

Vergleich verschiedener Messmethoden für Strahlungskenngrößen des atmosphärischen Aerosols

Diplomarbeit im Studienfach Meteorologie

vorgelegt von
Stefan Versick

3. Juli 2006

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe (TH)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Zielsetzung	7
2	Grundlagen	11
2.1	Lebenslauf des Aerosols	11
2.2	Aerosolgrößenverteilungen	14
2.3	Quellung von Aerosolpartikeln	17
2.4	Einfluss des Aerosols auf die Strahlung	18
2.5	Sichtweite	19
2.6	Optische Luftmasse	22
3	Messung von Aerosolen	25
3.1	Wichtige Strahlungskenngrößen	25
3.2	Standort der Messgeräte und Messzeitraum	26
3.3	Messungen mit einem Sonnenphotometer	27
3.3.1	AERONET (AErosol RObotic NETwork)	27
3.3.2	Funktionsweise	28
3.3.3	Probleme bei der Messung	29
3.3.4	Berechnung der Größen	30
3.3.5	Daten	34
3.4	Sichtweitenbestimmung mit VISIDIP	39
3.5	In-Situ-Messungen	41
3.5.1	Kondensationspartikelzähler (CPC)	41
3.5.2	Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS)	43
3.5.3	Aerodynamisches Partikelspektrometer (APS)	43
3.5.4	Nephelometer	45
3.5.5	Meßanordnung	46
3.5.6	Fehlerquellen	47
3.5.7	Anpassung der Daten	48

4	Ergebnisse und Interpretation	51
4.1	Darstellung von zeitlichen Verläufen einer Größenverteilung	51
4.2	Teilchenneubildungen	53
4.3	Messgrößen im Jahresgang	57
4.3.1	Optische Dicke des Aerosols	57
4.3.2	Wasserdampfsäulengehalt	59
4.3.3	Angströmparameter	59
4.4	Messgrößen im Tagesgang	60
4.4.1	Optische Dicke des Aerosols	61
4.4.2	Wasserdampfsäulengehalt	62
4.4.3	Angströmparameter	63
4.4.4	Einfachstreualbedo	64
4.4.5	Sichtweite	64
4.4.6	Rückstreuverhältnis	66
4.5	Wochengänge	67
4.5.1	AOT	67
4.5.2	Einfachstreualbedo	68
4.5.3	Angströmparameter	68
4.5.4	Wasserdampfsäulengehalt	69
4.5.5	Sichtweite	70
4.6	Zusammenhang zwischen AOT und Sichtweite	71
4.7	Sichtweite abgeleitet aus Mierechnung	72
4.7.1	Lognormalverteilungen	73
4.7.2	Mierechnung	74
4.8	Vergleich von Teilchenanzahl mit Sichtweite	81
4.9	Einfluss meteorologischer Variablen auf das Aerosol	83
4.9.1	Regen	83
4.9.2	Wind	87
4.9.3	Relative Feuchte	91
4.9.4	Temperatur und Temperaturschichtung	93
4.10	Saharastaub-Ereignisse	95
5	Zusammenfassung	99
	Abbildungsverzeichnis	105
	Literaturverzeichnis	112

A	Gemessene Größenverteilungen mit SMPS und APS	113
B	PM10-Konzentrationen aus LfU-Stationsdaten für Eggenstein	123
C	Globalstrahlung	133

1 Einleitung und Zielsetzung

Aerosol wörtlich übersetzt heißt „Lösung in Luft“. Der Begriff Lösung bezeichnet im allgemeinen das Lösungsmittel und den gelösten Stoff. In dieser Arbeit wird mit Aerosol jedoch nur der gelöste Stoff bezeichnet. Bei dem gelösten Stoff kann es sich um einen flüssigen (z.B. Nebel) oder festen Stoff (z.B. Ruß oder Staub) handeln.

Das Größenspektrum von Aerosolen umfasst etwa 5 Größenordnungen und reicht von ca. 1 nm bis 100 µm im Durchmesser. Die Aerosolbestandteile sind mit dem bloßen Auge nicht zu erkennen. Die Einteilung nach der Größe ist nicht einheitlich definiert. Nach Israël und Israël (1973) spricht man im Größenbereich bis 1 nm von Kleinionen, von 1 nm bis 0,1 µm von Großionen oder Aitken-Kernen, von 0,1 µm bis 1 µm von Großen Kernen und über 1 µm von Riesenkernen. In BUWAL (2001) wird nach drei Größenbereichen unterschieden: Ultrafeine Partikel mit einem aerodynamischen Durchmesser kleiner 0,1 µm, den Akkumulationsmodus von 0,1 µm bis 2,5 µm und grobe Partikel mit einem aerodynamischen Durchmesser größer 2,5 µm. Die ultrafeinen Partikel und der Akkumulationsmodus werden oft zu feinen Partikeln zusammengefasst. Die Gesamtmasse dieser Partikel wird auch als PM_{2.5} bezeichnet. Entsprechend bezeichnet PM₁₀ die Gesamtmasse der Partikel mit Durchmesser kleiner 10 µm.

Die ultrafeinen Partikel sind die häufigsten Partikel in der Atmosphäre. Ihr Anteil an der Gesamtmasse ist aber wegen der geringen Größe sehr gering. Bei großen Partikeln sind die Verhältnisse gerade umgekehrt.

Aerosole spielen bei vielen Prozessen eine große Rolle. Sie beeinflussen das Wetter, indem sie als Kondensationskerne für die Bildung von Wolken dienen (Köhler 1936 und Aitken 1888). Diese haben einen Einfluss auf den Strahlungshaushalt, und damit zum Beispiel auch auf den Wasserkreislauf der Erde. Neben den indirekten Beiträgen zur Klimaänderung über die Wolkenbildung, beeinflussen Aerosole auch direkt die Strahlungstransporte und damit über lange Zeiträume auch das Klima, indem sie einen Teil der solaren Strahlung zurück in das Weltall streuen und damit

zu einer Abkühlung der Atmosphäre führen. Ein Teil wird auch absorbiert und führt zu einer Erwärmung. Sie beeinflussen ebenfalls die langwellige Ausstrahlung. Ob die abkühlenden oder wärmenden Effekte überwiegen, ist noch nicht geklärt (Houghton et al. 2001). Globale einheitliche Messnetze sind deshalb von großer Wichtigkeit. Durch Aerosole kommt es zu einer verstärkten Lichtstreuung. Eine direkt wahrnehmbare Auswirkung davon ist die Verringerung der Sichtweite. Eine Änderung in der Strahlung hat aber auch Auswirkungen auf die Photosynthese und damit auf die Vegetation.

In der atmosphärischen Chemie spielen Aerosole eine große Rolle. An ihren Oberflächen können chemische Reaktionen ablaufen. Ohne sie würde es beispielsweise kein stratosphärisches Ozonloch geben.

Neben dem Einfluss auf Wetter und Klima spielen Aerosole für die Gesundheit des Menschen eine Rolle. Die Aerosole werden mit der Luft eingeatmet und gelangen so in den menschlichen Körper. Einige Studien (Lippmann et al. 2000, Wichmann et al. 2000, Schwartz et al. 1996, Dockery et al. 1993) belegen einen Zusammenhang zwischen Aerosolkonzentrationen und der menschlichen Gesundheit. So steigt insbesondere die Zahl der Erkrankungen der Atemwege und des Herz-Kreislauf-Systems, und damit die Zahl der vorzeitigen Todesfälle mit steigender Aerosolkonzentration. Seit April 1999 gibt es einen von der Europäischen Union festgelegten Grenzwert für PM10 (Richtlinie (1999/30/EG)). Im Jahresmittel darf der PM10-Wert nicht über $40 \mu\text{g m}^{-3}$ liegen und ein Grenzwert von $50 \mu\text{g m}^{-3}$ darf an maximal 35 Kalendertagen erreicht werden. Diese Grenzwerte werden in vielen Gebieten überschritten. Deshalb wird zur Zeit zur Minderung der PM10 Belastung in der Bundesrepublik Deutschland über steuerliche Begünstigungen für den Einbau von Partikelfiltern in Dieselfahrzeuge diskutiert.

Aus den zuvor genannten Gründen interessiert man sich vor allem für die Aerosolkonzentration, Massendichte, Größenverteilung, chemische Zusammensetzung, optische und aerodynamische Eigenschaften der Aerosole (IUP Heidelberg 2005).

Einen starken Einfluss auf die Aerosolkonzentrationen am Boden haben die verschiedenen Wetterlagen. Bei Inversionswetterlagen kann die Konzentration auf ein Vielfaches ansteigen (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg 2006).

Wie bereits erwähnt hat die Aerosolkonzentration einen großen Einfluss auf die Sichtweite (Horvath 1981), da die Sichtweite ein horizontales Integral über den Extinktionskoeffizienten der Atmosphäre ist. Dieser wird maßgeblich durch den Aerosolgehalt

beeinflusst. Die Sichtweite spielt vor allem bei den verschiedenen Verkehrsarten eine große Rolle, z. B. dem Straßen- und Flugverkehr. Sie beeinflusst außerdem das menschliche Wohlbefinden. In den Vereinigten Staaten von Amerika ist die Sichtweite aus touristischen Gründen in den Nationalparks von Interesse. Dort befürchten die Betreiber einen Rückgang der Besucherzahlen, wenn sich die Aussicht verschlechtert. Deshalb wurde 1977 im Clean Air Act als eines der Ziele die Erhaltung der Sichtweite festgelegt (siehe z.B. U.S. Fish and Wildlife Service). In Taiwan stellte Tsai (2005) einen Rückgang der Sichtweite von etwa 20 km in den 60er Jahren auf nur noch 6-7 km 2002/03 im Jahresmittel fest. Ein Tagesgang in der Sichtweite wurde zum Beispiel von Horvath (1995) festgestellt.

Während der Diplomarbeit wurden In-Situ-Aerosolmessungen, Photometermessungen und eine Sichtweitenbestimmung durchgeführt. Dies geschah zur Bestimmung von Strahlungskenngrößen des atmosphärischen Aerosols. Das Ziel der Diplomarbeit war, diese unterschiedlichen Strahlungskenngrößen zu vergleichen und den Einfluss einer Kenngröße auf eine andere zu untersuchen. Es ist klar, dass eine hohe Aerosolbelastung die Sichtweite herabsetzt. Aber in welchem Maße spielt die Größe der Aerosolpartikel eine Rolle? Und welchen Einfluss hat die relative Feuchtigkeit auf die Größe der Partikel und damit eventuell auf die Sichtweite? Aus dem Vergleich von Säulengehaltsmessungen mit Bodenmessungen kann die Frage beantwortet werden, ob das Aerosol eher homogen oder heterogen verteilt ist. Eine weitere interessante Frage ist, wann es zur Neubildung von Partikeln kommt und in welchen Größenbereichen diese stattfindet? Bestehen Unterschiede im Aerosol in Abhängigkeit von anderen meteorologischen Parametern? Und welche beeinflussen das Aerosol besonders stark? Neben solchen lokalen Einflüssen ist auch der Einfluss von großräumigeren Ereignissen, wie Saharastaubausbrüchen, von Interesse. Wie stark beeinflussen sie welchen Parameter?

In weiteren Arbeiten sollen die gemessenen Strahlungskenngrößen zur Validierung von Modelldaten dienen. Für den Standort Karlsruhe gab es bis jetzt noch keine Vergleichsdaten.

Zunächst werden in Kapitel 2 die wichtigsten Eigenschaften des Aerosols erklärt. Im dritten Kapitel werden die Messgeräte und die damit gewonnenen Messgrößen erläutert. Die Ergebnisse und die Interpretation werden in Kapitel 4 dargestellt.

2 Grundlagen

Im folgenden Kapitel werden die wichtigsten Eigenschaften des Aerosols kurz erklärt. Es werden wichtige Begriffe definiert und auf den Einfluss des Aerosols auf die Strahlung, und damit auf die Sichtweite, eingegangen.

2.1 Lebenslauf des Aerosols

Je nach Entstehung der Aerosole unterscheidet man zwischen primären und sekundären Aerosolen. Primäre Aerosole gelangen bereits als Aerosol in die Atmosphäre. Sekundäre Aerosole werden erst dort gebildet (Roedel 2000). Beide können nochmals nach anthropogenem und natürlichem Aerosol unterschieden werden. Eine Unterscheidung bei Messungen fällt jedoch schwer. Meist dominieren bei anthropogenem Aerosol Ruß- und Sulfatteilchen, bei natürlichem Aerosol hingegen Staub- und Salzpartikel. Da Ruß- und Sulfatteilchen kleiner als Staubpartikel sind, wird anthropogenes Aerosol meist durch kleine Partikel dominiert.

Primäre Aerosole gelangen auf unterschiedliche Weise in die Atmosphäre. Mineralischer Staub wird durch Wind vom Erdboden aufgewirbelt. Kleine Partikel machen nur einen kleinen Anteil der so eingetragenen Aerosole aus. Bei ihnen sind die Adhäsionskräfte zu groß. Das Maximum des Partikelradius liegt zwischen 1 μm und 10 μm . Das mit Abstand größte Staubemissionsgebiet der Erde ist die Sahara (Abb. 2.1 f)). Die größeren Partikel sedimentieren schneller und haben eine Lebensdauer von einigen Stunden. Kleine Partikel verweilen bis zu 4 Wochen in der Atmosphäre. Im Mittel beträgt die atmosphärische Verweilzeit von Staub etwa 4 Tage. Bis zu 2 Monate verbleiben Staubpartikel, die aus Vulkanausbrüchen stammen, in der Atmosphäre. Bei extrem starken Vulkanausbrüchen können Staubpartikel auch in die Stratosphäre gelangen und dort über ein Jahr verbleiben.

Die zweite große globale Quelle von primären Aerosolen sind die Meere. Von dort gelangt Meersalz in die Atmosphäre. Diese Aerosole entstehen, wenn Luftblasen, die ab einer bestimmten Windgeschwindigkeit an den Wellenkämmen entstehen, im Meer-

wasser zerplatzen. Daneben gibt es auch noch einige andere Mechanismen (Lundgren 2006). Die Partikelgröße reicht von $0,02 \mu\text{m}$ bis $28 \mu\text{m}$. Ihre atmosphärische Verweildauer ist sehr unterschiedlich und beträgt im Mittel etwa einen halben Tag. Die Konzentration ist über den Ozeanen dort am höchsten, wo die höchsten Windgeschwindigkeiten erreicht werden. Dies ist auf beiden Erdhalbkugeln jeweils in den mittleren Breiten der Fall (Abb. 2.1 g)).

Kohlenstoffhaltige Aerosole sind die dritte große Gruppe primärer Aerosole. Sie entstehen hauptsächlich bei der Verbrennung von fossilen Brennstoffen und Biomasse. Der natürliche Anteil ist deutlich kleiner als der anthropogene Anteil (vergleiche Abb. 2.1 c) und Abb. 2.1 d)). Meistens sind diese Aerosole kleiner als $1 \mu\text{m}$. Die Haupteintragsquellen durch Biomassenverbrennung liegen in Südamerika und Afrika, durch Verbrennung von fossilen Brennstoffen in den industrialisierten Gebieten in Europa und in zunehmendem Maße in Indien und China (Abb. 2.1 c)).

Sekundäre Aerosole entstehen durch homogene Nukleation aus der Gasphase heraus. Einer der wichtigsten Prozesse in der Atmosphäre ist hierbei die Reaktion von Schwefeldioxid zu Schwefelsäure (Abb. 2.2). Der Grund dafür ist der niedrige Dampfdruck der Schwefelsäure. Die Konzentration von Schwefeldioxid in Mitteleuropa reicht von $5 \mu\text{g m}^{-3}$ bis $100 \mu\text{g m}^{-3}$ in Ballungsgebieten, im Winter während der Heizperiode und wegen der oft austauscharmen Wetterlagen sogar bis $400 \mu\text{g m}^{-3}$. In den letzten Jahren gingen die Konzentrationen allerdings stark zurück. Die Lebensdauer beträgt 1 bis 4 Tage. Etwa die Hälfte des Schwefeldioxids wird durch Regen ausgewaschen oder am Boden absorbiert. Von der verbleibenden Hälfte wird wiederum etwa die Hälfte durch heterogene Reaktionen umgesetzt. Das verbleibende Viertel steht für die homogene Nukleation zur Verfügung (Roedel 2000). Für die homogene Nukleation spielt die photochemische Oxidation die größte Rolle. Deshalb ist die Rate der homogenen Nukleation im Sommer wesentlich höher als im Winter.

Während des Aufenthalts in der Atmosphäre ist das Aerosol einigen Prozessen ausgesetzt, die das Aerosol verändern. Zum Beispiel durch Kondensation wachsen die Teilchen an, durch Evaporation werden sie wieder kleiner. Den ersten Vorgang nennt man Quellen.

Die Lebensdauer der Partikel in der Luft wird je nach Größe durch unterschiedliche Prozesse bestimmt (Abb. 2.3). Kleine Partikel wachsen aufgrund von Koagulation, also durch Kollision, ziemlich schnell an und werden somit zu größeren Partikeln. Ein

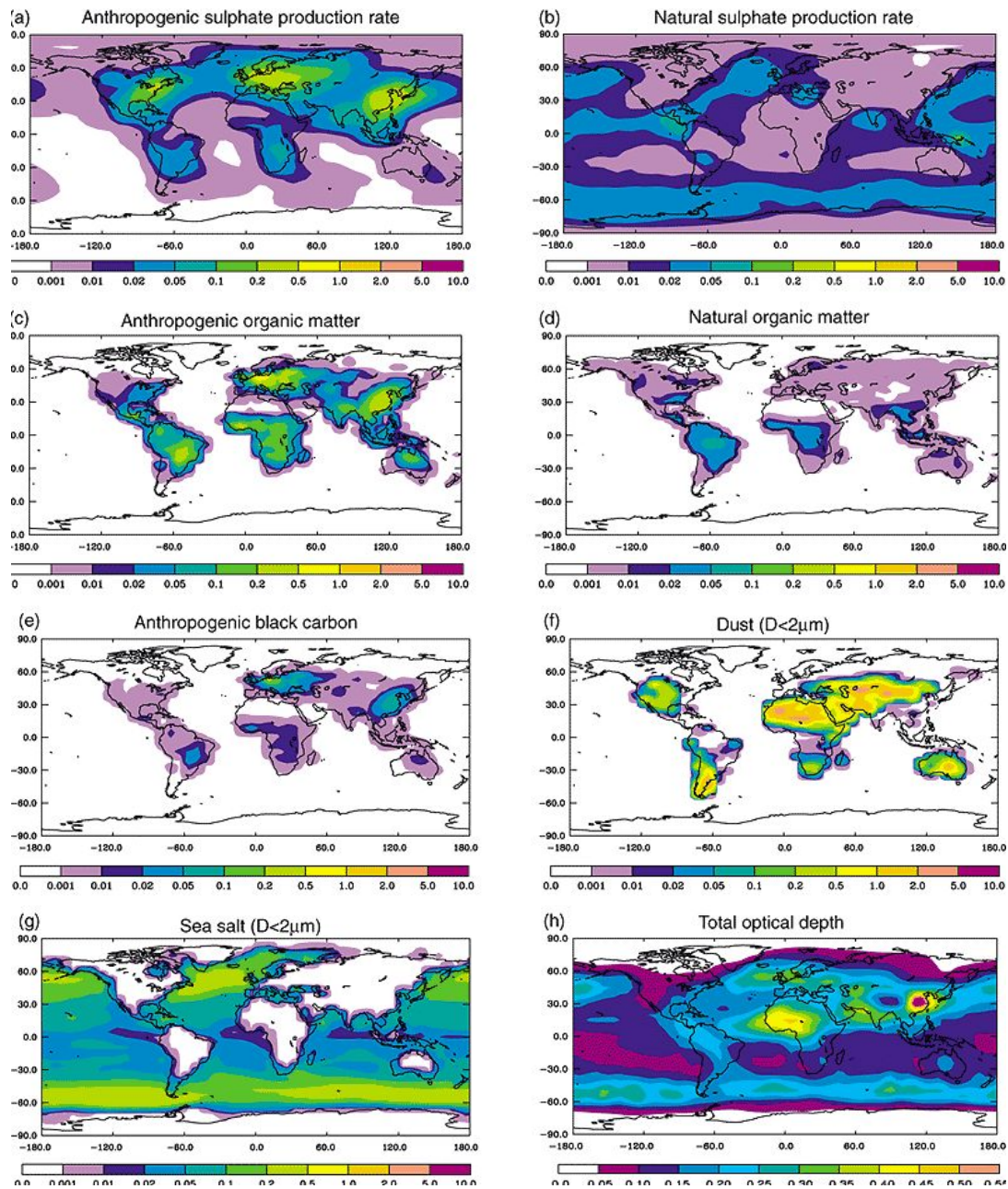


Abbildung 2.1: a) bis g) Quellstärken verschiedener Aerosoltypen (in $\text{kg km}^{-2} \text{h}^{-1}$)
 h) Optische Dicke (Quelle: IUP Heidelberg)

weiterer wichtiger Prozess für den Verlust kleiner Teilchen ist die trockene Deposition, bei der die Partikel durch Diffusion abgeschieden werden. Bei großen Teilchen überwiegt der Effekt der Sedimentation. Für Partikel im mittleren Größenbereich sind alle diese Effekte nicht besonders effektiv. Deshalb sammeln sich die Teilchen

in diesem Größenbereich an. Diesen Größenbereich nennt man deshalb auch Akkumulationsmode. Die atmosphärische Verweildauer dieser Teilchen wird hauptsächlich durch die nasse Deposition, Austrag durch Niederschlag, bestimmt.

Neu gebildetes Aerosol liegt zunächst in einer externen Mischung vor. Das heisst, ein Aerosolpartikel besteht nur aus einer Komponente, in der Luft kommen aber verschiedene Aerosole vor. Gealtertes Aerosol liegt hingegen meist in einer internen Mischung vor (Junge 1952). Ein Partikel besteht dann nicht mehr nur aus einer Substanz, sondern jedes Partikel besteht aus mehreren. Ob eine interne oder externe Mischung vorliegt, spielt bei der Aktivierung von Aerosolen, ob und wie sie als Keim bei der Wolkenbildung dienen, und bei heterogenen Reaktionen an der Aerosoloberfläche eine wichtige Rolle (Riemer 2002).

2.2 Aerosolgrößenverteilungen

Die Aerosolgrößenverteilung spielt wegen der großen Bandbreite der Aerosoldurchmesser D_p eine große Rolle. Ein Teilchen mit einem Durchmesser von 10 μm hat zum Beispiel eine 1 milliardenfach höhere Masse als ein Teilchen mit einem Durchmesser von 10 nm (bei Annahme sonstiger gleicher Eigenschaften). Beide Teilchengrößen kommen in der Natur vor. In diesem Unterkapitel wird nun auf Grundsätzliches der

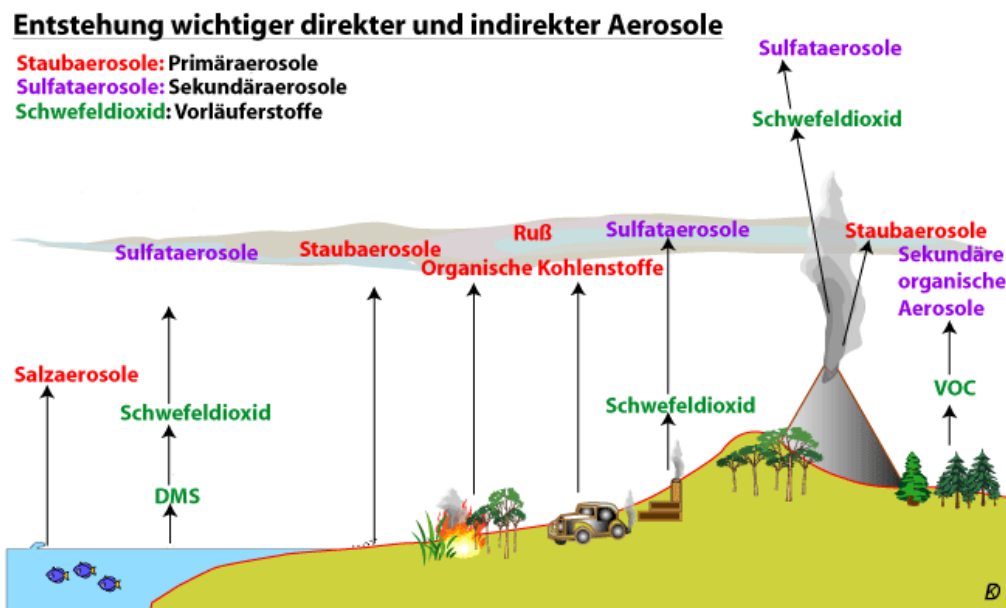


Abbildung 2.2: Entstehung von Aerosolen (Quelle: Hamburger Bildungsserver)

Aerosolgrößenverteilung eingegangen.

Die einfachste Beschreibung einer Größenverteilung ist die Angabe der Größe für jedes Partikel. Es fallen allerdings ziemlich schnell sehr große Datenmengen an, da übliche Anzahlkonzentrationen bei 10^5 cm^{-3} liegen. Eine erste Vereinfachung ist die Angabe der Anzahlkonzentration innerhalb eines bestimmten Größenbereichs (zum Beispiel: 100 Partikel mit einem Durchmesser zwischen 100 nm und 200 nm). Die Anzahlkonzentration N_k wird dabei immer auf einen Kubikzentimeter bezogen. Diese Art der Darstellung führt aber schnell zu Fehlinterpretationen, da die Größenklassen nicht gleich breit sein müssen (Abb. 2.4 links). In einem breiten Größenintervall sieht es in der Darstellung dann so aus als ob dort wesentlich mehr Partikel vorkommen als in einem kleinen Größenintervall. Deshalb normiert man die Größenverteilung, indem man die Anzahl der Teilchen in einem Größenintervall durch dessen Breite dividiert: $n_i = \frac{N_i}{\Delta D_p}$. Das Ergebnis hat nun die Einheit $\mu\text{m}^{-1} \text{ cm}^{-3}$ (Abb. 2.4 rechts). Durch die große Bandbreite an Aerosoldurchmessern hat man bei dieser Art der Darstellung das Problem, dass die Auflösung bei kleinen Durchmessern zu klein ist. Deshalb wird die Achse für den Durchmesser logarithmisch aufgetragen (Abb. 2.5). Aus der Anzahlverteilung kann unter der Annahme sphärischer Partikel auf einfache Art und Weise die Oberflächen- und Volumenverteilung berechnet werden.

Aerosole:
wichtige Prozesse der Entstehung, Umwandlung und Entfernung aus der Atmosphäre

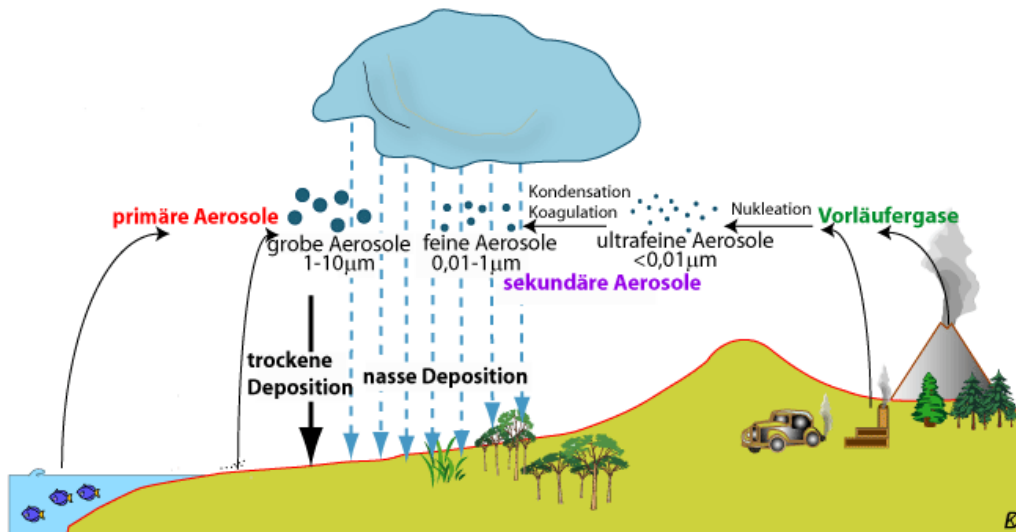


Abbildung 2.3: Umwandlung und Entfernung von Aerosolen (Quelle: Hamburger Bildungsserver)

In der Aerosolphysik wird die Verteilung aber meist nicht als Funktion von D_p , sondern als Funktion von $\ln D_p$ oder $\log D_p$ angegeben. In dieser Arbeit sind alle Größenverteilungen auf $\log D_p$ bezogen. Mathematisch betrachtet kann natürlich kein Logarithmus von einer dimensionsbehafteten Größe gebildet werden. Der Durchmesser wird also aus rechentechnischen Gründen zunächst durch $1 \mu\text{m}$ geteilt. Die Anzahlverteilung ergibt sich dann zu:

$$n_N(\log D_p) = 2.303 D_p n_i(D_p), \quad D_p \text{ in } \mu\text{m} \quad (2.1)$$

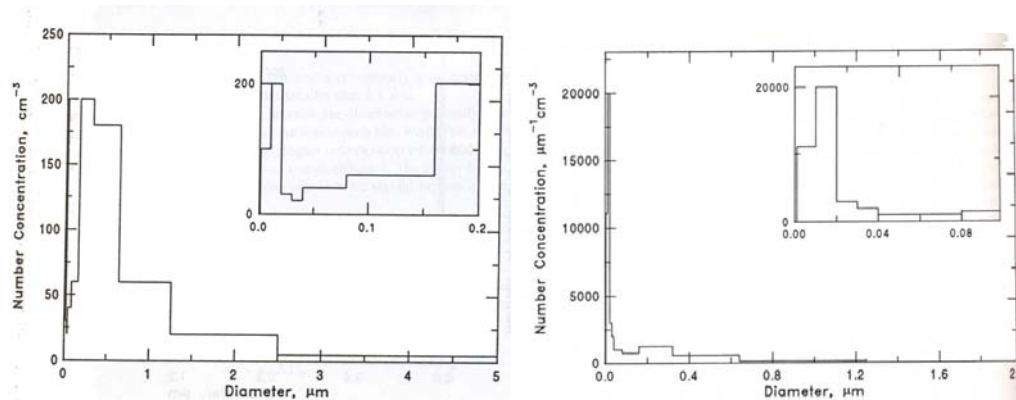


Abbildung 2.4: Histogramm für Aerosolanzahldichtevertelung in $\mu\text{m}^{-1} \text{cm}^{-3}$ mit verschiedenen Klassenbreiten (links) und gleichen Klassenbreiten (rechts) nach: Seinfeld 1998

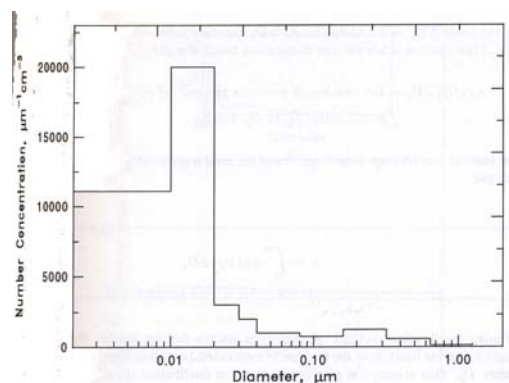


Abbildung 2.5: Histogramm für Aerosolanzahldichtevertelung in $\mu\text{m}^{-1} \text{cm}^{-3}$ mit gleichen Klassenbreiten und logarithmischer Auftragung; Quelle: Seinfeld 1998

Mit den vorherigen Maßnahmen wurde die Anzahl der zu speichernden und zu verarbeitenden Daten schon stark reduziert. Kommt es allerdings zum Einsatz sehr rechenintensiver Verfahren, ist das noch immer zu viel Information. Deshalb nähert man die Verteilung wenn möglich durch eine einfache mathematische Funktion an. Alle Funktionen sind empirisch gefunden und haben keinen bekannten physikalischen Hintergrund. Hierzu zählen zum Beispiel die Jungeverteilung (Pruppacher und Klett 1980) und die modifizierte Gammafunktion nach Deirmendjian (1969). In dieser Arbeit wird auf die Lognormalverteilung (Aitchison und Brown 1957) zurückgegriffen. Dies ist die gebräuchlichste Funktion. Im folgenden werden die mathematischen Grundlagen kurz gezeigt:

Die Normalverteilung einer Größe u von $-\infty < u < \infty$ ist definiert als:

$$n(u) = \frac{N}{(2\pi)^{1/2}\sigma_u} \cdot e^{-\frac{(u-\bar{u})^2}{2\sigma_u^2}} \quad (2.2)$$

\bar{u} ist der Mittelwert der Verteilung, σ_u^2 die Varianz und $N = \int_{-\infty}^{\infty} n(u)du$. Die Normalverteilung ist die klassische „Glockenkurve“ mit dem Maximum bei \bar{u} . Die Varianz σ_u^2 ist ein Maß für die Breite der Kurve.

Eine Größe u wird lognormalverteilt genannt, wenn ihr Logarithmus normalverteilt ist. Im Falle des Aerosoldurchmessers $u = \log D_p$ ergibt sich (Seinfeld und Pandis 1998):

$$n_N(\log D_p) = \frac{N}{(2\pi)^{1/2} \log \sigma_g} \cdot e^{-\frac{(\ln D_p - \log \bar{D}_{pg})^2}{2 \log^2 \sigma_g}} \quad (2.3)$$

2.3 Quellung von Aerosolpartikeln

Die Größe der Aerosolpartikel, und damit andere Aerosoleigenschaften wie Masse, Streuung usw., werden stark durch die relative Feuchte beeinflusst. Ein Anstieg in der relativen Feuchte führt zu einem Aerosolwachstum und einem Abfall des Real- und Imaginärteils des Brechungsindex, die sich dem von Wasser annähern (Chazette und Liousse 2001). Der Realteil ist ein Maß für die Streuung, der Imaginärteil ein Maß für die Absorption. Der Wasserdampf kondensiert dabei auf hydrophilen Aerosolen, wenn die relative Feuchte steigt. Dies geschieht nach einem Hysteresegesetz (Pilinis 1989). Das heißt der Partikel hat einen anderen Durchmesser bei gleicher relativer Feuchte, in Abhängigkeit davon ob die relative Feuchte auf diesen Wert abgenommen hat (der Partikel würde also schrumpfen) oder ob die relative Feuchte auf den aktuellen Wert zugenommen hat (der Partikel würde Quellen).

2.4 Einfluss des Aerosols auf die Strahlung

Bei der Wechselwirkung des Aerosols mit der Strahlung in der Atmosphäre gibt es zwei bedeutende Faktoren: Absorption und Streuung. Beide zusammen nennt man Extinktion. Strahlung, die absorbiert wird, führt zu einer Erwärmung des absorbierenden Materials. Die wichtigsten Absorber in der Atmosphäre sind Ruß und Staub. Der Streuanteil überwiegt den Absorptionsanteil im globalen Mittel. Die Streuung wird in mehrere Streuarten unterteilt. Hier wird auf die Rayleighstreuung und Mie-streuung eingegangen. Man spricht von gestreutem Licht, wenn das Licht von einem Teilchen empfangen und mit der gleichen Wellenlänge in eine beliebige Richtung wieder ausgestrahlt wird.

Die Rayleighstreuung bezeichnet die Streuung von Licht an Teilchen, das im Ver-

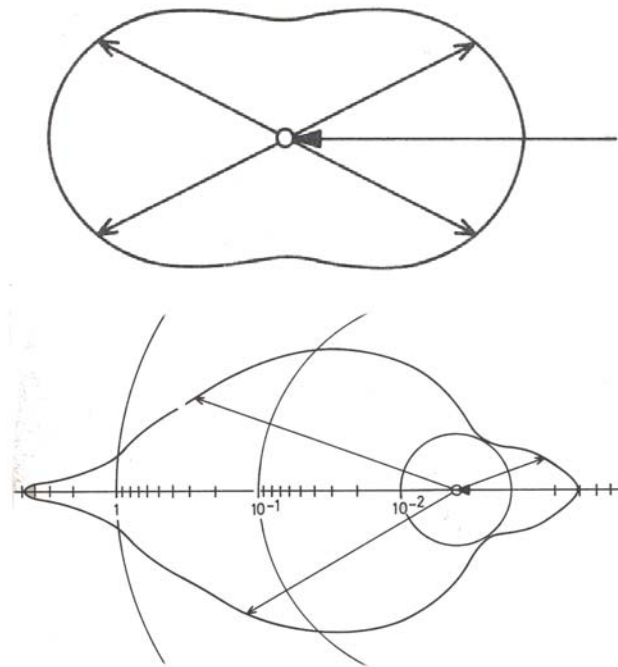


Abbildung 2.6: Schema der Intensität der räumlichen Struktur der Rayleighstreuung (oben) und Miestreuung (unten); Quelle: Möller (1973)

gleich zum Durchmesser der streuenden Teilchen eine große Wellenlänge besitzt. Kurzwelliges Licht wird stärker gestreut als langwelliges. Ein Beispiel für Rayleighstreuung ist das Sonnenlicht in der reinen Atmosphäre. Durch die Wellenlängenabhängigkeit der Streuung bekommt der Himmel seine blaue Farbe. Die Streuintensität der Rayleighstreuung ist symmetrisch (Abb. 2.6).

Miestreuung findet an Teilchen statt, deren Durchmesser in etwa der Längswelle der Strahlung entsprechen (Mie 1908). Bei der Miestreuung wird mehr Licht in die Vorwärtsrichtung als in die Rückwärtsrichtung gestreut. Bei ganz großen Partikeln erfolgt die Streuung fast ausschließlich in Vorwärtsrichtung (Abb. 2.6).

Die Größe des Partikels bestimmt aber nicht nur die Richtung der Streuung, sondern auch die Streueffizienz. Die Streueffizienz wird als Verhältnis des effektiven Streuquerschnitts zum geometrischen Querschnitt angegeben (Simmer 2003). Kleine Partikel haben eine kleine Streueffizienz (Abb. 2.7). Das Maximum liegt für atmosphärisches Aerosol etwa in dem Bereich, wo der Teilchendurchmesser der Wellenlänge des Lichts entspricht. Bei größeren Teilchen nimmt die Streueffizienz wieder langsam ab.

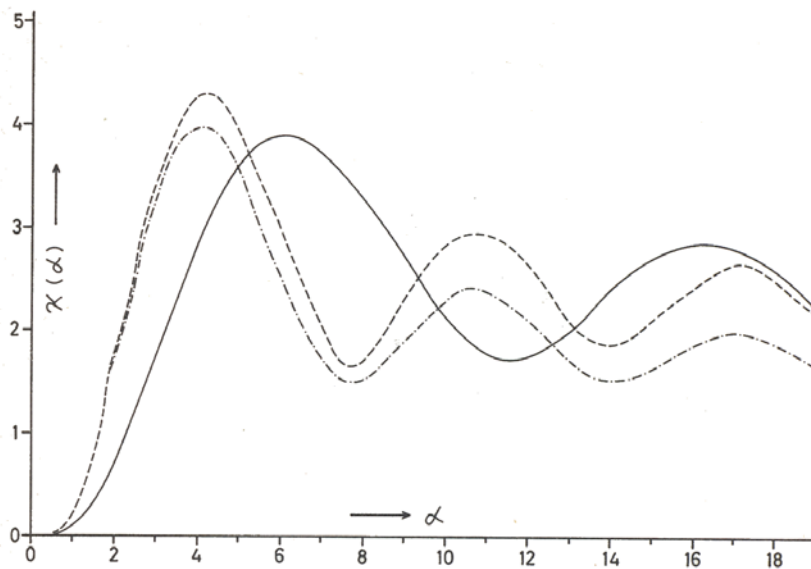


Abbildung 2.7: Streufaktor $\kappa(\alpha, n_\lambda)$ eines einzelnen Dunsttröpfchens mit der Brechzahl n_λ und $\alpha = 2\pi r/\lambda$. Ausgezogene Kurve $n_\lambda = 1,33$, gestrichelt $n_\lambda = 1,50$, strich-punktiert absorbierendes Tröpfchen mit $n_\lambda = 1,50 - 0,01i$; Quelle: Möller (1973)

2.5 Sichtweite

Die Sichtweite ist ein meteorologischer Parameter, der laut WMO wie folgt definiert ist: „Die meteorologische Sichtweite ist definiert als die größte Distanz, in der ein

schwarzes Objekt von angemessener Größe, das sich nahe am Boden befindet, gesehen und erkannt werden kann, wenn es vor einem hellen Hintergrund beobachtet wird“ (World Meteorological Organization 1971). Die Sichtweite ist äußerst variabel, sie schwankt zwischen wenigen Metern und etwa 200 km (einige Beispielbilder finden sich in Malm 1999 oder Versick 2005), und wird durch folgende Faktoren beeinflusst (Pietzner 1986 und Abb. 2.8):

- Optische Eigenschaften der atmosphärischen Aerosolbestandteile
- Sehleistung des Auges (Kontrastschwelle, teils physiologische Faktoren)
- Beleuchtungsverhältnisse
- Eigenschaften des Sichtziels

Zu den Eigenschaften des Sichtziels zählt zum Beispiel die Größe des Objekts. Liegt diese unterhalb des Auflösungsvermögens des Beobachters, kann das Sichtziel nicht gesehen werden. Ähnliches gilt für die Farbe: Hat das Objekt die gleiche Farbe wie der Hintergrund, so ist es unsichtbar. Dass die Beleuchtungsverhältnisse eine Rolle spielen, wird besonders nachts deutlich. Ein unbeleuchtetes Objekt ist dann nicht sichtbar. Tagsüber ändert sich die Sichtbarkeit eines Objekts ebenfalls in Abhängigkeit von der Beleuchtung. Außerdem wird jeder Beobachter eine andere Sichtweite feststellen, da jeder unterschiedlich gut sieht (Middleton 1968). Bei den optischen Eigenschaften der Atmosphäre sind der Aerosolgehalt und die Feuchte an erster Stelle zu nennen. Diese beeinflussen die Streuung sehr stark. Wettererscheinungen wie Regen oder Schnee setzen die Sichtweite zusätzlich deutlich herab. Die Art des Aerosols spielt bei der Sichtweitenreduktion ebenfalls eine Rolle. Ruß absorbiert zum Beispiel in allen Wellenlängenbereichen und verdunkelt damit das ganze Bild (Malm 1999) und kann damit ganz andere Auswirkungen auf die Sichtweite als nur streuendes Aerosol haben (Roessler und Faxvog 1981).

Klassischerweise wird die Sichtweite von einem Beobachter bestimmt. Dem Beobachter liegen verschiedene Sichtziele inklusive derer Entfernung vor. In der näheren Umgebung sind das meist Gebäude, in größerer Entfernung müssen Berge als Sichtziele gewählt werden. Zur Bestimmung der Sichtweite beurteilt der Beobachter subjektiv, welches Sichtziel noch sichtbar ist, und trägt dessen Entfernung als Sichtweite ein. Muss auch nachts eine Sichtweite bestimmt werden, so dienen selbstleuchtende Objekte als Sichtziele. An Flughäfen sind diese durch die Signallampen an Start-

und Landebahnen ohnehin gegeben. Das größte Problem bei dieser Art der Sichtweitenbestimmung ist die Subjektivität als Beobachter.

Koschmieder (1924) leitete folgenden Zusammenhang zwischen der Sichtweite V_n , der Kontrastschwelle K und dem Extinktionskoeffizienten b_{ext} her:

$$V_n = \frac{1}{b_{ext}} \cdot \ln \frac{1}{K} \quad (2.4)$$

Für die Kontrastschwelle wird meist ein Wert von 0,02 verwendet.

Diese Formel wird zum Beispiel bei der Bestimmung der Sichtweite mit einem Transmissometer verwendet. Das Transmissometer sendet einen Lichtstrahl aus und misst auf der Empfängerseite, die sich im Abstand A befindet, die ankommende Strahlung. Aus der Transmission t bekommt man den Extinktionskoeffizienten über folgende Formel:

$$b_{ext} = -\frac{1}{A} \cdot \ln t \quad (2.5)$$

Der größte Vorteil dieser Art der Bestimmung der Sichtweite ist die automatische objektive Bestimmung eines Extinktionskoeffizienten. Allerdings ist dies zunächst eben nur ein lokaler Extinktionskoeffizient, aus dem die Sichtweite erst noch bestimmt wird. Bei starker lokaler Variation des Extinktionskoeffizienten kann eine

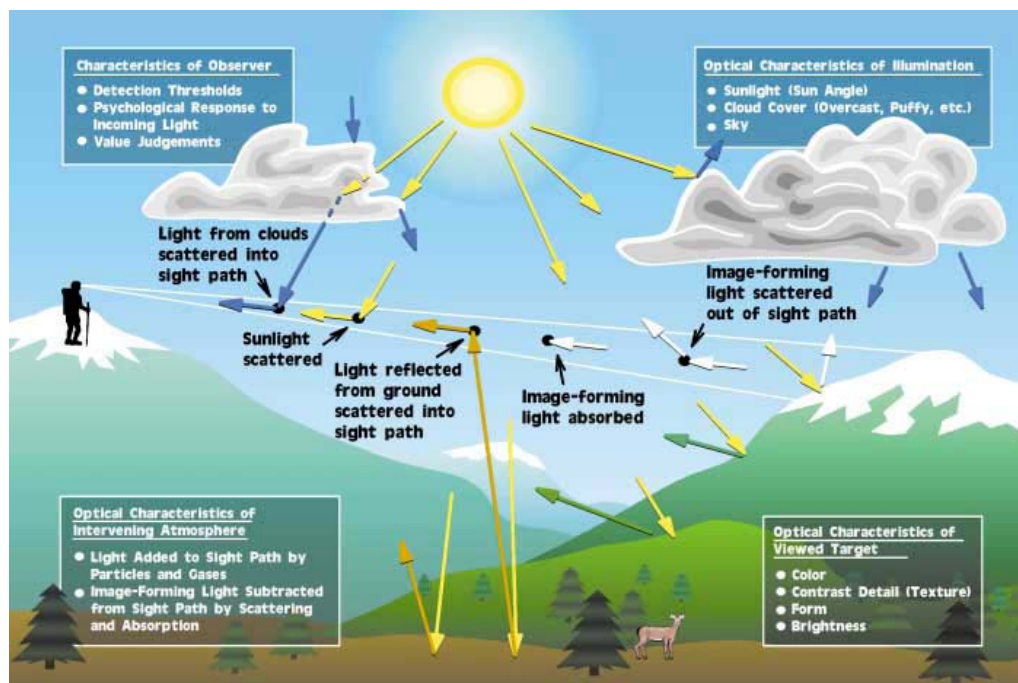


Abbildung 2.8: Wichtige Faktoren, die die Sichtweite beeinflussen; Quelle: Malm (1999)

völlig falsche Sichtweite bestimmt werden. Deshalb eignet sich dieses Verfahren nur für kleine Sichtweiten gut. Weitere automatische Verfahren zur Sichtweitenbestimmung sind der Vorwärts-Streulichtmesser, Rückwärts-Streulichtmesser und das Nephelometer. Für diese Verfahren gilt ähnliches.

