

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität

Nr. 142

OBJEKTIVE ANALYSE AKTUELLER WIND- UND DRUCKFELDER
ÜBER DEM NORDATLANTIK

von
Ulla Ennenga

DOI 10.3289/IFM_BER_142

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde
Abteilung Maritime Meteorologie

Düsternbrooker Weg 20
D 2300 Kiel 1

ISSN 0341-8561

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINLEITUNG	1
2. DATENDICHTE UND DATENGÜTE IM ANALYSEGEBIET	3
2.1. Analysegebiet und Gitternetz	3
2.2. Das verwendete Datenmaterial	4
2.3. Die Datenprüfung	8
2.4. Abschätzung der mittleren Fehler der Beobachtungen	12
3. NUMERISCHE ANALYSEVERFAHREN UND IHRE ANWENDUNG AUF DIE ANALYSE AKTUELLER BODENFELDER	13
3.1. Die Korrektionsmethode	14
3.2. Das Variationsverfahren	15
3.3. Die statistische Interpolation	16
3.4. Die Polynommethode	20
3.5. Vergleich der Verfahren und Wahl der benutzten Methode	22
4. THEORIE UND NUMERIK DER POLYNOMMETHODE	26
4.1. Das Gleichungssystem und seine Lösung	26
4.2. Auflösungsvermögen und Glättungsverhalten der Polynommethode	30
5. KOPPLUNG DER DRUCK- UND WINDDATEN	39
5.1. Die verwendete Grenzschichtbeziehung	39
5.2. Bestimmung des Stabilitätsfeldes	42
6. AUFBAU DES ANALYSEPROGRAMMS	44
7. ANALYSEGÜTE	55
7.1. Bewertungskriterien für die Gesamtanalyse im Vergleich unterschiedlicher Analyseansätze	55
7.2. Abschätzung des lokalen Analysefehlers	61
8. VARIATION FREIER VERFAHRENSPARAMETER UND VERFAHRENSANSATZE	65
8.1. Die relative Wichtung zwischen Wind- und Druckdaten	65
8.2. Ausgleichung durch Polynome erster bzw. zweiter Ordnung	85
8.3. Einführung eines stabilitätsabhängigen Grenzschichtansatzes	97
Schlußbetrachtung	100
LITERATURVERZEICHNIS	102

ABSTRACT

For oceanographic purposes the knowledge of the wind field at the sea surface is very important. Due to the smaller scales of the oceanic circulations, high resolution is required. Since synoptic observations at sea are comparatively sparse, optimum use of the available information is desired. The paper describes a method, where the wind and pressure data from synoptic surface ship observations are simultaneously analysed. The method uses a second order polynomial in surface pressure, and relates surface wind speed and direction to pressure gradient by empirical relationships. In this way wind and pressure observations are fitted simultaneously, using a least squares fit to obtain local optimal estimates of pressure gradients and therefrom surface wind fields.

By combined analysis of wind and pressure data, more information is available to eliminate erroneous data. Because of the irregular and highly variable distribution of synoptic reports, there are frequently areas with few observations. Together with the polynomial fit, a field of error estimates is provided.

The different observations (pressure, wind speed, direction) have different observational errors. Also, they respond to a different degree to subgrid scale processes. Hence, with the least squares fit, a weighting is introduced, which allows to give more emphasis to pressure or wind informations. It is often believed that the pressure field may be better interpolated and provides much more information than the wind field. The results show: combination of wind and pressure fields yields a better description than the use of wind or pressure data alone. Note that it is not the pressure itself, but the pressure gradient that matters. The unavoidable smoothing eliminates extremes when pressure data alone are used.

The method has been applied to observations from the North Atlantic Ocean. An effort has been made to verify the analysis in a statistical sense by independent data. It shows that for the data density typical of the North Atlantic, a second order polynomial in pressure is superior to a first order fit.

The relationship between pressure and wind field was used in two forms: independent of stability and with stability determined from mean air sea temperature difference. Though the routine ship observations of air sea difference show a large scatter the results indicate that consideration of stability provides for a better description of the wind field.

ZUSAMMENFASSUNG

Um die über dem Atlantik nur mit geringer Dichte und Qualität vorliegenden synoptischen Meldungen optimal zur Erstellung einer objektiven Analyse des aktuellen Oberflächenwindfeldes zu nutzen, wurde ein Verfahren entwickelt, in das sowohl Druck als auch Winddaten direkt eingehen. Im Hinblick auf die angestrebte Anwendung für ozeanographische Untersuchungen in teilweise kleineren Skalen wurde ein Verfahren gewählt, das möglichst lokal optimal ist, nicht notwendig optimal im statistischen Sinne über größere Gebiete. Ein Vergleich verschiedener Analyseverfahren hinsichtlich dieser Aufgabenstellung führte zur Wahl der Polynommethode mit der Beschränkung auf Funktionen erster und zweiter Ordnung.

Durch die sehr unregelmäßige und zudem varierende Verteilung der synoptischen Meldungen gibt es immer wieder Gebiete, die eine zu geringe Datendichte haben, um eine zuverlässige lokale Analyse zu ermöglichen. Es wird daher für das Ausgleichsverfahren eine lokale Fehlerabschätzung angegeben, die ein Maß für die Zuverlässigkeit der Gitterpunktwerte im Hinblick auf den Gebrauch bei anderen Untersuchungen gibt.

Die verschiedenen Meldungen (Druck, Wind- und Windrichtung) haben verschiedene Beobachtungsfehler und eine unterschiedliche subsynoptische Variabilität. Um dies zu berücksichtigen, wurde eine relative Wichtung zwischen den verschiedenen Meldungsgrößen in die Ausgleichung eingeführt. Das Verfahren wurde angewandt auf die Beobachtungen über dem Nordatlantik.

Die wesentlichen Ergebnisse der Untersuchungen sind:

- a) Bei der für das Gebiet des Nordatlantiks typischen geringen Stationsdichte führt eine Ausgleichung durch Polynomflächen 2. Ordnung zu einer besseren Wiedergabe der synoptischen Strukturen als die Verwendung von Flächen 1. Ordnung.

- b) In vielen Anwendungen wird eine reine Druckfeldausgleichung benutzt mit anschließender empirischer Bestimmung des Windfeldes. Durch die Variation der Gewichtung der Wind- und Druckdaten kann nachgewiesen werden, daß die Hinzunahme der Winddaten gegenüber der reinen Druckfeldausgleichung eine Verbesserung erbringt, die Berücksichtigung der Winddaten wirkt der Glättung einer reinen Druckausgleichung entgegen.
- c) Die Kopplung von Wind- und Druckfeld erfolgte zum einen unabhängig von der Stabilität, zum anderen über die Berücksichtigung der Stabilität anhand der mittleren Luft-Wasser-Temperaturdifferenz. Obwohl die aus den Schiffsbeobachtungen berechneten Temperaturdifferenzen starke fehlerbedingte Streuungen aufweisen, führt die Berücksichtigung der Stabilität dennoch zu einer besseren Beschreibung des Windfeldes.

1. EINLEITUNG

Die detaillierte Kenntnis des oberflächennahen Windfeldes als des Parameters, der die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre ganz wesentlich bestimmt, ist Voraussetzung für viele ozeanographische und maritim-meteorologische Untersuchungen. In vielen Fällen, z. B. in der Anwendung ozeanographischer Modelle, setzen diese Untersuchungen die Umverteilung der Information unregelmäßig verteilter Meßstationen auf gleichabständige Gitternetzwerke somit eine objektive Analyse voraus, die das aktuelle Windfeld im Scale des Gitterabstandes so genau wie möglich wiedergeben.

Interpolationsverfahren, wie sie für die Erstellung einer Wettervorhersage verwendet werden, sind jedoch in erster Linie auf die Belange des Vorhersagemodells ausgerichtet, so wird die Analysegüte vor allem an der Qualität der Vorhersage gemessen. Da die Vorhersage für den Analysetermin häufig in das Interpolationsverfahren einbezogen wird, gehen Vereinfachungen und Ungenauigkeiten der Modellformulierung in die Analyse ein. Falls das Bodenwindfeld nicht rein empirisch aus dem interpolierten Druckfeld berechnet wird, kommen die vereinfachenden Annahmen des zumeist verwendeten statistischen Interpolationsverfahrens hinzu: die lokale Divergenzfreiheit des nach Abzug des Vorhersagefeldes analysierten Restfeldes und eine ungenügende Berücksichtigung der aktuellen Struktur der Wettersysteme durch den Ansatz statistischer Wichtungsfunktionen. Die Kombination dieser Eigenschaften kann dazu führen, daß von den Beobachtungen erfaßte Details durch die Analyse gar nicht oder verfälscht wiedergegeben werden.

Die Bestimmung des aktuellen Windfeldes über den Ozeanen birgt aufgrund der geringen Datendichte und -qualität dieser Gebiete besondere Schwierigkeiten. Häufig wird die Bestimmung des Vektorfeldes über die einfachere Analyse des Druckfeldes als einer skalaren Feldgröße geringerer Variabilität und einer anschließenden quasi-geostrophischen Windberechnung ausgeführt.

In datenarmen Gebieten birgt dieses Vorgehen die Gefahr, daß Datenfehler, die unter Umständen das analysierte Druckfeld nur unerheblich beeinflussen, die Struktur des Gradientfeldes deutlich verfälschen. Der Versuch einer gekoppelten Analyse der Wind- und Druckdaten zur Erstellung eines Windfeldes scheint im Hinblick auf die Verdichtung der Eingangsinformation und eine verbesserte Möglichkeit der Datenprüfung trotz der relativ geringen Qualität der Windbeobachtungswerte sinnvoll zu sein.

Die Kopplung zwischen Druck- und Windfeld kann durch die Berücksichtigung eines einfachen quasi-geostrophischen Ansatzes mit einem konstanten ageostrophischen Winkel und einem konstanten Verhältnis zwischen der geostrophischen und der aktuellen Windstärke realisiert werden. Zu prüfen ist, ob die Einführung eines verbesserten Grenzschichtansatzes, wie z.B. durch die

- Berücksichtigung der Stabilität der atmosphärischen Schichtung, zu einer Verbesserung der Windfeldanalyse führt. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, durch welchen Parameter die Güte einer Analyse festgelegt werden kann und welches Interpolationsverfahren auch hinsichtlich des Vergleichs der Analysen verschiedener Grenzschichtansätze das geeigneteste ist.

2. DATENDICHTE UND DATENGÜTE IM ANALYSEGEBIET

2.1. Analysegebiet und Gitternetz

Das zu analysierende Gebiet umfaßt den Nordatlantik über einen Bereich von 10° bis 60° N. Die Längenbegrenzung entspricht wie in Abb.1 dargestellt der Küstenkonfiguration. Das verwendete Gitternetz hat einen Gitterabstand von 2.5° Länge bzw. Breite. Begrenzung und Gitterabstand wurden entsprechend den Anforderungen eines in der Abteilung Theoretische Ozeanographie des Instituts für Meereskunde betriebenen ozeanographischen Modells festgelegt. Die Festlegung des Gitternetzes läßt sich über See außerhalb des äquatorialen Bereichs beliebig variieren. Die Beschränkung auf Gebiete außerhalb des Äquatorgürtels von 10° N bis 10° S resultiert aus der Verwendung eines quasigeostrophischen Grenzschichtansatzes.

Ein Großteil der Rechnungen zur Bestimmung der Analysengüte und zur Festlegung der Systemparameter des verwendeten Verfahrens wurden für das in Abb. 1 gekennzeichnete Teilgebiet durchgeführt. Dies geschah zum einen aus Gründen der Rechenzeiterparnis, die Rechenzeit wächst bei dem verwendeten Verfahren linear mit der Anzahl der Gitterpunkte, zum anderen, um eine relativ hohe Eingangsdichte der synoptischen Meldungen zu garantieren. Die relativ gute Abdeckung des Gebietes mit Beobachtungen erlaubt es, den Datensatz zu halbieren, um die Analyse der einen Hälfte der Beobachtungen mit der zweiten Hälfte als einem unabhängigen Datensatz zu überprüfen. Das Testgebiet erstreckt sich von 33° bis 55° N und von 10° bis 46° W mit einem Gitterabstand von 2° Länge bzw. Breite.

2.2. Das verwendete Datenmaterial

Zur Verfügung stehen die durch den Deutschen Wetterdienst bereitgestellten synoptischen Bodenmeldungen aus dem Gebiet des Nordatlantik, und zwar für den Zeitraum vom 1. April 1981 bis zum 30. März 1982 über einen Bereich von 30° bis 65° N und einen Längensbereich von 0° bis 82° W. Für den sich anschließenden Zeitraum bis März 1984 wurde der Breitenbereich auf ein Gebiet von 0° bis 65° N erweitert. Im Rahmen dieser Arbeit wurden im wesentlichen die Beobachtungen der Monate September und Oktober 1982 zur Entwicklung und Prüfung der Methode benutzt.

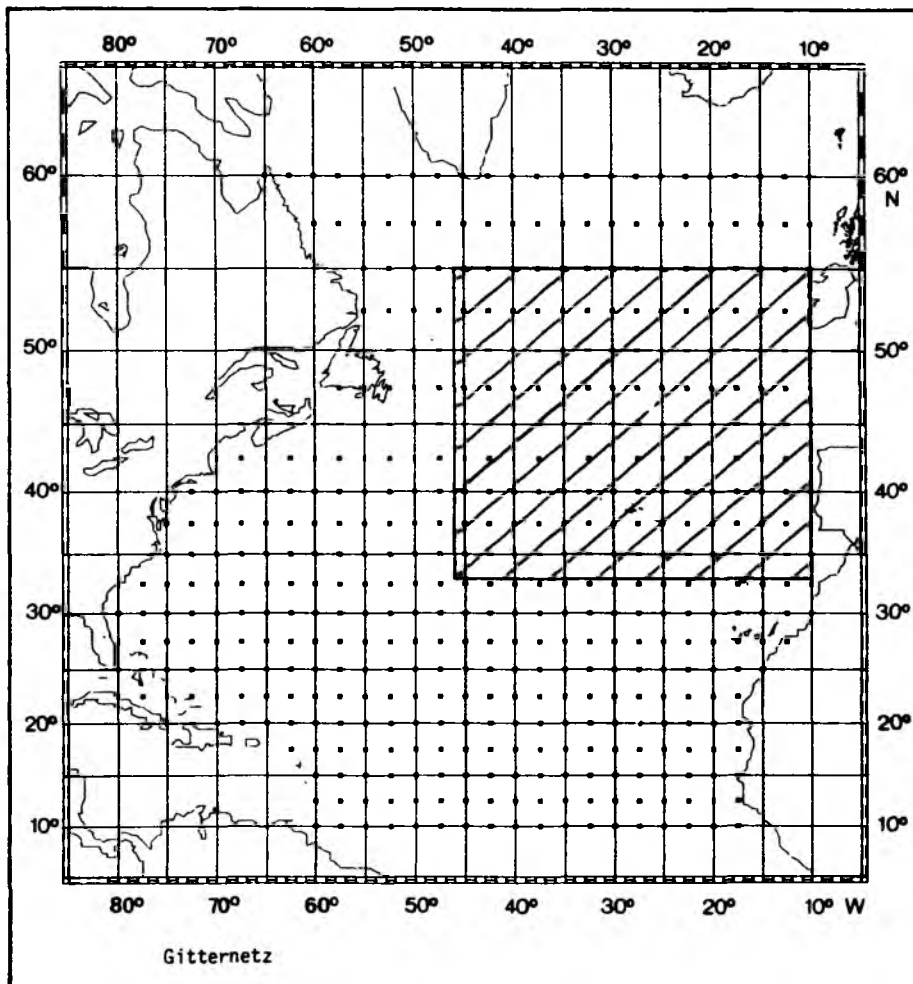


Abb. 1 Verteilung der Gitterpunkte im Bereich des Nordatlantik und Lage des Testgebietes

Der Datensatz ist im Synop- bzw. Shipcode verschlüsselt und umfaßt die Meldungen der Festlands- und Inselstationen, die Meldungen der Wetterschiffe und die Meldungen der Handels- und Fischereischiffe. Zur Analyse herangezogen wurden die Wind- und Temperaturbeobachtungen der Schiffe und die Druckmeldungen küstennaher Landstationen, letzteres um eine ausreichende Datenabdeckung der Ränder des Analysegebietes zu erreichen, wodurch eine reine Extrapolation des Gitterfeldes in diese Gebiete weitgehend vermieden wird. Die Wind- und Temperaturmeldungen der Landstationen wurden nicht berücksichtigt, da diese Felder im Küstenbereich häufig Diskontinuitäten, bedingt durch die Änderung des Untergrundes und topographische Effekte, aufweisen.

Die Verteilung der Stationen ändert sich durch die wechselnden Positionen der Schiffe von Termin zu Termin. Da die Handels- und Fischereischiffe im wesentlichen nur zu den synoptischen Hauptterminen, also um 0, 6, 12 und 18 GMT melden, kommen nur diese Termine für die Durchführung einer Analyse in Betracht. Die Datendichte weist im Gebiet von 10° bis 60° N sehr starke räumliche und zeitliche Schwankungen auf. Besonders schwach abgedeckt ist generell der äußerste Nordwesten, nördlich von 50° N und westlich von 40° W, und das Gebiet des küstenfernen Atlantik, südlich von 30° N. Hinzu kommen wechselnde großräumige Datenlücken im ganzen küstenfernen Bereich. Allgemein liegt die Anzahl der Meldungen der 0 und 6 GMT-Termine deutlich unter der der 12 und 18 GMT-Termine. Auch die Anzahl der Meldungen eines bestimmten Beobachtungstermins unterliegt Schwankungen von Tag zu Tag, ein Zahlenbeispiel: die Anzahl der Stationen innerhalb des Gitternetzes liegt für die Monate September und Oktober 1982 für den 12 GMT-Termin zwischen 125 und 212. Ein Beispiel für die Verteilung der Meldungen und die Veränderlichkeit ihrer Dichte zeigen die Abb. 2a und 2b.

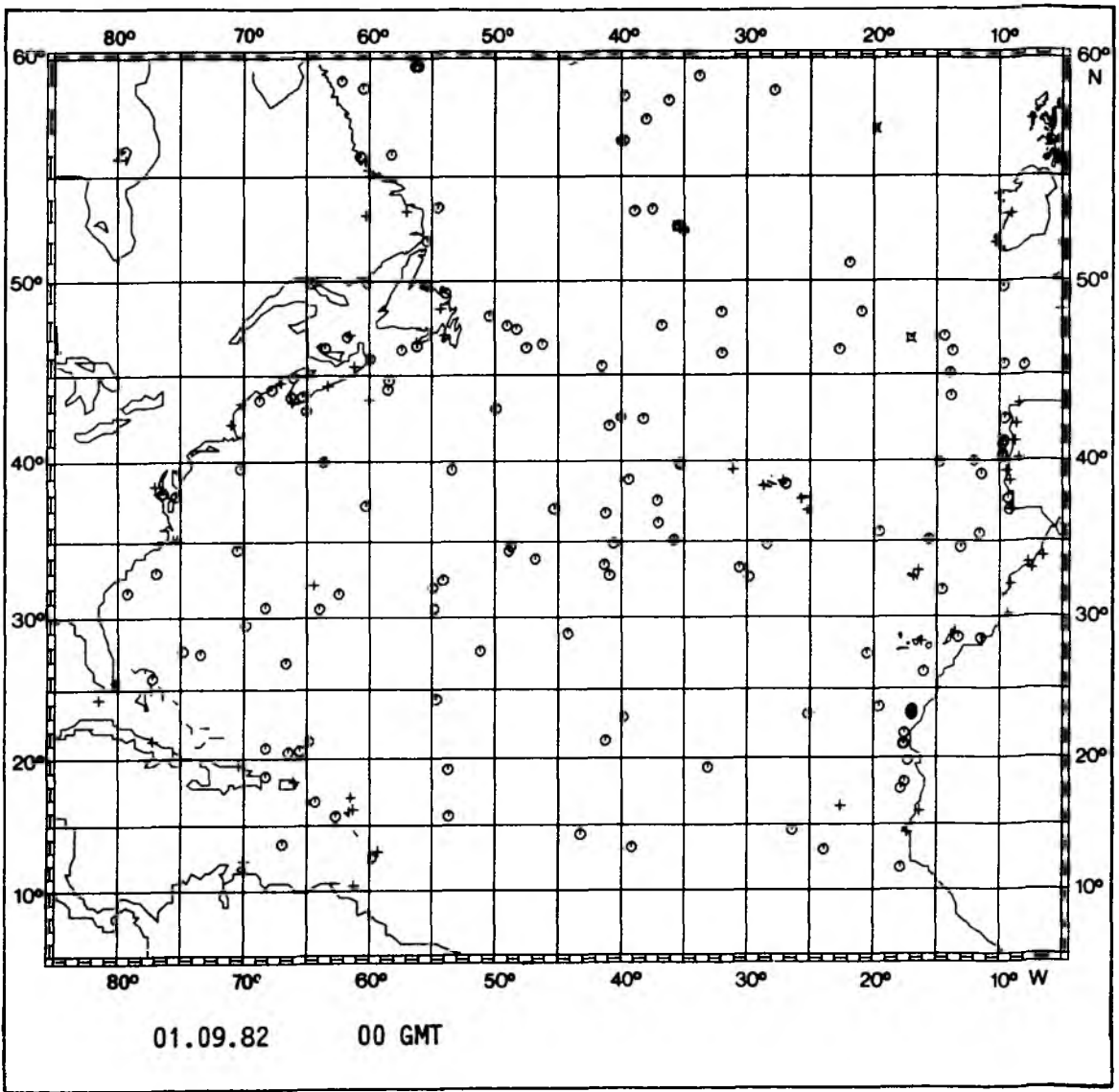


Abb. 2a

Meldungsverteilung vom 1.9.1982 00 GMT. Kreuze kennzeichnen die Land- und Inselstationen, Kreise die Meldungen der Fischerei- und Handelschiffe und Vierecke die Wetterschiffsmeldungen.

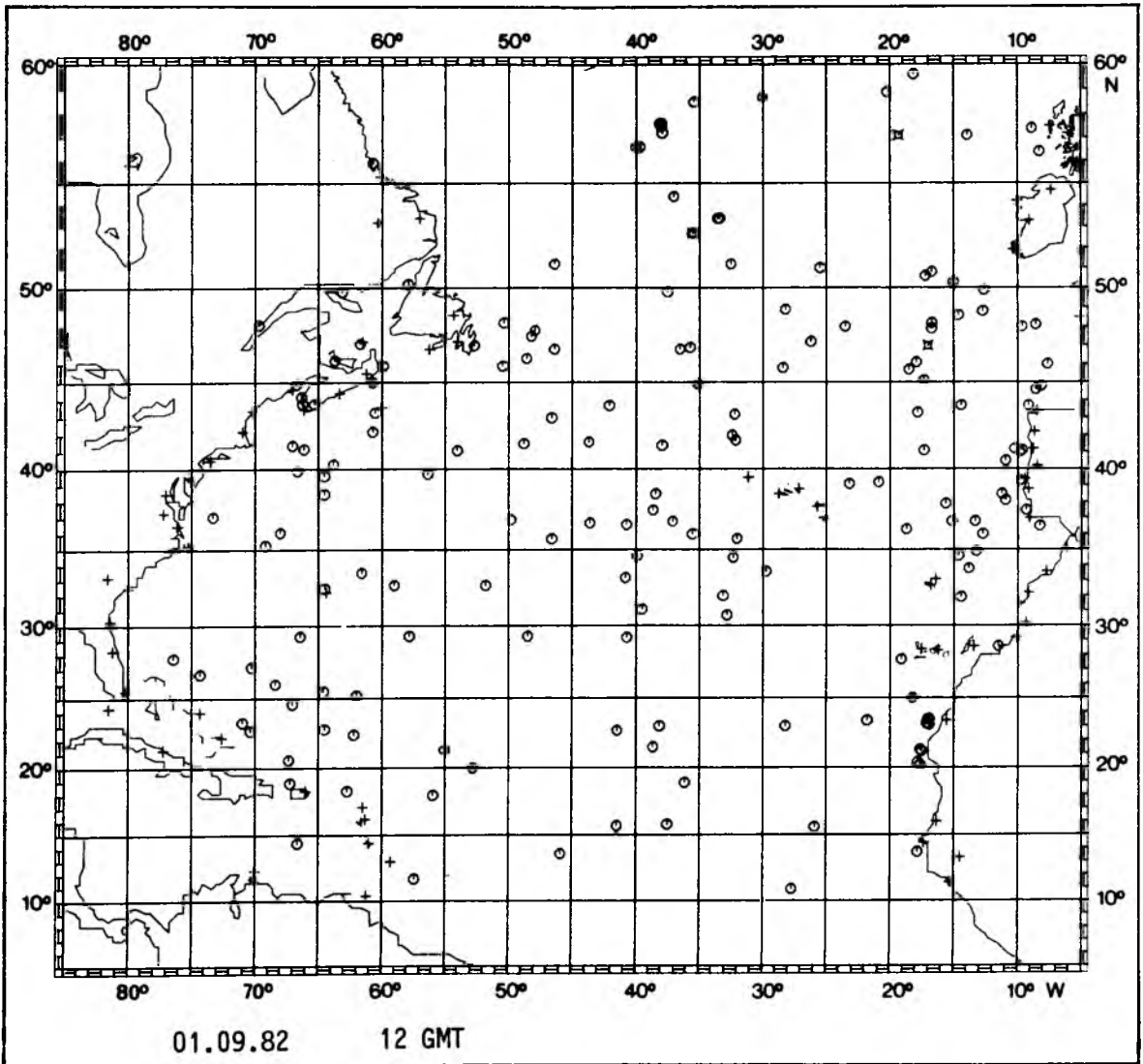


Abb. 2b Meldungsverteilung vom 1.9.1982 12 GMT
Wahl der Symbole entsprechend Abb. 2 a.

2.3. Die Datenprüfung

Die synoptischen Bodenmeldungen sind mit einer Vielzahl von Fehlern unterschiedlicher Ursachen, wie Beobachtungs-, Verschlüsselungs-, Geräte- und Übertragungsfehler behaftet. Bei der Windbeobachtung fahrender Schiffe birgt die Umrechnung des gemessenen relativen Windes in den absoluten Wind eine weitere Fehlerquelle. Eine fehlerhafte Positionsangabe des meldenden Schiffes wird, da die Angabe nicht überprüft werden kann, ebenfalls als Beobachtungsfehler interpretiert. Vor dem Eingang in die Analyse werden die Lufttemperatur, die Wassertemperatur und der Luftdruck anhand von Extremwerttabellen und zusätzlich, ebenso wie die Winddaten, hinsichtlich ihrer horizontalen Konsistenz überprüft. Die benutzten Extremwerte lehnen sich eng an die vom DWD benutzten Tabellen an (FRÖMMING, 1980, persönliche Mitteilung), sie sind in den Tabellen 1 bis 3 aufgeführt. Lediglich die Druckmaxima für die Landstationen wurden etwas herabgesetzt, da nur Küstenstationen berücksichtigt werden, die keine kontinentalen Extremwerte erwarten lassen. Die Extremwertüberprüfung wird parallel zur Entschlüsselung der Meldungen durchgeführt, die fehlerhaften Daten werden eliminiert.

Die horizontale Konsistenz wird jeweils für Bereiche von 500 km Radius überprüft, die im $3^\circ \times 3^\circ$ Abstand über das Analysegebiet gelegt werden, sodaß sich eine stark überlappende Abdeckung ergibt. Für jeden dieser Prüfbereiche werden die Mittelwerte und die mittleren quadratischen Abweichungen der zu berücksichtigenden Parameter Druck, Temperatur, Wassertemperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit berechnet. Die Mittelung von Windrichtung und -geschwindigkeit erfolgt über die beiden Windkomponenten. Überschreitet die Differenz zwischen Mittelwert und Einzelmeldung den 2.3-fachen Wert der entsprechenden mittleren Abweichung, wird diese Größe als unsicher gekennzeichnet, wenn der Ort der Meldung mindestens 50 km innerhalb der Bereichsgrenzen liegt. Diese Kennzeichnung kann bei stark ausgeprägtem Gradienten im betrachteten physikalischen Feld das Resultat einer ungünstigen Stationsverteilung sein, mit der Tendenz isoliert liegende Stationen als fehlerhaft auszufiltern. Um die Wahrscheinlichkeit einer solchen Fehlentscheidung herabzusetzen,

Extremwerttabellen zur Überprüfung der synoptischen
Bodenmeldungen

Breiten- bereich	März - Mai					
	Dez. - Feb.		Sept. - Nov.		Juni - Aug.	
	max	min	max	min	max	min
0° N - 35° N	35	0	40	5	45	10
35° N - 50° N	28	-30	32	-15	35	0
50° N - 90° N	20	-50	27	-35	30	-10

Tab. 1: Extremwerte für Meldungen der Lufttemperatur über See [0° C]

Breiten- bereich	März - Mai					
	Dez.- Feb.		Sept. - Nov.		Juni - Aug.	
	max	min	max	min	max	min
0° N - 35° N	32	12	35	12	35	13
35° N - 50° N	25	-2	29	-2	29	0
50° N - 90° N	14	-3	20	-3	20	-2

Tab. 2: Extremwerte für Meldungen der Wassertemperatur [0° C]

Breiten- bereich		März - Mai					
		Dez. - Feb		Sept. - Nov.		Juni - Aug.	
		max	min	max	min	max	min
0° N - 35° N	Landstation	1040	990	1040	985	1040	980
0° N - 35° N	Schiff	1040	970	1040	970	1040	980
35° N - 50° N	Landstation	1050	950	1050	950	1050	965
35° N - 50° N	Schiff	1050	935	1050	940	1050	965
50° N - 90° N	Landstation	1050	940	1050	940	1050	965
50° N - 90° N	Schiff	1050	925	1050	935	1050	965

Tab. 3: Extremwerte des Bodenluftdrucks für Schiffsmeldungen
und küstennahe Stationen [hPa]

wird die Meldungsgröße erst bei einer zusätzlichen Überschreitung des Grenzwertes eines Nachbarbereiches eliminiert. Die Festlegung des Grenzwertes auf das 2.3-fache der mittleren quadratischen Abweichung erfolgte subjektiv aus einer Reihe von Testläufen für verschiedene synoptische Termine. In erster Linie wurde darauf geachtet, daß keine vermeintlich richtigen Meldungen eliminiert wurden.

Abb. 3 gibt einen Eindruck von der Qualität der benutzten Winddaten. Die durch die Prüfung der horizontalen Konsistenz eliminierten Meldungen sind durch Punkte gekennzeichnet. Eine eingehende Betrachtung der entsprechenden Darstellungen für mehrere Beobachtungstermine zeigt die Unzulänglichkeit der Überprüfung: Fehlmeldungen in datenarmen Gebieten werden nicht als falsch erkannt, weil sie die Mittelwerte und die Werte der mittleren quadratischen Abweichung zu stark beeinflussen. Eine Anhäufung von Fehlmeldungen vergrößert den Wert der mittleren quadratischen Abweichung, die Fehler werden als erhöhte lokale Varianz des Feldes interpretiert. Auf eine Verschärfung der Überprüfung wurde jedoch in diesem Stadium verzichtet, weil sie zu einer verstärkten Eliminierung reeller Meldungen führt. Stattdessen werden die Feldwerte einer ersten ausgeführten Analyse zur Prüfung der Beobachtungen herangezogen, indem die Analysewerte linear auf den Stationsort interpoliert werden. Die Beobachtung wird als Fehlmeldung betrachtet, wenn die Differenz zwischen dem interpolierten Wert und dieser Meldung einen Grenzwert überschreitet, der abhängig von der mittleren quadratischen Abweichung im Gitterbereich ist. (Weitere Erläuterungen in Kap.6.)

Werte der Luft- und Wassertemperatur gehen nicht direkt, sondern als Stabilitätsmaß, also als Differenz beider Größen, in die Analyse ein. Der Betrag dieser Differenz ist im Mittel gering und der aus den Fehlern der Einzelwerte resultierende relative Fehler entsprechend hoch, damit die Signifikanz des Vorzeichens gering. Zur statistischen Absicherung des Stabilitätsfeldes werden die Differenzwerte vor dem Eingang in die Analyse räumlich gemittelt (s. Kap.5.2).

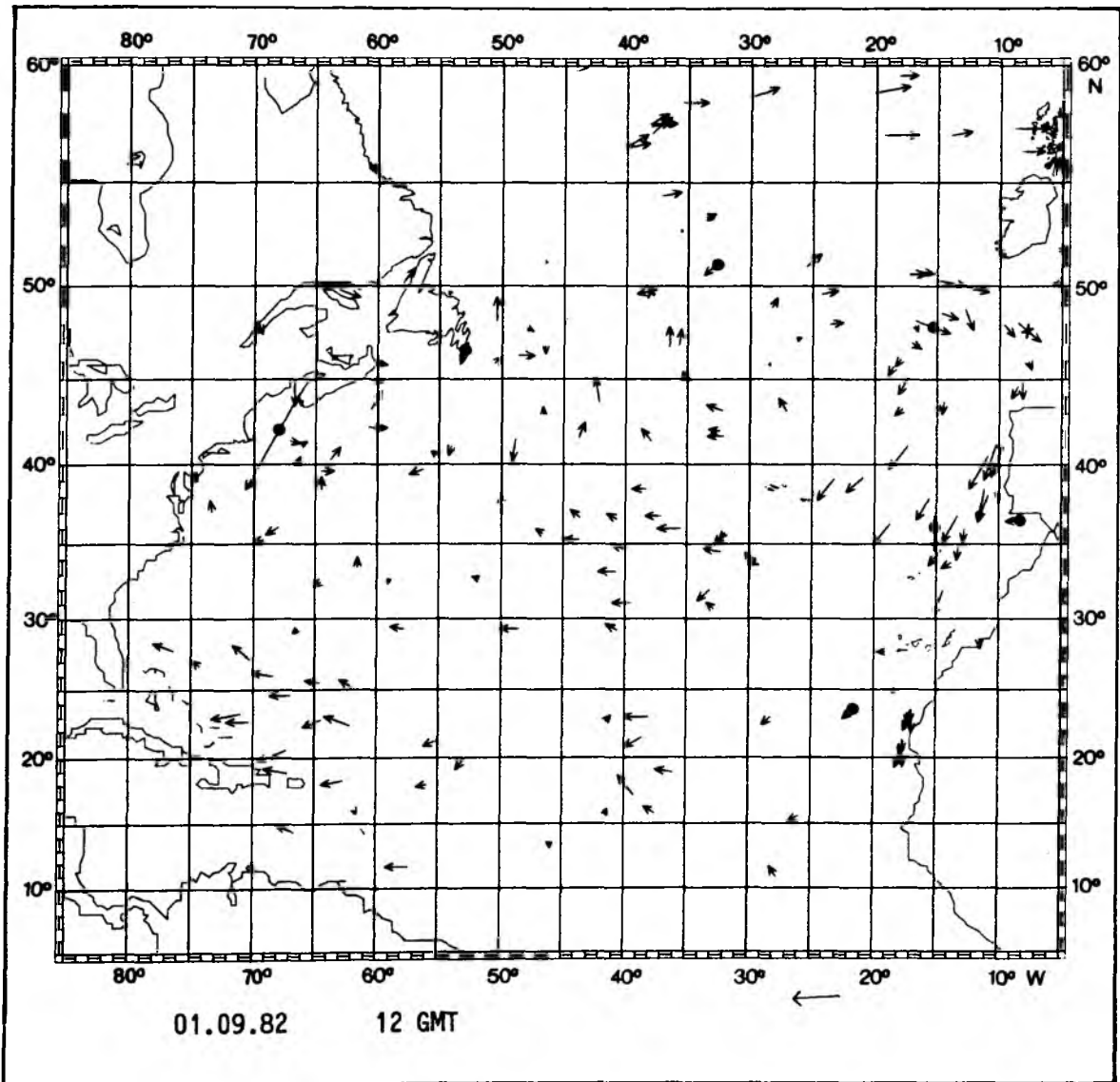


Abb. 3: Darstellungen der Windmeldungen der Schiffe des 12 GMT Termins vom 1.9.1982. Die Länge des unten rechts eingetragenen Pfeils entspricht einer Windstärke von 20 kn. Die durch ausgefüllte Kreise gekennzeichneten Windvektoren wurden durch die Datenprüfung vor dem Analyseeingang, die mit Kreuzen gekennzeichneten Pfeile durch die Prüfung anhand einer ersten Analyse als fehlerhaft eliminiert.

