

# Kapitel 9

## Mesoskalige Strukturen am Polarwirbelrand

Die Dynamik und Stabilität des Polarwirbels wird durch die planetarischen Wellen bestimmt. Jedoch beeinflussen auch Rossby-Wellen mit höheren Wellenzahlen den Wirbel, auch wenn sie ihn nicht zu verschieben oder aufzulösen vermögen. Wenn sie um den Wirbel herum wandern und sich dabei verstärken, können sie Luftmassen in den Wirbel hinein- bzw. heraustragen. Luftmassen, die sich ursprünglich innerhalb oder außerhalb des Polarwirbels befanden, liegen dann gerade im Bereich der Wirbelrandzone nebeneinander vor. Diese Strukturen von Luftmassen unterschiedlichen Ursprungs werden Filamente genannt, da sie sich faserartig um den Polarwirbel wickeln. Aufgrund von Scherwinden und Diffusionseffekten werden die Strukturen dabei länger und schmaler. Ihre Modellierung ist daher nur bei mesoskaliger Auflösung möglich.

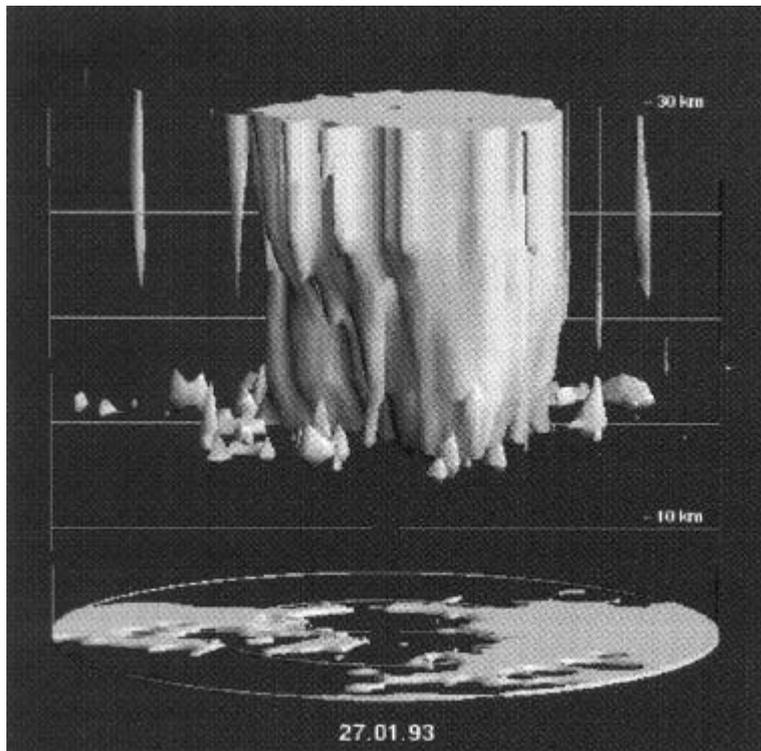
In diesem Kapitel werden die Ursachen der Filamentstrukturen am Polarwirbelrand erläutert. Der Zusammenhang von Laminae und Filamenten wird beschrieben, sowie die Beobachtung von Intrusionen in den Wirbel und Extrusionen aus dem Wirbel anhand von Spurengasmessungen. Eine hydrodynamische Methode zur Modellierung der kleinskaligen Strukturen wird vorgestellt und abschließend ein Zusammenhang zwischen den Filamentstrukturen am Polarwirbelrand und polaren Stratosphärenwolken hergestellt.

### 9.1 Filamentstrukturen am Wirbelrand

Nach der linearen Theorie werden Rossby-Wellen in der Troposphäre angeregt und breiten sich zunächst nach oben und dann äquatorwärts aus. Aufgrund der mit der Höhe abnehmenden Luftdichte und der zum Äquator hin geringeren zonalen Windgeschwindigkeiten neigen die Wellen zur Nicht-Linearität, es kommt zum „Wellenbrechen“. Das Kriterium dafür, dass eine Welle bricht, ist die irreversible Deformation von Materialkonturen, also der Isolinien eines *Tracers* (McIntyre und

Palmer, 1983). Ein chemischer Tracer (engl. für Indikator, Spurenstoff) bezeichnet eine chemische Erhaltungsgröße, also eine chemische Spezies, die der allgemeinen Dynamik über einen entsprechenden Zeitraum – in diesem Fall mehrere Tage - hinweg folgt und dabei erhalten bleibt ohne zu diffundieren. Die Verteilung eines solchen Tracers ist somit ausschließlich durch den Transport gegeben. In der Stratosphäre können z.B. Ozon und Wasserdampf als Tracer angesehen werden. Ein Tracer muß jedoch nicht zwingend eine chemische Spezies sein. Unter der Bedingung der Reibungsfreiheit und der Adiabasie ist die potentielle Vorticity (PV) ebenfalls eine materielle Erhaltungsgröße.

Das Brechen von Wellen am Rand des Polarwirbels bewirkt, dass einerseits Luftmassen vom Wirbel „abgeschält“ werden, während andererseits Luft der mittleren Breiten in den Wirbel hinein transportiert wird. Dadurch hat der Polarwirbel keineswegs die idealisierte Form eines Trichters, vielmehr ist er im Bereich der Randzone stark strukturiert. Eine dreidimensionale Darstellung des Polarwirbels ist in Abb.9.1 gezeigt.



