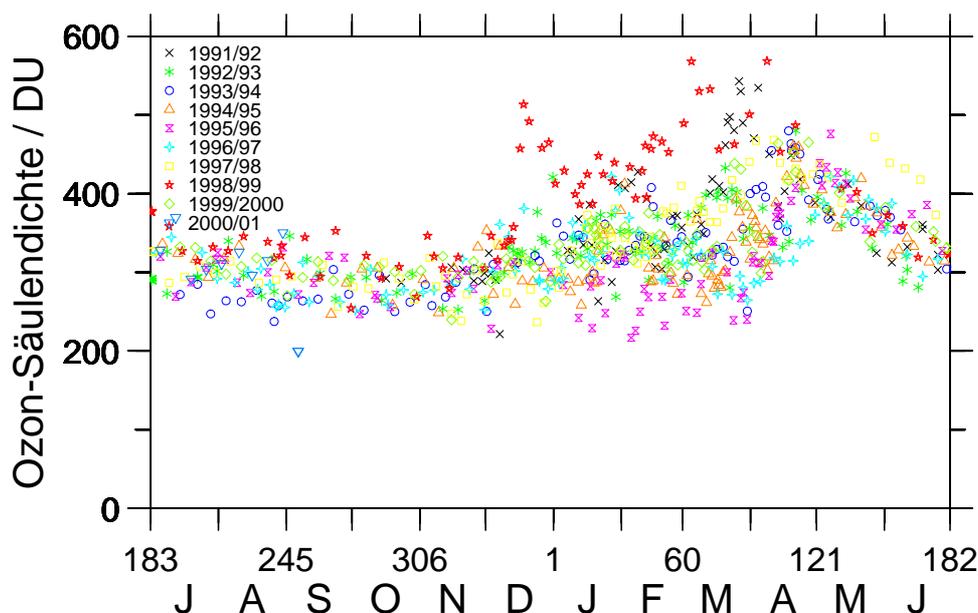


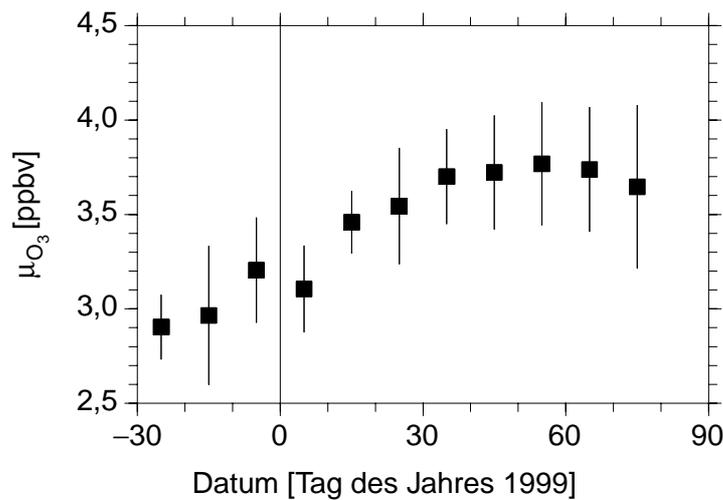
### 3 Die Match Methode

#### 3.1 Dynamisch bedingte Ozonvariabilität in der Arktis

Im Verlauf des Winters nimmt die Ozonsäulendichte innerhalb des arktischen Polarwirbels durch die fortlaufende Meridionalzirkulation, bei der ozonreiche Luft von der mittleren tropischen Stratosphäre in die untere Stratosphäre hoher Breiten transportiert wird, im allgemeinen zu. Abbildung 3.1 zeigt den Jahrgang der Ozonsäulendichte aus den Ozonsondierungen, die zwischen 1991 und 2000 in Ny-Ålesund vorgenommen wurden. Man erkennt deutlich einen Anstieg der Ozonsäulendichte, der normalerweise Ende November einsetzt, und von Jahr zu Jahr unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Da dieser Anstieg zeitlich mit dem Einsetzen des chemischen Ozonverlustes zusammenfällt, muß sich chemischer Ozonabbau in der arktischen Stratosphäre nicht zwangsläufig in einer Verringerung der Ozonsäule niederschlagen. Die Ozonsäulendichten sind weiterhin kurzfristigen, dynamisch bedingten Schwankungen unterworfen; so führen troposphärische Hochdruckgebiete zu niedrigen Ozonsäulendichten und niedrigen stratosphärischen Temperaturen [Dobson et al., 1929, Petzoldt et al., 1994]. Sofern diese niedrigen Temperaturen nicht zu verstärkter Chloraktivierung führen und damit katalytischen Ozonabbau auslösen, handelt es sich bei dieser Abnahme der Ozonsäulendichte um einen dynamisch reversiblen Prozeß. Die Gesamtozonsäule ist daher ein relativ ungeeigneter Parameter zur Identifikation von chemischem Ozonverlust.



**Abbildung 3.1:** Jahrgang der Ozonsäulendichte in Ny-Ålesund. Dargestellt sind die Daten aus den Ozonsondierungen zwischen 1991 und 2000.



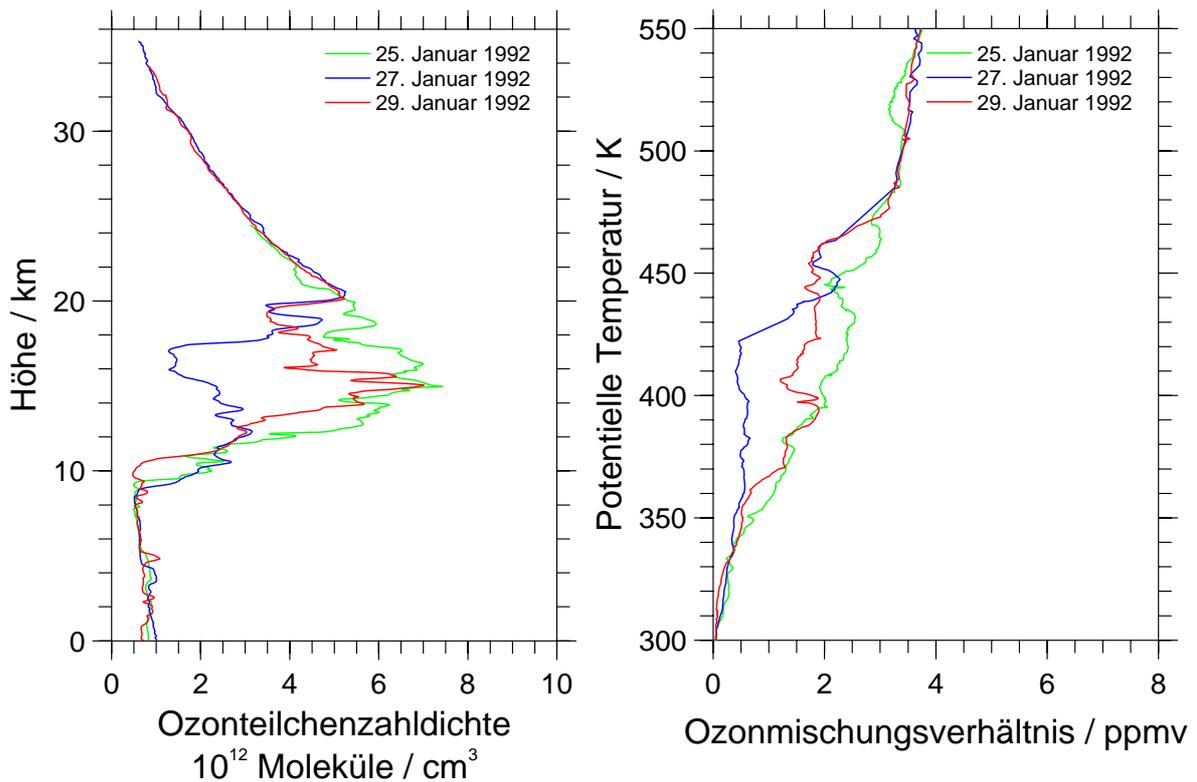
**Abbildung 3.2:** Zeitlicher Verlauf des Ozonmischungsverhältnisses in 475 K isentropen Niveau im Winter 1998/99. Es sind jeweils die Messungen aller im Polarwirbel ( $n_{PV} > 30 \text{ s}^{-1}$ ) gestarteten Ozonsonden über zehn Tage gemittelt. Die vertikalen Linien geben die einfache Standardabweichung an.

