bild (Kanal 4, 10.3-11.3 μm ; polarstereographische Projektion; Skala der Strahlungstemperaturen in K) um 100 UTC am 28.4.1989. Der antarktische Kontinent mit Schelfeiskante (schwarze Linien), die Meereisgrenze aus SSM/I-Daten (50% Grenze, doppelte weiße Linie), die Stationen GvN und Sanae mit Bodenwindbeobachtungen (volles Fähnchen=5 m/s, halbes Fähnchen=2.5 m/s) und ein geographisches Gitter sind eingezeichnet (aus Heinemann, 1995c).

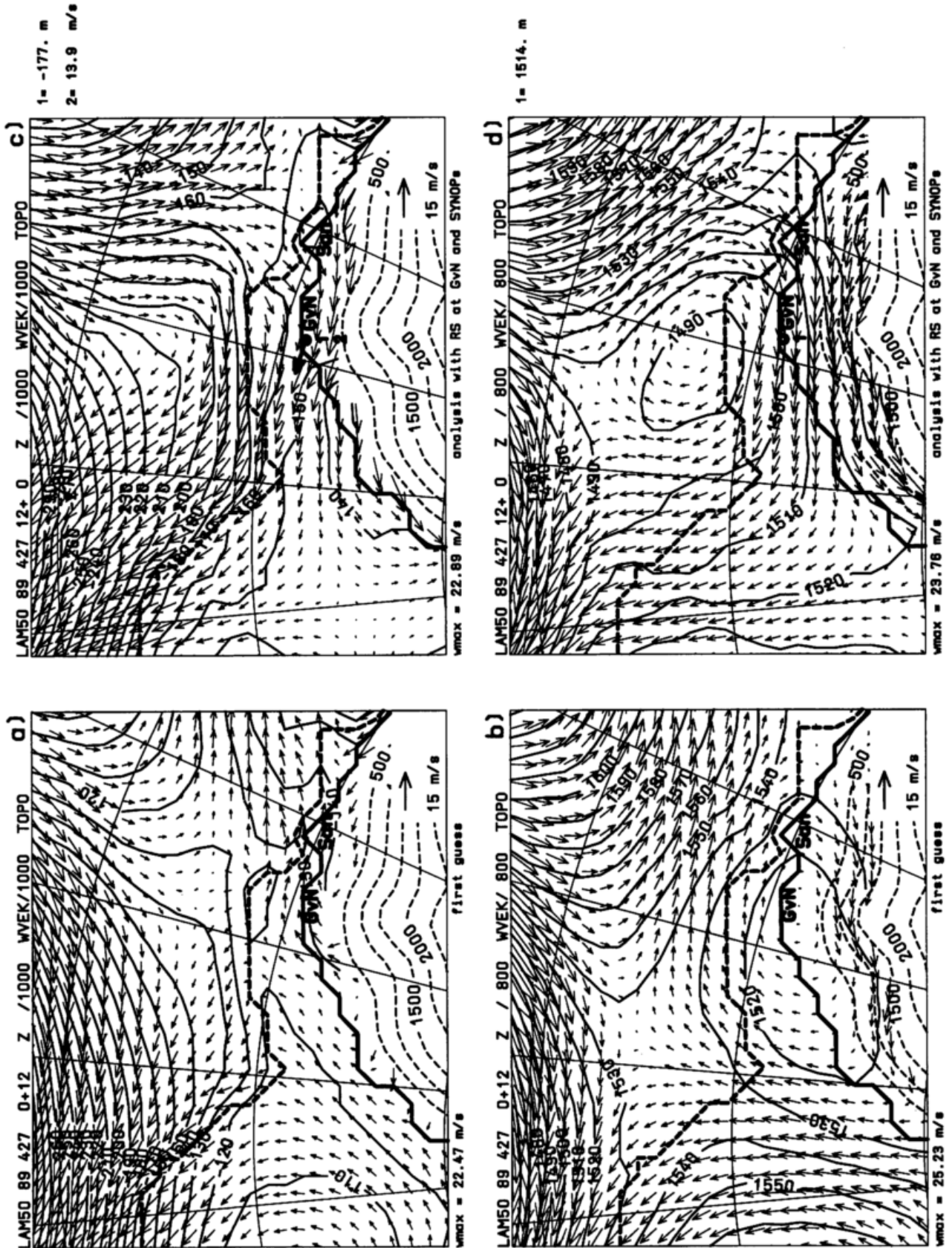


Abb.V.2: Geopotentielle Höhe und Windvektoren für 12 UTC am 27.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinien alle 10 gpm, Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung sonst: siehe Legende zu Abb.V.3); a) und b) in 1000 hPa bzw. 800 hPa für den FG; c) und d) analog für die Analyse; Beobachtungswerte an GvN sind eingezeichnet (1=geopotentielle Höhe, 2=WS).

schwache Kalt/Warmsektorstruktur in TOVS-Retrievalfeldern aufweist (Heinemann, 1995a). Für die Entstehungsphase können auch turbulente Energieflüsse bedeutsam sein, die durch hohe abeisige Windgeschwindigkeiten (sichtbar in SSM/I-Retrievals) bedingt sind. Dieser Aspekt wird in Kapitel VI in Zusammenhang mit der Assimilation der SSM/I-Information genauer betrachtet. Für eine eingehende Diskussion des Mesozyklonenfalles wird auf Heinemann (1995a) verwiesen.

Eine Modellsimulation des LAM führt zu keiner Mesozyklogense, obwohl die Situation aufgrund der Vermutung des baroklinen Forcing günstig erscheint. **Abb.V.2a,b** zeigt z.B. Geopotential und Windfelder des LAM50 in 1000 und 800 hPa für 12 UTC am 27.4.1989 nach 12 h Simulation (gestartet um 0 UTC von ECMWF-Feldern mit 1.125° Auflösung). Das Modell produziert für GvN relativ schwache Südwestwinde (ca. 5 m/s), während die Windmessungen an GvN bereits ca. 14 m/s aus Ost zeigen (s. überlagerte Windbeobachtung in Abb.V.2c). Eine zyklonale Zirkulation ist zwar in der Höhe vorhanden (Minimum des Geopotentials in 800 hPa), aber auf recht großer Skala und deutlich weiter südlich als das Zentrum der beobachteten Zyklono-

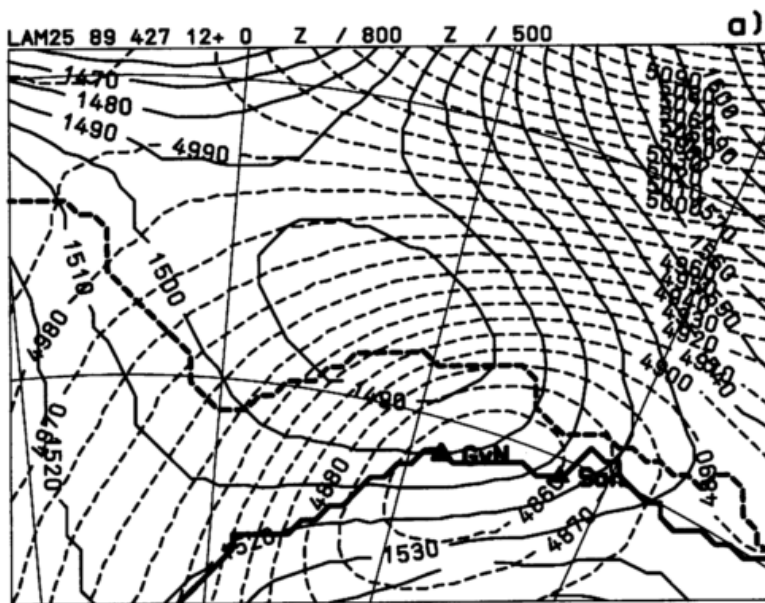
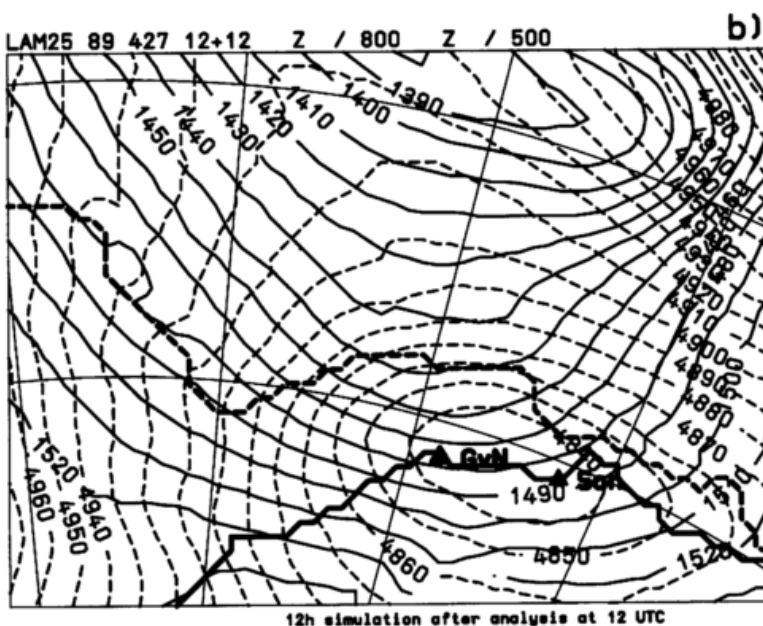


Abb.V.3: Geopotentielle Höhe in 800 hPa und 500 hPa für einen Ausschnitt des LAM25 (Isolinien alle 10 gpm);

a) initialisierte Analyse für 12 UTC am 27.4.1989,



b) nach 12 h Simulation ausgehend von der Analyse aus Teil a).

Eingezeichnet sind die Küstenlinie (dicke Linie), die Meereisgrenze im Modell (als 50% Eisbedeckung aus SSM/I-Daten, dicke, gestrichelte Linie) die Stationen GvN (8.4°W/70.6°S) und Sanae (2.4°W/70.3°S) (Dreiecke) und ein geographisches Gitter (Auflösung 10°Länge mal 5°Breite).

ne (vgl. Abb.II.4). Um das Modell an die Realität anzupassen, wurde mit den im Gebiet des LAM liegenden Beobachtungen eine Analyse für 12 UTC erstellt. Verfügbar waren Daten von 20 SYNOPs (mit ϕ, u, v, rh -Werten) verteilt am Rand der Antarktis, der RS an GvN (ϕ, rh -Werte) und einer Boje (ϕ -Werte) im Weddellmeer. Die RS-Windbeobachtungen wurden ausgeschlossen, da die mit dem Omega-System bestimmten Windvektoren in diesem Zeitraum nicht realistisch waren. **Abb.V.2c,d** stellt die Analyse dem FG aus Teil a,b gegenüber. Am Rande der synoptischen Zyklone ist nun ein Bodentrog vorhanden, der sich mit östlichen Winden bis GvN erstreckt, die zyklonale Strömung in 800 hPa ist merklich verstärkt, von kleinerer Skala und weiter nach Norden verlagert. Diese Analyse wurde für eine weitere Simulation in das LAM25 eingespeist (vgl. Abb.III.6,7) und **Abb.V.3a** zeigt die Mesozyklone in der initialisierten Analyse nahe einer schwach ausgeprägten Trogachse des Tiefs in 500 hPa in einem Bereich leichter CVA. Die weitere Simulation führt allerdings zu keiner Verstärkung, sondern zu einer schnellen Schwächung der Struktur. Bereits nach 12 h ist die Zirkulation in 800 hPa nur noch als schwacher Trogausläufer der zügig nach Osten gewanderten synoptischen Zyklone vorhanden (**Abb.V.3b**). Auch im Bodendruckfeld tritt nur ein schwacher Trog auf (nicht dargestellt). Satellitenbilder hingegen legen nahe, daß in Realität eine kräftige geschlossene Zirkulation existiert (vgl. Abb.V.1), und an GvN herrschen Schneefall und Windstärken bis 18 m/s, was die andauernde Intensität der Mesozyklone belegt.

Gründe für die im Modell ausbleibende weitere Entwicklung können sowohl im Modell selbst als auch in der Analyse liegen. Als Problem für letztere ist besonders die ungenügende Datendichte anzumerken, die keine ausreichend detaillierte Analyse vor allem auch der vertikalen Struktur der Mesozyklone und ihres Umfeldes erlaubt. Dies ist gut anhand der Analysein-

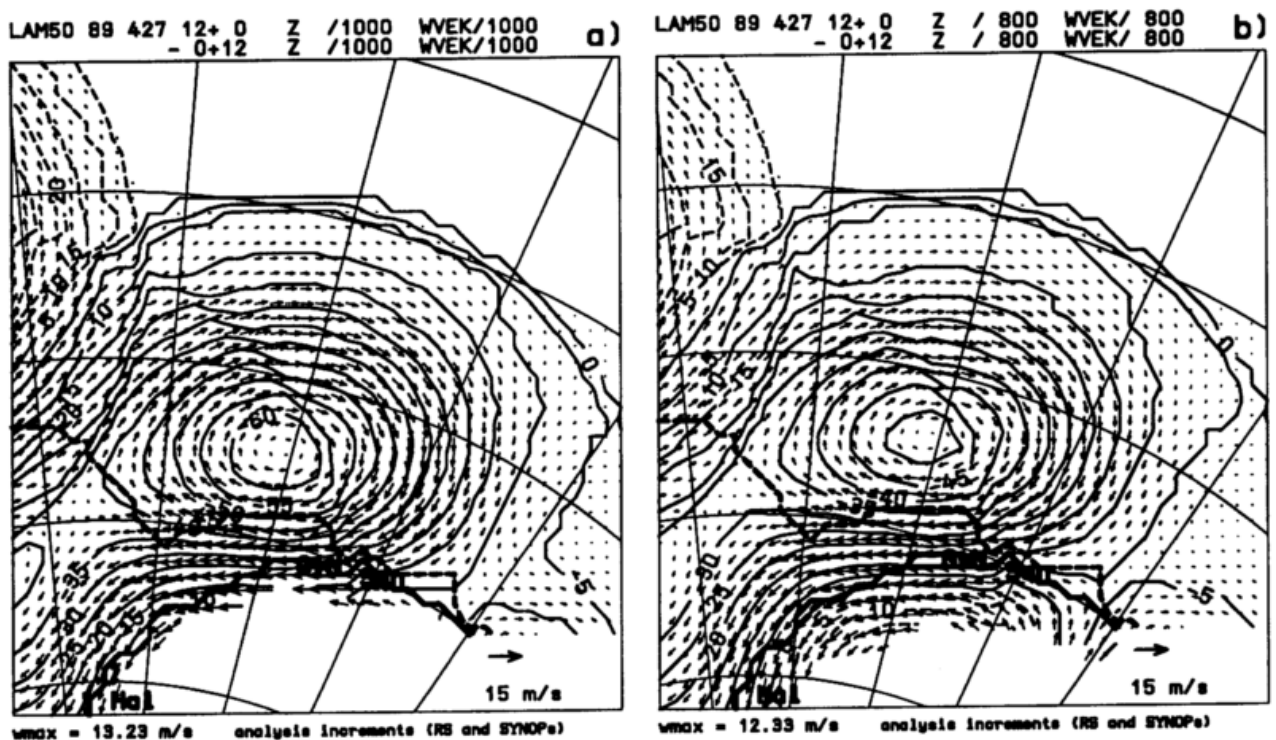


Abb.V.4: Analyseinkremente (Analyse minus FG) des Geopotentielle Höhen und der Windvektoren für die Analyse 12 UTC am 27.4.1989 im LAM50; a) in 1000 hPa, b) in 800 hPa (Isolinien alle 5 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung sonst wie in Abb.V.3).

kremente sichtbar, die in **Abb.V.4** für einen etwas größeren Modellausschnitt gezeigt sind. Sie belegen, daß die Analyse im Bereich der Mesozyklone fast ausschließlich von den Beobachtungen an GvN (RS mit ϕ, rh und SYNOP mit ϕ, u, v, rh) bestimmt wird, einzig die SYNOP der Station Novalazarevskaja (11.8°E/70.8°S) beeinflußt das Gebiet ebenfalls minimal. Durch diese extrem geringe Abdeckung mit Daten legen die gewählten FG-Korrelationsfunktionen (vgl. **Abb.III.3,5**) die Horizontal- und Vertikalstruktur der Inkremente völlig fest. Der Radius der Korrelationen und nicht die Information aus Beobachtungen bestimmt die Skala der analysierten Zyklone. Einzig die Geopotentialwerte der RS von GvN beinhalten eine Vertikalinformation, die aber für eine Analyse der vertikalen Atmosphärenstruktur des Gebietes nicht ausreicht. Der Vergleich mit einer Analyse, für deren Erstellung die Geopotentialinformation der RS ausgeschlossen wurde (**Abb.V.5**) zeigt, daß diese ϕ -Werte zwar eine leichte Anhebung des Geopotentials und eine Verschiebung des Zirkulationszentrums nach Norden bewirken (vgl. mit **Abb.V.2c,d**), aber insgesamt einen deutlich geringeren Einfluß als die Windinformation der

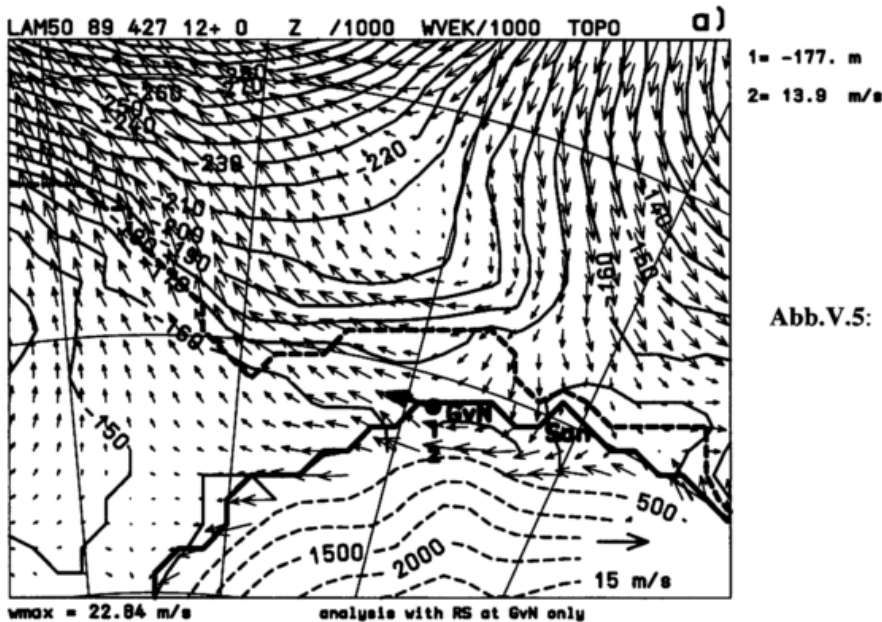
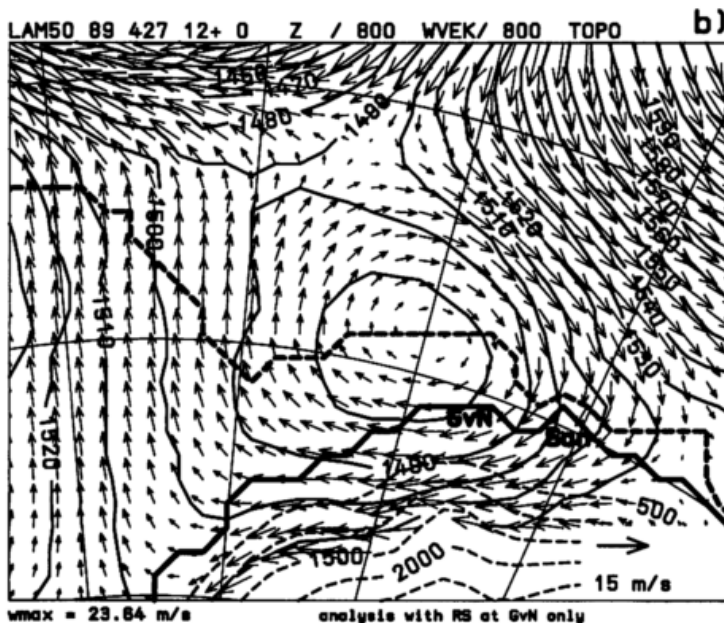


Abb.V.5: Wie **Abb.V.2c,d**; aber für die Analyse nur mit SYNOPs (ohne RS von GvN).



Bodenbeobachtung an GvN haben. Durch die Vertikalkorrelationen wirkt sich dieser am Boden beobachtete Wind bis in die mittlere Troposphäre aus, ohne in höheren Niveaus durch andere Beobachtungen korrigiert werden zu können. Daß diese vertikale Extrapolation unrealistisch ist, wird dadurch unterstrichen, daß die ϕ -Werte der Analyse, die allein auf den SYNOP Daten beruht, schlechter zum RS-Geopotential passen als die FG-Werte selbst (vgl. Abb.V.5b mit Abb.V.2b,d). SYNOPs bergen zusätzlich das Risiko, daß sie sehr lokal durch die topographischen Gegebenheiten oder die Verhältnisse in der Grenzschicht beeinflusst sind - eine Information, die dann durch die Vertikalkorrelationen unrealistischerweise bis in die mittlere Troposphäre genutzt wird.

V.2 Fallstudie vom 8.2.1990 im östlichen Weddellmeer (Antarktis)

Am 7. und 8.2.1990 entwickelten sich in der Nähe der Schelfeiskante im Bereich zwischen den Stationen Halley und GvN zwei Mesozyklonen, die jeweils flache stratiforme Wolkenbänder einbezogen und keine konvektive Aktivität zeigten. Die zweite Mesozyklone war Ziel einer Flugzeugmeßkampagne im Rahmen der antarktischen Mesozyklonen-Studie (AMES, Heinemann, 1996c). Dieser Wirbel hatte eine Lebensdauer von weniger als 12 h und erreichte die ausgeprägteste Entwicklung am späten Nachmittag (vgl. Abb.II.3). Der Durchmesser betrug nur etwa 200-300 km, wobei im Osten ein breites bereits vorher vorhandenes Wolkenband mit einbezogen war, so daß diese Mesozyklone noch in die Meso- β -Skala (Orlansky, 1975) eingeordnet werden kann.

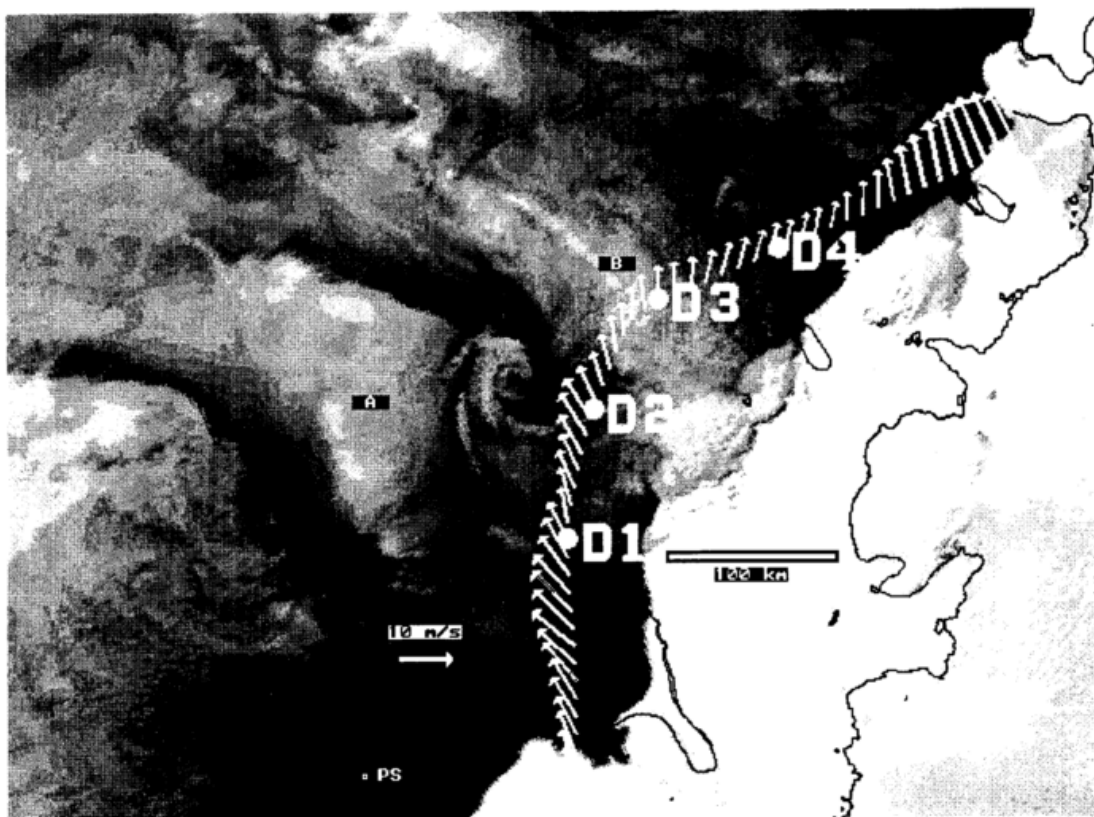


Abb.V.6: AVHRR-Bild (Kanal 1, 0.58-0.68 μm , polarstereographische Projektion) um 1520 UTC am 8.2.1990; überlagert sind Windvektoren des Fluglegs in 700 hPa (der weiße Skalierungspfeil entspricht 10 m/s), 'D1, D2, D3, D4' bezeichnen Positionen von 4 Dropsonden, 'PS' die Position der Polarstern, 'A' und 'B' zwei Wolkenbänder; die Kontinentkante ist mit einer schwarzen Linie gekennzeichnet (aus Heinemann, 1995c).

Die Flugzeugmessungen erfolgten in zwei Fluglegs (FL-LEG in 700 hPa zwischen 1350 und 1530 UTC von West nach Ost und in etwa 100 m Höhe zwischen 1550 und 1750 UTC von Ost nach West) ergänzt durch Vertikalprofile während Auf- und Abstieg (FL-TEMP, 1537 und 1756 UTC) und 6 Dropsonden (DROP, abgeworfen während des Legs in 700 hPa). **Abb.V.6** zeigt den Wirbel um 1520 UTC mit einer Überlagerung der Windvektoren des Legs in 700 hPa und den Positionen der ersten 4 Dropsonden. Weder diese Messungen in 700 hPa noch die Messungen in 100 m zeigen eine Rotation im Windfeld, so daß es sich bei dem Wirbel um ein sehr flaches Phänomen in einer abgehobenen Schicht der unteren Troposphäre handelt. Eine Analyse der Dropsondendaten zeigt eine flache, warme Anomalie nahe der Meeresoberfläche mit neutraler oder schwach instabiler Schichtung, während in den Wolken leicht stabile Bedingungen vorherrschen (Heinemann, 1996b).

Die in den Windvektoren in **Abb.V.6** sichtbare Strömung vom Kontinent aufs Meer steht in

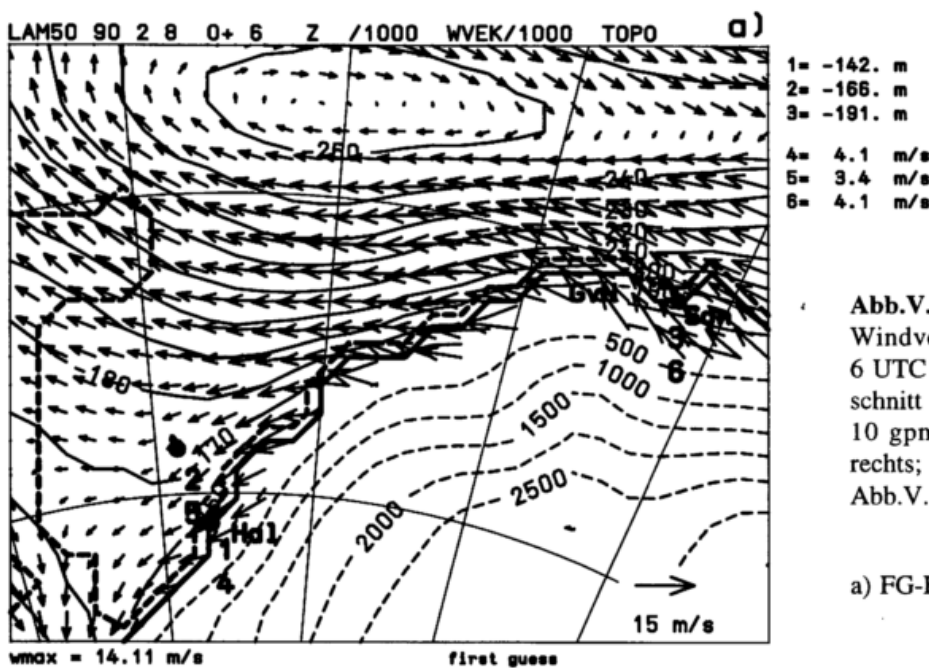
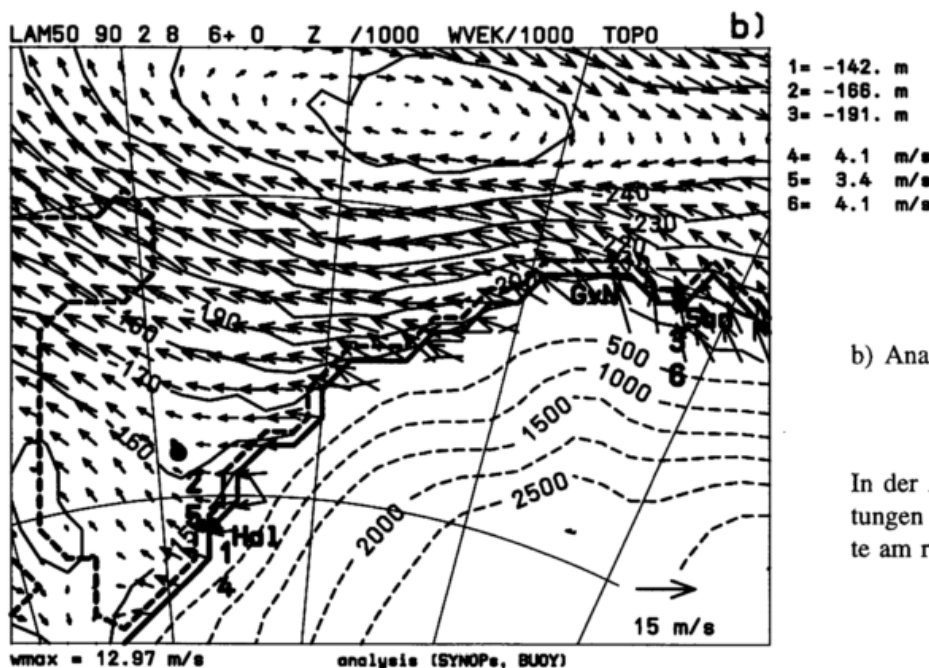


Abb.V.7: Geopotentielle Höhe und Windvektoren in 1000 hPa für 6 UTC am 8.2.1990 in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung sonst wie in **Abb.V.3**);

a) FG-Felder nach 6h Simulation,



b) Analyse für 6 UTC.

In der Analyse genutzte Beobachtungen sind markiert und die Werte am rechten Rand angegeben.

Zusammenhang mit einer synoptischen Zyklone, die sich im Laufe des 8.2. bei etwa 68°S Breite von West nach Ost verlagert. Die Südströmung auf ihrer Rückseite fördert den Abfluß vom steilen Kontinent, der dadurch in einer dickeren Schicht, als allein durch die katabischen Winde hervorgerufen, stattfindet. In einer Simulation mit dem DNMI-Modell (ohne Datenassimilation) führt dies über den Mechanismus der Wirbelstreckung zur Verstärkung einer Vorticityzelle, die in Zusammenhang mit einer Scherzone bei einer Talstruktur westlich von GvN vorhanden ist. Obwohl im Modell dabei kein abgeschlossener Wirbel entsteht, besteht die These, daß auch in der Realität dieses Zusammenspiel von Orographie und synoptischer Triggerung eine Wirbelstreckung bewirkt, die den physikalischen Mechanismus für diese Mesozyklongese darstellt (Engels und Heinemann, 1996). Allerdings tritt dieses Vorticitymaximum in 850 hPa im Modell deutlich später als die reale Mesozyklone auf (erst um 0 UTC am 9.2.1990). Ferner stehen sowohl die DNMI-Simulation als auch ECMWF-Analysen im Widerspruch zu den Fluglegmessungen in 700 hPa (s. Abb.V.8,9). Daher wurde der Fall noch einmal mit Datenassimilation simuliert, um zu testen, ob die Information von Beobachtungen, die nicht in den ECMWF-Analysen enthalten sind (Daten der Polarstern (POL) und der Flugmessungen), das Resultat verbessert. Zur Assimilation stehen zu den drei Terminen 6, 12, 18 UTC folgende Daten zur Verfügung: Für 6 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL; für 12 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL, Vertikalprofile der RS von HAL, POL und 3 DROP sowie ein Teil der FL-LEG Daten in 700 hPa; für 18 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL, FL-LEG Daten aus 700 hPa und Vertikalprofile der zwei FL-TEMPs und 3 DROP. Die Daten wurden mit LAM50 und LAM25 entsprechend Abb.III.7 intermittierend assimiliert, nachdem das LAM50 um 0 UTC und das darin genestete LAM25 um 6 UTC gestartet wurde.

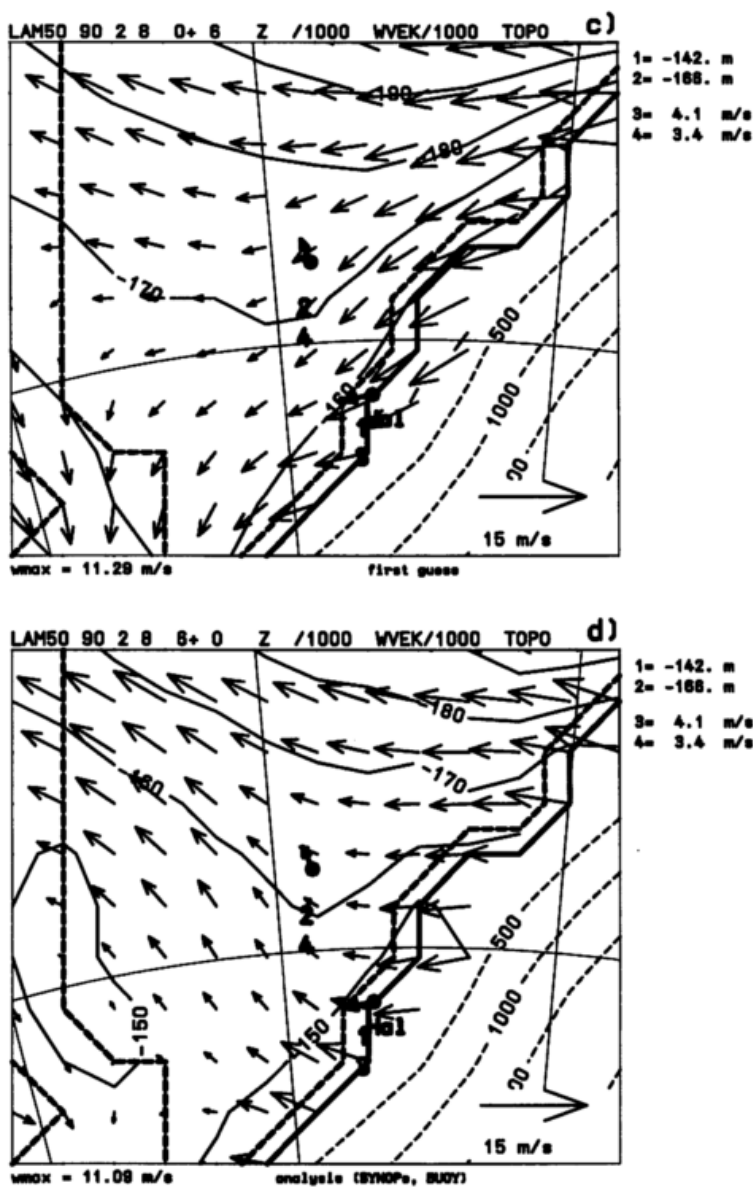


Abb.V.7 (Fortsetzung): c) und d) zeigen Ausschnittsvergrößerungen von Abb.V.7 Teil a) bzw. b).

en enthalten sind (Daten der Polarstern (POL) und der Flugmessungen), das Resultat verbessert. Zur Assimilation stehen zu den drei Terminen 6, 12, 18 UTC folgende Daten zur Verfügung: Für 6 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL; für 12 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL, Vertikalprofile der RS von HAL, POL und 3 DROP sowie ein Teil der FL-LEG Daten in 700 hPa; für 18 UTC Bodenbeobachtungen von SYNOPs, 2 Bojen und POL, FL-LEG Daten aus 700 hPa und Vertikalprofile der zwei FL-TEMPs und 3 DROP. Die Daten wurden mit LAM50 und LAM25 entsprechend Abb.III.7 intermittierend assimiliert, nachdem das LAM50 um 0 UTC und das darin genestete LAM25 um 6 UTC gestartet wurde.

Abb.V.7 zeigt Geopotential und Windvektoren in 1000 hPa zu 6 UTC für FG und Analyse des LAM50; die im Ausschitt verfügbaren OBS (SYNOPs von HAL, POL, Sanae) sind eingezeichnet. Insbeson-

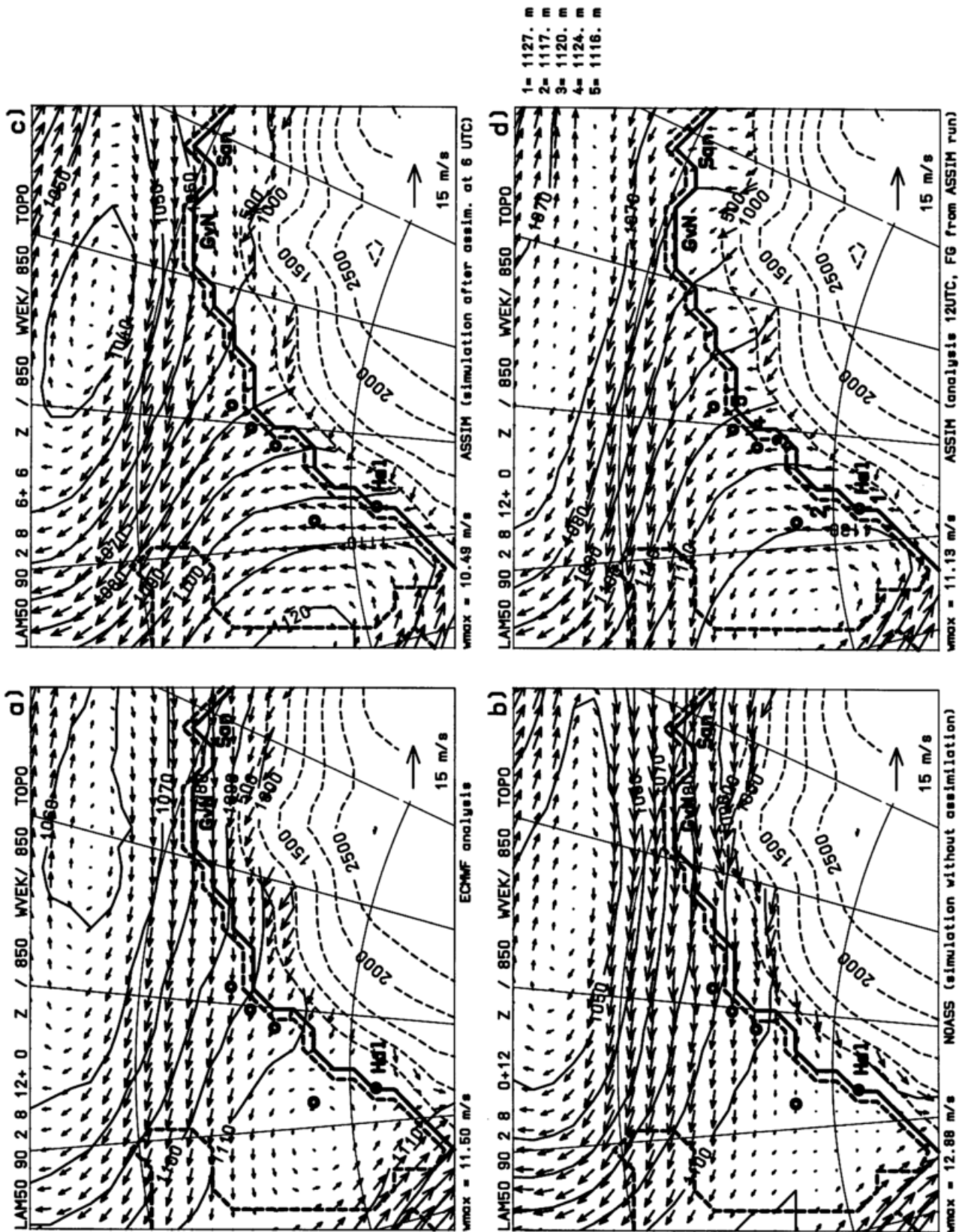


Abb.V.8: Geopotentielle Höhe und Windvektoren in 850 hPa für 12 UTC am 8.2.1990 in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts);
 a) ECMWF-Analyse, c) 12h Simulation mit Assimilation um 6 UTC (ASSIM),
 b) 12h Simulation ohne Assimilation (NOASS), d) Analyse (mit dem FG aus c));
 kleine Kreise markieren Beobachtungen um 12 UTC, Werte der geopotentiellen Höhe sind in d) angegeben (rechts außen); Darstellung sonst wie in Abb.V.3.

dere die Windinformation von POL steht im Widerspruch zum FG (und auch zu den ECMWF-Analysen) und bewirkt eine Verstärkung und leichte Verlagerung der antizyklonalen Strömung bei $28^{\circ}\text{W}/75^{\circ}\text{S}$ (siehe Vergrößerung in Teil c,d). Interessanterweise bewirkt diese 'single-level'-Information in diesem Fall durchaus eine Verbesserung der weiteren Simulation, wie **Abb.V.8** belegt. Hier sind für 12 UTC die 850 hPa-Felder der ECMWF-Analyse (Teil a), der Simulation ohne Assimilation (NOASS, Teil b), des Laufes nach Assimilation um 6 UTC (ASSIM, Teil c) und der erneuten Analyse (Teil d) gegenübergestellt. ASSIM (Teil c) weist eine merklich stärkere antizyklonale Zirkulation nordwestlich von HAL auf als NOASS und auch die ECMWF-Analyse. Auch die Zyklone bei $12^{\circ}\text{W}/68^{\circ}\text{S}$ liegt bereits etwas weiter östlich, hat einen tieferen Kerndruck und der Druckgradient zwischen GvN und Hal ist entsprechend verstärkt. Dadurch hat die Strömung vom Kontinent auf das offene Meer vertikal zum Topographiegradient im ASSIM-Lauf zu diesem Zeitpunkt bereits eingesetzt. Daß dies der Realität besser entspricht zeigt ein Vergleich mit den Fluglegdaten um 12 UTC, die in **Abb.V.9** in einem vergrößerten Ausschnitt den Feldern aus NOASS und ASSIM (vor der erneuten Analyse um 12 UTC) überlagert sind. Sowohl die Windvektoren als auch die Geopotentialwerte des Radiosondenaufstiegs von POL und HAL

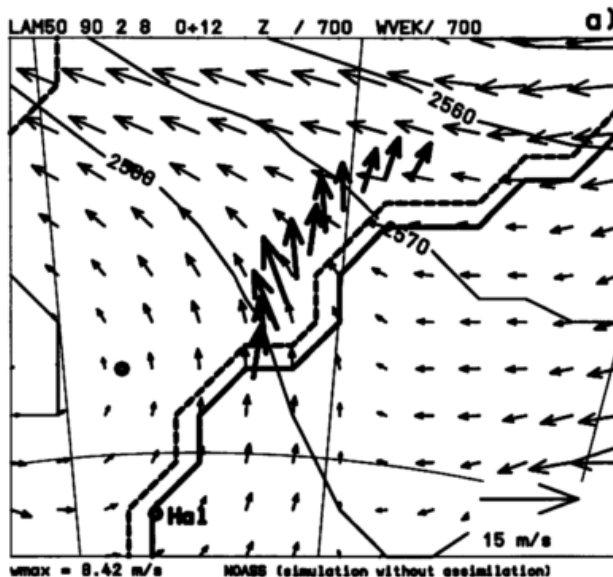
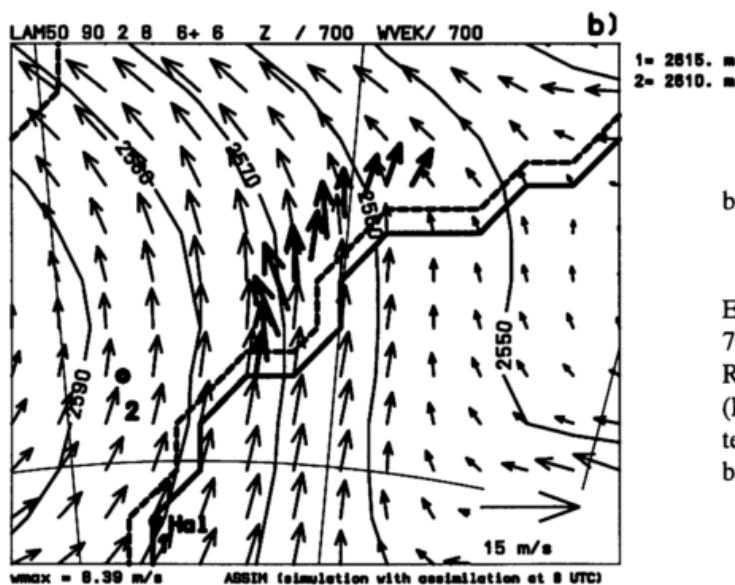


Abb.V.9: Geopotentielle Höhe und Windvektoren in 700 hPa für 12 UTC am 8.2.1990 in einer Ausschnittsvergrößerung des LAM50 (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts);

a) für NOASS,

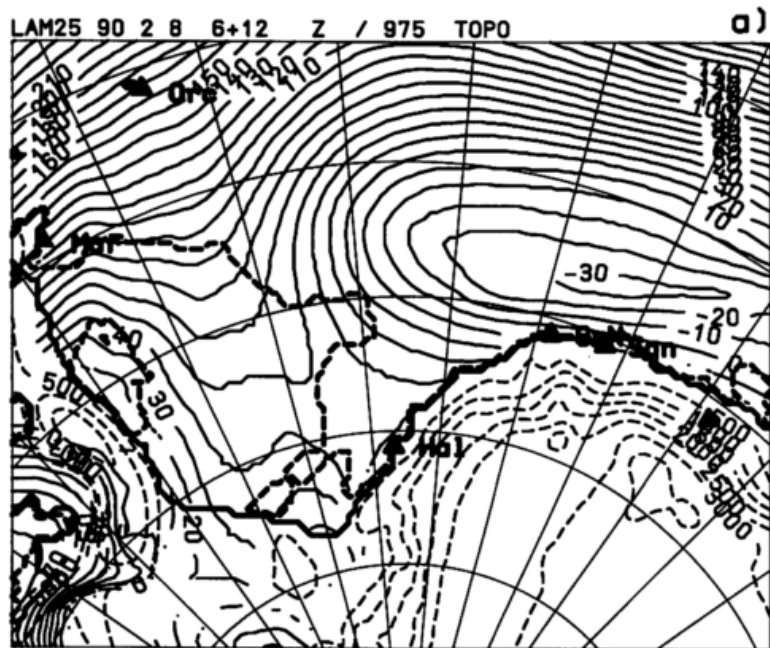


b) für ASSIM.

Einige Windvektoren des Fluglegs in 700 hPa sind überlagert; Positionen der RS-Stationen (HAL, POL) sind markiert (kleine Kreise) und RS-Werte der geopotentiellen Höhe in Teil b) rechts angegeben. Darstellung sonst wie in **Abb.V.3**.

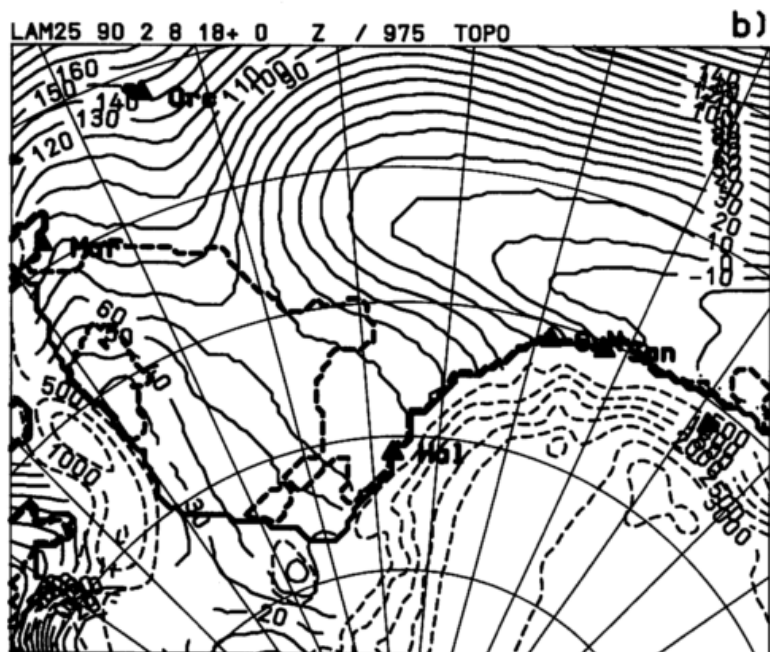
Abb.V.10: Geopotentielle Höhe in 975 hPa für 18 UTC am 8.2.1990 im Gesamtgebiet des LAM25 (Isolinien alle 10 gpm; Darstellung sonst wie in Abb.V.3.)

a) für NOASS,



NOASS (simulation without assimilation)

b) für ASSIM.



ASSIM (simulation with assim at 6/12/18 UTC)

belegen, daß die Simulation mit Assimilation der SYNOPS um 6 UTC der Realität näher kommt als die Simulation ohne Datenassimilation oder die ECMWF-Analyse. Nur im östlichen Teil des Fluglegs, der merklich nach 12 UTC stattfand (gegen 15 UTC), weicht besonders die Richtung der Strömung im Modell von den Beobachtungen ab, was auf eine weitere Ostwärtsverlagerung der synoptischen Zyklone in der Realität spricht (vgl. FL-LEG mit Windfeld in Abb.V.11). Eine entsprechende Verlagerung findet in den folgenden Stunden in der Simulation ASSIM statt. Dies verdeutlicht auch, wie wesentlich es ist, bei asynoptischen Daten den FG auf die Beobachtungszeit zu interpolieren (FGAT). Ohne Interpolation kann eine Phasendifferenz zwischen Modell und OBS aufgrund des Zeitunterschiedes auftreten, die als Beobachtungsinkrement interpretiert wird und zu entsprechend schlechten Analyseinkrementen führt.

Abb.V.10 beleuchtet den gesamten Einfluß der drei Assimilationen im LAM25 auf die

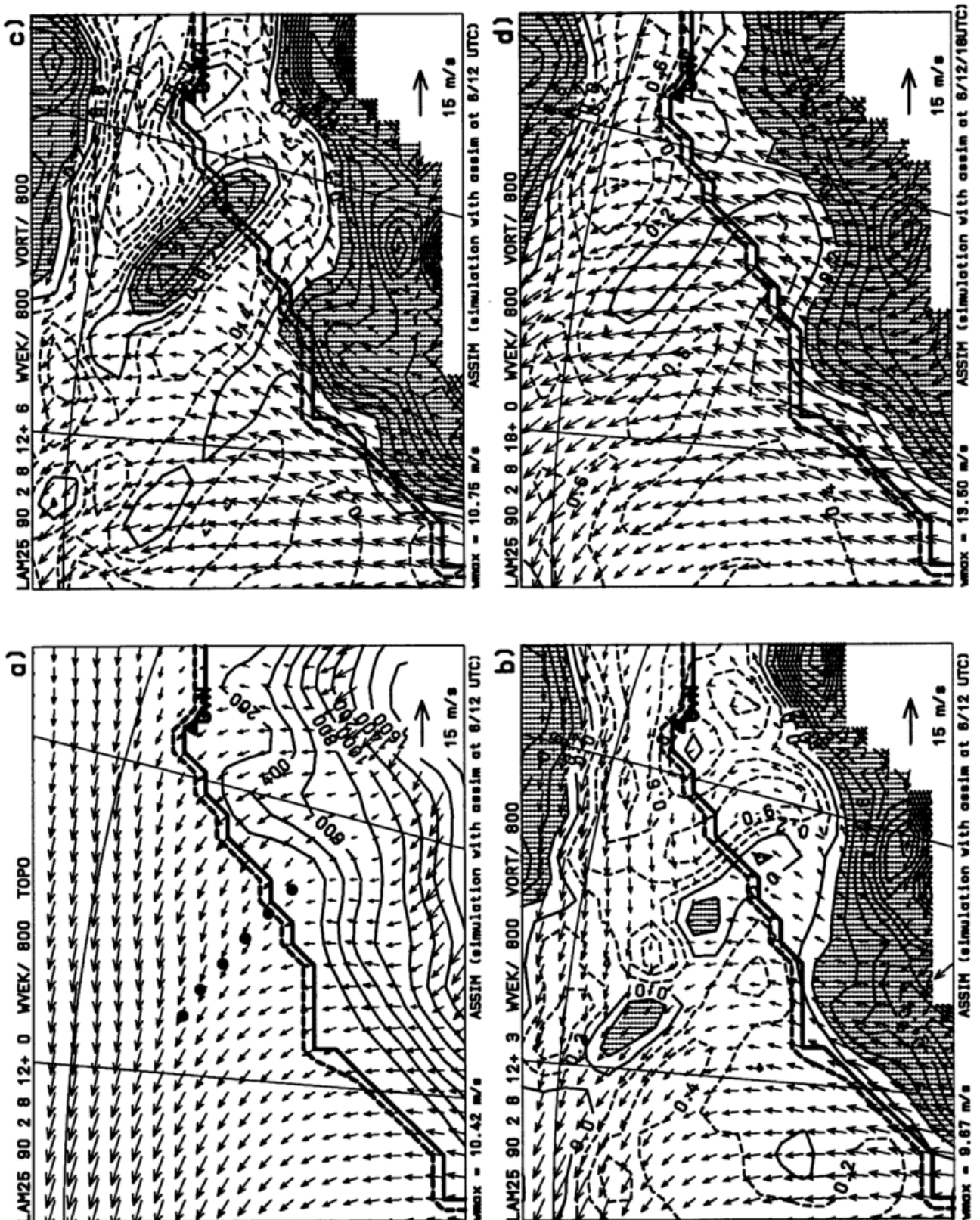


Abb.V.11: Entwicklung des Windfeldes in 800 hPa von 12 - 18 UTC am 8.2.1990 in einem Ausschnitt des LAM25 in ASSIM (Maßstabsvektor unten rechts);

- a) initialisierte Analyse 12 UTC, Punkte markieren die Konvergenzlinie, Isolinien der Orographie alle 200 m;
- b) und c) nach 3h und 6h Simulation, mit überlagertem Vorticityfeld (Isolinien alle $0.2 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$, negative (zyklonale) Vorticitywerte mit durchgezogenen Linien, Bereiche mit negativer Vorticity bis $-0.2 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ schraffiert);
- d) initialisierte Analyse 18 UTC, sonst wie b),c).

synoptische Situation. Die Analyse um 18 UTC zeigt ein weit nach Osten verlagertes Tief, dessen Kern bereits außerhalb des Modellgebietes liegt, während es in NOASS noch bei 4°W zu finden ist. Dadurch wird in ASSIM bereits das starke Abfließen vom Kontinent getriggert, während es in NOASS erst 6-12 h später einzusetzen beginnt. Die Felder um 12 UTC in ASSIM weisen einige ähnliche Charakteristiken auf wie die des Laufes NOASS um 24 UTC. So kanalisiert die Talstruktur westlich von GvN das Abfließen in den untersten Schichten, während sich darüber eine Konvergenzlinie zwischen der antizyklonalen Strömung im westlichen und der zyklonalen Strömung im östlichen Weddellmeer bildet (**Abb.V.11**, Teil a, Punkte markieren die Konvergenzlinie). Auch die Umströmung des flachen Bergrückens westlich von GvN, die sich noch in höheren Niveaus bemerkbar macht, spielt für die Konvergenzlinie eine Rolle, wie aus der Strömung nach 3h Simulation ersichtlich ist (Teil b). Im Verlauf der Simulation (Teil b,c) erhält die Strömung nahe der Schelfeiskante eine südwestliche, küstenparallele Komponente (anders als in NOASS) und die Konvergenzlinie driftet nach Osten. Westlich dieser Linie entsteht aber eine Zelle zyklonaler Vorticity, die sich besonders im 800 hPa Niveau verstärkt, bis sie nach 6h einen maximalen Wert von $-0.9 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ erreicht und im Windfeld einen deutlichen rotationellen Anteil zeigt. Nach der Analyse um 18 UTC (Teil d) ist diese Struktur allerdings völlig verschwunden und kaum noch ein Maximum der relativen Vorticity losgelöst vom Streifen zyklonaler Vorticity, der sich entlang der Topographie erstreckt, vorhanden. Durch die erneute Analyse um 18 UTC wird in diesem Fall die Entwicklung, die im Modell stattfindet, zerstört. Denn da die Vorticityzelle durch die Beobachtungen nicht erfaßt wird, werden mittels der großskaligen FG-Korrelationen Analysekorrekturen angebracht, die diese kleinskalige Entwicklung nicht enthalten können und das Modell wird gestört.