**Abb.9.1:** Dreidimensionale Darstellung des arktischen Polarwirbels am 27.Jan.1993. Anhand der untergelegten Kontinente ist die Ausdehnung des Wirbels zu erkennen. Im Randbereich des Wirbels ist seine ausgefranste Struktur auffällig. (aus *BMBF*, 1999)

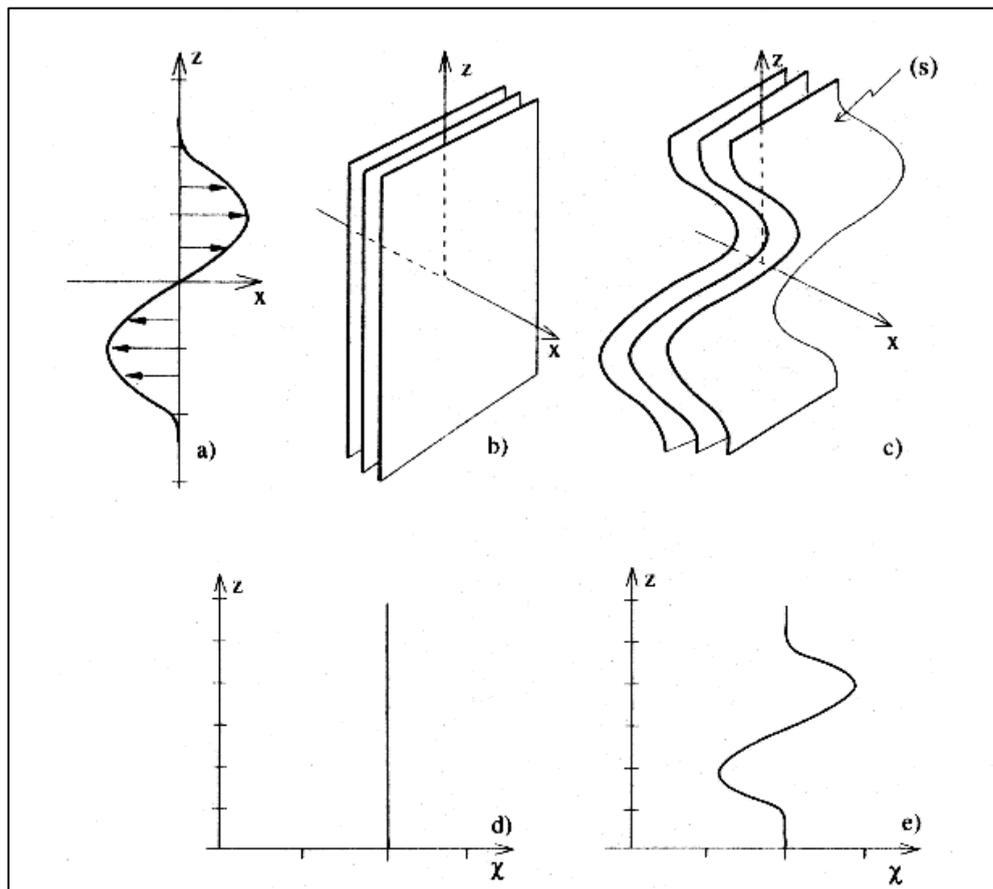
Makroskalige Transportprozesse, wie die Erosion des polaren Wirbels und das Wellenbrechen, verursachen bei differentieller vertikaler Windscherung das Falten und

Verschieben der Isoflächen eines Tracers, was die Entstehung von stratosphärischen Filamentstrukturen zur Folge hat (Appenzeller und Holton, 1997).

### 9.1.1 Laminae

Mißt man das Vertikalprofil eines Spurengases, können solche Filamentstrukturen als Schichten von erhöhter oder verringerter Konzentration erfaßt werden. Dabei spricht man von Spurengas-Laminae. Laminae entstehen in Abhängigkeit vom horizontalen Gradienten eines Tracers und der vertikalen Windscherung (Orsolini, 1995; Appenzeller und Holton, 1997), was in Abb.9.2 schematisch dargestellt ist.

Diese Voraussetzungen führen dazu, dass sich Laminae insbesondere in drei Regionen bilden: am Polarwirbel, in der Tropopausenregion und in der unteren Stratosphäre der Subtropen, die durch starke vertikale Windscherung gekennzeichnet ist (Appenzeller und Holton, 1997).



**Abb.9.2:** Schematische Darstellung der Entstehung von Laminae in Vertikalprofilen. Vertikales Windprofil mit Scherung [a]. Parallel angeordnete Isoflächen eines Tracers in dreidimensionaler Ansicht [b] und das entsprechende Vertikalprofil des Tracers [d]. Geneigte Isoflächen des Tracers nach Einwirkung des Schwerwinds in dreidimensionaler Ansicht [c] und das entsprechende Tracer-Profil [e] (aus Appenzeller und Holton, 1997).

Ozon-Laminae, die im Zusammenhang mit der Erosion des polaren Wirbels auftreten (Reid und Vaughan, 1991; Reid et al., 1993; Orsolini, 1995; Orsolini et al., 1997; Manney et al., 1998), werden in beiden Hemisphären beobachtet (Reid und Vaughan, 1991). Die Häufigkeit während des Winters ist in der Nordhemisphäre deutlich größer, da hier die Wellenaktivität höher ist. Die vertikale Ausdehnung typischer Laminae beträgt 200 m bis 2.5 km (Reid et al., 1993).

