
**Bestimmung und Analyse
des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes
aus globalen GPS-Beobachtungen einer Dekade
mit besonderem Blick auf die Antarktis**

Der Fakultät Forst-, Geo-, und Hydrowissenschaften
der Technischen Universität Dresden

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

von

Sibylle Vey,

geboren am 20. Juli 1975 in Saalfeld,

vorgelegte Dissertation

Dresden 2007

Gutachter: Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich (Technische Universität Dresden)
Prof. Dr.-Ing. habil. Lambert Wanninger (Technische Universität Dresden)
Prof. Dr. phil. nat. Markus Rothacher (GeoForschungsZentrum Potsdam)

Tag der Einreichung: 12.04.2007
Tag der Verteidigung: 26.10.2007

Zusammenfassung: Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre gehört zu den Hauptkontrollfaktoren des Treibhauseffektes und spielt eine Schlüsselrolle im globalen Energiekreislauf, wobei den Polargebieten als globale Wärmesenken eine besondere Bedeutung zukommt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde aus Messungen des Global Positioning System (GPS) der integrierte Wasserdampfgehalt innerhalb der letzten Dekade bestimmt und analysiert. Die Untersuchungen stützen sich auf die Reprozessierung eines aus 195 Stationen bestehenden globalen GPS-Netzes. Die aus den geschätzten GPS-Troposphärenparameter bestimmten Wasserdampfzeitreihen wurden hinsichtlich Genauigkeit und Homogenität untersucht. Nach Korrektur der Inhomogenitäten ist es möglich, mit GPS mehrjährige Schwankungen im potenziellen Niederschlagswasser mit einer Genauigkeit besser als 0,3 mm Höhe der Wassersäule zu erfassen.

Als Ergebnis der Untersuchungen zeigen sich in Europa und großen Teilen Nordamerikas Anomalien des Wasserdampfgehaltes im Bereich eines Millimeters, welche sich vor allem auf thermodynamische Effekte zurückführen lassen. In den Tropen und im Südosten der USA können die Wasserdampfanomalien 3 bis 5 mm betragen. Sie sind durch dynamische Prozesse bedingt, die mit der Südlichen Oszillation im Zusammenhang stehen. Eine Anwendung der aus GPS-Beobachtungen bestimmten Wasserdampfzeitreihen ist die Validierung des Wasserdampfes im globalen Wettervorhersagemodell des National Center for Environmental Prediction (NCEP). Über Europa und großen Teilen Nordamerikas reproduziert NCEP die Schwankungen des Wasserdampfgehaltes sehr gut und stellt damit eine gute Datengrundlage für flächendeckende Untersuchungen langfristiger Veränderungen im Wasserdampfgehalt dar. In der Antarktis und den Tropen wird jedoch das saisonale und mehrjährige Signal des Wasserdampfes von NCEP um 25% bis 40% unterschätzt. Als zweite Anwendung der GPS-Wasserdampfzeitreihen erfolgt die Validierung satellitenbasierter Radiometermessungen über der Antarktis. Sie zeigt eine gute Übereinstimmung der Wasserdampfwerte aus GPS- und Radiometermessungen. Die im Rahmen dieser Arbeit aus GPS-Beobachtungen bestimmten Wasserdampfzeitreihen bilden eine sehr gute Datengrundlage für weitergehende Untersuchungen der Wetter- und Klimaforschung.

Abstract: The atmospheric water vapour is one of the main variables controlling the greenhouse effect and it plays a crucial role in the global energy cycle. In this context the polar regions which act as global heat sinks are especially important. This study uses observations from the Global Positioning System (GPS) to investigate changes of the integrated atmospheric water vapour. It is based on a reprocessing of a global GPS network consisting of 195 stations. A strong emphasis was placed on the investigation of the accuracy and the homogeneity of the GPS derived water vapour time series. After correcting the inhomogeneities interannual fluctuations in the precipitable water can be determined from GPS data with an accuracy of 0.3 mm in water column height.

As a result, the interannual variations in the water vapour content are in the order of one millimetre over Europe and over large areas of North America. They are mainly related to thermodynamic effects. In the tropics and in the south east of the USA water vapour anomalies can reach 3 to 5 mm caused by dynamic processes connected to the Southern Oscillation. As one application of the estimated GPS water vapour time series a validation of water vapour from the global numerical weather prediction model of the National Center for Environmental Prediction (NCEP) was carried out. Over Europe and large parts of North America the seasonal signal and the interannual variations of the water vapour are very well reproduced by NCEP. Hence, in these regions NCEP presents a good database for area-wide investigations of long-term changes in the water vapour content. However, in Antarctica and in the Tropics the seasonal and also the interannual signals of the NCEP water vapour are strongly underestimated by 25% to 40%. A second application of the estimated GPS water vapour time series is the validation of satellite-based radiometer measurements over Antarctica. A good agreement was found between the water vapour derived from GPS and radiometer data. The water vapour time series estimated in this study provide a good basis for further weather and climate related investigations.

Dank

Die erfolgreiche Arbeit an der vorliegenden Promotion verdanke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich. Er ermöglichte mir eine kontinuierliche Bearbeitung der Thematik, trug durch Diskussionen und Hinweise zum Gelingen der Arbeit bei und schuf in der Endphase der Bearbeitung die notwendigen Freiräume. Hierfür sowie für die Übernahme des Gutachtens gilt ihm mein besonderer Dank. Für die Übernahme der weiteren Gutachten möchte ich Herrn Prof. Dr. phil. nat. Markus Rothacher (GeoForschungsZentrum Potsdam) und Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Lambert Wanninger (Technische Universität Dresden) recht herzlich danken.

Weiterhin möchte ich allen meinen Kollegen vom Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden, insbesondere Herrn Dipl.-Math. Martin Horwath und Dr.-Ing. Mirko Scheinert für ihre konstruktiven Vorschläge und Diskussionen bei der Bearbeitung der Thematik danken. Die vorliegende Arbeit war in ein umfassendes Projekt der Auswertung globaler GPS-Daten einer Dekade eingebunden. Für die technische Durchführung der Reprozessierung bin ich Herrn Dipl.-Ing. Axel Rülke und Dipl.-Ing. Matthias Fritsche sowie Dipl.-Ing. Peter Steigenberger (Technische Universität München) sehr dankbar. Herr Dipl.-Ing. Axel Rülke und Frau Dajana Mischke halfen mir beim Korrekturlesen der Arbeit. Ihnen sei an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt.

Mein Dank gilt auch Herrn Dr. Arthur Niell für die Bereitstellung des IMF-Algorithmus und seine intensiven Diskussionen auf dem Gebiet der Mappingfunktionen. Die Validierung von Wasserdampfwerten aus Satellitenradiometerdaten über der Antarktis erfolgte in enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Umweltphysik der Universität Bremen. Für die Bereitstellung der radiometerbasierten Wasserdampfwerte und die konstruktiven Diskussionen bin ich vor allem Herrn Dr. Georg Heygster, Dr. Jungang Miao und Dr. Christian Melsheimer sehr dankbar. Dem Internationalen GNSS-Service und den Analysezentren von NCEP und ECMWF sei für die Freigabe ihrer in dieser Arbeit verwendeten Daten gedankt. Weiterer Dank gilt der Studienstiftung des deutschen Volkes, welche die Untersuchungen dieser Arbeit finanziell förderte.

Ganz besonders möchte ich mich bei meinem Freund Torsten für sein Verständnis und seine liebevolle Unterstützung bedanken.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Atmosphärensondierung	5
2.1. Struktur der Atmosphäre	5
2.2. Methoden zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes	6
2.2.1. Stationsbezogene Messverfahren	6
2.2.2. Satellitenbasierte Messverfahren	9
2.2.3. Besonderheiten in den Polargebieten	13
2.3. Numerische Wettervorhersagemodelle	13
3. GPS-Meteorologie	15
3.1. Grundlagen der GPS-Auswertung	15
3.1.1. GPS-Beobachtungsprinzip	15
3.1.2. Differenzen der GPS-Phasenbeobachtungen	17
3.1.3. Linearkombinationen	18
3.2. Troposphärische Laufzeitverzögerungen	19
3.2.1. Brechungsindex und Laufzeitverzögerung	19
3.2.2. Troposphärische Modelle	20
3.2.3. Mappingfunktionen	23
3.2.4. Gradienten	25
3.3. Ableitung von Wasserdampf aus GPS-Laufzeitverzögerungen	27
3.4. Fehlereinflüsse bei der Wasserdampfbestimmung	29
3.4.1. Wichtigste Fehlereinflüsse bei der Bestimmung der Laufzeitverzögerung	29
3.4.2. Fehler bei der Ableitung des Wasserdampfes aus der Laufzeitverzögerung	33
4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS	37
4.1. GPS-Reprozessierung	37
4.1.1. Stationsauswahl	37
4.1.2. Software-Erweiterungen	37
4.1.3. Prozessierungsparameter und -verlauf	40
4.2. Konvertierung der GPS-Laufzeitverzögerungen in Wasserdampf	43
4.2.1. Wettermodelldaten versus Bodenbeobachtungen	43
4.2.2. Validierung der Luftdruckdaten	45
4.3. Genauigkeit und Homogenität der bestimmten Zeitreihen	45
4.3.1. Überblick über die Wasserdampfzeitreihen und deren Genauigkeit	45
4.3.2. Homogenitätsuntersuchungen	47

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen	53
5.1. Methodik der Zeitreihenanalyse	53
5.1.1. Bestimmung der mehrjährigen Komponente	54
5.1.2. Bestimmung der Saisonfigur	56
5.1.3. Analyse der Restkomponente	58
5.2. Ergebnisse der Analyse der Wasserdampfzeitreihen	59
5.2.1. Clustereinteilung	59
5.2.2. Langjährige Mittelwerte und saisonale Signale	60
5.2.3. Trends und Anomalien	61
5.2.4. Variabilität	68
5.3. Interpretation der beobachteten Schwankungen im Wasserdampfgehalt	70
5.3.1. Untersuchung des thermodynamischen Einflusses	70
5.3.2. Einfluss der Südlichen Oszillation	73
6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen	79
6.1. Validierung des Wasserdampfes im globalen Wettermodell	79
6.1.1. NCEP-NCAR Reanalyse	80
6.1.2. Langjährige Mittelwerte und saisonale Signale	81
6.1.3. Trends und Anomalien	87
6.1.4. Variabilität	89
6.1.5. Subtägliche Wasserdampfwerte in der Antarktis	92
6.2. Validierung des Wasserdampfes aus satellitenbasierten Radiometerdaten über der Antarktis	95
6.2.1. Wasserdampfbestimmung aus Radiometerdaten	95
6.2.2. Gegenüberstellung von GPS- und Radiometerbeobachtungen	96
6.2.3. Ergebnisse der Validierung	98
7. Schlussfolgerungen und Ausblick	101
A. Anhang	121
A.1. Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen	121
A.2. Stationsliste	125

Abbildungsverzeichnis

2.1. Struktur und Aufbau der Erdatmosphäre	5
2.2. Verteilung der geostationären Wettersatelliten	10
2.3. Prinzip der Radiookkultation	12
3.1. Prinzip der Mappingfunktion	23
3.2. Geometrischer Zusammenhang zwischen dem Troposphären- und Höhenparameter	30
3.3. Partielle Ableitungen zur Schätzung der Troposphären- und Höhenparameter	30
4.1. Netz der prozessierten GPS-Stationen	38
4.2. Einfluss der Mappingfunktion auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung	39
4.3. Einfluss der Ionosphäre höherer Ordnung auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung	40
4.4. Einfluss absoluter Phasenzentrumsvariationen auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung	41
4.5. Prozessierungsschema der GPS-Datenanalyse	43
4.6. Vergleich der Luftdruckdaten benachbarter IGS- und WMO-Stationen	45
4.7. Übersicht zur Länge der Wasserdampfzeitreihen aller Stationen	46
4.8. Vergleich der PW-Zeitreihen der GPS-Ko-Lokationsstation Tromsø	47
4.9. Einfluss des Anbringens eines Radoms auf den PW-Gehalt	48
4.10. Einfluss der Änderung der Beobachtungsanzahl auf den PW-Gehalt	49
4.11. Einfluss eines starken Abfalls der Beobachtungsanzahl auf die PW-Bestimmung	49
4.12. Einfluss der Höhenwinkelmaske auf die Laufzeitbestimmung	50
4.13. Globale Übersicht zur Homogenität der PW-Zeitreihen	51
4.14. Genauigkeit der Offsetbestimmung	52
5.1. Angewendete Methode zur Analyse der Zeitreihen des Wasserdampfgehaltes	54
5.2. Durchlasscharakteristik des gleitenden Mittels und des FIR-Filters	56
5.3. Unterschiede in den Spektren des Wasserdampfgehaltes verschiedener Stationen	57
5.4. Zeitliche Änderungen der Variabilität des Wasserdampfes	58
5.5. Saisonfiguren des Wasserdampfgehaltes verschiedener Regionen	59
5.6. Übersicht zur Clustereinteilung und zur Variationsbreite des Wasserdampfgehaltes	60
5.7. Überblick über den mittleren Wasserdampfgehalt aller Stationen	61
5.8. Einfluss von Sprüngen auf die Trendschätzung	63
5.9. Einfluss der Länge des Zeitintervalls auf die Trendschätzung	64
5.10. Anomalien des Wasserdampfgehaltes	66
5.11. Saisonale Schwankungen in der Variabilität des Wasserdampfgehaltes	68
5.12. Anomalien in der Variabilität des Wasserdampfgehaltes	69
5.13. Ergebnisse der Modellierung des Wasserdampfes mit der Gleichung von Clausius-Claperion	72
5.14. Korrelationskoeffizienten des modellierten und des aus GPS abgeleiteten Wasserdampfes	73
5.15. Auswirkungen der Südlichen Oszillation auf die Wetterverhältnisse im Südpazifik	74
5.16. Vergleich der GPS-Wasserdampfanomalien mit dem SOI	75

5.17. Phasenverschiebung der GPS-Wasserdampfpanomalien im Vergleich zum SOI	76
6.1. Korrelationskoeffizienten des aus NCEP und aus GPS abgeleiteten Wasserdampfgehaltes . . .	81
6.2. Bias zwischen den aus NCEP und aus GPS abgeleiteten Wasserdampfgehalt	82
6.3. Differenzzeitreihen und Spektren des Wasserdampfgehaltes aus GPS und NCEP	84
6.4. Abhängigkeit der Differenzen aus GPS und NCEP von der Höhe des Wasserdampfgehaltes .	84
6.5. Differenzen der saisonalen Signale des Wasserdampfgehaltes aus GPS und NCEP	86
6.6. Differenzen der Wasserdampfpanomalien aus GPS und NCEP	87
6.7. Vergleich der Trends des Wasserdampfgehaltes aus GPS und NCEP	88
6.8. Vergleich der Wasserdampfpanomalien aus GPS und NCEP	89
6.9. Vergleich der Variabilität des Wasserdampfgehaltes aus GPS und NCEP	90
6.10. Differenzen der saisonalen Signale der Variabilität des Wasserdampfes aus GPS und NCEP .	90
6.11. Lage der zur Validierung verwendeten GPS-Stationen	92
6.12. Vergleich der subtäglichen Wasserdampfwerte aus GPS und NCEP in der Antarktis	93
6.13. Standardabweichung der Differenzen der Wasserdampfwerte aus GPS und NCEP	94
6.14. Wasserdampfgehalt über der Antarktis aus Radiometerdaten	96
6.15. Gegenüberstellung von GPS- und Radiometerbeobachtungen	97
6.16. Vergleich der Radiometer- und GPS-Wasserdampfwerte für Mawson	98
6.17. Einfluss von Eiswolken auf die Wasserdampfwerte aus Radiometermessungen	99
6.18. Vergleich der Radiometer- und GPS-Wasserdampfwerte für alle Antarktisstationen	100

Tabellenverzeichnis

2.1. Stationsbezogene Messverfahren zur Wasserdampfbestimmung	9
2.2. Satellitenbasierte Messverfahren zur Wasserdampfbestimmung	12
3.1. Eigenschaften der wichtigsten Linearkombinationen	19
3.2. Wichtigste Fehlereinflüsse bei der Bestimmung von Wasserdampf aus GPS-Beobachtungen	35
4.1. Verwendete Modelle und Parametrisierung der durchgeführten GPS-Auswertung	42
4.2. Strategien zur Mehrdeutigkeitslösung	42
4.3. Verfügbarkeit der Luftdruckbeobachtungen	44
4.4. Vergleich der täglichen Wasserdampfwerte an GPS-Ko-Lokationsstationen	47
5.1. Ergebnisse der Trendsschätzung des Wasserdampfgehaltes	65
5.2. Trends des Wasserdampfgehaltes in Abhängigkeit von den Jahreszeiten	65
5.3. Statistik des Wasserdampfgehaltes der Cluster und einzelner Stationen	67
5.4. Korrelationskoeffizienten der GPS-Wasserdampfanomalien mit dem SOI über Australien . .	76
5.5. Vergleichsstatistik der GPS-Wasserdampfanomalien mit dem SOI im Südosten der USA . .	77
6.1. Vergleichsstatistik zur Validierung des Wasserdampfgehaltes aus NCEP	87
6.2. Vergleich der Trendsschätzung aus GPS- und NCEP-Daten	88
6.3. Vergleichsstatistik zur Validierung der Variabilität des Wasserdampfgehaltes aus NCEP . . .	91
6.4. Vergleichsstatistik zur Validierung des subtäglichen Verhaltens des Wasserdampfes aus NCEP	94

1. Einleitung

Die große Bedeutung, die dem atmosphärischen Wasserdampfgehalt für das Leben auf der Erde zuteil wird, erkannte John Tyndal bereits vor knapp 150 Jahren. Seine Aussage: „... this aqueous vapour is a blanket more necessary to the vegetable life of England than clothing is to man.“ beschreibt sehr anschaulich den hohen Stellenwert, den die Wolkendecke für Englands Klima besitzt. Das von John Tyndal erwähnte Klimaphänomen ist heute unter dem Begriff des natürlichen Treibhauseffektes bekannt. Die Wolken verfügen über die Eigenschaft die kurzwellige Strahlung der Sonne passieren zu lassen und die langwellige Wärmestrahlung der Erde zu absorbieren und zurückzustrahlen. Ohne den natürlichen Treibhauseffekt würden an der Erdoberfläche Temperaturen weit unterhalb des Gefrierpunktes herrschen (Chahine, 1992; Stull, 1995). Der Wasserdampf gehört zu den Hauptkontrolleuren des Treibhauseffektes, da er die Wolkenbildung entscheidend beeinflusst.

Im Kontext der globalen Erwärmung hat der Wasserdampfgehalt große Auswirkungen auf zukünftige Klimaveränderungen (Philipona u.a., 2005). Wärmere Luft ist in der Lage mehr Wasserdampf zu speichern. Die daraus resultierende Zunahme des Wasserdampfgehaltes könnte den Treibhauseffekt in entscheidenden Maße verstärken und die Atmosphäre weiter erwärmen. Einige Modellrechnungen prognostizieren bei Verdopplung der CO₂-Konzentration unter Berücksichtigung des Einflusses des Wasserdampfes einen zwei- bis dreifach höheren Temperaturanstieg gegenüber Modellrechnungen die diesen Einfluss vernachlässigen (Schneider u.a., 1999; Hall und Manabe, 1999; Held und Soden, 2000; Soden u.a., 2002). Die Klimaprognosen basieren jedoch auf zahlreichen Annahmen und sind von großen Unsicherheiten geprägt (Folland u.a., 2001; Su u.a., 2006). Zum besseren Verständnis der Rückkopplungsmechanismen zwischen globaler Erwärmung und Wasserdampfgehalt kann eine Validierung der Modellrechnungen durch eine größere Anzahl an Beobachtungen beitragen (Stocker, 2001).

Neben seinem entscheidenden Einfluss auf das Klima der Erde spielt der Wasserdampf auch eine Schlüsselrolle bei vielen Wetterprozessen. Die Bandbreite seiner Variationen reicht vom Mikroklima über kleinskalige Wettergeschehen bis hin zu globalen Zirkulationsmustern. Wasserdampf ist der am stärksten veränderliche Hauptbestandteil der Atmosphäre. Ein Wassermolekül verweilt durchschnittlich gerade mal 9 Tage in der Atmosphäre (Trenberth, 1999). Die Verdunstung von Wasser ist mit starker latenter Wärmeaufnahme verbunden. Bei der Kondensation von Wasser wird die latente Wärme wieder freigegeben. Die umliegende Luft erwärmt sich und steigt nach oben. Wasserdampf trägt damit zur Bildung von Zirkulationen bei und beeinflusst die Struktur und die Entwicklung von Stürmen.

Die in den Wasserdampfmolekülen gespeicherte Energie kann über große Entfernungen transportiert und neu verteilt werden. Der wichtigste Energietransport erfolgt von den Tropen zu den Polen. Dabei steigt am Äquator warme Luft auf und strömt Richtung Norden und Süden. In den Polargebieten kühlt sich die Luft ab, sinkt zum Boden und strömt zum Äquator zurück (Stull, 1995). Im globalen Energiekreislauf agieren die polaren Eiskappen als Wärmesenken. Zum einen ist die Wärmeabgabe in den Polargebieten, bedingt durch den niedrigen Wasserdampfgehalt und die damit verbundene geringe Absorption der Wärmestrahlung, gegenüber anderen Regionen besonders hoch. Zum anderen ist, aufgrund der hohen Strahlungsreflektion der Schnee- und Eisoberflächen, die Wärmeaufnahme durch die Sonneneinstrahlung sehr gering.

1. Einleitung

Als Wärmesenke besitzt die Antarktis eine sehr große Bedeutung für den Antrieb der Zirkulation der südlichen Hemisphäre. Die Prozesse des Energietransports sind sehr sensitiv auf Änderungen im atmosphärischen Wasserdampfgehalt der Antarktis (Giovinetto u.a., 1997; King und Turner, 1997). Ein höherer Wasserdampfgehalt würde die Abstrahlung der Wärme in den Weltraum reduzieren. Der atmosphärische Wasserdampfgehalt über der Antarktis bestimmt auch in entscheidendem Maße die potentielle Menge an Niederschlag und die Akkumulation über dem antarktischen Kontinent (u.a. Turner u.a., 1995, 1999). Änderungen im Niederschlagsverhalten beeinflussen die Massenbilanz des antarktischen Eisschildes, welches wiederum Rückwirkungen auf den globalen Meeresspiegel hat (u.a. Turner u.a., 1999; Huybrechts u.a., 2004; van de Berg u.a., 2006; Gregory und Huybrechts, 2006).

Für das Verständnis, die Modellierung und Vorhersage globaler Wetter- und Klimaprozesse sind weltweite, genaue und möglichst lange Beobachtungen des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre unabdingbar (Jacob, 2001). Traditionell erfolgten Wasserdampfmessungen mittels Radiosonden, welche jedoch den Anforderungen v.a. hinsichtlich Häufigkeit und Dichte der Beobachtungen nicht gerecht werden. Zudem nimmt bei niedrigen Temperaturen die Genauigkeit der Radiosonden stark ab (Gaffen u.a., 2000). Seit einigen Jahren stehen Beobachtungen von Satelliten für meteorologische Untersuchungen zur Verfügung. Es bestehen aber weiterhin noch große Defizite in der weltweiten Datenabdeckung.

GPS¹ ist eine relativ neue Methode zur Bestimmung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes. Alle GPS-Beobachtungen werden auf ihrem Signalweg von den Bestandteilen der Atmosphäre, darunter auch von den Wasserdampfmolekülen, verzögert. Im Rahmen der GPS-Auswertung wird die Laufzeitverzögerung des GPS-Signals in der Troposphäre als Parameter eingeführt und mitgeschätzt. In den letzten Jahre beschäftigen sich eine große Anzahl von Autoren mit der Nutzung der GPS-Signallaufzeitverzögerung als indirekte Messung des Wasserdampfgehaltes (u.a. Bevis u.a., 1992; Rocken u.a., 1993; Emaradson u.a., 1998; Bengtsson, 2003). Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, dass aus GPS-Beobachtungen abgeleitetes potentiell Niederschlagswasser mit den Messwerten anderer Verfahren wie Radiosonden und Wasserdampfradiometern sehr gut übereinstimmt (u.a. Rocken u.a., 1993; Tregoning u.a., 1998; Hagemann u.a., 2003). Daraus entstanden viele Studien zum Einsatz des GPS zur Verbesserung der Wettervorhersage (u.a. Gendt u.a., 2004; Vedel und Huang, 2004). Dem Nutzen von globalen GPS-Netzen für klimatologische Zwecke wurde bisher jedoch nur wenig Beachtung geschenkt. GPS besitzt das große Potential, dass es über lange, kontinuierliche und homogene Beobachtungszeitreihen mit zudem hoher zeitlicher Auflösung zu verfügt. Im Moment stellt der Internationale GNSS²-Service (IGS) von weltweit über 300 GPS-Stationen Beobachtungen bereit, die teilweise einen Zeitraum von mehr als einer Dekade³ von Jahren abdecken. Diese Daten bilden die Grundlage der nachfolgenden Arbeit.

Ein Schwerpunkt der Arbeit liegt in der Untersuchung des Wasserdampfgehaltes über der Antarktis. Aufgrund ihrer Abgeschiedenheit und extremen Klimabedingungen sind in der Antarktis besonders wenig traditionelle Wasserdampfbeobachtungen vorhanden (Gettelman u.a., 2006). Auch die Anzahl der Satellitenbeobachtungen in diesem Gebiet ist, bedingt durch die Bahngeometrie vieler Satelliten, wesentlich geringer als in anderen Regionen der Erde. Zudem verlangt die aus Schnee und Eis bestehende Oberfläche der Antarktis die Entwicklung gesonderter Auswertalgorithmen für Satellitenbeobachtungen. Diese stoßen momentan in den Küstenregionen noch an ihre Grenzen (Miao u.a., 2001). Gerade in den Küstengebieten der Antarktis stellen GPS-Stationen einen einmaligen Datenfundus bereit.

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben das Ziel, aus globalen GPS-Messungen Informationen über die zeitlichen Veränderungen des Wasserdampfgehaltes innerhalb der letzten Dekade abzuleiten. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf Analysen zum Verhalten des Wasserdampfes in der Antarktis. Die Arbeit beginnt mit einem Überblick der verschiedenen Methoden zur Wasserdampfbestimmung. Dabei geht es v.a.

¹ Global Positioning System

² Global Navigation Satellite System

³ Die Bezeichnung Dekade wird im folgenden immer in Zusammenhang mit Jahren gebraucht.

um die Frage, welche Vor- und Nachteile die einzelnen Verfahren aufweisen und wie GPS in diesem Zusammenhang einzuordnen ist. Danach folgt eine Einführung in die grundlegenden Ansätze numerischer Wettermodelle mit dem Ziel, das Prinzip ihrer Modellierung zu veranschaulichen. Das dritte Kapitel beschreibt nach einer kurzen allgemeinen Einführung zur GPS-Auswertung ausführlich die Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung in der GPS-Datenanalyse. Zudem erläutert es die Methodik der Bestimmung von potentiell Niederschlagswasser aus GPS-Beobachtungen. Kapitel 4 enthält alle relevanten Angaben zur Prozessierung des globalen GPS-Netzes und der verwendeten Strategie zur Ableitung von Wasserdampf aus den Parametern der troposphärischen Laufzeitverzögerung. Dabei wird insbesondere auf die Modellverbesserungen eingegangen, die einen entscheidenden Einfluss auf die Schätzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung haben. Vorwiegende Aufmerksamkeit gilt neben der Untersuchung der Genauigkeit der bestimmten Wasserdampfzeitreihen v.a. der Analyse ihrer Homogenität.

Einen zentralen Bereich der Arbeit nimmt die Auswertung der Zeitreihen in Kapitel 5 ein. Dabei spielen u.a. folgende Fragen eine Rolle: Wie hat sich der Wasserdampfgehalt innerhalb der letzten Dekade global verändert? Was sind die Ursachen für diese Änderungen? Welchen Einfluss haben Temperaturveränderungen und Klimaphänomene wie El Niño auf das Verhalten des Wasserdampfes? Kapitel 6 widmet sich der Anwendung der GPS-Wasserdampfzeitreihen zur Validierung numerischer Wettermodelle einerseits und Satellitenradiometerdaten andererseits. Die Validierung der Modelldaten erfolgte beispielhaft für die Analyseergebnisse des globalen numerischen Wettervorhersagemodells von NCEP (*National Centre for Environmental Prediction*) und richtet ihr Hauptaugenmerk auf die Fragen: Wie genau kann das Modell die saisonalen und mehrjährigen Signale des Wasserdampfes modellieren? Welche Schlußfolgerungen ergeben sich für Klimastudien, deren Datengrundlage numerische Wettermodelle darstellen? Die Validierung der satellitenbasierten Radiometerdaten bezieht sich auf die Antarktis, da in dieser Region die Eisoberfläche die Ableitung der Wasserdampfwerte aus den Radiometerbeobachtungen im Vergleich zu den Gebieten über den offenen Ozeanen erschweren. Kapitel 7 schließt die Arbeit mit einer Zusammenstellung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen ab und gibt einen Ausblick auf zukünftige Anwendungsmöglichkeiten der erstellten Wasserdampfzeitreihen.

2. Atmosphärensondierung

2.1. Struktur der Atmosphäre

Alle als Wetter und Klima bezeichneten Prozesse spielen sich in der unteren Erdatmosphäre ab, auf die sich der folgende Überblick konzentriert. Detaillierte Darstellungen zum Aufbau und zur Zusammensetzung der gesamten Atmosphäre geben z.B. Stull (1995); Liljequist und Cehak (1994) und Roedel (1992). Zwei mögliche Klassifizierungsansätze der Atmosphäre sind in Abbildung 2.1 dargestellt. Der erste Ansatz zur Unterteilung der Atmosphäre basiert auf ihrem vertikalen Temperaturverlauf. Er unterscheidet zwischen Tropo-, Strato-, Meso- und Thermosphäre. Die Grenzbereiche an den Oberseiten dieser Höhenschichten (Sphären) zur jeweils darüber liegenden heißen: Tropo-, Strato-, Mesopause (altfranz.: "pose"="ruhen").

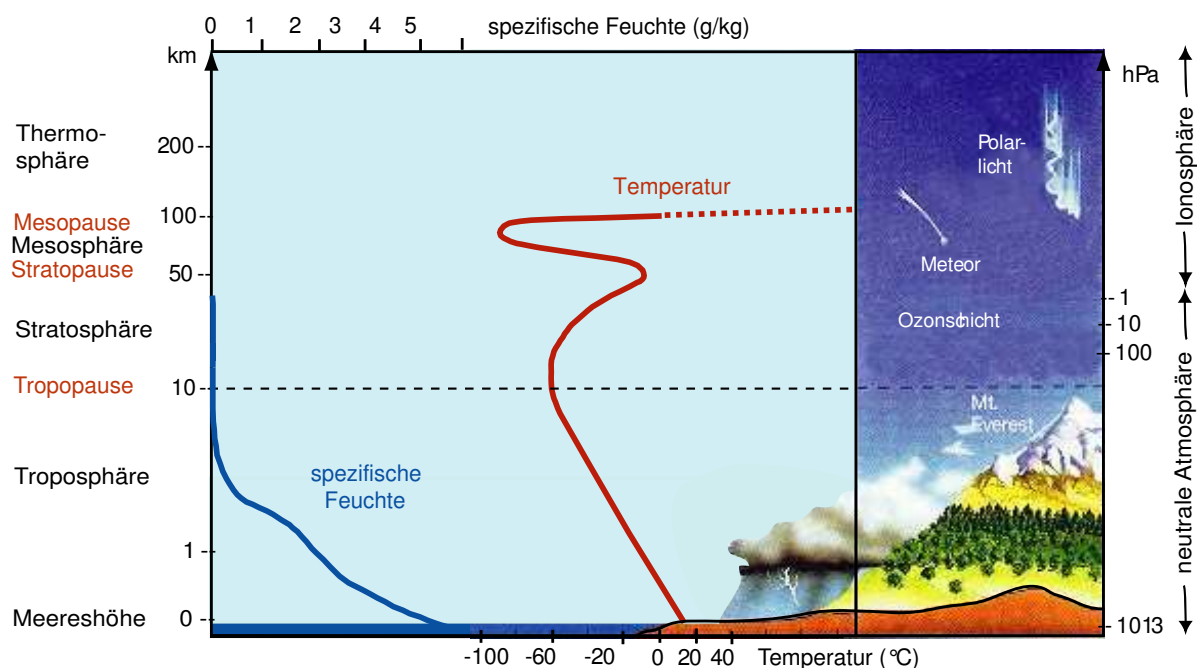


Abbildung 2.1.: Struktur und Aufbau der Erdatmosphäre (modifiziert nach Walch und Frater (2004))

Die Mächtigkeit der untersten Schicht, der Troposphäre ist breiten- und jahreszeitabhängig. Ihre obere Grenze befindet sich an den Polen ca. 9 km und am Äquator ca. 16 km über der Erdoberfläche. Innerhalb der Troposphäre nimmt die Temperatur mit steigender Höhe im Mittel um 0,65 K pro 100 m ab. An der Grenzschicht zur Tropopause herrschen, bedingt durch die unterschiedliche Höhe der Troposphäre, am Äquator wesentlich tiefere Temperaturen als an den Polen vor. Die Temperaturen in der Tropopause können am Äquator bis zu -80°C und an den Polen bis zu -60°C betragen. In der Tropopause bleibt die Temperatur nahezu konstant und steigt dann in der Stratosphäre langsam wieder an. Ursache für diesen Temperaturanstieg ist die Strahlungsabsorption durch die sich in der Stratosphäre befindende Ozonschicht. Die Temperaturen an der oberen Grenze der Stratosphäre in ca. 50 km Höhe erreichen wieder 0°C .

2. Atmosphärensondierung

Der atmosphärische Wasserdampf ist sowohl horizontal, als auch vertikal sehr inhomogen verteilt. Im allgemeinen nimmt der Wasserdampfgehalt jedoch aufgrund der fallenden Temperaturen mit zunehmender Höhe schnell ab. Fast die Hälfte des Gesamtwasserdampfes der Luft befindet sich in der Schicht zwischen Meeresniveau und 1,5 km über Meeresniveau. Der größte Teil des Wettergeschehens findet in der Troposphäre statt. Oberhalb einer Höhe von 5 km kommen weniger als 5-6% des Wasserdampfes vor. Die Stratosphäre ist sehr trocken, sie enthält weniger als 1% des Gesamtwasserdampfes.

Der zweite Ansatz unterteilt die Atmosphäre anhand ihres Ladungszustandes in die neutrale Atmosphäre und die darüberliegende Ionosphäre. Während in der neutralen Atmosphäre größtenteils Atome und Moleküle im neutralen Ladungszustand vorkommen, überwiegen in der Ionosphäre die elektrisch geladenen Teilchen. Für GPS-Signale ist die Ionosphäre ein dispersives Medium, d.h. ihr Einfluss auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit der GPS-Signale ist frequenzabhängig. Die Troposphäre und die Stratosphäre entsprechen dem neutralen Teil der Erdatmosphäre. Ihre Wirkung auf GPS-Signale ist nicht-dispersiv. Im folgenden findet die Unterteilung der Atmosphäre anhand ihres Einflusses auf die Ausbreitung der GPS-Signale Anwendung. Dabei schließt die Bezeichnung Troposphäre die Stratosphäre mit ein und bezieht sich auf die neutrale Schicht zwischen 0 und 50 km Höhe.

2.2. Methoden zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes

Atmosphärische Feuchtemessungen waren lange Zeit nur durch in-situ Beobachtungen am Boden, durch Wetterballons oder durch Flugzeuge möglich. Heute ist eine Vielzahl verschiedener Fernerkundungsverfahren in der Lage, großflächig den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu bestimmen. Die zeitliche Überdeckung eines Gebietes mit satellitenbasierten Daten ist jedoch meist gering. Terrestrische Verfahren können im Gegensatz zu Satelliten zeitlich kontinuierlich beobachten. Ihre räumliche Abdeckung ist dafür gering und sehr inhomogen. Einen Einblick in die Funktionsweise und Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Techniken sowie deren Vor- und Nachteile soll der folgende Abschnitt geben. Die Tabellen 2.1 und 2.2 stellen im Überblick die gebräuchlichsten terrestrischen und satellitenbasierten Messsysteme vor.

2.2.1. Stationsbezogene Messverfahren

a) Radiosonde

Das globale Netz von Radiosondenstationen bildete lange Zeit die einzige Basis für die Modellierung atmosphärischer Prozesse sowie die Wettervorhersage. Die Radiosonde besitzt einen Feuchte-, einen Temperatur- und einen Luftdrucksensor sowie einem Kurzwellensender zur Übertragung der Messdaten. Sie ist an einem gasgefüllten Ballon befestigt, dessen Position mittels Radar oder GPS bestimmbar ist. Radiosondenmessungen liefern vertikale Profile von Temperatur, Feuchtigkeit, Windrichtung und -geschwindigkeit von der Erdoberfläche bis zu einer Höhe von etwa 30 km mit einer mittleren vertikalen Auflösung von ca. 50 m. Heute gibt es mehr als 900 routinemäßig beobachtende Radiosondenstationen, welche weltweit jedoch sehr unterschiedlich verteilt sind. Während sich ein Großteil der Stationen in den Industriestaaten befindet, sind die Ozeane sowie die Polargebiete kaum abgedeckt. Pro Tag werden zwischen 1 und 4 Ballonstarts zu fest vorgeschriebenen Zeitpunkten (synoptischen Terminen: 0UTC, 6UTC, 12UTC, 18 UTC) durchgeführt.

Aufstiege von Wetterballons existieren seit etwa 1940. Die Zeitreihen der Radiosondendaten sind aufgrund wechselnder Sensoren und veränderter Beobachtungszeiten sehr inhomogen (Zhai und Eskridge, 1996). Zudem erschweren Unterschiede in den verwendeten Instrumenten und Auswertestrategien der einzelnen Länder die Interpretierbarkeit der Daten (Garand u.a., 1992). Weltweit sind 35-40 verschiedene Radiosondentypen im Einsatz. Die Messungen verschiedener Sensoren können systematische Differenzen von bis zu

2.2. Methoden zur Messung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes

20% in der relativen Feuchte aufweisen. Der systematische Fehler der relativen Feuchte wird wesentlich durch die vor dem Start durchgeführte Kalibrierung des Feuchtesensors bestimmt (Soden und Lanzante, 1996). Bei Temperaturen ab -30°C nimmt die Zuverlässigkeit der gemessenen Feuchtwerte rapide ab (Elliott und Gaffen, 1991; Ferrare u.a., 1995; Miloshevich u.a., 2001). Sehr niedrige und sehr hohe Feuchtwerte vermindern ebenfalls in starkem Maße die absolute Genauigkeit der Feuchtemessungen (Miloshevich u.a., 2006). Radiosonden mit speziellen Feuchtesensoren wie Frostpunkt- oder Lyman-alpha-Hygrometer eignen sich besser für die Bestimmung von Feuchteprofilen in großer Höhe (Oltmans u.a., 2000; Hintsa u.a., 1999). Sie kommen jedoch aufgrund ihres hohen Preises nur selten zum Einsatz. Gleiches gilt für Dropsonden, an Fallschirmen befestigte Radiosonden, die von Flugzeugen abgeworfen werden. Aufgrund von Luftströmungen verläuft der Aufstieg der Radiosonde nicht genau über ihrem Startpunkt. Die Radiosonde driftet in Abhängigkeit von der Windrichtung ab, wodurch die Positionen der Messprofile der einzelnen Aufstiege voneinander abweichen.

In den Polargebieten besteht bis heute eine ganze Reihe von Problemen bei der Abdeckung dieser Regionen mit Radiosondendaten. Zum einen gibt es nur eine geringe Anzahl von Messstationen, die sich größtenteils an den Küsten befinden, und zum anderen führen viele Stationen nur 1 bis 2 Ballonaufstiege pro Tag durch. Ballonstarts scheitern häufig an den extremen Wetterbedingungen dieser Gebiete. Die sehr niedrigen Temperaturen beeinträchtigen zudem stark die Genauigkeit der Feuchtesensoren. Kräftige Winde, die in den Küstenregionen der Antarktis besonders ausgeprägt sind, lassen die Radiosonden weit abdriften. Untersuchungen an der Station Neumayer zeigen im Mittel ein Driften der Ballons von ca. 70 km, bei einer mittleren Aufstiegshöhe von 27 km. Bei extremen Wetterbedingungen ist ein Abdriften der Radiosonde bis zu 250 km weit möglich (Wickert, 2002). Viele der antarktischen Messstationen bestehen seit den 80-er Jahren und verfügen über dementsprechend lange Zeitreihen. Den Radiosondendaten mangelt es jedoch an Informationen über die kurzzeitige Variabilität und die räumliche Verteilung der Luftfeuchte (Connolley und King, 1993).

b) Lidar

Lidar (Light detection and ranging) ist eine aktive Fernerkundungstechnik, bei der vom Boden oder Flugzeug aus Laserimpulse in den Himmel gestrahlt werden. Die durch die Bestandteile der Atmosphäre zurückgestrahlte Energie sowie deren Rückkehrzeit werden aufgezeichnet. Die Rückkehrzeiten können mit Hilfe der Lichtgeschwindigkeit in Höhen konvertiert werden. Die Anzahl der für jede Höhe gezählten zurückgekehrten Photonen ist proportional zur Dichte der atmosphärischen Bestandteile. Lidar ermöglicht ebenso wie Radiosondenaufstiege die Messung von Wasserdampfprofilen mit einer hohen vertikalen Auflösung. Sein entscheidender Vorteil liegt in der sehr hohen Messfrequenz von 2 Minuten. Lidar eignet sich somit hervorragend für Untersuchungen der kurzzeitigen Variabilität des Wasserdampfgehaltes (Ferrare u.a., 2006).

Lidarmessungen besitzen eine hohe Genauigkeit. Vergleiche mit Radiometermessungen zeigen Standardabweichungen der Differenzen beider Verfahren von 2 bis 3% (England u.a., 1992; Han u.a., 1994). Diese hohen Genauigkeiten lassen sich jedoch nur bei Messungen in der Nacht und unter wolkenfreiem Himmel erreichen. Nur unter diesen Voraussetzungen sind mit Lidar Wasserdampfprofile bis in die obere Troposphäre (8 km) messbar. Tagsüber bleiben die Beobachtungen auf die untere Troposphäre und bei vorhandenen Wolken nur bis zu deren Unterseite begrenzt. Lidarmessungen sind sehr teuer und kommen aus diesem Grund nur bei ausgewählten Studien zur Anwendung (Chu u.a., 2003).

2. Atmosphärensondierung

c) Wasserdampfradiometer

Wasserdampfradiometer (WVR) können den integrierten Wasserdampfgehalt entlang einer gegebenen Blickrichtung mit hoher zeitlicher Auflösung von in der Regel 30 Minuten und mit großer Genauigkeit von 2 bis 3% relativem Fehler bestimmen (England u.a., 1992; Peter und Kämpfer, 1992). Profilinformationen sind aus diesen Messungen jedoch nur sehr grob ableitbar. Das Wasserdampfradiometer misst in Form von Strahlungstemperaturen die von der Atmosphäre emittierte Mikrowellenstrahlung in verschiedenen Höhen- und Azimutwinkeln. Die Beobachtung erfolgt auf zwei oder mehr Frequenzen (häufig 23,8 GHz und 31,6 GHz). Das Frequenzband um 23 GHz reagiert besonders sensitiv auf die Emission des Wasserdampfes. Das zweite Band ist nötig, um eine Trennung der von Flüssigwasser und Wasserdampf emittierten Strahlung zu ermöglichen. Die resultierende Strahlungstemperatur wird mit Hilfe der Strahlungstransfergleichung in die korrespondierende Menge an Wasserdampf umgerechnet. Der Auswertalgorithmus ist von der geographischen Lage sowie von jahreszeitlichen Veränderungen abhängig. Bei sehr hohen Genauigkeitsansprüchen sind lokale Bedingungen zu berücksichtigen. Die Messungen sind ohne Probleme bei bewölktem Himmel durchführbar. Regen jedoch kann die Ergebnisse stark verfälschen. Ausführliche Informationen zur Bestimmung des Wasserdampfes mit als Bodenstation eingesetzten Radiometern sind z.B. in Elgered u.a. (1991) und England u.a. (1992) zu finden. Aufgrund der hohen Kosten dieses Systems gibt es global nur sehr wenige Wasserdampfradiometerstationen. Auch in Forschungsflugzeugen eingesetzte Wasserdampfradiometer wie z.B. das Millimeter-wave Imaging Radiometer (MIR), sind eher selten (Wang u.a., 2002, 2001).

d) GPS als Bodenstation

Das NAVSTAR-GPS (NAVigation by Satellite Timing And Ranging), oft auch einfach als GPS bezeichnet, ist ein globales Ortungssystem (Hoffman-Wellenhof u.a., 1994). Es besteht aus einer Konstellation von mindestens 24 Satelliten¹. GPS detektiert Wasserdampf aufgrund einer Laufzeitverzögerung des GPS-Signals auf seinem Weg vom Satelliten zum Empfänger. Diese Verzögerung hängt von der Refraktivität der Atmosphäre ab. Unter Verwendung von Temperatur- und Luftdruckmessungen an der Erdoberfläche kann aus der Laufzeitverzögerung der Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre auf dem Signalweg abgeleitet werden (Bevis u.a., 1992; Rocken u.a., 1993). Mit dieser Methode sind hohe Genauigkeiten, vergleichbar mit jenen von Wasserdampfradiometern, erreichbar (Basili u.a., 2001). Im Gegensatz zu Wasserdampfradiometern und Lidar ist GPS jedoch vollkommen wetter- und tageszeitunabhängig sowie sehr kostengünstig.

Das 1993 angelegte und ständig erweiterte Netz permanenter GPS-Stationen des Internationalen GNSS²-Services (IGS) umfasst derzeit weltweit mehr als 300 Stationen (IGS, 2007). Diese Stationen müssen eine sehr hohe Punktstabilität aufweisen, bestimmten Hardwareanforderungen genügen und spezielle Standards in ihrer Datenaufzeichnung und -übertragung erfüllen³. Alle Änderungen, sowohl in der GPS-Ausrüstung als auch in der Software einschließlich ihrer Einstellungen, sind sorgfältig zu dokumentieren. Das IGS-Netz wurde in vielen Ländern regional verdichtet. Die größten regionalen Netze, bezüglich der Anzahl ihrer Permanentstationen, existieren in Japan und in den USA. GPS-Daten besitzen das große Potential, das Verhalten des atmosphärischen Wasserdampfes global über einen Zeitraum von momentan einer Dekade und gleichzeitig mit hoher zeitlicher Auflösung von 15 min bis 2 h weitestgehend kontinuierlich erfassen zu können.

¹ aktueller Status GPS: <http://tycho.usno.navy.mil/gpscurre.html>

² GNSS: Global Navigation Satellite System

³ Richtlinien für IGS-Stationen: <http://igscb.jpl.nasa.gov/network/guidelines/guidelines.html>

Tabelle 2.1.: Stationsbezogene Messverfahren zur Wasserdampfbestimmung

Messsystem	Messgröße	Hauptvorteile	Einschränkungen
Radiosonde	WV-Profile	Zeitreihen seit ~ 1940, heute weltweit mehr als 900 Stationen	1-4 Messungen pro Tag, ungenau bei niedrigen Temperaturen
Lidar	WV-Profile	sehr hohe Genauigkeit	Einzelmessungen, bei Wolken und Tageslicht verminderte Genauigkeit
WVR	IWV	sehr hohe Genauigkeit	Einzelmessungen, fehlerhaft bei Regen
GPS	IWV	sehr hohe Genauigkeit, homogene Daten von einer Dekade	keine

2.2.2. Satellitenbasierte Messverfahren

Auf Satelliten installierte Radiometer verfügen über die Möglichkeit, die Erde im Idealfall flächendeckend zu sondieren. Radiometer sind passive Sensoren, die die Stärke der empfangenen elektromagnetischen Energie in verschiedenen Frequenzbereichen aufzeichnen. Um Wasserdampf zu bestimmen, operieren Radiometer im Infrarot- oder Mikrowellenbereich. Die von ihnen gemessenen Strahlungstemperaturen hängen von der Oberflächentemperatur, der Temperatur der Atmosphäre und deren Refraktionsindex ab. Aus den Messungen der Strahlungstemperatur lässt sich, ähnlich wie bei terrestrischen Radiometern, der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit Hilfe der Strahlungstransfergleichung ableiten (u.a. Chaboureau u.a., 1998).

a) Radiometer im Infrarotbereich

Seit 1979 liefern die von der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) betriebenen sonnensynchronen polarumlaufenden Wettersatelliten der TIROS-Serie⁴ u.a. globale Wasserdampfprofile (Susskind u.a., 1984). Der auf ihnen installierte "TIROS Operational Vertical Sounder" (TOVS) besteht aus mehreren Sensoren. Für die Wasserdampfbestimmung im Infrarotbereich kommt dabei der "High Resolution Infrared Radiation Sounder" (HIRS) zum Einsatz. Die Wasserdampfprofile sind nur bei wolkenfreiem Himmel messbar. Zudem verfügen sie nur über eine niedrige Genauigkeit von 15-20% (Chaboureau u.a., 1998; Divakarla u.a., 2006). In den Polargebieten stellen großflächige Inversionswetterlagen, langanhaltende Wolkenbedeckung und ausgedehnte Zeiten von Dunkelheit zusätzliche Schwierigkeiten dar (Köpken u.a., 1995). Obwohl NOAA zeitweise 2 polarumlaufende Satelliten betreibt, ist in diesen Gebieten oft nicht mehr als ein Wasserdampfprofil pro Tag bestimmbar (Rossow, 1996).

Mit geostationären Satelliten wird der vom Satelliten sichtbare Bereich der Atmosphäre mindestens halbstündig sondiert. Derzeit betreiben Europa, die USA, Japan, Indien und China geostationäre Wettersatelliten (Abbildung 2.2). Diese eignen sich gut zur Erfassung der zeitlichen Änderung von Wettersystemen. Aufgrund ihrer großen Bahnhöhe von 35.800 km ist die horizontale Auflösung ihrer Daten geringer als bei niedrig fliegenden polarumlaufenden Satelliten. Die Bahnebene der geostationären Satelliten entspricht der Äquatorebene der Erde. Damit sind für die hohen Breiten keine Daten erfassbar.

b) Radiometer im Mikrowellenbereich

Das erste satellitenbasierte Mikrowellenradiometer nahm 1968 auf dem sowjetischen Satelliten Cosmos 243 seinen Betrieb auf. Seitdem kam eine ganze Reihe verschiedener Mikrowellensensoren zum Einsatz. Dazu zählen u.a. die Microwave Scanner Unit (MSU) auf den TIROS Satelliten, das Special Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) und das Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). Bei all diesen Sensoren blieb

⁴ Television InfraRed Observation Satellite

2. Atmosphärensondierung

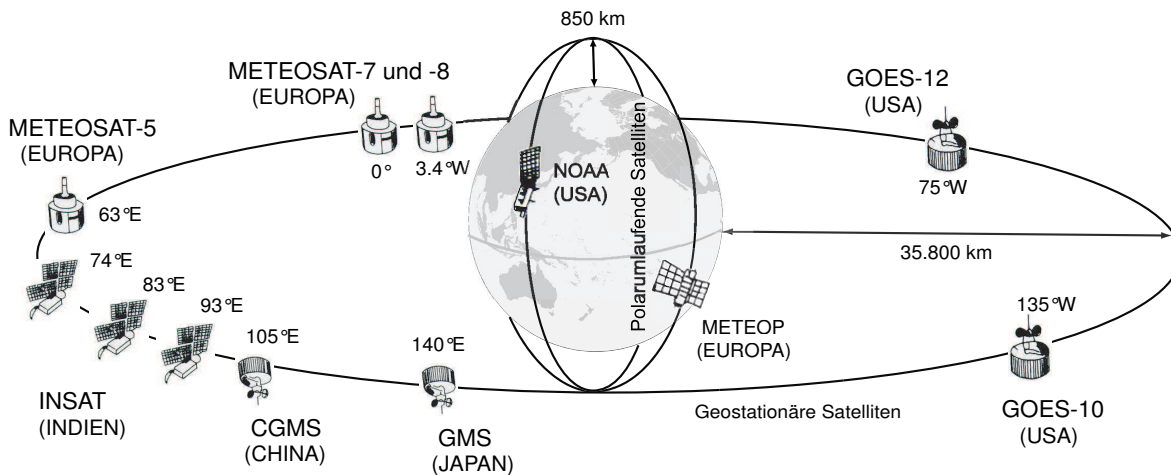


Abbildung 2.2.: Verteilung der geostationären Wettersatelliten modifiziert nach (Yuras, 2007)

die Bestimmung des Wasserdampfes auf die Atmosphäre über eisfreien Ozeanen beschränkt, weil für diese Messungen die Trennung der Strahlungsanteile von Wasserdampf und Eisoberfläche noch nicht möglich ist (Prabhakara u.a., 1985; Alishouse u.a., 1990; Ledvina und Pfandtner, 1995).

Erst mit der Entwicklung des SSM/T2 (Special Sensor Microwave/Water vapor), einem speziell für Messungen in der Nähe der Wasserdampfabsorptionslinie von 183,31 GHz konzipierten Radiometer, ist der Wasserdampfgehalt auch über Land und eisbedeckten Gebieten bestimmbar (Miao, 1998; Manning und Wang, 2002; Karbou u.a., 2005). SSM/T2 wurde im November 1991 an Bord des Satelliten Defense Meteorological Satellite Program (DMSP F-11) in Betrieb genommen. Die Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) ist eine Weiterentwicklung des SSM/T2. Sie ist zur Zeit auf dem im Mai 1998 gestarteten Satelliten NOAA-15 und dem 2 Jahre später in Betrieb genommenen Satelliten NOAA-16⁵ installiert. Für die letzte Dekade existiert somit ein fast globaler Datensatz von Radiometermessungen mit, aufgrund verbesserter Sensortechnik, zunehmender Qualität. Auch auf dem im Oktober 2006 gestarteten Satelliten METOP-A⁶, dem ersten von drei polarumlaufenden europäischen Wettersatelliten, ist ein Mikrowellenradiometer angebracht.

Messungen von Mikrowellenradiometern sind im Vergleich zu Infrarot-Beobachtungen genauer und verfügen über den großen Vorteil, unter fast allen meteorologischen Verhältnissen Daten aufzeichnen zu können. Die gemessenen Strahlungstemperaturen beinhalten neben der Strahlung des atmosphärischen Wasserdampfes u.a. auch die Emission der Erdoberfläche. Diese lässt sich über den Ozeanen gut aus deren Oberflächentemperatur bestimmen. Die Genauigkeit des über Ozeanen ermittelten Gesamtwasserdampfes liegt mit 2-4% nur geringfügig unter jener der als Bodenstationen fungierenden Radiometer (Sun, 1993). Über Land und Eis lässt sich die Emission der Oberfläche weitaus schwieriger bestimmen und ist in den bisherigen Auswertalgorithmen nur ansatzweise modelliert (Miao u.a., 2001; Wang und Manning, 2003). Der integrierte Wasserdampfgehalt lässt sich aus Radiometermessungen über Land momentan nur mit einer Genauigkeit von 9% ableiten (Karbou u.a., 2005; Deeter, 2007).

c) Solarokkultation

Beim Verfahren der Solarokkultation werden während der vom Satelliten sichtbaren Sonnenauf- und Sonnenuntergänge die Schichten der Atmosphäre sondiert. Der Sensor misst dabei in verschiedenen Höhen die von der Atmosphäre durchgelassene Menge an Sonnenlicht. Je weniger Sonnenstrahlung die Atmosphäre auf einer bestimmten Wellenlänge passieren lässt, desto stärker wurde die Strahlung von einem bestimmten

⁵NOAA-16: <http://spaceflightnow.com/news/n0011/07noaa16>

⁶<http://www.eumetsat.int>

Gas absorbiert und desto größer ist der Anteil dieses Gases in der Atmosphäre. Die Solarokkultation liefert hochaufgelöste Vertikalprofile (0,5-3 km) von Ozon, Wasserdampf, Aerosolen und weiteren wichtigen Spurengasen. Da die Anwendung des Verfahrens einen wolkenfreien Himmel voraussetzt, beschränken sich die Messungen hauptsächlich auf die obere Troposphäre und Stratosphäre (Rind u.a., 1993).

1984 erfolgte der Start des Earth Radiation Budget Satellite (ERBS) mit dem an Bord befindlichen Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE II) Instrument, welches bis heute funktionstüchtig ist. SAGE II misst auf 7 spektralen Wellenlängen (0,385-1,02 μm) je 15 Sonnenauf- und Sonnenuntergänge pro Tag. Die zeitliche Auflösung der Messungen ist somit sehr gering. Spätere Entwicklungen versuchen diesen Nachteil einzuschränken. Der Sensor SAGE III kann neben Okkultationen zur Sonne zusätzlich Okkultationen zum Mond beobachten. Er nahm 2001 an Bord des russischen Meteor-3M Satelliten erstmals seinen Betrieb auf. Weitere Sensoren sind das Halogen Occultation Experiment (HALOE), das seit 1992 auf dem Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) fliegt (Harries u.a., 1996), sowie das Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS) das zwischen 1996-97 auf dem Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) installiert war (Kanzawa u.a., 2002). Letzteres zeichnet sich durch eine hohe Aufnahmefrequenz über den Polargebieten aus. Der im März 2002 gestartete Europäische Umweltsatellit Envisat⁷ besitzt ebenfalls die Möglichkeit Solarokkultationsmessungen mit Hilfe des Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) durchzuführen (Milz u.a., 2005). Die Genauigkeit aller Sensoren liegt in Abhängigkeit von der Höhe der Okkultationen zwischen 10% und 30% (Michelsen u.a., 2002).

d) GPS Radiookkultation

Die Radiookkultationstechnik nutzt die Beobachtungen niedrig fliegender mit GPS-Empfängern ausgestatteter Kleinsatelliten (Low Earth Orbiter - LEO) zu den in 20 000 km Höhe fliegenden GPS-Satelliten. Jedes Mal, wenn der GPS-Satellit relativ zu dem auf dem LEO befindlichen Empfänger über dem Horizont auf oder unter geht, durchquert das GPS-Signal sukzessiv die Schichten der Atmosphäre. Dabei wird das Signal in Abhängigkeit von der Refraktivität der Atmosphäre gebrochen und verzögert. Als Ergebnis entstehen Refraktivitätsprofile, aus denen bei bekannter vertikaler Temperaturverteilung Wasserdampfprofile abgeleitet werden können. Die Profile besitzen mit 100 m eine hohe vertikale Auflösung. Ihre horizontale Auflösung liegt, bedingt durch die Abnahme der Refraktivität mit steigender Höhe, bei 80 km in der Nähe der Erdoberfläche und bei 270 km in der Stratosphäre. Die Genauigkeit der spezifischen Luftfeuchte eines einzelnen Profils ist stark von der Genauigkeit der verwendeten Temperaturprofile abhängig und beträgt 0,2 bis 0,5 g/kg (Kursinski und Hajj, 2001; Wickert, 2002). In den mittleren und hohen Breiten verursacht die Verwendung von Temperaturinformationen verschiedener Wettermodelle Unterschiede zwischen den abgeleiteten Feuchteprofilen von mehr als 50% ihres Gesamtbetrages (Marquardt u.a., 2001).

Die Ära der GPS-Radiookkultationen begann im April 1995 mit dem Start des wissenschaftlichen Kleinsatelliten Microlab-1, gefolgt von den Satelliten CHAMP⁸ und SAC-C⁹ im Jahre 2000 (u.a. Ware u.a., 1996; Wickert, 2002; Hajj u.a., 2004; Liou u.a., 2005). Seit 2006 zeichnen auch die Satelliten GRACE¹⁰ und MetOp¹¹ sowie die 6 Satelliten der COSMIC Mission¹² Okkultationsmessungen zu GPS-Satelliten auf (Rocken u.a., 2000; Larsen u.a., 2005; Wickert u.a., 2005). Zukünftig ist der Start einer großen Anzahl weiterer mit GPS-Empfängern ausgestatteter Satelliten geplant. Dazu zählen z.B. Oceansat-5 und TerraSAR-X im Jahre 2007 sowie TanDEM-X und Kompsat-5 im Jahre 2009¹³. Satelliten des russischen Pendants

⁷ Environmental Satellite: <http://www.envisat.esa.int>

⁸ CHAMP: Challenging Minisatellite Payload

⁹ SAC-C: Satellite de Aplicaciones Cientificas-C

¹⁰ GRACE: Gravity Recovery And Climate Experiment

¹¹ MetOp-GRAS: Meteorology Operational, Global Navigation Satellite Systems Radio Occultation Receiver for Atmospheric Sounding

¹² COSMIC: Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate

¹³ zukünftige Satellitenmissionen: <http://www.terrasar.de>

2. Atmosphärensondierung

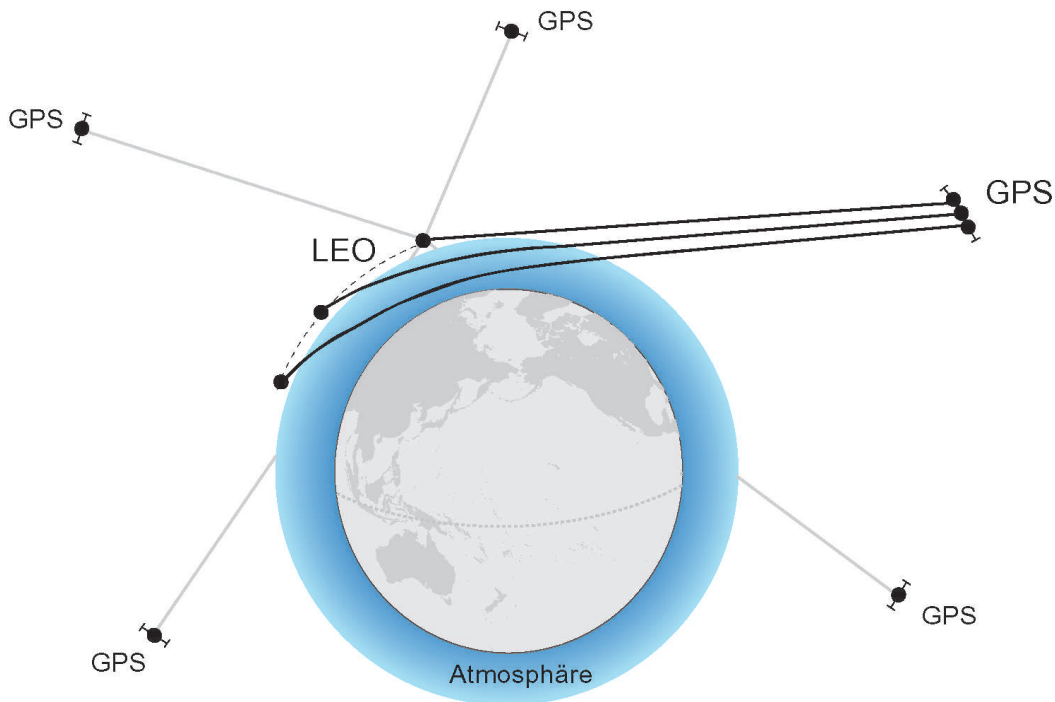


Abbildung 2.3.: Prinzip der Radiookkultation

zum GPS, dem GLONASS-System¹⁴, stehen ebenfalls für Okkultationsmessungen zur Verfügung. Allerdings waren von ursprünglich 21 Satelliten im Jahre 1996 nur noch 11 Satelliten Anfang 2007 in Betrieb. Mit der für 2011 geplanten Etablierung des europäischen Satellitennavigationssystem GALILEO¹⁵ wird sich die Anzahl der Sendesatelliten nahezu verdoppeln und damit verbunden auch die Zahl der stattfindenden Okkultationsereignisse deutlich vergrößern. Studien zur Entwicklung von kreditkartengroßen GPS-Empfängern am Jet Propulsion Laboratory (JPL) haben das Ziel, diese in eine Vielzahl von zukünftigen Telekommunikationssatelliten zu integrieren (Yunck, 2003). Mit der geplanten Mehrsatellitenkonfiguration bieten Radiookkultationen ein einzigartiges Potential, den Atmosphärenzustand global mit hoher zeitlicher Auflösung zu erfassen.

Tabelle 2.2.: Satellitenbasierte Messverfahren zur Wasserdampfbestimmung

Messsystem	Messgröße	Hauptvorteile	Einschränkungen
Radiometer im Infrarotbereich (z.B. TOVS)	IWV, wenige Profilinformationen	global homogene Daten seit 1979	niedrige Genauigkeit keine Messung bei Wolken
Mikrowellenradiometer (z.B. SSMR, AMSU-B)	IWV, wenige Profilinformationen	hohe Genauigkeit, wetterunabhängig	stark verminderte Genauigkeit über Landflächen
Solarokkultation (z.B. SAGE, HALOGE)	hochaufgelöste WV-Profile	hohe Genauigkeit	wenige Okkultationen, keine Messung unterhalb von Wolken
Radiookkultation (z.B. CHAMP)	hochaufgelöste WV-Profile	hohe Genauigkeit, wetterunabhängig	Abnahme der Genauigkeit in der unteren Troposphäre

¹⁴ aktueller Status von GLONASS: <http://www.glonass-ianc.rsa.ru>

¹⁵ aktueller Status von GALILEO: <http://www.esa.int/export/esaSA/navigation.html>

2.2.3. Besonderheiten in den Polargebieten

Weitestgehend kontinuierliche Wasserdampfbeobachtungen über einen längeren Zeitraum stehen in den Polargebieten nur von Radiosonden zur Verfügung. Aufgrund sehr niedriger Temperaturen und geringer Feuchte ist die Genauigkeit dieser Radiosondendaten schlechter als in den anderen Regionen der Welt. Zudem erschweren verschiedene Sensoren und Auswertetechniken der durch unterschiedliche Nationen betriebenen Stationen die Interpretierbarkeit der Daten. Von stationsbezogenen Wasserdampfradiometern oder Lidar existieren nur sehr wenige Messungen aus speziellen Kampagnen. Daten von auf Satelliten installierten Sensoren wie TOVS, SAGE und HALOE sind aufgrund von Wolken und langen Perioden der Dunkelheit sehr spärlich. Satellitenbasierte Mikrowellenradiometer sind weitestgehend wetterunabhängig und besitzen das große Potential, den Wasserdampf flächenhaft und mit hoher Genauigkeit zu bestimmen. Über Eisoberflächen stellt sich jedoch momentan noch das Problem der korrekten Trennung der Emission von Wasserdampf und Eis (Wang u.a., 2002). In den Polargebieten sind in Wetter- und Klimamodellen zur Zeit nur die Daten von Radiosonden assimiliert. Aus GPS-Messungen abgeleitete Wasserdampfwerte könnten helfen, die große Datenlücke über den Polargebieten zu schließen.

Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Wasserdampfbestimmung aus bodenbezogenem GPS. Als Messsystem vereint es die Vorteile von Radiosondenmessungen im Hinblick auf die Anzahl der verfügbaren Stationen und die der Wasserdampfradiometer mit ihrer hohen zeitlichen Auflösung. GPS ist zudem vollkommen wetterunabhängig und gegenüber Radiometermessungen wesentlich preisgünstiger. Momentan sehen globale GPS-Daten von etwas mehr als einer Dekade zur Verfügung.

2.3. Numerische Wettervorhersagemodelle

Numerische Wettermodelle liefern eine Beschreibung des Zustands der Atmosphäre und deren zeitlicher Änderung. Ihre große Stärke liegt in der Kombination einer Vielzahl verschiedenster Beobachtungen auf der Basis physikalischer Zusammenhänge. Die Bestimmung der Parameter erfolgt an Punkten eines regelmäßigen Rasters. Numerische Wettermodelle werden bei einer großen Anzahl von Analysen gegenüber inhomogen verteilten Einzelmessungen bevorzugt und finden auch in dieser Arbeit Anwendung. Im folgenden soll ein kurzer Abriss über die Grundlagen numerischer Wettermodelle gegeben werden.

