

100 Jahre Stratosphärenforschung in Berlin von

Karin Labitzke und Barbara Naujokat

Sürings und Bersons Hochfahrt am 31. Juli 1901

Heute vor 100 Jahren erhob sich um 11 Uhr der mit 5 400 cbm Wasserstoff gefüllte Ballon „Preußen“ vom Tempelhofer Feld aus in die Luft, Abb. 1. An Bord dieses Ballons von ungewöhnlicher Größe befanden sich die erfahrendsten und erprobtesten wissenschaftlichen Ballonfahrer, nämlich der Abteilungsvorsteher im „Königlichen Meteorologischen Institut“, Prof. Dr. Reinhard Süring und der engste Mitarbeiter von Prof. Dr. Richard Aßmann, Dr. Arthur Berson. Süring und Berson schreiben in ihrem Bericht über diese denkwürdige Ballonfahrt:

„...Nach 40 Minuten hatte der Ballon bereits eine Höhe von 5000 Metern erreicht. Erst in dieser Höhe nahm der Ballon seine Kugelform an. Die Temperatur war um mehr als 30 Grad auf -7 Grad gesunken. Wir fingen bereits zwischen 5 und 6 km Höhe mit der regelmäßigen Sauerstoffatmung an. Nach etwa dreistündiger Fahrt hatten wir 8000 Meter erstiegen, nach 4 Stunden 9000 Meter. Der Einfluß der nunmehr unter 1/3 Atmosphärendruck verdünnten und auf -32 Grad abgekühlten Luft machte sich in einer Steigerung des Schlafbedürfnisses geltend. Die letzte, Druck sowohl Temperatur umfassende Beobachtungsreihe wurde in 10 225 Metern prompt und völlig deutlich niedergeschrieben. Bald darauf fielen wir beide in tiefe Ohnmacht; Berson zog noch unmittelbar vorher mehrfach das Ventil, als er schon seinen Gefährten (Süring) schlafen sah (Berson und Süring 1901). ...“

Wie lebensgefährlich das ganze Unternehmen aber war, geht aus einer nicht besonders hervorgehobenen Bemerkung in dem Bericht von Berson und Süring hervor: „... Vor oder nach diesem Ventilziehen versuchte auch Süring in lichten

Augenblicken seinem schlafenden Kollegen durch verstärkte Sauerstoffatmung aufzuhelfen, aber vergebens. Schließlich werden vermutlich beide Insassen ihre Atmungsschläuche verloren haben und dann in eine schwere Ohnmacht gesunken sein, aus welcher sie ziemlich gleichmäßig bei etwa 6000 Metern wieder erwachten...“

Dabei war der Ballon im raschen Fall begriffen. Erst bei 2500 m Höhe bekamen beide den Ballon wieder ins Gleichgewicht, doch konnten beide Männer instrumentelle Beobachtungen wegen zu großer körperlicher Schwäche nicht mehr durchführen. Um 18 Uhr 25 landeten Süring und Berson im Kreise Cottbus. Sie wurden von einer großen Menschenmenge empfangen und übernachteten im Hause eines Pfarrers. Erst am nächsten Tag wurde mit Hilfe von 30 Mann das schwere Gerät geborgen und nach Berlin zurückgebracht.

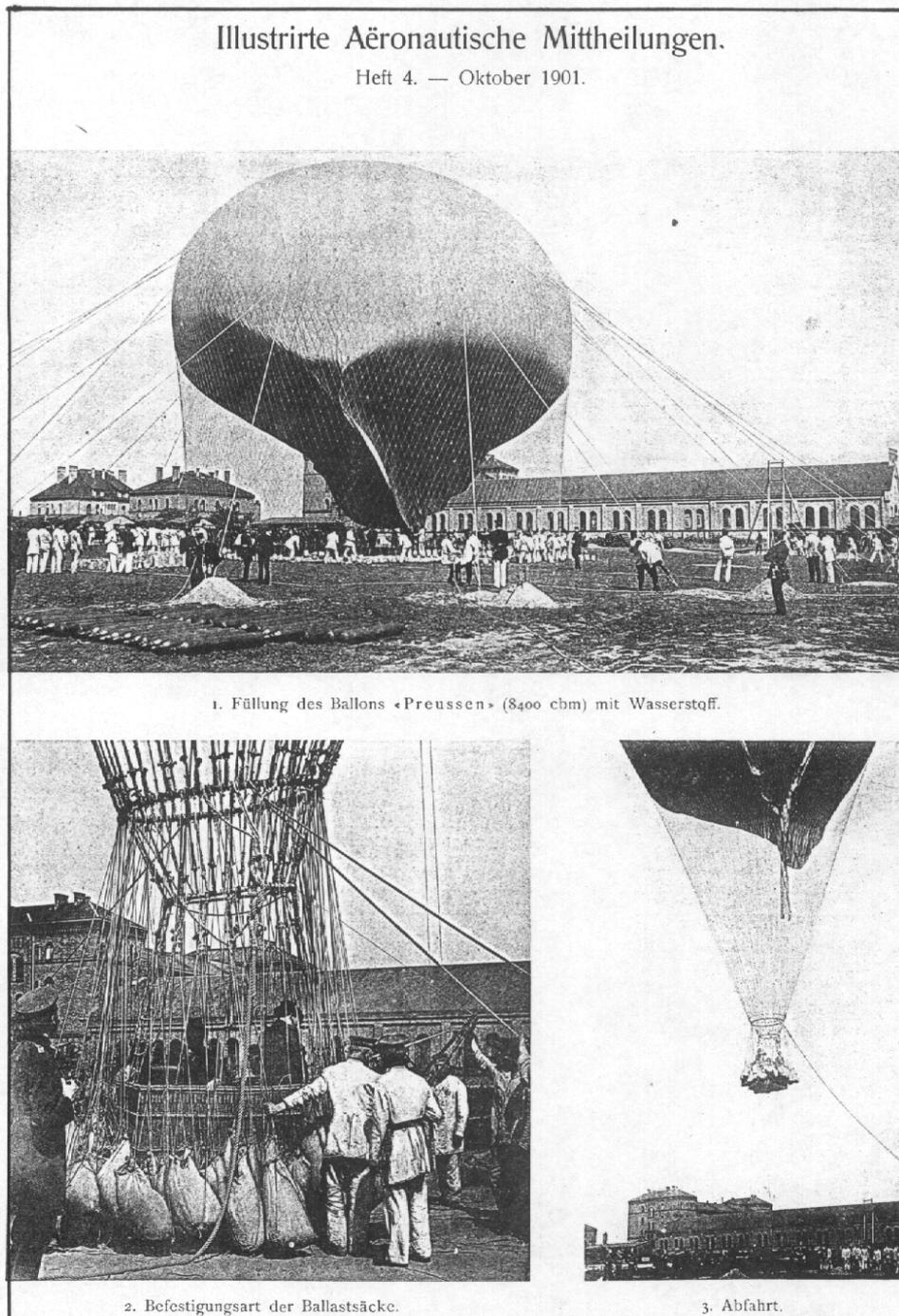


Abb.1: Bersons und Sürings Hochfahrt auf 10 500 m am 31.Juli 1901

Die Rekordhöhe von 10 500m (es können auch 10 800m gewesen sein, doch war die Registriertinte eingefroren, so dass man die Aufzeichnungen des Barographen nicht als einwandfreies Dokument gelten ließ) für eine bemannte **offene** Gondel wurde nie übertroffen. 1927 gelangte der amerikanische Captain H.C.Gray nach der Registrierung seines mitgeführten Barographen mit 12 800m zwar noch höher, überlebte diese Fahrt jedoch nicht.

Diese denkwürdige, weltweit bekannt gewordene Ballonfahrt von Süring und Berson brachte den Beweis, dass die mittels Registrierballonaufstiegen, z.B. auch am gleichen Tag, durchgeführten Messungen tatsächlich reelle Werte ermittelten, so dass die Erforschung der Atmosphäre mit den von Aßmann entwickelten Meßinstrumenten ohne direkte menschliche Hilfe vorgenommen werden konnte.

Aßmann hatte schon von 1894 - 1897 eine Reihe von Registrierballonaufstiegen durchgeführt und bemerkt dazu später: „... Spuren schon bei den ersten Aufstiegen dieser Art mich stutzig machten und mir den Gedanken einer tatsächlichen oberen Temperaturinversion [in Höhen oberhalb der heute bekannten Tropopause (ergänzt von Labitzke)] schon in den Jahren 1894 - 1896, also lange vor Teisserenc de Bort, nahe legten“ (Aßmann 1915).