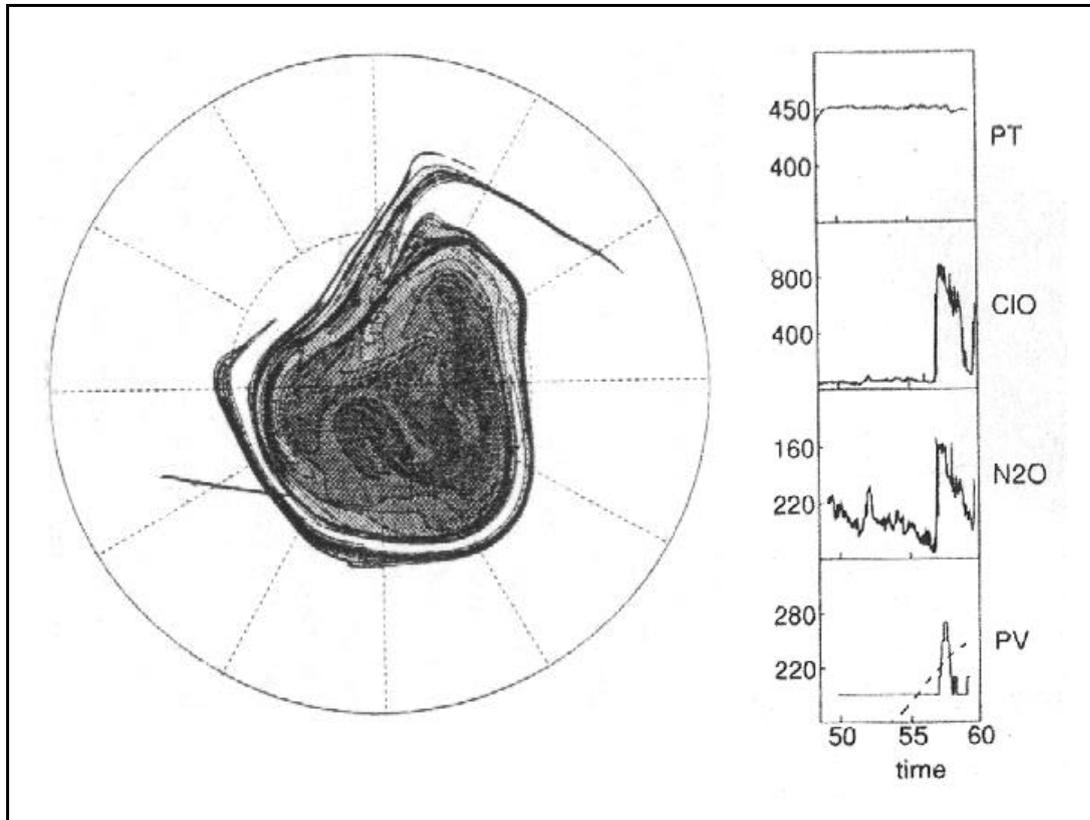
Laminae entsprechen einem Vertikalschnitt durch eine gekippte Isofläche eines Tracers (s. Abb.9.2). Schneidet man nicht vertikal durch eine gekippte Tracer-Isofläche, sondern entlang einer isentropen (oder isobaren) Fläche, wird der Tracer auf der zweidimensionalen Fläche als Filamentstruktur sichtbar.

### 9.1.2 Filamente

Während des nordhemisphärischen Winters und Frühlings ist das Brechen von Rossby-Wellen in der unteren Stratosphäre ein häufig auftretender dynamischer Prozeß. Das Wellenbrechen zieht Luft in Form von langen Filamentstrukturen aus dem Polarwirbel. Dieser Prozeß kann mit sehr fein aufgelösten Modellen nachvollzogen werden. Ein hierfür geeignetes Modell, die Konturadvektions-Simulation, wird in Kapitel 9.3 vorgestellt.

Die tatsächliche Existenz von Filamentstrukturen und die Genauigkeit der Modellmethoden konnte anhand von Flugzeugmessungen verschiedener Spurengase nachgewiesen werden (Plumb et al., 1994; Waugh et al., 1994). Dabei wurden sowohl Intrusionen von Luft mittlerer Breiten im Polarwirbel nachgewiesen (Plumb et al., 1994), als auch Extrusionen von Wirbelluft außerhalb des polaren Wirbels (Waugh et al., 1994; Newman et al., 1996). Ein Beispiel einer solchen Messung ist in Abb.9.3 (nach Waugh et al., 1994) dargestellt. Auf der linken Seite von Abb.9.3 ist die mit Hilfe der Konturadvektions-Simulation berechnete Struktur des arktischen Polarwirbels am 6. Jan. 1992 dargestellt. Gezeigt ist die potentielle Vorticity auf der 450 K -Fläche. Die PV-Werte basieren auf der PV-Analyse des National Meteorological Center (NMC) vom 26. Dez. 1991. Unter Verwendung der NMC Winddaten wurden die PV-Konturen über 264 Stunden advehiert. Dadurch ergibt sich das gezeigte PV-Feld vom 6. Jan. 1992, in dem Filamentstrukturen sichtbar sind. (Die Methode der Konturadvektions-Simulation wird in Kap.9.3 ausführlich behandelt.) In Abb.9.3 ist zudem die Flugroute des Forschungsflugzeugs ER-2 eingezeichnet, die ein Filament kreuzt, das aus dem Wirbel herausgezogen wurde. Im rechten Teil der Abbildung sind die Ergebnisse der während des Fluges durchgeführten Spurengasmessungen dargestellt. Deutlich sichtbar sind lokal begrenzt stark erhöhte Werte der ClO- und N<sub>2</sub>O-Konzentration, welche typisch für Luft aus dem Innern des Polarwirbels sind. In Verbindung mit der zugehörigen berechneten

potentiellen Vorticity können diese Luftmassen der durchquerten Filamentstruktur zugeordnet werden, die aus dem Polarwirbel heraus transportiert wurde.



**Abb.9.3:** links: Ergebnis einer PV-Konturadvektions-Simulation auf der 450 K -Isentrope für den 06.Jan.1992, 12:00 UTC, basierend auf den PV- und Winddaten des National Meteorological Center (NMC) vom 26.Dez.1991 + 264 h. Der Greenwich-Meridian weist nach unten, zusätzlich ist die Flugroute der ER-2 eingezeichnet. rechts: Während des ER-2 Fluges am 06.Jan.1992 aufgenommene Meßdaten verschiedener Parameter von oben nach unten: potentielle Temperatur in K, ClO in pptv, N<sub>2</sub>O in ppmv, PV in  $10^{-7} \text{Km}^2 \text{s}^{-1} \text{kg}^{-1}$ . (nach Waugh *et al.*, 1994)

Die in solchen Strukturen aus dem Wirbel ausgestoßenen Luftmassen wickeln sich für gewöhnlich als Filamentstrukturen um den Polarwirbel (Waugh *et al.*, 1994). Diese Filamente entsprechen „Zungen“ von Material, die aus dem Wirbel gezogen werden und sich aufgrund der Scherwinde dehnen, bis die Zunge von dem beobachtenden Netzwerk nicht mehr aufgelöst werden kann (McIntyre und Palmer, 1983).

