



**Berichte des Deutschen Wetterdienstes**

**167**

**Ergebnisse kleinaerologischer Aufstiege, Modellgebiet  
Oberrheingraben, Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil III**

von  
Ute Maier  
Gert Süßenguth  
Günter Jurksch  
Helene Bartels



Zitationsvorschlag:

Maier, Ute: Ergebnisse kleinaerologischer Aufstiege, Modellgebiet Oberrheingraben, Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil III. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1984.

(Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 167)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

---

## Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

---

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Straße 135  
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: [www.dwd.de](http://www.dwd.de)  
Mail: [bibliothek@dwd.de](mailto:bibliothek@dwd.de)

**Inhaltsverzeichnis**

Seite

Zusammenfassung/Abstract .....	5
<b>1 Einleitung</b> .....	<b>5</b>
<b>2 Aufstiegsstellen und Meßprofile</b> .....	<b>5</b>
2.1 Vorbemerkung .....	5
2.2 Meßprofil I .....	6
2.3 Meßprofil II .....	6
2.4 Meßprofil III .....	6
2.5 Meßprofil IV .....	6
2.6 Meßprofil V .....	6
2.7 Meßprofil VI .....	6
<b>3 Bondeninversionen</b> .....	<b>6</b>
3.1 Vorbemerkung .....	6
3.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 9. 1976 (Meßserie 1, Meßprofil I).....	7
3.2.1 Wetterlage.....	7
3.2.2 Vertikale Lufttemperaturprofile .....	7
3.2.3 Vertikale Leuchtfeuchteprofile .....	7
3.2.4 Vertikale Windprofile .....	7
3.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 4./22. 4. 1978 (Meßserie 9, Meßprofil V).....	7
3.3.1 Wetterlage.....	7
3.3.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile .....	7
3.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile .....	7
3.3.4 Vertikale Windprofile .....	7
<b>4 Höheninversionen</b> .....	<b>8</b>
4.1 Vorbemerkung .....	8
4.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 2. 2./3. 2. 1977 (Meßserie 3, Meßprofil III) .....	8
4.2.1 Wetterlage.....	8
4.2.2 Vertikale Lufttemperaturprofile .....	8
4.2.3 Vertikale Luftfeuchteprofile .....	8
4.2.4 Vertikale Windprofile .....	8
4.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 18. 1. 1979 (Meßserie 12, Meßprofil VI) .....	8
4.3.1 Wetterlage.....	8
4.3.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile.....	8
4.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile .....	9
4.3.4 Vertikale Windprofile .....	9
<b>5 Gleichzeitig auftretende Boden- und Höheninversionen</b> .....	<b>9</b>
5.1 Vorbemerkung .....	9
5.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 6. 9./7. 9. 1976 (Meßserie 1, Meßprofil I).....	9
5.2.1 Wetterlage.....	9
5.2.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile.....	9
5.2.3 Vertikale Luftfeuchteprofile .....	9
5.2.4 Vertikale Windprofile .....	10
5.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 20. 4./21. 4. 1977 (Meßserie 4, Meßprofil III) .....	10
5.3.1 Wetterlage.....	10
5.3.2 Vertikale Lufttemperaturprofile .....	10
5.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile .....	10
5.3.4 Vertikale Windprofile .....	10

6	Ergebnisse .....	10
7	Einteilung regionaler Wetterlagen mit Hilfe der thermischen Schichtung.....	11
8	Schichtungsverhältnisse bei „nicht-abwärmerlevanten“ Wetterlagen .....	11
8.1	Wetterlagen des Typs A.....	11
8.1.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 6. 1977 (Meßserie 5, Meßprofil IV) .....	11
8.1.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 18. 11. 1976 (Meßserie 2, Meßprofil II).....	11
8.2	Wetterlagen des Typs B.....	12
8.2.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 23. 4. 1977 (Meßserie 4, Meßprofil III) .....	12
8.2.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 2. 9. 1976 (Meßserie 1, Meßprofil I).....	12
8.3	Wetterlagen des Typs C.....	12
8.3.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV) .....	12
8.3.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 9. 1978 (Meßserie 11, Meßprofil IV).....	13
8.4	Wetterlagen des Typs D.....	13
8.4.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 22. 2. 1979 (Meßserie 8) .....	13
8.4.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 6. 1979 (Meßserie 14, Meßprofil VI) .....	13
9	Schichtungsverhältnisse bei „abwärmerlevanten“ Wetterlagen .....	14
9.1	Wetterlagen des Typs E.....	14
9.1.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 11. 1976 (Meßserie 2, Meßprofil II) .....	14
9.1.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 6. 2./7. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV) .....	14
9.2	Wetterlagen des Typs F.....	14
9.3	Wetterlagen des Typs G.....	14
9.3.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 2./5. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV) .....	15
9.3.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 7. 1978 (Meßserie 10, Meßprofil VI) .....	15
9.4	Wetterlagen des Typs H .....	15
9.4.1	Kleinaerologische Aufstiege vom 25. 3. 1979 (Meßserie 13, Meßprofil VI) .....	16
9.4.2	Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 1./22. 1. 1979 (Meßserie 12, Meßprofil VI) .....	16
10	Ergebnisse .....	16
11	Literaturverzeichnis .....	17
Anhang:	4 Tabellen .....	19-22
	85 Abbildungen .....	23-69

## Zusammenfassung

Mit Hilfe von möglichst zeitgleichen kleinaerologischen Aufstiegen an Orten, die durch ihre räumliche Anordnung Profilschnittlinien im Oberrheingraben bilden, wurden regionale und lokale Unterschiede in der vertikalen Verteilung von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit untersucht. Die mehrtägigen Messungen wurden überwiegend bei gradientschwachen und austauscharmen Großwetterlagen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Daten wurden sowohl zur detaillierten Beschreibung regionaler abwärmebezogener Wetterlagen verwendet, als auch zur Aufklärung des zeitlichen und räumlichen Inversionsverhaltens in der bodennahen Atmosphärenschiicht des Oberrheingrabens.

## Abstract

By means of nearly synchronized aerological soundings in the planetary boundary layer carried out at localities, which form profiles by their spatial distribution in the Upper - Rhine Area, regional and local differences in vertical distribution of air temperature, relative humidity, windspeed and wind direction were studied. The measurements of several days' duration were mainly accomplished when weather types in a synoptic scale occurred which are characterized by weak atmospheric pressure gradient and poor vertical exchange. The data thus gained were used not only for a detailed illustration of regional weather types as far as heat release is concerned but also for an explanation of the temporal and spatial development of temperature inversions in the atmosphere of the planetary boundary layer of the Upper - Rhine Area.

## 1 Einleitung

Im Rahmen des Forschungsvorhabens „Abwärme Oberrheingebiet/Phase 1“ wurden unter Einsatz der drei Wettermeßzüge des Deutschen Wetterdienstes zwischen dem 31.8.1976 und dem 27.6.1979 insgesamt 14 mehrtägige Meßserien in verschiedenen Teilen des Oberrheingrabens durchgeführt.

Die kleinaerologischen Messungen konzentrierten sich auf Kleinsondenaufstiege und Pilotballonvisierungen, die bis zu einer Höhe von maximal 3000 m über Grund reichten. Sie lieferten vertikale und horizontale Schnittprofile von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit für ausgewählte Einzelwetterlagen in unterschiedlichen Jahres- und Tageszeiten. Das Konzept der Feldmessungen zielte unter anderem darauf ab, den Einfluß des Oberrheingrabens auf Luftschichtung und Luftströmung in räumlicher und zeitlicher Verteilung zu erfassen und die mehrjährigen, kontinuierlichen Vertikalsondierungen in Philippsburg und Oberhausen zu ergänzen.

Dadurch wird zugleich Anschluß gefunden an Untersuchungen, wie sie unter anderem HÖHNDORF (1928), DAMMANN (1960), TRAPPENBERG (1962), KLEISS (1963), DIEM (1971) MAYER (1972), AHRENS (1972, 1975), HÖSCHELE (1980), ENDLICHER (1980) und FIEDLER et al. (1982) im Oberrheingraben durchführten.

Im Hinblick auf den Anwendungszweck waren die Feldmessungen somit überwiegend darauf ausgerichtet:

1. schichtungsklimatische Unterlagen für die Regionalklimatologie (BARTELS et al. 1982) und für die regionale Wetterlagenklassifikation (SÜSSENGUTH et al. 1983) zu liefern.
2. kleinaerologische Datensätze zur Verifikation der numerischen Modelle „WALKÜRE“ (NESTER 1978) und „FITNAH“ (WIPPERMANN 1977) (WALLBAUM 1978) bereitzustellen.

Da für „abwärmerrelevante“ Wetterlagen, wie sie SÜSSENGUTH et al. (1983) definierten, das Auftreten von Temperaturinversionen in der bodennahen Luftschicht ein wichtiges Kriterium ist, werden zunächst Beispiele für unterschiedliche Inversionstypen im Oberrheingraben vorgestellt. Weiterhin werden anhand einzelner Fallstudien Witterungsverläufe von Wettertypen beschrieben, die als „nicht - abwärmerrelevant“ oder als „abwärmerrelevant“ klassifiziert sind.

Wegen des Umfangs, den das kleinaerologische Datenmaterial angenommen hat, ist eine solche schwerpunktartige Darstellung und Interpretation geboten. Notwendige Beschreibungen von Wetterlagen oder Witterungsverläufen basieren auf täglichen Wetterberichten und monatlichen Witterungsberichten, wie sie der Deutsche Wetterdienst herausgibt.

## 2 Aufstiegsstellen und Meßprofile

### 2.1 Vorbemerkung

Die kleinaerologischen Messungen wurden im Oberrheingraben etwa zwischen dem Kaiserstuhl und dem Raum Biblis vorgenommen. Zwischen diesen Eckpunkten variiert die Breite des etwa von Südsüdwesten nach Nordnordosten verlaufenden Rheingrabens zwischen 25 und 40 km. Im Süden wird das Rheintal von Schwarzwald und Vogesen mit Höhen von mehr als 1000 m über NN flankiert. Die Zaberner Senke im Westen und der Kraichgau im Osten bilden den Übergang zu Haardt und Odenwald, die das nördliche Oberrheintiefland begrenzen (Abb. 1).

Die Meßserien waren wetterlagenabhängig angelegt (Tab. 1). Die Standorte der Wettermeßzüge bzw. der kleinaerologischen Aufstiegsstellen innerhalb der einzelnen Meßserien ergaben Meßprofile in bestimmten Teilen des Oberrheingrabens, die mit anderen Teilprojekten abgestimmt waren und damit auch deren meteorologischem Datenbedarf Rechnung trugen. Die einzelnen Meßprofile werden nachstehend beschrieben.

## 2.2 Meßprofil I

Die Aufstiegsstellen des Meßprofils I wurden eingerichtet, um den regionalen Einfluß der Randhöhen des nördlichen und südlichen Oberrheingrabens vergleichend zu untersuchen und Meßdaten zur Verifizierung der Modelle „FITNAH“ (WIPPERMANN 1977) und „WALKÜRE“ (NESTER 1978) zu gewinnen.

Hierzu wurden jeweils in einem nördlichen und südlichen Talquerschnitt des Oberrheingrabens zeitsynchrone Messungen vorgenommen. Der nördliche Schnitt führte dabei von den dicht bewaldeten Randhöhen der Haardt (Schänzelturm in 520 m ü. NN) über den Haardtrand in die Rheinebene. Die Aufstiegsstellen Ludwigshöhe (220 m ü. NN) und Kleinfischlingen (130 m ü. NN) lagen jeweils in den Weinbaugebieten, die Aufstiegsstelle Philippsburg (96 m ü. NN) befand sich in Rheinnähe auf der sogenannten Rheinschanzinsel.

Rechtsrheinisch wurden die Aufstiegsstellen Kirrlach (105 m ü. NN), Bad Mingolsheim (135 m ü. NN) und Schindelbachberg (230 m ü. NN) eingerichtet, letztere liegt bereits in den Ausläufern des Kraichgaues (Abb. 1, Tab. 2).

Der südliche Schnitt verlief nördlich des Kaiserstuhls zwischen dem Ostrand der Vogesen und dem Westrand des Schwarzwaldes. Die drei linksrheinischen Aufstiegsstellen lagen mit Hohkönigsburg (520 m ü. NN), Forst Selestat (450 m ü. NN) und Kintzheim (230 m ü. NN) auf französischem Hoheitsgebiet. Die Aufstiegsstelle Oberhausen (170 m ü. NN) befand sich etwa in Rheingrabenmitte 10 km westnordwestlich des Muckental-Ausganges. Direkt an diesem Talausgang war die Aufstiegsstelle Bleichheim (220 m ü. NN) eingerichtet; talaufwärts - bereits im mittleren Schwarzwald - wurden kleinaerologische Messungen bei Streitberg (450 m ü. NN) und Vordergeisberg (600 m ü. NN) durchgeführt (Abb. 1, Tab. 2).

## 2.3 Meßprofil II

Das Meßprofil II umfaßte zwei Nord-Süd-Schnitte entlang der Rheingrabenränder sowie einen Längsschnitt in der Mitte des Rheintales.

So befanden sich linksrheinisch die Aufstiegsstellen Alzey (190 m ü. NN) und Marnheim (200 m ü. NN) im Alzeyer Hügelland sowie Haßloch (110 m ü. NN) und Freimersheim (122 m ü. NN) im Vorderpfälzer Tiefland. Rechtsrheinisch waren entlang des Odenwaldes, der steilere Anstiege und schärfer eingeschnittene Täler aufweist als die gegenüberliegenden Randhöhen des Alzeyer Hügellandes, die Aufstiegsstellen Hähnlein (93 m ü. NN), Laudenschbach (98 m ü. NN), Handschuhsheim (110 m ü. NN), Wiesloch (108 m ü. NN) und Bad Mingolsheim (135 m ü. NN) eingerichtet (Abb. 1, Tab. 2).

In der Rheintalmitte lagen die Meßstellen Biblis (89 m ü. NN), Lampertheim (92 m ü. NN), Brühl (100 m ü. NN) und Philippsburg (96 m ü. NN). Ergänzend wurde auch die Friesenheimer Insel (94 m ü. NN, Ballungszentrum Mannheim/Ludwigshafen) als Aufstiegsstelle einbezogen, um mögliche, stadtklimatologische Phänomene zu erfassen (Abb. 1, Tab. 2).

## 2.4 Meßprofil III

Das Meßprofil III war ebenfalls dazu bestimmt, Verifikationsdaten für „FITNAH“ (WIPPERMANN 1977) zu liefern. Es war quer durch das nördliche Oberrheintal angelegt mit den Aufstiegsstellen Kirchheimbolanden (295 m ü. NN), Flörsheim-Dalsheim (200 m ü. NN), Hofheim (88 m ü. NN), Biblis (88 m ü. NN), Heppenheim I (96 m ü. NN), Heppenheim II (155 m ü. NN) und Juhöhe (380 m ü. NN) und reichte vom Alzeyer Hügelland zum vorderen Odenwald (Abb. 1, Tab. 2).

## 2.5 Meßprofil IV

Das Meßprofil IV mit gleicher Zielsetzung wie das Meßprofil III verlief vom linksrheinischen Schänzelturm (570 m ü. NN) über die Ludwigshöhe (220 m ü. NN), Kleinfischlingen (130 m ü. NN), Weingarten (125 m ü. NN), Philippsburg (96 m ü. NN), Kirrlach (105 m ü. NN), Leimen (104 m ü. NN) zum Gaiberg (325 m ü. NN). Von dort führte es über die Posseltsruh (475 m ü. NN) zum Königstuhl (565 m ü. NN) oberhalb der Stadt Heidelberg (Abb. 1, Tab. 2). Das rechtsrheinische Abknicken des Meßprofils nach Nordosten erfolgte auf Wunsch des Teilprojekts 4 (UMWELTBUNDESAMT 1980).

## 2.6 Meßprofil V

Das Meßprofil V lieferte einen Nord-Süd-Schnitt entlang des Rheines mit den Aufstiegsstellen Biblis (88 m ü. NN), Mannheim (100 m ü. NN) und Philippsburg (96 m ü. NN) (Abb. 1, Tab. 2).

## 2.7 Meßprofil VI

Das Meßprofil wies drei Aufstiegsstellen auf, die um den Kaiserstuhl herum gruppiert waren (Abb. 1). Die Aufstiegsstelle Oberhausen (170 m ü. NN) lag etwa 10 km nördlich des Vulkankegels in der Offenburger Rheinebene, Holzhausen (200 m ü. NN) östlich in der Freiburger Bucht.

Die dritte Meßstelle Gündlingen (195 m ü. NN) befand sich südlich des Kaiserstuhls zwischen Tuniberg und Rhein. Dieses Meßprofil sollte u.a. auch Hinweise auf die Umströmung des Kaiserstuhls und den Einfluß der Burgundischen Pforte liefern (Tab. 2).

## 3 Bodeninversionen

### 3.1 Vorbemerkung

Für alle Fragen der Ausbreitung von atmosphärischen Eigenschaften wie Impuls, Wärme, Wasserdampf oder Aerosolgehalt in horizontaler und vertikaler Richtung ist die möglichst genaue Kenntnis des meteorologischen Zustands der Atmosphäre notwendige Bedingung. Dabei interessieren aufgrund der regionalen und lokalen Gegebenheiten der Orographie im wesentlichen die meteorologischen Verhältnisse in den unteren Schichten der Atmosphäre, die überwiegend durch die vertikale Lufttemperatur- und Windverteilung beschrieben werden.

Die mittleren Schichtungsverhältnisse in der Atmosphäre werden bekanntlich durch eine Lufttemperaturabnahme mit der Höhe gekennzeichnet, die etwa zwischen 0,6 K/100 m (geometrische Zustandskurve) und 1,0 K/100 m (adiabatische Zustandskurve) liegt. Um Lufttemperaturdifferenzen zwischen zwei beliebigen Höhen beurteilen zu können, werden sie auf die übliche Einheitshöhenschicht von 100 m bezogen; man erhält damit vergleichbare Temperaturgradienten mit der Dimension K/100 m.

Unter einem negativen Temperaturgradienten soll im weiteren eine Lufttemperaturabnahme mit der Höhe, unter einem positiven Temperaturgradienten eine Lufttemperaturzunahme mit der Höhe verstanden werden. Letztere bezeichnet man auch als Inversion. Unter Isothermie versteht man das Gleichbleiben der Lufttemperatur mit zunehmender Höhe.

Eine häufige Erscheinungsform von Inversionen sind Bodeninversionen. Sie entstehen zumeist durch langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche nach Sonnenuntergang bei klarem oder gering bewölktem Himmel. Bei ungehinderter Ausstrahlung und geringem vertikalen Luftaustausch (Strahlungsnacht) wächst im Verlauf der Abend- und Nachtstunden der positive Temperaturgradient vom Erdboden aus weiter an. Niedrige geschlossene Bewölkung und kräftige Bodenwinde, die mit stärkerem vertikalen Austausch verbunden sind, verhindern dagegen weitgehend die Ausbildung derartiger Bodeninversionen.

Die Entstehung und Auflösung von Bodeninversionen, deren Untergrenze bis zu Beginn ihrer Auflösung dem Erdboden aufliegt, wird anhand zweier Einzelbeispiele kurz erläutert.

### 3.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 9. 1976 (Meßserie 1, Meßprofil I)

#### 3.2.1 Wetterlage

Mit Annäherung einer Kaltfront des nordeuropäischen Tiefdrucksystems schwächt sich am 4. 9. 1976 der flache Keil eines ostatlantischen Hochs ab.

In Philippsburg ist es in der Nacht vom 3. 9. zum 4. 9. 1976 nur leicht bewölkt. Erst nach Sonnenaufgang nimmt die Bewölkung von 1/8 Altocumulus auf 7/8 Stratocumulus zu; der Wind, der in den frühen Morgenstunden mit 1 bis 2 m/s aus südwestlichen Richtungen weht, frischt am Vormittag unter Drehung auf westliche Richtungen auf 2 bis 3 m/s auf. Auch in Oberhausen ist während der frühen Morgenstunden die Bewölkung noch aufgelockert (4/8 Altocumulus), verdichtet sich aber im Laufe des Vormittags auf 7/8 Altocumulus und Stratocumulus. Der Wind weht schwach aus südöstlichen Richtungen.

#### 3.2.2 Vertikale Lufttemperaturprofile

Infolge nächtlicher Ausstrahlung bilden sich sowohl im nördlichen als auch im südlichen Oberrheingraben in der Nacht vom 3. 9. zum 4. 9. 1976 Bodeninversionen aus. Ihre Intensität wird aber mit zunehmender Seehöhe schwächer. So sind beispielsweise auf dem Schänzelturm (A7) und auf der Hohkönigsburg (A13) wegen stärkerer Durchmischung nur noch Isothermien vorhanden (Tab. 2, Abb. 2 und 3).

Beim Vergleich von Nord- und Südprofil ergibt sich, daß entlang der Linie Hohkönigsburg (A13) – Vordergeisberg (C17) die Inversionen eine größere Schichtdicke aufweisen und länger anhalten. Dies ist auf Unterschiede im Geländereief, auf Kaltluftzuflüsse aus den Tälern sowie auf das allgemein schwächere Bodenwindfeld zurückzuführen.

Die Auflösung der nächtlichen Bodeninversion nach Sonnenaufgang (Beginn der Einstrahlung) läßt sich am Beispiel von Philippsburg verfolgen, sie vollzieht sich etwa zwischen 5.30 und 9.00 Uhr (Abb. 2). Die neben der Bodeninversion noch vorhandene Absinkinversion oberhalb 2000 m über NN deutet auf den schwachen Hochdruckeinfluß hin (Abb. 2 und 3).

#### 3.2.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Die relative Luftfeuchte ändert sich mit zunehmender Seehöhe nur wenig, markant ist ihr Rückgang auf Werte um 40% im Bereich der Absinkinversion (Abb. 2 und 3).

#### 3.2.4 Vertikale Windprofile

Innerhalb einer flachen Luftschicht von etwa 300 m Dicke herrscht sowohl in Philippsburg (Nordprofil) als auch in Oberhausen (Südprofil) eine schwache bis mäßige Bodenströmung aus Südwesten bzw. Südosten. Darüber erfolgt das Eindrehen auf großräumigere nördliche Höhenwinde, so daß am 4. 9. 1976 wegen der talparallelen Strömung keine besonderen Hinweise auf die Leitwirkung des Rheintales erkennbar sind. Entkoppelte Berg-/Talwind- oder Hangwindssysteme wurden nicht angeschnitten (Abb. 4 und 5).

### 3.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 4./22. 4. 1978 (Meßserie 9, Meßprofil V)

#### 3.3.1 Wetterlage

Ab 21. 4. 1978 verstärkt sich ein über Spanien und Frankreich nach Mitteleuropa gerichteter Hochkeil. Die von den Britischen

Inseln bis Italien reichende Tiefdruckrinne schwächt sich dagegen ab, so daß im Untersuchungsgebiet der Hochdruckeinfluß überwiegt.

Bei schwachem Wind aus nordöstlicher Richtung wird in Biblis und Mannheim geringe mittelhohe und hohe Bewölkung (2/8 Altostratus und Cirrus) beobachtet; in Philippsburg ist am Abend des 21. 4. 1978 ein Rückgang mittelhoher Bewölkung (6/8 auf 3/8 Altocumulus) zu verzeichnen. Es weht ein mäßiger Wind aus Nordnordost.

Am Morgen des Folgetags (22. 4. 1978) herrscht im Untersuchungsgebiet insgesamt recht einheitliches Wetter mit wieder zunehmender Bewölkung (7/8 bis 8/8 Altostratus und Cirrus), aber nachlassender Windgeschwindigkeit.

#### 3.3.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile

Trotz mittelhoher und hoher Bewölkung bildet sich am Abend des 21. 4. 1978 an den drei Aufstiegsstellen Biblis, Mannheim und Philippsburg (B1, B5, B8) eine Bodeninversion aus, die bis 20.00 Uhr allerdings nur eine Schichtdicke von etwa 100 m erreicht. Die in Biblis um eine Stunde früher beginnende Inversionsbildung ist auf den dort niedrigeren Bedeckungsgrad zurückzuführen (Abb. 6). Dieses Beispiel verdeutlicht, daß neben dem Windeinfluß (s.a. Kap. 3.3.4) insbesondere räumliche Bewölkungsunterschiede den Inversionsmechanismus lokal modifizieren können.

Betrachtet man die horizontale Lufttemperaturverteilung etwa zwischen 100 und 200 m über NN, so erkennt man zum 20. Uhr-Termin im Bereich von Mannheim den bis etwa 400 m über Grund reichenden Einfluß der städtischen Wärmeinsel (Abb. 7). Bis in die Morgenstunden des 22. 4. 1978 hat außerhalb des Ballungszentrums Mannheim-Ludwigshafen trotz der einsetzenden Bewölkungsverdichtung die Bodeninversion ihre Mächtigkeit nahezu verdoppelt.

Der Auflösungsprozeß dieser Bodeninversion setzt aufgrund der Bewölkung und der dadurch verzögert einsetzenden Konvektion in Bodennähe mit Verzögerung ein, schreitet dann aber rasch voran, so daß gegen 9.00 Uhr vormittags nur noch schwach ausgeprägte, abgehobene Inversionsreste erhalten sind (Abb. 8).

Die Neubildung einer flachen, bis etwa 60 m über Grund reichenden Bodeninversion gegen 9.00 Uhr in Mannheim ist nicht eindeutig erklärbar, vermutlich aber lokal bedingt. Ein Meßfehler dürfte auszuschließen sein, da ein ähnlicher Effekt auch bereits am Morgen des vorhergehenden 20. 4. 1978 auftrat.

Die horizontalen Lufttemperaturverteilungen entlang des Profilschnittes V, wie sie sich in den Morgenstunden des 22. 4. 1978 einstellen, sind in den Abbildungen 9 und 10 wiedergegeben. Die vermutlich aufgrund lokaler Vorgänge um 9.00 Uhr in Mannheim neu gebildete flache Bodeninversion kann hier wegen des gewählten Isothermenabstandes nicht dargestellt werden.

#### 3.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Die vertikale Verteilung der relativen Luftfeuchte zeigt in ihrem örtlichen Erscheinungsbild sowie in der zeitlichen Abfolge der Radiosondenaufstiege in Philippsburg, Mannheim und Biblis keine auffälligen Unterschiede: im Bereich der Bodeninversion spricht sie erwartungsgemäß gegenläufig auf die Lufttemperaturzunahme mit der Höhe an (Abb. 6 und 8).

#### 3.3.4 Vertikale Windprofile

In Philippsburg herrscht in den Abendstunden des 21. 4. 1978 ein kräftigerer Bodenwind als in Mannheim und Biblis. Er erklärt sich daraus, daß dort der Kraichgau der westlichen Höhenströmung nur einen relativ geringen Reibungswiderstand entgegengesetzt. In Biblis und Mannheim ist dagegen eine deutliche Leit-

wirkung des Rheingrabens festzustellen, die bis in eine Höhe von fast 800 m über NN reicht und eine bodennahe Nordkomponente induziert (Abb. 11 und 12).

Während sich die Windgeschwindigkeitsprofile bei nachlassender Strömungsgeschwindigkeit bis in die Morgenstunden des 22. 4. 1978 innerhalb der Bodeninversion strukturell einander angleichen, bleiben Richtungsunterschiede in diesem Höhenbereich aufgrund sich überlagernder regionaler und lokaler Effekte erhalten (BARTELS et al. 1982).

#### 4 Höheninversionen

##### 4.1 Vorbemerkung

Höheninversionen entstehen bei Advektions- oder Absinkvorgängen. Ihre Untergrenze liegt nicht dem Erdboden auf. Ein Sonderfall sind abgehobene Inversionen in der Auflösungsphase der strahlungsbedingten Bodeninversion, der zumeist allerdings nur kurzzeitig anzutreffen ist (s.a. Kap. 3.3.2).

##### 4.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 2. 2./3. 2. 1977 (Meßserie 3, Meßprofil III)

###### 4.2.1 Wetterlage

Eine von Südwestfrankreich bis Rußland reichende Hochdruckzone schwächt sich am 2. 2. 1977 weiter ab, so daß am 3. 2. 1977 der Ausläufer eines Tiefdruckgebietes nördlich von Schottland auf die Bundesrepublik übergreifen kann.

Im Bereich des Meßprofils III werden am 2. 2. 1977 zwischen 16.00 und 24.00 Uhr Windstille oder umlaufende Winde mit Geschwindigkeiten um 0.5 m/s registriert. Der Himmel ist mit 6/8 bis 8/8 Stratocumulus und Altostratus bedeckt; Dunst beschränkt die Sichtweite auf 3 bis 5 km bei Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt und einer relativen Luftfeuchte um 80%.

Am 3. 2. 1977 weht der Wind während der Aufstiegsreihe mit 3 bis 5 m/s aus südlichen Richtungen, und es werden zunächst 5/8 bis 7/8 Stratocumulus, Altostratus, Altocumulus und Cirrus beobachtet. Zwischen 19.00 und 20.00 Uhr erfolgt dann im Untersuchungsgebiet der Frontdurchgang. Die Bewölkung verdichtet sich auf 8/8 Nimbostratus, es setzt Schneeregen vermischt mit Schneegriesel ein. Der Wind frischt etwas auf. Die Lufttemperatur geht während des Frontdurchgangs von 2.0 °C auf 0.5 °C zurück, die relative Luftfeuchte erhöht sich von 70 auf 90%. Die Sichtweite beträgt während des gesamten Tages 3 bis 8 km.

###### 4.2.2 Vertikale Lufttemperaturprofile

Am Abend des 2. 2. 1977 wird im Oberrheingebiet an allen Aufstiegsstellen des Meßprofils III eine feuchtlabile Schichtung bis zum Teil weit über 1000 m über NN registriert (Abb. 13). Darüber befindet sich eine Absinkinversion, die durch die Erwärmung von Luftmassen bei Absinkvorgängen innerhalb der Hochdruckbrücke entstanden ist. Im Verlauf der Nacht stabilisiert sich der Temperaturgradient auch in den unteren 1000 m über NN. Es bildet sich schließlich eine feuchstabile Schichtung aus. Am Boden entwickeln sich in der Mitte des Rheingrabens durch die nächtliche Abkühlung schwache Bodeninversionen (Aufstiegsstellen B1, B3, C2) (Tab. 2, Abb. 13).

Die Untergrenze der Absinkinversion sinkt zunächst durch zunehmende Abkühlung und Schrumpfung bodennaher Luftschichten bis auf ca. 1400 m über NN. Bereits einsetzende Advektionsvorgänge in der Höhe bewirken aber nach Mitternacht eine allmähliche Abschwächung dieser Inversion (Abb. 13).

Ab 3. 2. 1977 nachmittags erkennt man dann eine neue Höheninversion, die eindeutig auf Warmluftadvektion zurückgeführt werden kann. Über dieser Höheninversion ist die Schichtung über-

wiegend feuchstabil, während sich unterhalb am Nachmittag adiabatische und nach Sonnenuntergang in Bodennähe sogar stabile Schichtung einstellt (Abb. 14).

##### 4.2.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Die relative Luftfeuchte bleibt in den Abendstunden des 2. 2. 1977 mit Ausnahme der Aufstiegsstelle Kirchheimbolanden (A2) unterhalb der Absinkinversion relativ konstant bei etwa 70 bis 80%. Im Bereich der Absinkinversion setzt erwartungsgemäß der Feuchterückgang ein (Abb. 13). Der auffallende Feuchterückgang in Kirchheimbolanden zwischen 19.30 und 22.50 Uhr könnte durch Leewirkungen über dem Alzeier Hügelland und dem westlich vorgelagerten Glan-Alsenzer Berg- und Hügelland verursacht sein.

Die wenigen, am 3. 2. 1977 aufgenommenen Luftfeuchteprofile zeigen größere Änderungen erst mit Frontdurchgang (Abb. 14).

##### 4.2.4 Vertikale Windprofile

Im Bereich des Alzeier Hügellandes (Aufstiegsstellen A2 und A4) herrscht am 2. 2. 1977 oberhalb einer schwachwindigen Bodenluftschicht eine südliche Strömung, die erst ab etwa 1500 m über NN in eine nordwestliche einzudrehen beginnt.

In der Rheintalmitte (Biblis) sowie am Rand des Odenwaldes (Aufstiegsstellen C2 und C4) macht sich bodennah eine schwache nördliche Strömung bemerkbar, die mit dem Regionalwindsystem des Untermaingebietes in Beziehung gebracht werden kann. Diese nördliche Bodenströmung greift gegen Mitternacht auch auf die linksrheinische Seite des Meßprofils über (Abb. 15 bis 17).

Die - von der unmittelbaren Bodennähe abgesehen - südliche Grundströmung zwischen 400 und 1500 m über NN bleibt auch noch am 3. 2. 1977 erhalten, allerdings nimmt die Windgeschwindigkeit durch Verschärfung des Druckgradienten stark zu und erreicht oberhalb etwa 800 m über NN Werte von mehr als 10 m/s (Abb. 18).

##### 4.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 18. 1. 1979 (Meßserie 12, Meßprofil VI)

###### 4.3.1 Wetterlage

Am 18. 1. 1979 liegt das Untersuchungsgebiet zwischen einer kräftigen Hochdruckzone, die von Westrußland zum Nordmeer reicht, und einem Tiefdrucksystem über dem Ostatlantik. Im südlichen Oberrheingraben wird im Tagesverlauf bei schon von -8.0 °C auf -4.5 °C ansteigender Lufttemperatur eine überwiegend geschlossene, sehr niedrige Hochnebeldecke beobachtet. Südlich des Kaiserstuhls setzt gegen 10.30 Uhr morgens Schneefall ein, an den beiden anderen Meßstellen (Holzhausen, Oberhausen) dagegen erst am späten Nachmittag.

###### 4.3.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile

An den Vortagen hatte sich im südlichen Oberrheingraben durch Zufuhr polarer Kaltluft und durch nächtliche Ausstrahlung über einer geschlossenen Schneedecke eine relativ mächtige Kaltluftschicht gebildet. Über diese Kaltluftschicht begann sich bereits in der Nacht vom 17. 1. zum 18. 1. 1979 Warmluft vorzuschieben, so daß es zur Ausbildung einer kräftigen Höheninversion mit Untergrenze in ca. 800 m über NN kam. In der darunterliegenden, feuchstabilen Luftschicht sind außerdem noch einige schwache abgehobene Inversionen oder Isothermien eingelagert. Die herangeführte, im Vergleich zur bodennahen Luftschicht sehr warme Luftmasse ist zwischen etwa 1200 m und 1800 m über NN überwiegend feuchtlabil bis adiabatisch geschichtet, darüber findet man wieder stabile Schichtung mit einigen flachen Inversionen (Abb. 19).

Die horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Profilschnittes läßt bereits um 6.00 Uhr durch eine starke Isothermen-drängung zwischen 900 m und 1100 m über NN die Inversion erkennen. Östlich des Kaiserstuhles, d.h. im Raum Holzhausen, hat sich bodennah nochmals kältere Luft angesammelt, die aus Kaltluftabflüssen aus den benachbarten Schwarzwaldtälern (Glottertal, Elztal, Dreisamtal) stammt (Abb. 20). Um 9.00 Uhr sind diese Kaltluftabflüsse noch an der Neigung der bodennahen  $-8^{\circ}\text{C}$  - Isotherme zu erkennen (Abb. 21).

Oberhalb etwa 1000 m über NN schreitet die Erwärmung von Süden nach Norden langsam fort, wodurch um 9.00 Uhr eine auf-fallende Isothermendrängung zwischen Gündlingen und Holzhausen auftritt (Abb. 21). Bis zum späten Nachmittag hat sich oberhalb der Höheninversion die feuchtstabile Schichtung weiter durchgesetzt, die kleinen Inversionen, die offenbar durch über-lagerte schwache Absinkvorgänge zustande kamen, haben sich zu Isothermien abgeschwächt. Die Advektionsgänge pflanzen sich bis zum Abend über turbulente Durchmischung allmählich auch in niedrigere Höhenschichten fort (Abb. 22).

Dies zeigen im wesentlichen auch die Tallängsschnitte der Luft-temperatur um 17.00 Uhr und 20.00 Uhr (Abb. 23 und 24).

### 4.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Die anfängliche Zunahme der relativen Luftfeuchte von etwa 70% auf 90% bis 100% zwischen Boden bis zur Inversionsunter-grenze, die in etwa mit der Wolkenuntergrenze zusammenfällt, und der darüberliegende Feuchterückgang auf bis zu 40% erfahren mit dem von Süden nach Norden fortschreitenden Schneefall eine Veränderung. In den Nachmittag- und Abendstunden sind im Vertikalprofil keine markanten Strukturen mehr vorhanden. Die relative Luftfeuchte beträgt bis zu den Gipfelhöhen der Ra-diosondenaufstiege (ca. 2600 m ü. NN) jetzt einheitlich 90% bis 100% (Abb. 19 und 22).

### 4.3.4 Vertikale Windprofile

Die niedrige Bewölkung am 18. 1. 1979 läßt in den meisten Fällen eine optische Pilotballonverfolgung (Doppelanschnitte) nur bis zur Wolkenuntergrenze zu. Ein Kleinradargerät ist nur in Holzhausen stationiert, seine Höhenwindmessungen sind jedoch durch Schneefall ebenfalls zeitweise beeinträchtigt. Die Höhen-windmessungen liefern daher zunächst nur Informationen bis zu einer Höhe von etwa 800 m über NN. Es lassen sich an-deutungsweise lokale Windsysteme erkennen. Die Windge-schwindigkeitsprofile zeigen zudem, daß erst oberhalb der Höhen-inversion größere Geschwindigkeiten auftreten; darunter ist es windschwach mit teilweise zum Erdboden hin zunehmenden Wer-ten der Windgeschwindigkeit (Abb. 25).

Am späten Nachmittag ist mit zunehmender Warmluftadvektion der Geschwindigkeitssprung in Höhe der Inversionsuntergrenze wesentlich ausgeprägter, und ab 1400 m über NN treten sehr viel höhere Geschwindigkeiten auf als am Vormittag. Bodennah wer-den bei überwiegend nördlichen Winden nach wie vor geringe Windgeschwindigkeiten von 1 m/s bis 2 m/s gemessen. Im Be-reich der Advektions-Inversion treten wiederum die stärksten Richtungsänderungen auf. Die Höhenströmung kommt nachmit-tags und abends mehr aus westlichen Richtungen (Abb. 26).

## 5 Gleichzeitig auftretende Boden- und Höheninversionen

### 5.1 Vorbemerkung

Sofern die Höheninversionen nicht mit geschlossenen Stratus-decken gekoppelt sind, entstehen bei windschwachen Wetter-lagen aufgrund der Ausstrahlung auch zusätzlich Bodeninver-sionen, wobei der Entstehungs- und Auflösungsmechanismus des letztgenannten Inversionstyps qualitativ bereits in Kapitel 3 dargestellt ist.

## 5.2 Kleinacrologische Aufstiege vom 6. 9./7. 9. 1976 (Meß-serie 1, Meßprofil I)

### 5.2.1 Wetterlage

Ein Hochdruckgebiet über Südeuropa verlagert sich am 6. 9. 1976 südostwärts und liegt am 7. 9. 1976 morgens mit seinem Kern über dem Bodenseegebiet. Unter Hochdruckeinfluß kommt die an den Vortagen auch in das Oberrheingebiet eingeflossene kühle Meeresluft zur Ruhe. In der Nacht war allgemein ein kräftiger Temperaturrückgang zu verzeichnen, es bilden sich bei schwachen, umlaufenden Winden vereinzelt flache Dunst- und Nebelfelder aus.

In Philippsburg (B8), d.h. im Bereich des vom Schänzelturm (A7) zum Schindelbachberg (C14) reichenden Nordprofils löst sich am Abend des 6. 9. 1976 die geringe Cirrusbewölkung rasch auf, so daß die Lufttemperaturen auf weniger als  $4^{\circ}\text{C}$  absinken. Die relative Luftfeuchte bleibt über Nacht konstant bei Werten über 90%. Ähnliche Verhältnisse (Geringe Cirrusbewölkung, schwache Luftbewegung, hohe relative Luftfeuchte) werden auch in Oberhausen (B9) (Südprofil Hohkönigsburg (A13)-Vordergerisberg (C17)) angetroffen (Tab. 2).

### 5.2.2 Vertikale und horizontale Lufttemperaturprofile

Entlang beider Profilschnitte wird eine Absinkinversion festge-stellt, deren Untergrenze in der Nacht zum 7. 9. 1976 unter-schiedlich bis zu 1400 m über NN absinkt; gleichzeitig entwickelt sich eine strahlungsbedingte Bodeninversion (Abb. 27 und 28).

Letztere zeigt - zunächst auf den nördlichen Profilschnitt be-zogen - nur geringe Intensitätsunterschiede zwischen der Talmitte (Philippsburg) und den rechtsrheinischen Aufstiegsstellen (C 12, C13, C14). Demgegenüber weisen die linksrheinischen Aufstiegs-stellen (A7, A8 und A9) schwächer ausgebildete Bodeninversionen auf, die mit zunehmender Seehöhe an Mächtigkeit verlieren (Abb. 27).

Die Darstellung der Isothermen im Talquerschnitt (Abb. 29 bis 34) zeigt übereinstimmend im nördlichen und südlichen Oberrhein-graben für den 7. 9. 1976 zwischen 00.00 Uhr und 5.30 Uhr ein asymmetrisches Verhalten der Lufttemperatur: die rechts-rheinischen Abschnitte sind zum Teil in Bodennähe kälter, im Bereich der Obergrenze der Bodeninversion stets wärmer als die linksrheinischen.

Hierbei ist wohl der flachere Abfall der rechtsrheinischen Rand-gebirge die Ursache. Die durch Ausstrahlung am Boden gebil-dete Kaltluft bleibt an Hängen mit geringerem Gefälle zunächst liegen und kann zu größerer Mächtigkeit anwachsen als in Ge-bieten, in denen aufgrund des steileren Gefälles die produzierte Kaltluft rasch abfließt und durch wärmere Luft aus der Höhe ersetzt wird.

Im südlichen Oberrheingraben (Südprofil) bietet die strahlungs-bedingte Bodeninversion mit zunehmender Seehöhe ein ähnliches Bild (Abb. 28). Auch die Höhe der Inversionsobergrenzen über Grund unterscheiden sich kaum von denen des nördlichen Quer-schnitts. Auffallend für beide Talquerschnitte ist die Aufwölbung der Absinkinversionen in der Rheintalmitte. Offensichtlich be-wirken Kaltluftabflüsse an den links- und rechtsrheinischen Rand-höhen einen stärkeren Absinkprozess der darüber befindlichen Luftschichten, während sich in der Talmitte Kaltluft ansammelt.

### 5.2.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Zwischen den im nördlichen und südlichen Oberrheingraben auf-genommenen Feuchteprofilen zeigen sich keine markanten Unter-schiede. In der Talmitte, wo die Ausbildung von Bodennebel-feldern beobachtet wurde, nimmt die relative Feuchte von Werten um 100% am Boden bis in die Höhe der Inversionsobergrenze um etwa die Hälfte ab.

Oberhalb der Bodeninversionen zeigt sich bis zur Untergrenze der Absinkinversion eine langsame Feuchtezunahme. Im Bereich der letzteren tritt der typische starke Feuchtesprung auf. Über den Randhöhen liegen die Bodenwerte der relativen Luftfeuchte wesentlich niedriger als in der Talmitte. Da hier nur schwach ausgeprägte Bodeninversionen auftreten (Ausnahme: Schindelsbachberg (C14)), fehlt auch die bodennahe Feuchteabnahme. Im Bereich der Absinkinversion verhalten sich die Feuchteprofile über den Randhöhen wie in der Talmitte (Abb. 27).

#### 5.2.4 Vertikale Windprofile

Die in Abbildung 35 und 36 dargestellten Windprofile lassen unterschiedlich stark ausgeprägte Einflüsse der Regional- und Lokalwindzirkulationen erkennen. Im südlichen Talquerschnitt sind aufgrund der beiderseitig höheren Grabenränder die Hangwindzirkulationen, die durch deutliche Windrichtungssprünge erkennbar sind, markanter als im nördlichen Schnitt bei Philippsburg.

Oberhalb der Bodeninversion erreicht der Südostwind im nördlichen Oberrheingraben Geschwindigkeiten bis zu 4 m/s. An der Obergrenze der Absinkinversion erfolgt eine Drehung des Windes auf westliche Richtungen, verbunden mit einem Windgeschwindigkeitsrückgang auf etwa 2 m/s (Abb. 35).

Die Windmessungen im südlichen Oberrheingraben zwischen den Aufstiegsstellen Forst Selestat (A14) und Vordergeisberg (C17) ergeben eine südöstliche Bodenströmung innerhalb der Bodeninversion; darüber befinden sich auffallende Richtungsscherungen bis zur Obergrenze der Absinkinversion, wo die Windrichtung im Laufe der Nacht auf eine östliche Komponente einschwenkt (Abb. 36). Dies deutet an, daß zur gleichen Zeit der Kern des Hochdruckgebietes den Oberrheingraben zwischen Philippsburg und Oberhausen überquert haben dürfte.

### 5.3 Kleinaerologische Aufstiege vom 20. 4./21.4. 1977 (Meßserie 4, Meßprofil III)

#### 5.3.1 Wetterlage

Das Untersuchungsgebiet liegt am 20. 4. 1977 im Bereich einer Hochdruckzone, die vom Ostatlantik bis nach Deutschland reicht. Diese Zone schwächt sich zum 21. 4. 1977 ab, gleichzeitig überquert am 21. 4. 1977 vormittags die Warmfront eines Tiefdruckgebietes mit Kern südöstlich der Lofoten den Oberrheingraben.

Zu Beginn der kleinaerologischen Aufstiege am 20. 4. 1977 herrscht geringe Bewölkung (1/8 Cirrus) und mäßiger Nordostwind. Die hohe Bewölkung nimmt jedoch im Laufe des Vormittags auf 7/8 zu, während sich der Wind von 4 m/s auf 1 m/s abschwächt. In der Nacht vom 20. 4. 1977 zum 21. 4. 1977 ist es zunächst wolkenlos. Zwischen 2.00 Uhr und 3.00 Uhr beginnt der Wolkenaufzug, gegen 5.30 Uhr ist es völlig bedeckt. Linksrheinisch setzt zu dieser Zeit bereits Regen ein. Das Niederschlagsgebiet erreicht Biblis gegen 6.00 Uhr. Mit Annäherung des Tiefausläufers dreht der Wind auf westliche bis südwestliche Richtung.

