

3. Kapitel

Ergebnisse

Im folgenden Kapitel wird eine Übersicht der spektralen Schwerewellenparameter, die im Rahmen dieser Arbeit aus Radiosondenaufstiegen der Station Lindenberg gewonnen wurden, vorgestellt. Die Ergebnisse werden mit Arbeiten anderer Autoren verglichen und diskutiert. Weiterhin wird versucht, anhand der gefundenen Eigenschaften der Schwerewellen die Quellen für die beobachtete Schwerewellenaktivität zu identifizieren.

3.1 Zustand der Atmosphäre im Beobachtungszeitraum

Die Hintergrundcharakteristiken der Atmosphäre variieren mit den Jahreszeiten. Außerdem fallen Variationen in den klimatologischen Größen von Jahr zu Jahr auf. Da die Schwerewellen von Änderungen des Normalzustandes der Atmosphäre beeinflusst werden, ist es wichtig, diesen genau zu verstehen.

In Abbildung 3.1 und Abbildung 3.2 sind die Zeit/Höhenschnitte der absoluten Windgeschwindigkeit für jedes Jahr dargestellt. Für die Abbildungen wurden die 6-stündigen Radiosondendaten monatlich gemittelt, in der Vertikalen beträgt die Auflösung 200 m.

Beim Zeit/Höhenschnitt der Windgeschwindigkeiten fallen zwei Merkmale auf: Erstens existiert ein Minimum der Windgeschwindigkeit im Sommer in der Stratosphäre. Die zeitliche Lage dieses Minimums variiert von Jahr zu Jahr. Im Mittel ist ab ungefähr Mai die Windgeschwindigkeit in 20 km Höhe (dem Zentrum des Minimums in der Vertikalen) nicht mehr größer als 6 m/s und bleibt auch bis Oktober deutlich darunter. In dieser Zeit ist der mittlere Zonalwind in der Stratosphäre negativ, das heißt es herrscht schwacher Ostwind. Zweitens existieren etwa in Höhe der Tropopause über das Jahr verteilt lokale Maxima der Windgeschwindigkeit. Die Lage der Maxima variiert allerdings von Jahr zu Jahr. 1995 und 1997 sind jeweils im Februar und im Oktober die Windgeschwindigkeiten etwa bei 10 km lokal am größten. In den anderen beiden Jahren 1996 und 1998 kommt noch ein weiteres Maximum im Juli hinzu.

3.1 Zustand der Atmosphäre im Beobachtungszeitraum

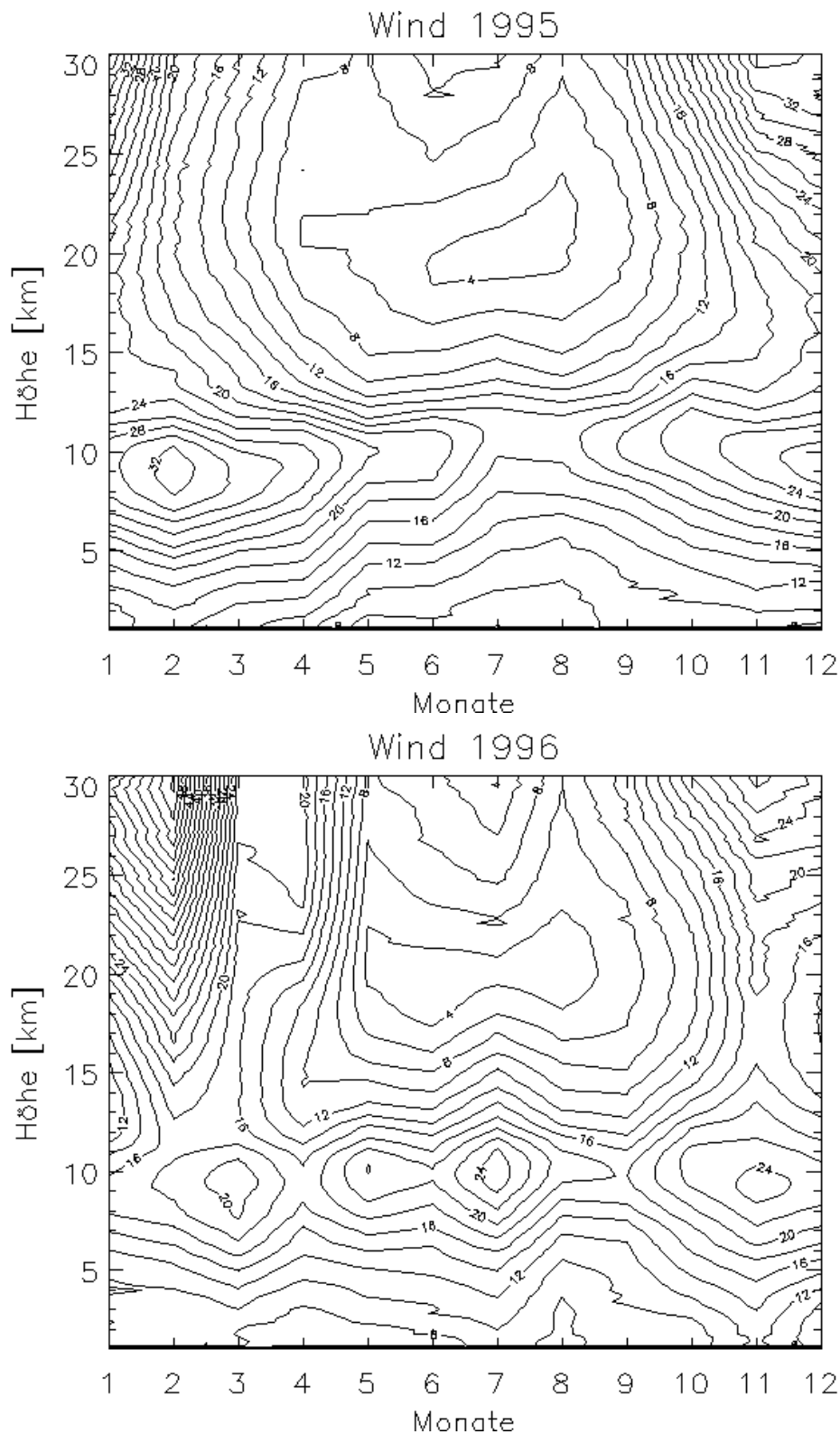


Abbildung 3.1: Höhen-/Zeitschnitt der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit (skalar) für die Jahre 1995 (oben) und 1996 (unten) in Lindenberg. Für die Abbildung wurden die über einen Monat gemittelten Daten aus den täglichen Radiosonden verwendet. Die Höhenauflösung beträgt 200 m. Auf der Zeitachse sind Zahlen für die Monate des Jahres eingetragen.

3.1 Zustand der Atmosphäre im Beobachtungszeitraum

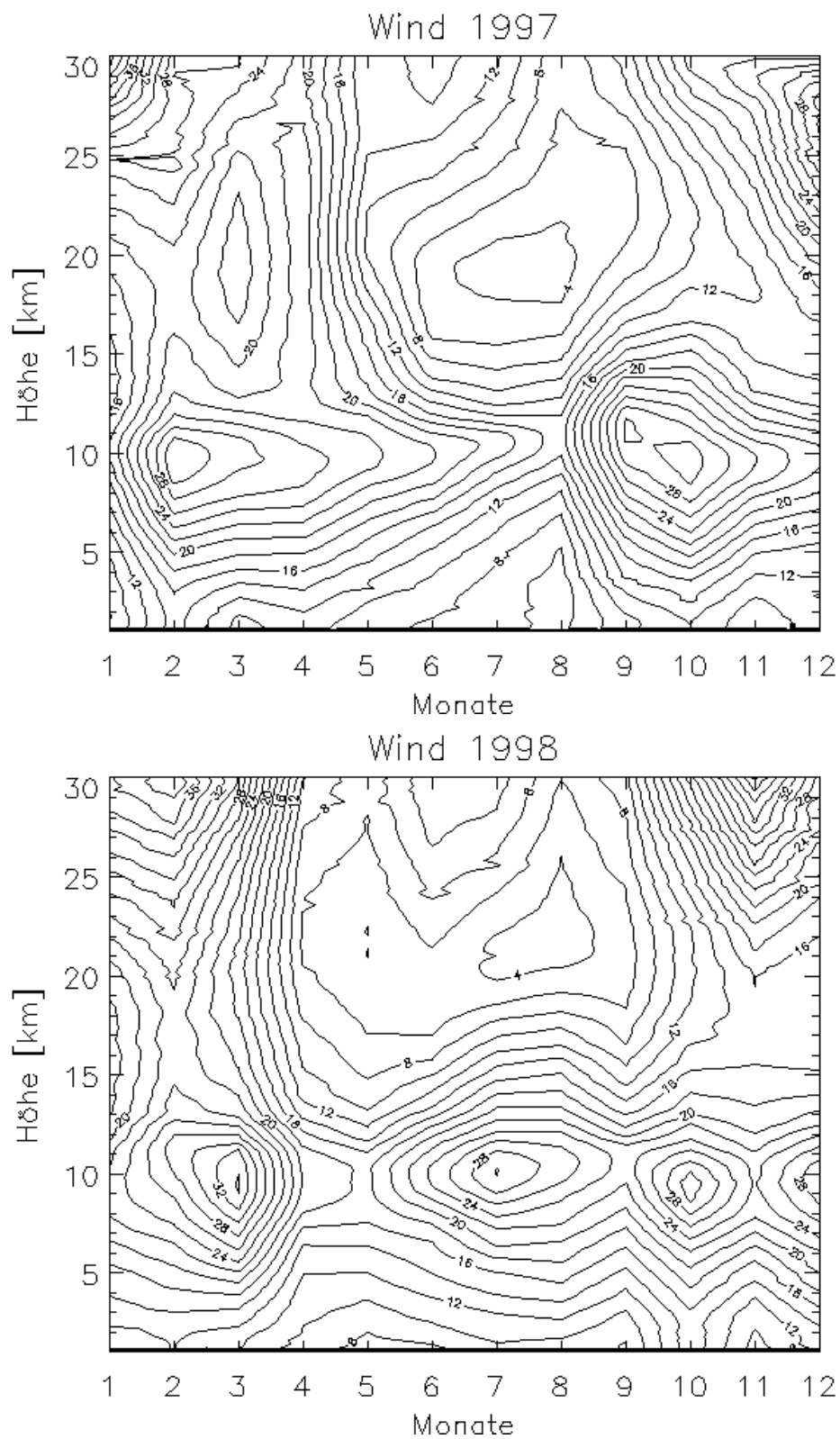


Abbildung 3.2: Wie Abbildung 3.1 jedoch für 1997 (oben) und 1998 (unten).

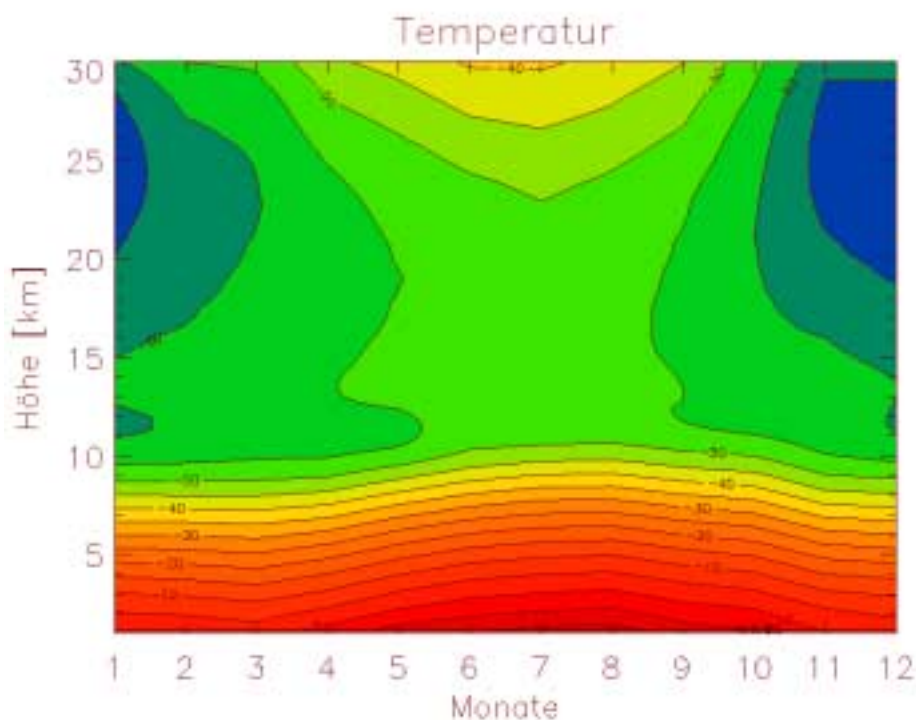


Abbildung 3.3: Zeit/Höhenschnitt der Temperatur aus den Radiosondendaten in Lindenberg. Dargestellt ist das Monatsmittel der Temperaturprofile über vier Jahre 1995 bis 1998. Auf der y-Achse ist die Höhe in Kilometern und auf der x-Achse sind die Monate des Jahres aufgetragen. Der Abstand zwischen den Isolinien der Temperatur beträgt 5 Kelvin.

In Abbildung 3.3 ist der monatlich gemittelte Temperaturverlauf der vier Jahre dargestellt. Da sich der Temperaturverlauf im Zeitraum 1995 bis 1998 von Jahr zu Jahr nicht so sehr wie die absolute Windgeschwindigkeit verändert, ist es ausreichend, das Mittel über vier Jahre zu zeigen.

Deutlich zu erkennen ist die Trennung von Troposphäre und Stratosphäre. Die Troposphäre ist gekennzeichnet durch eine gleichmäßige Temperaturabnahme mit der Höhe bis zur Tropopause, die im Winter etwa bei 9 km und im Sommer bei 11 km liegt. Oberhalb sinkt die Temperatur im Winter langsamer weiter ab, während sie im Sommer (im Bereich des sommerlichen, stratosphärischen Ostwindes) bis 25 km etwa gleich bleibt und darüber wieder leicht ansteigt.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

Die Schwerewellenaktivität und die spektralen Parameter der Schwerewellen wurden in drei verschiedenen Höhenbereichen untersucht (siehe Abschnitt 2.4.1). In der Troposphäre wurde der Bereich 2-9 km untersucht. Damit wurden Inversionen am Boden und starke Windscherungen, sowie der Sprung der Brunt-Väisälä-Frequenz (Abbildung 2.8) an der Tropopause weitgehend ausgeklammert. Die drei Bereiche sind:

1. Troposphäre 2-9 km Höhe.
2. Stratosphäre 12-19 km Höhe.
3. Stratosphäre 12-30 km Höhe.

3.2.1 Powerspektrum vertikaler Wellenzahlen aus Temperaturfluktuationen

In Abschnitt 2.4.2 wurde beschrieben, wie aus den Profilen der normalisierten Temperatur, \hat{T}' , Powerspektren vertikaler Wellenzahlen berechnet werden können.

Beispiele der berechneten Powerspektren vertikaler Wellenzahlen sind in Abbildung 3.4 dargestellt. Die Powerspektren aller Monate für alle drei Höhenintervalle sind im Anhang zu finden. Dargestellt sind in Abbildung 3.4 die Monatsmittel der Powerspektren vertikaler Wellenzahlen für jeweils einen Wintermonat (Februar) und einen Sommermonat (Juli) aus den Jahren 1995 bis 1998 für die 7 km langen Analyseintervalle aus Troposphäre und Stratosphäre. Die Spektren sind dargestellt für die vertikalen Wellenlängen von 0.3 bis 7 km oder vertikale Wellenzahlen von 0.01-0.003 1/m.

In Abbildung 3.4 erkennt man die Uniformität der Spektren in zeitlicher und räumlicher Hinsicht. Ein Sommerspektrum der Stratosphäre hat die gleiche Form (Steigung) wie ein Winterspektrum aus der Troposphäre. Sie stimmen mit dem theoretisch erwarteten Desaubies-Spektrum [van Zandt und Fritts 1995] (siehe Abbildung 2.5) gut überein. Signifikante Unterschiede in der Amplitude im Laufe eines Jahres sind erwartungsgemäß nicht zu sehen. Einzig im Bereich kleiner vertikaler Wellenzahlen (entspricht großer Wellenlänge, linkes Ende der x-Achse), kann man geringe Unterschiede in der Amplitude feststellen. Dies wird besonders deutlich im Februar und Juli 1997, wo sich die Amplituden etwa um den Faktor 1.5 unterscheiden.

Die Steigung t des Wellenzahlspektrums für große vertikale Wellenzahlen sollte der Theorie nach einen Wert von „-3“ haben. In Abbildung 3.5 sind die Monatsmittel der Steigung t des Wellenzahlspektrums der drei verschiedenen Höhenintervallen dargestellt. Da es keine großen Unterschiede von Jahr zu Jahr gibt, ist hier nur das Monatsmittel über alle vier Jahre dargestellt. Die Steigung t des Wellenzahlspektrums der Troposphäre (blaue Rhomben) ist dem theoretisch erwarteten Wert von „-3“ am nächsten. In beiden Intervallen der Stratosphäre schwankt die Steigung innerhalb des Jahres um den Wert \sim „-2.5“. Der Grund für diese zu geringe negative Steigung könnte in einer falsch angenommenen Anpassungszeit des Temperaturfühlers liegen. In der Stratosphäre wurde das Spektrum bezüglich der Anpassungszeit des Temperaturfühlers korrigiert (siehe Abschnitt 2.4.1). Dadurch wurde die negative Steigung des Spektrums etwas kleiner (flacher). Wenn die Anpassungszeit von der verwendeten Korrektur abweicht, ist die Steigung des Spektrums unter Umständen nicht ausreichend korrigiert und daher geringer als man aus theoretischen Überlegungen erwarten würde. Um die Vergleichbarkeit der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse mit denen anderer Arbeitsgruppen innerhalb der SPARC-Gravity-Wave Initiative zu gewähr-

3.2 Variabilität der Schwerewellen

leisten, wurde für die Untersuchungen der in der internationalen Forschergemeinschaft vereinbarte Wert von 8 s weiter verwendet.

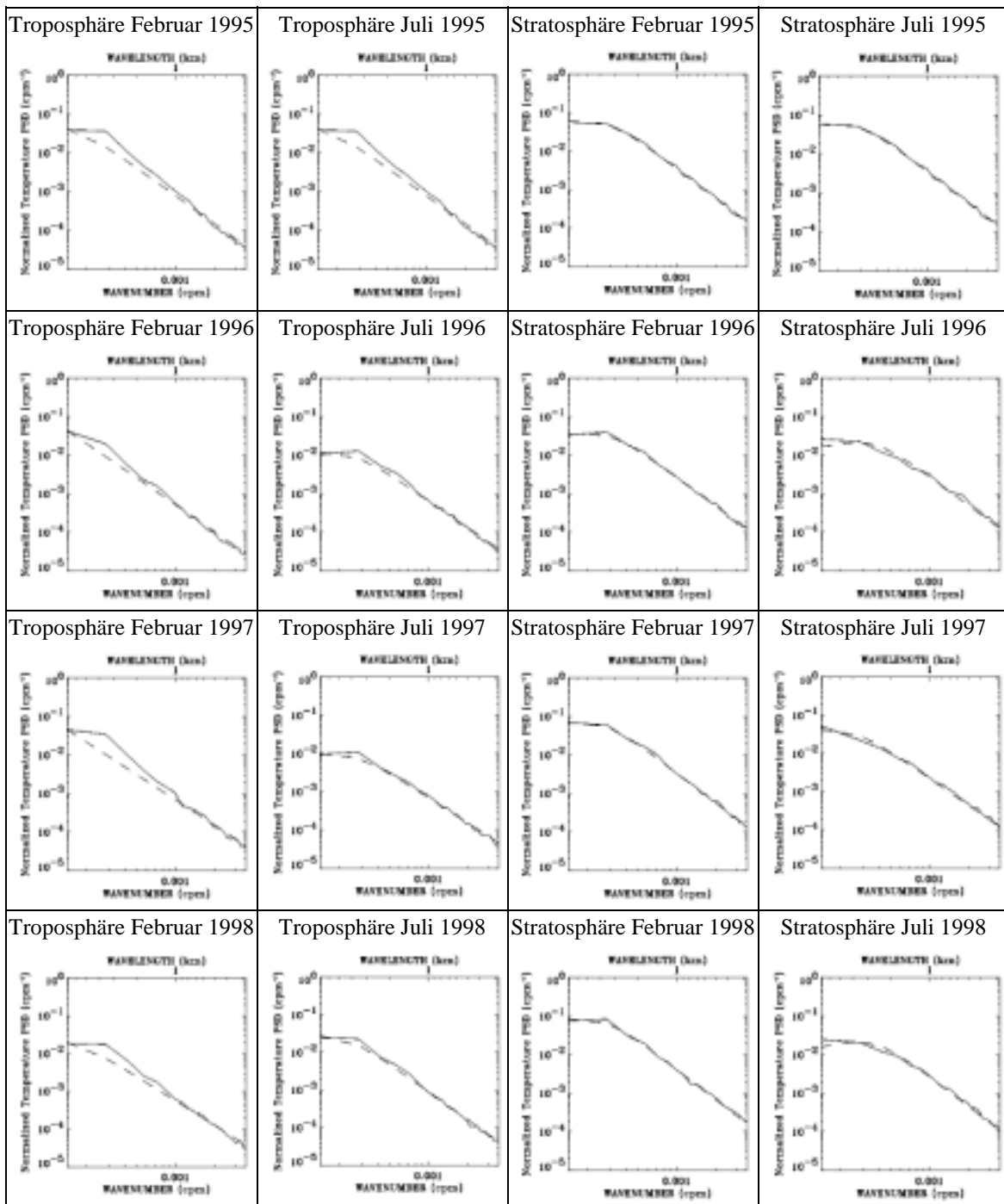


Abbildung 3.4: Powerspektren vertikaler Wellenzahl aus den normalisierten Temperaturfluktuationen der Radiosonden in Lindenberg für den Zeitraum 1995 bis 1998, für Winter und Sommer, sowie Troposphäre und Stratosphäre. Auf der y-Achse ist die Amplitude, „Normalized Temperature P.S.D.“ aufgetragen gegen die vertikale Wellenzahl (wavenumber) auf der x-Achse. Am oberen Rand, auf der zweiten x-Achse, sind die entsprechenden vertikalen Wellenlängen (wavelength) in Kilometern eingetragen. Die durchgezogene Linie ist das Spektrum der normalisierten Temperaturfluktuationen. Die gestrichelte Linie ist das angepasste Desaubies-Modellspektrum.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

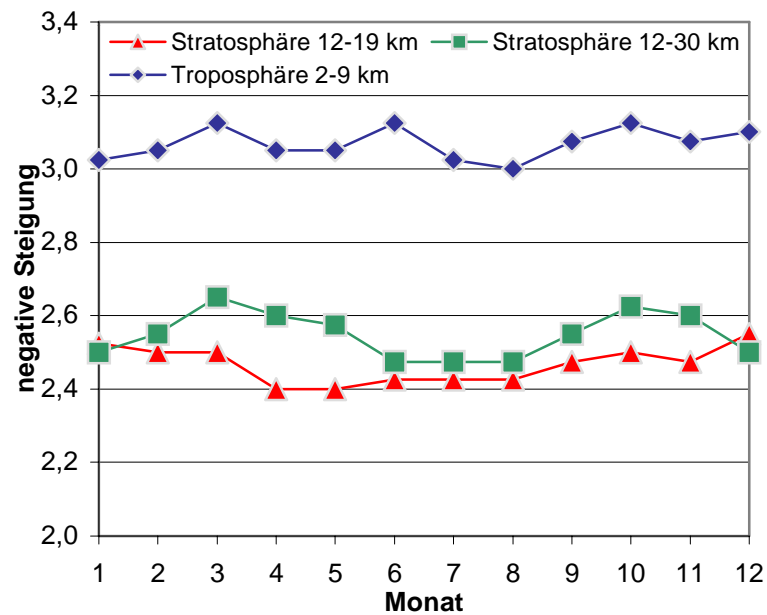


Abbildung 3.5: Die Steigung t des Wellenzahlspektrums als Monatsmittel über vier Jahre von 1995 bis 1998. Eingetragen sind die Steigung t (y-Achse) in Abhängigkeit der Monate (x-Achse) für die drei verschiedenen Höhenbereiche: die Troposphäre (blaue Rhomben), Stratosphäre 12-19 km (rote Dreiecke) und die Stratosphäre von 12-30 km (grüne Quadrate).

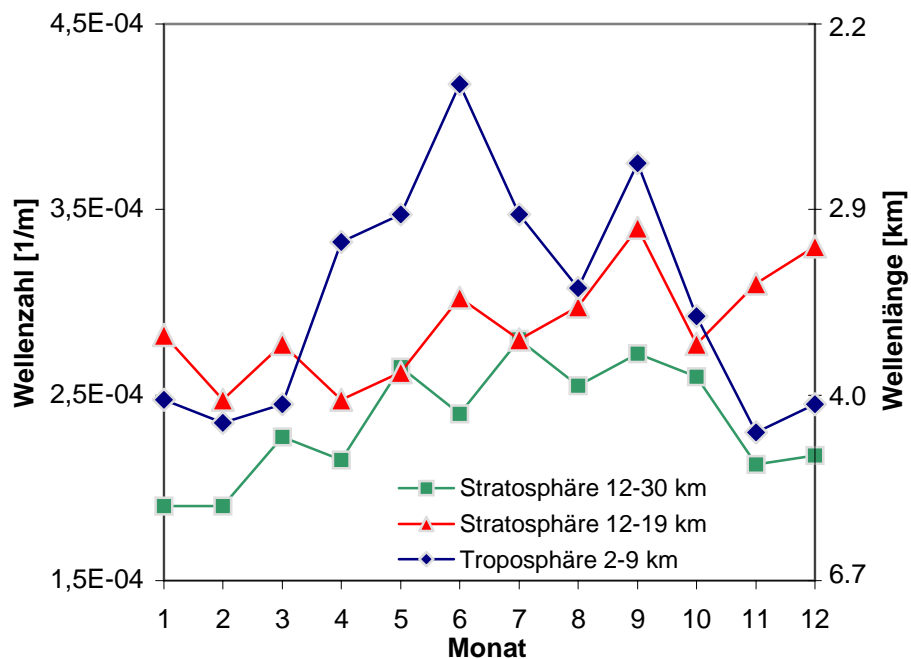


Abbildung 3.6: Die Übergangswellenzahl m^* für die drei Höhenbereiche der Troposphäre (blaue Rhomben), der Stratosphäre von 12-19 km (rote Dreiecke) und in der Stratosphäre von 12-30 km (grüne Quadrate). Auf der linken y-Achse ist die vertikale Wellenzahl [1/m] in Abhängigkeit von der Zeit [Monaten] auf der x-Achse aufgetragen. Auf der rechten y-Achse sind die der linken y-Achse entsprechenden vertikalen Wellenlängen in Kilometern eingetragen.

Die monatlichen Powerspektren der Schwerewellen in Abbildung 3.4 unterscheiden sich weiterhin in der Lage der sogenannten Übergangswellenzahl m^* . An dieser vertikalen Wellenzahl geht das Spektrum von gesättigten zu ungesättigten Wellen über (siehe Abschnitt 2.2). Die charakteristische Übergangswellenzahl m^* wurde mit der Anpassung an das De-saubies-Modellspektrum für jedes Spektrum bestimmt und ist in Abbildung 3.6 dargestellt. Es existiert ein deutlicher Jahresgang und die vertikalen Übergangswellenzahlen sind im Sommer größer als im Winter. Der physikalische Vorgang, der zu diesem Sättigungsspektrum der Schwerewellen führt, verändert sich also im Laufe der Jahreszeiten. Das gleiche Ergebnis ist auch bei Allen et al. [1995] zu finden. Allen et al. haben in einer Studie der Schwerewellenaktivität über Australien in den entsprechenden Breiten der Südhemisphäre höhere vertikale Wellenzahlen für die Übergangswellenzahl im Südsommer als im Südwinter gefunden.

Nach Smith et al. [1987] soll die Übergangswellenzahl m^* in der Troposphäre größer als in der Stratosphäre sein, und mit zunehmender Höhe weiter sinken, da mit zunehmender Höhe ein größerer Anteil des Wellenfeldes ($m > m^*$) gesättigt ist. Die Auswertung von Lindenberg bestätigt fast dieses Bild (siehe Abbildung 3.6). Jedoch sind im Winter die Übergangswellenzahlen der Troposphäre (2-9 km) und des kurzen Stratosphärenbereiches (12-19 km) etwa gleich groß. Nur im Sommer ist die Übergangswellenzahl in der Troposphäre um den Faktor ~ 1.2 größer. Die Übergangswellenzahlen des langen Stratosphärenbereiches sind das ganze Jahr über kleiner als in der Troposphäre.

In Abbildung 3.7 bis Abbildung 3.9 sind die Übergangswellenzahlen m^* getrennt nach den drei verschiedenen Höhenbereichen dargestellt. Es sind hier zwei verschiedene Mittel dargestellt, einmal das Monatsmittel über vier Jahre 1995 bis 1998 und zum anderen, um die Streuung verfolgen zu können, die vier einzelnen Monatsmittel des Zeitraums mit unterschiedlichen Symbolen.

Auffällig ist die geringere Streuung der Monatsmittelwerte von Jahr zu Jahr im Winterhalbjahr. In der Troposphäre liegen die Übergangswellenzahlen m^* in den Monaten Oktober bis März für alle vier Jahre eng beieinander, während im Sommerhalbjahr die Werte weit streuen. Das gleiche gilt auch für den kurzen Stratosphärenbereich (Abbildung 3.8). Eine Begründung dafür ist die Abhängigkeit des Wellenzahlspektrums vom Hintergrundwind. Während der vier Jahre, über die sich die Untersuchung erstreckt, weist der zonale Hintergrundwind während der Wintermonate nur geringe Variation von Jahr zu Jahr auf, während die Vertikalstruktur des zonalen Windes in den Sommermonaten doch sehr unterschiedlich ist. Da die vertikale Ausbreitung der Wellen und dabei auch die Größe der Amplitude der Schwingungen vom Hintergrundwind beeinflusst wird, überträgt sich diese größere Variation im Sommer auch auf die Lage der Übergangswellenzahl im Wellenzahlspektrum.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

In Abbildung 3.9 ist die Übergangswellenzahl für den langen Stratosphärenbereich dargestellt. Hier sieht man, wenn man die durchgezogene Linie des Monatsmittels über alle vier Jahre betrachtet, wieder einen deutlichen Jahresgang im Gegensatz zum kurzen Stratosphärenbereich (Abbildung 3.8). Dies liegt daran, dass der Hintergrundwind im Bereich oberhalb von 18 km deutliche Unterschiede zwischen Sommer und Winter aufweist (Ostwind im Sommer oberhalb von 18 km).