2.4. Abschätzung der mittleren Fehler der Beobachtungen

Auch wenn auf die Verwendung der Fehlergrößen der Druck- und Windbeobachtungen erst in den folgenden Kapiteln eingegangen wird, sollen in diesem Abschnitt einige Erläuterungen zur Abschätzung dieser Größen vorweggenommen werden. Der Analysewert eines Gitterpunktes soll einen für seine Umgebung repräsentativen Wert haben, daß heißt, er darf keine Varianzanteile enthalten, die einer durch das Gitternetz nicht auflösbaren Wellenzahl zuzuordnen sind. Die Fehlerabschätzung einer Meßgröße muß daher außer dem mittleren Meßfehler auch die Varianzanteile der kleinskaligen, durch das Gitternetz nicht auflösbaren Schwankungen umfassen.

Da der Fehler der einzelnen Beobachtungen nicht bekannt ist, kann er nur als mittlere Größe berücksichtigt werden. Eine entsprechende Abschätzung wurde in Anlehnung an eine Arbeit von Schriever (1977, persönliche Mitteilung) durchgeführt, in der die während der Vergleichsperioden von GATE gewonnenen Schiffs- und Bojenmessungen ausgewertet wurden. Gemittelt über die Meßfehler aller beteiligten Forschungsschiffe ergibt sich ein mittlerer Fehler von 0.4 hPa für die Druckmessung, von 1.3 m/s für die Messung des Windbetrages und von 17° für die Messung der Windrichtung. Diese Abschätzung muß hinsichtlich des Eingangs in die Analyse eines relativ großmaschigen Gitterfeldes um den Varianzanteil der mesoskaligen Variabilität der meteorologischen Felder erweitert werden. Zu beachten ist außerdem, daß ein Großteil der in die Analyse eingehenden Meldungen von Handels- und Fischereischiffen abgesetzt wird, deren Beobachtungsqualität sicherlich nicht der der Forschungsschiffe während der GATE-Vergleichsperiode entspricht. Zusätzlich vergrößert sich der Meßfehler der Handelsschiffe durch die Einbeziehung von Schiffkurs und -geschwindigkeit bei der Umrechnung von relativen in absolute Windwerte. Der letztendlich für diese Meldungen anzusetzende Fehler läßt sich nur grob abschätzen. Für den mittleren Fehler des Druckes wurde ein Wert von 0.6 hPa, für den der Windrichtung ein Wert von 30° und für den Fehler der Windgeschwindigkeit ein Wert von 2 m/s angesetzt.

3. NUMERISCHE ANALYSEVERFAHREN UND IHRE ANWENDUNG AUF DIE ANALYSE AKTUELLER BODENWINDFELDER

Die Aufgabe eines numerischen Analyseverfahrens liegt in der Umverteilung der Information der unregelmäßig angeordneten, aktuellen Beobachtungen zu einer das gesamte Analysegebiet regelmäßig abdeckenden Beschreibung der meteorologischen Parameter. Der Anspruch an die Eigenschaften dieser Beschreibung ist vom Verwendungszweck der Analysen abhängig. Im vorliegenden Fall ist die Zielsetzung, eine möglichst detaillierte Darstellung der reellen Strukturen des Windfeldes auf einem regelmäßigen Gitterfeld zu erreichen, und zwar so detailliert wie der vorliegende Datensatz, die synoptischen Bodenmeldungen, und das Gitternetz es ermöglichen. Der Abstand der Gitterpunkte begrenzt die Auflösbarkeit der kleinskaligen Strukturen.

Es sind folgende Anforderungen an das Verfahren zu stellen:

- 1) Eine Qualitätskontrolle der Eingangsdaten muß durchgeführt werden, um fehlerhafte Meldungen zu eliminieren oder zu korrigieren,
- 2) kleinskalige Schwankungen, die aus zufälligen Datenfehlern resultieren oder Strukturen zuzuordnen sind, die durch das Gitternetz nicht aufzulösen sind, müssen bei möglichst geringer Glättung der großskaligen Variationen herausgefiltert werden,
- 3) die mittlere quadratische Abweichung zwischen dem Analysefeld und den Beobachtungsdaten sollte in der Größenordnung des mittleren Beobachtungsfehlers liegen,
- 4) die Struktur des meteorologischen Feldes muß auch in datenarmen Gebieten gut erfaßt werden.

In den folgenden Abschnitten werden die Grundprinzipien der verschiedenen Analyseverfahren vorgestellt. In den routinemäßig verwendeten Verfahren werden die Elemente verschiedener Methoden häufig miteinander kombiniert.

3.1. Die Korrektionsmethode

Das Verfahren wurde von BERGTHORSSON und DÖÖS (1955) eingeführt und von CREGSMAN (1959) weiterentwickelt. Der größte Teil der in den folgenden Jahren installierten operationellen Analysesysteme baute auf dieser Methode auf. Inzwischen wurde sie in vielen Fällen durch das Verfahren der statistischen Interpolation ersetzt.

Die Methode basiert auf der iterativen Korrektur einer ersten Näherung des Analysefeldes über eine gewichtete Mittelung der Differenzen zwischen Stationsmessung und dem Analysewert am Stationsort. Die Mittelung berücksichtigt nur die Stationen innerhalb eines gewissen Einflußbereiches um den Gitterpunkt:

$$f_g^{i+1} = f_g^i + \sum_{j=1}^n w_j (f_j - f_j^i) \quad (3.1.1)$$

f_g^i und f_j^i bezeichnen die i -te Näherung der Meßgröße f am Gitterpunkt g bzw. an der Station j , f_j den Meßwert an der Station und n die Anzahl der Messungen im Einflußbereich. Die Größe des Einflußbereiches wird durch den Wichtungsfaktor w_j bestimmt, der mit zunehmender Entfernung zwischen Stationsort und Gitterpunkt abnimmt. In einigen Systemen wird eine Abhängigkeit des Faktors w_j von der Stationsdichte in der Umgebung des jeweiligen Meßortes angesetzt, um die Korrelation zwischen den Meßwerten zu berücksichtigen. Der Einflußradius wird in den einzelnen Iterationsdurchläufen variiert, um die verschiedenen Größenskalen der Strukturen der meteorologischen Felder zu berücksichtigen. Größe und Variation des Einflußradius ist abhängig vom jeweiligen Analysesystem, ebenso die Anzahl der iterativen Schritte und die funktionale Beschreibung der Abhängigkeit der Gewichte von der Gitterpunktentfernung und der Stationsdichte. Im allgemeinen wird das Iterationsfeld durch eine übergreifende Mittelung der Gitterpunktwerte geglättet. Als erste Näherung dient zumeist die Vorhersage für den Analysetermin (GUSTAVSSON, 1981).

Die Korrekturmethode bietet keine Möglichkeit der direkten Analyse eines Vektorfeldes. Die Komponenten eines Windfeldes können nur getrennt oder unter dem Ansatz der Divergenzfreiheit über eine Stromfunktion analysiert werden. Für den Fall einer Bodenwindanalyse bedeutet die Annahme der Divergenzfreiheit eine starke Einschränkung der Möglichkeit, die reellen Verhältnisse an der Oberfläche wiederzugeben. Eine Einbeziehung der Druckdaten in die Analyse des Bodenwindes ist nur über die Anwendung eines Variationsverfahrens (s. 3.2.) auf die getrennt interpolierten Druck- und Windfelder zu erreichen. In den operationellen Analyse-systemen werden die Korrekturmethode und die Variationsmethode häufig kombiniert, um gut balancierte Anfangsfelder in ein Vor-sagemodell eingeben zu können (GUSTAVSSON, 1981).

3.2. Das Variationsverfahren

Das Prinzip der Variationsanalyse beruht auf der Ausgleichung mehrerer meteorologischer Felder, die weitgehend unabhängig voneinander über die Methode der iterativen Korrektur oder eine statistische Interpolation gewonnen wurden. Im allgemeinen wird das Verfahren zur Initialisierung numerischer Vorhersagemodelle benutzt, um durch eine erzwungene Balance zwischen den Eingangsfeldern die Entwicklung hochfrequenter Störungen im Vorher-sagefeld zu unterdrücken. Die Grundlagen der Methode wurden von SASAKI (1958) entwickelt.

Die SASAKI-Methode setzt voraus, daß die zu berücksichtigenden Felddaten bereits als Gitterpunktfelder vorliegen. Die Feldwerte werden so korrigiert, daß sie bei minimaler Änderung ein gegebenes dynamisches Gleichungssystem näherungsweise erfüllen. Seien die Windkomponenten \hat{u} und \hat{v} und der Druck \hat{p} die horizontal auszugleichenden Feldvariablen und seien die angenommenen Relationen gegeben durch

$$F_i(\hat{u}, \hat{v}, \hat{p}) = 0 \quad \text{für } i=1,2, \quad (3.2.1)$$

so ergeben sich die Korrekturen $d\hat{p}$, $d\hat{u}$ und $d\hat{v}$ formal aus der Minimierung des folgenden Flächenintegrals

$$J = \int_x \int_y (\alpha_p (d\hat{p})^2 + \alpha_u (d\hat{u})^2 + \alpha_v (d\hat{v})^2) dx dy \quad (3.2.2)$$

unter den Zwangsbedingungen

$$F_i (U + d\hat{u}, V + d\hat{v}, p + d\hat{p}) = 0 \quad \text{für } i=1,2 \quad (3.2.3)$$

Die Koeffizienten α_p , α_u und α_v werden als Wichtungskoeffizienten in Abhängigkeit von der Qualität des entsprechenden Analysefeldes eingeführt. Die Forderung der Zwangsbedingung läßt sich durch die Einbeziehung der Relationen F_1 und F_2 in das Integral entsprechend der Koeffizienten α_1 und α_2 abschwächen:

$$J = \int_x \int_y (\alpha_p (d\hat{p})^2 + \alpha_u (d\hat{u})^2 + \alpha_v (d\hat{v})^2 + \alpha_1 F_1 + \alpha_2 F_2) dx dy \quad (3.2.4)$$

In den routinemäßig verwendeten Verfahren wird bei der Ausgleichung von Wind- und Höhen- bzw. Druckfeldern meist auf die geostrophische Windgleichung oder eine vereinfachte Form der Balancegleichung zurückgegriffen und somit ein näherungsweise divergenzfreies Windfeld erzwungen. Die Minimierung des Flächenintegrals führt in diesem Fall zu einer Euler-Lagrangegleichung, die mit Hilfe der Relaxationsmethode zu lösen ist (GUSTAVSSON, 1981; KASTNER, 1971). Werden weniger einschränkende Gleichungen als Ausgleichsbedingungen eingeführt, läßt sich die Lösbarkeit des Systems nicht mehr generell voraussetzen (LEWIS and GRAYSON, 1972; McPHERSON, 1975; SASAKI, 1970).

3.3. Die statistische Interpolation

Die Einführung dieser Technik wird im allgemeinen GANDIN(1963) zugeschrieben. Sie entspricht im Ansatz der Korrekturmethode:

der Analysewert am Gitterpunkt wird als gewichtetes Mittel der Abweichungen zwischen einer ersten Näherung des Analysefeldes und dem Beobachtungswert an den umliegenden Stationen berechnet:

$$f_g = f_g^p + \sum_{j=1}^n w_j (f_j - f_j^p) \quad (3.3.1)$$

f_g bezeichnet den Analysewert am Gitterpunkt g , f_g^p und f_j^p den Wert der ersten Näherung am Gitterpunkt g , bzw. an der Station j , f_j den Meßwert an der Station j und n die Anzahl der berücksichtigten Stationswerte. Die Wichtung w_j wird jedoch nicht wie bei der Korrektionsmethode ad hoc festgelegt, sondern aus der Forderung nach der Minimierung des langzeitlichen Mittels des Analysefehlers am Gitterpunkt bestimmt. Sei f_g^t der wahre Wert der Variablen f am Gitterpunkt g , so ist der mittlere quadratische Analysefehler gegeben durch

$$E = \overline{(f_g^t - f_g)^2} \quad (3.3.2)$$

Der Querstrich kennzeichnet die Mittelwertbildung. Gestrichene Größen werden für die Abweichungen zwischen wahren Wert und erster Näherung eingeführt

$$f_j' = f_j^t - f_j^p \quad (3.3.3)$$

und der Beobachtungsfehler Δf_j berücksichtigt

$$\Delta f_j = f_j^t - f_j \quad (3.3.4)$$

Unter der Voraussetzung, daß der Fehler der ersten Näherung nicht mit dem Beobachtungsfehler korreliert ist,

$$\overline{f_g^t \Delta f_i} = \overline{\Delta f_i f_j^t} = \overline{f_i \Delta f_j} = 0 \quad (3.3.5)$$

ergibt sich für den mittleren Analysefehler am Gitterpunkt g die Gleichung

$$E = \overline{f_g}^2 + \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^n \{ \overline{f_i} \overline{f_j} + \overline{\Delta f_i \Delta f_j} \} w_j w_i - 2 \sum \overline{f_g} \overline{f_i} w_i \quad (3.3.6)$$

Aus der notwendigen Bedingung für die Minimierung des mittleren Analysefehlers hinsichtlich des Gewichtskoeffizienten w_k

$$\frac{\delta E}{\delta w_k} = 0 \quad \text{für } k = 1, \dots, n \quad (3.3.7)$$

resultiert ein lineares Gleichungssystem zur Bestimmung der w_k :

$$\sum_{i=1}^n \{ \overline{f_i} \overline{f_k} + \overline{\Delta f_i \Delta f_k} \} w_i = \overline{f_g} \overline{f_k} \quad \text{für } k = 1, \dots, n \quad (3.3.8)$$

Der mittlere Analysefehler am Gitterpunkt läßt sich aus den Gleichungen (3.3.6) und (3.3.8) bestimmen.

$$E = \sum_{i=1}^n \overline{f_g} \overline{f_i} w_i \quad (3.3.9)$$

Die Gewichtskoeffizienten, und damit auch der entsprechende Analysefehler, werden durch die statistischen Größen der Kovarianzen zwischen den Differenzwerten $\overline{f_i} \overline{f_j}$ und $\overline{f_g} \overline{f_j}$ und der Kovarianzen zwischen den Beobachtungsfehlern $\overline{\Delta f_i \Delta f_j}$ bestimmt. Somit wird nicht nur die Qualität der Eingangsdaten und die Entfernung der Stationen vom Gitterpunkt, sondern auch die räumliche Verteilung der Stationen um den Gitterpunkt berücksichtigt. Über die Einbeziehung der Querkovarianzen zwischen verschiedenen meteorologischen Variablen, wie zum Beispiel den Druckwerten und den Komponenten des Windes, und den Kovarianzen zwischen den Beobachtungsgrößen in den verschiedenen Höhenniveaus läßt sich die Interpolation zu einem multivariablen, dreidimensionalen Analyseverfahren erweitern.

Das Interpolationsverfahren ist unter der Einschränkung eines vorausgesetzten linearen Zusammenhanges zwischen Stationsmessungen und Analysewert in dem Sinne optimal, als es den Analysefehler im statistischen Mittel an den Gitterpunkten minimiert. Das Verfahren wird deshalb häufig als optimale Interpolation bezeichnet.

Diese Bewertung läßt sich auf die Analyse einer Einzelsituation nur für den Fall einer stationären, lokal bekannten räumlichen Kovarianz übertragen. Da die Voraussetzung der Stationarität in der Regel nicht erfüllt ist und die Kovarianz nur durch stark vereinfachte Modelle angenähert wird, ist die Bezeichnung "statistische Interpolation" angemessener.

Die Anwendung des Verfahrens setzt die Kenntnis der Kovarianzfunktion des Fehlers der ersten Näherung und des Beobachtungsfehlers voraus. Bei der Verwendung synoptischer Beobachtungen kann von der Unabhängigkeit der Meßfehler verschiedener Stationen ausgegangen werden, die Varianz des Fehlerfeldes wird meist als konstant angesetzt. Da das Analysefeld im Gebiet mit großen Datenlücken sehr stark durch die erste Näherung bestimmt wird, liegt die Verwendung des Vorhersagefeldes für den entsprechenden Termin nahe. In den operationellen Systemen werden für die Bestimmung der Kovarianzwerte der Vorhersagefehler vereinfachende Modelle verwendet, die auf statistischen Untersuchungen der Vorhersagefehler beruhen. Die vereinfachenden Annahmen liegen in der Forderung der Isotropie und Homogenität der Modelle, wodurch die Kovarianzwerte nicht mehr von den Ortsvektoren der Stationen bzw. der Gitterpunkte abhängen, sondern nur von den Entfernungen zwischen den Stationen bzw. Station und Gitterpunkt. Da die Forderung der Homogenität wesentlich besser durch die Korrelation als durch die Kovarianz, die auch die Varianz des Vorhersagefehlers umfaßt, erfüllt wird, werden Korrelation und Varianzwerte meist getrennt behandelt. Die Korrelationswerte werden über die Anpassung einer distanzabhängigen Funktion an die empirischen Werte bestimmt. Die Varianzwerte werden teils empirisch bestimmt, teils unter der Annahme eines linearen Anwachsens des Vorhersagefehlers über den Vorhersagezeitraum aus dem Analysefehler der Eingangsdaten berechnet.

Während die Eigenschaft der Isotropie für die Korrelation des Druckvorhersagefehlers als weitgehend erfüllt angesehen werden kann, ist die Struktur der Korrelation des Windvorhersagefehlers sehr komplex und insbesondere nicht isotrop. Die Korrelationsfunktion dieses Vorhersagefehlers und die Querkorrelationen zwischen den Vorhersagefehlern der Windkomponenten und des Druckes, wie sie zur Anwendung einer multivariablen Interpolation benötigt werden, werden deshalb über die geostrophische Windgleichung aus der Korrelationsfunktion des Druckfehlers berechnet.

Die Ordnung des Gleichungssystems (3.3.8) wird durch die Anzahl der berücksichtigten Meßdaten bestimmt. Um den Rechenaufwand bei der Lösung des Gleichungssystems zu begrenzen, muß deshalb eine Auswahl der Eingangsdaten getroffen werden, was dem Konzept des rein statistischen Verfahrens entgegensteht. Um die Rechenzeit erheblich zu reduzieren wird im allgemeinen zur Bestimmung aller Gitterwerte eines Teilanalysegebietes der gleiche Eingangsdatensatz gewählt. In diesem Fall gilt, daß je größer das Gittergebiet wird, in dem der gleiche Satz von Eingangsdaten in die Bestimmung verschiedener Gitterwerte eingeht, desto kritischer wird die Festlegung der Halbwertsbreite der Varianzfunktion, da bei zu groß gewählter Halbwertsbreite kleinskalige Strukturen nicht aufgelöst werden können (GUSTAVSON, 1981; LORENC, 1981).

3.4. Die Polynommethode

Das Verfahren wurde bereits 1949 von PANOFSKY benutzt und von GILCHRIST und CRESSMAN (1954) weiterentwickelt. Das Prinzip der Polynommethode basiert auf der Anpassung einer Polynomfunktion an die in der Umgebung eines Gitterpunktes beobachteten Daten. Über die Einbeziehung dynamischer Zusammenhänge, wie zum Beispiel der geostrophischen Gleichung, können die Analysen verschiedener meteorologischer Parameter parallel unter Berücksichtigung eines multivariablen Datensatzes erstellt werden. Bleibt man bei dem

Beispiel der geostrophischen Ausgleichung von Druck- und Windfeld, so wird das Druckfeld in der Umgebung des Gitterpunktes näherungsweise durch ein Polynom q-ter Ordnung dargestellt

$$\hat{p} = \sum_{i,j} a_{ij} x^i y^j \quad \text{mit } i,j \geq 0 \quad (3.4.1)$$

$$i+j \leq q$$

und die Felder der geostrophischen Windkomponenten durch die entsprechenden Polynome (q-1)-ter Ordnung

$$u = -\frac{1}{f\rho} \sum_{i,j} j a_{ij} x^i y^{j-1} \quad \text{mit } i,j-1 > 0$$

$$i+j \leq q-1$$

$$v = \frac{1}{f\rho} \sum_{i,j} i a_{ij} x^{i-1} y^j \quad \text{mit } i,j-1 > 0$$

$$i+j \leq q-1 \quad (3.4.2)$$

\hat{p} , \hat{u} , \hat{v} bezeichnen die Analysewerte für die Koordinaten x und y.

Um die Polynomflächen exakt an die Beobachtungen anzupassen, muß die Anzahl der berücksichtigten Meldungswerte mit der Anzahl der Koeffizienten übereinstimmen. Bei einer hohen Stationsdichte können durch ein entsprechend groß gewähltes q auch die kleinskaligen Strukturen des Datenfeldes aufgelöst werden. Da diese Strukturen aber im wesentlichen durch die Datenfehler geprägt sind, wird ein überbestimmtes System gewählt, in dem die Anzahl der Eingangsinformationen über der Anzahl der zu bestimmenden Unbekannten liegt, um den Einfluß der Datenfehler herauszufiltern. In diesem Fall werden die Koeffizienten a_{ij} über die Minimierung der Summe S der Abweichungsquadrate zwischen Analysewert und Beobachtungswert an den Stationen mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt.

$$S = \sum_{k=1}^n W_{pk} (\hat{p}_k - p_k)^2 + \sum_{l=1}^m (w_{ul} (u_l - u_l)^2 + w_{vl} (v_l - v_l)^2) \quad (3.4.3)$$

Die mit einem Dach gekennzeichneten Größen bezeichnen die Analysewerte an der k-ten, bzw. l-ten Station, p_k , u_l und v_l die Beobachtungswerte, n die Anzahl der gemeldeten Druckbeobachtungen und m die Anzahl der gemeldeten Windwerte im Umgebungsgebiet des

Gitterpunktes. Die Größe dieses Gebietes wird über die empirischen Wichtungparameter w_{pk} , w_{ut} und w_{vt} festgelegt, die von der Entfernung zwischen Stationsort und Gitterpunkt abhängen. Eine Dimensionsbetrachtung der Gleichung (3.4.3) fordert eine Normierung der Differenzgrößen. Dies geschieht über die Einbeziehung der Kehrwerte der angenommenen mittleren quadratischen Beobachtungsfehler der jeweils betrachteten meteorologischen Parameter in die Wichtungsfunktionen, wodurch gleichzeitig eine Berücksichtigung der mittleren Beobachtungsqualität ermöglicht wird. Aus dem Minimierungsansatz resultiert ein lineares Gleichungssystem zur Bestimmung der Koeffizienten a_{ij} (GUSTAVSSON, 1981).

Auch bei der Anwendung der Polynommethode ist die Einbeziehung des Vorhersagefeldes für die Analyse datenarmer Gebiete von Vorteil. Die Vorhersagewerte werden wie die Beobachtungen behandelt, ihr Einfluß auf das interpolierte Feld durch die Wahl des Wichtungspareters festgelegt. Beim Auftreten großer Datenlücken wird die lokale Analyse überwiegend durch das Vorhersagefeld bestimmt (BUSHBY und HUCKLE, 1956). Eine detailliertere Darstellung der Eigenschaften des Verfahrens und der bei der Anwendung auftretenden Probleme wird in den folgenden Kapiteln gegeben.

3.5. Vergleich der Verfahren und Wahl der benutzten Methode

In den letzten Abschnitten wurden vier häufig verwendete Analyseverfahren vorgestellt, die bis auf die lokale Polynommethode auch zur Initialisierung der Vorhersagemodelle nationaler und internationaler Dienste und Forschungseinrichtungen herangezogen werden. Nicht aufgeführt wurden die spektralen Methoden, bei denen die Analyse über eine Entwicklung der Beobachtung in Terme der Eigenfunktionen linearisierter Balancegleichungen gewonnen wird (FLATTERY, 1970). Es handelt sich um globale oder hemisphärische Verfahren, bei denen bei ungenügender Auflösung der kurzperiodischen Schwankungen die lokale Analyse durch den globalen Datensatz bestimmt wird, was zumindest für die Analyse der Bodfelder wenig sinnvoll erscheint.

Bei der Wahl eines Verfahrens, daß auf die Analyse aktueller Bodenwindfelder im Nordatlantik anzuwenden ist, ist besonders die geringe Qualität der Windmessungen der Handels- und Fischereischiffe zu berücksichtigen. Theoretisch könnten die beiden Komponenten des Vektorfeldes unabhängig von einander analysiert werden. Die schlechte Qualität der Daten und die häufig nur geringe Datendichte sollten jedoch zur Berücksichtigung jeglicher zur Verfügung stehender Zusatzinformationen veranlassen. Als eine solche Zusatzinformation ist die dynamische Kopplung zwischen Wind- und Druckfeld zu betrachten. Durch die Berücksichtigung einer Grenzschichtbeziehung als Nebenbedingung innerhalb des Analysesystems können die Druckmeldungen als Zusatzinformation in das Verfahren eingehen. Hinsichtlich der Einbeziehung in eine Analyse des Bodenwindfeldes sollte sich die verwendete Grenzschichtbeziehung jedoch nicht auf die geostrophische Gleichung und die dadurch vorausgesetzte Divergenzfreiheit beschränken.

Unter diesem Gesichtspunkt könnte das Korrekturnverfahren nur bei einer Kombination mit der Variationsmethode verwendet werden. Beschränkt man sich dabei nicht auf einen rein geostrophischen Ansatz, steht der einfachen numerischen Handhabung der Korrekturmethode das Problem der Lösbarkeit der Eulergleichung gegenüber. Ein zweiter Nachteil der Korrekturmethode ist die schlechte Auflösung der Extremwerte der Windkomponenten. Da es sich um ein reines Mittelungsverfahren handelt, können Extremwerte des Analysefeldes die Werte der Umgebungsmeldungen niemals über- bzw. unterschreiten.

Auch die statistische Methode und die Polynommethode lassen sich als gewichtete Mittelwertbildung beschreiben (s. Abschnitt 4.2.), im Gegensatz zur Korrekturmethode können die Wichtungskoeffizienten jedoch für die relativ weit vom Gitterpunkt entfernten Stationen ein negatives Vorzeichen haben, dadurch ist es möglich, daß sich der Trend zwischen zwei Stationen bis zum Gitterpunkt fortsetzt. Gemeinsam ist zudem beiden Verfahren die Berücksichtigung der Stationsanordnung um den Gitterpunkt. Numerische Probleme können sich bei beiden Verfahren durch die Lösung der linearen Gleichungssysteme bei schlecht konditio-

nierten Gleichungsmatrizen ergeben. Die Kondition der Matrix läßt sich jedoch optimieren: bei der statistischen Methode kann dies am einfachsten durch die Mittelung über stark korrelierte Beobachtungswerte erreicht werden (KRUGER, 1969), was einer Reduzierung des Gleichungssystems entspricht, bei der Polynom-methode besteht nur die Möglichkeit der Faktorisierung der Gleichungsmatrix (BJÖRCK, 1969). Wiederum gemeinsam ist beiden Verfahren, daß die Auswahl der für den jeweiligen Gitterpunkt zu berücksichtigenden Daten relativ willkürlich vorgenommen vorgenommen wird.

Der Unterschied zwischen beiden Methoden ist im Verfahrensansatz zu suchen. Die Wichtungskoeffizienten der statistischen Methode werden über einen statistischen Ansatz bestimmt, und zwar als Funktionen der räumlichen Kovarianzen der interpolierten Größen und der Beobachtungsfehler. Die Wahl eines bestimmten Polynoms als Ausgleichsfläche läßt sich weder statistisch noch physikalisch begründen. Der Vorteil des statistischen Ansatzes relativiert sich jedoch bei einer kritischen Betrachtung der Voraussetzung dieses Ansatzes und der praktischen Anwendung dieser Methode. Wie bereits in Abschnitt 3.3. angeführt, ist die statistische Methode nur im Mittel über eine große Anzahl von synoptischen Situationen ein optimales Verfahren, für die einzelne Realisierung gilt dies nur unter der Voraussetzung stationärer räumlicher Kovarianzen. Diese Voraussetzung ist für ein synoptisches Bodenfeld nicht erfüllt. Allerdings könnte die synoptische Einzelsituation durch die Einbeziehung einer numerischen Vorhersage, wie in den operationellen Systemen praktiziert, stärker berücksichtigt werden.

Falls keine Vorhersagefelder vorliegen, können als erste Näherung z.B. klimatologische Mittelkarten eingehen. Um die synoptische Variabilität der räumlichen Kovarianzen und Kreuzkovarianzen zu berücksichtigen, müßten die entsprechenden Statistiken in Abhängigkeit von der großräumigen synoptischen Situation im Gegensatz zur Ansetzung einer homogenen Funktion gewonnen werden. Eine stabilitätsabhängige Grenzschichtbeziehung kann durch eine direkte Berechnung der Kreuzkovarianzen des Windfeldes aus der Druckvarianz berücksichtigt werden, wobei eine Aufspaltung nach einzelnen Stabilitätsklassen not-

wendig wird. Auch wenn diese Punkte bei der Bestimmung der Kovarianzen beachtet werden, wird die angestrebte Grenzschicht-eigenschaft zwar von den Differenzwerten zwischen z.B. Klimamittel und aktuellem Zustand näherungsweise erfüllt, nicht aber vom analysierten Gesamtwindfeld.

Bei der Polynommethode wird durch die Anpassung einer kontinuierlichen Funktion an die Meßdaten eines begrenzten Gebietes die Berücksichtigung einer dynamischen Bedingungsgleichung zwischen den Analysegrößen problemlos. Die Einschränkung der Freiheitsgrade der Analysefläche durch die Vorgabe einer mathematischen Funktion wird durch die nur lokal erfolgende Anpassung zumindest teilweise aufgehoben.

Alle genannten Verfahren bewirken eine Glättung der Eingangsdaten. Keins der Verfahren kann garantieren, daß sich diese Glättung nur auf die durch Meßfehler hervorgerufenen Varianzen und auf die durch das Gitter nicht auflösbaren Strukturen beschränkt, diese aber hinreichend herausfiltert.

Die Ergebnisse dieses Vergleiches führen zur Wahl der Polynommethode für die Analyse der Bodenwindfelder in der Region des Nordatlantiks bei einem Ausgangsdatensatz, der nur die synoptischen Bodenmeldungen umfaßt. Auf die Einbeziehung numerischer Vorhersagen als erste Näherungen des Analysefeldes wurde verzichtet, um das Verfahren unabhängig von der Physik des Vorhersagemodells prüfen und anwenden zu können.

4. THEORIE UND NUMERIK DER POLYNOMMETHODE

4.1. Das Gleichungssystem und seine Lösung

Der Ansatz der verwendeten Methode beschränkt sich auf Polynome erster und zweiter Ordnung, da besonders in datenarmen Gebieten die Zulassung mehrerer Extrema im lokalen Analysebereich durch die Berücksichtigung von Polynomen höherer Ordnung durch fehlerhafte Meldungen zu völlig unrealistischen Gitterpunktwerten führen kann. Die Polynomfunktionen werden auf dem Koordinatensystem der geographischen Länge λ und der geographischen Breite φ definiert.

Wird an die Druckmeldungen p_k im Einflußbereich um den Gitterpunkt ein Polynom 2. Ordnung angepaßt

$$p_k = \sum_{i,j} a_{ij} \lambda_k^i \phi_k^j \quad \begin{array}{l} \text{mit } i,j \geq 0 \\ i+j \leq 2 \end{array} \quad (4.1.1)$$

und wird eine näherungsweise geostrophische Balance vorausgesetzt, erhält man für die gemessenen Windkomponenten u_l und v_l entsprechend

$$\begin{aligned} u_1 &= -\frac{1}{f\rho m_1} (a_{01} + a_{11} \lambda_1 + 2a_{02} \phi_1) \\ v_1 &= \frac{1}{f\rho m_2} (a_{10} + 2a_{20} \lambda_1 + a_{11} \phi_1) \end{aligned} \quad (4.1.2)$$

Durch m_1 und m_2 wird eine Umrechnung von Längen- bzw. Breiten-differenzen in Entfernungswerte berücksichtigt. Aus diesen Ansätzen resultiert bei der Verwendung von mehr als 6 Meßwerten ein überbestimmtes Gleichungssystem der Form

$$AX = Y \quad (4.1.3)$$

in Matrixschreibweise. Y ist der Meldungsvektor

$$Y = (p_1, p_2, \dots, p_n, u_1, u_2, \dots, u_m, v_1, v_2, \dots, v_m)^T$$

T kennzeichnet die transponierte Matrixform, n gibt die Anzahl

der Druck- und m die Anzahl der Windmeldungen an. X ist der zu bestimmende Parametervektor

$$x = (a_{00}, a_{10}, a_{01}, a_{20}, a_{11}, a_{02})^T$$

und A eine $((n+2m) \times 6)$ - Matrix der Form

$$A = \begin{pmatrix} 1 & \phi_1 & \lambda_1 & \phi_1^2 & \phi_1 \lambda_1 & \lambda_1^2 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \phi_n & \lambda_n & \phi_n^2 & \phi_n \lambda_n & \lambda_n^2 \\ 0 & 0 & -s_{n+1} & 0 & -s_{n+1} \lambda_{n+1} & -2 s_{n+1} \phi_{n+1} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & -s_{n+m} & 0 & -s_{n+m} \lambda_{n+m} & -2 s_{n+m} \phi_{n+1} \\ 0 & t_{n+m+1} & 0 & 2t_{n+m+1} \phi_{n+m+1} & t_{n+m+1} \lambda_{n+m+1} & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & t_{n+2m} & 0 & 2t_{n+2m} \phi_{n+2m} & t_{n+2m} \lambda_{n+2m} & 0 \end{pmatrix}$$

$$\text{mit } s_i = \frac{1}{\rho^T i^m_1}$$

$$t_i = \frac{1}{\rho^T i^m_2}$$

Wird dieses Gleichungssystem mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate über die Minimierung der Gleichung (3.4.3) gelöst, entspricht dies der Aufstellung einer Normalgleichung der Form

$$(A^T A) X = A^T Y \quad (4.1.4)$$

(Dimensionen: $(6,6) (6,1) = (6,n+2m) (n+2m,1)$)

(TWOMEY, 1977). Nicht berücksichtigt werden in dieser Gleichung die Wichtungsfaktoren w_{pk} , w_{vl} und w_{ul} (s.3.4.3), dies geschieht über die Einführung einer Diagonalmatrix W mit

$$\begin{aligned}w_{ij} &= w_{pi} && \text{für } i \leq n \\w_{ij} &= w_{ui} && \text{für } n < i \leq n+m \\w_{ij} &= w_{vi} && \text{für } n+m < i \leq n+2m\end{aligned}$$

Die zu lösende Normalgleichung lautet dann

$$(A^T W A) X = A^T W Y \tag{4.1.5}$$

$(A^T W A)$ ist die (6×6) -Matrix der Normalgleichung, die Elemente dieser Matrix werden durch die Stationskoordinaten und durch die Wichtungsfaktoren bestimmt. Die Meßwerte sind nur in dem Vektor y enthalten.