Aßmann führte den Gummiballon in die Aufstiegstechnik ein, der den besonderen Vorteil hatte, dass seine Aufwärtsbewegung mit der Höhe nicht abnahm, so dass man auch in größten Höhen eine gute Ventilation der Temperaturmeßgeräte hatte. Er war aber den Temperaturmessungen gegenüber außerordentlich kritisch, denn er hatte als erster festgestellt, dass die Sonnenstrahlung einen temperaturverfälschenden Einfluß hat. Es galt bei ihm die Devise: „Baut brauchbare Instrumente, und führt, bis wir solche haben, lieber eine bemannte Fahrt als 3 Aufstiege mit den Ballonsonden aus“ (Dubois 1955/1993).

Die bemannte Ballonfahrt von Süring und Berson war so bedeutend, weil man nun durch direkten Vergleich Vertrauen in die Messungen der Ballonsonden gewonnen hatte. In Absprache mit seinem Freund und Kollegen Teisserenc de Bort, der in Trappes bei Versailles in seinem privaten Observatorium ähnliche Aufstiege durchgeführt und auch ähnliche Zweifel bezüglich einer Verstrahlung der Temperaturen hatte, wurden die Ergebnisse, die beide Forscher jahrelang zurückgehalten hatten, Ende April bzw. Anfang Mai 1902 veröffentlicht und damit die Entdeckung der **Stratosphäre** der Welt bekannt gegeben (Aßmann 1902; de Bort 1902).

Darüber, dass es sich um eine wichtige, fruchtbare Entdeckung gehandelt hat, waren sich die Zeitgenossen Aßmanns einig. So beschreibt Sir Napier Shaw 1926 in seinem „Manual of Meteorology“ die Entdeckung der Stratosphäre als die „überraschendste Entdeckung in der ganzen Geschichte der Meteorologie“.

Teisserenc de Bort teilt die Atmosphäre nun in zwei Schichten ein, denen er die Namen **Troposphäre** und **Stratosphäre** gab. Die Troposphäre (tropos [griechisch] = drehen, wirbeln) ist die Schicht, in der es wirbelnd durcheinander geht, und die Stratosphäre ist die Schicht, in der es (scheinbar) ruhig zugeht, siehe aber unten! Den Namen **Tropopause** hat erst Shaw 1926 dazugefügt (Labitzke 1999).

Entdeckung des Berliner Phänomens

Etwa 50 Jahre nach diesem denkwürdigen Hochaufstieg setzte Prof. Dr. Richard Scherhag die Tradition der Stratosphärenforschung in Berlin fort, mit Hochaufstiegen vom Flughafen Tempelhof aus. Scherhag wurde 1952 an die neu gegründete **Freie Universität Berlin** berufen. Aus dem Nichts baute er ein modernes **Institut für Meteorologie** auf und eine Radiosondenstation auf dem damals im amerikanischen Sektor der Stadt liegenden Flughafen Tempelhof, dem früheren Tempelhofer Feld, wo Süring und Berson 1901 gestartet waren. Es gelang Scherhag mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft, aus Amerika Forschungsmittel, Radiosonden mit sehr genauen Temperaturfühlern und für Hochaufstiege besonders präparierte Ballone aus Neopren zu beschaffen. Ab Januar 1951 wurden diese Radiosonden regelmäßig in Tempelhof gestartet, mit dem Ziel der Erforschung der bisher immer noch sehr unvollständig bekannten Stratosphäre. Dank der guten Qualität der Ballone erreichten die Radiosonden auch sofort Höhen bis zu 30km, an mehreren Tagen auch mehr als 40km, und später, als Weltrekord am 9.6.1966 sogar 51 388m! Schon im 1. Jahr, d.h 1951, bekam Scherhag einen recht guten Überblick über die Temperaturverhältnisse in der Stratosphäre über Berlin im Verlauf eines Jahres, sowie über die Zuverlässigkeit bzw. geringe Streuung der Daten von Tag zu Tag. Über diese neuen Ergebnisse und über die vollkommen unerwarteten, plötzlichen und starken Erwärmungen konnte Scherhag dann erstmalig im Frühjahr 1952 berichten:

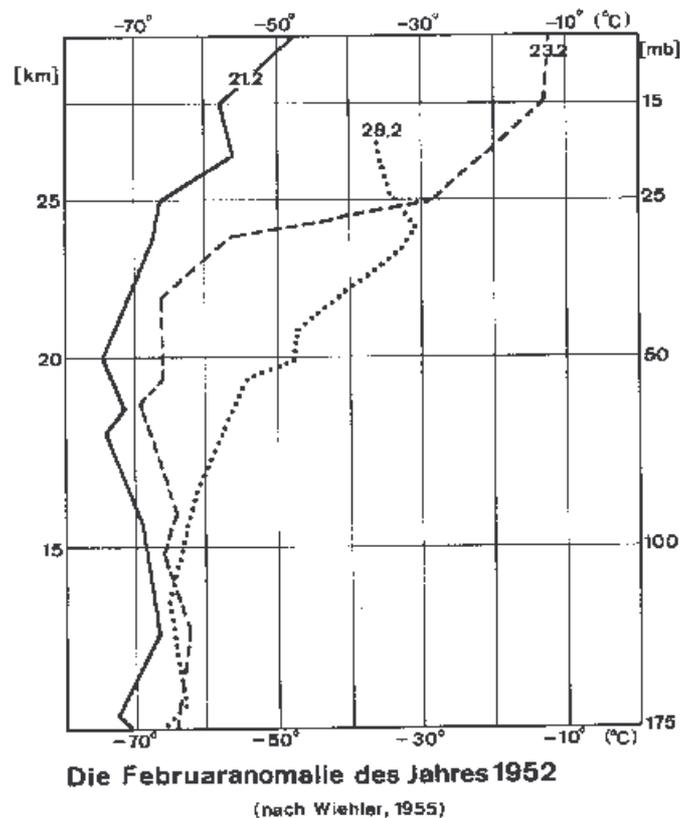


Abb. 2 Die Februaranomalie des Jahres 1952 (nach Wiehler 1955)

„...Während des ganzen vorigen Sommerhalbjahres lagen die Temperaturen im Niveau von 20mb fast ausschließlich zwischen -40 und -50°C und im 10-mb-Niveau um -35 Grad, wobei ein Teil der in dieser Höhe von etwa 30 000m zu beobachtenden größeren Streuung der Einzelwerte zweifellos noch auf Meßfehlern beruht, ein anderer Teil dagegen sicherlich reelle Temperaturschwankungen andeutet.

Vom August zum November erfolgt ein rascher Übergang von sommerlichen zu winterlichen Temperaturen. Schon Anfang Dezember werden die absoluten Tiefstwerte des ganzen Winters erreicht, die teilweise unter -70°C betragen. Dann beginnen stärkere Schwankungen. Jedesmal, wenn sich der (troposphärische) Kältepol in Richtung auf Europa verlagert, sinkt die Stratosphärentemperatur bis nahe -70°C, dazwischen erfolgen Temperaturerhöhungen auf etwa -50°C. ...Dann erfolgen aber Ende Januar und besonders Ende Februar **explosionsartige** Erwärmungen der Hochstratosphäre auf Temperaturwerte, wie sie selbst im Hochsommer bei weitem nicht erreicht wurden und wofür eine Erklärung durch Advektion nicht mehr möglich erscheint.“

Scherhag berichtet dann über das „erste Berliner Phänomen“ vom 27. Januar 1952: „...Während am 26. Januar alle gemessenen Stratosphärentemperaturen noch zwischen -56 und -69°C lagen, wurde zwei Tage später im Druckniveau von 13mb nur noch -37Grad gemessen. Am 27. Januar begann also eine plötzliche Erwärmung von 30 Grad. ...“

War schon dieses „erste Berliner Phänomen“ eine auffallende Erscheinung, so wurde es bereits 26 Tage später durch das „zweite Berliner Phänomen“ noch weit übertroffen. Am 23. Februar meldete die Radiosonde über Berlin in 10mb eine Temperatur von -12°C, s. Abb.2.

„...Daß diese ungewöhnliche Erwärmung wirklich reell war, wurde am nächsten Tag durch den fast gleichen Temperaturwert bewiesen, und ein noch einen Tag später oberhalb von 20mb festgestellter SE-Wind bestätigte, daß hier Vorgänge im Spiel sein müssen, die die gesamte Druck- und Strömungsverteilung in der Stratosphäre in Unordnung gebracht hatten. ...“(Scherhag 1952).

Das wahre Ausmaß der Erwärmungen mit Temperaturen um +45°C in etwa 43km Höhe konnte erst Ende der 1960er Jahre mit Raketen festgestellt werden. Eine Zusammenstellung von extremen Temperaturen während der Höhepunkte von großen Erwärmungen aus den Jahren 1967 bis 1991 zeigt die Farbtabelle **A**. Zusätzlich zu den Raketensondierungen ist auch eine Lidarmessung vom Observatorium ALOMAR dargestellt (Februar 1998), sowie ein Temperaturprofil aus einer Modellrechnung und das mittlere Profil für Januar aus der CIRA 1986.

