

Südhemisphärische Tiefdruckgebiete und ihre Wechselwirkungen mit antarktischen Windsystemen

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

Claudia Frick

23. Juni 2008

Institut für Physik der Atmosphäre
Johannes Gutenberg-Universität in Mainz
Fachbereich Physik, Mathematik und Informatik

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Aktueller Forschungsstand	1
1.2	Motivation und Ziele der Arbeit	3
2	Grundlagen	5
2.1	Ausgangsdaten	5
2.2	Zyklonenidentifikation	6
2.3	Zyklonenverfolgung	6
2.4	Die PV-Perspektive der Zyklonenentwicklung	7
3	Fallstudie einer südhemisphärischen Zyklone	11
3.1	Erste Betrachtungen	11
3.2	Zyklonenentwicklung	13
3.3	Warm Conveyor Belts	18
3.3.1	Trajektorienberechnung	18
3.3.2	Auswertung	19
4	Fallstudie einer langlebigen Zyklone	23
4.1	Erste Betrachtungen	23
4.2	Zyklonenentwicklung	25
4.3	Warm Conveyor Belts	31
4.4	Die Luftströmungen am Rande des Eisschildes	35
4.5	Die Zyklonenintensivierung vor der Antarktis	37
4.6	Wechselwirkungen mit den antarktischen Windsystemen	37
4.6.1	Trajektorienrechnungen	37
4.6.2	Querschnitte	42
5	Antarktische Abwinde und die Entstehung von Mesozyklonen	47
5.1	Die Entstehung mesoskaliger Zyklonen vor der Antarktis	47
5.2	Klimatologien	48
5.3	Fallstudien	52
5.3.1	Abwind mit Zyklogenese	52
5.3.2	Abwind ohne Zyklogenese	59
6	Zusammenfassung und Ausblick	65

Kapitel 1

Einleitung

In der Meteorologie sind Fallstudien eine viel verwendete Methode zur Entwicklung oder zur Untersuchung wissenschaftlicher Hypothesen und Theorien. Dabei können bestimmte Prozesse an einzelnen Beispielen detailliert analysiert werden.

Auf der Nordhalbkugel wurden bisher viele Fallstudien von Zyklonen und anderen Wetterphänomenen durchgeführt, besonders in den mittleren Breiten. Die dabei ablaufenden Prozesse und involvierten Strömungen sind gut erforscht und verstanden. Somit sind Fallstudien ein wichtiges Instrument der Meteorologie. Im Gegensatz zur Nordhemisphäre sind bisher nur wenige Fallstudien südhemisphärischer Tiefdruckgebiete durchgeführt worden.

1.1 Aktueller Forschungsstand

Klimatologien der Zyklonenaktivität und Untersuchungen der Zyklonenzugbahnen auf der Südhalbkugel aus den ERA40-Daten [Wernli and Schwierz (2006), Hoskins and Hodges (2005)] zeigen Tiefdruckgebiete mit, für nordhemisphärische Bedingungen, ungewöhnlich langen Zugbahnen.

In Abbildung 1.1 aus Wernli and Schwierz (2006) ist die totale Zyklonenhäufigkeit in % für den Winter (a) der Nord- und (b) der Südhemisphäre dargestellt. Auf der Nordhalbkugel zeigen sich zwei lokale Maxima, eines im Atlantik und das zweite im Pazifik. Die Kontinentalmassen unterbrechen die Zonen hoher Zyklonenaktivität. Auf der Südhalbkugel zeigt sich ein nur einmal, an der antarktischen Halbinsel, unterbrochenes Band mit hoher Zyklonenaktivität das somit fast 360° geographische Länge umfasst. Das Band und die darin eingebetteten lokalen Maxima liegen wesentlich näher am Pol als die Maxima der Nordhemisphäre. Das Fehlen kontinentaler Masse auf der Südhalbkugel begünstigt besonders lange Zyklonenzugbahnen. Ebenso spielt die durch die Antarktis hervorgerufene stark barokline Zone am Kontinentalrand und der Kontinentalrand selbst, der als Propagationsbarriere fungiert [King and Turner (1997)], eine wichtige Rolle.

Abbildung 1.2(a) zeigt schwarz umrandet ein von Wernli and Schwierz (2006) untersuchte Zyklolysegebiet (schwarze Box). Die grauen Schattierungen geben die relative Zyklonenhäufigkeit an. Eine Häufigkeit von 40% bedeutet, dass 40% aller Tiefdruckgebiete die diesen Bereich passieren in der schwarzen Box enden. Es ist deutlich zu erkennen, dass es Tiefdruckgebiete gibt, die bis zu 280° weiter westlich zu finden sind und im Zyklolysegebiet enden. Solch lange Zugbahnen sind in der nördlichen Hemisphäre eine große

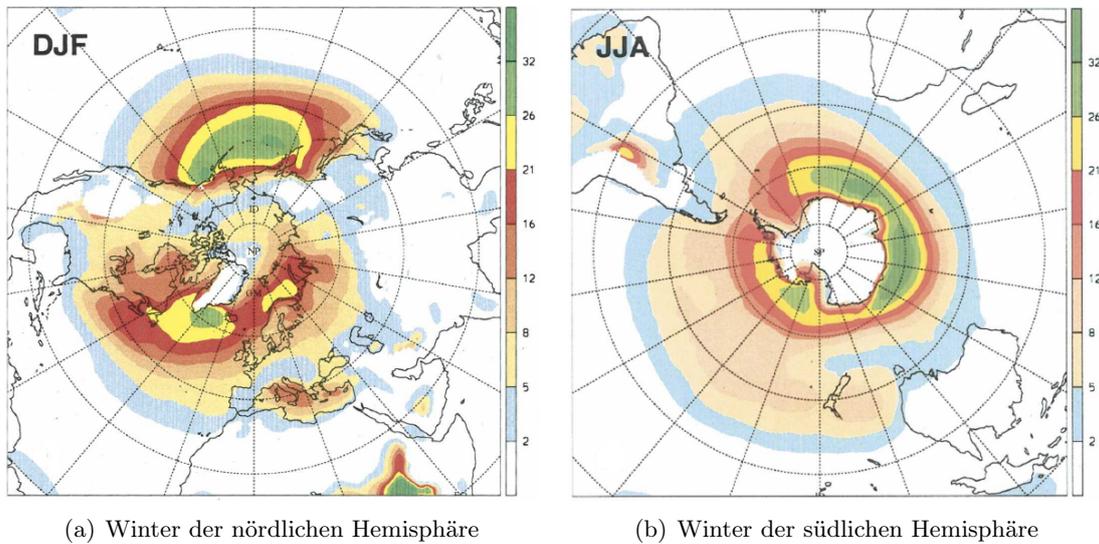


Abbildung 1.1: Die totale Zyklonenhäufigkeit für die drei Wintermonate der zwei Hemisphären in % aus *Wernli and Schwierz* (2006).

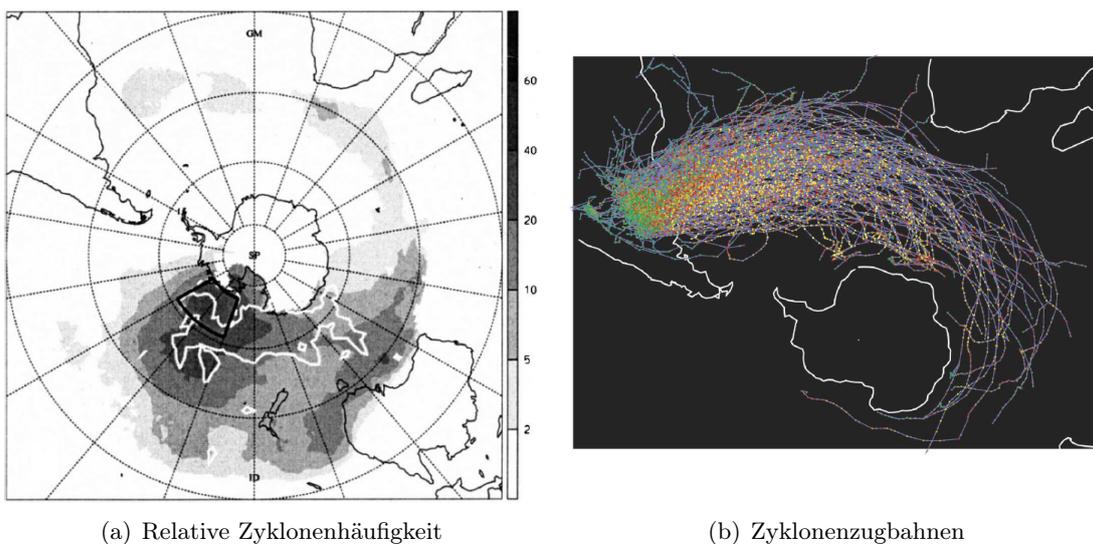


Abbildung 1.2: (a) Die Grauschattierungen zeigen die relative Zyklonenhäufigkeit der in der schwarzen Box endenden Tiefdruckgebiete [*Wernli and Schwierz* (2006)]. (b) Die Zugbahnen aller Winterzyklonen die über Nordargentinien entstanden [*Hoskins and Hodges* (2005)].

Ausnahme. *Hoskins and Hodges* (2005) finden, mit einem anderen Algorithmus zur Verfolgung von Zyklonen, ähnliche Ergebnisse. Abbildung 1.2(b) zeigt die Zugbahnen aller im Winter über Nordargentinien bei etwa 30°S entstandenen Zyklonen aus den ERA40-Daten. Auch hier finden sich einzelne Tiefdruckgebiete mit ungewöhnlich langen Zugbahnen. Eines der Tiefdruckgebiete verschiebt sich zonal um fast 360° .

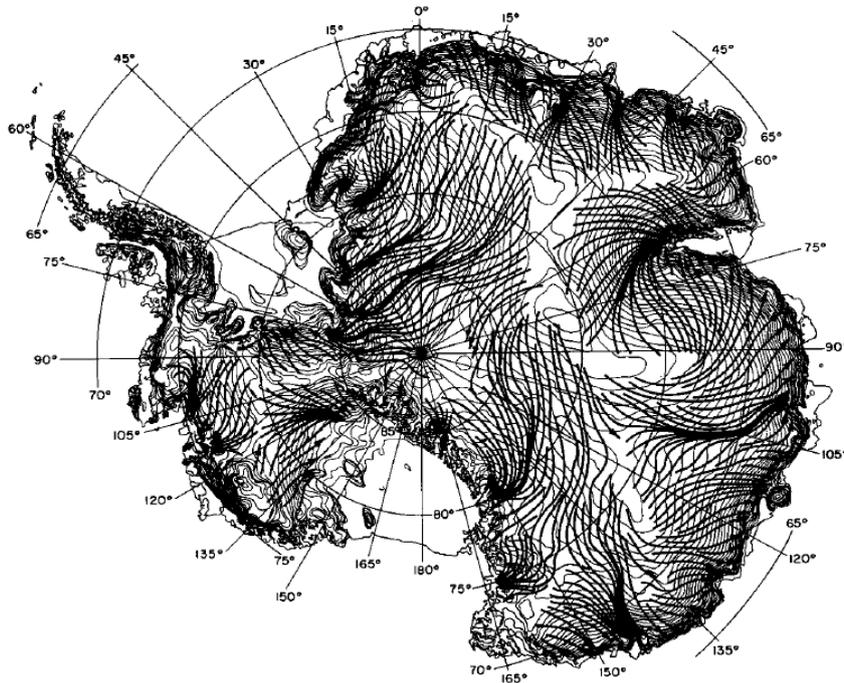


Abbildung 1.3: Darstellung der katabatischen Winde im Südhalbkugelwinter auf dem antarktischen Kontinent aus *Bromwich and Parish (1998)*.

1.2 Motivation und Ziele der Arbeit

Mit Hilfe von Fallstudien wird in dieser Arbeit untersucht, welche Prozesse die Zyklonen auf der südlichen Hemisphäre so lange am Leben halten und wie diese deren Entwicklung beeinflussen. Besonderes Augenmerk liegt hierbei auf der Wechselwirkung synoptischskaliger Systeme mit der Antarktis, deren Eisschild und den dort herrschenden dynamischen Gegebenheiten. Durch die diabatische Strahlungsabkühlung in der Polarnacht kommt es zu einer Temperaturinversion in der Grenzschicht über dem antarktischen Kontinent und zum Teil auch über dem angrenzenden Meereis. Aus der Kombination dieses Prozesses mit der besonderen Orographie entstehen starke unidirektionale, so genannte katabatische Winde [*Bromwich and Parish (1998)*]. Diese Winde folgen vorgegebenen topographischen Pfaden (Abbildung 1.3) und sind am stärksten im Bereich der antarktischen Küste [*Parish and Waight (1987)*]. Durch eine veränderte Zyklonenaktivität können die katabatischen Winde in ihrer Intensität und ihrer Richtung variieren. So kann zum Beispiel eine Zyklone über dem Ross-Schelfeis einen katabatischen Wind über die Küste oder einen Gletscher verstärken [*Bromwich and Parish (1998)*, *Parish and Bromwich (1998)*].

Ob die katabatischen Winde ihrerseits Auswirkungen auf synoptischskalige Zyklonen und deren Entwicklung haben können, ob es sich also um gegenseitig wechselwirkende Phänomene handelt, soll in dieser Arbeit untersucht werden. Insbesondere soll geklärt werden, ob diese mögliche Wechselwirkung einen Beitrag zu den langen Lebensdauern südhemisphärischer Tiefdruckgebiete leisten könnte.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Ausgangsdaten

Den in dieser Arbeit gezeigten Fallstudien werden die Re-Analyse-Daten, die so genannten ERA40-Daten des European Centre of Medium-Range Weather-Forecasts, kurz ECMWF, zu Grunde gelegt. Dabei handelt es sich um Reanalysedaten für einen Zeitraum von 45 Jahren (1958-2002). Erstellt wurden diese Daten mit Hilfe eines modernen Verfahrens der Datenassimilation, der so genannten 3D-var Methode [Wernli (2006b), Uppala *et al.* (2005)]. Das spektrale Assimilationsmodell hat die Auflösung T159L60. Die ERA40-Daten werden, für die hier durchgeführten Fallstudien, alle 6 Stunden auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter interpoliert.

Neben den prognostischen Größen Druck (p), Wind (\vec{u}), Temperatur (T) und spezifische Feuchte (q) können auch noch weitere Variablen ausgegeben, beziehungsweise berechnet werden. In dieser Arbeit werden folgende Parameter zusätzlich verwendet: potentielle Temperatur (θ) in K , relative Feuchte in %, Niederschlag der zukünftigen 6 Stunden in $mm/6h$, potentielle Vorticity Q in pvu , sensibler Wärmefluss F_s in J/m^2s und latenter Wärmefluss F_l ebenfalls in J/m^2s . Einige dieser Größen mit ihren Berechnungen und Interpretationen werden im Folgenden genauer betrachtet.

Der sensible Wärmefluss gibt den Transport fühlbarer Wärme zwischen dem Untergrund und der untersten Modellschicht an. Er berechnet sich über

$$F_s = \rho C_H |\vec{u}| (s_{lev} - s_{surf})$$

wobei ρ die Luftdichte, C_H der Austauschkoefizienten für die fühlbare Wärme und s die so genannte *dry static energy* ist. *lev* steht dabei für die untersten Modellfläche und *surf* für die Erdoberfläche. Weiterhin gilt $s = c_p^{dry}(1 + \delta q)T + gz = c_p T + \phi$ mit $\delta = c_p^{vap}/c_p^{dry} - 1$. Hierbei sind c_p^{dry} , c_p^{vap} und c_p die spezifischen Wärmen bei konstantem Druck für trockene Luft, Wasserdampf und feuchte Luft [ECMWF Research Department (2002)]. Ist die unterste Modellfläche kälter als der Untergrund ($s_{lev} < s_{surf}$), so wird Wärme in die Atmosphäre transportiert und der sensitive Wärmefluss ist negativ. Im umgekehrten Fall ($s_{lev} > s_{surf}$) ist er dem entsprechend positiv.

Die latente Wärme des Wasserdampfs in der Luft entspricht der spezifischen Feuchte q multipliziert mit der Verdampfungswärme L_v . Dementsprechend ist der Transport latenter Wärme zwischen Untergrund und Atmosphäre F_l gleich dem Transport von Wasserdampf

F_{vap} multipliziert mit L_v [Kraus (2004)]. Somit gilt

$$F_l = L_v F_{vap} = \rho C_Q |\vec{u}| L_v (\alpha_{lev} q_{lev} - \alpha_{surf} q_{surf})$$

wobei C_Q der Austauschkoefizient für Wasserdampf ist und α vom Untergrund beeinflusst wird. Über dem offenen Wasser gilt $\alpha_{lev} = \alpha_{surf} = 1$ [ECMWF Research Department (2002)]. Ist die unterste Modellfläche trockener als die Oberfläche ($q_{lev} < q_{surf}$), so kommt es zum Transport von Wasserdampf in die Atmosphäre und der latente Wärmefluss wird negativ. Im umgekehrten Fall ($q_{lev} > q_{surf}$) ist er positiv.

Auf die Berechnung und die Interpretation der potentiellen Vorticity wird in Abschnitt 2.4 näher eingegangen.

2.2 Zyklonenidentifikation

Die in den Fallstudien untersuchten Zyklonen wurden mit Hilfe der in Wernli and Schwierz (2006) vorgestellten Methode identifiziert. Hierbei werden zu einem festen Zeitpunkt alle Zyklonenzentren als lokale Minima im Bodendruckfeld der ERA40-Daten bestimmt. Ein Gitterpunkt wird als Zentrum identifiziert, wenn sein Bodendruckwert geringer ist als die Werte der ihn umgebenden acht Gitterpunkte. Die Größe einer Zyklone wird berechnet, in dem in $2hPa$ -Schritten nach geschlossenen Konturen um das Zyklonenzentrum gesucht wird. Die letzte gefundene geschlossene Kontur umschließt dann das gesamte Tiefdruckgebiet. Nur ein Druckminimum mit mindestens einer geschlossenen Kontur wird tatsächlich als Zyklone identifiziert. Mit Hilfe der so gewonnenen Zyklonen können dann Bilder von Zyklonenhäufigkeiten (Abbildung 1.1 und Abbildung 1.2(a)) erstellt werden.

2.3 Zyklonenverfolgung

Zur Verfolgung von Zyklonen werden im Allgemeinen so genannte Trackingalgorithmen eingesetzt. In dieser Arbeit wird der in Wernli and Schwierz (2006) beschriebene Algorithmus verwendet. Hierbei werden die zu verschiedenen Zeitpunkten identifizierten Zyklonen miteinander verbunden, um Zugbahnen einzelner Tiefdruckgebiete zu bestimmen. Dies geschieht mit Hilfe der Berücksichtigung der Zyklonenorte zu den verschiedenen Zeitpunkten (Abbildung 2.1).

Ein zum Startzeitpunkt t_1 identifiziertes Tiefdruckzentrum am Ort $\vec{x}_q(t_1)$ dient als Ausgangspunkt für die Verfolgung der Zyklone durch den Algorithmus. Zur Identifikation des Zyklonenortes zum zweiten Zeitpunkt wird der Ausgangsort als *First Guess* gesetzt $\vec{x}_q^*(t_2) = \vec{x}_q(t_1)$. Zum Erstellen des *First Guess* für alle späteren Zeitpunkte gilt $\vec{x}_q^*(t_{n+1}) = \vec{x}_q(t_n) + 0,75(\vec{x}_q(t_n) - \vec{x}_q(t_{n-1}))$. Der Faktor 0,75 trägt hier der Tatsache Rechnung, dass ein Tiefdruckgebiet mit zunehmendem Alter langsamer wird und dadurch eine immer geringere Strecke zurücklegt. Für den Folgezeitpunkt t_{n+1} werden nun all jene Tiefdruckgebiete gesucht, die sich in einem Radius von $1000km$, dem so genannten Testradius, um $\vec{x}_q^*(t_{n+1})$ befinden. Die Zyklone im untersuchten Gebiet deren Ort $\vec{x}_p(t_{n+1})$ dem *First Guess* am nächsten liegt wird dann als die Fortsetzung des betrachteten Tiefdruckgebiets angenommen. Das Tiefdruckgebiet endet, wenn innerhalb des Testradius kein Tiefdruckgebiet mehr zu finden ist.

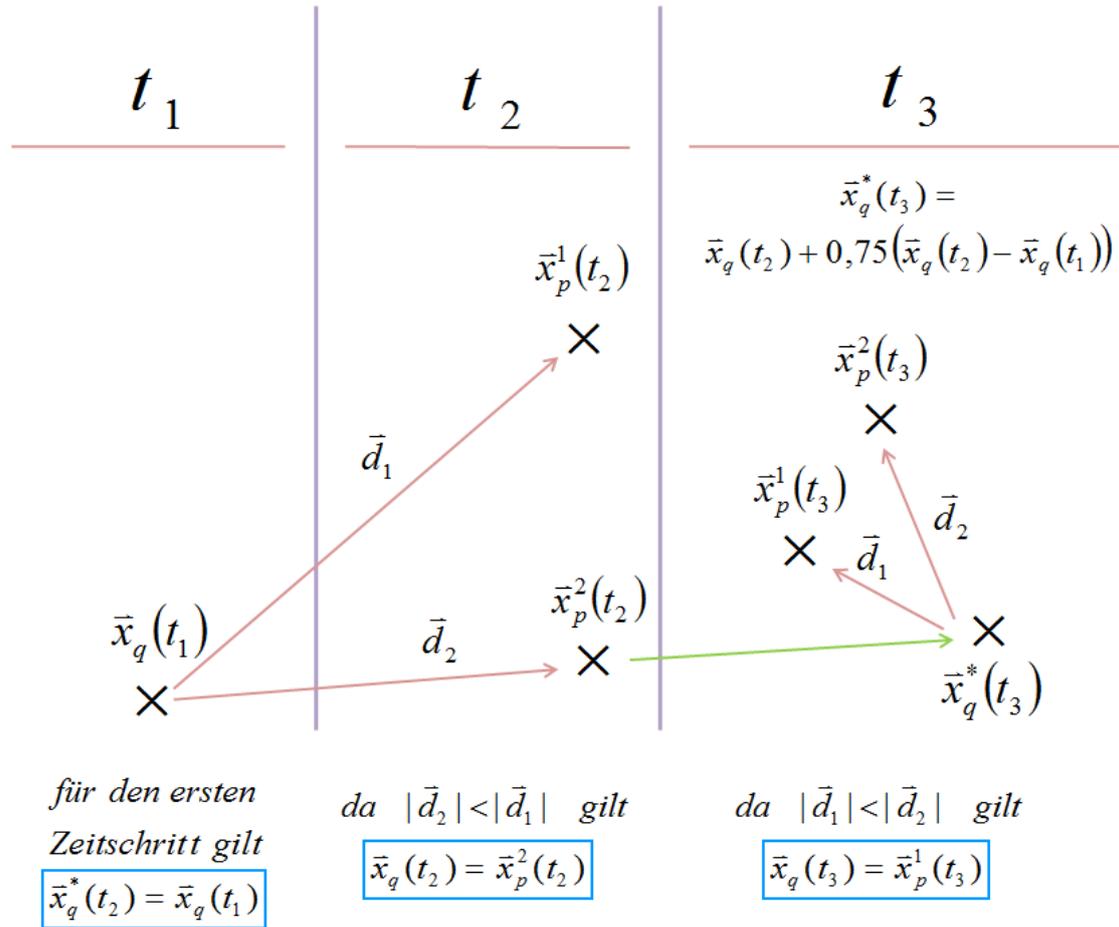


Abbildung 2.1: Die Graphische Darstellung des Trackingalgorithmus nach Wernli and Schwierz (2006).

2.4 Die PV-Perspektive der Zyklonenentwicklung

Zur Untersuchung und Interpretation der Zyklonenentwicklung wird in dieser Arbeit die potentielle Vorticity Q , kurz PV genannt, herangezogen. Dabei handelt es sich um eine Größe deren Verständnis nicht intuitiv ist. Dieser Abschnitt soll eine kurze Einführung in das Arbeiten mit der potentiellen Vorticity und dessen Interpretation geben.

Die potentielle Vorticity berechnet sich über

$$Q = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \vec{\nabla} \theta$$

wobei θ die potentielle Temperatur bezeichnet, ρ die Dichte und $\vec{\eta} = \vec{\nabla} \times \vec{u} + 2\vec{\Omega}$ die absolute Vorticity mit der Erdrotation $\vec{\Omega}$. Angegeben wird die potentielle Vorticity in pvu wobei $1pvu = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ ist. Mit Hilfe dieser Einheit lässt sich eine dynamische Tropopause definieren. Für die Nordhalbkugel wird häufig festgelegt, dass Werte der

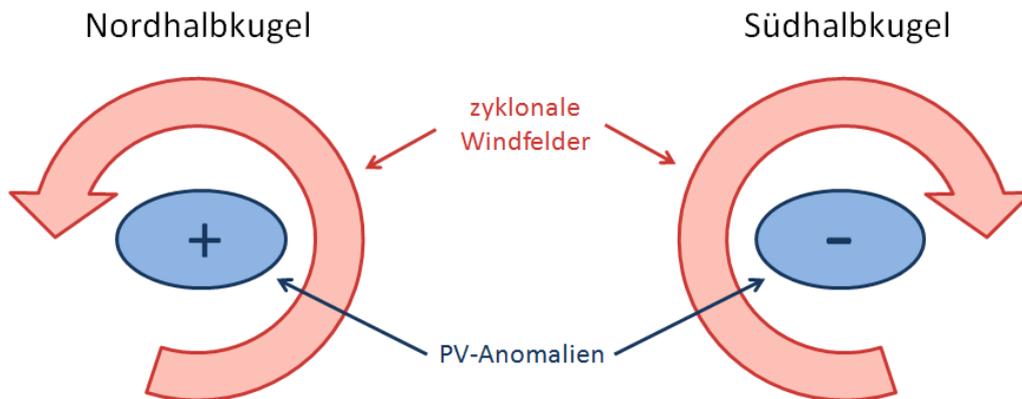


Abbildung 2.2: Darstellung zur Erläuterung der Wirkung einer Anomalie der potentiellen Vorticity auf der Nord- beziehungsweise der Südhalbkugel.

potentiellen Vorticity über $2pvu$ stratosphärisch sind und Werte darunter troposphärisch. Somit liegt die dynamische Tropopause der nördlichen Hemisphäre bei $2pvu$.

Des Weiteren gilt für die Nordhemisphäre, dass hohe Werte der potentiellen Vorticity zum Einen mit einer starken Stratifizierung zusammenhängen können, also einem großen Gradienten der potentiellen Temperatur, dies ist zum Beispiel in der Stratosphäre der Fall. Zum Anderen können erhöhte Werte der potentiellen Vorticity auch mit einem zyklonalen Windfeld verbunden sein (Abbildung 2.2 links).

Für die Südhalbkugel dreht sich das Vorzeichen der potentiellen Vorticity um und die angenommene dynamische Tropopause liegt dann bei $-2pvu$. Stark erniedrigte Werte hängen hier mit einer erhöhten Stratifizierung beziehungsweise einem zyklonalen Windfeld zusammen (Abbildung 2.2 rechts). Der Einfachheit halber wird die potentielle Vorticity auf der Südhalbkugel in dieser Arbeit stets mit -1 multipliziert, um eine bessere Vergleichbarkeit mit nordhemisphärischen Beschreibungen zu erreichen.

Zur Analyse der Entwicklung einer Zyklone werden verschiedene Anomalien, das heißt Abweichungen vom klimatologischen Mittel, der potentiellen Vorticity herangezogen:

- Anomalie der potentiellen Vorticity in der oberen Troposphäre
- Anomalie der potentiellen Vorticity in der mittleren Troposphäre
- Anomalie der potentiellen Temperatur in der unteren Troposphäre

Jede dieser drei Anomalien ist mit einem zyklonalen Windfeld verbunden. Kommt es zur vertikalen Überlagerung dieser Anomalien, so verstärken sich deren Windfelder maximal und die Zyklone erreicht eine hohe Intensität. Dieser Zeitpunkt ist beispielhaft in Abbildung 2.3 gezeigt. In der Höhe zeigt sich ein so genannter PV-Streamer mit erhöhter potentieller Vorticity über dem Tiefdruckzentrum (Abbildung 2.3(a)). Dargestellt ist hier die potentielle Vorticity auf der $320K$ -Isentropen. Gleichzeitig ist die Zyklone mit einer Anomalie der potentiellen Vorticity und einer der potentiellen Temperatur jeweils auf $850hPa$ verbunden (Abbildung 2.3(c) und 2.3(b)). Zu diesem Zeitpunkt kommt es also zur vertikalen Kohärenz

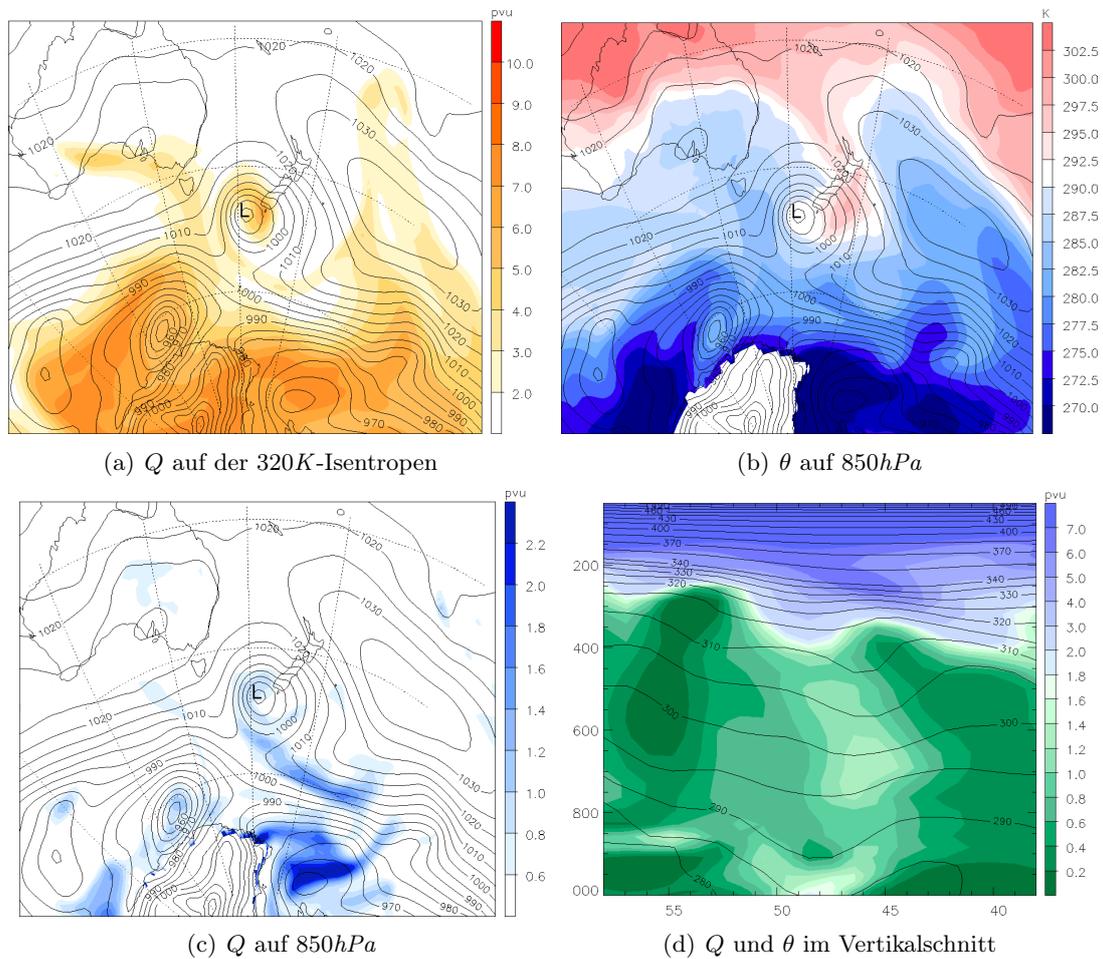


Abbildung 2.3: Beispiele der betrachteten Anomalien. (a), (b) & (c) zeigen das Tiefdruckgebiet **L**, im Horizontalschnitt mit dem reduzierten Bodendruck in hPa im Hintergrund. (d) zeigt den Vertikalschnitt von Süden nach Norden durch das Zyklonenzentrum zum selben Zeitpunkt, hierbei gibt die Abszisse die Länge in $^{\circ}S$ und die Ordinate den Druck in hPa an. (a) Potentielle Vorticity in pvu auf der $320K$ -Isentropen, (b) potentielle Temperatur in K auf $850hPa$, (c) potentielle Vorticity in pvu ebenfalls auf $850hPa$ und (d) potentielle Vorticity in pvu mit der potentiellen Temperatur in K .

der Anomalien (Abbildung 2.3(d)), einem so genannten PV-Tower, und somit zu einer intensiven Phase in der Entwicklung der Zyklone.

