

# **Regionale Windwirkungen in den Ästuarbereichen der inneren Deutschen Bucht**

Hamburg, Dezember 1998

## **Abschlußbericht**

zum KFKI-Forschungsvorhaben:

**„Untersuchungen regionaler Windwirkungen, hydrodynamischer  
Systemzustände und Oberwassereinflüsse auf das Sturmflutgeschehen  
in Tideästuarien“**

Teilprojekt: „Regionale Windwirkungen“

Unterauftrag: „Meteorologie“ (Projekt 177 des Deutschen Wetterdienstes)  
gefördert durch den BMBF

Deutscher Wetterdienst  
Geschäftsfeld Seeschifffahrt  
Postfach 301190  
20304 Hamburg

# **Regionale Windwirkungen in den Ästuarbereichen der inneren Deutschen Bucht**

von HEINER SCHMIDT und KLAUS BEHRENS

## **Zusammenfassung**

Für die Sturmflutereignisse vom 3./4. Januar 1976 und 28. Januar 1994 wurden regionale Windfelder für die Ästuarbereiche von Ems, Jade und Weser berechnet. Unter Berücksichtigung der in den Untersuchungsgebieten zur Verfügung stehenden Windmessungen sowie der Topographie und Oberflächenrauigkeit wurden mit dem hydrostatischen Windmodell MKW mittlere Windfelder erstellt.

Dem Einfluß von Hindernissen und vom Modell nicht berücksichtigten Rauigkeitsstrukturen im Nahbereich der verfügbaren Messorte wurde ebenso Rechnung getragen wie der windgeschwindigkeitsabhängigen Wasseroberflächenrauigkeit. Die Verwendung mehrerer Messwerte ermöglichte auch die Auflösung größerer Skalen, wie z.B. Fronten.

Die für die Zeiträume vom 30.12.1975 - 6.1.1976 und 24.1.1994 - 31.1.1994 mit einem Zeitschritt von 2 Stunden ermittelten Winddaten für 10 Meter Höhe wurden als atmosphärischer Antrieb für die im Forschungsvorhaben durchgeführten Strömungsrechnungen verwendet.

## Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Das numerische Windmodell MKW</b>	<b>3</b>
<b>3</b>	<b>Die Rauigkeitslänge <math>z_0</math></b>	<b>6</b>
<b>4</b>	<b>Datenmaterial</b>	<b>12</b>
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>15</b>
5.1	Die Wetterlagen . . . . .	15
5.1.1	Die Wetterlage vom 30.12.1975 bis 6.1.1976 . . . . .	15
5.1.2	Die Wetterlage vom 24.1.1994 bis 31.1.1994 . . . . .	16
5.2	Die berechneten Windfelder . . . . .	16
5.2.1	Die Sturmflut vom 3./4. Januar 1976 im Bereich des Ems-Ästuars .	16
5.2.2	Die Sturmflut vom 28. Januar 1994 im Bereich des Ems-Ästuars . .	20
5.2.3	Die Sturmflut vom 3./4. Januar 1976 im Jade/Weser-Ästuar . . . . .	23
5.2.4	Die Sturmflut vom 28. Januar 1994 im Jade/Weser-Ästuar . . . . .	27
5.2.5	Ein Beispiel zeitlich aufeinanderfolgender Windfelder . . . . .	30
<b>6</b>	<b>Schlußbetrachtung</b>	<b>41</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>42</b>

---

## Abbildungsverzeichnis

1	Lage der Untersuchungsgebiete . . . . .	2
2	Rauhigkeitslänge für den Untersuchungsbereich Ems . . . . .	7
3	Rauhigkeitslänge für den Untersuchungsbereich Jade-Weser . . . . .	8
4	Rauhigkeitslänge als Funktion der Windgeschwindigkeit . . . . .	10
5	Windprofil für unterschiedliche Rauhigkeiten . . . . .	11
6	Abstandswichtung der Stationen im Bereich Jade-Weser . . . . .	14
7	Windgeschwindigkeit/-richtung Norderney Sturmflut 1975/1976 . . . . .	18
8	Windgeschwindigkeit/-richtung Ems Sturmflut 1975/1976 . . . . .	19
9	Windgeschwindigkeit/-richtung Norderney Sturmflut 1994 . . . . .	21
10	Windgeschwindigkeit/-richtung Ems Sturmflut 1994 . . . . .	22
11	Windgeschwindigkeit/-richtung Scharhörn Sturmflut 1975/1976 . . . . .	25
12	Windgeschwindigkeit/-richtung Jade/Weser Sturmflut 1975/1976 . . . . .	26
13	Windgeschwindigkeit/-richtung Scharhörn Sturmflut 1994 . . . . .	28
14	Windgeschwindigkeit/-richtung Jade/Weser Sturmflut 1994 . . . . .	29
15	Windfeld Ems 27.1.1994 22:00 MEZ . . . . .	31
16	Windfeld Jade/Weser 27.1.1994 22:00 MEZ . . . . .	32
17	Windfeld Ems 28.1.1994 00:00 MEZ . . . . .	33
18	Windfeld Jade/Weser 28.1.1994 00:00 MEZ . . . . .	34
19	Windfeld Ems 28.1.1994 02:00 MEZ . . . . .	35
20	Windfeld Jade/Weser 28.1.1994 02:00 MEZ . . . . .	36
21	Windfeld Ems 28.1.1994 04:00 MEZ . . . . .	37
22	Windfeld Jade/Weser 28.1.1994 04:00 MEZ . . . . .	38
23	Windfeld Ems 28.1.1994 06:00 MEZ . . . . .	39
24	Windfeld Jade/Weser 28.1.1994 06:00 MEZ . . . . .	40

---

## 1 Einleitung

In dem KFKI-Forschungsvorhaben „Untersuchungen regionaler Windwirkungen, hydrodynamischer Systemzustände und Oberwassereinflüsse auf das Sturmflutgeschehen in Tideästuarien“ werden unterschiedliche Sturmflutcharakteristiken der drei Ästuarare Ems, Jade-Weser und Elbe analysiert. Auf Grund unterschiedlicher Windstaukurven wurden hierzu die Sturmflutereignisse vom 3./4. Januar 1976 und vom 28. Januar 1994 ausgewählt.

Für die Hydrodynamik in den Tideästuarien der Deutschen Bucht ist neben externen Einflüssen und der Tiefenstruktur des jeweiligen Ästuars vor allem die lokale Windwirkung von entscheidender Bedeutung. Der lokale atmosphärische Antrieb für die numerischen Strömungsmodelle (→BAW-Bericht) wurde im Rahmen des Teilprojektes „Regionale Windwirkungen“ für die Ästuarare der Ems, Jade und Weser mit dem dreidimensionalen, hydrostatischen Windmodell MKW berechnet. Das Rechengebiet für den Emsbereich besaß eine horizontale Ausdehnung von ca. 64 x 96 km<sup>2</sup> bei einer Maschenweite von 250 m. Für die Ästuarare von Jade und Weser wurde ein Gebiet von ca. 76.5 x 102 km<sup>2</sup> mit einem Gitterpunktsabstand von 400 m ausgewählt (Abb. 1).

Da sowohl der Zeitraum vor als auch nach dem Sturmflutereignis für die Analyse von Bedeutung ist, wurden die Windfelder für die Zeiträume vom 30.12.1975 - 6.1.1976, bzw. 24.1.1994 - 31.1.1994 mit einem Zeitschritt von 2 Stunden berechnet.

Die zur Skalierung der MKW-Modellergebnisse notwendigen Winddaten wurden dem Stundenwindarchiv vom Geschäftsfeld Seeschifffahrt des Deutschen Wetterdienstes entnommen. Der Einfluß der subskaligen Rauigkeitsstrukturen der Messorte auf die Windmessungen wurde mit einem Modell zur Abschätzung der regionalen Windklimatologie (Mortensen, 1993) berücksichtigt. Für das Rechengebiet „Ems“ standen für die erste Sturmflut nur Windmessungen der Stationen Norderney und Emden zur Verfügung. Für das zweite Ereignis konnte zusätzlich auf Messungen von Borkum und Greetsiel zurückgegriffen werden. Im Bereich von Jade und Weser standen für beide Sturmflutgeschehen mit Scharhörn, Nordholz, Bremerhaven, Oldenburg und Bremen jeweils 5 Stationen zur Verfügung. Für jeden Termin wurden die auf die jeweiligen Einzelmessungen skalierten Modellergebnisse unter Berücksichtigung einer exponentiellen Abstandswichtung zu einem, alle Windmessungen berücksichtigenden Windfeld gemittelt.

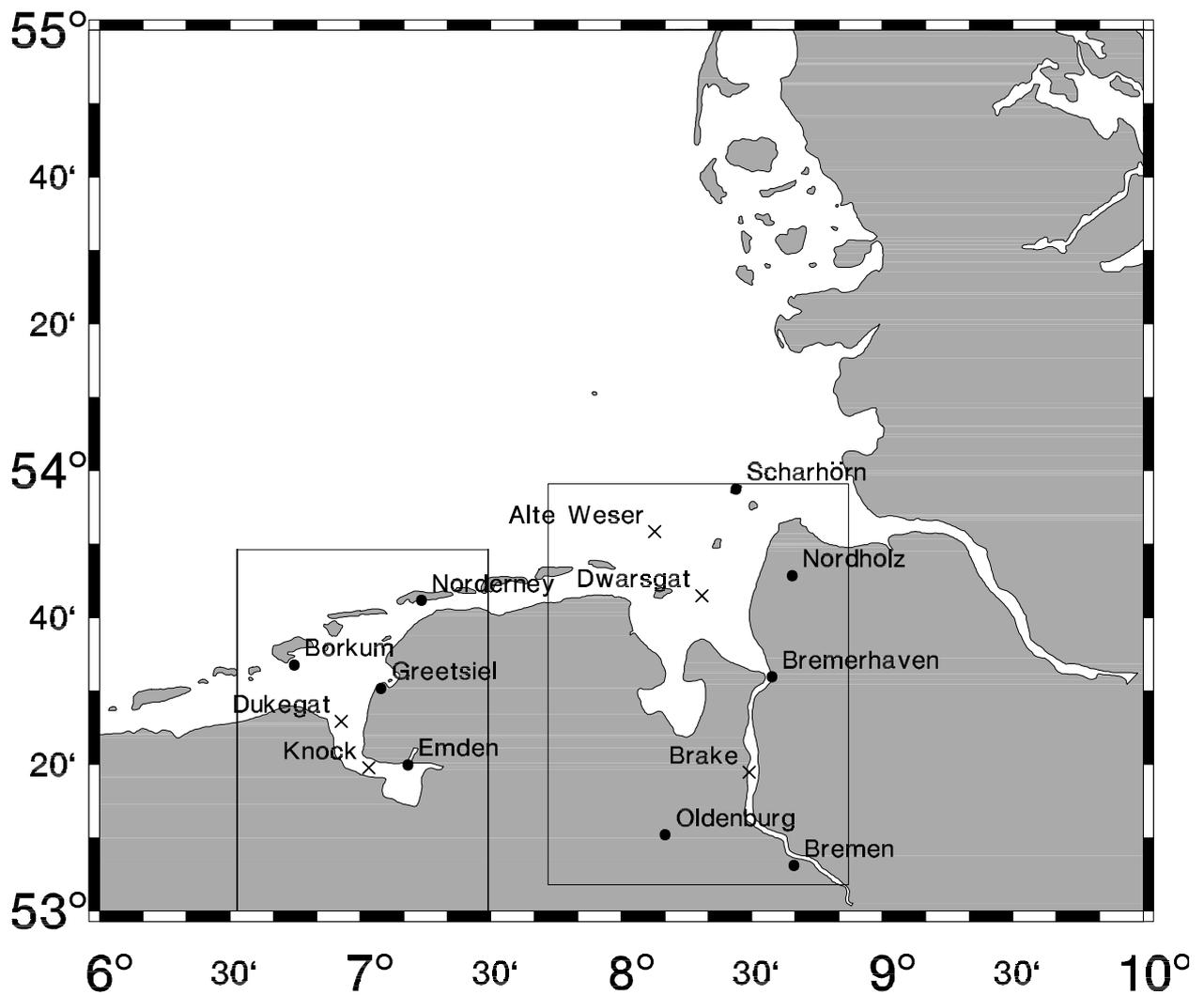


Abbildung 1: Lage der beiden Untersuchungsgebiete, der verwendeten Stationen (●) sowie der Stützpunkte (x)

## 2 Das numerische Windmodell MKW

Zur Simulation der lokalen Windfelder wird das bereits seit mehreren Jahren beim Deutschen Wetterdienst mit Erfolg eingesetzte Windmodell MKW benutzt. Dabei handelt es sich um ein auf dem NOAA-Atmospheric-Boundary-Layer-Model (Sherman, 1976; Traci et al., 1978) beruhendes und vom DWD in Hamburg weiterentwickeltes Windmodell (Schmidt & Pätsch, 1992). Es besteht aus zwei Teilen, wobei im ersten die sogenannte Initialisierung des Windfeldes durchgeführt und im zweiten durch eine Optimierung das divergenzfreie Windfeld berechnet wird, welches dem vorher berechneten Anfangswindfeld bezüglich der Abstandskvadratrate aller Gitterpunktwerte am nächsten kommt.

Um die realen Windverhältnisse optimal reproduzieren zu können, wurde ein Initialisierungsverfahren entwickelt, das nur die Topographie und Oberflächenrauigkeit für jede vertikale Gitterpunktssäule und mindestens einen Referenzwert für die Windgeschwindigkeit und -richtung innerhalb des Rechengebietes als Vorgabe benötigt. Unter der Voraussetzung eines homogenen Rauigkeitsfeldes mit entsprechenden Randbedingungen stellt sich in der bodennahen Luftschicht das logarithmische Windprofil ein:

$$\frac{u(z_1)}{u(z_2)} = \frac{\ln\left(\frac{z_1-d}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_2-d}{z_0}\right)}$$

$z_{1,2}$ : Höhe im Niveau 1 bzw. 2  
 $u$ : Windgeschwindigkeit  
 $z_0$ : Rauigkeitslänge  
 $d$ : Verdrängungshöhe

Der vertikale Gradient der Windgeschwindigkeit wird zum einen durch die sogenannte Verdrängungshöhe  $d$  bestimmt, die nur dann relevant wird, wenn der Untergrund sehr dicht mit Hindernissen besetzt ist, wie z.B. bei einem Wald oder im Innenstadtbereich. In diesen Fällen wird das Windprofil quasi um den Wert  $d$  angehoben. Die Verdrängungshöhe beträgt ca. 4/5 der mittleren Hindernishöhe, wird in unserer Untersuchung also mit etwa 3 Metern für Waldgebiete und 7 Metern für Stadtkerne und größere Industriegebiete angenommen. Die Reibungseigenschaften des Untergrundes gehen durch die Rauigkeitslänge  $z_0$  ein. Für diese Größe gibt es, je nach Oberfläche, empirisch ermittelte und über Land konstante Werte, auf die im nächsten Kapitel näher eingegangen wird.

Das logarithmische Windprofil ist nur innerhalb der bodennahen Prandtl-Schicht gültig, da hier die Reibungskraft gegenüber der Druckgradient- und der Corioliskraft

dominiert. Oberhalb dieser Schicht wächst der Einfluß der anderen Kräfte. Im Gleichgewichtszustand der Kräfte wird die vertikale Änderung des Windvektors durch die logarithmische Ekman-Spirale beschrieben. Da die Untersuchung nur auf die Modellierung der bodennahen Strukturen zielt und zudem der geostrophische Wind und die Stabilität nicht berücksichtigt werden, ist die vertikale Windrichtungsänderung nicht von Interesse. Die vertikale Änderung der Windgeschwindigkeit oberhalb der Prandtl-Schicht wird durch das logarithmische Profil dennoch hinreichend genau wiedergegeben.

Tritt nun eine Änderung der Rauigkeit in Richtung des Windes auf, so wird das Profil am Boden gestört. Die Obergrenze dieser Störung, die man als interne Grenzschicht bezeichnet, steigt mit zunehmendem horizontalen Abstand vom Rauigkeitssprung immer höher. Solange kein erneuter Sprung auftritt stellt sich allmählich wieder ein logarithmisches Profil ein, wobei der Vertikalgradient durch die neue Rauigkeitslänge bestimmt wird. Bei einem Übergang von glatter zu rauher Oberfläche stellt sich der Wind in der unteren Schicht mit einer erhöhten Turbulenz relativ schnell auf die neue Rauigkeit ein. Demgegenüber wird bei einem Übergang von hoher zu geringerer Rauigkeit die aus dem rauheren Bereich advehierte Turbulenz vergleichsweise langsam gedämpft.

Über Land erfolgt aber meist ein ständiger Wechsel der Oberflächenrauigkeit, der die Ausbildung eines homogenen Profils verhindert. Zudem führen Rauigkeitsunterschiede senkrecht zur Ausbreitungsrichtung ebenfalls zu Abweichungen im Windfeld, die im Verlauf der Strömung unter Erhaltung des Gesamtimpulses durch horizontalen Austausch ausgeglichen werden.

All diese Vorgänge werden im Rahmen der Initialisierung approximativ berücksichtigt, und als Ergebnis erhält man ein dreidimensionales Anfangswindfeld in geländefolgenden Vertikalkoordinaten, deren Abstand mit der Höhe zunimmt.

Der zweite Teil gewährleistet die Divergenzfreiheit des Windfeldes. Das Feld wird so modifiziert, daß in jedem Volumenelement ebensoviel Luft ein- wie ausströmt und dabei die Unterschiede zum Initialfeld minimal bleiben. Durch diesen Potentialströmungsausgleich ergeben sich auch Effekte wie die seitliche Umströmung von Hindernissen, die Strömungsüberhöhung über Kuppen oder Vorstau- und Lee-Effekte.