Numerische Wettermodelle beruhen auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten wie der Dynamik der Atmosphäre, der Thermodynamik und Massenerhaltung. Sie beschreiben die zeitliche und räumliche Änderung der Zustandsvariablen der Atmosphäre, wie z.B. des Luftdrucks, der Temperatur, der Windgeschwindigkeit oder der Luftfeuchte. Die mathematische Formulierung dieser Gesetze führt zu einem System nichtlinearer partieller Differentialgleichungen. Da für diese Gleichungen keine exakte analytische Lösung möglich ist, erfolgt ihre Lösung auf numerischem Wege. Zu diesem Zweck werden die relevanten Parameter für ein 3-dimensionales Gitter mit einer endlichen Anzahl an Punkten definiert. Eine hohe Auflösung des Gitters mit gleichzeitig globaler Abdeckung wäre dabei wünschenswert. Aufgrund der begrenzten Rechenleistungen ist jedoch ein Kompromiss zwischen Auflösung und Ausdehnung des Gitters nötig. Da Wetterprozesse in ihrer Ausdehnung eine Bandbreite von wenigen Kilometern bis zu einigen 1000 km überdecken, existieren sowohl hochaufgelöste regionale als auch globale Modelle geringerer Auflösung nebeneinander. Dabei liefern die globalen Modelle die Randbedingungen für die regionalen Modelle.

Bei der numerischen Wettervorhersage werden die Differentialgleichungen ausgehend von Anfangsbedingungen über Zeitschritte von einigen Minuten bis zu wenigen Stunden für die nahe Zukunft gelöst. Die Anfangsbedingungen basieren auf Messwerten eines globalen meteorologischen Beobachtungsnetzes bestehend aus einer großen Anzahl Messplattformen, wie z.B. Bodenstationen, Schiffe, Bojen, Radiosonden, Flugzeuge und Satelliten. Eine Vorauswertung dient dazu, die unregelmäßig verteilten Wetterbeobachtungen

2. Atmosphärensondierung

in ein regelmäßiges Gitter von Anfangsbedingungen zu transformieren. Dabei wirken sich große Lücken im Beobachtungsnetz, wie sie u.a. über den Ozeanen und der südlichen Hemisphäre vorhanden sind, oder Fehler in den Beobachtungen negativ auf die Anfangsbedingungen aus und führen zu Widersprüchen zwischen den verschiedenen Parametern. Beispielsweise entsprechen die gemessenen Winde nicht exakt den aus Temperatur und Luftdruckfeldern berechneten Windverhältnissen. Widersprüchliche Anfangsbedingungen führen in den ersten Minuten einer Vorhersage, bis das Modell die Widersprüche ausgeglichen hat, zu fehlerhaften Vorhersageergebnissen. Aus diesem Grund erfolgt, nach einer ersten Initialisierung des Modells, die weitere Einbindung von Beobachtungen über den Prozeß der Datenassimilation.

Die Technik der Datenassimilation verwendet das ausgeglichene Ergebnis der letzten Vorhersage als erste Schätzung für die Anfangsbedingungen der nächsten Vorhersage. Das Resultat der Vereinigung der letzten Vorhersage mit neuen in Abhängigkeit ihrer Genauigkeit gewichteten Beobachtungen wird als Wetteranalyse bezeichnet. Das Analysefeld soll im Gegensatz zur Vorhersage das aktuelle Wetter widerspiegeln. Das Risiko der Methode der Datenassimilierung besteht aufgrund der Einbeziehung der letzten Vorhersage darin, dass das Ergebnis der Analyse die Realität nicht exakt wiedergibt. Wenn die letzte Vorhersage stark von der Realität abweicht, kann die auf ihr basierende Analyse nicht optimal erfolgen. Dies gilt insbesondere für Gebiete mit wenigen Beobachtungen, in denen die letzte Vorhersage das Analyseergebnis dominiert (Stull, 1995).

3. GPS-Meteorologie

GPS wurde ursprünglich für Navigationszwecke und zur Zeitübertragung entwickelt. Seit seiner Einführung hat GPS die Positionsbestimmung in der Geodäsie aufgrund seiner hohen Genauigkeit und globalen Verfügbarkeit revolutioniert. Sein Anwendungsbereich reicht weit über die Aufgaben der klassischen Geodäsie hinaus. GPS wird heute in großem Maße von Geodäten und Geophysikern für Messungen zur Plattentektonik und Erdkrustendeformation eingesetzt. Weitere Anwendungsgebiete von GPS liegen in der Glaziologie, der Validierung neuer Fernerkundungssensoren oder der Bestimmung des Elektronengehalts der Ionosphäre.

Das in dieser Arbeit ausführlich diskutierte Einsatzgebiet, die sogenannte GPS-Meteorologie, beschäftigt sich mit der Bestimmung meteorologischer Parameter aus GPS-Beobachtungen. Der erste Teil dieses Kapitels geht kurz auf einige Grundlagen der GPS-Auswertung ein. Danach folgt eine ausführliche Beschreibung der Modellierung und der Bestimmung der troposphärischen Laufzeitverzögerung bei der GPS-Auswertung sowie darauf aufbauend der Ableitung des integrierten Wasserdampfgehaltes. Das Kapitel schließt mit der Diskussion der Fehlereinflüsse bei der Wasserdampfbestimmung aus GPS ab. Neben den zur Zeit bestehenden amerikanischen und russischen Satellitennavigationssystemen GPS und GLONASS soll im Jahre 2011 das Europäische System GALILEO seinen operationellen Betrieb aufnehmen. Zudem plant auch China den Betrieb eines eigenen Satellitennavigationssystems genannt Compass. Damit wird die Anzahl der möglichen Beobachtungen und in diesem Zusammenhang auch die Bedeutung ihrer Anwendungen weiterhin steigen.

3.1. Grundlagen der GPS-Auswertung

Der folgende Abschnitt gibt eine kurze Einführung zum Prinzip der GPS-Messungen und den Grundlagen der GPS-Auswertung. Er konzentriert sich dabei auf die für das Verständnis nachfolgender Abschnitte wichtigen Begriffe und Zusammenhänge. Ausführlichere Informationen zu diesem Thema sind u. a. in Seeber (1993) und Hoffman-Wellenhopf u.a. (1994) zu finden.

3.1.1. GPS-Beobachtungsprinzip

GPS basiert auf einer Konstellation von mindestens 24 Satelliten. Diese sind auf 6 Bahnebenen angeordnet, deren Inklination 55° beträgt. Die Satelliten umrunden innerhalb von 11 h und 58 min die Erde auf nahezu kreisförmigen Bahnen, in einer Höhe von ca. 20 000 km über der Erdoberfläche. Die Satellitenkonstellation wiederholt sich von der Erde aus gesehen nach einem Sternentag (23 h und 56 min). Die Anordnung der GPS-Satelliten und ihrer Bahnen ermöglicht, dass von jedem Punkt der Erde mindestens 4 Satelliten gleichzeitig über dem Horizont beobachtbar sind. Die simultane Beobachtung von 4 Satelliten ist Voraussetzung für eine 3-dimensionale Punktbestimmung und die Bestimmung der Empfängeruhrkorrektur.

GPS-Satelliten senden kontinuierlich Signale auf den zwei Trägerfrequenzen L_1 ($f_1 = 1,575$ GHz, $\lambda_1 = 19,05$ cm) und L_2 ($f_2 = 1,227$ GHz, $\lambda_2 = 24,45$ cm) aus. Diesen Trägersignalen sind satellitenspezifische Codes zur Navigation und weitere Informationen unter anderen zu den Satellitenbahnen und den Uhrkorrekturen aufmoduliert. Der GPS-Empfänger generiert ein Referenzsignal, dessen Code exakt dem Code des Satellitensignals entspricht. Das im Empfänger zum Zeitpunkt des Eintreffens des GPS-Signals generierte Code-Stück

3. GPS-Meteorologie

wird zeitlich so weit verschoben, bis es mit dem empfangenen Signal übereinstimmt. Diese Zeitverschiebung entspricht im Prinzip der Zeit, die ein Signal für das Zurücklegen des Weges vom Satelliten zum Empfänger benötigt. Aus der Zeitmessung lässt sich durch Multiplikation mit der Lichtgeschwindigkeit die Entfernung (*range*) zum Satelliten ableiten. Aufgrund von Fehlern in der Satelliten- und Empfängeruhr, die in der Regel nicht synchron laufen, kommt es zu einem Bias in der Entfernung. Die aus der Code-Messung bestimmte Entfernung wird daher auch als *Pseudorange* bezeichnet.

Eine zweite Beobachtungsgröße stellt die von Code-Informationen befreite Trägerphase dar. Die Phasenmessung aus dem Vergleich der Trägerwelle mit einem Referenzsignal liefert nur die Bruchstücke einer vollen Wellenlänge. Die Anzahl der ganzzahligen Wellenlängen, die zu Beginn der Aufzeichnung zwischen Satellit und Empfänger liegen, ist unbekannt. Diese sogenannte Phasenmehrdeutigkeit (*ambiguity*) muss als Parameter in der Auswertung mitbestimmt werden. Bei kontinuierlicher Aufzeichnung des Signals vom Empfänger lässt sich die Anzahl der Phasennulldurchgänge exakt registrieren. Unterbrechungen in der Aufzeichnung führen zu Phasensprüngen (*cycle slips*). Diese gilt es in der Auswertung durch geeignete Algorithmen aufzudecken und zu behandeln.

Die erreichbare Genauigkeit der Positionsbestimmung aus Code-Messungen liegt im Bereich weniger Meter (Seeber, 1993). Nach Bestimmung der Phasenmehrdeutigkeiten lassen sich mit Phasenmessungen Genauigkeiten im Bereich von 1 bis 3 mm erzielen. Für die Anwendung von GPS in der Meteorologie ist die Genauigkeit der Code-Messungen nicht ausreichend. Die weiteren Ausführungen konzentrieren sich daher auf die Analyse der Phasenbeobachtungen.

Die Beobachtungsgleichung für die GPS-Phasenmessung kann nach Teunissen und Kleusberg (1998) geschrieben werden als:

$$\begin{aligned} \Phi_i^k(t) = & \rho_i^k(t, t - \tau_i^k) - I_i^k + T_i^k + m_i^k + c \left[dt_i(t) - dt^k(t - \tau_i^k) \right] + c \left[\delta_i(t) + \delta^k(t - \tau_i^k) \right] \\ & + \lambda \left[\Phi_i(t_0) - \Phi^k(t_0) \right] + \lambda N_i^k + \epsilon_i^k \end{aligned} \quad (3.1)$$

Φ_i^k	Phasenbeobachtung vom Empfänger i zum Satelliten k
t	Beobachtungszeitpunkt
τ_i^k	Laufzeit des Signals vom Satelliten zum Empfänger
$\rho_i^k(t, t - \tau_i^k)$	geometrische Distanz zwischen den elektrischen Phasenzentren des Satelliten und des Empfängers
I_i^k	Ionosphärische Laufzeitverzögerung
T_i^k	Troposphärische Laufzeitverzögerung
m_i^k	Mehrwegeeffekt
c	Lichtgeschwindigkeit
$dt_i(t)$	Fehler der Empfängeruhr
$dt^k(t - \tau_i^k)$	Fehler der Satellitenuhr
$[\delta_i(t) + \delta^k(t - \tau_i^k)]$	Laufzeitverzögerung, verursacht durch Hardware des Empfängers und des Satelliten
λ	Wellenlänge des Trägersignals
$[\Phi_i(t_0) - \Phi^k(t_0)]$	Phasenunterschied zwischen Satellit und Empfänger zum Zeitpunkt t_0
N_i^k	ganzzahlige Phasenmehrdeutigkeit
ϵ_i^k	Residuum der Phasenbeobachtung sowie nicht modellierter Fehlereinflüsse

Die Beobachtungsgleichung zeigt, dass eine Vielzahl von Fehlerquellen und Effekten die GPS-Messungen beeinflussen. Auf Methoden zu deren Minimierung oder Elimination bei der GPS-Auswertung gehen die folgenden Abschnitte ein.

3.1.2. Differenzen der GPS-Phasenbeobachtungen

Durch die Bildung von Differenzen zwischen GPS-Beobachtungen lassen sich identisch wirkende Fehler wie z.B. Satelliten- und Empfängeruhrfehler eliminieren. Die Bildung von Beobachtungsdifferenzen erfolgt in 3 Stufen, ausgehend von Einfach-, über Doppel- bis hin zu Dreifachdifferenzen. Einfachdifferenzen aus Phasenmessungen zweier Stationen i und j zu den Satelliten k bestimmen sich durch:

$$\begin{aligned}
\Phi_j^k(t_j) - \Phi_i^k(t_i) &= \rho_j^k(t_j, t_j - \tau_j^k) + \rho_i^k(t_i, t_i - \tau_i^k) - I_j^k + I_i^k + T_j^k - T_i^k + m_j^k - m_i^k \\
&+ c \left[dt_j(t_j) - dt^k(t_j - \tau_j^k) \right] - c \left[dt_i(t_i) - dt^k(t_i - \tau_i^k) \right] \\
&+ c \left[\delta_j(t_j) + \delta^k(t_j - \tau_j^k) \right] - c \left[\delta_i(t_i) + \delta^k(t_i - \tau_i^k) \right] \\
&+ \lambda \left[\Phi_j(t_0) - \Phi^k(t_0) \right] - \lambda \left[\Phi_i(t_0) - \Phi^k(t_0) \right] + \lambda N_j^k - \lambda N_i^k + \epsilon_j^k - \epsilon_i^k
\end{aligned} \tag{3.2}$$

Der Fehlereinfluss der Satellitenuhr und die Laufzeitverzögerung in der Hardware des Satelliten können in sehr guter Näherung, für die Beobachtungen von beiden Empfängern, als gleich betrachtet werden. Es gilt:

$$dt^k(t_j - \tau_j^k) \approx dt^k(t_i - \tau_i^k); \delta^k(t_j - \tau_j^k) \approx \delta^k(t_i - \tau_i^k)$$

Neben der nichtganzzahligen Anfangsphase im Satelliten $\Phi^k(t_0)$ fallen damit auch diese beiden Effekte in der Einfachdifferenz (Gleichung 3.2) heraus.

$$\begin{aligned}
\Phi_j^k(t_j) - \Phi_i^k(t_i) &= \rho_j^k(t_j, t_j - \tau_j^k) + \rho_i^k(t_i, t_i - \tau_i^k) - I_j^k + I_i^k + T_j^k - T_i^k + m_j^k - m_i^k \\
&+ c \left[dt_j(t_j) - dt_i(t_i) \right] + c \left[\delta_j(t_j) - \delta_i(t_i) \right] \\
&+ \lambda \left[\Phi_j(t_0) - \Phi_i(t_0) \right] + \lambda N_j^k - \lambda N_i^k + \epsilon_j^k - \epsilon_i^k
\end{aligned} \tag{3.3}$$

Eine vereinfachte Darstellung von Gleichung 3.3 ergibt sich durch die Verwendung der Abkürzung $(\bullet)_j - (\bullet)_i = (\bullet)_{ij}$ und das Weglassen der expliziten Zeitvariablen.

$$\Phi_{ij}^k = \rho_{ij}^k - I_{ij}^k + T_{ij}^k + m_{ij}^k + c dt_{ij} + c \delta_{ij} + \lambda \Phi_{ij}(t_0) + \lambda N_{ij}^k + \epsilon_{ij}^k \tag{3.4}$$

Aus einem Paar von Einfachdifferenzen zu zwei verschiedenen Satelliten k und l werden Doppeldifferenzen gebildet¹.

$$\Phi_{ij}^l - \Phi_{ij}^k = \rho_{ij}^l - \rho_{ij}^k - I_{ij}^l + I_{ij}^k + T_{ij}^l - T_{ij}^k + m_{ij}^l - m_{ij}^k + c dt_{ij} - c dt_{ij} \tag{3.5}$$

Die Empfängeruhrfehler dt_{ij} und die nichtganzzahlige Anfangsphase im Empfänger $\Phi_{ij}(t_0)$ sind in den Doppeldifferenzen nicht mehr enthalten. Auch die Laufzeitverzögerungen innerhalb der Empfängerhardware δ_{ij} werden nahezu vollständig eliminiert (Langley, 1996). Voraussetzung für die Bildung von Doppeldifferenzen ist die gleichzeitige Beobachtung identischer Satelliten von 2 Stationen. Vor allem bei Stationen mit langen Basislinien nimmt damit die Anzahl an Beobachtungen, die in die Auswertung einbezogen werden können, ab. Durch die Differenzbildung erhöht sich das Messrauschen und es entstehen Korrelationen zwischen den Beobachtungen. Dreifachdifferenzen werden aus einem Paar von Doppeldifferenzen aufeinanderfolgender Epochen gebildet. Bei kontinuierlicher Aufzeichnung ist der Term der ganzzahligen Phasenmehrdeutigkeit in den Dreifachdifferenzen nicht mehr enthalten. Sobald sich die Phasenmehrdeutigkeit zwischen den Epochen ändert, weisen sie Sprünge auf. Dreifachdifferenzen werden in der Regel nur in der Vorauswertung zur Korrektur von Phasensprüngen verwendet (Leick, 1995).

¹ Die doppelten Differenzen sind die Basisbeobachtungen der für die GPS-Auswertungen dieser Arbeit verwendeten Berner Software.

3.1.3. Linearkombinationen

Die Aufzeichnung von GPS-Beobachtungen auf zwei Trägerfrequenzen ermöglicht die Bildung von Linearkombinationen der Messwerte einer Epoche. Allgemein gilt für die Linearkombinationen L_n der Phasenbeobachtungen L_1 und L_2 auf den entsprechenden Trägerfrequenzen zum Zeitpunkt t :

$$L_n(t) = k_{n1}L_1(t) + k_{n2}L_2(t) \quad (3.6)$$

Aus der beliebig großen Anzahl von möglichen Linearkombinationen sind jene von Interesse, bei denen eine geeignete Wahl der Koeffizienten k_{n1} und k_{n2} zu günstigen Eigenschaften der Linearkombinationen führt. Angestrebt werden eine große Wellenlänge, eine Minimierung des Einflusses der ionosphärischen Refraktion sowie des Messrauschens.

Die Linearkombination L_3 nutzt die Dispersivität der Ionosphäre auf GPS-Signale aus. L_3 eliminiert den größten Teil des Einflusses der ionosphärischen Refraktion. Sie wird aus diesem Grund auch als ionosphärenfreie Linearkombination bezeichnet. Aus der indirekten Proportionalität der ionosphärischen Laufzeitverzögerung zum Quadrat der Frequenz f der GPS-Signale ergibt sich nach Seeber (1993):

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (3.7)$$

Die Koeffizienten der L_3 -Linearkombination lauten:

$$k_{31} = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \approx 2,5457 \quad \text{und} \quad k_{32} = \frac{-f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \approx -1,5457$$

Die Bildung von L_3 wirkt sich jedoch nachteilig auf das Messrauschen aus. Auf L_3 ist dieses im Vergleich zu L_1 dreimal so hoch. Zudem liegt die sehr kleine Wellenlänge von L_3 mit $\lambda_3 = 6,3$ mm unter dem Messrauschen und macht eine direkte Lösung der Phasenmehrdeutigkeiten unmöglich (Wanninger, 1994).

Die geometriefreie Linearkombination $L_4 = L_1 - L_2$ besitzt keinen Term für die geometrische Distanz, keine Satelliten- und Empfängeruhrfehler sowie keine Terme der troposphärischen Laufzeitverzögerung. Variationen dieser Kombination sind in der Regel proportional zu Änderungen der Ionosphäre. L_4 findet daher bei der Bestimmung des Elektronengehalts der Atmosphäre Anwendung und dient zudem dem Aufdecken von Phasensprüngen. Die "Wide-Lane"-Linearkombination L_5

$$L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \quad (3.8)$$

hat eine Wellenlänge von rund 86 cm. Diese im Vergleich zu L_1 oder L_2 ($\lambda_1 = 19$ cm und $\lambda_2 = 24$ cm) größere Wellenlänge eignet sich besser zur Lösung der Phasenmehrdeutigkeiten. Nachteile von L_5 sind eine 6-fache Verstärkung des Messrauschens sowie eine Zunahme des ionosphärischen Terms.

Die Melbourne-Wübbena Linearkombination ist eine Kombination aus den Trägerphasen (L_1 und L_2) und den Code-Beobachtungen (P_1 und P_2).

$$L_6 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 + f_2} (f_1 P_1 - f_2 P_2) \quad (3.9)$$

L_6 eliminiert Effekte der Geometrie, der Uhren, der Ionosphäre und Troposphäre. Sie findet Anwendung bei der Lösung der "Wide-Lane"-Mehrdeutigkeiten. Eine Übersicht zu den hier vorgestellten und auch in der Berner Software verwendeten Linearkombinationen ist in Tabelle 3.1 zu finden.

Tabelle 3.1.: Eigenschaften der wichtigsten Linearkombinationen (nach Hugentobler u.a. (2005))

Linear-kombination	Bezeichnung	Wellenlänge	Messrauschen relativ zu L_1	Einfluss der Ionosphäre relativ zu L_1
L_1	Trägerfrequenz	19 cm	1,0	1,0
L_2	Trägerfrequenz	24 cm	1,3	1,6
L_3	Ionosphärenfreie Linearkombination	$\rightarrow 0$	3,1	$\rightarrow 0$
L_4	Geometriefreie Linearkombination	$\rightarrow \infty$	1,6	-0,6
L_5	"Wide-Lane" Linearkombination	86 cm	5,7	-1,3
L_6	Melbourne-Wübbena Linearkombination	86 cm	0,7	$\rightarrow 0$

3.2. Troposphärische Laufzeitverzögerungen

Für GPS-Signale ist die Troposphäre ein nicht-dispersives Medium. Aus diesem Grund lässt sich ihr Einfluss auf GPS-Beobachtungen im Gegensatz zur ionosphärischen Laufzeitverzögerung nicht durch Linearkombination eliminieren, sondern muss modelliert werden. Modelle der troposphärischen Laufzeitverzögerung sind ein zentrales Thema dieses Abschnitts. Eine entscheidende Rolle spielt dabei der atmosphärische Brechungsindex, der u.a. von Luftdruck, -feuchte und -temperatur der Atmosphäre abhängt.

3.2.1. Brechungsindex und Laufzeitverzögerung

Die Atmosphäre beeinflusst die Ausbreitung von Mikrowellen in zweierlei Art und Weise. Zum einen breitet sich die Welle in der Atmosphäre langsamer aus als im Vakuum, es kommt zu einer Laufzeitverzögerung. Zum anderen wird das Signal durch Änderungen des Brechungsindex gebrochen. Im Gegensatz zu einer sich geradlinig ausbreitenden Welle im Raum mit konstantem Brechungsindex verfolgt das Signal einen gekrümmten Weg. Die Streckendifferenz beider Wege wird als geometrische Verzögerung bezeichnet. Die Gesamtverzögerung ΔL , als Summe beider Effekte kann geschrieben werden als

$$\Delta L = \int_L [n(s) - 1] ds + (S - G) \quad (3.10)$$

mit $n(s)$ als Brechungsindex entlang des gekrümmten Weges, S dessen Länge und G als die Länge des geradlinigen Weges (Bevis u.a., 1992; Spilker, 1996). Aus praktischen Gründen wird für den Brechungsindex die Refraktivität N mit $N = 10^6(n - 1)$ eingeführt. Gleichung 3.10 als Funktion der Refraktivität lautet:

$$\Delta L = 10^{-6} \int_L N(s) ds + (S - G) \quad (3.11)$$

Die Gesamtlaufzeitverzögerung wird dabei durch den Term der Signallaufzeitverzögerung dominiert, während der Term der geometrischen Verzögerung ($S - G$) sehr klein ist. Bei einem aus dem Zenit einfallenden Signal findet keine Krümmung des Signalweges statt und der Term der geometrischen Verzögerung entfällt vollständig. In diesem Fall ist die Gesamtverzögerung nur von der Refraktivität abhängig. Die Refraktivität der Troposphäre lässt sich allgemein als Summe von drei Termen, dem Streuterm sowie dem hydrostatischen und feuchten Term darstellen:

$$N = N_{streu} + N_{hydro} + N_{feucht} \quad (3.12)$$

Eine detaillierte Beschreibung zur Physik der Refraktivität der Atmosphäre ist in Jeske (1988) zu finden. Hier sollen die einzelnen Effekte nur unter dem Gesichtspunkt ihrer Relevanz bzgl. der GPS-Signale disku-

3. GPS-Meteorologie

tiert werden. Der Streuterm N_{streu} berücksichtigt den Einfluss von Hydrometeoren wie z.B. Nebel, Regen, Hagel, Schnee und Eis auf die Refraktivität. Er hängt von Art und Größe der Hydrometeore ab. Aufgrund der unbekanntenen räumlichen Verteilung dieser Partikel ist es nicht möglich, die durch sie hervorgerufene Verzögerung exakt zu modellieren. Der Effekt von Hydrometeoren variiert sehr stark. Mit der Ausnahme von extremen Wettersituationen beträgt er jedoch weniger als 3% der feuchten Verzögerung (Solheim u.a., 1999). Für die in der Atmosphäre üblicherweise vorkommenden Mengen an Wasserdampf und Eiskristallen ist der Streuterm vernachlässigbar und wird auch hier nicht weiter behandelt (Kursinski, 1997).

Der hydrostatische Term N_{hydro} charakterisiert die Polarisierbarkeit der zunächst elektrisch neutralen Moleküle der Atmosphäre. Die Ausbreitung elektrischer Felder, wie die von GPS-Signalen, induziert in den Molekülen ein Dipolmoment. Diese Induktion findet größtenteils in den trockenen Bestandteilen der Atmosphäre statt. Ein geringer Anteil dieses Einflusses basiert jedoch auf der neutralen Komponente der Wasserdampfmoleküle. Aus diesem Grund ist für den genannten Term die Bezeichnung hydrostatischer Anteil treffender als der gleichermaßen in der Literatur verwendete Wortlaut Trockenterm. Der Feuchteanteil N_{feucht} berücksichtigt das permanente Dipolmoment der Wasserdampfmoleküle.

Sowohl der hydrostatische als auch der feuchte Anteil der Laufzeitverzögerung ist für den Wellenlängenbereich von GPS-Signalen nicht frequenzabhängig. Aus diesem Grund lässt sich ihr Effekt, im Gegensatz zur ionosphärischen Refraktion, nicht mit Hilfe der Zweifrequenztechnik eliminieren, sondern muss durch geeignete Modellierung berücksichtigt werden. Die hydrostatische und feuchte Refraktivität sind vom Partialdruck der trockenen Luft P_d und des Wasserdampfes P_v sowie der Temperatur T abhängig. Die am häufigsten verwendeten Modelle basieren auf der ursprünglich von Smith und Weintraub (1953) angegebenen Beziehung:

$$N_{hydro} + N_{feucht} = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{P_v}{T} + k_3 \frac{P_v}{T^2} \quad (3.13)$$

Die Refraktivitätskoeffizienten k_1 , k_2 und k_3 dieser Gleichung konnten im Laufe der Zeit immer genauer bestimmt werden. Die von Thayer (1974) angegebenen Koeffizienten berücksichtigen z.B. die Abweichungen der Atmosphäre vom Verhalten eines idealen Gases. Eine ausführliche Diskussion der Refraktivitätskoeffizienten ist in Bevis u.a. (1994) zu finden. Die von ihm vorgeschlagenen und in dieser Arbeit verwendeten numerischen Koeffizienten lauten:

$$k_1 = 77,60 \pm 0,05 [\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}], \quad k_2 = 70,40 \pm 2,2 [\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}], \quad k_3 = 373900 \pm 1200 [\text{K} \cdot \text{hPa}^{-1}]$$

3.2.2. Troposphärische Modelle

Modelle der troposphärischen Laufzeitverzögerung STD (*Slant Total Delay*) basieren in der Regel auf der allgemeinen Form :

$$STD(\epsilon) = ZHD \cdot m_h(\epsilon) + ZWD \cdot m_w(\epsilon) \quad (3.14)$$

mit ϵ als Höhenwinkel (*elevation angle*) des einfallenden Signals. ZHD (*Slant Hydrostatic Delay*) und ZWD (*Slant Wet Delay*) stellen den hydrostatischen sowie den durch Wasserdampf verursachten Anteil der Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung dar. Nach Gleichung 3.10 und Gleichung 3.12 sind diese beiden Terme wie folgt definiert:

$$ZHD = 10^{-6} \int_L N_h(s) ds, \quad ZWD = 10^{-6} \int_L N_w(s) ds \quad (3.15)$$

Die Beziehung zwischen der Verzögerung in Richtung Zenit und in Richtung Satellit wird mit Hilfe von Mappingfunktionen realisiert, wobei m_h und m_w jeweils die hydrostatische und feuchte Mappingfunktion repräsentieren (Bevis u.a., 1992).

Für ein aus dem Zenit einfallendes GPS-Signal variiert die troposphärische Laufzeitverzögerung in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen zwischen 6 und 9 Nanosekunden. Dies entspricht einem Signalweg von 190 bis 250 cm oder 10 bis 12 Zyklen der Phase des L_1 -Signales. Im folgenden wird die Laufzeitverzögerung in der Länge des ihr entsprechenden Signalweges angegeben. Für kleinere Höhenwinkel nimmt die troposphärische Laufzeitverzögerung zu. Für einen Satelliten in einer Höhe von 15° über dem Horizont beträgt sie um die 10 m. Etwa 90% der Gesamtverzögerung sind im Mittel auf den hydrostatischen Teil zurückzuführen. Bei einer Station in Meeresspiegelhöhe entspricht das einer Strecke von ca. 2,3 m im Zenit. Die hydrostatische Laufzeitverzögerung lässt sich mit sehr hoher Genauigkeit aus präzisen Luftdruckmessungen am Boden ableiten. Die feuchte Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung nimmt in trockenen Gebieten Werte von wenigen Millimetern und in feuchten Regionen Werte bis zu 45 cm an. Die Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre variiert sowohl räumlich als auch zeitlich sehr stark. Aus diesem Grund lässt sich der feuchte Anteil der Verzögerung im Gegensatz zur hydrostatischen Verzögerung nicht mit hoher Genauigkeit aus meteorologischen Bodenmessungen bestimmen (Bevis u.a., 1992).

a) Modelle der hydrostatischen Laufzeitverzögerung Das am häufigsten verwendete Modell für die Bestimmung des hydrostatischen Anteils der Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung (ZHD) ist jenes von Saastamoinen (1972), welches im folgenden in der Schreibweise von Davis u.a. (1985) angegeben wird. Aus

$$ZHD = 10^{-6} k_1 R_d \frac{P_s}{\gamma_m} \quad (3.16)$$

mit

$$k_1 = 77,60 \pm 0,05 \text{ [K} \cdot \text{hPa}^{-1}]$$

Refraktivitätskonstante

$$R_d = 0,287053 \left[\frac{\text{kPa} \cdot \text{m}^3}{\text{K} \cdot \text{kg}} \right] = 287,053 \text{ [J K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}]$$

Gaskonstante für trockene Luft

$$\gamma_m = 9,748 \cdot f(\varphi, h) \text{ [m} \cdot \text{s}^{-2}]$$

Normalschwerebeschleunigung
der mittleren Atmosphäre

folgt

$$ZHD = \left[(0,0022768 \pm 0,0000005) \frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \frac{P_s}{f(\varphi, h)} \quad (3.17)$$

wobei

$$f(\varphi, h) = 1 - 0,0026 \cos 2\varphi - 0,00028 \left[\frac{1}{\text{km}} \right] h \quad (3.18)$$

P_s , der Luftdruck in Antennenhöhe, muss dabei bekannt sein. Der Term $f(\varphi, h)$ berücksichtigt die Abhängigkeit der Schwerebeschleunigung von der ellipsoidischen Breite φ der GPS-Station und deren ellipsoidischer Höhe h . Saastamoinen modelliert den Luftdruck der Troposphäre basierend auf der Annahme einer konstanten Temperaturabnahme mit steigender Höhe². Für den Luftdruck über der Tropopause setzt er ein isothermisches Modell an.

Ein zweites, ebenfalls häufig für die Berechnung der hydrostatischen Laufzeitverzögerung verwendetes Modell ist jenes von Hopfield (1969). Es ist ein Einschichtmodell, das von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von 40 km reicht. Es setzt neben dem hydrostatischen Gleichgewicht eine konstante Temperaturabnahme mit der Höhe sowohl in der Troposphäre als auch darüber an. Die Abnahme der Gravitation mit der Höhe bleibt jedoch unberücksichtigt. Die Parameterwerte des Modells entstammen einer Anpassung an Radiosondendaten von 14 Stationen der westlichen Hemisphäre.

² Die Annahme konstanter Temperaturabnahme mit steigender Höhe, führt zur exponentiellen Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe (Spilker, 1996).

3. GPS-Meteorologie

Die aus dem Modell von Hopfield abgeleitete hydrostatische Laufzeitverzögerung berechnet sich nach Schüler (2001) wie folgt:

$$ZHD = 0,62291 \left[\frac{\text{m K}}{\text{hPa}} \right] \cdot \frac{1}{T_s} + 0,0023081 \left[\frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \cdot P_s \quad (3.19)$$

Zur Berechnung der hydrostatischen Laufzeitverzögerung nach Hopfield (1969) muß neben dem Luftdruck P_s auch die Temperatur T_s in Stationshöhe bekannt sein. Vergleichende Untersuchungen zur Genauigkeit der ZHD-Modellierung zeigen die besten Ergebnisse für das Modell von Saastamoinen (Janes u.a., 1991; Elgered u.a., 1991; Schüler, 2001). Wenn sich die Atmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht befindet und präzise Luftdruckmessungen mit einem Fehler unter 0,3 mbar vorliegen, dann lässt sich der ZHD unter Verwendung des Saastamoinen-Modells mit einer Genauigkeit von besser als 1 mm bestimmen (Bevis u.a., 1994).

b) Modelle der feuchten Laufzeitverzögerung Obwohl die Komponente der feuchten Laufzeitverzögerung (ZWD) immer viel kleiner ist als der hydrostatische Anteil, variiert sie in der Regel sehr viel stärker und ihr Effekt, z.B. auf Basislinienlösungen, ist schwieriger zu bestimmen. Die meisten Modelle für die feuchte Verzögerung gehen entweder von angenommenen Wasserdampfprofilen aus, die auf Feuchtemessungen an der Erdoberfläche basieren, oder sie stützen sich auf Analysen von Radiosondenaufstiegen. Ein Beispiel für ein allgemein angewendetes Modell basierend auf Oberflächenmessungen ist jenes von Saastamoinen (1972). Es modelliert die Abnahme des Wasserdampfdrucks mit zunehmender Höhe unter den gleichen Annahmen für die Temperatur, wie sie der Modellierung des trockenen Luftdrucks in Gleichung 3.17 zugrunde liegen (Spilker, 1996). Das Modell von Saastamoinen für die feuchte Laufzeitverzögerung im Zenit (ZWD) lautet:

$$ZWD = 0,0022768 \left[\frac{\text{mK}}{\text{hPa}} \right] \cdot \frac{\left(\frac{1255}{T_s} + 0,05 \right) e_s}{f(\varphi, h)} \quad (3.20)$$

mit

- T_s Temperatur in Stationshöhe
- e_s Wasserdampfpartialdruck in Stationshöhe
- $f(\varphi, h)$ Korrektionsfaktor der mittleren Schwerebeschleunigung (siehe Gleichung 3.17)

Die Modelle von Hopfield (1969) und Ifadis (1986) sind Beispiele für auf Radiosondenaufstiegen basierende Modelle. Der feuchten Komponente des Hopfield-Modells liegen die gleichen Annahmen zugrunde wie bei der hydrostatischen Komponente in Abschnitt 3.2.2. Der aus dem Hopfield-Modell abgeleitete Zusammenhang zwischen der feuchten Laufzeitverzögerung im Zenit, der Temperatur, dem Luftdruck sowie dem Wasserdampfdruck wird von Schüler (2001) wie folgt angegeben:

$$ZWD = \left\{ 555,7 \left[\frac{\text{m K}^2}{\text{hPa}} \right] + 1,792 \cdot 10^{-4} \left[\frac{\text{m K}^2}{\text{hPa}} \right] \cdot \exp \left(\frac{t_s}{22,90 [^\circ\text{C}]} \right) \right\} \frac{e_s}{T_s^2} \quad (3.21)$$

t_s Temperatur in Stationshöhe

Ifadis (1986) nutzte Regressionsanalysen von Radiosondendaten, um eine Reihe von Modellen für die feuchte Verzögerung in Abhängigkeit von Ort und Jahreszeit zu entwickeln. Aus dieser Analyse leitete er folgenden Zusammenhang ab:

$$ZWD = 0,00554[\text{m}] - 8,80 \cdot 10^{-5} \left[\frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \cdot (P_s - 1000[\text{hPa}]) + 2,72 \cdot 10^{-5} \left[\frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \cdot e_s + 2,771 \left[\frac{\text{m}^\circ\text{C}}{\text{hPa}} \right] \cdot \frac{e_s}{T_s} \quad (3.22)$$

Janes u.a. (1991) und Mendes und Langley (1995) führten einen Genauigkeitstest aller genannten Modelle durch. Sie verglichen die aus den Modellen bestimmte feuchte Verzögerung zum einen mit Ergebnissen der Strahlenwegsverfolgung in einer Standardatmosphäre und zum anderen mit Radiosondenprofilen. Beide Studien kamen zu der Schlussfolgerung, dass die feuchte Verzögerung mit keinem der getesteten Modelle besser als mit einigen Zentimetern bestimmbar ist. In den niedrigen bis mittleren Breiten zeigte das Hopfield-Modell die besten Ergebnisse, während in den mittleren bis hohen Breiten sich das Saastamoinen-Modell am besten bewährte. Da die Modellierung des ZWD mit Hilfe meteorologischer Bodenmessungen nur unzureichend möglich ist, wird diese in der GPS-Auswertung als unbekannter Parameter mitgeschätzt.

3.2.3. Mappingfunktionen

Die Mappingfunktion $m(\epsilon)$ ist definiert als das Verhältnis zwischen der Weglänge eines elektrischen Signals durch die Atmosphäre unter dem geometrischen Höhenwinkel (*elevation angle*) ϵ , und der Weglänge eines Signals in Zenitrichtung (Abbildung 3.1). In erster Näherung entspricht dieses Verhältnis $m(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon)}$.

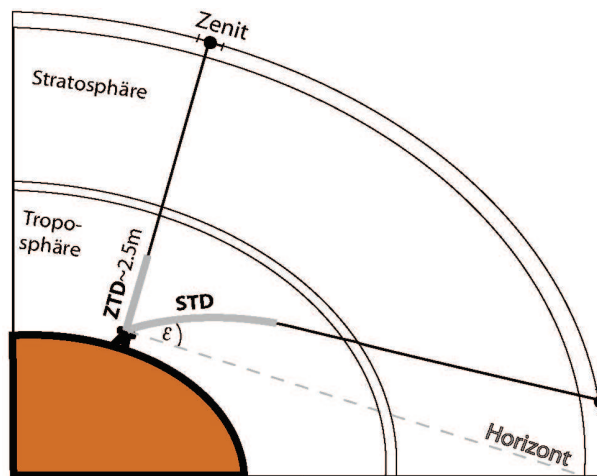


Abbildung 3.1.: Prinzip der Mappingfunktion

In den letzten Jahrzehnten wurde eine große Anzahl von Mappingfunktionen veröffentlicht (Janes u.a., 1991; Mendes und Langley, 1995). Die Mehrheit dieser Mappingfunktionen lässt sich in zwei Gruppen zuordnen: (1) jene basierend auf dem Modell von Hopfield (1969) und (2) jene basierend auf dem Modell von Marini (1972). Den Modellen des Hopfield-Typs liegt ein Einschichtmodell zu Grunde, das im allgemeinen durch eine Reihenentwicklung des Snelliusschen Brechungsgesetzes bestimmt ist. Sie setzen eine sphärische Atmosphäre mit einheitlicher Refraktivität voraus und vernachlässigen den Effekt der Strahlenkrümmung bei der Signalausbreitung. Die heute gebräuchlichsten Mappingfunktionen (MF) bei der GPS-Datenanalyse lassen sich der 2. Gruppe, dem Marini-Typ zuordnen. Zu ihnen zählen die Niell-MF (Niell, 1996), die MTT-MF (Herring, 1992) und die CfA-2.2-MF (Davis u.a., 1985). Sie basieren auf dem von Marini (1972) angegebenen Kettenbruch, der in seiner allgemeinen Form geschrieben wird als:

$$m(\epsilon) = \frac{1}{\sin(\epsilon) + \frac{a}{\sin(\epsilon) + \frac{b}{\sin(\epsilon) + \frac{c}{\sin(\epsilon) + \dots}}} \quad (3.23)$$

Die Koeffizienten a, b, c, usw. wurden von den jeweiligen Autoren durch verschiedene Ansätze bestimmt. Für Höhenwinkel über 15° kommen alle MF zu vergleichbaren Ergebnissen. Für kleinere Höhenwinkel jedoch zeigt sich, dass Mappingfunktionen des Marini-Typs wesentlich genauere Ergebnisse aufweisen als

3. GPS-Meteorologie

jene, die auf dem Hopfield-Modell basieren (Janes u.a., 1991; Mendes und Langley, 1995)³. Niell (1996) führte eine Validierung seiner Mappingfunktion und der Funktionen von Herring, Ifadis und Lanyi mit Vergleichswerten aus Radiosondenprofilen für einen Höhenwinkel von 5° durch. Im Ergebnis dieser Untersuchung weist die Niell-Mappingfunktion den geringsten Offset für die hydrostatische Laufzeitverzögerung auf. Die Genauigkeiten der feuchten Verzögerung aller Funktionen sind miteinander vergleichbar (Pany, 2002). In der GPS-Datenauswertung hat sich die Niell-Mappingfunktion aufgrund ihrer größeren Realitätsnähe und des entscheidenden Vorteils, keine meteorologischen Messwerte an der Erdoberfläche zu benötigen, durchgesetzt und soll daher hier etwas näher betrachtet werden.

Die Mappingfunktion von Niell (1996) basiert auf dem von Herring (1992) angegebenen Kettenbruch, welcher im Vergleich zur Funktion von Marini (1972) in Zenitrichtung normalisiert ist:

$$m(\varepsilon) = \frac{\frac{1}{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}}{\sin(\varepsilon) + \frac{a}{\sin(\varepsilon) + \frac{b}{\sin(\varepsilon)+c}}} \quad (3.24)$$

Aus Profilen der Temperatur und der relativen Luftfeuchte von Radiosondenaufstiegen zwischen 43°S und 75° N leitete er die Koeffizienten a , b und c der hydrostatischen und feuchten Mappingfunktion für die Breiten von 15°N, 30°N, 45°N, 60°N und 75°N ab. Zeitliche Veränderungen modellierte Niell durch eine Sinusfunktion mit der Periode von 365,25 Tagen in folgender Weise:

$$a(\varphi, DoY) = a(\varphi)_{mittel} - a(\varphi)_{amplitude} \cdot \cos\left(2\pi \cdot \frac{DoY - DoY_0}{365,25}\right) \quad (3.25)$$

a	Mappingfunktionskoeffizient, unterteilt in mittleren Wert und Jahresamplitude
φ	Breite der Station
DoY	Tag des Jahres
DoY_0	Term zur Anpassung der Phase (28 Tage für die nördliche und 211 Tage für die südliche Hemisphäre)

Die Koeffizienten b und c sind analog zu a modelliert. Die Berechnung der hydrostatischen Koeffizienten erfordert eine zusätzliche Höhenkorrektion:

$$\Delta m(\varepsilon) = \frac{dm(\varepsilon)}{dh} H \quad (3.26)$$

mit

$$\frac{dm(\varepsilon)}{dh} = \frac{1}{\sin(\varepsilon)} - f(\varepsilon, a_{ht}, b_{ht}, c_{ht})$$

H orthometrische Höhe

Die Funktion $f(\varepsilon, a_{ht}, b_{ht}, c_{ht})$ entspricht dem Kettenbruch der Gleichung 3.24, dessen Parameter für die Höhenkorrektion ermittelt wurden. Zur Bestimmung der Koeffizienten der feuchten Niell-MF ist eine lineare Interpolation nötig. Unter der Annahme eines zeitlich asymmetrischen Verhaltens von nördlicher und südlicher Hemisphäre ist die Niell-Mappingfunktion global bestimmt. Dabei werden für die Breiten von 15°S bis 15°N einheitliche Koeffizienten von 15°N und für die Breiten ab 75° zu den Polen die Koeffizienten von 75°N verwendet. Die Niell-MF weist, bedingt durch die Extrapolation an den Polen, in den hohen Breiten die größten Fehler auf (Mendes und Langley, 1995). Nachteilig wirkt sich zudem die Annahme der Symmetrie

³ Die ungenaueren Ergebnisse der auf dem Modell von Hopfield basierenden MF sind auf die bei diesem Ansatz vernachlässigte Strahlenkrümmung in der Refraktivitätsgleichung zurückzuführen.

in Azimutrichtung aus. Kleinskaliges Wettergeschehen sowie Warm- und Kaltfronten finden dadurch keine Berücksichtigung. Die beste Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit der Atmosphäre liefern numerische Wettervorhersage-Modelle (*Numerical Weather Prediction (NWP) models*) (Abschnitt 2.3). Die jüngsten Entwicklungen zur Bestimmung der Mappingfunktionskoeffizienten a , b und c aus Gleichung 3.24 nutzen Informationen aus globalen NWP-Modellen. Ein Ansatz basiert dabei auf der direkten Strahlenwegsverfolgung im NWP-Modell entlang verschiedener Höhenwinkel (Rocken u.a., 2001). Die Integration entlang des Signalweges für viele Höhenwinkel ist mit hohem rechnerischen Aufwand verbunden, da für jede Station Parameter in mehreren Höhenschichten nötig sind. Je mehr Höhenwinkel in die Bestimmung der Mappingfunktionskoeffizienten einbezogen werden, desto besser ist die Genauigkeit der MF, um so größer ist aber auch der Rechenaufwand.

Ein anderer, von Niell (2000) vorgestellter Ansatz, bestimmt die MF-Koeffizienten anhand spezifischer meteorologischer Informationen des NWP. Ausgehend von der Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts, welche annähernd erfüllt ist, gibt eine Fläche gleichen Drucks (Isobare) die Höhe über dem Geoid an, für welche die Laufzeitverzögerung konstant ist. Die isobarische MF (IMF) nutzt die Höhe der 200 hPa Isobaren als Eingangsparameter für die hydrostatische Mappingfunktion. Das Verhältnis von integrierter feuchter Refraktivität für einen Höhenwinkel von $3,3^\circ$ und für den Zenit ist als Eingangsparameter der feuchten Mappingfunktion definiert. Ein Vergleich der IMF mit korrespondierenden Werten aus Radiosondenprofilen zeigt eine signifikante Verbesserung der Genauigkeit gegenüber der Niell-MF um einen Faktor von 2 für die hydrostatische Verzögerung in den mittleren Breiten (Niell, 2000).

Die Wiener-Mappingfunktion (*Vienna Mapping Function (VMF)*) optimiert die Bestimmung der MF-Koeffizienten aus Wettermodelldaten hinsichtlich Genauigkeit und Rechenzeit (Boehm und Schuh, 2004). Die rechenzeitintensive Strahlenwegsverfolgung ist dabei nur für einen Ausgangswinkel von $3,3^\circ$ nötig. Der Koeffizient a der VMF ergibt sich aus der Lösung des Kettenbruch von Gleichung 3.24, wobei die Koeffizienten b und c aus IMF verwendet und als gegeben angenommen werden. Bei Auswertungen von VLBI-Daten verbesserte sich die vertikale Genauigkeit in den mittleren Breiten, sowohl unter der Verwendung der VMF als auch der IMF, um etwa 4 mm gegenüber der Niell-MF (Niell, 2003; Boehm und Schuh, 2004).

Eine Alternative zu den IMF und VMF stellt die globale MF (GMF) dar. Die Koeffizienten der GMF wurden als sphärische Harmonische aus den VMF1-Parametern⁴, basierend auf Monatsmittelwerten von Luftdruck, Temperatur und Luftfeuchte mit einer räumlichen Auflösung von $15^\circ \times 15^\circ$, entwickelt (Boehm u.a., 2006a). Ähnlich wie bei der Niell-MF lassen sich die Koeffizienten der GMF aus den Eingabeparametern der Stationskoordinaten und dem Tag des Jahres bestimmen. Im Vergleich zu Radiosondendaten weist die GMF gegenüber der Niell-MF signifikant kleinere Offsets und saisonale Abweichungen auf. Die Genauigkeit von GMF liegt allerdings unter der von VMF1. Als empirische MF basierend auf mittleren saisonalen Termen können bei der GMF abweichende meteorologische Bedingungen, wie z.B. durch El Niño verursachte Anomalien, keine Berücksichtigung finden.

3.2.4. Gradienten

In den vorangegangenen Kapiteln geht die Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung (Gleichung 3.14) von einer in Azimutrichtung homogenen Atmosphäre aus. In der Realität ist die Annahme der Isotropie oft nicht erfüllt. Dies gilt insbesondere bei vorüberziehenden Wetterfronten. Bestehende Luftdruck- und Temperaturgradienten sind über großräumige Gebiete im Bereich von 100 km annähernd konstant und besitzen eine Verweildauer von einigen Tagen. Feuchtigkeitsgradienten können sich stündlich verändern und sind nur in kleinen Regionen mit einem Durchmesser von weniger als 10 km als gleichbleibend zu

⁴ VMF1 ist eine Weiterentwicklung der VMF, welche für die Koeffizienten c eine mittels Strahlenwegsverfolgung bestimmte Funktion nutzt, die von der Breite und dem Tag des Jahres abhängt (Boehm u.a., 2006b).

3. GPS-Meteorologie

betrachten (Bock u.a., 2000). Ein Gradient von 4 hPa auf 100 km oder 2 K/km produziert eine zusätzliche Verzögerung von 5,5 cm bei einem Höhenwinkel von 7° . Dies entspricht einem Laufzeitgradienten von 1 mm (MacMillan, 1995). Die Einführung von Gradientenparametern in Gleichung 3.14 ermöglicht es, Anisotropien in Azimutrichtung A zu berücksichtigen:

$$STD(\epsilon, A) = ZHD \cdot m_h(\epsilon) + ZWD \cdot m_w(\epsilon) + N \cos(A) \cdot m_g(\epsilon) + E \sin(A) \cdot m_g(\epsilon) \quad (3.27)$$

mit

- N Nord-Süd Gradient,
- E Ost-West Gradient,
- $m_g(\epsilon)$ Gradientenmappingfunktion.

Für die Bestimmung der Gradientenmappingfunktion $m_g(\epsilon)$ existieren zahlreiche Ansätze (z.B. Davis u.a., 1993; MacMillan, 1995; Chen und Herring, 1997). Ein auch in der Berner Software realisierter Ansatz basiert auf der Idee, die Gradientenmappingfunktion als 1. Ableitung der 'gewöhnlichen' Mappingfunktion⁵ nach dem Höhenwinkel ϵ darzustellen (Meindl u.a., 2003).

$$m_g(\epsilon) = \frac{\partial m(\epsilon)}{\partial \epsilon}$$

Vergleichbar mit den Laufzeitverzögerungen bestehen die Gradienten aus einer hydrostatischen und einer feuchten Komponente. Walpersdorf u.a. (2001) zeigen anhand von Untersuchungen in Wettermodellen, dass die hydrostatischen und feuchten Gradienten im Unterschied zu den Laufzeitverzögerungen die gleiche Größenordnung aufweisen. GPS bestimmt die Summe des hydrostatischen und feuchten Gradienten. Für einen Höhenwinkel von 3° liegt der Gesamtgradient im Bereich von 6 cm in Ost-West und 13 cm in Nord-Süd Richtung. Die meisten Gradienten sind zum Äquator gerichtet. Ursache hierfür ist zum einen die Zunahme der hydrostatischen Laufzeitverzögerung vom Pol zum Äquator aufgrund einer größeren Höhe der Troposphäre am Äquator. Zum zweiten nimmt, bedingt durch sehr geringe Feuchte in den Polargebieten und maximale Feuchte in den Tropen, i.d.R. auch die feuchte Laufzeitverzögerung in Richtung Äquator zu (Meindl u.a., 2003).

Werden keine Gradienten berücksichtigt, können insbesondere bei niedrigen Höhenwinkeln ($<10^\circ$) einige Millimeter Positionsfehler und Unterschiede in der Laufzeitverzögerung mit gleicher Größenordnung auftreten (Ware u.a., 1997; Elósegui u.a., 1999; Iwabuchi u.a., 2003). Das Einführen von horizontalen Gradienten in Verbindung mit einer niedrigen Höhenwinkelmaske verbessert die Wiederholbarkeit der mittels GPS oder VLBI bestimmten Stationskoordinaten signifikant (u.a. MacMillan, 1995; Rothacher u.a., 1998; Bar-Sever und Kroger, 1998; Meindl u.a., 2003). Boehm und Schuh (2006) zeigen, dass die Verwendung von aus numerischen Wettermodellen abgeleiteten Gradienten für einen Großteil der Basislinien des globalen VLBI-Netzes ebenfalls deren Wiederholbarkeit verbessert. Bei Unzulänglichkeiten im NWP-Modell führt dieser Ansatz jedoch zu schlechteren Ergebnissen als die Schätzung von Gradienten und die Anwendung von Gradientenmappingfunktionen.

⁵ Mappingfunktionen wie sie in Abschnitt 3.2.3 beschrieben wurden

3.3. Ableitung von Wasserdampf aus GPS-Laufzeitverzögerungen

Die Ableitung von Informationen über den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre aus GPS-Beobachtungen wurde als erstes von Bevis u.a. (1992) beschrieben. Es folgte eine Vielzahl von Veröffentlichungen zur Bestimmung des atmosphärischen Wasserdampfes mittels GPS sowie zu deren Genauigkeit und Fehlerquellen (u.a. Rocken u.a., 1993; Bevis u.a., 1994; Duan u.a., 1996; Emaradson, 1998; Tregoning u.a., 1998). Mittlerweile untersuchen viele Länder regional verdichtete GPS-Netze hinsichtlich ihrer meteorologischen Anwendungsmöglichkeiten (u.a. Gutman und Benjamin, 2001; Reigber u.a., 2002; Jadea u.a., 2005; Glowacki u.a., 2006). Das Ziel dieser Untersuchungen besteht in einer Verbesserung der Wettervorhersage durch Assimilation zusätzlicher Wasserdampfbeobachtungen aus GPS (u.a. Kuo u.a., 1993; Gendt u.a., 2004; Vedel u.a., 2004; Nakamura und Koizumi, 2004). Die damit verbundene Notwendigkeit eines schnellen GPS-Daten-transfers und einer schnellen GPS-Auswertung führte zu großen Fortschritten in der Analyse von GPS-Messungen im quasi Echtzeitbetrieb (u.a. Ware u.a., 2000; Ge u.a., 2000; Zhang und Lachapelle, 2001; Liu und Chen, 2001).

Die meisten Verfahren der GPS-Meteorologie basieren auf der von Bevis u.a. (1992) vorgeschlagenen und im folgenden beschriebenen Prozedur. Die GPS-Laufzeitverzögerungen werden dabei mit Hilfe meteorologischer Bodenbeobachtungen von Temperatur und Luftdruck in die oberhalb der GPS-Station vorkommende Menge an integriertem Wasserdampf (*Integrated Water Vapor (IWV)*) oder potentielltem Niederschlagswasser (*Precipitable Water (PW)*) konvertiert. Der IWV gibt die Masse der absoluten Feuchte ρ_v in einem Volumenelement mit der Höhe h bezogen auf eine Grundfläche von $1 \text{ m}^2 \text{ an}^6$.

$$IWV = \int_0^H \rho_v h dh \quad (3.28)$$

Würde die gesamte in dem Volumenelement vorhandene Feuchte als Niederschlag fallen und eine Wassersäule aus Flüssigwasser mit einer Grundfläche von 1 m^2 bilden, so entspricht die Höhe dieser Wassersäule dem potentiellen Niederschlagswasser PW . Die Umrechnung zwischen den Größen IWV und PW erfolgt mit Hilfe der Beziehung

$$PW = \frac{IWV}{\rho_w} \quad (3.29)$$

mit ρ_w als Dichte von Wasser. Ein kg/m^2 des IWV ist demnach äquivalent zu einer Wassersäule mit einer Höhe von einem Millimeter.

Als Basis für die Berechnung des Wasserdampfgehaltes dient die feuchte Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung (ZWD). Sie bestimmt sich aus der Differenz der in der GPS-Analyse geschätzten Gesamtverzögerung im Zenit (ZTD) und der modellierten hydrostatischen Laufzeitverzögerung (ZHD).

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (3.30)$$

Die Modellierung der ZHD erfolgt in der Regel mit Hilfe des Modells von Saastamoinen (Gleichung 3.17) unter Verwendung von Luftdruckwerten in GPS-Antennenhöhe. Die Luftdruckmessungen liegen jedoch selten in GPS-Antennenhöhe vor.

⁶ gebräuchliche Maßeinheiten: $[IWV]=\text{kg/m}^2$, $[PW]=\text{mm}$

3. GPS-Meteorologie

Die Korrektur des Luftdrucks um die Höhendifferenz zwischen Barometer und GPS-Antenne kann mit Hilfe der hypsometrischen Gleichung erfolgen (Stull, 1995):

$$P_{GPS} = P_S \cdot e^{\frac{-\gamma \Delta H}{R_d T}} \quad (3.31)$$

mit

P_{GPS}	Luftdruck in GPS-Antennenhöhe (hPa),
P_S	Luftdruck in Höhe des meteorologischen Sensors,
$\Delta H = H_{GPS} - H_S$	Höhenunterschied (m),
γ	Normalschwerebeschleunigung,
$R_d = 287,053 \text{ [JK}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}]$	Gaskonstante für trockene Luft,
T	mittlere Temperatur der Luftschicht zwischen GPS und dem meteorologischen Sensor (K).

Die Umrechnung der feuchten Laufzeitverzögerung in die entsprechende Menge an potentiellem Niederschlagswasser PW , die zu dieser Verzögerung führte, erfolgt mit Hilfe des Konvertierungsfaktors Π .

$$PW = \Pi \cdot ZWD \quad (3.32)$$

Π variiert in Abhängigkeit von der mittleren Temperatur T_m der Atmosphäre (Bevis u.a., 1994)

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho_w R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right)} \quad (3.33)$$

Mit

$\rho_w = 1025 \text{ [kg m}^{-3}]$	Dichte von Wasser,
$R_v = 461,51 \text{ [J K}^{-1} \text{kg}^{-1}]$	spezifische Gaskonstante des Wasserdampfes,
k'_2 und k_3	atmosphärische Refraktivitätskonstanten, ($k'_2 = 22,1 \pm 2,2 \text{ [K hPa}^{-1}]$, $k_3 = 373900 \pm 1200 \text{ [K}^2 \text{ hPa}^{-1}]$).

ergibt sich

$$\Pi = \frac{1}{0,10454 + \frac{1768,72 \text{ [K]}}{T_m}} \quad (3.34)$$

Durch vertikale Integration entlang von Radiosondenprofilen oder in numerischen Wettermodellen lässt sich die mittlere Temperatur sehr genau bestimmen durch:

$$T_m = \frac{\int \left(\frac{e}{T} \right) dH}{\int \left(\frac{e}{T^2} \right) dH} \quad (3.35)$$

mit

e	Wasserdampfpartialdruck,
T	Temperatur in [K],
H	Höhe über dem Meeresspiegel.

Eine zweite Möglichkeit der Berechnung von T_m ist die Verwendung der Temperatur am Boden (T_s) in Verbindung mit empirisch bestimmten Funktionen, die den Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Höhe beschreiben. Bevis u.a. (1992, 1994) bestimmte aus über 8000 Radiosondenprofilen der USA, verteilt über einen Zeitraum von 2 Jahren, den linearen Zusammenhang

$$T_m = f(T_s) = 70,2 \text{ [K]} + 0,72 \cdot T_s \quad (3.36)$$

mit einer Genauigkeit von 4,7 K, welche einem relativen Fehler von weniger als 2% entspricht. Die allgemeine Praxis der globalen Anwendung dieser saisonal und geographisch invarianten Regression kann zu signifikanten Fehlern in den abgeleiteten PW-Werten führen. Ross und Rosenfeld (1997) schlagen daher die Verwendung stationsspezifischer Monatsmittelwerte für T_m oder stationsspezifischer Regressionsfunktionen für die Ableitung von T_m aus T_S vor und bestimmen diese für 53 global verteilte Stationen unter Verwendung von Radiosondendaten aus 23 Jahren. Für die meisten dieser Stationen ist der relative Fehler der Regression kleiner als 2%.

Einen ähnlichen Ansatz verfolgte Schüler (2001). Er berechnete mittels Strahlenwegsverfolgung in NWP-Modellen lineare Regressionskoeffizienten für eine große Anzahl von IGS-Stationen. Seine Klassifikation der Stationen nach Klimaregionen zeigt eine Abhängigkeit der Koeffizienten von Klimaregionen. Der lineare Anstieg der Funktion $T_m = f(T_S)$ (Gleichung 3.36) ist in den Tropen mit 0,3 eher schwach und erreicht in den Polargebieten Werte über 0,8.

3.4. Fehlereinflüsse bei der Wasserdampfbestimmung

Die Genauigkeit der abgeleiteten Wasserdampfwerte hängt in großem Maße von den Fehlern bei der Bestimmung der troposphärischen Laufzeitverzögerung ab. Ein Problem in der GPS-Auswertung basiert auf der gemeinsamen Schätzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung und der Stationshöhe. Wie Abbildung 3.2 veranschaulicht, ist die Trennung der Parameter der Laufzeitverzögerung und der Höhe entscheidend vom Höhenwinkel ϵ abhängig. Die partiellen Ableitungen der geometrischen Distanz ρ zwischen dem Satelliten und dem Empfänger nach der troposphärischen Laufzeitverzögerung STD und nach der Stationshöhe h ergeben sich nach Dach (2000) wie folgt:

$$\frac{\partial \rho}{\partial STD} = \frac{1}{\sin \epsilon} \quad \frac{\partial \rho}{\partial h} = -\sin \epsilon \quad (3.37)$$

Die Darstellung der beiden partiellen Ableitungen als Funktion des Höhenwinkels in Abbildung 3.3 verdeutlicht, dass gerade bei großen Höhenwinkeln die Parameter der Stationshöhe und der Troposphäre stark miteinander korreliert sind. Unzureichend modellierte Effekte, wie z.B. Auflasten oder die Lage der Antennenphasenzentren beeinflussen damit sowohl die Schätzung der Höhe als auch der Laufzeitverzögerung. So werden z.B. bei Vernachlässigung der Ozeangezeitenauflasten und Verwendung einer Höhenwinkelmaske von 10° von dem Parameter der Laufzeitverzögerung 20 bis 30 % des Auflasteffektes absorbiert (Dach und Dietrich, 2000).

3.4.1. Wichtigste Fehlereinflüsse bei der Bestimmung der Laufzeitverzögerung

a) Einfluss der Höhenwinkelmaske und Mappingfunktion In die GPS-Datenauswertung einbezogene Beobachtungen mit niedrigen Höhenwinkeln reduzieren die Korrelation zwischen den Parametern der Höhe und der Laufzeitverzögerung. Sie verbessern die Lösung der Mehrdeutigkeiten. Bei niedrigeren Höhenwinkeln verschlechtert sich jedoch auch das Signal-Rausch-Verhältnis, Einflüsse der Mehrwegeausbreitung und Fehler in der Modellierung der Antennenphasenzentrumsvariationen nehmen zu (Fang u.a., 1998; Tregoning u.a., 1998). Um die Vorteile von Beobachtungen zu niedrigen Höhenwinkeln zu nutzen und gleichzeitig deren Nachteile zu minimieren, erhalten die Beobachtungen zu niedrigen Höhenwinkeln ein geringeres Gewicht als jene zu hohen Höhenwinkeln. Eine häufig verwendete Gewichtsfunktion ist $w = \sin^2 \epsilon$, wobei ϵ den Höhenwinkel repräsentiert. Verschiedene Studien zeigen, dass sich die besten Ergebnisse mit Höhenwinkelmasken von $3-5^\circ$, höhenwinkelabhängiger Gewichtung der Beobachtungen und der

3. GPS-Meteorologie

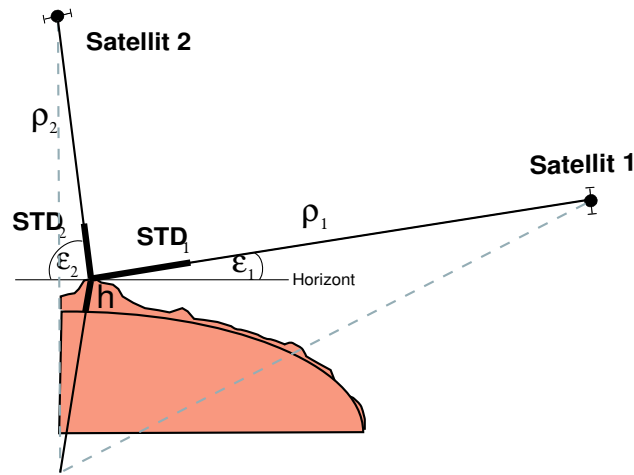


Abbildung 3.2.: Geometrischer Zusammenhang zwischen dem Troposphären- und Höhenparameter in Abhängigkeit vom Höhenwinkel

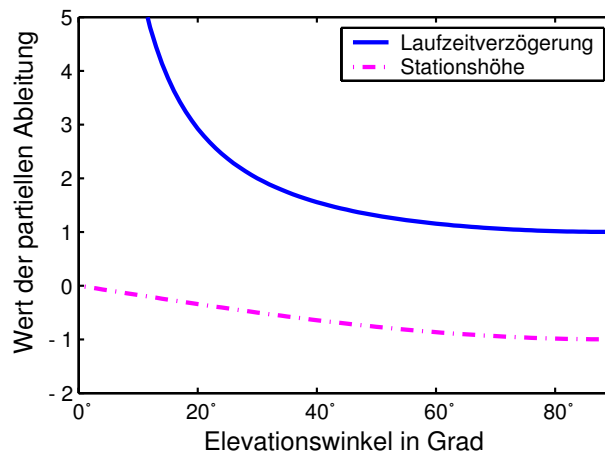


Abbildung 3.3.: Partielle Ableitungen zur Schätzung der Troposphären- und Höhenparameter

gleichzeitigen Bestimmung von Gradienten erzielen lassen (Chen und Herring, 1997; Rothacher u.a., 1998; Bar-Sever und Kroger, 1998).

Bei der Verwendung von Beobachtungen niedriger Höhenwinkel spielt die Genauigkeit der Mappingfunktion eine entscheidende Rolle. Die modellierte Laufzeitverzögerung reagiert sehr sensitiv auf kleine Änderungen der Mappingfunktion (Tregoning u.a., 1998). Ein Fehler der hydrostatischen Mappingfunktion von 0,1% bei einem Höhenwinkel von 5° , wie sie für die Niell-Mappingfunktion angenommen werden kann, äußert sich in einem Fehler von 3 mm in der Laufzeitverzögerung in Richtung Zenit (Niell, 1996). Bei der feuchten Mappingfunktion kann ein Fehler von 0,5 % in einer Elevation von 5° zu einem Fehler von bis zu 1 mm in der Laufzeitverzögerung führen (Niell u.a., 2001). Da die Wahl der Mappingfunktion die Schätzung der Laufzeitverzögerungen signifikant beeinflusst, wird in Abschnitt 4.1.2 dieser Einfluss auf die globale GPS-Auswertung genauer untersucht. Der Effekt der Mappingfunktion vermindert sich bei einer elevationswinkelabhängigen Gewichtung der Beobachtungen.

b) Restfehler der ionosphärischen Verzögerung Der Einfluss des Effektes der Ionosphäre 1. Ordnung lässt sich aufgrund der Zwei-Frequenz-Technik von GPS mittels der Bildung der quasi-ionosphärenfreien Linearkombination L3 eliminieren (Kapitel 3.1.3). Ionosphärische Effekte höherer Ordnung sind etwa tausend mal kleiner als jene der 1. Ordnung. Sie finden aus diesem Grund bei den meisten GPS-Auswertungen keine Berücksichtigung. Verschiedene Studien zeigen jedoch, dass die Effekte 2. Ordnung während star-

ker ionosphärischer Aktivität einige Zentimeter betragen können (Bassiri und Hajj, 1993; Kedar u.a., 2003; Fritsche u.a., 2005). Bei Vernachlässigung der Effekte höherer Ordnung werden die Restfehler der ionosphärischen Verzögerung auf die zu bestimmenden Parameter einschließlich der troposphärischen Laufzeitverzögerung verteilt. Numerische Untersuchungen zum Einfluss der Effekte der Ionosphäre höherer Ordnung auf die Bestimmung der Laufzeitverzögerung erfolgen im Abschnitt 4.1.2.

c) Antennenphasenzentren und Radome Die Modellierung der Lage der Phasenzentren der Satelliten- und Empfängerantennen im Bezug auf ihren geometrischen Referenzpunkt setzt sich aus zeitlich konstanten Termen (*Phase Center Offsets (PCOs)*) und variablen Anteilen (*Phase Center Variations (PCVs)*) zusammen. Die Phasenzentren variieren für jede Beobachtung in Abhängigkeit der Richtung und der Frequenz des ausgesendeten bzw. einfallenden Signals. Die Variationen der Phasenzentren der Empfängerantennen werden mit Hilfe antennentypenspezifischer Modelle berücksichtigt. Diese lassen sich in relative und absolute Antennenphasenzentrumsmodelle unterteilen. Die Bestimmung der relativen Modelle für die Empfängerantennen erfolgt durch Feldmessungen auf kurzen Basislinien (Mader, 1999). Sie enthalten Korrekturen im Bezug auf die Referenzantenne Dorne Margolin T. Dabei wird angenommen, dass die Referenzantenne keine Phasenzentrumsvariationen aufweist, was jedoch nicht der Realität entspricht.