V.3 Fallstudie vom 18.3.1989 nahe Jan Mayen (Arktis)

Am 17. und 18.3.1989 entwickelten sich zwei Mesozyklonen über der Norwegischen See, eine vor der Westküste Norwegens, die andere östlich der Insel Jan Mayen an der Meereiskante (s. **Abb.II.2**). Beide Mesozyklonen waren Ziele von Flugzeugexpeditionen der NOAA und Douglas et al. (1995) haben für die Mesozyklone nahe Jan Mayen eine Studie basierend auf detaillierten Handanalysen der Meßdaten publiziert. Eine Analyse mit ECMWF-Daten, TOVS- und SSM/I-Retrievals findet sich bei Heinemann (1996a). Da die Flugzeugmessungen freundlicherweise dem MIUB zur Verfügung gestellt wurden, wurde dieser Fall ausgesucht, um die Daten mit dem Analyseschema in das DNMI-Modell einzuspeisen.

Anhand von Satellitenbildern kann die Entwicklung der Mesozyklone verfolgt werden: Bereits am Morgen des 17.3.1989 ist eine leichte Rotation in einem Wolkencluster westlich von Jan Mayen erkennbar und bis zum Abend des 17.3.1989 hat sich ein Wirbel mit dem Aussehen einer kleinen baroklinen Welle gebildet (vgl. **Abb.2** in Douglas et al.). In den folgenden Stunden zieht er, ungefähr entlang der Meereiskante, an Jan Mayen vorbei und bildet eine markantere Wolkenspirale aus, die dann am 18.3.1989 in etwa stationär bei $71^{\circ}\text{N}/3^{\circ}\text{W}$ bleibt. Im VIS-Bild von 1040 UTC am 18.3.1989 (**Abb.V.12**) sieht man, daß die Wolken im Osten der Wolkenspirale am höchsten reichen. Die minimale Strahlungstemperatur von -30° entspricht einer Wolkenoberkante bei ca. 650 hPa, wenn Temperaturprofile der Dropsondenmessungen (s.u.)

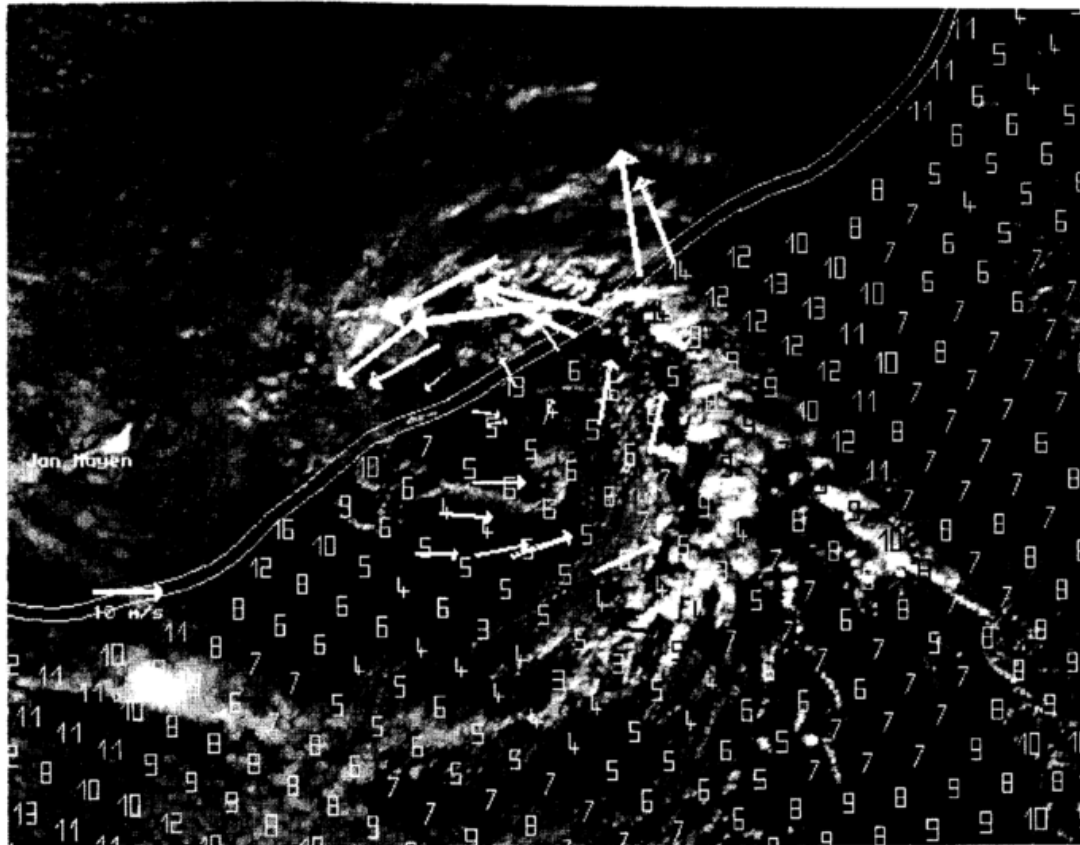


Abb.V.12: AVHRR-Bild (Kanal 1, $0.58-0.68 \mu\text{m}$; polarstereographische Projektion) um 1040 UTC am 18.3.1989; überlagert sind die Meereiskante aus SSM/I-Retrievals (15% Eiskonzentration, weiße Doppellinie), SSM/I-WS-Retrievals (als Zahlen in m/s) und Windbeobachtungen in 960 hPa aus Flugmessungen (als weiße Vektoren; der Skalierungspfeil, links, entspricht 10 m/s);(aus Heine-
mann, 1995c, modifiziert).

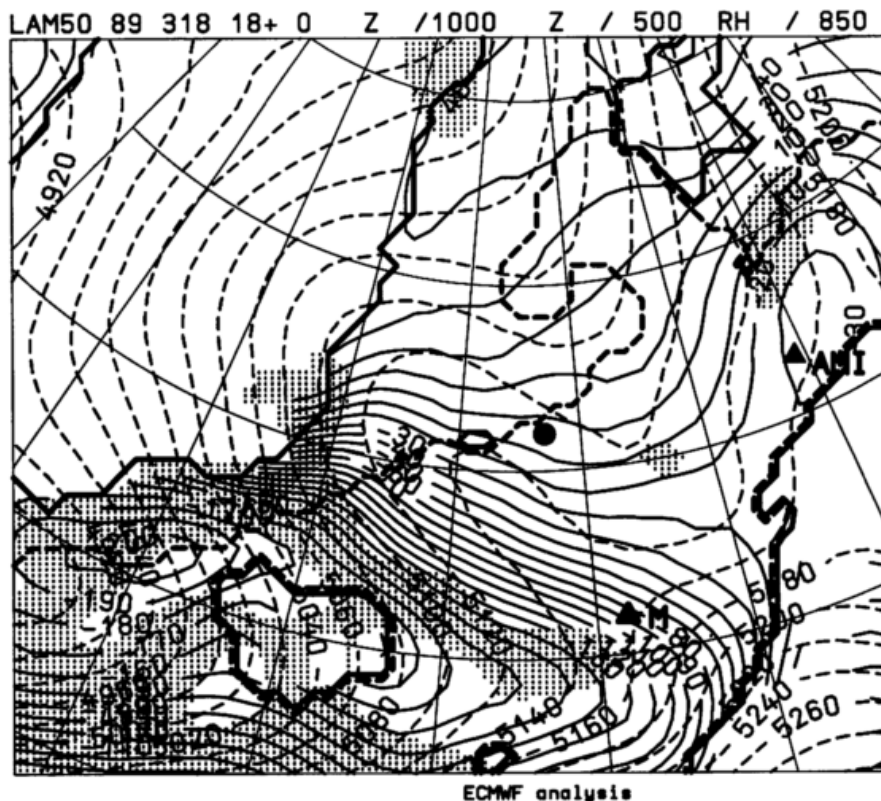


Abb.V.13:ECMWF-Analysefelder für 18 UTC am 18.3.1989 in einem Ausschnitt des LAM50; Felder der geopotentiellen Höhe in 1000 hPa (durchgezogene Linien) und 500 hPa (gestrichelte Linien) sowie Zonen hoher relativer Feuchte in 850 hPa (Schattierung für $\text{rh} > 90\%$).

Eingezeichnet sind Küstenlinien (dicke durchgezogene Linien), die Meereisgrenze (15% Konzentration aus SSM/I-Retrievals; dicke, gestrichelte Linie), ein geographisches Gitter (Auflösung 10° Länge mal 5° Breite) und Wetterschiffe (Dreiecke); der Punkt markiert die Position der Mesozyklone.

zugrundegelegt werden. Um 2235 UTC nimmt die Aktivität der konvektiven Zellen bereits ab und der Wirbel zeigt Anzeichen der Dissipation (vgl. Abb.2 in Douglas et al.). Die gesamte Lebensdauer der Mesozyklone beträgt damit ca. 2 Tage, die räumliche Skala, gemessen am Durchmesser der Wolkenspirale, etwa 400 km.

Die ECMWF-Analysen mit 1.125° Auflösung erfassen zwar die Mesozyklone nicht, können aber verwendet werden, um das synoptische Umfeld für die Entwicklung zu beschreiben. **Abb.V.13** zeigt dazu für einen Ausschnitt des LAM50 Geopotentialfelder in 1000 hPa und 500 hPa für 18 UTC am 18.3.1989; Bereiche mit hoher relativer Feuchte (über 90%) sind schraffiert überlagert. Die Situation in 1000 hPa wird bestimmt durch ein synoptischskaliges Tief westlich von Island, das sich nach Osten weiterverlagert, sowie einen schwachen Hochdruckkeil, der sich südlich von Svalbard erstreckt. Die bodennahe Strömung der ECMWF-Analyse zeigt für die betrachtete Region schwache Winde aus östlicher Richtung. Die Mesozyklonenentwicklung steht nicht in Zusammenhang mit einem kräftigen Kaltluftausbruch, wie es für viele Fälle in der

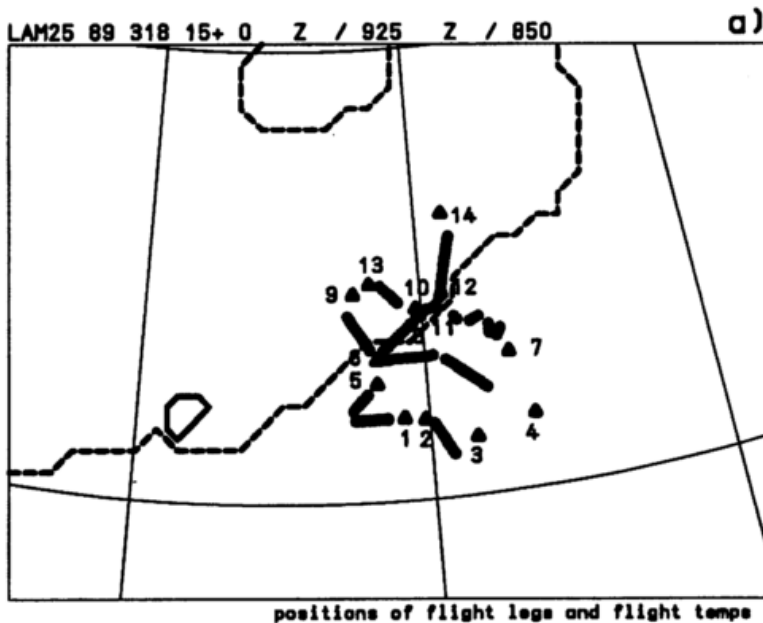
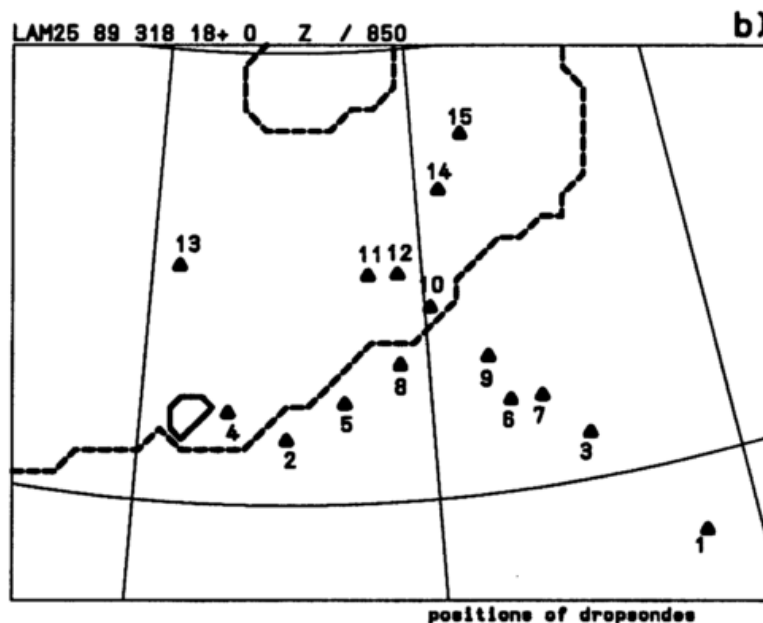


Abb.V.14:

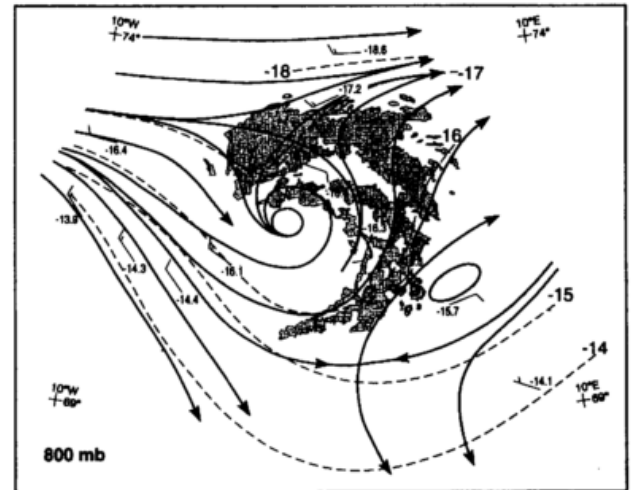
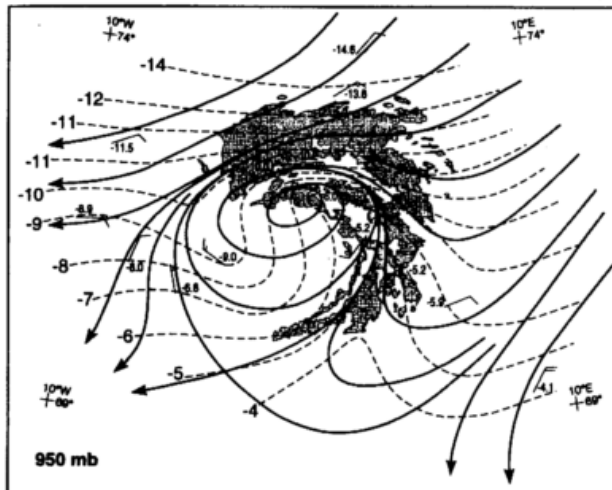
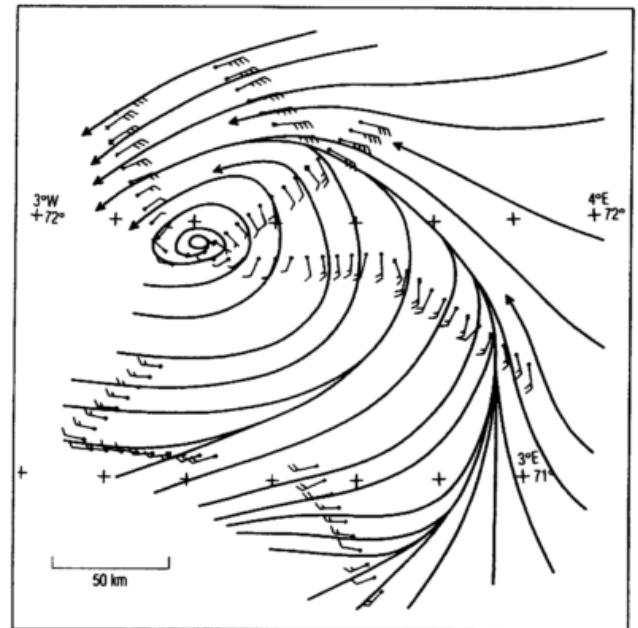
- a) Position der Fluglegs in 960 hPa (dicke Linien) und der Flugtemps 1 bis 14 (Dreiecke) in einem Ausschnitt des LAM25; eingezeichnet sind die Insel Jan Mayen (9°W/71°N; dicke durchgezogene Linie); die Meereiskante (dick gestrichelt) und ein geographisches Gitter (Auflösung 10°Länge mal 5°Breite).



- b) Position der Dropsondenprofile 1 bis 15, sonst wie Teil a).

Abb.V.14: (Fortsetzung)

- c) (rechts) Handanalyse der Fluglegmessungen in 960 hPa: Stromlinien mit gemessenen Windvektoren (ganzes (halbes) Fähnchen 5 m/s (2.5 m/s)); (Abb.5 in Douglas et al., 1995).
- d) (unten links) Handanalyse der Dropsondenmessungen in 950 hPa: Stromlinien (durchgezogen) und Isothermen (gestrichelt, Isolinienabstand 1°C) mit gemessenen Windvektoren und Temperaturwerten (in °C) und Wolkenbedeckung aus AVHRR-Daten um 1748 UTC; (Abb.6 in Douglas et al., 1995).
- e) (unten rechts) wie Teil d) aber für 800 hPa.



norwegischen See beobachtet wird (Ese et al., 1988). Im Temperaturfeld der ECMWF-Analyse (nicht dargestellt) ist zwischen Jan Mayen und Svalbard im Bereich der Mesozyklone eine schwache Kaltluftzunge analysiert, die auch in TOVS-Retrievals der Schichtmitteltemperatur 850/1000 hPa zu sehen ist (Heinemann, 1995c). Die Troposphäre insgesamt ist nur durch schwache Baroklinität gekennzeichnet, allein in den untersten Schichten treten starke Gradienten im Bereich einer BLF an der Meereiskante auf. Ein Forcing durch die Höhenströmung liegt in diesem Fall nicht vor. Das Geopotentialfeld in 500 hPa zeigt zwar einen ausgeprägten Trog zwischen Jan Mayen und Svalbard, aber die Mesozyklone liegt stromaufwärts der Trogachse, so daß keine Advektion zyklonaler Vorticity oberhalb der Bodenzyklone stattfindet (vgl. Kap.II.1).

Aus den Satellitenbildern allein, die keine hochreichende Konvektion zeigen, könnte man auf einen sehr schwachen Wirbel schließen; eine Vermutung, die vom Fehlen der Mesozyklone in der ECMWF-Analyse und auch durch die geringen an Jan Mayen beobachteten Windstärken von weniger als 3 m/s nahegelegt wird. Die Flugzeugmessungen dagegen belegen, daß die Mesozyklone eine sehr intensive zyklonale Rotation aufwies (vgl. überlagerte Windvektoren in

Abb.V.12). Die Flugdaten umfassen etliche Fluglegs in 960 hPa, die in etwa radial vom Zentrum nach außen verlaufen, sowie 14 Vertikalprofile aus kurzen Auf- und Abstiegen, die die vertikale Struktur in der unteren Troposphäre bis in etwa 800 hPa (selten 700 hPa) Höhe erfassen sollen. Diese Messungen erfolgten zwischen 1255 und 1632 UTC. Zusätzlich wurden zwischen 1531 und 1955 UTC 15 Dropsonden (mit Omega Windsystem) bei Fluglegs in einer Höhe von 344 hPa abgeworfen, die eine Analyse auch höherer Niveaus erlauben und ein größeres Areal abdecken. Die Lage der Legs, Flug- und Dropsondenprofile ist in **Abb.V.14** in einen Ausschnitt des LAM50 eingezeichnet (Teile a, b). Die von Douglas et al. erstellte Handanalyse eines Teils der Fluglegdaten (derjenigen zwischen 1255 und 1518 UTC, Teil c) zeigt eine geschlossene Zirkulation mit Windstärken bis zu 20 m/s nördlich und nordöstlich des Zentrums; der Druckgradient beträgt dort ca. 5-6 hPa/100 km, der zentrale Bodendruck wird mit 995 hPa abgeschätzt. Auch SSM/I-Retrievals belegen hohe oberflächennahe Windstärken mit einem Maximum von 12-13 m/s im Bereich des östlichen Wolkenbandes nahe der Eiskante, was gut zu den vom Flugzeug gemessenen ca. 15 m/s in 960 hPa paßt (vgl. Abb.V.12). Dabei ist allerdings zu beachten, daß die Flugmessungen etwa 5-6h früher stattfanden, so daß eine Veränderung der Zirkulation nicht auszuschließen ist (eine Verlagerung fand kaum statt). In der Handanalyse in **Abb.V.14c** ist ferner im Bereich des konvektiven Wolkenbandes nordöstlich und östlich des Zentrums eine Konvergenzzone diagnostiziert; nordöstlich des Zentrums wurde eine Linie mit markanter zyklonaler Windscherung beobachtet. Die Temperaturmessungen zeigen, daß die Mesozyklone einen warmen Sektor hat, wobei die stärksten Temperaturgradienten (bis zu 5-6 K/100 km im 950 hPa Niveau) im Nordwesten auftreten (Teil d). Bereits in 800 hPa (Teil e) sind sowohl die Zirkulation als auch die Temperaturwelle wesentlich schwächer. Die Flugmessungen erfassen also eine flache, aber dennoch intensive Mesozyklone, deren Temperatur- und Wolkenstruktur Ähnlichkeit mit einer kurzen baroklinen Welle aufweist.

Simulationen mit dem LAM50 und LAM25 produzieren keine entsprechende Zirkulation, da in den verwendeten Initialfeldern (ECMWF-Analysen) ebenfalls kein Ansatz der Entwicklung vorhanden ist (s.o.). **Abb.V.15** stellt exemplarisch Geopotential, Wind- und Feuchtefelder in

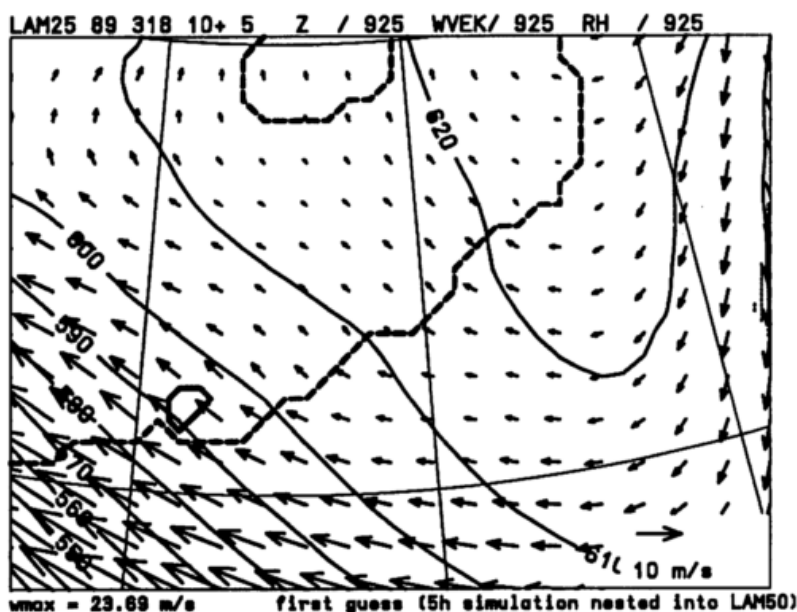


Abb.V.15: Geopotentielle Höhe und Windfeld in 925 hPa für 15 UTC am 18.3.1989 in einem Ausschnitt des LAM25 für eine Simulation ohne Datenassimilation (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts). Bereiche mit relativer Feuchte $rh > 90\%$ (schraffiert) treten nur am rechten Bildrand auf. Darstellung wie in **Abb.V.14a**.

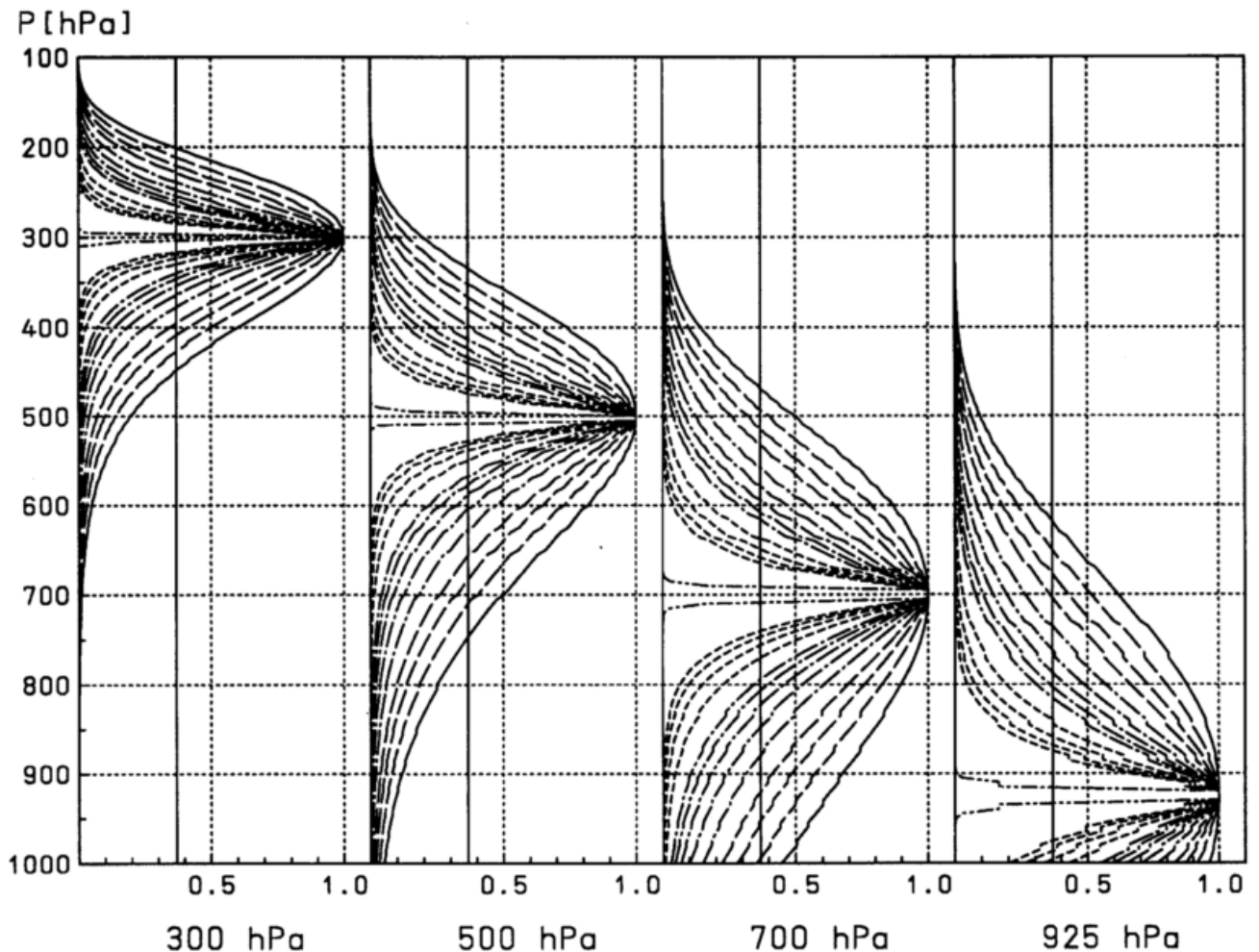


Abb.V.16: Für die Analyse der Flugmessungen verwendete vertikale Korrelationsfunktionen der FG-Fehler für die Niveaus 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 925 hPa. Dargestellt sind Korrelationen zu Beginn (durchgezogen) und im Verlauf der Iteration (gestrichelt).

einem Ausschnitt des LAM25 für 15 UTC am 18.3.1989, d.h. in etwa zur Zeit der Flugmessungen, dar. Diese Simulation erfolgt mittels Nesting, indem das LAM50 um 6 UTC, ausgehend von ECMWF-Analysen, und das LAM25 dann um 10 UTC, ausgehend von den LAM50 Feldern, gestartet wird. Das Nesting geschieht mit den atmosphärischen Feldern auf σ -Flächen und mit Übernahme der Bodfelder des LAM50 am Start der Simulation (vgl. Kap.III.1). Für die Region der Mesozyklone werden schwache Druckgradienten mit östlichen Winden simuliert, wie sie auch in den ECMWF-Analysen diagnostiziert sind; es besteht kein Ansatz zur Wirbelbildung. Um die Mesozyklone in Simulationen mit dem LAM studieren zu können, sollen die Flugzeugmessungen mit dem DNMI-Analyseschema in das Modell eingespeist werden. Da der Durchmesser der Mesozyklone nur etwa 400 km beträgt und die Messungen vor allem diesen kleinen Bereich abdecken, ist das LAM25 besser als das LAM50 an die betrachtete Skala angepaßt und wurde daher für die Datenassimilation gewählt. Um die detaillierten Messungen besser analysieren zu können, war eine Anpassung des DNMI-Analyseschemas erforderlich. Denn da die Flugdaten ein mesoskaliges Phänomen repräsentieren, ist es nicht sinnvoll, die FG-Korrelationsfunktionen zu verwenden, die aus Modellfehlern auf synoptischer Skala bestimmt sind (vgl. Kap.II.2, Kap.III.2). Mit diesen Funktionen werden entsprechend der festgelegten Korrelationsradien großskalige Korrekturen aus den Flugdaten abgeleitet. Aufgrund fehlender Daten im sonstigen Modellgebiet verändern sie die Felder in einem zu großen Umkreis und

analysieren eine Mesozyklone mit deutlich zu großem Durchmesser (nicht dargestellt). Um den beobachteten Durchmesser, d.h. Analysekorrekturen mit entsprechender Horizontalskala, zu erhalten, wurde der Radius R der FG-Korrelationen in den Iterationen von anfangs 1300 km bis auf 520 km reduziert (gegenüber den sonst verwendeten 2600–1300 km). Daraus ergibt sich zwischen dem Maximum und dem erstem Minimum der Autokorrelation der Windkomponenten, ρ_B^{uu} , eine Distanz von anfangs 400 km, später 150 km (vgl. Abb.III.4). Dadurch werden in den ersten Iterationen Inkremente produziert, die dem beobachteten Durchmesser der Mesozyklone entsprechen, während in den späteren Iterationen mehr Details analysiert werden können. Um der kleineren Horizontalskala der Korrelationen und der geringen vertikalen Ausdehnung der Mesozyklone Rechnung zu tragen, wurden auch die Vertikalkorrelationsfunktionen modifiziert (Abb.V.16). Die Inkremente werden so nur über eine geringere Tiefe der Troposphäre, verglichen mit den DNMI-Korrelationen (s. Abb.III.5), interpoliert.

Die Analyse wurde mit den Flugzeugmessungen zwischen 1255 und 1632 UTC (Legs und Temps, vgl. Abb.V.14a) durchgeführt und als Analysetermin daher 15 UTC gewählt. Die Vorverarbeitung der Flugzeugdaten erfolgte wie in Kapitel III.2.2 beschrieben; verwendet wurden alle Messungen der Windvektoren und der relativen Feuchte. Das Geopotential wurde für die Flugtemps aus dem unteren Geopotentialwert und den während Auf/Abstieg gemessenen Temperatur- und Feuchteprofilen aufintegriert. Geopotentialbeobachtungen der Fluglegs (aus Radarmessungen bestimmte Flughöhen) wurden nur für die Legs in 960 hPa verwendet. Für die höherliegenden Legs wurden Geopotentialwerte ausgeschlossen, da sie auf einer Bestimmung der Flughöhe mittels Radar beruhen. Bei einer Seitwärtsneigung des Flugzeuges in größeren Flughöhen führt dies leicht zu einer systematischen Überschätzung der Höhe. Zusätzlich wurde auch für die oberflächennahen Messungen der Neigungswinkel des Flugzeuges kontrolliert und Geopotentialdaten nur verwendet, falls der Neigungswinkel 5° nicht überschritt.

Abb.V.17 zeigt in Teil a) das Analyseergebnis für das 925 hPa Niveau und kann direkt mit den FG-Feldern aus Abb.V.15 verglichen werden. Die Teilbilder b) und c) zeigen in einem kleineren Ausschnitt die Wind- und Geopotentialfelder in 925 hPa und 800 hPa mit überlagerten Flugtempdaten. Die Mesozyklone ist nun als geschlossener Wirbel in den Modellfeldern vorhanden. Die analysierten Windstärken und der Durchmesser stimmen recht gut mit den Messungen überein und im Feuchtefeld zeigt sich eine etwa kommaförmige Zone hoher relativer Feuchtigkeit, in der das beobachtete Wolkenband liegt. Dabei muß allerdings erwähnt werden, daß ein Bereich höherer Feuchtigkeit dieser Form bereits im FG (und auch in den entsprechenden ECMWF-Analysen) enthalten ist, so daß nur die Erhöhung der Werte, nicht aber die gesamte Struktur durch die Analyse bedingt ist. Etliche Feuchtemessungen werden auch durch die Datenqualitätskontrollen der Analyse (vgl. Kap.III.2.1) ausgeschlossen, weil sie entweder im Vergleich zum FG zu hohe Feuchtwerte aufweisen ('gross control') oder da die horizontalen Variationen in den Meßwerten auf der Analyseskala widersprüchlich sind (Repräsentativitätsfehler, Ausschluß in der 'multivariate control', vgl. Kap.III.2.3).

Die Vertikalstruktur im Bereich der Mesozyklone soll anhand des in Abb.V.17a eingezeichneten Querschnitts 'A1-A2' und dreier Flugtemps illustriert werden. Abb.V.18 zeigt die Temperatur- und Feuchtestrukturen sowie den Wind senkrecht und tangential zur Schnittebene, die sich

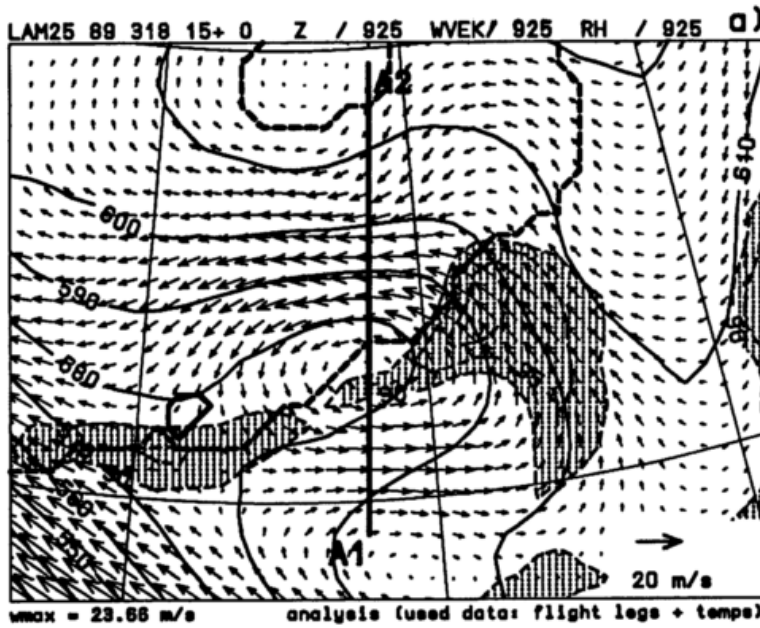
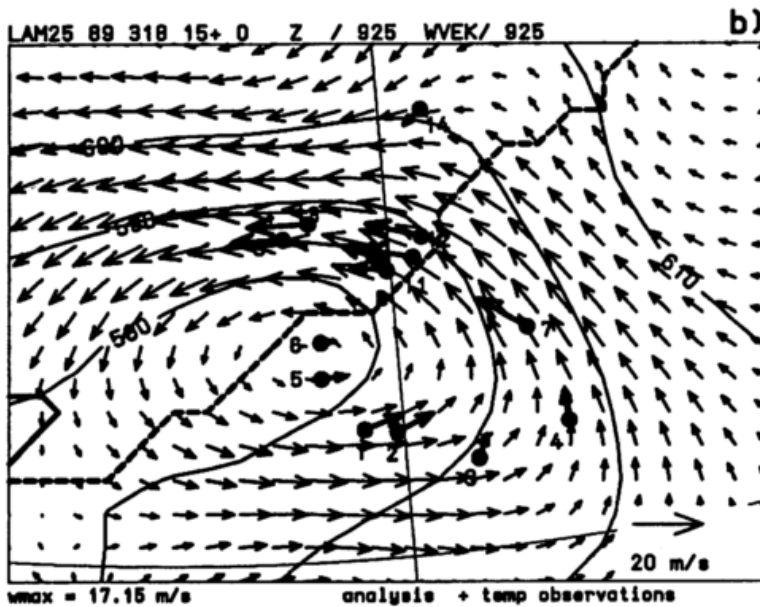


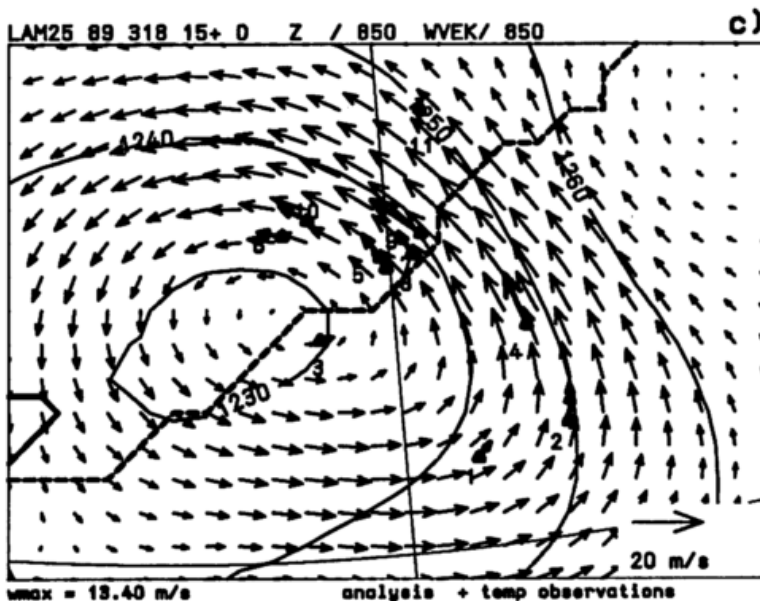
Abb.V.17:

Analyse der Flugleg- und Flugtempdaten für 15 UTC am 18.3.1989 für einen Ausschnitt des LAM25;

a) Geopotentielle Höhe und Windvektoren in 925 hPa (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts); Bereiche mit relativer Feuchte $rh > 90\%$ in 925 hPa sind überlagert (Schraffur).



b) Ausschnittsvergrößerung aus Teil a) mit überlagerten Windvektoren und Werten der geopotentiellen Höhe der Flugtempmessungen in 925 hPa;



c) wie Teil b) aber für 850 hPa.

von Süd nach Nord vom offenen Meer über das Meereis erstreckt. Im Feld der potentiellen Temperatur sieht man eine stabile Schichtung über dem Meereis, während die Grenzschicht über dem offenen Meer bis zur Inversion in etwa 800 hPa gut durchmischt ist und eine relative Feuchtigkeit von 80-90% aufweist. Im Windfeld ist die zyklonale Rotation gut sichtbar, deren Maximum in 900-950 hPa auftritt und bis 700-800 hPa deutlich abnimmt. Die höchsten Windstärken mit über 16 m/s sind den Beobachtungen entsprechend im Norden der Mesozyklone analysiert. Die Westwinde von bis zu 10 m/s auf der Südseite nehmen mit der Höhe nur weniger ab als die Winde im Norden und gehen dann in 600-500 hPa in einen Jet über, der mit dem Trog in 500 hPa (vgl. Abb.V.13 und Abb.V.20f) zusammenhängt. Auch die Stärke des Jets ist durch die Flugbeobachtungen (eines Fluglegs in 344 hPa) deutlich erhöht. Über dem südlichen Teil des Querschnittes herrscht in fast der gesamten Troposphäre leichtes Absinken vor.

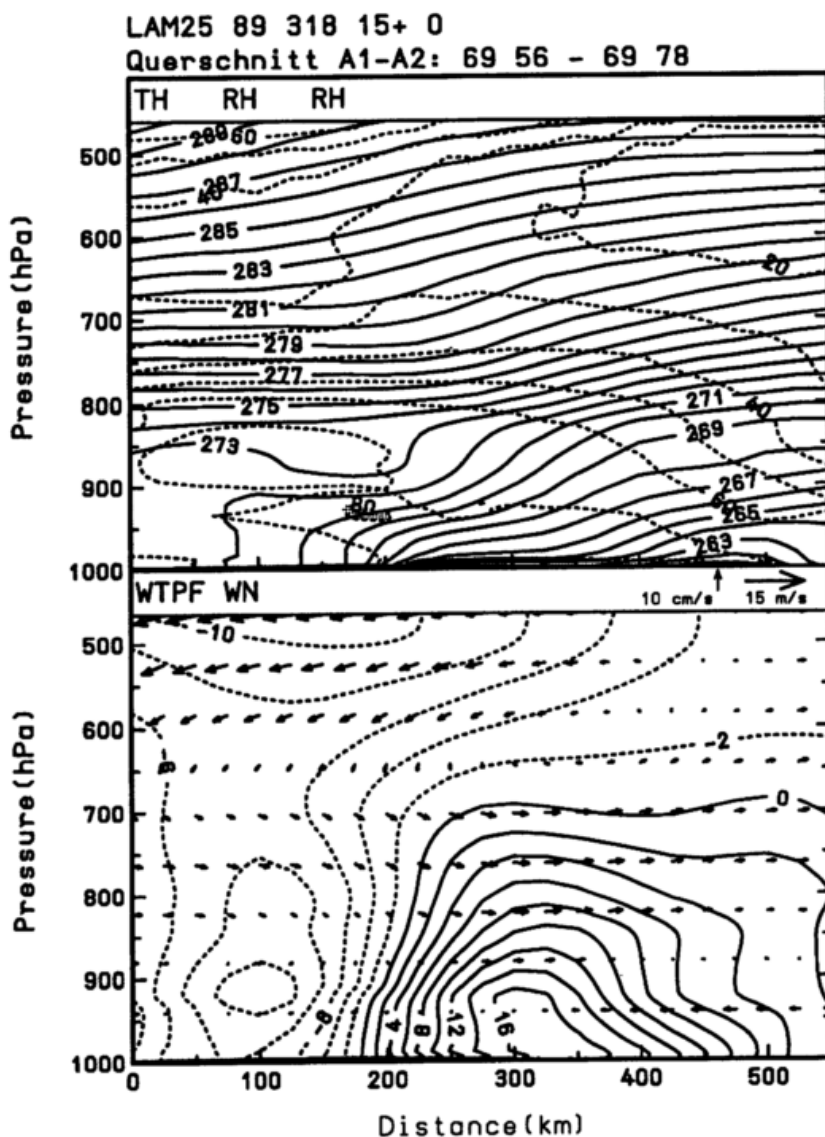


Abb.V.18:

Querschnitte entlang der Linie 'A1-A2' in Abb.V.17a um 15 UTC am 18.3.1989.

oben:
 Potentielle Temperatur (TH, Isolinienabstand 1 K) und relative Feuchte (Isolinienabstand 10%, Bereiche mit rh>80% schraffiert).

unten:
 Tangential- und Normalwind (WTPF, WN, Skalierungsvektoren oben rechts).

Abb.V.19 zeigt für drei Punkte eine Gegenüberstellung der Vertikalprofile der potentiellen Temperatur, der relativen Feuchte, der Windstärke und -richtung jeweils für die Flugtemps (durchgezogene Linie), den Modell-FG (gepunktet) und die initialisierte Analyse (gestrichelt) von 15 UTC. Die Unterschiede zwischen dieser Analyse (VCORMOD) und einer Analyse, die mit

den unmodifizierten DNMI-Vertikalkorrelationen erstellt wurde (VCORDNMI, gestrichelt/gepunktete Linien) werden unten separat diskutiert. Durch die Analyse sind die Profile der Temperatur und des Windes den Beobachtungen deutlich nähergekommen (die Korrekturen des Temperaturprofils ergeben sich indirekt aus denen des Geopotentials, da aus dem analysierten Geopotentialfeld bei Einspeisung der Analyse ins Modell die Modellfelder der potentiellen Temperatur berechnet werden).

Für Profil 4 (70.8°N/3.6°E), das im Südosten der Mesozyklone im Bereich des konvektiven Wolkenbandes liegt (vgl. Abb.V.14a), treten im Temperaturprofil Korrekturen bis zu 3 K auf, die oberhalb etwa 850 hPa die Stabilität herabsetzen. Unterhalb 900 hPa ist die Stabilität allerdings erhöht, was nicht unbedingt der Realität entspricht und mit der Extrapolation von Analyseinkrementen über die Druckniveaus zusammenhängt (s.u. zur Diskussion des Einflusses der Korrelationen). Die Windstärke ist in allen Niveaus entsprechend den Beobachtungen erhöht und die Windrichtungen spiegeln nun besser die beobachtete langsame Winddrehung von Süd am Boden bis zu westlichen Winden in der mittleren Troposphäre wider. Die relative Feuchte ist gleichmäßig um etwa 15-20% erhöht, so daß jetzt 80-85% in der Schicht zwischen 850 hPa und 925 hPa erreicht werden. Die bei 700 hPa sichtbaren hohen Abweichungen zwischen FG und Messung treten im Bereich des Wolkenbandes der Mesozyklone auf; die hohen Meßwerte sind durchaus plausibel. Durch die 'gross control' werden sie aber ausgeschlossen und bleiben daher ohne Einfluß auf die Analyse.

Profil 12 (72.2°N/0.8°E) liegt etwas nordöstlich des Zentrums der Mesozyklone nahe an der Eiskante. Die Windstärken sind in der unteren Troposphäre von 3-5 m/s auf 12-14 m/s erhöht und die Windrichtungen korrigiert. Die genaue Form des Windmaximums ergibt sich natürlich aus dem Zusammenspiel aller umliegenden Beobachtungen (aus Flugtemps und Legs), so daß auf der Modellskala die lokale Struktur nicht exakt wiedergegeben werden kann. Die relative Feuchte ist wiederum in allen Niveaus erhöht; die Beobachtung für das 800 hPa Niveau wird ausgeschlossen.

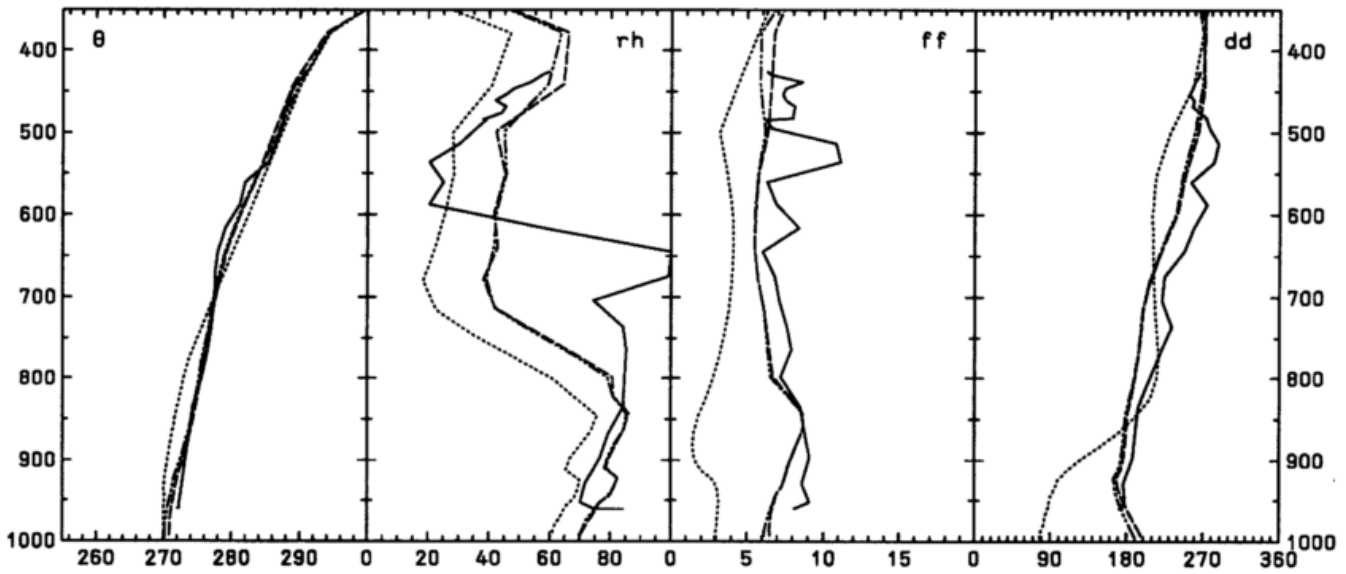
Profil 14 (73.1°N/1°E) liegt weiter im Nordosten über dem Meereis und die Temperatur an der Oberfläche liegt nur noch bei ca. -11°C. Auffällig ist in diesem Meßprofil das Minimum der Windstärke mit gleichzeitiger Winddrehung von Nordost auf Süd in 950 hPa. Beides ist in abgeschwächter Form auch in den analysierten Profilen enthalten; die Winddrehung erfolgt aber nur auf Südwest. Das gemessene Feuchteprofil zeigt gleichzeitig eine Zunahme der relativen Feuchte mit der Höhe, was auf eine Advektion von feuchter, vom offenen Meer stammender Luft in höhere Schichten hinweist.

Ein nähere Betrachtung der Analyse und ein Vergleich mit Ergebnissen der Handanalyse von Douglas et al. soll nicht direkt für die Analyse um 15 UTC geschehen, sondern für die Felder um 18 UTC, d.h. nach 3h weiterer Simulation mit dem LAM25. Der Grund dafür ist erstens, daß

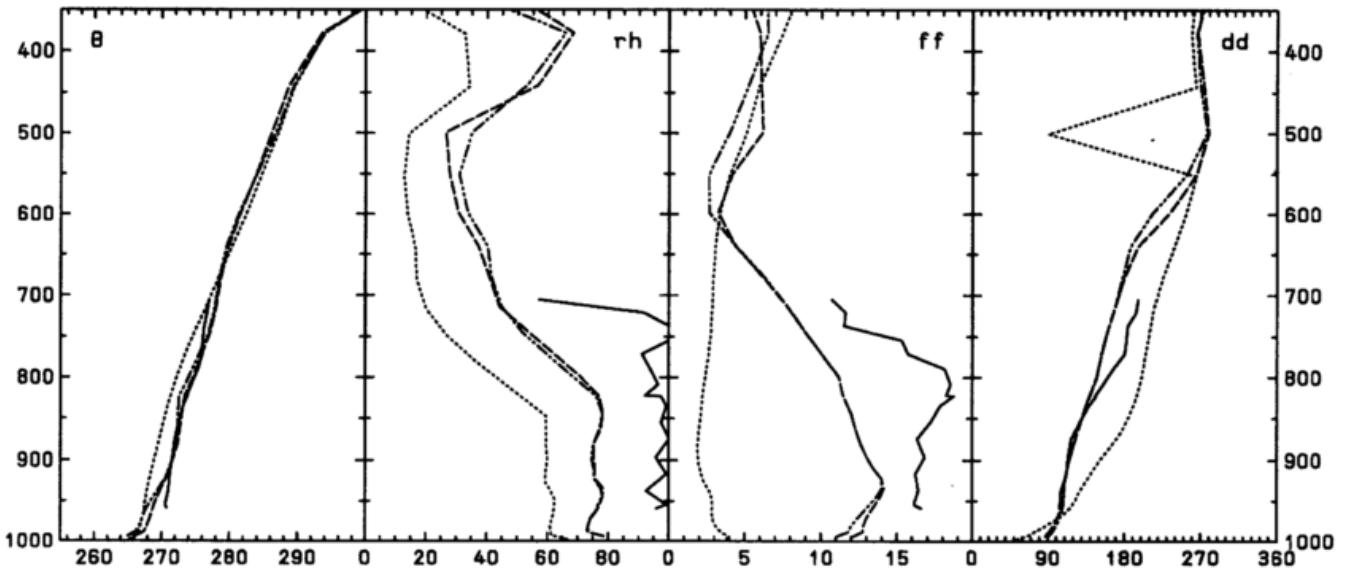
→ gegenüber:

Abb.V.19: Profile der potentiellen Temperatur (θ), der relativen Feuchte (rh), der Windstärke (ff) und -richtung (dd) für Flugtemps (durchgezogen), Modellprofile des FG (gepunktet) und der Analyse für verschiedene Vertikalkorrelationen (s. Text): VCORMOD (gestrichelt) und VCORDNMI (gestrichelt/gepunktet); Lage und Zeit der Flugtemps ist angegeben, Modellprofile jeweils um 15 UTC am nächstgelegenen Gitterpunkt; Teile a), b), c) für die Profile 4, 12, 14 aus Abb.V.14a.