Extrusionen, also Filamente, die aus dem Wirbel heraus transportiert werden, sind im Vergleich zur umgebenden Luft der mittleren Breiten durch eine höhere potentielle Vorticity sowie höhere Konzentrationen von Ozon (O<sub>3</sub>), Wasserdampf (H<sub>2</sub>O), Stickoxiden (NO<sub>y</sub>) und Salzsäure (HCl) gekennzeichnet. Außerdem weisen sie niedrigere Konzentrationen von Lachgas (N<sub>2</sub>O), Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) und FCKWs (z.B. CFC-11,

CFC-13) auf (Newman *et al.*, 1996). Bei ballongetragenen Messungen von Filamentstrukturen nach Auflösen des polaren Wirbels konnten z.B. Wasserdampf-Laminae sogar in Südfrankreich beobachtet werden (Orsolini *et al.*, 1998).

Intrusionen, d.h. Filamente, die von außen in den Polarwirbel hinein transportiert werden, haben eine niedrigere potentielle Vorticity und einen höheren Hintergrund-Aerosolgehalt (Plumb *et al.*, 1994). Die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Luftmassen, die als Filamentstrukturen nebeneinander im Bereich des Polarwirbelrands existieren, ist von Bedeutung für die dort gebildeten polaren Stratosphärenwolken.

## 9.2 Filamente und polare Stratosphärenwolken

Starke Schwerwinde im Bereich des *Jet Streams* am Polarwirbelrand führen zu differentieller Advektion. Filamentstrukturen von Luftmassen unterschiedlicher Herkunft und Zusammensetzung treten daher insbesondere im Randbereich des polaren Wirbels auf (Reid und Vaughan, 1991; Appenzeller und Holton, 1997).

Da die Existenz von polaren Stratosphärenwolken nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der vorhandenen Spurengaskonzentration von Salpetersäure ( $\text{HNO}_3$ ) und Wasserdampf ( $\text{H}_2\text{O}$ ) abhängig ist, ist mit einem Einfluß der Filamentstrukturen auf die Bildung von PSCs am Wirbelrand zu rechnen.

Wird wie bei der Lidar-Methode das Vertikalprofil über einer Station betrachtet, dann sind Filamentstrukturen als Laminae erfaßbar. Polare Stratosphärenwolken können als Indikator für solche Laminae dienen.

So ist beispielsweise häufig zu beobachten, dass ein großer Höhenbereich eines ungestörten Temperaturprofils unterhalb der NAT-Existenztemperatur liegt, die gleichzeitig detektierte PSC aber eine deutliche Struktur aufweist (z.B. am 14. Jan. 1997 in Sodankylä, vgl. Kap. 9.4). Die PSC kann als Indikator für die Präsenz verschiedener Luftmassen angesehen werden. In der Luftsäule über der Station befinden sich Luftmassen, die durch differentielle Advektion herantransportiert wurden. So ist einerseits die Temperaturgeschichte der Luftmassen in den verschiedenen Höhenbereichen unterschiedlich, andererseits weisen die Luftmassen auch einen unterschiedlichen Spurengasgehalt auf.

So kann eine Intrusion von Luft außerhalb der Polarwirbels, die mehr Hintergrund-Aerosol enthält als die Luft im Polarwirbel (Flentje *et al.*, 2000), die Entstehung von PSCs im Bereich der Intrusion begünstigen. Entsprechend kann eine Extrusion wasserdampfreicher Luft aus dem Polarwirbel unter Umständen PSC-Bildung sogar außerhalb des Polarwirbels ermöglichen.

Die Filamentstrukturen, die im Zusammenhang mit dem Brechen von Rossby-Wellen und der Erosion des Polarwirbels entstehen, führen auch dazu, dass Luftmassen aus dem Wirbel heraus transportiert werden, deren Zusammensetzung unter dem Einfluß von PSCs chemisch verändert wurden. Eine Folge davon sind niedrige stratosphärische Ozonkonzentrationen in den mittleren Breiten (*Tuck et al., 1992*).

### 9.3 Konturadvektions-Simulation

Um die mesoskaligen Strukturen in der Stratosphäre unabhängig von der Gitterweite eines spektralen Modells auflösen zu können, wird auf einen hydrodynamischen Ansatz zurückgegriffen. Stark vereinfacht läßt sich die Konturadvektions-Simulation so beschreiben, dass ein Fluid (der Tracer in einer stratosphärischen Schicht) durch die angelegten Kräfte (Wind) auf einer 2-dimensionalen Fläche bewegt wird.

Aufgrund der stabilen Schichtung werden vertikale Bewegungen in der Stratosphäre unterbunden, so dass die wichtigen Aspekte des stratosphärischen Transports durch die Annahme von quasi-horizontaler Bewegung auf Flächen konstanter Schichtung abgedeckt werden. In den meisten Fällen ist der Beitrag des makroskaligen Flusses der dominante Anteil an der Advektion. Aufgrund dieser Bedingungen kann man davon ausgehen, dass die 2-dimensionale Advektion auf isentropen Flächen ein brauchbares Modell für die Dynamik der Stratosphäre liefert (*Waugh und Plumb, 1994*).

Um mesoskalige Strukturen in der Atmosphäre aufzulösen, ohne dabei auf kleinskalige Modelle mit extrem hoher Gitterpunkts-Dichte zurückzugreifen, wird u.a. die Methode der Konturadvektions-Simulation verwendet. Die Methode wurde von *Dritschel (1989)* entwickelt und von *Norton (1994)* sowie *Waugh und Plumb (1994)* erstmals im Zusammenhang mit dynamischen Prozessen in der Atmosphäre eingesetzt. Die Methode basiert dabei auf der Advektion eines passiven Tracers unter Benutzung von analysierten Windfeldern, wobei von zweidimensionaler Strömung auf isentropen Flächen ausgegangen wird. Dabei zeigte sich, dass zwar die atmosphärische Bewegung auf großen Skalen das Deformationsfeld bestimmt, es jedoch mit der Konturadvektion möglich ist, kleinskalige Ereignisse mit Hilfe eines grob aufgelösten Windfeldes zu reproduzieren. Mit dieser Technik ist so die Untersuchung des Transports eines Tracers mit einer zuvor nicht erreichten Auflösung möglich (*Waugh und Plumb, 1994*).