Unter der Voraussetzung einer exakten Numerik läßt sich der Lösungsvektor X durch Invertierung der Gleichung (4.1.5) exakt berechnen:

$$X = (A^T W A)^{-1} A^T W Y \tag{4.1.6}$$

Da bereits bei der Berechnung der Matrix

$$\Phi = A^T W A$$

und des Vektors

$$B = A^T W Y$$

Rundungsfehler auftreten, ist die Voraussetzung nicht erfüllt. Die Auswirkung dieser Fehler auf den Lösungsvektor ist abhängig von der Konditionierung der Matrix Φ hinsichtlich der Lösung des Gleichungssystems. Sei der Fehler des Vektors B gegeben durch den Vektor ΔB , so kann die Empfindlichkeit der Lösung gegenüber einer Änderung in B abgeschätzt werden durch die Ungleichung

$$\frac{\|\Delta X\|}{\|X\|} \leq \frac{\|\Phi\| \|\Phi^{-1}\| \|\Delta B\|}{\|B\|} \tag{4.1.7}$$

und die Empfindlichkeit gegenüber einer Änderung $\Delta\Phi$ in Φ durch

$$\frac{\|\Delta X\|}{\|X\|} < \frac{\|\phi\| \|\phi^{-1}\| \frac{\|\Delta\phi\|}{\|\phi\|}}{1 - \|\phi\| \|\phi^{-1}\| \frac{\|\Delta\phi\|}{\|\phi\|}} \quad (4.1.8)$$

ΔX bezeichnet den Fehler des Lösungsvektors, $\|\cdot\|$ die Norm der jeweiligen Matrizen bzw. Vektoren. Die bestimmende Größe beider Abschätzungen ist $\|\phi\| \|\phi^{-1}\|$, die als Konditionszahl $K(\phi)$ der Matrix ϕ angesehen werden kann. Im allgemeinen kann davon ausgegangen werden, daß allein eine Rundung der Elemente von ϕ auf t signifikante Binärstellen in der Mantisse der Gleitpunktdarstellung zu keiner auch nur näherungsweise richtigen Lösung führt, wenn

$$K(\phi) \geq n^{-1/2} \times 2^t \quad (4.1.9)$$

(WILKINSON, 1969). n gibt die Ordnung der Matrix an. Im aktuellen Fall ist $t = 27$ und $n = 6$, die Größenordnung der Schranke liegt damit bei 10^7 . Bei einer direkten Lösung der Gleichung (4.1.6) über eine Routine der LINPAC-Bibliothek erreicht die abgeschätzte Kondition der Matrix ϕ Werte bis zu einer Größenordnung von 10^6 . Da der abgeschätzte Wert nur einen unteren Grenzwert der Konditionszahl angibt und der wahre Wert um einen Faktor 10 größer sein kann (DONGARRA et al., 1979) liegt dieser Wert im kritischen Bereich der Ungleichung (4.1.9). Die Schranke könnte durch eine höhere Rechengenauigkeit nach oben verschoben werden, allerdings resultiert daraus eine wesentliche Erhöhung der Rechenzeit. Eine andere Möglichkeit liegt in der Verbesserung der Konditionierung des Gleichungssystems durch eine geeignete Faktorisierung der Ausgangsmatrix A .

Für die Kondition der Normalgleichung (4.1.4) gilt

$$K(A^T A) = K^2(A) \quad (4.1.10)$$

Sei $C = AS$, wobei S irgendeine quadratische, nicht singuläre Matrix ist, kann Gleichung (4.1.4) ersetzt werden durch

$$C^T A X = C^T Y \quad (4.1.11)$$

Läßt sich C so bestimmen, daß

$$K(C^T A) = K(A) \quad (4.1.12)$$

gilt, ist Gleichung (4.1.11) wesentlich besser als Gleichung (4.1.4) konditioniert. Sind die Spalten von A linear unabhängig, existiert eine Faktorisierung der Matrix A

$$A = QR \quad (4.1.13)$$

in eine orthonormierte Matrix Q und eine Dreiecksmatrix R, deren Elemente oberhalb der Diagonalen liegen. Wählt man $C = Q$, so erhält man

$$C^T A = Q^T QR = R.$$

Gleichung (4.1.12) ist dann erfüllt, da gezeigt werden kann, daß die Beziehung

$$K(R) = K(QR) = K(A) \quad (4.1.14)$$

erfüllt ist.

Aus Gleichung (4.1.11) resultiert

$$RX = QY \quad (4.1.15)$$

(BJÖRCK, 1967).

Die Ergebnisse dieser Diskussion lassen sich relativ einfach auf Gleichung (4.1.5) übertragen. Q und R werden über die GRAM-SCHMIDT-Methode bestimmt, allerdings können numerische Effekte dazuführen, daß die berechneten Werte für Q die Bedingung der Orthogonalität nicht erfüllen. Es wurde deshalb zur Faktorisierung eine Routine benutzt, die die inneren Produkte mit erhöhter Rechengenauigkeit bestimmt (NAG-Library Manual, 1982).

4.2. Auflösungsvermögen und Glättungsverhalten der Polynommethode

Eine Größe zur Beschreibung der Eigenschaften und der Güte eines Analyseverfahrens ist die Relation zwischen dem wahren Wellenspektrum des diskreten Gitterfeldes und dem aus der Interpolation resultierenden Spektrum. Gewöhnlich werden die Gitterpunktweite aus einer Linearkombination der Eingangsdaten

berechnet. Sind diese Daten gleichabständig im Abstand Δx über das betrachtete Gebiet verteilt, läßt sich die der Anwendung des Analyseverfahrens entsprechende Filterfunktion direkt bestimmen. Die Linearkombination der Eingangsgrößen f_i zur Bestimmung des Gitterwertes f_g kann dann als Glättungsformel aufgefaßt werden, für den eindimensionalen Fall gegeben durch:

$$f_g = \sum_{i=-m}^{+m} g_i f(i\Delta x) \quad (4.2.1)$$

$$\text{mit } g_i = g_{-i}$$

Der Faktor g_i gibt die Wichtigkeit der Messung f_i an. Die dieser Glättung durch gewichtete Mittelwertbildung entsprechende Filterfunktion $F(\omega)$ wird durch die Formel

$$F(\omega) = g_0 + 2 \sum_{j=1}^m g_j \cos(j\omega\Delta x) \quad (4.2.2)$$

bestimmt (BLECK, 1965). Sind die Daten unregelmäßig über das Analysegebiet verteilt, wie z.B. die synoptischen Bodenmeldungen, läßt sich die Filtereigenschaft des Verfahrens nur über die Analyse synthetischer Felder abschätzen, deren diskretes Energiespektrum bekannt ist. Das Verhältnis zwischen "wahrem" Spektralwert und dem Wert des interpolierten Feldes ist dann direkt zu berechnen. Da sich die Verteilung der synoptischen Beobachtungen über See durch die wechselnden Positionen und die unterschiedliche Anzahl der meldenden Schiffe ständig ändert, wäre diese Filterfunktion zusätzlich vom jeweiligen synoptischen Termin abhängig.

Die Betrachtung des Spezialfalles eines regelmäßig angeordneten Datensatzes im eindimensionalen Raum läßt jedoch einige Schlüsse auf die Wahl der Abstandswichtung für die Polynommethode zu. Der Anpassung eines Polynoms 2. Ordnung

$$\bar{f} = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 \quad (4.2.3)$$

an einen symmetrisch um den Gitterpunkt angeordneten Datensatz f_j über die Minimierung von Z

$$Z = \sum_{j=-m}^{+m} w_j (\hat{f}_j - f_j)^2 \quad (4.2.4)$$

nach der Methode der kleinsten Quadrate entspricht einer Glättungsfunktion (4.2.1) mit

$$g_i = \frac{w_i}{b} (1 + (r - s x_i^2) t)$$

$$\text{mit } r = \sum_{j=-m}^{+m} w_j x_j^2, \quad s = \sum_{j=-m}^{+m} w_j, \quad (4.2.5)$$

$$t = \frac{r}{s \sum_{j=-m}^m w_j x_j^4 - r^2}$$

Der Faktor w_j bezeichnet die Entfernungswichtung. Abb. 4 zeigt die Abhängigkeit der Wichtungsfaktoren g_i von der Entfernung vom Gitterpunkt, für verschiedene Entfernungswichtungen $w(x)$. Berechnet wurden die Werte für einen Datenabstand $\Delta x = 2.5$ Einheiten und einen Einflußradius R von 20 Einheiten. Die Kurve G1 zeigt den Verlauf, der sich ohne die Einbeziehung einer Entfernungswichtung einstellt. Der Wichtungsfaktor wechselt im Einflußbereich sein Vorzeichen, sein Betrag steigt zum Rand des Analysegebietes wieder stark an. Der Einfluß der Daten des äußersten Randbereiches ist unerwünscht hoch. In Gitterpunktnähe nimmt der Wichtungsfaktor nur sehr langsam ab, wodurch kleinskalige Schwankungen sehr stark geglättet werden. Alle anderen benutzten Ansätze für die Entfernungswichtung erzwingen einen Nulldurchgang am Einflußrand. Die Kurve G5 zeigt eine relativ hohe Wichtung der gitterpunktnahen Daten mit raschem Abfall der Funktion bei zunehmender Entfernung. Diesem Verlauf entspricht eine gute Auflösung der kleinskaligen Schwankungen. Allerdings können fehlerhafte Beobachtungen in relativ geringer Entfernung zum Gitterpunkt den Analysewert so dominierend bestimmen, daß zum einen das interpolierte Feld unrealistisch rauh wird und zum anderen der fehlerhafte Wert bei einer Überprüfung der

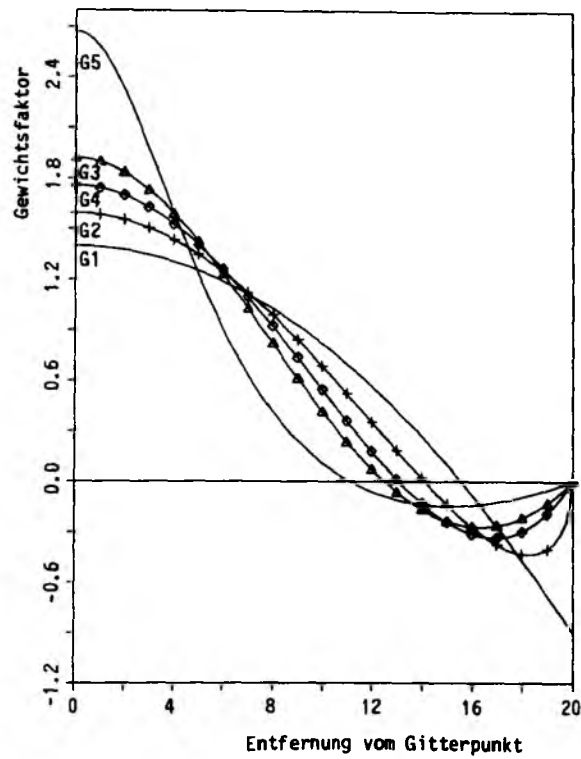


Abb. 4: Abhängigkeit des Gewichtsfaktors g_i von der Entfernung x zum Gitterpunkt für verschiedene Entfernungswichtungen $w(x)$

$$G1: w(x) = 1$$

$$G2: w(x) = (1 - x^2) / R^2$$

$$G3: w(x) = (R^2 - x^2) / R^2$$

$$G4: w(x) = (R^2 - x^2) / (R^2 + x^2)$$

$$G5: w(x) = (R^2 - x^2) / (R^2 + 10x^2)$$

Eingangsdaten über das analysierte Feld nicht als solcher erkannt werden kann. Einen Kompromiß zwischen den Eigenschaften dieser beiden Kurven bilden die Kurven G3 und G4. Für die weiteren Berechnungen wurde die Cressman-Wichtung entsprechend Kurve G4 gewählt:

$$w(x) = (R^2 - x^2)/(R^2 + x^2) \quad (4.2.6)$$

Die Zulassung negativer Wichtungsfaktoren bewirkt, wie in Abschnitt 3.5. bereits erwähnt, daß sich ein Trend zwischen den Stationen bis zum Gitterpunkt fortsetzen kann. Der Analysewert kann also den Wert der berücksichtigten Beobachtungen über- bzw. unterschreiten, in diesem Sinne ist die Polynommethode also kein reines Glättungsverfahren.

Um das spektrale Auflösungsvermögen der Polynommethode abzuschätzen, wurde eine Serie von synthetischen skalaren Feldern der Form

$$p(\lambda, \phi) = \sin(9k\lambda) \sin(9k\phi), \quad k=1, \dots, 6 \quad (4.2.7)$$

über das Analysegebiet gelegt. Die Funktionswerte von p wurden entsprechend den Stationsanordnungen von 8 Terminen in den Monaten September bis Oktober 1982 berechnet und in das Analyseverfahren eingegeben. Der Abstand zwischen den Terminen beträgt jeweils 5 Tage, sodaß die Stationsverteilungen als weitgehend voneinander unabhängig betrachtet werden können. Der spektrale Energiewert $E_s(k)$ des analysierten Feldes wurde durch eine Fourieranalyse der Gitterpunktwerte im Bereich von 20° N bis 60° N und von 15° W bis 55° W bei einem Abstand von $\Delta = 2.5^\circ$ berechnet und mit dem entsprechenden Wert $E(k)$ des über (4.2.6) direkt berechneten Gitterpunktfeldes verglichen.

Über den Ansatz einer quasigeostrophischen Beziehung wurden die dem skalaren Feld entsprechenden "Windvektoren" an den Stationsorten berechnet. Die Beziehung berücksichtigt einen konstanten ageostrophischen Winkel von 17° und ein konstantes Verhältnis von 0.7 zwischen geostrophischem "Wind" und "Bodenwind". Die objektive Analyse wurde wie in Abschnitt 6 beschrieben durchgeführt. Abb. 5 zeigt das Verhältnis zwischen

den Größen E und E_s in Abhängigkeit von der Wellenzahl k als Mittelwert über die 8 verschiedenen Stationsverteilungen. Die Festlegung der betrachteten Wellenlängen L ergibt sich aus der Forderung der Periodizität der Funktionen im Definitionsbereich hinsichtlich der Durchführung einer Fourieranalyse. Die mit Kreisen gekennzeichneten Kurven geben das Auflösungsvermögen einer Analyse an, die nur die p -Werte als Eingangsdaten berücksichtigt, Kreuze kennzeichnen die entsprechenden Werte bei einer Einbeziehung der p - und der "Wind"-Werte. Die Differenz zwischen den gestrichelten und ausgezogenen Linien zeigt noch einmal den Einfluß einer Abstandswichtung nach der CRESSMAN-Formel. Da die Größe des Einflußradius um einen Gitterpunkt bestimmt wird aus der Forderung nach einer Mindestanzahl von Eingangswerten innerhalb des Einflußbereiches (s. Abschnitt 6), kann der mittlere Einflußradius im gesamten Analysegebiet bei der Berücksichtigung der "Windwerte" kleiner sein, als bei einer Nichtberücksichtigung. Daraus resultiert ein besseres räumliches Auflösungsvermögen. Damit die Ergebnisse der Fourieranalyse dennoch vergleichbar bleiben, wurde die Mindestanzahl der Eingangsdaten bei Berücksichtigung der "Winde" auf 16, ansonsten auf 10 festgelegt. Abb.5 macht deutlich, das Störungen mit einer Wellenlänge des 8-fachen oder 5.3-fachen Gitterabstandes zwar aufgelöst werden können, die Amplituden dieser Störungen im mittel aber stark gedämpft werden. Eine Tendenz zur Verbesserung des Auflösungsvermögens zeigt sowohl die Einführung der Abstandswichtung als auch die Berücksichtigung der Windwerte. Da dieses Ergebnis lediglich auf einem Satz von 8 Realisierungen beruht, ist es statistisch nicht abgesichert. Auf eine Erweiterung der Testserie wurde zum einen aus Gründen der Rechenkapazität verzichtet, zum anderen lassen sich auch aus signifikanten statistischen Größen wenig Aussagen über die mittlere räumliche Auflösung einer aktuellen Analyse und keinerlei Informationen über die lokale Auflösung, und damit lokale Güte der Analyse, gewinnen. Abb. 6 zeigt die Einzelwerte des Verhältnisses zwischen E und E_s für die 8 Termine, bei Berücksichtigung der "Windwerte" und einer Abstandswichtung. Die Einzelwerte zeigen eine breite Streuung um den Mittelwert.

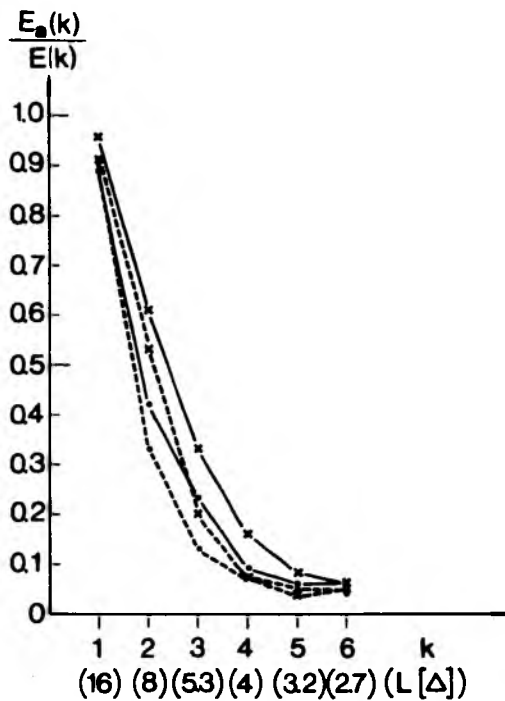


Abb. 5: Verhältnis der spektralen Energiewerte des direkt bestimmten synthetischen Gitterpunktfeldes $E(k)$ und der Analyse der synthetischen Stationsdaten $E_s(k)$ in Abhängigkeit von der Wellenzahl k bzw. der Wellenlänge L in Einheiten des Gitterpunktabstandes Δ . In der Stationsanalyse werden die 'Druckwerte' (.) bzw. 'Druck- und Windwerte' (x) berücksichtigt. In die Analyse geht eine CRESSMAN-Wichtung (—) bzw. keine Entfernungswichtung ein (--).

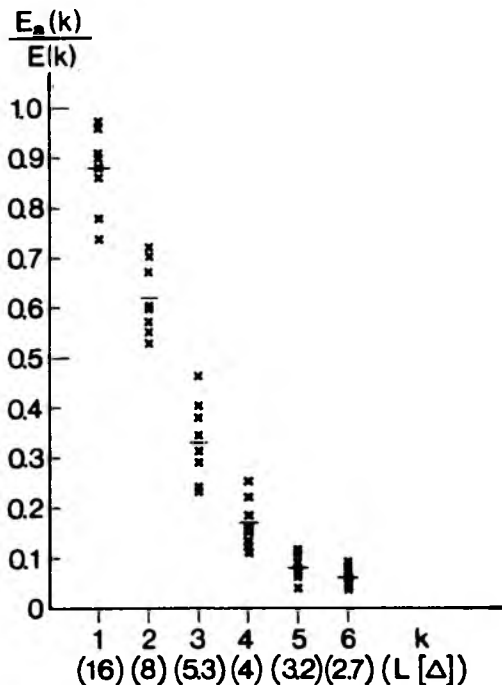


Abb. 6: Vergleich der Einzelwerte der spektralen Verhältniszahlen für 8 verschiedene Stationsverteilungen in Abhängigkeit von der Wellenzahl k bzw. der Wellenlänge L . Die Stationsanalysen wurden unter Berücksichtigung der 'Druck- und Windwerte' und einer CRESSMAN-Wichtung gewonnen.

Um die Auswirkung von Datenfehlern zu simulieren, wurden in einer zweiten Testserie normal verteilte Zufallszahlen auf die Eingangsdaten gegeben, mit einer Standardabweichung von 0.2 für die p-Werte und 0.4 für die Komponenten der "Windvektoren". Das Ergebnis zeigt Abb. 7. Werden nur die p-Werte berücksichtigt, führen die Zufallsfehler zu einer unrealistischen Anhebung der spektralen Energiewerte für die Wellenzahlen 2 bis 5, relativ unbeeinflusst bleiben die Energiewerte bei einer zusätzlichen Berücksichtigung der "Windwerte", so daß man von einer Tendenz zur Stabilisierung der Analysefelder durch die Berücksichtigung zusätzlicher Eingangsgrößen sprechen kann.

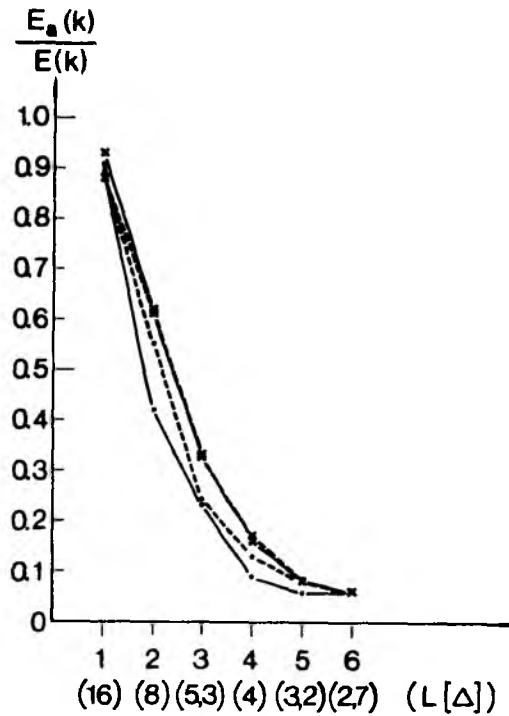


Abb. 7: Verhältnis der Spektralwerte vor (—) und nach (---) Einführung von Zufallsfehlern in die synthetischen Stationsmeldungen. In der Stationsanalyse werden 'Druckdaten' (.) bzw. 'Druck- und Winddaten' (x) berücksichtigt.

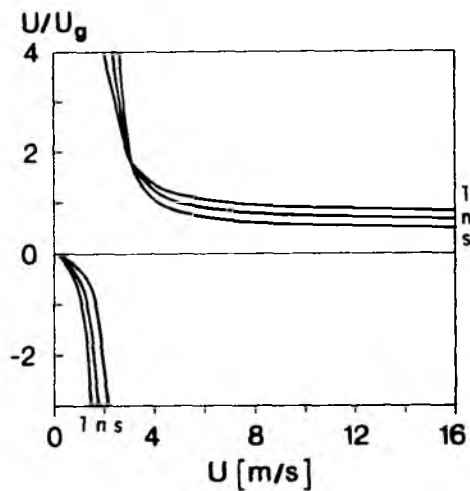


Abb. 8: Verhältnis des Betrages des Bodenwindes U zum Betrag des geostrophischen Windes U_g in Abhängigkeit von der Bodenwindgeschwindigkeit für stabile (s, $\Delta T = 5^\circ \text{C}$), neutrale (n, $\Delta T = 0^\circ \text{C}$) und labile (l, $\Delta T = -5^\circ \text{C}$) Schichtung

5. KÖPPLUNG DER DRUCK- UND WINDDATEN

5.1. Die verwendete Grenzschichtbeziehung

Unter stationären und homogenen Verhältnissen wird die Relation zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind durch die Reibungsterme bestimmt.

$$v-v_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (5.1.1)$$
$$u-u_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}$$

Die Beziehung ist unter diesen Voraussetzungen abhängig von der Windgeschwindigkeit, den Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht und des Untergrundes.

Näherungsweise kann der Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeiten des geostrophischen Windes und des Bodenwindes als linear betrachtet werden (HASSE, 1974). Die Koeffizienten der linearen Beziehung sind ebenso wie der ageostrophische Winkel stabilitätsabhängig. In Küstennähe muß zusätzlich der Einfluß der häufig starken Baroklinität, hervorgerufen durch den Temperaturunterschied der Land- und Wasserflächen, und der Rauigkeitsänderung beim Übergang Land-See berücksichtigt werden. Da die Auflösung der lokalen Strukturen des Windfeldes in unmittelbarer Küstennähe außerhalb der Zielsetzung des zu entwickelnden Verfahrens liegt, werden diese Einflüsse nicht berücksichtigt. Die Temperatur- und Windmeldungen der Landstationen gehen nicht in die Analyse ein, lediglich die Druckmeldungen küstennaher Stationen werden berücksichtigt und damit eine homogene Fortsetzung des Windfeldes im Küstenbereich erzwungen.

Für die praktische Durchführung der Analyse wurden die folgenden beiden Ansätze verwandt:

a) Das Verhältnis zwischen der Stärke des geostrophischen Windes U und des Bodenwindes U_g , und der Betrag des ageostrophischen Winkels α wurden als konstant angesetzt:

$$\begin{aligned} U &= \gamma U_g & \text{mit } \gamma &= 0.7 \\ \alpha &= 17^\circ \end{aligned} \tag{5.1.2}$$

Diese Werte liegen im Bereich der in der Literatur angegebenen Größenspanne, ohne jedoch exakt dem Mittelwert der dort angegebenen Werte zu entsprechen.

b) Es wurde eine empirische Beziehung nach LUTHARDT und HASSE (1981) benutzt, die aus Messungen im Bereich der Deutschen Bucht über einen zehnjährigen Zeitraum gewonnen wurden. Der abgedeckte Geschwindigkeitsbereich umfaßt U_g -Werte von 4 bis 25 m/s. Die verwendete Beziehung wurde unter Beschränkung auf Situationen mit auflandigen Winden aufgestellt. Da diese Beziehung im wesentlichen die Verhältnisse für eine vollständig entwickelte marine Grenzschicht wiedergibt, ist eine Übertragung dieser Ergebnisse auf den Bereich des offenen Ozeans berechtigt. Die Relation zwischen U und U_g ist stabilitätsabhängig und für $4 \leq U_g \leq 25$ m/s gegeben durch

$$\begin{aligned} U &= a U_g + b \\ \text{mit } a &= +.59 - 0.03 \Delta T \\ b &= 2.13 + 0.05 \Delta T \end{aligned} \tag{5.1.3}$$

ΔT bezeichnet die Differenz zwischen Luft- und Wassertemperatur. Das Verhältnis zwischen U und U_g ist somit abhängig von der Stabilität und der herrschenden Windgeschwindigkeit:

$$\gamma = \frac{U}{U_g} = \frac{a U}{U - b} \tag{5.1.4}$$

Die Abhängigkeit des Faktors γ von U ist in Abb. 8 dargestellt. Der funktionelle Verlauf von (5.1.4) mit einer Polstelle für $U = b$ führt zu unrealistischen Werten für $U \leq 4$ m/s. Diese Beziehung läßt sich somit nicht auf Werte unterhalb des Definitionsbereiches von $4 \leq U_g \leq 25$ m/s extrapolieren. Die Ursache liegt

in der Existenz des Parameters b , der wiederum auf den unterschiedlichen Charakter der Größen U und U_g zurückzuführen ist. Während es sich bei U_g um eine mesoskalige Größe handelt, die aus einem geglätteten Druckgradienten berechnet wird, ist U eine lokal gemessene Größe. Auch bei einem sehr schwachen Druckgradienten können sich Winde mit wechselnder Windrichtung durch lokale Effekte, wie zum Beispiel Konvektion, ausbilden. Die Informationsabdeckung durch die synoptischen Meldungen im Bereich des Nordatlantik reicht mit Sicherheit nicht aus, um Strukturen im mesoskaligen Bereiches zu analysieren. Unter dieser Voraussetzung wäre die Verwendung einer Beziehung der Form $U = a_1 U_g$ sinnvoll, um $U = 0$ für $U_g = 0$ zu erzwingen. Allerdings erfordert dieser Ansatz eine Bestimmung des Koeffizienten a unter der Zwangsbedingung $b = 0$. Da Ergebnisse einer entsprechenden Regressionsanalyse aus der Literatur nicht bekannt sind, wurde für $U \leq 4$ m/s das Verhältnis $\gamma(U, \Delta T)$ durch $\gamma(4 \text{ m/s}, \Delta T)$ ersetzt, während die Beziehungen (5.1.8.) und (5.1.4) in den Bereich $U_g \geq 25$ m/s extrapoliert wurde.

Die Abhängigkeit des ageostrophischen Winkels vom Stabilitätsparameter ΔT wird beschrieben durch

$$\alpha = 14.5 + 4.4 \Delta T \quad (5.1.5)$$

für $-3 \leq \Delta T < +3\text{K}$ und $U \geq 7 \text{ m/s}$. Diese Relation wurde für den gesamten Wertebereich von ΔT und U übernommen.

Aus den Ansätzen unter a) und b) ergibt sich für die Beziehungen zwischen den Komponenten des geostrophischen Windes u_g , v_g und des Bodenwindes u , v

$$\begin{aligned} u &= \gamma(u_g \cos \alpha - v_g \sin \alpha) \\ v &= \gamma(u_g \sin \alpha + v_g \cos \alpha) \end{aligned} \quad (5.1.6)$$

Wird das lokale Druckfeld durch ein Polynom 2. Ordnung entsprechend (4.1.1) dargestellt, resultiert daraus für die analytischen Windkomponenten \hat{u} und \hat{v}

$$\begin{aligned} \hat{u} = & - \frac{\gamma}{\rho f} \left(\frac{\cos \alpha}{m_1} (a_{01} + a_{11} \lambda + 2 a_{02} \phi) \right. \\ & \left. + \frac{\sin \alpha}{m_2} (a_{10} + 2 a_{20} \lambda + a_{11} \phi) \right) \\ \hat{v} = & \frac{\gamma}{\rho f} \left(- \frac{\sin \alpha}{m_1} (a_{01} + a_{11} \lambda + 2 a_{02} \phi) \right. \\ & \left. + \frac{\cos \alpha}{m_2} (a_{10} + 2 a_{20} \lambda + a_{11} \phi) \right) \end{aligned} \quad (5.1.7)$$

durch m_1 und m_2 wird eine Umrechnung der Längen- und Breiten-differenzen in Entfernungswerte berücksichtigt.

Eine Einbeziehung dieses Ansatzes in die Polynom-Anpassung erfordert eine Modifizierung der Reihen (n+1) bis (n+2m) der Matrix A (4.1.3) entsprechend (5.1.7). Im lokalen Einflußbereich um den Gitterpunkt wurden α und γ als räumlich konstant vorausgesetzt. Die jeweiligen Werte werden aus dem Mittelwert der Windgeschwindigkeitsmessungen im Einflußbereich und dem Gitterpunktwert eines stark geglätteten Stabilitätsfeldes (s. Abschnitt 5.2.) berechnet.

5.2. Bestimmung des Stabilitätsfeldes

Die Meldungen der Luft- und Wassertemperaturen werden, wie in Abschnitt 2.3. beschrieben, einer Eingangsüberprüfung unterzogen. Dennoch wird der aus den Fehlern der Einzelmessungen resultierende relative Fehler der Temperaturdifferenz ΔT häufig so groß, daß das entsprechende Stabilitätsfeld völlig unrealistische räumliche Schwankungen aufweist. Um eine zeitaufwendige Einzelanalyse und Glättung der Temperaturfelder zu umgehen, wurden die Differenzwerte nochmals überprüft und über eine großräumige Mittelung den Gitterpunkten zugeordnet.

Zur Überprüfung wurden die mittleren Differenzwerte über jeweils $15^\circ \times 15^\circ$ - Felder berechnet, wobei den Wetterschiffmeldungen ein

doppeltes Gewicht zugeordnet wird. Die Einzeldifferenzen werden als fehlerhaft eliminiert, wenn sie um mehr als 3° K vom Mittelwert abweichen. Der entsprechend korrigierte Mittelwert wird den Gitterpunkten innerhalb des mittleren $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Bereiches des Prüffeldes zugeordnet. Das Prüfgebiet wird dann um 5° Länge bzw. Breite verschoben, um die Gitterwerte des benachbarten $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Feldes zu bestimmen usw. Es resultiert ein Stufenfeld des Stabilitätsparameters, das das gesamte Analysegebiet abdeckt. Das Stufenfeld wird durch eine übergreifende Mittelung entlang der Längen- und Breitenkreise geglättet.

6. AUFBAU DES ANALYSEPROGRAMMS

Nach der Überprüfung der Temperatur-, Druck- und Windmeldungen hinsichtlich ihrer horizontalen Konsistenz und anhand der Extremwerttabellen werden die Beobachtungen zusammen mit den Stationskoordinaten und einer Information über die Stationsart (Land-, Schiffs- oder Wetterschiffsstation) in das Analyseprogramm eingegeben. Eine schematische Darstellung der Abläufe im Analyseprogramm ist in Abb. 9 gegeben.

Aus den Meldungen der Luft- und der Wassertemperaturen wird zunächst wie in Abschnitt 5.2. beschrieben das Gitterfeld des Stabilitätsparameters ΔT bestimmt. Anschließend werden für jeden Gitterpunkt i die Routinen eines ersten Durchlaufs abgearbeitet. Ist die Eingangsinformation in der Umgebung des Gitterpunktes innerhalb eines Einflußradius R ausreichend zur Bestimmung der Analysewerte \hat{u}_i , \hat{v}_i und \hat{p}_i , werden diese Werte im Ergebnisfeld abgespeichert. Reicht die Eingangsinformation nicht aus, bleibt das Element des Analysefeldes unbestimmt und es wird zum benachbarten Punkt übergegangen. Sind alle Gitterpunkte durchlaufen, werden die bereits bestimmten Analysewerte als Pseudomeldungen, Meldungen mit verringertem Gewicht, in den nächsten Durchlauf gegeben, um die noch offenen Feldelemente zu bestimmen. Sind auch nach diesem Durchlauf noch nicht alle Lücken aufgefüllt, werden die Daten in den nächsten Durchlauf gegeben. In der Regel sind 3 bis 4 Durchgänge ausreichend, um das Analysefeld des in Abb. 1 dargestellten Gitternetzes vollständig zu bestimmen.

Mit Hilfe des Gitterfeldes werden die Eingangsmeldungen der Windrichtung, der Windgeschwindigkeit und des Druckes ein weiteres Mal überprüft. Eine Fläche 1. Ordnung wird an die Analysewerte der vier die Station umgebenden Gitterpunkte angepaßt und die quadratische Differenz zwischen dem Flächenwert an der Station und der entsprechenden Meldung berechnet. Für jeden der 3 Parameter Druck, Windrichtung und -geschwindigkeit wird die mittlere quadratische Abweichung über alle Stationen innerhalb des Gitterfeldes bestimmt. Übersteigt die quadratische

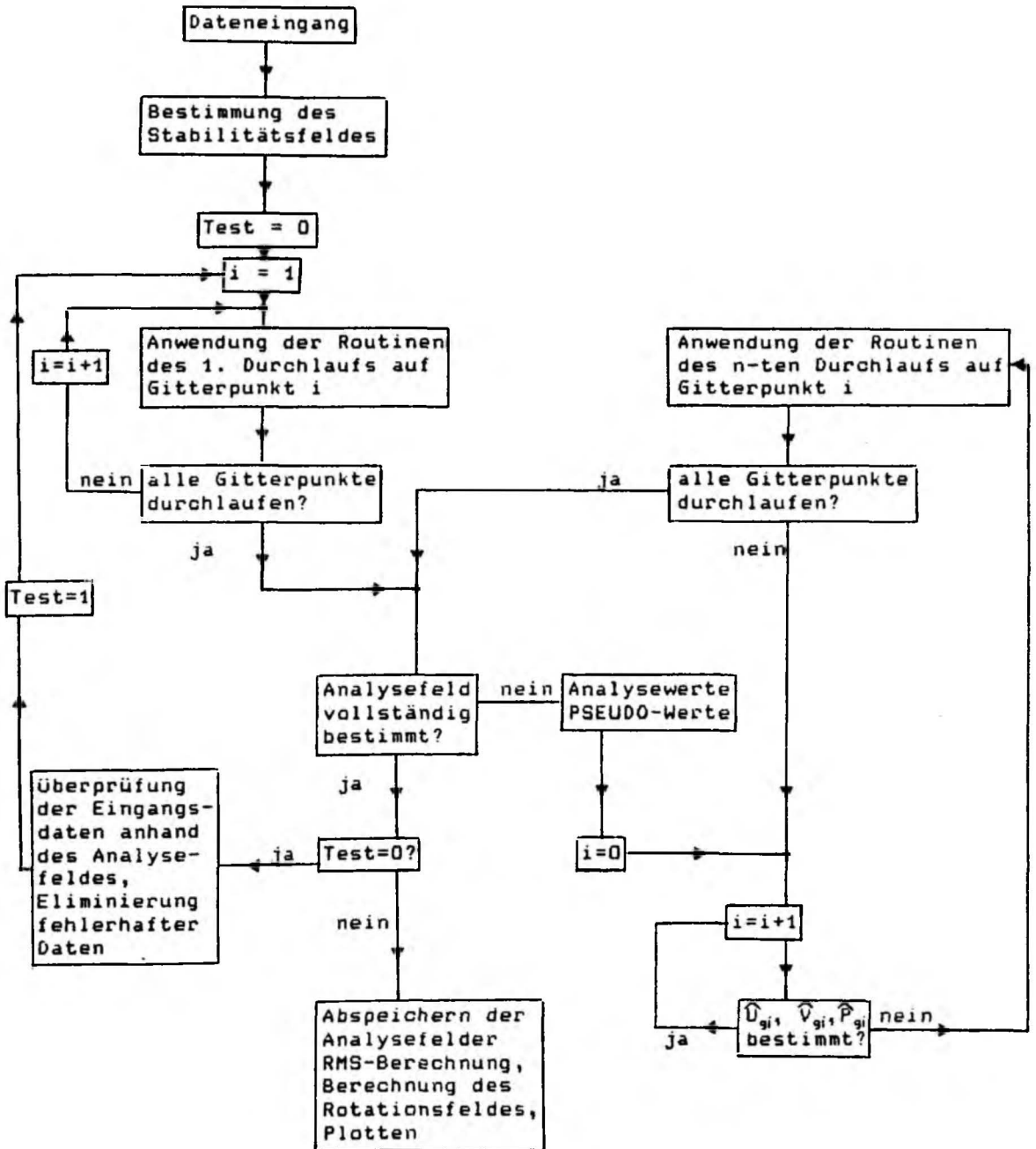


Abb. 9 Schematische Darstellung des Analyseprogramms

Einzel­differenz den 2.5-fachen Wert der mittleren Differenz, wird die entsprechende Beobachtung als fehlerhaft eliminiert. Um mit diesem Verfahren auch die Stationen überprüfen zu können, die zwar außerhalb des Gitters, aber dennoch innerhalb des Einflußbereiches eines Gitterpunktes liegen, ist das ursprüngliche Netz hinsichtlich dieser ersten Analyse in alle Richtungen um einen Gitterabstand erweitert worden. Abb.10 zeigt das Ergebnis einer solchen Überprüfung für die Druckmeldungen des 12-GMT-Termins am 14. Juni 1981. Das Analyseprogramm wird für den ursprünglichen Bereich ein zweites Mal mit dem reduzierten Datensatz durchlaufen, um das endgültige Windfeld zu erstellen, seine Statistik zu berechnen und das Vektorfeld zu plotten.