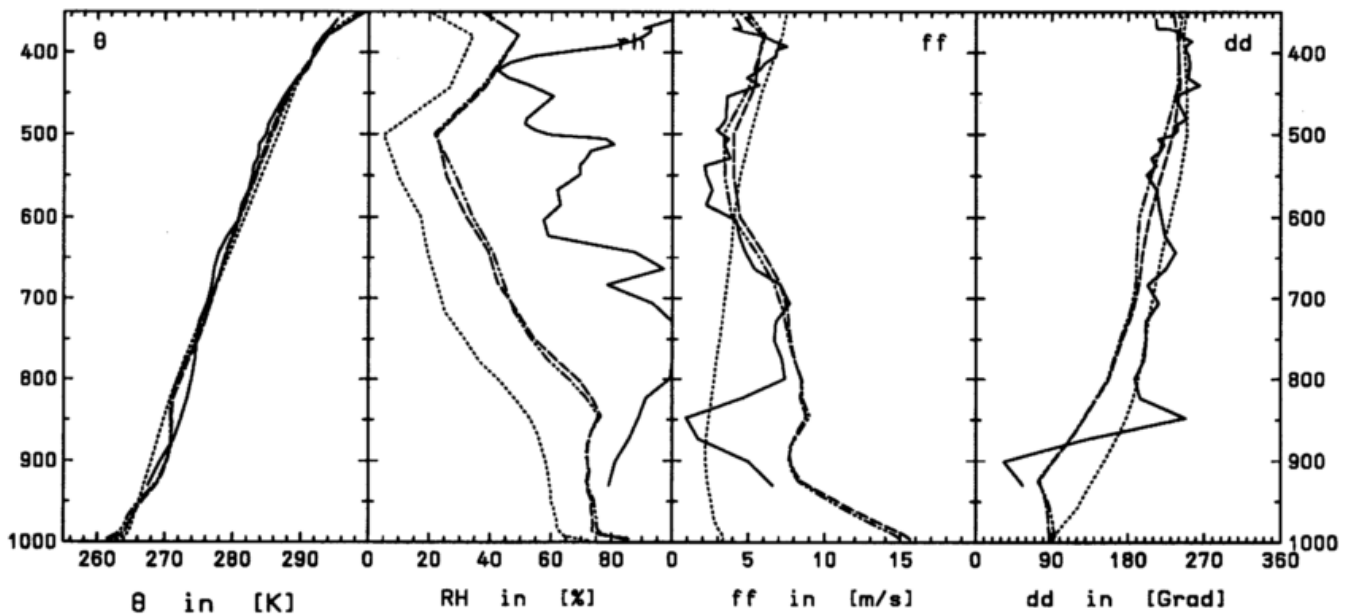
a) Profile: 4 Date: 180389 Time: 1249 UTC Lat/Lon: 70.8 / 3.6



b) Profile: 12 Date: 180389 Time: 1338 UTC Lat/Lon: 72.2 / 0.8



c) Profile: 14 Date: 180389 Time: 1645 UTC Lat/Lon: 73.1 / 1.1

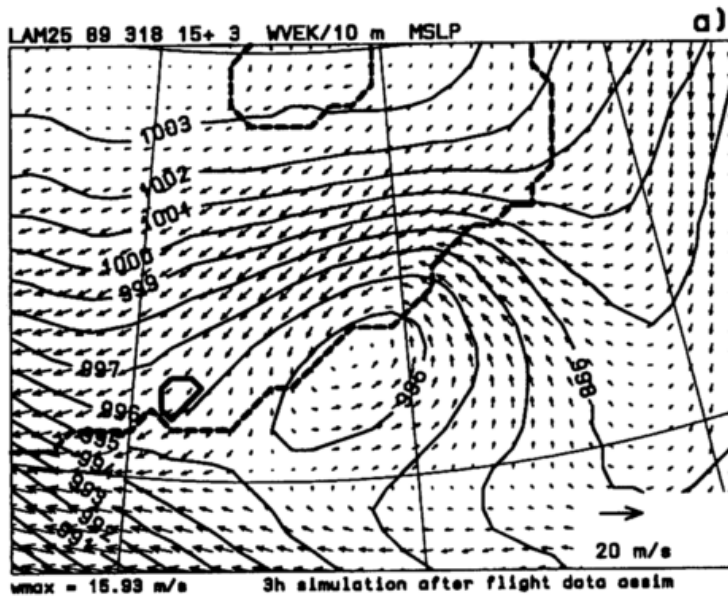


theta in [K]

RH in [%]

ff in [m/s]

dd in [Grad]



Douglas et al. für die Analyse alle Flugdaten mit der geschätzten Translation der Mesozyklone auf den Zeitpunkt 1748 UTC interpoliert haben, um sie besser mit den Dropsondenmessungen und der Wolkenbedeckung des IR-Bildes zu diesem Zeitpunkt vergleichen zu können. Zweitens erlaubt die 3-stündige Simulation, daß sich die Strukturen der numerischen Analyse weiterentwickeln und der veränderten Strömung anpassen können. Durch das Wirken der vollen Modelldynamik und -physik entsteht eine physikalisch konsistentere Analyse der Situation als es die verwendeten statischen Strukturfunktionen ermöglichen. Zu Beginn der Simulation verändert auch die Initialisierung die analysierten Felder und führt zu einer Vertiefung der Mesozyklone um maximal 6 gpm, während das Windfeld kaum verändert wird (nicht dargestellt). Offenbar steht die vor allem aus den beobachteten Windvektoren analysierte Zirkulation mit einer stärkeren Druckanomalie in Einklang als in der multivariaten Analyse abgeleitet wird (die in den Kreuzkorrelationen implizierte geostrophische Kopplung gilt nur in den ersten Iterationen streng, vgl. Kap.III.2.1).

Abb.V.20 zeigt Modellfelder für 18 UTC zum Vergleich mit der für 1748 UTC erstellten Handanalyse (s. Abb.V.14c,d,e). Der minimale Bodendruck von 995 hPa im Modell (Teil a) stimmt genau mit dem von Douglas et al. abgeschätzten Wert überein. Das Windfeld in 10 m weist eine geschlossene Zirkulation mit maximalen Windstärken von etwa 9-10 m/s im Osten und Norden der Mesozyklone auf. Über dem Meereis ist eine Konvergenzlinie sichtbar, die eine nordöstliche Strömung über dem Eis von der südöstlichen über dem Meer trennt. In 950 hPa (Teil b) liegt diese Konvergenzlinie etwas weiter über dem Meereis und stimmt in der Position gut mit der von Douglas et al. diagnostizierten überein (vgl. Abb.V.14c). Die maximalen Windstärken erreichen 16 m/s und treten nördlich bis nordwestlich des Zentrums auf (Teil b). Die gemessene maximale Windstärke von 20 m/s und die damit verbundene starke Windscherung können im Modellgitter allerdings nicht repräsentiert werden. Im Temperaturfeld in 950 hPa (Teil c) hat sich die bereits in der Analyse leicht vorhandene Wellenstruktur verstärkt. Sowohl die Amplitude als auch die Temperaturwerte stimmen mit der Realität überein (vgl. Abb.V.14d).

Die Zirkulation in 800 hPa (Teil d) ist allerdings im Vergleich zur Analyse, die auf den Dropsonden beruht, etwas zu intensiv (vgl. Abb.V.14e). Die höchsten Windstärken treten im Nordosten innerhalb der Strömung vom Wasser aufs Eis auf. Das Strömungsmuster, bei dem in diesem Bereich oberhalb der bodennahen Nordostströmung eine markante Winddrehung auf Südost auftritt, paßt gut zur Beobachtung sowohl der Flugtemps als auch der Dropsonden. Allerdings findet die Winddrehung im Flugtemp (s. Abb.V.19c) auf Süd, in den Dropsonden (s. Abb.V.21c) sogar auf Südwest bis West statt. Die Windstärke beträgt in beiden Meßprofilen 7-8 m/s. Im Modell liegt eine Südostströmung mit 9 m/s vor. Die im Feuchtefeld deutliche Advektion feuchterer Luft vom Meer mit dieser Strömung paßt allerdings gut zum Flugtemp 14 und der Dropsondenmessung 14 in dieser Region. Das Temperaturfeld in 800 hPa (nicht dargestellt) zeigt wie die Beobachtungen Werte zwischen -14°C im Südwesten und -18°C im Norden der Mesozyklone, wobei allerdings durch die intensivere Zirkulation im Modell eine Deformation mit höheren Gradienten im Nordbereich auftritt.

Als nächstes Feld soll die Differenz der potentiellen Temperaturen der Niveaus 850 hPa und 1000 hPa als Maß für die Stabilität in der unteren Troposphäre betrachtet werden (Teil e). Wie auch in Douglas et al. analysiert wird, ist die Stabilität im südöstlichen Sektor der Mesozyklone

sehr gering, während im wolkenfreien Bereich südwestlich des Zentrums durch die Advektion von stabiler geschichteter Luft höhere Werte vorkommen. An der Meereiskante ist ein markanter Gradient sichtbar (vgl. Abb.V.18), wobei die Schichtung über dem Meereis in den Modellfeldern wesentlich stabiler ist als aus den Messungen diagnostiziert. Diese stärkere Ausprägung der Grenzschicht und BLF kann durch die im Modell vorgegebenen Randparameter entstehen, da im Bereich des Meereises eine 100%ige Eisbedeckung angenommen wird, während in der Realität durchbrochenes Eis auftritt (15-90% in SSM/I-Retrievals). In der Realität sorgen über den eisfreien Stellen ("Leads") die höheren Energieflüsse und die geringere Albedo für eine weniger stabile Schichtung. Der Bereich schwacher Stabilität im Südosten fällt mit dem Bereich der Warmluftadvektion ('Warmsektor') zusammen, in dem in den Schichten 950-800 hPa ebenfalls ein hohes Feuchteangebot vorhanden ist (vgl. Teile c,d; Abb.V.17a). Die Zunge mit hohen Feuchtwerten wird auch von der Handanalyse belegt und paßt zum konvektiven Wolkenband auf den Satellitenbildern. Auch im Modell entwickelt sich ein vergleichbares Wolkenband, allerdings erst in den nachfolgenden 3h Simulation, da die Ausbildung der Konvergenz- und Divergenzmuster und des passenden Feuchte- und besonders Wolkenwasserhaushaltes im Modell länger benötigt ("Feuchte-Spinup").

Das letzte Teilbild (Teil f) zeigt die Strömung auf der σ -Fläche 4, die ungefähr dem 344 hPa Niveau entspricht, in dem Flugmessungen stattfanden (vgl. Abb.6d in Douglas et al.). Die Mesozyklone befindet sich demnach unter der Westflanke eines Troges mit einem Jet von maximal 19 m/s (bis zu 22.5 m/s in den Flugzeugmessungen). Der Trog bestimmt oberhalb von 600 hPa die Strömung in dieser Region.

Ein weiterer Vergleich der Modellfelder um 18 UTC zu den Flugzeugmessungen soll anhand einiger der Dropsondenprofile geschehen. Dafür sind in **Abb.V.21** Modell- und Dropsondenprofile für drei Punkte zusammengestellt, die in etwa den Positionen der in Abb.V.19 gezeigten Flugtemps entsprechen. Für alle drei Profile ist eine deutliche Verbesserung der Modellprofile, die sich 3h nach der Datenassimilation ergeben (gestrichelte Linien), im Vergleich zu den Modellprofilen ohne Datenassimilation (gepunktet Linien) zu sehen, wenn man sie mit den Dropsondenprofilen (durchgezogenen Linien) vergleicht.

Die Stabilität der Temperaturschichtung ist in der mittleren Troposphäre an allen drei Punkten verringert und stimmt besser mit den Messungen überein. Allerdings liegen die Temperaturwerte im Modell mit oft 2-4 K recht deutlich über den Meßwerten, obwohl sie in der Analyse sehr gut an die der Flugtemps angepaßt waren (vgl. Abb.V.19). Besonders die Grenzschichtstruktur des Modells über dem Meereis (Profil 14) weicht (aus den in Zusammenhang mit Abb.V.19 genannten Gründen) von den Messungen ab.

Die Profile relativer Feuchte entsprechen durch die Assimilation ebenfalls besser der Realität, wenn auch auf der Modellskala keine Sättigung wie in den Punktmessungen der Sonden erreicht wird. Für die Profile 11 und 14 ist die in der Analyse bereits erhöhte relative Feuchte während der 3h Simulation durch den Einfluß der Dynamik weiter gestiegen. Besonders im Höhenbereich um 900 hPa bzw. 850 hPa hat die Advektion relativ warmer und feuchter Luft vom offenen Meer zu einer verbesserten Übereinstimmung mit den Dropsondenmessungen geführt.

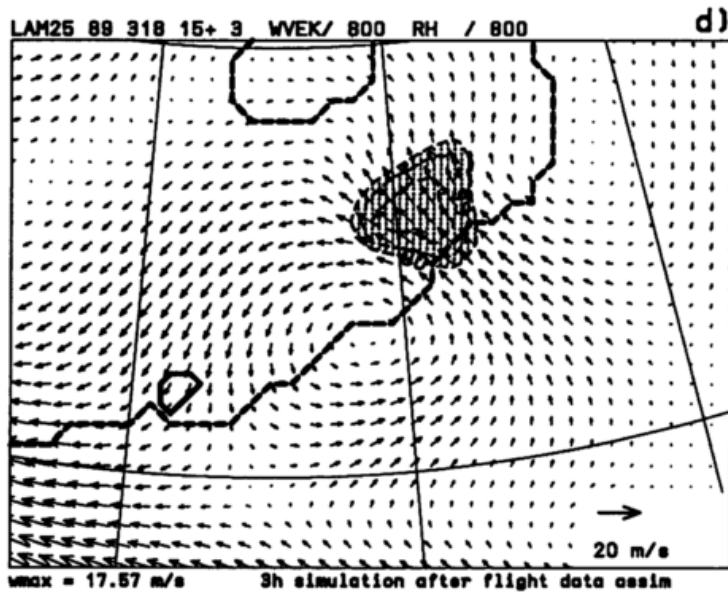
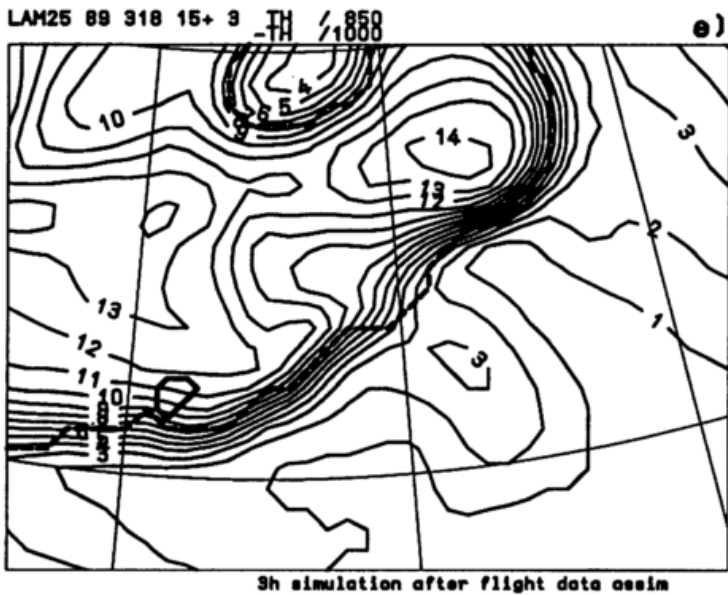


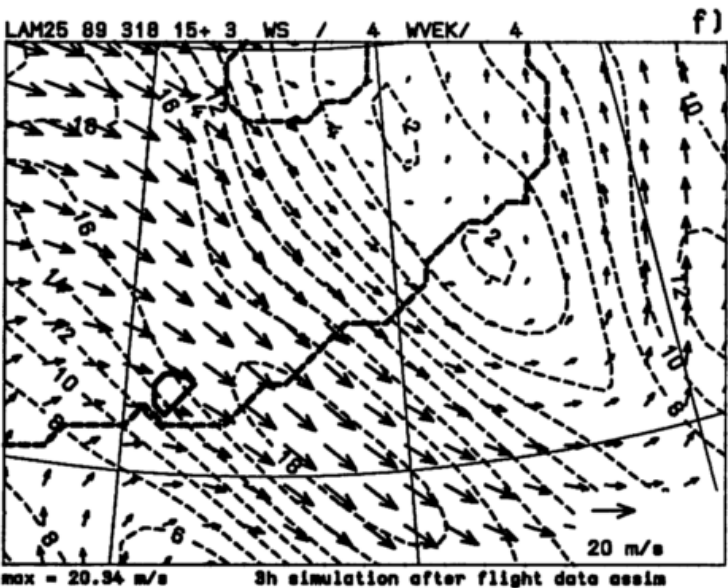
Abb.V.20: (Fortsetzung)

Modellfelder für 18 UTC am 18.3.1989, 3h nach der Assimilation, in einem Ausschnitt des LAM25.

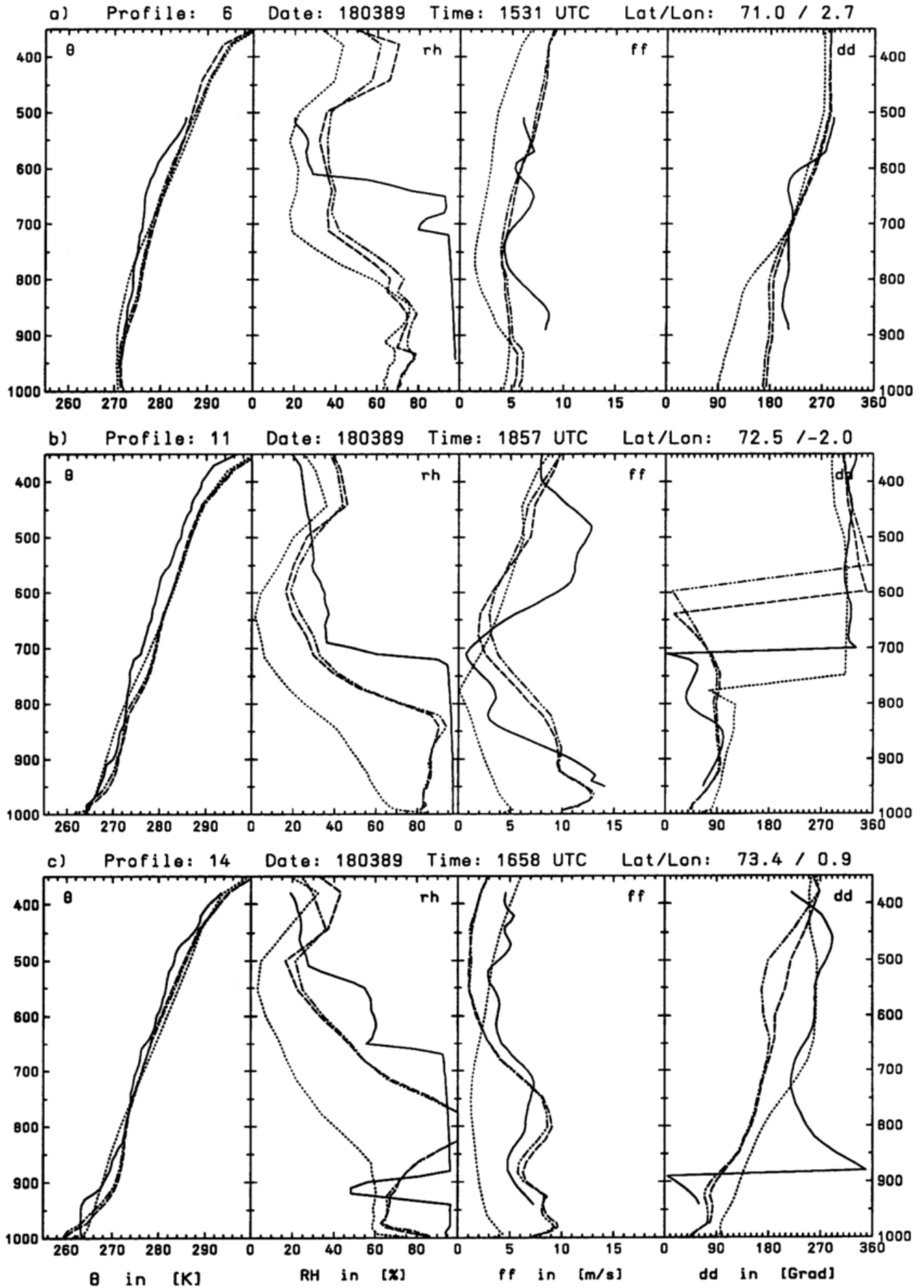
d) Windfeld und Bereiche mit relativer Feuchte $rh > 90\%$ (schraffiert) in 800 hPa.



e) Differenz der potentiellen Temperaturen in 850 hPa und 1000 hPa (Isolinienabstand 1 K).



f) Windvektoren (an jedem 2.Gitterpunkt) und Isotachen (Isolinienabstand 2 m/s) der σ -Fläche 4.



Auch die Windprofile des Modells passen nach der Datenassimilation besser zu den Messungen, wenn auch nach wie vor Abweichungen zu den Sondenprofilen auftreten. Douglas et al. warnen zwar, daß die Windmessungen des Omega-Systems der Sonden von zweifelhafter Qualität sind und nur durch eine Nachverarbeitung verbessert werden konnten, aber die hier gezeigten Profile wirken durchaus plausibel. Im Süden (Profil 6) sind Windrichtung und -stärke ähnlich wie zum früheren Zeitpunkt (vgl. Flugtemp 4 von 1249 UTC) und im Modell gut reproduziert, auch wenn die kleinerskaligen vertikalen Schwankungen nicht aufgelöst sind.

Nahe des Zentrums zeigt das Sondenprofil 11 ein markantes bodennahes Maximum der Windstärke, das vom Modell mit fast der richtigen Amplitude reproduziert wird, sich aber vertikal weiter erstreckt. Während die Sonde bereits bei 700 hPa ein Minimum mit Winddrehung von östlichen/nordöstlichen Winden auf nördliche/nordwestliche Winde zeigt, tritt dies im Modell erst etwas höher bei 650 hPa auf. In den oberen Niveaus ist die Strömung vom Jet auf der Westflanke des Höhentrog bestimmt (Abb.V.20f), und in der Beobachtung sowie im Modell nimmt die Windstärke entsprechend zu. Daß dies im Modell erst in größeren Höhen stattfindet, spricht dafür, daß die Mesozyklone im Modell in der Höhe etwas zu stark ausgeprägt ist. Der Flugtemp 12 (Abb.V.19b) zeigt ein anderes Höhenprofil mit einem Windmaximum in 800 hPa und Windstärken von 10 m/s aus südlicher Richtung. Der Unterschied zum Dropsondenprofil kann sowohl auf eine Abschwächung der Zirkulation in der Zeit zwischen beiden Messungen hinweisen, als auch mit der räumlichen Distanz zwischen beiden Punkten zusammenhängen, da die Sonde näher am Maximum des Jets liegt als der Flugtemp (vgl. Abb.V.20f).

Das Dropsondenprofil 14 wurde etwas nördlicher, aber fast zeitgleich zum Flugtemp 14 gemessen. Die Temperaturkurven sind fast identisch und beide Feuchteprofile zeigen eine sehr feuchte Schicht in ähnlicher Höhe. Auch die Windprofile weisen gleiche Charakteristika auf, obwohl der Wind oberhalb 800 hPa im nur wenig nördlicheren Sondenprofil eine westlichere Komponente aufweist (220-250° gegenüber 200° im Flugtemp). Wenn die Windmessungen stimmen, so wird diese Änderung im Modell nicht ganz korrekt wiedergegeben, und die südliche Strömung im Zusammenhang mit der Mesozyklone greift etwas zu weit nach Norden.

Trotz der verbleibenden Abweichungen von den Beobachtungen sind die wesentlichen Charakteristika der Mesozyklone in den Modellfeldern erfaßt, so daß diese nun genutzt werden können, um die dreidimensionale Struktur der Mesozyklone genauer zu betrachten. Dies soll zunächst für die Felder um 18 UTC anhand der beiden in Abb.V.20b eingezeichneten Querschnitte geschehen. **Abb.V.22** zeigt in Teil a) denselben Querschnitt 'A1-A2' durch das Zentrum der Mesozyklone wie Abb.V.18. Es sind dieselben Grenzschichtstrukturen wie in der Analyse um 15 UTC zu erkennen. Das Maximum der flachen Zelle zyklonaler Vorticity ($2.2 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$) liegt nun dichter an der Oberfläche. Die auffälligsten Unterschiede zur Analyse um 15 UTC hängen mit der entstandenen Konvergenzlinie über dem Meereis zusammen. Die analysierte schwache

← gegenüber:

Abb.V.21: Wie Abb.V.19, aber Teil a), b), c) jeweils für die Dropsondenprofile 6, 11, 14 aus Abb.V.14b und entsprechende Modellprofile um 18 UTC für die Simulation ohne Assimilation (gepunktet) und Simulationen mit Assimilation (VCORMOD, gestrichelt; VCORNMI, gestrichelt/gepunktet).

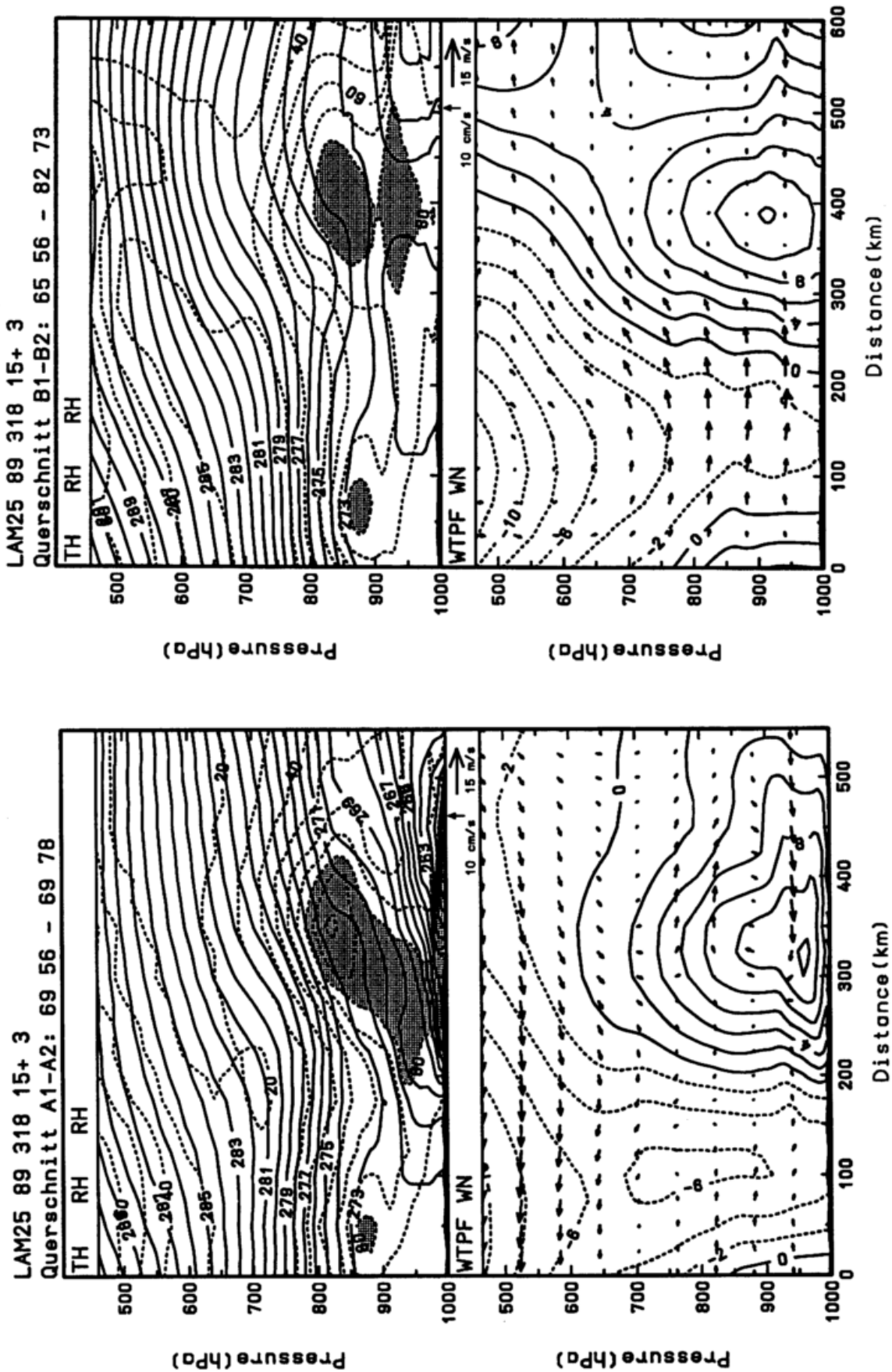


Abb.V.22: Querschnitte entlang der Linien 'A1-A2' und 'B1-B2' für 18 UTC am 18.3.1989, 3h nach der Assimilation (vgl. Abb.V.18);
a) entlang der Schnittlinie 'A1-A2' aus Abb.V.20b.

b) entlang der Schnittlinie 'B1-B2' aus Abb.V.20b.

Konvergenz hat sich merklich verstärkt, erstreckt sich höher über 900 hPa hinaus und führt zu einer Vertikalzirkulationszelle auf der Nordseite mit Aufwinden bis zu 5 cm/s. Durch das Aufsteigen der mit der Südwestströmung vom Meer herangeführten feuchteren Luft hat sich eine Feuchtezelle bis 800 hPa ausgebildet. Der Bedeckungsgrad (nicht dargestellt) erreicht im gesamten Bereich nördlich des Zentrums 80-100%. Die Wolkenhöhe im Modell ist mit 850 hPa realistisch, wenn man bedenkt, daß nur Wolken der einzelnen 'Stockwerke' 1000 hPa, 850 hPa, 500 hPa, 300 hPa im Modell diagnostiziert werden.

Der Querschnitt 'B1-B2' (Teil b) verläuft entlang der Meereiskante (vgl. Abb.V.20b). Die Schichtung über dem Wasser ist etwa neutral bis fast in 850 hPa Höhe. Nur im nördlichen Teil wird in der unteren Schicht kältere Luft aus Norden advehiert. Dort ist die Grenzschicht stabil geschichtet (bis auf die untersten 50 hPa, wo die Luft an der Wasseroberfläche erwärmt wird). In der Mitte des Schnittes (bei etwa 300 km) ist in den Isothermen die von der Mesozyklone aus Süden advehierte wärmere Luft sichtbar. Etwas nordöstlich, im Bereich der stärksten Winde normal zur Schnittfläche führt eine Konvergenz zu Aufwinden im Bereich des Wolkenbandes. Die Verteilung der relativen Feuchte zeigt zwei Zellen mit Werten von 80-90%, die bis 800-850 hPa hinaufreichen und gut mit der Lage der Wolkenbänder im Westen und Südwesten der Mesozyklone übereinstimmen.

Durch die Datenassimilation kann die weitere Entwicklung der Mesozyklone mit dem numerischen Modell studiert werden. In einer längeren Simulation geht die Zirkulation zunehmend vom vollständig geschlossenen Wirbel in eine markante Welle über, die bis 3 UTC am 19.3.1989 (12h Simulation) im Modell sichtbar bleibt. Danach erfassen stärkere Ostwinde, die durch die Ostwärtsverlagerung der synoptischen Zyklone hervorgerufen werden, das Gebiet der Mesozyklone.

Abb.V.23 zeigt Windfeld in 10 m und Bodendruck nach 6h und 9h Simulation (Teil a und c) und die Bewölkung in 850 hPa nach 6h Simulation (Teil b). Die Temperaturwelle der Mesozyklone bleibt im wesentlichen unverändert (nicht dargestellt). Während sich die geschlossene Zirkulation im Windfeld abbaut, intensivieren sich die Konvergenzlinien im Nordosten und Osten der Mesozyklone weiter. Dadurch verstärkt sich die bereits um 18 UTC eingesezte Wolkenbildung und nach 6h ist ein in etwa spiralförmiges Wolkenband vorhanden (Teil b). Die höchsten Bedeckungsgrade (80% und mehr) herrschen im Osten und Norden vor. Hochreichende Wolken (bis zum 500 hPa Niveau) entwickeln sich dabei im östlichen Wolkenband nahe der Eiskante und im Norden über dem Eis und es treten leichte Niederschläge im Form von Schnee auf (bis 2 mm zwischen 6h und 9h Simulation). Die Wolkenbildung paßt gut zu der auf den Satellitenbildern beobachteten starken konvektiven Aktivität in diesen Bereichen und hängt mit den bereits angesprochenen Konvergenzlinien im Norden und Osten des Mesozyklonenzentrums zusammen.

In **Abb.V.24** sind die Schnitte 'A1-A2' und 'B1-B2' für 9h Simulation nach der Analyse gezeigt. Die durch die Konvergenz induzierten Vertikalbewegungen haben in beiden Zellen zugenommen und erreichen jeweils maximale Werte bis 10 cm/s in ca. 800 hPa. Dadurch wird Feuchtigkeit bis in die mittlere Troposphäre transportiert. Dies ist besonders ausgeprägt im Norden der Mesozyklone (Schnitt 'A1-A2', Teil a). Die durch die Warmluftadvektion bewirkte warme Anomalie nahe des Zentrums der Mesozyklone hat sich ebenfalls weiter verstärkt.

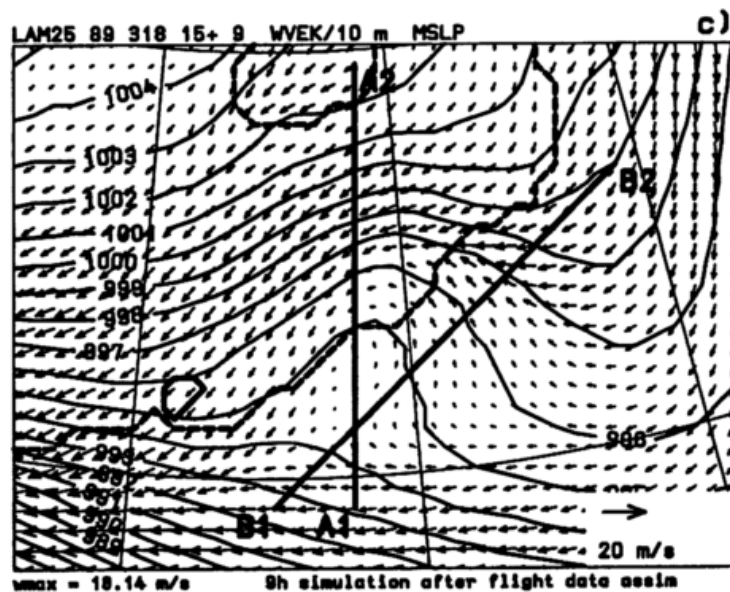
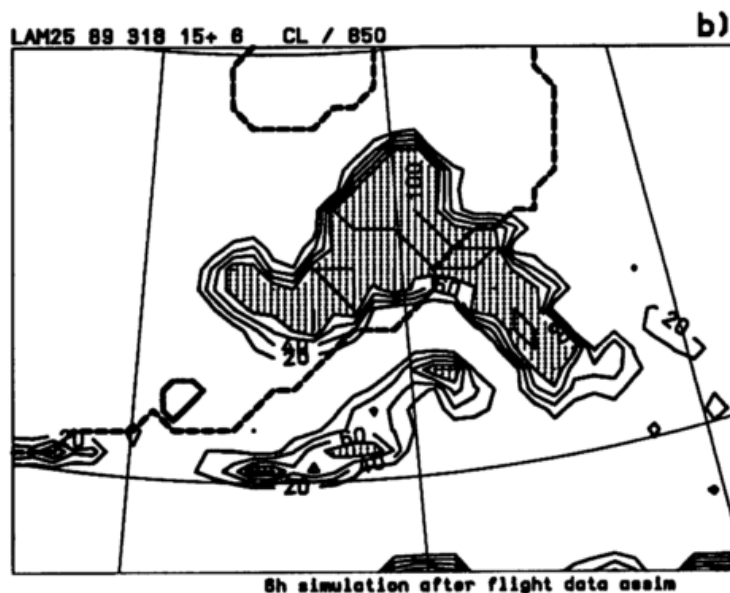
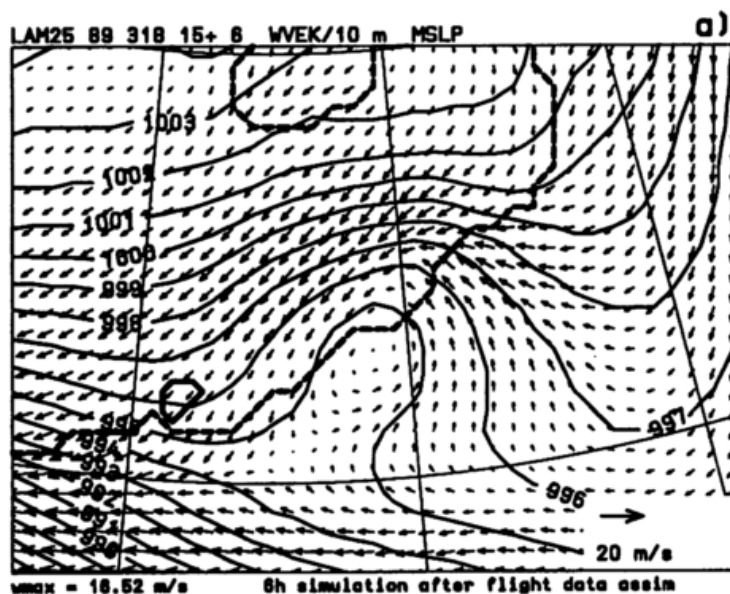


Abb.V.23:

a) Windfeld in 10 m Höhe und reduzierter Bodendruck (Isolinienabstand 1 hPa; Maßstabsvektor unten rechts) für 21 UTC am 18.3.1989 (6h Simulation nach der Assimilation);

b) Bewölkungsgrad in 850 hPa für 21 UTC am 18.3.1989 (Isolinienabstand 20%, Bereiche > 80% schraffiert).

c) wie Teil a), aber für 24 UTC am 18.3.1989, (9h Simulation nach der Assimilation);

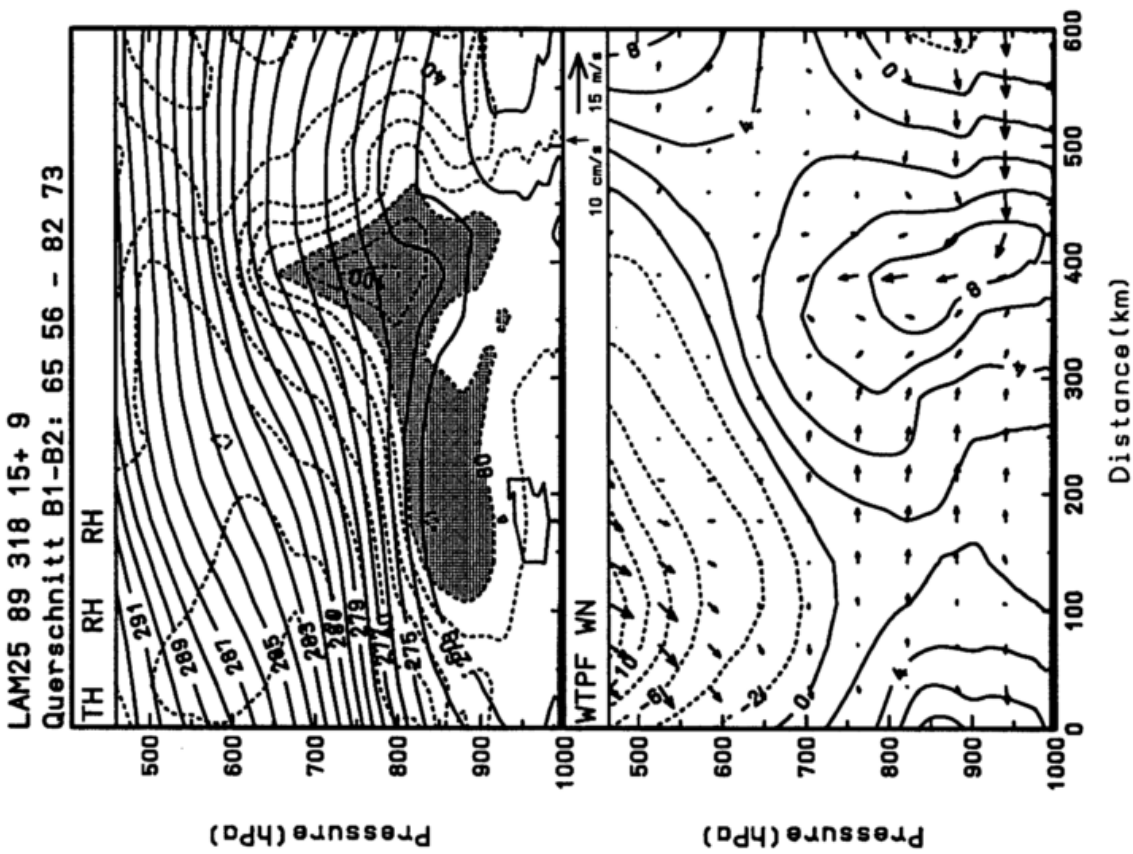


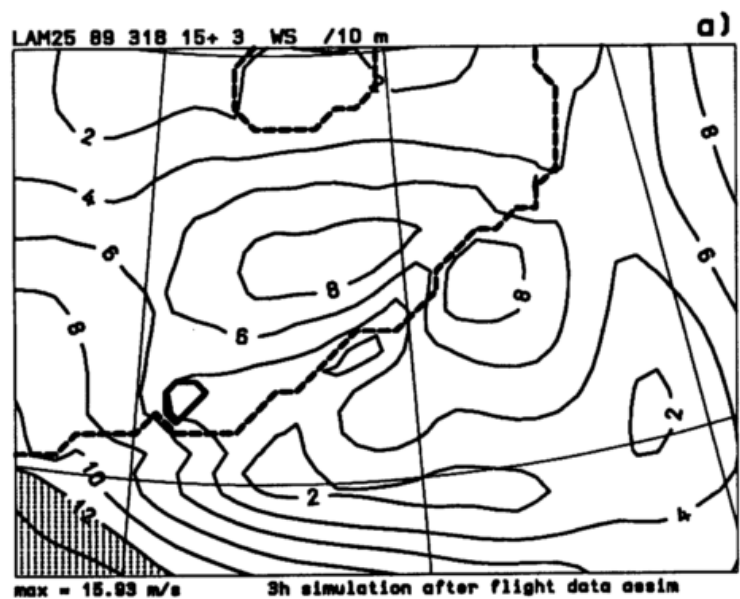
Abb.V.24: Querschnitte entlang der Linien 'A1-A2' und 'B1-B2' für 24 UTC am 18.3.1989, 9h nach der Assimilation (vgl. Abb.V.18 und Abb.V.22); a) entlang der Schnittlinie 'A1-A2' aus Abb.V.23c.

b) entlang der Schnittlinie 'B1-B2' aus Abb.V.23c.

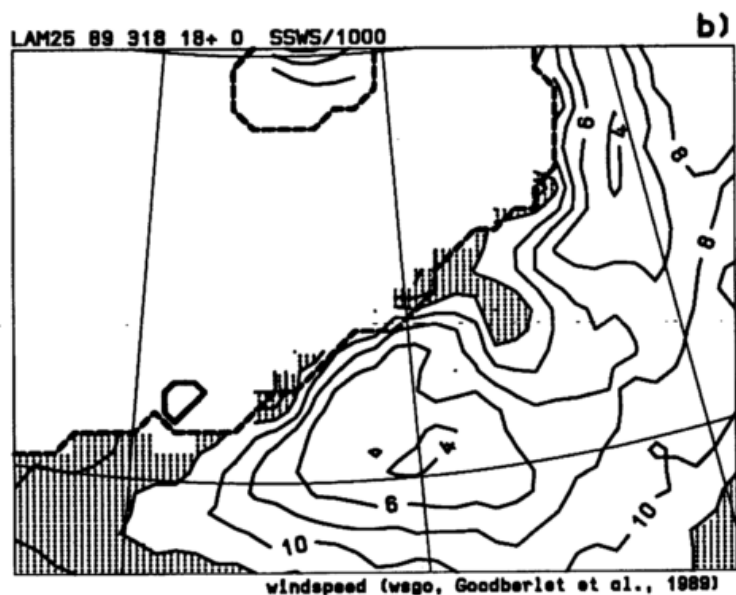
Eine weitere unabhängige Datenquelle für diesen Fall bieten SSM/I-Retrievals (vgl. Kap.IV.1). Im Feld des IWV ist die Mesozyklone nur sehr schwach erkennbar (vgl. Abb.VII.2a). Ihre vertikale Erstreckung ist zu gering, um ein markantes Signal im integrierten Wasserdampfgehalt zu hinterlassen; nur der Bereich hoher relativer Feuchte, in dem das östliche Wolkenband liegt, spiegelt sich im IWV mit Werten von 5 mm wider (statt 4 mm in der Umgebung). Die WS-Retrievals hingegen enthalten ein deutliches Signal der intensiven bodennahen Zirkulation (vgl. Abb.V.12). **Abb.V.25** zeigt einen Vergleich der bodennahen Windstärke wie sie das Modell nach der Assimilation der Flugdaten für 18 UTC simuliert (Teil a) mit den SSM/I-Retrievals (Teil b; Algorithmus nach Goodberlet et al., 1989). Neben den hohen Windstärken im Bereich der synoptischen Zyklone im Südwesten des Ausschnitts, zeigen das Retrievalfeld auch die hohen Windstärken nahe der Meereiskante im Bereich des Wolkenbandes der Mesozyklone. Die Windstärke liegt mit 12 m/s aber über der des Modells, wo nur etwa 8 m/s in Bodennähe auftreten. Die Modellwerte werden auch durch die in der Nähe abgeworfene Dropsonde 9 bestätigt, die im letzten übermittelten Niveau (970 hPa) ca. 7 m/s mißt. Der Retrievalalgorithmus nach Stogryn et al. (1994) liegt mit 8-10 m/s ebenfalls recht nahe an diesem Wert, was eventuell auf eine Störung durch Wolken im Retrieval nach Goodberlet et al. hinweist.

Abb.V.25: Felder der oberflächennahen Windstärke für 18 UTC am 18.3.1989 (Isolinienabstand 2 m/s, Bereiche mit WS > 12 m/s schraffiert);

a) Modellfeld in 10 m Höhe, 3h nach Assimilation;



b) SSM/I-Retrievals (Algorithmus WS_{GO}; Überflug 1958 UTC).



Von einer Assimilation der SSM/I-Retrievals, wie Tilley et al. (1994) sie nach einer Betrachtung der SSM/I-Retrievals für diese Fallstudie vorschlagen, wurde hier abgesehen. Eine Assimilation zur Zeit des Satellitenüberflugs, d.h. 18 UTC, würde eine erneute Unterbrechung der Simulation bedeuten und sich ungünstig auf die im Modell ablaufenden physikalischen Prozesse auswirken (vgl. Kap.V.2). Eine Assimilation der Retrievals bereits um 15 UTC zusammen mit den Flugzeugmessungen wäre den SSM/I-Daten zeitlich nicht gut angepaßt. In Bezug auf den Nutzen der WS-Retrievals in einer Analyse ist zu bemerken, daß ihre Assimilation ohne die zusätzliche Information aus den Flugzeugmessungen in diesem Fall sogar deutliche Analysefehler verursachen würde. Denn da im FG die Zirkulation der Mesozyklone nicht enthalten ist (vgl. Abb.V.13 und Abb.V.15), würden die Retrievals zu einer Verstärkung von Winden mit falscher Windrichtung führen.

Einfluß der modifizierten FG-Fehlerkorrelationen auf Analyse und weitere Simulation

Zur Assimilation der Flugzeugdaten wurden die Skalen der Horizontal- und Vertikalkorrelationen der FG-Fehler gegenüber den am DNMI operationell verwendeten verkleinert (s.o.). Der Einfluß dieser Veränderung soll für die Vertikalkorrelationen dargestellt werden, indem Modellergebnisse, die auf den modifizierten Vertikalkorrelationen (VCORMOD, s. Abb.V.16) beruhen, mit denen, die sich für DNMI-Korrelationen (VCORDNMI, s. Abb.III.5) ergeben, verglichen werden. In den Abb.V.19 und Abb.V.21 sind daher für die Analyse bzw. für Felder nach 3h Simulation neben Modellprofilen für VCORMOD (gestrichelte Linien) auch Profile für VCORDNMI (gestrichelt/gepunktete Linien) dargestellt.

In den analysierten Profilen (**Abb.V.19**) sind Unterschiede, die auf der unterschiedlich weiten vertikalen Extrapolation der Beobachtungsinkremente beruhen gut sichtbar: In den Bereichen, wo durchgehend für das ganze Profil Beobachtungen vorliegen, weichen die analysierten Profile trotz der unterschiedlichen Vertikalkorrelationen kaum voneinander ab. Oberhalb und unterhalb der letzten beobachteten Niveaus hingegen treten teils große Differenzen auf. Dies ist besonders deutlich in Profil 12 (Abb.V.19b). So ist z.B. im Temperaturprofil unterhalb 900 hPa die Stabilität im Modell höher als in Realität, wobei aber das Profil der Analyse aus VCORMOD den Beobachtungen etwas näher kommt. Da direkt an der Wasseroberfläche keine Beobachtungen vorliegen, ergeben sich die Analyseinkremente für 1000 hPa allein aus den Korrekturen höherer Niveaus über die vorgegebenen Vertikalkorrelationen. Für VCORMOD haben Analyseinkremente bis aus 700 hPa einen nennenswerten Einfluß, während bei VCORDNMI auch noch Inkremente, die aus Beobachtungen in 500 hPa abgeleitet werden, ein vergleichbar starkes Gewicht haben. Daher werden bei letzteren auch die negativen Korrekturen, die aus den Beobachtungen in 600 hPa abgeleitet werden, bis herunter zum 1000 hPa Niveau berücksichtigt und kompensieren zum Teil die positiven Inkremente, die die Beobachtungen der tieferen Niveaus bewirken. Ähnliche Effekte der Extrapolation lassen sich auch in etlichen der anderen gezeigten Profile feststellen. Dies unterstreicht noch einmal, wie problematisch Beobachtungen, die kein vollständiges Vertikalprofile liefern (im Extremfall 'single-level data') im Analyseschema sind. Die aus ihnen resultierenden Beobachtungsinkremente werden anhand der Vertikalkorrelationen extrapoliert, ohne daß dies durch andere Information über die reale Vertikalstruktur der Atmosphäre korrigiert werden könnte (vgl. Kap.V.1).

In der Analyse mit VCORMOD wird bei fast allen vorliegenden Profilen eine bessere Annäherung des Modells an die Beobachtungen erreicht. Nach 3h Simulation jedoch ist keine eindeutige Verbesserung der Simulation beruhend auf der Analyse VCORMOD im Vergleich zur Simulation beruhend auf der Analyse VCORDNMI zu finden, wenn die Dropsondenprofile als Referenz herangezogen werden (**Abb.V.21**). In den 3h Modellintegration haben sich die Differenzen zwischen den Modellfeldern vergrößert. Die Unterschiede beider Modellläufe sind an allen 15 verfügbaren Dropsondenprofilen von ähnlicher Größenordnung wie in den hier dargestellten Profilen 6, 11, 14 und lassen keinen eindeutigen Schluß zu, welche Version der Realität näher kommt. Allerdings ist für VCORMOD positiv zu vermerken, daß oberhalb von 800 hPa die Intensität der Zirkulation der Mesozyklone fast überall geringer ist als in VCORDNMI. Die Differenzen betragen etwa 2-4 m/s. Diese Unterschiede hängen vor allem mit den Windbeobachtungen des Fluglegs in 344 hPa zusammen, welche die hohen Windstärken im Jet erfassen und in VCORDNMI durch die breiteren Vertikalkorrelationen noch wesentlich tiefergelegene Niveaus beeinflussen als in VCORMOD. Da die Mesozyklone im Modell um 18 UTC im Vergleich zu den Messungen etwas zu stark ausgeprägt ist, wird die Analyse und Simulation mit VCORMOD als realistischer beurteilt.

V.4 Zusammenfassung

Die hier diskutierten Studien für polare Mesozyklonenfälle zeigen, daß eine Assimilation von konventionellen Daten zu einer realitätsnäheren Analyse der Situation führt. Eine Verbesserung der Simulation, insbesondere auf synoptischer Skala, wird für den antarktischen Mesozyklonenfall des 8.2.1990 demonstriert. Andererseits werden auch Probleme und mögliche Fehlerquellen verdeutlicht, die eine Analyse in extrem datenarmen Regionen beinhaltet. Vor allem, wenn die Dichte der vorliegenden Daten geringer ist als die Skala der vorgegebenen Korrelationen (vgl. Grønås und Midtbø, 1986), wird die Skala der Analyseinkremente durch die FG-Korrelationen anstatt durch die Beobachtungen festgelegt. Isolierte Daten erhalten dann einen dominierenden Einfluß. Besonders, wenn die Analyse überwiegend auf sogenannten 'single-level data' (wie SYNOPS) beruht, kann die Vertikalstruktur der Atmosphäre, die für die weitere dynamische Entwicklung in der Simulation entscheidend ist, i.a. nicht korrekt analysiert werden. Dies ist vermutlich der Grund dafür, daß -obwohl die Modellfelder durch die Analyse vom 27.4.1989 einen mesoskaligen Wirbel aufweisen- die Simulation dieses Mesozyklonenfalles nicht erfolgreich ist.

Die Anpassung des Analyseschemas zur Assimilation von hochauflösenden Flugzeugbeobachtungen ermöglicht eine detaillierte Analyse und nachfolgende Simulation für den nordhemisphärischen Mesozyklonenfall vom 17./ 18.3.1989. Der Wirbel wird dadurch mit seinen wesentlichen Charakteristika im Modell wiedergegeben. Es handelt sich um eine flache, intensive Mesozyklone, der sich an der Meereiskante östlich von Jan Mayen bildet. Sie ähnelt einer baroklinen Entwicklung, die aber nicht durch CVA in der mittleren Troposphäre unterstützt wird, und weist eine ausgeprägte Temperaturwelle mit einem feuchten und wenig stabilen 'Warmsektor' auf. In Zusammenhang mit zwei Konvergenzzonen entstehen kräftige Aufwinde und ein Wolkenband,

das sich durch die Advektion der feuchten Luft vom offenen Meer bis über das Meereis im Norden erstreckt. Verbleibende Abweichungen von den Flugzeugbeobachtungen könnten eventuell durch eine Analyse auf einem noch feineren Gitter, z.B. mit 10 km Maschenweite, und eine weitere Adjustierung der Horizontal- und Vertikalkorrelationen weiter verringert werden. Dies könnte ermöglichen, die in den Flugdaten vorhandenen starken horizontalen Gradienten in den Scherzonen noch besser aufzulösen. Doch bereits die hier durchgeführte Analyse erlaubt ein Studium der dreidimensionalen Strömungsmuster in der numerischen Simulation und ermöglicht den Einsatz des Modells für Simulationsexperimente.

VI Assimilation von SSM/I-Retrievals der oberflächennahen Windstärke

Die Assimilation von WS-Retrievals sowie ihr Einfluß auf die Simulation wird in diesem Kapitel anhand des Mesozyklonenfalles vom 26./27.4.1989 im Weddellmeer (SH) demonstriert. Dieser Fall wurde schon in Zusammenhang mit der Assimilation konventioneller Daten in Kapitel V.1 vorgestellt. Er bietet sich insofern für einen SSWS-Assimilationstest an, als in der Entstehungsphase am Nachmittag des 26.4.1989 im Genesebereich der Mesozyklone deutlich höhere Windstärken in SSM/I-Retrievals als in der Modellsimulation auftreten. Durch den starken abeisigen Wind sind in der Realität hohe turbulente Grenzschichtflüsse wirksam, die eine Energiezufuhr und Destabilisierung der unteren Troposphäre bedeuten und auch über den Prozeß der ASII (vgl. Kapitel II.1) eine Mesozyklonogenese unterstützen können.

VI.1 Assimilation von SSWS am Beispiel der Fallstudie vom 26./27.4.1989

Zunächst sollen die Etappen der SSWS-Analyse, die in Kapitel IV vorgestellt wurden, anhand einer Analyse um 18 UTC am 26.4.1989 erläutert werden. **Abb.VI.1** zeigt in Teil a das FG-Windfeld in 10 m Höhe (als FGAT, d.h. zeitinterpoliert auf die Zeit der SSM/I-Überflüge). Isotachen sind für einen besseren Vergleich mit dem SSWS-Retrievalfeld (Teil b) ebenfalls eingezeichnet. Die Felder weisen in etwa vergleichbare Strukturen auf. Eine Zone geringer Windstärken um 2 m/s erstreckt sich im Ausschnitt von Südwesten nach Nordosten, während im Nordwesten und Südosten höhere Windstärken auftreten. Markant ist die relativ hohe Windstärke im Gebiet der Mesozyklonogenese (markiert durch den schwarzen Punkt). Während im FG-Feld dort aber nur etwa 8 m/s auftreten, erreicht die Windstärke im SSWS-Feld 12-16 m/s. Auffällig sind ferner die kleinskaligen Variationen im SSWS-Feld, die natürlich neben realistischen Phänomenen auch Beobachtungs- bzw. Retrievalfehler enthalten. Um für die Analyse Windvektoren bereitzustellen (Teil c), werden die FGAT-Windvektoren (Teil a) mit der Windstärke der SSM/I-Retrievals (Teil b) skaliert (vgl. Kap.IV.4.1).

Das Ergebnis der 3-dimensionalen multivariaten SC/OI Analyse dieser 'beobachteten' Windvektoren ist in **Abb.VI.2a-d** für 1000 hPa und 700 hPa den entsprechenden FG-Feldern gegenübergestellt. Die Analyse des Geopotentials und des Windfeldes in 1000 hPa (Teil c) zeigt im Vergleich zum FG (Teil a) wie erwartet in der Meereisbucht nahe GvN (schwarzer Punkt) eine Verstärkung der Strömung vom Meereis auf den offenen Ozean. Dies geht mit einer Intensivierung der bodennahen Antizyklone bei 65S/20W und des Troges im Bereich der Eiskante einher. Die sehr kleinskaligen Strukturen im 'beobachteten' Windfeld (s. Abb.VI.1c), die ein Modell typischerweise nicht produziert, und die auch zum Teil Retrievalungenauigkeiten beinhalten, werden durch die FG-Korrelationsfunktionen geglättet. Die Felder in 700 hPa (Teile b, d) zeigen exemplarisch, wie durch die Vertikalkorrelationen auch die höheren Niveaus korrigiert werden. Obwohl die angebrachten Analyseinkremente keine Achsneigung aufweisen (vgl. Kap.III.2.1, III.2.3), sind natürlich die Achsen der Drucksysteme in der Analyse selbst durchaus nicht vertikal.