50 Stratosphärenwinter

Nach Scherhags Entdeckung der mittwinterlichen Erwärmungen in der Stratosphäre begann eine intensive Erforschung dieser Region der Atmosphäre, woran sich die Berliner stark beteiligten. Inzwischen liegen uns Informationen über 50 Stratosphärenwinter vor, mit einigermaßen zuverlässigen Temperaturwerten ab 1955, siehe Tabelle der 30-hPa-Nordpoltemperaturen, Seite 6. Im Institut für Meteorologie

YEAR	RJ	Nov	Dec	Jan	QBO	Feb	Mar	Apr	FW
1951/52	41	CW			east	♣			late
1952/53	27	CW			west				late
1953/54	0				west		♣FW		early
1954/55	23		CW	♣	east				late
1955/56	74	-68	-79C	-76C	west	-71C	-61C	-45	late
1956/57	165	-68	-73	-74	east	-38♣	-58	-53C	late
1957/58	203	-70C	-79C	-71	west	-49♣	-61C	-57C	late
1958/59	217	-58CW	-67CW	-74	east	-73C	-51♣FW	-43	early
1959/60	146	-71C	-69CW	-60	west	-70C	-69C	-41	early
1960/61	58	-64	-65CW	-65	east	-72C	-42♣FW	-47	early
1961/62	39	-67	-80C	-79C	west	-67	-65C	-57C	late
1962/63	20	-69CW	-74	-74	east	-52♣	-61C	-54C	late
1963/64	15	-72C	-81C	-78C	west	-77C	-47♣FW	-44	early
1964/65	18	-70C	-77C	-76C	west	-73C	-62C	-45	late
1965/66	28	-68	-59CW	-76C	east	-60♣	-56	-48	late
1966/67	111	-65	-73CW	-80C	west	-78C	-72C	-48	late
1967/68	122	-71C	-75	-58♣	west	-68	-67C	-52C	late
1968/69	104	-63CW	-62	-72	east	-74C	-57	-47	late
1969/70	112	-71C	-73	-49♣	west	-62	-67C	-47	late
1970/71	91	-71C	-78C	-54♣	east	-66	-56	-51C	late
1971/72	62	-72C	-78C	-79C	west	-70C	-56	-44	early
1972/73	43	-69CW	-79C	-73	east	-44♣	-56	-52C	early
1973/74	28	-71C	-78C	-78C	west	-79C	-50♣FW	-44	early
1974/75	19	-65CW	-74	-65	east	-68	-48♣FW	-46	early
1975/76	8	-71C	-77C	-80C	west	-78C	-65C	-34♣FW	early
1976/77	16	-63CW	-68	-60♣	east	-69	-60C	-40	early
1977/78	52	-68CW	-77C	-74	e / w	-66	-49	-44	early
1978/79	167	-74C	-74CW	-75C	west	-60♣FW	-51	-49	early
1979/80	162	-64CW	-72	-80C	east	-70C	-46♣FW	-45	early
1980/81	114	-68CW	-82C	-81C	west	-56♣	-54	-54C	late
1981/82	111	-71C	-70CW	-71	east	-69	-64C	-38	early
1982/83	86	-74C	-79C	-79C	west	-62	-52	-46	late
1983/84	57	-70C	-77C	-80C	w / e	-65	-43♣FW	-50	early
1984/85	17	-71C	-73	-53♣	east	-66	-57	-46	late
[T]		-68.6	-74.1	-71.5		-65.7	-56.8	-47.0	
n=30									
sigma		3.6	5.6	9.1		9.9	7.8	5.3	
C		≤ -70	≤ -77	≤ -75		≤ -70	≤ -60	≤ -51	
1985/86	3	-73C	-81C	-76C	west	-74C	-53♣FW	-41	early
1986/87	10	-76C	-78C	-60♣	east	-49	-58	-53C	late
1987/88	59	-66	-56♣	-77C	west	-80C	-52♣FW	-44	early
1988/89	161	-71C	-77C	-82C	west	-57♣FW	-45	-52C	early
1989/90	177	-71C	-79C	-80C	east	-63	-66C	-52C	late
1990/91	137	-74C	-76	-70	west	-57♣	-61C	-45	early
1991/92	150	-72C	-78C	-66	east	-59	-55	-44	early
1992/93	59	-70C	-77C	-80C	west	-68	-54	-49	late
1993/94	58	-70C	-70CW	-66	west	-77C	-65C	-38	early
1994/95	24	-71C	-81C	-70	e / w	-57	-66C	-49	late
1995/96	12	-71C	-79C	-81C	west	-75C	-55	-48	late
1996/97	7	-66CW	-69	-79C	east	-83C	-79C	-56C	late
1997/98	32	-73C	-66	-67	west	-64	-62C	-48	early
1998/99	62	-72C	-63♣	-67	east	-69♣	-51	-55C	late
1999/00	90	-75C	-81C	-84C	west	-74C	-60C	-46	late
2000/01	95	-65CW	-70	-79C	west	-50♣	-57	-58C	late
Trend	K/dek	-1.0	-0.1	-0.9		-0.4	-0.01	+0.2	
conf.	%	99	9	64		31	0	27	

Tabelle 1: 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen am Nordpol; RJ = Sonnenfleckenrelativzahl im Januar; QBO = Phase der QBO im Jan/Feb bei etwa 45 hPa; CW = Canadian Warming; FW (Final Warming) = frühe bzw. späte Umstellung der Winter- zur Sommerzirkulation; ♣ steht für „Major Midwinter Warming“; C = kalte Monate, etwa 1/2 Standardabweichung unter dem langjährigen Mittel; der Trend (K/Dekade) bezieht sich auf den gesamten Zeitraum. (Labitzke and Naujokat 2000, ergänzt)

der FU Berlin begann die Analyse der **täglichen** Stratosphären-Höhenkarten für die Nordhemisphäre im Sommer 1957, mit dem Beginn des IGYs (International Geophysical Year). Verlässliche Temperaturanalysen stehen erst ab 1964 zur Verfügung. Vorher wurden die Radiosondendaten nicht von allen Staaten international ausgetauscht. Die Analysen basieren im wesentlichen auf Radiosondendaten und einigen wenigen Raketenmessungen, und seit den 70er Jahren wurden die Karten über den Meeren mit den sogenannten SATEMS ergänzt, d.h. mit aus Satellitenstrahlendichten abgeleiteten Werten von ausgewählten Schichtdicken. Es liegt uns damit heute ein einzigartiges, homogenes Material vor, mit dem wir die natürliche Variabilität und Änderungen in der Stratosphäre untersuchen können.

Variabilität der Stratosphäre im Winter

Über der Nordhemisphäre wird die Zirkulation der winterlichen Stratosphäre in den mittleren und hohen Breiten im wesentlichen von einem großen kalten Polarwirbel und einem quasistationären Hoch über den Aläuten bestimmt. Planetarische Wellen dringen aus der Troposphäre in die Stratosphäre ein, verstärken sich gelegentlich und führen zu den großen Stratosphärenenerwärmungen, die zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels und dem Aufbau eines Hochs über der Arktis führen können. Die einzelnen Winter sind sehr verschieden, daher ist die Variabilität der Stratosphäre in der Arktis besonders groß, wie die Abb.3 deutlich zeigt: Die für Januar und Februar gemittelten 30-hPa-Temperaturen am Nordpol schwanken zwischen Werten unter -80°C und solchen von -54°C , d.h., wir haben es mit einem unregelmäßigen