Eine detaillierte Darstellung des Programmablaufes in den einzelnen Durchgängen ist in den Abb. 11 und 12 gegeben. Im ersten Durchgang werden zunächst die Beobachtungsdaten herausgefiltert, die sich innerhalb eines Radius R von 1000 km um den Gitterpunkt i befinden. Die mittlere Windgeschwindigkeit des Bereiches wird berechnet und über den Gitterwert des Stabilitätsparameters ΔT der ageostrophische Winkel α_i und der Faktor γ_i bestimmt. Gleichzeitig werden die Anzahl der Druck- und der Windbeobachtungen innerhalb verschiedener Einflußradien um den Gitterpunkt ausgezählt. Um die meteorologischen Strukturen der Eingangsdaten so gut wie möglich auflösen zu können, wird die Größe der Einflußbereiche in Abhängigkeit von der Datendichte lokal variiert. Der Radius wird stufenweise erweitert, wenn die Eingangsinformation nicht ausreichend zur Bestimmung der Polynomkoeffizienten ist. Für die jeweilige Relation zwischen dem Einflußbereich der Druckbeobachtungen (R_{p_i}) und dem der Windmeldungen (R_{v_i}) wurde $R_v \leq R_p$ angesetzt, da die Korrelationslänge der Windkomponenten ebenso wie die Länge der Kreuzkorrelationen geringer ist als die Korrelationslänge der Druckbeobachtungen (GUSTAVSSON, 1981). Im einzelnen wurden die Einflußradien folgendermaßen festgesetzt:

$$\begin{aligned} R_{p_1} &= 500 \text{ km} \\ R_{p_2} &= 600 \text{ km} \\ R_{p_3} &= 600 \text{ km} \\ R_{p_4} &= 800 \text{ km} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} R_{v_1} &= 400 \text{ km} \\ R_{v_2} &= 400 \text{ km} \\ R_{v_3} &= 600 \text{ km} \\ R_{v_4} &= 600 \text{ km} \end{aligned}$$

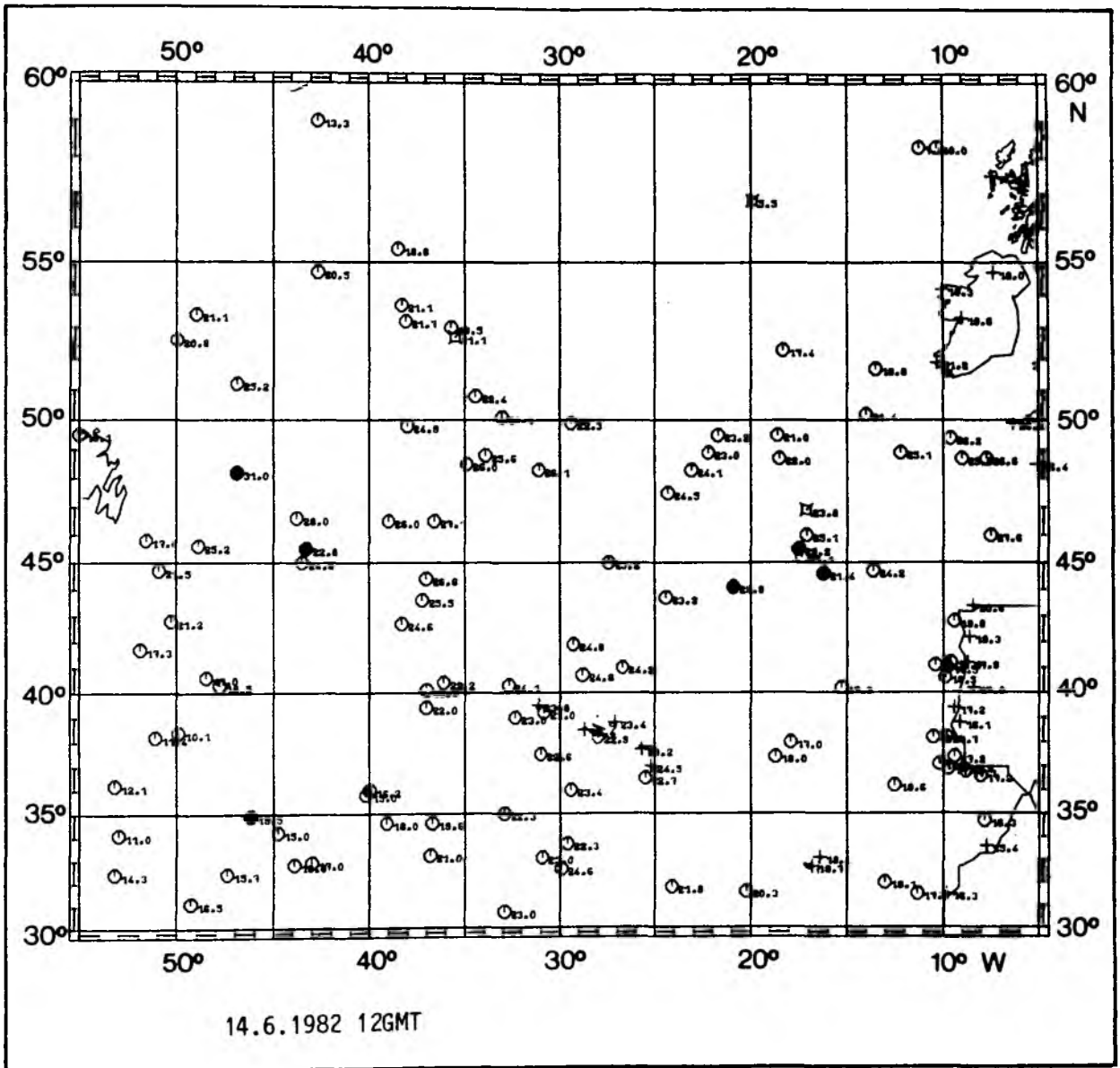


Abb. 10: Druckmeldungen vom 14. Juni 1981 12 GMT.
Ausgefüllte Symbole kennzeichnen Beobachtungen, die durch
Überprüfung anhand des Analysefeldes als fehlerhafte Mel-
dung eliminiert wurde.

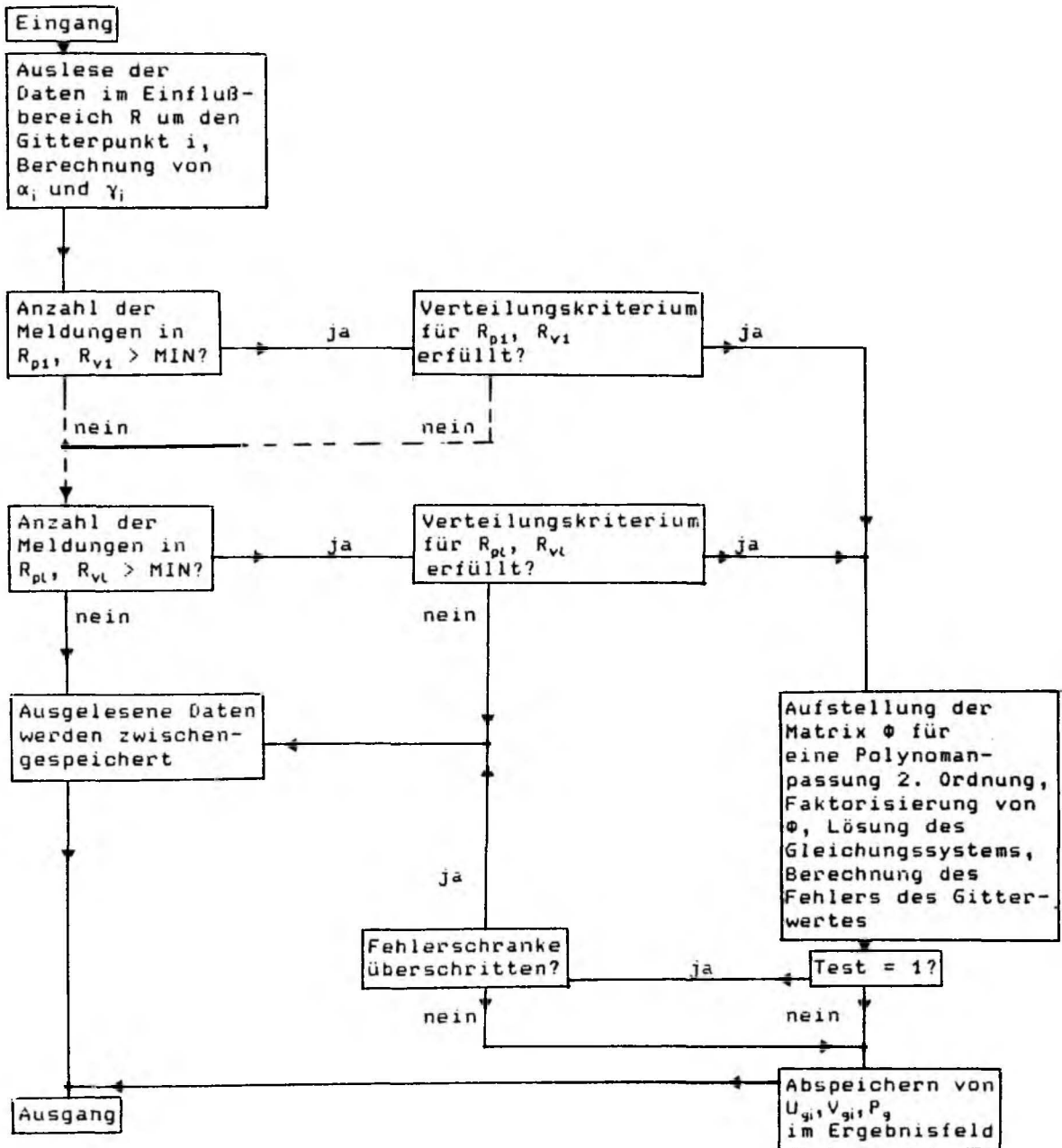


Abb. 11 Diagramm des ersten Durchlaufs

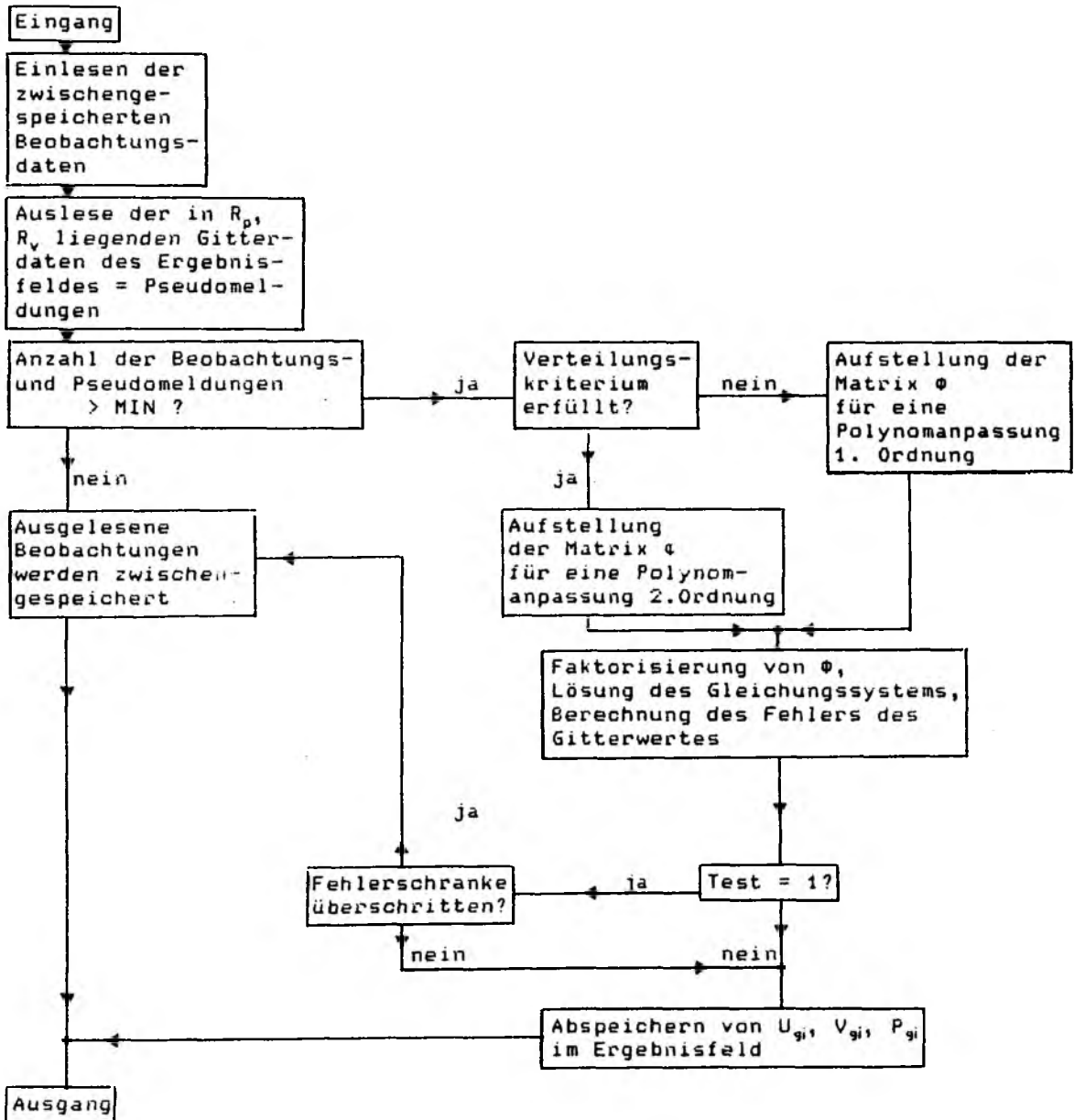


Abb. 12 Diagramm des 2-ten bis n-ten Durchlaufes

Die Eingangsinformation innerhalb des jeweiligen Gebietes wurde als ausreichend für die Anpassung eines Polynoms 2. Ordnung angesehen, wenn mindestens 16 Meldungen vorhanden sind und mindestens 3 Stationen existieren, deren Verbindungsdreieck den Gitterpunkt umschließt. Das Verteilungskriterium wurde eingefügt, um eine reine Extrapolation der Beobachtungsdaten bis zum Gitterpunkt zu verhindern, da unter diesen Umständen fehlerhafte Meldungen zu völlig unrealistischen Gitterpunktwerten führen können. Die Mindestanzahl der Meldungen wurde auf 16 festgesetzt, obwohl im allgemeinen 11 - 12 Eingangswerte als ausreichend für eine Druckfeldanpassung 2. Ordnung gelten, weil ein Teil der Eingangsdaten Windbeobachtungen sind, deren Genauigkeit, besonders bei Schiffsmessungen, wesentlich geringer als die der Druckmessungen ist. Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden als Einzelmeldungen betrachtet. In einigen Versuchsserien wurden Polynome 1. anstatt 2. Ordnung angepaßt, in diesem Fall wurde die Mindestanzahl auf 8 festgesetzt, um ein der Fläche 2. Ordnung entsprechendes Verhältnis zwischen der Zahl der Unbekannten und der Zahl der Meldungen zu erhalten. Wird eines der Kriterien nicht erfüllt, erfolgt ein Übergang auf den nächst größeren Bereich. Ist auch der 4-te Einflußradius nicht ausreichend, werden die ausgelesenen Daten und die Werte für α_i und γ_i zwischengespeichert. Die lokal unterschiedliche Auflösung des Analysefeldes sollte sich im Wert eines lokalen Analysefehlers widerspiegeln, eine Forderung, auf die in Abschnitt 7.2. eingegangen wird.

Ist die Eingangsinformation ausreichend, werden die Wichtungsfaktoren nach der CRESSMAN-Formel berechnet und mit den mittleren quadratischen Fehlern der Druck- und Windmessungen normiert. Die Fehler der Komponenten des Windes werden aus den angenommen mittleren Fehlern für Richtung und Geschwindigkeit bestimmt. Da den Beobachtungen der Wetterschiffe eine höhere Genauigkeit zugeordnet werden kann, wird ihr Gewicht um den Faktor 1.5 erhöht. Die Aufstellung der Matrix Φ erfolgt für ein transformiertes Koordinatensystem, dessen Ursprung mit dem Gitterpunkt zusammenfällt. Die Matrix Φ wird faktorisiert, die Lösung des resultierenden Gleichungssystems bestimmt und die Kondition des Systems abgeschätzt. Im zweiten Analysedurchgang, nach der Datenüberprüfung, wird zusätzlich eine Abschätzung des lokalen Analysefehlers (s. Kapitel 7.2) durchgeführt. Überschreitet

dieser Fehler eine Schranke von 0.8 hPa werden die Analysewerte verworfen und die entsprechenden Daten ebenfalls zwischengespeichert. Die Auswahl der Grenzwerte erfolgte in Relation zu einer grob abgeschätzten mittleren Verteilung der Fehlerwerte. Der Effekt dieser Überprüfung ist eine Stabilisierung der Analyse in Gebieten mit einer ungünstigen Datenkonstellation (s. Kapitel 7.2). Ein Beispiel für die Wirkung dieser Überprüfung ist in Abb. 13 gegeben.

Die Behandlung der Daten im 2-ten Durchlauf erfolgt analog, allerdings stehen jetzt die Analysewerte im Einflußbereich als zusätzliche Information mit einem um den Faktor 0.5 reduzierten Gewicht zur Verfügung. Die Einflußbereiche werden in diesem Durchgang noch einmal auf $R_p = 1000$ km und $R_v = 800$ km erweitert. Liegt die Mindestanzahl von 16 Werten im Analysegebiet nicht vor, werden die Beobachtungsdaten wiederum für den nächsten Durchlauf abgespeichert. Ist jedoch nur das Verteilungskriterium nicht erfüllt, wird statt einer Fläche 2. Ordnung eine Fläche 1. Ordnung angepaßt, die eine höhere Stabilität gegenüber einer Extrapolation aufweist, allerdings bei ausreichender Anzahl von Meldungen die Struktur des Feldes schlechter auflöst. Eine wesentliche Rolle spielt dieses Vorgehen im südlichen Randbereich des Gitternetzes mit seiner sehr geringen Stationsdichte. Die Abb. 14a und b zeigen ein Beispiel für den Effekt der reduzierten Ordnung. Anzumerken ist, daß in beiden Analysen die Gitterwerte für den Bereich südlich 20° N durch eine übergreifenden Mittelung entlang der Längen- und Breitenkreise geglättet wurden. Die weiteren Programmschritte im 2- bzw. n-ten Durchlauf entsprechen dem Vorgehen im 1. Durchlauf.

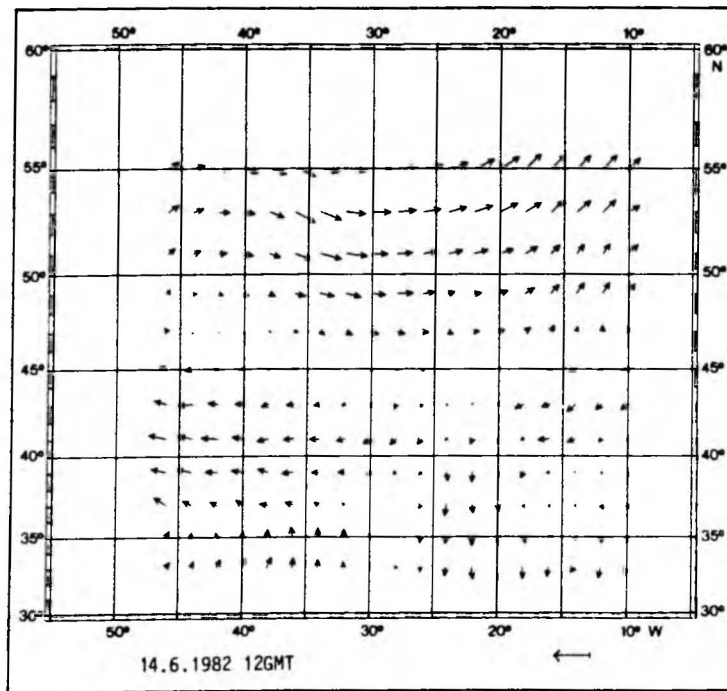
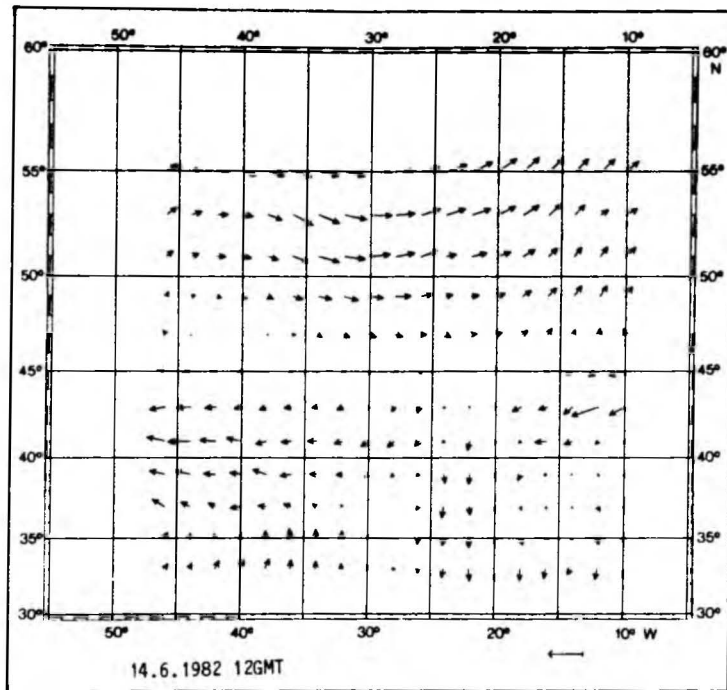


Abbildung 13: Analyse des Windfeldes vom 14. Juni 1981 12 GMT mit (unten) und ohne (oben) Überprüfung anhand einer Abschätzung des lokalen Analysefehlers. Die Länge des rechts nach unten eingezeichneten Pfeils entspricht einer Geschwindigkeit von 15 m/s.

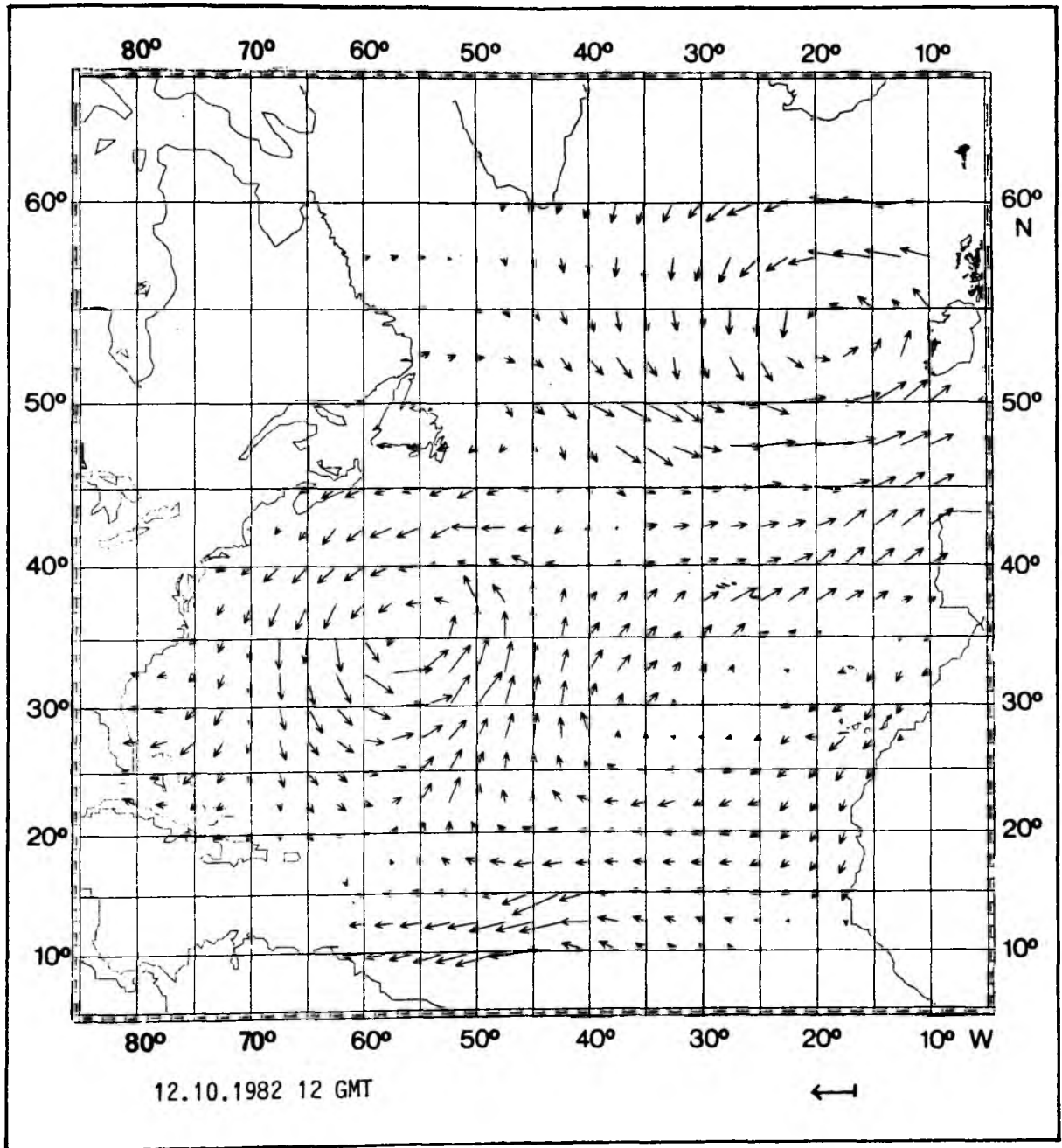


Abb. 14a: Analyse des Windfeldes vom 12. Oktober 1982 12 GMT. ohne Reduzierung der Ordnung des Polynoms bei Nichtfüllung des Verteilungskriteriums im 2. Durchlauf. Die Länge des rechts unten eingetragenen Pfeils entspricht einer Geschwindigkeit von 20 m/s.

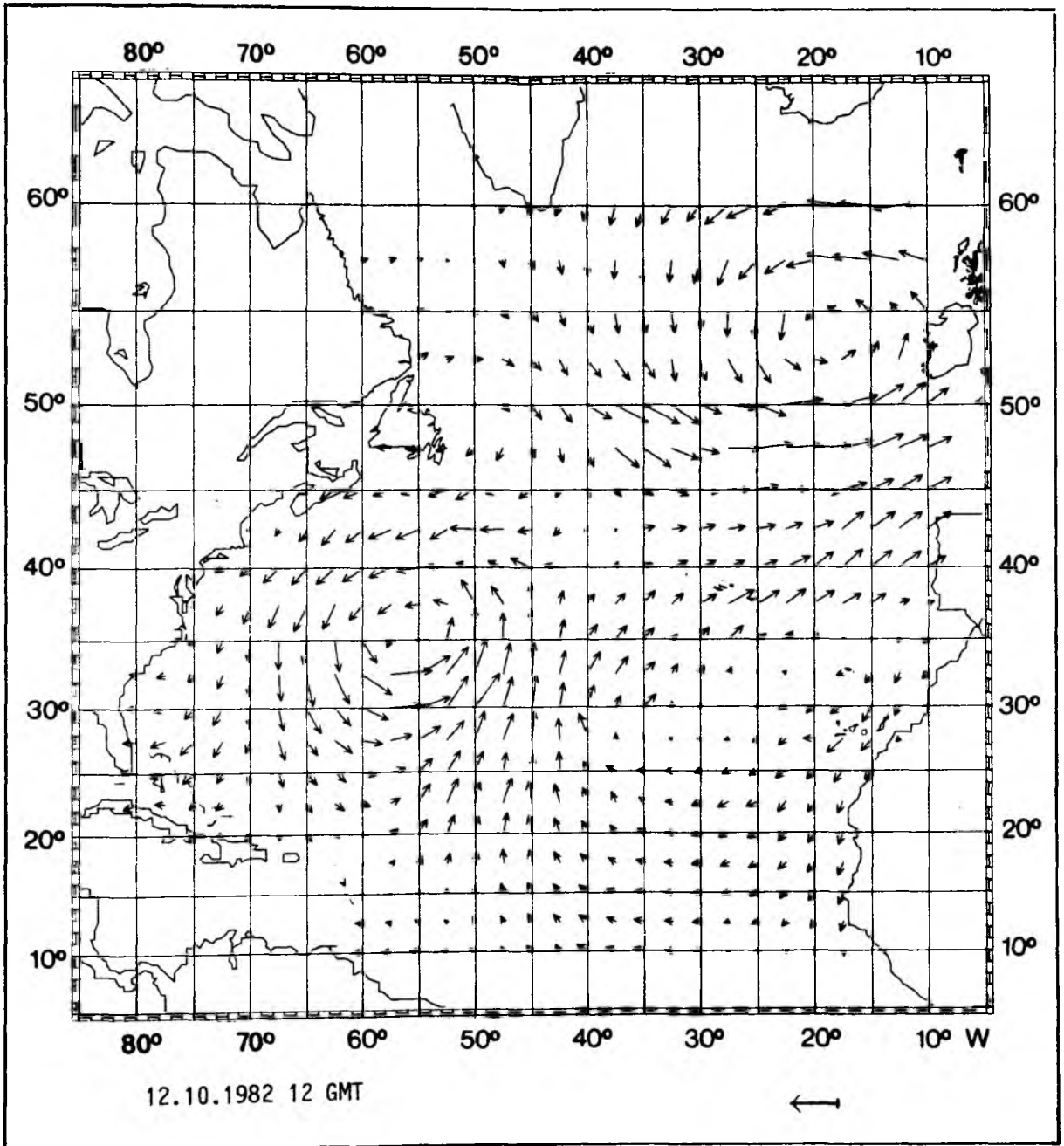


Abb. 14b: Analyse des Windfeldes vom 12. Oktober 1982 12 GMT mit Reduzierung der Ordnung des Polynoms bei Nichterfüllung des Verteilungskriteriums im 2. Durchlauf. Die Länge des rechts unten eingetragenen Pfeils entspricht einer Geschwindigkeit von 20 m/s.

7. ANALYSEGÜTE

7.1. Bewertungskriterien für die Gesamtanalyse im Vergleich unterschiedlicher Analyseansätze

Ein Kriterium zur Beurteilung einer Analysemethode ist die Genauigkeit der Wiedergabe der Eingangswerte durch das Analysefeld. Ein Maß für die Anpassung an die Meldungen ist die Wurzel aus der mittleren quadratischen Differenz zwischen Beobachtungswert und dem linear auf den Stationsort interpolierten Gitterwert (RMS-Wert). Sind die Eingangsdaten fehlerbehaftet, sollte dieser Wert in etwa dem mittleren Meßfehler entsprechen. Diese Größe ist jedoch kein absolutes Maß im Vergleich der Analysegüte unterschiedlicher Vefahrensansätze, da es keine Aussage über den Analysefehler an den Gitterpunkten liefert, deren Umgebung nicht durch Meldungen abgedeckt ist. Das Versagen des Bewertungskriteriums zeigt folgendes Beispiel: In Gleichung (3.4.3) wird ein relativer Wichtigkeitsfaktor w_0 zwischen Druck- und Windmeldungen eingeführt, um zu berücksichtigen, daß die Grenzschichtbeziehung zwischen Wind- und Druckdaten nur näherungsweise bekannt ist, hinsichtlich einer Windfeldanalyse deshalb das Gewicht der Windmeldung in der Polynom Anpassung gegenüber dem der Druckmeldung verstärkt werden sollte.

$$S = \sum_{k=1}^n w_{pk} (\bar{p}_k - p_k)^2 + w_0 \sum_{l=1}^m (w_{ul} (\bar{u}_l - u_l)^2 + w_{vl} (\bar{v}_l - v_l)^2) \quad (7.1.1)$$

Den Einfluß des Faktors w_0 auf den RMS-Wert der Druckmeldungen $RMS(p)$, der Windrichtungsbeobachtung $RMS(dd)$, der Beobachtung der Windgeschwindigkeit $RMS(v)$ und des Betrages der Windvektordifferenz $RMS(|\Delta w|)$ zeigt Tab. 4 für die Analyse des 12 GMT-Termins vom 14. Juni 1981 für das in Abb. 1 gekennzeichnete Teilgebiet (Verteilung der Eingangsdaten s. Abb. 10). Während die Druckabweichung, abgesehen vom Wert für $w_0 = 0.2$, mit zunehmender relativer Wichtigung der Windmeldungen zunimmt, fällt der mittlere Betrag der Vektordifferenz über den gesamten Variationsbereich ab. Daraus läßt sich jedoch nicht schließen, daß sich die Windfeldanalyse mit wachsendem w_0 stetig verbessert.

Aus einer stärkeren Berücksichtigung der Windkomponenten im Minimierungsansatz resultiert eine bessere Anpassung an diesen Meldungsteil. Das Absinken des Differenzbetrages der Windschwindigkeit auf Werte, die deutlich unterhalb des angenommenen Beobachtungsfehlers von 2m/s liegen, deutet jedoch auf eine Überbewertung fehlerhafter Windbeobachtungen hin. Die Darstellungen der Windfelder für $w_0 = 1$ und $w_0 = 200$ in Abb. 15 bestätigen diese Interpretation, für $w_0 = 200$ wird die Analyse lokal instabil.

Die Überbewertung fehlerhafter Meldungen erklärt ebenfalls das im Sinne der bisherigen Argumentation unerwartete Anwachsen des RMS-Druckwertes für $w_0 = 0.2$, das sich auch für einige andere Terminbeispiele abzeichnet. Die hohe Wichtung der Druckmeldungen verhindert die Eliminierung fehlerhafter Druckwerte bei der Überprüfung anhand des analysierten Feldes. Da die fehlerhafte Beobachtung den Analysewert an den benachbarten Stationen beeinflusst, ergeben sich entsprechend hohe Abweichungen. Ein stärkerer Einfluß der Windmeldungen verhindert in vielen Fällen eine solche lokale Fehlanalyse.