Für Strömungen, in denen das Vorticity-Feld stückweise konstant ist, erlaubt die Lösung der zweidimensionalen Vorticity-Gleichung die vollständige Darstellung durch Isolinien (Konturen) um unterschiedliche Vorticity-Werte (*Dritschel, 1989*). Eine Isolinie (Kontur) ist dabei durch eine finite Menge von Partikeln definiert. Der Algorithmus erlaubt jedoch mit zunehmender Integrationszeit eine Neuverteilung um die Kontur bzw. ein Hinzufügen

weiterer Partikel auf die Isolinie, wodurch das Auftreten kleinskaliger Strukturen ermöglicht wird. So können die Filamentstrukturen, die mit zunehmender Integrationszeit stets länger und dünner werden, bestmöglich wiedergegeben werden. Zudem wurde ein sogenannter „surgery“ (*engl.*: Chirurgie) –Algorithmus implementiert, der gegebenenfalls die Konturen trennt bzw. zusammenfügt. Die Algorithmen für die Wiedergabe solcher Konturen („contour advection with surgery“, CAS) werden als Hilfsmittel für die Untersuchung atmosphärischer Dynamik angewendet und sollen im Rahmen dieser Arbeit im Zusammenhang mit den beobachteten PSC-Ereignissen genutzt werden.

Der in dieser Arbeit verwendete numerische Konturadvektions-Code wurde von Norton (1994) entwickelt und vom *Centre for Atmospheric Sciences, Cambridge (UK)*, zur Verfügung gestellt. Als passiver Tracer wird hier die potentielle Vorticity genutzt, deren Daten aus dem ECMWF-T63-Modell stammen. Mit Hilfe der numerischen Programme werden Isolinien um Gebiete gleicher potentieller Vorticity gelegt. Diese Konturen werden dann in mehreren iterativen Zeitschritten von 15 Minuten advehiert. Als Grundlage für die Advektion dienen die vom ECMWF analysierten Windfelder, die in Zeitschritten von 6 Stunden vorliegen.

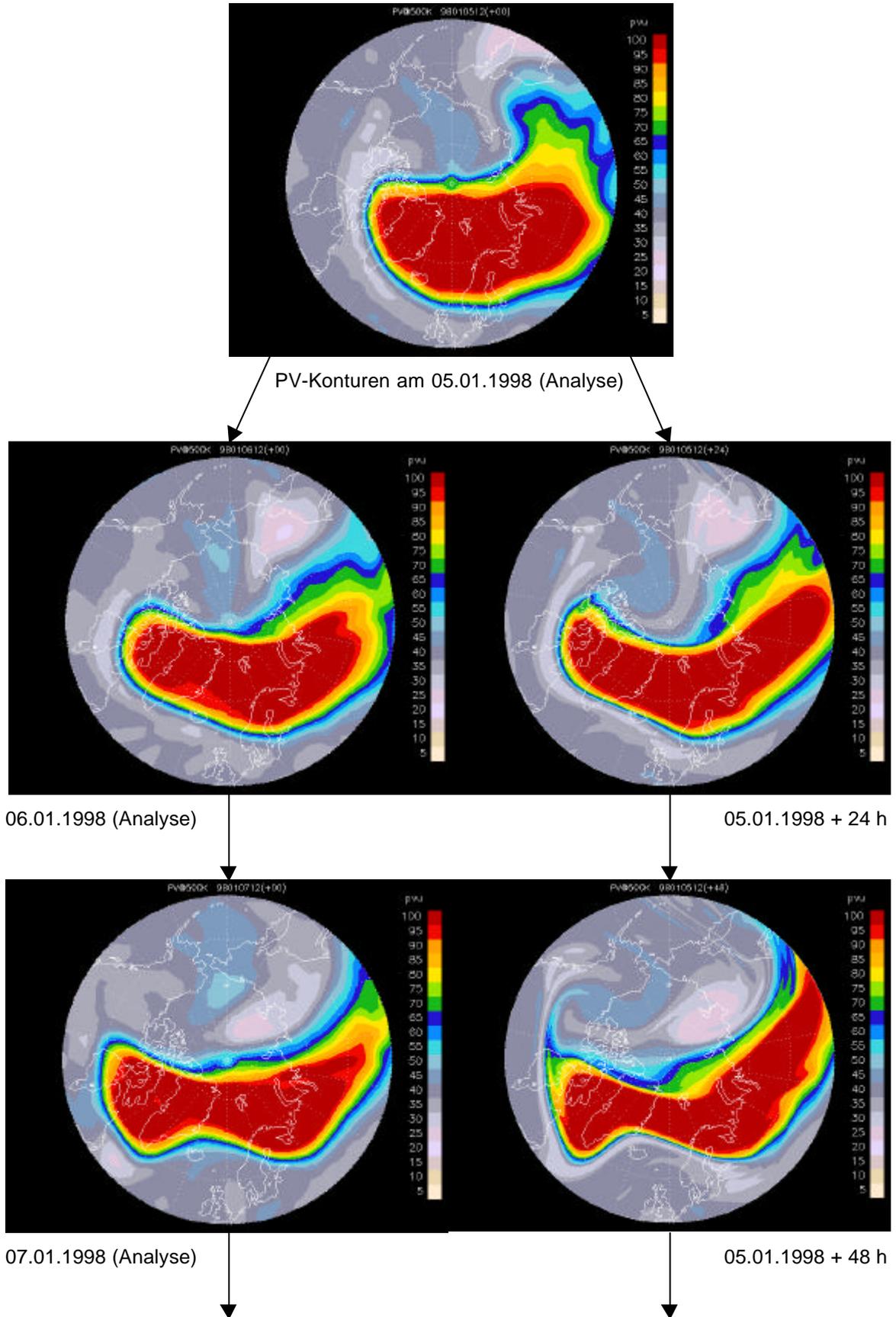
Im Rahmen dieser Arbeit wurden Konturadvektions-Felder der PV auf den isentropen Flächen 400, 435, 450, 465, 500, 550 und 625 K berechnet. Die Betrachtung der potentiellen Vorticity als Tracer erfolgt hier nach Lait (1993):

