Bodengebundene und insitu Messmethoden für Erforschungen in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre

Hausarbeit im Rahmen der Ersten Staatsprüfung für das Lehramt an Gymnasien

Vorgelegt von: Kristina Bockholt

Rostock, den 14. Juni 2013

Themensteller:

Prof. Dr. F.-J. Lübken

(Leitung der Abteilung Optische Sondierungen und Leitung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik, An-Institut des Instituts für Physik der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät an der Universität Rostock)

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung				
	1.1	Atmos	phäre	
	1.2	Messm	ethoden	
2	Rad	ar	7	
	2.1	Grund	lagen	
	2.2	Radar-	-Typen	
		2.2.1	MF-Radar	
		2.2.2	HF-Radar	
		2.2.3	Meteor-Radar	
		2.2.4	ICS Radar und HPLA Radar 11	
	2.3	Metho	den	
		2.3.1	Spaced Antenna	
		2.3.2	Doppler Beam Swinging	
	2.4	Stando	orte	
		2.4.1	IAP Kühlungsborn (Deutschland)	
		2.4.2	Juliusruh, Rügen (Deutschland)	
		2.4.3	Andøya Rocket Range, Andenes (Norwegen)	
		2.4.4	Esrange (Schweden) 18	
		2.4.5	ICS und HPLA Radare	
	2.5	Zusam	menfassung	
3	Lida	r	27	
	3.1	Grund	lagen $\ldots \ldots 28$	
		3.1.1	Streuprozesse in der Atmosphäre	
		3.1.2	Aufbau von Lidar-Systemen	
		3.1.3	Auswertung von Messdaten	
	3.2	Lidar-	$Tvpen \dots 32$	
		3.2.1	Ravleigh-Lidar	
		3.2.2	Resonanz-Lidar	
	3.3	Tagesli	icht-Messungen	

	3.4	Standorte $\ldots \ldots 35$		
		3.4.1	IAP Kühlungsborn (Deutschland)	35
		3.4.2	mobiles Metall-Lidar des IAP	36
		3.4.3	ALOMAR, Andøya (Norwegen)	38
		3.4.4	Esrange (Schweden)	38
		3.4.5	Fort Collins, CO (USA)	39
		3.4.6	Frankreich	40
		3.4.7	Arecibo, Puerto Rico (USA)	40
		3.4.8	London, Ontario (Kanada)	41
		3.4.9	weitere Lidars	41
	3.5	NDAC	C	42
	3.6	Zusan	nmenfassung	43
4	Höh	enforso	chungsraketen	46
	4.1	Raket	en-Motoren	47
	4.2	Messir	nstrumente	48
		4.2.1	Fallende Kugel	49
		4.2.2	Langmuir Sonden	49
		4.2.3	Vakuummeter	50
		4.2.4	Messinstrumente bei ECOMA	51
	4.3	Stand	orte und Einrichtungen	52
	4.4	Zusan	nmenfassung	55
5	ausg	gewählt	te Kampagnen	57
	5.1	Energ	y Budget Campaign	57
	5.2	DYAN	IA campaign	58
	5.3	ECOM	A campaign	60
Lit	teratı	urverze	ichnis	61

Abbildungsverzeichnis

1.1	Erdatmosphäre	2
1.2	Höhenbereiche von Radar- und Lidartypen	5
2.1	Atmosphärische Phänomene, bei deren Untersuchung Radare genutzt	
	werden	8
2.2	Radar-Typen mit ihrem Messbereich in der Atmosphäre	10
2.3	Antennenfeld von MAARSY	16
2.4	Standorte von MF und Meteor Radaren	20
2.5	Standorte von HPLA Radaren	21
2.6	Standorte von SuperDARN	21
3.1	Allgemeine Schematische Darstellung eines Lidars	29
3.2	Optische Bank vom RMR-Lidar und vom K-Lidar des IAP	30
3.3	Schematischer Aufbau vom Metall-Lidar am IAP	34
3.4	Standorte der RMR-Lidars	43
3.5	Standorte der Metall-Lidars	43
4.1	Startrampen, die von der NASA genutzt werden	55

Tabellenverzeichnis

Frequenzbereiche für Radare	9
Radar-Typen mit typischen Arbeitsparametern	9
Technische Parameter von OSWIN in Kühlungsborn	14
Technische Parameter der Radare in Juliusruh	15
Technische Parameter der Radare ALWIN und MAARSY in Andenes .	17
Technische Parameter weiterer Radarsysteme in Andenes	18
Standorte der MF-Radare	22
Standorte der ICS- und HPLA-Radare	23
Standorte der Meteor-Radare	24
	25
Standorte der SuperDARN-Radare	26
Metall-Lidars	34
Technische Parameter des RMR- und der K-Lidars am IAP	36
Mess stationen des mobilen Lidars vom IAP	37
Technische Parameter des RMR- und des Na-Lidar am ALOMAR $\ .$	39
Standorte der Rayleigh- und der RMR-Lidars	44
Standorte der Resonanz-Lidars	45
Raketenmotoren	47
ehemalige Startrampen in der UdSSR	53
Derzeitige Startrampen für Höhenforschungsraketen	56
Raketen bei der Energy Budget Campaign	57
Dyana Campaign Messstationen	59
	Frequenzbereiche für Radare

Abkürzungsverzeichnis

ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
ALWIN	ALOMAR Wind Radar
AMISR	Advanced Modular Incoherent Scatter Radar
AOM	Acousto-Optic Modulator
APD	Avalanche Photodiode
ASLAF	Attenuation of the Solar-Lyman- α Flux
CAWSES	Climate and Weather of the Sun-Earth System
CDD	Charged Dust Detector
CONE	Combined measurement of Neutrals and Electrons
CPP	Cold Plasma Probe
DBS	Doppler Beam Swinging
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DPD	Dartmouth Particle Detector
EADS	European Aeronautic Defence and Space Company
ECOMA	Existence and Charge State of Meteor Smoke Particles in the
	Middle Atmosphere
EISCAT	European Incoherent Scatter Scientific Association
ESA	European Space Agency
ESC	Esrange Space Center
ESRAD	Esrange MST Radar
FADOF	Faraday anomalous dispersion optical filter
FCA	Full Correlation Analysis
FIPEX	$Flux-\Phi$ -Probe-Experiment
FMCW	Frequency Moduled Continuous Wave
HF	High Frequency
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
ICS	Incoherent Scatter
Lidar	Light Detection and Ranging
MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar System
MASS	Mesospheric Aerosol Sampling Spectrometer
MF	Medium Frequency
MISU	Meteorologiska Institutionen Stockholms Universitet
MLT (auch MALT)	Mesosphere/Lower Thermosphere
M-NLP	Multi-Needle Langmuir Probe
MORABA	Mobile Raketenbasis
MST	Mesosphere, Stratosphere, Troposphere

NASA	National Aeronautics and Space Administration			
NDACC	the international Network for the Detection of Atmospheric			
	Composition Change			
NLC	Noctilucent Clouds, Nachtleuchtende Wolken			
OSWIN	Ostsee Wind Radar			
PFISR	Poker Flat Incoherent Scatter Radar			
PHLUX	Pyrometric heat flux experiment			
PMC	Polar Mesospheric Clouds			
PMSE	Polar Mesospheric Summer Echoes			
PMWE	Polar Mesospheric Winter Echos			
Radar	Radio Detection and Ranging			
RMR	Rayleigh/Mie/Raman			
SA	Spaced Antenna			
SKiYMET	all sky Interferiometric Meteor Radar			
SLAM	Scattered Lyman Alpha in the Mesosphere			
SOUSY	Sounding System for Atmospheric Structure and Dynamics			
SRPO	Sounding Rocket Program Office			
SSW	Sudden Stratospheric Warming			
SuperDARN	Super Dual Auroral Radar Network			
UHF	Ultra high Frequency			
VHF	Very high Frequency			

1 Einleitung

Vor dem Hintergrund des Klimawandels ist die Erforschung der Erdatmosphäre von großer Bedeutung. Im Zuge dessen ist von der ESA das Projekt QB50 geplant. Hierbei geht es um 50 schuhkartongroße Satelliten (CubeSats) für Messungen in der unteren Thermosphäre (90 bis 320 km Höhe). Ein CubeSat ist ein sehr kleiner Satellit in Form eines Würfels mit 10 cm Kantenlänge und etwa 1 kg Masse. Double bedeutet dann zwei CubeSats zusammen und Triple analog drei. Bei diesem Projekt sollen 40 Double-CubeSats ein Netzwerk aufspannen, dabei jeweils wenige 100 km voneinander entfernt sein und identische Sensoren tragen. Zusätzlich werden etwa 10 Double oder Triple CubeSats für In-Orbit Demonstrationen von Technologien und miniaturisierten wissenschaftlichen Sensoren genutzt.

Die Kosten für einen CubeSat belaufen sich auf etwa 50 bis $100 \in$, können für kompliziertere Anordnungen aber auch mal $500 \in$ betragen. Insgesamt handelt es sich aber um sehr günstige Satelliten, und nur so ist es möglich, ein ganzes Netz an Satelliten zu Forschungszwecken in die gewünschte Höhenregion zu bringen. Es erfordert Vorbereitungen von etwa zwei Jahren bis zum Start der CubeSats. Nähere Informationen zu dem Projekt QB50 sind auf der Website *https://www.qb50.eu/* zu finden.

Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP) in Kühlungsborn ist an diesem Projekt beteiligt, die begleitenden Messungen zu koordinieren und die wissenschaftliche Auswertung zu begleiten. Daher werde ich mich in dieser Arbeit mit den Messmethoden Radar, Lidar und den Höhenforschungsraketen auseinander setzen. Dabei stelle ich die Methoden gegenüber unter Berücksichtigung der Standorte, Instrumente, Bedingungen (Einschränkungen, Vor- und Nachteile), Messparameter sowie Höhenbereiche. Zunächst werde ich in einem Kapitel allgemeine Themen wie physikalische Grundlagen behandeln, die nicht an eine Messmethode gebunden sind. Anschließend folgt je ein Kapitel zu Radar, Lidar und Höhenforschungsraketen. Jedes dieser drei Kapitel schließt dabei mit einer Zusammenfassung ab, in der tabellarisch und in Karten die Standorte der Messinstrumente auf der Erde erfasst sind. Einige ausgewählte Kampagnen sind im Anschluss daran aufgeführt.



Abbildung 1.1: Erdatmosphäre (Quelle: http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=E&DAT=Erdatmosphaere)

1.1 Atmosphäre

Die Atmosphäre ist in Schichten aufgebaut, die anhand ihrer Temperatur eingeteilt werden. Die unterste Schicht ist die Troposphäre und wird auch untere Atmosphäre genannt. Darüber befinden sich die Stratosphäre und die Mesosphäre, die zusammen auch als mittlere Atmosphäre bezeichnet werden. Oberhalb dieser ist die Thermosphäre zu finden, welche zur oberen Atmosphäre zählt. Es gibt Bereiche in den Schichten, die sich durch besondere Änderungen im Termperaturprofil auszeichnen. Deren Name leitet sich dann von dem der jeweiligen Schicht ab. So nennt man den oberen Abschnitt der Mesosphäre Mesopause. In dieser Höhenregion ist der Temperaturgradient am größten. Da zudem oberhalb der Mesopause Ionen und freie Elektronen vorhanden sind, ist dort auch von der Ionosphäre die Rede. In der Ionosphäre gibt es wiederum lokale Ionisationsmaxima, weshalb sich dieser Teil der Atmosphäre weiter einteilen lässt. Die D-Schicht ist z.B. in Höhen von etwa 70 bis 90 km zu finden, während die E-Schicht bei etwa 110 bis 130 km liegt. Des weiteren gibt es die Schichten F_1 (bei ca. 200 km) und F_2 (ca. 250 bis 400 km), außerdem E_S , ein Phänomen, das bei etwa 110 km auftreten kann. In der Literatur werden bestimmte Teile der Atmosphäre oftmals abgekürzt. So ist MLT ein Akronym für "Mesosphere and Lower Thermosphere" (die Mesosphäre und die untere Thermosphäre), und MST steht für die Schichten Mesosphäre, Stratosphäre und Troposphäre.

In Abbildung 1.1 sind die Schichten, einige Atmosphärische Phänomene sowie Flugob-

jekte zum Vergleich hinsichtlich ihrer Höhe dargestellt. Diese Arbeit thematisiert die Messmethoden in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre, also ungefähr den Höhenbereich zwischen 80 und 320 km.

Die Atmosphärenphysik beschäftigt sich mit den Eigenschaften der Atmosphäre wie Temperatur, Dynamik und Zusammensetzung. Dazu werden verschiedene Messmethoden eingesetzt, die unterschiedliche Parameter messen können. Näheres dazu ist in Abschnitt 1.2 sowie den Kapiteln 2, 3 und 4 zu finden.

Die obere Mesosphäre und untere Thermosphäre ist von großem wissenschaftlichen Interesse, da viele physikalische Vorgänge dort stark an die in niedrigeren Atmosphärenschichten gekoppelt sind. Dazu kommt, dass diese Region einerseits von unten durch die dynamischen Prozesse der niedrigeren Schichten und andererseits durch Sonnenstrahlung von oben beeinflusst wird. Zu den dynamischen Prozessen gehören Schwerewellen, Rossbywellen oder Turbulenz. Rossby-Wellen (auch Planetarische Wellen, im Englischen Planetary Waves) treten in der Atmosphäre oder auch im Ozean auf und werden durch die Corioliskraft als rückstellende Kraft bewirkt. Diese wiederum hängt vom Breitengrad ab. Publikationen sind hier z.B. Kovalam et al. [1999]; Chane-Ming et al. [2000]; Luo et al. [2002]; Abdu et al. [2006]; Kishore et al. [2006]; Fritts et al. [2012] und Matthias et al. [2013]. Schwerewellen (im Englischen Gravity Waves) sind Wellen, beispielsweise in der Atmosphäre, deren Rückstellkraft hauptsächlich durch die Fallbeschleunigung (oder Schwerebeschleunigung) zustande kommt. Untersucht wurden diese u.a. in Pancheva and Mitchell [2004]; Yang et al. [2006]; Hoffmann et al. [2008, 2010]; Thurairajah et al. [2010b]; Hoffmann et al. [2011]; Placke et al. [2011b, a]; Hoffmann and Jacobi [2012] und Placke et al. [2012]. Theoretische Grundlagen zu Schwerewellen sind z.B. im Übersichtsartikel von Fritts and Alexander [2003] und den Referenzen darin zu finden. Im Gegensatz zu Schwerewellen und Rossbywellen ist Turbulenz ein Phänomen deutlich kleiner Strukturen. Hocking [1999] liefert einen Review zu den dynamischen Parametern von Turbulenz.

Im Vergleich zu anderen Schichten in der Atmosphäre ist die obere Mesosphäre und die untere Thermosphäre aber noch relativ wenig erforscht. Erst Anfang des 20. Jhd. fanden Teisserenc de Bort und Aßmann heraus, dass die Temperatur nicht wie angenommen oberhalb von 10 km Höhe weiter abnimmt, sondern im Gegenteil wieder ansteigt [$A\beta$ mann, 1902; Teisserenc de Bort, 1902].

Da die Schichten der Atmosphäre anhand ihrer Temperatur eingeteilt werden, ist diese naturgemäß ein wichtiger Forschungsschwerpunkt der Atmosphärenphysik. Ein Ziel ist hierbei auch die Erstellung von durchgehenden Temperaturprofilen, wie es z.B. bei *Alpers et al.* [2004] durchgeführt wurde. Ein anderer Aspekt ist die Untersuchung der Temperatur an verschiedenen Orten (siehe dazu auch das Mobile Lidar vom IAP in Abschnitt 3.4.2) oder über einen langen Zeitraum [z.B. in *Charyulu et al.*, 2007]. In der Mesopausenregion werden im Sommer besonders niedrige Temperaturen gemessen, welche sich deutlich von den im Winter gemessenen unterscheiden. Dies liegt hauptsächlich in brechenden Schwerewellen begründet [z.B. *Holton*, 1992]. Da also die Temperatur in dieser Höhe stark von dynamischen Prozessen beeinflusst wird, kommt diesen ebenfalls eine große Bedeutung zu.

Aber nicht nur rein wissenschaftliches Interesse spielt eine Rolle. Obwohl Wetterereignisse nur deutlich tiefer stattfinden, nehmen höhere Bereiche der Atmosphäre auch Einfluss auf tiefere Schichten. Durch diese Kopplung gewinnt die Erforschung der gesamten Atmosphäre weiter an Bedeutung. Phänomene, die auch für Nicht-Wissenschaftler interressant sind, stellen Lichterscheinungen in der Atmosphäre dar. Dazu gehören Meteore ebenso wie Polarlichter. Dabei sind letztere recht seltene Erscheinungen, deren Häufigkeit vom Sonnenzyklus abhängt und die fast ausschließlich in hohen Breiten zu beobachten sind. Meteoroiden (Körper, die sich noch im interplanetaren Raum befinden) hingegen gelangen wesentlich häufiger in die Atmosphäre und erzeugen dabei eine mit Radaren zu detektierende Spur aus ionisiertem Gas. Sie sind auch deutlich häufiger, als tatsächlich mit bloßem Auge zu erkennen ist. Typischerweise sieht ein Meteor-Radar (vlg. Abschnitt 2.2.3) von 12 kW um die 10000 Meteoroiden am Tag, woraus man schließen kann, dass täglich eine Gesamtmasse in der Größenordnung von 100 t zur Erde gelangt [Ceplecha et al., 1998; Rietmeijer, 2000, 2001; Stober et al., 2013]. In bestimmten Zeiträumen wie z.B. zu den Perseiden, Leoniden etc. ist die Anzahl um ein Vielfaches größer. Anzahlen detektierter Meteoroiden sowie Bahnen, Eintrittswinkel und -geschwindigkeiten werden daher untersucht.

Durch diese Meteoroiden entstehen so Schichten bestimmter Metallatome und Metallionen, z.B. Kalium, Eisen oder Natrium. Diese sind einerseits Forschungsgegenstand und andererseits die Grundlage einer bestimmten Messtechnik, der Metall-Resonanz-Lidars, welche in 3.2.2 genauer behandelt werden. In *Alpers et al.* [1996] und *Gardner et al.* [2005] sind z.B. Untersuchungen dazu zu finden.

Neben den Meteoroiden-Partikeln treten aber auch andere Partikel in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre auf. Unter bestimmten Bedingungen können Eiskristalle entstehen. Atmosphärischer Wasserdampf und kalte Temperaturen sind dafür nötig. Die Partikel können als NLCs bzw. PMCs oder als PMSEs beobachtet werden. Noctilucent Clouds, kurz NLCs, sind ein polares Phänomen. Es handelt sich dabei um Nachtleuchtende Wolken, die in der Mesosphäre auftreten und durch dortige Ansammlungen von Eiskristallen auftreten können. Publikationen zu NLCs sind u.a. *Thayer et al.* [1995]; *Baumgarten et al.* [2002]; *Höffner et al.* [2003] und *Gerding et al.* [2013]. Polar Mesospheric Clouds sind vergleichbar mit den NLCs, werden aber nicht von unterhalb sondern von oberhalb der Wolken mittels Satelliten gemessen und sind daher nicht Gegenstand dieser Arbeit. Wolken in der Mesosphäre sind Thema in *Thomas* [1991]. Ein anderen polares Phänomen sind Polar Mesospheric Summer Echoes, kurz PMSE. Das sind ungewöhnliche starke Radarechos, die nahe der Sommermeso-



Abbildung 1.2: Höhenbereiche von Radar- und Lidartypen

pause auftreten. Um zu ergründen, wie sie entstehen, werden neben Radar auch insitu Messmethoden eingesetzt. Cho and Kelley [1993] und Cho and Röttger [1997] geben einen Überblick über den Stand der Forschungen und Beobachtungen zu PMSE, deren Theorie sowie deren Beziehung zu NLCs. Die momentane Theorie zu PMSE ist in dem Review Rapp and Lübken [2004] beschrieben. Weitere Veröffentlichungen sind u.a. Hosokawa et al. [2004]; Strelnikov et al. [2009]; Li and Rapp [2011, 2013].

Alles in allem gibt es eine große Vielfalt an zu untersuchenden Fragestellungen und Phänomenen, die hier natürlich nicht alle aufgezählt werden können.

1.2 Messmethoden

Thema dieser Arbeit sind die bodengebundenen Messmethoden Radar und Lidar sowie die insitu Messmethoden für die obere Mesosphäre und untere Thermosphäre. Das bedeutet einen Höhenbereich von etwa 80 km–320 km Höhe. Insitu sind nur Höhenforschungsraketen in diesen Höhen eine Möglichkeit, da Ballons nicht so hoch und Satelliten nicht so niedrig eingesetzt werden können. Diese unterliegen jeweils unterschiedlichen Einschränkungen und haben Vor- und Nachteile.

Mit Radarstationen können mit sehr guter Kontinuierlichkeit Messwerte aufgenommen werden, viele arbeiten auch ohne Bedienpersonal. Sie messen dafür meist mit einer geringeren Auflösung als Lidars oder Höhenforschungsraketen. Lidars sind wesentlich anfälliger für Störungen und benötigen klaren, wolkenfreien Himmel. Dafür können sie aber andere Parameter messen als Radare. Außerdem verbinden sie eine recht hohe vertikale Auflösung (100 m) mit kontinuierlichen Messungen über einen großen Zeitraum an einem Ort. Höhenforschungsraketen liefern dagegen immer nur Momentaufnahmen wie bei einem Schnappschuss, d.h. sie ermöglichen keine kontinuierlichen Ergebnisse, da man ja nicht ständig Raketen in die Atmosphäre schießen kann. Verglichen mit Radaren und Lidars ist ihr Einsatz zudem relativ teuer, weshalb sie nur begrenzt eingesetzt werden. Verglichen mit Satelliten allerdings sind sie eine kostengünstige Alternative und können Messinstrumente für spätere Satellitenmissionen zu Testzwecken erproben. Sie messen dafür oft mit einer größeren Genauigkeit (1–10 m) [*Siebert et al.*, 1999].

Die Instrumente messen in unterschiedlichen Höhenbereichen. In Abbildung 1.2 sind die Bereiche verschiedener Radar- und Lidartypen (vgl. auch die Abschnitte 2.2 und 3.2) dargestellt. Gut zu erkennen ist, dass Meteor-Radare und Metall-Lidars einen vergleichbaren Höhenbereich abdecken. Dies liegt natürlich daran, dass die von Metall-Lidars beobachteten Metallschichten ihren Ursprung in dem verdampften meteorischen Staub haben. RMR-Lidars wiederum messen von etwa 30 bis 80 km, während ICS (Incoherent Scatter) Radare von 80 km Höhe aufwärts messen. Neben den unterschiedlichen Höhenbereichen werden aber auch teilweise unterschiedliche Parameter gemessen. Höhenforschungsraketen wiederum haben ganz unterschiedliche Höhenbereiche. Je nach Raketenmotor (siehe dazu Tabelle 4.1 in Abschnitt 4.1) können Apogäen (Erdferne, der maximale Abstand zur Erde) von unter 200 bis über 1000 km erreicht werden.

2 Radar

Radio-Detection and Ranging, kurz Radar, kann bodengebunden zur Fernerkundung genutzt werden. Dabei werden elektromagnetische Wellen verwendet, um unterschiedliche Streuer nachzuweisen und Informationen über diese zu gewinnen.

Das Radarprinzip besteht darin, dass ein Sender gebündelte elektromagnetische Wellen aussendet. Diese werden an Streuern reflektiert, das zurückgestreute Signal wird vom Empfänger wieder aufgefangen. Aus dem rückgestreuten Signal lassen sich dann verschiedene Informationen erhalten. Moderne Phased Arrays können z.B. aus dem Winkel, unter dem reflektiert wird, die Richtung zum Streuer feststellen. Aus der Laufzeit zwischen Senden und Empfangen wird die Entfernung bestimmt. Über den Dopplereffekt kann eine radiale Geschwindigkeit ermittelt werden. In der Atmosphärenphysik stellen Radare daher eine wichtige Fernerkundungstechnik dar.

2.1 Grundlagen

Grundsätzlich kann mit allen Atmosphären-Radaren Wind gemessen werden. In Abbildung 2.1 ist die Atmosphäre mit ihren Phänomenen, die für Radare von Interesse sind, dargestellt. Hauptsächlich werden dynamische Prozesse untersucht. In der Abbildung ist gut zu erkennen, dass die Temperaturprofile im Sommer und im Winter deutlich voneinander abweichen. Besonders stark macht sich dies in der Mesopausenregion bemerkbar, und ermöglicht so erst die Bildung von PMSEs und NLCs. Da zudem in dieser Höhe Meteoroiden auftreten, ist diese Region für Radare in der Atmosphärenphysik so interessant.

Der Streuprozess in der Atmosphäre kann als Variation des Brechungsindexes verstanden werden. Diese Variationen werden durch Druck, Temperatur und relative Feuchtigkeit verursacht. Im Bereich der Mesosphäre kommt zusätzlich freien Elektronen eine Bedeutung zu, um die Radarrückstreuung zu erklären. Dies lässt sich in Form der Radargleichung darstellen:

$$n = 1 + 77.6 \cdot 10^{-6} \frac{P}{T} + 3.73 \cdot 10^{-1} \frac{e}{T^2} - 40.3 \frac{N_e}{f_0^2}$$
(2.1)

n - Brechungsindex

T - Temperatur (in K)



Abbildung 2.1: Atmosphärische Phänomene, bei deren Untersuchung Radare genutzt werden

- p Druck (in mb)
- e (partieller) Wasserdampfdruck (in mb)
- N_e Elektronendichte (in m^{-3})
- f_0 Trägerfrequenz (in Hz)

Das zurückgestreute Signal hat also seine Ursache in einer Vielzahl physikalischer Prozesse, die vor allem auf das Vorhandensein von Wellen, Turbulenz und Feuchte zurückzuführen sind.

2.2 Radar-Typen

Es gibt mehrere Möglichkeiten, nach denen Radarsysteme in Typen eingeteilt werden können. Man kann die verwendete Sendefrequenz, den Höhenbereich, in dem gemessen wird, oder die verwendete Methode zur Grobeinteilung heranziehen. Um die Atmosphäre zu erforschen, nutzen Radare Frequenzbereiche von MF (Medium Frequency) bis UHF (Ultra High Frequency). In Tabelle 2.1 sind die verwendeten Bereiche mit ihren Wellenlängen aufgelistet.

In der Atmosphärenphysik wird der Höhenbereich, in dem gemessen wird, durch die entsprechende Schicht angegeben. MST sind die Schichten Mesosphäre, Statosphäre, und Troposphäre, wobei MST-Radare eigentlich nur in der Troposphäre, unteren Stratosphäre und in der Mesosphäre messen können. MLT ist ein Akronym für Mesosphere and Lower Thermosphere. Die Ionosphäre ist ebenfalls ein Teil der Atmosphäre, in der manche Radare Messungen vornehmen können.

Tabelle 2.1. Frequenzbereiche für Radare					
Bereich	Frequenz	Wellenlänge (in Luft)			
MF (Medium Frequency)	0.3 MHz - 3 MHz	1000 m - 100 m			
HF (High F.)	3 MHz - 30 MHz	100 m - 10 m			
VHF (Very High F.)	30 MHz - 300 MHz	10 m - 1 m			
UHF (Ultra High F.)	300 MHz - 3000 MHz	1 m - 0.1 mm			

Tabelle 2.1: Frequenzbereiche für Radare

Tabelle 2.2: Radar-Typen mit typischen Arbeitsparametern						
Radar-Typ	Frequenz-	Wellenlänge	Durchschn.	Antennen-	Höhen-	
	bereich	in nm	Leistung	größe in	bereich	
			in kW	Wellenlängen		
MF-Radar	MF-HF	150-50	0.01-1	1-10	MLT / Io.	
HF-Radar	$_{ m HF}$	300-10	0.01 - 5	0.5 - 1	Th. / Io.	
(Ionosonde)						
Coherent Radar	HF-VHF	30-1	0.1-1	5-50	Th. / Io.	
Meteor Radar	HF-VHF	10-6	0.1 - 10	2-10	MLT	
MST Radar	VHF	6-7	1-100	5-50	MST	
ICS-Radar	VHF-UHF	6-0.25	100-300	100-300	MLT / Io.	