Kapitel 3

Fallstudie einer südhemisphärischen Zyklone

In diesem Kapitel wird die Fallstudie eines südhemisphärischen Tiefdruckgebiets vorgestellt. Die Untersuchung erfolgt sowohl mit Hilfe der eulerschen als auch der lagrangeschen Sichtweise.

3.1 Erste Betrachtungen

Das hier untersuchte Tiefdruckgebiet entstand am 20.07.1998 um 18UTC aus zwei kleineren über der Tasmanischen See. Zur besseren räumlichen Vorstellung dient die in Abbildung 3.1(a) blau dargestellte Zyklonenzugbahn. Die roten Kreuze stehen für Zeitpunkte mit einem zeitlich und räumlich lokalen Druckminimum und das gelbe Kreuz für einen Zeitpunkt mit einem Druckmaximum. Der ganze zeitliche Verlauf des Bodendrucks im Tiefdruckzentrum ist in Abbildung 3.2 dargestellt. Aus ihm lassen sich, zur ersten Einteilung der Zyklonenentwicklung, einzelne Phasen ableiten.

Abbildung 3.3 zeigt die zeitlichen Entwicklungen verschiedener Parameter in der Umgebung des Zyklonenzentrums. Hierbei wurde in einem Radius von 1000km um das Zentrum gemittelt. Eine Ausnahme bildet der latente Wärmefluss. Hier wurde separat gemittelt über die positiven beziehungsweise die negativen Beiträge.

Die erste Entwicklungsphase der Zyklone, Phase I, zeichnet sich durch eine starke Intensivierung mit viel Niederschlag (Abbildung 3.3(a)), maximalen Werten im negativen Anteil des latenten Wärmeflusses (Abbildung 3.3(b)) und mit stetig ansteigenden Werten der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre (Abbildung 3.3(d)) aus. In Phase II schwächt sich das Tiefdruckgebiet etwas ab und intensiviert sich anschließend in Phase III wieder. Die Endphase zeigt eine gewisse Variabilität im minimalen Bodendruck.

Das ausgewählte Tiefdruckgebiet startet bei 152°E und 38°S und liegt damit in einem von *Wernli and Schwierz* (2006) betrachteten Startgebiet. In Abbildung 3.1(b) ist in Grauschattierungen die relative Auftrittshäufigkeit der in der schwarzen Box entstandenen Zyklonen dargestellt. Das betrachtete Tiefdruckgebiet zeigt, im Bezug auf diese Abbildung, gegen Ende eher eine selten anzutreffende Zugbahn.

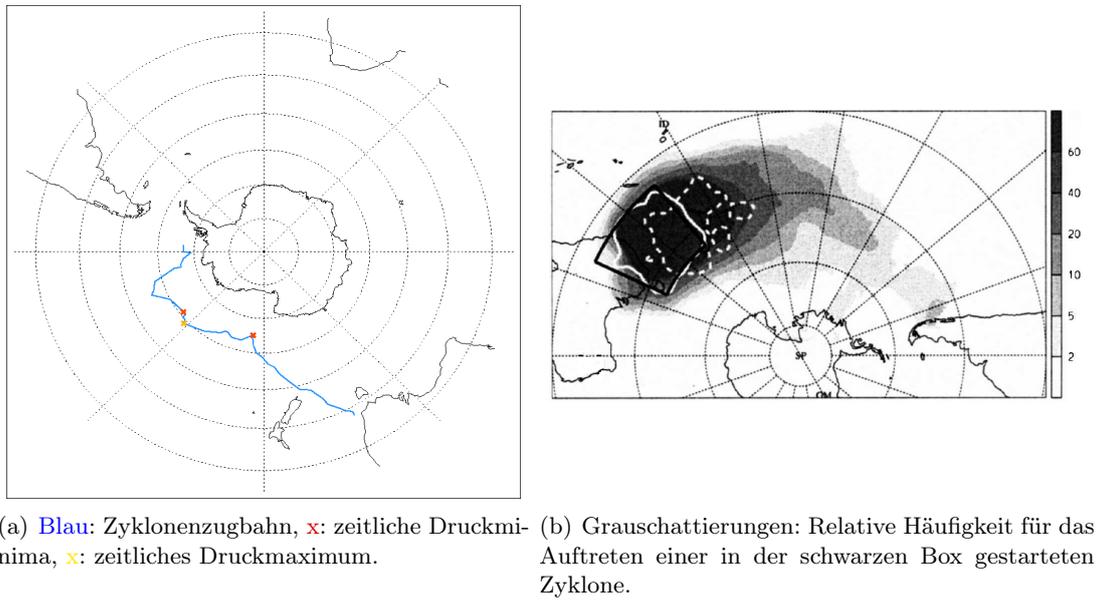


Abbildung 3.1: (a) Darstellung der Zugbahn der betrachteten Zyklone und (b) eine Zyklonenhäufigkeit zum Vergleich aus *Wernli and Schwierz* (2006).

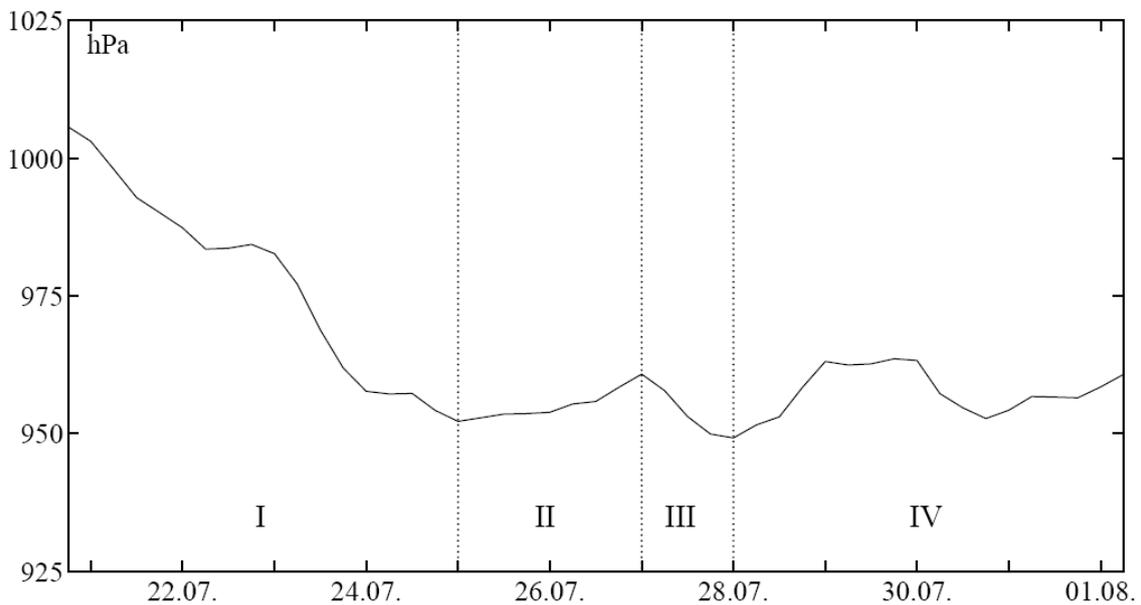


Abbildung 3.2: Bodendruck im Zentrum der betrachteten Zyklone über den gesamten Entwicklungszeitraum. Phase I: starke Intensivierung, Phase II: Abschwächung, Phase III: erneute Intensivierung, Phase IV: Auflösung

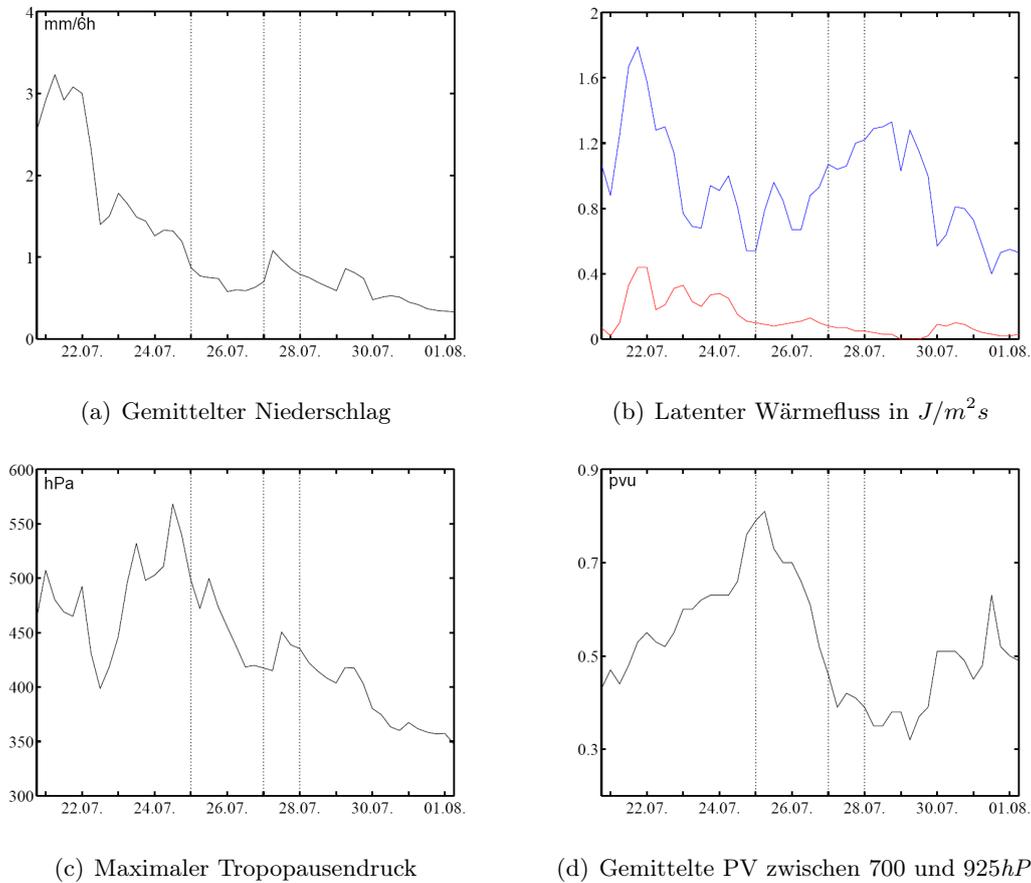


Abbildung 3.3: Zeitliche Entwicklung verschiedener, in einem Radius von $1000km$ um das Zyklonenzentrum, gemittelter Parameter. Der latente Wärmefluss (b) wurde separat über seine positiven (rot) und negativen (blau) Anteile gemittelt.

3.2 Zyklonenentwicklung

Phase I

Das betrachtete Tiefdruckgebiet, immer durch **L** gekennzeichnet, entstand am 20.07.1998 um 18UTC an der Vorderseite eines markanten PV-Streamers (Abbildung 3.4(a)) auf einer leicht baroklinen Zone (Abbildung 3.4(e)). Zu diesem Zeitpunkt ist es bereits mit einem Windmaximum in der unteren Troposphäre, sowohl horizontal als auch vertikal, und einem Niederschlagsgebiet (Abbildung 3.4(c)) verbunden. Das Windfeld auf $850hPa$ zeigt bereits eine ausgeprägtes zyklonale Rotation.

Im latenten Wärmefluss findet sich ein stark ausgeprägtes lokales Minimum hinter der Kaltfront der Zyklone (Abbildung 3.5). Dies deutet auf starke Verdunstung am Untergrund hin. Zusammen mit dem zu beobachtenden aufsteigenden Luftstrom von Norden führt dies zu einem Anstieg der Luftfeuchtigkeit und somit zu einem Energietransport vom Boden in die untere Troposphäre. Durch diesen diabatischen Prozess kommt es zur Produktion potentieller Vorticity (Abbildung 3.6). Im Feld der potentiellen Temperatur ist der Warm-

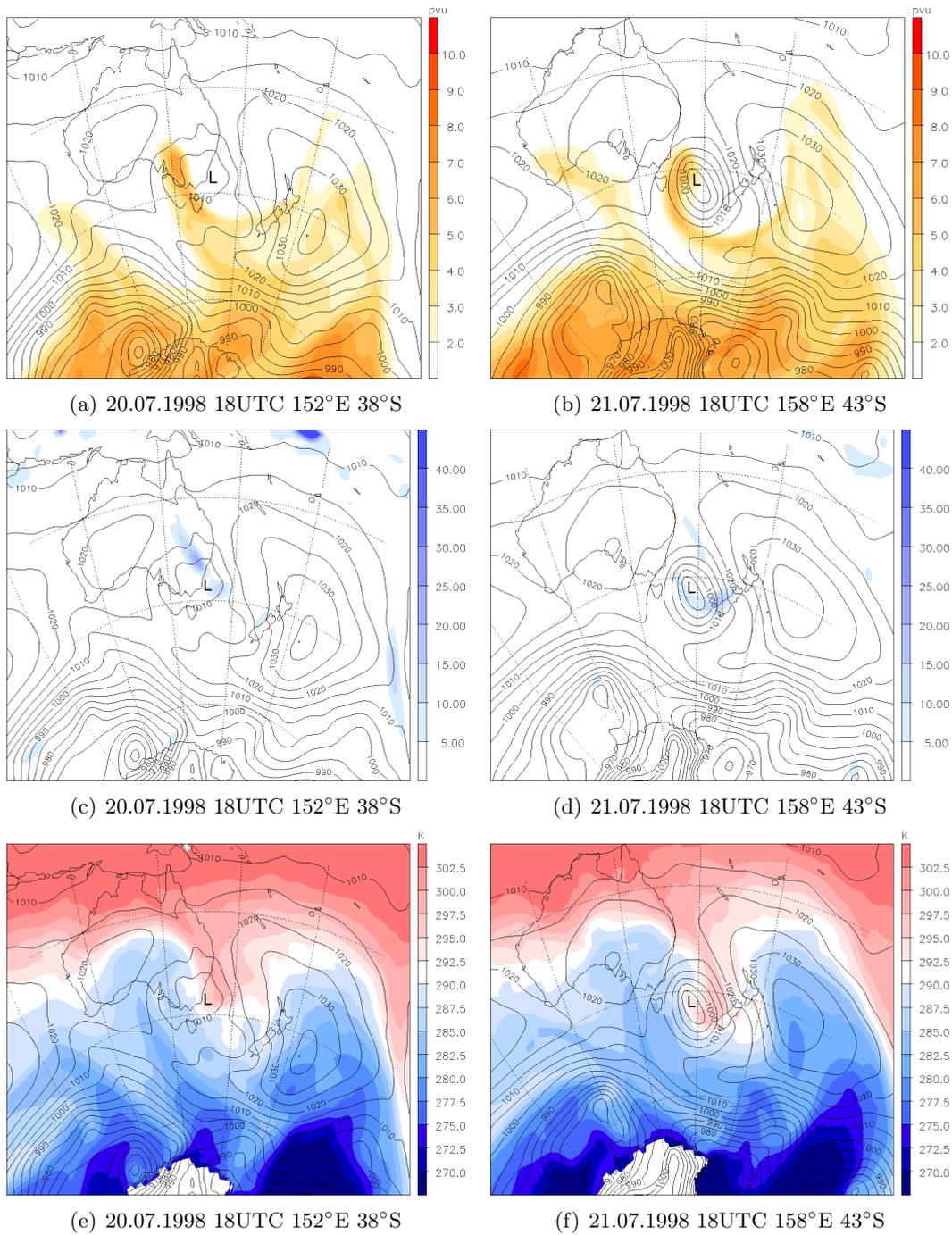


Abbildung 3.4: (a) & (b) zeigen die potentielle Vorticity in *pvu* auf der 320K-Isentropen, (c) & (d) den totalen Niederschlag in *mm/6h* und (e) & (f) die potentielle Temperatur in *K* auf 850hPa und jeweils auch das Bodendruckfeld in *hPa*.

luftsektor mit einer ausgeprägten Warmfront zu erkennen (Abbildung 3.4(f)). Passend dazu zeigt sich ein Niederschlagsband (Abbildung 3.4(d)).

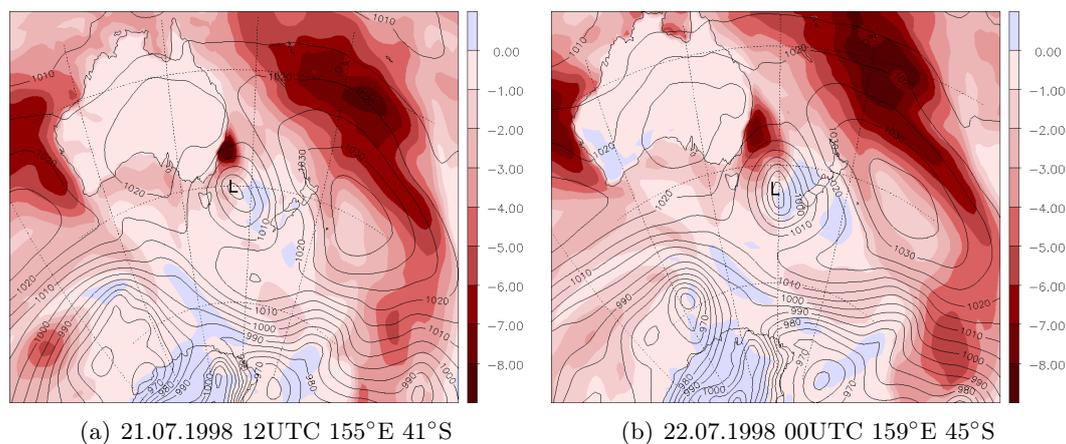


Abbildung 3.5: Der latente Wärmefluss in J/m^2s und das Bodendruckfeld in hPa . Negative Werte des latenten Wärmeflusses stehen für einen Fluss vom Erdboden in die Atmosphäre.

Im Laufe des 22.07.1998 rollt sich der PV-Streamer ein bis sich das Tiefdruckgebiet am 23.07.1998 um 00UTC vollständig unter dem dann breiten Höhentrog auf der 320K-Isentropen befindet. Dabei kommt es zur Ausbildung eines transienten PV-Towers, der in Abbildung 3.7 zu erkennen ist. Der erste Abschnitt der Intensivierung in Phase I wird danach durch eine kurzzeitige Stagnation im Verlauf des Bodendrucks beendet. Damit ist auch die hauptsächliche Niederschlagsaktivität vorbei (Abbildung 3.3(a)). Im weiteren Verlauf von Phase I nähert sich dem Tiefdruckgebiet in der Höhe ein neuer Trog, der sich am 24.07.1998 aufrüllt und eine kurzzeitige Tropopausenfalte mitbringt. Diese ist in Abbildung 3.3(c) durch einen breiten Bereich mit zwei lokalen Maxima im maximalen Tropopausendruck zu erkennen und zeigt sich auch in den Süd-Nord-Schnitten durch das Zyklonenzentrum. Die diabatisch erzeugte Anomalie der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre bleibt erhalten und zeichnet nun deutlich die Frontenstruktur mit dem breiten Warmluftsektor nach, der besonders gut im sensitiven Wärmefluss sichtbar wird (Abbildung 3.8). Zu diesem Zeitpunkt ist kaum noch Niederschlag in der Umgebung der Zyklone auszumachen. Am Ende der ersten Phase herrscht im Tiefdruckzentrum ein zentraler Bodendruck von $952,17hPa$ während sich das Tief vollständig unter stratosphärischer Luft befindet und sich über das antarktische Eisschild geschoben hat (Abbildung 3.9).

Phase II

Zu Beginn der Phase II, am 25.07.1998 um 00UTC, hat sich das Tiefdruckgebiet vollständig in die kalte Luft vorgeschoben, nachdem sich der durch die Okklusion eingeschlossene Bereich mit warmer Luft langsam mit der kälteren Umgebungsluft vermischt hat. Im Verlauf dieser Phase beginnt der minimale Bodendruck anzusteigen nachdem sich das Tief am 25.07.1998 um 06UTC mit einem benachbarten zusammengeschlossen hat. Das Eisschild wirkt sich zusätzlich bremsend auf die Entwicklung aus. Die Anomalie der potentiellen Vorticity in der mittleren Troposphäre beginnt sich langsam aufzulösen (Abbildung 3.3(d)). Die Phase endet mit einem leicht angestiegenen zentralen Bodendruck von $960,77hPa$.

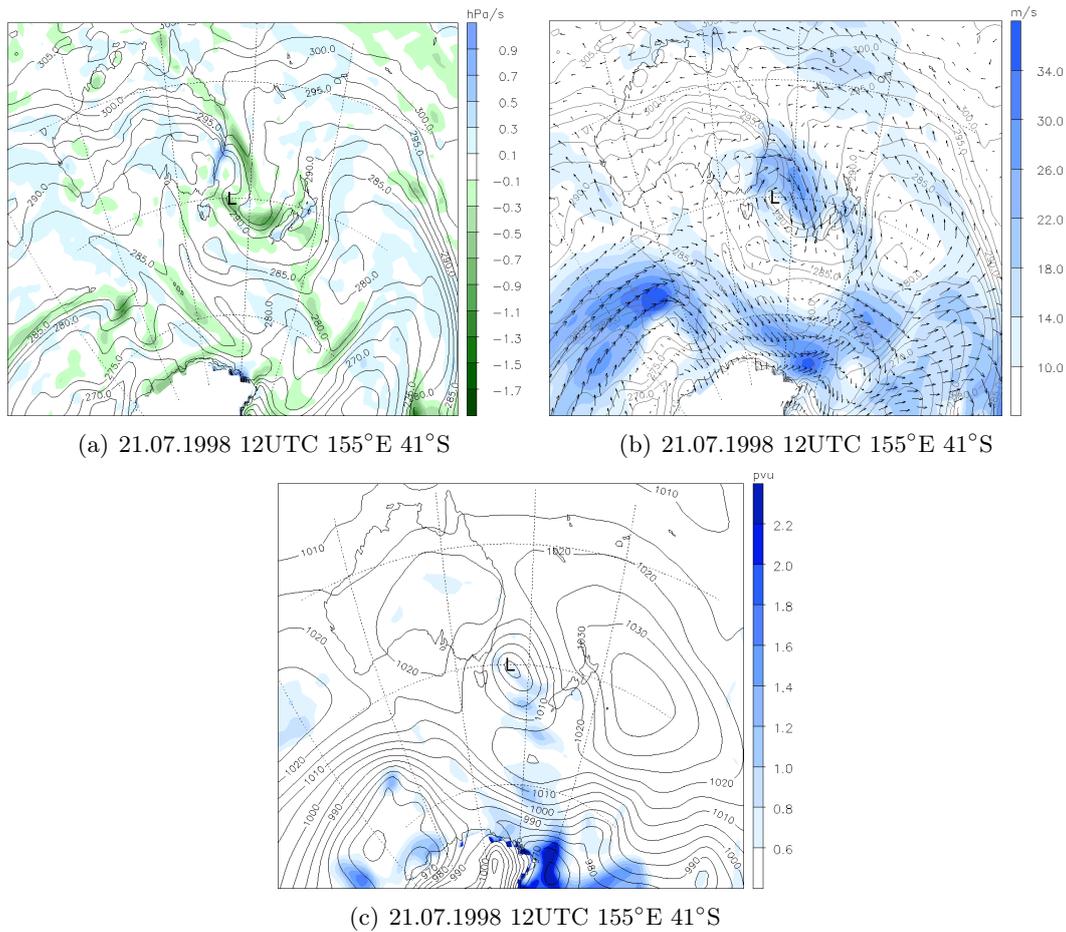


Abbildung 3.6: (a) Vertikalwind in hPa/s und (b) Horizontalwind in m/s jeweils mit der potentiellen Temperatur in K auf $850hPa$ und (c) die potentielle Vorticity in pvu ebenfalls auf $850hPa$ mit dem Bodendruckfeld in hPa .

Phase III

Zu Beginn von Phase III, am 27.07.1998 um 00UTC, nähert sich erneut ein kleiner Höhentrog und das Tiefdruckgebiet verlässt das antarktische Eisschild wieder. Von Norden her wird wärmere Luft zur Zyklone hin advehiert. Das Zusammenspiel dieser Faktoren senkt erneut den Bodendruck ab. Es finden sich jedoch über den gesamten Zeitraum hinweg keine nennenswerten Anomalien der potentiellen Vorticity mehr in der mittleren Troposphäre. Dies deutet darauf hin, dass keine feuchtdiabatischen Prozesse mehr an der erneuten Intensivierung beteiligt sind. Am Ende liegt der minimale Bodendruck bei $949,17hPa$.

Phase IV

Zu Beginn von Phase IV, am 28.07.1998 um 00UTC, ist das Tiefdruckgebiet starken Wechselwirkungen mit anderen Zyklonen ausgesetzt. Am 31.07.1998 um 06UTC schiebt sich die Zyklone dann erneut über das Eisschild und bis hin zur Zyklolyse, $24h$ später, sind keine Anomalien der potentiellen Vorticity in der mittleren Troposphäre mehr zu finden.

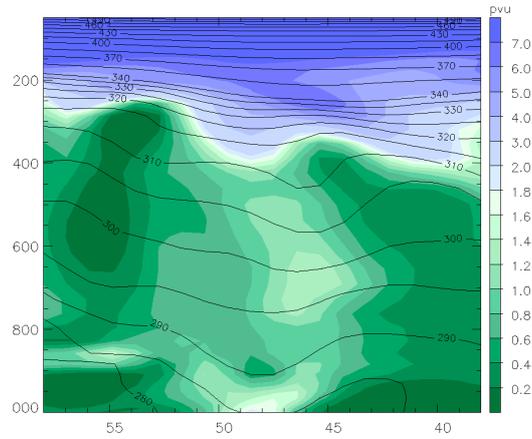


Abbildung 3.7: Potentielle Vorticity in $p\text{vu}$ und potentielle Temperatur in K im Süd-Nord-Schnitt durch das Tiefdruckzentrum am 22.07.1998 um 06UTC (161°E 47°S). Abszisse: Länge in $^\circ\text{S}$; Ordinate: Druck in hPa .

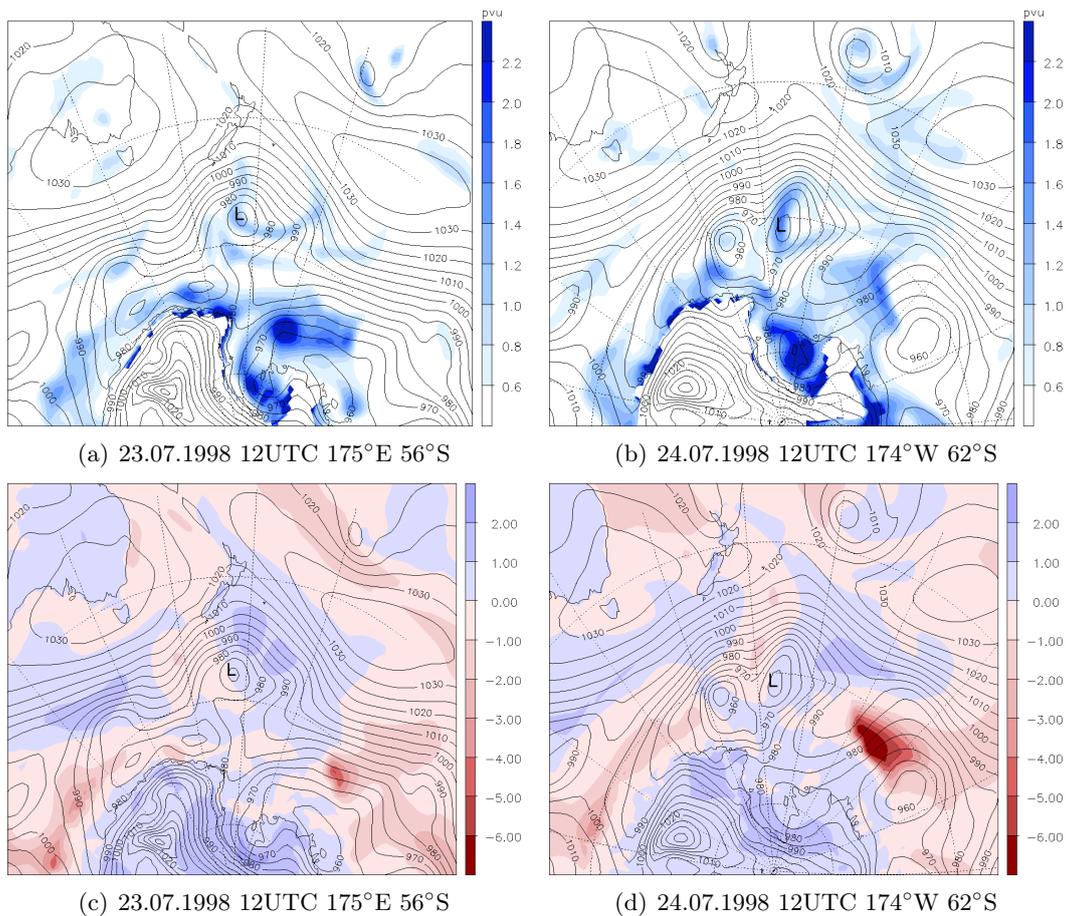


Abbildung 3.8: (a) & (b) Potentielle Vorticity in $p\text{vu}$ auf 850hPa und (c) & (d) sensitiver Wärmefluss in J/m^2s jeweils mit dem Bodendruckfeld in hPa .