Absolute Phasenzentrumsmodelle, die sich z.B. durch Roboterkalibrierungen bestimmen lassen, schließen diesen Nachteil aus (Menge u.a., 1998). Ein Vergleich der absoluten und relativen PCVs der Empfängerantennen zeigt, daß die in Relativwerte umgerechneten Absolutkalibrierungen mit den relativen Kalibrierungsergebnissen des IGS übereinstimmen (Rothacher, 2001). Die Genauigkeit der absoluten PCVs aus einem Vergleich zwischen Kammermessung und Feldkalibrierung liegt im Bereich von 1 mm (?). Die Verwendung absoluter PCVs für die Empfängerantennen bedingt die Berücksichtigung der Variationen der Satellitenphasenzentren in Abhängigkeit des Nadirwinkels. PCVs der Satellitenantennen können unter Verwendung absoluter PCVs der Empfängerantennen in der GPS-Parameterschätzung bestimmt werden (Schmid und Rothacher, 2003).

Die Einführung von absoluten PCVs für Empfänger und Satelliten führt zu systematisch kleineren troposphärischen Laufzeitverzögerungen von 4-5 mm (Schmid und Rothacher, 2003; Zhu u.a., 2003). Vergleiche zwischen GPS und VLBI zeigen, dass sich der Bias zwischen den Laufzeitverzögerungen beider Verfahren deutlich verringert, wenn absolute PCVs anstelle der relativen PCVs verwendet werden (Schmid u.a., 2005). Ge u.a. (2005) zeigen, dass Satelliten eines Blocks unterschiedliche z-Offsets aufweisen können und empfehlen die Verwendung satellitenspezifischer z-Offsets. Der Übergang von blockspezifischen z-Offsets auf satellitenspezifische z-Offsets verringert den Bias in den Laufzeitverzögerungen zwischen GPS und VLBI weiterhin (Schmid u.a., 2007). Im November 2006 erfolgte innerhalb des IGS der Übergang von relativen zu absoluten Antennenphasenzentrumsmodellen.

Als Schutz der Antenne vor Wetter- und Umwelteinflüssen sind verschiedene Antennenabdeckungen (Radome) im Einsatz. Das Material sowie die Form der Radome beeinflussen das einfallende Signal, indem sie es verzögern und seine Richtung modifizieren. Dieser Effekt ist vom Höhenwinkel und der Azimutrichtung des einfallenden Signals abhängig. Seine Auswirkungen auf die Höhenschätzung reichen von wenigen Millimetern bei sphärischen Radomen bis in den Zentimeterbereich bei Radomen mit konischer Form (Johansson, 1998; Schupler, 2001). Radome können signifikante Offsets in den geschätzten Parametern einschließlich der Laufzeitverzögerung verursachen. Solange keine Änderungen an der Hardware der GPS-Ausrüstung sowie deren Empfängersoftware einschließlich ihrer Einstellungen insbesondere der Höhenwinkelmaske erfolgen, bleibt der Offset konstant. Momentan sind nur wenige Kalibrierungen für Antennen-Radomkombinationen verfügbar.

3. GPS-Meteorologie

d) Auflasteffekte Die Erdoberfläche unterliegt, verursacht durch die zeitlich variierenden Auflasten des Ozeans, der Atmosphäre sowie der kontinentalen Wassermassen, ständigen Deformationen. Diese dominieren in vertikaler Richtung. Aufgrund der hohen Korrelation zwischen den Parametern der Höhe und der Laufzeitverzögerung haben Auflasteffekte einen signifikanten Einfluss auf die Bestimmung der troposphärischen Laufzeitverzögerung. Die Ozeanauflast, bedingt durch den Wechsel von Ebbe und Flut, ist für Stationen in Küstennähe am stärksten ausgeprägt. Die Höhenänderung zwischen maximaler und minimaler Ozeanauflast kann in Küstenregionen Werte bis zu 12 cm annehmen (Dragert u.a., 2000). Zahlreiche Studien belegen, dass die Ozeanauflast in der GPS-Datenauswertung modelliert und ihr Effekt korrigiert werden muss, da sonst ca. ein Drittel ihres Effekts von den Troposphärenparametern absorbiert wird (u.a. Dragert u.a., 2000; Dach und Dietrich, 2000; Khan und Scherneck, 2002; Vey u.a., 2002). Die Modellierung der Deformation durch Ozeanauflasten ist, bis auf wenige Gebiete, wie z.B. Sibirien, mit Millimetergenauigkeit möglich (Urschl u.a., 2005).

Die Umverteilung der Luftmassen führt zu Deformationen durch Atmosphärenauflasten. Luftdruckvariationen von 20 hPa in den mittleren Breiten, wie sie in synoptischen Wettersystemen mit einer Periode von ca. 2 Wochen und einer horizontalen Ausdehnung von 1000-2000 km beobachtbar sind, deformieren die Erdkruste in der Vertikalen um 10-25 mm (Petrov und Boy, 2004). Saisonale Luftdruckschwankungen verursachen vertikale Deformationen mit Amplituden zwischen 0,5 und 3 mm (van Dam u.a., 2002). Sie sind besonders stark im Inneren der eurasischen Platte und der arabischen Halbinsel ausgeprägt. Bei antarktischen Stationen zeigt die Atmosphärenauflast halbjährliche Signale, die mit Deformationen von 1 bis 2 mm einhergehen (Dong u.a., 2002).

Atmosphärenauflasten lassen sich unter Verwendung globaler Luftdruckfelder aus numerischen Wettervorhersagemodellen in Verbindung mit Greenschen Funktionen bestimmen (Bock u.a., 2005a). Erfolgt an täglichen Stationskoordinaten, welche aus GPS-Beobachtungen geschätzt wurden, eine nachträgliche Korrektur der Atmosphärenauflast, so reduziert sich die Streuung der Höhe geringfügig (van Dam u.a., 1994). Eine größere Verbesserung der täglichen Wiederholbarkeit lässt sich durch die Korrektur der Atmosphärenauflast auf Beobachtungsniveau für Stationshöhen im Äquatorbereich erreichen. Bei Stationen in anderen Regionen führt diese Methode jedoch zu schlechteren täglichen Wiederholbarkeiten. Genauigkeitslimitierende Faktoren bei der Modellierung der Atmosphärenauflast im Bereich von 2 Tagen und kürzer liegen v.a. in Unsicherheiten der verwendeten Luftdruckfelder und der Annahme des invers-barometrischen Verhaltens der Ozeane (Petrov und Boy, 2004; Tregoning und van Dam, 2005b).

Eine zweite Möglichkeit zur Berücksichtigung der Atmosphärenauflasten besteht in der Einführung von stationsspezifischen Regressionskoeffizienten zwischen dem Luftdruck und der vertikalen Atmosphärenauflast als zusätzliche Parameter in der GPS-Datenanalyse. Ein Vergleich zwischen den geophysikalisch bestimmten Auflastdeformationen und den empirisch geschätzten Atmosphärenauflasten ergibt für die Differenzen der Auflasten aus beiden Methoden eine Standardabweichung von 1,5 mm (Tregoning und van Dam, 2005a; Kaniuth und Vetter, 2005).

Massenveränderungen der Bodenfeuchte, des Grundwassers sowie der Eis- und Schneebedeckung verursachen ebenfalls Auflastdeformationen. In ihrer Summe führen diese Variationen über vielen Gebieten zu vertikalen Deformationen der Erdkruste von bis zu 15 mm. In einigen Regionen, wie in den Tropen oder an der Westküste von Kanada können diese bis 30 mm betragen (van Dam u.a., 2001). Die Menge des von den Kontinenten gespeicherten Wassers unterliegt starken saisonalen Schwankungen sowie kleineren, aber dennoch signifikanten mehrjährigen Variationen. Die Fehler in der Modellierung der Auflastdeformation durch kontinentale Wassermassen betragen zirka ein Viertel des Signals (van Dam u.a., 2001). Nichtzeitenbedingte Ozeanauflasten beinhalten Veränderungen in der Verteilung der Wassermassen der Ozeane aufgrund von Winden oder hydrodynamischen Effekten. Die von ihnen hervorgerufenen vertikalen Auflastdeformationen können auf einigen Inseln und in manchen Küstenregionen 2 bis 3 mm erreichen, liegen in der Regel aber im Bereich von 1 mm (Munekane und Matsuzaka, 2004; Fang, 2003). Bei der GPS-Parameterschätzung

werden unmodellerte Effekte der Auflastdeformationen von den Parametern der Laufzeitverzögerung aufgenommen. Dieser Effekt kann, mit Ausnahme der subtäglichen Einflüsse der Auflastdeformation, durch eine gemeinsame Schätzung der Parameter der Laufzeitverzögerung und der Koordinaten vermieden werden.

e) Stationsspezifische Effekte Einflüsse durch Mehrwege- und Beugungseffekte oder Abschattung stehen in direktem Zusammenhang mit der Stationsumgebung. Mehrwegeeffekte, die durch die Reflexion des einfallenden Signals an Objekten in der Umgebung der GPS-Antenne entstehen, können Fehler in der Laufzeitverzögerung von bis zu 2 mm verursachen (Park u.a., 2004). Abschattungen führen teilweise zu einer deutlichen Reduzierung der möglichen Anzahl an Beobachtungen. Dies kann v.a. in niedrigen Höhenwinkeln die Parameterschätzung signifikant beeinflussen (Gendt u.a., 2003). Eine Untersuchung der Daten auf ihre Vollständigkeit und Qualität ist für eine exakte Ergebnisinterpretation unabdingbar. Die Langzeitstabilität der Stationen wird in entscheidendem Maße von ihrer Vermarkung und deren Untergrund beeinflusst (Johansson, 1998). Schneeanhäufungen auf GPS-Antennen oder Radomen verzögern das GPS-Signal und verstärken seine Streuung. Dies kann die Höhenkomponente im Zentimeterbereich beeinflussen (Jaldehag u.a., 1996).

Die Ergebnisse der seit 1997 von den verschiedenen IGS-Analysezentren bereitgestellten troposphärischen Laufzeitverzögerungen weisen eine hohe interne Konsistenz auf. Die Standardabweichung und der Bias der Differenzen zwischen den einzelnen Lösungen betragen 3 mm (Gendt, 1998; Hagemann u.a., 2003). Die sehr gute Übereinstimmung der Lösungen liegt jedoch auch darin begründet, dass die Analysezentren ähnliche Modelle für die einzelnen Fehlerquellen und natürlich die gleichen GPS-Beobachtungen verwenden. Vergleiche mit unabhängigen Verfahren zeigen systematische Differenzen in der Größenordnung von 6 mm (u.a. Behrend u.a., 2000; Niell u.a., 2001; Vedel u.a., 2001).

3.4.2. Fehler bei der Ableitung des Wasserdampfes aus der Laufzeitverzögerung

a) Modellierung der hydrostatischen Laufzeitverzögerung Das Modell der hydrostatischen Laufzeitverzögerung von Saastamoinen in Gleichung 3.17 gilt im allgemeinen als nahezu fehlerfrei (Janes u.a., 1991). Nur in extremen Ausnahmesituationen liefert die Annahme des hydrostatischen Gleichgewichts einen geringen Beitrag zum Fehlerhaushalt des Modells der Laufzeitverzögerung (Davis u.a., 1985). Auf Fehler in der Stationsbreite und -höhe, die in die Modellierung der Breiten- und Höhenabhängigkeit der Schwerkbeschleunigung eingehen, ist die Laufzeitverzögerung kaum sensitiv. Die Hauptfehlerquelle bei der Berechnung der hydrostatischen Laufzeitverzögerung ist in Fehlern der Luftdruckmessungen zu finden. Nach Gleichung 3.17 gilt:

$$\sigma_{ZHD} \approx 0,00228 \left[\frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \cdot \sigma_P \quad (3.38)$$

Danach verursacht ein Fehler σ_P im Luftdruck von 1 hPa einen Fehler σ_{ZHD} der hydrostatischen Laufzeitverzögerung von ca. 2,3 mm. Der Einfluss der Reduktion des Luftdrucks auf dessen Genauigkeit lässt sich aus Gleichung 3.31 wie folgt ableiten:

$$\sigma_{P_{GPS}} = \sqrt{\left[e^{\frac{-g \cdot \Delta H}{R_d T}} \right]^2 \cdot \left[\sigma_{P_s}^2 + \left(\frac{-g \cdot P_s}{R_d T} \right)^2 \sigma_{\Delta H}^2 + \left(\frac{g \cdot \Delta H \cdot P_s}{R_d T^2} \right)^2 \sigma_T^2 \right]} \quad (3.39)$$

Beispielhaft für einen Luftdruck P_s von 980 hPa und einer Höhendifferenz ΔH von 100 m sowie einer Temperatur T von 273 K ergibt sich:

$$\sigma_{P_{GPS}} = \sqrt{0,9752 \cdot \sigma_{P_s}^2 + 0,0147 \cdot \sigma_{\Delta H}^2 + 0,0019 \cdot \sigma_T^2} \quad (3.40)$$

3. GPS-Meteorologie

Die Fehler des gemessenen Luftdrucks pflanzen sich zu 98% in dem Fehler des reduzierten Luftdrucks fort. Unsicherheiten in der Höhendifferenz von 1 bis 3 m äußern sich mit 0,1 bis 0,4 hPa signifikant im Fehlerhaushalt des reduzierten Luftdrucks. Fehler der Temperatur spielen bei Luftdruckreduktionen mit geringen Höhenunterschieden zwischen dem Luftdrucksensor und der GPS-Antenne kaum eine Rolle. Anders sieht es bei großen Höhendifferenzen aus. Bei einem Höhenunterschied von 1000 m ergibt sich für die Gleichung 3.39:

$$\sigma_{P_{GPS}} = \sqrt{0.7785 \cdot \sigma_{P_s}^2 + 0.0117 \cdot \sigma_{\Delta H}^2 + 0.15 \cdot \sigma_T^2} \quad (3.41)$$

In diesem Falle bewirkt ein Fehler in der Temperatur von 3 K einen signifikanten Fehler im reduzierten Luftdruck von 1,2 hPa. Über die feuchte Laufzeitverzögerung als Differenz der Gesamtverzögerung und der hydrostatischen Laufzeitverzögerung pflanzen sich die Fehler der GPS-Prozessierung und des Luftdrucks in den zu bestimmenden Wasserdampf fort.

b) Konvertierung der feuchten Laufzeitverzögerung in Wasserdampf Bei der Konvertierung der feuchten Laufzeitverzögerung (ZWD) in integrierten Wasserdampf (Gleichung 3.32) sind neben den Fehlern der ZWD, die wie bereits diskutiert, im Bereich weniger Millimeter liegen, die Fehler des Konvertierungsfaktors Π von Bedeutung. Eine Fehlerbetrachtung der Parameter zur Bestimmung von Π nach Gleichung 3.33 kommt zu folgenden Schlußfolgerungen: Die spezifische Gaskonstante des Wasserdampfes und die Dichte des Wassers sind so gut bestimmt, dass ihre Unsicherheiten vernachlässigbar sind. Die Unsicherheiten der atmosphärischen Refraktivitätskonstanten k_2' und k_3 spielen ebenfalls eine untergeordnete Rolle. Die Hauptfehlerquelle von Π liegt in der mittleren Temperatur der Atmosphäre T_m (Bevis u.a., 1992, 1994). Durch Integration von Temperaturprofilen aus Radiosondendaten oder Temperaturwerten numerischer Wettervorhersagemodelle lässt sich T_m mit einer Genauigkeit von 2 K bestimmen (Schüler, 2001). Unter Verwendung der Temperatur am Boden und empirisch bestimmter Regressionsfunktionen liegt der Fehler von T_m im Bereich von 2-4% (Bevis u.a., 1994; Schüler, 2001).

Nach Gleichung 3.33 gilt:

$$\sigma_{\Pi} \approx \frac{1}{1768,72 [\text{K}]} \sigma_{T_m} \quad (3.42)$$

Für einen Fehler der mittleren Temperatur der Atmosphäre von $\sigma_{T_m} = 2$ K ergibt sich der Fehler des Konvertierungsfaktors mit $\sigma_{\Pi} = 0,0011$. Dies entspricht 0,6 bis 0,8% von Π . In der Antarktis spielen die Fehler der Temperatur aufgrund der geringen Feuchte in dieser Region eine untergeordnete Rolle. Der Fehler im Konvertierungsfaktor bei einer für die Polarregionen typischen feuchten Laufzeitverzögerung von 60 mm resultiert in einem Fehler im potentiellen Niederschlagswasser von $\sigma_{PW_{T_m}} = 0,07$ mm. Demgegenüber kommen bei den in dem Tropen vorherrschenden hohen Wasserdampfgehalt (ZWD = 450 mm) die Unsicherheiten in der Temperatur im Fehlerhaushalt des PW mit bis zu $\sigma_{PW_{T_m}} = 0,5$ mm zum Tragen.

Zusammenfassend ergibt sich aus der Fehlerfortpflanzung von Gleichung 3.32 und Gleichung 3.30 die Genauigkeit von PW wie folgt:

$$\sigma_{PW} = \sqrt{(ZWD \cdot \sigma_{\Pi})^2 + (\Pi \cdot \sigma_{ZHD})^2 + (\Pi \cdot \sigma_{ZTD})^2} \quad (3.43)$$

Nach Gleichung 3.38 und Gleichung 3.42 ist die Genauigkeit der Wasserdampfbestimmung hauptsächlich von der Genauigkeit der GPS-Laufzeitverzögerung, dem Luftdruck und der Temperatur abhängig.

$$\sigma_{PW} = \sqrt{(\Pi \cdot \sigma_{ZTD})^2 + \left(\Pi \cdot 0,00228 \left[\frac{\text{m}}{\text{hPa}} \right] \sigma_P \right)^2 + \left(\frac{ZWD}{1768,72 [\text{K}]} \sigma_{T_m} \right)^2} \quad (3.44)$$

3.4. Fehlereinflüsse bei der Wasserdampfbestimmung

Einen Überblick über die Einflüsse der drei Hauptfehlerquellen auf die PW-Bestimmung gibt Tabelle 3.2. Die Zahlenangaben beziehen sich dabei auf einem maximalen Konvertierungsfaktor von 0,17. Im Hinblick auf die Betrachtung jahreszeitlicher und mehrjähriger Änderung im Wasserdampfgehalt, erfolgte eine Unterteilung der Fehlereinflüsse in systematisch und saisonal wirkende Fehler. Die größten Einflüsse auf die PW-Bestimmung haben die Mappingfunktion sowie die Modellierung der Antennenphasenzentren. Beiden Effekten wird daher in Kapitel 4.1.2 besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Tabelle 3.2.: Wichtigste Fehlereinflüsse bei der Bestimmung von Wasserdampf aus GPS-Beobachtungen

	Ursache	systematische Effekte im PW	saisonale Effekte im PW (maximale Amplitude)
Z	Mappingfunktion	0,2 - 1 mm	0,1 - 1,5 mm
T	Ionosphäre höherer Ordnung	~0,1 mm	< 0,1 mm
D	Antennenphasenzentren / Radome stationsspezifische Effekte	0,3 - 1 mm 0 - 0,3 mm	< 0,1 mm 0 - 0,5 mm
T	$\sigma_{T_m} = 2 \text{ K}$	0,7% von PW	0 - 0,4 mm
P	$\sigma_P = 1 \text{ hPa}$, ($\sigma_{\Delta H} = 10 \text{ m}$)	0,38 mm	< 0,1 mm

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

4.1. GPS-Reprozessierung

Die vom Internationalen GNSS-Dienst zeitnah bereitgestellten Produkte sind operationeller Art. Ihre Zeitreihen weisen Inhomogenitäten aufgrund von Änderungen der Auswertestrategie und der verwendeten Modelle auf. Die Unstetigkeiten in den Zeitreihen fallen besonders bei Vergleichen der Lösungen verschiedener Analysezentren auf. Sprunghafte Änderungen in den Abweichungen einer Lösung im Vergleich zu den anderen Lösungen oder einer Kombinationslösung stehen oft in Verbindung mit Änderungen in der Prozessierungsstrategie. Bei der Laufzeitverzögerung können diese Inhomogenitäten in den Zeitreihen mehrere Millimeter betragen. Allein Änderungen in der Modellierung der Mappingfunktion, wie z.B. der Wechsel von der Saastamoinen- zur Niell-Mappingfunktion erzeugen in den Zeitreihen der Laufzeitverzögerung einen Sprung in der Größenordnung von 2 mm (Gendt, 1998). Um homogene Zeitreihen der geschätzten Parameter über lange Zeiträume zu erhalten, müssen sowohl die Auswertestrategie als auch die verwendeten Modelle während des Gesamtzeitraumes unverändert bleiben. Dies lässt sich nur über eine Reprozessierung der GPS-Daten ausgehend von der Beobachtungsebene realisieren. In einem gemeinsamen Projekt des Instituts für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden und der Forschungseinrichtung Satellitengeodäsie der Technischen Universität München, in dem auch die vorliegende Arbeit eingebunden war, wurden globale GPS-Daten der vergangenen 10 Jahre mit den aktuellen Modellen und bestmöglichen Auswertestrategien reprozessiert.

4.1.1. Stationsauswahl

Das Netz der nominell 195 prozessierten GPS-Stationen ist in Abbildung 4.1 dargestellt. Ihre Auswahl geschah nach folgenden Kriterien: die Stationen sollten über eine lange Beobachtungszeit verfügen, möglichst global verteilt sein und Ko-Lokationen mit anderen geodätischen Beobachtungsverfahren wie VLBI und SLR sowie mit Pegelstationen aufweisen. Die meisten der ausgewählten Punkte sind IGS-Stationen. Zusätzliche Beobachtungsstationen sind unter anderem Antarktisstationen ohne Echtzeit-Datenübertragung. Für die GPS-Prozessierung erfolgte eine Einteilung des Netzes in vier Teilnetze: (1) die europäischen, (2) die nord- und südamerikanischen, (3) die australischen, asiatischen, afrikanischen und antarktischen Stationen und (4) redundante Basislinien. Das vierte Teilnetz dient dazu, die anderen 3 Teilnetze miteinander zu verbinden. Eine Zerlegung des Gesamtnetzes verringert die Rechenzeit. Durch die Prozessierung des vierten Teilnetzes lassen sich zusätzliche lange Basislinien in die Auswertung mit einbeziehen (Steigenberger u.a., 2006).

4.1.2. Software-Erweiterungen

Die wesentlichen Neuerungen der durchgeführten GPS-Prozessierung gegenüber den allgemein im IGS verwendeten Analysemethoden sind: (1) die Verwendung einer hochaufgelösten Mappingfunktion, die auf

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

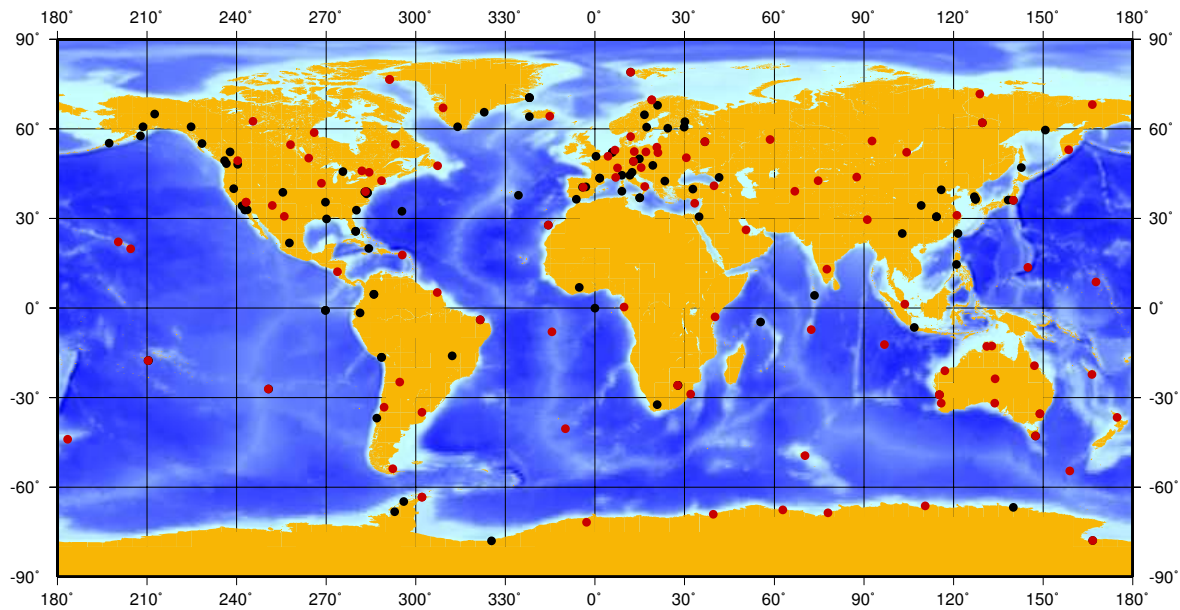


Abbildung 4.1.: Netz der prozessierten GPS-Stationen; Die zur Datumsfestlegung verwendeten Punkte sind rot dargestellt.

den Daten numerischer Wettermodelle basiert, (2) die Berücksichtigung von Ionosphäreneffekten höherer Ordnung und (3) die Verwendung von absoluten Antennenphasenzentren für Satelliten und Empfänger. Im Rahmen der Reprozessierung erfolgten umfassende Untersuchungen zum Einfluß dieser Modellmodifikationen auf die geschätzten Parameter (Steigenberger u.a., 2006). Dieser Abschnitt konzentriert sich nur auf die Auswirkung der Neuerungen auf die Schätzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung.

Isobarisch-hydrostatische Mappingfunktion

Eine Hauptfehlerquelle in der Ableitung der troposphärischen Laufzeitverzögerung im Zenit liegt in Unzulänglichkeiten der Mappingfunktionen, welche die Höhenwinkelabhängigkeit der Laufzeitverzögerung modelliert (Abschnitt 3.2.3). Die in den letzten Jahren entwickelten, auf Wettermodelldaten basierenden Mappingfunktionen charakterisieren den Zustand der Atmosphäre erstmalig global mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung. Die zu dieser Gruppe zählende isobarisch-hydrostatische Mappingfunktion (IMF) wurde im Rahmen dieser Arbeit in die Berner Software implementiert. Die Bestimmung des Einflusses der IMF gegenüber der allgemein angewendeten hydrostatischen Niell-Mappingfunktion (NMF) auf die Parameterschätzung erfolgte anhand der Auswertung des globalen GPS-Netzes für das Jahr 2002 mit jeweils beiden Mappingtechniken.

Zwischen den Parametern der troposphärischen Laufzeitverzögerung (ZTD) der zwei Lösungen bestehen signifikante Unterschiede, die sowohl zeitlich als auch räumlich variieren (Abbildung 4.2). Die größten Differenzen treten in der Antarktis auf. Dort sind die Jahresmittelwerte der mittels IMF geschätzten ZTD im Vergleich zu den mit NMF erhaltenen Ergebnissen um bis zu 5 mm kleiner. In anderen Regionen liegen die mittleren Differenzen größtenteils im Bereich eines Millimeters. Wie die Abbildung 4.2 b zeigt, weisen die Differenzen der mit IMF und NMF modellierten Laufzeitverzögerungen starke Schwankungen im saisonalen Bereich auf. Die Modellunterschiede zwischen den beiden Mappingfunktionen führen zu einem saisonalen Signal in den Differenzen der geschätzten Laufzeitverzögerungen mit Amplituden von bis zu 5 mm (Abbildung 4.2 c). Diese Differenzen in der Laufzeitverzögerung äußern sich in dem daraus abgeleiteten atmosphärischen Wasserdampf in Unterschieden von bis zu 1 mm.

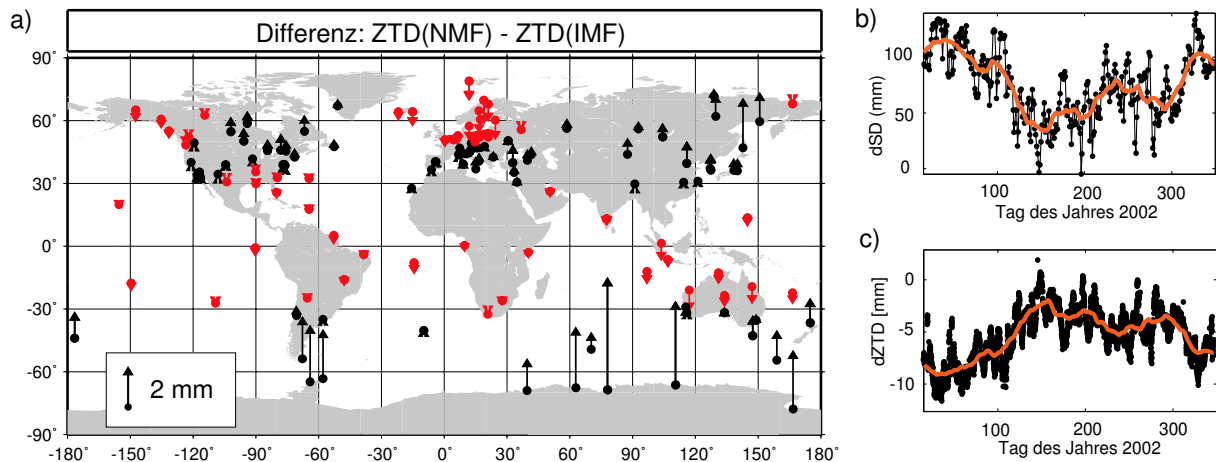


Abbildung 4.2.: Einfluss von IMF im Vergleich zu NMF auf die geschätzten Laufzeitverzögerungen, a) mittlere ZTD-Differenzen (NMF-IMF) für das Jahr 2002, schwarz dargestellte Stationen zeigen eine Abnahme (rot eine Zunahme) der Laufzeitverzögerung bei der Verwendung von IMF. b) modellierte Laufzeitdifferenzen der mittels NMF und IMF vom Zenit auf einen Höhenwinkel von 15° projizierten Laufzeitverzögerungen der Stationen Davis in der Antarktis (schwarz: 2-stündliche Auflösung, rot: Monatsmittel), c) Differenzen der geschätzten Laufzeitverzögerungen aus den mit NMF und IMF bestimmten Lösungen der Station Davis (modifizierte Abbildung aus Vey u.a. (2006))

Die Wahl der Mappingfunktion beeinflusst nicht nur maßgeblich die Bestimmung des Wasserdampfgehaltes sondern auch die Parameter der Stationshöhe und des Geozentrums. Vor allem in den hohen südlichen Breiten verbessert IMF die tägliche Wiederholbarkeit der Stationshöhen. Die Verwendung von IMF reduziert weiterhin die Abhängigkeit der Lösungen von der Höhenwinkelmaske um 20% (Vey u.a., 2006). Auch der systematische Fehler zwischen den aus GPS und VLBI bestimmten Troposphärenparametern verringert sich bei der Anwendung von IMF im Vergleich zu NMF (Tesmer u.a., 2006). Die aufgezeigten Unterschiede in den geschätzten ZTD-Parametern sind auf Unzulänglichkeiten in der Modellierung von NMF zurückzuführen. Bei der Reprozessierung fand daher die isobarische Mappingfunktion Anwendung.

Ionosphärische Effekte höherer Ordnung

Der Haupteinfluss der Ionosphäre auf die GPS-Beobachtungen lässt sich durch die Bildung der L_3 -Linearkombination eliminieren (Abschnitt 3.1.3). Die L_3 -Linearkombination erfasst jedoch nur den Effekt 1. Ordnung. Kedar u.a. (2003) zeigen, dass der Einfluss der ionosphärischen Effekte höherer Ordnung auf eine Streckenmessung Satellit-Empfänger bis mehrere Zentimeter betragen kann. Die ionosphärischen Effekte höherer Ordnung werden momentan jedoch noch nicht in der Standardauswertestrategie der IGS-Analysezentren berücksichtigt. Der Einfluss ionosphärischer Effekte 2ter und 3ter Ordnung auf die Schätzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung ist in Abbildung 4.3 auf der Grundlage des globalen Datensatzes des Jahres 2002 dargestellt. Die Berücksichtigung der Terme höherer Ordnung führt im Vergleich zur Standardlösung auf der südlichen Hemisphäre zu größeren und für den Hauptteil der Stationen auf der nördlichen Hemisphäre zu kleineren Laufzeitverzögerungen. Die Unterschiede zwischen beiden Lösungen können im Jahresmittel bis zu 0,6 mm, für einzelne 2-Stundenintervalle auch mehr als 1 mm betragen. Damit beeinflussen die ionosphärischen Effekte 2ter und 3ter Ordnung in der GPS-Parameterschätzung, neben den von Fritsche u.a. (2005) untersuchten Parametern der Stationskoordinaten, der Satellitenbahnen und des Ursprungs auch die geschätzten Laufzeitverzögerungen signifikant. Für die Anwendung von GPS zur Wasserdampfbestimmung erweist sich die Modellierung der ionosphärischen Effekte höherer Ordnung als notwendig. Sie ist Bestandteil der Reprozessierung.

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

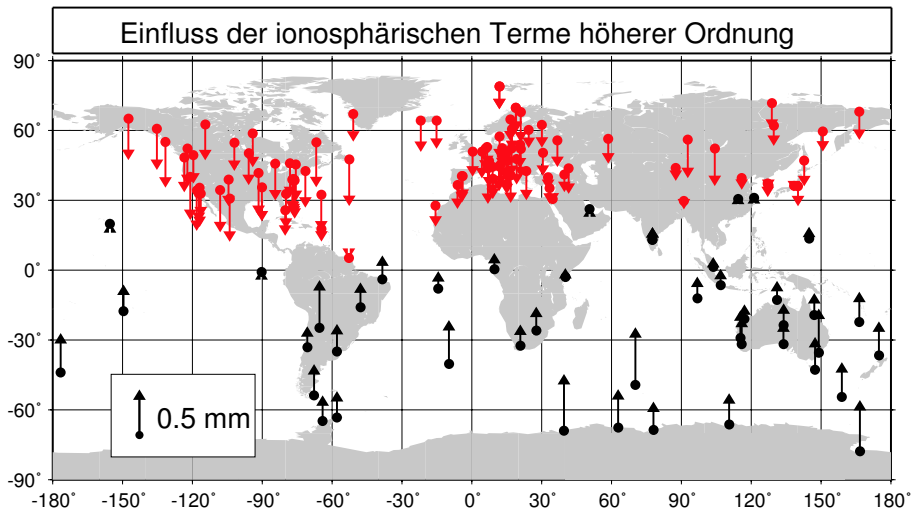


Abbildung 4.3.: Einfluss der Ionosphäre 2-ter und 3-ter Ordnung auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung als Mittel für 2002, Schwarz dargestellte Stationen zeigen eine Zunahme (rot eine Abnahme) der Laufzeitverzögerung bei Berücksichtigung der Terme höherer Ordnung.

Absolute Antennenphasenzentrumsvariationen

Die absoluten Phasenzentrumsvariationen (*Phase Center Variations (PCVs)*) besitzen gegenüber den relativen PCVs den Vorteil, dass sie nicht von einer Referenzantenne abhängen. Die PCVs der Referenzantenne sind verschieden von Null, werden aber bei den relativen PCVs vernachlässigt (Abschnitt 3.4.1). Desweiteren ermöglicht die Anwendung absoluter Antennenphasenzentrumsmodelle, dass neben den PCVs für die Empfänger- auch die PCVs der Satellitenantennen Berücksichtigung finden können. Abbildung 4.4 zeigt den Einfluss von absoluten PCVs gegenüber relativen PCVs auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung. Als Referenz bei dem Vergleich dienen die Laufzeitverzögerungen von 24 VLBI-Ko-Lokationsstationen deren Daten vom Deutschen Geodätischen Forschungsinstitut (DGFI) für den Zeitraum von 1994 bis 2004 reprozessiert wurden. Die dabei verwendeten Modelle und Strategien sind mit jenen der GPS-Auswertung weitestgehend identisch (Steigenberger u.a., 2007). Der mittlere Bias zwischen den aus GPS und VLBI bestimmten Laufzeitverzögerungen aller Stationen verringert sich von 5,3 mm auf -2,5 mm, wenn anstelle der relativen Phasenzentrumsvariationen absolute blockspezifische PCVs Anwendung finden. Das Anbringen absoluter satellitenspezifischer z-Offsets reduziert diesen Bias nochmals auf -0,8 mm (Schmid u.a., 2007). Die höhere Konsistenz zwischen den Laufzeitverzögerungen aus GPS und VLBI bei der Verwendung von absoluten PCVs für Satelliten und Empfänger bestätigt die größere Realitätsnähe dieses Modells. Die Reprocessing verwendet absolute blockspezifische Antennenphasenzentrumsvariationen und satellitenspezifische z-Offsets.

4.1.3. Prozessierungsparameter und -verlauf

Die Analyse der GPS-Daten erfolgte mit einer modifizierten Variante der Berner Software Version 5.0 (Hugentobler u.a., 2005). Sie basiert auf der Auswertung von Doppeldifferenzen aus Code- und Phasenbeobachtungen. Die Auswertestrategie baut auf jener des IGS-Analysezentrum CODE (Center for Orbit Determination in Europe) auf. Eine Zusammenstellung der wichtigsten in der Analyse verwendeten Modelle sowie der genutzten Parametrisierung ist in Tabelle 4.1 gegeben.

Abbildung 4.5 stellt eine Übersicht der einzelnen Schritte der Prozessierung und deren Verlauf dar. Die Prozessierung unterteilt sich in eine 1-Tages-, 3-Tages- und eine Wochenlösung. Sie beginnt auf der Ebene der

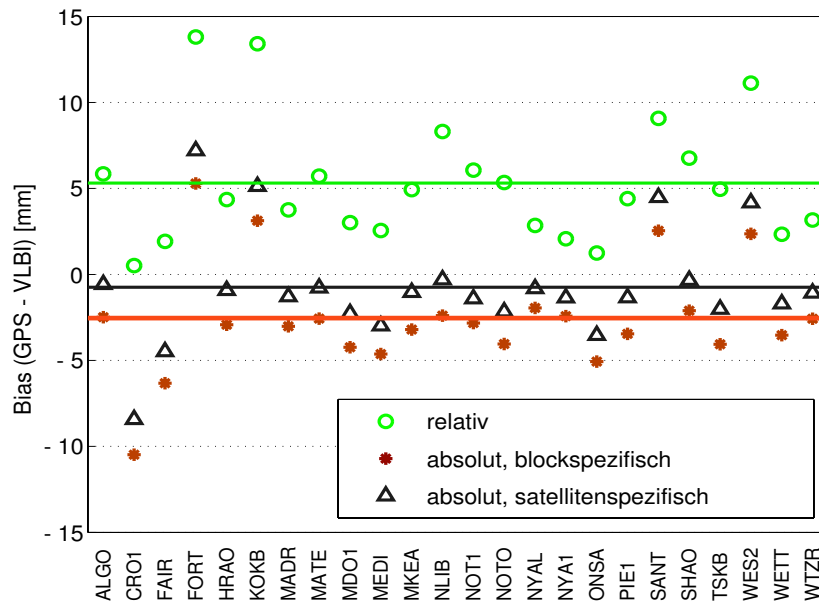


Abbildung 4.4.: Einfluss absoluter Phasenzentrumsvariationen für Empfänger und Satelliten auf die Schätzung der Laufzeitverzögerung, Vergleich des mittleren Bias der Laufzeitverzögerung (GPS-VLBI) aus den Daten von 11 Jahren (aus Schmid u.a., 2007).

im empfängerunabhängigen RINEX¹-Format vorliegenden Beobachtungsdaten. Als a priori Informationen gehen kombinierte IGS/CODE-Bahnen und Erdrotationsparameter (ERP) aus dem Bulletin A² in die Prozessierung ein. Eine Vorauswertung der Code-Beobachtungen dient der Synchronisation der Empfängeruhren. Im Rahmen der Vorauswertung der Phasenbeobachtungen werden die Doppeldifferenzen aus den Phasenbeobachtungen nach Ausreißern durchsucht und gegebenenfalls Stationen und Satelliten, z.B. aufgrund einer zu geringen Zahl an Beobachtungen, automatisch von der nachfolgenden Prozessierung ausgeschlossen.

Zusätzlich erfolgt die Korrektur von Cycle Slips. Als Ergebnis der Vorauswertung entsteht eine Lösung mit unbekanntem Mehrdeutigkeiten (Float-Lösung). Die Festsetzung der Phasenmehrdeutigkeiten auf ganze Zahlen erfolgt in mehreren Schritten in Abhängigkeit der Basislinienlänge (Tabelle 4.2). Bei Basislinien mit einer Länge von bis zu 6000 km findet der Melbourne-Wübbena-Algorithmus Anwendung. Dieser versucht auf der Grundlage von Code- und Phasenbeobachtungen die Mehrdeutigkeiten der "Wide-lane"-Linearkombination zu lösen (Melbourne, 1985). Voraussetzung dafür sind sehr gute Code-Beobachtungen. In einem zweiten Schritt werden die bereits fixierten Mehrdeutigkeiten in die ionosphärenfreie Lösung eingeführt. Ionosphärenmodelle gehen dabei als a priori Information ein. Mit dieser Strategie ist die direkte Bestimmung der Mehrdeutigkeiten aus L1 und L2 für Basislinien bis zu 2000 km möglich. Die Melbourne-Wübbena und die ionosphärenfreie Mehrdeutigkeitslösung werden nach einer Ausreißersuche nochmal wiederholt. Danach findet die "Wide-lane/Narrow-lane" Strategie, eine der Melbourne-Wübbena-Mehrdeutigkeitslösung ähnliche Methode, die sich jedoch nur auf Phasenbeobachtungen stützt, bei Basislinien bis zu 200 km Anwendung. Am Ende werden für Basislinien bis zu 20 km die Mehrdeutigkeiten für L_1 und L_2 unabhängig voneinander gelöst.

Das Ergebnis des sehr rechenzeitintensiven Schrittes der Mehrdeutigkeitslösung ist eine vorläufige 1-Tageslösung. Diese wird für alle 4 Teilnetze gebildet. Die endgültige 1-Tageslösung entsteht aus der Kombination der Normalgleichungen (*Normal Equations (NEQ)*) der 4 Teilnetze. Die Kombination der 1-Tages-Normalgleichungen von drei aufeinanderfolgenden Tagen führt zur 3-Tageslösung. Für die Wochenlösung werden die Normalgleichungen von 7 aufeinanderfolgenden 3-Tageslösungen miteinander kombiniert. Da-

¹Receiver Independent Exchange Format

²Erdrotationsparameter des Bulletin A sind vom Internationalen Erdrotationsdienst erhältlich, (*International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS)*, www.iers.org)

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

Tabelle 4.1.: Verwendete Modelle und Parametrisierung der durchgeführten GPS-Auswertung

Parameter/ Effekt	Modellierung
EOP	Erdorientierungsparameter: schrittweise linear, 2-Stunden-Intervall
geodätisches Datum	101 Stationen des IGB00 (NNT No Net Translation) (Ray u.a., 2004)
Festerdezeiten	IERS-Konventionen 2003 (McCarthy und Petit, 2003)
Auflast	Ozeangezeitenauflast: GOT00.2 (Ray, 1999; Bos und Scherneck, 2007) Auflast durch Atmosphäre und Hydrologie wurde nicht modelliert
Bahnmodellierung	CODE-Strahlungsdruckmodell (Beutler u.a., 1994)
Antennenphasenzentren	absolute, antennentypspezifische Empfängerphasenzentren (Menge u.a., 1998) absolute, blockspezifische Satellitenphasenzentren (Schmid und Rothacher, 2003)
Höhenwinkelmaske	3°, höhenwinkelabhängige Gewichtung der Beobachtungen mit $w = \cos^2 z$ (z: Zenitwinkel)
Datenrate	Vorauswertung 30 Sekunden, Parameterschätzung 3 Minuten
Ionosphäre	Term 1. Ordnung: ionosphärenfreie Linearkombination L3 Terme 2. und 3. Ordnung berücksichtigt (Fritsche u.a., 2005)
Troposphäre	hydrostatische Laufzeitverzögerung: - a priori Werte: Saastamoinen-Modell (Saastamoinen, 1972) - Mappingfunktionen: IMF (Niell, 2000; Vey u.a., 2006) feuchte Laufzeitverzögerung: - Schätzung: schrittweise linear, 2 h Intervall - feuchte Mappingfunktion: NMF (Niell, 1996) Troposphärengradienten: schrittweise linear, 24 h Intervall (Rothacher u.a., 1998)

Tabelle 4.2.: Strategien zur Mehrdeutigkeitslösung

Strategie	Basislinienlänge
Melbourne Wübbena Algorithmus	<6000 km
ionosphärenfreie Lösung	<2000 km
Wide-lane/Narrow-lane Lösung	<200 km
direkte Lösung von L_1 und L_2	<20 km

bei erfolgt ein automatischer Ausschluss von Stationen mit einer großen Streuung der Koordinaten der Tageslösungen. Die aus der Streuung der Koordinaten mehrerer Tageslösungen berechnete Standardabweichung einer Tageslösung wird in der GPS-Auswertung als tägliche Wiederholbarkeit bezeichnet. Neben Stationen mit schlechter Wiederholbarkeit erfolgt auch ein Ausschluss von Stationen mit zu großen Residuen der Tageslösung im Vergleich zur Wochenlösung. Die Koordinatenzeitreihen werden sorgfältig auf Ausreißer und Sprünge untersucht. Sprünge in der Höhenkomponente stehen oft mit dem Austausch der GPS-Antenne, des Empfängers oder anderer Hardwarekomponenten wie Radomen in Verbindung. Auch ein Ausfall von Beobachtungen z.B. durch Abschattungen oder Änderungen der Mappingfunktion oder Erdbeben können zu Sprüngen in den Koordinatenzeitreihen führen. Wenn so ein Ereignis innerhalb einer Mehrtageslösung auftritt, werden die Koordinaten vor und nach dem Ereignis unabhängig voneinander

geschätzt.

Die Schätzung der Koordinaten und Erdrotationsparameter basiert auf einer freien Netzlösung. Die Datumsfestlegung erfolgt über eine Helmerttransformation auf den IGB00-Koordinatensatz³. Zur Festlegung des Datums dienen die in Abbildung 4.1 rot dargestellten Datumspunkte. Wenn die Residuen aus den in der GPS-Datenanalyse geschätzten Koordinaten und den a priori Koordinaten im IGB00 in der horizontalen Komponente größer als 10 mm sind oder in der vertikalen Komponente 30 mm überschreiten, erfolgt ein Ausschluss der betroffenen Stationen von der Datumsfestlegung. Die Koordinaten und Erdrotationsparameter aus der Wochenlösung werden in die Normalgleichungen der 1-Tageslösung als bekannt eingeführt. Die Kombination von drei aufeinanderfolgenden 1-Tages-Normalgleichungen ergibt die endgültige 3-Tageslösung. In dieser werden neben den Bahnparametern auch die endgültigen Troposphärenparameter bestimmt. Die reine Rechenzeit für die Reprozessierung der GPS-Beobachtungen von 11 Jahren betrug, unter der Verwendung von 20 Pentium-IV-Rechnern, die mit 2,4 GHz und 3 GHz Prozessoren ausgestattet sind, 3 Monate.

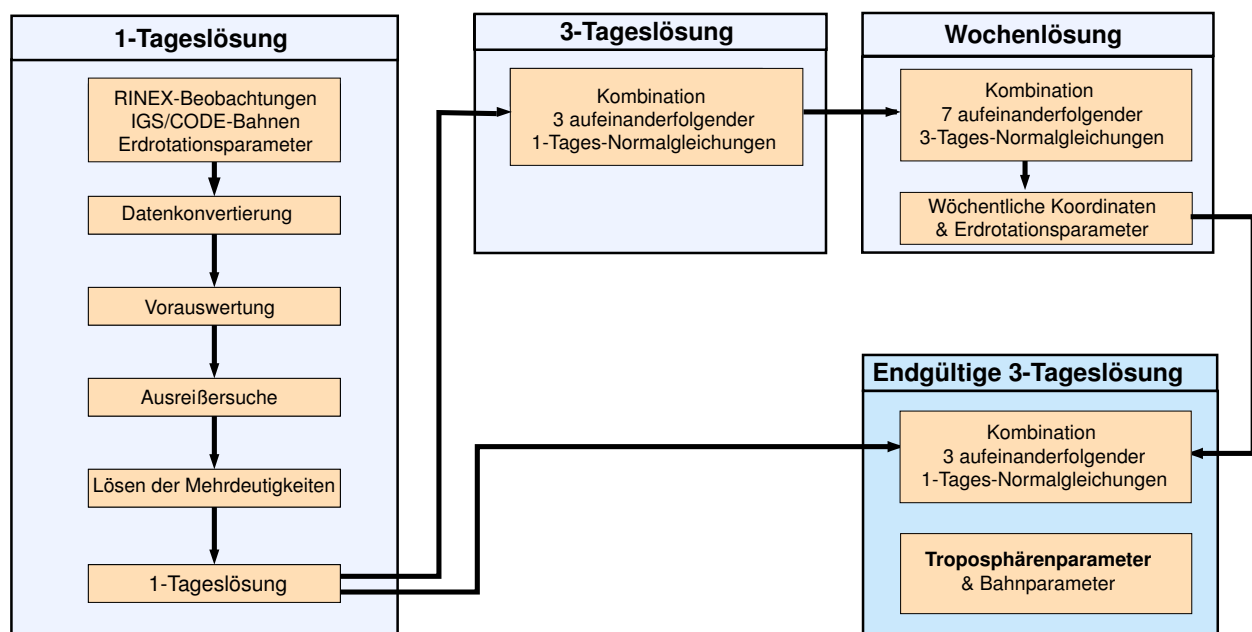


Abbildung 4.5.: Prozessierungsschema der GPS-Datenanalyse; modifiziert nach Steigenberger u.a. (2006).

4.2. Konvertierung der GPS-Laufzeitverzögerungen in Wasserdampf

4.2.1. Wettermodelldaten versus Bodenbeobachtungen

Für die Ableitung des Wasserdampfes aus GPS-Laufzeitverzögerung sind zum einen der Luftdruck in Höhe der GPS-Antenne und zum anderen die mittlere Temperatur der Atmosphäre nötig (Abschnitt 3.3). Beide Größen stehen als Ergebnis numerischer Wetteranalysen zur Verfügung. Die Ergebnisse globaler Wetteranalysen werden von den Analysezentren des *European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF)* und des *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* bereitgestellt. Analysedaten besitzen im Vergleich zu den originalen Beobachtungen den Vorteil, in einem homogenen Gitter und zeitlich kontinuierlich vorzuliegen. Ein Nachteil der Analysedaten besteht darin, dass diese den realen Zustand der Atmosphäre nur näherungsweise wiedergeben (Abschnitt 2.3).

³ IGB00: Realisierung des internationalen terrestrischen Referenzrahmens von 2000 (ITRF 2000) (Ray u.a., 2004)

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

Die mittlere Temperatur der Atmosphäre T_m wird jedoch sehr gut von den Reanalysen des ECMWF und des NCEP reproduziert (Wang u.a., 2005). Die Unterschiede zwischen beiden Reanalysen und globalen Radiosondenbeobachtungen liegen für den Großteil der Station unter 2°C , wobei ECMWF die mittlere Temperatur der Atmosphäre geringfügig besser repräsentiert als NCEP. Ein Vergleich der Modelle des ECMWF und des NCEP mit Radiosondenbeobachtungen von 17 antarktischen Stationen über einen Zeitraum von 4 Jahren zeigt, dass auch in datenarmen Regionen die Abweichungen der mittleren Temperatur zwischen den Beobachtungen und der Analyse mit Werten zwischen 1 und 3°C gering sind (Cullather u.a., 1997). Demgegenüber führt die allgemein angewendete Methode der Bestimmung von T_m aus Temperaturbeobachtungen am Boden (Gleichung 3.36) zu einer Unterbestimmung von T_m um bis zu -6°C in den Tropen und Subtropen und zu einer Überbestimmung von T_m um bis zu 5°C in den mittleren und hohen Breiten (Wang u.a., 2005). Die Verwendung von Analysedaten ist somit die bessere Wahl bei der Ableitung des Wasserdampfgehaltes aus GPS-Laufzeitverzögerungen. In dieser Arbeit erfolgte die Konvertierung der Laufzeitverzögerung in PW mit Hilfe der mittleren Temperaturen der Atmosphäre aus dem ECMWF.

Im Gegensatz zur Temperatur bestehen für den Luftdruck der meisten IGS-Stationen signifikante Unterschiede von mehr als 3 hPa zwischen den Luftdruckwerten der ECMWF-Analyse und den Luftdruckmessungen (Hagemann u.a., 2003). Besonders Luftdruckwerte aus Analysedaten in der Antarktis zeigen im Vergleich zu Beobachtungen automatischer Wetterstationen erhebliche Differenzen, die in Abhängigkeit von der Station und der Jahreszeit im Bereich von 2 bis 6 hPa für ECMWF liegen und bis zu 8 hPa für NCEP betragen können (Cullather u.a., 1997). Die Wettermodelldaten werden den Anforderungen an die gewünschte Luftdruckgenauigkeit, die im Bereich von 1 hPa liegen sollte, nicht gerecht. Für den Luftdruck sind daher originale Beobachtungsdaten nötig.

1997 begann der IGS die ersten GPS-Stationen mit Temperatur- und Luftdrucksensoren auszurüsten. Heute sind ca. 70 IGS-Stationen mit meteorologischen Sensoren ausgestattet⁴. Allerdings verfügen nur etwa 17 dieser Stationen über weitestgehend kontinuierliche Aufzeichnungen von mindestens 5 Jahren. Die Anzahl der GPS-Stationen mit langen Luftdruckzeitreihen ist damit sehr beschränkt. Da sich der Luftdruck über kleine Entfernungen nur unwesentlich ändert, wurde im Umkreis von 50 km zu den GPS-Stationen nach Wetterstationen gesucht. Aus dem großen Pool der 14 000 von der World Meteorological Organisation (WMO)⁵ betriebenen Stationen ließen sich den GPS-Stationen insgesamt 163 WMO-Stationen zuordnen. Der maximale Höhenunterschied zwischen GPS- und Wetterstationen wurde bei der Auswahl der WMO-Stationen auf 500 m begrenzt. Die von der WMO bezogenen Daten liegen als Tagesmittelwerte vor. Als zusätzliche Quelle von Wetterdaten der Antarktis diente der Datenpool des British Antarctic Survey (BAS)⁶. Vom BAS waren 2-stündliche Wetterdaten für 8 antarktische GPS-Stationen erhältlich. Tabelle 4.3 gibt einen Überblick über die in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Luftdruckmesswerte.

Tabelle 4.3.: Verfügbarkeit der Luftdruckbeobachtungen

Datenquelle	Gesamtanzahl benachbarter Wetterstationen	Anzahl der Stationen mit Zeitreihen von mehr als 5 Jahren	zeitliche Auflösung
IGS	70	17	30 Sekunden bis 2-stündlich
WMO	163	107	tägliche Mittelwerte
BAS	8	8	2-stündlich

⁴Wetterdaten der IGS-Stationen: <ftp://ftp.gfz-potsdam.de/pub/igstrop/rinmet/> (letzter Zugriff: 4.10.2005)

⁵Wetterdaten der WMO-Stationen: <http://www5.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/script/webcat.pl?action=ALL> (letzter Zugriff: 4.10.2005)

⁶Wetterdaten vom BAS: http://www.antarctica.ac.uk/cgi-bin/metdb-form-1.pl?table_prefix=U_WMC,U_MET&acct=cmet (letzter Zugriff: 4.10.2005)

4.2.2. Validierung der Luftdruckdaten

Die folgenden Untersuchungen dienen der Abschätzung des Fehlereinflusses, der durch die Verwendung von Luftdruckmessungen im Umkreis von 50 km anstelle von Luftdruckbeobachtung in unmittelbarer Umgebung der GPS-Station zu erwarten ist. Die Ergebnisse des Vergleichs der WMO-Luftdruckzeitreihen mit den Luftdruckmessungen an den GPS-Stationen, deren gemeinsame Beobachtungen eine Mindestlänge von 100 Tagen aufweisen, sind in Abbildung 4.6 a und b dargestellt. Bei 90% der untersuchten Stationen liegt der Bias zwischen den Beobachtungen der direkt an der Station befindlichen IGS-Sensoren und den benachbarten Luftdrucksensoren der WMO im Bereich von ± 1 hPa. Die Standardabweichung der Luftdruckdifferenzen ist für 90% der Stationen kleiner als 2 hPa. Trotz der sehr guten Übereinstimmung der Luftdruckbeobachtungen für die meisten Stationen beträgt der Bias im Luftdruck an einigen Stationen bis zu 4 hPa. Bei der Suche nach den Ursachen für diese Abweichungen wurden Drifts in den Luftdrucksensoren des IGS aufgedeckt. In extremen Fällen können, wie das Beispiel der Station Brüssel in Belgien zeigt, die Effekte der Sensordrift bis zu 100 hPa betragen (Abbildung 4.6 b). Bei Vergleichen von benachbarten WMO-Stationen untereinander traten keine derartigen Abweichungen auf. Begünstigt durch das großräumige Verhalten von Luftdruckgebieten repräsentieren die Luftdruckverhältnisse an den WMO-Stationen in guter Näherung den Luftdruck an den GPS-Stationen. Die Ergebnisse von Hagemann u.a. (2003), welche zeigen, dass sich die Druckdaten der WMO-Stationen für die Trennung des hydrostatischen und feuchten Anteils der Laufzeitverzögerung eignen, können bestätigt werden. Aufgrund der Länge, Kontinuität und Homogenität ihrer Zeitreihen stellen sie sogar eine bessere Datengrundlage für die Ableitung von PW im Hinblick auf klimatologische Anwendungen dar als die Luftdruckmessungen des IGS.

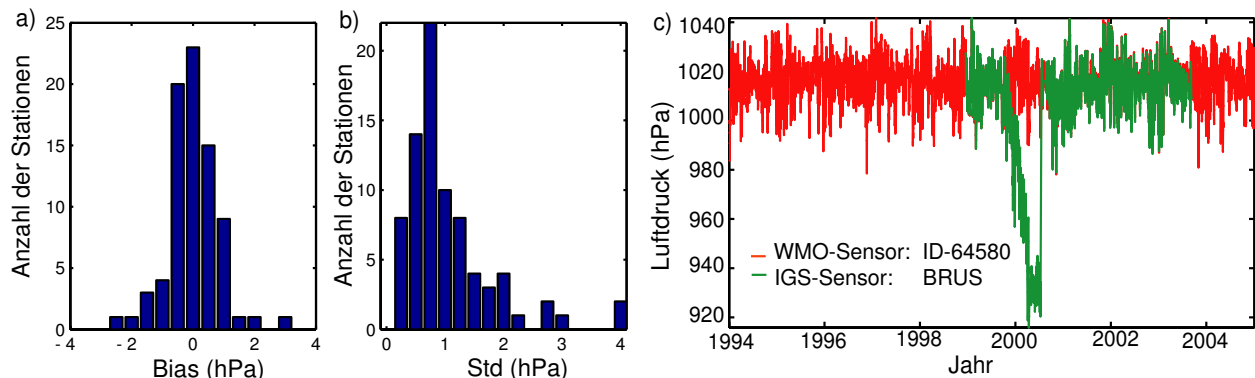


Abbildung 4.6.: Vergleich der Luftdruckdaten benachbarter IGS- und WMO-Stationen, a) Histogramm des Bias im Luftdruck zwischen den IGS- und WMO- Stationen, b) Histogramm der Standardabweichungen der Luftdruckdifferenzen, c) Vergleich der Luftdruckaufzeichnungen des WMO-Sensors (rot) und des IGS-Sensors (grün) der Station Brüssel (BRUS) in Belgien

4.3. Genauigkeit und Homogenität der bestimmten Zeitreihen

4.3.1. Überblick über die Wasserdampfzeitreihen und deren Genauigkeit

Aus der Schnittmenge der GPS-Beobachtungen und der Luftdruckmessungen ließ sich für 141 Stationen atmosphärischer Wasserdampf bestimmen. Die Zeitreihen sehr vieler Stationen überdecken den Zeitraum von 1994 bis 2004 jedoch nur teilweise (Anhang A). Für klimatologische Anwendungen wären kontinuierliche Zeitreihen von mindestens 10 Jahren wünschenswert. Diese Bedingung erfüllen nur 10 Stationen. Einen Kompromiss zwischen der Anzahl der Stationen und der Länge ihrer zeitlichen Abdeckung stellen

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

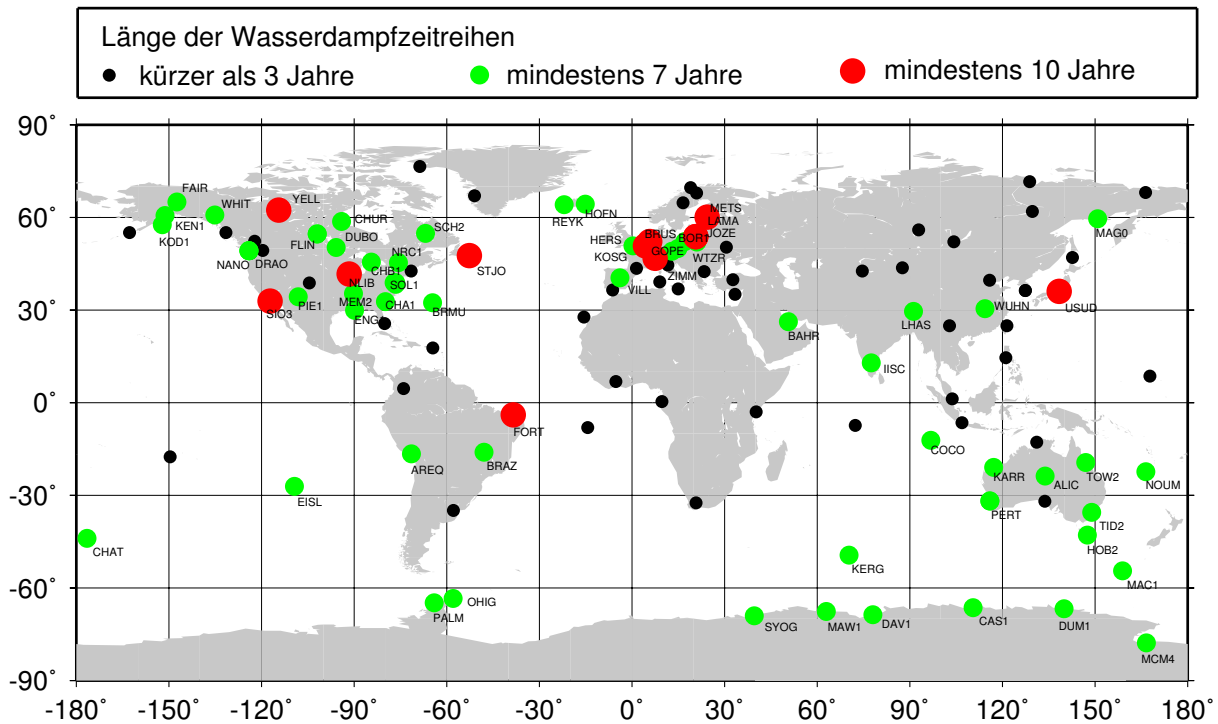


Abbildung 4.7.: Übersicht zur Länge der Wasserdampfzeitreihen aller Stationen

die 62 Stationen dar, die den 7-Jahreszeitraum von 1998 bis 2004 weitestgehend kontinuierlich⁷ abdecken (Abbildung 4.7). Auf diese Zeitreihen stützt sich ein Großteil der nachfolgenden Untersuchungen.

Mit Hilfe von GPS-Ko-Lokationsstationen erfolgte eine Abschätzung der inneren Genauigkeit der bestimmten PW-Werte. Dazu wurden jene Stationspaare ausgewählt, die mindestens 100 gemeinsame Beobachtungen aufweisen. Die Ergebnisse der Vergleiche sind in Tabelle 4.4 zusammengestellt. Die Korrelationskoeffizienten r der Wasserdampfzeitreihen zweier benachbarter GPS-Stationen sind nahe eins. Die Standardabweichung der PW-Differenzen ist mit Werten zwischen 0,4 und 0,7 mm sehr klein. Der Bias der Wasserdampfzeitreihen der benachbarten Stationen ist nahezu Null. Dies ist vor allem durch die hohe Korrelation der Beobachtungen bedingt.

An GPS-Ko-Lokationsstationen ohne verfügbare Luftdruckbeobachtungen wurden die GPS-Laufzeitverzögerungen validiert. Die Standardabweichung ihrer Differenzen liegt im Bereich von 2,5 bis 5,4 mm, was einer Standardabweichung im Wasserdampfgehalt von 0,4 bis 0,9 mm entspricht. Im Vergleich zur kombinierten Troposphärenlösung des IGS hat sich die innere Genauigkeit der Laufzeitverzögerungen der Reprozessierung um 20% verbessert (Steigenberger u.a., 2007). Die höhere Konsistenz der Ergebnisse lässt sich auf die Modellverbesserungen bei der Reprozessierung zurückführen.

Zur Bestimmung der absoluten Genauigkeit der Resultate erfolgte ein Vergleich der Laufzeitverzögerungen an GPS-VLBI-Ko-Lokationsstationen. Der Bias zwischen den Laufzeitverzögerungen beider Verfahren liegt für den Großteil der Stationen im Bereich zwischen -5 und 9 mm und die Streuung der Differenzen reicht von 4 bis 9 mm. Die wenigen Stationen mit größeren Offsets und Standardabweichungen weisen teilweise sehr große Höhenunterschiede zwischen der GPS- und der VLBI-Station auf. Die Korrektur der Laufzeitverzögerung aufgrund des Höhenunterschiedes erfolgte mit dem Modell von Saastamoinen für den hydrostatischen Anteil. Die dabei nicht mit berücksichtigten Laufzeitunterschiede aufgrund des atmosphärischen Wasserdampfes führen zu den größeren Laufzeitdifferenzen dieser Stationen (Steigenberger u.a., 2007).

⁷die Datenlücken sind nicht größer als 3 Monate

Tabelle 4.4.: Vergleich der täglichen Wasserdampfwerte an GPS-Ko-Lokationsstationen

Station 1	Station 2	Anzahl der Tage mit gemeinsamen PW-Daten	r	Bias (mm)	STD (mm)
WTZR	WETT	262	0,99	0,02	0,38
TROM	TRO1	516	0,99	0,03	0,70
YAKZ	YAKT	116	0,99	-0,01	0,39

Die erzielte Genauigkeit der aus der Reprozessierung abgeleiteten PW-Werte mit einem Bias und einer Standardabweichungen von weniger als 1,5 mm stimmt sehr gut mit den in den letzten Jahren veröffentlichten Ergebnissen der PW-Vergleiche mit Radiosonden und Wasserdampfadiometern, deren Genauigkeiten zwischen 0,5 und 2,5 mm liegen, überein (u.a. Bengtsson, 2003; Li u.a., 2003; Liou u.a., 2000; Vey u.a., 2004; Hagemann u.a., 2003; Gendt u.a., 2004).