Aber auch in einzelnen Höhenschichten des Polarwirbels ist chemischer Ozonverlust nicht unmittelbar ablesbar. Einerseits macht sich auch hier das diabatische Absinken der gesamten Luftmasse bemerkbar: Bei Abwesenheit photochemischer Prozesse bleibt das Volumenmischungsverhältnis des Ozons  $\mu_{O_3}$  in der absinkenden Luftmasse erhalten; ändert sich  $\mu_{O_3}$  mit der Höhe, führt das diabatische Absinken  $(\partial\Theta)/(\partial t) < 0$  deshalb zu einer Änderung des Ozonmischungsverhältnisses in einer isentropen Höhe:

$$\frac{\partial\mu_{O_3}}{\partial t} = -\frac{\partial\mu_{O_3}}{\partial\Theta} \cdot \frac{\partial\Theta}{\partial t} \quad (3-1)$$

Im Höhenbereich zwischen 10 km und 30 km nimmt das Ozonmischungsverhältnis in der Regel mit der Höhe zu ( $(\partial\mu_{O_3})/(\partial\Theta) > 0$ ), so daß das diabatische Absinken hier zu einer Erhöhung des Ozonmischungsverhältnisses führt. In Abbildung 3.2 ist als Beispiel der zeitliche Verlauf des Mischungsverhältnisses im Polarwirbel auf der 475 K Isentrope für den Winter 1998/99 gezeigt. In diesem Winter gab es keinen starken chemischen Ozonverlust, so daß der dynamisch bedingte Anstieg klar zu erkennen ist.

Neben der langsamen dynamisch bedingten Ozonänderung durch das diabatische Absinken gibt es jedoch für Messungen, die an einem festen geographischen Ort durchgeführt werden, noch ein weiteres Problem. Im Gegensatz zum antarktischen Polarwirbel, der den Winter hindurch sehr stabil und polzentriert ist, zeigt der arktische Polarwirbel eine starke dynamische Variabilität. Die Position einer einzelnen Meßstation relativ zum Wirbel kann deshalb innerhalb kurzer Zeit stark schwanken, was sich auch in einer hohen Variabilität der gemessenen Ozonprofile niederschlägt. Abbildung 3.3 zeigt drei Ozonprofile, die im Januar 1992 an der



**Abbildung 3.3:** Ozonprofile, die innerhalb von 4 Tagen an der Station Ny-Ålesund gemessen wurden.

Station Ny-Ålesund gemessen wurden. Zwischen dem ersten Profil vom 25. Januar und dem zweiten vom 27. Januar ist eine starke Abnahme der Ozonkonzentration in einer Höhenschicht zwischen 12 und 20 km zu sehen, während das Profil vom 29. Januar wieder dem ersten Profil ähnelt. Diese schnelle Variation deuten daraufhin, daß hier Luftmassen unterschiedlicher Herkunft beprobt wurden.

Durch die starke dynamische Variabilität der Ozonverteilung insbesondere in der arktischen Stratosphäre, wird die Trennung zwischen chemischem Ozonabbau auf der einen Seite und reinen Transportphänomenen auf der anderen Seite sehr erschwert. Um dieses Problem zu lösen, gibt es unterschiedliche Ansätze.

### 3.2 Methoden zur Bestimmung des chemischen Ozonabbaus

Neben der Match Methode, die im folgenden Abschnitt 3.3 behandelt wird, gibt es noch einige weitere Strategien, den chemischen Ozonabbau in der arktischen Stratosphäre von der dynamischen Ozonvariabilität zu trennen, von denen im folgenden die wichtigsten besprochen werden.

### 3.2.1 Zeitliche Entwicklung der Wirbelmittel auf isentropen Flächen

Eine Methode, die unter anderem Knudsen et al. [1998a] für den Winter 1996/97 anwendeten, ist die Beobachtung der zeitlichen Entwicklung des über den Polarwirbel gemittelten Ozonmischungsverhältnisses in einzelnen Höhenschichten. Dabei wurden alle im Polarwirbel gestarteten Ozonsonden ausgewertet und daraus für verschiedene isentrope Höhen Wirbelmittel des Ozonmischungsverhältnisses gebildet. Aus dem diabatischen Absinken der einzelnen Schichten sowie einer Abschätzung der Transportes über die Vortexgrenze wurde die zu erwartende Entwicklung des Ozonmischungsverhältnisses in den entsprechenden Höhenschichten berechnet und mit den Messwerten verglichen. Diese Methode wurde im wesentlichen auch von Rex et al. [2000] verwendet, wobei allerdings der Austausch über die Wirbelkante nicht berücksichtigt wurde. In abgewandelter Form wurde diese Methode auch von Sinnhuber et al. [1998] sowie Langer et al. [1999] angewendet, wobei hier die Meßdaten von einem einzelnen ortsfesten Radiowellenspektrometer stammen. Eine Überdeckung der verschiedenen Bereiche des Polarwirbels mit Messungen ist hier deshalb von der Bewegung des Wirbels relativ zur Station abhängig.

Bei der von Manney et al. [1997, und Referenzen darin] verwendeten Methode wurden aus den Ozondaten des Microwave Limb Sounders (MLS) auf dem Upper Air Research Satelliten (UARS) Vortexmittelwerte für verschiedene isentrope Höhen berechnet. Die zeitliche Entwicklung dieser Vortexmittelwerte wurde dabei um den aus Winddaten und diabatischen Absinkraten berechneten Transport korrigiert und die verbleibende Ozonänderung chemischen Prozessen zugeschrieben.

Die wesentlichen Unsicherheiten dieser Methoden liegen einerseits in der korrekten Berechnung des über den Polarwirbel gemittelten Ozons - eine ungleichmäßige Beprobung des Polarwirbels kann insbesondere bei großer horizontaler Variabilität des Ozons zu einem systematischen Fehler in der Bestimmung des Wirbelmittels führen - andererseits in der Berücksichtigung des Transportes über die Wirbelkante.

### 3.2.2 Korrelation mit inerten Spurengasen

Bei dieser Methode, die zuerst Proffitt et al. [1993] für den Winter 1991/92 anwendeten, wird Ozon im Verhältnis zu einem chemisch quasi inerten Spurengas (*Tracer*, hier  $N_2O$ ) betrachtet. Da alle Transportprozesse sowohl das Ozon wie auch den Tracer gleichermaßen beeinflussen, wird das Verhältnis der Spurengase durch dynamische Prozesse nicht verändert. Ändert sich dieses Verhältnis im Laufe des betrachteten Zeitraumes, so wird davon ausgegangen, daß das Ozon chemisch abgebaut wurde. Müller et al. [1997] wendeten diese Methode für den Winter 1996/97 an und benutzten für diese Analyse Satellitendaten, die aus dem Halogen Occultation Experiment (HALOE) auf UARS stammen. Als Tracer wurde dabei HF verwendet.

Ein Problem dieser Methode besteht darin, daß das Ergebnis unter Umständen durch Mischungsprozesse über den Rand der Polarwirbels verfälscht werden kann. Eine Diskussion

der dadurch auftauchenden Fehler findet sich in beispielweise in Waugh et al. [1997] und Michelsen et al. [1998].