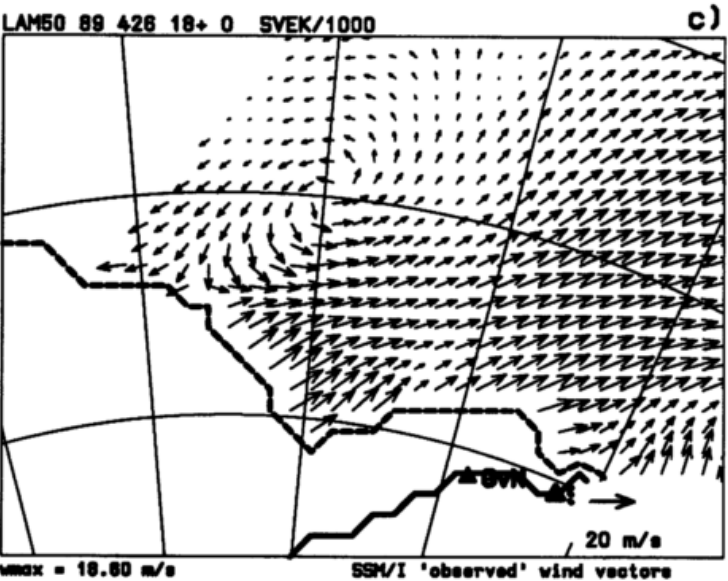
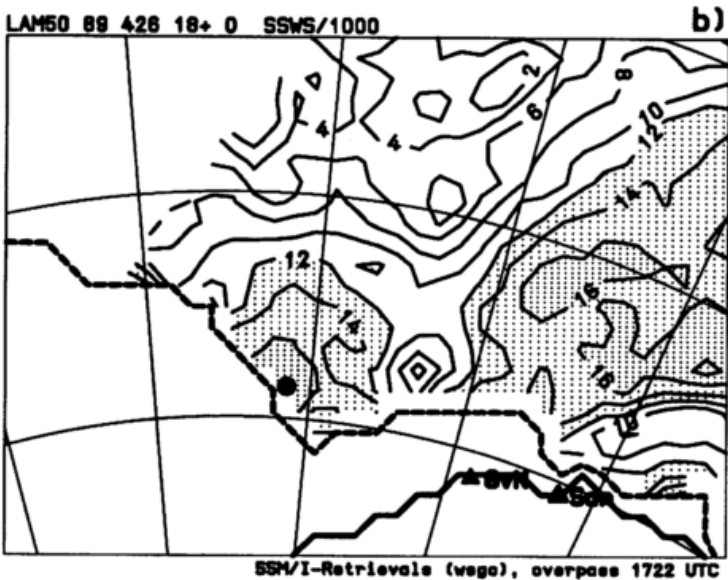
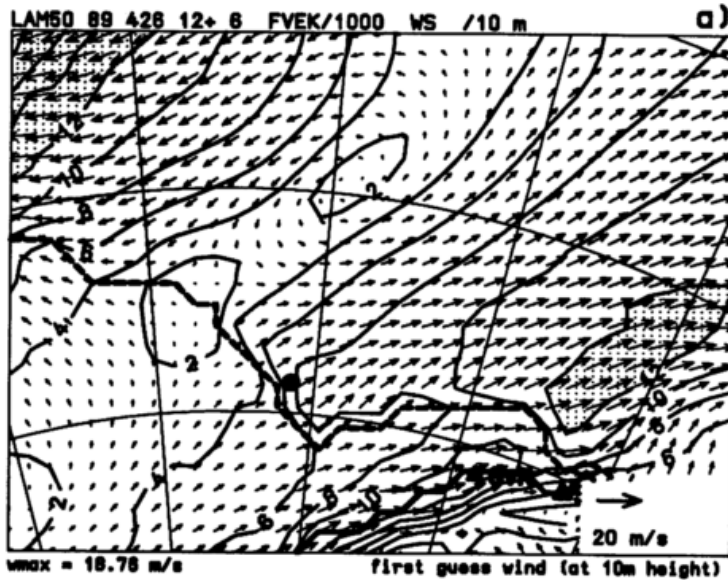


Abb.VI.1:

a) Windvektoren und Windstärke WS in 10 m Höhe nach 6h Simulation für 18 UTC am 26.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50 (zeitinterpolierter FG, FGAT); (Isolinien alle 2 m/s, Bereiche mit WS>12 m/s schraffiert; Maßstabsvektor unten rechts), der schwarze Punkt markiert das Zentrum der sich bildenden Mesozyklone nahe bei 20°W/70°S.

b) SWS (Algorithmus WS₀₀) für den Satellitenüberflug 1722 UTC, sonst wie in Teil a).

c) Windvektoren aus der Windrichtung des FGAT und der Windstärke der SSM/I-Retrievals.

Die Küstenlinie (dicke Linie), die Meer-eisgrenze im Modell (als 50% Eisbedekung aus SSM/I-Retrievals, dick gestrichelte Linie), ein Windskalierungsvektor (unten rechts), die maximale Windstärke (unten links), die Stationen GvN (8.4°W/70.6°S), Sanae (2.4°W/70.3°S) (Dreiecke) und ein geographisches Gitter (Auflösung 10°Länge mal 5°Breite) sind eingezeichnet.

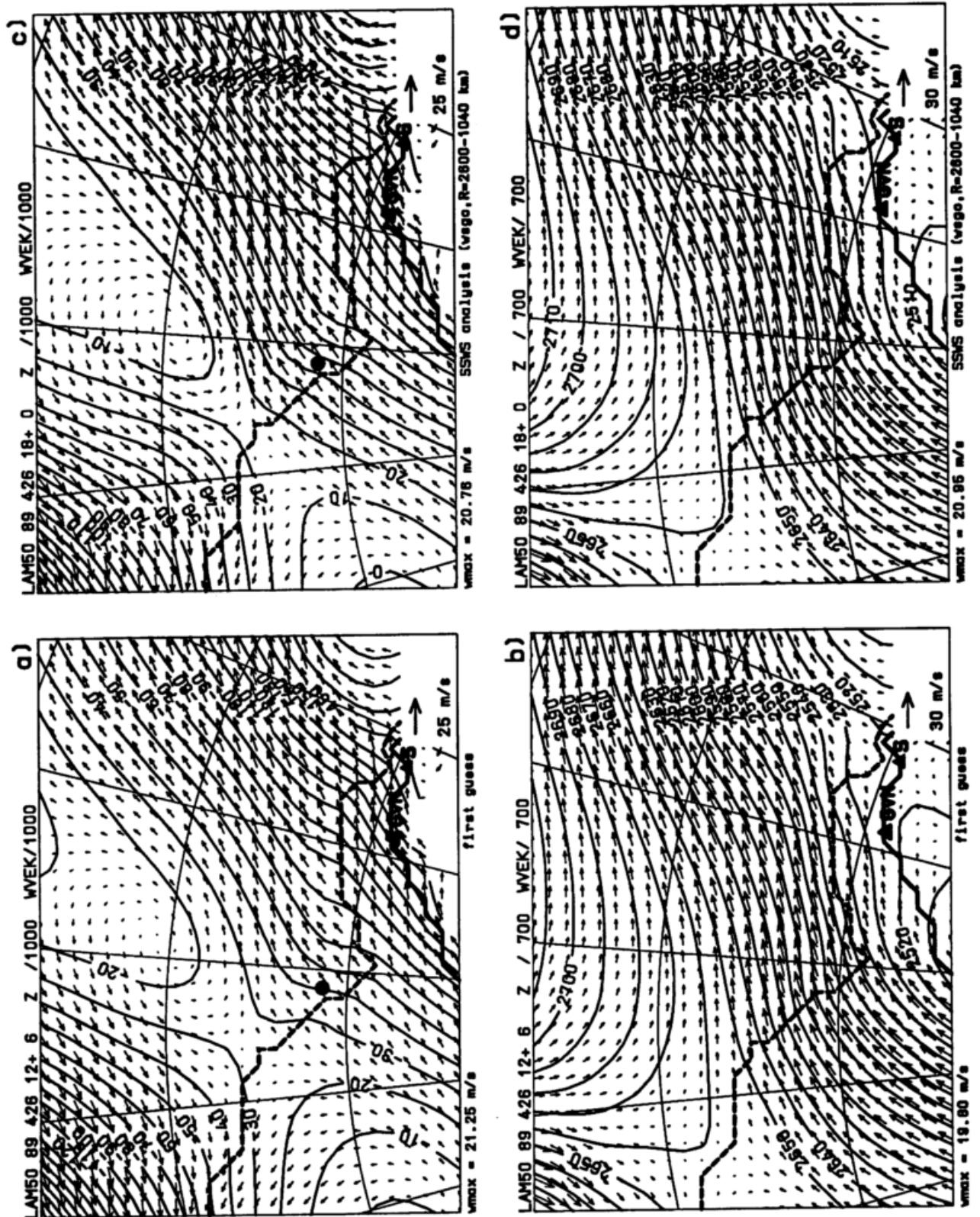


Abb.VI.2: Geopotentielle Höhe und Windvektoren für 18 UTC am 26.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung sonst wie in Abb.VI.1.);

- a) und b) in 1000 hPa bzw. 700 hPa für den FG;
- c) und d) analog für die Analyse mit SSWs.

Abb.VI.3:

Windstärke in 1000 hPa nach der Analyse mit SSWS für 18 UTC am 26.4.1989; Darstellung wie in Abb.VI.1.

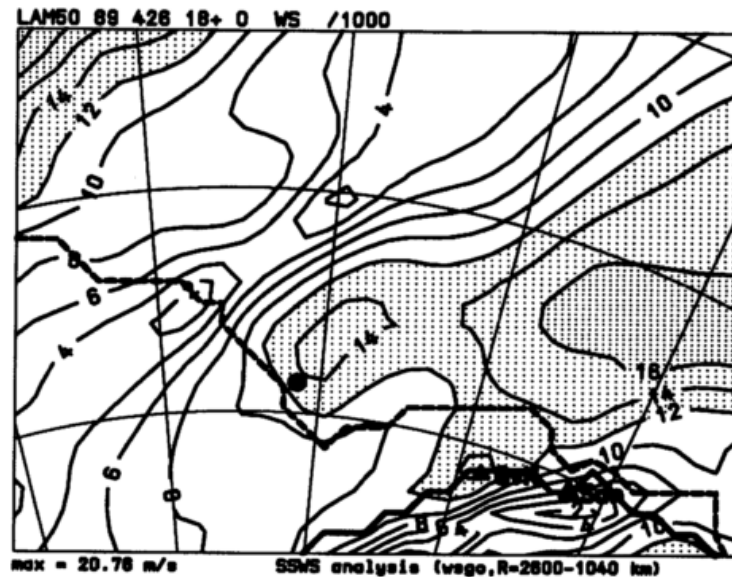


Abb.VI.3 zeigt die aus der Analyse resultierende oberflächennahe Windstärke. Besonders westlich von GvN ist die Windstärke den Beobachtungen entsprechend erhöht. Im Genesebereich der Mesozyklone beträgt die Differenz gegenüber dem FG etwa 4-6 m/s. Für den gesamten Bereich der SSM/I-Überflüge sind Bias und Standardabweichung nach der Analyse auf -0.2 m/s bzw. 1.4 m/s (ANA minus SSWS) reduziert (gegenüber vorher -1.4 m/s bzw. 2.7 m/s, FGWS minus SSWS).

VI.2 Einfluß der SSWS-Assimilation auf die weitere Simulation

Die Auswirkung der SSWS-Assimilation auf die weitere Entwicklung der Situation wurde in einigen Simulationsläufen untersucht, wobei entweder unterschiedliche Analysen (mit/ohne zusätzliche konventionelle Daten und unter Nutzung verschiedener SSWS-Algorithmen und Analyseparameter) oder variierte Modellparameter (z.B. unterschiedliche Dämpfungen) verwendet wurden. Die Konfigurationen der Simulationen sind in **Tab.VI.1** zusammengefaßt.

	Start (am 26.4.1989) + Dauer der Simulation	in 18UTC Analyse genutzte Daten	RADIUS ¹ , APSI/BPSI	Dämpfung ²
NOASS	12 UTC+15h	-	-	-
ASSWS	12 UTC+30h	SSWS _{GO} ³	2600-1040 km, 0.4/2.0	-
ASSOBSWS	12 UTC+15h	SYNOPS,SSWS _{GO} ⁴	650 km, 0.8/1.6	-
ASSOBSWSy	12 UTC+15h	SYNOPS,SSWS _{GO} ⁴	650 km, 0.8/1.6	30 min.

¹ Festlegung der FG-Fehlerkorrelationsfunktionen in der SSWS-Analyse (vgl. Kap.III.2.2, Kap.IV.4.1).

² Zeitintervall, in der $2\Delta x$ -Wellen auf σ -Flächen 20-30 auf 1/e gedämpft werden (vgl. Kap.III.1).

³ SSWS-Felder der Überflüge 1541, 1722 UTC.

⁴ SSWS-Felder der Überflüge 1541, 1722, 1906 UTC.

Tab.VI.1: Durchgeführte Simulationsläufe zur Assimilation von SSWS-Retrievals.

Zusätzlich zu den für die tabellierten Simulationen verwendeten Analysen wurden noch weitere Tests durchgeführt. So liegt z.B. zum direkten Vergleich mit der Analyse aus ASSWS eine

Analyse mit Wahl der Analyseparameter wie in ASSOBSWS jedoch ohne Nutzung konventioneller Beobachtungen (SYNOPS) vor. Die zum Analysezeitpunkt 18 UTC verfügbaren konventionellen Beobachtungen (ausschließlich SYNOPS) befinden sich nicht direkt in Nähe der Geneseregion und modifizieren die Strömungsrichtung der FG-Windfelder nicht merkbar. Sie setzen allerdings durch die FG-Korrelationen auch über die größere Entfernung die analysierte Windstärke in der betrachteten Meereisbucht herab. Da hier gerade der Einfluß der SSWS-Information, daß höhere Windstärken herrschen, getestet werden soll, wurde die Analyse für ASSWS ohne konventionelle Beobachtungen durchgeführt. Für ASSWS wurde auch der 1906 UTC-Überflug des SSM/I ausgeschlossen, da er die Geneseregion nicht abdeckt und die verwendeten WS_{GO} -Retrievals in einem großen Teil dieses Überflugs vermutlich fehlerhaft sind (vgl. Kap. VI.3). Entsprechend der Ergebnisse in Kapitel V.2 werden hier die SSM/I-Daten nur einmal, um 18 UTC am 26.4.1989, assimiliert und dann eine längere ununterbrochene Simulation mit dieser Analyse gestartet, um etwaige Entwicklungen im Modell nicht zu stören. Hier sollen zunächst Ergebnisse der Simulationen ASSWS und NOASS verglichen werden; Resultate der anderen Läufe bzw. Analysen werden im Kapitel VI.2 zur Sprache kommen.

Der schwache Bodentrog im Bereich der Meereisbucht, wo sich die Mesozyklone entwickelt, ist in ASSWS sowie in NOASS vorhanden (s. Abb. VI.2a,c). Die abeisige Strömung westlich von GvN und die schwache Antizyklone über dem Weddellmeer sind jedoch in der Analyse durch die Nutzung der SSWS-Retrievals merklich verstärkt. **Abb. VI.4** stellt die weitere Entwicklung in beiden Simulationen nach 9h Integration anhand der Wind- und Geopotentialfelder in 1000 hPa sowie der relativen Vorticity in 975 hPa dar. In ASSWS und auch NOASS ist die antizyklonale Zirkulation über dem Weddellmeer abgeflaut und in den synoptischen Hochdruckkeil nördlich von $65^{\circ}S$ mit einbezogen, während sich der Bodentrog im Bereich der Meereisbucht nach Osten verlagert und die damit verbundene zyklonale Strömung sich verstärkt hat (Teile a,c). Im Vorticityfeld ist eine entsprechende Zelle zyklonaler Vorticity nördlich von GvN vorhanden, die sich bis in etwa 850 hPa Höhe erstreckt und in Bodennähe ihre maximale Intensität erreicht (in 975 hPa dargestellt in den Teilen b,d). In ASSWS ist der Bodentrog und die Vorticityzelle aber stärker ausgeprägt, die relative Vorticity erreicht ein Minimum von $-0.7 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ (gegenüber nur $-0.2 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ in NOASS; vgl. Teile b und d). In der weiteren Simulation verstärkt sich diese Vorticityzelle in ASSWS noch bis 18 UTC+12h auf minimal $-0.9 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, wobei horizontale Konvergenz der dominierende Prozeß in der Vorticitybilanz ist (nicht dargestellt).

Eine weitere Intensivierung oder die Ausbildung eines geschlossenen Wirbels findet allerdings nicht statt. Statt dessen nehmen Vorticity und Windstärke ab, und der nördlich von GvN gelegene Bodentrog verlagert sich in den folgenden 12h nach Osten. Dies ist durch die gröberskalige Strömung bedingt, die durch die schnelle Ostwärtswanderung des synoptischen Tiefs charakterisiert ist. Zur Illustration dieses Verlaufs zeigt **Abb. VI.5** Geopotential und Windfeld um 12 UTC am 27.4.1989 (18h Simulation nach der Analyse) und kann mit Abb. V.2 verglichen werden, die die entsprechenden Felder für eine kürzere 12h-Simulation ohne Datenassimilation (gestartet um 0 UTC am 27.4.1989, Abb. V.2.a,b) sowie nach einer Analyse mit konventionellen Daten abbildet (Abb. V.2.c,d). Der in Abb. VI.5a sichtbare kleinere Bodentrog und der Hochdruckkeil, sowie das synoptische Tief finden sich sehr ähnlich auch in der 12h Simulation. An GvN herrschen in ASSWS zu diesem Zeitpunkt, wie im Fall ohne Assimilation, schwache Südwest-

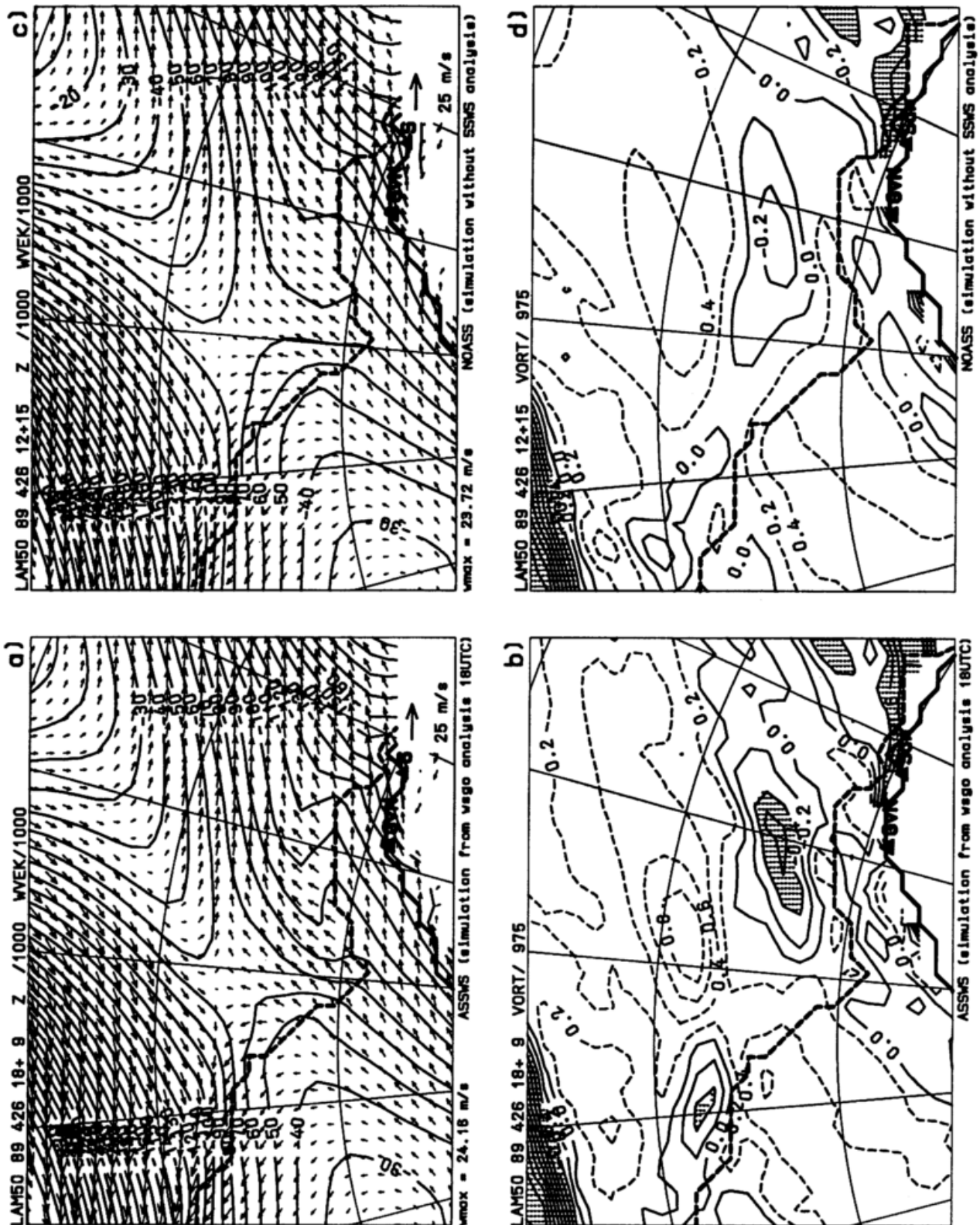


Abb.VI.4: Vergleich der Simulationen ASSWS und NOASS um 3 UTC am 27.4.1989, 9h nach SSWS-Assimilation;

- a) und c) Windvektoren und geopotentielle Höhe in 1000 hPa für ASSWS bzw. NOASS (Isolinienabstand 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung sonst wie in Abb.VI.1.);
- b) und d) Felder der relativen Vorticity in 975 hPa für ASSWS bzw. NOASS (Isolinienabstand $0.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, negative (zyklonale) Vorticitywerte mit durchgezogenen Linien; Bereiche mit Werten $< -0.4 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ schattiert).

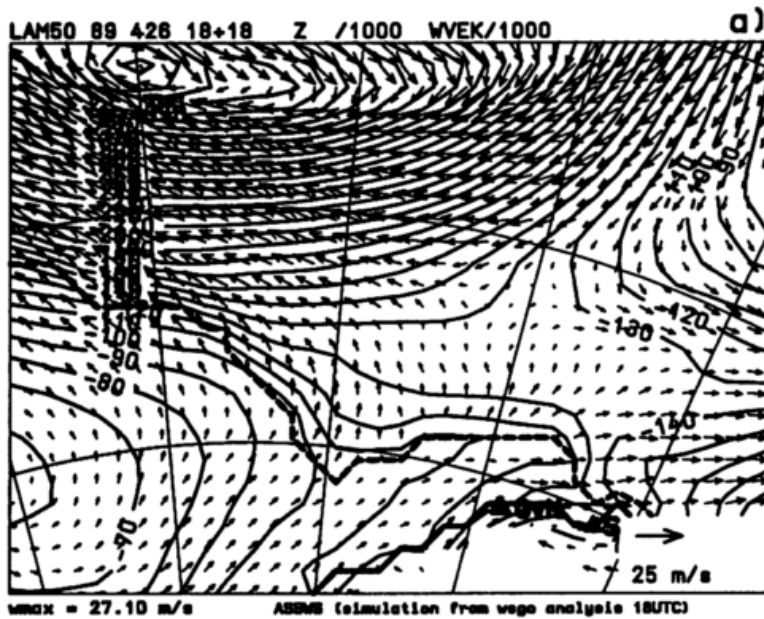
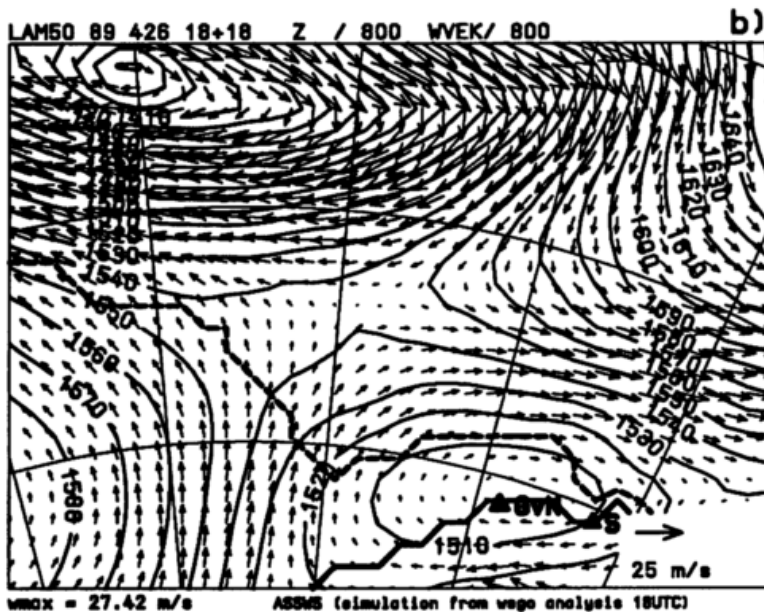


Abb.VI.5: Windvektoren und geopotentielle Höhe um 12 UTC am 27.4.1989, 18h Simulation nach SSWS-Assimilation (ASSWS); (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung wie in Abb.VI.1);

a) in 1000 hPa;



b) in 800 hPa.

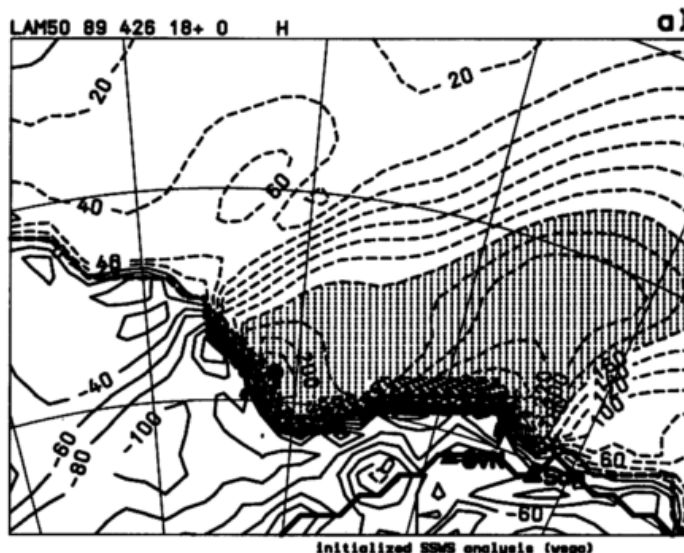
winde, die aber den Beobachtungen widersprechen (vgl. Abb.V.2c). Falls das in Abschwächung befindliche Vorticityzentrum, das um 12 UTC in ASSWS bei $7^{\circ}\text{W}/67^{\circ}\text{S}$ in einer Rotation des Windfeldes in 1000 hPa sichtbar ist, mit der Mesozyklone identifiziert werden kann, so ist die Entwicklung in jedem Fall bei weitem nicht kräftig genug und zu weit nördlich, um die beobachteten Ostwinde von 14 m/s an GvN hervorzurufen.

Da ein Ausgangspunkt des Analysetests die Verstärkung der "air-sea interaction" war, ist es interessant, die Auswirkung der erhöhten Windstärke auf die turbulenten Flüsse und die Grenzschichtstruktur zu betrachten. Abb.VI.6 stellt dazu den turbulenten Fluß sensibler Wärme zum Analysezeitpunkt dar. Durch den verstärkten abeisigen Wind erreicht der turbulente Wärmefluß in der SSWS-Analyse max. 268 W/m^2 und übersteigt in einer größeren Region 180 W/m^2 (Teil a), während im FG maximal 166 W/m^2 und in der Region $100\text{-}120 \text{ W/m}^2$ auftreten (Teil b). Der turbulente Fluß latenter Wärme erreicht nach der SSWS-Analyse in diesem Gebiet ca. 90 W/m^2 (gegenüber 60 W/m^2 im FG). Damit kommt die Analyse dem allein aus SST und SSWS für die Gesamtflüsse geschätzten Wert von etwa 390 W/m^2 (Heinemann, 1995c) recht nahe und bestä-

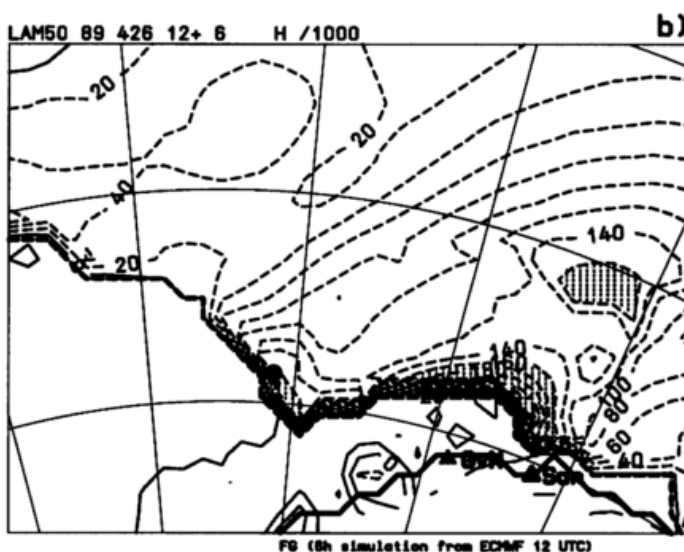
tigt, daß über dem offenen Meer eine hohe Energiezufuhr in die Grenzschicht stattfand.

Abb.VI.6:

- a) Turbulenter Fluß sensibler Wärme der initialisierten Analyse für 18 UTC am 26.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinienabstand 20 W/m², Bereiche > 160 W/m² sind schraffiert; Darstellung sonst wie in Abb.VI.1).



- b) wie Teil a) aber für den FG.



Die Veränderungen, welche diese erhöhten Flüsse nach 6h Simulation bewirken, dokumentiert **Abb.VI.7** mit dem Querschnitt 'A1-A2', der sich vom Meereis über die eisfreie Bucht durch die Region verstärkter Vorticity erstreckt (Teil a).

Abb.VI.7:

- a) Feld der relativen Vorticity in 975 hPa für die Simulation ASSWS um 24 UTC am 26.4.1989 (6h nach SSWS-Assimilation) mit Position des Querschnitts 'A1-A2'; (Isolinien alle $0.2 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, negative (zyklonale) Vorticitywerte mit durchgezogenen Linien; Bereiche $< -0.4 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ schattiert).

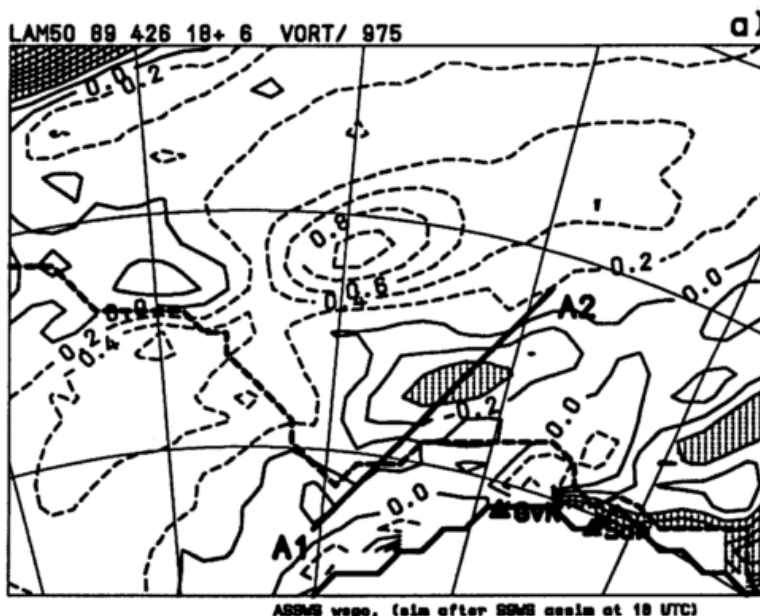


Abb. VI.7: (Fortsetzung)

b) Querschnittsfelder längs der Schnittlinie 'A1-A2' (s. Teil a) für ASSWS (6h Simulation nach SSWS-Assimilation).

oben:

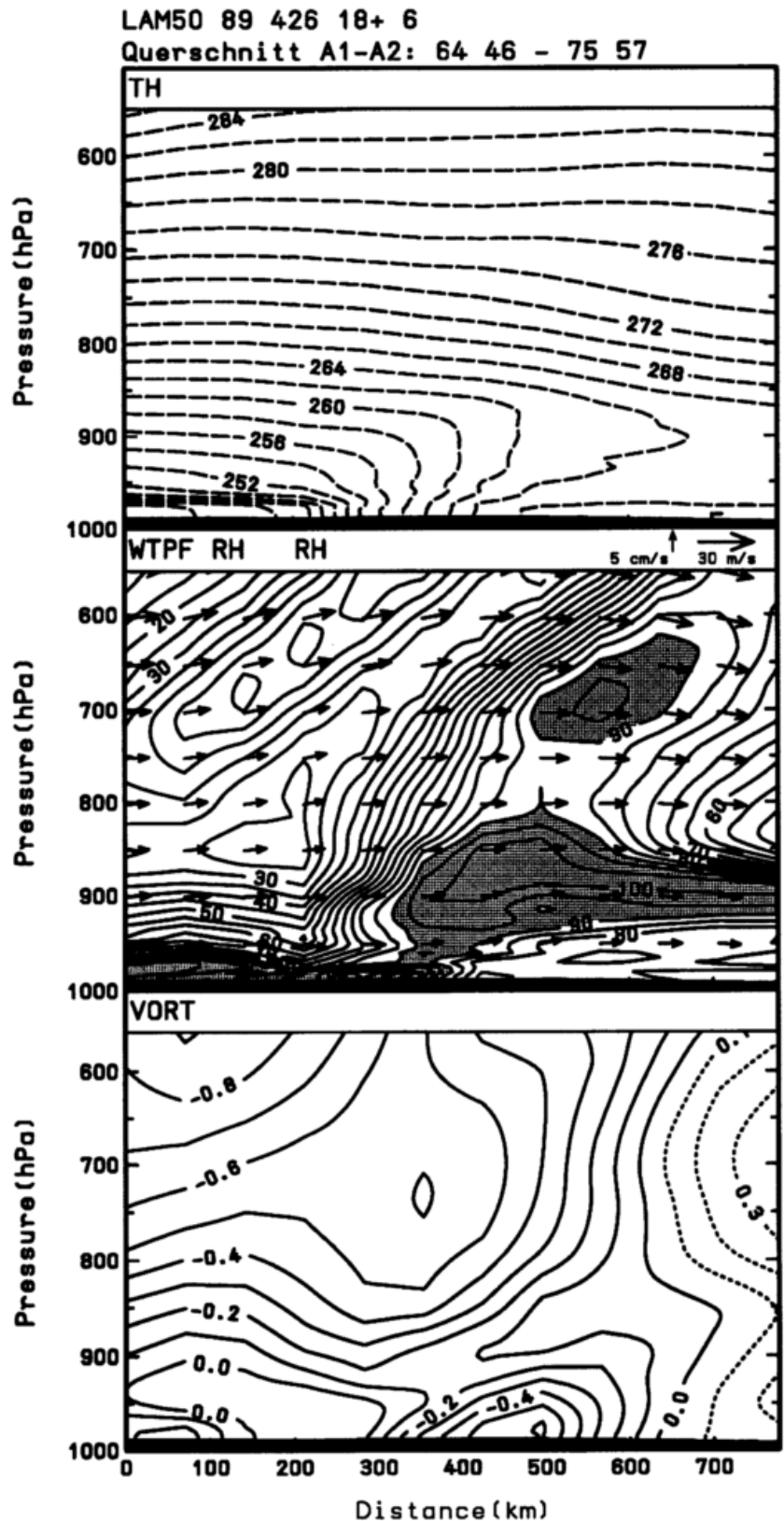
Querschnitt der potentiellen Temperatur (TH, Isolinien alle 2 K).

mitte:

Tangentiale Windkomponente (WTPF; Maßstabspfeile oben rechts) und relative Feuchte (RH, Isolinien alle 5%, Bereiche mit $rh > 90\%$ schraffiert).

unten:

Relative Vorticity (Isolinien alle $0.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; negative (zyklonale) Vorticitywerte mit durchgezogenen Linien).



Die Querschnitte der potentiellen Temperatur, der relativen Feuchte, des tangentialen Windes und der Vorticity für ASSWS (Teil b) sind denen für NOASS gegenübergestellt (Teil c). In beiden Simulationen ist im Temperaturfeld der Übergang der sehr stabilen Schichtung über dem Meereis zu neutralen oder sogar leicht labilen Verhältnissen über dem offenen Wasser deutlich sichtbar. Dabei wird die über dem Meereis sehr kalte Luft durch die kräftigen abeisigen Winde über die Meereiskante, die sich im Schnitt bei ca. 260 km befindet, hinaus auf das offene Wasser

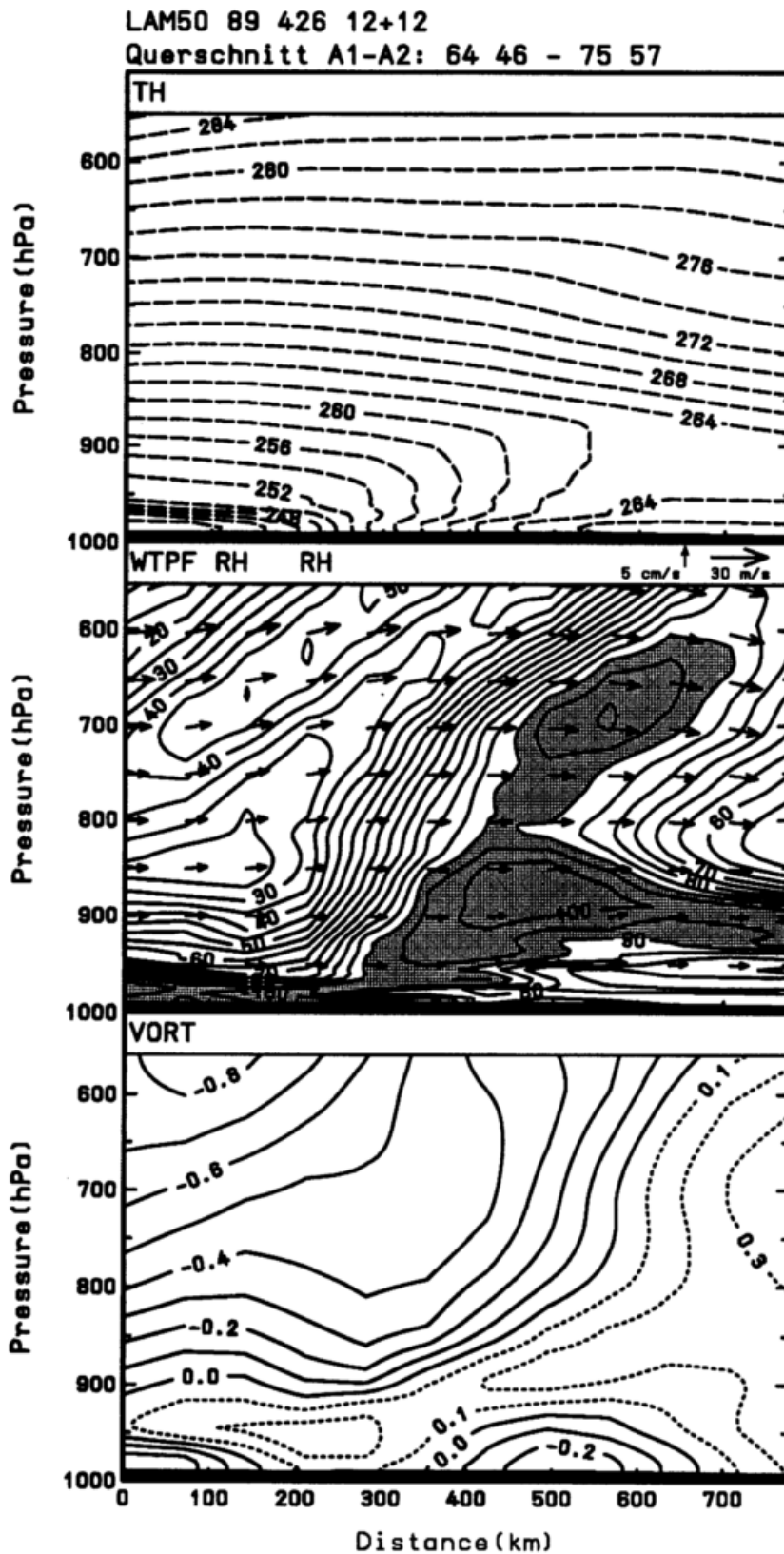


Abb.VI.7: (Fortsetzung)

c) Wie Teil b) aber für die Simulation NOASS.

advehiert. Auch im Feuchtefeld ist der Übergang von der trockenen Luft über dem Eis zur feuchteren Grenzschicht über dem Wasser gut sichtbar. Durch die in ASSWS verstärkten Winde und die entsprechend erhöhten turbulenten Oberflächenflüsse sind sowohl die Grenzschichthöhe als auch die Schicht mit hoher relativer Feuchte (80%) nahe der Wasseroberfläche im Lauf ASSWS (Teil b) gegenüber NOASS (Teil c) leicht angewachsen. Die Temperaturen über dem Wasser sind ebenfalls um etwa 2 K erhöht. Die Zelle zyklonaler Vorticity ist im Lauf ASSWS

merklich verstärkt und erreicht $-0.6 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$. Diese Vorticityszelle bleibt im Modell jedoch sehr flach und beschränkt sich auf Schichten unterhalb 850-925 hPa, was nicht sehr gut zu der beobachteten stark konvektiven und daher vermutlich vertikal tieferen Mesozyklone paßt (vgl. mit dem etwa zeitgleichen Satellitenbild in Abb.II.4 und dem späteren in Abb.V.1).

VI.3 Probleme der Nutzung von SSWS-Retrievals

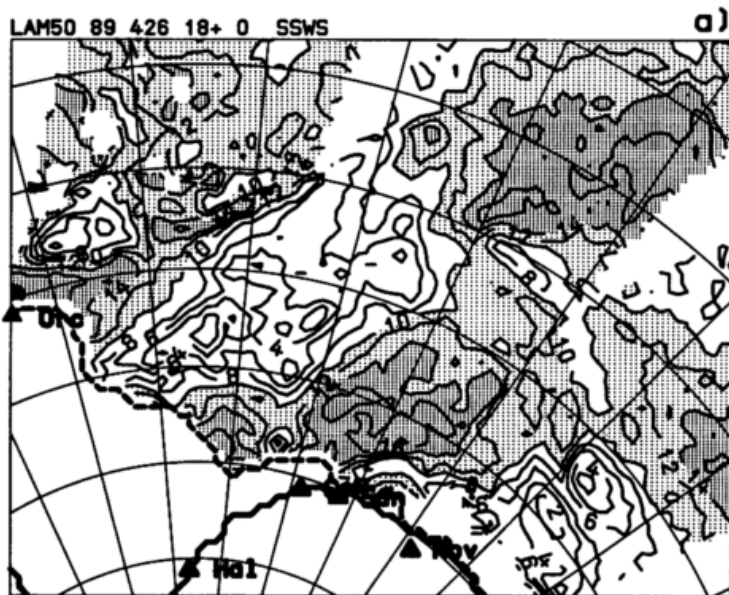
Wie jede Analyse ist natürlich auch die SSWS-Analyse entscheidend durch die dem verwendeten Analysealgorithmus zugrundeliegenden Annahmen bestimmt (vgl. Kap.III.2 und Diskussion in Kap.V.1) und kann je nach gewählten Parametern sehr unterschiedlich ausfallen. Zusätzlich treten in den Analysetests einige Probleme zutage, die speziell mit der Nutzung von SSWS-Daten zusammenhängen. Daher sollen im folgenden einige Probleme, Risiken und Nebenwirkungen der SSWS- Assimilation diskutiert werden.

Einfluß des gewählten SSWS-Retrievalalgorithmus / Retrievalungenauigkeiten

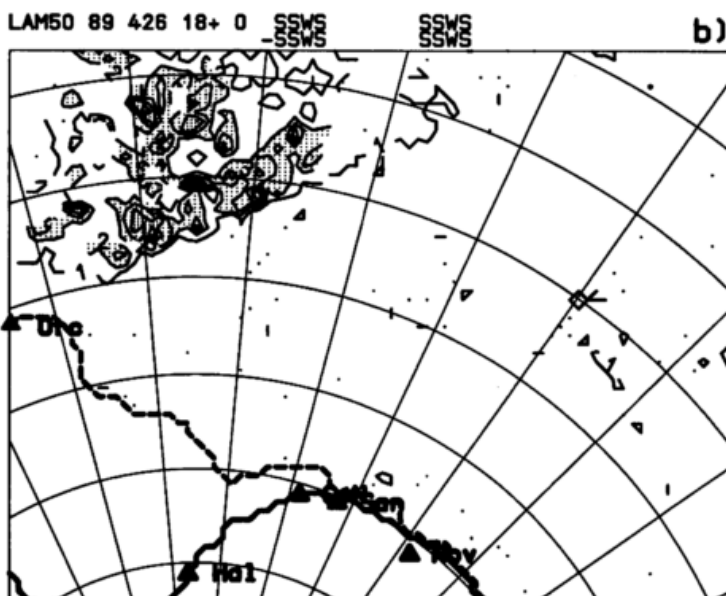
Um die Abhängigkeit der Analyse vom gewählten Retrievalalgorithmus zu untersuchen, wurden Analysen mit drei verschiedenen WS-Algorithmen für die Situation um 18 UTC am 26.4.1989 durchgeführt. Eine Zusammenstellung der dabei verwendeten Algorithmen (WS_{GO} , WS_{GS} und WS_{ST}) sowie ein Vergleich der jeweiligen Retrievalergebnisse anhand des 26.4.1989 finden sich in Anhang B (Tab.B.2 und Abb.B.3). Die Analysen, die auf den unterschiedlichen SSWS-Retrievals beruhen, weisen zum Teil beträchtliche Unterschiede auf. So betragen z.B. die Differenzen zwischen den Analysen mit WS_{GO} - bzw. WS_{GS} -Retrievals in einigen Bereichen 1-2 m/s, bzw. 8 gpm in Wind- bzw. Geopotentialfeld in 1000 hPa, was mit totalen Analyseinkrementen von maximal 16 gpm (WS_{GO} -Analyse) bzw. 24 gpm (WS_{GS} -Analyse) zu vergleichen ist. Diese Differenzen entstehen durch Unterschiede von bis zu 3-5 m/s in den SSWS-Retrievals beider Algorithmen (Abb.VI.8, Teile a,b). Interessanterweise liegen die nach WS_{GO} deutlich höheren WS-Werte fast ausnahmslos in dem Bereich des 1906 UTC Überflugs (Teil b), für den der Regentest der WS_{GO} -Retrievals (vgl. Tab.B.2) mit dem Flag=1 anspricht (Teil c), so daß mit erhöhten Retrievalfehlern (bis ca. 5 m/s) zu rechnen ist. Daß diese Retrievals durch Wolkenwasser bzw. Niederschlag beeinträchtigt sind, ist plausibel, da sich dort eine kräftige synoptischskalige Zyklone befindet. Im restlichen Gebiet differieren die Retrievals meist um weniger als 1 m/s. Da die WS_{GO} -Retrievals im Bereich mit Flag=1 als ungenauer angesehen werden können und der 1906 UTC Überflug den hier für die Mesozyklonogenese besonders betrachteten Bereich westlich von GvN nicht abdeckt, wurde die in Kap.VI.1 und Kap.VI.2 dargestellte Analyse und Simulation ohne Retrievals dieses Überfluges erstellt. Unter Ausschluß dieser Region betragen die Differenzen der Analysen mit WS_{GO} und WS_{GS} noch 4 gpm, wobei aber beachtet werden muß, daß der Unsicherheitsbereich des Analyseergebnisses aufgrund anderer Parameter (s.u.) beträchtlich größer ist.

Analyseunsicherheiten durch die in den Retrievals fehlende Windrichtung

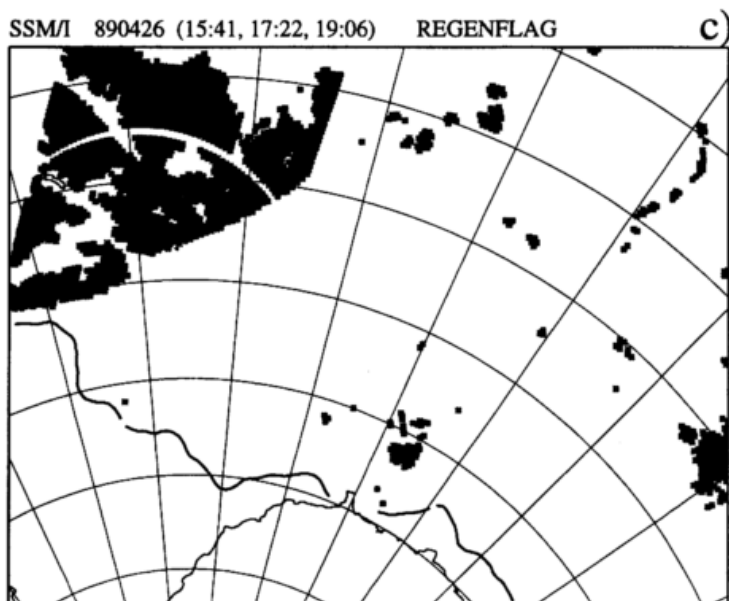
Eine grundsätzliche Schwierigkeit bei der Nutzung der SSWS-Retrievals bedeutet das Fehlen der Information über die Windrichtung. Da die FG-Windrichtung daher nicht mit den SSM/I-Beobachtungen korrigiert werden kann, kann die Assimilation im ungünstigsten Fall sogar



SSM/I WS: Goodberlet et al., 1989 (wago)



difference in SSM/I - WS: wago - wags



Goodberlet et al., 1989

Abb.VI.8:

a) SSM/I-Retrievals der oberflächennahen Windstärke (SSWS) nach Algorithmus Goodberlet et al. (1989, WS_{GO}) für Überflüge um 1541, 1722, 1906 UTC (von Ost nach West; Isolinienabstand 2 m/s, Bereiche >10 m/s schraffiert) für einen Ausschnitt des LAM50 (Darstellung vgl. Abb.VI.1).

b) Differenz der SSWS nach Goodberlet et al. (1989) und Goodberlet und Swift et al. (1990): $WS_{GO} - WS_{GS}$ für dieselben Überflüge wie in Teil a) (Isolinienabstand 1 m/s, Bereiche > 2 m/s schraffiert).

c) Regenflag nach Goodberlet et al. (1989) für dieselben Überflüge wie in Teil a) und b); hellgraue, dunkelgraue bzw. schwarze Schattierung entsprechen den Regenflags 1, 2, bzw. 3 (vgl. Anhang B, Tab.B.2 zur Definition des Flags).

etwaige Fehler der FG-Felder verstärken. Wenn z.B. eine Zirkulation und mit ihr verbundene Muster der Windstärke im Modell nicht erfaßt, aber im SSWS-Feld enthalten sind, so kann die Assimilation zu einer Fehlanalyse führen, da Winde mit falscher Windrichtung eventuell noch verstärkt werden. Dies kann man z.B. am Fall des 18.3.1989 (vgl. Kap.V.3) illustrieren: Im FG herrschen östlich von Jan Mayen in den bodennahen Niveaus östliche Winde vor, während in Realität Südwinde und teils Westwinde in Zusammenhang mit der Mesozyklone auftreten (vgl. Abb.V.15 und Abb.V.13 mit Abb.V.12). Eine Assimilation der SSWS würde in diesem Fall die östlichen Winde weiter verstärken und somit den FG verschlechtern.

Ähnlich ungünstig ist auch ein Phasenfehler im Modell, durch den z.B. eine Front mit einer Windscherung und einem Gradienten in der Windstärke gegenüber der Realität, d.h. dem SSWS-Feld, verschoben ist. Dann kann eine Assimilation der SSWS z.B. an der Front die Windstärken generell erhöhen (oder erniedrigen) und damit gleichzeitig Konvergenzen oder Divergenzen hervorrufen bzw. verstärken, die der Realität nicht entsprechen. Derartige Analysefehler können besonders in datenarmen Regionen auftreten, wo keine anderen Beobachtungen die Information über die korrekte Windrichtung ergänzen können. Eine Einführung von zusätzlichen Bedingungen im Analyseverfahren kann hier allerdings helfen. So nutzen z.B. Atlas et al. (1996) in einem variationellen Verfahren als 'constraint', daß die Divergenz und Rotation der Analyseinkremente sowie eine abgeschätzte Vorticitytendenz möglichst gering sein sollen.

Einfluß der gewählten FG-Korrelationsfunktionen / Effekte an Datenrändern

Einen entscheidenden Faktor für das Analyseergebnis stellen, wie schon in Kap.V.1 betont, die FG-Fehlerkorrelationen dar, da sie der mathematische Ausdruck dafür sind, wie die Beobachtungen interpretiert und räumlich interpoliert werden. Die für die Analyse in Abb.VI.2c,d genutzten Skalen gleichen zu Iterationsbeginn denen der operationellen Analyse, d.h. synoptischen Skalen, und werden dann aber in der Iteration relativ schnell verkleinert, um auch feinere Details der Retrievalfelder zu erfassen (vgl. Abb.IV.1 und Abb.III.4). Die Erstreckung der Vertikalkopplungen wurde reduziert (s. Abb.IV.1), um die bodennahe SSWS-Information in Abwesenheit konkurrierender Beobachtungen in höheren Niveaus nicht über eine zu tiefe Schicht der Troposphäre zu extrapolieren. Zum Vergleich wurden auch Analysen mit deutlich anderen Korrelationsskalen erstellt.

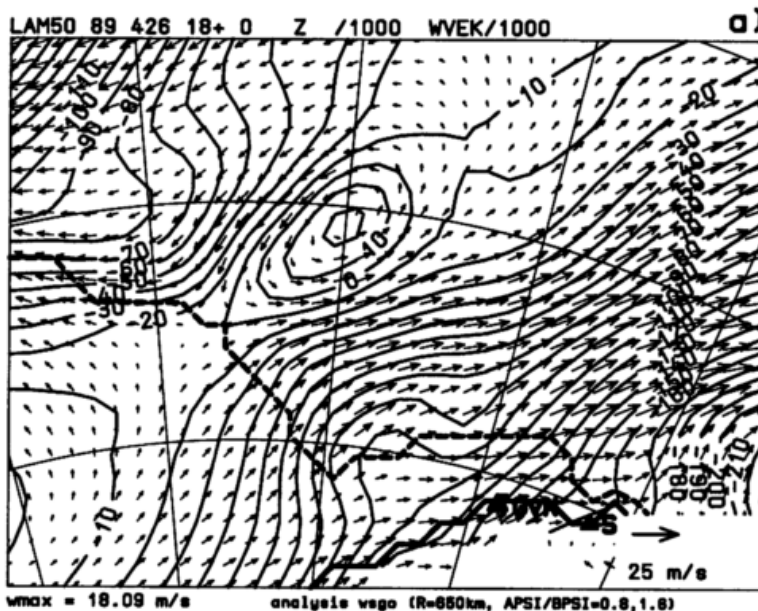
Abb.VI.9 Teil a zeigt eine Analyse mit Parameterwahl wie in ASSOBSWS, jedoch ohne Nutzung der SYNOPS für einen direkten Vergleich mit ASSWS. Für den gewählten RADIUS=650 km liegen die Radien der Druckanomalien bei etwa 175 km (Minimum in ρ_B^{uu} bei 175 km, vgl. Abb.IV.1). Im Vergleich zur Analyse mit größeren Korrelationsskalen (vgl. Abb.VI.2c,d) ist der offensichtlichste Unterschied die markant verstärkte mesoskalige Antizyklone nordwestlich von GvN und ein stärker ausgeprägter Bodentrog über der Meereisbucht, in der sich die Mesozyklone gebildet hat. Die für diese Fallstudie interessierende Stärke des abeisigen Windes wird allerdings um ca. 2-3 m/s schwächer analysiert. Mit Nutzung der sich tiefer erstreckenden Vertikalkopplung (wie für die Analyse konventioneller Daten, vgl. Abb.III.5) sind diese Strukturen noch in 700 hPa markant (Teil b) und schwach bis zu 500 hPa sichtbar. Dabei muß betont werden, daß diese Annahme kleiner Horizontal- bei gleichzeitig großen Vertikalskalen wenig meteorologisch ist, so daß dies allein als Test für die Empfindlichkeit des Analyseergebnisses gegenüber diesen Parametern dient. Die Differenzen zwischen beiden

Analysen betragen in diesem Gebiet etwa 3 m/s und 20-30 gpm in 1000 hPa und reduzieren sich erst in 500 hPa auf etwa 2 m/s und 15-20 gpm. Diese im Test vorgenommene Variation der Analyseskala ist recht extrem, zeigt aber, daß die Unsicherheit der Analyse aufgrund von Retrievalfehlern (s.o.) eher geringer ist als die Abhängigkeit von den FG-Korrelationskalen, mit denen die Bobachtungen ausgewertet werden.