4.3.2. Homogenitätsuntersuchungen

Die Ableitung klimatologischer Parameter aus Zeitreihen setzt deren Homogenität voraus. Die seit 1997 verfügbaren Zeitreihen der kombinierten Laufzeitverzögerung des IGS weisen, verursacht durch den Wechsel des Bezugssystems oder Änderungen in der Modellbildung, Inkonsistenzen auf (Steigenberger u.a., 2007). Bei einer Reprozessierung lassen sich solche prozessierungsbedingten Inhomogenitäten aufgrund der Anwendung einer einheitlichen Auswertestrategie für den gesamten Zeitraum ausschließen. Anders verhält es sich mit Änderungen der Hardware oder Software der GPS-Station. Insbesondere das Anbringen bzw. Entfernen eines Radoms kann zu Sprüngen in den Parametern der Koordinaten und Laufzeitverzögerung führen (Abschnitt 3.4.1). Ihr Einfluss auf die Bestimmung des Wasserdampfgehaltes ist, wie ein von Gradinarsky u.a. (2002) durchgeführter Vergleich der Wasserdampfzeitreihen aus GPS und Radiosonden zeigt, signifikant. Die durch Radomwechsel verursachten Sprünge im PW-Gehalt liegen in der Größenordnung von 0,4 bis 1,3 mm.

a) Differenzbildung von Wasserdampfzeitreihen

Die PW-Zeitreihen weisen, wie Abbildung 4.8 a zeigt, starke saisonale Signale von mehreren Zentimetern auf. Demgegenüber liegen mögliche Inhomogenitäten der PW-Zeitreihen in der Größenordnung weniger Millimeter. Die Herausforderung zur Aufdeckung von Unstetigkeiten besteht in der korrekten Trennung der Klimasignale und des Einflusses der Inhomogenitäten. Im Idealfall lässt sich diese Trennung

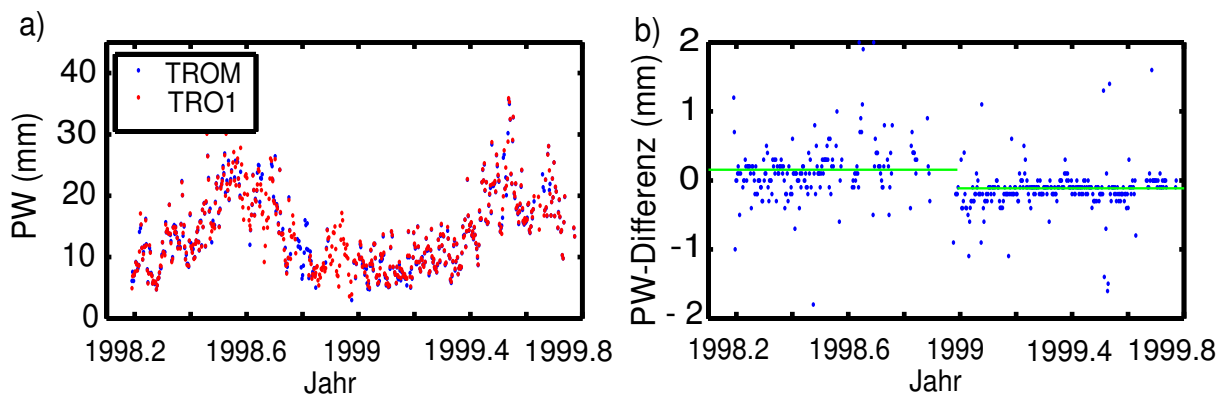


Abbildung 4.8.: Vergleich der PW-Zeitreihen der GPS-Ko-Lokationsstation Tromsø, links: tägliche PW-Werte, rechts: Differenzzeitreihe (TROM-TRO1), Der Sprung mit einem Offset von 0,3 mm korrespondiert mit dem Antennenwechsel der Station TRO1 vom 22.12.1998.

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

mit Hilfe von Ko-Lokationsstationen realisieren. In der Differenz der Wasserdampfzeitreihen zweier Ko-Lokationsstationen fallen die Klimasignale vollständig heraus und eventuelle Inhomogenitäten werden sichtbar. Im Falle der Station Tromsø, Norwegen verursacht ein Antennenwechsel einen Sprung in der Differenzzeitreihe des Wasserdampfes in Höhe von 0,3 mm (Abbildung 4.8 b). Der Großteil der GPS-Stationen besitzt jedoch keine Ko-Lokationsstationen. Auch die Anzahl der Ko-Lokationen mit VLBI ist sehr gering. Zudem weisen viele VLBI-Zeitreihen große Datenlücken auf und eignen sich damit nur bedingt für Homogenitätsuntersuchungen. Aus diesem Grund greift die nachfolgend angewendete Differenzbildung auf benachbarte GPS-Stationen mit vergleichbaren Wasserdampfverhalten oder auf die PW-Werte des numerischen Wettervorhersagemodelles NCEP zurück. Der Nachteil dieser Methode besteht darin, dass die Differenzen außerdem die räumlichen Variationen im Verhalten des Wasserdampfes bzw. Modellunsicherheiten enthalten.

Viele der untersuchten Zeitreihen weisen Sprünge auf. Wie das Beispiel der Station Höfn in Island in Abbildung 4.9 b zeigt, können diese bis zu 1,3 mm im PW betragen. In Falle der Station Höfn ist das Anbringen eines Radoms verbunden mit einem Antennenwechsel für den Sprung, der auch in der Höhenkomponente deutlich sichtbar wird, verantwortlich.

Weitere Sprünge lassen sich auf Änderungen in der Beobachtungsstatistik, dem Verhältnis aller theoretisch möglichen Beobachtungen zu den tatsächlich aufgezeichneten Beobachtungen, zurückführen. Im Beispiel der Station Hailsham in England verursacht ein Abfall in der Beobachtungsstatistik von 98% auf 90% im Zeitraum von März 1999 bis Juni 2001 einen um 1,4 mm niedrigeren PW-Wert als in der Zeit davor (Abbildung 4.10). Dieser Bias ist sowohl in der Differenz der Stationen Hailsham und Kootwijk als auch in der Differenz zwischen den aus GPS und dem Wettermodell abgeleiteten PW-Werten zu erkennen. Im gleichen Zeitraum lässt sich ein Anstieg der geschätzten Höhe um 24 mm verzeichnen. Mögliche Ursachen für Änderungen in der Beobachtungsstatistik sind veränderte Einstellungen der Höhenwinkelmaske oder zu- bzw. abnehmende Abschattung z.B. durch Baumwuchs.

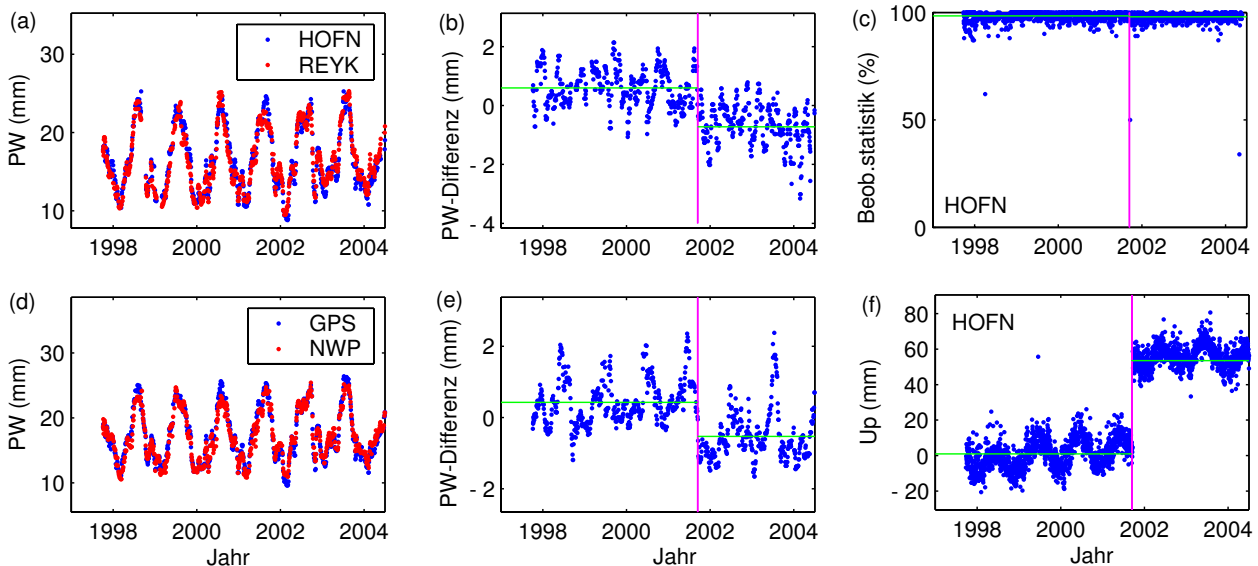


Abbildung 4.9.: Einfluss des Anbringens eines Radoms auf den PW-Gehalt, a) Vergleich der PW-Zeitreihen der benachbarten Stationen Höfn (HOFN) und Reykjavik (REYK) auf Island, b) PW-Differenzzeitreihe (HOFN-REYK), c) Beobachtungsstatistik, d) Vergleich des Wasserdampfgehaltes aus GPS und NCEP an der Station HOFN, e) PW-Differenzzeitreihe der Station HOFN (GPS-NCEP), f) Residuen der Höhe der Station HOFN, Das Anbringen eines Radoms verbunden mit einem Antennenwechsel im September 2001 an der Station Höfn verursacht einen Sprung in der PW-Zeitreihe dieser Station von -1,3 mm.

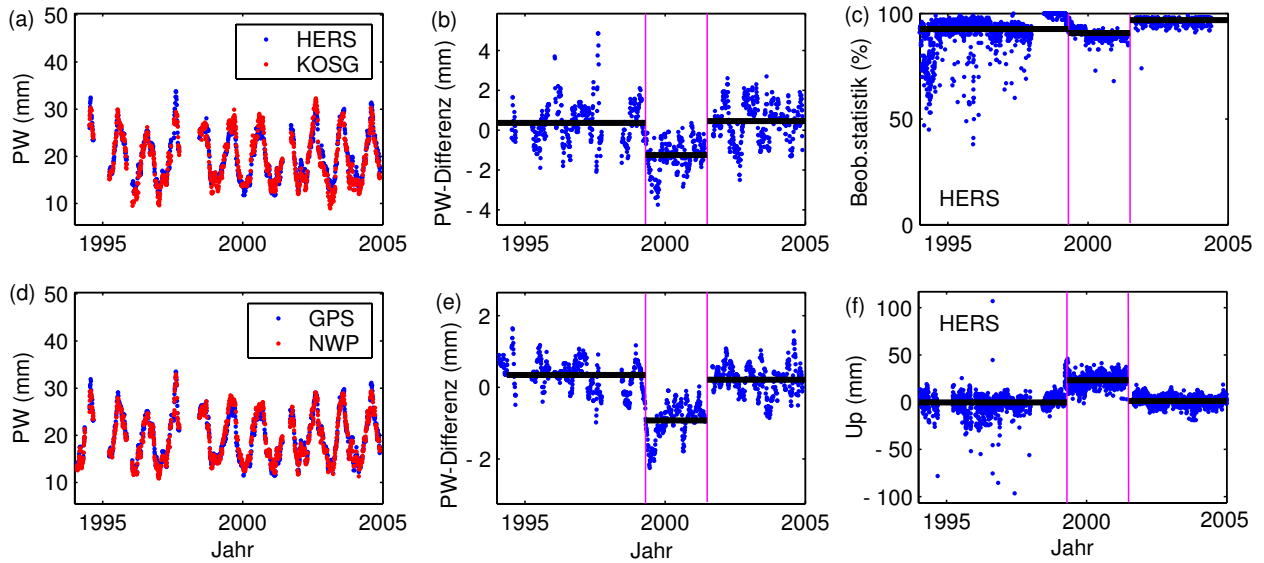


Abbildung 4.10.: Der niedrigere PW-Wert der Station Hailsham in England (HERS) zwischen März 1999 und Juni 2001 steht mit einem Abfall der Beobachtungsanzahl in diesem Zeitraum in Zusammenhang. Zur Erklärung der Darstellungen siehe Abbildung 4.9.

Eine besonders geringe Anzahl an Beobachtungen kann, wie das Beispiel der Station LAMA (Olsztyn, Polen) zeigt, zu fehlerhaften PW-Werten führen (Abbildung 4.11). Im 3-sigma Ausreißertest werden diese Werte nicht mit erfasst, da ihre Abweichungen innerhalb der Größenordnung der natürlichen Variabilität des Wasserdampfes liegen. Erst durch Differenzbildung und Vergleich mit den anderen Parametern wie Koordinaten und Beobachtungsstatistik, lassen sich Ausreißer dieser Art aufdecken und von der nachfolgenden Analyse ausschließen.

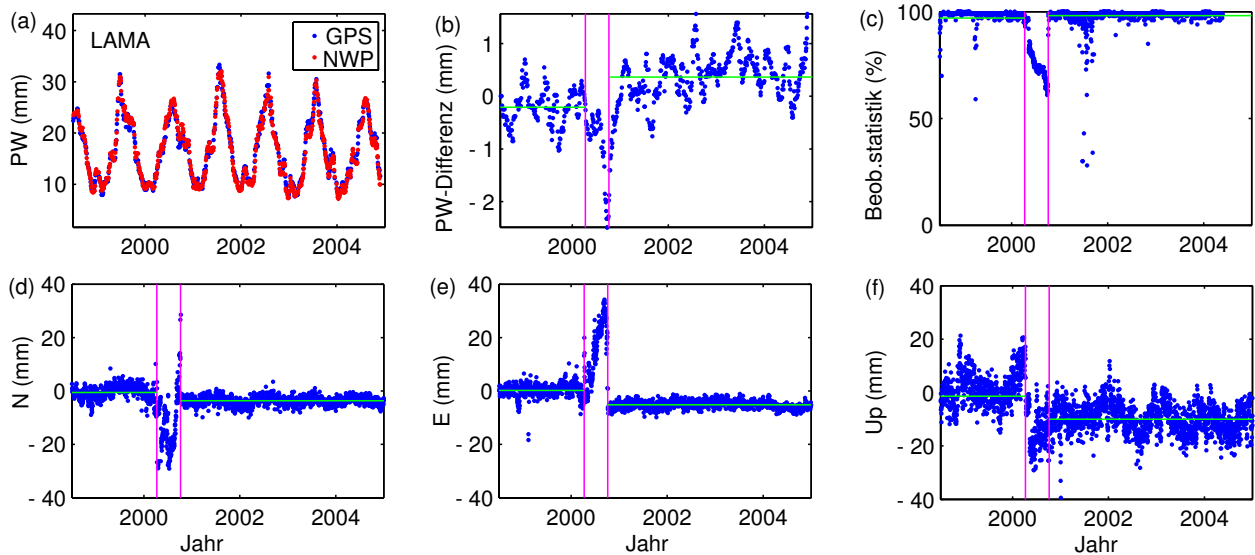


Abbildung 4.11.: Die Ausreißer in der PW-Differenzzeitreihe (GPS-NWP) (b) sowie in den Residuen der Höhe und der Lage (d-f) der Station Olsztyn (LAMA) in Polen zwischen April und Oktober 2000 sind durch einen starken Abfall in der Anzahl der GPS-Beobachtungen (c) gekennzeichnet. Dieser steht mit einem allmählichen Ausfall des GPS-Empfängers in Zusammenhang. Ein daraufhin durchgeführter Antennen- und Empfängerwechsel stellt die Ursache für die Sprünge in den PW- und Koordinatenzeitreihen dar.

b) Einfluss der Höhenwinkelmaske

Für viele Stationen liegt die Hauptursache für Änderungen in der Beobachtungsanzahl in einer veränderten Höhenwinkelmaske. Analysen mit verschiedenen Höhenwinkelmasken führen aufgrund höhenwinkelabhängiger systematischer Fehler zu unterschiedlichen Ergebnissen. Diese Unterschiede sind größtenteils in den Defiziten der Mappingfunktion und der Modellierung der Variationen der Antennenphasenzentren begründet (Abschnitt 3.4.1). Um den Einfluss der höhenwinkelabhängigen systematischen Fehler der Reprozessierung auf die abgeleiteten PW-Werte zu ermitteln, wurde für das Jahr 2002 die mit einem Höhenwinkel von 3° durchgeführte GPS-Auswertung mit einem Höhenwinkel von 15° wiederholt. Zwischen beiden Analysen treten, wie Abbildung 4.12 zeigt, zum Teil erhebliche Unterschiede in der Laufzeitverzögerung auf. Für 46 % der Stationen beträgt die Änderung der Laufzeitverzögerung im Jahresmittel mehr als 1 mm. Bei 10 % der Stationen ist diese Differenz größer als 3 mm, was einer Änderung im PW-Wert von mehr als 0,5 mm entspricht.

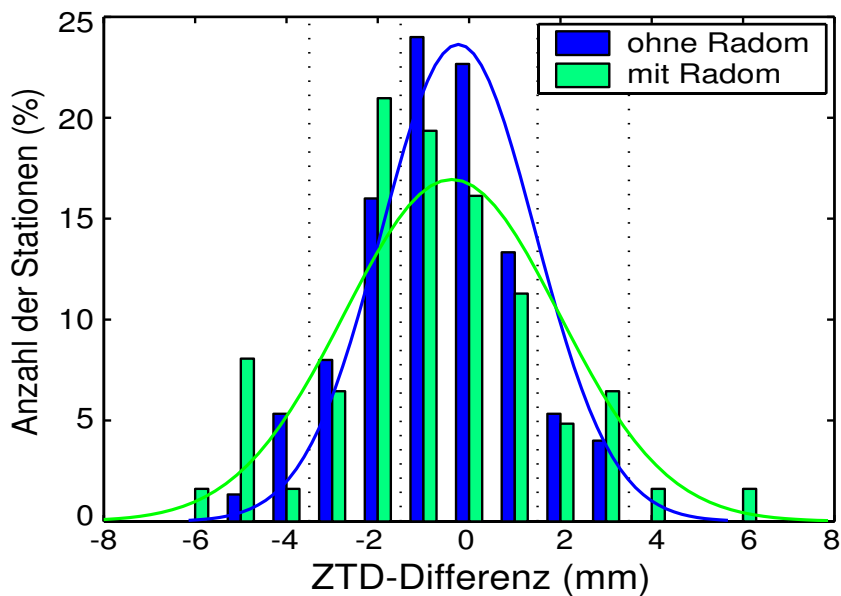


Abbildung 4.12.: Differenzen der Laufzeitverzögerungen zwischen den Lösungen mit einer Höhenwinkelmaske von 3° und 15° im Mittel über das Jahr 2002 für 72 Stationen mit Radom und 62 Stationen ohne Radom

Besonders große höhenwinkelabhängige systematische Fehler in der Laufzeitverzögerung von bis zu 6 mm treten bei Stationen mit Radomen auf. Die größere Sensitivität auf eine Änderung der Höhenwinkelmaske der Stationen mit Radom im Vergleich zu Stationen ohne Radom lässt sich auf die Vernachlässigung der Effekte der Radome bei der Modellierung der Antennenphasenzentrumsvariationen zurückführen.

Die verbesserte Modellierung bei der Reprozessierung durch die Anwendung der IMF-Mappingfunktion und absoluter Antennenphasenzentrumsvariationen führt zu einer geringeren Sensitivität der Ergebnisse gegenüber einer Änderung der Höhenwinkelmaske (Schmid u.a., 2005; Vey u.a., 2006). Trotz der Reduzierung der systematischen höhenwinkelabhängigen Fehler lässt sich ihr Resteinfluss auf die Wasserdampfbestimmung, insbesondere bei der Ableitung klimatologischer Parameter, nicht vernachlässigen. Neben den aufgezeigten Auswirkungen von Antennen- und Radomwechseln sowie Änderungen in der Beobachtungsstatistik ließen sich keine weiteren die Homogenität der PW-Zeitreihen beeinflussenden Ursachen detektieren. Die Laufzeitverzögerungen bleiben durch sprunghafte Koordinatenänderungen aufgrund von Erdbeben unbeeinflusst. Dies bestätigt, dass die Trennung der Parameter der Laufzeitverzögerungen und der Höhe in korrekter Weise erfolgte. Wichtig für diese Trennung ist, dass die Koordinaten vor und nach dem Auftreten von Ereignissen nicht miteinander kombiniert wurden.

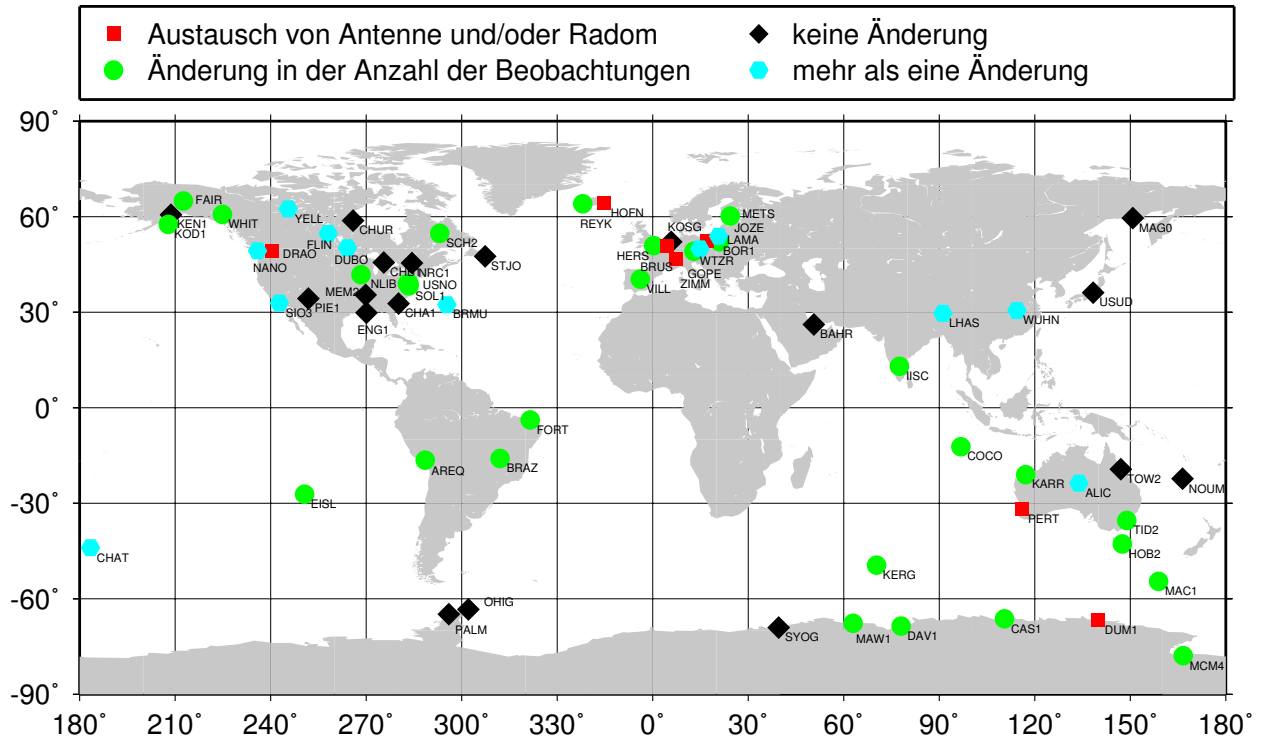


Abbildung 4.13.: Globale Übersicht zur Homogenität der PW-Zeitreihen

Eine systematische Untersuchung aller PW-Zeitreihen auf Inhomogenitäten mit Hilfe der IGS-Logfiles und durch Sichtung der Beobachtungsstatistiken zeigt, dass nur ca. ein Drittel der Zeitreihen keine die PW-Bestimmung beeinflussenden Ereignisse aufweist und als homogen angesehen werden kann (Abbildung 4.13). Für eine Interpretation der anderen Zeitreihen ist eine Korrektur der durch Änderungen in der GPS-Ausrüstung bzw. Beobachtungsstatistik hervorgerufenen Einflüsse erforderlich.

c) Behandlung der Inhomogenitäten

Ein Großteil der Inhomogenitäten äußert sich in den Zeitreihen in Form von Sprüngen. In diesen Fällen wurde mit Hilfe der Differenzzeitreihen ein Offset zwischen den PW-Werten in dem Zeitraum vor und nach dem Auftreten eines Ereignisses geschätzt.

Bedingung für die Offsetschätzung ist eine Mindestlänge der Zeitabschnitte von einem Jahr. Zur Genauigkeitsabschätzung der Offsets erfolgte ein Vergleich der aus den Differenzen benachbarter GPS-Stationen und aus den Differenzen zwischen GPS- und NCEP- bestimmten Offsets einer Station. Die beiden Bestimmungsmethoden können dabei als voneinander unabhängig betrachtet werden. Die Genauigkeit der bestimmten Offsets in Abbildung 4.14 liegt im Bereich von 0,01 bis 0,4 mm. Sie ist umso besser, je kleiner die Streuung der Differenzzeitreihe und je länger die zur Offsetbestimmung verwendeten Zeitabschnitte sind.

4. Bestimmung von Langzeitreihen des Wasserdampfes aus GPS

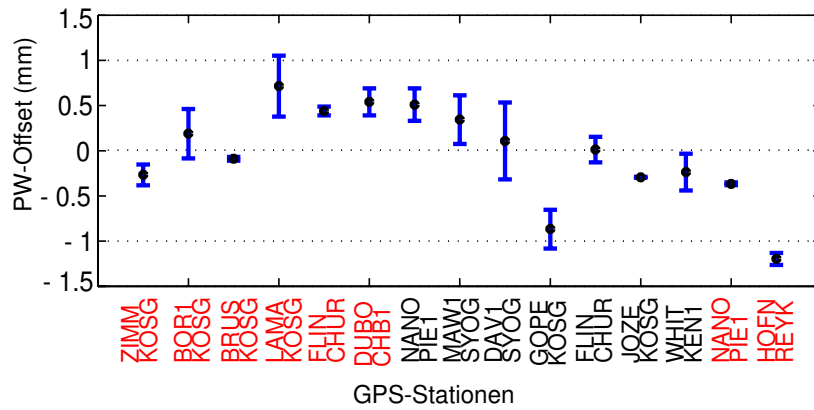


Abbildung 4.14.: Offsets in den Wasserdampfzeitreihen verursacht durch Radom und/oder Antennenwechsel (rot) und durch Änderungen in der Beobachtungsstatistik (schwarz)

Bei der Korrektur der Zeitreihen wurden die bestimmten Offsets an den Zeitabschnitten mit der niedrigeren Beobachtungsanzahl angebracht. Im Falle von Offsets aufgrund der Installation von Radomen erfolgte die Korrektur für den Zeitabschnitt, während dem das Radom installiert war. PW-Werte, denen eine Beobachtungsstatistik von weniger als 75% zugrunde lag, wurden generell von der weiteren Analyse ausgeschlossen. Das gleiche gilt für Stationen mit sich allmählich und unregelmäßig ändernder Beobachtungsstatistik.

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Das Hauptaugenmerk der durchgeführten Zeitreihenanalyse liegt auf der Fragestellung: Wie hat sich der Wasserdampfgehalt innerhalb der letzten Dekade global verändert? Der dabei gewählte Ansatz der Zeitreihenanalyse geht über bisherige Studien von GPS-bestimmten Wasserdampfzeitreihen hinaus, indem er das langfristige Verhalten des Wasserdampfes nicht nur als linearen Trend modelliert, sondern sich zusätzlich auf die Analyse von Wasserdampfanomalien stützt (Gradinarsky u.a., 2002; Boehm u.a., 2003; Elgered u.a., 2003). Die Untersuchungen sollen sich dabei nicht nur auf die Veränderungen des mittleren Niveaus der Zeitreihe beschränken, sondern auch eventuelle Änderungen in ihrer Varianz betrachten. Die Ausgangszeitreihen wurden um Offsets durch Antennen- und Radomwechsel sowie durch Änderungen in der Anzahl der Beobachtungen korrigiert und können als homogen angesehen werden.

5.1. Methodik der Zeitreihenanalyse

Die Bestimmung der empirischen Momente einer Zeitreihe¹ setzt voraus, dass die Zeitreihe stationär ist, das heisst, dass ihr arithmetisches Mittel, die Standardabweichung und die Autokovarianz keine zeitlichen Änderungen aufweisen (Taubenheim, 1969). Diese Forderung wird von den vorliegenden Wasserdampfzeitreihen, die deutliche saisonale und mehrjährige Signale beinhalten, nicht erfüllt (Abbildung 5.1 a). Das klassische Komponentenmodell wird genutzt, um Stationarität herzustellen (u.a. Schlittgen und Streitberg, 1999; Stier, 2001). Das hier verwendete Modell besteht aus den folgenden vier Komponenten:

- (1) das langjährige Mittel \bar{x}_t
- (2) die mehrjährige oder auch glatte Komponente g_t , die die langwelligen Anteile der Zeitreihen enthält
- (3) die saisonale Komponente oder Saisonfigur s_t , als jahreszeitlich bedingte Schwankung und
- (4) die Restkomponente e_t , die nicht erfasste Signalanteile und zufällige Fehler beinhaltet.

Die mehrjährige Komponente lässt sich in einen Trend m_t und die Anomalien a_t aufspalten: $g_t = m_t + a_t$. Die Anomalien charakterisieren dabei mehrjährige nicht notwendigerweise regelmäßige Schwankungen. Im folgenden wird unterstellt, dass sich die Komponenten der Zeitreihe x_t additiv überlagern.

$$x_t = \bar{x}_t + g_t + s_t + e_t \quad (5.1)$$

Eine Spezifikation der einzelnen Komponenten des angegebenen additiven Komponentenmodells durch präzise Modelle ist Gegenstand der nachfolgenden Abschnitte. Die Komponentenerlegung der Zeitreihen dient zum einen der Bestimmung der mehrjährigen Komponente, um diese unter klimatologischen Gesichtspunkten zu analysieren. Zum zweiten hat sie das Ziel, die Zeitreihen von der saisonalen und mehrjährigen Komponente zu bereinigen, um eine Stationarität der Zeitreihen zu erreichen. Untersuchungen zum mittleren Wasserdampfgehalt und seiner globalen Verteilung existieren bereits aus den Beobachtungen von Radiosonden oder Mikrowellenradiometern (u.a. Tuller, 1968; Gaffen u.a., 1991, 1992; Wentz und Schabel, 2000). Sie sollen hier nur am Rand Beachtung finden. Die nachfolgend beschriebenen Analysen beziehen sich auf mittelwertbereinigte Zeitreihen.

¹ arithmetisches Mittel, Standardabweichung und Autokovarianz

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

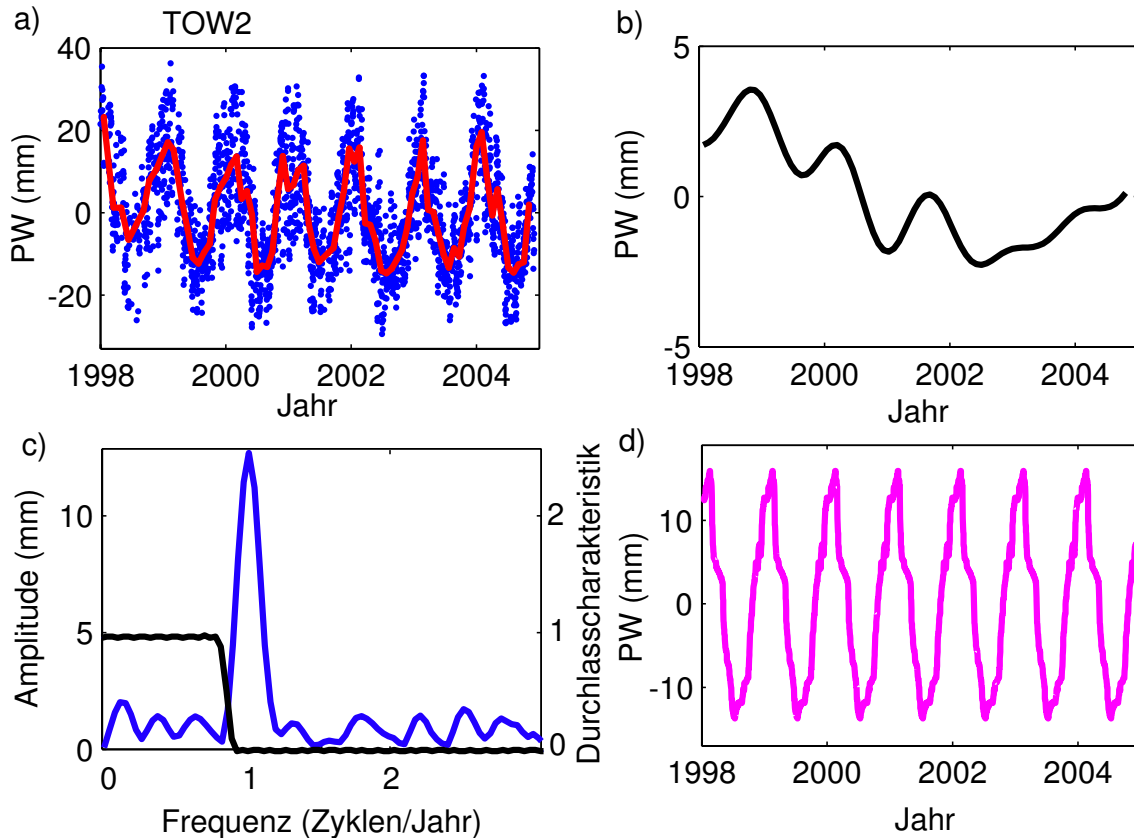


Abbildung 5.1.: Analyse der Wasserdampfzeitreihe der Station Cape Ferguson, Australien: a) tägliche Werte (blau) und gleitendes 30-Tages-Mittel (rot), b) glatte Komponente aus der Tiefpassfilterung, c) Amplitudenspektrum der Zeitreihe (blau) und Durchlasscharakteristik des verwendeten Tiefpassfilters (schwarz), d) saisonales Signal

5.1.1. Bestimmung der mehrjährigen Komponente

Die Glättung von Zeitreihen ist durch die Anwendung von Tiefpassfiltern möglich. Im Zeitbereich ergibt sich die gefilterte Zeitreihe $y(t)$ durch

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(u)x(t-u)du \quad (5.2)$$

wobei $x(t)$ die ungefilterte Zeitreihe repräsentiert und $h(u)$ die Gewichts- oder Impulsantwortfunktion widerspiegelt. Für einen linearen Filter muss dabei die Bedingung $\int h(u)du = 1$ erfüllt sein. Das einfache gleitende Mittel besitzt als Gewichtsfunktion ein Rechteckfenster mit dem Gewicht eins. Weitere Gewichtsfunktionen stellen z.B. die Barlett- (Dreieck-) oder Parzenfunktion (Gaussglocke) dar. Für die Konstruktion von Tiefpassfiltern mit speziellen Eigenschaften ist der Frequenzbereich wesentlich besser geeignet als der Zeitbereich (Buttkus, 2000). Die Abbildung einer Funktion $x(t)$ vom Zeit- in den Frequenzbereich ist mit Hilfe der Fouriertransformation

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-2i\pi ft} dt \quad (5.3)$$

möglich. Der Betrag der Fouriertransformierten $|X(f)|$, welcher auch als Amplitudenspektrum bezeichnet wird, ergibt sich dabei als Funktion der Frequenz f . Der praktischen Berechnung der Fouriertransformierten werden einerseits durch die diskrete Datenverteilung und andererseits durch die Endlichkeit des verfügbaren Zeitintervalls Grenzen gesetzt. Die Hälfte der Abtastrate, welche durch den Zeitabstand Δt zwischen zwei aufeinanderfolgenden Beobachtungen bestimmten ist, definiert die Nyquist-Frequenz $f_N = \frac{1}{2\Delta t}$. Aufgrund

des Abtasttheorems können nur Frequenzen, die kleiner als die Nyquist-Frequenz sind, geschätzt werden (Taubenheim, 1969). Dem zweiten Problem, der endlichen Länge der Zeitreihe, wird durch Multiplikation des zeitlich unbegrenzten Signals $x(t)$ mit einer Fensterfunktion $w(t)$ begegnet. Im Beobachtungsintervall $-T/2 \leq t \leq T/2$ nimmt die Fensterfunktion Werte größer Null an und außerhalb dieses Intervalls den Wert Null. Die Multiplikation $x_T(t) = x(t) \cdot w(t)$ im Zeitbereich entspricht nach dem Faltungstheorem im Frequenzbereich der Faltung

$$X_T(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(\hat{f}) W(f - \hat{f}) d\hat{f} \quad (5.4)$$

Aus einer Zeitreihe mit endlicher Länge lässt sich daher nur die gefilterte Schätzung der Spektraldichte $X_T(f)$ und nicht die wahre Spektraldichte $X(f)$ bestimmen (Meier und Keller, 1990). Die Gewichtsfunktion $W(f - \hat{f})$ ergibt sich dabei aus der Fouriertransformierten der Fensterfunktion $w(t)$. Die Form und Länge der Fensterfunktion beeinflusst das spektrale Auflösungsvermögen. Mit zunehmender Länge der Zeitreihe und damit verbunden auch der Länge der Fensterfunktion verbessert sich das spektrale Auflösungsvermögen. Die Rechteckfunktion besitzt verglichen mit anderen Fensterfunktionen wie z.B. der Barlett-, oder Parzenfunktion ein höheres spektrales Auflösungsvermögen. Nachteilig auf die Schätzung von $X_T(f)$ wirken sich jedoch die starken Nebenmaxima der Fouriertransformierten der Rechteckfunktion aus (Abbildung 5.2). Sie bewirken ein „Durchsickern“ nichtrealer Spektralanteile (*leakage*) (Buttkus, 2000).

Die diskrete Fouriertransformation setzt gleichabständige Daten voraus. Die Wasserdampfzeitreihen weisen jedoch kleinere und größere Datenlücken auf. Die Methode des Schließens dieser Lücken durch Interpolation würde gerade bei den größeren Datenlücken von mehreren Monaten zu signifikanten Artefakten im Spektrum führen. Aus diesem Grund fand die Nichtgleichabständigkeit der Zeitreihen mit Hilfe einer Abtastfunktion Berücksichtigung. Die von Baisch und Bokelmann (1999) vorgeschlagene iterative Dekonvolution der Abtastfunktion im Frequenzbereich behandelt die Datenlücken in korrekter Weise. Beispielhaft für die Station Cape Ferguson in Australien ist das Amplitudenspektrum der PW-Zeitreihe in Abbildung 5.1 c dargestellt.

Die Fouriertransformierte $Y(f)$ eines gefilterten Prozesses ergibt sich aus dem Produkt der Fouriertransformierten der Ursprungszeitreihe $X(f)$ und der Transferfunktion $H(f)$ des Filters wie folgt:

$$Y(f) = |H(f)|^2 \cdot X(f) \quad (5.5)$$

Die Transferfunktion eines Filters entspricht dabei der Fouriertransformierten der Gewichtsfunktion $h(u)$ (Schlittgen und Streitberg, 1999). Sie lässt sich als komplexe Funktion der Form

$$H(f) = G(f) \cdot e^{i2\pi\Phi(f)} \quad (5.6)$$

darstellen. Dabei charakterisiert $G(f)$ die Durchlasscharakteristik und $\Phi(f)$ die Phasenverschiebung des Filters. Filter, für die $\Phi(f) = 0$ gilt, werden als phasentreu bezeichnet. In diesem Fall ist die Transferfunktion des Filters reell. Es treten keine Phasenverschiebungen einzelner Spektralanteile der gefilterten Reihe gegenüber der Ursprungszeitreihe auf. Die Phasentreue eines Filters ist für die dessen praktische Anwendung eine sehr wünschenswerte Eigenschaft. Eine negative Durchlasscharakteristik entspricht wegen $e^{i\pi} = -1$ ebenfalls einer Phasenverschiebung (Schlittgen und Streitberg, 1999).

$$H(f) = -G(f) \cdot e^{i2\pi(\Phi(f)+0,5)} \quad (5.7)$$

Die ideale Transferfunktion

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{für } |f| \leq f_0 \\ 0 & \text{für } |f| > f_0 \end{cases} \quad (5.8)$$

eines Tiefpassfilters mit einer Cut-Off-Frequenz von f_0 besitzt eine Impulsantwortfunktion von unendlicher

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Länge. In der Praxis führt die Konstruktion von Filtern mit einer endlichen Impulsantwortfunktion, sogenannten FIR-Filtern (*Finite Impulse Response*) zur Welligkeit des Pass- und Stopbandes sowie zu einer Übergangszone mit einer Breite größer Null (Kumar u.a., 1992).

Das in dieser Arbeit verwendete FIR-Filter besitzt eine Cut-Off-Frequenz von 0,8 Zyklen pro Jahr und eine Übergangszone mit einer Breite von 0,2 Zyklen pro Jahr. Seine Welligkeit ist mit weniger als 1% der maximalen Durchlasscharakteristik sehr gering. Alle Frequenzen mit einer Periodenlänge größer als 1,4 Jahren werden nahezu ungehindert durchgelassen und alle Frequenzen mit einer Periodenlänge kleiner als 1,1 Jahren erfahren eine fast vollständige Dämpfung. Das FIR-Filter ist wesentlich besser als das einfache gleitende Mittel geeignet, um die hoch- und niederfrequenten Anteile einer Zeitreihe voneinander zu trennen (Abbildung 5.2). Die Durchlasscharakteristik des gleitenden Mittels zeigt stark ausgeprägte Nebenmaxima und -minima, die zwar mit steigender Frequenz abnehmen, den Wert Null aber erst für unendlich hohe Frequenzen erreichen. Zudem verursachen die negativen Werte der Durchlasscharakteristik eine Phasenumkehr, d.h. eine Phasenverschiebung des gefilterten Prozesses gegenüber dem ungefilterten Prozesses um 180° . Auch in diesem Punkt ist das phasentreue FIR-Filter von Vorteil. Die nach der Tiefpassfilterung mit dem FIR-Filter und anschließender inverser diskreter Fouriertransformation erhaltene mehrjährige Komponente ist beispielhaft für die Station Cape Ferguson in Abbildung 5.1 b dargestellt.

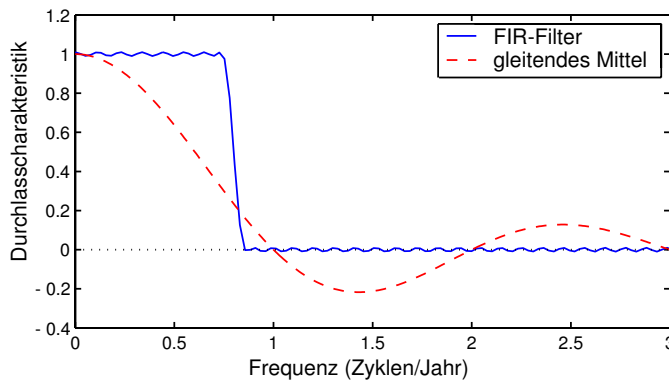


Abbildung 5.2.: Durchlasscharakteristik des einfachen gleitenden Mittels und des angewendeten FIR-Filters

5.1.2. Bestimmung der Saisonfigur

Nach Subtraktion der mehrjährigen Komponente von der Ursprungszeitreihe erfolgte die Bestimmung der Saisonfigur. In der Literatur werden zahlreiche Methoden vorgestellt, um saisonale Signale zu modellieren (u.a. Stier, 2001; Schlittgen und Streitberg, 1999). Eine einfache Approximation der Saisonfigur ist die Schätzung eines 2-Parametermodells bestehend aus einer Amplitude A und einer Phase φ (Gradinarsky u.a., 2002).

$$\hat{s}_t = A \cdot \sin(t + \varphi) \quad (5.9)$$

Die Schätzung der Parameter erfolgt dabei nach der Methode der Kleinsten Quadrate, wobei die Residuen zwischen den Werten der um die mehrjährige Komponente reduzierten Zeitreihe $x_t - \hat{g}_t$ und dem modellierten saisonalen Signal \hat{s}_t minimiert werden.

$$\sum_{t=1}^N (x_t - \hat{g}_t - \hat{s}_t)^2 \Rightarrow \min \quad (5.10)$$

Das saisonale Signal des Wasserdampfgehaltes weist jedoch meist einen nichtsinusförmigen Charakter auf (Abbildung 5.1 d). Die einzelne Sinusschwingung des 2-Parametermodells gibt die Saisonfigur daher nur in grober Näherung wieder. Eine bessere Approximation bietet die Fourieanalyse, da sie die Zeitreihe als

Überlagerung von k harmonischen Schwingungen der Frequenzen f_j modelliert (Stier, 2001):

$$\hat{s}_t = \sum_{j=1}^k [A_j \sin(2\pi f_j t) + B_j \cos(2\pi f_j t)] \quad (5.11)$$

Im Ergebnis der Fourieranalyse sind die Amplitudenspektren der Wasserdampfzeitreihen verschiedener Stationen in Abbildung 5.3 dargestellt. Sie zeigen bei allen Stationen eine deutlich größere Amplitude bei einer Periode von einem Jahr im Vergleich zu den übrigen Perioden. Diese spiegelt den Hauptanteil der saisonalen Schwankungen im Wasserdampfgehalt wider. Neben der Jahresamplitude ist bei einigen Stationen auch auf der Frequenz von 2 Zyklen pro Jahr erhöhte Energie zu verzeichnen. Die Halbjahresperiode lässt sich als Oberschwingung interpretieren. Sie entsteht durch Abweichungen des saisonalen Zyklus von einem sinusförmigen Verlauf.

Die Saisonbereinigung der Zeitreihen im Frequenzbereich ist durch die Anwendung von Filtern mit einem Stopband für den Bereich der Frequenzen des saisonalen Signals möglich. Aufgrund der starken Unterschiede zwischen den saisonalen Signalen der einzelnen Stationen und den Oberschwingungen wären für verschiedene Klimaregionen verschiedene Filter nötig. Mit dem Ziel der Anwendung eines einheitlichen Verfahrens auf allen Stationen erfolgte die Saisonbereinigung in dieser Arbeit mit Hilfe des Phasendurchschnittsverfahrens.

Beim Phasendurchschnitts- oder Stapelverfahren wird aus den Beobachtungen gleichnamiger Monate oder gleicher Tage aller Jahre ein Mittelwert gebildet. Für die Tage $r = 1, 2, \dots, 366$ ergibt sich der Mittelwert β_r aus den Beobachtungen aller Jahre N durch:

$$\beta_r = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_r(n) - \hat{g}_r(n)) \quad (5.12)$$

Die Saisonfigur \hat{s}_t ist mit Hilfe der Funktion

$$s_r(t) = \begin{cases} 1 & \text{wenn der Zeitpunkt } t \text{ zum Tag } r \text{ gehört} \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}$$

wie folgt definiert (modifiziert nach Schlittgen und Streitberg (1999)):

$$\hat{s}_t = \sum_{r=1}^{366} \beta_r s_r(t) \quad (5.13)$$

Die Anwendung des Phasendurchschnittsverfahrens auf die um die mehrjährige Komponente bereinigte Reihe ergibt die beispielhaft für die Station Cape Ferguson in Abbildung 5.1 d dargestellte Saisonfigur.

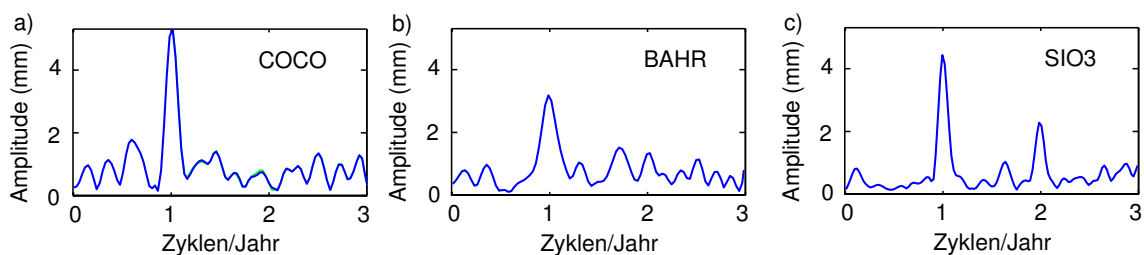


Abbildung 5.3.: Amplitudenspektren des Wasserdampfes der Stationen Cocosinsel (COCO) im Indischen Ozean, Bahrain (BAHR)im Persischen Golf und La Jolla (SIO3)in den USA

5.1.3. Analyse der Restkomponente

Die nach der Subtraktion der mehrjährigen Komponente und der Saisonfigur von der Ursprungszeitreihe verbleibende Restkomponente e_t entspricht einer schwach stationären Zeitreihe. Ihr Mittelwert ist zeitlich konstant, ihre Streuung ist jedoch stark zeitabhängig (Abbildung 5.4 a). Die Standardabweichungen der PW-Werte innerhalb eines Monats variieren in Abhängigkeit von der Jahreszeit um mehrere Millimeter. Für das Beispiel der Station St. John's, Kanada ist die Standardabweichung in den Sommermonaten, dem Zeitraum mit dem höchsten Wasserdampfgehalt, zirka doppelt so groß wie in den Wintermonaten (Abbildung 5.4 b). Eine Tiefpassfilterung der Zeitreihen der monatlichen Standardabweichung mit dem bereits auf die Wasserdampfzeitreihen angewendeten Filter mit einer Cut-Off-Frequenz von 0,8 Zyklen pro Jahr zeigt, dass diese auch im mehrjährigen Bereich Änderungen aufweisen. Im Beispiel der Station St. John's schwanken die monatlichen Standardabweichungen im Verlauf der letzten Dekade um $\pm 0,5$ mm (Abbildung 5.4 c).

Unter der Annahme, dass die Standardabweichung innerhalb eines Monats konstant bleibt, ergibt die Division der Elemente der Restkomponente durch die Standardabweichung σ_t über einen Monat eine annähernd stationäre Zeitreihe z_t (Schlittgen und Streitberg, 1999):

$$z_t = \frac{e_t}{\sigma_t} \quad (5.14)$$

Die mehrjährigen Schwankungen im Wasserdampfgehalt werden auch als Anomalien des Wasserdampfes bezeichnet. Eine Division der Anomalien durch die Standardabweichung führt zu den sogenannten standardisierten Anomalien (Abbildung 5.4 d). In diesen dimensionslosen Größen ist der Einfluss der zeitlichen Änderung der Streuung der Daten eliminiert. Die Standardisierung der Anomalien findet bei der Untersuchung von Klimazusammenhängen Anwendung (Kapitel 5.3.2).

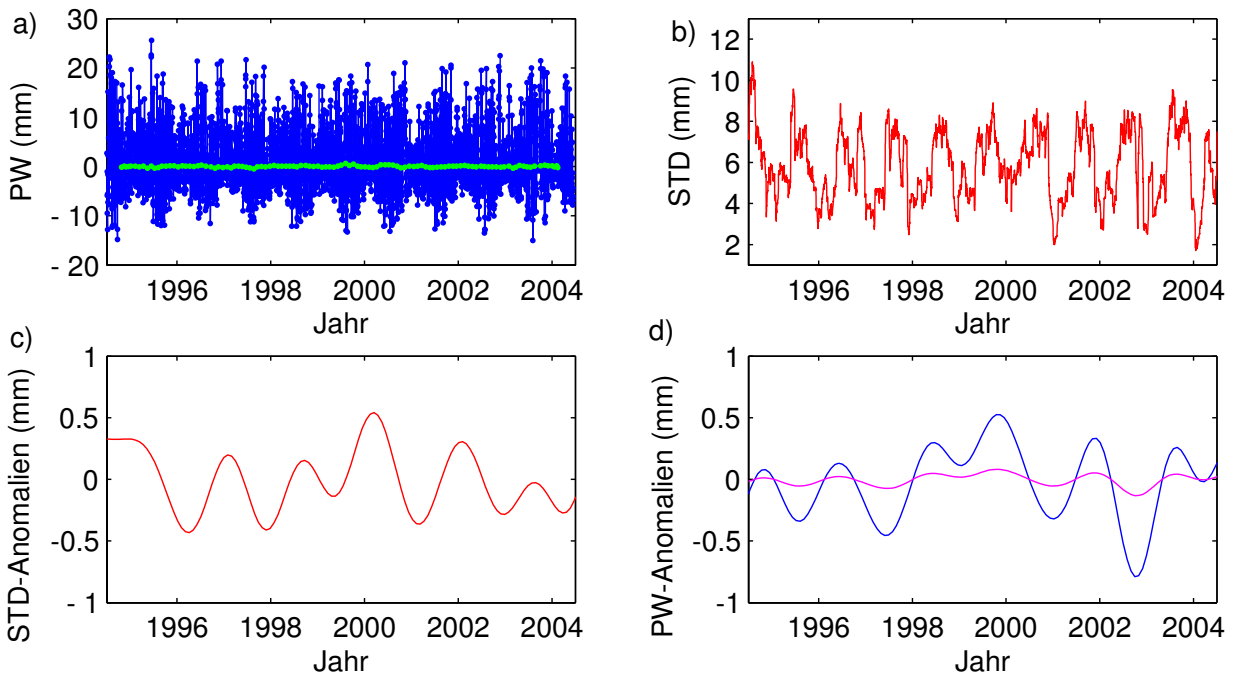


Abbildung 5.4.: a) Restkomponente der Wasserdampfzeitreihe der Station St. John's, Kanada (Tageswerte: blau, gleitendes Jahresmittel: grün) b) Zeitreihe der monatlichen Standardabweichung (STD) des Wasserdampfes, c) mehrjährige Änderungen der Standardabweichung, d) Anomalien (blau) und standardisierte Anomalien (magenta)

5.2. Ergebnisse der Analyse der Wasserdampfzeitreihen

5.2.1. Clustereinteilung

Ähnlich wirkende Klimaeinflüsse benachbarter Stationen führen zu vergleichbaren zeitlichen Variationen im Wasserdampfgehalt dieser Stationen (Abbildung 5.5 a). Für die Ableitung allgemeingültiger Aussagen über das Verhalten des Wasserdampfes einer Region erweist sich die Einteilung der Stationen in Cluster als sinnvoll. Gaffen u.a. (1992) definierten anhand der Wasserdampfbeobachtungen aus 56 global verteilten Radiosondenstationen fünf Feuchtigkeitsregime. Ausgehend von diesen Feuchtigkeitsregimen und geografischen Vorinformationen wurden in der vorliegenden Arbeit Grundcluster gebildet. Anschließend erfolgte eine Varianzanalyse der saisonalen Signale des Wasserdampfes der Stationen eines Grundclusters. Stationen wurden von einem Cluster entfernt, wenn die Standardabweichung der Differenzen zwischen dem saisonalen Signal der Station und dem mittleren saisonalen Signal des Clusters mehr als 2 mm betrug. In einigen Gebieten wie z.B. Asien oder den Tropen konnten keine Cluster gebildet werden, weil sich die Amplitude oder der Verlauf der saisonalen Signale des Wasserdampfes der einzelnen Stationen sehr stark voneinander unterscheiden (Abbildung 5.5 c und e). Zudem erweist sich aufgrund der geringen Stationsdichte in diesen Gebieten eine Unterteilung dieser Regionen in Teilgebiete nicht als sinnvoll. In diesen Fällen wurden die Ergebnisse der Analyse des Wasserdampfgehaltes der betroffenen Stationen separat aufgeführt und die Stationen nur zur besseren Lokalisierung einer Region zugeordnet. Die Clustereinteilung ist in Abbildung 5.6 dargestellt.

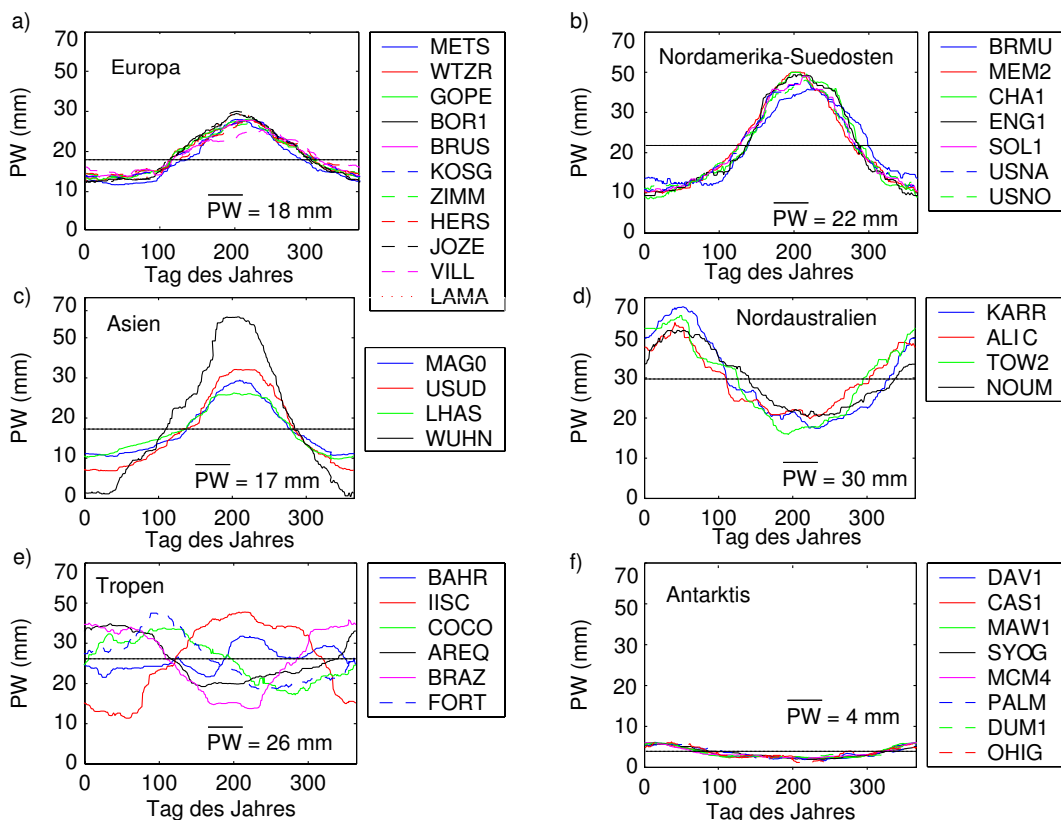


Abbildung 5.5.: Typische Saisonfiguren des Wasserdampfgehaltes, \overline{PW} entspricht dem mehrjährigen Mittel des PW aller Stationen einer Teilabbildung. Die Saisonfiguren der nichtdargestellten Stationen unterscheiden sich von den hier präsentierten und in ihrer Nachbarschaft liegenden Beispielen nur in der Variationsbreite, der Differenz zwischen dem maximalen und minimalen monatlichen Wasserdampfgehalt innerhalb eines Jahres. Die Variationsbreite aller Stationen ist in Abbildung 5.6 zu finden.

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

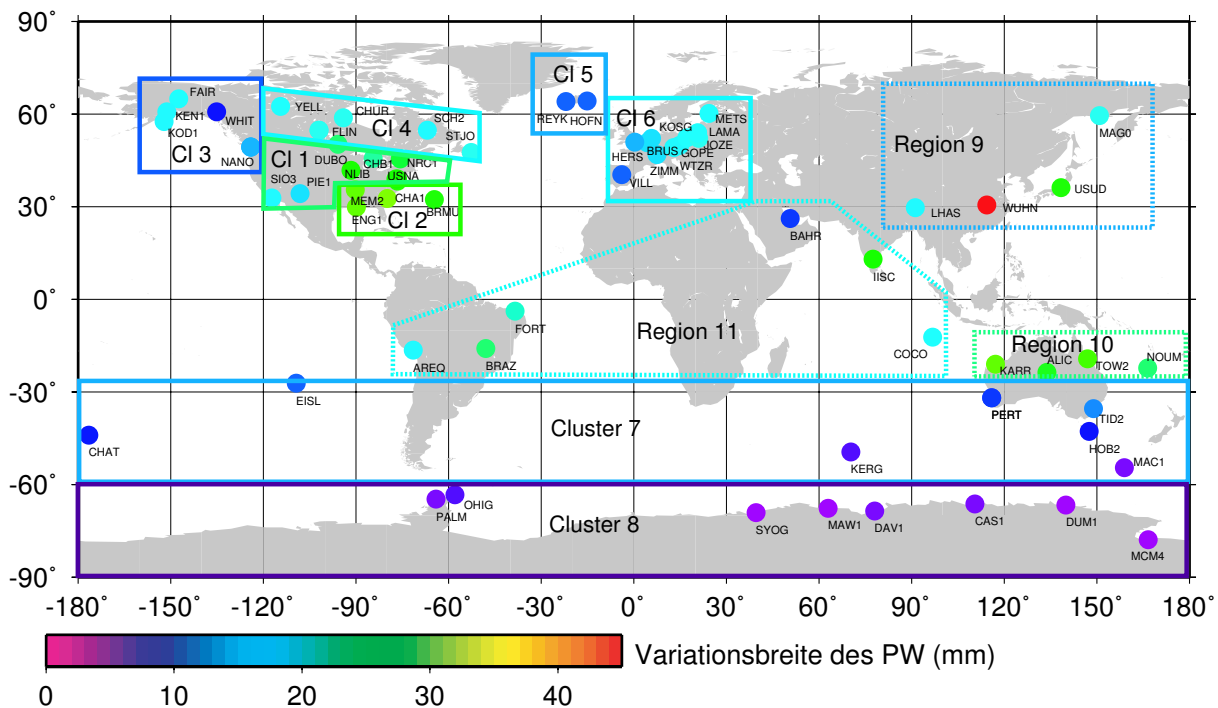


Abbildung 5.6.: Variationsbreite der Wasserdampferte im saisonalen Bereich und Übersicht zur Einteilung der Cluster (CI)

Nr.	Cluster	Abkürzung
1	Nordamerika-Zentrum	NA-ZE
2	Nordamerika-Südosten	NA-SO
3	Nordamerika-Nordwesten	NA-NW
4	Nordamerika-Nordosten	NA-NO
5	Island	ISLAN
6	Europa	EUROP

Nr.	Cluster	Abkürzung
7	Bereich: 30° S bis 60° S	B-SUED
8	Antarktis	ANTAR

Nr.	Region	Abkürzung
9	Asien	ASIEN
10	Nordaustralien	N-AUS
11	Tropen	TROPE

5.2.2. Langjährige Mittelwerte und saisonale Signale

Die Untersuchungen der mittleren Wasserdampferte und ihrer jahreszeitlich bedingten Schwankungen beziehen nur Stationen mit ein, deren Zeitreihen eine Mindestlänge von 5 Jahren aufweisen. Einen Überblick zur Größenordnung des mittleren Wasserdampfgehaltes verschiedener Regionen und ihrer jährlichen Variationsbreite geben die Abbildungen 5.6 und 5.7. Die Variationsbreite ist dabei als Differenz zwischen dem maximalen und minimalen monatlichen Wasserdampfgehalt der Saisonfigur definiert. Die höchsten mittleren Wasserdampferte von teilweise mehr als 40 mm kommen in den Tropen vor. Die jahreszeitlichen Schwankungen weisen dort jedoch nur eine geringe Variationsbreite von 15 bis 20 mm auf. Die Saisonfiguren der einzelnen in den Tropen gelegenen Stationen sind sowohl in ihrer Phase als auch in ihrem Verlauf sehr unterschiedlich (Abbildung 5.5 e).

Starke Änderungen des Wasserdampfgehaltes im Verlaufe eines Jahres treten in den mittleren Breiten der nördlichen und südlichen Hemisphäre zwischen 15° und 40° auf. Die Saisonfiguren aller Cluster der nördlichen Hemisphäre weisen ein deutliches Jahressignal mit einem Minimum Ende Januar und einem Maximum Ende Juli auf. Die saisonalen Signale der verschiedenen Cluster der nördlichen Hemisphäre zeigen bis auf ihre Amplituden ein sehr ähnliches Verhalten. Sie sind in den Abbildungen 5.5 a bis c beispielhaft für die Stationen Europas, die Stationen im Südosten Nordamerikas und die Stationen Asiens dargestellt. Die größten Schwankungen im jährlichen Wasserdampfgehalt sind bei der Station Wuhan in China mit 45 mm zu

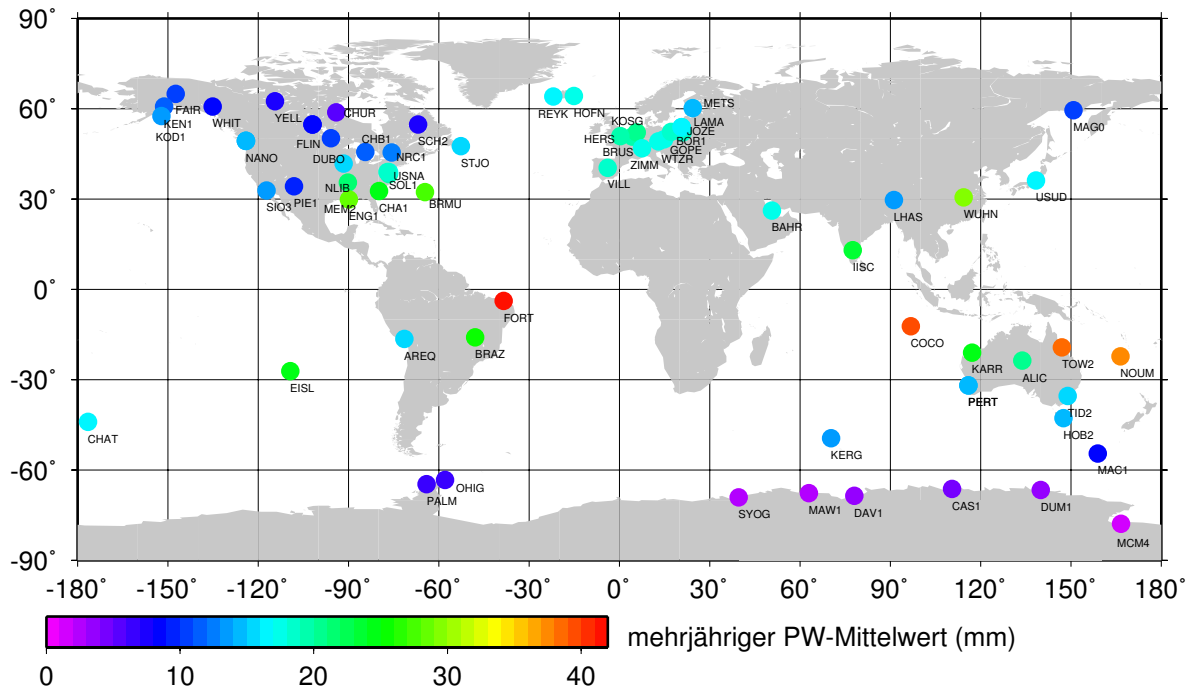


Abbildung 5.7.: Überblick über den mittleren Wasserdampfgehalt aller Stationen

beobachten. Große saisonale Schwankungen im Wasserdampf mit einer Variationsbreite von bis zu 35 mm treten auch bei den Stationen an der Südostküste der USA auf. Für die Stationen Europas liegt die Variationsbreite der saisonalen Signale bei 15 mm. Die kleinste Variationsbreite auf der nördlichen Hemisphäre wurde mit 10 mm für Island beobachtet. Der mittlere Wasserdampfgehalt der Stationen der Cluster der nördlichen Hemisphäre liegt zwischen 9 und 22 mm (Abbildung 5.7).

Auf der südlichen Hemisphäre weisen die Stationen im Norden Australiens mit bis zu 38 mm die höchsten Jahresmittelwerte im Wasserdampfgehalt ausserhalb der Tropen auf. Der Wasserdampfgehalt dieser Stationen zeigt mit Variationsbreiten zwischen 20 und 30 mm auch die größten saisonalen Schwankungen der Stationen südlicher Breite. Wie Abbildung 5.5 d zu entnehmen ist, erreicht der Wasserdampfgehalt dabei sein Maximum Ende Februar und sein Minimum Ende August. Die in Abbildung 5.5 f dargestellten Wasserdampfwerte über der Antarktis zeigen dagegen sehr geringe saisonale Signale. Für die Stationen südlich einer Breite von 50° S variiert der Wasserdampfgehalt im Verlaufe eines Jahres gerade mal um 3 - 4 mm. In diesen Regionen ist auch der mittlere Wasserdampfgehalt mit 3 bis 5 mm am kleinsten (Abbildung 5.7). Die aus den GPS-Daten gewonnenen Wasserdampfwerte bestätigen die Muster in der globalen Verteilung des Wasserdampfes, welche aus den Beobachtungen von Radiosonden oder Mikrowellenradiometern bekannt sind (Tuller, 1968; Gaffen u.a., 1991, 1992; Wentz und Schabel, 2000).