### 3.2.3 Vergleich von Modellergebnissen mit Einzelmessungen

Bei der von Goutail et al. [1997] benutzten Methode wird in einem 3-D chemischen Transportmodell zunächst das Ozon als inertes Spurengas behandelt, d.h. es ist nicht in die chemischen Reaktionen involviert. Die so errechneten dynamischen Veränderungen der Ozonsäule und des Ozonprofils werden mit Messungen verglichen. Goutail et al. [1997] benutzten Messungen der Ozonsäulendichte von fünf stationären SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) Meßgeräten und Ozonprofile eines ballongebundenen SAOZ Geräts. Die Initialisierung des Modells erfolgte mit Ozondaten aus Satellitenmessungen (MLS).

Eine Schwäche dieser Methode liegt darin, daß die Initialisierungswerte für das Modell von einem anderen Meßgerätetyp stammen als die Ozonmessungen, mit denen die Modellergebnisse letztendlich verglichen werden. So können systematische Abweichungen zwischen den beiden Meßmethoden zu Fehlern in dem abgeleiteten Ozonverlust führen.

## 3.3 Die Match Kampagnen

### 3.3.1 Entstehung

Die Match Methode wurde zum ersten Mal für den Winter 1991/92 angewendet [von der Gathen et al., 1995, Rex et al., 1998]. In jenem Winter waren im Rahmen der *European Arctic Stratospheric Ozone Experiments* (EASOE) ca. 1200 Ozonsonden gestartet worden. Ausgehend von den Orten der Ozonsondenmessungen wurden aus den Wind- und Temperaturanalysen des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW) isentrope Rückwärtstrajektorien von 10 Tagen Länge gerechnet. Diese Trajektorien wurden anschließend daraufhin untersucht, ob sie mit einer zweiten Ozonsondenmessung zusammentreffen (engl.: *match*). Auf diese Weise wurden Luftpakete identifiziert, die mehrmals von Ozonsonden beprobt wurden, so daß die zeitliche Entwicklung des Ozongehaltes untersucht werden konnte. Mit Hilfe einer statistischen Analyse konnten so in einigen Höhenschichten Abbauraten für das Ozon innerhalb des Polarwirbels bestimmt werden.

Im Winter 1994/95 fand das *Second European Stratospheric Arctic and Mid-latitude Experiment* (SESAME) statt. In diesem Rahmen wurde erstmals eine Match Kampagne durchgeführt, bei der während des Winters die ca. 1000 Ozonsondenstarts an den verschiedenen Stationen zeitlich so koordiniert wurden, daß eine möglichst große Anzahl Luftpakete mehrmals beprobt wurde. Die Durchführung dieser Kampagne und Ergebnisse sind in Rex [1997a] und Rex et al. [1999] beschrieben. Im darauffolgenden Winter 1995/96 standen etwa 600 Ozonsonden für eine weitere Kampagne zur Verfügung [Rex et al., 1997b]. Im Winter 1996/97 fand eine Matchkampagne im Rahmen des EU-Projekts OSDOC (*Ozone Soundings as a tool for Detecting Ozone Change*) statt.

Innerhalb dieser Arbeit wurden die Daten der Matchkampagne 1996/97 ausgewertet [Schulz et al., 2000a] sowie die Kampagnen 1997/98 und 1998/99 koordiniert und ausgewertet [Schulz et al., 2000b]. Die Kampagnen in den Wintern 1997/98 und 1998/99 wurden während des *Third European Stratospheric Experiment on Ozone* (THESEO) im Rahmen des Projektes THESEO-O<sub>3</sub>loss durchgeführt. Die in dieser Arbeit behandelten Kampagnen wurden auch im Rahmen des Ozonforschungsprogramms des BMBF gefördert. Die Ergebnisse sind in Kapitel 4, 5 und 6 dargestellt.

Auch im letzten Winter 1999/2000 konnte im Rahmen der THESEO 2000/ EuroSOLVE Kampagne eine weitere Matchkampagne durchgeführt werden. Die Daten dieser Kampagne wurden in die in Kapitel 5 dargestellte Analyse der Temperaturabhängigkeit der Ozonverlustraten mit einbezogen.

Mittlerweile liegen für einige Jahre Modellstudien vor, in denen versucht wurde, die Matchergebnisse mit einem chemischen Boxmodell [Becker et al, 1998; 2000] und einem 3D Chemischen Transportmodell [Kilbane-Dawe et al., 2000] zu reproduzieren. Die dabei gefundenen systematischen Abweichungen deuten bisher daraufhin, daß möglicherweise noch nicht alle für den chemischen Ozonabbau wichtigen Parameter bekannt bzw. in den Modellen erfaßt sind.

### 3.3.2 Verwendete Daten für die Kampagnensteuerung

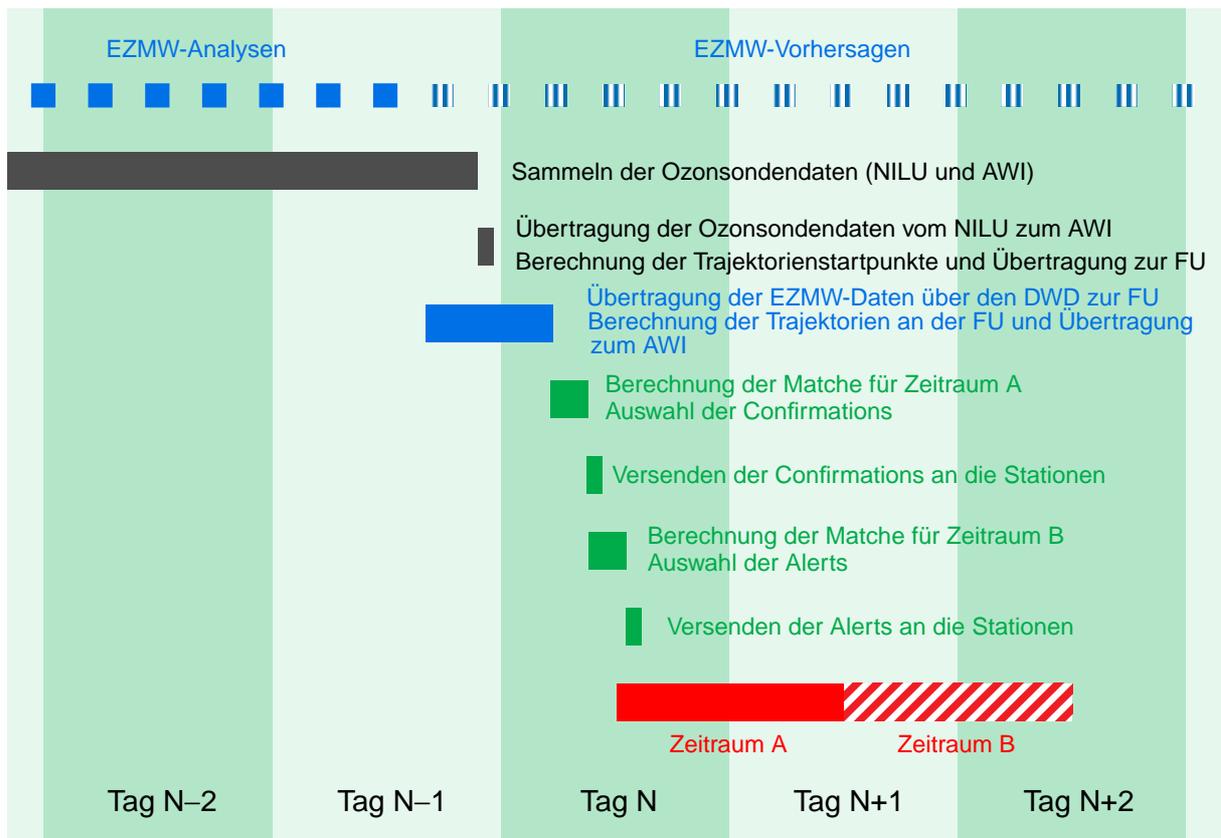
Für die Koordinierung der Sondenstarts während der Meßkampagne sind täglich aktualisierte Daten nötig. Dies sind

- Meßdaten der Ozonsonden der beteiligten Institutionen. Die Daten wurden jeweils in einer zentralen Datenbank am Norwegischen Institut für Luftforschung (NILU) gesammelt.
- Meteorologische Analyse- und Vorhersagedaten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW) in Reading, die durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) in Offenbach prozessiert wurden.
- Trajektorienrechnungen des Meteorologischen Institutes der Freien Universität (FU) Berlin.