#### 5.3.2 Vertikale Lufttemperaturprofile

Die durch Ausstrahlung in der Nacht zum 20. 4. 1977 entstandenen Bodeninversionen machen nach Sonnenaufgang den Auflösungsprozeß durch. Finden sich am 20. 4. 1977 zwischen 4.00 Uhr und 5.00 Uhr noch Bodeninversionen mit Temperatursprüngen von 4 K, so lassen sich bereits um 7.00 Uhr nur noch abgehobene Inversionen mit Temperatursprüngen von 2 K nachweisen. Ab 10.00 Uhr vormittags treten dann aufgrund zunehmender Einstrahlung und trotz stärker werdender Cirrus-Bewölkung sogar bodennahe Überadiabaten auf. Die Absinkinversion, deren Untergrenze nachts noch oberhalb von 2200 m über NN lag,

ist mittags bereits in ca. 1600 m über NN anzutreffen (Abb. 37). Sie schwächt sich jedoch zum Abend hin ab und ist in den Morgenstunden des 21. 4. 1977 nur noch vereinzelt als Isothermie wiederzufinden (Abb. 38). Dagegen führt die nächtliche Ausstrahlung am Abend des 20. 4. und in der ersten Nachthälfte des 21. 4. 1977 entlang des Meßprofils erneut zur Ausbildung von starken Bodeninversionen, die einen Temperatursprung von mehr als 8 K in der Talmitte und von 4 K bis 5 K auf den Randhöhen aufweisen. Oberhalb der Bodeninversion befinden sich wie schon in der vorangegangenen Nacht trockenstabile Schichtungen bis in 1300 m bis 1600 m über NN (Abb. 38).

#### 5.3.3 Vertikale Luftfeuchteprofile

Bei relativ niedrigen Bodenfeuchtwerten fehlen am Morgen des 20. 4. 1977 die starken Feuchteabnahmen im Bereich der Bodeninversionen.

Die Absinkinversion dagegen wird über den ganzen Talquerschnitt durch einen deutlichen Feuchtesprung gekennzeichnet, der sich gegen Mittag auf den Randhöhen besonders ausgeprägt zeigt. In der darauffolgenden Nacht finden sich in den Feuchteprofilen nur insofern Veränderungen, als mit abnehmendem Hochdruckeinfluß die Absinkinversion schwächer wird und sich die in ihrem Bereich auftretenden Feuchtesprünge verringern. Der beobachtete Bewölkungsaufzug dokumentiert sich linksrheinisch besonders deutlich in der Zunahme der relativen Luftfeuchte in 1800 m über NN; um 5.00 Uhr werden beispielsweise in dieser Höhe über Kirchheimbolanden bereits 100% erreicht (Abb. 37 und 38).

#### 5.3.4 Vertikale Windprofile

Bis zur Inversionsobergrenze in etwa 300 m bis 600 m über NN tritt in den Morgenstunden des 20. 4. 1977 meist schwache Luftbewegung aus Norden bis Osten auf. Darüber befindet sich in etwa 800 m über NN eine Schicht mit Südostwinden, oberhalb 800 m über NN dreht der Wind auf Nordosten zurück. Die Absinkinversion macht sich in den Aufstiegen am Vormittag in einer relativ dünnen Höhenschicht bemerkbar (Abb. 39 und 40). In der Nacht und in den Morgenstunden des 21. 4. 1977 wird die Obergrenze der Bodeninversionen entlang des Meßprofils noch durch ein relatives Windgeschwindigkeitsmaximum angedeutet. Da sich die westliche Höhenströmung zunehmend durchsetzt, dreht auch in der Rheintalmitte die Bodenströmung auf Südwesten. Lediglich am Rande des Odenwaldes hält sich eine südöstliche bis südliche Strömung innerhalb der Bodeninversion (Abb. 41 und 42).

## 6 Ergebnisse

Die in den Kapiteln 3 bis 5 vorgestellten Fallstudien ermöglichen einige, besonders hervorzuhebende Aussagen zum Inversionsverhalten im Oberrheingraben:

1. Strahlungsbedingte Bodeninversionen erreichen über der Talmitte eine größere Mächtigkeit als im Bereich der Hangzonen.
2. Die Untergrenze der Höheninversionen ist in der Rheintalmitte stärker aufgewölbt als über den Randhöhen.
3. Die Strömungsverhältnisse innerhalb des Oberrheingrabens sind stark wetterlagenabhängig. Es überlagern sich unterschiedlich die Leitwirkungen der beidseitigen Randhöhen, der Durchgriff des Bodenwindes durch Zaberner Senke und Kraichgau sowie Regional- und Lokalwindsysteme. Während sich die Leitwirkung bis etwa 800 m Höhe über NN bemerkbar macht, finden sich die nächtlichen Regional- und Lokalwindsysteme zwischen Erdboden und Obergrenze der Bodeninversion.
4. Raum-zeitliche Änderungen dieser Windverhältnisse sowie wetterlagenabhängige Unterschiede der Bewölkungsfelder modifizieren den Ausbildungs- und Auflösungsprozeß strahlungsbedingter Bodeninversionen.

## 7 Einteilung regionaler Wetterlagen mit Hilfe der thermischen Schichtung

Regionale Wetterlagen charakterisieren Witterungsabläufe, die durch orographische Strukturen des zu betrachtenden Gebietes beeinflusst werden. Ihr Gültigkeitsbereich muß nach oben zum synoptischen Scale und nach unten zum lokalen Scale abgegrenzt werden. Nach SÜSSENGUTH et al. (1983) wird durch die Einbeziehung der unteren Atmosphärenschichten – in Form eines mittleren Temperaturgradienten für die Hörschicht 0 m bis 500 m über Grund an den kleinaerologischen Aufstiegsstellen Philippsburg und Oberhausen mit Aufstiegsterminen um 7 und 13 Uhr MEZ – eine Integration gegenüber dem lokalen Scale erreicht. Die Abgrenzung zum synoptischen Scale erfolgt durch Gliederung der regionalen Wetterlagen nach großräumigen Klassifikationen der Witterungsabläufe wie der Einteilung der Wetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969) und der Klassifikation des geostrophischen Windes der 700-hPa-Fläche (8 Richtungssektoren und 2 Geschwindigkeitsklassen ( $v_{g\ 700} < 6\text{ m/s}$  und  $v_{g\ 700} \geq 6\text{ m/s}$ )).

Darüber hinaus enthält die regionale Gliederung der Wetterlagen folgende, im Hinblick auf die Abwärme ausgewählte Parameter:

1. ausbreitungsspezifische Bedingungen, d.h. ein Schichtungsmaß in Verbindung mit einem Grenzwert der Windgeschwindigkeit, um den atmosphärischen Austausch zu parametrisieren.
2. abwärmespezifische Bedingungen, wie z.B. das Ausschließen von Niederschlägen und das Vorhandensein einer Wolkendecke, die ihrerseits wiederum eine Verringerung des natürlichen, bodennahen Wärmeumsatzes bewirken und dadurch den Anteil der anthropogenen Quellen relativ erhöhen.

Die Wahl abwärmespezifischer Bedingungen ist zunächst subjektiv und erfordert die Betrachtung von eng und weit gefaßten Grenzwerten, um ein breites Spektrum von „abwärmerelevanten“ Situationen vollständig beschreiben zu können.

Einen nochmaligen kurzen Überblick über die Einteilung dieser regionalen Wetterlagenklassen gibt Tabelle 3. Die regionalen Wetterlagen des Typs A bis D unterscheiden sich nur durch zunehmende Stabilisierung der untersten, 1000 m mächtigen Luftschicht. Die „abwärmerelevanten“ regionalen Wetterlagen E bis H gehen schon von thermisch stabilen Verhältnissen aus, die sich zunächst von E nach F verstärken. Eine weitere Steigerung der „Abwärmerrelevanz“ von Typ F nach H wird durch die Forderung nach der Anwesenheit einer Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund erreicht, deren Temperatursprung sich in zwei Stufen erhöht.

Die Häufigkeit des durchschnittlichen Auftretens dieser Wetterlagen ist von SÜSSENGUTH et al. (1983) angegeben. Über ihr Auftreten während der einzelnen Meßserien informiert Tabelle 4. Davon ausgehend, werden für ausgewählte Einzeltage mit bestimmtem Wetterlagentyp regionale Besonderheiten im Witterungsverlauf beschrieben.

## 8 Schichtungsverhältnisse bei „nicht-abwärmerelevanten“ Wetterlagen

### 8.1 Wetterlagen des Typs A

Der Wettertyp A wird durch einen vertikalen Temperaturgradienten  $\leq -1.0\text{ K/100 m}$  bestimmt, wie er sich tagsüber bei starker Einstrahlung in Bodennähe ausbildet und zu Konvektion führt (Tab. 3 und 4).

### 8.1.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 6. 1977 (Meßserie 5, Meßprofil IV)

Am 16. 6. 1977 wird das Wetter von einer flachen Tiefdruckrinne bestimmt, die langsam südostwärts schwenkt und feuchtkühle Luft im Süden von wärmerer Luft im Norden trennt.

Nachmittags lockert im Bereich des Meßprofils IV die Bewölkung auf und geht abends von 6/8 Stratocumulus und Cumulus auf 2/8 mittelhohe Altocumulus-Bewölkung zurück. Der mit 2 m/s bis 3 m/s schwache westliche Wind flaut gegen Abend zunehmend ab.

Die Nachmittagsaufstiege des 16. 6. 1977 zeigen sehr labile Verhältnisse in Bodennähe mit überadiabatischen Temperaturgradienten sowohl über der Talmitte als auch über den Randhöhen des mittleren Oberrheingrabs. Die mächtigste Bodenluftschicht mit Temperaturgradienten  $\leq -1.0\text{ K/100 m}$  wird über Philippsburg angetroffen, sie erstreckt sich in der Vertikalen über ca. 800 m. Rechtsrheinisch ist diese überadiabatische Schichtung mit nur noch rund 220 m Mächtigkeit am schwächsten ausgebildet (Abb. 43). Da die Bewölkung tagsüber die Einstrahlung vermindert, muß die im Rheintal liegende Luftmasse bereits zuvor stark labil geschichtet gewesen sein (gemäßigte maritime Tropikluft), so daß die relativ geringe Einstrahlung zur weiteren Labilisierung ausreicht.

Die Stabilisierung der bodennahen Luftschicht mit nachfolgender Entwicklung von Bodeninversionen setzt erst bei sehr niedrigem Sonnenstand ein und ist am frühesten zu erkennen im Temperaturprofil von Weingarten (Aufstiegsstelle A12) (Abb. 43). Das Windfeld zeigt nur im Bereich der abgehobenen, advektiv bestimmten Höheninversion auffallende Richtungs- und Geschwindigkeitsprünge (Abb. 44 bis 47).

### 8.1.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 18. 11. 1976 (Meßserie 2, Meßprofil II)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Einflußbereich einer Hochdruckzone mit Kern über der östlichen Ostsee. Über dem Raum Mannheim/Ludwigshafen befindet sich am 18. 11. 1976 morgens noch eine geschlossene Wolkendecke (8/8 Stratocumulus), die sich im Laufe des Vormittags auflöst. Über Mittag wird örtlich nur geringe Cumulusbewölkung beobachtet. Eine Absinkinversion ist oberhalb von etwa 1600 m über NN erkennbar. Während um 8.00 Uhr über dem Industriegelände der BASF in Ludwigshafen (Aufstiegsstelle B6) bereits ein überadiabatischer Temperaturgradient auftritt, werden bei den südlicher gelegenen Aufstiegsstellen in Rheintalmitte noch schwache Bodeninversionen festgestellt.

Im Laufe des Vormittags wird jedoch die gesamte Bodenluftschicht des Umlandes feuchtlabil, im Ballungszentrum Mannheim/Ludwigshafen dehnt sich die bodennahe Überadiabasis sogar bis in eine Höhe von etwa 300 m über Grund aus (Abb. 48). Die Einstrahlung sorgt demnach über dem städtischen Ballungsraum durch erhöhte Strahlungsabsorption für eine stärkere und anhaltendere Labilisierung der unteren Luftschichten als über dem freien Umland.

Die Radiosondenaufstiege entlang des rechtsrheinischen Tallängsschnittes lassen die Ausbildung einer bodennahen überadiabatischen Schichtung vermissen; lediglich über Wiesloch (Aufstiegsstelle C11) wurde um 13.20 Uhr ein überadiabatischer Gradient von  $-1.4\text{ K/100 m}$  bis in eine Höhe von etwa 70 m über Grund angetroffen. Darüber blieb die Atmosphäre – wie an den übrigen Meßstellen – feuchtlabil geschichtet (Abb. 49).

Die mittäglichen Aufstiege werden durch Schwachwind oder durch Geschwindigkeitsrückgang innerhalb der labilen Schicht gekennzeichnet. Die bodennahen stabilen Luftschichten der Morgen-

stunden sind im Windgeschwindigkeitsprofil dagegen durch relative Geschwindigkeitsmaxima gekennzeichnet. Wie aus der vertikalen Windrichtungsverteilung ersichtlich, herrscht in Philippsburg (Aufstiegsstelle B8) und Wiesloch (Aufstiegsstelle C11) zwischen 9.30 und 13.30 Uhr eine bis in 1500 m über NN ( $\approx 1400$  m ü. Grund) reichende Ostströmung. Die Windmessungen an den übrigen Meßstellen zeigen bodennah eine südliche oder nördliche Ablenkung, wobei ein häufiger Wechsel zwischen den Richtungen Norden und Süden auftritt. Offensichtlich löst der regionale nördliche Talwind eine durch den Kraichgau in Richtung Norden kanalisierte Luftströmung immer wieder ab (Abb. 50 und 51).

## 8.2 Wetterlagen des Typs B

Mittlere Lufttemperaturgradienten zwischen  $-1.0$  K/100 m und  $-0.65$  K/100 m in einer bis 500 m über Grund reichenden Luftschicht charakterisieren den Wettertyp B (Tab. 3 und 4).

### 8.2.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 23. 4. 1977 (Meßserie 4, Meßprofil III)

In einer zügigen Westdrift überquert am Nachmittag des 23. 4. 1977 die Kaltfront einer Wellenstörung über der südlichen Nordsee den Oberrheingraben. Die Kaltfrontpassage erfolgt in Biblis gegen 15.30 Uhr. Allgemein zeigen die Temperaturprofile vor dem Kaltfrontdurchgang bis etwa 1000 m über NN eine labile Schichtung mit Temperaturgradienten von  $-0.9$  K/100 m. Nach dem Frontdurchgang stabilisiert sich die untere Atmosphäre, und in den Abendstunden erreicht der mittlere Temperaturgradient in der Luftschicht zwischen Boden und 500 m über Grund Werte um  $-0.6$  K/100 m. Örtlich bilden sich sogar Bodeninversionen aus (Abb. 52).

Auf Grund der Zufuhr trockener, gemäßigt maritimer Polarluft bleibt die relative Luftfeuchte bis in 1000 m über NN unter 70%. Erst abends werden in der bodennahen Schicht durch Abkühlung 80% relative Luftfeuchte erreicht.

Die zugehörigen vertikalen Windprofile sind in den Abbildungen 53 und 54 dargestellt; sie zeigen insbesondere die kräftige Windgeschwindigkeitszunahme mit wachsender Höhe über Grund. In Kirchheimbolanden (Aufstiegsstelle A2) erkennt man um 15.30 Uhr ein typisches Windprofil für die Überströmung eines orographischen Hindernisses mit extrem starker Geschwindigkeitszunahme in einem kleinen Höhenintervall. Der Westwind erreicht hier über den Randhöhen des Alzeyer Hügellandes in 800 m Höhe über NN eine Geschwindigkeit von 25 m/s und schwächt zur Talmitte hin durch Geschwindigkeitskonvergenz um 10 m/s ab.

### 8.2.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 2. 9. 1976 (Meßserie 1, Meßprofil I)

Der Ausläufer eines Tiefdruckgebietes über dem Nordmeer überquert am 2. 9. 1976 Deutschland von Nordwesten nach Südosten. Die Kaltluft bringt mit dichten Wolkenfeldern verbreitete, ergiebige Niederschläge, die oberhalb 1500 m über NN als Schnee fallen. Der Frontdurchgang erfolgt in Philippsburg gegen 15.00 Uhr und macht sich am Boden durch eine Winddrehung von Südwesten auf Nordwesten und einen Anstieg der Windgeschwindigkeit auf 6 m/s bis 7 m/s bemerkbar. Der Niederschlag hat allerdings bereits um 13.00 Uhr eingesetzt und hält bis über 20.00 Uhr hinaus an. Oberhausen – etwa 120 km südsüdwestlich von Philippsburg – wird durch die eigentliche Kaltfront erst gegen 19.30 Uhr mit einem Auffrischen des Windes von 2 m/s auf 5 m/s erreicht. Niederschlag wird jedoch schon gegen 17.00 Uhr beobachtet, der Wind dreht vermutlich wegen der Leitwirkung der Randhöhen bereits kurz nach 18.00 Uhr von Süden auf Norden.

Die Windmessungen im Bereich des Nordprofils (Philippsburg und Schindelbachberg (Aufstiegsstelle C14)) lassen keine Windrichtungsänderungen mit der Höhe erkennen. Der Wind weht,

gekoppelt an die Höhenströmung, zwischen 200 m und 1400 m über NN konstant aus westlichen Richtungen. Das rechtsrheinisch im Kraichgau aufgenommene vertikale Geschwindigkeitsprofil zeigt die typische, rasche Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe, wie sie über hindernisfreierem Gelände zu erwarten ist. Zugleich wird erkennbar, daß die Luftströmung den Kraichgau relativ ungehindert passieren kann. Über Philippsburg dagegen deutet die nahezu konstante Windgeschwindigkeit bis 500 m über NN einen Divergenzeffekt an, der durch das Überströmen des westlich vorgelagerten Pfälzer Berglandes bewirkt wird (Abb. 55). Die mit hohen Windgeschwindigkeiten eingedrungene maritime Polarluft ist durchgehend geschichtet (Abb. 56).

Die im Talquerschnitt bei Oberhausen (Südprofil) durchgeführten Aufstiege zeigen ebenfalls keine markanten Windrichtungsänderungen mit der Höhe. Eine Ausnahme stellen die Sondierungen auf der linksrheinischen Randhöhe bei Forst Selestat (Aufstiegsstelle A14) dar, wo offensichtlich die Leitwirkung eines zum Rheintal quer orientierten Seitentales zur Hohkönigsburg (Aufstiegsstelle A13) eine Rolle spielt.

Die Grenzschichthöhe liegt orographiebedingt bei den links- und rechtsrheinischen Sondierungen zwischen 700 m und 900 m über NN und ist damit wesentlich höher als über dem Rheintal selbst, wo sich der Reibungseinfluß nur bis 500 m über NN bemerkbar macht. Oberhalb der Grenzschicht nimmt die Windgeschwindigkeit zunächst ab und weist dann wieder eine kontinuierliche Zunahme auf (Abb. 55). Die zugehörigen vertikalen Lufttemperaturprofile zeigen erwartungsgemäß labile Schichtungen, wobei die Temperatur mit der Höhe schneller abnimmt als beispielsweise in Philippsburg (Nordprofil). Auf den Randhöhen des südlichen Oberrheingrabens treten sogar bis in 1750 m über NN (linksrheinisch) bzw. bis 1400 m über NN (rechtsrheinisch) überadiabatische Temperaturgradienten auf (Abb. 56).

## 8.3 Wetterlage des Typs C

Der Wettertyp C wird durch eine leicht stabile Schichtung der Luft mit Temperaturgradienten zwischen  $-0.65$  K/100 und weniger als 0.0 K/100 m in einer 500 m mächtigen Bodenluftschicht charakterisiert (Tab. 3 und 4).

### 8.3.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV)

Der Oberrheingraben liegt am 4. 2. 1978 in einer Übergangszone zwischen einem Hoch über Nordrußland und einem ostatlantischen Tief in einer südlichen bis südöstlichen Höhenströmung. Nachts und vormittags ist es während der Aufstiegsreihe stark bewölkt, aber schwachwindig. Dunst oder Bodennebel lassen nur kurzzeitig Sichtweiten bis 4 km zu.

Erwartungsgemäß zeigen die am Morgen des 4. 2. 1978 aufgenommenen Temperaturprofile bis 500 m über Grund überwiegend feuchtstabile Schichtungen, die sich im Laufe des Vormittags leicht labilisieren. In der Rheintalmitte bei Philippsburg und Kirrlach (Aufstiegsstelle C12) bleiben die Temperaturgradienten über  $-0.65$  K/100 m, während sie diesen Wert in Weingarten (Aufstiegsstelle A12) bereits um 11.00 Uhr unterschreiten. Auf der rechtsrheinischen Randhöhe ist die Schichtung durchgehend feuchtstabil (Abb. 57).

Das Windfeld ist vom Boden bis zur Gipfelhöhe der Pilotballonvisierungen (Wolkenuntergrenze bei ca. 1200 m über NN) schwach ausgeprägt (Abb. 58 und 59). Kanalisierungseffekte des Rheingrabens werden auf Grund der großräumigeren, südlichen Strömung nicht festgestellt. Auch Auswirkungen des Kraichgaus auf die Strömung der bodennahen Schicht können nicht beobachtet werden.

### 8.3.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 9. 1978 (Meßserie 11, Meßprofil IV)

An der Nordostflanke eines Hochdruckgebietes über den Britischen Inseln verlagert sich am 21. 9. 1978 die Warmfront eines Tiefausläufers über der Ostsee südostwärts und streift den Oberrheingraben.

Die in Bodennähe während des gesamten Vormittags vorhandene abgehobene Inversion entwickelt sich aus der nächtlichen strahlungsbedingten Bodeninversion, wie es an den Radiosondenaufstiegen von Weingarten (Aufstiegsstelle A12) noch erkennbar ist (Abb. 60). Die Inversionsuntergrenze erfährt im Laufe des Vormittags über der Talmitte eine Anhebung. Einsetzende Warmluftadvektion in der Höhe verzögert die Inversionsauflösung. Der Auflösungsprozeß kann hier nur durch fortschreitende, turbulente Durchmischung einsetzen.

Die Zufuhr der Warmluft erfolgt mit hoher Windgeschwindigkeit und kontinuierlicher Drehung der Windrichtung von Süden bis Südwesten in Bodennähe, auf Westen bis Nordwesten in 1200 m über NN. Die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit zeigen im Gegensatz zu denen der Richtung einen Zusammenhang mit der thermischen Schichtung und lassen einen deutlichen Einfluß der Orographie erkennen. Die Überströmung des Pfälzer Berglandes deutet sich in einem jetartigen Windgeschwindigkeitsmaximum im Bereich der abgehobenen Inversion in 700 m bis 900 m über NN an (Aufstiegsstelle A6 um 10.10 Uhr, Abb. 61). Auch die Pilotierungen über den anderen Randhöhen (Aufstiegsstellen A8 um 8.00 Uhr und C8 um 6.30 Uhr) lassen im Bereich der Inversionsobergrenzen ein relatives Windgeschwindigkeitsmaximum erkennen, das allerdings schwächer ausgeprägt ist.

Generell ist das kräftige Windfeld der Grund, daß diese Wetter-situation nicht als „abwärmerelevant“ einzuordnen ist. Die hohen horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten gewährleisten die vertikale Durchmischung der unteren Atmosphärenschichten.

### 8.4 Wetterlagen des Typs D

Ein positiver Temperaturgradient innerhalb der 500 m mächtigen bodennahen Luftschicht kennzeichnet die Wettersituation des Typs D (Tab. 3 und 4).

#### 8.4.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 22. 2. 1978 (Meßserie 8)

Ein über dem Ostatlantik liegendes Sturmtief führt am 22. 2. 1978 mit seinen Störungsausläufern milde Meeresluft nach Mitteleuropa und beendet die bisher vorherrschende winterliche Witterung. Die bodennahe Kaltluft wird dabei nur zögernd verdrängt. Die Aufgleitvorgänge bringen teilweise recht ergiebige Niederschläge in Form von Schnee oder Schneeregen, der in Regen übergeht.

Diese Wetterlage wird dem Typ D zugeordnet, weil vor allem der Grenzwert für die Niederschlagshöhe (0.1 mm in den letzten 12 Stunden) überschritten worden ist. Während der Radiosondenaufstiege in Philippsburg fällt allerdings kein Niederschlag.

Die Radiosondenaufstiege zeigen etwa zwischen Mitternacht und 8.00 Uhr morgens, wie sich die Warmluft allmählich bis in Bodennähe durchzusetzen beginnt. Über einer zunächst etwa 100 m mächtigen, bodennahen, labilen Kaltluftschicht liegt gegen Mitternacht eine kräftige, advektiv bedingte Höheninversion, deren Untergrenze bis gegen 5.00 Uhr kaum absinkt. Erst zwischen 5.00 Uhr und 6.00 Uhr wächst diese blättrig geschichtete Höheninversion mit einer nur schwach ausgebildeten, etwa 40 m hochreichenden Bodeninversion zusammen, so daß sich eine stabile Schichtung bis 1000 m über NN einstellt (Abb. 62). Die Obergrenze der jeweils untersten abgehobenen Inversion (bzw. ab 6.00 Uhr der Bodeninversion) wird durch ein ausgeprägtes Wind-

geschwindigkeitsmaximum markiert, welches Werte zwischen 12 m/s und 16 m/s annimmt (Abb. 63). Die Warmluftadvektion erfolgt mit hohen Windgeschwindigkeiten und einer Rechtsdrehung des Windes von Südosten auf Südwesten innerhalb der Bodenreibungsschicht.

Auf Grund der niedrigen Untergrenze der dichten Stratusbewölkung reichen die Doppelabschnitte dieser Aufstiegsreihe allerdings nur bis etwa 600 m über NN. In dieser Höhe dürfte auch die Hauptwolkenuntergrenze liegen, gekennzeichnet durch ein relatives Maximum im Feuchteprofil (Abb. 62).

#### 8.4.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 6. 1979 (Meßserie 14, Meßprofil VI)

Ein Hochdruckgebiet mit Kern über der südlichen Ostsee verlagert sich am 21. 6. 1979 unter Abschwächung langsam ostwärts, bleibt aber mit einem nach Mitteleuropa gerichteten Keil für die Bundesrepublik Deutschland noch wetterbestimmend.

Bei geringen Luftdruckgegensätzen ist es im südlichen Oberrheingraben in der Nacht vom 20. 6. zum 21. 6. 1979 schwachwindig und wolkenlos, so daß die nächtliche Ausstrahlung eine starke Stabilisierung der bodennahen Luftschichten bewirkt. Während der Aufstiege in den frühen Morgenstunden wurde im südlichen Oberrheingraben die Ausbildung von Frühnebel beobachtet, die Sichtweiten liegen in Oberhausen (Aufstiegsstelle B9) und Gündlingen (Aufstiegsstelle B10) bis 6.00 Uhr unter 1000 m, lediglich in Holzhausen (Aufstiegsstelle C18) werden etwas größere Sichtweiten notiert.

In Freiburg/Br. betrug die Sichtweite dagegen etwa 10000 m. Dieser Sichtweitenunterschied, der auf lokalen Effekten beruht (Oberhausen und Gündlingen sind durch die Rheinnähe nebelanfälliger), führt dazu, daß zwar entsprechend der Klassifikation, die sich nach den synoptischen Beobachtungen von Freiburg/Br. richtet, die Wettersituation als „nicht-abwärmerelevant“ einzustufen ist, diese Einstufung aber für die Orte Oberhausen und Gündlingen nicht zutrifft. Hier ist wegen der geringen Sichtweiten eine örtlich „abwärmerelevante“ Situation gegeben, die sogar maximale abwärmespezifische Bedingungen erfüllt. Für Holzhausen bestehen jedoch aufgrund der größeren Sichtweiten „nicht-abwärmerelevante“ Verhältnisse.

Diese Fallstudie ist ausgewählt, um aufzuzeigen, daß es innerhalb einer regionalen Wetterlagenklassifizierung durch örtliche klimatische Besonderheiten durchaus zu Typenverschiebungen auf relativ engem Raum kommen kann.

Die vertikalen Lufttemperaturprofile in den frühen Morgenstunden des 21. 6. 1979 zeigen, daß sich in Gündlingen eine im Mittel stabile Schicht bis etwa 400 m über Grund einstellt und danach bis 7.00 Uhr kaum noch anwächst, während sich eine solche in Oberhausen zwischen 4.00 Uhr und 7.00 Uhr von 400 m Mächtigkeit auf 600 m ausdehnt. In Holzhausen erreicht die stabil geschichtete Luftmasse sogar eine Mächtigkeit von 800 m (Abb. 64).

Die Windverhältnisse innerhalb dieser Schicht sind gekennzeichnet durch langsames Einschwenken der Windrichtung auf Nordosten bis Ostnordosten und geringe, um 2 m/s schwankende Windgeschwindigkeit. An der Obergrenze der stabilen Schicht zeigt sich ein Geschwindigkeitsmaximum. Es ist in Gündlingen besser ausgebildet als an den beiden anderen Aufstiegsstellen, wo es in der allgemeinen Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe nicht so deutlich zu erkennen ist (Abb. 65).

Unterhalb der nordöstlichen Höhenströmung, deren Geschwindigkeit 9 m/s bis 10 m/s beträgt, wird die Luftströmung im Bereich der Grenzschicht durch die Randhöhen umgelenkt und kanalisiert, so daß in Oberhausen (Aufstiegsstelle B9) in Boden-

nähe nördliche Winde auftreten. Das Umströmen des Kaiserstuhls bedingt dann in Holzhausen (Aufstiegsstelle C18) ab 8.00 Uhr eine west- bis nordwestliche und in Gündlingen (Aufstiegsstelle B10) eine mehr nordöstliche bodennahe Strömung (Abb. 65).

Im Gegensatz zu Oberhausen und Gündlingen setzt in Holzhausen die Auflösung der Bodeninversion früher ein, da hier keine Energie zur Nebelauflösung benötigt wird.

Es bleiben aber bis gegen 10.00 Uhr stabile Schichtungsverhältnisse (in Oberhausen zwischen 400 m über NN und 1000 m über NN, in Gündlingen und Holzhausen zwischen 450 m über NN und 800 m über NN) erhalten (Abb. 64). Bis 13.00 Uhr ist jedoch die Labilisierung der bodennahen Luftschichten so weit fortgeschritten, daß überadiabatische Temperaturgradienten auftreten und sich sogar eine regionale Wetterlage des Typs A einstellt (Tab. 4, Meßserie 14 / 1. Tag).

## 9 Schichtungsverhältnisse bei „abwärmerlevanten“ Wetterlagen

### 9.1 Wetterlagen des Typs E

Wetterlagen, die sich unter Typ E einordnen lassen, müssen in der bis 500 m über Grund reichenden Schicht Temperaturgradienten aufweisen, die auch den Wettertyp C kennzeichnen. Gleichzeitig dürfen bis 1000 m über Grund die ersten Inversionen keinen Temperatursprung größer oder gleich 1 K aufweisen, da sonst die Kriterien des Typs G erfüllt wären, der einen Spezialfall des Typ E darstellt. Damit Abwärmerrelevanz vorliegt, ist das zeitgleiche Auftreten eines hohen Bedeckungsgrades oder geringer Sicht (wobei die Grenzwerte dieser beider Kriterien für minimale und maximale „abwärmespezifische“ Bedingungen getrennt festgelegt sind), niedriger Windgeschwindigkeiten und minimalen Niederschlags innerhalb der letzten 12 Stunden erforderlich (Tab. 3) (SÜSSENGUTH et al. 1983).

#### 9.1.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 11. 1976 (Meßserie 2, Meßprofil II)

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen einem Keil des Hochdruckgebietes über Finnland und einem von der Adria nach Polen ziehenden Tiefdruckgebiet. Bei nur schwachen Luftdruckgegensätzen ist es im Oberrheingraben stark dunstig bis neblig. Außerdem fällt durch Aufgleitvorgänge noch gebietsweise Niederschlag. Lufttemperatur und relative Luftfeuchte zeigten keinen Tagesgang, letztere schwankt zwischen 90% und 100%. Es ist in Bodennähe schwachwindig.

Die vertikalen Temperaturprofile über der Talmitte und den rechtsrheinischen Randhöhen ergeben, daß die untere Atmosphäre zunächst feuchtstabil geschichtet ist (Abb. 66 und 67). Bis zur Mittagszeit stellen sich dann indifferente bis leicht feuchtlabile Schichtungsverhältnisse ein, obwohl aufgrund stark verminderter Einstrahlung in Bodennähe nur geringe Energieumsätze stattfinden. Oberhalb 1600 m über NN zeigt sich durch eine Absinkinversion, deren Intensität in der Talmitte etwas stärker ausgeprägt ist, schon der Einfluß des Hochdruckkeiles.

Den vertikalen Windprofilen ist allgemein zu entnehmen, daß über einer 100 m bis 200 m mächtigen nördlichen Bodenströmung Südostwind weht und ab etwa 1400 m über NN Nordwestwind vorherrscht (Abb. 67 und 68).

Die flache nördliche Bodenströmung hängt mit der Leitwirkung des Rheingrabens zusammen. Der Kraichgau zeigt sich dabei wiederum als Einzugsgebiet östlicher Winde. Vor allem an der Meßstelle C11 (Wiesloch) wird in einer ca. 400 m mächtigen Luftschicht oberhalb 250 m über NN um 10.10 Uhr bzw. oberhalb 450 m über NN um 13.00 Uhr Ostwind beobachtet, im Gegensatz zu weiter westlich und nördlich liegenden Aufstiegsstellen mit Südostwind (Abb. 67 und 68).

Abwärmerrelevanz liegt an diesem achten Tag der Meßserie in Philippsburg zu beiden Bestimmungsterminen vor (Tab. 4). Die feuchtstabile bis feuchtindifferente Schichtung im Oberrheingebiet läßt nur geringen turbulenten Luftaustausch zu, so daß eine zusätzliche Belüftung des Rheintales durch den Kraichgau an Bedeutung gewinnt, wenngleich diese Luftzufuhr sich auch nicht bis zur Talmitte hin durchsetzt.

#### 9.1.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 6. 2./7. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV)

Am 6. 2. 1978 liegt die Bundesrepublik Deutschland zunächst im Bereich einer Tiefdruckrinne, die milde Meeresluft im Westen von kalten Luftmassen im Osten Mitteleuropas trennt. Diese Tiefdruckrinne füllt sich langsam auf. Ab 7. 2. 1978 befindet sich Deutschland dann bei flacher Druckverteilung an der Südflanke eines sich von Rußland nach Südkandinavien ausweitenden Hochkeils bereits im Zustrom kalter Festlandluft aus Nordosten. Im Bereich der Luftmassengrenze ist es im Oberrheintal schwachwindig und neblig-trüb mit Sichtweiten unter 2 km. Aus niedriger Stratusbewölkung kommt es vereinzelt zu Schneefall oder Sprühtregen bei jedoch insgesamt geringen Niederschlagshöhen, so daß die Wettersituation definitionsgemäß zwischen dem 6. 2. 1978 13.00 Uhr und 7. 2. 1978 7.00 Uhr als „abwärmerlevant“ anzusprechen ist. Zwischen 7.00 und 19.00 Uhr des 7. 2. liegt dann die Niederschlagshöhe über 0,1 mm, entsprechend wird dem 13-Uhr-Termin die „nicht-abwärmerrelevante“ Wettersituation C zugeordnet (Tab. 4 / 3. und 4. Tag der Meßserie).

Die Temperaturprofile des 6. 2. 1978 lassen erkennen, daß sich in den Nachmittagsstunden allmählich bodennahe Kaltluft in den Oberrheingraben vorschiebt (Abb. 69). Am Folgetag zeigen die Höheninversionen die zunehmende Mächtigkeit dieser Kaltluftschicht. Ihre Untergrenzen steigen insbesondere in der Rheintalmitte (Philippsburg) von etwa 800 bis auf etwa 1400 m über NN an (Abb. 70). Die wegen schlechter Sichtverhältnisse wenigen, nur geringe Höhen erreichenden optischen Pilotballonvisierungen unterstreichen am 7. 2. 1978 das bodennahe Vordringen der Kaltluft.

An den linksrheinischen Aufstiegsstellen (A8, A9, A12) deutet sich durch die bodennahen Nordwinde wiederum die Leitwirkung der Randhöhen der Pfälzer Haardt an, die östlichen Bodenwinde, wie sie rechtsrheinisch (C10, C12) etwa bis zur Rheintalmitte (Philippsburg) erkennbar sind, können mit dem Einströmen von Kaltluft aus dem Kraichgau heraus erklärt werden (Abb. 71).

### 9.2 Wetterlagen des Typs F

Der in Tabelle 3 definierte Wettertyp F ist während der 14 Meßserien nur am 6. 9. 1977 um 7.00 Uhr in Oberhausen (Meßserie 6) angetroffen worden (Tab. 4). Da zu diesem Zeitpunkt aber keine weiteren kleinaerologischen Messungen aus dem südlichen Oberrheingebiet vorliegen – die Meßserie 6 war auf Untersuchungen im mittleren Oberrheingraben (Meßprofil IV, Abb. 1) ausgerichtet – kann auf wetterlagenabhängige Strömungs- und Schichtungsverhältnisse nicht näher eingegangen werden.

### 9.3 Wetterlagen des Typs G

Die Wettersituationen, die unter Typ G eingeordnet werden, sind Fälle, die nicht zu den Typen E und F gehören, weil die ersten Inversionen unterhalb von 1000 m über Grund mit Temperatursprüngen von 1 K bis 2 K verbunden sind. Während der Meßserien wurden die G-Lagen überwiegend bei den Frühaufstiegen angetroffen, d.h. zu einem Zeitpunkt, zu dem Bodeninversionen durch Einstrahlung bereits im Auflösungsprozeß standen und große Temperatursprünge schon abgebaut waren (Tab. 3 und 4).

**9.3.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 4. 2./5. 2. 1978 (Meßserie 7, Meßprofil IV)**

Wie in Kapitel 8.3.1 bereits ausgeführt, liegt der Oberrheingraben am 4.2.1978 in einer Übergangszone zwischen einem Hoch über Nordrußland und einem ostatlantischen Tief. Ein bereits okkludierter Ausläufer dieses Tiefs befindet sich am 5. 2. 1978 über Mittelfrankreich, der Westteil der Bundesrepublik Deutschland gelangt aber in den Einflußbereich der in Höhe voreilenden, relativ warmen Luftmassen.

Bei den Radiosondenaufstiegen, die am 4. 2. 1978 spätabends und nach Mitternacht durchgeführt werden, zeigt sich der Warmluftvorstoß durch abgehobene Inversionen in verschiedenen Höhenstufen (Abb. 72). Die jeweils aufgenommenen vertikalen Lufttemperaturprofile geben in ihrer zeitlichen Abfolge das Übergreifen der Warmluft in tiefere Schichten entlang des Meßprofils IV, d.h. entlang der Linie Schänzelturm (Meßstelle A6) - Königsstuhl (Meßstelle C7) wieder.

Bei aufklarendem Himmel bilden sich zusätzlich während der Nacht vom 4. 2. zum 5. 2. 1978 schwache Bodeninversionen aus. Deren Mächtigkeit nimmt im Verlauf der Sondierungen zunächst zu, wie man an den Profilen von Weingarten (Aufstiegsstelle A12) und Kirrlach (Aufstiegsstelle C12) erkennen kann. Aber auch hier sorgt turbulente Durchmischung dafür, daß keine großen Temperatursprünge entstehen. Mit Annäherung der Front setzt linksrheinisch die Auflösung dieser Bodeninversionen ein.

Die Windprofile zeigen über einer Bodenströmung aus Nordosten bis Osten das langsame Einschwenken des Windes mit zunehmender Höhe auf Südsüdosten bis Süden. Die vereinzelt auftretenden Richtungssprünge finden sich in Schichten, die gleichzeitig im Temperaturprofil eine durch die Warmluftadvektion hervorgerufene abgehobene Inversion aufweisen (Abb. 72 und 73).

Innerhalb der Bodenreibungsschicht erfolgt eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeiten mit der Höhe, wobei an den meisten Inversionsobergrenzen wieder Geschwindigkeitsmaxima zu beobachten sind. Die Geschwindigkeit der ungestörten südöstlichen Höhenströmung beträgt mehr als 6 m/s (Abb. 73 bis 75, Abb. 59).

Vor allem in den Abb. 74 und 75 fällt am Windprofil der Aufstiegsstelle Weingarten (A12) eine deutliche Abweichung von der sonst vorhandenen südöstlichen Höhenströmung auf. Die relativ kräftige südöstliche Strömung wird an der Haardt gestaut. Durch die gut ausgeprägte Höheninversion oberhalb 1200 m über NN und die stabile Schichtung der Atmosphäre darunter, die den vertikalen Austausch einschränkt, wird dieser Stau der Luftmasse nicht nur durch Überströmen der Haardt, sondern vermutlich auch durch ein ausweichendes Umströmen abgebaut. Die ostnordöstliche Strömung unterhalb der Höheninversion bei Weingarten (A12) deutet auf das Ausweichen eines Teils der Luftströmung in das Queichtal hin.

**9.3.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 16. 7. 1978 (Meßserie 10, Meßprofil VI)**

Am 16. 7. 1978 reicht der Keil eines Hochdruckgebietes mit Kern westlich der Britischen Inseln bis nach Süddeutschland. Während der ab 4.00 Uhr morgens durchgeführten Messungen ist es überwiegend wolkenlos, stellenweise tritt bei starker nächtlicher Abkühlung flacher Bodennebel auf, die in die Klassifikation eingehende Sichtweite von Freiburg/Br. beträgt um 7.00 Uhr 4000m. Demnach ist zu diesem Zeitpunkt ein Teil der weitgefaßten „abwärmerelevanten“ Bedingungen erfüllt (Tab. 3) (SÜSSENGUTH et al. 1983).

Die vertikalen Temperaturprofile lassen erkennen, daß es sich um eine „abwärmerelevante“ Wetterlage des Typs G 1 handelt.

Diese stellt jedoch nur eine kurzlebige Situation dar, die sich aus dem Typ H entwickelt hat und so mit zunehmender Einstrahlung zu einer „nicht-abwärmerelevanten“ Wetterlage wird.

Um 4.00 Uhr treten an den drei Aufstiegsstellen Gündlingen, Holzhausen und Oberhausen noch kräftige Bodeninversionen auf mit Temperatursprüngen von mehr als 3 K. Die stabile Schichtung reicht maximal bis 900 m über NN (Abb. 76). Trotz beginnender Abschwächung der Bodeninversionen dehnt sich die stabile Schicht während der nächsten 2 Stunden noch bis in die Höhe von 1100 m über NN aus. Die am Boden nach Auflösung des Bodennebels zwischen 6.00 und 7.00 Uhr einsetzende Labilisierung verzögert sich nur in Oberhausen, so daß dort um 9.00 Uhr die noch „abwärmerelevante“ regionale Wettersituation des Typs E auftritt, während in Holzhausen und Gündlingen bereits der Typ B anzutreffen ist.

Die zeitliche und lokale Änderung der Wettertypen in der Zeit von 4.00 bis 9.00 Uhr ist nachstehend zusammengestellt:

Station	Uhrzeit					
	4.00	5.00	6.00	7.00	8.00	9.00
Oberhausen	H	H	G	G	G	E
Holzhausen	H	H	F	E	E	B
Gündlingen	H	H	G	G	G	B

Diese auf engerem Raum auftretenden Verschiebungen innerhalb der Wettertypen sind beispielsweise darauf zurückzuführen, daß in Holzhausen, d.h. östlich des Kaiserstuhles, der flache Bodennebel sich schneller auflöste, damit konnte auch die Auflösung der Bodeninversion eher einsetzen. So wird hier um 5.00 und um 6.00 Uhr am Boden nur eine Isothermie angetroffen, während in Oberhausen und Gündlingen noch Bodeninversionen vorhanden sind (Abb. 76).

Die Absinkinversion oberhalb etwa 1500 m über NN zeigt den zunehmenden Hochdruckeinfluß mit der typischen, starken Feuchteabnahme im Bereich der Absinkvorgänge. Die Untergrenze dieser Höheninversion sinkt zwar in den Vormittagsstunden weiter ab, ihre Existenz ist jedoch in diesem Falle für die „Abwärmerelevanz“ ohne Bedeutung (Abb. 76).

Die vertikalen Windrichtungsprofile verlaufen ab etwa 800 m über NN in einer westlichen bis nordwestlichen Höhenströmung recht einheitlich. In der darunterliegenden Höhenschicht treten jedoch an den einzelnen Aufstiegsstellen Strömungsunterschiede auf, die zumindest teilweise auf die Hinderniswirkung des Kaiserstuhlmassivs zurückzuführen sind. Die Leewirkung deutet sich bei der herrschenden Höhenströmung besonders in Holzhausen und Gündlingen an. Bei letztgenannter Aufstiegsstelle wird sie vermutlich durch lokale Kaltluftabflüsse aus Richtung Kaiserstuhl und Tuniberg überlagert (Abb. 77).

Einen Hinweis auf derartige Lee-Effekte liefern auch die Radiosondenaufstiege von 8.00 Uhr morgens: die Höheninversion liegt über Holzhausen und Gündlingen niedriger als im Luv des Kaiserstuhls (Oberhausen) (Abb. 76).

**9.4 Wetterlagen des Typs H**

Neben den synoptischen Voraussetzungen für das Auftreten des „abwärmerelevanten“ Wettertyps H sind zwei weitere Bedingungen notwendig:

1. ein mittlerer Temperaturgradient  $> -0.65$  K/100 m für die Luftschicht von 0 m bis 500 m über Grund,
2. eine Inversion mit einem Temperatursprung von mehr als 2 K unterhalb 1000 m über Grund (Tab. 3 und 4).

#### 9.4.1 Kleinaerologische Aufstiege vom 25. 3. 1979 (Meßserie 13, Meßprofil VI)

Der Oberrheingraben befindet sich am 25. 3. 1979 zwischen einem nordostwärtsziehenden Tief über Irland und einem Hoch über Osteuropa im Zustrom milder Meeresluft aus südwestlicher bis südlicher Richtung. In den Mittagsstunden überquert eine Warmfront das Untersuchungsgebiet. Sie kündigt sich mit ihrem Wolkenfeld bereits in den frühen Morgenstunden an. Ab 7.00 Uhr ist es im Bereich des Kaiserstuhls an den drei Aufstiegsstellen Gündlingen, Holzhausen und Oberhausen schon völlig bedeckt.

Bei gleichzeitig schwachem Bodenwind beginnt die Auflösung der kräftigen Bodeninversionen, die sich während der vorangegangenen, wolkenlosen Nacht ausbildeten, vom Erdboden her sehr langsam und setzt sich in Holzhausen und Gündlingen nur bis etwa 60 m über Grund durch, darüber bleibt die abgehobene Inversion erhalten. In Oberhausen findet man lediglich um 10.00 Uhr einen negativen Temperaturgradienten in Bodennähe, eine Stunde später liegt die Inversion sogar wieder dem Erdboden auf.