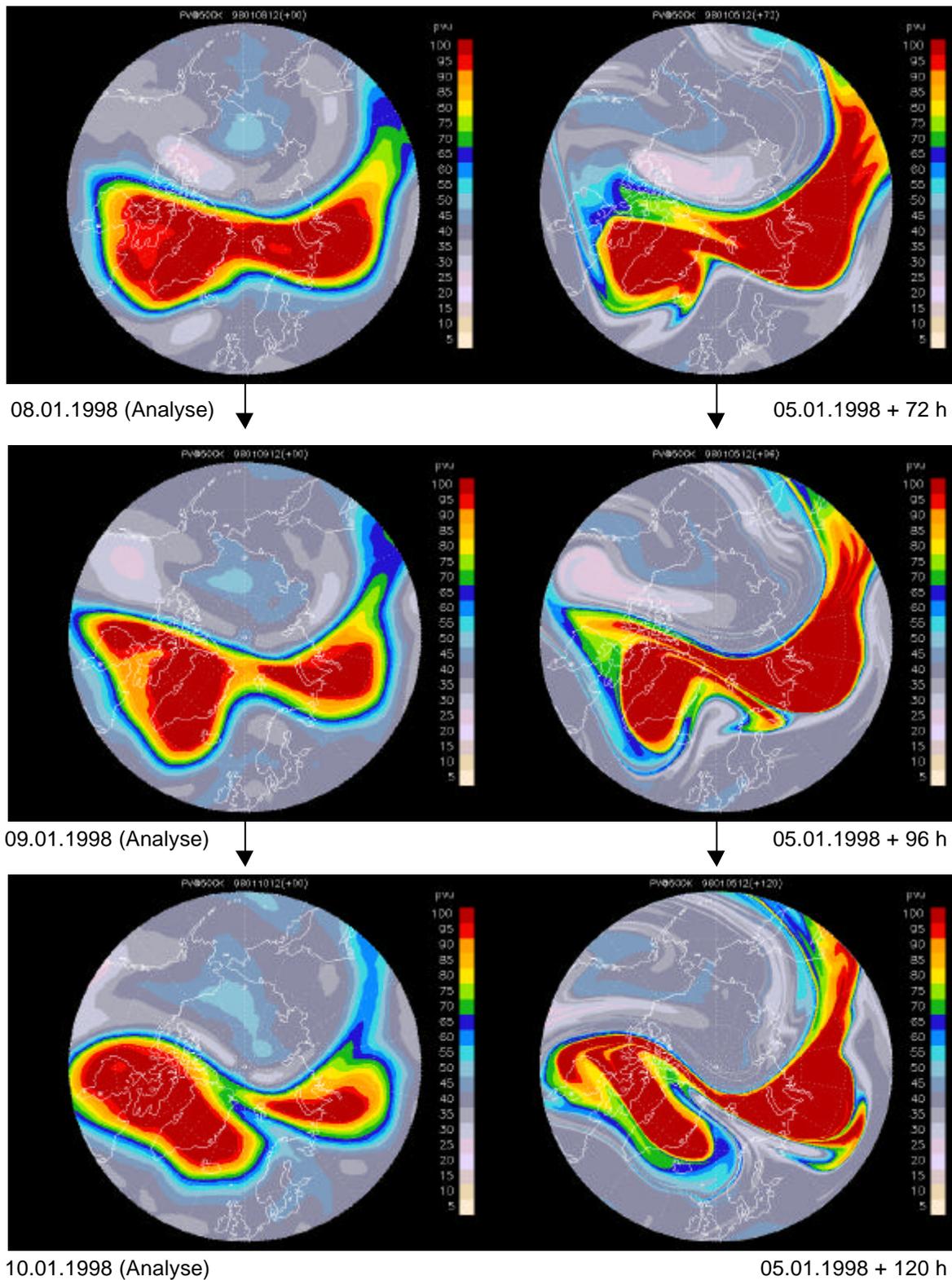
$$Q_L = Q_E \cdot \left( \frac{Q_0}{Q} \right)^{9/2} \quad [ \text{Gl.9.1} ]$$

mit der PV nach Lait  $Q_L$ , der PV nach Ertel  $Q_E$ , der potentiellen Temperatur  $Q$  und der potentiellen Temperatur in der Referenzhöhe  $Q_0$ , mit  $Q_0 = 320 \text{ K}$ . Damit ist die PV nach Lait in einer Atmosphäre mit gleicher Temperatur und gleicher absoluter Vorticity ebenfalls gleichförmig. Die PV nach Lait hat den Vorteil, dass sie mit der Höhe eine geringere Variation aufweist als die PV nach Ertel.

Der Unterschied zwischen der analysierten PV und der mit Hilfe der Konturadvektion berechneten PV geht aus der Abbildungsfolge 9.4 hervor. Die Abbildungsfolge basiert auf der PV-Analyse des 5. Jan. 1998 auf der 550 K –Fläche. Davon ausgehend sind jeweils auf der rechten Seite die Ergebnisse der Konturadvektion (CAS) in Schritten von 24 Stunden abgebildet und zum Vergleich auf der linken Seite die zeitlich entsprechende PV-Analyse. In den Abbildungen der Konturadvektion sind insbesondere am Rand des Polarwirbels deutlich feinere Strukturen sichtbar, die Filamente. Mit voranschreitender Integrationszeit werden die Filamente den Gesetzen der Hydrodynamik entsprechend immer länger und dünner.