Nach Methoden lassen sich Atmosphären-Radare nach DBS (Doppler Beam Swinging) oder SA (Spaced Antenna, *Briggs* [1984]) unterscheiden. In *Woodman and Guillen* [1974], *Baelen et al.* [1990] und in *May* [1990] z.B. wird Doppler Beam Swinging aufgezeigt. Bei Messungen in *Röttger and Vincent* [1978], *Röttger* [1981], *Larsen and Röttger* [1989], *Briggs* [1992] sowie *Holdsworth* [1999] wurde z.B. Spaced Antenna verwendet. In Abschnitt 2.3 werden diese beiden Methoden näher erläutert.

In Tabelle 2.2 sind die Radare aufgelistet, die für die Atmosphärenphysik relevant sind. Die Abkürzung Io. steht für die Ionosphäre, Th. für die Thermosphäre und ICS für Incoherent Scatter. In den folgenden Abschnitten werden die Typen näher erläutert. In Abbildung 2.2 ist dargestellt, in welchem Höhenbereich welche Radartypen messen. Ein Review über den Stand der Messungen mit MST-Radaren liefert *Hocking* [1997b], Informationen zu Interferometrie und Abbildungstechniken sind in *Chau* [2003] und Anwendungen für Meteoroiden sind in *Elford* [2001] zu finden. Die Beiträge von MST-Radaren und Incoherent Scatter Radaren zur Erforschung der Mittleren Atmosphäre sind in *Röttger* [1991] veröffentlicht.

2.2.1 MF-Radar

Beim MF-Radar werden Frequenzen aus dem MF-Bereich verwendet. Das Messprinzip besteht darin, dass über eine Sendeantenne elektromagnetische Impulse nach oben in die Atmosphäre abgestrahlt werden und nach partiellen Reflexionen an Irregularitäten des Brechnungsindexes im Bereich der D-Region im Bereich der Mesosphäre mit drei



Abbildung 2.2: Radar-Typen mit ihrem Messbereich in der Atmosphäre

räumlich getrennten Empfangsantennen (Spaced Antenna, SA) aufgenommen werden. Einen Überblick über Spaced Antenna liefert *Holdsworth and Reid* [1997]. Daraus lässt sich das Windfeld in der Mesosphäre mittels einer Korrelationsmethode ableiten [z.B. in *Woodman and Guillen*, 1974, siehe auch Abschnitt 2.3.1].

2.2.2 HF-Radar

Im HF-Bereich können verschiedene Radartypen arbeiten. Dies sind Ionosonden, Coherent Scatter Radare sowie Meteor-Radare.

Ionosonden senden vertikal nach oben ein Signal aus, dass einen Frequenzbereich durchläuft und in der Ionosphäre reflektiert wird. Messdaten werden in einem Ionogramm dargestellt. Genaue Informationen sind in *Reinisch* [1996] zu finden.

Coherent Scatter Radare oder Meteor-Radare (siehe Abschnitt 2.2.3) können sowohl im VHF als auch im HF-Bereich arbeiten. Es werden Coherent Scatter Radare auch als Irregularity Scatter Radare bezeichnet, der Begriff "Coherent" dient vor allem einer Abgrenzung zu den Incoherent Scatter Radaren (siehe Abschnitt 2.2.4), da die zugrunde liegenden Streuprozesse unterschiedlich sind. Genauere Informationen zu diesen Radaren sind z.B. in *Hanuise and Crochet* [1977] und in *Greenwald* [1996] zu finden.

2.2.3 Meteor-Radar

Meteor-Radare sind meist VHF-Radare. Das Prinzip eines Meteor-Radars wurde bereits 1961 durch McKinley begründet [*McKinley*, 1961]. Mit diesen können Meteoroiden und Objekte, die in die Erdatmosphäre eintreten, observiert werden. Meteoroiden bilden beim Eintritt in die Atmosphäre ein ambipolares Plasma, welches mit dem Radar detektiert werden kann. Außerdem verdriften die ionisierten Meteor-Spuren durch den neutralen Wind. Indem man die radiale Dopplergeschwindigkeit und den Winkel des Radarechos misst, wird das Windfeld bestimmt [z.B. in *Roper*, 1984; *Hocking*, 1997a]. Mittlere Winde zwischen 80 und 100 km Höhe können so ermittelt werden.

Das Messprinzip besteht darin, dass kurze elektromagnetische Impulse von einer Sendeantenne ausgesendet und von den Ionisationsspuren einfallender Meteoroide zurückreflektiert werden, wenn die Spur senkrecht zum Radarstrahl steht. Mit einer aus fünf Yagiantennen bestehenden Empfangsantenne wird das Meteorecho aufgenommen und interferometrisch ausgewertet. Für jede mit dem Neutralgaswind bewegte Ionisationsspur kann so Zeit, Ort, Echoamplitude und radiale Geschwindigkeit bestimmt werden. Aus vielen Messungen kann so beispielsweise das Windfeld im Bereich zwischen 80 und 100 km Höhe abgeleitet werden. Mit täglich etwa 10000 Meteoroiden ist deren Anzahl dafür mehr als ausreichend [aus http://solarsystem.nasa.gov/planets/profile.cfm?Object=Meteors]. Anwendungsgebiete sind Meteor-Astronomie und Atmosphärenphysik.

Eine kommerzielle Version von Meteor-Radaren sind all-sky Interferiometric Meteor Radars (SKiYMET) vom Hersteller Genesis Software. SKiYMET Radare werden z.B. in Juliusruh (Deutschland), Kiruna (Schweden) und auf Andenes (Norwegen) eingesetzt, weltweit gibt es ungefähr 30 Systeme (siehe Tabelle 2.9 in Abschnitt 2.5). SKiY-METs sind detailliert in *Hocking et al.* [2001] beschrieben, weitere Publikationen mit ihnen sind u.a. *Hocking et al.* [2004] und *Swarnalingam et al.* [2008].

2.2.4 ICS Radar und HPLA Radar

HPLA steht für High Power Large Aperture und beschreibt damit Radare mit einer hohen Leistung und großer Antennenfläche. Dies ist natürlich mit einem großen technischen Aufwand verbunden. In Tabelle 2.8 sind die aktuellen Systeme aufgelistet und in Abschnitt 2.4.5 näher beschrieben. Eine Möglichkeit für HPLA-Radare zu messen, ist inkohärente Streuung. Diese wird für Messungen in der Ionosphäre eingesetzt und beruht auf Streuung der elektromagnetischen Strahlung in Gas oder Partikeln (meistens Elektronen). Ein Radarstrahl wird in der Ionosphäre an einem Elektron im Plasma gestreut, das inkohärente Streusignal gibt über die Elektronendichte, die Temperatur von Ionen und Elektronen, die Zusammensetzung der Ionen und die Geschwindigkeit von Plasma Aufschluss. Wenn ein detektiertes Objekt sich relativ zum Sender bewegt, so tritt eine Dopplerverschiebung auf. Elektronen sind zwar in Bewegung, aber eher zufällig. Werden Messungen mit einem Incoherent Scatter Radar vorgenommen, so entsteht das Radarecho durch eine große Anzahl an Elektronen und entspricht daher keiner einzelnen Frequenz sondern einem Spektrum nahe der Transmitterfrequenz. An der Breite von diesem Spektrum lässt sich dann die Elektronen- oder Ionen-Temperatur in der Ionosphäre bestimmen.

Meistens verwenden ICS (Incoherent Scatter) Radare Frequenzen zwischen 50 und 1300 MHz. In *Mathews* [1984] und in *Turunen* [1996] wird die inkohärente Streuung als Möglichkeit für Untersuchungen in der D-Region der Ionosphäre untersucht. In *Röttger* [1989] sind die grundlegenden Prinzipien von ICS und MST Radaren beschrieben.

2.3 Methoden

Grundlegend können Radare entweder als Spaced Antenna (SA) oder Doppler Beam Swinging (DBS) aufgebaut sein. In *Briggs* [1980] findet sich ein Vergleich der beiden Radarmethoden Spaced Antenna und Doppler Beam Swinging hinsichtlich der Beobachtung von Wind und Turbulenz in der Atmosphäre.

2.3.1 Spaced Antenna

Bei der SA-Methode werden mehrere Antennen zum Empfangen verwendet. Diese müssen räumlich getrennt sein. Aus der Entfernung zueinander und der Zeitdifferenz, mit der jeweils zwei Antennen ein Objekt, an dem zurückgestreut wird, detektieren, lässt sich die Geschwindigkeit des Objektes bestimmen. Dabei werden die Antennen in einer Kreuzform angeordnet, um beide Komponenten von horizontalen Winden zu bestimmen. Genauere Informationen sind in *Briggs* [1984] zu finden.

Vorherrschende Winde wurden z.B. in *Röttger and Vincent* [1978]; *Röttger* [1981]; *Larsen and Röttger* [1989]; *Briggs* [1992] sowie *Holdsworth* [1999] mit dieser Methode erforscht.

Die Full Correlation Analysis (FCA) wird von SA-Radaren verwendet. Es gibt aber auch Radare, die zwar in SA aufgebaut sind, aber dennoch nach DBS messen können. Es ist sogar von Vorteil, wenn Radarsysteme vielseitig einsetzbar sind. Um z.B. mit großen Antennenfeldern wie bei MAARSY (siehe 2.4.3) die SA Methode zu nutzen, können verschiedene Teile des Feldes unterschiedlich eingesetzt werden, z.B. eine Hälfte nur zum Senden. Grundsätzlich kann die SA-Methode von inkohärenten und kohärenten Systemen genutzt werden [*Larsen and Röttger*, 1989]. Seit Ende der vierziger Jahre wurde diese Methode verwendet und verbessert. Einen Überblick liefert *Holdsworth and Reid* [1997].

2.3.2 Doppler Beam Swinging

Bei DBS wird wie der Name schon sagt der Dopplereffekt genutzt. Hierbei lassen sich daher auch vertikale Winde ermitteln. Die Review-Artikel [z.B. *Gage and Balsley*, 1978; *Balsley and Gage*, 1982; *Larsen and Röttger*, 1982; *Röttger*, 1984] geben dazu einen Überblick. Bereits in *Woodman and Guillen* [1974] wurden mit VHF-Radaren erste

Windmessungen durchgeführt, dafür wurde DBS genutzt. Anschließend wurde die Methode stetig verbessert, Veröffentlichungen sind z.B. *Baelen et al.* [1990] und in *May* [1990]. Das Messprinzip besteht darin, dass Radarechos dopplerverschoben detektiert werden. Die Dopplerverschiebung kommt durch eine Bewegung der Streuer zustande. Diese kann durch zufällige Variationen der Winde begründet sein. Wenn die Streuer sich unterschiedlich bewegen, führt dies zu einer Funktion von verschiedenen Dopplerfrequenzen. Bewegen sie sich hingegen in einer horizontalen Ebene mit konstanter Geschwindigkeit ohne Fluktuationen, so kommt es dennoch zu einem Spektrum, da die Antennenkeule einen gewissen Bereich abdeckt. Die verwendete Antenne muss dafür schwenkbar sein, es kann aber anders als bei SA auch dieselbe Antenne zum Senden und Empfangen genutzt werden.

Die von DBS-Radaren verwendete Methode heißt ebenfalls Doppler Beam Swinging. Ebenso gibt es aber auch Radare, die zwar in DBS aufgebaut sind, aber die Full Correlation Analysis nutzen können.

2.4 Standorte

In der Zusammenfassung des Radarabschnittes (2.5) sind die Standorte von MF-Radaren, ICS- und HPLA-Radaren sowie Meteor-Radaren aufgelistet.

Ebenfalls dort sind die Radare von SuperDARN (Super Dual Auroral Radar Network). Dieses Netzwerk besteht aus 32 HF-Radaren, mit denen auf Frequenzen zwischen 8 und 20 MHz in Polarregionen Ort und Geschwindigkeit von Plasmairregularitäten in der Ionosphäre gemessen werden kann. Derzeit arbeiten 21 Radare auf der Nord- und 11 auf der Südhalbkugel unter internationaler Beteiligung. Genauere Informationen zu den Stationen findet man in *http://superdarn.jhuapl.edu/index.html*. Die SuperDARN-Radare sind alle grundlegend identisch aufgebaut. Nähere Informationen zur Funktionsweise und zum geometrischen Aufbau des Radarsichtfelds vom Syowa East / West Radar sind in *Ogawa et al.* [2002] zu finden.

Im Folgenden sind zunächst wichtige Radarstandorte im Nordeuropäischen Raum beschrieben, in Abschnitt 2.4.5 folgen Standorte von ICS- und HPLA-Radaren.

2.4.1 IAP Kühlungsborn (Deutschland)

Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (kurz IAP) befindet sich nahe Kühlungsborn auf den geografischen Koordinaten 54°07'N, 11°46'O auf 70 m Höhe und beschäftigt sich mit den Eigenschaften der Atmosphäre. Die wichtigsten sind hierbei Temperatur und Wind, in Abhängigkeit von der Höhe in verschiedenen Schichten der Atmosphäre.

Zur Erforschung finden dabei verschiedene Messinstrumente Verwendung, die nicht nur

Frequenz	53.5 MHz
Spitzenleistung	90 kW
mittlere Leistung	$4.5~\mathrm{kW}$ bei $5~\%$ Duty Cycle
Höhenbereiche	1 bis 18 km, 65-95 km (MST)
Entfernungsauflösung	$150~{\rm m},300~{\rm m},600~{\rm m},1000~{\rm m}$
Zeitauflösung	ca. 1 min

Tabelle 2.3: Technische Parameter von OSWIN in Kühlungsborn

in Kühlungsborn stationiert sind. An Radarsystemen ist in Kühlungsborn lediglich das VHF-Radar OSWIN ansässig, weitere sind bei Andenes auf Andøya in Norwegen sowie bei Juliusruh auf Rügen in Deutschland. Siehe dazu die Abschnitte 2.4.2 und 2.4.3. Das Ostsee-Wind-Radar, kurz OSWIN, ist ein VHF-Radar zur Erforschung der Dynamik und Struktur von der Troposphäre bis zur Mesosphäre. Hier wurde von September 1997 bis September 1998 in Kühlungsborn gemessen. Seit Sommer 1999 arbeitet das bestehende Antennenfeld mit einer neuen Sende-Empfangstechnik, welche aus 144 vier-Elemente Yagiantennen besteht, wobei in einer 6x6-Matrix angeordnet jeweils vier Antennen Subsysteme bilden, als neues OSWIN-Radar. Davon werden vom Antennenfeld im SA-Modus im Empfangsfall jeweils sechs Subsysteme zusammengefasst, die maximal sechs Empfangskanälen zugeordnet werden können. Im DBS-Modus hingegen kann die Antennenkeule in jeweils drei Zenitwinkel (7, 13 oder 20°) in die vier Himmelsrichtungen Norden, Süden, Osten oder Westen geschwenkt werden. In Tabelle 2.3 sind die technischen Parameter zusammengefasst. Wie alle Radarsysteme, mit denen das IAP arbeitet, wird das OSWIN unbeaufsichtigt betrieben, im Gegensatz zu den Lidars.

2.4.2 Juliusruh, Rügen (Deutschland)

Auf der Insel Rügen befindet sich die Außenstation Juliusruh (54°38'N, 13°24'O), hier führt das IAP Messungen durch (vgl. Abschnitt 2.4.1). Diese ist mit einem 3-MHz-Radar, einer Ionosonde sowie zwei Meteor-Radaren ausgestattet.

Das MF-Radar, das nach dem FMCW (Frequency Moduled Continuous Wave) Radarverfahren gearbeitet hat, wurde zwischen 1990 und 2003 betrieben. Im Frühjahr 2003 wurde es durch ein neues Impuls-Doppler-Radar mit der selben Frequenz ersetzt, und im Sommer 2005 erfolgte die Erweiterung durch ein neues modulares Sende- und Empfangssystem mit verteilter Leistung und einer sogenannten Mills-Cross-Antenne. Die derzeitigen Technischen Parameter sind in Tabelle 2.4 aufgeführt. Es kann mit der DBS-Methode gearbeitet werden, ebenso sind interferometrische Beobachtungen sowie die Anwendung unterschiedlicher Polarisationen für die Sende- und Empfangssignale möglich. In *Hoffmann et al.* [2007] wurde dieses Radar neben anderen verwendet, um durch Sudden Stratospheric Warming (SSW) ausgelöste Schwankungen von Wind

Parameter	MF-Radar	Meteor-Radare
		(2 Stück)
Frequenz	3.18 MHz	$32.55\mathrm{MHz}$ / $53.5\mathrm{MHz}$
Spitzenleistung	$128\mathrm{kW}$	$12\mathrm{kW}$
Höhenbereiche	50 bis $100 \mathrm{km}$	80 bis $100 \mathrm{km}$
Entfernungsauflösung	$4\mathrm{km}$	$2\mathrm{km}$

Tabelle 2.4: Technische Parameter der Radare in Juliusruh

und Temperatur in der Mesosphäre in Abhängigkeit von Längen- und Breitengrad zu erforschen.

Weiterhin gibt es in Juliusruh zwei Meteor-Radare. Hiermit werden kontinuierlich Meteorbeobachtungen seit November 2007 auf einer Frequenz von 32.55 MHz und 53.5 MHz durchgeführt. Es wird eine Spitzenleistung von 12 kW erreicht und die Impulsbreite ist 13.3 µs. Eine Entfernungsauflösung von 2 km wird erreicht. Als Sender dient eine gekreuzte drei-Elemente Yagiantenne und als Empfänger fünf gekreuzte zwei-Elemente Yagiantennen. In *Jacobi et al.* [2009] wurden mit dem MF-Radar und den Meteor-Radaren vergleichende Messungen zu Winden vorgenommen.

Seit März 1995 arbeitet zudem eine Ionosonde vom Typ DPS (Digital Portable Sounder) kontinuierlich. Es werden im Frequenzbereich kurze elektromagnetische Impulse senkrecht in die Ionosphäre gestrahlt, dort reflektiert und dann wieder aufgefangen. Aus den ionosphärischen Echos werden Amplitude, Laufzeit, Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallswinkel abgeleitet und in einem Ionogramm abhängig von der Frequenz dargestellt. Die Frequenzen werden zwischen 1 und 30 MHz in 50 kHz–Schritten durchlaufen, die Spitzenleistung beträgt 250 W. Zum Senden wird eine gekreuzte Rhombusantenne mit einem 70 m hohen Mast und zum Empfangen vier gekreuzte Rahmenantennen verwendet. Mit dieser Ionosonde wird eine virtuelle Entfernungsauflösung von 2.5 km erreicht. Ermittelt werden ionosphärischen E, E_s, F_1 und F_2 Schichten sowie Elektronendichteprofile von 100 bis 250 km. Langzeitige Untersuchungen zur Mesosphäre und Thermosphäre sind in *Bremer* [1997] zu finden, es wurde u.a. auch mit Ionosonde in Juliusruh gemessen.

2.4.3 Andøya Rocket Range, Andenes (Norwegen)

An der Andøya Rocket Range, auf der Insel Andenes in Norwegen, werden unter anderem Radare und Höhenforschungsraketen eingesetzt. Der Standort wurde so ausgewählt, um die Atmosphäre in polaren Breiten zu erforschen. Dort befinden sich ein VHF-Radar (MAARSY), die beiden MF-Radare Andenes-MF-Radar und SAURA-MF-Radar sowie ein SKiYMET (All Sky Interferiometric Meteor Radar).

Am 12.10.1998 wurde das ALWIN-Radar, Abkürzung für ALOMAR-Wind-Radar, fer-



Abbildung 2.3: Antennenfeld von MAARSY, Foto: Ralph Latteck

tiggestellt, um Messungen zur Dynamik und Struktur der Tropospäre bis zur Mesosphäre durchzuführen. Dieses VHF-Radar war an den Koordinaten 69.17°N, 16.01°O positioniert. Kontinuierlich und unbeaufsichtigt konnten Höhenprofile des dreidimensionalen Windvektors und der Radarreflektivität nach der Spaced-Antenna (SA) und der Doppler-Beam-Swinging (DBS) Methode erstellt werden. Der Aufbau des Systems ist in *Latteck et al.* [1999] detailliert beschrieben. Seit 2003 konnten zusätzlich durch eine separate Sendeantenne und einem räumlich abgesetzten Empfangsantennenfeld auf Kampagnenbasis die Ionisationsspuren einfallender Meteoroide untersucht werden. Aus der Echoamplitude, der radialen Geschwindigkeit und der Lebensdauer der Echos kann das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80 und 100 km und die mittlere Temperatur bei 87 km Höhe ermittelt werden. Ergebnisse zu PMSE Beobachtungen sind z.B in *Havnes et al.* [2001] und *Bremer et al.* [2003] zu finden, Eispartikel wurden in *Hervig et al.* [2011] erforscht.

Seit dem Frühjahr 2010 liefert das Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAAR-SY), ein monostatisches Radar mit einer aktiven Phased-Array-Antenne, Messergebnisse und setzt damit die Messreihen von ALWIN fort. MAARSY ist ein HPLA-Radar und am Standort vom ALWIN stationiert. Ein Forschungsschwerpunkt ist es, die horizontalen Strukturen von PMSE mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu erfassen, die durch mesosphärische Eiswolken verursacht werden, sowie dreidimensionale Strukturen des Windfeldes und turbulenter Parameter zu untersuchen. Der Betrieb ist in Doppler-Beam-Swinging (DBS), Spaced Antenna (SA), Multiple Beam sowie im Meteor-Modus möglich [Latteck et al., 2010, 2012b]. Dafür wird ein großes Antennenfeld verwendet, bei dem Teile unterschiedlich angesteuert werden können. In Abbildung 2.3 ist das Antennenfeld zu sehen. Technische Details zum System sind in Latteck et al. [2010], dazu erste Ergebnisse in Latteck et al. [2012b] beschrieben. Weiterhin sind in Latteck et al. [2012a] Untersuchungen von PMSE zu finden. In Rapp et al. [2011a] sind erste dreidimensionale Beobachtungen von Polar Mesospheric Winter Echos (PM-WE) veröffentlicht. Ein weiterer Forschungsschwerpunkt von MAARSY ist die Untersuchung von kleinsten Schwerewellen und die zugrunde liegenden Streuprozesse in der Mesosphärenregion [Stober et al., 2012a]. In Tabelle 2.5 sind die technischen Parameter

Parameter	ALWIN	MAARSY	
	(bis 2009)	(seit 2011)	
Frequenz	53.5 MHz	53.5 MHz	
Spitzenleistung	36 kW	ca. $800~\mathrm{kW}$	
Höhenbereiche	1-18 km / 65-95 km	ca. 2-100 km $$	
Entfernungsauflösung	150 m, 300 m, 600 m, 1000 m	$\geq 50m$	
Zeitauflösung	$etwa \ 1 \ min$	etwa 1 min	
Effektive Antennenfläche	$1900 \mathrm{m}^2$	ca. $6300 \mathrm{m}^2$	

Tabelle 2.5: Technische Parameter der Radare ALWIN und MAARSY in Andenes

von MAARSY sowie ALWIN aufgelistet und gegenüber gestellt.

Auf der Insel befinden sich des Weiteren zwei MF-Radare. Das Andenes-MF-Radar steht an den geografischen Koordinaten 69.27°N, 16.04°O. Dieses Radar arbeitet auf einer Frequenz von 1.98 MHz mit einer Spitzenleistung von 40 kW. Es wird eine Gauß-Impulsform mit einer Impulsbreite von 27 μ s verwendet und eine Entfernungsauflösung von 4 km erreicht. In *Singer et al.* [1997] sind der genaue Aufbau und die ersten Ergebnisse nachzulesen. Die Sendeantenne arbeitet mit vier zirkular-polarisierten, die Empfangsantenne mit drei gekreuzten zirkular-polarisierten Halbwellendipolen. Mit Halbstundenwerden werden täglich Komponenten des Grundwindes sowie die 12h- und die 24h-Gezeitenkomponente bestimmt. Neben anderen Standorten wurde dieses Radar verwendet, um jahreszeitliche Unterschiede in hohen nördlichen und südlichen Breiten zu untersuchen [*Riggin et al.*, 2003].

Im Juli 2002 wurde ein zweites MF-Radar mit geringer Strahlbreite an den Koordinaten 69.14°N, 16.02°O aufgebaut. An diesem Radar, dem Saura-MF-Radar, sind die Andøya Rocket Range und das IAP beteiligt. Das Radar arbeitet auf einer Frequenz von 3.17 MHz mit einer Spitzenleistung von 116 kW. Die Impulsbreite kann 7, 10 oder 13.3 µs betragen, die 3dB-Strahlbreite ist 6.4°. Es kann der Höhenbereich von 50 bis $100 \,\mathrm{km}$ mit einer Entfernungsauflösung von 1 km untersucht werden [Engler et al., 2008]. Forschungsinteresse ist die Untersuchung der Dynamik in der oberen Mesosphärenregion. Zusammen mit dem VHF-Radar können so die Eigenschaften der atmosphärischen Dynamik von Funkwellen in einem breiteren Frequenzbereich im gleichen Messvolumen erforscht werden. Zu Beginn wurden Messergebnisse nur mit der SA-Methode aufgenommen, seit April 2003 sind auch DBS-Messungen möglich. Der alternierende Betrieb mit unterschiedlichen Polarisationen bewirkt, dass die Elektronendichte in etwa 65 bis 85 km Höhe aus differentiellen Absorptions- und Phasenmessungen ermittelt werden kann. Das System sowie erste Messergebnisse sind in Singer et al. [2003] zu finden, weitere Beobachtungen von Wind und Temperatur in Hoffmann et al. [2007].

Seit Oktober 2001 liefert zudem ein Meteor-Radar kontinuierlich Messergebnisse. Es handelt sich dabei um ein SKiYMET. Es arbeitet mit einer Frequenz von $32.55\,\mathrm{MHz}$

		v	
Parameter	Andenes MF	Saura-MF	SKiYMET
Frequenz	1.98 MHz	$3.17 \mathrm{~MHz}$	$32.55 \mathrm{~MHz}$
Spitzenleistung	40 kW	116 kW	20 kW
Höhenbereich	50 bis $100~\mathrm{km}$	$50~{\rm bis}$ 100 km	80 bis 100
Entfernungsauflösung	$2 \mathrm{km}$	$1 \mathrm{km}$	$2 \mathrm{km}$
Methode	SA	SA/DBS	Meteor

Tabelle 2.6: Technische Parameter weiterer Radarsysteme in Andenes

bei einer Spitzenleistung von 20 kW, die Impulsbreite beträgt 13.3 µs. Es wird eine Entfernungsauflösung von 2 km erreicht, als Sender wird eine gekreuzte drei-Elemente Yagiantenne und als Empfänger fünf gekreuzte zwei-Elemente Yagiantennen verwendet. Mit diesem Radar ist die Beobachtung von individuellen Meteorechos hinsichtlich von Zeit, Ort, Echoamplitude und radialer Geschwindigkeit möglich, außerdem kann die Temperatur in 90 km Höhe (aus dem ambipolaren Diffusionskoeffizienten) sowie das Windfeld in 80 bis 100 km Höhe bestimmt werden. Von den einfallenden Meteoroiden werden Eintrittsgeschwindigkeit und Radiant ermittelt, außerdem können anhand der Daten die jahreszeitliche Variation untersuchen werden [z.B. in *Stober et al.*, 2013, und Referenzen darin].

In Tabelle 2.6 [aus *Stober et al.*, 2013] sind die wichtigsten Eigenschaften der MF-Radare und des Meteor-Radars gegenüber gestellt. In *Stober et al.* [2013] ist ein Vergleich der verschiedenen Radarsysteme mit insitu Messmethoden bezüglich von Windmessungen in der Troposphäre und Mesosphäre zu finden.

2.4.4 Esrange (Schweden)

In Nordschweden in der Nähe von Kiruna befindet sich das Esrange Space Center (ESC). Hier gibt es ein SKiYMET sowie ESRAD (Esrange MST Radar). ESRAD wird in Zusammenarbeit vom Esrange Space Center (ESC) und vom Swedish Institute of Space Physics (in Kiruna) betrieben. In *Olsen et al.* [1997] ist dieses Radar näher beschrieben. Von Oktober 1999 bis Dezember 2002 wurden in Esrange mit dem Meteor-Radar Wind untersucht. Genaueres ist in *Pancheva and Mitchell* [2004] veröffentlicht. Zusammen mit dem SuperDARN in Hankasalmi in Finland wurden in *Ogawa et al.* [2003] mit ESRAD PMSE untersucht, in *Arnold et al.* [2003] mit dem Meteor-Radar Winde.