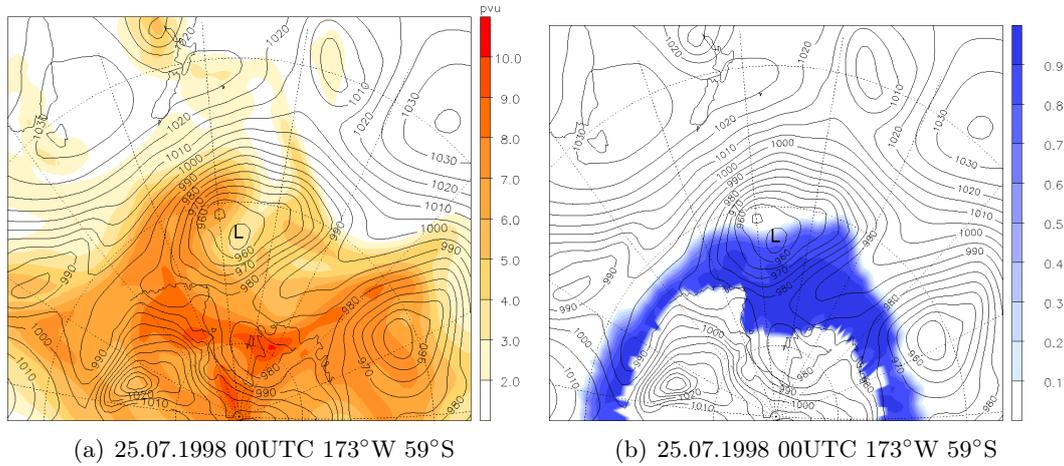


Abbildung 3.9: (a) Potentielle Vorticity in pvu auf der $320K$ -Isentropen und (b) Eisbedeckung der Meeresoberfläche in % jeweils mit dem Bodendruckfeld in hPa .

Zusammenfassung

Phase I, die sich durch ihre besonders starke Intensivierung auszeichnet, ist in zwei separate Intensivierungsphasen unterteilt. Hier kam es zu einem Zusammenspiel von Höhentritten und starken diabatischen Prozessen. Phase II wird durch den Zusammenschluss mit einem anderen Tiefdruckgebiet und das Aufschieben über das antarktische Eisschild bestimmt. Der zentrale Bodendruck steigt dadurch leicht an. Phase III bringt eine erneute Intensivierung durch einen erneuten Höhentrog, das Verlassen des antarktischen Eisschildes und durch den Herantransport warmer Luft aus den niederen Breiten. Phase IV zeichnet sich durch starke Wechselwirkungen mit anderen Tiefdruckgebieten aus.

3.3 Warm Conveyor Belts

In diesem Abschnitt wird die betrachtete Zyklone mit Hilfe der lagrangeschen Perspektive auf die Ausbildung von so genannten Warm Conveyor Belts untersucht. Dabei handelt es sich um schnell aufsteigende kohärente Luftströme, die sich relativ zum Tiefdruckzentrum in Richtung Süd-Ost über die ausgebildete Warmfront hinweg bewegen.

3.3.1 Trajektorienberechnung

Zur Identifikation möglicher Warm Conveyor Belts werden Vorwärtstrajektorien berechnet deren Startzeitpunkt jeweils auf 12UTC gelegt ist. Das Zeitintervall der Vorwärtsintegration beträgt 48 beziehungsweise 72h. Das Startgebiet erstreckt sich 40° nach Osten und 40° nach Westen sowie 30° nach Norden und 10° nach Süden vom jeweils aktuellen Tiefdruckzentrum aus. In der Vertikalen liegen die Startpunkte zwischen 800 und $1000hPa$.

Als Selektionskriterium zur genauen Identifikation der Warm Conveyor Belts sollten die verfolgten Luftpakete in ihrer Vertikalbewegung im Rechenzeitraum um mindestens $600hPa$ aufgestiegen sein. Als Parameter entlang der Trajektorien werden die potentielle Vorticity, die relative Feuchte, die potentielle Temperatur sowie der Druck betrachtet, um

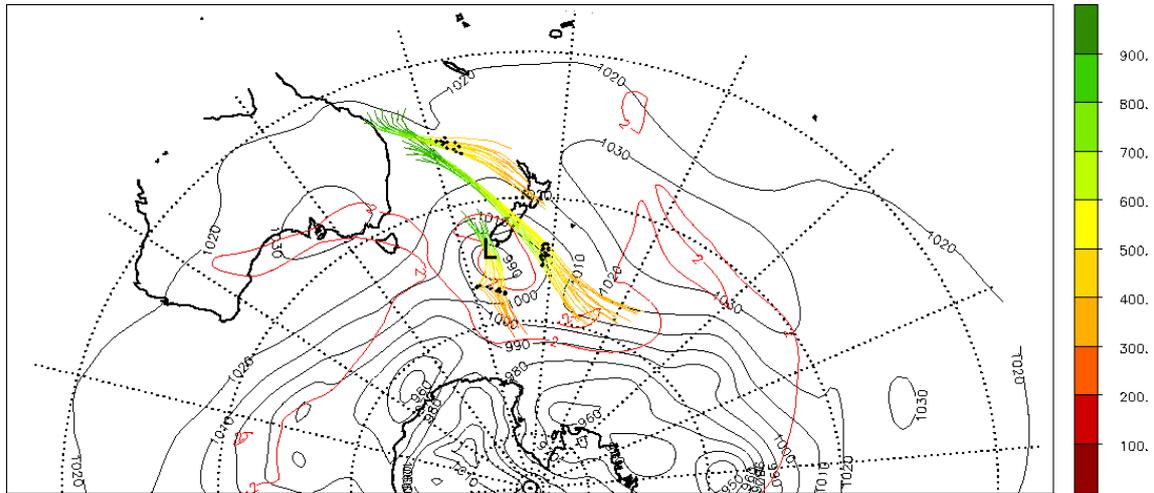


Abbildung 3.10: Das betrachtete Tiefdruckgebiet am 22.07.1998 um 18UTC (166°E und 49°S) mit den am 21.07.1998 um 12UTC gestarteten Vorwärtstrajektorien über 48h. Die Farbe der Trajektorien bezieht sich auf den aktuellen Druck der Luftpakete in hPa zum betreffenden Zeitpunkt. Im Hintergrund liegt das aktuelle Bodendruckfeld (schwarz) und die $2pvu$ -Linie auf der $315K$ -Isentropen (rot). Die schwarzen Punkte geben die zum Zeitpunkt des Hintergrundfeldes passenden Orte der verfolgten Luftpakete wieder.

die ablaufenden Prozesse besser einschätzen zu können. Hierbei liegt besonderes Augenmerk auf möglichen Hinweisen für diabatische Vorgänge entlang der Wege der gefundenen Warm Conveyor Belts.

3.3.2 Auswertung

Start am 21.07.1998

Zu Beginn der Zyklonenentwicklung zeigen sich deutliche Luftströmungen mit den Charakteristiken der Warm Conveyor Belts, die direkt mit dem Tiefdruckgebiet zusammenhängen oder zumindest von ihm beeinflusst werden. Die am 21.07.1998 um 12UTC gestarteten Vorwärtstrajektorien werden über 48h Stunden verfolgt (Abbildung 3.10). Die Zyklone ist in diesem Zeitintervall mit einem starken latenten Wärmefluss in die Atmosphäre und einem sich einrollenden PV-Streamer in der oberen Troposphäre verbunden. Der Aufstieg der Luftpakete geht von über $900hPa$ in diesem Zeitraum auf unter $400hPa$. Es sind deutlich drei kohärente Trajektorienbündel zu erkennen von denen zwei mit dem Tiefdruckzentrum verbunden sind.

Der Ursprung des mittleren Bündels liegt nahe der Zone des minimalen latenten Wärmeflusses an der Erdoberfläche. Von anfänglich tiefen Werten erhöht sich die potentielle Vorticity entlang der Trajektorien und sinkt gegen Ende des Zeitintervalls wieder ab. Dies deutet auf Kondensationsprozesse in der mittleren Troposphäre hin durch die potentielle Vorticity erst produziert und dann wieder abgebaut wird. Die relative Feuchte sinkt dabei von über 90 auf unter 60%. Die potentielle Temperatur steigt dementsprechend stark von unter $296K$ auf über $312K$ an.

Zyklonen auf. Für die am 24.07.1998 um 12UTC gestarteten Trajektorien zeigt sich nur ein kohärenter Luftstrom, der allerdings als Warm Conveyor Belt eines nordöstlich gelegenen schwachen Tiefdruckgebiets entsteht und erst nach etwa 24h in den Einflussbereich der betrachteten Zyklone gelangt (nicht dargestellt). Die Trajektorien drehen sich dann durch deren Windfeld zyklonal ein.

Start am 27.07.1998

Mit der erneuten Intensivierung der betrachteten Zyklone zeigt sich in den am 27.07.1998 um 12UTC gestarteten Trajektorien wieder ein deutlich kohärentes Bündel, welches der betrachteten Zyklone als Warm Conveyor Belt zugeordnet werden kann (nicht dargestellt). Entlang des Weges steigt die potentielle Vorticity von niedrigen Werten auf etwa $1pvu$ an und fällt anschließend erneut auf niedrigere Werte ab. In der potentiellen Temperatur und der relativen Feuchte sind keine Auffälligkeiten zu erkennen. Hier wirken anscheinend erneut diabatische Prozesse.

Kapitel 4

Fallstudie einer langlebigen Zyklone

Die in diesem Kapitel gezeigte Fallstudie behandelt eine besonders langlebige Zyklone die sich längere Zeit auf dem antarktischen Eisschild befindet. Nach der ersten Betrachtung der Zyklonenentwicklung, wie in Kapitel 3, werden Untersuchungen zur Wechselwirkung der Zyklone mit den antarktischen Windsystemen durchgeführt.

4.1 Erste Betrachtungen

Das hier untersuchte Tiefdruckgebiet entstand am 11.06.1998 um 00UTC an der südamerikanischen Atlantikküste. Zur besseren Vorstellung dient die in Abbildung 4.1(a) blau dargestellte Zyklonenzugbahn. Die roten Kreuze stehen hierbei für zeitlich und räumlich lokale Druckminima und die gelben für Druckmaxima. Beim Betrachten der Zyklonenentwicklung im Bodendruckfeld zeigt sich, dass die Zyklolyse des vom Trackingalgorithmus identifizierten Tiefdruckgebiets durch den Zusammenschluss mit einem anderen kleineren, aus ihm selbst entstandenen, zweiten Tief hervorgerufen wird. Da die beobachtete Zyklone sich somit nicht im eigentlichen Sinn aufgelöst hat, wurde die Zyklonenzugbahn um den Anteil der zusammengeschlossenen Tiefdruckgebiete (24h), in Abbildung 4.1(a) grün dargestellt, verlängert. Im Vergleich mit Abbildung 4.1(b) aus *Wernli and Schwierz (2006)* zeigt sich, dass die gefundene Zyklonenzugbahn außergewöhnlich ist, wie schon in Abschnitt 1.1 erklärt.

Aus dem zeitlichen Verlauf des Bodendrucks im Tiefdruckzentrum (Abbildung 4.2) lassen sich zur ersten Einteilung der Zyklonenentwicklung einzelne Phasen ableiten. Die erste Entwicklungsphase, Phase I, zeichnet sich durch eine schwache Intensivierung aus. Phase II zeigt eine leichte Abschwächung des zentralen Bodendrucks. In Phase III kommt es dann zu einer sehr starken und schnellen Intensivierung. Anschließend steigt der zentrale Bodendruck in Phase IV wieder an, um in Phase V erneut abzusinken. Diese Phase ist eine Besonderheit, da sich die Zyklone intensiviert während sie sich über das antarktische Eisschild schiebt. Die Frage nach der Ursache dieser erneuten Verstärkung soll im weiteren Verlauf der Arbeit intensiv untersucht werden, da die Antwort möglicherweise Hinweise auf die Ursachen der langen Lebensdauern südhemisphärischer Tiefdruckgebiete liefern könnte. Im Anschluss an diese Phase beginnt sich das Tiefdruckgebiet abzuschwächen bis hin zur Zyklolyse. In Abbildung 4.3 sind die zeitlichen Entwicklungen verschiedener Parameter in der Umgebung des Zyklonenzentrums gezeigt. Hierbei wurde jeder Parameter in einem

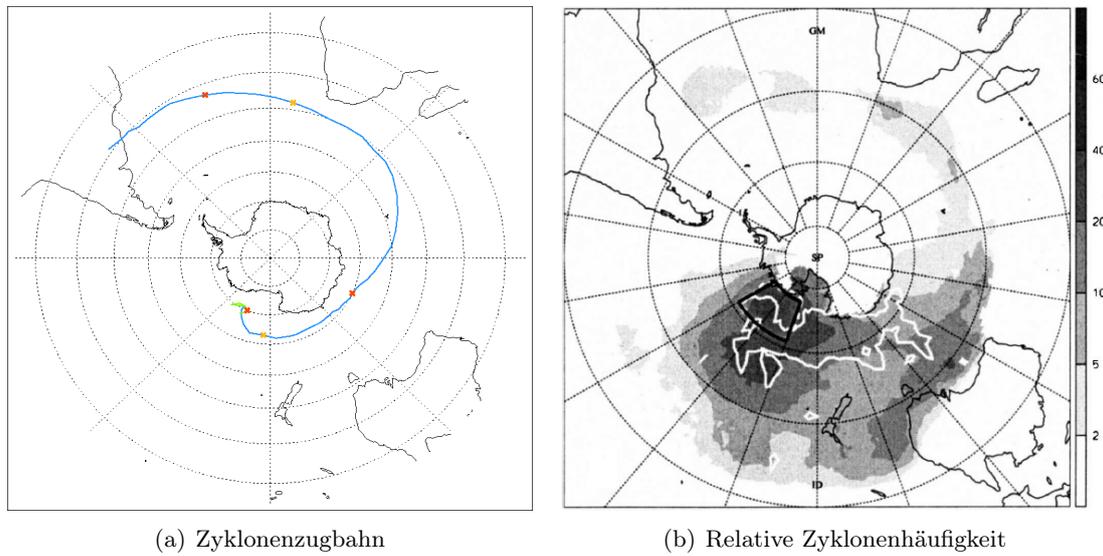


Abbildung 4.1: (a) Zugbahn der betrachteten Zyklone in blau. In grün dargestellt ist die angeschlossene Zugbahn. Die roten Kreuze stehen für zeitliche Druckminima und die gelben für Druckmaxima. (b) Relative Zyklonenhäufigkeit für die Zyklonen die in der schwarzen Box enden [Wernli and Schwerz (2006)].

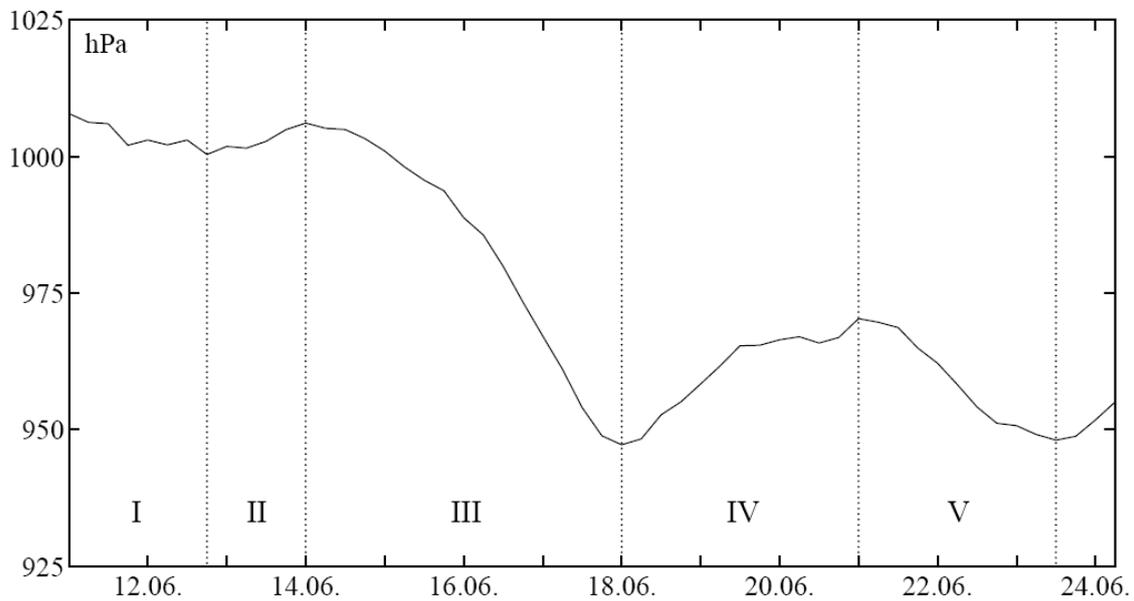


Abbildung 4.2: Bodendruck im Zentrum der betrachteten Zyklone über den gesamten Entwicklungszeitraum. Phase I: schwache Intensivierung, Phase II: Abschwächung, Phase III: starke Intensivierung, Phase IV: erneute Abschwächung, Phase V: Intensivierung über Eis

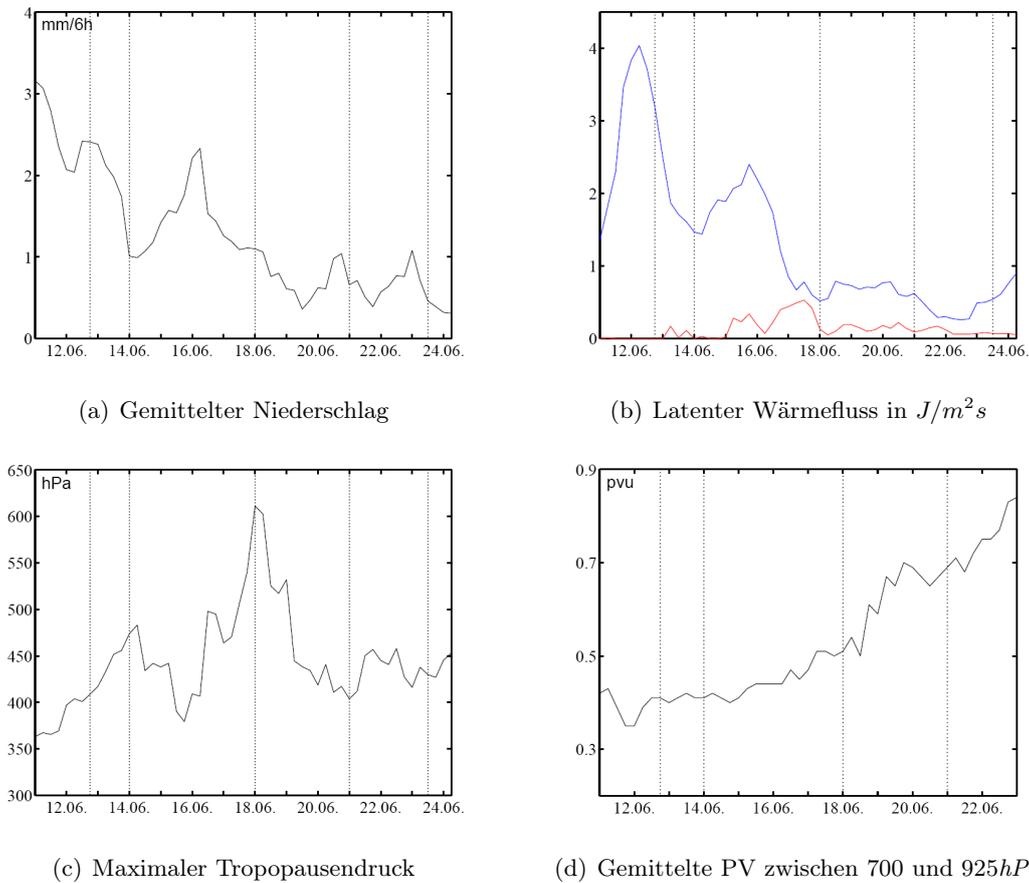


Abbildung 4.3: Zeitliche Entwicklung verschiedener Parameter im Zentrum der untersuchten Zyklone, berechnet wie in Abbildung 3.3. Der latente Wärmefluss (b) wurde separat über seine positiven (rot) und negativen (blau) Anteile gemittelt.

Radius von $1000km$ um das Zentrum gemittelt, wie schon in Abschnitt 3.1 beschrieben.

4.2 Zyklonenentwicklung

Phase I

Das hier betrachtete Tiefdruckgebiet, immer mit **L** gekennzeichnet, entstand am 11.06.1998 um 00UTC bei $55^\circ W$ und $29^\circ S$ im Einflussbereich eines ausgeprägten und lang gezogenen Höhentrogs (Abbildung 4.4(c)) und auf einer stark baroklinen Zone die gut im Feld der potentiellen Temperatur auf $850hPa$ zu erkennen ist (Abbildung 4.4(a)). Bereits zu diesem Zeitpunkt ist die Zyklone mit einer Anomalie der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre verbunden. Diese scheint durch diabatische Prozesse entstanden zu sein, da in der direkten Umgebung des Tiefdruckgebiets ein Niederschlagsgebiet zu erkennen ist (Abbildung 4.5). Es zeigt sich auch ein stark ausgeprägt lokales Maximum im negativen Anteil des latenten Wärmeflusses (Abbildung 4.6(a)) das sich in Richtung der propagie-

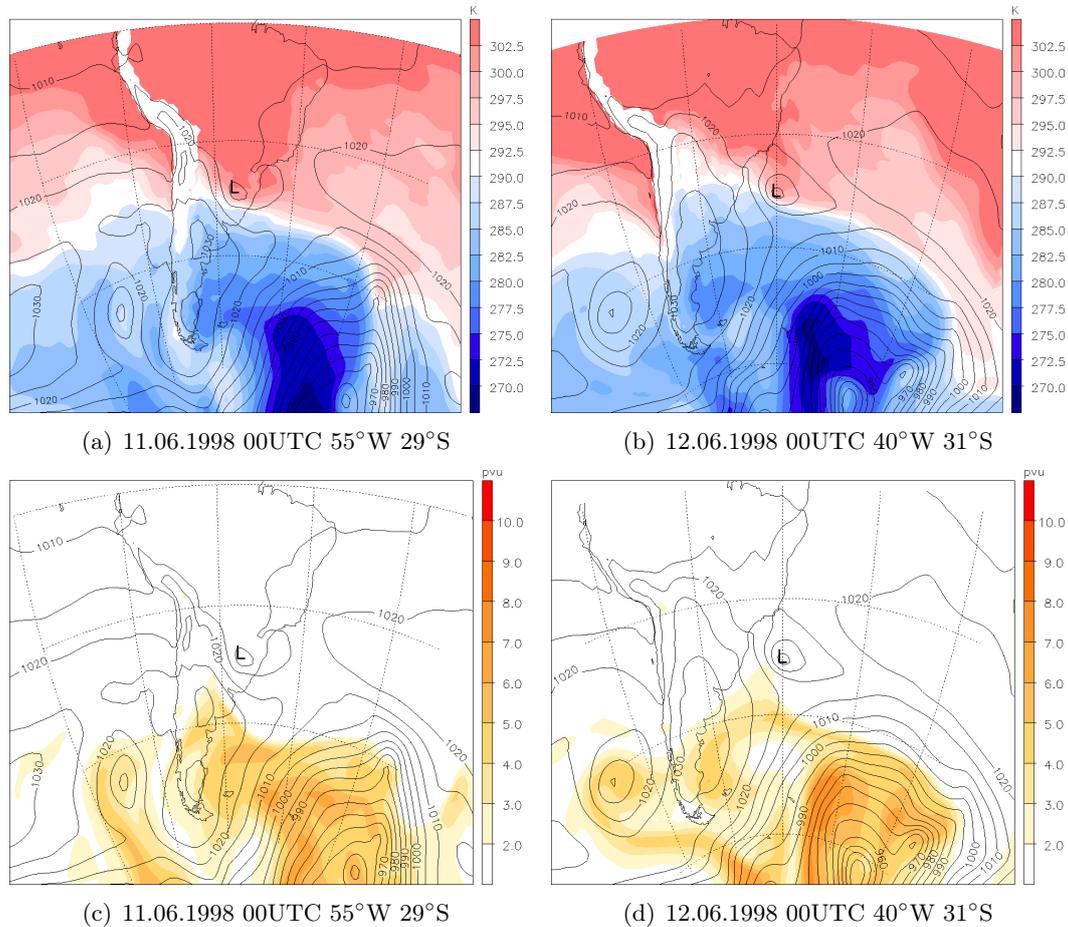


Abbildung 4.4: (a) & (b) Potentielle Temperatur in K auf $850hPa$ und (c) & (d) potentielle Vorticity in pvu auf der $320K$ -Isentropen mit dem jeweiligen Bodendruckfeld in hPa .

renden Zyklone ausdehnt (Abbildung 4.6(b)). In diesem Bereich findet sich ebenfalls ein Niederschlagsgebiet (Abbildung 4.6(c) und 4.6(d)). Des Weiteren ist eine lokal abgesenkte Tropopause auszumachen die sich am 12.06.1998 um 06UTC mit der Anomalie in der unteren Troposphäre zu einem PV-Tower zusammenschließt (Abbildung 4.7). Am Ende der Phase erreicht der Bodendruck ein sehr schwaches Minimum von $1000,36hPa$.

Phase II

Zu Beginn von Phase II, am 12.06.1998 um 18UTC, schiebt sich das betrachtete Tiefdruckgebiet in den direkten Einflussbereich einer anderen intensiveren Zyklone. An deren nördlichen Rand verbleibt es über die gesamte Phasen II, sowie über Phase III, und es bewegt sich mit ihr mit. Dabei kommt es zu einer stetigen Annäherung und schließlich zur Überholung dieser Zyklone. Das Ende dieser Phase zeichnet sich durch eine geringe Abschwächung des zentralen Bodendrucks auf $1006,11hPa$ aus.

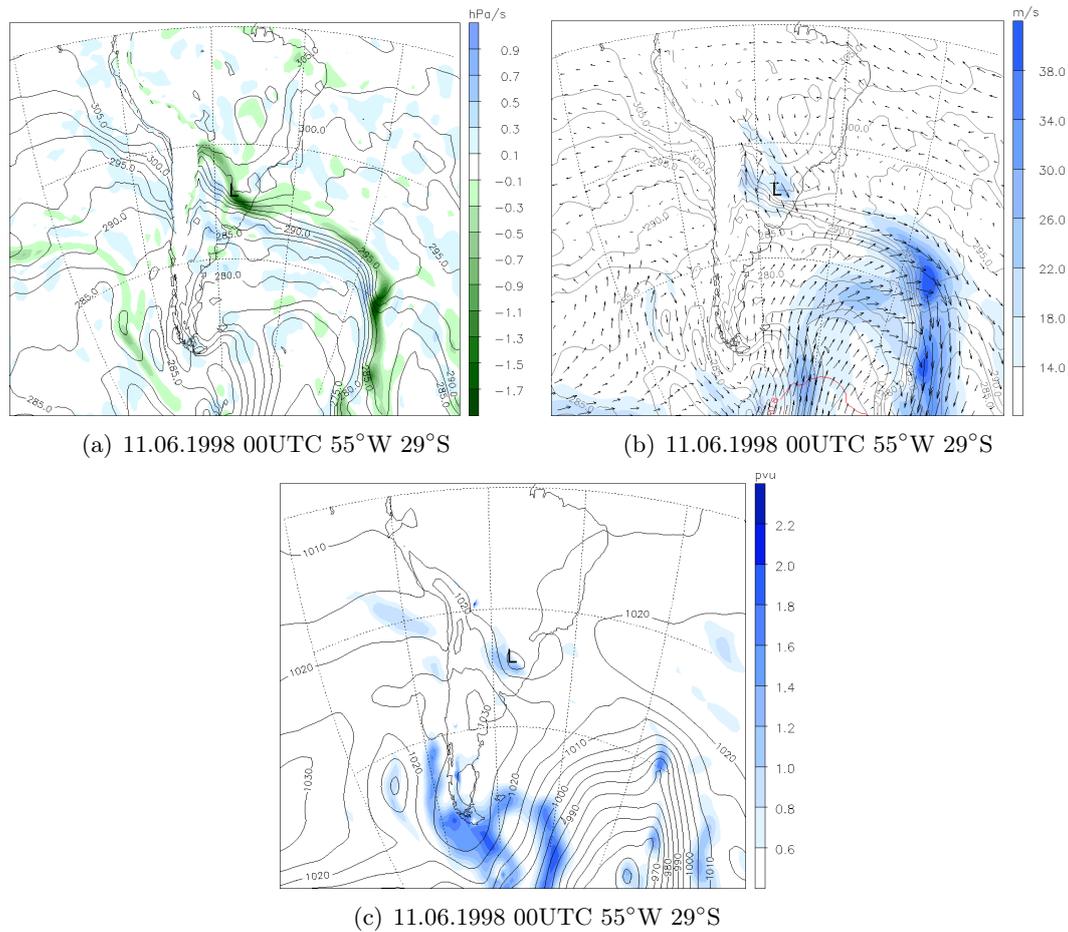


Abbildung 4.5: (a) Vertikalwind in hPa/s und (b) Horizontalwind in m/s auf $850hPa$ jeweils mit der potentiellen Temperatur in K auf ebenfalls $850hPa$ und (c) potentielle Vorticity in pvu auf $850hPa$ mit dem Bodendruckfeld in hPa .

Phase III

Phase III beginnt am 14.06.1998 um 00UTC mit der Annäherung eines markanten Höhentrops (Abbildung 4.8) dessen weitere Entwicklung das Tiefdruckgebiet über die ganze Phase stark beeinflusst. Er bringt eine Tropopausenfalte mit sich die sich mit der Anomalie in der unteren Troposphäre vertikal überlagert (Abbildung 4.9). Die Anomalie der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre bleibt über die gesamte Phase erhalten (Abbildung 4.10). Dies in Verbindung mit dem erneut auftretenden Niederschlag (Abbildung 4.3(a)) und dem erneuten Maximum im negativen Anteil des latenten Wärmeflusses (Abbildung 4.3(b)) deutet erneut auf diabatische Prozesse hin. Am 17.06.1998 um 06UTC schließt sich das Tiefdruckgebiet mit einem weiteren zusammen. Die Phase mit intensivem Niederschlag und erhöhten Werten des negativen latenten Wärmeflusses ist damit beendet (Abbildung 4.3).

Phase III endet dann am 18.06.1998 um 00UTC mit einem zentralen Bodendruck von $947,17hPa$, während sich der PV-Streamer über der Zyklone aufrollt (Abbildung 4.8(d)).