Bei einem fest vorgegebenen Rauigkeitsfeld besitzt das Modell den großen Vorteil der Linearität, die bewirkt, daß sich bei gleicher Anströmrichtung die Ergebnisse für zwei verschiedene Windgeschwindigkeiten nur um einen, für das gesamte Modellge-

biet gültigen Faktor unterscheiden. Unter der Annahme einer Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Wasseroberflächenrauigkeit (Charnock,1955) ist die Linearität aber nicht mehr gegeben. Vielmehr muß man den Gleichgewichtszustand zwischen Windfeld und aerodynamischer Rauigkeit iterativ bestimmen. Bei Vorgabe einer festen Windgeschwindigkeit (Messung) wird während der Iteration nur das Rauigkeitsfeld solange variiert, bis es sich mit dem der Messung angepaßten Windfeld im Gleichgewicht befindet, also weitere Iterationsschritte keine signifikanten Änderungen liefern.

Die Modellrechnungen wurden horizontal in einem rechtwinkligen Gauss-Krüger-Gitter durchgeführt. Die Größenordnungen sind in Tabelle 1 dargestellt.

	<b>Ems</b>		<b>Jade-Weser</b>	
	Rechtswerte	Hochwerte	Rechtswerte	Hochwerte
Maschenweite [m]	250	250	400	400
von GK [km]	2535.000	5870.000	3414.800	5880.800
bis GK [km]	2598.750	5965.750	3491.200	5982.800
Erstreckung [km]	63.750	95.750	76.400	102.000
Gitterpunkte	255	383	191	255

Tabelle 1: Daten der horizontalen Modellgitter der Rechengebiete

Die vertikale Erstreckung von 1500 m wurde in 14 Schichten unterteilt, wobei die unterste Schicht über See 10 m betrug.

Zur Vermeidung unrealistischer Horizontalgradienten auf Grund von Rauigkeitssprüngen am Rand des Rechengebietes wurden an den luvseitigen Rändern Windprofile und Rauigkeitslängen vorgegeben. Diese Daten wurden ebenfalls mit dem MKW-Modell berechnet, wobei das äußere Rechengebiet aus einem Gitter von 31 x 31 Punkten mit einem Abstand von 10 km bestand und das Gebiet von ca. 4° 20' E bis 9° E und 52° 12' N bis 55° N umfaßte. Über der Nordsee wurde die Rauigkeit iterativ nach Charnock abgeschätzt. Die Daten für die Topographie und die Rauigkeitslängen sind dem Deutschland-Modell des Deutschen Wetterdienstes entnommen, wobei von den Original-Datensätzen mit 14 km Gitterpunktabstand auf 10 km Maschenweite interpoliert wurde. Diese Modellergebnisse wurden zur Randsteuerung aller hochauflösenden Windfeldberechnungen verwendet.

### 3 Die Rauigkeitslänge $z_0$

In der bodennahen Luftschicht ist das vertikale Windprofil in hohem Maße von den Oberflächeneigenschaften der darunterliegenden Land- bzw. Wasserflächen beeinflusst. Der Widerstand, den eine Oberfläche der atmosphärischen Strömung entgegensetzt, wird durch eine Maßzahl, die sogenannte Rauigkeitslänge  $z_0$ , beschrieben. Um für Modellrechnungen jeden Gitterpunkt mit einer Rauigkeitslänge besetzen zu können, muß jeder charakteristischen Bodenbedeckungsart ein derartiger Wert zugeordnet werden. Solche Zuordnungsvorschriften findet man in der Literatur mannigfach (z.B. Agterberg & Wieringa, 1989; Garratt, 1977). Allerdings unterscheiden sich zum einen die Angaben der Rauigkeitslängen für bestimmte Klassen der Bodenbedeckung, und zum anderen erstreckt sich für viele dieser Klassen das Intervall der Rauigkeitslänge bis zu einer Zehnerpotenz.

Für unsere Studie haben wir jeder zur Verfügung stehenden Bodenbedeckungsart eine für die Küstenlandschaft charakteristische Rauigkeitslänge zugeordnet. Die Klassen der Bodenbedeckung sind für den Bereich Ems der beim Deutschen Wetterdienst archivierten MILGEO-Datei entnommen. Für das Gebiet um Jade und Weser standen uns die wesentlich detaillierteren „Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland“ (Statistisches Bundesamt, 1997) zur Verfügung. Da das Rechengitter für die Ems zu einem großen Teil Niederländisches Hoheitsgebiet beinhaltet, konnte hier der Datensatz des Statistischen Bundesamtes aus Gründen der Homogenität nicht einbezogen werden. In Tabelle 2 sind die zugeordneten Rauigkeitslängen für die im Datensatz des Statistischen Bundesamtes häufigsten Bodenbedeckungsarten aufgeführt.

Bodenbedeckungsart	$z_0$ [m]
Stadtkern	1.0
Stadt/Dorf	0.7
Wald	0.7
Heide/Moorheide	0.25
komplexe Parzellenstruktur	0.2
unbewässertes Ackerland	0.15
Torfmoor	0.1
Wiesen/Weiden	0.05
Strand/Dünen	0.01
Fläche in der Gezeitenzone	0.0004
Wasserfläche	0.00025

Tabelle 2: Bodenbedeckungsarten zugeordnete Rauigkeitslängen

59<sub>65.8</sub>

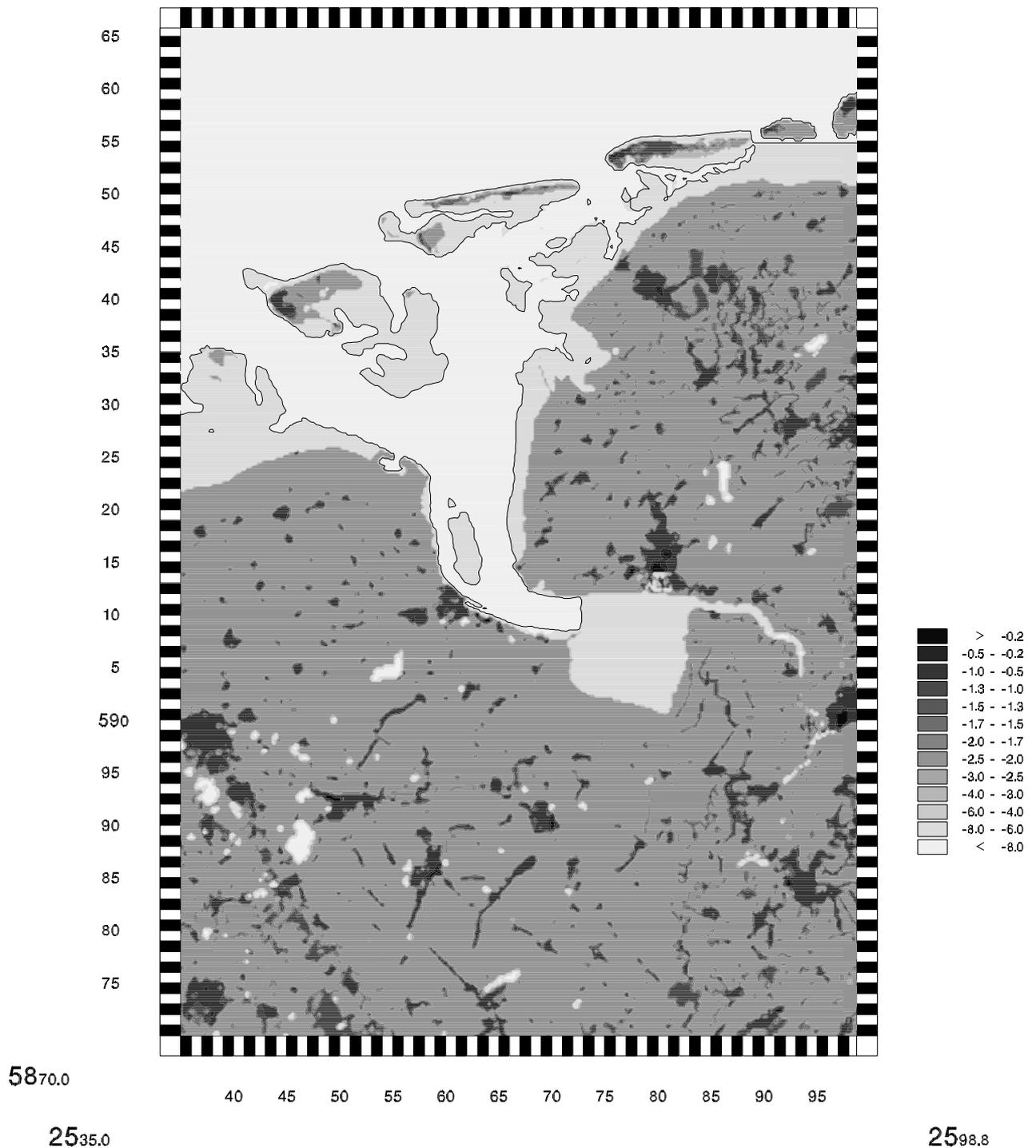
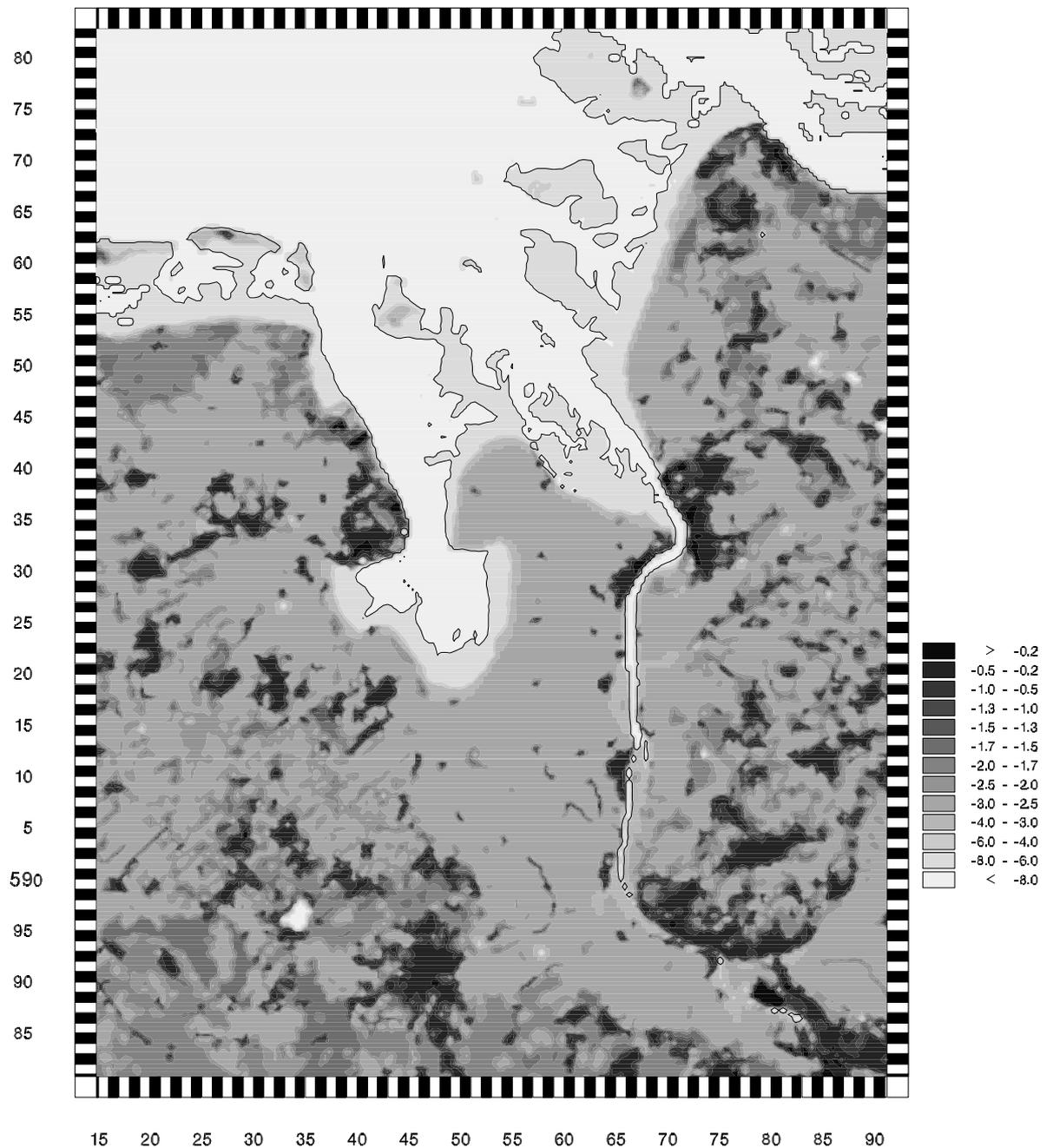


Abbildung 2: Natürlicher Logarithmus der Rauigkeitslänge für den Untersuchungsbe-  
reich Ems bei einem Pegel von -1,00 m

3. Die Rauigkeitslänge  $z_0$

59<sub>82.8</sub>



58<sub>80.8</sub>

34<sub>14.8</sub>

34<sub>91.2</sub>

Abbildung 3: Natürlicher Logarithmus der Rauigkeitslänge für den Untersuchungsbe-  
reich Jade-Weser bei einem Pegel von -1,00 m

### 3. Die Rauigkeitslänge $z_0$

Die Abbildungen 2 und 3 geben einen Eindruck der Rauigkeitsstruktur beider Untersuchungsgebiete. Es ist zu beachten, daß nicht die Rauigkeitslänge selbst, sondern der natürliche Logarithmus  $\ln(z_0)$  dargestellt ist.

Die Angabe der Rauigkeit über Wasserflächen (0.25 mm) ist nur der Wert für die erste Näherung, also der Anfangswert für die in Kapitel 2 beschriebene Iteration. Denn während die Oberflächenrauigkeit über Land als überwiegend konstant angenommen werden kann, ist die Beschaffenheit der Wasseroberfläche, durch den Seegang bedingt, zeitlich variabel und wird durch verschiedene Größen beeinflusst. Für die offene See kann die Rauigkeit bei ausgereiftem Seegang als Funktion der Windgeschwindigkeit angenommen werden. Über die Definition der Rauigkeitslänge  $z_0$ , die den vertikalen Gradienten des logarithmischen Windprofils

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \log\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

$u_*$ : Schubspannungsgeschwindigkeit  
 $\kappa$ : Karman-Konstante ( $\approx 0,4$ )

bestimmt, postulierte bereits 1955 Charnock die Rauigkeit über See als Funktion der Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$ .

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$$

$\alpha$ : Charnock-Konstante  
 $g$ : Schwerebeschleunigung

Bei den anderen Größen handelt es sich um die Schwerebeschleunigung  $g$  und die sogenannte Charnock-Konstante  $\alpha$ , die der Autor mit  $\alpha = 0.015$  angab. Für die mittleren Verhältnisse in küstennahen Gebieten liefert der von Wu (1982) ermittelte und in unseren Untersuchungen verwendete Wert  $\alpha = 0.0185$  die bisher besten Ergebnisse.

In Abbildung 4 ist die mit der Charnock-Relation berechnete Rauigkeitslänge gegen die entsprechende Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe aufgetragen. Daraus erhält man für  $z_0$  eine Variation von  $10^{-4}$  bis  $10^{-2}$  m.

Welche Auswirkungen die Nichtberücksichtigung der Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Wasseroberflächenrauigkeit auf das logarithmische Windprofil hat, zeigt Abbildung 5. Dargestellt sind die Profile für unterschiedliche Rauigkeitslängen. Die Ordinate beschreibt die Höhe in Metern, die Abszisse die jeweilige Prozentangabe zur Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe. Die beiden rechten Graphen entsprechen in etwa

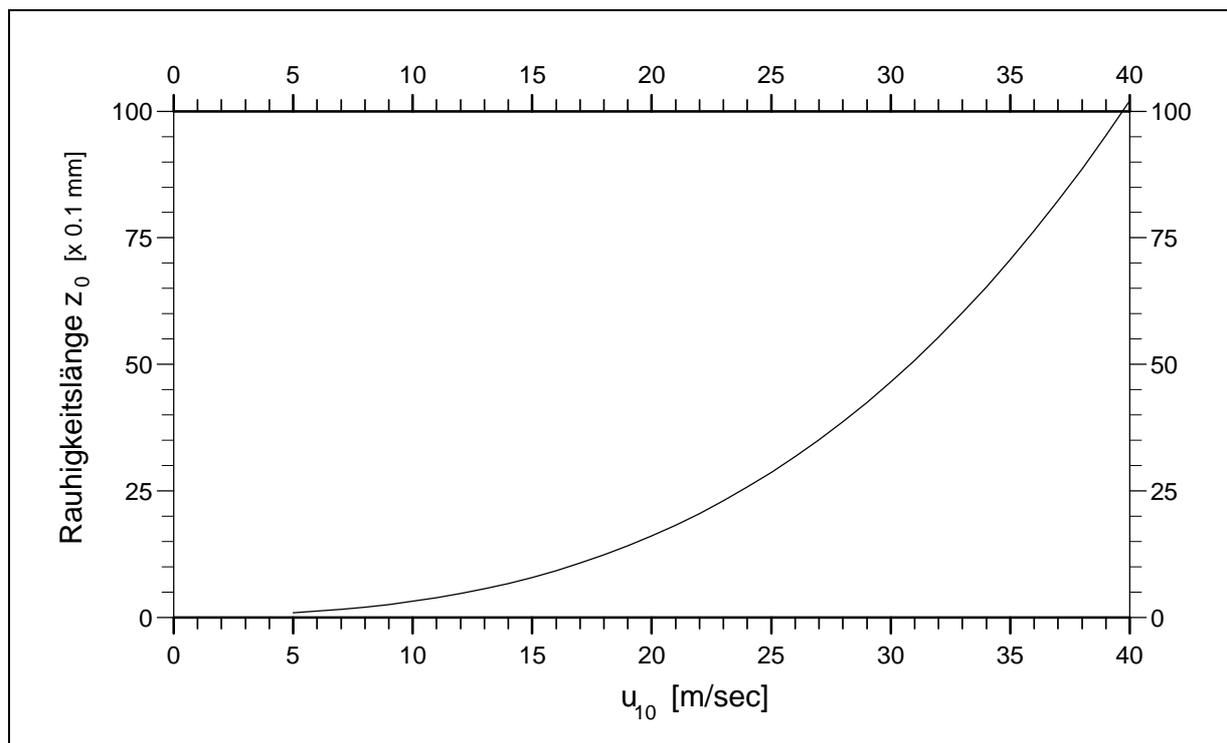


Abbildung 4: Mit der Charnock-Relation berechnete Rauhigkeitslänge  $z_0[10^{-4}] \text{ m}$  als Funktion der Windgeschwindigkeit  $[m/sec]$  in 10 Meter Höhe.

den Extremwerten der Charnock-Relation ( $0.01\text{m} > z_0 \text{ Charnock} > 0.0001$ ) und zeigen für 10 m Höhe eine Bandbreite von 8%. Ein Rauhigkeitsfeld über See kann durch synoptische Veränderungen zeitlich und im Küstenbereich durch Lee-Effekte auch räumlich derart variieren, daß eine Berücksichtigung der Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit unbedingt erforderlich ist.