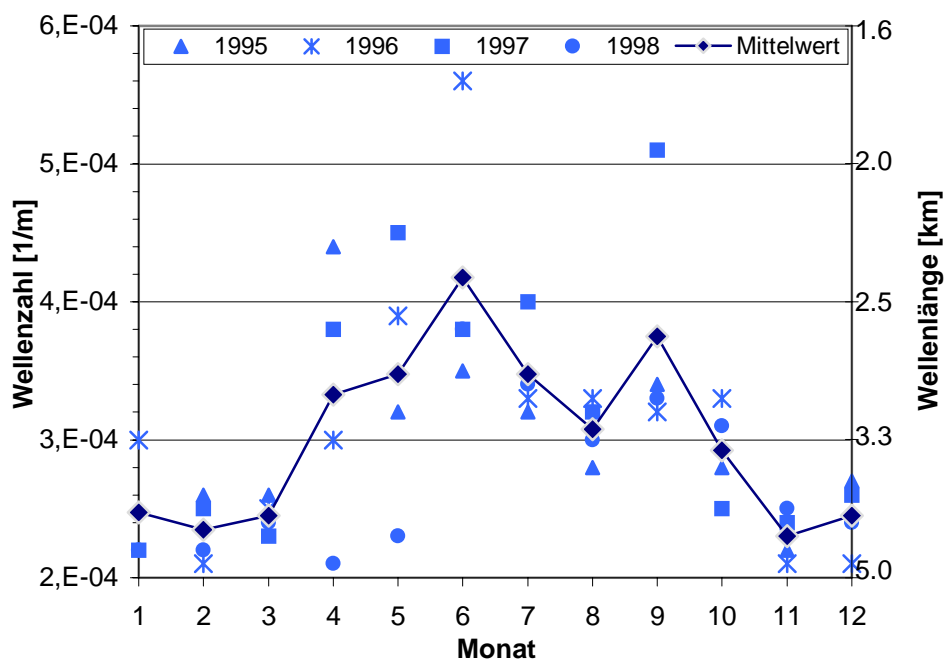


Abbildung 3.7: Die mittlere Übergangswellenzahl der Powerspektren der vertikalen Wellenzahl für den Troposphärenbereich (2-9 km) in Lindenberg in Abhängigkeit der Monate des Jahres. Eingezeichnet ist das Monatsmittel über alle vier Jahre (blaue durchgezogene Linie) wie in Abbildung 3.6. Dazu sind die einzelnen Monatsmittel aus dem gesamten Zeitraum 1995 bis 1998 mit Punkten eingezeichnet. Die Monatsmittel von 1995 wurden mit Dreiecken, von 1996 mit Kreuzen, von 1997 mit Quadraten und von 1998 mit Kreisen eingetragen.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

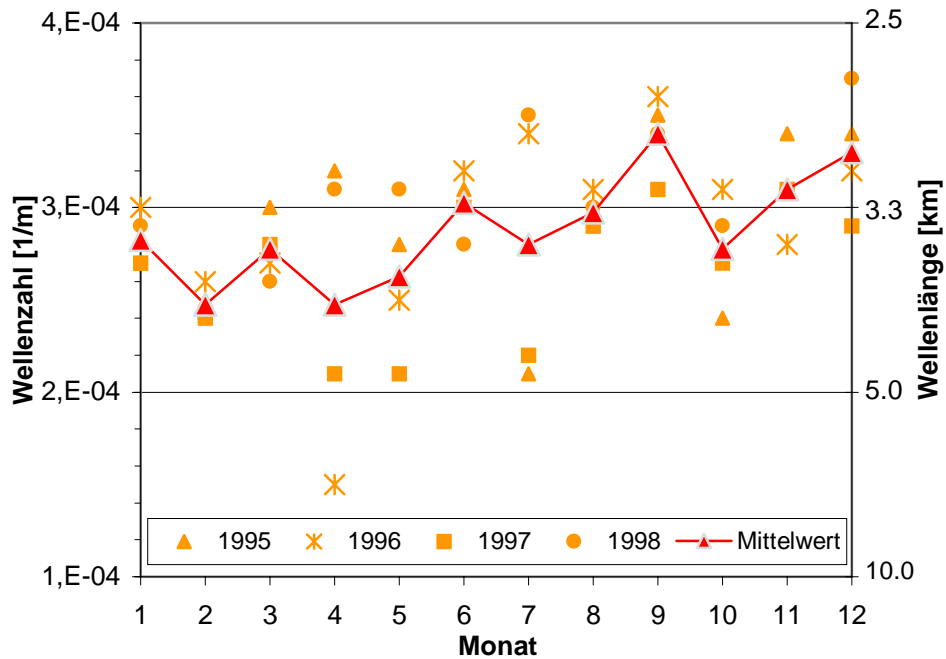


Abbildung 3.8: Wie in Abbildung 3.7, jedoch für den kurzen Stratosphärenbereich 12-19 km. Die Skalierung auf der y-Achse geht im Gegensatz zur Abbildung 3.7 nur von 1e-4 bis 4e-4 1/m !

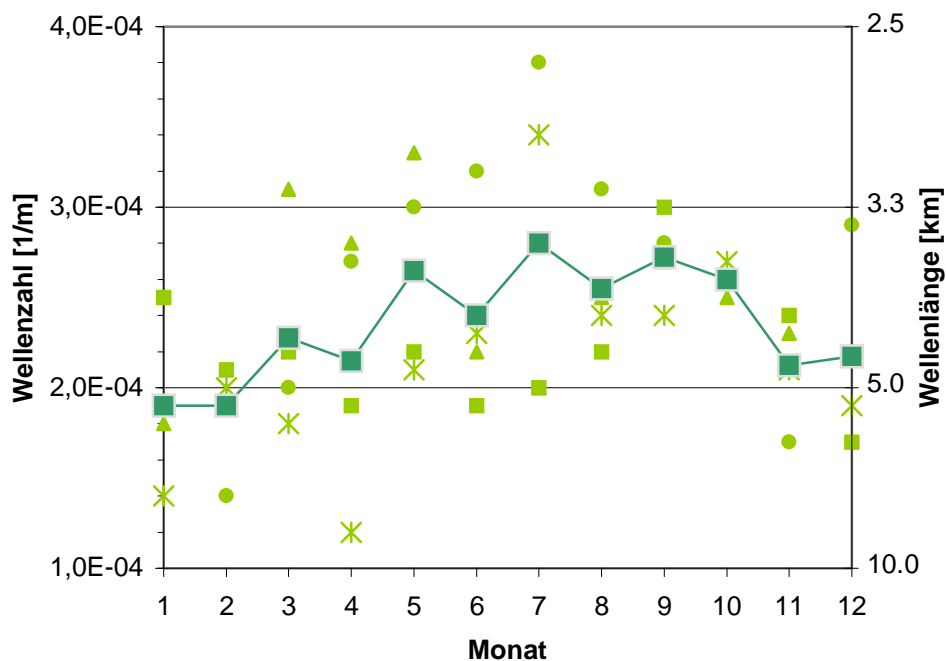


Abbildung 3.9: Wie in Abbildung 3.7, jedoch für den langen Stratosphärenbereich 12-30 km. Die vier verschiedenen Symbole für die vier verschiedenen Jahre entsprechen denen in Abbildung 3.7, nur ist aus Übersichtsgründen hier die Legende nicht angezeigt.

3.2.2 Schwerewellenaktivität

Als Maß für die Aktivität der Schwerewellen wird die Energiedichte E_0 (über (2.52) berechnet) verwendet. Die saisonale Veränderung wird am besten in der Darstellung der Monatsmittel deutlich.

In Abbildung 3.10 und Abbildung 3.11 sind die Monatsmittel der Energiedichte E_0 und der Übergangswellenzahl gemittelt über alle vier Jahre für die verschiedenen Höhenbereiche dargestellt. Es ist ein deutlicher Jahresgang in der Energiedichte, der in Troposphäre (Abbildung 3.10) und Stratosphäre (Abbildung 3.11) in seiner zeitlichen Entwicklung während eines Jahres übereinstimmt, vorhanden. Das Maximum der Aktivität (5-6 J/kg) ist im Winterhalbjahr in beiden Höhenbereichen von Oktober bis März, das Minimum der Aktivität (~ 3.8 J/kg) ist in den Monaten April bis September zu finden. An den Linien der Energiedichte sind die 95%-Konfidenzintervalle¹⁴ eingetragen. Diese reichen von ± 0.2 J/kg im Sommer in der Stratosphäre bis zu ± 0.4 J/kg im Winter in der Troposphäre. Zu jedem Monatsmittelwert eines Jahres tragen etwa 100 Werte bei, das Monatsmittel über vier Jahre besteht somit aus etwa 400 Einzelwerten.

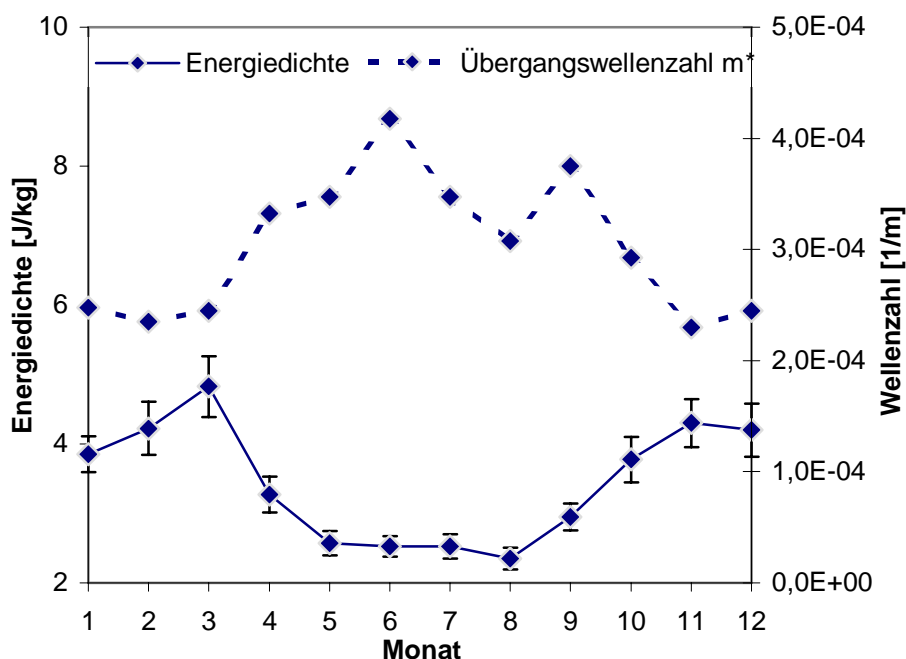


Abbildung 3.10: Dargestellt ist die über vier Jahre (1995-1998) monatlich gemittelte Energiedichte (durchgezogene Linie, mit 95% Konfidenzintervall als Fehlerbalken) und die Übergangswellenzahl (gestrichelte Linie) für die Troposphäre. Auf der linken y-Achse ist die Energiedichte in J/kg und auf der rechten y-Achse die vertikale Wellenzahl in m^{-1} aufgetragen.

¹⁴ Das 95% Konfidenzintervall sagt aus, dass mit einer Wahrscheinlichkeit von mindestens 95% der Mittelwert der Grundgesamtheit in dem eingezeichneten Intervall um den Mittelwert liegt.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

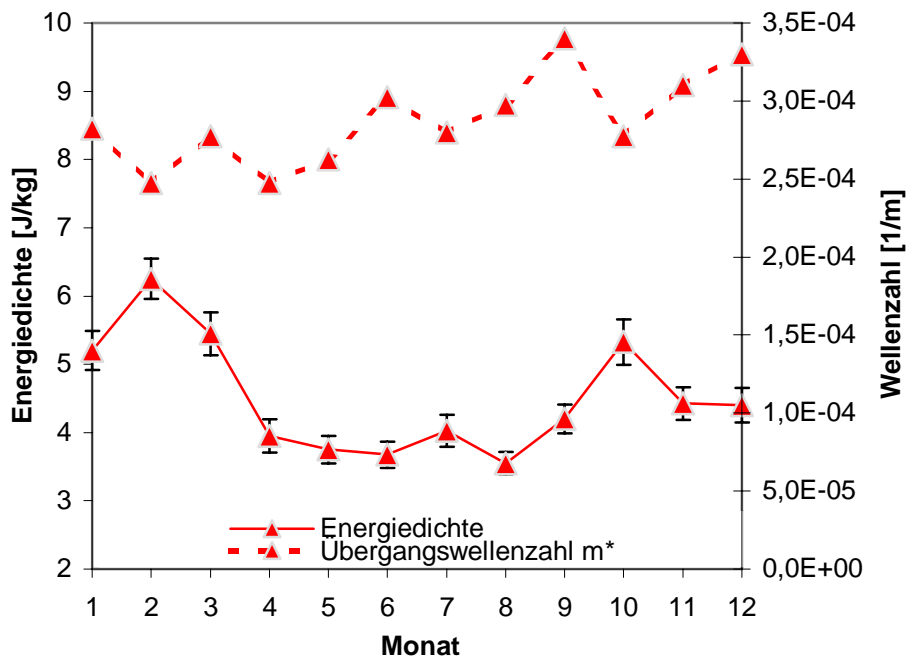


Abbildung 3.11: Wie Abbildung 3.10, jedoch für den Stratosphärenbereich 12-19 km.

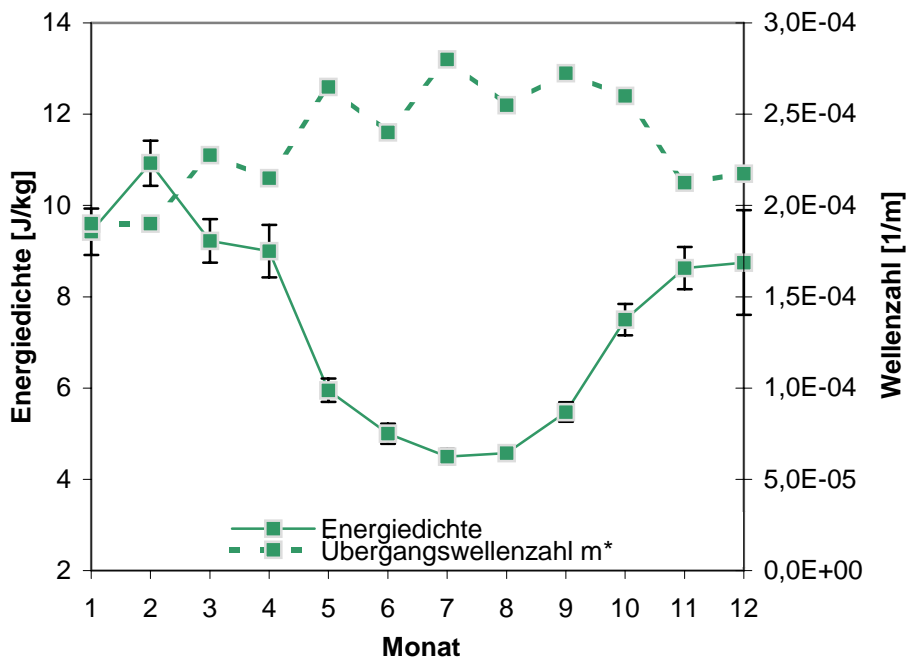


Abbildung 3.12: Wie Abbildung 3.10, jedoch für den Stratosphärenbereich 12-30 km.

Die Übergangswellenzahl m^* hat in der Troposphäre einen zur Energiedichte E_0 entgegengesetzten Jahresgang (Abbildung 3.10). Ist die Energiedichte hoch, so ist die Übergangswellenzahl klein, der Anteil von gesättigten vertikalen Wellenzahlen am Spektrum ist größer. Bei geringer Energiedichte liegt der Sättigungsübergang bei größeren vertikalen Wel-

3.2 Variabilität der Schwerewellen

lenzahlen. In Abbildung 3.11 und Abbildung 3.12 sind die Energiedichte und die Übergangswellenzahl für den kurzen Stratosphärenbereich von 12-19 km und den langen Stratosphärenbereich von 12-30 km dargestellt. Im kurzen Stratosphärenbereich (Abbildung 3.11) ist der antikorrelierte Jahresgang nicht ganz so deutlich ausgeprägt, während man ihn im langen Intervall (Abbildung 3.12) wieder deutlich erkennen kann. Gründe für diese unterschiedlich stark ausgeprägten Antikorrelation sind in den Unterschieden im Jahresgang des Hintergrundwindes zwischen den drei verschiedenen Höhenintervallen zu suchen. Diese Unterschiede werden im direkten Vergleich der monatlich gemittelten Energiedichte der drei Intervalle deutlich und im folgenden Absatz beschrieben.

In der Troposphäre ist die Energiedichte deutlich geringer als in der Stratosphäre (Abbildung 3.13). In Abbildung 3.13 ist die Energiedichte für alle drei untersuchten Höhenbereich in einem Diagramm zusammengestellt, um die Unterschiede der Schwerewellenaktivität in verschiedenen Höhen zu zeigen. Man kann erkennen, dass der Unterschied zwischen Sommer und Winter mit der Höhe ansteigt. Im langen Stratosphärenintervall (12-30 km) ist viel mehr des sommerlichen Windminimums oberhalb von 18 km erfasst. Da die Schwerewellenaktivität sehr von der Windstärke abhängt (worauf weiter unten noch einmal eingegangen wird), ist ein stärkerer Jahresgang weiter oben in der Stratosphäre zu erwarten.

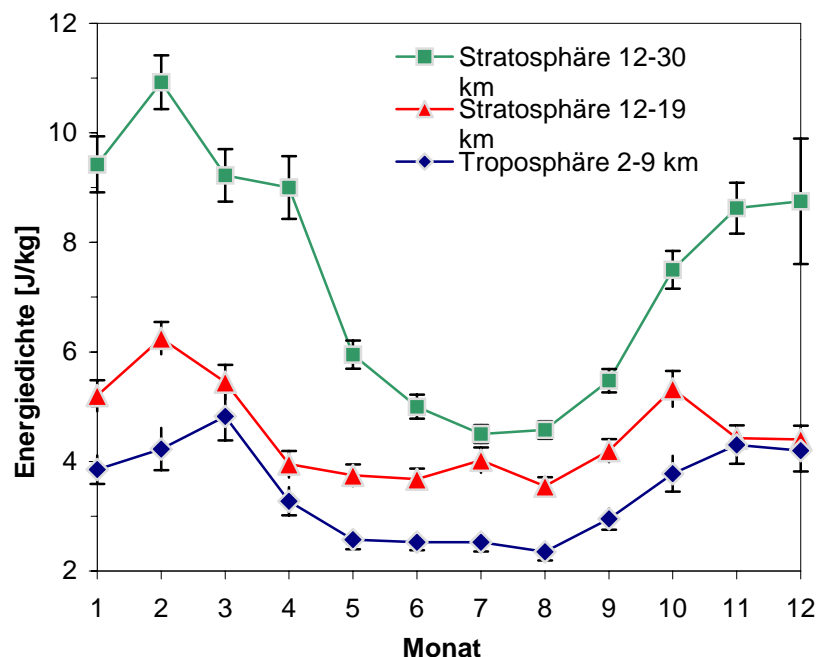


Abbildung 3.13: Monatlich gemittelte Energiedichte als Mittel über alle vier Jahre für drei verschiedene Höhenbereiche: Den troposphärischen Höhenbereich, 2-9 km (blaue Rhomben), den kurzen Stratosphärenbereich, 12-19 km (rote Dreiecke) und den langen Stratosphärenbereich, 12-30 km (grüne Quadrate). Die Fehlerbalken bezeichnen das 95%-Konfidenzintervall.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

Überlagert man das zonale Windfeld der einzelnen Jahre und den Jahresgang der Energiedichte (Abbildung 3.14 bis Abbildung 3.17), so ist der Zusammenhang von Wind und Schwerewellenaktivität zu erkennen.

Man sieht die Übereinstimmung zwischen den größten zonalen Windgeschwindigkeiten im Februar (1996 im Februar) und etwa Oktober und der höchsten Energiedichte. Ab April/Mai sinken die Windgeschwindigkeiten bis zum Herbst, die Energiedichte nimmt ebenfalls ab. Gleichzeitig wird oberhalb von 18 km der bisher positive (Westwind) Zonalwind negativ (Ostwind). Als mögliche Ursache für die geringere Schwerewellenaktivität im Sommer kommen also sofort zwei Ursachen in Frage: Einmal die geringeren Windgeschwindigkeiten im Sommer und zum Zweiten die Veränderung der Windrichtung im Sommer. Beides hindert die Schwerewellen an ihrer Ausbreitung nach oben.

Geht man von „jetstreams“ in Tropopausenhöhe als Quelle für die Schwerewellen aus, ist die geringere Aktivität schon allein durch das seltenere Auftreten von „jetstreams“ im Sommer zu erklären. Schwerewellen, die von irgendeiner Quelle in der Troposphäre oder im Tropopausenbereich angeregt werden und sich vorzugsweise nach Westen ausbreiten, werden im Sommer vom Ostwind an ihrer Ausbreitung gehindert. Auch so kann der beobachtete Jahresgang in der Energiedichte zustande kommen.

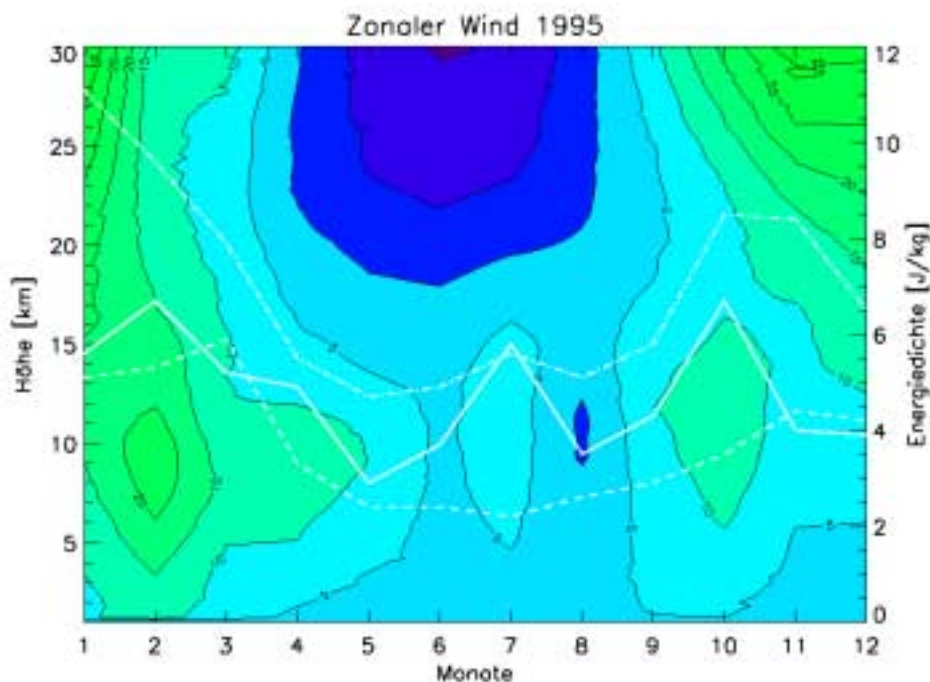


Abbildung 3.14: Wie Abbildung 3.1, jedoch Höhen-/Zeitschnitt des mittleren Zonalwindes (m/s) über Lindenberg mit der mittleren Energiedichte aus drei verschiedenen Höhenintervallen (durchgezogen: 12-19 km, gestrichelt: 2-9 km, Punkt und Strich 12-30 km) für 1995. Auf der x-Achse ist für jeden Monat des Jahres eine Zahl eingetragen. Auf der linken y-Achse ist die Höhe in Metern für den Zonalwind eingetragen und auf der rechten y-Achse die Energiedichte [J/kg].

3.2 Variabilität der Schwerewellen

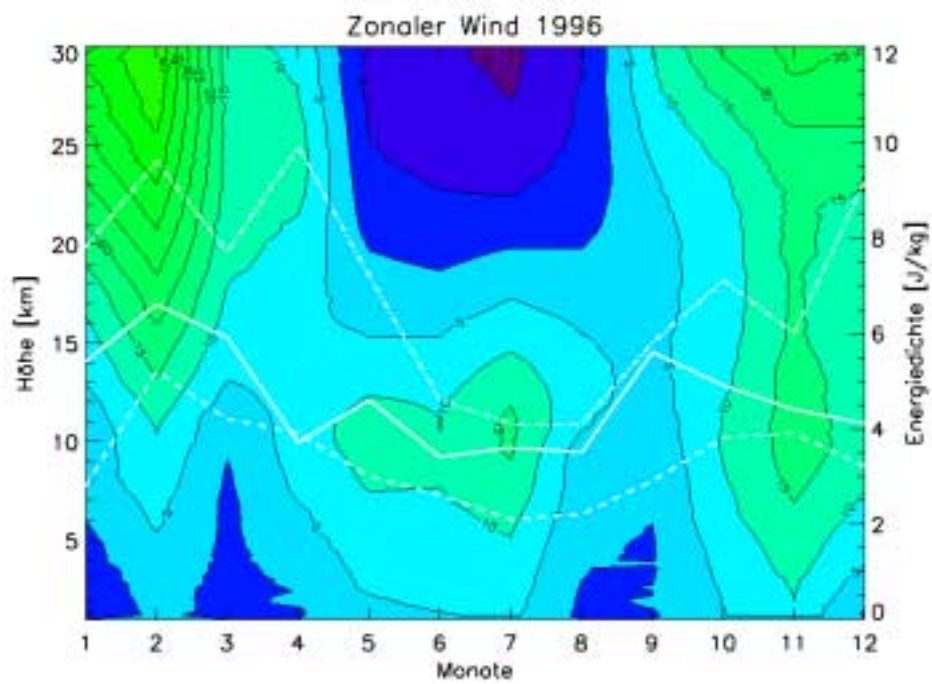


Abbildung 3.15: Wie Abbildung 3.14, jedoch für 1996.

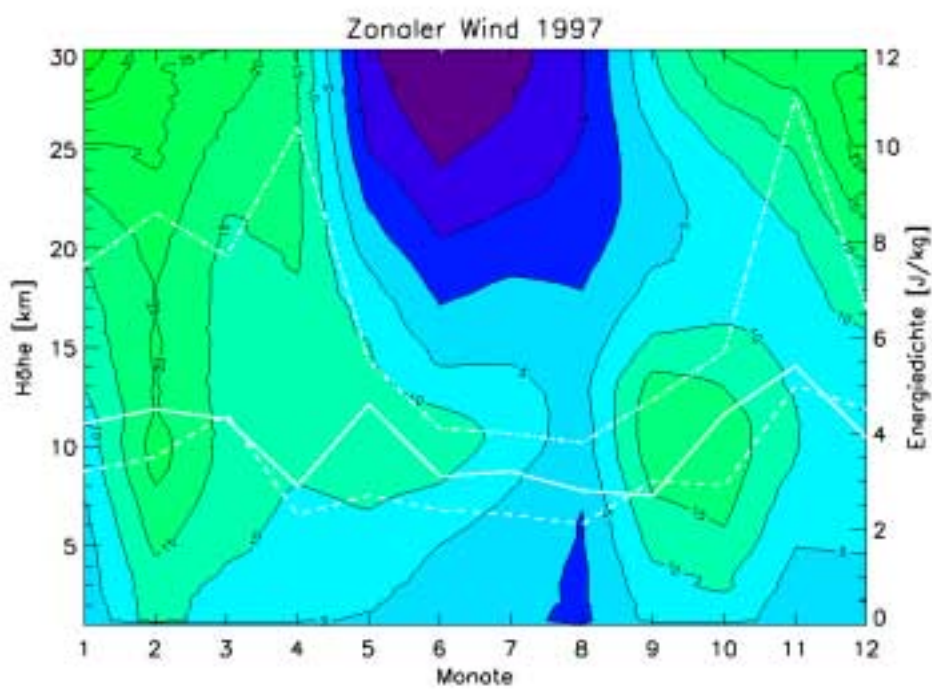


Abbildung 3.16: Wie Abbildung 3.14, jedoch für 1997.

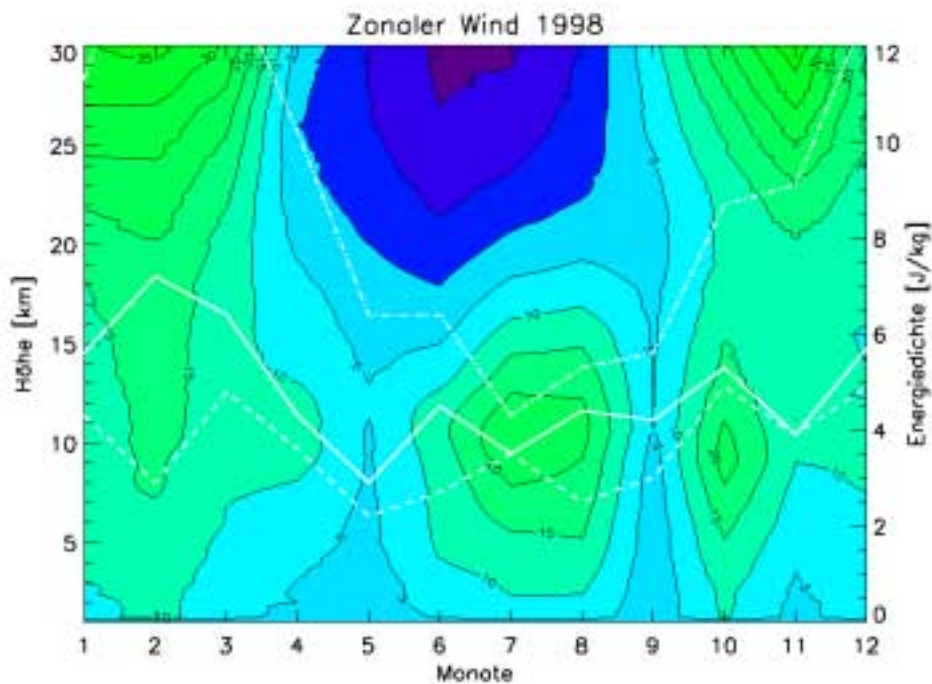


Abbildung 3.17: Wie Abbildung 3.14, jedoch für 1998.

3.2.3 Anteile kinetischer und potentieller Energie

Die Wellenenergie teilt sich in kinetische und potentielle Energie auf. Für eine Welle, die fast nur in der Horizontalen schwingt, ist der Anteil an kinetischer Energie größer als der Anteil der potentiellen Energie. Theoretisch erwartet wird für Schwerewellen ein Verhältnis der beiden Energien von $5/3$ oder ~ 1.6 [van Zandt und Fritts 1989, Vincent et al. 1996], das heißt, die kinetische Energie hat an der Gesamtenergie einen etwas größeren Anteil.

In Abbildung 3.18 ist das Verhältnis von kinetischer zu potentieller Energie, berechnet aus den Radiosondendaten in Lindenberg, dargestellt. Das Verhältnis von kinetischer zu potentieller Energie liegt in Lindenberg im Mittel über vier Jahre in der Troposphäre bei 2.3 und in der Stratosphäre bei 1.5, ohne dass ein sichtbarer Jahresgang existiert. In verschiedenen Veröffentlichungen wurden ebenfalls Energieverhältnisse größer als die theoretisch erwarteten $5/3$ beobachtet. Die Erklärungen dafür sind unterschiedlich. Nastrom et al. [1997] argumentierten, dass die Abweichung an der Art der Schwerewellen liegen könnte: Langsame Wellen (mit Frequenzen in der Nähe der Inertial-Frequenz f) schwingen fast nur horizontal, daher übersteigt der Anteil der kinetischen Energie an der Gesamtenergie die $5/3$ und das Verhältnis wird größer. In Lindenberg sind die Wellen, wie man in Abschnitt 3.2.5 sehen wird, sowohl in der Stratosphäre ($\hat{\omega} = 2f$) als auch in der Troposphäre ($\hat{\omega} = 4f$) eher langsam, so dass diese Vermutung nicht das hier nur in der Troposphäre höhere Verhältnis der Energien erklären kann.

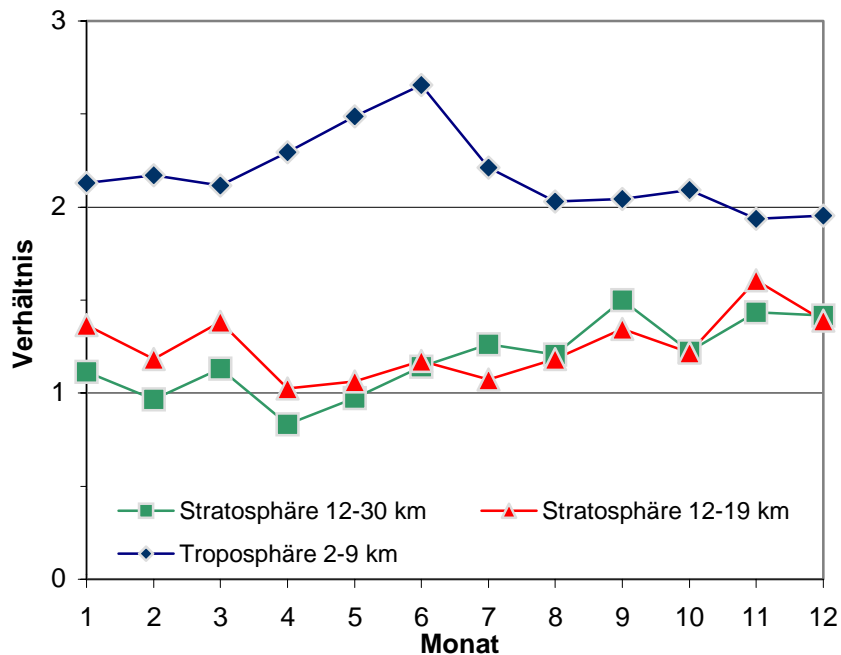


Abbildung 3.18: Das mittlere Verhältnis von kinetischer zu potentieller Energie in drei verschiedenen Höhenbereichen.