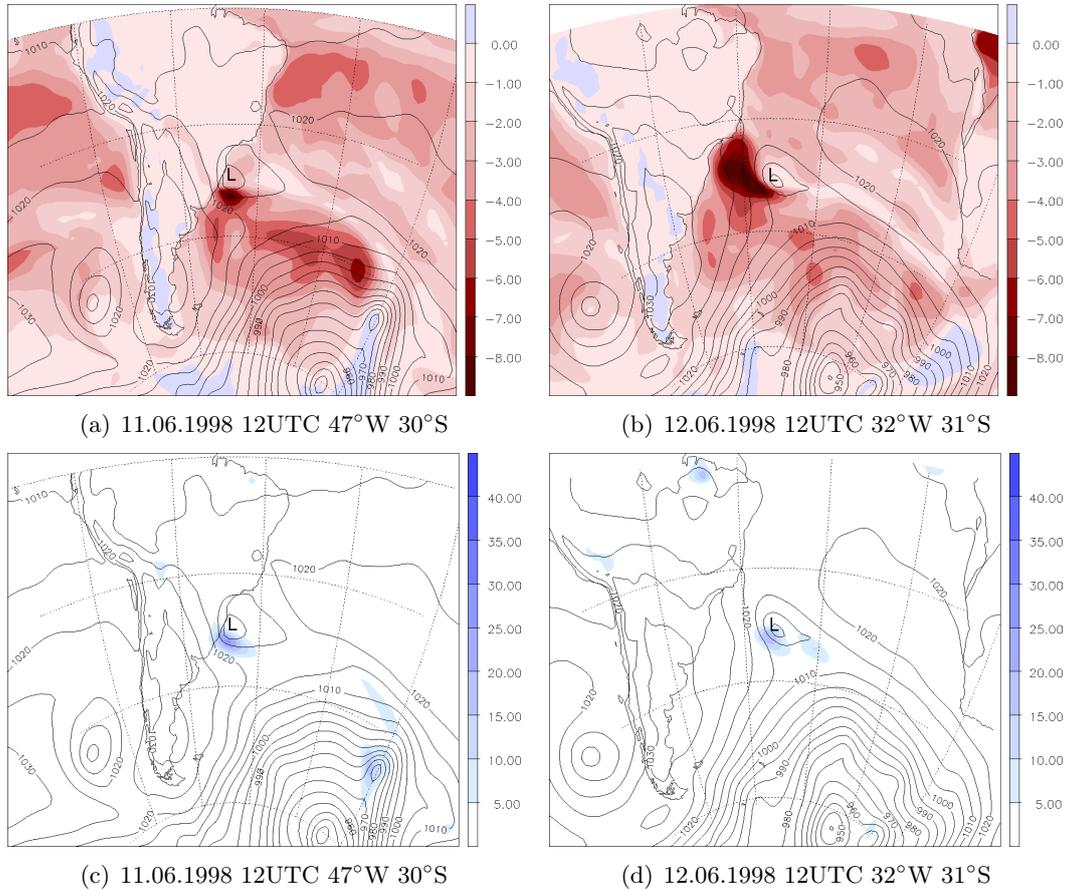


Abbildung 4.6: (a) & (b) Latenter Wärmefluss in J/m^2s und (c) & (d) Niederschlag in $mm/6h$ mit dem jeweiligen Bodendruckfeld in hPa .

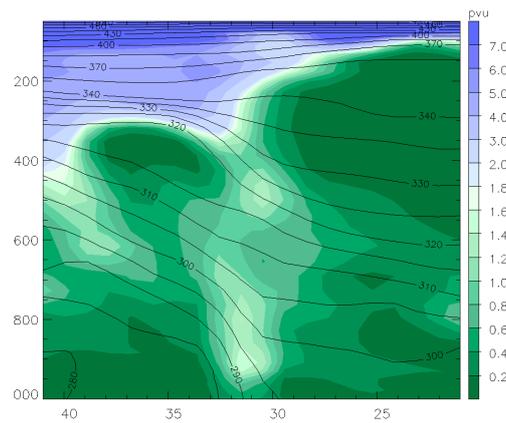


Abbildung 4.7: Die potentielle Vorticity in pvu und die potentielle Temperatur in K im Süd-Nord-Schnitt durch das betrachtete Tiefdruckzentrum am 12.06.1998 um 06UTC (36°W 31°S). Abszisse: Länge in °S, Ordinate: Druck in hPa .

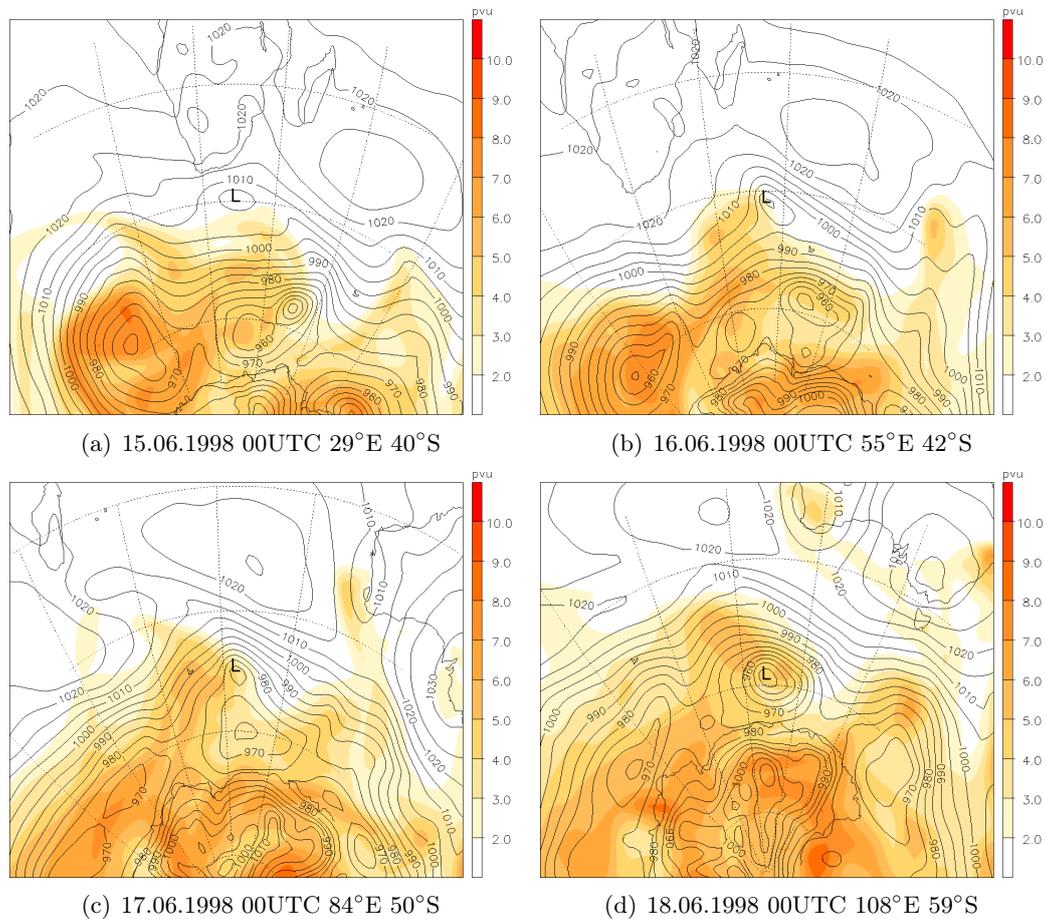


Abbildung 4.8: Die potentielle Vorticity in pvu auf der $320K$ -Isentropen mit dem jeweiligen Bodendruck in hPa .

Im Temperaturfeld zeigt sich eine Warmluftanomalie (Abbildung 4.10(d)) und im Feld der potentiellen Vorticity auf $850hPa$ ist deutlich eine Warmfrontstruktur zu erkennen (Abbildung 4.10(b)). Zu diesem Zeitpunkt erreicht die Zyklone zusätzlich das Eisschild der Antarktis.

Phase IV

Phase IV zeichnet sich durch eine Abschwächung der Zyklone aus während sie am Rande des antarktischen Eisschildes entlang zieht. Es kommt zu Wechselwirkungen mit anderen Tiefdruckgebieten im Tiefdruckgürtel vor dem Kontinentalrand. Während der gesamten Entwicklungsphase verbleibt das Tief unter einem breiten Höhentrog. Die Frontenstruktur in der potentiellen Vorticity der unteren Troposphäre beginnt sich aufzulösen. Am Ende der Phase ist der zentrale Bodendruck wieder auf $970,29hPa$ angestiegen.

Phase V

Zu Beginn von Phase V, am 21.06.1998 um 00UTC, schiebt sich das Tiefdruckgebiet über das Eisschild und gelangt in den Einflussbereich eines Tiefdruckgebieten über dem

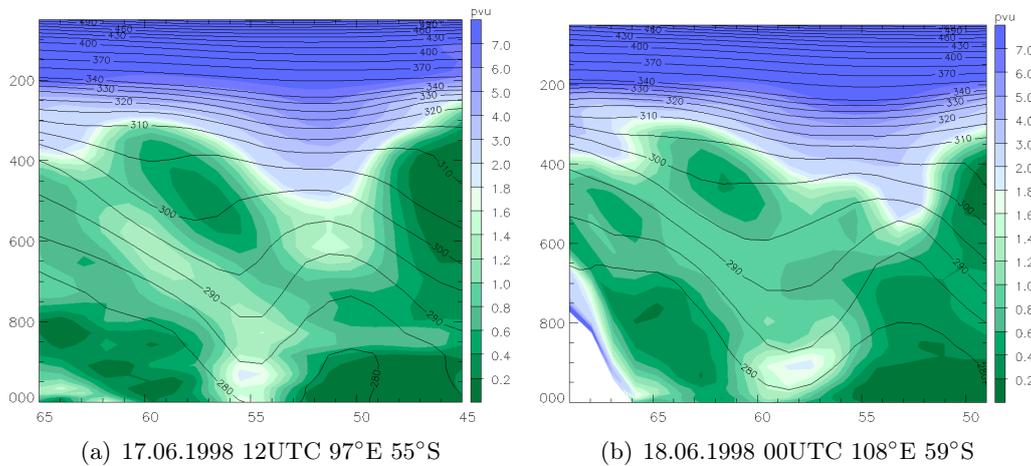


Abbildung 4.9: Die potentielle Vorticity in *pvu* mit die potentielle Temperatur in *K* im Süd-Nord-Schnitt durch das betrachtete Tiefdruckzentrum zum jeweiligen Zeitpunkt. Abszisse: Länge in $^{\circ}$ S, Ordinate: Druck in *hPa*.

Ross-Schelfeis. Sein zyklonales Windfeld bringt trockene und kalte Luft mit hohen Werten der potentieller Vorticity vom Kontinent weg nach Norden in Richtung der untersuchten Zyklone (Abbildung 4.11 und 4.12). Ihr zentraler Bodendruck beginnt nun erneut abzusinken. Der beschriebene Prozess der Advektion von Antarktislufte scheint mit der Intensivierung des beobachteten Tiefdruckgebiets zusammen zu hängen. Zusätzlich ist in der Höhe ein schwach ausgeprägtes Band mit erhöhter potentieller Vorticity zu erkennen, welches ebenfalls einen Beitrag zur erneuten Intensivierung leisten könnte. Am 22.06.1998 um 12UTC schließt sich das verfolgte Tiefdruckgebiet mit dem über dem Ross-Schelfeis zusammen. Von Norden her strömt wärmere Luft zum Tief hin. Der Gradient im Temperaturfeld verstärkt sich somit. Es ist erneut ein Niederschlagssignal auszumachen (Abbildung 4.3(a)). Phase V endet am 23.06.1998 um 12UTC mit einem Druckminimum von $948,04hPa$.

Phase VI

Am 24.06.1998 um 00UTC kommt es dann zur Zyklolyse des verfolgten Tiefdruckgebiets westlich einer sehr intensiven Zyklone.

Zusammenfassung

In Phase I intensiviert sich die Zyklone leicht und es kommt zu starken diabatischen Prozessen. Es finden sich die stärksten Niederschlagssignale. Anschließend schwächt sich die Zyklone in Phase II ab während sie sich am Rand einer intensiveren Zyklone befindet. In Phase III kommt es dann zur stärksten Intensivierung der gesamten Zyklonenentwicklung. Es finden sich wieder erhöhte Niederschlagswerte. Das Tiefdruckgebiet wird zusätzlich von einem Höhentrog beeinflusst. Phase IV zeichnet sich durch eine erneute Abschwächung des zentralen Bodendrucks aus. Das Tiefdruckgebiet wandert am Rand des Eisschildes entlang und wechselwirkt mit anderen Zyklonen. Phase V ist die Besonderheit dieser Zyklonenentwicklung. Hier intensiviert sich das Tiefdruckgebiet erneut während es auf das Eisschild vor dem Ross-Schelfeis zieht. Es befindet sich dann im Einflussbereich einer intensiver-

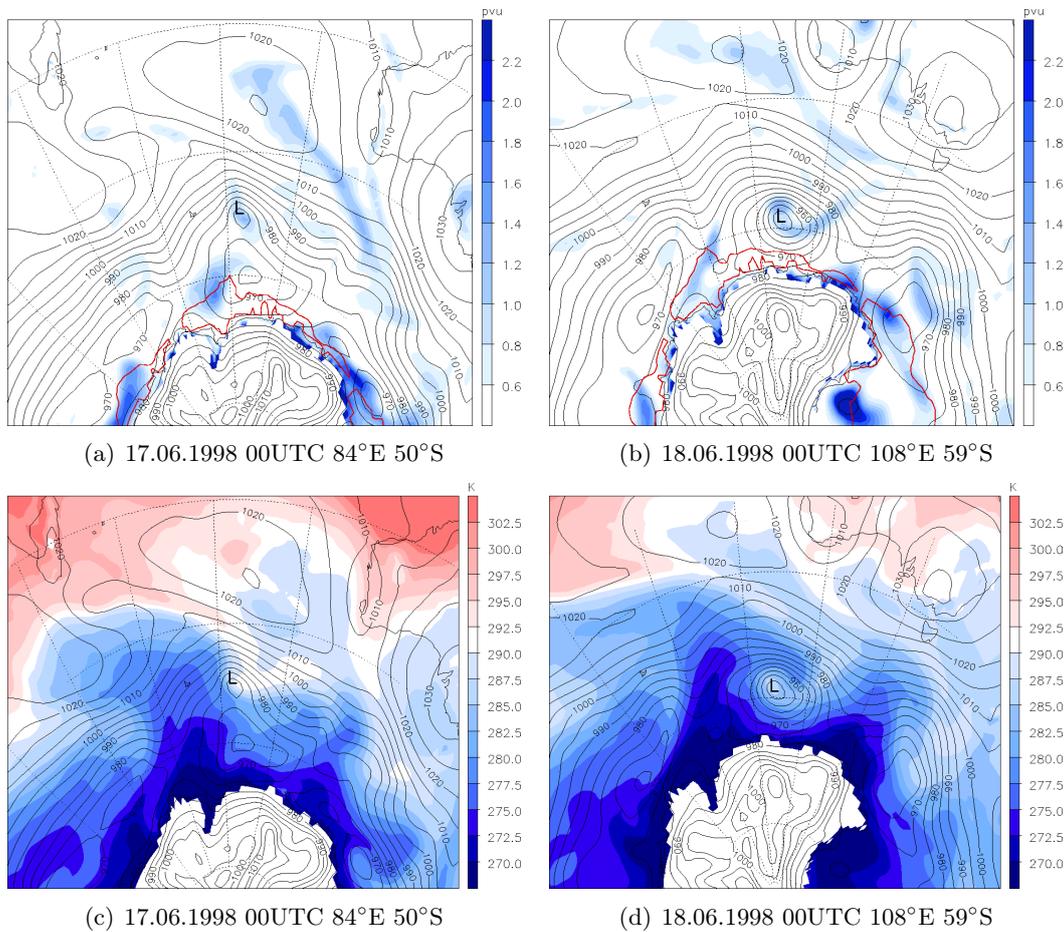


Abbildung 4.10: (a) & (b) Potentielle Vorticity in *pvu* mit der 80%-igen Eisbedeckung in **rot** und (c) & (d) potentielle Temperatur in *K* auf 850*hPa* mit dem jeweils aktuellen Bodendruckfeld in *hPa*.

en südlich gelegeneren Zyklone, die in der unteren Troposphäre kalte Luft mit erhöhten Werten der potentiellen Vorticity vom Kontinent weg zum Tief transportiert. Die genaue Untersuchung dieser Intensivierungsphase erfolgt in den folgenden Abschnitten. In Phase VI kommt es dann zur Auflösung der Zyklonenstruktur bis hin zur Zyklolyse.

4.3 Warm Conveyor Belts

Die Untersuchung der Zyklone auf die Ausbildung von Warm Conveyor Belts wurde wie in Abschnitt 3.3.1 durchgeführt. Hierbei sollen die großskaligen Kondensationsprozesse genauer betrachtet werden.

Start am 11.06.1998

Zu Beginn der Zyklonenentwicklung ist das Tiefdruckgebiet mit einem stark kohärenten Luftstrom mit den Eigenschaften eines Warm Conveyor Belts verbunden. Dieser ist durch

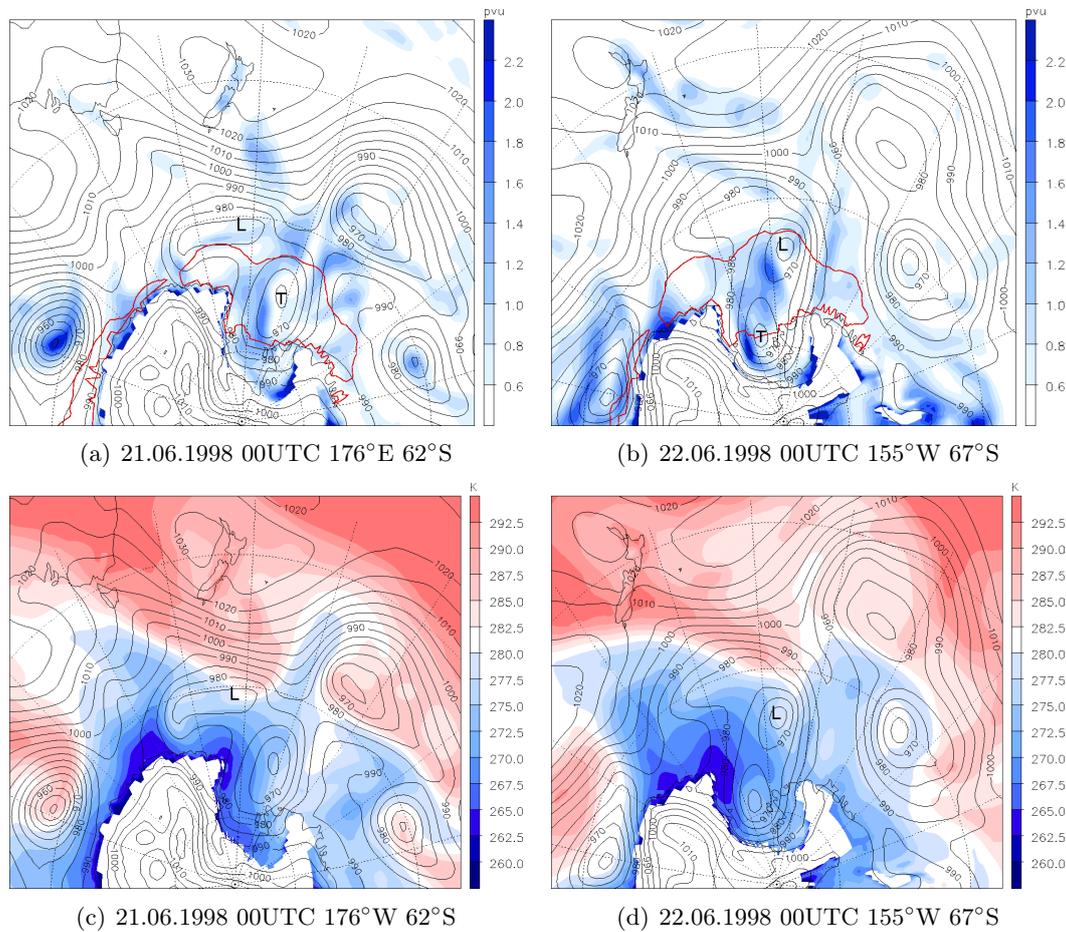


Abbildung 4.11: (a) & (b) Potentielle Vorticity in pvu mit der 80%-igen Eisbedeckung in **rot** und (c) & (d) potentielle Temperatur in K auf $850hPa$ mit dem jeweils aktuellen Bodendruckfeld in hPa .

eine intensive stationäre Zyklone weiter südöstlich entstanden und spaltet sich nach etwa $24h$ in zwei Bündel auf (nicht dargestellt). Die Startregion der Trajektorien vom 11.06.1998 um 12UTC liegt direkt nördlich der betrachteten Zyklone. Der Trajektorienverlauf wird beim Aufstieg bis über $300hPa$ durch deren Propagation beeinflusst. Die Potentielle Vorticity entlang dem kleineren nördlicher gelegeneren Bündel entwickelt sich von niedrigen Werten um $0pvu$ auf höhere Werte um $1pvu$, um dann wieder abzufallen. Entlang des größeren Bündels kommt es gegen Ende dann abermals zu einem Anstieg auf Werten über $1pvu$. Die relative Feuchte steigt in beiden Fällen anfangs auf über 90% an um dann im großen Bündel auf teilweise unter 20% abzufallen. Beim kleineren Bündel sinkt sie nicht unter 50%. Die potentielle Temperatur steigt in beiden Fällen in den ersten $18h$ stark an, auf über $315K$, und hält sich dann relativ konstant.

Start am 12.06.1998

Auch die $24h$ später gestarteten Trajektorien zeigen ein ähnliches kohärentes Verhalten

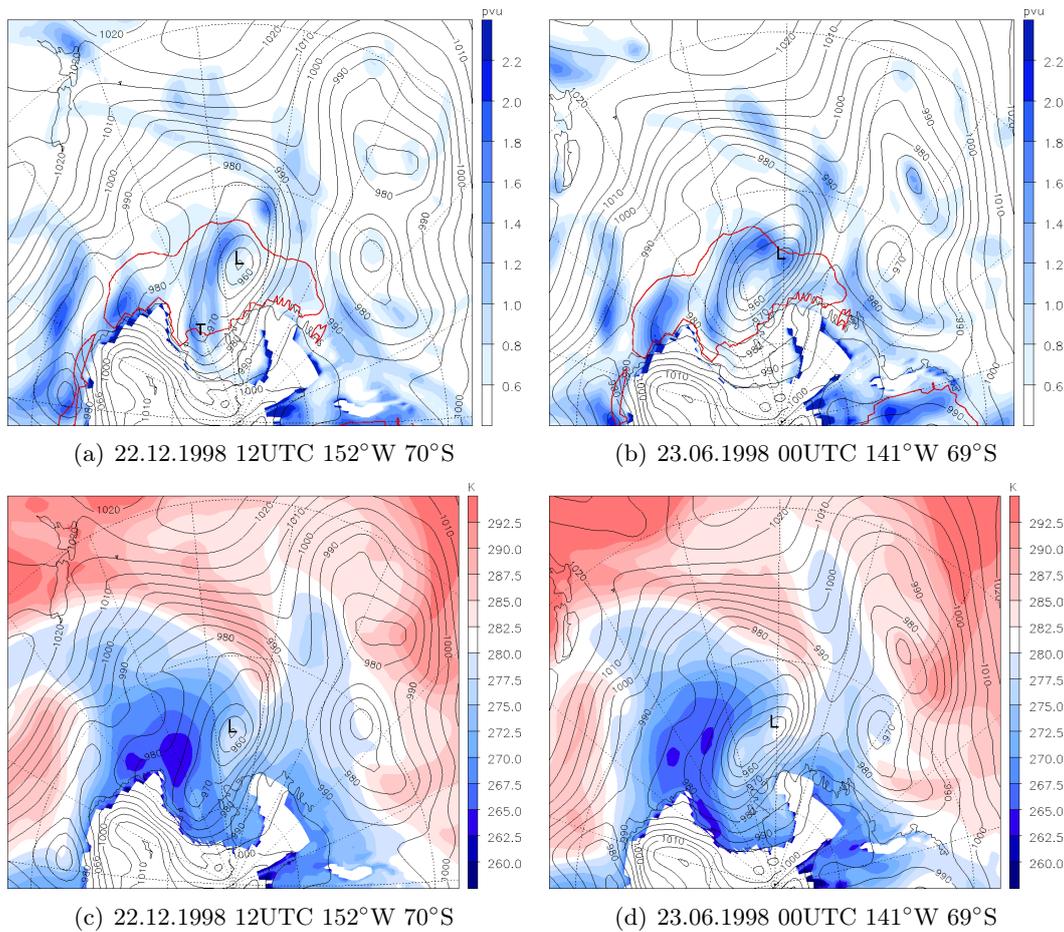


Abbildung 4.12: (a) & (b) Potentielle Vorticity in *p.u.* mit der 80%-igen Eisbedeckung in **rot** und (c) & (d) potentielle Temperatur in *K* auf $850hPa$ mit dem jeweils aktuellen Bodendruckfeld in *hPa*.

und die Ursprungsregion liegt wieder nordöstlich des Zentrums der betrachteten Zyklone (nicht dargestellt). Der Einfluss des stärkeren Tiefdruckgebiets auf dieses Bündel ist wieder von vorrangiger Bedeutung. Der Aufstieg erfolgt innerhalb von $48h$ von über $900hPa$ auf unter $500hPa$ und verläuft anschließend nur noch sehr langsam bis auf etwa $300hPa$. Die potentielle Vorticity steigt anfangs und fällt gegen Ende wieder ab. Bei der relativen Feuchte kommt es am Trajektorienende zu einem teilweisen Absinken auf unter 20%. Ein großer Teil der Trajektorien behält jedoch eine relative Feuchte um 70%. Die potentielle Temperatur zeigt passend zum Druckverlauf zu Beginn einen starken Anstieg.

Starts vom 13. bis zum 15.06.1998

Innerhalb der nächsten drei Startzeitpunkte (13. bis 15.06.1998) zeigt sich immer deutlicher ein direkter Zusammenhang der identifizierten Trajektorien mit dem betrachteten Tiefdruckgebiet. Die Wechselwirkung mit der südlicheren Zyklone lässt nach bis sich die zwei Tiefdruckgebiete am 17.06.1998 um 06UTC zusammenschließen (Abbildung 4.13).

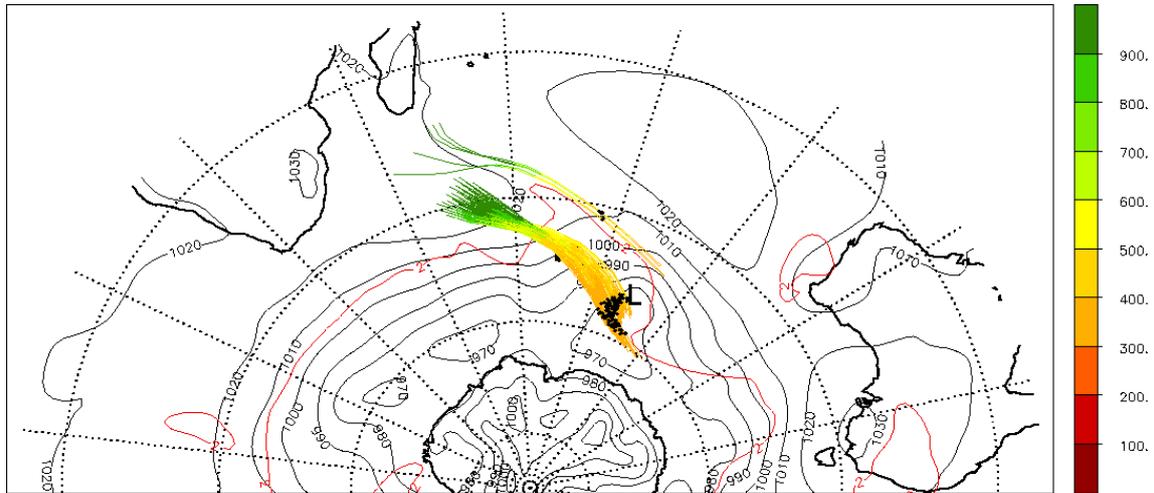


Abbildung 4.13: Das betrachtete Tiefdruckgebiet am 17.06.1998 um 06UTC (91°E und 53°S) mit den am 15.06.1998 um 12UTC gestarteten Vorwärtstrajektorien über 48h. Die Farbe der Trajektorien bezieht sich auf den aktuellen Druck der Luftpakete in hPa zum betreffenden Zeitpunkt. Im Hintergrund liegt das aktuelle Bodendruckfeld (schwarz) und die $2pvu$ -Linie auf der $315K$ -Isentropen (rot). Die schwarzen Punkte geben die zum Zeitpunkt des Hintergrundfeldes passenden Orte der verfolgten Luftpakete wieder.

Der Aufstieg der Luftpakete erfolgt innerhalb der 48h von über $900hPa$ auf unter $400hPa$ mit einem Anstieg der potentiellen Vorticity entlang des Weges. Die relative Feuchte sinkt teilweise bis unter 20%, während die potentielle Temperatur von unter $296K$ auf maximal $308K$ steigt.

Start am 16.06.1998

Die einen Tag später, am 16.06.1998 um 12UTC, gestarteten Trajektorien bilden ein stark kohärentes Bündel (Abbildung 4.14). Es zeigt sich somit erneut ein Warm Conveyor Belt bei dem die Luftpakete anfangs sehr schnell aufsteigen. Die erneute Intensivierung zeigt sich nun also auch in den Luftströmungen. Die potentielle Temperatur und die potentielle Vorticity entlang den Trajektorien deuten nur im Bereich um $600hPa$ und innerhalb der ersten 24h der betrachteten 48h auf mögliche diabatische Prozesse hin.

Starts vom 17. bis zum 19.06.1998

Gegen Ende der Zyklonenentwicklung können keine Luftströme mit den gesuchten Eigenschaften dem Tiefdruckgebiet direkt zugeordnet werden (nicht dargestellt). Zum letzten betrachteten Zeitpunkt (19.06.1998) jedoch zeigt sich wieder ein solches wenn auch dünnes Trajektorienbündel. Dieses wird von mehreren kleineren Tiefdruckgebieten beeinflusst, zu denen auch das untersuchte gehört. Eine eindeutige Unterscheidung der Einflüsse ist aber nicht mehr möglich. Es findet sich somit kein Warm Conveyor Belt mehr, dass sich direkt dem Tiefdruckgebiet zuordnen lässt.

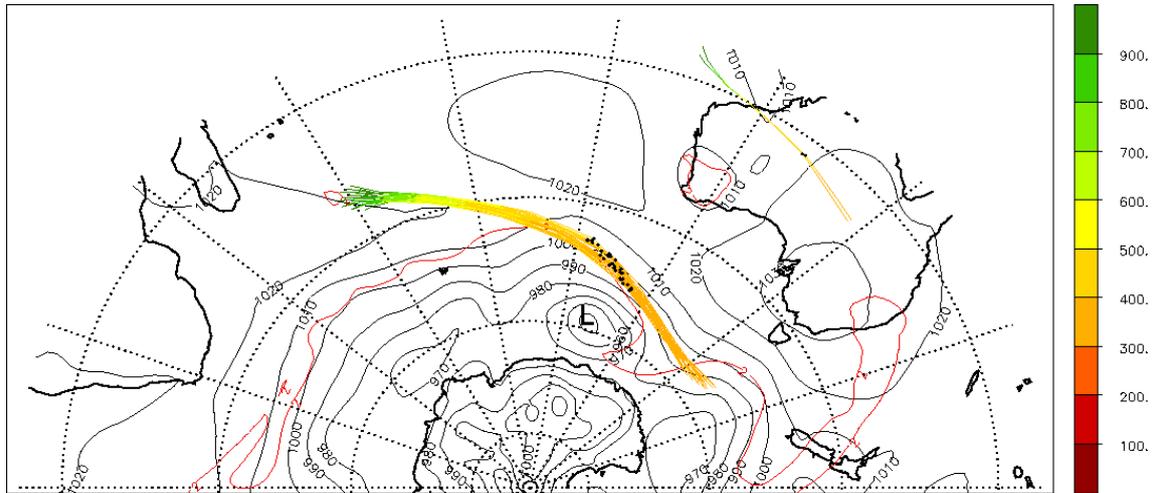


Abbildung 4.14: Das untersuchte Tiefdruckgebiet am 18.06.1998 um 00UTC (108°E und 59°S) mit den am 16.06.1998 um 12UTC gestarteten Vorwärtstrajektorien über 48h. Die Farbe der Trajektorien bezieht sich auf den aktuellen Druck der Luftpakete in hPa zum betreffenden Zeitpunkt. Im Hintergrund liegt das aktuelle Bodendruckfeld (schwarz) und die $2p_{vu}$ -Linie auf der $315K$ -Isentropen (rot). Die schwarzen Punkte geben die zum Zeitpunkt des Hintergrundfeldes passenden Orte der verfolgten Luftpakete wieder.