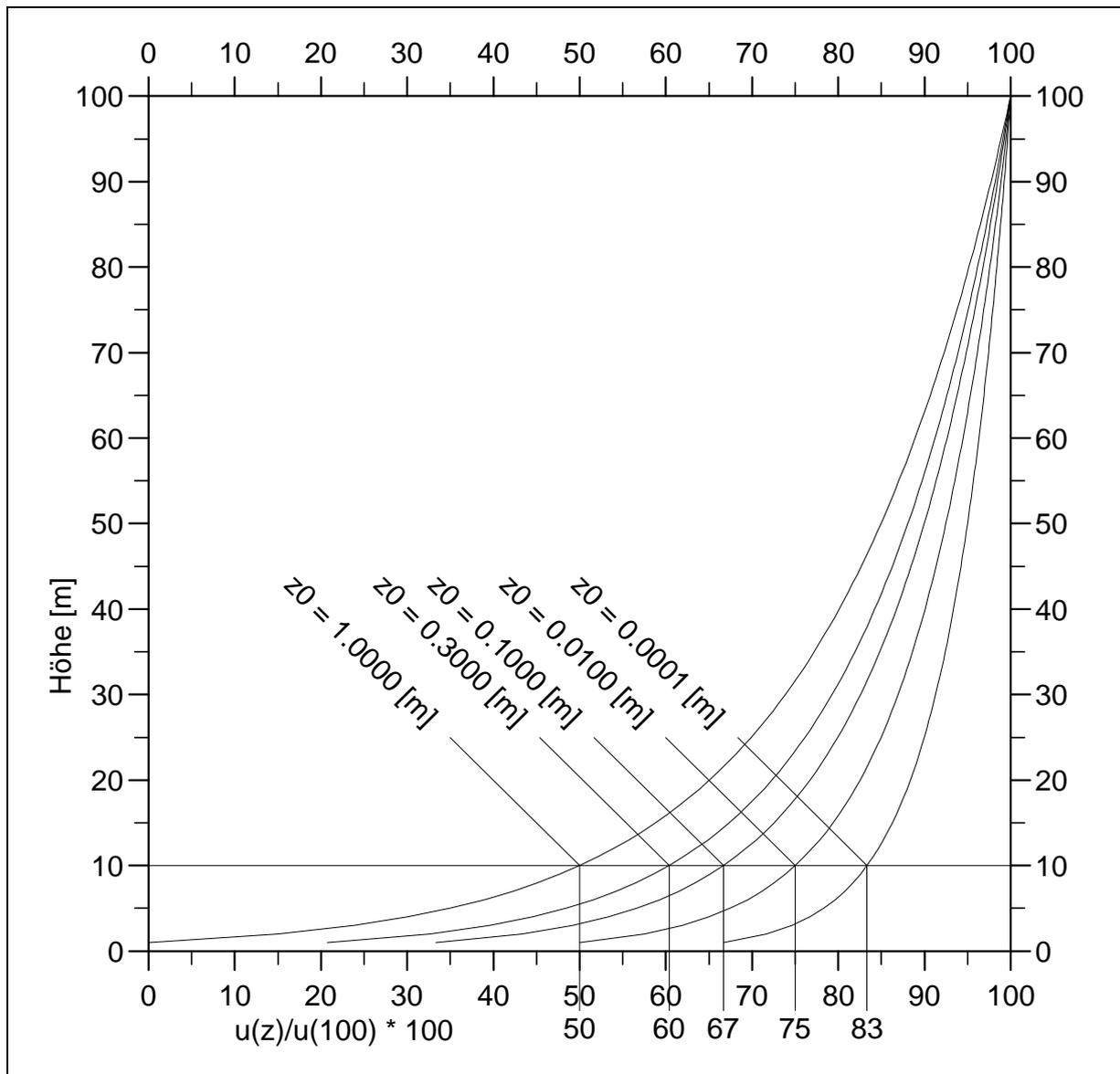


Abbildung 5: Logarithmisches Windprofil für unterschiedliche Rauigkeiten. Die Abszisse beschreibt die Windgeschwindigkeit relativ zum Wind in 100 m Höhe in %, die Ordinate die Höhe in Metern.

### 3. Die Rauigkeitslänge $z_0$

## 4 Datenmaterial

Für beide Untersuchungsgebiete wurden die Windfelder für 192 Termine (8 Tage à 2 Stunden für jedes Sturmflutereignis) berechnet. Für den Bereich Ems standen für die Sturmflut vom 3./4. Januar 1976 mit den Stationen Norderney und Emden jeweils zwei Windmessungen zur Verfügung. Für die Berechnungen bezüglich der Sturmflut vom 28. Januar 1994 waren neben diesen beiden noch die Messungen von Borkum und Greetiel verfügbar. Da zu jedem Termin für die Abschätzung der Rauigkeitsfelder die Watt/Wasser-Verteilung vorgegeben werden mußte, wurde der mittlere Wasserstand über die vorgegebene Unterwassermorphologie und den Pegel von Knock berechnet. Beide Datensätze wurden von der Bundesanstalt für Wasserbau - Außenstelle Küste (BAW-AK) zur Verfügung gestellt.

Für das Gebiet um Jade und Weser wurden für beide Sturmflutgeschehen die Windmessungen der Stationen Scharhörn, Nordholz, Bremerhaven, Bremen und Oldenburg herangezogen. Zur Bestimmung des Wasserstandes wurde der ebenfalls von der BAW-AK zur Verfügung gestellte Pegel „Dwarsgat“ verwendet. Diese Pegelaufzeichnungen standen allerdings erst seit 1. Januar 1976 zur Verfügung. Für den Zeitraum vom 30. bis 31. Dezember 1975 wurde auf Grund eines Amplitudenvergleichs (1.1.76.-6.1.76) mit dem Pegel „Dwarsgat“ der Pegel „Knock“ mit einer 20%-igen Amplitudenerhöhung und einer zweistündigen Phasenverschiebung verwendet.

Die Topographien für die beiden Rechengebiete wurden ebenfalls der MILGEO-Datenbank des DWD entnommen.

Um die Windmessungen der einzelnen Stationen für die Skalierung der mit dem Modell MKW berechneten Windfelder benutzen zu können, mußten die jeweiligen subskaligen Rauigkeitsverhältnisse und Hindernisse berücksichtigt werden. Bei einem Gitterpunktsabstand von 250 m für den Ems-Bereich und 400 m für das Gebiet Jade-Weser kann der Einfluß der Rauigkeitsstruktur im Nahbereich der Stationen im Modell nicht erfaßt werden. Da aber die Messungen selbst sehr stark durch diese subskaligen Effekte beeinflusst werden können, müssen die Stationsdaten an die Modellrauigkeit angepaßt bzw. die kleinräumigen Variationen der Oberflächeneigenschaften berücksichtigt werden. Hierzu wurde das **Wind Atlas Analysis and Application Program WAsP** vom Risø National Laboratory in Roskilde (Dänemark) verwendet (Mortensen et al., 1993). Dieses Programmpaket ermöglicht mit Hilfe von vorgegebenen Rauigkeits-, Topographie- und Hindernisstrukturen die regionale Windklimatologie über eine windrichtungsabhängige Weibull-Verteilung abzuschätzen:

$$F_{(x)} = 1 - \exp \left[ - \left( \frac{x - x_0}{a} \right)^k \right]$$

Für den Betrag der Windgeschwindigkeit ist  $x_0 = 0$ . Unter diesen Umständen wird die Verteilung nur durch die Parameter  $a$  und  $k$  beschrieben. Kann der Exponent  $k$ , der die Form der Verteilung charakterisiert, als annähernd konstant angenommen werden, ist die Weibull-Verteilung für eine bestimmte Windrichtung nur noch eine Funktion von  $a$ . Diese Bedingung wird von den Windmessungen in unseren Untersuchungsgebieten erfüllt. Unter Verwendung der Modellrauhigkeit und -topographie (die hier nur eine untergeordnete Rolle spielt) läßt sich daher für jede Station je  $30^\circ$ -Windrichtungsintervall ein  $a_{MOD}$ -Parameter berechnen. Ersetzt man nun im Nahbereich der Stationen die mittlere Modellrauhigkeit durch die wahre Rauigkeitsstruktur und berücksichtigt die vorhandenen Hindernisse, so erhält man neue  $a_{REAL}$ -Parameter. Das Verhältnis von  $a_{MOD}$  zu  $a_{REAL}$  ist schließlich der Faktor, mit dem die Windmessungen in dem betreffenden Windrichtungsintervall multipliziert werden müssen, um den Unterschieden zwischen der wahren und der Modellumgebung Rechnung zu tragen. Ist zum Beispiel die Umgebung einer Station im Modell sehr glatt, der Nahbereich in Wirklichkeit aber relativ rau oder durch Hindernisse beeinflusst, ergibt sich ein relativ hoher Parameter  $a_{MOD}$  und somit ein Umrechnungsfaktor  $> 1$ . Die Windmessungen werden in diesem Beispiel also „künstlich“ erhöht.

Diese „WASP-bereinigten“ Winddaten wurden zur Skalierung der MKW-Modellrechnungen verwendet. Im Rahmen dieser Rechnungen wurde iterativ das Windfeld bestimmt, das sich mit dem nach Charnock berechneten Rauigkeitsfeld über See im Gleichgewicht befindet und gleichzeitig an dem ausgewählten Meßort exakt mit dem WASP-bereinigten Windvektor übereinstimmt. Somit wurden pro Termin für jede verfügbare Windmessung ein Windfeld berechnet, die im Folgenden als „Einzelergebnisse“ bezeichnet werden. Das gemittelte Endresultat ergibt sich aus einer Überlagerung dieser Einzelfelder. Dabei wird für jeden Punkt im Rengitter über eine gewichtete Mittelung der Einzelergebnisse für diesen Gitterpunkt der resultierende Windvektor bestimmt. Die Wichtungsfaktoren an den Gitterpunkten sind vom Abstand zur jeweiligen Station abhängig, wobei sie am Meßort selbst den Wert 1 besitzen. Mit zunehmendem Abstand zwischen Gitterpunkt und Station nimmt der Wichtungsfaktor exponentiell ab. Für jeden Gitterpunkt ist die Summe aller Wichtungsfaktoren gleich 1. Abbildung 4 zeigt die Wichtungsfaktoren der einzelnen Stationen im Untersuchungsbereich Jade-Weser für das gesamte Rechengebiet.

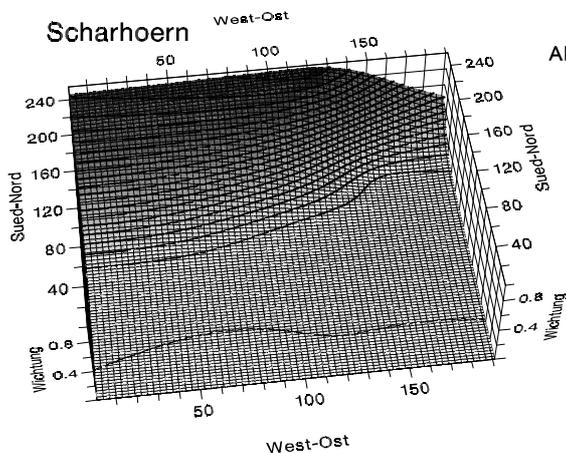
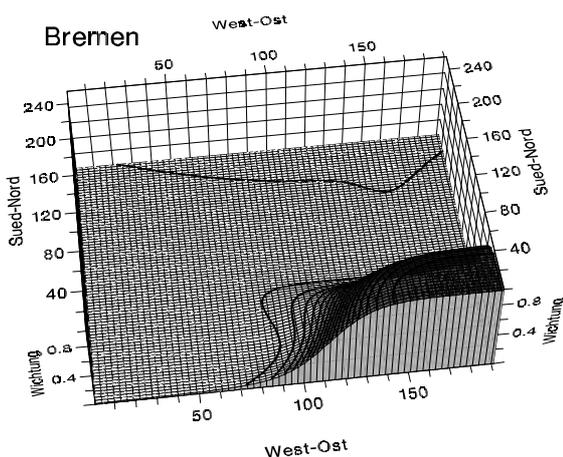
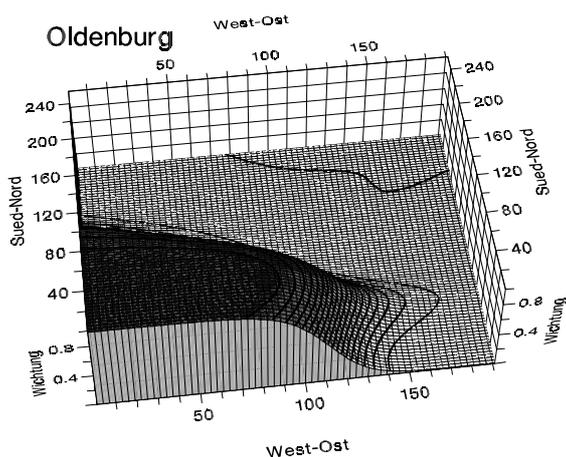
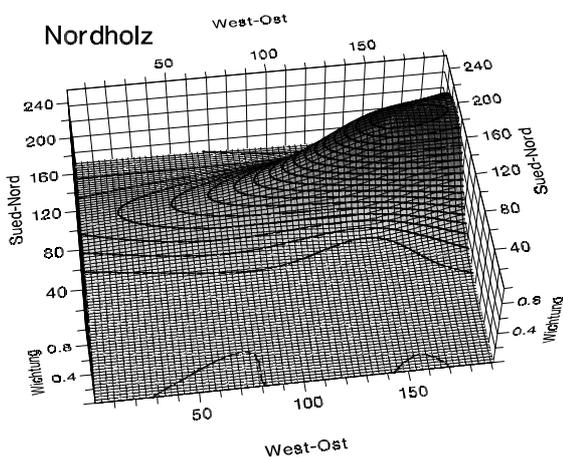
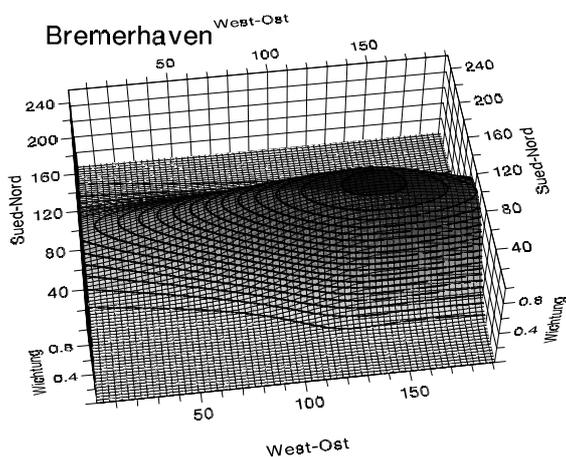


Abbildung 6: exponentielle Abstandswichtung der 5 Stationen im Bereich Jade-Weser. Horizontalkoordinaten entsprechen den Gitterpunktwerten, die Vertikalkoordinate dem Wichtungsfaktor im Wertebereich von 0 bis 1. Die Summe der Gewichte der 5 Stationen ist an jedem Punkt im Gitter gleich 1.



## 5 Ergebnisse

Würde das Windfeld in einem Untersuchungsgebiet allein von der Topographie und der Rauigkeit der Oberfläche beeinflusst werden, so würde die Skalierung des MKW-Modellergebnisses mit einer einzigen Stationsmeldung ausreichen. Synoptische und mesoskalige Phänomene können jedoch zu deutlichen Abweichungen von diesem hydrostatischen Zustand führen. Der sehr aufwendige Einsatz eines die dynamischen Prozesse berücksichtigenden Modells ist für die Berechnung von Windfeldern für beliebige Zeitpunkte (z.B. Sturmflut 1976) nicht möglich, da die hierfür notwendigen Eingabeparameter, wie Luft- und Wassertemperaturen, Einstrahlung etc. nicht vorhanden sind. Durch die Verfügbarkeit stündlicher Winddaten für eine Vielzahl von Stationen bietet sich jedoch die Verwendung des hydrostatischen MKW-Modells an. Je nach Anzahl der Stationsmeldungen innerhalb eines Rechengebietes, lassen sich durch eine gewichtete Mittelung der auf Einzelmessungen basierenden Modellergebnisse auch dynamische Einflüsse berücksichtigen. Zeigen zum Beispiel die Messungen zweier Stationen innerhalb eines Untersuchungsgebietes auf Grund einer dazwischenliegenden Frontalzone deutlich unterschiedliche Windrichtungen oder -geschwindigkeiten, so wird diese Front durch die Abstandswichtung im Endergebnis berücksichtigt. Die berechnete Lage dieser Grenzfläche wird allerdings in hohem Maße durch die Wichtungsfaktoren bestimmt. Es ist offensichtlich, daß die Auflösung derartiger Phänomene von der Anzahl und der Lage der verwendeten Stationen abhängt. Die für die Sturmflut 1976 im Emsbereich verfügbaren zwei Stationen Emden und Norderney können auf Grund ihrer Lage zueinander beispielsweise nur die Nord-Süd-Komponente eines Gradienten auflösen. Eine Frontalzone, die sich von Südwesten nach Nordosten erstreckt und Norderney bereits überquert hat, würde im Modellergebnis entsprechend der Abstandswichtung eine Ost-West-Lage erhalten. Im Untersuchungsgebiet Weser, in dem 5 Stationen zur Verfügung stehen, würde ein derartiges Phänomen wesentlich besser aufgelöst werden.