3.2.4 Ausbreitungsrichtung der Wellen

Die vertikale Ausbreitungsrichtung kann man aus den Winddaten berechnen, ohne dafür die Temperatur zu benutzen (siehe Abschnitt 2.4.3). Über das Rotationsspektrum der Windfluktuationen teilt man das Windfeld in rechts- und linksdrehende Anteile. Ein mit der Höhe rechtsdrehendes Windfeld bedeutet, dass sich die Wellen aufwärts ausbreiten. Entsprechend bedeutet ein linksdrehendes Windfeld abwärts ausbreitende Wellen. Die aus den Radiosondenaufstiegen über Lindenberg berechnete monatlich gemittelte vertikale Ausbreitungsrichtung der Wellen ist in Abbildung 3.19 dargestellt. In Lindenberg breiten sich die Wellen in der unteren Stratosphäre das ganze Jahr über zu etwa 80% aufwärts aus. In der Troposphäre ist das Windfeld halbiert, etwa 50% der Wellen wandern aufwärts und 50% abwärts. Man kann daher annehmen, dass die Quelle der Schwerewellen in der oberen Troposphäre liegt und sich die Wellen von dort nach oben in die untere Stratosphäre und nach unten innerhalb der Troposphäre ausbreiten.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

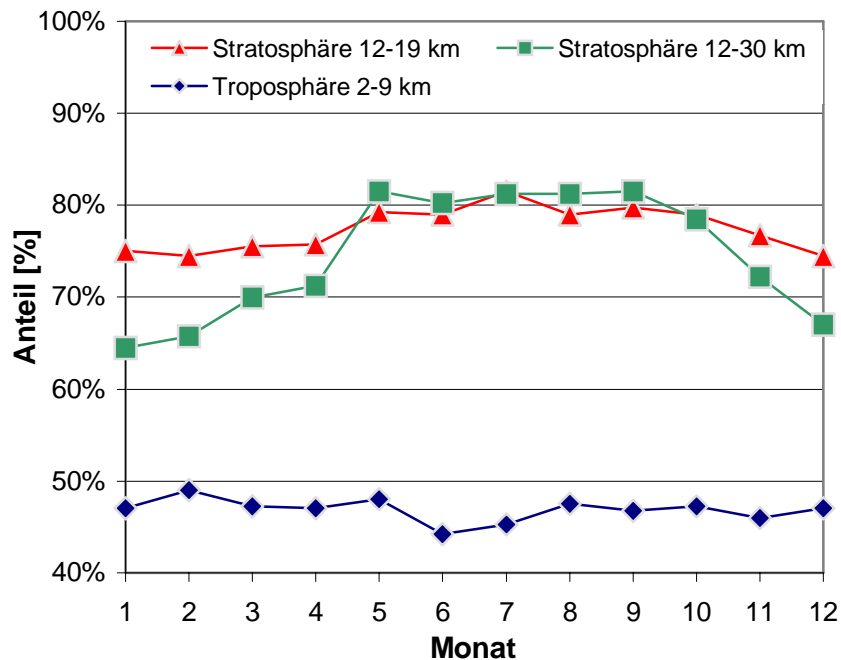


Abbildung 3.19: Der Anteil der aufwärtsverteilter Energie in Prozent (y-Achse) gegen die Zeit in Monaten des Jahres (x-Achse) in Lindenberg. Eingetragen ist das Mittel über vier Jahre (1995-1998) für jeden Monat von Januar bis Dezember. Die drei Kurven stellen die drei verschiedenen Höhenbereiche dar: blaue Rhomben: Troposphäre (2-9 km); rote Dreiecke: Stratosphäre von 12-19 km und grüne Quadrate: Stratosphäre von 12-30 km.

Um die Ausbreitungsrichtung in der Horizontalen bezüglich des Bodens zu bestimmen, benötigt man Information über die Größen Wind und Temperatur. Mit der Stokes-Parameter-Analyse (Abschnitt 2.4.4) der Windfluktuationen bestimmt man die Orientierung der Wellen in der horizontalen Ebene, ihre Richtung mit einer Ungewissheit von 180° (also zum Beispiel Ausbreitung in zonaler Richtung, mit der Ungewissheit, ob in Ost- oder Westrichtung). Nach Gleichung (2.83) bestimmt das Vorzeichen der Phase zwischen U' und T' die genaue Richtung der Wellenausbreitung und man kann für jeden Aufstieg die horizontale Ausbreitungsrichtung der im Aufstieg vorhandenen Welle bestimmen.

In Abbildung 3.20 ist das Monatsmittel aus dem für jedes Profil der 48 Monate des Zeitraumes Januar 1995 bis Dezember 1998 berechneten Richtungswinkel der Wellenausbreitung dargestellt. In der Troposphäre scheint es keine eindeutige Bevorzugung einer Richtung zu geben, die Wellen breiten sich im Monatsmittel in alle Himmelsrichtungen aus. In der unteren Stratosphäre ist dies anderes. Im kurzen analysierten Höhenbereich von 12-19 km, unterhalb des sommerlichen Ostwindes in der Stratosphäre, treten im Monatsmittel Ausbreitungsrichtungen von West bis Nord am häufigsten auf. In den Quadranten Ost bis Süd breiten sich die Wellen im Mittel nie aus. Die Wellen scheinen sich also bevorzugt gegen die in Lindenberg meist herrschende Westwindströmung auszubreiten.

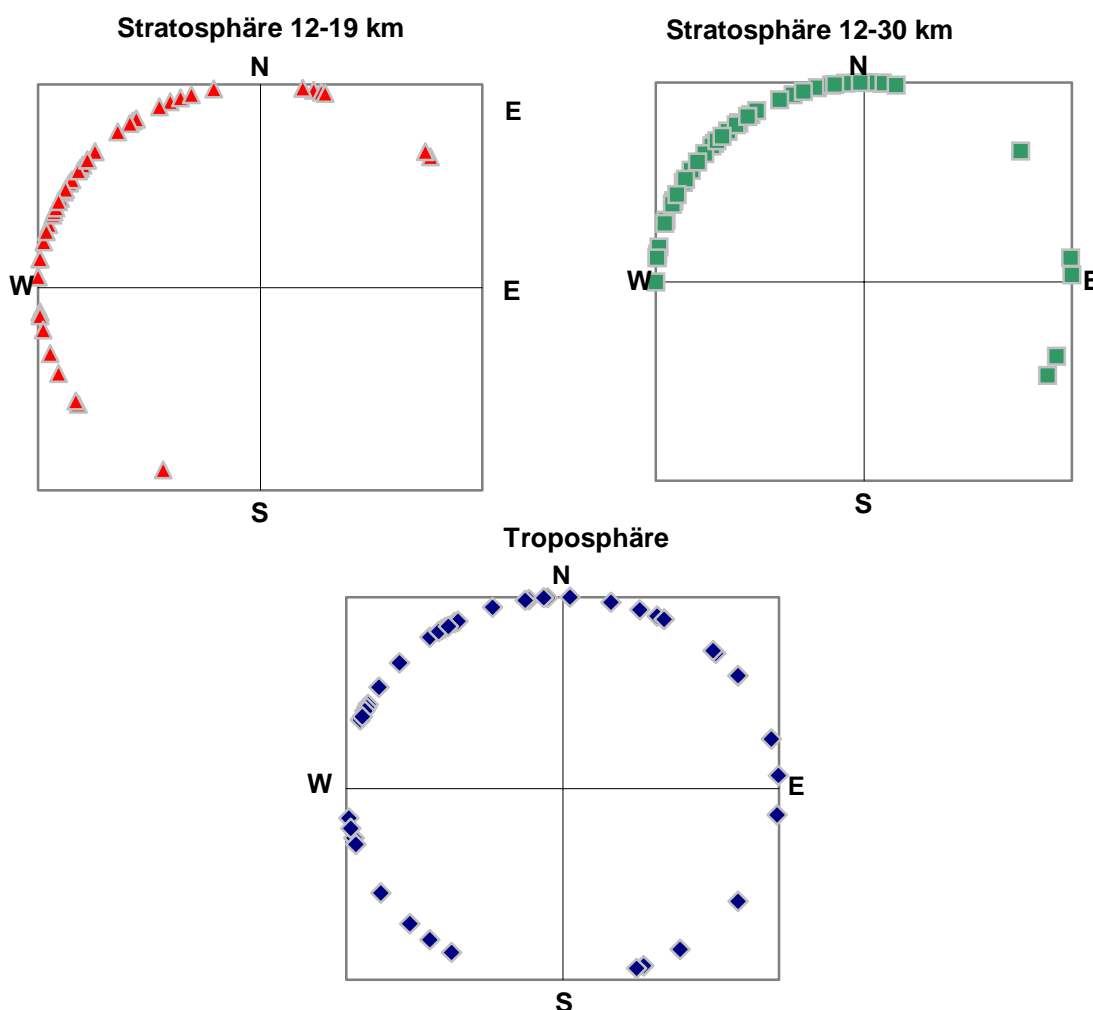


Abbildung 3.20: Horizontale Ausbreitungsrichtung der Wellen bezüglich des Bodens in Lindenberg für drei verschiedene Höhenbereiche für den gesamten Zeitraum 1995 bis 1998. Links oben, Stratosphäre 12-19 km, rechts oben Stratosphäre 12-30 km und unten die Troposphäre 2-9 km. Eingetragen ist die innerhalb eines Monats vorherrschende Richtung jeweils mit einem Punkt in der entsprechenden Richtung (= 48 Punkte).

Die Bevorzugung der West- bis Nordrichtungen wird noch deutlicher, wenn man den Bereich 12-30 km analysiert. Hier finden sich fast alle Monatsmittel (bis auf 5) der Ausbreitungsrichtung im Quadranten West bis Nord. Die restlichen fünf sind Sommermonate und die Ausbreitungsrichtung ist hier Nordost (Mai 1998), Ost (Juni 1997 und Juni 1998) sowie Südost (Juli 1995 und August 1997). Diese deutlich andere Ausbreitungsrichtung in einigen Sommermonaten könnte mit der Drehung des Zonalwindes im Sommer oberhalb von 18 km auf Ostwind in der Stratosphäre etwa ab Mai zusammenhängen.

Bei der Bildung dieser Monatsmittel in Abbildung 3.20 wurde bisher nicht die Energie der Welle berücksichtigt: Wellen mit geringer Energie gehen zu gleichen Teilen in das Mittel ein wie energiereichere Wellen. Um ein Bild über die Energieverteilung unter Berücksich-

tigung der Ausbreitungsrichtung zu erhalten, berechnet man eine energiegewichtete Ausbreitungsrichtung der Wellen (vgl. Vincent et al. [1996]). Dabei wird die Richtung in 30°-Segmente eingeteilt, die Energie aller in einem Segment liegenden Profile addiert und durch die Summe der Energie aller Aufstiege geteilt. Für jeden Monat der vier Jahre wurde so ein Diagramm der energiegewichteten Ausbreitungsrichtung erstellt (siehe Anhang). In Abbildung 3.21 ist Verteilung der Ausbreitungsrichtungen im Wintermonat Januar aus den Jahren 1995 bis 1998 und in Abbildung 3.22 die Verteilung der Ausbreitungsrichtung im Sommer (Juli) für die drei verschiedenen Höhen dargestellt.

In der Troposphäre ist weiterhin in keinem Monat des ganzen Zeitraumes (siehe alle Monate im Anhang) die deutliche Bevorzugung einer Richtung festzustellen. Die Energie wird in alle Richtungen verteilt, lediglich ab und zu hebt sich ein 30°-Segment hervor.

In der Stratosphäre sieht es wieder anders aus. Dort kann man in vielen Monaten eine Bevorzugung der westlichen Segmente (wie z.B. im Januar 1998 in Abbildung 3.22) finden. Die Wellen verteilen die meiste Energie gegen die in Lindenberg meistens herrschende Westströmung.

Betrachtet man nur den kurzen Bereich der unteren Stratosphäre, ist kein Unterschied zwischen Sommer und Winter zu erkennen. Diesen findet man jedoch im einfachen Mittel der Ausbreitungsrichtung im langen Intervall von 12-30 km. Im Monat Juli 1995 sieht man, dass die meiste Energie in östliche Richtungen verteilt wird.

Im Gegensatz zu den mittleren Breiten, die Gegenstand dieser Untersuchung sind, gibt es in den Tropen eine deutliche Bevorzugung der nordöstlichen und südöstlichen Richtungen in der Regenzeit, gegenüber einer vorherrschenden Nord-Süd-Richtung in der Trockenzeit, wie es Allen et al. [1995] über Cocos Islands (12°S/97°E) fanden. Dafür gaben Allen et al. zwei Erklärungen: Entweder wurden die sich westwärts ausbreitenden Wellen vom in der Regenzeit vorherrschenden Ostwind ausgelöscht. Die andere mögliche Erklärung ist die Existenz einer dominierenden Wellenquelle während der Regenzeit in Form von Konvektion. Pfister et al. [1993] zeigten an einem Modell, dass an starker Konvektion, wie sie in den Tropen jedoch nicht in Lindenberg zu finden ist, in Höhen der Tropopause Schwerewellen in der gleichen Art entstehen wie in der unteren Troposphäre an Gebirgen.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

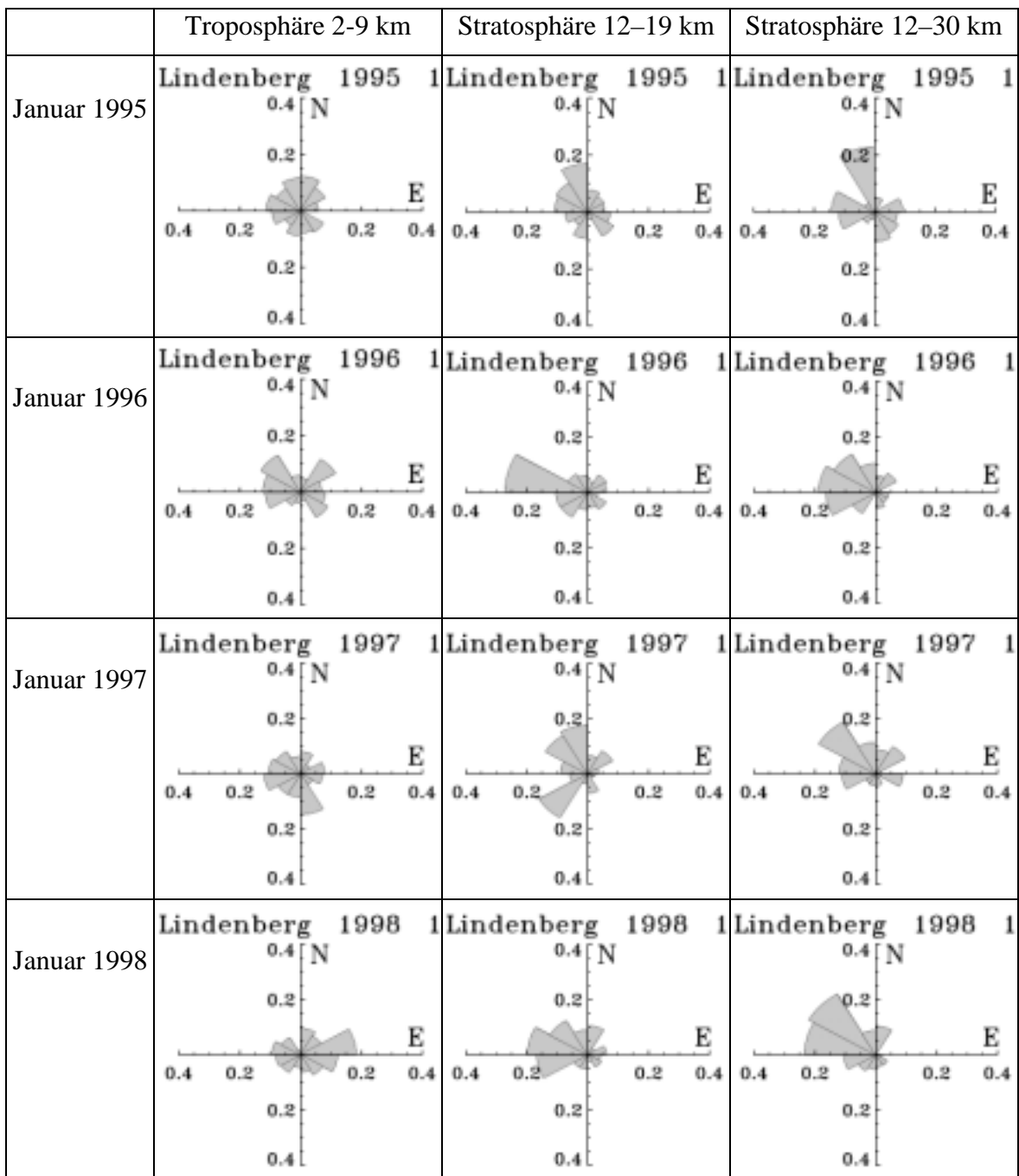


Abbildung 3.21: Das „Ausbreitungsrichtungsspektrum“ bezüglich des Bodens der Schwerewellen über Lindenberg im Januar der Jahre 1995 bis 1998 (von oben nach unten). In der linken Spalte ist die gewichtete Ausbreitungsrichtung für den Troposphärenbereich dargestellt, in der Mitte für den kurzen Bereich der unteren Stratosphäre (12-19 km). Ganz rechts ist die gewichtete Ausbreitungsrichtung für den breiten Bereich in der Stratosphäre von 12-30 km dargestellt. Eingetragen ist die anteilige Energie in Abhängigkeit der Ausbreitungsrichtung der Schwerewellen. Siehe Text für Details.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

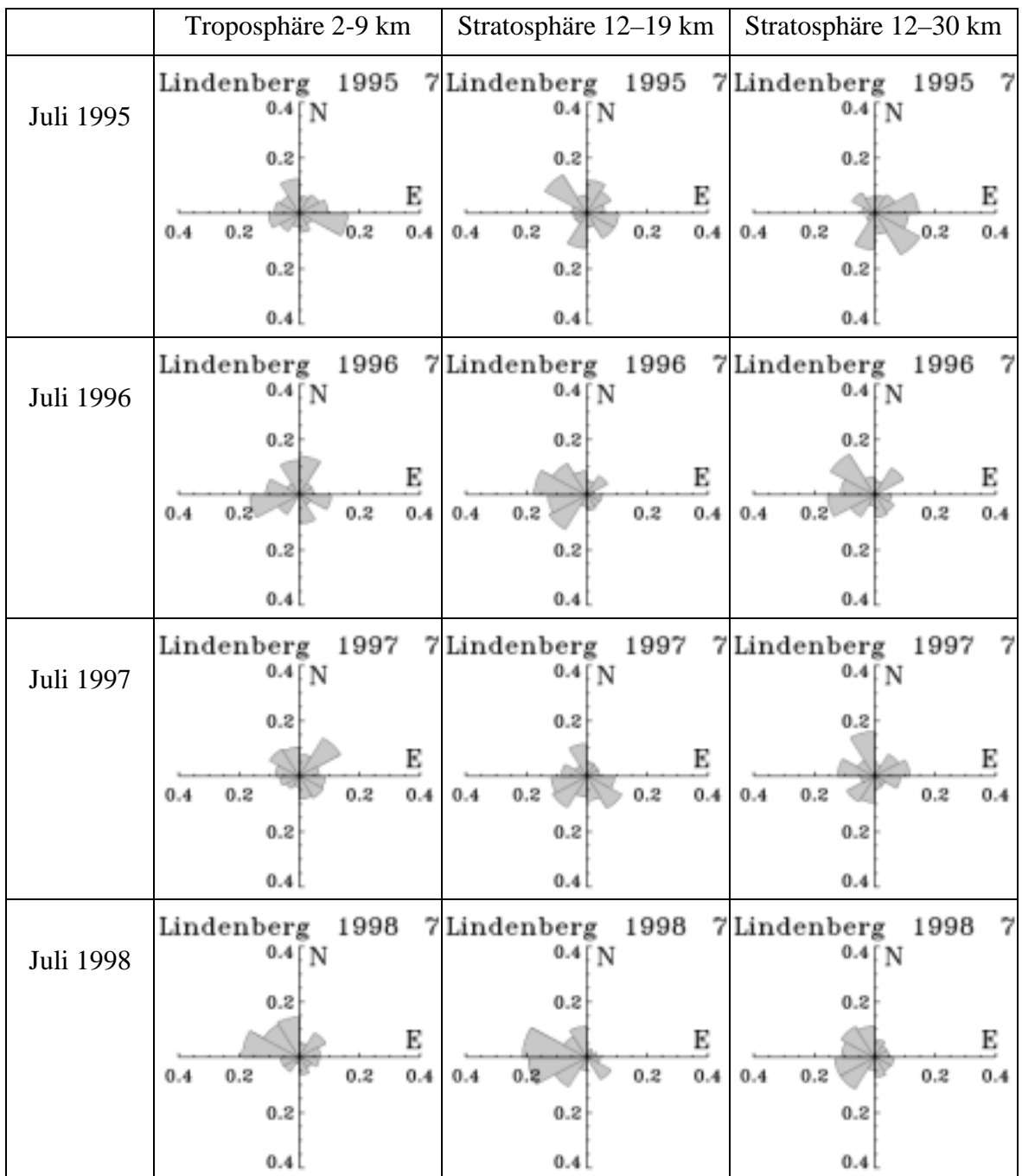


Abbildung 3.22: Wie Abbildung 3.21, jedoch für den Juli.

3.2.5 Wellenfrequenz

Die intrinsische Frequenz $\hat{\omega}$ kann über das Achsenverhältnis der Ellipse, die von den Windfluktuationen im Hodographen gebildet wird, bestimmt werden. Dabei ist jedoch zu beachten, wie groß der Anteil von kohärenten Wellen an der gesamten Wellenbewegung ist. Der Anteil kohärenter Wellen kann bestimmt werden, indem man die Polarisation der Wellen ausrechnet. Ist die Polarisation $d = 1$, handelt es sich um eine total polarisierte Welle. Eine Polarisation $d = 0$ hat ein Wellenfeld, das zufällig über alle Richtungen verteilt ist. Die Analyse von pro Jahr jeweils etwa 1000 Profilen ergab, dass nur etwa 10% einen Polarisationswert von $d \leq 0.4$ haben (Abbildung 3.23). Daher ist es physikalisch vertretbar, die Frequenz $\hat{\omega}$ über das Achsenverhältnis zu bestimmen.

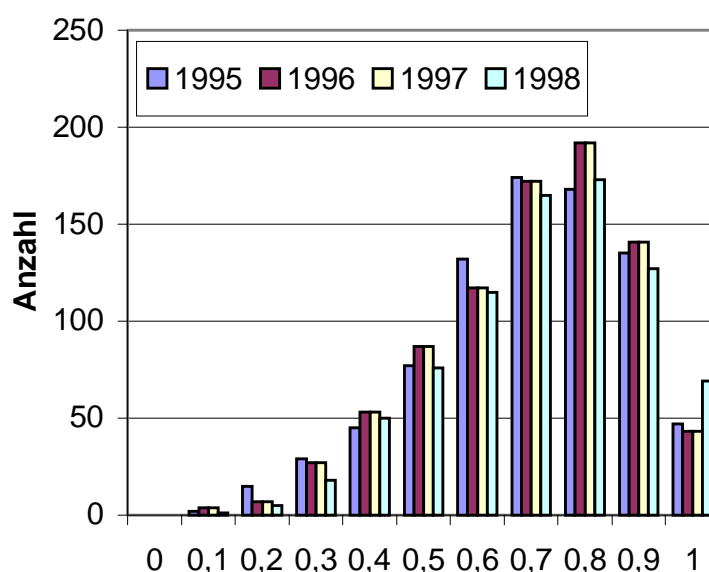


Abbildung 3.23: Häufigkeitsverteilung des Polarisationsgrades d . Auf der y-Achse ist die Anzahl der Radiosondenprofile in den verschiedenen Häufigkeitsklassen für die einzelnen Jahre aufgetragen.

Das Achsenverhältnis wurde über die Stokes-Parameter-Analyse bestimmt. In Abbildung 3.24 ist das aus den Radiosondendaten von Lindenberg berechnete Achsenverhältnis des Windhodographens dargestellt. Der mittlere Wert für das Achsenverhältnis beträgt 2.5 in der Stratosphäre und etwa 4 in der Troposphäre. Die intrinsische Frequenz der Wellen beträgt also in der unteren Stratosphäre etwa $2.5f$ und in der Troposphäre etwas mehr $4f$, das entspricht bei einer lokalen intrinsischen Periode in Lindenberg von ~ 15 h einer Wellenperiode von ~ 7 h und 4.4 h.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

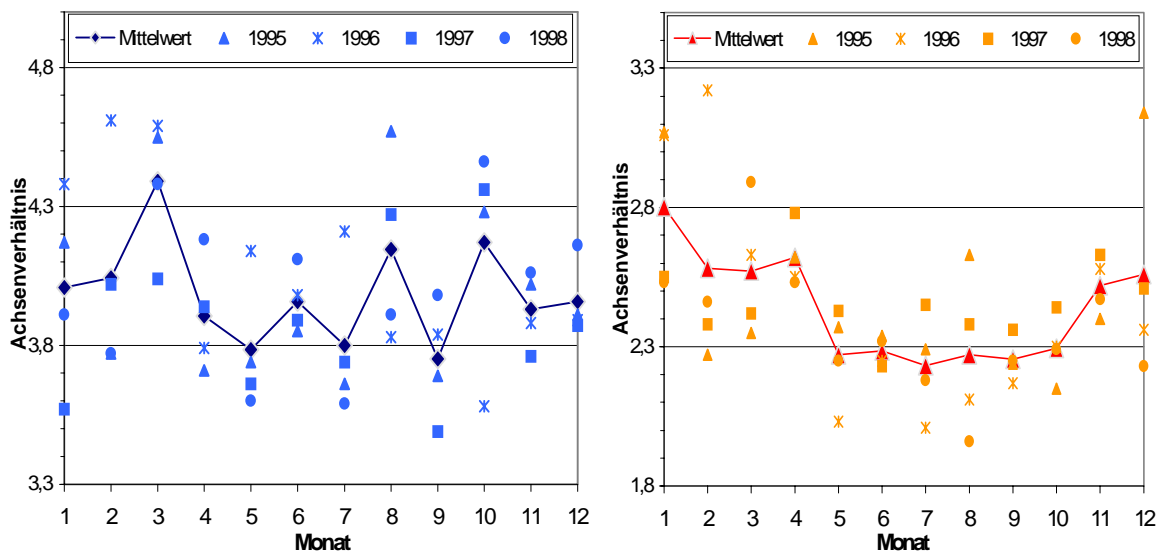


Abbildung 3.24: Das Achsenverhältnis $AV \sim \hat{\omega}/f$, gegen die Monate eines Jahres aufgetragen. Mit Punkten sind die einzelnen Monatsmittelwerte aus den vier Jahren 1995 bis 1998 eingetragen. Die durchgezogene Linie ist der Mittelwert der Monatsmittel. Links die Werte für die Troposphäre, rechts für die Stratosphäre.

3.2.6 Vertikale und horizontale Wellenlänge

Vertikale Wellenlänge

Schon in vertikalen Profilen der Wind- und Temperaturfluktuationen (Abbildung 3.25) kann man erkennen, dass die Wellen Wellenlängen von einigen Kilometern haben.

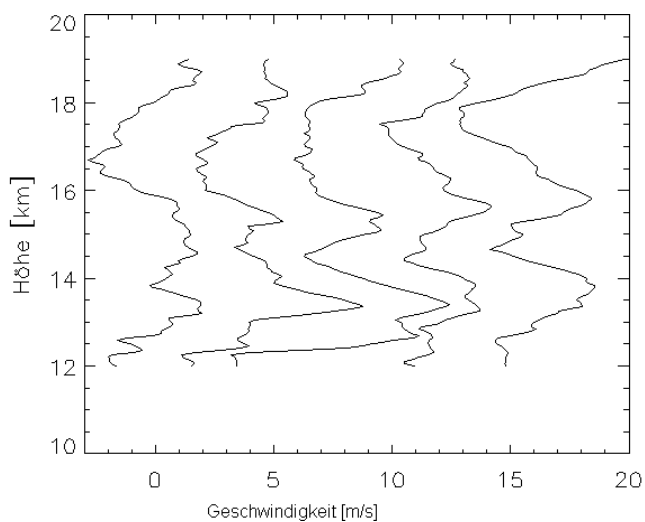


Abbildung 3.25: Fluktuationsprofile des Windes aus Radiosondendaten vom 4.4.1998, 00:00 UTC bis zum 5.4.1998, 00:00 UTC mit einem Abstand von je +4m/s dargestellt.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

Aus den berechneten Powerspektren der Fluktuationsgrößen kann man eine mittlere Wellenlänge des innerhalb eines Radiosondenprofils beobachteten Wellenspektrums ableiten. In Abbildung 3.26 und Abbildung 3.27 sind wieder die 48 Monatsmittel mit einzelnen Symbolen und das Monatsmittel über den gesamten Zeitraum für Troposphäre und Stratosphäre mit einer durchgezogenen Linie dargestellt. Als mittlere vertikale Wellenlänge λ_z ergibt sich für die Schwerewellen im untersuchten Zeitraum Januar 1995 bis Dezember 1998 im analysierten Höhenbereich der Troposphäre $\lambda_z = 2.9$ km und im kurzen Höhenbereich der unteren Stratosphäre $\lambda_z = 2.3$ km ohne einen signifikanten Jahresgang. Andere Studien fanden als mittlere vertikale Wellenlänge 1-7 km [Guest et al. 2000] oder auch vertikale Wellenlängen zwischen 2 und 3 km (siehe auch Tabelle 2.1).

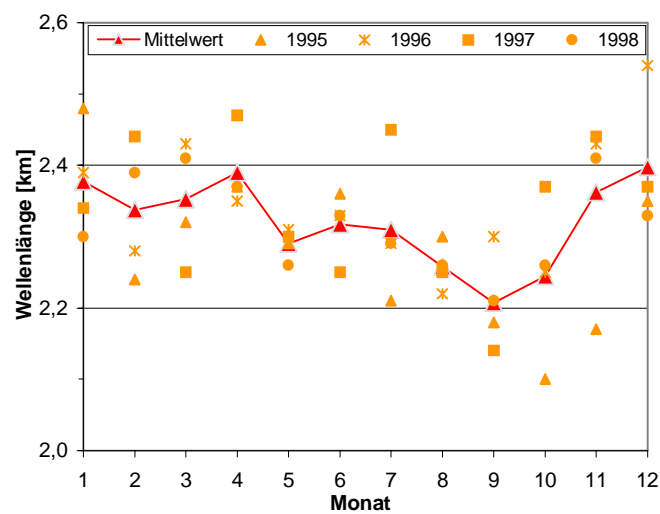


Abbildung 3.26: Vertikale Wellenlänge der Schwerewellen über Lindenberg für die Stratosphäre. Mit Punkten sind die Monatsmittelwerte aus den vier Jahren 1995 bis 1998 eingetragen. Die durchgezogene Linie ist der Mittelwert der Monatsmittel.

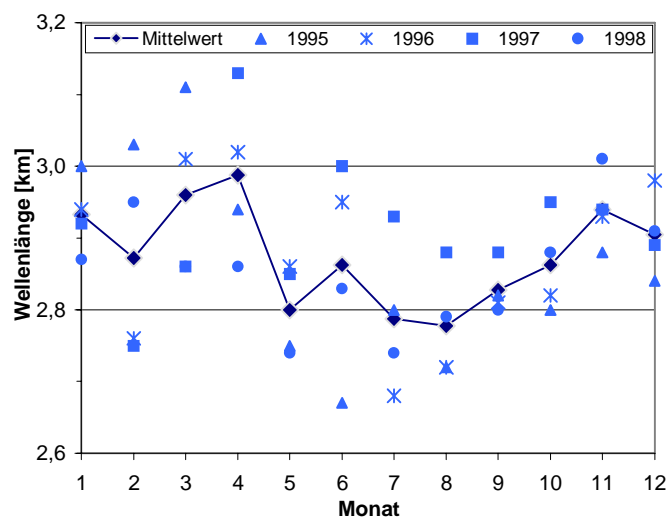


Abbildung 3.27: Wie Abbildung 3.26, jedoch für die Troposphäre.