4.4 Die Luftströmungen am Rande des Eisschildes

In den Abbildungen 4.11 und 4.12 ist zu erkennen, dass kalte Luft vom Kontinent und dem Eisschild hinter die Zyklone transportiert wird. Diese Luft zeigt erhöhte Werte der potentiellen Vorticity, die möglicherweise durch die starke Stratifizierung in der Grenzschicht über der Antarktis verursacht werden. Um diese Beobachtung zu bestätigen, wird in diesem Abschnitt eine einfache Trajektorienrechnung vorgestellt. Abbildung 4.15 zeigt die potentielle Temperatur auf $850hPa$ am 23.06.1998 um 00UTC, also 12h vor dem Zeitpunkt des erneuten zeitlichen Druckminimums. Es ist ein Bereich mit warmer Luft östlich der Zyklone auszumachen sowie ein Bereich mit kalter Luft westlich von ihr. Aus den eingezeichneten Boxen werden Rückwärtstrajektorien gerechnet, um die Ursprungsorte dieser zwei unterschiedlichen Luftmassen zu bestimmen.

Zur Berechnung der Herkunft der kalten Luft wurden nur Trajektorien betrachtet deren potentielle Temperatur zum Startzeitpunkt unter $265K$ lag. Umgekehrt wurden bei der Untersuchung der wärmeren Luft nur Trajektorien berücksichtigt deren potentielle Temperatur am Anfang über $275K$ lag. Die Trajektorien wurden dann über 72h rückwärts gerechnet aus einem Höhenbereich zwischen 825 und $925hPa$. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.16 dargestellt. Die wärmere Luft kommt zu einem kleineren Teil aus den niederen Breiten und ist sehr feucht. Dabei steigt sie leicht auf. Ein größerer trockener Teil kommt aber aus dem Wirbel um das Tiefdruckzentrum selbst und sinkt ab. Die kältere Luft strömt ebenfalls aus zwei unterschiedlichen Richtungen zusammen. Ein Bündel kommt aus südwestlicher Richtung und strömt die Küste herab. Die anderen Luftpakete sinken adiabatisch vom Kontinent über das Eisschild ab bis hin zum Zielgebiet. Die kalte Luft

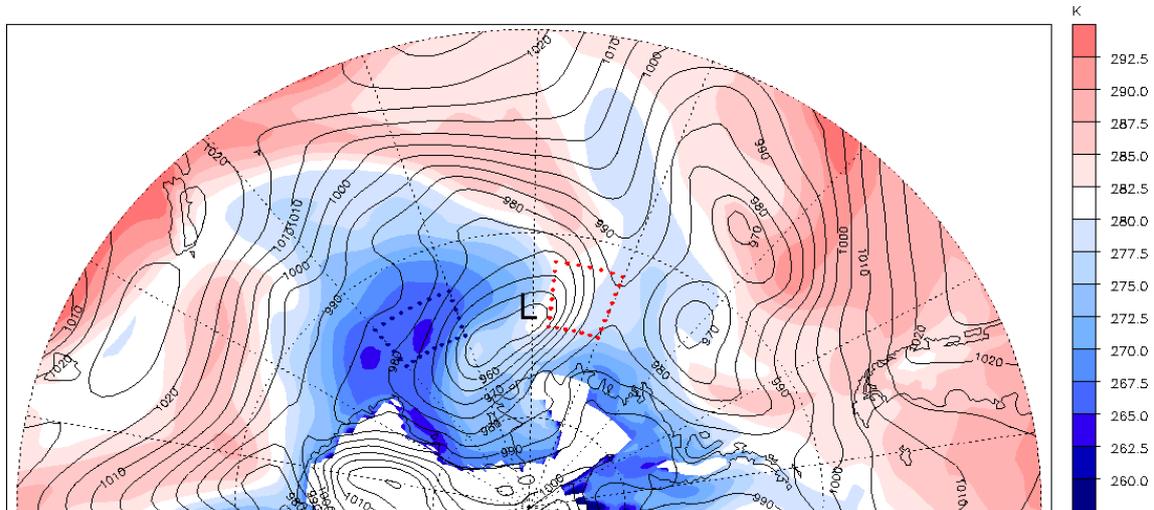


Abbildung 4.15: Die potentielle Temperatur in K auf $850hPa$ am 23.06.1998 um 00UTC (12h vor dem Zeitpunkt des minimalen Bodendrucks) mit dem reduzierten Bodendruck in hPa . Blau umrandet ist die Startregion der kalten Trajektorien und rot umrandet die der warmen.

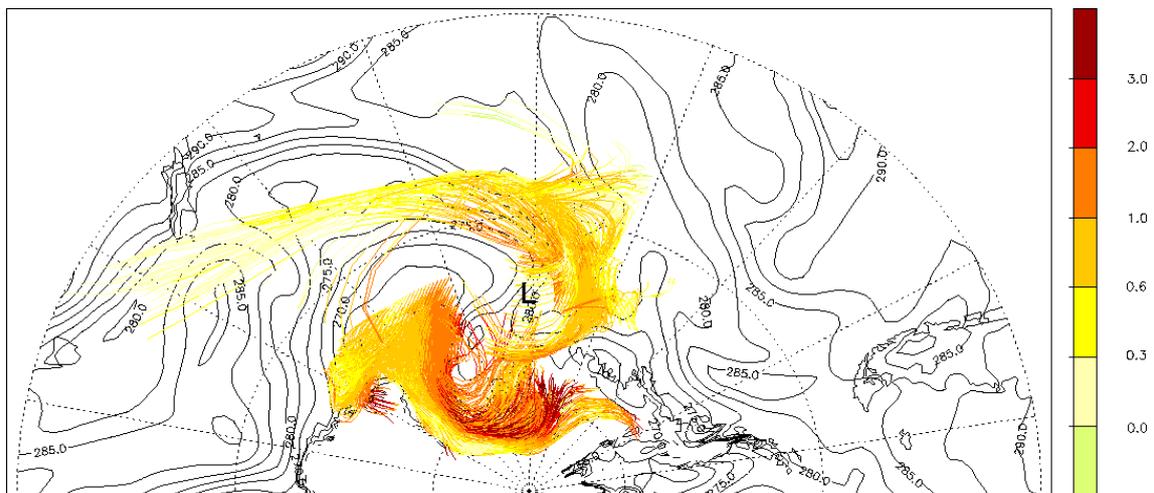


Abbildung 4.16: Darstellung der am 23.06.1998 um 00UTC gestarteten Trajektorien aus der Warm- und aus der Kaltluft, eingefärbt mit der potentiellen Vortizität in pvu . Im Hintergrund liegt die potentielle Temperatur in K auf $850hPa$.

die sich hinter der Zyklone nach Norden schiebt kommt also tatsächlich vom Eisschild. Sie wird von einer über dem Ross-Schelfeis gelegene Zyklone und durch deren Verstärkung der katabatischen Winde [Bromwich and Parish (1998)] vom Kontinent weg transportiert. In wie weit dieser Prozess die Entwicklung der Zyklone beeinflusst ist nicht klar. Er könnte jedoch einen Beitrag zu erneuten Intensivierung leisten.

4.5 Die Zyklonenintensivierung vor der Antarktis

In diesem Kapitel konnte bisher festgestellt werden, dass sich die betrachtete Zyklone zwei Mal deutlich intensiviert, wobei die zweite schwächere Intensivierung über dem Eisschild der Antarktis stattfindet. In diesem Abschnitt werden nun zwei Hypothesen vorgestellt, die den Zusammenhang zwischen den antarktischen Winden und der erneuten Zyklonenintensivierung beschreiben sollen.

Die erste Hypothese geht davon aus, dass die Antarktislufte in das Tiefdruckzentrum hinein strömt und durch die hohen Werte der potentiellen Vorticity ein zyklonales Windfeld induziert, welches die Rotation der Zyklone und damit auch diese selbst verstärkt. Bei der zweiten Hypothese wird angenommen, dass die Antarktislufte nicht direkt ins Zentrum der Zyklone gelangt sondern südwestlich davon verbleibt. Dadurch würde das durch die hohen Werte der potentiellen Vorticity induzierte Windfeld warme Luft von Nordwesten her zum Tiefdruckgebiet transportieren. Die entstehende Warmanomalie im Bereich des Zyklonenzentrums würde dann ihrerseits ein zyklonales Windfeld verursachen und somit das Tiefdruckgebiet verstärken. Um die Hypothesen zu testen, werden im nächsten Abschnitt Trajektorienrechnungen und Querschnitte vorgestellt.

4.6 Wechselwirkungen mit den antarktischen Windsystemen

4.6.1 Trajektorienrechnungen

Zur Untersuchung der Hypothesen werden hier Trajektorienrechnungen gezeigt, um herauszufinden woher die hohen Werte der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre in der Umgebung der Zyklone kommen. Dazu werden um jeweils 00UTC 72h-Rückwärtstrajektorien gestartet. Die Startbox erstreckt sich dabei horizontal 10° in alle Himmelsrichtungen vom Tiefdruckzentrum aus und vertikal von 700 bis 925hPa. Es werden nur Trajektorien berücksichtigt deren potentielle Vorticity zum Startzeitpunkt über $1pvu$ liegt.

17.06.1998 (Phase III: Intensivierung)

Die Luft mit hoher potentieller Vorticity direkt am Tiefdruckgebiet (die mittlere der drei Startregionen in Abbildung 4.17) kommt in zwei unterschiedlichen Bündel dort an. Das südöstlich gelegene Bündel zeigt kaum Meridionalverschiebung. Die potentielle Vorticity ist schon zu Beginn höher als die des anderen Bündels. Zum Tief hin sinkt die Luft ab und hat nur eine geringe relative Feuchte. Es handelt sich bei diesem Bündel um Luft aus dem Bereich der Tropopause. Das nördlicher gelegene Bündel zeigt kaum Höhenverschiebung. Es startet etwa 20° nördlich des Zyklonenzentrums und hat eine wesentlich höhere relative Feuchte. Die potentielle Vorticity steigt dabei an. Ein Teil der Anomalie der potentiellen Vorticity wird also durch absinkende Luft aus der oberen Troposphäre und der andere durch aufsteigende Luft, die durch diabatische Prozesse beeinflusst wurde, verursacht.

18.06.1998 (Ende Phase III: Minimum im zentralen Bodendruck)

Die Luft die direkt am Tiefdruckgebiet ankommt erreicht dieses in drei Trajektorienbündeln (Abbildung 4.18). Das erste Bündel startet etwa 10° nördlich des Zentrums aus der untersten Luftschicht und steigt nur wenig auf. Die Luft zeigt eine sehr hohe relative

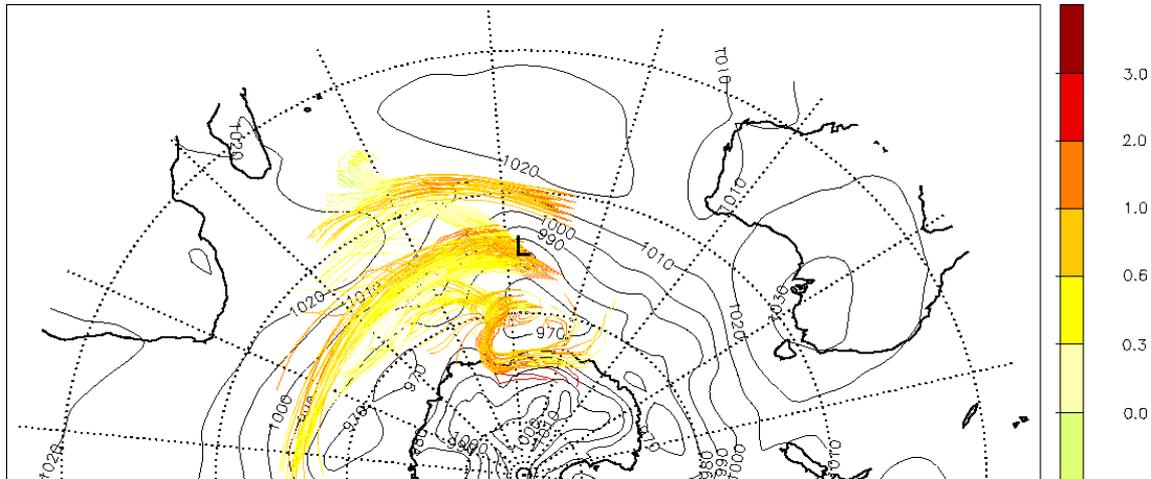


Abbildung 4.17: Die am 17.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt die potentielle Vorticity in *pvu* an.

Feuchte und die potentielle Temperatur sinkt mit der Zeit leicht ab. Die potentielle Vorticity steigt von Werten um 0,3*pvu* auf Endwerte über 1*pvu*. Das zweite Trajektorienbündel startet mehr als 20° nördlich des Tiefdruckgebiets und bewegt sich im Bereich von 800 bis 950hPa. Erst beim Erreichen der Zyklone steigen die Trajektorien weiter auf. Die relative Feuchte steigt anfangs schnell an auf über 90% während die potentielle Temperatur leicht sinkt. Auch bei diesen Luftpaketen steigt die potentielle Vorticity deutlich an. Das letzte Bündel sinkt um etwa 200hPa ab und startet weniger als 10° nördlich des Tiefdruckgebiets. Die Luft ist zu Beginn wesentlich trockener als in den anderen Trajektorienbündeln, dafür zeigt die potentielle Vorticity bereits zu Beginn schon höhere Werte. Die PV-Anomalie direkt am Tiefdruckgebiet wird also wie zuvor durch absinkende Luft und durch aufsteigende Luft, die durch diabatische Prozesse beeinflusst wurde, hervorgerufen.

Die Luft, die südlich des Tiefdruckgebietes für eine Anomalie in der potentiellen Vorticity sorgt strömt in einem klar definierten Bündel vom antarktischen Kontinent herab. Der Druck verdeutlicht, dass die Luft aus der Grenzschicht die steile Küste herunter strömt. Die potentielle Temperatur sinkt deutlich während die potentielle Vorticity von anfangs etwa 0,6*pvu* über dem Kontinent erst stark ansteigt auf Werte über 3*pvu* um anschließend an der Küste wieder auf Werte um 2*pvu* abzusinken. Die relative Feuchte liegt anfangs zwischen 60% und 20% vor der Küste.

19.06.1998 (Phase IV: Abschwächung)

Die direkt zum Tiefdruckgebiet strömende Luft kommt von etwa 20° weiter nordwestlich und steigt bei ihrem Weg nur um etwa 100hPa auf (Abbildung 4.19). Die potentielle Vorticity steigt dabei unterschiedlich stark an. Die relative Luftfeuchtigkeit liegt während der gesamten Zeit zwischen 60 und 100%. Die Luft, die etwas weiter südlich der Zyklone für eine PV-Anomalie sorgt strömt vom Kontinent herab und verändert dementsprechend ihre Höhe. Die potentielle Vorticity steigt dabei von Anfangswerten um 0,5*pvu* auf Werte deutlich über 1*pvu*. Nach dem Passieren der Küste sinken die Werte wieder leicht ab. Die

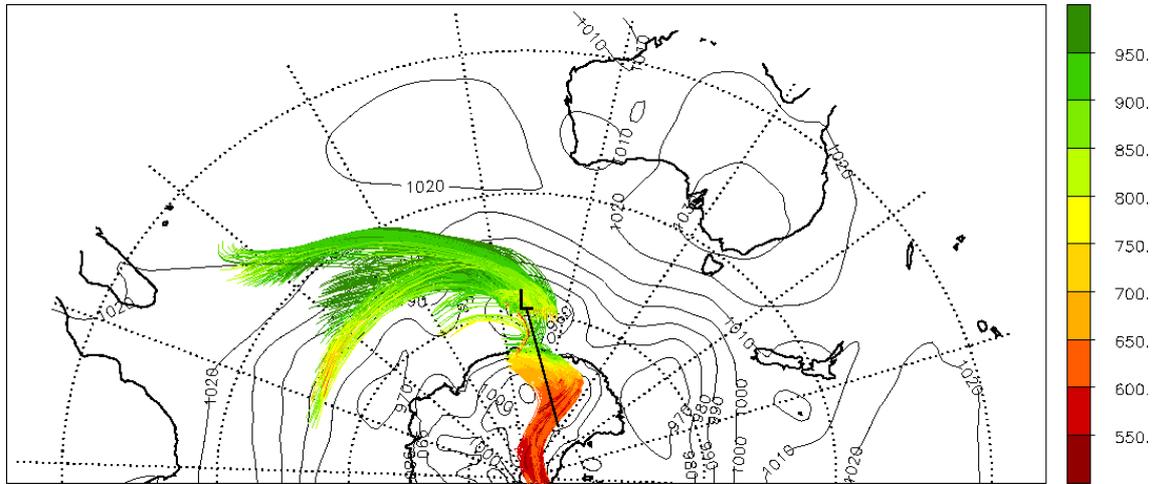


Abbildung 4.18: Die am 18.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt den Druck in hPa an.

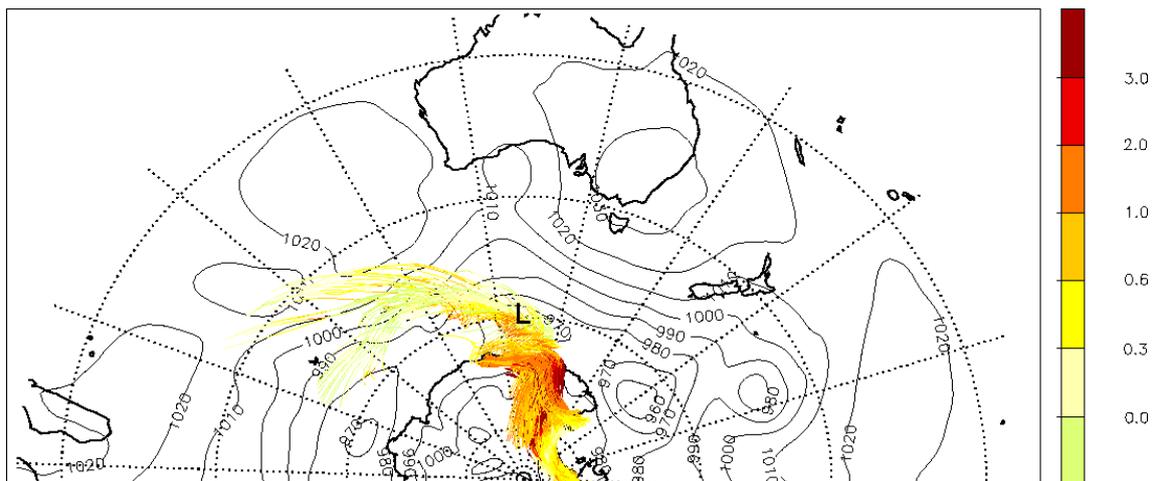


Abbildung 4.19: Die am 19.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt die potentielle Vorticity in pvu an.

Luft zeigt wesentlich geringere Werte der relativen Feuchte als die am Tief ankommenden Bündel.

20.06.1998 (Phase IV: Abschwächung)

Die direkt am Tief endenden Trajektorien starten mehr als 10° nördlich des Zyklonen-zentrums (Abbildung 4.20). Sie sinken nur leicht ab während ihre potentielle Vorticity von Werten um 0 pvu stark auf Werte über 1 pvu ansteigt. Die relative Feuchte liegt dabei zwischen 60 und 100%. Das südwestlich des Tiefdruckgebiets endende Trajektorienbündel strömt als Abwind die steile Küste der Antarktis herab. Die Werte der potentiellen

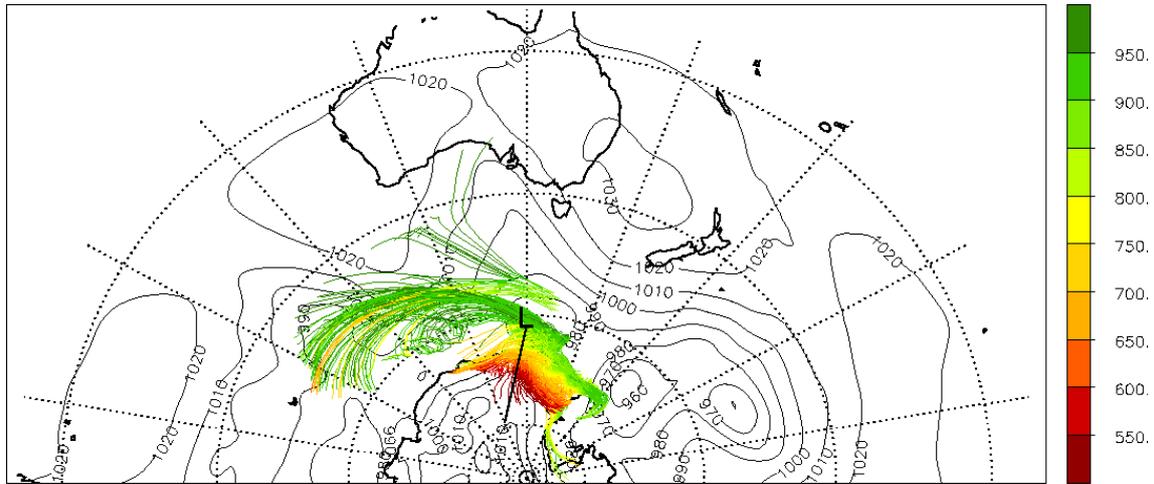


Abbildung 4.20: Die am 20.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt den Druck in hPa an.

Vorticity sind deutlich höher als die des anderen Bündels. Das selbe gilt für die relative Luftfeuchtigkeit.

21.06.1998 (Ende Phase IV: Maximum im zentralen Bodendruck)

Die Luft die zur PV-Anomalie direkt am Zyklonenzentrum beiträgt erreicht dieses auf zwei unterschiedlichen Wegen (Abbildung 4.21). Das erste Bündel liegt anfangs sehr tief bei über 950hPa und befindet sich dabei etwa 20° nördlich der Zyklone. Sie steigt erst kurz vor dem Erreichen des Tiefdruckgebietes auf während die potentielle Vorticity kontinuierlich ansteigt. Die Luft ist sehr feucht mit Werten der relativen Feuchte zwischen 80 und 100%. Das zweite Bündel sinkt von anfänglich unter 650hPa 10° nördlicher auf über 800hPa ab. Die potentielle Vorticity sinkt dabei erst leicht ab, um dann umso stärker wieder anzusteigen. Im Bereich nach der leicht erhöhten potentieller Vorticity ist die Luftfeuchtigkeit von über 60 auf unter 40% gefallen.

Die Luft die südlich des Tiefdruckgebietes zu einer PV-Anomalie in der unteren Troposphäre beiträgt kommt vom antarktischen Kontinent und überströmt vor dem Erreichen der Zyklone das Ross-Eisschild. Dies passt zu dem in Abschnitt 4.2 beschriebenen Vorgang in Phase V. Eine südlich gelegene Zyklone bringt dabei kalte Luft mit ungewöhnlich niedrigen Werten der potentiellen Vorticity zum betrachteten Tiefdruckgebiet. Die Vertikalbewegung ist dabei relativ gering.

23.06.1998 (Phase V: 12h vor dem Minimum im zentralen Bodendruck)

Zu diesem Zeitpunkt, sowie 24h früher, ist ein fast vollkommen geschlossener Wirbel um das Tiefdruckgebiet herum zu erkennen das sich jetzt vollkommen über dem Eisschild befindet (Abbildung 4.22). Die Luft scheint dabei sowohl auf als auch abzustiegen. Die relative Feuchte zeigt eine starke Variabilität. Die Werte der potentiellen Vorticity sind direkt im Wirbel besonders hoch.

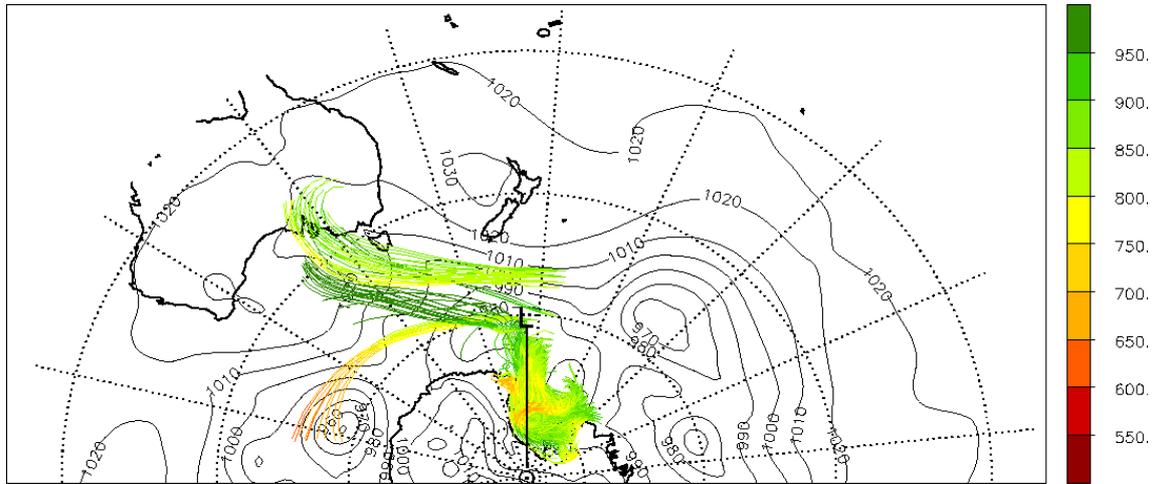


Abbildung 4.21: Die am 21.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt den Druck in hPa an.

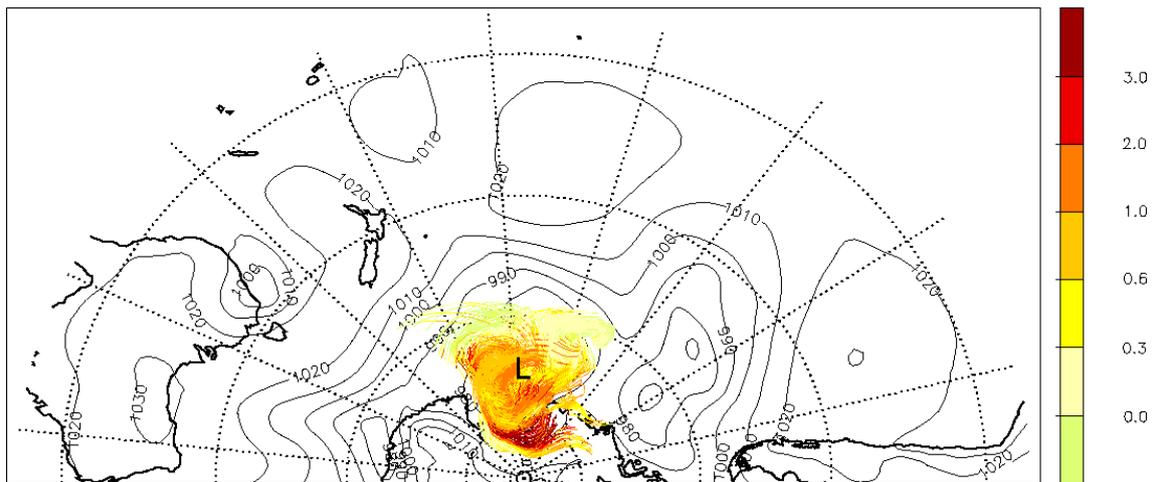


Abbildung 4.22: Die am 23.06.1998 um 00UTC zwischen 700 und 925hPa gestarteten Rückwärtstrajektorien. Die Farbe gibt die potentielle Vortizität in pvu an.

Zusammenfassung

Die erhöhte potentielle Vortizität in der Umgebung der Zyklone wird durch verschiedene Prozesse und Luftströmungen verursacht. Direkt am Zyklonenzentrum findet sich, fast bis zum Schluss der Zyklonenentwicklung, Luft die durch diabatische Prozesse wie Kondensation beeinflusst wurde. Zu Beginn der Zyklonenentwicklung findet sich zusätzlich Luft, die aus der Tropopausenregion absinkt. Die diabatische Produktion potentieller Vortizität ist dabei jedoch der dominierende Prozess, während die stratosphärischen Einmischungen eher schwach ausgeprägt sind. Zusätzlich lässt sich qualitativ beobachten, dass mit der Zeit immer weniger Trajektorien aus den niederen Breiten das Zyklonenzentrum erreichen, bis

schließlich, kurz vor dem Zeitpunkt des Minimums im zentralen Bodendruck, keine solchen Trajektorienbündel mehr zu finden sind.

Am Rande der Antarktis tritt eine weitere Luftströmung in Kraft die einen Beitrag zu den erhöhten Werten der potentiellen Vorticity in der mittleren Troposphäre in der Umgebung der Zyklone leistet. Es handelt sich dabei um Luft, die aus der Grenzschicht der Antarktis stammt und, angetrieben durch katabatische und allgemeine Abwinde, über die Küste herab in Richtung der Zyklone strömt. Ihre potentielle Vorticity ist deutlich erhöht. Diese Luft erreicht das Zyklonenzentrum jedoch erst kurz vor dem Zeitpunkt des zweiten Minimums im zentralen Bodendruck, zu allen früheren Zeitpunkten verbleibt sie weiter südlich.

4.6.2 Querschnitte

Um einen Beleg für die Temperaturinversion in der Grenzschicht und die damit verbundenen erhöhten Werte der potentiellen Vorticity zu erhalten und um eventuell den Transport der Luft sehen zu können, werden Querschnitte durch die untere Troposphäre in ausgewählten Regionen zu bestimmten Zeitpunkten betrachtet. In den Abbildungen 4.18, 4.20 und 4.21 sind die hier im Folgenden gezeigten Querschnitte durch schwarze Linien gekennzeichnet.

Gezeigt werden Vertikalschnitte durch die Felder der potentiellen Temperatur und der potentiellen Vorticity. Das Zentrum der betrachteten Zyklone befindet sich jeweils am äußersten rechten Bildrand. Die Farbskala für die Querschnitte durch die Felder der potentiellen Vorticity zeigt für troposphärische Verhältnisse typische Werte weiß bis orange an während es für stark erhöhte Werte in den grünen Bereich springt.

18.06.1998 00UTC (Ende Phase III: Minimum im zentralen Bodendruck)

In Abbildung 4.23 sind die Querschnitte entlang der in Abbildung 4.18 gezeigten Linie dargestellt. Zum betrachteten Zeitpunkt bewegt sich die Luft in einem kohärenten Bündel über den Kontinent und dann die steile Küste herab, wobei die Trajektorien gerade erst das Eisschild erreichen oder sogar noch auf dem Kontinent liegen.

Im Querschnitt durch die potentielle Temperatur ist der deutliche horizontale Gradient am Kontinentalrand zu erkennen der das Eisschild bedeckt und durch den starken Kontrast zwischen kontinentaler und maritimer Luft verursacht wird (Abbildung 4.23(a)). Das Eisschild reicht in diesem Querschnitt in etwa bis zur *line node* 40. Der horizontale Gradient an der Oberfläche nimmt danach schnell ab. Deutlich sichtbar ist die starke Stratifizierung in der untersten Luftschicht über der Antarktis. Passend dazu finden sich in diesem Bereich für die Troposphäre untypisch stark erhöhte Werte der potentiellen Vorticity (Abbildung 4.23(b)). Diese werden durch die sehr stabile Schichtung hervorgerufen (Abschnitt 2.4). Die erhöhten Werte beschränken sich vollkommen auf die betrachtete Grenzschicht und es ist kein Transport vom Kontinent herab zu erkennen. Im Bereich der betrachteten Zyklone finden sich leicht erhöhte Werte der potentiellen Vorticity (1 bis $2pvu$), wie in Abschnitt 4.6.1 angesprochen.