Um die Analysegröße in datenarmen Bereichen beurteilen zu können, wird die Anzahl der Eingangsdaten auf die Hälfte reduziert, indem nur jede 2. Meldung durch das Verfahren berücksichtigt wird. Die verbleibende Datenhälfte wird zu einer unabhängigen Überprüfung der Analysefelder herangezogen. Das Ergebnis dieser Überprüfung zeigt der obere Teil von Tab. 5. Die hohen Differenzwerte sind zum Teil auf die starke Ausdünnung der Eingangsinformationen zurückzuführen, die Abb. 16 veranschaulicht. Im Gegensatz zu den Ergebnissen in Tabelle 4 zeigen die Abweichungen der Windgrößen ein flaches Minimum für die mittleren w_0 -Werte und ein Ansteigen der Differenzen zu großen w_0 -Werten. Die Zahlenwerte im unteren Teil der Tabelle, die aus dem Vergleich zwischen Analysefeld und Eingangsdaten resultieren, entsprechen in ihrem Verlauf Tab. 4, mit im Mittel etwas geringeren Abweichungswerten. Dieses Beispiel möge folgendes verdeutlichen: obwohl eine zu fordernde Eigenschaft eines Analyseverfahrens die gute Wiedergabe der Eingangsdaten im Rahmen ihrer Meßgenauigkeit ist, kann diese Eigenschaft kein absolutes Kriterium zur Beurteilung der Analysegröße im Vergleich verschiedener Methoden und Verfahrensansätze sein.

Durch eine geeignete Wahl der verschiedenen Wichtungsgrößen und Einflußradien und, im Fall der Polynomanpassung, durch eine Reduzierung der Anzahl von Eingangsdaten im lokalen Analysebereich läßt sich eine fast beliebig gute Anpassung erreichen, mit dem Resultat, daß die Beobachtungsfehler das Analysefeld prägen. Fehlt eine physikalische globale Zwangsbedingung, wie zum Beispiel die Divergenzfreiheit eines Vektorfeldes, ist die Überprüfung mit einem unabhängigen Datensatz, neben dem subjektiven Strukturenvergleich per Auge, ein sinnvolles Vergleichskriterium. Hinsichtlich einer weiteren Nutzung der aktuellen Analyse kann der mittlere Analysefehler allerdings nur durch die mittlere Abweichung von den Eingangsdaten abgeschätzt werden.

W_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]
0.2	0.89	28.9	3.16	4.08
1.0	0.59	24.0	2.25	3.00
2.0	0.61	21.8	2.01	2.71
3.0	0.61	20.9	1.93	2.59
5.0	0.63	19.9	1.85	2.45
7.0	0.65	19.3	1.80	2.38
10.0	0.66	18.9	1.77	2.32
20.0	0.68	18.7	1.71	2.25
50.0	0.71	19.1	1.64	2.18
200.0	0.73	20.4	1.61	2.17

Tab. 4: Mittlere Abweichungen der Analysewerte von den Eingangsbeobachtungen des Druckes p, der Windrichtung dd, der Windstärke v und der mittlere Wert des Betrages der Windvektordifferenz $|\Delta v|$ für die Analyse des 12 GMT-Termins vom 14. Juni 1981.

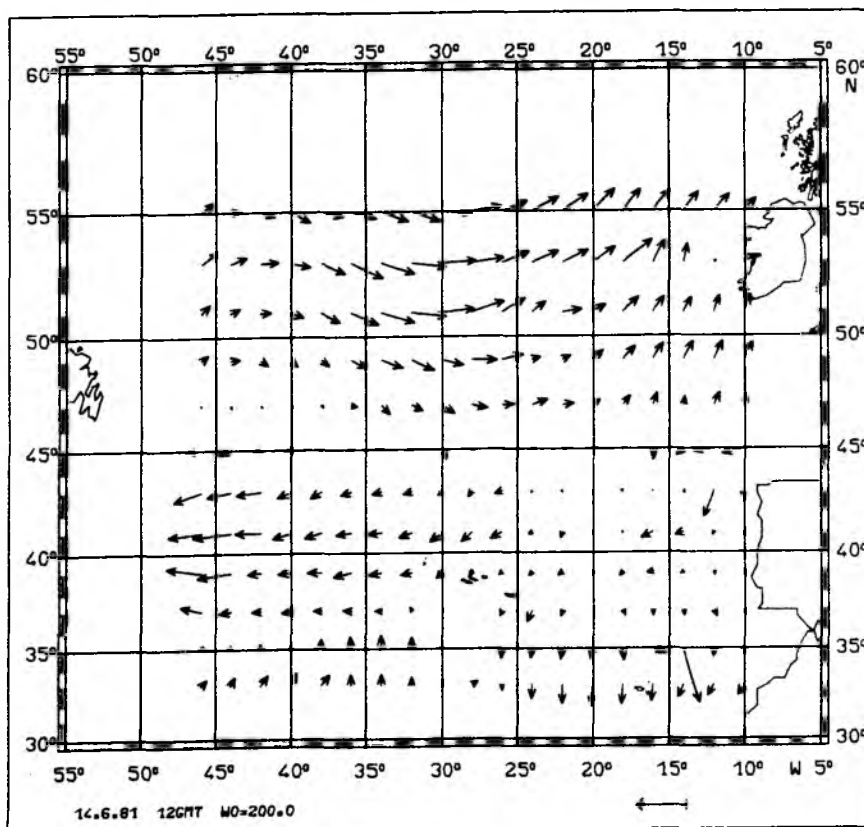
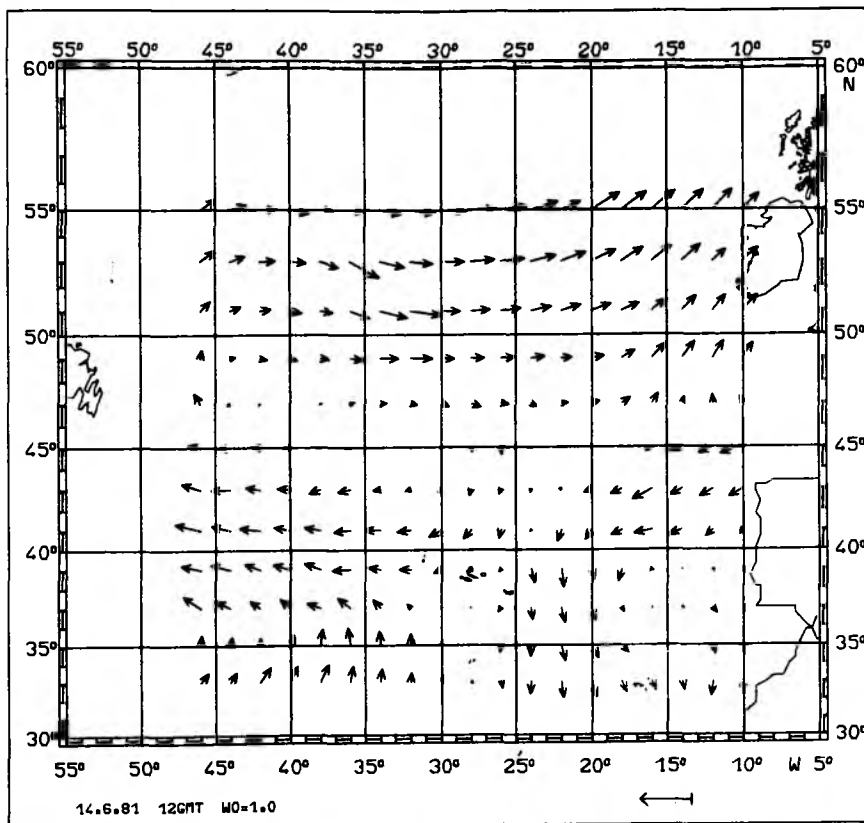


Abb. 15: Analyse des Windfeldes vom 14. Juni 1981 12 GMT mit einer relativen Wichtung der Wind- und Druckmeldungen von $w_0 = 1$ (oben) und $w_0 = 200$ (unten). Die Länge des unten rechts eingetragenen Pfeils entspricht einer Geschwindigkeit von 20 m/s.

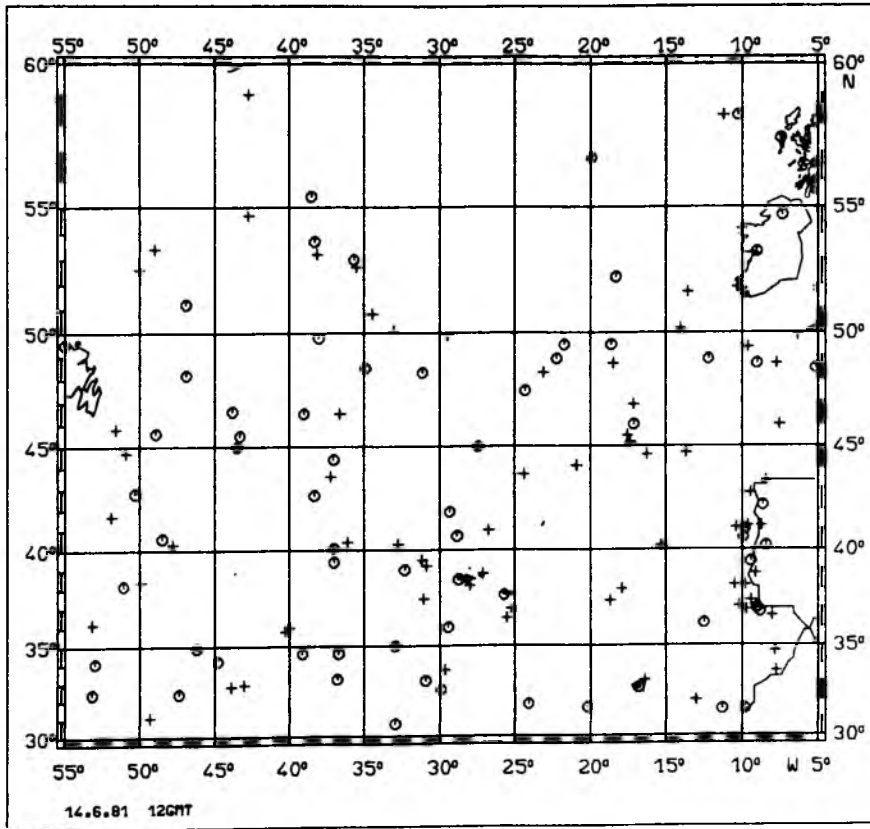


Abb. 16: Die reduzierte Stationsverteilung für den 14. Juni 1981 12 GMT. Kreise lokalisieren die in die Analyse eingehenden Meldungen, Kreuze die zur Überprüfung herangezogenen Beobachtungen.

	RMS(p)	RMS(dd)	RMS(v)	RMS(Δv)
W ₀	[hPa]	[°]	[m/s]	[m/s]
0.2	1.41	51.3	3.45	4.33
1.0	1.29	50.1	3.08	4.00
2.0	1.31	45.7	3.05	3.93
3.0	1.29	45.0	2.86	3.77
5.0	1.27	45.6	2.89	3.78
7.0	1.30	45.1	2.92	3.78
10.0	1.31	35.7	2.95	3.78
20.0	1.33	36.3	3.00	3.82
50.0	1.35	42.3	3.05	3.91
200.0	1.40	43.5	3.08	4.00
0.2	0.58	24.3	2.89	3.67
1.0	0.57	21.2	2.07	2.86
2.0	0.60	20.2	1.88	2.59
3.0	0.61	19.3	1.80	2.46
5.0	0.64	18.3	1.74	2.33
7.0	0.65	17.8	1.71	2.26
10.0	0.66	17.4	1.68	2.21
20.0	0.69	16.8	1.63	2.13
50.0	0.70	16.5	1.59	2.07
200.0	0.72	16.5	1.51	2.04

Tab. 5 oben: Mittlere Abweichungen zwischen den Analysewerten und einem unabhängigen Beobachtungssatz.

unten: Mittlere Abweichungen zwischen den Analysewerten und den Eingangsbeobachtungen des Verfahrens (14. Juni 1981, 12.00 GMT).

7.2. Abschätzung des lokalen Analysefehlers

Die unterschiedliche Datendichte und Anordnung der Beobachtungsstationen um die Gitterpunkte bewirkt einen räumlich variablen Analysefehler. Die Kenntnis der lokalen Gitterpunktsfehler ist hinsichtlich der weiteren Verwendung der analysierten Felder in vielen Fällen wünschenswert. Eine direkte Abschätzung dieses Fehlers über die lokale Differenz zwischen Stationsmeldungen und Feldwerten ist nur in Gebieten mit hoher Datendichte sinnvoll und deshalb keine geeignete Feldgröße. Die relative Schwankung des lokalen Fehlers auf Grund der unterschiedlichen Stationsverteilung um die betrachteten Gitterpunkte läßt sich über die Anwendung des Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf Gleichung (4.1.6)

$$X = (A^T W A)^{-1} A^T W Y$$

gewinnen. Die Matrix A umfaßt Kombinationen der Stationskoordinaten, die als fehlerfrei betrachtet werden, das heißt Fehler in den Positionsangaben werden als Beobachtungsfehler interpretiert. Die Varianzmatrix der gesuchten Koeffizienten x_i ist dann gegeben durch

$$\text{VAR}(X) = (A^T W A)^{-1} A^T W \text{VAR}(Y) W A (A^T W A)^{-1} \quad (7.2.1)$$

(MARTIN, 1971). Geht man zunächst davon aus, daß die diagonale Wichtungsmatrix W nur die Normierungsfaktoren, die Kehrwerte der abgeschätzten mittleren quadratischen Beobachtungsfehler, und keine Abstandswichtung umfassen, gilt

$$\text{VAR}(Y) = W^{-1} \quad (7.2.2)$$

unter der berechtigten Annahme, daß die Beobachtungsfehler verschiedener Parameter bzw. der Meldungen verschiedener Stationen nicht miteinander korreliert sind. Der Fehler des Koeffizienten X_i kann damit über die Matrixinverse der Normalgleichung berechnet werden

$$\Delta x_i = ((A^T W A)_{ij}^{-1})^{1/2} \text{ für } i=1, \dots, 6 \quad (7.2.3)$$

Der Fehler der meteorologischen Gitterpunktsgröße Δf_j wird wiederum über die Anwendung des Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf den Polynomansatz berechnet. In die Berechnung des Fehlers gehen alle im Einflußbereich liegenden Meldungen entsprechend ihres abgeschätzten Fehlers ein, der Fehler wird von der Anordnung der Stationen um den Gitterpunkt bestimmt und liegt in seiner Größenordnung deutlich unterhalb der in Tab. 4 und 5 angegebenen Fehler der Einzelwerte.

Eine direkte Übertragung der Gleichung (7.2.3) bei Einführung einer Entfernungswichtung in die Diagonalmatrix W , die resultierende Matrix wird in diesem Abschnitt als W' bezeichnet, ist nicht möglich. Für diesen Fall ist jedoch die Abschätzung

$$\Delta x_i \leq ((A^T W' A)_{ii}^{-1})^{1/2} \quad \text{für } i=1, \dots, 6 \quad (7.2.4)$$

anwendbar, da die Ungleichung

$$(\text{VAR}(Y))_{jj} = W_{jj}^{-1} \leq W'_{jj}{}^{-1} = \frac{W_{jj}^{-1}}{(R^2 - d^2)/(R^2 + d^2)}$$

erfüllt ist, weil der Abstandsfaktor auf Werte zwischen 0 und 1 beschränkt ist. Abb. 17 zeigt die Verteilung der auf diese Weise abgeschätzten lokalen Fehlergröße für Analysewerte der Druckwerte des 12 GMT-Termins vom 14. Juni 1981. Ein Vergleich mit Abb. 10 zeigt eine deutliche Korrelation mit der Stationsverteilung.

Der absolute Analysefehler kann durch diese Größe nicht beschrieben werden, da sie die systematischen Fehler, die aus der Beschränkung auf eine Polynomannäherung 2. Ordnung und der Verwendung einer vereinfachten Grenzschichtbeziehung resultieren, nicht erfaßt. Geht man davon aus, daß sich der mittlere systematische Fehler an den Gitterpunkten j näherungsweise aus den mittleren quadratischen Differenzen zwischen Stationsmessung f_j und Analysewert \hat{f}_j bestimmen läßt,

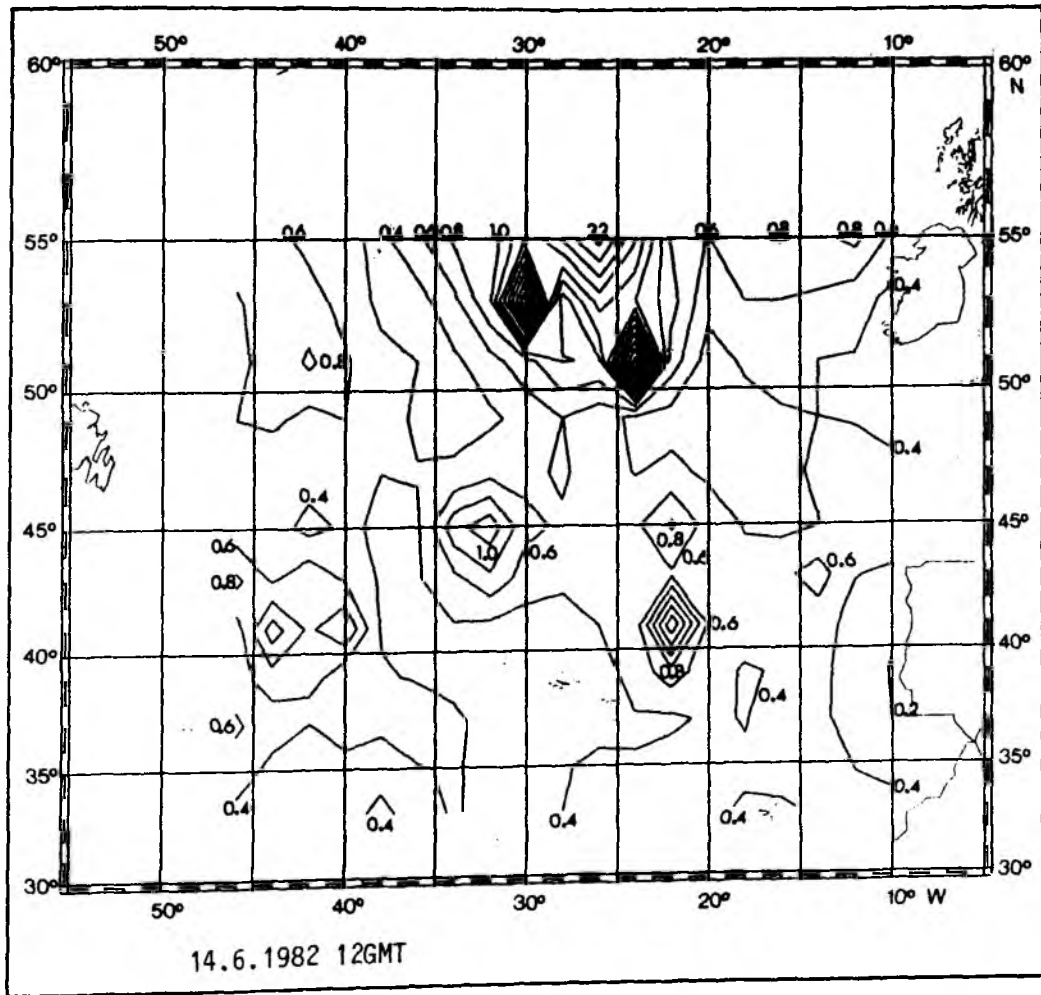


Abb. 17: Isolinien der lokalen Fehlerabschätzung für die Analysewerte des Druckfeldes vom 14. Juni 1981 12 GMT [hPa].

$$\frac{\sum_{j=1}^p (f_j - \hat{f}_j)^2}{p} \approx \frac{\sum_{i=1}^q (f_i - \hat{f}_i)^2}{q} = \text{RMS} (f) \quad (7.2.5)$$

p: Anzahl der Gitterpunkte

q: Anzahl der Stationsmeldungen

f_j: wahrer Parameterwert am Gitterpunkt

erhält man eine sinnvolle Abschätzung des absoluten Wertes des lokalen Analysefehlers $f'_j = f_j - \hat{f}_j$, aus der "Umverteilung" des mittleren systematischen Fehlers entsprechend der lokalen Fehlergröße Δf_j auf die Gitterpunkte:

$$f'_j{}^2 \approx \frac{\Delta f_j}{\frac{1}{p} \sum_{k=1}^p \Delta f_k} \text{RMS} (f) \quad (7.2.6)$$

8. VARIATION FREIER VERFAHRENSPARAMETER UND VERFAHRENSANSATZE

8.1. Die relative Wichtung zwischen Wind- und Druckdaten

In Gleichung (7.1.1) wurde der Faktor w_0 eingeführt, um eine relative Wichtung zwischen Wind- und Druckdaten berücksichtigen zu können. Um den Einfluß abzuwägen, den die Wichtung auf das Ergebnisfeld hat, und um das optimale w_0 für weitere Untersuchungen festzulegen, wurde eine Serie von Analysen verschiedener synoptischer Termine bei variierendem w_0 durchgeführt. Bereits in Abschnitt 7.1. wurde gezeigt, daß die mittleren Abweichungen zwischen Analysewerten und Eingangsdaten keinen Aufschluß über die Wahl eines sinnvollen Wichtungsfaktors geben. Um eine von den Eingangsdaten unbeeinflusste Wertung der Ergebnisfelder zu gewährleisten, wurden nur 12 GMT-Termine mit ihrer relativ hohen Meldungszahl ausgewählt, sodaß eine sinnvolle Analyse auch dann noch möglich ist, wenn nur jede zweite Meldung in das Ausgleichsverfahren einbezogen wird, während die übrigen Meldungen einen unabhängigen Vergleichsdatensatz bilden. Es wurden 31 Termine im Zeitraum vom 1. September 1982 bis 31. Oktober 1982 mit einem jeweiligen Abstand von 48 Stunden bearbeitet, damit können die Verteilungen der Eingangsdaten und die Meldungen der Stationen der synoptischen Termine als voneinander weitgehend unabhängig betrachtet werden. Da der Datenvergleichssatz nicht anhand eines analysierten Feldes überprüft wird, umfaßt er fehlerhafte Meldungen, welche die mittleren Abweichungen zwischen Analysefeld und Beobachtungen eines einzelnen Termins deutlich prägen können. Es wurde deshalb die Analyse des vollständigen Datensatzes herangezogen, um die dort nach einer ersten Ausgleichung eliminierten Daten herauszuziehen.

Die Kopplung der Wind- und Druckdaten erfolgte in dieser Versuchsreihe über einen konstanten geostrophischen Winkel und ein konstantes Verhältnis zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind, wie sie unter (5.1.2) angegeben werden.

Tab. 6 und Tab. 7 zeigen die mittleren RMS-Abweichungen von den Vergleichs- und von den Eingangsdatensätzen der 31 Analysefelder für 7 verschiedene Werte von w_0 . Die Stationsanzahl dieser Datensätze, die nur die Stationen innerhalb des Gitters umfaßt, schwankt zwischen 23 und 45 pro Ausgleichsfläche.

Wie erwartet zeigen die Differenzen zu den Eingangsdaten, abgesehen von den Windwerten für $w_0 = 0.2$, geringere Werte als die Abweichungen vom Vergleichsdatensatz. Dieser Unterschied würde allerdings etwas reduziert, wenn bei der Berechnung der mittleren Abweichungen zwischen Analysewerten und Eingangsdaten die Anzahl der durch die Anpassung der Polynomflächen verbrauchten Freiheitsgrade näherungsweise berücksichtigt würde, und damit für die Druckwerte nicht durch die Anzahl der Meldungen von im Mittel $N = 34$, sondern durch $N - 6 = 28$ geteilt wird und entsprechend für die Windwerte $N = 30$ durch $N - 5 = 25$ ersetzt wird. Die RMS-Werte für Druck und Windgeschwindigkeit der Tab. 7 liegen etwas über den abgeschätzten mittleren Meldungsfehlern von 0.6 hPa und 2 m/s, sie umfassen allerdings auch den Fehler der linearen Interpolation der Gitterpunktwerte auf den Stationsort. Nach der eingehenden Auseinandersetzung mit den synoptischen Einzelmeldungen bei der Auswertung der Analyseergebnisse bewerte ich die angesetzten mittleren Fehler allerdings eher zu klein als zu groß. Dieser Eindruck wurde im Nachhinein durch eine Veröffentlichung von BROWN et al. (1982) bestätigt, in der die mittlere Genauigkeit der Windmessungen durch Vergleich mit in der Nähe gelegenen Forschungsschiffen oder -bojen mit 3 m/s angegeben wird. Leider wurde keine entsprechende Angabe zur Druckmeldung gemacht.

Die Analyse des Windfeldes für $w_0 = 0.2$ ist als quasi unabhängig von den Windmeldungen zu betrachten, die Größenordnung der RMS-Werte stimmt mit dem Wertebereich des unabhängigen Vergleichsdatensatzes überein. Dies gilt jedoch nicht umgekehrt

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]	$\overline{\Delta v}$ [m/s]
0.2	1.82	43.5	4.30	5.90	2.39
1.0	1.75	40.6	4.15	5.66	2.34
3.0	1.69	39.6	3.96	5.53	2.09
5.0	1.72	39.3	3.91	5.46	1.94
10.0	1.75	39.1	3.78	5.51	1.66
20.0	1.76	39.7	3.79	5.49	1.54
50.0	1.87	40.8	3.76	5.55	1.31

Tab. 6: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten für den Druck p, die Windrichtung dd, die Windstärke v und der Vektordifferenz $|\Delta v|$ sowie der Mittelwert der Windstärkedifferenz $\overline{\Delta v}$ gemittelt über 31 synoptische Termine.

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]	$\overline{\Delta v}$ [m/s]
0.2	1.01	39.8	4.26	5.86	2.18
1.0	0.93	32.2	3.73	5.06	2.01
3.0	0.94	27.2	3.18	4.46	1.67
5.0	0.98	26.2	2.95	4.18	1.49
10.0	1.02	23.8	2.66	3.80	1.26
20.0	1.07	21.4	2.49	3.59	1.09
50.0	1.17	19.2	2.32	3.34	0.90

Tab. 7: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und Eingangsdaten gemittelt über 31 synoptische Termine.

auch für den Luftdruck für $w_0 = 50$. Hier macht sich der kleinere Einflußradius der Windmeldungen gegenüber dem der Druckmeldungen bemerkbar: liegen in der näheren Umgebung des Gitterpunktes keine Stationen, wird der Analysewert praktisch aus den Druckmeldungen bestimmt. Tab. 6 zeigt, daß die sehr geringe Berücksichtigung der Windmeldungen gegenüber den Druckdaten bei $w_0 = 0.2$ abgesehen vom RMS-Wert des Druckfeldes zu den maximalen Abweichungen zwischen Analysewerten und Vergleichsdatensatz führt. Auch der RMS-Wert des Druckes wird nur durch den Wert für $w_0 = 50$ überschritten, ein flaches Minimum deutet sich für $w_0 = 3$ an. Dies zeigt, daß nicht nur die Windfeldanalyse, sondern auch die Analyse des Druckfeldes durch die Einbeziehung von Windmeldungen verbessert werden kann. Die Verbesserung der Druckausgleichung ist zum Teil auf die durch die zusätzliche Information der Windmeldungen erhöhte Wahrscheinlichkeit zurückzuführen, daß fehlerhafte Druckmeldungen als solche erkannt werden. Daß der Einfluß falscher Meldungen nicht unerheblich ist, bestätigt Tab. 7. Sie zeigt eine Zunahme der Druckabweichung von $w_0 = 1$ zu $w_0 = 0.2$. Die Einzeltermine zeigen eine Zunahme wie in Abschnitt 7.1. bereits dargestellt nur dann, wenn durch die hohe einseitige Berücksichtigung der Druckmeldungen ein fehlerhafter Druckwert nicht eliminiert wird, der bei einer Einbeziehung der Windmeldungen erkannt würde.

Deutlicher als in der Ausgleichung der Druckwerte zeigt sich die Verbesserung durch eine stärkere Wichtung der Windmeldung in der Windfeldanalyse. Die Windrichtungsabweichung zeigt ein Minimum für $w_0 = 1$ und die Vektordifferenz für $w_0 = 5$. Der kleinste Wert der Geschwindigkeitsdifferenz wird für $w_0 = 50$ berechnet, wobei der mittlere Wert der Geschwindigkeitsdifferenz bei 1.31 m/s liegt, die analysierte Geschwindigkeit liegt damit im Mittel unter der gemessenen Geschwindigkeit. Dieser mittlere Wert ist gegenüber der Ausgleichung für $w_0 = 0.2$ deutlich reduziert. Die Einbeziehung der Windmessung als Gradientenvektor wirkt der Glättung des Druckfeldes entgegen, wie es sich durch die Ausgleichung der Druckwerte ergeben muß, solange die Extremwerte des Feldes nicht durch Stationen belegt sind. Die mittlere

Geschwindigkeitsdifferenz ist jedoch nicht als reiner Analysefehler zu interpretieren. In gradientschwachen Gebieten bilden sich lokale Windsysteme aus, die durch den Scale des Gitternetzes nicht wiedergegeben werden können. Der Wert des Gitterpunktes entspricht dann dem großräumigeren Gradientfeld, während Eingangs- und Vergleichswinde auch durch lokale Systeme bestimmt werden, was zu positiven Winddifferenzen führen muß. Dies findet seine Bestätigung in Tab. 8 und Tab. 9, in denen die Abweichungen zwischen Analyse und Vergleichsdatensatz für die acht im Mittel über das betrachtete Gebiet gradientschwächsten und die neun gradientstärksten Termine zusammengefaßt sind. Obwohl die RMS-Werte der Windgeschwindigkeit für die schwachwindigen Felder geringer sind als für die starkwindigen, nimmt die mittlere Winddifferenz in Tab. 8 mit wachsendem w_0 ab und liegt für $w_0 = 10$ unter den Werten der gradientschwachen Felder. Der Einfluß lokaler Windstrukturen und die schlechteren Bedingungen für die Messung des relativen Windes und seine Umrechnung in absolute Windwerte führt zu den relativ großen RMS-Werten der Windgeschwindigkeit für die gradientschwachen Situationen. Deshalb führt in diesen Fällen eine sehr hohe Wichtung der Windmessung nicht zu einer Reduzierung der mittleren Abweichungswerte, wie sie bei der Ausgleichung der Starkwindfelder erreicht wird.

Eine Betrachtung der Einzeltermine zeigt, daß die Lage der Minima der einzelnen RMS-Werte über den ganzen gewählten Bereich der w_0 -Werte streut. Diese RMS-Werte werden häufig davon beeinflusst, daß fehlerhafte Meldungen ab einer bestimmten w_0 -Größe erkannt, bzw. nicht erkannt werden, wenn es sich um Windfelder handelt. Eine sehr hohe Wichtung der Windmeldungen durch $w_0 = 50$ bedeutet deshalb für die Einzelfälle eine ebenso ungünstige Wahl des w_0 -Faktors wie eine zu niedrige Wichtung durch $w_0 = 0.2$. Um einen Eindruck von der Variation der analysierten Windfelder für den Bereich von $w_0 = 1$ bis $w_0 = 20$ zu geben, folgen drei Beispiele, für die die Ergebnisfelder für $w_0 = 1,5$ und 20 und zum Vergleich die Analyse des Gesamtdatensatzes für $w_0 = 5$ und die Bodenanalyse des Deutschen Wetterdienstes, die dem Europäischen Wetterbericht entnommen ist, zusammengestellt sind.

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS($ \Delta v $) [m/s]	$\overline{\Delta v}$ [m/s]
0.2	2.15	38.1	4.60	6.54	2.24
1.0	2.13	36.7	4.45	6.32	2.11
3.0	2.03	35.8	4.19	6.08	1.71
5.0	2.01	35.3	4.06	6.00	1.51
10.0	2.03	35.2	3.94	5.94	1.20
20.0	2.00	35.4	3.86	5.92	0.92
50.0	2.09	35.7	3.81	5.94	0.65

Tab.: 8: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten von 9 synoptischen Terminen, bei denen die mittlere Windgeschwindigkeit im Analysegebiet über 9.8 m/s lag.

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS($ \Delta v $) [m/s]	$\overline{\Delta v}$ [m/s]
0.2	1.48	47.2	3.69	5.16	1.61
1.0	1.40	43.2	3.62	4.95	1.60
3.0	1.38	42.3	3.61	4.91	1.52
5.0	1.35	41.7	3.66	4.89	1.51
10.0	1.38	41.2	3.71	4.93	1.46
20.0	1.45	43.5	3.73	5.04	1.42
50.0	1.53	45.6	3.69	5.11	1.35

Tab. 9: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten von 8 synoptischen Terminen, bei denen die mittlere Windgeschwindigkeit im Analysegebiet unter 7.2 m/s liegt.

Abb. 18 a bis e zeigen die Darstellungen für den 5. Okt. 1982, die eine gute Übereinstimmung der Analyse des Gesamt- und des reduzierten Datensatzes aufweisen und nur geringe Änderungen des Windfeldes durch die Variation von w_0 zeigen. Für alle w_0 -Werte werden die gleichen Meldungen als fehlerhaft eliminiert. Die Schwankungen der RMS-Abweichungen von den Vergleichsdaten sind sehr gering (Tab. 10), die Minima der Windgrößen liegen bei $w_0 = 10$ bzw. 20, die des Druckes bei $w_0 = 5$. Eine relativ gute Übereinstimmung für die mit verschiedenen w_0 berechneten Felder kennzeichnet allgemein die Fälle, in denen die Eliminierung fehlerhafter Meldungen nicht von w_0 im gewählten Bereich von 1 bis 20 abhängt. Die dann im allgemeinen gute Übereinstimmung zwischen Gesamtanalyse und der Analyse des reduzierten Datensatzes zeigt, daß das Verfahren sinnvoll auch auf die Nachattermine mit ihrer wesentlich geringeren Meldungszahl anzuwenden ist.

Abb. 19 zeigt die Analysen eines Termins mit relativ geringen Druckgegensätzen. Die größten Unterschiede sowohl im Vergleich zur "Gesamtanalyse" als auch zwischen den Analysen des reduzierten Datensatzes liegen im äußersten Nordwesten, am südwestlichen Rand und westlich von Spanien. Der Strukturunterschied im Nordwesten beruht auf 2 fehlerhaften Meldungen, einem Druck und einem Windwert, die nur im Gesamtdatensatz und für $w_0 = 20$ als solche erkannt werden. Der Unterschied wird durch die verlagerte Wichtung für $w_0 = 5$ im Vergleich zur Analyse für $w_0 = 1$ bereits deutlich reduziert. Im Vergleich zur Analyse des Gesamtdatensatzes und zur Wetterkarte sind die Windsprünge im Südwesten für $w_0 = 20$ ebenso wie die starken Winde für $w_0 = 1$ im Bereich von 33° N und 35° W als unrealistisch zu beurteilen. Tab. 11 zeigt die RMS-Abweichungen zum Vergleichsdatensatz. Wie der subjektive Eindruck, weist auch die mittlere Abweichung zwischen den Druckwerten daraufhin, daß die beste Ausgleichung durch $w_0 = 5$ erreicht wird, während den Differenzwerten des Windes wegen des starken Einflusses lokaler Strukturen auf Eingangs- und Vergleichsdaten in gradientschwachen Situationen relativ wenig Bedeutung beizumessen ist.