5.2.3. Trends und Anomalien

a) Trends

Ross und Elliott (1996) sowie Elliott u.a. (1997) untersuchten anhand von Radiosonden das Verhalten des Wasserdampfes über Nordamerika im Zeitraum von 1973 bis 1993. Dabei stellten sie eine Zunahme im Wasserdampfgehalt von wenigen Zehnteln eines Millimeters pro Dekade im Norden der USA und bis zu mehr als 2 mm pro Dekade in der Karibik fest. Bezogen auf den mittleren Wasserdampfgehalt entspricht dies einem Anstieg von 3-7% pro Dekade. Eine Ausdehnung dieser Studie auf die gesamte nördliche

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Hemisphäre zeigt für die meisten Stationen der Nordhalbkugel eine Zunahme im Wasserdampfgehalt von vergleichbarer Größenordnung. Der Anstieg im Wasserdampfgehalt über Asien ist jedoch kleiner, nicht so einheitlich und weniger signifikant als über Nordamerika. Europa bildet mit leicht abnehmenden Wasserdampfwerten im Zeitraum von 1973-95 eine Ausnahme (Ross und Elliot, 2000). Eine Analyse von Daten der ECMWF-Reanalyse zeigt wiederum eine starke Zunahme des Wasserdampfgehaltes über Europa von 10% pro Dekade im Zeitraum von 1995 bis 2002 (Philipona u.a., 2005). Die Untersuchung von satellitenbasierten Radiometerdaten des Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) kommt zu dem Ergebnis, dass der Wasserdampfgehalt über den Ozeanen zwischen 60°N und 60°S im Zeitraum von 1987-1998 um 1,8% pro Dekade zugenommen hat (Wentz und Schabel, 2000).

Die Nutzung geodätischer Beobachtungen zur Ableitung von Trends im Wasserdampfgehalt erfolgte erstmals anhand von GPS-Messungen in Skandinavien. Gardinarsky u.a. (2002) bestimmten für diese Region aus den Daten von GPS, Wasserdampfradiometern und Radiosonden für den Zeitraum von Ende 1993 bis Ende 2000 einen Anstieg im integrierten Wasserdampf von $1 \text{ bis } 2 \pm 1 \text{ mm/Dekade}$. Dies entspricht einer Zunahme von 7-14% pro Dekade. Eine Erweiterung dieser Studie um 2 Jahre zeigt für den Zeitraum von August 1993 bis August 2002 ähnliche Ergebnisse (Elgered u.a., 2003). Die im Rahmen einer Reprozessierung von VLBI-Daten der deutschen Station Wettzell bestimmten Parameter der troposphärischen Laufzeitverzögerung weisen im Zeitraum von 1984 bis 2002 eine Zunahme von etwa 7 mm pro Dekade auf (Boehm u.a., 2003). Dies entspricht einem Anstieg im Wasserdampfgehalt von zirka 1 mm/Dekade.

In dieser Arbeit erfolgte die Bestimmung von linearen Trends für homogene Wasserdampfzeitreihen mit einer Länge von mindestens 10 Jahren. Die Zeitreihen werden als homogen angesehen, wenn entweder keine Sprünge auftraten oder die vorhandenen Sprünge die Trendschätzung um einen Betrag von weniger als 0,2 mm pro Dekade beeinflussen. Das Ergebnis der Trendschätzung hängt dabei nicht nur von der Größe des Offsets sondern auch vom Zeitpunkt der Sprungstelle sowie der Länge der Zeitreihe ab. Die Sprungstelle hat den größten Einfluss auf die Trendschätzung, wenn sich diese genau in der Mitte des Datenintervalls befindet. Der Einfluss einer Sprungstelle in Abhängigkeit vom Zeitpunkt ihres Auftretens und der Größe des Offsets auf die Trendschätzung ist in Abbildung 5.8 dargestellt. Bei einem Offset von 0,15 mm und einer Länge der Zeitreihe von 11 Jahren ergibt sich eine maximale Änderung der Trendschätzung von 0,2 mm/Dekade. Bei kürzeren Zeitreihen und größeren Offsets nimmt der Einfluss auf die Trendschätzung stark zu. Eine Sprungstelle mit einem Offset von 1 mm, wie sie z.B. als Folge eines Radomwechsels auftreten kann, verursacht eine Änderung der Trendschätzung von bis zu 1,4 mm/Dekade (Abbildung 5.8). Bei der Trendanalyse fanden daher die Zeitreihen mit Sprüngen nur dann Berücksichtigung, wenn deren Offsets mit einer Genauigkeit von besser als 0,15 mm korrigiert werden konnten. Bei Sprüngen vor Mitte 1996 oder nach Mitte 2002 wurde die Genauigkeitsschranke auf 0,2 mm angehoben. Die genannten Kriterien werden nur von den 8 Stationen in Tabelle 5.1 erfüllt.

Die Ergebnisse der Trendschätzung zeigen für die Station Metsahovi in Finnland für den Zeitraum von Anfang 1994 bis Ende 2002 einen Anstieg im Wasserdampfgehalt von $0,6 \pm 0,3 \text{ mm pro Dekade}$. Auch die anderen untersuchten Stationen Europas verzeichnen in diesem Zeitraum eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes von 0,5 bis 0,9 mm pro Dekade. Die von Gardinarsky u.a. (2002) angegebenen Trends des Wasserdampfgehaltes von $1 \text{ bis } 2 \pm 1 \text{ mm pro Dekade}$ für die Stationen Nordeuropas im Zeitraum von Mitte 1993 bis Mitte 2002 werden damit im Rahmen ihrer Genauigkeit bestätigt. Bei einer Vergrößerung des Datenintervalls auf den Gesamtzeitraum zeigen sich jedoch wesentlich kleinere Anstiege im Wasserdampfgehalt über Europa. Im Zeitraum zwischen 1994 und 2004 sind für die Stationen Brüssel (BRUS) in Belgien, Kootwijk (KOSG) in den Niederlanden und Metsahovi (METS) in Finnland Anstiege im Wasserdampfgehalt zwischen 0,2 und 0,3 mm pro Dekade (Tabelle 5.1) zu beobachten. Die für den kürzeren Zeitraum von 1994 bis 2002 bestimmten und auch von Gardinarsky u.a. (2002) angegebenen wesentlich größeren Trends sind überwiegend durch mehrjährige Schwankungen des Wasserdampfgehaltes bedingt und können nicht als langfristige Klimaänderungen interpretiert werden (Abbildung 5.9 c und d).

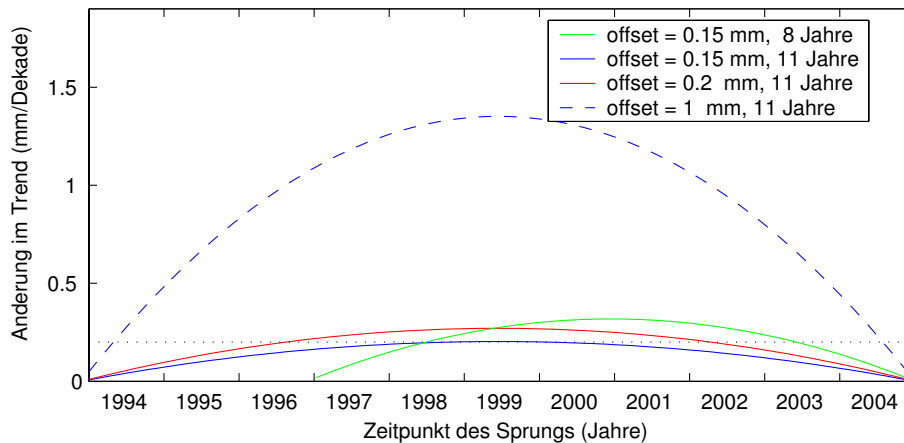


Abbildung 5.8.: Einfluss von Sprüngen mit Offsets zwischen 0,15 und 1 mm auf die Trendschätzung bei Zeitreihen mit Längen von 8 und 11 Jahren

Um den Einfluss der Länge des Datenintervalls auf die Ergebnisse der Trendschätzung zu bestimmen, erfolgte die Trendberechnung für Zeitabschnitte unterschiedlicher Länge und unterschiedlicher Anfangszeitpunkte. Ausgehend von einem minimalen Zeitintervall von 5 Jahren beginnend im Juli 1994 wurde zu dem Zeitintervall in jedem Rechenschritt jeweils 1 Jahr an Daten hinzugefügt, bis die gesamte Dekade abgedeckt war. Danach wurde der Anfangszeitpunkt der Berechnung vom Juli 1994 so verschoben, dass sich der Umfang der in die Trendberechnung eingehenden Daten um jeweils 1 Jahr verkürzt. Der Trend als Funktion der Länge und des Anfangszeitpunktes des Datenintervalls ist beispielhaft für die Stationen Brüssel (BRUS) und Yellowknife (YELL) in Kanada in Abbildung 5.9 a und b dargestellt. Dabei repräsentiert die blaue Kurve den Trend des Wasserdampfes während der letzten n Jahre vor 2004 und die rote Kurve spiegelt den Trend des Wasserdampfes innerhalb von n Jahren nach 1994 wider. In beiden Kurven wird sichtbar, dass der Trend sehr stark von der Länge des Datenintervalls abhängt.

Im Beispiel von Yellowknife ändert sich der Trend bei einer Erweiterung des Datenintervalls von 6 auf 8 Jahre um mehr als 2 mm/Dekade. Die Vergrößerung des Datenintervalls von 8 auf 10 Jahre bewirkt noch eine Trendänderung von 1 mm/Dekade. Die Änderung des Trends bei einer Erweiterung des Datenintervalls von 10 auf 11 Jahre ist für die meisten Stationen kleiner als 0,3 mm pro Dekade (Tabelle 5.1). Die geschätzten Trends nähern sich mit zunehmender Intervalllänge asymptotisch an den wahren Wert des langjährigen Trends an. Das Hinzufügen zukünftiger Beobachtungen zu den momentanen Zeitreihen lässt keine größeren Änderungen im Trend des Wasserdampfgehaltes erwarten, als es bei der derzeitigen Erweiterung des Datenintervalls von 10 auf 11 Jahre der Fall ist. Bei den Stationen Brüssel, Kootwijk und Metsahovi liegt der Einfluss des Hinzufügens zukünftiger Beobachtungen auf die Trendschätzung innerhalb des Vertrauensbereiches (Tabelle 5.1). Die Zunahme im Wasserdampfgehalt der genannten Stationen Europas kann daher als signifikant angesehen werden. Bezogen auf den mittleren Wasserdampfgehalt der Stationen nimmt während des betrachteten Zeitraums der Wasserdampf um 0,9 bis 1,4% pro Dekade zu.

Die bestimmten Trends kommen dem von Wentz und Schabel (2000) angegebenen Anstieg von 1,8% pro Dekade für den mittleren Wasserdampfgehalt über den globalen Ozeanen sehr nahe. Die Differenzen zwischen den Ergebnissen der durchgeführten Studie und den Untersuchungen von Wentz und Schabel (2000) sind v.a. auf die Unterschiede im analysierten Zeitintervall und der untersuchten Region zurückzuführen. Mit den momentan verfügbaren Zeitreihen kann für die Stationen außerhalb Europas noch keine Trennung zwischen einem langjährigen Trend und mehrjährigen Schwankungen erfolgen. Mögliche Änderungen im mittleren jährlichen Wasserdampfgehalt während des Zeitraums der letzten Dekade sollten jedoch innerhalb des Vertrauensintervalls liegen und damit kleiner als 0,3 mm pro Dekade sein.

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

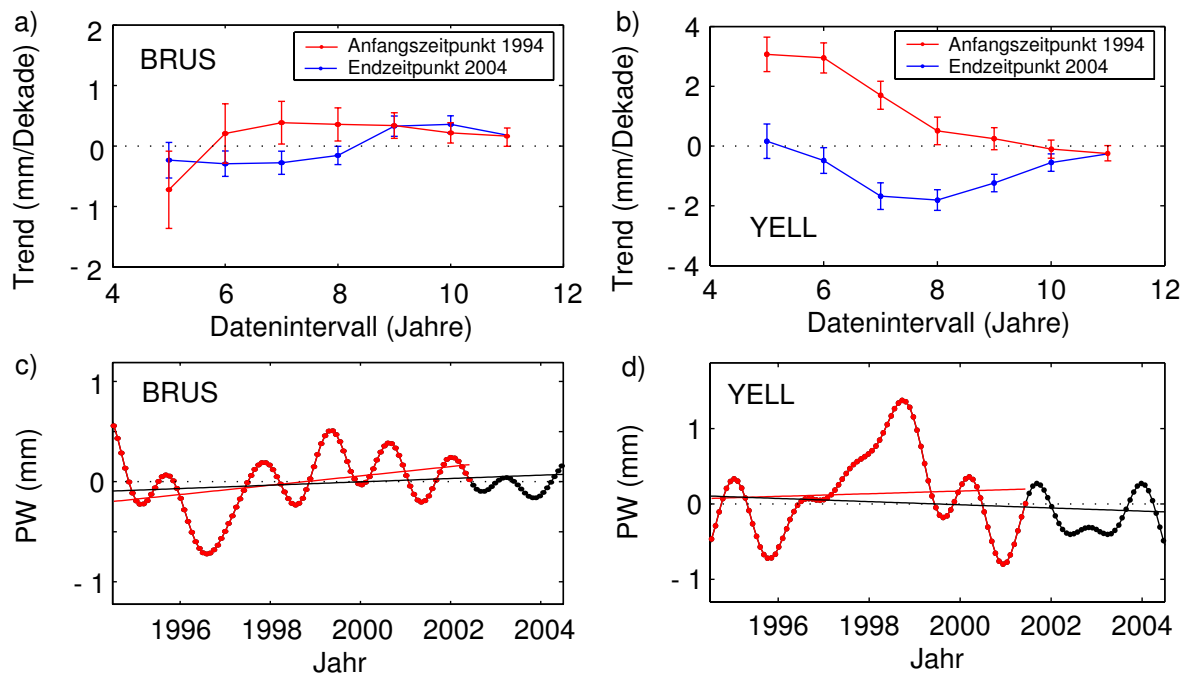


Abbildung 5.9.: Einfluss der Wahl der Zeitintervalle auf die Trendschätzung, a und b) linearer Trend der Zeitreihen von Brüssel (BRUS) und Yellowknife (YELL) in Abhängigkeit von der Länge des Datenintervalls, Die Länge des Datenintervalls bezieht sich zum einen auf die Jahre nach 1994 (rote Kurve) und zum anderen auf die Jahre vor 2004 (blaue Kurve). c und d) Anomalien und linearer Trend des Wasserdampfes am Beispiel der Station Brüssel und Yellowknife für den Zeitraum von 1994 bis 2002 (rot) und den Gesamtzeitraum 1994 bis 2004 (schwarz)

Wie Untersuchungen von Gardinarsky u.a. (2002) bzw. Ross und Elliot (2000) zeigen, kann das mehrjährige Verhalten des Wasserdampfgehaltes der Sommer und Wintermonate voneinander abweichen. Im folgenden sollen mögliche Unterschiede in den Trends des Wasserdampfgehaltes zwischen den Jahreszeiten analysiert werden. Dabei werden die ungefilterten Zeitreihen in vier, den Jahreszeiten entsprechende Teilzeitreihen aufgespalten. Die erste Zeitreihe enthält die Tageswerte des Wasserdampfgehaltes der Monate März, April und Mai aller Jahre. Die zweite Zeitreihe bezieht sich auf die Sommermonate Juni, Juli und August, die dritte auf die Daten der Monate September, Oktober und November und die vierte auf die Wintermonate Dezember, Januar und Februar. Die aus den jeweiligen Teilzeitreihen gewonnenen Trends für den Zeitraum von Anfang 1994 bis Ende 2004 sind in Tabelle 5.2 zusammengefasst. Zwischen den für die verschiedenen Jahreszeiten abgeleiteten Trends sind deutliche Unterschiede zu beobachten.

In Europa nimmt in den Sommermonaten der Wasserdampfgehalt im untersuchten Zeitraum zu. Im Herbst dagegen ist eine Abnahme des Wasserdampfes zu verzeichnen. Während bei den Stationen Brüssel, Kootwijk und Metsahovi die Zunahme des Wasserdampfgehaltes zwischen 1,3 - 1,6 mm pro Dekade und die Abnahme zwischen 1,0 - 1,2 mm pro Dekade liegt, betragen die Änderungen im Wasserdampf der Station Zimmerwald (ZIMM) in der Schweiz nur 0,6 bzw. 0,4 mm pro Dekade. Die Station Zimmerwald befindet sich in einer Höhe von 957 m. Die anderen drei in Europa untersuchten Stationen liegen dagegen alle in Höhen unterhalb von 200 m. Änderungen im Wasserdampfgehalt der unteren Luftschichten können von ZIMM im Vergleich zu den anderen Stationen nicht erfasst werden. Die gegenüber der anderen Stationen um 60 bis 70% kleineren Trends von ZIMM zeigen, dass sich die größten Änderungen im Wasserdampfgehalt in dem untersten Kilometer der Atmosphäre, in dem der Hauptteil des Wasserdampfes vorkommt, vollziehen.

Tabelle 5.1.: Ergebnisse der Trendschätzung und Einfluss des Zeitintervalls auf die Trendschätzung. Fett markierte Werte sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 20% statistisch signifikant. \overline{PW} gibt den mittleren Wasserdampfgehalt im Zeitraum von 1994-2004 an. Die Trenddifferenz bezieht sich auf den Trend im Zeitraum von 1994-2003 und den Trend von 1994-2004.

Region	Station	\overline{PW} (mm)	Trend 1994-2004 (% / Dekade)	Trend 1994-2004 (mm/Dekade)	Trenddifferenz zw. 10 und 11 Jahren (mm/Dekade)
Europa	BRUS	19,9	0,85 ± 0,72	0,17 ± 0,14	-0,08
	KOSG	20,0	1,39 ± 1,16	0,28 ± 0,23	0,26
	METS	14,3	1,41 ± 1,34	0,20 ± 0,19	0,11
	ZIMM	17,0	-0,65 ± 1,13	-0,11 ± 0,19	0,32
Nordamerika	NLIB	15,6	-0,07 ± 1,73	-0,01 ± 0,26	-0,24
	STJO	15,3	0,82 ± 0,85	0,13 ± 0,14	0,25
Ostasien	YELL	7,2	-2,94 ± 4,04	-0,21 ± 0,29	0,16
	USUD	16,1	-0,43 ± 1,66	-0,07 ± 0,27	0,49

Tabelle 5.2.: Trends des Wasserdampfgehalts im Zeitraum von 1994-2004 bezogen auf die Monate März, April, Mai (MAM), Juni, Juli, August (JJA), September, Oktober, November (SON), Dezember, Januar, Februar (DJF). Fett markierte Werte sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 20% statistisch signifikant.

Region	Station	H_{ell} (m)	Frühling (MAM) mm/Dekade	Sommer (JJA) mm/Dekade	Herbst (SON) mm/Dekade	Winter (DJF) mm/Dekade
Europa	BRUS	150	0,0 ± 0,8	1,6 ± 1,1	-1,0 ± 1,1	0,4 ± 0,7
	KOSG	98	0,4 ± 1,1	1,6 ± 1,1	-1,0 ± 1,1	0,3 ± 0,7
	METS	95	0,0 ± 0,7	1,3 ± 1,0	-1,2 ± 1,1	-1,4 ± 0,8
	ZIMM	956	0,0 ± 0,7	0,6 ± 0,7	-0,4 ± 0,9	-0,3 ± 0,5
Nordamerika	NLIB	207	0,6 ± 1,5	0,0 ± 1,4	-2,6 ± 2,3	-0,9 ± 1,0
	STJO	153	-0,5 ± 0,9	0,7 ± 1,1	1,2 ± 1,3	-1,5 ± 0,9
Ostasien	YELL	181	-0,3 ± 0,5	-0,2 ± 0,8	-0,5 ± 0,9	0,0 ± 0,4
	USUD	1509	0,5 ± 1,0	0,0 ± 1,1	-1,2 ± 1,7	0,4 ± 0,5

Für die Frühlings- und Wintermonate sind für die Stationen Europas keine signifikanten Trends feststellbar. Auch im Wasserdampfgehalt der meisten Stationen Nordamerikas und Ostasiens lassen sich in den verschiedenen Jahreszeiten keine Trends nachweisen. Eventuelle Änderungen im Wasserdampfgehalt dieser Stationen liegen momentan noch unter dem Signifikanzniveau der Trendschätzung. Die Ergebnisse der Stationen Europas zeigen, dass es möglich ist, mit Hilfe von GPS-Beobachtungen sehr kleine Änderungen im Wasserdampfgehalt von wenigen Zehnteln eines Millimeters pro Dekade zu detektieren. Sie zeigen auch, dass der von Philipona u.a. (2005) angegebene Anstieg des Wasserdampfes von mehreren Prozent pro Dekade im Zeitraum von 1995 bis 2002 nicht, wie von den Autoren vertreten, die Folge des anthropogenen Treibhauseffektes ist, sondern seine Ursache im Bereich der natürlichen mehrjährigen Schwankungen des Wasserdampfes hat. Zur Ableitung von Aussagen über globale Klimaveränderungen ist es notwendig, längere Zeiträume zu betrachten.

b) Anomalien

Bei der Interpretation der mehrjährigen Schwankungen im Wasserdampfgehalt werden in den nachfolgenden Abschnitten, aufgrund ihrer sehr kleinen Beträge, mögliche Trends vernachlässigt und die mehrjährige Komponente als Anomalie gedeutet. Für die Betrachtung der Anomalien sind die Genauigkeitsanforderungen an die Korrektur der Offsets, verursacht durch Änderungen in der Hardware der GPS-Station oder der Anzahl der aufgezeichneten Beobachtungen, geringer als bei der Trendschätzung. Die Analyse der mehrjährigen Komponente bezieht alle Zeitreihen mit ein, deren Offsets mit einer Genauigkeit von besser als 0,3 mm korrigiert werden konnten und die eine Mindestlänge von 8 Jahren aufweisen. Damit stehen für die Interpretation der Anomalien auch Stationen außerhalb von Europa und Nordamerika zur Verfügung.

Abbildung 5.9 c zeigt beispielhaft für die Stationen Europas die Anomalien des Wasserdampfgehaltes der Station Brüssel. Die Variationsbreite der Anomalien beträgt 1,5 mm mit einem Minimum in der zweiten Hälfte des Jahres 1996. Diese mehrjährigen Schwankungen liegen oberhalb der Signifikanzgrenze der aus GPS bestimmten Wasserdampfvariationen von 0,3 mm. Sie sind auf klimatisch bedingte Veränderungen im Wasserdampfgehalt zurückzuführen. Ein weiteres Indiz für diese Interpretation ist das sehr ähnliche Verhalten der Wasserdampfanomalien aller Stationen Europas. Der Großteil der Wasserdampfzeitreihen der Stationen Europas in Abbildung 5.10 a zeigt neben dem Minimum im Jahre 1996 jeweils ein Maximum Anfang 1998, Mitte 1999, Anfang 2001 sowie Anfang 2002. Der geringe Wasserdampfgehalt Ende des Jahres 1996 bestätigt die Ergebnisse der Analyse der Laufzeitverzögerungen der VLBI-Station Wettzell in Deutschland von Boehm u.a. (2003), welche für 1996 einen extrem trockenen Winter konstatieren.

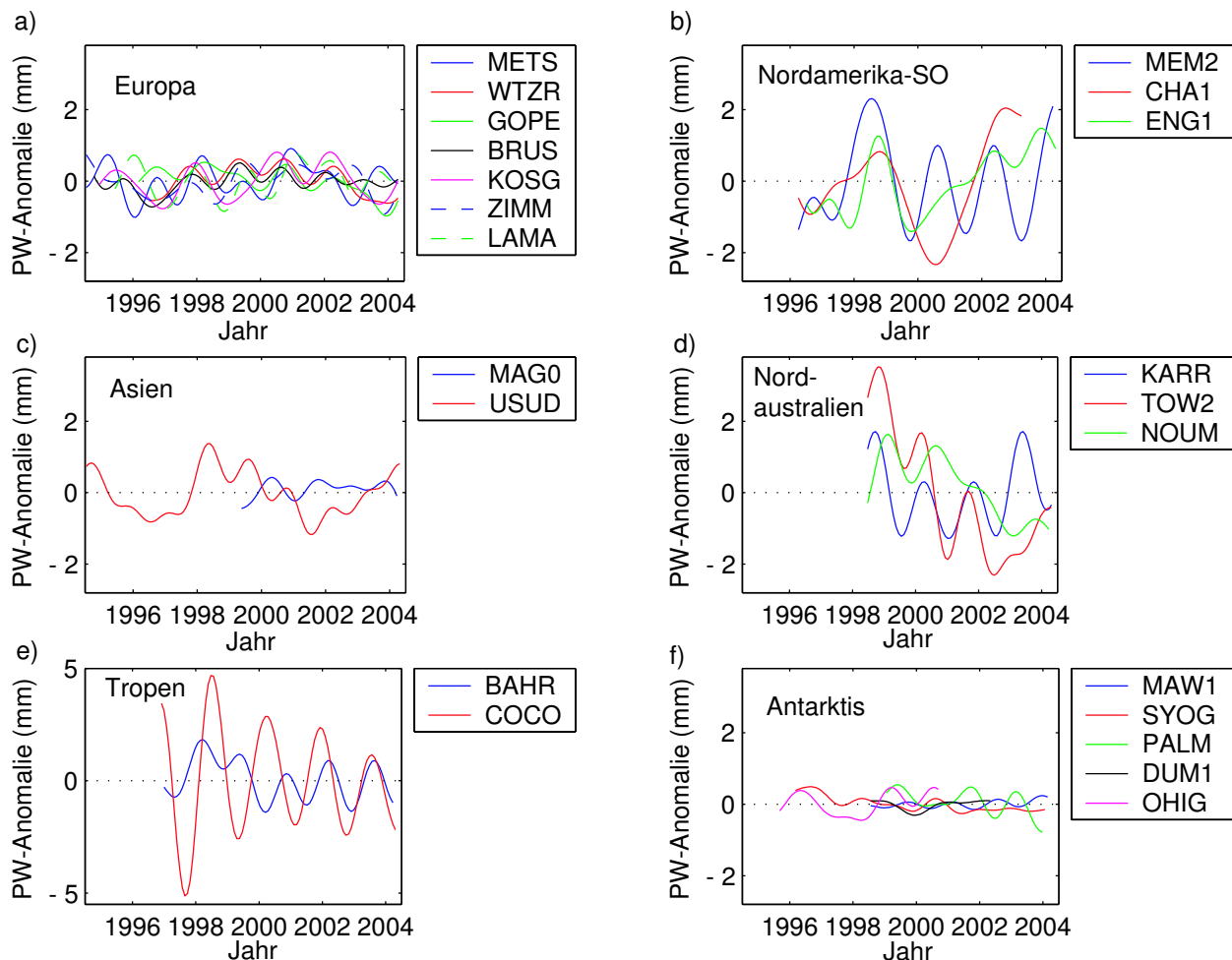


Abbildung 5.10.: Anomalien des Wasserdampfes, Abbildung (e) besitzt einen anderen Maßstab

Die Größenordnung der Anomalien des Wasserdampfes der meisten Stationen Nordamerikas und Islands ist vergleichbar mit jener der Stationen Europas (Tabelle 5.3). Größere Anomalien mit einer Variationsbreite von mehr als 3 mm sind im Südosten Nordamerikas und für die Station Bahrain (BAHR) im Persischen Golf zu beobachten. Die größten Anomalien mit Variationsbreiten von 6 mm bzw. 10 mm verzeichnen die Stationen Cape Ferguson (TOW2) im Nordosten Australiens und Cocos Island (COCO) gelegen im Osten des Indischen Ozeans (Abbildung 5.10 d und e). Die Anomalien des Wasserdampfes der bereits erwähnten Stationen Bahrain, Cape Ferguson, Cocos Island und die Anomalien der Stationen im Südosten Nordamerikas, aber auch die Anomalien der Stationen Noumea NOUM im Nordwesten Australiens und Usuda (USUD) in Japan zeigen im Jahre 1998 ein besonders deutlich ausgeprägtes Maximum. Zudem weisen die Anomalien dieser Stationen zu Beginn der Jahre 2000 und 2002 Nebenmaxima auf. Die Zeitpunkte des maximalen Wasserdampfgehaltes können dabei in Abhängigkeit von der Region um bis zu fünf Monate vor oder nach dem Jahreswechsel liegen. Die Abstände zwischen zwei aufeinanderfolgenden Maxima schwanken zwischen 1,5 und 2,5 Jahren und betragen nur in wenigen Fällen genau 2 Jahre. Die Interpretation der auftretenden Maxima bezüglich bekannter Klimaphänome erfolgt in Abschnitt 5.3.2.

Im Gegensatz zu den großen Anomalien in Nordaustralien weisen die Stationen im Süden Australiens nur kleine mehrjährige Schwankungen des Wasserdampfes mit Variationsbreiten von zirka 2 mm auf. Noch geringere Schwankungen mit Variationsbreiten von weniger als 1 mm sind bei den Anomalien der Stationen Macquarie Island (MAC1) im Südpazifik und Magadan (MAG0) in Sibirien zu beobachten. Der mittlere Wasserdampfgehalt dieser Stationen beträgt weniger als 10 mm. Die Stationen der Antarktis mit dem geringsten Wasserdampfgehalt weisen auch die kleinsten Anomalien, mit Variationsbreiten von teilweise weniger als 0,5 mm, auf. Das auf der Antarktischen Halbinsel vorherrschende im Vergleich zur Ostantarktis geringfügig feuchtere Klima äußert sich in den Anomalien des Wasserdampfgehaltes der dort gelegenen

Tabelle 5.3.: Beobachtungsstatistik des Wasserdampfes der Cluster und einzelner Stationen, ein Überblick zur Bezeichnung der Cluster und deren Lage ist in Abbildung 5.6 zu finden, (N=Anzahl der Stationen des Clusters, \overline{PW} =mehrfjähriges Mittel des PW aus GPS, \overline{V} =mittlere Variabilität des Wasserdampfes)

Nr	Cluster bzw. Region	N bzw. Stationsname	\overline{PW} [mm]	Variationsbreite des saisonalen PW-Signals [mm]	Variationsbreite der PW-Anomalie [mm]	\overline{V} [mm]	Variationsbreite des saisonalen Signals der V [mm]	Variationsbreite der Anomalie der V [mm]
1	NA-ZE	4	12,3	22,5	1,8	5,8	4,9	0,7
2	NA-SO	7	22,4	28,5	3,7	8,4	4,7	1,2
3	NA-NW	5	12,7	15,2	1,8	3,8	2,7	0,7
4	NA-NO	5	8,7	17,3	1,6	4,2	4,0	0,6
5	ISLAN	2	17,0	11,6	1,6	3,7	1,6	0,6
6	EUROP	10	18,1	15,4	1,5	4,2	2,0	0,5
7	B-SUED	7	15,4	8,9	1,7	4,4	3,0	0,9
8	ANTAR	8	3,7	4,0	0,8	1,4	0,7	0,3
9	ASIEN	MAG0	10,0	18,3	0,9	2,5	3,5	0,5
9	ASIEN	USUD	16,1	24,5	2,5	4,9	5,8	1,3
10	N-AUS	TOW2	38,1	29,7	5,8	7,9	4,5	1,6
10	N-AUS	NOUM	37,0	21,4	2,9	8,0	4,1	1,4
10	N-AUS	KARR	24,6	30,3	3,0	7,8	5,1	2,6
11	TROPEN	BAHR	17,1	10,3	3,2	5,5	3,1	1,6
11	TROPEN	COCO	39,9	16,6	9,8	7,5	3,3	2,8

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Stationen Palmer (PALM) und O'Higgins (OHIG) mit Variationen in der Größenordnung von 1 mm (Abbildung 5.10 f). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass mit zunehmenden mittleren Wasserdampfgehalt auch größere Anomalien auftreten. Einen Überblick zur Beobachtungsstatistik des Wasserdampfgehaltes der einzelnen Regionen gibt Tabelle 5.3.

5.2.4. Variabilität

Die in Abschnitt 5.1.3 aus der Restkomponente bestimmte Standardabweichung der täglichen Wasserdampfwerte innerhalb eines Monats wird im folgenden kurz als Variabilität bezeichnet. Wie Abbildung 5.4 zeigt, weisen die Zeitreihen der Variabilität sowohl saisonale als auch mehrjährige Schwankungen auf. Sie wurden daher den gleichen Analyseschritten unterzogen wie die Zeitreihen des Wasserdampfgehaltes. Die mittlere Variabilität über den kompletten Zeitraum ist für die Region im Südosten Nordamerikas sowie die Stationen in Nordaustralien mit ca. 8 mm am höchsten. Die geringste Variabilität mit im Mittel 1,4 mm weisen die Stationen in der Antarktis auf (Tabelle 5.3). Hier sind auch die saisonalen Schwankungen der Variabilität am kleinsten. Die größte Variationsbreite der saisonalen Signale der Variabilität lassen sich für die Stationen Wuhan (WUHN) in China und Usuda (USUD) in Japan mit 14 mm bzw. 12 mm beobachten.

In Europa ändert sich die Variabilität im Verlaufe eines Jahres um 2 mm, wobei die höchste Variabilität in den Sommermonaten auftritt. In erster Näherung steht eine höhere Variabilität mit einem höheren Wasserdampfgehalt in Verbindung (Abbildung 5.5 und 5.11). Der saisonale Verlauf der Variabilität zeigt jedoch im

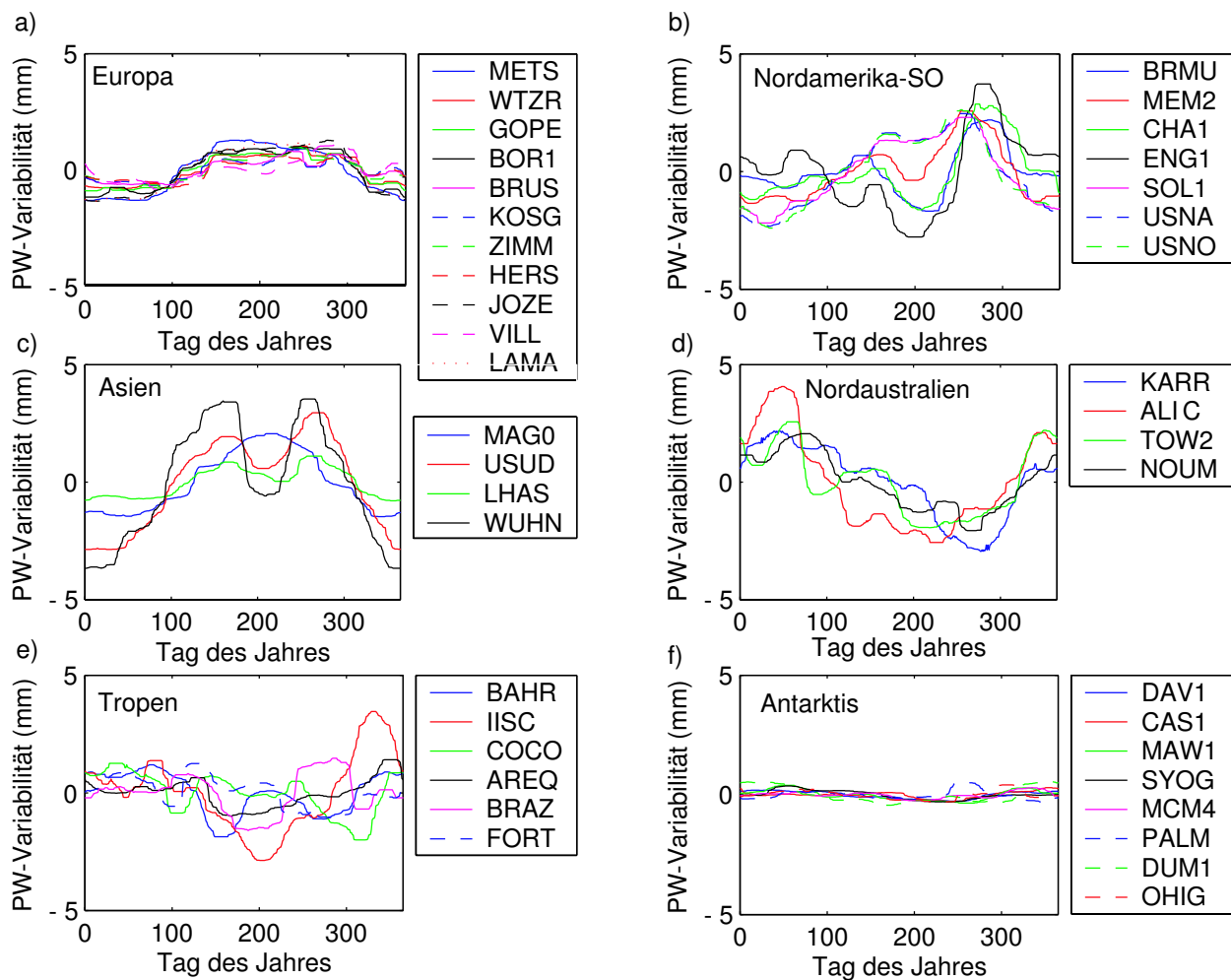


Abbildung 5.11.: Saisonale Schwankungen in der Variabilität des Wasserdampfes

Vergleich zum saisonalen Verlauf des mittleren Wasserdampfgehaltes teilweise sehr deutliche Unterschiede. Während der mittlere Wasserdampfgehalt in Europa in Abbildung 5.5 a einen Scheitelpunkt im August aufweist, bleibt die Variabilität in Abbildung 5.11 a im gesamten Zeitraum von Mai bis Anfang November auf konstant hohem Niveau. Im Südosten Nordamerikas und Asiens nimmt die Variabilität nach einem Anstieg von Mai bis Juli im August wieder ab, um danach im September nochmals anzusteigen, bevor sie im Oktober wieder steil abfällt (Abbildung 5.11 b und c). Die Wasserdampfwerte der genannten Regionen sind besonders in den Sommermonaten sehr hoch. Es zeigt sich, dass bei sehr hohen Wasserdampfgehalt die Variabilität wieder abnimmt.

Im mehrjährigen Bereich besitzen die Änderungen in der Variabilität des Wasserdampfes Variationsbreiten von 0,3 bis 2,8 mm. Die größten Schwankungen der Variabilität im mehrjährigen Bereich sind für die Stationen Cocos Island (COCO) im östlichen Indischen Ozean und Karratha (KARR) im Nordwesten Australiens mit Variationsbreiten von 2,8 mm bzw. 2,6 mm zu beobachten (Abbildung 5.12 e). Ebenfalls sehr deutliche mehrjährige Veränderungen in der Variabilität des Wasserdampfes mit Variationsbreiten zwischen 1,3 mm und 1,6 mm treten bei den Stationen Bahrain (BAHR) im Persischen Golf, Usuda (USUD) in Japan, Noumea (NOUM) auf Neukaledonien und Cape Ferguson (TOW2) in Australien auf. Auch die Stationen im Südosten der USA, insbesondere die Station Memphis (MEM2) in Tennessee zeigen Variationsbreiten von mehr als 1,2 mm. Für alle anderen Stationen Nordamerikas sowie für die Stationen Europas und Islands liegt die Variationsbreite der Variabilität im Verlauf der letzten Dekade im Bereich zwischen 0,5 mm und 0,7 mm (Tabelle 5.3). Die monatlichen Standardabweichungen des Wasserdampfes der Antarktisstationen weisen sehr geringere zeitliche Veränderungen mit Variationsbreiten von weniger als 0,3 mm auf.

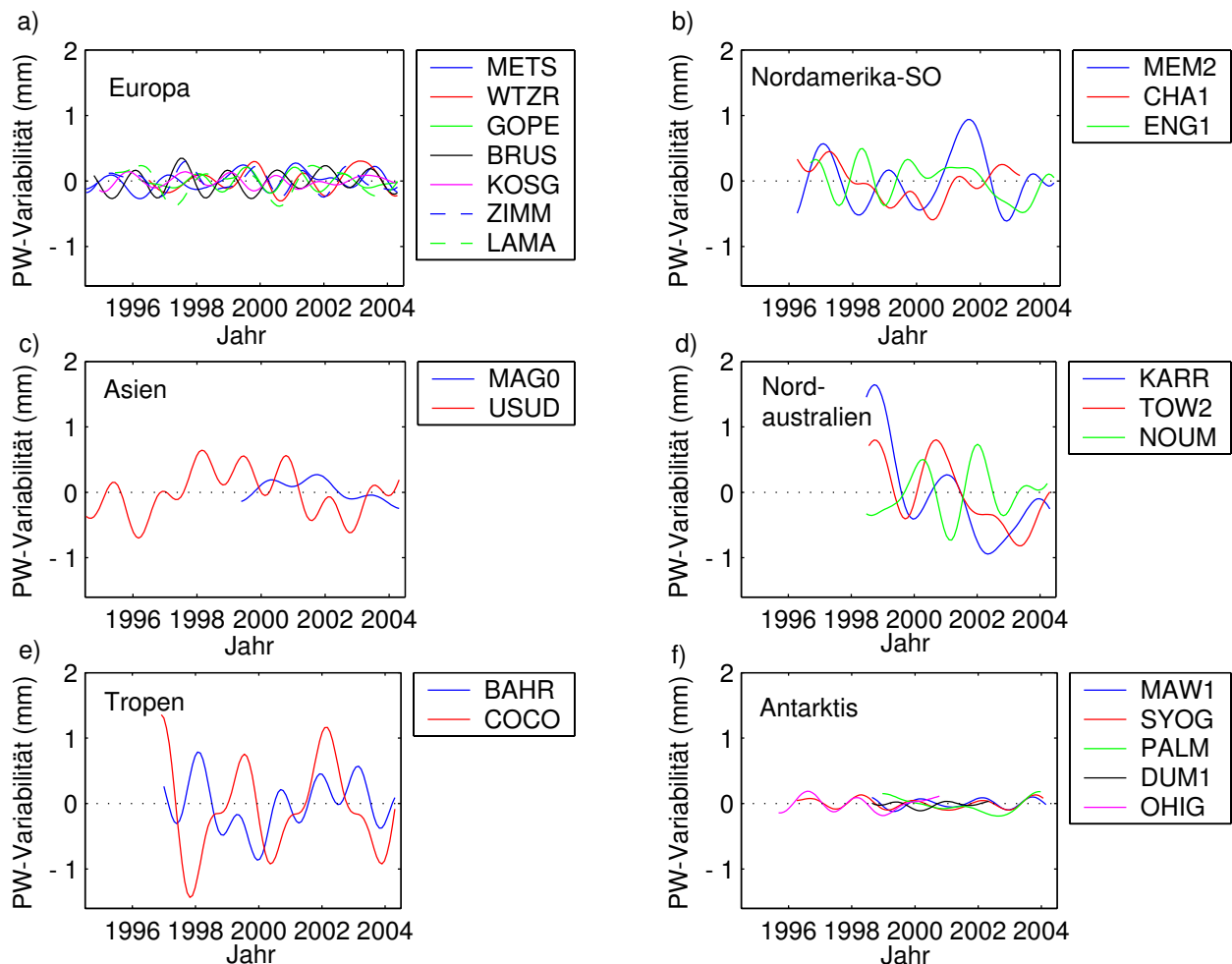


Abbildung 5.12.: Anomalien in der Variabilität des Wasserdampfes

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Der zeitliche Verlauf der Variabilität des Wasserdampfes zeigt in einigen Fällen wie z.B. bei den Stationen BAHR, MAG0 oder auch Horbart (HOB2) auf Tasmanien Gemeinsamkeiten mit dem Verlauf der Anomalien des Wasserdampfgehaltes (Abbildungen 5.10 und 5.12). Im Beispiel der Station BAHR sind in beiden Zeitreihen Ende 1998, Mitte 1999, Ende 2000, 2001 und 2002 Maxima zu erkennen. Auch bei der Station COCO lässt sich das in den Anomalien deutlich ausgeprägte Minimum Ende des Jahres 1997 sowie die beiden Maxima zu Beginn der Jahre 2000 und 2002 in den Zeitreihen der Variabilität wiederfinden. Für die anderen Stationen sind aufgrund der sehr kleinen Anomalien der Variabilität Zusammenhänge zwischen der Variabilität und dem mittleren Wasserdampfgehalt im mehrjährigen Bereich nur ansatzweise erkennbar. Sowohl in den Anomalien des mittleren Wasserdampfgehaltes als auch in den Anomalien der Variabilität treten in Nordamerika und Island v.a. in den Jahren 1998 und 2000 Maxima auf. Im allgemeinen stehen große Anomalien mit einer hohen Variabilität in Verbindung.

5.3. Interpretation der beobachteten Schwankungen im Wasserdampfgehalt

Kenntnisse über die Ursachen der zeitlichen und räumlichen Variationen des Wasserdampfgehaltes sind essentiell für das Verständnis der Klimaprozesse sowie der Rückkopplungsmechanismen zwischen Temperatur und Wasserdampf. Änderungen des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes einer Region sind zum einen durch die Prozesse der Verdunstung und Kondensation bedingt und lassen sich zum anderen auf Feuchtigkeitstransporte zurückführen. Die durch Verdunstung und Kondensation verursachten Schwankungen im Wasserdampfgehalt hängen hauptsächlich von der Temperatur der Atmosphäre - also thermodynamischen Einflüssen ab. Die Feuchtigkeitstransporte sind an lokale und globale Zirkulationen der atmosphärischen Luftmassen, d.h. an dynamische Prozesse gekoppelt.

Zveryaev und Allan (2005) nutzten Daten der ECMWF-Reanalyse im Zeitraum von 1979 bis 2001, um die dynamischen und thermodynamischen Einflüsse auf die zeitlichen und räumlichen Variationen des Wasserdampfgehaltes der Tropen zu untersuchen. Im Ergebnis dieser Analyse zeigt sich, dass die Änderungen im Wasserdampfgehalt der Tropen von großskaligen Zirkulationsmustern dominiert werden und Prozesse der Thermodynamik nur eine untergeordnete Rolle spielen. Wie stark die dynamischen oder thermodynamischen Prozesse den Wasserdampfgehalt in anderen Regionen der Erde bestimmen, soll Gegenstand der nachfolgenden Untersuchungen sein.

5.3.1. Untersuchung des thermodynamischen Einflusses

Der in der Atmosphäre bei einer Temperatur T vorhandene Wasserdampfgehalt lässt sich mit Hilfe der Gleichung von Clausius-Claperion beschreiben (Stull, 1995). Der Wasserdampfpartialdruck e_s bei Sättigung ergibt sich dabei durch:

$$e_s = e_0 \cdot \exp \left[\frac{L}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad (5.15)$$

mit

$e_0 = 0,611 \text{ kPa}$	Wasserdampfpartialdruck bei $T_0 = 273\text{K}$
$R_v = 461,51 [\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}]$	spezifische Gaskonstante des Wasserdampfes
L	Verdunstungswärme, über Eisoberflächen $L = 2,83 \cdot 10^6 [\text{J kg}^{-1}]$, über Wasseroberflächen $L = 2,5 \cdot 10^6 [\text{J kg}^{-1}]$

Erwärmt sich die Luft um 1 K, so ist diese nach Gleichung 5.15 in der Lage zirka 7% mehr Wasserdampf zu halten. Es wird dabei angenommen, dass die relative Luftfeuchte der Atmosphäre konstant bleibt (Stull,

5.3. Interpretation der beobachteten Schwankungen im Wasserdampfgehalt

1995). Der Wasserdampfpartialdruck steht mit der absoluten Luftfeuchte ρ_v in direktem Zusammenhang (Stull, 1995):

$$\rho_v = \frac{e_s}{R_v T} \quad (5.16)$$

Das Integral der absoluten Feuchte über eine Luftschicht der Dicke H ergibt nach Gleichung 3.28 unter Verwendung der Gleichungen 3.29, 5.15 und 5.16 das potentielle Niederschlagswasser PW_{thermo} , das sich aufgrund der in den Höhen h vorherrschenden Temperaturen theoretisch in der Luftsäule befindet:

$$PW_{thermo} = \frac{1}{\rho_w} \int_0^H \frac{e_0 \cdot \exp\left[\frac{L}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T(h)}\right)\right]}{R_v T(h)} \cdot h dh \quad (5.17)$$

Der aus GPS abgeleitete Wasserdampfgehalt stellt einen integralen Wert über die Gesamthöhe der Atmosphäre dar. Daher wurde bei der Modellierung des theoretisch in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampfgehaltes nach Gleichung 5.17 die Gesamthöhe und die mittlere Temperatur der Atmosphäre verwendet und der Wasserdampf nur als integrale Größe untersucht.

In dem in Abbildung 5.13 a-d dargestellten Beispiel der Station St. John's (STJO) in Kanada stimmt der modellierte Wasserdampfgehalt sehr gut mit den aus GPS abgeleiteten Wasserdampferten überein. Sowohl die saisonalen als auch die mehrjährigen Variationen des Wasserdampfes lassen sich nahezu vollständig mit Hilfe der Gleichung von Clausius-Claperion reproduzieren. Die Zu- und Abnahme im Wasserdampfgehalt gehen damit allein auf Änderungen in der Lufttemperatur zurück.

Wie Abbildung 5.14 zeigt, besteht auch für einen Großteil der Stationen Nordamerikas, Europas und Asiens sowie der Stationen in den hohen südlichen Breiten eine starke Abhängigkeit des Wasserdampfgehaltes von der Temperatur der Atmosphäre. In den Regionen mit hoher Korrelation zwischen den modellierten und den beobachteten Wasserdampferten ist die Thermodynamik die Ursache für die Änderung im Wasserdampfgehalt.

Für Stationen in niedrigen Breiten hängt der Wasserdampfgehalt weitaus weniger von der Temperatur der Atmosphäre ab als bei den Stationen hoher Breiten. In den Tropen sind die Temperatur und der Wasserdampfgehalt sogar leicht negativ miteinander korreliert. Wie das Beispiel der Station Cocosinsel (COCO) im Indischen Ozean in Abbildung 5.13 g zeigt, bleibt die Temperatur im Verlaufe eines Jahres nahezu konstant. Der hohe Wasserdampfgehalt in der ersten Jahreshälfte korrespondiert mit der Monsunzeit. Der jährliche Zyklus im Wasserdampfgehalt der Tropen beruht auf atmosphärischen Zirkulationen die zur Regen- und Trockenzeit führen (Weischet, 1991). Die starken, unabhängig von der Temperatur erfolgenden Änderungen des Wasserdampfgehaltes in den Tropen verursachen Schwankungen der relativen Luftfeuchte. Die Annahme konstanter relativer Luftfeuchte, die einige Klimamodelle voraussetzen, wird in den Tropen nicht erfüllt (Gaffen u.a., 1992).

Bei den Stationen im Norden Australiens lässt sich, wie das Beispiel der Station Karratha (KARR) in Abbildung 5.13 k zeigt, ein Teil der saisonalen Änderungen im Wasserdampfgehalt auf die jahreszeitlich bedingten Schwankungen in der Temperatur zurückführen. Das Maximum des Wasserdampfgehaltes im Februar und März wird jedoch nicht durch ein Maximum in der Temperatur hervorgerufen, sondern steht mit dem im Frühjahr auftretenden Monsun in Zusammenhang. Die Stationen im Norden Australiens sind Beispiele für eine Überlagerung der thermodynamischen und der durch Feuchtigkeitstransporte verursachten dynamischen Effekte.

Im Zeitraum von 1996 bis 2004 sind, wie die Abbildungen 5.13 h und l erkennen lassen, die Schwankungen des Wasserdampfgehaltes der Stationen KARR und COCO negativ mit den Anomalien der Temperatur korreliert. In den Tropen sind die mehrjährigen Variationen im Wasserdampfgehalt wesentlich größer als die durch die Temperaturanomalien modellierten Änderungen des Wasserdampfes.

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

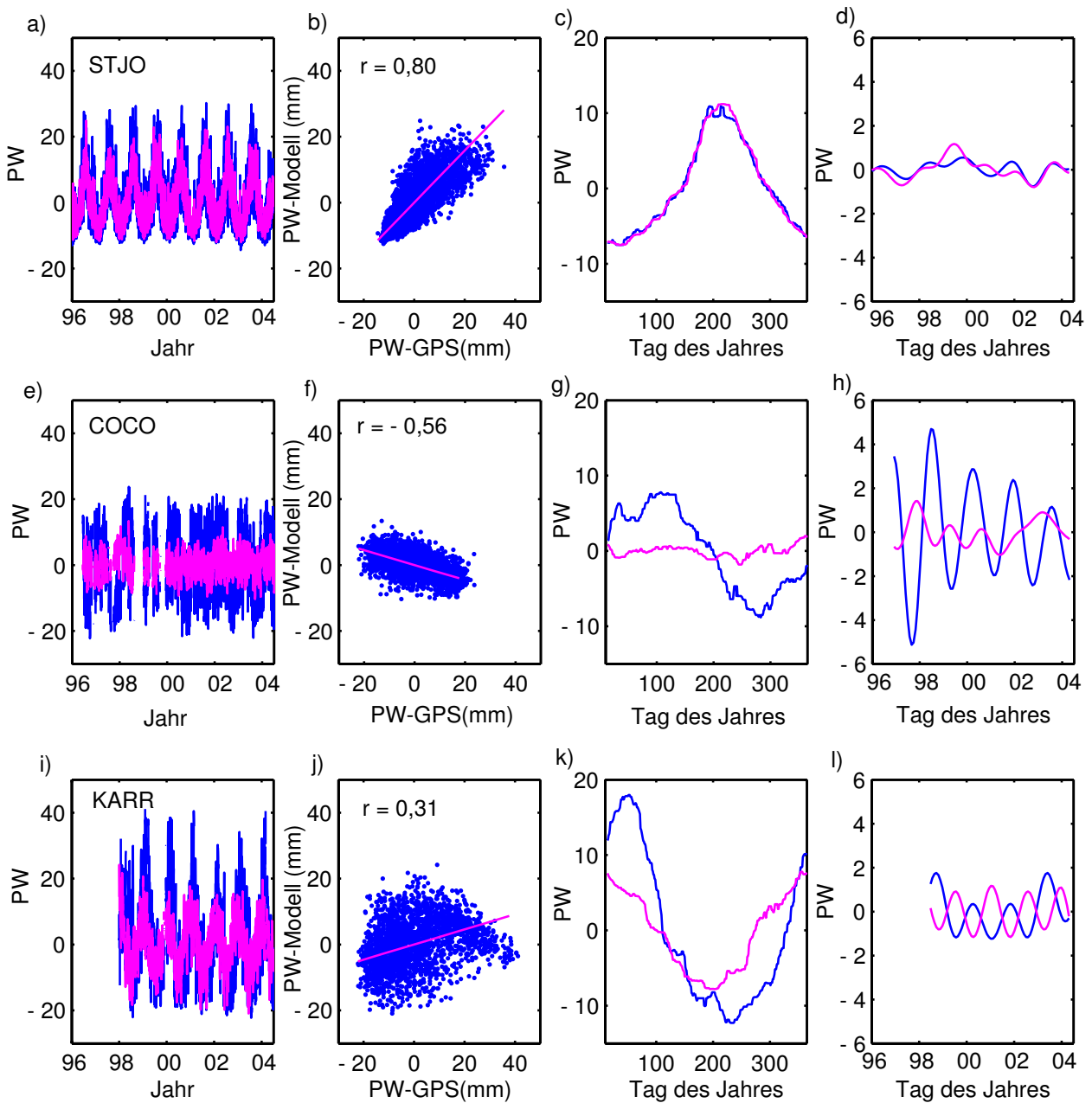


Abbildung 5.13.: Vergleich der durch die Gleichung von Clausius-Claperion modellierten Wasserdampf-werte (violett) mit dem GPS-PW (blau), a) Vergleich der Tageswerte, b) Korrelogramm mit dem Korrelationskoeffizienten r , c) Vergleich der saisonalen Signale und d) Vergleich der Anomalien für die Station St. John's (STJO) in Kanada, analog auch für die Stationen Cocosinsel (COCO) im Indischen Ozean (e-h) und Karratha (KARR) in Australien (i-l)

Nicht nur im saisonalen sondern auch im mehrjährigen Bereich sind globale Zirkulationsmuster die Ursache für die im Wasserdampfgehalt der Tropen auftretenden Anomalien. Den größten Einfluss auf die globale Zirkulation hat dabei die Südlichen Oszillation, die im folgenden etwas genauer betrachtet werden soll.

5.3. Interpretation der beobachteten Schwankungen im Wasserdampfgehalt

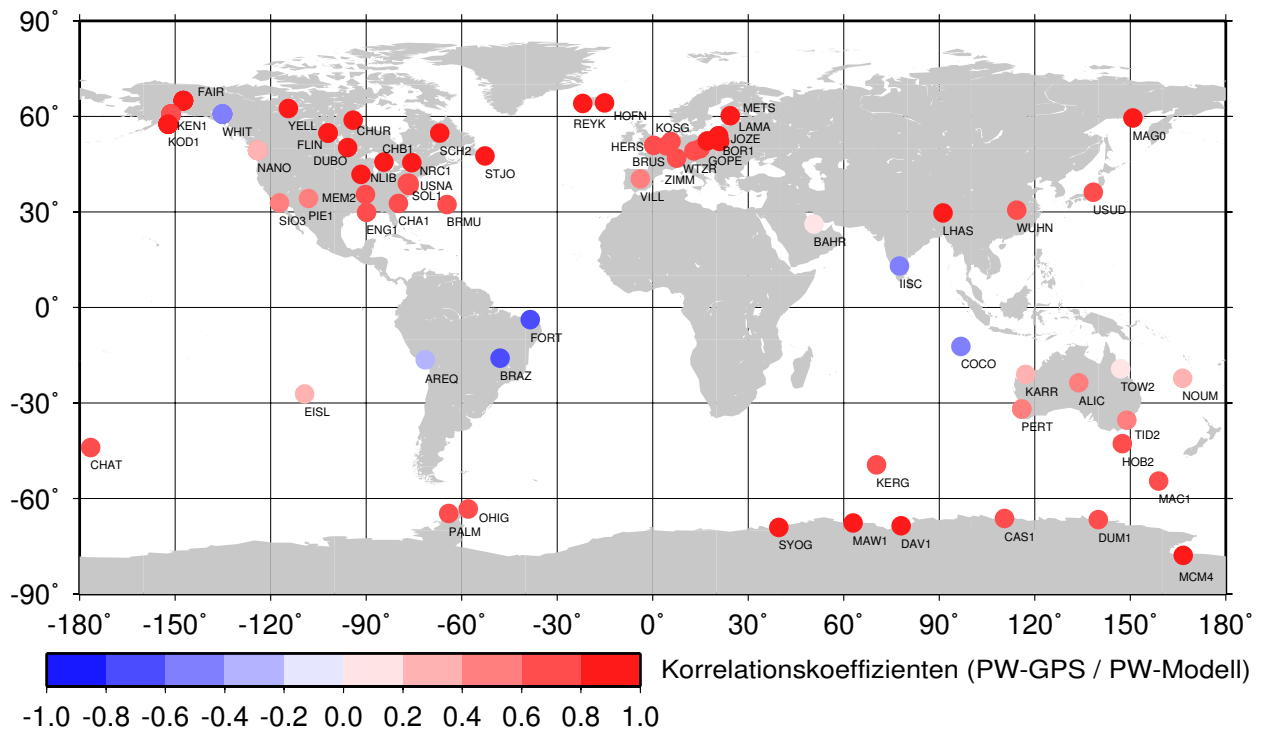


Abbildung 5.14.: Korrelationskoeffizienten des durch die Gleichung von Clausius-Claperion modellierten und des aus GPS abgeleiteten Wasserdampfgehaltes

5.3.2. Einfluss der Südlichen Oszillation

a) Phänomen der Südlichen Oszillation

Die stärksten mehrjährigen Klimaschwankungen stehen mit dem Phänomen des El Niños als Teil der Südlichen Oszillation (*El Niño-Southern Oscillation (ENSO)*) in Zusammenhang (Navarra, 1999). ENSO verkörpert eine sich in unregelmäßigen Abständen von 2 bis 7 Jahren wiederholende Oszillation, welche durch die Phasen von El Niño und La Niña charakterisiert wird. Die unterschiedlich starke Ausprägung der Klimaphänomene von El Niño und La Niña ist an eine Verschiebung der Luftmassen zwischen dem tropischen Teil des Ost- und Westpazifiks gekoppelt.

Während der Phase von La Niña unter sogenannten normalen Wetterbedingungen befindet sich warmes Oberflächenwasser vor der Küste Indonesiens. Dieses verursacht ein Tiefdruckgebiet über dem südostasiatischen Raum, welches mit heftigen Regenfällen, dem Monsun und Wirbelstürmen verbunden ist. Im Gegensatz ist das vor der Westküste Südamerikas vorherrschende Hochdruckgebiet die Folge von kaltem Oberflächenwasser in dieser Region. Die enormen Luftdruckunterschiede zwischen dem Ost- und Westpazifik führen zu starken aus südöstlichen Richtungen wehenden Passatwinden. Wie Abbildung 5.15 a veranschaulicht, schiebt der Südostpassat das Oberflächenwasser des Pazifiks in Richtung Indonesien und führt vor der Küste Perus zu einen um ca. 60 cm niedrigeren Meeresspiegel als vor der Küste Indonesiens. Der Humboldtstrom, eine kalte Meeresströmung aus der Antarktis, kann in dieser Situation bis vor die Küsten von Peru und Ecuador vordringen (Diaz, 2000).

In den El Niño Jahren wird das Hoch vor Südamerika schwächer. Der Südostpassat nimmt in seiner Stärke ab und der Äquatorialstrom wird rückläufig (Abbildung 5.15 b). Das warme Wasser vor Indonesien strömt ostwärts und erreicht nach 2 bis 3 Monaten um die Weihnachtszeit die südamerikanischen Küstenregionen.

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

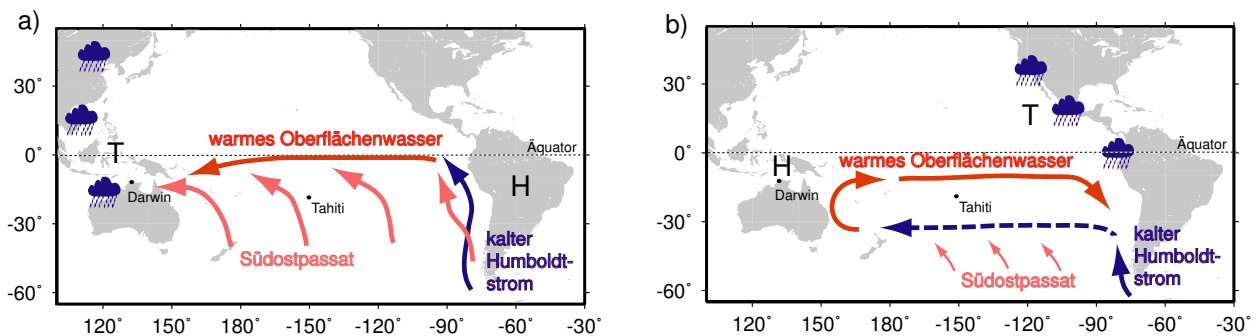


Abbildung 5.15.: Wetterverhältnisse im Südpazifik, a) im Normalfall und b) unter dem Einfluß von El Niño

Dort verdrängt das warme Oberflächenwasser den kalten Humboldtstrom². An die starke Erwärmung der Meeresoberfläche vor Peru und Ecuador um bis zu 8° C ist ein Tiefdruckgebiet gekoppelt, welches zu sintflutartigen Regenfällen führt. Im westpazifischen Raum findet genau das Gegenteil statt. Kaltes Oberflächenwasser vor den südostasiatischen Küsten, verbundenen mit einem ausgeprägten Hochdruckgebiet führt zu großen Dürreperioden in Indonesien und Australien.

Die Intensität des Auftretens von El Niño und La Niña lässt sich mit Hilfe des Index der Südlichen Oszillation (*Southern Oscillation Index: SOI*) quantifizieren. Der SOI parametrisiert die Druckschaukel zwischen den zwei Druckzentren im tropischen Pazifik anhand der Luftdruckwerte von Tahiti und Darwin (Nordaustralien). Er berechnet sich aus dem Luftdruck in Höhe des Meeresspiegels *SLP* (*sea level pressure*) der beiden Stationen wie folgt:

$$SOI = \frac{SLP_{Tahiti} - SLP_{Darwin}}{MSD} \quad (5.18)$$

Die Standardabweichung *MSD* bezieht sich auf die Luftdruckdifferenzen zwischen Tahiti und Darwin. In La Niña Jahren herrscht auf Tahiti ein höherer Luftdruck als in Darwin, in diesem Fall ist der SOI positiv. In El Niño Jahren kehren sich die Luftdruckverhältnisse über dem tropischen Pazifik um und der SOI ist negativ. Der Verlauf des SOI während der letzten 10 Jahre zeigt einen besonders stark ausgeprägten El Niño zum Jahreswechsel 1997/98 (Abbildung 5.16). Der Einfluss von ENSO auf die verschiedensten atmosphärischen und ozeanischen Parameter wurde von zahlreichen Autoren untersucht (u.a. Neelin u.a., 1989; Philander, 1990; Trenberth und Caron, 2000). Auch wenn der Ursprung von ENSO und seine größten Auswirkungen im tropischen Pazifik liegen, beeinflusst ENSO das weltweite Klimasystem.

Die Beziehung zwischen ENSO und globalen Klimaparametern wird als Klimafernkopplung (*Teleconnection*) bezeichnet. Während der letzten Jahre hat sich das Wissen über Klimafernkopplungen wesentlich erweitert (u.a. Kiladis und Diaz, 1989; Yualeva und Wallace, 1994; Soden, 2000; Trenberth und Caron, 2000; Wagner u.a., 2005; Mokhov und Smirnov, 2006). Klimafernkopplungen treten dabei nicht nur in direkt an den tropischen Pazifik angrenzenden Gebieten wie Australien, Asien und Amerika auf, sondern zeigen sich auch in entfernt liegenden Regionen wie Europa und der Antarktis (u.a. Kidson und Renwick, 2002; Liu u.a., 2002; Mariotti u.a., 2002). Die Fernkopplungen beschränken sich dabei nicht nur auf die Temperatur der Meeresoberfläche oder das Niederschlagsverhalten, sondern beeinflussen eine Vielzahl unterschiedlicher Parameter wie z.B. die Meeresspiegelhöhe, den Luftdruck, die Wolken- und Meereisbedeckung oder die Strahlungsbilanz (Ferraro u.a., 1996; Dai und Wigley, 2000; Zvervaev und Chu, 2003; Wu u.a., 2003; Guo und Bromwich, 2004).

² El Niño bekam seinen Namen von den peruanischen Fischern, welche direkt von dem Ausbleiben des nährstoffreichen Humboldtstroms und damit von dem Ausbleiben ihres Fangs betroffen waren. Sie nannten dieses Klimaphänomen in sarkastischer Weise "El Niño", was auf spanisch "Christkind" oder "Knabe" heißt, da der El Niño in dieser Gegend um die Weihnachtszeit am stärksten ausgeprägt ist.