Horizontale Wellenlänge

Aus der mittleren vertikalen Wellenlänge und der intrinsischen Frequenz kann man mit der Dispersionsgleichung (2.24) auch die mittlere horizontale Wellenlänge λ_h über alle Wellen des einzelnen Radiosondenprofils bestimmen.

In Abbildung 3.28 und Abbildung 3.29 ist diese für Schwerewellen über Lindenberg in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre abgebildet. Es traten in den vier Jahren in der Troposphäre Wellen mit horizontalen Wellenlängen von 160-290 km auf. In der Stratosphäre (Abbildung 3.29) haben die Wellen noch längere horizontale Wellenlängen, im Monatsmittel betragen die horizontalen Wellenlängen 260-400 km.

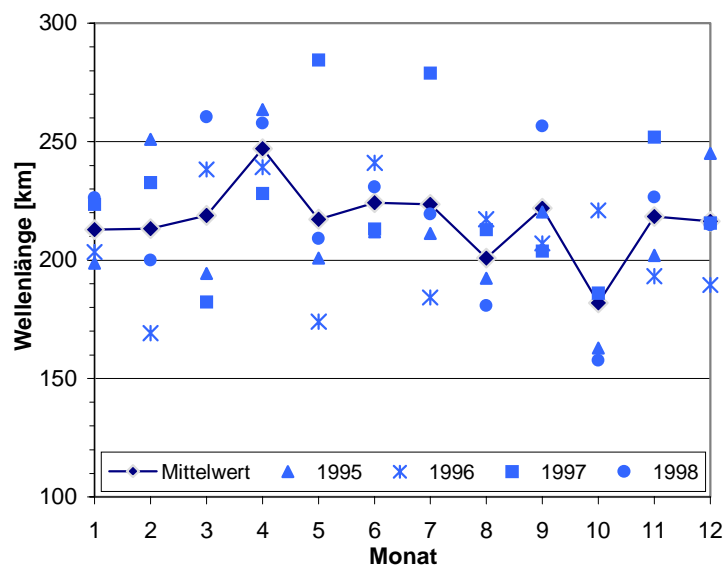


Abbildung 3.28: Die mittlere horizontale Wellenlänge der Schwerewellen über Lindenberg für die Troposphäre. Mit Punkten sind die Monatsmittelwerte aus den vier Jahren 1995 bis 1998 eingetragen. Die durchgezogene Linie ist der Mittelwert der Monatsmittel.

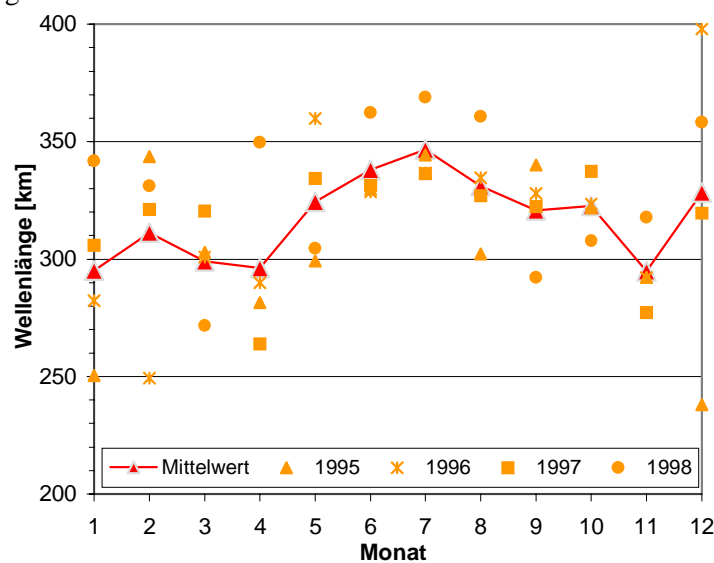


Abbildung 3.29: Wie Abbildung 3.28, jedoch für die Stratosphäre.

3.2.7 Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten

Über die Kovarianzen des Windes und der Temperatur kann man die intrinsische Phasengeschwindigkeit berechnen (2.38). In Abbildung 3.30 ist die intrinsische Phasengeschwindigkeit in Abhängigkeit der Richtung in vier Diagrammen für die Jahre 1995 bis 1998 dargestellt. Man sieht eine gleichmäßige Verteilung in alle Richtungen mit einer Häufung bei etwa 10 m/s. Dieses Bild gilt für alle vier Jahre und es tritt keine Änderung mit der Jahreszeit ein.

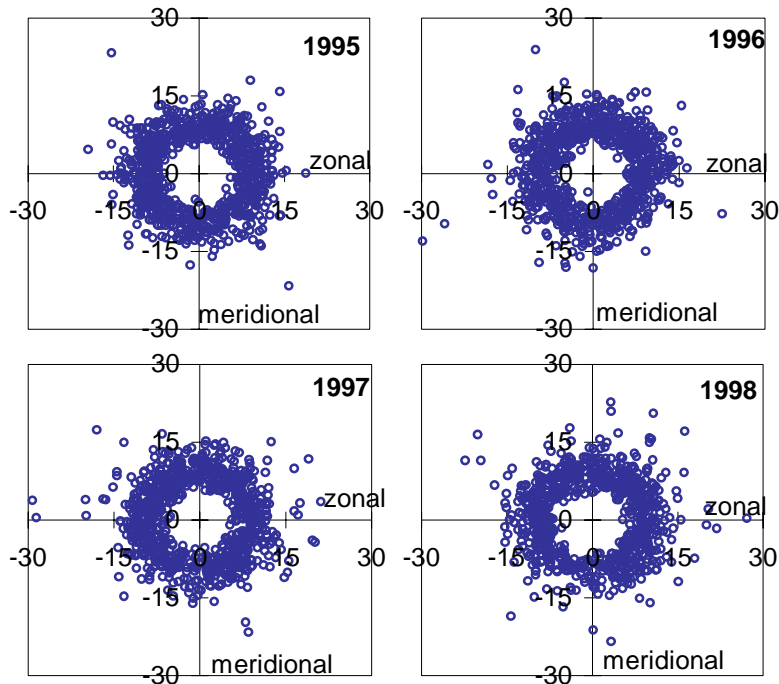


Abbildung 3.30: Die intrinsische Phasengeschwindigkeit der Wellen in der unteren Troposphäre in der Höhe von 2-9 km über Lindenberg für alle vier Jahre.

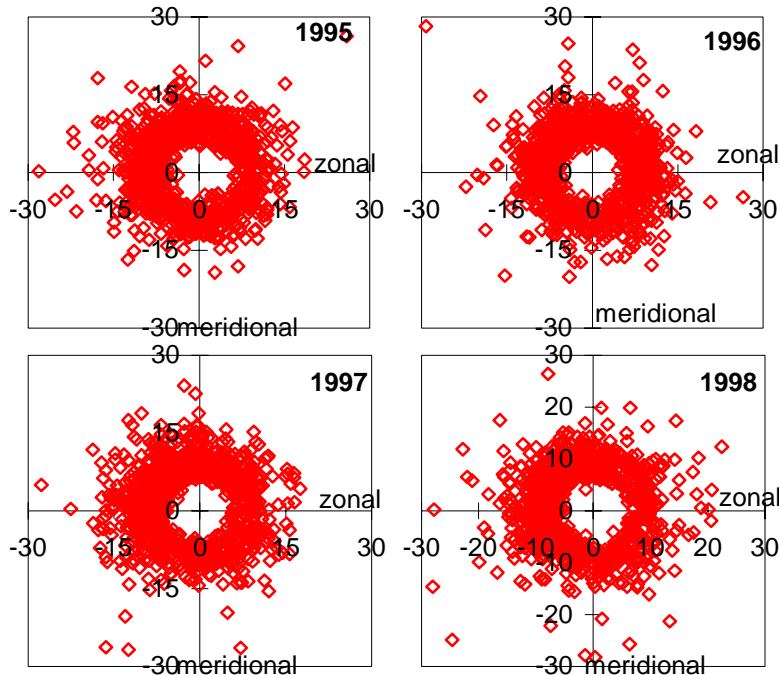


Abbildung 3.31: Wie Abbildung 3.30, jedoch für den Bereich 12-19 km in der Stratosphäre.

3.2 Variabilität der Schwerewellen

Die bodengebundene Phasengeschwindigkeit (Abbildung 3.32), mit der sich die Wellen für einen Beobachter am Boden ausbreiten, bezieht die Geschwindigkeit und die Richtung des Windes mit ein. In Abbildung 3.32 ist die bodengebundene Phasengeschwindigkeit getrennt für 1995 bis 1998 für die Stratosphäre dargestellt. Die drei Sommermonate Juni, Juli und August sind mit offenen Kreisen und die Wintermonate Dezember, Januar und Februar mit offenen Dreiecken eingezeichnet. Durch den Einfluss des Hintergrundwindes ist eine sehr viel größere Streuung der Geschwindigkeit und eine Bevorzugung der westlichen Richtungen zu erkennen. In den südöstlichen Quadranten breiten sich im Sommer mehr Wellen aus als im Winter. Die Geschwindigkeit reicht von etwas mehr als 0 m/s bis 30 m/s, vereinzelt tritt eine noch größere Geschwindigkeit von maximal 60 m/s auf, die jedoch in der Abbildung 3.32 aus Gründen der Übersicht nicht dargestellt ist.

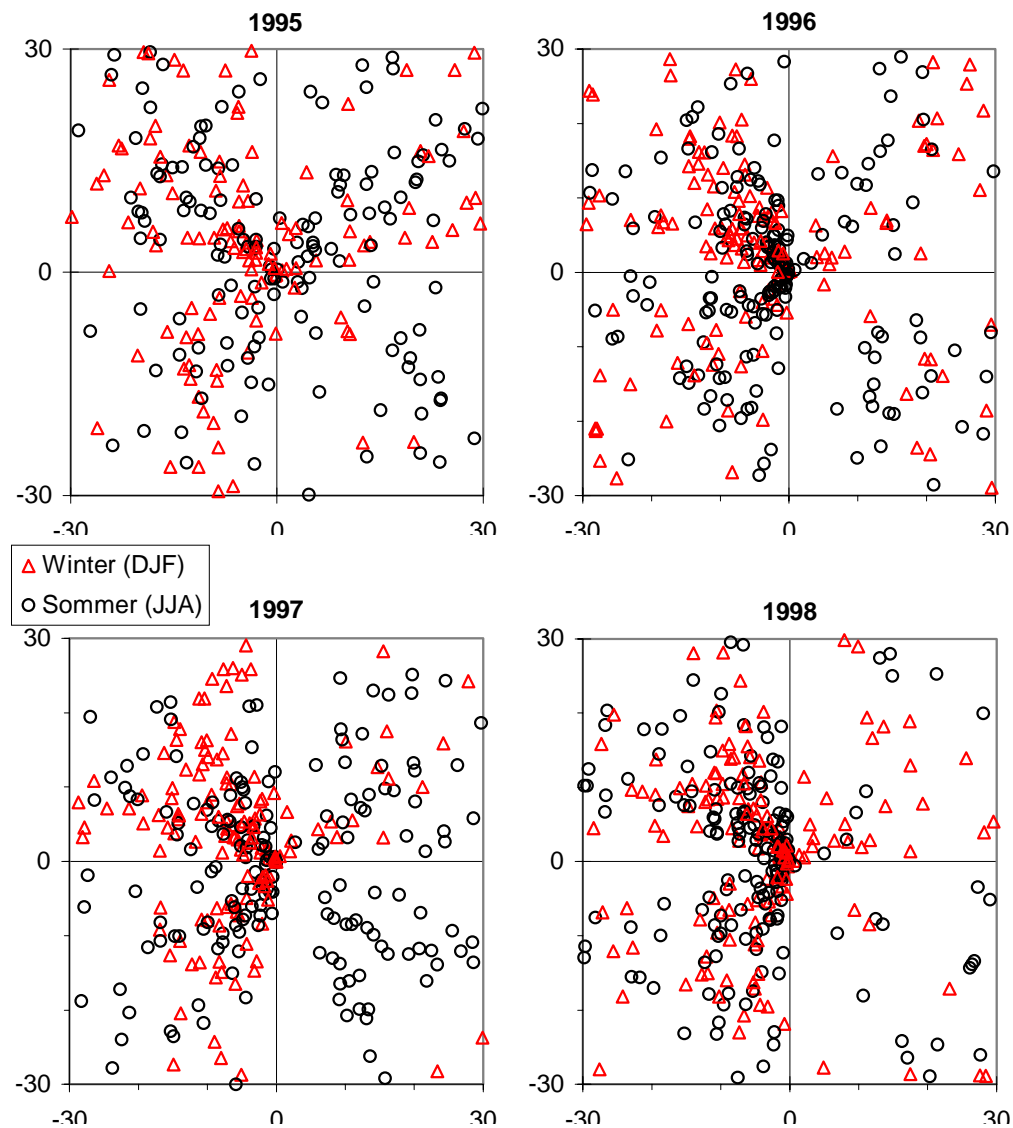


Abbildung 3.32: Die bodengebundene Phasengeschwindigkeit der Wellen im Jahr 1995 in der Stratosphäre von 12-19 km. Eingeteilt in Sommer (dunkelrote Kreise) und Winter (rote Dreiecke).

3.3 Vertikaler Impulsfluss durch Schwerewellen

Die Bestimmung des Impulsflusses durch Schwerewellen ist ein wichtiger Punkt für die Verbesserung der Parametrisierung von Schwerewellen in den Klimamodellen. Schwerewellen, die innerhalb der Stratosphäre brechen, verursachen Impulsfluss und tragen daher im Winter zur Stärke des „*polar night jets*“ bei, praktisch ausgedrückt kann man sagen die Wellen „bremsen“ den „*polar night jet*“. Das wird z.B. dadurch deutlich, dass in GCMs ohne Schwerewellenparametrisierung der „*polar night jet*“ erheblich zu stark ist.

In den bisher vorgestellten Ergebnissen ergab sich eine nordwestwärts und überwiegend aufwärts gerichtete Ausbreitung der Wellen, welche auf einen positiven meridionalen und einen negativen zonalen Impulsfluss schließen lässt.

Messungen von Vertikalbewegung der Luft in der Atmosphäre werden bei Radiosondaufstiegen nicht durchgeführt und sind daher nicht verfügbar. Über die Gleichung (2.64) lassen sich jedoch mit Hilfe der Temperatur die Impulsflüsse abschätzen. Einziges Problem dabei ist die Wahl der intrinsischen Frequenz $\hat{\omega}$. Der Weg, die intrinsische Frequenz über das Achsenverhältnis des Windhodographens bzw. über die Stokes-Parameter-Analyse zu bestimmen, ist nicht ganz eindeutig: Die beobachteten Fluktuationen im Radiosondenprofil können entweder von einem breiten Spektrum von Wellen verursacht sein, oder sie sind dominiert von quasi-monochromatischen Wellen. Aus der Literatur [Vincent und Alexander 2000, Vincent et al. 1997] ergeben sich zwei Möglichkeiten: Entweder nimmt man eine Steigung des Frequenzspektrums von $-5/3$ an. Dann erhält man eine mittlere Frequenz $\hat{\omega}_1 = 0.0012$ rad/s. Oder man nimmt an, dass das Wellenfeld quasi-monochromatisch ist und verwendet die mittlere Frequenz $\hat{\omega}$ aus der Stokes-Parameter-Analyse. Hierbei ist die intrinsische Frequenz kleiner, $\hat{\omega}_2 = 0.00025$ rad/s. In Abbildung 3.33 sind die über die Höhe 12-30 km gemittelten Monatsmittel der Impulsflüsse für die beiden verschiedenen mittleren Frequenzen $\hat{\omega}_1$ und $\hat{\omega}_2$ dargestellt.

Man erkennt in Abbildung 3.33 einen zu den bisherigen Ergebnissen der Energiedichte und der Ausbreitungsrichtung der Schwerewellen passenden Jahresgang. Im Winter sind der zonale und meridionale Fluss, absolut betrachtet, groß. Der zonale Fluss ist negativ und der meridionale Fluss positiv. Die Schwerewellen erzeugen also eine Beschleunigung des Windes nach Nordwesten. Im Sommer sind zonale und meridionale Flüsse kaum größer als Null. Ein negativer zonaler Impulsfluss im Sommer (z.B. im Juli 1996), während der zonale Wind in der Stratosphäre Ostwind ist, bedeutet, dass hier beim Brechen der Wellen eine Beschleunigung des Grundstroms in zentraler Richtung ausgeübt würde.

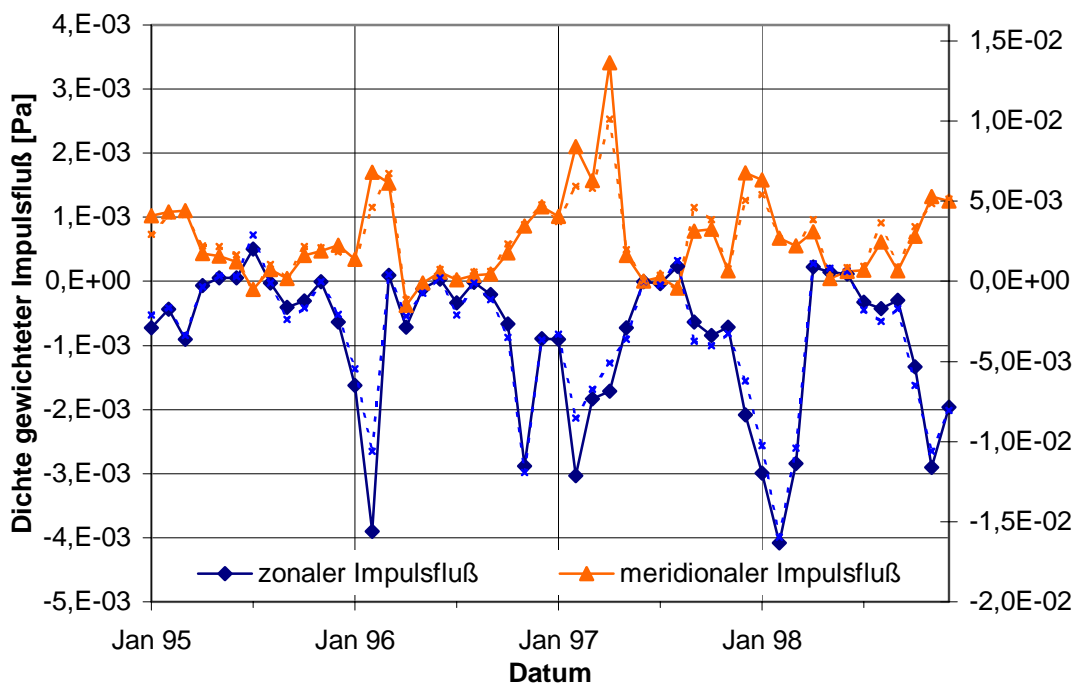


Abbildung 3.33: Der zonale und meridionale Impulsfluss in Abhängigkeit der Zeit. Dargestellt sind die Monatsmittel von Januar 1995 bis Dezember 1998 des aufwärtsgerichteten zonalen Impulsflusses innerhalb des Höhenbereichs 12-30 km (blaue Rhomben) und des aufwärtsgerichteten meridionalen Impulsflusses im selben Höhenintervall (rote Dreiecke). Mit durchgezogenen Linien sind die Impulsflüsse [Pa] berechnet mit $\hat{\omega}_2$ eingetragen (linke y-Achse). Die gestrichelten Linien bezeichnen die Impulsflüsse berechnet mit $\hat{\omega}_1$ (rechte y-Achse).

3.4 Zusammenfassung der Parameter

Aus der Analyse der verschiedenen Parameter ergab sich, dass über Lindenberg Inertial-Schwerewellen mit langen horizontalen Wellenlängen von einigen hundert Kilometern und kurzen vertikalen Wellenlängen von 2-3 Kilometern auftreten. In Tabelle 3.1 sind die Eigenschaften der Schwerewellen im Mittel über vier Jahre zusammengefasst. Die Schwerewellen haben Perioden von mehreren Stunden, das entspricht der Größenordnung der lokalen Inertial-Periode, die in Lindenberg ~15 Stunden beträgt. Die Ausbreitungsrichtung der Schwerewellen ist vorwiegend nach Westen; sie breiten sich also entgegen der in Lindenberg überwiegend herrschenden Strömung aus. Eine Ausnahme hierin bilden die Sommermonate. In Höhen über 18 km treten zeitweise Wellen auf, die sich ostwärts ausbreiten, während in dieser Höhenregion der Wind von Osten kommt.

Die Schwerewellenaktivität ist von Ende September bis Ende April stärker als im Sommerhalbjahr von Mai bis September.

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

Parameter		Troposphäre 2-9 km	Stratosphäre 12-19 km	Stratosphäre 12-30 km
	Energiedichte	Winter:	2.8-5.3 J/kg	3.9-7.2 J/kg
Sommer:		2.1-3.5 J/kg	2.8-5.8 J/kg	3.8-6.4 J/kg
Vertikale Wellenlänge	Winter:	2.8-3.0 km	2.2-2.5 km	3.0-3.5 km
	Sommer:	2.7-3.0 km	2.2-2.5 km	2.9-3.3 km
Horizontale Wellenlänge	Winter:	169-250 km	238-398 km	281-461 km
	Sommer:	180-279 km	302-368 km	528-748 km
Intrinsische Phasengeschwindigkeit	Winter:	13.5-17.5 m/s	13.7-17.2 m/s	16.8-28.0 m/s
	Sommer:	14.1-18.3 m/s	12.4-15.4 m/s	15.6-22.5 m/s
Intrinsische Periode	Winter:	3.3-4.3 h	4.7-6.8 h	4.4-6.6 h
	Sommer:	3.3-4.3 h	5.8-7.8 h	8.2-10.1 h
Horizontale Ausbreitungsrichtung	Winter:	330°-86°	262°-336°	277°-347°
	Sommer:	258°-98°	236°-50°	343°-118°

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der Parameter der Schwerewellen über Lindenberg aus den Jahren 1995 bis 1998. In der Tabelle sind verschiedene Parameter (kleinster Monatsmittelwert - größter Monatsmittelwert) aus den drei verschiedenen Analyse-Höhenbereichen für Winter (Dezember, Januar und Februar) und Sommer (Juni, Juli und August) eingetragen.

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

In den letzten Abschnitten wurden die aus dem vertikalen Wellenzahlspektrum abgeleiteten Eigenschaften der Schwerewellen über Lindenberg dargestellt. Die Wellen breiten sich mit intrinsischen Frequenzen von $2-4f$ aus und haben horizontale Wellenlängen von im Mittel 200-300 km. Da diese Eigenschaften der Wellen von ihren Quellen abhängen, kann man aus der Kenntnis von horizontaler Wellenlänge und Ausbreitungsfrequenz sowie Ausbreitungsrichtung auf die Quelle schließen. Solche langsamen und horizontal langwelligen Wellen werden von Fronten ausgesendet, und während der Anpassung an das geostrophische Gleichgewicht („geostrophic adjustment“) entstehen im Bereich des „jetstream“ diese Form von Schwerewellen.

Die Phasengeschwindigkeit der Wellen über Lindenberg ist ungleich Null (siehe Abbildung 3.30 und Abbildung 3.31), es handelt sich also eindeutig nicht um stationäre Gebirgswellen. Das Nichtauftreten von orographisch angeregten Schwerewellen war ja am Anfang eine Voraussetzung, die zur Auswahl der Station Lindenberg geführt hatte.

In den Tropen sind in der Nähe von ausgedehnter Konvektion Schwerewellen mit langen horizontalen Wellenlängen beobachtet worden [Vincent und Alexander 2000]. Vincent und

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

Alexander verglichen den Jahresgang der von der Atmosphäre ausgesendeten langwelligen Strahlung (OLR, „Outgoing Longwave Radiation“) mit der Energiedichte berechnet aus Radiosondendaten als Maß für die Schwerewellenaktivität. Wie stark bzw. hochreichend die Konvektion ist, kann man in den Tropen an der Energie pro Quadratmeter der OLR erkennen. Gibt es viel Konvektion, ist die Wolkenobergrenze kalt und die OLR ist gering. Die Energiedichte (als Maß für die Schwerewellenaktivität) müsste also bei gleichzeitig geringer OLR groß sein, wenn die beobachteten Schwerewellen durch Konvektion verursacht sein würden. Die Energiedichte über der tropischen Station Cocos Island (12°S/97°E) weist im Monatsmittel einen gegenläufigen Jahresgang zum Monatsmittel der von der Atmosphäre ausgesendeten infraroten Strahlung auf (Abbildung 3.34). Vincent und Alexander nehmen daher Konvektion als dominierende Quelle für die Schwerewellen über Cocos Island an.

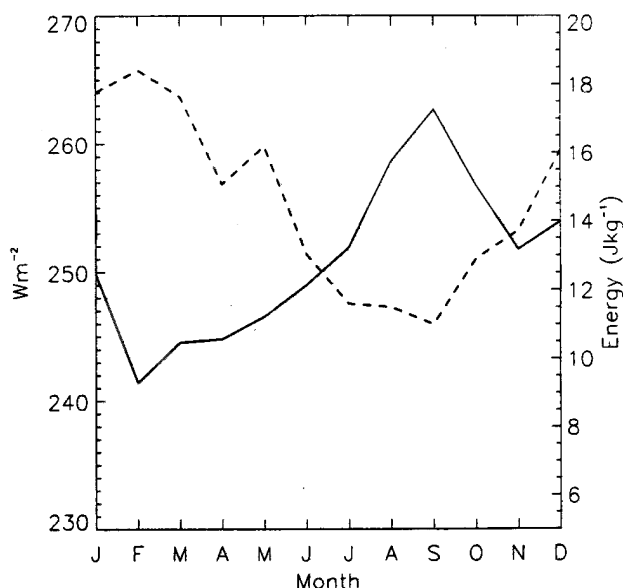


Abbildung 3.34: Monatlich gemittelte ausgesendete langwellige Strahlung in [W/m^2] (durchgezogene Linie) und Energiedichte in [J/kg] über Cocos Island für die Periode 1992-1998. Aus Alexander und Vincent [2000].

In Abbildung 3.35 ist die Energiedichte in Stratosphäre und Troposphäre und die vom Satelliten gemessene, von der Atmosphäre ausgestrahlte langwellige Strahlung in Abhängigkeit von der Zeit über Lindenberg dargestellt. Im Vergleich mit der Troposphäre (blaue Linie) ist auch in Lindenberg der Jahresgang von OLR und Energiedichte ungefähr gegenläufig: Wenig langwellige Ausstrahlung im Winter zusammen mit großer Energiedichte (mehr Schwerewellenaktivität), hohe langwellige Ausstrahlung im Sommer gleichzeitig mit wenig Schwerewellenaktivität. Allerdings gilt diese Aussage nur für die Troposphäre. In der Stratosphäre gibt es in einigen Sommermonaten der vier Jahre ein Ansteigen der

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

Schwerewellenaktivität, z.B. Juli 1995, Mai 1997 und August 1998, welches in der OLR nicht wiederzufinden ist.

Konvektion könnte also aufgrund des grob antikorrelierten Jahresgangs von OLR und Energiedichte zu der Schwerewellenaktivität über Lindenberg beitragen. Allerdings spiegelt sich in den mittleren Breiten in der OLR eher der hier deutlicher als in den Tropen vorhandene Jahresgang der Temperatur wieder als die Obergrenze und damit die Stärke der Konvektion.

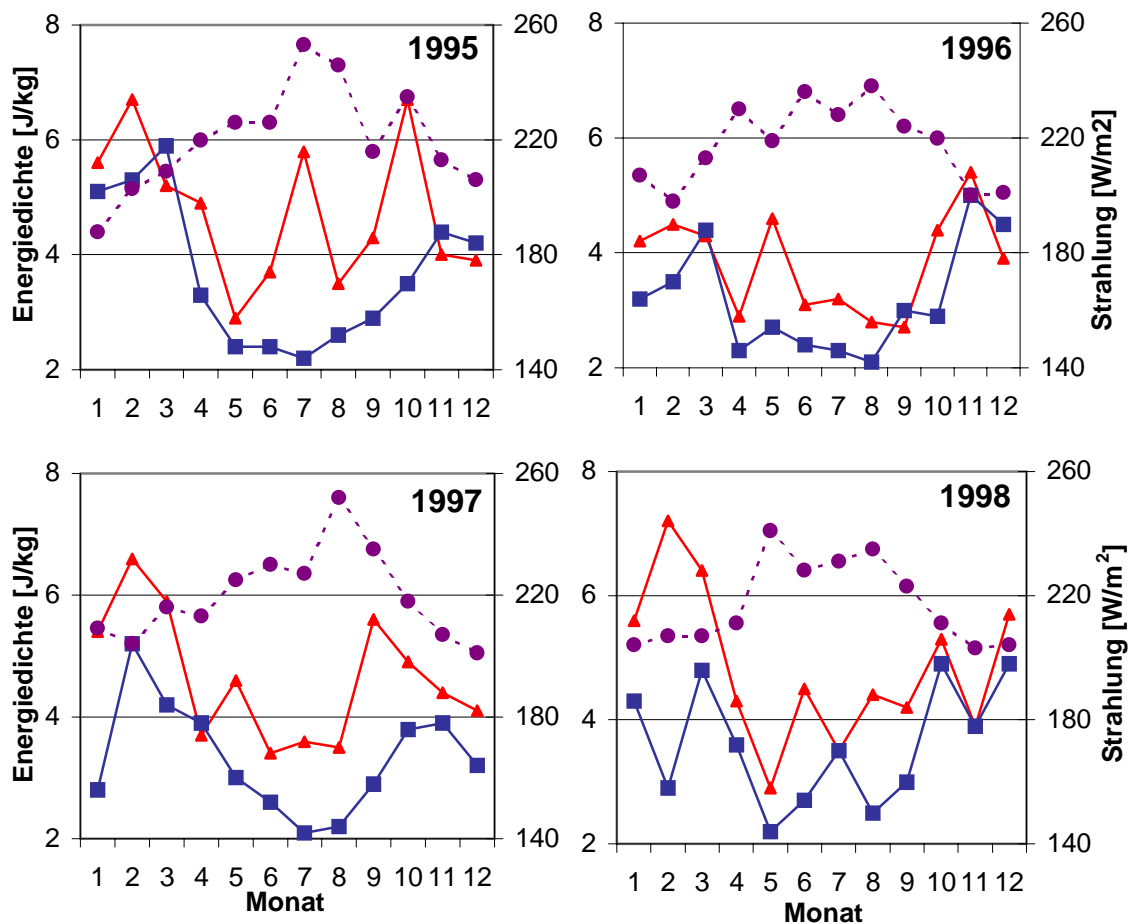


Abbildung 3.35: Das Monatsmittel der Energiedichte und der ausgesendeten langwelligen Strahlung für Lindenberg. Interpolierte OLR (Outgoing Longwave Radiation), dargestellt für alle vier Jahre 1995 bis 1998 (links oben bis rechts unten). Auf der linken y-Achse ist die Energiedichte in J/kg aufgetragen. Auf der rechten y-Achse ist die OLR in W/m^2 gegen die Zeit in Monaten aufgetragen. Mit blauen Quadraten (roten Dreiecken) ist die Energiedichte für die Troposphäre (Stratosphäre) eingezeichnet. Mit lila Kreisen ist die OLR markiert. Die Werte für die Energiedichte sind berechnet aus den täglichen Radiosondenaufstiegen von Lindenberg. Die Daten der OLR sind vom NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, über die Website: <http://www.cdc.noaa.gov/>.