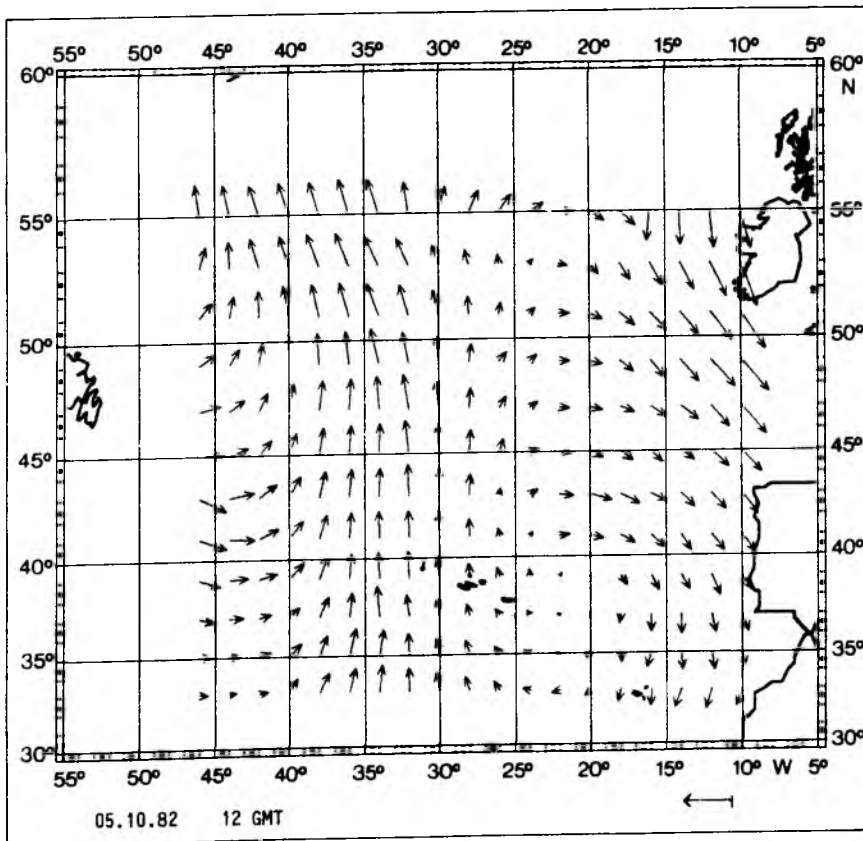
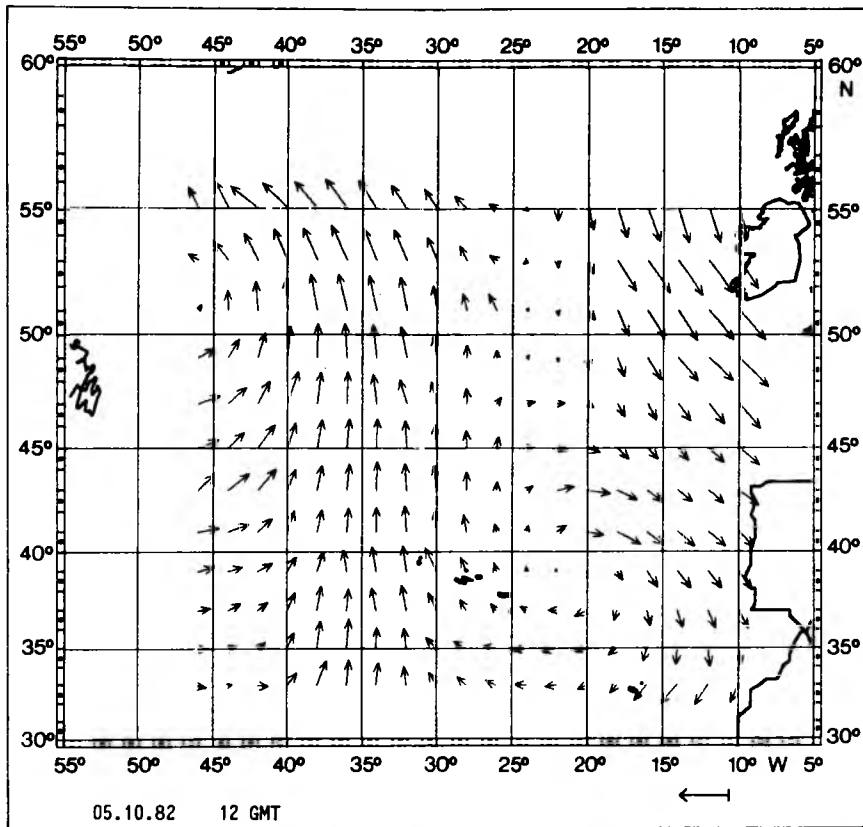


Abb. 18 a und b: Analyse des Gesamtdatensatzes vom 5. Okt. 1982 12 GMT für $w_0 = 5$ (oben). Analyse des reduzierten Datensatzes für $w_0 = 1$ (unten)

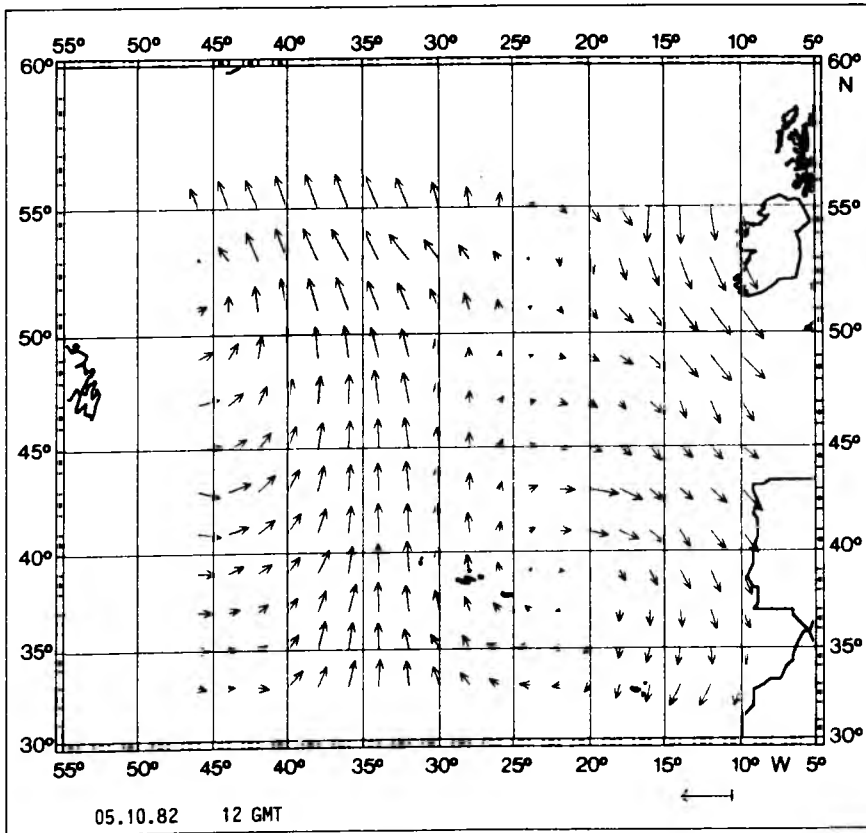
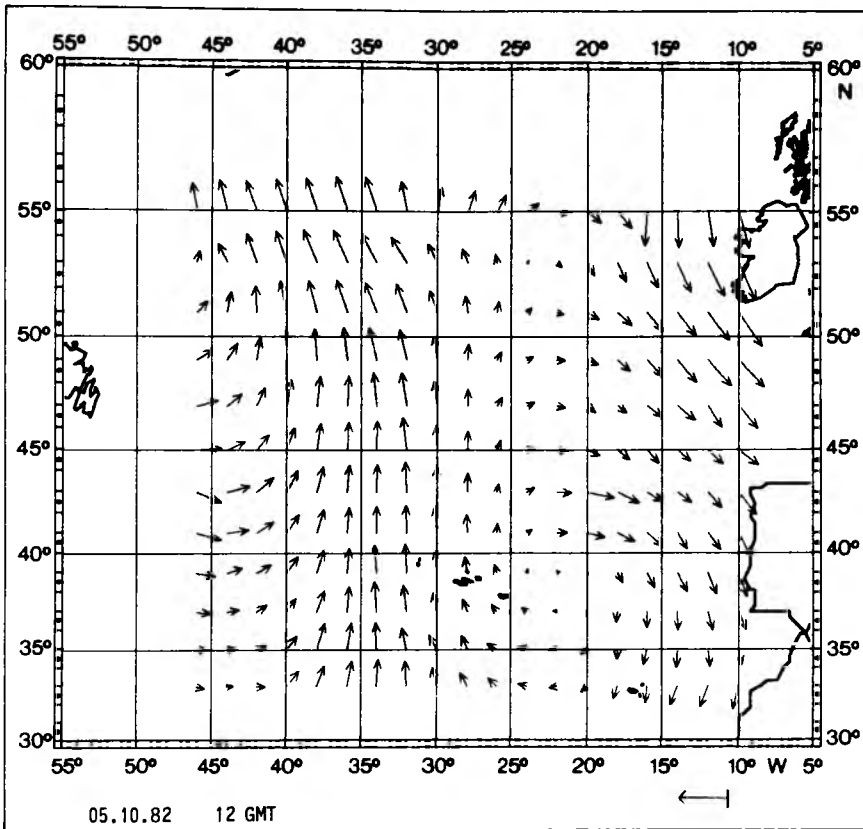


Abb. 18 c und d: Analyse des reduzierten Datensatzes für $w_0 = 5$ (oben) und $w_0 = 20$ (unten). Die Pfeillänge des rechts unten eingetragenen Pfeils entspricht einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s.

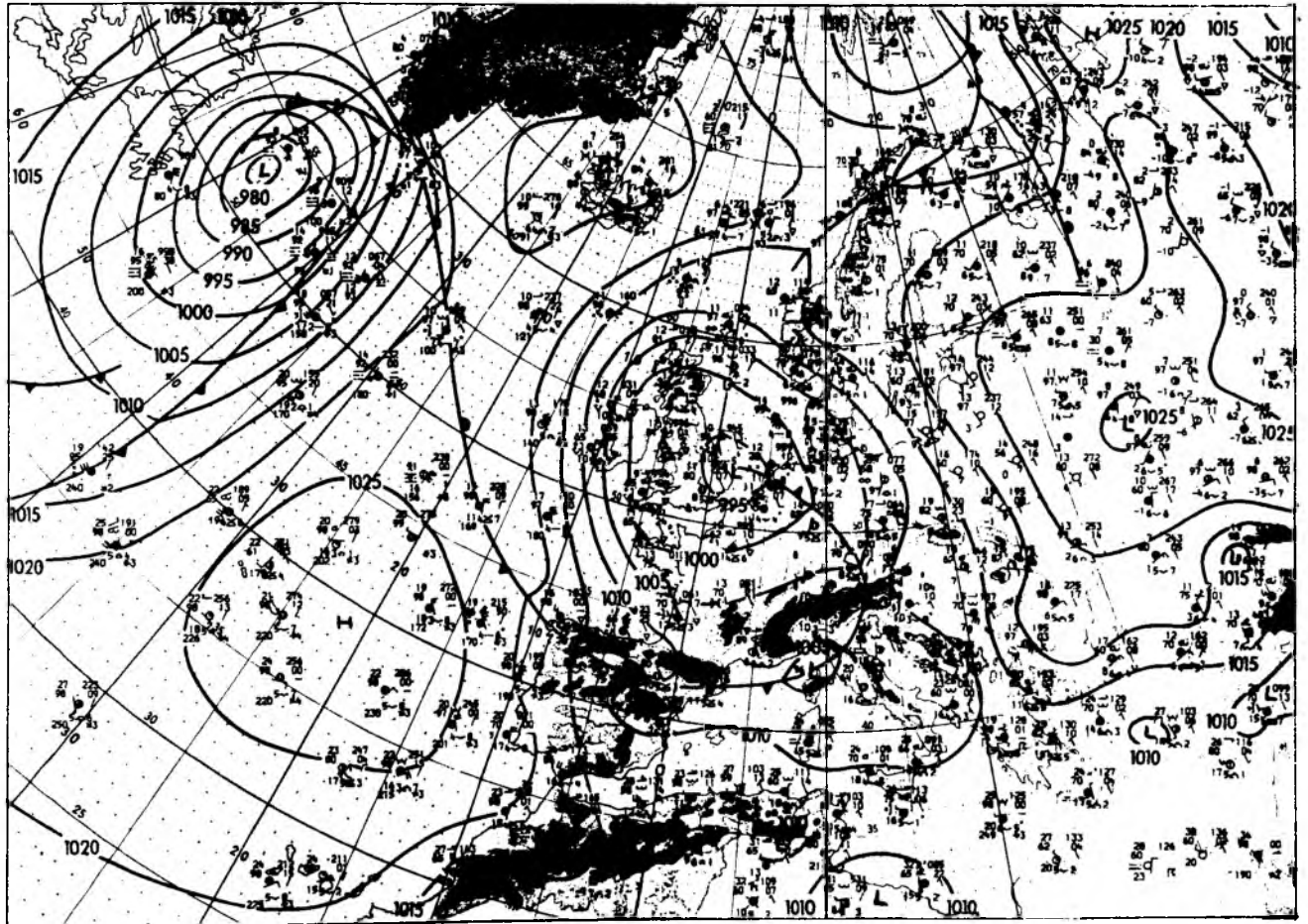


Abb. 18 e: Bodenwetterkarte vom 5. Okt. 1982 12 GMT

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]
1.0	1.32	28.0	3.64	5.14
3.0	1.30	27.2	3.57	5.03
5.0	1.31	26.8	3.58	5.01
10.0	1.28	25.4	3.52	4.85
20.0	1.31	25.9	3.50	4.86

Tab. 10: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten für den 5.Okt. 1982 12 GMT.

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]
1.0	1.44	36.4	3.34	4.46
3.0	1.37	32.4	3.57	4.53
5.0	1.35	31.8	3.65	4.57
10.0	1.37	31.5	3.74	4.67
20.0	1.40	31.2	3.81	4.72

Tab. 11. Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten für den 7. Sept. 1982 12 GMT

w_0	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]
1.0	2.24	44.5	6.07	7.46
3.0	2.07	41.3	4.98	6.50
5.0	2.03	38.5	4.25	5.93
10.0	1.91	37.6	3.95	5.81
20.0	1.93	36.7	3.82	5.72

Tab. 12: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und unabhängigen Beobachtungsdaten für den 13.Okt. 1982 12 GMT.

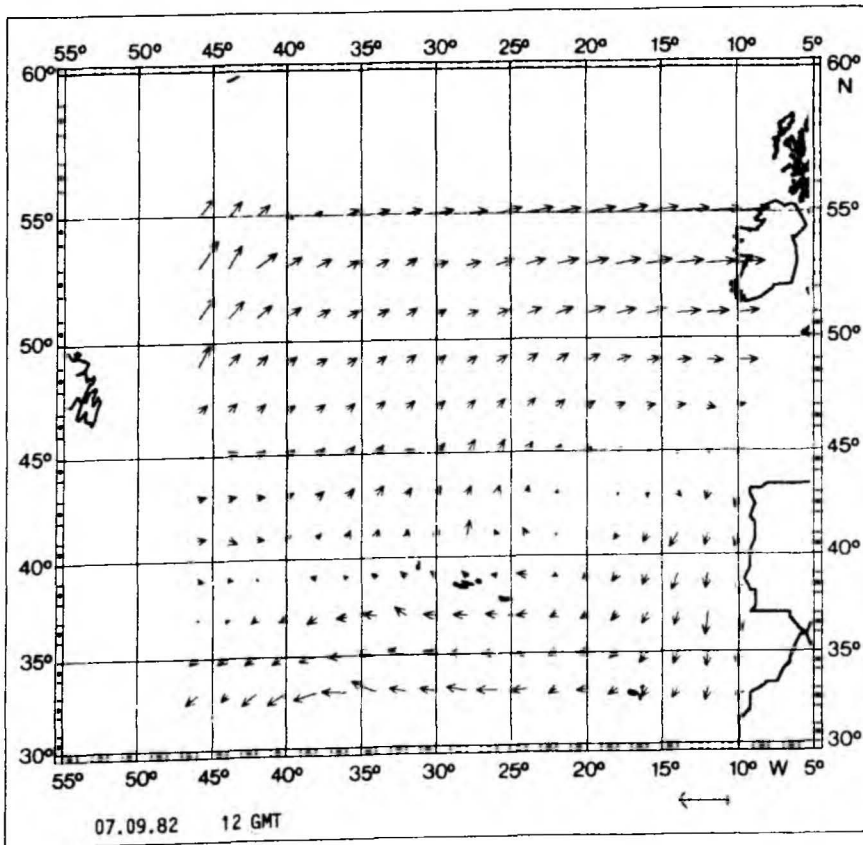
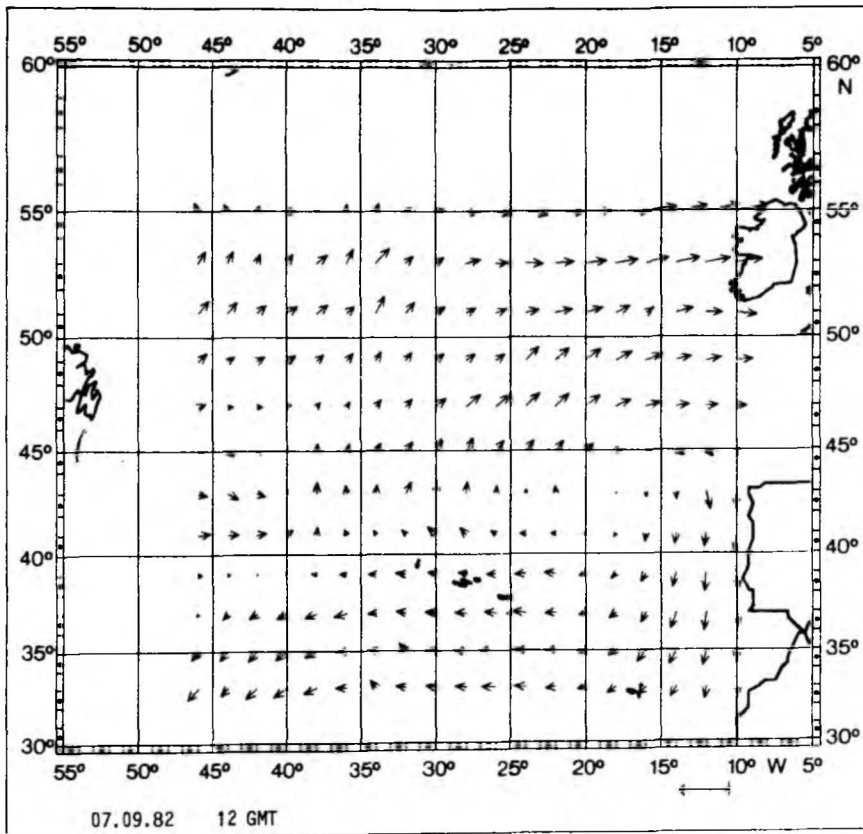


Abb. 19 a und b: Analyse des Gesamtdatensatzes vom 7. Sept. 1982
12 GMT FÜR $w_0 = 5$ (oben). Analyse des reduzierten
Datensatzes für $w_0 = 1$ (unten). Die Pfeillänge des
unten eingezeichneten Pfeils entspricht einer Wind-
geschwindigkeit von 20 m/s.

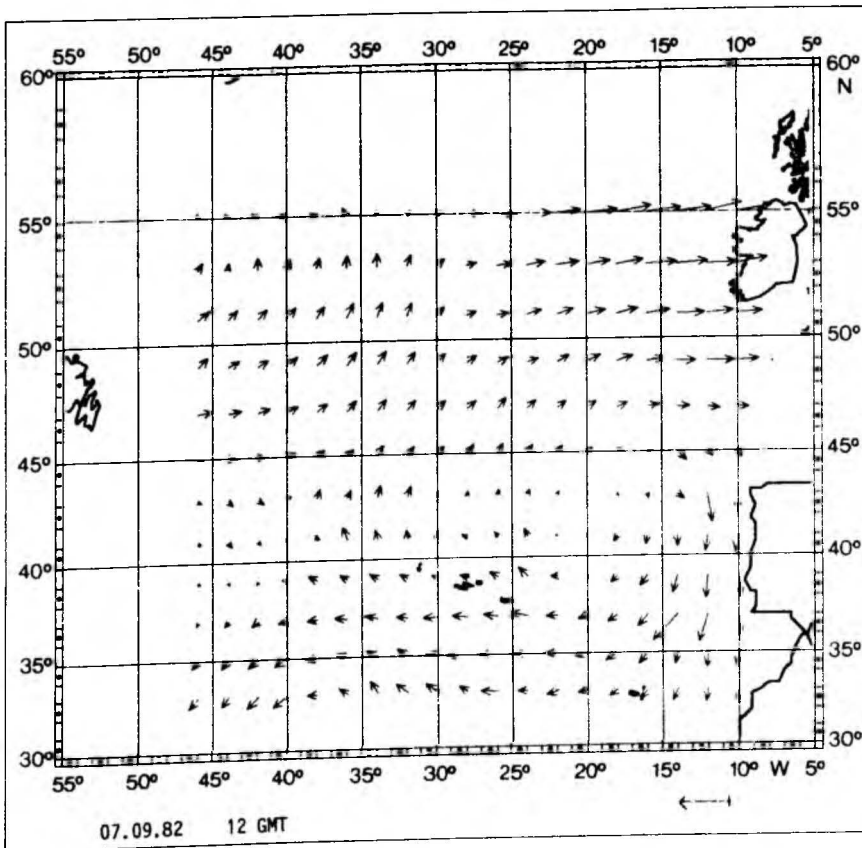
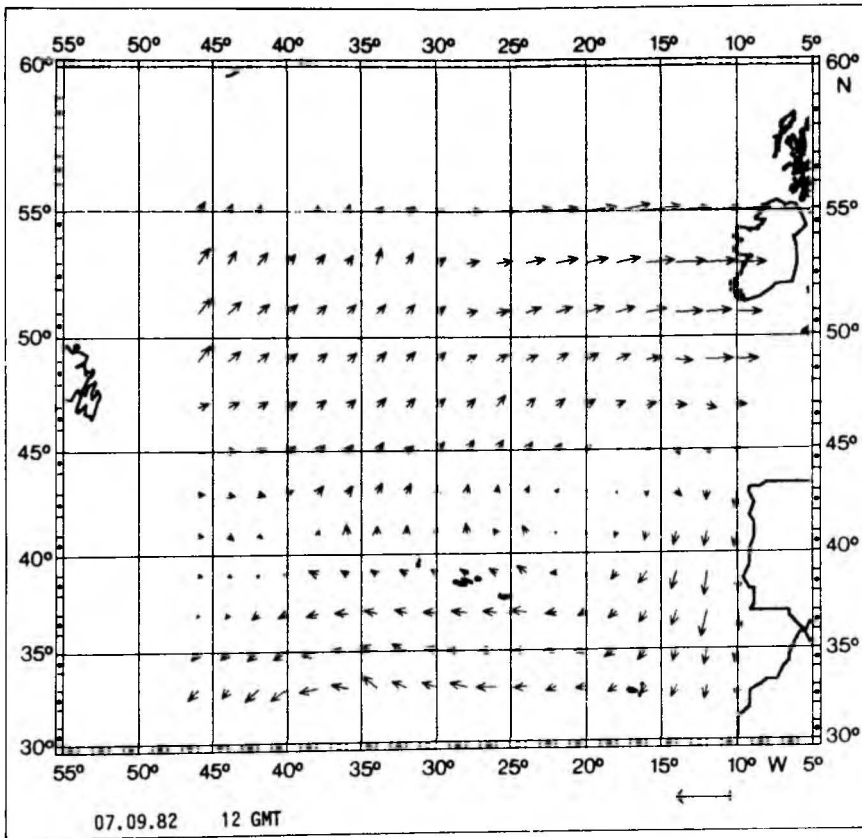


Abb. 19 c und d: Analyse des reduzierten Datensatzes für $w_0 = 5$ (oben) und $w_0 = 20$ (unten).

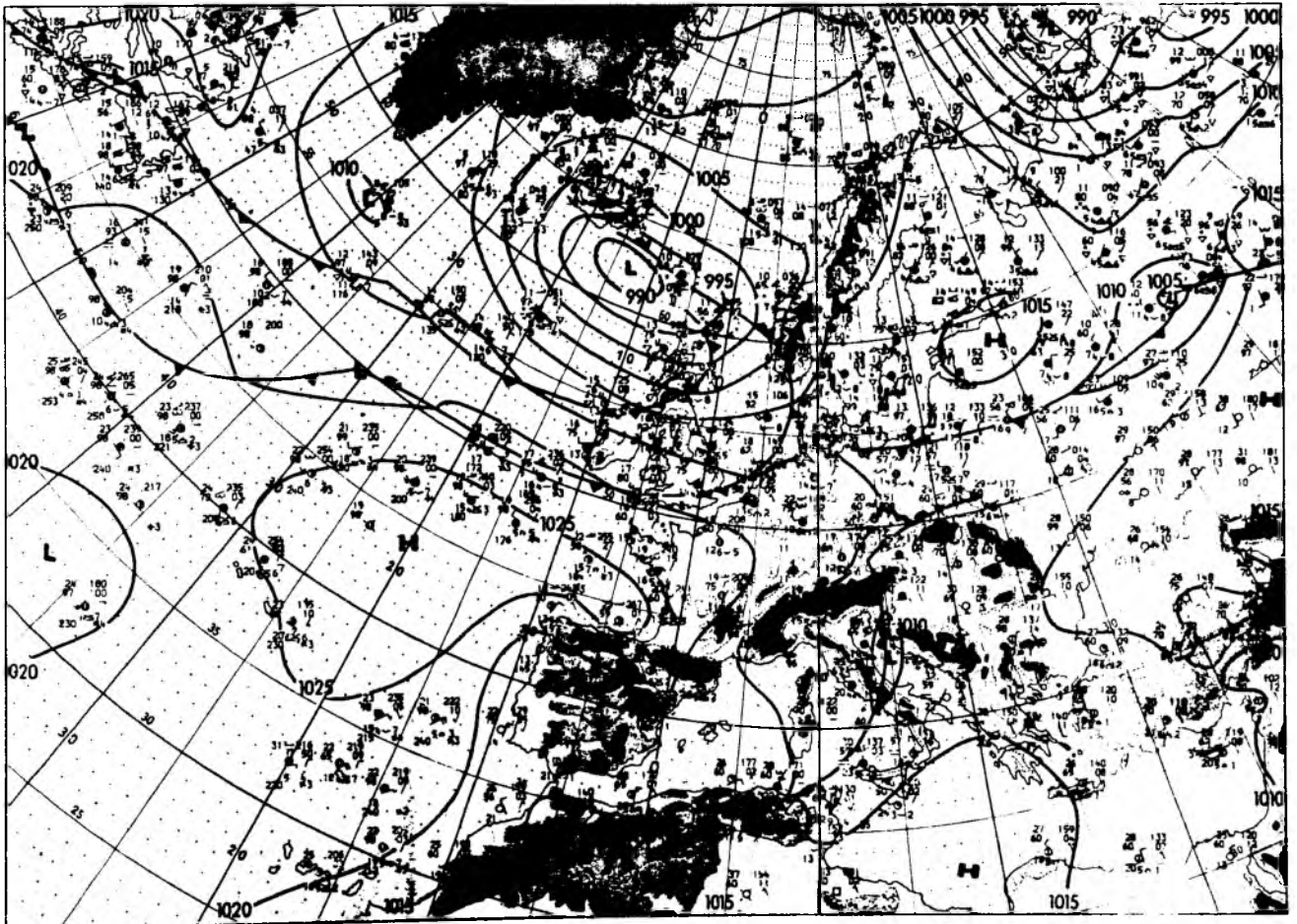


Abb. 19 e: Bodenwetterkarte vom 7. Sept. 1982 12 GMT

Das synoptische Feld vom 13. Okt. 1982 (Abb. 20) wird durch ein Sturmtief über der irischen See und ein Tiefdrucksystem im Südwesten des betrachteten Gebietes geprägt, zwischen denen sich ein kräftiger Hochdruckkeil erstreckt. Die Analyse des reduzierten Datensatzes stimmt für $w_0 = 20$ sehr gut mit dem Vergleichsfeld des Gesamtdatensatzes überein, während die Gitterfelder für $w_0 = 1$ und $w_0 = 5$ im Nordwesten durch einen Druckfehler geprägt werden, der außerdem die Eliminierung zweier richtiger Windmeldungen bewirkt. Die hohen Windstärken des Sturmtiefs werden durch $w_0 = 1$ am schlechtesten wiedergegeben. Tab. 12 zeigt die RMS-Abweichungen zum Vergleichsdatsatz, die ebenso wie der subjektive Eindruck die Analyse für $w_0 = 20$ als die Beste einordnen.

Die relativ hohen Abweichungsraten der Tabelle 6 werden durch die zum Teil extrem geringen Dichten der halbierten Eingangsdatensätze geprägt und sie umfassen den Fehler der linearen Interpolation der Analysewerte von den Gitter- und Stationskoordinaten. Es wurde deshalb eine zweite Analyseserie ausgewertet, in der nur die Gebiete mit einer ausreichenden Datendichte berücksichtigt wurden und die Differenzen direkt zwischen den lokal angepaßten Analyseflächen und ausgewählten unabhängigen Teststationen berechnet wurden, um die Ungenauigkeit der linearen Interpolation zu vermeiden. Die Datendichte wird als ausreichend bezeichnet, wenn ein Gitterpunktwert bei einer Mindestanzahl von 16 Meldungen im Einflußradius und der Erfüllung des Verteilungskriteriums (s. Abschnitt 6) im ersten Durchlauf bestimmt werden kann. Die Auswahl der Teststationen erfolgte nach folgendem Prinzip: nach der Datenprüfung anhand einer ersten Analyse wird im zweiten Durchgang vor der lokalen Polynomannpassung an die Umgebungswerte eines Gitterpunktes eine Station, die weniger als ein Längen und ein Breitengrad vom Gitterpunkt entfernt liegt, aus dem lokalen Eingangsdatensatz herausgenommen. Bleibt die Stationsdichte auch nach dieser Auslese ausreichend, werden die lokalen Polynomflächen aus den übrigen Meldungen bestimmt und die Differenz zwischen den Polynomwerten am ausgewählten Stationsort und den entsprechenden Meßwerten berechnet, in der Erwartung, daß diese Abweichung näherungsweise dem Analysefehler am Gitterpunkt entspricht. In

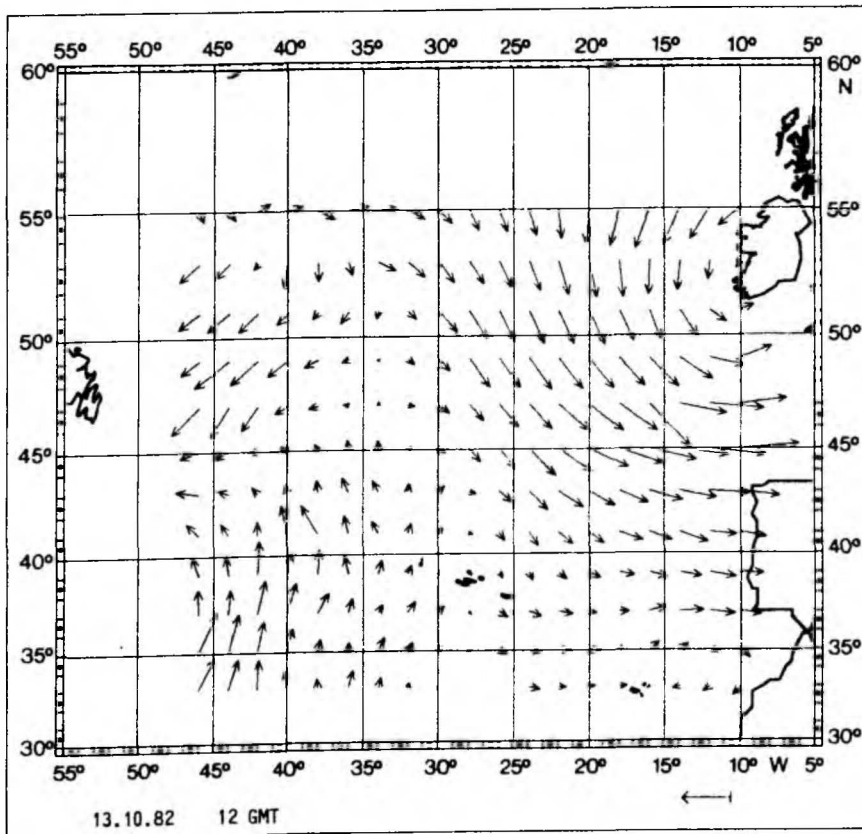
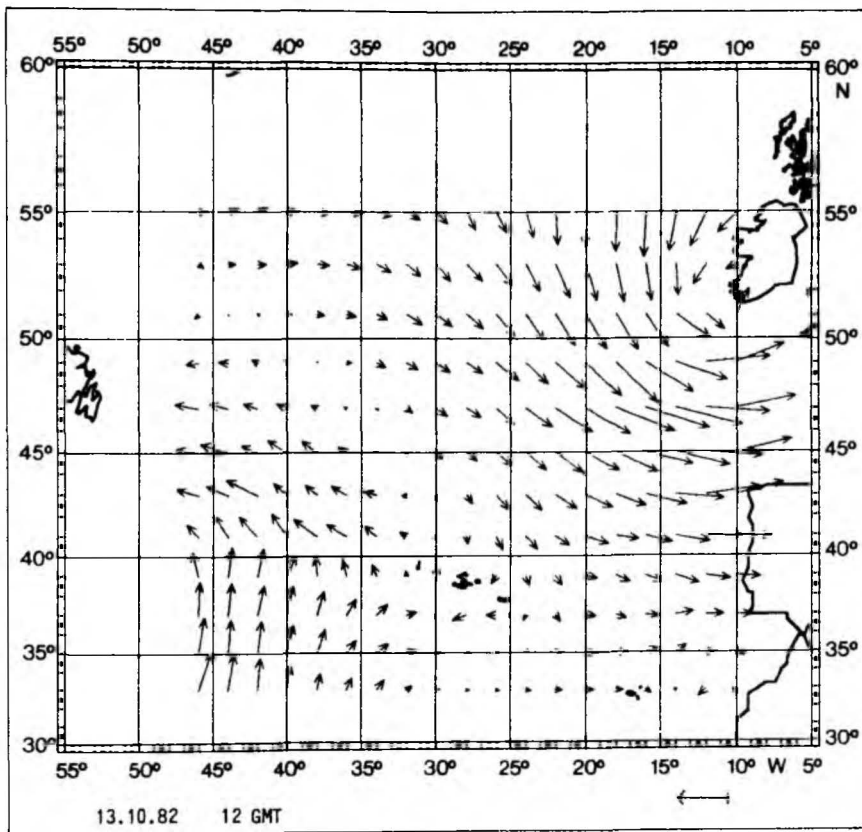


Abb. 20 a und b: Analyse des Gesamtdatensatzes vom 13. Okt. 1983 12 GMT für $w_0 = 5$ (oben). Analyse des Reduzierten Datensatzes für $w_0 = 1$ (unten). Die Pfeillänge des rechts unten eingetragenen Pfeils entspricht einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s.