Um die Nachteile dieser beiden Verfahren zu umgehen, wurde deshalb in Versick (2005) ein neues Verfahren entwickelt. Dabei simuliert eine Kamera einen Beobachter. Somit kann die Objektivität und die reproduzierbare Bestimmung einer Sichtweite gewährleistet werden.

2.6 Optische Luftmasse

Ein wichtiger Begriff in der Fernerkundung, wie z. B. bei den Photometermessungen, ist der der relativen optischen Luftmasse m . Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre kann umso mehr Extinktion stattfinden, je länger der Weg der Strahlung ist. Von relativer optischer Luftmasse spricht man, da man das Verhältnis des Strahlwegs zum kürzestmöglichen Weg, also in Zenitrichtung, angibt. Für eine planparallele horizontal homogene Atmosphäre (Abb. 2.9 links) gilt die einfache geometrische Beziehung $m = \frac{1}{\cos \theta}$ mit dem Zenitwinkel θ . In der Realität ist die Atmosphäre allerdings gekrümmt und inhomogen. Insbesondere kommt es durch den vorhandenen Dichtegradienten zu Refraktion (Abb. 2.9 rechts). Kasten und Young (1989) führten deshalb folgende Beziehung ein, bei der dieser Effekt berücksichtigt wird (θ ist in Grad einzusetzen):

$$m = \frac{1 - z/10 \text{ km}}{\cos \theta + 0,50572 \cdot (96,07995^\circ - \theta)^{-1,6364}} \quad (2.6)$$

Die relative optische Luftmasse nimmt mit tieferstehender Sonne zu. Steht die Sonne im Zenit, so gilt $m = 1$. Die relative optische Luftmasse hat somit einen Tagesgang.

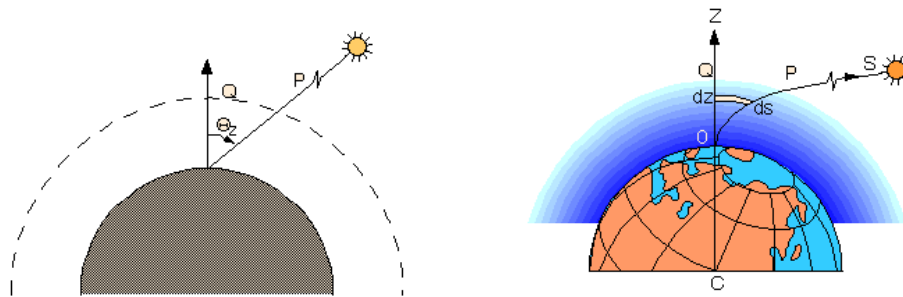


Abbildung 2.9: Optische Luftmasse ohne Refraktion (links) und mit Refraktion (rechts) (Quelle: www.eumetcal.org)

3 Messung von Aerosolen

In diesem Kapitel wird nach einer kurzen Erläuterung der wichtigsten Strahlungskenngrößen und ihrer Zusammenhänge auf die verwendeten Messgeräte eingegangen. Es werden jeweils die Funktionsweise und mögliche Fehler dargestellt. Bei den Messgeräten, bei denen es nötig ist, wird ebenfalls kurz die Aufbereitung der Daten erklärt. Desweiteren werden die gemessenen Größen erläutert.

3.1 Wichtige Strahlungskenngrößen

Die wichtigste Strahlungskenngröße ist der Extinktionskoeffizient b_{ext} . Er ist ein Maß dafür, um wieviel die einfallende Strahlung in einem Medium vermindert wird. Das Lambert-Bouguer-Gesetz gibt diesen Zusammenhang an: $dI_\lambda = -I_\lambda \cdot b_{ext,\lambda} dm$ mit I_λ der Strahldichte der Sonnenstrahlung bei der Wellenlänge λ und m der Weglänge. Er setzt sich zusammen aus dem Streukoeffizienten b_{str} und dem Absorptionskoeffizienten b_{abs} . Das Verhältnis $\frac{b_{str}}{b_{ext}}$ wird als Einfachstreualbedo ω_0 (liegt aus Sonnenphotometermessungen als Säuleninformation vor) bezeichnet. Mit dieser Beziehung kann aus einem gemessenen Streukoeffizienten (gemessen mit Nephelometer) durch Annahme einer Einfachstreualbedo der Extinktionskoeffizient berechnet werden. Bildet man das horizontale Integral über den Extinktionskoeffizienten, erhält man über die Koschmiederformel die Sichtweite, die mit einem selbstentwickelten Verfahren bestimmt wird. Bildet man das vertikale Integral über den Extinktionskoeffizienten, erhält man die Optische Dicke des Aerosols (gemessen mit Sonnenphotometer). Der Extinktionskoeffizient hängt von der Wellenlänge ab. Bildet man das Verhältnis $\alpha = -\frac{\log(b_{ext1}/b_{ext2})}{\log(\lambda_1/\lambda_2)}$ aus zwei Extinktionskoeffizienten bei verschiedenen Wellenlängen, erhält man den Angströmparameter α (dieser wurde sowohl aus Sonnenphotometermessungen als auch aus Nephelometermessungen bestimmt). Da die Wellenlängenabhängigkeit des Extinktionskoeffizienten beim Aerosol durch die Größe der Aerosolpartikel bestimmt wird, ist der Angströmparameter ein einfaches Maß für die Größenverteilung. Sie wird mit zwei In-Situ-Messgeräten gemessen und

liegt als Säuleninformation aus den Sonnenphotometermessungen vor. So kann aus einer gemessenen Größenverteilung über Strahlungsrechnung der Extinktionskoeffizient bei verschiedenen Wellenlängen berechnet werden. Die Größenverteilung wird unter anderem von der relativen Feuchte bestimmt, da diese Aerosole zum Quellen bringen kann. Die relative Feuchte liegt durch den meteorologischen Messmast am Forschungszentrum vor.

3.2 Standort der Messgeräte und Messzeitraum

Die Kamera zur Bestimmung der Sichtweite befindet sich auf dem Dach des Physikhochhauses der Universität Karlsruhe. Die In-Situ-Messgeräte befanden sich auf dem Dach der AIDA-Kammer innerhalb des Forschungszentrum Karlsruhe (Abb. 3.1 beim grünen Pfeil). Das Sonnenphotometer befindet sich auf dem Dach des Verwaltungsgebäudes des FZK (Abb. 3.1 beim roten Pfeil).

Die Messzeiträume waren für die In-Situ-Messungen vom 10. August bis 2. September 2005 mit Unterbrechungen, für die Photometermessungen vom 22. März bis 30. September 2005, und für die Bestimmung der Sichtweite mit VISIDIP vom 3.

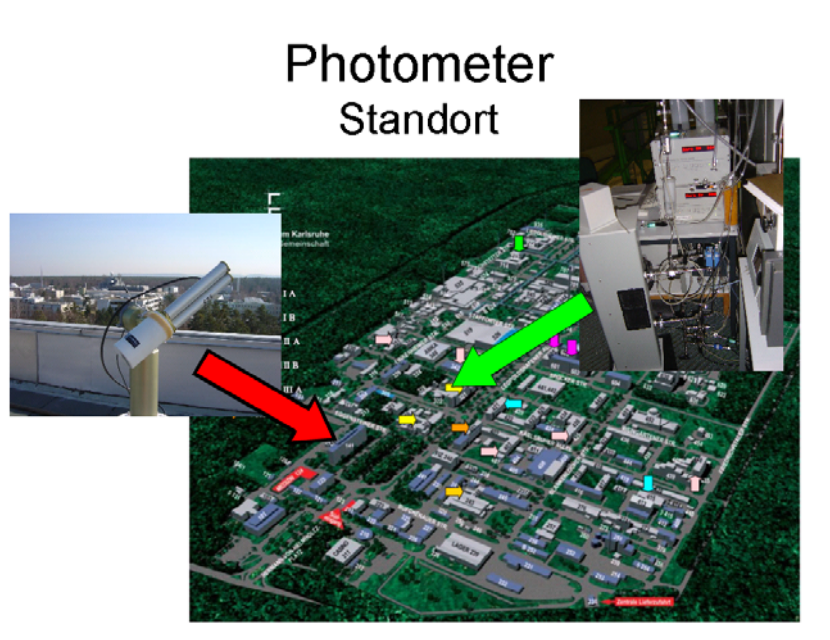


Abbildung 3.1: Luftbild des Forschungszentrum Karlsruhe; Standort der In-Situ-Messgeräte (grüner Pfeil) und des Photometers (roter Pfeil)

Juni 2005 bis 15. September 2005.

3.3 Messungen mit einem Sonnenphotometer

3.3.1 AERONET (AErosol RObotic NETwork)

Bei AERONET (AErosol RObotic NETwork) handelt es sich um ein automatisches bodenbasiertes Aerosolmessnetzwerk und Datenarchiv. AERONET wird vom NASA Earth Observing System unterstützt und arbeitet mit vielen Nicht-NASA-Institutionen zusammen. Das Netzwerk besteht aus identischen, automatischen, in unterschiedlichen Spektralbereichen messenden Photometern (Abb. 3.2). So wird eine globale Beobachtung der Optischen Dicke des Aerosols, der Größenverteilung und des vertikalen Wasserdampfgehaltes beinahe in Echtzeit erreicht. Die Daten werden vom NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) einer vorläufigen Aufbereitung unterzogen und weltweit zur Verfügung gestellt. Ungefähr ein halbes Jahr nach der Messung wird das Photometer noch einmal kalibriert und die Daten werden an eventuelle Messabweichungen angepasst und einer Qualitätssicherung unterzogen. Die Daten können zum einen für die Validierung von Satellitenmessungen genutzt wer-



Abbildung 3.2: Das Photometer am Forschungszentrum Karlsruhe

den. Andererseits werden mit den Photometermessungen auch Aerosoleigenschaften abgeleitet, die nicht vom Satellit aus bestimmt werden können. Auf der AERONET Internetseite (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) gibt es freien Zugang zu den Daten aller Stationen.

3.3.2 Funktionsweise

Die verwendeten Photometer CIMEL Electronique 318A können mit Solarenergie betrieben werden, sind wetterfest und suchen sich automatisch die Sonne. Der Sensorkopf mit seinen 25 cm langen Kollimatoren ist an einer 40 cm großen Robotereinheit befestigt, die den Sensorkopf nach einer zuvor festgelegten Routine in Richtung Sonne bewegt. Der Öffnungswinkel des Photometers beträgt 1,2 Grad. Die Cimel Kontrolleinheit, die Batterien und der Vitel Satellitentransmitter sind in einem wetterfesten Kunststoffgehäuse untergebracht.

Beim Photometer gibt es zwei grundlegende Messmethoden, die direkte Sonnenmessung und die Himmelsmessung. Für beide gibt es verschiedene Messequenzen. Die direkten Sonnenmessungen werden bei acht Wellenlängen (340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 und 1020 nm) durchgeführt. Der 940 nm Kanal wird für die Bestimmung des vertikalen Wasserdampfsäulengehaltes benötigt. Für alle Wellenlängen zusammen werden ca. 10 Sekunden gebraucht. Für jede Wellenlänge gibt es einen entsprechenden Interferenzfilter. Die Filter sind in einem Filtrerrad untergebracht, das von einem Motor in die entsprechende Position bewegt wird. In der vorprogrammierten Messequenz beginnen die Messungen bei einer relativen Luftmasse von $m=7$ am Morgen und enden bei einer relativen Luftmasse von $m=7$ am Abend. Die Optische Dicke wird aus der spektralen Extinktion der direkten Sonnenstrahlung für jede Wellenlänge über das Beer-Bouguer Gesetz berechnet. Während Zeiten mit großer relativer Luftmasse werden direkte Sonnenmessungen alle 0,25 Luftmassen durchgeführt. Bei kleineren Luftmassen ist die typische Dauer zwischen den Messungen 15 Minuten.

Neben der direkten Sonnenstrahlung wird die Himmelsstrahlung bei 4 Wellenlängen (440, 670, 870 und 1020 nm) gemessen. Dies geschieht bis zu neun mal am Tag entlang der solaren Hauptebene (engl. principal plane), d. h. bei konstantem Azimutwinkel bei verschiedenen Streuwinkeln und bis zu acht mal entlang des Almukantars, d. h. bei konstantem Elevationswinkel bei verschiedenen Azimutwinkeln. Der Azimutwinkel ist der Winkel in horizontaler Richtung (in Abb. 3.3 mit A bezeichnet) und der Elevationswinkel gibt den Winkelabstand zur Horizontalebene an

an. Das Problem konnte trotz intensivster Bemühungen nicht behoben werden und steht außerhalb unseres Einflussbereichs. Von Juni bis zum Ende der Messungen im November im Jahre 2005 kommt es dadurch zu Datenlücken. Im April 2006 wurden die Messungen wieder aufgenommen.

Das Photometer steht innerhalb des Forschungszentrums Karlsruhe auf dem Dach des Hauptgebäudes. Dort begannen Anfang Oktober Dachsanierungsarbeiten, bei denen teils mit Teer gearbeitet wurde. Diese zusätzlichen anthropogenen Aerosole haben teilweise die Messung verfälscht. Da nicht gesagt werden kann, wann genau dieser Effekt aufgetreten ist, werden die Monate Oktober und November bei der Auswertung nicht berücksichtigt.

3.3.4 Berechnung der Größen

Sämtliche Größen werden nicht direkt gemessen, sondern müssen aus gemessenen Strahlstärken bei unterschiedlichen Wellenlängen und Winkeln hergeleitet werden. Für solche fernerkundlichen Messungen muss auf die Inversionstheorie zurückgegriffen werden. Alle Größen sind Säuleninformationen, eine Höhenauflösung ist mit dem Messprinzip eines Sonnenphotometers nicht möglich. Eine ausführliche Darstellung findet sich in Dubovik und King (2000). Im folgenden wird kurz auf die wichtigsten bestimmten Größen eingegangen.

Optische Dicke des Aerosols

Die Optische Dicke des Aerosols τ (kurz: AOT oder selten auch AOD) ist definiert als das vertikale Integral über den Extinktionskoeffizienten b_{ext} .

$$\tau = \int_0^k b_{ext} dz \quad (3.1)$$

Die AOT ist ein Maß für die Strahlungsdurchlässigkeit der Atmosphäre. Es wird dabei nur die Schwächung der Strahlung durch Aerosole berücksichtigt. Es besteht folgender Zusammenhang zur Transmission t :

$$t = e^{-\tau} \quad (3.2)$$

Bei einer AOT von 1 durchdringen noch ca. 37% der Strahlung die Atmosphäre, bei einer AOT von 0,3 noch ungefähr 75% (Abb. 3.4). Diese Aussage gilt nur, wenn die Sonne im Zenit steht, da sonst die Strahlung einen längeren Weg in der Atmosphäre zurücklegen müsste (siehe Kapitel 2.6).

Die Optische Dicke des Aerosols ist stark wellenlängenabhängig und nimmt bei kontinentalen Standardgrößenverteilungen mit steigender Wellenlänge ab.

Wasserdampfsäulengehalt

Zur Bestimmung des Wasserdampfsäulengehalts wird beim Sonnenphotometer der Einfluss auf die Strahlung im Nahen Infrarot bei 940 nm gemessen (Plana-Fattori et al. 1998). In Vergleichen mit aus GPS-Daten abgeleiteten Wasserdampfsäulengehalten zeigte sich eine sehr gute Übereinstimmung (Heise et al. 2006).

Angströmparameter

Nach O'Neill et al. (2001) ist der Angström-Parameter α ein optischer Parameter, der eine Größeninformation für alle optisch aktiven Aerosole im Sichtfeld des Son-

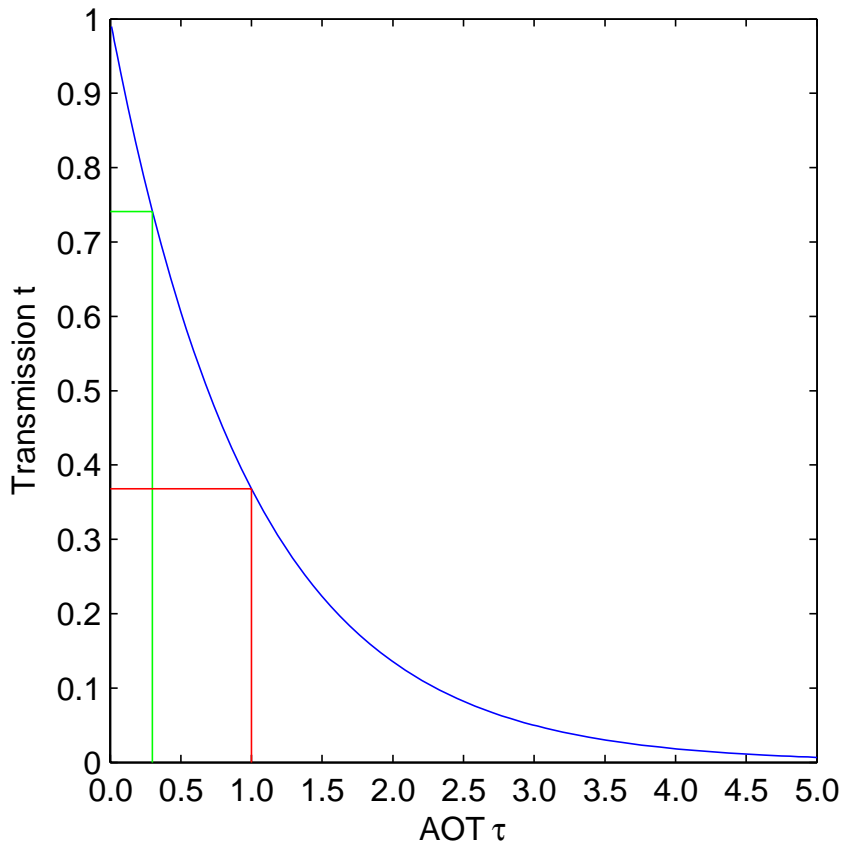


Abbildung 3.4: Zusammenhang zwischen Transmission und AOT

nenphotometers enthält. Berechnet wird er nach folgender Formel:

$$\alpha = -\frac{\log(b_{ext1}/b_{ext2})}{\log(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (3.3)$$

Bei dieser Berechnung fließen die jeweiligen Extinktionskoeffizienten b_{ext1} und b_{ext2} bei den beiden Wellenlängen λ_1 und λ_2 ein. Im weiteren Verlauf der Arbeit bezeichnet α_{440870} den Angströmparameter zwischen 440 nm und 870 nm. Ein großer Angströmparameter lässt auf verhältnismäßig viele kleine Partikel, ein kleiner auf viele große Partikel schließen.

Der Angströmparameter wird stark durch die zur Verfügung stehende Strahlung beeinflusst. Dies ist besonders gut bei einer Sonnenfinsternis zu beobachten. Eine solche fand am 29. März 2006 statt. Zahlreiche Aeronetstationen lagen in der Nähe des Kernschattens. Die Station Djougou eignet sich besonders gut als Beispiel, da dort an diesem Tag kaum andere Effekte, wie z.B. durch Bewölkung, auftraten. Deutlich ist in Abbildung 3.5 ab 8 Uhr ein Anstieg in der AOT zu erkennen. Das Maximum wird kurz nach 9 Uhr erreicht, danach fällt die AOT wieder in etwa auf das vorherige Niveau ab. Bei der Berechnung der AOT wird das Verhältnis der gemessenen zur theoretisch verfügbaren Sonneneinstrahlung gebildet. Sonnenfinsternisse sind dem Algorithmus jedoch nicht bekannt. Deshalb wird fälschlicherweise davon ausgegangen, dass die fehlende Strahlung auf Aerosole zurückzuführen ist. Die berechnete AOT steigt mit Annäherung an den Kernschatten an, da die Sonne immer mehr verdunkelt wird und damit mehr Strahlung zur theoretisch vorhandenen fehlt. Der Anstieg der AOT ist rein virtuell.

Gleichzeitig fällt beim Angströmparameter ein gegenläufiger Verlauf auf (Abb. 3.5). Steigt die AOT, fällt der Angströmparameter und umgekehrt. Auch dies ist ein rein virtueller Effekt, der bei der Berechnung des Angströmparameters entsteht. Schiebt sich der Mond zwischen Sonne und Erde, so fehlt die Strahlung bei allen Wellenlängen gleichermaßen. In Formel 3.3 erhöht sich der Extinktionskoeffizient bei beiden Wellenlängen um den gleichen Betrag. Das Verhältnis wird kleiner (da $\lambda_1 < \lambda_2$) und somit auch der Logarithmus des Verhältnisses. Der Zähler wird also kleiner, der Nenner größer, das Gesamtergebnis (Angströmparameter) wird kleiner.

Ein ähnlicher Effekt ist auch bei Bewölkung zu beobachten.

Einfachstrealbedo

Die Einfachstrealbedi (auch SSA oder Single Scattering Albedo) ω_0 ist definiert als das Verhältnis zwischen Streukoeffizient und Extinktionskoeffizient, bzw. zwischen

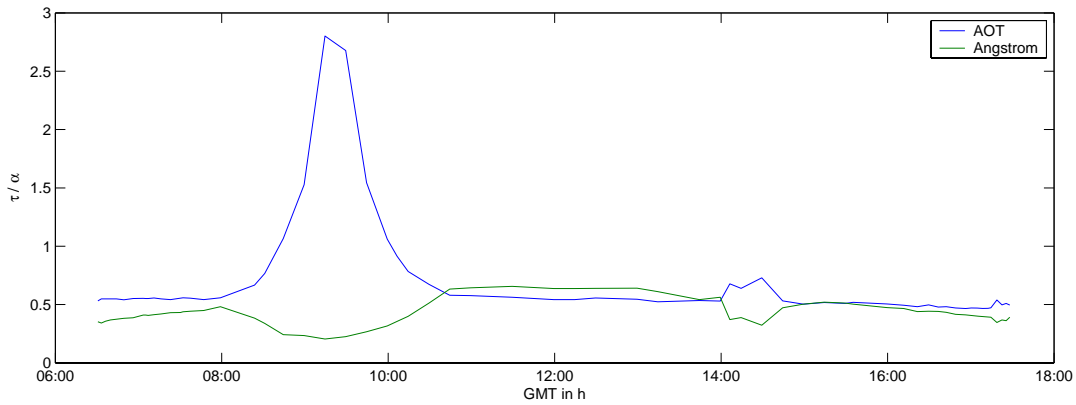


Abbildung 3.5: Tagesgang der AOT bei 500 nm und Angströmparameter bei 440 und 870 nm am 29. März 2006 in Djougou (Benin)

der Optischen Dicke durch Streuung τ_{sct} und der Optischen Dicke durch Extinktion τ_{ext} bei einer bestimmten Wellenlänge.

$$\omega_0 = \frac{\tau_{sct}}{\tau_{ext}} \quad (3.4)$$

Die Optische Dicke durch Extinktion entspricht der Optischen Dicke des Aerosols und wird direkt gemessen. Der Streuanteil wird aus der Phasenfunktion, die aus den Almkantars abgeleitet wird, berechnet (Dubovik et al. 1998). Bei den in Europa zumeist vorkommenden Größenverteilungen wird die Einfachstreueralbedo mit steigender Wellenlänge kleiner (Dubovik et al. 2002).

Die Einfachstreueralbedo spielt eine besonders wichtige Rolle bei der Frage nach dem Einfluss der Aerosole auf den Strahlungshaushalt (Dubovik et al. 2001). Je nach Einfachstreueralbedo bekommt dieser durch Aerosole einen negativen oder positiven Beitrag.

Größenverteilung

Größenverteilungen werden über eine inverse Strahlungsrechnung aus der Phasenfunktion gewonnen (Dubovik und King 2000). Meistens kommen dabei realistische Ergebnisse heraus (Abb. 3.7), manchmal kommt es jedoch zu absurden Größenverteilungen (Abb. 3.6). Eine typische Größenverteilung für Karlsruhe ist in Abbildung 3.7 zu sehen. Bei den aus den Photometermessungen gewonnenen Größenverteilungen wird der Partikelradius anstelle des Durchmessers verwendet. Aufgetragen wird eine über die Höhe integrierte Volumendichteverteilung.

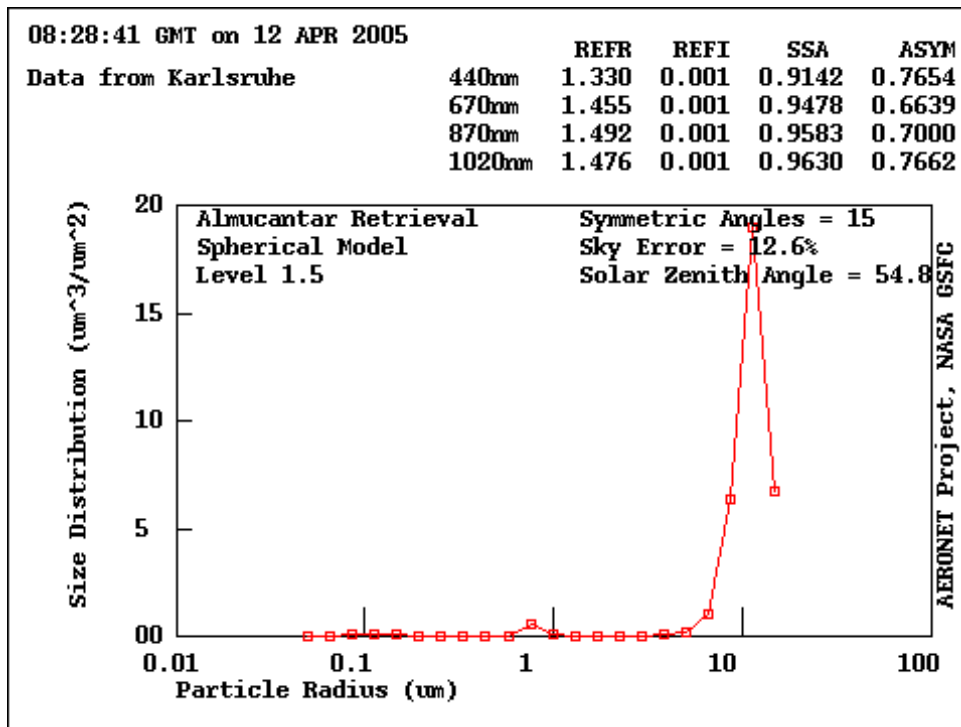


Abbildung 3.6: Beispiel für offensichtlich falsche Größenverteilung am 12. April 2005, da die Erfahrung und zeitlich benachbarte Größenverteilungen zeigen, dass die Teilchen mit einem Radius von 10 μm nicht solch ein großes Volumen einnehmen

3.3.5 Daten

Die Photometer-Messdaten liegen in drei verschiedenen Qualitätsstufen der Bearbeitung vor. Diese unterscheiden sich in ihrer Güte, mit steigender Qualität werden mehr Fehlmessungen erkannt (Abb. 3.8). Desweiteren liegen die Daten jeder Qualitätsstufe in zwei verschiedenen Versionen vor. Die Unterschiede werden im Folgenden kurz beschrieben. Innerhalb der Diplomarbeit werden, soweit nicht anderst erwähnt, die Qualitätsstufe-2.0-Daten in Version 2 benutzt.

Qualitätsstufe 1.0 (QS 1)

Die Daten dieser Qualitätsstufe liegen quasi in Echtzeit vor und werden direkt berechnet. Es erfolgt keinerlei Korrektur.

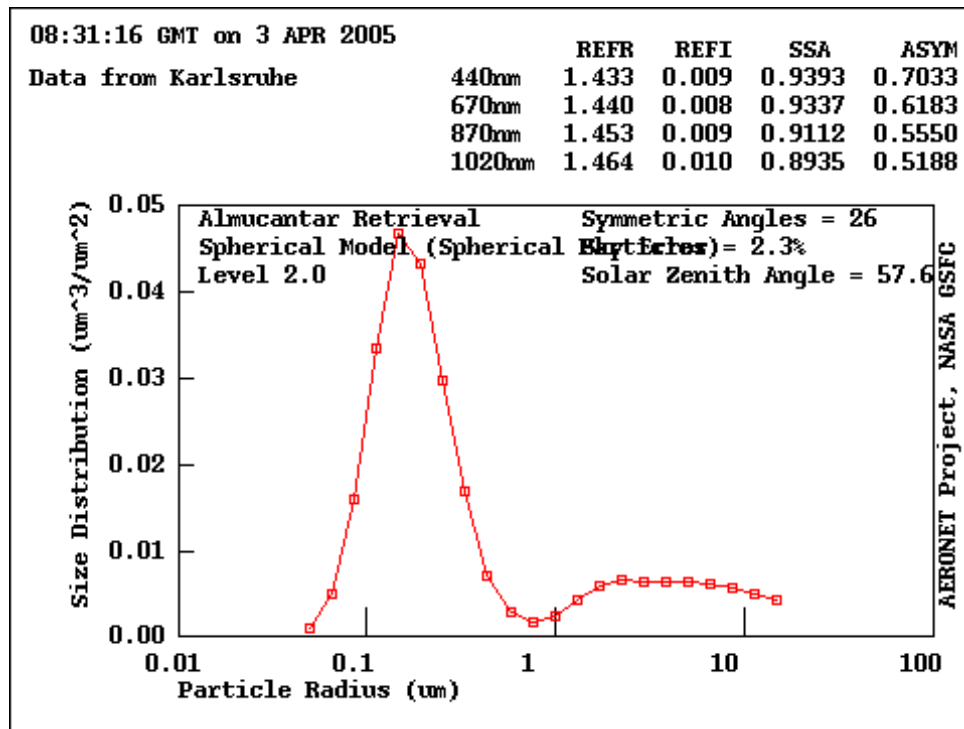


Abbildung 3.7: Beispiel für typische Größenverteilung in Karlsruhe vom 3. April 2005

Qualitätsstufe 1.5 (QS 1.5)

Eines der größten Probleme bei der Bestimmung von AOTs ist die Wolkenkontamination der Daten. Befindet sich eine Wolke im Messbereich, fällt die bestimmte AOT zu hoch aus. Da bei einer automatischen Messmethode kein Beobachter zum Bestimmen der Wolken anwesend ist, müssen die Wolken in den Messdaten automatisch erkannt werden. Diese Wolkenkorrekturen sind in den QS-1.5-Daten berücksichtigt. Es wurden fünf Kriterien empirisch erarbeitet, nach denen entschieden wird, ob ein Datensatz an einem Zeitpunkt verworfen wird oder nicht (Smirnov et al. 2000):

- Datenqualitätskontrolle

Ist die Optische Dicke des Aerosols bei einer beliebigen Wellenlänge kleiner als $-0,01$, wird die AOT bei dieser Wellenlänge verworfen, bei den anderen jedoch beibehalten. Negative AOTs sind unphysikalisch, können wegen Näherungen bei der Herleitung und Ungenauigkeiten in der Messung aber trotzdem in den berechneten Daten auftreten. Deshalb werden ganz kleine negative Werte noch zugelassen.

Messungen bei tief stehender Sonne sind mit einer größeren Wahrscheinlichkeit durch Wolken kontaminiert als solche bei hoch stehender Sonne. Außerdem wird bei tief stehender Sonne öfters gemessen, sodass beim Berechnen von Tagesmitteln diese Werte zu stark gewichtet wären. Aus diesen beiden Gründen werden Messdaten, die bei einer Luftmasse $m > 5$ gewonnen wurden, nicht in den QS-1.5-Daten berücksichtigt.

- Triplet Stabilitätskriterium

Eine Messung besteht eigentlich aus drei Einzelmessungen. Diese werden im Abstand von 30 Sekunden gemacht. Die drei Einzelmessungen zusammen werden Triplet genannt. Die Änderungen durch Wolken in der optischen Dicke sind im Allgemeinen größer als die durch Aerosole. Variiert die AOT innerhalb eines Triplets um mehr als 0,02 (der Wert wurde empirisch bestimmt), wird angenommen, dass Wolken die Messung kontaminiert haben. Bei Ereignissen mit hohen optischen Dicken (z. B. Waldbränden) wird dieser Wert auch ohne Wolken überschritten. Die Triplets dürfen dann um das 0,03-fache der AOT schwanken. Wird ein Triplet als nicht von Wolken beeinflusst befunden, wird der Mittelwert gebildet und dieser weiter verwendet.

Bei hohen AOTs kann es trotzdem vorkommen, dass ein Cirrus nicht detektiert wird. Dieser hat dann aber kaum einen Einfluss auf die optische Dicke.

- Tagesgang-Stabilitäts-Kontrolle

Wenn die Standardabweichung der gemittelten AOT bei 500 nm für den ganzen Tag unterhalb von 0,015 liegt, werden alle bis hierher verbliebenen Messungen beibehalten und keinem weiteren Kriterium mehr unterzogen.

- Glättungskriterium

Beim Glättungskriterium wird der mittlere quadratische Fehler der zweiten Ableitung der AOT nach der Zeit limitiert. Das Begrenzen der zweiten Ableitung ist ein in der fernerkundlichen Inversionsrechnung schon lange gebräuchliches Mittel (Twomey 1973). Die zweite Ableitung gibt die zeitliche Variabilität der zeitlichen Veränderungen der AOT an und reagiert deshalb besonders empfindlich auf Änderungen in der optischen Dicke durch Wolken.

Außerdem darf die logarithmische zweite Ableitung einen bestimmten Wert nicht überschreiten. Der Nutzen liegt darin, dass das Verfahren bei niedrigen und hohen optischen Dicken greift.

Da nur zu n diskreten Zeitschritten gemessen wird, werden Differenzen anstelle von Ableitungen verwendet. Zusätzlich wurde aus operationellen Gründen ein Index D berechnet:

$$D = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum \left(\frac{\ln \tau_i - \ln \tau_{i+1}}{t_i - t_{i-1}} - \frac{\ln \tau_{i+1} - \ln \tau_{i+2}}{t_{i+1} - t_i} \right)^2} \leq 16 \quad (3.5)$$

Ist D größer als 16, wird der Term mit dem maximalen Beitrag zu D gesucht und die damit verbundene AOT eliminiert. Danach wird der verbliebene Rest erneut der Tagesgang-Stabilitäts-Kontrolle unterzogen. Dieser Vorgang wird solange wiederholt, bis D kleiner als 16 ist.

Liegen an einem Tag nur eine oder zwei Messungen vor, wird der Tag komplett verworfen.

- 3-Sigma-Kriterium

Bei diesem Schritt wird überprüft, ob eine Messung bei 500 nm außerhalb eines Bereiches der dreifachen Standardabweichung um den Mittelwert liegt. Das gleiche wird beim Angström-Parameter α geprüft. Alle Messungen außerhalb des 3-Sigma-Bereichs werden verworfen.

Das Gelingen dieses Verfahrens hängt stark vom apriori-Wissen ab. Ungewöhnliche oder gar zum ersten Mal auftretende Ereignisse können durch statistische Methoden verworfen werden. Das berühmteste Beispiel ist wohl die späte Entdeckung des Ozonlochs durch das TOMS-Team, weil die Daten so stark von den erwarteten abwichen, dass die Analysesoftware sie verworfen hat (Carver et al.). In Smirnov et al. (2000) finden sich einige Beispiele, die zeigen, dass dieses Verfahren im Regelfall gut arbeitet.

Qualitätsstufe 2.0 (QS 2.0)

Etwa einmal pro Jahr sollte das Photometer an das Goddard Space Flight Centre (GSFC) zurückgeschickt werden. Dort wird es recalibriert. Je nach Abweichung von einem Referenzinstrument wird ein Korrekturfaktor errechnet. Beim Erstellen der QS-2.0-Daten wird davon ausgegangen, dass sich die Abweichung linear über die Zeit verteilt ergab.

Das Karlsruher Photometer wurde im November 2005 zur Kalibration zurückgeschickt. Die gemessenen Werte änderten sich dabei je nach Kanal zwischen 0 und 3 Prozent. Der 340 nm Kanal zeigte dabei einen merkwürdigen Tagesgang mit hohen Triplets um die Mittagszeit. Deshalb wird dieser Kanal bei der Auswertung

in Übereinstimmung mit einer persönlichen Mitteilung von Wayne Newcombe unberücksichtigt bleiben (Newcombe 2006). Bei der Kalibration wurde dieser Filter ausgetauscht, sodass die Werte ab April 2006 für alle Wellenlängen richtig sein sollten. Diese finden innerhalb dieser Diplomarbeit allerdings keine Berücksichtigung mehr.

Unterschiede zwischen Version 1 und Version 2

Im Laufe des Jahres 2005 wurde der Auswertalgorithmus seitens Aeronet umgestellt. In AERONET (2005) werden die Unterschiede der beiden Versionen dargestellt. Die wichtigsten Unterschiede finden sich hier nochmal kurz zusammengefasst.

- Ozon

In den Version-1-Daten steckt bei der Auswertung eine globale Ozonklimatologie nach London et al. (1976). Diese wurde durch die 30-jährige TOMS Klimatologie ersetzt.

- Stickstoffdioxid

In Version 1 wurde dieses Gas überhaupt nicht berücksichtigt. Dieses Gas erreicht vor allem in industrialisierten Gegenden hohe Konzentrationen. In Ver-

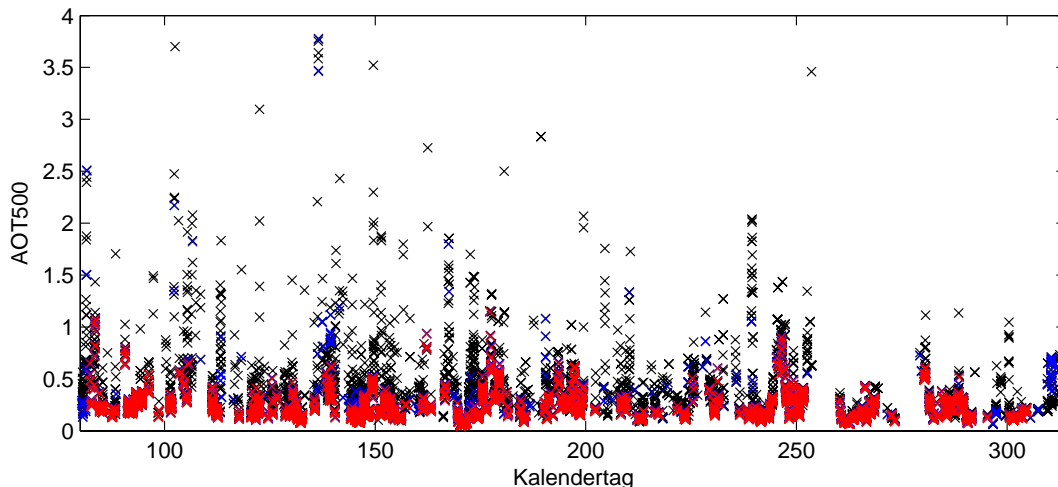


Abbildung 3.8: Vergleich der unterschiedlichen Qualitätsstufen bei einer AOT von 500 nm; rote Kreuze sind die verbliebenen Daten nach QS 2, blau nach QS 1.5 und schwarz nur in QS 1 vorhandene Daten

sion 2 wird eine 3-jährige Klimatologie, aus Daten des SCIAMACHY-Sensors auf dem ENVISAT-Satelliten, berücksichtigt.

- Rayleigh-Streuung

Der Algorithmus wurde leicht verbessert, um Polarisierungseffekte besser zu berücksichtigen.

- Luftdruck

Dieser Eingangsparameter spielt bei der Rayleighrechnung eine Rolle. In Version 1 wurde der Luftdruck auf einen festen Wert von 1013,25 hPa gesetzt, der nur mit der Stationshöhe korrigiert wurde. In Version 2 werden variable Luftdruckwerte aus den täglichen NCEP/NCAR Reanalyse Daten verwendet.

- Wasserdampf

In Version 2 wird LBLRTM verwendet, um die Koeffizienten zur Wasserdampfberechnung zu bestimmen. Der Wasserdampf absorbiert außer im Wasserdampfkanal bei 940 nm auch noch im AOT-Kanal bei 1020 nm. Dieser Wert wird durch diese Verbesserung ebenfalls beeinflusst.

- Spurenstoffe

Der Standard Luftdruck-Algorithmus aus Version 1 zur Berechnung der Methan- und Kohlenstoffdioxidkonzentrationen wurde durch Profile des US Standardatmosphärenmodells 1976 ersetzt.

- optische Luftmasse

Die Berechnung der optischen Luftmasse wurde von Kasten (1965) auf Kasten und Young (1989) umgestellt. Es kommt vor allem bei hohen Sonnenzenitwinkeln zu einer Verbesserung.

3.4 Sichtweitenbestimmung mit VISIDIP

Im Rahmen meiner Seminararbeit habe ich ein Verfahren zur automatischen Bestimmung der Sichtweite namens VISIDIP (VISIBILITY Determined with DIGITAL Photographs) entwickelt. Ein Vergleich mit vom DWD gemessenen Sichtweiten findet sich in Versick (2005). Auf den nächsten Seiten wird das Verfahren kurz beschrieben.

Auf dem Dach des Physikhochhauses der Universität Karlsruhe befindet sich eine AXIS 2420 Network Kamera in ca. 65 m Höhe über Grund. Diese macht alle 10 Minuten ein 360° Panoramabild (Abb. 3.9), das sich aus 20 Einzelbildern zu je 704x576



Abbildung 3.9: Bildausschnitt eines Panoramabildes mit Blickrichtung Südost

Pixeln zusammensetzt. Dieses Farbbild wird zunächst in Graustufen umgewandelt. Als nächstes wird eine Kantenerkennung angewandt (Meier und Rüegg 2002). Im Rahmen der Seminararbeit fiel die Entscheidung auf den Sobeloperator (Sobel 1970). Der Sobeloperator liefert für jeden Pixel des Bildes einen Wert, der angibt, wie stark



Abbildung 3.10: Kantenbild zu Abb. 3.9

sich der Grauwert räumlich dort ändert (Abb. 3.10). Dabei wird folgende Formel auf jeden Punkt angewendet:

$$\begin{aligned}
 |G(x, y)| = & |(P_{x-1,y-1} + 2P_{x-1,y} + P_{x-1,y-1}) - (P_{x+1,y-1} + 2P_{x+1,y} + P_{x+1,y-1})| \\
 & + |(P_{x-1,y+1} + 2P_{x,y+1} + P_{x+1,y+1}) - (P_{x-1,y-1} + 2P_{x,y-1} + P_{x+1,y-1})|
 \end{aligned}
 \tag{3.6}$$

$P_{x,y}$ ist der jeweilige Grauwert an der Position (x,y) und $G(x,y)$ ist das Ergebnis des Sobeloperators.

Im Programm sind einige Sichtziele fest abgespeichert. Diese wurden zu Beginn ausgewählt. Im Nahbereich handelt es sich um verschiedene Gebäude auf dem Universitätsgelände und in der Stadt Karlsruhe, bei größeren Entfernungen um die umliegen-

den Berge des Kraichgaus, Schwarzwalds und der Pfalz. Von diesen Sichtzielen liegen jeweils die Entfernung und die exakte Position auf dem Bild vor. VISIDIP überprüft, ob an dieser Position durch den Sobeloperator eine Kante detektiert wurde. Damit dies gegeben ist, muss der Sobeloperator an der Stelle des aktuellen Sichtziels einen Wert von $G > 20$ liefern. Gestartet wird bei dem Sichtziel mit der geringsten Entfernung. Die Ziele werden mit aufsteigender Entfernung nacheinander überprüft. Das Programm bricht ab, wenn ein Sichtziel nicht mehr erkannt wurde. Zuvor wird jedoch kontrolliert, ob nicht die Sonne für das Nicht-Erkennen verantwortlich ist. Scheint die Sonne direkt in das Kameraobjektiv, so schließt die Blende. Der Kontrast wird zu gering und das Sichtziel wird eventuell nicht mehr erkannt. Deshalb werden nur Sichtziele, die sich auf dem Bild in mindestens 700 Pixel Entfernung von der aktuellen Sonnenposition befinden, berücksichtigt. Bei hohem Sonnenstand befindet sich die Sonne deutlich außerhalb des Bildes. Deshalb wird die Regel bei einem Sonnenwinkel größer 50° nicht angewendet. Sind alle Sichtziele erkannt worden, wird die Sichtweite auf 70 km gesetzt, ansonsten auf die dem ersten nicht erkannten Sichtziel zugewiesene Sichtweite.

Der große Vorteil dieser Methode zur Sichtweitenbestimmung gegenüber einem Beobachter ist die Objektivität. Middleton (1968) zeigte, dass die Kontrastschwelle des Auges bei seinen 1000 Probanden um mehr als eine Größenordnung schwankte. Gegenüber in-situ Messungen liegt der Vorteil in der direkten Bestimmung einer Sichtweite, und nicht der Bestimmung eines Extinktionskoeffizienten, aus dem die Sichtweite errechnet wird. Dieser Extinktionskoeffizient liegt zudem nur lokal vor und muss nicht zwangsläufig repräsentativ für die Umgebung sein.

Ende August hatte die Kamera einen Defekt. Ab diesem Zeitpunkt sind nach jedem Regen die Sichtweiten zu gering, da Wasser in die Kamera eindrang, das sich auf der Innenseite des Objektivs niederschlug. Diese Daten finden keine Berücksichtigung.

3.5 In-Situ-Messungen

3.5.1 Kondensationspartikelzähler (CPC)

Kondensationspartikelzähler (engl: Condensation Particle Counter, kurz CPC; schematische Darstellung siehe Abb. 3.11) nutzen aus, dass Wasserdampf an kleinen

Partikeln kondensieren kann. Mit einer internen Pumpe wird die Luftprobe ins Innere gebracht. Als nächstes fließt die Luft durch eine beheizte Sättigungsvorrichtung, wo Butanol in den Luftstrom verdampft und diesen sättigt. Anschließend wird das Butanol in einem gekühlten Kondensator übersättigt und auf den Aerosolpartikeln kondensiert. Dies produziert größere und damit einfacher detektierbare Aerosoltröpfchen. Die Tropfen passieren unmittelbar danach einen optischen Detektor. Bei Anzahldichten unterhalb von 10^4 Partikeln pro Kubikzentimeter zählt der Detektor jeden einzelnen Puls, der durch jedes Partikel erzeugt wird. Bei höheren Anzahldichten wird aus dem gestreuten Licht die Anzahl bestimmt.

Bei den hier verwendeten Messungen waren zwei CPCs im Einsatz. Ein TSI Model 3025A Ultrafine Condensation Particle Counter (TSI Incorporated Particle Instruments 1999b), der in einem Größenbereich von 3 nm bis 3 μm misst, und ein TSI Model 3022A Condensation Particle Counter, der von 7 nm bis ebenfalls 3 μm misst (TSI Incorporated Particle Instruments 1999a).