Die kräftige Warmluftzufuhr mit Höhenwinden bis zu 20 m/s kann diese strahlungsbedingte Bodeninversion mittels Durchmischung von der Obergrenze her beseitigen, was durch abnehmende Schichtdicke und Durchgriff der südlichen Strömung bis zum Erdboden angezeit wird (Abb. 78 bis 82).

Der Wettertyp H bleibt in Holzhausen und Oberhausen bis zum Mittag erhalten. Danach ergeben die synoptischen Bedingungen (zwischen 7.00 und 19.00 Uhr mehr als 0.1 mm Niederschlag in Freiburg/Br.), daß etwa ab 13.00 Uhr der Wettertyp C auftritt (Tab. 4). Da die in Gündlingen gefallene Niederschlagsmenge quantitativ nicht bekannt ist, ist dort eine lokale Umwandlung des Wettertyps H in den Wettertyp D nicht auszuschließen.

#### 9.4.2 Kleinaerologische Aufstiege vom 21. 1./22. 1.1979 (Meßserie 12, Meßprofil VI)

Wie in Kapitel 4.3 bereits erläutert, hat sich schon ab 18. 1. 1979 aufgrund der Großwetterlage (kräftige Hochdruckzone zwischen Westrußland und dem Nordmeer einerseits, Tiefdrucksystem über dem Ostatlantik andererseits) eine bodennahe Kaltluftschicht ausgebildet. Darüber erfolgt Warmluftadvektion, so daß sich eine kräftige Höheninversion einstellt.

Auch am 21. 1. 1979 dringt milde Meeresluft aus Südwesten nach Deutschland vor, kann sich aber gegen die bodennahe Kaltluft ebensowenig durchsetzen wie ein Tiefausläufer, der am 22. 1. 1979 das Untersuchungsgebiet überquert. An den drei Meßstellen Gündlingen, Holzhausen und Oberhausen herrscht während dieser beiden Tage (21./22. 1. 1979) neblig-trübes Wetter mit Sichtweiten, die nicht über 2000 m hinausgehen; am Boden weht nur ein sehr schwacher Wind aus nordwestlichen bis östlichen Richtungen.

Die vertikalen Lufttemperaturprofile vom 21. 1. 1979 zwischen 16.00 und 23.00 Uhr lassen die erneute Warmluftzufuhr in größeren Höhen erkennen. Die Untergrenze dieser neuen Advektionsinversion findet sich um 16.00 Uhr in 1200 m über NN, ihre Mächtigkeit erstreckt sich über etwa 600 m. Im Verlauf des Nachmittags und Abends senkt sich die Untergrenze dieser Inversion auf etwa 1100 m über NN, ihr Temperatursprung intensiviert sich dabei von etwa 4 K auf fast 7 K. Oberhalb von 2400 m über NN zeigt sich je nach Gipfelhöhe des Radiosondenaufstiegs zwischen 18.00 und 20.00 Uhr ein weiterer Warmluftvorstoß in Form einer Höheninversion, deren Temperatursprung allerdings nur 1 K bis 2 K beträgt (Abb. 82).

Die für die „Abwärmerelevanz“ des Wettertyps H verantwortliche abgehobene Inversion in Bodennähe bleibt mit ihrer Untergrenze an allen drei Aufstiegsstellen nahezu konstant in 200 m über

Grund, die Mächtigkeit schwankt im Tagesverlauf nur noch zwischen 200 m und 250 m.

Da die optischen Höhenwindmessungen wegen schlechter Sichtverhältnisse ausfallen, kann nur auf die Radarwindmessung von Holzhausen zurückgegriffen werden, die aber über die räumlichen Unterschiede des bodennahen Windfeldes keine Auskunft geben kann (Abb. 83).

Den Lufttemperaturprofilen des 22. 1. 1979 zwischen 7.00 und 14.00 Uhr ist zu entnehmen, daß sich die Warmluftzufuhr in der Höhe während der Nacht und den frühen Morgenstunden weiter verstärkt hat. Die am Vorabend noch zwischen 1100 m und 1400 m über NN liegende Höheninversion befindet sich um 7.00 Uhr zwischen 900 m und 1100 m über NN, ihr Temperatursprung hat sich nochmals um 2 K vergrößert (Abb. 84).

Die im Laufe der Nacht- und frühen Morgenstunden um 100 m abgesunkene Untergrenze der ersten Höheninversion verändert ihre Lage nur noch unwesentlich. Allerdings verringert sich der Temperatursprung, die Schicht zwischen Boden und 150 m über Grund stabilisiert sich zunehmend. Der Bereich labiler Schichtung zwischen der ersten und zweiten Höheninversion wird infolge anhaltender Durchmischung kleiner.

Um die Mittagsstunde wachsen diese beiden Inversionen insbesondere in Gündlingen und Holzhausen allmählich zusammen, so daß eine sehr stabile, vom Erdboden bis ca. 700 m über NN reichende Luftschicht vorhanden ist (Abb. 84).

Auch an diesem Tage ist das Windfeld wegen der wenig hochreichenden Pilotierungen räumlich nicht erfaßbar. Anhand von Kleinradaraufstiegen in Holzhausen ist lediglich festzustellen, daß sich die Höhenströmung am 22. 1. 1979 gegenüber dem Vortag von Nordwesten auf Südwesten gedreht hat, was mit der Süd-Nordverlagerung einer Luftmassengrenze zusammenhängen dürfte (Abb. 85).

## 10 Ergebnisse

Für die von SÜSSENGUTH et al. (1983) definierten regionalen Wettertypen A bis H wurden in den Kapiteln 7 bis 9 ausgewählte Fallstudien vorgestellt und Einzelheiten des Witterungsablaufes anwendungsorientiert beschrieben. Dabei zeigt sich, daß diese regionalen Wettertypen unabhängig von ihrer Einstufung („nicht-abwärmerelevant“, „abwärmerelevant“) lokalen und tageszeitlichen Änderungen unterworfen sind.

Lokale Änderungen werden beispielsweise induziert durch:

1. eine, gegenüber den Randhöhen häufigere Ausbildung labiler oder überadiabatischer Temperaturgradienten in der bodennahen Luftschicht der Rheintalmitte,
2. Stadtklima-Einwirkungen vor allem im Ballungszentrum Mannheim-Ludwigshafen,
3. unterschiedliches Auftreten von Nebel,
4. Luv-/Lee-Effekte bei Niederschlag und Bewölkung, auf die BARTELS et al. (1982) schon hingewiesen haben.

Die tageszeitlichen Änderungen ergeben sich durch den ausgeprägten, wetterlagen- und jahreszeitabhängigen Tagesgang des vertikalen Lufttemperaturgradienten (Ausbildung und Auflösung strahlungsbedingter Bodeninversionen, Verhalten von Absink- und Advektionsinversionen).

Hinzu kommt die Beeinflussung des regionalen Windfeldes durch die Orographie des Oberrheingrabens.

Letztere äußert sich durch:

1. Windgeschwindigkeitsvergenzen bei westlichen Winden, angezeigt durch eine Auffächerung bzw. Drängung der Isotachen über der Rheintalmitte bzw. über den Randhöhen,
2. Einströmen thermisch stabil geschichteter Luftmassen durch den Kraichgau bei östlicher Bodenströmung mit anschließender Kanalisierung durch die Randhöhen,
3. Strömungseffekte an Hindernissen wie dem Vulkankegel des Kaiserstuhles.

Aufgrund des großen meßtechnischen und finanziellen Aufwandes muß eine dreidimensionale Erfassung von Wind, Lufttemperatur und relativer Luftfeuchte stets räumlich und zeitlich begrenzt werden.

Die Darstellung des Zusammenwirkens sehr komplexer lokaler und regionaler Einflüsse im gesamten Gebiet des Oberrheingrabens sollte daher zweckmäßigerweise mesoskaligen numerischen Modellen überlassen bleiben.

Die hier erarbeiteten Ergebnisse sind daher nur Fallstudien, die aber als Verifikationsdaten Eingang in mesoskalige, numerische Modelle finden können.

## 11 Literatur

AHRENS, D. (1972):  
Abhängigkeit des Windprofils von der Wetterlage. Meteorol. Rdsch. 25 (1972), S. 116-125.

AHRENS, D. (1975):  
Feuchte- und Temperatursondierungen in der bodennahen Atmosphäre über Mannheim. Meteorol. Rdsch. 29 (1975) S. 129-138.

BARTELS, H.; FUCHS, H.; JURKSCH, G.; MELCHIOR, J.;  
SÜSSENGUTH, G. (1982):  
Klimatologische Beschreibung des Oberrheingebietes im Hinblick auf Abwärmeprobleme. Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil I. Ber. DWD Nr. 160, Offenbach am Main 1982.

DAMMAN, W. (1960):  
Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet. Eine Studie zur Dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge. Erdkunde Bd. 14 (1960), S. 10-29.

DIEM, M. (1971):  
Windschichtung und Temperaturgradient in den untersten Atmosphärenschichten in der Rheinebene. Meteorol. Rdsch. 24 (1971), S. 11-19.

ENDLICHER, W. (1980):  
Geländeklimatologische Untersuchungen im Weinbaugebiet des Kaiserstuhls. Ber. DWD Nr. 150, Offenbach am Main 1980.

FIEDLER, F.; SONNABEND, H. R.; WALK, O (1982):  
Untersuchungen des Mesoklimas im Oberrheingraben anhand von Mastmessungen. Abschlußbericht Met. Inst. der Universität Karlsruhe, August 1982.

HÖHNDORF, H. (1928):  
Die Luftströmung in der oberrheinischen Tiefebene bei westlichen Winden. Beitr. Phys. d. freien Atmosph. 14 (1928), S. 198-213.

HÖSCHELE, K. (1980):  
Einfluß charakteristischer Geländestrukturen auf die Strömung am Ostrand des Oberrheintals, Ann. d. Meteorol. Neue Folge 16, 1980.

KLEISS, M. (1963):  
Inversionen bis 2000 bzw. 3000 m Höhe nach Flugzeugaufstiegen in Karlsruhe und Radiosondenaufstiegen in Stuttgart. Ber. DWD Nr. 90, Offenbach am Main 1963.

MAYER, H. (1972):  
Inversionen in der bodennahen Atmosphäre über Karlsruhe. Meteorol. Rdsch. 25 (1972), S. 153-161.

NESTER, K. (1978):  
Verifizierung von WALKÜRE. Vorhabensbericht Nr. 10. Meteorologisches Simulationsmodell Oberrheingebiet. Bonnenberg + Drescher, Aldenhoven 1978.

SÜSSENGUTH, G.; BARTELS, H.; JURKSCH, G. (1983):  
Beitrag zur Klassifikation abwärmebezogener Wetterlagen mit Hilfe der thermischen Schichtung. Modellgebiet Oberrheingraben. Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil II. Ber. DWD Nr. 163, Offenbach am Main 1983.

TRAPPENBERG, R. (1962):  
Zur Windstruktur in der unteren Atmosphäre auf Grund von Doppelanschnitten. Ber. DWD Nr. 84, Offenbach am Main 1962.

UMWELTBUNDESAMT (1980):  
Abwärmeprojekt Oberrheingebiet. Erste Phase des Projekts 1976-1979. Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse aus dem Forschungsvorhaben 10407340 bis 10407344, September 1980.

WALLBAUM, F. (1978):  
FITNAH II, Rechnungen mit der eindimensionalen Version. Materialien zum numerischen Simulationsmodell FITNAH. Vorhabensbericht Nr. 11, Meteorologisches Simulationsmodell Oberrheingebiet. Bonnenberg + Drescher, Aldenhoven 1978.

WIPPERMANN, F. (1977):  
FITNAH I, Beschreibung der Modell-Version 1 (Shallow water equations). Vorhabensbericht Nr. 3, Meteorologisches Simulationsmodell Oberrheingebiet. Bonnenberg + Drescher, Aldenhoven 1977.



Anhang

Tab. 1: Übersicht der kleinaerologischen Feldmessungen im Oberheingebiet

Meßserie	Meßprofil	Datum	großräumiger Witterungsverlauf
1	I	31. 8.–8. 9. 1976	Vom 31. 8. bis 5. 9. war ein umfangreiches Tief über Nordeuropa wetterbestimmend. An seiner Westflanke wurde mit einer kräftigen Nord- bis Nordwestströmung kühle Meeresluft nach Mitteleuropa geleitet. Ab 6. 9. verlagerte sich dann ein ostatlantisches Hoch ostwärts und lag am 8. 9. mit seinem Kern über dem Balkan.
2	II	8. 11.–18. 11. 1976	Vom 8. 11. bis zum 10. 11. lag Mitteleuropa zwischen einem Tief westlich der Britischen Inseln und einem umfangreichen Hoch über Rußland in einer schwachen Südwestströmung. Vom 11. 11. bis 13. 11. zog ein Tiefdruckgebiet von der Biskaya über Frankreich hinweg nach Südwestdeutschland. Ab 14. 11. verlagerte sich ein schwaches Tief von der Adria nach Polen, gleichzeitig verstärkte sich ein Hoch über Finnland mit einem Keil nach Westeuropa. An der Südflanke dieses Hochs bildete sich in Bodennähe eine schwache Nordostströmung aus. Ausläufer des Adriatiefs griffen von Osten her auf Süddeutschland über, wobei es am 15. 11. zu verbreiteten, danach zu vereinzelt Niederschlägen kam.
3	III	1. 2.–7. 2. 1977	Eine von Südwestfrankreich bis in den russischen Raum reichende Hochdruckzone schwächte sich am 1. 2. und 2. 2. allmählich ab. Vom 3. 2. bis 7. 2. herrschte eine kräftige westliche Höhenströmung, es zogen mehrere Tiefausläufer vom Atlantik her ostwärts über Mitteleuropa und leiteten einen wolken- und niederschlagsreichen Witterungsabschnitt ein.
4	III	20. 4.–27. 4. 1977	Vom 19. 4. bis 20. 4. gelangte an der Ostseite eines Hochkeils, der sich von Westeuropa her nach Deutschland ausdehnte, allmählich trockene Festlandluft ins Bundesgebiet. Vom 21. 4. bis 27. 4. stellte sich an der Nordflanke eines Hochdruckgebietes, das sich von den Azoren bis zum Balkan erstreckte, eine kräftige Westströmung ein, in der in rascher Folge mehrere Tiefausläufer mit ihren Wolken- und Niederschlagsfeldern Deutschland überquerten.
5	IV	15. 6.–22. 6. 1977	Vom 15. 6. bis 18. 6. hielt sich ein ausgedehntes Hoch über Skandinavien, während sich über Mitteleuropa in westöstlicher Richtung eine ausgeprägte Tiefdruckrinne entwickelte, die ihren Ursprung in einem Tief über Frankreich hatte. Vom 19. 6. bis 23. 6. stellte sich dann zwischen einem ostatlantischen Hoch und tiefen Druck über Nordosteuropa eine zunächst nordwestliche, später nördliche Strömung über Mitteleuropa ein, die wolkenreiche und kühle Meeresluft nach Deutschland brachte.
6	IV	6. 9.–13. 9. 1977	Am 7. 9. wurde die seit dem Vortag bestehende und wetterbestimmende Hochdruckbrücke, die von den Azoren über Mitteleuropa bis Rußland reichte, durch ein Tief, das von Schottland nach Finnland zog, langsam nach Süden abgedrängt. Es stellte sich bis zum 14. 9. eine Westlage ein, in der sich Tiefausläufer mit Zwischenhochs abwechselten. Das südliche Deutschland war dabei ab 9. 9. stärker antizyklonal beeinflusst.
7	IV	4. 2.–7. 2. 1978	Zwischen einem kräftigen Hoch über Nordrußland und einem ostatlantischen Tief stellte sich vom 4. 2. bis zum 6. 2. zunächst schwacher Hochdruckeinfluß ein, der durch Ausbildung einer Tiefdruckrinne zurückgedrängt wurde. Ab 7. 2. wurde dann ein Hoch über dem Nordmeer und Fennoskandien wetterbestimmend, das die Zufuhr kalter Festlandluft einleitete.
8	nur Philippsburg	21. 2.–22. 2. 1978	An den Vortagen hatte ein Hoch über Skandinavien maritime arktische Polarluft nach Deutschland geführt. Die hochwinterliche Witterung mit zeitweiligen Schneefällen im südlichen Deutschland wurde am 22. 2. durch ein Tief westlich der Britischen Inseln beendet, an dessen Vorderseite maritime Tropikluft aus Süden nach Deutschland vorstieß.
9	V	18. 4.–25. 4. 1978	Vom 18. 4. bis 20. 4. lag Deutschland am Rande eines Hochdruckgebietes über Nordskandinavien. Tiefausläufer machten sich gebietsweise nur in abgeschwächter Form bemerkbar. Vom 21. 4. bis 24. 4. stellten sich über Mitteleuropa schwache Luftdruckgegensätze ein, wobei im Süden der Bundesrepublik Deutschland von Anfang an Hochdruckeinfluß überwog. Ab 25. 4. gelangte das Bundesgebiet dann in den Übergangsbereich zwischen einem Hochdruckgebiet über Nordeuropa und einem Tief über Südwesteuropa, wodurch feuchtmilde Meeresluft in die südlichen Landesteile vorstieß.
10	VI	11. 7.–18. 7. 1978	Vom 11. 7. bis 14. 7. bestimmte größtenteils ein Hoch über dem Nordmeer, das einen Keil bis nach Südosteuropa vorgeschoben hatte, die Wetterverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland. Eine von Südwesteuropa heranziehende Tiefdruckstörung löste aber am 11. 7. und 12. 7. im südwestlichen und westlichen Deutschland örtlich ergiebige Schauerniederschläge aus, bevor sie sich abschwächte. Vom 15. 7. bis 17. 7. gelangte an der Ostflanke des inzwischen westlich der Britischen Inseln liegenden Hochs frische Polarluft nach Deutschland. Ab 18. 7. wurden dann in einer nordwestlichen Strömung wiederholt Störungen über die Bundesrepublik hinweggesteuert.

- 11 IV 21. 9.-25. 9. 1978 Das Wetter wurde vom 21. 9. bis zum 23. 9. im größten Teil Deutschlands durch ein sich nur wenig verlagerndes Hoch über den Britischen Inseln bestimmt. An seiner Nordseite zogen Tiefausläufer südostwärts und beeinflussten hauptsächlich die nördlichen und östlichen Landesteile. Vom 24. 9. bis zum 26. 9. vollzog sich eine Umstellung auf eine Westlage, mit ihr zogen Tiefausläufer über die Nordhälfte Deutschlands nach Osten, während die Südhälfte weiterhin unter dem Einfluß des Hochkeils über Südwesteuropa verblieb.
- 12 VI 18. 1.-23. 1. 1979 Eine kräftige Hochdruckzone, die von Westrußland über Skandinavien bis zum Nordmeer reichte, war vom 16. 1. bis 19. 1. wetterbestimmend. An ihrer Südflanke stellte sich eine kalte östliche bis südöstliche Bodenströmung ein. Zwischen einem komplexen Tiefdrucksystem über dem Ostatlantik und dem russisch-skandinavischen Hoch drang zunehmend milde Meeresluft nach Mitteleuropa vor, die sich aber selbst bis zum 23. 1. nur langsam gegen die hier lagernde bodennahe Kaltluft durchsetzen konnte.
- 13 VI 21. 3.-25. 3. 1979 Vom 21. 3. bis 24. 3. floß maritime Polarluft in mehreren Staffeln ins Bundesgebiet, wobei es verbreitet zu Schauern kam. Ab 23. 3. gelangte die eingeflossene kalte Meeresluft unter den Einfluß eines Zwischenhochs, so daß Wetterberuhigung einsetzte. Vom 25. 3. an bestimmte ein umfangreiches Tiefdrucksystem über West- und Mitteleuropa das Wetter. In einer südwestlichen Höhenströmung überquerten seine Fronten Deutschland.
- 14 VI 21. 6.-27. 6. 1979 Am 21. 6. drang zunächst noch an der Südseite eines sich abschwächenden Hochs über der südlichen Ostsee Festlandsluft ins Bundesgebiet vor. Am 22. 6. erfaßten Kaltluftstaffeln von Westen her das Bundesgebiet, am 23. 6. wurde mit einer südlichen Strömung feuchtwarmer Mittelmeerluft zugeführt. In den Morgenstunden des 24. 6. griff dann der Ausläufer eines Tiefs über den Britischen Inseln mit Schauern und Gewittern auf Deutschland über und erreichte die größte Wetterwirksamkeit in Süddeutschland. Danach setzte sich der Einfluß eines Azorenhochkeils durch.

Tab. 2: Verzeichnis der Aufstiegsstellen, ihrer Kurzbezeichnung (Seehöhe in m über NN) und ihre Verteilung auf die Meßprofile I bis VI

links-rheinisch	Kurzbezeichnung	Talmitte	Kurzbezeichnung	rechts-rheinisch	Kurzbezeichnung
Alzey	A1 (190)	Biblis I	B1 ( 88)	Hähnlein	C1 ( 93)
Kirchheimbolanden	A2 (295)	Biblis II	B2 ( 89)	Heppenheim I	C2 ( 96)
Mannheim	A3 (200)	Hofheim	B3 ( 88)	Heppenheim II	C3 (155)
Flörsheim-Dalsheim	A4 (200)	Lampertheim	B4 ( 92)	Juhöhe	C4 (380)
Haßloch	A5 (110)	Mannheim	B5 (100)	Laudenbach	C5 ( 98)
Schänzelturm I	A6 (570)	Ludwigshafen	B6 ( 96)	Handschuhsheim	C6 (110)
Schänzelturm II	A7 (520)	Brühl	B7 (100)	Königstuhl	C7 (565)
Ludwigshöhe	A8 (220)	Philippsburg	B8 ( 96)	Posseltshausen	C8 (475)
Kleinfischlingen	A9 (130)	Oberhausen	B9 (170)	Gaiberg	C9 (325)
Galgenbuckel	A10 (130)	Gündlingen	B10 (195)	Leimen	C10 (104)
Freimersheim	A11 (122)			Wiesloch	C11 (108)
Weingarten	A12 (125)			Kirrlach	C12 (105)
Hohkönigsburg	A13 (520)			Bad Mingolsheim	C13 (135)
Forst Selestat	A14 (450)			Schindelbachberg	C14 (230)
Kintzheim	A15 (230)			Bleichheim	C15 (200)
				Streitberg	C16 (450)
				Vordergeisberg	C17 (600)
				Holzhausen	C18 (200)

Meßprofil	Aufstiegsstellen
I	A7, A8, A9, B8, C12, C13, C14; A13, A14; A15, B9, C15, C16, C17
II	A1, A3, A5, A11; B2, B4, B6, B7, B8; C1, C5, C6, C11, C13
III	A2, A4, B1, B3, C2, C3, C4
IV	A6, A8, A9, A12, B8, C12, C10, C9, C8, C7, (Meßserie II ohne A9, C12, C10, C7)
V	B1, B5, B8
VI	B9, C18, B10

Tab. 3: Übersicht über die Einteilung der regionalen Wetterlagenklassen

a) Einteilung der Temperaturgradientklassen

Typ A (labil):	$S10 \leq -1.0 \text{ K/100 m}$
Typ B (leicht labil):	$-1.0 \text{ K/100 m} < S10 \leq -0.65 \text{ K/100 m}$
Typ C (leicht stabil):	$-0.65 \text{ K/100 m} < S10 < 0.0 \text{ K/100 m}$
Typ D (stabil):	$S10 \geq 0.0 \text{ K/100 m}$

b) Einteilung der „abwärmerelevanten“ Wettersituationen

– mit weit gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen

Typ E1: wie Typ C und  $NG \geq 3/8$  oder  
 $IV \leq 4 \text{ km}$ ,  $IF \leq 6 \text{ kn}$ ,  $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$ ;

Typ F1: wie Typ D und  $NG \geq 3/8$  oder  $IV \leq 4 \text{ km}$ ,  
 $IF \leq 6 \text{ kn}$ ,  $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$ ;

Typ G1: wie Typ E1 oder F1 und  $1 \text{ K} \leq S3 \leq 2 \text{ K}$ ;

Typ H1: wie Typ E1 oder F1 und  $S3 > 2 \text{ K}$ ;

– mit eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen

Typ E2: wie Typ C und  $NG \geq 6/8$  oder  $IV \leq 2 \text{ km}$ ;  
 $IF \leq 6 \text{ kn}$ ,  $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$ ;

Typ F2: wie Typ D und  $NG \geq 6/8$  oder  $IV \leq 2 \text{ km}$ ;  
 $IF \leq 6 \text{ kn}$ ,  $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$ ;

Typ G2: wie Typ E2 oder F2 und  $1 \text{ K} \leq S3 \leq 2 \text{ K}$ ;

Typ H2: wie Typ E2 oder F2 und  $S3 > 2 \text{ K}$ .

NG – Gesamtbedeckungsgrad der Wolken in Achtel

IV – Sichtweite in km

IF – Windgeschwindigkeit am Boden, 10-Minuten-Mittel vor der vollen Stunde in Knoten (1 kn  $\triangleq$  0.52 m/s)

IRR – Niederschlagshöhe der letzten 12 Stunden in mm

S3 – Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund

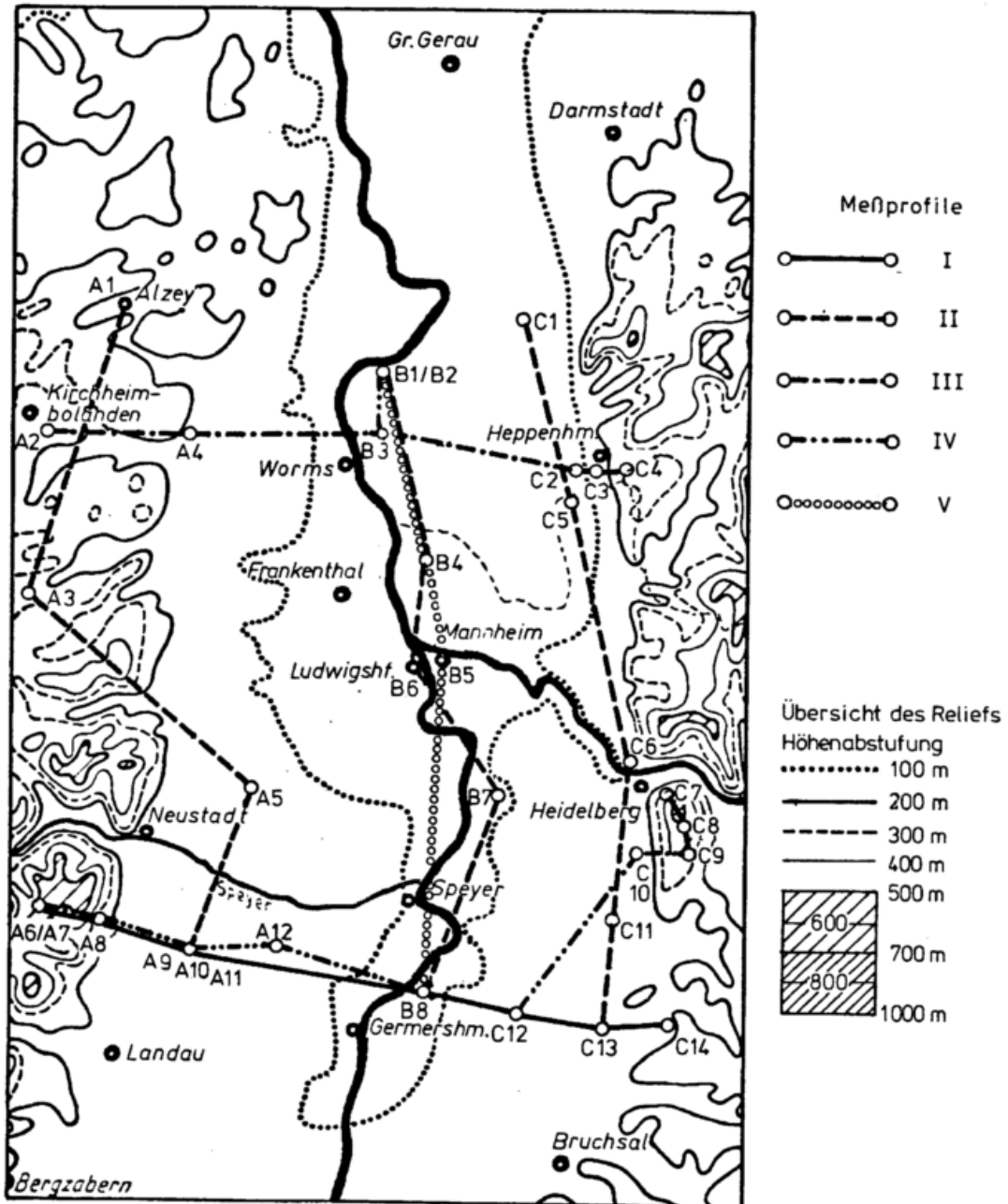
S10 – Mittlerer Temperaturgradient der Höschicht 0 bis 500 m über Grund

Tab. 4: Klassifizierung der regionalen Werttypen A bis H während der Einzelmessserien

Tag	Uhrzeit (MEZ)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14				
		PH	OB	PH	OB	PH	OB	PH	OB	PH	OB	PH	OB	PH	OB				
1.	07 13	- A	C A	- B*	C A	E2 B	D B	H2 H2	G2 H2	H1 D	G1 A	- A	C -	C C	D B	F2* G2	H2 B	C A	H1 A
2.	07 13	E2 A	C B	D* H2	D D	- B	D D	H2 D	D D	G1 A	C C	C C	- -	H2 H2	A A	D D	C C	C C	G1 A
3.	07 13	- B	- B	- C	C B	D H2	C A	C A	D -	D B	G1 A	G1 A	- -	A A	E1 B	D D	B B	C C	G2 A
4.	07 13	B B	C C	H2* H2	D B	- B	D B	C A	- B	C C	G2 G1	D D	D D	A A	H2 H2	D D	H2 H2	B B	G2 A
5.	07 13	G2 -	E1 -	- C*	C C	- B	A A	C B	H2* A	C C	G1 G1	D D	D D	A A	H2 H2	D D	H2 H2	B B	E2 B
6.	07 13	- A	- A	B B	C C	- B	A A	C B	A A	C C	G1 G1	D D	D D	A A	H2 H2	D D	H2 H2	B B	B B
7.	07 13	- -	- -	B* B*	B B	C C	A A	E1 G2	E2 B	C C	D D	- -	- -	A A	- -	C C	C C	B B	G2 C
8.	07 13	D -	D -	E2 E2	E2 B	- A	D A	D A	D A	G2 A	- -	- -	- -	A A	- -	C C	C C	B B	C A
9.	07 13	D -	H1 -	- E2	E2 B	- A	D A	D A	D A	G2 A	- -	- -	- -	A A	- -	C C	C C	B B	C A
10.	07 13	D -	D -	E2 E2	E2 B	- A	D A	D A	D A	G2 A	- -	- -	- -	A A	- -	C C	C C	B B	C A

PH - Philippsburg; OB - Oberhausen  
 - Klassifizierung wegen fehlendem Radiosondenaufstieg nicht möglich  
 \* = Klassifizierung mittels Radiosondenaufstiege der Meßserie

Abb. 1: Übersicht der Meßprofile diskontinuierlicher Aufstiege  
(Meßzugeinsätze im nördlichen Oberrheingraben)



Maßstab 1 : 500 000

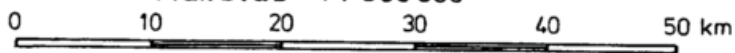
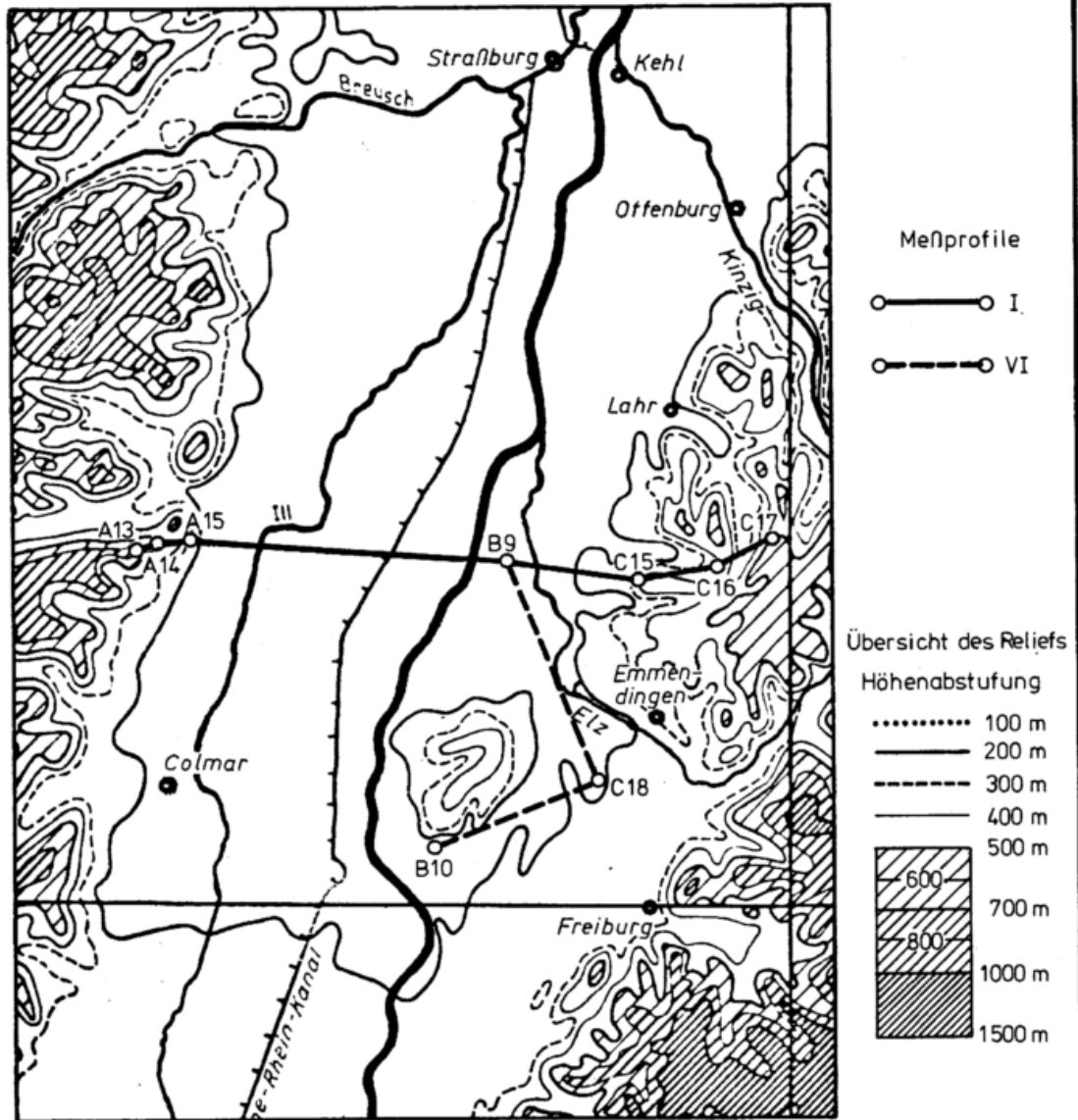


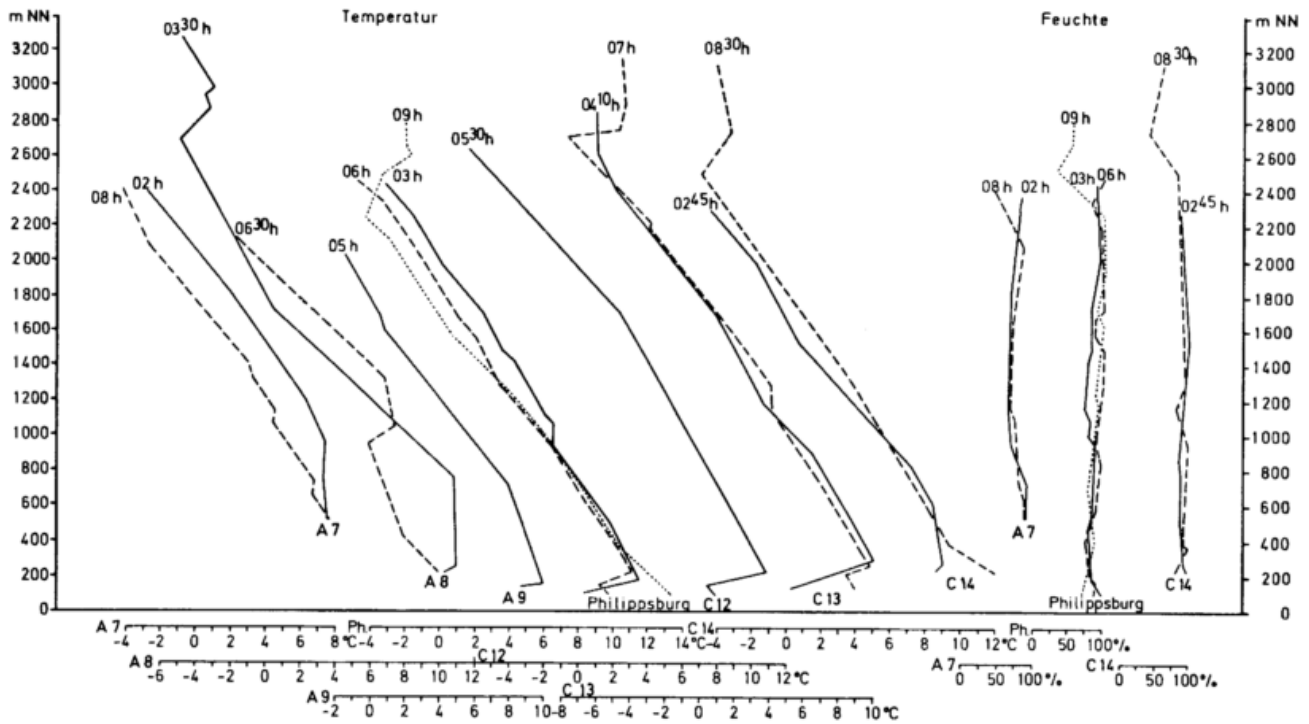
Abb.1 (Forts.): Übersicht der Meßprofile diskontinuierlicher Aufstiege (Meßzugeinsätze im südlichen Oberrheingraben)