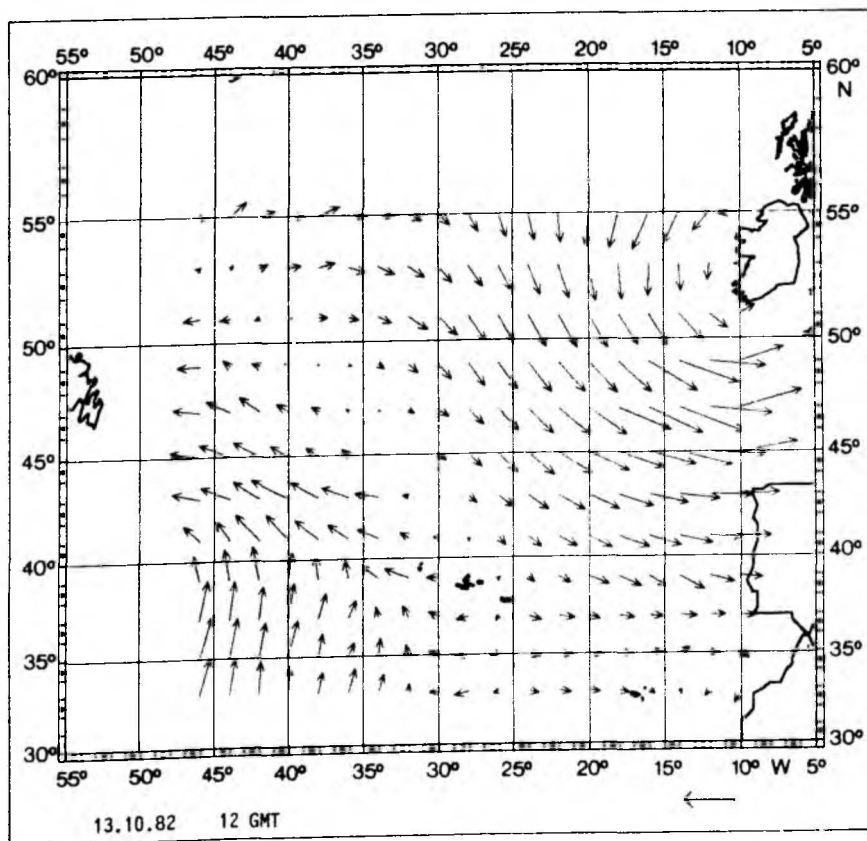
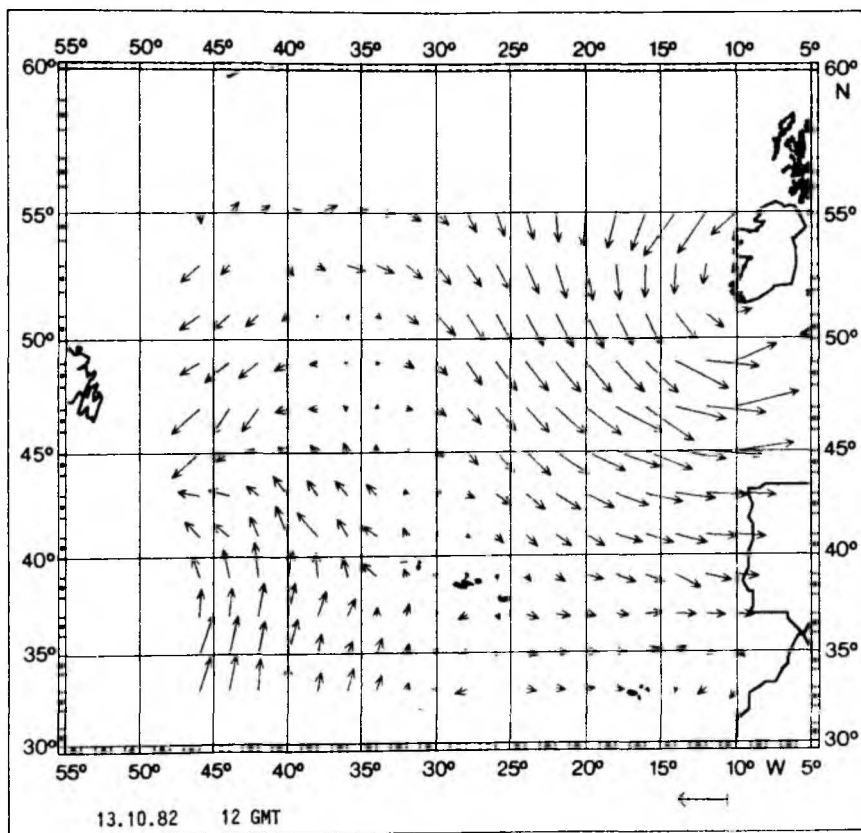


Abb. 20 & URD 8: Analyse des reduzierten Datensatzes für $w_g = 5$ (oben) und $w_g = 20$ (unten).

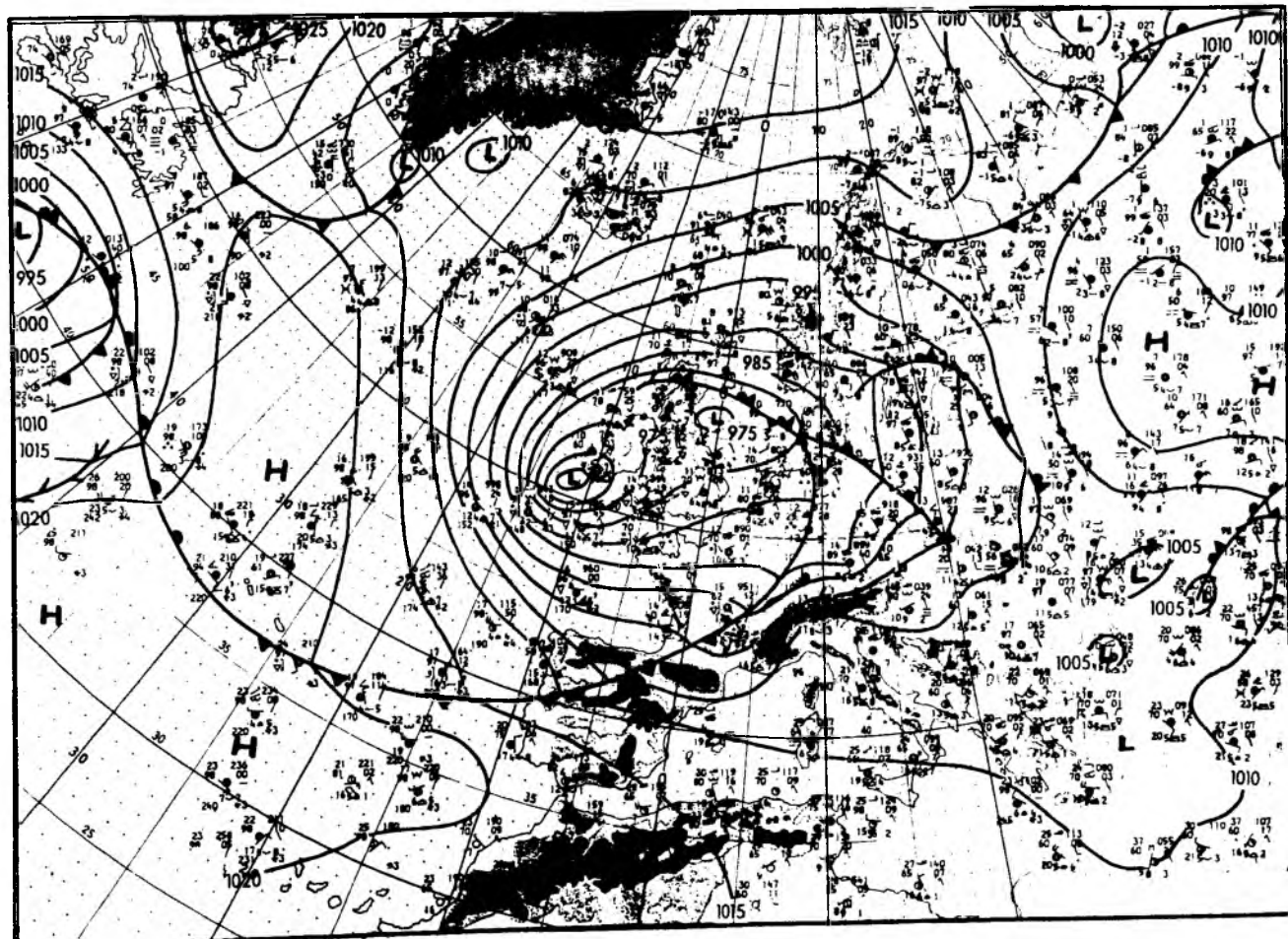


Abb. 20 e: Bodenwetterkarte vom 13. Okt. 1982 12 GMT.

einer Bewertung der Differenzwerte ist allerdings auch hier zu beachten, daß die Stationswerte Meßungenauigkeiten und subsynoptische Variationen umfassen, und daß zudem die Abstandswichtung der Eingangsdaten auf die Gitterpunktskoordinaten ausgerichtet ist. Die über 31 Termine gemittelten RMS-Werte der Teststationen sind in Tabelle 13 aufgelistet. Die mittleren Abweichungswerte sind deutlich geringer als die entsprechenden Werte in Tab. 6, z.B. ergibt sich ein Unterschied von 1.03 m/s für die RMS-Werte der Windgeschwindigkeit bei $w_0 = 5$. Auch in dieser Testserie zeigt sich, daß sich die Lage der Minima der RMS-Werte von Termin zu Termin verschiebt, allerdings für die Werte der Windgeschwindigkeit und der Vektordifferenz im Gegensatz zur ersten Analyseserie nur über einen Bereich von $w_0 = 3$ bis $w_0 = 50$.

Aus diesen Schwankungen resultiert ein relativ flaches Minimum der w_0 -abhängigen Mittelwerte, das jedoch etwas ausgeprägter als in Tab. 6 ist. Die w_0 -Werte der kleinsten Abweichungsmittel haben sich gegenüber Tab. 6 nur für die Windrichtung von $w_0 = 10$ auf $w_0 = 5$ und für die Windgeschwindigkeit von $w_0 = 50$ auf $w_0 = 20$ geändert.

Die mittleren Abweichungsraten beider Tabellen legen die Wahl von $w_0 = 5$ als Wichtungsfaktor für die weiteren Anwendungen nahe. Zwar verlagern sich nach den Tab. 8 und 9 die Minima der Windgrößen im Vergleich der Analysen bei niedriger und hoher mittlerer Windgeschwindigkeiten im Mittel von den mittleren zu hohen w_0 -Werten, doch auch innerhalb der beiden Termingruppen verlagern sich die Minima von Fall zu Fall, sodaß auf den Ansatz eines windabhängigen w_0 -Faktors verzichtet wird. Dies scheint auch hinsichtlich der geringen Änderung der mittleren Abweichungswerte in Tab. 8 und 9 für w_0 -Werte von 3 bis 20 sinnvoll. Da gleiches auch für die mittleren Werte der 31 Termine gilt, wurde die w_0 -Abhängigkeit der Ergebnisse weiterer Untersuchungen auch aus Gründen der Rechenzeit und -kapazität nicht nochmals überprüft.

w_0	RMS(p)	RMS(dd)	RMS(v)	RMS(Δv)
	[hPa]	[°]	[m/s]	[m/s]
0.2	1.38	38.7	3.49	5.04
1.0	1.34	35.0	3.18	4.54
3.0	1.28	32.4	2.94	4.29
5.0	1.29	31.9	2.88	4.24
10.0	1.30	33.1	2.83	4.28
20.0	1.35	33.5	2.73	4.32
50.0	1.39	34.1	2.80	4.41

Tab. 13: Mittlere Abweichungen zwischen den lokal angepaßten Polynomflächen und unabhängigen Stationswerten in Gebieten ausreichender Datendichte für den Druck p , die Windrichtung dd , die Windstärke v und der Vektordifferenz Δv gemittelt über 31 synoptische Termine

8.2. Ausgleichung durch Polynome erster bzw. zweiter Ordnung

Die Wahl des Ausgleichspolynoms sollte auf Flächen 1. und 2. Ordnung beschränkt bleiben, da bei einer Erhöhung der Freiheitsgrade durch den Ansatz Flächen höherer Ordnung die Wahrscheinlichkeit wächst, daß sich infolge fehlerhafter Meldungen völlig unrealistische Gitterstrukturen ausbilden. Um die Abhängigkeit der Ergebnisfelder von einem Polynomansatz erster bzw. zweiter Ordnung zu überprüfen, wurden die bereits bei der Variation von w_0 ausgewählten 31 Termine durch die lokale Anpassung einer Fläche 1. Ordnung für $w_0 = 5$ analysiert und die Ergebnisse mit den entsprechenden Analysen der quadratischen Anpassung verglichen. Die Mindestanzahl der Eingangsdaten im jeweiligen Einflußradius wurde auf 8 Meldungen festgesetzt, sodaß das Verhältnis zwischen der Anzahl der zu bestimmenden Koeffizienten und der zu berücksichtigenden Mindestanzahl von Meldungen mit dem angesetzten Verhältnis für eine Fläche zweiter Ordnung übereinstimmt. Der geostrophische Winkel und das Verhältnis zwischen geostrophischem und Bodenwind wurden wieder als konstant angesetzt. Es wurde ein Vergleich der Analysen der gewählten Polynomordnungen für die Gesamt- und für die reduzierten Datensätze durchgeführt. Die RMS-Abweichungen zwischen den Analysewerten und den Eingangs- bzw. Vergleichsdaten sind in Tab. 14 zusammengefaßt. Bis auf die Windrichtung unter B zeigen alle Größen die geringeren RMS-Werte für die Ausgleichung durch Polynome 2. Ordnung. Die Verbesserung zeigt sich insbesondere in den Druckwerten und in den Abweichungen vom Vergleichsdatensatz. Der Vergleich der Darstellungen der Einzelanalysen zeigt, daß die geschlossene Zirkulation um ein Tiefdruckzentrum in mehreren Fällen durch die Anpassung von Flächen erster Ordnung nur schlecht erfaßt wird. Es treten in diesen Analysen zudem häufiger inhomogene Strukturen auf, die nicht im Zusammenhang mit Frontensystemen stehen, sondern auf den durch die Herabsetzung der Mindestanzahl von Meldungen im Mittel kleineren Einflußradius zurückzuführen sind, wodurch starke Neigungen zwischen den einzelnen lokal angepaßten Ebenen möglich werden. In den Abbildungen 21 bis 23 sind die Analysen der Gesamt- und der reduzierten Datensätze sowie die Bodenwetterkarte des Deutschen Wetterdienstes für drei Beispiele zusammengestellt, um diese Unterschiede zu verdeutlichen.

	Polynom- ordnung	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS(Δv) [m/s]	$\overline{\Delta v}$ [m/s]
A	1	1.16	24.6	2.88	4.08	1.32
	2	0.98	23.8	2.84	4.00	1.28
B	1	1.31	25.8	3.14	4.29	1.61
	2	0.98	26.2	2.95	4.18	1.49
C	1	2.11	39.4	4.15	5.63	2.32
	2	1.72	39.3	3.91	5.46	1.94

Tab. 14: Mittlere Abweichung zwischen Analysewerten und Stationsmeldungen bei einer Polynomausgleichung mit Flächen erster bzw. zweiter Ordnung gemittelt über 31 Termine. Die unter A und B aufgelisteten Werte geben die mittleren Abweichungen der Eingangsdaten für die Analyse des Gesamtdatensatzes (A) und des reduzierten Datensatzes (B) an, unter C sind die Abweichungen der unabhängigen Vergleichsdaten angegeben. (Die Werte unter A wurden über die Teilung durch die Anzahl der Meldungen von im Mittel $N = 67$ für die Druckwerte und $N = 59$ für die Windwerte berechnet, ohne Berücksichtigung der durch die Polynom Anpassung verbrauchten Freiheitsgrade. Entsprechendes gilt für die Werte unter B mit $N = 35$ bzw. 30).

Für den 17. Sept. 1982 12 GMT (Abb. 21) zeigen die Analysefelder der gesamten Stationsmeldungen eine geschlossene Zirkulation östlich der Azoren, die in den Gitterfeldern des reduzierten Datensatzes durch die Ausgleichung mit einer Fläche 2. Ordnung deutlich besser erfaßt wird als mit einer Fläche erster Ordnung. Abb. 22 gibt die Analysen eines Sturmtiefs über dem mittleren Atlantik wieder. Die Ausgleichung des Gesamtdatensatzes durch Polynome 2. Ordnung zeigt eine deutliche Verwirbelung um den Kern des Tiefdrucksystems. Im Vergleich zur Bodenwetterkarte scheinen die Winde unmittelbar nördlich des Kerns etwas zu schwach auszufallen, allerdings ist fraglich, ob die 1000 hPa-Isobare tatsächlich als eine geschlossene Isobare einzutragen und nicht mit dem Grönlandtief zu verbinden ist. In der Analyse durch Flächen 1. Ordnung läßt sich die geschlossene Zirkulation nur noch sehr schwach erkennen und in der Analyse des reduzierten Datensatzes fällt sie völlig weg. In beiden Gitterfeldern zeigen sich auf der Vorderseite des Systems unrealistische Windsprünge. Das letzte Beispiel in Abb. 23 zeigt die Analysen für den 1. Okt. 1982 12 GMT. An diesem Termin liegt ein ausgedehntes Tiefdrucksystem über dem nördlichen Atlantik, dessen Zentrum nach der Bodenwetterkarte etwas nördlich des betrachteten Gebietes liegt. Die Analyse aller meldender Stationen zeigt bei der Verwendung von Polynomen 2. Ordnung hohe Winde mit einer starken Winddrehung nördlich 50° N und östlich 30° W. Für den linearen Ansatz fehlt diese Drehung im Bereich zwischen 30° und 25° W fast völlig, die Windgeschwindigkeit ist deutlich schwächer und die entsprechende Analyse des reduzierten Satzes zeigt eine über mehrere Breitengrade fast zonale, mäßige Strömung sowie einige unrealistische Windsprünge in anderen Bereichen. Da bei der zufälligen Auswahl der Vergleichsdaten gerade einige Beobachtungen mit besonders tiefem Druck in den Vergleichsdatsatz fielen, zeigt auch die Ausgleichung 2. Ordnung eine stark herabgesetzte Windgeschwindigkeit, doch ist die Struktur des Windfeldes deutlich besser wiedergegeben.

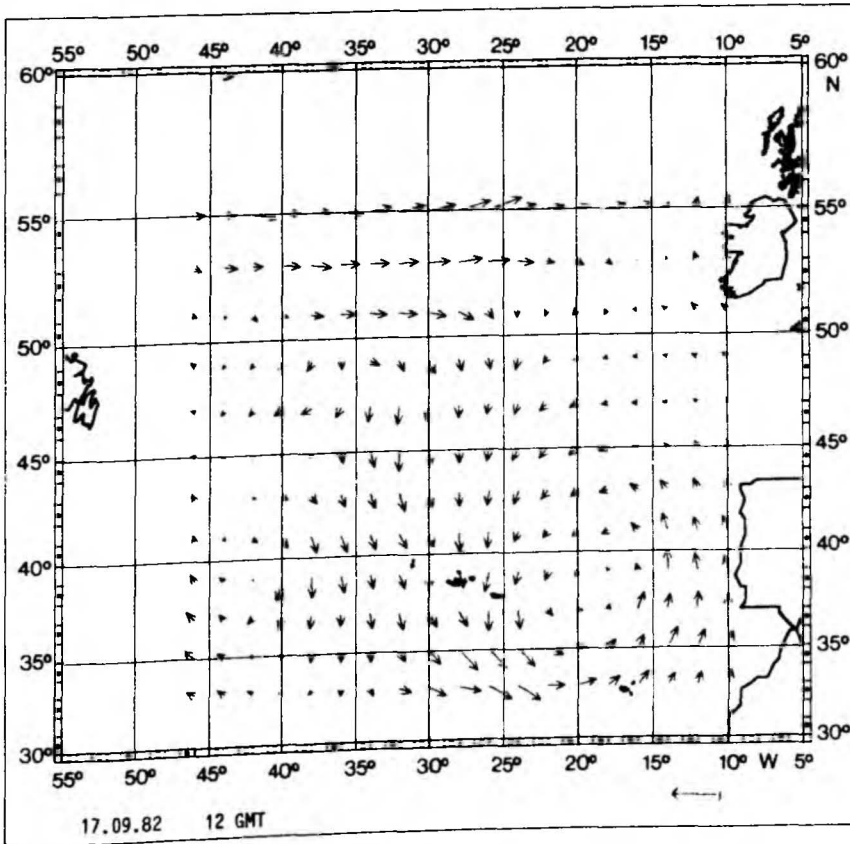
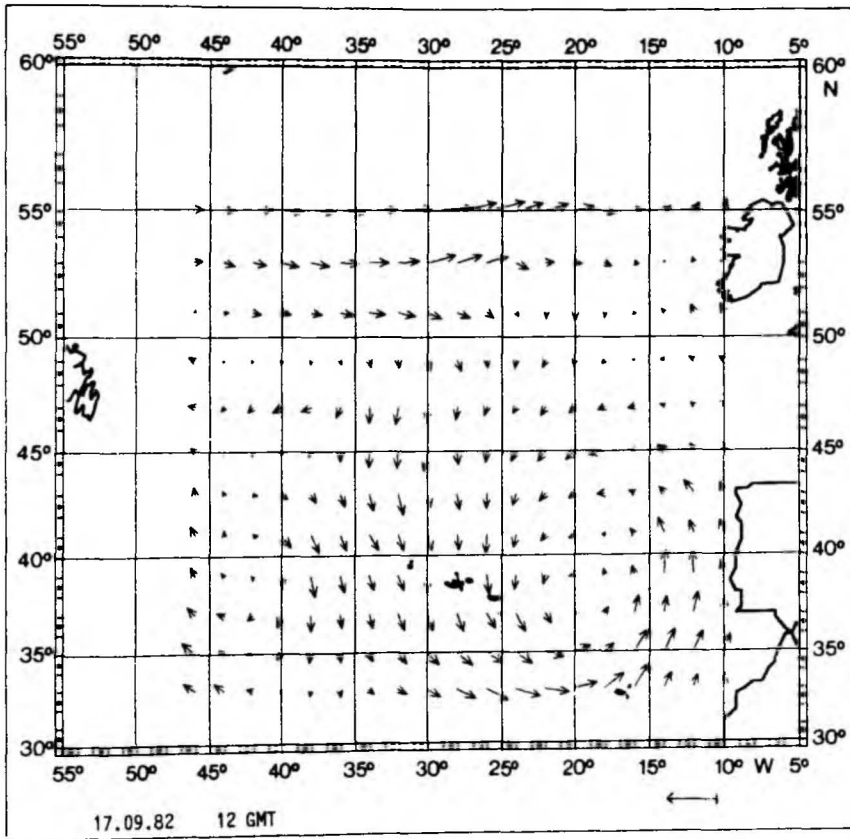


Abb. 21 a und b: Analyse der Gesamtdatensatzes vom 17. Sept. 1982
3 U 12 GMT über die Ausgleichung mit Polynomen zweiter (oben)
und erster Ordnung (unten).
Die Pfeillänge des rechts unten eingetragenen Pfeils
entspricht einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s.

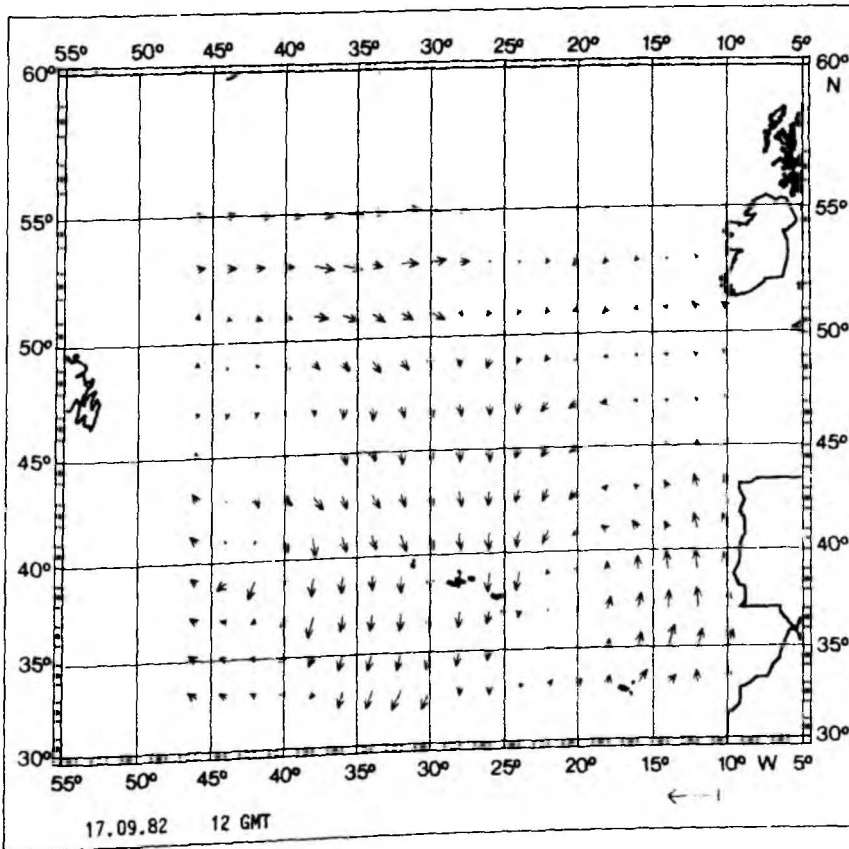
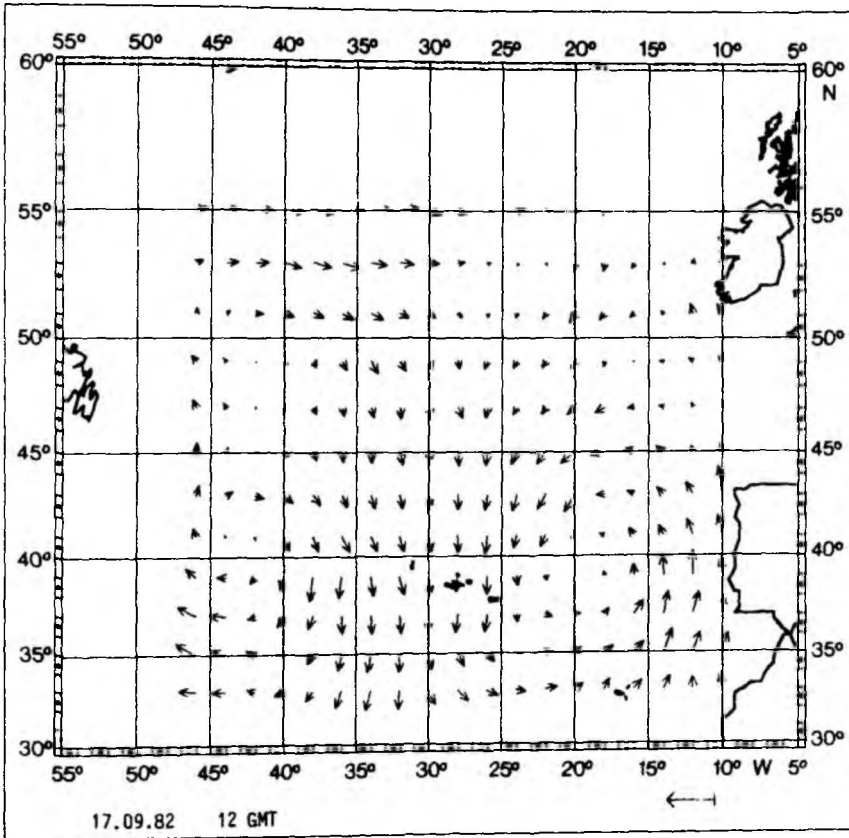


Abb. 21 c und d: Analyse des reduzierten Datensatzes über die
Ausgleichung durch Polynome zweiter (oben) und erster
Ordnung (unten).

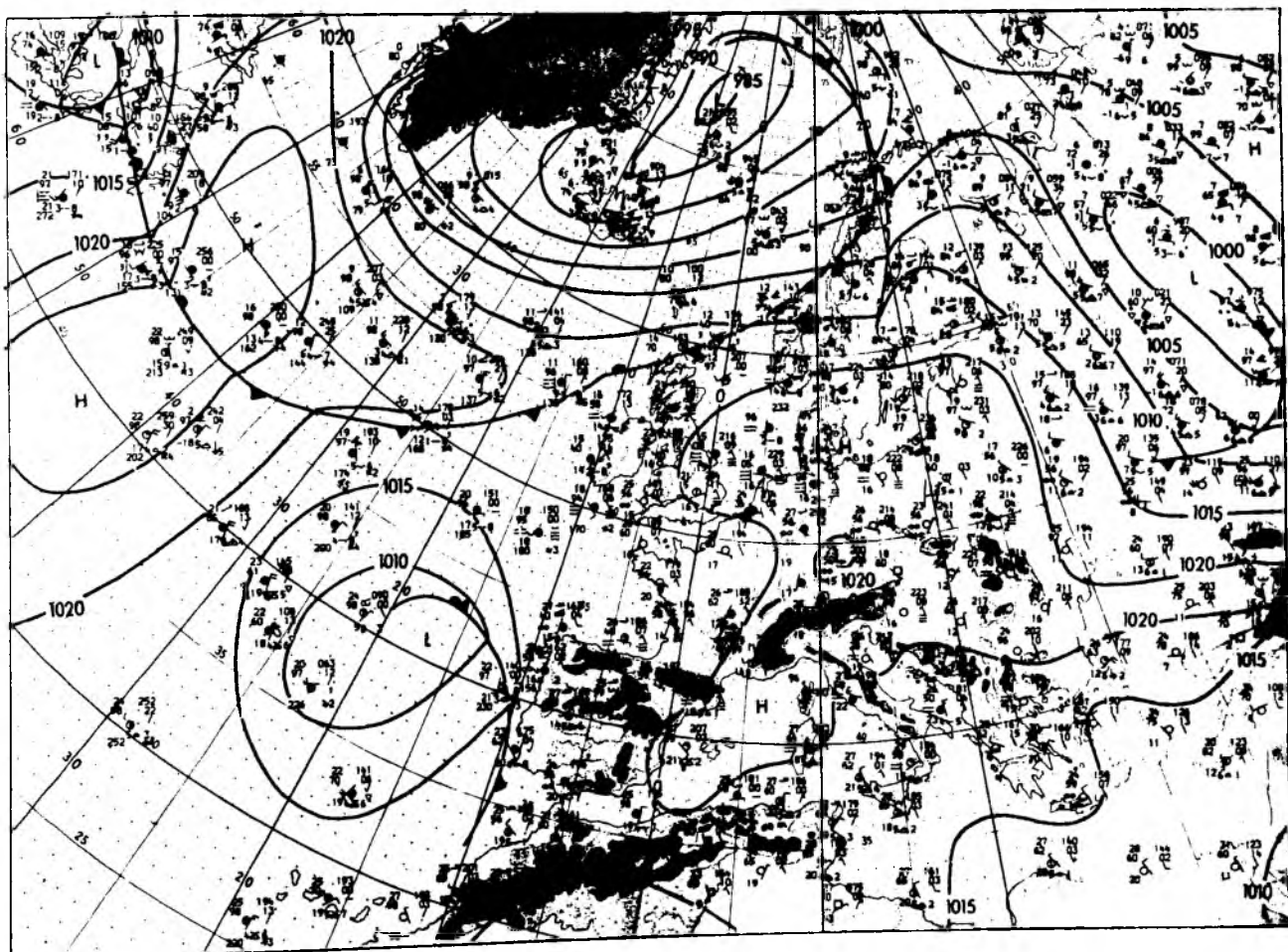


Abb. 21 e: Bodenwetterkarte vom 17. Sept. 1982 12 GMT.

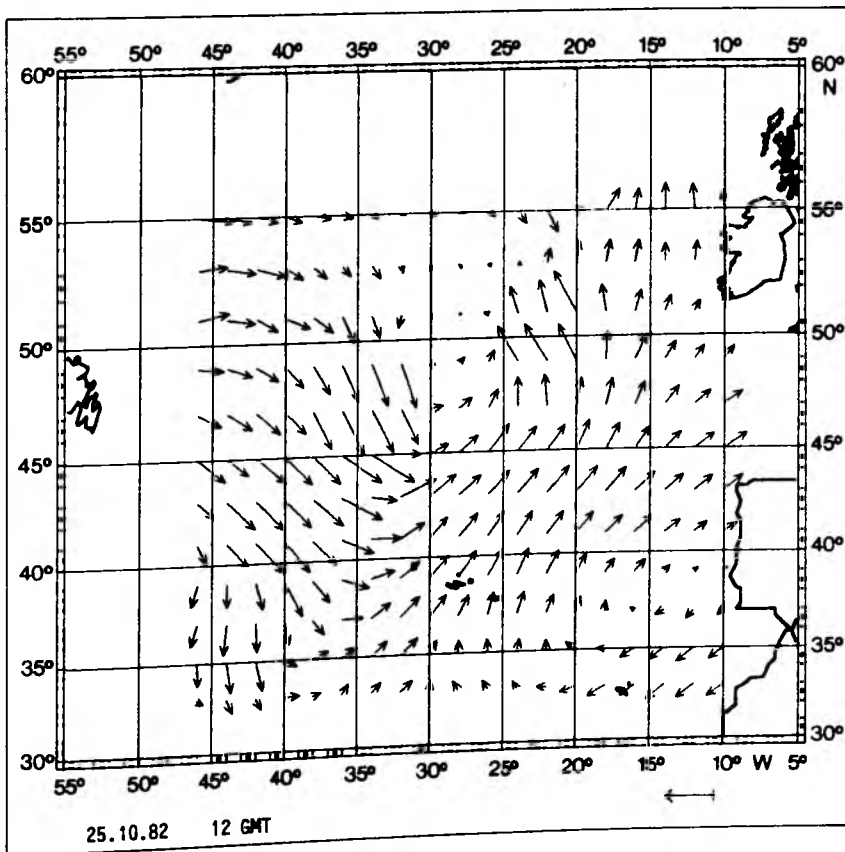
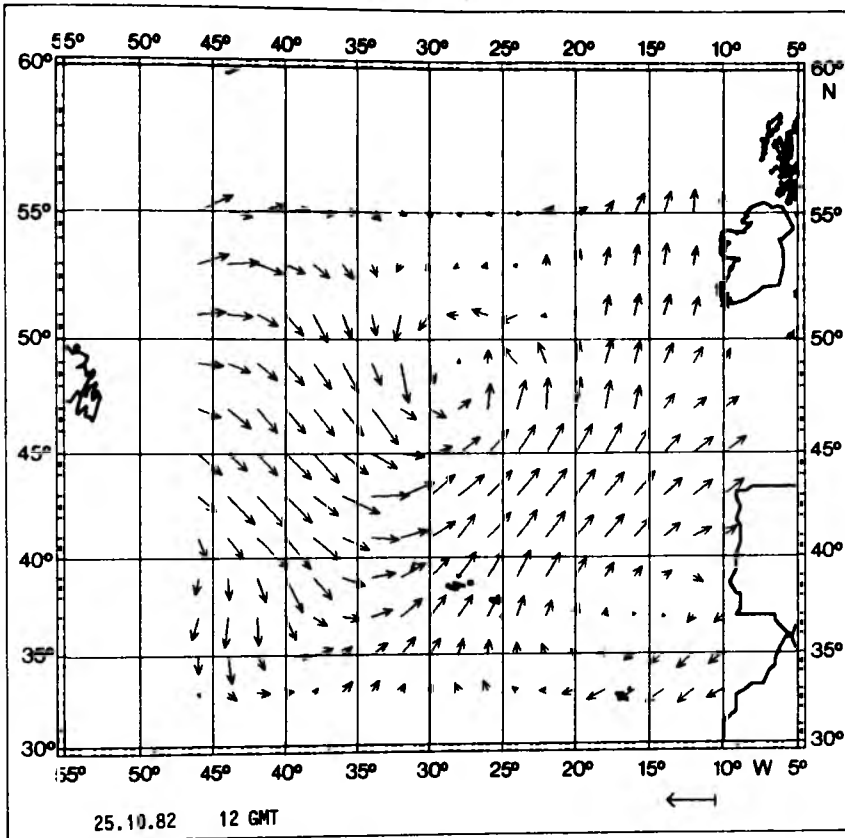


Abb. 22 a und b: Analyse des Gesamtdatensatzes vom 25. Okt. 1982
12 GMT über die Ausgleichung mit Polynomen zweiter (oben)
und erster Ordnung (unten).
Die Pfeillänge des rechts unten eingetragenen Pfeils
entspricht einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s.