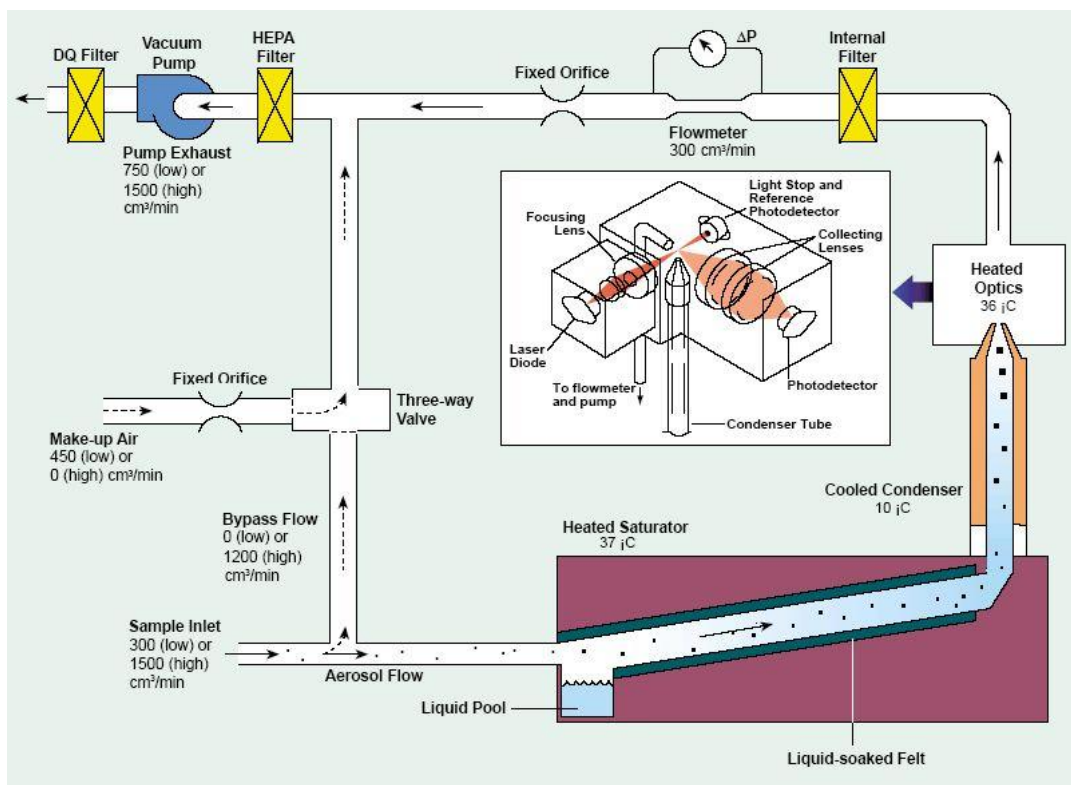


Abbildung 3.11: Schematische Darstellung eines TSI Condensation Particle Counters 3022A aus dem zugehörigen Handbuch

3.5.2 Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS)

Ein Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS) nutzt die Beweglichkeit der Partikel in Abhängigkeit von ihrer Ladung in einem elektrischen Feld (Details: (TSI Incorporated Particle Instruments 2005)). Die Partikel werden zunächst mit einer radioaktiven Quelle in eine Gleichgewichtsladungsverteilung gebracht. Fast jedes Partikel werden einfach negativ, einfach positiv oder neutral geladen. Als nächstes gelangen die Partikel in einen Differentiellen Mobilitätsanalysator (Differential Mobility Analyser, kurz DMA). Dort werden die Partikel nach ihrer elektrischen Beweglichkeit sortiert. Ein elektrisches Feld innerhalb des DMA beeinflusst die Flugbahnen der Partikel. Nur Partikel mit einer bestimmten Beweglichkeit gelangen durch den engen Schlitz am DMA-Ausgang. Diese Partikel werden anschließend in einem CPC gezählt und der entsprechenden Größenklasse zugewiesen. Die Spannung im DMA wird innerhalb der Messzeit exponentiell nach oben gefahren, sodass über einen weiten Größenbereich gemessen wird. Bei dem hier verwendeten SMPS Typ 3071 von TSI wird die Spannung von 0 V bis 10 kV variiert. Man erhält damit eine Größenverteilung von 15 nm bis 1 μm .

3.5.3 Aerodynamisches Partikelspektrometer (APS)

Das Aerodynamische Partikelspektrometer (Aerodynamic Particle Sizer, kurz APS) beschleunigt zunächst die angesaugte Luft (Details: (TSI Incorporated Particle Instruments 2004); Abb. 3.12). Wie stark die Beschleunigung ausfällt, hängt vom aerodynamischen Durchmesser der Teilchen ab. Der aerodynamische Durchmesser ist der Durchmesser, den eine Kugel mit einer Dichte von 1 g/cm^3 haben müsste, um genau so schnell in Luft zu fallen, wie das Partikel. Partikel mit gleichem aerodynamischen Durchmesser verhalten sich in Luft identisch, unabhängig von ihrem geometrischen Durchmesser, Dichte oder sonstigen Eigenschaften. Größere Partikel werden wegen ihrer Trägheit langsamer beschleunigt. Nachdem die Partikel den Beschleuniger passiert haben, durchqueren sie zwei sich teilweise überlappende Laserstrahlen. Das Laserlicht wird an den Partikeln gestreut. Ein elliptischer Spiegel fängt das Licht ein und fokussiert es auf einen Photodetektor, der die Lichtpulse in elektrische Pulse umwandelt.

Durch die zwei Laserstrahlen erzeugt jedes Partikel zwei Impuls-Peaks. Aus der Zeit zwischen diesen beiden Peaks wird der aerodynamische Durchmesser bestimmt. Bei den Impulsen kann es zu vier unterschiedlichen Ereignissen kommen:

- Ein kleines Partikel erzeugt nur einen Peak über der Detektionsschwelle. Diese Ereignisse werden in einem Extra-Größenkanal $d < 0,523 \mu\text{m}$ gespeichert.
- Beide Signalpeaks sind über der Detektionsschwelle. Die Messung wird normal ausgewertet und im entsprechenden Größenkanal gespeichert.
- Wenn drei oder mehr Peaks über der Detektionsschwelle liegen, wird diese Messung verworfen.
- Überschreitet die Zeit zwischen zwei Peaks die maximal zulässige von $4,096 \mu\text{s}$, wird die Messung ebenfalls verworfen. Dieses Ereignis wird durch besonders große Partikel oder ein zurück zirkulierendes Partikel verursacht.

Das hier verwendete Model 3321 Aerodynamic Particle Sizer zählt Partikel im Größenbereich von $0,5 \mu\text{m}$ bis $20 \mu\text{m}$.

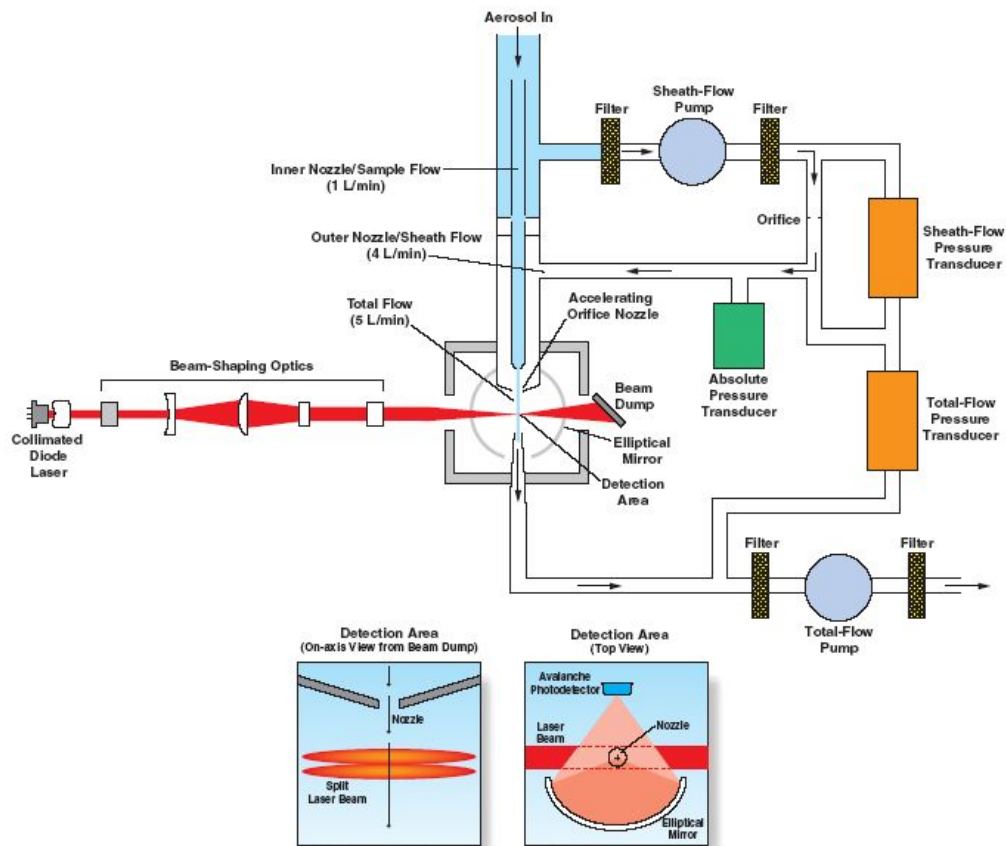


Abbildung 3.12: Schematische Darstellung eines TSI Aerosol Particle Sizers 3321 aus dem zugehörigen Handbuch

3.5.4 Nephelometer

Mit einem integrierendem Nephelometer wird der Streukoeffizient bestimmt. Das hier verwendete Model 3563 der Firma TSI (Abb. 3.13) bestimmt diesen bei 3 Wellenlängen (450 nm, 550 nm und 700 nm) und zusätzlich den Rückwärtsstreukoeffizienten. Bei der Messung wird über eine Ansaugvorrichtung Luft in das Meßvolumen gepumpt. Dort wird die Probe unter einem Winkel von 7 bis 170 Grad von einer Lichtquelle bestrahlt. Das Meßvolumen wird von 3 Photomultipliern beobachtet. Die Aerosolstreuung wird gegen den dunklen Hintergrund einer Lichtfalle gemessen. Der Rest des Innenraumes ist so gestaltet, dass möglichst wenig Streusignal von den Wänden gemessen wird. Das vom Aerosol gestreute Licht wird vor dem Photomultiplier in die drei Farben aufgespaltet. Durch einen Referenzchopper werden drei Arten der Signalerfassung ermöglicht. Die erste Art ist die gerade beschriebene zum Messen des Aerosolstreukoeffizienten. Mit der zweiten Art wird das Hintergrundsignal gemessen, das bei der Aerosolstreukoeffizientenmessung mit gemessen wird und deshalb abgezogen wird. Bei der dritten Art wird ein Korrekturwert für Änderungen in der Lichtquelle bestimmt. Bei den Messungen im Rahmen der Diplomarbeit wurden die Korrekturwerte alle 4 Stunden neu gemessen. Im Rückstreumodus rotiert die Rückstreublende (engl.: Backscatter Shutter) so vor der Lichtquelle, dass das Licht zwischen einem Winkel von 7 und 90 Grad blockiert wird. So gelangt nur das rückwärtsgestreute Licht zu den Photomultipliern. Subtrahiert man das rückwärtsgestreute Licht vom gesamten gestreuten Licht, erhält man auf einfache Art das vorwärtsgestreute Licht. Weitere Details siehe in TSI Incorporated Particle Instruments (2002).

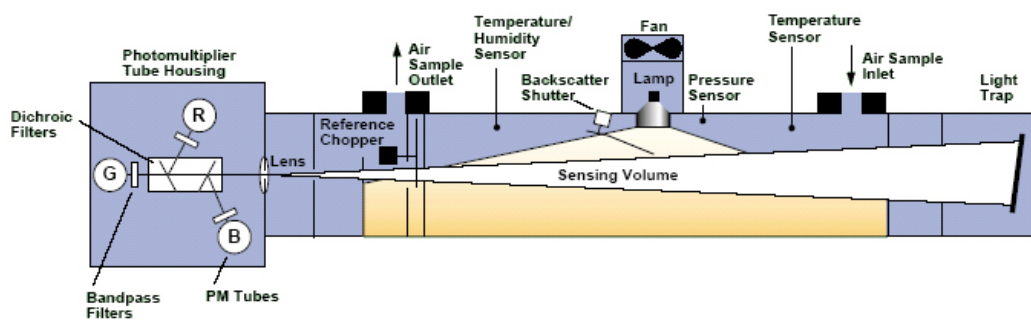


Abbildung 3.13: Schematische Darstellung eines TSI Nephelometers 3563 aus dem zugehörigen Handbuch

3.5.5 Meßanordnung

In dem großen Kessel auf Abbildung 3.14 ist die Aerosolmesskammer AIDA des Forschungszentrums Karlsruhe untergebracht (Koyro und Naumann 2002). Auf dem Dach ist die Ansaugvorrichtung für das Aerosol in ca. 20 Metern über Grund angebracht. Der Ansaugkopf soll Aerosole bis zu einer Größe von 10 μm durchlassen. Die ebenfalls am Gebäude angebrachten Abluftschornsteine waren während der Messungen nicht in Betrieb.



Abbildung 3.14: Ansaugvorrichtung für das Aerosol auf dem Dach der AIDA

Ist das Aerosol durch den Ansaugkopf in das Rohrsystem gelangt, wird es zusammen mit der Luft in das dünnere Rohr in der Mitte auf Abbildung 3.15 geleitet. Mit den verschiedenen Hebeln wird die Strömungsrichtung festgelegt. Die weißen Behälter sind Durchflussbegrenzer, mit denen festgelegt wird, wieviel Luft durch die Leitungen strömt. Das gerippte Rohr in der Mitte geht zum APS und ist weitgehend knickfrei angebracht, sodass möglichst wenige große Partikel an den Wänden hängen bleiben.

Von dem Rohr in der Mitte wird die Luft in die verschiedenen Messgeräte geleitet.

In der Mitte von Abbildung 3.16 sind die beiden CPCs während der Aufwärmphase zu sehen. Der obere ist der für die feineren Partikel. Der weiße hohe Kasten links im Bild ist das Nephelometer. Rechts auf dem Tisch steht das gerade noch sichtbare APS.

In Abbildung 3.17 ist das verwendete SMPS zu sehen. In der Mitte steht der Electrostatic Classifier, rechts daneben die unterschiedlichen Flow Controller, links daneben das zugehörige CPC.



Abbildung 3.15: Leitungen zu den verschiedenen Geräten



Abbildung 3.16: Foto der CPCs, des Nephelometers und des APS

3.5.6 Fehlerquellen

Der Einlasskopf sollte Partikel bis $10\ \mu\text{m}$ in die Messvorrichtung lassen. Er schneidet jedoch nicht genau bei $10\ \mu\text{m}$ ab, sondern lässt teilweise auch schon kleinere Partikel nicht mehr durch (Willeke und Baron 1990). Dies ist allerdings ein gene-



Abbildung 3.17: Foto des verwendeten SMPS

relles Problem solcher Systeme. Im Rohrsystem selbst lagern sich einige Partikel an den Rohrwänden an. Die kleinen Partikel diffundieren an die Rohrwand und die großen sind teils zu träge, um den kompletten Weg zurückzulegen. Bis die Partikel in die Messgeräte gelangt sind, hat sich ihre Feuchte, und damit wegen Quellung ihr Durchmesser, geändert.

3.5.7 Anpassung der Daten

Alle hier beschriebenen in-situ Messgeräte haben eines gemeinsam: Sie messen die Absolutanzahl relativ ungenau, die Werte relativ zu einander sind jedoch sehr gut. Die größte Genauigkeit hat das CPC 3022A. Deshalb wurde zunächst die gemessene Anzahl des anderen CPCs an dieses angepasst. In einem nächsten Schritt wurde die Gesamtanzahl der Teilchen, die im SMPS registriert wurden, an die Zahl der Teilchen im CPC angepasst. Hier ist allerdings der unterschiedliche Messbereich zu beachten. Im SMPS können aber auf keinen Fall mehr Teilchen als im CPC registriert werden. Nach einer Vorgabe von Möhler (2006) wurden die Teilchenzahlen des SMPS mit einem Faktor von 1,5 multipliziert. Dabei muss mangels besseren Wissens leider unberücksichtigt bleiben, dass sicherlich in unterschiedlichen Größenbereichen unterschiedlich viele Teilchen fehlen.

Das APS wiederum misst relativ genau, allerdings nur den aerodynamischen Durchmesser. Der aerodynamische Durchmesser ist der Durchmesser einer Kugel mit einer

Dichte von 1 g cm^{-3} , die die gleiche Sinkgeschwindigkeit hat, wie der Partikel selbst. Dieser muss erst noch in den geometrischen Durchmesser umgerechnet werden. Nach McMurry et al. (2002) berechnet sich der aerodynamische Durchmesser d_a aus dem geometrischen Durchmesser d mit der realen Dichte ρ_r , dem dynamischen Formfaktor χ und der Cunninghamschen Gleitkorrektur C wie folgt:

$$d_a^2 = \frac{\rho_r}{\rho_0} \cdot \frac{1}{\chi} \cdot C(d) \cdot d^2 \quad (3.7)$$

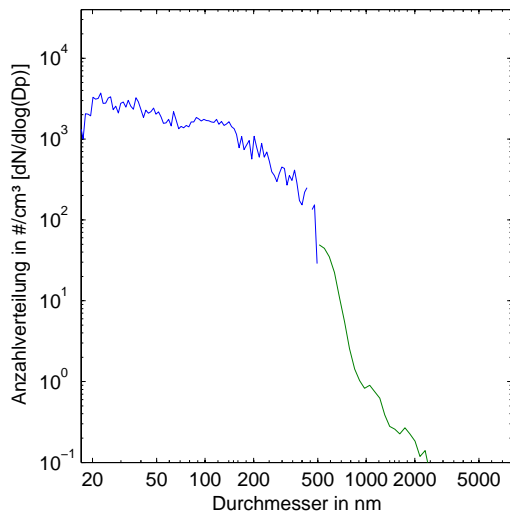
Die Cunninghamsche Gleitkorrektur und der dynamische Formfaktor sind in der Regel beide etwas größer als 1, sodass diese sich näherungsweise herauskürzen. Nach Umstellung der Formel ist der Durchmesser einfach zu berechnen:

$$d = \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho_r}} \cdot d_a \quad (3.8)$$

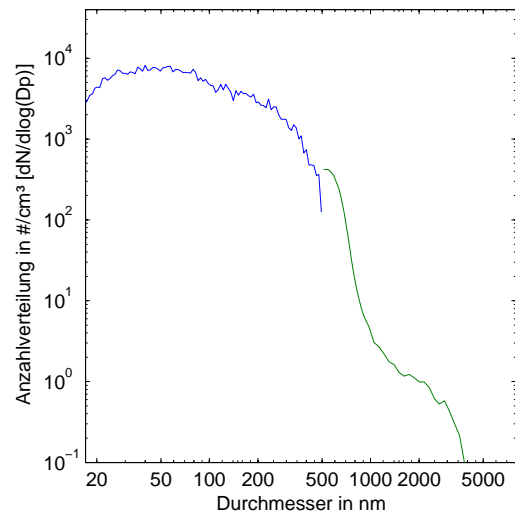
ρ_0 hat den Wert $1,0 \text{ g/cm}^3$ und für ρ_r wurde wieder der Wert von $1,5 \text{ g/cm}^3$ verwendet.

Anschliessend werden die APS-Anzahlverteilungen an die SMPS-Anzahlverteilungen angepasst. Das SMPS hat bei größeren Partikeln eine besonders große Ungenauigkeit. Das APS bei seinen kleineren Partikeln. In der Auswertung wurden bis 500 nm die SMPS-Daten verwendet und darüber die APS-Daten.

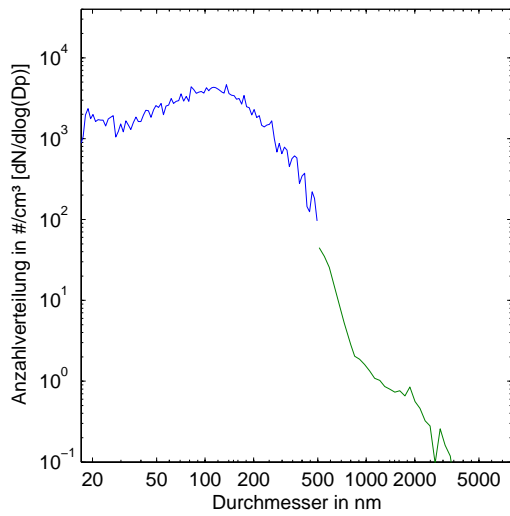
Durch die große Variabilität in der Natur vorkommender Aerosole, liegt im Überlappungsbereich mal die Anzahl des SMPS über der des APS (Abb. 3.5.7 c) und umgekehrt (Abb. 3.5.7 b). Zu anderen Zeitpunkten ist die Übereinstimmung ziemlich gut (Abb 3.5.7 a).



(a)



(b)



(c)

Abbildung 3.18: Anpassung der Anzahlverteilung von SMPS (blau) und APS (grün);
a) gute Übereinstimmung am 11.8.2005 um 18:15 Uhr, b) SMPS zu hoch am 20.8.2005 um 5:11 Uhr, c) SMPS zu niedrig am 16.8.2005 um 20:56 Uhr

4 Ergebnisse und Interpretation

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dargestellt und soweit möglich interpretiert. Zunächst wird anhand eines Beispiels die zeitliche Darstellung der Größenverteilungen erklärt. Anschließend wird auf die Ereignisse eingegangen, bei denen es zu einer starken Zunahme der Teilchenanzahl kam. Als nächstes wird auf die Jahregänge, Tagesgänge und Wochengänge verschiedener Messgrößen eingegangen, danach auf die Zusammenhänge verschiedener Messgrößen. Es wurde versucht einen Zusammenhang zwischen Saharastaubereignissen und den Photometermessungen zu finden. Mit den angepassten Lognormalverteilungen wurde eine Mierechnung durchgeführt und der Einfluss der relativen Feuchte auf die Sichtweite untersucht. Der Einfluss von Temperatur, Temperaturschichtung, Feuchte, Wind und Niederschlag auf die Aerosole wird zuletzt gezeigt.

Die Messzeiträume waren für die In-Situ-Messungen vom 10. August bis 2. September 2005 mit Unterbrechungen, für die Photometermessungen vom 22. März bis 30. September 2005, und für die Bestimmung der Sichtweite mit VISIDIP vom 3. Juni 2005 bis 15. September 2005.

4.1 Darstellung von zeitlichen Verläufen einer Größenverteilung

Für den zeitlichen Verlauf einer Größenverteilung hat sich eine Darstellung wie in Abbildung 4.1 durchgesetzt. Auf der Abszisse ist ein Zeitmaß, hier die Ortszeit, aufgetragen, auf der Ordinate ein Größenmaß, hier der Durchmesser. Die Anzahl zu einem bestimmten Zeitpunkt und bei einem Durchmesser ist farbkodiert. In dieser Diplomarbeit sind immer die bereits angepassten Daten des SMPS und APS zu sehen, soweit nicht besonders erwähnt. Durch diese Art der Darstellung lassen sich besonders gut Teilchenneubildungen erkennen. Diese erkennt man an einem schnellen Anstieg der Teilchenanzahl, bei der hier gewählten Farbkodierung entspricht dies dem Wechsel zu tiefroten Farbtönen. Am 30. August kam es um etwa 15 Uhr offenbar

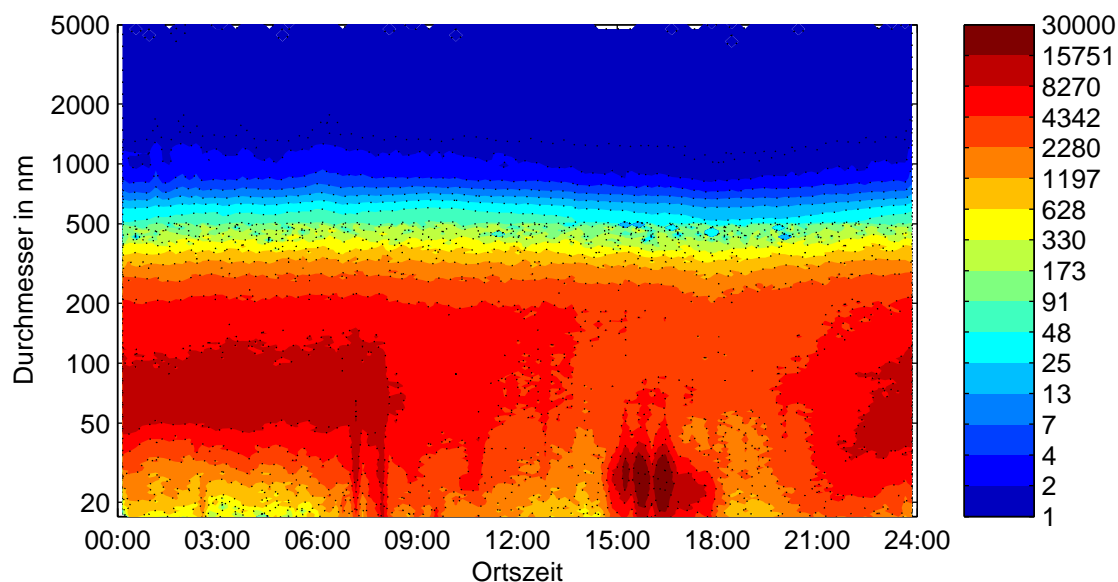


Abbildung 4.1: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August

zu einer Teilchenneubildung. Der Größenbereich von etwa 20 bis 30 nm lässt darauf schließen, dass es sich um Nukleation handelt. Zu beachten ist, dass bei in-situ-Aerosolmessungen nie ganz klar ist, ob die Teilchen direkt am Messort entstanden sind. Sind sie das nicht, so kann die Entstehung bei einem anderen Größenbereich stattgefunden haben und die Teilchen sind bis zum Messzeitpunkt bereits angewachsen. Außerdem ist ein allmähliches Wachstum, bzw. Schrumpfen, der Partikel auf diesen Darstellungen gut zu erkennen. Man betrachtet einfach eine bestimmte Farbfläche und schaut ob sich diese zu größeren, bzw. kleineren, Durchmessern bewegt. Legt man einen senkrechten Schnitt durch das Schaubild, hat man eine Größenverteilung zu einem Zeitpunkt. Legt man einen waagrechten Schnitt durch das Schaubild, so sieht man die zeitliche Änderung der Teilchenanzahl in einer bestimmten Größenklasse. Ein kompletter weißer Bereich zu einem Zeitpunkt heißt, dass zu diesem Zeitpunkt keine Messung stattgefunden hat (in Abb. 4.2 bis 10:30 Uhr und ab 16:30 Uhr). Ein weißer Bereich mitten in einer Größenverteilung sagt aus, dass zu diesem Zeitpunkt in diesem Größenbereich weniger als 1 Partikel pro Kubikzentimeter vorkam. Am 26. August war das fast den ganzen Tag bei einem Durchmesser von 450 nm der Fall (Abb. 4.2).

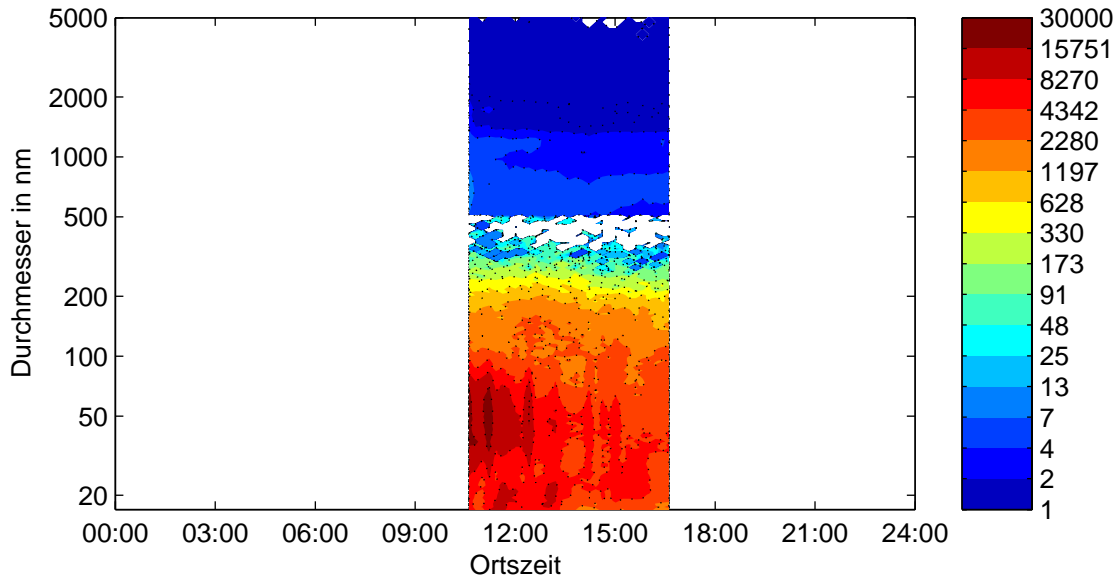


Abbildung 4.2: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 26. August

4.2 Teilchenneubildungen

Bei Teilchenneubildungen kommt es zu einer großen Anzahl sehr kleiner Partikel. Diese sind besonders gesundheitsgefährdend, da sie über die Atmung tief in den menschlichen Organismus eindringen können. Außerdem setzen sie die Sichtweite herab, wenn sie im Laufe der Zeit anwachsen.

Innerhalb der 16 Messtage kam es zu einigen markanten Anstiegen in der Teilchenanzahl. Diese können in Übereinstimmung mit Woo et al. (2001), die im August 1998 beginnend zwei Jahre in Atlanta Aerosolgrößenverteilungen gemessen haben, in drei Größenklassen eingeteilt werden. Die kleinsten Partikel sind bei den Messungen in Karlsruhe außerhalb des Messbereichs des SMPS entstanden. Die neugebildeten Teilchen hatten also einen Durchmesser, der kleiner als 16 nm war. Dies ist der klassische Größenbereich, in dem Nukleation stattfindet. Insgesamt kamen solche Ereignisse zweimal während der Messungen vor, und zwar am 19. August und 24. August jeweils etwa um 14:30 Uhr (Abb. 4.3 und 4.4).

Der Zeitpunkt liegt also kurz nach Sonnenhöchststand. Die Globalstrahlung am Mast des FZK zeigt zwar mehrere Einbrüche an diesen beiden Tagen, insgesamt stand aber recht viel Strahlung zur Verfügung. Der Wind weht an diesen Tagen schwach aus Südwest, die relative Feuchte lag zu den Zeitpunkten der Nukleation bei etwa 60%. Die PM₁₀-Messung an der nahegelegenen LfU-Station in Eggenstein

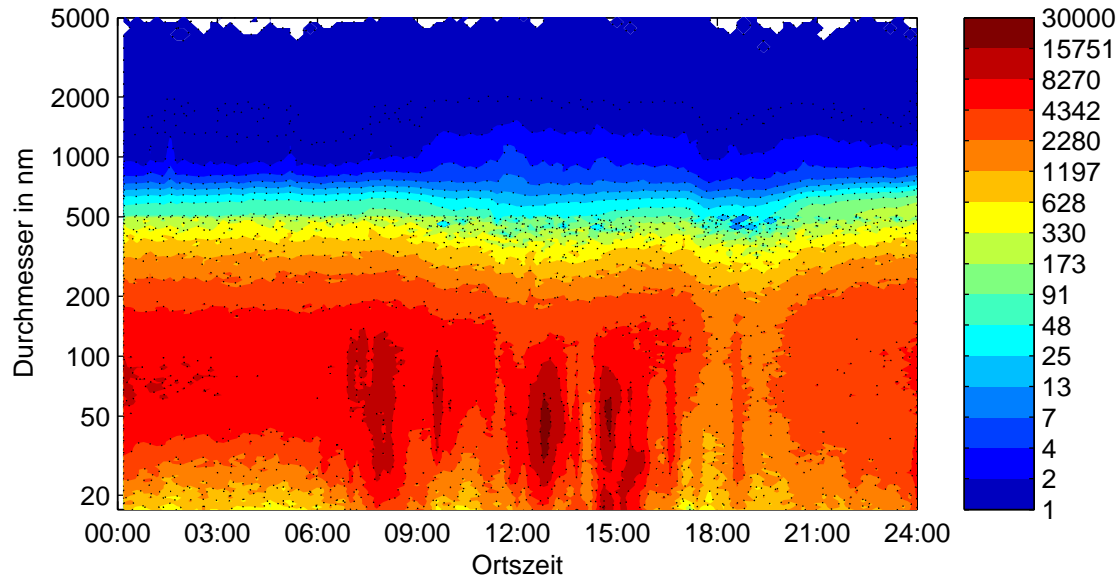


Abbildung 4.3: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 19. August

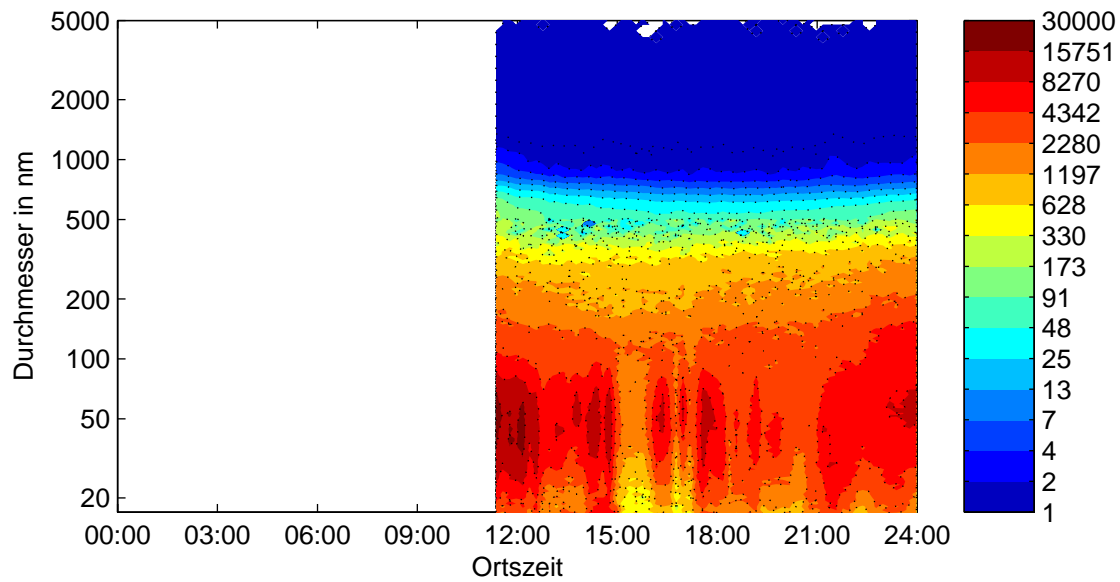


Abbildung 4.4: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 24. August

ergab einen Wert von etwa $10 \mu\text{g m}^{-3}$. Die Luft war also zu dem Zeitpunkt der Nukleation relativ wenig mit PM10 belastet.

Der zweite Größenbereich, in dem es zur Detektion von neuen Teilchen kam, lag bei 25 bis 30 nm. Diese fanden am 11., 12. und 30. August zwischen 14:00 Uhr und 16:30

Uhr statt (Abb. 4.5 bis 4.7).

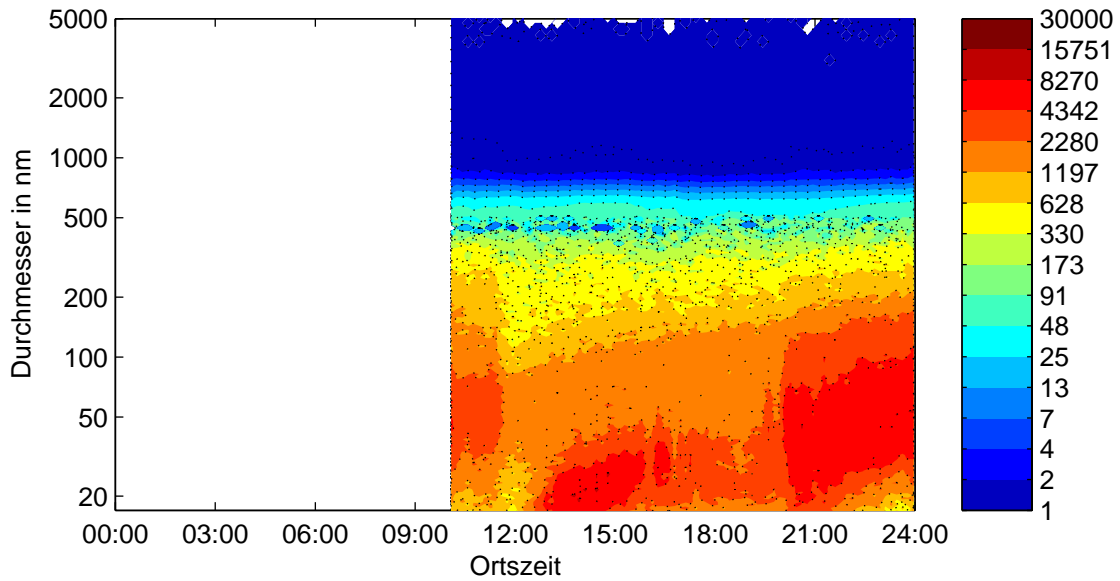


Abbildung 4.5: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 11. August

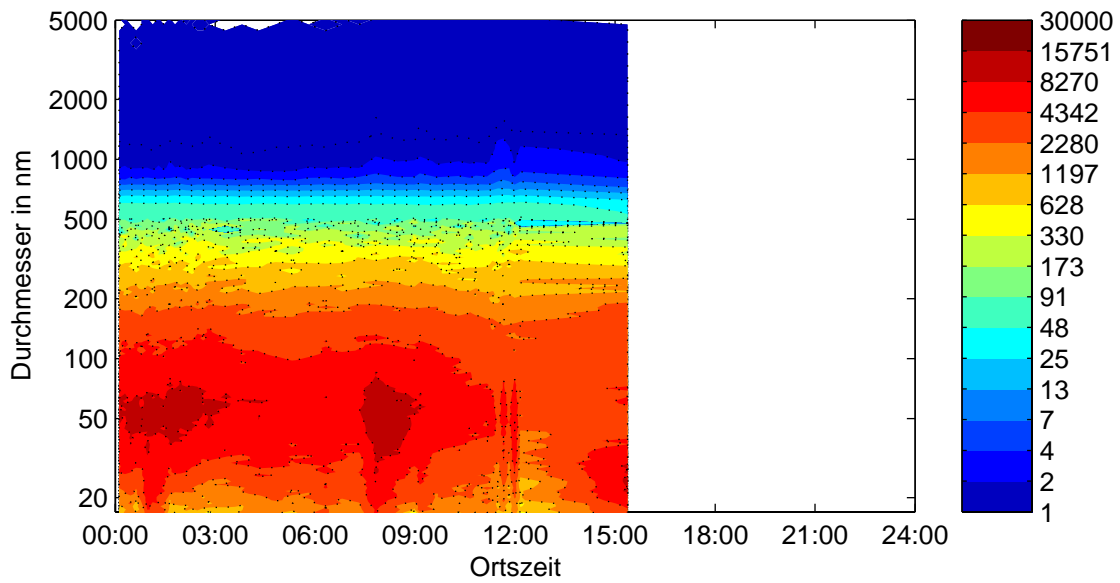


Abbildung 4.6: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 12. August

Bei den beiden erstgenannten Zeitpunkten waren die meteorologischen Bedingungen ähnlich, der PM10-Gehalt war minimal höher. Am 30. August lag das PM10

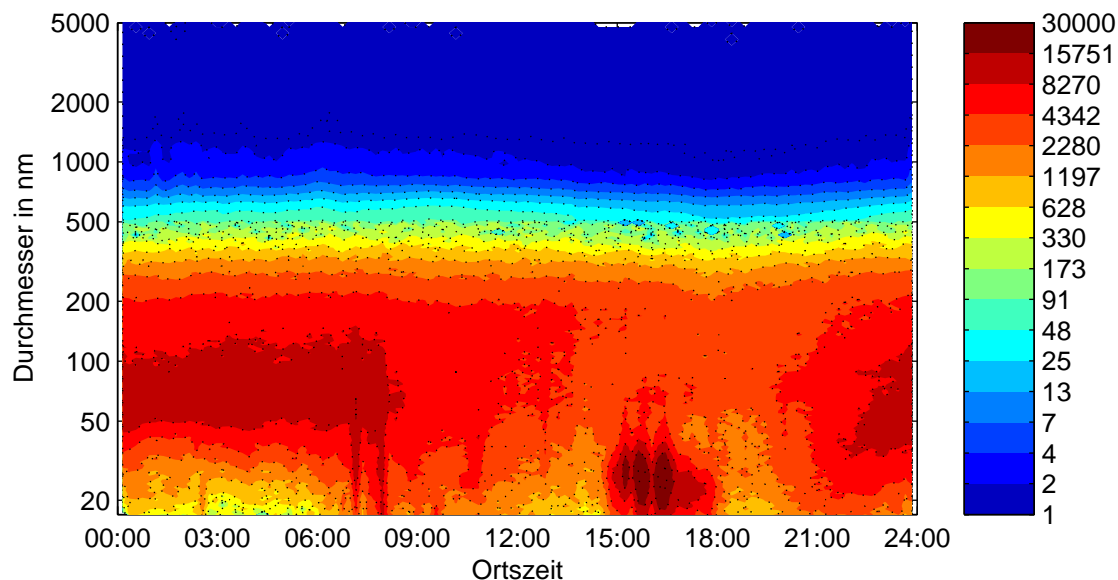


Abbildung 4.7: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August

bei $20 \mu\text{g m}^{-3}$, die Strahlung war nahezu ungestört. Der Wind kam allerdings aus Nordosten. Da diese Ereignisse alle unter ähnlichen Bedingungen stattfanden, wie die 16-nm-Ereignisse, könnte es unter Umständen sein, dass die 25-nm-Ereignisse nur etwas weiter entfernt stattfanden und zum Messzeitpunkt die Aerosolpartikel bereits angewachsen sind.

Der dritte Größenbereich lag bei etwa 50 nm. Diese traten an allen Messtagen mit Ausnahme des 16. und 17. Augusts auf.

Das Auftreten der neuen Teilchen in diesem Größenbereich erfolgte komplett über den Tag verteilt und trat teils auch nachts auf. Der Entstehungsmechanismus ist wahrscheinlich ein komplett anderer, da nachts auf jeden Fall die für die Nukleation benötigte Strahlung fehlt. Die Teilchen könnten zum Beispiel durch Emissionen neu entstanden sein, oder aus höheren Schichten nach unten gemischt worden sein.

Aus diesen wenigen Messtagen kann sicherlich keine endgültige Aussage gemacht werden, wann es zu Teilchenneubildung kommt und wann nicht. Fanden diese statt, so lag ein Strahlungstag vor. Außerdem gab es zu den Zeitpunkten der Entstehung der 16-nm- und 25-nm-Teilchen relativ wenig PM₁₀. Warum es an Tagen wie dem 17. August, an dem die meteorologischen Parameter perfekt erscheinen, keine Nukleation gab, kann aus diesen Messungen nicht geklärt werden. Eventuell hängt das mit der chemischen Zusammensetzung der Luft an diesem Tag zusammen. Es könnte einfach nicht genug Material in der Atmosphäre gewesen sein, das nukleieren kann.

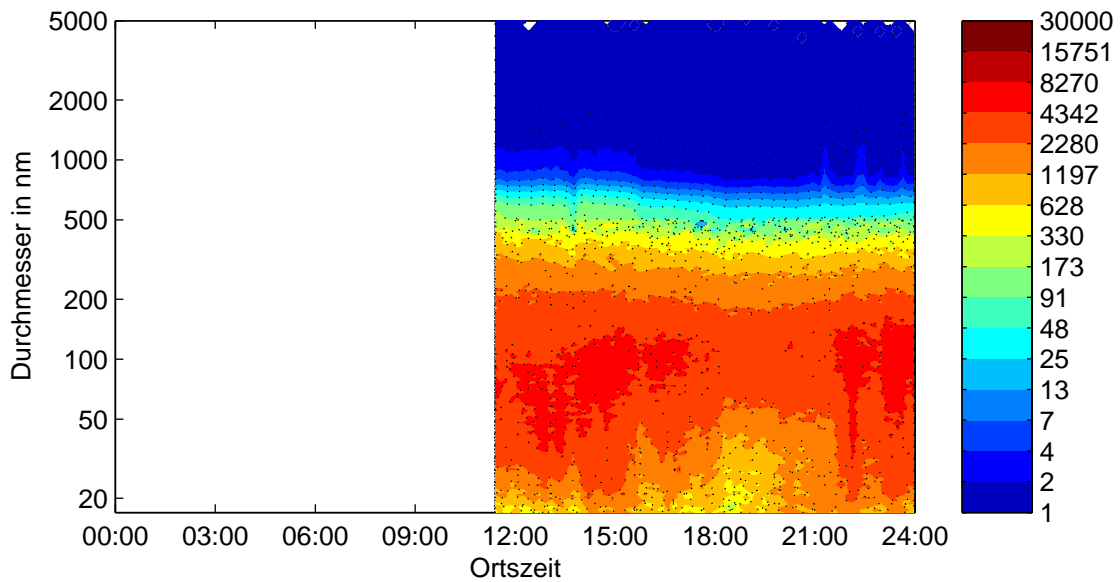


Abbildung 4.8: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 16. August

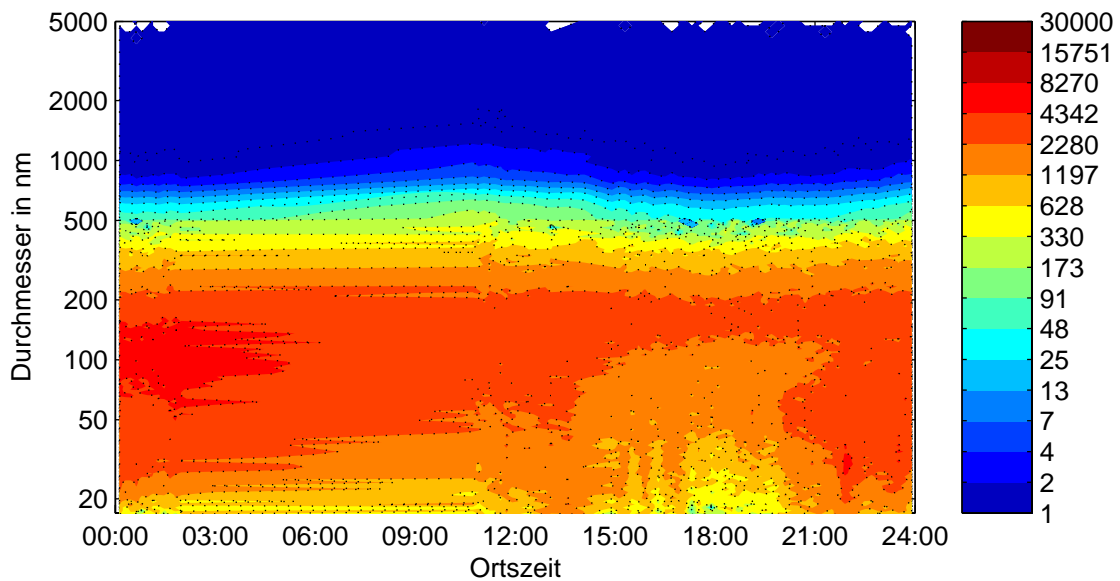


Abbildung 4.9: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 17. August

4.3 Messgrößen im Jahresgang

4.3.1 Optische Dicke des Aerosols

Am Photometerstandort unterscheiden sich die Monate kaum in Hinblick auf die AOT (Abb. 4.10). Im April liegt die am häufigsten vorkommende AOT zwischen

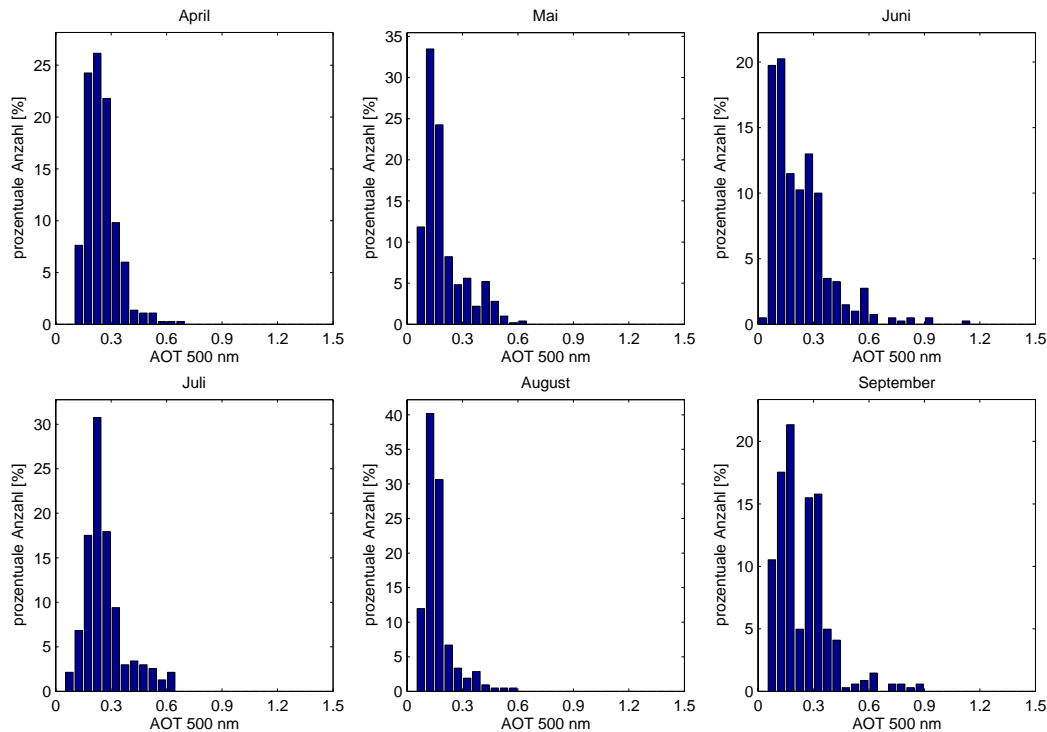


Abbildung 4.10: Verteilung der Optischen Dicke des Aerosols für die Messmonate bei 500 nm; Die Klassenbreite beträgt jeweils 0,05;

0.2 und 0.25, im Mai und Juni zwischen 0.1 und 0.15, im Juli zwischen 0.2 und 0.25, im August zwischen 0.1 und 0.15 und im September zwischen 0.15 und 0.2. Während der Messdauer trat nur kurz im Juni eine AOT unter 0.05 auf. AOTs über 0.7 kommen in allen Monaten sehr selten vor.