Im Zusammenhang mit El Niño wurden auch Untersuchungen bezüglich des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre durchgeführt (Ferraro u.a., 1996; Nanjundiah und Srinivasan, 1999; Soden, 2000; Foster u.a., 2000; Scaife u.a., 2003; Lu u.a., 2004; Wagner u.a., 2005; Zveryaev und Allan, 2005). Diese Analysen decken jedoch häufig nur ein ausgewähltes Gebiet, in den meisten Fällen die Tropen ab. Aufgrund der geringen Anzahl von Radiosondenstationen in den Tropen basieren die meisten Studien auf Satellitenbeobachtungen. Die Ableitung von Wasserdampf aus Satellitenmessungen im sichtbaren und im Infrarotbereich ist in den Tropen nur sehr eingeschränkt möglich, da diese einen wolkenfreien Himmel voraussetzen (Abschnitt 2.2.2). Die Bestimmung des Wasserdampfgehalts aus Satellitendaten von Mikrowellenradiometern wiederum liefert momentan nur über den Ozeanen zuverlässige Ergebnisse (Randel u.a., 1996; Wagner u.a., 2005). Die Beobachtungen von auf dem Festland befindlichen GPS-Stationen sind räumlich komplementär zu den Messungen der Satellitenmikrowellenradiometer. Eine von Foster u.a. (2000) durchgeführte Fallstudie, welche auf den GPS-Beobachtungen zweier Stationen im tropischen Pazifik im Zeitraum von 1997 bis 1998 basiert, zeigt, dass in den aus GPS abgeleiteten Wasserdampferten der Einfluss von El Niño nachweisbar ist. Der folgende Abschnitt widmet sich der Frage, ob sich auch in den GPS-Wasserdampf-anomalien ausserhalb der Tropen mit ENSO in Verbindung stehende Signale detektieren lassen.

b) Vergleich mit GPS-Wasserdampf-anomalien über Australien

Der aus GPS bestimmte Wasserdampf der Station Hobart (HOB2) auf Tasmanien in Abbildung 5.16 a weist im Jahre 1997 eine deutliche negative Anomalie auf. Diese steht mit dem Hochdruckgebiet in Verbindung, das unter dem Einfluss von El Niño über dem westpazifischen Raum vorherrschend ist. Die beobachtete Trockenheit korrespondiert mit den großen Dürreperioden über Australien während dieser Zeit (Gao u.a., 2004). Auch die Variabilität des Wasserdampfes ist unter dem Einfluss von El Niño kleiner als unter Normalbedingungen. Der Verlauf der Variabilität in Abbildung 5.16 b zeigt eine deutliche Korrelation mit dem SOI. Die standardisierten Anomalien, definiert als Quotient der Anomalien und der Variabilität, sind wie Abbildung 5.16 c zeigt, negativ mit dem SOI korreliert (Abschnitt 5.1.3).

Die Wasserdampf-anomalien der anderen Stationen Australiens verhalten sich ähnlich wie die Anomalien der Station HOB2. Dabei ist die Korrelation der standardisierten Anomalien mit dem SOI bei den Stationen im Nordwesten und Südosten Australiens (KARR, TID2, HOB2) größer als bei den Stationen im Südwesten, Nordosten und im Inneren des Kontinents (PERT, TOW2, ALIC). Bei der am Indischen Ozean gelegenen Station Karratha ist der Einfluss von El Niño auf die Wasserdampf-anomalien im Vergleich zu den anderen Stationen Australiens am größten (Tabelle 5.4).

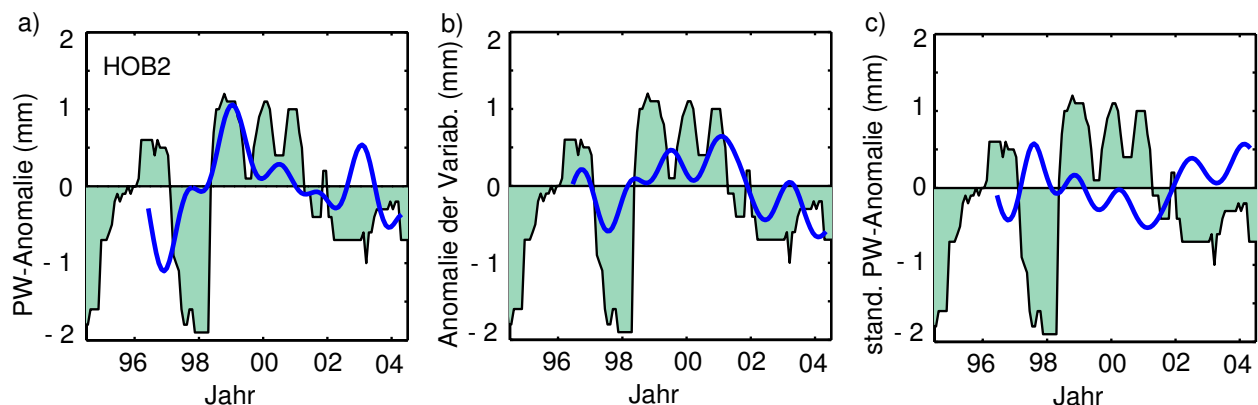


Abbildung 5.16.: Vergleich der GPS-Wasserdampf-anomalien (blau) der Station Hobart (HOB2) in Tasmanien mit dem SOI (grün), a) Wasserdampf-anomalien, b) Anomalien der Variabilität, c) standardisierte Wasserdampf-anomalien

5. Analyse der Wasserdampfzeitreihen

Tabelle 5.4.: Korrelationskoeffizient r der GPS-Wasserdampfpanomalien mit dem SOI über Australien, Dem angegebenen Vertrauensintervall liegt eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% zugrunde.

Station	r (SOI/PW-Anomalie)	r (SOI/Anomalie der Variabilität)	r (SOI/standardisierte PW-Anomalie)
KARR	$0,08 \pm 0,29$	$0,72 \pm 0,19$	$-0,73 \pm 0,20$
ALIC	$0,37 \pm 0,30$	$0,41 \pm 0,30$	$-0,26 \pm 0,32$
TOW2	$0,74 \pm 0,17$	$0,76 \pm 0,23$	$-0,31 \pm 0,29$
PERT	$0,23 \pm 0,27$	$0,40 \pm 0,28$	$-0,26 \pm 0,27$
TID2	$0,26 \pm 0,25$	$0,53 \pm 0,24$	$-0,44 \pm 0,28$
HOB2	$0,26 \pm 0,20$	$0,58 \pm 0,22$	$-0,53 \pm 0,24$

c) Vergleich mit GPS-Wasserdampfpanomalien im Südosten der USA

Im Südosten der USA weist der Wasserdampfgehalt, wie das Beispiel der Station English Turn (ENG1) in Abbildung 5.17 a zeigt, positive Anomalien am Ende des Jahres 1998 auf. Die Vermutung, dass diese Anomalien mit dem zum Jahreswechsel 1997/98 im tropischen Pazifik aufgetretenen El Niño in Zusammenhang stehen könnten, wurde mit Hilfe der Kreuzkorrelation zwischen den Wasserdampfpanomalien und dem SOI untersucht. Die Kreuzkorrelationsfunktion weist bei einem zeitlichen Versatz von 10 Monaten ein deutliches Minimum auf (Abbildung 5.17 b).

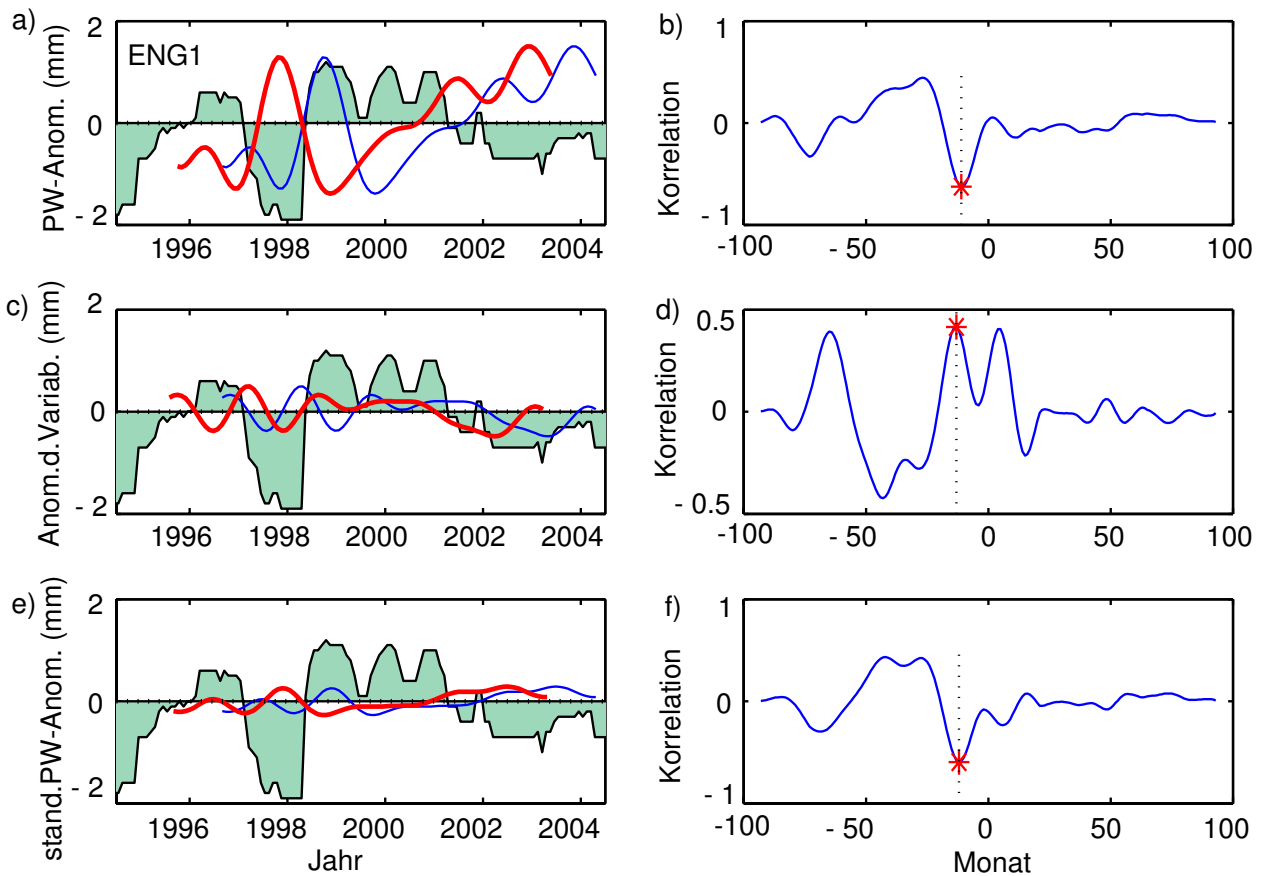


Abbildung 5.17.: Vergleich der GPS-Wasserdampfpanomalien (blau) der Station English Turn (ENG1) im Südosten der USA mit dem SOI (grün). Die rote Kurve zeigt Anomalien mit einer Phasenverschiebung τ bei maximaler Korrelation. a und b) Wasserdampfpanomalien und Kreuzkorrelationsfunktionen der PW-Anomalien mit dem SOI, c und d) Anomalien der Variabilität, e und f) standardisierte Wasserdampfpanomalien

5.3. Interpretation der beobachteten Schwankungen im Wasserdampfgehalt

Der Korrelationskoeffizient von -0,63 zu diesem Zeitpunkt zeigt, dass zwischen der Anomalie und dem SOI eine deutliche Abhängigkeit besteht. Die höheren Wasserdampfwerte der Station ENG1 gegen Ende des Jahres 1998 sind damit auf den Einfluss von El Niño zurückzuführen. Gleiches gilt für die in Abbildung 5.17 c und d dargestellte Variabilität, die 10 Monate nach dem Auftreten des El Niños im Westpazifik eine negative Anomalie aufweist. Die Variabilität des Wasserdampfes ist positiv mit dem SOI korreliert. Auch die Anomalien und Variabilitäten des Wasserdampfes der anderen Stationen im Südosten der USA sind stark mit dem SOI korreliert. Die in Tabelle 5.5 zusammengefassten hohen Korrelationskoeffizienten sind ein deutliches Zeichen der Klimafernkopplung zwischen den Tropen und den mittleren Breiten. El Niño verursacht im Südosten der USA ein feuchteres Klima, das von heftigen Regenfällen begleitet wird.

Tabelle 5.5.: Vergleichsstatistik der GPS-Wasserdampfanomalien mit dem SOI im Südosten der USA, τ Phasenverschiebung der Anomalien gegenüber dem SOI zum Zeitpunkt maximaler negativer Korrelation r , Das angegebene Vertrauensintervall bezieht sich auf eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%.

Station	τ (Monate)	r (SOI/PW-Anomalie)	r (SOI/Anomalie der Variabilität)	r (SOI-standardisierte Anomalie)
ENG1	-12	-0,63 \pm 0,20	0,41 \pm 0,28	-0,60 \pm 0,22
CHA1	-11	-0,53 \pm 0,24	0,13 \pm 0,20	-0,57 \pm 0,23
MEM2	-11	-0,60 \pm 0,21	0,44 \pm 0,23	-0,62 \pm 0,21
USNA	-12	-0,32 \pm 0,30	0,46 \pm 0,26	-0,45 \pm 0,27

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

6.1. Validierung des Wasserdampfes im globalen Wettermodell

Immer mehr Untersuchungen zum Verhalten des Klimas der Erdatmosphäre während der vergangenen 20 bis 40 Jahre stützen sich auf die Daten aus den Analysen numerischer Wettervorhersagemodelle (*Numerical Weather Prediction Modell* (NWP-Modell)). Dazu zählen z.B. Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre oder Analysen zur Bestimmung der Energie- und Feuchtigkeitstransporte zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre (u.a. Allan u.a., 2002; Bengtsson u.a., 2004). Unter dem Gesichtspunkt der globalen Erwärmung spielen Untersuchungen der Zusammenhänge zwischen Veränderungen der Temperatur der Atmosphäre, dem atmosphärischen Wasserdampfgehalt sowie der Wolkenbildung eine wichtige Rolle beim Verständnis von Rückkopplungsmechanismen dieser Größen (u.a. Philipona u.a., 2005).

Die Nutzung numerischer Wettermodelle zur Ableitung klimatologischer Schlussfolgerungen setzt eine gute Kenntnis der Genauigkeit der Analyseergebnisse dieser Modelle voraus. Insbesondere die Parameter für die Wärme- und Feuchtigkeitstransporte basieren nur zu einem geringen Teil auf direkten Beobachtungen. Sie sind stark von der Modellphysik und der angewendeten Methode der Datenassimilierung abhängig. Sie werden damit unsicherer bestimmt als andere Analyseparameter, wie z.B. Temperatur und Luftdruck, für die wesentlich mehr direkte Beobachtungen vorhanden sind (Kalnay u.a., 1996; Bengtsson u.a., 2004). Gerade eine Validierung des Wasserdampfgehaltes aus Wettermodellen mit unabhängigen Daten ist daher essentiell für deren Interpretation.

Der Hauptvorteil einer Validierung mit aus GPS abgeleiteten Wasserdampfwerten besteht darin, dass diese eine unabhängige Datenquelle darstellen. Der Großteil bisheriger Studien zur Validierung des Wasserdampfes aus Wettermodellen mittels GPS erfolgte vor dem Hintergrund, zusätzliche Feuchtebeobachtungen neuer Messverfahren in die Datenassimilation einzubeziehen. Ihr Hauptziel bestand darin, die Genauigkeit der kurz- und mittelfristigen Wettervorhersage zu verbessern. Die Untersuchungen beziehen sich daher häufig auf regionale Wettermodelle und beschränken sich auf die Analyse weniger Tage und Wochen. Zudem konzentrieren sich die meisten Arbeiten auf Europa, Nordamerika und Japan. Köpken (2001) sowie Johnsen und Rockel (2001) validierten z.B. das operationelle Modell des Deutschen Wetterdienstes mit Hilfe von GPS- und Radiometerdaten. Vergleichende Untersuchungen des Wasserdampfgehaltes aus GPS und regionalen Wettermodellen führten u.a. auch Guerova u.a. (2006) für die Schweiz, Bock u.a. (2005b) für die Alpen, Vedel u.a. (2001) und Cucurull u.a. (2000) für Westeuropa, Gutman und Benjamin (2001) für Nordamerika sowie Okamura und Kimura (2003) für Japan durch.

Validierungen zum globalen Verhalten des Wasserdampfes in Wettermodellen mit Hilfe von GPS-Daten erfolgten bisher nur für die operationellen Analysen des ECMWF und des Meteorologischen Analysezentrams Kanada (*Canadian Meteorological Centre*) (Hagemann u.a., 2003; Deblonde u.a., 2005). Beide Studien stützen sich auf die Daten von nur 4 bzw. 7 Monaten und betrachten hauptsächlich den Bias und die Streuung zwischen dem Wasserdampf aus GPS und dem Wettermodell. Die nachfolgenden Analysen überdecken den kompletten Zeitraum der letzten Dekade, wobei ein Hauptaugenmerk auf der Validierung der

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

saisonalen Signale und der Anomalien des Wasserdampfes im Wettermodell liegen soll. Daneben spielt auch die Validierung der Variabilität der Wasserdampfwerte eine Rolle.

6.1.1. NCEP-NCAR Reanalyse

Die zwei Analysezentren NCEP (*National Centre for Environmental Prediction*) und NCAR (*National Centre for Atmospheric Research*) führten in einem gemeinsamen Projekt eine Reanalyse der globalen Atmosphärenbeobachtungen von 1948 bis 2002 durch (Kalnay u.a., 1996; Kistler u.a., 2001). Das dabei zugrunde liegende Modell entspricht dem 1995 bei NCEP implementierten operationellen Wettervorhersagemodell (Kanamitsu u.a., 1991). Dieses basiert auf 28 vertikalen Schichten ausgehend von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von etwa 40 km. Die im Ergebnis der Reanalyse bestimmten Variablen liegen in einem Gitter von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ vor. Sie lassen sich drei Kategorien zuordnen: Die erste Kategorie umfasst stark von den Beobachtungsdaten abhängige Variablen. Sie stellen die zuverlässigsten Produkte der Reanalyse dar. Zu ihnen zählt z.B. die Temperatur. Variablen der zweiten Kategorie sind weniger zuverlässig, da sie sowohl von den Beobachtungen als auch vom Modell beeinflusst werden. In diese Kategorie lässt sich u.a. der Wasserdampfgehalt einordnen. Variablen der dritten Kategorie, wie z.B. der Niederschlag hängen vollständig von der Modellphysik ab. Sie sind die am unzuverlässigsten bestimmten Größen der Reanalyse.

Zeitlichen Inhomogenitäten bei der operationellen Analyse - bedingt durch Modellmodifikationen - werden bei der Reanalyse durch Beibehaltung der Modellierung und des Assimilierungsschemas während des gesamten Zeitraumes vorgebeugt. Die Ergebnisse der Reanalyse können jedoch durch Änderungen der in die Analyse eingehenden Beobachtungen beeinflusst werden. So hat die zusätzliche Einbeziehung globaler Satellitenbeobachtungen ab 1979 einen signifikanten Einfluss auf die Resultate der Reanalyse. Eine Wiederholung der Reanalyse erfolgte für die Jahre 1979 bis heute in Zusammenarbeit des NCEP und des DOE (*Department of Energy*) in Verbindung mit einem Projekt zum Vergleich verschiedener Atmosphärenmodelle (*Atmospheric Model Intercomparison Project, AMIP-II*) (Kanamitsu u.a., 2002). Diese NCEP-DOE AMIP-II Reanalyse (R-2) basiert gegenüber der ersten Reanalyse auf konsistenteren Beobachtungen und einer verbesserten Modellphysik. Die Auflösung und das Assimilierungsschema blieben unverändert. Die durchgeführte Validierung des Wasserdampfes mittels GPS bezieht sich auf die Daten der zweiten Reanalyse, die im folgenden kurz als NCEP bezeichnet wird.

Während NCEP mittlere Werte für Gitterzellen mit einer Grundfläche von mehr als 10.000 km^2 bereitstellt, ist die GPS-Messung für ein Gebiet mit einem Durchmesser von weniger als 100 km repräsentativ (Abschnitt 6.2.2). Zudem treten Unterschiede zwischen der Modelltopographie und der Höhe der GPS-Antenne auf. In Vorbereitung der Validierung erfolgte eine lineare horizontale Interpolation von vier benachbarten Gitterzellen auf die Position der GPS-Station. Die durch verschiedene Bezugshöhen der GPS-Beobachtung und des Modells hervorgerufenen Unterschiede im Wasserdampfgehalt zwischen GPS und NCEP wurden mittels einer vertikalen Interpolation berücksichtigt. Diese erfolgte unter Anwendung der Gleichung von Clausius-Clapeyron basierend auf der Annahme einer linearen Temperaturabnahme mit steigender Höhe (Hagemann u.a., 2003).

Die GPS-Wasserdampfzeitreihen bestehen aus Tageswerten. Aus diesem Grund wurde die Validierung des globalen Verhaltens des Wasserdampfes in NCEP anhand von Tagesmittelwerten durchgeführt, die aus den 6 stündigen NCEP-Wasserdampfwerten gebildet wurden. Zudem wurden aus den zeitlich kontinuierlichen NCEP-Daten nur die Werte jener Zeitpunkte extrahiert, zu denen auch GPS-Beobachtungen vorliegen. Der Vergleich bezieht desweiteren nur GPS-Stationen ein, deren Zeitreihen eine Mindestlänge von 5 Jahren aufweisen und deren Datenlücken kürzer als 3 Monate sind.

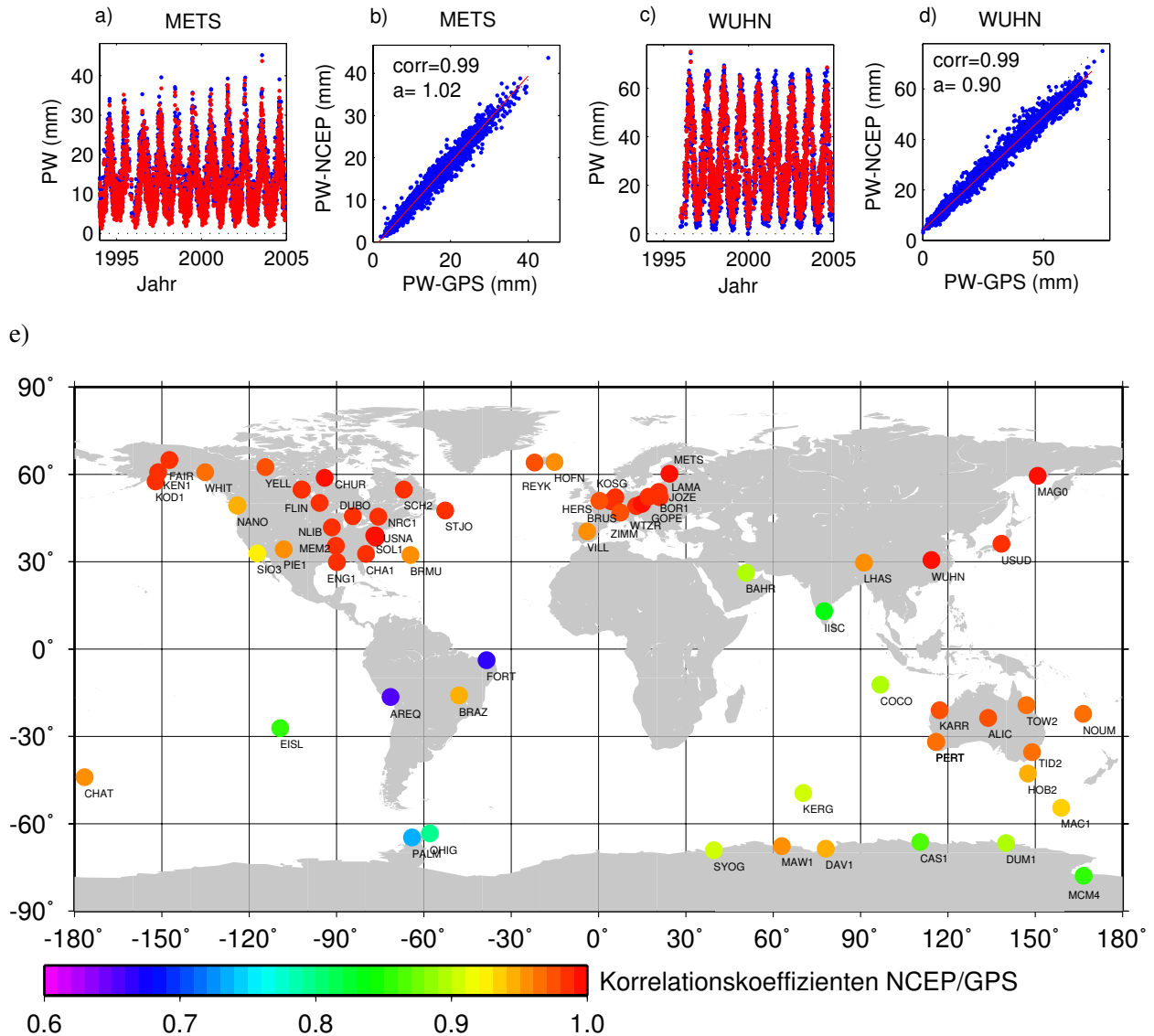


Abbildung 6.1.: Vergleich des aus NCEP und aus GPS abgeleiteten Wasserdampfes, a-d) Zeitreihen und Korrelogramm der Stationen Metsahovi, Finnland und Wuhan, China, e) Korrelationskoeffizienten aller Stationen

6.1.2. Langjährige Mittelwerte und saisonale Signale

a) Korrelation und langjährige Mittelwerte

Die Zeitreihen der aus GPS und NCEP abgeleiteten Wasserdampferte sind, wie die Beispiele der Stationen Metsahovi in Finnland und Wuhan in China in Abbildung 6.1 a-d zeigen, sehr stark miteinander korreliert. Der Anstieg der aus beiden Datensätzen bestimmten Regressionsgeraden liegt nahe eins. Auch für den Großteil der anderen Stationen liegen die Korrelationskoeffizienten der Wasserdampferte aus Abbildung 6.1 e über 0,9. Verglichen mit der nördlichen Hemisphäre weist der Wasserdampfgehalt der Stationen der südlichen Hemisphäre insbesondere der Stationen der Antarktischen Halbinsel und Südamerikas niedrigere Korrelationskoeffizienten auf. Dies lässt sich auf die sehr geringe Anzahl an Beobachtungen in dieser Region zurückführen. Eine Ausnahme dabei bildet Australien mit einer höheren Beobachtungsdichte. Der starke Einfluss der Beobachtungen auf die Analyseergebnisse wird durch eine bessere Übereinstimmung des Wasserdampfes aus NCEP und GPS über dem australischen Kontinent im Vergleich zur restlichen südlichen Hemisphäre bestätigt.

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

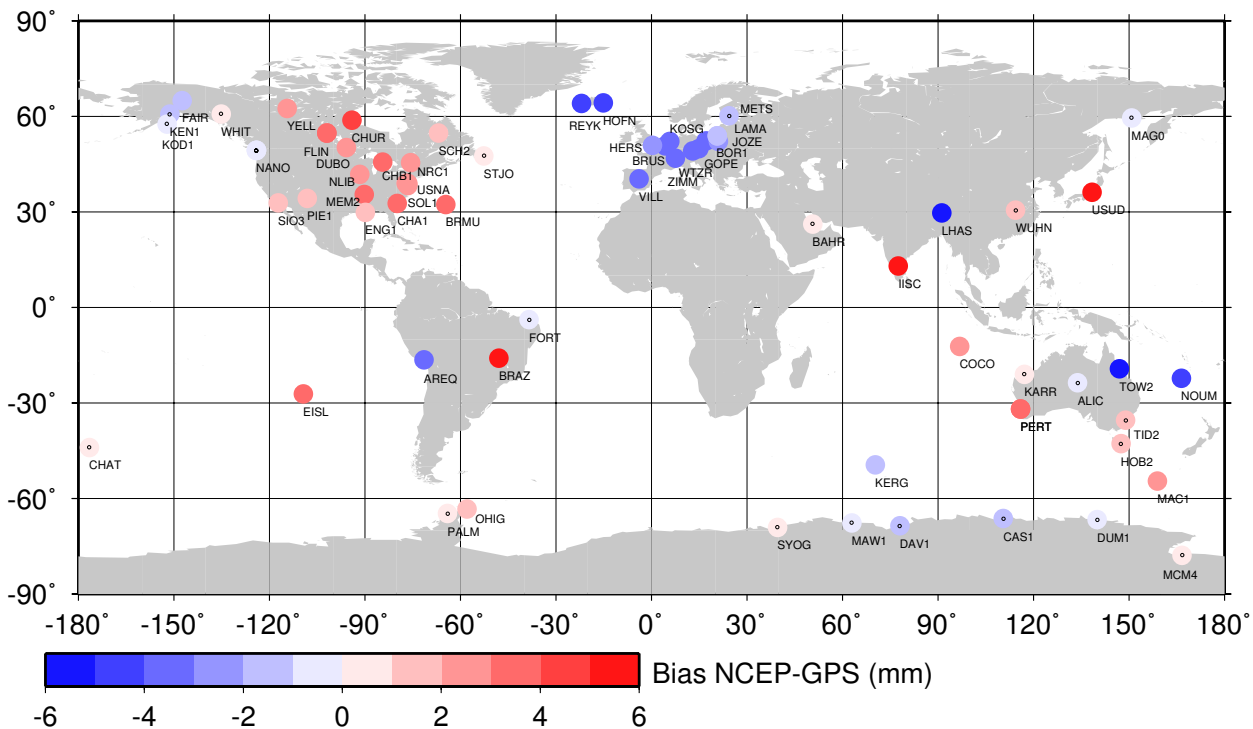


Abbildung 6.2.: Bias zwischen den aus NCEP und GPS abgeleiteten Wasserdampfzeitreihen, Die mit einem schwarzen Punkt gekennzeichneten Stationen weisen einen Bias mit einem Betrag von weniger als 1,5 mm auf.

Die Differenzen der aus den Zeitreihen von GPS und NCEP abgeleiteten langjährigen Mittelwerte des Wasserdampfes liegen für 50% der Stationen im Bereich von $\pm 1,5$ mm und für 80% der Stationen im Bereich von ± 3 mm (Abbildung 6.2). Höhere Offsets treten vor allem bei Stationen mit großen Höhenunterschieden zwischen der NCEP-Topographie und der Höhe der GPS-Antenne auf. Im Beispiel der in einer Höhe von 3658 m gelegenen Station Lhasa in Tibet beträgt die Bezugshöhe des Modells 4563 m. Die bei der Höhenreduktion des Wasserdampfes gemachten Annahmen wie. z.B. die lineare Temperaturabnahme mit steigender Höhe verursachen bei großen Höhendifferenzen große systematische Fehler. Alle Punkte mit Höhendifferenzen von mehr als 400 m wurden daher nicht in die Validierung einbezogen¹. Auch bei sehr hoch gelegenen Stationen treten signifikante Offsets auf. Je höher die GPS-Station gelegen ist, desto größer ist bei der PW-Bestimmung der Fehlereinfluss durch die Reduktion des Luftdrucks vom mittleren Meeresspiegel auf die Höhe der GPS-Antenne. Die Ursache dafür stellen Abweichungen zwischen der vertikalen Temperaturverteilung der realen Atmosphäre und der Standardatmosphäre dar. Bei der Luftdruckreduktion mit Hilfe der hypsometrischen Gleichung wurde der lineare Temperaturgradient der Standardatmosphäre von 6,5 K/km verwendet. Der Temperaturgradient variiert in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Lage der Station zwischen 3 und 8 K/km. Bei einer Station in der Höhe von 900 m, wie im Beispiel der Station Zimmerwald in der Schweiz, kann die Anwendung des Temperaturgradienten der Standardatmosphäre einen Fehler in der Temperatur von bis zu 3 K verursachen. Dieser wiederum führt zu einem systematischen Fehler im reduzierten Luftdruck von bis zu 1,2 hPa (Abschnitt 3.4.2). Stationen mit einer Höhe von mehr als 900 m wurden ebenfalls bei der Bildung der Clustermittelwerte ausgeschlossen².

Der Bias zwischen den aus GPS und NCEP abgeleiteten Wasserdampfgehalten der verbleibenden Stationen liegt bis auf wenige Ausnahmen im Bereich von ± 3 mm (Tabelle 6.1). Die Bestimmung des GPS-Wasserdampfgehaltes erfolgte mit einer absoluten Genauigkeit von besser als 1,5 mm (Abschnitt 3.4.2 und 4.3.1).

¹ Höhendifferenz zwischen GPS und NCEP > 400 m bei den Stationen AREQ, LHAS, USUD, WHIT

² Höhe der GPS-Station > 900 m bei AREQ, BRAZ, LHAS, USUD, WHIT, PIE1, IISC, ZIMM

Ursachen für größere Werte im Bias beider Verfahren sind daher in der NCEP-Analyse zu suchen. Über dem Großteil Nordamerikas besitzt NCEP im Mittel für den Zeitraum der letzten Dekade um 2-3 mm höhere Wasserdampfwerte als GPS. Die bereits in lokalen Fallstudien beschriebene Tendenz, dass die Wasserdampfwerte der NCEP-Analyse über Nordamerika einen feuchten Bias aufweisen, kann bestätigt werden (Gutman und Benjamin, 2001). Auch Vergleiche der NCEP-Analyse mit den Wasserdampfwerten aus GPS-Radiokkultationen zeigen im Vergleich zu den Okkultationsergebnissen feuchtere Analysewerte (Kursinski und Hajj, 2001). Die Feuchteergebnisse der Analyse hängen in hohem Maße von den assimilierten Beobachtungen ab (Andersson u.a., 2006). Über Landbereichen fließen hauptsächlich die Daten von Radiosonden und Radiometern im Infrarotbereich (TOVS-Beobachtungen) in die Analyse ein. Als Ursache für die systematischen Unterschiede im Bias zwischen Nordamerika und Europa werden Unterschiede in den Radiosondenbeobachtungen beider Regionen vermutet. Diese lassen sich zum einen auf die unterschiedlichen Radiosondentypen der einzelnen Nationen zurückführen (Soden und Lanzante, 1996; Miloshevic u.a., 2006). Zum anderen verursachen Unterschiede in den international verwendeten Algorithmen zur Kalibrierung der Instrumente und zur Konvertierung der beobachteten relativen Luftfeuchte in die zur Assimilierung verwendete Taupunkttemperatur (*dewpoint temperature*) systematische Differenzen zwischen den Beobachtungsdaten verschiedener Regionen. Aber auch die Verwendung unterschiedlicher Kappungsgrenzen der Feuchteaufzeichnung bei niedrigen Temperaturen und hoher Luftfeuchte können sich als systematische Fehler in den Analyseergebnissen niederschlagen (Garand u.a., 1992).

Über den Ozeanen werden neben den TOVS-Beobachtungen v.a. Satellitenradiometerdaten im Mikrowellenbereich (SSMI-Daten) assimiliert. Die SSMI-Beobachtungen weisen im Vergleich zu Radiosondenbeobachtungen systematisch zu hohe Feuchtwerte auf (Andersson u.a., 2006). Der positive Bias des NCEP-Wasserdampfes vieler Stationen im Küstenbereich lässt sich auf die Assimilation der SSMI-Daten zurückführen. Bei der Assimilation von lokalen Radiosondenbeobachtungen, die nicht repräsentativ für die Region sind, kann es zu Inkonsistenzen zwischen der Analyse und diesen Beobachtungen kommen. Solche Inkonsistenzen treten v.a. in küstennahen Gebieten auf. Sie führen, wie im Beispiel der Stationen Noumea (NOUM) auf Neukaledonien und Cape Ferguson (TOW2) im Nordosten Australiens, zu größeren Differenzen im Wasserdampfgehalt zwischen GPS und NCEP als bei ihren benachbarten Stationen. Auch bei den Stationen Höfen und Reikjavik auf Island beeinflusst die steil vom Meeresniveau aufragende Topographie im entscheidenden Umfang das kleinskalige Verhalten des Wasserdampfes. Solche lokalen Einflüsse im Grenzbereich zwischen Ozean und Land lassen sich, bedingt durch die geringe räumliche Auflösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, durch das globale Modell nur unzureichend erfassen.

b) Saisonale Signale

Die Standardabweichung der Differenzen zwischen den Wasserdampfwerten aus GPS und NCEP sind beispielhaft für die Stationen Metsahovi (METS) in Finnland und Wuhan (WUHN) in China in Abbildung 6.3 dargestellt. Bei der Stationen Metsahovi ist die Standardabweichung der Differenzen beider Datensätze mit 1,2 mm sehr klein. Im Gegensatz dazu streuen die Differenzen der Station Wuhan in China um mehr als 3 mm. Im Beispiel von Wuhan weist die Differenzzeitreihe ein deutliches saisonales Signal auf. Während die Amplitudenspektren der Zeitreihen von GPS und NCEP für die Station Metsahovi sich kaum voneinander unterscheiden, ist bei Wuhan die Amplitude der Jahres- und Halbjahresperiode von NCEP deutlich kleiner als bei GPS (Abbildung 6.3 b und d). Die höhere Standardabweichung der Differenzzeitreihe der Station Wuhan lässt sich auf Unterschiede im saisonalen Signal der GPS- und NCEP-Zeitreihen zurückführen. Im folgenden soll daher die Repräsentation der saisonalen Signale im Wasserdampf durch NCEP genauer untersucht werden.

Wie Abbildung 6.4 zeigt, treten bei einem höheren Wasserdampfgehalt betragsmäßig größere Differenzen auf. Im Falle der Station Wuhan ist die Differenz aus NCEP und GPS mit der Höhe des Wasserdampf-

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

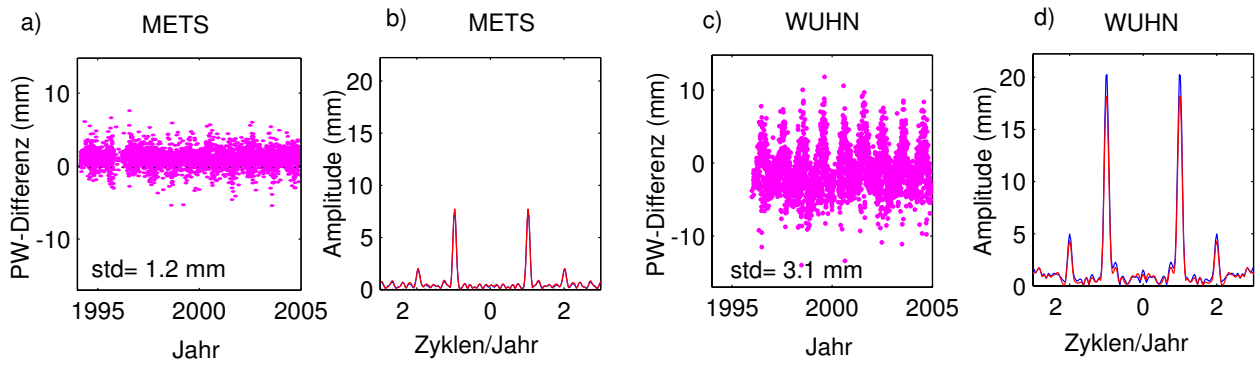


Abbildung 6.3.: Differenzzeitreihen und Amplitudenspektren des Wasserdampfes aus GPS (blau) und NCEP (rot) für die Stationen Metsahovi (METS) und Wuhan (WUHN)

gehaltenes negativ korreliert, was sich in einem negativen Anstieg der Regressionsgeraden widerspiegelt. In diesem Falle weist das saisonale Signal des Wasserdampfes von NCEP eine kleinere Variationsbreite auf als jenes von GPS. Eine starke Abhängigkeit der Differenzen von der Höhe des Wasserdampfgehaltes ist auch deutlich für die Stationen Magadan (MAG0) in Sibirien sichtbar. Hier signalisiert ein positiver Korrelationskoeffizient genannter Größen ein größeres saisonales Signal im Wasserdampfgehalt von NCEP im Vergleich zu GPS. Als Maß für den relativen Fehler des saisonalen Signals wurde das Verhältnis

$$a = \frac{\Delta \hat{s}_{N,G}(t)}{\hat{s}_{N,G}(t)} \quad (6.1)$$

aus der Differenz des saisonalen Signales $\hat{s}_{NCEP}(t)$ von NCEP und $\hat{s}_{GPS}(t)$ von GPS

$$\Delta \hat{s}_{N,G}(t) = \hat{s}_{NCEP}(t) - \hat{s}_{GPS}(t)$$

sowie der Höhe des mittleren Wasserdampfgehaltes

$$\hat{s}_{N,G}(t) = \frac{\hat{s}_{NCEP}(t) + \hat{s}_{GPS}(t)}{2}$$

definiert. Der Betrag a entspricht dabei dem Anstieg der Regressionsgeraden $\Delta \hat{s}_{N,G}(t) = a \cdot \hat{s}_{N,G}(t) + b$, wobei b den im vorhergehenden Abschnitt diskutierten Bias repräsentiert.

Für die Stationen einer Region lassen sich, wie in Abbildung 6.5 zu erkennen ist, einige Gemeinsamkeiten in den Differenzsignalen des Wasserdampfes aus GPS und NCEP erkennen. Die Differenzen der saisonalen

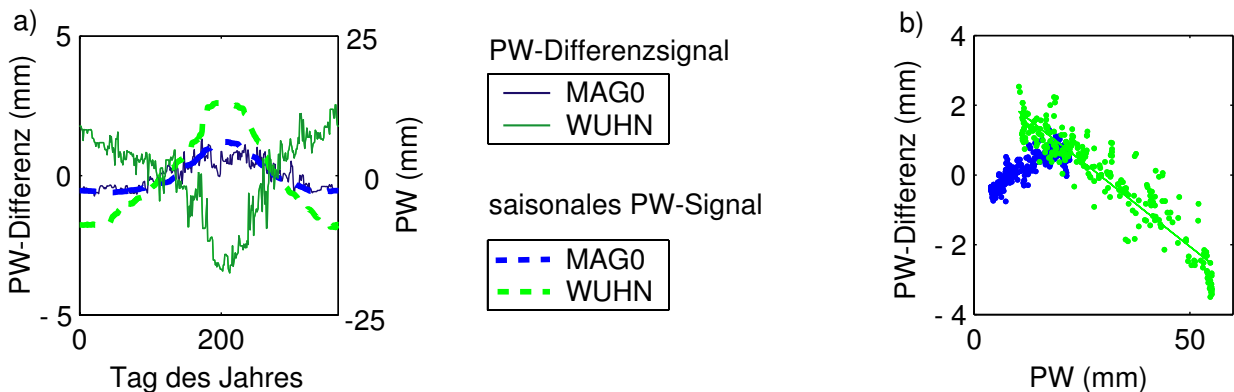


Abbildung 6.4.: Abhängigkeit der Differenzen (NCEP-GPS) von der Höhe des Wasserdampfgehaltes am Beispiel der Stationen Wuhan (WUHN), China und Magadan (MAD0), Sibirien

Signale des Wasserdampfes einzelner Regionen weisen jedoch sowohl in ihrem Betrag als auch in ihrem Verlauf große Unterschiede auf. In Europa zeigen, ähnlich der Station Metsahovi, auch alle anderen Stationen eine sehr gute Übereinstimmung des aus GPS und NCEP bestimmten Wasserdampfgehaltes. Die Differenzen im Wasserdampfgehalt dieser Stationen sind unabhängig von der Jahreszeit (Abbildung 6.5 a). Der relative Fehler der saisonalen Signale beträgt 2% und die Standardabweichung der Differenzen der Tageswerte liegt bei weniger als 1,5 mm. Die theoretisch abgeschätzte Genauigkeit des aus GPS bestimmten Wasserdampfes wird bestätigt. Die Ergebnisse zeugen zugleich von einer hohen Genauigkeit der Modellierung des saisonalen Signals des Wasserdampfes durch NCEP in Europa. Neben Europa zeigt auch das Verhalten des Wasserdampfes aus GPS und NCEP im Zentrum und im Osten der USA sowie im Süden Australiens eine sehr gute Übereinstimmung. Die relativen Fehler der saisonalen Signale des Wasserdampfgehaltes dieser Regionen betragen weniger als 5% (Tabelle 6.1). Besonders große relative Fehler der saisonalen Signale um die 25% treten in der Antarktis und in den Tropen auf. Während in der Antarktis, aufgrund des dort vorherrschenden extrem geringen Wasserdampfgehaltes, die absoluten Differenzen im saisonalen Signal zwischen GPS und NCEP kleiner als ein Millimeter sind, beträgt diese Differenz in den Tropen 3-4 mm (Abbildung 6.5 g und h).

Die Abweichungen zwischen den saisonalen Signalen des Wasserdampfes von NCEP und GPS ergeben sich als Summe der Fehler beider Verfahren. Der stärkste im saisonalen Bereich wirkende Fehlereinfluss, der insbesondere die GPS-Laufzeitverzögerung über der Antarktis betrifft, beruht auf Unsicherheiten in der Modellierung der Mappingfunktion. Die Verwendung einer verbesserten Mappingfunktion konnte diesen Fehlereinfluss deutlich reduzieren (Abschnitt 4.1.2). Die Tatsache, dass mit zunehmenden Wasserdampfgehalt der Fehler in der mittleren Temperatur der Atmosphäre einen größeren Einfluss auf das Ergebnis hat, spielt nur eine untergeordnete Rolle. Der Fehlereinfluss der mittleren Temperatur der Atmosphäre beträgt bei einem Wasserdampfgehalt von 25 mm in Europa 0,17 mm und steigt auf maximal 0,35 mm bei einem Wasserdampfgehalt von 50 mm in den Tropen an. Die Unterschiede im Wasserdampfgehalt zwischen den saisonalen Signalen von NCEP und GPS sind in den meisten Regionen signifikant größer als die Fehler des aus GPS abgeleiteten Wasserdampfes. Die beobachteten Differenzen werden daher auf Unzulänglichkeiten in der Modellierung des saisonalen Wasserdampfsignals in NCEP zurückgeführt. Ein weiteres Indiz für diese Interpretation ist die starke Abhängigkeit der Differenzen von der Höhe des Wasserdampfgehaltes.

Bei der Mehrzahl der Stationen ist der relative Fehler negativ, d.h. NCEP unterschätzt in den meisten Regionen die Höhe der jahreszeitlichen Schwankungen des Wasserdampfes. Eine besonders hohe Unterbestimmung des saisonalen Signals ist in den Tropen zu beobachten. Bei der Station Cocos-Insel (COCO) im Indischen Ozean modelliert NCEP nur 75% des saisonalen Signals. Auch bei der Station BAHR im Persischen Golf erfasst die NCEP-Analyse nur ca. 60% der Amplitude der saisonalen Änderungen des Wasserdampfgehaltes (Tabelle 6.1). In den Tropen ist die Struktur der Atmosphäre in NCEP weniger gut definiert als in anderen Regionen (Trenberth und Guillemot, 1998). Zudem ist das Netz der Radiosondenstationen sehr dünn und die Qualität der TOVS-Beobachtungen aufgrund der Wolkenbedeckung niedrig. Damit stehen nur wenige Daten zur Assimilierung zur Verfügung. Die Analyseergebnisse der Feuchte in den Tropen sind von geringerer Qualität als in anderen Gebieten.

Bei der Station Bermuda (BRMU) im Nordamerikanischen Bassin werden die Wasserdampfwerte in den Sommermonaten von NCEP um 4 mm zu klein geschätzt, was einem relativen Fehler im saisonalen Signal von 25% entspricht (Abbildung 6.5 b). In diesem Fall sind die Abweichungen auf kleinskalige Effekte zurückzuführen, die durch die Insellage der Station Bermuda bedingt sind. Die Stationen an der Westküste Nordamerikas zeigen Fehler im saisonalen Signal, die in Abhängigkeit von der Stationslage zwischen 10% und 20% liegen. Hier spielt die Topographie der Rocky Mountains bei der korrekten Reproduktion des Wasserdampfes durch das Modell eine erschwerende Rolle. Positive relative Fehler treten bei den in Abbildung 6.4 und Abbildung 6.5 c dargestellten Stationen im Norden Kanadas und in Sibirien auf. Eine mögliche Ursache für die Differenzen des Wasserdampfes dieser Stationen beruht auf der Tatsache, dass Radioson-

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

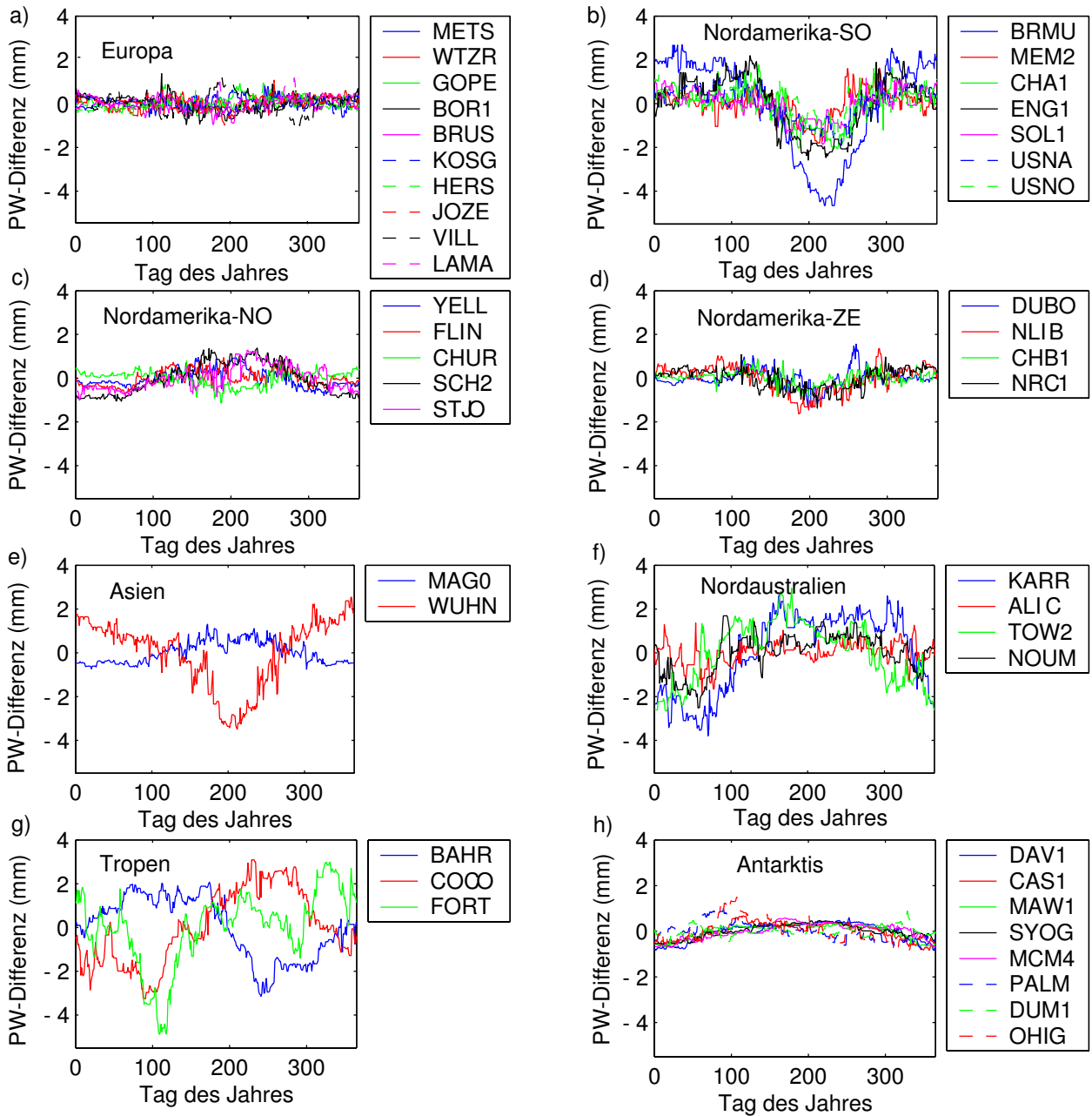


Abbildung 6.5.: Differenzen (NCEP-GPS) der saisonalen Signale des Wasserdampfes

denbeobachtungen bei niedrigen Temperaturen einen trockenen Bias aufweisen (Soden und Lanzante, 1996; Soden u.a., 2004). Durch Assimilation dieser Beobachtungen in die numerischen Wettermodelle weisen auch die NCEP-Analysewerte in den Wintermonaten einen trockenen Bias auf. Damit wird die Amplitude des saisonalen Signals von NCEP in den Wintermonaten überschätzt. Im Vergleich zu bisherigen Validierungen von Wettermodellen die auf den GPS-Daten von wenigen, beliebig ausgewählten Monaten basieren, besitzt die Analyse der GPS-Langzeitreihen den Vorteil, dass der bestimmte Bias nicht von den saisonal stark variierenden Differenzen zwischen Modell und GPS beeinflusst wird. Zudem ermöglicht die Unterteilung der Validierung in einen langjährigen Bias und ein saisonales Signal eine bessere Zuordnung der verschiedenen Fehlereinflüsse, deren Wirkung auf die absolute und relative Genauigkeit von GPS-Wasserdampf sehr unterschiedlich ist. Die durchgeführte Analyse präsentiert erstmals eine genaue Quantifizierung der relativen Fehler der Übereinstimmung von GPS und NCEP im saisonalen Bereich.

Tabelle 6.1.: Vergleichsstatistik zur Validierung des Wasserdampfgehaltes aus NCEP. Ein Überblick zur Bezeichnung der Cluster und deren Lage ist in Abbildung 5.6 zu finden. (N=Anzahl der Stationen zur Validierung des Gesamtsignals (erster Wert) und der mehrjährigen Komponente (zweiter Wert), r=Korrelationskoeffizient, Bias=Mittelwert der Differenzen PW(NCEP)-PW(GPS), Std=Standardabweichung der Differenzen des Gesamtsignals ΔPW und der mehrjährigen Komponente ΔPW_a , $\sigma(PW_s)$ =relativer Fehler des saisonalen Signals)

Nr	Cluster / Region	N	r	Bias [mm]	Std (ΔPW) [mm]	$\sigma(PW_s)$ [%]	Std (ΔPW_a) [mm]
1	NA-ZE	4 / 3	0,98	2,7	1,9	-4,0	0,3
2	NA-SO	7 / 3	0,98	2,6	2,7	-8,4	0,5
3	NA-NW	5 / 3	0,96	-0,6	1,9	-16,7	0,3
4	NA-NO	5 / 5	0,98	2,4	1,6	4,7	0,2
5	ISLAN	2 / 2	0,96	-4,8	1,6	-8,4	0,3
6	EUROP	10 / 7	0,98	-3,1	1,4	-2,2	0,3
7	B-SUED	7 / 3	0,93	1,3	2,2	-7,8	0,4
8	ANTAR	8 / 5	0,86	-0,0	1,1	-25,8	0,2
9	ASIEN	MAG0	0,99	-0,5	1,2	6,9	0,3
9	ASIEN	WUHN	0,99	1,2	3,1	-9,8	-
10	N-AUS	TOW2	0,96	-6,0	3,6	-11,7	0,6
10	N-AUS	NOUM	0,96	-4,1	3,2	-9,1	0,5
10	N-AUS	KARR	0,97	0,6	3,7	-17,1	0,3
11	TROPEN	BAHR	0,89	0,6	3,2	-39,2	0,7
11	TROPEN	COCO	0,89	2,4	4,6	-25,7	1,4

6.1.3. Trends und Anomalien

Auch im mehrjährigen Bereich repräsentiert NCEP die Variationen des Wasserdampfes am besten für die Stationen in Europa. Zwischen den Wasserdampfanomalien aus GPS und NCEP dieser Region treten, wie Abbildung 6.6 a zeigt, sehr kleine Differenzen auf. An den Stationen Islands, der Antarktis sowie wei-

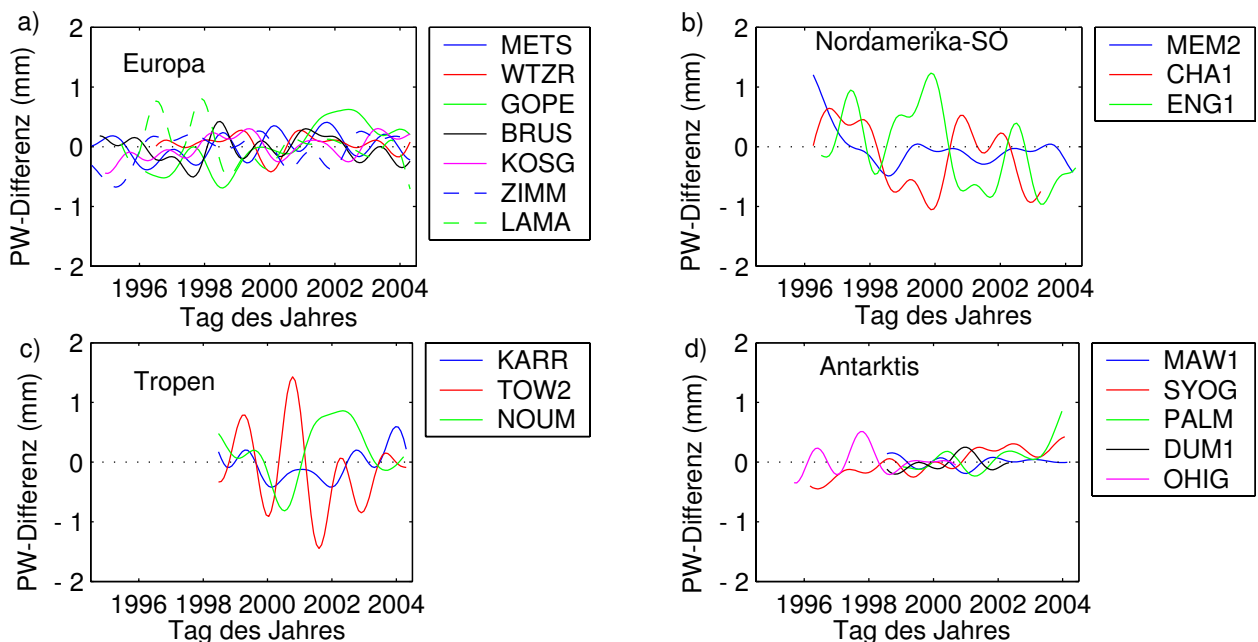


Abbildung 6.6.: Differenzen der Wasserdampfanomalien aus GPS und NCEP

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

Tabelle 6.2.: Vergleich der Ergebnisse der Trendschätzung aus GPS- und NCEP-Daten; Die angegebenen relativen Trends beziehen sich auf den mittleren Wasserdampfgehalt im Zeitraum von 1994-2004. Fett markierte Werte sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 20% statistisch signifikant.

Region	Station	GPS-Trend 1994-2004 (% / Dekade)	NCEP-Trend 1994-2004 (% / Dekade)	Trenddifferenz (NCEP-GPS) (% / Dekade)	Trenddifferenz (NCEP-GPS) (mm/Dekade)
Europa	BRUS	0,85 ± 0,72	0,43 ± 0,91	-0,42	-0,08
	KOSG	1,39 ± 1,16	3,19 ± 1,45	1,81	0,36
	METS	1,41 ± 1,34	2,20 ± 1,85	0,79	0,11
Nordamerika	NLIB	-0,07 ± 1,73	-1,65 ± 2,41	-1,59	-0,24
	STJO	0,82 ± -0,85	2,44 ± 1,41	1,62	0,25
	YELL	-2,94 ± -4,04	-0,64 ± 2,68	2,30	0,16

ter Teile Nordamerikas stimmen die Anomalien beider Verfahren ebenfalls sehr gut miteinander überein. Die Standardabweichungen der Differenzen der Anomalien in den genannten Regionen liegen zwischen 0,2 und 0,3 mm (Tabelle 6.1). Sie bestätigen die hohe Genauigkeit der aus GPS abgeleiteten Wasserdampf-anomalien. Zudem bezeugen sie, dass in den genannten Regionen NCEP die mehrjährigen Schwankungen im Wasserdampfgehalt sehr gut erfasst.

Die Ergebnisse der aus den NCEP-Daten geschätzten Trends in Abbildung 6.7 a und b zeigen eine Zunahme im Wasserdampfgehalt über Europa im Zeitraum von 1994 bis 2004. Obwohl die durch NCEP bestimmten Anstiege im Wasserdampfgehalt in der Regel höher sind als die aus den GPS-Daten geschätzten Werte, stimmen die Ergebnisse aus den Schätzungen der Daten beider Verfahren im Rahmen ihrer Vertrauensbereiche miteinander überein (Tabelle 6.2). In Nordamerika sind nur bei der Station St. John’s (STJO) im Osten Kanadas signifikante Trends im Wasserdampfgehalt von NCEP zu beobachten. Die Anomalien des Wasserdampfes von GPS und NCEP bei der Station St. John’s in Abbildung 6.7 c weisen allerdings Unterschiede von bis zu 1 mm auf. Auch die Stationen im Südosten Nordamerikas zeigen Differenzen in den Wasserdampfanomalien von bis zu 1 mm (Abbildung 6.6 b). In einigen Fällen, wie z.B. bei der Station COCO im Indischen Ozean in Abbildung 6.8 b, können die Anomalien aus GPS und NCEP auch Unterschiede von bis zu 2 mm aufweisen. In den meisten Fällen erfolgt ähnlich wie bei der Station COCO eine Unterbestimmung der Höhe der positiven als auch der negativen Wasserdampfanomalien durch das Modell. Eine Ausnahme stellt die im Jahre 1998 unter dem Einfluss des El Niños auftretende Anomalie dar. In diesem Fall wird die Wasserdampfanomalie, wie das Beispiel der Station BAHN in Abbildung 6.8 c verdeutlicht, vom Modell überschätzt.

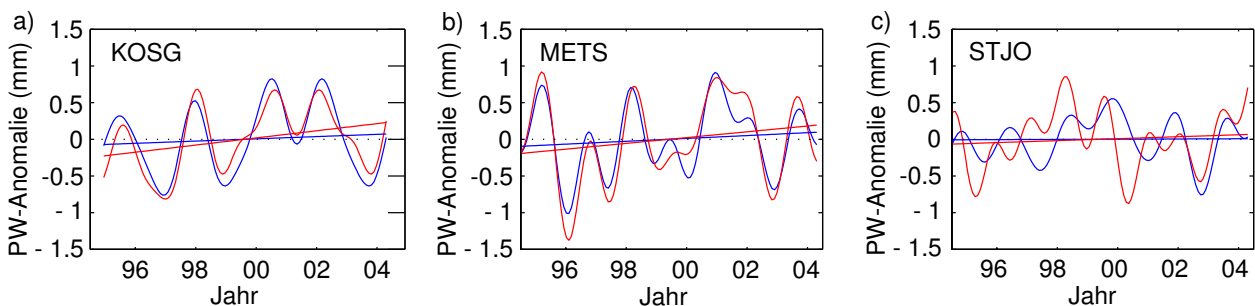


Abbildung 6.7.: Vergleich der Trends des Wasserdampfgehaltes aus GPS (blau) und NCEP (rot) für die Stationen Kootwijk (KOSG) in den Niederlanden, Metsahovi (METS) in Finnland und St. John’s (STJO) in Kanada

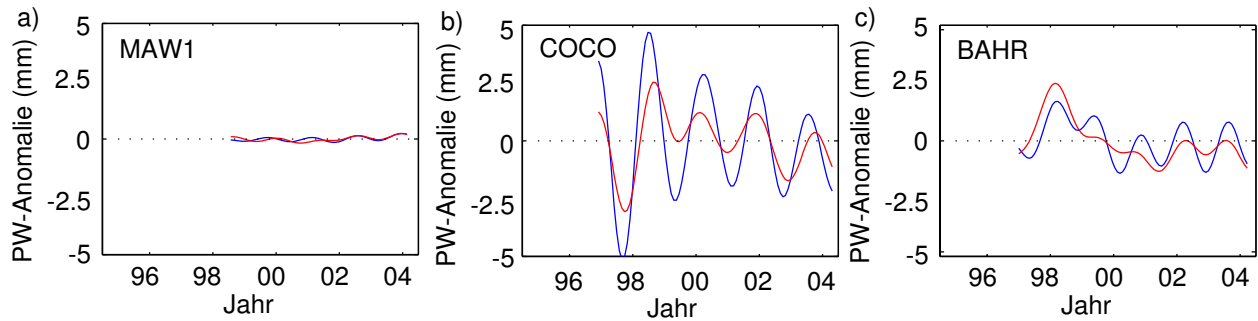


Abbildung 6.8.: Vergleich der Wasserdampfanomalien aus GPS (blau) und NCEP (rot) für die Stationen Mawson (MAW1) in der Antarktis, Cocosinsel (COCO) im Indischen Ozean und Bahrain (BAHR) im Persischen Golf

Die Hauptfehlerquellen bei der Bestimmung von Wasserdampfanomalien aus GPS-Beobachtungen sind Rauschen oder Antennenwechsel sowie Änderungen der Beobachtungsstatistik. Die Korrektur der genannten Einflüsse mit der in Abschnitt 4.3.2 vorgestellten Methode erfolgte mit Submillimeter-Genauigkeit. Das bestätigen die Ergebnisse der Stationen Europas, bei denen eine gute Übereinstimmung zwischen GPS und NCEP besteht. Die Stationen mit den größten Unterschieden in den Anomalien wie die Stationen der Tropen, die Stationen im Südosten Nordamerikas und die Stationen Nordaustraliens besitzen auch die größten absoluten Abweichungen in den saisonalen Signalen (Abbildung 6.5).

Die Differenzen in den Anomalien zwischen GPS und NCEP werden daher als Analysefehler von NCEP interpretiert. Klimaforschungen, die auf NCEP-Daten basieren, sollten daher vor allem in den Tropen die hohe Unsicherheit der Wasserdampferte bei der Interpretation dieser Modelldaten berücksichtigen. In Europa dagegen stellen die NCEP-Daten eine gute Grundlage für die Untersuchungen langfristiger Veränderungen im Wasserdampfgehalt dar.

6.1.4. Variabilität

Die monatliche Variabilität des Wasserdampfes, die über die Standardabweichung der Wasserdampferte innerhalb eines Monats definiert wurde, zeigt ein ausgeprägtes saisonales und mehrjähriges Signal, das von der Höhe des Wasserdampfes abhängig ist (Abschnitt 5.2.4). Wie gut die Variabilitäten des Wasserdampfes aus GPS und NCEP miteinander übereinstimmen, hängt sehr stark von der Region ab. Die Station Ondrejov (GOPE) in der Tschechischen Republik in Abbildung 6.9 a und c ist ein Beispiel für die gute Übereinstimmung der aus GPS und NCEP bestimmten Variabilitäten. Die Variabilität des Wasserdampfes der Station GOPE beträgt im langjährigen Mittel 4 mm und schwankt um ± 1 mm im Verlaufe eines Jahres. Sowohl der Bias zwischen beiden Datensätzen als auch die Streuung ihrer Differenzen ist kleiner als 0,1 mm. Auch für alle anderen in Abbildung 6.10 a dargestellten Stationen Europas gibt NCEP sehr gut die Variabilität des Wasserdampfes wieder. Die Abweichungen in den saisonalen Signalen der Variabilität zwischen GPS und NCEP betragen weniger als 10%. Neben Europa wird die Variabilität des Wasserdampfes auch in einem Großteil Nordamerikas von NCEP sehr gut repräsentiert (Tabelle 6.3).

In anderen Regionen treten dagegen große Abweichungen zwischen den Variabilitäten des Wasserdampfes aus GPS und NCEP auf. Im Beispiel der in Abbildung 6.9 b und d dargestellten Station Karratha (KARR) im Norden Australiens ist die Variabilität des Wasserdampfes von NCEP im Mittel um 1 mm kleiner als bei GPS. Zudem zeigt die Differenz der Variabilität des Wasserdampfes aus beiden Verfahren saisonale Schwankungen. Auch die anderen Stationen Nordaustraliens weisen, wie Abbildung 6.10 c zu entnehmen ist, Differenzen in der Variabilität der saisonalen Signale mit Amplituden von bis zu 1 mm auf. Die Größe der Differenzen steht in Zusammenhang mit der Höhe der Variabilität und der Höhe des Wasserdampfgehaltes. Diese Abhängigkeiten deuten auf Schwächen der NCEP-Analyse hin.