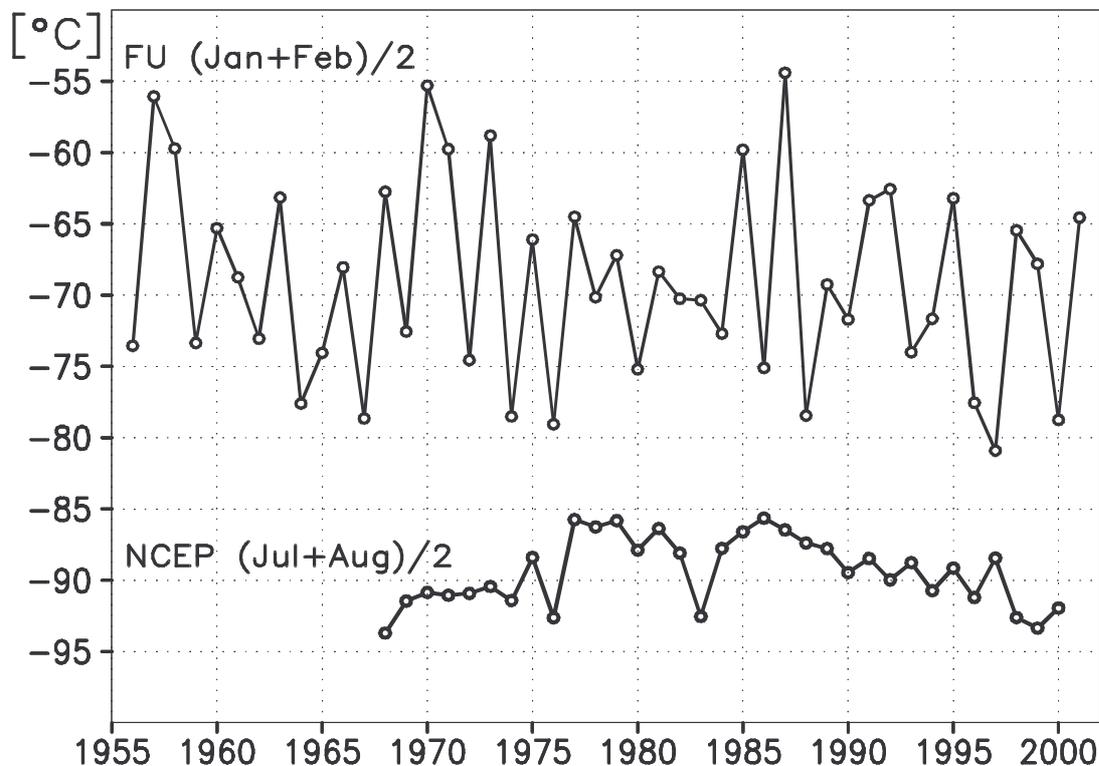


Abb.3 oben) Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen im Januar/Februar am Nordpol, 1956-2001. (Daten: Institut für Meteorologie, FU Berlin); unten) entsprechend für den Südpol Werte für Juli und August, 1968-2000. (Daten: NCEP/NCAR reanalyses) (Labitzke 2001a)

Wechsel von warmen und kalten Wintern zu tun. Diese große Variabilität, auch von Tag zu Tag, wird mit der Farbtabelle **B** sehr deutlich: Hier ist der Verlauf der täglichen 10-hPa-Temperaturen (in etwa 28km Höhe) am Nordpol für 11 Winter dargestellt. Die planetarischen Wellen dringen im Mittwinter nicht in die antarktische Stratosphäre ein, es gibt keine großen Stratosphärenenerwärmungen und damit ist die Variabilität am Südpol in dieser Jahreszeit viel geringer, Abb.3 unten. Die Temperatur schwankt hier um -90°C , d.h., sie ist etwa 20 Grad niedriger als über der Arktis.

Die Variabilität der arktischen Winter hängt mit verschiedenen atmosphärischen Schwingungen zusammen, nämlich mit der

- „Southern Oscillation (SO)“, einer unregelmäßigen, etwa 3-4jährigen Schwingung des Luftdrucks in den Tropen und der Wassertemperaturen im äquatorialen Pazifik;
- „Quasi-Biennial Oscillation (QBO)“, einer fast zweijährigen Schwingung in der Atmosphäre;
- „North Atlantic Oscillation (NAO)“, in der wie in der Troposphäre Zeiten eines verstärkten Polarwirbels mit Zeiten einer Abschwächung unregelmäßig wechseln.

Aber auch externe Anregungen beeinflussen die Zirkulation in der Stratosphäre, wie der

- 11jährige Sonnenfleckenzyklus und
- starke Vulkaneruptionen.

Die Vorhersage eines Winters, ob er in der Arktis warm oder kalt sein wird, ist ähnlich wie in der Troposphäre noch nicht möglich, da die relevanten Anteile der jeweiligen Anregungen noch nicht verstanden werden; ganz abgesehen davon, dass die Atmosphäre auch eine eigene Variabilität besitzt, wodurch sie auch ganz zufällig, anscheinend ohne jede Anregung von außen, von einem Zustand in den anderen wechseln kann. Diese komplizierten Zusammenhänge können auch noch nicht zufriedenstellend modelliert werden.

Das Verständnis und die Untersuchung der großen Variabilität ist aber gerade heute besonders wichtig, weil man damit z.B. erklären kann, warum sich in der Arktis bisher kein der Antarktis vergleichbares Ozondefizit ausbilden konnte.

Der 50. Winter: 2000/2001

Der Winter 2000/2001 demonstrierte die Vielfältigkeit der möglichen stratosphärischen Ereignisse über der Nordhalbkugel: eine Kanadische Erwärmung trat Ende November auf, ein starkes Minor Warming wurde im Dezember beobachtet, im Januar folgte eine ungestörte kalte Periode, die im Februar von einem Major Warming mit einem Zusammenbruch des Polarwirbels beendet wurde. Im März setzte sich eine spätwinterliche Abkühlung durch, die zu einer Wiederherstellung des Wirbels und zu einem späten Final Warming führte. An Hand des täglichen Verlaufs der Temperatur am Nordpol und des mittleren zonalen Windes in 60N lassen sich die Auswirkungen auf die stratosphärische Zirkulation gut verfolgen (Abb. 4 und 5).

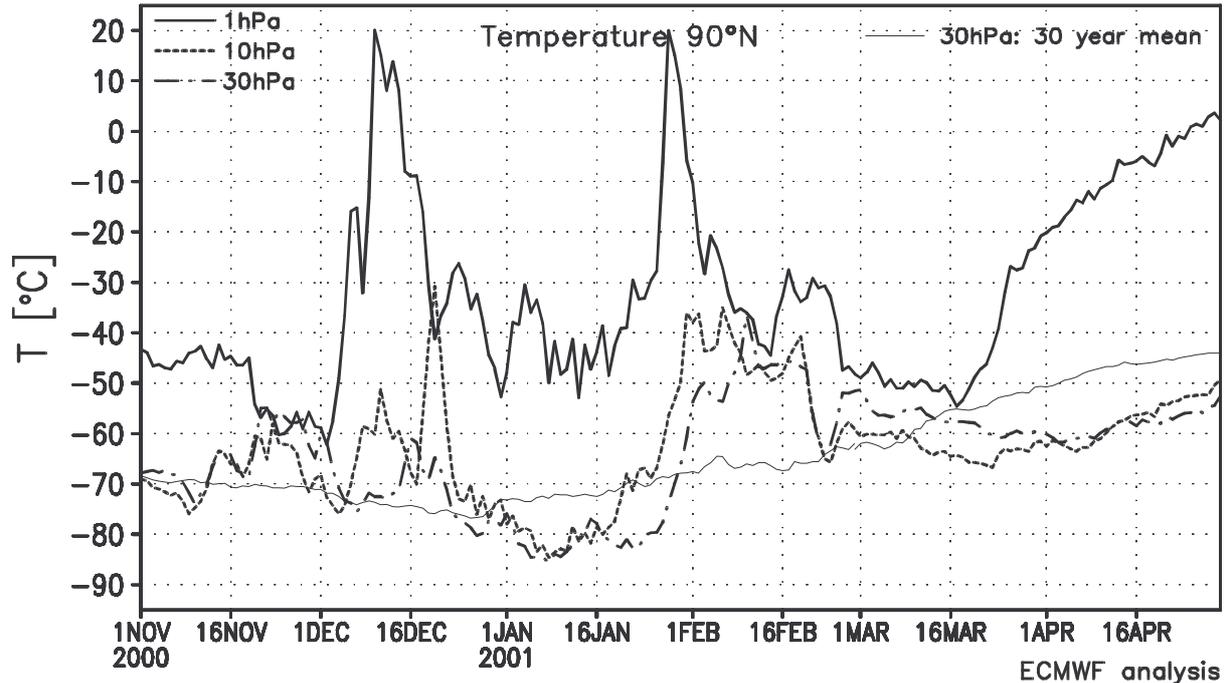


Abb.4 Verlauf der täglichen Temperaturen am Nordpol in 30, 10 und 1 hPa im Winter 2000/01 (Daten: EZMW)

Die jahreszeitliche Abkühlung der Polarregion und die damit verbundene Verstärkung des Polarwirbels wurde in der zweiten Novemberhälfte durch eine Kanadische Erwärmung unterbrochen. Diese oft im Frühwinter auftretenden Erwärmungen sind typischerweise auf die untere Stratosphäre beschränkt und entstehen durch eine Verstärkung und nordostwärts Verschiebung des Aläutenhochs in die kanadische Arktis, während der ungeschwächte Polarwirbel in die europäisch/sibirische Arktis verschoben wird. Die Kanadische Erwärmung dieses Winters gehörte zu den stärksten seit dem Beginn hemisphärischer Temperaturanalysen in Berlin 1964 und sie zeigt sich deutlich in den Anomalien der 30-hPa Monatsmitteltemperaturen (Farbtafel C, oben links).