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

Ein geeignetere Untersuchung auf Konvektion als Quelle von Schwerewellen ist die Suche nach einem Tagesgang in der Schwerewellenaktivität. Wäre Konvektion eine wichtige Quelle von Schwerewellen über Lindenberg, müsste ein Tagesgang in der Energiedichte (als Maß für die Schwerewellenaktivität) zu beobachten sein, da nachts weniger Konvektion auftritt als tagsüber. In Lindenberg werden viermal in 24 Stunden Radiosonden gestartet; somit kann die Energiedichte für die Uhrzeiten 00:00 UTC, 06:00 UTC, 12:00 UTC und 18:00 UTC getrennt berechnet werden. In Abbildung 3.36 ist die Energiedichte, getrennt für die vier Starttermine, in Abhängigkeit der Monate des Jahres aufgetragen. Die Werte sind die Mittel über alle Profile eines Monats innerhalb der vier Jahre.

Offensichtlich ist kein regelmäßiger Unterschied zwischen den vier Startterminen in der Energiedichte zu erkennen: alle vier Kurven liegen dicht beieinander. An keinem Starttermin ist die Energiedichte immer am niedrigsten oder immer am höchsten. Die Quelle der Schwerewellenaktivität ist also unabhängig von der Tageszeit, womit Konvektion als dominierende Quelle für Schwerewellen über Lindenberg ausgeschlossen werden kann.

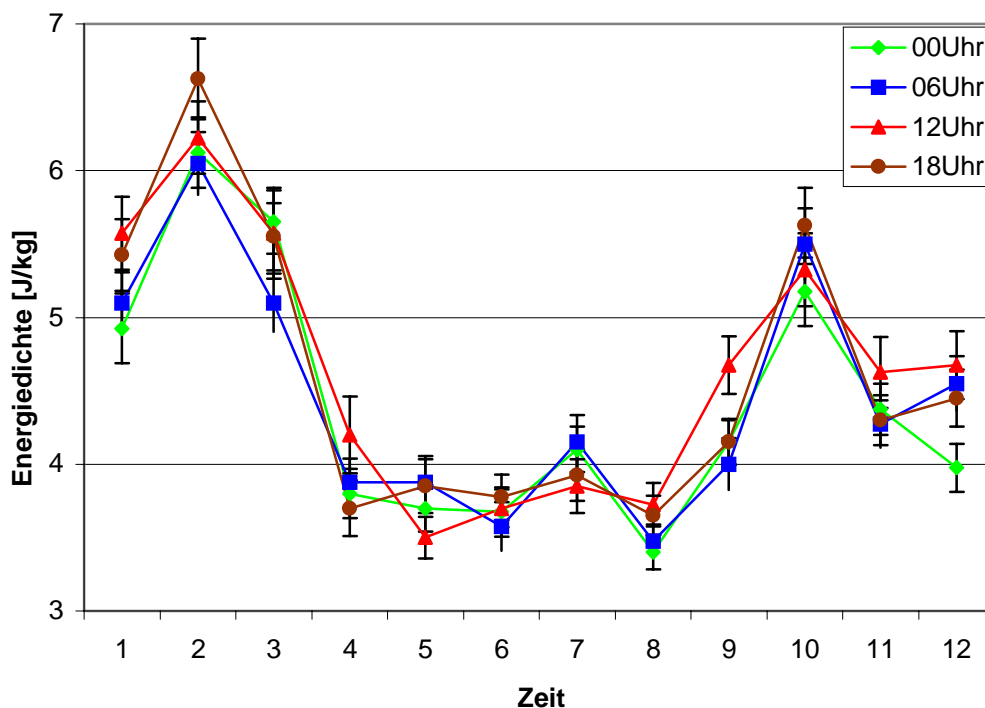


Abbildung 3.36: Mittlere Energiedichte in der Stratosphäre (12-19 km) in Lindenberg in Abhängigkeit der Zeit [in Monaten]. Aufgetragen sind die Monatsmittel gemittelt über 4 Jahre (1995-1998) sortiert nach den vier Startterminen: 00:00 UTC, 06:00 UTC, 12:00 UTC und 18:00 UTC.

3.5.1 Fronten und Schwerewellenaktivität

Das Grenzgebiet zwischen Luftmassen wird Frontalzone genannt. Hier herrschen barokline Verhältnisse, das heißt die Isothermen sind gegenüber den Druckflächen stark geneigt. Je stärker der horizontale Temperaturgradient, desto stärker ist auch der Druckgradient in den

3.5 Quellen der Schwerewellenaktivität über Lindenberg

Höhenkarten. Starke Druckgradienten bedeuten große Windgeschwindigkeiten. Frontalzonen sind also mit Starkwindbändern verbunden, die auf der warmen Seite des Frontalbereiches kurz oberhalb der Tropopause liegen.

In Abschnitt 1.2 wurden Modellstudien und andere Beobachtungen zur Entstehung von Schwerewellen an Fronten vorgestellt. Aus diesen Untersuchungen weiß man, dass Schwerewellen vor, während und nach Kaltfrontdurchgang auftreten können.

Leider war es nicht möglich, die Beobachtungen von Frontdurchgängen an der Station Lindenberg zu erhalten, aber die „Berliner Wetterkarte“ des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin enthält detaillierte Aufzeichnungen über die in Berlin-Steglitz beobachteten Frontdurchgänge. Da Berlin-Steglitz nur knapp 100 km westlich von Lindenberg liegt, werden die in Steglitz beobachteten Fronten kurze Zeit später oder vorher in Lindenberg durchgezogen sein.

Fronten werden benannt nach dem Temperaturwechsel durch den Luftmassenwechsel. Bei Kaltfronten hat die neue Luftmasse eine niedrigere Temperatur und bei einer Warmfront eine höhere Temperatur. Außerdem sind die Fronten in der Berliner Wetterkarte nach ihrer Intensität in vier Klassen eingeteilt, je nach der Konzentration des frontalen Temperaturunterschiedes und der Wetterwirksamkeit. Freuer [1981] hat eine Häufigkeit der Frontdurchgänge für den Zeitraum 1972-1980 aufgestellt. In Abbildung 3.37 ist die Anzahl der Frontdurchgänge pro Monat innerhalb von 1972-1980 in Berlin dargestellt. In diesem Zeitraum traten im Mittel die meisten Frontdurchgänge im Monat Dezember auf. Ein Jahresgang ist im Mittel über alle Fronten nicht festzustellen. Jedoch gibt es im Sommer deutlich mehr Kaltfronten als im Winter.

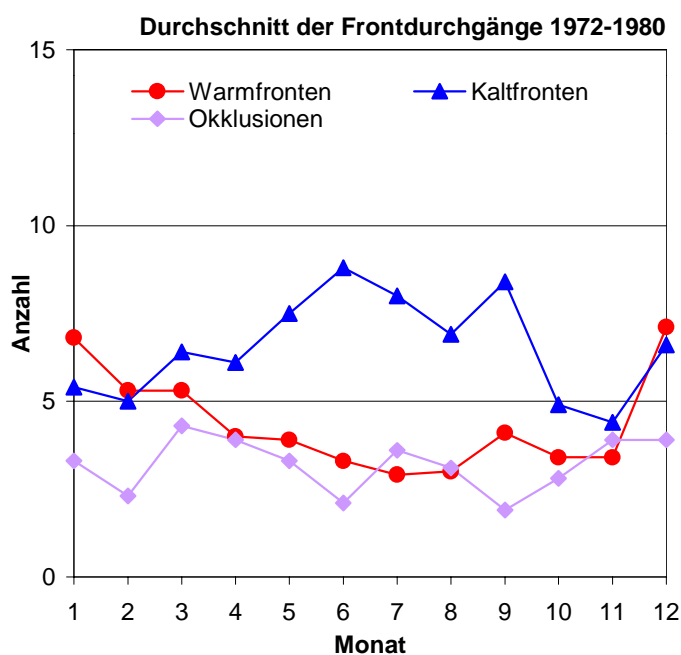


Abbildung 3.37: Anzahl der Frontdurchgänge pro Monat in Berlin. Die Werte sind die durchschnittliche Anzahl der Frontdurchgänge sortiert nach Kaltfront (blaue Dreiecke), Warmfront (rote Kreise) und Okklusion (lila Rhomben) in Berlin im Zeitraum 1972 bis 1980, nach [Freuer 1981].

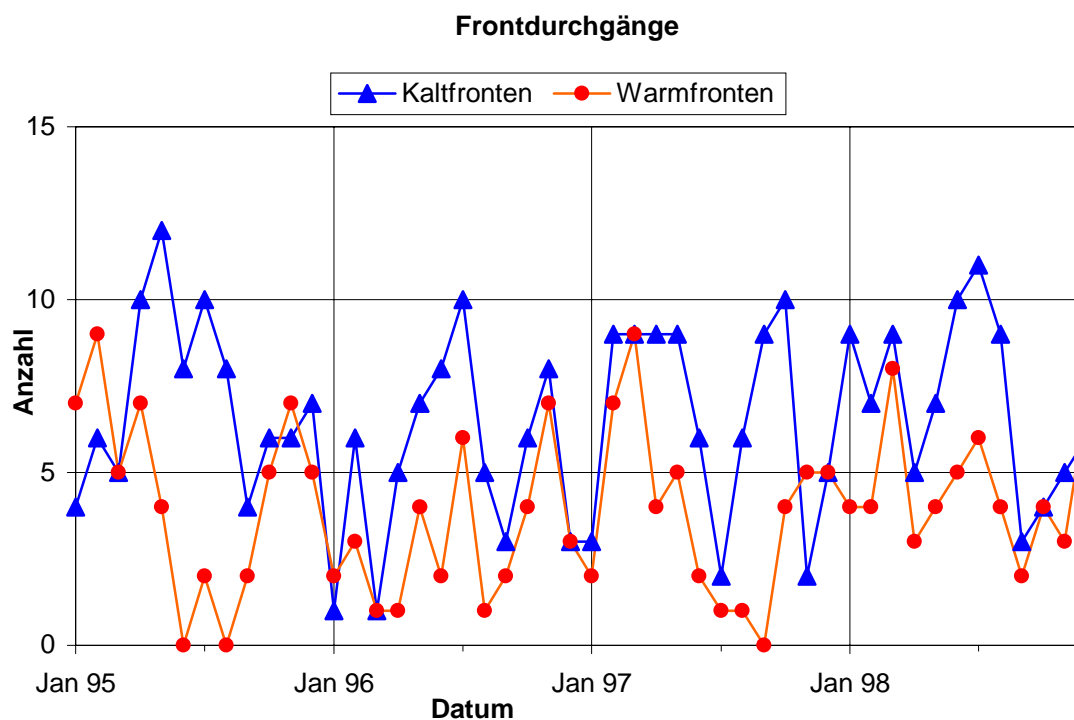


Abbildung 3.38: Die Anzahl der Frontdurchgänge in Berlin pro Monat im Zeitraum Januar 1995 bis Dezember 1998. Die Kaltfronten sind mit blauen Dreiecken und die Warmfronten mit roten Kreisen eingetragen (Daten: Berliner Wetterkarte).

In Abbildung 3.38 ist die Anzahl der Frontdurchgänge pro Monat des in der vorliegenden Arbeit untersuchten Zeitraumes 1995 bis 1998 dargestellt.

Bis auf 1996 entspricht die Anzahl der Fronten pro Monat dem Durchschnitt aus der Arbeit von Freuer [1981]. 1996 fällt auf, da es insgesamt weniger Kalt- und Warmfronten als die anderen Jahre aufweist. Im Sommer gibt es mehr Kaltfronten etwa (8-10) als im Winter (höchstens 5). Der beobachtete Jahresgang der Schwerewellenaktivität, hohe Werte im Winter, niedrige Werte im Sommer, kann also nicht durch das unterschiedlich häufige Auftreten von Frontdurchgängen verursacht sein.

Für eine genauere Untersuchung der Entwicklung der Schwerewellenaktivität in Zusammenhang mit Frontdurchgängen wurde die Energiedichte jedes Aufstiegs (alle 6 Stunden ein Aufstieg), mit den Aufzeichnungen der Frontdurchgänge aus der Berliner Wetterkarte verglichen. In Abbildung 3.39 bis Abbildung 3.46 ist die Energiedichte in J/kg, berechnet aus jedem Radiosondenprofil für Stratosphäre und Troposphäre, gegen die Zeit aufgetragen. Auf der x-Achse ist mit einem Dreieck jeder Durchgang einer Kaltfront markiert. Außerdem ist mit grünen Rhomben das Auftreten von hohen Windgeschwindigkeiten von über 35 m/s und über 50 m/s markiert.

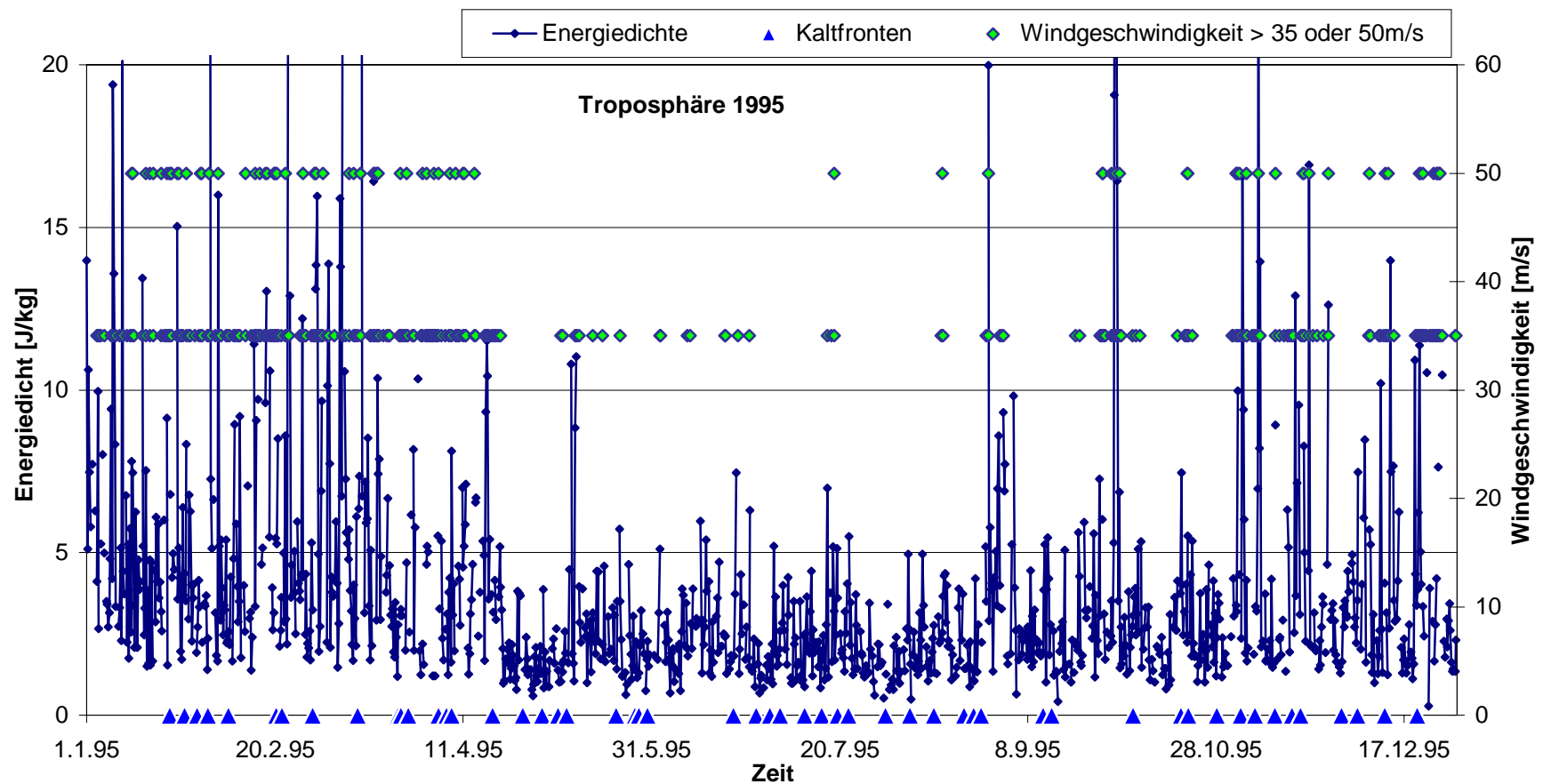


Abbildung 3.39: Die Energiedichte für das Intervall 2-9 km für jeden Aufstieg in 1995. Auf der y-Achse ist die Energiedichte in J/kg aufgetragen gegenüber der Zeit auf der x-Achse. Auf der x-Achse ist außerdem jeder in den Aufzeichnungen der Berliner Wetterkarte eingetragene Kaltfrontdurchgang mit einem blauen Dreieck markiert. Die grünen Rhomben im oberen Teil des Diagramms markieren die Termine, an denen die Windgeschwindigkeit in einer beliebigen Höhe im Radiosondenprofil größer als 35 m/s oder 50 m/s (siehe rechte y-Achse) ist.

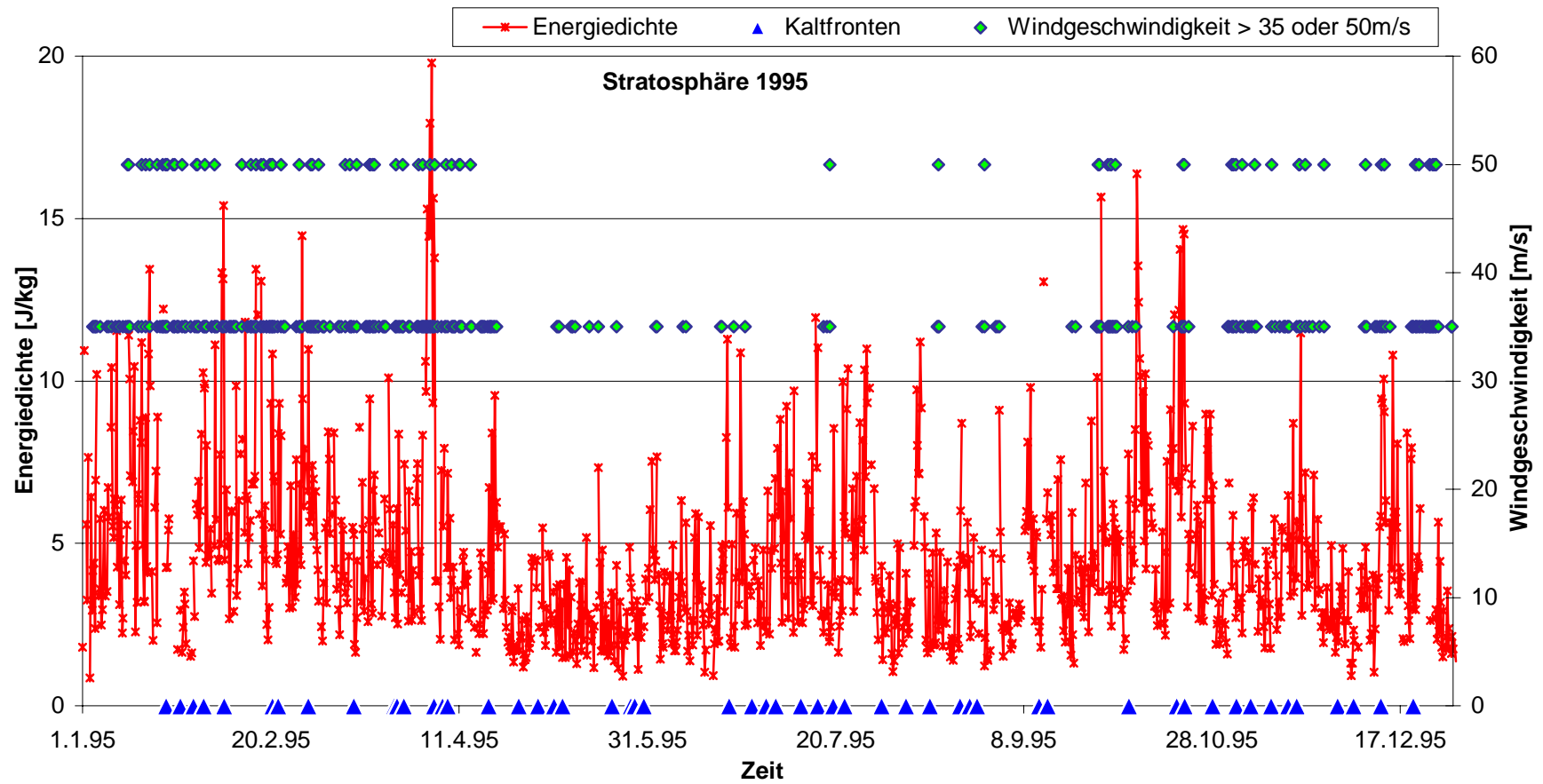


Abbildung 3.40: Wie Abbildung 3.39, jedoch für die Stratosphäre 12-19 km.

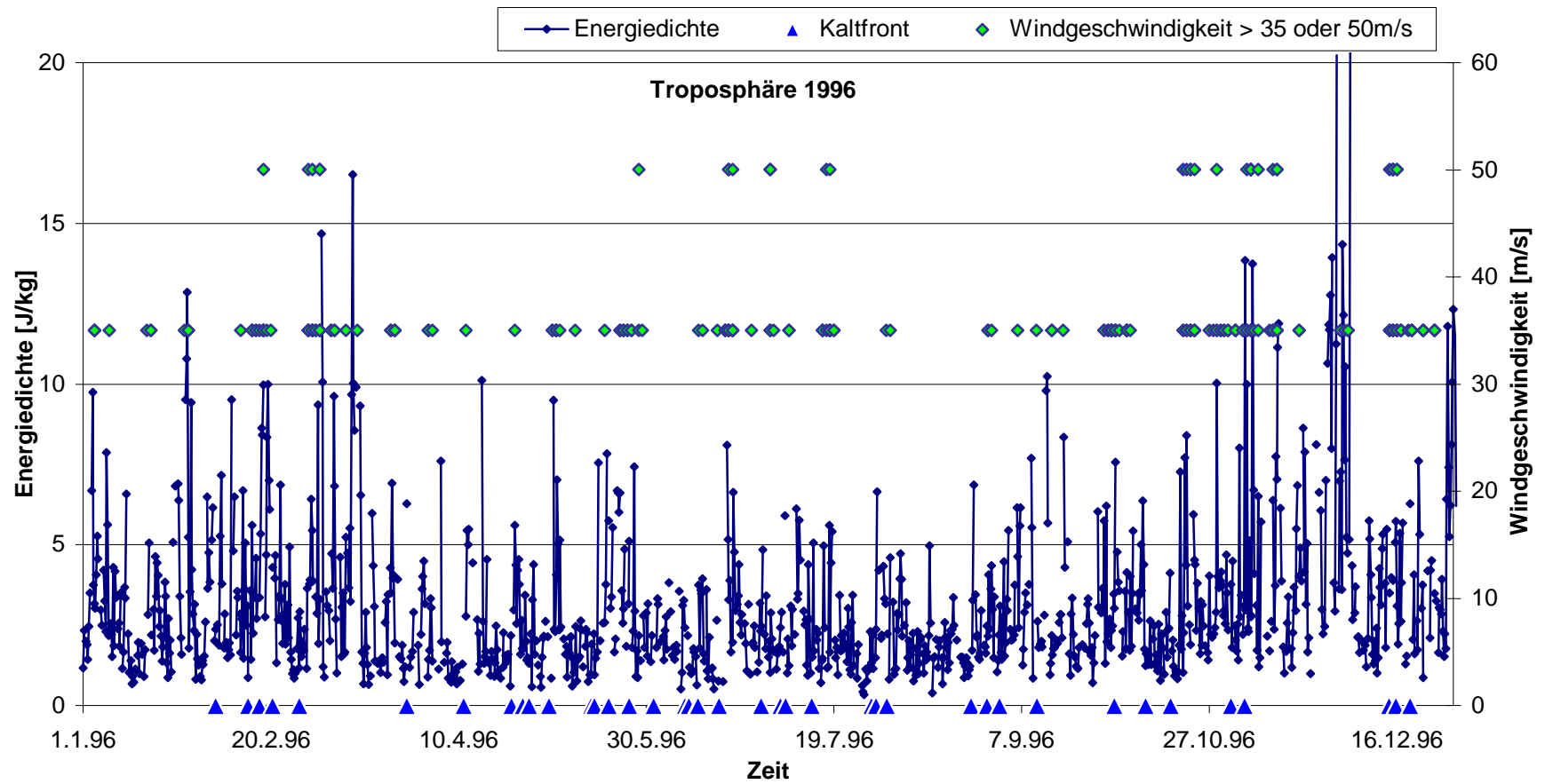


Abbildung 3.41: Wie Abbildung 3.39, jedoch für 1996.

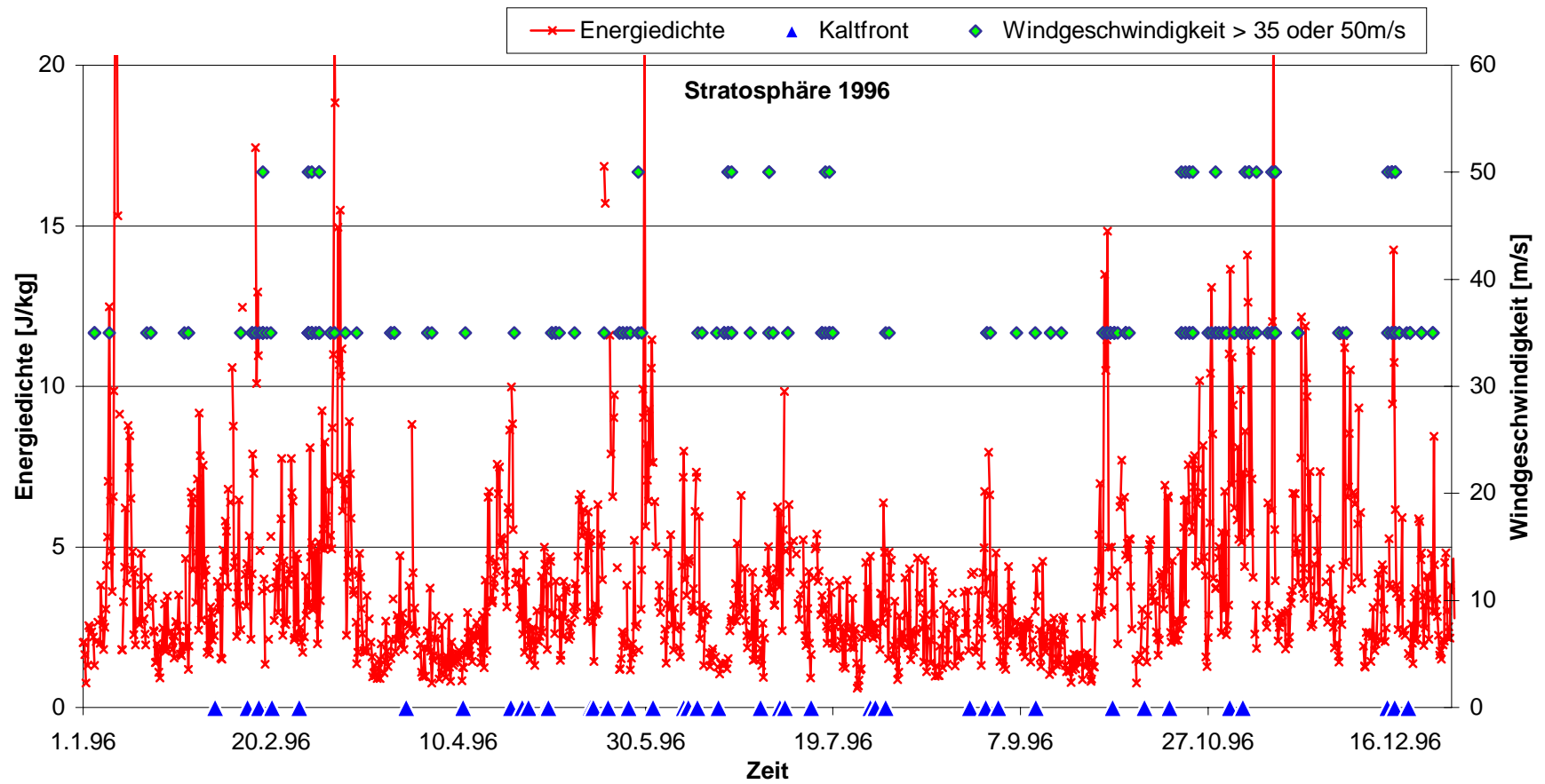


Abbildung 3.42: Wie Abbildung 3.40, jedoch für 1996.

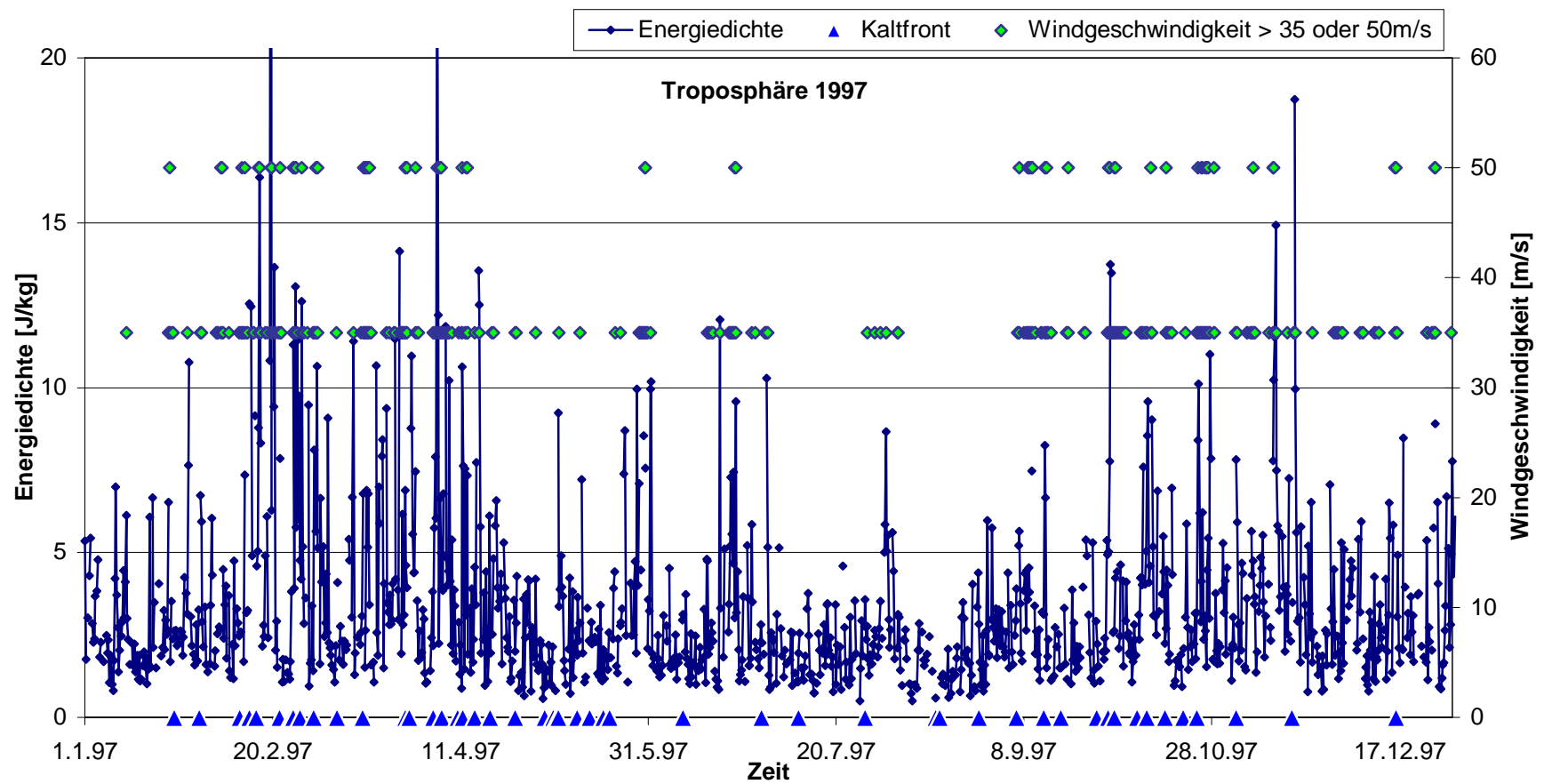


Abbildung 3.43: Wie Abbildung 3.39, jedoch für 1997.