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

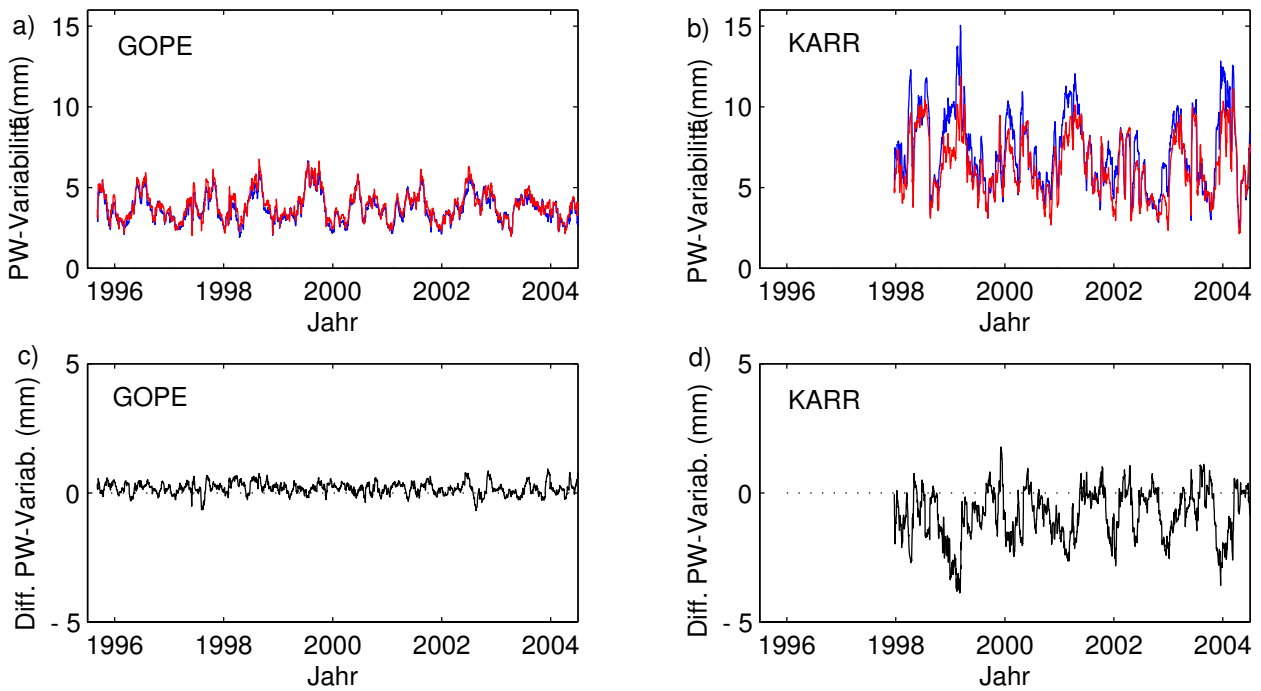


Abbildung 6.9.: Vergleich der Variabilität des Wasserdampfgehaltes aus GPS (blau) und NCEP (rot) beispielhaft für die Stationen Ondrejov (GOPE) in der Tschechischen Republik und Karratha (KARR) in Australien, c und d) Differenzen der PW-Variabilität (NCEP-GPS)

Da die Genauigkeit der Variabilitäten aus GPS, welche in Europa im Bereich von 0,1 mm liegt, weitestgehend unabhängig von der Höhe des Wasserdampfgehaltes ist, werden die Differenzen in der Variabilität der Stationen im Norden Australiens als Fehler der Analyse interpretiert. Bei einem Großteil der Stationen unterschätzt NCEP sowohl die mittlere Variabilität des Wasserdampfgehaltes als auch das saisonale Signal der Variabilität (Tabelle 6.3). Ebenfalls große Differenzen zwischen der Variabilität des Wasserdampfes aus GPS und NCEP treten, wie Abbildung 6.10 b zeigt, im Südosten Nordamerikas auf. Dieses Gebiet weist

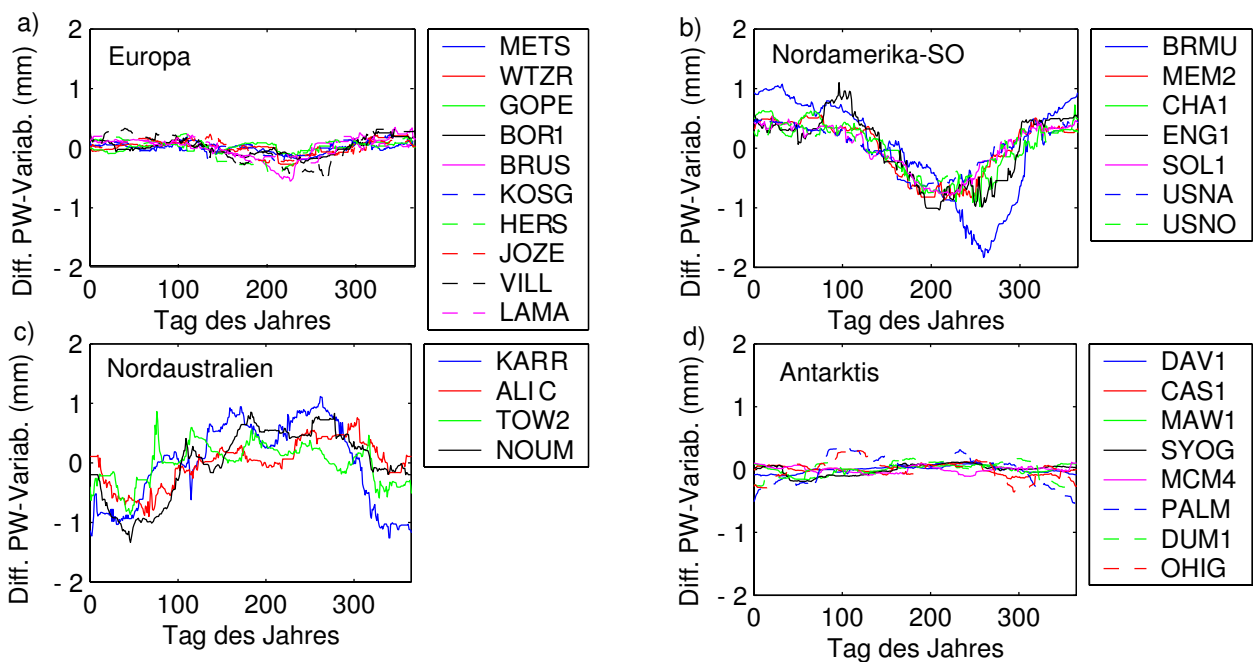


Abbildung 6.10.: Differenzen (NCEP-GPS) der saisonalen Signale der Variabilität des Wasserdampfes

auch die höchsten Differenzen des aus beiden Verfahren bestimmten Wasserdampfgehaltes in Nordamerika auf (Tabelle 6.1). Die größten Abweichungen der Variabilität sowohl im Bias als auch im saisonalen und im mehrjährigen Bereich treten in den Tropen auf. Dabei wird das saisonale Signal der Variabilität von NCEP um fast 50% unterschätzt (Tabelle 6.3). Die geringen absoluten Differenzen in der Variabilität aus GPS und NCEP der Stationen in der Antarktis in Abbildung 6.10 d beruhen auf der sehr niedrigen Variabilität des Wasserdampfes dieser Region. Der relative Fehler des saisonalen Signals der Variabilität in der Antarktis beträgt 35%.

Der Hauptvorteil der durchgeführten Validierung von NCEP gegenüber bisherigen globalen Vergleichen besteht darin, dass die aus GPS abgeleiteten Wasserdampfwerte eine unabhängige Datenquelle darstellen. Der z.B. bei Trenberth und Guillemot (1998) zur Validierungen verwendete NVAP-Datensatz (*New Global Water Vapor (NVAP) Dataset*) von Randel u.a. (1996) besteht zum Großteil aus den gleichen Radiosonden-, SSMI- und TOVS-Beobachtungen, die auch in die numerischen Wettermodelle eingeflossen sind. Bei Validierung mit dem NVAP-Datensatz bleiben systematische Fehler, die durch die assimilierten Beobachtungen bedingt sind, unerkannt. Allgemein gilt, dass Modelle nicht besser sein können als die Beobachtungen, die sie assimilieren. Die großen Datenlücken in den Tropen und in der Antarktis sind die Ursache dafür, dass NCEP in diesen Regionen die größten Unsicherheiten aufweist. Ein Beispiel für den positiven Einfluss einer hohen Datenüberdeckung auf die Analyseergebnisse stellt Europa dar. Hier gibt NCEP nahezu perfekt das saisonale Signal des Wasserdampfes wieder und repräsentiert ebenfalls sehr gut dessen mehrjähriges Verhalten sowie dessen Variabilität. Die bestimmten GPS-Wasserdampfwerte könnten, wenn sie in die Modelle assimiliert werden, v.a. in den datenarmen Regionen einen Beitrag dazu leisten die Ergebnisse der Analyse zu verbessern.

Tabelle 6.3.: Vergleichsstatistik zur Validierung der Variabilität V des Wasserdampfes aus NCEP. Ein Überblick zur Bezeichnung der Cluster und deren Lage ist in Abbildung 5.6 zu finden. (N=Anzahl der verwendeten Stationen zur Validierung des Gesamtsignals (erster Wert) und der mehrjährigen Komponente (zweiter Wert), $Bias(V)$ =Mittelwert der Differenzen der Variabilität (NCEP-GPS), $Std(\Delta V)$ =Standardabweichung der Differenzen der Variabilität, $\sigma(V_s)$ =relativer Fehler des saisonalen Signals der Variabilität, $Std(\Delta V_a)$ =Standardabweichung der Differenzen in den Anomalien der Variabilität)

Nr	Cluster / Region	N / Stations-name	Bias (V) [mm]	Bias(V) [%]	Std(ΔV) [mm]	$\sigma(V_s)$ [%]	Std(ΔV_a) [mm]
1	NA-ZE	4 / 3	-0,3	-5,2	0,3	-13,0	0,1
2	NA-SO	7 / 3	-0,6	-7,1	0,5	-23,7	0,2
3	NA-NW	5 / 3	-0,5	-13,2	0,2	-14,2	0,1
4	NA-NO	5 / 5	0,2	4,7	0,2	-8,1	0,1
5	ISLAN	2 / 2	0,2	5,4	0,1	-11,3	0,1
6	EUROP	10 / 7	-0,2	-4,8	0,1	-4,6	0,1
7	B-SUED	7 / 3	0,1	2,3	0,2	-12,7	0,1
8	ANTAR	8 / 5	-0,1	-7,1	0,1	-34,9	0,1
9	ASIEN	MAG0	0,0	0,0	0,2	-21,7	0,1
9	ASIEN	WUHN	-1,1	-22,4	0,5	-23,8	-
10	N-AUS	TOW2	-1,0	-12,7	0,3	-15,7	0,1
10	N-AUS	NOUM	-0,6	-7,5	0,6	-46,0	0,2
10	N-AUS	KARR	-0,9	-11,5	0,7	-32,2	0,4
11	TROPEN	BAHR	-0,5	-9,1	3,2	-49,7	0,4
11	TROPEN	COCO	-1,7	-22,6	3,9	-52,5	0,3

6.1.5. Subtägliche Wasserdampfwerte in der Antarktis

Das Ziel dieses Abschnittes ist es, zu bestimmen wie gut NCEP die kurzzeitigen Veränderungen des Wasserdampfgehaltes im Zeitraum einiger Stunden bis weniger Tage widerspiegelt. Mit Hilfe der kontinuierlichen Luftdruckbeobachtungen permanenter Wetterstationen in der Antarktis, deren Daten das British Antarctic Survey zur Verfügung stellt, wurden für 8 antarktische GPS-Stationen Wasserdampfwerte mit einer zeitlichen Auflösung von 2 Stunden bestimmt (Abbildung 6.11). Die Analysewerte von NCEP liegen mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vor. Zum Zwecke der Validierung des NCEP-Modells erfolgte eine Mittelbildung der 2-stündigen GPS-Werte zu 6-Stundenwerten.

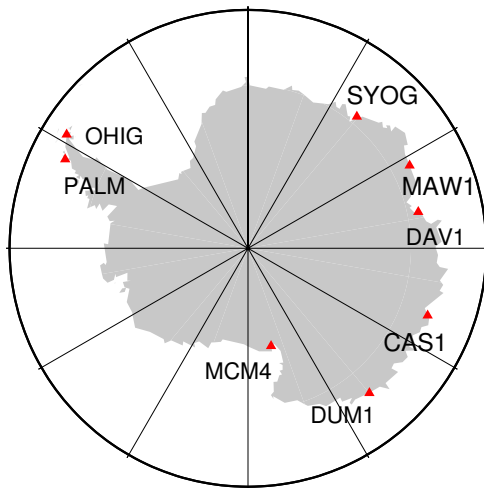


Abbildung 6.11.: Lage der zur Validierung verwendeten GPS-Stationen

Wie die Abbildungen 6.12 a bis f zeigen, gibt NCEP für die Stationen der Ostantarktis den Verlauf des Wasserdampfgehaltes im Zeitraum weniger Tage sehr gut wieder. Die Differenzen zwischen GPS und NCEP sind sehr klein und liegen in der Regel unterhalb eines Millimeters. Dennoch zeigen die Differenzen der Wasserdampfwerte beider Verfahren ein Tagessignal, welches besonders deutlich bei der Station Mc Murdo (MCM4) ausgeprägt ist. Die in den GPS-Beobachtungen sichtbaren Schwankungen des Wasserdampfgehaltes innerhalb eines Tages liegen bei MCM4 im Bereich von 1 mm. Bei den anderen Stationen sind sie noch kleiner. Diese sehr kleinen subtäglichen Schwankungen werden von NCEP nicht erfasst. An einigen Tagen wie z.B. an den Tagen 134 und 135 des Jahres 2000 treten Differenzen von mehr als 1 mm auf. Die größere Abweichung zwischen NCEP und GPS an diesen Tagen im Vergleich zu den vorhergehenden und nachfolgenden Tagen lässt sich bei fast allen Stationen der Ostantarktis beobachten. Die beschriebenen Unterschiede deuten auf ein großskaliges Wetterphänomen hin, das von NCEP nur unzureichend modelliert wurde.

Bei den auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Stationen in Abbildung 6.12 g und h treten, verglichen mit den Stationen der Ostantarktis, wesentlich größere Differenzen im Wasserdampfgehalt zwischen GPS und NCEP auf. Das Differenzsignal im Wasserdampfgehalt zeigt tägliche Schwankungen von mehreren Millimetern. Die Stationen der Antarktischen Halbinsel weisen sowohl einen höheren mittleren Wasserdampfgehalt als auch höhere kurzzeitige Schwankungen im Wasserdampf auf als die Stationen der Ostantarktis (Tabelle 6.4). Die Zunahme des absoluten Fehlers des durch die NCEP-Analyse bestimmten Wasserdampfes mit steigendem Wasserdampfgehalt, wurde bereits bei der Validierung der globalen PW-Werte festgestellt und gilt auch für die Antarktis (Abschnitt 6.1.2). Ein weiterer Grund für die großen Differenzen zwischen den Beobachtungen und der Analyse bei den Stationen der Antarktischen Halbinsel liegt in der Topografie der Halbinsel begründet. Die sehr lange und schmale Antarktische Halbinsel mit ihren steil ansteigenden Bergen wird vom Modell, welches eine räumlichen Auflösung von nur $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ besitzt, stark approximiert. Lokale Gegebenheiten, die einen großen Einfluss auf den Wasserdampfgehalt haben, finden daher keine Berücksichtigung. Die größten Differenzen mit Beträgen von 5 mm treten bei den Stationen der Ant-

arktischen Halbinsel ebenfalls an den Tagen 134 und 135 auf. Dies bekräftigt die bereits bei den Stationen der Ostantarktis getroffene Annahme, dass die Differenzen an den genannten Tagen durch eine unzureichende Modellierung der großräumigen Wetterlage verursacht wurden. Um die Validierung des kurzzeitigen Verhaltens des Wasserdampfes auf den kompletten Untersuchungszeitraum zu erweitern, wurde die Standardabweichung der Differenzen aus GPS und NCEP aus den Daten einer Woche berechnet.

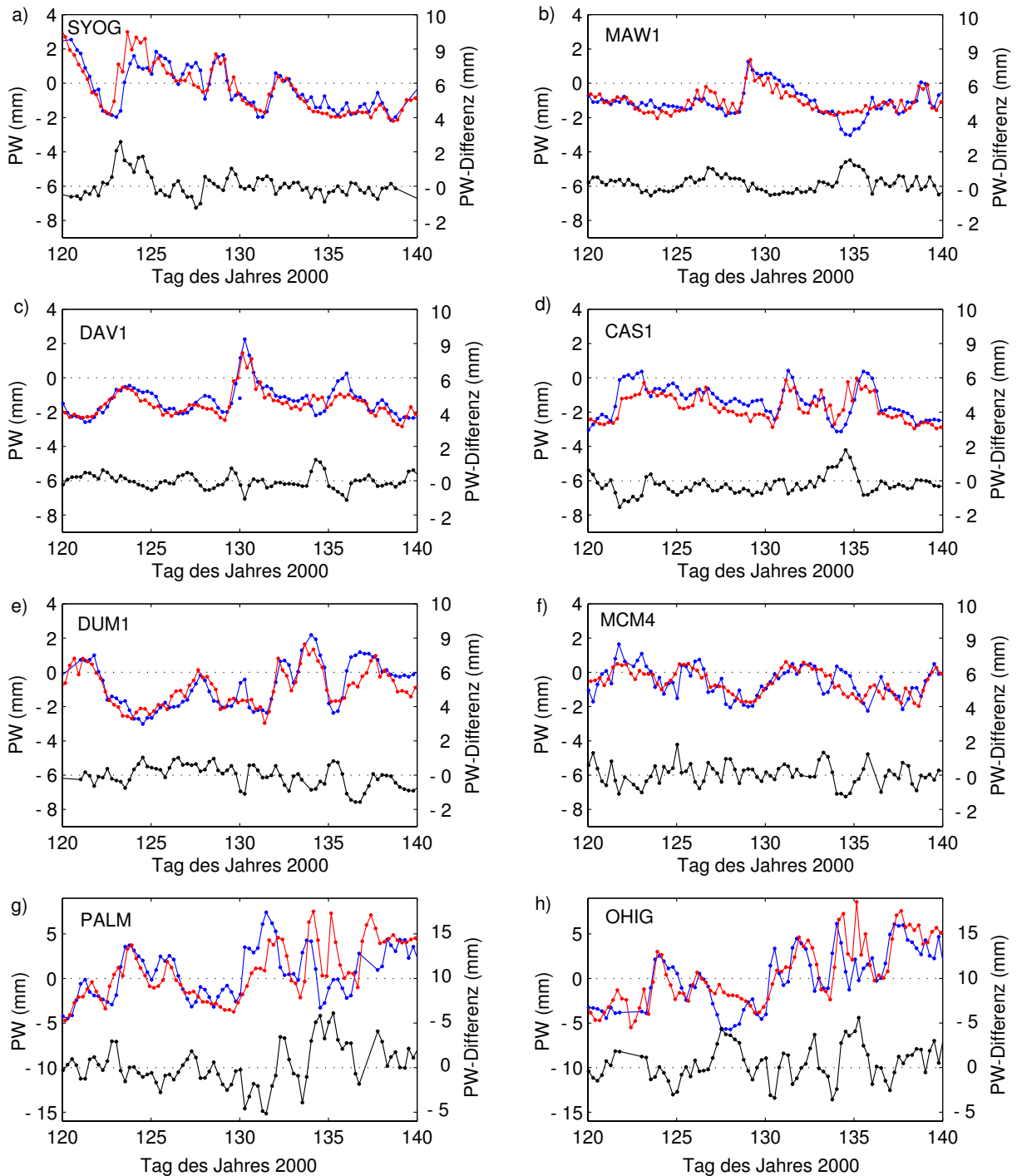


Abbildung 6.12.: Vergleich der 6-stündigen Wasserdampfwerte aus GPS (blau) und NCEP (rot) an 8 Antarktisstationen

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

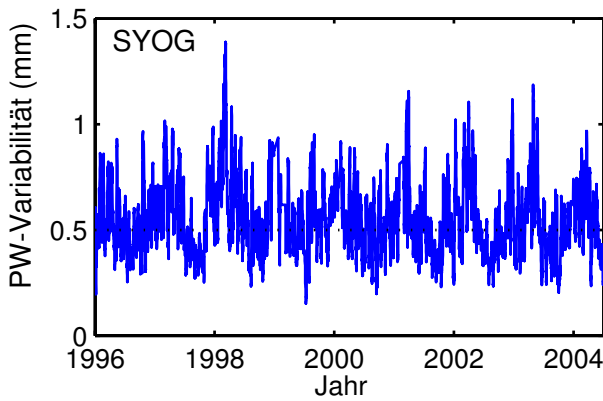


Abbildung 6.13.: Standardabweichung der Differenzen der Wasserdampfwerte aus GPS und NCEP

Die wöchentlichen Standardabweichungen über den Gesamtzeitraum sind beispielhaft für die Station Syowa (SYOG) in Abbildung 6.13 dargestellt. Die Standardabweichungen der Differenzen der Wasserdampfwerte beider Verfahren unterliegen saisonalen Schwankungen. Sie sind zu Jahresbeginn mit 0,8 mm fast doppelt so hoch wie in den Monaten August und September. Zu Jahresbeginn treten auch die höchsten Wasserdampfwerte innerhalb eines Jahres auf. Die Standardabweichung der Differenzen hängt von der Höhe des Wasserdampfgehaltes ab.

Die mittlere Standardabweichungen über den kompletten Zeitraum liegt für die Station Syowa bei 0,6 mm. Ähnliche Ergebnisse zeigen sich für die anderen Stationen der Ostantarktis. Für die auf der Antarktischen Halbinsel gelegenen Stationen, welche im Vergleich zur Ostantarktis unter dem Einfluss feuchterer Luftmassen stehen, ergeben sich erwartungsgemäß größere Standardabweichungen der Differenzen. Diese betragen 1,8 mm. Tabelle 6.4 gibt einen Überblick über die mittleren Standardabweichungen der Wasserdampfdifferenzen zwischen GPS und NCEP aller untersuchten Antarktisstationen in Abhängigkeit von deren mittleren Wasserdampfgehalt.

Die NCEP-Analyse ist nicht in der Lage, die täglichen Schwankungen im Wasserdampfgehalt der Antarktis korrekt aufzulösen. Die Ursache dafür liegt in den wenigen zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten in dieser Region. Aufgrund der extremen Witterungsbedingungen kommt es häufig zu großen zeitlichen Datenlücken in den Radiosondenbeobachtungen, die normalerweise vier Mal pro Tag erfolgen sollten. Die Assimilation der zeitlich kontinuierlichen GPS-Wasserdampfbeobachtungen in NCEP könnten zur Verbesserung der Analyseergebnisse im subtäglichen Bereich beitragen.

Station	PW [mm]	STDw [mm]
SYOG	2,1	0,57
MAW1	2,3	0,53
DAV1	3,4	0,58
CAS1	4,5	0,84
DUM1	3,3	0,85
MCM4	1,5	0,62
PALM	6,8	1,86
OHIG	6,0	1,83

Tabelle 6.4.: Vergleichsstatistik zur Validierung des subtäglichen Verhaltens des Wasserdampfes aus NCEP, ein Überblick zur Lage der Stationen ist in Abbildung 6.11 zu finden, (PW=mittlerer Wasserdampfgehalt, STDw= wöchentliche Standardabweichung der PW-Differenzen aus GPS und NCEP im Mittel über den gesamten Zeitraum)

6.2. Validierung des Wasserdampfes aus satellitenbasierten Radiometerdaten über der Antarktis

Bisherige Validierungen der aus Satellitenradiometerdaten abgeleiteten Wasserdampfwerte basierten in der Regel auf Radiosondenbeobachtungen. Über der Antarktis existieren auf Grund der extremen Witterungsbedingungen nur sehr wenige Radiosondenbeobachtungen. Zudem besitzen die Messungen der Luftfeuchte mittels Radiosonden bedingt durch die niedrigen Temperaturen in dieser Region sehr hohe Unsicherheiten (Abschnitt 2.1). Die Ableitung des Wasserdampfes aus Radiometerdaten benötigt zur Bestimmung der Koeffizienten der Strahlungstransfergleichung Radiosondenmessungen. Um eine zumindest bezüglich der Daten unabhängige Validierung sicherzustellen, geht nur ein Teil der wenigen Radiosondenmessungen in der Antarktis in die Analyse ein, der andere Teil dient der Validierung. Mittels GPS bestimmte Wasserdampfwerte bieten die Möglichkeit einer vollständig unabhängigen Validierung.

6.2.1. Wasserdampfbestimmung aus Radiometerdaten

Radiometerdaten über der Antarktis werden momentan von den polarumlaufenden Satelliten NOAA-15, NOAA-16 und NOAA-17 mit Hilfe einer Mikrowellen-Sondierungs-Einheit (*Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B)*) aufgezeichnet (Abschnitt 2.2.2). AMSU-B misst die Strahlungstemperatur auf 5 Kanälen. Er scannt senkrecht zur Flugrichtung linienweise einen Streifen von 2150 km Breite. Sein Öffnungswinkel beträgt $1,1^\circ$. Dieser führt zu einer geometrischen Auflösung an der Erdoberfläche von 16×16 km in Richtung Nadir und 27×51 km bei einer maximalen Auslenkung des Sensors um 50° von Nadir.

Zur Ableitung von Wasserdampf aus AMSU-B-Daten wurde der von Miao u.a. (2001) vorgeschlagene Algorithmus verwendet. Dieser Algorithmus basiert auf der unterschiedlichen Sensitivität der Radiometerkanäle bezüglich der Absorption von Wasserdampf. Er nimmt an, dass die Oberflächenemission frequenzunabhängig ist. Miao u.a. (2001) führen das Verhältnis der Strahlungstemperaturunterschiede $\Delta T_{ij} = T_i - T_j$ verschiedener Kanäle i, j, k als neue Größe η_c ein.

$$\eta_c = \frac{\Delta T_{ij} - b_{ij}}{\Delta T_{jk} - b_{jk}}$$

Die Konstanten b_{ij} und b_{jk} wurden aus Radiosondendaten der Antarktis bestimmt. Das Verhältnis η_c ist weitestgehend unabhängig von der Strahlungstemperatur der Geländeoberfläche. Es kann mit Hilfe der folgenden Gleichung in potentiell Niederschlagswasser (PW) konvertiert werden.

$$PW \cdot \sec \theta = C_0 + C_1 \ln \eta_c$$

Dabei gibt θ den Winkel der Beobachtung von der Nadirrichtung an. C_0, C_1 sind aus Radiosondendaten bestimmte Konstanten. Ausführliche Informationen zum angegebenen Algorithmus sind in Miao (1998) zu finden.

AMSU-B misst auf den Kanälen 16 bis 20. Die drei höchsten Kanäle 18, 19 und 20 liegen mit 183 GHz ($\pm 1, \pm 3, \pm 7$) im Bereich der Wasserdampfabsorptionslinie. Unter Verwendung dieser 3 Kanäle lässt sich potentiell Niederschlagswasser bis zu einer Höhe von 1,5 mm bestimmen. Für höhere PW-Werte ist der Kanal 183 GHz ± 1 gesättigt. In diesen Fällen müssen Messungen von Kanälen, die auf Wasserdampf weniger sensitiv sind, in die Auswertung mit einbezogen werden. Mit Hilfe der Messungen auf Kanal 17 (150 GHz) ist die Bestimmung von potentiell Niederschlagswasser bis zu einer Höhe von 7 mm möglich. Für höhere PW-Werte wäre zusätzlich Kanal 16 mit 89 GHz auszuwerten. Die Sensitivität dieses Kanals gegenüber der Oberflächenstrahlung von Eis unterscheidet sich jedoch stark von der Sensitivität der anderen Kanäle. Der verwendete Algorithmus basiert auf der Annahme einer identischen Oberflächenemissivität

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

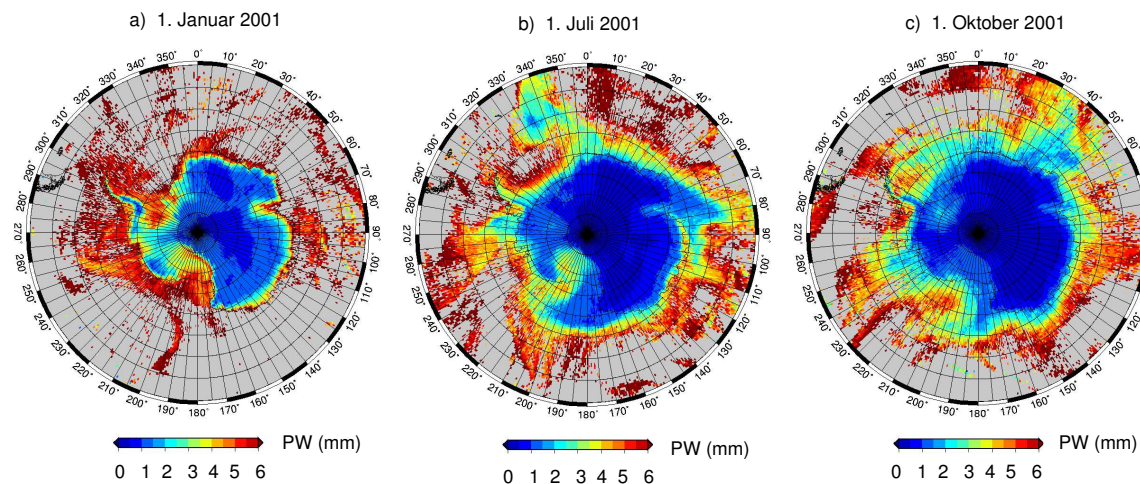


Abbildung 6.14.: Aus AMSU-B-Daten des Satelliten NOAA-16 abgeleiteter Wasserdampfgehalt über der Antarktis, Die Grafik wurde durch Christian Mehlsheimer vom Institut für Umweltphysik in Bremen bereitgestellt.

für alle Frequenzen. Diese Annahme ist für Kanal 16 nicht mehr erfüllt. Die Bestimmung der PW-Werte aus satellitenbasierten Radiometerdaten über Eis beschränkt sich damit im Allgemeinen auf PW-Werte von weniger als 7 mm. Die Genauigkeit des in diesem Bereich abgeleiteten Wasserdampfes wird von Miao u.a. (2001) mit 10 % angegeben. Mehlsheimer und Heygster (2006) nutzten Emissionsmessungen über Meereis der Arktis und erweiterten den Algorithmus auf die Bestimmung von PW-Werten bis zu 12 mm. Die mit dieser Methode erzielten Ergebnisse weisen eine wesentlich geringere Genauigkeit auf, als die unterhalb von 7 mm liegenden PW-Werte.

Aus AMSU-B-Daten abgeleiteter Wasserdampf über der Antarktis ist beispielhaft für jeweils einen Tag im Südsommer, -winter und -frühjahr des Jahres 2001 in Abbildung 6.14 dargestellt. Der Gesamtwasserdampf über dem Inneren des Kontinents ist ganzjährig sehr niedrig. Dies lässt sich zum einen auf die sehr niedrigen Temperaturen und zum anderen auf die Topographie zurückzuführen. Über den beiden Schelfeisgebieten ist der Wasserdampfgehalt im Vergleich zum Kontinent deutlich höher. Ein Vorstoß feuchter Luft über dem Ross-Schelfeis und der Westantarktis im Juli steht in Verbindung mit einem Tiefdruckgebiet. Im Oktober sind mehrere Zungen kalter und damit auch trockener Luft zu sehen, die vom Kontinent auf den Ozean hinausgehen. Sie charakterisieren sogenannte Kaltluftausbrüche.

6.2.2. Gegenüberstellung von GPS- und Radiometerbeobachtungen

Satellitenradiometer- und GPS-Beobachtungen sind zueinander komplementär in Raum und Zeit. Die zeitliche Auflösung von satellitenbasierten Radiometerdaten ist im Vergleich zu GPS gering. Das Satellitenradiometer sondiert ein Gebiet zirka 4 mal pro Tag. Die Aufnahmezeitpunkte sind jedoch nicht gleichabständig über den Tag verteilt. Zwischen zwei aufeinanderfolgenden Beobachtungen können bis zu 12 Stunden vergehen. Mittels GPS konnten, unter Verwendung der vom British Antarctic Survey zur Verfügung gestellten Luftdruckmesswerte kontinuierliche PW-Zeitserien mit einer zeitlichen Auflösung von 2 Stunden bestimmt werden. Satellitenbasierte Radiometerdaten verfügen über eine große räumliche Abdeckung. Die GPS-Beobachtungen in der Antarktis beschränken sich demgegenüber zum größten Teil auf wenige Küstenstationen. Die Übereinstimmung des von beiden Messverfahren beobachteten Gebietes hängt wie Abbildung 6.15 zeigt, vom Auslenkwinkel des AMSU-B-Sensors, der Satellitenabdeckung bei GPS sowie der örtlichen Topographie ab.

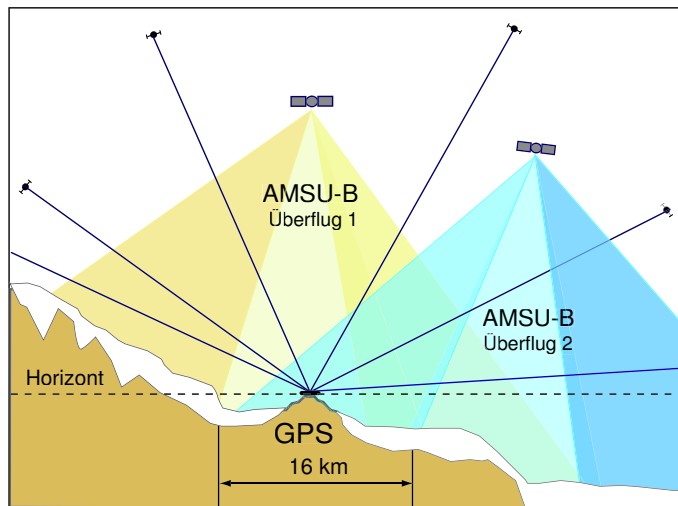


Abbildung 6.15.: Gegenüberstellung von GPS- und Radiometerbeobachtungen

AMSU-B misst den mittleren Wasserdampf über einer Fläche mit einem Durchmesser von minimal 16 km bis maximal 27 x 51 km. GPS sondiert die Atmosphäre entlang des Signalweges vom Satelliten zum Empfänger. Für einen Satelliten unter einem Höhenwinkel von 5° legt das Signal in den unteren 5 km der Atmosphäre eine horizontale Strecke von 57 km zurück. Diese Schicht enthält ca. 95% des atmosphärischen Wasserdampfes. Die GPS-Auswertung, welche mehrere über den Himmel verteilte Satelliten einbezieht, berücksichtigt Inhomogenitäten der Atmosphäre in Azimutrichtung durch zwei Gradienten in Nord-Süd und Ost-West-Richtung. GPS bestimmt einen mittleren PW-Wert über einer Fläche mit einem Durchmesser von ca. 100 km. Um eine möglichst hohe Überdeckung des von beiden Messverfahren sondierten Teils der Atmosphäre zu erzielen, wurden alle in einem Umkreis von 50 km um die GPS-Station (Kollokationskreis) aufgezeichneten AMSU-B-Beobachtungen gemittelt.

In der vertikalen Komponente berücksichtigt AMSU-B den Wasserdampf bis zur Geländeoberfläche, während GPS den Wasserdampf nur oberhalb der GPS-Antenne in Abhängigkeit von der Höhenwinkelmaske integriert. Der Unterschied zwischen der lokalen Topographie und dem GPS-Beobachtungsfeld kann zu einem Bias zwischen den Ergebnissen beider Verfahren führen, insbesondere weil die unteren 1,5 km der Atmosphäre 50% des Wasserdampfes enthalten. Alle verwendeten GPS-Stationen sind Küstenstationen, bei denen ca. 50 bis 70% ihrer Umgebung zum Meer gehören und damit unterhalb der GPS-Station liegen. In Richtung Inland steigt die Topographie steil an und liegt oberhalb der GPS Station. Die mittlere Geländehöhe in einem Umkreis von 20 km um die GPS-Station weicht von der GPS-Höhe um 50 m bei Mawson, um 100 m bei O'Higgins und um 150 m bei Mc Murdo ab. Für die restlichen Stationen ist die Abweichung kleiner als 10 m. Ein Höhenunterschied zwischen Gelände und GPS-Antenne von 100 m könnte bei einem PW-Wert von 6 mm zu einen Bias von ca. 0,2 mm führen.

Der durchgeführte Vergleich der abgeleiteten Wasserdampfwerte aus Radiometermessungen vom Satelliten NOAA-15 und aus Beobachtungen der in Abbildung 6.11 dargestellten 8 GPS-Stationen entlang der Antarktischen Küste erstreckt sich über den Zeitraum vom 1. Januar 2000 bis zum 31. Dezember 2001. Zusätzlich stehen Radiometermessungen des Satelliten NOAA-16 für den Zeitraum vom 1. September 2000 bis zum 31. Dezember 2001 zur Verfügung. Aufgrund der hohen zeitlichen Variabilität des Wasserdampfgehaltes erfolgte eine Interpolation der PW-Werte der GPS-Zeitreihen auf die Zeitpunkte der AMSU-Aufnahmen.

6.2.3. Ergebnisse der Validierung

Die aus Radiometermessungen und GPS-Beobachtungen abgeleiteten Wasserdampfwerte sind beispielhaft für die Station Mawson in Abbildung 6.16 dargestellt. Die Zeitreihen beider Verfahren sind hoch korreliert und weisen einen niedrigen Bias auf. Die Standardabweichung ihrer Differenzen ist mit 0,9 mm ebenfalls niedrig. Die Übereinstimmung der Wasserdampfwerte beider Verfahren ist deutlich von der Jahreszeit abhängig, wobei die größten Differenzen zum Jahreswechsel auftreten. In diesem Zeitraum zeigen die PW-Werte der Radiometermessungen innerhalb des Kollokationskreises die stärksten Variationen. Zugleich ist der Wasserdampfgehalt zu dieser Zeit am höchsten. Im Korrelogramm zeigt sich für hohe PW-Werte eine deutlich größere Streuung um die Regressionsgeraden als für niedrigere PW-Werte. Die Genauigkeit der PW-Bestimmung ist bei AMSU-B von der Höhe des Wasserdampfgehaltes abhängig. Bei GPS kommt der von der Höhe des Wasserdampfgehaltes abhängige Fehlereinfluss der mittleren Temperatur der Atmosphäre erst bei PW-Werten in den mittleren und hohen Breiten zum Tragen. Für die in der Antarktis typischen PW-Werte zwischen 1 und 10 mm liegt dieser Einfluss im Bereich der 2. Nachkommastelle.

Bei einem hohen Wasserdampfgehalt sollte der Algorithmus zur Bestimmung von PW aus AMSU-Daten keine Ergebnisse liefern, da dieser aufgrund der Sättigung des Kanals 183 ± 3 GHz auf PW-Werte kleiner 7 mm beschränkt ist. Wie Abbildung 6.17 zeigt, liefert der Algorithmus jedoch auch PW-Werte wenn der Wasserdampfgehalt weit über 7 mm liegt. In diesen Fällen ist der Wasserdampf durch AMSU-B deutlich unterbestimmt. Eiswolken gelten als Hauptursache für eine Unterbestimmung der PW-Werte aus AMSU-B-Daten (Miao u.a., 2001).

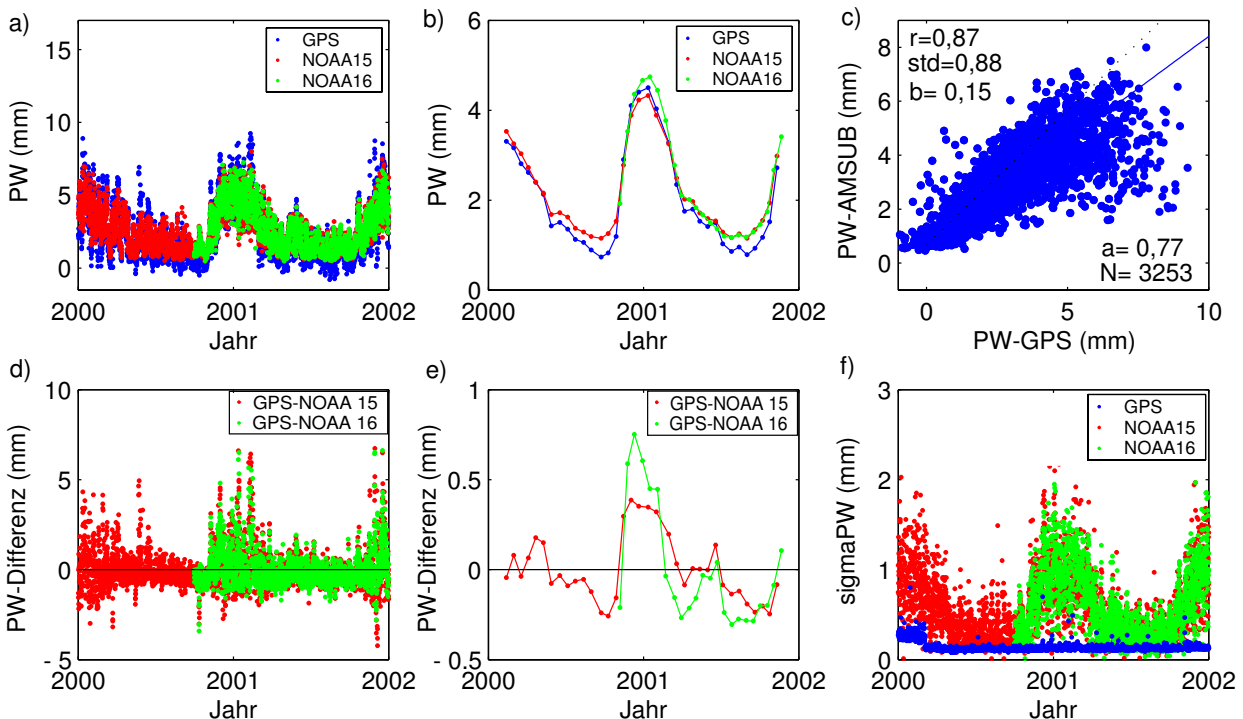


Abbildung 6.16.: a) Zeitreihen der Wasserdampfwerte aus Radiometermessungen und GPS-Beobachtungen der Station Mawson, b) gleitendes Monatsmittel der PW-Zeitreihen, c) Korrelogramm mit dem Korrelationskoeffizienten 'r', dem Bias 'b' und der Standardabweichung der Differenzen 'std', dem Anstieg 'a' der Regressionsgeraden und der Anzahl der Datenpaare 'N', d) Differenzzeitreihen, e) gleitendes Monatsmittel der Differenzzeitreihen, f) Genauigkeit der aus GPS bestimmten Wasserdampfwerte und Streuung der PW-Werte aus AMSU-B innerhalb des Kollokationskreises.

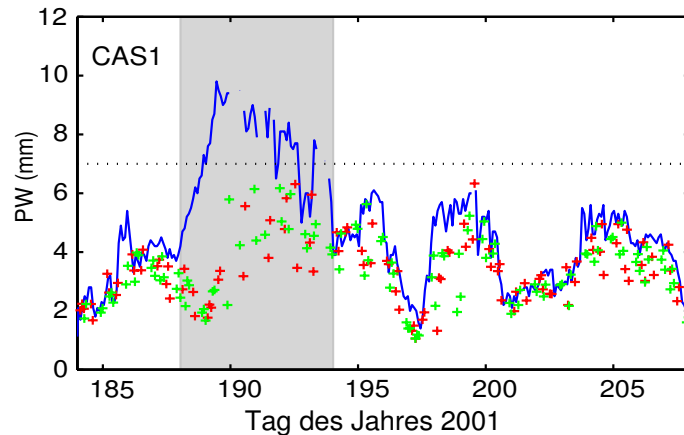


Abbildung 6.17.: Zeitreihe der Wasserdampfwerte aus Radiometermessungen des Satelliten NOAA-15 (rot) und NOAA-16 (grün) sowie aus GPS-Beobachtungen der Station Casey (blau). Die horizontale Linie bei 7 mm repräsentiert die Sättigungsgrenze des AMSU-B Kanals 17 von 150 GHz. Das Auftreten von Eiswolken ist durch die graue Fläche gekennzeichnet

Während der Tage 188 bis 194 lassen die SSM/T2-Daten des Kanals mit 92 GHz landeinwärts ziehende Stürme erkennen (Vey u.a., 2004). Beim Vorhandensein von Eiswolken sind die Ergebnisse der PW-Bestimmung aus AMSU-B Daten unzuverlässig. Zeitreihen von PW aus GPS können als zusätzliche Informationen dienen, um unzuverlässige Ergebnisse aus Radiometerdaten zu detektieren. Wie Abbildung 6.18 zu entnehmen ist, bewirkt eine separate Validierung der PW-Werte unterhalb von 7 mm eine deutliche Verbesserung der Korrelation sowie eine Reduzierung des Bias und der Standardabweichung um bis zu 40 % gegenüber dem Vergleich aller PW-Werte.

Das am Beispiel der Station Casey gezeigte Problem der Unterbestimmung des Wasserdampfgehaltes durch AMSU-B ist somit kein Einzelfall. Es kommt besonders bei der Bestimmung des Wasserdampfgehaltes über der Antarktischen Halbinsel (Stationen Palmer und O'Higgins) aufgrund des dort im Vergleich zur Ostantarktis vorherrschenden höheren Wasserdampfes zum Tragen. Die Untersuchung der PW-Werte, welche kleiner als 7 mm sind, zeigt für die Stationen Palmer und O'Higgins Korrelationskoeffizienten zwischen 0,5 und 0,7. Die Standardabweichung der PW-Differenzen ist kleiner als 1,7 mm. Für die Stationen der Ostantarktis (Casey, Davis, Mawson, Mc Murdo und Dumont d'Urville) stimmen die PW-Zeitreihen beider Verfahren gut miteinander überein. Die Korrelationskoeffizienten sind größer als 0,8 und die Standardabweichung der PW-Differenzen ist kleiner als 1 mm. Die Ergebnisse aus den Daten des Satelliten NOAA-16 zeigen eine geringfügig bessere Übereinstimmung als der Vergleich mit den Daten von NOAA-15.

Die Datensätze von GPS und AMSU-B weisen kleine stationsabhängige Offsets zwischen -1,3 und 1,6 mm auf. Anhaltspunkte für die Ursachen dieser Offsets finden sich in beiden Messsystemen. Bei GPS spielt in erster Linie der unmodellerte Einfluss von Radomen auf das Antennenphasenzentrum eine Rolle. Die GPS-Antennen der untersuchten Antarktisstationen sind alle mit einem Radom geschützt. Der Typ der verwendeten Radome variiert von Station zu Station. Ihr Einfluss auf die PW-Bestimmung besteht in einem Bias mit der Größenordnung von 0,3 bis 1 mm (Abschnitt 3.4.1). Als zweite wichtige Ursache für Offsets im Wasserdampfgehalt aus GPS sind Fehler im Luftdruck zu nennen. Die typische Kalibrierungsgenauigkeit der Luftdrucksensoren von ± 1 hPa verursacht Fehler im Wasserdampfgehalt von $\pm 0,4$ mm. Zusätzlich ist die Höhe einiger Luftdrucksensoren nur auf 5 m genau bekannt. Diese Unsicherheit pflanzt sich über die Höhenreduktion des Luftdrucks auf die GPS-Antennenhöhe in den Wasserdampf mit einem Bias von $\pm 0,2$ mm fort.

Bei AMSU-B kann die Oberflächenstrahlung des Eises zu einem Bias führen, da die gemachte Annahme der Frequenzunabhängigkeit der Oberflächenstrahlung nicht immer vollständig erfüllt ist. Dieser Einfluss variiert in Abhängigkeit der Eis- und Schneebeschaffenheit und kann einen Bias von bis zu $\pm 0,5$ mm im

6. Validierungsstudien mit Hilfe der GPS-Wasserdampfzeitreihen

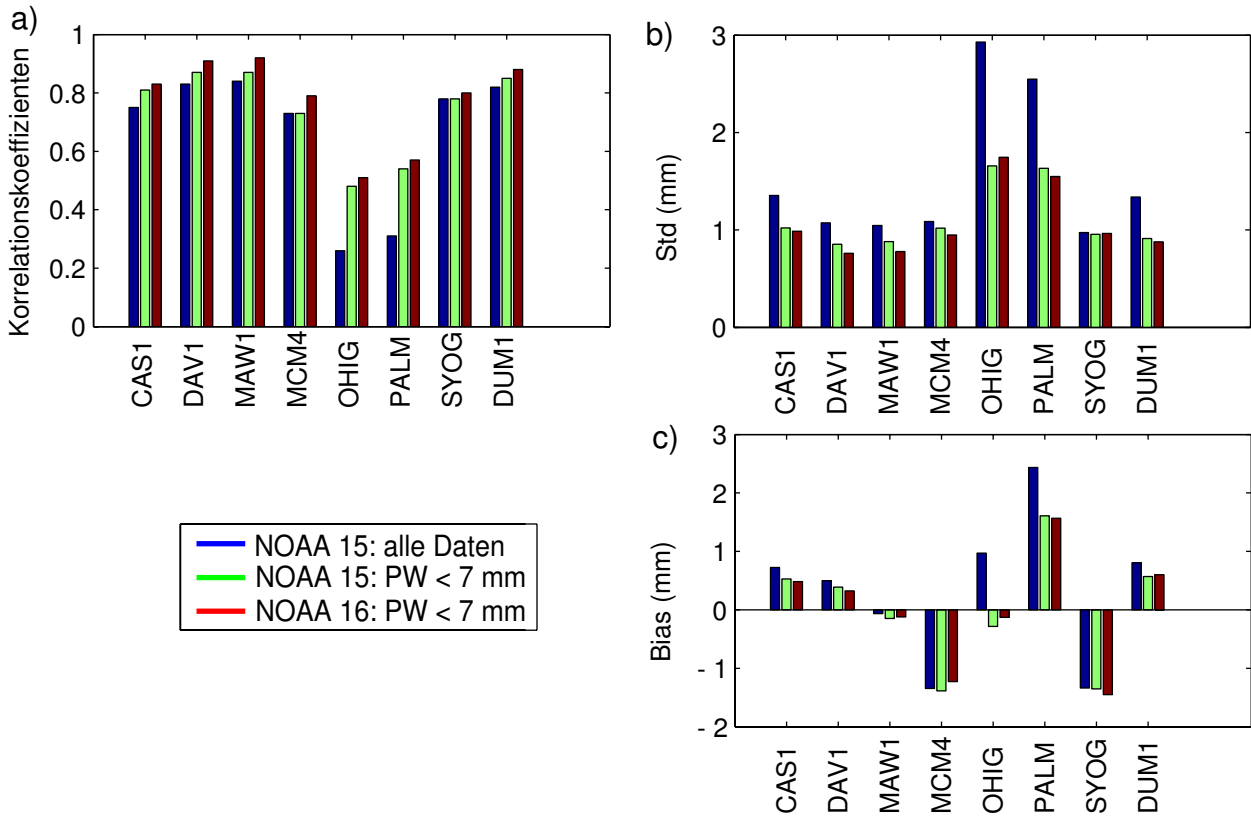


Abbildung 6.18.: Vergleich der Wasserdampferte aus Radiometermessungen und GPS-Beobachtungen für alle Antarktisstationen, a) Korrelationskoeffizienten, b) Standardabweichung der Differenzen, c) Bias

PW verursachen (Selbach u.a., 2003). Im Sommer, wenn das Meereis vor der Küste zurückgeht, zeichnet AMSU-B auch die Strahlung vom eisfreien Ozean oder schneefreien Land auf. Der Effekt der Emission verschiedener Oberflächen spielt eine untergeordnete Rolle, da die AMSU-B Messungen eine integrale Größe über den gesamten Bereich des Kollokationskreises darstellen. Das Problem der Oberflächenstrahlung tritt auch erst mit dem Einbeziehen des Kanals von 150 GHz in die Datenanalyse auf, d.h. für PW-Werte größer als 1,5 mm. Bei der Bestimmung von PW-Werten kleiner als 1,5 mm haben die verwendeten Kanäle die gleiche Frequenz, so dass die Oberflächenstrahlung während der Datenanalyse eliminiert werden kann.

Abgesehen von den Offsets zwischen den aus GPS- und Radiometerbeobachtungen bestimmten PW-Werten bestätigt die hohe Korrelation und sehr niedrige Standardabweichung der PW-Werte aus den beiden unabhängigen Verfahren deren hohe relative Genauigkeit. Die ermittelten Genauigkeiten für die aus Satellitenradiometerbeobachtungen abgeleiteten PW-Werte stimmen mit den von Johnsen u.a. (2004) erzielten Ergebnissen aus einem Vergleich vom AMSU-B und CHAMP-Radiookkultationen überein. Sowohl AMSU-B als auch GPS stellen wertvolle Datensätze bereit, die dazu beitragen können, die große Lücke an Wasserdampfdaten in der Antarktis zu verkleinern.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

GPS-Beobachtungen bilden eine gute Datengrundlage um mehrjährige Änderungen des Wasserdampfgehaltes sehr genau zu bestimmen. Die Homogenität der GPS-Wasserdampfzeitreihen wird jedoch von Antennen- und Radomwechsell sowie Änderungen in der Beobachtungsstatistik beeinträchtigt. Dabei sind die größten Sprünge in den Zeitreihen auf das Anbringen oder das Entfernen von Radomen zurückzuführen. Bei einer neuen GPS-Reprozessierung sollte der Einfluss der Radome auf die Variationen des Antennenphasenzentrums durch die Verwendung von kombinierten Phasenzentrumsmodellen für Antennen und Radome berücksichtigt werden. Der Einfluss der Beobachtungsstatistik auf die Wasserdampfzeitreihen ist durch die Höhenwinkelabhängigkeit der Schätzung der GPS-Laufzeitverzögerung bedingt. Eine verbesserte Modellierung der a priori hydrostatischen Laufzeitverzögerung ermöglicht eine genauere Zuordnung des trockenen und feuchten Anteils der Laufzeitverzögerung zur trockenen und feuchten Mappingfunktion (Gleichung 3.14). Damit würde sich der Fehler reduzieren, der durch das Skalieren z.B. eines Teils der trockenen Laufzeitverzögerung mit der feuchten Mappingfunktion verursacht wird und die Höhenwinkelabhängigkeit der Lösungen würde sich verringern. Eine Möglichkeit zur Verbesserung der Modellierung der a priori hydrostatischen Laufzeitverzögerung stellt die Nutzung von Luftdruckwerten aus NWP-Modellen anstelle des momentan verwendeten Standardluftdrucks dar.

Bei der Analyse der aus GPS bestimmten Wasserdampfzeitreihen werden erstmals Offsets durch Antennen- und Radomwechsel sowie durch Änderungen in der Beobachtungsstatistik berücksichtigt. Eine lückenlose Dokumentation dieser Ereignisse ist eine notwendige Voraussetzung für die Nutzbarkeit der GPS-Daten für klimatologische Zwecke. Das Hauptaugenmerk der durchgeführten Zeitreihenanalyse liegt auf Untersuchungen dekadischer Veränderungen im Verhalten des Wasserdampfes. Der dabei gewählte Ansatz modelliert das langfristige Verhalten des Wasserdampfes nicht nur als linearen Trend, sondern stützt sich auf die Analyse von Wasserdampfanomalien.

Die Anomalien des Wasserdampfgehaltes in Europa und großer Teile Nordamerikas liegen im Bereich eines Millimeters und lassen sich auf thermodynamische Effekte zurückführen. In den Tropen können die Anomalien bis zu 5 mm betragen. Sie sind durch dynamische Prozesse bedingt, die in Zusammenhang mit der Südlichen Oszillation stehen. Der Einfluss der Südlichen Oszillation lässt sich auch außerhalb der Tropen, z.B. in den Wasserdampfanomalien im Südosten der USA, nachweisen. 10 bis 11 Monate nach der maximalen Ausprägung des Klimaphänomens El Niño im tropischen Pazifik ist die Region im Südosten der USA durch besonders hohe Feuchtwerte gekennzeichnet. El Niño beeinflusst nicht nur die Anomalien des Wasserdampfes sondern nimmt auch Einfluss auf dessen Variabilität. Positive Anomalien im Wasserdampfgehalt sind meist mit einer erhöhten Variabilität verbunden.

Zur Ableitung von Trends im Wasserdampfgehalt ist GPS prinzipiell geeignet. Die momentanen Zeitreihen sind jedoch mit Ausnahme von Europa aufgrund der Überlagerung mehrjähriger Klimaphänomene mit möglichen Trends des Wasserdampfes noch zu kurz, um gesicherte Schlussfolgerungen auf Klimaveränderungen zuzulassen. In Europa konnte, bedingt durch die sehr kleinen Wasserdampfanomalien, eine Zunahme des Wasserdampfes von 0,2 mm pro Dekade festgestellt werden. Dies entspricht einem Anstieg im Wasserdampfgehalt von 1% während einer Dekade. Für die Ableitung von Trends in anderen Regionen, könnte eine Kombination der teilweise mehr als 20 Jahre umfassenden, aber mit Datenlücken von mehreren Monaten versehenen VLBI-Zeitreihen mit den kürzeren aber dafür zeitlich kontinuierlichen GPS-Zeitreihen hilfreich sein.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Validierung des Wasserdampfes im globalen Wettervorhersagemodell NCEP mit unabhängigen GPS-Wasserdampfwerten zeigt eine gute Reproduktion sowohl der saisonalen als auch der mehrjährigen Schwankungen des Wasserdampfgehaltes über Europa und großen Teilen Nordamerikas. In diesen Regionen stellt NCEP eine gute Datengrundlage für flächendeckende Untersuchungen langfristiger Veränderungen im Wasserdampfgehalt dar. In den Tropen und der Antarktis deckt die Validierung jedoch auch große Schwachstellen in der NCEP-Analyse auf. Der Fehler des saisonalen Signals des Wasserdampfes in der Antarktis liegt bei 25%. In den Tropen wird das saisonale Signal von NCEP um bis zu 40% unterbestimmt und auch das mehrjährige Signal des Wasserdampfes stark unterschätzt. Auf NCEP basierende Klimaforschungen sollten vor allem bei der Interpretation der Wasserdampfwerte in den Tropen und in der Antarktis die hohe Unsicherheit der Modelldaten berücksichtigen. Die am Beispiel von NCEP durchgeführte Fallstudie kann, wenn sie auf weitere Wetter- und Klimamodelle ausgedehnt wird, eine unabhängige Abschätzung der Genauigkeit des Wasserdampfes dieser Modelle liefern.

In Regionen mit extremen Klimabedingungen, wo Radiosondenmessungen nur sehr eingeschränkt und ungenau möglich sind, stellt der Wasserdampf aus GPS eine sehr gute Datengrundlage zur Validierung satellitenbasierter Radiometermessungen dar. Der Vergleich der Wasserdampfwerte aus GPS und Radiometermessungen über der Antarktis zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse beider Messverfahren. Die Standardabweichungen der Differenzen der Wasserdampfwerte aus beiden Verfahren sind für den überwiegenden Teil der Stationen kleiner als 0,9 mm. Für Wasserdampfwerte größer als 7 mm wirkt sich das bekannte Problem der Oberflächenemission des Eises negativ auf die Genauigkeit der aus satellitenbasierten Radiometermessungen abgeleiteten Wasserdampfwerte aus.

Die im Rahmen dieser Arbeit aus GPS-Beobachtungen bestimmten Wasserdampfzeitreihen bieten eine sehr gute Datengrundlage für weitergehende Untersuchungen der Wetter- und Klimaforschung. So könnten z.B. die Zeitreihen des Wasserdampfes in Verbindung mit anderen Parametern wie der Wolkenbedeckung und der Temperatur einen Beitrag zum besseren Verständnis der Rückkopplungsmechanismen zwischen dem atmosphärischen Wasserdampfgehalt und der globalen Erwärmung leisten. Weiterhin könnte die Assimilation der aus GPS bestimmten Wasserdampfwerte in numerische Wettervorhersagemodelle die aufgezeigten Modelldefizite, insbesondere in datenarmen Regionen wie den Tropen und der Antarktis, verringern. In den Polargebieten könnten sowohl die Wasserdampfwerte aus GPS als auch aus Radiometermessungen nicht nur zur Verbesserung der numerischen Wettervorhersagemodelle sondern auch zur Verbesserung von Akkumulationsmodellen polarer Eisschilde dienen und damit einen Beitrag zur Bestimmung der Massenbilanz des antarktischen Inlandeises leisten.

Literaturverzeichnis

- Alishouse, J. C., Snyder, S., Vongsathorn, J. und Ferraro, R. R. (1990). *Determination of Oceanic Total Precipitable Water from the SSM/I*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28(5):811–816.
- Allan, R. P., Slingo, A. und Ramaswamy, V. (2002). *Analysis of moisture variability in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 15-year reanalysis over the tropical oceans*. Journal of Geophysical Research, 107(24):doi:10.1029/2001JD001132.
- Andersson, E., Hólm, E., Bauer, P., Beljaars, A., Kelly, G. A., McNally, A. P., Simmons, J. N., Thépaut, J. N. und Tompkins, A. M. (2006). *Analysis and forecast impact of the main humidity observing systems*. Technical Report 493. Technical memorandum.
- Baisch, S. und Bokelmann, G. H. R. (1999). *Spectral analysis with incomplete time series: an example from seismology*. Computers & Geosciences, 25(7):739–750.
- Bar-Sever, Y. E. und Kroger, M. (1998). *Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver*. Journal of Geophysical Research, 103(B3):5019–5035.
- Basili, P., Bonafoni, S., Ferrara, R., Ciotti, P., Fionda, E. und Arnbrosini, R. (2001). *Atmospheric water vapor retrieval by means of both a GPS network and a microwave radiometer during an experimental campaign in Cagliari, Italy, in 1999*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(11):2436–2443.
- Bassiri, S. und Hajj, G. A. (1993). *Higher-order ionospheric effects on the global positioning system observables and means of modeling them*. Manuscripta Geodaetica, 18:280–289.
- Behrend, D., Cucurull, L., Vilà, J. und Haas, R. (2000). *An inter-comparison study to estimate zenith wet delays using VLBI, GPS, and NWP models*. Earth Planets Space, 52:691–694.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I. und Hagemann, S. (2004). *Sensitivity of large-scale atmospheric analyses to humidity observations and its impact on the global water cycle and tropical and extratropical weather systems in ERA40*. Tellus, 56A:202–217.
- Bengtsson, L. u. a. (2003). *The Use of GPS Measurements for Water Vapor Determination*. Bulletin American Meteorological Society, 67:doi: 10.1175/BAMS-84-9-1249.
- Beutler, G., Brockmann, E., Gurtner, W., Hugentobler, U., Mervart, L. und Rothacher, M. (1994). *Extended orbit modeling techniques at the CODE Processing Center of the International GPS Service (IGS): Theory and initial results*. Manuscript Geod., 19:367–386.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C. und Ware, R. H. (1994). *GPS Meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water*. Journal of Applied Meteorology, 33(3):379–386.

- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C R Anthes, A. und Ware, R. H. (1992). *GPS Meteorology: Remote Sensing of the Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System*. Journal of Geophysical Research, 97(D14):15,787–15,801.
- Bock, D., Noomen, R. und Scherneck, H.-G. (2005a). *Atmospheric pressure loading displacement of SLR stations*. Journal of Geodynamics, 39:247–266.
- Bock, H., Beutler, G., Schaer, S., Springer, T. A. und Rothacher, M. (2000). *Processing aspects related to permanent GPS arrays*. Earth Planets Space, 52:657–662.
- Bock, O., Keil, C., Richard, E., Flamant, C. und Bouin, M. N. (2005b). *Validation of precipitable water from ECMWF model analysis with GPS and radiosonde data during the MAP SOP*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 131(612):3013–3036.
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P. und Schuh, H. (2006a). *Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data*. Geophysical Research Letters, 33:L07304, doi:10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J. und Schuh, H. (2004). *Vienna mapping functions in VLBI analyses*. Geophysical Research Letters, 31:L01603, doi:10.1029/2003GL018984.
- Boehm, J. und Schuh, H. (2006). *Linear horizontal gradients from the ECMWF for VLBI and GNSS analysis*. In Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly, April 02-07, Vienna, Austria.
- Boehm, J., Schuh, H., Tesmer, V. und Schmitz-Hübsch, H. (2003). *Determination of Tropospheric Parameters by VLBI as a Contribution to Climatological Studies*. Zeitschrift für Vermessung und Geoinformation (VGI), 1:21–28.
- Boehm, J., Werl, B. und Schuh, H. (2006b). *Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data*. Journal of Geophysical Research, 111:B02406, doi:10.1029/2005JB003629.
- Bos, M. S. und Scherneck, H. G. (2007). Free ocean tide loading provider. <http://www.oso.chalmers.se/loading>.
- Buttkus, B. (2000). *Spectral analysis and filter theory in applied geophysics*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Chaboureau, J. P., Chédin, A. und Scott, N. A. (1998). *Remote sensing of the vertical distribution of atmospheric water vapor from the TOVS observations. Method and validation*. Journal of Geophysical Research, 103:8743–8752.
- Chahine, M. T. (1992). *The Hydrological Cycle and its Influence on Climate*. Nature, 359:373–380.
- Chen, G. und Herring, T. A. (1997). *Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data*. Journal of Geophysical Research, 102(B9):20,489–20,502.
- Chu, X., Gardner, C. S. und Roble, R. G. (2003). *Lidar studies of interannual, seasonal, and diurnal variations of polar mesospheric clouds at the South Pole*. Journal of Geophysical Research, 108(D8):doi:10.1029/2002JD002524.
- Connolley, W. M. und King, J. C. (1993). *Atmospheric water-vapor transport to Antarctica inferred from radiosonde data*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 119(510):325–342.
- Cucurull, L., Navascues, B., Ruffini, G., Elésegui, P., Rius, A. und Vilà, J. (2000). *The use of GPS to Validate NWP systems: The HIRLAM Model*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 17:773–787.

- Cullather, R. I., Bromwich, D. H. und Grumbine, R. W. (1997). *Validation of operational numerical analyses in Antarctic latitudes*. Journal of Geophysical Research, 102(D12):13,1761–13,784.
- Dach, R. (2000). *Auswirkungen von Auflastdeformationen durch Ozeangezeiten auf die GPS-Auswertung*. In Dietrich, R., Hrsg., Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998, DGK Reihe B, Heft 310, S. 211–218. München.
- Dach, R. und Dietrich, R. (2000). *Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor*. Geophysical Research Letters, 27(18):2953 – 2958.
- Dai, A. und Wigley, T. M. L. (2000). *Global patterns of ENSO-induced precipitation*. Geophysical Research Letters, 27:1283–1286.
- Davis, J. L., Elgered, G., Niell, A. E. und Kuehn, C. E. (1993). *Ground-based measurements of gradients in the wet radio refractivity of air*. Radio Science, 28(6):1003–1018.
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E. und Elgered, G. (1985). *Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length*. Radio Science, 20(6):1593–1607.
- Deblonde, G., Macpherson, S., Mireault, Y. und Héroux, P. (2005). *Evaluation of GPS Precipitable Water over Canada and the IGS Network*. Journal of Applied Meteorology, 44:153–166.
- Deeter, M. N. (2007). *A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean*. Geophysical Research Letters, 34(2):L02815, doi:10.1029/2006GL028019.
- Diaz, H. F., Hrsg. (2000). *El Niño and the Southern oscillation: multiscale variability and global and regional impacts*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Divakarla, M. G., Barnett, C. D., Goldberg, M. D., McMillin, L. M., Maddy, E., Wolf, W., Zhou, L. und Liu, X. (2006). *Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrievals with matched radiosonde measurements and forecasts*. Journal of Geophysical Research, 111:D09S15, doi:10.1029/2005JD006116.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M. K. und Miyazaki, S. (2002). *Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series*. Journal of Geophysical Research, 107(B4):2075, 10.1029/2001JB000573.
- Dragert, F., Janes, T. S. und Lambert, A. (2000). *Ocean loading corrections for continuous GPS: A case study at the Canadian coastal site Holberg*. Geophysical Research Letters, 27(14):2045–2048.
- Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Rocken, C., Solheim, F. und van Hove, T. (1996). *GPS Meteorology: Direct Estimation of the Value of Precipitable Water*. Journal of Applied Meteorology, 35(6):830–838.
- Elgered, G., Davis, J. L., Herring, T. A. und Shapiro, I. I. (1991). *Geodesy by Radio Interferometry: Water Vapor Radiometry for Estimation of the Wet Delay*. Journal of Geophysical Research, 96(B4):6541–6555.
- Elgered, G., Stoew, B., Gradinarsky, L. und H, B. (2003). *Analysis of atmospheric parameters derived from ground-based GPS observations*. In Anthes, R. A. e. a., Hrsg., Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology, S. 3/11, Tsukuba, Japan. Japan International Science and Technology Exchange Center.
- Elliott, W. P. und Gaffen, D. J. (1991). *On the Utility of Radiosonde Humidity Archives for Climate Studies*. Bulletin American Meteorological Society, 72:1507–1520.