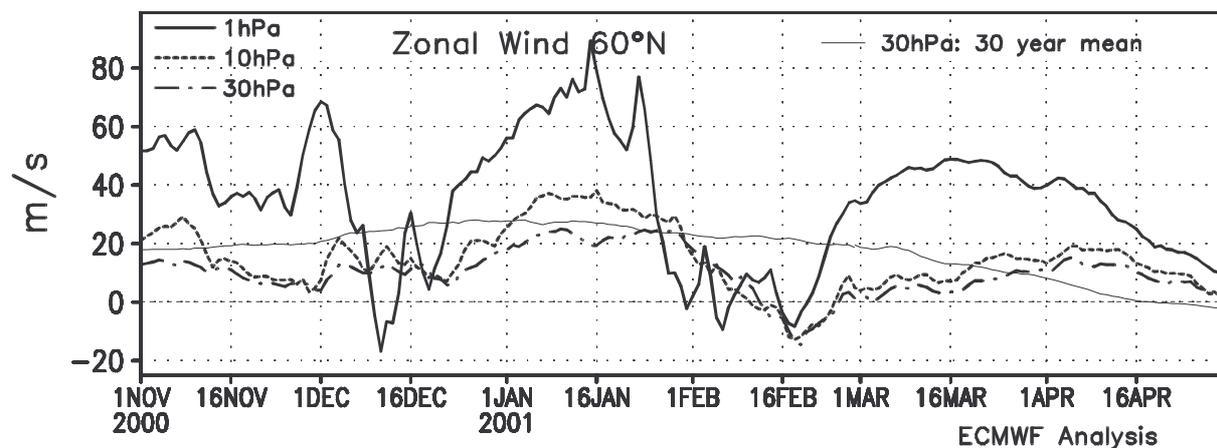


Abb.5 Verlauf des täglichen zonalen Windes im Breitenkreismittel von 60°N in 30, 10 und 1 hPa im Winter 2000/01 (Daten: EZMW)

Während die Kanadische Erwärmung in der unteren Stratosphäre langsam abklang, entwickelte sich Anfang Dezember in der oberen Stratosphäre ein Minor Warming (Abb. 4). Dieser Erwärmungstyp ist in den oberen Schichten sehr intensiv und verursacht grossräumige Veränderungen der hemisphärischen Temperaturverteilung, führt aber nicht zu einer Zirkulationsumstellung in der unteren Stratosphäre. Zum Höhepunkt dieser Erwärmung im Dezember 2000 lieferten die Analysen des EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersagen) Temperaturwerte von +52 C über Nordgrönland in einer Höhe von etwa 45 km und eine Serie von Lidar-Temperaturmessungen des ALOMAR Observatoriums in Nordnorwegen zeigte ein Temperaturmaximum von +40 C in etwa 40 km Höhe.

Ein Vergleich mit Farbtafel A zeigt, dass derartige Temperaturen in diesem Höhenbereich durchaus typisch sind für starke Stratosphärenenerwärmungen. Bis Mitte Dezember setzte sich diese Erwärmung weiter in die untere Stratosphäre durch, deutlich sichtbar in den 30-hPa Temperaturanomalien vom Dezember (Tafel C, oben Mitte).

In der oberen Stratosphäre herrschte für mehrere Tage über hohen Breiten Ostwind (Abb. 5), in den unteren Schichten kam es nur zu einer vorübergehenden Teilung des Polarwirbels. Ab Ende Dezember setzte eine kalte, ungestörte Periode ein, der Wirbel verstärkte sich und die niedrigsten Temperaturen unterschritten die Grenzwerte für die mögliche Bildung von polaren stratosphärischen Wolken (Farbtafel D). Die Flächen der Nordhemisphäre, die von diesen Temperaturen bedeckt wurden, wiesen nur im Januar eine beachtenswerte Grösse auf -- im Gegensatz zu dem kalten Winter 1999/2000. Extrem tiefe Temperaturen wurden etwa Mitte Januar über Nordskandinavien beobachtet, die zusammen mit einem darunter liegenden troposphärischen Hochdruckgebiet mit entsprechend hoher, kalter Tropopause zu einem sogenannten Ozon-Miniloch führten, in dem Totalozonwerte unter 250 DU gemessen wurden.

Gleichzeitig begann ein erneuter Wärmeverstoß in polare Breiten, der in der oberen Stratosphäre Ende Januar/Anfang Februar seinen Höhepunkt erreichte (Abb. 4). Wieder zeigten die EZMW-Analysen Temperaturen von mehr als +50 C in der 1-hPa-Fläche über dem Nordpolarmeer und die Lidarmessungen des ALOMAR Observatoriums bestätigten diese Werte mit einer warmen (+30 C), tiefen Stratopause in etwa 43 km Höhe. Im Februar drang auch diese Erwärmung in die unteren Schichten vor und entwickelte sich zu einem Major Warming mit einer Zirkulationsumkehr über hohen Breiten in der gesamten Stratosphäre (Abb. 5). Die Intensität dieser Erwärmung zeigt sich deutlich in den monatlichen 30-hPa-Temperaturanomalien mit hohen positiven Werten zentriert über der Polarregion (Farbtafel C, unten links).

Bereits Ende Februar begann in der oberen Stratosphäre eine ausgeprägte spätwinterliche Abkühlung, die sich im Laufe des März auch in der unteren Stratosphäre durchsetzte. Der Polarwirbel wurde wieder hergestellt und beherrschte die Zirkulation im April und bis in den Mai hinein. Das Final Warming, d.h. die endgültige Umstellung zur Sommerzirkulation wurde erst in der zweiten Maihälfte abgeschlossen.

Temperaturtrends in der Stratosphäre

Frühling

Wenn die Variabilität über der winterlichen Arktis von Jahr zu Jahr so groß ist, wie oben beschrieben, ist es fast unmöglich, aus den bisher vorhandenen Daten von 46 Jahren einen Trend zu bestimmen: Das Beispiel der 30-hPa-Monatsmitteltemperatur im März am Nordpol, Abb.6, soll hier als Warnung dienen. Die Abbildung zeigt die Monatsmittel für März ab 1956, und wenn man **alle** Werte für die Berechnung des linearen Trends berücksichtigt, dann erhält man praktisch keinen Trend! Nimmt man die ersten 25 Jahre, dann erhält man einen signifikanten positiven „Trend“, und beginnt man mit der „Trend-Analyse“ erst im Jahr 1981, dann erhält man bis 1997 (!) einen „signifikanten negativen Trend“ von $-8,16\text{K/Dekade}$. In Wirklichkeit kann man nicht sagen, dass die Märze kälter geworden sind. Abgesehen von dem Extrem im März 1997, das man meteorologisch erklären kann, ist wirklich kein Trend zu erkennen; entsprechendes gilt für den ganzen Winter von Dezember bis April, s. Tabelle 1 (Labitzke und Naujokat 2000). Diese Aussage ist sehr wichtig für die Diskussion um eine mögliche Ausbildung eines Ozonlochs über der Arktis, denn wenn die Stratosphäre gerade im Frühjahr kälter würde, blieben die Bedingungen für die katalytische Ozonzerstörung länger erhalten.