Die einzelnen Monate zeigen keine grosse Variation. Es fehlen allerdings komplett die Wintermonate.

Ein kurzer Vergleich der Verteilung aus Karlsruhe mit der Verteilung der nächstgelegenen Station in Mainz zeigt eine gute Übereinstimmung (Abb. 4.11). Das Maximum liegt an beiden Stationen zwischen 0,1 und 0,15. Es kann also davon ausgegangen werden, dass die AOT an den beiden Stationen nur minimal von lokalen Quellen beeinflusst wird. AOTs zwischen 0 und 0,05 kommen in Mainz etwas öfters vor. Die Aerosolhintergrundbelastung dürfte in Karlsruhe also etwas höher sein, da dort diese ganz tiefen Werte etwas weniger oft vorkommen.

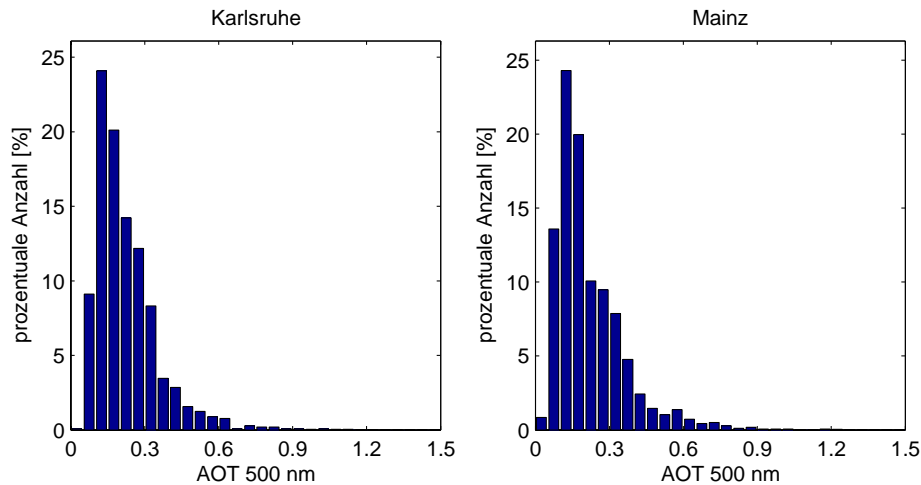


Abbildung 4.11: Vergleich der vorkommenden AOTs bei 500 nm in links) Karlsruhe und rechts) Mainz

4.3.2 Wasserdampfsäulengehalt

Die einzelnen Monate zeigen starke Unterschiede im Wasserdampfsäulengehalt (Abb. 4.12). Im April reicht die Spanne von 0.5 cm bis 1.9 cm, im Mai von 0.6 cm bis 3.2 cm, im Juni von 0.8 cm bis 3.5 cm, im Juli von 1.3 cm bis 3.5 cm, im August von 1.3 cm bis 3.1 cm und im September von 0.7 cm bis 3.1 cm. Es ist ein deutlicher Jahresgang mit hohen Wasserdampfsäulengehalten in den warmen Monaten zu erkennen. Der Grund liegt in einer höheren Verdunstung und einer höheren Aufnahmefähigkeit von Wasserdampf bei hohen Temperaturen. Der August war im Jahr 2005 mit einer Durchschnittstemperatur von 18.2°C um 1,5 K kälter gegenüber dem Bezugszeitraum 1971-2000. Deshalb kam es nur relativ selten zu hohen Wasserdampfsäulengehalten. Der Wasserdampfsäulengehalt wurde ebenfalls mit dem in Mainz bestimmten verglichen. Auch hier zeigt sich eine recht gute Übereinstimmung.

4.3.3 Angströmparameter

Die Verteilung des Angströmparameters sieht in den einzelnen Monaten fast gleich aus. Die Größenverteilung des Aerosole ist also das ganze Jahr relativ ähnlich. In jedem Monat liegt der häufigste Wert des Angströmparameters bei 1.6 bis 1.8. Niedrige Koeffizienten (kleiner 0.6) kommen selten vor, das heisst grosse Partikel treten nur vereinzelt auf. Im September gab es kein einziges mal einen Wert kleiner 0.8. Der Vergleich mit Mainz zeigte, dass dort die Aerosole ähnlich groß sind.

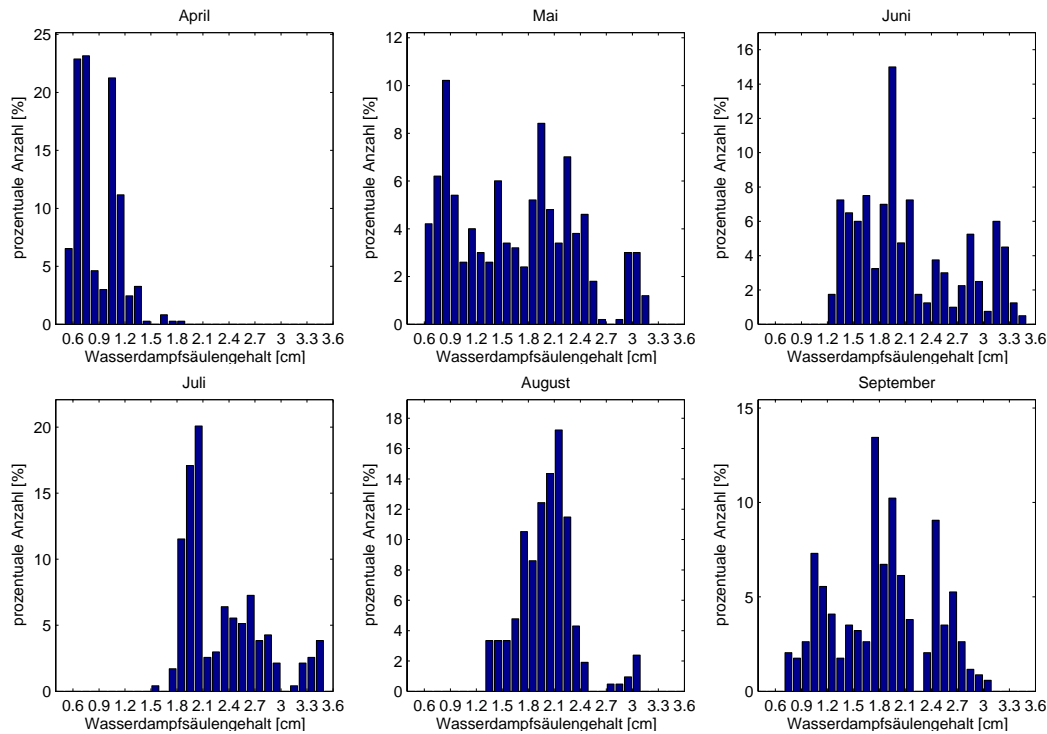


Abbildung 4.12: Wasserdampfsäulengehalt für die Messmonate; Die Klassenbreite beträgt jeweils 0.1 cm; dargestellt wird ein Bereich von 0,4 cm bis 3,6 cm, tiefere bzw. höhere Werte kamen nicht vor

4.4 Messgrößen im Tagesgang

Bei der Tagesgangberechnung kam es zu einigen Problemen. Die bereits bei der Beschreibung des Photometers erwähnten Probleme führten hier dazu, dass zu bestimmten Zeitpunkten so gut wie keine Daten vorlagen, bzw. nur zu bestimmten Situationen. Liegt zu einer Uhrzeit zum Beispiel der Wasserdampf nur im März vor, so wird dort im Tagesgang ein Einbruch zu verzeichnen sein, da der Wasserdampfgehalt dort geringer ist als im Rest des Jahres (Abb. 4.12). Deshalb wurde bei der Berechnung zunächst für jeden Tag das Tagesmittel bestimmt. Für jeden Zeitpunkt wurde dann ein relativer Wert zum Tagesmittel bestimmt. Diese wurden dann über 30 Minuten gemittelt und diese Mittel anschliessend über den ganzen Zeitraum gemittelt. So entstand für die jeweilige Messgröße ein Tagesgang. Die zum Tagesmittel relative Größe ζ ist wie folgt definiert:

$$\zeta_j = \frac{1}{N_j} \sum_{k=1}^{k=m} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{x_i}{\bar{x}_k} \quad (4.1)$$

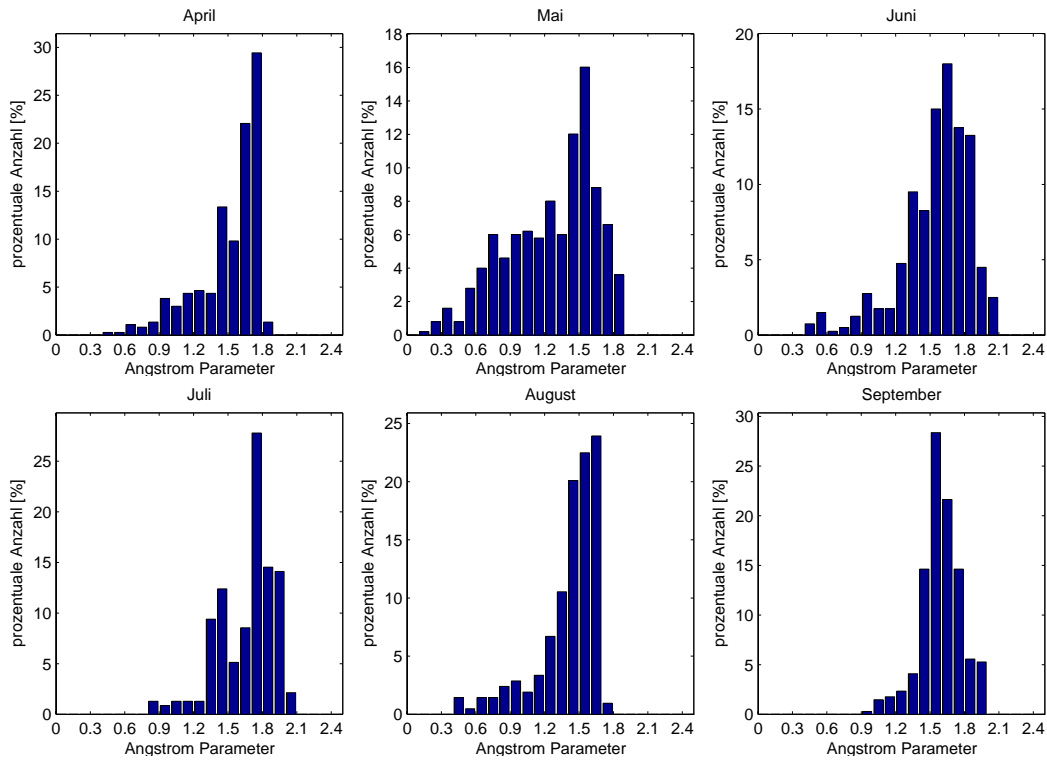


Abbildung 4.13: Angströmparameter für die Messmonate; Die Klassenbreite beträgt jeweils 0,1

mit der Anzahl der Werte innerhalb des Halbstundenintervalls N_j , der Anzahl der Tage m , der Anzahl der Messwerte n , den Messwerten zum Zeitpunkt i x_i und dem Tagesmittel \bar{x}_k am Tag k . Der Messwert x_i wird dabei nur berücksichtigt, wenn der Messzeitpunkt innerhalb des Halbstundenintervalls j liegt.

Weiterhin anzumerken ist, dass die Werte früh am Morgen und spät am Abend weniger Werte enthalten, da nur gemessen werden kann, wenn die Sonne scheint. Die Balken in den Diagrammen geben jeweils das 95%-Konfidenzintervall an. Zur Berechnung wurde eine Normalverteilung der Messwerte angenommen.

4.4.1 Optische Dicke des Aerosols

Die Optische Dicke des Aerosols zeigt einen Tagesgang mit Minima am Morgen und am Abend und einem Maximum in den Mittagsstunden (Abb. 4.14). Dies ist ein typisches Zeichen für industrialisierte Gegenden (Smirnov et al. 2002). Im Laufe des Tages werden Aerosole aus den Industrieanlagen emittiert. Diese werden mit der

umgebenden saubereren Luft vermischt. Am Abend lassen die Emissionen nach, die horizontale Vermischung findet aber weiter statt. Dies könnte den Abfall am Abend erklären. Morgens um 7 Uhr UTC ist der deutlichste Anstieg zu erkennen. Ursache

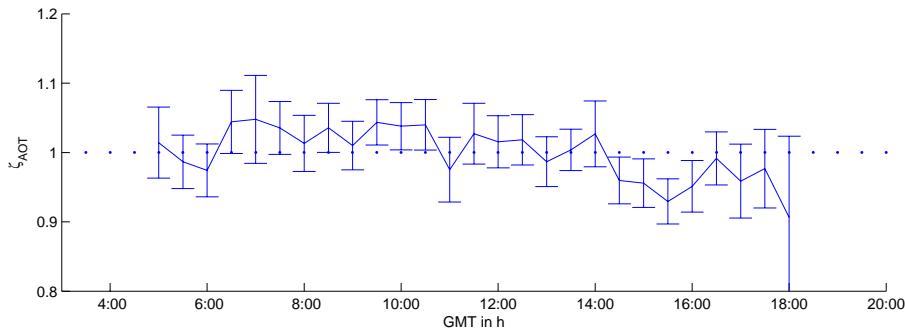


Abbildung 4.14: Relativer Tagesgang der AOT bei 500 nm; gemittelt wurde jeweils über 30 Minuten

ist wahrscheinlich der morgendliche Berufsverkehr. Angesichts der relativ großen Streuung, die etwa in der Größenordnung des Signals liegt, ist dieser Tagesgang relativ unsicher.

4.4.2 Wasserdampfsäulengehalt

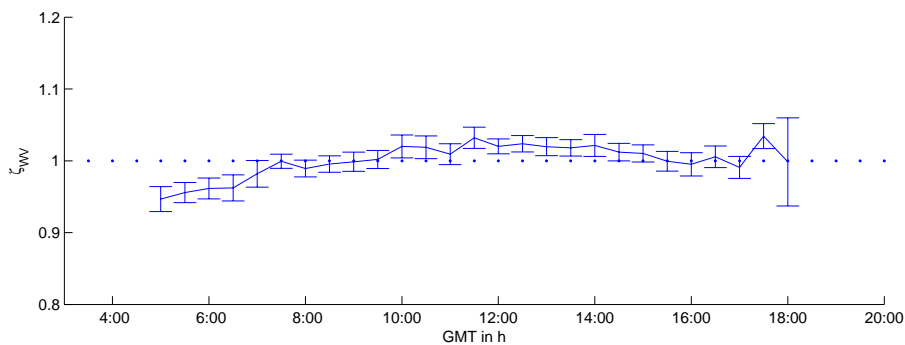


Abbildung 4.15: Relativer Tagesgang des Wasserdampfsäulengehalts; gemittelt wurde jeweils über 30 Minuten

Wie bereits im Jahrgang gezeigt, hängt der Wasserdampfsäulengehalt hauptsächlich von der Temperatur ab. So nimmt er im Laufe des Tages leicht zu (Abb. 4.15). Er sinkt aber in den Abendstunden noch nicht auf das Niveau des Morgens.

Solch ein Tagesgang lässt sich recht einfach erklären. Morgens setzt die Verdunstung ein, der Wasserdampfsäulengehalt steigt an. Mit der einsetzenden Kondensation gegen Abend sinkt er wieder. Der Tagesgang kann als ziemlich gesichert angesehen werden. Das Konfidenzintervall ist deutlich kleiner als die Signalamplitude.

4.4.3 Angströmparameter

Photometer

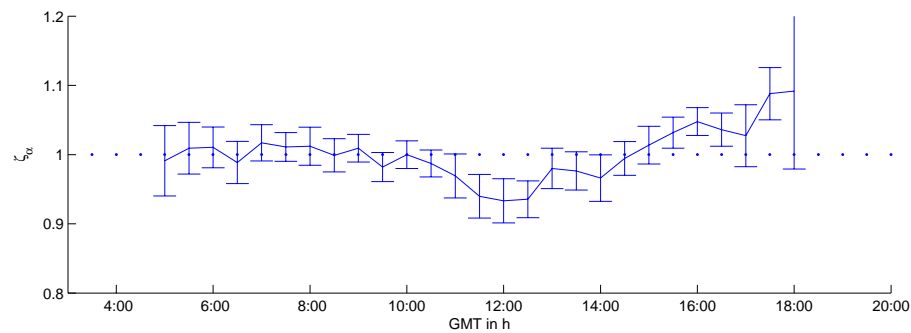


Abbildung 4.16: Relativer Tagesgang des Angströmparameters aus Photometerdaten; gemittelt wurde jeweils über 30 Minuten

Der Angströmparameter erreicht seine Maximalwerte am Morgen und am Abend, seine Minimalwerte in den Mittagsstunden (Abb. 4.16). Demnach müsste am Mittag am meisten große Aerosole geben. Diese könnten durch Anwachsen zuvor gebildeter kleiner Partikel entstanden sein. Ein weiterer Grund könnten mittags höhere Windgeschwindigkeiten sein. So können auch größere Teilchen vom Boden aufgewirbelt werden. Durch diese beiden Mechanismen würde mal aber auch einen Anstieg in der AOT erwarten. So bleibt als Fazit, dass dieser Tagesgang wohl nicht so leicht zu erklären ist.

Nephelometer

Der Tagesgang des Angströmparameters aus den Nephelometermessungen ist praktisch identisch zu dem aus den Photometermessungen (Abb. 4.17). Das Aerosol scheint also im Mittel in der Höhe eine ähnliche Größenverteilung zu haben, wie am Boden. Zu bedenken ist allerdings, dass das Aerosol im Nephelometer nur trocken vorlag.

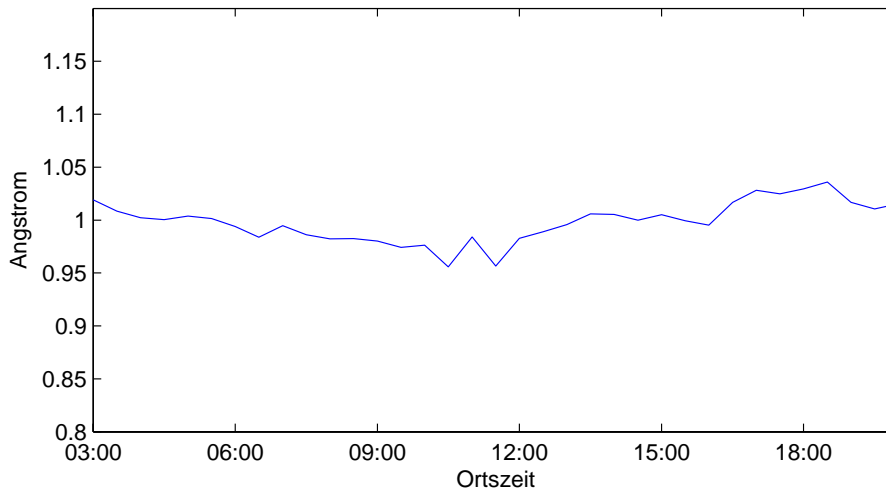


Abbildung 4.17: Relativer Tagesgang des Angströmparameters aus Nephelometermessung

4.4.4 Einfachstreueralbedo

Bei der Einfachstreueralbedo wurde auf die QS-1.5-Daten zurückgegriffen. Bei den QS-2.0-Daten blieben von den ohnehin schon wenigen Werten zu wenige übrig.

Die Einfachstreueralbedo fällt morgens auf ein Minimum am Mittag ab und steigt ab dort wieder in etwa auf den Wert des Morgens (Abb. 4.18). Mittags ist der Anteil der Absorption an der Extinktion also größer als am Morgen. Hierfür ist wahrscheinlich der von der umliegenden Industrie emittierte Ruß verantwortlich. Da die Einfachstreueralbedo aus den Almkantarmessungen gewonnen wird, ist die Datengrundlage wesentlich geringer als bei den anderen bisher gezeigten Größen aus Photometermessungen. Um eine halbwegs verlässliche Datengrundlage zu haben, wurden nur Zeitpunkte berücksichtigt bei denen mindestens 5 Messwerte vorliegen.

4.4.5 Sichtweite

Der Tagesgang der Sichtweite (Abb. 4.19) ist wesentlich stärker ausgeprägt als die unterschiedlichen Tagesgänge bei den Messungen mit dem Photometer. Dies liegt daran, dass die Photometermessungen Säulengehalte liefern und deshalb die Grenzschichthöhe keine Rolle spielt. Im Laufe des Tages steigt die Sichtweite auf das 1,8-fache des Tagesmittels an und erreicht ihr Maximum zwischen 12 und 14 Uhr UTC. Danach fällt die Sichtweite wieder ab. Es gibt zwei meteorologische Ursachen

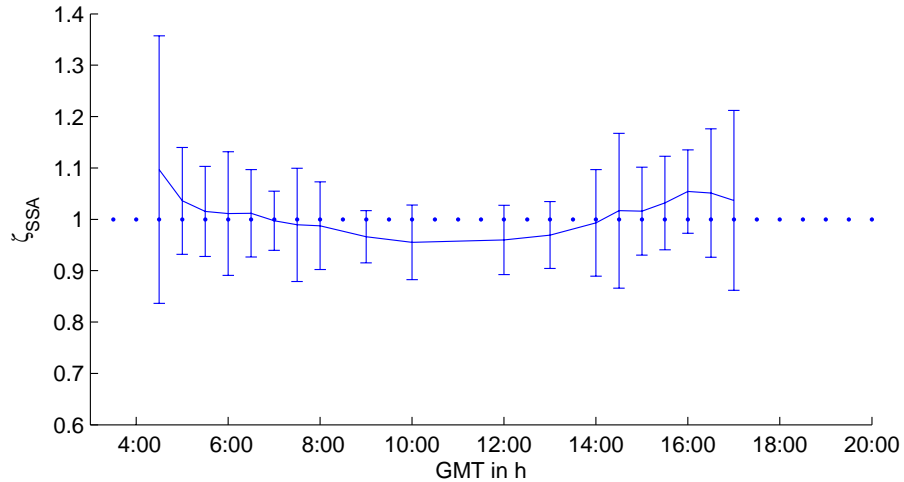


Abbildung 4.18: relativer Tagesgang der Einfachstreueralbedo; gemittelt wurde jeweils über 30 Minuten;

für dieses Verhalten. Das eine ist das Abflachen der Grenzschicht in der Nacht. Dadurch sammelt sich das Grenzschichtaerosol in Bodennähe an. Der andere Effekt ist der Tagesgang der relativen Feuchte. Diese ist in der Regel nachts höher. Die Aerosole quellen deshalb in den für die Sichtweite relevanten Größenbereich hinein (siehe hierzu auch Abschnitt mit der Mierechnung in Kapitel 4.7). Tagsüber trocknen diese bei geringerer relativer Sichtweite wieder ab. Der Anstieg in den Morgenstunden fin-

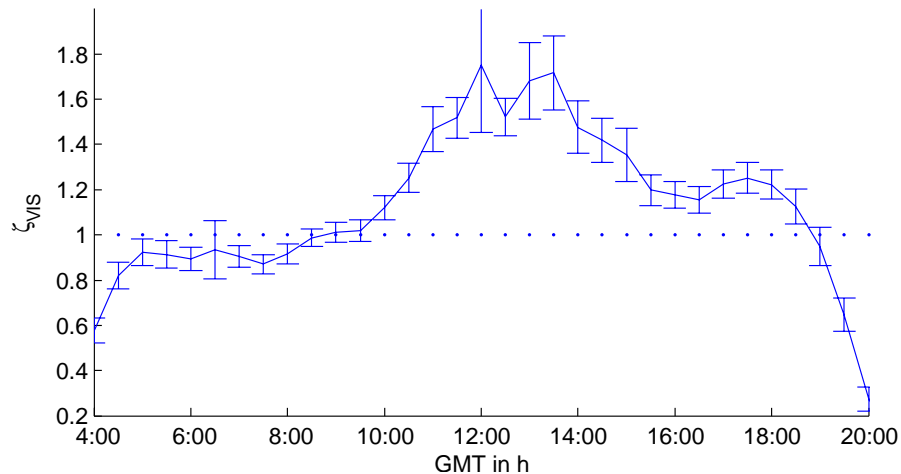


Abbildung 4.19: Relativer Tagesgang der Sichtweite; gemittelt wurde jeweils über 30 Minuten

det nur verzögert statt. Dies könnte durch einen zusätzlichen Aerosoleintrag durch den Berufsverkehr verursacht werden. Zu dieser These passt auch, dass abends um die Zeit des Feierabendverkehrs ein kleiner Einbruch zu sehen ist. Desweiteren sind die Schwankungen zu einem Zeitpunkt wesentlich geringer als der Tagesgang selbst. Zur Mittagszeit sind die Schwankungen etwas größer als am Morgen oder Abend.

4.4.6 Rückstreuverhältnis

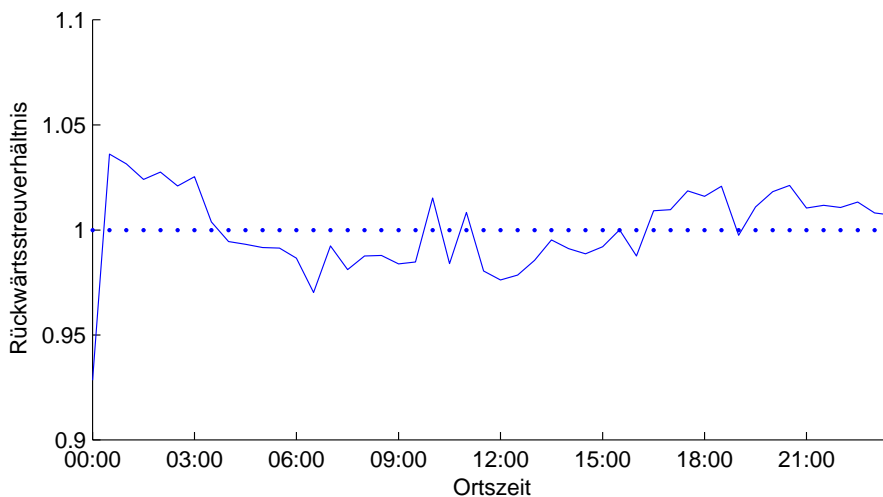


Abbildung 4.20: Tagesgang des Rückstreuverhältnisses aus Nephelometermessung

Das Rückstreuverhältnis enthält eine Information über die Größenverteilung. Bei großen Teilchen kommt es vermehrt zu Miestreueung, die bevorzugt in Vorwärtsrichtung erfolgt, bei kleineren Teilchen zu Rayleighstreuung, die symmetrisch ist. Wird das Verhältnis von Vorwärtsstreuung zu Rückwärtsstreuung klein, kann daraus auf größere Teilchen geschlossen werden. Im Tagesgang sieht man deutlich nachts die höchsten Werte und tagsüber die kleinsten. Dies spricht also für größere Teilchen tagsüber und bestätigt somit die Ergebnisse aus der Betrachtung des Angströmparimeters.

4.5 Wochengänge

4.5.1 AOT

Zur Berechnung der Mittelwerte für jeden Wochentag wurde zunächst für jeden einzelnen Tag der Mittelwert der AOT berechnet und diese dann gemittelt. So werden Tage, an denen viele Messungen vorliegen, nicht zu stark gewichtet.

Deutlich ist ein Wochengang in den AOT-Werten zu erkennen (Abb. 4.21). Das Minimum wird an Montagen mit durchschnittlichen Werten von etwa 0,2 erreicht. An Donnerstagen und Samstagen liegt das Maximum jeweils bei knapp unter 0,3. Die AOT steigt von Montag bis Donnerstag jeden Tag an. Danach fällt sie wieder auf das Minimum an Montagen. Von Freitag auf Samstag kommt es nochmal zu einem kleinen Anstieg. Dies kann daranliegen, dass die Datengrundlage noch zu klein ist. Wenn man genauer hinschaut, sieht man dass der Mittelwert an Samstagen durch zwei Ausreisser nach oben gezogen wird. Dieser Wochengang lässt sich gut mit verkehrsbedingten Emissionen erklären. Während der Woche wird durch den Berufsverkehr kontinuierlich emittiert. Die AOT steigt damit an. An Wochenenden bleibt der Berufsverkehr aus, deshalb sinkt die AOT wieder. Betrachtet man die Einzelwerte, so fällt auf, dass die tiefsten Werte ebenfalls an Sonntagen und Montagen vorkommen. An Montagen gab es innerhalb des Messzeitraums ausserdem keine Tagesmittelwerte über 0,35.

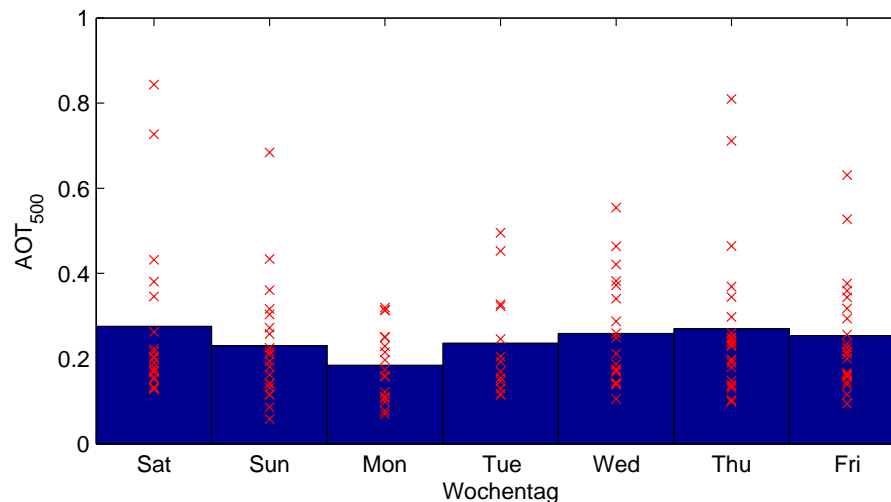


Abbildung 4.21: Wochengang der AOT; blauer Balken: Mittelwert, rotes Kreuz: Einzelwert

4.5.2 Einfachstrealbedo

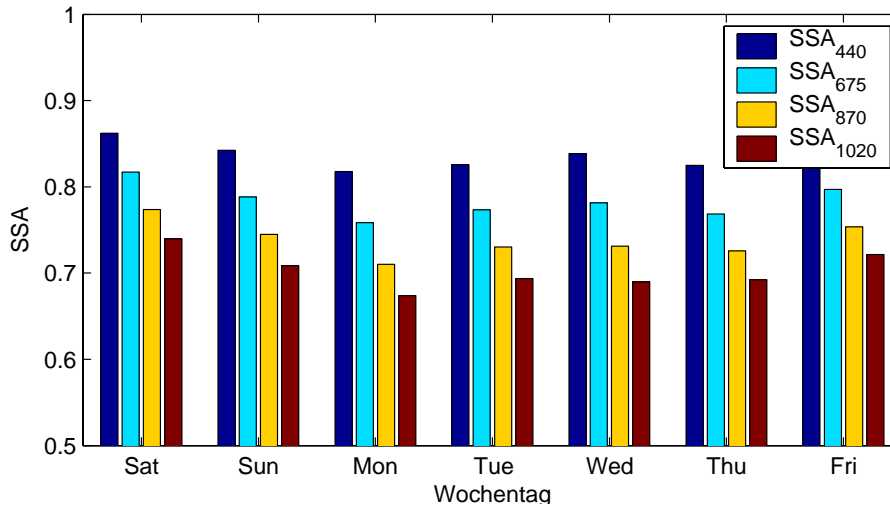


Abbildung 4.22: Wochengang der Einfachstrealbedo

Die Einfachstrealbedo hat ihre höchsten Werte an Wochenenden und ihre tiefsten Werte an Werktagen (Abb. 4.22). Auch dies kann größtenteils mit den verkehrsbedingten Emissionen erklärt werden. Vor allem Dieselfahrzeuge emittieren eine recht große Menge Ruß. Ruß ist ein starker Absorber, was die Einfachstrealbedo sinken lässt.

Die starke Wellenlängenabhängigkeit der Einfachstrealbedo ist sehr gut zu erkennen. An jedem Tag ist sie bei einer Wellenlänge von 1020 nm um 15% geringer als bei einer Wellenlänge von 440 nm.

4.5.3 Angströmparameter

Der Angströmparameter zeigt kaum einen Wochengang (Abb. 4.23). Dieser kann allerdings noch durch einige Einzelereignisse überdeckt werden. Am ehesten würde man erwarten, dass der Angströmparameter an Werktagen höher ist als an Wochenenden. Die anthropogenen frisch emittierten Aerosole sind in der Regel wesentlich kleiner als natürliche Aerosole. Und kleine Partikel führen zu einem größeren Angströmparameter. Allerdings wachsen diese kleinen Partikel alle in den gleichen Größenbereich (Akkumulationsmode) hinein. Dort werden sie hauptsächlich durch Regen wieder entfernt.

4.5.4 Wasserdampfsäulengehalt

Beim Wasserdampfsäulengehalt ist nur ein schwacher Wochengang zu erkennen (Abb. 4.24). Dieser ist allerdings auch kaum zu erwarten. Da der Wochengang weitestgehend parallel zu dem Wochengang der AOT verläuft (zum Beispiel Minimum an Montagen und ein Anstieg bis zu Donnerstagen), kann davon ausgegangen werden, dass die Messung des Wasserdampfsäulengehaltes nicht ganz unabhängig von der Messung der AOT stattfindet. Dies ist auch in der Tat so, da zur Bestimmung des

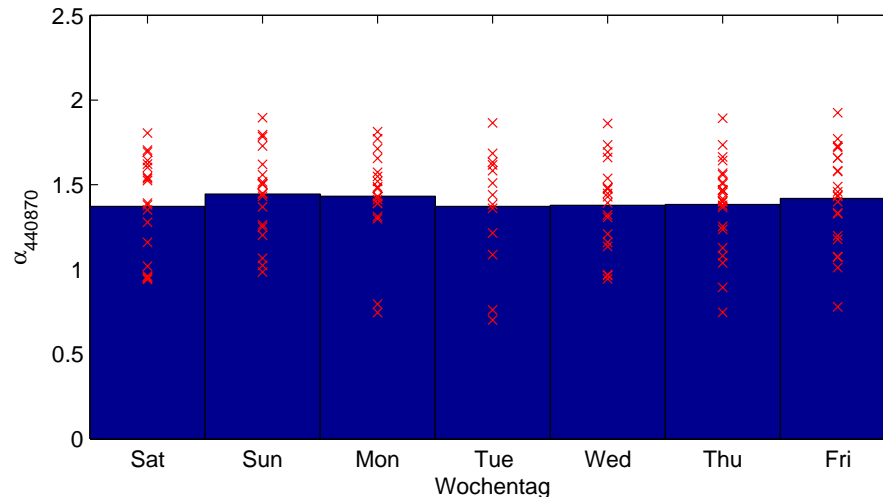


Abbildung 4.23: Wochengang des Angströmparameters

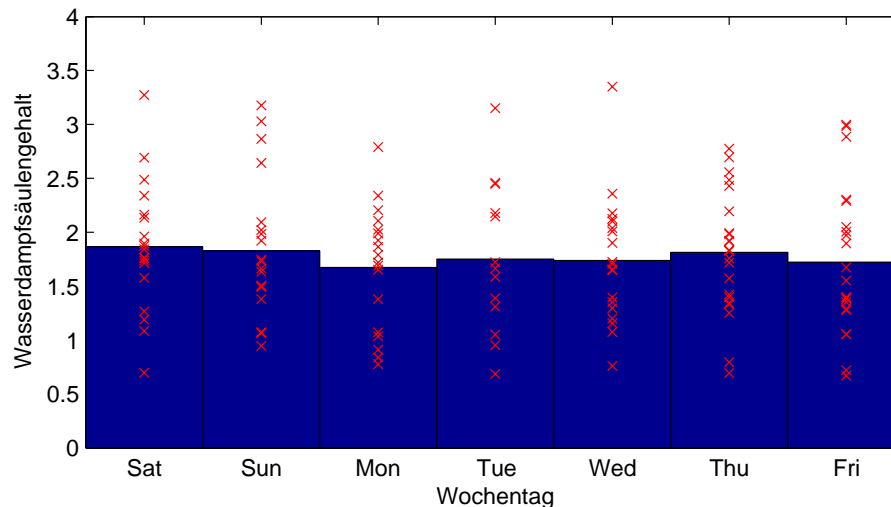


Abbildung 4.24: Wochengang des Wasserdampfsäulengehalts

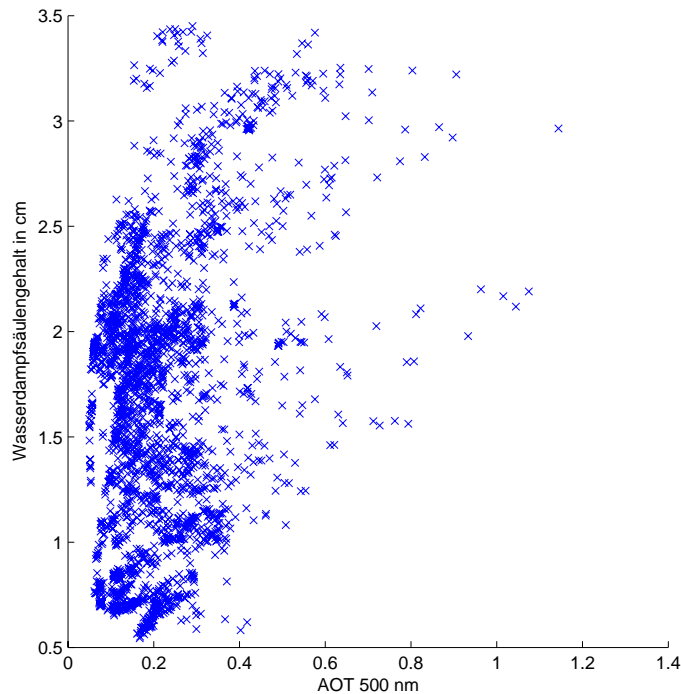


Abbildung 4.25: Streudiagramm AOT - Wasserdampfsäulengehalt; aufgetragen sind die einzelnen Messwerte

Wasserdampfsäulengehalts der Einfluss der AOT bei der Wellenlänge von 940 nm abgeschätzt werden muss. Um dies etwas genauer zu untersuchen wurden diese beiden Messgrößen in Abbildung 4.25 gegeneinander aufgetragen. Man sieht deutlich, dass höhere Wasserdampfsäulengehalte bei höheren AOTs vorkommen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,33. Beide Messgrößen können auch zusammen größer werden, zum Beispiel bei einer austauscharmen Wetterlage. Dort sammelt sich sowohl das Aerosol als auch der Wasserdampf in der Atmosphäre an. Zum Vergleich: zum Beispiel beträgt der Korrelationskoeffizient bei zwei Messgrößen für die eine Korrelation zu erwarten ist, in diesem Fall die AOT bei 500 nm und 675 nm 0,98, und für zwei Größen, hier die AOT bei 500 nm und der Angströmparameter, für die nicht unbedingt eine Korrelation zu erwarten ist -0,01.

4.5.5 Sichtweite

Da die Sichtweite über den ganzen Zeitraum in 10-Minuten-Werten vorliegt, wurde hier gleich über die Einzelwerte gemittelt, da es keinen Unterschied zum Mitteln mit Tagesmitteln macht.

Die Sichtweite zeigt einen ausgeprägten Wochengang. Sie reicht von ca. 25 km an Donnerstagen bis ca. 35 km an Montagen. Der Anstieg über das Wochenende lässt sich mit dem ausbleibenden Berufsverkehr und damit weniger verkehrsbedingter Emissionen erklären. Der Wochengang der Sichtweite passt sehr gut zu dem Wochengang der AOT. Ist die Sichtweite hoch, ist die AOT tief und umgekehrt.

4.6 Zusammenhang zwischen AOT und Sichtweite

Wie bereits bei den Wochengängen kurz erwähnt, scheint ein Zusammenhang zwischen AOT und Sichtweite zu bestehen. Geht man von der Koschmiederformel $L_v = \frac{1}{b_{ext}} \cdot \ln \frac{1}{K}$ aus und setzt für den Extinktionskoeffizienten b_{ext} die Definition der AOT $\tau = \int_0^z b_{ext} dz$ ein (mit der Annahme, dass der Extinktionskoeffizient höhenkonstant ist, wird daraus $\tau = b_{ext} z$ bzw. $b_{ext} = \frac{\tau}{z}$), so erhält man folgende Gleichung:

$$L_v = \frac{z}{\tau} \cdot \ln \frac{1}{K} \quad (4.2)$$

Für die Höhe z wurden 2,5 km angenommen und für die Kontrastschwelle K der übliche Wert von 0,02. Die daraus resultierende Ausgleichskurve in Abbildung 4.27 stimmt recht gut mit den mit VISIDIP bestimmten Sichtweiten überein. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,78. Da nur Messwerte für Frühling und Sommer 2005 vorlagen, fehlen Sichtweitentagesmittel kleiner 20 km komplett. Sollten einmal ganz

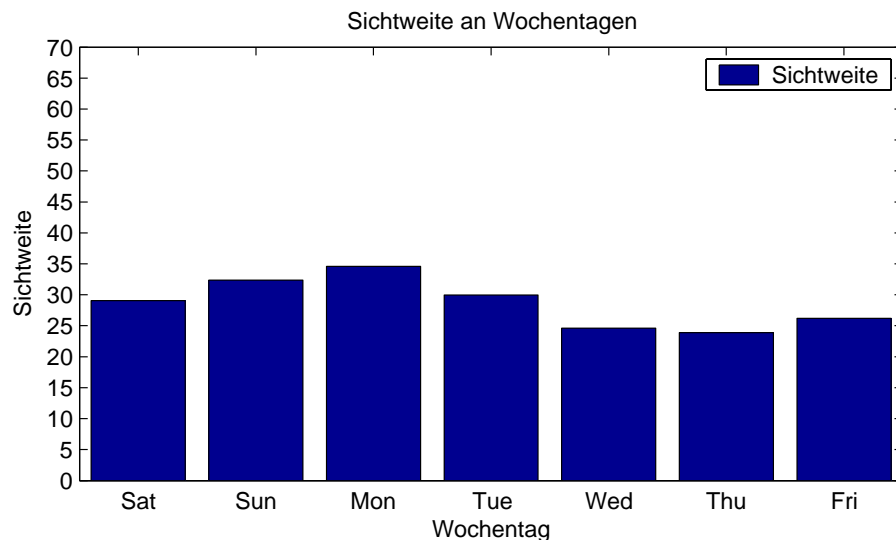


Abbildung 4.26: Wochengang der Sichtweite

kleine Sichtweiten vorkommen, so sind diese in der Regel durch Nebel entstanden. Dann wird aber das Photometer keine Messwerte liefern, da diese Zeitpunkte durch die Wolkenkorrektur eliminiert werden.

Vergleicht man die Werte für jeden einzelnen Messzeitpunkt, so ist die Korrelation mit 0,67 geringer. Dies ist bereits bei den Tagesgängen von Sichtweite und AOT zu erkennen. Die Sichtweite variiert wegen des Tagesgangs der relativen Feuchte am Boden wesentlich stärker als die AOT.

4.7 Sichtweite abgeleitet aus Mierechnung

Das Programm für die Mierechnung setzt für die Eingabeparameter eine Lognormalverteilung voraus. Deshalb mussten die gemessenen Anzahlverteilungen erst einmal durch Lognormalverteilungen angepasst werden.