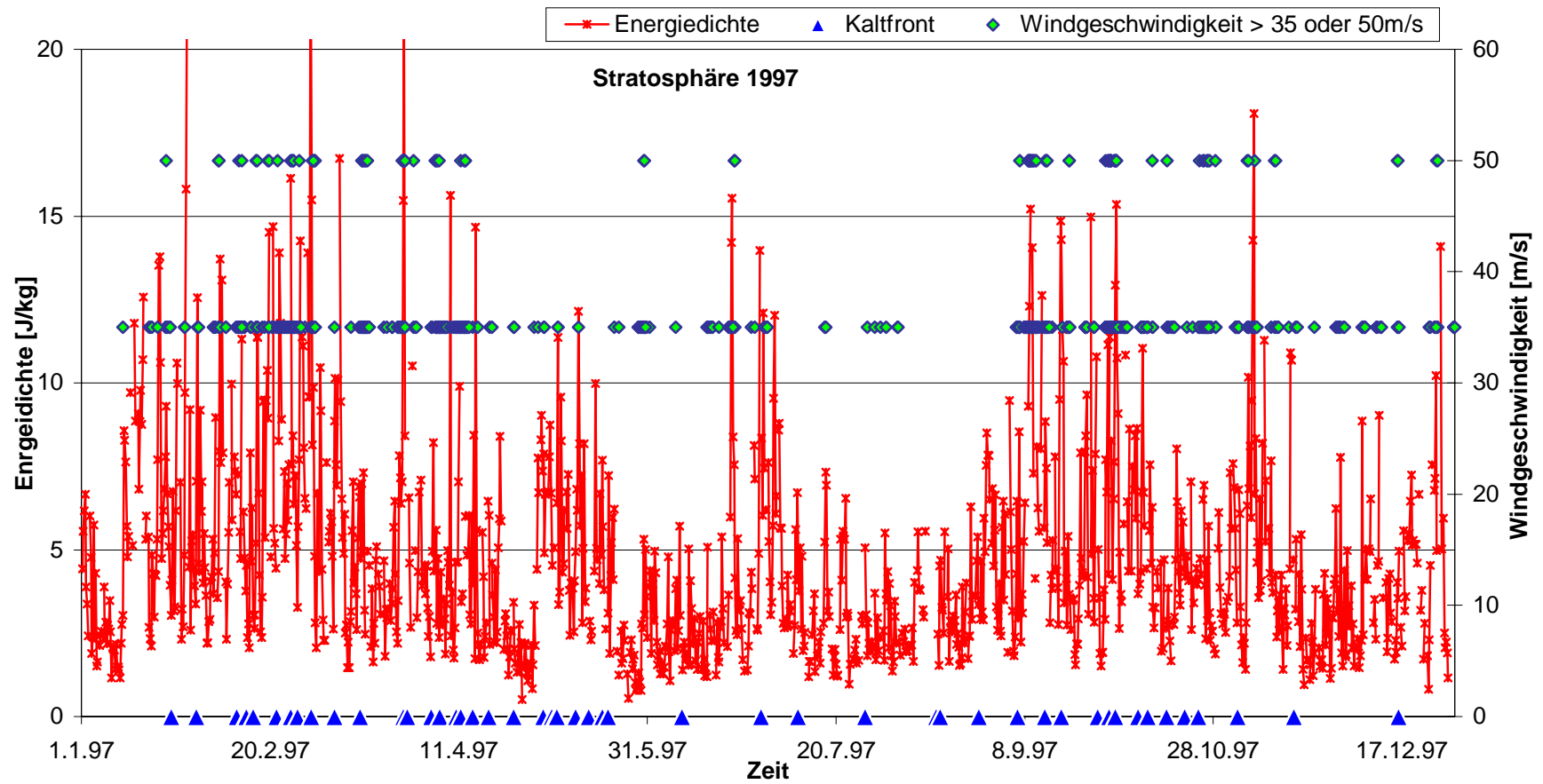


Abbildung 3.44: Wie Abbildung 3.40, jedoch für 1997.

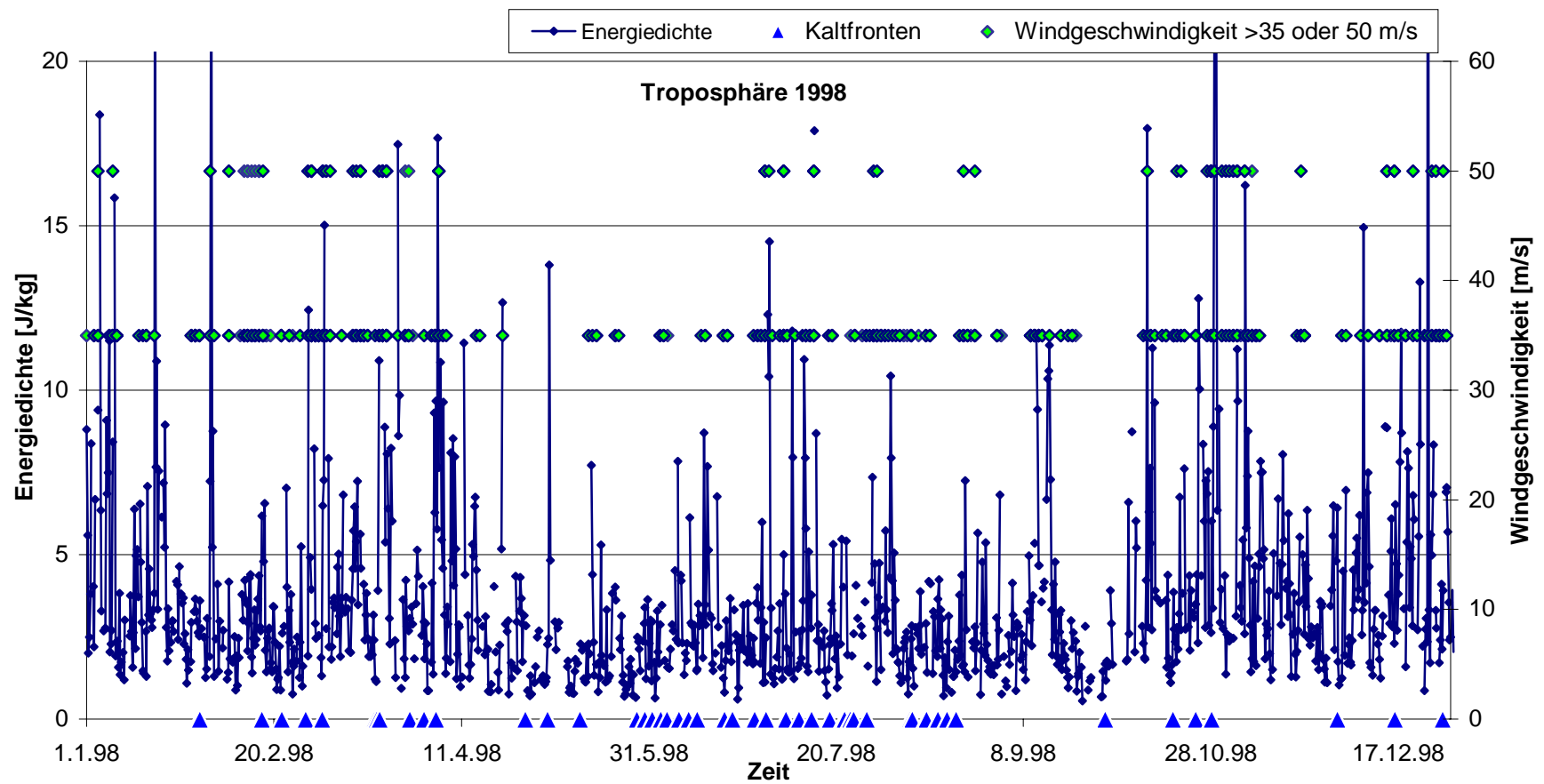


Abbildung 3.45: Wie Abbildung 3.39, jedoch für 1998.

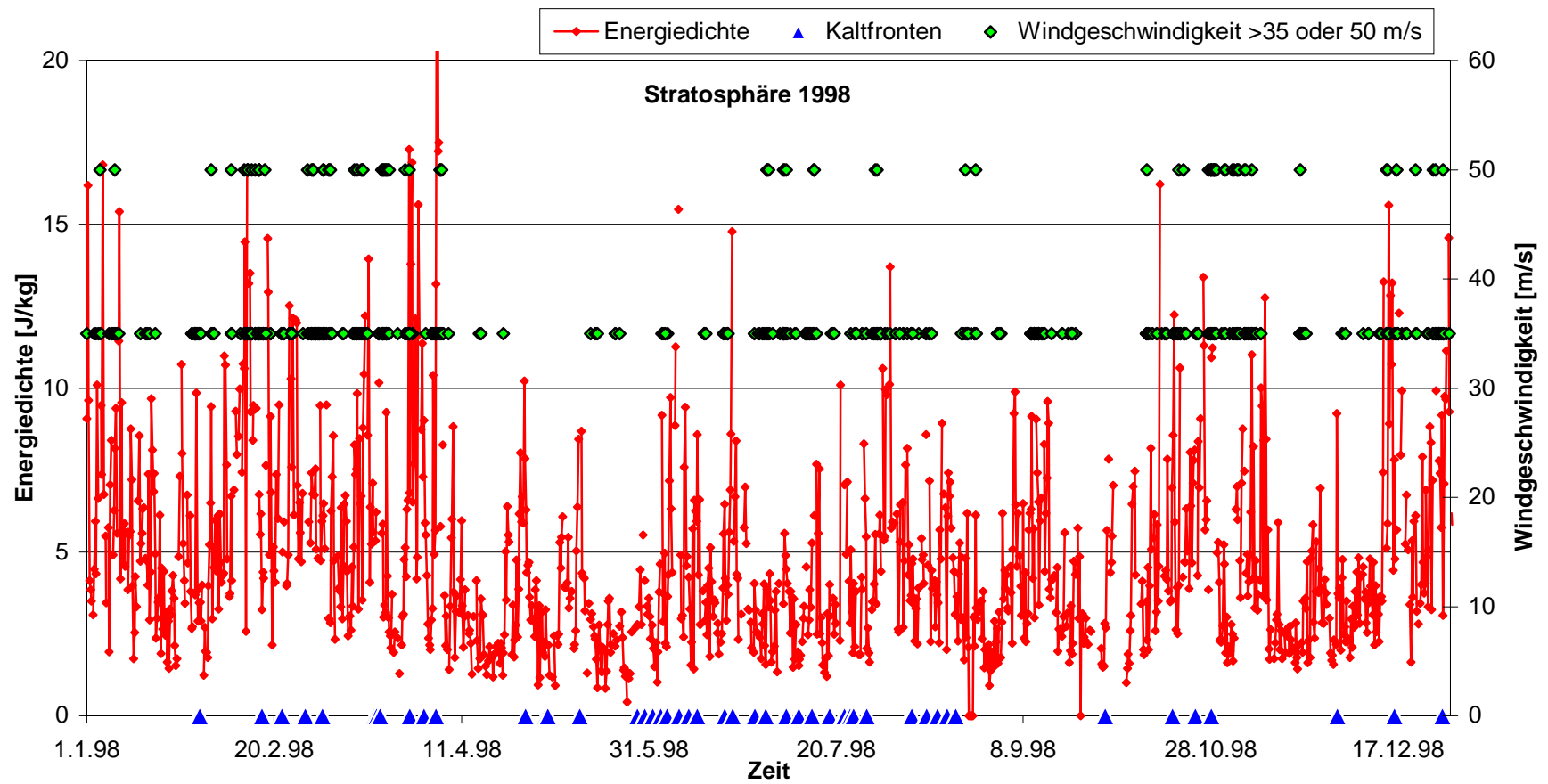


Abbildung 3.46: Wie Abbildung 3.40, jedoch für 1998.

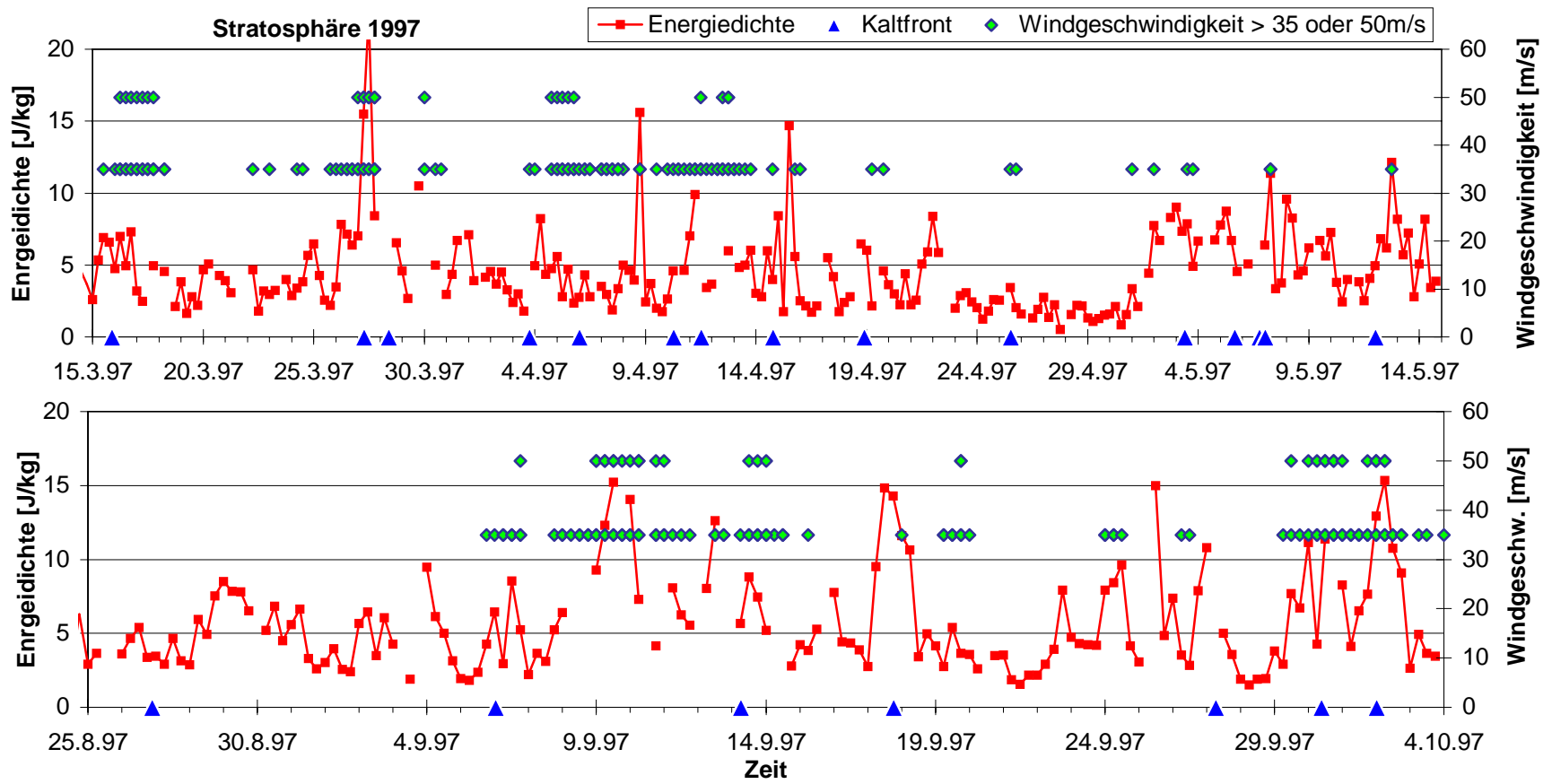


Abbildung 3.47: Wie Abbildung 3.43 jedoch sind nicht die Aufstiege des ganzen Jahres 1997 dargestellt sonder nur ausgewählte Zeiträume. Oben 15.3., 00:00 UTC bis 10.5., 00:00 UTC und unten 25.8.1997, 00:00 UTC bis 5.10., 00:00 UTC. Der Abstand der Striche auf der x-Achse beträgt 24 Stunden.

Die Abbildung 3.43 zeigt die Energiedichte und die Kaltfrontdurchgänge aus dem gesamten Jahr 1997. Von Ende Januar bis Ende April und im September ist eine Häufung von Kaltfrontdurchgängen zu erkennen, welche auch mit deutlich höherer Energiedichte (entspricht stärkerer Schwerewellenaktivität) zusammenfallen. In Abbildung 3.47 sind diese Zeiträume höher aufgelöst dargestellt. Man sieht, dass z.B. am 18.4.1997, 18:30 UTC, 3.9.1997 um 12:30 UTC und 16.9.1997, 21:30 UTC, nach einem Frontdurchgang die Energiedichte ansteigt. Es gibt aber auch Frontdurchgänge, wie am 25.4.1997, nach denen die Energiedichte überhaupt nicht ansteigt. Bei dieser Kaltfront handelte es sich zwar um eine schwache Kaltfront (KF1), jedoch beobachtet man auch am 27.3.1997, wo die Energiedichte auf einen sehr hohen Wert von 17.17 J/kg steigt, nur eine schwache Kaltfront. Ein Unterschied ist das Fehlen eines starken „*jetstreams*“ mit Windgeschwindigkeiten über 50 m/s am 25.4.1997 im Gegensatz zum 27.3.1997.

Fazit dieser Untersuchung: Es ist sehr wohl möglich, dass die über Lindenberg beobachteten Schwerewellen unter anderem von Fronten verursacht werden. Das Bild ist jedoch nicht so eindeutig, dass man sagen könnte, bei Kaltfrontdurchgängen steigt die Energiedichte über Lindenberg immer an und Fronten produzieren immer beobachtbare Schwerewellen. Ob man Schwerewellen beobachten kann, hängt auch noch von der Stärke des Hintergrundwindes ab. Außerdem gibt es eine Reihe von Schwerewellenereignissen, die nicht mit Fronten in Zusammenhang stehen. Es scheint daher nicht wahrscheinlich, dass Fronten einen Hauptanteil zur beobachteten Schwerewellenaktivität beitragen oder sie allein verursachen.

3.5.2 Windgeschwindigkeit und Schwerewellenaktivität

Der Jahresgang der Schwerewellenaktivität, wie man ihn in Form der Energiedichte darstellen kann, steht in engem Zusammenhang zu der Geschwindigkeit des Hintergrundwindes. In Abbildung 3.48 und Abbildung 3.49 ist die kinetische Energie als Monatsmittel für die Troposphäre und Stratosphäre und die über verschiedene Höhenbereiche gemittelte Windgeschwindigkeit zusammen über den gesamten Zeitraum von Januar 1995 bis 1998 dargestellt. Abweichend zu den bisherigen Diagrammen ist hier nicht die gesamte Energiedichte, sondern nur die kinetische Energiedichte als Maß für die Schwerewellenaktivität verwendet worden. Grund dafür ist, dass die Korrelation zum Wind so deutlicher wird, da die kinetische Energiedichte allein aus den Fluktuationen des Windes, ohne Temperaturdaten, berechnet wird.

In Abbildung 3.48 und ist ein offensichtlicher Zusammenhang zwischen Energiedichte und mittlerem Wind zu erkennen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0.8 für die Energiedichte und den mittleren Wind in der Troposphäre von 2-9 km. Hohe Windgeschwindigkeiten innerhalb der Troposphäre, zu denen auch „*jetstreams*“ beitragen, korrelieren mit hoher Schwerewellenaktivität.

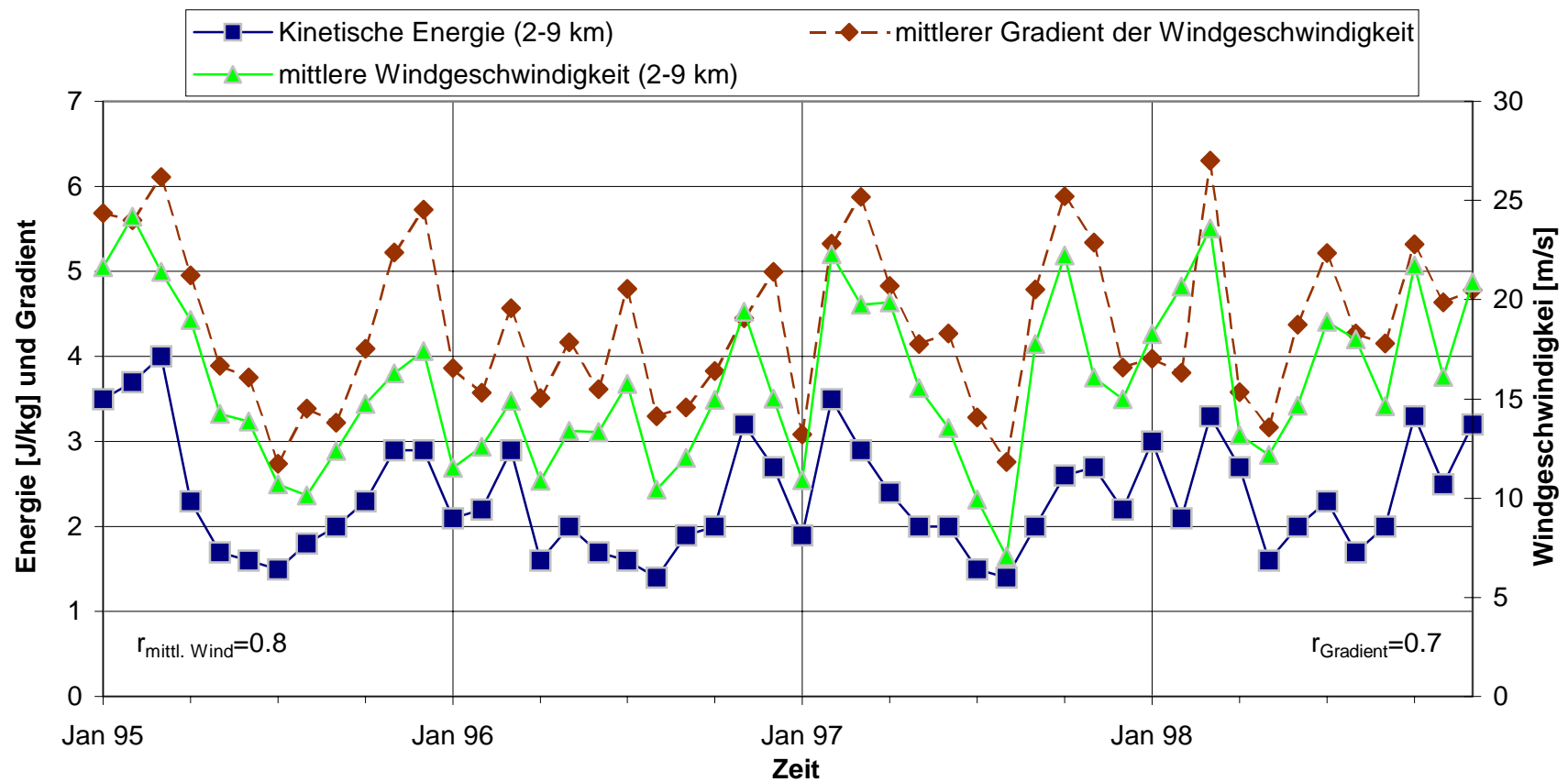


Abbildung 3.48: Dargestellt ist die kinetische Energiedichte (blaue Linie mit Quadraten), die mittlere Windgeschwindigkeit (hellgrüne Dreiecke) und der mittlere Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit innerhalb des Bereiches 2-9 km (die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, braune gestrichelte Linie mit Rhomben) gemittelt über einen Monat, für den gesamten Zeitraum Januar 1995 bis Dezember 1998 aus den Radiosonden für den Bereich der Troposphäre von 2-9 km von Lindenberg. Der Gradient der Windgeschwindigkeit ist in (m/s)/km zusammen mit der Energiedichte in J/kg auf der linken y-Achse aufgetragen. Die Windgeschwindigkeit ist in m/s auf der rechten y-Achse aufgetragen.

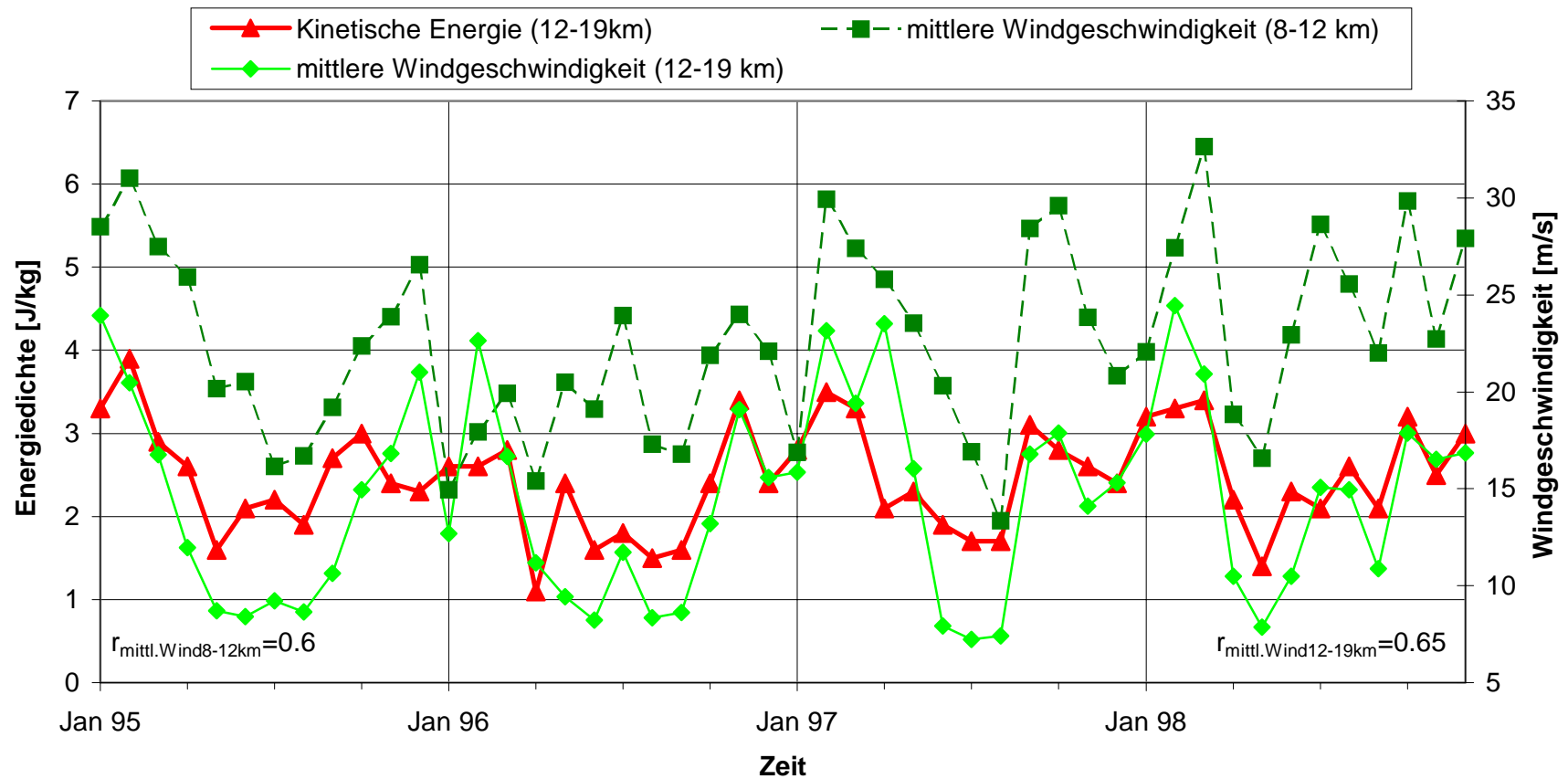


Abbildung 3.49: Dargestellt ist für den Stratosphärenbereich, 12-19 km, die kinetische Energiedichte (rote Linie mit Dreiecken), die Windgeschwindigkeit gemittelt über 12-19 km (hellgrüne Rhomben) und die Windgeschwindigkeit im Tropopausenbereich, gemittelt über 8-12 km (dunkelgrüne gestrichelte Linie mit Rhomben) als Monatsmittel für den gesamten Zeitraum Januar 1995 bis Dezember 1998 aus den Radiosonden von Lindenberg. Die Energiedichte ist in J/kg auf der linken y-Achse aufgetragen. Die Windgeschwindigkeit ist in m/s auf der rechten y-Achse aufgetragen.

Ist ein „*jetstream*“ vorhanden, ändert sich über ein kurzes Höhenintervall die Windgeschwindigkeit stark, der Gradient der Windgeschwindigkeit muss dort hoch sein. In Abbildung 3.48 ist auch der mittlere Windgradient aus der Troposphäre mit der braunen gestrichelten Linie eingezeichnet, der Korrelationskoeffizienten zwischen Energiedichte und Gradient des Windes in der Troposphäre beträgt 0.7.

Der „*jetstream*“ tritt in den mittleren Breiten etwa im Bereich von 8-12 km Höhe auf. Um einen möglichen Zusammenhang mit dem Auftreten des „*jetstream*“ in der Nähe der Radiosondenstation und seiner Stärke zu untersuchen, wurde das Mittel der horizontalen Windgeschwindigkeit im Bereich 8-12 km gebildet (siehe Abbildung 3.49). Die Korrelation zur Energiedichte in der unteren Stratosphäre ist fast genauso hoch (Korrelationskoeffizient von 0.6) wie zum mittleren Windgradienten in Abbildung 3.48.

Dies ist ein weiteres Anzeichen für den „*jetstream*“ als mögliche Quelle für die über Lindenberg beobachteten Schwerewellen. In den Monaten Oktober bis Dezember und Januar bis April/Mai (also mehr oder weniger im Winterhalbjahr) findet man in fast jedem Radiosondenaufstieg Windgeschwindigkeiten über 35 m/s, Windgeschwindigkeiten von über 35 m/s treten im dagegen Sommer über Lindenberg deutlich seltener auf (vgl. Abbildung 3.39 bis Abbildung 3.46). Parallel dazu weist die Energiedichte in den Monaten Oktober bis März/April eine große Variation von 1 J/kg bis > 20 J/kg auf (das Monatsmittel der Energiedichte ist in dieser Zeit am höchsten von allen 12 Monatsmitteln). Die Energiedichte der Schwerewellen hat im Winter eine größere Variation als im Sommer. Während der Wintermonate gibt es viele Profile, die den Wert von 8 J/kg überschreiten. Gleichzeitig mit dem Ausbleiben der hohen Windgeschwindigkeiten nach dem April sinkt die Energiedichte auf Werte unter 5 J/kg (die Monatsmittel erreichen die minimalsten Werte). Im Sommer liegt der Wert für die Energiedichte selten über 5 J/kg. Bei einzelnen Aufstiegen hebt sich die Größe der Energiedichte deutlich von denen der benachbarten Aufstiege ab.

3.6 Fallstudien zur Quellen-Identifizierung

Anhand einzelner Ereignisse wird exemplarisch ein Vergleich der synoptischen Situation mit der starken Schwerewellenaktivität über Lindenberg gemacht, um den Vorgang der Balancierung („*geostrophic adjustment*“) eines geostrophischen Ungleichgewichtes in der Nähe eines „*jetstreams*“ als Anregungsmechanismus zu bestätigen.

Für die Fallstudien wurden Fälle herausgesucht, an denen die Schwerewellenaktivität während einiger Radiosondenaufstiege hintereinander deutlich höher war als bei den Aufstiegen davor. Außerdem sollte in der Nähe von Lindenberg ein Starkwindband („*jetstream*“), liegen, da im vorangegangenen Kapitel die hohe Korrelationen zwischen großen Windgeschwindigkeiten und starker Schwerewellenaktivität deutlich gemacht wurde.

Der „jetstream“ liegt in den mittleren Breiten etwa bei 9 km, etwa so hoch wie die 300-hPa-Fläche. Aus den Abbildungen 3.39 bis 3.46 sieht man, dass vor allem von Oktober bis Mai Windgeschwindigkeiten von mehr als 30 m/s und 50 m/s über Lindenberg auftreten. Im folgenden werden zwei Fälle im einzelnen hinsichtlich des möglichen Zusammenhanges von Schwerewellenaktivität und bestimmten Wetterlagen untersucht.