2.4.5 ICS und HPLA Radare

Zu den ICS Radaren zählen die Radare in Jicamarca (Peru), Arecibo (Puerto Rico), Millstone Hill (nahe Boston in den USA), Sondrestromfjord (Grönland) sowie das MU-Radar (Middle and Upper Atmosphere Radar) in Japan und die Radare von EISCAT

(European Incoherent Scatter Scientific Association). EISCAT ist Mitte der 1970er Jahre von den sechs europäischen Staaten Deutschland, Frankreich, Finland, Norwegen, Schweden und Groß Britannien ins Leben gerufen worden, um die Möglichkeiten für Radartechniken mit inkohärenter Streuung zur Erfoschung der Aurora und der Ionosphäre an hohen Breitengraden zu nutzen. 1996 schlossen sich Japan und 2006 China an. EISCAT betreibt drei Incoherent Scatter Radare. Ein UHF-Radar mit 930 MHz ist in Tromsø, Kiruna und Sodankylä (aber ausgestellt), ein weiteres mit 500 MHz auf Svalbard nahe Longyearbyen sowie ein VHF-Radar mit 224 MHz in Tromsø. Das 930 MHz Radar befindet sich an drei Orten und hat eine Spitzenleistung von 2 MW. Detaillierte Informationen sind in Folkestad et al. [1983] zu finden. Das 500 MHz Radar in Tromsø hat eine Spitzenleistung von 1 MW. Das 224 MHz Radar in Tromsø hat eine Spitzenleistung von 1.5 MW [Strelnikova and Rapp, 2013]. Detailliertere Beschreibung dieses Radars ist in Baron [1986] gegeben. Die Radare haben eine Entfernungsauflösung von 300 m. Genauere Eigenschaften der EISCAT Radare sind auch auf der Homepage [http://www.eiscat.se/groups/Documentation/BasicInfo/about/specifications] zu finden.

Röttger et al. [2012] legt die Beteiligung bei CAWSES (Climate and Weather of the Sun-Earth System) dar. Dabei wurde u.a. das AIMOS/Hammonia Modell mit EISCAT Daten verglichen. Weiterhin wurden mesosphärische Aerosole untersucht. Außerdem wurden z.B. Wellen, die durch Sudden Stratospheric Warming (SSW) entstehen, erforscht (z.B. in *Hoffmann et al.* [2007]). Beobachtungen zu Meteoren sind in *Campbell-Brown et al.* [2012], zu PMWE (Polar Mesospheric Winter Echos) in *Strelnikova and Rapp* [2013] und in *Kirkwood et al.* [2002] zu finden. PMSE werden in *Röttger et al.* [2007] untersucht.

AMISR (Advanced Modular Incoherent Scatter Radar) befindet sich an den Standorten Poker Flat und Resolute Bay. Veröffentlichungen sind hierzu z.B. *Dahlgren et al.* [2012] und *Bahcivan et al.* [In Press]. PFISR (Poker Flat Incoherent Scatter Radar) ist ebenfalls in Poker Flat. Veröffentlichungen sind z.B. *Nicolls et al.* [2007], *Mathews et al.* [2008], *Fentzke et al.* [2012] und *Varney et al.* [2009]. Weitere Publikationen von AMISR und PFISR sind unter *http://amisr.com/amisr/pubs/* zu finden.

Das Jicamarca-Radar und das MU-Radar können auch als MST-Radar aufgrund ihrer Frequenz von 50 MHz arbeiten. Das Radar in Millstone Hill arbeitet mit 430 MHz, das in Sondrestrom mit 1.3 GHz, während das in Arecibo mit flexibler Frequenz läuft. Veröffentlichungen zum Jicamarca Radar sind u.a. *Lehmacher et al.* [2007], *Vlasov et al.* [2007], *Kudeki et al.* [1999], *Chau and Kudeki* [2006] und *Hysell et al.* [2007]. Arecibo für sein Radioteleskop berühmt, welches das größte seiner Art ist und praktisch ein gesamtes natürliches Tal einnimmt. Dieses Teleskop besitzt einen Durchmesser von 304.8 m. Mit dem ICS Radar dort wurden z.B. Messungen für *Röttger et al.* [1981], *Janches et al.* [2006], *Fentzke et al.* [2009], *Strelnikova et al.* [2007], *Mathews et al.* [2008] und Aponte et al. [2005] vorgenommen. Das Millstone Hill in den USA hat als Forschungsschwerpunkt die untere Thermosphäre und Ionosphäre, Messergebnisse sind z.B. in Foster and Erickson [2000] und Zhang et al. [2003] zu finden. Veröffentlichungen mit dem Sondrestrom Radar sind z.B. Semeter et al. [2005] und Watermann et al. [2002].

Außerdem ist das MAARSY, welches in Andenes arbeitet, ein HPLA Radar (siehe Abschnitt 2.4.3). Bei diesem Radar kann der Strahl bis zu 30° gegen den Zenit geneigt werden. Außerdem besitzt es einen Mehrkanalempfänger. Es sind z.B. systematische Scanns, bildgebende Verfahren (Coherent radar imaging) sowie interferometrische Auswertungen möglich. Messergebnisse von MAARSY sind u.a. in *Rapp et al.* [2011a], *Latteck et al.* [2012b], *Latteck et al.* [2012a] und [*Stober et al.*, 2012a].

2.5 Zusammenfassung

In diesem Abschnitt sind Karten und Tabellen mit weiteren Informationen wie Frequenz und Veröffentlichungen der Standorte von Radaren zu finden. In Abbildung 2.4 sind Meteor- und MF-Radare dargestellt, die einzelnen Meteor-Radare in Tabelle 2.9 und die MF-Radare in Tabelle 2.7 zusammengefasst. In Abbildung 2.5 finden sich die HPLA-Standorte, in Tabelle 2.8 dazu weitere Informationen. In Abbildung 2.6 und in Tabelle 2.11 sind die SuperDARN Standorte zusammengestellt.



Abbildung 2.4: Standorte von MF und Meteor Radaren



Abbildung 2.5: Standorte von HPLA Radaren



Abbildung 2.6: Standorte von SuperDARN

Ort	Frequenz	Koordinaten	was gemessen?	misst seit	Publikationen
Adelaide	-	35°S, 139°O	MLT; Wind, Impuls,	1983	Vincent and Fritts [1987],
			Schwerewellen		Fritts and Vincent [1987],
					Reid et al. [1995]
Andenes	$1.98 \mathrm{~MHz}$	69.27°N, 16.04°O	MLT	-	Engler et al. [2008], Singer et al. [1998],
					Singer et al. [2000], Dowdy et al. [2007]
(Saura)	$3.17 \mathrm{~MHz}$	69.14°N, 16.02°O	MLT	-	Latteck et al. [2003], Singer et al. [2003]
Christmas Islands	-	$2^{\circ}N, 157^{\circ}W$	MLT	-	Manson et al. [2002], Kovalam et al. [1999],
					Luo et al. [2002]
Davis	$1.94 \mathrm{~MHz}$	69°S, 78°O	MLT; Wind, Schwerewellen	1994	Dowdy et al. [2001], Murphy et al. [2006]
			MST; Meteor,		Reid et al. [2006], Dowdy et al. [2007]
			T., Wind		Holdsworth et al. [2006],
Juliusruh	$3.18 \mathrm{~MHz}$	55°N, 13°O	MLT, T., Wind	1990/	Hoffmann et al. [1990]; Schminder et al. [1994]
				2005	Hoffmann et al. [2007]; Jacobi et al. [2009]
London (Canada)	-	43°N, 81°W	MLT	-	Manson et al. [2002]; Luo et al. [2002]
Maui, Hawaii	-	22°N, 157°W	MLT	-	Manson et al. [2002]
Platteville	-	40° N, 105° W	MLT	1988	Manson et al. [2002]
Poker Flat (Alaska)	$1.9555 \mathrm{~MHz}$	$65^{\circ}N, 147^{\circ}W$	MLT; Wind, Schwerewellen	1998	Dowdy et al. [2001], Dowdy et al. [2007]
Rothera	-	$67^{\circ}S, 68^{\circ}W$	MLT; Schwerewellen	-	Hibbins et al. [2005], Hibbins et al. [2007]
Saskatoon	-	$52^{\circ}N, 107^{\circ}W$	MLT	-	Manson et al. [2002]; Luo et al. [2002]
Scott Base	$1.98 \mathrm{MHz}$	$75^{\circ}\text{S}, 27^{\circ}\text{W}$	MLT; Winde, Gezeiten	-	Baumgaertner et al. [2005],
					Murphy et al. [2006]
Syowa	-	69°S, 39°O	MLT; Gezeiten		Murphy et al. [2006], Dowdy et al. [2007]
Tirunelveli	$1.98 \mathrm{~MHz}$	9°N, 78°O	MLT; Wind	-	Ratnam et al. [2001], Ramkumar et al. [2002],
					Kishore Kumar et al. [2007]
Tromsø	-	70°N, 19°O	MLT	-	Manson et al. [2002]; Luo et al. [2002]

Ort	Frequenz	Koordinaten	was gemessen?	misst seit	Publikationen
Andenes	53.5 MHz	69.30°N, 16.04°O	MST; Wind,	2009	Latteck et al. [2010], Latteck et al. [2012b],
(MAARSY)			Temperatur		Stober et al. [2012b]
Jicamarca	$50\mathrm{MHz}$	$12^{\circ}S, 77^{\circ}W$	MST;	1996	Kudeki et al. [1999], Chau and Kudeki [2006],
			MLT		Lehmacher et al. [2007], Vlasov et al. [2007],
					Hysell et al. [2007], Engler et al. [2008]
Arecibo	$430\mathrm{MHz}$	$18^{\circ}N, 67^{\circ}W$	MLT; MST	-	Röttger et al. [1981], Janches et al. [2006],
			Schwerewellen		Fentzke et al. [2009], Strelnikova et al. [2007],
					Mathews et al. [2008], Aponte et al. [2005]
Japan	$46.5\mathrm{MHz}$	35°N, 136°O	MST;	-	Hassenpflug et al. [2004], Nakamura et al. [1996]
(MU-Radar)			MLT; Na-Schicht		Miyagawa et al. [1999], Murayama et al. [1999]
Sondrestrom	$1.3\mathrm{GHz}$	$67^{\circ}N, 50^{\circ}W$	MLT, Ionosp.	_	Semeter et al. [2005], Watermann et al. [2002]
AMISR:					
(PFISR) Poker Flat	$450\mathrm{MHz}$	$65^{\circ}N, 147^{\circ}W$	MLT; PMSE,	-	Nicolls et al. [2007], Mathews et al. [2008],
			Met		Fentzke et al. [2012], Varney et al. [2009]
Res. Bay	$442.9 \mathrm{~MHz}$	$75^{\circ}N, 95^{\circ}W$	MLT; Ionosp.; PMSE	-	Dahlgren et al. [2012], Bahcivan et al. [In Press]
					Swarnalingam et al. [2008]
EISCAT:					
Tromsø	$931 \mathrm{~MHz}$	69°N, 19°O	MLT; MST; PMSE,	-	Röttger et al. [2007], Bremer et al. [1995],
Svalbard	$500 \mathrm{~MHz}$	78°N, 16°O	PMWE	1996	Kirkwood et al. [2002], Strelnikova and Rapp [2013]
Tromsø	$224 \mathrm{~MHz}$	69°N, 19°O		-	
Kiruna und		68°N, 20°O			
Sodankyl		67°N, 27°O			
Millstone	$440 \mathrm{~MHz}$	42.6°N, 71.5°W	Ionosphäre	-	Foster and Erickson [2000], Zhang et al. [2003]

Tabelle 2.8: Standorte der ICS- und HPLA-Radare

Ort	Koordinaten	was gemessen?	misst seit	Publikationen
Adelaide	35°S, 139°O	MLT	-	-
$Andenes^1$	69°N, 16°O	MLT	2007	Hocking et al. [2004], Swarnalingam et al. [2008]
Ascension Island ¹	8°S, 346°O	MLT	2001	Pancheva [2006], Younger and Mitchell [2006],
				Swarnalingam et al. [2008]
Bear Lake ¹	$42^{\circ}N, 111^{\circ}W$	MLT	2008	Swarnalingam et al. [2008]
Cachoeira Paulista ¹	$23^{\circ}S, 315^{\circ}O$	MLT	1999	Swarnalingam et al. [2008]
Collm^1	51°N, 13°O	MLT	2004	Schminder et al. [1995], Stober et al. [2008]
				Swarnalingam et al. [2008]
$Costa Rica^1$	10°N, 276°O	MLT	2005	Swarnalingam et al. [2008]
Davis	69°S, 78°O	MLT	-	Morris et al. [2007]
$Delamere^1$	35.5°S 138.1°O	MLT	2007	Swarnalingam et al. [2008], Hocking [2004]
$Esrange^1$	68°N, 21°O	MLT	1999	Swarnalingam et al. [2008], Arnold et al. [2003]
Eureka ¹	80°N, 86°W	MLT	2005	Swarnalingam et al. [2008]
Juliusruh $(32.55 \text{ MHz})^1$	55°N, 13°O	MLT; Schwere-	1999	Fritts et al. [2012], Schminder et al. [1995],
$(53.5 \text{ MHz})^{1}$		wellen	2007	Placke et al. [2011b], Swarnalingam et al. [2008]
Kototabang ¹	0°, 100°O	MLT	2002	Swarnalingam et al. [2008]
Kühlungsborn ¹	54°N, 12°O	MLT	2001	Swarnalingam et al. [2008]
Learmonth	22°S, 114°O	MLT	-	-
¹ SKiYMET				

Tabelle 2.9: Standorte der Meteor-Radare

Ort	Koordinaten	was gemessen?	misst seit	Publikationen
Rarotonga ¹	21°S, 200°O	MLT	2003	Swarnalingam et al. [2008]
Res. Bay	75°N, 265°O	MLT	-	Kumar and Hocking [2010]
$Rothera^1$	$67^{\circ}S, 292^{\circ}O$	MLT	2005	Swarnalingam et al. [2008]
Santa Maria ¹	30°S, 306°O	MLT	2002	Swarnalingam et al. [2008]
Sao Joao do Cariri ¹	7°S, 323°O	MLT	2004	Swarnalingam et al. [2008]
$\mathrm{Socorro}^1$	34°N, 253°O	MLT	1997	Swarnalingam et al. [2008]
Sodankyla (Finland) ¹	67°N, 27°O	MLT	2008	Swarnalingam et al. [2008]
South Pole	$90^{\circ}\mathrm{S}$	MLT	-	-
Svalbard	78°N, 18°O	MLT	-	Hall et al. [2003]
Syowa	69°S, 39°O	MLT	-	-
Tierra del Fuego (Argentinien) ¹	$53.8^{\circ}S, 67.8^{\circ}W$	MLT	2008	Swarnalingam et al. [2008]
				Fritts et al. [2010]
Trivandrum	8°N, 77°O	MLT	2004	-
Trondheim $(Norwegen)^1$	63°N, 10°O	MLT	2012	Hibbins et al. [2013],
Yellow-Knife ¹	62°N, 245°O	MLT	2000	Swarnalingam et al. [2008],
				Kumar and Hocking [2010]

Tabelle 2.10: Standorte der Meteor-Radare

¹ SKiYMET

Ort	Koordinaten	was	misst seit	Publikationen
		gemessen?		
Adak (East)	51.88°N, 176.62°W	Ionosp.	10/2012	-
(West)		Ionosp.	09/2012	
Blackstone	37.10°N, 77.95°W	Ionosp.	2008	-
Christmas Valley				
(East)	43.27°N, 120.36°W	Ionosp.	2010	-
(West)		Ionosp.	2010	
Clyde River	70.49°N, 68.50°W	Ionosp.	2012	-
Dome C (East)	75.09°S, 123.35°O	Ionosp.	2012'	-
Fort Hays (East)	38.86°N, 99.39°W	Ionosp.	2009	-
(West)		Ionosp.	2009	
Goose Bay	53.32°N, 60.46°W	Ionosp.	1983	Hussey et al. [2000]
Halley	$75.52^{\circ}\text{S}, 26.63^{\circ}\text{W}$	Ionosp.	1987	-
Hankasalmi	62.32°N, 26.61°O	Ionosp.	1995	Arnold et al. [2003]
				Hussey et al. [2000]
				Ogawa et al. [2003]
Hokkaido	43.53°N, 143.61°O	Ionosp.	2007	-
Inuvik	68.42°N, 133.50°W	Ionosp.	2007	-
Kapuskasing	49.39°N, 82.32°W	Ionosp.	1993	Hussey et al. [2000]
Kerguelen	49.35°S, 70.26°O	Ionosp.	2000	-
King Salmon	58.68°N, 156.65°W	Ionosp.	2001	-
Kodiak	57.60°N, 152.20°W	Ionosp.	2000	-
McMurdo	77.88°S, 166.73°O	Ionosp.	2010	-
Prince George	53.98°N, 122.59°W	Ionosp.	2000	-
Pykkvibaer	63.77°N, 20.54°W	Ionosp.	1995	Hussey et al. [2000]
Rankin Inlet	62.83°N, 92.11°W	Ionosp.	2007	-
Sanae	$71.68^{\circ}\text{S}, 2.85^{\circ}\text{W}$	Ionosp.	1997	-
Saskatoon	52°N, 107°W	Ionosp.	1993	Hussey et al. [2000]
Stokkseyri	63.86°N, 22.02°W	Ionosp.	1994	Hussey et al. [2000]
South Pole Station	90.00°S, 118.29°O	Ionos.	2013	-
Syowa (East)	69°S, 39°O	Ionosp.	1997	Ogawa et al. [2002]
(West)	69°S, 39°O	Ionosp.	1996	Ogawa et al. [2002]
TIGER	43.38°S, 147.23°O	Ionosp.	1999	
Unwin	46.51°S, 168.38°O	Ionosp.	2004	-
Wallops Island	37.93°N, 75.47°W	Ionosp.	2005	-
Zhongshan Station	69.38°S 76.38°O	Ionosp	2010	_

Ta	belle 2.	11: Sta	ndorte d	der Su	perDAR	N-Radare

3 Lidar

Mit Entwicklung der Laser wurde die Radarmethode auch auf Licht übertragbar. Light Detection and Ranging, kurz Lidar, kann ebenso wie Radar als bodengebundene Fernerkundungstechnik eingesetzt werden. Die Grundidee besteht darin, dass kurze Laserpulse über Umlenkspiegel senkrecht in die Atmosphäre gesendet werden, wo sie an Molekülen, Atomen und Aerosolen in der Luft gestreut werden. Das rückgestreute Licht wird mittels Teleskopen wieder aufgefangen und anschließend ausgewertet.

Mit dieser Methode lassen sich Messungen in der Atmosphäre durchführen und Eigenschaften wie Temperatur, Druck, Wind und Zusammensetzung ermitteln. Besonders wichtig ist Lidar, um stark variierende Eigenschaften in der Atmosphäre zu messen. In der Mesosphäre konnte das Vorhandensein von Metallschichten und Schwerewellen bewiesen werden, z.B. in *Alpers et al.* [1990], *Eska et al.* [1999], *Friedman et al.* [2002] oder *Whiteway and Carswell* [1994]. Lidars können sowohl bodengebunden als auch an Flugzeugen oder Satelliten eingesetzt werden.

Da diese Arbeit sich nur mit der oberen Mesosphäre und unteren Thermosspähre beschäftigt, entfallen viele Forschungsschwerpunkte, bei denen Lidars Verwendung finden, ebenso wie viele Forschungseinrichtungen, in denen niedrigere Schichten der Atmosphäre untersucht werden. Wohl die wichtigste Eigenschaft der Atmosphäre, die mit Lidarinstrumenten untersucht wird, ist die Temperatur. Diese kann allerdings nicht mit jedem Lidar bis hoch in die Mesosphäre untersucht werden. Rayleigh-Lidars (oder RMR-Lidars, kurz für Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, vgl. Abschnitt 3.2.1) erreichen gerade 80 km Höhe, manche auch nur etwa 60 km. Das obere Limit wurde in *Argall* [2007] untersucht.

Metall-Lidars hingegen, ein Lidartyp, der auf Resonanzstreuung an Metallatomen basiert (siehe dazu 3.2.2), messen gerade in dieser Höhe. Die Metallatome sind aufgrund von Meteoroiden in der Atmosphäre vorhanden, welche in etwa 80 bis 120 km verglühen. Diese Lidars können zudem in der Mesopausenregion Winde messen. Mit RMR-Lidars erfolgt Temperaturmessung über die Anzahl der rückgestreuten Photonen. Aus diesen lassen sich relative Druck- und Dichteprofile erstellen, woraus wiederum die Temperatur abgeleitet werden kann.

Ein anderer sehr wichtiger Forschungsgegenstand sind die Noctilucent Clouds, kurz NLCs. Dies sind Nachtleuchtende Wolken, die in der Mesosphäre auftreten und durch dortige Ansammlungen von Eiskristallen sogar mit dem bloßen Auge sichtbar sind. Hierzu gibt es zahlreiche Veröffentlichungen, z.B. Hansen et al. [1989], Langer et al. [1995], Thayer et al. [1995], Baumgarten et al. [2002], Höffner et al. [2003], von Zahn et al. [2004], Gerding et al. [2013] und Kaifler et al. [2013].

Wie bereits in Abschnitt 1.2 thematisiert, unterliegen Lidars gewissen Einschränkungen. Sie sind stark wetterabhängig, und um Messungen bei Tageslicht zu realisieren, sind komplizierte technische Applikationen nötig (Näheres dazu in Abschnitt 3.3). Dazu kommt, dass Lidars nicht unbeaufsichtigt wie Radare eingesetzt werden können. Wenn also kein Personal anwesend ist, liefert es auch keine Messwerte. Dafür weisen die Messwerte aber häufig eine gute Auflösung auf und sind immer noch weit häufiger und über längere Zeiträume als durch Höhenforschungsraketen möglich ist.

3.1 Grundlagen

3.1.1 Streuprozesse in der Atmosphäre

Zunächst lassen sich die Streuprozesse in der Atmosphäre in elastische und inelastische Prozesse unterteilen. Bei elastischer Streuung stimmt die gesendete Wellenlänge mit der empfangenen überein, während bei inelastischer Streuung die empfangene Wellenlänge gegenüber der gesendeten dopplerverschoben ist. Elastische Streuprozesse sind z. B. Resonanz-, Cabannes/Rayleigh- sowie Aerosol/Mie-Streuung, während Rotations-Raman- oder Vibrations-Raman-Streuung inelastische Streuprozesse sind [*Rauthe*, 2008].

Für die hier betrachteten Höhen sind nur Rayleigh- sowie Resonanzstreuung relevant, da die anderen Streuprozesse nur in niedrigeren Höhen als 80 km auftreten. Bei RMR-Lidars (siehe auch Abschnitt 3.2.1) werden neben der Rayleighstreuung auch Mieund Ramanstreuung genutzt, um durchgehend zwischen ca. 30 und 80 km messen zu können. Für die hier betrachtete Höhe ist aber nur die Rayleighstreuung relevant.

Rayleighstreuung ist eine elastische Streuung an Partikeln, die sehr klein sind verglichen mit der Wellenlänge der Streustrahlung. Wenn man von Lidars spricht, wird dieser Begriff aber immer als Synonym für Streuung an Molekülen verwendet. Eine Verbreiterung des Spektrums der Streustrahlung wird von Temperatur, Druck und zusammenhängender Bewegung der Moleküle verursacht. Miestreuung bezeichnet die Streuung an Teilchen, deren Größe mit der Wellenlänge der Strahlung vergleichbar oder größer ist. Allgemein aus der Mie-Streuungstheorie (geprägt durch Gustav Mie) ist nicht per se die Streuung an Aerosolen gemeint, sondern Streuung unabhängig von einer bestimmten Größe der Streupartikel. Somit kann Rayleigh-Streuung auch als Spezialfall von der Miestreuung betrachtet werden. Nicht berücksichtigt wird die Form der Partikel, was mitunter zu einer ungenaueren Beschreibung führt, wenn die Teilchen zu groß im Vergleich zur Wellenlänge sind [*Weitkamp*, 2005, S. 12 ff.]. Für Messungen in



Abbildung 3.1: Allgemeine Schematische Darstellung eines Lidars. Quelle: Abb. 3.1 in *Rauthe* [2008]

den hier betrachteten Höhen reicht es aber aus zu detektieren, dass dort überhaupt Teilchen sind.

Resonanzstreuung tritt dann auf, wenn die Energie des eintreffenden Photons mit der Energie übereinstimmt, die nötig ist, um ein Teilchen (Atom, Ion oder Molekül) auf eine andere Ebene zu bringen. In der Mesopausenregion, also in Höhen von etwa 80 bis 110 km, treten Schichten mit Metallteilchen auf wie z.B. Na, K, Ca, Ca^+, Li und Fe. An diesen kann ein Laserstrahl gestreut werden.

3.1.2 Aufbau von Lidar-Systemen

Grundsätzlich ist jedes Lidar wie in Abbildung 3.1 aus *Rauthe* [2008], Abb. 3.1 aufgebaut und besteht aus einer Sendeeinheit (dem Transmitter) und einer Empfängereinheit (dem Receiver).

Der Sender strahlt kurze Laserpulse ab, von einigen bis zu mehreren 100 ns. Obwohl die Laserstrahlen bereits sehr stark parallel gerichtet sind, wird die Divergenz in vielen Lidarsystemen noch weiter durch Strahlerweiterung auf die Größenordnung von 100 µrad verringert, was sehr klein ist. Dadurch kann das Sichtfeld des Empfängers besonders klein (nur wenige 100 µrad) ausgewählt werden. Hiermit wird erreicht, dass die Hintergrundstrahlung stark verringert wird. Im Empfänger wird das rückgestreute Licht wieder aufgefangen und ausgewertet. Dazu werden die Photonen mit dem Teleskop aufgefangen, anschließend ist üblicherweise ein optischer Analyser eingebaut, je nach Anwendung werden hier einzelne Wellenlängen oder Polarisationszustände getrennt. Die ausgewählten Strahlen werden direkt einem Detektor übermittelt, in dem dieses optische Signal in ein elektrisches umgewandelt wird. Abschließend wird die Intensität dieses Signals in Abhängigkeit von der Laufzeit in einem Computer bestimmt


Abbildung 3.2: Schematische Darstellung der optischen Bank vom RMR-Lidar und vom K-Lidar des IAP, Stand 2006. Quelle: Abb. 3.3 in *Rauthe* [2008]

und abgespeichert [z.B. in Weitkamp, 2005; Rauthe, 2008].

Die verwendeten Wellenlängen hängen wiederum von der Anwendung ab und reichen von 250 nm bis 11 µm [*Weitkamp*, 2005, S. 4]. Seit den 1980er Jahren sind Hochleistungs-Excimer und Nd:YAG Laser weit verbreitet. Excimer Laser senden ultraviolette Strahlung aus. Der Nd:YAG Kristall hingegen strahlt im infraroten Spektrum auf einer Wellenlänge von 1064 nm ab. Mittels Frequenzverdopplung und -verdreifachung mit nichtlinearen Kristallen kann man die Hauptstrahlung auf 532 und 355 nm konvertierten, ebenfalls findet eine Vervierfachung zu 266 nm Verwendung [z.B. *Zhou et al.*, 1993; *Farley and Dao*, 1995]. Beim Haupt-Teleskop, wobei die meisten Lidars Spiegelteleskope nutzen, finden Durchmesser von bis zu ein paar Metern Verwendung. Viele Lidarsysteme nutzen einen Chopper. Dieser blockiert das starke Rückstreusignal aus niedrigeren Höhenschichten, welches sonst den Detektor überlasten würde [*Weitkamp*, 2005, S. 4 f.].

Normalerweise läuft die optische Filterung vom rückgestreuten Lichts der Detektion voraus. Die einfachste Methode dafür ist ein Interferenzfilter, bei komplizierteren Lidars können Polarisierer, Gitterspektrometer, Interferometer sowie Atomdampffilter zum Einsatz kommen [z.B. *Hua and Kobayashi*, 2005]. In Abbildung 3.2 ist als Beispiel die optische Bank des RMR-Lidars und des K-Lidars vom IAP schematisch dargestellt (Stand 2006). Beim RMR-Lidar sind die für Temperaturmessungen nicht notwendigen Kanäle nur angedeutet. Mittels Photomultiplier oder Avalanche-Photodioden (APD) erfolgt die Signaldetektion. Im Geiger-Modus können einzelne Photonen gezählt werden. Diese Technik ist sehr empfindlich und wird bei schwachen Rückstreusignalen genutzt, also wenn nur ein schwacher Streuprozess vorliegt oder in großen Höhen gemessen wird. Anschließend wird die Anzahl der Photonen in einer bestimmten Zeit abgespeichert. Je nach zeitlicher Integration erhält man eine bestimmte Auflösung in der Höhe, für eine Zeitauflösung von 100 ns erhält man beispielsweise eine Höhenauflösung von 15 m [*Weitkamp*, 2005, S. 5 f.].