- Elliott, W. P., James, K. und Angell, K. (1997). *Variations of cloudiness, precipitable water, and relative humidity over the United States: 1973-1993*. Geophysical Research Letters, 24(1):41–44.
- Elósegui, P., Davis, J. L., Gradinarsky, L. P., Elgered, G., Johansson, D. A., Tahmoush, D. A. und Rius, A. (1999). *Sensing atmospheric structure using small-scale space geodetic networks*. Geophysical Research Letters, 26(16):2445–2448.
- Emardson, T. R. (1998). *Studies of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System*. Technical Report, Chalmers University of Technology, Sweden, 339.
- Emardson, T. R., Johansson, J. M. und Elgered, G. (1998). *The Systematic Behavior of Water Vapor Estimates Using Four Years of GPS Observations*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, S. 1–7.
- England, M. N., Ferrare, R. A., Melfi, S. H., Whiteman, D. N. und Clark, T. A. (1992). *Atmospheric water vapor measurements: Comparison of microwave radiometry and lidar*. Journal of Geophysical Research, 97(D1):899–916.
- Fang, P. (2003). *Analysis of Seasonal Signals in GPS Position Time Series*. In Anthes, R. A. e. a., Hrsg., Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology, S. 1/03, Tsukuba, Japan. Japan International Science and Technology Exchange Center.
- Fang, P., Bevis, M., Bock, Y. und Wolfe, D. (1998). *GPS meteorology: Reducing systematic errors in geodetic estimates for zenith delay*. Geophysical Research Letters, 25(19):3583–3586.
- Ferrare, R., Turner, D., Clayton, M., Schmid, B., Redemann, J., Covert, D., Elleman, R., Ogren, J., Andrews, E., Goldsmith, J. E. M. und Jonsson, H. (2006). *Evaluation of daytime measurements of aerosols and water vapor made by an operational Raman lidar over the Southern Great Plains*. Journal of Geophysical Research, 111:D05S08, doi:10.1029/2005JD005836.
- Ferrare, R. A., Melfi, S. H., Whiteman, D. N., Evans, K. D., Schmidlin, F. J. und Starr, D. O. (1995). *A Comparison of Water Vapor Measurements made by Raman Lidar and Radiosondes*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 12(6):1177–1195.
- Ferraro, R., Weng, F., Grody, N. und Baptist, A. (1996). *An 8-year (1987-1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements*. Bulletin American Meteorological Society, 77:891–905.
- Folland, C. K., Karl, T. R., Christy, J. R., Clarke, R. A., Gruza, G. V., Jouzel, J., Mann, M. E., Oerlemans, J., Salinger, M. J. und Wang, S. W. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, chapter Observed climate variability and change, S. 99–181. Cambridge University Press, New York.
- Foster, J., Bevis, M., Schroeder, T., Merrifield, M., Businger, S., Dorn, S., Marcus, S., Dickey, J. und Bar-Serfer, Y. (2000). *El Niño, water vapor, and the Global Positioning System*. Geophysical Research Letters, 27(17):2697–2700.
- Fritsche, M., Dietrich, R., Knöfel, C., Rülke, A., Vey, S., Rothacher, M. und Steigenberger, P. (2005). *Impact of higher-order ionospheric terms on GPS estimates*. Geophysical Research Letters, 32. L23311, doi:10.1029/2005GL024342.
- Gaffen, D. J., Barnett, T. P. und Elliott, W. P. (1991). *Space and Time Scales of Global Tropospheric Moisture*. Journal of Climate, 4:989–1008.

- Gaffen, D. J., Robock, A. und Elliott, W. P. (1992). *Annual Cycles of Tropospheric Water Vapor*. Journal of Geophysical Research, 97(D16):18,185–18,193.
- Gaffen, D. J., Sargent, M. A., Habermann, R. E. und Lanzante, J. R. (2000). *Sensitivity of tropospheric and stratospheric temperature trends to radiosonde data quality*. Journal of Climate, 13:1776–1796.
- Gao, B.-C., Chan, P. K. und Li, R.-R. (2004). *A global water vapor data set obtained by merging the SSMI and MODIS data*. Geophysical Research Letters, 31:L18103, doi:10.1029/2004GL020656.
- Garand, L., Grassotti, C., Hallé, J. und Klein, G. L. (1992). *On the Differences in Radiosonde Humidity-Reporting Practices and Their Implications for Numerical Weather Prediction and Remote Sensing*. Bulletin American Meteorological Society, 73(9).
- Gardinarsky, L. P., Johansson, J. M., Bouma, H. R., Scherneck, H. G. und Elgered, G. (2002). *Climate monitoring using GPS*. Physics and Chemistry of the Earth, 27:335–340.
- Ge, M., Calais, E. und Haase, J. (2000). *Reducing satellite orbit error effects in near real-time GPS zenith tropospheric delay estimation for meteorology*. Geophysical Research Letters, 27:1–7.
- Ge, M., Gendt, G., Dick, G., Zhang, F. P. und Reigber, C. (2005). *Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions*. Geophysical Research Letters, 32:L06310, doi:10.1029/2004GL022224.
- Gendt, G. (1998). *IGS Combination of Tropospheric Estimates - Experience from a Pilot Experiment*. In Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop, S. 205–216, Darmstadt, Germany. ESA.
- Gendt, G., Dick, G., Reigber, C., Tomassini, M., Liu, Y. und Ramatschi, M. (2004). *Near Real Time GPS Water Vapor Monitoring for Numerical Weather prediction in Germany*. Journal of the Meteorological Society of Japan, 82(1B):361–380.
- Gendt, G., Ramatschi, M., Reigber, C. und Wildt, S. (2003). *Qualitätskontrolle von GPS-Permanentstationen für die Wettervorhersage. POSNAV 2003, Dresden, 18./19.3*. Schriftenreihe des Geodätischen Instituts, TU-Dresden, 3:373–382.
- Gottelman, A., Walden, V. P., Miloshevich, L. M., Roth, W. L. und Halter, B. (2006). *Relative humidity over Antarctica from radiosondes, satellites, and a general circulation model*. Journal of Geophysical Research, 111:D09S13, doi:10.1029/2005JD006636.
- Giovinetto, M. B., Yamazaki, K., Wendler, G. und Bromwich, D. H. (1997). *Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 60°S*. Journal of Geophysical Research, 102(D10):11,171–11,179.
- Glowacki, T. J., Penna, N. T. und Bourke, W. P. (2006). *Validation of GPS-based estimates of integrated water vapour for the Australian region and identification of diurnal variability*. Australian Meteorological Magazine, 55:131–148.
- Gradinarsky, L. P., Johansson, J. M., Bouma, H. R., Scherneck, H.-G. und Elgered, G. (2002). *Climate monitoring using GPS*. Physics and Chemistry of the Earth, 27:335–340.
- Gregory, J. M. und Huybrechts, P. (2006). *Ice-sheet contributions to future sea-level change*. Phil. Trans. R. Soc. A, 364:1709–1731. doi:10.1098/rsta.2006.1796.
- Guerova, G., Bettems, J.-M., Brockmann, E. und Matzler, C. (2006). *Assimilation of COST 716 Near-Real Time GPS data in the nonhydrostatic limited area model used at MeteoSwiss*. Meteorology and Atmospheric Physics, 91:149–164, doi: 10.1007/s00703-005-0110-6.

- Guo, Z. und Bromwich, D. H. (2004). *Modeled Antarctic Precipitation. Part II: ENSO Modulation over West Antarctica*. Journal of Climate, 17:448–465.
- Gutman, S. I. und Benjamin, S. G. (2001). *The role of ground-based GPS meteorological observations in numerical weather prediction*. GPS Solutions, 4:16–24.
- Hagemann, S., Bengtsson, L. und Gendt, G. (2003). *On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements*. Journal of Geophysical Research, 108(D21):4678, doi:10.1029/2002JD003235.
- Hajj, G. A., Ao, C. O., A, I. B., Kuang, D., Kursinski, E. R., Mannucci, A. J., Meehan, T. K., Romans, L. J., de la Torre Juarez, M. und Yunck, T. P. (2004). *CHAMP and SAC-C atmospheric occultation results and intercomparisons*. Journal of Geophysical Research, 109:D06109, doi:10.1029/2003JD003909.
- Hall, A. und Manabe, S. (1999). *The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming*. Journal of Climate, 12:2327–2346.
- Han, Y., Snider, J. B., Westwater, E. R., Melfi, S. H. und Ferrare, R. A. (1994). *Observations of water vapor by ground-based microwave radiometers and Raman lidar*. Journal of Geophysical Research, 99(D9):18,695–18,702.
- Harries, J. E., Russell III., J. M., Tuck, A. F., Gordley, L. L., Purcell, P., Stone, K., Bevilacqua, R. M., Gunson, M., Nedoluha, G. und Traub, W. A. (1996). *Validation of measurements of water vapor from the Halogen Occultation Experiment (HALOE)*. Journal of Geophysical Research, 101(D6):10,205–10,216.
- Held, I. M. und Soden, B. J. (2000). *Water Vapor Feedback and Global Warming*. Annual Review of Energy and the Environment, 25:441–475.
- Herring, T. A. (1992). *Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data*. In Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy, number 36, S. 157–164. Netherlands Geodetic Commission Series.
- Hintsä, E. J., Weinstock, E. M., Anderson, J. G., May, R. D. und Hurst, D. F. (1999). *On the accuracy of in situ water vapor measurements in the troposphere and lower stratosphere with the Harvard Lyman- α hygrometer*. Journal of Geophysical Research, 104(D7):8183–8189.
- Hoffman-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. und Collins, J. (1994). *Global Positioning System: Theory and Practice*. Springer, Wien, New York.
- Hopfield, H. S. (1969). *Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data*. Journal of Geophysical Research, 74(18):4487–4499.
- Hugentobler, U., Dach, R., Fridez, P. und Meindl, M. (2005). Bernese GPS Software, Version 5.0. www.bernese.unibe.ch, Letzter Zugriff: 23.03.2007.
- Huybrechts, P., Gregory, J., Janssens, I. und Wild, M. (2004). *Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations*. Global and Planetary Change, 42(1-2):83–105.
- Ifadis, I. (1986). *The atmospheric delays of radio wavelengths: Modeling the Elevation Dependence on a Global Scale*. Technical Report 38L, School of Electrical and Computer Engineering, Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden.
- IGS (2007). International GNSS Service. <http://igs.cb.jpl.nasa.gov/siteindex.html>, Letzter Zugriff: 23.03.2007.

- Iwabuchi, T., Miyazaki, S., Heki, K., Naito, I. und Hatanaka, Y. (2003). *An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the Japanese nationwide GPS array*. Journal of Geophysical Research, 108(D10):4315, doi: 10.1029/2002JD002214.
- Jacob, D. (2001). *The Role of Water Vapour in the Atmosphere. A Short Overview from a Climate Modeller's Point of View*. Physics and Chemistry of the Earth, 26(6-8):523–527.
- Jadea, S., Vijayana, M. S. M., Gaura, V. K., Prabhup, T. P. und Sahujade, S. C. (2005). *Estimates of precipitable water vapour from GPS data over the Indian subcontinent*. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 67:623–635.
- Jaldehyag, R. T. K., Johansson, J. M., Davis, J. L. und Elósegui, P. (1996). *Geodesy using the Swedish Permanent GPS Network: Effects of snow accumulation on estimates of site positions*. Geophysical Research Letters, 23:1601–1604.
- Janes, H. W., Langley, R. B. und Newby, S. P. (1991). *Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning*. Bulletin Geodesique, 65:151–161.
- Jeske, H. (1988). *Meteorological optics and radiometeorology*. In Fischer, G., Hrsg., Physical and Chemical Properties of the Air, Band 4, S. 187–348. Springer, Berlin.
- Johansson, J. M. (1998). *GPS antenna and site effects*. In Brunner, F., Hrsg., Advances in Positioning and Reference Frames, IAG Symposia, S. 118:229–235.
- Johnsen, K. P., Miao, J. und Kidder, S. Q. (2004). *Comparison of atmospheric water vapor over Antarctica derived from CHAMP/GPS and AMSU-B data*. Physics and Chemistry of the Earth, 29(2):251–255.
- Johnsen, K. P. und Rockel, B. (2001). *Validation of the NWP Model HRM with Groundbased GPS Data*. Physics and Chemistry of the Earth, 26(6-8):463–466.
- Kalnay, E. u.a. (1996). *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77(3):437–471.
- Kanamitsu, M., Alpert, J. C., Campana, K. A., Caplan, D. G., Deaven, D. G., Iredell, M., Katz, B., Pan, H. L., Sela, J. und White, G. H. (1991). *Recent Changes Implemented into the Global Forecast System at NMC*. Weather and Forecasting, 6:425–435.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M. und Potter, G. L. (2002). *NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R2)*. American Meteorological Society, S. 1631–1643.
- Kaniuth, K. und Vetter, S. (2005). *Estimating atmospheric pressure loading regression coefficients from GPS observations*. GPS Solutions, S. doi: 10.1007/s10291-005-0014-4.
- Kanzawa, H., Schiller, C., Ovarlez, J., Camy-Peyret, C., Payan, S., Jeseck, P., Oelhaf, H., Stowasser, M., Traub, W. A., Jucks, K. W., Johnson, D. G., Toon, G. C., Sen, B., Blavier, J.-F., Park, J. H., Bodeker, G. E., Pan, L. L., Sugita, T., Nakajima, H., Yokota, T., Suzuki, M., Shiotani, M. und Sasano, Y. (2002). *Validation and data characteristics of water vapor profiles observed by the Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS) and processed with the version 5.20 algorithm*. Journal of Geophysical Research, 107(24):doi:10.1029/2001JD000881.
- Karbou, F., Aires, F., Prigent, C. und Eymard, L. (2005). *Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land*. Journal of Geophysical Research, 110:D07109, doi:10.1029/2004JD005318.

- Kedar, S., Hajj, G. A., Wilson, B. D. und Heflin, M. B. (2003). *The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions*. Geophysical Research Letters, 30(16):1829, doi:10.1029/2003GL017639.
- Khan, S. A. und Scherneck, H.-G. (2002). *The M2 ocean tide loading wave in Alaska: Vertical and horizontal displacements, modeled and observed*. Journal of Geodesy, 77(3-4):117–127.
- Kidson, J. W. und Renwick, J. A. (2002). *The southern hemisphere evolution of ENSO during 1981-99*. Journal of Climate, 15:847–863.
- Kiladis, G. N. und Diaz, H. F. (1989). *Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation*. Journal of Climate, 2:1069–1090.
- King, J. C. und Turner, J. (1997). *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press.
- Kistler, R. u.a. (2001). *The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: monthly Means CD-ROM and Documentation*. Bulletin of the American Meteorological Society, 82(2):247–267.
- Köpken, C. (2001). *Validation of Integrated Water Vapor from Numerical Models Using Ground-Based GPS, SSM/I, and Water Vapor Radiometer Measurements*. Journal of Applied Meteorology, 40:1105–1117.
- Köpken, C., Heinemann, G., Chedin, A., Claud, C. und Scott, N. (1995). *Assessment of TOVS Retrievals Obtained with the 3I Algorithm for the Antarctic*. Journal of Geophysical Research, 100:5143–5158.
- Kumar, B., Dutta Roy, S. C. und Shah, H. (1992). *On the Design of FIR Digital Differentiators*. IEEE Transactions on signal processing, 40(9).
- Kuo, Y.-H., Guo, Y.-R. und Westwater, E. R. (1993). *Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model*. Monthly Weather Review, S. 1215–1238.
- Kursinski, E. R. (1997). *The GPS Radio Occultation Concept: Theoretical Performance and Initial Results*. PhD thesis, California Institute of Technology, Source DAI-B 58/07.
- Kursinski, E. R. und Hajj, G. A. (2001). *A comparison of water vapor derived from GPS occultations and global weather analyses*. Journal of Geophysical Research, 106(D1):1113–1138.
- Langley, R. B. (1996). *GPS for Geodesy*, chapter Propagation of the GPS signals, S. 103–140. Lecture Notes on Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Larsen, G., Lauritsen, K., Rubek, F. und Sørensen, M. (2005). *Processing of CHAMP Radio Occultation Data Using GRAS SAF Software*. In Reigber, C., Schwintzer, P., Lühr, H. und Wickert, J., Hrsg., Earth Observation with CHAMP: Results from Three Years in Orbit, S. 543–548, Springer Verlag.
- Ledvina, D. V. und Pfaendtner, J. (1995). *Inclusion of Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Total Precipitable Water Estimates into the GEOS-1 Data Assimilation System*. Monthly Weather Review, 123:3003–3015.
- Leick, A. (1995). *GPS Satellite Surveying*. John Wiley & Sons, Inc., New York Chichester Brisbane Toronto Singapore.
- Li, Z., Muller, J.-P. und Cross, P. (2003). *Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements*. Journal of Geophysical Research, 108(D20):4651, doi:10.1029/2003JD003372.

- Liljequist, G. H. und Cehak, K. (1994). *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig. ISBN 3-528-23555-1.
- Liou, Y. A., Huang, C. Y. und T, T. Y. (2000). *Precipitable water observed by ground-based GPS receivers and microwave radiometry*. *Earth Planets Space*, 52:445–450.
- Liou, Y. A., Pavelyev, A. G., Wickert, J., Schmidt, T. und Pavelyev, A. A. (2005). *Analysis of atmospheric and ionospheric structures using the GPS/MET and CHAMP radio occultation database: a methodologic review*. *GPS Solutions*, 9:122–143, doi: 10.1007/s10291-005-0141-y.
- Liu, J., X, Y., Rind, D. und G, M. D. (2002). *Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections*. *Geophysical Research Letters*, 29(14):1679, doi:10.1029/2002GL015143.
- Liu, Y. und Chen, Y. (2001). *Improving accuracy of near real-time Precipitable Water Vapor estimation with the IGS predicted orbits*. *Geophysical Research Letters*, 29(16):doi:10.1029/2002GL015131.
- Lu, R., Dong, B., Cess, R. D. und Potter, G. L. (2004). *The 1997/98 El Niño: A test for climate models*. *Geophysical Research Letters*, 31:L12216, doi:10.1029/2004GL019956.
- MacMillan, D. S. (1995). *Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations*. *Geophysical Research Letters*, 22(9):1041–1044.
- Mader, G. L. (1999). *GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey*. *GPS Solutions*, 3(1):50–58. doi: 10.1007/PL00012780.
- Manning, W. und Wang, J. R. (2002). *Retrieval of Precipitable Water Using SSM/T-2 Millimeter-wave Radiometric Measurements*. *Radio Science*, S. 1–37.
- Marini, J. W. (1972). *Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile*. *Radio Science*, 7(2):223–231.
- Mariotti, A., Zeng, N. und Lau, K. M. (2002). *Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-A seasonally varying relationship*. *Geophysical Research Letters*, 29(12):1621, doi:10.1029/2001GL014248.
- Marquardt, C., Labitzke, K., Reigber, C., Schmidt, T. und Wickert, J. (2001). *An assessment of the quality of GPS/MET radio limb soundings during February 1997*. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26:125–130.
- McCarthy, D. D. und Petit, G. (2003). *IERS Conventions 2003*. IERS Technical Note 32, International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS).
- Meier, S. und Keller, W. (1990). *Geostatistik*. Springer, Wien.
- Meindl, M., Schaer, S., Hugentobler, U. und Beutler, G. (2003). *Tropospheric Gradient Estimation at CODE: Results from Global Solutions*. In *Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology*, Tsukuba, 14-17 Jan. 2003. Japan International Science and Technology Exchange Center.
- Melbourne, W. G. (1985). *The case for ranging in GPS based geodetic systems*. In *Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*, S. 373–386, Rockville, Maryland. U.S. Department of Commerce.
- Melsheimer, C. und Heygster, G. (2006). *Retrieval of total water vapour over the Arctic from space-borne microwave radiometer data*. In Rinke, A. und Dethloff, K., Hrsg., *Reports on Polar and Marine Research 520/2006, Global Implications of Arctic Climate Processes*, S. 85–88, Bremerhaven, Germany. Alfred-Wegener Institute for Polar and Marine Research.

- Mendes, V. B. und Langley, R. B. (1995). *Zenith wet tropospheric delay determination using prediction models: accuracy analysis*. Cartografia E Cadastro, 2:41–47.
- Menge, F., Seeber, G., Völkens, C., Wübbena, G. und Schmitz, M. (1998). *Results of Absolute Field Calibration of GPS Antenna PCV*. In Proceedings of ION GPS-98, S. 31–38, Nashville, Tennessee.
- Miao, J. (1998). *Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry*. Reports on Polar Research, 289:1–104.
- Miao, J., Kunzi, K., Heygster, G., Lachlan-Cope, T. A. und Turner, J. (2001). *Atmospheric water vapor over Antarctica derived from Special Sensor Microwave/Temperature 2 data*. Journal of Geophysical Research, 106(10):10,187–10,203.
- Michelsen, H. A., Manney, G. L., Irion, F. W., Toon, G. C., Gunson, M. R., Rinsland, C. P., Zander, R., Mahieu, E., Newchurch, M. J., Purcell, P. N., Remsberg, E. E., Russell, J. M., Pumphrey, H. C., Waters, J. W., Bevilacqua, R. M., Kelly, K. K., Hints, E. J., Weinstock, E. M., Chiou, E. W., Chu, W. P., McCormick, M. P. und Webster, C. R. (2002). *ATMOS version 3 water vapor measurements: Comparisons with observations from two ER-2 Lyman- α hygrometers, MkIV, HALOE, SAGE II, MAS, and MLS*. Journal of Geophysical Research, 107(D3):2–1–2–19.
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Paukkunen, A., Heymsfield, A. J. und Oltmans, S. J. (2001). *Characterization and Correction of Relative Humidity Measurements from Vaisala RS80-A Radiosondes at Cold Temperatures*. Journal Atmos. Oceanic Technol., 18:135–156.
- Miloshevich, M. L., Vömel, H., Whiteman, D. N., Lesht, B. M. Schmidlin, F. J. und Russo, F. (2006). *Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation*. Journal of Geophysical Research, 111:D09S10, doi:10.1029/2005JD006083.
- Milz, M., von Clarmann, T., Fischer, H., Glatthor, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kellmann, S., Kiefer, M., Linden, A., Mengistu Tsidu, G., Steck, T., P. S. G., Funke, B., M. López-Puertas, M. und Koukouli, M. E. (2005). *Water vapor distributions measured with the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding on board Envisat (MIPAS/Envisat)*. Journal of Geophysical Research, 110:D24307, doi:10.1029/2005JD005973.
- Mokhov, I. I. und Smirnov, D. A. (2006). *El Niño Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices*. Geophysical Research Letters, 33:L03708, doi:10.1029/2005GL024557.
- Munekane, H. und Matsuzaka, S. (2004). *Nontidal ocean mass loading detected by GPS observations in the tropical Pacific region*. Geophysical Research Letters, 31:L08602, doi:10.1029/2004GL019773.
- Nakamura, H. und Koizumi, K. (2004). *Data Assimilation of GPS Precipitable Water Vapor into JMA Mesoscale Numerical Weather Prediction Model and its Impact on Rainfall Forecasts*. Journal of the Meteorological Society Japan, 82(1B):441–452.
- Nanjundiah, R. S. und Srinivasan, J. (1999). *Anomalies of precipitable water vapour and vertical stability during El Niño*. Geophysical Research Letters, 26(1):95–98.
- Navarra, A., Hrsg. (1999). *Beyond El Niño: decadal and interdecadal climate variability*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Neelin, D., Battisti, D., Hirst, A., Jin, F. F., Wakata, Y., Yamagata, T. und Zebiak, S. (1989). *ENSO theory*. Journal of Geophysical Research, 103(14):262–290.

- Niell, A. E. (1996). *Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths*. Journal of Geophysical Research, 101(B2):3227–3246.
- Niell, A. E. (2000). *Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS*. Earth Planets Space, 52:699–702.
- Niell, A. E. (2003). *Information from a Numerical Weather Model for improving atmosphere delay estimation in geodesy*. In Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, 14-17 Jan. 2003. Japan International Science and Technology Exchange Center.
- Niell, A. E., Coster, A. J., Solheim, F. S., Mendes, V. B., Toor, P. C., Langley, R. B. und Upham, C. A. (2001). *Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS and VLBI*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18(6):830–850.
- Okamura, O. und Kimura, F. (2003). *Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front*. Geophysical Research Letters, 30(14):doi:10.1029/2003GL017572.
- Oltmans, S. J., Vömel, H., Hofmann, D. J., Rosenlof, K. H. und Kley, D. (2000). *The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado*. Geophysical Research Letters, 27(21):3453–3456.
- Pany, T. K. (2002). *Development and Application of Tropospheric GPS Slant Delay Models Based on Numerical Weather Prediction Models and Turbulence Theory*. PhD thesis, Technische Universität Graz, Österreich.
- Park, K.-D., Nerem, R. S., Schenewerk, M. S. und Davis, J. L. (2004). *Site-specific multipath characteristics of global IGS and CORS GPS sites*. Journal of Geodesy, 77:799–803, doi:10.1007/s00190–003–0359–9.
- Peter, R. und Kämpfer, N. (1992). *Radiometric Determination of Water Vapor and Liquid Water and its Validation with other Techniques*. Journal of Geophysical Research, 97(D16):18,173–18,183.
- Petrov, L. und Boy, J.-P. (2004). *Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations*. Journal of Geophysical Research, 109:B03405, doi:10.1029/2003JB002500.
- Philander, G. S. (1990). *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Elsevier, New York.
- Philipona, R., Dürr, B., Ohmura, A. und Ruckstuhl, C. (2005). *Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe*. Geophysical Research Letters, 32:L19809, doi:10.1029/2005GL023624.
- Prabhakara, C., Short, D. A. und Vollmer, B. E. (1985). *El Niño and the Atmospheric Water Vapor: Observations from Nimbus 7 SMMR*. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24:1311–1324.
- Randel, D. L., Vonder Haar, T. H., Ringerud, M. A., Stephens, G. L., Greenwald, T. J. und Combs, C. L. (1996). *A new global water vapor dataset*. Bulletin American Meteorological Society, 77(6):1233–1246.
- Ray, J., Dong, D. und Altamimi, Z. (2004). *IGS reference frames: status and future improvements*. GPS Solutions, 8(4). 251-266, doi: 10.1007/s10291-004-0110-x.
- Ray, R. (1999). *A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2*. Technical report. NASA Tech. Memo. 209478.
- Reigber, C., Gendt, G., Dick, G. und Tomassini, M. (2002). *Near real-time water vapor monitoring for weather forecasts*. GPS World, S. 18–27.

- Rind, D., Chiou, E. W., Chu, W., Oltmans, S., Lerner, J., Larsen, J., McCormick, M. P. und McMaster, L. (1993). *Overview of the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II water vapor observations: Method, validation, and data characteristics*. Journal of Geophysical Research, 98(D3):4835–4856.
- Rocken, C., Kuo, Y. H., Schreiner, W., Hunt, D., Sokolovskiy, S. und McCormick, C. (2000). *COSMIC System description*. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 11:21–52.
- Rocken, C., Sokolovskiy, S., M, J. J. und Hunt, D. (2001). *Improved Mapping of Tropospheric Delays*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18(7):1205–1213.
- Rocken, C., Ware, R., Van, H. T., Solheim, F., Alber, C. und Johnson, J. (1993). *Sensing Atmospheric Water Vapor With The Global Positioning System*. Geophysical Research Letters, 20(23):2631–2634.
- Roedel, W. (1992). *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer, Berlin.
- Ross, J. R. und Elliott, W. P. (1996). *Tropospheric water vapor climatology and trends over North America: 1973-93*. Journal of Climate, 9(12):3561–3574.
- Ross, R. J. und Elliot, W. P. (2000). *Radiosonde-Based Northern Hemisphere Tropospheric Water Vapor Trends*. Journal of Climate, 14:1602–1612.
- Ross, R. J. und Rosenfeld, S. (1997). *Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for Global Positioning System applications*. Journal of Geophysical Research, 102(D18):21,719–21,730.
- Rossow, W. R. (1996). *Radiation and Water in the Climate System: Remote Measurements*, Band 45 of *NATO ASI Series I: Global Environmental Change*, chapter Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor, S. 175–191.
- Rothacher, M. (2001). *Comparison of Absolute and Relative Antenna Phase Center Variations*. GPS Solutions, 4(4):55–60.
- Rothacher, M., Springer, T., Schaer, S. und Beutler, G. (1998). *Processing Strategies for Regional GPS Networks*. In Brunner, F., Hrsg., *Advances in Positioning and Reference Frames, IAG Symposia*, Band 118, S. 93–101. Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
- Saastamoinen, J. (1972). *Atmospheric corrections for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, Band 15 of *Geophysics Monograph Service*, S. 274–251. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Scaife, A. A., Butchart, N., Jackson, D. R. und Swinbank, R. (2003). *Can changes in ENSO activity help to explain increasing stratospheric water vapor?* Geophysical Research Letters, 30(17):1880, doi:10.1029/2003GL017591.
- Schlittgen, R. und Streitberg, B. H. J. (1999). *Zeitreihenanalyse*. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien. 8. Auflage.
- Schmid, R. und Rothacher, M. (2003). *Estimation of elevation-dependent satellite antenna phase center variations of GPS satellites*. Journal of Geodesy, 77(7-8). 440-446, doi 10.1007/s00190-003-0339-0.
- Schmid, R., Rothacher, M., Thaller, D. und Steigenberger, P. (2005). *Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas*. GPS Solutions, 9. 283-293, doi 10.1007/s10291-005-0134-x.
- Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., Ge, M. und Rothacher, M. (2007). *Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas*. Journal of Geodesy, 81(12):781–798. doi: 10.1007/s00190-007-0148-y.

- Schneider, E. K., Kirtman, B. P. und Lindzen, R. S. (1999). *Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity*. Journal of Atmospheric Science, 56:1649–1658.
- Schüler, T. (2001). *On Ground-Based GPS Tropospheric Delay Estimation*. PhD thesis, Universität der Bundeswehr München, Studiengang Geodäsie und Geoinformation.
- Schupler, B. R. (2001). *The Response of GPS Antennas - How Design, Environment and Frequency Affect What You See*. Physics and Chemistry of the Earth, 26(6–8):605–611.
- Seeber, G. (1993). *Satellite Geodesy - Foundations, Methods and Applications*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- Selbach, N., Hewison, T. J., Heygster, G., Miao, J., McGrath, A. J. und Taylor, J. P. (2003). *Validation of total water vapor retrieval with an airborne millimeter wave radiometer over Arctic sea ice*. Radio Science, 38(4):doi:10.1029/2002RS002669.
- Smith, E. K. und Weintraub, S. (1953). *The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies*. J. Res. Natl. Bur. Stand, 50:39–41.
- Soden, B. J. (2000). *The Sensitivity of the tropical Hydrological Cycle to ENSO*. Journal of Climate, 13:538–549.
- Soden, B. J. und Lanzante, J. R. (1996). *An Assessment of Satellite and Radiosonde Climatologies of Upper-Tropospheric Water Vapor*. Journal of Climate, 9:1235–1250.
- Soden, B. J., Turner, D. D., Lesht, B. M. und Miloshevich, L. M. (2004). *An analysis of satellite, radiosonde, and lidar observations of upper tropospheric water vapor from the Atmospheric Radiation Measurement Programm*. Journal of Geophysical Research, 109:D04105, doi:10.1029/2003JD003828.
- Soden, B. J., Wetherald, R. T., Stenchikov, G. L. und Robock, A. (2002). *Global cooling after the eruption of mount pinatubo: A test of climate feedback by water vapor*. Science, 296.
- Solheim, F. S., Vivekanadan, J., Ware, R. H. und Rocken, C. (1999). *Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates*. Journal of Geophysical Research, 104(D8):9663–9670.
- Spilker, J. (1996). *Global Positioning System: Theorie and Applications*, Band 164 of *Progress in Astronautics and Aeronautics*, chapter Tropospheric Effects on GPS, S. 517–546. American Institute of Aeronautics and Astronautics.
- Steigenberger, P., Rothacher, M., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A. und Vey, S. (2006). *Reprocessing of a global GPS network*. Journal of Geophysical Research, 111. B05402, doi:10.1029/2005JB003747.
- Steigenberger, P., Tesmer, V., Krügel, M., Thaller, D., Schmid, R., Vey, S. und Rothacher, M. (2007). *Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients*. Journal of Geodesy. doi 10.1007/s00190-006-0124-y.
- Stier, W. (2001). *Methoden der Zeitreihenanalyse*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Stocker, T. F. (2001). *Physical Climate Process and Feedbacks*. IPCC WGI Third Assessment Report, Chapter 7:373–380.
- Stull, R. B. (1995). *Meteorology for scientists and engineers - A technical companion book*. West Publishing Company, Minneapolis/St. Paul.

- Su, H., Read, W. G., Jiang, J. H., Waters, J. W., Wu, D. L. und Fetzer, E. J. (2006). *Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection: New evidence from Aura MLS*. Geophysical Research Letters, 33(L05709):doi:10.1029/2005GL025505.
- Sun, J. (1993). *Effects of Vertical Distribution of Water Vapor and Temperature on Total Column Water Vapor Retrieval Error*. Journal of Geophysical Research, 98(C4):7069–7079.
- Susskind, J., Rosenfeld, J., Reuter, D. und Chahine, M. T. (1984). *Remote Sensing of Weather and Climate Parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N*. Journal of Geophysical Research, 89(D3):4677–4698.
- Taubenheim, J. (1969). *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten*. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Tesmer, V., Boehm, J., Heinkelmann, R. und Schuh, H. (2006). *Impact of different tropospheric mapping functions on VLBI determined TRF, CRF and position time series*. Geophysical Research Abstracts, Volume 8, EGU General Assembly 2006.
- Teunissen, P. J. G. und Kleusberg, A. (1998). *GPS for Geodesy*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 2.Auflage.
- Thayer, G. D. (1974). *An Improved Equation for the Radio Refractive Index of Air*. Radio Science, 9:803–807.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D und Hendy, M. (1998). *Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations*. Journal of Geophysical Research, 103(D22):28,701–28,710.
- Tregoning, P. und van Dam, T. (2005a). *Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level*. Geophysical Research Letters, 32:L22310, doi:10.1029/2005GL024104.
- Tregoning, P. und van Dam, T. (2005b). *Effects of atmospheric pressure loading and seven-parameter transformations on estimates of geocenter motion and station heights from space geodetic observations*. Journal of Geophysical Research, 110:B03408, doi:10.1029/2004JB003334.
- Trenberth, K. E. (1999). *Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation*. Journal of Climate, 12:1368–1381.
- Trenberth, K. E. und Caron, J. M. (2000). *The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation*. Journal of Climate, 13:4358–4365.
- Trenberth, K. E. und Guillemot, C. J. (1998). *Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses*. Climate Dynamics, 14:213–231.
- Tuller, S. E. (1968). *World distribution of mean monthly and annual precipitable water*. Monthly Weather Review, 96(11):785–797.
- Turner, J., Connolley, W. M., Leonard, S., Marshall, G. J. und Vaughan, D. G. (1999). *Spatial and temporal variability of net snow accumulation over the Antarctic from ECMWF reanalysis project data*. International Journal of Climatology, 19(7):697–724.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T. A., Thomas, J. P. und Colwell, S. R. (1995). *The synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula*. Antarctic Science, 7(3):327–337.
- Urschl, C., Dach, R., Hugentobler, U., Schaer, S. und Beutler, G. (2005). *Validating ocean tide loading models using GPS*. Journal of Geodesy, 78:616–625, doi 10.1007/s00190-004-0427-9.

- van Dam, T., Plag, H.-P., Francis, O. und Gegout, P. (2002). *GGFC Special Bureau for Loading: Current Status and Plans*. In Richter, B., Schwegmann, W. und Dick, W. R., Hrsg., Proceedings of the IERS Workshop on Combination Research and Global Geophysical Fluids, S. 180–198. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). IERS Technical Note No. 30.
- van Dam, T., Wahr, J., Milly, P. C. D., Shmakin, A. B., Blewitt, G., Lavallée, D. und Larson, K. M. (2001). *Crustal displacements due to continental water loading*. Geophysical Research Letters, 28(4):651–654.
- van Dam, T. M., Blewitt, G. und Heflin, M. B. (1994). *Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations*. Journal of Geophysical Research, 99(B12):23939–23950.
- van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Reijmer, C. H. und van Meijgaard, E. (2006). *Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model*. Journal of Geophysical Research, 111:D11104, doi:10.1029/2005JD006495.
- Vedel, H. und Huang, X. Y. (2004). *Impact on Ground Based GPS Data on Numerical Weather Prediction*. Journal of the Meteorological Society of Japan, 82(1B):459–472.
- Vedel, H., Huang, X.-Y., Haase, J., Ge, M. und Calais, E. (2004). *Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain*. Geophysical Research Letters, 31:L02102, doi:10.1029/2003GL017715.
- Vedel, H., Mogensen, K. S. und Huang, X.-Y. (2001). *Calculation of Zenith Delays From Meteorological Data Comparison of NWP Model, Radiosonde and GPS Delays*. Physics and Chemistry of the Earth, 26(6-8):497–502.
- Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G., Hinderer, J., Amalvict, M., Lalancette, M. F., Simon, B., Duquenne, F. und Haase, J. S. (2002). *GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France*. Journal of Geodesy, 76:419–427.
- Vey, S., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A., Rothacher, M. und Steigenberger, P. (2006). *Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF*. Geophysical Research Letters, 33. L01814, doi:10.1029/2005GL024361.
- Vey, S., Dietrich, R., Johnsen, K. P., Miao, J. und Heygster, G. (2004). *Comparison of Tropospheric Water Vapour over Antarctica derived from AMSU-B Data, Ground-Based GPS Data and the NCEP/NCAR Reanalysis*. Journal of the Meteorological Society of Japan, 82(1B):259 – 267.
- Wagner, T., Beirle, S., Grzegorski, M., Sanghavi, S. und Platt, U. (2005). *El Nino induced anomalies in global data sets of total column precipitable water and cloud cover derived from GOME on ERS-2*. Journal of Geophysical Research, 110(D15):doi: 10.1029/2005JD005972.
- Walch, D. und Frater, H. (2004). *Wetter und Klima*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Walpersdorf, A., Calais, E., Haase, J., Eymard, L., Desbois, M. und Vedel, H. (2001). *Atmospheric gradients estimated by GPS compared to a high resolution numerical weather prediction (NWP) model*. Physics and Chemistry of the Earth, 26(A3):147–152.
- Wang, J., Zhang, L. und Dai, A. (2005). *Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications*. Journal of Geophysical Research, 110(D21101):doi:10.1029/2005JD006215.
- Wang, J. R. und Manning, W. (2003). *Retrievals of Low Integrated Water Vapor Using MIR and SSM/T-2 Measurements*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41(3):630–639.

- Wang, J. R., Racette, P., Triesky, M. E. und Manning, W. (2002). *Retrievals of Column Water Vapor Using Millimeter-Wave Radiometric Measurements*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 40(6):1220–1229.
- Wang, J. R., Racette, P. E. und Triesky, M. E. (2001). *Retrieval of precipitable water vapor by the millimeter-wave imaging radiometer in the arctic region during FIRE-ACE*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(3):595–605.
- Wanninger, L. (1994). *Der Einfluss der Ionosphäre auf die Positionsbestimmung mit GPS*. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, 201.
- Ware, R., Alber, C., Rocken, C. und Solheim, F. (1997). *Sensing integrated water vapor along GPS ray paths*. Geophysical Research Letters, 24(4):417–420.
- Ware, R., Fulker, D. W., Stein, S. A., Anderson, D. N., Avery, S. K., Clark, R. D., Droegemeier, K. K., Kuettner, J. P., Minster, J. und Sorooshian, S. (2000). *Real-time national GPS networks: Opportunities for atmospheric sensing*. Earth Planets Space, 52:901–905.
- Ware, R. H., Exner, M., Feng, D., Gorbunov, M., Hardy, K., Herman, B., Kuo, Y., Meehan, T., Melbourne, W., Rocken, C., Schreiner, W., Sokolovskiy, Solheim, F., Zou, X., Anthes, R., Businger, S. und Trenberth, K. (1996). *GPS Sounding of the Atmosphere from Low Earth Orbit: Preliminary Results*. Bulletin American Meteorological Society, 77:19–40.
- Weischet, W. (1991). *Einführung in die Allgemeine Klimatologie*. B. G. Teubner Stuttgart.
- Wentz, F. J. und Schabel, M. (2000). *Precise climate monitoring using complementary satellite data sets*. Nature, 403:414–416.
- Wickert, J. (2002). *Das CHAMP-Radiookkultationsexperiment: Algorithmen, Prozessierungssystem und erste Ergebnisse*. PhD thesis, Karl-Franzens Universität, Graz.
- Wickert, J., Beyerle, G., König, R., Heise, S., Grunwaldt, L., Michalak, G., Reigber, C. und Schmidt, T. (2005). *GPS radio occultation with CHAMP and GRACE: A first look at a new and promising satellite configuration for global atmospheric sounding*. Annales Geophysicae, 23:653–658.
- Wu, R., Hu, Z. Z. und P, K. B. (2003). *Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in east Asia*. Journal of Climate, 16:3742– 3758.
- Yualeva, E. und Wallace, J. M. (1994). *The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit*. Journal of Climate, 7:1719–1736.
- Yunck, T. P. (2003). *The Promise of Spaceborne GPS for Earth Remote Sensing*. In Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, 14-17 Jan. 2003. Japan International Science and Technology Exchange Center.
- Yuras, G. (2007). Geostationary meteorological satellites, Tutorial on Remote Sensing. <http://www.profc.udec.cl/~gabriel/tutoriales/rsnote/contents.htm>, Letzter Zugriff: 23.03.2007.
- Zhai, P. und Eskridge, R. E. (1996). *Analyses of Inhomogeneities in Radiosonde Temperature and Humidity Time Series*. Journal of Climate, 9:884–894.
- Zhang, J. und Lachapelle, G. (2001). *Precise estimation of residual tropospheric delays using a regional GPS network for real-time kinematic applications*. Journal of Geodesy, 75:255–266.

- Zhu, S. Y., F.-H. Massmann, F.-H., Yu, Y. und Reigber, C. (2003). *Satellite antenna phase center offsets and scale errors in GPS solutions*. Journal of Geodesy, 76. 668-672, doi 10.1007/s00190-002-0294-1.
- Zveryaev, I. I. und Allan, R. P. (2005). *Water vapor variability in the tropics and its links to dynamics and precipitation*. Journal of Geophysical Research, 110:D21112,doi:10.1029/2005JD006033.
- Zveryaev, I. I. und Chu, P.-S. (2003). *Recent climate changes in precipitable water in the global tropics as revealed in National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research reanalysis*. Journal of Geophysical Research, 108(D10):4311, doi:10.1029/2002JD002476.

A. Anhang

A.1. Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen

Tabelle A.1.: Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen der einzelnen Stationen

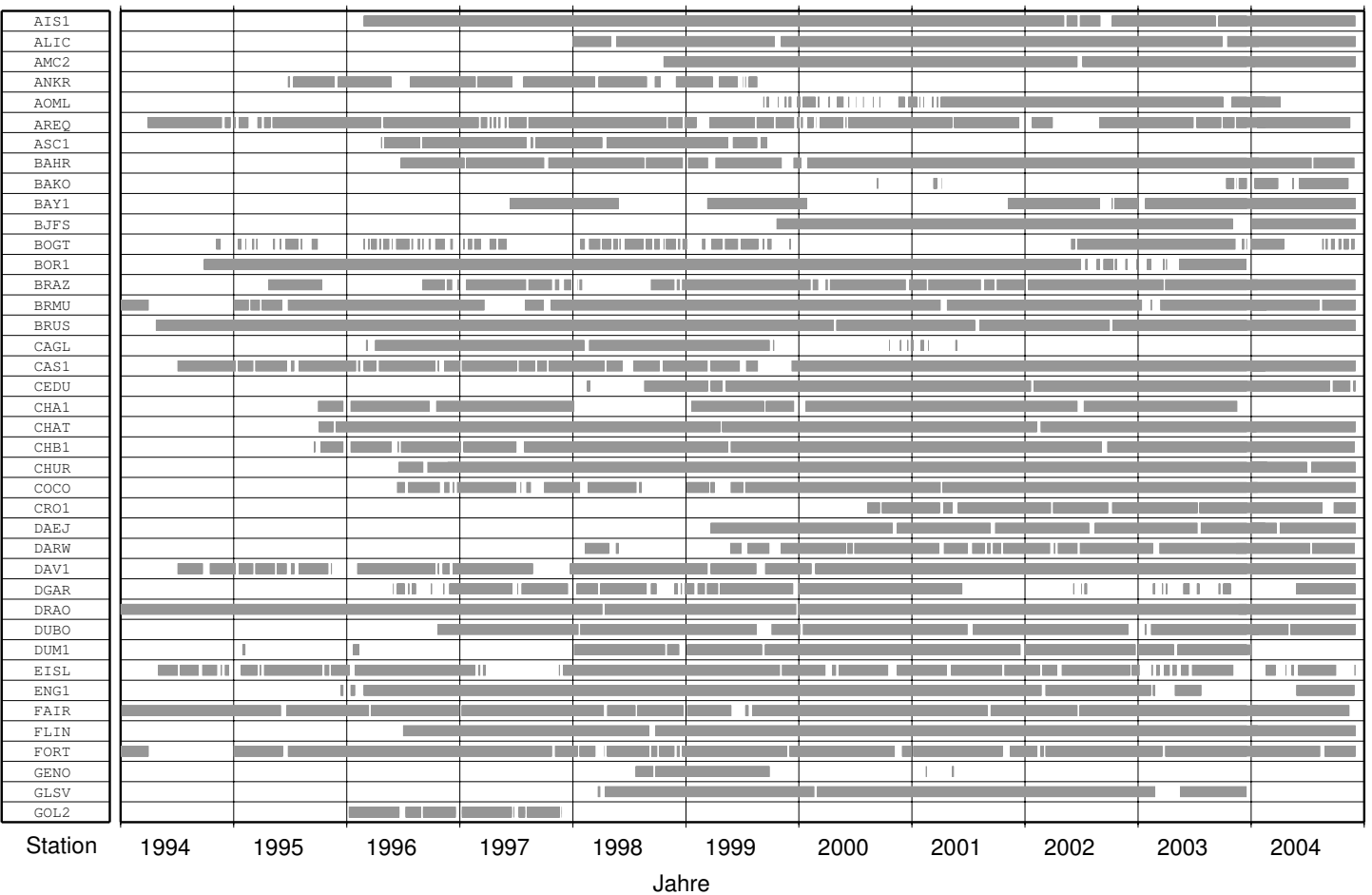


Tabelle A.1.: Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen der einzelnen Stationen (Fortsetzung 1)

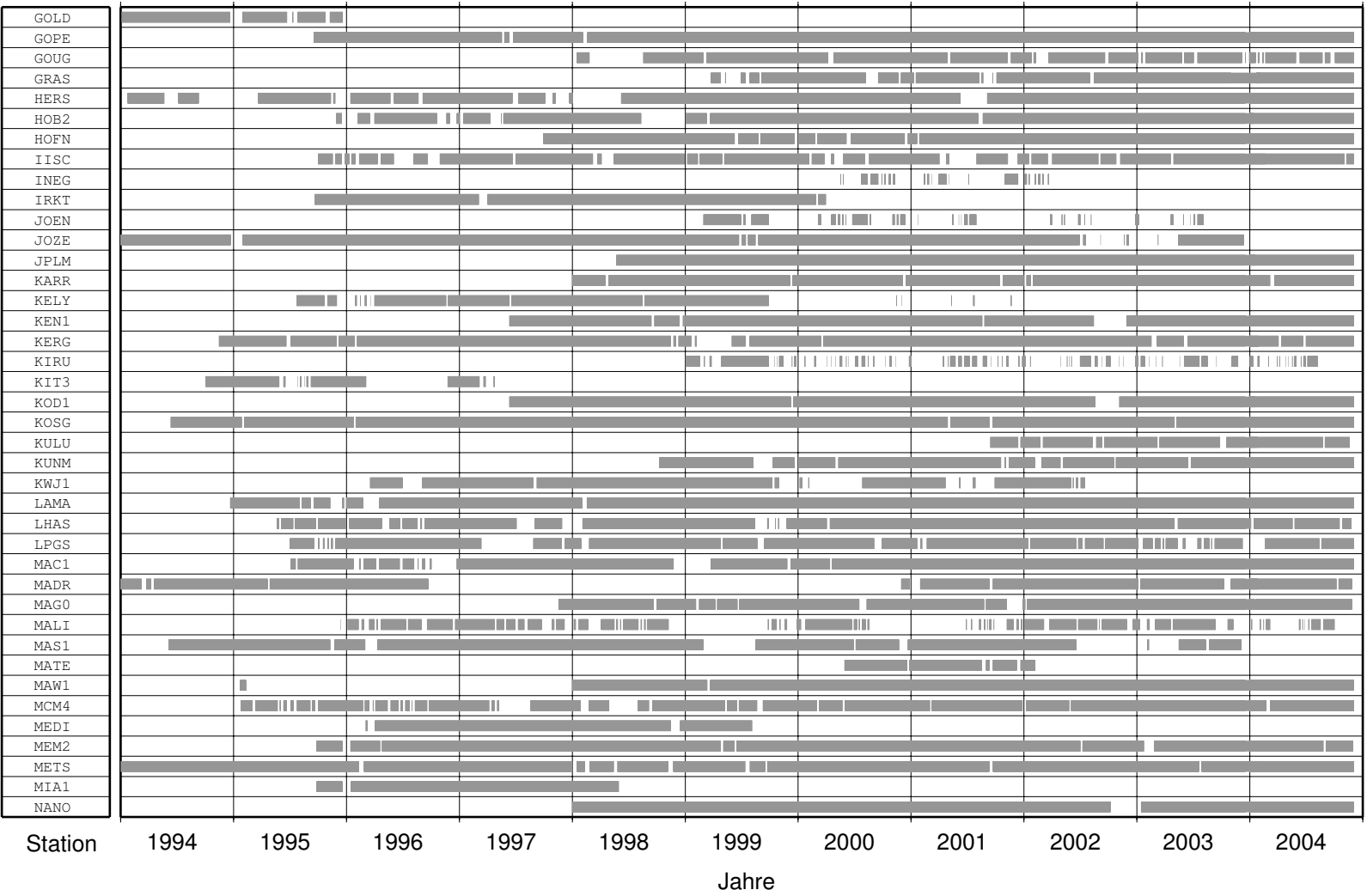


Tabelle A.1.: Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen der einzelnen Stationen (Fortsetzung 2)

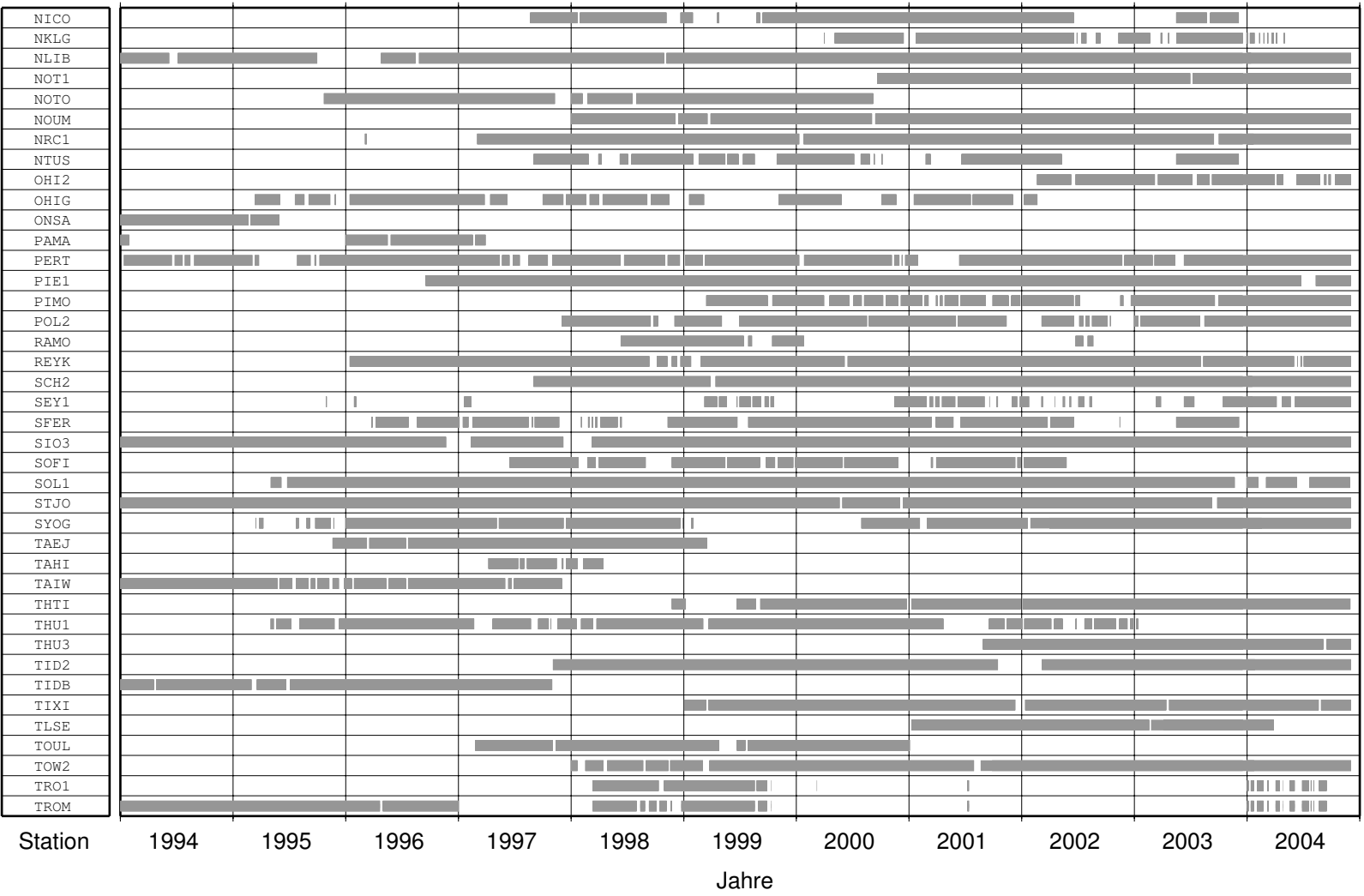
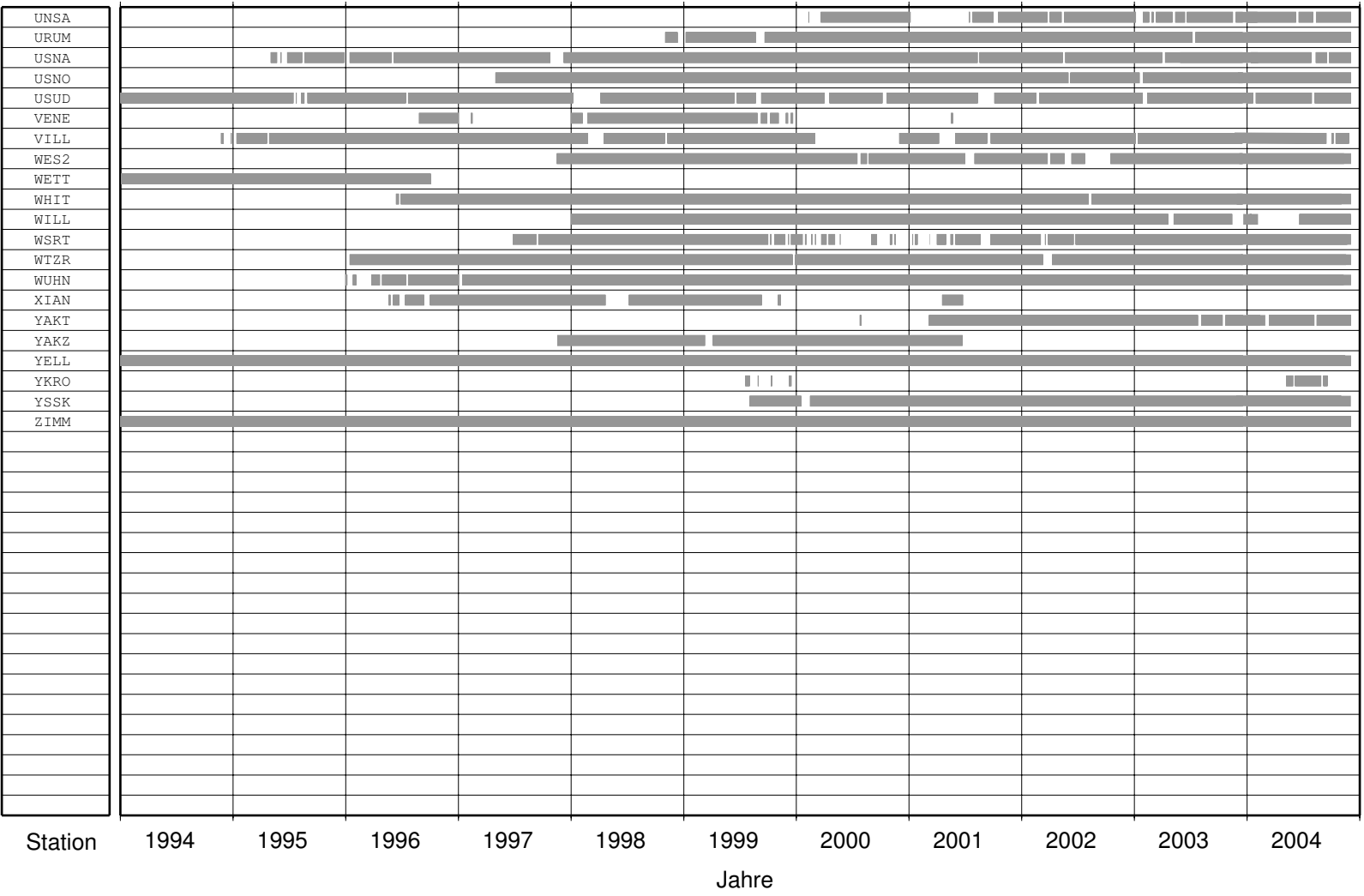


Tabelle A.1.: Zeitliche Verfügbarkeit der PW-Zeitreihen der einzelnen Stationen (Fortsetzung 3)



A.2. Stationsliste

Tabelle A.2.: Stationsliste

Id	Name	Lage	Länge (°E)	Breite (°N)	ell. Höhe (m)
AIS1	Annette Island	Alaska	228,4150	55,0409	32,161
ALIC	Alice Springs	Australien	133,8855	-23,6701	603,266
AMC2	Colorado Springs	USA	255,4754	38,8031	1911,390
ANKR	Ankara	Türkei	32,7586	39,8875	974,800
AOML	Key Biscayne, Miami	USA	279,8470	25,7347	0,091
AREQ	Arequipa	Peru	288,5072	-16,4655	2488,922
ASC1	Ascension Island	Südatlantik	345,5879	-7,9512	105,134
BAHR	Manama	Bahrain	50,6081	26,2091	-17,109
BAKO	Cibinong	Indonesien	106,8500	-6,4900	158,153
BAY1	Cold-Bay	Alaska	197,2990	55,1903	50,455
BJFS	Beijing Fangshan	China	115,8840	39,6086	87,387
BOGT	Bogota	Columbien	285,9191	4,6401	2576,840
BOR1	Borowiec	Polen	17,0668	52,1002	124,345
BRAZ	Brasilia	Brazilien	312,1222	-15,9474	1106,041
BRMU	Bermuda	Nordatlantik	295,3037	32,3704	-11,612
BRUS	Brussels	Belgien	4,3592	50,7978	149,659
CALG	Cagliari	Italien	8,9728	39,1359	238,349
CAS1	Casey	Antarktis	110,5197	-66,2834	22,550
CEDU	Ceduna	Australien	133,8098	-31,8667	144,802
CHA1	Charleston	USA	280,1670	32,7576	-29,042
CHAT	Waitangi	Neuseeland	183,4342	-43,9558	-43,956
CHB1	Cheboygan	USA	275,5480	45,6535	145,043
CHUR	Churchill	Kanada	265,9150	58,7591	-19,399
COCO	Cocos Island	Australien	96,8339	-12,1883	-35,221
CRO1	Christiansted	Karibik	295,4157	17,7569	-31,956
DAEJ	Daejeon	Korea	127,3745	36,3994	117,037
DARW	Darwin	Australien	131,1327	-12,8438	125,197
DAV1	Davis	Antarktis	77,9726	-68,5773	44,425
DGAR	Diego Garcia Island	Indischer Ozean	72,3702	-7,2697	-64,748
DRAO	Penticton	Kanada	240,3750	49,3226	541,856
DUBO	Lac du Bonnet	Kanada	264,1338	50,2588	254,261
DUM1	Dumont d'Urville	Antarktis	140,0019	-66,6651	-1,367
EISL	Easter Island	Chile	250,6330	-27,1482	114,567
ENG1	English Turn	USA	270,0650	29,8790	-18,599
FAIR	Fairbanks	Alaska	212,5008	64,9780	318,969
FLIN	Flin Flon	Kanada	258,0220	54,7256	311,496
GENO	Genova	Italien	8,9211	44,4194	155,512
GLSV	Kiev	Ukraine	30,4967	50,3642	226,800

A. Anhang

Tabelle A.2.: Stationsliste (Fortsetzung 1)

Id	Name	Lage	Länge (°E)	Breite (°N)	ell. Höhe (m)
GOL2	Goldstone	USA	243,1107	35,4253	986,650
GOLD	Goldstone	USA	243,1107	35,4252	986,662
GOPE	Pecny, Ondrejov	Tschechische Republik	14,7856	49,9137	592,573
GOUG	Gough Island	Südatlantik	350,1333	-40,3488	81,260
GRAZ	Graz	Österreich	15,4935	47,0671	538,290
HERS	Hailsham	England	0,3362	50,8673	76,472
HOB2	Hobart	Australien	147,4387	-42,8047	41,126
HOFN	Hoefn	Island	344,8132	64,2673	82,665
IISC	Bangalore	Indien	77,5704	13,0212	843,715
INEG	Aguascalientes	Mexiko	257,7158	21,8562	1888,568
IRKJ	Irkutsk	Russland	104,3162	52,2190	502,288
JOEN	Joensuu	Finnland	30,0847	62,3912	113,711
JOZE	Jozefoslaw	Polen	21,0332	52,0863	141,428
JPML	Pasadena	USA	241,8268	34,2048	423,984
KARR	Karratha	Australien	117,0972	-20,9814	109,246
KELY	Kangerlussuaq	Grönland	309,0552	66,9874	229,806
KEN1	Kenai	Alaska	208,6500	60,6751	56,026
KERG	Kerguelen Islands	Subantarktis	70,2555	-49,3515	74,058
KIRU	Kiruna	Schweden	20,9684	67,8573	390,951
KIT3	Kitab	Usbekistan	66,8840	39,1348	622,467
KOD1	Kodiak	Alaska	207,8160	57,6177	26,967
KULU	Kulusuk	Grönland	322,8640	65,5793	67,416
KUNM	Kunming	China	102,7972	25,0295	1986,160
KWJ1	Kwajalein Atoll	Marshall Inseln	167,7302	8,7222	38,233
LAMA	Olsztyn	Polen	20,6699	53,8924	186,997
LHAS	Lhasa	China	91,1040	29,6573	3624,620
LPGS	La Plata	Argentinien	302,0677	-34,9067	29,859
MAC1	Macquarie Island	Subantarktis	158,9358	-54,4995	-6,749
MADR	Robledo	Spanien	355,7503	40,4292	829,431
MAG0	Magadan	Russland	150,7700	59,5758	361,927
MALI	Malindi	Kenja	40,1944	-2,9959	-23,352
MAS1	Maspalomas	Spanien	344,3667	27,7637	197,156
MATE	Matera	Italien	16,7045	40,6491	535,636
MAW1	Mawson	Antarktis	62,8707	-67,6048	59,184
MCM4	Ross-Island	Antarktis	166,6693	-77,8383	98,016
MEDI	Medicina	Italien	11,6468	44,5199	50,015
METS	Kirkkonummi	Finnland	24,3953	60,2175	94,584
MIA1	Miami	USA	279,8470	25,7328	-22,265
NANO	Nanose Bay	Kanada	235,9135	49,2948	6,548
NICO	Nicosia	Zypern	33,3964	35,1409	189,992
NKGL	Libreville	Gabon	9,6698	0,3523	31,510
NLIB	North Liberty	USA	268,4251	41,7716	207,013
NOT1	Noto	Italien	14,9858	36,8761	126,331
NOTO	Noto	Italien	14,9858	36,8758	126,222

Tabelle A.2.: Stationsliste (Fortsetzung 2)

Id	Name	Lage	Länge (°E)	Breite (°N)	ell. Höhe (m)
NOUM	Noumea	Neukaledonien	166,4849	-22,2283	160,380
NRC1	Ottawa	Kanada	284,3762	45,4542	82,480
NTUS	Singapore	Republik Singpore	103,6799	1,3458	75,400
OHI2	O'Higgins	Antarktis	302,0987	-63,3211	32,447
OHIG	O'Higgins	Antarktis	302,0987	-63,3207	30,697
ONSA	Onsala	Schweden	11,9255	57,3953	45,550
PALM	Palmer	Antarktis	295,9490	-64,0339	40,533
PERT	Perth	Australien	115,8852	-31,8019	12,920
PIE1	Pie Town	USA	251,8811	34,3015	2347,711
PIMO	Quezon-City	Philippinen	121,0777	14,6357	95,513
POL2	Bishkek	Kyrgistan	74,6943	42,6798	1714,190
RAMO	Mitzpe-Ramon	Israel	34,7631	30,5978	886,798
REYK	Reykjavik	Island	338,0480	64,1388	93,028
SCH2	Scherrerville	Kanada	293,1674	54,8321	498,180
SEY1	La Misere	Seychellen	55,4794	-4,6737	537,912
SFER	San Fernando	Spanien	353,7944	36,4643	84,150
SIO3	La Jolla	USA	242,7500	32,8600	34,880
SOFI	Sofia	Bulgarien	23,3947	42,5561	1119,520
SOL1	Solomons Island	USA	283,548	38,3189	-19,066
STJO	St.John's	Kanada	307,3223	47,5952	152,833
SYOG	Syowa	Antarktis	39,5837	-69,0070	50,023
TAEJ	Taejon	Korea	127,3661	36,3744	77,442
TAHI	Tahiti	Tahiti	210,3980	-17,5765	74,064
TAIW	Taipei	Taiwan	121,5340	25,0213	43,961
THTI	Papeete	Tahiti	210,3937	-17,5769	98,040
THU1	Thule	Grönland	291,2150	76,5370	55,003
THU3	Thule	Grönland	291,1810	76,5370	36,875
TID2	Tidbinbilla	Australien	148,9800	-35,3992	665,352
TIXI	Tixi	Russland	128,8664	71,6345	47,011
TLSE	Toulouse	Frankreich	1,4808	43,5607	211,600
TOUL	Toulouse	Frankreich	1,4689	43,5608	207,171
TOW2	Cape Ferguson	Australien	147,0557	-19,2693	88,154
TRO1	Tromsoe	Norwegen	18,9396	69,6627	138,056
TROM	Tromsoe	Norwegen	18,9383	69,6639	132,440
UNSA	Salta	Argentinien	294,5924	-24,7275	1257,800
URUM	Urumqi	China	87,6300	43,5900	858,802
USNO	Washington	USA	282,9338	38,9190	48,866
USUD	Usuda	Japan	138,3620	36,1331	1508,619
VE NE	Venezia	Italien	12,31920	45,4370	67,181
VILL	Villafranca	Spanien	356,0480	40,4436	647,341
WES2	Westford	USA	288,5060	42,6130	86,008
WETT	Wetzell	Deutschland	12,8672	49,1442	666,047
WHIT	Whitehorse	Kanada	224,7779	60,7505	1427,350
WILL	Williams Lake	Kanada	237,8322	52,2369	1095,660

A. Anhang

Tabelle A.2.: Stationsliste (Fortsetzung 3)

Id	Name	Lage	Länge (°E)	Breite (°N)	ell. Höhe (m)
WSRT	Westerbork	Niederlande	6,6045	52,9146	82,273
WTZR	Wetzell	Deutschland	12,8789	49,1442	666,014
WUHN	Wuhan	China	114,3573	30,5317	25,821
XIAN	Lintong	China	109,2215	34,3687	463,995
YAKT	Yakutsk	Russland	129,6803	62,0310	103,369
YAKZ	Yakutsk	Russland	129,6810	62,0310	99,949
YELL	Yelloknife	Kanada	245,5193	62,4809	180,880
YKRO	Yamoussoukro	Cote d'Ivoire	354,7599	6,8706	270,468
YSSK	Yuzhno Sakhalinsk	Russland	142,7167	47,0297	91,249
ZIMM	Zimmerwald	Schweiz	7,4653	46,8771	956,313