Die erste Fallstudie untersucht den Zeitraum 26. September bis 1. Oktober 1996. Hier tritt ein Anstieg der Aktivität nur im Stratosphärenbereich 12-19 km auf. Die Energiedichte in der Troposphäre bleibt währenddessen niedrig. In diesem Zeitraum entwickelt sich ein Kaltlufttropfen, ähnlich wie in der Fallstudie von O’Sullivan und Dunkerton [1995]. Die zweite Fallstudie untersucht einen Zeitraum im Frühjahr 1998 (2.-7. April 1998). Hier steigt die Energiedichte in Stratosphäre und Troposphäre gleichzeitig an, und ein Kaltfrontdurchzug ist zu verzeichnen.

1. Zeitraum 26. September-2. Oktober 1996

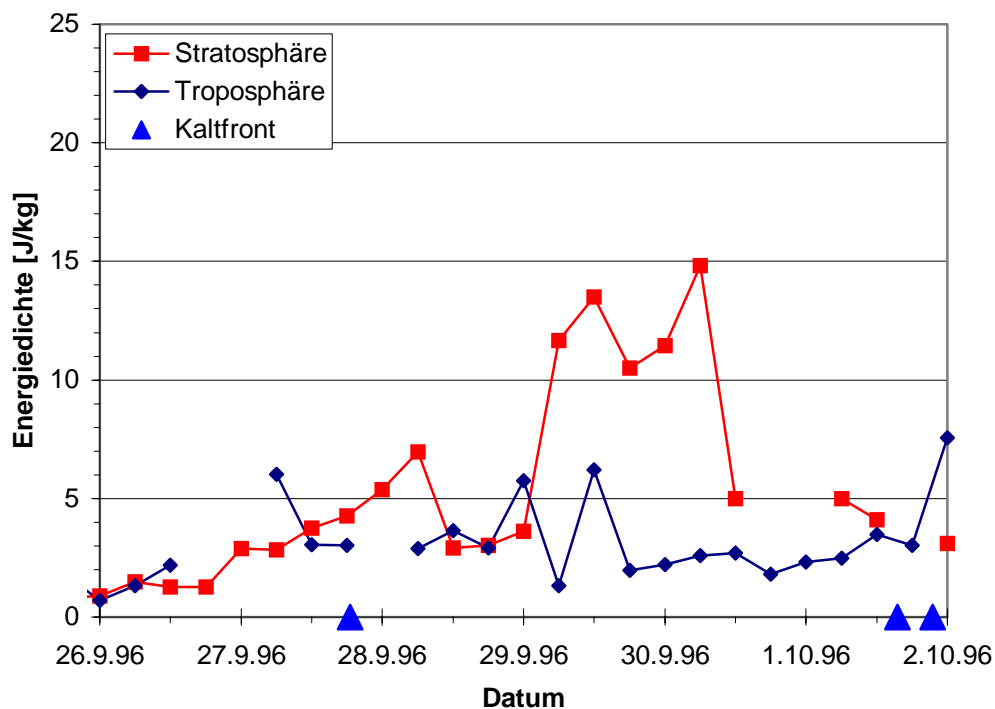


Abbildung 3.50: Die Energiedichte berechnet für jedes einzelne Radiosondenprofil in Abhängigkeit der Zeit für den Bereich der Troposphäre, 2-9 km (blaue Rhomben) und die untere Stratosphäre, 12-19 km (rote Quadrate). Dargestellt ist der Zeitraum vom 26. September 1996, 00:00 UTC bis 2. Oktober 1996, 00:00 UTC. Auf der y-Achse ist die Energiedichte in J/kg und auf der x-Achse die Zeit mit einer Auflösung von 6 Stunden eingetragen. Die beschrifteten Striche auf der x-Achse sind die Termine von 00:00 UTC. Außerdem ist auf der x-Achse wie schon in den vorherigen Diagrammen der Durchzug einer Kaltfront mit einem gelben Dreieck markiert.

3.6 Fallstudien zur Quellen-Identifizierung

In Abbildung 3.50 ist die Energiedichte in Abhängigkeit der Zeit für die Stratosphäre und die Troposphäre für den Zeitraum 26. September 1996, 00:00 UTC bis 2. Oktober 1996, 00:00 UTC abgebildet. Dies ist ein Ereignis, bei dem die Energiedichte in der Stratosphäre nach einer längeren Phase im Sommer mit geringer Energiedichte unter 5 J/kg zum ersten Mal auf 10-15 J/kg ansteigt. Die sommerliche Ostwind-Periode ist beendet, und die horizontalen Geschwindigkeiten im „*jetstream*“ in der Tropopausenregion nehmen zu (siehe Abbildung 3.1, Abbildung 3.43 und Abbildung 3.44).

Am 26. September ist die Energiedichte sehr niedrig und hat einen Wert von 0.72 J/kg in der Troposphäre und 0.89 J/kg in der Stratosphäre. In den nächsten Tagen nähert sich die Energiedichte in beiden Höhenbereichen 5 J/kg. In der Troposphäre steigt die Energiedichte am 27.9., 06:00 UTC, 12 Stunden vor einem Frontdurchgang am selben Tag um 18:00 UTC, auf 6.03 J/kg. In der Stratosphäre ist die Energiedichte etwa 12 Stunden nach dem Frontdurchgang bei 6.97 J/kg. Dieses kurzzeitige Ansteigen könnte von der Front, die Wellen ausgesendet hat, verursacht sein. Allerdings betrachten wir hier den Anstieg der Schwerwellenenergie, der in der Nacht vom 28. zum 29. September 1996 einsetzte. Aufgrund der Verzögerung von mehr als 24 h nach dem Frontdurchgang kann davon ausgegangen werden, dass die Erhöhung der Schwerwellenaktivität nicht auf den Frontdurchgang zurückzuführen sein kann, sondern andere Ursachen haben muss.

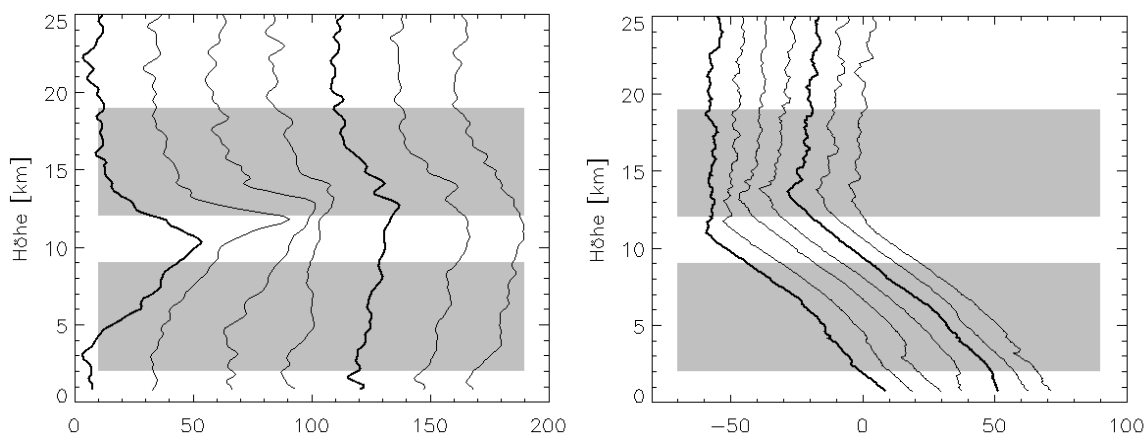


Abbildung 3.51: Höhenprofile der Windgeschwindigkeit (links) und der Temperatur (rechts) aus den Radiosondenaufstiegen in Lindenberg vom 29.9.1996, 00:00 UTC bis zum 30.9.1996, 12:00 UTC. Links ist die Höhe in Kilometern gegen die horizontale Windgeschwindigkeit in m/s aufgetragen, rechts gegen die Temperatur in °C. Die Profile sind mit einem Abstand von 25 m/s, bzw. 10 K zur besseren Unterscheidbarkeit eingetragen. Grau unterlegt sind die Höhenbereiche, die in der Troposphäre (2-9 km) und in der Stratosphäre (12-19 km) untersucht wurden. Das fett eingezeichnete Profil ist von 00:00 UTC.

In Abbildung 3.51 sind die Radiosondenprofile der Temperatur (rechts im Bild) und der horizontalen Windgeschwindigkeit (links) für die Termine mit der höchsten Energiedichte vom 29.9., 00:00 UTC bis zum 30.12., 12:00 UTC gezeigt. Man sieht an den Fluktuationen innerhalb der Profile schon eine Wellenbewegung, die sich von Profil zu Profil nach oben fortbewegt.

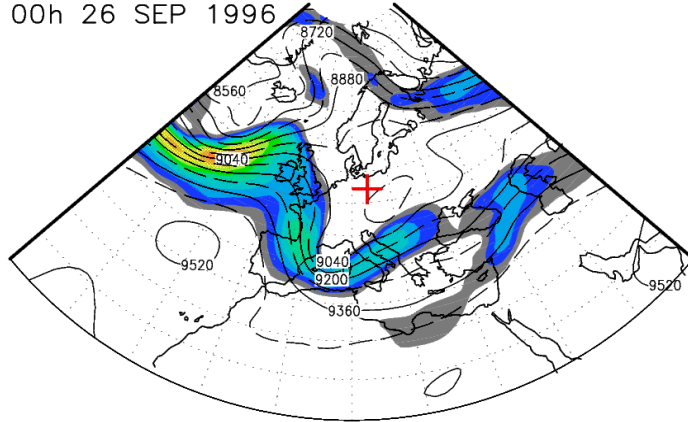
Im folgenden wird die synoptische Lage vor und während des Schwerewellenereignisses vom 29.9.1996-30.9.1996 beschrieben. In Abbildung 3.52 und Abbildung 3.53 sind dazu die EZMW-Analysen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Fläche und die Windgeschwindigkeiten auf dieser Fläche dargestellt. Die 300-hPa-Fläche wurde gewählt, da sich in den mittleren Breiten etwa in der Höhe dieser Fläche das Zentrum des „*jetstreams*“ befindet.

Am 26.9., 00:00 UTC (Abbildung 3.52) liegt Lindenberg (rotes Kreuz) nördlich eines „*jetstreams*“, der sich vom Atlantik im Mäandermuster über Irland/Großbritannien, Spanien, westliches Mittelmeer und Italien bis Bulgarien erstreckt. Über Mitteleuropa beginnt sich ein Tief zu bilden. In den folgenden Tagen verstärkt sich das Tief über Mitteleuropa, und die Krümmungen des Jets über dem Atlantik und über dem Mittelmeer werden schärfer. Die vom Atlantik ostwärts wandernde „*exit region*“, der Bereich, an dem der „*jetstream*“ aus der zonalen Richtung in eine quasi meridionale Richtung entlang des Tiefs „*abbiegt*“, liegt am 29.9., 00:00 UTC genau über Lindenberg. Die Tiefachse ist am 30.9. ostwärts geneigt. Am selben Tag 12:00 UTC ist zu erkennen, dass sich ein Kaltlufttropfen mit Zentrum über dem Balkan abspaltet. Am 1. Oktober zieht sich der ausgelenkte „*jetstream*“ wieder nordwärts zurück.

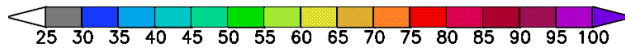
Abbildung 3.52 folgende Seite: EZMW¹⁵-Analysen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Fläche (Beschriftung in geopot. Metern) für den 26. September 1996, 00:00 UTC und 28. September 1996, 12:00 UTC bis 29. September 1996, 12:00 UTC. Dargestellt ist ein Ausschnitt aus der Nordhemisphäre in polarstereographischer Projektion von 20°N bis 80°N und 20°W und 80°E. Die Isolinien haben einen Abstand von 80 m. Farbiger Hintergrund zeigt die horizontale Windgeschwindigkeit eingezeichnet. Mit einem roten Kreuz ist die Lage von Lindenberg (52.1°N/14.1°E) markiert. Links oben ist die Uhrzeit in UTC und das Datum der Analyse vermerkt.

¹⁵ EZMW, Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage, Reading.

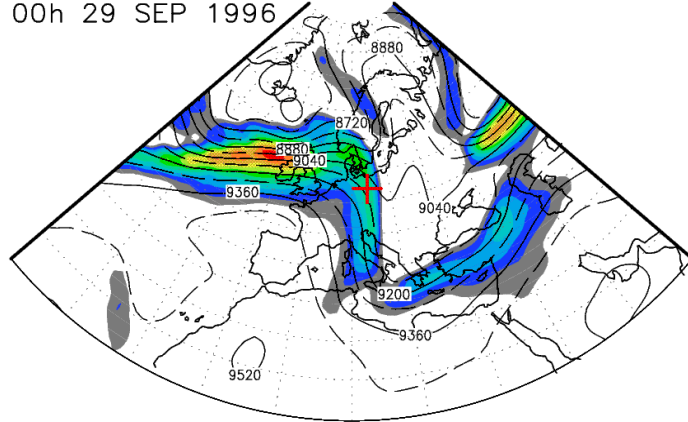
00h 26 SEP 1996



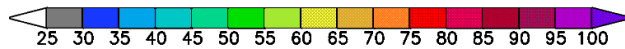
Windgeschwindigkeit [m/s]



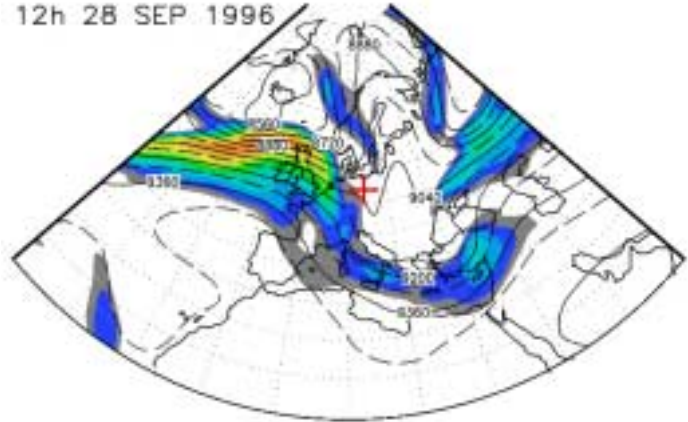
00h 29 SEP 1996



Windgeschwindigkeit [m/s]



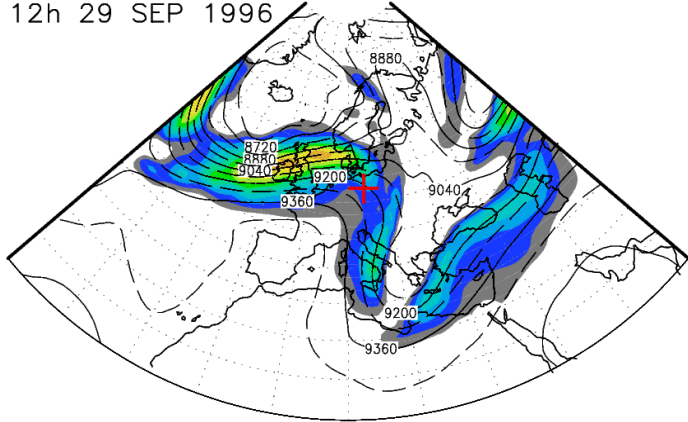
12h 28 SEP 1996



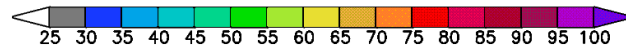
Windgeschwindigkeit [m/s]

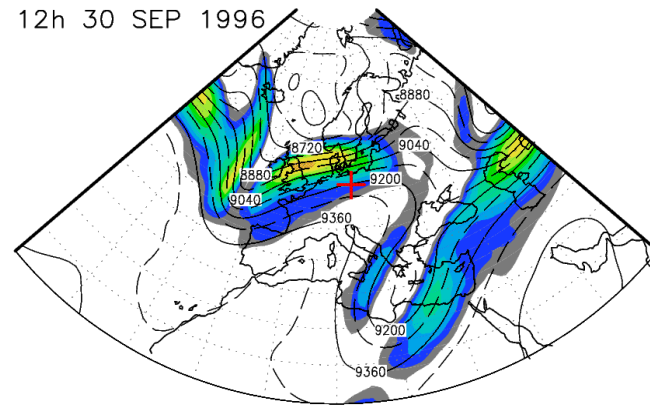
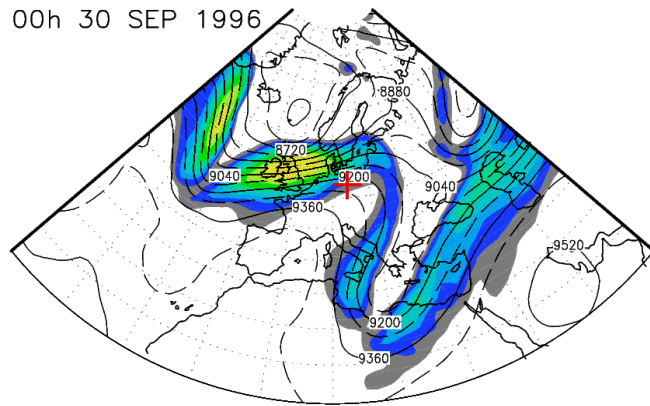


12h 29 SEP 1996

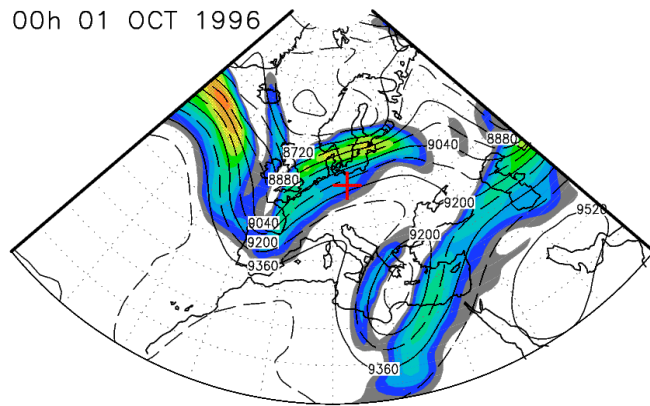
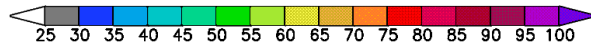


Windgeschwindigkeit [m/s]

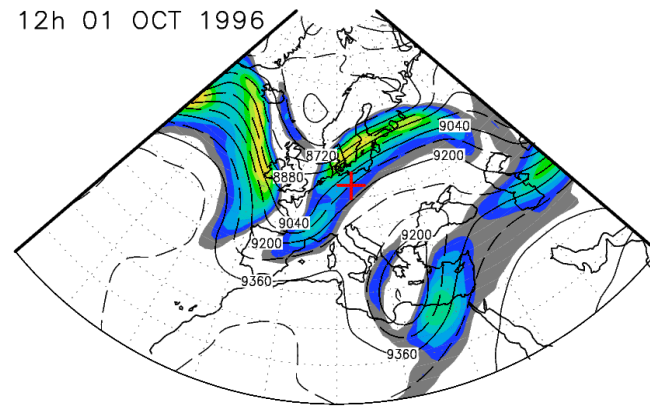
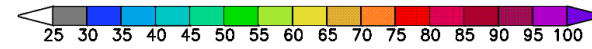




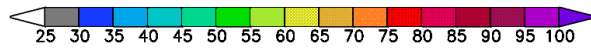
Windgeschwindigkeit [m/s]



Windgeschwindigkeit [m/s]



Windgeschwindigkeit [m/s]



Windgeschwindigkeit [m/s]

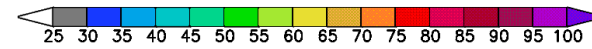


Abbildung 3.53: Wie Abbildung 3.52, jedoch für den 30. 9. 1996, 00:00 UTC bis zum 1. 10. 1996, 12:00 UTC.

3.6 Fallstudien zur Quellen-Identifizierung

Diese Situation ist der von O'Sullivan und Dunkerton [1995] modellierten Entstehung eines Kaltlufttropfens sehr ähnlich. O'Sullivan und Dunkerton modellierten das Entstehen von Schwerewellen in der Region des „jetstreams“ im Laufe der Zyklognese einer baroklinen Instabilität. In Abbildung 3.54 ist die horizontale Divergenz und das Geopotential mit Windgeschwindigkeit aus der Modellstudie gezeigt. Man sieht an der Stelle, wo der „jetstream“ nach Süden abknickt, ein Wellenmuster, was von dort nach Nordwesten abgestrahlt wird. Dieses Wellenmuster wurde von den Autoren als charakteristisch für solche Schwerewellen identifiziert, die aufgrund einer Anpassung an das geostrophische Gleichgewicht entstehen.

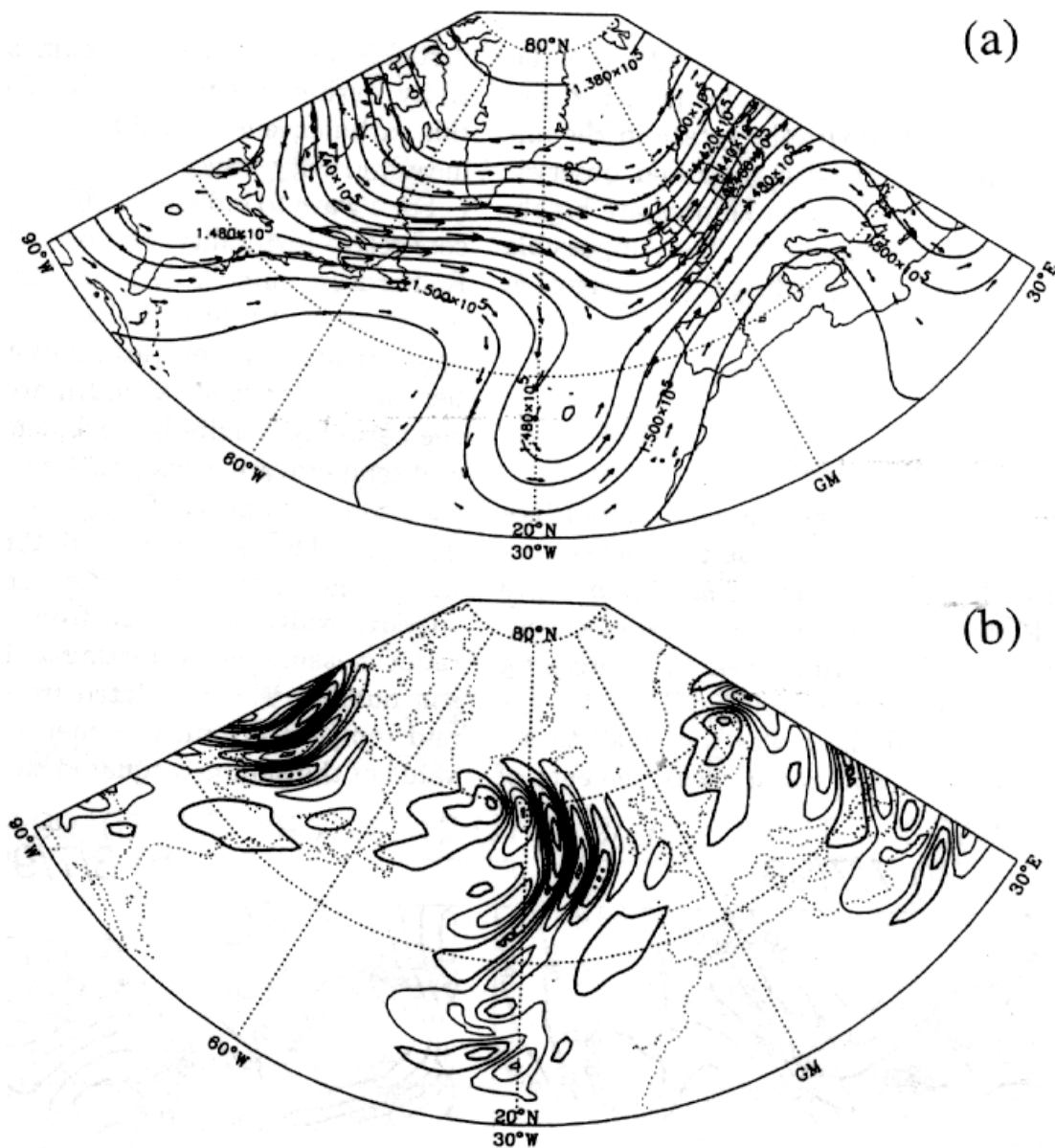


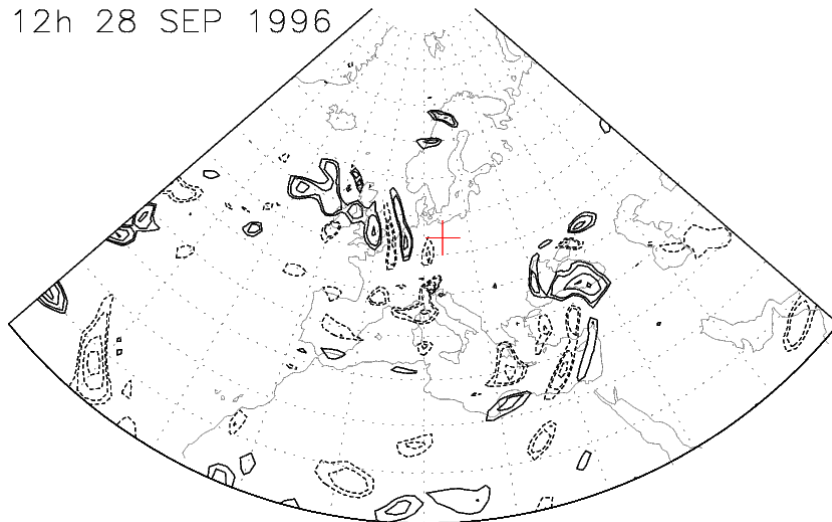
Abbildung 3.54: Dargestellt ist die horizontale Divergenz und das Geopotential auf der 238-hPa-Fläche, sowie die Windgeschwindigkeit. Aus O'Sullivan und Dunkerton [1995].

In Abbildung 3.55 und Abbildung 3.56 sind die Analysen der horizontalen Divergenz der 200-hPa-Fläche vom 28. September 1996, 12:00 UTC bis zum 30. September, 12:00 UTC, von kurz vor dem Beginn des Anstieges der Energiedichte in der unteren Stratosphäre bis zum Ende des Wellenereignisses in den Radiosondendaten gezeigt. Wie in der Simulation sieht man in den Feldern der horizontalen Geschwindigkeitsdivergenz Wellenmuster. Am 28.9., 12:00 UTC ist über Großbritannien ein wellenförmiges Muster zu erkennen (Abbildung 3.55). Dort liegt zu diesem Zeitpunkt die „*exit region*“ des Jets (Abbildung 3.52). Das Wellenmuster verlagert sich zusammen mit der „*exit region*“ in den folgenden Stunden ostwärts, Richtung Lindenberg. Im Verlauf des 29. Septembers treten über Lindenberg die starken Amplituden sowohl in der Divergenz vom EZMW (Abbildung 3.55 und Abbildung 3.56) als auch in der Energiedichte aus Radiosondendaten auf (Abbildung 3.50). Am 30. September löst sich das Wellenmuster in der Divergenz mit Abreißen des Jets zwischen 00:00 UTC und 12:00 UTC auf (Abbildung 3.56).

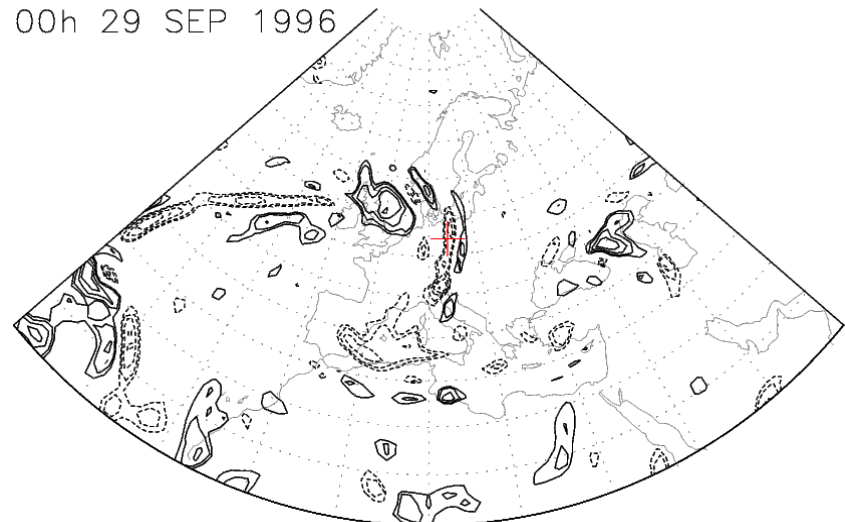
Die vorangegangene Fallstudie bestätigt eindrucksvoll die Ergebnisse der Modellstudie. In diesem Fall sind die Schwerewellen durch den „*jetstream*“ angeregt. Wie bei der Modellstudie von O’Sullivan und Dunkerton [1995] entstanden die Schwerewellen am 29.9.1996 über Lindenberg durch die Anpassung des Jets an das geostrophische Gleichgewicht, in der Modellstudie von O’Sullivan und Dunkerton genannt „*geostrophic adjustment*“.

Als nächste Fallstudie wird ein Zeitraum untersucht, bei dem die Schwerewellenaktivität während eines Frontdurchganges im Troposphärenbereich (2-9 km) und im kurzen Stratosphärenbereich (12-19 km) ansteigt.

12h 28 SEP 1996



00h 29 SEP 1996



06h 29 SEP 1996

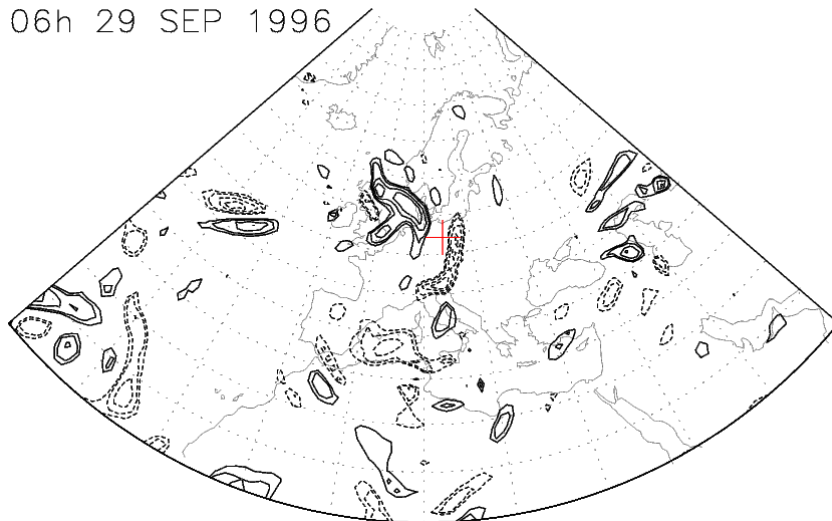
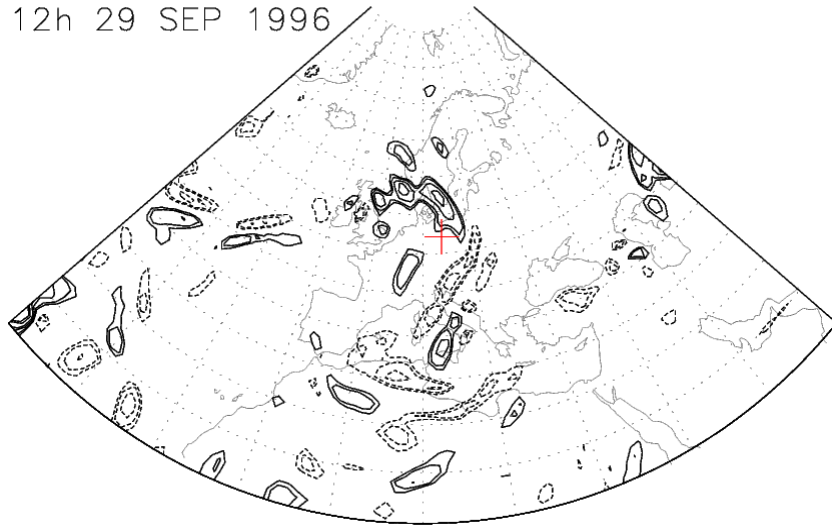
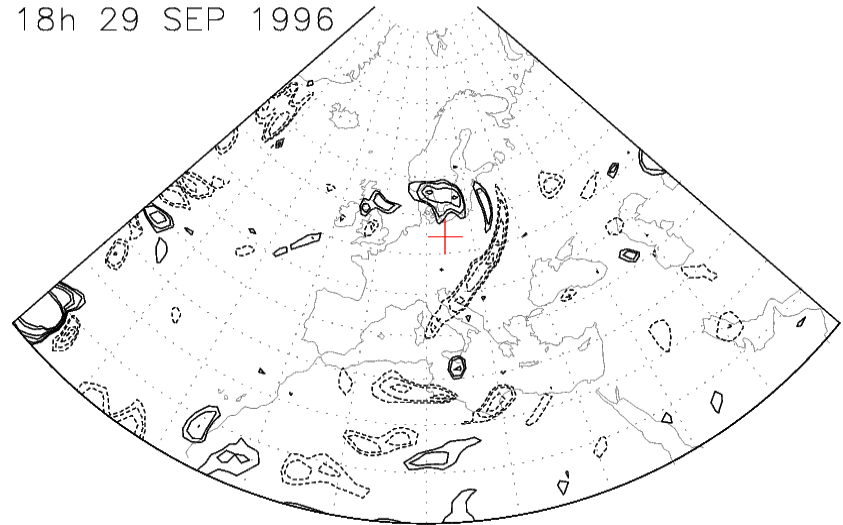


Abbildung 3.55: EZMW-Analysen der Divergenz der horizontalen Geschwindigkeit auf der 200-hPa-Fläche vom 4. April 1998, 06:00 UTC (oben links), 12:00 UTC (oben rechts) und 18:00 UTC (unten). Der Ausschnitt entspricht dem in Abbildung 3.52 und folgenden. Positive Divergenz ist mit durchgezogenen Linien eingetragen und negative Divergenz mit gestrichelten Linien. Der besseren Übersichtlichkeit wegen wurde die Nulllinie weggelassen. Der Abstand zwischen den Isolinien beträgt 10^{-5} s^{-1} .