Zusätzlich wurden für die Auswertung nach der Kampagne in den Trajektorienrechnungen diabatische Abkühlraten verwendet, die mit dem SLIMCAT Modell der Universität Cambridge berechnet wurden.

### 3.3.3 Kampagnenablauf

Die Matchkampagnen beruhen darauf, daß von den Orten schon erfolgter Ozonsondierungen Vorwärtstrajektorien gerechnet werden, die einen Vorhersageanteil von bis zu drei Tagen enthalten. Damit wird die zukünftige Position eines bereits beprobten Luftpaketes vorausberechnet und nach Möglichkeit eine zweite Sonde gestartet, sobald das Luftpaket eine weitere



**Abbildung 3.4:** Schema der Match-Koordination für den Tag N der Kampagne. Ein Alert ist die Vorwarnung an eine Ozonsondenstation, daß im Zeitraum B ein Match zu erwarten ist, so daß an der Station mit den Vorbereitungen der Sondierung begonnen werden kann. Eine Confirmation ist die Bestätigung für einen am Tag N-1 ergangenen Alert, die nun die nach den neuen EZMW-Vorhersagen optimale Startzeit für die Sondierung enthält.

Ozonsondenstation passiert. Ein solches Paar von Ozonsondenmessungen innerhalb desselben Luftpaketes wird als Match bezeichnet. An den Matchkampagnen ist jeweils ein ganzes Netz von Ozonsondenstationen auf der Nordhemisphäre beteiligt. Dabei schwankte in den verschiedenen Jahren die Anzahl der teilnehmenden Stationen zwischen 29 und 36. In Kapitel 4 sind für die einzelnen Winter jeweils Karten mit den teilnehmend Stationen gezeigt. Eine Liste aller Stationen und ihrer geographischen Position findet sich im Anhang.

Die Kommunikation zwischen der Koordinierungsstelle und den einzelnen Stationen erfolgt größtenteils über e-mail, bei einigen wenigen Stationen auch über Fax. Aufgrund der relativ zeitaufwendigen Vorbereitungsprozedur, die für den Start einer Ozonsonde notwendig ist (siehe Abschnitt 2.3.2), müssen die Ozonsondenstationen spätestens 24 Stunden vor einem angestrebten Sondenstart informiert werden. Dies erfolgt mit den sogenannten Alerts. Mit einem Alert wird einer Station ein möglicher Sondenstart angekündigt, der aufgrund von zwei- bis dreitägigen meteorologischen Vorhersagedaten einen Match erwarten läßt. Die zuständigen Personen an der jeweiligen Station können daraufhin mit den Vorbereitungen zum Sondenstart beginnen. Am nächsten Tag werden die Berechnungen für diejenigen Stationen, die

einen Alert erhalten haben, wiederholt, wobei der Vorhersageanteil der Trajektorien jetzt nur noch ein bis zwei Tage beträgt. Diese Stationen erhalten nun eine weitere Nachricht, die entweder den mit dem Ozonsondenstart erreichbaren Match bestätigt und den nach den neuen Vorhersagedaten optimalen Startzeitpunkt angibt (Confirmation) oder den möglichen Match nicht bestätigt und der Station nahelegt, den geplanten Ozonsondenstart abzusagen (Non-Confirmation). Neben dem optimalen Startzeitpunkt wird den Stationen noch ein Zeitfenster angegeben, welches so berechnet ist, daß bei einem Sondenstart innerhalb des Zeitfensters der horizontale Abstand zwischen der Sonde und der aufgrund der Trajektorienrechnung erwarteten Position des Luftpaketes zum Zeitpunkt der Messung nicht größer als 300 km ist.

Die Meßdaten der Ozonsondierungen werden in der Regel von den beteiligten Stationen innerhalb weniger Stunden nach dem Sondenstart auf der Datenbank des NILU abgelegt. Aus den Sondendaten werden jeden Abend Startpunkte für die Trajektorien berechnet, wobei jeweils alle Sonden berücksichtigt werden, deren Startzeit nicht länger als neun Tage zurückliegt. Für jede Sondierung wird in neun isentropen Höhen ein Startpunkt berechnet. Dabei wird die genaue Position der Sonden in den verschiedenen Höhen durch Integration der horizontalen Windvektoren bestimmt, die die Sonden während ihres Aufstiegs gemessen haben. Sind nicht genügend Winddaten vorhanden, so werden statt dessen die Analysen (und wenn diese noch nicht vorhanden sind, die Vorhersagedaten) des EZMW verwendet<sup>1</sup>. Diejenigen Stationen, die ihre Daten nicht innerhalb von 24 Stunden an die Datenbank übermitteln können, teilen der Koordinierungsstelle am AWI die Flugdaten der Sonden per e-mail oder Fax mit, so daß auch diese Sonden schon mit in die Koordinierung einbezogen werden können. Bei diesen Sonden werden zunächst vertikale Aufstiege angenommen.

Über Nacht werden schließlich von der FU Berlin mit Hilfe der horizontalen Winddaten des EZMW die zugehörigen Trajektorien berechnet, die dann gegen Morgen zur Verfügung stehen. Diese Trajektorien berücksichtigen das diabatische Absinken der Luftmassen, welches aus der Abweichung der lokalen Temperatur von der im Strahlungsgleichgewicht erwarteten Temperatur abgeschätzt wird. Morgens werden aus diesen Daten zunächst die für die Versendung der Confirmations notwendigen Berechnungen gemacht. Das Ergebnis ist eine Liste möglicher Startzeiten und -fenster an den betroffenen Stationen, die einen Match erwarten lassen. Hier sind auch weitere aus den Trajektorienberechnungen entnommene Parameter enthalten, die Rückschlüsse auf die Qualität der zu erzielenden Matche bezüglich später in der Auswertung verwendeter Auswahlkriterien (siehe Abschnitt 3.4.1) erlauben. Aus dieser Liste wird nun per Hand eine Auswahl getroffen, und die entsprechenden Stationen erhalten per e-mail oder Fax eine Nachricht. Diese Endauswahl der zu startenden Sonden konnte nicht automatisiert werden, da hier einerseits kampagnenbezogene Kriterien wie eine gleichmäßige Beprobung der Höhenbereiche, die oben erwähnte Qualität der Matche, sowie die Ausnutzung von Mehrfachtreffern eingehen, andererseits häufig Rücksicht auf die jeweils aktuelle Situation an den einzelnen Stationen genommen werden muß. Nach der Versendung der Confirmations werden entsprechend die Alerts für den darauffolgenden Tag berechnet und ausgewählt. Eine

---

1. In früheren Kampagnen wurden hier vertikale Aufstiege angenommen.

genaue Beschreibung der verschiedenen Programme und Routinen, die für die Kampagnensteuerung verwendet werden, findet sich in [Rex, 1997a].

In Abbildung 3.4 ist der Ablauf der Matchkoordinierung für einen Kampagnentag N schematisch dargestellt. Während der Kampagnenzeit ist eine tägliche Koordinierung notwendig, die auch die Wochenenden mit einbezieht, da bei einer Koordinierungspause von einem Tag bereits ein Ausfall gestarteter Sonden von zwei Tagen entsteht. Die Durchführung einer solchen Matchkampagne ist nur durch das außerordentliche Engagement der beteiligten Stationen möglich.