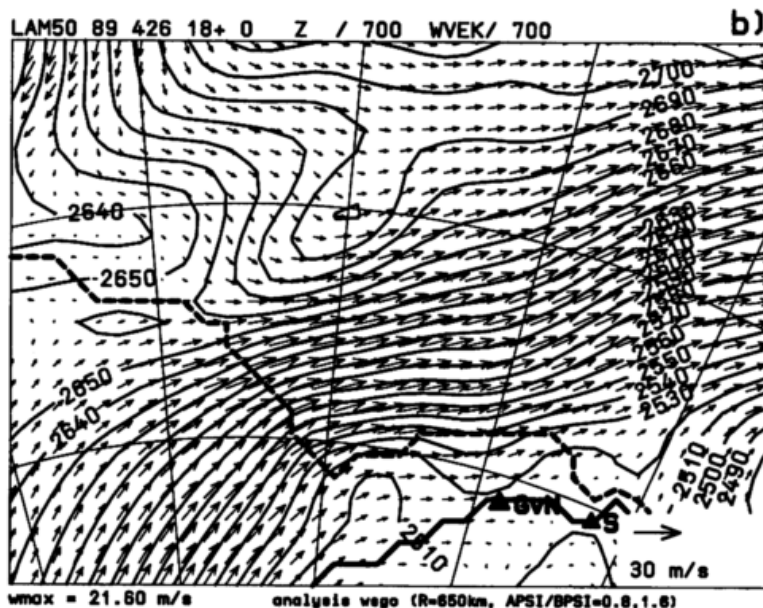
Abb.VI.9:

Analyse der geopotentiellen Höhen und Windfelder für 18 UTC am 26.4.1989 für die Analyse mit SSWS (WS_{GO}) mit veränderten FG-Korrelationen (Wahl der Parameter wie in ASSOBSWS: RADIUS=650 km, APSI/BPSI= 0.8/1.6); (Isolinien alle 10 gpm; Maßstabsvektor unten rechts; Darstellung wie in Abb.VI.1.);

a) in 1000 hPa;



b) in 700 hPa.



Die Skalenunterschiede werden sehr offensichtlich, wenn man die jeweiligen Analyseinkremente in **Abb.VI.10** betrachtet. Gezeigt sind der Übersichtlichkeit halber nur die in der SSWS-Analyse über die geostrophische Kopplung abgeleiteten Geopotentialinkremente (hier dargestellt für die Analyse mit allen drei SSM/I-Überflügen um 1541, 1722 und 1906 UTC). Für die kleinen Korrelationskalen (Teil b) sind die Korrekturen des FG sehr viel extremer und kleinräumiger. Weiterhin verdeutlicht die Abbildung ein Problem, das an den Datenrändern (Überflugs-, Eiskante oder auch eventuellen Datenlücken) auftritt: Durch die Form der Korrelationen ent-

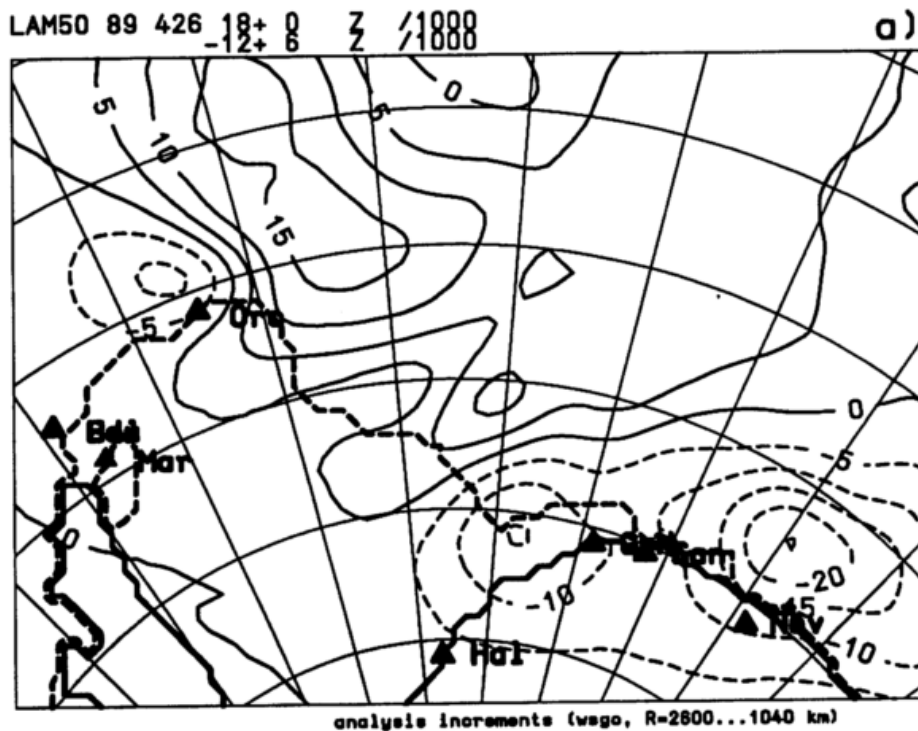
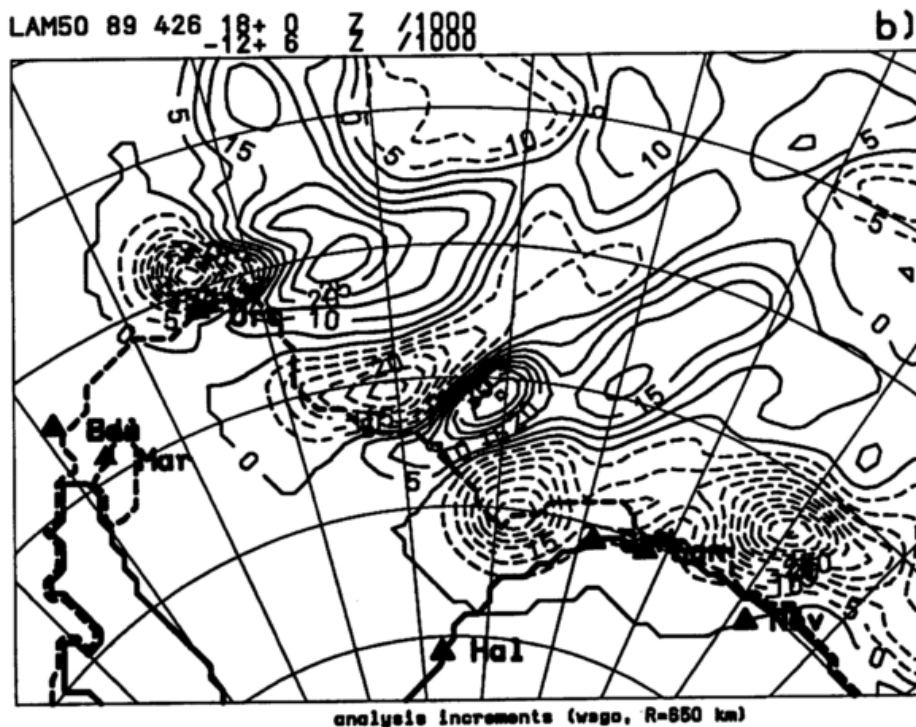


Abb.VI.10:

Analyseinkremente der geopotentiellen Höhe in 1000 hPa (Isolinienabstand 5 gpm, negative Werte gestrichelt) für die Analyse mit SSWS-Retrievals für 18 UTC am 26.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50;

a) für die Analyse ASSWS (s. Abb.VI.2c);



b) für die Analyse mit Analyseparametern wie in ASSOBSWS (s. Abb.VI.9).

stehen an den Rändern kleinräumige Wirbel, während die Inkremente im Innern des von Daten erfaßten Gebietes sowohl glatter als auch dem Betrag nach sehr viel kleiner sind. Dieses Problem ist zwar in datenarmen oder mit Beobachtungen nur ungleichmäßig abgedeckten Gebieten unvermeidbar (vgl. Abb.V.4), aber für Satellitendaten durch die hohe Anzahl und Dichte der Beobachtungen besonders stark. Eine Verbesserungsmöglichkeit wäre eventuell, Beobachtungen in der Nähe von Datenrändern nur schwächer zu wichten. Im hier betrachteten Fall entsteht (sowohl für die kleinen als auch für die großen Korrelationsradien) durch diesen Effekt gerade in der Meeresbucht westlich von GvN eine Korrektur, die den mesoskaligen Bodentrog ver-

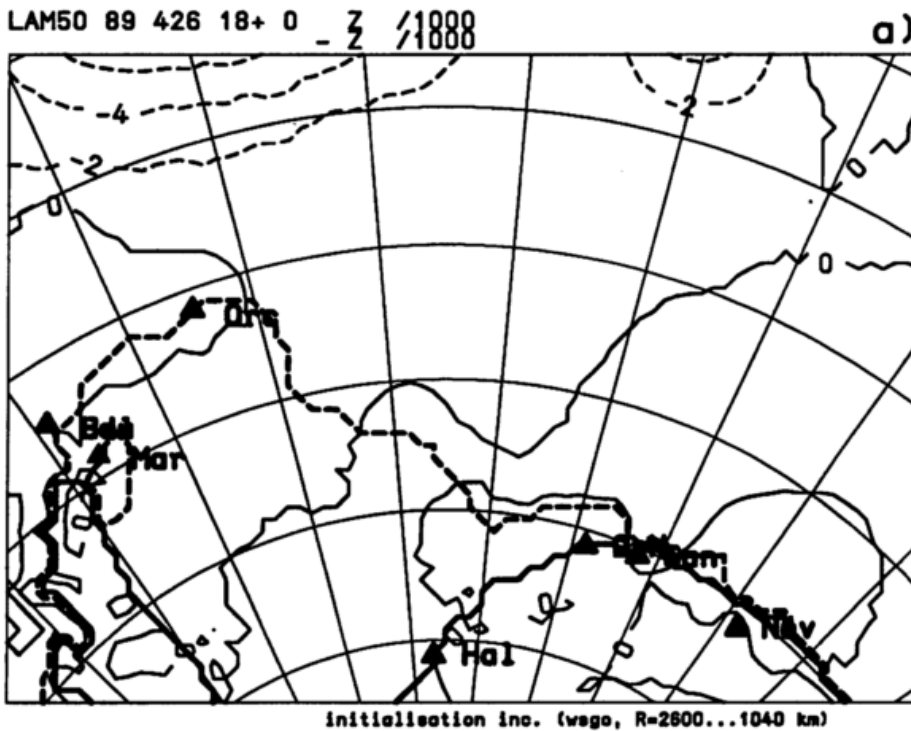
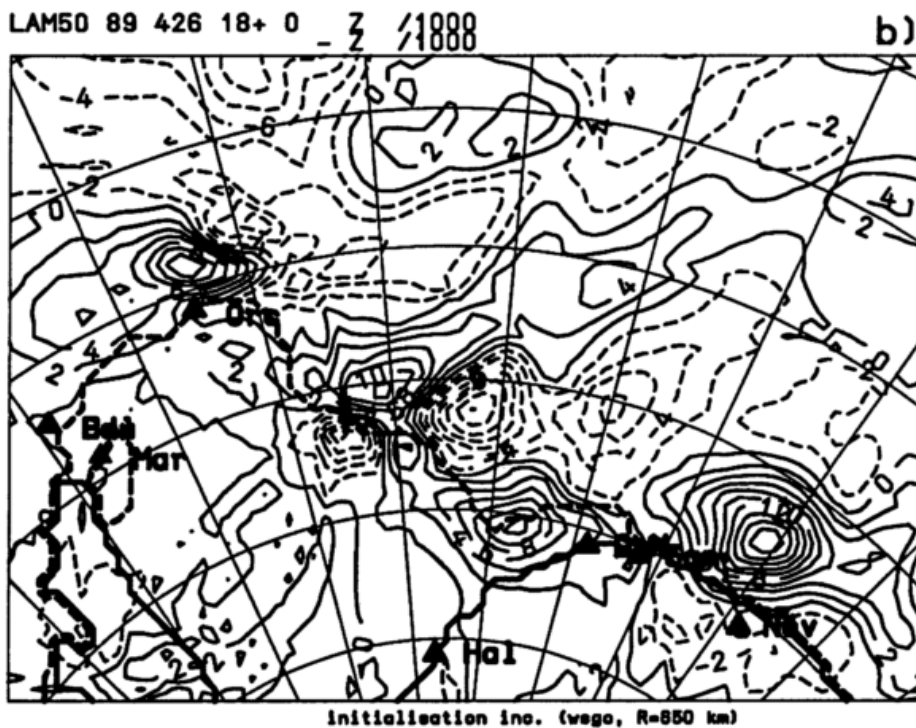


Abb.VI.11:

Korrekturen durch die Initialisierung für die geopotentielle Höhe in 1000 hPa (Isolinien alle 2 gpm, negative Werte gestrichelt) für die Analyse mit SWS-Retrievals für 18 UTC am 26.4.1989 in einem Ausschnitt des LAM50;

a) für die Analyse ASSWS (s. Abb.VI.2c);



b) für die Analyse ASSOBSWS (s. Abb.VI.9).

stärkt, was somit mehr ein Artefakt des Analyseschemas als ein wirkliches Phänomen darstellt. Daher ist auch die in der nachfolgenden Simulation in ASSWS gegenüber NOASS verstärkte Vorticityzelle (vgl. Abb.VI.4) vermutlich eher eine Folge dieses Effektes als eine reale atmosphärische Entwicklung. Diese Interpretation wird durch die Simulation ASSOBSWS untermauert, die ebenfalls auf der Analyse mit den kleinskaligeren Korrelationsfunktionen beruht (s. Tab.VI.1). Die Vorticityzelle fällt sowohl in der Analyse als auch in der darauf folgenden Simulation in ASSOBSWS kräftiger aus als in NOASS oder ASSWS (nicht dargestellt).

Einfluß des Modells: Initialisierung, Dämpfung

Für den Erfolg der gesamten Simulation ist neben der Formulierung des Analyse- und Modellschemas auch eine Abstimmung beider Komponenten aufeinander notwendig. Dies soll hier anhand der Korrekturen, die die Initialisierung an der Analyse vornimmt, erläutert werden. **Abb.VI.11** stellt die Differenz der analysierten Geopotentialfelder in 1000 hPa nach und vor der Initialisierung für Analysen der Läufe ASSWS und ASSOBSWS (s. Tab.VI.1) dar. Die Analyse mit den großen FG-Fehlerkorrelationsstrukturen (Teil a) wird kaum merklich verändert. Die Analyse mit den kleinen Korrelationen in der SSWS-Analyse enthält aber offenbar Anteile, die hochfrequenten Schwerewellen und nicht den meteorologischen Skalen entsprechen, so daß diese Anteile zu Beginn der Integration herausgefiltert werden müssen. Ein Vergleich mit **Abb.VI.10** zeigt, daß die Initialisierung dadurch einen beträchtlichen Anteil der Analyseinkremente wieder rückgängig macht, insbesondere auch der Inkremente, die im letzten Abschnitt als wenig meteorologische "Randeffekte" bezeichnet wurden. Die Korrekturen, die an größerskaligen Inkrementen (bedingt durch SYNOPs) erfolgen, betragen wie auch die Korrekturen in Teil a) nur etwa ± 2 gpm. Die Analyseinkremente aus den kleinskalig analysierten SSWS-Retrievals unterliegen dagegen Korrekturen bis $\pm 10-13$ gpm.

Um eine gute, d.h. für das Modell verwertbare, Interpretation der Beobachtungen sicherzustellen, müssen also Analyse und Modell gut aufeinander abgestimmt werden. Dies gilt zunächst, wie hier demonstriert, für die der Analyse unterlegten Skalen und wird i.a. durch die statistische Bestimmung der Fehlerkorrelationsstrukturen des verwendeten Modelles sichergestellt. Umgekehrt erlaubt eine Betrachtung der Korrekturen durch die Initialisierung eine Abschätzung, ob die Beobachtungen mit den gewählten Korrelationsfunktionen auf einer dem Modell adäquaten Skala interpretiert worden sind. Aus diesem Grund wurde für die Simulation ASSWS die Analyse aus **Abb.VI.2**, basierend auf den größerskaligen FG-Korrelationen, verwendet.

Weiterhin wurde der Einfluß der im DNMI-Modell vorgesehenen horizontalen Dissipation betrachtet, die als numerische Dämpfung mittels eines Shapiro-Filters 2.Ordnung erfolgt (vgl. Kap. III.1). Der Lauf ASSOBSWS_y wurde mit Dissipation (s. Tab.VI.1) durchgeführt und mit dem Lauf ASSOBSWS verglichen. Nach 9h Simulation ist der dämpfende Einfluß in der Simulation ASSOBSWS_y deutlich sichtbar und ruft Differenzen von ca. 1 m/s und 1-2 gpm in Wind- und Geopotentialfeld hervor. Die in Kap.VI.2 erwähnte Vorticityzelle ist dadurch um $0.2-0.4 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ (je nach Niveau) schwächer als im Lauf ohne Dämpfung. Welche Dämpfung eher einer realistischen Dissipation entspricht, ist so nicht zu entscheiden. Der Test zeigt aber, daß der Einfluß der im Modell gewählten Dissipation als geringer einzuschätzen ist als die Unterschiede, die durch Retrievalfehler oder insbesondere unterschiedliche Parameterwahlen in der Analyse entstehen.

VI.4 Zusammenfassung

Die Nutzung der SSWS-Retrievals hat einen deutlichen Einfluß auf die Analyse, der auch nach erfolgter Initialisierung sichtbar bleibt. Die Information bleibt in der Simulation über 24 Integrationsstunden erhalten, was bei der Nutzung von 'single-level data', wie die SSWS-Retrievals sie darstellen, nicht selbstverständlich ist. Im hier betrachteten Fall bewirkt die Assimilation durch die erhöhten turbulenten Flüsse ein leichtes Anwachsen der Grenzschicht über dem offenen Meer. Ebenso ist in der Nähe der beobachteten Mesozyklone ein Ansatz zur Entwicklung einer bodennahen zyklonalen Vorticityzelle (mit Rotationsvorticity) sichtbar, die sich wie die reale Mesozyklone in der synoptischskaligen Strömung nach Osten verlagert. Es findet allerdings im Modell keine Mesozyklogenese mit Ausbildung eines geschlossenen Wirbels mit größerer Vertikalerstreckung statt. Die starke Konvektion, die auf Satellitenbildern sichtbar ist, wird im Modell nicht reproduziert, und die 18h-Simulation ist im Widerspruch zu den Windbeobachtungen an GvN. Zudem hängt die Stärke der simulierten Vorticityzelle stark von den in der Analyse gewählten Parametern und der damit festgelegten Struktur der FG-Fehlerkorrelationsfunktionen ab. Daher handelt es sich eventuell um ein reines Artefakt des Analyseschemas. Aufgrund der Probleme in der Analyse und Simulation ist eine abschließende Beurteilung, welche Rolle die Prozesse der ASII bzw. baroklinen Instabilität für die Mesozyklogenese spielen, hier nicht möglich.

Ein grundsätzliches Problem der SSWS-Assimilation ist die fehlende Windrichtung der Retrievals. In ungünstigen Fällen, wenn die FG-Felder eine falsche Windrichtung vorgeben, können diese Fehler sogar vergrößert werden, d.h. die SSWS-Retrievals die Analyse verschlechtern. Dies kann z.B. vorkommen, wenn eine Phasendifferenz zwischen Modell und Beobachtung besteht oder wenn in den Retrievals kleinskalige Phänomene enthalten sind, die das Modell nicht simuliert. Ohne andere verifizierende Beobachtungen ist eine automatische Detektion solcher Situationen ausgesprochen schwierig. Ein Ansatz, um einige Fehler zu vermeiden, könnte der Ausschluß von SSWS-Retrievals in Bereichen starker Rotation im Windfeld sein (z.B. an Fronten), da dort ein Phasenfehler des Modells leicht große Analysefehler hervorruft.

Die Unterschiede der Analysen, die mit SSWS-Retrievals unterschiedlicher Algorithmen erstellt sind, illustrieren, daß eine genaue Prüfung der Retrievalqualität unerlässlich ist. Insbesondere da im Fall von Retrievalfehlern durch Niederschlag in der Regel eine Erhöhung der SSWS-Werte auftritt, d.h. ein Bias und keine Vergrößerung der Standardabweichung (σ_0), ist ein Ausschluß solcher Retrievals notwendig (vgl. Kapitel IV.4).

Problematisch ist ferner der Übergang vom mit Daten dicht abgedeckten Gebiet (d.h. innerhalb der Satellitenüberflüge) zu datenfreien Bereichen: Durch die Korrelationsfunktionen bedingt weisen die Analyseinkremente dort Wirbelstrukturen auf, die stärker sind, je kleinskaliger die Korrelationsskalen gewählt werden. Obwohl die Initialisierung diese unrealistischen Inkremente im betrachteten Fall verringert, ist dennoch ihr Einfluß auf die weitere Simulation sichtbar. Wesentlich ist ebenfalls die Festlegung der vertikalen Korrelationsfunktionen, welche die vertikale Extrapolation dieser 'single-level' Information bestimmen. Insbesondere über dem Ozean, wo SSWS-Retrievals verfügbar sind, liegen nur wenige andere Beobachtungen vor, die eine Analyse der realen Vertikalstruktur der Atmosphäre erlauben.

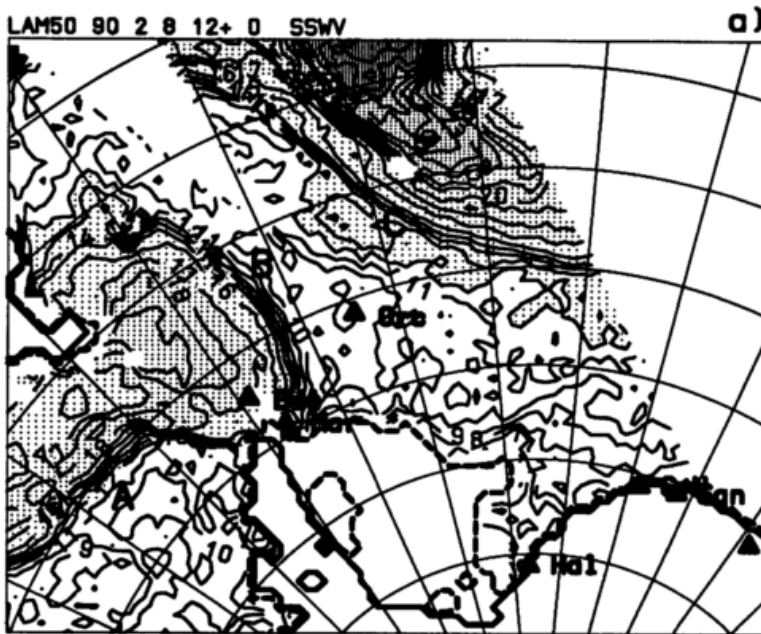
VII Assimilation von SSM/I-Retrievals des integrierten Wasserdampfgehaltes

Die in Kapitel IV erläuterte Methode zur Analyse und Assimilation von SSM/I-Retrievals des IWV wird in diesem Kapitel mit Beispielen illustriert. Insbesondere soll dabei auch der Einfluß der IWV-Assimilation auf die weitere Simulation und synoptische Entwicklung anhand der Situation vom 8.2.1990 untersucht werden und einige Probleme der Nutzung der IWV Retrievals angesprochen werden.

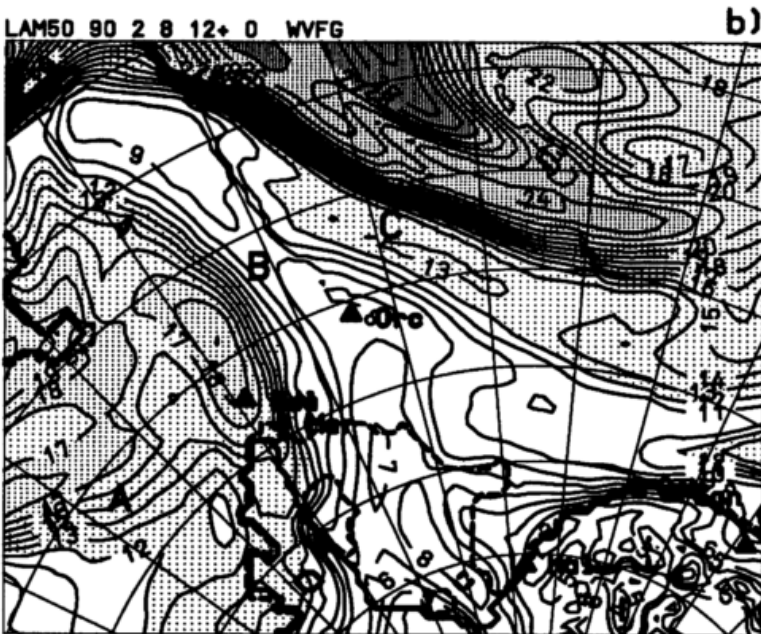
VII.1 Beispiele der Analyse des SSWV

In **Abb.VII.1** sind Felder des IWV wie sie aus SSM/I-Daten abgeleitet (SSWV, Teil a) bzw. vom DNMI Modell nach 6h Simulation berechnet sind (WVFG, Teil b) für den 8.2.1990 um 12 UTC gegenübergestellt. Die Retrievals sind hier mit dem kombinierten Algorithmus IWV_{CK} (vgl. Anhang B, Tab.B.2) erstellt; der FG ist an jedem Punkt auf die jeweilige Überflugszeit des SSM/I interpoliert (FGAT, vgl. Kap.IV.3). Ein Vergleich der Strukturen zeigt, daß die großskalige Feuchteverteilung in Beobachtung und Modell recht gut übereinstimmt: Die drei im SSWV-Feld charakteristischen Frontalzone sind auch vom Modell mit guter Übereinstimmung der Position reproduziert. Dabei ist besonders der starke Gradient der Front am Nordrand des Modellgebietes ('C') auch im Modell enthalten, während die Fronten, die sich von der Spitze der antarktischen Halbinsel nach Norden ('B') bzw. Nordwesten ('A') erstrecken, schwächere Feuchtegradienten als in der Realität (d.h. im SSWV) aufweisen. Dies gilt besonders für Front 'A'. Die Werte des IWV reichen im SSWV von 5-6 mm im Weddellmeer bis hin zu 27-29 mm im feuchten Warmsektor des Tiefdruckgebietes am Nordrand des Modellausschnitts. Der FG weist im Weddellmeer teilweise noch geringere Werte auf als SSWV. Durch das katabatische Abströmen extrem kalter Luft vom antarktischen Kontinent bildet sich nördlich/nordöstlich von HAL eine Zunge sehr trockener Luft mit nur 4-5 mm IWV aus. Die dadurch über dem Weddellmeer bedingten Feuchtegradienten sind im Modell ausgeprägter als im Retrievalfeld. Wesentlich stärker sind die Abweichungen gegenüber SSWV aber im Warmsektor des Tiefs (bei Front 'C'), wo im FG ein sehr viel größerer Bereich mit IWV-Werten über 20 mm auftritt. Diese Differenzen zu SSWV werden ebenfalls im Zusammenhang mit einem statistischen Vergleich von Retrieval- und Modellfeldern in Anhang B (s. Abb.B.1,2) diskutiert. Im Rest des Gebietes liegen die Unterschiede meist im Bereich von 1-2 mm.

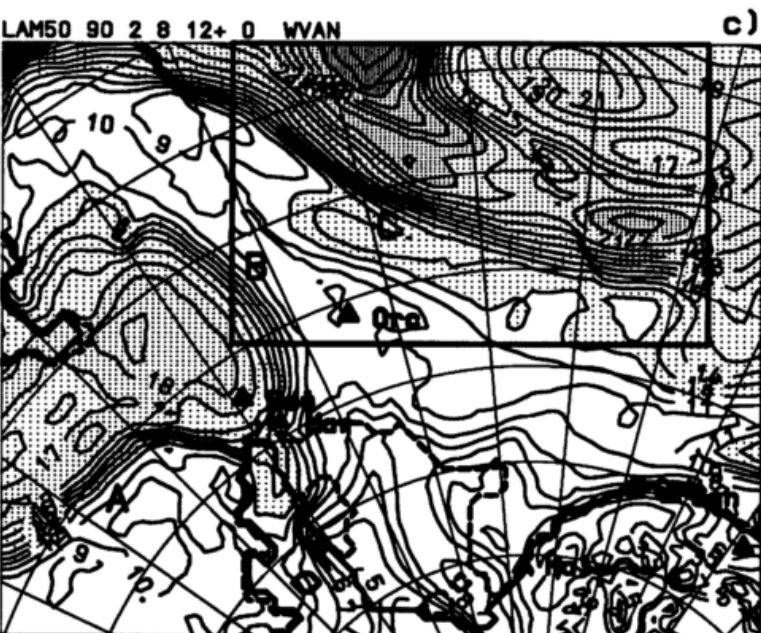
Teil c zeigt das IWV-Feld nach der Analyse, d.h. der horizontalen SC/OI-Analyse und der entsprechenden vertikalen Skalierung der Feuchteprofile (vgl. Kap.IV.4.2). Bei der vertikalen Adjustierung der Feuchteprofile konvergiert die Iteration in 99% der Fälle nach 1-2 Iterationen, nur in einem Gitterpunkt sind 19 Iterationen nicht ausreichend. Die Feuchtwerte und besonders auch die Gradienten an den Frontalzone sind durch die Analyse an die Beobachtung angepaßt. Das macht sich bei den Fronten 'A' und 'B' in einer deutlichen Verstärkung der Gradienten bemerkbar, während der Gradient an Front 'C' durch die Herabsetzung der Feuchtwerte im Warmsektor geschwächt wird. Die kleinskaligen Variationen im SSWV-Feld (s. Teil a), die neben lokalen Schwankungen auch Retrievalungenauigkeiten beinhalten, sind in der Analyse nicht enthalten, da sie durch die FG-Fehlerkorrelationsfunktionen geglättet werden. Die leichten



SSM/I-IWV (wvck, 8:21,11:01,12:37,14:15)



FG-IWV (6h simulation from ECMWF 6UTC)



analyzed IWV (using SSM/I-IWV)

Abb.VII.1:

Felder des integrierten Wasserdampfgehaltes (IWV) für 12 UTC am 8.2.1990 für einen Ausschnitt des LAM50 auf der SH (Isolinienabstand 1 mm).

a) IWV aus SSM/I-Retrievals (SSWV, Überflüge um 921, 1101, 1237, 1415 UTC von Ost nach West).

b) IWV des Modell first guess (WVFG, zeitlich interpoliert auf die Überflugszeiten).

c) 2-dimensionale SC/OI Analyse des IWV (WVAN).

Eingezeichnet sind die Kontinentgrenze (dicke schwarze Linie) und die Meereisgrenze (50% Eisbedeckung aus SSM/I-Retrievals, gestrichelte Linie), synoptische Stationen (Dreiecke) und ein geographisches Gitter (Auflösung 10°Länge mal 5°Breite); 'A', 'B' und 'C' bezeichnen drei synoptische Fronten.

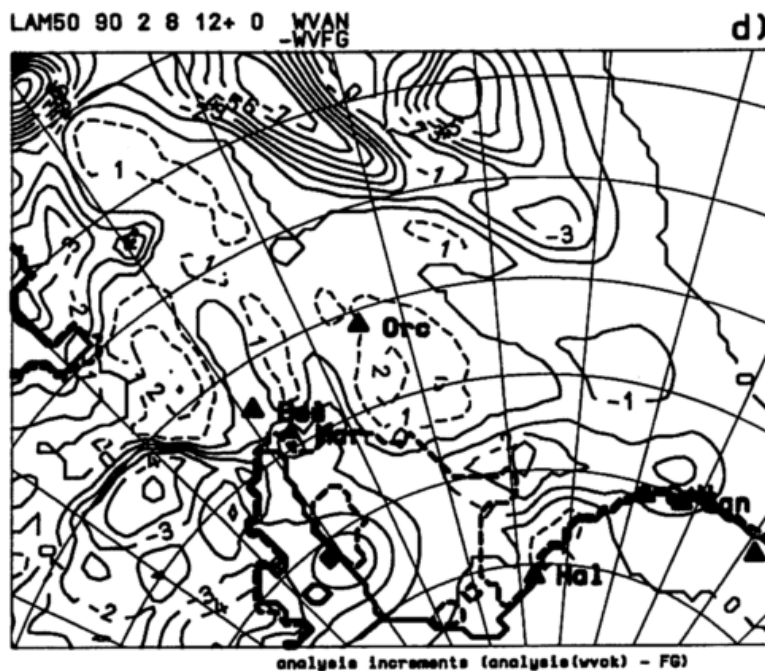


Abb.VII.1: (Fortsetzung)

d) Analyseinkremente
(WVAN minus WVFG).

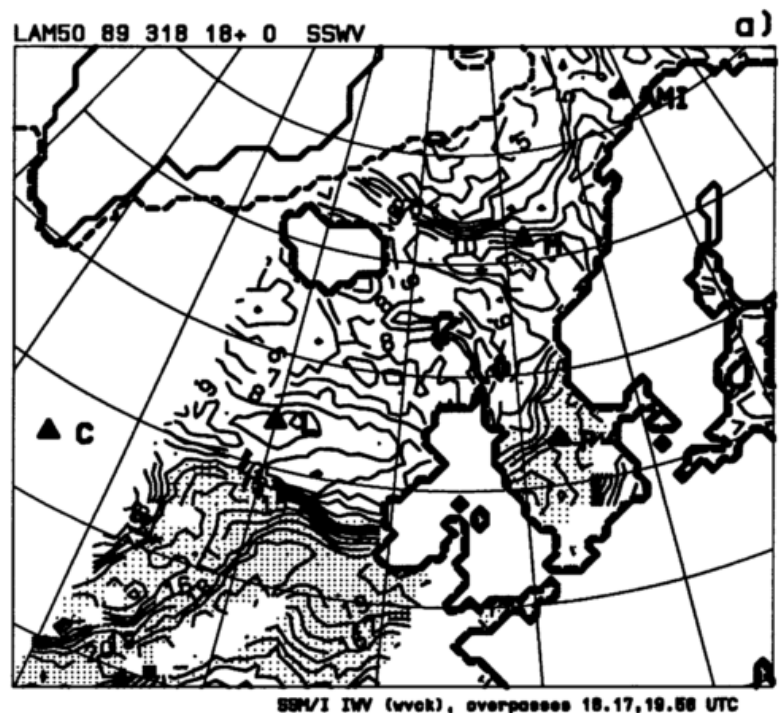
Diskontinuitäten am Rand des SSM/I-Überflugs sind aufgrund der Zeitinterpolation vorhanden. Im wesentlichen erfolgt der Übergang aber auch dort glatt, was dadurch sichergestellt wird, daß die Radien der Korrelationsfunktionen in den ersten Iterationen groß gewählt sind ($R1/I1$ in Abb.IV.3), bevor durch Verkleinerung (innerhalb von 4 Iterationen) die letzten drei Iterationen mit kleinen Korrelationsskalen ($R4/I4$) eine Analyse der kleinen Skalen und Gradienten erlauben. Dies ist auch gut anhand der sich insgesamt ergebenden IWV-Inkremente (Teil d) sichtbar, die mit den großen Strukturen am Rand und den kleinen innerhalb der Überflugszone die verwendeten Korrelationen widerspiegeln. Aus den Analyseinkrementen sind auch die Veränderungen an den Fronten gut ersichtlich.

Abb.VII.2:

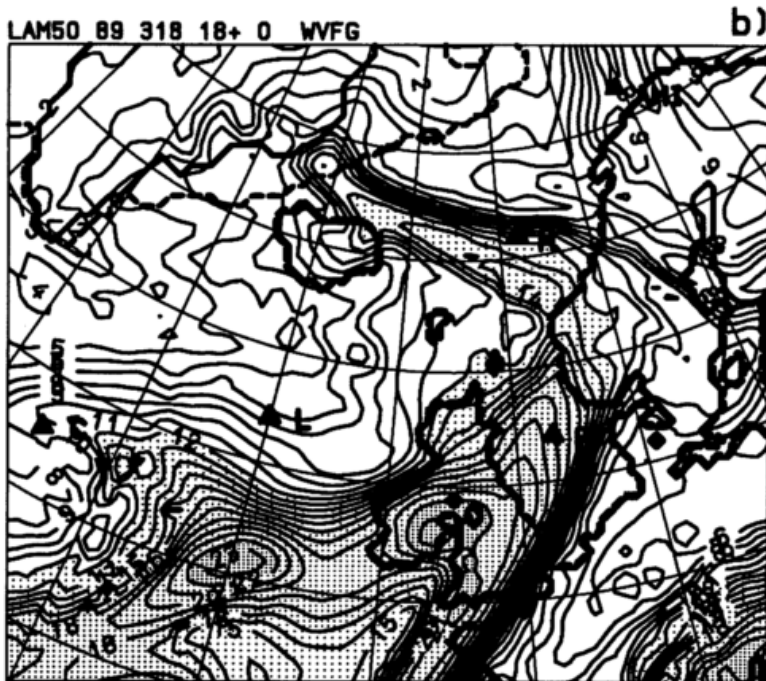
Felder des integrierten Wasserdampfgehaltes (IWV) für 18 UTC am 18.3.1989 für einen Ausschnitt des LAM50 auf der NH (Isolinienabstand 1 mm).

a) IWV aus SSM/I-Retrievals (SSWV, Überflüge um 1817, 1958 UTC von Ost nach West).

Eingezeichnet sind die Kontinentgrenze (dicke schwarze Linie) und die Meereisgrenze (15% Eisbedeckung aus SSM/I-Retrievals, gestrichelte Linie), Wetterschiffe (Dreiecke) und ein geographisches Gitter (Auflösung 10° Länge mal 5° Breite).



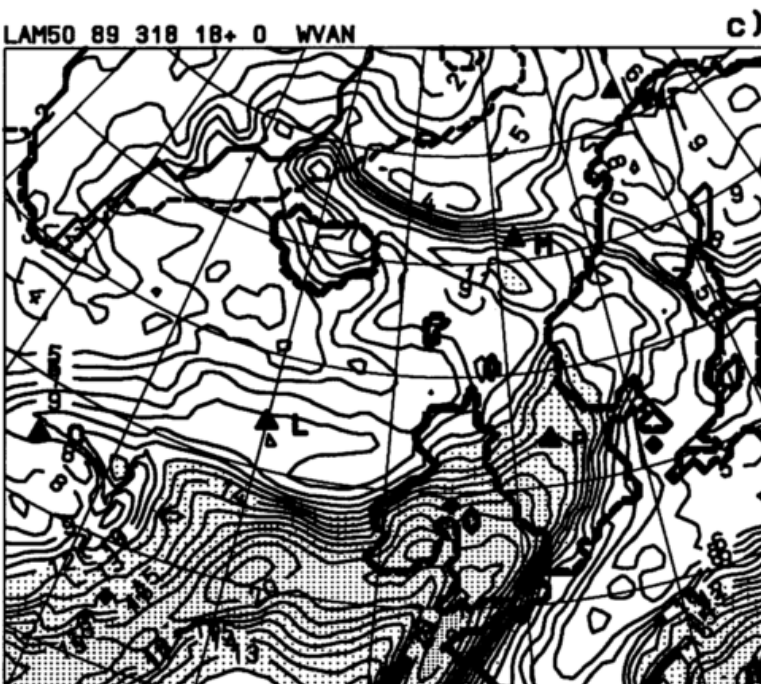
Mit **Abb.VII.2** soll als weiteres Beispiel der SSWV-Analyse die Situation um 18 UTC am 18.3.1989 in einem Modellausschnitt auf der NH dargestellt werden (vgl. auch mit Kap.V.3). Teil a zeigt wiederum das SSWV-Feld (Algorithmen IWV_{CK}), in denen IWV -Werte von etwa 5 mm im norwegischen Meer bis zu 20 mm im feuchten Sektor des Frontalsystems westlich von Irland auftreten. Die Lage der Zonen mit starken Gradienten stimmen gut mit dem FG überein (Teil b, FGAT). Die SSM/I-Beobachtungen zeigen allerdings einen schärferen Gradienten direkt westlich von Irland, wobei die Werte im Feuchtesektor nur maximal 19-20 mm (gegenüber 24 mm im FG) erreichen. Auch weiter südlich, im Westen von Frankreich, liegen die Retrievalwerte mit etwa 15 mm unter denen des FG mit 15-20 mm. Durch die Analyse (Teil c) wird der FG zu den Beobachtungen hin korrigiert, aber die kleinskaligen Variationen im SSWV-Feld wiederum durch die Korrelationsfunktionen geglättet.



FB IWV (FGAT, 12h simulation from ECMWF 0UTC)

Abb.VII.2: (Fortsetzung)

b) IWV des Modell first guess (WVFG, zeitlich interpoliert auf die Überflugszeiten).



analyzed IWV (using SSM/I-IWV)

c) 2-dimensionale SC/OI Analyse des IWV (WVAN).

Interessanterweise sind die Abweichungen zwischen dem IWV der Modellfelder und den SSM/I-Retrievals in den betrachteten Fällen auf der SH größer als auf der NH (vgl. Abb.VII.1 und Abb.VII.2). In Anbetracht des spärlicheren Datennetzes auf der SH ist dies plausibel und legt eine Assimilation der Daten gerade dort nahe.

VII.2 Einfluß der SSWV-Assimilation auf die weitere Simulation

Ein wesentlicher Test für den Erfolg einer Assimilation ist, ob die dem Modell mitgeteilte Information auch während der Vorhersage, oder hier der weiteren Simulation, erhalten bleibt und die weitere Entwicklung positiv beeinflussen kann. Dies soll hier am Beispiel des SH-Falles vom 8.2.1990 durch Vergleiche von Simulationen ohne Assimilation (NOASS) und mit einmaliger und zweimaliger SSWV-Assimilation (um 12 UTC, ASSWV12, bzw. um 12 und 18 UTC, ASSWV1218) untersucht werden. Angaben zu diesen Simulationsläufen sind in **Tab.VII.1** zusammengefaßt:

	Start (am 8.2.1990) + Dauer der Simulation	Analysezeitpunkt / genutzte Daten	in der Analyse genutzte SSM/I-Überflüge
NOASS	6 UTC+30h	-	-
ASSWV12	6 UTC+ 6h+12h	12 UTC / SSWV _{CK}	921, 1101, 1237, 1415 UTC
ASSWV1218	6 UTC+ 6h+ 6h +18h	12 UTC / SSWV _{CK} 18 UTC / SSWV _{CK}	921, 1101, 1237, 1415 UTC 1557, 1739, 1921, 2103 UTC

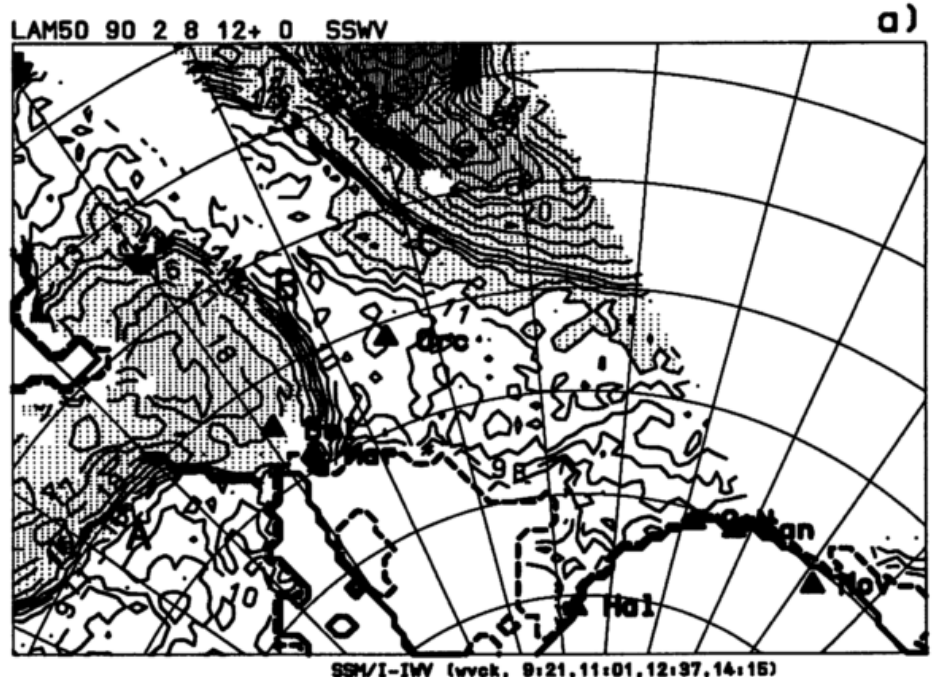
Tab.VII.1: Durchgeführte Simulationsläufe zur Assimilation von SSWV-Retrievals.

Für die Analysen wurden die Parameter wie in Kap.IV.4.2 beschrieben gewählt; die Simulationen erfolgten jeweils mit dem LAM50 ohne die Horizontaldiffusion mittels Shapiro-Filter (vgl. Kap.III.1).

Abb.VII.3:

SSWV-Retrievals für einen Ausschnitt des LAM50 (Isolinienabstand 1 mm); 'A', 'B', 'C' bezeichnen die drei synoptischen Fronten aus Abb.VII.1a.

a) Für 12 UTC am 8.2.1990 (Überflüge um 921, 1101, 1237, 1415 UTC von Ost nach West).



Zunächst soll die Entwicklung der Situation in **Abb.VII.3** anhand von SSM/I-Beobachtungen verdeutlicht werden. Für einen einfacheren Vergleich sind die Überflüge gegen 12 UTC (Teil a) noch einmal in demselben Modellausschnitt wie die späteren, gegen 18 UTC am 8.2.1990 (Teil b) und gegen 9 UTC am 9.2.1990 (Teil c), dargestellt. Zwischen diesen Terminen überflog der Satellit das Modellgebiet nicht oder nur am Rand. Das synoptische Tief mit der Front 'C' verlagert sich während dieser knapp 24h um ca. 10° nach Osten, die Front behält ihre Intensität im Feuchtegradienten aber bei. Auch die Fronten 'A' und 'B' sind weiter bis 9 UTC am 9.2.1990 vorhanden und werden in einer Westströmung um die antarktische Halbinsel herumadvehiert. Dabei erreicht Front 'B' bis 9 UTC fast die Front 'C'.

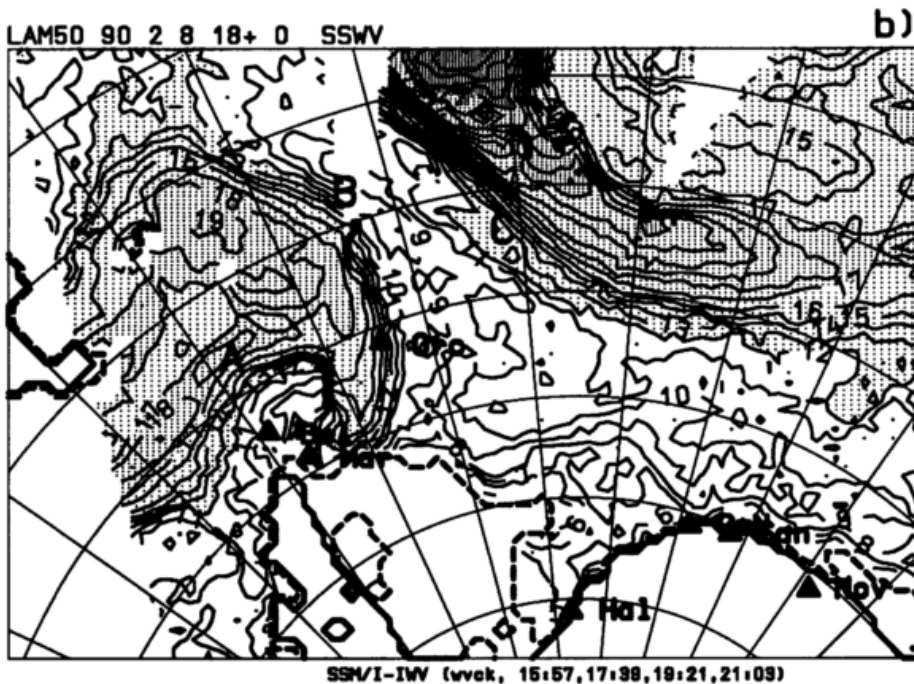
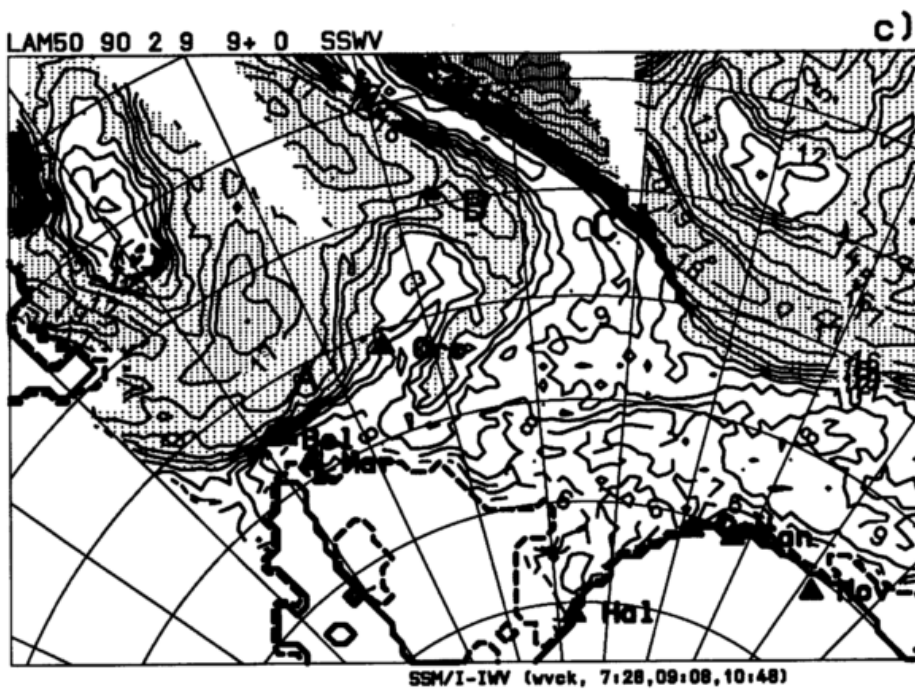


Abb.VII.3: (Fortsetzung)

b) SSWV für 18 UTC am 8.2.1990 ;
(Überflüge um 1557, 1739, 1921, 2103 UTC von Ost nach West).



c) SSWV für 9 UTC am 9.2.1990 ;
(Überflüge um 728, 908, 1048 UTC von Ost nach West).

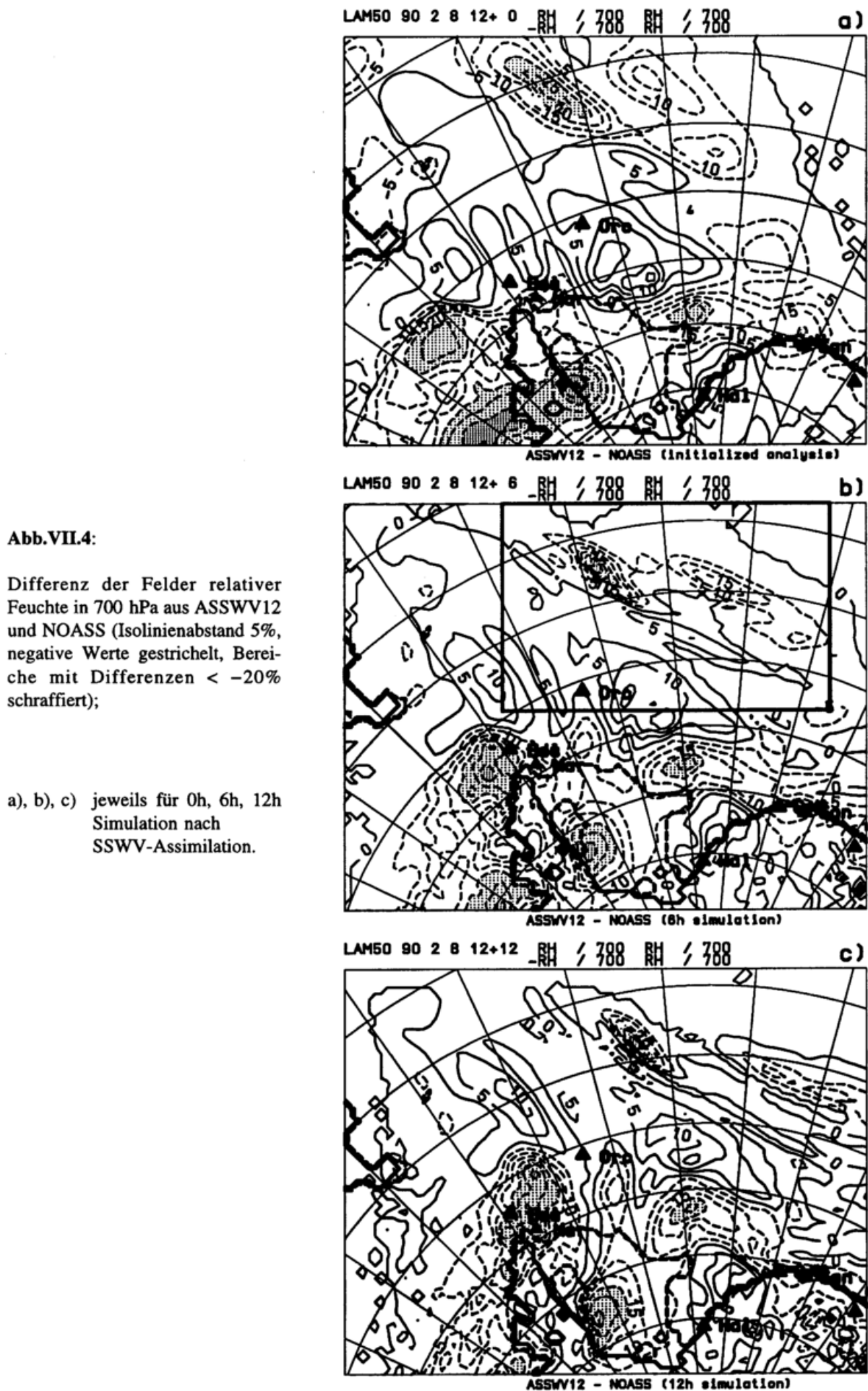


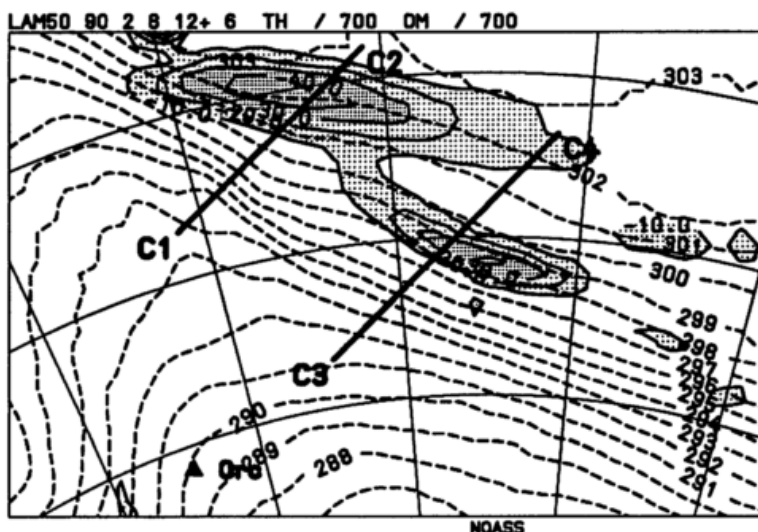
Abb.VII.4 beleuchtet nun, wie sich die Veränderungen der Feuchtestrukturen, die die SSWV-Analyse bewirkt hat, in der weiteren Simulation entwickeln. Dies geschieht anhand von Differenzen der Felder relativer Feuchte in 700 hPa zwischen den beiden Läufen ASSWV12 und NOASS für 0h, 6h und 12h Simulation. In Teil a sind die Analyseinkremente im Feld relativer Feuchte der initialisierten Analyse zu sehen. Die Initialisierung nimmt anders als bei Wind- und Geopotentialfeldern (vgl. Abb.VI.11) kaum Veränderungen vor, da nur auf Übersättigung kontrolliert wird. Die Muster der Inkremente relativer Feuchte entsprechen direkt denen der IWV-Inkremente (vgl. Abb.VII.1d), da die vertikale Umverteilung als Skalierung der Vertikalprofile stattfindet (abgesehen von den Stellen, wo Sättigung eintritt, vgl. Abb.IV.4).