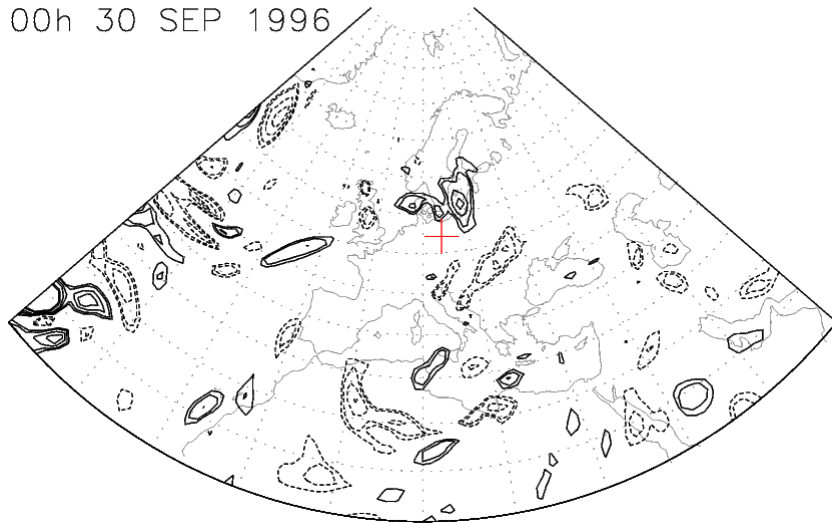
12h 29 SEP 1996



18h 29 SEP 1996



00h 30 SEP 1996



12h 30 SEP 1996

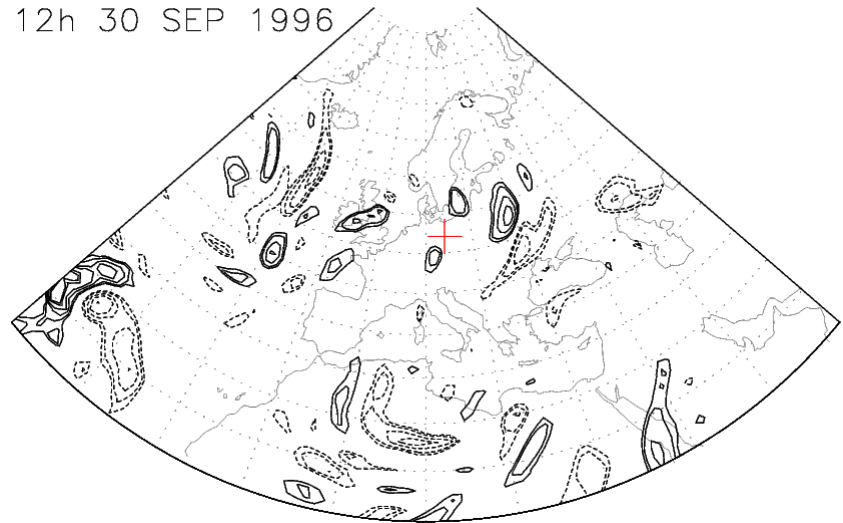


Abbildung 3.56: Wie Abbildung 3.55, jedoch für den 29.9.1996, 12:00 UTC (links oben) bis zum 30.9.1996, 12:00 UTC (links unten).

2. Zeitraum 2.-7. April 1998

Bis zum Anfang des Monats April 1998 steigt die Energiedichte über Lindenberg alle paar Tage auf Werte von weit über 10 J/kg (siehe Abbildung 3.45 und Abbildung 3.46). Anfang April nimmt die Windgeschwindigkeit jedoch ab und es treten keine Geschwindigkeit über 50 m/s mehr auf. Von da an bis Ende Mai steigt die Energiedichte in der Stratosphäre gar nicht und in der Troposphäre nur zweimal deutlich über 10 J/kg (siehe Abbildung 3.45 und Abbildung 3.46). Der Zeitraum des letzten starken Anstieges der Energiedichte im April 1998 wird im folgenden näher untersucht.

In Abbildung 3.57 ist die Energiedichte, berechnet für beide Höhenregionen, in Abhängigkeit der Zeit aufgetragen. Soweit eine Radiosonde vorhanden war, ist im Abstand von 6 Stunden ein Wert berechnet worden. Am 2. April 1998 ist die Energiedichte auf sehr niedrigem Niveau. Am 3. April beginnt das Ansteigen von unter 3 J/kg auf 5-10 J/kg. Am 4. April ist in Berlin-Steglitz ein Kaltfrontdurchzug aufgezeichnet worden. Die Analyse der Radiosonde vom 4. April, 12:00 UTC ergab den höchsten Wert von 29.51 J/kg für die Energiedichte im Bereich 12-19 km Höhe. Sechs Stunden später ist der Höchstwert für den Bereich der Troposphäre mit 17.66 J/kg erreicht. Am 5.4. fehlen zwar einige Radiosonden im Datensatz, aber dennoch ist der Rückgang der Energiedichte in beiden Höhenbereichen bis zum 7.4. auf unter 5 J/kg deutlich zu erkennen.

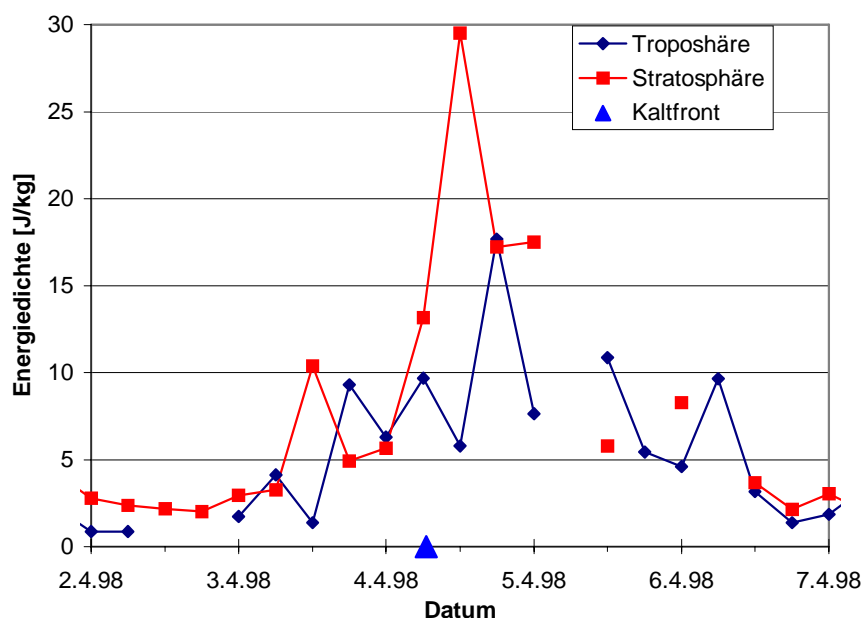


Abbildung 3.57: Die Energiedichte in Abhängigkeit der Zeit vom 2.4.1998 bis zum 7.4.1998 für den Bereich der Troposphäre, 2-9 km (blauen Rhomben) und der unteren Stratosphäre, 12-19 km (rote Quadrate). Auf der y-Achse ist die Energiedichte in J/kg und auf der x-Achse die Zeit mit einer Auflösung von 6 Stunden eingetragen. Die beschrifteten Striche auf der x-Achse sind die Termine von 00:00 UTC. Außerdem ist auf der x-Achse wie schon in den vorherigen Diagrammen der Durchzug einer Kaltfront mit einem blauen Dreieck markiert.

3.6 Fallstudien zur Quellen-Identifizierung

In Abbildung 3.58 sind die Wind- (links) und die Temperaturprofile (rechts) aus den Radiosondenaufstiegen in Lindenberg um den Zeitpunkt der erhöhten Energiedichte gezeigt. Das erste Profil ist vom 4.4., 00:00 UTC zu Beginn des Anstieges, dann folgen in 6-stündigem Abstand die Profile der Aufstiege bis zum 5.4., 12:00 UTC, dem Zeitpunkt des Absinkens der Schwerewellenaktivität. Man sieht in den aufeinanderfolgenden Profilen des Windes und der Temperatur eine wiederkehrende Wellenbewegung.

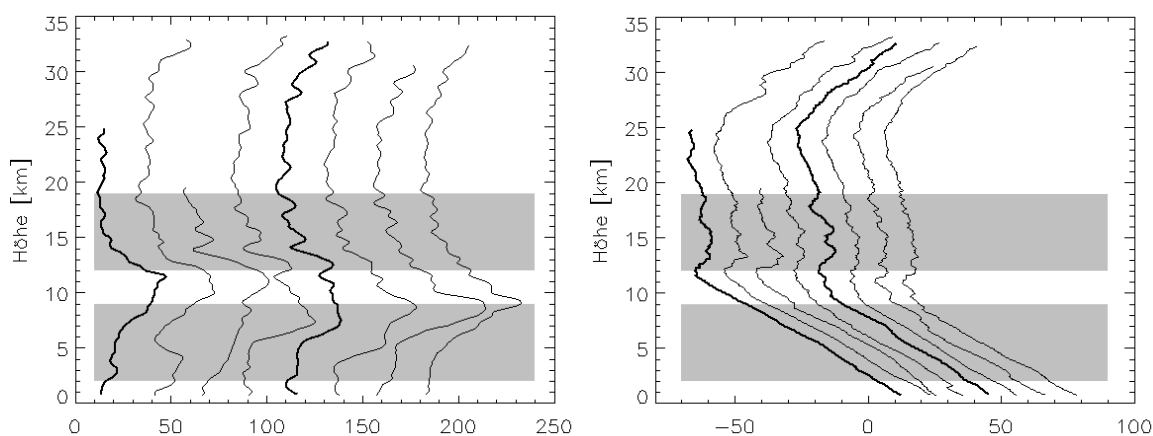


Abbildung 3.58: Die Windgeschwindigkeit (links) und die Temperatur (rechts) in Abhängigkeit der Höhe aus den Radiosondenaufstiegen in Lindenberg vom 4.4.1998, 00:00 UTC bis zum 5.4.1998, 12:00 UTC. Auf der y-Achse ist die Höhe von 0 bis 35 km aufgetragen. Auf der x-Achse im linken Diagramm ist die horizontale Windgeschwindigkeit in m/s und auf der x-Achse im rechten Diagramm die Temperatur in °C eingetragen. Zwischen den Profilen ist jeweils 20 m/s, bzw. 10 K Abstand eingefügt.

Der Anstieg der Energiedichte und ein daher angenommener Anstieg der Schwerewellenaktivität liegt in zeitlicher Nähe zum Frontdurchgang, tatsächlich ist ein Ansteigen der Werte für die Energiedichte schon 6-12 Stunden vor dem Durchzug der Front an der Station im Troposphärenbereich vorhanden.

Andererseits kann auch Ageostrophie am „jetstream“ als Quelle für Schwerewellen auftreten. In Abbildung 3.59 bis Abbildung 3.61 sind die Analysen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Fläche gezeigt. Farbiger unterlegt ist die Stärke der horizontalen Windgeschwindigkeit. Mit einem Kreuz ist die Lage von Lindenberg markiert.

In Abbildung 3.59 ist zu erkennen, dass am 2. April, 00:00 UTC Lindenberg in einem ruhigen Gebiet mit geringer Windgeschwindigkeit südwestlich von einem Tief über Finnland liegt. Südlich von Grönland ist ein weiteres Tief zu erkennen, welches sehr hohe Windgeschwindigkeiten aufweist. In Abbildung 3.60 sieht man, dass dieses Tief in den folgenden Tagen nach Osten zieht, bis es Schottland erreicht. Es bildet sich ein „jetstream“, der sich in Kurven vom Atlantik, über Nordspanien, Frankreich, Deutschland bis nach Estland im Norden erstreckt (3./4. April). In Abbildung 3.60, rechts oben, am 3. April, 12:00 UTC, sieht man, dass sich auch Lindenberg unter diesem „jetstream“ befindet. Der „jetstream“

3.6 Fallstudien zur Quellen-Identifizierung

verlagert sich mit dem Tief über Schottland weiter nach Südosten. Am 4. April, 12:00 UTC (in Abbildung 3.60, rechts unten), nachdem die Front am Boden durchgezogen ist und Lindenberg direkt unter der Achse des Jets liegt, ist das Maximum der Energiedichte in der Stratosphäre erreicht. In den darauffolgenden Tagen, am 5. und 6. April, schwächt sich das Tief ab, wie man (Abbildung 3.61) an der geopotentiellen Höhe im Zentrum des Tiefs sehen kann.

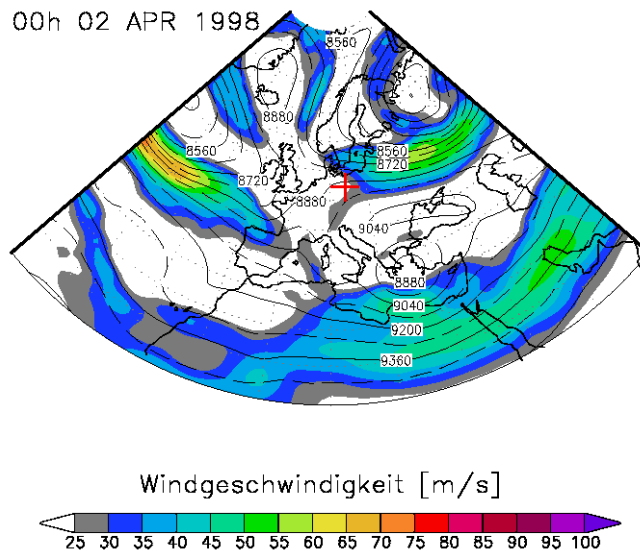
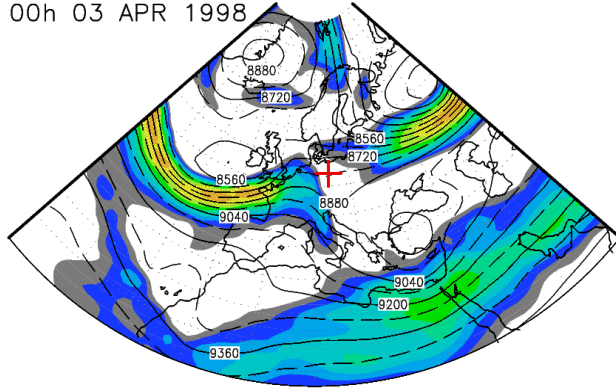
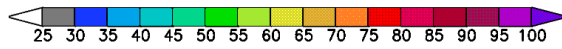


Abbildung 3.59: EZMW-Analysen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Fläche (in geopotentiellen Metern) für den 2. April 1998, 00:00 UTC. Dargestellt ist ein Ausschnitt aus der Nordhemisphäre in polarstereographischer Projektion von 20°N bis 80°N und 20°W und 80°E. Die Isolinien haben einen Abstand von 80 Metern. Farbiger unterlegt ist die horizontale Windgeschwindigkeit eingezeichnet. Mit einem roten Kreuz ist die Lage von Lindenberg (52.1°N/14.1°E) markiert. Links oben ist die Uhrzeit in UTC und das Datum der Analyse vermerkt.

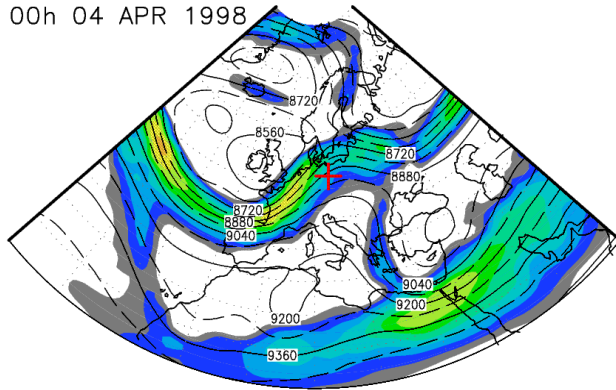
00h 03 APR 1998



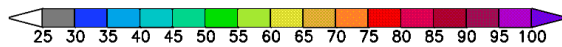
Windgeschwindigkeit [m/s]



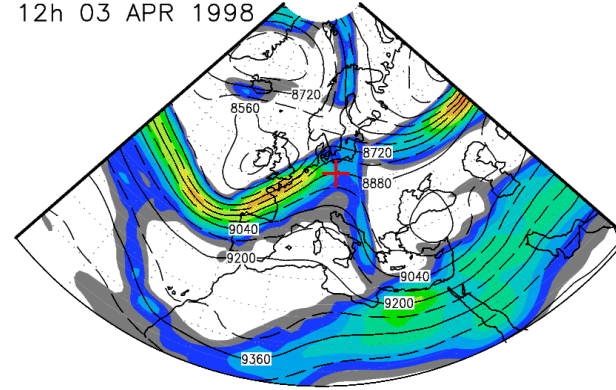
00h 04 APR 1998



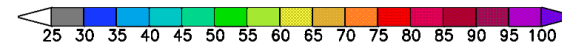
Windgeschwindigkeit [m/s]



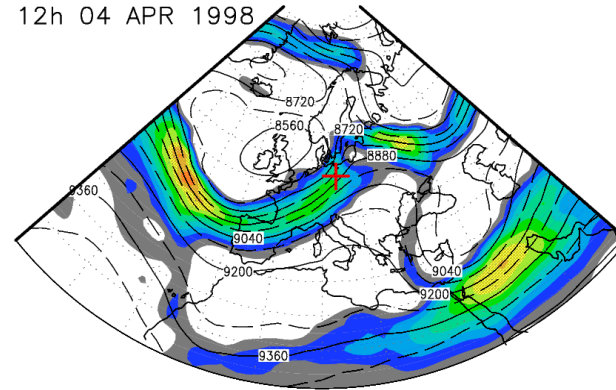
12h 03 APR 1998



Windgeschwindigkeit [m/s]



12h 04 APR 1998



Windgeschwindigkeit [m/s]

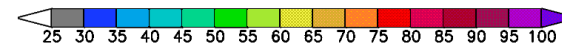


Abbildung 3.60: Wie Abbildung 3.59, jedoch für den 3. und 4. April 1998 (oben und unten), jeweils 00:00 UTC und 12:00 UTC (links und rechts).

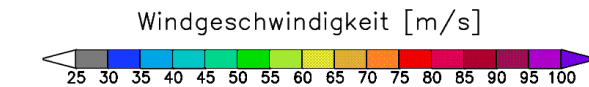
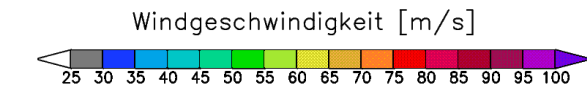
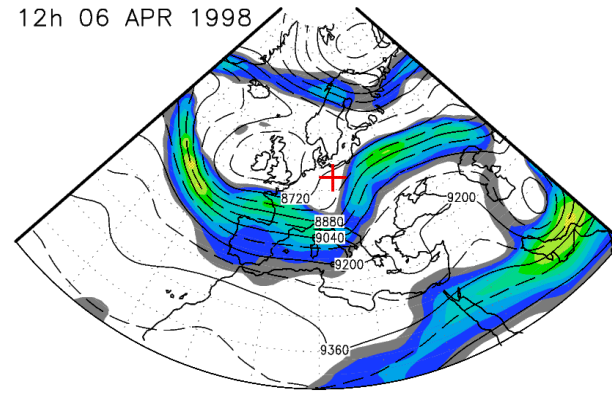
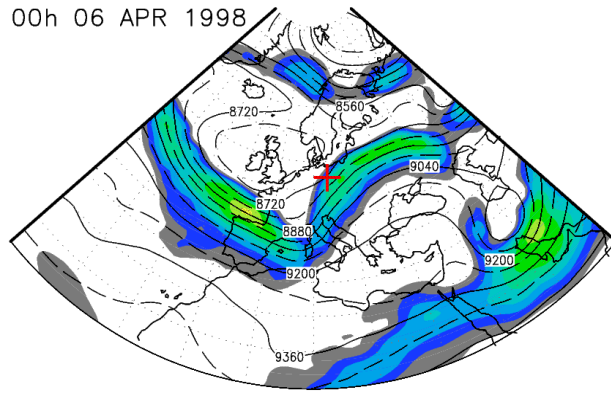
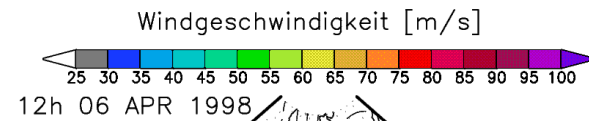
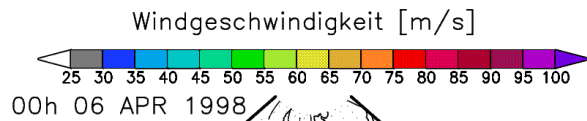
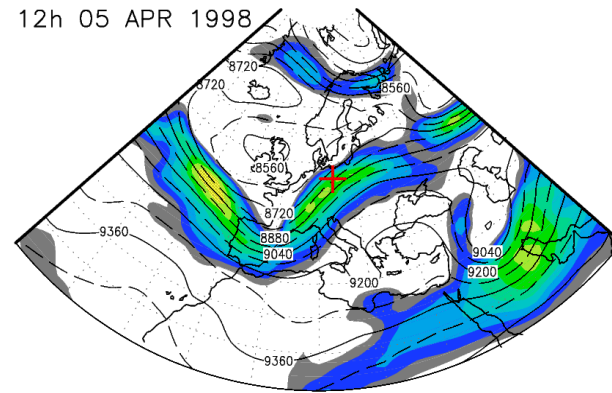
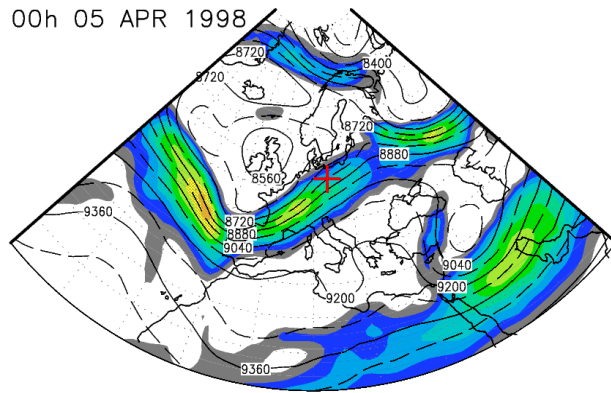
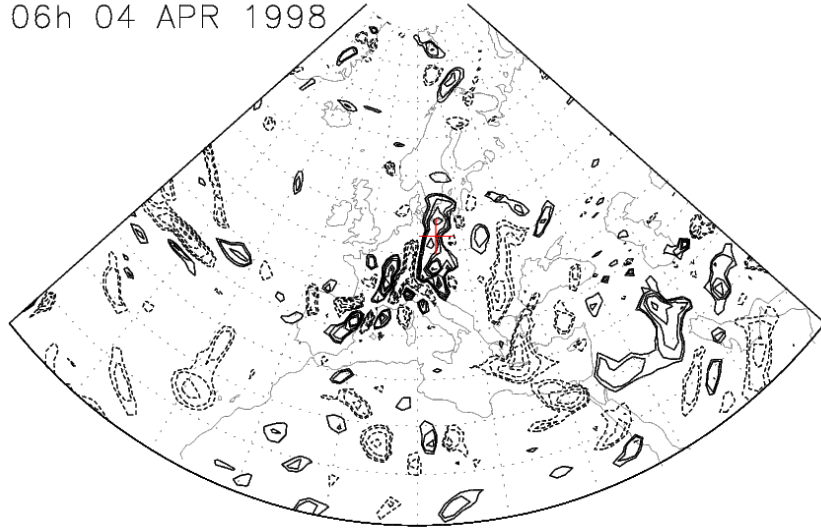


Abbildung 3.61: Wie Abbildung 3.59, jedoch für den 5. und 6. April 1998 (oben und unten), jeweils 00:00 UTC und 12:00 UTC (links und rechts).

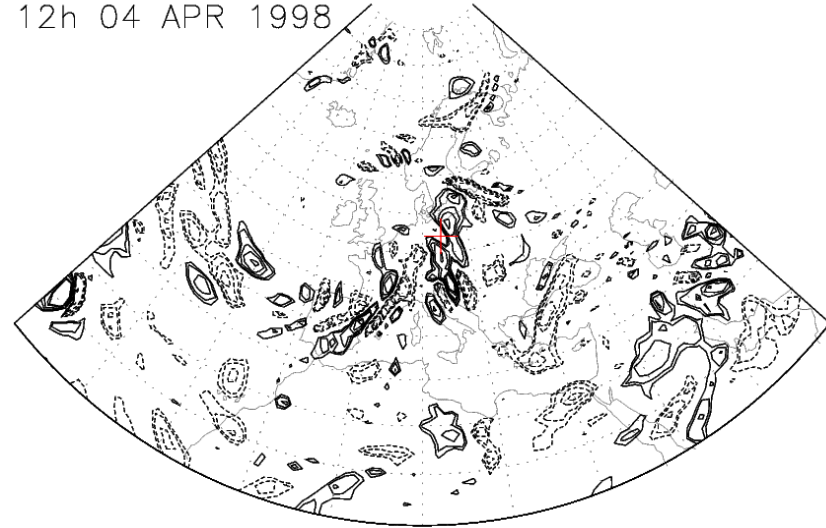
In Abbildung 3.62 sind die Analysen der Divergenz der horizontalen Geschwindigkeit für den 4. April, 6:00 UTC, 12:00 UTC und 18:00 UTC und vom 6. April, 18:00 UTC gezeigt. Im Feld der horizontalen Divergenz ist eine Schwerewellenaktivität deutlicher als im Geopotentialfeld zu erkennen.

Am 4. April ist ein deutliches Wellenmuster über einem Gebiet mit mehreren hundert Kilometern horizontaler Ausdehnung südwestlich von und über Lindenberg zu erkennen. Es liegt entlang des südlichen Randes des stark zyklonal gekrümmten Gebietes höchster Windgeschwindigkeiten, beginnend über Frankreich und Nordspanien. Damit wird die aus der Spektralanalyse der Radiosondendaten gewonnene Erkenntnis bestätigt, dass in diesem Zeitraum Wellen mit horizontalen Wellenlängen bis zu 700 km über Lindenberg aufgetreten sind. Das Wellenmuster verlagert sich in den folgenden Tagen westwärts und löst sich dann mit dem sich abschwächenden Tief um den 6. April auf (siehe Abbildung 3.62). Dieses Wellenmuster entsteht am 4. April um 06:00 UTC über Spanien, wo der mäandrierende „*jetstream*“ seine stärkste Krümmung aufweist. Es setzt sich dann im Laufe des Tages über Lindenberg hinweg bis nach Finnland entlang der größten Windgeschwindigkeiten fort. Die Schwerewellen entstehen in diesem Fall also nicht über Lindenberg, sondern breiten sich von ihrem weiter entfernten Entstehungsort bis nach Lindenberg aus. Die Front, die am 4. April in Berlin am Boden beobachtet wird, ist somit nicht unmittelbar Ursache der Schwerewellen, sie ist nur an die eigentliche Quelle der Schwerewellen, den stark gekrümmten „*jetstream*“, gekoppelt.

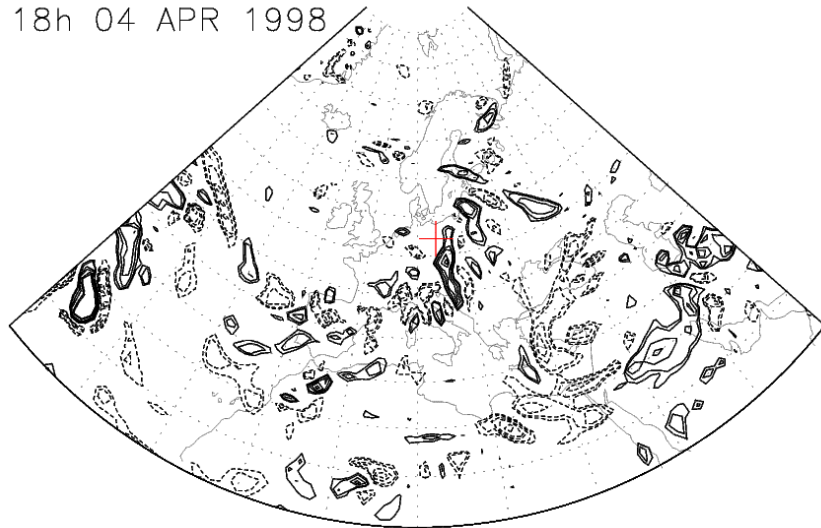
06h 04 APR 1998



12h 04 APR 1998



18h 04 APR 1998



18h 06 APR 1998

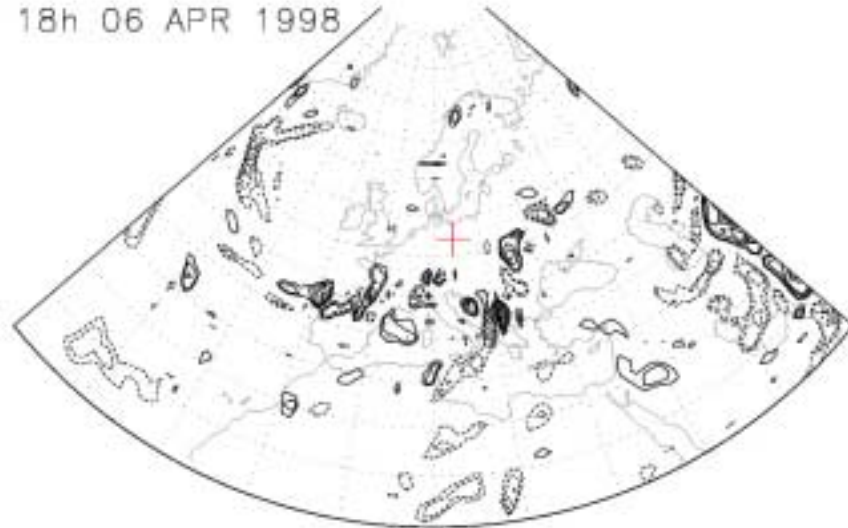


Abbildung 3.62: Wie Abbildung 3.55, jedoch für den 4.4.1998, 06:00 UTC (links oben) bis zum 6.4.1998, 18:00 UTC (rechts unten).