### 5.1 Die Wetterlagen

#### 5.1.1 Die Wetterlage vom 30.12.1975 bis 6.1.1976

Am 30.12. verlagerte sich ein Orkantief von Island nach Nord-Norwegen. Im Laufe des 31.12. überquerte das dazugehörige Frontensystem mit Windgeschwindigkeiten bis zu Beaufort 7 die Deutsche Bucht. Auf der Rückseite setzte sich sehr schnell der Einfluß eines Zwischenhochs durch, dem am 2.1. nach einer kleineren Störung erneut ein schwacher Hochdruckkeil folgte. In der Nacht zum 3.1. erreichte die beiden Untersuchungsgebiete das Frontensystem eines Orkantiefs mit Zentrum über der mittleren Nordsee und einem Kerndruck von 970 hPa. Auf der Rückseite dieser Zyklone sorg-

ten orkanartige Windgeschwindigkeiten aus westlichen Richtungen für die folgende schwere Sturmflut. Erst zum 4.1. erfolgte eine merkliche Abnahme der Windgeschwindigkeit bei einer Drehung auf südwestliche Richtungen. Nach kurzer Wetterberuhigung sorgten die Ausläufer eines Orkantiefs mit Kern zwischen Island und Norwegen am Vormittag des 5.1. erneut für stürmische Winde, doch bereits am Nachmittag bewirkte ein Hochdruckgebiet auf der Rückseite dieser Störung wieder eine Abnahme der Windgeschwindigkeit.

## **5.1.2 Die Wetterlage vom 24.1.1994 bis 31.1.1994**

Auf der Rückseite eines Sturmtiefs über Skandinavien wurde in der Nacht zum 24.1.1994 bei westlichen bis nordwestlichen Richtungen polare Kaltluft mit Windgeschwindigkeiten zwischen 7 und 8 Beaufort über die Nordsee advehiert. Am Morgen des 25.1. kam es nach kurzem Zwischenhocheinfluß erneut mit Durchzug eines Frontensystems zu stürmischen Winden aus westlichen Richtungen. Aber auch hier war die Wetterberuhigung nur von kurzer Dauer. Bereits in den Morgenstunden des 27.1. wurde der Bereich der Deutschen Bucht von der Warmfront eines Orkantiefs mit einem Kerndruck von 960 hPa über der nördlichen Nordsee überquert, wobei die Windgeschwindigkeit bei west-südwestlicher Richtung bis auf Beaufort 8 anstieg. Am Nachmittag folgte auf der Rückseite der dazugehörigen Kaltfront mit einer Winddrehung auf Nordwest eine nochmalige Zunahme der Windgeschwindigkeit bis Beaufort 10 - in Böen wurde auch Orkanstärke erreicht. Erst am folgenden Tag nahm der Wind wieder bis auf Beaufort 7 ab. Das am 30.1. nach kurzem Zwischenhocheinfluß folgende Frontensystem eines Orkantiefs bei Island bewirkte über der Deutschen Bucht eine erneute Windzunahme, diesmal allerdings nur bis Beaufort 7.

## **5.2 Die berechneten Windfelder**

### **5.2.1 Die Sturmflut vom 3./4. Januar 1976 im Bereich des Ems-Ästuars**

Die Berechnung der Windfelder für das Ems-Ästuar im Zeitraum vom 30.12.1975 bis 6.1.1976 stand unter denkbar ungünstigen Voraussetzungen. Neben der geringen Anzahl an Stationen war zudem die Lage der Meßorte recht problematisch. Zur damaligen Zeit wurde der Wind über Norderney auf der Georgshöhe gemessen. Die Station befand sich in der unmittelbaren, seewärtigen Uferzone des Ortes Norderney und damit im Bereich des Rauigkeitssprungs zwischen offener See und Stadt. Zur Skalierung dieser

Winddaten auf das homogene Gelände des Flugplatzes konnte dabei auf Umrechnungsfaktoren zurückgegriffen werden, die 1992 im Rahmen des KFKI-Forschungsvorhabens „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ - Teilprojekt „Naturmessungen“ von H. Schmidt und J. Pätsch berechnet wurden. Sie verwendeten ebenfalls das MKW-Modell, allerdings mit einem Gitterpunktabstand von 50 m, der den Rauheitsprung vor Georgshöhe hinreichend auflösen konnte.

In Emden wurden die Windmessungen zu dieser Zeit auf einem Bunker nahe der Nesserländer Schleuse über stark inhomogenem Gelände durchgeführt. Durch eine eingehende Analyse der Rauheits- und Hindernisstruktur des Nahbereichs wurden diese Inhomogenitäten mit Hilfe des WAsP-Programms berücksichtigt. Es muß betont werden, daß beide Korrekturverfahren zwar im Mittel richtige Windwerte liefern, in Einzelfällen jedoch auch zu nicht erkennbaren, fehlerhaften Umrechnungen führen können.

In Abbildung 7 sind die aus den Windfeldern der Einzelergebnisse ermittelten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die Position des Flugplatzes Norderney und alle 96 Termine dargestellt. Die rechteckigen Symbole beschreiben die Windvektoren, die für den Flugplatz Norderney resultieren, wenn man zur Skalierung der Modellergebnisse nur die Messungen von Emden-Nesserland verwendet. Entsprechend beziehen sich die runden Symbole auf die Messungen von Georgshöhe, die auf die Verhältnisse des Flugplatzgeländes umgerechnet wurden, so daß in diesem Fall Modellergebnis und korrigierte Messung identisch sind.

Man erkennt, daß die Messung über Norderney in den meisten Fällen und insbesondere während der Sturmperiode am 3. Januar 1976 deutlich über den mit Messungen von Emden skalierten Ergebnissen liegt. Ob diese Unterschiede auf synoptische Einflüsse oder eventuelle Fehler in der WAsP-Umrechnung bzw. in der Rauheitsparametrisierung zurückzuführen sind, kann auf Grund mangelnder Vergleichsdaten nicht endgültig geklärt werden. Die zeitliche Änderung der Windrichtung zeigt keine auffallenden Unterschiede zwischen den beiden Stationen.

Abbildung 8 zeigt die aus den gemittelten Windfeldern berechneten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die Positionen Borkum, Dukegat (nordwärts gerichteter Mündungsbereich der Ems vor dem Dollart), Knock (Übergang vom Dukegat zum Dollart) und Emden (siehe Abb. 1). Hier zeigt sich, daß der horizontale Gradient der Windgeschwindigkeit von der offenen See ins Landesinnere zu den Zeitpunkten am größten ist, an denen auch die erwähnten Unterschiede der Einzelergebnisse am auffälligsten sind.

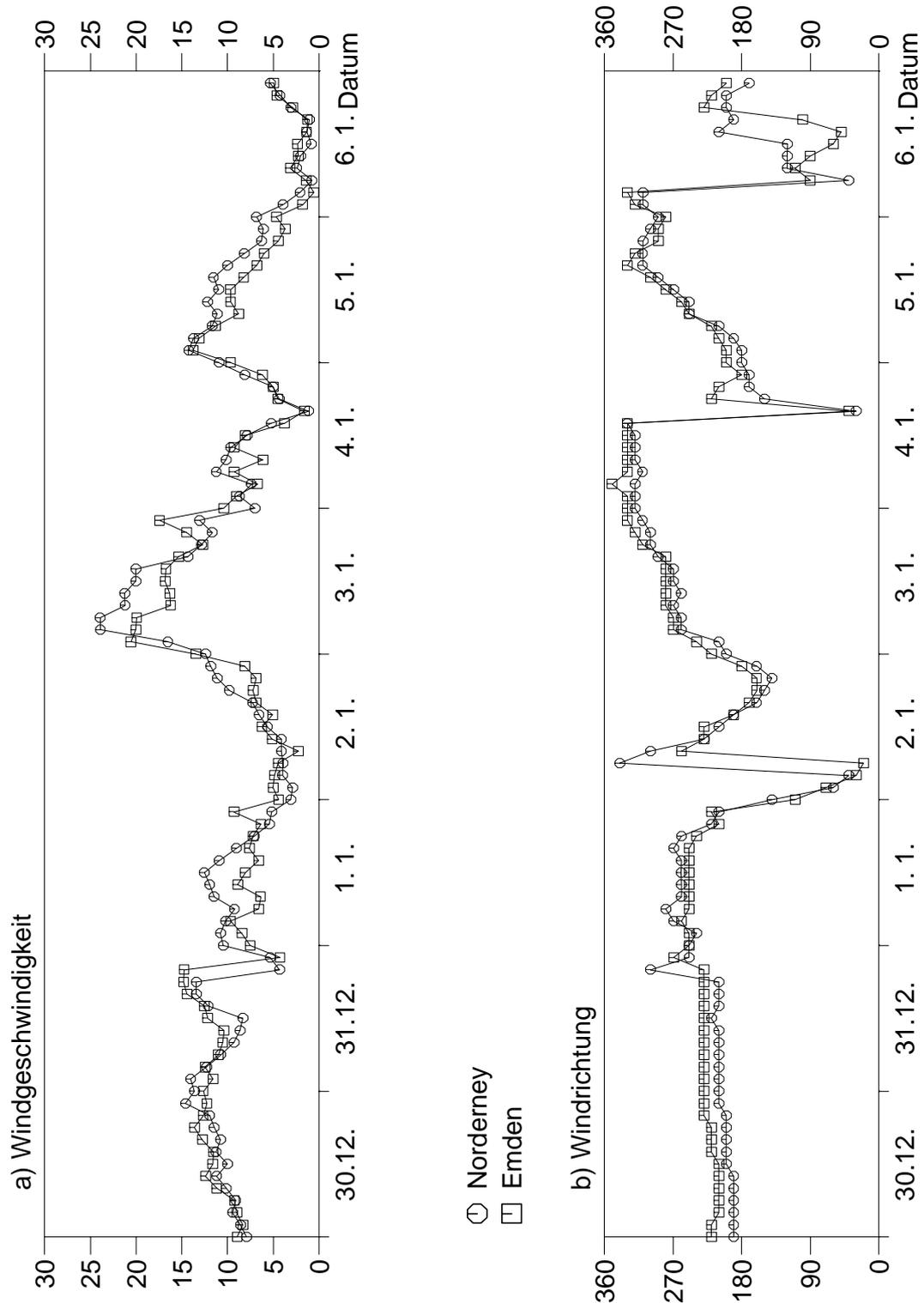


Abbildung 7: Die aus den Einzelergebnissen der aufgeführten Stationen berechnete Windgeschwindigkeit (a) und -richtung (b) für die Position Norderney während der Sturmflut 1975/1976.

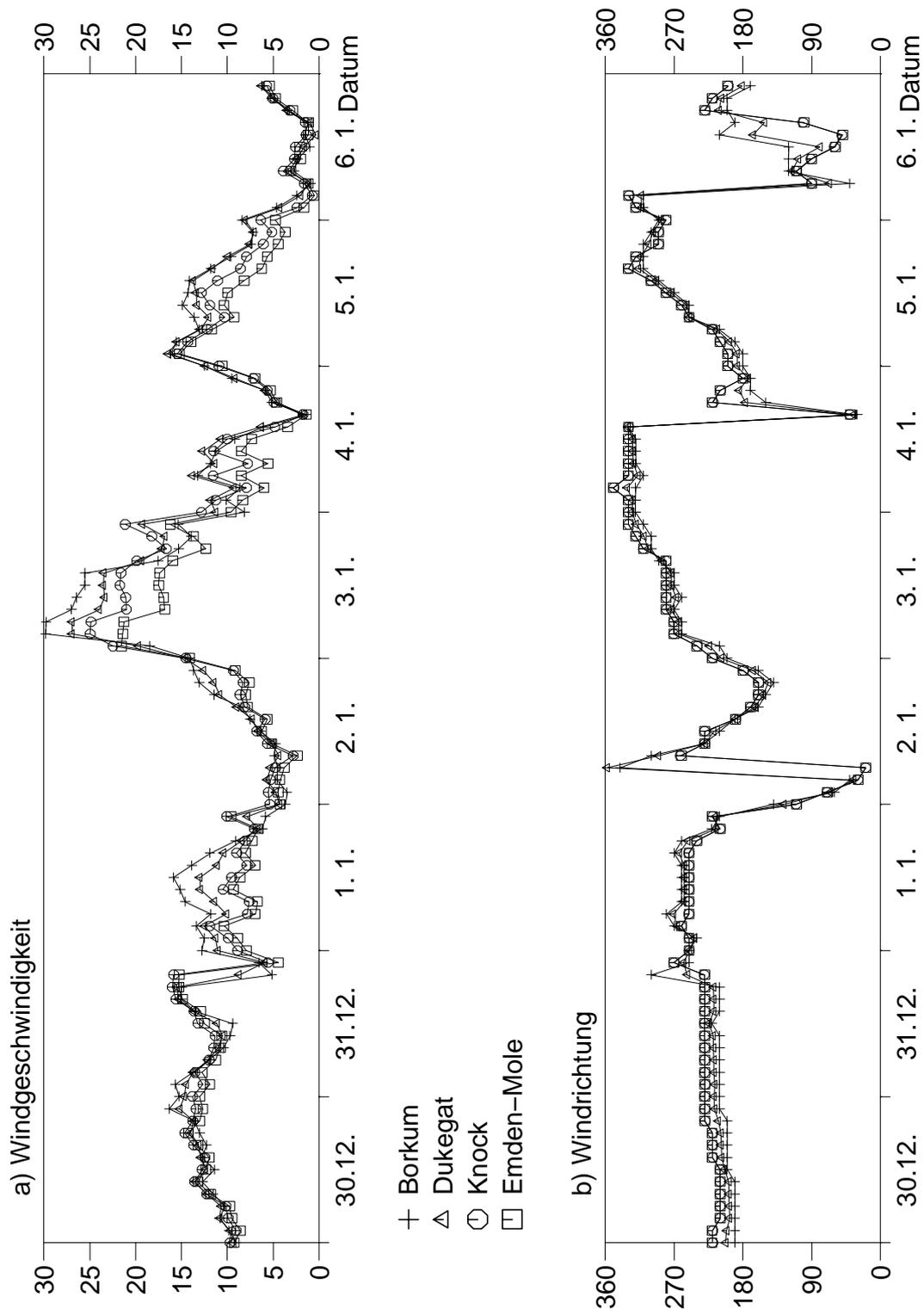


Abbildung 8: Die aus den gemittelten Windfeldern der Sturmflut 1975/1976 berechneten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die aufgeführten Positionen im Untersuchungsgebiet der Ems.

## 5.2.2 Die Sturmflut vom 28. Januar 1994 im Bereich des Ems-Ästuars

Für den Zeitraum vom 24. bis 31. Januar 1994 standen für den Untersuchungsbereich Ems vier Stationen zur Verfügung. Für Norderney konnte in dieser Periode auf direkt am Flugplatz durchgeführte Windmessungen zurückgegriffen werden. Auch die inzwischen unmittelbar an die Ems verlegte Station Emden war durch eine wesentlich homogenere Umgebung als das Gelände um die Nesserländer Schleuse geprägt. Zudem standen mit Borkum und Greetsiel zwei weitere Messorte zur Verfügung, wobei für die in homogenem Gelände völlig freistehende Station Greetsiel sogar auf eine WAsP-Korrektur verzichtet werden konnte. Die Ergebnisse in dem für die Strömungsrechnungen relevanten Teil des Untersuchungsgebietes wurde auf Grund der Lage der Standorte optimal durch die Naturmessungen gestützt. Ein Vergleich der aus den nur mit jeweils einer einzelnen Stationsmessung skalierten Windfeldern entnommenen Windgeschwindigkeiten (Abb. 9 a) und -richtungen (Abb. 9 b) für den Flugplatz Norderney zeigt, daß sich bis auf die Skalierung mit der Station Emden alle Messungen eine sehr gute Übereinstimmung ergeben. Man erkennt, daß bei rechtsdrehenden Richtungsänderungen die entsprechende Windzunahme zunächst bei der am westlichsten gelegenen Station Borkum einsetzt und erst ein oder mehrere Zeitschritte später die anderen Stationen folgen. Auffallend sind auch hier die zum Teil deutlich niedrigeren Windgeschwindigkeiten der mit den Stationsdaten von Emden berechneten Felder. Da diese Abweichungen aber über längere und von der Windrichtung unabhängigen Perioden auftreten, gehen wir diesbezüglich von synoptischen Einflüssen aus.

Bei dem zeitlichen Verlauf der Windrichtung zeigen die Messungen von Borkum und Norderney auf Grund der niedrigeren Umgebungsrauigkeit eine überwiegend nördlichere Komponente als die beiden anderen Stationen. Auffallend ist auch die fast ständig um  $10^\circ$  bis  $20^\circ$  südlichere Windrichtung der Station Greetsiel. Eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen wäre eine Ablenkung auf Grund der deutlich niedrigeren Rauigkeit der nördlich gelegenen Leybucht.