Im Verlauf der Simulation findet nun nicht nur eine Verlagerung und eventuell Schwächung der in der Analyse angebrachten Veränderungen statt, sondern durchaus eine Veränderung der Muster und auch teilweise Verstärkung. Das ist besonders auffällig in der Zelle mit erniedrigter Feuchte, die mit der Front 'C' um ca. 400 km nach Südosten wandert. Die Unterschiede zum Lauf ohne Assimilation verstärken sich dabei von anfangs knapp über 25% auf etwa 40%. Am oberen Modellrand, der sich im Bild an der oberen Kante befindet, liegen die unveränderten Randwerte aus ECMWF-Analysen an und werden mit der Strömung ins Gebiet des LAM hineinadvehiert, so daß im Randgebiet keine Differenzen zwischen den beiden Simulationen auftreten. Die Unterschiede im Frontbereich bleiben auf die erwähnte Zelle beschränkt. Für die Front 'A' sieht man, daß der Feuchtegradient zumindest im östlichen Bereich nahe der Spitze der antarktischen Halbinsel gegenüber NOASS verstärkt bleibt. Auf anderen p-Flächen ist ein sehr ähnlicher Einfluß bemerkbar (nicht dargestellt). Es bleibt also ein guter Teil der SSWV-Information über etliche Stunden im Modell erhalten, obwohl natürlich sowohl die Strömung über den Modellrand und vom Kontinent, wo keine SSM/I-Retrievals zur Analyse vorlagen, als auch die Parametrisierungen des Modells, z.B. Grenzschichtflüsse, das Modell wieder zum eigenen 'Klima' zurückführen.

Die erneute Assimilation um 18 UTC in ASSWV1218 hat einen ähnlichen Einfluß wie die um 12 UTC. Sie erhöht die Feuchte im Weddelmeer wiederum etwas, während sie sie im Warmsektor des Tiefdruckgebietes deutlich erniedrigt. Auch der Gradient an Front 'A' wird wiederum verstärkt. Der Einfluß auf die weitere Simulation nach 18 UTC ist ebenfalls ähnlich:

Abb.VII.5:

Feld der potentiellen Temperatur (Isolinienabstand 1 K) und Bereiche mit Vertikalgeschwindigkeit $\omega < -10 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ (schraffiert) in 700 hPa für 18 UTC am 8.2.1990 im Lauf NOASS für den Ausschnitt aus Abb.VII.4b und Abb.VII.1c.



Dieselbe markante Zelle geringerer Feuchte entlang der Front 'C' ist sowohl nach einfacher (ASSWV12) als auch nach zweifacher Assimilation (ASSWV1218) vorhanden und verstärkt sich in den weiteren Stunden (nicht dargestellt). Dies zeigt die Konsistenz der SSM/I-Information und ihres Einflusses auf das Modell, was für eine erfolgreiche Korrektur des Modells in einem Assimilationszyklus (vgl. Abb.II.9b, Abb.III.7) notwendig ist.

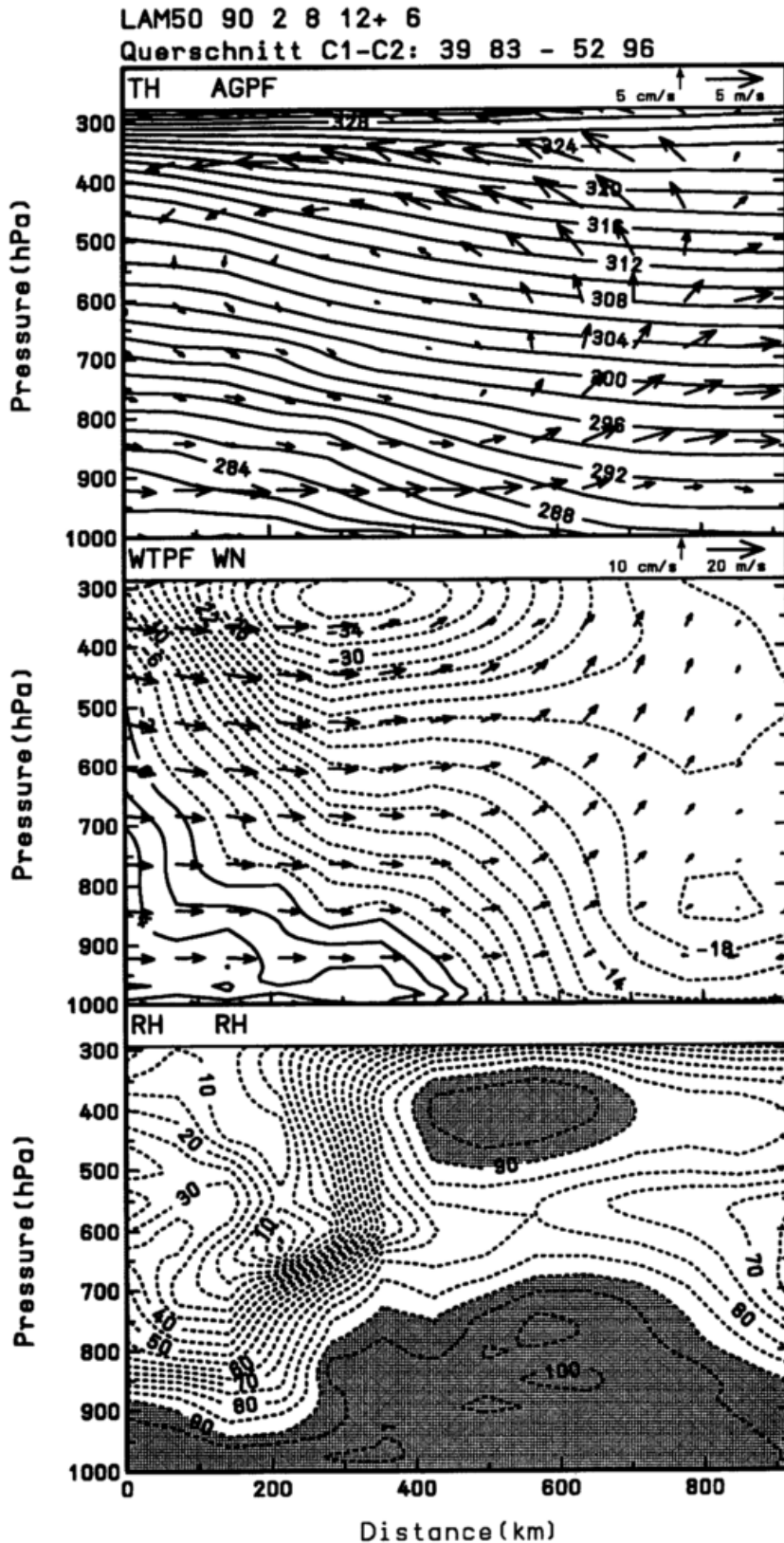


Abb.VII.6:

Querschnitt durch Front 'C' entlang der Linie 'C1-C2' in Abb.VII.5 und Abb.VII.7.

oben:

Potentielle Temperatur (TH, Isolinienabstand 1 K) und ageostrophischer Tangentialwind (AGPF, Skalierungsvektoren oben rechts).

mitte:

Tangential- und Normalwind (WTPF, WN; Skalierungsvektoren oben rechts).

unten:

Relative Feuchte (Isolinienabstand 5%, Bereiche mit $rh > 90\%$ schraffiert).

Weiterhin ist es interessant zu untersuchen, ob der Einfluß der Daten sich allein auf die analysierte Variable, das Feuchtefeld, beschränkt, oder ob auch eine Beeinflussung der anderen Felder stattfindet. Dazu sollen Veränderungen in zwei Regionen genauer betrachtet werden: Zum einen an der Front 'C', zum anderen an der antarktischen Halbinsel, wo die relative Feuchte ebenfalls erniedrigt wurde. Für die Kaltfront 'C' ist in **Abb.VII.5** das Feld der potentiellen Temperatur (aus dem NOASS-Lauf) für den in **Abb.VII.4b** und **Abb.VII.1c** markierten Ausschnitt dargestellt. Der Bereich hoher Vertikalgeschwindigkeiten von $\omega < -10$ hPa/s ist schraffiert. **Abb.VII.6** zeigt zusätzlich Temperatur-, Wind- und Feuchtefeld für den Querschnitt 'C1-C2' aus **Abb.VII.5**. Die Front weist einen Temperaturgradienten von ca. $8^\circ/500$ km in 850 hPa und kräftige Aufwinde in der Warmluft auf, während die Kaltluft im Südwesten großräumig absinkt. In Zusammenhang mit den Aufwinden von bis zu 7 cm/s kommt es an der Front zu Niederschlägen von maximal 14 mm innerhalb von 12h Simulation (nicht dargestellt).

Die Veränderungen im Feuchtebetrag und ihrer Verteilung durch die SSWV-Assimilation beeinflussen im Laufe der nächsten 12h auch die Temperatur- und Windfelder sowie Bewölkung und Niederschlag im Frontalbereich. Durch die verringerte Feuchte wird in vormals gesättigten Bereichen weniger Kondensationswärme freigesetzt, was zwischen ASSWV12 und NOASS Differenzen von bis zu 0.8 K im Temperaturfeld hervorruft und entsprechende Adjustierungen in Geopotential- und Windfeld nach sich zieht. Deutlich sichtbar sind z.B. Auswirkungen auf den Vertikalwind, wie sie in **Abb.VII.7** exemplarisch für 700 hPa nach 6h Simulation gezeigt sind (Teil a). Die Zelle mit verringerten Aufwinden ist von 925 hPa bis 500 hPa ausgeprägt. Auch nach 12h Simulation sind die Differenzen noch in ähnlicher Größenordnung vorhanden. Aus den verminderten Vertikalwinden resultieren geringere Niederschlagsraten, was nach 12h zu einer Differenz von maximal 10 mm gegenüber der Simulation NOASS führt (Teil b).

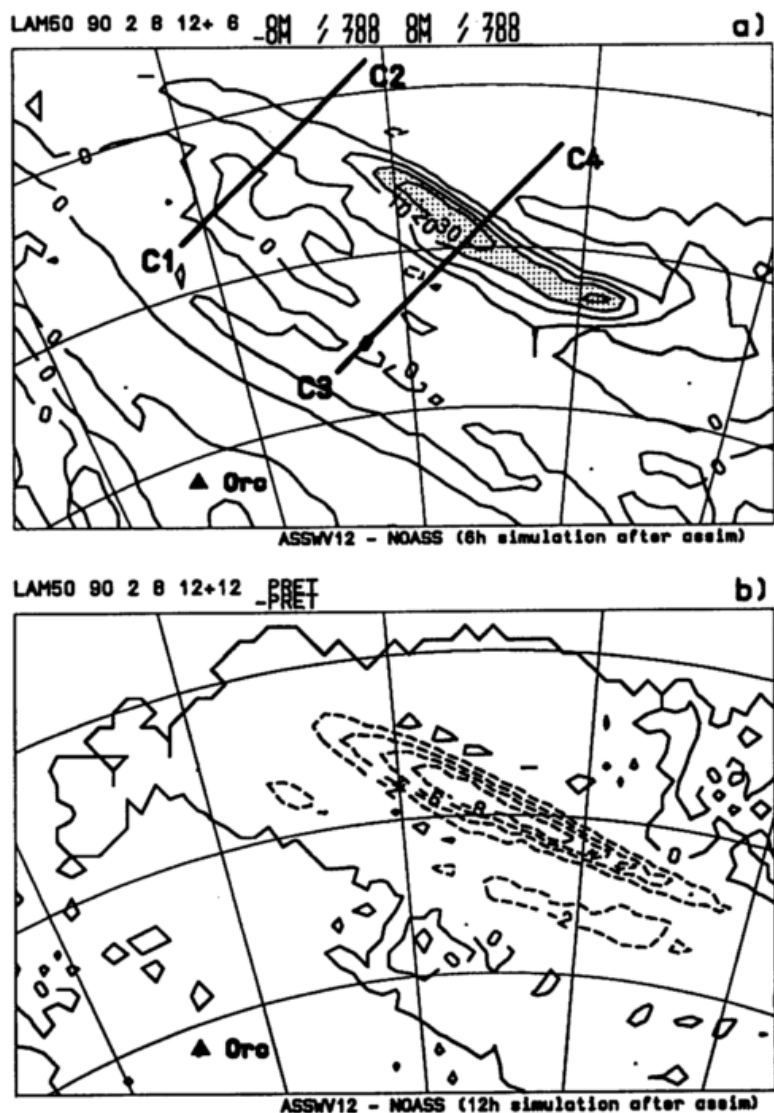


Abb.VII.7: Differenzfelder der Läufe ASSWV12 und NOASS für den Ausschnitt aus **Abb.VII.4b** bzw. **Abb.VII.1c**.

a) Differenz der Vertikalgeschwindigkeiten ω in 700 hPa (Isolinienabstand $10 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$, Bereiche $> 20 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ schraffiert) für 18 UTC am 8.2.1990, 6h Simulation nach SSWV-Assimilation; b) Differenz des 12-stündigen (zwischen 12 UTC und 24 UTC) akkumulierten Niederschlags (Isolinienabstand 2 mm, negative Werte gestrichelt).

Abb.VII.8:

a) Querschnitt durch Front 'C' entlang der Linie 'C3-C4' (s. Abb.VII.5 und Abb.VII.7) für NO-ASS um 18 UTC am 8.2.1990.

oben:

Tangential- und Normalwind (WTPF, WN, Skalierungsvektoren oben rechts)

unten:

Relative Feuchte (Isolinienabstand 5%, Bereiche mit $rh > 90\%$ schraffiert) und ageostrophischer Tangentialwind (AGPF).

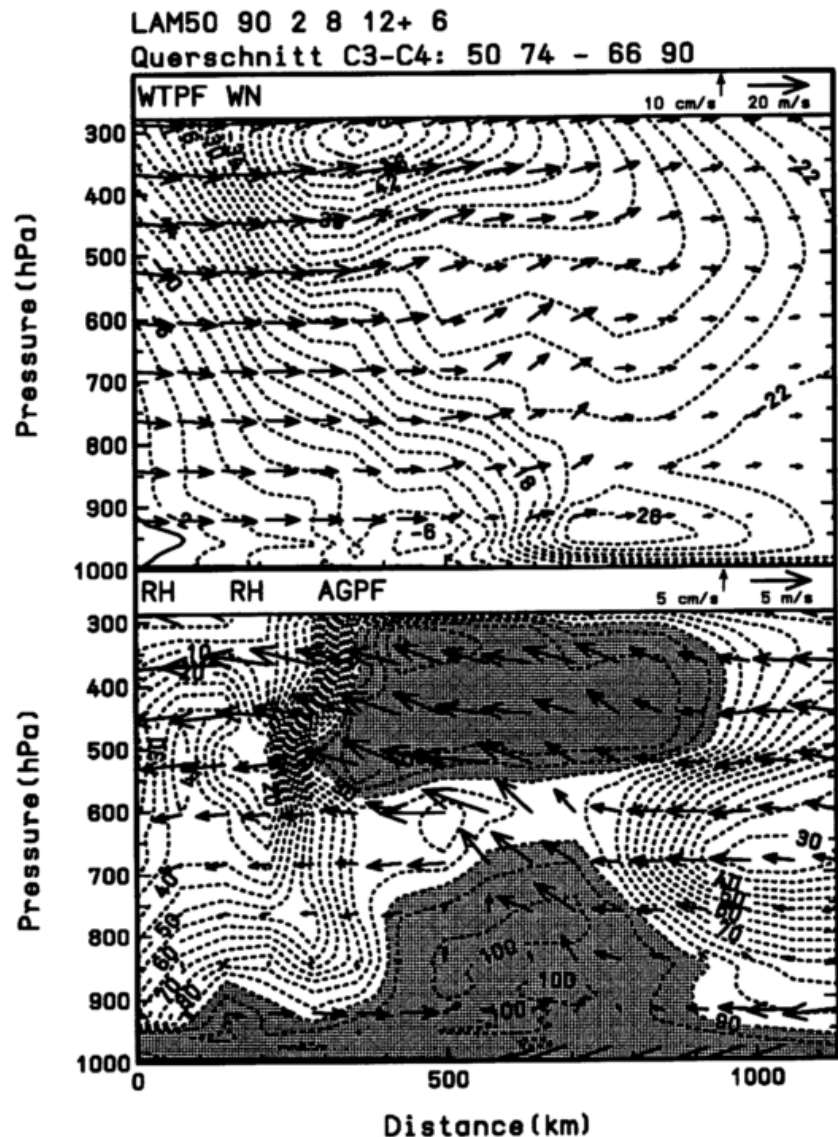


Abb.VII.8 zeigt in den Teilen a) und b) einen Schnitt durch die Front im Bereich der veränderten Vertikalgeschwindigkeit (Schnittlinie 'C3-C4', vgl. Abb.VII.7) für die potentielle Temperatur und den Tangentialwind, sowie für die relative Feuchte und den ageostrophischen Tangentialwind. Die Aufwinde an der Front sind auf ein schmaleres Gebiet als im Schnitt 'C1-C2' beschränkt (vgl. Abb.VII.6). In ASSWV12 (Teil b) ist gegenüber NOASS (Teil a) die relative Feuchte in der Aufwindzone geringer und der Bereich, in dem die relative Feuchtigkeit 90% überschreitet, verkleinert. Die Verringerung des Vertikalwindes in ASSWV12 ist deutlich sichtbar. Auch das Horizontalwindfeld in Bodennähe ist durch die Assimilation beeinflusst; das Windmaximum im Normalwind in 950 hPa ist in ASSWV12 um etwa 2 m/s herabgesetzt. Teil c) zeigt nur das Feuchtefeld und den ageostrophischen Vertikalwind für den nordwestlicheren Schnitt 'C1-C2'. Obwohl im Vergleich zu NOASS (Abb.VII.6) der feuchte Sektor auch hier deutlich verkleinert ist, treten kaum Änderungen im Vertikalwind auf (vgl. auch Abb.VII.7).

Mit Abb.VII.9 kann man noch einen Blick auf die Veränderungen an der antarktischen Halbinsel werfen. Sie befindet sich in einer westlichen Anströmung (hier dargestellt mit dem Windfeld aus NOASS in 850 hPa). Wie aus Abb.VII.4a ersichtlich hat die SSWV-Assimilation die relative Feuchte in dieser Region ebenfalls verringert. Während der erzwungenen Hebung bei Überströmung der Gebirgskette der Halbinsel (vgl. Abb.III.2a) kann daher weniger Wasserdampf

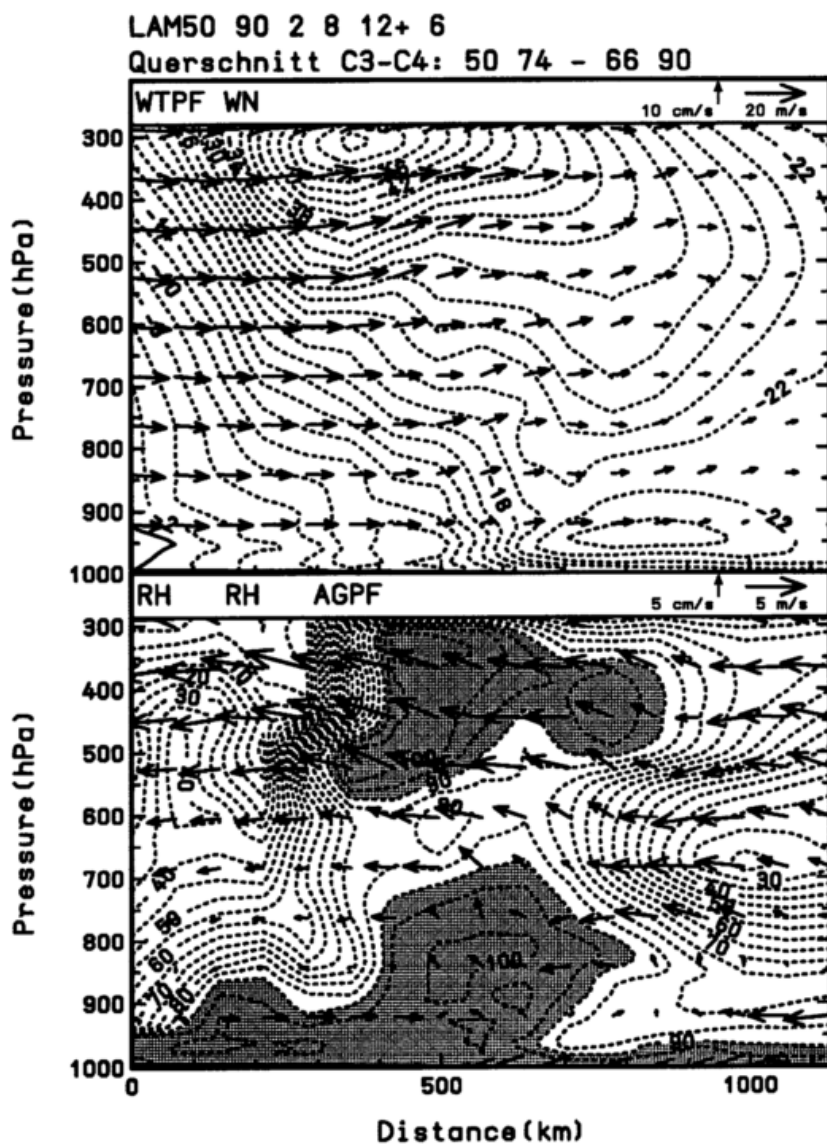
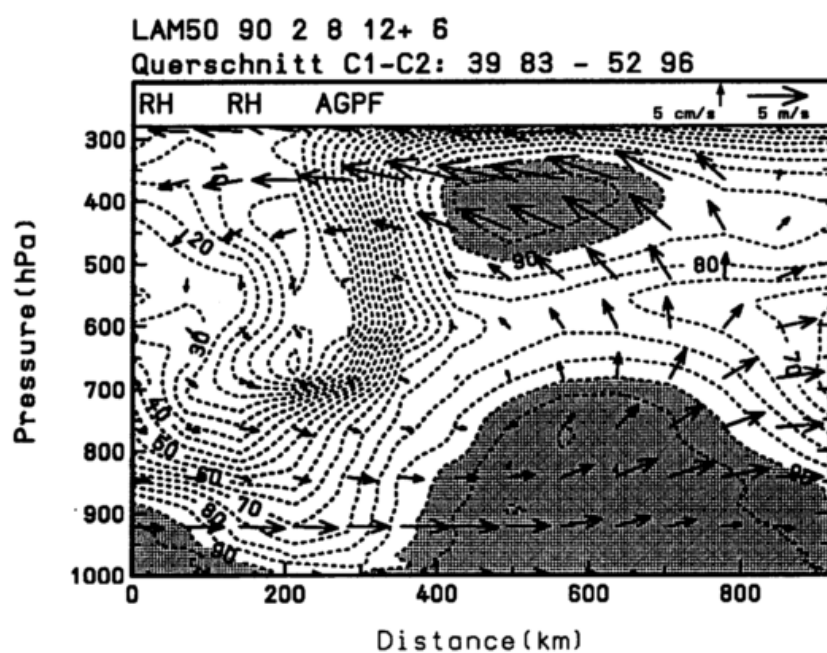


Abb.VII.8: (Fortsetzung)

b) wie Teil a) aber für ASSWV12.

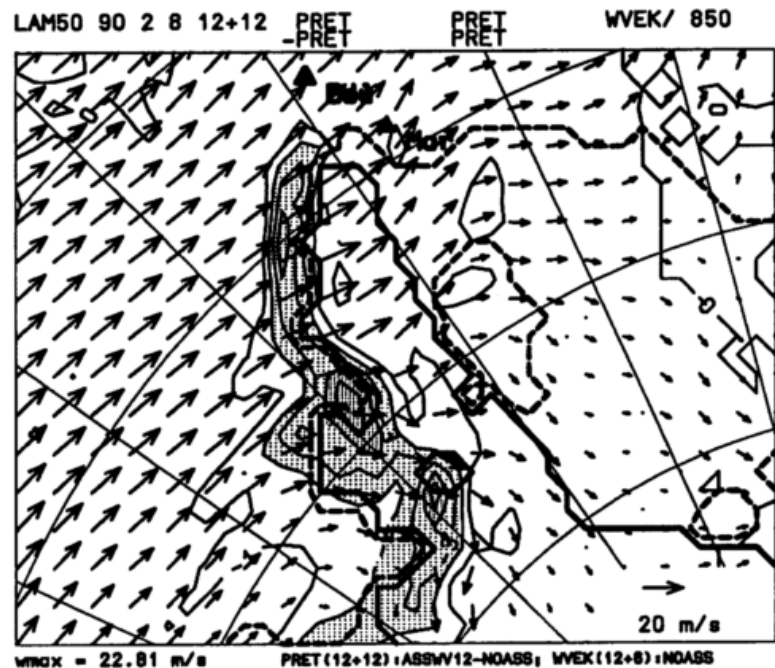


c) wie Teil b) aber für den Querschnitt entlang der Schnittlinie 'C1-C2'; (s. Abb.VII.5 und Abb.VII.7).

kondensieren und die Vertikalgeschwindigkeit sowie die Niederschlagsbildung nehmen ab. Die maximalen Differenzen zwischen ASSWV12 und NOASS betragen hier 6 mm nach 12h Simulation (schraffierter Bereich).

Abb.VII.9:

Windfeld in 850 hPa für 24 UTC am 8.2.1990 für NOASS (Vektoren an jedem 2.Gitterpunkt, Maßstabsvektor unten rechts) und Differenz des 12-stündigen (zwischen 12 UTC und 24 UTC) akkumulierten Niederschlags zwischen ASSWV12 und NOASS (Isolinienabstand 1 mm, negative Werte durchgezogen, Bereiche < -2 mm schraffiert).



Die Beurteilung, ob die Veränderungen durch die SSWV-Assimilation das Modell näher an die Realität bringen, sind durch die Datenarmut auf der SH schwierig. Über dem Ozean stehen weder Feuchteprofile aus Radiosonden noch Niederschlagsmessungen zur Verfügung; die einzigen Vergleichsmöglichkeiten wären punktuell an Stationen der antarktischen Küste gegeben. Um großflächiger und vor allem auch im Bereich der angesprochenen Fronten die Entwicklung beurteilen zu können, werden hier SSM/I-Daten späterer Überflüge zum Vergleich gewählt. Da Beobachtungen derselben Quelle vorher assimiliert wurden, ist dies natürlich kein völlig unabhängiger Validationsdatensatz, stellt aber die einzige Datenquelle dar, mit welcher der IWV flächendeckend auch unter bewölkten Bedingungen mit guter Genauigkeit bestimmt werden kann. Der Vergleich betrachtet zunächst, ob die nach der Assimilation modellierten Strukturen besser zu den Beobachtungen passen als im Lauf ohne Assimilation. Dazu sind in **Abb.VII.10** für 18 UTC, d.h. 6h nach der Assimilation, die IWV-Felder aus ASSWV12 und NOASS gegenübergestellt (die Modellfelder sind wiederum auf die SSM/I-Beobachtungszeit interpoliert). In ASSWV12 ist die Lage und der Feuchtegradient der Front 'A' besonders in der Nähe der antarktischen Halbinsel merklich stärker als in NOASS, wie es auch schon in der Differenz der Felder relativer Feuchte in **Abb.VII.4b** sichtbar ist. Dies paßt deutlich besser zu den SSM/I-Beobachtungen (vgl. **Abb.VII.3b**), die allerdings einen noch schärferen Gradienten aufweisen. Auch Front 'B' paßt im Lauf mit Assimilation besser zu den Beobachtungen, obwohl sie auch in ASSWV12 nicht ganz so scharf definiert ist wie im SSWV. Der feuchte Sektor zwischen beiden Fronten erstreckt sich etwas um die Halbinsel herum nach Süden. Dabei dringt die feuchtere Luft in beiden Modellläufen deutlich weiter nach Süden vor als es SSM/I beobachtet, wobei man berücksichtigen muß, daß über dem Meereis des Weddellmeeres keine Retrievals vorliegen. Die oben diskutierten Differenzen an Front 'C' lassen sich im IWV nicht so klar sehen, aber im Warmsektor liegt ASSWV12 merklich näher an den SSM/I-Retrievals als NOASS.

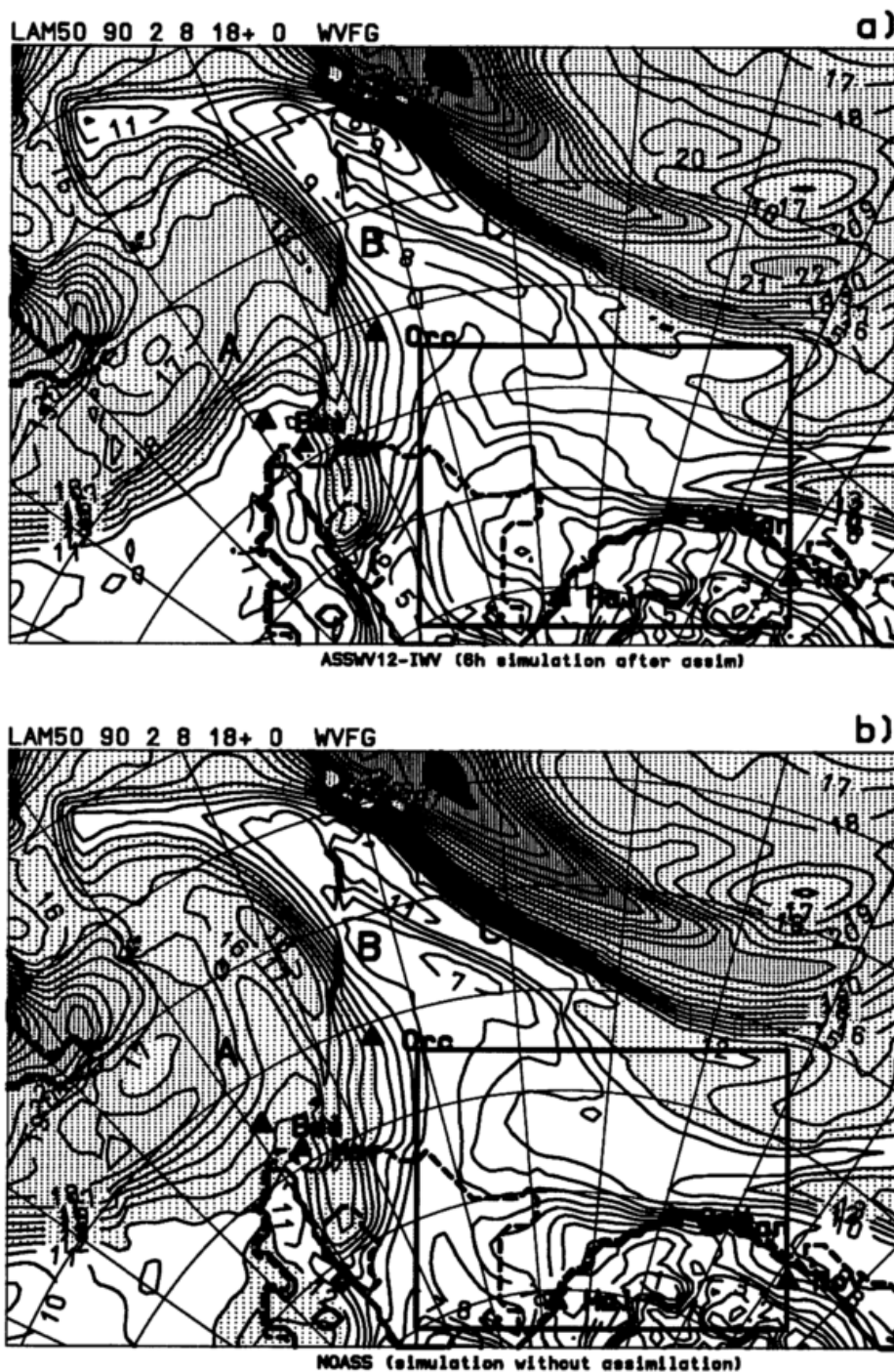


Abb.VII.10: a) IWV der Modellsimulation ASSWV12 für 18 UTC am 8.2.1990 (6h nach SSWV-Assimilation) in einem Ausschnitt des LAM50 (Isolinienabstand 1 mm, Felder zeitlich interpoliert auf die Überflugszeiten); b) wie Teil a) aber für NOASS. Das 'Weddellmeergebiet' für die getrennte statistische Auswertung (vgl. Tab.VII.2) ist eingezeichnet (schwarzes Rechteck).

Ein quantitativer Vergleich der Modell- und Retrievalwerte gegenüber den im Modellgebiet verfügbaren SSM/I-Überflügen am 8./9.2.1990 ist für den Lauf ASSWV1218 in **Tab.VII.2** zusammengefaßt (Abb.C.1 in Anhang C zeigt ergänzend einen Scatterplot). Die Überflüge wurden jeweils in ein $\pm 3h$ Fenster um die Zeitpunkte 18 UTC am 8.2.1990 und 6 UTC und 9 UTC am 9.2.1990 gruppiert (vgl. auch Abb.VII.3b,c; der Überflug von 728 UTC ist bei 6 und 9 UTC jeweils enthalten). Zu beachten ist, daß die Modellwerte für den Vergleich grundsätzlich auf die

Überflugszeiten interpoliert wurden, um Differenzen aufgrund eines Zeitunterschiedes zu vermeiden. Neben Bias und Standardabweichungen (stdv) für das gesamte von SSM/I abgedeckte Gebiet sind Statistiken auch für die Region des Weddellmeeres berechnet (die Region ist in Abb.VII.10 gekennzeichnet).

Die Resultate für den Lauf mit SSWV-Assimilation sind durchweg besser als die von NOASS. Statistisch signifikant sind die Differenzen in der Standardabweichung allerdings nur im Vergleich um 18 UTC für das Weddellmeergebiet (2% Konfidenzintervall). Dennoch deuten die durchweg geringeren Werte sowohl im Bias als auch in der Standardabweichung auf einen positiven Einfluß der SSWV-Assimilation hin. Für eine abschließende Beurteilung wäre natürlich eine größere Zahl an

Fallstudien und eine zusätzliche Validierung gegen unabhängige Beobachtungen notwendig. Dennoch sind diese Resultate vielversprechend und passen in das Bild, das die mittlerweile erschienen anderen Studien mit SSM/I-Retrievals des IWV ergeben haben. Alle Studien dokumentieren mit Hilfe von Vergleichen gegenüber SSM/I-Retrievals oder auch Radiosondenprofilen einen positiven Einfluß auf die Strukturen der Feuchtefelder und Niederschlagszonen (vgl. Kuo et al., 1993; Filiberti et al. 1994; Deblonde et al. 1995; Ledvina und Pfaendtner, 1995, Aonashi und Shibata, 1996). Ferner bemerken Kuo et al. (1993) verbesserte Niederschlagsvorhersagen für die Kurzfrist und Ledvina und Pfaendtner (1995) finden außerdem genauere monatliche Niederschlagsmengen in ihrem globalen Modell.

VII.3 Probleme der Nutzung von SSWV-Retrievals

Genauigkeit des gewählten Retrievalalgorithmus

Wie bei allen assimilierten Beobachtungen ist die Qualität der Retrievals für ein gutes Ergebnis entscheidend. Der SSWV ist aus SSM/I-Daten mit guter Genauigkeit bestimmbar (vgl. Anhang B) und liefert auch ein räumliches Integral der Feuchtwerte anstatt wie Radiosonden nur Punktmessungen, die mit höheren Repräsentativitätsfehlern behaftet sind. Andererseits muß aber, besonders bei Retrievals, die auf statistischen Algorithmen beruhen, darauf geachtet werden, ob sie einen regionalen bzw. IWV-abhängigen Bias aufweisen. Denn derartige Abweichungen sind in Qualitätskontrollen gegenüber dem FG oder auch der Beobachtungen untereinander nicht sicher zu entdecken (vgl. Diskussion in Kapitel IV.4.4). Um einen regionalen Bias zu verringern, sind die Assimilationstests hier durchweg mit dem kombinierten Algorithmus IWV_{CK} durchgeführt worden, der einen speziell für trockene Atmosphären entwickelten Algorithmus mit

		NOASS		ASSWV1218	
	Gebiet	N	bias / stdv	bias / stdv	
18 UTC ¹	gesamt	5932	1.3 / 2.5	1.0 / 2.1	
	Weddellmeer	772	0.8 / 1.7	0.4 / 1.3	
6 UTC ²	gesamt	3653	1.5 / 3.4	0.8 / 2.8	
	Weddellmeer	767	0.4 / 2.0	-0.1 / 1.6	
9 UTC ³	gesamt	4389	1.8 / 3.7	1.4 / 3.3	
	Weddellmeer	773	0.4 / 2.0	-0.2 / 1.6	

N=Anzahl der Vergleichspunkte; bias für NOASS-ASSWV1218.

¹ SSM/I Überflüge: 1557, 1739, 1921, 2103 UTC.

² SSM/I Überflüge: 406, 728 UTC

³ SSM/I Überflüge: 728, 908, 1048 UTC.

Tab.VII.2: Statistischer Vergleich des IWV im Modell gegenüber SSM/I-Retrievals für Simulationen ohne (NOASS) und mit Assimilation von SSM/I-Retrievals (ASSWV1218). Die angegebenen SSM/I-Überflüge sind jeweils in ± 3 h Fenstern zu den Zeitpunkten 18, 6 und 9 UTC zusammengefaßt; für die Vergleiche wurden die Modellwerte auf die Überflugszeiten interpoliert.

einem global gültigen verbindet (vgl. Anhang B). Notwendig ist darüberhinaus auch eine sehr sorgfältige Vorverarbeitung der Daten, besonders in der Eis- und Regenerkennung. Als Test wie stark die Analyse von der angegebenen Fehlergröße der Retrievals (σ_o) abhängt, wurden Analysen unterschiedlichen Angaben der relativen Genauigkeit von SSWV und WVFG durchgeführt. Die Unterschiede zwischen Analysen mit gleichen Fehlerangaben für Retrievals und FG ($\sigma_o = \sigma_B = 2$ mm) und solchen, bei denen die Retrievals als viermal genauer als der FG angegeben sind ($\sigma_o = 1$ mm, $\sigma_B = 4$ mm), betragen maximal 1–2 mm gegenüber Gesamtinkrementen von bis zu 7 mm (nicht dargestellt). Das Analyseergebnis kann also als recht robust gegenüber dem angegebenen Retrievalfehler betrachtet werden, da die im Test vorgenommene Variation der relativen Genauigkeit von Retrievals und FG schon sehr groß ist.

Horizontalkorrelationen der Retrievals

Die SSM/I-Retrievals sind untereinander korreliert, da sich die FOVs des SSM/I in einigen Kanälen überlappen (vgl. Anhang B) und da durch die Verwendung der Retrievals auf dem Gitter die Information eines FOV benachbarte Gitterpunkte beeinflussen kann (vgl. Kap.IV.3). In der Analyse wurde getestet, wie stark die Korrelation der Beobachtungen (vgl. Abb.IV.2) das Ergebnis beeinflussen, indem mit und ohne Korrelation sowie mit unterschiedlichen Korrelationsradien gerechnet wurde. Eine Horizontalkorrelation der Beobachtungen führt zu einer schwächeren Wichtung der SSM/I-Information gegenüber dem FG, so daß das Iterationsergebnis (III.9, III.10) weiter von den Beobachtungen entfernt ist. Die Unterschiede zwischen einer Analyse mit bzw. ohne Horizontalkorrelation der Retrievals betragen in den betrachteten Fällen weniger als ± 2 mm in den Inkrementen des IWV. Die Differenzen sind damit etwas größer als die, die eine unterschiedliche Angabe der relativen Genauigkeit von WVFG und SSWV bewirkt. Dennoch ist der Unterschied in der Analyse nicht extrem groß und in beiden Fällen werden die Feuchtestrukturen des FG in sehr ähnlicher Weise korrigiert. Eine übliche Methode zur Vermeidung der Korrelation der Beobachtungen ist es, nur jeden zweiten FOV und jede zweite Scanlinie der Daten zu verwenden. Der Unterschied einer solchen Analyse mit verringerter Retrievaldichte gegenüber einer Analyse mit Daten in voller Auflösung bei angegebener Horizontalkorrelation beträgt in den Beispielen weniger als ± 1 mm (nicht dargestellt).

Einfluß der gewählten FG-Korrelationsfunktionen

Die Wahl der Radien der FG-Korrelationen hat auf das Analyseresultat einen geringeren Einfluß als die angegebenen Beobachtungsfehler, solange die Korrelationsradien anfangs groß genug sind, um eine Glättung der Datenränder zu erlauben und im Laufe der Iteration mit kleinen Radien eine Analyse der kleinskaligen Details zulassen. Die hier gewählten Radien (vgl. Abb.IV.3) gewährleisten sowohl einen relativ glatten Übergang an den Überflugsrändern als auch eine Analyse der starken Gradienten an den Fronten (vgl. Abb.VII.1, Abb.VII.2).

Verwendung des "first guess at appropriate time" (FGAT)

Für die gezeigten Analysen und Simulationen wurde grundsätzlich ein auf die Beobachtungszeit interpolierter FG (FGAT) verwendet. Besonders bei den asynoptischen Satellitendaten ist dies entscheidend. Die Differenzen im FG, die z.B. durch eine Frontverlagerung innerhalb des Intervalls zwischen Beobachtungs- und Analysezeit entstehen, können leicht ebenso groß sein wie das gesamte Beobachtungsinkrement, d.h. der mit den Beobachtungen diagnostizierte

Modellfehler (nicht dargestellt). Eine solche Abweichung aufgrund des Zeitunterschiedes zwischen Modell und Beobachtung macht eine sinnvolle Analyse unmöglich. Daher ist es zur Nutzung von Satellitendaten notwendig, entweder ein sehr kleines Zeitfenster zu wählen, um den Fehler aufgrund des Zeitunterschiedes klein zu halten, oder ein größeres Zeitfenster mit gleichzeitiger Zeitinterpolation des FG (FGAT) zu verwenden. Im ersten Fall nimmt man in Kauf, daß die räumliche Abdeckung des Modellgebietes durch eine geringere Anzahl von Satellitenüberflügen schlechter ist. Im zweiten Fall kann zwar die wirkliche Abweichung zwischen Modellfeldern und Satellitenbeobachtungen diagnostiziert werden, aber für die daraus bestimmten Korrekturen (Analyseinkremente) muß angenommen werden, daß sie in der Zeit konstant sind. Im hier verwendeten Verfahren werden die Inkremente daher abhängig von der Zeitdifferenz gewichtet (vgl. Kap.III.2.1). Kontinuierliche 4-dimensionale Assimilationsverfahren wie der Kalman-Filter oder die 4DVAR können asynoptische Beobachtungen zwar besser zur realen Beobachtungszeit nutzen, bedeuten aber einen deutlich höheren Rechenaufwand.

VII.4 Zusammenfassung

Die dargestellten Analysebeispiele zeigen, daß die generelle Struktur der Feuchtefelder des Modells recht gut mit denen der Beobachtungen übereinstimmt. Dabei sind die Abweichungen im Beispiel für die SH größer als für die NH, was aufgrund der höheren Datendichte auf der NH plausibel ist. Unterschiede zwischen Modell und SSWV-Feldern sind in den genauen Frontpositionen und besonders in den Strukturen der Feuchtefronten sichtbar, die in den Retrievals oft schärfere Gradienten aufweisen. Die Assimilation paßt die Modellstrukturen des IWV erfolgreich denen der Retrievalfelder an und die Information bleibt über mehr als 12 Integrationsstunden im Modell enthalten. Die Nutzung der IWV-Information führt zu einer besseren Übereinstimmung der Simulation mit späteren SSM/I-Beobachtungen sowohl in den Feuchtestrukturen (z.B. an Fronten) als auch in einem quantitativen Vergleich. Die IWV-Assimilation beeinflußt ebenfalls die dynamischen Felder, z.B. die Frontzirkulation und die Niederschlagsmenge.

Wesentlich für eine Nutzung der Satellitenretrievals ist die zeitliche Interpolation der FG-Felder zum Beobachtungszeitpunkt (d.h. die Verwendung des FGAT), da Abweichungen aufgrund einer Zeitdifferenz leicht genauso groß wie die Beobachtungsinkremente sein können. Bezüglich der Abhängigkeit des Analyseergebnisses von den spezifizierten Fehlerstrukturen läßt sich zusammenfassen, daß die Vorgabe der Radien der FG-Fehlerkorrelationen das Resultat nicht stark beeinflussen, da die Daten in sehr hoher Auflösung vorliegen (anders als in den betrachteten Analysen konventioneller Daten). Die Skalen sollten allerdings so gewählt werden, daß in den ersten Iterationen eine Glättung an den Überflugsrändern erfolgt und in den späteren Iterationen kleinskalige Details analysiert werden können. Die Horizontalkorrelation der SSM/I-Retrievals und etwaiger Retrievalfehler sollte in der Analyse berücksichtigt werden, da sie zu einer veränderten Wichtung von FG und Beobachtungsinformation führen. Wesentlich ist auch, daß die Retrievals keine systematischen Fehler aufweisen (vgl. Kap.IV.4). Insbesondere statistische Retrievalalgorithmen müssen daher sorgfältig auf einen eventuellen regionalen Bias hin untersucht werden (vgl. Diskussion in Anhang B).

VIII Zusammenfassung der Ergebnisse und Einordnung in den bisherigen Wissensstand

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, die numerischen Simulationen polarer Mesozyklonen, die am MIUB mit dem DNMI-Modell durchgeführt werden, mittels Datenassimilation zu verbessern. Zur Assimilation konventioneller Daten wurde das operationelle DNMI-Analyseschema implementiert und für die Nutzung diverser Beobachtungen des meteorologischen Netzes und spezieller Meßkampagnen angepaßt. Zusätzlich wurde das Analyseverfahren erweitert, um aus SSM/I-Daten abgeleitete Retrievals des integrierten Wasserdampfgehaltes (SSWV) und der oberflächennahen Windstärke (SSWS) in die Analyse einbeziehen zu können. Ferner dienen SSM/I-Retrievals der Meereisbedeckung für eine bessere Bestimmung der Bedingungen an der Erdoberfläche. Da die ECMWF-Analysen, aus denen die Initial- und Randfelder für das DNMI-LAM entnommen werden, keine SSM/I-Daten enthalten, stellen diese Satellitendaten eine unabhängige Zusatzinformation dar, um das synoptische Umfeld für die Mesozyklonenentwicklungen in den Simulationen besser zu charakterisieren. Ferner enthalten SSWS-Retrievals oft ein direktes Signal von Mesozyklonen und sind daher für eine Nutzung in der Modellierung von Interesse. Die Analyse und Assimilation konventioneller Daten sowie der Einfluß der Assimilation der SSM/I-Retrievals auf die Simulationen wird anhand von Fallstudien polarer Mesozyklonen untersucht. Eine weitere Anwendung des DNMI-Verfahrens besteht in der Assimilation von Flugzeugmessungen, die einen mesoskaligen Wirbel eingehend erfassen. Dies ermöglicht sowohl eine detaillierte mesoskalige Analyse dieses Mesozyklonenfalles als auch dessen weitere numerische Simulation.

Es erfolgt nun zunächst eine Diskussion der Resultate bezüglich der Assimilation konventioneller Daten sowie der SSWS- und SSWV-Retrievals, bevor die Ergebnisse zu den vorgestellten Fallstudien zusammengefaßt werden.

Die Assimilation konventioneller Daten stellt in datenarmen Gebieten (wie den Polarregionen) ein größeres Problem dar als in Gebieten, die durch ein relativ gleichmäßiges und dichtes Meßnetz abgedeckt sind (wie z.B. den nordhemisphärischen Kontinenten). Denn besonders bei lückenhaften oder isolierten Beobachtungen, wie sie in der Arktis und Antarktis häufig sind, wird das Analyseergebnis entscheidend durch die dem Algorithmus zugrundeliegenden Annahmen beeinflusst. Im hier verwendeten DNMI-Verfahren (SC/OI), einer modifizierten "successive corrections method" (SCM), die gegen das Resultat einer Optimalen Interpolation (OI) konvergiert, sind dies sowohl die FG-Fehlerkorrelationsstrukturen, welche die horizontale und vertikale Interpolation der Beobachtungsinformation festlegen, als auch die Form der Kopplung von Masse- und Windfeld in der multivariaten Analyse. Bei den iterativen Verfahren der SCM und SC/OI konvergieren die großen Skalen am schnellsten, während sich die kleinskalige Information aus den Beobachtungen erst bei längerer Iteration in der Analyse niederschlägt (vgl. Daley, 1991, S.86ff). Daher werden die Korrelationen in der SC/OI sukzessive verkleinert, um nacheinander die verschiedenen Skalen zu analysieren. Ein dichtes, gleichmäßiges Beobachtungsnetz erlaubt diese Trennung eines niederfrequenten (synoptischskaligen) Signals von höherfrequenten (mesoskaligen) Signalen. Diese Unterscheidung ist aber nicht möglich, wenn die Beobachtungen horizontal oder vertikal weiter als die Korrelationsskalen voneinander entfernt

liegen, oder sich zwar dicht zusammen, aber gesammelt in einer lokal beeinflussten Zone befinden. In diesen Fällen wird die Beobachtungsinformation großskalig gedeutet, auch wenn sie eventuell primär durch lokale Gegebenheiten und kleinskalige atmosphärische Strukturen beeinflusst ist. Dementsprechend erfolgen die Korrekturen auf synoptischer Skala.

Die durchgeführten Analysen zeigen diese Probleme auf. So bleibt die Simulation des antarktischen Mesozyklonenfalls vom 26./27.4.1989 trotz Datenassimilation erfolglos. Die wenigen, fast ausschließlich am Boden vorhandenen Beobachtungen, reichen nicht aus, um die Modellfelder in der Analyse konsistent 3-dimensional zu verändern. In der Simulation des Mesozyklonenfalles vom 8.2.1990 hingegen genügen die wenigen an der Oberfläche vorhandenen Daten, um die Simulation der synoptischskaligen Strömung zu verbessern. Die Modellergebnisse stimmen dadurch besser mit Flugzeugmessungen überein als in einer Simulation ohne Datenassimilation oder auch die entsprechenden ECMWF-Analysen. Insofern bedeutet die Möglichkeit der Datenassimilation am MIUB eine Verbesserung gegenüber den Simulationen, die allein auf ECMWF-Analysen beruhen. Aufgrund der extrem geringen Datendichte ist aber eine genaue Kontrolle des Assimilationseinflusses im Einzelfall notwendig, was für Simulationen von Fallstudien aber durchaus praktikabel ist.

Als ein weiteres Ergebnis für die Simulationspraxis ergibt sich aus den Experimenten, daß zum Studium der physikalischen Abläufe im Modell die Simulation nicht durch mehrfache intermittierende Assimilation unterbrochen werden sollte. Die mehrfache Assimilation führt zwar für die analysierten Skalen zu einer besseren Annäherung der Modelltrajektorie an die Realität und verhindert eine Modelldrift. Andererseits kann aber die Assimilation die Entwicklung kleinere Skaliger Strukturen im Modell stören, insbesondere wenn diese von den Beobachtungen nicht erfaßt sind. Daher kann die intermittierende Assimilation bei dem relativ groben Beobachtungsnetz der Polargegenden vor allem für eine Verbesserung der synoptischskaligen Bedingungen genutzt werden. Mit anderen Analyse- und Assimilationsmethoden können Daten eines längeren Zeitintervalles genutzt werden, ohne die Modellprozesse zu unterbrechen. Das kontinuierliche "Nudging" (Stauffer und Seaman, 1994) z.B. füttert die Beobachtungsinformation in die laufende Integration ein. In der 4DVAR (vgl. Referenzen in Kap.II.2.1) werden alle Beobachtungen zu ihrem Beobachtungstermin berücksichtigt und eine Analyse erzeugt, welche die Modelltrajektorie über das gewählte Minimierungsintervalls, z.B. 24 h, optimiert. Von dieser Analyse kann dann eine ungestörte Simulation starten, die (mindestens) für den nachfolgenden Tag der realen Entwicklung folgt. Mit dem DNMI-Schema sollte (wie in der Vorhersagepraxis) zunächst eine Analyse, eventuell durch mehrfache intermittierende Assimilation, erstellt werden. Für das Studium der Prozesse im Modell sollte dann aber eine längere ungestörte Simulation folgen, so daß Entwicklungen nicht durch eine erneute Assimilation unterbrochen werden und eine erneute "Spin-up"-Phase erfolgt.

Eine etwas andere Anwendung des Analyseschemas für konventionelle Daten besteht in der Anpassung für eine mesoskalige Analyse. Dies wird hier zur Assimilation von detaillierten Flugmessungen durchgeführt, indem das Analyseschema auf dem Gitter mit 25 km Auflösung unter Anpassung der FG-Fehlerkorrelationsskalen eingesetzt wird. Die Festlegung der Korrelationskalen orientiert sich dabei an der Skala des zu analysierenden Phänomens. Denn da der FG trotz guter Wiedergabe des synoptischen Umfeldes die betrachtete Mesozyklone nicht enthält, liegt der

durch die Korrelationen zu charakterisierende Modellfehler in der Mesoskala und nicht der synoptischen Skala. Die Güte der Analyse kann im behandelten Beispiel durch Vergleiche gegenüber Satellitenbildern, einer Handanalyse von Douglas et al. (1995) und den in der Analyse nicht genutzten Meßdaten für einen späteren Zeitpunkt beurteilt werden. Sowohl die Skala des Wirbels als auch die wesentlichen Charakteristika, wie z.B. Konvergenzlinien und Bewölkung, können mit den Beobachtungen übereinstimmend analysiert bzw. in der Folge simuliert werden. Diese Art der Nutzung von detaillierten Meßdaten zusammen mit einem numerischen Modell ist ein neuer Ansatz für Studien polarer Mesozyklonen (vgl. Kap.II.1) und bietet die Möglichkeit, die Daten 3-dimensional unter Berücksichtigung der Zusammenhänge der Variablen zu analysieren. Darauf basierend kann ferner eine numerische Simulation zum genaueren Studium der Dynamik und der physikalischen Prozesse durchgeführt werden.

Die Assimilationsstudien zeigen ebenfalls Verbesserungsmöglichkeiten in der Analyse konventioneller Daten auf. Durch die verwendeten Korrelationsstrukturen wird eine eventuell lokal dominierte Information isolierter Beobachtungen weit extrapoliert. Gerade bei den am MIUB betrachteten datenarmen Polarregionen tritt diese Situation häufig auf. Daher könnte es vorteilhaft sein, den einzelnen Beobachtungen unterschiedliche horizontale und vertikale Einflußskalen zuzuordnen. Zu berücksichtigen wäre z.B. die Lage der Beobachtungen durch die Einführung unterschiedlicher Korrelationsskalen für Ozean-, Küsten- oder Landregionen und eine Abhängigkeit von der Druckfläche. Eine weitere Verbesserung wäre auch die Berücksichtigung der Stabilität der Atmosphäre für die Festlegung der Vertikalkorrelationen. So könnte verhindert werden, daß z.B. Korrekturen aus bodennahen Windbeobachtungen über eine Inversion mit einer Windscherung hinaus nach oben extrapoliert werden, wie es beim Fehlen von konkurrierenden Beobachtungen in höheren Niveaus derzeit stattfindet. Unterschiedlich tiefe Korrelationsstrukturen für Masse- und Windfeld werden z.B. von Andersson et al. (1993) und Kim et al. (1994) berücksichtigt. Speziell für die Feuchteanalyse wäre es sinnvoll, die z.B. in konvektiven Situationen nur sehr lokal repräsentativen Messungen auf kleinerer Skala zu analysieren. AVHRR-Daten könnten dabei zur Unterscheidung der Situationen herangezogen werden.