Maßstab 1 : 500000

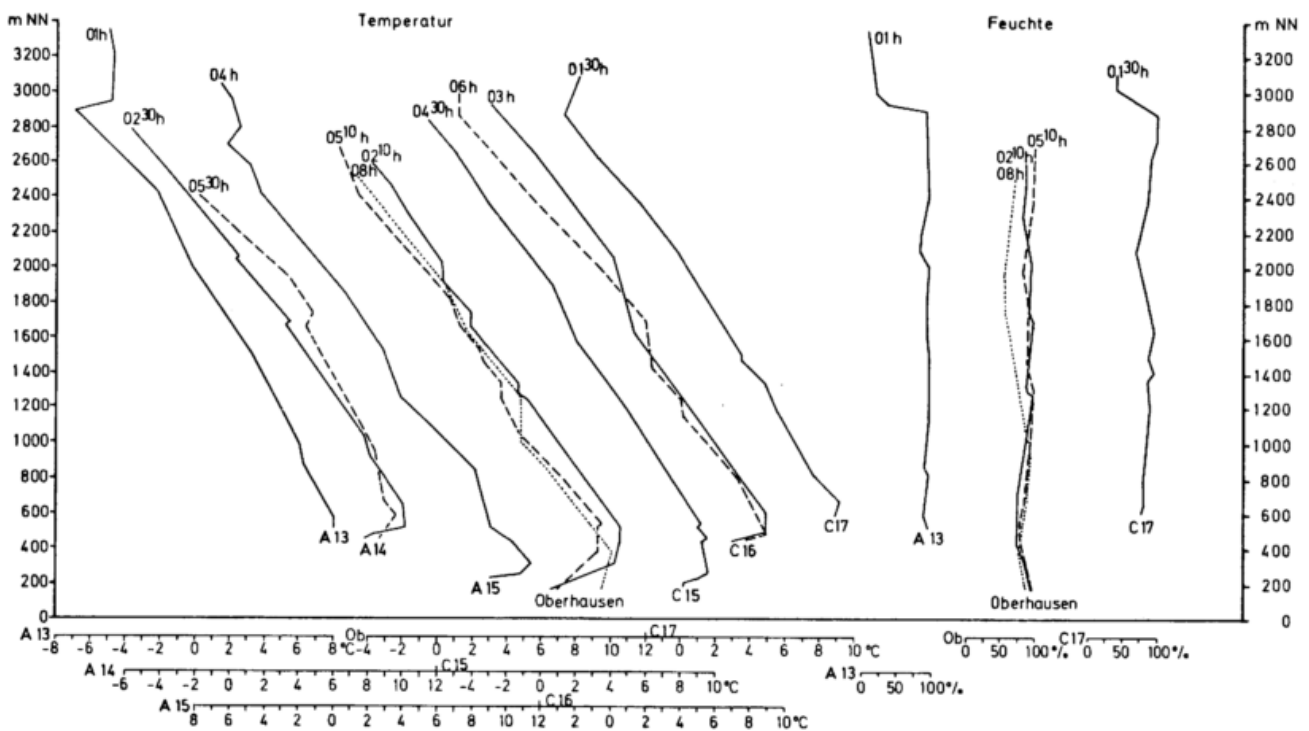


Abb. 2: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 04.09.1976



DWD K 6a

Abb. 3: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 04.09.1976



DWD K 6a

Abb. 4: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 04.09.1976

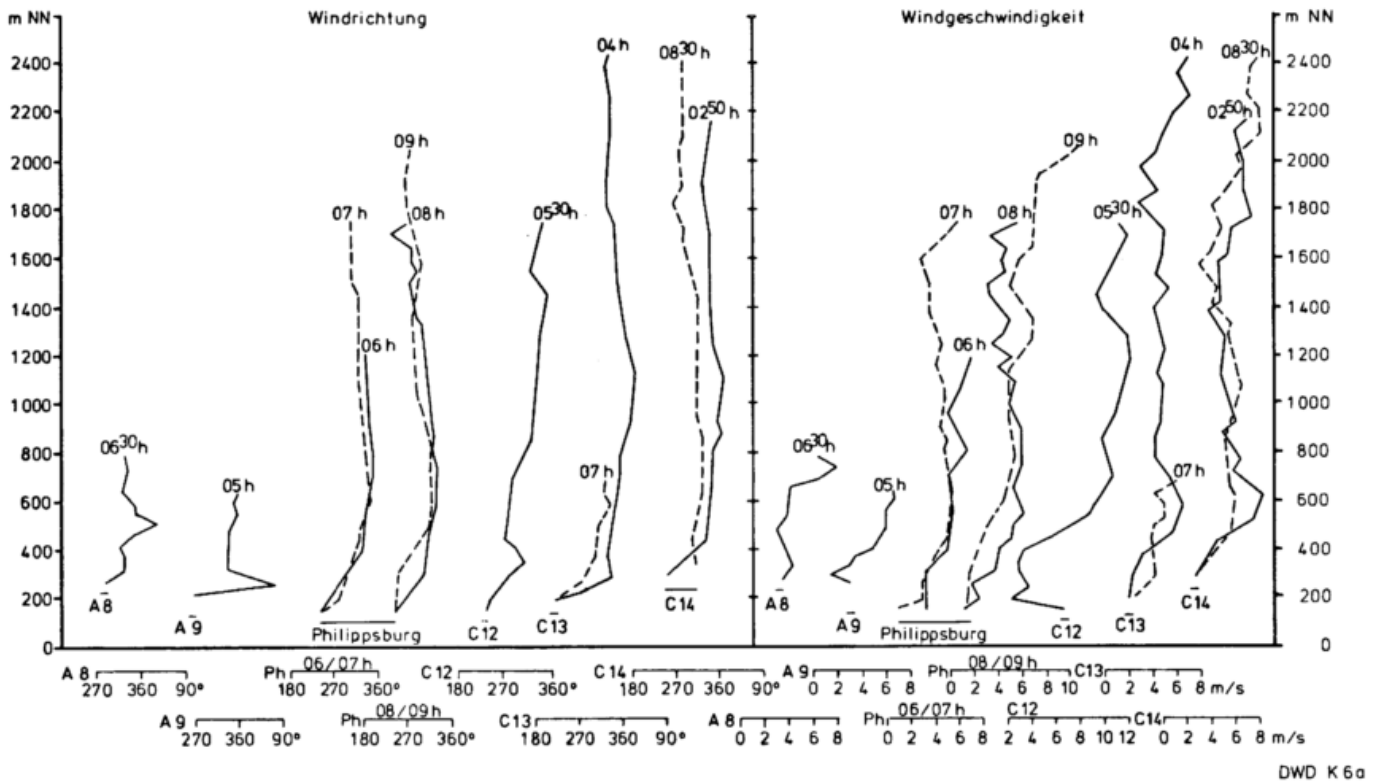


Abb. 5: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 04.09.1976

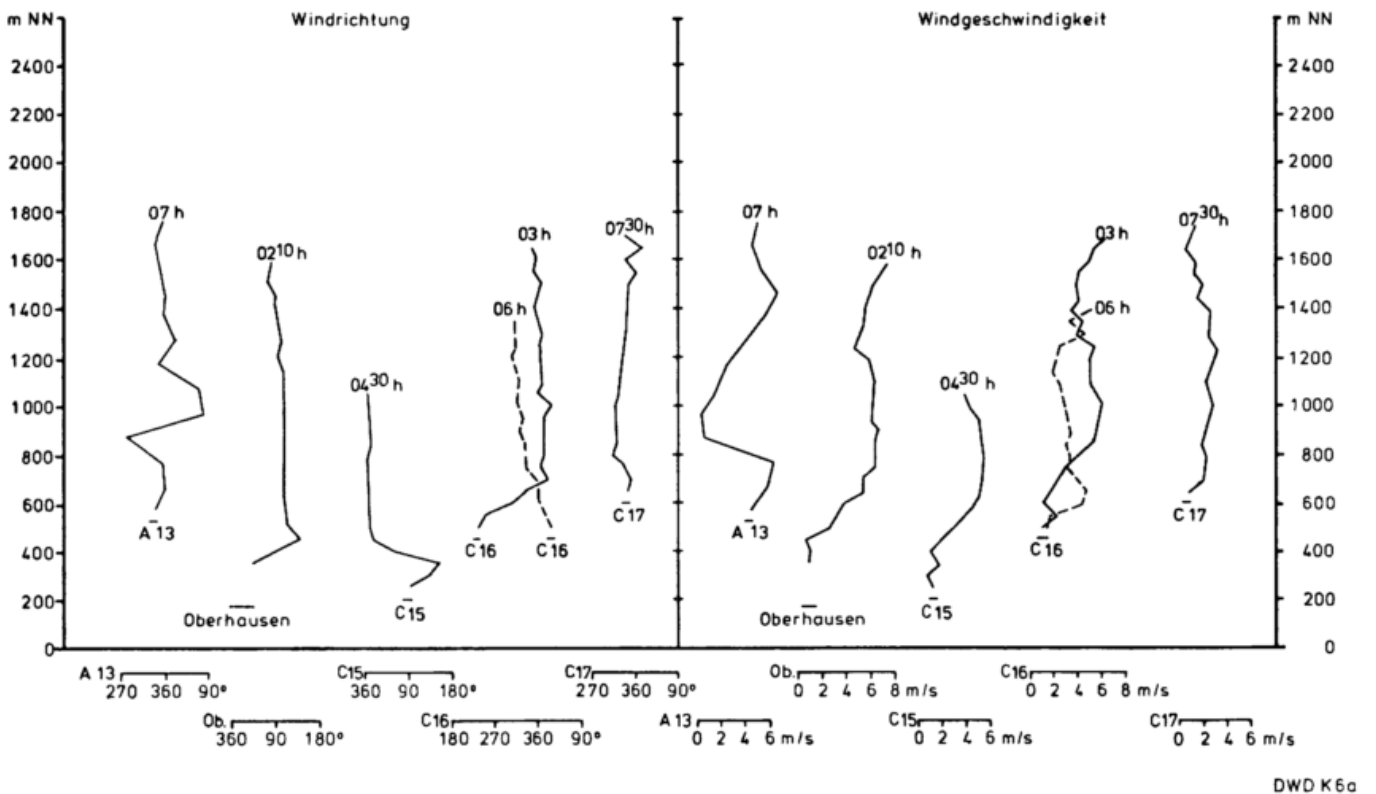
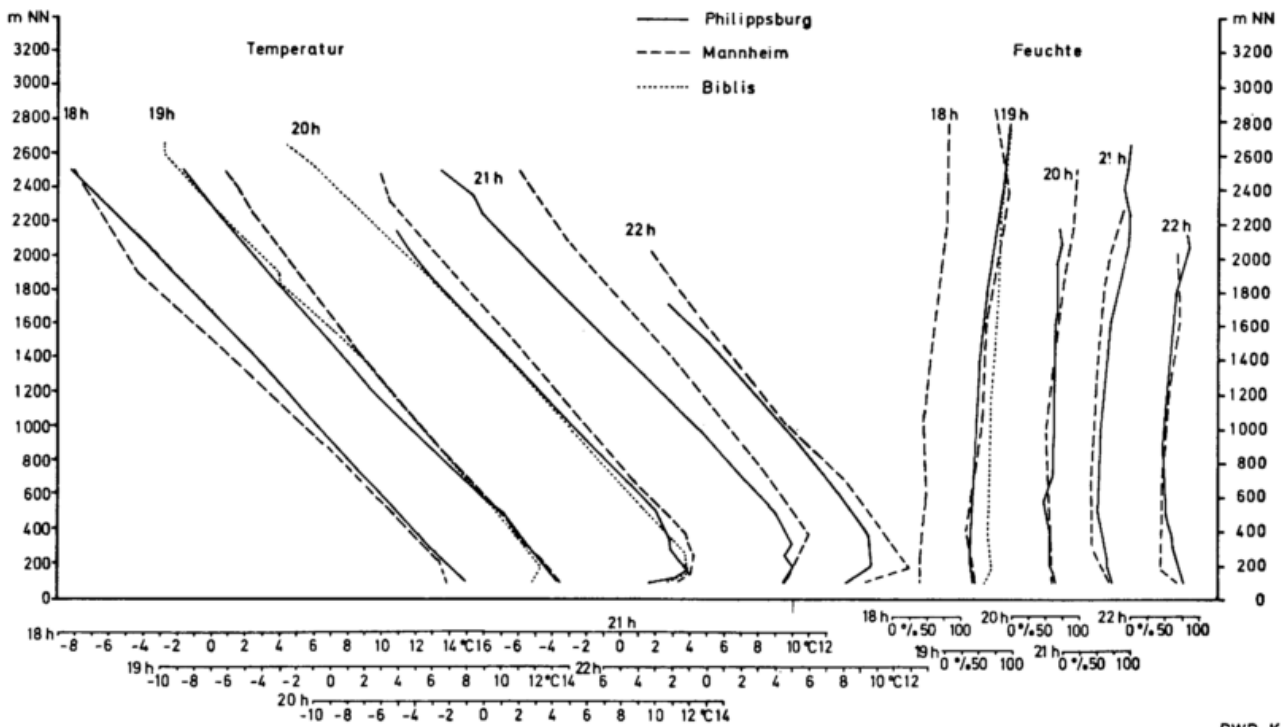
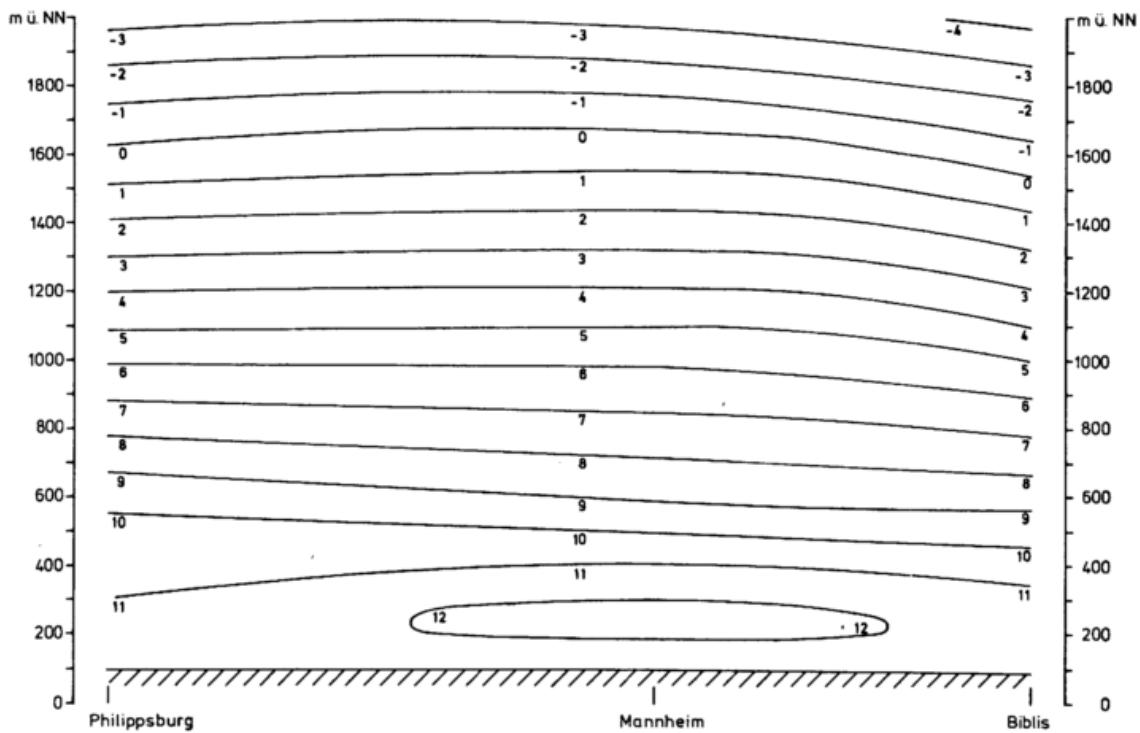


Abb. 6: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils V am 21.04.1978



DWD K 6a

Abb. 7: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils V am 21.04.1978, 20.00 Uhr



DWD - ZA - K6d

Abb. 8: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils V am 22.04.1978

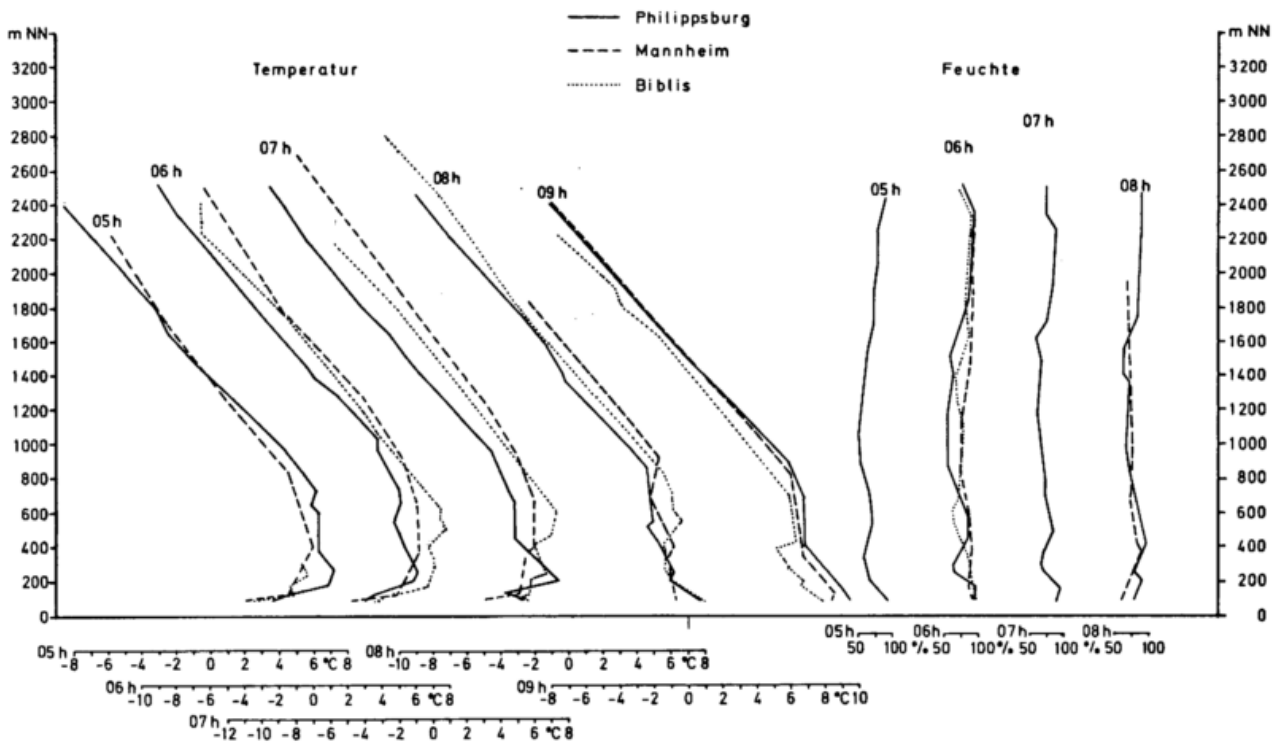


Abb. 9: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils V am 22.04.1978, 06.00 Uhr

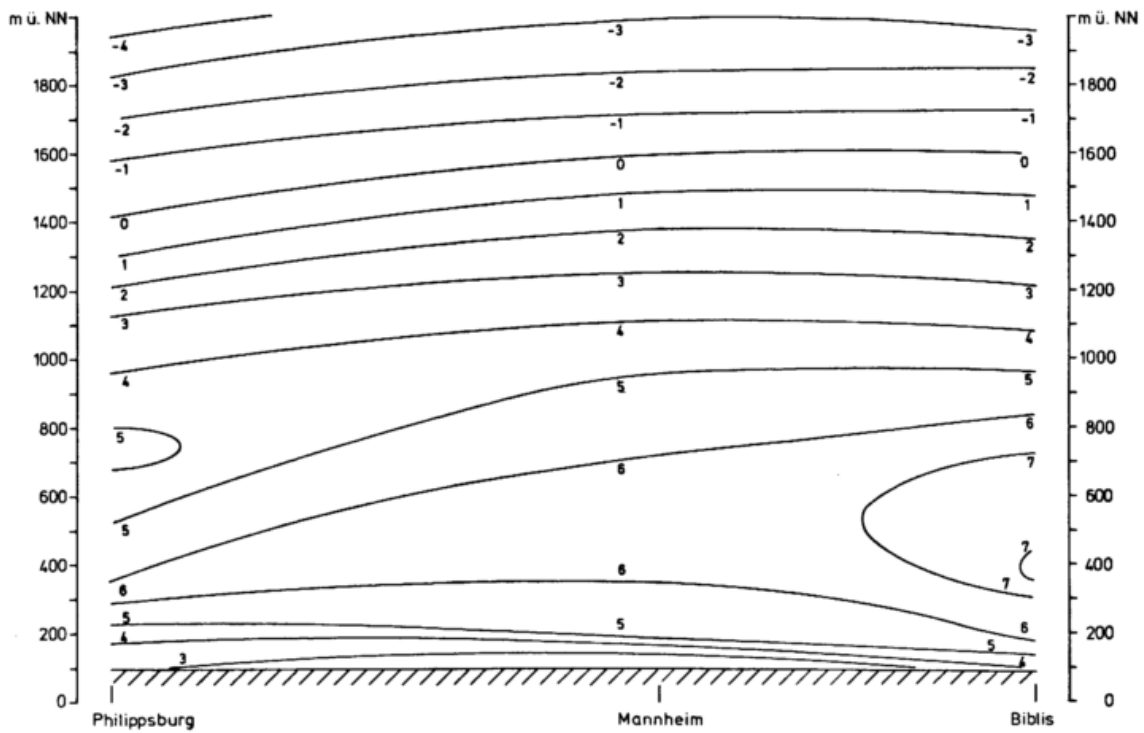
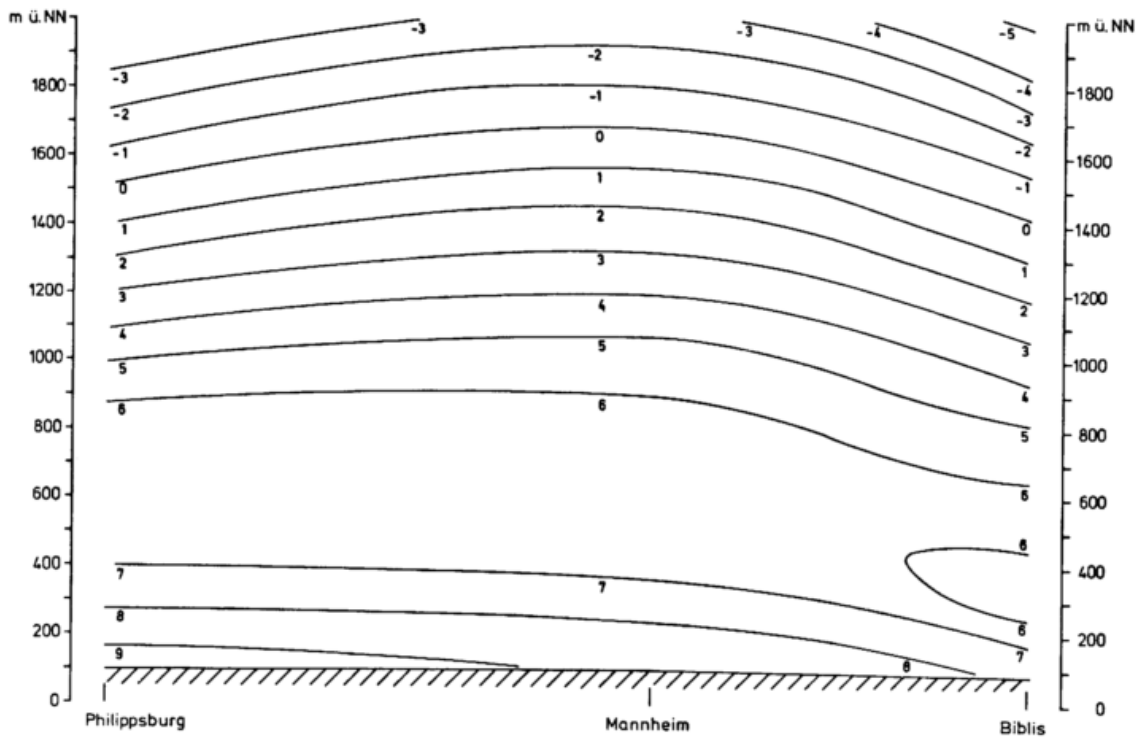
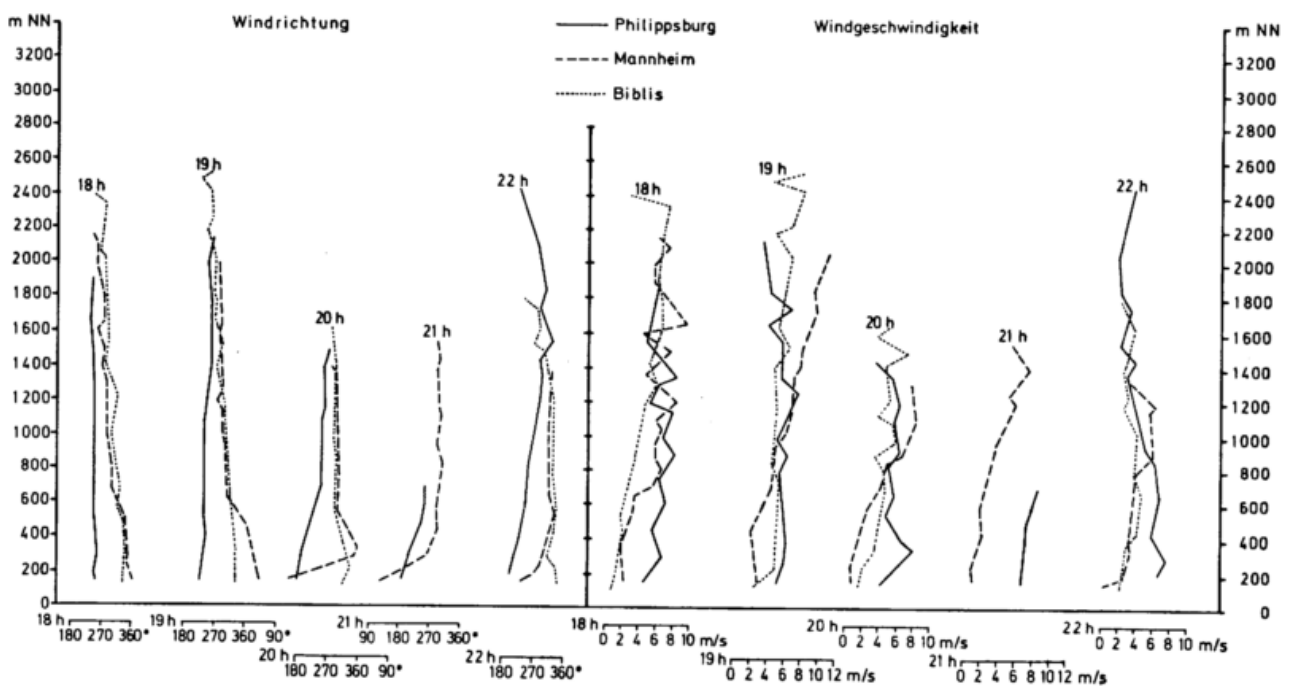


Abb.10: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils V am 22.04.1978, 09.00 Uhr



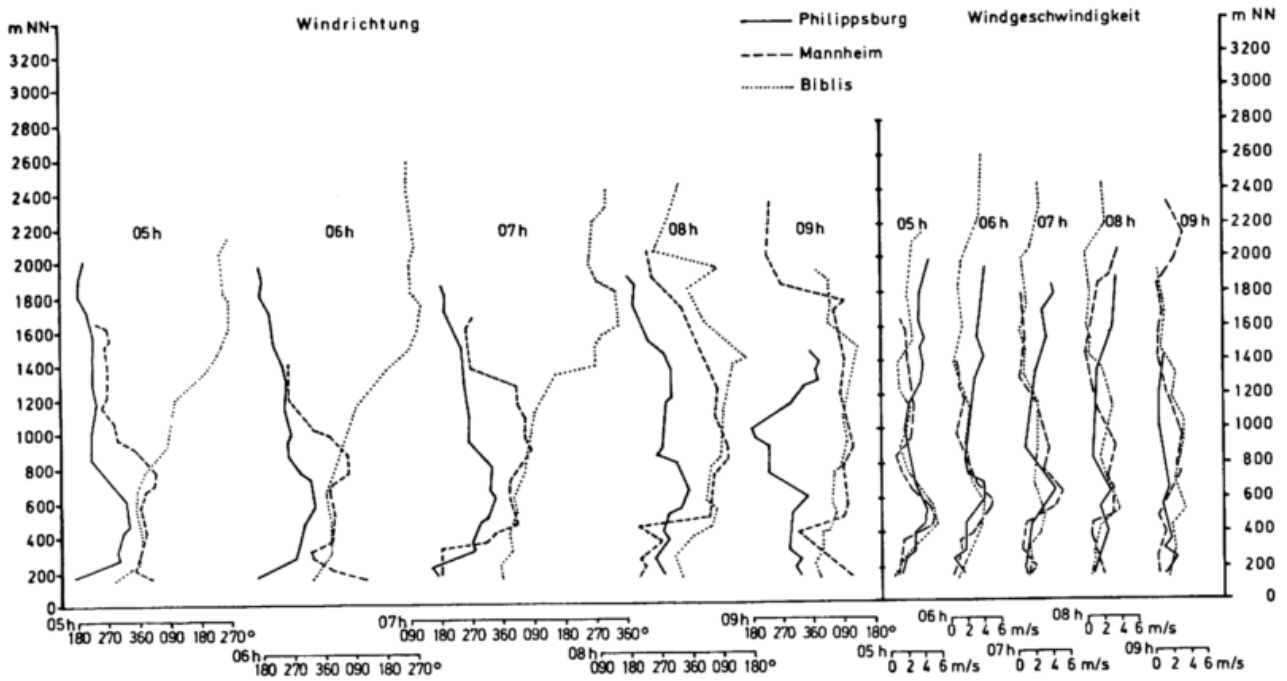
DWD-ZA-K6d

Abb.11: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils V am 21.04.1978



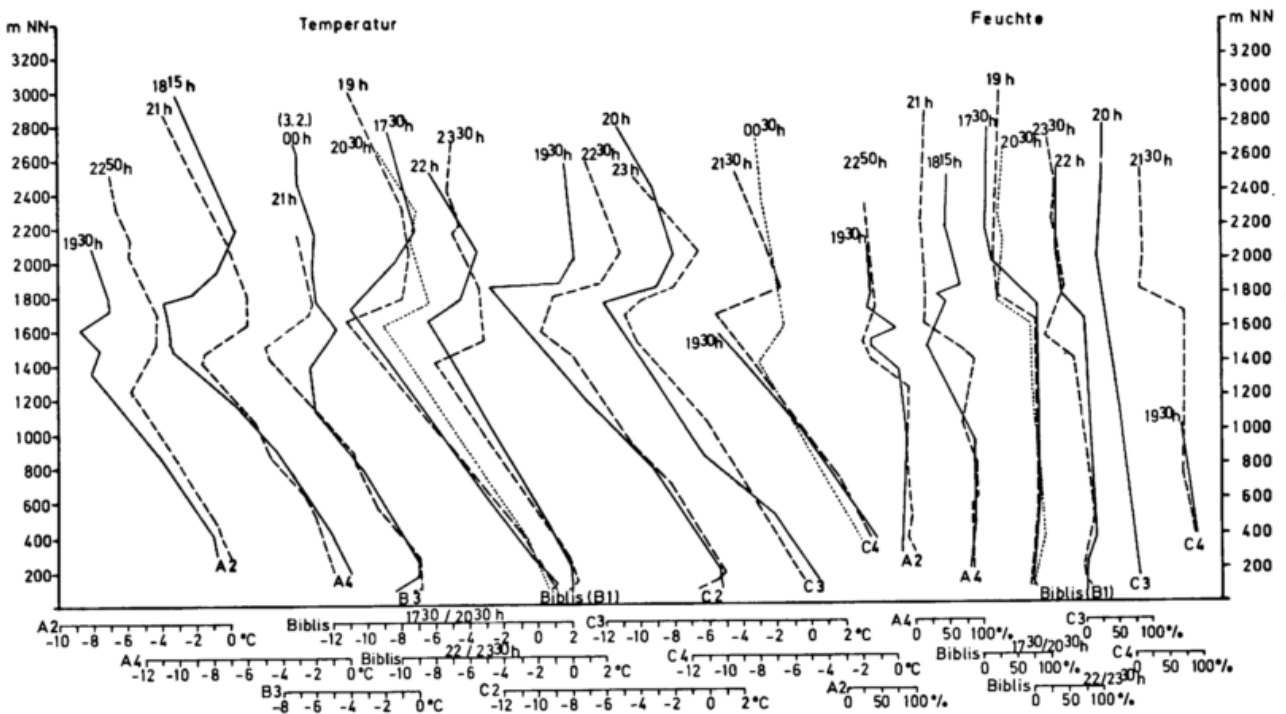
DWD K 6a

Abb. 12: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils V am 22.04.1978



DWD K 6a

Abb. 13: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils III am 02./03.02.1977 zwischen 17.30 und 00.30 Uhr



DWD K 6a



Abb.16: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils III am 02.02.1977, zwischen 17.30 und 19.40 Uhr

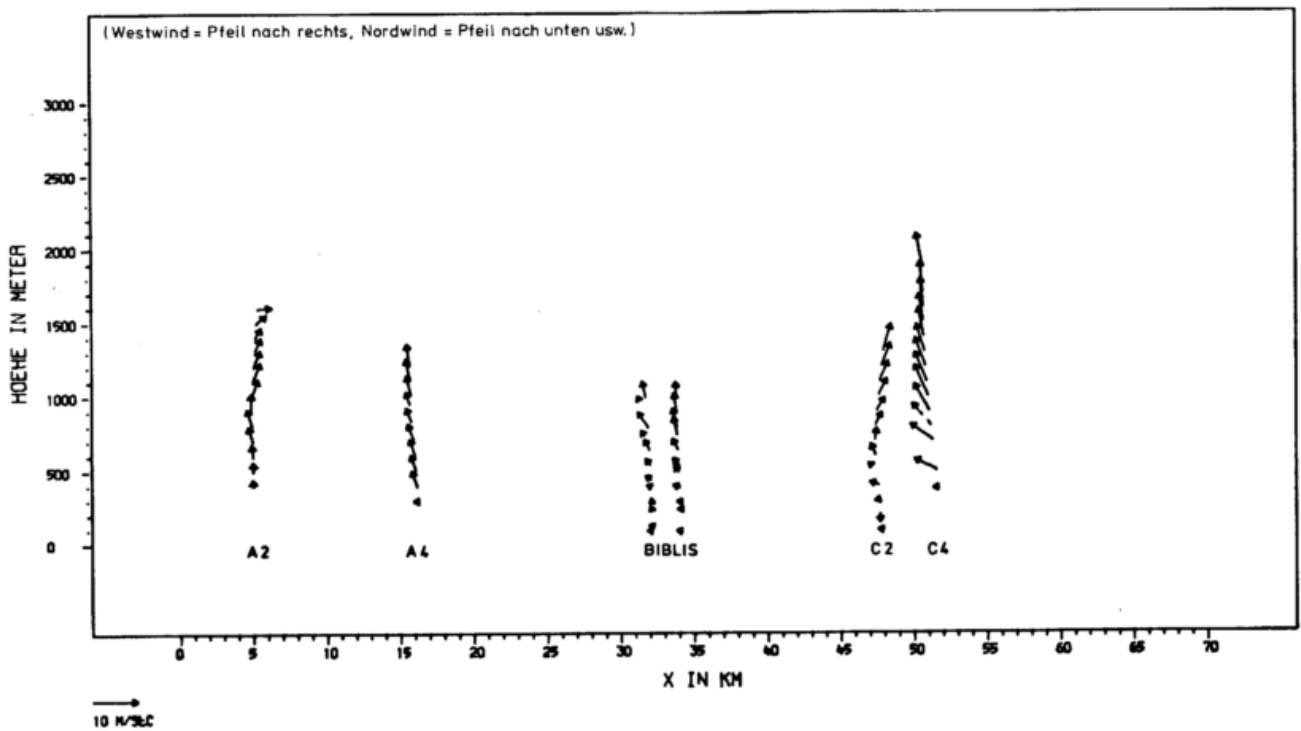


Abb.17: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils III am 02./03.02.1977, zwischen 22.30 und 00.30 Uhr

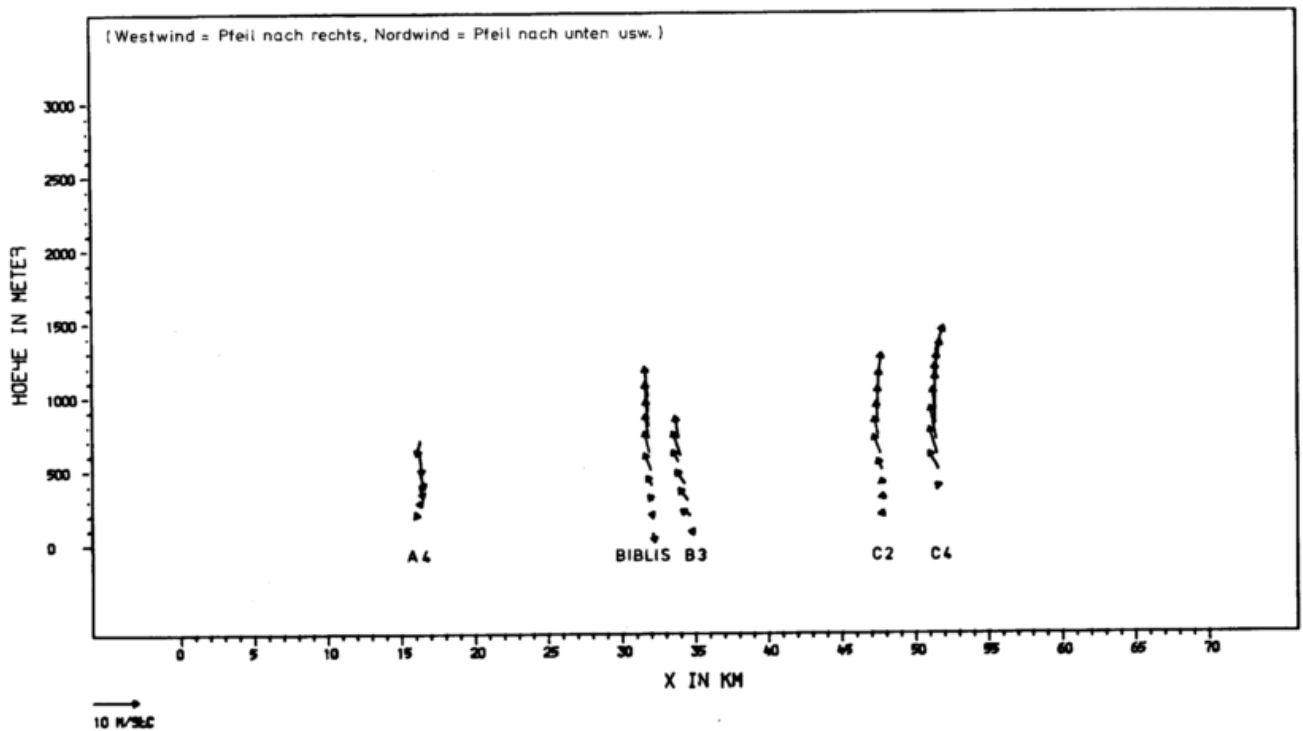
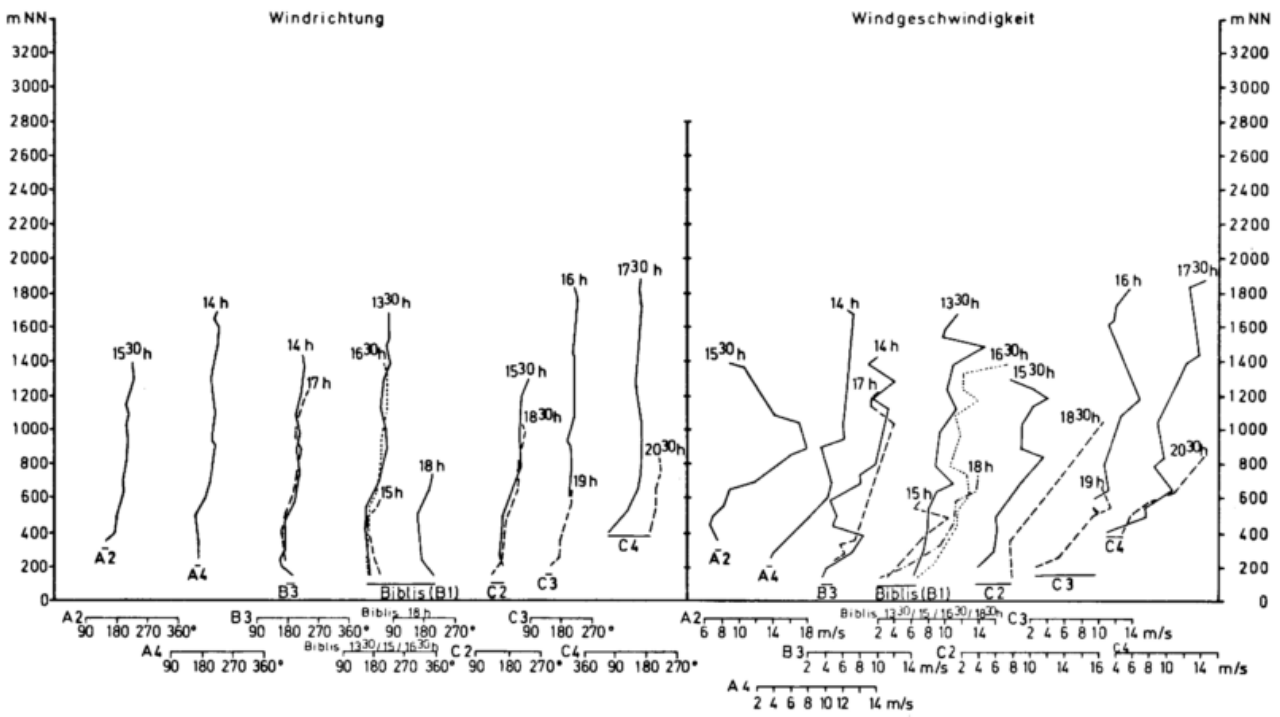
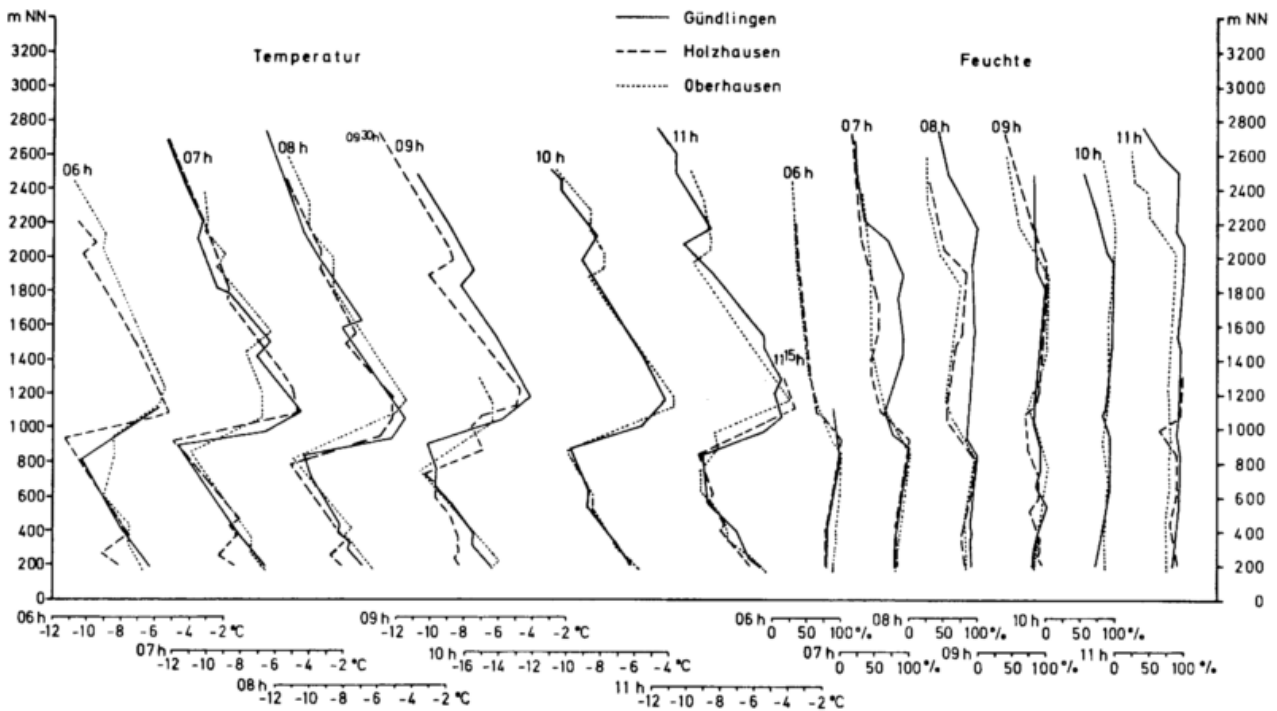


Abb. 18: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils III am 03.02.1977



DWD K 6 a

Abb. 19: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 18.01.1979



DWD K 6 a

Abb. 20: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils VI am 18.01.1979, 06.00 Uhr

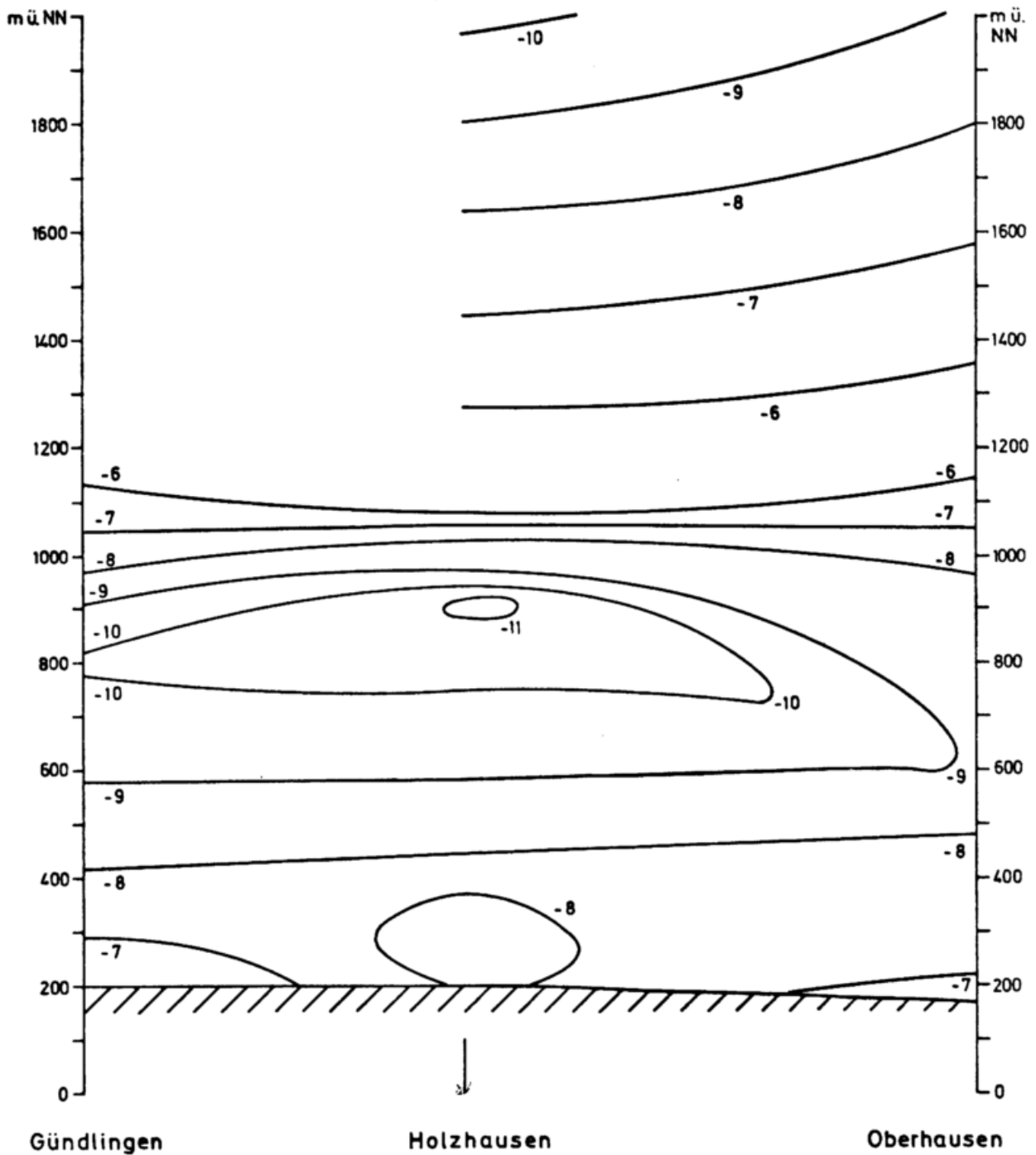


Abb. 21: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils VI  
am 18.01.1979, 09.00 Uhr

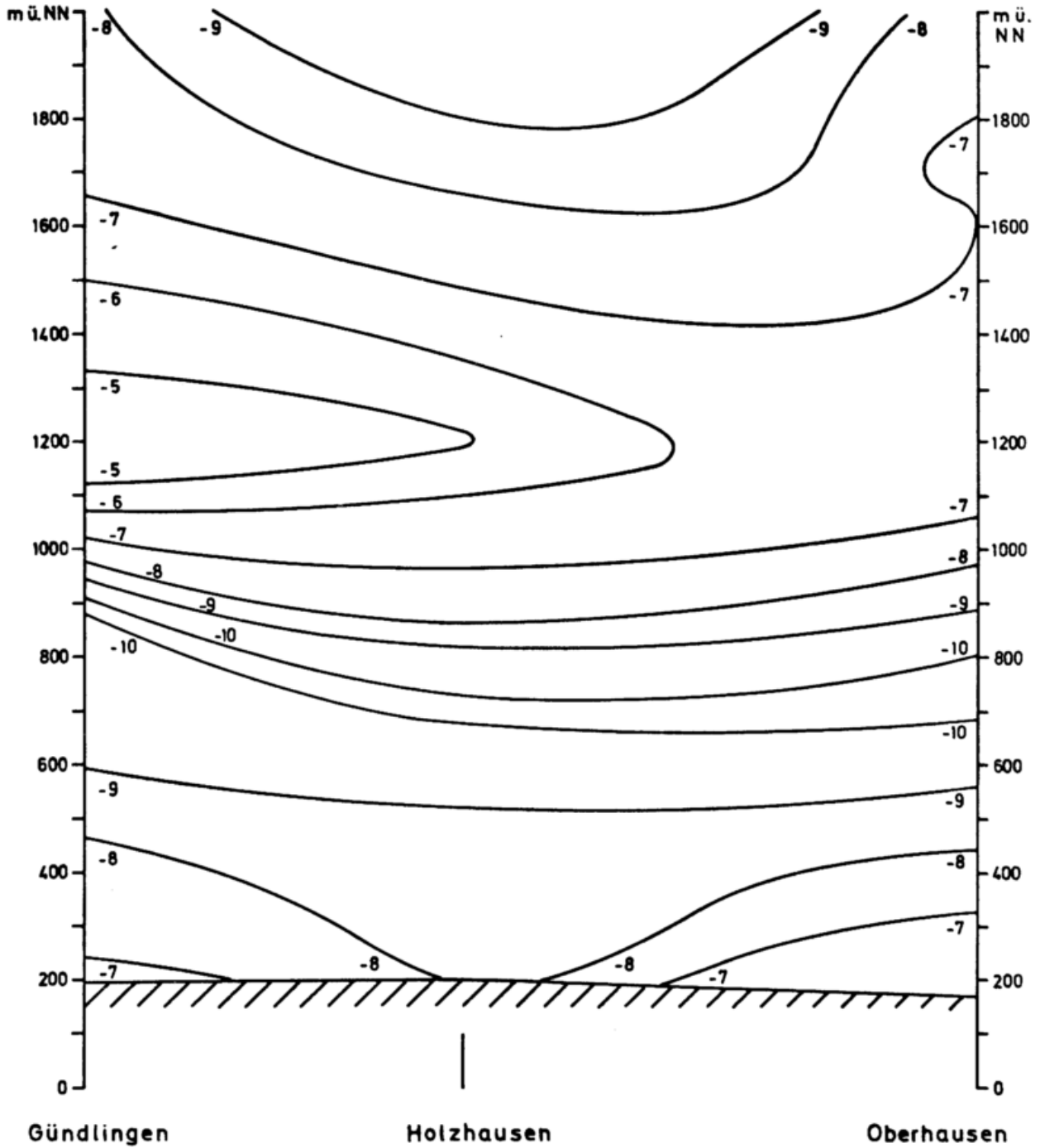


Abb. 22: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 18.01.1979

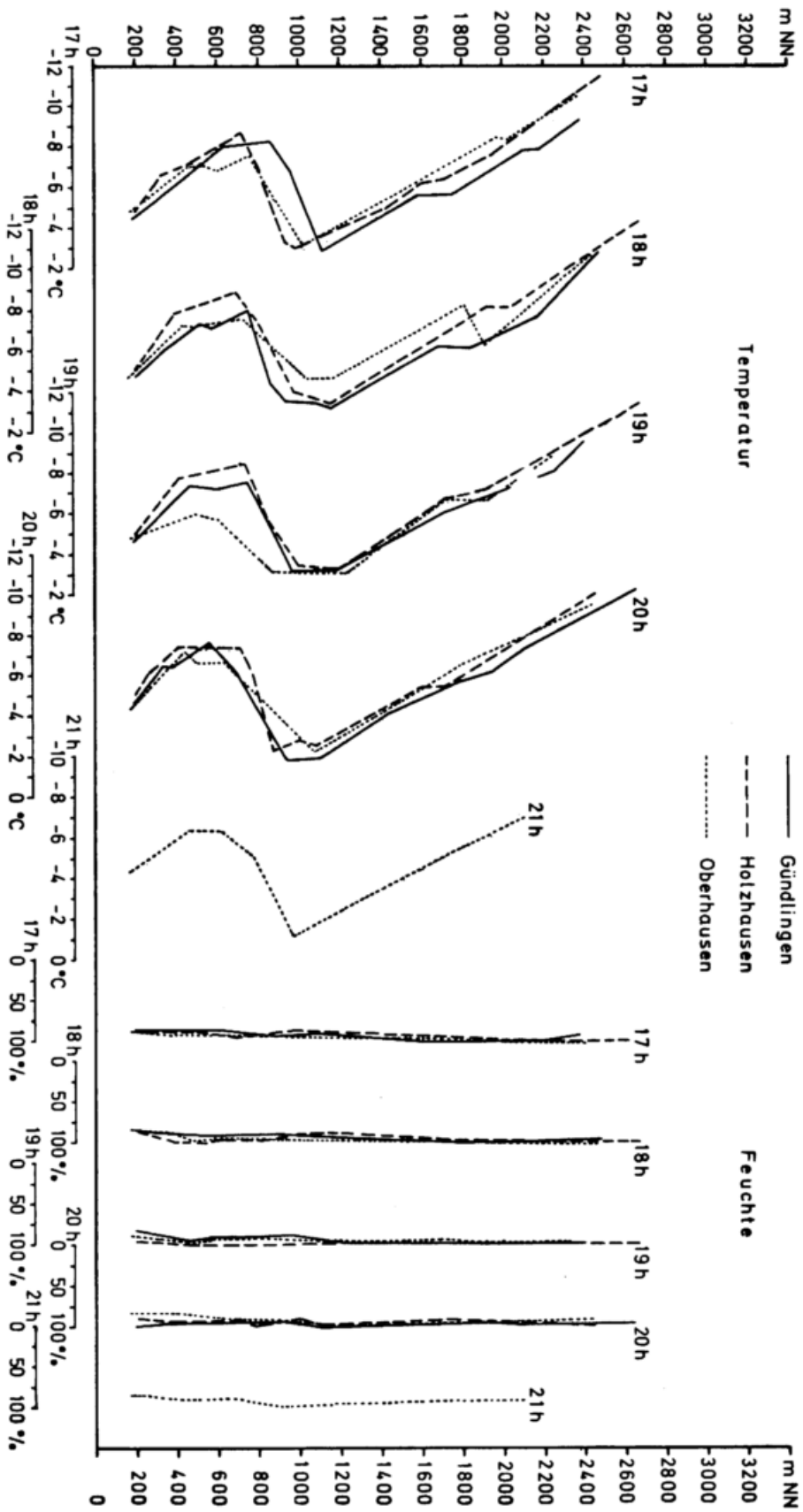


Abb. 23: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils VI  
am 18.01.1979, 17.00 Uhr