20.06.1998 00UTC (Phase IV: Abschwächung)

In Abbildung 4.24 sind die Querschnitte entlang der in Abbildung 4.20 gezeigten Linie

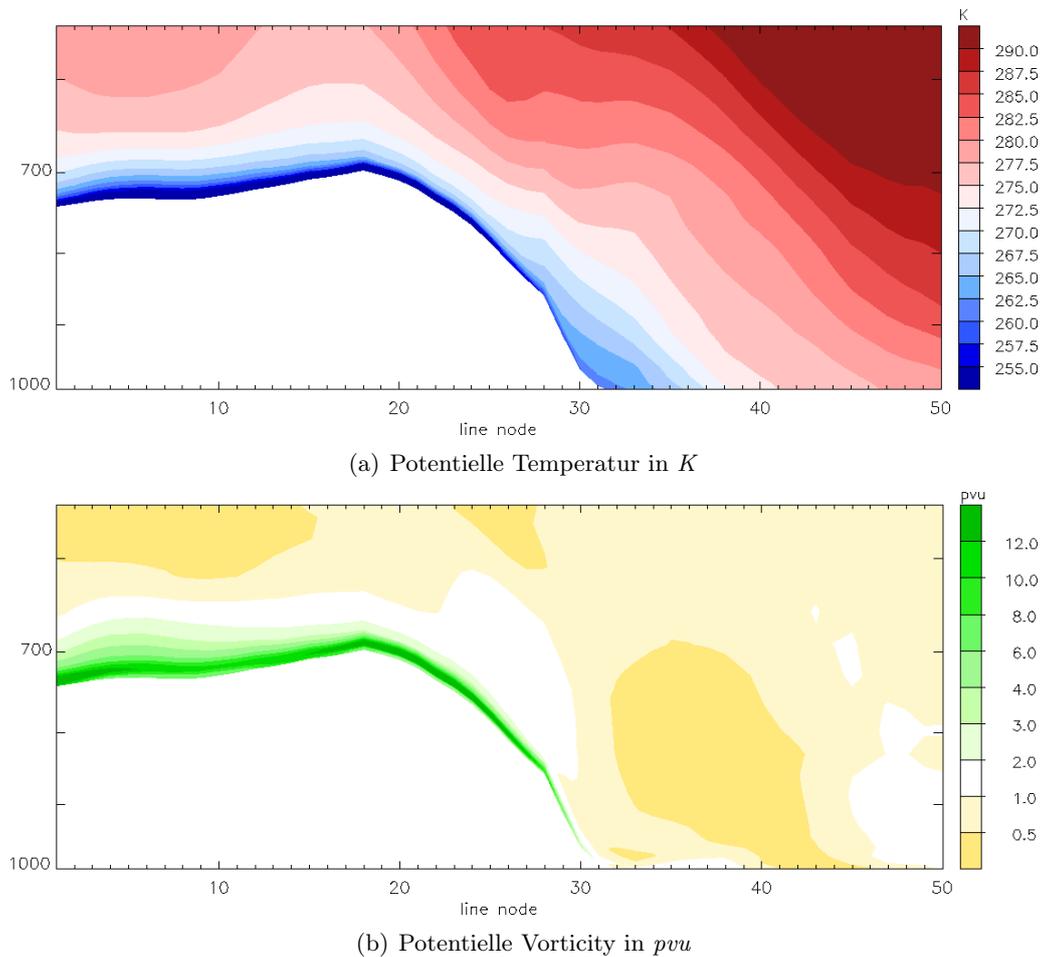


Abbildung 4.23: Querschnitte entlang der schwarzen Linie in Abbildung 4.18 am 18.06.1998 um 00UTC. Das Tiefdruckgebiet liegt in den Bildern ganz rechts. Der Druck wird in hPa angegeben.

dargestellt. Zum betrachteten Zeitpunkt strömt die Luft breit gefächert direkt von der Küste herab und fließt anschließend leicht zusammen. Das Eisschild reicht hier in etwa bis zur *line node* 32. Dies zeichnet sich deutlich im Feld der potentiellen Temperatur ab (Abbildung 4.24(a)). Auch hier ist der starke horizontale Gradient zwischen Eisschild und Meeresoberfläche zu erkennen sowie der starke vertikale Gradient über dem Kontinent. Dazu passend finden sich auch zu diesem Zeitpunkt stark erhöhte Werte der potentiellen Vorticity in der bodennahen Grenzschicht über dem Kontinent (Abbildung 4.24(b)). Sie reichen jedoch wesentlich deutlicher bis herab zur Küste und es zeigt sich ein Band, ausgehend von der Küste und in Richtung Tief zeigend, das Werte der potentielle Vorticity zwischen 1 und 2 p_vu hat. Im Bereich der betrachteten Zyklone zeigen sich eher unauffällige Werte.

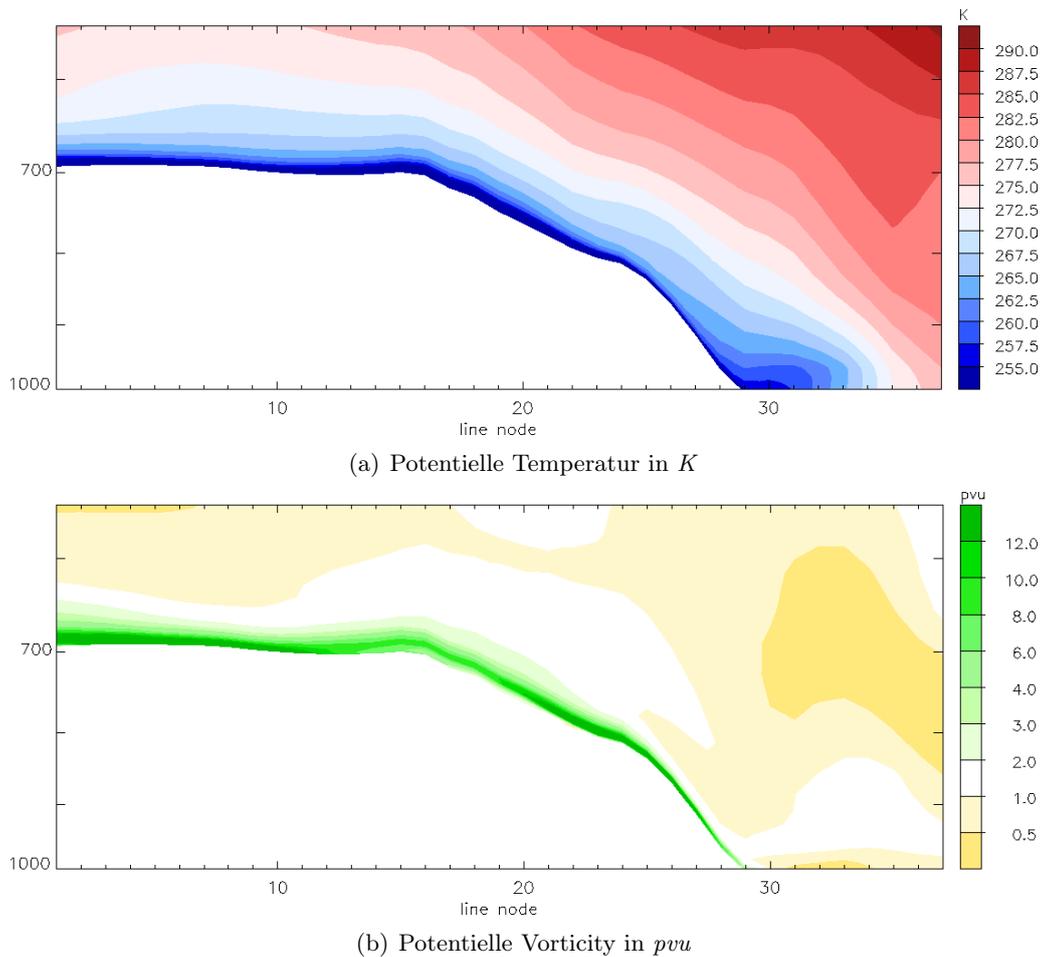


Abbildung 4.24: Querschnitte entlang der schwarzen Linie in Abbildung 4.20 am 20.06.1998 um 00UTC. Das Tiefdruckgebiet liegt in den Bildern ganz rechts. Der Druck wird in hPa angegeben.

21.06.1998 (Ende Phase IV: Maximum im zentralen Bodendruck)

In Abbildung 4.25 sind die Querschnitte entlang der in Abbildung 4.21 gezeigten Linie dargestellt. Die Luft strömt vom Kontinent herab über das Ross-Schelfeis und dann über das Eisschild fast bis hin zum betrachteten Tiefdruckgebiet. Im Querschnitt durch das Feld der potentiellen Temperatur zeigt sich eine deutliche kalte Schicht in der Grenzschicht vor dem Kontinent (Abbildung 4.25(a)). Das Ross-Schelfeis reicht in dieser Abbildung etwa bis zur *line node* 15 während das Eisschild bis zur *line node* 25 reicht. Die Luft ist über dem gesamten Bereich sehr kalt und zeigt eine sehr stabile Schichtung.

Beim Betrachten des Feldes der potentiellen Vorticity fällt auf, dass sich außer in der unteren Grenzschicht über dem Kontinent noch über dem Ross-Schelfeis ungewöhnlich hohe Werte zeigen. Diese werden durch den mit dem Querschnitt noch erfassten Rand einer Zyklone verursacht die sich über dem Eisschild befindet (Vergleich mit Abbildung 4.21). Sie transportiert Luft mit, selbst für ein Tiefdruckgebiet, ungewöhnlich hohen Werten der

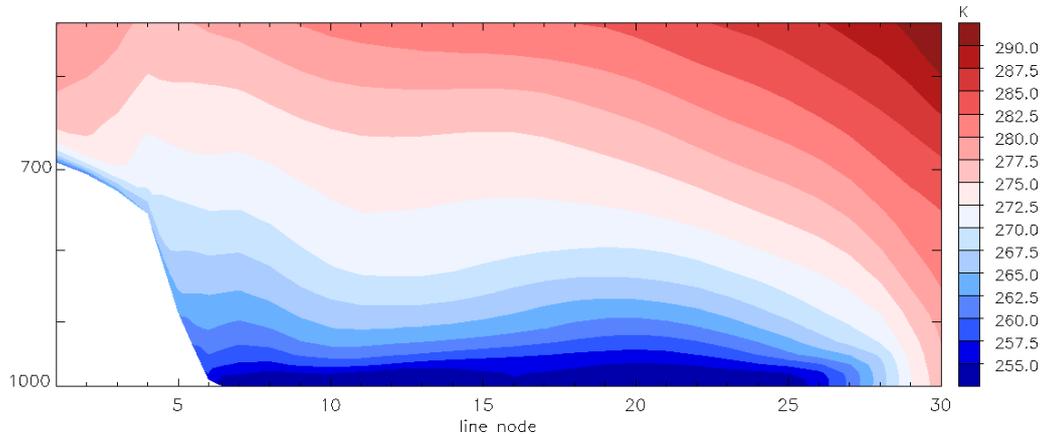
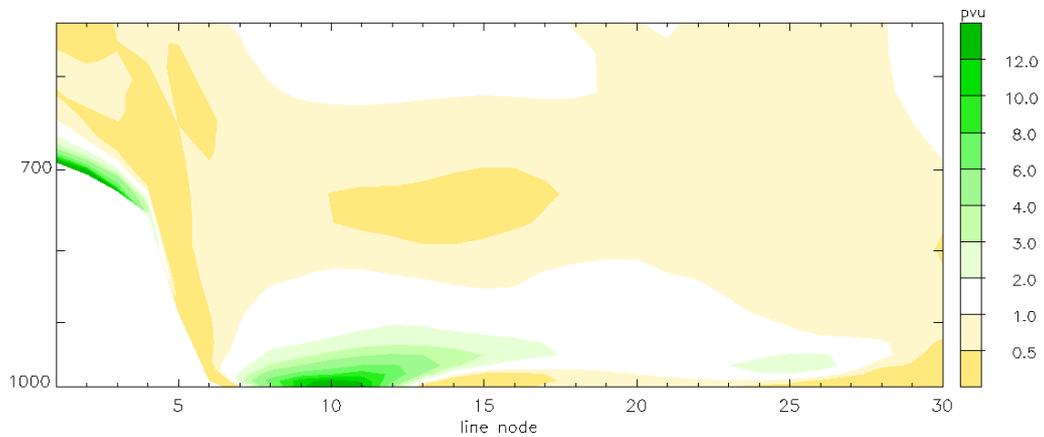
(a) Potentielle Temperatur in K (b) Potentielle Vorticity in pvu

Abbildung 4.25: Querschnitte entlang der schwarzen Linie in Abbildung 4.21 am 21.06.1998 um 00UTC. Das Tiefdruckgebiet liegt in den Bildern ganz rechts. Der Druck wird in hPa angegeben.

potentiellen Vorticity aus einem der antarktischen Gletscher heraus und über das Eisschild. Die Anomalie wird in Richtung der betrachteten Zyklone verweht.

Zusammenfassung

Beim Eintreffen der betrachteten Zyklone am Rande des Eisschildes beginnen katabatische Winde und allgemeine Abwinde Luft vom Kontinent herab in Richtung der Zyklone zu transportieren. Diese Luft ist extrem kalt und trocken. Zusätzlich zeigt sie erhöhte Werte der potentiellen Vorticity die durch die sehr starke Stratifizierung in der antarktischen Grenzschicht hervorgerufen werden. Dies ist in Abbildung 4.25(b) zu erkennen. Die Luft wird vom Kontinent weg über das Eisschild transportiert bis hin zum Bereich erhöhter Zyklonenaktivität am Rande der Antarktis (Abbildung 1.1(b)). Die dadurch verstärkte Baroklinität und die erhöhten Werte der potentiellen Vorticity scheinen einen Beitrag zur erneuten Intensivierung der betrachteten Zyklone zu leisten.

Aus Abschnitt 4.6.1 ist bekannt, dass die heraus transportierte Luft das Zyklonenzentrum jedoch erst etwa zum Zeitpunkt des Minimums im zentralen Bodendruck erreicht. Wie genau es durch die Antarktislufte zur erneuten Intensivierung der Zyklone kommt ist nicht klar. Keine der in Abschnitt 4.5 vorgestellten Hypothesen konnte bestätigt beziehungsweise widerlegt werden.

Kapitel 5

Antarktische Abwinde und die Entstehung von Mesozyklonen

Im vorherigen Kapitel wurde der Einfluss der von den katabatischen Winden der Antarktis gespeisten Luftströmungen auf synoptischskalige Zyklonen an einem Fallbeispiel untersucht. In diesem Kapitel geht es nun um den Zusammenhang zwischen diesen Luftströmungen und mesoskaligen Zyklonen, der schon in der Vergangenheit untersucht worden ist. Unter entsprechend günstigen Bedingungen ist es möglich, dass eine solche Mesozyklone zu einem synoptischen System anwächst. Somit hätten die katabatischen Winde, neben der in Kapitel 4 untersuchten direkten Beeinflussung von Zyklonen, noch einen indirekten Einfluss auf die Entwicklung und Entstehung synoptischer Systeme.

5.1 Die Entstehung mesoskaliger Zyklonen vor der Antarktis

Die in diesem Kapitel behandelten mesoskaligen Tiefdruckgebieten sind so genannte *polar lows*. Dabei handelt es sich um kleinskalige und kurzlebige Phänomene. Ihr Durchmesser liegt bei weniger als 1000km [Carrasco et al. (2003)] und die Lebensdauer liegt in der Regel in einem Bereich von bis zu 40 Stunden [Heinemann (1996)].

Carrasco et al. (2003) führen an, dass sowohl die Entstehung als auch die Entwicklung eines solchen Systems an der Meer-Eis-Grenze und auf dem offenen Meer stattfinden kann. Besonders interessant ist aber, dass dies auch weit weg vom offenen Meer nahe der Küste oder auf dem Eisschild möglich ist. Die Entstehung dieser mesoskaligen Zyklonen am Rande der Antarktis ist jedoch noch nicht vollständig verstanden. Der Zusammenhang der Zyklonogenese solcher Systeme mit den katabatischen Winden (Abschnitt 1.2) hingegen ist nachgewiesen.

In Galleé (1995) wird beschrieben, dass kalte kontinentale Luft durch die katabatischen Winde von der Antarktis weg transportiert wird und es wird vermutet, dass diese Baroklinität der Auslösemechanismus für die Zyklonogenese mesoskaliger Systeme ist. Im südhemisphärischen Sommer sind so gebildete Fronten deutlich stärker ausgeprägt als im Winter, da die katabatischen Winde die kalte Luft direkt auf das offene Meer bringen. Im Winter hingegen schwächt das Eisschild den Temperaturkontrast direkt vor der Küste ab. Galleé (1995) beschreiben, dass unter winterlichen Bedingungen vermutlich ein zusätzli-

cher Mechanismus für die Zyklogenese notwendig ist. Hier wird die vertikale Streckung der Säule des katabatischen Luftstroms als Quelle zyklonaler Rotation und somit als möglicher Auslösemechanismus angeführt. *Galleé and Schayes* (1994) fanden hingegen, dass auch bei hundertprozentiger Eisbedeckung in der Polarnacht die katabatischen Winde zur Entstehung von Fronten in der Grenzschicht führen und dadurch mesoskalige Systeme entstehen können.

Für die anschließende Intensivierung solcher Mesozyklonen ist, nach *Galleé* (1996), die Präsenz von offenem Wasser wichtig, da dort feuchtadiabatische Prozesse möglich sind. In den Arbeiten *Klein and Heinemann* (2001) und *Heinemann and Klein* (2003), die sich mit Modellsimulationen mesoskaliger Zyklonen am Rande der Antarktis beschäftigen, wird angeführt, dass es verschiedene Antriebsmechanismen in den einzelnen Phasen einer mesoskaligen Zyklone am Rande der Antarktis gibt:

(1) In der Entstehungsphase spielt die Topographie der Antarktis eine wichtige Rolle. Die auf dem Kontinent vorhandenen katabatischen Winde konvergieren beim Absinken Richtung Küste und verstärken sich somit gegenseitig. Durch die steile Küste kommt es dann zu einer weiteren Intensivierung. Die damit verbundene vertikale Streckung der Luftsäule führt zur Ausbildung zyklonaler Rotation. Eine entsprechend günstige synoptische Situation ist in dieser Phase sehr wichtig für die Verstärkung der katabatischen Winde und zum Erhalt der Kohärenz der Luftströmung. So begünstigt die großskalige Zirkulation die Bedingungen die zur Entstehung einer Mesozyklone führen können.

(2) Für das Fortbestehen der Mesozyklone sind nun vor allem diabatische Prozesse wichtig, das heißt, die räumliche Nähe zu einem Polynia, also einer Öffnung im Eisschild, oder zum offenen Meer muss gegeben sein. Der Temperaturkontrast zwischen der von den katabatischen Winden vom Kontinent transportierten Luft und dem Wasser führt dann zu verstärkten Wärmeflüssen und somit zu einer Erwärmung und Befeuchtung der Luft. Die Baroklinität verstärkt sich und somit auch die mesoskalige Zyklone. Zur Weiterentwicklung der Mesozyklone zu einem synoptischen System ist neben einer günstigen synoptischen Situation auch ein Antrieb aus dem Bereich der Tropopause, zum Beispiel durch einen Höhentrog, notwendig.

Zur Untersuchung der in diesem Abschnitt angeführten Antriebsmechanismen und zu Bestätigung des Zusammenhangs zwischen der Entstehung mesoskaliger Zyklonen und den katabatischen Winden werden in den nachfolgenden Kapiteln Klimatologien und Fallstudien betrachtet.

5.2 Klimatologien

In diesem Abschnitt wird versucht der Zusammenhang zwischen den katabatischen Winden, beziehungsweise der von der Antarktis abströmenden Luft, und der Entstehung von Mesozyklonen klimatologisch zu belegen. Eine Klimatologie der entsprechenden Luftströmungen wird erstellt, um diese mit Zyklogeneshäufigkeiten aus verschiedenen Arbeiten [*Wernli and Schwierz* (2006), *Simmonds et al.* (2003)] und einer Häufigkeit von Mesozyklonen [*Carrasco et al.* (2003)] vergleichen zu können. Hierzu werden über die Wintermonate der Südhemisphäre im Jahr 1998 alle zwölf Stunden, jeweils um 00 und um 12UTC, über fünf Tage Vorwärtstrajektorien gerechnet. Das Startgebiet erstreckt sich dabei von 180°W bis 180°Ost und von 65°S bis 80°S. In der Höhe liegt es zwischen 600 und 900hPa. Es

werden vier Selektionskriterien auf die berechneten Trajektorien angewendet:

- Die potentielle Vorticity am Startpunkt liegt über $1,5pvu$
- Die potentielle Vorticity darf auf dem gesamten Weg nicht unter $1pvu$ fallen
- Der Startpunkt liegt über der Antarktis, dem Schelfeis oder maximal 5° nördlicher
- Der Endpunkt liegt über dem Eisschild oder dem offenen Meer

Die 5° im dritten Kriterium tragen der Tatsache Rechnung, dass sich im südhemisphärischen Winter ein breites Eisschild um die Antarktis ausbildet.

Die Wege der nach diesen Kriterien gefundenen Trajektorien werden auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter interpoliert. Daraus entsteht eine Klimatologie der Trajektorienwege, also eine Klimatologie der Trajektorienhäufigkeit (Abbildung 5.1(a)). Dabei handelt es sich dann um eine absolute Häufigkeitsverteilung für den Transport antarktischer Luft vom Kontinent weg.

Abbildung 5.1(b) zeigt die Stromlinien der Oberflächenwinde aus *Bromwich and Parish* (1998) und damit die Wege der katabatischen Winde. Zusätzlich sind die von *Carrasco et al.* (2003) gefundenen Gebieten mit maximalen Werten der auf ein Jahr normierten Verteilung mesoskaliger Zyklonen eingezeichnet. Hierfür wurden digitale Satellitenbilder des AVHRR (**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer) für das Jahr 1991 verwendet und nur der Bereich des Rossmeeres und des Weddell-Meeres betrachtet.

Abbildung 5.1(c) zeigt die relative Zyklogenesehäufigkeit aus *Wernli and Schwierz* (2006) die mit Hilfe der in Abschnitt 2.2 und 2.3 beschriebenen Methoden aus den ERA40-Daten (1958-2001) gewonnen wurde. In Abbildung 5.1(d) ist ebenfalls eine Zyklogenesehäufigkeit dargestellt. *Simmonds et al.* (2003) verwenden jedoch sowohl andere Daten als auch andere Identifikations- und Verfolgungsmethoden. Gezeigt ist in beiden Fällen die Zyklogenesehäufigkeit für die Wintermonate der Südhemisphäre (Juni, Juli und August).

Als erstes wird die gefundene Trajektorienhäufigkeit für den Transport kontinentaler Luft auf das Eisschild und das offene Meer (Abbildung 5.1(a)) mit den Endpunkten der katabatischen Winde (Abbildung 5.1(b)) verglichen. Hier ist zu erkennen, dass die Orte an denen die katabatischen Winde auf die Küste treffen mit den Maxima in der Trajektorienhäufigkeit zusammenfallen. Dort wird also die meiste Luft vom Kontinent weg transportiert. Der anderer Teil wird mit gewöhnlichen Abwinden auf das Eisschild befördert. Dies ist an dem fast durchgehenden Band entlang der gesamten antarktischen Küste in Abbildung 5.1(a) zu erkennen.

Besonders gut ist die Übereinstimmung zwischen den katabatischen Winden und der ausströmenden Luft im Weddell-Meer (etwa $40-70^\circ W$) und östlich der antarktischen Halbinsel, im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises. Ebenso finden sich gute Übereinstimmungen im Rossmeer, beziehungsweise auf dem Ross-Schelfeis (etwa $160-180^\circ W$), im Bereich des Amery-Schelfeises vor dem Lambert-Gletscher (um $70^\circ E$), westlich der antarktischen Halbinsel im Bellinghausen Meer (etwa $100-110^\circ W$) und im Bereich von $30^\circ E$. Die nach den oben genannten Kriterien ausgewählten Luftströmungen passen somit sehr gut zu den Bereichen an denen die katabatischen Winde die Küste erreichen.

Vergleicht man nun die berechnete Trajektorienhäufigkeit (Abbildung 5.1(a)) mit der auf ein Jahr normierten Häufigkeit mesoskaliger Zyklonen (die schwarzen Linien mit Zahlen

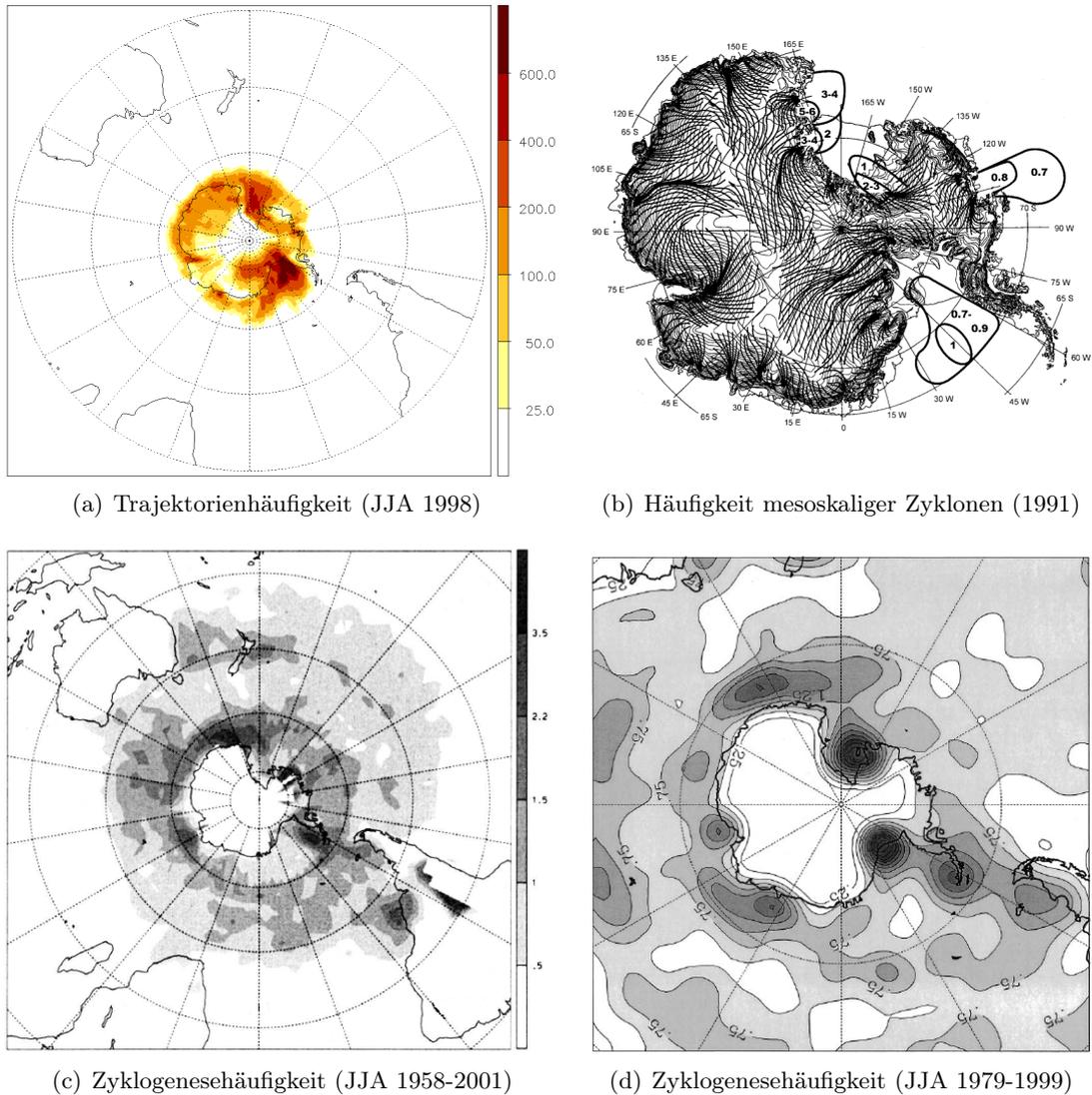


Abbildung 5.1: (a) Trajektorienhäufigkeit der vom Kontinent transportierten Luft mit hoher potentieller Vorticity aus den ERA40-Daten für Juni, Juli und August 1998 und (b) normierte Häufigkeit von Mesozyklonen für das Jahr 1991 von *Carrasco et al.* (2003). (c) Zyklogenesehäufigkeit für 1958 bis 2001 aus *Wernli and Schwierz* (2006) und (d) Zyklogenesehäufigkeit für 1979 bis 1999 aus *Simmonds et al.* (2003) jeweils für die Wintermonate Juni, Juli und August. In (c) und (d) stehen dunkle Schattierungen für hohe Werte der Zyklogenesehäufigkeit.

in Abbildung 5.1(b)), so finden sich ebenfalls sehr gute Übereinstimmungen. Die Maxima der Zyklonenhäufigkeit auf dem Ross-Schelfeis liegen sehr nah an der Küste und direkt vor den Punkten an denen die katabatischen Winde den Kontinent verlassen. Das Maximum in der Trajektorienhäufigkeit zeigt, dass die Luft von dort weiter vom Kontinent weg transportiert wird. Es wäre möglich, dass die häufigen Mesozyklonen die Luft durch

die zyklonale Rotation herausschieben. Im Weddell-See zeigen sich die Maxima der zwei Felder wesentlich weiter aufgefächert. Die Strukturen und die etwas von der Küste entfernt liegende Orte der zwei Maxima stimmen jedoch sehr gut überein. Die Werte der Zyklonenhäufigkeit sind hier jedoch deutlich geringer als im Rosssee während die Werte der Trajektorienhäufigkeit höher sind.

Die Vergleiche bestätigen einen Zusammenhang zwischen mesoskaligen Zyklonen und der durch katabatische Winde ausströmenden Luft vom Kontinent. Das Maximum der Zyklonenhäufigkeit im Weddell-See passt sehr gut zu den Wegen der Luftströmungen während im Rosssee die Maxima wesentlich besser zu den Orten passen an denen die katabatischen Winde die Küste erreichen. Diese Tatsache könnte mit den in *Carrasco et al.* (2003) beschriebenen Beobachtungen zusammenhängen. Im Bereich des Rosssee tritt Zyklonogenese mesoskaliger Systeme häufig im Zusammenhang mit Warmluftadvektion zum Kontinent hin auf, während sie im Bereich der antarktischen Halbinsel vor allem an Kaltluftadvektion vom Kontinent weg gekoppelt ist. Somit ist die Luftströmung die mit den katabatischen Winden verbunden ist hier der dominierende Prozess für die Zyklonogenese und die Maxima der Trajektorien- und der Zyklonogenesehäufigkeit passen besonders gut zusammen.