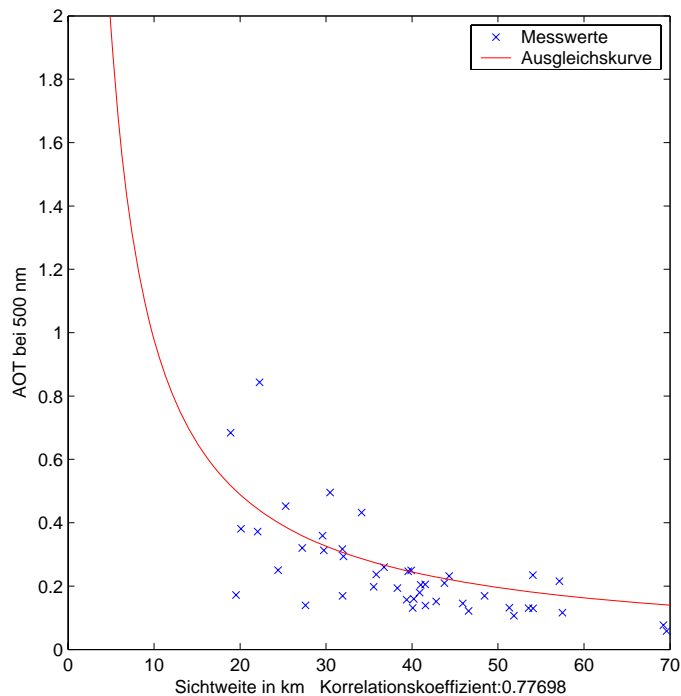


Abbildung 4.27: Zusammenhang AOT mit Sichtweite; dargestellt sind Tagesmittelwerte; die Ausgleichskurve ist nach Formel 4.2 berechnet

4.7.1 Lognormalverteilungen

Das Ziel war eine möglichst einfache Anpassung einiger weniger Lognormalverteilungen an die gemessene Verteilung. Ein erster Versuch, dies über eine variable Anzahl von Moden mit jeweils komplett freien Parametern zu erreichen, wurde wegen zu großem Rechenaufwand wieder abgebrochen. Als nächstes wurde ein einfacher Ansatz gewählt: Die Standardabweichung und die Modalwerte wurden für jeden Zeitpunkt konstant gehalten. Als einzige Variable floß die Teilchenanzahl ein, die leicht aus den Daten berechnet werden konnte. Dieser Ansatz stellte sich aber als zu einfach heraus. Die Variabilität der Teilchenanzahlverteilungen ist in der Natur viel zu groß. Deutlich sind in Abbildung 4.28 a die Unterschiede zu erkennen. Es fehlen bei dieser Methode in einem Größenbereich von 50 nm einige Teilchen. Der Akkumulationsmode liegt bei zu großen Teilchen, ebenso der Grobmode (engl.: Coarsemode). In einem nächsten Schritt wurden die Modalwerte variabel gestaltet. Zunächst wurde das Maximum der gemessenen Verteilung zwischen 25 nm und 200 nm bestimmt. Dies wurde der Modalwert für den Akkumulationsmode. Der Nukleationsmode wurde für 4.28 c auf das Maximum der Anzahlverteilung bis 25 nm gelegt. Für 4.28 b wurde der Nukleationsmode nur verwendet, wenn dieses Maximum größer als das Maximum im Akkumulationsmode ist. Der Grobmode bleibt, wie in allen anderen Anpassungen auch, konstant. Die Standardabweichungen wurden konstant gehalten. Zusätzlich wurde noch ein zweiter Akkumulationsmode eingeführt. Zunächst wurden von der gemessenen Anzahlverteilung die zuvor bestimmten Lognormalverteilungen abgezogen. Von dieser Differenz wurde das Maximum zwischen einem Partikeldurchmesser von 90 nm und 390 nm bestimmt und als Modalwert für den zweiten Akkumulationsmode verwendet. Die angepassten Verteilungen passen nun schon deutlich besser, allerdings bereitet vor allem der Nukleationsmode noch Probleme. Wird dieser weggelassen, fehlen zuviele kleine Teilchen. Ist er drin und wird wie hier über das Maximum bis zu einem bestimmten Durchmesser bestimmt, wird der Nukleationsmode zu oft überschätzt und sitzt meistens auch noch an der falschen Stelle. In einem vierten Versuch (Abb. 4.28 d) sollte das Problem mit der Nukleation gelöst werden. Deshalb wurde jetzt wie bereits zuvor für den zweiten Akkumulationsmode auch der Nukleationsmode über eine Differenz bestimmt. Der Modalwert liegt nun beim Maximum der Differenz aus gemessener Anzahlverteilung und erstem Akkumulationsmode. Eine weitere Änderung war das Abändern der Modengrenzen und Anpassung der Standardabweichung ans Modell. Das Ergebnis in der Nukleationsmode ist nun meist zufriedenstellend. Die Standardabweichung im Akkumulationsmode ist

jedoch zu hoch. Dies zeigt sich dann insbesondere in der Volumenverteilung, die bei größeren Teilchen viel zu hoch ausfällt.

Deshalb wurden die Standardabweichungen wieder nach unten korrigiert, bis ein optimales Ergebnis erzielt werden konnte (Abb. 4.28 e).

4.7.2 Mierechnung

„Trockene“ Rechnung

Die vorige Näherung der Lognormalanpassung geschah im Rahmen dieser Diplomarbeit hauptsächlich zur Durchführung einer Mierechnung. Mit Hilfe selbiger wird aus einer Größenverteilung ein Extinktionskoeffizient und daraus die Sichtweite berechnet. Die Mierechnung wurde mit dem Micode von Bohren und Huffman (1983) durchgeführt. Um zunächst keine Quellungseinflüsse zu erhalten, wurde die relative Feuchte konstant auf 0% gesetzt. Bei diesem Code fließt jedoch nicht die komplette Größenverteilung ein, sondern die Ausgabedaten werden immer nur für eine Lognormalverteilung berechnet. Das heißt in diesem Fall, dass für jede Größenverteilung vier Mierechnungen durchgeführt wurden, für jeden Mode eine. Zuvor mussten jedoch einige Eingangsparameter festgelegt werden. Die Dichte der Partikel wurde einheitlich auf 1.5 g/cm^3 gesetzt. Effekte durch die relative Feuchte wurden komplett ausgeschaltet. Für den realen und imaginären Brechungsindex wurden die Mittelwerte aus den Photometermessungen verwendet. Diese betragen bei 450 nm: $1,42 + 2,8 \cdot 10^{-2} \cdot i$, bei 550 nm: $1,43 + 3,0 \cdot 10^{-2} \cdot i$ und bei 700 nm: $1,44 + 3,4 \cdot 10^{-2} \cdot i$. Für jede dieser drei Wellenlängen, die denen bei der Messung mit dem Nephelometer entsprechen, musste jeweils eine Mierechnung durchgeführt werden. Als weitere Eingangsparameter dienten die Standardabweichungen und Modalwerte der Durchmesser der Lognormalanpassung. Die Anzahl der Stützstellen war auf 2500 gesetzt.

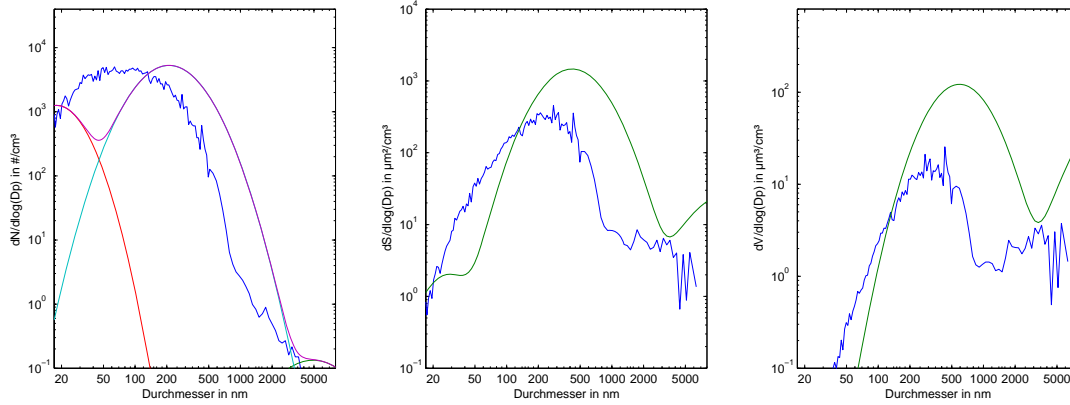
Als Ergebnis kommt zunächst ein massenspezifischer Extinktionskoeffizient $K_{ext,m}$ heraus. Dieser musste dann über Formel 4.3 für jeden Mode in den Extinktionskoeffizienten K_{ext} umgerechnet werden.

$$K_{ext} = K_{ext,m} \cdot m_{mode} \quad (4.3)$$

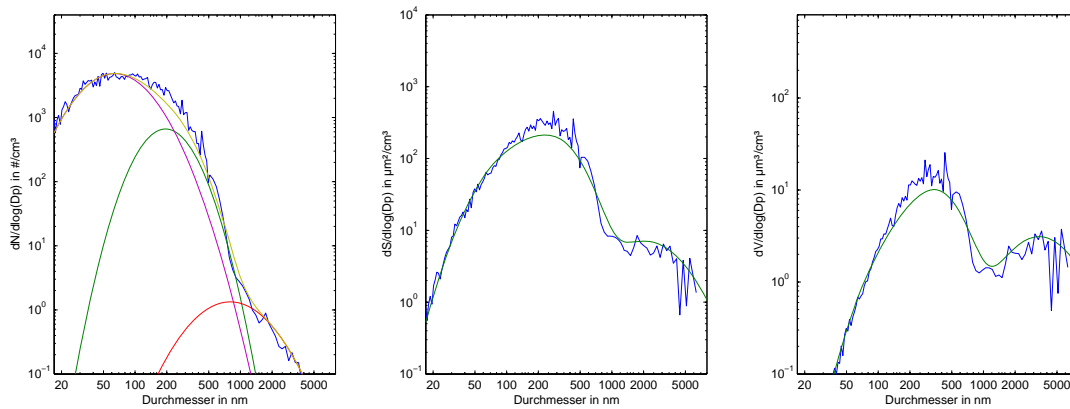
Die Gesamtmasse m_{mode} einer Mode wurde aus der Teilchenanzahl N_i in jedem Messintervall i , das innerhalb der Mode liegt, und der Annahme einer Dichte von $\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$ nach Formel 4.4 berechnet.

$$m_{mode} = \sum \frac{4}{3} \cdot \pi \left(\frac{D_{p_i}}{2} \right)^3 \cdot N_i \cdot \rho \quad (4.4)$$

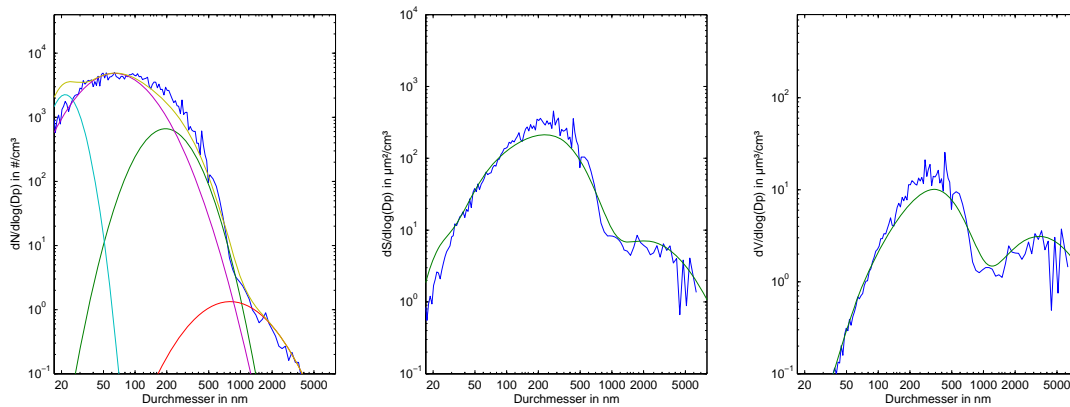
Der Gesamttextinktionskoeffizient K_{mie} einer Größenverteilung ergibt sich aus der Summe der Extinktionskoeffizienten der einzelnen Moden. Aus diesem wird über die



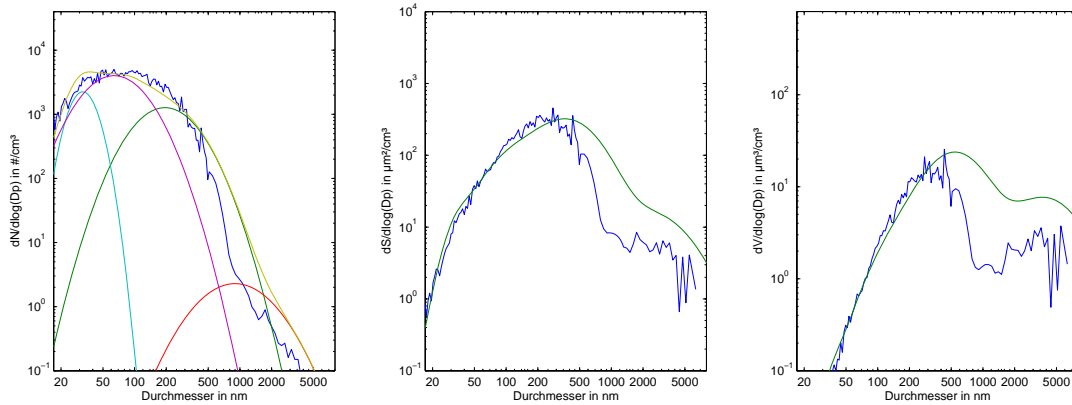
(a) Lognormalverteilungen mit festen Modalwerten für Nukleationsmode, Akkumulationsmode und Grobmode



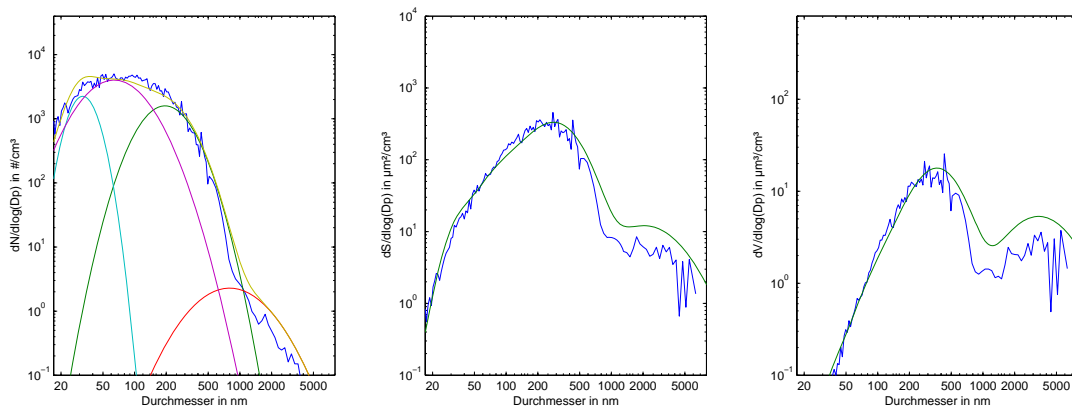
(b) Lognormalverteilungen mit variablen Modalwerten; optionale Nukleationsmode, 2 Akkumulationsmoden und festem Grobmode



(c) wie b) aber immer Nukleationsmode



(d) wie c) aber andere Parameter



(e) wie d), aber Parameter geändert

Abbildung 4.28: Beispiele zur Anpassung von Lognormalverteilungen an eine gemessene Verteilung; links jeweils Teilchenanzahlverteilung, in der Mitte Oberflächenverteilung und rechts die Volumenverteilung; beide Achsen sind logarithmisch aufgetragen

Koschmiederformel (Formel 4.5) die Sichtweite berechnet.

$$V_{mie} = 3.912/K_{mie} \quad (4.5)$$

Im Gegensatz zur Berechnung der Sichtweite aus den Nephelometerdaten muss hier nicht nochmal extra die Einfachstreuung berücksichtigt werden, da diese bei der Mierechnung berechnet wird und somit der Extinktionskoeffizient direkt vorliegt.

Diese berechnete Sichtweite wird in Abbildung 4.29 mit der berechneten Sichtweite aus den Nephelometerdaten und der mit VISIDIP bestimmten Sichtweite verglichen. Die Größenordnung der Sichtweite der beiden in-situ Messgeräte stimmt gut überein, allerdings liegt die Sichtweite von beiden deutlich über der von VISIDIP bestimm-

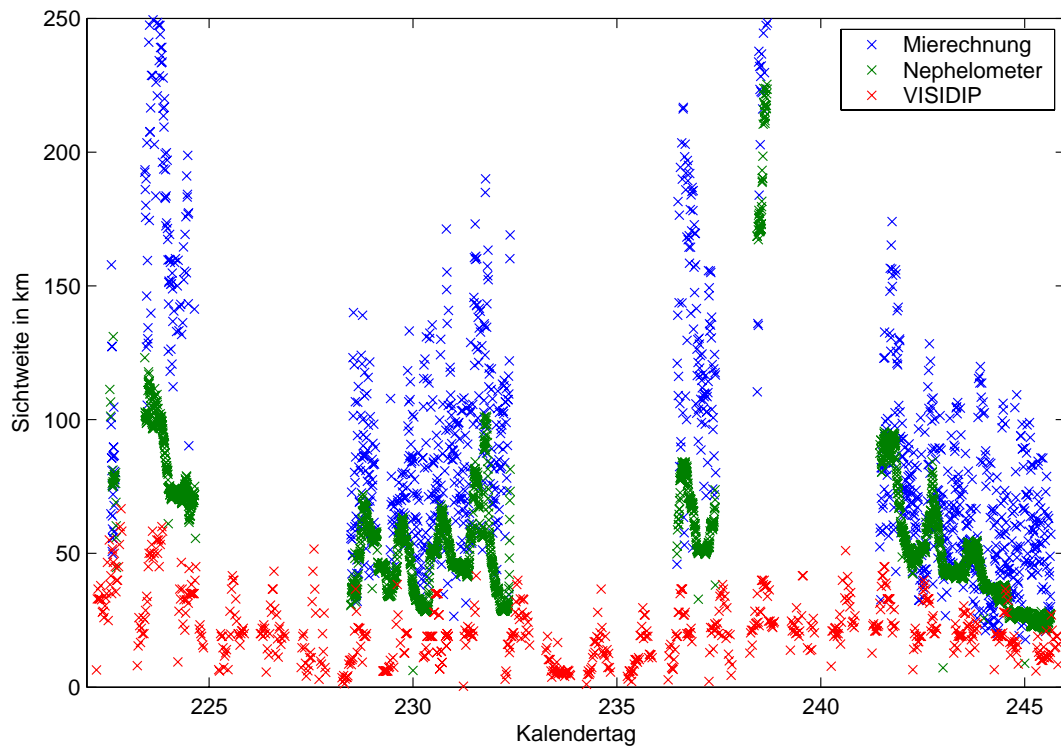


Abbildung 4.29: Vergleich der Sichtweiten aus Mierechnung und Nephelometermessung mit gemessener Sichtweite

ten. Ein wichtiger Grund dafür ist, dass nicht alle Teilchen bis in das Meßgerät vordringen konnten, da es in den Rohrzuleitungen zu Verlusten kommt. Ausserdem sind die Teilchen in beiden Messgeräten wieder in ihrem trockenen Zustand. Um den Einfluß der Feuchte abzuschätzen, werden im nächsten Abschnitt die Ergebnisse mit Feuchtequellung präsentiert.

Einfluss der Feuchte

Bei einer hohen relativen Feuchte quellen die Aerosolpartikel. Die relative Feuchte der Umgebung wurde aus den Daten des 200-m-Mastes im Forschungszentrum gewonnen. Diese liegt in verschiedenen Höhen vor, verwendet wurde die Feuchte am Messpunkt in 2 m Höhe. Das Mie-Berechnungsprogramm nach Bohren und Huffman (1983) berechnet aus dieser relativen Feuchte die Quellfaktoren. Die Partikel ändern ihre Größe und wachsen somit unter Umständen in den für die Sichtweite relevanten Wellenlängenbereich hinein (bei kleineren Partikeln) oder wieder heraus (Partikel, die bereits vorher in diesem Bereich waren). Da das Maximum der An-

zahlverteilung meist zu kleineren Durchmessern verschoben ist, erwartet man durch den Feuchteinfluss eine Abnahme der Sichtweite. In Abbildung 4.31 ist dies deutlich zu erkennen. Desweiteren ändert sich der Brechungsindex eines Partikels durch das Quellen. Bei der Berechnung des Extinktionskoeffizienten muss berücksichtigt werden, dass sich bei der Berechnung mit Formel 4.3 auch die Masse ändert, da sich nun noch zusätzlich Wasser auf dem Partikel befindet. Die „feuchte Masse“ wurde aus der „trockenen Masse“ mit dem Massenverhältnis der „trockenen Masse“ zur „feuchten Masse“ berechnet, das bei der Mierechnung von dem Programm berechnet wird. Der Anteil des trockenen Partikels an der Gesamtmasse des Aerosols schwankt am 30. August 2005 in der Rechnung zwischen 7% und 85%. Die relative Feuchte beträgt in den Nachtstunden annähernd 100% und nimmt im Laufe des Tages auf fast 30% ab (Abb. 4.30).

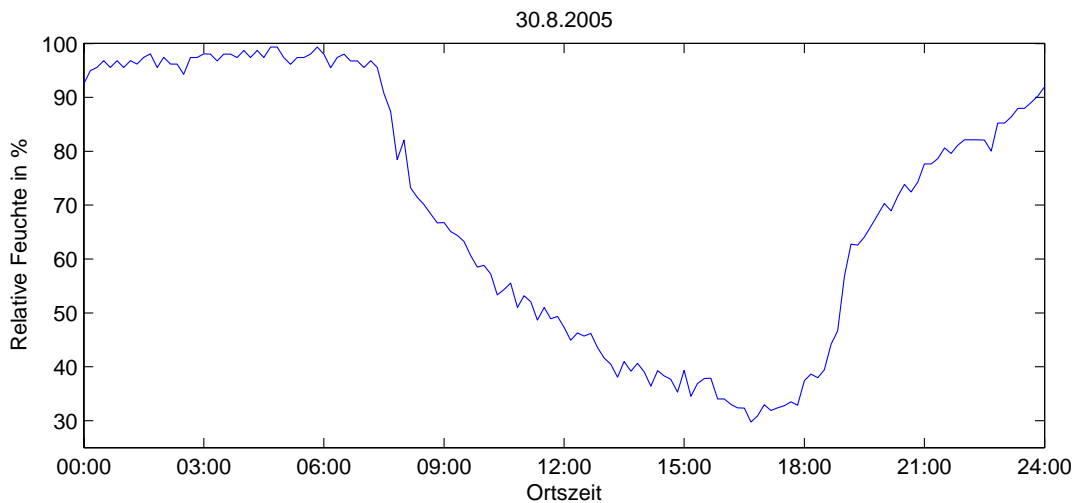


Abbildung 4.30: Relative Feuchte am 30.8.2005 in 2 m Höhe am FZK-Mast

Was bei der Rechnung mit Berücksichtigung der Feuchte besonders auffällt, ist der deutlich ausgeprägte Tagesgang der Sichtweite. Ohne die Berücksichtigung ist die Sichtweite an diesem Tag selbst in der Nacht bei über 60 km, trotz hoher Feuchte. Die Sichtweite nimmt am Tag außerdem kaum zu. Durch die Berücksichtigung der relativen Feuchte sinkt die berechnete Sichtweite nachts auf etwa 5 km ab. Morgens, etwa bei Sonnenaufgang, steigt die Sichtweite an. Dies ist auch der Moment in dem die relative Feuchte abnimmt. Am Morgen liegt die berechnete Sichtweite nun in etwa gleichauf mit der gemessenen. Um ca. 16 Uhr liegt die berechnete Sichtweite immer noch deutlich zu hoch. Dies liegt an zwei Dingen: Zum einen ist die Lognor-

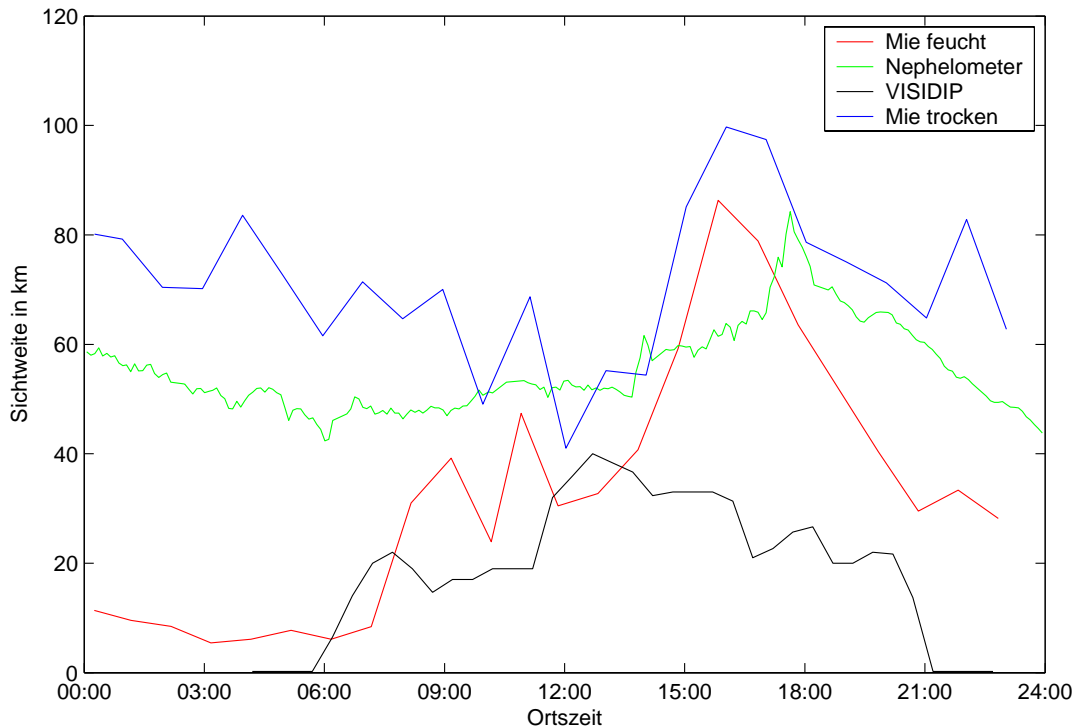


Abbildung 4.31: Vergleich der Sichtweiten aus Mierechnung mit Quelle und ohne am 30.8.2005

malanpassung zu diesem Zeitpunkt im relevanten Größenbereich zu klein und zum anderen sieht man starke Schwankungen in der gemessenen Sichtweite, die auf ein Problem hindeuten. Zu dieser Zeit liegen die beiden berechneten Sichtweiten aufgrund der geringen relativen Feuchte nur noch 10 km auseinander. Danach fällt die Sichtweite wieder und die Differenz wird wieder größer. Die Sichtweite aus den Nephelometerdaten liegt in der Nacht deutlich über der der „feuchten“ Mierechnung. Zur Sichtweite, die mit VISIDIP gewonnen wurde, muss an diesem Punkt gesagt werden, dass diese an diesem Tag in den Abendstunden nicht mehr richtig bestimmt werden konnte, da das Objektiv der Kamera zu diesem Zeitpunkt begann von innen zu beschlagen. Leider gab es keine übereinstimmenden Zeitpunkte zwischen einer Ganztages-in-situ-Messung und einer vollfunktionsfähigen Kamera. So musste auf solch einen Tag zurückgegriffen werden. Die Sichtweite wird von VISIDIP in den Abendstunden also zu gering bestimmt.

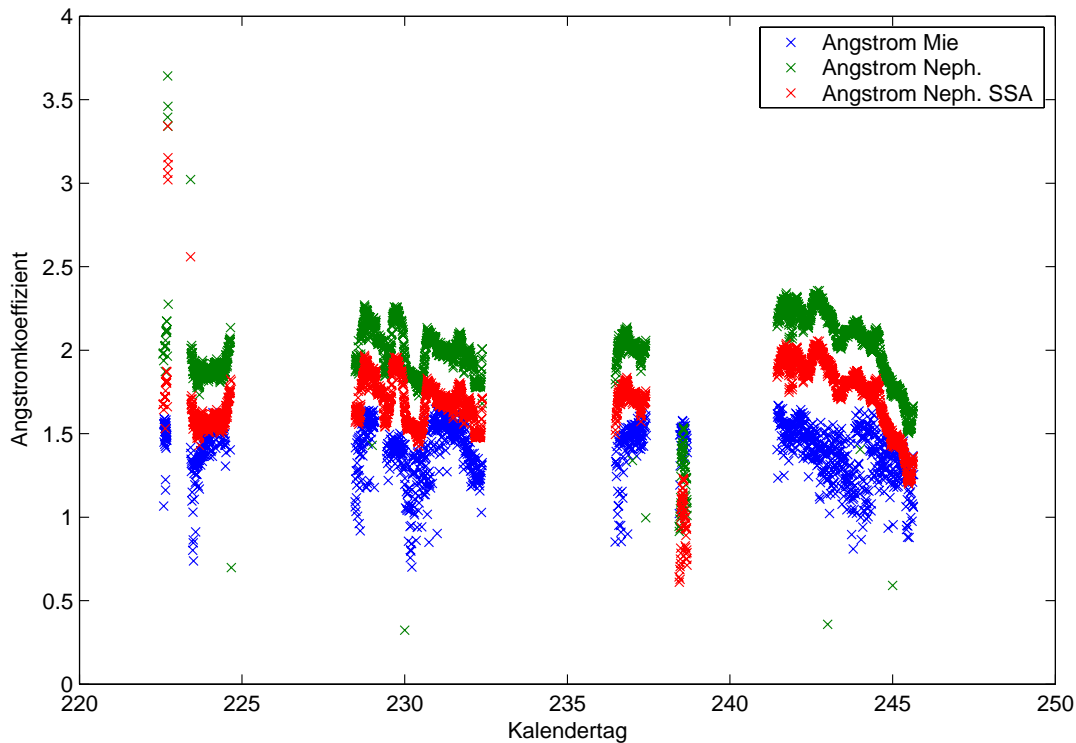


Abbildung 4.32: Vergleich Angströmparameter aus Nephelometermessung und Mierechnung

Vergleich Angströmparameter aus verschiedenen Daten

Sowohl aus der Mierechnung als auch der Nephelometermessung kann der Angströmparameter berechnet werden. Bei der Nephelometermessung wird allerdings nur der Streukoeffizient gemessen, und nicht der benötigte Extinktionskoeffizient. Dieser kann durch Annahme einer Einfachstreueralbedo allerdings einfach berechnet werden. Als Werte für ω_0 wurden die Mittelwerte aus der Mierechnung verwendet. Für eine Wellenlänge von 700 nm betrug dieser 0,7 und für eine Wellenlänge von 450 nm 0,8. Die Mierechnung liefert fast durchgehend einen kleineren Angströmparameter als die Nephelometermessung (Abb. 4.32). Der relative Verlauf zueinander stimmt ziemlich gut überein. Eine Ausnahme bildet der 26. August 2005. An diesem Tag sind die jeweiligen Angströmparameter in etwa gleich groß. Ursache hierfür könnte eine in Wirklichkeit höhere Einfachstreueralbedo sein.

4.8 Vergleich von Teilchenanzahl mit Sichtweite

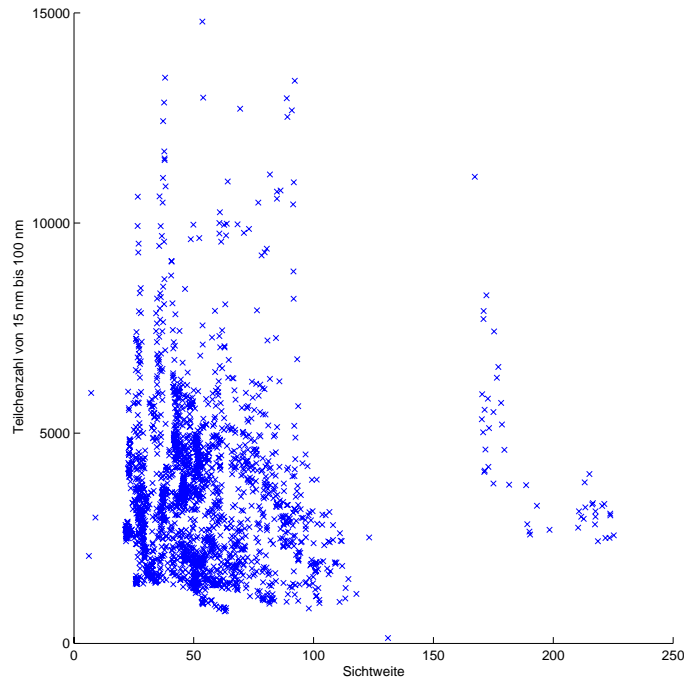


Abbildung 4.33: Vergleich der Sichtweite, die aus der Nephelometermessung abgeleitet wurde, und Teilchenanzahl mit max. Durchmesser 100 nm

Die Anzahl der vorhandenen Teilchen sollte einen Einfluss auf die Sichtweite haben. Hierbei wurde auf die Sichtweite zurückgegriffen, die aus dem Streukoeffizienten aus der Nephelometermessung gewonnen wurde. Damit werden trockene mit trockenen Teilchen verglichen. Um zu sehen, welche Teilchengröße den meisten Einfluss hat, wurden jeweils nur die Teilchen in einem bestimmten Größenintervall betrachtet.

Bei den ganz kleinen Teilchen bis 100 nm Durchmesser ist quasi kein Einfluss auf die Sichtweite feststellbar (Abb. 4.33). Sowohl bei 100 km Sichtweite als auch bei nur 30 km kommen Teilchenzahlen bis zu 15000 pro cm^3 vor. Nukleationsereignisse und andere Quellen kleiner Teilchen beeinflussen die Sichtweite also kaum.

Bei Teilchen mit einem Durchmesser zwischen 100 und 400 nm ist schon ein Einfluss auf die Sichtweite sichtbar (Abb. 4.34). Die maximale Teilchenanzahl bei 30 km Sichtweite liegt bei 4000 pro cm^3 , bei 100 km Sichtweite nur noch bei etwa der Hälfte. Die Variation ist aber immer noch sehr hoch.

Schaut man sich die Teilchenanzahlen mit einem Durchmesser an, der in etwa der

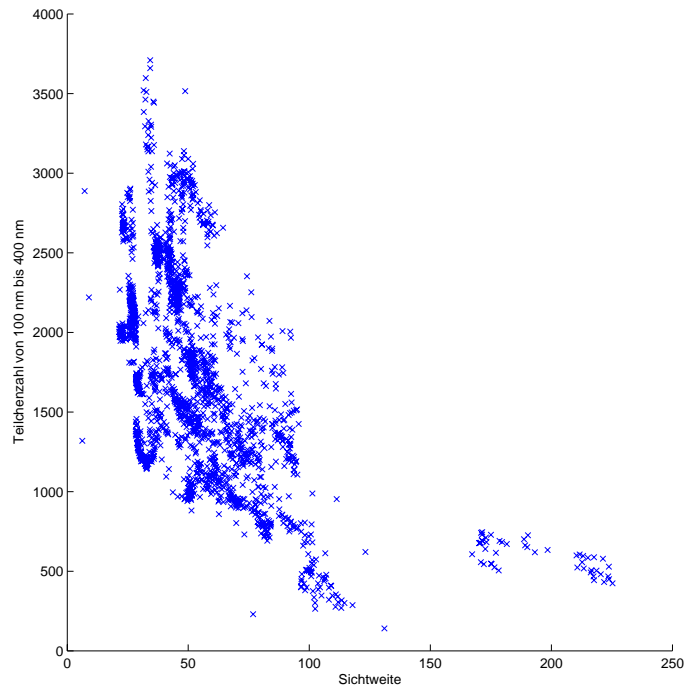


Abbildung 4.34: Vergleich Sichtweite aus Nephelometermessung und Teilchenanzahl mit Durchmessern von 100 bis 400 nm

Wellenlänge des sichtbaren Lichts entspricht (400 bis 760 nm), ist ein deutlicher Zusammenhang zu erkennen (Abb. 4.35). Bei 30 km Sichtweite kommen in etwa 100 Teilchen pro cm^3 in diesem Größenbereich vor und bei 100 km nur noch 30 pro cm^3 . Deshalb wurde empirisch eine Formel gesucht, die diesen Zusammenhang beschreibt, was zu dem Ergebnis

$$N = \frac{5000^{1,25}}{V} \quad (4.6)$$

führte. Mit N der Teilchenanzahl mit einem Durchmesser zwischen 400 und 760 nm und der Sichtweite V in km. Der Korrelationskoeffizient beträgt -0,76. Die Teilchenanzahl liegt jeweils innerhalb eines engen Bereichs. Dieser Zusammenhang lässt sich damit erklären, dass Teilchen am effektivsten im Wellenlängenbereich streuen, der ihrem Durchmesser entspricht. Zu den Abweichungen kommt es zum Beispiel durch die Annahme einer konstanten Einfachstreuung bei der Berechnung der Sichtweite.

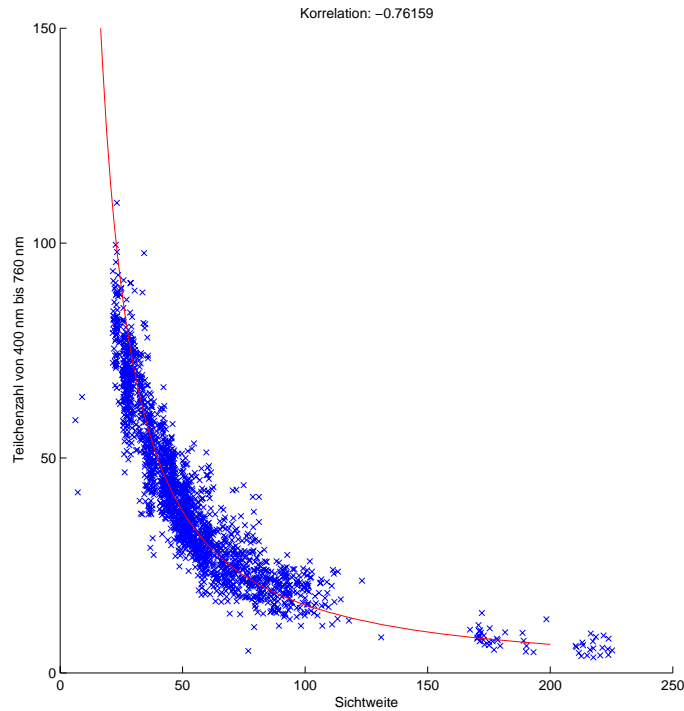


Abbildung 4.35: Vergleich Sichtweite aus Nephelometermessung und Teilchenanzahl aus SMPS-Messung mit Durchmessern zwischen 400 und 760 nm

4.9 Einfluss meteorologischer Variablen auf das Aerosol

4.9.1 Regen

Wenn es regnet, werden Aerosole aus der Atmosphäre ausgewaschen. Trägt man die Anzahl der trockenen Tage in Folge gegen eine mittlere Größe an diesen Tagen auf, so müsste man einen Zusammenhang sehen. Gemittelt wurde immer über eine Zeitreihe, in der es am ersten Tag geregnet hat und an den darauffolgenden vier Tagen trocken war und an jedem Tag Messdaten vorlagen. Solche Zeiträume gab es insgesamt viermal.

Bei der AOT ist ein Abfall bis zum dritten trockenen Tag zu erkennen (Abb. 4.36). Am vierten Tag steigt sie wieder an. Da der Regen Aerosole auswäscht, hätte man eigentlich einen Anstieg der AOT mit jedem Tag erwartet. Aber offensichtlich spielen an den ersten Tagen nach einem Regenereignis andere Effekte eine größere Rolle. Es könnte zum Beispiel sein, dass wenn der Regenschirm hier in Karlsruhe

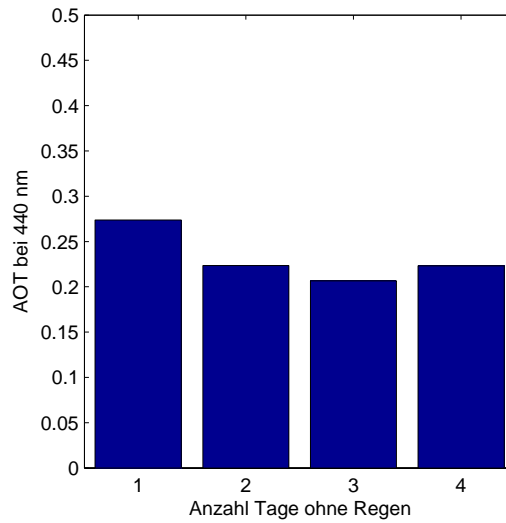


Abbildung 4.36: mittlerer AOT Verlauf in Abhängigkeit trockener Tage

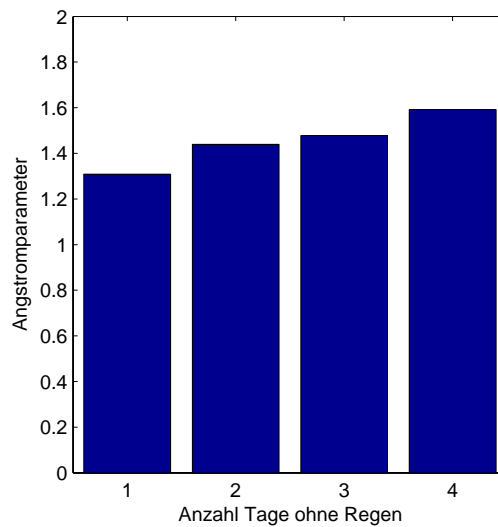


Abbildung 4.37: mittlerer Verlauf des Angströmparameters in Abhängigkeit trockener Tage

Regen detektierte, dies nur ein lokales Niederschlagsereignis war. Dann wird zwar hier kurzfristig Aerosol ausgewaschen, allerdings wird andere Luft herantransportiert, die aus Gegenden kommen kann, in denen es nicht geregnet hat. Setzt man eine Mindestschwelle für die Tagesregenmenge, ändert sich daran nichts. Ein gutes Beispiel für eine etwas längere trockene Episode war ab dem 17. September (Abb. 4.38; ab Tag 260). Dort sinkt die AOT bei 440 nm bis zum zweiten Tag nach dem

Regenereignis und steigt dann allmählich auf ein mehrfaches an. Der Anstieg lässt sich durch das Altern der Luftmasse erklären. Die kleinen Aerosolpartikel wachsen zum Beispiel durch Koagulation in die Akkumulationsmode rein. Dieser Größenbereich entspricht in etwa der Wellenlänge der hier dargestellten AOT. Da in diesem Größenbereich Aerosole hauptsächlich durch die nasse Deposition abgebaut werden, sammeln sich im Laufe der Zeit in diesem Größenbereich immer mehr Aerosole an, wenn es nicht regnet. Die AOT wird also, wenn es längere Zeit nicht regnet, ansteigen, es sei denn das Aerosol wird zum Beispiel durch einen Luftmassenwechsel wegtransportiert.

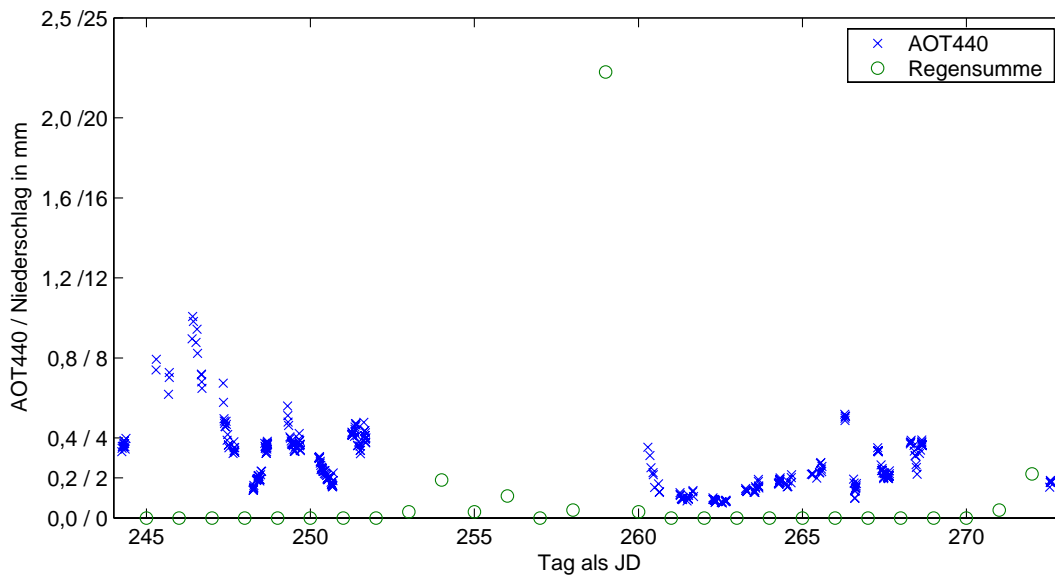


Abbildung 4.38: AOT bei 440 nm und Regensummen für jeden Tag im September 2005

Dieses Anwachsen ist besonders gut zu sehen, wenn man sich die Größenverteilungen dazu anschaut. In der letzten Woche der in-situ-Messkampagne vom 29. August bis 2. September lag Deutschland unter Hochdruckeinfluss und es kam zu keinem Austausch der Luftmasse. Das Aerosol konnte sich also ansammeln ohne schnell wegtransportiert zu werden. Man sieht eine deutliche Zunahme der Teilchenanzahl im Größenbereich von etwa 300 nm bis 2 μm (Abb. 4.39). Damit verbunden ist eine Abnahme der Tagesmittel der Sichtweite von 30 km auf 15 km. Bei den kleineren Teilchen, die hauptsächlich durch Neubildung entstehen, sieht man hingegen kaum eine Änderung, mit Ausnahme kurzfristiger Ereignisse.