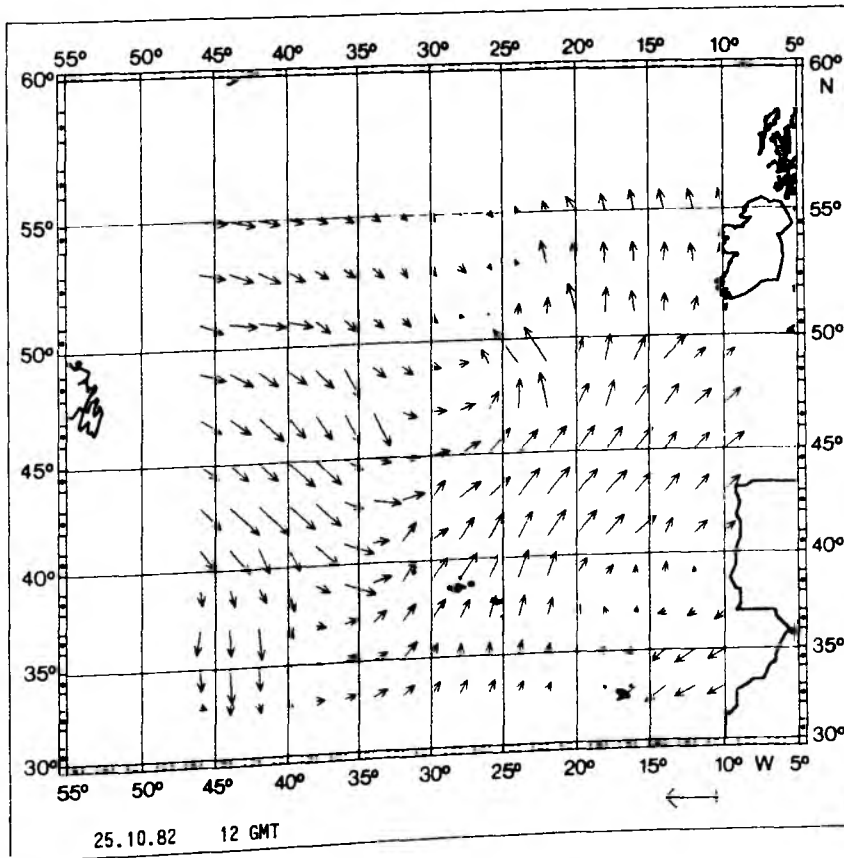
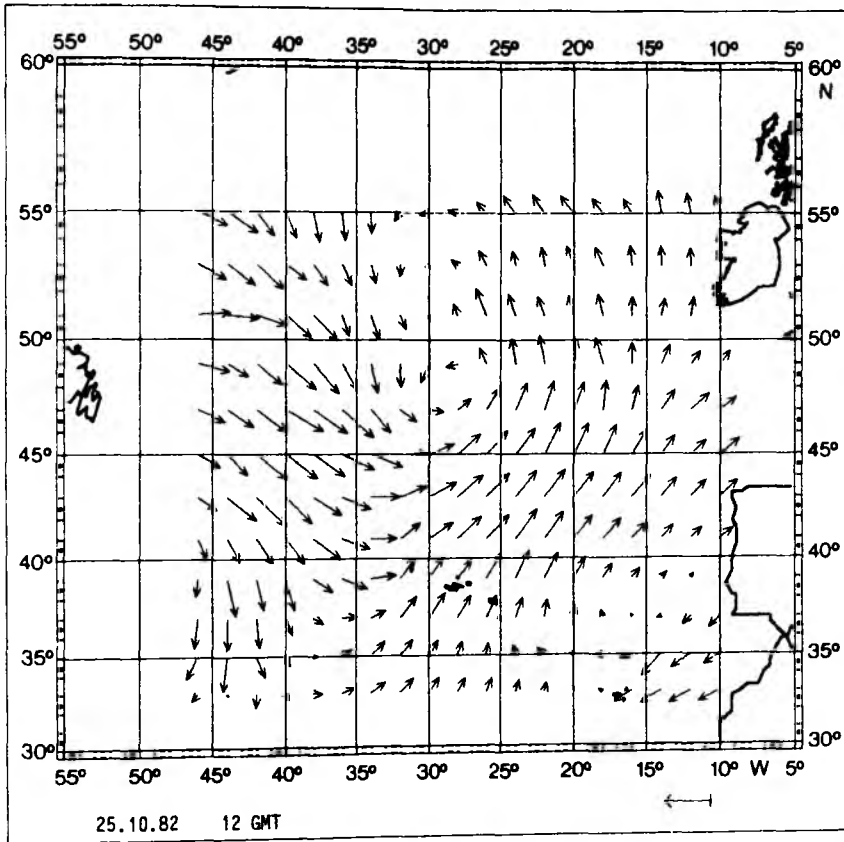


Abb. 22 c und d: Analyse des reduzierten Datensatzes über die Ausgleichung mit Polynomen zweiter (oben) und erster Ordnung (unten).

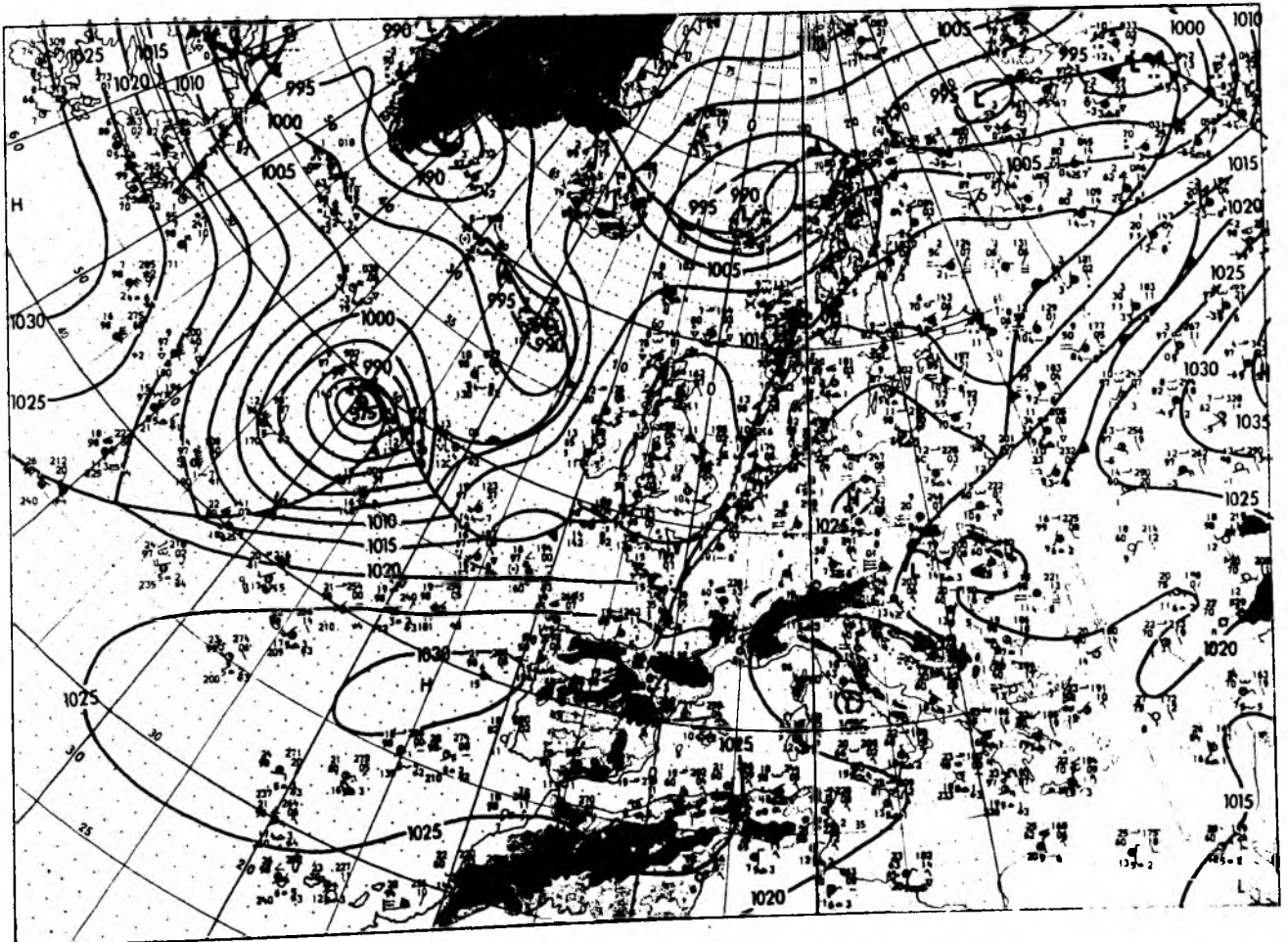


Abb. 22 e: Bodenwetterkarten vom 25. Okt. 1982 12 GMT

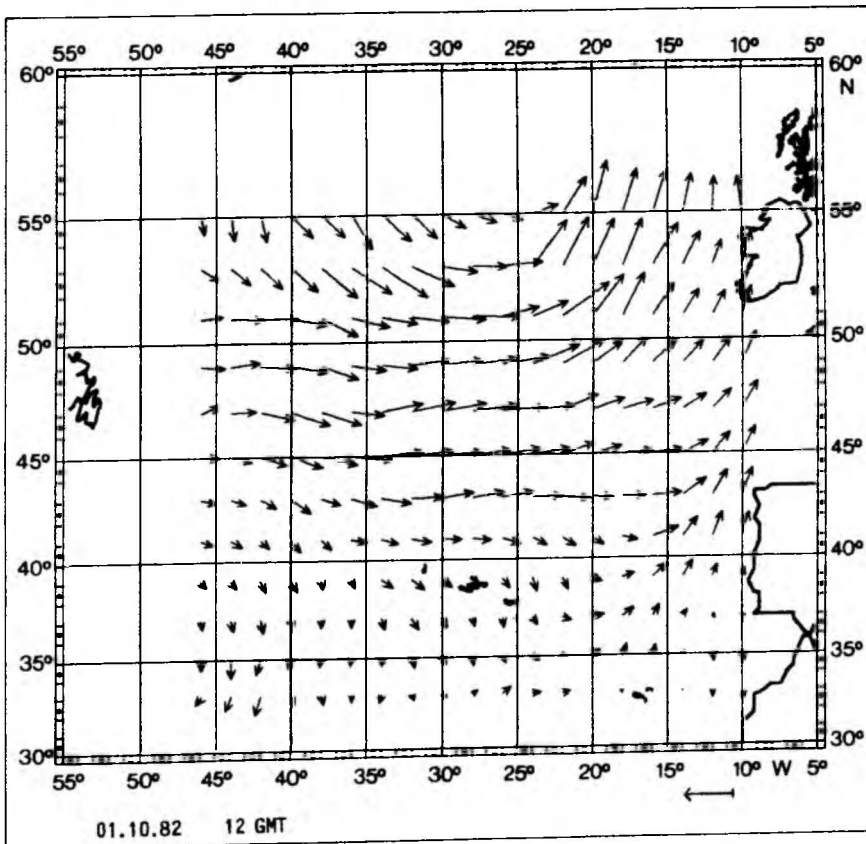
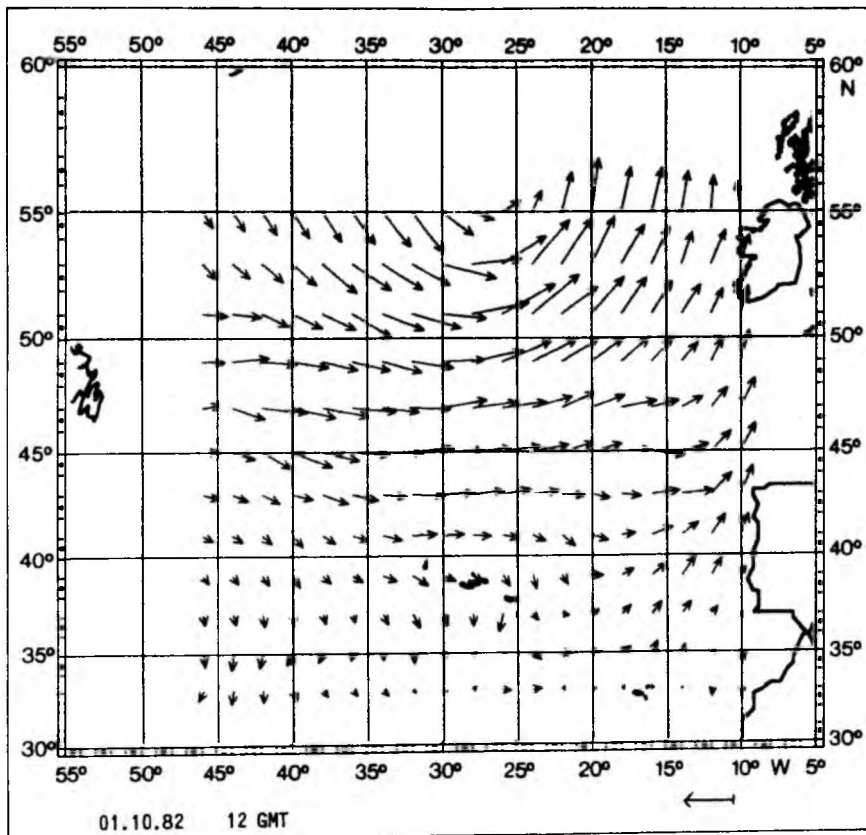


Abb. 23 a und b: Analyse des Gesamtdatensatzes vom 1. Okt. 1982 12 GMT über die Ausgleichung mit Polynomem zweiter (oben) und erster Ordnung (unten). Die Pfeillänge des rechts unten eingetragem Pfeils entspricht einer Windgeschwindigkeit von 20 m/s.

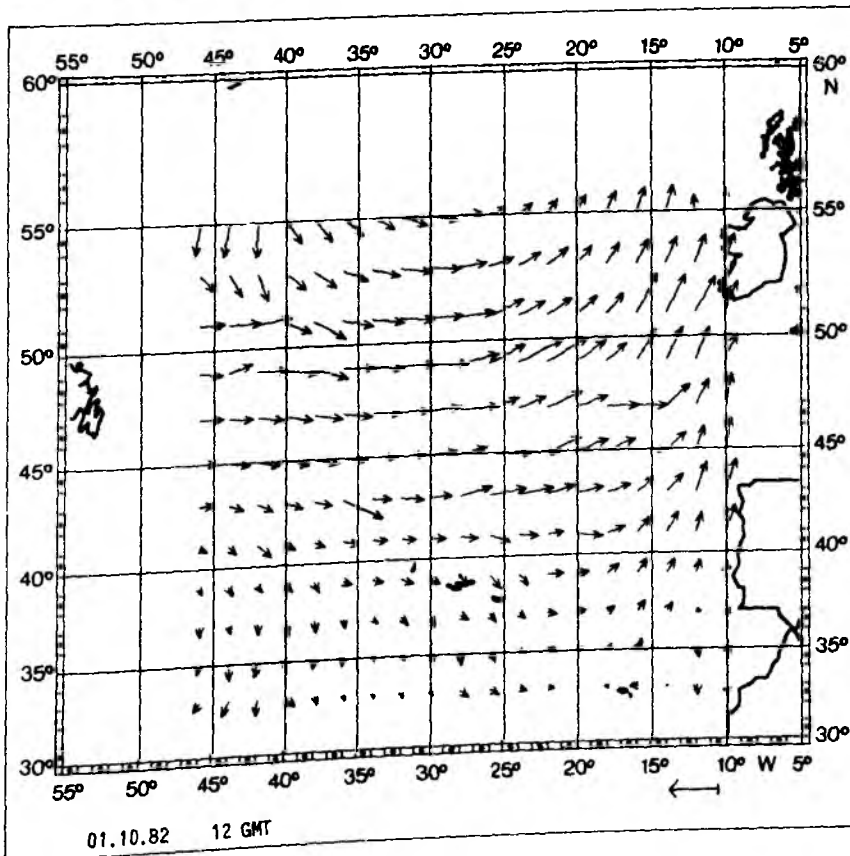
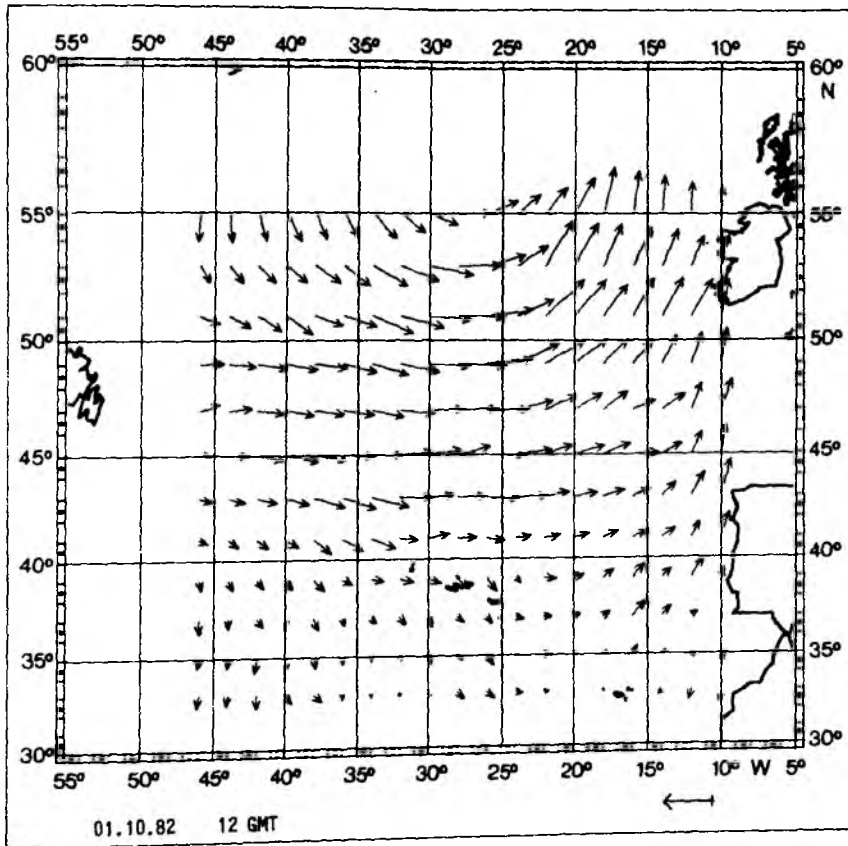


Abb. 23 c und d: Analyse des reduzierten Datensatzes über die Ausgleichung mit Polynomen zweiter (oben) und erster Ordnung (unten).

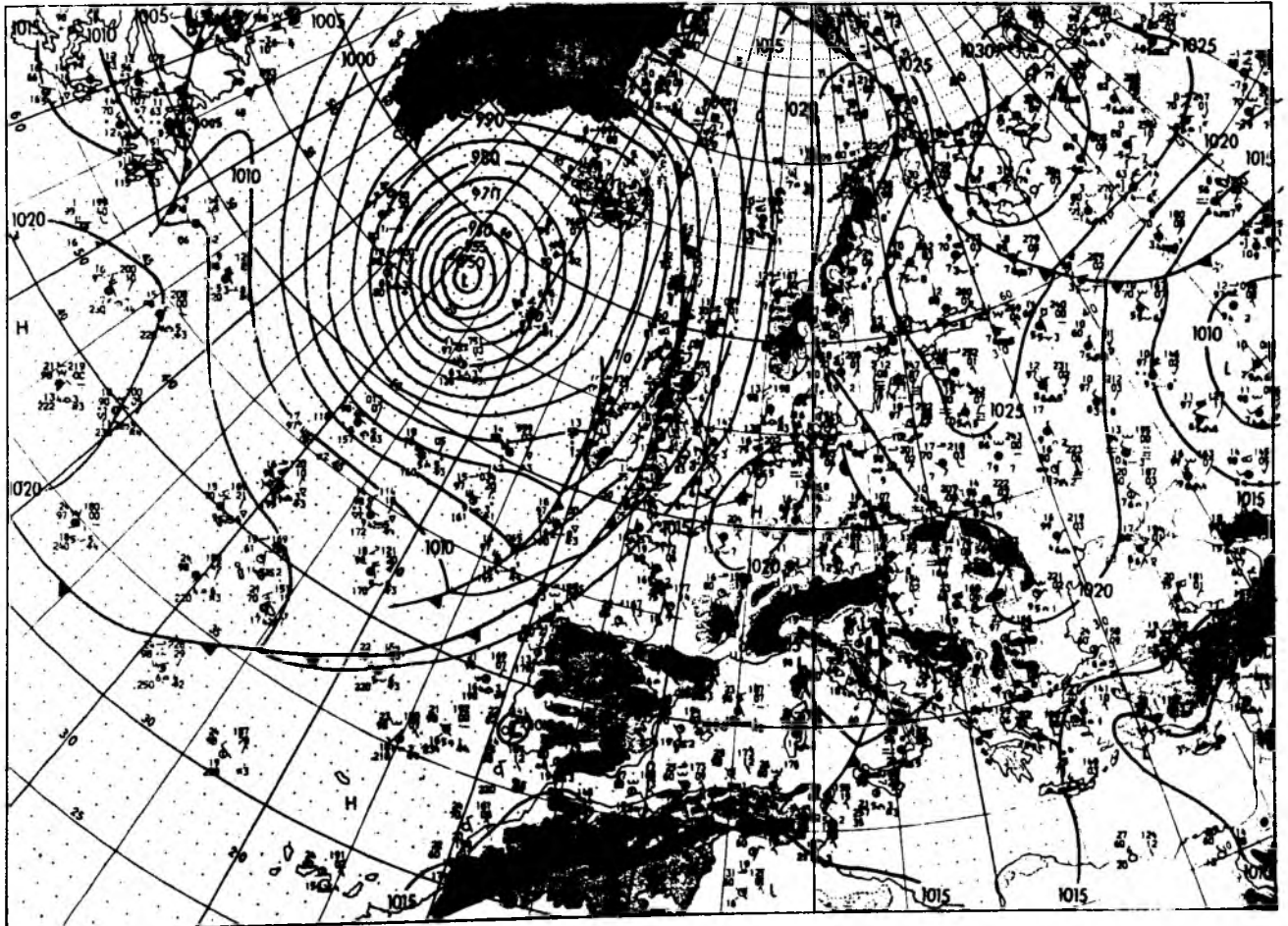


Abb. 23 e: Bodenwetterkarte vom 1. Okt. 1982 12 GMT.

8.3. Einführung eines stabilitätsabhängigen Grenzschichtansatzes

Die in den Abschnitten 8.1 und 8.2 diskutierten Verfahrensvariationen wurden unter dem Ansatz eines konstanten ageostrophischen Winkels und eines konstanten Verhältnisses zwischen der geostrophischen und der Bodenwindstärke ausgeführt. Um zu überprüfen, ob über eine Berücksichtigung der die Relation zwischen Bodenwind und Druckfeld bestimmenden lokal variierenden Grenzschichteigenschaften, soweit sie sich aus den synoptischen Bodenbeobachtungen bestimmen lassen, eine Verbesserung der Windfeldanalyse erreicht werden kann, wurde die in Abschnitt 5.1 dargestellte empirische, stabilitäts- und windgeschwindigkeitsabhängige Beziehung nach LUTHARD und HASSE(1981) in das Verfahren eingeführt.

Die Bestimmung des Stabilitätsparameters, der Differenz zwischen Luft- und Wassertemperatur, erfolgt wie in Abschnitt 5.2 beschrieben über eine großräumige Mittelung der Differenzwerte. Im Rahmen der lokalen Ausgleichung der Druck- und Winddaten zur Bestimmung der einzelnen Gitterwerte werden der in die Beziehungen 5.1.3 bis 5.1.5 eingehende Stabilitätsparameter ΔT und die Windgeschwindigkeit U als jeweils konstant angesetzt. Der Windgeschwindigkeit U wird der mittlere Wert der Windmeldungen innerhalb des lokalen Einflßradius zugeordnet. Das in dieser Weise abgeänderte Analyseprogramm wurde auf die bereits in 8.1 erwähnten Datensätze angewandt und mit den entsprechenden Analyseergebnissen bei einem Ansatz konstanter Grenzschichtparameter verglichen.

Die RMS-Werte dieser Vergleichsserien sind für die Druck- und Windgrößen in Tab. 15 zusammengestellt, im oberen Teil(A) für die Analysen des vollständigen Datensatzes, der mittlere Teil(B und C) gibt die Ergebnisse bei einer Anwendung auf den halbierten Datensatz wieder. Der untere Teil(D) zeigt das Resultat des direkten Vergleichs zwischen den lokal angepaßten Polynomflächen und unabhängigen Stationswerten in Gebieten ausreichender Dichte, entsprechend dem in 8.1 beschriebenen Auswahlverfahren. Die mittlere Abweichung der Druckdaten des Gesamtdatensatzes bleibt bei der Berücksichtigung des variablen Grenzschichtansatzes unverändert. Der Einflß der verbesserten Relation zwischen Druckgradient und Windvektor zeigt sich nur

Grenzschicht- ansatz	RMS(p) [hPa]	RMS(dd) [°]	RMS(v) [m/s]	RMS($ \Delta v $) [m/s]	$\overline{(\Delta v)}$ [m/s]
stabilitäts- abhängig	0.98	22.7	2.52	3.72	0.86
A konstant	0.98	23.8	2.84	4.00	1.28
stabilitäts- abhängig	0.96	25.1	2.61	3.91	1.03
B konstant	0.98	26.2	2.95	4.18	1.49
stabilitäts- abhängig	1.64	38.1	3.47	5.24	1.42
C konstant	1.72	39.3	3.91	5.46	1.94
stabilitäts- abhängig	1.27	31.7	2.76	4.17	0.45
D konstant	1.29	31.9	2.88	4.24	0.87

Tab. 15: Mittlere Abweichungen zwischen Analysewerten und Stationsmeldungen für zwei verschiedene Grenzschichtansätze gemittelt über 31 Termine.

Es wurden die RMS-Werte zwischen den Analysewerten und den Eingangsdaten des vollständigen Datensatzes(A), den Eingangsdaten des halbierten Datensatzes(B), den Vergleichsdaten des halbierten Datensatzes(C) und die mittleren Abweichungen zwischen den lokal angepaßten Ausgleichsflächen und un-
abhängigen Stationswerten in Gebieten hoher Datendichte(D) aufgelistet.

für die unabhängigen Vergleichsdaten des halbierten Datensatzes. Die Reduzierung der Windrichtungsdifferenz beträgt in etwa 1° . Deutlicher zeigt sich die Verbesserung in der Wiedergabe der Windgeschwindigkeitswerte durch eine Reduzierung der RMS-Werte um 0.32 bis 0.43 m/s, nur für die Gebiete mit hoher Stationsdichte (D) fällt diese Verbesserung geringer aus. Die Abnahme des Mittels über die Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen Messung und Analyse deutet auf eine geringere Glättung des Bodenfeldes durch die Ausgleichung bei einer besseren Berücksichtigung der Relation zwischen Wind- und Druckgradientwerten hin.

Der visuelle Vergleich findet keine augenfälligen Unterschiede zwischen den analysierten Vektorfeldern der beiden Verfahrensansätze in der Anwendung auf den vollständigen Beobachtungssatz. Die Felder des reduzierten Datenmaterials zeigen nur in wenigen Fällen lokale Differenzen an, und zwar dann, wenn die Differenz zwischen einer Meldung und der ersten Analyse des entsprechenden Parameters nahe am Grenzwert des als fehlerhaft zu betrachtenden Wertebereichs liegt und nur bei einer der beiden Ausgleichsansätze als fehlerhaft eliminiert wird.

Angesichts der geringen Qualität der synoptischen Beobachtungsdaten über See ist die Einführung komplexerer Grenzschichtansätze z.B. über die Berücksichtigung der Baroklinität in einem erweiterten empirischen oder einem theoretischen Ansatz als wenig sinnvoll zu beurteilen. Bereits der das Verhältnis zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind wesentlich bestimmende Parameter der Stabilität kann nur über ein stark geglättetes Feld berücksichtigt werden. Eine weitere Optimierung des Analyseverfahrens über eine Verbesserung des Grenzschichtansatzes ist nur durch die Einbeziehung zusätzlicher Temperaturmessungen höherer Qualität, wie sie zumindest zum Teil über Satellitensysteme gewonnen werden könnten, zu erwarten. Doch auch in diesem Fall wird der Nachweis einer solchen Verbesserung aufgrund der geringen Qualität der Vergleichsdaten, der Wind- und Druckbeobachtungen, schwierig sein, es sei denn, auch dieses Material würde durch den Einsatz neuer Meßsysteme vervollständigt.

Schlußbetrachtung

Es war Ziel dieser Arbeit, ein Verfahren zur Erstellung möglichst hoch auflösender Analysen auf der Basis der synoptischen Bodenmeldungen zu entwickeln. Das für den Nordatlantik angegebene Verfahren beruht auf einer lokalen Optimierung über die Ausgleichung der Druck- und Windmeldungen durch Polynomflächen. Das Verfahren läßt eine Änderung des betrachteten Gitternetzes sowohl in seiner Ausdehnung und Lage als in seinem Gitterabstand und eine Einbeziehung weiterer Meßdaten wie z.B. während einer Meßkampagne zusätzlich aufgenommener meteorologischer Messungen zu. Es wird ein lokales Maß für die Zuverlässigkeit der Analyse berechnet, um Unsicherheiten durch die unsystematisch wechselnden Datenverteilungen ggf. zu kennzeichnen.

Der Vergleich mehrerer Analyseserien zeigt folgende Ergebnisse:

- a) eine gekoppelte Ausgleichung der Wind- und Druckdaten mit einer sinnvollen relativen Wichtung zwischen beiden Datensätzen ($w_p = 5$) führt zu einer Verbesserung des Analysefeldes gegenüber einer reinen Druckausgleichung mit einer anschließenden empirischen Windfeldbestimmung,
- b) bei der gebietsweise sehr geringen Stationsdichte über dem Nordatlantik führt die Verwendung von Polynomen 2. Ordnung gegenüber einer Ausgleichung durch Polynome 1. Ordnung zu einer besseren Erfassung der synoptischen Strukturen,
- c) durch die Berücksichtigung einer empirischen, stabilitätsabhängigen Grenzschichtbeziehung wird eine verbesserte Wiedergabe des Geschwindigkeitsfeldes erreicht.

Leider gibt es in der Literatur keine Zahlenangaben über die Genauigkeit vergleichbarer Windanalysen, da diese zum größten Teil im Rahmen routinemäßiger Analyse/Vorhersage-Zyklen erstellt werden, in denen die Qualität der Windfelder nur eine untergeordnete Rolle spielt. Damit ist ein quantitativer Vergleich mit anderen Verfahren nicht möglich.

Aus dem Vergleich zwischen Eingangsdaten und Analysewerten läßt sich eine Abschätzung der mittleren Genauigkeit der Schiffsmessungen gewinnen. Von Interesse ist ja die Genauigkeit über alles, d.h. einschließlich Kodierung und Übermittlung der Meßwerte, nachdem größere routinemäßig zu entdeckende Fehler eliminiert wurden. Als typische Fehler ergeben sich 3 m/s, 30° und 1 hPa. Bei der Interpretation dieser Angaben ist zu bedenken, daß hierin auch die natürliche Variabilität unterhalb der synoptischen Skala enthalten ist.

Obwohl in der Zukunft Fernmeßverfahren wie der Einsatz von Mikrowellen-Scatterometern zu einer besseren Erfassung des Bodenwindfeldes über See beitragen werden, bleibt die Analyse der synoptischen Bodendaten zunächst weiterhin von Interesse. Zum einen kann das Verfahren zur Verifizierung der Analysealgorithmen der Scatterometer-Daten benutzt werden, zum anderen kann die Mehrdeutigkeit bisher verwendeter Systeme bei der Bestimmung der Windrichtung nur über die Heranziehung zusätzlicher Meßwerte eliminiert werden. Hinzu kommt, daß der sonnensynchrone Umlauf des für 1989 geplanten ERS-1 nur zu zwei Abtastungen pro Tag führt, die nicht mit den synoptischen Hauptterminen zusammenfallen und keine zeitlich einheitliche Erfassung der gesamten Oberfläche des Nordatlantik gewährleisten. Eine optimale Analyse läßt sich deshalb nur über die Kopplung der verschiedenen Meßdatensätze erwarten. Das in dieser Arbeit beschriebene Verfahren läßt die Einbeziehung der Winddaten unterschiedlicher Meßsysteme mit Berücksichtigung einer der Datengenauigkeit entsprechenden Wichtung relativ einfach zu.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERGTHORSSON, P. and B.R. DÖÖS, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus* 7, pp. 329 - 340.
- BJÖRCK, A., 1967: Solving linear least squares problems by Gram-Schmidt orthogonalization. *Nord. Tidskr. Informationsbehandling* 7, pp. 1 - 21.
- BLECK, R., 1965: Lineare Approximationsmethode zur Bestimmung ein- und zweidimensionaler numerischer Filter der dynamischen Meteorologie. Veröffentlichung des Instituts für Theoretische Meteorologie, Berlin.
- BROWN, R.A. et al., 1982: Surface wind analyses for SEASAT. *J. Geophys. Res.* 87, pp. 3355 - 3364.
- BUSHBY, F. H. and V. M. HUCKLE, 1957: Objective analysis in numerical forecasting. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 83, pp. 232 - 247.
- CRESSMAN, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.* 87, pp. 367 - 374.
- DONGARRA, J. J. et al., 1979: LINPACK user's guide.
- FLATTERY, T., 1971: Spectral modals for global analysis and forecasting. Proc. Sixth AWS Technical Exchange Conference. Air Weather Service Techn. Rep. 42, pp. 42 - 54.
- GANDIN, L. S., 1963: Objective analysis of meteorological fields. Leningrad. Hydromet. Press.
- GILCHRIST, B. and G. P. CRESSMAN, 1954: An experiment in objective analysis. *Tellus* 6, pp. 309 - 318.
- GUSTAVSSON, N., 1981: A review of methods for objective analysis in L. Bengtsson, M. Ghil, E. Källén (ed): *Dynamic meteorology: Data assimilation methods*, Springer-Verlag.
- HASSE, L., 1974: On the surface to geostrophic wind relationship at sea and the stability dependence of the resistance law. *Beitr. Phys. Atm.* 47, S. 45 - 55.
- Kästner, A., 1979: Numerische Analyse. Fortbildungsveranstaltung über "Numerische Wettervorhersage" der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft.

- KRUGER, H. B., 1969: General and special approaches to the problem of objective analysis of meteorological variables. Quart. J. Roy. Met. Soc. 95, pp. 21 - 39.
- LEWIS, J. M. and T. H. GRAYSON, 1972: The adjustment of surface wind and pressure by Sasaki's variational and matching technique. J. Appl. Met. 11, pp. 586 - 597.
- LORENC, A., 1981: Design of ECMWF analysis scheme in L. BENGTSSON, M. Ghil, E. Källén (ed): Dynamic meteorology: Data assimilation methods, Springer-Verlag.
- LUTHARDT, H. and L. HASSE, 1981: On the relationship between surface and geostrophic wind in the German Bight area. Beitr. Phys. Atm. 54, pp. 222 - 232.
- MARTIN, B. R., 1971: Statistics for physicists. Academic Press, London and New York.
- NAG-Library Manual, 1981, published by Numerical Algorithms Group.
- PANOFSKY, H. A., 1949: Objective weather map analysis. J. Met. 6, pp. 386 - 392.
- McPHERSON, R. D., 1975: Progress, problems and prospects in meteorological data assimilation. Bul. Amer. Soc. 56, pp. 1154 - 1166.
- SASAKI, Y., 1958: An objective analysis based on variational method. J. Met. Soc. Japan 36, pp. 77 - 86.
- SASAKI, Y., 1970: Numerical variational analysis with weak constraints and application to surface analysis of severe storm gust. Mon. Wea. Rev. 98, pp. 899 - 910.
- TWOMEY, S., 1977: Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements. Elsevier Scientific Publishing Company.
- WILKINSON, J. H., 1969: Rundungsfehler. Springer-Verlag.

Danksagung

Für die vielseitige Unterstützung durch die Mitarbeiter der Abteilung Maritime Meteorologie und die Betreuung durch Herrn Professor Dr. L. Hasse möchte ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.