Betrachtet man die aus den endgültigen (gewichteten) Windfeldern berechneten Windgeschwindigkeiten entlang des Mündungsbereiches der Ems (Abb. 10), so erkennt man wiederum sehr deutlich den Einfluß der Rauigkeit. Die zur Seeseite liegenden Stützpunkte zeigen, insbesondere bei auflandigem Wind, deutlich höhere Windgeschwindigkeiten als Knock und Emden. Bei nordwestlichen Winden, also bei Advektion über das Dukegat, ist auch die Geschwindigkeit an der Position Knock deutlich höher als vor Emden.

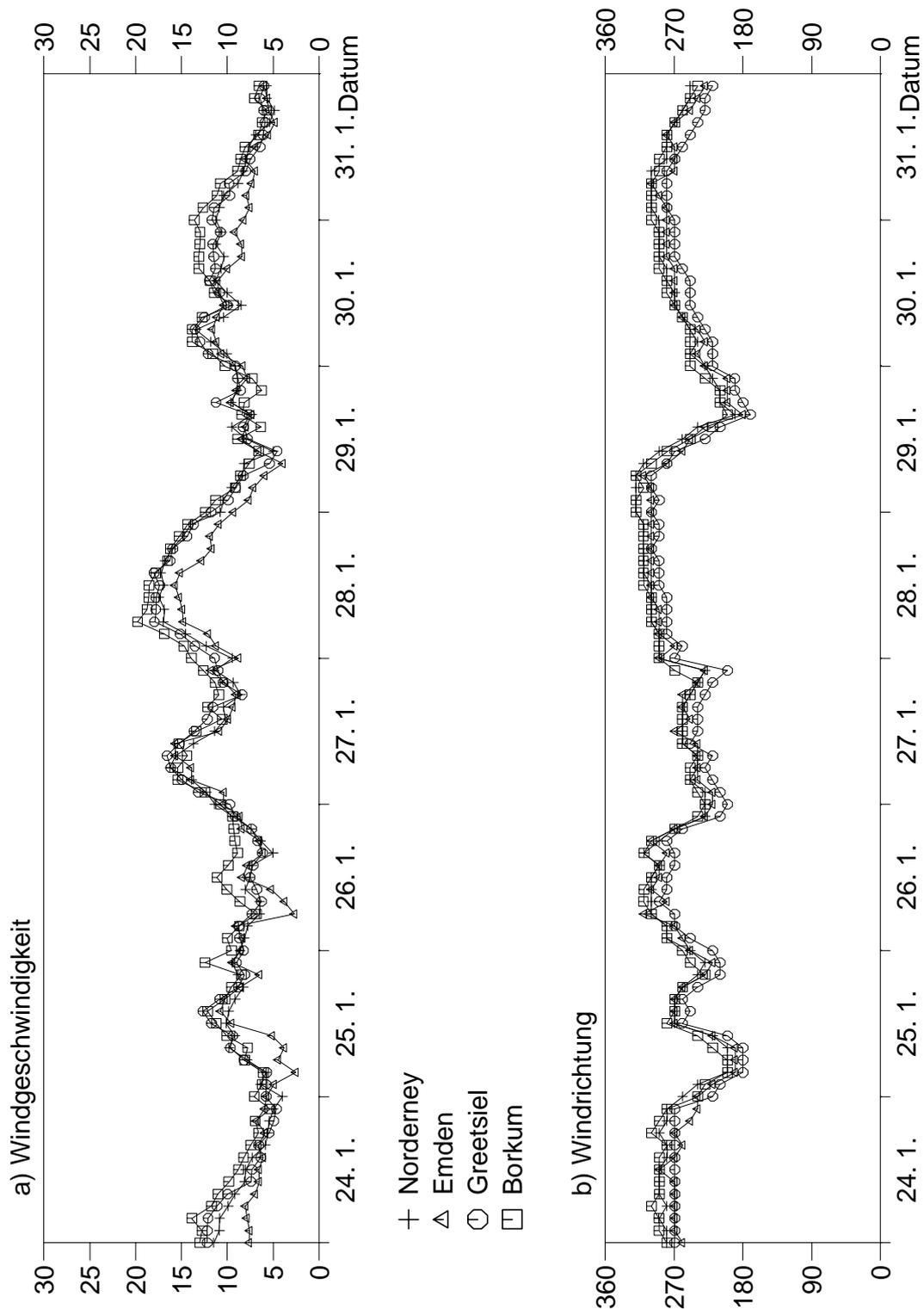


Abbildung 9: Die aus den Einzelergebnissen der aufgeführten Stationen berechnete Windgeschwindigkeit (a) und -richtung (b) für die Position Norderney während der Sturmflut 1994.

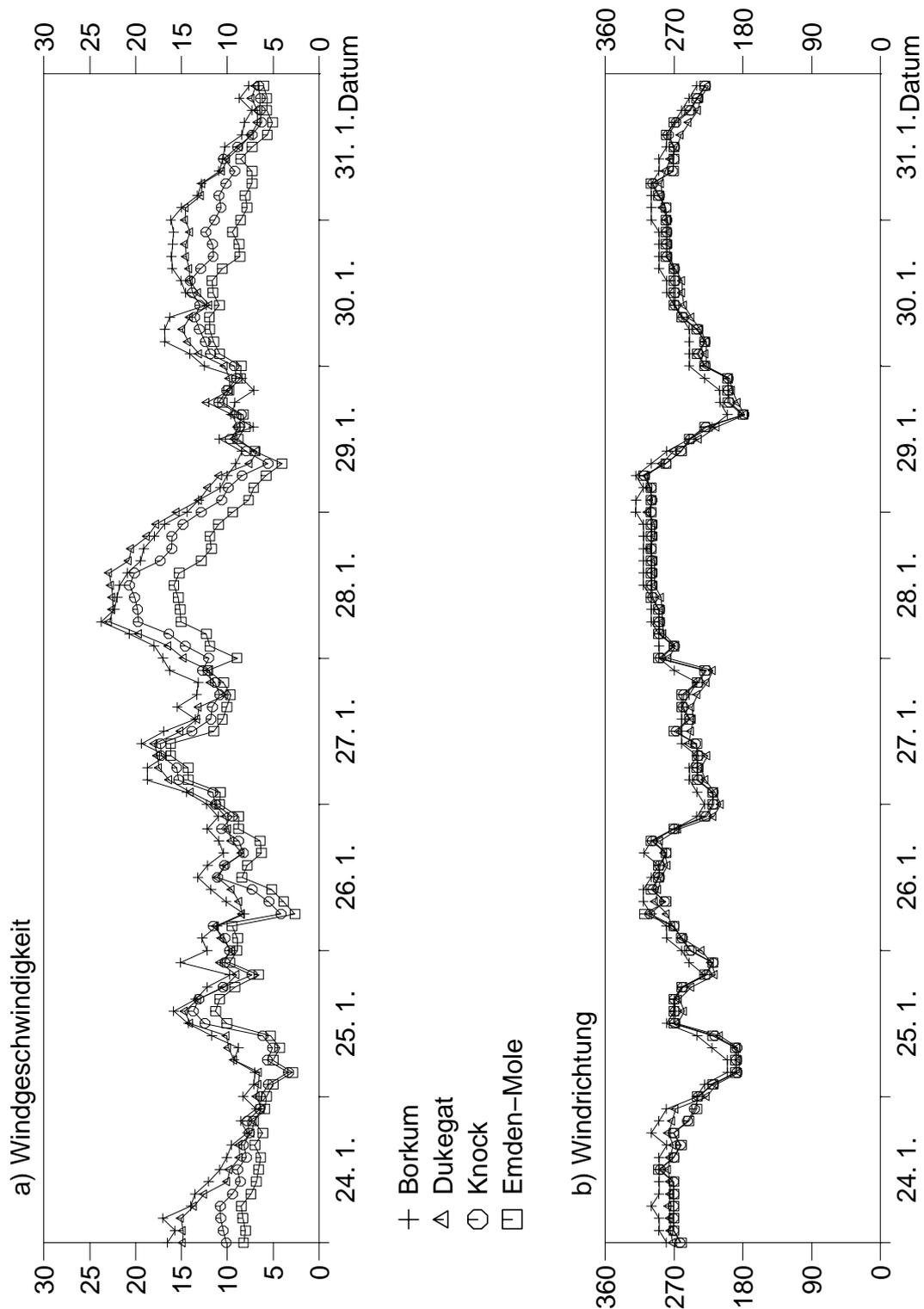


Abbildung 10: Die aus den gemittelten Windfeldern der Sturmflut 1994 berechneten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die aufgeführten Positionen im Untersuchungsgebiet der Ems.

### 5.2.3 Die Sturmflut vom 3./4. Januar 1976 im Bereich des Jade/Weser-Ästuars

Im Untersuchungsgebiet von Jade und Weser standen für beide Sturmfluten fünf Stationen zur Verfügung. Die auf dem Flughafen gelegene Station Bremen, die nur wenige Kilometer südlich des Rechengebietes gelegen ist, wurde über die WAsP-Korrektur auf eine Position mit vergleichbarer Rauigkeitsstruktur am inneren Rand des Gitterpunktfeldes transformiert. Bei den anderen Stationen handelt es sich um Messungen auf den Bundeswehr-Flugplätzen Nordholz und Oldenburg, auf dem Hafengelände von Bremerhaven sowie auf der im Mündungsbereich der Elbe gelegenen Insel Scharhörn (Abb. 1).

Der Vergleich der auf die einzelnen Messungen skalierten MKW-Ergebnisse in Abbildung 11 bezieht sich auf die Position von Scharhörn. Die Varianz der berechneten Windgeschwindigkeiten (Abb. 11 a) pro Termin ist in den meisten Fällen auf die großräumige Wetterlage zurückzuführen. Die horizontalen Gradienten der Windgeschwindigkeit im Untersuchungsgebiet entsprechen in fast allen Fällen dem jeweiligen Druckfeld. In Ausnahmefällen zeigt die Station Bremerhaven eine mit der Synoptik nicht erklärbare höhere Windgeschwindigkeit als die anderen Stationen. Diese Überschätzungen führen wir auf das WAsP-Korrekturfahren zurück, das als Berichtigung der Windklimatologie anzusehen ist, in Einzelfällen jedoch zu einer fehlerhaften Einschätzung führen kann. Die Windrichtung (Abb. 11 b), zeigt bei mittleren und hohen Windgeschwindigkeiten ein einheitliches Bild. Lediglich die der Küste vorgelagerte Station Scharhörn liefert, wie Borkum und Norderney im Bereich der Ems (Kap. 5.2.1, 5.2.2), bei auflandigem Wind eine etwas nördlichere Komponente. Bei der Varianz der Windrichtung muß zudem beachtet werden, daß die Daten nur zweistellig, also auf 10° gerundet abgespeichert sind. So werden z.B. 246° als 250° und 244° als 240° interpretiert. Die starke Streuung der Windrichtung im Verlauf des 6. Januar und die dazugehörigen schwachen Windgeschwindigkeiten bezeichnet man allgemein als umlaufende Winde. Diese können örtlich sehr unterschiedliche Windrichtungen aufweisen.

In Abbildung 12 sind die aus dem gemittelten Windfeld berechneten Geschwindigkeiten und Richtungen für 4 Positionen, die die Verhältnisse im Verlauf der Unterweser und dessen Mündungsgebiet wiedergeben, dargestellt. Der Schnitt verläuft vom Leuchtturm „Alte Weser“ am nordwestlichen Rand des Wattbereiches über das Dwarsgat (östlich von Mellum) und Bremerhaven bis Brake (zwischen Bremerhaven und Bremen). Man erkennt die deutlich höheren Windgeschwindigkeiten über dem Mündungsbereich, wobei die nordwestlichste Position „Alte Weser“, entsprechend den Werten der Station Scharhörn, die höchsten Windgeschwindigkeiten und eine et-

was nördlichere Komponente liefert. Für die Position Dwarsgat, theoretisch eine Interpolation der Daten von Scharhörn, Nordholz und Bremerhaven, ergeben sich etwas niedrigere Windgeschwindigkeiten. Ein Vergleich mit den beiden auf dem Festland gelegenen Stützstellen Bremerhaven und Brake zeigt schließlich die starke, rauigkeitsbedingte Abnahme der Windgeschwindigkeit von der See zum Land. Lediglich bei nordwestlichen Windrichtungen, bei denen der Wind vor Bremerhaven störungsfrei von See kommt, erkennt man für Bremerhaven eine signifikant höhere Geschwindigkeit gegenüber dem im Binnenland gelegenen Brake.



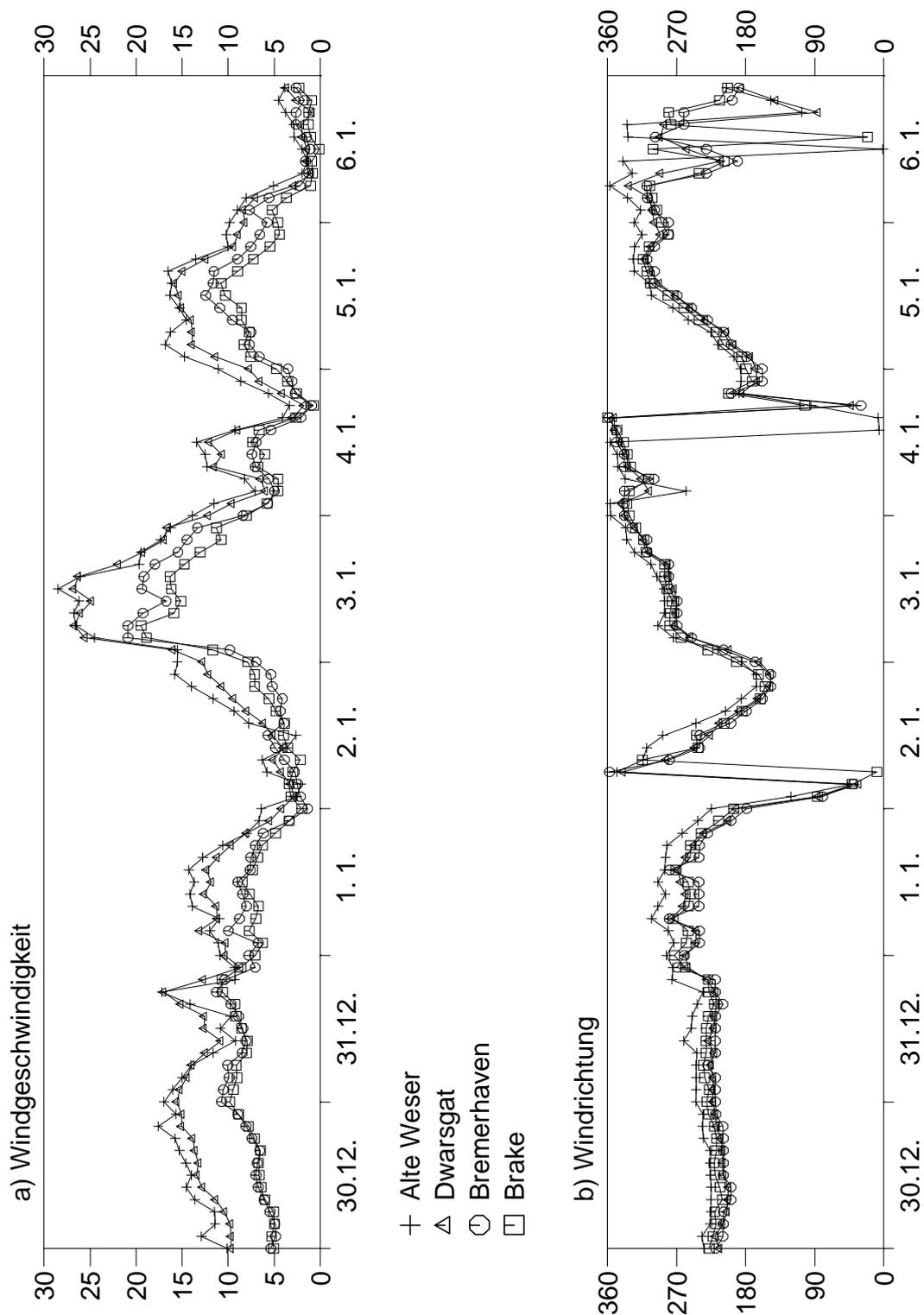


Abbildung 12: Die aus den gemittelten Windfeldern der Sturmflut 1975/1976 berechneten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die aufgeführten Positionen im Untersuchungsgebiet der Jade/Weser.

## 5.2.4 Die Sturmflut vom 28. Januar 1994 im Bereich des Jade/Weser-Ästuars

Die für den Zeitraum vom 24. bis 31. Januar 1994 aus den einzelnen Messungen berechneten Windfelder deuten auf relativ homogene Verhältnisse hin. Die in Abbildung 13 dargestellten Windwerte sind wiederum die über die Einzelmessungen skalierten Ergebnisse für die Position Scharhörn. In Abbildung 13 b erkennt man eine extrem niedrige Varianz der Windrichtung für die jeweiligen Termine. Lediglich die Station Scharhörn zeigt auch in diesem Zeitraum die bereits diskutierte systematische Abweichung. Ähnlich homogene Verhältnisse weist die Windgeschwindigkeit auf. Auffallend sind lediglich die zeitweise bei der Station Oldenburg auftretenden Maxima, die wir - wie im Fall Bremerhaven 1975/76 - einer in Einzelfällen vorkommenden, fehlerhaften Korrektur der Windgeschwindigkeit zuschreiben. Für die Strömungsberechnungen haben die Daten von Oldenburg allerdings nur im Bereich des Jadebusen einen signifikanten Einfluß.

Die aus der gewichteten Mittelung der einzelnen Windfelder resultierenden Endergebnisse zeigen das gleiche Muster wie bei der Sturmflut 1975/76 (Abb. 14). Auch hier weisen die im Küstenvorfeld gelegenen Positionen die wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten als die Stützpunkte an Land, und auch bei der Windrichtung zeigen nur die Werte am Leuchtturm „Alte Weser“ die den Scharhörn-Daten zugrundeliegende nördlichere Komponente.