Abbildungsfolge 9.4:





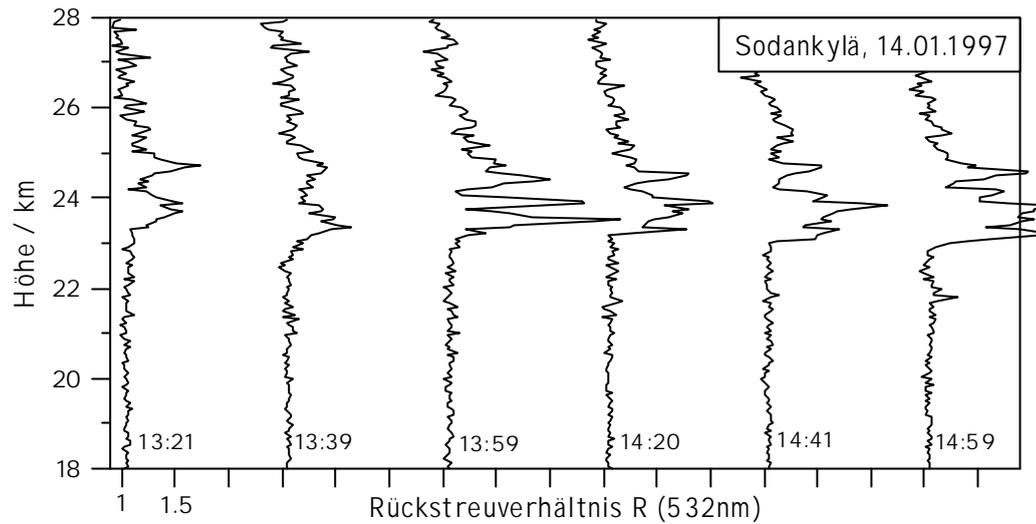
**Abb.9.4:** Abfolge von PV-Feldern auf der 500 K –Fläche. Beginnend mit der Analyse ( $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Auflösung) vom 05.01.1998 zeigt die linke Spalte die Analysen vom 06.01.-10.01.1998, die rechte Spalte die Konturadvektions-Simulation vom 05.01.1998 + 24 h bis zum 05.01.1998 +120 h in Schritten von 24 Stunden.

Im Zeitraum vom 7. bis 10. Jan., also entsprechend 5. Jan. + 48 h bis 5. Jan. + 120 h, ist im Bereich des Greenwich-Meridians ein Ereignis von Rossby-Wellenbrechen zu erkennen. Während sich in den PV-Analysen der Polarwirbel zu teilen scheint, ist in der CAS-Graphik zu sehen, wie sich Luftmassen im Bereich des Wellenbrechens in den Wirbel hineinschieben, wobei gleichzeitig Luft aus dem Wirbelinnern herausgezogen wird.

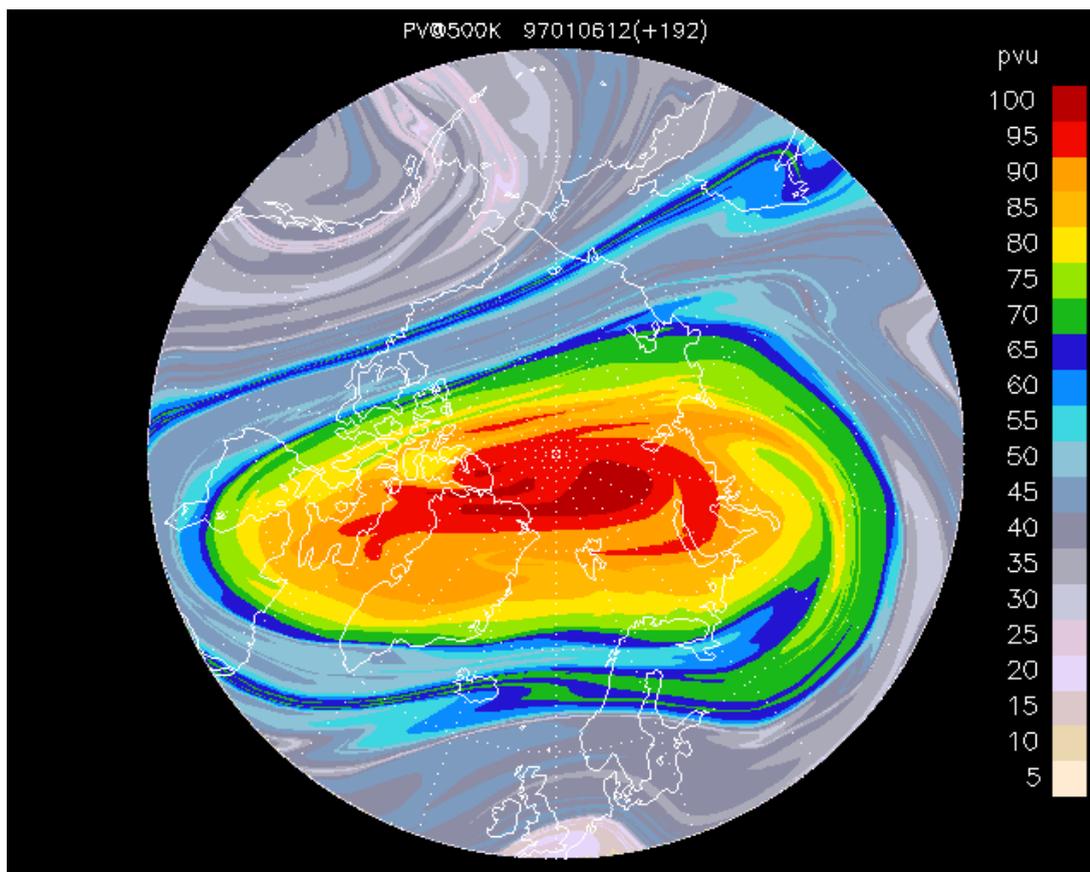
Die Beschreibung der exakten Beziehung zwischen dem berechneten Konturenfeld und dem realen Tracer-Feld ist problematisch. Auch die Konturadvektion ist, wie alle numerischen Modelle, gewissen Einschränkungen unterlegen. Typischerweise wird für die Konturadvektion ein Konturenfeld angelegt, das auf synoptisch-skaligen Beobachtungs- und Modelldaten beruht. Hier wird als Tracer die potentielle Vorticity verwendet, die auf meteorologischen Wind- und Temperatur-Datensätzen basiert. Es können auch chemische Tracer wie z.B. Ozon benutzt werden, deren Beobachtungsdaten aus Satellitenmessungen stammen. In jedem Fall aber liegt das Initialfeld auf einer synoptischen Skala mit einer horizontalen Auflösung von mehreren hundert Kilometern vor, so dass kleinskalige Strukturen im Initialfeld nicht erfaßt werden. Die dargestellten kleinskaligen Filamente werden über eine gewisse Integrationszeit aus dem synoptisch-skaligen Tracer-Feld berechnet. Kleine Fehler in den beobachteten Geschwindigkeitsfeldern, die der Advektion zugrunde liegen, führen zu entsprechenden Fehlern im berechneten Konturenfeld, die u.U. soweit führen, dass der räumliche Fehler eines Filaments die gleiche Größenordnung hat wie seine horizontale Ausdehnung. Aus diesen Gründen ist es unwahrscheinlich, dass die mit Hilfe der Konturadvektion berechnete Verteilung eines Tracers mit der realen Verteilung exakt übereinstimmt. Das berechnete Feld gibt aber Hinweise auf Regionen dichter, kleinskaliger Filamentstrukturen. Vergleiche mit Messungen zeigten, dass die Konturadvektion ein nützliches Werkzeug bei der Interpretation von gemessenen Tracer-Strukturen ist (*Plumb et al., 1994; Waugh et al., 1994; Appenzeller et al., 1996*).