Bevor die katabatischen Winde, die Trajektorienhäufigkeit und die Häufigkeit der Mesozyklonen mit den Zyklonogenesehäufigkeiten aus *Wernli and Schwierz* (2006), Abbildung 5.1(c), und aus *Simmonds et al.* (2003), Abbildung 5.1(d), verglichen werden, werden zunächst diese beiden Felder zusammen betrachtet. Übereinstimmungen der zwei Verteilungen zeigen sich im Bereich östlich der Spitze der antarktischen Halbinsel. Hier entstehen sehr häufig Leewellenzyklonen. Das Maximum in der Abbildung aus *Wernli and Schwierz* (2006) liegt jedoch weiter südlicher. Auch die Maxima entlang der Küste der östlichen Antarktis zeigen Unterschiede in ihrer Position und Anzahl. Die stärksten Abweichungen finden sich allerdings im Bereich des Ross- und des Filchner-Ronne-Schelfeises. In der Arbeit von *Simmonds et al.* (2003) zeigen sich hier sehr intensive Maxima während bei *Wernli and Schwierz* (2006) dort fast keine erhöhten Werte zu finden sind. Dieser Unterschied könnte darauf beruhen, dass die Zyklonenidentifikation nach *Wernli and Schwierz* (2006), wie in Kapitel 2 beschrieben, ein strengeres Kriterium verwendet [*Raible et al.* (2008)]. Es zählt nur solche Systeme als Zyklone die mindestens eine geschlossene Kontur, mit einem Druckwert der $2hPa$ über dem zentralen Bodendruckwert liegt, haben (Abschnitt 2.2). Dadurch werden kleinskalige Systeme, wie die untersuchten Mesozyklonen, vermutlich nicht erfasst. Dies bedeutet, dass die zwei zusätzlichen Maxima in Abbildung 5.1(d) hauptsächlich durch die gesuchten mesoskaligen Systeme hervorgerufen werden. Dies bestätigt auch der Vergleich mit der Häufigkeit der Mesozyklonen aus *Carrasco et al.* (2003).

Der Vergleich zeigt, dass die untersuchten Systeme meist annähernd stationär sein müssen, da die Maxima der Zyklonogenese- beziehungsweise der Mesozyklonenhäufigkeit in den zwei betrachteten Bereichen räumlich sehr dicht beieinander liegen. Diese Beobachtung deckt sich mit den kurzen Lebensdauern solcher Systeme. In diesem Abschnitt konnte also bisher gezeigt werden, dass ein deutlicher Zusammenhang zwischen mesoskaligen Zyklonen und den katabatischen Winden und der dadurch ausströmenden Luft besteht. Über die involvierten Prozesse lassen sich bis jetzt jedoch keine genauen Aussagen treffen.

5.3 Fallstudien

In diesem Abschnitt sollen nun an Hand von Fallstudien die Prozesse untersucht werden, die zur Entstehung von Mesozyklonen an der antarktischen Küste führen. Dazu werden die für die Klimatologie der von der Antarktis ausströmenden Luft (Abbildung 5.1(a)) berechneten Trajektorien im Vergleich mit dem Bodendruckfeld betrachtet. Es zeigen sich hierbei häufig Fälle in denen die Bildung einer kleinskaligen Zyklone, oder eines kleinskaligen Trogs, mit einem antarktischen Abwind zusammenfällt. Es sind aber auch Fälle zu beobachten in denen trotz einem starken Lufttransport vom Kontinent weg kein solches System entsteht. Die in Abschnitt 5.1 beschriebenen Mechanismen und Prozesse sollen im Vergleich zweier solch unterschiedlicher Entwicklungen untersucht, beziehungsweise überprüft werden. Bisher wurden nur wenige ähnliche Untersuchungen durchgeführt. In *Heinemann* (1996) wurde eine Mesozyklone im Südhalbkugelwinter betrachtet, die an der Meer-Eis-Grenze entstand. Dies war eine der ersten Fallstudien eines solchen Systems.

5.3.1 Abwind mit Zyklogenese

In diesem Abschnitt wird ein Fall vorgestellt, in dem eine Mesozyklone an der antarktischen Küste entsteht während Luft vom Kontinent strömt. Nach einiger Zeit wächst das mesoskalige zu einem synoptischskaligen System an.

Die Entwicklung des mesoskaligen Systems

In Abbildung 5.2 ist die erste Entwicklungsphase des kleinskaligen Systems dargestellt. Zu sehen ist in **blau** die potentielle Vorticity auf $850hPa$. Die **rote** Linie ist die Isolinie der 80%-igen Eisbedeckung und die schwarzen Linien zeigen den reduzierten Bodendruck. Die Punkte geben die aktuellen Orte der Luftpakete entlang der in Abschnitt 5.2 identifizierten Trajektorien an. Die Farben stehen hierbei für das Alter des jeweiligen Luftpakets (**Tag 1**, **Tag 2**, **Tag 3**, **Tag 4**, **Tag 5**).

Am 13.06.1998 um 12UTC erkennt man im Bereich von 0° geographischer Länge viele gerade in Bewegung versetzte Luftpakete (mit **X** gekennzeichnete **Punkte**). Der Antrieb hierfür könnte die zyklonale Zirkulation des nördlich gelegenen großskaligen Tiefdruckgebiets sein. Die Luftpakete bewegen sich mit der Zeit in Richtung Küste bis sie diese am 14.06.1998 um 12UTC erreichen. Hier ist bereits die Ausbildung eines mesoskaligen Trogs zu beobachten. Einen Tag später beginnen die Luftpakete sich über das Eisschlid zu schieben, dabei befinden sie sich im Zentrum des Trogs. Der Transport der Luft bis zum Bereich mit nur noch partieller Eisbedeckung am 16.06.1998 um 12 UTC erfolgt ohne auffällige Anomalien der potentiellen Vorticity auf $850hPa$. Für die restlichen Zeitpunkte werden die Luftpakete über den Bereich hinweg transportiert und es kommt zur Ausbildung einer Anomalie der potentiellen Vorticity auf $850hPa$, die wahrscheinlich durch diabatische Prozesse verursacht wird. Im weiteren Verlauf (Abbildung 5.3) entwickelt sich das mesoskalige zu einem synoptischskaligen System weiter.

Das Einsetzen diabatischer Prozesse

Am Anfang der Entwicklung, am 14.06.1998 um 12UTC zeigen sich im Bereich des Trogs sowohl im latenten als auch im sensitiven Wärmefluss positive Werte (Abbildung 5.4). Die

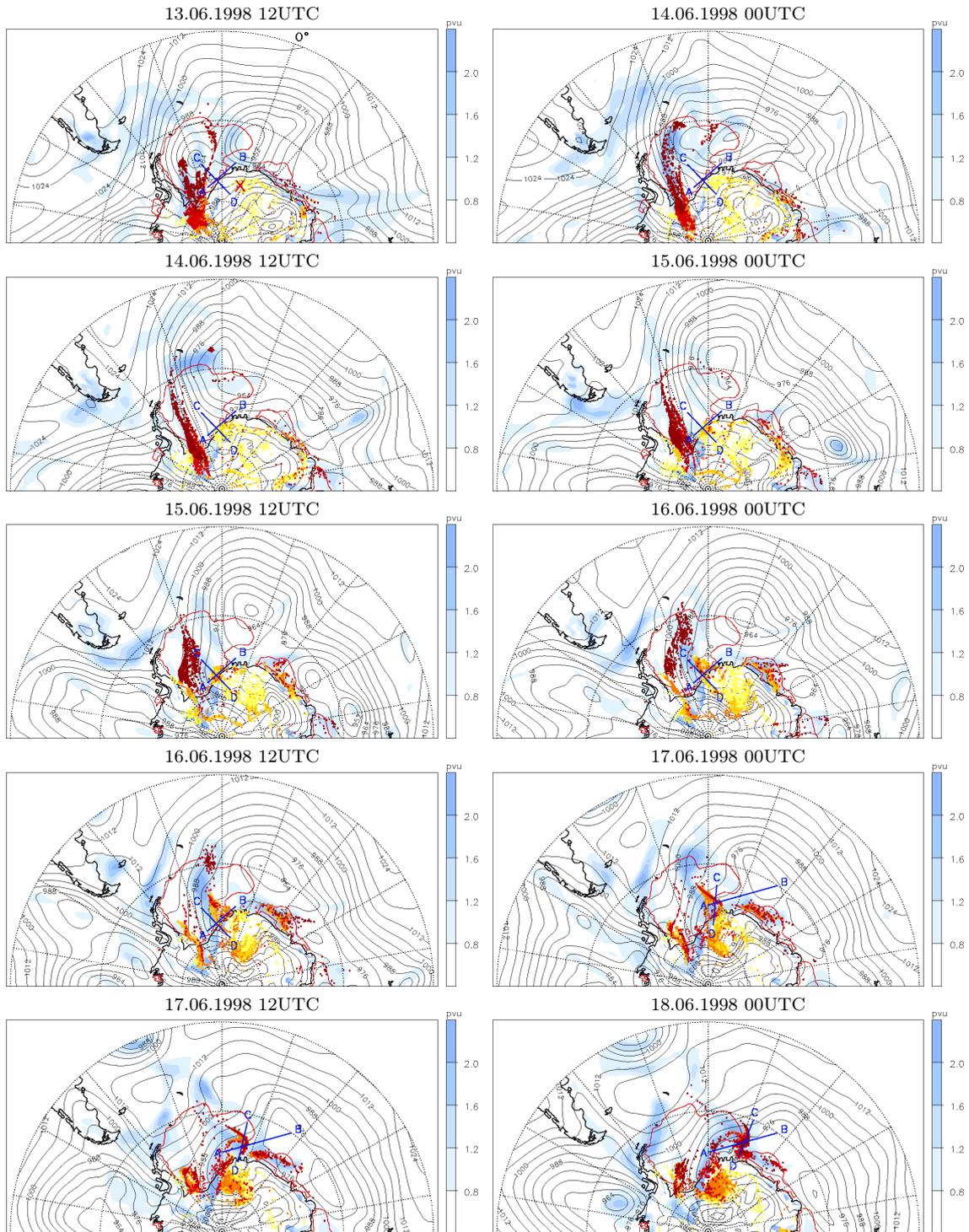


Abbildung 5.2: **Blau:** Potentielle Vortizität in *pvu* auf $850hPa$, **Schwarz:** Reduzierter Bodendruck in *hPa*, **Rot:** 80% Eisbedeckung. Die farbigen Punkte geben die aktuellen Orte der Luftpakete entlang der Trajektorien an. Die Farben stehen für das aktuelle Alter des jeweiligen Pakets (**Tag 1**, **Tag 2**, **Tag 3**, **Tag 4**, **Tag 5**).

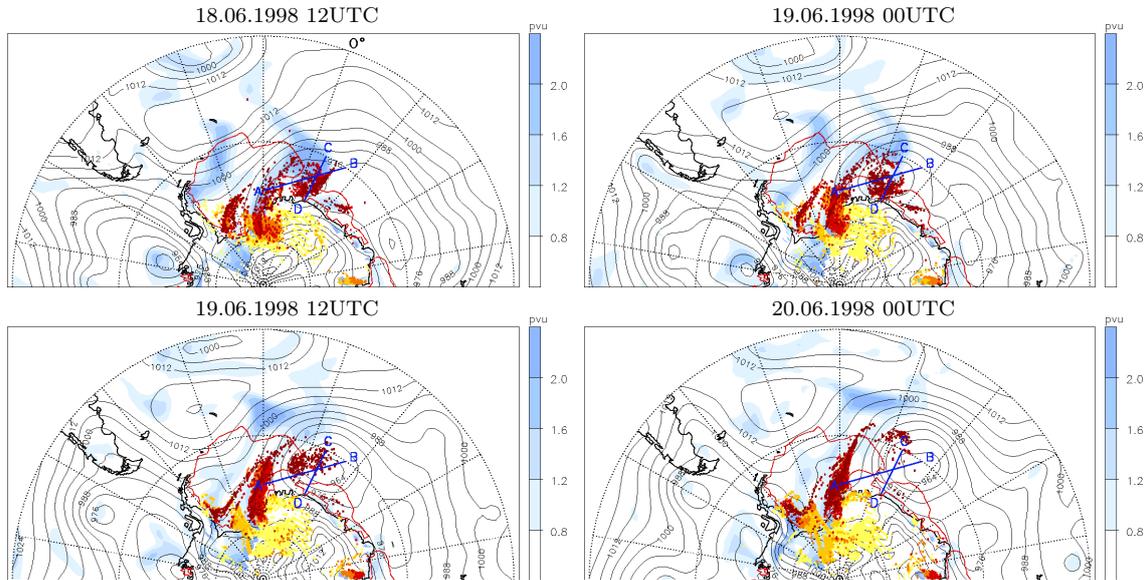


Abbildung 5.3: **Blau**: Potentielle Vorticity in pvu auf $850hPa$, **Schwarz**: Reduzierte Bodendruck in hPa , **Rot**: 80% Eisbedeckung. Die farbigen Punkte geben die aktuellen Orte des Luftpakets entlang der Trajektorien an. Die Farben stehen für das aktuelle Alter des jeweiligen Pakets (**Tag 1**, **Tag 2**, **Tag 3**, **Tag 4**, **Tag 5**).

Luft verliert somit Energie. Nach dem Erreichen des Bereichs mit nur noch partieller Eisbedeckung drehen sich die Vorzeichen der Wärmeflüsse allerdings um und der Atmosphäre wird jetzt Energie zugeführt.

Die Entwicklung in der oberen Troposphäre

Bei der Betrachtung der potentiellen Vorticity auf der $310K$ -Isentropen zeigt sich, dass in der Höhe bis zum 17.06.1998 keine die Mesozyklone verstärkende Anomalie zu finden ist. Ab dem 18.06.1998 schiebt sich jedoch ein Höhentrog über die Anomalie und unterstützt deren Intensivierung. Er verbleibt über der Zyklone bei ihrer Entwicklung bis hin zum synoptischskaligen System.

Querschnitte

Um zu überprüfen, welche Prozesse zur Entstehung des mesoskaligen Systems an der Küste der Antarktis führen, werden nun Querschnitte betrachtet (Abbildungen 5.5 und 5.7), die entlang den Linien in Abbildung 5.2 verlaufen.

Gezeigt wird in den Abbildungen 5.5 und 5.7 die potentielle Vorticity in pvu mit den Isolinien der potentiellen Temperatur in K und in **rot** der Aufwind, sowie in **blau** der Abwind in hPa/s . Die Zahl an der Abszisse gibt die so genannte *line node* an, die der Orientierung entlang des Querschnitts dient. Auf der Ordinate steht der Druck in hPa . Um zu wissen in welchem Höhenbereich sich die in den Abbildungen 5.2 und 5.3 gezeigten Luftpakete in etwa befinden, werden zum Vergleich in Abbildung 5.6 die Trajektorien zu den entsprechenden Zeitpunkten gezeigt. Die Farben geben dabei den Druck in hPa an. Zusätzlich sind in schwarz die Endpunkte der Trajektorien und das Feld des reduzierten

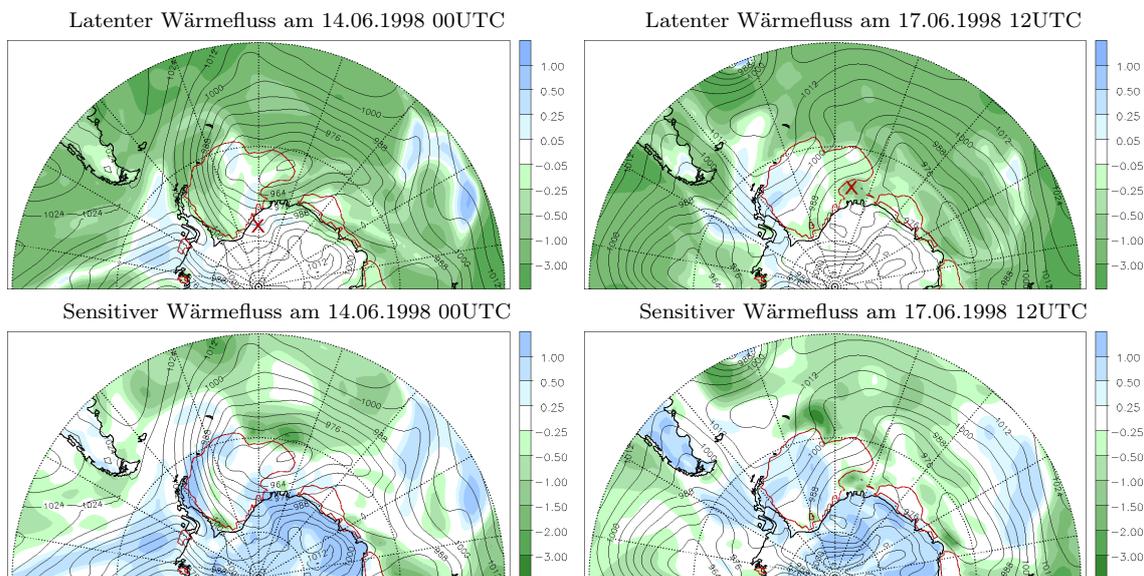


Abbildung 5.4: Oben: latenter Wärmefluss. Unten: sensibler Wärmefluss. Negative Werte stehen in beiden Fällen für einen Fluss in die Atmosphäre. Das **Kreuz** kennzeichnet das Gebiet in dem sich die verfolgten Luftpakete befinden.

Bodendrucks zur selben Zeit eingezeichnet.

In Abbildung 5.5 sind die Querschnitte von **A** nach **B** gezeigt. Am 14.06.1998 um 12UTC befindet sich der beobachtete Trog in etwa bei der *line node* 10. Zu erkennen sind die stark erhöhten Werte der potentiellen Vorticity in der Grenzschicht. Bis zum 16.06.1998 um 12UTC verbreitert sich der Bereich in dem sich die Luftpakete befinden. Er liegt dann zwischen *line node* 5 und 25. Es sind weiterhin erhöhte Werte der potentiellen Vorticity in der Grenzschicht zu erkennen. Zusätzlich zeigt sich eine Streckung dieses Bereichs. Die Luftpakete liegen dabei etwa zwischen 950 und 750hPa (Abbildung 5.6).

Am 16.06.1998 um 12UTC ist ein PV-Tower zu erkennen in dem sich die lokal abgesenkte Tropopause mit der Anomalie in der mittleren Troposphäre verbindet. Zu diesem Zeitpunkt schiebt sich der betrachtete mesoskalige Trog über das Gebiet mit partieller Eisbedeckung und die Produktion potentieller Vorticity, vermutlich im Zusammenhang mit starken Wärmeflüssen, setzt ein. In der Umgebung des PV-Towers ist ein Absinken der Luft zu beobachten. Zum nächsten Zeitpunkt, am 17.06.1998 um 00UTC, springt der Schnittbereich, um die Weiterentwicklung besser verfolgen zu können (Vergleich Abbildung 5.2). Die Mesozyklone befinden sich dann im Bereich der *line node* 5. In diesem Gebiet ist eine deutliche bodennahe Anomalie der potentiellen Vorticity zu erkennen. Im selben Höhenbereich, zwischen 950 bis 800hPa, befinden sich auch die Luftpakete (Abbildung 5.6). Im Feld der potentiellen Temperatur zeigt sich nun eine Front, die den Kontrast zwischen Eisschild und dem Bereich mit partieller Eisbedeckung beschreibt. Am 17.06.1998 um 12UTC ist ein Aufsteigen der Luft über der Anomalie der potentiellen Vorticity zu erkennen, die sich weiter nach oben verschoben hat. Die Front ist auch hier zu sehen. Einen halben Tag später, am 18.06.1998 um 00UTC, liegen die beobachteten Luftpakete und die Anomalie der potentiellen Vorticity im Bereich der *line node* 35 und damit direkt vor einem Gebiet

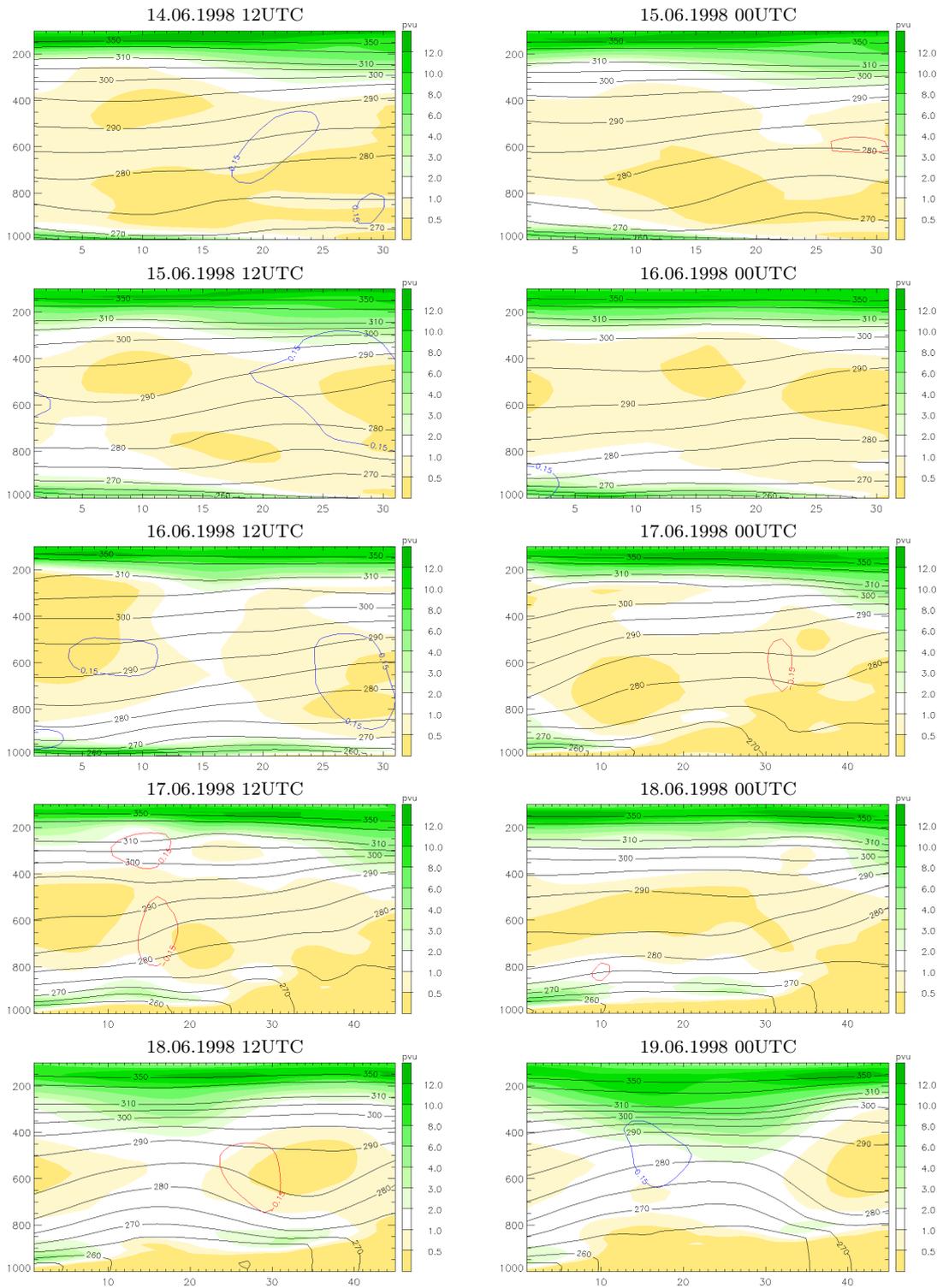


Abbildung 5.5: Querschnitt von A nach B. Gezeigt ist die potentielle Vorticity in *pvu*, die potentielle Temperatur in *K* (schwarze Linien), der **Aufwind** und der **Abwind** in *hPa/s*. Auf der Ordinate steht der Druck in *hPa*, auf der Abszisse die so genannte *line node*.

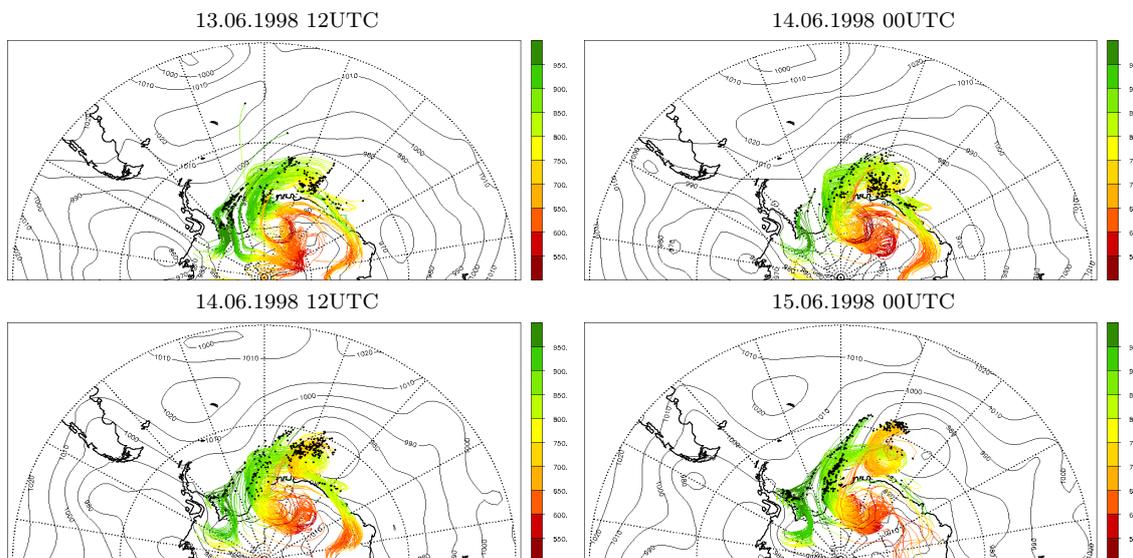


Abbildung 5.6: Die 5-Tage-Vorwärtstrajektorien. Die Farben der Trajektorien beziehen sich auf den Druck in hPa . Die schwarzen Punkten geben deren Endpunkte an. Im Hintergrund liegt das Bodendruckfeld zum Endzeitpunkt der Trajektorien. Die Daten stehen für den jeweiligen Startzeitpunkt der Rechnung.

mit tief liegender Tropopause. Diese Beobachtung bestätigt einen Antrieb der Entwicklung der Mesozyklone aus der oberen Troposphäre. Zum letzten gezeigten Zeitpunkt hat sich die Anomalie der potentiellen Vorticity in der unteren Troposphäre leicht abgeschwächt, breiter aufgefächert und befindet sich nun direkt über der Front. Der Einfluss der antarktischen Luft verschwindet und die typischen Prozesse einer synoptischskaligen Entwicklung haben eingesetzt.

Um noch einen besseren Einblick in die anfänglichen Prozesse der Entwicklung zu erhalten werden jetzt noch die Querschnitte von C nach D (Vergleich Abbildung 5.2) betrachtet. Zu den ersten zwei Zeitpunkten zeigt sich deutlich die erhöhte potentielle Vorticity im Bereich der Grenzschicht. Direkt über der Küste ist in der untersten Schicht ein Absinken der Luft zu beobachten, während die Luft darüber ansteigt. Über dem weiter entfernten Eisschild ist die bodennahe potentielle Temperatur leicht niedriger.

Am 15.06.1998 um 12UTC befindet sich die Mesozyklone im Bereich der *line node* 20. Es ist eine deutliche Streckung der Luftschicht zu erkennen. Als Beispiel kann man sich dazu ein Luftpaket am 14.06.1998 um 12UTC über dem Kontinent vorstellen (*line node* 30) das sich vertikal von der 260K-Isentrope bis hin zur 280K-Isentrope erstreckt. Einen Tag später am 15.06.1998 um 12UTC hat sich das Luftpaket dann adiabatisch die Küste herab bewegt (*line node* 20). Hier erstreckt es sich durch den adiabatischen Transport der Luft noch immer von der 260K-Isentropen bis hin zur 280K-Isentropen. Durch die Auffächerung der Isentropen hat sich das Luftpaket somit zum vorherigen Zeitpunkt deutlich gestreckt.

An diesem Tag beginnt sich die Anomalie der potentiellen Vorticity über dem Eisschild zu heben und die Luft in diesem Bereich kühlt sich weiter ab. Diese Entwicklung setzt sich auch im nächsten Zeitschritt noch fort. Die beobachtete Streckung der Schicht an der steilen Küste der Antarktis könnte dazu führen, dass die potentielle Vorticity, ähnlich

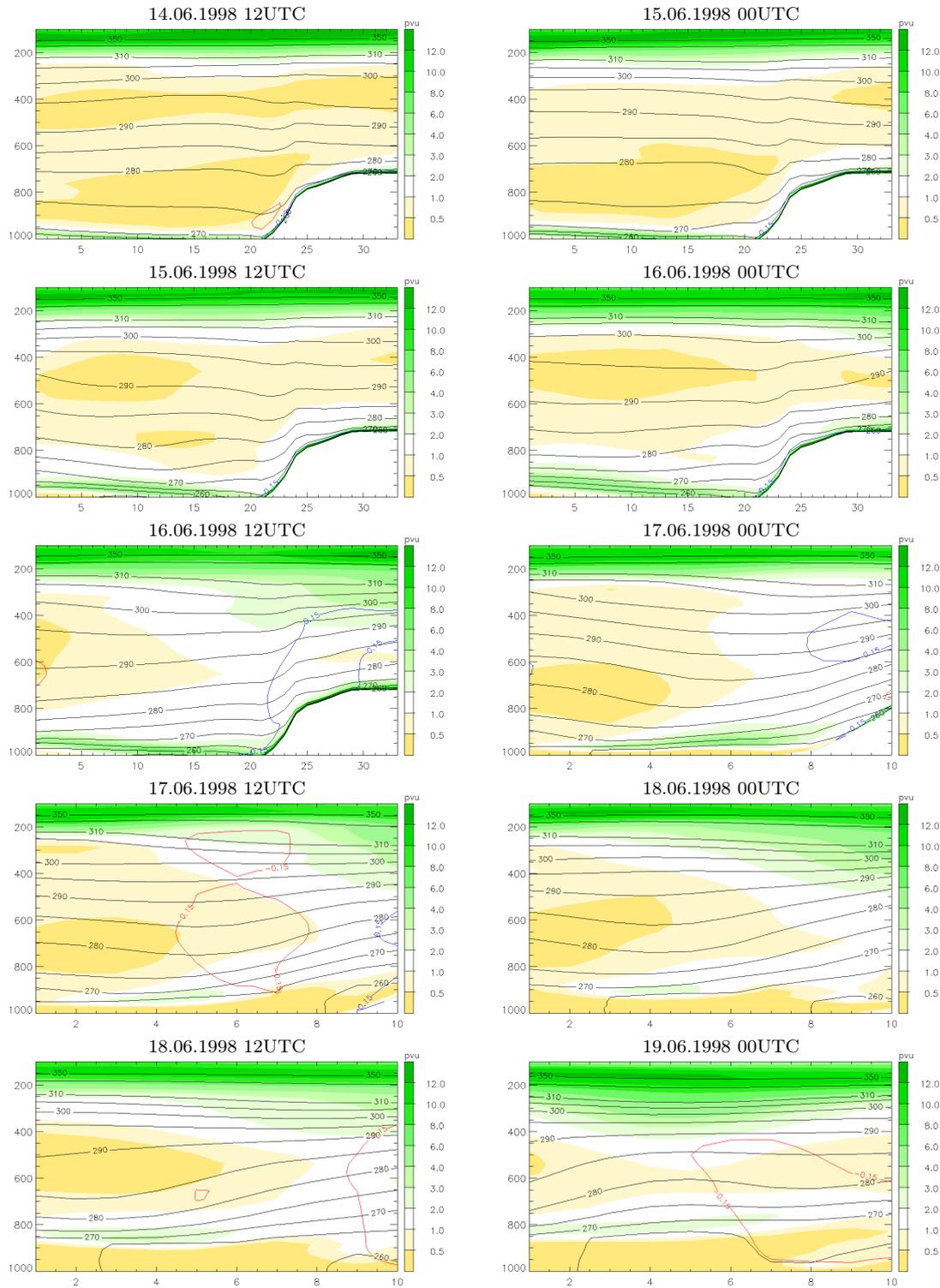


Abbildung 5.7: Querschnitt von C nach D. Gezeigt ist die potentielle Vorticity in pvu , die potentielle Temperatur in K (schwarze Linien), der Aufwind und der Abwind in hPa/s . Auf der Ordinate steht der Druck in hPa , auf der Abszisse die so genannte *line node*.

dem Prozess im Bereich eines PV-Streamers beziehungsweise einer Tropopausenfalte, nicht mehr mit einer starken Stratifizierung sondern mit einer zyklonalen Rotation verbunden ist. Dies würde zur Weiterentwicklung der Mesozyklone führen. Zum nächsten Zeitpunkt, am 16.06.1998 um 12UTC, zeigt sich eine leichte Tropopausenfalte, während sich der mesoskalige Trog über den Bereich partieller Eisbedeckung schiebt. Über dem Kontinent ist ein großer Bereich mit absinkender Luft zu erkennen. Zum 17.06.1998 um 00UTC springt der Querschnitt wieder weiter, um die weitere Entwicklung besser verfolgen zu können. Es zeigt sich immer noch eine starke Streckung der Luftsäule im Bereich der Mesozyklone. Die entsprechenden Luftpakete liegen zwischen 950 und 800hPa. Die Anomalie hat sich jetzt deutlich vom Boden abgehoben. Am 17.06.1998 um 12 UTC liegt die verfolgte Anomalie der potentiellen Vorticity zwischen *line node* 3 und 8. Sie hat sich weiter nach oben verschoben und hat sich dabei horizontal weiter ausgedehnt. Die Werte sind leicht gesunken. Über der Antarktis ist eine tiefe Tropopause zu erkennen. In der restlichen Entwicklung fächert sich die Anomalie weiter auf und hebt noch weiter vom Boden ab. Es ist auch eine Front in ihrer Umgebung zu finden. Die synoptischskaligen Antriebsprozesse setzen gegen Ende ein.