Die Assimilationstests der SSWS-Retrievals erfolgen besonders in Hinsicht auf die Nutzung ihrer mesoskaligen Information für die Simulation einzelner Mesozyklonenfälle. Die Analyse der SSWS-Retrievals findet auf dem Gitter des LAM50 statt und erfolgt mit einem relativ einfachen Schema, das den SSM/I-Windstärken die Windrichtung des FG zuordnet und sie dann als Vektoren in dem 3-dimensionalen, multivariaten SC/OI-Schema verwendet. Der FG ist dafür in der Zeit auf die Satellitenüberflugszeiten interpoliert ("first guess at appropriate time", FGAT). Die SSWS-Retrievals haben einen deutlichen Einfluß auf die Analyse und die Information bleibt im Modell über 24 Integrationsstunden erhalten, was bei der Nutzung von 'single-level data', wie die SSWS-Retrievals sie darstellen, nicht selbstverständlich ist. Versuche von Hoffmann (1993a) zur Assimilation von bodennahen Windvektoren aus ERS-1-Daten z.B. zeigten generell keinen nachhaltigen Einfluß auf die Vorhersagen über einen Zeitraum von 6-12 h hinaus. Nur in einigen Fällen, insbesondere auf der datenarmen SH, waren die Differenzen länger zu verfolgen, wobei ein eher zufälliges Wachstum aber nicht ausgeschlossen werden konnte.

Bezüglich der Fehler der WS-Retrievals ist eine Kontrolle auf eventuelle Beeinflussung durch Niederschlag notwendig. Insbesondere da er meist zu einer Erhöhung der Retrievalwerte, d.h. systematischen Beobachtungsfehlern, führt, werden diese Retrievals in der hier vorgenommenen Assimilation ausgeschlossen.

Die durchgeführten Assimilationstests zeigen einige Probleme der Nutzung von SSWS-Retrievals auf. Eine grundsätzliche Schwierigkeit ist, daß die Retrievals nur eine Information über die Windstärke enthalten, so daß etwaige Fehler in der Windrichtung der FG-Felder nicht korrigiert werden können. Die Assimilation kann einen FG-Fehler sogar verstärken, wenn der FG einen Phasenfehler aufweist oder mesoskalige Details, die von den Retrievalfeldern erfaßt sind, nicht enthält. Beim NCEP/NMC wird operationell ein Verfahren eingesetzt, das dem hier implementierten sehr ähnlich ist (Goerss und Phoebus, 1992). Dort werden SSM/I-Daten allerdings nur gemittelt auf einer geringeren Auflösung von etwa 200 km verwendet, so daß die Retrievals Skalen repräsentieren, die vom FG theoretisch ebenfalls aufgelöst werden können. Dennoch ist das Risiko einer Fehlanalyse gegeben. Dies wird hier am Beispiel des arktischen Mesozyklon-falles vom 18.3.1989 verdeutlicht.

Das dargestellte SSWS-Analysebeispiel illustriert, daß bei einer Nutzung der Daten in einem OI-Schema den Skalen der verwendeten FG-Korrelationsstrukturen genauere Aufmerksamkeit zu schenken ist. So können die vorgegebenen Korrelationen an den Rändern des von Retrievals erfaßten Bereiches zu Inkrementen führen, die eine starke Vorticity aufweisen und über mehrere Stunden die Simulation beeinflussen. Solche Effekte an Datenrändern treten vermutlich nicht nur für SSM/I-Daten, sondern z.B. auch für ERS-1-Windvektoren auf, die im DNMI-Schema operationell verwendet werden (Breivik, 1993). Vor allem aber ist die vertikale Extrapolation der Information dieser "single-level data" problematisch, weil die WS-Retrievals über den Ozeanen vorliegen, wo kaum Information über die reale Vertikalstruktur der Atmosphäre aus anderen Datenquellen zur Verfügung steht.

Diese Schwierigkeiten der WS-Assimilation sind vermutlich im Rahmen von variationellen Analyseschemata besser zu handhaben. Mit ihnen kann (anders als bei der OI oder SC/OI) der nichtlineare Zusammenhang zwischen beobachteter WS und analysierten Windkomponenten (u, v) beachtet werden, so daß direkt die SSWS-Retrievals (ohne Nutzung der FG-Windrichtung als Beobachtung) assimiliert werden können. Zusätzlich können 'constraints' eingeführt werden, die z.B. die Änderung der Vorticity in der Analyse kontrollieren (vgl. z.B. Atlas et al., 1996) und für eine schwächere Wichtung der Beobachtungen im Randbereich eines Satellitenüberflugs sorgen. In der zeitlich kontinuierlichen Formulierung als 4DVAR kann ferner die nur an der Oberfläche vorliegende Information mittels der Modellintegration effektiver vertikal extrapoliert werden, als es innerhalb eines OI-Schemas durch die statischen Korrelationen geschieht (Thépaut et al., 1993).

Die Analyse des SSWV erfolgt 3-dimensional, aufgeteilt in eine Analyse des Horizontalfeldes und der Vertikalprofile. Für die horizontale IWV-Analyse werden die SSWV-Retrievals auf das Gitter des LAM50 projiziert und in einer 2-dimensionalen Version des SC/OI-Schemas verwendet. Dabei werden sowohl FG-Fehlerkorrelationen als auch die Horizontalkorrelation der SSM/I-Retrievals berücksichtigt. Für die vertikale Analyse werden die Feuchteprofile des FG entspre-

chend dem analysierten IWV-Wert in einem iterativen Verfahren skaliert (vgl. Kuo et al., 1993). Auch für die SSWV-Analyse werden in der Zeit interpolierte FG-Felder (FGAT) verwendet.

Bisherige Studien der IWV-Assimilation wurden meist für mittlere oder niedere Breiten durchgeführt (vgl. Literaturangaben in Kap.II.2.2). Auch die globale Assimilationsstudie von Ledvina und Pfaendtner (1995) konzentriert sich auf den Einfluß der IWV-Daten in den Tropen. In der vorliegenden Arbeit wird die Nutzung der IWV-Daten für Simulationen in hohen und mittleren Breiten getestet. Ledvina und Pfaendtner (1995), die ein ähnliches Verfahren wählten wie hier implementiert wurde, erwähnen, daß die Iteration zur Skalierung der Vertikalprofile in Polargebieten häufig nicht konvergiert. Da die Konvergenz dann nicht erfolgt, wenn in den Retrievals sehr viel höhere IWV-Werte als im FG auftreten, ist es wesentlich, einen der Region angepaßten Retrievalalgorithmus zu verwenden, der keinen Bias aufweist. Viele Algorithmen führen gerade bei extrem geringem IWV-Gehalt zu systematisch überhöhten Werten (vgl. Petty, 1993a; Norris, 1993). Aus diesem Grund wird hier ein speziell für trockene, polare Atmosphären entwickelter Retrievalalgorithmus (Claud et al., 1992) mit einem global gültigen (Petty, 1994) kombiniert. Obwohl im Rahmen dieser Arbeit keine umfassende statistische Validierung erfolgen kann, legt ein Vergleich gegenüber anderen Algorithmen nahe, daß durch diese Kombination der Bias bei geringem IWV-Gehalt vermieden wird, ohne daß gleichzeitig die Retrievalgenauigkeit für hohe IWV-Werte darunter leidet. Durch Verwendung dieses Algorithmus treten keine Schwierigkeiten bei der Konvergenz der Iteration in der Analyse der Feuchteprofile auf.

Die mit der SSWV-Assimilation dem Modell mitgeteilte Information bleibt in der betrachteten Fallstudie über 12 Simulationsstunden hinaus erhalten. Mehrfache, intermittierend durchgeführte Assimilationen von SSWV-Retrievals verändern die Modellfelder in konsistenter Weise. Der Einfluß der SSWV-Assimilation wird (mangels anderer Beobachtungen mit ausreichender räumlicher Abdeckung) im Vergleich zu SSM/I-Beobachtungen eines späteren Zeitpunktes beurteilt. Eine Verbesserung zeigt sich sowohl in den Strukturen des Feuchtefeldes mit klarer definierten Fronten als auch in einem quantitativen Vergleich. Die SSWV-Analyse der Feuchtefelder bewirkt in der nachfolgenden Simulation auch eine Anpassung der dynamischen Strukturen, z.B. der Frontzirkulation, und der Niederschlagsmenge. Eine Verifizierung dieser Veränderungen kann allerdings aufgrund fehlender Niederschlagsbeobachtungen hier nicht erfolgen. Die Verbesserung der Feuchtestrukturen und die Tatsache, daß die SSWV-Assimilation nicht nur die Feuchtefelder, sondern auch die dynamischen Entwicklungen im Modell beeinflusst, ist aber positiv zu werten. Dies paßt in das Bild anderer Studien, die auf ähnlichen Verfahren beruhen (vgl. Kap.VII.2).

Der Nutzen der IWV-Assimilation für Simulationen polarer Mesozyklonen ist vorwiegend in einer Verbesserung des synoptischen Umfeldes zu sehen, da die Mesozyklonen selbst häufig zu flache Phänomene darstellen, um ein deutliches Signal im IWV zu hinterlassen.

Ein Aspekt, der in den anderen genannten Studien zur SSWV-Assimilation kaum erwähnt wird, ist die Frage der zeitlich angepaßten Einspeisung der asynoptischen Satellitendaten. In den betrachteten Fallstudien wird deutlich, daß die hier vorgenommene zeitliche Interpolation der FG-Felder entscheidend für eine gute Nutzung der Daten ist. Die Differenzen der FG-Felder aufgrund einer Zeitdifferenz von $\pm 3h$, die dem in der intermittierenden Analyse üblichen Zeitfenster entspricht, erreichen die gleiche Größe wie die Unterschiede zwischen Modell und SSM/I-Retrie-

val. Die Verwendung kleinerer Zeitfenster, wie in einigen der genannten Studien, verringert zwar diesen Fehler, führt aber gleichzeitig zu einer schlechteren Abdeckung des Modellgebietes mit Daten. Der "first guess at appropriate time" sollte daher für Satellitendaten in der intermittierenden Assimilation generell verwendet werden.

Eine im Rahmen dieser Arbeit nicht betrachtete, aber ebenfalls wesentliche Frage, bezieht sich auf die Einspeisung der Feuchteanalyse ins Modell. Da insbesondere die Feuchteprozesse einem längeren "Spin-up"-Prozeß unterliegen, bevor sich die Konvergenz- und Kondensationsprozesse aufeinander abgestimmt haben, ist es vorteilhaft, die dynamischen Felder und Feuchtestrukturen in einer diabatischen Initialisierung aneinander anzupassen (vgl. Literaturangaben in Kap. II.2.2). In dieser Richtung wären auch Verbesserungen im DNMI-Modell denkbar, wobei weitere SSM/I-Information über den Wolkenwassergehalt und aus Regenraten einbezogen werden könnte (vgl. Raymond et al., 1995). Eine dadurch verkürzte "Spin-up"-Phase der Feuchteprozesse zu Beginn der Simulation wäre vor allem auch interessant, wenn im Zusammenhang mit der Assimilation von detaillierten Meßdaten gerade die ersten Simulationsstunden von Interesse sind.

Sowohl eine Anpassung an die asynoptischen Satellitenüberflugszeiten als auch eine Abstimmung der dynamischen und physikalischen Felder kann mit kontinuierlichen Assimilationsverfahren erzielt werden. Für Satellitendaten ist besonders die 4DVAR interessant, da sie auch eine nichtlineare Vorwärtsinterpolation, welche die Strahlungstransportrechnung einschließt, zuläßt (vgl. Kap.II.2.1). Die Beobachtungsinformation wird durch die Modellintegration im Assimilationsintervall weitertransportiert, so daß gleichzeitig eine Anpassung der anderen Modellfelder, z.B. die Ausbildung passender Divergenzmuster, erfolgen kann. Ferner ermöglicht die 4DVAR auch effektiv die Vertikalverteilung der integralen Feuchteinformation, und das Analyseergebnis hängt nur wenig von der Qualität des FG ab (vgl. Kuo et al., 1996). Kalman-Filter und 4DVAR erfordern aber einen enormen Rechenaufwand, so daß auch einfachere Methoden in der Art des hier getesteten Verfahrens weiterhin relevant bleiben werden.

Die Anwendung der Datenassimilation wird anhand von Simulationen für drei Fallstudien polarer Mesozyklonen demonstriert. Sie ergänzen andere Studien dieser Fälle, die entweder allein auf Beobachtungen oder numerischen Simulationen ohne Datenassimilation beruhen.

Die Struktur der Mesozyklone vom 26./27.4.1989 im östlichen Weddellmeer (Antarktis) wurde anhand von synoptischen Beobachtungen, AVHRR-, TOVS- und SSM/I-Daten ausführlich von Heinemann (1995a,c) studiert. Die in der vorliegenden Arbeit erfolgten Simulationen beziehen sich zunächst auf das Genesestadium der Mesozyklone am Nachmittag des 26.4.1989. Die realistische Vorgabe der Eisbedeckung erscheint für diese Mesozyklone, die sich in einer Meereseisbucht bildete, wesentlich (vgl. Simulationsergebnisse in Heinemann, 1996a). Daher wird hier die herrschende Meereisbedeckung aus SSM/I-Retrievals abgeleitet. Zusätzlich bewirkt die Assimilation der SSWS-Retrievals eine Erhöhung der oberflächennahen Windstärke entsprechend den Beobachtungen. Hiermit soll untersucht werden, ob der Prozeß der ASII (Emanuel und Rotunno, 1989) die Mesozyklonenentwicklung initiieren kann, da das synoptische Umfeld eine barokline Entwicklung zu begünstigen scheint. Die nach der Assimilation erhöhten turbulenten Flüsse sen-

sibler und latenter Wärme führen in der Meereisbucht zu einer Erhöhung der Temperatur und Feuchte in der neutral bis labil geschichteten Grenzschicht sowie zu einer leichten Anhebung der Inversionsuntergrenze. Ferner wird ein in der Nähe der beobachteten Mesozyklone simuliertes Maximum zyklonaler Vorticity durch die Assimilation verstärkt. Es bildet sich im Modell jedoch keine geschlossene Zirkulation und auch die fehlende Konvektion läßt keine wirkliche Identifikation mit der beobachteten sehr intensiven Mesozyklone zu. Vielmehr legt eine genauere Betrachtung der Analyseinkremente den Schluß nahe, daß die Verstärkung des bodennahen Troges stark durch die Form der Analyseinkremente bestimmt wird, die sich am Rand des von SSM/I-Retrievals abgedeckten Bereichs aus den vorgegebenen FG-Korrelationsfunktionen ergeben. Somit ist die verstärkte zyklonale Vorticity eher als Artefakt des Analyseschemas anzusehen. Die erzielte Erhöhung der WS und die damit einhergehende Veränderung der Grenzschichtstruktur hingegen können als positiver Einfluß der SSWS-Assimilation gewertet werden.

Ein zweites Simulationsexperiment bezieht sich auf die Reifephase der Mesozyklone, in der konventionelle Beobachtungen assimiliert werden. Während die Mesozyklone in den Analysefeldern erfaßt scheint, bleibt die Zirkulation in der weiteren Simulation nicht erhalten. Die wenigen verfügbaren Beobachtungen reichen offenbar nicht aus, um die 3-dimensionale Struktur der Atmosphäre mit dem SC/OI-Schema konsistent zu analysieren, so daß die Dynamik der Mesozyklone im Modell simuliert werden kann.

Die flache, sommerliche Mesozyklone, die sich am 8.2.1990 westlich der Station GvN bildete, wurde von Heinemann (1996b) mit Hilfe von Flugzeugmessungen und Satellitenbildern untersucht und in Engels und Heinemann (1996) mit Hilfe einer Simulation mit dem DNMI-Modell studiert. Durch die Assimilation von konventionellen Beobachtungen des synoptischen Meßnetzes und der Polarstern kann die Simulation der synoptischskaligen Bedingungen für die Mesozyklonogenese verbessert werden. Die Strömung stimmt durch die schnellere Verlagerung einer großskaligen Zyklone besser mit den später erfolgten Flugzeugmessungen überein als in der Simulation ohne Datenassimilation. Es bildet sich jedoch in der Simulation kein flacher Wirbel, sondern nur ein Maximum zyklonaler Vorticity, das aber zeitlich und räumlich in etwa zur beobachteten Mesozyklone paßt. Eine solche Vorticityzelle ist -allerdings zu einem deutlich späteren Zeitpunkt- ähnlich in den Simulationen von Engels und Heinemann (1996) dokumentiert. Der dortigen These, daß für die Entstehung der Mesozyklone der Mechanismus der Wirbelstreckung in der synoptisch begünstigten Abströmung von der steilen Topographie eine Rolle spielt, kann hier folglich nichts hinzugefügt werden.

Die nordhemisphärische Mesozyklone, die sich am 17./18.3.1989 nahe der Meereiskante östlich von Jan Mayen bildete, war Ziel einer Flugmeßkampagne. Basierend auf den Meßdaten erstellten Douglas et al. (1995) eine Handanalyse des Falles. Bei der Mesozyklone handelte es sich um eine Entwicklung nahe der Meereiskante, bei der kein Forcing durch zyklonale Vorticityadvektion in der mittleren Troposphäre vorhanden war. Trotz der nur flachen vertikalen Erstreckung des Wirbels mit begrenzter konvektiver Aktivität wurden Windstärken bis 20 m/s in 960 hPa gemessen. Die Anpassung des DNMI-Schemas für die mesoskalige Analyse erlaubt eine Assimilation der Flugzeugmessungen, so daß die 3-dimensionale Struktur der Mesozyklone genauer analysiert werden kann: Am Übergang vom Meereis zum offenen Wasser existiert eine stark ausgeprägte oberflächennahe barokline Zone, die auch in den Messungen sichtbar ist. Die

Zirkulation der Mesozyklone führt an dieser Grenzschichtfront zur Ausbildung einer markanten Temperaturwelle, so daß die Mesozyklone die Struktur einer flachen baroklinen Welle aufweist. Über dem offenen Meer befindet sich in einem Bereich geringer statischer Stabilität eine Zone hoher relativer Feuchte, in der in Zusammenhang mit einer Konvergenzlinie Vertikalgeschwindigkeiten bis 10 cm/s und Bewölkung entstehen. Ferner advehiert die Strömung feuchte Luft vom offenen Meer über das Eis, wo sie im Bereich einer zweiten Konvergenzzone bis in die mittlere Troposphäre transportiert wird und das nördliche Wolkenband speist. Die simulierte Bewölkung stimmt gut mit Satellitenbildern überein. In einer längeren Simulation kann die Intensivierung der Konvergenzlinien und die Ausbildung der in etwa spiralförmigen Bewölkungsbänder, die zu leichtem Niederschlag führen, untersucht werden.

Als Nachteil der Assimilation von Daten, die im Reifestadium einer Mesozyklone gewonnen wurden, sollte man erwähnen, daß nicht die Mesozyklogenese, sondern nur die weitere Entwicklung des Wirbels studiert werden kann. Dennoch gibt die hier ermöglichte Modellsimulation einen besseren Einblick in die dynamischen Prozesse als allein eine Handanalyse der Beobachtungen. Ferner eröffnet die Einspeisung der Daten in ein numerisches Modell die Möglichkeit, in weiteren Simulationsexperimenten, die z.B. Randbedingungen oder die physikalischen Parametrisierungen verändern, Einsichten über die für die Mesozyklone wesentlichen physikalischen Prozesse zu gewinnen.

A Vertikalkorrelationen der FG-Fehler in der OI-Analyse des ECMWF

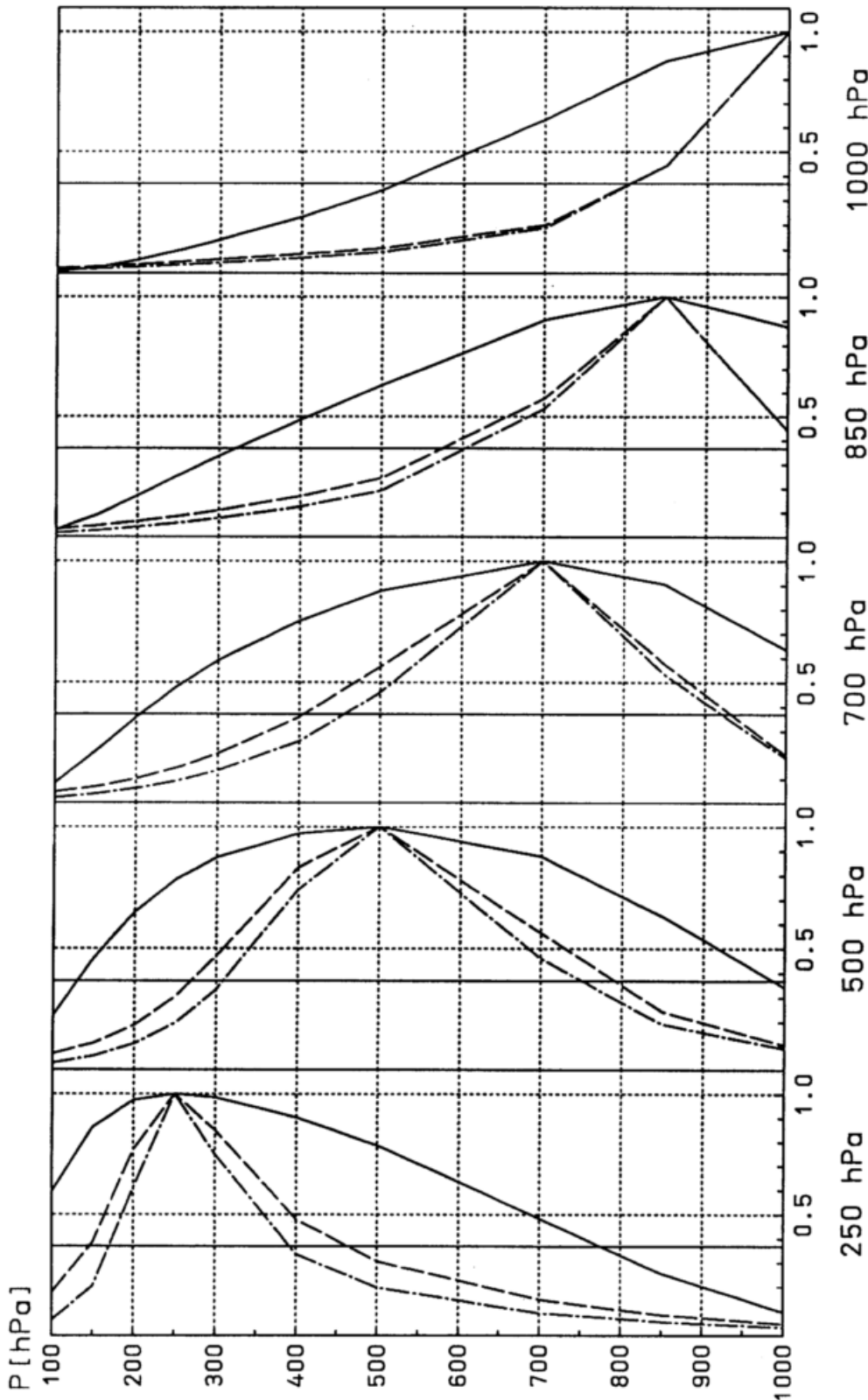


Abb.A.1: In der OI-Analyse des ECMWF genutzte Funktionen für die Vertikalkorrelation der FG-Fehler; dargestellt für die Niveaus 250, 500, 700, 850, und 1000 hPa für den großskaligen Anteil (durchgezogene Linien) und den synoptischen Anteil für Winter (gestrichelte Linien) und Sommer (gestrichelte/gedoppelte Linien).

In der OI-Analyse des ECMWF werden für verschiedene Skalen unterschiedliche Funktionen verwendet, um die Vertikalkorrelation der FG-Fehler zu beschreiben. **Abb.A.1** zeigt die Funktionen für die extratropische Breiten für einige ausgewählte Niveaus (die Korrelationen sind den Tab.2.1,2.2 und 2.5 des ECMWF Research Manual, 1992, entnommen). Für den großskaligen

Anteil (durchgezogene Linien) werden vertikal breitere Korrelationen angesetzt, während die Korrelationen für den synoptischskaligen Anteil eine geringere Erstreckung um die p-Niveaus haben. Zusätzlich werden im Winter (gestrichelte Linien) vertikale Korrelationsfunktionen genutzt, die geringfügig langsamer abfallen als die vergleichbaren für den Sommer (gestrichelte/gepunktete Linien).

B Retrievals atmosphärischer Parameter aus SSM/I-Daten

Der Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) mißt bei 4 Frequenzen und in zwei Polarisationsrichtungen. Die Charakteristiken der 7 Mikrowellen (MW) Kanäle sind in **Tab. B.1** zusammengestellt. Die Fensterkanäle bei 19, 37 und 85 GHz messen

	Kanal			
Frequenz (GHz)	19.35	22.235	37.0	85.5
Polarisation	H/V	V	H/V	H/V
3db-FOV (km ²)	69-43	50-40	37-43	15-13
FOVs /Scanlinie	64	64	64	128

Tab.B.1: Charakteristiken des SSM/I-Sensors.

jeweils in vertikaler und horizontaler (V/H) Polarisation, der 22 GHz Kanal, der in einer Wasserdampfabsorptionsbande liegt, nur in vertikaler Polarisation. Die horizontale Auflösung (gemessen als 3dB Grenze der "field-of-view", FOV) beträgt je nach Frequenz 15 bis 70 km.

Da der SSM/I als passives Meßgerät die von Erde und Atmosphäre emittierte Strahlung empfängt, die zusätzlich auf dem Weg durch die Atmosphäre beeinflusst wird, sind aus den gemessenen Radianzen Rückschlüsse auf die Oberfläche und etliche Atmosphärenparameter möglich. Land und (Meer-)eis haben im genutzten MW-Bereich eine sehr hohe Emissivität nahe 1. bzw. von 0.7-1., so daß das Signal der Emission von Wasserdampf, Wasser- und Eisteilchen der Atmosphäre nur schwer herauszufiltern, eine Bestimmung dieser Parameter über diesen Oberflächen also schwierig ist. Der (eisfreie) Ozean jedoch besitzt eine niedrige Emissivität von nur etwa $\epsilon_{MW} \approx 0.5$, so daß er einen radiometrisch kalten Hintergrund darstellt, über dem die Emission der Atmosphäre gut sichtbar ist. Diese unter dem Blickwinkel von 53° polarisiert erscheinende Hintergrundstrahlung wird durch Absorption und Emission von Wasserdampf, Wassertröpfchen (Wolkenwasser) und Eisteilchen modifiziert (besonders in den Kanälen 22 GHz bzw. 19 GHz, 37 GHz), sowie durch Streuung an großen Hydrometeoren (Regentropfen und Schnee) Wasser- und besonders Eisteilchen geschwächt und auch depolarisiert (besonders in den höheren Frequenzen 37 GHz und 85 GHz). Ferner bewirkt Wind an der Wasseroberfläche durch Wellen- und Gischtbildung eine Depolarisation der von der Oberfläche emittierten Strahlung, die besonders im 37 GHz Kanal sichtbar ist. Durch diesen Einfluß auf die gemessenen Radianzen ist umgekehrt eine Bestimmung (Retrieval) der atmosphärischen Parameter möglich. Eine genauere Darstellung der Strahlungsübertragung im MW Bereich findet sich z.B. in "Microwave Remote Sensing, Active and Passive" (Ulaby et al., 1986) und spezieller für den SSM/I auch in den unten genannten Artikeln.

Zur Erstellung der Retrievals werden i.a. die Radianzen mehrerer Kanäle zusammen ausgewertet. Die horizontale Auflösung der Retrievals beträgt daher etwa 50 km (vgl. Tab.B.1),

Regen/Wolkenwassererkennung	IWV / WS - Algorithmus	Datensatz / Gültigkeit / Genauigkeit
<u>Alishouse et al. (1990):</u>		
-11.7939 $-0.02727 TB_{37V}$ $+0.09920 TB_{37H} > 0$	$IWV_{AL} = 232.89393$ $-0.148596 TB_{19V}$ $-1.829125 TB_{22V}$ $-0.36954 TB_{37V}$ $+0.006193 (TB_{22V})^2$	Radiosondendaten, global bias ≈ 0.0 mm rms ≈ 2 - 4. mm
<u>Schlüssel und Emery (1990):</u>		
$TB_{85V} > 240$ K $TB_{85V} < 290$ K 5 K $< TB_{85V} - TB_{37V} < 55$ K	$IWV_{S_e} = 23.82$ $-4.059 \ln(280 - TB_{22V})$ $+0.02451 [\ln(280 - TB_{22V}) - TB_{37V}]$	Strahlungstransportrechnung, global bias ≈ 0.2 mm rms ≈ 5.6 mm
<u>Petty und Katsaros (1990):</u>		
$\Delta_{19} < 24$ K	$IWV_{P_+} = -20.5$ $+11.98 \ln(280 - TB_{19V})$ $+42.36 \ln(280 - TB_{19H})$ $+54.36 \ln(280 - TB_{22V})$	Radiosondendaten, global rms $\approx \max(2.0 \text{ mm}, 0.13 \cdot IWV)$
<u>Petty (1994):</u>		
$\Delta_{19} < 15$ K	$IWV_{PE} = 174.1$ $+4.638 \ln(300 - TB_{19V})$ $-61.76 \ln(300 - TB_{22V})$ $+19.58 \ln(300 - TB_{37H})$	
<u>Petty "polar", Claud et al. (1992):</u>		
$\Delta_{19} < 24$ K	$IWV_{PP} = -3.5$ $+0.98 (TB_{22V} - TB_{19V})$	Strahlungstransportrechnung für $IWV \leq 15$ mm rms ≈ 1 - 2 mm
<u>"wvck" = Petty "polar" kombiniert mit Petty (1994):</u>		
$\Delta_{19} < 15$ K	$IWV_{CK} = w \cdot IWV_{PE} + (1-w) \cdot IWV_{PP}$ $w = 0.5 + \frac{1}{\pi} \arctan \left[\frac{IWV_{PP} - 17.5}{0.8123} \right]$	$IWV_{PP} = 17.5$ mm $\Rightarrow w = 50\%$ $IWV_{PP} = 20$ mm $\Rightarrow w = 90\%$
<u>Goodberlet et al. (1989):</u>		
3: $\Delta_{37} < 30$ K 2: $\Delta_{37} < 37$ K 1: $\Delta_{37} < 50$ K, $TB_{19H} > 165$ K 0: $\Delta_{37} > 50$ K, $TB_{19H} < 165$ K	$WS_{GO} = 147.90$ $+1.0969 TB_{19V}$ $-0.4555 TB_{22V}$ $-1.760 TB_{37V}$ $+0.7860 TB_{37H}$	Bojendaten, global Flag=0: rms ≤ 2 m/s Flag=1: rms ≤ 5 m/s Flag=2,3: kein Retrieval
<u>Goodberlet und Swift (1992):</u>		
3: $\Delta_{37} < 32$ K 2: $\Delta_{37} < 35$ K 1: $\Delta_{37} < 55$ K 0: $\Delta_{37} > 55$ K	$WS_{GS} = \frac{WS_{GO} - 18.56 \cdot \alpha}{1 - \alpha}$ $\alpha = \left(\frac{30.7}{\Delta_{37}} \right)^4$	Bojendaten, global Flag=2,3: kein Retrieval
<u>Stogryn et al. (1994):</u>		
$\Delta_{37} > 50$ K \Rightarrow clear: Netz ₁ $\Delta_{37} \leq 50$ K, $TB_{19V} < TB_{37V}$, $TB_{19H} \leq 185$ K, $TB_{37H} \leq 210$ K \Rightarrow cloudy: Netz ₂	$WS_{ST} = \text{Netz}_1(TB_{19V}, TB_{22V}, TB_{37V}, TB_{37H})$ $WS_{ST} = \text{Netz}_2(TB_{19V}, TB_{22V}, TB_{37V}, TB_{37H})$	Bojendaten, global bias ≈ 0.1 mm rms ≈ 1.4 mm bias ≈ 0.5 mm rms ≈ 2.4 mm

IWV=integrierter Wasserdampfgehalt, WS=oberflächennahe Windstärke (in 19.5 m Höhe)

$\Delta_{19} = TB_{19V} - TB_{19H}$, $\Delta_{37} = TB_{37V} - TB_{37H}$, TB=Strahlungstemperatur

Tab.B.2 SSM/I-Retrievalalgorithmen (Erläuterungen siehe Text).

vertikal können nur integrale Größen abgeleitet werden (sofern nicht zusätzliche Information aus anderen Quellen genutzt wird). Retrievalparameter sind unter anderem die Meereisbedeckung und -konzentration mit einer Unterscheidung von ein- oder mehrjährigem Eis sowie über eisfreiem Ozean die oberflächennahe Windstärke (WS), der integrierte Wasserdampfgehalt (IWV), der Wolkenwassergehalt und die Regenrate. Es gibt verschiedene Ansätze zur Ableitung der Retrievals aus den Radianzen. Beim sogenannten physikalischen Retrieval werden mit einem Strahlungsübertragungsmodell aus vorgegebenen Oberflächenparametern und atmosphärischen Profilen die Radianzen der SSM/I-Frequenzen berechnet (im MW-Bereich meist mit Hilfe der Rayleigh-Jeans Näherung als Strahlungstemperaturen (TB) ausgedrückt). In einem iterativen Verfahren werden dann die Profile und Parameter so angepaßt, daß die daraus berechneten TBs möglichst gut mit den realen Messungen übereinstimmen. Der Erfolg dieser Methode hängt, außer vom verwendeten MW-Strahlungsübertragungsmodell, stark von der Vorgabe der Ausgangsprofile ab. Während Einflußgrößen wie Oberflächentemperatur, Ozeanemissivität, Windstärke, Temperatur- und Feuchteprofile relativ gut (z.B. aus Modellergebnissen) vorgegeben werden können, ist die Einschätzung der Profile der Wasser- und Eisteilchen (und ihrer Größenverteilungen) extrem schwierig. Aufgrund dieser Unsicherheitsfaktoren und da die Methode relativ aufwendig ist, ist eine weitere Retrievalmethode interessant, bei der die gesuchten atmosphärischen Größen mit Hilfe von Regressionen (multilinear oder auch nicht linear) aus den TB bestimmt werden. Die Koeffizienten der Regressionen werden entweder durch Strahlungsübertragungsrechnungen oder aus Kollokationen mit direkten Messungen (z.B. Radiosonden für IWV, Bojen für WS) bestimmt. Zum Teil wird auch bei der Kollokationsmethode zunächst mit einem Strahlungsübertragungsmodell der funktionale (nichtlineare) Zusammenhang zwischen Parametern und TBs bestimmt. Auch neuronale Netze kommen vermehrt zum Einsatz (z.B. Stogryn et al., 1994; Krasnopolsky et al., 1995), da mit ihnen nichtlineare Regressionen durchgeführt werden können.

Auswahl der verwendeten WS- und IWV-Retrievalalgorithmen

Die in dieser Arbeit betrachteten Algorithmen für IWV und WS sind in **Tab.B.2** aufgelistet. Vor der Durchführung der Retrievals werden FOVs, die über den Kontinenten oder in Küstenregionen liegen, ausgeschlossen, damit die Messungen keine Landanteile enthalten. Danach erfolgen die Eiserkennung (nach Cavalieri et al., 1991) und die in **Tab.B.2** jeweils angegebenen Tests auf Störungen durch Regen oder Wolkenwasser. Bei den aufgeführten Retrievals handelt es sich um unterschiedliche Regressionsalgorithmen. Nur das WS-Retrieval nach Stogryn et al. (1994) beruht auf neuronalen Netzen. Eine Abschätzung der Genauigkeit der Algorithmen ist, entsprechend der Angaben in den Artikeln, ebenfalls genannt.

Vergleichende Validierungen der verschiedenen Algorithmen gegenüber denselben Referenzdaten sind in der Literatur bisher nur selten zu finden und konzentrieren sich i.a. auf niedere Breiten. Daher wurden hier zunächst die genannten Algorithmen für einige Situationen miteinander verglichen, bevor Algorithmen zur Erstellung der Retrievals für die Assimilation ausgewählt wurden. Als gemeinsame Referenz für die Vergleiche dienen DNMI-Modellfelder. Dies hat den Vorteil, daß Abweichungen durch räumliche und zeitliche Kollokationsfehler hier nicht auftreten, da die Modellfelder in der Zeit und die SSM/I-Retrievals auf das Gitter des LAM interpoliert werden (vgl. Kap.IV.3). Ein Nachteil ist aber, daß die Modellwerte selbst unbekannte

und eventuell systematische Fehler beinhalten. Die für einige Situationen durchgeführten Vergleiche stellen also keine Validation der Algorithmen dar (dies würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten), lassen aber dennoch einige Schlüsse zu.

Abb.B.1,2 zeigen in der oberen Reihe Scatterdiagramme für alle sechs IWV-Algorithmen. Die unteren Diagramme stellen die in 1 mm Intervallen des Modells (bezeichnet mit FGWV) auftretenden mittleren IWV-Retrievalwerte mit 1σ -Streuungen (die allerdings nicht Gauß'sch sind, siehe obere Abbildungen) dar. IWV-abhängige systematische Abweichungen sind hier leichter erkennbar. So überschätzen besonders IWV_{AL} , IWV_{S+} , IWV_{P+} und auch IWV_{PE} den IWV deutlich für trockene Atmosphären ($IWV < 8$ mm), während IWV_{PP} , der speziell für geringe IWV entwickelt wurde (vgl. Tab.B.2) viel geringere Abweichungen zeigt (besonders in Abb.B.2). Auch in Validationen von IWV_{AL} und IWV_{S+} gegenüber RS ist dieser systematische Bias aufgetreten (Petty, 1993a; Norris, 1993; Jackson und Stephens, 1995). Die offenbaren Ausreißer von IWV_{AL} , IWV_{S+} und IWV_{PE} bei $IWV < 20$ mm hängen zum Großteil mit den verwendeten Regentests zusammen und liegen teils in Gebieten, in denen noch Einfluß von Meereis möglich ist. Die hier auch auftretenden sehr starken negativen Abweichungen gegenüber dem Modell für hohe IWV sind allerdings in den genannten Validationen gegenüber RS so nicht sichtbar. Ein negativer Bias tritt dort erst oberhalb von 50 mm auf. Daher ist hier die Ursache für die Differenzen eher in den Modellwerten zu suchen, wobei sowohl situationsabhängige Positionsfehler (z.B. einer Zyklone mit feuchtwarmem Sektor, die im Modell weiter im LAM Gebiet liegt als in Realität, d.h. SSM/I-Beobachtung) als auch systematische Fehler in Frage kommen. Für letzteres sprechen Studien von Klinker (1993), Liu et al. (1992) und McNally und Vesperini (1995), die für ECMWF-Feuchtfelder einen deutlichen positiven Bias im Bereich der Subtropen feststellten. Da das DNMI-LAM die Initial- und Randfelder aus ECMWF-Analysen erhält, könnte dieser Bias im LAM-Bereich, der sich bis in mittlere Breiten erstreckt, spürbar sein.

Anstatt einen der Algorithmen zu wählen, ist hier der Versuch unternommen worden, den speziell für trockene Atmosphären (bis max. 20 mm) entwickelten Petty "polar" Algorithmus mit dem a-priori global gültigen von Petty (1994) zu kombinieren, da sich das Gebiet des LAM von sehr trockenen polaren bis in feuchtere mittlere Breiten erstreckt (vgl. Abb.III.2). Die Wichtung der Retrievalwerte geschieht abhängig vom nach Petty "polar" diagnostizierten IWV mit einem relativ steilen Übergang um 17.5 mm, so daß bei 17.5 mm beide Retrievalwerte zu 50% eingehen, während bei 20 mm zu 90% IWV_{PE} berücksichtigt wird (vgl. Tab.B.2, IWV_{CK}). Die resultierenden Felder weisen glatte Übergänge auf (siehe z.B. Abb.VII.2a, Abb.VII.3). Obwohl hier keine unabhängige Validation von IWV_{CK} möglich war, wird angenommen, daß eine derartige Kombination eine Möglichkeit darstellt, die Stärken verschiedener mit regionalen Datensätzen abgeleiteter Algorithmen auszunutzen, ohne dadurch große Fehler in anderen Regionen in Kauf nehmen zu müssen.

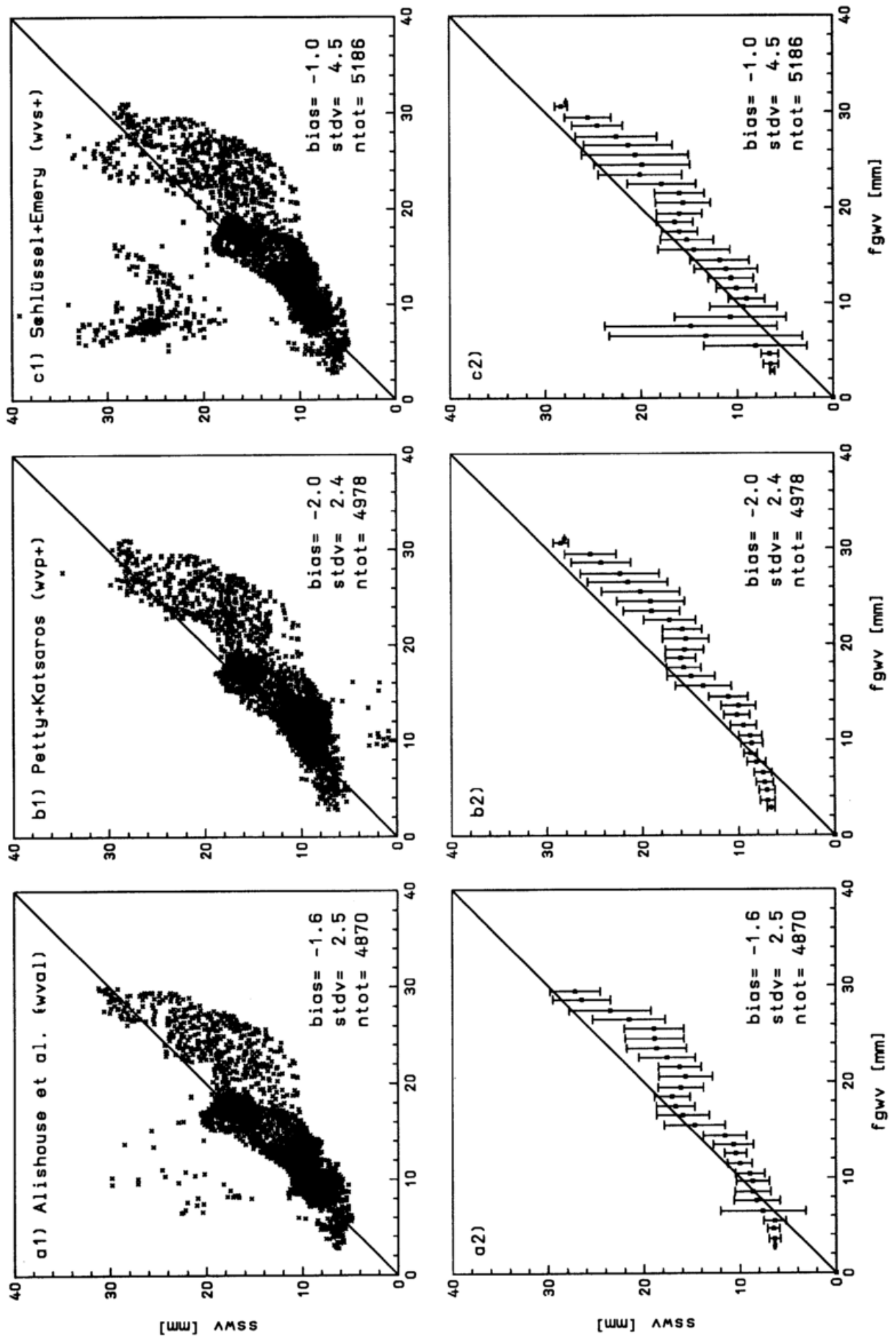


Abb.B.1: Vergleich des SSM/I-IWV (SSWV in mm) verschiedener Retrievalalgorithmen (vgl. Tab.B.2) für den Bereich des LAM50 auf der SH (s. Abb.III.2a) am 8.2.1990 (Überflüge 921, 1101, 1237, 1415 UTC) mit DNMI-Werten (zeitlich und räumlich interpoliert, FGWV in mm). (Fortsetzung) →

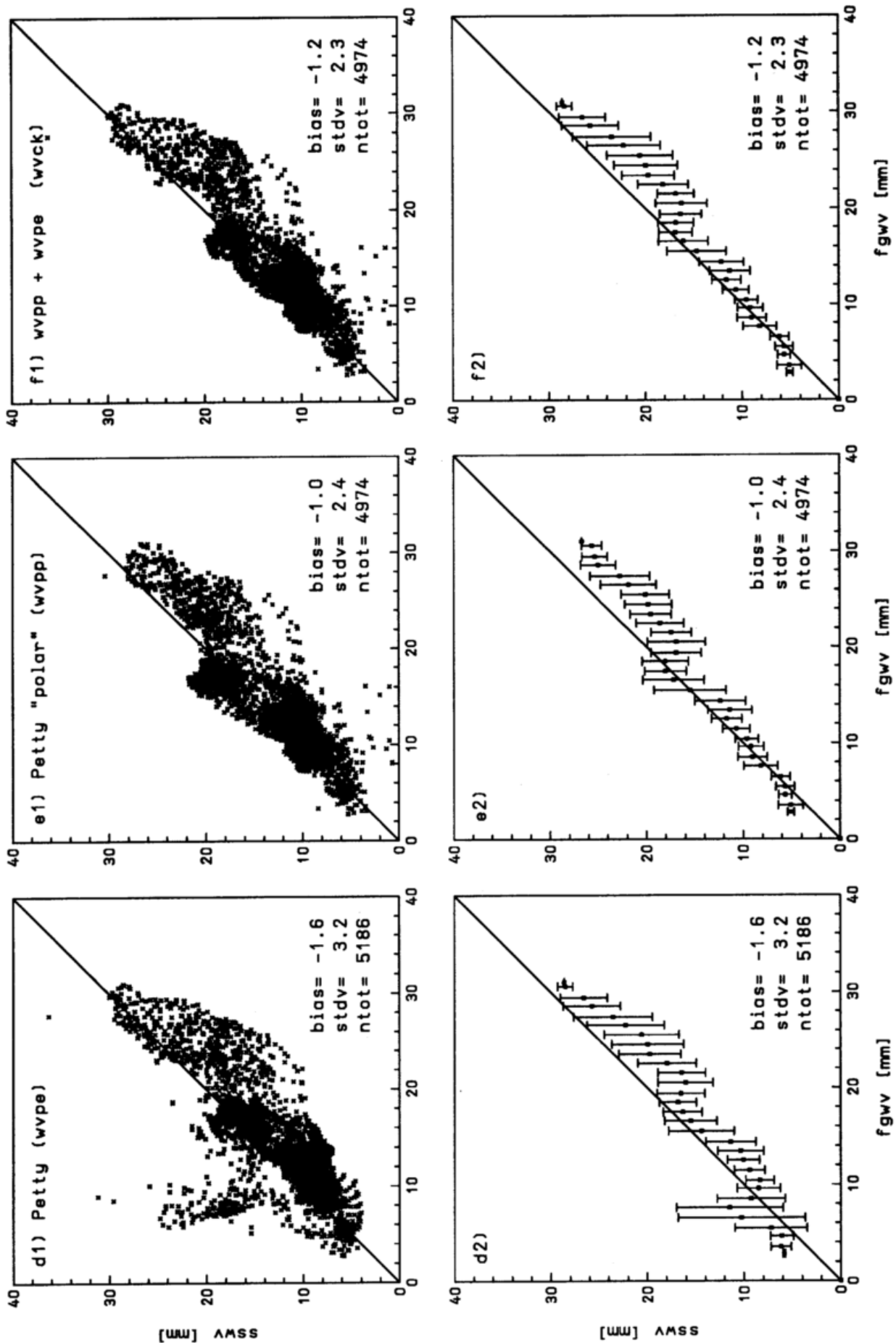


Abb.B.1: (Fortsetzung) In Teilbildern a1) bis f1) als Scatterplots der Einzeldaten; in a2) bis f2) als mittlerer SSWV mit 1 σ -Streuung geordnet in 1 mm Intervallen des FGWV; mittlere Differenz SSWV-FGWV (bias), Standardabweichung (stdv) und Anzahl der Vergleichspunkte (ntot) sind angegeben.

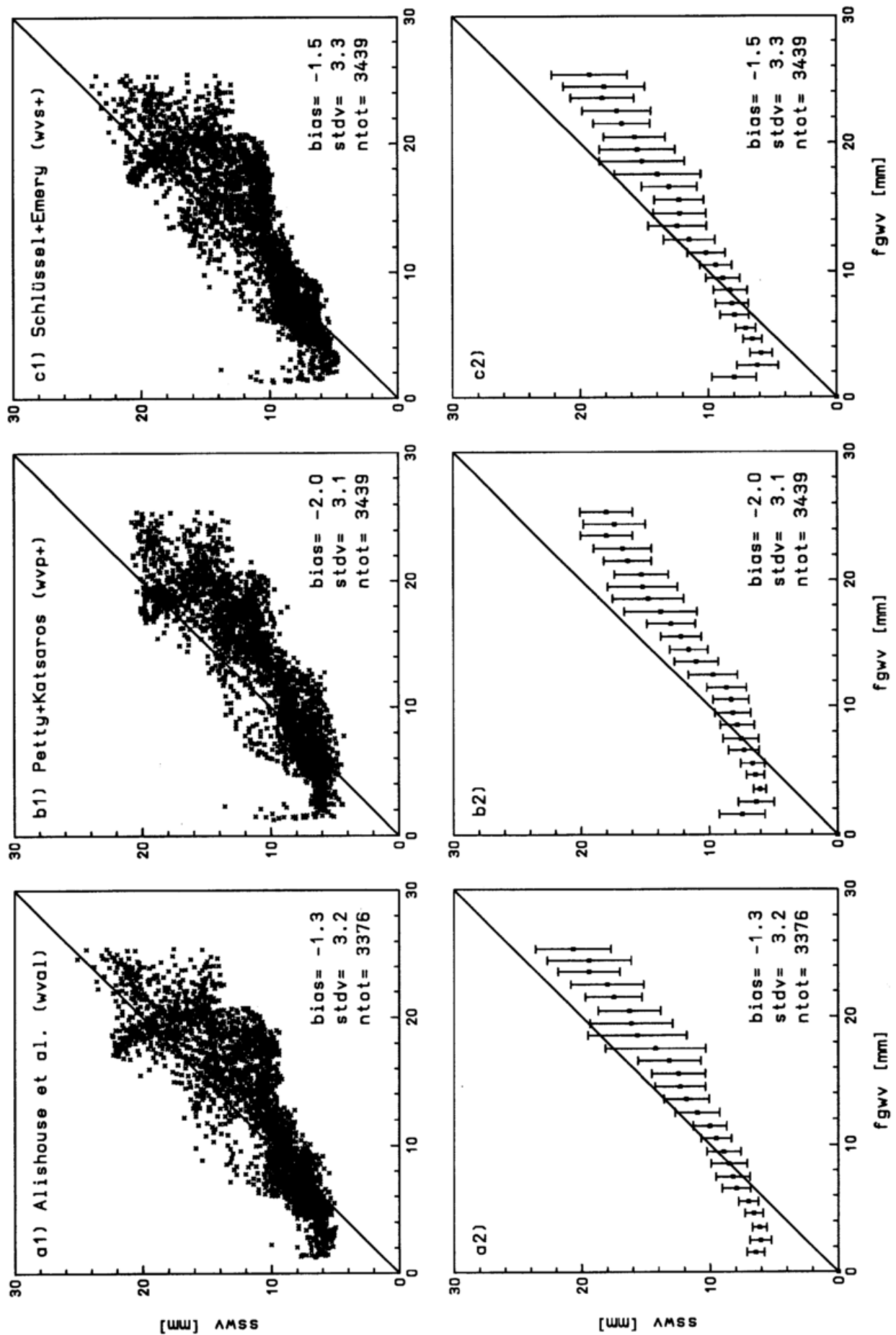


Abb.B.2: Wie Abb.B.1, aber für den Bereich des LAM50 auf der NH (s. Abb.III.2b) für den 18.3.1989 (Überflüge 1635, 1817, 1958 UTC). (Fortsetzung) →

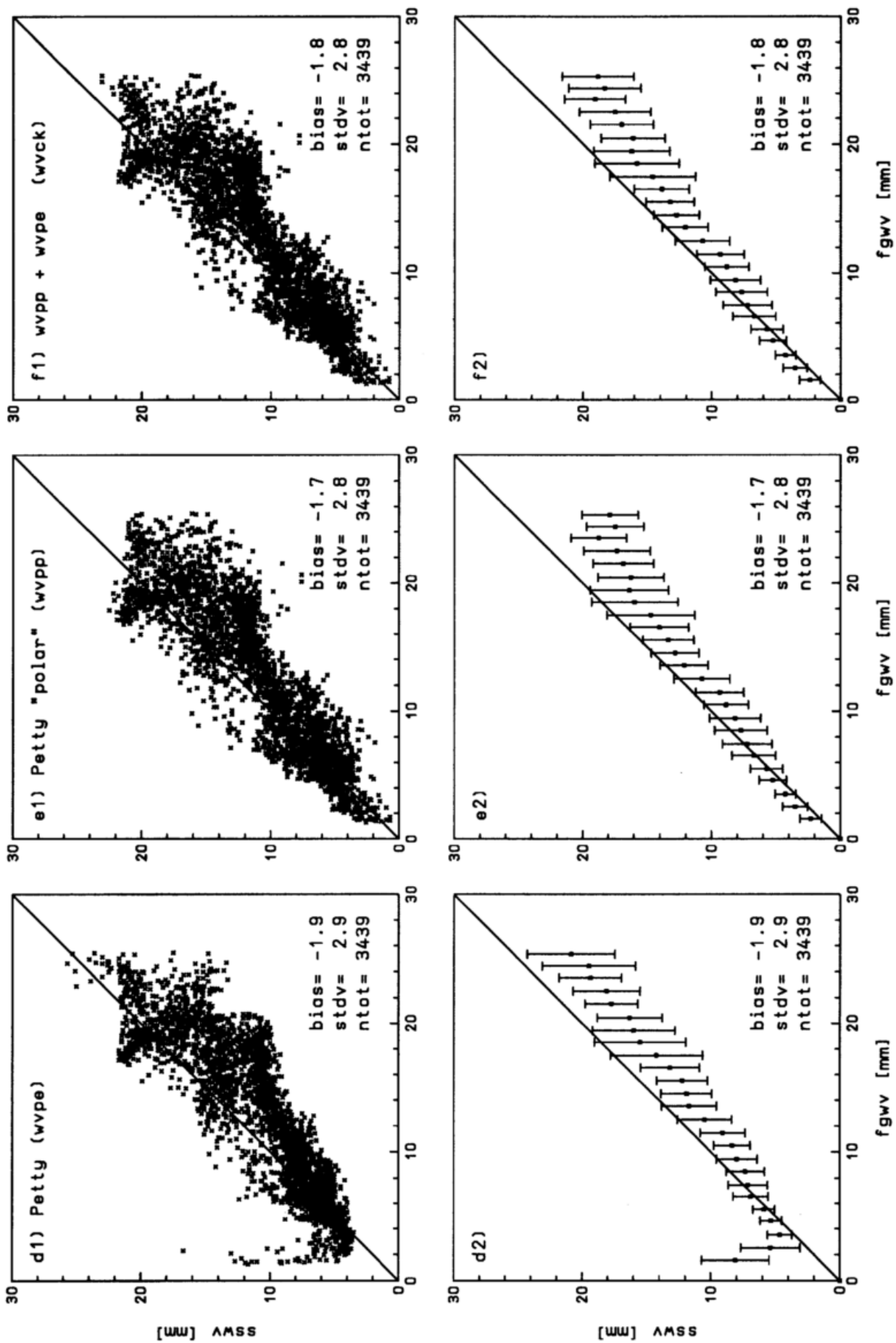


Abb.B.2: (Fortsetzung).