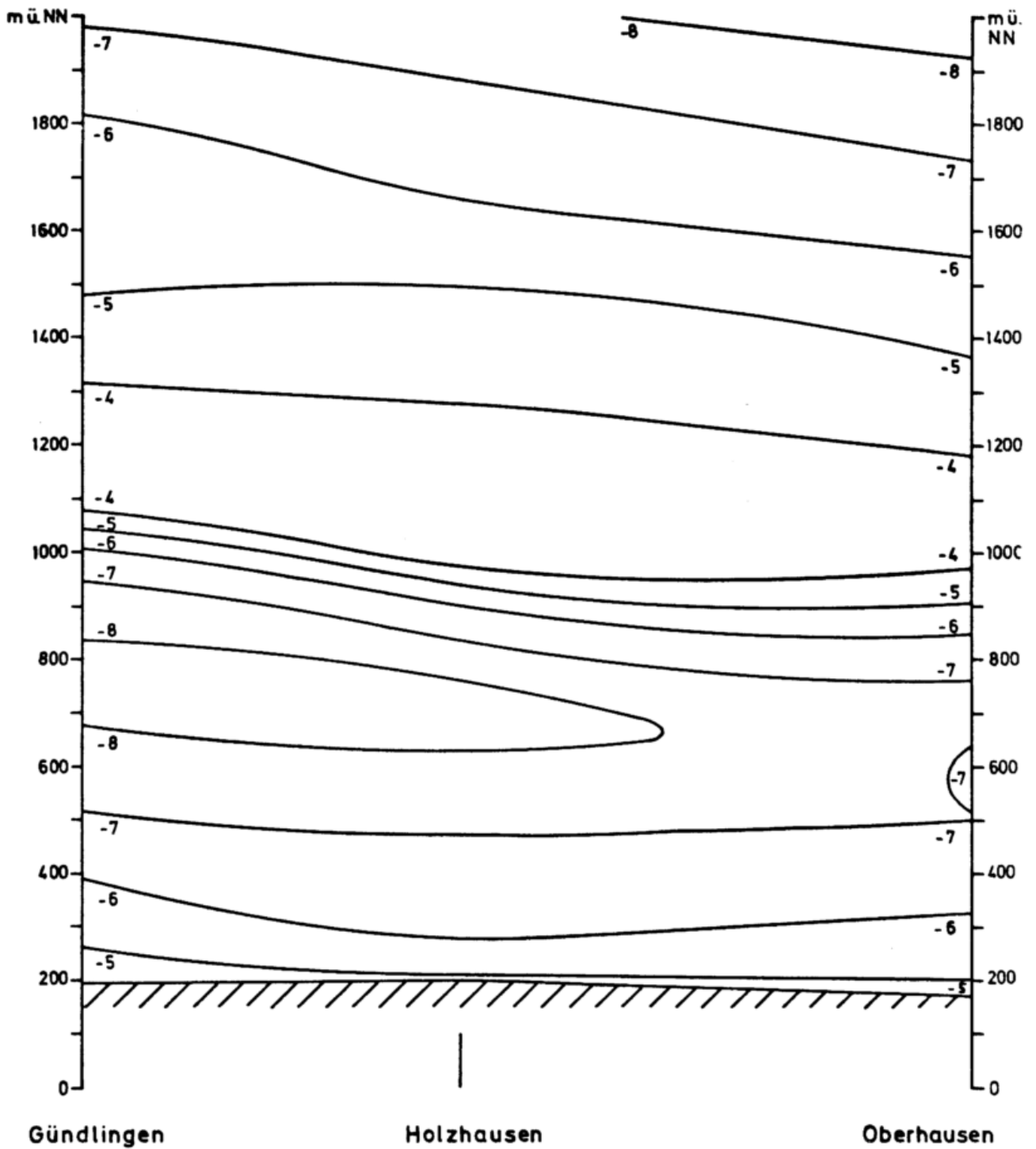


Abb. 24: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils VI  
am 18.01.1979, 20.00 Uhr

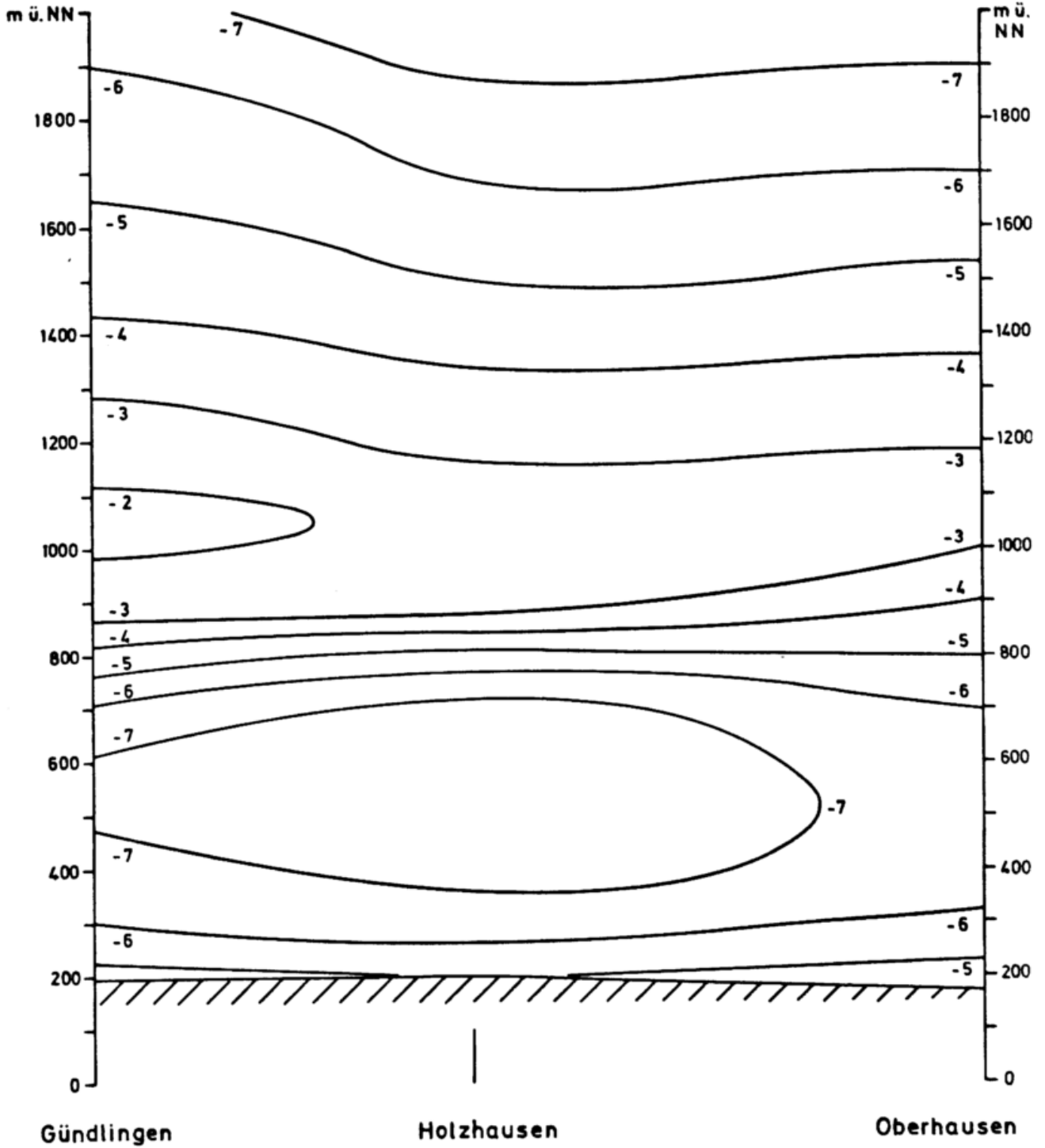
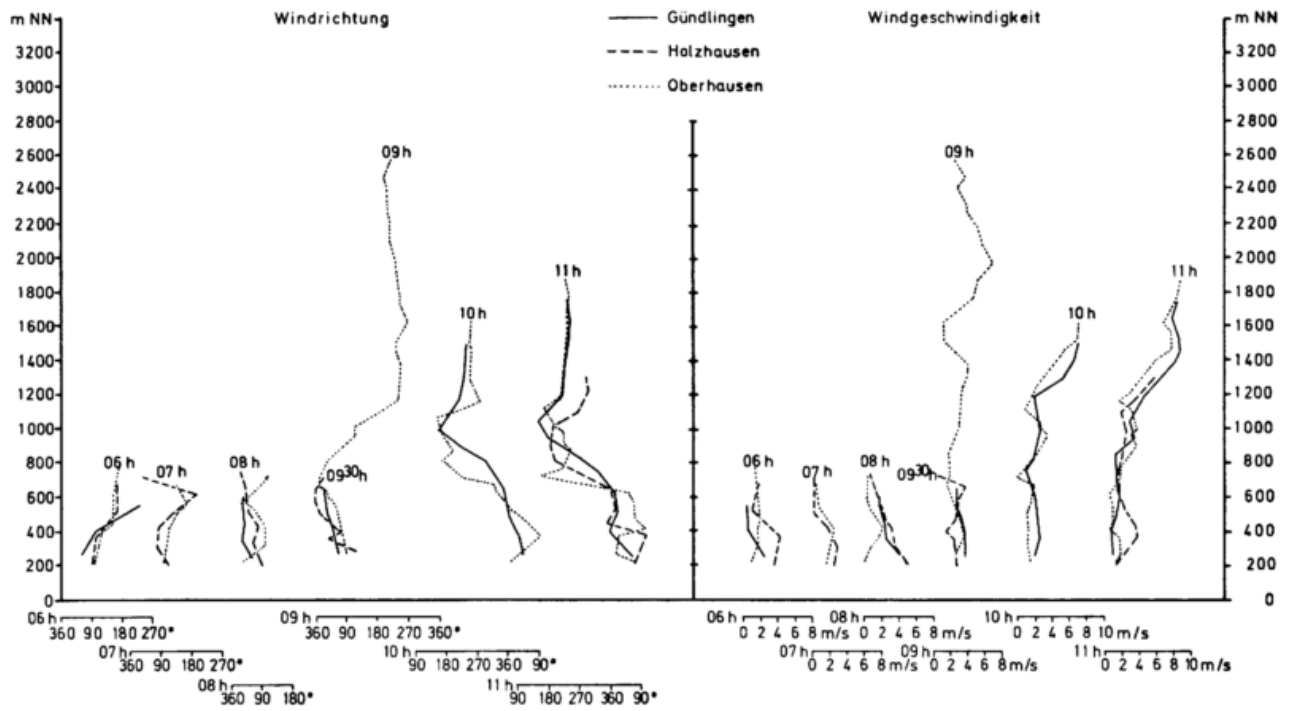
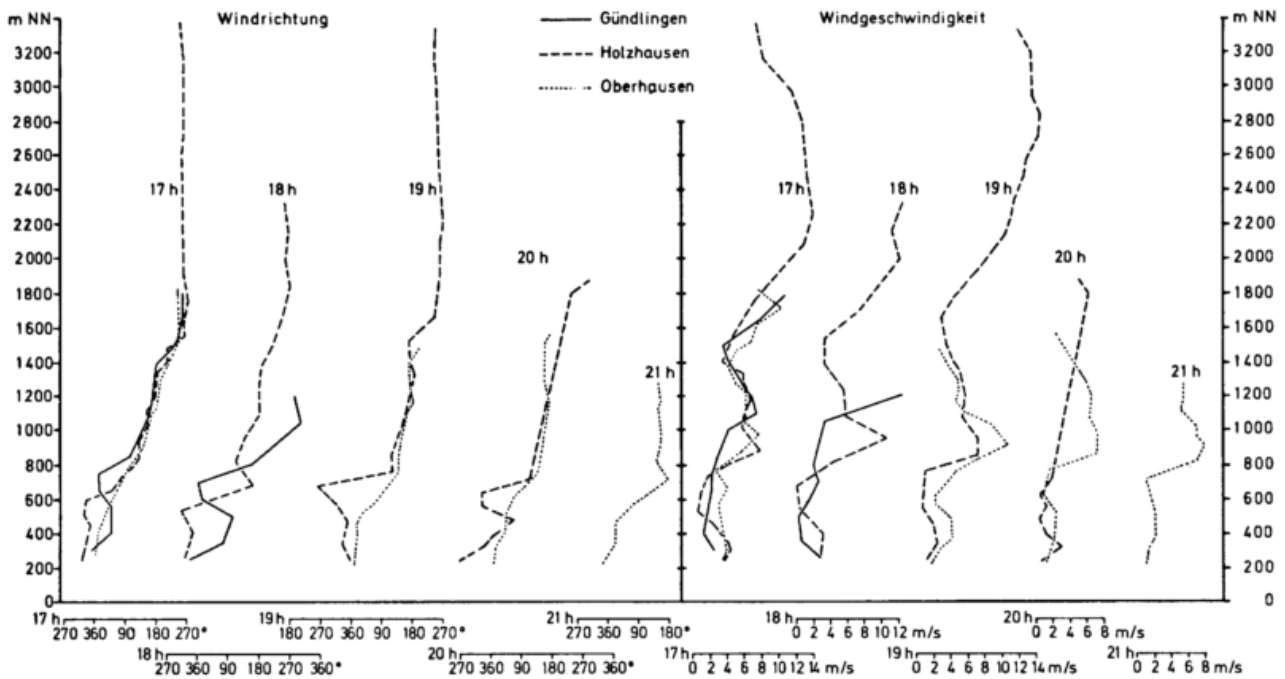


Abb. 25: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 18.01.1979



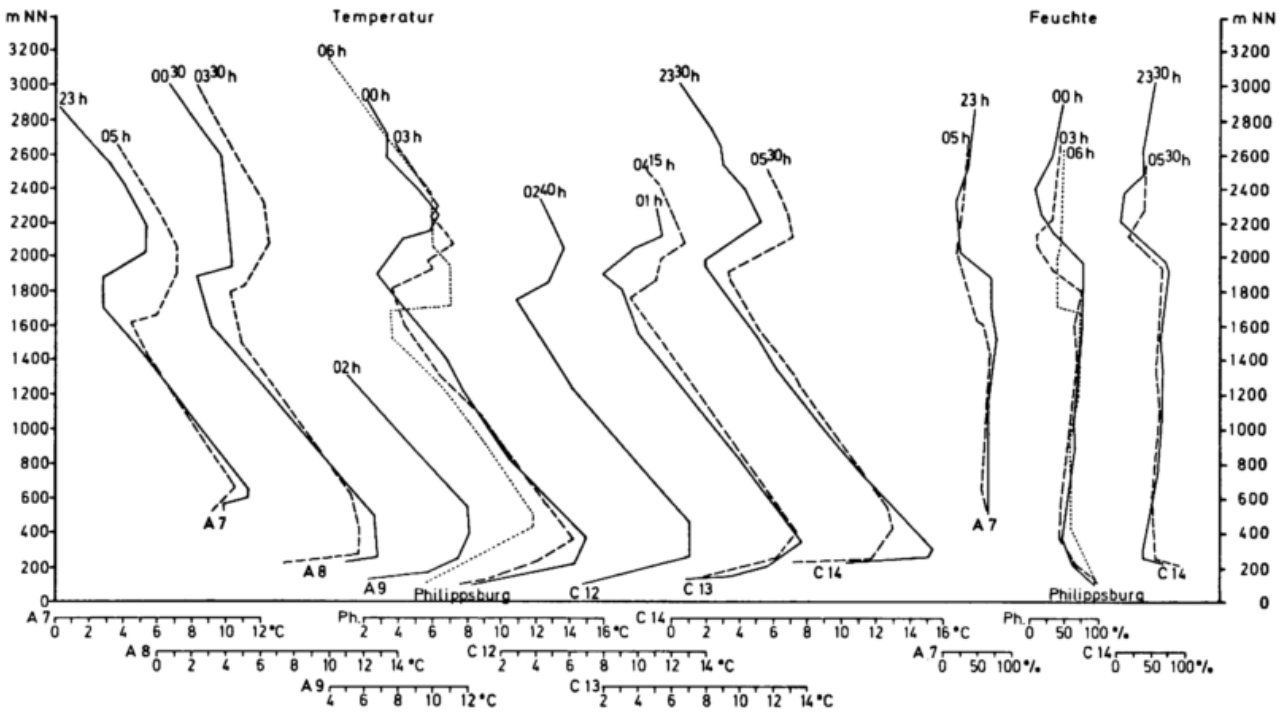
DWD K 6a

Abb. 26: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 18.01.1979



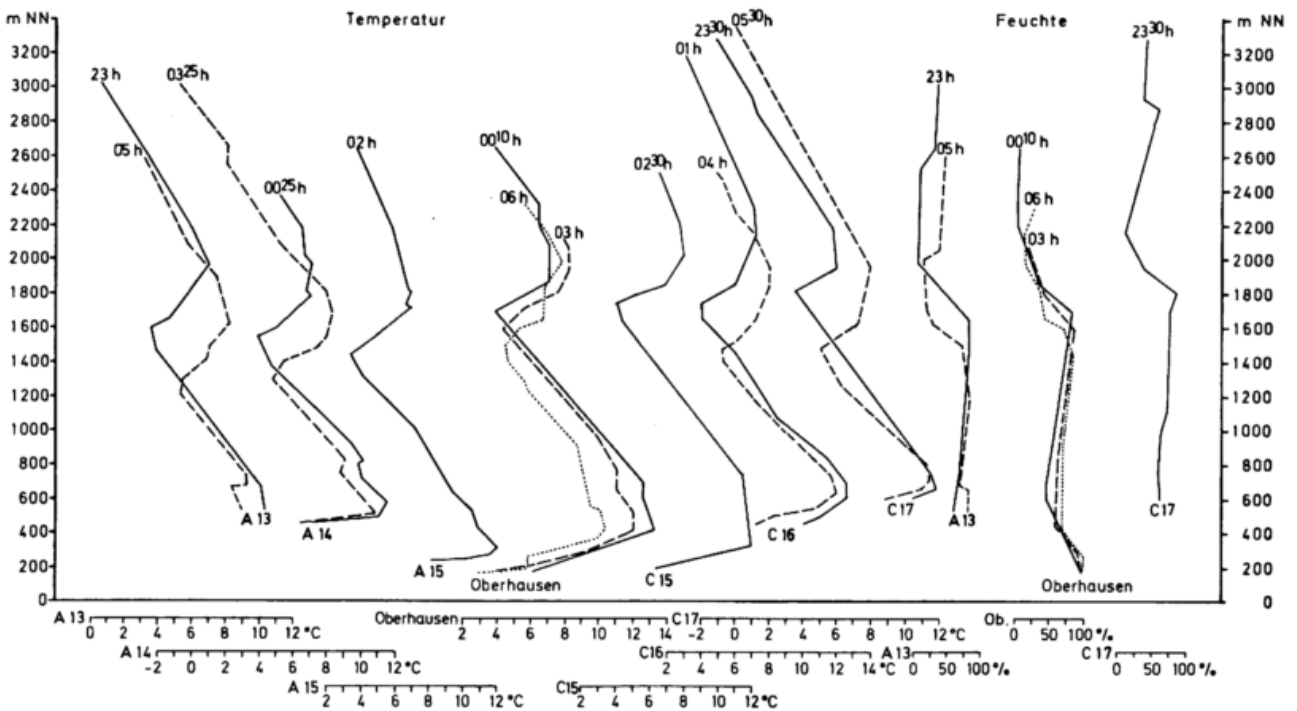
DWD K 6a

Abb. 27: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 06./07.09.1976, zwischen 23.00 und 06.00 Uhr



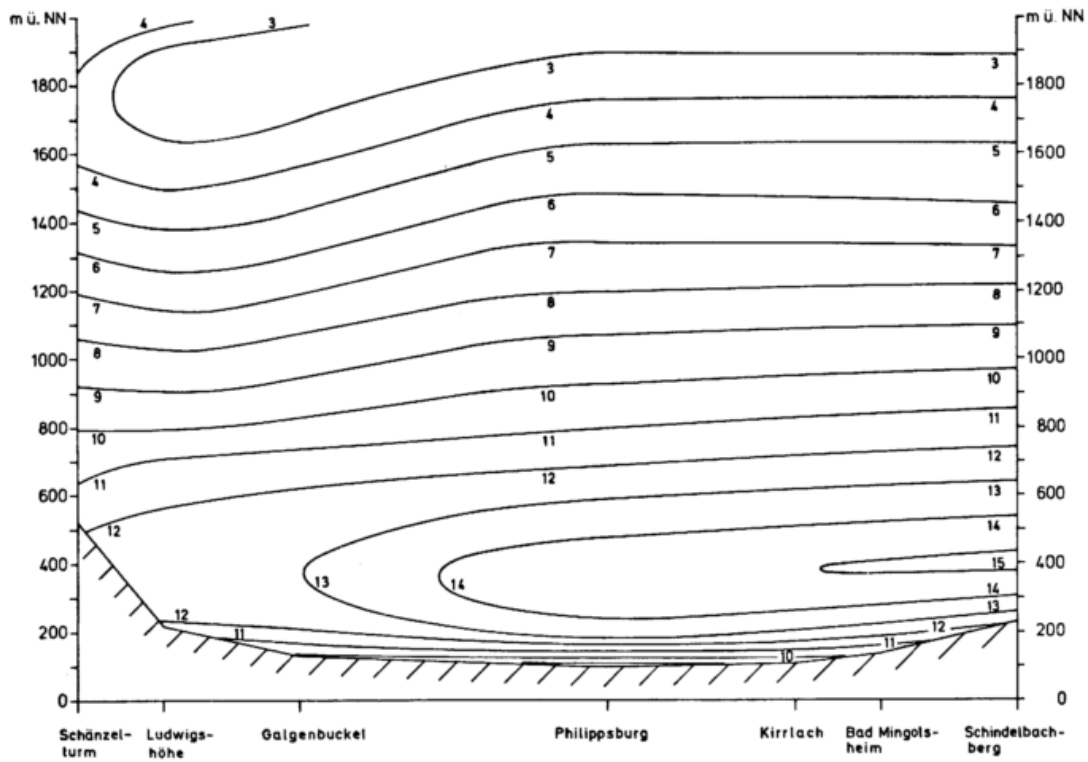
DWD K 6a

Abb. 28: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 06./07.09.1976, zwischen 23.00 und 06.00 Uhr



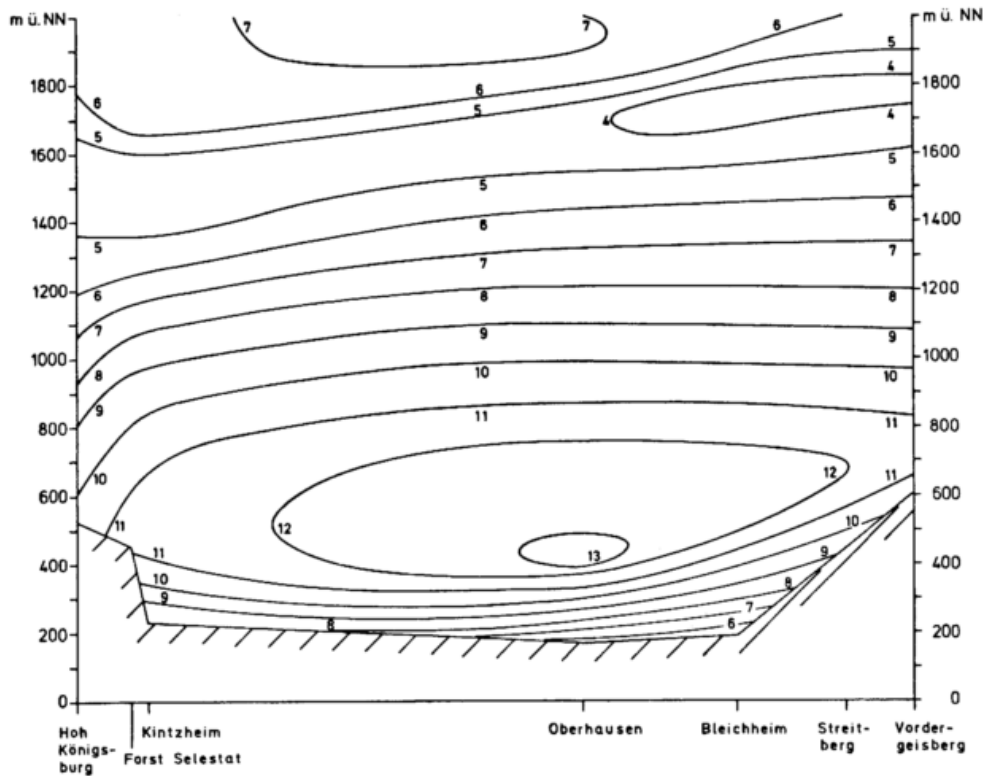
DWD K 6a

Abb. 29: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 07.09.1976, 00.00 Uhr



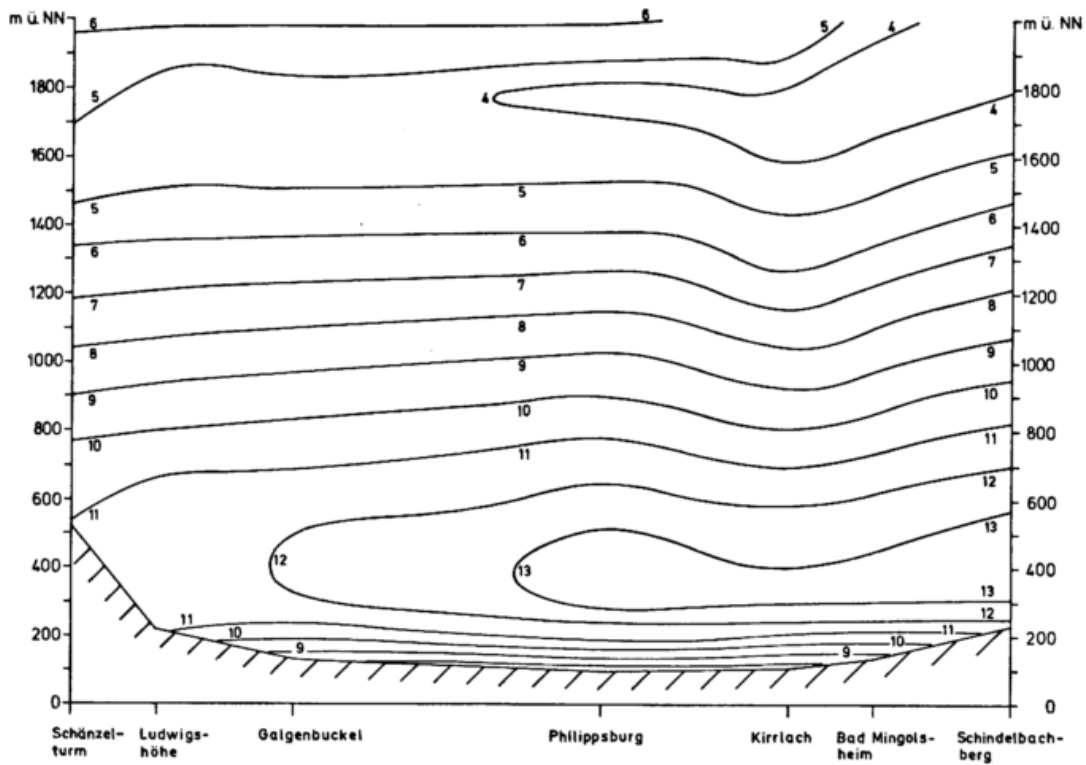
DWD-ZA-K6d

Abb. 30: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 07.09.1976, 00.00 Uhr



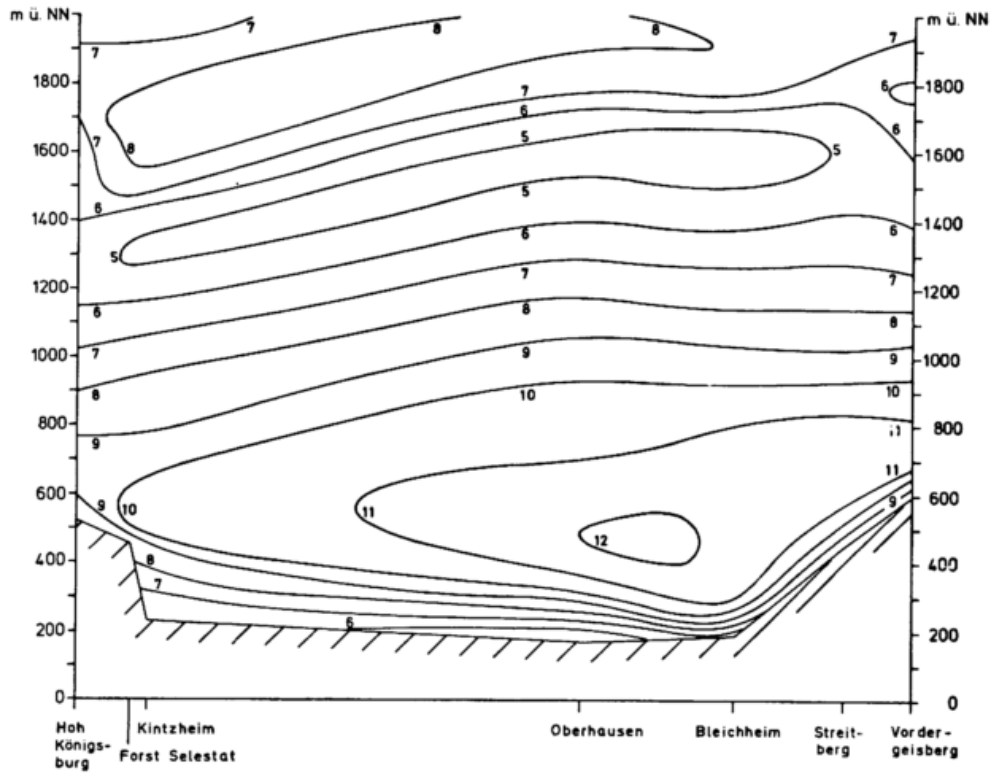
DWD-ZA-K6d

Abb. 31: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 07.09.1976, 03.00 Uhr



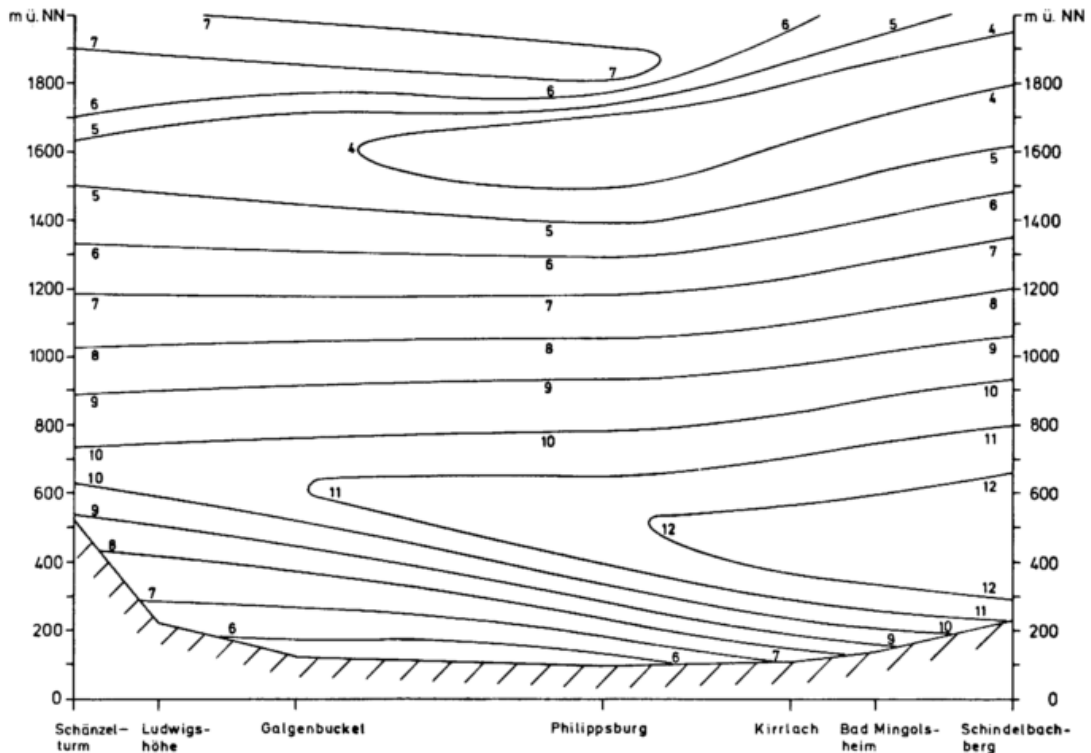
DWD-ZA-K6d

Abb. 32: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 07.09.1976, 03.00 Uhr



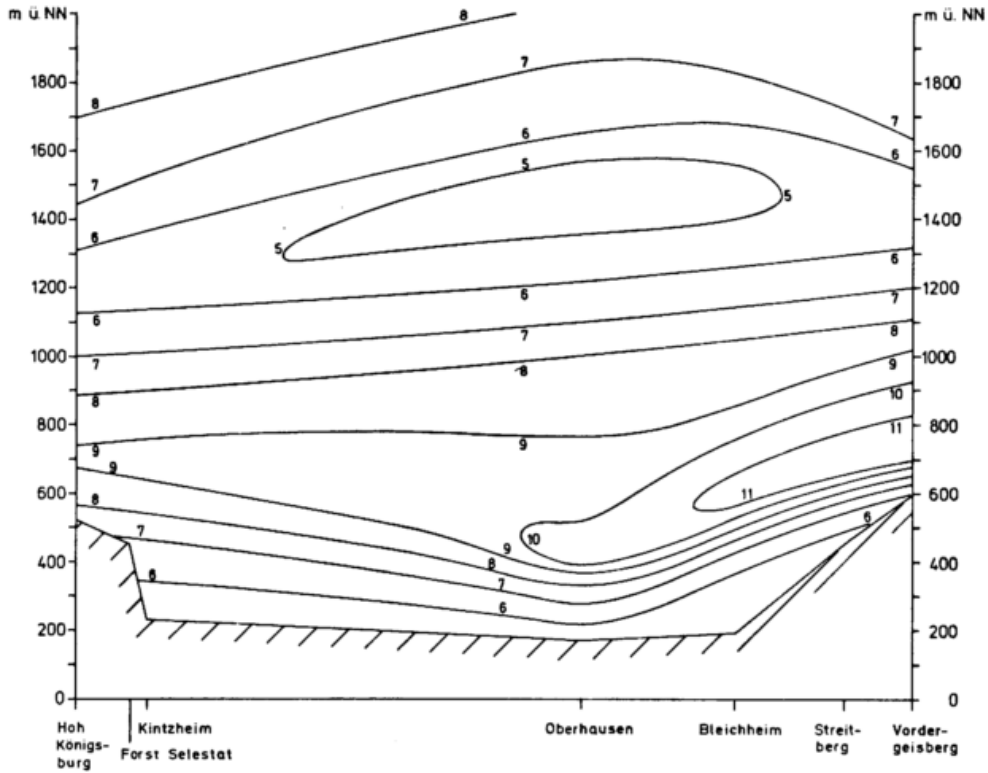
DWD-ZA-K6d

Abb. 33: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 07.09.1976, 05.30 Uhr



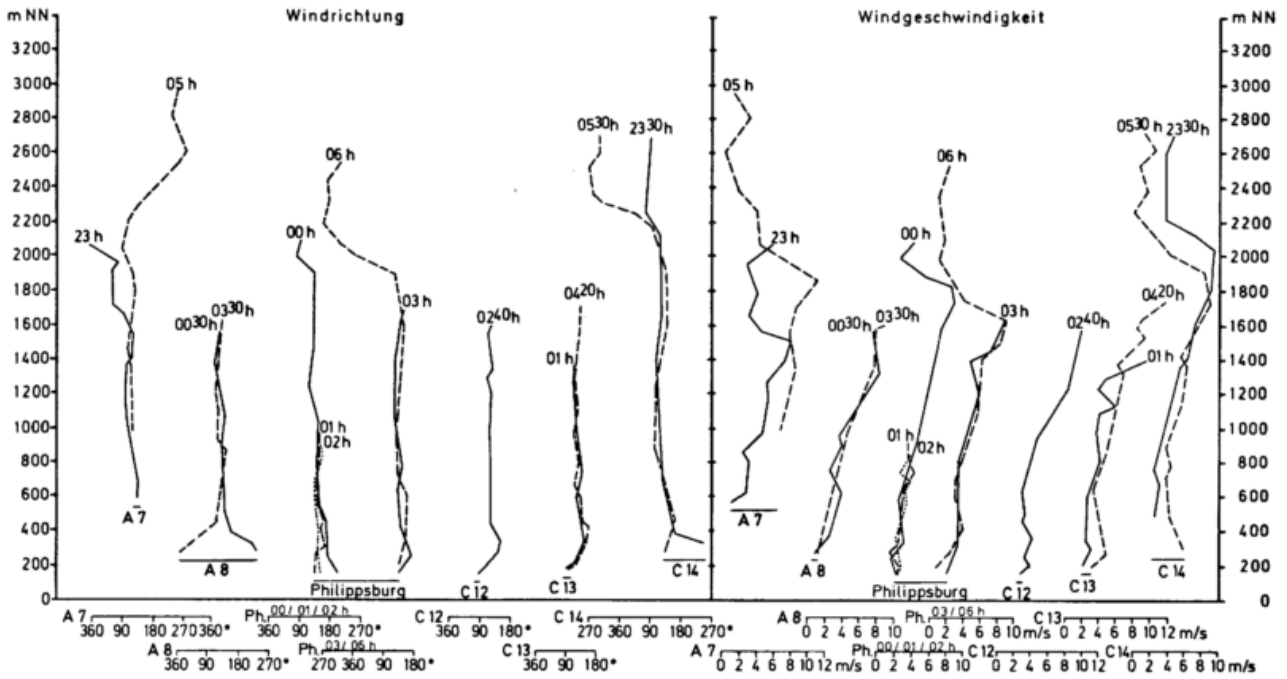
DWD-ZA-F6d

Abb. 34: Horizontale Lufttemperaturverteilung entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 07.09.1976, 05.30 Uhr



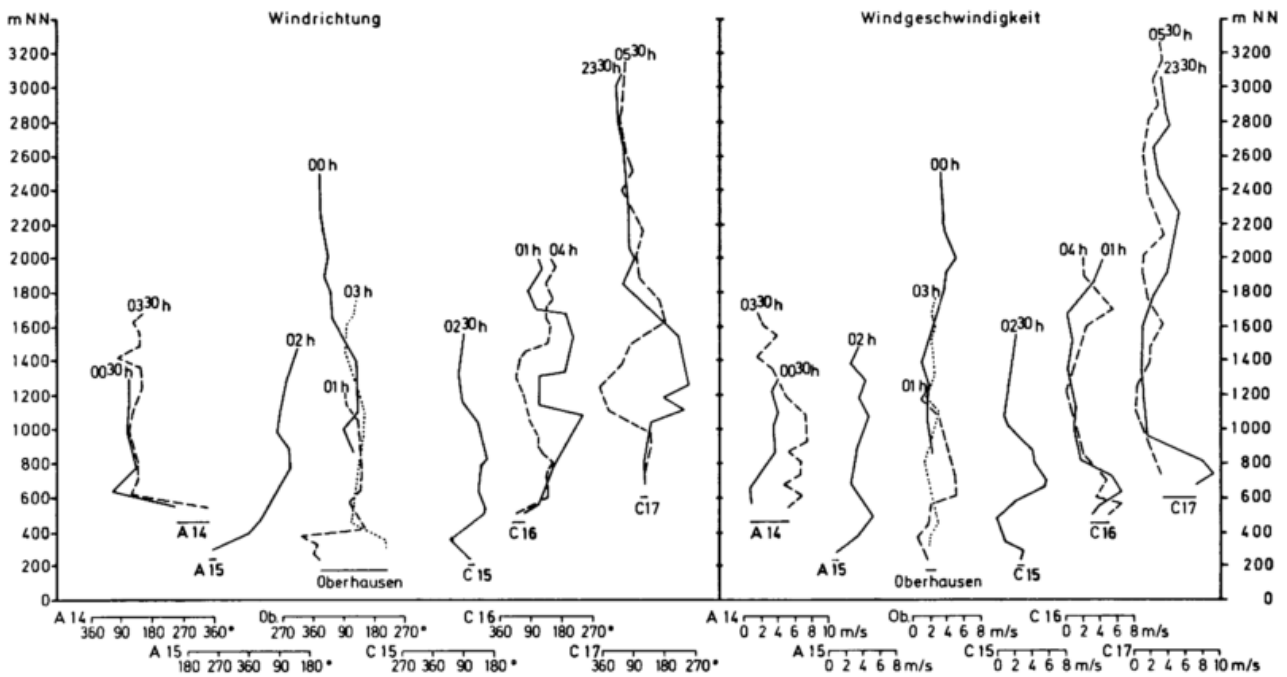
DWD-ZA-K6d

Abb. 35: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nordprofil) am 06./07.09.1976, zwischen 23.00 und 06.00 Uhr



DWD K 6 a

Abb. 36: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Südprofil) am 06./07.09.1976, zwischen 23.30 und 05.30 Uhr



DWD K 6 a

Abb. 37: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils III am 20.04.1977

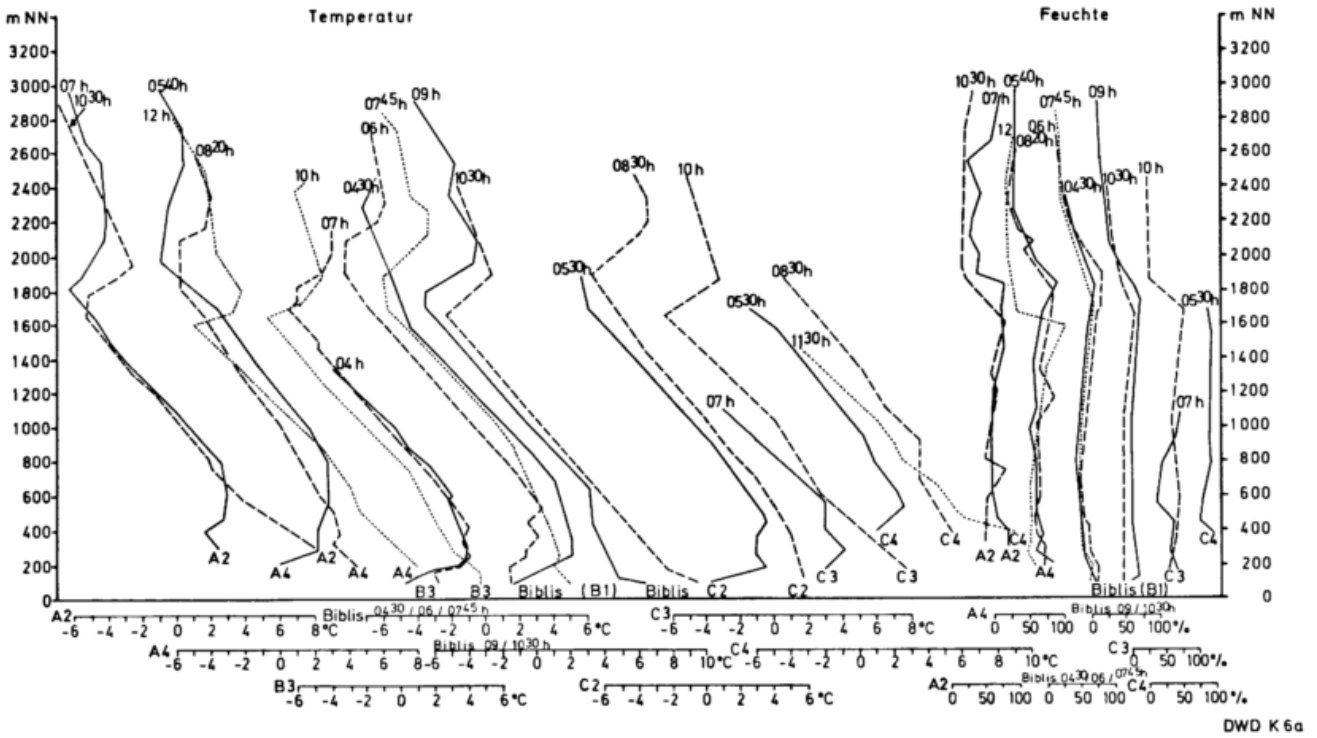


Abb. 38: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils III am 20./21.04.1977, zwischen 22.30 und 05.30 Uhr