Da Lidarsysteme viele verschiedene Anwendungen haben, werden sie hinsichtlich dieser oft spezifisch konstruiert. Anhand der verschiedenen Streuprozesse, die in der Atmosphäre stattfinden, lassen sich unterschiedliche Lidar-Typen einteilen, welche in Abschnitt 3.2 genauer betrachtet werden.

3.1.3 Auswertung von Messdaten

Da in dieser Arbeit der Schwerpunkt auf Messungen in großer Höhe liegt, ist es enorm wichtig, mit dem Lidar diese überhaupt zu erreichen. Generell werden Messwerte mit einer bestimmten Zeit aufintegriert. Eine größere Zeit kann dabei Fehler verringern und bei manchen Lidars bewirken, Messwerte in etwas größeren Höhen zu erhalten. Dies geht allerdings mit einer geringeren Zeitauflösung einher. Es muss daher oft ein geeignetes Verhältnis zwischen Höhe und Zeitauflösung abgewogen werden.

Zur Auswertung der so gewonnenen Daten müssen nun die Parameter des verwendeten Gerätes sowie der Atmosphäre in einen Kontext gesetzt werden. Im Allgemeinen lässt sich dies durch die Lidargleichung bewerkstelligen, mit der die rückgestreute Intensität des Lichts ermittelt werden kann. In ihrer einfachsten Form sieht diese so aus:

$$P(R) = KG(R)\beta(R)T(R)$$
(3.1)

Das bedeutet nichts anderes, als dass die über eine Entfernung R empfangene Intensität P von vier Faktoren abhängt. K steht zusammengefasst für die speziellen Parameter des Lidar-Systems (Vgl. Abschnitt 3.1.2). Der geometrische Faktor G(R) wird von der sogennanten Laser-beam receiver-field-of-view overlap Funktion geprägt. Weiterhin ist $\beta(R)$ der Rückstreukoeffizient und T(R) der Transmissionsterm, der Werte von 0 bis 1 annehmen kann und den Anteil des Lichts beschreibt, der auf dem Weg zwischen Lidar und der Schicht, in der gestreut wird, sowie auf dem Rückweg, verloren geht. Mit allen Faktoren eingesetzt ergibt sich die Lidargleichung in folgender Form:

$$P(R) = \left(P_0 \frac{c\tau}{2}\eta\right) \cdot \left(\frac{O(R)}{R^2}\right) \cdot \left(\sum_j N_j(R) \frac{d\sigma_{j,sca}}{d\Omega}(\pi,\lambda)\right) \cdot \left(exp\left[-2\int_0^R \alpha(r,\lambda)dr\right]\right)$$
(3.2)

 P_0 - durchschnittliche Intensität eines einzelnen Laser-Pulses

au - zeitliche Länge eines Pulses

O(R) - Laser-beam receiver-field-of-view overlap Funktion

 $\alpha(R,\lambda)$ - Auslöschungskoeffizient

Je nach Anwendung des Lidars und den entsprechenden Voraussetzungen kann die Lidargleichung vereinfacht werden und es ergibt sich eine auf das Problem zugeschnittene Lidargleichung [*Weitkamp*, 2005, S. 6-11].

3.2 Lidar-Typen

3.2.1 Rayleigh-Lidar

Ein häufig verwendeter Lidartyp ist das Rayleigh-Lidar. Der zugrunde liegende Streuprozess ist die Rayleigh-Streuung. Mit diesen Lidars können Temperaturprofile erstellt werden. Dabei muss am oberen Ende eine Start-Temperatur (Seed) angenommen werden. Diese kann, wenn am selben Ort ein Metall-Lidar arbeitet, aus dessen Messungen stammen. Andernfalls müssen Werte aus Modellen entnommen werden. Neben den unterschiedlichen Messbereichen macht dies die Nutzung verschiedener Systeme daher besonders sinnvoll.

Um mit einem Rayleigh-Lidar die Temperatur zu messen, wird die Anzahl der rückgestreuten Photonen gemessen. Diese sind ab einer Höhe von etwa 30 km, in der kaum noch Wolken oder Aerosole vorhanden sind, proportional zur Teilchenanzahl. Aus der Teilchenanzahl wiederum kann ein relatives Druck- oder Dichteprofil erstellt werden [*Hauchecorne and Chanin*, 1980]. Bei Kombination von der hydrostatischen Grundgleichung und der idealen Gasgleichung in integraler Form ergibt sich folgende Gleichung:

$$p = -M \int_{z}^{\infty} g(z) \cdot n(z') dz' = k_B \cdot n(z) \cdot T(z)$$
(3.3)

Daraus lässt sich dann die Temperatur in Abhängigkeit von der Höhe ermitteln [*Rauthe*, 2008].

RMR-Lidars (kurz für Rayleigh-Mie-Raman) sind durch die Kombination mit Mieund Ramanstreuung in der Lage, die Temperatur vom Boden bis zur Mesosphäre zu messen, sind also nicht wie Resonanz-Lidars nur auf einen schmalen Bereich der Atmosphäre begrenzt. Dabei müssen Messwerte aufintegriert werden. Je mehr Messungen dabei integriert werden, umso genauer können mitunter Ergebnisse geliefert werden, damit sinkt allerdings die Zeitauflösung. In *Hauchecorne and Chanin* [1980] ist das Messprinzip genauer beschrieben.

Ein häufig für RMR-Lidars verwendeter Laser ist der Nd:YAG Laser. Dieser ist ein Festkörperlaser mit einem Neodym-dotierten YAG-Kristall. Für Lidars werden hauptsächlich die Wellenlängen mit 1064 nm, 532 nm und 355 nm genutzt. So werden z.B. bei dem Lidar in Esrange (Schweden) [z.B. *Siebert et al.*, 1999] und in Andøya am ALOMAR beim RMR-Lidar [z.B. Langer et al., 1995] Nd:YAG Laser eingesetzt [Siebert et al., 1999].

3.2.2 Resonanz-Lidar

Bereits 1989 wurde in *Gardner* [1989] die Anwendung von Natrium-Resonanz-Lidars für die Atmosphärenphysik diskutiert. Resonanzlidars, auch Metall-Lidars oder Metall-Fluoreszenz-Lidars genannt, arbeiten mit den Metallatomen, die in der Mesopausenregion zu finden sind. Dabei bedingt ein sehr hoher Rückstreuquerschnitt ein starkes Lidarsignal, was die Bestimmung der Häufigkeiten von Atomen bzw. Ionen bei Dichten von weniger als 10^8 m^{-3} in Höhen von über 100 km ermöglicht. Damit sind Metall-Lidars im Gegensatz zu RMR-Lidars, explizit für die Erforschung in der oberen Mesosphäre vorgesehen. Zusätzlich kann die Dopplerverbreitung und Verschiebung des jeweils verwendeten Resonanzübergangs zur Temperatur- und Windmessung in diesem Bereich der Atmosphäre genutzt werden [*Weitkamp*, 2005, S. 17].

Von den möglichen Metallen in der Mesopause (vgl. 3.1.1) werden in der Praxis Natrium, Kalium und Eisen verwendet und dementsprechend ergibt sich die Bezeichung der Lidars, beispielsweise Eisenlidar.

Zuerst wurden Temperaturmessungen in der Mesosphäre (genauer 80–105 km) durch Metall-Lidars mit der Einführung eines Natriumlidars durch *Fricke and von Zahn* [1985] ermöglicht. Hierbei wird die NaD_2 Linie bei 589 nm genutzt. Im Jahr 1996 konnte eine Möglichkeit mit Kalium entwickelt werden, was in *von Zahn and Höffner* [1996b] genauer beschrieben wird. Hier wird die KD_1 Linie bei 770 nm genutzt.

Die dritte bisherige Möglichkeit für ein Lidar, ist ein Fe-Boltzmann-Lidar, das in Gelbwachs [1994] genauer beschrieben wird. Hier werden nun zwei Wellenlängen verwendet. In Gardner et al. [2001] werden die ersten Messergebnisse präsentiert. Dieses Lidar operiert auf den beiden unterschiedlichen Eisen-Linien 374 und 372 nm und mit zwei Breitband-Festkörper-Lasern. Ebenfalls ein Fe-Boltzmann-Lidar wird in Raizada and Tepley [2002] beschrieben. Dieses kommt mit nur einem Farbstofflaser aus und schaltet zwischen den beiden Linien um, ist aber dafür weder mobil noch kann es bei Tag messen wie das in Höffner and Lautenbach [2009] beschriebene Eisen-Resonanz-Lidar. Das mobile Eisenlidar vom IAP arbeitet mit der Fe-Resonanzlinie bei 386 nm und einem frequenzverdoppelten Alexandritlaser. Genauere technische Details sind in Lautenbach and Höffner [2004], in Lautenbach et al. [2005] und in Höffner and Lautenbach [2009] zu finden. Ursprünglich wurde ein mobiles Lidar am IAP überhaupt erst ermöglicht durch die Eigenentwicklung (siehe auch Abschnitt 3.4.2) eines speziellen Alexandrit-Ringlasers. Das System muss in einem Standardcontainer von 20 Fuß Platz finden. Dieser Laser ist leistungstark und dabei klein genug. Er läuft mit etwa 30 Hz, hat eine durchschnittliche Pulsenergie von 120 mJ und ist von Puls zu Puls über einem großen

Technik	Linie(n)	Laser	Tag	mobil
Natrium	$NaD_2: 589 \mathrm{nm}$	Farbstofflaser	ja/nein	nein
Kalium	KD_1 : 770 nm	Festkörper Schmalband-	ja/nein	ja/nein
		Alexandritlaser		
Eisen	386 nm	frequenzverdoppelter	ja	ja
		Alexandritlaser		
	372 und 374 nm	2 Breitband-Festkörper-Laser	nein	nein
		oder 1 Farbstofflaser	nein	nein
Metall	<i>Ca</i> : 424 nm	Farbstofflaser	nein	nein
	$Ca^+: 393 \mathrm{nm}$			
	$Fe: 372 \mathrm{nm}$			
	<i>Na</i> : 589 nm			

Tabelle 3.1: Metall-Lidars



Abbildung 3.3: Schematischer Aufbau vom Metall-Lidar am IAP [Quelle: IAP Homepage]

Bereich einstellbar (50 pm). Die Pulslänge beträgt ca. 275 ns, wodurch Sättigungseffekte in der Metallschicht zu vermieden werden [*Höffner and von Zahn*, 1995].

Eine Filtertechnik, welche Messungen bei Tag ermöglicht, ist ein Hochauflösungs-Fabry-Perot Etalon. Diese benötigt eine stabile Temperatur und eine vibrationsfreie Laborumgebung, weshalb er wenig geeignet für mobile Systeme ist [*Fricke-Begemann et al.*, 2002]. FADOF (Faraday anomalous dispersion optical filter) ist ein Atomresonanzfilter, und ist weniger empfindlich [*Fricke-Begemann et al.*, 2002].

In Tabelle 3.1 sind technische Details von einigen Metall-Lidars zusammengestellt. Das Metall-Lidar ist ein Resonanz-Lidar, dass vom IAP betrieben wird. Es kann aufgrund verwendeter Farbstofflaser mit relativ geringem Aufwand umgebaut werden und so verschiedene Metalle untersuchen. In Abbildung 3.3 ist der schematische Aufbau dieses Lidars dargestellt.

3.3 Tageslicht-Messungen

Messungen bei Tageslicht mittels Lidar durchführen zu können, war lange Zeit eine große Herausforderung. Dabei ist es besonders bei Messungen im polaren Sommer unerlässlich, gerade dann messen zu können. Beispielsweise bei vergleichenden Messungen zu den PMSE (Polar Mesospheric Summer Echos), die bei Radarmessungen auftreten, muss bei Sonnenlicht gemessen werden. Für Tageslichtmessungen ist es nötig, den Untergrund wirksam heraus zu filtern. Die Technische Umsetzung eines tageslichtfähigen Systems ist in *Fricke-Begemann et al.* [2002] für das mobile K-Lidar des IAP beschrieben. Für Natrium-Lidars ist die Umsetzung in *Chen et al.* [1996] zu finden und für das RMR-Lidar in Andenes in *Rees et al.* [2000]. Grundsätzlich werden verschiedene schmalbandige Filter eingesetzt, die allerdings das Lidarsignal beeinflussen, weshalb die Filtereigenschaften sehr genau bekannt sein und berücksichtigt werden müssen [*Höffner and Fricke-Begemann*, 2005].

3.4 Standorte

3.4.1 IAP Kühlungsborn (Deutschland)

Das IAP befindet sich an den Koordinaten 54°07'N, 11°64'O auf 70 m Höhe.

Die Lidarinstrumente am IAP sind ein RMR-Lidar sowie ein Kalium-Lidar, dazu kommt ein mobiles Metall-Lidar (siehe folgender Abschnitt), welches zunächst ebenfalls ein Kalium-Lidar war und später auf Eisen umgebaut wurde.

Das RMR-Lidar wurde seit 1996 entwickelt und lieferte im Juni 1997 erste Messergebnisse [Alpers et al., 1999]. Forschungsinteresse waren dabei zunächst Aerosol-Messungen in der Troposphäre und Mehrfarbenmessungen der NLCs, seit 2002 ist weiterhin eine Bestimmung der Temperatur von 1 bis 90 km möglich [Alpers et al., 2004]. Das RMR-Lidar ist mit einem Nd:YAG-Laser ausgestattet, welcher gleichzeitig auf der Hauptwellenlänge von 1064 nm und auf den Nebenwellenlängen von 355 nm und 532 nm Licht aussendet. In Alpers et al. [1999] ist der Aufbau des RMR-Lidars detailliert beschrieben. Startwerte für die Berechnung der Ergebnisse werden dem Metall-Lidar entnommen, dem zweiten in Kühlungsborn stationierten Lidarinstrument.

Messergebnisse zu Temperatur-Untersuchungen mit dem Kalium-Lidar ist z.B. in *von Zahn and Höffner* [1996a] zu finden. In Tabelle 3.2 sind die technischen Eigenschaften der beiden Lidars gegenübergestellt.

Zu diesen Messinstrumenten kommt noch ein Metall-Lidar hinzu, dass mit geringem Aufwand umgebaut werden kann und unterschiedliche Metalle untersuchen kann. Es wird aber noch sehr selten benutzt. Verwendet wurde es z.B. in *Gerding et al.* [2001]. Außerdem ist das IAP an dem RMR-Lidar auf Andøya beteiligt (vgl. Abschnitt 3.4.3).

Eigenschaften	RMR-Lidar	K-Lidar
Laser-Medium	Nd:YAG	Alexandrit
Wellenlängen (nm)	1064, 532, 355	770
Pulsenergien (mJ)	500, 400, 200	120
Pulslänge (ns)	12	250
Repetitionsrate (Hz)	30	35
Laserstrahldivergenz (µrad)	200	300
Anzahl der Teleskope	6	1
Durchmesser der Teleskope (cm)	50	76
Brennweite der Teleskope (m)	1.2	3.3
Teleskop-Gesichtsfeld (µrad)	500-800	180
detektierte Wellenlängen für	608, 532, 530,	770
Temperaturmessungen (nm)	529,355	
Höhenbereich der T-Messungen (km)	1-90	85-105

Tabelle 3.2: Technische Parameter des RMR- und der K-Lidars am IAP. Aus Rauthe [2008]

3.4.2 mobiles Metall-Lidar des IAP

Seit 1995 gehört zum IAP ein mobiles Lidar, welches in einen Container integriert ist und somit zu unterschiedlichen Orten transportiert werden kann, um dort in der Mesopausenregion Messungen vorzunehmen. Zunächst wurde als Instrument ein Kalium-Resonanz-Lidar verwendet. Genauere technische Details sind in *Höffner and von Zahn* [1995] nachzulesen. In Tabelle 3.2 sind die technischen Informationen aufgeführt, da das mobile K-Lidar mit dem stationären übereinstimmt.

1995 wurden erste Messergebnisse mit diesem Lidar in Juliusruh (54°38'N, 13°24'O) auf Rügen erlangt, genaueres in *Höffner and von Zahn* [1995]. Im darauf folgenden Jahr wurde eine Kampagne auf dem Forschungsschiff "Polarstern" durchgeführt, um die Mesopause hinsichtlich ihrer Breitenabhängigkeit zu untersuchen. Es wurden Messdaten zwischen 71°S und 45°N aufgenommen und die Kaliumdichten mit dazu entwickelten Modellen in Eska et al. [1999] veröffentlicht. Von 1999 bis 2001 wurde das Lidar umgebaut, sodass es tageslichtfähig wurde. Zwischen März 1999 und Dezember 2000 war das Lidar dann auf Teneriffa (28°18'N, 17°31'W) auf einer Höhe von 2390 m stationiert. Nach ersten Versuchen zur Filterung des Tageslichts [Fricke-Begemann et al., 2002] konnte zum Ende dieser Kampagne erstmals mit dem Lidar über sieben Tage kontinuierlich bei Tag und Nacht gemessen werden, nachzulesen in Fricke-Begemann and Höffner [2005]. Dies war für die nachfolgende Station von enormer Bedeutung, da ohne funktionierende Messungen bei Tageslicht eine Kampagne in hohen polaren Breiten im Sommer keine Ergebnisse liefert. Von Mai 2001 bis August 2003 war das mobile Kalium-Lidar in Spitzbergen (78°N), nahe des Ortes Longvearbyen (78°14'N, 15°23'O) auf 400 m Höhe eingesetzt, um in hohen polaren Breiten die Temperaturstruktur zu messen. Ergebnisse hierzu sind in Höffner and Lübken [2007] veröffentlicht. Außerdem

Zeitraum	Ort	Forschungs-	Publikationen
		gegenstand	
1995	Juliusruh	T.	Höffner and von Zahn [1995]
1996	Polarstern	Breitenabh.	Eska et al. [1999]
		der Mesopause	
6/1996	IAP	Routine-	
-2/1999		messungen (T.)	
3/1999	Teneriffa	T., Dichten	<i>Oldag</i> [2001]
-12/2000			Fricke-Begemann and Höffner [2005]
5/2001	Spitzbergen	Tstruktur und	Höffner and Lübken [2007]
-8/2003		NLCs in hohen	Lautenbach [2007]
		polaren Breiten	
2009	Andøya	T., Dichte, NLC	Kaifler et al. [2010]
12/2011	Antarktis	T., Dichte, NLC	Morris et al. $[2012],$
-2013			Lübken et al. [2011]

Tabelle 3.3: Messistationen des mobilen Lidars vom IAP

wurden in diesem Zeitraum zeitgleich zu den Temperaturmessungen mit dem SOUSY-Radar PMSE-Messungen vorgenommen, was 254 Messstunden lieferte, und 226 Stunden NLC-Beobachtungen. Generell lieferte das Lidar in Spitzbergen insgesamt 120 Messtage mit zusammen 667 Messstunden, was 23,16 % entspricht. Diese verteilen sich auf drei Feldkampagnen, vom 8. Mai bis 10. Oktober 2001, vom 10. Februar bis 29. März 2002 und vom 23. März bis 25. August 2003. Genauer gab es in der ersten Kampagne 50 Messtage mit 276 Messstunden (entspricht 23 %), in der zweiten 17 Messtage mit 120 Stunden (29.41 %) und in der letzten 53 Tage mit 271 Stunden (21.31 %) [*Lautenbach*, 2007]. 539 der 667 Messstunden wurden bei Tageslicht aufgenommen, also 81 %. Das heißt, nur jede fünfte Stunde wurde nicht bei Tageslicht gemessen.

Anschließend wurde der Container (in dem das Lidar fest eingebaut ist, damit es zu den Forschungsorten transportiert werden kann) zu einem Eisenlidar umgebaut. Dadurch wurde eine Verbesserung der Temperaturmessungen am Tage erreicht, da sich der Untergrund deutlich besser unterdrücken lässt. Genaue Details zum Aufbau und zur Messmethode sind in *Lautenbach and Höffner* [2004] und in *Lautenbach et al.* [2005] nachzulesen. In *Höffner and Lautenbach* [2009] sind die ersten kontinuierlichen Messergebnisse unter Tageslicht mit dem mobilen Eisen-Lidar veröffentlicht. 2009 wurde das Lidar in Andøya zusammen mit den beiden dortigen Lidars (RMR und Na) eingesetzt, damit während der starken stratosphärischen Erwärmung Temperatur und Metalldichten in der Mesosphäre untersucht werden konnten [*Kaifler et al.*, 2010].

Die Stationen, an denen das mobile Lidar (zunächst als Kalium-Lidar, nach 2003 dann als Eisen-Lidar) bisher eingesetzt wurde, sind in Tabelle 3.3 zusammengestellt (T. steht dabei für Temperatur).

3.4.3 ALOMAR, Andøya (Norwegen)

Das ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research) befindet sich nahe der Andøya Rocket Range. Dies ermöglicht es, die Lidarmessungen mit gleichzeitigen Messungen durch ballon- oder raketengetragene Messinstrumente zu kombinieren. Am ALOMAR Observatorium (69°16'42"N, 16°00'31"O, auf 380 m Höhe) sind sechs Nationen beteiligt, darunter Deutschland und die USA.

Studien für die Ausstattung eines fortschrittlichen Lidars für die Erforschung der Atmosphäre in der Polarregion sowie Möglichkeiten der Standorte wurden bereits 1990 begonnen, ebenso wurde ein internationales Geräte-Team gebildet. 1991 wurde dann der Standort sowie das Messinstrument, ein RMR-Lidar, ausgewählt. Dieses kam 1994 zum ersten Mal zum Einsatz, am 19. Juni mit Messung des ersten Temperaturprofils, gefolgt von der Messung der ersten NLC sechs Wochen später [von Zahn et al., 2000]. An diesem primären Instrument sind vier europäische Partner beteiligt:

- IAP Kühlungsborn, Deutschland
- Physikinstitut der Universität Bonn, Deutschland
- Service d'Aeronomie du C.N.R.S., Verrieres le Buisson, Frankreich
- Hovemere Ltd., Keston, Groß Britannien

Dieses Lidar wird genutzt, um Temperaturprofile zu erstellen und NLCs zu beobachten. Technische Details vom RMR-Lidar sind in *von Cossart et al.* [1995] und *Fiedler et al.* [1997] zu finden.

Trotz der Wetterabhängigkeit lieferte das RMR-Lidar in den ersten vier Monaten der Nutzung, Januar bis April 1995, an 58 % der Tage Messwerte [von Zahn et al., 1995]. Während der ECOMA Kampagne wurde am ALOMAR zusätzlich ein Natriumlidar eingesetzt [Strelnikova et al., 2009; Dunker et al., 2013]. Es gehört zur Colorado State University (siehe Abschnitt 3.4.5) und ähnelt dem in She et al. [2002] beschriebenen. Mit diesem Lidar lassen sich in der Mesopausenregion Temperatur, Winde und Schwerewellen beobachten. In She et al. [2006] wurde z.B. zeitgleich Natriumatome, NLCs und PMSEs beobachtet, um deren Zusammenhang zu erforschen.

Die technischen Daten der beiden Lidars sind in Tabelle 3.4 zusammengefasst.

3.4.4 Esrange (Schweden)

In Esrange (67.9°N, 21.1°O) befindet sich ein RMR-Lidar, welches bis zu einer Höhe von etwa 80 km messen und in der Mesosphäre NLCs detektieren kann. Es arbeitet mit einem Nd:YAG Laser und hat drei Teleskope mit einem Durchmesser von jeweils 87 cm. Photonen weren anhand ihrer Polarisation und Wellenlänge in jedem Teleskop getrennt.

Eigenschaften	RMR-Lidar	Na-Lidar
Laser-Medium	Nd:YAG	Farbstoff
Wellenlängen	$1064, 532, 355 \mathrm{nm}$	$589\mathrm{nm}$
Teleskope:		
Anzahl	2	2
Durchmesser	1.8 m	1.8 m
Höhenbereich	$8-90\mathrm{km}$	$80110\mathrm{km}$
Höhenauflösung	$50\mathrm{m}{-5\mathrm{km}}$	ca. $500 \mathrm{m}$
Zeitauflösung	$60 \min \text{ für } \Delta v \pm 10 \mathrm{m s^{-1}}$	1-2 min
	Δh 5 km bei 90 km Höhe	
Paramter	Temperatur, vektorielle Winde,	Natriumdichte,
	Momentum Fluxes, relative Luft-	Temperatur,
	dichte, Aerosoleigenschaften in	vektorielle Winde,
	Mesosp. und Troposp.: Rückstreu-	Momentum Fluxes,
	verhältnisse, Größenbestimmung,	NLC Rückstreu-
	Depolarisierung	verhältnis

Tabelle 3.4: Technische Parameter des RMR- und des Na-Lidar am ALOMAR [aus Kirkwood et al., 1996]

Das System ist in der Lage, bei Tageslicht Messungen durchzuführen. Dies erfolgt mit dem 532 nm parallelen Kanal unter Benutzung eines Double Etalon Systems. In *Blum et al.* [2005] das Lidar detailliert beschrieben. Mit diesem Lidar wird auf Kampagnenbasis seit Dezember 1996 gearbeitet. In den Winterkampagnen von 1996 bis 1999 wurde eine Höhenauflösung von 150 m, Zeitauflösung 1 bis 5 min in *Siebert et al.* [1999] beschrieben. In einer Höhe von 80 km liegt allerdings nur noch eine Genauigkeit von 10 % und 20 K vor.

Gleichzeitige Messungen mit Lidars in ALOMAR, um östlich und westlich des Skandinavischen Gebirges Ergebnisse vergleichen zu können, sind in *Blum et al.* [2004] dargestellt.

3.4.5 Fort Collins, CO (USA)

In Fort Collins, Colorado, USA (40.59°N, 105.14°W) befindet sich ein Natrium-Lidar. In She et al. [1995] sind Messungen der Temperaturstruktur in Höhen zwischen 80 und 105 km publiziert. Seit 1990 wurde kontinuierlich Temperatur und Natriumdichte in 80 bis 105 km Höhe gemessen. Ergebnisse zu dieser bis 1990 achtjährigen Messreihe sind in She et al. [2000] beschrieben und in She and Krueger [2004] nach elf Jahren der Messungen. Im Mai 2002 wurde das Lidar zu Tageslichtmessungen aufgerüstet [Arnold and She, 2003]. In Fort Collins sowie in Frankreich (siehe Abschnitt 3.4.6) wurde mit Lidarinstrumenten die vertikale Temperaturstruktur bis 105 km Höhe untersucht [She et al., 1995]. Außerdem gehört das Natriumlidar, das sich am ALOMAR befindet, zur Colorado State University.

3.4.6 Frankreich

Am Observatory of Haute-Provence (44°N, 6°O) befindet sich ein Rayleigh-Lidar, mit dem die Temperatur bis etwa 80 km Höhe gemessen werden kann. Es ist nicht tageslichtfähig. Von großer Bedeutung ist hier eine 20jährige Messreihe, die in *Charyulu et al.* [2007] genauer beschrieben ist. Zwischen 1982 bis 2001 wurden so 2629 Tages-Temperaturprofile aufgenommen, was 36 % der Tage entspricht [*She et al.*, 1995]. Zwischen 1991 und 1994 wurden mit Rayleigh-Lidars in Biscarrosse (44°N, 1°W) und am Observatory of Haute Provence sowie dem Natrium-Lidar in Fort Collins (siehe Abschnitt 3.4.5) die vertikale Temperaturstruktur bis 105 km Höhe erforscht [*She et al.*, 1995].

3.4.7 Arecibo, Puerto Rico (USA)

Das Arecibo Observatory in Puerto Rico (18.35°N, 66.75°W) befindet sich im Gegensatz zu den meisten anderen Forschungseinrichtungen nicht in mittleren Breiten sondern auf einem niedrigen Breitengrad in Äquatornähe. Auf niedrigen Breiten aber haben Gezeiten und Rossby-Wellen einen starken Einfluss auf die obere Mesosphäre und untere Thermosphäre. Daher bietet dieser Standort die Möglichkeit, dies zu erforschen [*Friedman et al.*, 2003].