Wie gerade erwähnt, werden die Partikel im Akkumulationsmode hauptsächlich

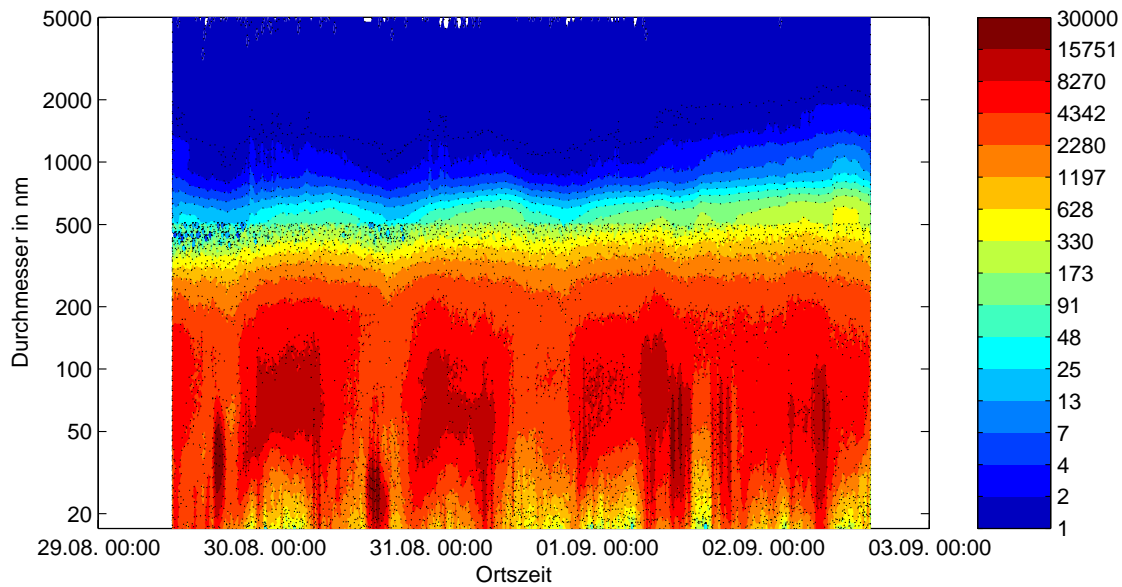


Abbildung 4.39: Größenverteilung vom 29.8. bis 2.9.2005 gemessen mit SMPS und APS

durch Regen ausgewaschen. Das heisst, die Größenverteilung wird im Bereich der Wellenlängen des hier verwendeten Angströmparameters flacher, der Angströmparameter sollte durch Regen also kleiner werden. Bei den Messungen ergab sich in der Tat, dass am ersten Tag nach einem Regentag der niedrigste Angströmparameter vorkommt (Abb. 4.37). Danach steigt er im Mittel jeden Tag an.

Bei der Untersuchung des Einflusses von Niederschlag auf die Größenverteilung am Boden wurde zunächst die mittlere „Größenverteilung“ für alle Tage mit und ohne Regen am Vortag gebildet, wobei letzteres innerhalb der Messkampagne nur zweimal vorkam. An diesen Tagen wurde zudem nicht komplett durchgemessen. Anschließend wurde die Differenz dieser beiden gebildet. Um besser zu sehen, in welchem Größenbereich mehr Teilchen vorkommen, wurde eine Darstellung mit nur 2 Klassen gewählt. Rote Werte in Abbildung 4.40 entsprechen mehr Teilchen an Tagen bei denen es am Vortag geregnet hat und blaue entsprechend umgekehrt. Im Größenbereich von 100 nm bis etwa 300 nm kommen fast die ganze Zeit weniger Teilchen vor (Abb. 4.40). Erst ab 18 Uhr überwiegt die mittlere Teilchenanzahl aus den Tagen an denen es zuvor nicht geregnet hat. Dort ist der Tag aber schon recht weit fortgeschritten, sodass hier andere Effekte bereits dominieren. Um den Einfluss des Regens besser zu bestimmen, müsste durch ein Niederschlagsereignis hindurch

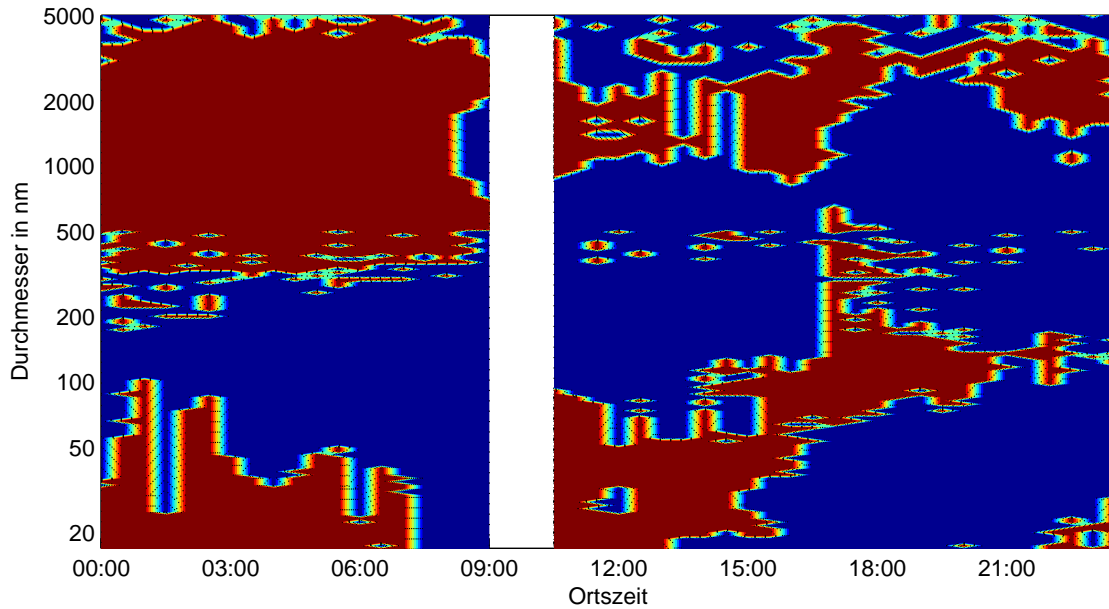


Abbildung 4.40: Vergleich der Größenverteilungen an Tagen nach denen es geregnet hat und den restlichen; rot bedeutet mehr Teilchen nach einem Regentag, blau weniger

gemessen werden. Aber auch so sieht es aus, als ob Niederschlag besonders effektiv im Größenbereich von 100 nm bis 300 nm Aerosole auswäscht.

4.9.2 Wind

Im Oberrheingraben kommt es bei schwachen Windgeschwindigkeiten meist zu einer Kanalisierung. Der Wind weht meistens aus Nord-Ost, aus in etwa 45° , also aus Richtung Mannheim, oder aus Süd-West, aus in etwa 225° , aus Richtung Karlsruhe. Deshalb kommt es in Abbildung 4.41 zu einer deutlichen Häufung der Werte in diesen Windrichtungen. Bei diesen beiden Windrichtungen sind auch die größten AOT-Werte zu sehen. Diese hohen AOTs kommen durch die Emissionen der beiden Großstädte Mannheim, im Nord-Osten, und Karlsruhe, im Süd-Westen, zustande. Da Mannheim in etwa dreimal soweit entfernt ist als Karlsruhe, hat die Luft mehr Zeit sich zu durchmischen. Die AOTs sollten also aus dieser Richtung etwas geringer ausfallen. Dies tun sie sowohl im Mittel (rote Linie in Abb. 4.41), als auch in den minimalen Werten, die auftreten. Beim Angströmparameter, der beim Photometer als Säuleninformation vorliegt, konnte keine Abhängigkeit von der Windrichtung

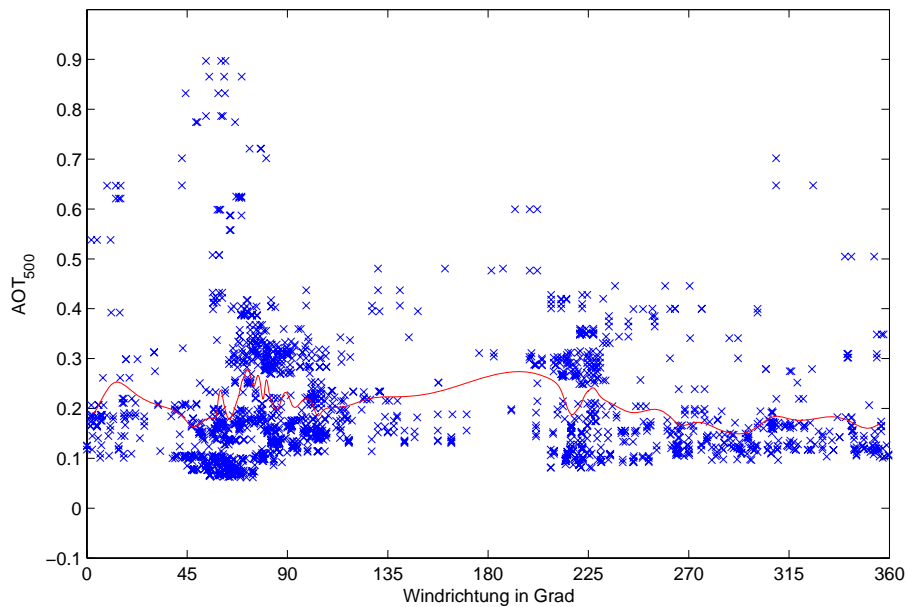


Abbildung 4.41: AOT bei 500 nm in Abhängigkeit von der herrschenden Windrichtung in 200 m Höhe

festgestellt werden. Die höchsten Teilchenzahlen kommen bei einem Süd-West-Wind vor (Abb. 4.42). Das absolute Maximum liegt in etwa doppelt so hoch wie das bei Nord-Ost-Wind. Der Mittelwert liegt ebenfalls bei Süd-West-Wind am höchsten. Die Erklärungen hierfür sind die gleichen wie bei der Abhängigkeit der AOT von der Windrichtung. Das Rückstreuverhältnis hat bei den beiden Hauptwindrichtungen seine Maxima (Abb. 4.43). Ein größerer Wert bedeutet kleinere Teilchen. Kleine Teilchen entstehen zum Beispiel bei Nukleation. Dies würde gut zu den teils hohen Teilchenzahlen passen. Wenn dem so ist, könnte diese Verteilung einfach nur ein statistisches Artefakt sein, da diese Windrichtungen öfters vorkommen, und somit bei dieser kleinen Datengrundlage von 16 Tagen einfach zufällig nur dort vorkamen. Der Angströmparameter aus den in-situ-Messungen zeigt ein ähnliches Verhalten. Da dieses Verhalten im Angströmparameter aus den Photometermessungen nicht zu sehen ist, kann von lokalen Quellen, wie zum Beispiel auch Nukleation, ausgegangen werden. Diese würden den Säulengehalt kaum beeinflussen.

Zur Untersuchung des Einflusses der Windrichtung auf die Größenverteilung, wurden diese in Halbstundenintervallen gemittelt. Dies geschah für die beiden Hauptanströmungsrichtungen im Rheintal. In das Nordostmittel fließen alle Größenverteilungen ein, die zwischen einer Windrichtung von 0° und 90° gemessen wurden, für das

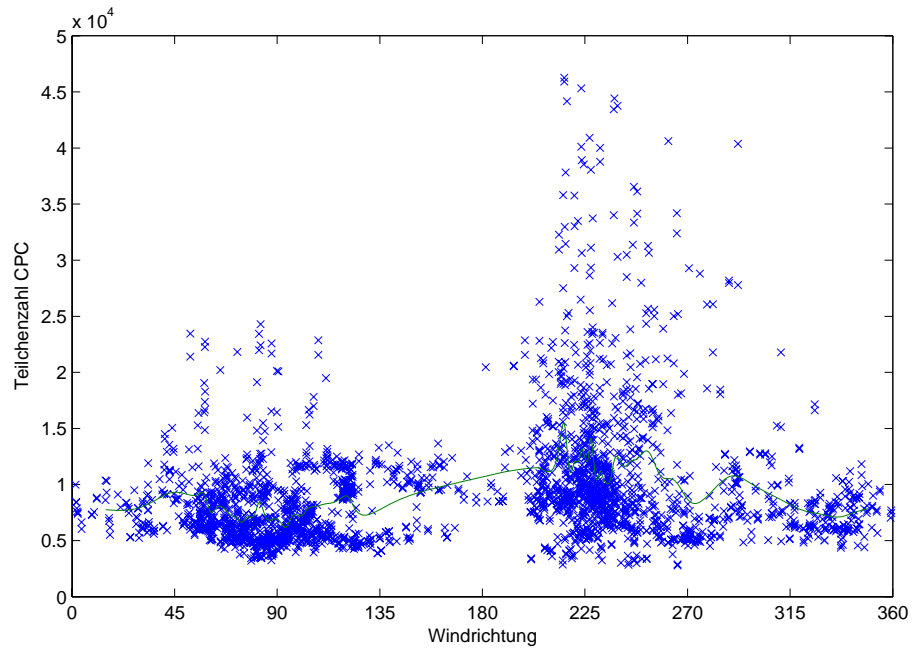


Abbildung 4.42: Teilchenzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Windrichtung in 200 m

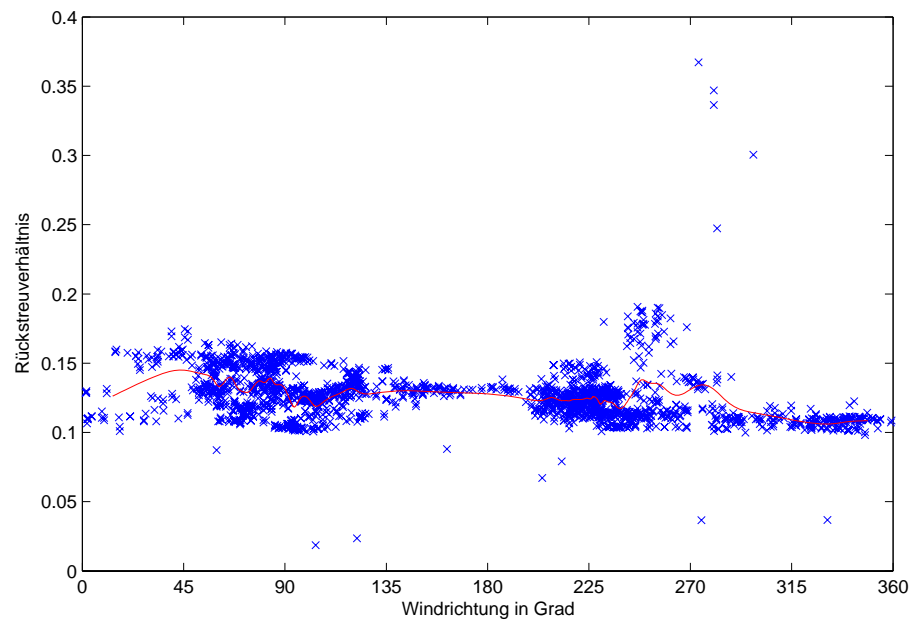


Abbildung 4.43: Streukoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit von der Windrichtung in 200 m

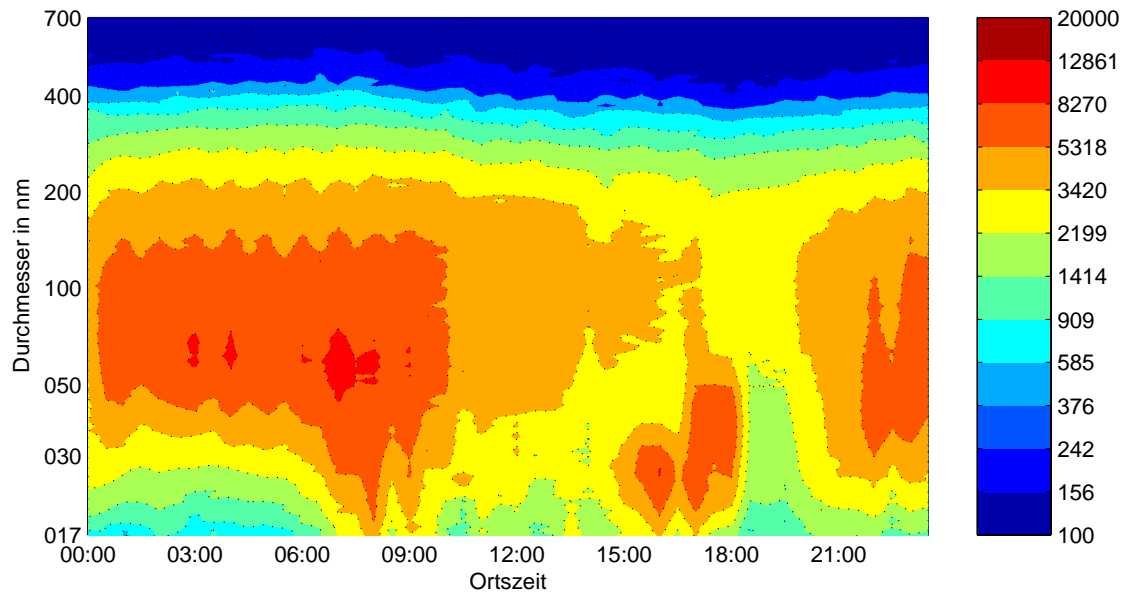


Abbildung 4.44: Mittlerer Tagesgang der Größenverteilung bei Nord-Ost-Anströmung

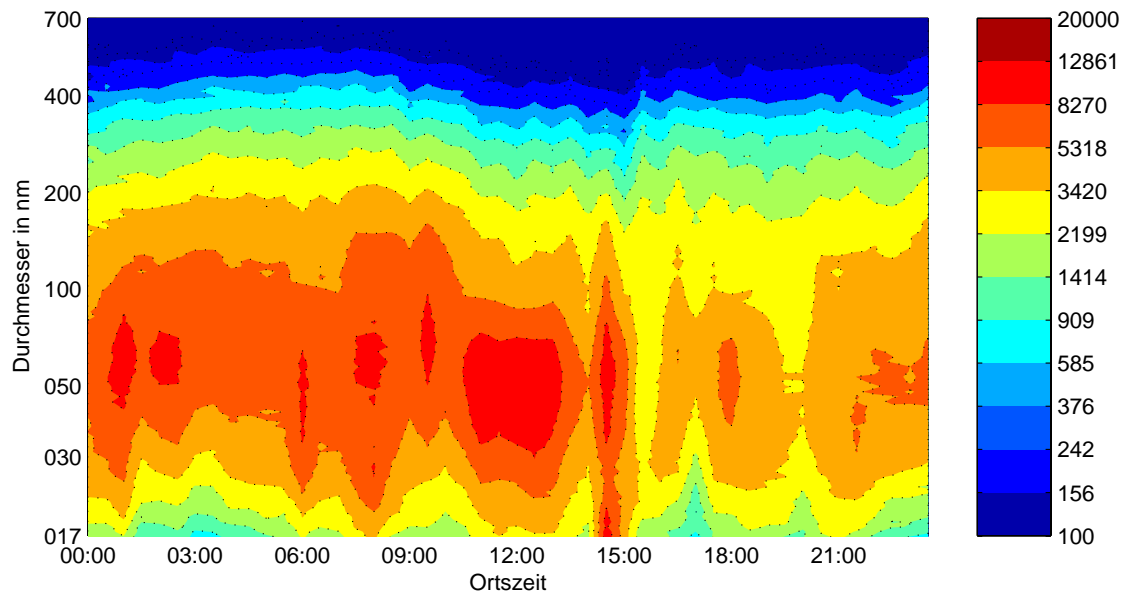


Abbildung 4.45: Mittlerer Tagesgang der Größenverteilung bei Süd-West-Anströmung

Südwestmittel alle zwischen 180° und 270° . In den Nachtstunden tritt dabei kaum ein Unterschied auf. Das Maximum der Verteilung liegt jeweils bei ca. 60 nm. Die größ-

ten Unterschiede sind in den frühen Nachmittagsstunden auszumachen. Um kurz vor 15 Uhr kam es bei Südwestanströmung einmal zur Neubildung von Teilchen mit einem Durchmesser von etwa 16 nm. Solch ein Ereignis fand während der Messkampagne bei Nordostanströmung nie statt. Bei dieser Anströmung setzte Neubildung erst etwa eine Stunde später, also um 16 Uhr, ein. Die neugebildeten Teilchen waren etwas größer und hatten einen mittleren Durchmesser von 25 nm. Damit könnten die Teilchen auch aus größerer Entfernung kommen. Die Nukleation hätte dann etwa zur gleichen Zeit eingesetzt, der Transport bis ins Messgerät hätte dann einfach nur länger gedauert. Während dieser Transportzeit wären die Teilchen angewachsen. Geklärt werden könnten solche Aussagen nur durch großflächige Messungen. Außerdem war die Messkampagne mit 16 Messtagen zu kurz, um eine verlässliche Aussage über Vorkommen oder Nicht-Vorkommen bestimmter seltener Ereignisse bei bestimmten Bedingungen treffen zu können.

4.9.3 Relative Feuchte

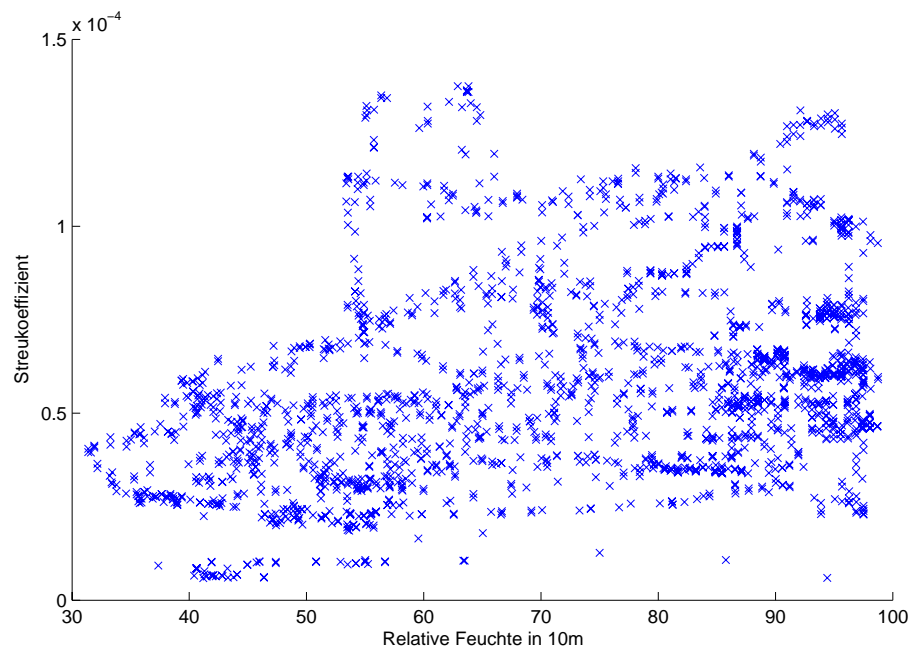


Abbildung 4.46: Streukoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m

Beim Streukoeffizienten, der mit dem Nephelometer gemessen wurde, ist ein deutlicher Anstieg mit steigender relativer Feuchte zu erkennen (Abb. 4.46). Bei annä-

hernd 100% liegt der maximale Streukoeffizient in etwa dreimal so hoch wie bei 30% relativer Feuchte. Dies könnte mit dem Quellen der Aerosole zu erklären sein. Um

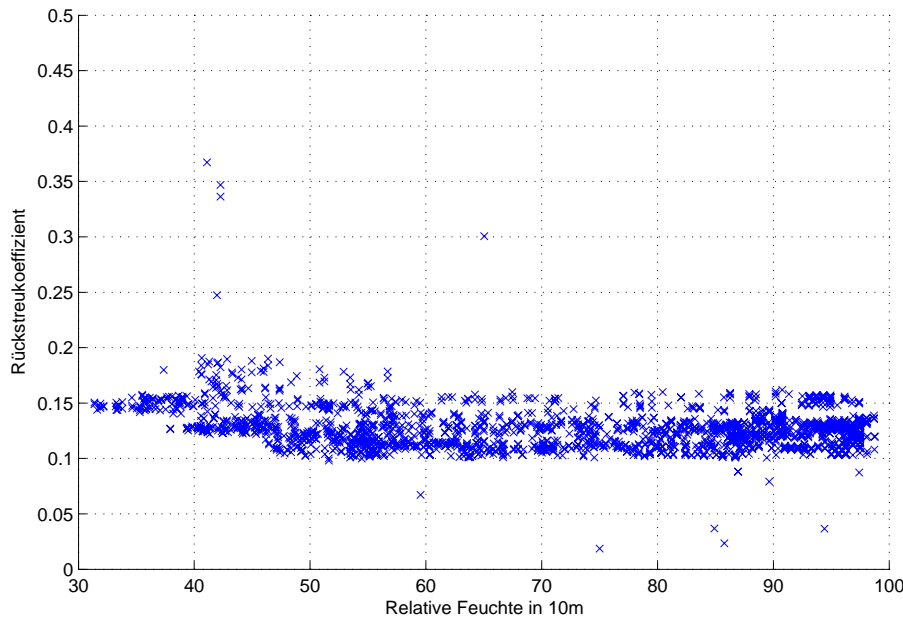


Abbildung 4.47: Rückstreuverhältnis aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m

dies genauer zu betrachten, wird das Rückstreuverhältnis betrachtet. Hier müsste ebenfalls ein Zusammenhang mit der relativen Feuchte zu erkennen sein. Ist die relative Feuchte allerdings größer als 50% ist kein Zusammenhang mehr zu erkennen (Abb. 4.47). In diesem Bereich kommen bei allen Feuchten nur noch Rückstreuverhältnisse zwischen 0,1 und 0,15 vor. Bei relativen Feuchten kleiner 50% ist ein kleiner Effekt zu erkennen. Sinkt die Feuchte, so steigt das Rückstreuverhältnis. Die Teilchen werden also kleiner. Insgesamt kann jedoch gesagt werden, dass das Aerosol bereits ziemlich abgetrocknet ist wenn es im Messgerät ankommt und seine Größe deutlich verändert hat, da sonst eine klare Abhängigkeit von Parametern, die die Partikelgröße wiedergeben, und der relativen Feuchte gegeben sein müsste. Wie es zu der Scheinkorrelation mit dem Streukoeffizienten aus Nephelometermessungen kommt wird im Abschnitt über den Einfluss der Temperatur und Temperaturschichtung geklärt. Die Teilchenanzahl in Abhängigkeit der relativen Feuchte ist durch eine Art Untergrenze für die Teilchenanzahl in Abhängigkeit von der relativen Feuchte gekennzeichnet (Abb. 4.48). Diese Grenze ist umso höher, je höher die relative Feuchte ist. Dieses zunächst überraschend erscheinende Ergebnis legt nahe, dass es sich in

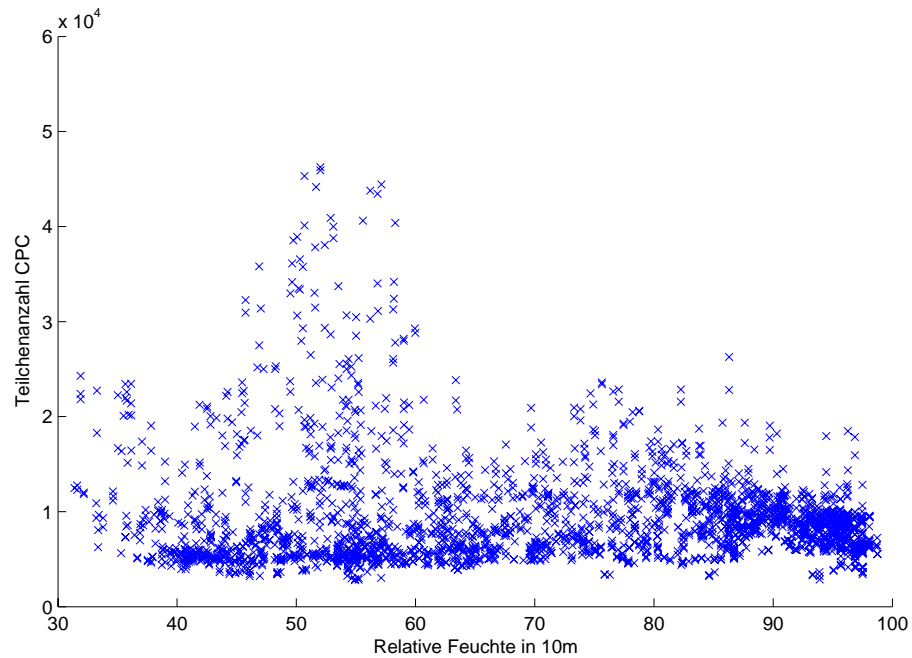


Abbildung 4.48: Teilchenzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m

Wirklichkeit um eine andere Größe handelt, die diesen Effekt verursacht und die weitestgehend mit der relativen Feuchte korreliert. Die relative Feuchte zeigt zum Beispiel einen deutlichen Tagesgang mit hohen Werten in der Nacht, da dort in der Regel die Temperatur geringer ist. Die Maxima der Teilchenanzahlen kommen bei relativen Feuchten von etwa 50% vor.

Ein Vergleich der relativen Feuchte mit den Säulengehalten macht keinen Sinn, da die relative Feuchte stark mit der Höhe variiert.

4.9.4 Temperatur und Temperaturschichtung

Ein negativer Wert bei der Temperaturdifferenz zwischen 10 m und 200 m steht für eine stabile Schichtung (Temperatur in 10 m Höhe größer als in 200 m), ein positiver für labile Schichtung. Die größten Teilchenanzahlen kommen bei labiler Schichtung vor. Viel interessanter ist jedoch die untere Begrenzung des Streudiagramms (Abb. 4.49). Diese fällt von ca. 1000 Teilchen pro cm^3 bei einer Temperaturdifferenz von -10°C auf nur noch etwa 200 Teilchen pro cm^3 bei einer Temperaturdifferenz von $1,5^\circ\text{C}$. Bei negativen Temperaturwerten, also stabiler Schichtung, kommt es kaum zu vertikalem Luftaustausch. Die Emissionen bleiben also annähernd in der Höhe,

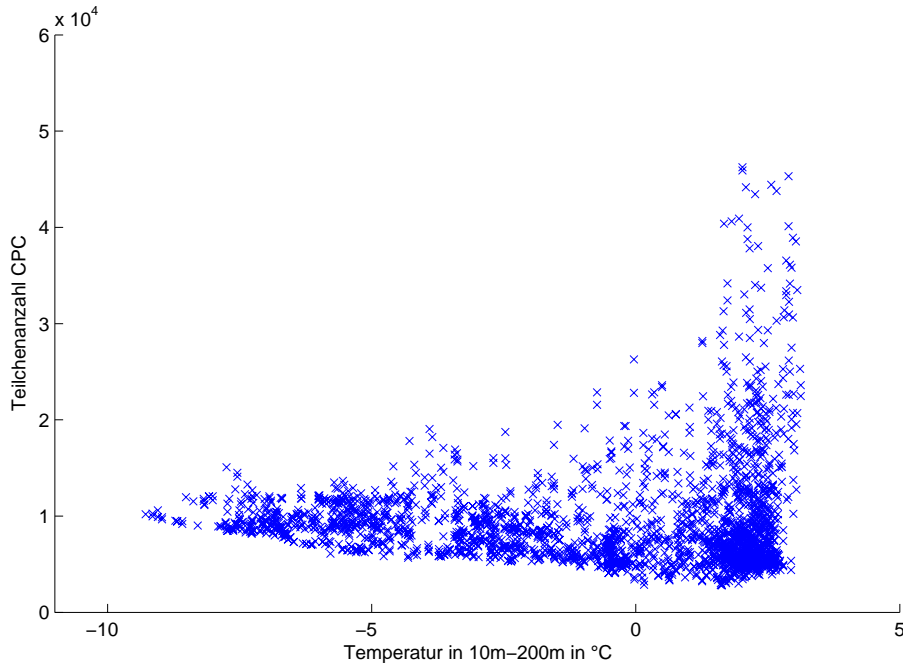


Abbildung 4.49: Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen 10 m und 200 m

in der sie emittiert auftreten. Bei stabiler Schichtung sammeln sich die Aerosole also innerhalb der Grenzschicht an. Der Streukoeffizient zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Teilchenanzahl. Bei labiler Schichtung ist die Variabilität am größten, bei steigender stabiler Schichtung werden die minimalen Werte größer (Abb. 4.50). Hauptgrund hierfür ist die höhere Teilchenanzahl. Mehr Teilchen streuen auch mehr. Über die Temperaturschichtung wird auch die Scheinkorrelation mit der relativen Feuchte klar. Die relative Feuchte erreicht ihre höchsten Werte in der Nacht. Zu diesen Zeiten kommt es auch zu einer stabilen Schichtung.

Die hohen Teilchenanzahlen bei labiler Schichtung sind nicht in erster Linie durch die Schichtung zu erklären. Labile Schichtung kommt meist bei hohen Temperaturen am Boden vor. Deutlich sieht man, dass die höchsten Teilchenanzahlen bei hohen Temperaturen vorkommen (Abb. 4.51). Dies kann auf Nukleation zurückgeführt werden. Hohe Temperaturen korrelieren im Sommer mit der Einstrahlung. Diese ist eine wichtige Voraussetzung für Nukleation.

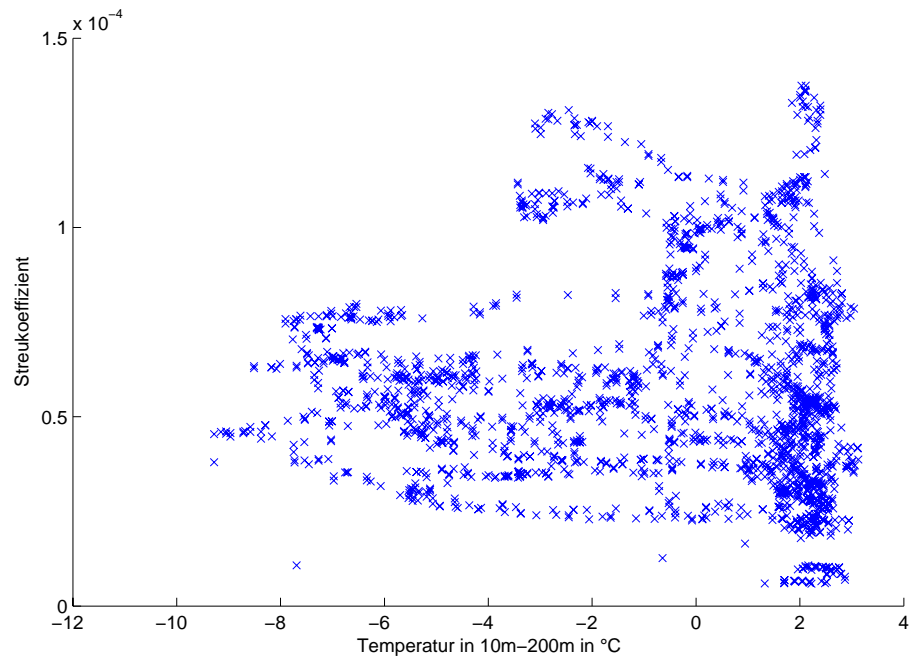


Abbildung 4.50: Streukoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen 10 m und 200 m

4.10 Saharastaub-Ereignisse

Ein Effekt, der die AOT stark erhöhen kann, ist der Transport von Saharastaub in unsere Breiten. Saharastaub besteht aus großen Partikeln. Befindet er sich in der Atmosphäre, müsste der Angströmparameter also sinken. Desweiteren sinkt die Einfachstreueralbedo bei großen Partikeln mit steigender Wellenlänge (Dubovik et al. 2002). Mit diesen beiden Parametern sollte es also möglich sein, in den Photometermessungen Saharastaubereignisse in Karlsruhe zu erkennen. Dies wurde mit den Kriterien $SSA_{440} - SSA_{1020} < 0,03$ und $\alpha_{440870} < 0,65$ versucht. Laut Kaminski (2006) gab es im Jahr 2005 nur wenige und dazu noch schwache Saharastaubereignisse am Hohenpeissenberg. Diese fanden dort am 2. Mai, 27.-29. Juni, 7./8. September und 31. Oktober statt. Mit den obigen Kriterien werden folgende Tage in Karlsruhe als Tage mit Saharastaub detektiert: 12. April, 2. Mai, 16. Mai, 19. Mai, 27. Mai, 16. Juni und 31. Oktober. An zwei Tagen davon trat auch am Hohenpeissenberg Saharastaub auf. Die restlichen Tage müssen nicht unbedingt übereinstimmen, da der Saharastaub durchaus auch nur an einem der Orte aufgetreten sein kann. Die einzelnen Tage wurden nochmal genauer untersucht. Am 12. April und am 16. Juni

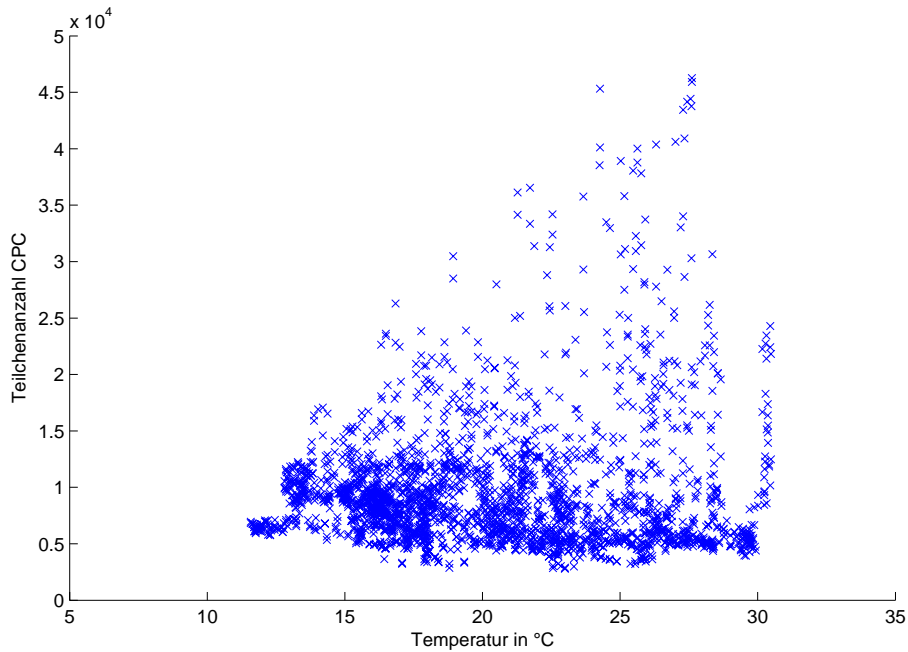


Abbildung 4.51: Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Temperatur in 10 m

werden die Werte offenbar durch nicht detektierte Wolken verursacht. Für den 16. Mai gilt wahrscheinlich das gleiche, die Bewölkung war durchbrochen. Am 19. und 27. Mai gab es keine Bewölkung, die diese Werte verursachen könnte. Es spricht also einiges dafür, dass es an diesen beiden Tagen in Karlsruhe tatsächlich Saharastaub gab. Es können natürlich auch immer durch eine lokale Quelle große Partikel eingetragen werden, zum Beispiel Pollen. Am 19. Mai herrschte zum Beispiel eine Nordströmung. Saharastaub kann also auch für diesen Tag ausgeschlossen werden. Zu sagen wäre noch, dass diese Teilauswertung mit den QS-1.5-Daten stattfand, da zum Zeitpunkt der Auswertung die Almkantars (nur bei diesen wird die Einfachstreueralbedo gemessen) in den QS-2.0-Daten noch nicht ausgewertet waren. Mit diesen nochmals fehlerbereinigten Daten, werden nochmal einige wolkenkontaminierte Daten aussortiert. Eine weitere Möglichkeit zur Detektion wäre das Verwenden der Größenverteilungen. Diese ist bei einem Saharastaubereignis deutlich bimodal. Am 2. Mai ist ein deutlicher Anstieg im Grobmode von 7:57 Uhr auf 16:35 Uhr festzustellen (Abb. 4.52). An diesem Tag kam es tatsächlich zu einem Saharastaubereignis. Die Level-1.5-Daten neigen fälschlicherweise viel zu oft (siehe Beispiel bei den Größenverteilungen) zu einem übertriebenen Grobmode. Die Größenverteilung

gen sind deshalb nicht dazu geeignet, daraus solche Ereignisse abzuleiten. In den Level-2.0-Daten lagen die Größenverteilungen noch nicht komplett vor.

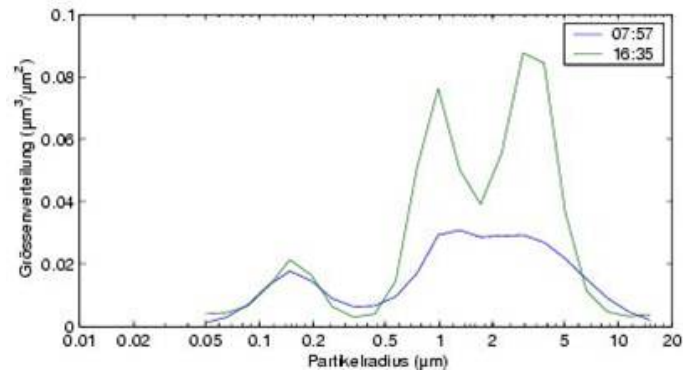


Abbildung 4.52: Größenverteilung aus der Photometermessung am 2. Mai

5 Zusammenfassung

Es wurden mit verschiedenen Messgeräten unterschiedliche Aerosoleigenschaften am Forschungszentrum Karlsruhe gemessen. Bei einer in-situ-Messkampagne wurden mit SMPS, APS, CPC und Nephelometer die Anzahlverteilung, die Partikelanzahl und der Streukoeffizient des Aerosols gemessen. Das Photometer innerhalb des AERONET-Messnetzes, welches am IMK betrieben wird, lieferte verschiedene Aerosol säulengehalte. Mit dem bereits vor der Diplomarbeit eigenentwickelten Programm VISIDIP wurden Sichtweiten aus Panoramabildern abgeleitet. Neben diesen zahlreichen Aerosolmessungen standen zeitlich hochaufgelöste Messungen verschiedener meteorologischer Parameter am 200-m-Mast im Forschungszentrum zur Verfügung. Es konnte gezeigt werden, dass einige Messgrößen einen starken Tagesgang zeigen. Anhand der Wochengänge wurde deutlich, dass das horizontale Maß der Sichtweite stark mit dem vertikalen der Optischen Dicke des Aerosols korreliert. So erreicht die Sichtweite ihr Maximum montags, wenn die Optische Dicke des Aerosols ihr Minimum im Wochengang erreicht. Es wurde bestätigt, dass nicht die Absolutanzahl der Teilchen die Sichtweite bestimmt, sondern hauptsächlich die Teilchen mit einem Durchmesser, der der Wellenlänge des Lichts entspricht, die Sichtweite bestimmen. Ein Vergleich der Sichtweiten, die aus dem Streukoeffizienten und mit Hilfe einer Mieberechnung aus den Aerosolgrößenverteilungen gewonnen wurden, zeigte, dass diese recht gut übereinstimmen. Beide passen jedoch überhaupt nicht zur mit VISIDIP gewonnenen Sichtweite. Dies lag daran, dass Aerosol in den Messgeräten nahezu komplett abgetrocknet war. Nach Berücksichtigung der Quellung bei der Mieberechnung durch Hinzufügung der relativen Feuchte, die am 200m-Mast im Forschungszentrum gemessen wurde, stimmten die Größenordnung und der Tagesgang der Sichtweite recht gut überein.

Es konnte nachgewiesen werden, dass Aerosole vor allem im Größenbereich von 100 nm bis 300 nm durch Regen ausgewaschen werden. Bei längeren Perioden ohne Luftmassenaustausch und Niederschlag steigt die AOT im Laufe der Zeit an. Dies geschieht, da die Aerosolteilchen langsam in den Größenbereich wachsen, in dem

sie besonders effektiv bei den zur Messung verwendeten Wellenlängen streuen. Damit sinkt die Sichtweite ab. Die Windrichtung hatte kaum einen Einfluss auf das Aerosol. Die Teilchenzahlen und AOTs waren bei Nord-Ost-Anströmung minimal geringer als bei Süd-West-Anströmung. Die relative Feuchte beeinflusste die Aerosole zwar relativ stark, da diese aber bis zum Erreichen des Inneren des Messgeräts bereits abgetrocknet waren, konnte kaum ein Einfluss festgestellt werden. Dieser ist aber aufgrund der Mie-Rechnung zu erwarten, wo die Aerosole teils um einen Faktor 20 anquollen. Ein starker Einfluss auf die Teilchenanzahl zeigte sich bei der Temperaturschichtung. Ist die Schichtung stabil, liegt die Mindestanzahl der Teilchen deutlich höher als bei labiler Schichtung.

Die Detektion von Saharastaub in der Atmosphäre aus Photometermessungen über den Angströmparameter und die Wellenlängenabhängigkeit der Einfachstreueralbedo erwies sich als schwierig. Zwar wurden zwei Tage mit solchen Ereignissen wirklich erkannt, allerdings auch einige nicht und es gab zusätzliche Fehlerkennungen. Teils lag dies aber daran, dass die dafür benötigten Daten noch nicht im QS-2.0-Format vorlagen.

Insgesamt wurde neben diesen Erkenntnissen ein wertvoller Datensatz gewonnen, der in Zukunft, und zum Teil auch bereits jetzt, zur Modellvalidierung verwendet wird.