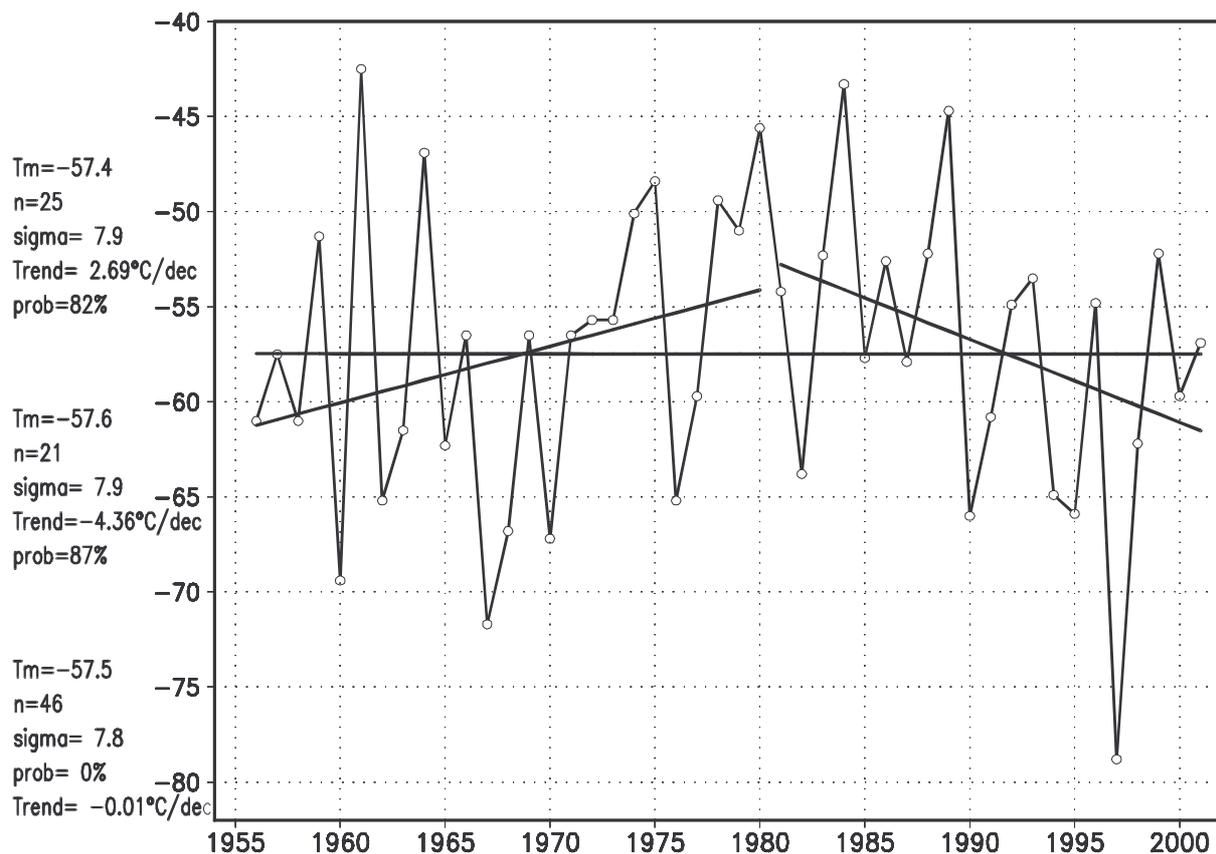


Abb.6 Zeitreihe der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen ($^\circ\text{C}$) im März am Nordpol, 1956-2001; der lineare Trend ist für 3 verschiedene Perioden eingezeichnet, (Labitzke 1999, ergänzt). (Daten: Institut für Meteorologie, FU Berlin)

Sommer

Im Sommer ist die untere und mittlere Stratosphäre verhältnismäßig ungestört. Die Zirkulation wird von einem warmen Hochdruckgebiet bestimmt und bei vorherrschenden Ostwinden können die planetarischen Wellen aus der Troposphäre nicht nach oben in die Stratosphäre eindringen. Gezeiten spielen noch keine große Rolle. Unter diesen Bedingungen ist auch die Variabilität von Jahr zu Jahr gering und damit eignet sich der Sommer besonders gut, um eventuelle „Trends“ zu untersuchen. In der Stratosphäre „erwartet“ man eine Abkühlung sowohl wegen der zunehmenden Treibhausgase wie Kohlendioxid und Wasserdampf, als auch wegen der Abnahme des Ozons.

Tatsächlich ist festzustellen, dass die Temperatur in der Stratosphäre im Sommer und im Herbst deutlich abgenommen hat. Dies zeigt z.B. die horizontale Verteilung des linearen negativen Temperaturtrends im 50-hPa-Niveau ab 1964 für Juni/Juli, Abb.7. In dieser Karte, in der Linien gleichen linearen Trends dargestellt sind, erkennt man überall einen negativen Trend bis zu -1.0 K/Dekade. In der gesamten Karte sind die Trends mindestens zu 99% signifikant.

Wie oben erwähnt, erwartet man in der Stratosphäre im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt und der Erwärmung der Troposphäre eine Abkühlung. Da sich aber die Troposphäre bis jetzt über der Arktis noch gar nicht erwärmt hat, man dort z.B. über Grönland sogar ebenfalls einen negativen Temperaturtrend festgestellt hat, ist eine vollkommene Erklärung der Prozesse noch nicht vorhanden.

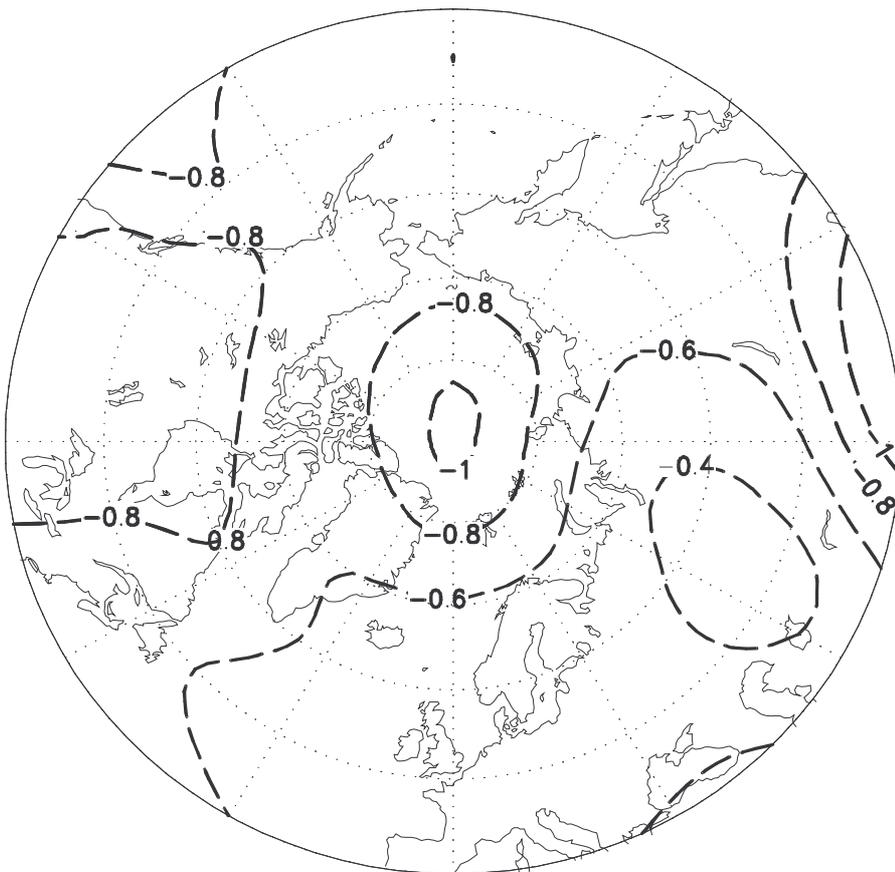


Abb.7 Linearer Trend der 50-hPa-Monatsmitteltemperaturen im Juni/Juli (K/Dekade) über der Nordhemisphäre (polwärts von 40°N), 1964-2000. (Daten: Institut für Meteorologie, FU Berlin) (Labitzke 2001 a)

Der 11jährige Sonnenfleckenzyklus (SFZ) in der Stratosphäre

Bei der Diskussion zum „Globalen Wandel“ wird der Einfluß der Sonne auf die Atmosphäre oft kontrovers diskutiert. Viele Arbeiten stimmen darin überein, dass in der vorindustriellen Zeit die Klimaänderungen vom Einfluß der Sonne und der Vulkane bestimmt waren und dass heute etwa 1/3 der Temperaturerhöhung in den letzten Dekaden der Sonne zuzuschreiben ist (z.B. Lean et al. 1995). Ein Mechanismus könnte über die Stratosphäre gehen, indem in der oberen Stratosphäre mehr UV-Strahlung (etwa 6%) im solaren Maximum zu mehr Ozon führt und dies zu Temperatur- und Strömungsänderungen, die sich bis in die Troposphäre auswirken. Labitzke und van Loon haben in mehreren Arbeiten gezeigt, dass es ein deutliches Signal des SFZ in der Stratosphäre gibt, das bis in die Troposphäre hinab zu erkennen ist (z.B.: Labitzke 2001(b); van Loon and Labitzke 2000). Ein Beispiel zeigt Abb.8, in der Korrelationen zwischen Temperaturen bzw. geopot. Höhen und dem SFZ gezeigt werden, sowie die entsprechenden Änderungen der Temperaturen bzw. Höhen zwischen den solaren Maxima und Minima.