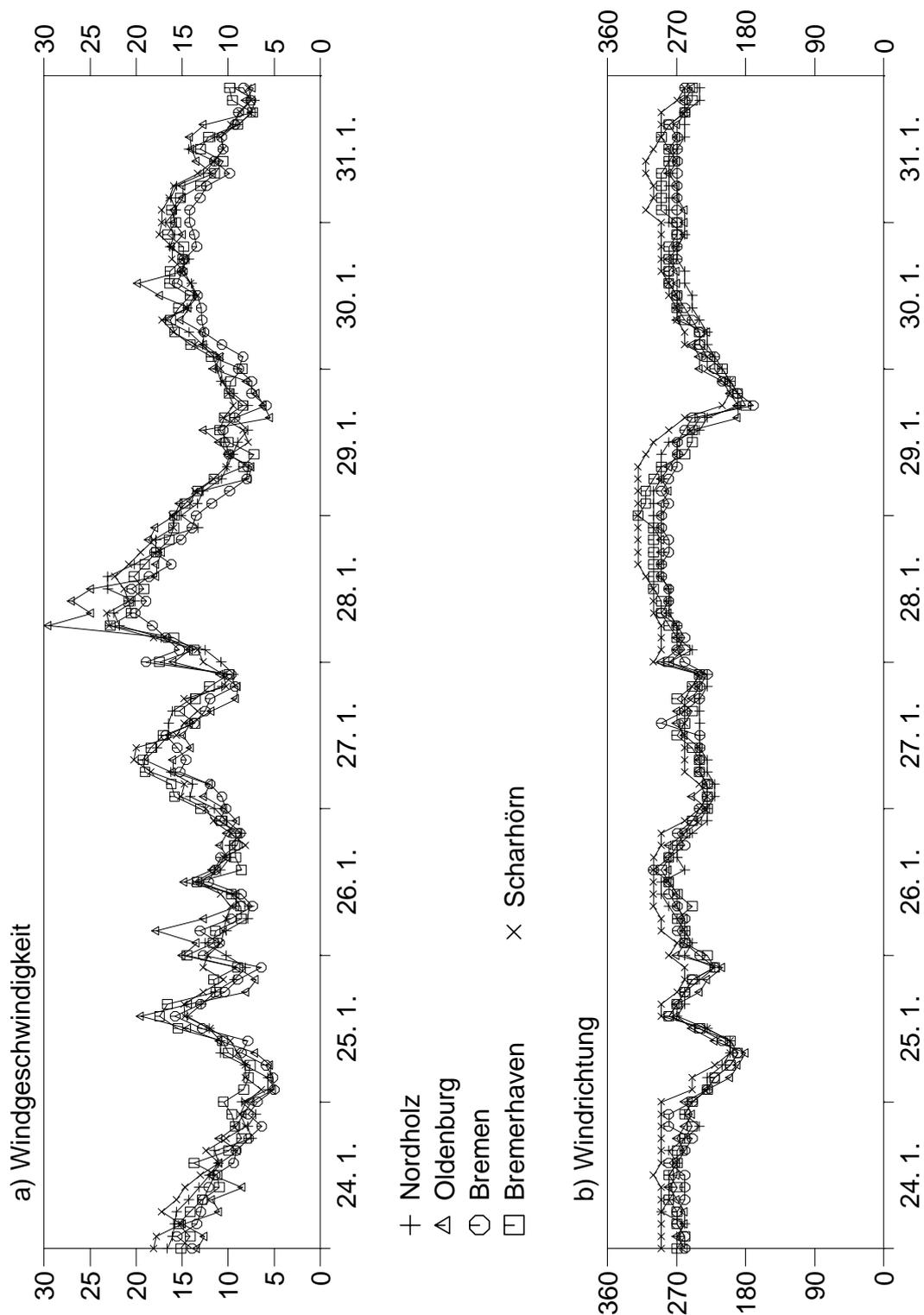


Abbildung 13: Die aus den Einzelergebnissen der aufgeführten Stationen berechnete Windgeschwindigkeit (a) und -richtung (b) für die Position Scharhorn während der Sturmflut 1994.

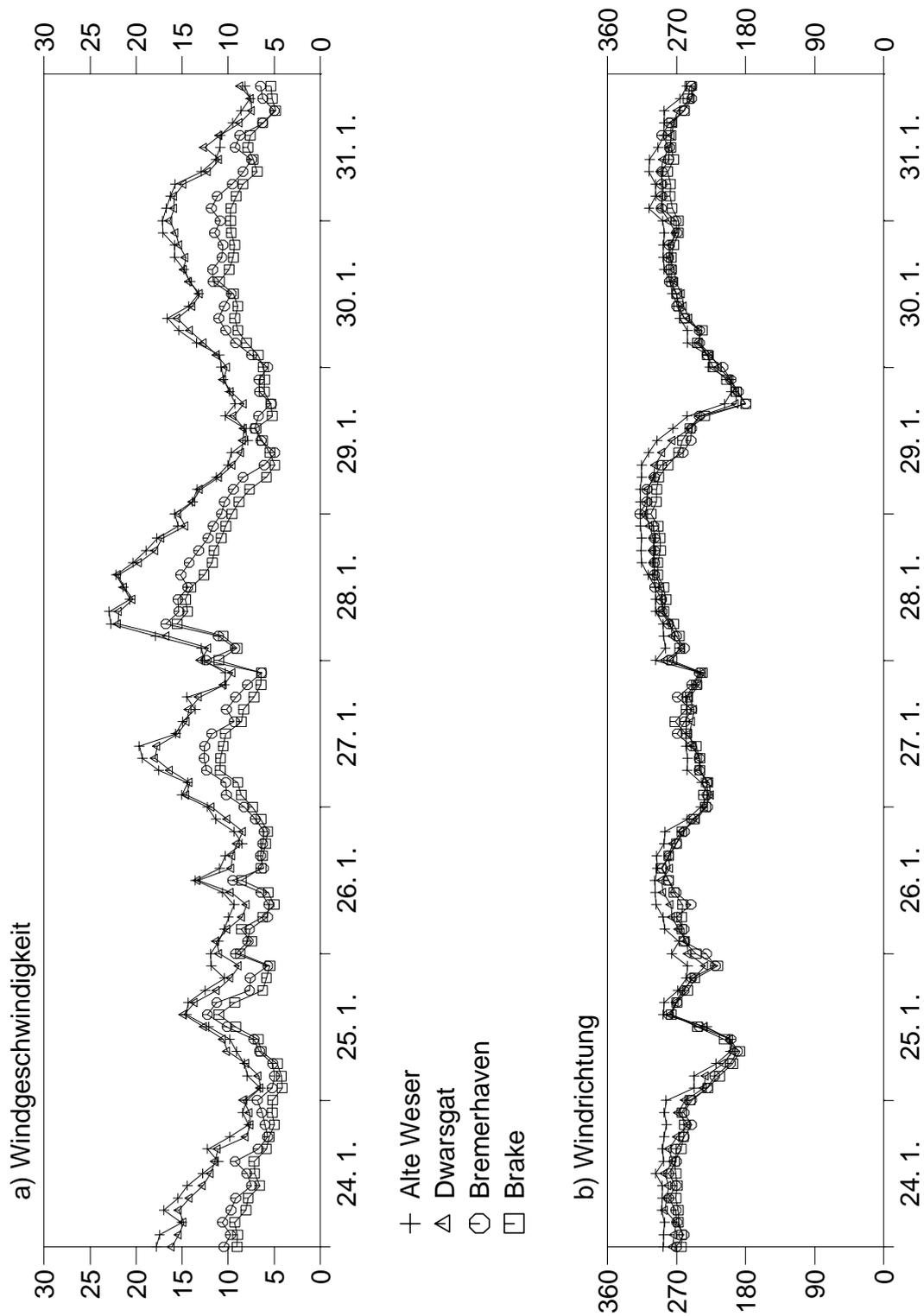


Abbildung 14: Die aus den gemittelten Windfeldern der Sturmflut 1994 berechneten Windgeschwindigkeiten (a) und -richtungen (b) für die aufgeführten Positionen im Untersuchungsgebiet der Jade/Weser.

## 5.2.5 Ein Beispiel zeitlich aufeinanderfolgender Windfelder

In den bisherigen Darstellungen wurde nur auf die Ergebnisse einzelner Stützpunkte Bezug genommen. Um einen Eindruck über die Form der gesamten Windfelder zu geben, zeigen wir die zeitliche Abfolge der gemittelten Windfelder beider Untersuchungsgebiete in 10 Meter Höhe für den Zeitraum vom 27. Januar 1994 22:00 Uhr bis zum 28. Januar 1994 6:00 Uhr mit einem Zeitschritt von 2 Stunden.

Am 27. Januar um 22:00 Uhr zeigt das Untersuchungsgebiet Jade-Weser ein überwiegend von der Oberflächenrauigkeit bestimmtes Windfeld (Abb. 16) mit südwestlicher Richtung. Über dem Emsbereich (Abb. 15) erkennt man dagegen das bereits herannahende Frontensystem. Während das Mündungsgebiet mit etwas höheren Windgeschwindigkeiten und einer südlicheren Komponente noch vor der Front liegt, kommt es im Nordwesten (Station Borkum) zu einer deutlichen Erhöhung der Geschwindigkeit und einem Windsprung auf West.

Im weiteren Verlauf (Abb. 17 - 21) dreht der Wind in beiden Untersuchungsgebieten auf westliche bis nordwestliche Richtungen und nimmt kontinuierlich zu. Die durch die höhere Rauigkeit auftretende Richtungsänderung von See zu Land ist in allen Darstellungen deutlich erkennbar. Am 28. Januar um 6:00 Uhr (Abb. 23) werden vor der Deutschen Bucht die höchsten Windgeschwindigkeiten dieser Sturmflut gemessen. Auffallend ist dabei die nach Osten stetig abnehmende Windgeschwindigkeit über See, die auf einen ebenfalls durch den Rauigkeitsprung hervorgerufenen Vorstauereffekt schließen läßt. Abgesehen vom Auftreten der Frontalzone an den beiden ersten Terminen (27.1. 22:00, 28.1. 00:00) weist der ständig starke Gradient zwischen Borkum und Norderney auf einen Fehler in der WAsP-Korrektur einer der beiden Stationen. Die relativ gute Übereinstimmung der Messungen von Norderney und Scharhörn (vergleiche gleiche Zeitpunkte) läßt auf eine (in diesem Fall !) fehlerhafte Berichtigung der Stationsdaten von Borkum schließen. Ein ähnliches Beispiel liefert Abbildung 24 bezüglich der Station Oldenburg. Wie in Kapitel 5.2.4. beschrieben, wird durch die Überschätzung der Windgeschwindigkeit von Oldenburg der gesamte südwestliche Teil des Untersuchungsgebietes Jade-Weser und damit auch der Jadebusen beeinflusst.

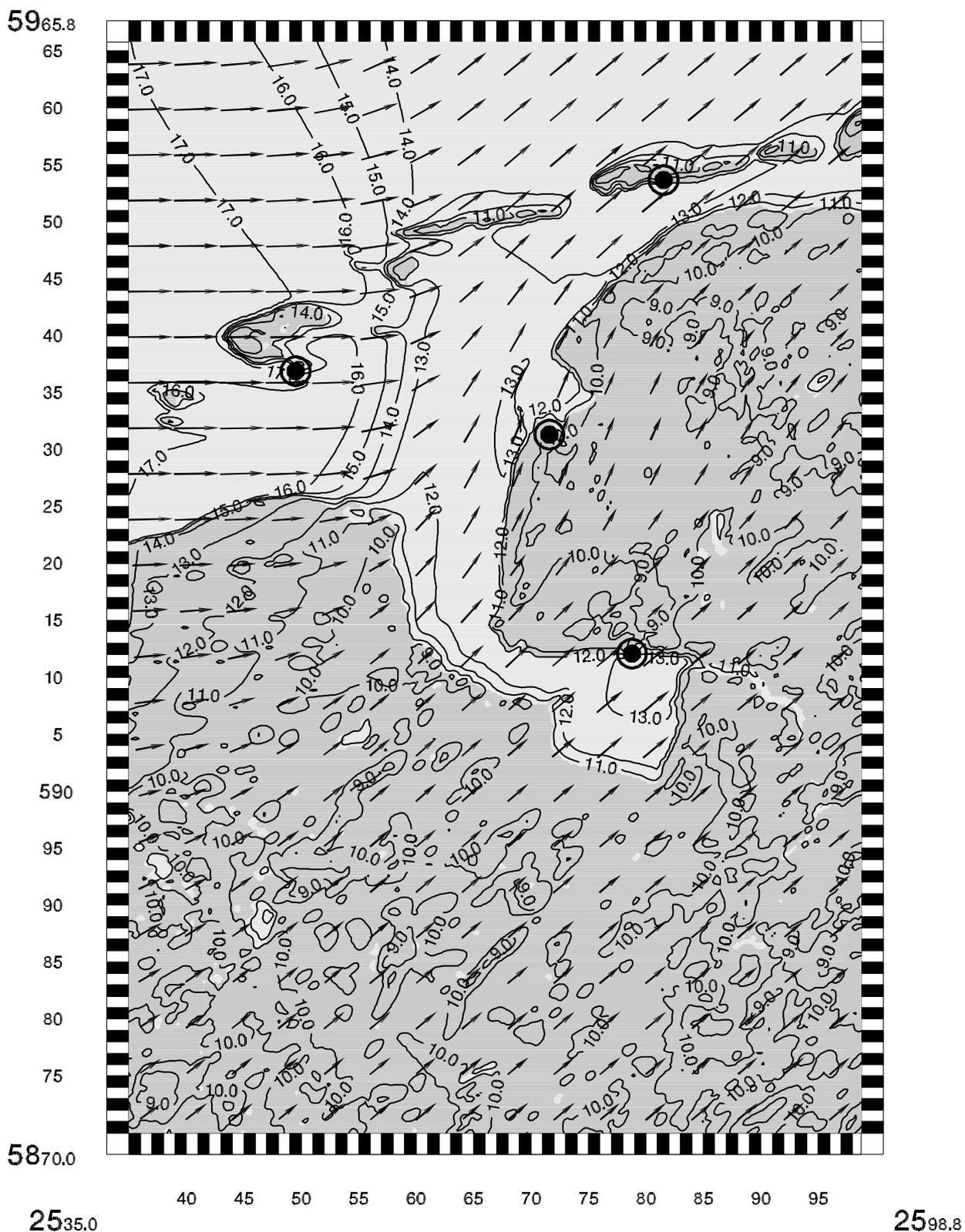


Abbildung 15: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich der Ems vom 27.1.1994  
22:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

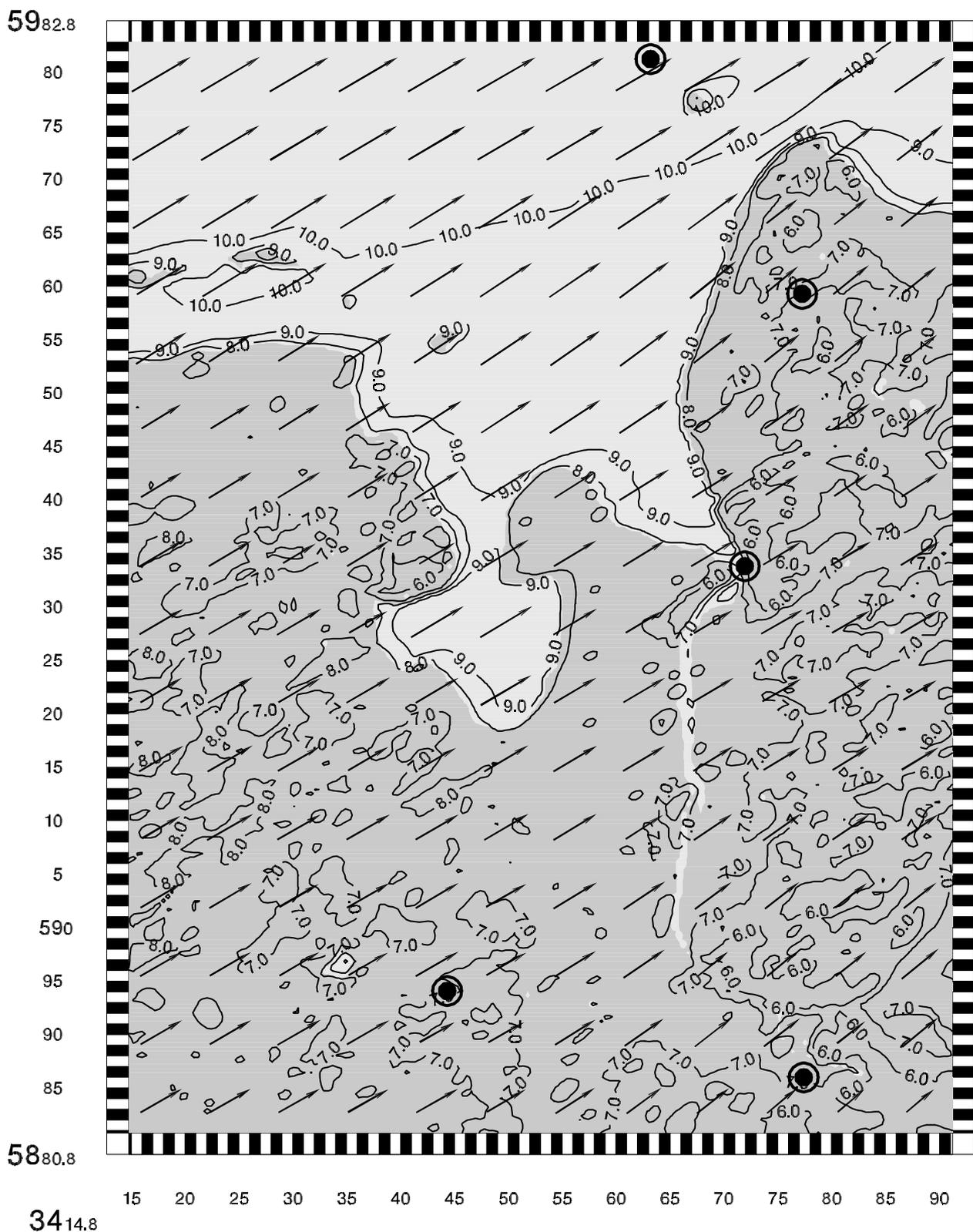


Abbildung 16: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich Jade/Weser vom 27.1.1994  
22:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