Abbildungsverzeichnis

2.1	a) bis g) Quellstärken verschiedener Aerosoltypen (in $\text{kg km}^{-2} \text{h}^{-1}$)	
	h) Optische Dicke (Quelle: IUP Heidelberg)	13
2.2	Entstehung von Aerosolen (Quelle: Hamburger Bildungsserver)	14
2.3	Umwandlung und Entfernung von Aerosolen (Quelle: Hamburger Bildungsserver)	15
2.4	Histogramm für Aerosolanzahlverteilung mit verschiedenen Klassenbreiten (links) und gleichen Klassenbreiten (rechts) nach: Seinfeld 1998	16
2.5	Histogramm für Aerosolanzahlverteilung gleichen Klassenbreiten und logarithmischer Auftragung; Quelle: Seinfeld 1998	16
2.6	Schema der Intensität der räumlichen Struktur der Rayleighstreuung (oben) und Miestreuung (unten); Quelle: Möller (1973)	18
2.7	Streufaktor eines einzelnen Dunsttröpfchens; Quelle: Möller (1973)	19
2.8	Wichtige Faktoren, die die Sichtweite beeinflussen; Quelle: Malm (1999)	21
2.9	Optische Luftmasse ohne Refraktion (links) und mit Refraktion (rechts)	23
3.1	Luftbild des Forschungszentrum Karlsruhe; Standort der In-Situ-Messgeräte und des Photometers	26
3.2	Das Photometer am Forschungszentrum Karlsruhe	27
3.3	Erklärung Elevation und Azimut	29
3.4	Zusammenhang zwischen Transmission und AOT	31
3.5	Tagesgang der AOT bei 500 nm und Angströmparameter bei 440 und 870 nm am 29. März 2006 in Djougou (Benin)	33
3.6	Beispiel für offensichtlich falsche Größenverteilung am 12. April 2005	34
3.7	Beispiel für typische Größenverteilung in Karlsruhe vom 3. April 2005	35
3.8	Vergleich der Qualitätsstufen beim Photometer	38
3.9	Bildausschnitt eines Panoramabildes mit Blickrichtung Südost	40
3.10	Kantenbild zu Abb. 3.9	40

3.11 Schematische Darstellung eines TSI Condensation Particle Counters 3022A aus dem zugehörigen Handbuch	42
3.12 Schematische Darstellung eines TSI Aerosol Particle Sizers 3321 aus dem zugehörigen Handbuch	44
3.13 Schematische Darstellung eines TSI Nephelometers 3563 aus dem zu- gehörigen Handbuch	45
3.14 Ansaugvorrichtung für das Aerosol auf dem Dach der AIDA	46
3.15 Leitungen zu den verschiedenen Geräten	47
3.16 Foto der CPCs, des Nephelometers und des APS	47
3.17 Foto des verwendeten SMPS	48
3.18 Anpassung der Anzahlverteilung von SMPS und APS	50
4.1 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August	52
4.2 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 26. August	53
4.3 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 19. August	54
4.4 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 24. August	54
4.5 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 11. August	55
4.6 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 12. August	55
4.7 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August	56
4.8 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 16. August	57
4.9 Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 17. August	57
4.10 Verteilung der Optischen Dicke des Aerosols für die Messmonate bei 500 nm	58
4.11 Vergleich der vorkommenden AOTs bei 500 nm in Karlsruhe und Mainz	59
4.12 Wasserdampfsäulengehalt für die Messmonate	60
4.13 Angströmparameter für die Messmonate bei	61
4.14 Tagesgang der AOT bei 500 nm	62
4.15 Tagesgang des Wasserdampfsäulengehalts	62
4.16 Tagesgang des Angströmparameters aus Photometerdaten	63
4.17 Tagesgang des Angströmparameters aus Nephelometermessung	64
4.18 Tagesgang der Einfachstreueralbedo	65
4.19 Tagesgang der Sichtweite	65
4.20 Tagesgang des Rückstreuverhältnisses aus Nephelometermessung	66
4.21 Wochengang der AOT	67
4.22 Wochengang der Einfachstreueralbedo	68
4.23 Wochengang des Angströmparameters	69

4.24	Wochengang des Wasserdampfsäulengehalts	69
4.25	Streudiagramm AOT - Wasserdampfsäulengehalt	70
4.26	Wochengang der Sichtweite	71
4.27	Zusammenhang AOT mit Sichtweite	72
4.28	Beispiele zur Anpassung von Lognormalverteilungen an eine gemessene Verteilung	76
4.29	Vergleich der Sichtweiten aus Mierechnung und Nephelometermessung mit gemessener Sichtweite	77
4.30	Relative Feuchte am 30.8.2005 in 2 m Höhe am FZK-Mast	78
4.31	Vergleich der Sichtweiten aus Mierechnung mit Quellung und ohne am 30.8.2005	79
4.32	Vergleich Angströmparameter aus Nephelometermessung und Mierechnung	80
4.33	Vergleich der Sichtweite, die aus der Nephelometermessung abgeleitet wurde, und Teilchenanzahl mit max. Durchmesser 100 nm	81
4.34	Vergleich Sichtweite aus Nephelometermessung und Teilchenanzahl mit Durchmessern von 100 bis 400 nm	82
4.35	Vergleich Sichtweite aus Nephelometermessung und Teilchenanzahl aus SMPS-Messung mit Durchmessern zwischen 400 und 760 nm	83
4.36	mittlerer AOT Verlauf in Abhängigkeit trockener Tage	84
4.37	mittlerer Verlauf des Angströmparameters in Abhängigkeit trockener Tage	84
4.38	AOT bei 440 nm und Regensummen für jeden Tag im September 2005	85
4.39	Größenverteilung vom 29.8. bis 2.9.2005 gemessen mit SMPS und APS	86
4.40	Vergleich der Größenverteilungen an Tagen nach denen es geregnet hat und den restlichen	87
4.41	AOT bei 500 nm in Abhängigkeit von der herrschenden Windrichtung in 200 m Höhe	88
4.42	Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Windrichtung in 200 m	89
4.43	Streuoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit von der Windrichtung in 200 m	89
4.44	Mittlerer Tagesgang der Größenverteilung bei Nord-Ost-Anströmung .	90
4.45	Mittlerer Tagesgang der Größenverteilung bei Süd-West-Anströmung	90

4.46	Streukoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m	91
4.47	Rückstreuverhältnis aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m	92
4.48	Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit der relativen Feuchte in 10 m	93
4.49	Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen 10 m und 200 m	94
4.50	Streukoeffizient aus der Messung des Nephelometers in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen 10 m und 200 m	95
4.51	Teilchenanzahl aus der Messung des CPC in Abhängigkeit von der Temperatur in 10 m	96
4.52	Größenverteilung aus der Photometermessung am 2. Mai	97
A.1	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 10. August	113
A.2	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 11. August	114
A.3	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 12. August	114
A.4	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 16. August	115
A.5	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 17. August	115
A.6	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 18. August	116
A.7	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 19. August	116
A.8	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 20. August	117
A.9	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 24. August	117
A.10	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 25. August	118
A.11	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 26. August	118
A.12	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 29. August	119
A.13	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August	119
A.14	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 31. August	120
A.15	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 1. September	120
A.16	Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 2. September	121
B.1	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 10. August	123
B.2	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 11. August	124
B.3	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 12. August	124
B.4	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 16. August	125
B.5	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 17. August	125

B.6	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 18. August	126
B.7	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 19. August	126
B.8	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 20. August	127
B.9	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 24. August	127
B.10	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 25. August	128
B.11	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 26. August	128
B.12	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 29. August	129
B.13	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 30. August	129
B.14	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 31. August	130
B.15	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 1. September	130
B.16	Zeitlicher Verlauf des PM10 am 2. September	131
C.1	Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung; Teil 1 (10.8.-12.8 und 16.8.2005)	133
C.2	Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung; Teil 2 (17.8.-20.8 und 24.8.- 25.8.2005)	134
C.3	Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung; Teil 3 (26.8. und 29.8.-2.9.2005)	135

Literatur

- AERONET (2005). AERONET Quarterly Reports, 3rd Quarter 2005. http://aeronet.gsfc.nasa.gov/Operational/AQ_July_2005.pdf.
- Aitchison, J. und J. Brown (1957). *The Lognormal Distribution Function*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Aitken, J. (1888). On the number of dust particles in the atmosphere. *Nature* 37, 428–430.
- Bohren, C. und D. Huffman (1983). *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. New York: Wiley-VCH.
- BUWAL (2001). PM10 Fragen und Antworten zu Eigenschaften, Emissionen, Immissionen, Auswirkungen, und Maßnahmen. <http://www.umweltschweiz.ch/imperia/md/content/luft/fachgebiet/d/463.pdf>.
- Carver, G., O. Garrett, O. Morgenstern und M. Köhler. The Ozone Hole Tour. Teil 1: Die Geschichte des Ozonlochs. http://atm.ch.cam.ac.uk/tour/tour_de/part1.html.
- Chazette, P. und C. Liousse (2001). A case study of optical and chemical ground apportionment for urban aerosols in Thessaloniki. *Atmospheric Environment* 35, 2497–2506.
- Deirmendjian, D. (1969). *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions*. New York: Elsevier.
- Dockery, D., C. Pope, X. Xu, J. Spengler, J. Ware, M. Fay, B. Ferris und F. Speizer (1993). An Association between Air Pollution and Mortality in Six U.S. Cities. *The New England Journal of Medicine* 329, 1753–1759.
- Dubovik, A., B. Holben, Y. Kaufman, M. Yamasoe, A. Smirnov, D. Tanre und I. Slutsker (1998). Single-scattering albedo of smoke retrieved from the sky radiance and solar transmittance measured from ground. *Journal of Geophysical Research* 103, 31903–31924.

- Dubovik, O., B.N.Holben, T.F.Eck, A.Smirnov, Y.J.Kaufman, M.D.King, D.Tanre und I.Slutsker (2002). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of Atmospheric Science* 59, 590–608.
- Dubovik, O., B. Holben und S. Kinne (2001). Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *Journal of Climate* 15(4), 333–352.
- Dubovik, O., B. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. Mishchenko, P. Yang und I. Slutsker (2002). Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. *Geophysical Research Letters* 29, 54–1 – 54–4.
- Dubovik, O. und M. D. King (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research* 105, 20673–20696.
- Heise, S., G. Dick, G. Gendt, J. Wickert, U. Leiterer, H. Dier und B. Vogel (2006). Comparison of total column water vapour estimates from ground-based GPS and sun photometer observations.
- Horvath, H. (1981). Atmospheric visibility. *Atmospheric Environment* 15, 1785–1796.
- Horvath, H. (1995). Estimation of the average visibility in central europe. *Atmospheric Environment* 29, 241–246.
- Houghton, J., Y. Ding, M. Nogna, D. Gringgs, P. Van der Linden und K. Mashell (2001). IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change), Climate Change 2001.
- Israël, H. und G. Israël (1973). *Spurenstoffe in der Atmosphäre*. Stuttgart: Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft MBH Stuttgart.
- IUP Heidelberg (2005). Aerosole 2005/04/05. <http://www.iup.uni-heidelberg.de/institut/studium/lehre/Atmosphaerenphysik/>.
- Junge, C. (1952). Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. *Annalen der Meteorologie*.
- Kaminski, U. (2006). Persönliche Mitteilung.
- Kasten, F. (1965). A new table and approximation formula for relative air mass. *Theoretical and Applied Climatology* 14, 206–223.

- Kasten, F. und A. Young (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics* 28.
- Köhler, H. (1936). The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Transactions of the Faraday Society* 32, 1152–1161.
- Koschmieder, H. (1924). Theorie der horizontalen Sichtweite. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre* 12, 33–53.
- Koyro, M. und K.-H. Naumann (2002). Aerosols and Heterogeneous Chemistry in the Atmosphere. <http://imk-aida.fzk.de>.
- Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2006). Besondere Immissionsituationen während der Inversionswetterlagen Januar/Februar 2006. S. 96.
- Lippmann, M., K. Ito, A. Nadas und R. Burnett (2000). Association of Particulate Matter Components with Daily Mortality and Morbidity in Urban Populations. *Health Effects Institute, Research Report Nr. 95*.
- London, J., R. Bojkov, S. Oltmans und J. Kelly (1976). Atlas of the global distribution of total ozone, July 1957 - June 1967. *Unknown*.
- Lundgren, K. (2006). Numerical Simulation of the Spatial and Temporal Distribution of Sea Salt Particles on the Regional Scale. Masterthesis, Stockholm University.
- Malm, W. (1999). *Introduction to visibility*. Colorado State University:Fort Collins: Cooperative Institute for Research in the Atmosphere.
- McMurry, P., X. Wang, K. Park und K. Ehara (2002). The relationship between mass and mobility for atmospheric particles: A new technique for measuring particle density. *Aerosol Science and Technology* 36, 227–238.
- Meier, M. und C. Rüegg (2002). Digitale Ecken- und Objekterkennung. Studienarbeit, Hochschule Rapperswil.
- Möhler, O. (2006). Persönliche Mitteilungen.
- Middleton, W. (1968). Vision through the atmosphere. *University of Toronto Press*.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik* 25, 377–445.
- Newcombe, W. (2006). Persönliche Mitteilung.

- O'Neill, N., O. Dubovik und T. Eck (2001). Modified angstrom exponent for the characterization of submicrometer aerosols. *Applied Optics* 40, 2368–2375.
- Pietzner, B. (1986). Die Vertikalstruktur der Horizontalsicht im Höhenbereich bis 300m über Grund in Norddeutschland. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover* 26.
- Pilinis, C. (1989). Numerical simulation of visibility degradation due to particulate matter: model development and evaluation. *Journal of Geophysical Research* 94, 9937–9946.
- Plana-Fattori, A., M. Legrand, D. Tanre, C. Devaux und A. Vermeulen (1998). Estimating the atmospheric water vapor content from sun photometer measurements. *Journal of Applied Meteorology* 37, 790–804.
- Pruppacher, H. und J. Klett (1980). *Microphysics of Cloud and Precipitation*. Dordrecht: D. Reidel.
- Riemer, N. (2002). Numerische Simulation zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite. Dissertation, Universität Karlsruhe (TH).
- Roedel, W. (2000). *Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre*. Berlin: Springer Verlag.
- Roessler, D. und F. Faxvog (1981). Visibility in absorbing aerosols. *Atmospheric Environment* 15, 151–155.
- Schwartz, J., D. Dockery und L. Neas (1996). Is daily mortality associated specifically with fine particles? *Journal of the Air & Waste Management Association* 46, 927–939.
- Seinfeld, J. und S. Pandis (1998). *Atmospheric Chemistry and Physics*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Simmer, C. (2003). Strahlungsprozesse in der Atmosphäre. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Smirnov, A., B. Holben, T. Eck, O. Dubovik und I. Slutsker (2000). Cloud screening and quality control algorithms for the aeronet database. *Remote Sensing Environment* 73, 337–349.
- Smirnov, A., B. Holben, T. Eck, I. Slutsker, B. Chatenet und R. Pinker (2002). Diurnal variability of aerosol optical depth observed at aeronet sites. *Geophysical Research Letters* 29, 1–4.

- Sobel, I. (1970). Camera models and machine perception. *Electrical Engineering Department, Stanford University, Stanford, CA.*, 99.
- Tsai, Y. (2005). Atmospheric visibility trends in an urban area in Taiwan 1961-2003. *Atmospheric Environment* 39, 5555–5567.
- TSI Incorporated Particle Instruments (1999a). *Product Information: Model 3022A Condensation Particle Counter*. TSI Incorporated Particle Instruments.
- TSI Incorporated Particle Instruments (1999b). *Product Information: Model 3025A Ultrafine Condensation Particle Counter*. TSI Incorporated Particle Instruments.
- TSI Incorporated Particle Instruments (2002). *Particle Instruments: Model 3563 Integrating Nephelometer*. TSI Incorporated Particle Instruments.
- TSI Incorporated Particle Instruments (2004). *Particle Instruments: Model 3321 Aerodynamic Particle Sizer Spectrometer*. TSI Incorporated Particle Instruments.
- TSI Incorporated Particle Instruments (2005). *Particle Instruments: Scanning Mobility Particle Sizer Spectrometers*. TSI Incorporated Particle Instruments.
- Twomey, S. (1973). *Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements*. Amsterdam: Elsevier.
- U.S. Fish and Wildlife Service. Digest of federal resource laws of interest to the u.s. fish and wildlife service. <http://laws.fws.gov/lawsdigest/cleair.html>.
- Versick, S. (2005). Sichtweitenbestimmung basierend auf Panoramabildern - Eine Machbarkeitsstudie. Studienarbeit, Universität Karlsruhe (TH).
- Wichmann, H.-E., C. Spix, T. Tuch, G. Wölke, A. Peters, J. Heinrich, W. Kreyling und J. Heyder (2000). Daily mortality and fine and ultrafine particles in Erfurt, Germany. *Health Effects Institute, Research Report Nr. 98*, 5–86; discussion 87–94.
- Willeke, K. und P. Baron (1990). Sampling and interpretation errors in aerosol monitoring. *American Industrial Hygiene Association Journal* 3(51), 160–168.
- Woo, K., D. Chen, D. Pui und P. McMurry (2001). Measurement of Atlanta Aerosol Size Distributions: Observations of Ultrafine Particle Events. *Aerosol Science and Technology* 34, 75–87.

World Meteorological Organization (1971). *Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices*. Genf: Secretariat of the World Meteorological Organization.

A Gemessene Größenverteilungen mit SMPS und APS

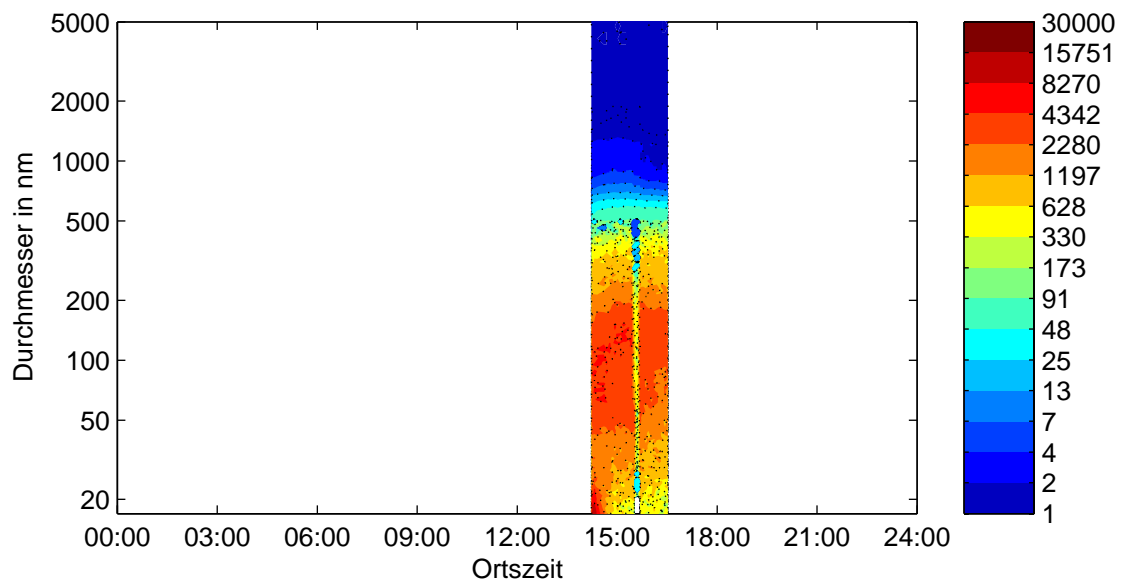


Abbildung A.1: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 10. August aus SMPS
und APS-Messung

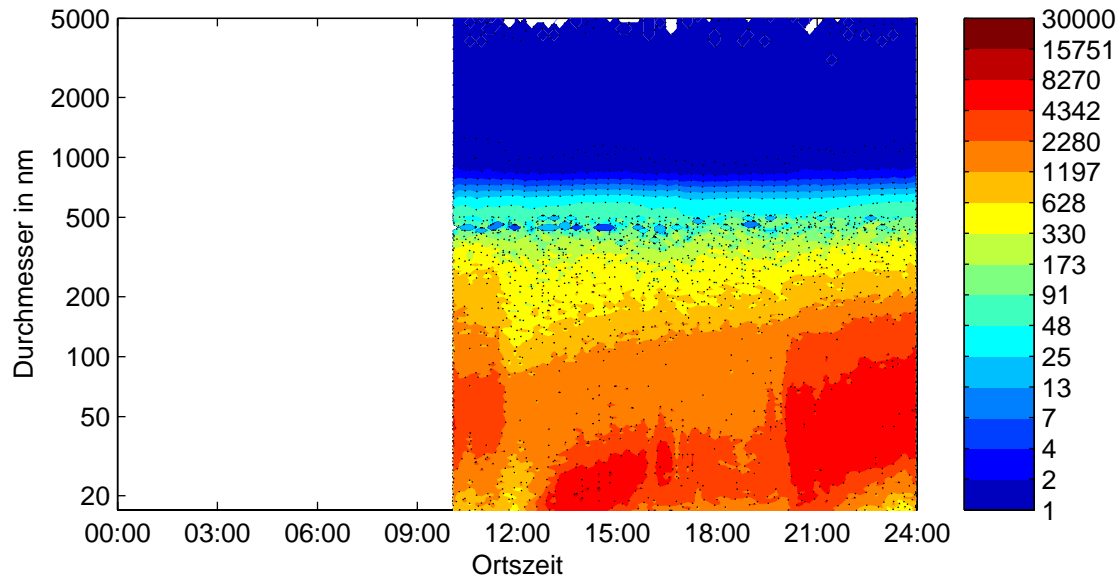


Abbildung A.2: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 11. August aus SMPS und APS-Messung

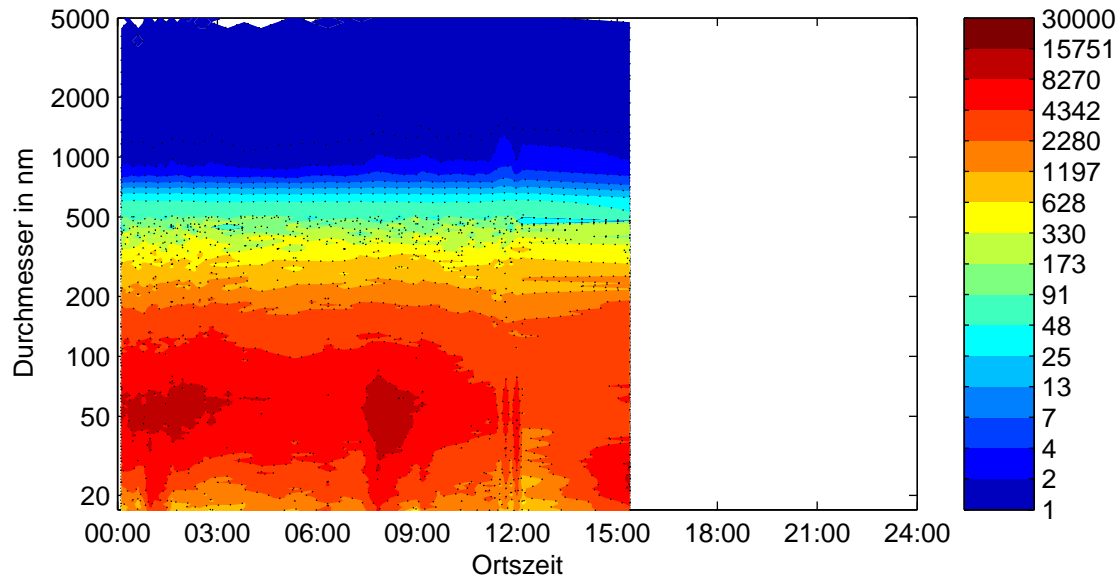


Abbildung A.3: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 12. August aus SMPS und APS-Messung

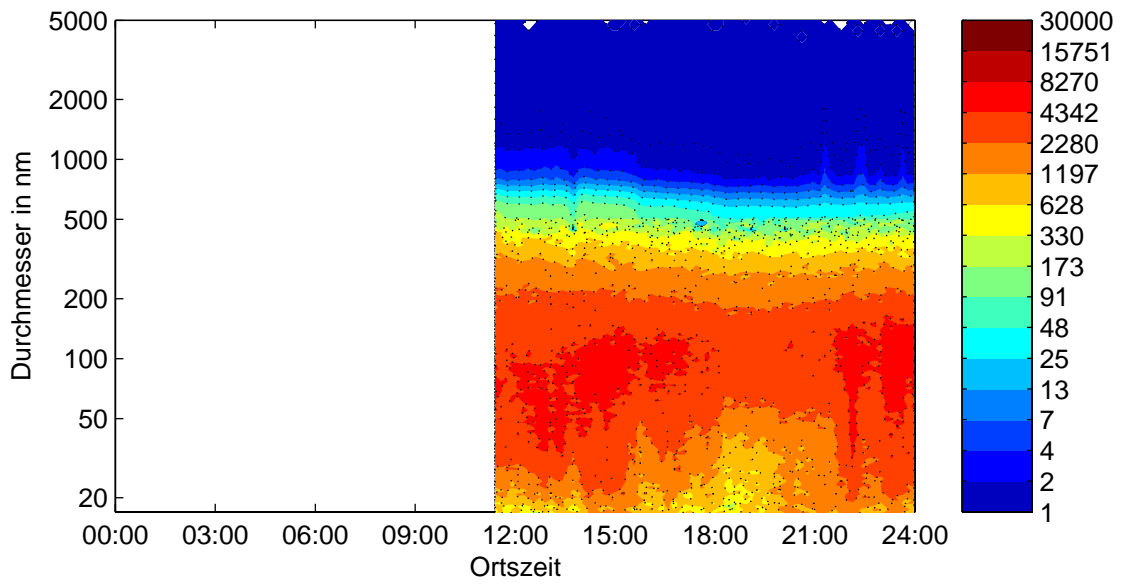


Abbildung A.4: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 16. August aus SMPS und APS-Messung

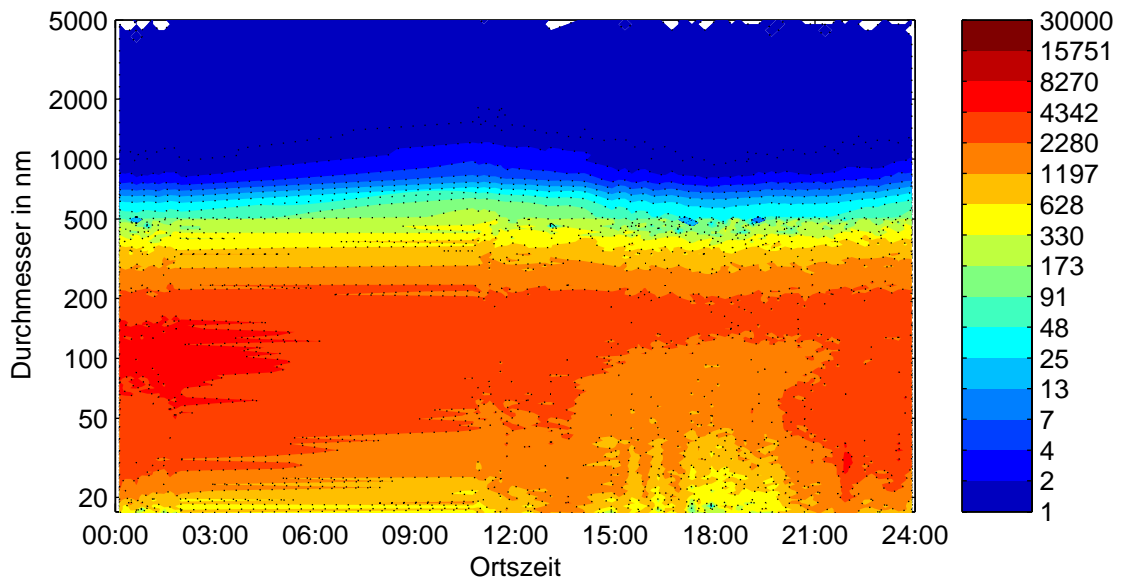


Abbildung A.5: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 17. August aus SMPS und APS-Messung

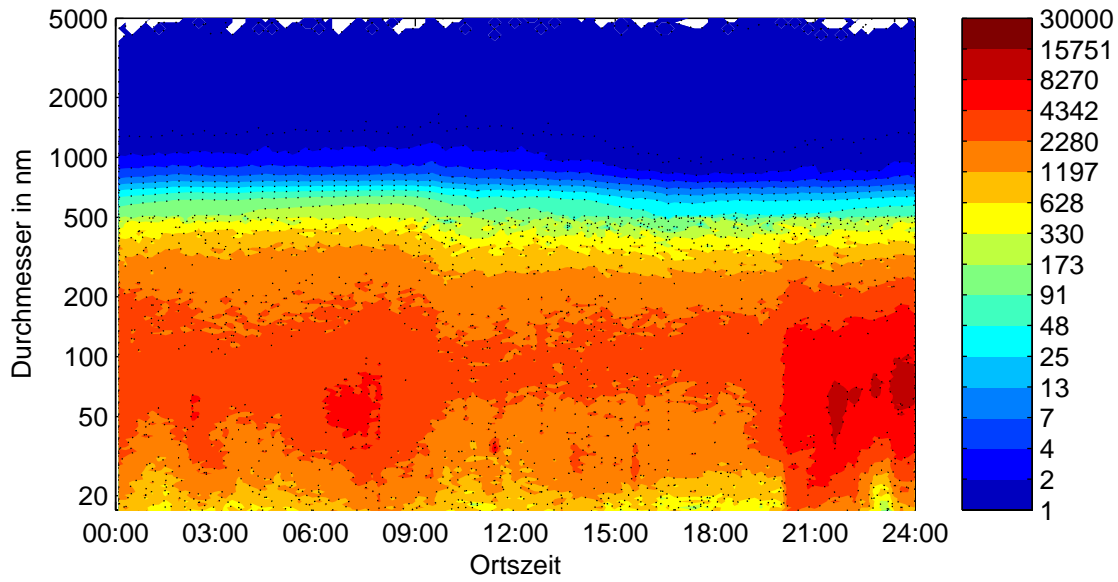


Abbildung A.6: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 18. August aus SMPS und APS-Messung

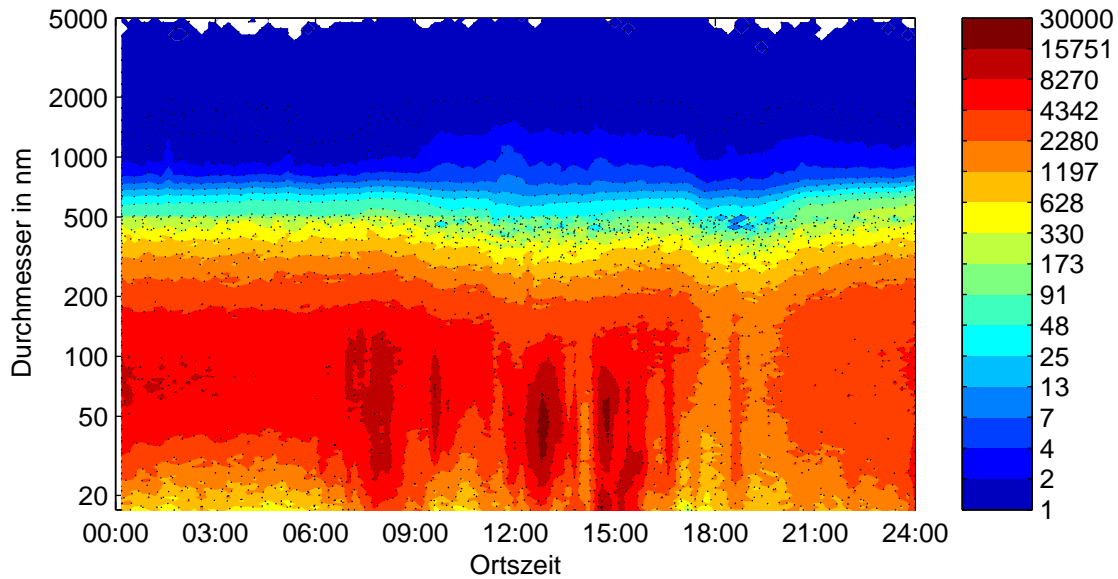


Abbildung A.7: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 19. August aus SMPS und APS-Messung

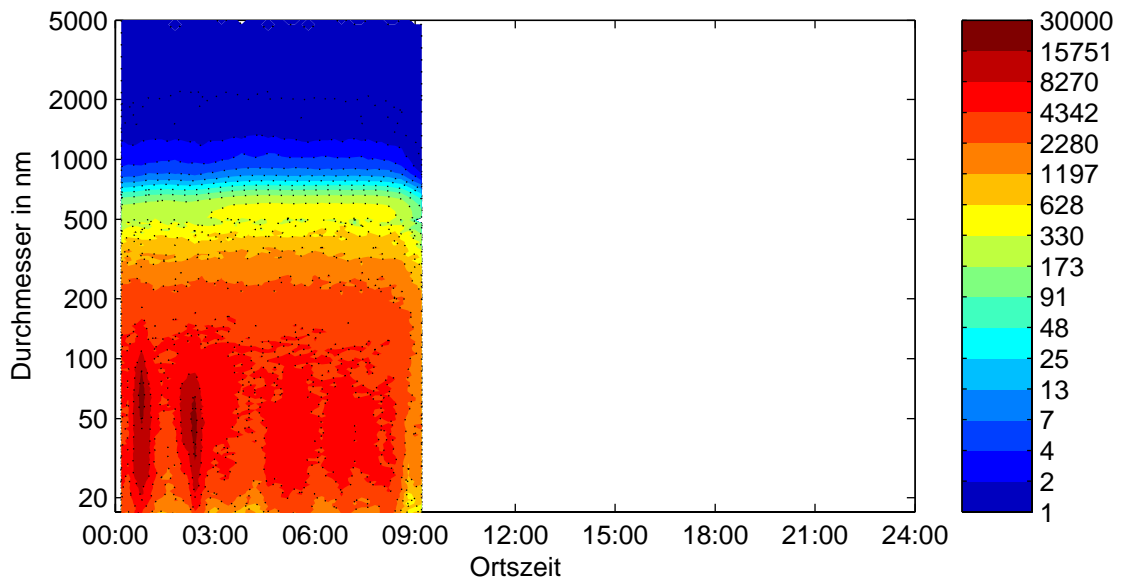


Abbildung A.8: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 20. August aus SMPS und APS-Messung

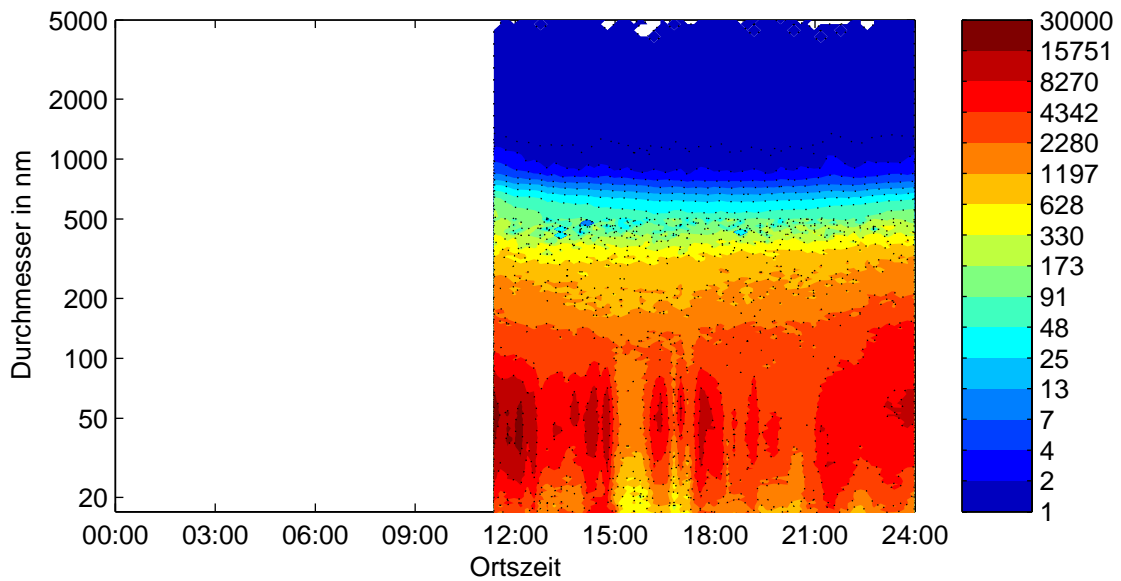


Abbildung A.9: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 24. August aus SMPS und APS-Messung

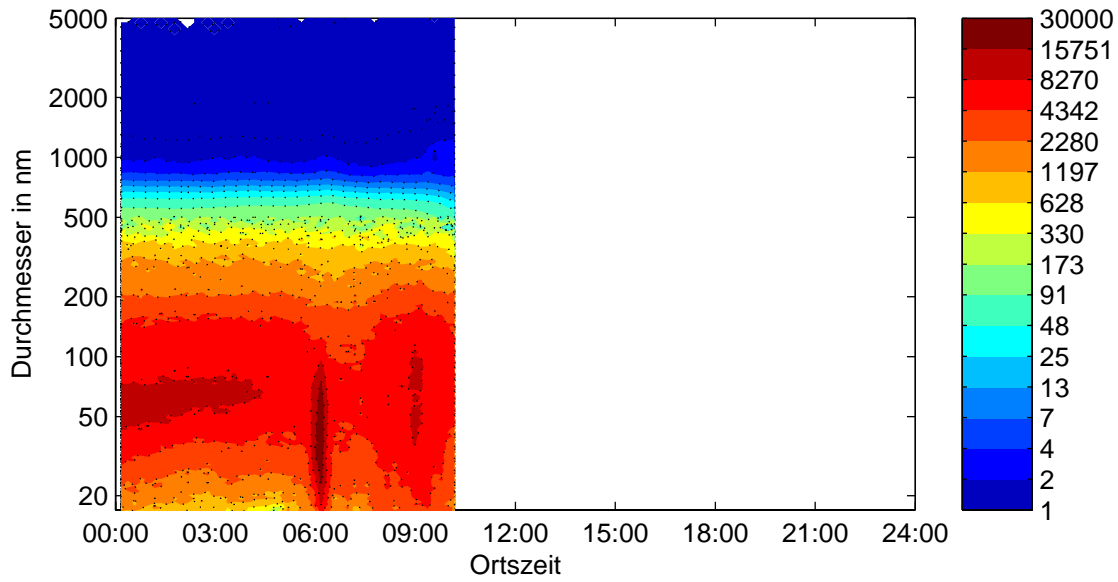


Abbildung A.10: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 25. August aus SMPS und APS-Messung

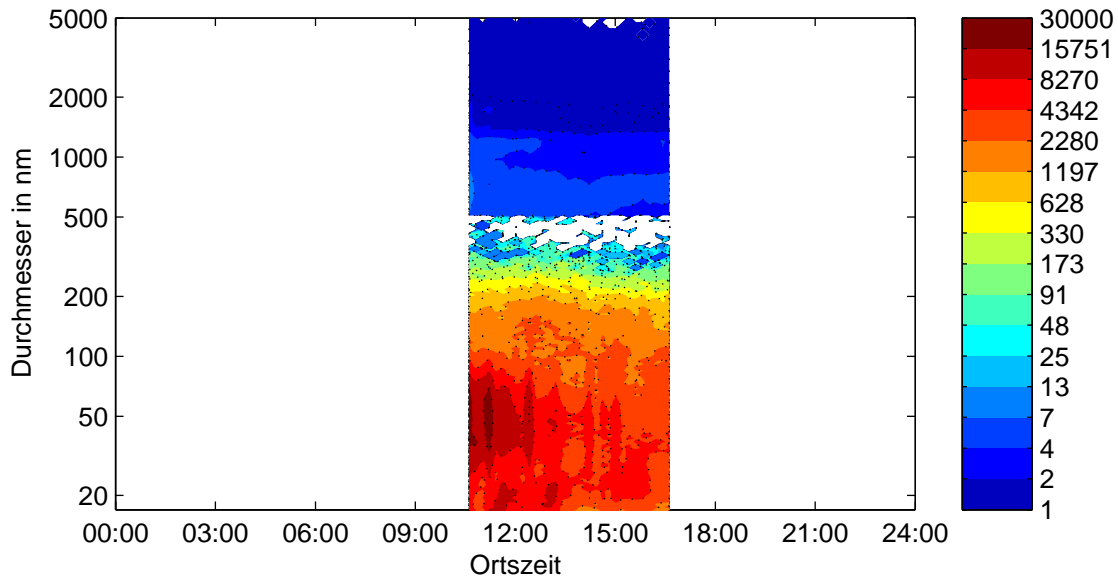


Abbildung A.11: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 26. August aus SMPS und APS-Messung

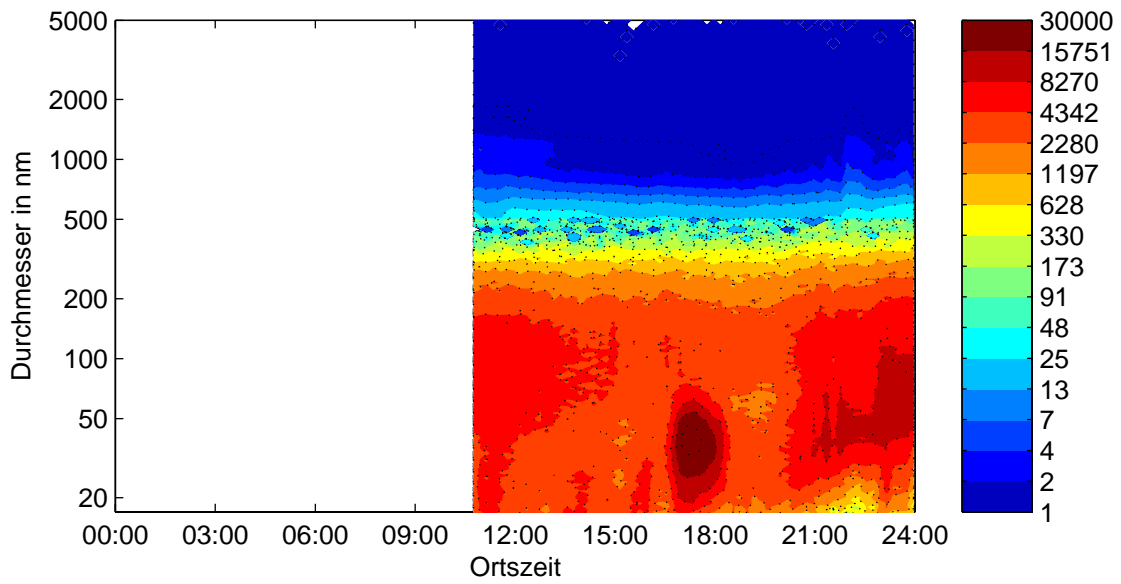


Abbildung A.12: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 29. August aus SMPS und APS-Messung

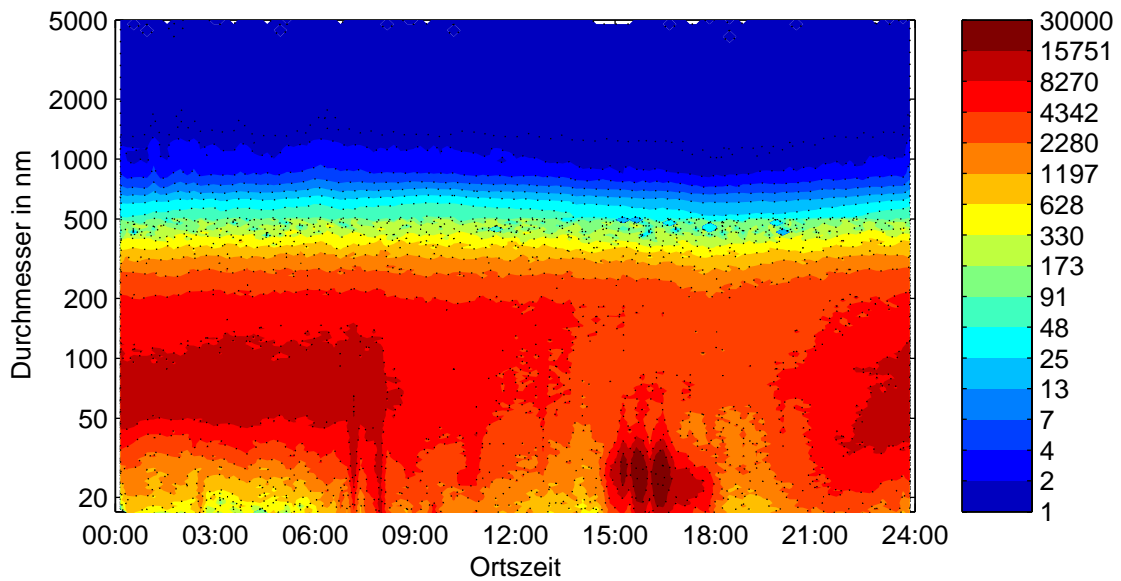


Abbildung A.13: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 30. August aus SMPS und APS-Messung

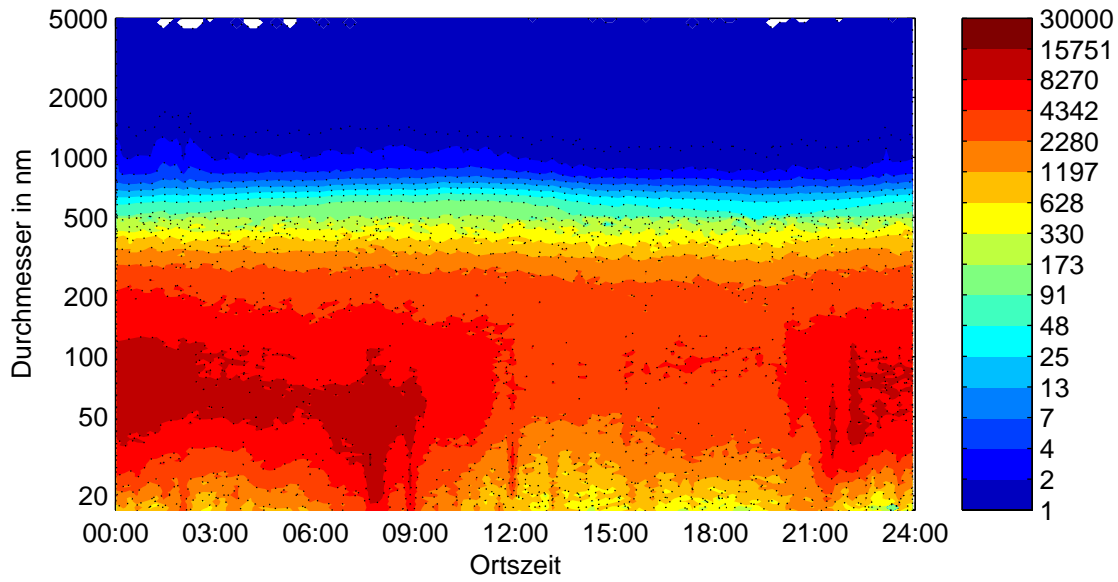


Abbildung A.14: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 31. August aus SMPS und APS-Messung

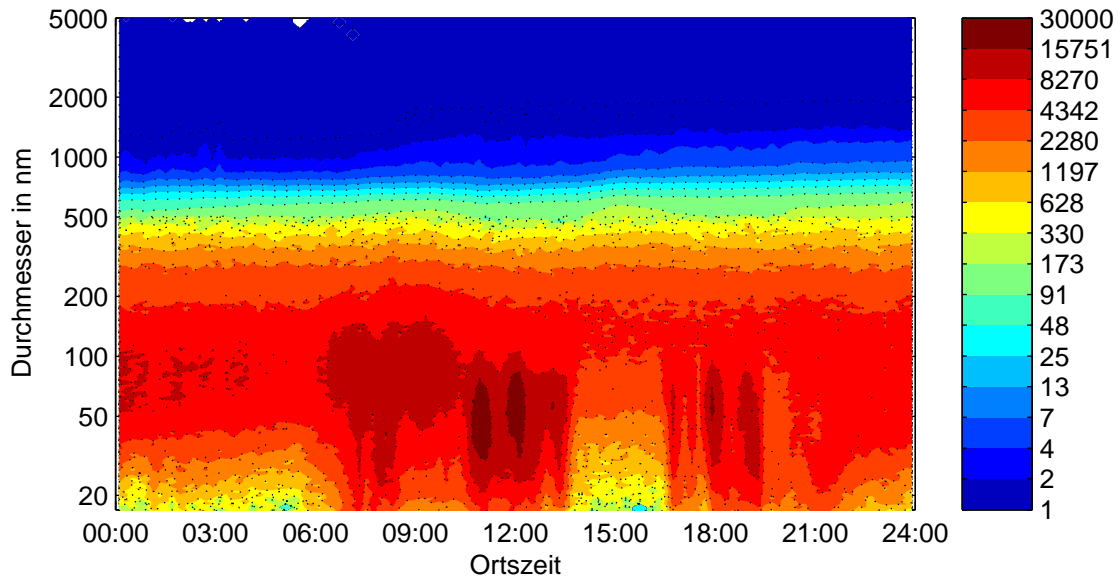


Abbildung A.15: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 1. September aus SMPS und APS-Messung