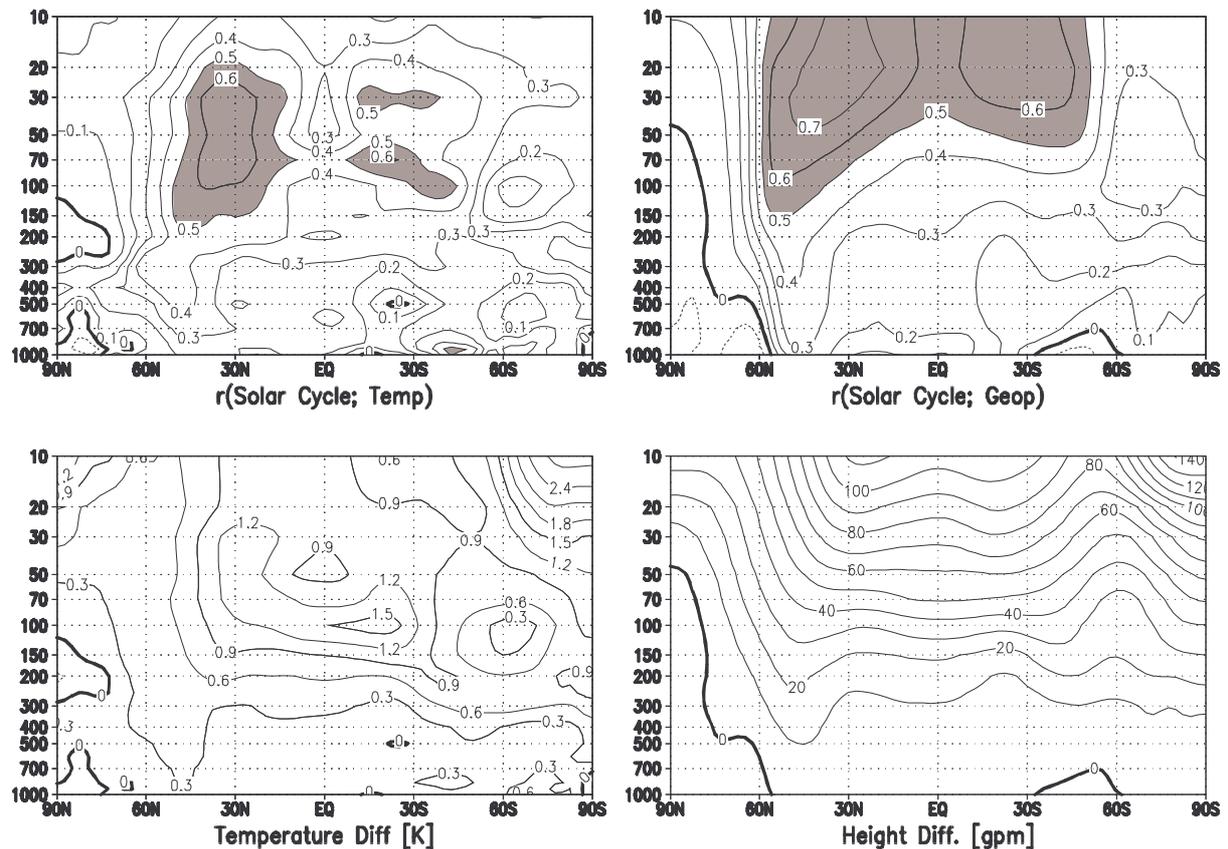


Abb.8 Vertikale Meridionalschnitte für den Zeitraum 1968-1998: (oben links) Korrelationen zwischen dem SFZ und den zonal gemittelten Jahresmitteltemperaturen; (oben rechts) das Gleiche für die Jahresmittel der geopot. Höhen; (unten links) Differenzen der Temperaturen zwischen den Maxima und Minima im SFZ; (unten rechts) das Gleiche für die geopot. Höhen. Daten: NCEP/NCAR Re-Analysen, Kalnay et al., 1996 (Labitzke 2001 b)

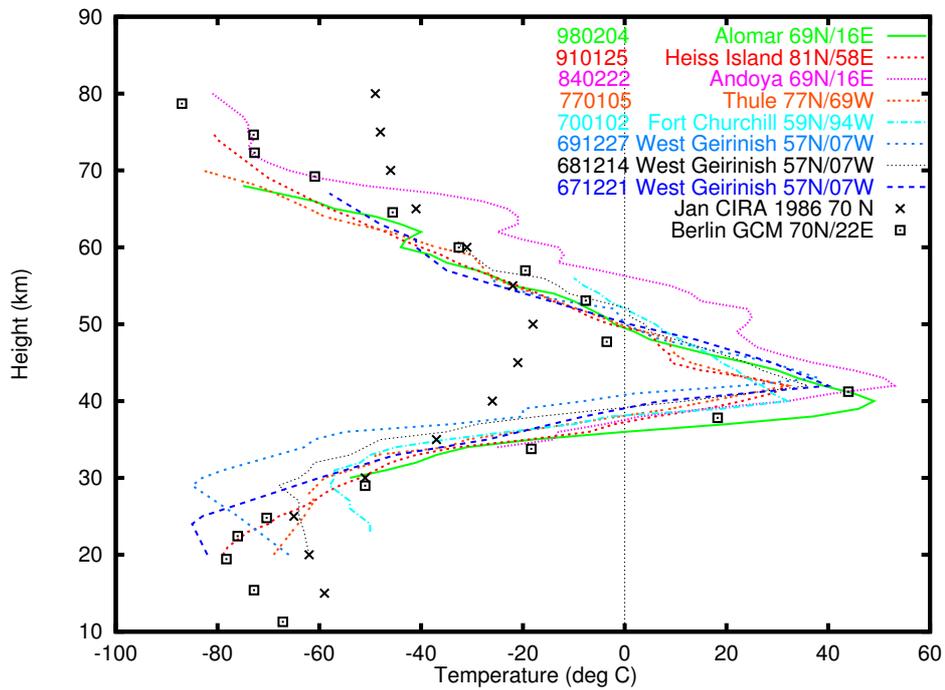
Leider musste die Analyse der täglichen Stratosphärenkarten zum 30. Juni 2001 eingestellt werden, bedingt durch Sparmaßnahmen an der FU Berlin. Die Daten von 44 Jahren stehen aber über das Internet weiterhin allen Interessierten zur Verfügung. Und sie werden weiterhin eine Grundlage für alle Untersuchungen bilden, die sich mit der Variabilität und mit Trends in der Stratosphäre befassen. Man weiß heute, dass die Stratosphäre eine außerordentlich sensible Region in unserer Atmosphäre ist, in der man globale Veränderungen vermutlich zuerst feststellen kann und darum muss die Überwachung der Stratosphäre weiterhin durchgeführt werden.

Danksagung

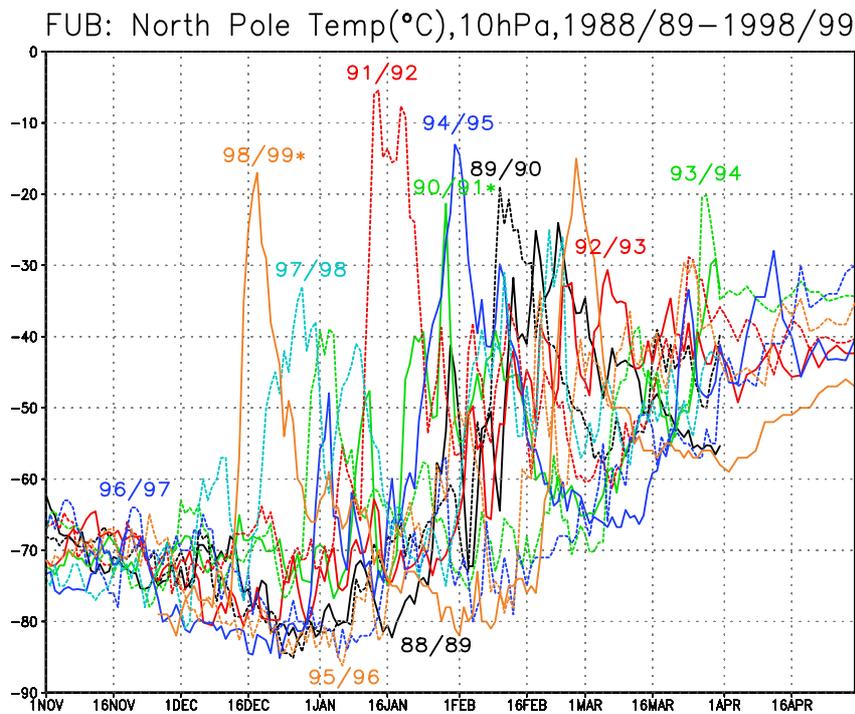
Wir danken allen Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen der „Arbeitsgruppe Stratosphäre“ im Institut für Meteorologie, die sich seit 1958 unermüdlich um die Herstellung der Stratosphärenkarten gekümmert haben und die damit geholfen haben, einen in seiner Kontinuität einmaligen Datensatz herzustellen, mit dem man heute ganz besonders aktuelle Fragen zum „Globalen Wandel“ untersuchen kann. Unser Dank gilt auch dem Deutschen Wetterdienst, der uns die aktuellen Radiosondendaten immer in „real time“ zur Verfügung gestellt hat, sowie der DFG, dem BMBF und der EU für die Förderung zahlreicher Projekte.