Hier gibt es seit Juli 1999 ein Kalium-Lidar, mit dem zwischen 80 und 100 km Höhe gemessen werden kann. Der verwendete Transmitter ist im Prinzip der gleiche wie beim Kalium-Lidar des IAP [beschrieben in Höffner and von Zahn, 1995, vgl. Abschnitt 3.4.1, allerdings ohne Verbesserungen, weshalb deutlich seltener gemessen werden kann. Außerdem wird die Frequenzmodulationsmethode verwendet, die in She and Yu [1994] beschrieben wird. Acousto-Optic Modulators (AOMs) erzeugen zwei abweichende Frequenzen am K Spektrum, um in der Mesopausenregion Winde und Temperatur messen zu können. Dabei bewirkt der eine AOM eine Blauverschiebung und der andere eine Rotverschiebung des Seeders. Beide laufen mit 237.5 MHz im Dual-Pass-Mode und erzeugen eine Frequenzverschiebung von ± 475 MHz. Dadurch werden vom K-Spektrum nur drei Frequenzstellen - 180, - 655 und $+ 295 \,\mathrm{MHz}$ vom spektralen Massenzentrum genutzt [Friedman et al., 2003]. Das Empfänger-System besteht aus einem GaAs Photomultiplier, welcher mit Faserkabel mit einem Cassegrain-Teleskop mit einem Durchmesser von 80 cm und einem Sichtfeld bis 0.6 mrad verbunden ist. Daten werden mit einer Höhenauflösung von 300 m und einer zeitlichen Auflösung von 20 s für den reinen Dichtemodus und 2 min für den Temperaturmodus [Friedman et al., 2003]. Detaillierte technische Informationen sind in Friedman et al. [2003] zu finden.

Bis Juli 2001 gab es insgesamt 65 Nächte Dichtemessungen. 1996 wurde der Aufbau eines Kalium-Resonanz-Lidars begonnen, nach ersten Messungen vollständig "online" seit August 1999 [*Friedman et al.*, 2002]. Derzeit wird daran gearbeitet, das System

tageslichtfähig zu machen [Friedman et al., 2012].

3.4.8 London, Ontario (Kanada)

In London, Ontario in Kanada (42.87°N, 81.38°W, 225 m über Null) befindet sich das Purple Crow Lidar. Es handelt sich dabei um ein System, das zugleich Rayleigh-, Raman- sowie Natrium-Resonanz-Streuung nutzt. Es verwendet einen Nd:YAG Laser und die Wellenlänge 532 nm sowie einen Farbstofflaser, der die Natrium D_2 Linie bei 589 nm erzeugt. In Sica et al. [1995] und Argall et al. [2000] sind die Systeme näher beschrieben. Mit der Kombination der Methoden kann es in Höhen zwischen 500 m und 115 km messen [Sica and Argall, 2007]. Für Temperaturmessungen sind die beiden Techniken in Argall and Sica [2007] untersucht.

3.4.9 weitere Lidars

Ende 1992 wurde in Eureka (80°N, 86°W) ein Rayleigh-Lidar installiert, dass auf den Linien 308 und 353 nm emittiert und Temperatur in Höhen zwischen 25 und 80 km ermittelt. Genaue Informationen zum Lidar sind in *Whiteway and Carswell* [1994] nachzulesen. Es ist nicht tageslichtfähig. Es gab 422 Messnächte in Wintermesskampagnen zwischen Ende 1992 und Anfang 1998 (mit Ballon und Lidar). Durchschnittlich dauerte eine Messung 5.8 Stunden. Das entspricht einer Messhäufigkeit von 9.4%.

In Chatanika (65°N, 147°W) in Alaska (USA) werden seit Ende 1997 ebenfalls ein Natrium-Lidar eingesetzt. Temperaturprofile von 80 bis 110 km können so erstellt werden. In *Collins and Smith* [2004] wurden Temperaturen untersucht, um Schwerewellen zu erforschen. Weiterhin gibt es ein Rayleigh-Lidar, mit dem Messungen in 40 bis 80 km Höhe vorgenommen werden können [z.B. in *Collins et al.*, 2003; *Thurairajah et al.*, 2010a; *Irving*, 2012].

In Sondrestrom (67.0°N, 309.1°O) in Grönland gibt es ein Lidar, das mittels Natrium-Resonanz-Technik in Höhen zwischen 80 und 110 km Messungen vornehmen kann.

Auf Hawaii in Maui (20.7°N, 156.3°W) befindet sich ein Natrium-Lidar, das zwischen 75 und 115 km messen kann. Während der Maui MALT (Mesosphere and Lower Thermosphere) Kampagnen wurde hier z.B. Instabilitäten in der Mesopausenregion untersucht, nachzulesen in *Li et al.* [2005].

In Wuhan (30.5°N, 114.4°O) in China befindet sich ebenfalls ein Natrium-Lidar und dazu ein Eisenlidar. In *Chen and Yi* [2011] sind durchschnittliche Eigenschaften der Natrium- und Eisenschichten mit den beiden Lidars untersucht worden.

In der Antarktis befinden sich mehrere Forschungsstationen. Im November 1999 wurde ein Eisen-Boltzmann-Lidar, das vorher für verschiedene Messkampagnen an Flugzeugen eingesetzt wurde, am Atmospheric Research Observatory 488 m nördlich des geografischen Südpols installiert. Das Lidar ist in *Chu et al.* [2002b] beschrieben mit ersten Ergebnissen dazu. Mit diesem Lidar lassen sich Temperatur und Eisendichten messen sowie NLCs beobachten. Mittels Rayleigh-Technik ermittelt das Lidar Temperaturen in Höhen von 30 bis 70 km und mittels Eisenresonanz zwischen 75 und 100 km Höhe [Kawahara et al., 2004]. Bis Oktober 2001 wurden am Südpol NLCs untersucht. Ergebnisse dazu sind in *Chu et al.* [2001a, b, 2003] zu finden. Die technischen Eigenschaften des Systems sind in *Chu et al.* [2002a] beschrieben. Anschließend wurde das Lidar in Rothera (67.5°S, 68.0°W) eingesetzt. In Rothera wurden zwischen 2002 und 2005 ebenfalls NLCs untersucht. Dabei traten diese bei 128 von 459 Beobachtungsstunden auf, was 27.9% entspricht [*Chu et al.*, 2006].

In Syowa (69°S, 39°O) kann von 0 bis 70 km und von 80 bis 110 km Höhe Temperatur gemessen werden. Dazu wird ein kombiniertes Natrium-Rayleigh-Lidar eingesetzt. In 2000 und 2001 wurde mit dem Lidar jeweils zwischen März und September die Temperatur in der Mesopausenregion gemessen, dabei nur 70 und 64 Tage, was 32.7% und 29.9% ergibt, und das auch nur bei Nacht. Es liegen 636 Messstunden für 2000 und 639 für 2001 vor, woraus folgt, dass eine Messnacht durchschnittlich 9.09 bzw. 9.98 Stunden dauerte. Auch wenn also nur der Messzeitraum berücksichtigt wird, ergibt sich insgesamt nur eine Messhäufigkeit von etwa 12%, was in der Wetterabhängigkeit und der Tageslichtproblematik begründet liegt. Die genauen Daten sind in *Kawahara et al.* [2002] zu finden. Dieses System ist nicht tageslichtfähig.

3.5 NDACC

NDACC steht für "The international Network for the Detection of Atmospheric Composition Change". Zu diesem Netzwerk gehören über 70 Forschungsstationen, in denen der physische und chemische Zustand der oberen Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre beobachtet wird. Da in dieser Arbeit nur die obere Mesosphäre und untere Thermosphäre betrachtet werden, ist hier nur die Untersuchung der Temperatur von Bedeutung. Es gehören 14 Temperatur-Rayleigh-Lidars zur NDACC, davon zwei mobile Lidars, welche zum NASA Goddard Space Flight Center in den USA gehören. Die Standorte der stationären sind das Observatoire de Haute-Provence (Frankreich), Hohenpeissenberg (Deutschland), Payerne (Schweiz), Table Mountain Facility (Kalifornien), Mauna Loa Observatory (Hawaii), Ny-Alesund (Spitzbergen), Andoya (Norwegen), Reunion Island (Indischer Ozean), London und Eureka (beide in Kanada), sowie Sondrestromfjord und Thule (beide in Grönland). Auf der Homepage von NDACC *http://ndacc-lidar.org/* befinden sich weitere Informationen.

3.6 Zusammenfassung

In diesem Abschnitt befinden sich die Lidarstandorte in Karten und Tabellen erfasst. In Abbildung 3.4 und Tabelle 3.5 sind die Standorte von Rayleigh-Lidars und in Abbildung 3.5 und Tabelle 3.6 von Resonanzlidars zusammengefasst. T. steht dabei jeweils für die Temperatur.



Abbildung 3.4: Standorte der RMR-Lidars



Abbildung 3.5: Standorte der Metall-Lidars

			· · · ·		
Ort	Koordinaten	was gemessen?	misst seit	Tag?	Publikationen
Andenes	69°17'N, 16°01'O	T., NLC	1994	ja	von Zahn et al. [2000], Blum et al. [2004],
					von Zahn et al. [1995]
Eureka	80°N, 86°W	25-80 km; T.	1992	nein	Whiteway and Carswell [1994],
					Sica et al. [2007]
Esrange	67.9° N, 21.1° O	T., NLC	1996	-	$Blum \ et \ al. \ [2004]$
-			(Kamp.)		
Haute-Provence	44°N, 6°O	Τ.	-	-	She et al. [1995]
Hohenpeissenberg (D)	47.8°N, 11.0°O	Τ.	-	-	-
Kühlungsborn	54°07'N, 11°64'O	1–80 km, T., NLC	1997	ja	Alpers et al. [1999], Alpers et al. [2004]
London (Kanada)	42.87°N, 81.38°W	$0.5-80 \mathrm{km}, \mathrm{T}.$	-	_	Argall and Sica [2007],
(Purple Crow)		Schwerewellen			Sica and Argall [2007]
Mauna Loa Observatory	19.5°N, 155.6°W	Τ.	-	-	-
(Hawaii)					
Ny-Alesund	79°N, 12°O	T., NLC	-	-	-
(Spitzbergen)	·				
Payerne (Schweiz)		Τ.	-	-	-
Poker Flat	65 N, 147 W	40-80 km, T.	1997	-	Collins et al. [2003], Irving [2012],
(Chatanika)					Thurairajah et al. [2010a]
Reunion Island	21°S, 55°O	Τ.	-	-	Chane-Ming et al. [2000]
(Indischer Ozean)					
Rothera	67°S, 68°W	T., NLC	2002 - 2005	_	Chu et al. [2006]
Sondrestromfjord	67°N, 51°W	T., NLC	-	-	-
(Grönland)	,	,			
Table Mountain Facility	34.4°N, 117.7°W	Τ.	-	-	Leblanc et al. [1999]
(Kalifornien)	,				L
Thule (Grönland)	76.5°N, 68.7°W	T., NLC	-	-	-

Tabelle 3.5: Standorte der Rayleigh- und der RMR-Lidars

Ort	Koordinaten	Metall	was gemessen?	misst seit	Tag?	Publikationen
Andenes	69°17'N, 16° 01'O	Natrium	T., Winde, Na	Kampagnen	-	She et al. [2006]
			Schwerewellen			
Arecibo	18.35 N., 66.75 W	Kalium	T., K-Dichte	1999	(ja)	Friedman et al. [2003],
						[Friedman et al., 2002]
Chatanika	$65^{\circ}N, 147^{\circ}W$	Kalium	T., K-Dichte	1997	-	Collins and Smith [2004]
Fort Collins	$40.59^{\circ}N, 105.14^{\circ}W$	Natrium	T., Na-Dichte	-	ja	She et al. [2000],
						She and Krueger [2004],
						She et al. [1995]
Kühlungsborn	54°07'N, 11°64'O	Kalium	K-Dichte, T.,	-	ja	von Zahn and Höffner [1996a]
			$80\text{-}105\mathrm{km}$			
		Metall	Metalldichten	-	-	Gerding et al. [2001]
	mobil	Eisen	Fe-Dichte	1995	ja	siehe Tabelle 3.3
London (Ontario)	42.87°N, 81.38°W	Natrium	$80115\mathrm{km},\mathrm{Na}$	-	-	Argall and Sica [2007],
(Purple Crow)			T., Schwerewellen			Sica and Argall [2007]
Maui (Hawaii)	20.7°N, 156.3 °W	Natrium	Mesosp., Na	-	-	Li et al. [2005],
			TStruktur			Chu et al. [2005]
Rothera	$67^{\circ}S, 68^{\circ}W$	Eisen	Fe-Dichte	-	-	Diettrich et al. [2005]
Sondrestromfjord	$67.0^{\circ}N, 50.9^{\circ}W$	Natrium	Na-Dichte	-	-	-
Südpol	90°S	Eisen	NLC	1999 - 2001	-	Chu et al. [2001a],
						Chu et al. $[2001b],$
						Chu et al. [2003]
Syowa	69°S, 39°O	Natrium	T., Na-Dichte	-	nein	Kawahara et al. [2002]
Wuhan	30.5°N, 114.4°O	Natrium	Na-Schicht	-	-	Chen and Yi $[2011]$,
		Eisen	Fe-Schicht	-	-	Chen and Yi $[2011]$

Tabelle 3.6: Standorte der Resonanz-Lidars

4 Höhenforschungsraketen

Höhenforschungsraketen stellen die einzige Möglichkeit dar, insitu in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre zu messen. Diese Raketen werden dazu verwendet, wissenschaftliche Instrumente oder Mikrogravitations-Nutzlasten in Höhen von wenigen 10 bis zu etwa 1500 km zu transportieren. Seit dem ersten Start einer Aerobee A-5 mit Messgeräten zur Forschung am 5. März 1948 wurden ungefähr 1000 Höhenforschungsraketen mit einer maximalen Höhe von mehr als 120 km gestartet, davon etwa 500, um die untere Thermosphäre oder die Ionosphäre zu untersuchen. Die Raketen kann man in zwei Teile untergliedern: Die Nutzlast und den Feststoffraketenmotor. Sobald der Antrieb nach dem Start den Treibstoff verbraucht hat, erfolgt eine Trennung, der Antrieb fällt zur Erde zurück. Die Nutzlast gewinnt weiter an Höhe und nimmt Messungen auf. Die gesamte Flugzeit beträgt üblicherweise 10–30 min, davon die meiste Zeit in Nähe des Apogäums, der maximalen Entfernung zur Erde bei der Flugbahn. Die Nutzlast kann eine Masse von wenigen bis zu einigen hundert Kilogramm besitzen. Für Forschung in der unteren Thermosphäre und der Ionosphäre nehmen Messinstrumente ihre Werte entlang einer schmalen Säule, ein fast vertikales Profil, beim Auf- und beim Abstieg der Raketen auf. Dies geschieht allerdings nur in einem sehr kleinen Teil des Fluges, und zwar in der zu untersuchenden Region, welche durch die Forschungsziele der Mission vorgegeben ist. Die gesamte Messzeit aller bisherigen Höhenforschungsraketen für die untere Thermosphäre und Ionosphäre (ca. 500) beläuft sich daher nur auf die Größenordnung eines Tages. Seitdem die NASA (National Aeronautics and Space Administration) Höhenforschungsraketen nutzt (seit 1958), beträgt die Zahl der Starts durchschnittlich weniger als 10 im Jahr. Mikrogravitations-Nutzlasten sind mit einem Fallschirm ausgestattet, wodurch die Geräte geborgen und untersucht sowie die Daten analysiert werden können.

Höhenforschungsraketen sind aufgrund geringer Kosten (im Vergleich mit Satelliten, da sie nicht in den Orbit gebracht werden müssen) von Vorteil, außerdem können sie wegen ihrer geringen Größe an schwer zugänglichen Orten eingesetzt werden, wie zum Beispiel im Ozean oder in der Antarktis. Sie ermöglichen einen guten Zugang zur Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Untersucht werden können hiermit spezielle Forschungsgegenstände wie Polarlichter, äquatorialer Elektrojet, NLCs oder Gewitter. Höhenforschungsraketen bleiben relativ lange Zeit an ihrem Apogäum, und haben verglichen mit der Umgebung langsame Geschwindigkeiten, insbesondere langsamer als Satelliten im Orbit. Es lassen sich auch recht große Traglasten (über 500 kg) verwenden. Dazu kommt eine geringe Vorlaufzeit, Nutzlasten können in nur sechs Monaten entwickelt werden. Daher können Raketen auch eingesetzt werden, um die Ausrüstung für spätere teurere Satellitenmissionen zu testen. Die Zeit zwischen zwei Flügen ist sehr gering, da bereits nach nur wenigen Jahren Ergebnisse verfügbar sind, kann die Nutzlast des nächsten Fluges angepasst werden. Es ist ebenfalls möglich, mehrere freifliegende Teilnutzlasten mit einer Trägerrakete in die Atmosphäre zu befördern, außerdem können die Traglasten geborgen und wiederverwendet werden.

Nachteile hingegen sind, dass für Messungen nur eine kurze Zeit in der zu erforschenden Region zur Verfügung steht und diese auch nur als Schnappschuss aufgenommen werden können. Das heißt, es gibt nur ein vertikales Höhenprofil. Also weder Messungen als Funktion von Längen- oder Breitengrad, noch Messungen an mehreren Orten zeitgleich, außer durch mehrere Raketen, was wiederum teuer wird, und auch nicht über einen langen Zeitraum.

4.1 Raketen-Motoren

Mit verschiedenen Trägerraketen lassen sich Apogäen von bis zu 1500 km erreichen.

Land	HFR	Anzahl der	Apogäum	Nutzlast
		Stufen	(km)	(kg)
Brasilien	VS-30/Orion	2	434	-
	VSB-30	2	270	400
	VS-40	2	650	500
Kanada	Black Brant V	1	250	270
	Black Brant IX	-	450	170
	Black Brant X	3	1300	68
	Black Brant XI	3	590	250
	Black Brant XII	4	1500	135
Indien	RH-300 Mk II	1	-	-
	RH-560 Mk II	2	334	100
Japan	S-310	1	210	50
	S-520	1	300	100
	SS-520	2	1000	140
Russland	MR-20	-	250	130
USA	Nike-Improved Orion	2	190	68
	Castor 4B	1	720	850
	(bei MAXUS genutzt)	-	-	-
	Terrier Malemute	2	700	90
	Terrier-Improved Orion	2	200	45
	Terrier Lynx	2	380	50
	Terrier Oriole	2	340	360

 Tabelle 4.1: Raketenmotoren

In Tabelle 4.1 sind einige aufgelistet, wobei das jeweils erreichbare Apogäum abhängig von der verwendeten Nutzlast auch niedriger ausfallen kann.

Neben Feststoff- und Flüssigraketen wird die Möglichkeit erforscht, sehr leichte Nutzlasten mittels Projektilen über eine Elektromagnetische Schienenkanone (Electromagnetic Railgun) in Überschallgeschwindigkeit zu befördern. Solche kleinen Nutzlasten kommen bei kleinen meteorologischen Höhenforschungsraketen oder Nanosatelliten (ca. 1 kg), z.B. CubeSats, vor. In Zusammenarbeit des EADS Space Transportation, des French-German Research Institute, des DLR sowie des IAP entstand eine Studie [*Longo et al.*, 2005], in der die Eignung und Machbarkeit für derzeitig angestrebte Aspekte untersucht wird. Dabei liegt ein Gesichtspunkt auf Überschall-Projektilen (allgemeiner Aufbau, Belastungssimulation usw.), allgemeiner Aufbau einer Schienenakanone sowie Marktaspekte und Nutzlasten werden betrachtet. In dieser Studie konnte gezeigt werden, dass beim derzeitigen Stand der Technik ein Projektil durch eine elektromagnetische Schienenkanone auf Überschallgeschwindigkeit gebracht werden kann, wobei eine Nutzlast von 0.4 kg auf eine Zielhöhe von 115 km gebracht wurde [*Behrens et al.*, 2003].

4.2 Messinstrumente

Es gibt eine große Auswahl an Instrumenten, die bereits an Höhenforschungsraketen eingesetzt wurden. Die im Folgenden aufgelisteten sind zwar nicht vollständig aufgezählt, teilweise auch noch in der Entwicklung, aber hinsichtlich des Satellitenprojekts QB50 von Interesse:

- Neutral Mass and Ion Mass Spectrometer
- Magnetometer für Messungen des Magnetischen Feldes
- Langmuir-Sonden
- Partikel-Detektoren für geladene und (seit kurzem) neutrale Partikel, einschließlich Spectral Mass Information (z.B. für die Kampagnen ECOMA, MASS)
- Messungen der Gesamtdichte und ihrer Fluktuationen (z.B. CONE)
- Resonanzleuchte für den Nachweis von reaktiven Spurengasen (atomarer Sauerstoff, Wasserdampf usw.)
- PHLUX (Pyrometric heat flux experiment), FIPEX (Flux-Φ-Probe-Experiment) zum Messen von atomarem Sauerstoff und anderen Gasen
- Tracking foil Clouds oder Fallings Spheres (Fallende Kugeln) um Winde und Neutralgasdichten

- Messungen von Plasmakomponenten (Elektronen, Protonen) an verschiedenen Energien
- Messungen zum Elektrischen Feld, Komponenten von Gleich- und Wechselspannung
- Messungen der absoluten Elektronendichte durch Faraday-Rotation
- Plasma Diagnostic Probe
- Multispektrale Abbildung von Nachtleuchtenden Wolken
- MASS (Mesospheric Aerosol Sampling Spectrometer)

4.2.1 Fallende Kugel

Das Messprinzip besteht darin, dass eine Kugel mit einer Höhenforschungsrakete in die Atmosphäre gebracht und in 80 bis 110 km Höhe ausgeworfen wird. Die Fallbewegung wird dann mit bodengebundenen Radaren verfolgt. Nachteil dieser Methode ist die geringe Höhenauflösung von nur einigen Kilometern, weshalb dieses Prinzip für Phänomene wie NLCs und PMSEs ungeeignet ist.

4.2.2 Langmuir Sonden

Mit Langmuir-Sonden lassen sich Eigenschaften von Plasma ermitteln. So wird Dichte, Temperatur und Potential von Elektronen bestimmt.

Bei der ECOMA-Kampagne (siehe Abschnitt 4.2.4) kommen Langmuir-Sonden, z.B. die Cold Plasma Probes (CPP) zum Einsatz.

CPP, Kurzform für Cold Plasma Probes, sind Langmuir Sonden, d.h. sie messen die Strom-Spannungs-Kurve von ionosphärischem Plasma. Aus präzisen Messungen kann die Temperatur von Elektronen bestimmt werden und daraus auch die Normaltemperatur, unter der Annahme, dass die Elektronentemperatur unter etwa 95 km Höhe ausschließlich durch häufige Kollisionen mit Neutralgasmolekülen determiniert ist.

Mit einer Multi-Needle Langmuir Probe (M-NLP) sollen Schwankungen der absoluten Elektronendichte entlang der Raketenflugbahn mit einer hohen Auflösung gemessen werden. Dieses Experiment besitzt vier identische zylinderförmige Sonden mit einem Radius von 0.51 mm und einer Länge von 25 mm. Die Sonden sind in gleichen Abständen zwischen 2.5 V und 5 V eingestellt. Im Anschluss an den Raketenflug wird aus der gesammelten Spannung jeder Sonde ein Dichteprofil der Elektronen erstellt. Bei ECOMA werden vier Sonden verwendet, obwohl zwei ein Dichteprofil liefern würden, um Redundanz zu erhalten.

4.2.3 Vakuummeter

Ein Vakuummeter dient der Messung von geringem Druck und misst indirekt, indem die Zahl der Ionen gemessen wird, die Gas produziert, wenn es mit Elektronen beschossen wird. Diese Zahl ist porportional zur Dichte des Gases.

Um höher aufgelöste Dichte- und Temperaturmessungen durchführen zu können, wurde TOTAL entwickelt und während der MAP/WINE Kampagne im Herbst 1987 erstmals eingesetzt. In *Lübken* [1987] ist dieses Instrument näher beschrieben. Der Name leitet sich davon ab, dass TOTAL Messungen der totalen Dichtezahlen in der Atmosphäre, absolute Dichte, Neutraltemperatur sowie Turbulenzeigenschaften, liefert. In der DYA-NA Kampagne wurde dieses Instrument ebenfalls verwendet [*Hillert et al.*, 1994].

CONE steht für **CO**mbined measurement of **N**eutrals and **E**lectrons und stellt eine Verbesserung des TOTAL-Instruments dar. Damit können absolute Neutraldichten, Neutraltemperaturen, Neutralgasturbulenz sowie Elektronendichten gemessen werden. Es handelt sich hierbei um ein klassisches Trioden-Typ Vakuummeter, welches für einen Druck von 10^{-5} bis 1 mBar optimiert wurde. Auf diese Weise lassen sich in 70 bis 120 km Höhe absolute Neutralgasdichten messen. Konzipiert wurde CONE, um die instrumentale Zeitkonstante zu verringern und damit turbulente Fluktuationen in den Neutralgasdichten räumlich auf bis zu 1 m auflösen zu können. Durch sehr genaue Dichtemessungen können Dichtefluktuationen von 0.05% erfasst werden. Unter der Annahme, dass hydrostatisches Gleichgewicht herrscht, kann das Dichteprofil integriert werden und daraus ein neutrales Temperaturprofil mit einer vertikalen Auflösung von etwa 200 m und einer Genauigkeit von etwa 4 K erstellt werden. Details zu CONE sind in *Giebeler and Lübken* [1995] zu finden. In mehr als 30 Flügen von Höhenforschungsraketen wurde CONE erfolgreich eingesetzt [*Strelnikov et al.*, 2011]. CONE gehört auch zur Instrumentierung bei ECOMA.

Pirani-Vakuummeter, ebenfalls bei ECOMA, dienen der genauen und räumlich hoch aufgelösten Messung der Dichte und Temperatur der Atmosphäre. Dabei wird die Pirani-Technik verwendet, welche ein Industriestandard für Druckmessungen in Vakuumsystemen zwischen 10⁻⁴ und 1000 mBar ist. Mit konstanter Stärke wird hierbei ein Wolframdraht erhitzt und mit dem Gas, dessen Druck zu messen ist, zusammen gebracht. Es erfolgt eine Temperaturänderung und damit Widerstandsänderung des Drahtes, die von der Anzahl an Zusammenstößen mit Gasteilchen abhängt. Das heißt, die Messung des Druckes beruht auf einer Widerstandmesung, welche sehr genau und schnell durchgeführt werden kann. Mit dieser Technik wird also der Druck ermittelt. Die Neutralgasdichte lässt sich ebenfalls ableiten und wird dann unter der Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts integriert, um ein Höhenprofil der Temperatur zu erhalten.

4.2.4 Messinstrumente bei ECOMA

Bei ECOMA (Existence and Charge State of Meteor Smoke Particles in the Middle Atmosphere) finden zahlreiche Messinstrumente Verwendung, hauptsächlich Instrumente zum Nachweis bestimmter Partikel. Ein raketengetragenes Messinstrument ist der ECOMA-Partikeldetektor. Er wurde am IAP entwickelt, um die Konzentration kleinster von Meteoren stammenden Staubpartikel (Größenordnung im nm-Bereich) zu bestimmen. Der Detektor besteht aus einem Faraday-Cup und einer Xenon-Blitzlampe, mit welcher die Photoionization der zu detektierenden Partikel erfolgt. In einer zylinderförmigen Messanordnung mit der Blitzlampe im Mittelpunkt werden freie und leichte positive Ionen mit zwei Abschirmgittern, deren Spannung ± 3 –6 V im Vergleich zur Struktur der Höhenforschungsrakete beträgt, daran gehindert, in das Innere des Detektors zu gelangen. Dort wiederum befindet sich die Messelektrode zum Nachweis der geladenen Partikel. Das empfindliche Elektrometer hat zwei Kanäle, die Frequenzen sind 1 und 100 kHz, die Blitzfrequenz 20 Hz. Im Detektor werden dann die Photoelektronen, die durch den Blitz erzeugt werden, als kurzer Strompuls (<50 µs) erfasst.