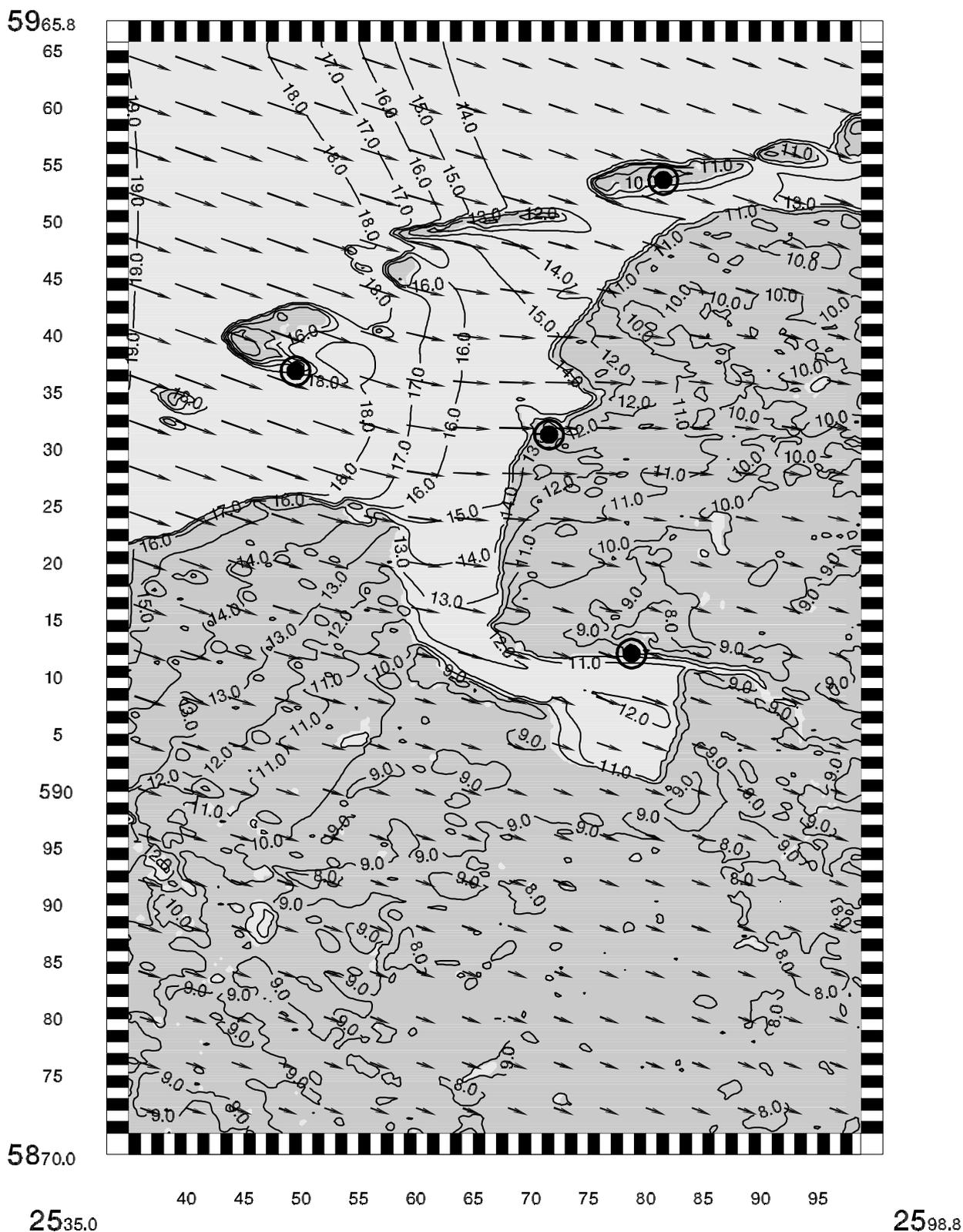


Abbildung 17: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich der Ems vom 28.1.1994 00:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

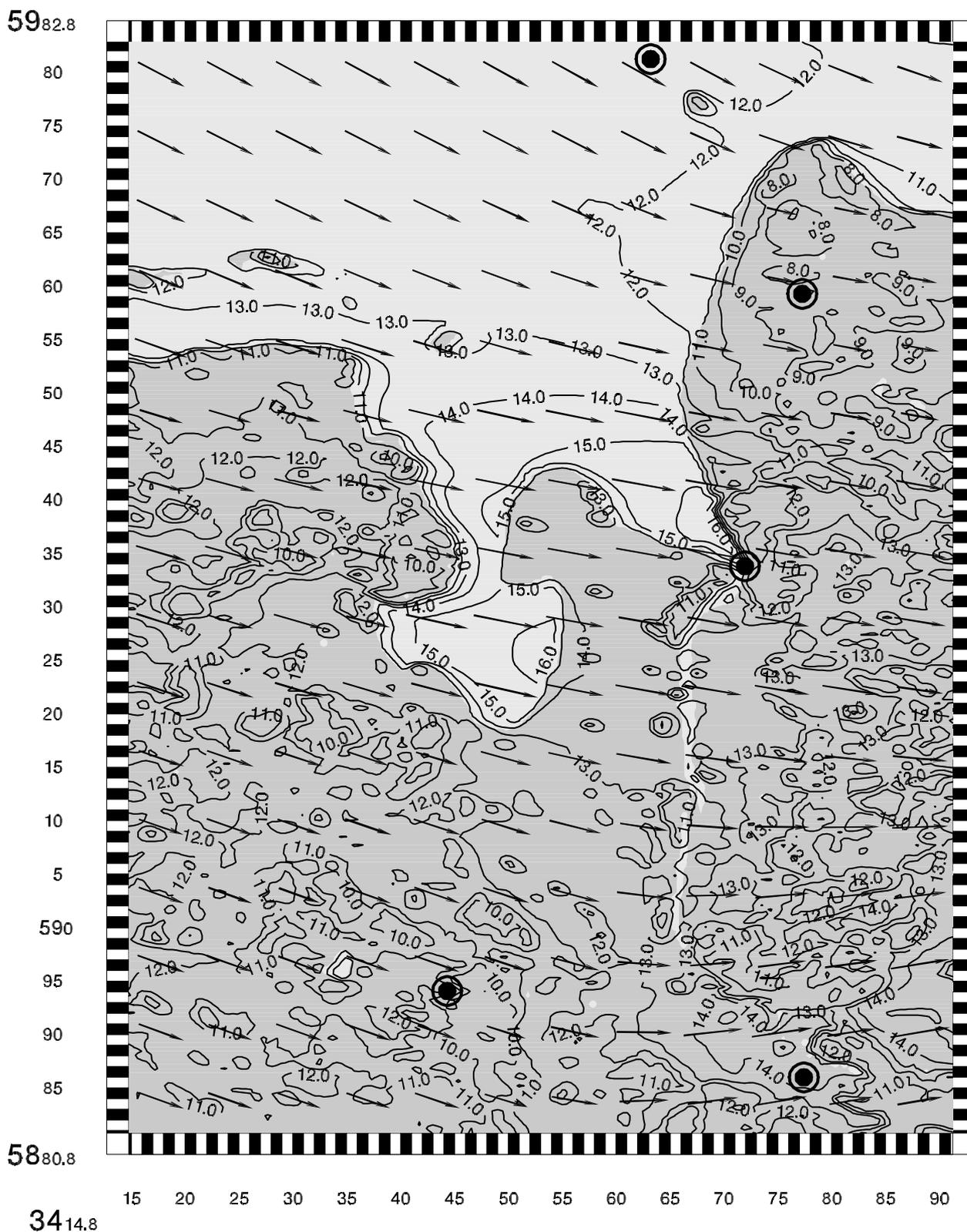


Abbildung 18: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich Jade/Weser vom 28.1.1994 00:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

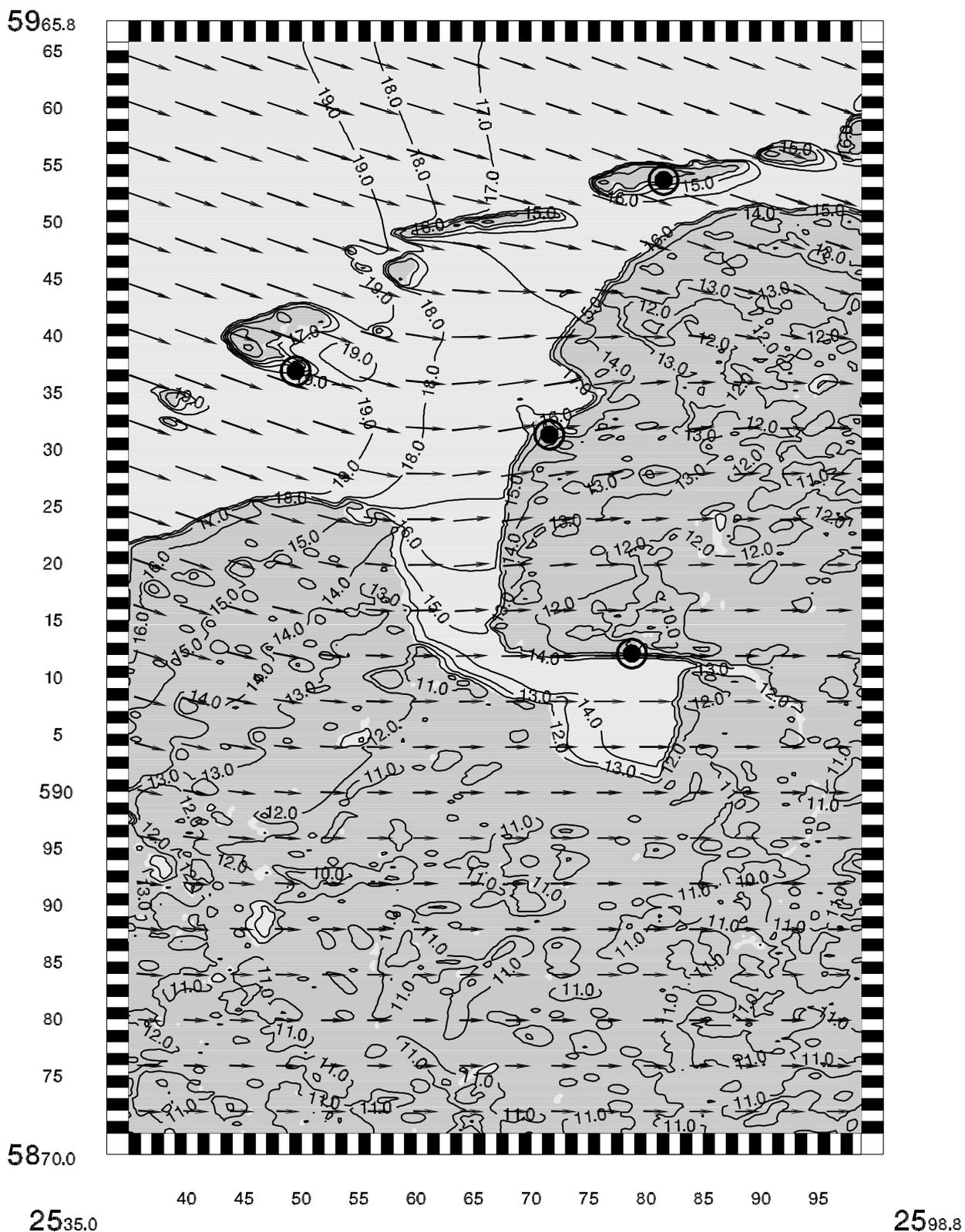


Abbildung 19: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich der Ems vom 28.1.1994 02:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

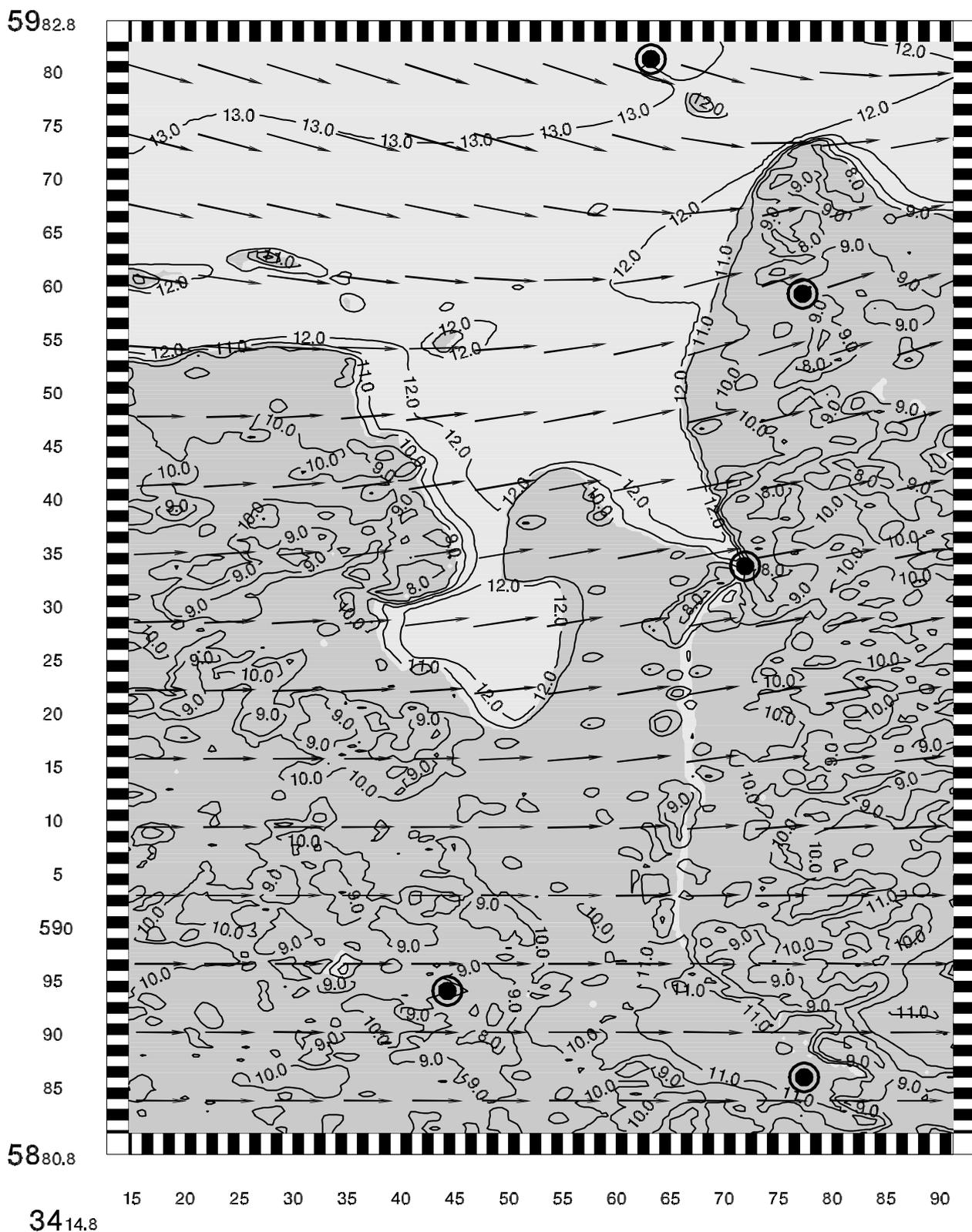


Abbildung 20: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich Jade/Weser vom 28.1.1994  
02:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