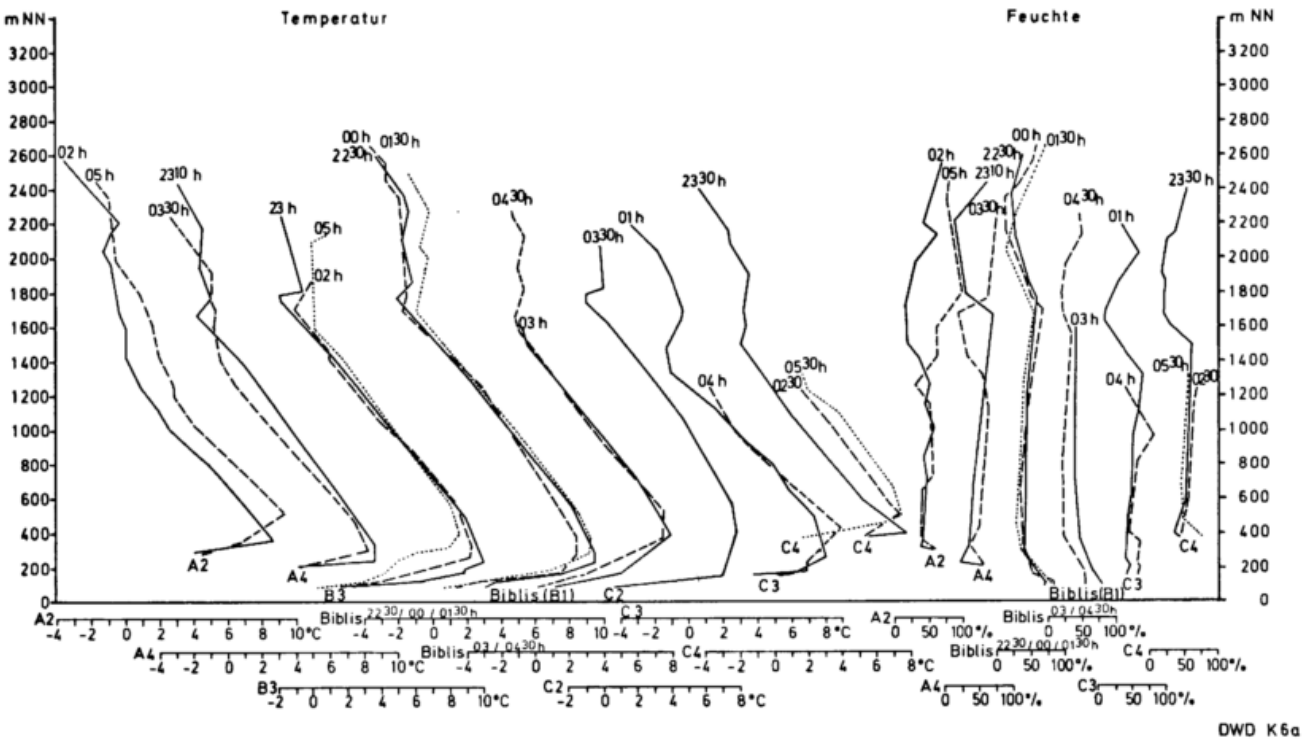
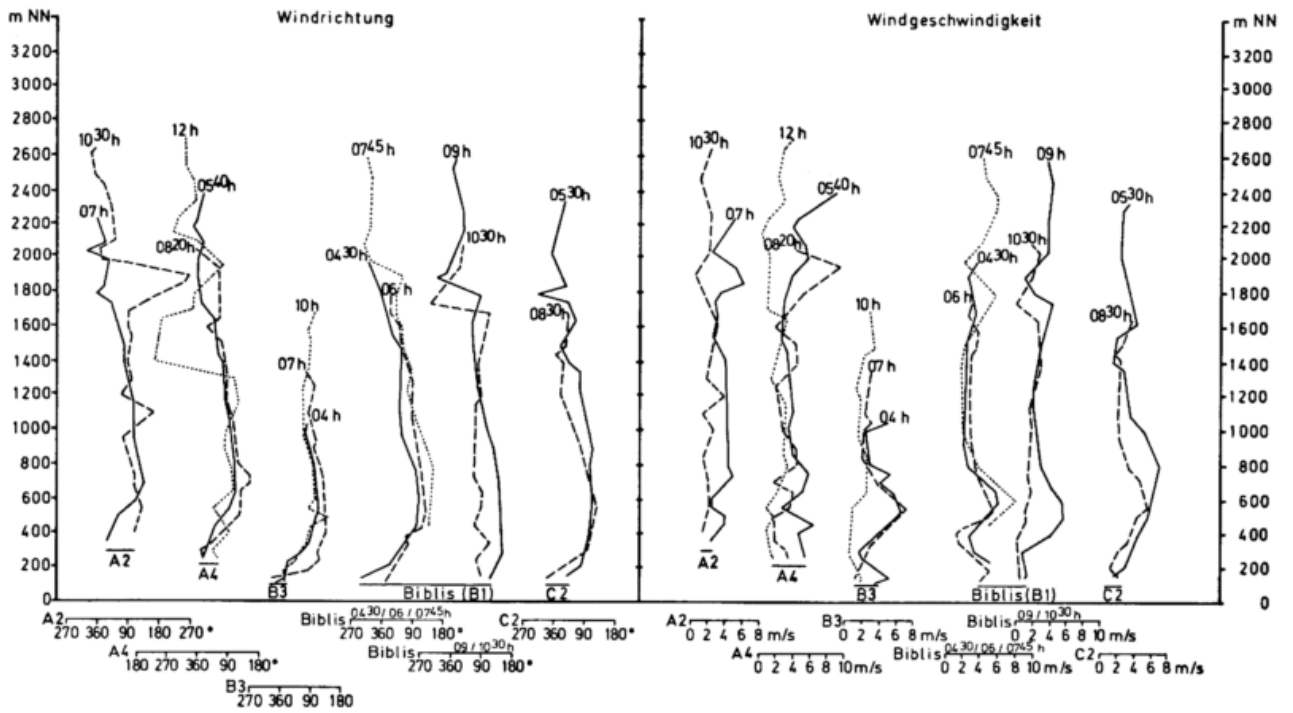


Abb. 39: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils III am 20.04.1977



DWD K 6

Abb. 40: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils III am 20.04.1977, zwischen 07.00 und 08.30 Uhr

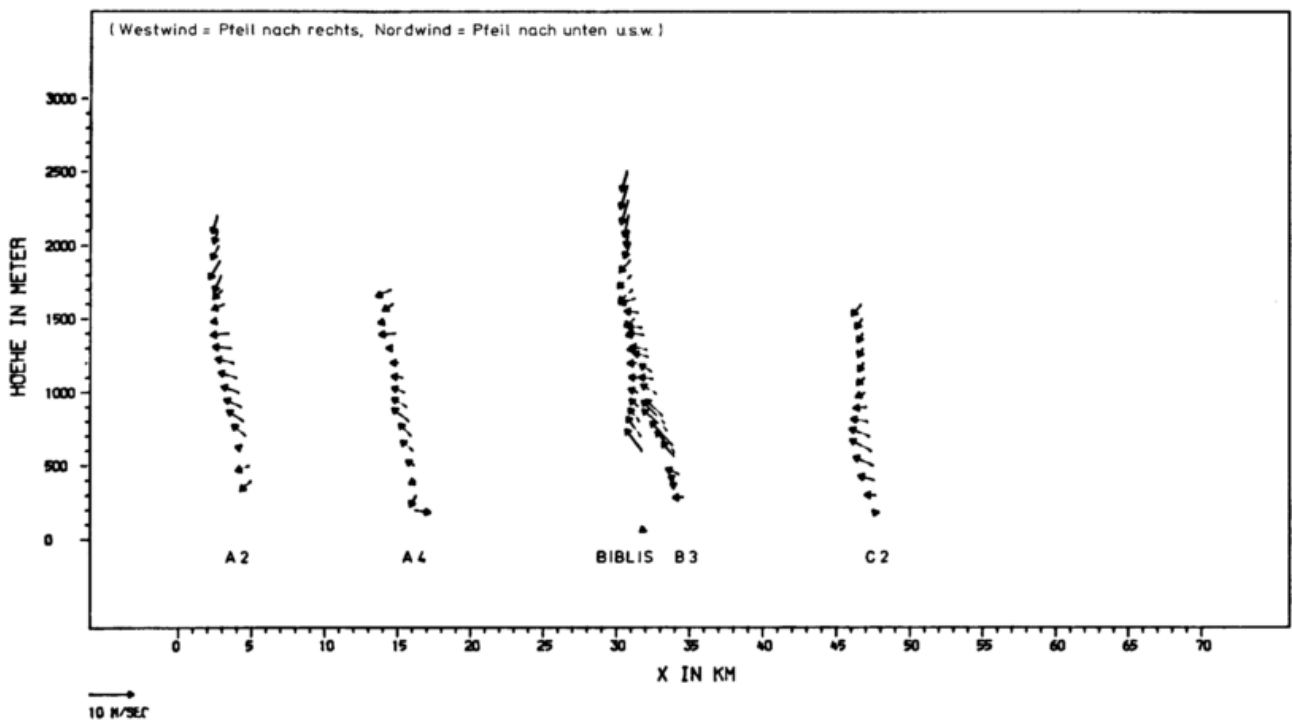
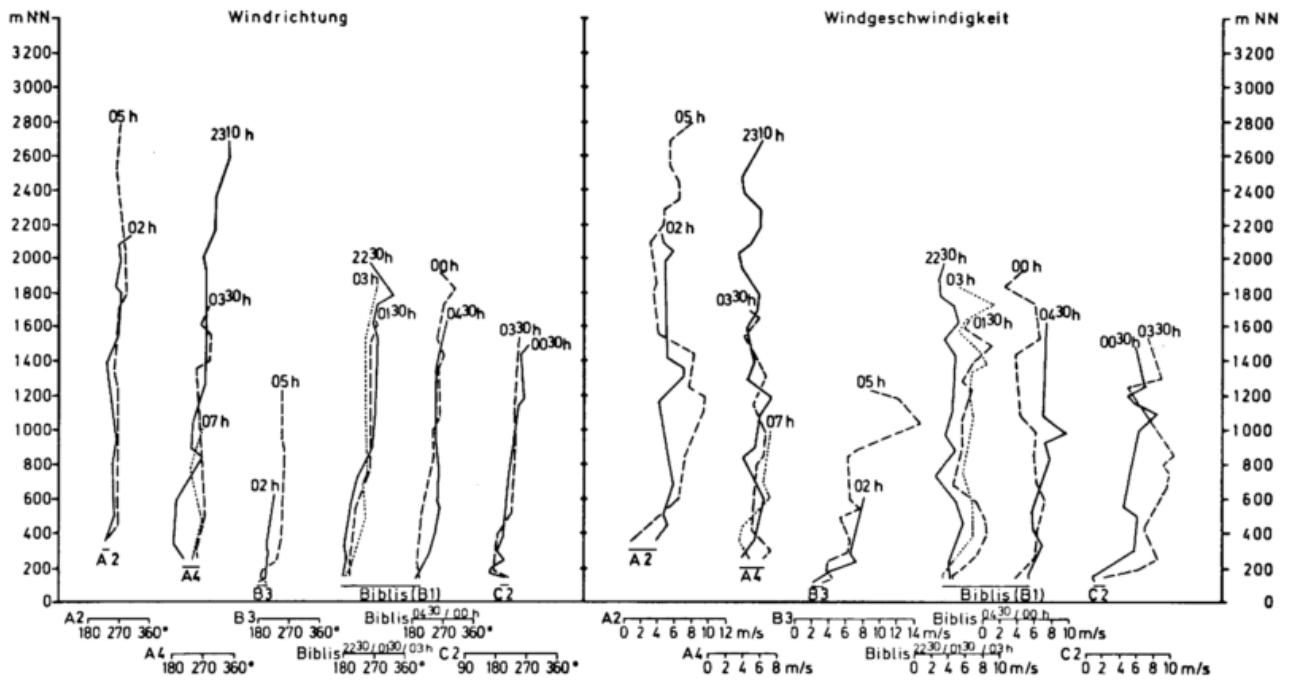


Abb. 41: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils III am 20./21.04.1977, zwischen 22.30 und 07.00 Uhr



DWD K6a

Abb. 42: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils III am 21.04.1977, zwischen 03.30 und 05.00 Uhr

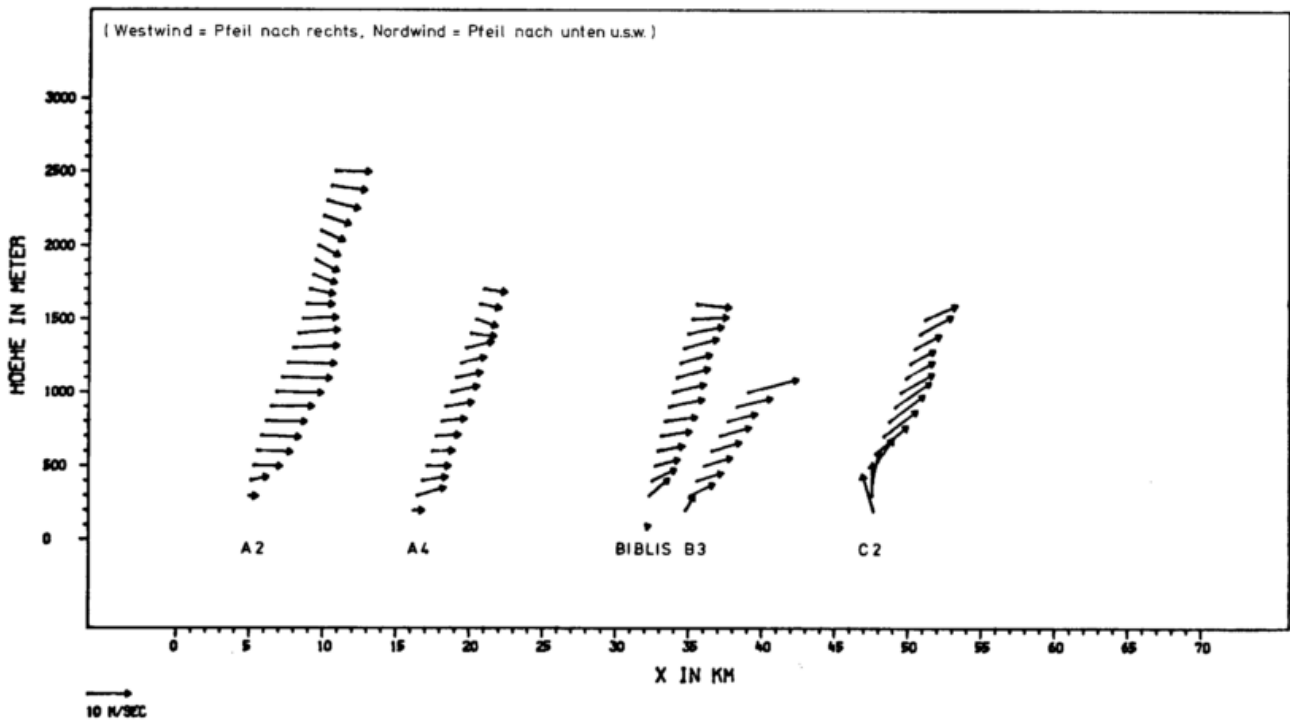
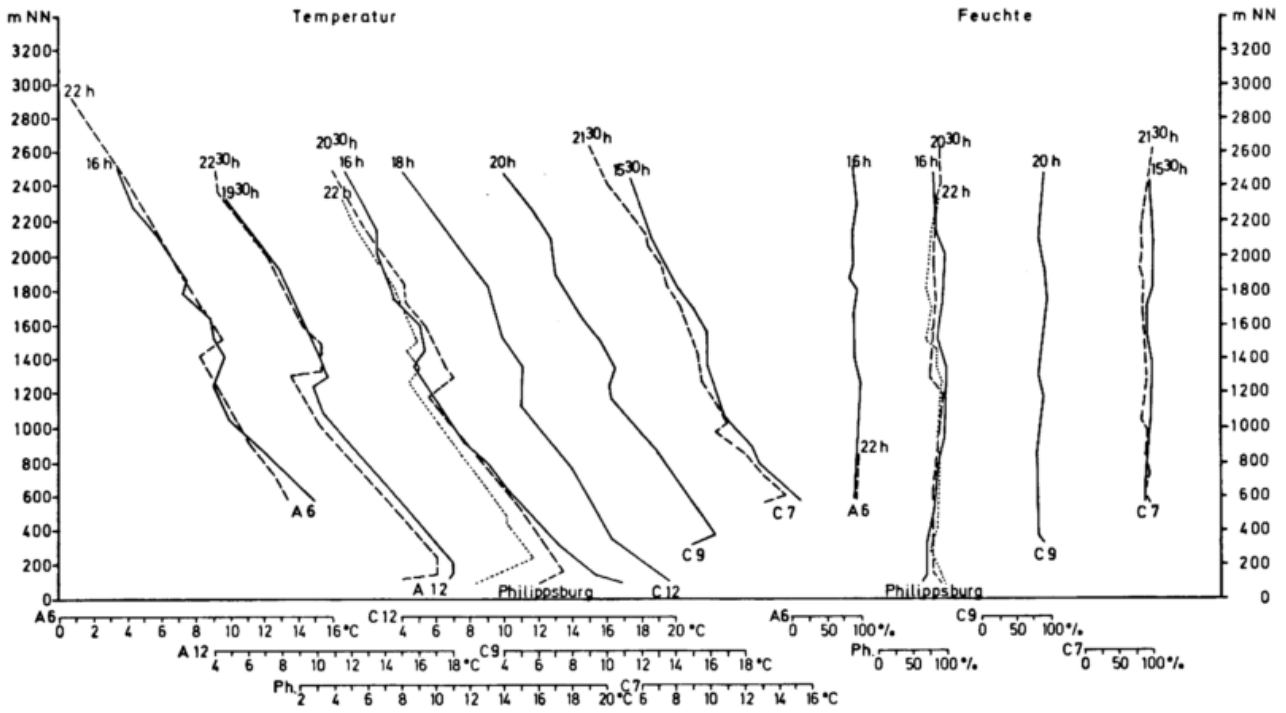
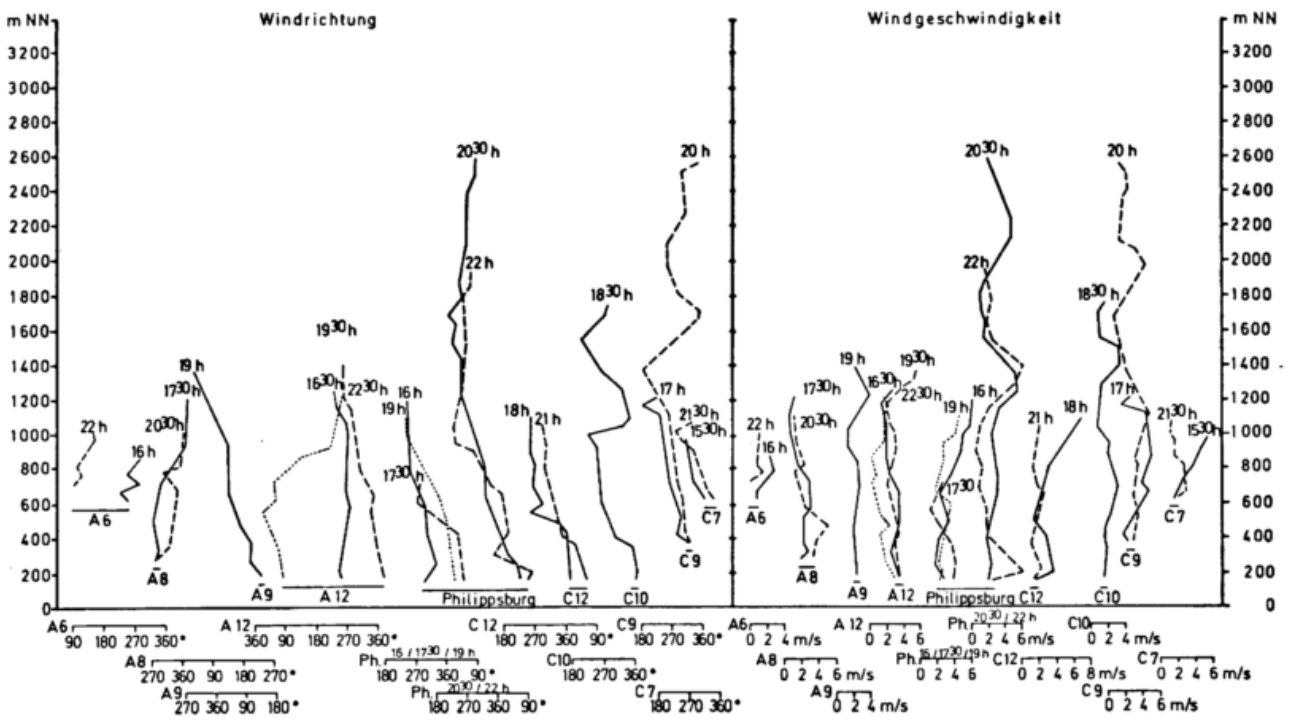


Abb. 43: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 16.06.1977



DWD K 6 a

Abb. 44: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 16.06.1977



DWD K 6 a

Abb. 45: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 16.06.1977, zwischen 16.00 und 17.30 Uhr

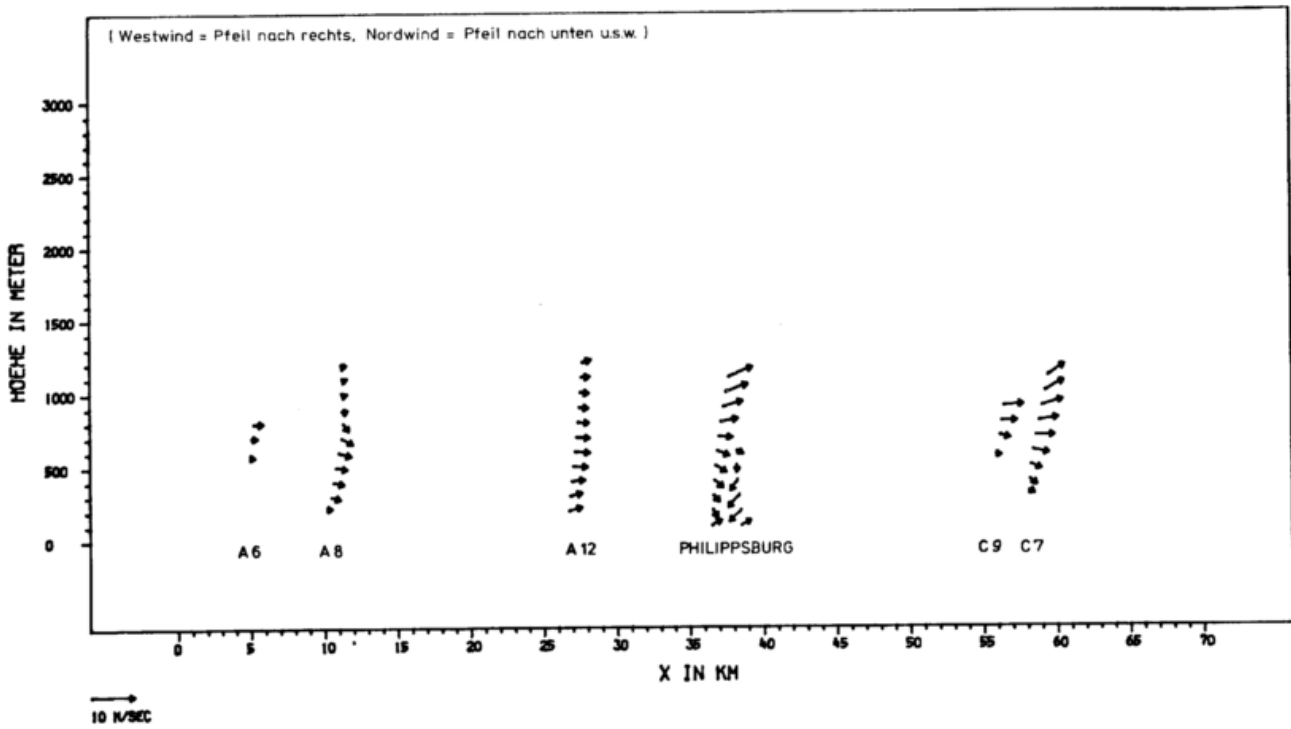


Abb. 46: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 16.06.1977, zwischen 19.00 und 20.30 Uhr

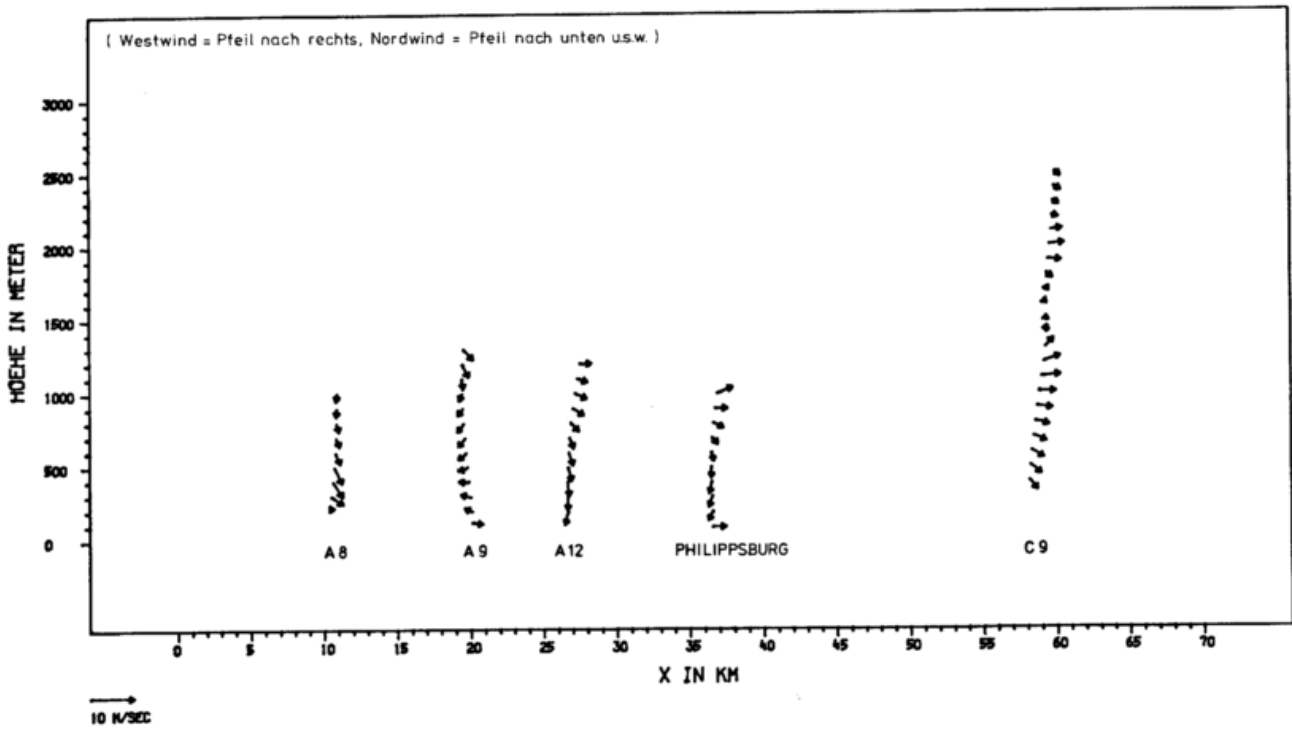


Abb. 47: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 16.06.1977, zwischen 21.00 und 22.30 Uhr

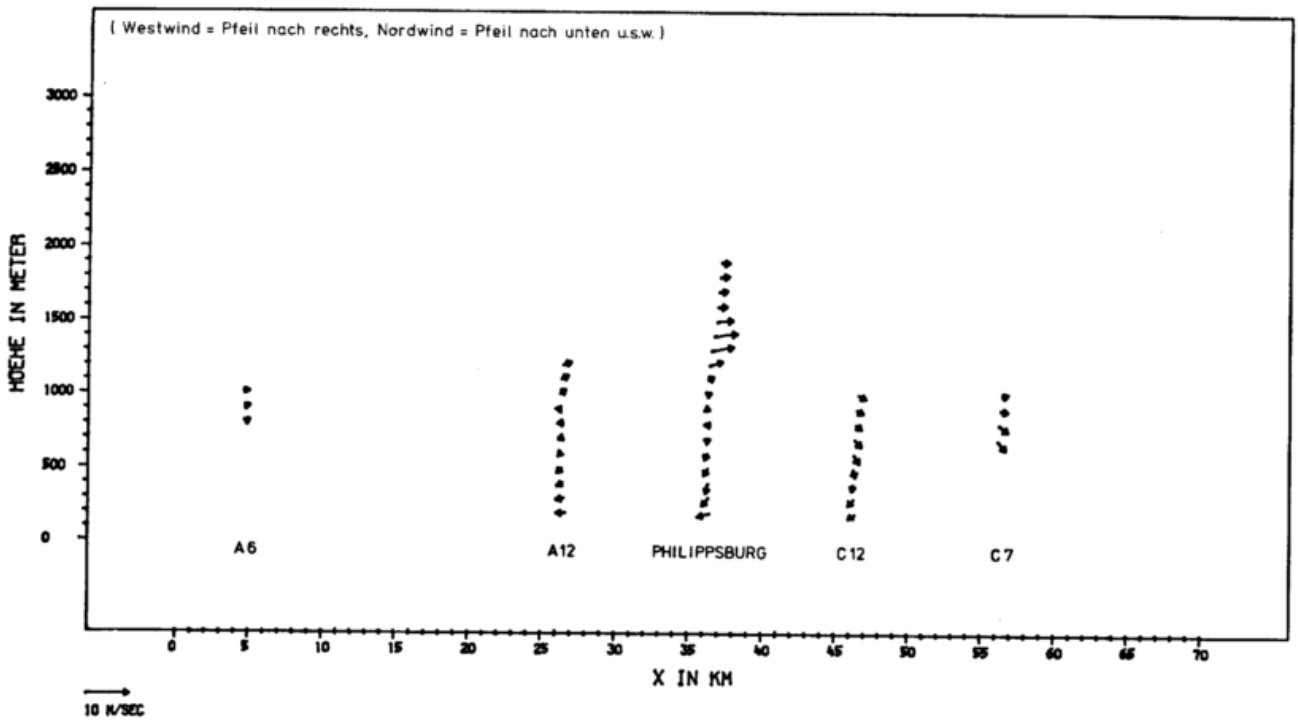


Abb. 48: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils II (Rheintalmitte) am 18.11.1976

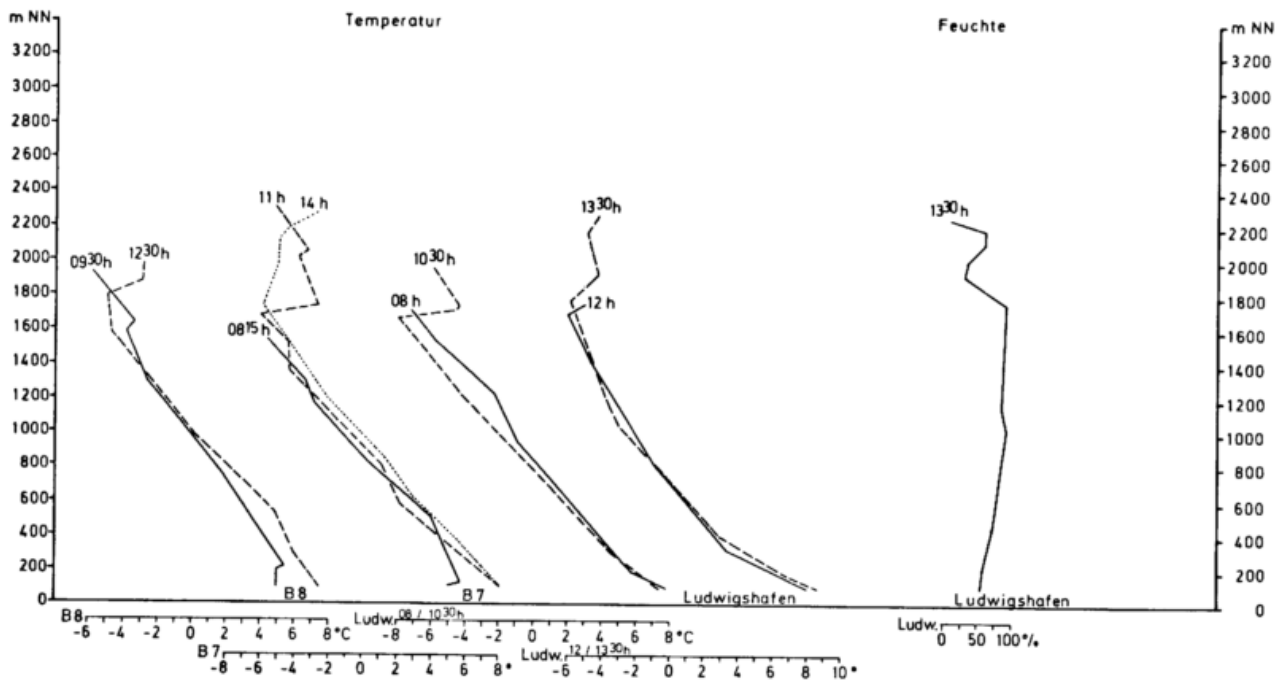
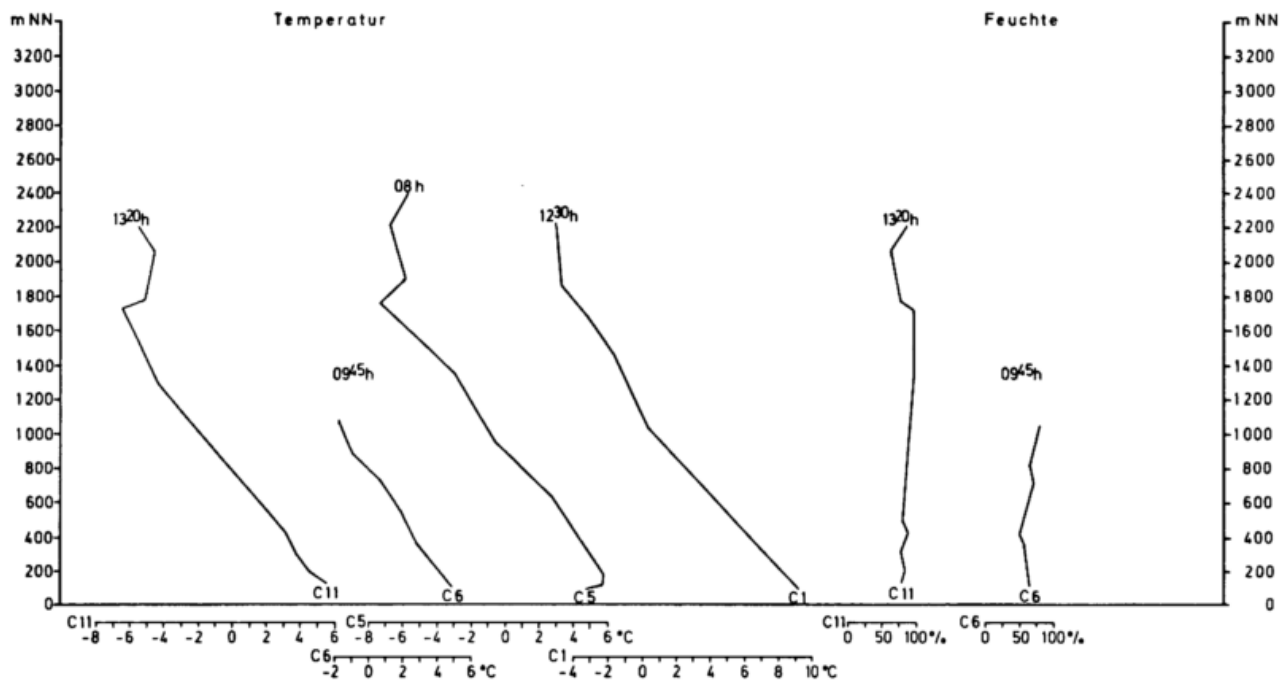
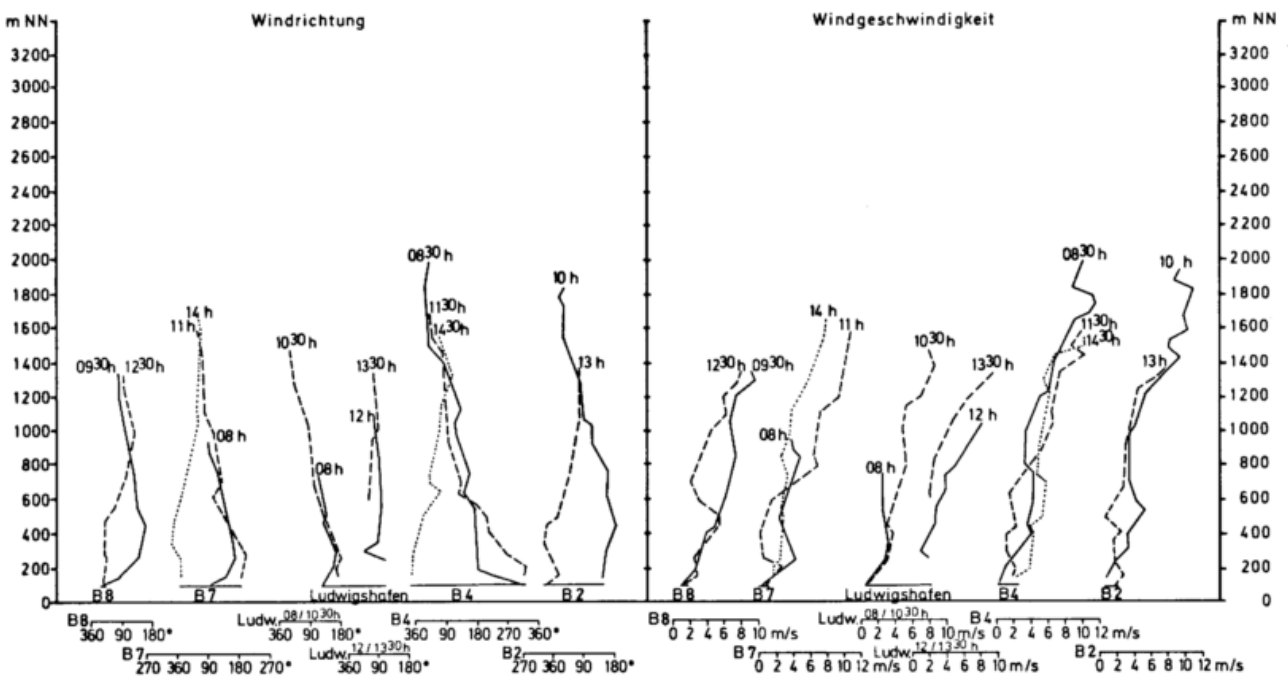


Abb. 49: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils II (rechtsrheinisch) am 18.11.1976



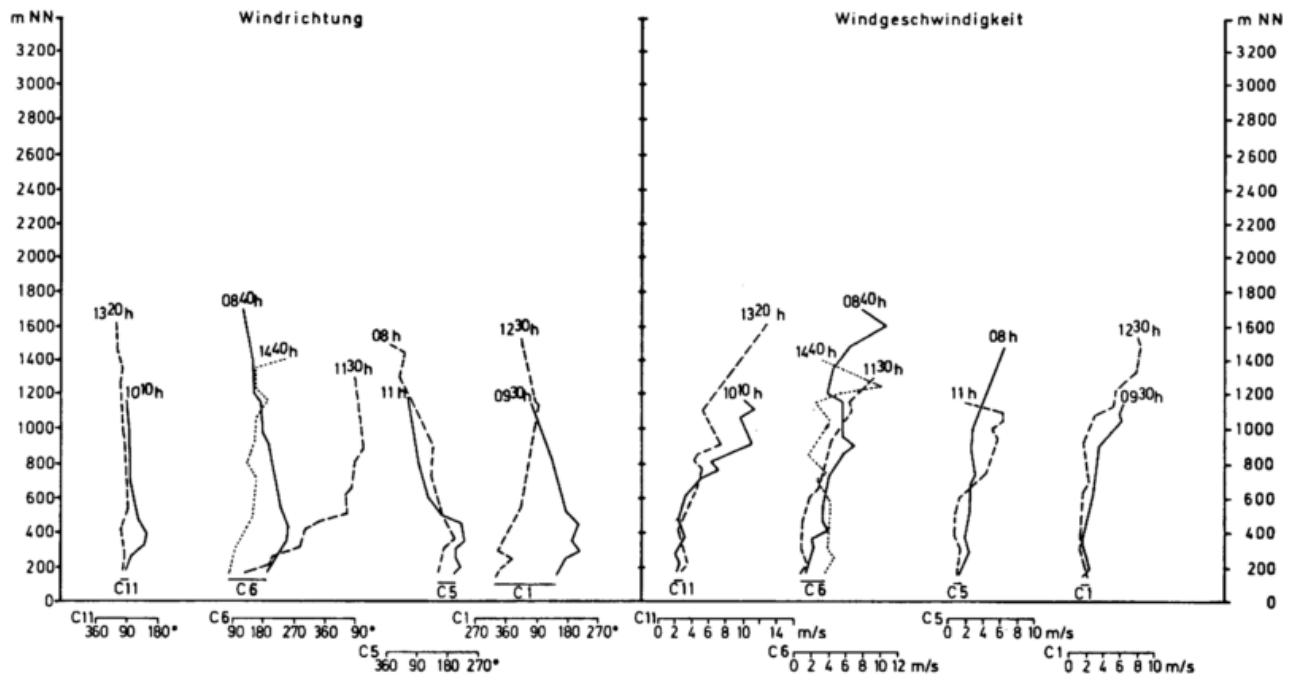
DWD K 6a

Abb. 50: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils II (Rheintalmitte) am 18.11.1976



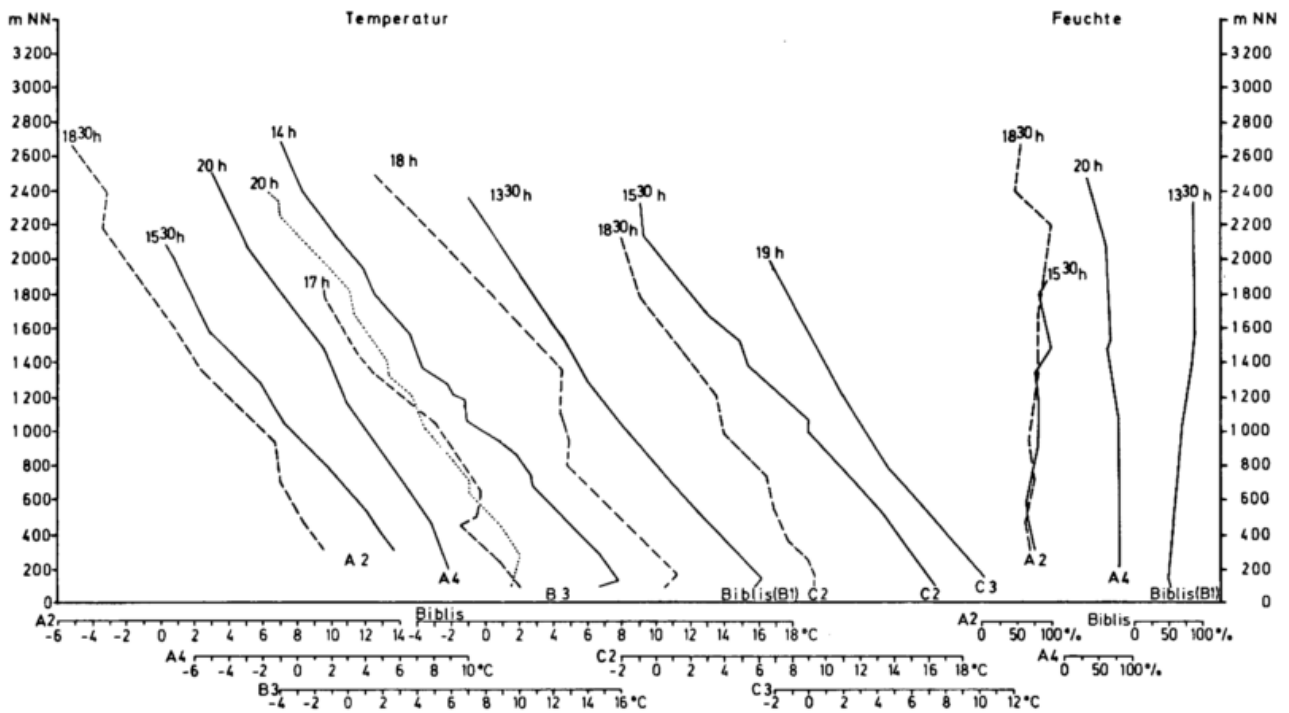
DWD K 6a

Abb. 51: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils II (rechtsrheinisch) am 18.11.1976



DWD K 6a

Abb. 52: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils III am 23.04.1977



DWD K 6a

Abb. 53: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils III am 23.04.1977