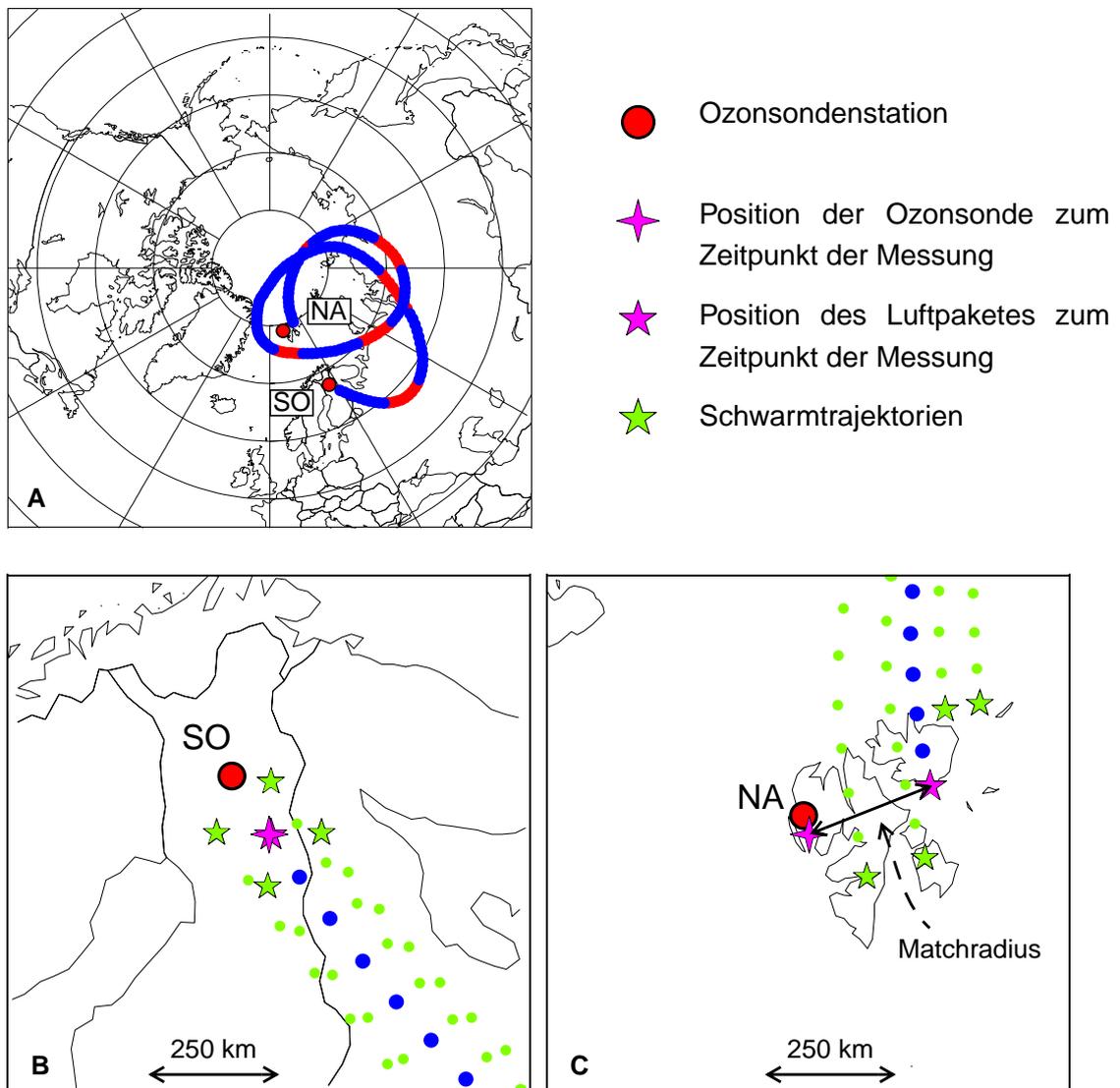
### 3.3.4 Beispiel für ein Matchereignis

Abbildung 3.5 auf Seite 39 zeigt ein Beispiel für einen Match im 480 K Niveau aus der Kampagne des Winters 1997/98. Die erste Sondierung erfolgte am 17. Februar 1998 von Sodankylä aus, und eine Woche später wurde das Luftpaket abermals beprobt, diesmal von einer Sonde, die in Ny-Ålesund gestartet wurde (Diagramm A). Diagramm B zeigt Details des Starts der Trajektorie. Die Punkte geben jeweils die Position der Trajektorie im Abstand von einer Stunde an. Neben der eigentlichen Sondentrajektorie sind noch vier weitere, sogenannte Schwarmtrajektorien abgebildet, die jeweils im Abstand von 100 km zum Ort der Sondierung beginnen. Zusätzlich gibt es noch zwei weitere Schwarmtrajektorien im Abstand von 5 K potentieller Temperatur ober- und unterhalb der Sondierung, die hier nicht mit eingezeichnet sind. Man erkennt, daß die Position der Sonde zum Zeitpunkt der Messung nicht mit dem Ort der Station übereinstimmt, was durch die Abdrift der Ozonsonde beim Aufstieg in die Stratosphäre, die bis zu zwei Stunden dauern kann, zustandekommt.

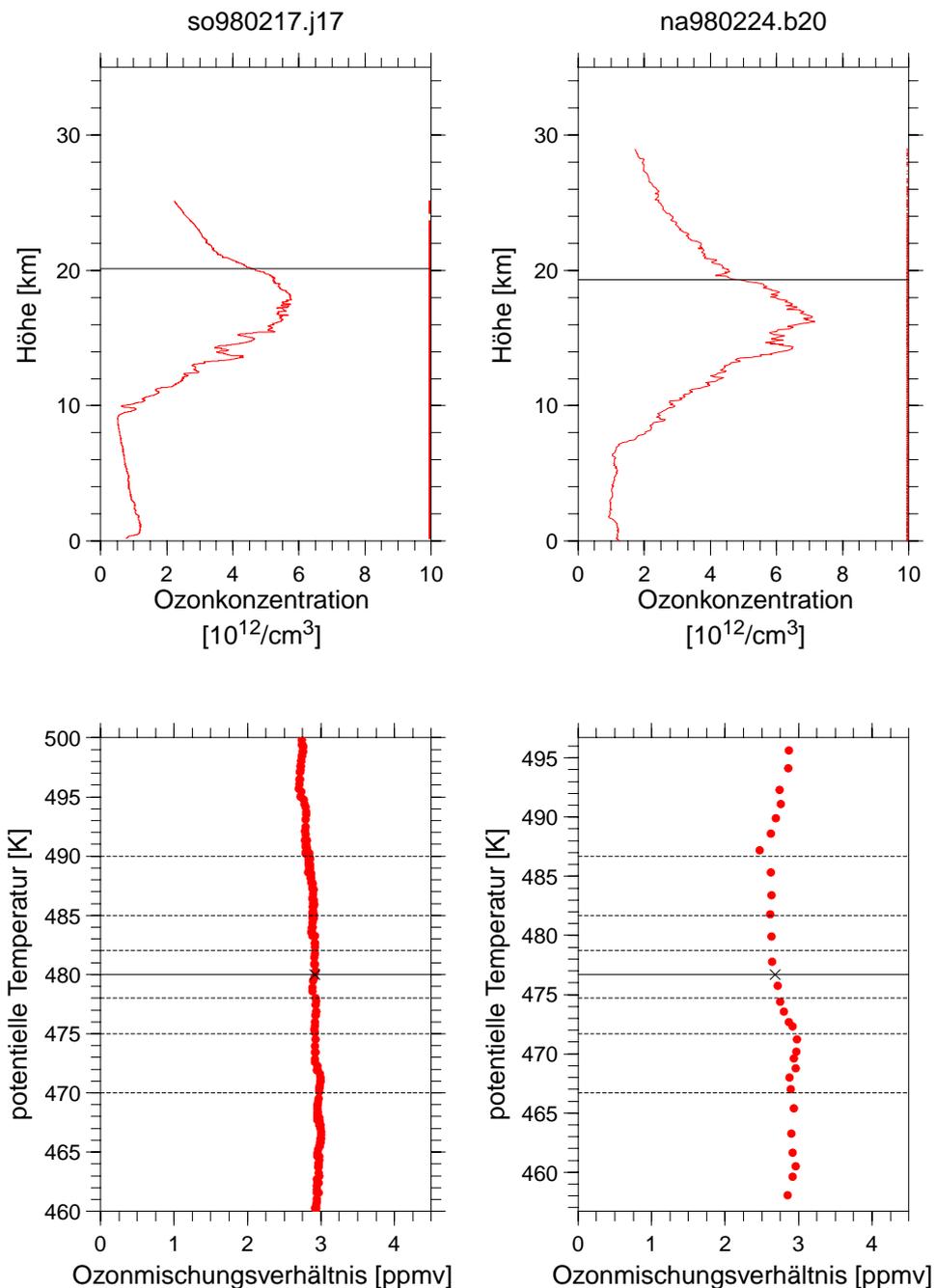
In Diagramm C ist die Situation am Ort der zweiten Sondenmessung dargestellt. Die Position der Sonde zum Zeitpunkt der Messung stimmt nicht genau mit dem Endpunkt der Trajektorie überein. Dieser horizontale Abstand wird als Matchradius bezeichnet. Weiterhin ist zu erkennen, daß sich die Positionen der Schwarmtrajektorien relativ zur zentralen Trajektorie zwar geändert haben, der Abstand jedoch nicht wesentlich größer geworden ist. Man kann in diesem Fall also zuversichtlich sein, daß das betrachtete Luftpaket relativ kompakt transportiert wurde, was für die Matchmethode wichtig ist. Abbildung 3.6 auf Seite 40 zeigt die Meßergebnisse der beiden Ozonsondierungen aus diesem Match.