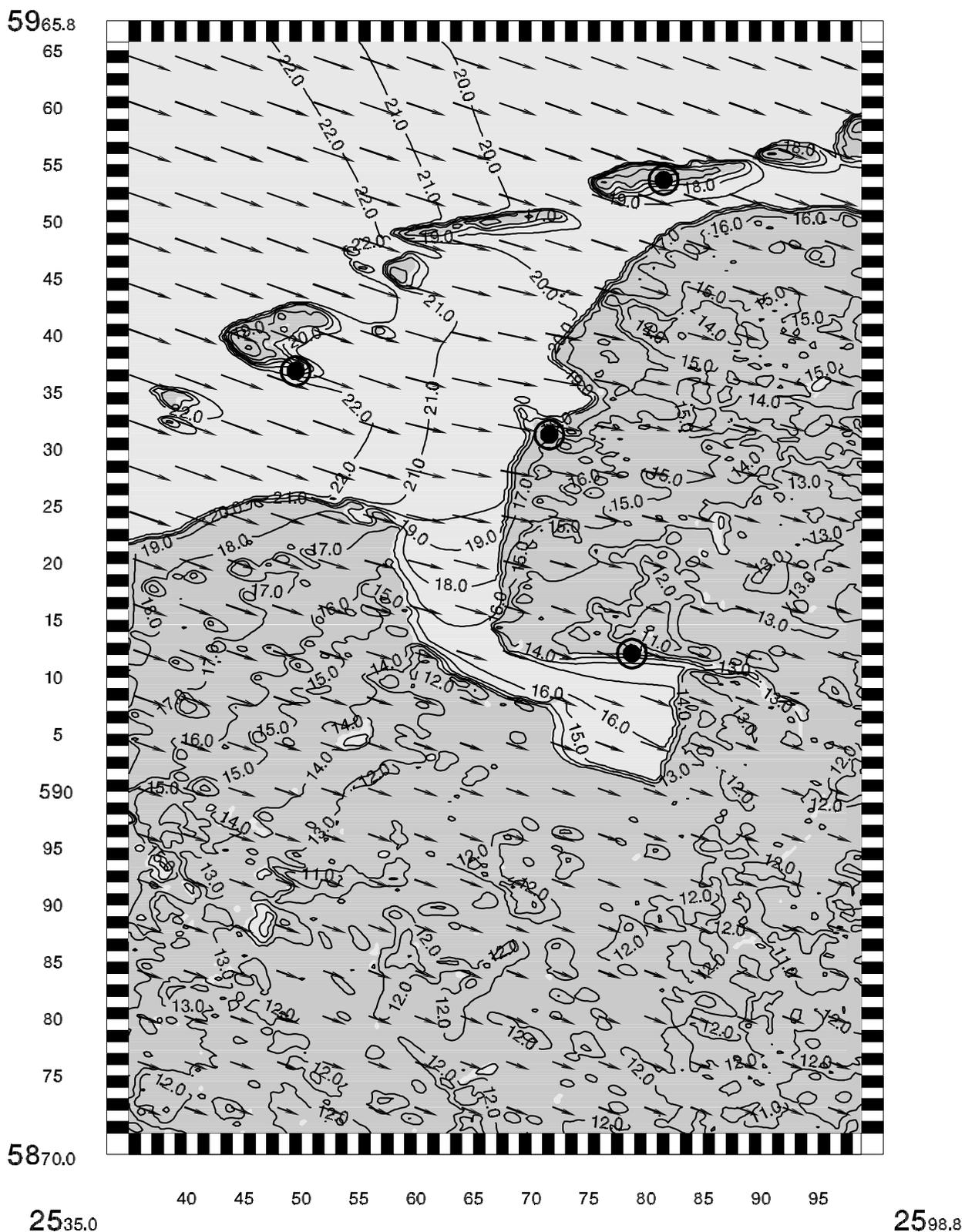


Abbildung 21: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich der Ems vom 28.1.1994 04:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

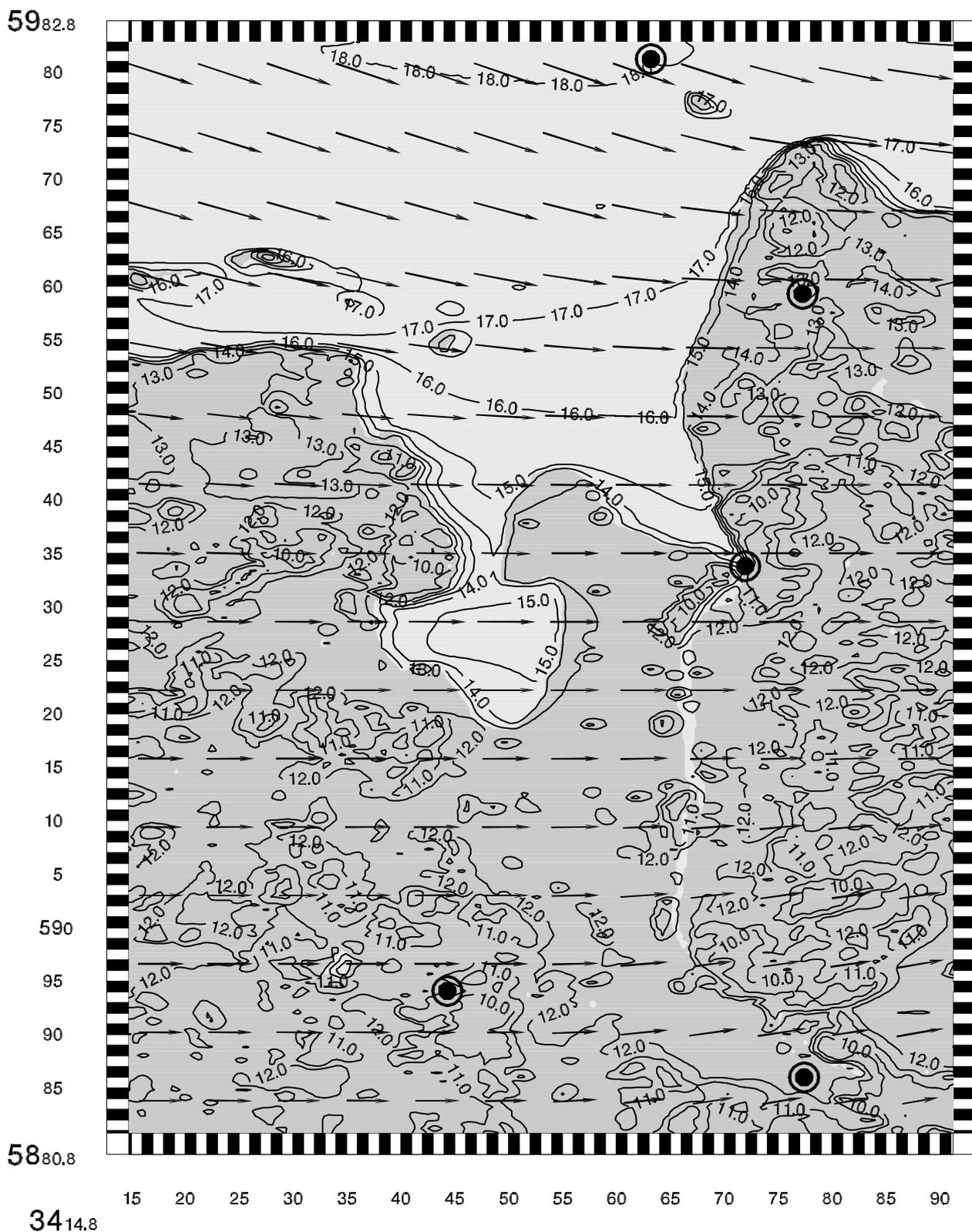


Abbildung 22: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich Jade/Weser vom 28.1.1994 04:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

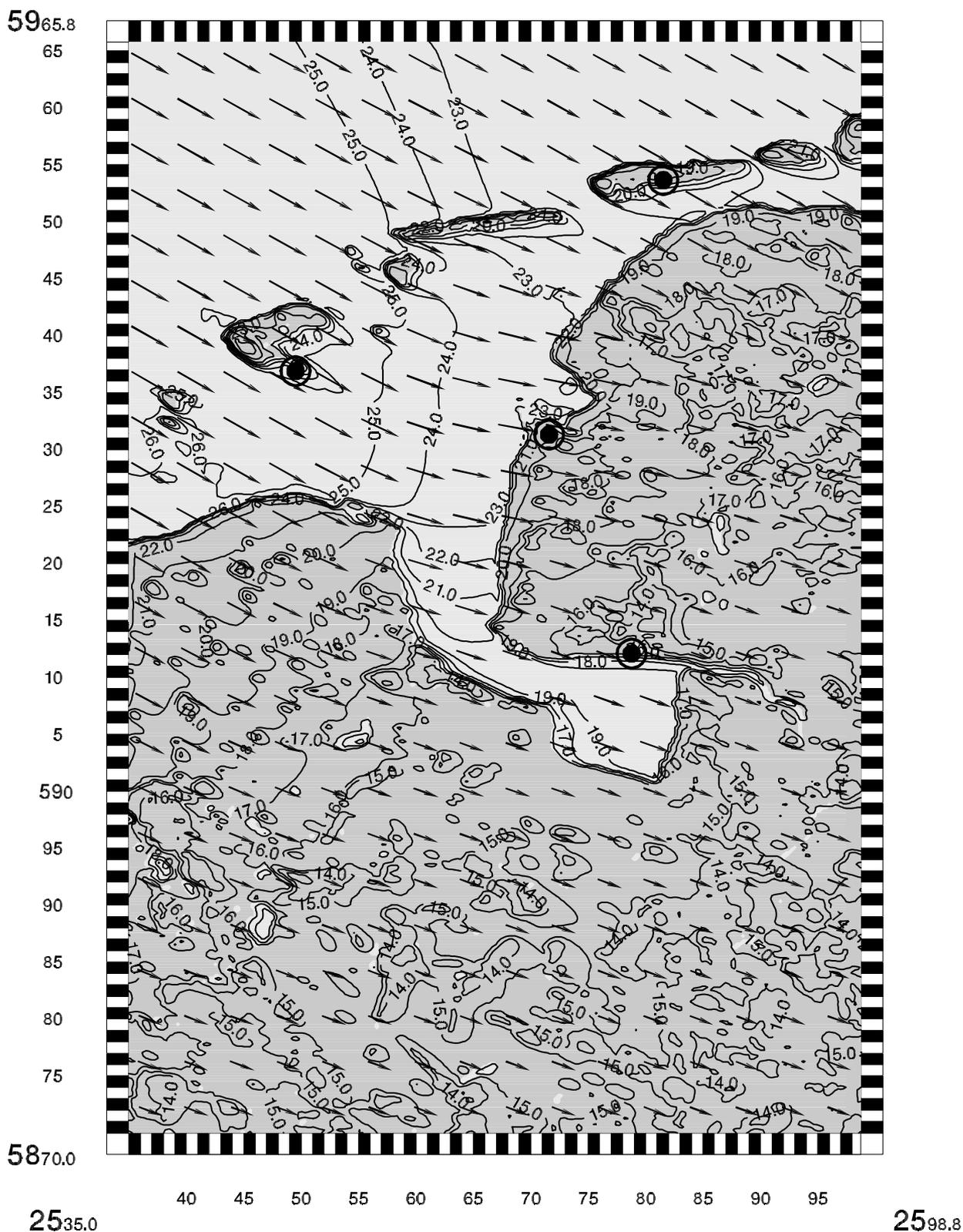


Abbildung 23: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich der Ems vom 28.1.1994  
06:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

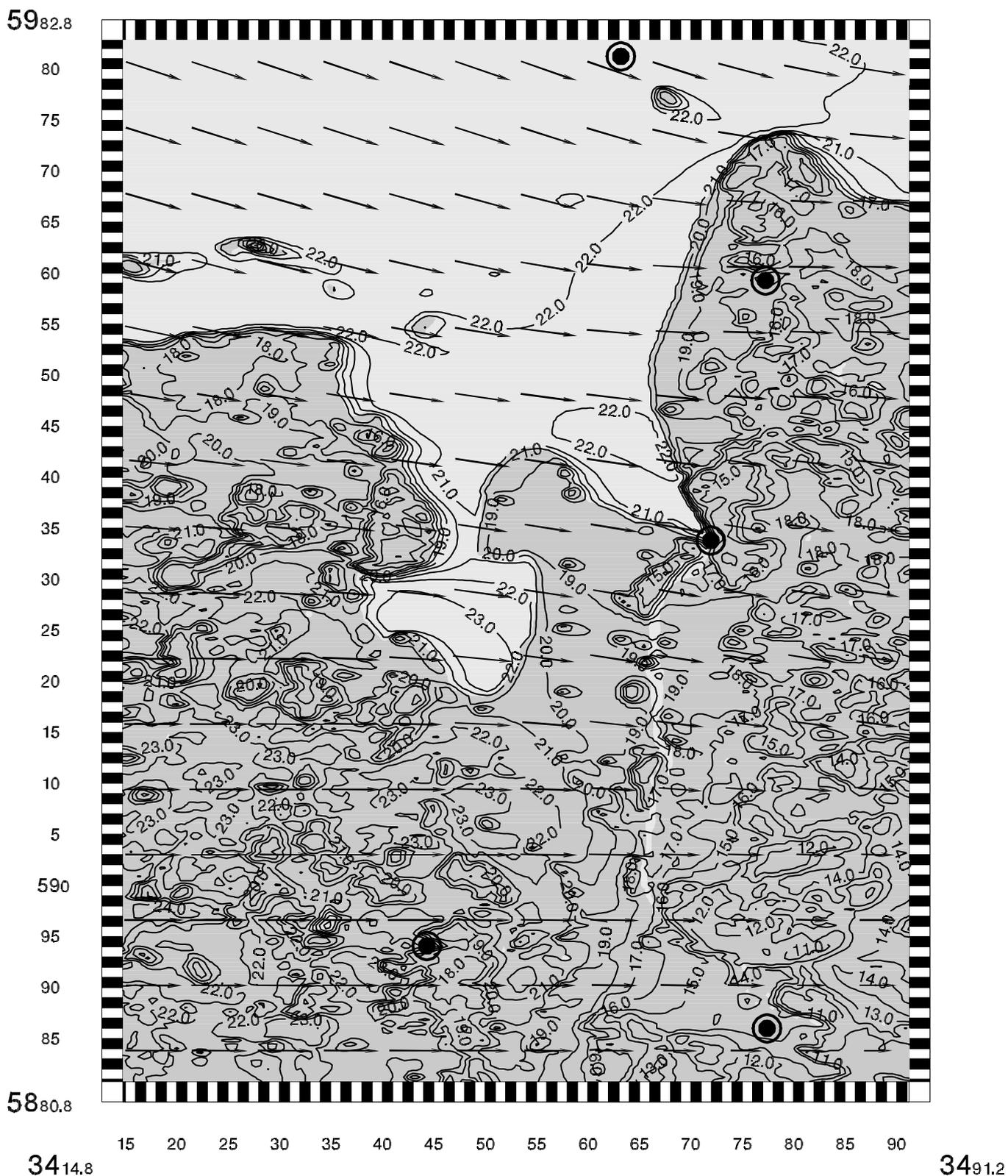


Abbildung 24: Windfeld in 10 m H.ü.G. für den Bereich Jade/Weser vom 28.1.1994  
06:00 MEZ. Die Stationen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet.

## 6 Schlußbetrachtung

Die für die Untersuchung der regionalen Windwirkungen in den Ästuarbereichen von Ems, Jade und Weser modellierten Windfelder für die ausgewählten Sturmflutereignisse von 1976 und 1994 basieren auf einer „intelligenten“ Interpolation von Naturmessungen. Dabei wird sowohl der Einfluß der Topographie als auch der Oberflächenrauigkeit simuliert.

Thermische Effekte werden im Modell nicht berücksichtigt. Da es sich bei der Untersuchung von Sturmflutereignissen aber fast ausschließlich um Situationen mit hohen Windgeschwindigkeiten handelt, ist die Annahme annähernd neutraler Schichtungsverhältnisse durchaus realistisch.

Die Rauigkeit über See wurde mit Hilfe der Charnock-Relation (1955) allein als Funktion der Windgeschwindigkeit abgeschätzt. In Modellgebieten mit großen Flachwasserbereichen kann diese Parametrisierung bei hohen Windgeschwindigkeiten zu einer Unterschätzung der Oberflächenrauigkeit führen. Eine Koppelung des Windmodells mit einem entsprechenden Flachwasser-Seegangmodell könnte daher unter Umständen zu noch besseren Ergebnissen führen. Die verwendeten Messungen wurden im Vorfeld hinsichtlich der Beeinflussung von Hindernissen und Abweichungen von der im Modell verwendeten Rauigkeitsstruktur im Nahbereich bereinigt. Die Qualität der Windfelder ist auf Grund der besseren Erfassung nicht hydrostatischer Einflüsse und der Dämpfung eventueller Meß- und Korrekturfelder von der Anzahl verfügbarer Stationsdaten abhängig. Trotz in Einzelfällen auftretenden Über- bzw. Unterschätzungen der lokalen Windgeschwindigkeit durch das WASP-Verfahren kann auf eine derartige Korrektur der gemessenen Winddaten nicht verzichtet werden. Die Verwendung von Originaldaten würde, insbesondere im Nahbereich städtischer Bebauung, zu unrealistischen Modellergebnissen führen.

Obwohl für die Sturmflut 1976 im Bereich der Ems mit Emden und Norderney nur zwei Stationen für die Skalierung der Modellergebnisse zur Verfügung standen, führten die Berechnungen zu homogenen Windfeldern, die keine unnatürlichen Gradienten aufweisen. Im Rahmen der drei anderen Szenarien, für die vier (Ems, 1994), bzw. 5 (Jade-Weser, 1976 und 1994) Stationen verfügbar waren, konnten auf Grund der hohen Dichte an Meßdaten großräumige Windrichtungsänderungen und Frontalzonen noch besser aufgelöst werden.

## 7 Literatur

- Agterberg, R.; Wieringa, J., 1989** : Mesoscale terrain roughness mapping of the Netherlands. KMNI Technical Report TR-115
- Charnock, H., 1955** : Wind stress on a water surface. Quart. Jou. Roy. Met. Soc., Vol. 81, S. 639-640
- Garratt, J.R., 1977** : Review of drag coefficients over oceans and continents. Month. Weather Rev., 105, S.915-929
- Mortensen, N.G.; Landberg, L.; Troen, I.; Petersen, E.L., 1993** : Wind Atlas Analysis and Application Program (WAsP). Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark
- Schmidt, H.; Pätsch, J., 1992** : Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. Abschlußbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben: „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ - Teilprojekt : „Naturmessungen“ , Deutscher Wetterdienst Hamburg
- Schönwiese, C.D., 1992** : Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Bornträger, Berlin.
- Sherman, C.A., 1976** : A Mass-Consistent Model for Windfields Over Complex Terrain, Lawrence Livermore Laboratory Report UCRL-76171, Rev. 1
- Statistisches Bundesamt, 1997** : Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland, CD-ROM, Wiesbaden
- Traci, R.M.; Phillips, G.T.; Patniak, P.C., 1978** : Wind Energy Site Selection Methodology Development, RLO/2440-78/2
- Wu, J., 1982** : Wind Stress Coefficients over Sea Surface from Breeze to Hurricane, Journal of Geophys. Research, Vol. 87, S. 9704 - 9706