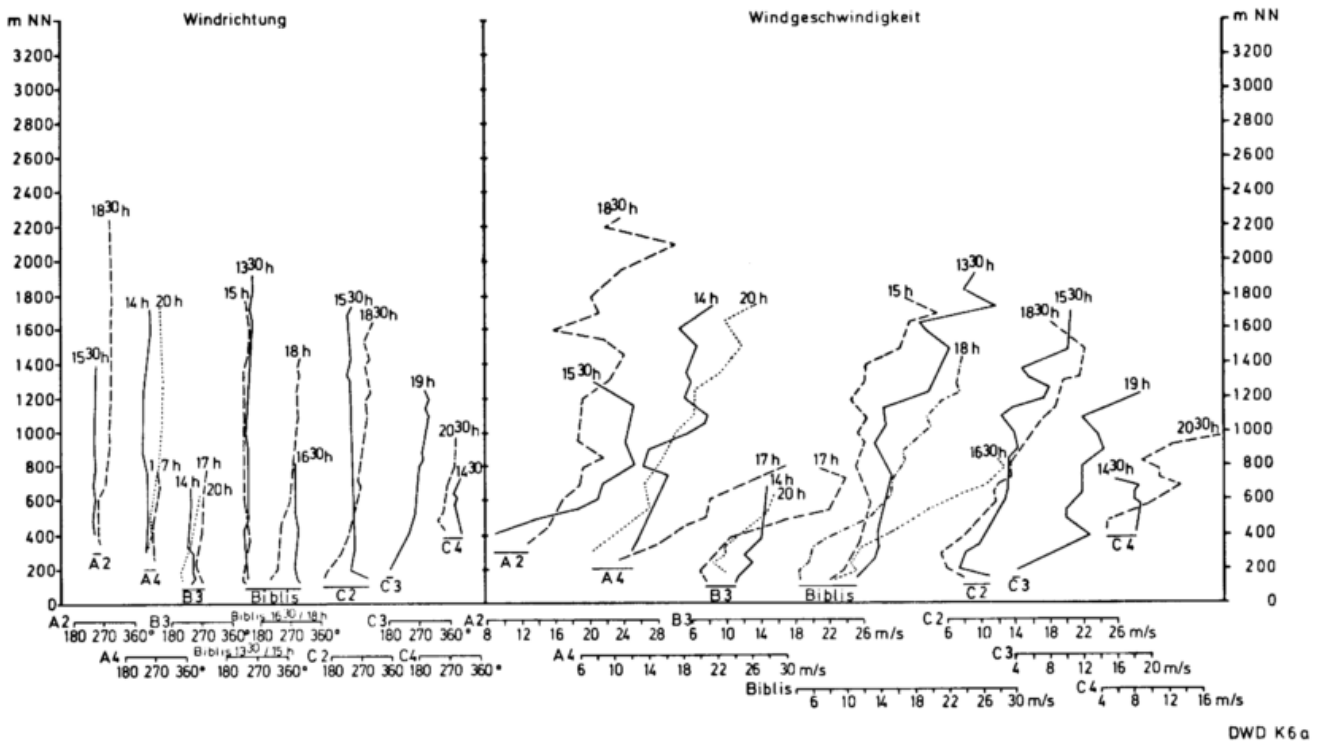


Abb. 54: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils III am 23.04.1977, zwischen 13.30 und 15.30 Uhr

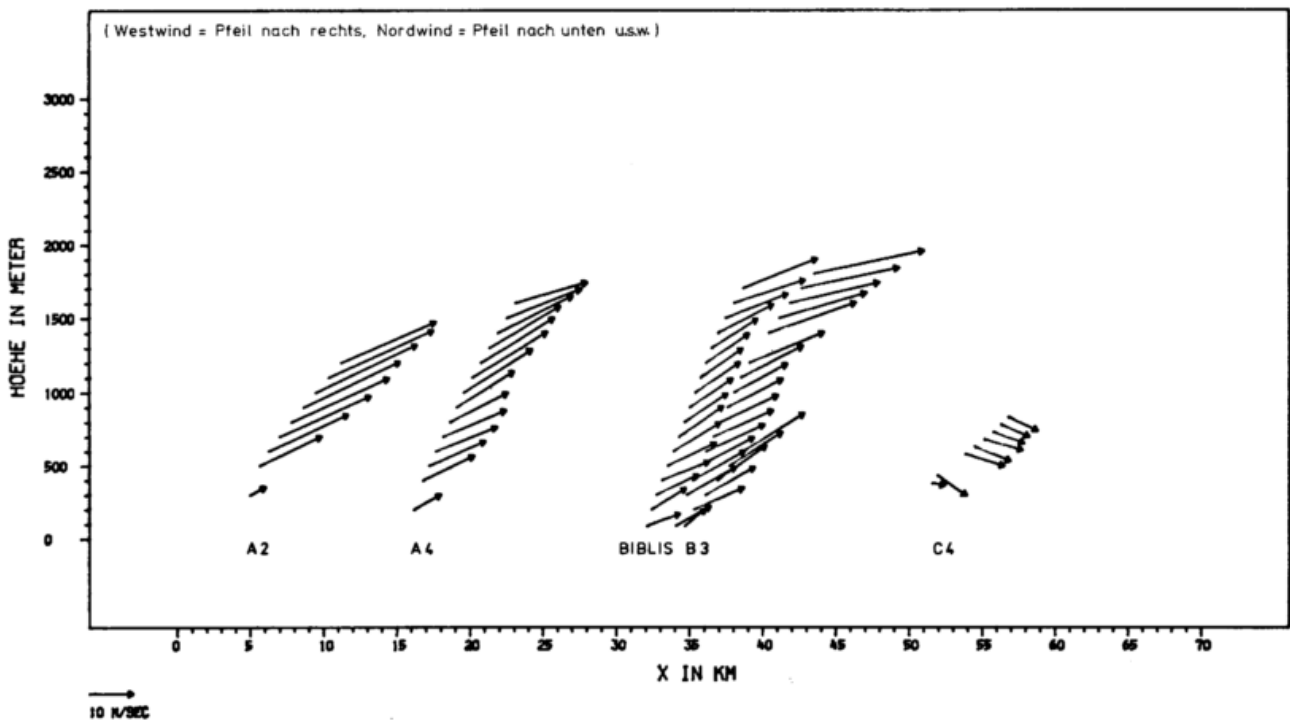
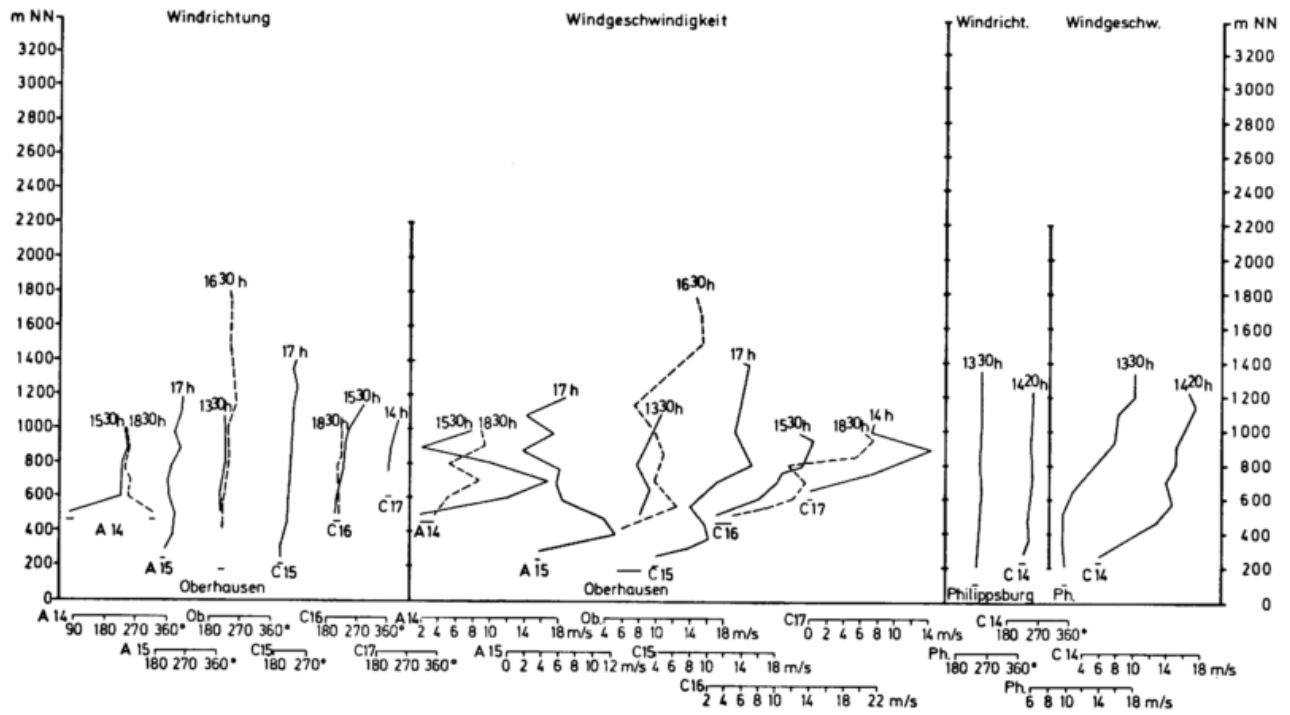
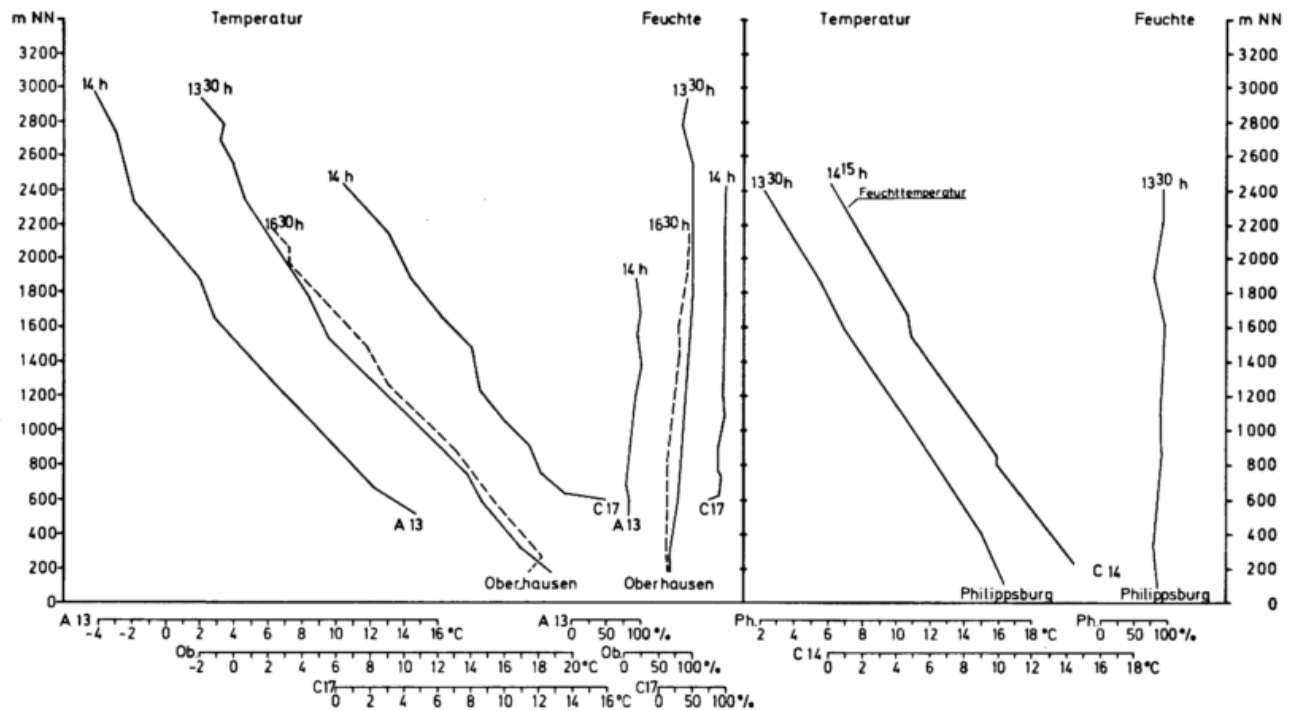


Abb. 55: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nord- und Südprofil) am 02.09.1976



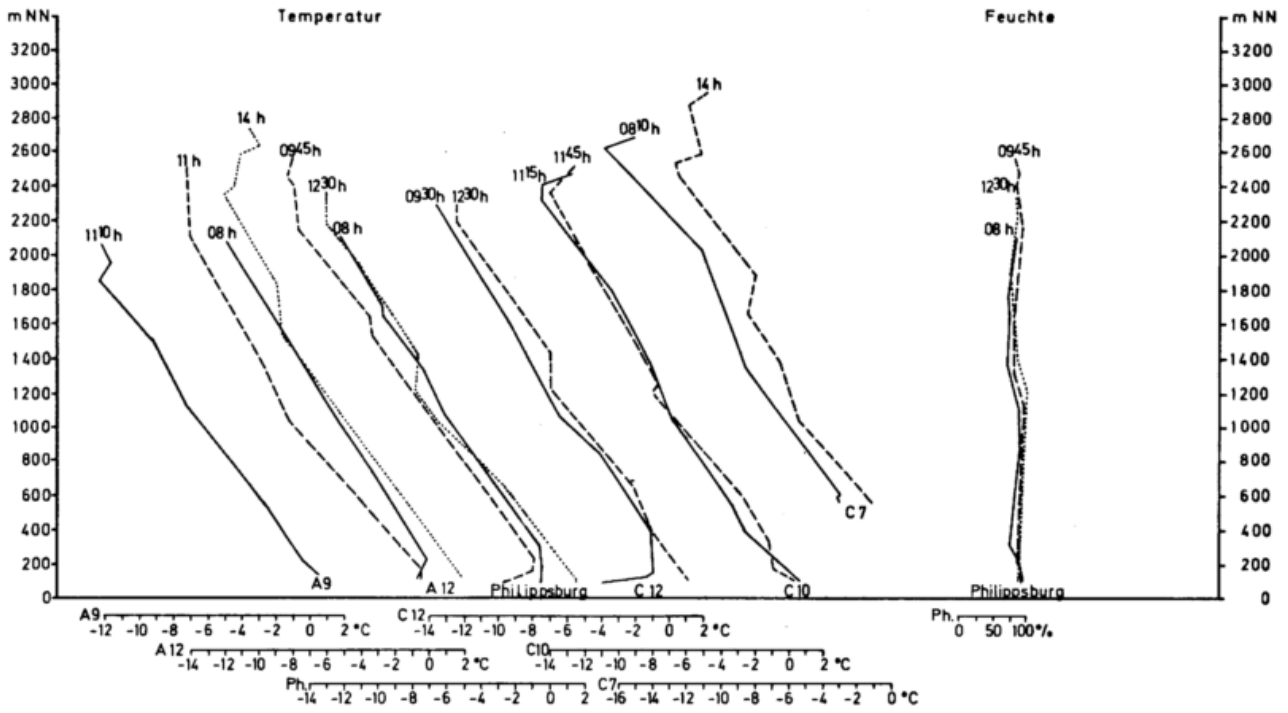
DWD K 6a

Abb. 56: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils I (Nord- und Südprofil) am 02.09.1976



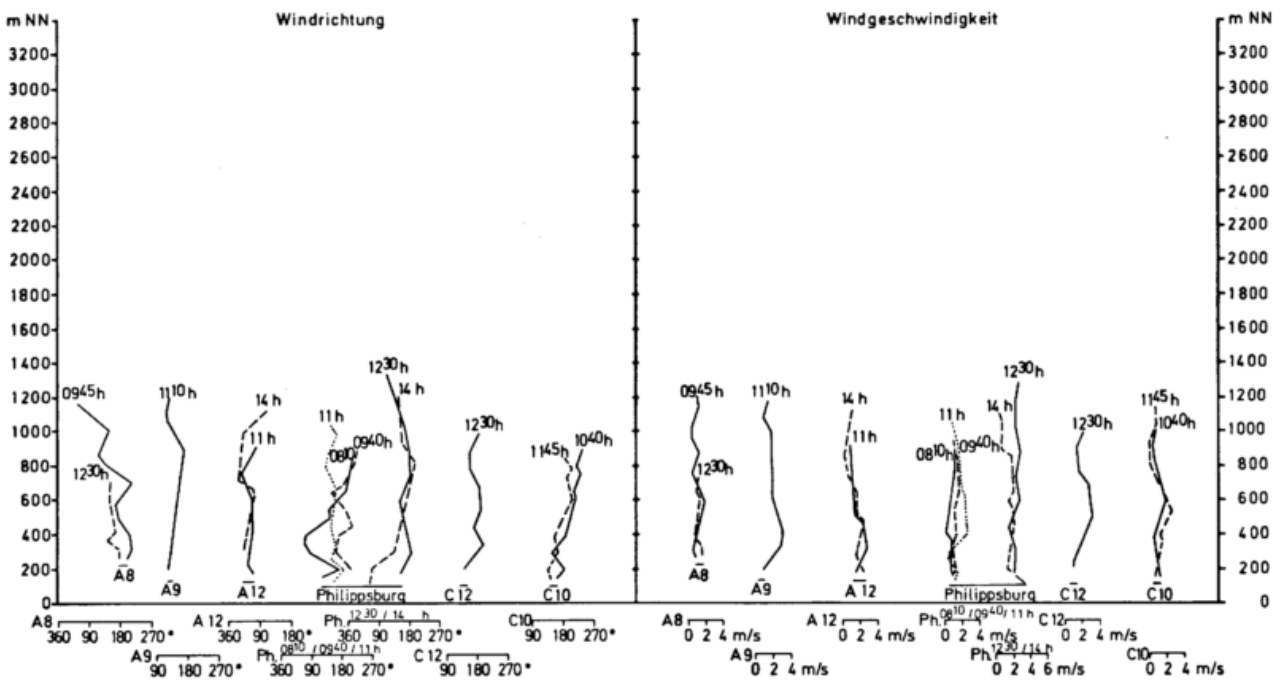
DWD K 6a

Abb. 57: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 04.02.1978



DWD K 6 a

Abb. 58: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 04.02.1978



DWD K 6 a

Abb. 59: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 04.02.1978, zwischen 11.00 und 12.30 Uhr

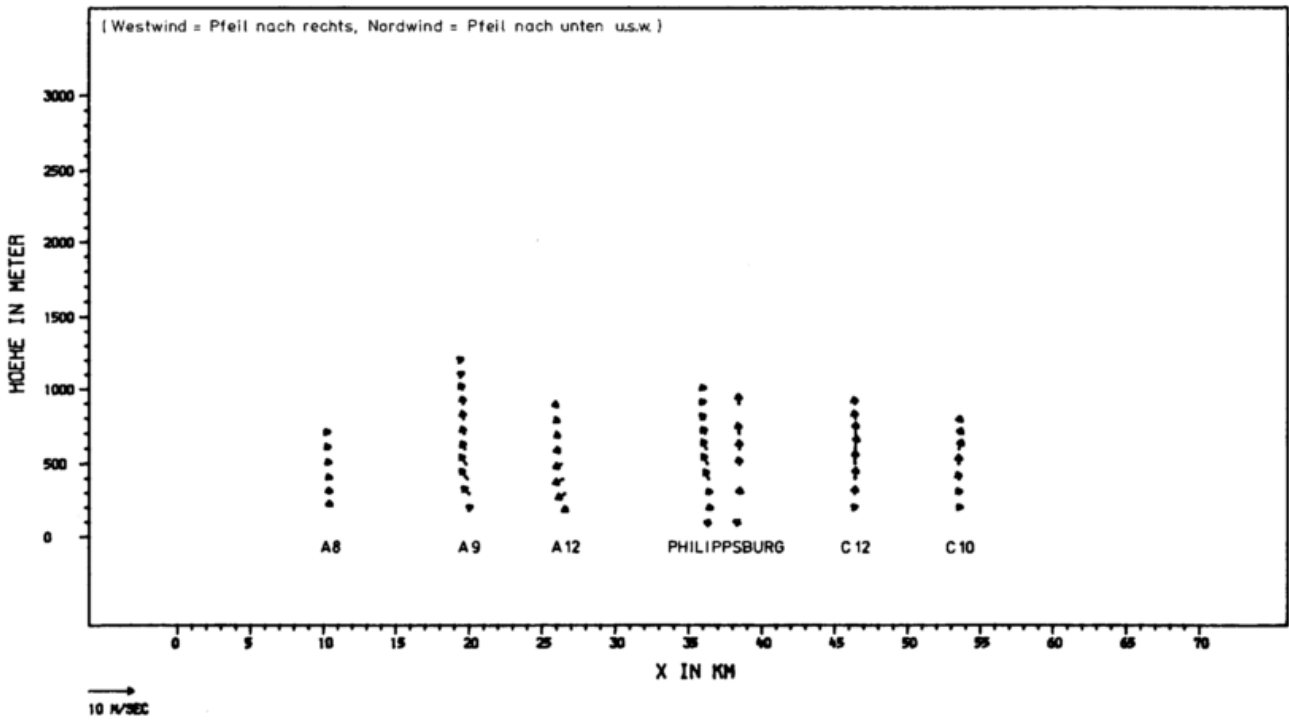


Abb. 60: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 21.09.1978

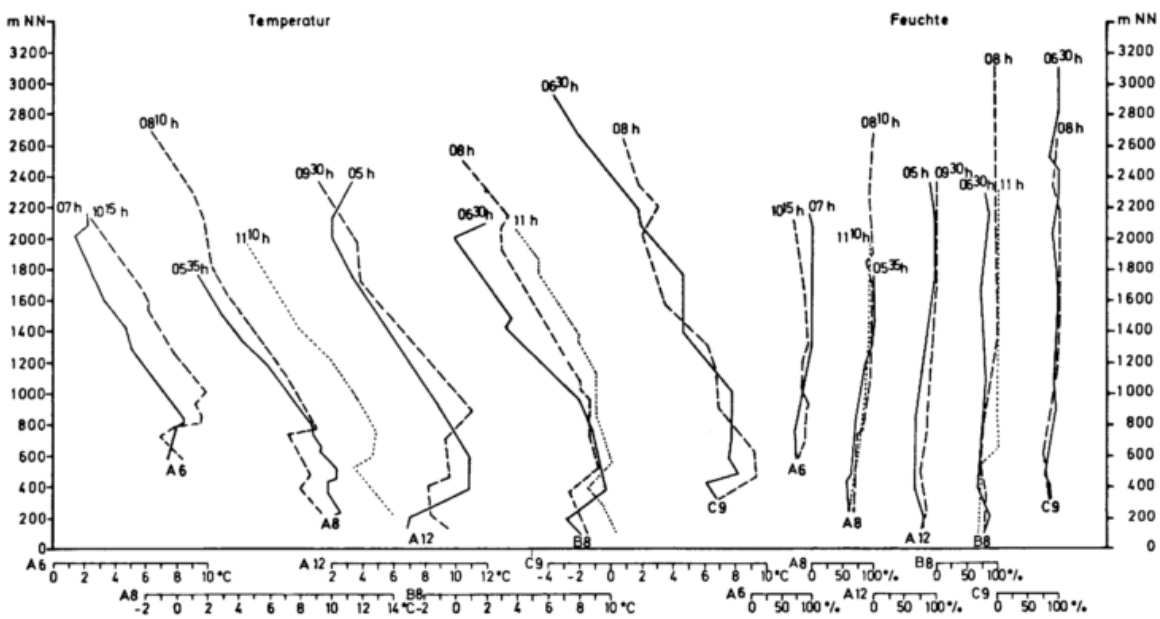
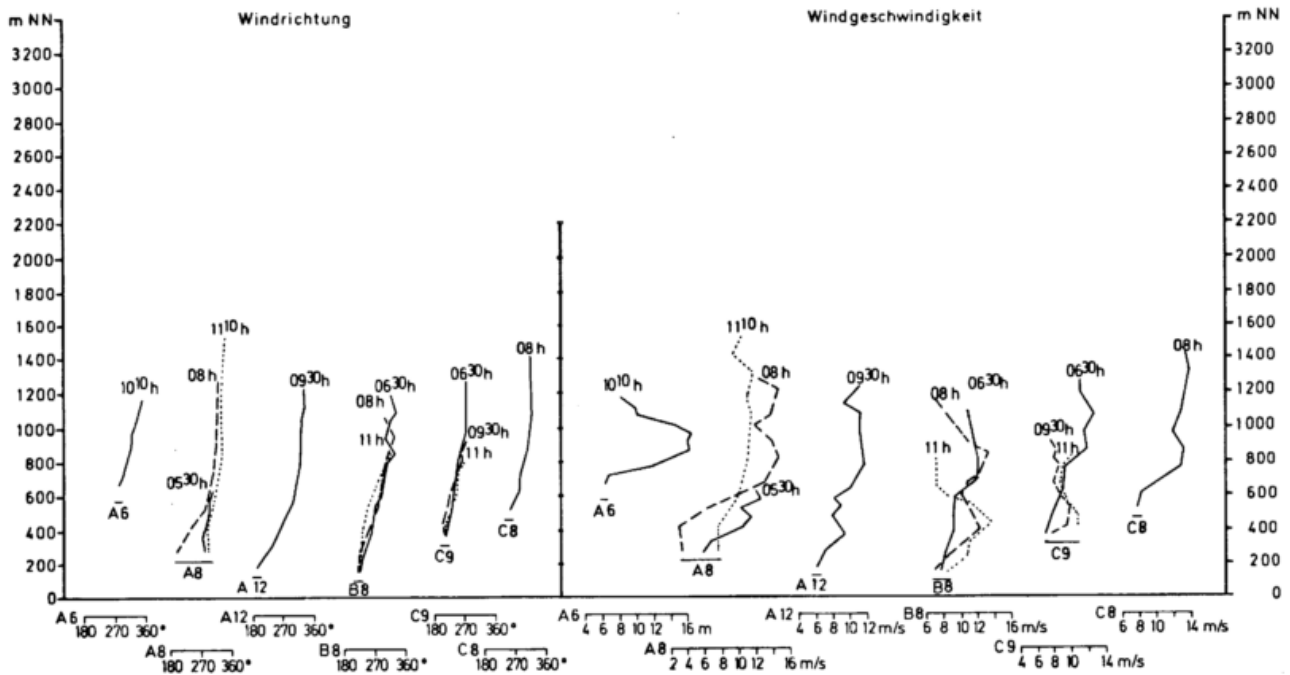
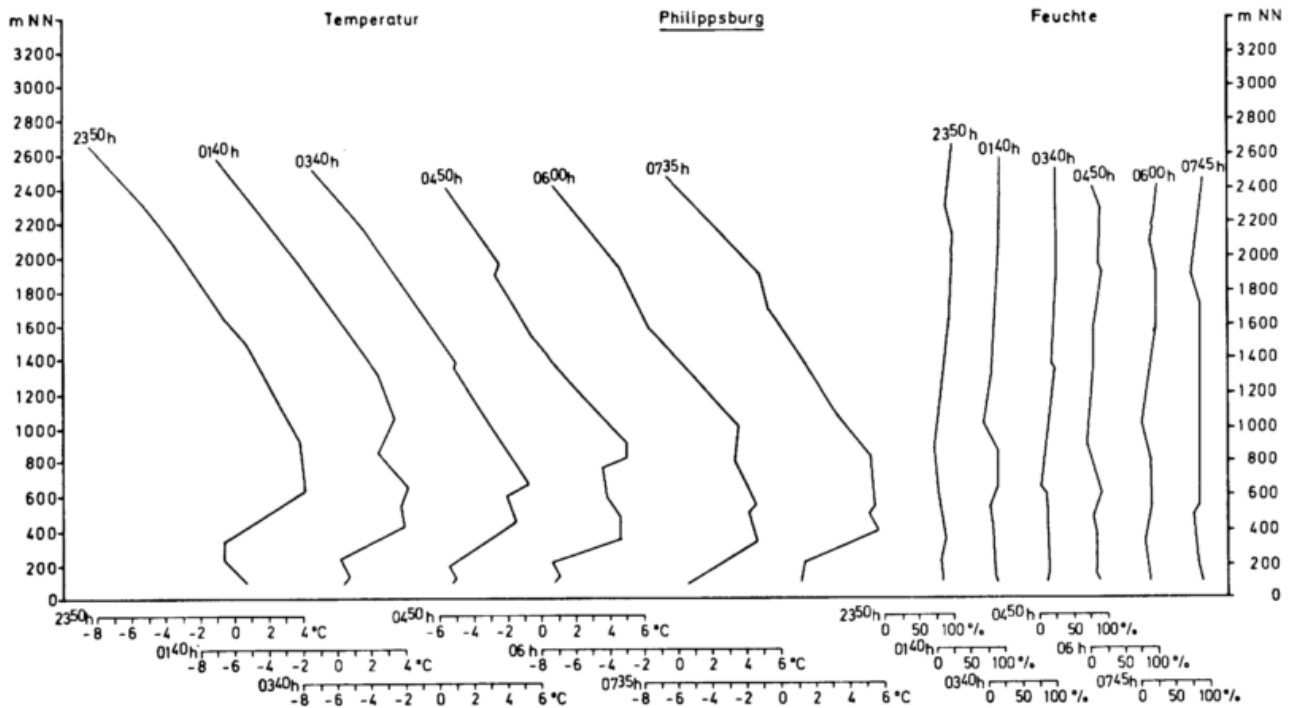


Abb. 61: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 21.09.1978



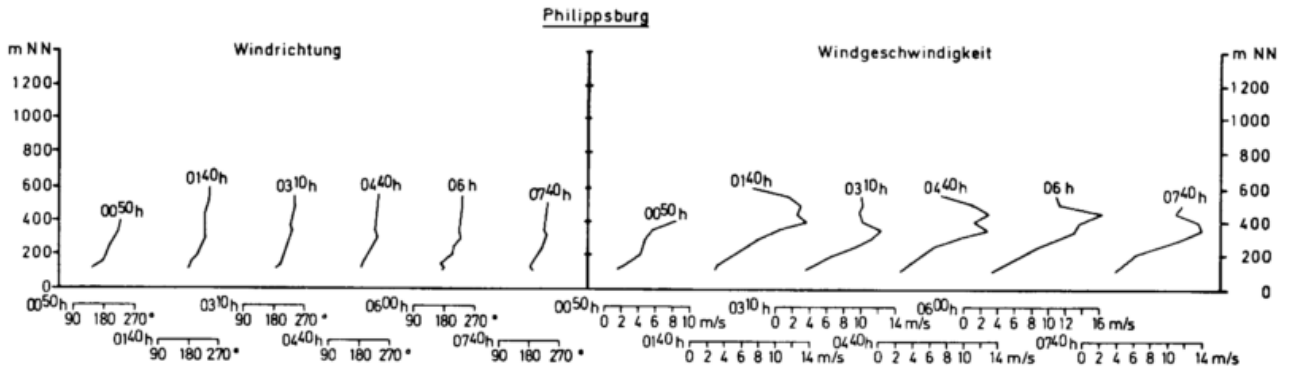
DWD K 6 a

Abb. 62: Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitshöhenkurven in Philippsburg am 21./22.02.1978 zwischen 23.50 und 07.45 Uhr



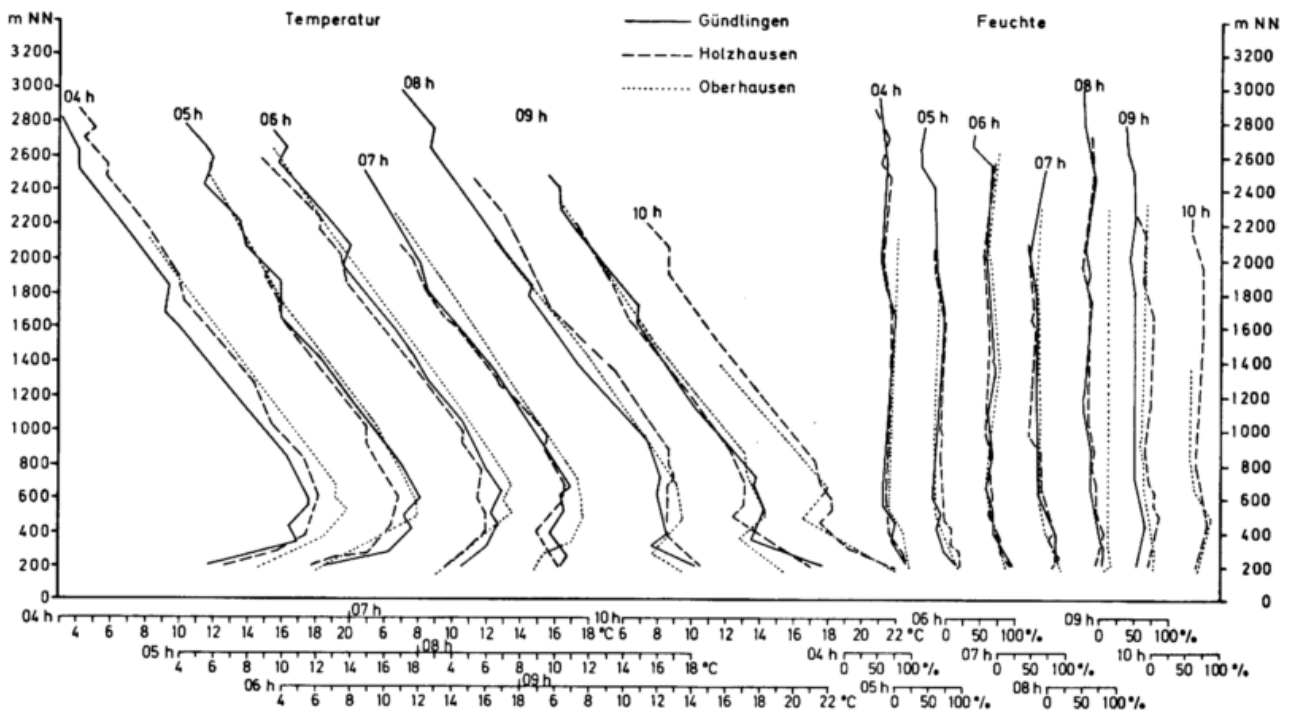
DWD K 6 a

Abb. 63: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven in Philippsburg am 22.02.1978



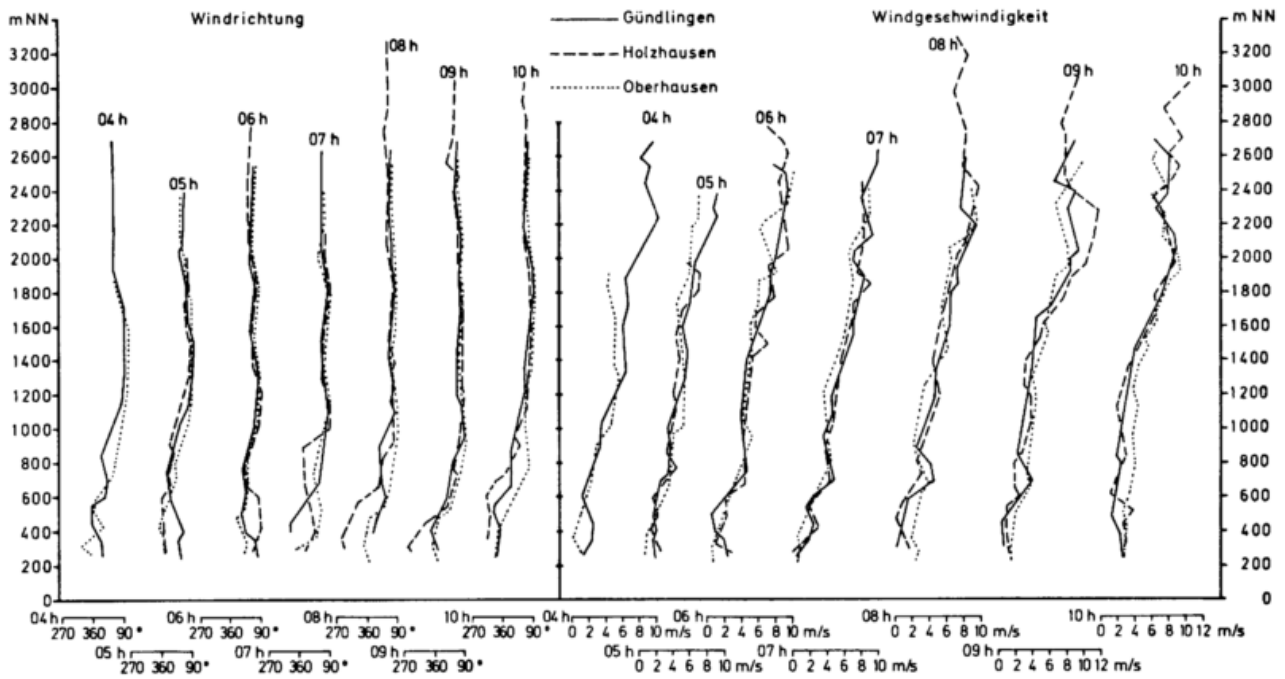
DWD K 6 a

Abb. 64: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 21.06.1979



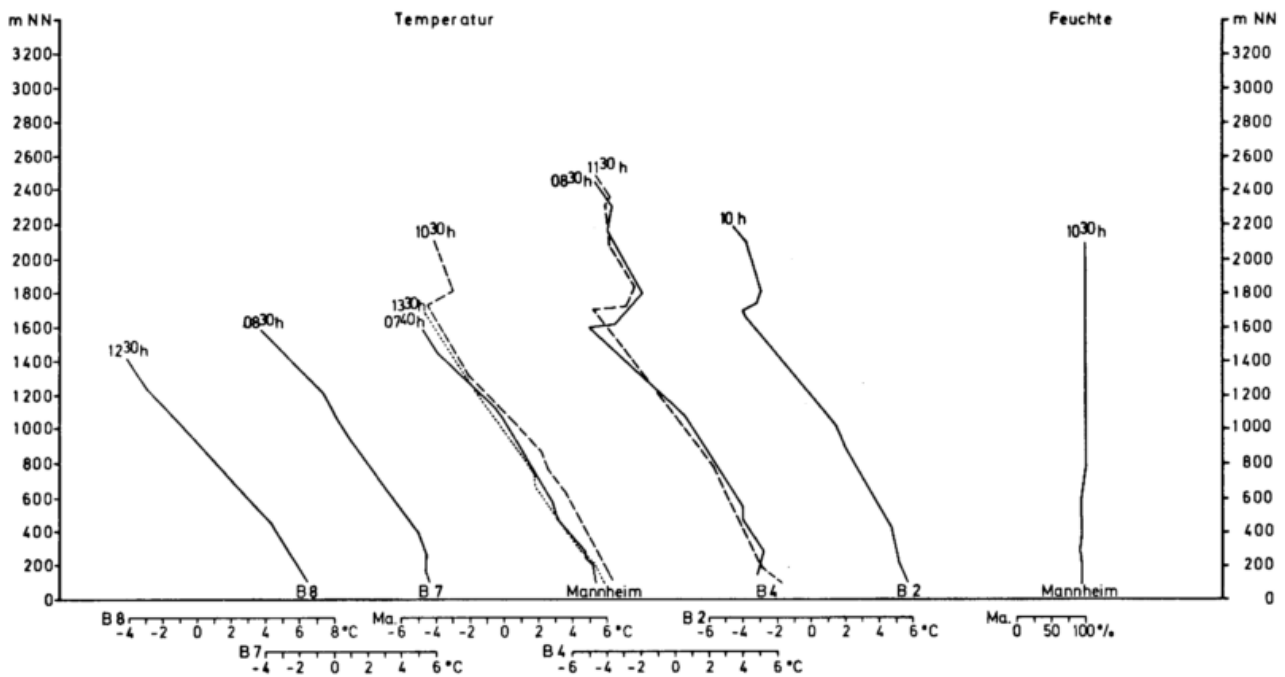
DWD K 6 a

Abb. 65: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 21.06.1979



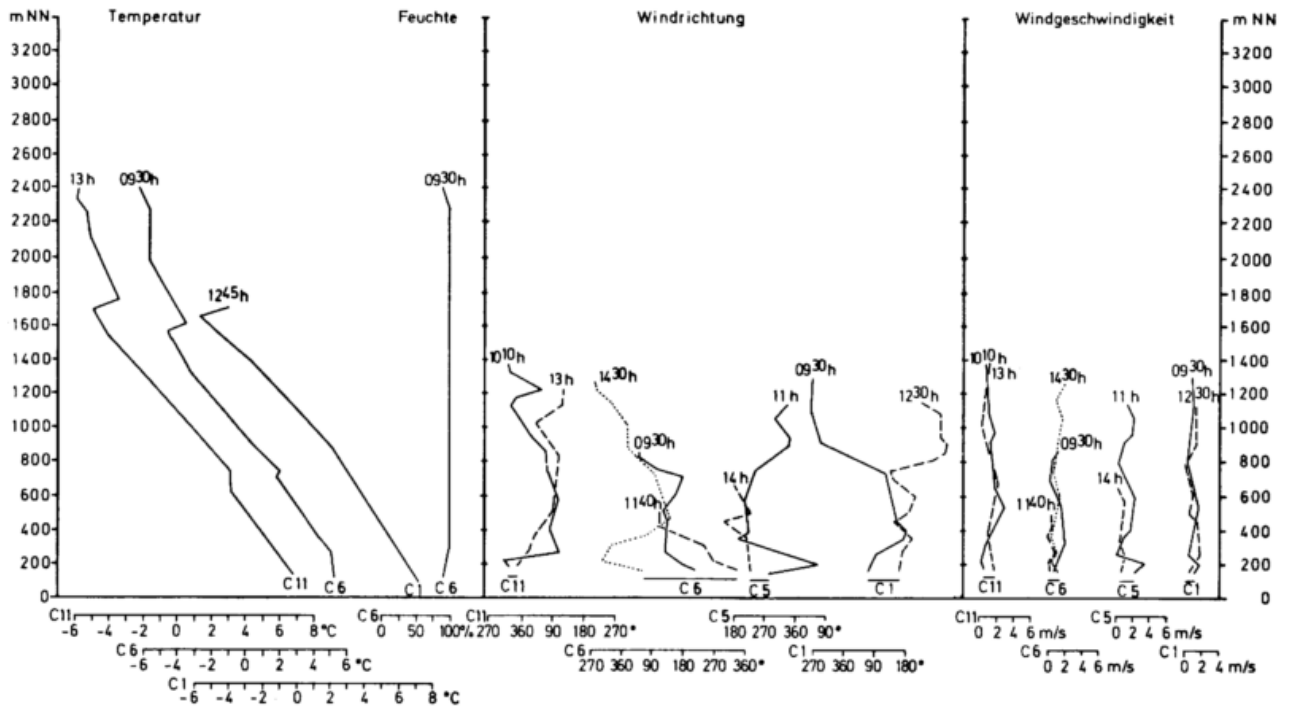
DWD K 6 c

Abb. 66: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils II (Rheintalmitte) am 16.11.1976



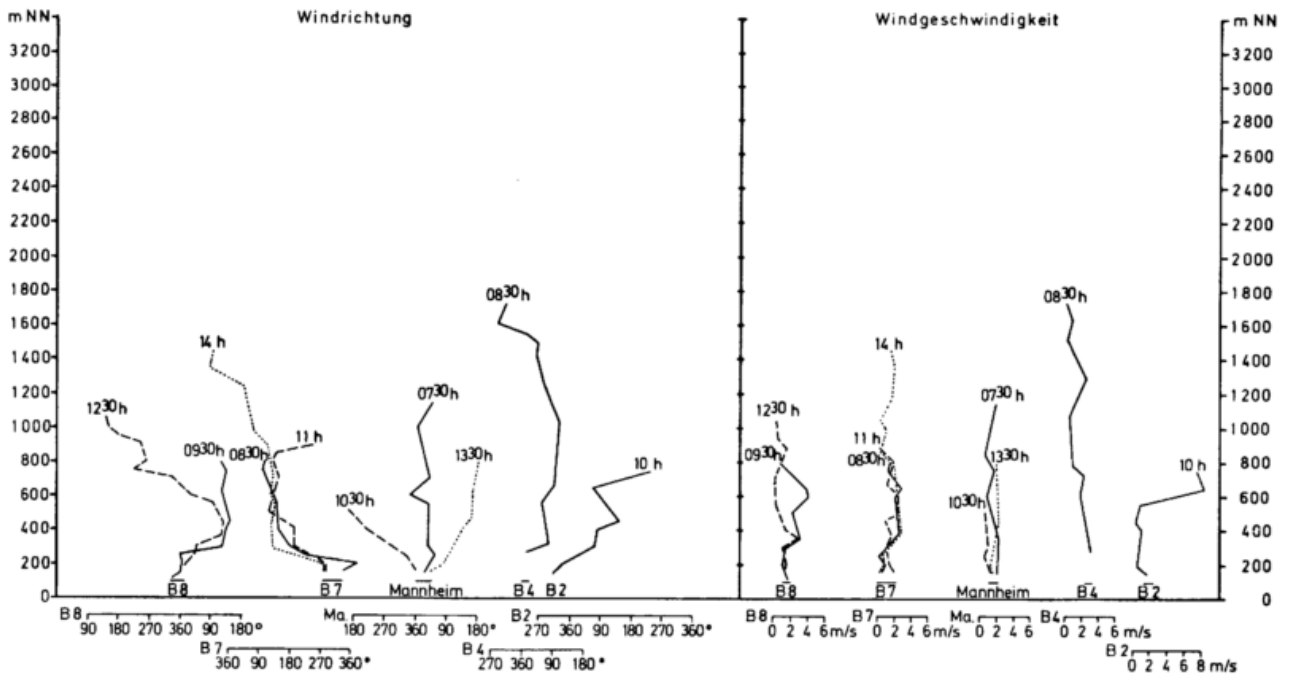
DWD K 6 a

Abb. 67: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven sowie Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils II (rechtsrheinisch) am 16.11.1976



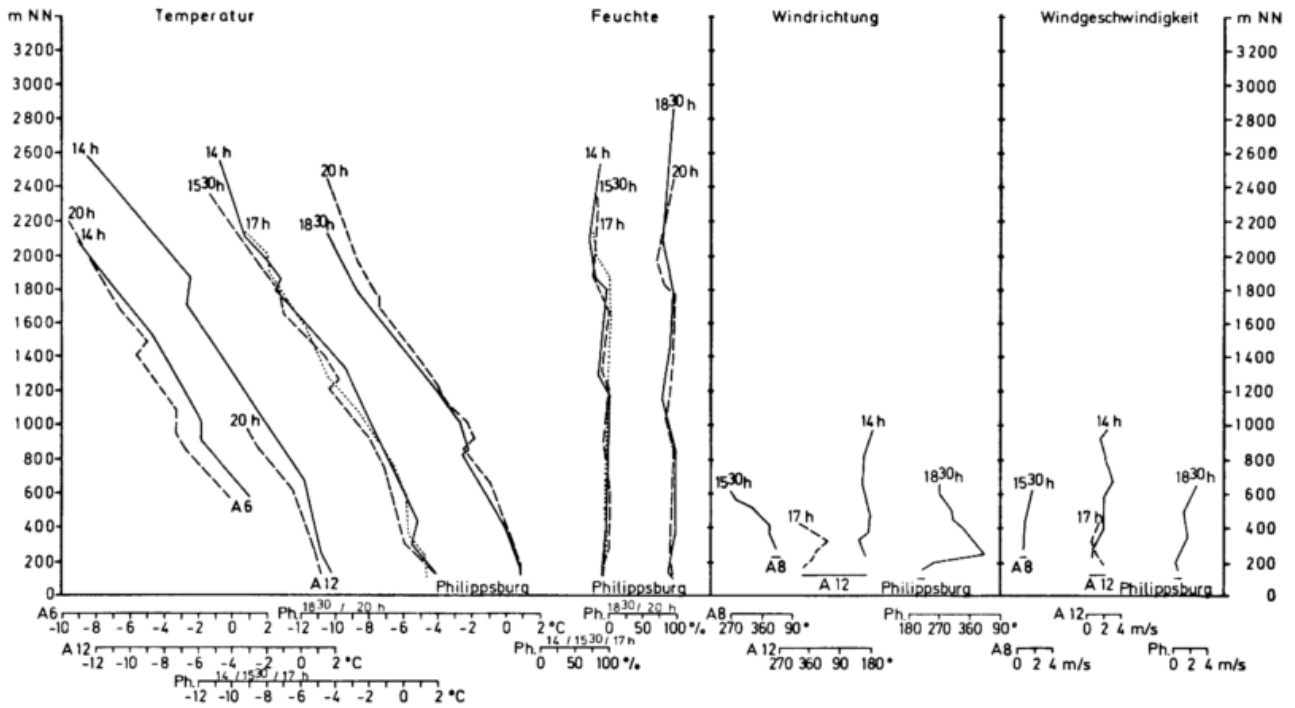
DWD K 6 a

Abb. 68: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils II (Rheintalmitte) am 16.11.1976