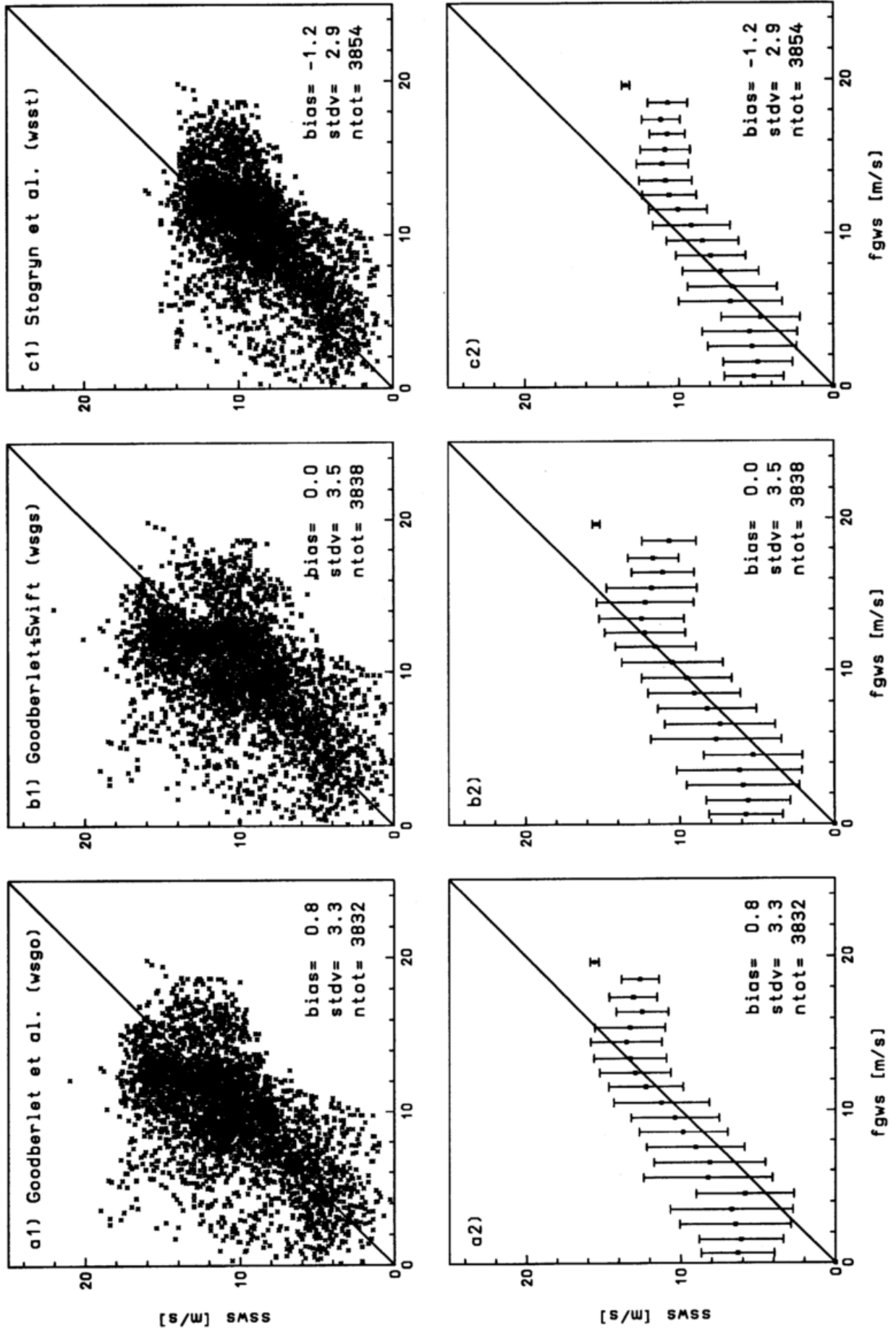


Abb.B.3: Wie Abb.B.2, aber für SSM/I-WS (SSWS in m/s) Retrievals gegen WS des DNMI-Modells in 10 m Höhe (FGWS in m/s).

Analog zu Abb.B.1,2 werden die drei WS-Algorithmen in **Abb.B.3** verglichen. Die Streuungen sind deutlich größer als in den Referenzen angegeben (vgl. Tab.B.2). Der Ansatz mit neuronalen Netzen, WS_{ST} , der den auftretenden Nichtlinearitäten besser gerecht werden sollte, führt hier wirklich zu geringeren Streuungen; dafür tritt aber ein höherer Bias auf. In Studien, die Petty (1993b) und Kilham et al. (1996) gegenüber Bojen- und Wetterschiffsdaten durchführten, schnitt WS_{GO} im Vergleich zu WS_{GS} besser ab. Entsprechend dieser Validationen wird in den Simulationen WS_{GO} verwendet.

C Einfluß der SSWV-Assimilation

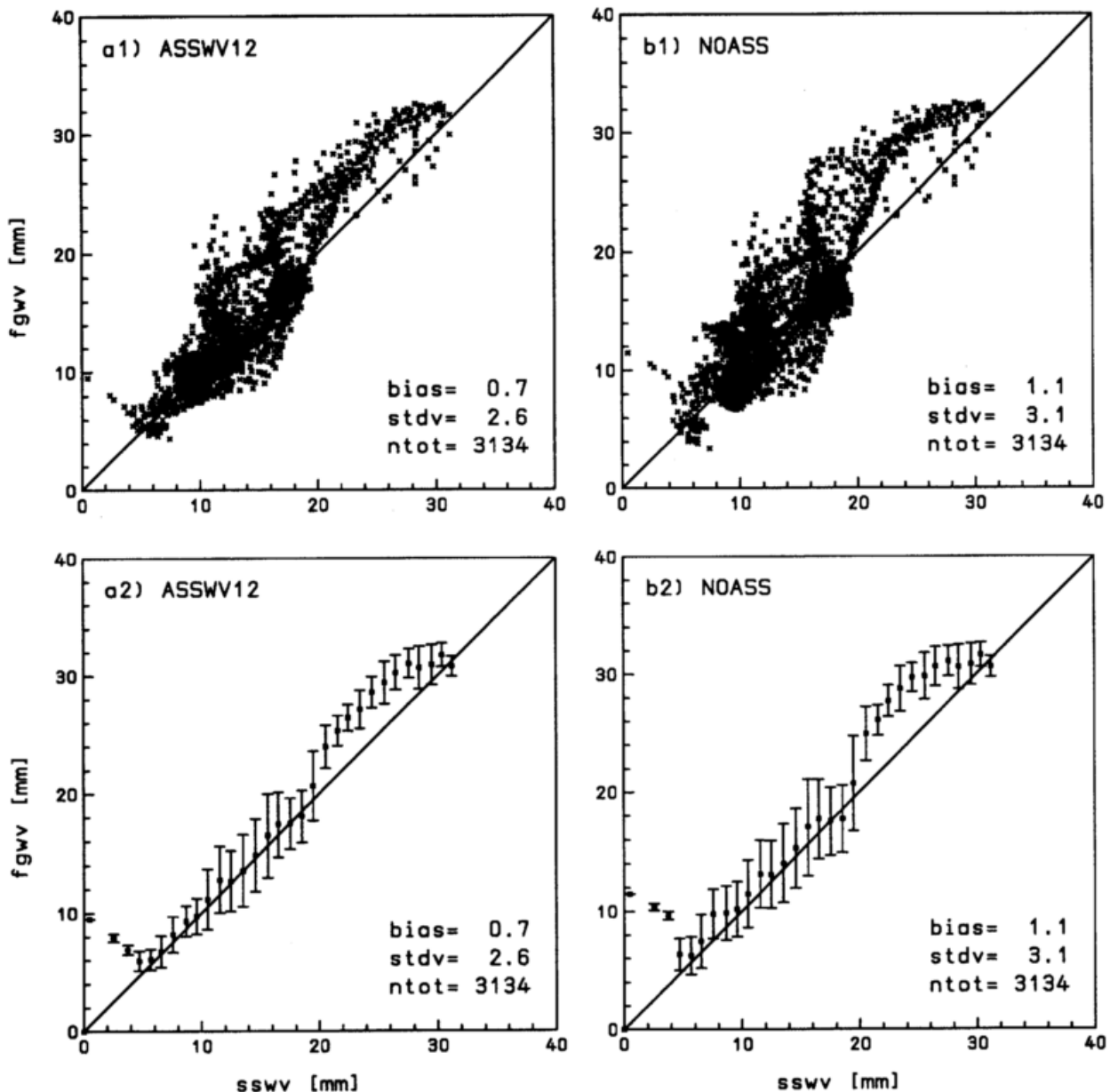


Abb.C.1: Vergleich des Modell-IWV (FGWV) mit SSWV-Retrievals für 18 UTC am 8.2.1990
a) für ASSWV12 und b) für NOASS.

Teilbilder a1) und b1) als Scatterplots der Einzeldaten; a2) und b2) als mittlerer FGWV mit 1σ -Streuung geordnet in 1 mm Intervallen des SSWV; mittlere Differenz FGWV-SSWV (bias), Standardabweichung (stdv) und Anzahl der Vergleichspunkte (ntot) sind angegeben.

In Kapitel VII.2 werden Simulationen mit und ohne SSWV-Assimilation statistisch und der Struktur nach (in Form von IWV-Feldern) mit SSWV-Retrievalfeldern späterer Zeitpunkte verglichen. Ergänzend wird hier in **Abb.C.1** ein Vergleich der Läufe mit und ohne Assimilation (ASSWV12 bzw. NOASS, vgl. Tab.VII.1) in Form von Scatterdiagrammen gegenüber SSWV-Retrievals gezeigt. Dargestellt sind zeitlich und räumlich auf die SSWV-Retrievals interpolierte Modellwerte (bezeichnet mit FGWV) für 18 UTC am 8.2.1990 für das Gebiet der SSM/I-Überflüge von 1921 und 2103 UTC (die beiden westlicheren Überflüge in Abb.VII.3b). Damit werden die Simulationen in dem Bereich verglichen, in dem 6h zuvor auch SSWV-Information eingespeist wurde. Für ASSWV12 (linke Teilbilder a1, a2) ist sowohl die mittlere Differenz (bias) der Modellwerte zu den SSWV-Werten als auch die Streuung (stdv) sichtbar geringer als für NOASS (rechte Teilbilder b1, b2). In den Scatterplots (besonders in den Teilbildern a2, b2) ist darüberhinaus erkennbar, daß eine bessere Übereinstimmung mit den SSM/I-Beobachtungen für alle Werte des IWV erreicht wurde.

Begriffe

- Analyse:** Diagnostizierung des Zustandes der Atmosphäre zu einem Zeitpunkt, d.h. Bestimmung der 3-dimensionalen Felder atmosphärischer Größen (z.B. Temperatur, Geopotential, Bodendruck, Feuchte, Wind, Bewölkung usw.). In der Regel wird dazu neben unterschiedlichen Beobachtungsdaten auch eine Einschätzung des Atmosphärenzustandes aus Feldern eines numerischen Modells oder, seltener, der Klimatologie herangezogen (ein sogenannter "background" oder "first guess").
- Assimilation:** Verschmelzung von Beobachtungen und Feldern eines numerischen Modells; hier meist als "Einfüttern" von Beobachtungen in eine numerische Integration (Modellsimulation) verwendet .
- First Guess:** Vorläufige Einschätzung atmosphärischer Parameter, die dann mit verfügbaren Beobachtungen korrigiert wird. Zur Erstellung einer Analyse werden z.B. Felder aus der Klimatologie oder, wesentlich häufiger, aus numerischen Modellintegrationen als First Guess herangezogen und mit verfügbaren Beobachtungen näher an die reale Situation angepaßt. Auch zur Bestimmung atmosphärischer Parameter aus Fernerkundungsdaten wird häufig ein First Guess verwendet, der so verändert wird, daß er mit den gemessenen Daten (z.B. Radianzen) in Einklang steht. Hier ist in der Regel der First Guess für eine Analyse gemeint.
- Konventionelle Beobachtungen/Daten:** Beobachtungen, die direkt die atmosphärischen Größen wie Temperatur, Feuchte, Wind usw. messen, z.B. Beobachtungen synoptischer Stationen, Radiosondendaten, Schiffs-, Bojen- und Flugzeugmessungen.
- Polar Low:** Bezeichnung für eine intensive, maritime, polare Mesozyklone mit Skalen bis etwa 1000 km und oberflächennahen Windstärken über 15 m/s (Definition der European Polar Lows Working Group, 1994).
- Polare Mesozyklone:** Überbegriff für zyklonale Wirbel der Meso- α und Meso- β Skala (Skalendefinition nach Orlanski, 1975), die polwärts der Polarfront auftreten (Definition der European Polar Lows Working Group, 1994).
- Retrieval:** Bestimmung atmosphärischer Größen aus den indirekten Messungen der Fernerkundung; z.B. Ableitung eines Temperaturprofils oder des Feuchtegehaltes der Atmosphäre aus am Satelliten gemessener elektromagnetischer Strahlung verschiedener Wellenlängen.

Abkürzungen

AMES	Antarktische Mesozyklonen Studie (Feldexperiment im Südsommer 1989/1990)
ANA	Analyse
ANA25 / ANA50	Analyse auf dem Gitter des LAM25 / LAM50
ASII	Air Sea Interaction Instability
ASSIM	Simulation nach Assimilation von konventionellen Beobachtungen
ASSOBSWS	Simulation nach Assimilation von SSWS und konventionellen Beobachtungen
ASSWS	Simulation nach Assimilation von SSWS-Retrievals
ASSWV12	Simulation nach Assimilation von SSWV-Retrievals um 12 UTC
ASSWV1218	Simulation nach Assimilation von SSWV-Retrievals um 12 UTC und 18 UTC
ATOVS	Advanced TOVS
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BoM	Bureau of Meteorology (Australischer Wetterdienst)
BLF	boundary layer front
BUOY	Bojenbeobachtung
CISK	Conditional Instability of the Second Kind
CLW	cloud liquid water
CMC	Canadian Meteorological Center (Kanadischer Wetterdienst)
CTT	cloud top temperature
CVA	zyklonale Vorticityadvektion
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DNMI	Det Norske Meteorologiske Institutt
DROP	Dropsonde, Dropsondenmessung
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
ERS-1 / -2	European Remote Sensing Satellite-1 / -2
FG	First Guess
FG25 / FG50	First Guess auf dem Gitter des LAM25 / LAM50
FGAT	First Guess at Appropriate Time (zeitinterpolierter First Guess)
FGWS	First Guess (-Feld) der oberflächennahen Windstärke
FL-TEMP/LEG	Flugbeobachtungen entlang eines Auf- oder Abstiegs / eines Horizontalflugs
FOV	field-of-view
GOES	geostationäre Wettersatelliten der USA
GMS	geostationärer Wettersatellit Japans
GPS	Global Positioning System
GvN	Georg-von-Neumayer-Station, deutsche Station in der Antarktis
HAL	Halley, englische Station in der Antarktis
IR	infrared, infraroter Spektralbereich
IWV	Integrated Water Vapour
IWV _{AL,S+,P+,PK,PP,CK}	Retrieval-Algorithmen zur Bestimmung des IWV (s. Anhang B)
LAM	Limited Area Model
LAM25 / LAM50	Limited Area Model mit 25 km / 50 km Gitterweite
METEOSAT	Meteorological Satellite, geostationärer Wettersatellit Europas
MIUB	Meteorologisches Institut der Universität Bonn

MW	microwave, Mikrowellenbereich
NCEP (NMC)	National Centers for Environmental Prediction, früher National Meteorological Center (Wetterdienst der USA)
NESDIS	National Environmental Satellite and Data Information Services (NOAA)
NH	Nordhemisphäre
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOASS	Modellsimulation ohne Assimilation von Beobachtungen
OBS	konventionelle Beobachtung
OI	Optimale Interpolation
POL	Polarstern (Forschungsschiff)
RR	rain rate
RS	Radiosonde, Radiosondenmessung
SATOB	Windvektor abgeleitet aus Satellitenbildern gesostationärer Satelliten
SCM	Successive Corrections Method
SC/OI	SCM mit Kovergenz gegen das Resultat einer Optimalen Interpolation (OI)
SH	Südhemisphäre
SIM	Modellsimulation
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SST	sea surface temperature
SSWS	SSM/I-Retrieval (-Feld) der oberflächennahen Windstärke
SSWV	SSM/I-Retrieval (-Feld) des integrierten Wasserdampfgehalts
SYNOP	synoptische Stationsbeobachtung
TB	Strahlungstemperatur (brightness temperature)
TOVS	Tiros-N Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UARS	Upper-Air Research Satellite
UKMO	United Kingdom Meteorological Office (Britischer Wetterdienst)
VCORDNMI	Analyse (und Simulation) beruhend auf DNMI-Vertikalkorrelationen der FG-Fehler
VCORMOD	Analyse (und Simulation) beruhend auf modifizierten Vertikalkorrelationen
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VIS	visible, sichtbarer Spektralbereich
WS	oberflächennahe Windstärke (in etwa 10 m Höhe)
WS _{GO,GS,ST}	Retrieval-Algorithmen zur Bestimmung der WS (s. Anhang B)
WVAN	analysierter Wert des integrierten Wasserdampfgehaltes
WVFG	Modell-FG des integrierten Wasserdampfgehaltes
1/3/4DVAR	1-/3-/4-dimensionale variationelle Analyse
3I	Improved Initialization Inversion

Variablenbezeichnungen, Notationen im DNMI-Analyseschema

APSI, BPSI	Parameter zur Festlegung der Form der Vertikalkorrelationsfunktionen
BSCAL	horizontaler Skalierungsfaktor
GEOC	Faktor für geostrophische Kopplung
INFLBE	maximaler Einflußradius (in Gitterpunkten)
NITA, NITAC	Zahl der Iterationen in der Analyse, der multivariaten Datenkontrolle
RADIUS	Radius R der Besselfunktionen

Liste der verwendeten Symbole

Skalare Größen

C	Kovarianz
f	Modellwert einer Analysevariable
f_C	Coriolisparameter
F	Divergenz einer vertikalen turbulenten Flußdichte und Diffusion
g	Erdbeschleunigung
J, J_4	Kostenfunktion in der 1/3-dimensionalen, 4-dimensionalen variationellen Analyse
k, K	Modellschicht, Gesamtzahl der Modellschichten
K_g	Anzahl von Beobachtungen (in der Umgebung eines Gitterpunktes)
M	Gewicht im SCM-Algorithmus des DNMI
n	Anzahl der Zeitschritte
N	Dimension des Vektors aller Modellvariablen \underline{x}
p_k	Dimension des Vektors aller Beobachtungen, \underline{x}^o , zum Zeitpunkt k
P	Druck
P	Regenrate
Q_{RAD}	Strahlungsbilanzdivergenz
Q_{COND} , Q_E	Kondensations-, Verdunstungsrate
q	spezifische Feuchte
q_w	spezifischer Flüssigwassergehalt
rh	relative Feuchte
r, R	Radius
t	Zeit
T	Temperatur
u, v	Windkomponente in x, y-Richtung
w	Gewichtsfunktion
x, y	Horizontalkoordinaten
Z	geopotentielle Höhe
α	Vertikalkorrelation
δ_{jk}	Kronecker-Symbol
θ	potentielle Temperatur
π	Exner Druck
ρ	Horizontalkorrelation
σ	Vertikalkoordinate
σ_o , σ_B	Standardabweichung der Beobachtungs- (σ_o), bzw. FG-Fehler (σ_B)
ϕ	Geopotential
χ	Geschwindigkeitspotential
ψ	Stromfunktion
ω	verallgemeinerte Vertikalgeschwindigkeit in Druckkoordinaten

Vektoren, Matrizen

$\underline{\epsilon}_k$	Fehlervektor zum Zeitschritt k
\underline{f}	Vektor der zu Beobachtungspunkten interpolierten Gitterpunktwerte

\underline{f}^o	Vektor der um einen Gitterpunkt verfügbaren Beobachtungen
\underline{H}	Operator für die (lineare oder nichtlineare) Vorwärtsinterpolation
\underline{V}	Horizontalwind
\underline{W}	Gewichtsvektor
\underline{x}	Vektor der Modellvariablen an allen Gitterpunkten
\underline{x}^o	Vektor aller im Modellgebiet verfügbaren Beobachtungen
$\underline{\lambda}$	Vektor der Lagrangemultiplikatoren
\underline{B}	Kovarianzmatrix der First Guess Fehler
\underline{F}	Kovarianzmatrix der Fehler des Vorwärtsinterpolators \underline{H}
\underline{H}	Matrix der linearen Vorwärtsinterpolation
\underline{I}	Einheitsmatrix
\underline{K}_k^*	Gewichtsmatrix zum Zeitschritt k
\underline{M}	Modellmatrix
\underline{O}	Kovarianzmatrix der Beobachtungsfehler
\underline{P}_k	Fehlerkovarianzmatrix zum Zeitschritt k
\underline{Q}_k	Kovarianzmatrix der Modellfehler zum Zeitschritt k
\underline{R}_k	Kovarianzmatrix der Fehler der Vorwärtsinterpolation \underline{H} und der Beobachtungen zum Zeitschritt k
\underline{W}	Gewichtsmatrix

Indizes

a, ANA	Analyse
b, B	background, First Guess
D, CDST	mittlere, untere Schicht des Bodenmodells
f	Vorhersage, First Guess
g	Gitterpunkt
i, j	Punkt i, j
k	Zeitschritt
m	Modell
o, OBS	Beobachtung
s	Erdoberfläche
sat	Sättigung
T	Modellobergrenze
v	Iterationsschritt

Notation

$\langle \rangle$	Bildung des Erwartungswertes
$\Delta x, \Delta t$	Änderung der Größe x, Zeitintervall
∇, ∇_σ	Gradient, Horizontalgradient auf σ -Flächen
\underline{x}^T	Transponierte
\dot{x}	Ableitung nach der Zeit

Literaturverzeichnis

- Albers, S.C., 1995: The LAPS Wind Analysis. *Wea. Forecast.* 10, 342-352
- Albright, M.D., Reed, R.J., Ovens, D.W., 1995: Origin and structure of a numerically simulated polar low over Hudson Bay. *Tellus* 47A, 834-848.
- Alishouse, J.C., Snyder, A.S., Vongsathorn, J., Ferraro, R.R., 1990 : Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I, *IEEE Transactions and Geoscience and Remote Sensing* 28, 811-816.
- Andersson, E., Hollingsworth, A., Kelly, G., Lönnberg, P., Pailleux, J., Zhang, Z., 1991: Global observing system experiments on operational statistical retrievals of satellite sounding data. *Mon. Wea. Rev.* 119, 1851-1864.
- Andersson, E., Pailleux, J., Eyre, J., McNally, A., Kelly, G., Courtier, P., Rabier, F., 1993: Assimilation of satellite data by 3D-VAR at ECMWF. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 167-188.
- Andersson, E., Pailleux, J., Thépaut, J.-N., Eyre, J.R., McNally, A.P., Kelly, G.A., Courtier, P., 1994: Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 120, 627-653.
- Aonashi, K. und Shibata, A., 1996: The Impact of Assimilating SSM/I Precipitable Water and Rain Flag Data on Humidity Analysis and Short-Term Precipitation Forecasts. *J. Meteorol. Soc. Jap.* 74, 77-99.
- Atlas, R., Hoffman, R.N., Bloom, S.C., Jusem, J.C., Ardizzone, J., 1996: A Multiyear Global Surface Wind Velocity Dataset Using SSM/I Wind Observations. *Bull. Am. Met. Soc.* 77, 869-882.
- Bell, R.S., 1994: The beneficial impact of changes to observations usage in the UK Met. Office operational data assimilation system. *Proceedings of the tenth conference on numerical weather prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon, 485-487.
- Bengtsson, L., Ghil, M., Källén, E., (Eds.), 1981: Dynamic Meteorology, Data Assimilation Methods. *Applied Mathematical Series 36*, Springer Verlag.
- Bergthorsson, P., Döös, B., 1955: Numerical Weather Map Analysis. *Tellus* 7, 329-340.
- Bertoni, E. und Lund, T.A., 1963: Space correlations of the height of constant pressure surfaces. *J. Appl. Met.* 2, MO 4.
- Böhm, Th, Kaestner, A., Vogel, G., Ruprecht, E., 1995: Aspects of TOVS activities at the Deutscher Wetterdienst (DWD). *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 60-71.
- Bratseth, A.M., 1985: A note on CISK in polar air masses. *Tellus* 37A, 403-406.
- Bratseth, A.M., 1986: Statistical interpolation by means of successive corrections. *Tellus* 38A, 439-447.
- Breivik, L.-A., 1993: Assimilation of ERS-1 scatterometer wind information in a limited area model. *Techn. Rep. No.104*, The Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway.
- Bromwich, D.H., 1989: Subsynoptic-scale cyclone developments in the Ross Sea sector of the Antarctic. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.
- Bromwich, D.H., Carrasco, J.F., Liu, Z., Tzeng, R.-Y., 1993: Hemispheric atmospheric variations and oceanographic impacts associated with katabatic surges across the Ross Ice Shelf, Antarctica. *J. Geophys. Res.* 98, 13045-13062.
- Buchhold, M., 1993: Verbesserung des vertikalen Temperaturverlaufes der Europa-Analyse. *DWD Abteilung Forschung, Arbeitsergebnisse Nr.2*.
- Buell, E., 1972: Correlation functions of the height of constant pressure surfaces. *J. Appl. Met.* 11, 51-59.
- Businger, S., 1985: The synoptic climatology of polar low outbreaks. *Tellus* 37A, 419-432.

- Businger, S., 1987: The synoptic climatology of polar-low outbreaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea. *Tellus* 39A, 307-325.
- Businger, S. und Reed, R.J., 1989: Polar Lows. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.
- Carleton, A.M., 1979: A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere winter. *Arch. Met. Biokl. Ser. B* 27, 265-279.
- Carleton, A.M., 1980: Climatology of the "instant occlusion" phenomenon for the Southern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.* 109, 177-181.
- Carleton, A.M., 1981: Monthly variability of satellite-derived cyclonic activity for the Southern Hemisphere winter. *J. of Climatol.* 1, 21-38.
- Carleton, A.M., 1985: Satellite climatological aspects of the "polar low" and "instant occlusion". *Tellus* 37A, 433-450.
- Carleton, A.M. und Carpenter, D.A. 1990: Satellite climatology of `polar lows` and broadscale climatic associations for the Southern Hemisphere. *J. of Climatol.* 10, 219-246.
- Carleton, A.M. und Fitch, M., 1993: Synoptic Aspects of Antarctic Mesocyclones. *J. Geophys. Res.* 89, 12997-13018.
- Carrasco, J.F., Bromwich, D.H., 1993: Mesoscale cyclogenesis dynamics over the southwestern Ross Sea. *J. Geophys. Res.* 98, 12973-12995.
- Carrasco, J.F., Bromwich, D.H., 1994: Climatological aspects of mesoscale cyclogenesis over the Ross Sea and Ross Ice Shelf regions of Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, 2405-2425.
- Cavalieri, D.J., Crawford, J.P., Drinkwater, M.R., Eppler, D.T., Farmer, L.D., Jentz, R.R., Wackermann, C.C., 1991: Aircraft active and passive microwave validation of sea ice concentration from the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. *J. Geophys. Res.* 96, 21989-22008.
- Chang, S.W., Holt, T.R., 1994: Impact of Assimilating SSM/I Rainfall Rates on Numerical Prediction of Winter Cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 122, 151-164.
- Charney, J.G., Eliassen, A., 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.* 21, 68-75.
- Chen, W.J., 1995: The use of AVHRR data in TOVS retrievals in Taiwan area. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 95-106.
- Chouinard, C., Halle, J., Gauthier, P., Koclas, P., 1995: Preparations for the variational assimilation of TOVS radiances in a 3D data assimilation system. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 107-116.
- Claud, C., Chedin, A., Scott, N.A., Homleid, M., Midtbø, K.H., 1989: Assimilation experiments of temperature profiles retrieved from TOVS data by the 3I method in the LAM of the Norwegian Meteorological Institute. *Techn. Rep. No.81*, The Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway.
- Claud, C., Katsaros, K.B., Petty, G.W., Chedin, A., Scott, N.A., 1992a: A cold air outbreak over the Norwegian Sea observed with the TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) and the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). *Tellus* 44a, 100-118.
- Claud, C., Scott, N.A., Chedin, A., 1992b: Use of TOVS observations for the study of polar and arctic lows. *Int. J. Remote Sensing* 13, 129-139.
- Claud, C., Mognard, N.M., Katsaros, K.B., Chedin, A., Scott, N.A., 1993: Satellite observations of a polar low over the Norwegian Sea by the Special Sensor Microwave Imager, Geosat, and the TIROS-N Operational Vertical Sounder. *J. Geophys. Res.* 98, 14487-14506.

- Claud, C., Katsaros, K.B., Mognard, N.M., Scott, N.A., 1996: Comparative satellite study of mesoscale disturbances in polar regions. *Global Atmosphere-Ocean System 4 (polar low special issue)*, 233-273.
- Courtier, P., Derber, J., Errico, R., Louis, J.-F., Vukićević, T., 1993: Important literature on the use of adjoint, variational methods and the Kalman filter in meteorology. *Tellus 45A*, 342-357.
- Craig, G., Cho, H.-R., 1988: Cumulus Heating and CISK in the Extratropical Atmosphere. Part I: Polar Lows and Comma Clouds. *J. Atm. Sciences 45*, 2622-2640.
- Cressman, G., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev. 87*, 367-374.
- Csiszár, I., 1995: Use of AVHRR data in HIRS cloud-clearing for semitransparent clouds. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 117-124.
- Daley, R., 1980: On the Optimal Specification of the Initial State for Deterministic Forecasting. *Mon. Wea. Rev. 108*, 1719-1735.
- Daley, R., 1991: *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press.
- Daley, R., 1995: Estimating the Wind Field from Chemical Constituent Observations: Experiments with a One-Dimensional Extended Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev. 123*, 181-198.
- Deblonde, G., Garand, L., Gauthier, P., Grassotti, C., 1995: Assimilation of SSM/I and GOES Humidity Retrievals with a One-Dimensional Variational Analysis Scheme. *J. Appl. Meteorol. 34*, 1536-1550.
- Derber, J.C., 1993: Assimilation of TOVS data at NMC. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 3-18.
- Dong, C.-H., Wu, Z.-D., Li, G.-Q., Wang, Z.-H., Ran, M.-N., Zhang, Z.-X., Wu, B.-S., 1995: Processing and research of TOVS data in the Satellite meteorological Center of the China Meteorological Administration. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 158-168.
- Douglas, M.W., Fedor, L.S., Shapiro, M.A., 1991: Polar low structure over the northern Gulf of Alaska based on research aircraft observations. *Mon. Wea. Rev. 119*, 32-54.
- Douglas, M.W., Shapiro, M.A., Fedor, L.S., Saukkonen, L., 1995: Research Aircraft Observations of a Polar Low at the East Greenland Ice Edge. *Mon. Wea. Rev. 123*, 32-54.
- Duncan, C.N., 1978: Baroclinic instability in a reversed shear flow. *Met. Mag. 107*, 17-23.
- ECMWF Research Manual 1, 1992: ECMWF data assimilation scientific documentation. *Meteorological Bulletin, Research Manual 1, 3rd Edition*, ECMWF Research Department, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, England.
- Emanuel, K.A. und Rotunno, R., 1989: Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus 41A*, 1-17.
- Engels, R., 1995: Simulation antarktischer Mesozyklonen mit einem mesoskaligen Modell: Untersuchungen zur 3D-Struktur und Entwicklungsmechanismen. Dissertation, Meteorologisches Institut der Universität Bonn.
- Engels, R. und Heinemann, G., 1996: Three-dimensional structures of summertime Antarctic meso-scale cyclones: Part II: Numerical simulations with a limited area model. *Global Atmosphere-Ocean System 4 (polar low special issue)*, 181-208.
- Ese, T., Kanestrøm, I., Pedersen, K., 1988: Climatology of polar lows over the Norwegian and Barents Seas. *Tellus 40A*, 248-255.
- Eyre, J.R., 1992: A bias correction scheme for simulated TOVS brightness temperatures. *Research Department Technical Memorandum No. 186*, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

- Eyre, J.R., Kelly, G.A., McNally, A.P., Andersson, E., Persson, A., 1993: Assimilation of TOVS radiance information through one-dimensional variational analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 1427-1463.
- Fett, R.W., 1989: Polar low development associated with boundary layer fronts in the Greenland, Norwegian and Barents Seas. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.
- Filiberti, M.A., Eymard, L., Urban, B., 1994: Assimilation of Satellite Precipitable Water in a Meteorological Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.* 122, 486-506.
- Fisher, M., Lary, D.J., 1995: Lagrangian four-dimensional variational data assimilation of chemical species. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 121, 1681-1704.
- Fitch, M. und Carleton, A.M., 1992: Antarctic mesocyclone regimes from satellite and conventional data. *Tellus* 44A, 180-196.
- Flobert, J.-F., Andersson, E., Chedin, A., Hollingsworth, A., Kelly, G., Pailleux, J., Scott, N.A., 1991: Global data assimilation and forecast experiments using the Improved Initialisation Inversion Method for satellite soundings. *Mon. Wea. Rev.* 119, 1881-1914.
- Forbes, G.S. und Lottes, W.D., 1985: Classification of mesoscale vortices in polar airstreams and the influence of the large-scale environment on their evolutions. *Tellus* 37A, 132-155.
- Gadd, A.J., Barwell, B.R., Cox, S.J., Renshaw, R.J., 1995: Global processing of satellite sounding radiances in a numerical weather prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 121, 615-630.
- Gallée, H., 1995: Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.* 123, 2051-2069.
- Ghil, M., Malanotte-Rizzoli, P., 1991: Data Assimilation in Meteorology and Oceanography. *Advances in Geophysics* 33. Academic Press Inc..
- Goerss, J.S. und Phoebus, P.A., 1992: The navy's operational atmospheric analysis. *Wea. Forecasting* 7, 232-249.
- Goodberlet, M.A. Swift, C.T., Wilkerson, J.C., 1989 : Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager. *J. Geophys. Res.* 94, 14547-14555.
- Goodberlet, M.A. und Swift, C.T., 1992 : Improved retrievals from the DMSP wind speed algorithm under adverse weather conditions. *IEEE Transactions and Geoscience and Remote Sensing* 30, 1076-1077.
- Graham, R.J., 1994: Routine Monitoring of Data Impact on Forecasts Using Case Study Methods. *Proceedings of the 10th Conference on Numerical Weather Prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon. p. 48-50.
- Grønås, S. und Hellevik, O.E., 1982 : A limited area prediction model at the Norwegian Meteorological Institute. *Techn. Rep. No.61, The Norwegian Meteorological Institute*, Oslo, Norway.
- Grønås, S. und Midtbø, K.H., 1986: Four-dimensional data assimilation at the Norwegian Meteorological Institute. *Techn. Rep. No.66, The Norwegian Meteorological Institute*, Oslo, Norway.
- Grønås, S., Foss, A., Lystad, M., 1987: Numerical simulations of polar lows over the Norwegian Sea. *Tellus*, 39A, 334-353.
- Grønås, S. und Kvamstø, N.G., 1995: Numerical simulations of the synoptic conditions and development of Arctic outbreak polar lows. *Tellus* 47A, 797-814.
- Gustavsson, N., 1981: A review of methods for objective analysis. In "Dynamic Meteorology / Data Assimilation Methods", Ed. Bengtsson, Ghil, Källén. *Applied Mathematical Series* 36, Springer Verlag 1981.
- Harrold, T.W., Browning, K.A., 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 95, 710-723.

- Hart, T.L., Bourke, W., Steinle, P.J., Seaman, R.S., 1993: Impact of Higher-Resolution Satellite Soundings of Temperature and Moisture on Large-Scale Numerical Weather Prediction. *Mon. Wea. Rev.* 121, 1746-1758.
- Hayden, C., Nieman, S., Schmit, T., 1993: Ongoing Development of satellite-derived winds at NESDID/CIMSS. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 57-74.
- Heinemann, G., 1990: Meso-scale vortices in the Weddell Sea region. *Mon. Wea. Rev.* 118, 779-793.
- Heinemann, G., 1995a: A wintertime polar low over the eastern Weddell Sea (Antarctica): A study with AVHRR, TOVS, SSM/I and conventional data. *Meteor. Atmosph. Phys.* 58, 83-102.
- Heinemann, G., 1995b: TOVS retrievals obtained with the 3I-algorithm: A study of a meso-scale cyclone over the Barents Sea. *Tellus*, 47A, 324-330.
- Heinemann, G., 1995c: Polare Mesozyklonen. *Habilitationsschrift, Meteorologisches Institut der Universität Bonn.*
- Heinemann, G., 1996a: On the development of wintertime meso-scale cyclones near the sea ice front in the Arctic and Antarctic. *Global Atmosphere-Ocean System 4 (polar low special issue)*, 89-123.
- Heinemann, G., 1996b: Three-dimensional structures of summertime Antarctic meso-scale cyclones: Part I: Observational studies with aircraft, satellite and conventional data. *Global Atmosphere-Ocean System 4 (polar low special issue)*, 149-180.
- Hoffman, R.N., 1993a: A Preliminary Study of the Impact of the ERS 1 C Band Scatterometer Wind Data on the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Global Data Assimilation System. *J. Geophys. Res.* 98, 10233-10244.
- Hoffman, R., 1993b: Assimilation of scatterometer data. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 75-96.
- Hollingsworth, A., Lönnberg, P., 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field. *Tellus* 38A, 111-136.
- Homleid, M. und Breivik, L.-A., 1995: Preparations for the assimilation of ERS-1 surface wind observations into numerical weather prediction models. *Tellus* 47A, 62-79.
- Illari, L., 1989: The quality of satellite precipitable water content data and their impact on analyzed moisture fields. *Tellus* 41A, 319-337.
- Jackson, D.L. und Stephens, G.L., 1995: A Study of SSM/I-Derived Columnar Water Vapor over the Global Oceans. *J. of Climate* 8, 2025-2038.
- Kalman, R., 1960: A new approach to linear filtering and prediction problems. *Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng.* 82, 35-45.
- Kalman, R., Bucy, R., 1961: New results in linear filtering and prediction theory. *Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng.* 83, 95-108.
- Katsaros, K.B., Batty, I., McMurdie, L.A., Petty, G.W., 1989 : Identification of atmospheric fronts over the ocean with microwave measurements of water vapor and rain. *Weather and Forecasting* 4 , 449-460.
- Kelly, G., 1993: Assimilation and impact of satellite winds. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 233-248.
- Kilham, D.A., Barrett, E.C., Durbin, C., 1996: Evaluation of some SSM/I wind speed algorithms. *Proceedings of the 8th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, 28 January-2 February 1996, Atlanta, Georgia, USA.
- Kim, D., Schlatter, T.W., Dévényi, D., 1994: A new mesoscale objective analysis with Bessel basis functions. *Proceedings of the tenth conference on numerical weather prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon, 151-153.

- Klaes, D., 1995: Preparations for ATOVS data processing in Europe. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 247-258.
- Klinker, E., 1993: Use of Satellite Data to Validate the Hydrological Cycle of the ECMWF Model. Proceedings of the ECMWF/WCRP workshop "Clouds, radiative transfer and the hydrological cycle", 12-15 November 1990, ECMWF, Reading, U.K., 179-197.
- Köpken, C., 1993: Kollokationsstudien mit TOVS-Retrievals berechnet mit dem 3I-Algorithmus für die Antarktis. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Bonn.
- Köpken, C., Heinemann, G., Chedin, A., Claud, C., Scott, N., 1995: Assessment of TOVS Retrievals Obtained with the 3I Algorithm for the Antarctic. *J. of Geophys. Res.*, 5143-5158.
- Krasnopolsky, V.M., Breaker, L.C., Gemmill, W.H., 1995 : A neural network as a nonlinear transfer function model for retrieving surface wind speeds from the SSM/I. *J. Geophys. Res.* 100, 11033-11045.
- Krishnamurti, T.N., Xue, J., Bedi, H.S., Ingles, K., Oosterhof, D., 1991: Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus*, 43AB, 53-81.
- Kristjánsson, J.E., 1992: Initialization of Cloud Water in a Numerical Weather Prediction Model. *Meteorol. Atmos. Phys.* 50, 21-30.
- Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.* 22, 40-63.
- Kuo, Y.-H., Guo, Y.-R., Westwater, E.R., 1993: Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model. *Mon. Wea. Rev.* 121, 1215-1238.
- Kuo, Y.-H., Zou, X., Guo, Y.-R., 1996: Variational Assimilation of Precipitable Water Using a Nonhydrostatic Mesoscale Adjoint Model. Part I: Moisture Retrievals and Sensitivity Experiments. *Mon. Wea. Rev.* 124, 122-147.
- Laurent, H., 1993: Wind Extraction from Meteosat Water Vapour Channel Image Data. *J. Appl. Met.* 32, 1124-1133.
- LeDimet, F., Talagrand, O., 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus* 38A, 97-110.
- Ledvina, D.V. und Pfaendner, J., 1995: Inclusion of Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Total Precipitable Water Estimates into the GOES-1 Data Assimilation System. *Mon. Wea. Rev.* 123, 3003-3015.
- LeMarshall, J.F., Seecamp, R., Mills, G., Magari, K., Smith, W.L., Nieman, S., 1995: Operational assimilation of TOVS radiance data in the Australian Bureau of Meteorology. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 335-346.
- Lewis, J., Derber, J., 1985: The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus* 37, 309-327.
- Lipton, A.E., 1993: Cloud Shading Retrieval and Assimilation in a Satellite-Model Coupled Mesoscale Analysis System. *Mon. Wea. Rev.* 121, 3062-3081.
- Liu, W.T., Tang, W., Wentz, F.J., 1992: Precipitable Water and Surface Humidity Over Global Oceans from Special Sensor Microwave Imager and European Center for Medium Range Weather Forecasts. *J. Geophys. Res.* 97(C2), 2251-2264.
- Lönnerberg, P., Hollingsworth, A., 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors. *Tellus* 38A, 137-161.
- Louis, J.F., 1979: A Parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer Meteorol.* 17, 187-202.

- Manobianco, J., Koch, S., Karyampudi, V.M., Negri, A.J., 1994: The Impact of Assimilating Satellite-Derived Precipitation Rates on Numerical Simulations of the ERICA IOP 4 Cyclone. *Mon. Wea. Rev.* 122, 341-365.
- Mansfield, D.A., 1974: Polar lows: The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. *Q. J. R. Met. Soc.* 100, 541-554.
- Mathur, M.B., 1995: Amelioration of Convective and Nonconvective Condensation with the Assimilation of Rainfall for Improving Initial Conditions. *Mon. Wea. Rev.* 123, 1851-1861.
- McGrath, R., 1993: Operational monitoring of satellite data and its availability. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 209-220.
- McNally, A.P. und Vesperini, M., 1995: Variational analysis of humidity information from TOVS radiances. *EUMETSAT/ECMWF Fellowship programme, Research Report No. 1*, ECMWF, Reading, UK.
- McNally, A.P., Vesperini, M., Eyre, J.E., Kelly, G., 1995: Variational analysis of humidity information from TOVS radiances at ECMWF. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 363-374.
- McNider, R.T., Song, A.J., Casey, D.M., Wetzel, P.J., Crosson, W.L., Rabin, R.M., 1994: Toward a Dynamic-Thermodynamic Assimilation of Satellite Surface Temperature in Numerical Atmospheric Models. *Mon. wea. Rev.* 122, 2784-2803.
- Macpherson, B., 1995: Radiosonde balloon drift - does it matter for data assimilation? *Meteorol. Appl.* 2, 301-305.
- Macpherson, B., Wright, B.J., Hand, W.H., Maycock, A.J., 1996: The Impact of MOPS Moisture Data in the U.K. Meteorological Office Mesoscale Data Assimilation Scheme. *Mon. Wea. Rev.* 124, 1746-1766.
- Mullen, S.L., 1979: An Investigation of Small-Scale Cyclones in Polar Air Streams. *Mon. Wea. Rev.* 107, 1636-1647.
- Mo, K.C., Wang, X.L., Kistler, R., Kanamitsu, M., Kalnay, E., 1995: Impact of Satellite Data on the CDAS-Reanalysis System. *Mon. Wea. Rev.* 123, 124-139.
- Nieman, S.J., Schmetz, J., Menzel, W.P., 1993: A Comparison of Several Techniques to Assign Heights to Cloud Tracers. *J. Appl. Met.* 32, 1559-1568.
- NOAA, 1995: Terrain Base Global DTM Version 1.0. NESDIS National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado 80303-3328, U.S.A.
- Nordeng, T.E., 1986 : Parameterization of physical processes in a three dimensional numerical weather prediction model. *Techn. Rep. No.65*, The Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway.
- Nordeng, T.E., 1987: The effect of vertical and slantwise convection on the simulation of polar lows. *Tellus* 39A, 354-375.
- Nordeng, T.E., 1990: A model-based diagnostic study of the development and maintenance mechanism of two polar lows. *Tellus* 42A, 92-108.
- Nordeng, T.E., Foss, A., Grønås, S., Lystad, M., Midbø, K.H., 1989: On the role of resolution and physical parameterization for numerical simulations of polar lows. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.
- Nordeng, T.E. und Rasmussen, E.A., 1992: A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region. *Tellus* 44A, 81-99.
- Norris, C.L., 1993: Intercomparison of SSM/I Integrated Water Vapor Algorithms. *Proceedings of the Shared Processing Network DMSP SSM/I Algorithm Symposium*. 8-10 June 1993, Monterey, CA, USA.
- Økland, H., 1987: Heating by organized convection as a source of polar low intensification. *Tellus* 39A, 397-407.

- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales of atmospheric processes. *Bull. Am. Met. Soc.* 56, 527-530.
- Pedersen, T.S., Rasmussen, E., 1985: On the cut-off problem in linear CISK-models. *Tellus* 37A, 394-402.
- Petty, G.W., 1993a: SSM/I Algorithms for the Estimation of Column Water Vapour. *Proceedings of the Shared Processing Network DMSP SSM/I Algorithm Symposium*. 8-10 June 1993, Monterey, CA, USA.
- Petty, G.W., 1993b: A Comparison of SSM/I Algorithms for the Estimation of Surface Wind. *Proceedings of the Shared Processing Network DMSP SSM/I Algorithm Symposium*. 8-10 June 1993, Monterey, CA, USA.
- Petty, G.W., 1994 : Physical retrievals of over-oceans rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: Algorithm implementation. *Meteor. Atmos. Phys.* 54, 101-121.
- Petty, G.W. und Katsaros, K.B., 1990 : New geophysical algorithms for the Special Sensor Microwave Imager. *Fifth International Conf. on Sat. Meteorol. and Oceanography*, Sept.3-7, 1990, London, England.
- Phallipou, L., 1996: Variational retrieval of humidity profile, wind speed and cloud liquid-water path with the SSM/I: Potential for numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 122, 327-355.
- Pudykiewicz, J., Benoit, R., Mailhot, J., 1992: Inclusion and Verification of a Predictive Cloud-Water Scheme in a Regional Numerical Weather Prediction Model. *Mon. Wea. Rev.* 120, 612-626.
- Puri, K., Davidson, N., Steinle, P., 1993: Assimilation of information on moisture and diabatic heating from satellite imagery. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 349-398.
- Quarterly Report, 1995: Summary of the operational NWP system. *Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst*.
- Rabbe, Å., 1987: A polar low over the Norwegian Sea, 29 February-1 March 1984. *Tellus* 39A, 326-333.
- Raunstein, E., Sundquist, H., Katsaros, K., 1991: Quantitative comparison between simulated cloudiness and clouds objectively derived from satellite data. *Tellus* 43A, 306-320.
- Rasmussen, E.A., 1979: The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 105, 531-549.
- Rasmussen, E.A., 1981: An investigation of a polar low with a spiral cloud structure. *J. Atmos. Sci.* 38, 1785-1792.
- Rasmussen, E.A., 1985: A case study of a polar low development over the Barents Sea. *Tellus* 37A, 407-418.
- Raymond, W.H. und Olson, W.S., 1995: Diabatic Forcing and Initialization with Assimilation of Cloud Water and Rainwater in a Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.* 123, 366-382.
- Reale, A.L., 1995: Departures between derived satellite soundings and numerical weather forecast: present and future. *Technical Proceedings of the Eighth International TOVS Study Conference*, 5-11 April 1995, Queenstown, New Zealand, 395-404.
- Reed, R.J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams. *Mon. Wea. Rev.* 107, 1636-1647.
- Reed, R.J. und Blier, W., 1986a: A Case study of Comma Cloud Development in the Eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 114, 1681-1695.
- Reed, R.J. und Blier, W., 1986b: A Further Study of Comma Cloud Development in the Eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 114, 1696-1708.
- Reed, R.J., Duncan, C.N., 1987: Baroclinic instability as a mechanism for the serial development of polar lows: A case study. *Tellus* 39 A, 376-384.
- Sardie, J.M., Warner, T.T., 1983: On the Mechanism for the Development of Polar Lows. *J. Atm. Sciences* 40, 869-881.

- Sardie, J.M., Warner, T.T., 1985: A numerical study of the development mechanisms of polar lows. *Tellus* 37A, 460-477.
- Schlüssel, P. und Emery, W.J., 1990 : Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements. *Int. J. Remote Sens.* 11, 753 - 766.
- Schmetz, J., Holmlund, K., Hoffman, J., Strauss, B., Mason, B., Gaertner, V., Koch, A., VanDeBerg, L., 1993a: Operational Cloud-Motion Winds from Meteosat Images. *J. Appl. Met.* 32, 1206-1225.
- Schmetz, J., Holmlund, K., Ottenbacher, A., 1993b: Developments in operational satellite winds from METEOSAT. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 143-154.
- Stauffer, D.R., Seaman N.L., 1994: Multiscale Four-Dimensional Data Assimilation. *J. Appl. Meteorol.* 33, 416-434.
- Shapiro, M.A., Fedor, L.S., Hampel, T., 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. *Tellus* 39A, 272-306.
- Shapiro, M.A., Fedor, L.S., 1989: A case study of an ice edge boundary layer front and polar low development over the Norwegian and Barents Seas. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.
- Smith, W.L., Woolf, H.M., Hayden, C.M., 1979: The TIROS-N Operational Vertical Sounder, *Bull. Am. Met. Soc.* 58, 1177-1187.
- Stoffelen, A., 1993: From measurement to model: ERS-1 scatterometer data assimilation. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 233-248.
- Stogryn, A.P., Butler, C.T., Bartolac, T.J., 1994 : Ocean surface wind retrievals from SSM/I with neural networks. *J. Geophys. Res.* 99, 981-984.
- Streten, N.A., Troup, A.J., 1973: A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. *Quart. J. R. Met. Soc.* 99, 56-72.
- Talagrand, O., Courtier, P., 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equations. Part I: Theory. *Q. J. R. Met. Soc.* 113, 1311-1328.
- Thépaut, J.-N., Hoffman, R.N., Courtier, P., 1993: Interactions of Dynamics and Observations in a Four-Dimensional Variational Assimilation. *Mon. Wea. Rev.* 121, 3393-3414.
- Tilley, J.S., Liu, G., Curry, J.A., 1994: Use of SSM/I data in validation and enhancement of simulations of mesoscale arctic systems. *Proceedings of the tenth conference on numerical weather prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon, 112-114.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., Warren, D.E., Duncan, C.N., 1993a: A mesoscale vortex over Halley Station, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.* 121, 1317-1336.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., Thomas, J.P., 1993b: A comparison of Arctic and Antarctic mesoscale vortices. *J. Geophys. Res.* 98, 13019-13034.
- Turner, J. und Thomas, J.P., 1994: Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Weddell region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment. *Int. J. Climatol.* 14, 871-894.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., 1986: Microwave Remote Sensing. *Active and Passive Remote Sensing, Vol. I, II, III.* Artech House Inc..
- Watkins, A.B. und Simmonds, I., 1995: Sensitivity of numerical prognoses to Antarctic sea ice distribution. *J. Geophys. Res.* 100, 22681-22696.

Wiin-Nielsen, A., 1989: On the precursors of polar lows. In: *Polar and Arctic lows* (Eds. P.F. Twitchell, E.A. Rasmussen and K.L. Davidson), A. Deepak Publishing, 421pp.

Wilhelmsen, K., 1985: Climatological study of gale-producing polar lows near Norway. *Tellus* 37A, 451-459.

Wright, B.J., Hand, W., Macpherson, B., 1993: Assimilation of satellite data for mesoscale analysis. *Proceedings of the ECMWF Seminar "Developments in the Use of Satellite Data in Numerical Weather Prediction"*, 6-10 September 1993, ECMWF, Reading, UK, 111-128.

Wu, W.-S., Derber, J.C., 1994: Inclusion of SSM/I precipitable water observations in the NMC spectral statistical interpolation system. *Proceedings of the tenth conference on numerical weather prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon, 190-191.

Wu, X., Diak, G.R., Hayden, C.M., Young, J.A., 1995: Short-Range Precipitation Forecasts Using Assimilaion of Simulated Satellite Water Vapor Profiles and Column Cloud Liquid Water Amounts. *Mon. Wea. Rev.* 123, 347-365.

Young, S.H. und Zack, J.W., 1994: The use of non-standard data to improve the initialization of relative humidity in mesoscale models. *Proceedings of the tenth conference on numerical weather prediction*, 18-22 July 1994, Portland, Oregon, 326-327.

Danksagung

Ich möchte zunächst Herrn Priv. Doz. Dr. Günther Heinemann für die Initiierung und Unterstützung dieser Arbeit im Rahmen des Projektes "polare Mesozyklonen", sowie für seine Verfügbarkeit sehr herzlich danken. Aus zahlreichen Diskussionen erhielt die Arbeit wesentliche Anstöße. Mein Dank gilt ferner Herrn Prof. Dr. H. Kraus für die Übernahme des Korreferates der Arbeit und -ebenso wie allen Mitarbeiter/innen/n der Antarktisgruppe- für lebhafte Diskussionen in den Arbeitstreffen. Erwähnt werden soll auch, daß Rolf Engels und Thomas Klein während Promotion bzw. Diplomarbeit Komponenten zum Simulationsprojekt mit dem DNMI-Modell beigetragen haben, von deren Nutzung ich profitieren konnte. Ebenso gebührt Michael Lieder sehr herzlicher Dank für allerlei Rechnertips und dafür, daß er mir das Auswertepaket für SSM/I-Satellitendaten zur Verfügung gestellt und Sonderwünsche immer schnell und freundlich eingefügt hat. Die sehr gute Zusammenarbeit und viele Diskussionen mit ihm und Martin Göber -und ihr fleißiges Teekochen- waren für meine Arbeit sehr anregend. Ein Dankeschön möchte ich an dieser Stelle auch an alle anderen Mitarbeiter/innen und Angehörige des MIUB richten, sei es für Unterstützung oder/und für ihren Beitrag zur ausgesprochen freundlichen Arbeitsatmosphäre, die mich am Institut begleitet hat.

Dem DNMI und den Kooperationspartnern in Norwegen danke ich, daß für die Simulationen am MIUB das am DNMI entwickelte numerische Modell und Assimilationsschema verwendet werden konnte. Hervorzuheben ist dabei Prof. S. Grønås, der das Mesoskala-Modell zur Verfügung gestellt hat, und L.-A. Breivik, der mich mit den neueren Versionen und eventuellen Änderungen des Analysecodes auf dem laufenden hielt. Ferner möchte ich den Mitarbeitern des DNMI, insbesondere L.-A. Breivik, J. E. Haugen, K.-H. Midtbø und A. Foss, danken, daß sie sich für Tips und Diskussionen, besonders während meiner zwei Besuche am DNMI, Zeit genommen haben.

Die vorliegende Arbeit verwendet Daten von verschiedenen Institutionen. SSM/I-Daten stammen von Remote Sensing Systems (California), AVHRR-Daten von der University of Dundee, während Analyse- und Beobachtungsdaten vom ECMWF und Messungen der Polarstern vom AWI bereitgestellt wurden. Weiterhin profitierte die Studie von den Flugmessungen einer NOAA-Meßkampagne, die M.W. Douglas für die Assimilationsexperimente zur Verfügung gestellt hat, und von den Flugmessungen des AMES-Projektes von G. Heinemann. Finanziell wurde meine Arbeit von der DFG im Rahmen des Projektes "Polare Mesozyklonen" (Vorhaben Kr 228/16) gefördert.

Zum Schluß sei Martin Göber, Michael Lieder und Heiko v.d. Mosel für die lästige Arbeit des Korrekturlesens einiger Abschnitte gedankt, sowie jeweils für Grießklößchensuppe, Ohren und musische Untermahlung, die (sofern nicht mit Strawinsky) die vertippten Stunden gut begleitet hat. Und ein besonders herzlicher Dank gilt abschließend meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht und mich immer tatkräftig rundum unterstützt haben.