Literatur

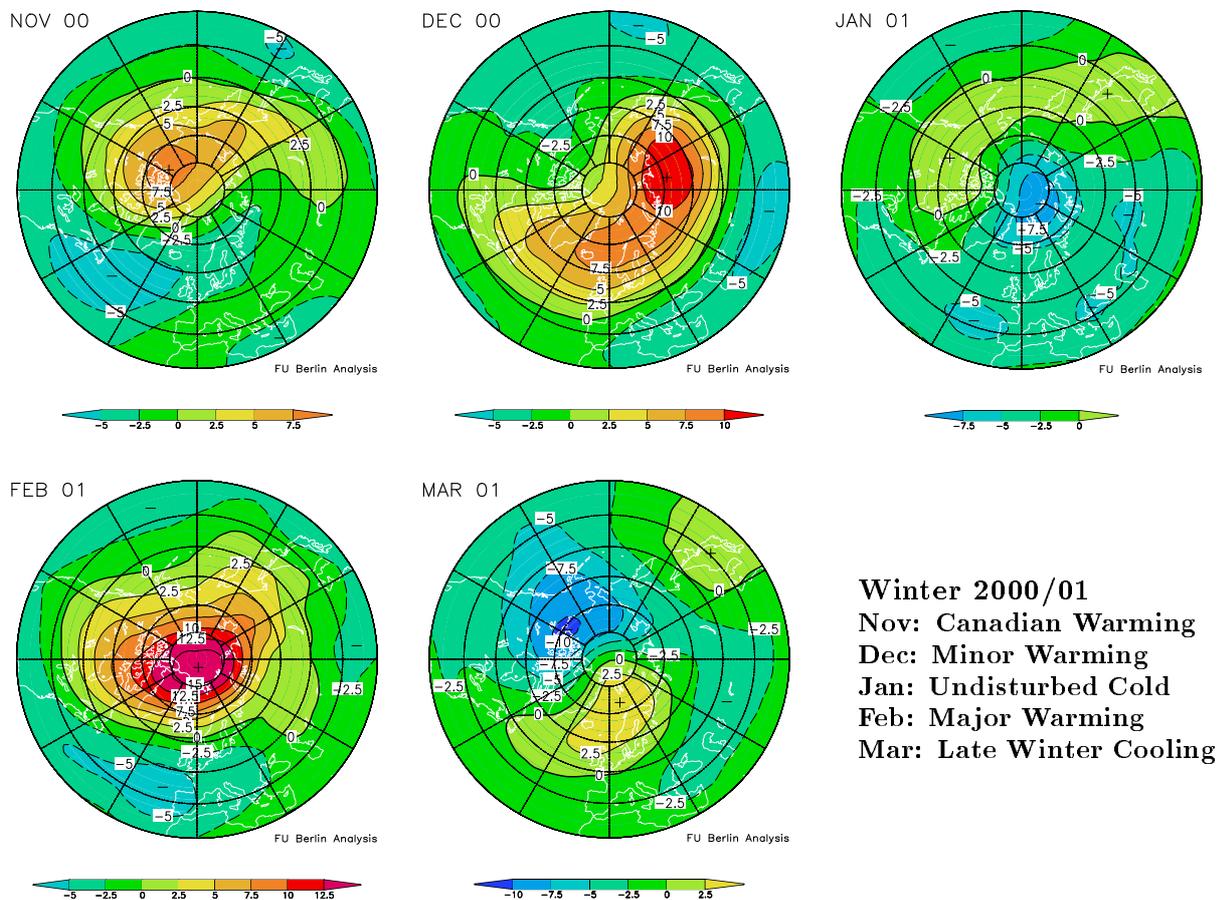
- Aßmann, R.**, 1902: Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15km. Sitzungsberichte der Königlich-Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 1. Mai 1902, **XXIV**, 1-10.
- Berson, A.** und **R. Süring**, 1901: Ein Ballonaufstieg bis 10 500m. Illustrierte Aëronautische Mitteilungen, Heft 4, S.117-119.
- Dubois, P.**, 1955/1993: Das Observatorium Lindenberg in seinen ersten 50 Jahren 1905-1955. Geschichte der Meteorologie in Deutschland, **1**, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- Kalnay, E.** et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Am. Met. Soc., **77**, 437-471.
- Labitzke, K.**, 1999: Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz. 177 S., Springer Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Labitzke, K.**, 2001 (a): Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem. In: Klimastatus-Bericht 2000, 61-71 (Deutscher Wetterdienst).
- Labitzke, K.**, 2001 (b): The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima. Met. Zeitschrift, **10**, 83-90.
- Labitzke, K.** and **B. Naujokat**, 2000: The lower arctic stratosphere in winter since 1952. In: SPARC Newsletter No.15, July 2000.
- Lean, J., J. Beer** and **R. Bradley**, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. Geophys. Res. Lett., **22**, 3195-3198.
- Pawson, S., B. Naujokat** and **K. Labitzke**, 1995: On the polar stratospheric cloud formation potential of the northern stratosphere. J. Geophys. Res., **100**, 23215-23225.
- Scherhag, R.**, 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, 14. März 1952.
- Teisserenc de Bort, L.P.**, 1902: Variations de la température de l'air libre dans la zone comprise entre 8km et 13km d'altitude. Comptes Rendus de l'Acad. Sci. Paris, **134**, 987-989.
- van Loon, H.** and **K. Labitzke**, 2000: The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30km: A review. Space Science Reviews, **94**, 259-278.
- von Zahn, U., J. Fiedler, B. Naujokat, U. Langematz** and **K. Krüger**, 1998: A note on record-high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98. Geophys. Res. Lett., **25**, 4169-4172.
- Wiehler, J.**, 1955: Die Ergebnisse der Berliner Radiosonden-Hochaufstiege der Jahre 1951-1953. Met. Abh. FU-Berlin, Band III, Heft 1.



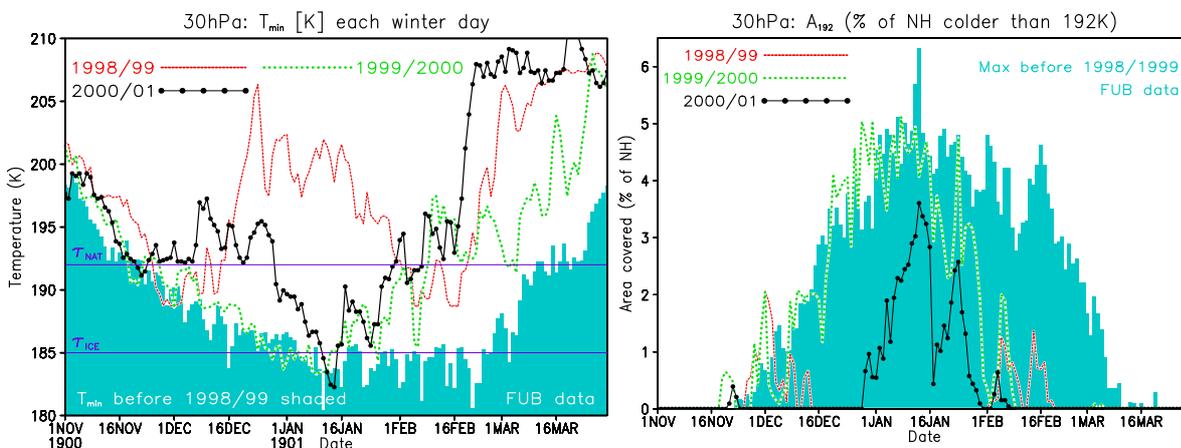
Tafel A: Vertikale Temperaturprofile zum Höhepunkt verschiedener Stratosphären-erwärmungen: gemessen von Raketen und einem Lidar, berechnet in einer Modellsimulation und verglichen mit dem Januar-Mittel der CIRA 1986 (aus: von Zahn et al., 1998)



Tafel B: Verlauf der täglichen 10-hPa-Temperaturen am Nordpol während der elf Winter 1988/89 - 1998/99 (Daten: FU Berlin)



Tafel C: Abweichungen der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen (K) vom 30-jährigen Mittel 1964/65 - 1993/94 (Daten: FU Berlin)



Tafel D: 30-hPa-Minimumtemperaturen nördlich von 40N an jedem einzelnen Tag während der letzten drei Winter (links) und Grösse der Flächen mit möglicher Bildung von polaren stratosphärischen Wolken (rechts); die blauen Flächen zeigen die tiefsten/höchsten Werte der Periode 1964/65 - 1997/98 (Daten: FU Berlin) (nach: Pawson et al., 1995)