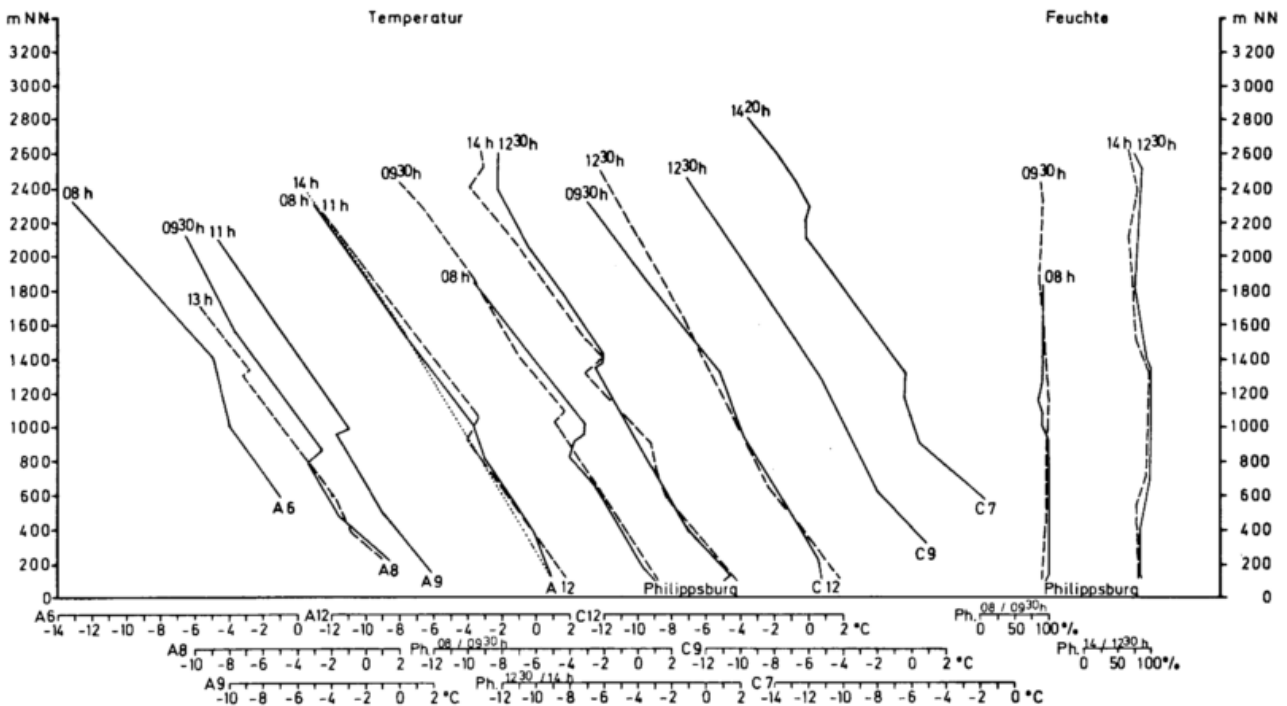
DWD K 6 a

Abb. 69: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven sowie Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 06.02.1978



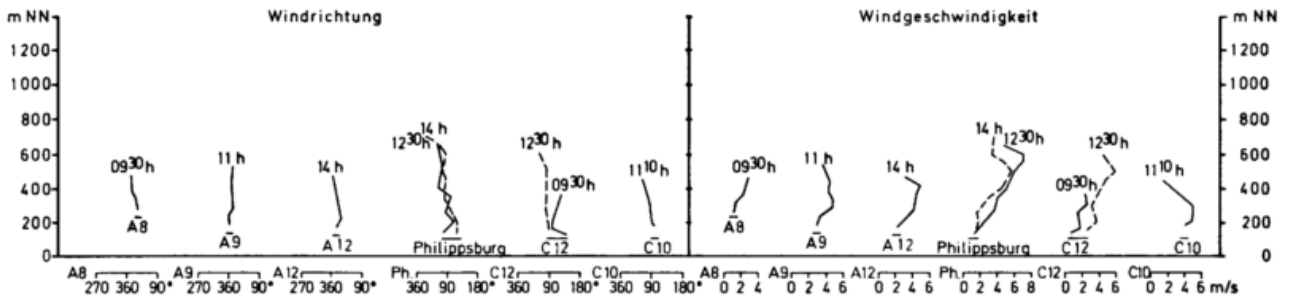
DWD K 6 a

Abb. 70: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 07.02.1978



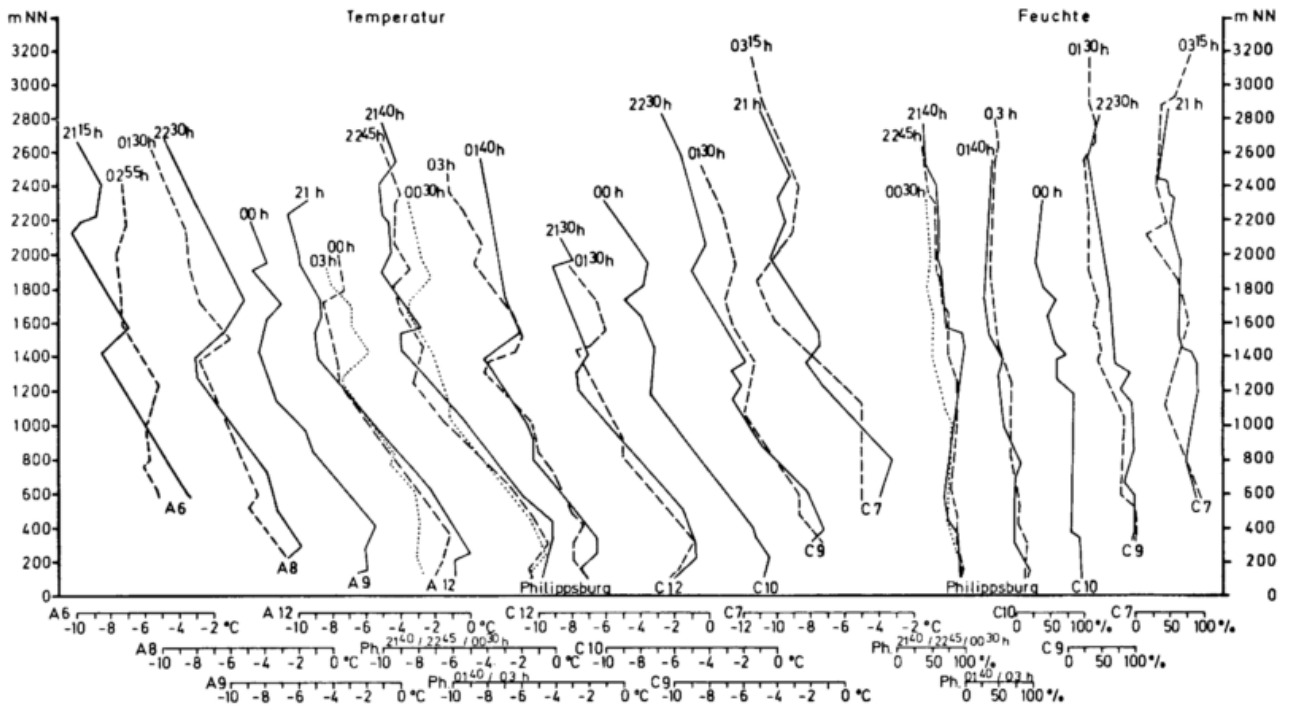
DWD K 6 a

Abb. 71: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 07.02.1978



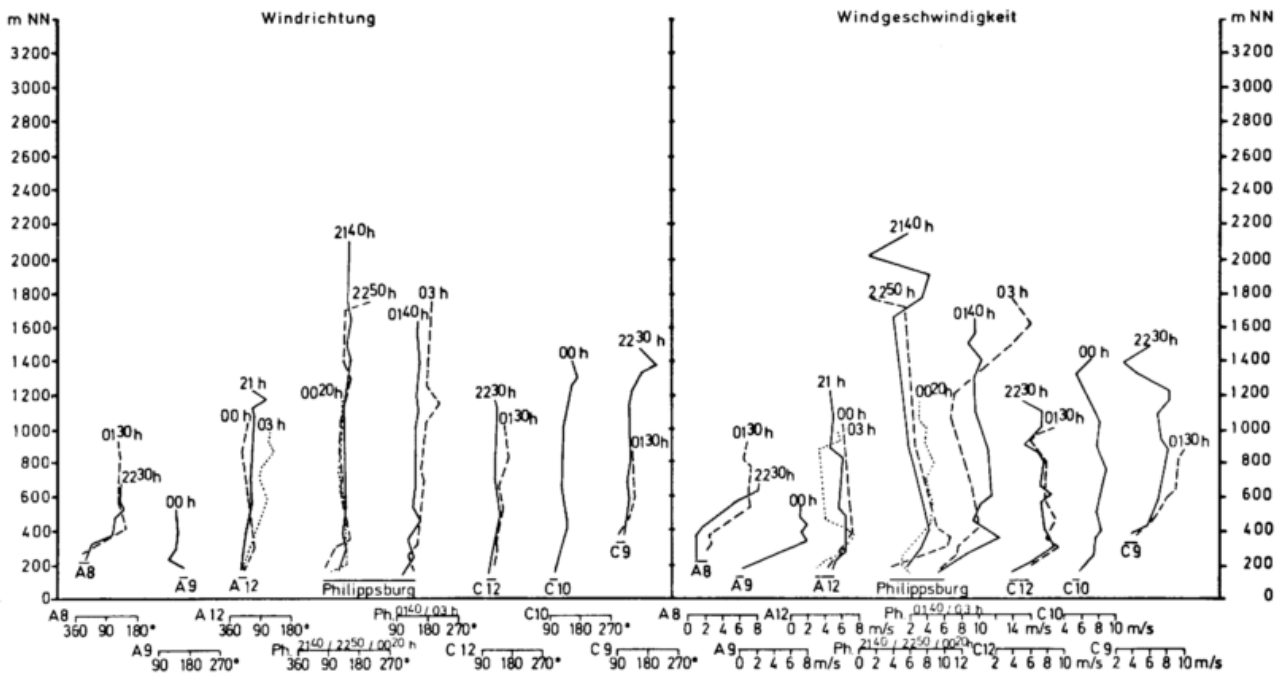
DWD K 6a

Abb. 72: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 04./05.02.1978, zwischen 21.00 und 03.15 Uhr



DWD K 6a

Abb. 73: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils IV am 04./05.02.1978, zwischen 21.00 und 03.00 Uhr



DWD K6a

Abb. 74: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 04./05.02.1978, zwischen 22.30 und 00.20 Uhr

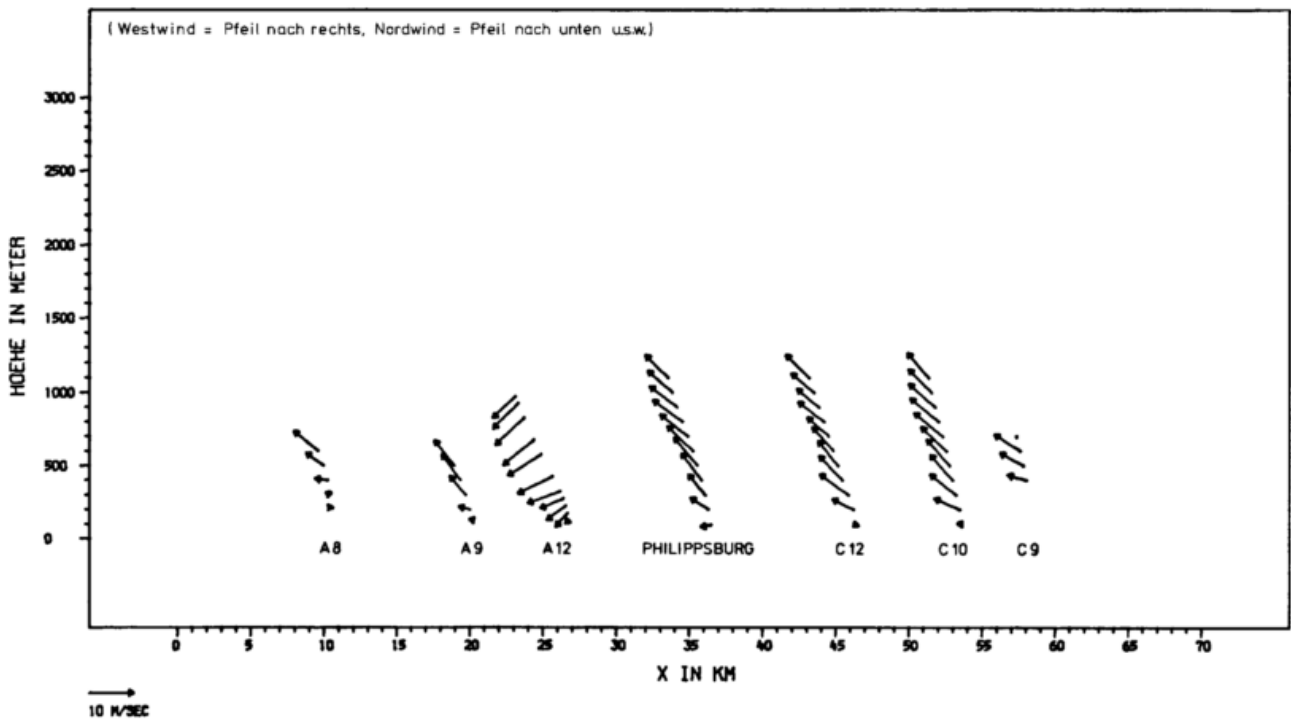


Abb. 75: Vertikalsondierung des Windes entlang des Meßprofils IV am 05.02.1978, zwischen 01.30 und 03.00 Uhr

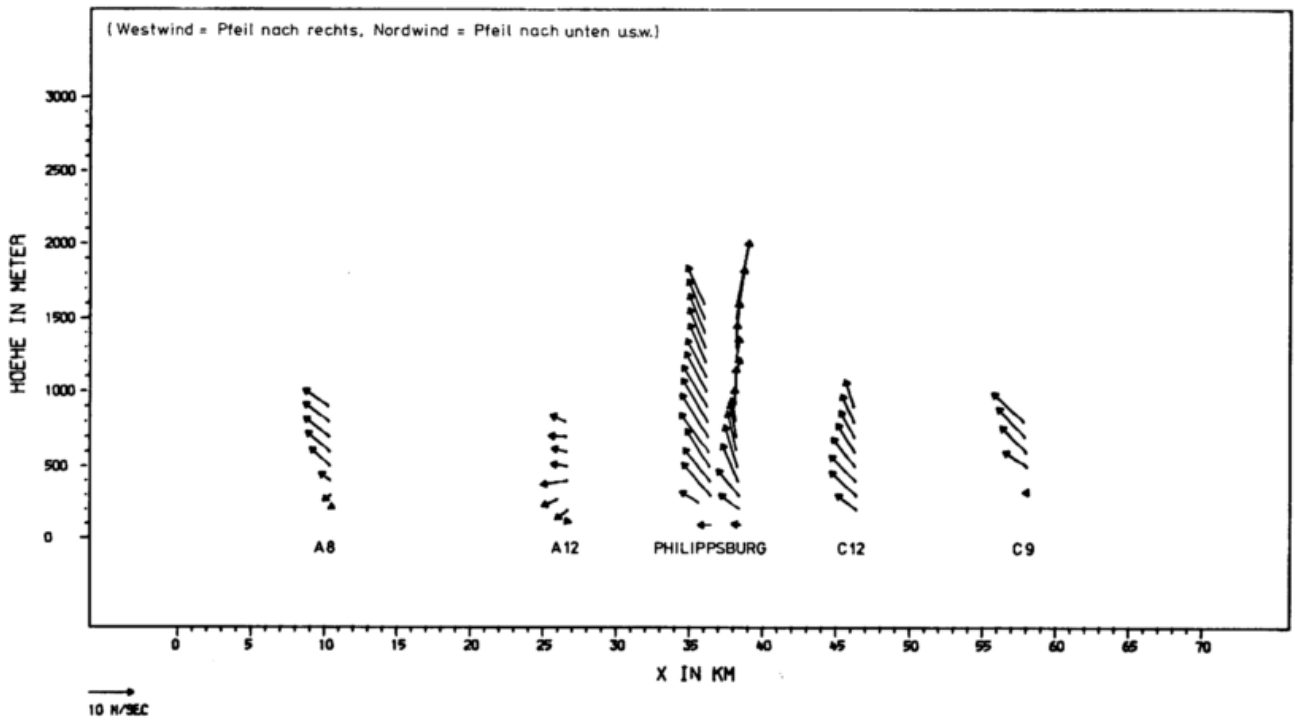


Abb. 76: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 16.07.1978

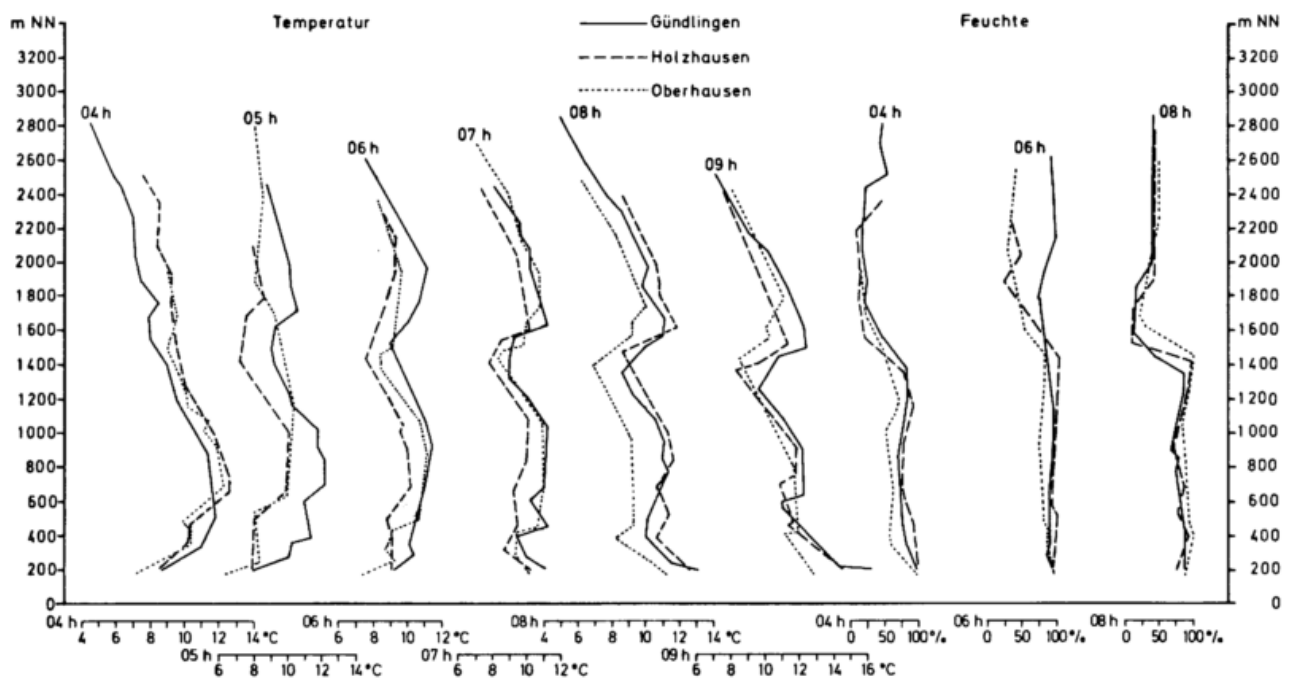
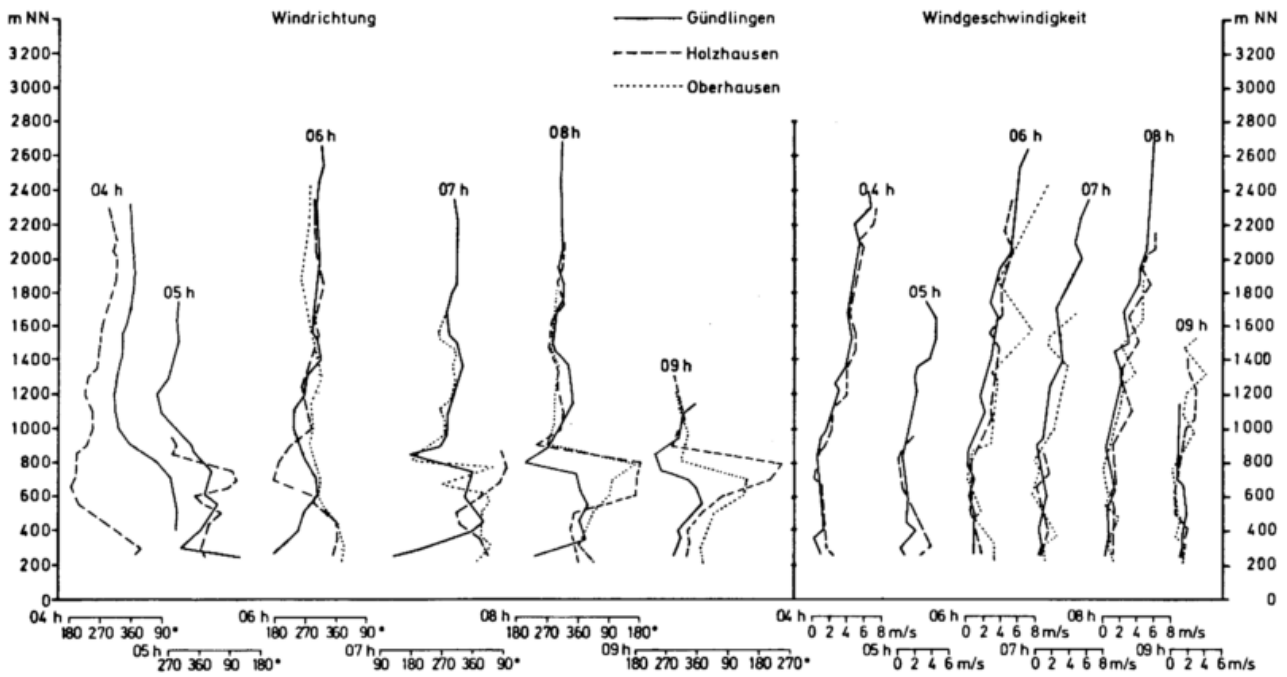
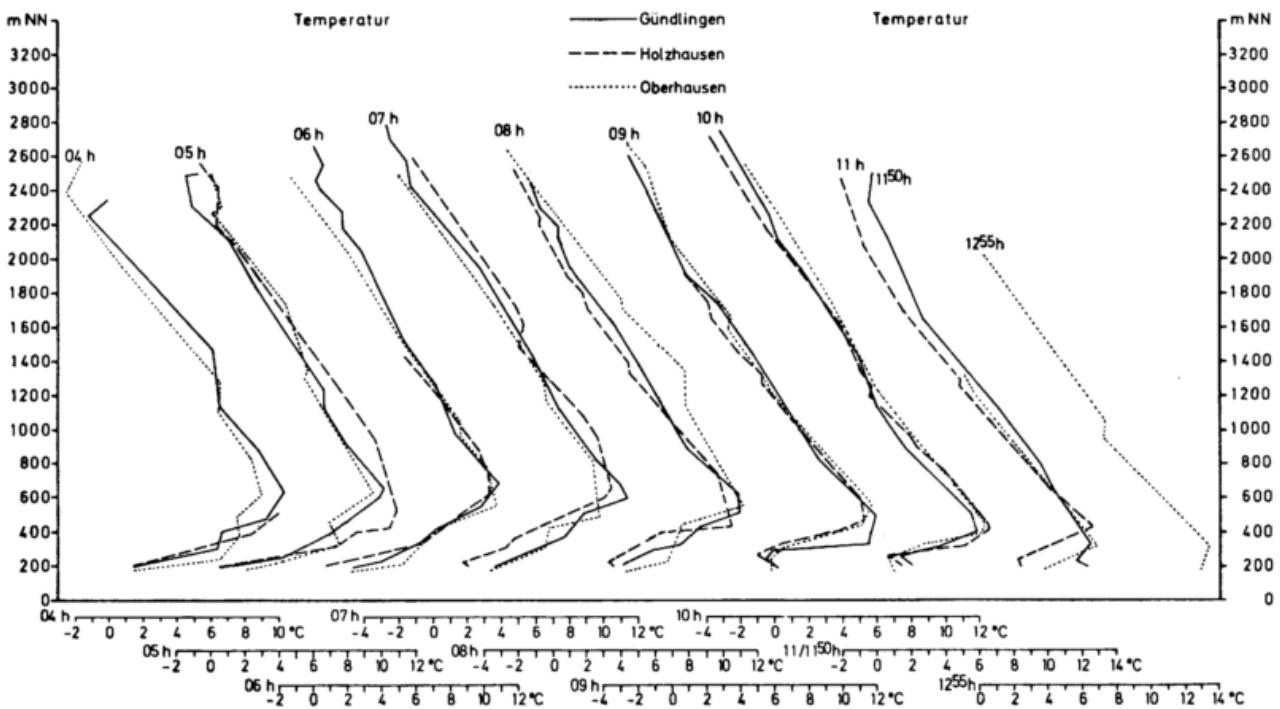


Abb. 77: Windrichtungs- Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 16.07.1978



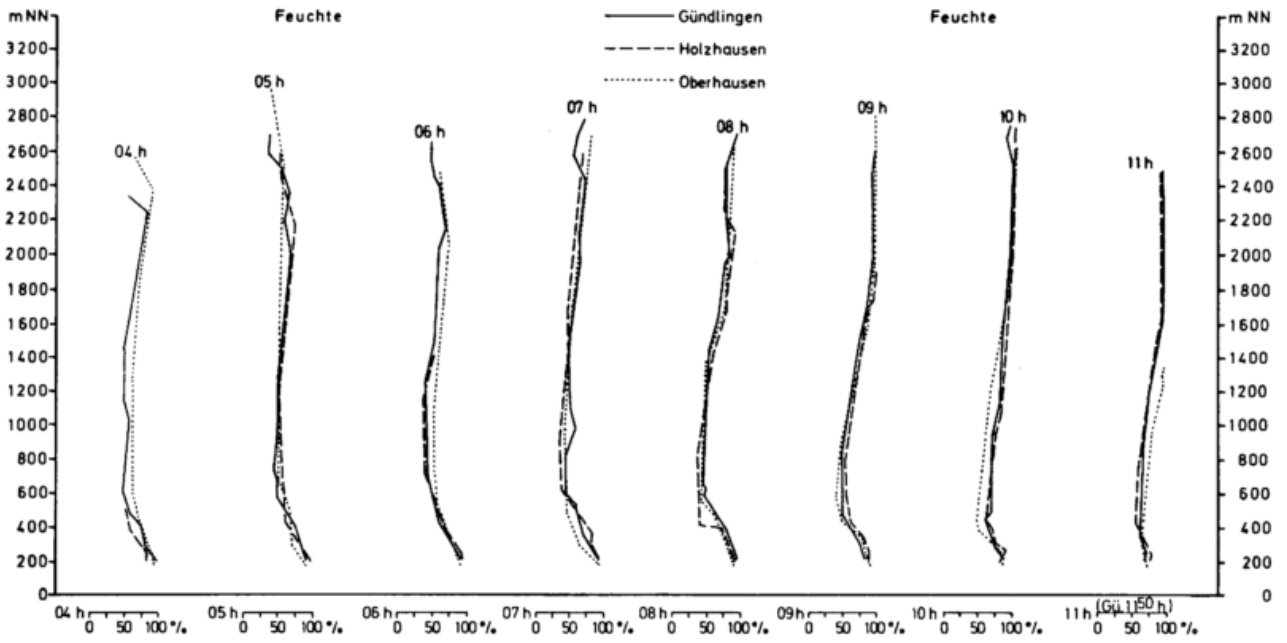
DWD K 6 a

Abb. 78: Lufttemperaturhöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 25.03.1979



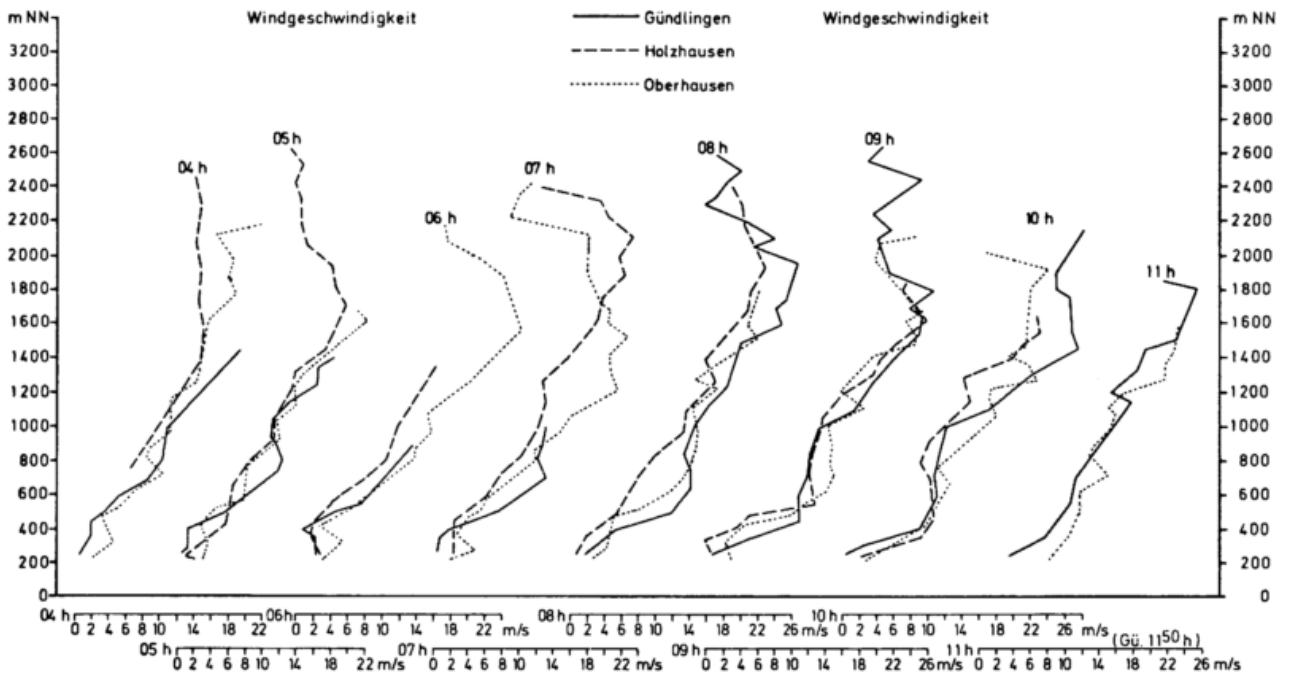
DWD K 6 a

Abb. 79: Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 25.03.1979



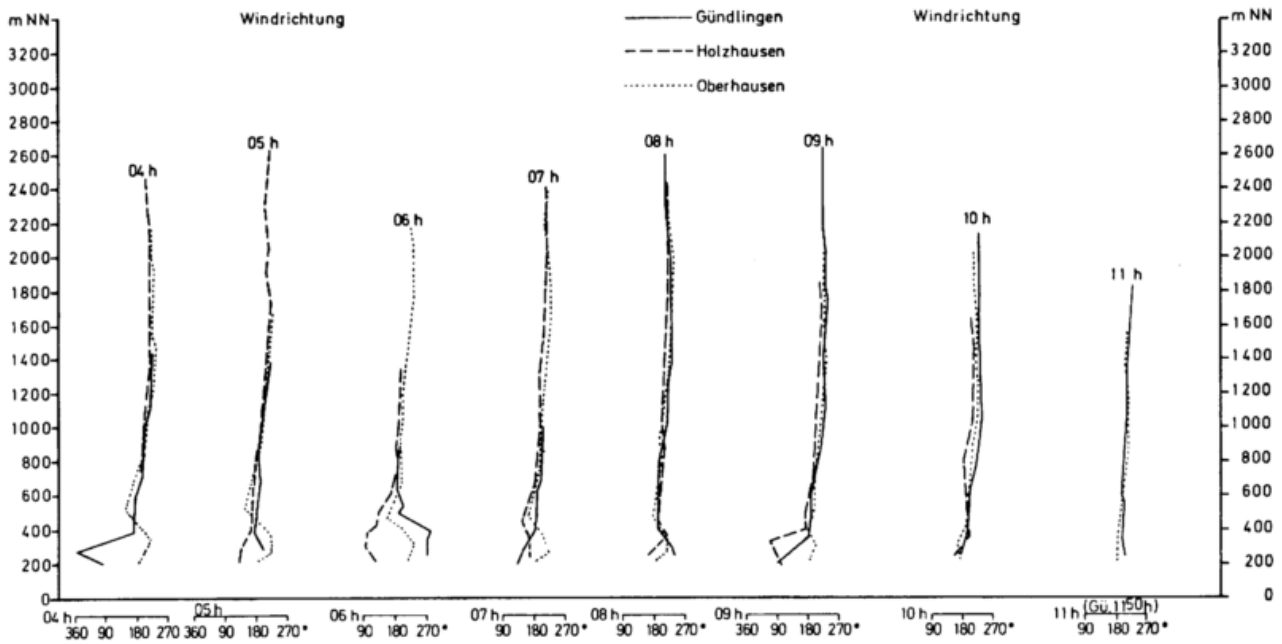
DWD K 6a

Abb. 80: Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 25.03.1979



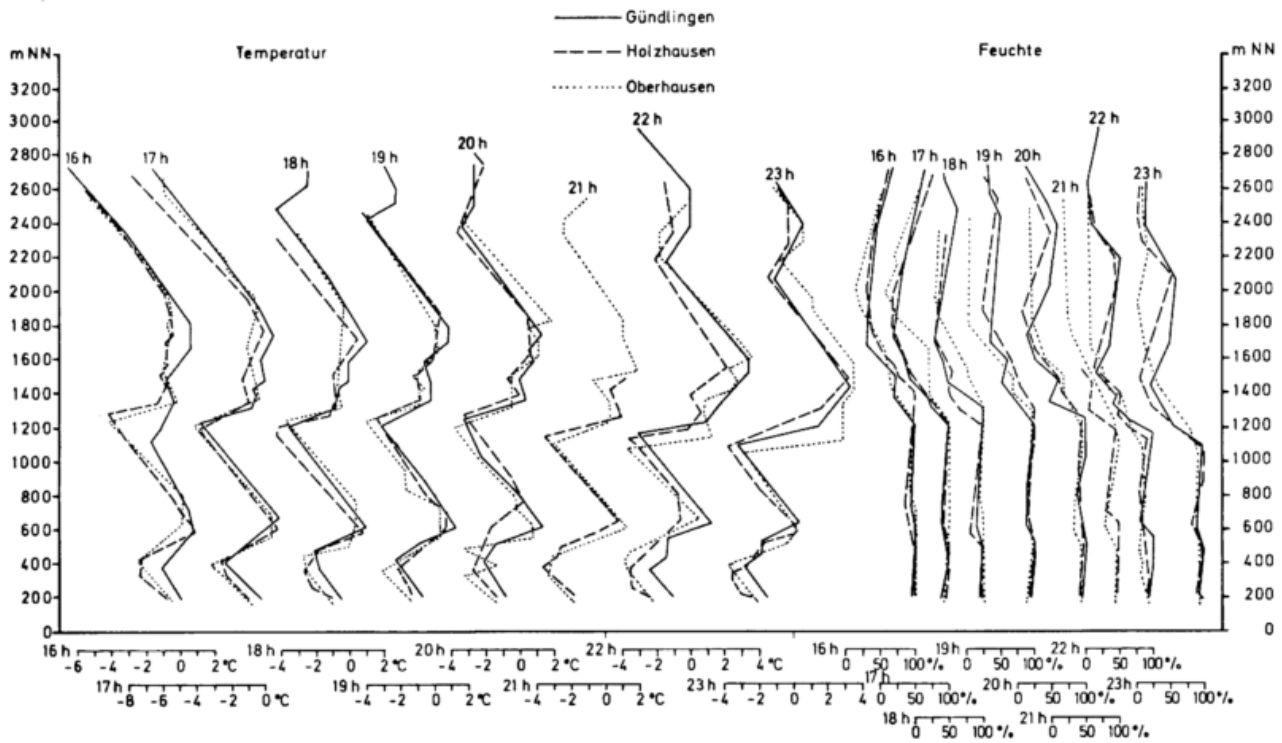
DWD K 6a

Abb. 81: Windrichtungshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 25.03.1979



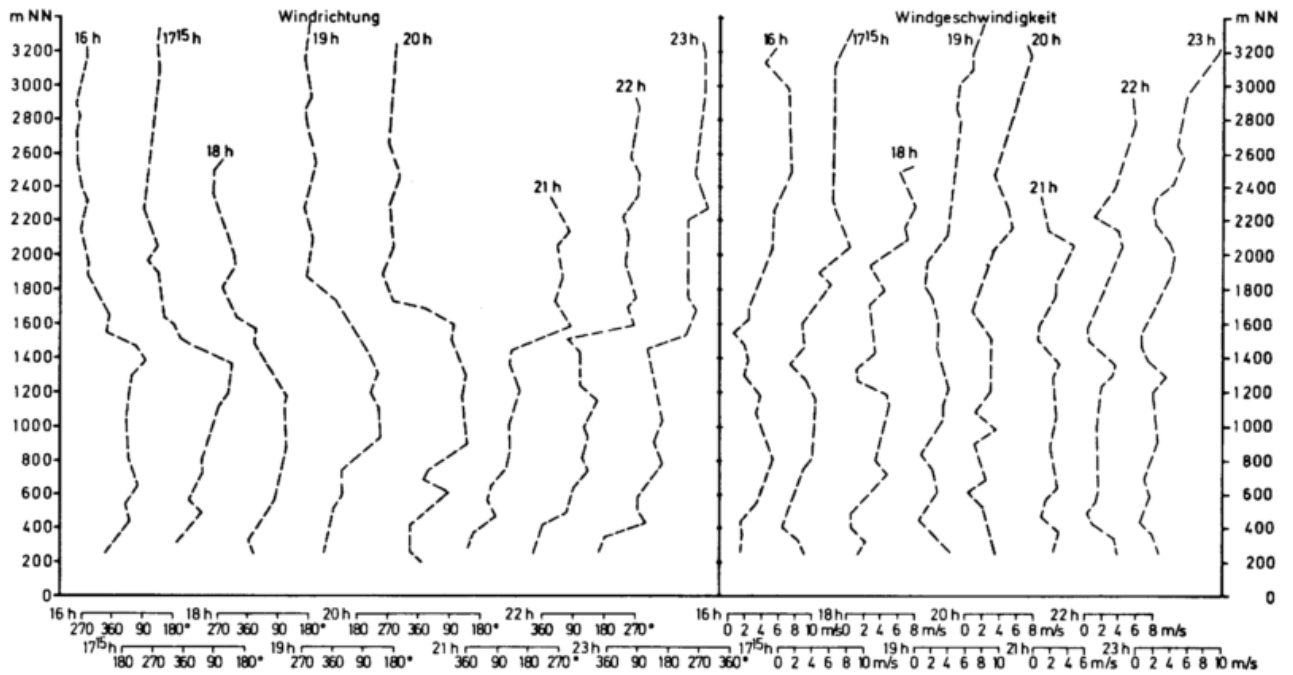
DWD K 6 a

Abb. 82: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 21.01.1979



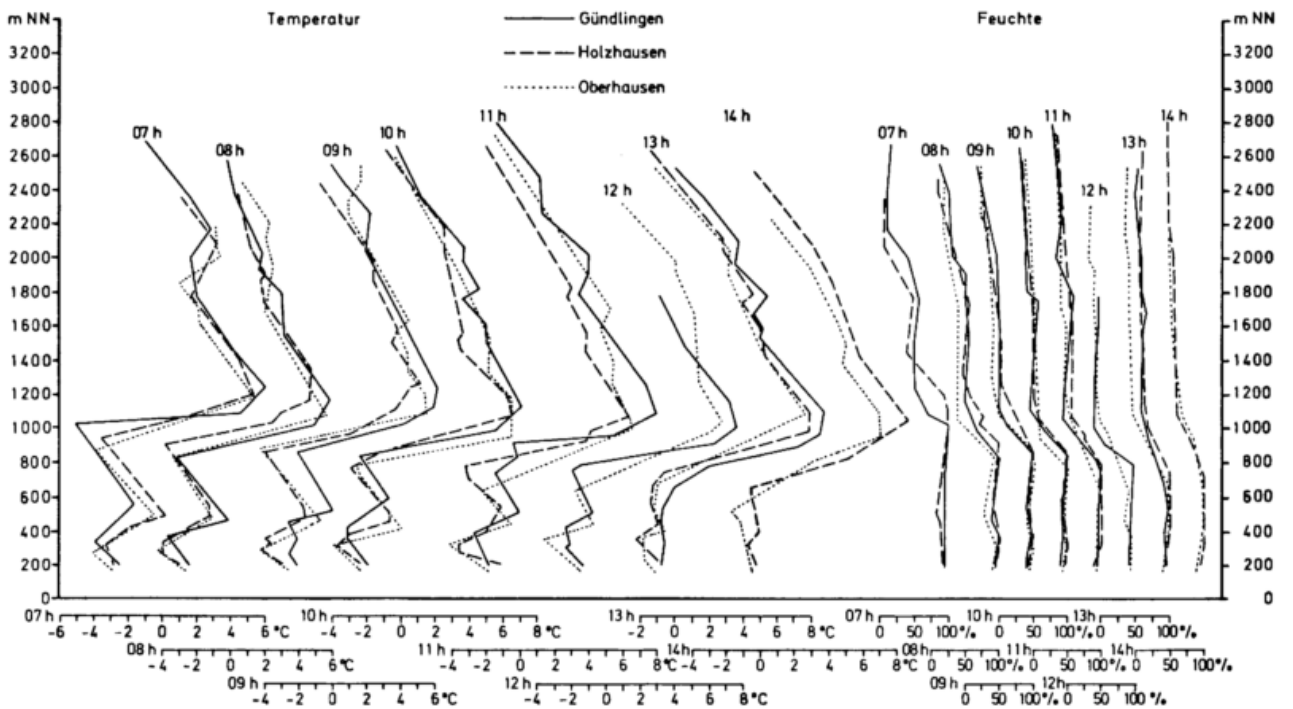
DWD K 6 a

Abb. 83: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven in Holzhausen am 21.01.1979



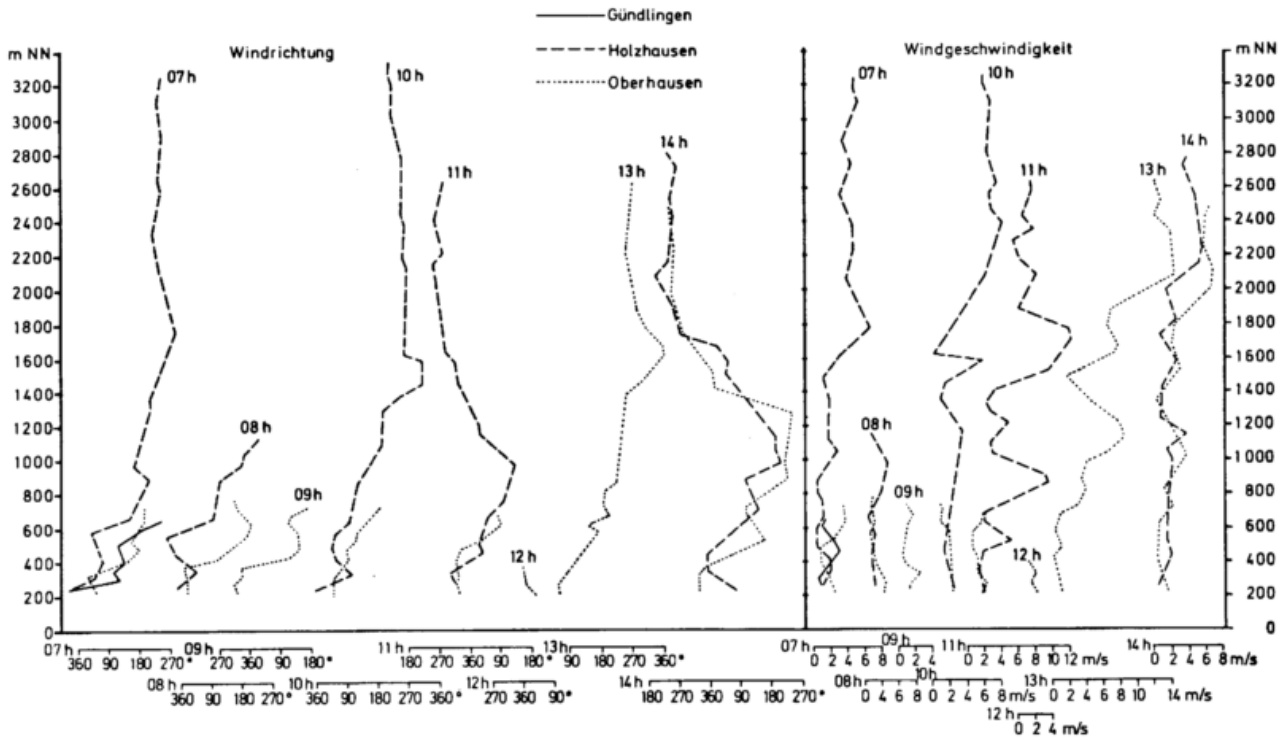
DWD K 6 a

Abb. 84: Lufttemperatur- und Luftfeuchtehöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 22.01.1979



DWD K 6 a

Abb.85: Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshöhenkurven entlang des Meßprofils VI am 22.01.1979



DWD K 6a