Dazu kommen Cold Plasma Probes (CPP) und Multi-Needle Langmuir Probes (siehe Abschnitt 4.2.2) sowie die Vakuummeter CONE (COmbined measurement of Neutrals and Electrons) und Pirani-Vakuummeter (siehe dazu Abschnitt 4.2.3).

Weiterhin gehört auch eine Sonde zur Messung von Elektronen und Ionen zur Instrumentierung. Diese misst eine Spannung, die proportional zur Dichte positiver Ionen, Geschwindigkeit der Rakete und zum Sondenquerschnitt ist. Absolute Werte lassen sich durch Normalisierung der Elektronendichte oberhalb von etwa 90 km Höhe ermitteln. Weiterhin wird ein Faraday Rotation Experiment eingesetzt. Faraday Rotation tritt aufgrund der Elektronengesamtmenge zwischen Bodentransmitter und Raketennutzlast auf, was bewirkt, dass linear polarisierte hochfrequente Wellen ihre Polarisation ändern. Mittels Differentiation über die Höhe erhält man Elektronendichten. Es werden vier Frequenzen genutzt, um eine hohe Empfindlichkeit in geringen Höhen zu erreichen, sowie den Bereich bis zum Apogäum abzudecken. Absolute Werte sind unempfindlich gegenüber der Beladung der Rakete oder Aerodynamischer Effekte, allerdings ist die Höhenauflösung meist nicht besser als 1 km.

Von MISU (Meteorologiska Institutionen Stockholms Universitet) wurden auch einige Instrumente entwickelt, die bestimmte Partikel untersuchen. Der "MAGIC" Particle Sampler soll Meteorstaubpartikel in Höhen zwischen etwa 60 km und dem Apogäum des Raketenfluges erforschen. Die Oberflächen, an denen die Partikel gesammelt werden, werden für den Rückflug vakuumversiegelt und auf der Erde unter Reinraumbedingungen mit Transmissionenelektroskopie und Röntgenspektroskopie in Bezug auf die Zusammensetzung untersucht. NLC Photometer untersuchen die Eiskristalle, die als Nachtleuchtende Wolken in Erscheinung treten. Dieses Instrument detektiert gestreutes Sonnenlicht im ultravioletten Bereich bei etwa 220 nm. Das derzeitige Photometer-Prinzip basiert auf den Erkenntnissen früherer Raketenkampagnen. Neue Entwicklungen bewirken einen kompakten Aufbau, der in die Mittelsektion der ECOMA-Traglast passt. NO-Photometer wiederum bestehen aus zwei optischen Detektoren (Filter Photometer) und zum Nachweis von Nightglow-Emissionen auf den zwei Wellenlängen 762 nm und 540 nm.

Dazu kommt ein Charged Dust Detector (CDD) zum Einsatz. Entwickelt und gebaut wurde dieser von der Universität von Tromsø. Das Instrument misst die Elektrische Spannung, die beim Auftreffen geladener Staub- oder Aerosol-Partikel entsteht. Vom Dartmouth College, USA entwickelt wurde der Dartmouth Particle Detector (DPD). Eine Sonnenblenden-Photomultiplier-Röhre mit einem Lyman- α Interferenzfilter und O_2 -Filter ist SLAM (Scattered Lyman Alpha in the Mesosphere). Hier soll dieses Instrument Photonen zählen. Näher beschrieben ist das Instrument in *Hedin et al.* [2008]. Weiterhin wird ASLAF eingesetzt. Dies steht für Attenuation of the Solar-Lyman- α Flux und soll die Prozesse in der Mesosphäre und Thermosphäre bis zu 120 km Höhe im Sommer an hohen Breitengraden untersuchen. Lyman- α ist das stärkste und auffälligste Merkmal des solaren EUV Spektrums, tritt vergleichsweise leicht in die Atmosphäre ein und ist daher dort die Hauptquelle von Energie.

4.3 Standorte und Einrichtungen

Die NASA nutzt seit 1980 verschiedene Orte, von denen Höhenforschungsraketen gestartet werden können. Diese sind [aus: http://rscience.gsfc.nasa.gov/opsrang.html]:

- 1. Wallops Island, Virginia (USA)
- 2. Poker Flat, Alaska (USA)
- 3. Fort Yukon, Alaska (USA)
- 4. Cape Perry (Kanada)
- 5. Andøya (Norwegen)
- 6. Ny-Alesund, Spitzbergen (Norwegen)
- 7. Esrange (Schweden)
- 8. Fort Churchill (Kanada)
- 9. Sondre Stromfjord (Grönland)
- 10. Punta Lobos (Peru)
- 11. Alcantara (Brasilien)
- 12. Tortuguero (Puerto Rico)
- 13. Kwajalein Atoll (Marshall Islands)
- 14. Kenya, Afrika
- 15. White Sands, New Mexico (USA)
- 16. Woomera, Australien

Ort	Koordinaten	Zeitraum
Hayes Islands	81°N, 58°O	1969-1995
o. Belyy	73°N, 70°O	1980 - 1987
Zingst (Deutschland)	53°N, 12°O	1989 - 1991
Volgograd	49°N, 44°O	1969 - 1995
Balqash	47°N, 75°O	1973 - 1991
Sainshand (Mongolei)	45°N, 110°O	1983 - 1991
Ahtopol (Kasachstan)	42°N, 29°O	1982 - 1991
Tumba (Indien)	8°N, 77°O	1970 - 1991
Kerguelen Island (Antarktis)	49°S, 70°O	1973 - 1981
Molodyozhnaya Station (Antarktis)	$68^{\circ}S, 45^{\circ}O$	1969 - 1995

Tabelle 4.2: ehemalige Startrampen in der UdSSR

Höhenforschungsraketen wurden in den Jahren von 1969 bis 1995 auch von der ehemaligen Sowjetunion (UdSSR) eingesetzt, in Tabelle 4.2 sind die Startorte zusammengestellt [http://www.cao-rhms.ru/ofvsa/Raketi/RocketPage1.htm].

Derzeit stehen die in Tabelle 4.3 in Abschnitt 4.4 zusammengefassten Startplätze für Höhenforschungsraketen zur Verfügung. Davon sind die Andøya Rocket Range, Esrange, die Poker Flat Research Range, die Wallops Flight Facility, Das Uchinoura Space Center und die Thumba Equatorial Rocket Launching Station die am häufigsten genutzten Stationen.

Weiterhin gibt es MORABA, die mobile Raketenbasis der DLR. In den letzten 30 Jahren wurden hier mehr als 250 Kampagnen in Schweden, Norwegen, Italien, Frankreich, Spanien, Grönland, den USA, Brasilien, Indien, Australien, Japan, Spitzbergen und der Antarktis durchgeführt. Wie der Name schon sagt, muss die verwendete Ausrüstung beweglich sein, und daher entweder in Standard-Container passen oder mit Rädern ausgestattet sein.

Zur Zeit stehen der MORABA drei Startrampen für Höhenforschungsraketen und eine für Ballons zur Verfügung. Die "Beam-Type" Startrampen für die Höhenforschungsraketen können für Trägersysteme bis zu einer Masse von sechs Tonnen verwendet werden. Alle Raketenwerfer können von einem Blockhaus ferngesteuert werden. Die Trägersysteme heißen MAN-Launcher I, MAN-Launcher II und RAG-Launcher. Mit den beiden MAN-Launcher können die Raketentyps von der Black Brant V bis X, alle Arten der Skylark-Reihe, Nike/Orion sowie Taurus/Orion verwendet werden, MAN-Launcher II kann darüber hinaus alle Höhenforschungsraketen bis zu sechs Tonnen befördern. Der RAG-Launcher kann die Typen Super Loki und Viper tragen. Auf der Internetseite http://www.dlr.de/rb/desktopdefault.aspx/tabid-4713/7806_read-12185/ sind genauere Details zu den Trägersystemen.

Begleitend werden zwei hochpräzise Tracking-Radare zur Messung der Flugbahnen von Ballons, Flugzeugen und Höhenforschungsraketen sowie Orbitbestimmung von Spaceshuttles und Satelliten eingesetzt. Beide Radare senden mit einer Frequenz von 5.4 bis 5.9 GHz, mit einer Impulswiederholungsrate nach dem IRIG-Standard und Impulsbreiten von 0.25, 0.5 und 1 µs. Winkelverfolgung erfolgt über Einzelimpulstechnik. Für ausgewählte Verfolgung von Transpondern sind beide Radare zu Transmitter Pulse Coding fähig. Das RIR-774C Radar, welches seit 1990 zur MORABA gehört, sendet mit einer Spitzenleistung von mehr als 650 kW und einer Antennenverstärkung von über 39 dB. Bei 3 dB beträgt die Antennenstrahlbreite weniger als 1.4°. Die Antenne ist linear polarisiert, der Hintergrundrauschfaktor liegt unter 2.5 dB. Bei 10 dB S/N beträgt der Winkelbereich weniger als $\pm 0.015^{\circ}$, die Genauigkeit der Zielverfolgung liegt bei unter $\pm 5 \,\mathrm{m}$. Für eine 15 cm Kugel beläuft sich der Nachführungsbereich auf weniger als 55 km. Dieses Radar ist kleiner als das AN/MPS-36, passt in nur drei Standard Container und ist damit günstiger zu transportieren. Es wird eine betonierte Plattform benötigt, um den Antennencontainer und die Kalibrierungsausrüstung aufzustellen. Für kurzzeitigen Betrieb kann das System auch auf unvorbereiteten Boden aufgesetzt werden, wenn der Boden genügend fest ist. Das AN/MPS-36 ist zusätzlich in der Lage, am empfangenen Signal die Impulsdopplerfrequenz zu extrahieren. Beide Radare arbeiten mit einem vollstufigen System, das in Echtzeit Daten verarbeitet. Mit der Software sind neben online Datenkorrektur und -aufzeichnung auch ausgeklügeltere Kalibrierungsroutinen möglich, wodurch die Genauigkeit des Systems verbessert wird [Quelle: http://www.dlr.de/rb/desktopdefault.aspx/tabid-4713/7806_read-12186/].

Zwei Telemetriestationen sind vollständig mobil und nahezu überall auf der Erde einsetzbar. Sie sind in sich geschlossen und an eine Vielzahl von Systemen anpassbar. Sämtliche Ausrüstung für Demodulation und Nachweis von FM, PM, PCM und TV-Signalen ist in den Stationen integriert. Mehrere Fernmessungen und TV-Verbindungen können gleichzeitig unterstützt werden. Genauere Informationen dazu sind auf der Seite http://www.dlr.de/rb/desktopdefault.aspx/tabid-4713/ zu finden.

Um nun in Einrichtungen an abgelegenen Orten arbeiten zu können, ist weitere Zusatzausrüstung vonnöten. Dazu gehören Stromgeneratoren mit einer Leistung bis zu 200 kVA, Intercom-Einheiten für interne Kommunikation sowie HF, VHF und UHF Ausrüstung für Kommunikation mit Flugzeugen und Schiffen, Count-Down-Uhr und IRIG B Standard-Einheiten und Go/No-Go Systeme. Nähere Informationen sind unter *http://www.dlr.de/rb/desktopdefault.aspx/tabid-4713/7806_read-12194/* zu finden.

Das Sounding Rocket Program Office (SRPO) befindet sich am NASA Goddard Space Flight Center an der Wallops Flight Facility. Zu Forschungszwecken werden jährlich etwa 20 Flüge von Startrampen auf der ganzen Welt (siehe Tabelle 4.3 in Abschnitt 4.4) durchgeführt. Weitere Informationen hierzu findet man unter *http://sites.wff.-nasa.gov/code810/srpo.html*.

4.4 Zusammenfassung

Die Standorte, die von der NASA genutzt werden, sind in Abbildung 4.1 dargestellt und in Tabelle 4.3 zusammengefasst.



Abbildung 4.1: Startrampen, die von der NASA genutzt werden

Land	Einrichtung	Koordinaten
Norwegen	Andøya Rocket Range	69.29°N, 16.02°O
Schweden	Esrange	67.89°N, 21.10°O
USA	Poker Flat Research Range	65.13°N, 147.48°W
Russland	Plesetsk Cosmodrome	62.71°N, 40.29°O
USA	Kodiak Launch Complex	$57.44^{\circ}N, 152.34^{\circ}W$
Russland	Yasny Cosmodrome	51.21°N, 59.85°O
Russland	Kapustin Yar Cosmodrome	48.58°N, 46.25°O
Kasachstan	Baikonur Cosmodrome	45.96°N, 63.35°O
China	Jiuquan Satellite Launch Center	41.12°N, 100.46°O
China	Taiyuan Satellite Launch Center	39.14°N, 111.97°O
USA	Wallops Flight Facility	37.85°N, 75.48°W
USA	Vandenberg Air Force Base	$34.77^{\circ}N, 120.60^{\circ}W$
Pakistan	Tilla Satellite Launch Center	33.40°N, 73.30°O
Israel	Palmachim Air Force Base	31.88°N, 34.68°O
Japan	Uchinoura Space Center	31.25°N, 131.08°O
Japan	Tanegashima Space Center	30.39°N, 130.97°O
USA	Cape Caneveral Air Force Station	$28.47^{\circ}N, 80.56^{\circ}W$
China	Xichang Satellite Launch Center	28.25°N, 102.03°O
Pakistan	Sonmiani Satellite Launch Center	25.19°N, 66.75°O
Indien	Satish Dhawan Space Center	13.74°N, 80.24°O
Indien	Thumba Equatorial Rocket Launching Station	8.53°N, 76.87°O
Brasilien	Alcântara Launch Center	$2.32^{\circ}S, 44.37^{\circ}W$

Tabelle 4.3: Derzeitige Startrampen für Höhenforschungsraketen

5 ausgewählte Kampagnen

In diesem Abschnitt werden einige internationale Kampagnen behandelt, in denen die obere Mesosphäre und die untere Thermosphäre hinsichtlich spezieller Forschungsgegenstände und mittels verschiedener Messinstrumente untersucht wurde.

5.1 Energy Budget Campaign

1980 wurde die Energy Budget Campaign in Nordskandinavien durchgeführt.

Ladungs-	Träger	Parameter
Bezeichnung	Apogäum	
E1	Nike-Orion	Ionenzusammensetzung, Zusammensetzung und
	$148\mathrm{km}$	Dichte von Netralgas, Elektronendichte,
		Ionendichte, PLasmafluktuationen, Turbulenz
E2	Skylark	Atmosphärische Infrarotemissionen, Emissionen der
	$230\mathrm{km}$	Polarlichter im UV-Bereich, E-Feld, Dichte und
		Temperatur von Elektronen, Ionendichte,
		Elektron-Niederschlag
E4	Nike-Apache	Dichte von N_2 und Ar , Elektronendichte,
	$124\mathrm{km}$	Partikelniederschlag, Röntgenstrahlen,
		Plasmafluktuationen, Turbulenz
E5	Petrel	Dichte von atomarem Sauerstoff, Elektronendichte,
	$170{ m km}$	Neutralgastemperatur
E6a, b, c	Nike-Orion	Wind, Gasdichte und -temperatur, E-Feld
	$165\mathrm{km}$	
$\mathrm{E7}$	Skua	Wind
	$95\mathrm{km}$	
E8	\mathbf{Skua}	Dichte von Stickoxid,
	$95\mathrm{km}$	Dichte und Mobilität von Ionen
E9a,b	Superloki	Temperatur, Wind
	$80\mathrm{km}$ / $105\mathrm{km}$	
E10	Taurus-Orion	Infrarotemissionen in der Atmosphäre, 3914 Å und
	$195{ m km}$	5577 Å Emissionen, Dichte von atomarem Sauerstoff,
		Partikelniederschlag, Elektronendichte
E11a,b	Taurus-Orion	Dichte und Temperatur von Elektronen, Plasma-
	$176\mathrm{km}$	fluktuationen, Partikelniederschlag,
		Ionenzusammensetzung

Tabelle 5.1: Raketen bei der Energy Budget Campaign

Im November und Dezember wurden dabei verschiedene Prozesse von Energieerzeugung und -Verlust in der Mesosphäre und der unteren Thermosphäre untersucht Unter internationaler Beteiligung wurden sowohl bodengebundene als auch ballon- und raketengetragene Messinstrumente eingesetzt. Einige 50 Raketen sowie 14 Ballons wurden gestartet, ein Netzwerk aus 56 weit über Europa verteilten Bodenstationen kam zum Einsatz. In Tabelle 5.1 sind die verwendeten Raketen aufgelistet, jeweils mit dem Parameter, der untersucht wurde. Genaueres ist in *Offermann* [1985] zu finden.

5.2 DYANA campaign

In dieser Kampagne stand von Januar bis März 1990 die Dynamik der mittleren Atmosphäre bis zu etwa 100 km Höhe im Fokus. Mit bodengebundenen, ballon- und raketengetragenen Instrumenten an verschiedenen Orten der Erde wurden insbesondere Rossbywellen, Schwerewellen und Turbulenz untersucht, dazu weiterhin die Beziehung zur Verteilung von Nebenbestandteilen. Die Kampagne stützt sich stark auf Messungen durch meteorologische Raketen und Radiosonden sowie bodengebundene Radare und Lidars für Dichte-, Temperatur- und Windmessungen.

In Tabelle 5.2 sind die Standorte aufgelistet, an denen Radare oder Lidars Messungen in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre vorgenommen haben. Die genauen Informationen sind in *Offermann* [1989] zu finden. Insgesamt betrachtet wurde mittels Lidars in der Regel Dichte und Temperatur in der Atmosphäre gemessen, selten auch Nebenbestandteile wie Ozon oder Natrium. Die verschiedenen MST Radare dienten der Bestimmung von horizontalen und vertikalen Winden, einige zudem zum Nachweis von Turbulenz.

Durch eine Vielzahl an meteorologischen Raketen wurden Datasonden, M 100 sowie fallende Kugeln in die Stratosphäre und die Mesosphäre gebracht, um Messungen vorzunehmen. Auf diese Weise konnten mit einer hohen vertikalen Auflösung sowie guter Zeit- und Höhenabdeckung und unabhängig von Wetterbedingungen dynamische Parameter wie Winde, Dichte und Temperatur ermittelt werden. Da fallende Kugeln von Tracking-Radar-Messungen begleitet werden müssen, sind deren Starts nur von entsprechend ausgerüsteten Startorten möglich.

Am Standort CEL (44°N, 1°W) wurden mit dem Raketenmotor Viper IIIA-12A 35 Messungen mit Fallenden Kugeln zu Dichte, Temperatur und Winden an Höhen bis zu 100 km vorgenommen. Weiterhin wurden 23 Flüge mit Chaff zur Bestimmung der Winde zwischen 60 und 105 km Höhe durchgeführt. Mit der Nike Orion, welche ein Apogäum von 125 km erreichte, erfolgten 8 Starts mit dem Instrument TURBO zur Turbulenz- und Dichtemessung. In Andøya (69°N, 16°O) wurden ebenfalls diese beiden Motoren eingesetzt, mit den selben Forschungszielen. Mit den fallenden Kugeln beläuft sich die Anzahl der Flüge dabei auf insgesamt 37, mit Chaff auf 23 und mit TURBO

Ort (Koord.)	Instrument (Parameter)
Logan (41°N, 112°W)	MF Imaging Radar (Winde, Turbulenz)
Saskatoon (52°N, 107 °W)	MF Radar (Winde, Rossby- und Schwerewellen;
	$60-110{ m km})$
Durham $(43^{\circ}N, 71^{\circ}W)$	Meteor Radar (Winde; $80-110 \text{ km}$)
Sao Jose dos Campos $(23^{\circ}S, 45^{\circ}W)$	Na-Lidar (Natrium; $80-105 \text{ km}$)
Aberystwyth $(52^{\circ}N, 3^{\circ}W)$	Lidar (Moleküldichten, Temperatur)
	VHF Radar (Winde, Wellen, Turbulenz)
Bicarosse (44°N, 1°W)	Rayleigh Lidar (Dichte, Temperatur)
Obs. Haute Provence (44°N, 6°O)	Lidar (Dichte, Temperatur, Winde)
Bologna (44°N, 6°O)	Meteor Wind Radar (Winde, Wellen)
Frascati (42°N, 12°O)	Rayleigh-Lidar (Dichte, Temperatur; 80–100 km)
Bleik (69°N, 16°O)	SOUSY-VHF-Radar (Winde; 60–90 km)
	SOUSY-Lidar (Dichte)
Andoya (69°N, 16°O)	Lidar (Temperatur $20-50 \mathrm{km}$ und $80-110 \mathrm{km}$,
	Gesamtdichte $20-50 \text{ km}$)
$Troms \phi(70^{\circ}N, 19^{\circ}O)$	STARE Coherent Radar
	EISCAT (Winde; $70-90 \mathrm{km}$)
Skibotn (69°N, 20°O)	Rayleigh-Lidar (Temperatur, Dichte)
Fukuoka (33°N, 130°O)	Rayleigh-Lidar (Dichte, Temperatur)
Nagoya (35°N, 136°O)	Lidar (Dichte, Temperatur)
Shigasaki (35°N, 136°O)	MU-Radar (Winde, Wellen)
Scott Base $(78^{\circ}N, 167^{\circ}O)$	MF partial reflection Spaced
	Antenna Wind Radar (horizontale Winde)
Christchurch (44°S, 173 °O)	MF partial reflection Spaced
	Antenna Wind Radar (horizontale Winde)

Tabelle 5.2: Dyana Campaign Messstationen

auf 8. In Esrange (68°N, 21°O) wurden zwei SISSI mittels Skylark 6 oder 7 bis auf ein Apogäum von 180 km gebracht, um Minor Constituents der Atmosphäre zu messen. Mittels M-100B wurden jeweils 16 Flüge von Volgograd (38°N, 44°O) und von Heiss Island (81°N, 58°O) zu Temperatur, Winden, Druck, Dichte, Chaff und Elektronendichte unternommen. 33 Flüge mit einer M-100 wurden von Thumba (9°N, 75°O) zu Temperatur und Winden durchgeführt. Temperatur, Dichte und Winde bis zu 100 km Höhe wurden auch in Kagoshima (31°N, 131°O) mit Fallenden Kugeln an einer Viper IIIA-12A gemessen, dort wurde weiterhin zweimal mit einer MT-135 mit einem Apogäum von 120 km Nebenbestandteile der Atmosphäre untersucht. Außerdem wurden in Ryori (39°N, 141°O) Meteorologische Raketen gestartet, um Temperatur, Dichte und Winde zu messen.

5.3 ECOMA campaign

ECOMA steht für Existence and Charge State of Meteor Smoke Particles in the Middle Atmosphere. ECOMA Kampagnen werden vom DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) zur Erforschung der Existenz und des Ladungszustandes von Meteorstaub in der mittleren Atmosphäre durchgeführt. Eingesetzt wurden dabei Höhenforschungsraketen, welche eine Vielzahl an Instrumenten in die Atmosphäre transportieren. Eine ECOMA Nutzlast war mit einem ECOMA Partikeldetektor, einer Cold Plasma Probe, einem CONE, einem Elektronen-Ionen-Sonde, einem Faraday-Rotations-Experiment, einem Pirani-Vakuummeter, einem "MAGIC" Partikel-Sampler, NLCsowie NO-Photometer, einem Detektor für geladene Staubpartikel, einem Dartmouth Partikeldetektor, einer Multineedle Langmuir Probe und einem ASLAF-Instrument (Kurzform für Attenuation of the Solar Layman-Alpha Flux) ausgestattet. Nähere Informationen zu den Instrumenten sind in 4.2.4 zu finden. Forschungsergebnisse durch ECOMA sind z.B. in *Brattli et al.* [2009]; *Rapp and Strelnikova* [2009]; *Strelnikova et al.* [2009]; *Rapp et al.* [2011b]; *Szewczyk et al.* [2011, 2013] publiziert.

Literaturverzeichnis

- Abdu, M. A., T. K. Ramkumar, I. S. Batista, C. G. M. Brum, H. Takahashi, B. W. Reinisch, and J. H. A. Sobral (2006), Planetary wave signatures in the equatorial atmosphere– ionosphere system, and mesosphere-e- and f-region coupling, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68(3-5), 509–522, doi:10.1016/j.jastp.2005.03.019.
- Alpers, M., J. Höffner, and U. V. Zahn (1990), Iron atoms densities in the polar mesosphere from lidar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 17(12), 2345–2348.
- Alpers, M., J. Höffner, and U. von Zahn (1996), Upper atmosphere Ca and Ca+ at midlatitudes: First simultaneous and common-volume lidar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 567–570.
- Alpers, M., R. Eixmann, J. Höffner, T. Köpnick, J. Schneider, and U. von Zahn (1999), The Rayleigh/-Mie/Raman Lidar at IAP Kühlungsborn, J. Aerosol Sci., 30, Suppl. 1, 637–638.
- Alpers, M., R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner (2004), Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering, Atmos. Chem. Phys., 4, 793–800.
- Aponte, N., M. J. Nicolls, S. A. González, M. P. Sulzer, M. C. Kelley, E. Robles, and C. A. Tepley (2005), Instantaneous electric field measurements and derived neutral winds at Arecibo, *Geophys. Res. Lett.*, 32(12), L12107, doi:10.1029/2005GL022609.
- Argall, P. S. (2007), Upper altitude limit for Rayleigh lidar, Ann. Geophys., 25(1), 19–25.
- Argall, P. S., and R. J. Sica (2007), A comparison of Rayleigh and sodium lidar temperature climatologies, Ann. Geophys., 25(1), 27–35.
- Argall, P. S., O. N. Vassiliev, R. J. Sica, and M. M. Mwangi (2000), Lidar measurements taken with a large-aperture liquid mirror. 2. Sodium resonance-fluorescence system, *Appl. Optics*, 39(15), 2393–2400.
- Arnold, K. S., and C. She (2003), Metal fluorescence lidar (light detection and ranging) and the middle atmosphere, *Contemporary Physics*, 44 (1), 35–49.
- Arnold, N. F., P. A. Cook, T. R. Robinson, M. Lester, P. J. Chapman, and N. Mitchell (2003), Comparison of D-region Doppler drift winds measured by the SuperDARN Finland HF radar over an annual cycle using the Kiruna VHF meteor radar, Ann. Geophys., 21(10), 2073–2082.

- Aßmann, R. (1902), Über die Exsistenz eines wärmeren Luftstroms in der Höhe von 10 bis 15 km, in Sitzungsberichte der Königlich Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, vol. XXIV, pp. 1–10, Berlin, Germany.
- Baelen, J. S. V., T. Tsuda, A. D. Richmond, S. K. Avery, S. Kato, S. Fukao, and M. Yamamoto (1990), Comparison of VHF Doppler beam swinging and spaced antenna observations with the MU radar: First results, *Radio Sci.*, 25, 629–640.
- Bahcivan, H., M. J. Nicolls, and G. Perry (In Press), Comparison of superdarn irregularity drift measurements and f-region ion velocities from the resolute bay isr, J. Atmos. Solar-Terr. Phys.
- Balsley, B., and K. Gage (1982), On the use of radars for operational wind profiling., *Bulletin* of the American Meteorological Society, 63, 1009–1018.
- Baron, M. (1986), EISCAT progress 1983-1985, J. Atmos. Terr. Phys., 48, 767-772.
- Baumgaertner, A. J. G., A. J. McDonald, G. J. Fraser, and G. E. Plank (2005), Long-term observations of mean winds and tides in the upper mesosphere and lower thermosphere above Scott Base, Antarctica, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 67(16), 1480–1496, doi:10. 1016/j.jastp.2005.07.018.
- Baumgarten, G., F.-J. Lübken, and K. H. Fricke (2002), First observation of one noctilucent cloud by a twin lidar in two different directions, *Ann. Geophys.*, 20(11), 1863–1868.
- Behrens, J., P. Lehmann, J. Longo, O. Bozic, and M. Rap (2003), Electromagnetic railgun technology for the deployment of small sub-/orbital payloads, GSP Study Final Report, CCN.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch (2004), Simultaneous lidar observations of temperatures and waves in the polar middle atmosphere on both sides of the Scandinavian mountains: A case study on January 19/20, 2003, Atmos. Chem. Phys., 4(3), 809–816.
- Blum, U., K. Fricke, et al. (2005), The bonn university lidar at the esrange: technical description and capabilities for atmospheric research, *Annales Geophysicae*, 23(5), 1645–1658.
- Brattli, A., Ø. Lie-Svendsen, K. Svenes, U. Hoppe, I. Strelnikova, M. Rapp, R. Latteck, and M. Friedrich (2009), The ecoma 2007 campaign: rocket observations and numerical modelling of aerosol particle charging and plasma depletion in a pmse/nlc layer, Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences, 27(2), 781.
- Bremer, J. (1997), Long-term trends in the meso-and thermosphere, Advances in Space Research, 20(11), 2075–2083.