## 3.4 Match Auswertung

Nach dem Ende der Kampagne wird aus den nun vollständig vorhandenen Analysedaten des EZMW ein neuer Trajektoriensatz berechnet, wobei statt der während der Kampagne verwendeten neun isentropen Niveaus diesmal Startpunkte in 66 isentropen Niveaus im Abstand von jeweils 5 K berechnet wurden. Die während der Kampagne verwendeten abgeschätzten diabatischen Abkühlraten werden nun durch Abkühlraten aus den Simulationen des SLIMCAT Modells ersetzt. Aus diesem Trajektoriensatz werden nun noch einmal die möglichen Matche berechnet. Dies ergibt eine zunächst sehr große Anzahl möglicher Treffer, von denen jedoch



**Abbildung 3.5:** Beispiel für einen Match aus der Kampagne 1997/98. Die erste Sondierung fand am 17.2.1998 in Sodankylä, Finnland, statt. Von hier aus starten die Trajektorienrechnungen in verschiedenen isentropen Höhen, wobei hier als Beispiel die Trajektorie, die in 480 K startet, gezeigt wird. Am 24.2.1998 wurde die zweite Sondierung von Ny-Ålesund aus vorgenommen. A: Überblick über den gesamten Verlauf der Trajektorie, wobei diejenigen Teilstücke rot gekennzeichnet sind, in denen das Luftpaket der Sonneneinstrahlung ausgesetzt war. Nur diese Abschnitte sind es, in denen chemischer Ozonabbau stattfinden kann, falls aktives Chlor vorliegt. B: Start der Trajektorie, deren Position in stündlichem Abstand durch die blauen Punkte gekennzeichnet ist. Durch die Abdrift der Sonde stimmt der Ort der Sondenmessung und damit der Startpunkt der Trajektorie nicht genau mit der Position des Ozonsondenstation überein. C: Endpunkt der Trajektorie. Der Abstand zwischen dem Ort der Sondierung und der Position des Luftpaketes zum selben Zeitpunkt ist der Matchradius.



**Abbildung 3.6:** Meßdaten der beiden Ozonsonden des in Abbildung 3.5 dargestellten Matches, wobei links die Daten der ersten Sondierung und rechts die der zweiten zu sehen sind. Der obere Teil zeigt die gesamten Ozonprofile. Die horizontale Linie gibt die Lage des Matchniveaus an. Im unteren Teil sind diejenigen Teile des Profils vergrößert gezeigt, die für den Match von Bedeutung sind, wobei hier die Größen gewählt wurden, die auch in die Matchauswertung eingehen. Man erkennt hier, daß die potentielle Temperatur des Matchniveaus (durchgezogene Linie) im zweiten Profil niedriger liegt als im ersten, was auf das diabatische Absinken zurückzuführen ist.

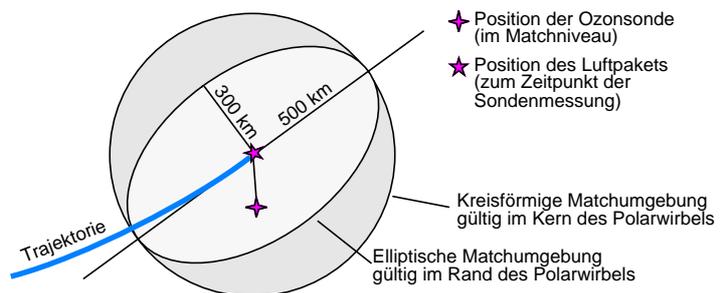
für die Endauswertung nur diejenigen verwendet werden, die ausgewählte Qualitätskriterien erfüllen.

### 3.4.1 Auswahl der Matche

In die Bewertung, ob ein Match als tauglich für die Matchauswertung betrachtet wird, gehen folgende Kriterien ein, die im wesentlichen denen aus [Rex 1997a] entsprechen:

- Die maximale Flugzeit der Luftpakete wurde auf 264 Stunden (11 Tage) beschränkt.

- Der Matchradius, also der maximale Abstand zwischen dem Endpunkt der Trajektorie darf 500 km bzw. 300 km am Wirbelrand quer zur Bewegungsrichtung nicht überschreiten (siehe Abbildung 3.7). Als Wirbelrand wurde für die Winter 1996/97 und 1997/98 der nPV-Bereich zwischen  $36 \text{ s}^{-1}$  und  $42 \text{ s}^{-1}$  eingeordnet, im Winter 1998/99 der nPV-Bereich zwischen  $30 \text{ s}^{-1}$  und  $39 \text{ s}^{-1}$ . Für 1996/97 wurde der maximale Matchradius auf 400 km (250 km) verkleinert, da so die statistischen Fehler weiter reduziert werden konnten.



**Abbildung 3.7:** Illustration des maximalen Matchradius.

- Der größte horizontale Abstand zwischen den Schwarmtrajektorien und der zentralen Trajektorie zum Zeitpunkt der zweiten Ozonsondenmessung darf 1200 km nicht überschreiten. Damit wird sichergestellt, daß solche Luftpakete, die eine starke Divergenz aufweisen, die einerseits auf mögliche Mischungsprozesse hindeutet, und andererseits zu größeren Ungenauigkeiten in der Trajektorienberechnung führen, nicht in der Auswertung verwendet werden.
- Die Differenz zwischen der maximalen und der minimalen potentiellen Wirbelstärke entlang der Trajektorie muß nach einer Glättung durch die Bildung eines gleitenden Mittels über jeweils 5 Stunden kleiner als 25% der mittleren PV entlang der Trajektorie sein.
- Die Lücke zwischen den Meßpunkten im Ozonsondenprofil, über die zur Bestimmung des Ozonmischungsverhältnisses in der benötigten Höhe interpoliert werden muß, darf einen vertikalen Abstand von 550 m nicht überschreiten. Zusätzlich darf der Abstand des interpolierten Wertes zu keinem der beiden Ausgangspunkte größer als 200 m sein.
- Die Variation des Ozonmischungsverhältnisses im gemessenen Profils um den Meßwert in derjenigen isentropen Höhe, in welcher der Match erreicht wurde, darf maximal 15% in einer 2 K Umgebung und maximal 25% in einer 5 K Umgebung betragen.