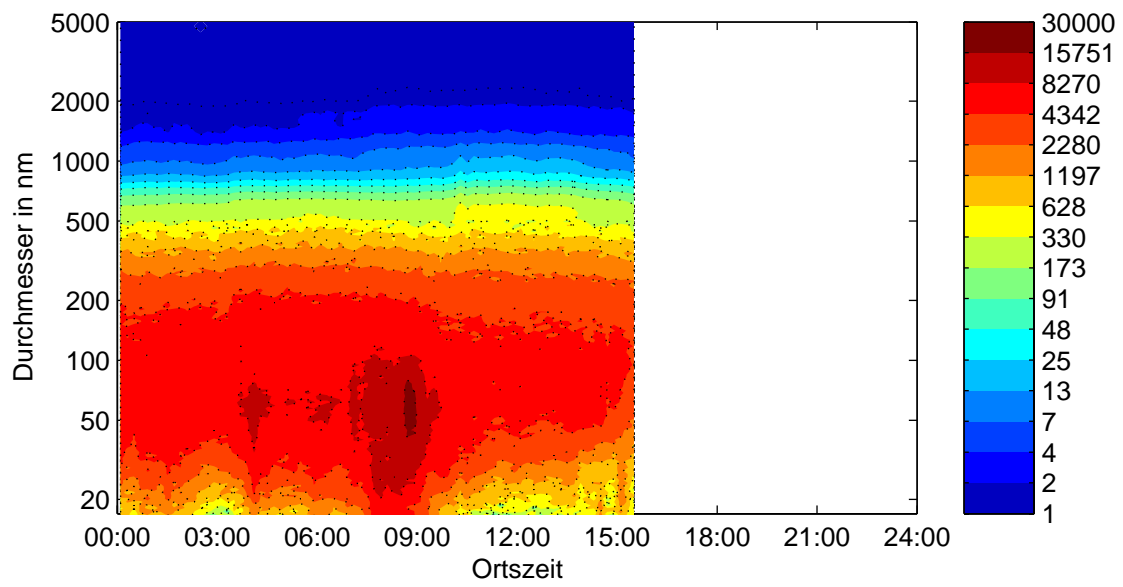


Abbildung A.16: Zeitlicher Verlauf der Größenverteilung am 2. September aus SMPS und APS-Messung

B PM10-Konzentrationen aus LfU-Stationsdaten für Eggenstein

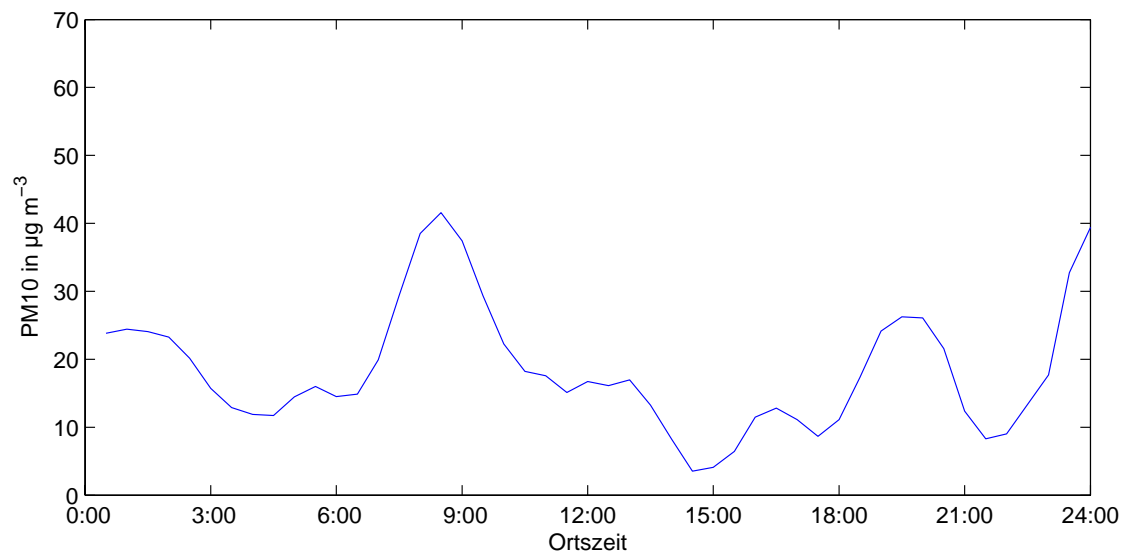


Abbildung B.1: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 10. August

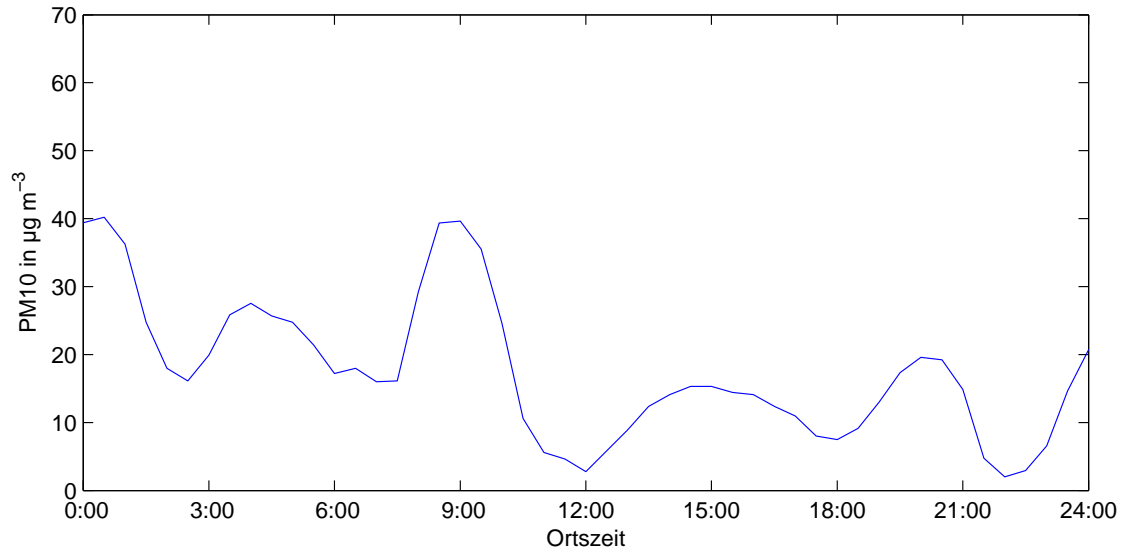


Abbildung B.2: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 11. August

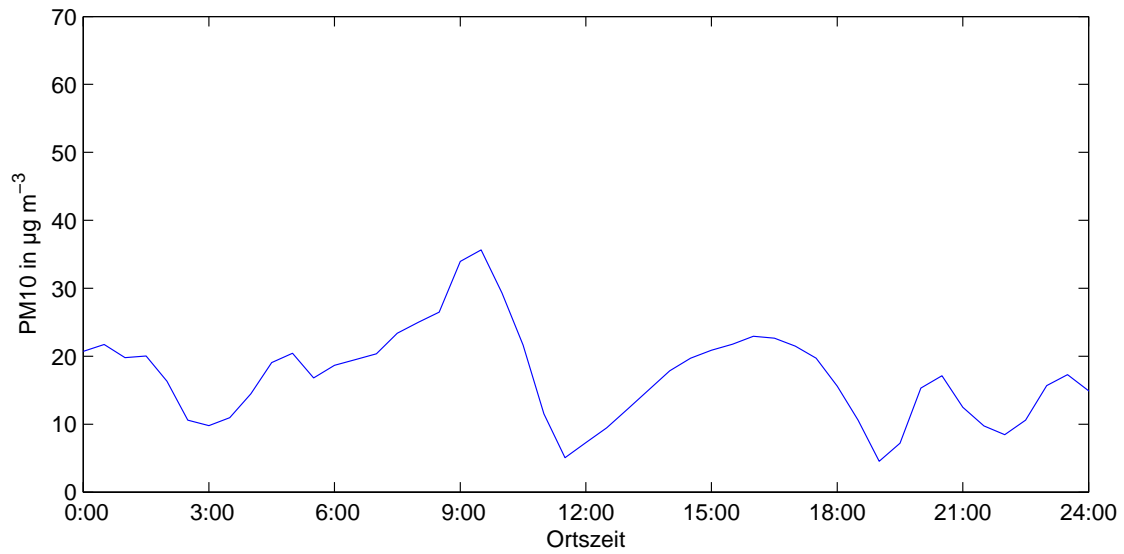


Abbildung B.3: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 12. August

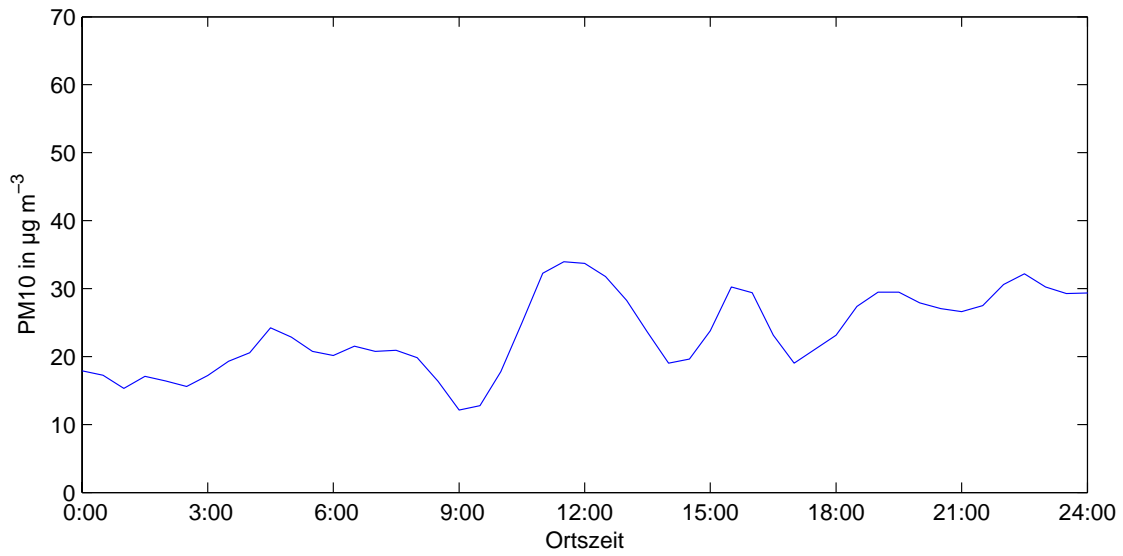


Abbildung B.4: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 16. August

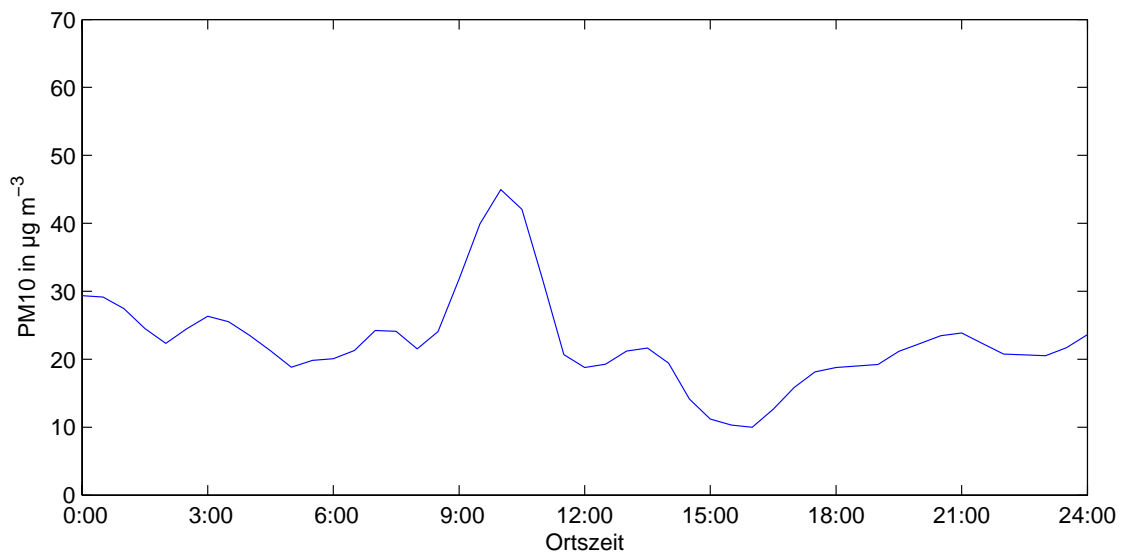


Abbildung B.5: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 17. August

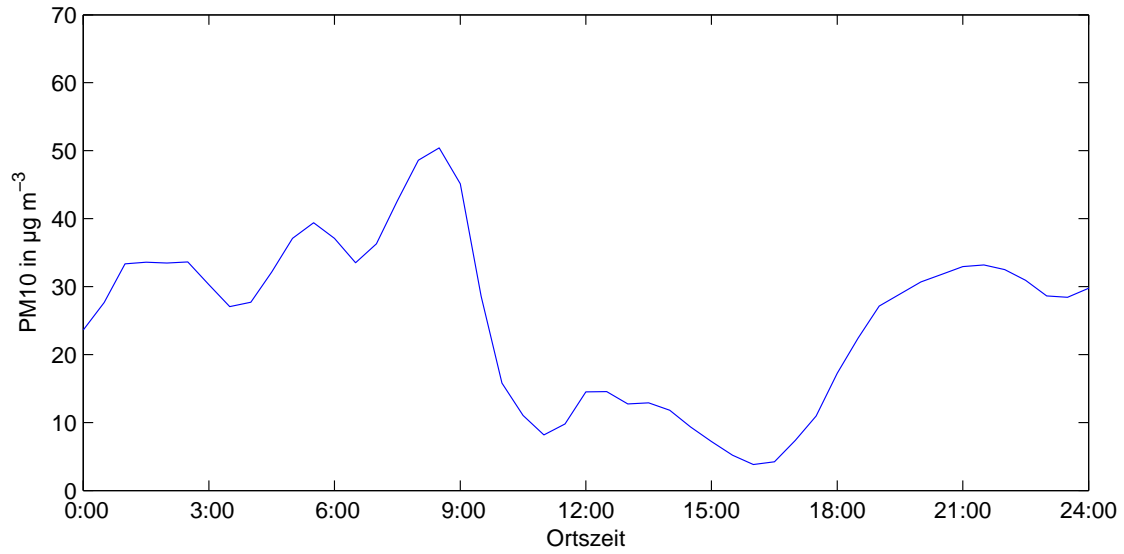


Abbildung B.6: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 18. August

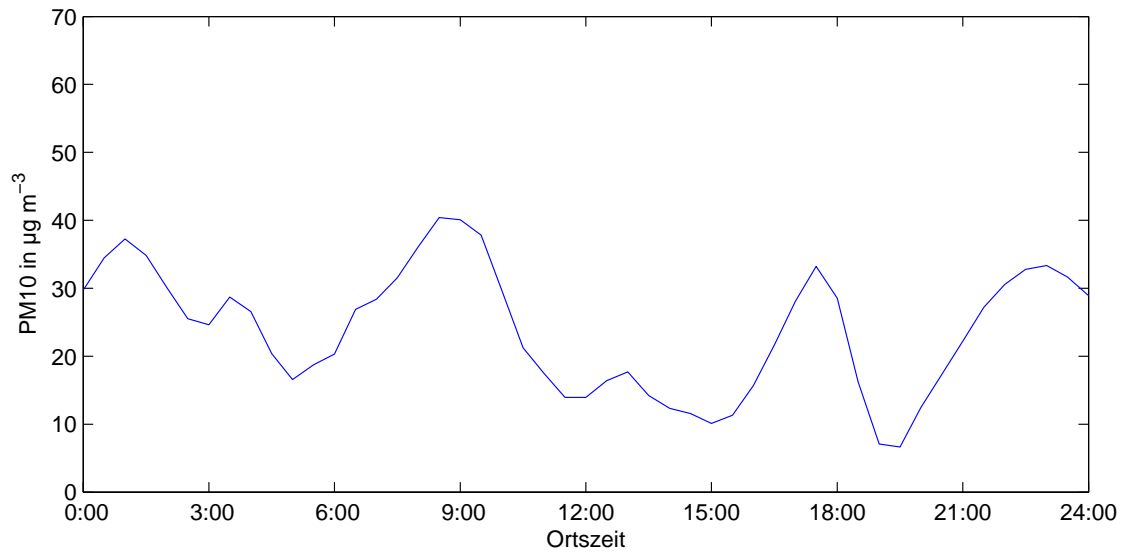


Abbildung B.7: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 19. August

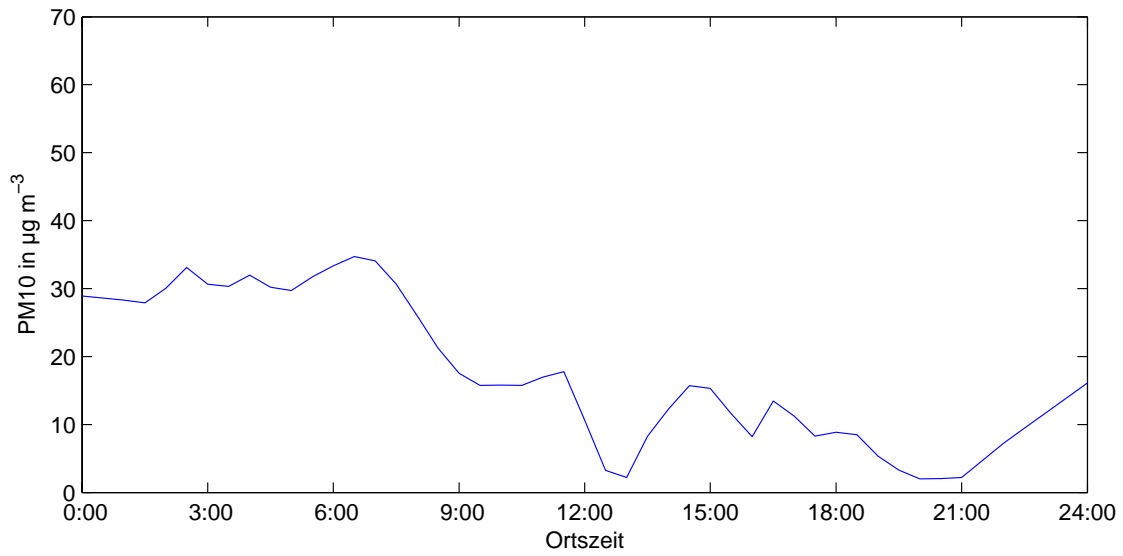


Abbildung B.8: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 20. August

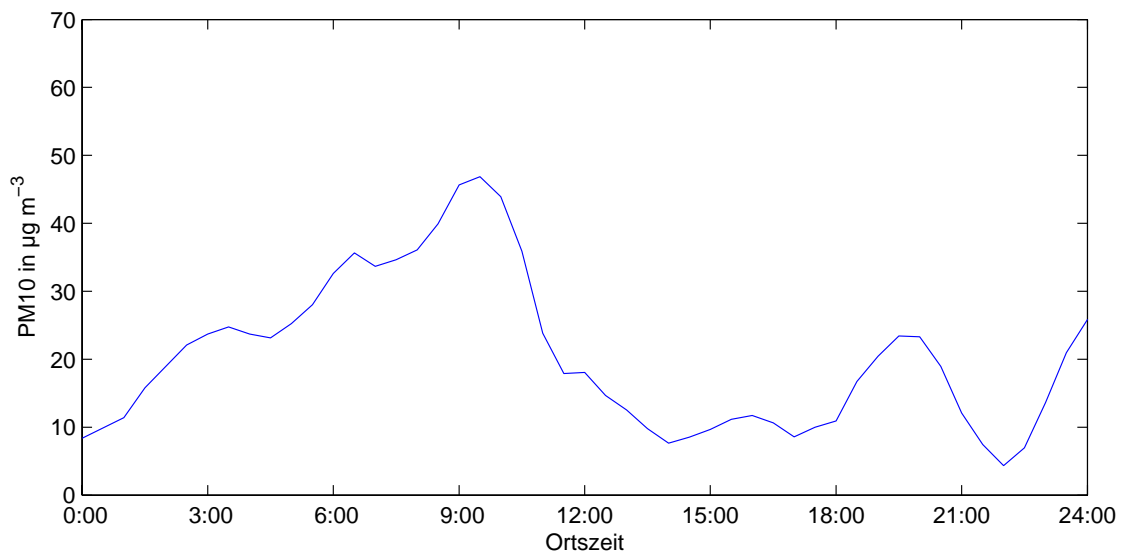


Abbildung B.9: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 24. August

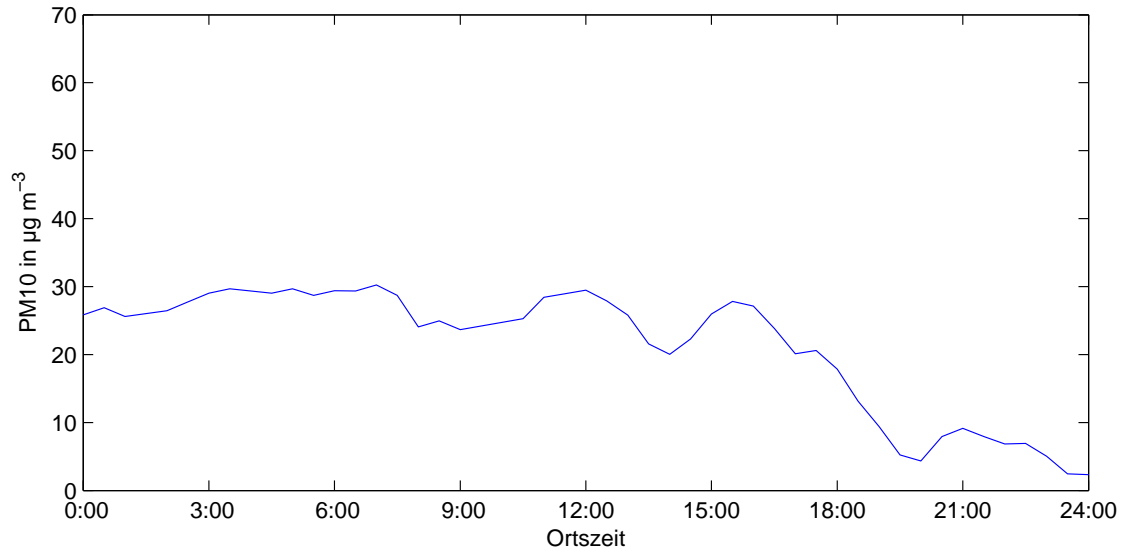


Abbildung B.10: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 25. August

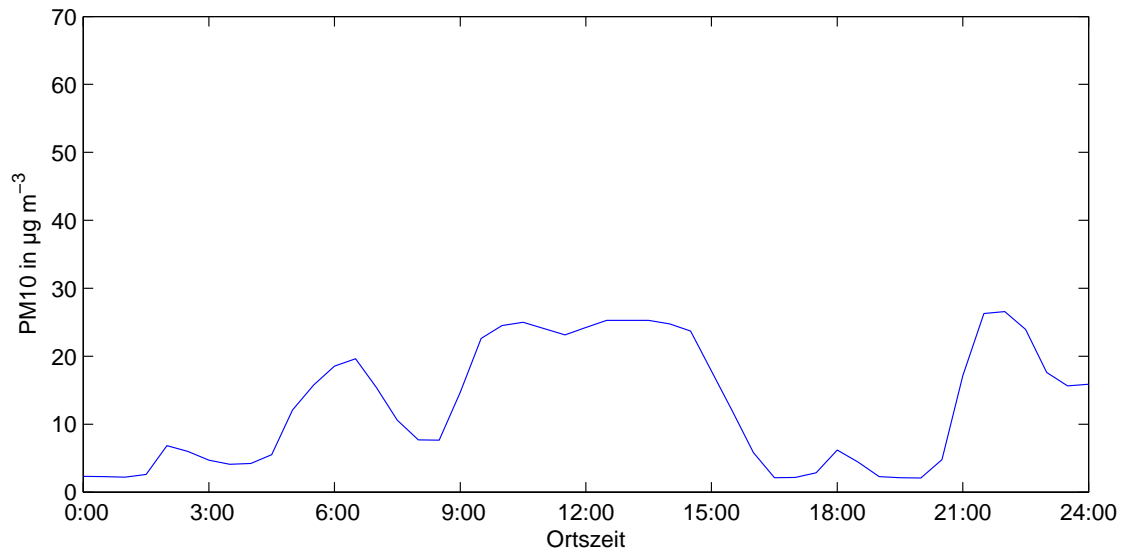


Abbildung B.11: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 26. August

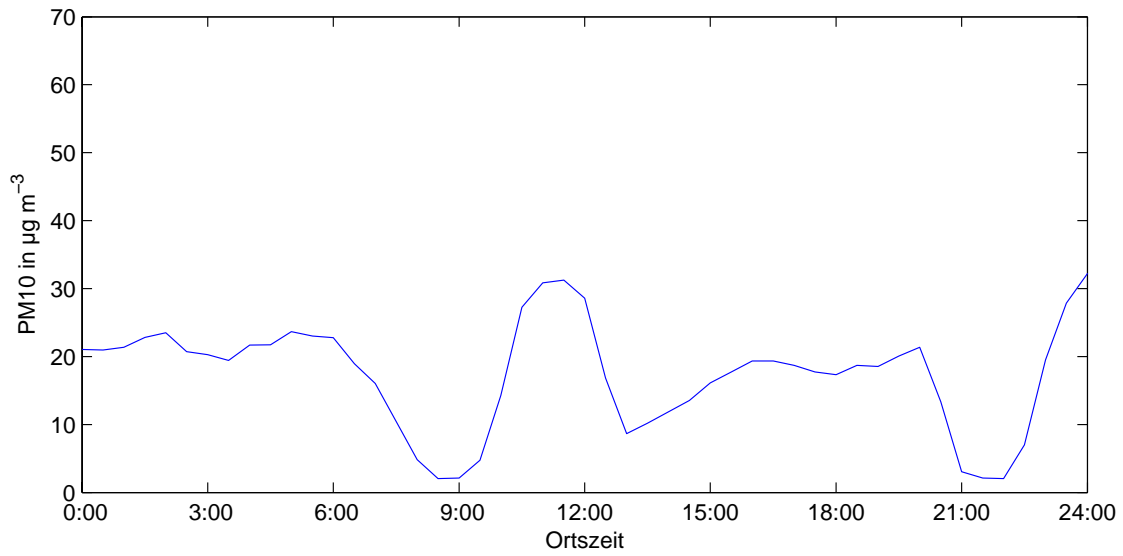


Abbildung B.12: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 29. August

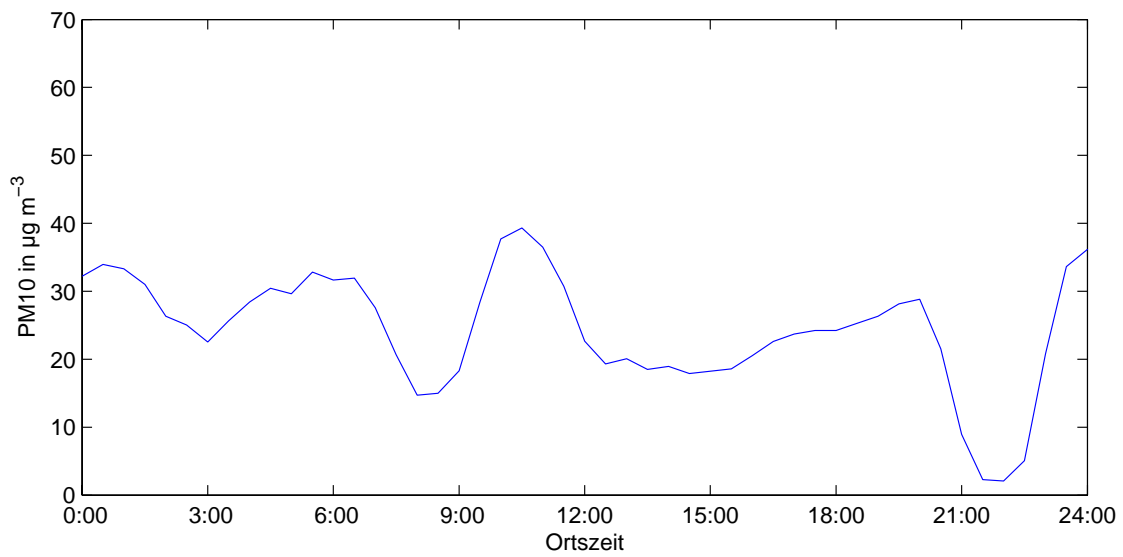


Abbildung B.13: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 30. August

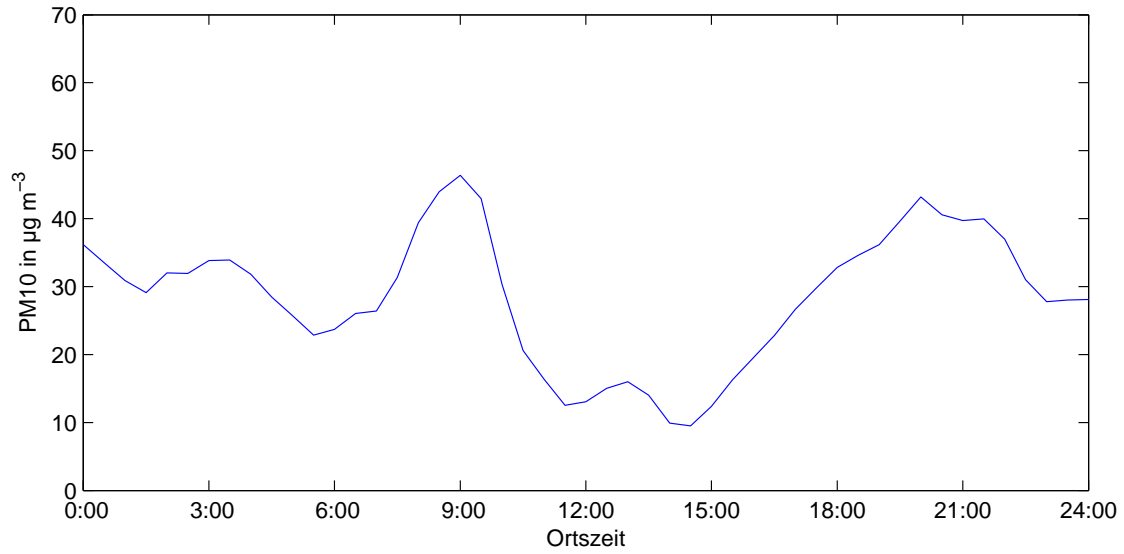


Abbildung B.14: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 31. August

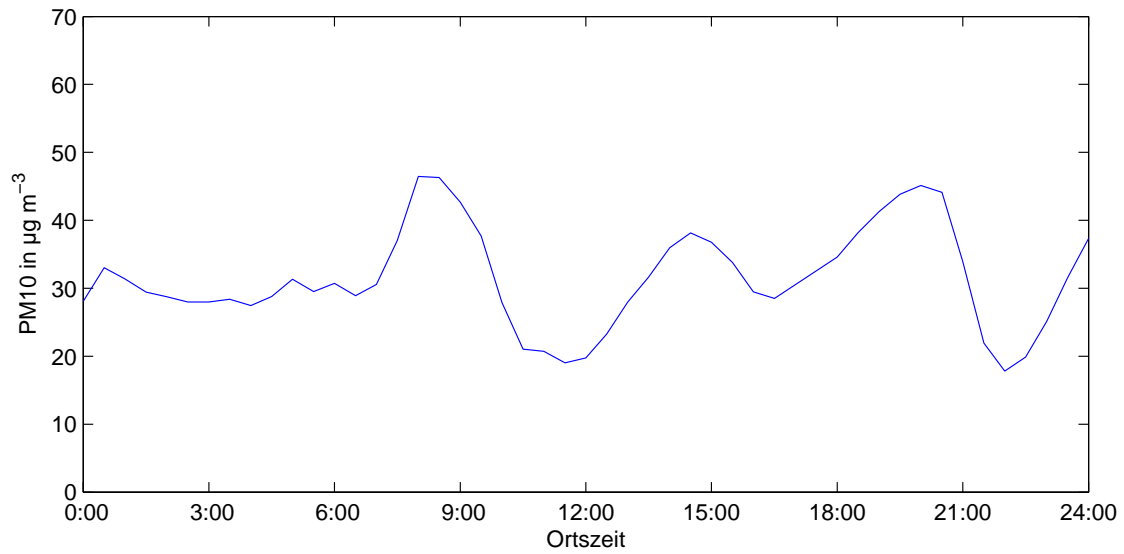


Abbildung B.15: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 1. September

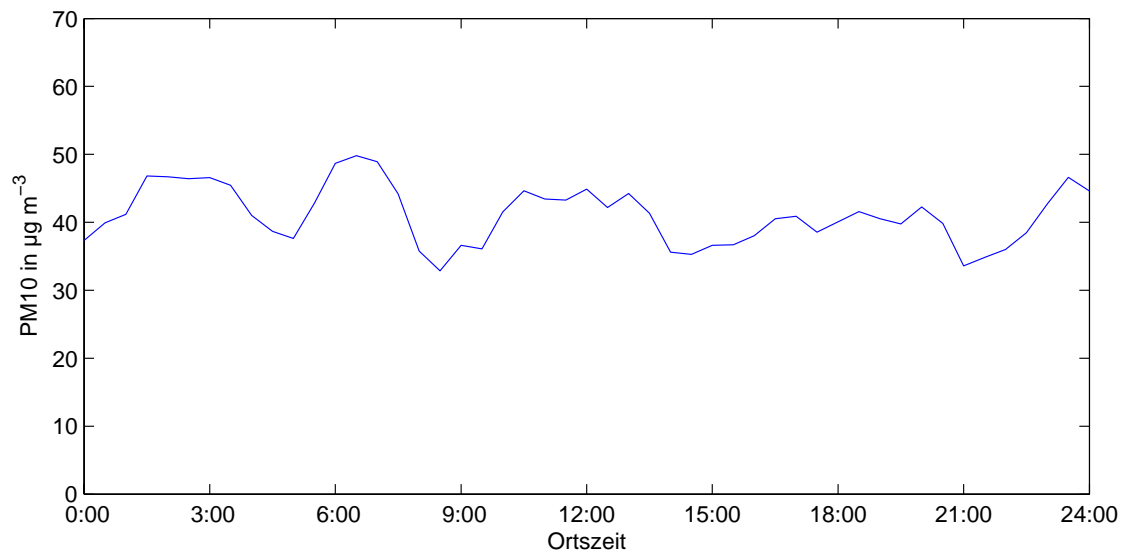


Abbildung B.16: Zeitlicher Verlauf des PM10 am 2. September

C Globalstrahlung

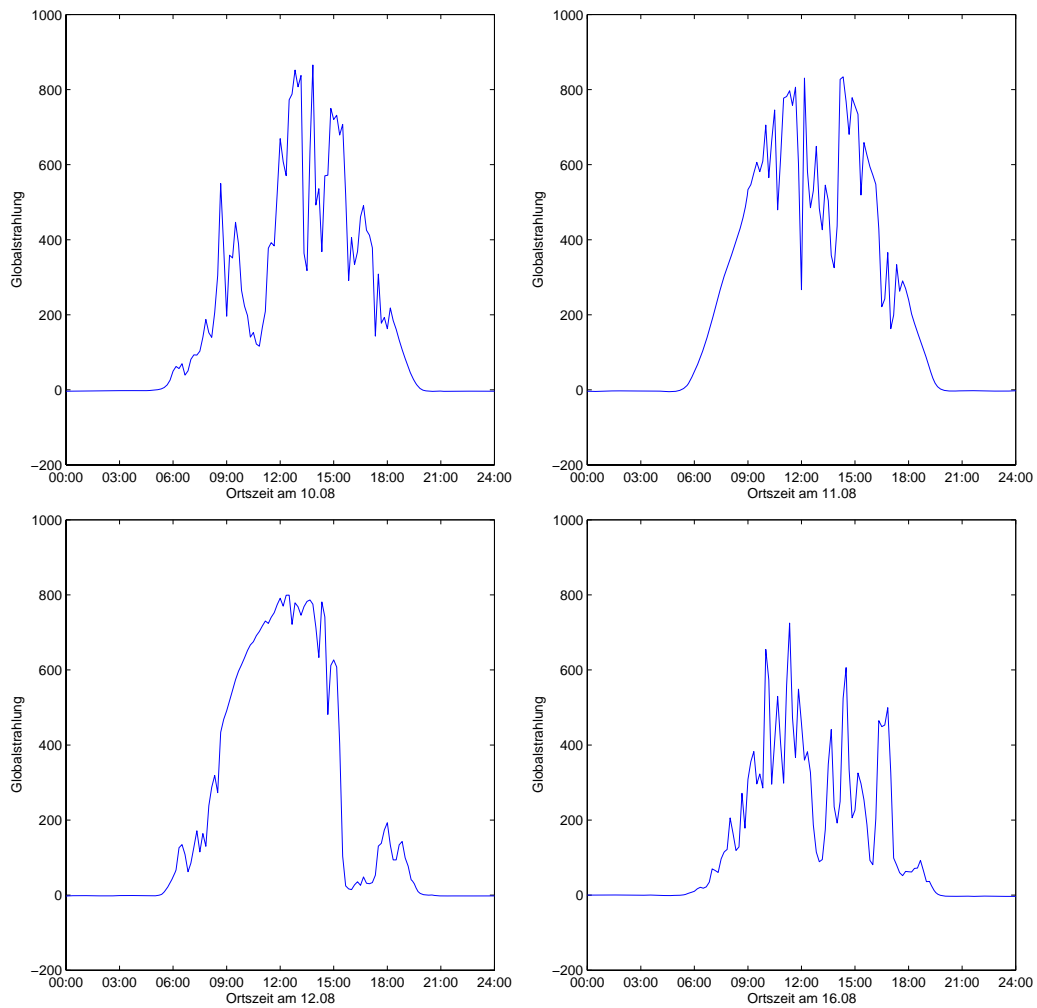


Abbildung C.1: Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung an der Wetterstation der Universität Karlsruhe; Teil 1 (10.8.-12.8 und 16.8.2005)

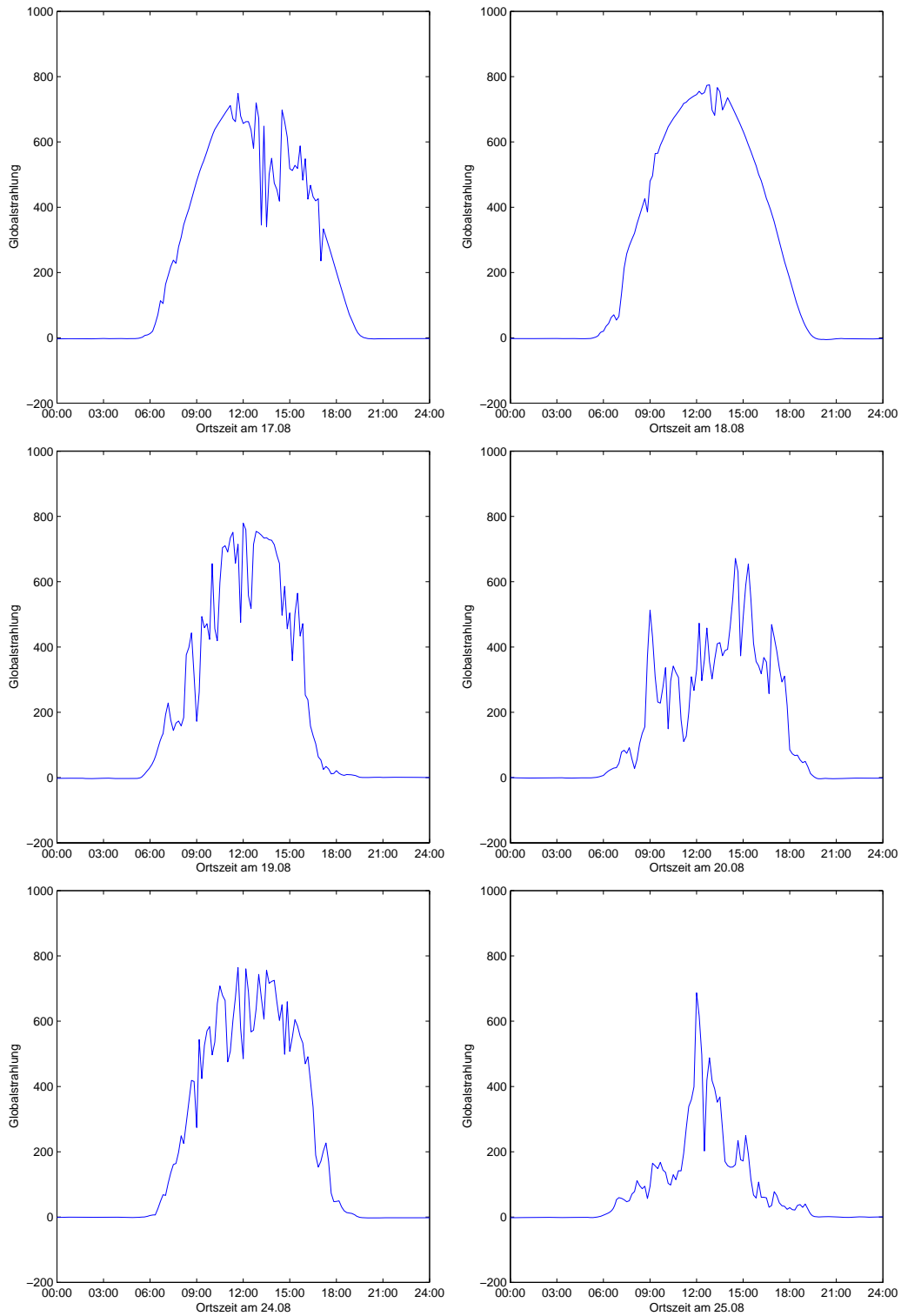


Abbildung C.2: Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung an der Wetterstation der Universität Karlsruhe; Teil 2 (17.8.-20.8 und 24.8.-25.8.2005)

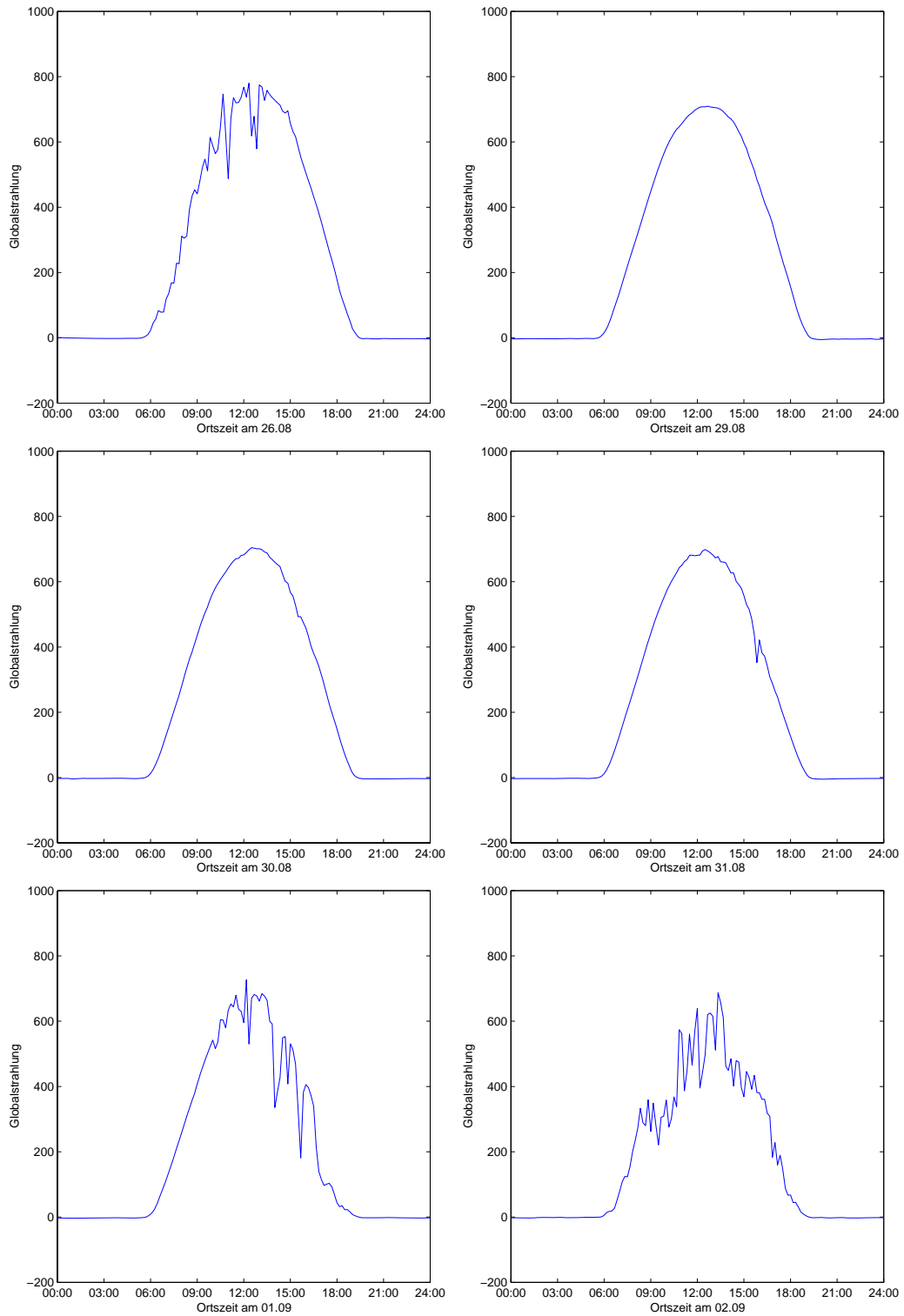


Abbildung C.3: Zeitlicher Verlauf der Globalstrahlung an der Wetterstation der Universität Karlsruhe; Teil 3(26.8. und 29.8.-2.9.2005)

Danksagung

Für die Ermöglichung dieser Diplomarbeit bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Ch. Kottmeier, für die Übernahme des Korreferats bei Frau Prof. Dr. S. Jones.

Desweiteren möchte ich mich bei Herrn Dr. B. Vogel und Herrn Dr. D. Bäumer für die gute Betreuung und stetige Diskussionsbereitschaft, hier sei auch Herr R. Rinke erwähnt, bedanken.

Für die Unterstützung bei den in-situ-Messungen bedanke ich mich bei Dr. O. Möhler, Dr. M. Schnaiter und R. Buschbacher.

Für stets schnelle Hilfe bei Rechnerproblemen danke ich Frau G. Klinck.

Allen, die es in diesem Jahr mit mir in einem Zimmer aushalten mussten, und dies auch taten, sei auch gedankt. Ebenso danke ich allen Kommilitoninnen, ganz besonders J. Sander für das psychische Aufbauen in schweren Zeiten.

Zuletzt möchte ich mich bei meinen Eltern für ihre stetige Unterstützung danken.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und die verwendeten Hilfsmittel vollständig angegeben habe.

Ich erkläre mich damit einverstanden, dass diese Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 3. Juli 2006

Stefan Versick