- Bremer, J., W. Singer, D. Keuer, P. Hoffmann, J. Röttger, J. Y. N. Cho, and W. Swartz (1995), Observations of polar mesosphere summer echoes at EISCAT during summer 1991, *Radio Sci.*, 30, 1218–1219.
- Bremer, J., P. Hoffmann, R. Latteck, and W. Singer (2003), Seasonal and long-term variations of pmse from vhf radar observations at andenes, norway, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 108(D8).
- Briggs, B. H. (1980), Radar observations of atmospheric winds and turbulence: A comparison of techniques, J. Atmos. Terr. Phys., 42(9-10), 823–833, doi:10.1016/0021-9169(80) 90086-0.
- Briggs, B. H. (1984), The analysis of spaced sensor records by correlation techniques, in Middle Atmosphere Program. Handbook for MAP. Volume 13, edited by R. A. Vincent, pp. 166–186.
- Briggs, B. H. (1992), Radar measurements of aspect sensitivity of atmospheric scatterers using spaced-antenna correlation techniques, J. Atmos. Terr. Phys., 54(2), 153–165, doi: 10.1016/0021-9169(92)90123-3.
- Campbell-Brown, M. D., J. Kero, C. Szasz, A. Pellinen-Wannberg, and R. Weryk (2012), Photometric and ionization masses of meteors with simultaneous EISCAT UHF radar and intensified video observations, J. Geophys. Res., 117(9), doi:doi:10.1029/2012JA017800.
- Ceplecha, Z., J. Borovička, W. G. Elford, D. O. ReVelle, R. L. Hawkes, V. Porubčan, and M. Šimek (1998), Meteor phenomena and bodies, *Space Sci. Rev.*, 84(3-4), 327–471, doi: 10.1023/A:1005069928850.
- Chane-Ming, F., F. Molinaro, J. Leveau, P. Keckhut, and A. Hauchecorne (2000), Analysis of gravity waves in the tropical middle atmosphere over La Reunion Island (21° S, 55° N) with lidar using wavelet techniques, *Ann. Geophys.*, 18(4), 485–498.
- Charyulu, D. V., V. Sivakumar, H. Bencherif, G. Kirgis, A. Hauchecorne, P. Keckhut, and D. Narayana Rao (2007), 20-year lidar observations of stratospheric sudden warming over a mid-latitude site, Observatoire de Haute Provence (OHP; 44° N, 6° E): Case study and statistical characteristics, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 7(6), 15,739–15,779.
- Chau, J. L. (2003), A review of radar interferometry/imaging techniques used in MST radars, in Proceedings of the 10th Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST10), Piura, Peru.
- Chau, J. L., and E. Kudeki (2006), First E- and D-region incoherent scatter spectra observed over Jicamarca, Ann. Geophys., 24(5), 1295–1303.
- Chen, H., M. A. White, D. A. Krueger, and C. Y. She (1996), Daytime mesopause temperature measurements with a sodium-vapor dispersive faraday filter in a lidar receiver, *Opt. Lett.*, 21(15), 1093–1095, doi:10.1364/OL.21.001093.

- Chen, L., and F. Yi (2011), Average properties and small-scale variations of the mesospheric na and fe layers as observed simultaneously by two closely colocated lidars at 30Ű n, Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheresand Space Sciences, 29(6), 1037.
- Cho, J. Y. N., and M. C. Kelley (1993), Polar mesosphere summer radar echoes: Observations and current theory, *Rev. Geophys.*, 31(3), 243–265, doi:10.1029/93RG01535.
- Cho, J. Y. N., and J. Röttger (1997), An updated review of polar mesosphere summer echoes: Observation, theory, and their relationship to noctilucent clouds and subvisible aerosols, J. Geophys. Res., 102(D2), 2001.
- Chu, X., C. S. Gardner, and G. Papen (2001a), Lidar observations of polar mesospheric clouds at south pole: Seasonal variations, *Geophysical Research Letters*, 28(7), 1203–1206, doi:10.1029/2000GL012524.
- Chu, X., C. S. Gardner, and G. Papen (2001b), Lidar observations of polar mesospheric clouds at south pole: Diurnal variations, *Geophysical Research Letters*, 28(10), 1937–1940, doi:10.1029/2000GL012525.
- Chu, X., W. Pan, G. C. Papen, C. S. Gardner, and J. A. Gelbwachs (2002a), Fe boltzmann temperature lidar: Design, error analysis, and initial results at the north and south poles, *Appl. Opt.*, 41(21), 4400–4410, doi:10.1364/AO.41.004400.
- Chu, X., W. Pan, G. C. Papen, C. S. Gardner, and J. A. Gelbwachs (2002b), Fe boltzmann temperature lidar: Design, error analysis, and initial results at the north and south poles, *Applied optics*, 41(21), 4400–4410.
- Chu, X., C. S. Gardner, and R. G. Roble (2003), Lidar studies of interannual, seasonal, and diurnal variations of polar mesospheric clouds at the south pole, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D8), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JD002524.
- Chu, X., C. S. Gardner, and S. J. Franke (2005), Nocturnal thermal structure of the mesosphere and lower thermosphere region at maui, hawaii (20.7Űn), and starfire optical range, new mexico (35Űn), Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110(D9), n/a–n/a, doi:10.1029/2004JD004891.
- Chu, X., P. J. Espy, G. J. Nott, J. C. Diettrich, and C. S. Gardner (2006), Polar mesospheric clouds observed by an iron boltzmann lidar at rothera (67.5Űs, 68.0Űw), antarctica from 2002 to 2005: Properties and implications, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D20), n/a–n/a, doi:10.1029/2006JD007086.
- Collins, R., M. Kelley, M. Nicolls, C. Ramos, T. Hou, T. Stern, K. Mizutani, and T. Itabe (2003), Simultaneous lidar observations of a noctilucent cloud and an internal wave in the polar mesosphere, *Journal of Geophysical Research*, 108(D8), 8435.

- Collins, R. L., and R. W. Smith (2004), Evidence of damping and overturning of gravity waves in the Arctic mesosphere: Na lidar and OH temperature observations, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 66(10), 867–879, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.038.
- Dahlgren, H., J. L. Semeter, K. Hosokawa, M. J. Nicolls, T. W. Butler, M. G. Johnsen, K. Shiokawa, and C. Heinselman (2012), Direct three-dimensional imaging of polar ionospheric structures with the resolute bay incoherent scatter radar, *Geophys. Res. Lett.*, 39, doi:10.1029/2012GL050895.
- Diettrich, J. C., G. J. Nott, P. J. Espy, G. R. Swenson, X. Chu, M. J. Taylor, D. M. Riggin, and D. C. Fritts (2005), High frequency atmospheric gravity-wave properties using Fe-lidar and OH-imager observations, *Geophys. Res. Lett.*, 110(9), L09801, doi:10.1029/2004GL021944.
- Dowdy, A., R. A. Vincent, K. Igarashi, Y. Murayama, and D. J. Murphy (2001), A comparison of mean winds and gravity wave activity in the northern and southern polar MLT, *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1475–1478, doi:10.1029/2000GL012576.
- Dowdy, A. J., R. A. Vincent, M. Tsutsumi, K. Igarashi, Y. Murayama, W. Singer, and D. J. Murphy (2007), Polar mesosphere and lower thermosphere dynamics: 1. Mean wind and gravity wave climatologies, J. Geophys. Res., 112, D17104, doi:10.1029/2006JD008126.
- Dunker, T., U. Hoppe, G. Stober, and M. Rapp (2013), Development of the mesospheric na layer at 69â—¦ n during the geminids meteor shower 2010, Ann. Geophys, 31, 61–73.
- Elford, W. G. (2001), Novel applications of MST radars in meteor studies, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 63(2-3), 143–153, doi:10.1016/S1364-6826(00)00145-0.
- Engler, N., W. Singer, R. Latteck, and B. Strelnikov (2008), Comparison of wind measurements in the troposphere and mesosphere by VHF/MF Radars and in-situ techniques, *Ann. Geophys.*, 26, 3693–3705.
- Eska, V., U. von Zahn, and J. M. C. Plane (1999), The terrestrial potassium layer (75–110 km) between 71°S and 54°N: Observations and modelling, J. Geophys. Res., 104(A8), 17,173–17,186, doi:10.1029/1999JA900117.
- Farley, R. W., and P. D. Dao (1995), Development of an intracavity-summed multiplewavelength nd:yag laser for a rugged, solid-state sodium lidar system, *Appl. Opt.*, 34 (21), 4269–4273, doi:10.1364/AO.34.004269.
- Fentzke, J. T., D. Janches, I. Strelnikova, and M. Rapp (2009), Meteoric smoke particle properties derived using dual-beam Arecibo UHF observations of D-region spectra during different seasons, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71, 1982–1991, doi:10.1016/j.jastp.2009.09. 002.
- Fentzke, J. T., V. Hsu, C. G. M. Brum, I. Strelnikova, M. Rapp, and M. Nicolls (2012), D region meteoric smoke and neutral temperature retrieval using the poker flat incoherent scatter radar, *Geophys. Res. Lett.*, 39(21), doi:10.1029/2012GL053841.
- Fiedler, J., et al. (1997), Status of the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidar, in Proceedings 13th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Oeland, Sweden, 26-29 May 1997 (ESA SP-397), edited by B. Kaldeich-Schürmann, pp. 105–110.
- Folkestad, K. T., T. Hagfors, and S. Westerlund (1983), EISCAT: an updated description of technical characteristics and operational capabilities, *Radio Sci.*, 18, 867–879.
- Foster, J. C., and P. J. Erickson (2000), Simultaneous observations of E-region coherent backscatter and electric field amplitude at F-region heights with the Millstone Hill UHF radar, *Geophys. Res. Lett.*, 27(19), 3177–3180, doi:10.1029/2000GL000042.
- Fricke, K. H., and U. von Zahn (1985), Mesopause temperatures derived from probing the hyperfine structure of the D₂ resonance line of sodium by lidar, J. Atmos. Terr. Phys., 47(5), 499–512, doi:10.1016/0021-9169(85)90116-3.
- Fricke-Begemann, C., and J. Höffner (2005), Temperature tides and waves near the mesopause from lidar observations at two latitudes, J. Geophys. Res., 110(D19), D19103, doi:10.1029/ 2005JD005770.
- Fricke-Begemann, C., M. Alpers, and J. Höffner (2002), Daylight rejection with a new receiver for potassium resonance temperature lidars, Opt. Lett., 27(21), 1932–1934.
- Friedman, J. S., S. C. Collins, R. Delgado, and P. A. Castleberg (2002), Mesospheric potassium layer over the Arecibo observatory, 18.3° N 66.75° W, Geophys. Res. Lett., 29(5), 1071, doi:10.1029/2001GL013542.
- Friedman, J. S., C. A. Tepleya, S. Raizada, Q. H. Zhou, J. Hedin, and R. Delgado (2003), Potassium Doppler-resonance lidar for the study of the mesosphere and lower thermosphere at the Arecibo Observatory, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 65(16-18), 1411–1424, doi:10. 1016/j.jastp.2003.09.004.
- Friedman, J. S., D. Maldonado-Nieves, I. González, J. Lautenbach, X. Chu, J. A. Smith, and W. Huang (2012), High spectral resolution test and calibration of an ultra-narrowband faraday anomalous dispersion optical filter for use in daytime mesospheric resonance doppler lidar, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 80, 187–194.
- Fritts, D., et al. (2010), Southern argentina agile meteor radar: System design and initial measurements of large-scale winds and tides, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 115(D18).
- Fritts, D. C., and M. J. Alexander (2003), Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41(1), 3/1–64, doi:10.1029/2001RG000106.
- Fritts, D. C., and R. A. Vincent (1987), Mesospheric momentum flux studies at Adelaide, Australia: Observations and a gravity wave-tidal interaction model, J. Atmos. Sci., 44(3), 605–619, doi:10.1175/1520-0469(1987)044(0605:MMFSAA)2.0.CO;2.

- Fritts, D. C., H. Iimura, R. Lieberman, D. Janches, and W. Singer (2012), A conjugate study of mean winds and planetary waves employing enhanced meteor radars at Rio Grande, Argentina (53.8°S) and Juliusruh, Germany (54.6°N), J. Geophys. Res., 117, D05117, doi: 10.1029/2011JD016305.
- Gage, K., and B. Balsley (1978), Doppler radar probing of the clear atmosphere., Bulletin of the American Meteorological Society, 59, 1074–1094.
- Gardner, C. (1989), Sodium resonance fluorescence lidar applications in atmospheric science and astronomy, *Proceedings of the IEEE*, 77(3), 408–418, doi:10.1109/5.24127.
- Gardner, C. S., G. Papen, X. Chu, and W. Pan (2001), First lidar observations of middle atmosphere temperatures, Fe densities, and polar mesospheric clouds over the North and South Poles, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1199–1202, doi:10.1029/2000GL012622.
- Gardner, C. S., J. M. C. Plane, W. Pan, T. Vondrak, B. J. Murray, and X. Chu (2005), Seasonal variations of the Na and Fe layers at the South Pole and their implications for the chemistry and general circulation of the polar mesosphere, J. Geophys. Res., 110(D10), D10302, doi:10.1029/2004JD005670.
- Gelbwachs, J. A. (1994), Iron factor Boltzmann LIDAR: proposed new remote-sensing technique for mesospheric temperature, Appl. Optics, 33(30), 7151–7156, doi:10.1364/AO.33. 007151.
- Gerding, M., M. Alpers, J. Höffner, and U. von Zahn (2001), Sporadic Ca and Ca⁺ layers at mid-latitudes: Simultaneous observations and implications for their formation, Ann. Geophys., 19(1), 47–58.
- Gerding, M., J. Höffner, P. Hoffmann, M. Kopp, and F.-J. Lübken (2013), Noctilucent cloud variability and mean parameters from 15 years of lidar observations at a mid-latitude site (54°N, 12°E), J. Geophys. Res., doi:10.1029/2012JD018319, in press.
- Giebeler, J., and F.-J. Lübken (1995), Density and temperature measurements in the lower thermosphere with the CONE instrument, in *Proceedings of the 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Lillehammer, Norway* (ESA SP-370), pp. 101–106.
- Greenwald, R. A. (1996), The role of coherent radars in ionospheric and magnetospheric research, in *Modern Ionospheric Science*, edited by H. Kohl, R. Rüster, and K. Schlegel, pp. 391–414, EGS Katlenburg-Lindau.
- Hall, C. M., T. Aso, A. H. Manson, C. E. Meek, S. Nozawa, and M. Tsutsumi (2003), Highlatitude mesospheric mean winds: A comparison between tromsø (69° N) and svalbard (78° N), J. Geophys. Res., 108(D19), 4598, doi:10.1029/2003JD003509.
- Hansen, G., M. Serwazi, and U. von Zahn (1989), First detection of a noctilucent cloud by lidar, *Geophysical Research Letters*, 16(12), 1445–1448, doi:10.1029/GL016i012p01445.

- Hanuise, C., and M. Crochet (1977), Multifrequency HF radar studies of plasma instabilities in Africa, J. Atmos. Terr. Phys., 39, 1097–1101.
- Hassenpflug, G., M. Yamamoto, and S. Fukao (2004), Variance of wind estimates using spaced antenna techniques with the MU radar, Ann. Geophys., 22(11), 3863–3868.
- Hauchecorne, A., and M. L. Chanin (1980), Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7(8), 565–568.
- Havnes, O., A. Brattli, T. Aslaksen, W. Singer, R. Latteck, T. Blix, E. Thrane, and J. Trøim (2001), First common volume observations of layered plasma structures and polar mesospheric summer echoes by rocket and radar, *Geophysical research letters*, 28(8), 1419–1422.
- Hedin, J., J. Gumbel, M. Khaplanov, G. Witt, and J. Stegman (2008), Optical studies of noctilucent clouds in the extreme ultraviolet, Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences, 26(5), 1109.
- Hervig, M. E., M. Rapp, R. Latteck, and L. L. Gordley (2011), Observations of mesospheric ice particles from the alwin radar and sofie, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73(14), 2176–2183.
- Hibbins, R., N. Kolnes, R. de Wit, P. Espy, G. Swenson, and F. Vargas (2013), Comparison of gravity wave momentum flux observed by meteor radar and airglow imager, EGU General Assembly Conference Abstracts, 15, 8747.
- Hibbins, R. E., J. D. Shanklin, P. J. Espy, M. J. Jarvis, D. M. Riggin, D. C. Fritts, and F.-J. Lübken (2005), Seasonal variations in the horizontal wind structure from 0-100 km above Rothera station, Antarctica (67°S, 68°W), Atmos. Chem. Phys., 5, 2973–2980.
- Hibbins, R. E., P. J. Espy, M. J. Jarvis, D. M. Riggin, and D. C. Fritts (2007), A climatology of tides and gravity wave variance in the MLT above Rothera, Antarctica obtained by MF radar, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 69(4-5), 578–588, doi:10.1016/j.jastp.2006.10.009.
- Hillert, W., F.-J. Lübken, and G. Lehmacher (1994), TOTAL: A rocket-borne instrument for high resolution measurements of neutral air turbulence during DYANA, J. Atmos. Terr. Phys., 56, 1835–1852.
- Hocking, W. (1997a), Strengths and limitations of mst radar measurements of middle-atmosphere winds, Annales Geophysicae, 15(9), 1111–1122, doi:10.1007/ s00585-997-1111-1.
- Hocking, W. (2004), Radar meteor decay rate variability and atmospheric consequences, Annales Geophysicae, 22(11), 3805–3814.
- Hocking, W. K. (1997b), Recent advances in radar instrumentation and techniques for studies of the mesosphere, stratosphere, and troposphere, *Radio Sci.*, 32(6), 2241–2270, doi:10. 1029/97RS02781.

- Hocking, W. K. (1999), The dynamical parameters of turbulence theory as they apply to middle atmosphere studies, *Earth Plan. Space*, 51(7-8), 525–541.
- Hocking, W. K., B. Fuller, and B. Vandepeer (2001), Real-time determination of meteorrelated parameters utilizing modern digital technology, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 63(2-3), 155–169, doi:10.1016/S1364-6826(00)00138-3.
- Hocking, W. K., W. Singer, J. Bremer, N. J. Mitchell, P. Batista, B. Clemesha, and M. Donner (2004), Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 66(6-9), 585–593, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.011.
- Hoffmann, P., and C. Jacobi (2012), Planetary wave characteristics of gravity wave modulation from 30-130 km, Adv. Radio Sci., accepted.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, R. Schminder, and D. Kürschner (1990), Partial Reflection Drift Measurements in the Lower Ionosphere over Juliusruh during Winter and Spring 1989 and Comparison with other Wind Observations, *Zeitschrift fuer Meteorologie*, 40(6), 405– 412.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. Hocking, M. Kunze, and Y. Murayama (2007), Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(17), 2355–2366.
- Hoffmann, P., M. Rapp, J. Fiedler, and R. Latteck (2008), Influence of tides and gravity waves on layering processes in the polar summer mesopause region, *Ann. Geophys.*, *submitted*.
- Hoffmann, P., E. Becker, W. Singer, and M. Placke (2010), Seasonal variation of mesospheric waves at northern middle and high latitudes, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 72, 1068–1079, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.002.
- Hoffmann, P., M. Rapp, W. Singer, and D. Keuer (2011), Trends of mesospheric gravity waves at northern middle latitudes during summer, J. Geophys. Res., doi:10.1029/2011JD015717.
- Höffner, J., and C. Fricke-Begemann (2005), Accurate lidar temperatures with narrowband filters, Opt. Lett., 30(8), 890–892.
- Höffner, J., and J. Lautenbach (2009), Daylight measurements of mesopause temperature and vertical wind with the mobile scanning iron Lidar, *Opt. Lett.*, 34, 1351–1353.
- Höffner, J., and F.-J. Lübken (2007), Potassium lidar temperatures and densities in the mesopause region at Spitsbergen (78°N), J. Geophys. Res., D20114, doi:10.1029/2007JD008612.
- Höffner, J., and U. von Zahn (1995), Mesopause temperature profiling by potassium lidar: Recent progress and outlook for ALOMAR, in *Proceedings of the 12th ESA Symposium on*

European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Lillehammer, Norway (ESA SP-370), vol. ESA SP-370, edited by B. Kaldeich-Schürmann, pp. 403–407.

- Höffner, J., C. Fricke-Begemann, and F.-J. Lübken (2003), First observations of noctilucent clouds by lidar at Svalbard, 78°N, Atmos. Chem. Phys., 3(4), 1101–1111.
- Holdsworth, D. A. (1999), Influence of instrumental effects upon the full correlation analysis, *Radio Sci.*, 34(3), 643–655, doi:10.1029/1999RS900001.
- Holdsworth, D. A., and I. M. Reid (1997), An investigation of biases in the full correlation analysis technique, *Advances in Space Research*, 20(6), 1269–1272.
- Holdsworth, D. A., R. J. Morris, D. J. Murphy, I. M. Reid, G. B. Burns, and W. J. R. French (2006), Antarctic mesospheric temperature estimation using the Davis mesosphere-stratosphere-troposphere radar, J. Geophys. Res., 111(D5), D05108, doi: 10.1029/2005JD006589.
- Holton, J. R. (1992), An introduction to dynamic meteorology, International Geophysics Series, vol. 48, 3 ed., 511 pp., Academic Press, San Diego, USA.
- Hosokawa, K., T. Ogawa, A. S. Yukimatu, N. Sato, and T. Iyemori (2004), Statistics of Antarctic mesospheric echoes observed with the SuperDARN Syowa Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 31(2), L02106, doi:10.1029/2003GL018776.
- Hua, D., and T. Kobayashi (2005), Ultraviolet rayleigh-mie lidar by use of a multicavity fabry-perot filter for accurate temperature profiling of the troposphere, *Appl. Opt.*, 44 (30), 6474–6478, doi:10.1364/AO.44.006474.
- Hussey, G. C., C. E. Meek, D. André, A. H. Manson, G. J. Sofko, and C. M. Hall (2000), A comparison of northern hemisphere winds using SuperDARN meteor trail and MF radar wind measurements, *J. Geophys. Res.*, 105(D14), 18,053–18,066, doi: 10.1029/2000JD900272.
- Hysell, D. L., J. Drexler, E. B. Shume, J. L. Chau, D. E. Scipion, M. Vlasov, R. Cuevas, and C. Heinselman (2007), Combined radar observations of equatorial electrojet irregularities at jicamarca, Ann. Geophys., 25(2), 457–473, doi:10.5194/angeo-25-457-2007.
- Irving, B. K. (2012), Rayleigh lidar studies of mesospheric inversion layers at poker flat research range, chatanika, alaska, Ph.D. thesis, University of Alaska Fairbanks.
- Jacobi, C., C. Arras, D. Kürschner, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer (2009), Comparison of mesopause region meteor radar winds, medium frequency radar winds and low frequency drifts over germany, Advances in Space Research, 43(2), 247–252.
- Janches, D., D. C. Fritts, D. M. Riggin, M. P. Sulzer, and S. Gonzalez (2006), Gravity waves and momentum fluxes in the mesosphere and lower thermosphere using 430 MHz dual-beam

measurements at Arecibo: 1. Measurements, methods, and gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 111(D18), D18107, doi:10.1029/2005JD006882.

- Kaifler, B., J. Höffner, G. Baumgarten, B. Williams, U.-P. Hoppe, and F.-J. Lübken (2010), Mesospheric temperature and metal densities during the major stratospheric warming in 2009, in 38th COSPAR Scientific Assembly, vol. 38, p. 1226.
- Kaifler, N., G. Baumgarten, A. R. Klekociuk, S. P. Alexander, J. Fiedler, and F.-J. Lübken (2013), Small scale structures of NLC observed by lidar at 69°N/69°S and their possible relation to gravity waves, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., accepted.
- Kawahara, T. D., T. Kitahara, Y. Kobayashi, Y. Saito, A. Nomura, C.-Y. She, D. A. Krueger, and M. Tsutsumi (2002), Wintertime mesopause temperatures observed by lidar measurements over Syowa station (69° S, 39° E), Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 29(15), 4/1–4, doi:10.1029/2002GL015244.
- Kawahara, T. D., C. S. Gardner, and A. Nomura (2004), Observed temperature structure of the atmosphere above Syowa Station, Antarctica (69° s, 39° e), J. Geophys. Res., 109(D12), D12103, doi:10.1029/2003JD003918.
- Kirkwood, S., U. von Zahn, and K.-H. Fricke (1996), EISCAT and ALOMAR review of potential for co-operative science, J. Atmos. Terr. Phys., 58(1-4), 337–348, doi:10.1016/ 0021-9169(95)00040-2.
- Kirkwood, S., V. Barabash, E. Belova, H. Nilsson, T. N. Rao, and K. Stebel (2002), Polar mesosphere winter echoes- by esrad, eiscat and lidar, in *Proceedings of the Mesospheric Clouds Meeting, Memoirs of the British Astronomical Association*, vol. 45, British Astronomical Association.
- Kishore, P., et al. (2006), Rayleigh lidar observations of planetary waves in the middle atmosphere over Gadanki (13.5° N, 79.2° E), J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 68(8), 901–910, doi:10.1016/j.jastp.2006.01.010.
- Kishore Kumar, K., T. M. Antonita, G. Ramkumar, V. Deepa, S. Gurubaran, and R. Rajaram (2007), On the tropospheric origin of Mesosphere Lower Thermosphere region intraseasonal wind variability, J. Geophys. Res., 112(D7), D07109, doi:10.1029/2006JD007962.
- Kovalam, S., R. A. Vincent, I. M. Reid, T. Tsuda, T. Nakamura, K. Ohnishi, A. Nuryanto, and H. Wiryosumarto (1999), Longitudinal variations in planetary wave activity in the equatorial mesosphere, *Earth Plan. Space*, 51(7-8), 665–674.
- Kudeki, E., S. Bhattacharyya, and R. F. Woodman (1999), A new approach in incoherent scatter F region Ex B drift measurements at Jicamarca, J. Geophys. Res., 104 (A12), 28,145– 28,162, doi:10.1029/1998JA900110.

- Kumar, G. K., and W. K. Hocking (2010), Climatology of northern polar latitude MLT dynamics: mean winds and tides, Ann. Geophys., 28, 1859–1876, doi:10.5194/ angeo-28-1859-2010.
- Langer, M., K. P. Müller, K. H. Fricke, K. Römke, and F.-J. Lübken (1995), Application of the Rayleigh-lidar technique to observations of noctilucent clouds, in *Proceedings of the* 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Lillehammer, Norway (ESA SP-370), pp. 81–86, Eur. Space Agency, Neuilly, France.
- Larsen, M., and J. Röttger (1982), Vhf and uhf doppler radars as tools for synoptic research., Bulletin of the American Meteorological Society, 63, 996–1008.
- Larsen, M., and J. Röttger (1989), The spaced antenna technique for radar wind profiling, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 6(6), 920–938.
- Larsen, M. F., and J. Röttger (1989), The Spaced Antenna technique for radar wind profiling, J. Atmos. Ocean. Techn., 6(6), 920–938, doi:10.1175/1520-0426(1989)006\$(\$0920: TSATFR\$)\$2.0.CO;2.
- Latteck, R., W. Singer, and H. Bardey (1999), The ALWIN MST radar technical design and performance, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, edited by B. Kaldeich-Schürmann, pp. 179–184.
- Latteck, R., W. Singer, and N. Engler (2003), Application of the dual-beam width method to a narrow beam MF radar for estimation of turbulent spectral width, in *Proceedings of* the 10th Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST10), Peru.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, and T. Renkwitz (2010), MAARSY the new MST Radar on Andøya/ Norway, Adv. Radio Sci., 8, 219–224, doi:10.5194/ars-8-219-2010.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, T. Renkwitz, and G. Stober (2012a), Horizontally resolved structures of radar backscatter from polar mesospheric layers, Adv. Radio Sci., 10, 1–6, doi:10.5194/ars-10-1-2012.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, B. Vandepeer, T. Renkwitz, M. Zecha, and G. Stober (2012b), MAARSY - the new MST radar on Andøya–system description and first results, *Radio Sci.*, doi:10.1029/2011RS004775.
- Lautenbach, J. (2007), Experimentelle Untersuchungen mit einem Lidar zur thermischen Struktur der Mesopausen-Region bei polaren und mittleren Breiten, Ph.D. thesis, Universität Rostock.
- Lautenbach, J., and J. Höffner (2004), Scanning iron temperature lidar for mesopause temperature observation, *Appl. Optics*, 43(23), 4559–4563.