Ergebnisse

Die Entstehung des mesoskaligen Systems vor der antarktischen Küste ist mit einer Streckung der Luftsäule des Abwindes verbunden. Dieser Vorgang könnte zu einer schwachen zyklonalen Rotation führen. Zum Zyklogenesezeitpunkt ist keine Front in der Grenzschicht zu finden, wie bei *Galleé* (1995) für die Wintermonate schon beschrieben. Dies liegt an der starken Eisbedeckung im Bereich der absinkenden Luft. Die verstärkende Wirkung eines synoptischskaligen Systems auf die katabatischen Winde und die Streckung der Luftschicht führt zur Zyklogenese im mesoskaligen Bereich. Beim Erreichen des Gebiets mit einer geringeren Eisbedeckung setzten diabatische Prozesse ein. Die unterste Luftschicht wird erwärmt und befeuchtet. Dieser Vorgang erhöht die potentiell verfügbare Energie der Atmosphäre. Die Front zwischen der Luft über Wasser und der über Eis wird verstärkt und das System beginnt sich zu intensivieren. Zusätzlich zeigt sich nach einiger Zeit ein Höhentrog der sich verstärkend auf das System auswirkt. Diese Prozesse führen dann in Kombination zur Weiterentwicklung der Mesozyklone zu einem synoptischskaligen System.

Die durchgeführte Fallstudie bestätigt die von *Klein and Heinemann* (2001) vorgestellten und durch Modellsimulationen gefundenen Entwicklungsphasen und die mit ihnen verbundenen Prozesse. Neu ist hier, dass gezeigt werden konnte, dass die Prozesse direkt mit dem Absinken einer antarktischen Luftmasse mit anomal hohen Werten der potentiellen Vorticity verbunden sind.

5.3.2 Abwind ohne Zyklogenese

In diesem Abschnitt wird jetzt ein Fall vorgestellt, bei dem ein antarktischer Abwind nicht mit der Entstehung einer Mesozyklone an der Küste verbunden ist.

Der Transport der antarktischer Luft über das Eisschild

Abbildung 5.8 zeigt die potentielle Vorticity auf 850hPa in blau. Die rote Linie ist die Isolinie der 80%-igen Eisbedeckung und die schwarzen Linien zeigen den reduzierten Boden-

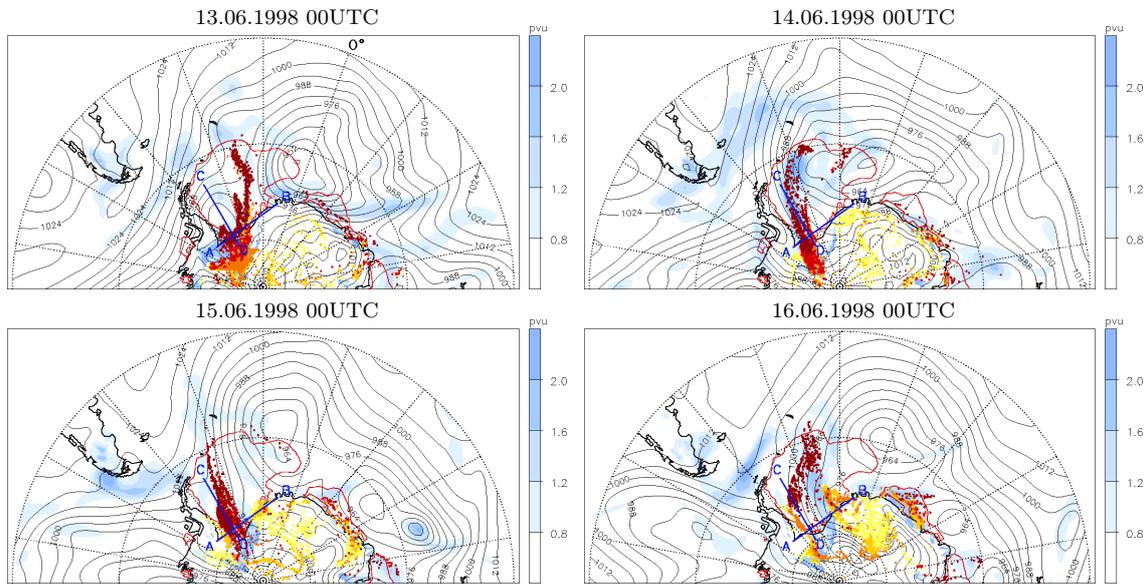


Abbildung 5.8: **Blau:** Potentielle Vorticity in pvu auf $850hPa$, **Schwarz:** Reduzierte Bodendruck in hPa , **Rot:** 80% Eisbedeckung. Die farbigen Punkte geben die aktuellen Orte des Luftpakets entlang der Trajektorien an. Die Farben stehen für das aktuelle Alter des jeweiligen Pakets (**Tag 1**, **Tag 2**, **Tag 3**, **Tag 4**, **Tag 5**).

druck. Die Punkte geben wieder die aktuellen Orte der Luftpakete entlang der in Abschnitt 5.2 identifizierten Trajektorien an. Die Farben stehen weiterhin hierbei für das Alter der verfolgten Luftpakete (**Tag 1**, **Tag 2**, **Tag 3**, **Tag 4**, **Tag 5**). Am 13.06.1998 um 00UTC und an den darauf folgenden Tagen ist zu erkennen, dass sich viele Luftpakete nahe der Küste befinden, bei etwa $50^{\circ}W$, und diese nach und nach den Kontinent über das Filchner-Ronne-Schelfeis verlassen. Der Luftstrom ist dabei mit einem längeren Band mit erhöhten Werten der potentiellen Vorticity auf $850hPa$ verbunden.

Diabatische Prozesse

Hinter dem Eisschild überströmt die kalte und trockene Antarktislufte die etwas wärmere Wasseroberfläche. In diesem Bereich zeigt sich ein deutliches Minimum im sensitiven Wärmefluss (Abbildung 5.9 links). Im latenten Wärmefluss ist an der gleichen Stelle ebenfalls ein Maximum zu finden. In Abschnitt 5.3.1 lag der Bereich in dem intensive Wärmeflüsse in die Atmosphäre einsetzten deutlich näher an der antarktischen Küste und somit näher an der ausströmenden Luft. Über dem Eisschild sind die Wärmeflüsse wie erwartet sehr gering ausgeprägt.

Die Entwicklung in der oberen Troposphäre

Im Vergleich mit der potentiellen Vorticity auf der $310K$ -Isentropen zeigt sich, dass die Luftströmung parallel zur Rückseite eines Höhentrogs verläuft (Abbildung 5.9 rechts) und sich am 16.06.1998 um 00UTC ein breiter Höhentrog über sie hinweg schiebt.

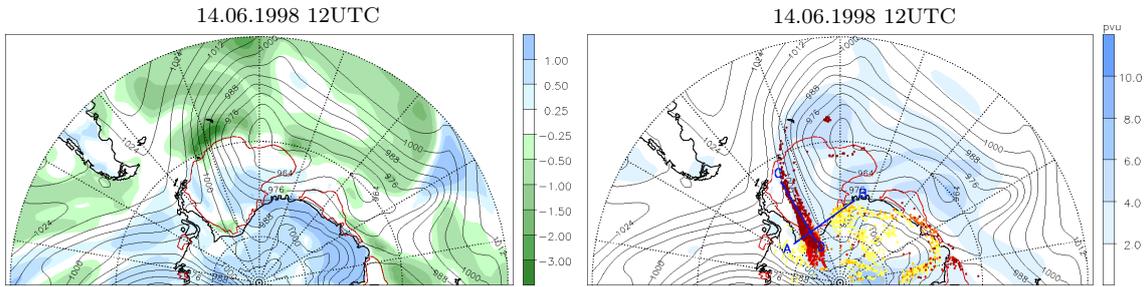


Abbildung 5.9: Links: sensibler Wärmefluss. Rechts: ähnliche Darstellung wie in Abbildung 5.8. Statt der potentiellen Vorticity in pvu auf $850hPa$ ist diese jedoch auf der $310K$ -Isentropen gezeigt.

Querschnitte

Mit Hilfe von Querschnitten wird nun untersucht, in wie weit sich die hier gefundene Entwicklung von der in Abschnitt 5.3.1 gezeigten unterscheidet. Abbildung 5.10 zeigt die Querschnitte durch die Atmosphäre von **A** nach **B** (Vergleich Abbildung 5.8). Zum ersten gezeigten Zeitpunkt befindet sich hier der betrachtete Luftstrom zwischen *line node* 10 und 30. In der Grenzschicht sind stark erhöhte Werte der potentiellen Vorticity zu erkennen. Über der Mitte der Strömung zeigt sich eine schwache Aufwärtsbewegung und eine leicht abgesenkte Tropopause. Am 14.06.1998 um 00UTC hat sich die Anomalie der potentiellen Vorticity leicht nach oben verschoben und gestreckt. Über ihr zeigt sich eine leichte Absinkbewegung. Zum nächsten Zeitpunkt liegt der Luftstrom zwischen *line node* 10 und 35. Es ist eine deutlich abgesenkte Tropopause zu erkennen, die sich jedoch nicht mit der unteren Anomalie zu einem PV-Tower verbindet wie es bei dem System aus Abschnitt 5.3.1 der Fall war. Am 16.06.1998 um 00UTC ist das Gebiet mit erhöhter potentieller Vorticity im Bereich der Strömung kaum noch zu erkennen und die anomal hohen Werte der potentiellen Vorticity liegt wieder in der Grenzschicht.

Die Querschnitte von **C** nach **D** sind in Abbildung 5.11 gezeigt. Zum ersten Zeitpunkt zeigt sich hier ein breiter Bereich mit aufsteigender Luft direkt über der Anomalie der potentiellen Vorticity in der Grenzschicht. Einen Tag später ist zu erkennen, dass sich diese vom Boden gelöst hat. Da die Küste im Beobachtungsgebiet deutlich flacher ist, fällt die Streckung der Luftströmung geringer aus. Dies könnte der Grund für die Abwesenheit zyklonaler Rotation sein. Zu den nächsten zwei Zeitpunkten zeigt sich die Anomalie wieder in der Grenzschicht mit einer geringen vertikalen Mächtigkeit. Über dem Kontinent ist eine Absinkbewegung zu beobachten.

Ergebnisse

Im Vergleich mit der Fallstudie aus Abschnitt 5.3.1 zeigen sich sowohl Unterschiede als auch Gemeinsamkeiten. Die weniger steile Küste führt zu einer geringeren Streckung der Luftschicht des katabatischen Windes. Die Ausbildung einer zyklonalen Rotation ist deshalb nicht zu erwarten. Auf Grund dieser Beobachtung kann man vermuten, dass die besonders steile Küste sehr wichtig ist für die Bildung eines mesoskaligen Systems. Beim Erreichen der Meer-Eis-Grenze, die hier deutlich weiter vom Kontinent entfernt ist als in der vorigen Fallstudie, setzen diabatische Prozesse ein. Es bildet sich jedoch keine Mesozyklone

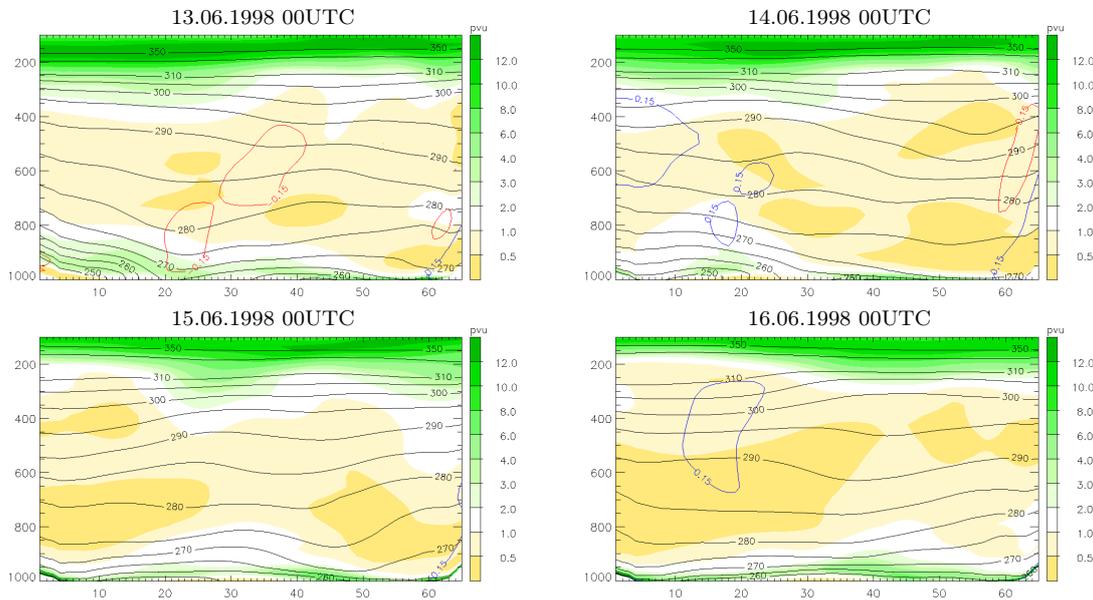


Abbildung 5.10: Querschnitt von **A** nach **B**. Gezeigt ist die potentielle Vorticity, die potentielle Temperatur (schwarze Linien), der **Aufwind** und der **Abwind** in hPa/s . Auf der Ordinate steht der Druck in hPa , auf der Abszisse die so genannte *line node*.

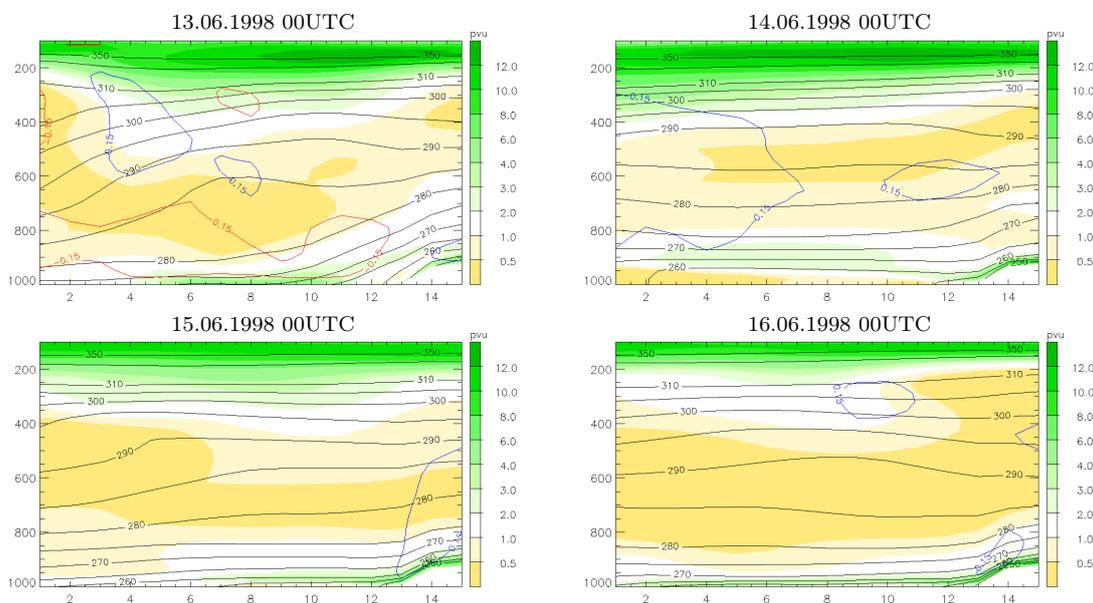


Abbildung 5.11: Querschnitt von **C** nach **D**. Gezeigt ist die potentielle Vorticity, die potentielle Temperatur (schwarze Linien), der **Aufwind** und der **Abwind** in hPa/s . Auf der Ordinate steht der Druck in hPa , auf der Abszisse die so genannte *line node*.

aus. Die Nähe des Bereichs mit partieller Eisbedeckung beziehungsweise des offenen Meeres zum Ort an dem die Luft den Kontinent verlässt scheint, neben einer steilen Küste, auch sehr wichtig für die Entstehung eines mesoskaligen Systems zu sein.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit war es zu untersuchen, ob die antarktischen katabatischen Winde und die mit ihnen verbundenen Luftströmungen einen Einfluss auf die Entwicklung synoptischskaliger Zyklonen haben. Hierzu wurde als erstes in Kapitel 4 die Fallstudie eines langlebigen Tiefdruckgebiets vorgestellt. Die durchgeführten Untersuchungen mit Hilfe von Trajektorien und Vertikalschnitten zeigten, dass Luft von der Antarktis in die Nähe des Zyklonenzentrums transportiert wird. Diese Luftströmung ist sehr kalt und trocken, zusätzlich zeichnet sie sich durch hohe Werte der potentiellen Vorticity aus. Der Transport dieser Luft, der durch die Zirkulation eines anderen Tiefdruckgebiets hervorgerufen beziehungsweise verstärkt wird, fällt mit dem Einsetzen der erneuten Intensivierung der Zyklone über dem Eisschild zusammen. Dies legt den Schluss nahe, dass ein Zusammenhang zwischen beidem besteht. Wie genau es zur erneuten Intensivierung der Zyklone kommt und wie diese mit der antarktischen Luft zusammenhängt konnte jedoch noch nicht geklärt werden.

Im Anschluss wurde in Kapitel 5 nicht mehr der direkte sondern der indirekte Einfluss der katabatischen Winde auf synoptischskalige Zyklonen untersucht. Hierzu wurde der Zusammenhang zwischen den Winden und der Entstehung von Mesozyklonen an der antarktischen Küste genauer betrachtet, da sich solche mesoskaligen Systeme unter günstigen Bedingungen zu synoptischskaligen weiter entwickeln können. Als erstes wurde dazu eine Klimatologie der antarktischen Abwinde erstellt und mit existierenden Klimatologien der Zyklogenesehäufigkeit, beziehungsweise der Häufigkeit von Mesozyklonen verglichen. Dabei konnte bestätigt werden, dass ein Zusammenhang zwischen der Entwicklung mesoskaliger Systeme vor der antarktischen Küste und den katabatischen Winden und ihrem Lufttransport über das Eisschild und das offene Meer besteht. Im nächsten Schritt wurden dann zwei Fallstudien vorgestellt und verglichen. In der ersten (Abschnitt 5.3.1) fiel die Entstehung eines mesoskaligen Systems mit dem Ausströmen antarktischer Luft mit erhöhter potentieller Vorticity zusammen. Im zweiten Fall (Abschnitt 5.3.2) entstand, trotz starkem Transport solcher Luft über das Eisschild, kein mesoskaliges System. Die von *Klein and Heinemann* (2001) angeführte Entwicklung dieser mesoskaligen Systemen, die mit Hilfe von Modellsimulationen abgeleitet wurde, konnte mit den vorgestellten Fallstudien bestätigt und erweitert werden. Zu Beginn der ersten beobachteten Entwicklung ist das steile Gefälle der antarktischen Küste sehr wichtig. Entlang dieser sinkt die Luft durch den katabatischen Wind adiabatisch ab und die Luftsäule wird gestreckt (Abbildung 6.1 links). Dies führt zur Ausbildung eines mesoskaligen Trogs. Die weitere Entwicklung wird dann

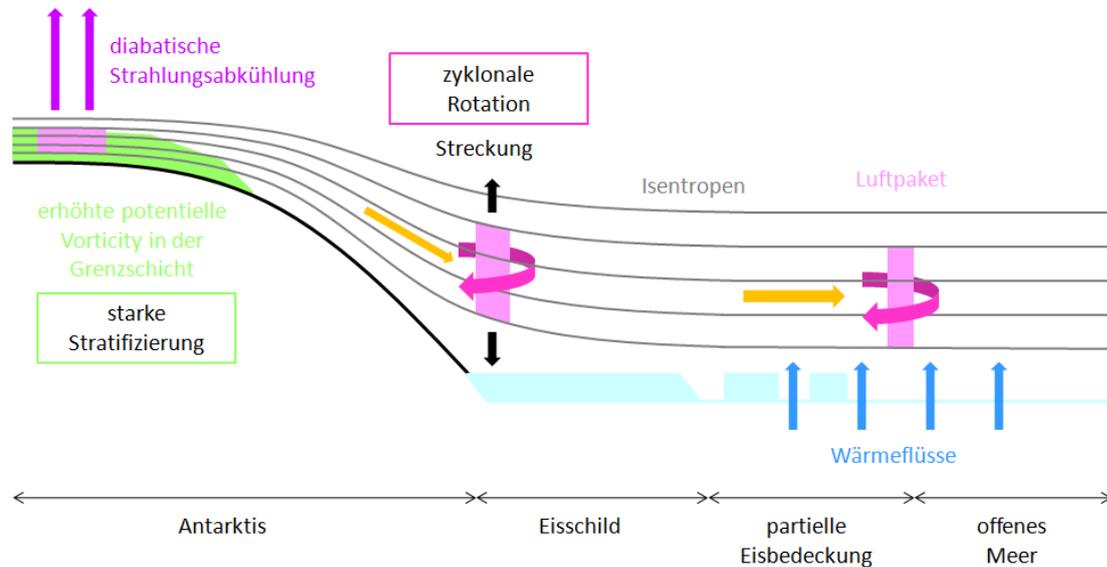


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung der ablaufenden Prozesse beim Transport antarktischer Luft mit erhöhter potentieller Vorticity aus der Grenzschicht vom Kontinent weg.

durch das Einsetzen intensiver Bodenflüsse über einem Bereich mit nur noch partieller Eisbedeckung und über dem offenen Meer verursacht, dass heißt die Nähe des beobachteten mesoskaligen Systems zu einem Bereich mit partieller Eisbedeckung beziehungsweise zum offenen Meer ist eine wichtige Voraussetzung für den Fortbestand der Mesozyklone (Abbildung 6.1 rechts). Im betrachteten Fall finden sich zusätzlich noch günstige Bedingungen auf dem Niveau der Tropopause. Diese führen dann zur Weiterentwicklung der mesoskaligen zur synoptischskaligen Zyklone. Im Fall ohne Zyklonogenese zeigt sich im Bereich des katabatischen Windes ein weniger steiles Küstengebiet und somit eine geringere Streckung der Luftschicht. Zusätzlich erreicht die Luftströmung erst nach mehreren Tagen einen Bereich in dem Wärmeflüsse möglich sind.

Abschließend ist zu sagen, dass die katabatischen Winde anscheinend, nach den hier vorgestellten Fallstudien, sowohl einen indirekten als auch einen direkten Einfluss auf synoptische Systeme am Rande der Antarktis haben können. Neu ist, dass belegt werden konnte, dass die Entstehung mesoskaliger Systeme vor der Antarktis an Abwinde gekoppelt sind, die Luft mit besonders hohen Werten der potentiellen Vorticity transportieren. Durch die Streckung der Schicht der abströmenden Luft ist die anfangs mit einer starken Stratifizierung verbundene hohe potentielle Vorticity dann mit zyklonaler Rotation verbunden. Dieser Prozess kann sich anscheinend sowohl direkt, als auch indirekt auf Zyklonen auswirken.

Eine genaue Untersuchung der direkten Auswirkung der katabatischen Winde auf synoptischskalige Zyklonen bietet Raum für zukünftige Arbeiten. Es wäre interessant, eine Klimatologie zu erstellen von Zyklonenintensivierungen über dem antarktischen Eisschild die mit Luftströmungen vom Kontinent zusammenfallen, um die Relevanz der hier gezeigten

ten Fallstudie (Kapitel 4) zu bestätigen beziehungsweise zu widerlegen. Weitere Fallstudien könnten dann eventuell zu genaueren Einsichten in die ablaufenden Prozesse führen. Es wäre ebenso interessant zu verfolgen, wie sich die relative Vorticity entlang den in Abschnitt 5.2 gefundenen Trajektorien verändert. Dadurch könnte der Streckungsprozess an der antarktischen Küste quantifiziert werden.

Literaturverzeichnis

- Bromwich, D. H., and T. R. Parish (1998), Meteorology of the Antarctic, *Meteorology of the Southern Hemisphere*, 27(49), 175–200.
- Carrasco, J. F., D. H. Bromwich, and A. J. Monaghan (2003), Distribution and Characteristics of Mesoscale Cyclones in the Antarctic: Ross Sea Eastward to the Weddell Sea, *Monthly Weather Review*, 131, 289–301.
- ECMWF Research Department (2002), IFS Documentation Cycle CY23r4, Part IV: Physical Processes, Chapter 3: Turbulent diffusion and interactions with the surface, *edited by Peter W. White*.
- Galleé, H. (1995), Simulation of mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 123, 2051–2069.
- Galleé, H. (1996), Mesoscale Atmospheric Circulations over the Southwestern Ross Sea Sector, Antarctica, *Journal of Applied Meteorology*, 35, 1129–1141.
- Galleé, H., and G. Schayes (1994), Development of a Three-Dimensional Meso- γ Primitive Equation Model: Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 122, 671–685.
- Heinemann, G. (1996), A Wintertime Polar Low over the eastern Weddell Sea (Antarctica): A Study with AVHRR, TOVS, SSM/I and Conventional Data, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 58(1-4), 83–102.
- Heinemann, G., and T. Klein (2003), Simulations of Topographically Forced Mesocyclones in the Weddell Sea and the Ross Sea Region of Antarctica, *Monthly Weather Review*, 131, 302–316.
- Hoskins, B. J., and K. I. Hodges (2005), A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks, *Journal of Climate*, 18, 4108–4129.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic vorticity maps, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470), 877–946.
- King, J. C., and J. Turner (1997), Antarctic Meteorology and Climatology, Chapter 5, *Synoptic Scale Weather Systems and Cold Fronts*.

- Klein, T., and G. Heinemann (2001), On the forcing mechanisms of mesocyclones in the eastern Weddell Sea region, Antarctica: Process studies using a mesoscale numerical model, *Meteorologische Zeitschrift*, *10*(2), 113–122.
- Kraus, H. (2004), *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*, 3. Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Parish, T. R., and D. H. Bromwich (1998), A Case Study of Antarctic Katabatic Wind Interaction with Large-Scale Forcing, *Monthly Weather Review*, *126*, 199–209.
- Parish, T. R., and K. T. Waight (1987), The Forcing of Antarctic Katabatic Winds, *Monthly Weather Review*, *115*, 2214–2226.
- Raible, C. C., P. M. Della-Marta, C. Schwierz, H. Wernli, and R. Blender (2008), Northern Hemisphere Extratropical Cyclones: A Comparison of Detection and Tracking Methods and Different Reanalyses, *Monthly Weather Review*, *136*, 880–897.
- Simmonds, I., K. Keay, and E.-P. Lim (2003), Synoptic Activity in Seas around Antarctica, *Monthly Weather Review*, *131*, 272–288.
- Uppala, S. M., et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*(612), 2961–3012.
- Wernli, H. (2006a), Wettersysteme in den mittleren Breiten, *Vorlesungsskript: Theoretische Meteorologie II*, Johannes Gutenberg-Universität in Mainz.
- Wernli, H. (2006b), Numerische Methoden, Datenassimilation und Vorhersagbarkeit, *Vorlesungsskript: Atmosphärische Strömungen III*, Johannes Gutenberg-Universität in Mainz.
- Wernli, H., and C. Schwierz (2006), Surface Cyclones in the ERA-40 Dataset (1958–2001). Part I: Novel Identification Method and Global Climatology, *Journal of Atmospheric Sciences*, *63*, 2486–2507.

Danksagung

Bedanken möchte ich mich als erstes und ganz besonders bei Prof. Heini Wernli für die engagierte und hervorragende Betreuung und für die viele gespendete Zeit. Danken möchte ich ihm auch für die in mir geweckte und an mich weitergereichte Begeisterung für die Meteorologie.

Dank gilt ebenfalls der gesamten Arbeitsgruppe für die vielen beigesteuerten Ideen und Vorschläge und vor allem für die Hilfe bei den verschiedensten Problemen. Besonders möchte ich mich hier bei Maxi bedanken für die begeisterte und manchmal sehr zeitintensive Betreuung.

An dieser Stelle danke ich auch meinen Eltern für die viele Unterstützung in allen Lebenslagen und dafür, dass sie immer hinter mir stehen und ich mich stets auf sie verlassen kann. Ich danke ebenfalls allen anderen Familienmitgliedern für ihren Zuspruch und ihre Unterstützung. Ganz besonders danke ich aber meinem Verlobten, der mir stets den Rücken freihält und der immer für mich da ist.

Ich bedanke mich auch bei allen Kommilitoninnen und Kommilitonen und bei allen Freundinnen und Freunden für jede Tasse Tee, jedes Essen, das viele Verständnis für meine knapp bemessene Freizeit und die vielen langen Gespräche.

Danke.



Hiermit versichere ich, diese Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen verwendet zu haben.

Mainz, den 23. Juni 2008

Claudia Frick