### 3.4.2 Statistische Auswertung

Für jedes Luftpaket eines Matches stehen nun zwei Ozonmessungen zur Verfügung. Nach der chemischen Kontinuitätsgleichung (Abschnitt 2.2.1) sollte bei Abwesenheit photochemischer Quellen und Senken in dem Luftpaket das Ozonmischungsverhältnis  $\mu_{O_3}$  zeitlich konstant sein. Dies gilt natürlich strenggenommen nur, wenn es sich um ein infinitesimal kleines Luftpaket handelt, dessen Bewegung exakt im Lagrangeschen Sinn verfolgt wird. In der hier verwendeten quasi-Lagrangeschen Betrachtungsweise, bei der ein größeres Luftpaket in seiner Bewegung verfolgt wird, müßten noch zusätzlich Mischungsprozesse berücksichtigt werden. Nach einer Abschätzung von Rex [1993] sind dabei molekulare Diffusionsvorgänge nicht von Bedeutung, da sie einige Größenordnungen unterhalb der zu erwartenden chemischen Ozonverluste liegen. Der Einfluß kleinskaliger, durch Eddy-Diffusion<sup>1</sup> beschreibbarer Mischungs Vorgänge ist dagegen sehr schwer abzuschätzen. Gegenüber der Advektion ist der Effekt turbulenter Diffusion in der Stratosphäre jedoch klein [Brasseur und Solomon, 1986]. Da weiterhin angenommen werden kann, daß diese Mischungs Vorgänge nicht systematisch in eine Richtung tendieren, sollten sie als statistische Streuung in der Auswertung behandelbar sein. Wir bleiben deshalb bei einer Lagrangeschen Betrachtungsweise. Für die Änderung des Mischungsverhältnis gilt dann nach (2-11):

$$\frac{d\mu_{O_3}}{dt} = \frac{\partial\mu_{O_3}}{\partial t} = S_{O_3} \quad (3-2)$$

wobei  $S_{O_3}$  die photochemischen Senken (oder auch Quellen) des Ozons beschreibt. Die Änderung des Ozonmischungsverhältnisses  $\Delta\mu_{O_3}$  zwischen den beiden Sondierungen im Zeitraum  $\Delta t$  ist nun

$$\Delta\mu_{O_3} = \int_{\Delta t} S_{O_3} dt. \quad (3-3)$$

Da die bekannten Ozonabbaureaktionen Sonnenlicht erfordern, kann man annehmen, daß  $S_{O_3} = 0$  gilt, solange das Luftpaket sich in der Dunkelheit befindet. Daß diese Annahme sinnvoll ist, konnte auch mit Hilfe der Matchmethode selbst gezeigt werden (siehe unten). Es bietet sich deshalb an, die Zeit  $t$  aufzuteilen in die *Sonnenzeit*  $t_s$ , während derer das Luftpaket der Sonne ausgesetzt ist und der *Dunkelzeit*  $t_d$ , während der Dunkelheit herrscht. Ist nun

$$L_s = \frac{1}{\Delta t_s} \int_{\Delta t_s} S_{O_3} dt_s \quad (3-4)$$

das zeitliche Mittel der Ozonabbaurrate während der sonnenbeschienenen Zeit  $\Delta t_s$ , so ergibt sich

---

1. Der Ansatz der Eddy-Diffusion wird verwendet, um (turbulente) Mischungs Vorgänge zu beschreiben, die auf Skalen unterhalb der Auflösung des betrachteten Systems stattfinden. Die mathematische Beschreibung folgt dem Fickschen Gesetz, wobei die geeignete Wahl der Diffusionskonstanten häufig, wie auch in diesem Fall, ein Problem darstellt.

$$\Delta\mu_{\text{O}_3} = L_s \cdot \Delta t_s . \quad (3-5)$$

Diese Ozonverlustrate  $L_s$  ist die primäre Größe, die aus den Matchdaten bestimmt wird.  $L_s$  ist genau dann negativ, wenn Ozonverlust vorliegt. Die Bezeichnung als *Verlustrate* ist deshalb etwas irreführend, wurde hier aber übernommen, um konsistent mit früheren Arbeiten zu bleiben. Als Einheit für die Größe  $t_s$  bzw.  $\Delta t_s$  wurde die Bezeichnung *Sonnenstunde* gewählt. Der Ozonabbau  $L_s$  wird im weiteren Verlauf mit der Einheit [ppbv/Sonnenstunde] angegeben.

Durch die jeweiligen Unsicherheiten der eingehenden Daten (Ozonsondierung, Trajektorien-genauigkeit, Matchradius) ist die Aussagekraft eines einzelnen Matches gering. Da jedoch angenommen werden kann, daß diese Unsicherheiten zum großen Teil statistisch verteilt sind, ergibt eine statistische Auswertung eine richtige Schätzung für die mittleren Ozonabbauraten [Rex, 1993]. Ozonabbauraten können daher nur aus jeweils einem Ensemble von Matchen berechnet werden, welches sinnvollerweise so zu wählen ist, daß eine mittlere Abbaurate  $\bar{L}_s$ , die für diese Matche bestimmt wird, interpretierbar ist. Z.B. können innerhalb des Polarwirbels jeweils Matche aus einem bestimmten Höhen- oder Zeitbereich zusammengefaßt werden, und die berechnete Abbaurate dann als über den Vortex gemittelte Ozonabbaurate betrachtet werden, sofern die Matche gleichmäßig über den Wirbel verteilt sind. In der hier vorliegenden Arbeit wurden zum ersten Mal auch mittlere Ozonabbauraten für solche Ensemble von Matchen berechnet, die aufgrund ihrer Temperaturgeschichte einen ähnlichen Ozonabbau erwarten lassen.

Um eine gewisse statistische Unabhängigkeit der einzelnen Matche in einem solchen Ensemble zu gewährleisten, die eine statistische Auswertung erst möglich macht, wird innerhalb eines Ensembles jede Sondenpaarung nur einmal verwendet. Weist ein Sondenpaar Treffer in mehreren Höhen auf, so wird diejenige Höhe verwendet, in der der kleinste Matchradius erzielt wird. Zwischen den Matchen eines Ensembles kann jedoch trotzdem noch eine gewisse statistische Abhängigkeit bestehen, da einzelne Sondierungen in mehreren Matchen auftauchen können.

Für jeden Match  $i$  berechnet sich  $(\Delta\mu_{\text{O}_3})_i$  aus der Differenz der beiden Sondenmessungen. Für die Berechnung der Sonnenscheindauer  $(\Delta t_s)_i$  werden aus der auf 10-Minuten-Intervalle interpolierten Trajektorie diejenigen Intervalle aufaddiert, die geometrisch der Sonne ausgesetzt sind, d.h. wenn (unter Berücksichtigung der Erdabplattung und der Ablenkung der Strahlen in der Erdatmosphäre, siehe [Rex, 1993]) Strahlen von der Mitte der Sonne das Luftpaket noch erreichen. Für Trajektorien in 20 km Höhe ist dies bis zu einem Sonnenzenithwinkel zwischen  $95^\circ$  und  $96^\circ$  der Fall.