- Lautenbach, J., J. Höffner, P. Menzel, and P. Keller (2005), The new scanning iron lidar, current state and future developments, in *Proceedings of the* 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, vol. ESA SP-590, edited by B. Warmbein, pp. 327-329, Sandefjord, Norway.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, and D. A. Ortland (1999), Lidar observations of the middle atmospheric thermal tides and comparison with the high resolution doppler imager and global-scale wave model: 1. methodology and winter observations at table mountain (34.4Űn), Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 104 (D10), 11,917–11,929, doi: 10.1029/1999JD900007.
- Lehmacher, G. A., L. Guo, E. Kudeki, P. M. Reyes, A. Akgiray, and J. L. Chau (2007), High-resolution observations of mesospheric layers with the Jicamarca VHF radar, Adv. Space Res., 40(6), 734–743, doi:10.1016/j.asr.2007.05.059.
- Li, F., A. Z. Liu, and G. R. Swenson (2005), Characteristics of instabilities in the mesopause region over maui, hawaii, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D9), n/a– n/a, doi:10.1029/2004JD005097.
- Li, Q., and M. Rapp (2011), PMSE-observations with the EISCAT VHF and UHF-Radars: Statistical properties, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., doi:10.1016/j.astp.2010.05.015, in press.
- Li, Q., and M. Rapp (2013), PMSE-observations with the EISCAT VHF and UHF-radars: Ice particles and their effect on ambient electron densities, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., in press.
- Longo, J., O. Bozic, J. Behrens, and P. Lehmann (2005), Future prospects for hypersonic flight test for university students, RTO AVT VKI Lecture Ser. Flight experiments for hypersonic vehicle development, Brussel, Belgium, 10, 24.
- Lübken, F.-J. (1987), TOTAL: a new instrument to study turbulent parameters in the mesosphere and lower thermosphere, in *Proceedings of the 8th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sunne, Sweden (ESA SP-270)*, pp. 215–220.
- Lübken, F.-J., J. Höffner, T. P. Viehl, B. Kaifler, and R. J. Morris (2011), First measurements of thermal tides in the summer mesopause region at antarctic latitudes, *Geophysical Research Letters*, 38(24), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL050045.
- Luo, Y., et al. (2002), The 16-day planetary waves: multi-mf radar observations from the arctic to equator and comparisons with the hrdi measurements and the gswm modelling results, Annales Geophysicae, 20(5), 691–709.
- Manson, A. H., et al. (2002), Seasonal variations of the semi-diurnal and diurnal tides in the MLT: Multi-year MF radar observations from 2–70° N, modelled tides (GSWM, CMAM), Ann. Geophys., 20(5), 661–677.

- Mathews, J. (1984), The incoherent scatter as a tool for studying the ionospheric D-region, J. Atmos. Terr. Phys., 46, 975–986.
- Mathews, J. D., S. J. Briczinski, D. D. Meisel, and C. J. Heinselman (2008), Radio and meteor science outcomes from comparisons of meteor radar observations at amisr poker flat, sondrestrom, and arecibo, *Earth Moon Planet*, 102, 365–372, doi:10.1007/s11038-007-9168-0.
- Matthias, V., P. Hoffmann, A. Manson, C. Meek, G. Stober, P. Brown, and M. Rapp (2013), The impact of planetary waves on the latitudinal displacement of sudden stratospheric warmings, Ann. Geophys., submitted.
- May, P. (1990), Spaced antenna versus Doppler radars: A comparison of techniques revisited, *Radio Sci.*, 25, 1111–1119.
- McKinley, D. W. R. (1961), Meteor science and engineering., New York, McGraw-Hill, 1961., 1.
- Miyagawa, H., T. Nakamura, T. Tsuda, M. Abo, C. Nagasawa, T. D. Kawahara, K. Kobayashi, T. Kitahara, and A. Nomura (1999), Observations of mesospheric sporadic sodium layers with the MU radar and sodium lidars, *Earth Plan. Space*, 51(7-8), 785–797.
- Morris, R. J., D. J. Murphy, A. R. Klekociuk, and D. A. Holdsworth (2007), First complete season of PMSE observations above Davis, Antarctica, and their relation to winds and temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 34(5), L05805, doi:10.1029/2006GL028641.
- Morris, R. J., J. Höffner, F.-J. Lübken, T. P. Viehl, B. Kaifler, and A. R. Klekociuk (2012), Experimental evidence of a stratospheric circulation influence on mesospheric temperatures and ice-particles during the 2010–2011 austral summer at 69Ű s, *Journal of Atmospheric* and Solar-Terrestrial Physics.
- Murayama, Y., et al. (1999), Cooperative wind observation in the upper mesosphere and lower thermosphere with foil chaff technique, the Mu radar, and Yamagawa MF radar, *Earth Plan. Space*, 51(7-8), 719–729.
- Murphy, D. J., et al. (2006), A climatology of tides in the Antarctic mesosphere and lower thermosphere, J. Geophys. Res., 111(D23), D23104, doi:10.1029/2005JD006803.
- Nakamura, T., T. Tsuda, and S. Fukao (1996), Mean winds at 60–90 km observed with the MU radar (35° N), J. Atmos. Terr. Phys., 58(6), 655–660, doi:10.1016/0021-9169(95) 00064-X.
- Nicolls, M. J., C. J. Heinselman, E. A. Hope, S. Ranjan, M. C. Kelley, and J. D. Kelly (2007), Imaging of polar mesosphere summer echoes with the 450 mhz poker flat advanced modular incoherent scatter radar, *Geophys. Res. Lett.*, 34(2), doi:10.1029/2007GL031476.
- Offermann, D. (1985), The energy budget campaign 1980: Introductory review, Journal of atmospheric and terrestrial physics, 47(1), 1–26.

- Offermann, D. (1989), The dyana campaign 1990, in European Rocket & Balloon Programmes and Related Research, vol. 291, pp. 259–267.
- Ogawa, T., N. Nishitani, N. Sato, H. Yamagishi, and A. S. Yukimatu (2002), Upper mesosphere summer echoes detected with the Antarctic Syowa HF radar, *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), 1157, doi:10.1029/2001GL014094.
- Ogawa, T., N. F. Arnold, S. Kirkwood, N. Nishitani, M. Lester, et al. (2003), Finland hf and esrange mst radar observations of polar mesosphere summer echoes, *Annales Geophysicae*, 21(4), 1047–1055.
- Oldag, J. (2001), Gezeiteneffekte in der Mesopausenregion aus Lidarbeobachtungen über Kühlungsborn und Teneriffa, Ph.D. thesis, Universität Rostock.
- Olsen, P.-E., L. Marcus, and S. Kirkwood (1997), Esrad, esrange mst radar, in European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, vol. 397, p. 267.
- Pancheva, D. V. (2006), Quasi-2-day wave and tidal variability observed over Ascension Island during January/February 2003, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 68(3-5), 390–407, doi: 10.1016/j.jastp.2005.02.028.
- Pancheva, D. V., and N. J. Mitchell (2004), Planetary waves and variability of the semidiurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere over esrange (68° N, 21° E) during winter, J. Geophys. Res., 109(A8), A08307, doi:10.1029/2004JA010433.
- Placke, M., P. Hoffmann, E. Becker, C. Jacobi, W. Singer, and M. Rapp (2011a), Gravity wave momentum fluxes in the MLT–Part II: Meteor radar investigations at high and midlatitudes in comparison with modeling studies, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 73, 911–920, doi:10. 1016/j.jastp.2010.05.007.
- Placke, M., G. Stober, and C. Jacobi (2011b), Gravity wave momentum fluxes in the MLT– Part I: Seasonal variation at Collm (51.3° N, 13.0° E), J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 73, 904–910, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.012.
- Placke, M., P. Hoffmann, M. Gerding, E. Becker, and M. Rapp (2012), Testing linear gravity wave theory with simultaneous wind and temperature data from the mesosphere, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., doi:10.1016/j.jastp.2012.11.012.
- Raizada, S., and C. A. Tepley (2002), Iron Boltzmann lidar temperature and density observations from Arecibo An initial comparison with other techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), doi:10.1029/2001GL014535.
- Ramkumar, T. K., S. Gurubaran, and R. Rajaram (2002), Lower E-region MF radar spaced antenna measurements over magnetic equator, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 64(12-14), 1445–1453, doi:10.1016/S1364-6826(02)00108-6.

- Rapp, M., and F.-J. Lübken (2004), Polar mesosphere summer echoes (PMSE): Review of observations and current understanding, Atmos. Chem. Phys., 4, 2601–2633.
- Rapp, M., and I. Strelnikova (2009), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 1. Particle detection by active photoionization, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71, 477–485, doi:10.1016/j.jastp.2008.06.002.
- Rapp, M., R. Latteck, G. Stober, P. Hoffmann, W. Singer, and M. Zecha (2011a), First three-dimensional observations of polar mesosphere winter echoes: Resolving space-time ambiguity, *Journal of Geophysical Research: Space Physics (1978–2012)*, 116 (A11).
- Rapp, M., et al. (2011b), Microphysical properties of mesospheric aerosols: An overview of in situ-results from the ECOMA-project, in *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere*, edited by M. A. Abdu, D. Pancheva, and A. Bhattacharyya, pp. 67–74, Springer Science+Business Media B. V., doi:10.1007/978-94-007-0326-1-4, IAGA Special Sopron Book Series.
- Ratnam, M. V., D. N. Rao, T. N. Rao, S. Thulasiraman, J. B. Nee, S. Gurubaran, and R. Rajaram (2001), Mean wind observed with Indian MST radar over tropical mesosphere and comparison with various techniques, Ann. Geophys., 19(8), 1027–1038.
- Rauthe, M. (2008), Lidarmessungen von Temperaturen und Schwerewellen zwischen 1-105 km über Kühlungsborn (54°N, 12°O), Ph.D. thesis, Universität Rostock.
- Rees, D., U. von Zahn, G. von Cossart, K. H. Fricke, W. Eriksen, and J. A. McKay (2000), Daytime lidar measurements of the stratosphere and mesosphere at the ALOMAR observatory, Adv. Space Res., 26(6), 893–902.
- Reid, I. M., B. G. W. Vandepeer, S. C. Dillon, and B. M. Fuller (1995), The new Adelaide medium frequency Doppler radar, *Radio Sci.*, 30(4), 1177–1189, doi:doi:10.1029/95RS00731.
- Reid, I. M., D. A. Holdsworth, R. J. Morris, D. J. Murphy, and R. A. Vincent (2006), Meteor observations using the Davis mesosphere-stratosphere-troposphere radar, J. Geophys. Res., 111(A5), A05305, doi:10.1029/2005JA011443.
- Reinisch, B. (1996), Ionosonde, in *The Upper Mesosphere*, edited by W. Dieminger, G. K. Hartmann, and R. Leitinger, pp. 370–381, Springer Berlin II.3.2.2.
- Rietmeijer, F. J. M. (2000), Interrelationships among meteoric metals, meteors, interplanetary dust, micrometeorites, and meteorites, *Meteorit. & Planet. Sci.*, 35(5), 1025–1041.
- Rietmeijer, F. J. M. (2001), Identification of Fe-rich meteoric dust, *Planet. Space Sci.*, 49(1), 71–77, doi:10.1016/S0032-0633(00)00094-5.
- Riggin, D. M., C. Meyer, D. C. Fritts, M. Jarvis, Y. Murayama, W. Singer, R. A. Vincent, and D. J. Murphy (2003), Mf radar observations of seasonal variability of semidiurnal motions

in the mesosphere at high northern and southern latitudes, *Journal of atmospheric and* solar-terrestrial physics, 65(4), 483–493.

- Roper, R. G. (1984), MWR meteor wind radars, in *Handbook for MAP*, vol. 13, edited by R. A. Vincent, pp. 124–134.
- Röttger, J. (1981), Investigations of lower and middle atmosphere dynamics with spaced antenna drifts radars, J. Atmos. Terr. Phys., 43(4), 277–292, doi:10.1016/0021-9169(81) 90090-8.
- Röttger, J. (1984), The mst radar technique, in In International Council of Scientific Unions Middle Atmosphere Program, Vol. 13 p 187-232 (SEE N85-17452 08-46), vol. 13, pp. 187– 232.
- Röttger, J., P. Czechowsky, and G. Schmidt (1981), First low-power VHF radar observations of tropospheric, stratospheric and mesospheric winds and turbulence at the Arecibo observatory, J. Atmos. Terr. Phys., 43(8), 789–791, doi:10.1016/0021-9169(81)90056-8.
- Röttger, J., M. Rapp, J. Trautner, A. Serafimovich, and C. Hall (2007), New PMSE Observations with the EISCAT 500-MHz Svalbard Radar and the Sousy 53.5-MHz Svalbard Radar, in Proceedings of the 11th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST11), 11-15 December 2006, Gadanki/Tirupati, India, pp. 136–140.
- Röttger, J., N. Engler, and M. T. Rietveld (2012), EISCAT's contributions to high latitude ionosphere and atmosphere science within CAWSES in Germany, in *Climate And Weather* of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Röttger, J. (1989), The instrumental principles of MST radars and incoherent scatter radars and the configuration of radar system hardware, in *Middle Atmosphere Program. Handbook* for MAP. Volume 30, pp. 54–113.
- Röttger, J. (1991), MST Radar and Incoherent Scatter Radar Contributions to Studying the Middle Atmosphere, J. Geomag. Geoelectr., 43, 563–596.
- Röttger, J., and R. Vincent (1978), VHF radar studies of tropospheric velocities and irregularities using spaced antenna techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 917–920.
- Schminder, R., W. Singer, D. Kürschner, P. Hoffmann, and D. Keuer (1994), Permanent monitoring of the upper atmosphere wind field over Central Europe by a joint analysis of LF windprofiler and MF radar measurements at Collm and Juliusruh (Germany), METZ, Neue Folge 3, 297–300.
- Schminder, R., D. Kürschner, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer (1995), Höhen-Zeit-Schnitte von Grund- und Gezeitenwindparametern in der oberen Mesopausenregion über Mitteleuropa nach Messungen in Collm und Juliusruh, Ann. Meteor., 31, 90–91.

- Semeter, J., C. Heinselman, G. G. Sivjee, H. U. Frey, and J. W. Bonnell (2005), Ionospheric response to wave-accelerated electrons at the poleward auroral boundary, J. Geophys. Res., 110, doi:doi:10.1029/2005JA011226.
- She, C., and D. A. Krueger (2004), Impact of natural variability in the 11-year mesopause region temperature observation over fort collins, co (41 n, 105 w), Advances in Space Research, 34(2), 330–336.
- She, C., S. Chen, Z. Hu, J. Sherman, J. Vance, V. Vasoli, M. White, J. Yu, and D. A. Krueger (2000), Eight-year climatology of nocturnal temperature and sodium density in the mesopause region (80 to 105 km) over fort collins, co (41Ű n, 105Ű w), *Geophysical research letters*, 27(20), 3289–3292.
- She, C. Y., and J. R. Yu (1994), Simultaneous three-frequency na lidar measurements of radial wind and temperature in the mesopause region, *Geophysical Research Letters*, 21(17), 1771–1774, doi:10.1029/94GL01417.
- She, C.-Y., J. R. Yu, D. A. Krueger, R. Roble, P. Keckhut, A. Hauchecorne, and M.-L. Chanin (1995), Vertical structure of the midlatitude temperature from stratosphere to mesopause (30-105 km), *Geophys. Res. Lett.*, 22(4), 377–380, doi:10.1029/95GL00010.
- She, C. Y., J. D. Vance, B. P. Williams, D. A. Krueger, H. MoosmÃ¹₄ller, D. Gibson-Wilde, and D. Fritts (2002), Lidar studies of atmospheric dynamics near polar mesopause, *Eos*, *Transactions American Geophysical Union*, 83(27), 289–293, doi:10.1029/2002EO000206.
- She, C. Y., et al. (2006), Simultaneous observation of sodium atoms, NLC and PMSE in the summer mesopause region above ALOMAR, Norway (69°N, 12°E), J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 68(1), 93–101, doi:10.1016/j.jastp.2005.08.014.
- Sica, R., S. Sargoytchev, P. Argall, E. Borra, L. Girard, C. Sparrow, and S. Flatt (1995), Lidar measurements taken with a large-aperture liquid mirror. 1. rayleigh-scatter system, *Applied optics*, 34 (30), 6925–6936.
- Sica, R. J., and P. S. Argall (2007), Seasonal and nightly variations of gravity-wave energy density in the middle atmosphere measured by the Purple Crow Lidar, Ann. Geophys., 25(10), 2139–2145.
- Sica, R. J., et al. (2007), Validation of the Atmospheric Chemistry Experiment (ACE) version 2.2 temperature using ground-based and space-borne measurements, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 7(4), 12,463–12,539.
- Siebert, J., G. Baumgarten, K. P. Müller, C. Keppeler, and K. H. Fricke (1999), Rayleigh lidar observations of the middle atmosphere thermal structure above Esrange, (68° N, 21° E), Sweden, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, vol. ESA SP-437, edited by B. Kaldeich-Schürmann, pp. 325-330, Potsdam, Germany.

- Singer, W., D. Keuer, and W. Eriksen (1997), The ALOMAR MF radar: Technical design and first results, in *Proceedings 13th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Oeland, Sweden, 26-29 May 1997 (ESA SP-397)*, vol. ESA SP-397, edited by B. Kaldeich-Schürmann, pp. 101–104.
- Singer, W., P. Hoffmann, S. Wong, F.-J. Lübken, U. von Zahn, and R. Rüster (1998), Common-volume observations of mesospheric winds by MF and VHF radars and rockets at the ALOMAR facility, Norway, in summer 1997, in *Proceedings of the Sth Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, pp. 270–273.
- Singer, W., P. Hoffmann, R. Latteck, F.-J. Lübken, U. von Zahn, and C. M. Hall (2000), Intercomparison of common volume wind observations by radars and rocket-borne methods in the Arctic summer mesosphere, in *Proceedings of the Ninth International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST9), SCOSTEP Secret., Toulouse, France*, pp. 113–116.
- Singer, W., R. Latteck, D. Holdsworth, and T. Kristiansen (2003), A new narrow beam mf radar at 3 mhz for studies of the high-latitude middle atmosphere: System description and first results, Proc. of the 10th Workhop on Tech., Sci. Aspects of MST Radar in Piura, Peru.
- Stober, G., C. Jacobi, K. Fröhlich, and J. Oberheide (2008), Meteor radar temperatures over Collm (51.3°N, 13°E), Adv. Space Res., 42, 1253–1258, doi:10.1016/j.asr.2007.10.018.
- Stober, G., R. Latteck, M. Rapp, W. Singer, and M. Zecha (2012a), MAARSY-the new MST radar on Andøya: First results of spaced antenna and Doppler measurements of atmospheric winds in the troposphere and mesosphere using a partial array, Adv. Radio Sci., pp. 291–298, doi:10.5194/ars-10-291-2012.
- Stober, G., R. Latteck, M. Rapp, W. Singer, and M. Zecha (2012b), Maarsy the new mst radar on andøya: first results of spaced antenna and doppler measurements of atmospheric winds in the troposphere and mesosphere using a partial array, Advances in Radio Science, 10, 291–298, doi:10.5194/ars-10-291-2012.
- Stober, G., C. Schult, C. Baumann, R. Latteck, and M. Rapp (2013), The geminid meteor shower during the ECOMA sounding rocket campaign: specular and head echo radar observations, Ann. Geophys., 31, 473–487, doi:10.5194/angeo-31-473-2013.
- Strelnikov, B., M. Rapp, M. Zecha, T. A. Blix, M. Friedrich, and T. K. Yeoman (2009), PMSE and E-region plasma instability: In situ observations, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71, 143–157, doi:10.1016/j.jastp.2008.10.003.
- Strelnikov, B., M. Rapp, and F.-J. Lübken (2011), In-situ density measurements in the mesosphere/lower thermosphere region with the TOTAL and CONE instruments, in *Rocket* and satellite in situ instrumentation, edited by K. Oyama, Terra Publishers, accepted.

- Strelnikova, I., and M. Rapp (2013), Statistical characteristics of PMWE observations by the EISCAT VHF radar, Ann. Geophys., 31, 359–375, doi:10.5194/angeo-31-359-2013.
- Strelnikova, I., M. Rapp, S. Raizada, and M. Sulzer (2007), Meteor smoke particle properties derived from Arecibo incoherent scatter radar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15815, doi:10.1029/2007GL030635.
- Strelnikova, I., et al. (2009), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 2. Results, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71, 486–496, doi:10.1016/j.jastp. 2008.07.011.
- Swarnalingam, N., W. K. Hocking, W. Singer, and R. Latteck (2008), First calibrated observations of PMSE by the worldwide SKiYMET radar network and comparisons with Resolute Bay and ALWIN VHF radars, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*.
- Szewczyk, A., B. Strelnikov, G. Baumgarten, and M. Rapp (2011), In situ density, temperature, and turbulence measurements in the middle atmosphere during ECOMA 2010, in Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700).
- Szewczyk, A., B. Strelnikov, M. Rapp, I. Strelnikova, G. Baumgarten, N. Kaifler, T. Dunker, and U.-P. Hoppe (2013), Simultaneous observations of a mesospheric inversion layer and turbulence during the ECOMA-2010 rocket campaign, Ann. Geophys., 31, 775–785, doi: 10.5194/angeo-31-772-2013.
- Teisserenc de Bort, L. (1902), Variations de la température de l'air libre dans la zone comprise entre 8 km et 13 km l'altitude, *Comptes Rendus de l'Acad. Sci. Paris*, 134, 987–989.
- Thayer, J. P., N. Nielsen, and J. Jacobsen (1995), Noctilucent cloud observations over Greenland by a Rayleigh lidar, *Geophys. Res. Lett.*, 22(21), 2961–2964, doi:10.1029/95GL02126.
- Thomas, G. E. (1991), Mesospheric clouds and the physics of the mesopause region, *Rev. Geophys.*, 29(4), 553–575.
- Thurairajah, B., R. L. Collins, V. L. Harvey, R. S. Lieberman, and K. Mizutani (2010a), Rayleigh lidar observations of reduced gravity wave activity during the formation of an elevated stratopause in 2004 at chatanika, alaska (65 n, 147 w), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 115(D13).
- Thurairajah, B., R. L. Collins, V. L. Harvey, R. S. Liebermann, M. Gerding, K. Mizutani, and J. M. Livingston (2010b), Gravity wave activity in the Arctic stratosphere and mesosphere during the 2007–2008 and 2008–2009 stratospheric sudden warming events, J. Geophys. Res., D00N06, doi:10.1029/2010JD014125.
- Turunen, E. (1996), Incoherent scatter radar contributions to high-latitude D-region aeronomy, J. Atmos. Terr. Phys., 58, 707–725.

- Varney, R. H., M. J. Nicolls, C. J. Heinselman, and M. C. Kelley (2009), Observations of polar mesospheric summer echoes using pfisr during the summer of 2007, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 71(3), 470–476, doi:10.1016/j.jastp.2009.01.002.
- Vincent, R. A., and D. C. Fritts (1987), A climatology of gravity wave motions in the mesopause region at Adelaide, Australia, J. Atmos. Sci., 44(4), 748–760, doi:10.1175/ 1520-0469(1987)044\$(\$0748:ACOGWM\$)\$2.0.CO;2.
- Vlasov, M. N., M. C. Kelley, and D. L. Hysell (2007), Eddy turbulence parameters inferred from radar observations at jicamarca, Ann. Geophys., 25(2), 475–481, doi:10.5194/ angeo-25-475-2007.
- von Cossart, G., et al. (1995), Modern technologies employed in the ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar, in *Proceedings of the* 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, vol. ESA SP-370, edited by T. A. Blix, pp. 387-394, Lillehammer, Norway.
- von Zahn, U., and J. Höffner (1996a), Mesopause temperature profiling by potassium lidar, Geophys. Res. Lett., 23(2), 141–144, doi:10.1029/95GL03688.
- von Zahn, U., and J. Höffner (1996b), Mesopause temperature profiling by potassium lidar, Geophys. Res. Lett., 23, 141–144.
- von Zahn, U., E. V. Thrane, and R. Skatteboe (1995), The ALOMAR facility: Status and outlook, in *Proceedings of the* 12th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, vol. ESA SP-370, edited by T. A. Blix, pp. 379–385, Lillehammer, Norway.
- von Zahn, U., G. von Cossart, J. Fiedler, K. H. Fricke, G. Nelke, G. Baumgarten, D. Rees, A. Hauchecorne, and K. Adolfsen (2000), The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: Objectives, configuration, and performance, Ann. Geophys., 18, 815–833.
- von Zahn, U., G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, and P. Hartogh (2004), Noctilucent clouds and the mesospheric water vapour: The past decade, Atmos. Chem. Phys., 4(11/12), 2449–2464.
- Watermann, J., G. S. Bust, J. P. Thayer, T. Neubert, and C. Coker (2002), Mapping plasma structures in the high-latitude ionosphere using beacon satellite, incoherent scatter radar and ground-based magnetometer observations, *Annals of Geophysics*, 110(1), doi:doi:10. 4401/ag-3488.
- Weitkamp, C. (2005), *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Springer Series in Optical Sciences, Springer.
- Whiteway, J. A., and A. I. Carswell (1994), Rayleigh lidar observations of thermal structure and gravity wave activity in the high Arctic during a stratospheric warming, J. Atmos. Sci., 51(21), 3122–3136, doi:10.1175/1520-0469(1994)051\${3122:RLOOTS}}\$2.0.CO;2.

- Woodman, R., and A. Guillen (1974), Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere, J. Atmos. Sci., 45, 493–505.
- Yang, G., B. Clemesha, P. Batista, and D. Simonich (2006), Gravity wave parameters and their seasonal variations derived from Na lidar observations at 23° s, J. Geophys. Res., 111(D21), D21107, doi:10.1029/2005JD006900.
- Younger, P. T., and N. J. Mitchell (2006), Waves with period near 3 days in the equatorial mesosphere and lower thermosphere over Ascension Island, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 68(3-5), 369–378, doi:10.1016/j.jastp.2005.05.008.
- Zhang, S. P., L. P. Goncharenko, J. E. Salah, R. G. Roble, and G. G. Shepherd (2003), Climatology of neutral winds in the lower thermosphere over Millstone Hill (42.6° N) observed from ground and from space, J. Geophys. Res., 108(A1), 1051, doi:10.1029/2002JA009512.
- Zhou, S., K. K. Lee, Y. C. Chen, and S. Li (1993), Monolithic self-q-switched cr,nd:yag laser, Opt. Lett., 18(7), 511–512, doi:10.1364/OL.18.000511.

Danksagung

Zunächst möchte ich Prof. F.-J. Lübken danken, dass er mir die großartige Gelegenheit gegeben hat, als erste Lehramtsstudentin am IAP die Hausarbeit im Rahmen der ersten Staatsprüfung zu schreiben. Ein großes Dankeschön gilt weiterhin allen Mitarbeitern im IAP, die mir hilfsbereit mit Rat und Tat zur Seite gestanden haben. Mein besonderer Dank gilt dabei meinem Betreuer Dr. Jens Lautenbach, vor allem da die Atmosphärenphysik für mich ein nahezu unbekanntes Gebiet war, und besonders die Messtechnik Lidar. Außerdem möchte ich Dr. Gunter Stober für seine Unterstützung bezüglich der Radare danken und für die zu Verfügungstellung von Material, das den Abbildungen 1.2, 2.1 sowie den Karten in der Radar-Zusammenfassung zugrunde liegt. Zudem möchte ich Dr. Boris Strelnikov für seine Unterstützung hinsichtlich der Höhenforschungsraketen danken, vor allem für die Materialien und das fachliche Wissen in diesem Bereich.

Selbstständigkeitserklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe verfasst und keine anderen Quellen und Hilfsmittel als die angegebenen benutzt habe. Die Stellen der Arbeit, die anderen Werken vom Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, habe ich unter Angabe der Quellen als Entlehnungen kenntlich gemacht. Mir ist bekannt, dass gemäß § 17 der Rechtsverordnung die Prüfung wegen einer Pflichtwidrigkeit (Täuschung u. ä.) für nicht bestanden erklärt werden kann.

Ort, Datum

Unterschrift