## 9.4 PSC-Beobachtungen und Filamentstrukturen

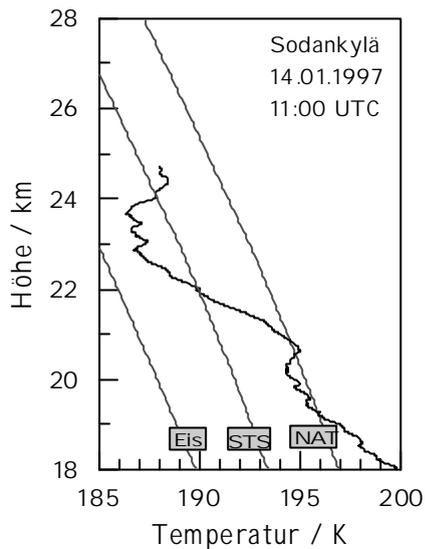
Die Bildung von Filamentstrukturen führt dazu, dass Luftmassen unterschiedlicher Zusammensetzung neben- und übereinander angeordnet sind (vgl. Kap.9.2). Da die Bildung von PSCs neben der Temperatur auch von der Spurengas-Zusammensetzung einer Luftmasse, dem H<sub>2</sub>O- und HNO<sub>3</sub>-Gehalt, abhängig ist, bewirken Filamentstrukturen in der Spurengas-Verteilung auch Strukturen in den detektierten PSCs. Diese Strukturen fallen auf, wenn man die zeitliche Entwicklung einer PSC betrachtet. Als Fallbeispiel wird im folgenden der 14. Jan. 1997 betrachtet.



**Abb.9.5:** PSC-Ereignis vom 14.Jan.1997 in Sodankylä. Rückstreuverhältnis im parallel polarisierten 532 nm –Kanal, aufgetragen in Zeitschritten von etwa 20 Minuten, jeweils um  $DR = 1.5$  versetzt.



**Abb.9.6:** Konturadvektions-Simulation für den 14.Jan.1997, basierend auf der PV-Analyse vom 6.Jan.1997 + 192 Stunden Advektion auf der 500 K –Fläche.



**Abb.9.7:** Temperaturprofil der Radiosondenmessung vom 14.Jan.1997, 11:00 UTC in Sodankylä. Dazu die Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis.

Den Lidar-Profilen in Abb.9.5 ist zu entnehmen, dass die Partikeldichte und –größe innerhalb der PSC deutliche Strukturen aufweist, die sich mit der Zeit stark verändern. In Höhe der PSC oberhalb von 23 km wurden auch bei der Radiosondenmessung vom 14.Jan.1997, 11:00 UTC, geringe Schwankungen der Temperatur erfaßt (vgl. Abb.9.7), die auf kleinskalige dynamische Prozesse hindeuten. Diese können unter dem Einfluß des Strahlstroms und durch Wellenbrechen entstehen.

In der Konturadvektions-Graphik Abb.9.6 ist zu erkennen, dass im Bereich Nordfinlands Filamentstrukturen auftreten, die darauf zurückzuführen sind, dass Luft aus den mittleren Breiten in den Wirbel hineingezogen wurde. Dadurch läßt sich zeigen, dass die Lidarmessungen in Sodankylä in einer stratosphärischen Region durchgeführt wurden, die durch Filamentbildung gekennzeichnet ist. Es ist zu erwarten, dass hier Luftmassen mit verschiedenen Parametern (Spurengase, Temperaturgeschichte, Hintergrundaerosol; vgl. Kap.9.2) dicht neben- und übereinander vorliegen, die auch Effekte auf die Partikel der detektierten PSC haben. Die beobachtete Variabilität der PSC-Struktur läßt sich auf die geschichtete Anordnung der Luftmassen in Filamenten zurückführen.

Es ist weiterhin denkbar, dass Filamente auch die Bildung von PSCs beeinflussen. So können Filamente mit höheren  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{HNO}_3$ -Mischungsverhältnissen die Existenztemperaturen lokal anheben. Zudem wird bei einer Intrusion Luft der mittleren Breiten auf isentropen Flächen in den Polarwirbel transportiert. Da die isentropen Flächen über dem Pol gewölbt sind (vgl. Kap.2.2.1), kühlt die Luftmasse adiabatisch ab, was ebenfalls ein Partikelwachstum fördern könnte.

Diese Möglichkeiten wurden im Rahmen dieser Arbeit untersucht. Dazu wurden alle während der Winter 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999 in Sodankylä gemessenen PSC-Ereignisse mit berechneten Filamentstrukturen der Konturadvektions-Simulation

korreliert. Dabei konnte jedoch nicht nachgewiesen werden, dass die Schwankungen der beteiligten Parameter in Intrusionen oder Extrusionen die PSC-Partikelbildung auszulösen vermögen. Allerdings können, wie anhand des oben dargestellten Beispiels gezeigt wurde, bereits vorhandene PSC-Partikel in ihrem Wachstum begünstigt oder gebremst werden. Filamente können so Strukturen in PSC-Ereignissen zeitlich und räumlich modulieren.