Die Abbauraten werden nun mit Hilfe linearer Regressionen der Änderung des Ozonmischungsverhältnisses gegen die Sonnenscheindauer auf der Matchtrajektorie berechnet, d.h. im Gleichungssystem

$$(\Delta\mu_{\text{O}_3})_i = \bar{L}_s \cdot (\Delta t_s)_i + e_i \quad (3-6)$$

wird  $\bar{L}_s$  so gewählt, daß  $\sum e_i^2$ , die Summe der quadratischen Abweichungen  $e_i$  von der Regressionsgeraden, minimal wird. Sofern die einzelnen Werte normalverteilt um die Regressionsgerade sind, berechnet sich bei einer Anzahl von  $n$  Matches der  $1\sigma$ -Fehler  $\sigma_{\bar{L}_s}$  der mittleren Ozonabbaurate pro Sonnenstunde  $\bar{L}_s$  nach

$$\sigma_{\bar{L}_s} = \sqrt{\frac{\sum e_i^2}{(n-1) \cdot \sum (\Delta t_s)_i^2}} \quad (3-7)$$

Aus den mittleren Ozonabbauraten pro Sonnenstunde  $\bar{L}_s$ , die als Vortexmittelwerte interpretiert werden, kann weiterhin eine mittlere Ozonabbaurate pro Tag innerhalb des Polarwirbels,  $\bar{L}_t$ , berechnet werden, indem  $\bar{L}_s$  mit der mittleren Sonnenscheindauer im Polarwirbel für den betrachteten Zeit- und Höhenbereich multipliziert wird.

Zur Überprüfung der oben gemachten Annahme, daß kein chemischer Ozonabbau während der Dunkelheit stattfindet, wurde in [Rex, 1997a] für ein Ensemble von Matches des Winters 1994/95 eine bivariate Regression durchgeführt, wobei kein signifikanter Ozonabbau während der Dunkelheit, aber signifikanter Ozonabbau während der sonnenbeschienenen Zeit berechnet wurde. Dies ist allerdings nur für ein Ensemble möglich, das sowohl signifikanten Ozonabbau als auch eine geringe Korrelation der Dunkelzeit mit der sonnenbeschienenen Zeit der einzelnen Trajektorien zeigt. Im Rahmen dieser Arbeit konnte dieser Zusammenhang bestätigt werden, indem eine bivariate Regression für alle diejenigen Matchereignisse in 475 K aus den Jahren 1994/95 bis 1999/2000 berechnet wurde, die aufgrund ihrer Temperaturgeschichte Ozonabbau erwarten lassen. Dieses Ergebnis wird in Abschnitt 5.2.1 vorgestellt.

Eine weitergehende Beschreibung der statistischen Auswertung sowie eine ausführliche Fehlerdiskussion für die Matchmethode, in der auch mögliche systematische Fehler besprochen werden, findet sich in Rex [1997a].

### 3.4.3 Temperaturgeschichte der Luftpakete

In früheren Matchanalysen konnte gezeigt werden, daß der chemische Ozonabbau im zeitlichen Zusammenhang mit dem Auftreten niedriger stratosphärischer Temperaturen in der Nordhemisphäre steht. Innerhalb dieser Arbeit wurde erstmals der direkte Zusammenhang zwischen der Temperaturgeschichte individueller Luftpakete und dem beobachteten Ozonverlust untersucht.

Um Informationen über die Temperaturgeschichte der Luftpakete zu erhalten, wurden für alle Matche startend von der Position der ersten Sondierung Rückwärtstrajektorien von 10 Tagen Länge gerechnet. Als Parameter für die Temperaturgeschichte der Luftpakete wurde die Größe  $T_{\min}$  definiert, die die niedrigste Temperatur auf der Rückwärtstrajektorie und auf der Trajektorie zwischen den beiden Sondierungen angibt. Die Definition von  $T_{\min}$  ist in Abbildung 3.8 schematisch dargestellt. Da  $T_{\min}$  auf den synoptischen Temperaturen aus den EZMW Analysen beruht, sind hier mesoskalische Effekte wie an Bergen oder Frontensystemen ange-

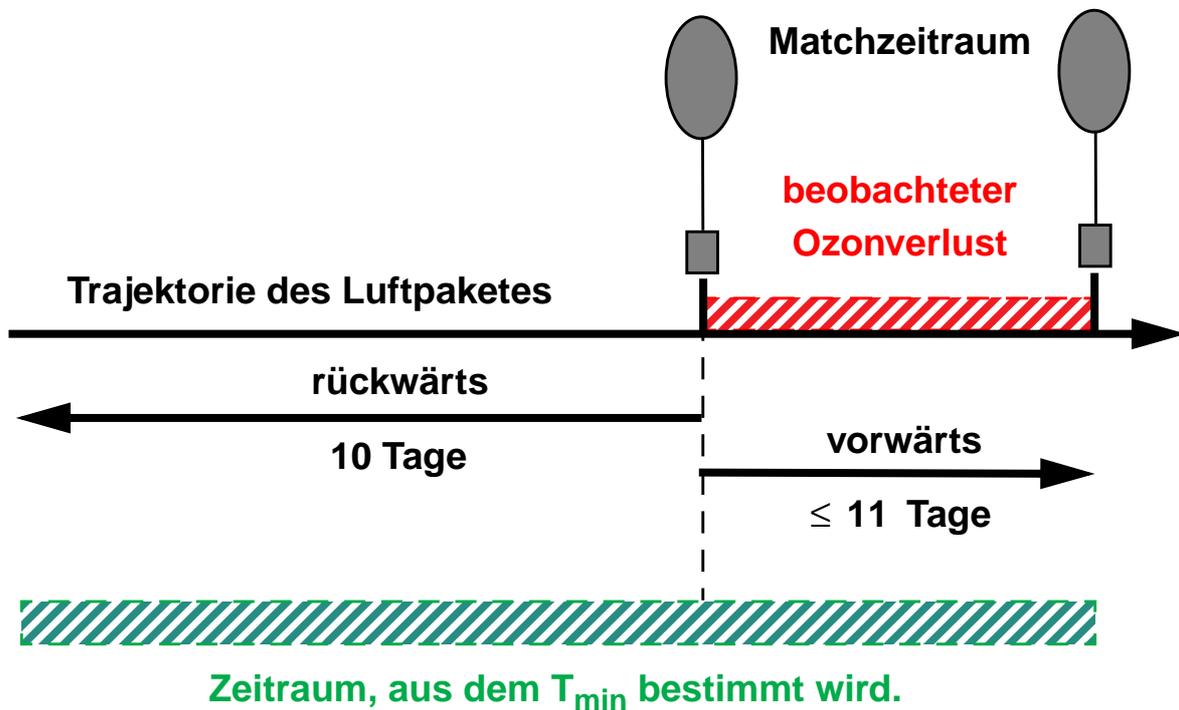


Abbildung 3.8: Definition von  $T_{\min}$ .

regte Schwerewellen, die zu erheblichen Temperaturschwankungen führen können (siehe Abschnitt 2.1.5), nicht erfaßt. Die niedrigste reale Temperatur, die die Luftpakete in dem entsprechenden Zeitraum erfahren haben, kann aus diesem Grund noch tiefer liegen.  $T_{\min}$  ist deshalb die Obergrenze für die minimale Temperatur, die von den Luftpaketen in diesem Zeitraum erfahren wurde.

Dieser Parameter  $T_{\min}$  wurde einerseits hinzugezogen, um den in Kapitel 4 vorgestellten quantitativen Ozonabbau innerhalb des Polarwirbels für die Winter 1996/97 bis 1998/99 zu interpretieren. Auf der anderen Seite stellt er die Grundlage für die Analyse der Temperaturabhängigkeit des Auftretens von chemischem Ozonverlust im Polarwirbel dar, die in Kapitel 5 vorgestellt ist. Auch die in Kapitel 6 vorgestellte Untersuchung des Ozonabbaus außerhalb des Polarwirbels basiert auf diesem Temperaturparameter.