

Charakterisierung der Eigenschaften von mariner Stratocumulusbewölkung über den Azoren

Ritter, O.¹, Lauermann F.², Wendisch M.³

¹ *Institut für Meteorologie, Stephanstraße 3 04103 Leipzig, Email: oscar.ritter@web.de*

² *Institut für Meteorologie, Stephanstraße 3 04103 Leipzig, Email: felix.lauermann@uni-leipzig.de*

³ *Institut für Meteorologie, Stephanstraße 3 04103 Leipzig, Email: m.wendisch@uni-leipzig.de*

Zusammenfassung

Auf der Azoreninsel Graciosa, etwa 1600 km westlich von Portugal, betreibt das U.S. Department of Energy eine American Radiation Measurement (ARM) Station, welche mit einer Vielzahl von Messgeräten ausgestattet ist. Durch ihre Lage im subtropischen Hochdruckgürtel eignet sich diese Station gut zur Erforschung von mariner Stratocumulusbewölkung. Für eine Klimatologie der Eigenschaften dieser Bewölkung wurden Messwerte von Radiosonden, einem Ceilometer, einem Distrometer und einem Mikrowellenradiometer aus dem Zeitraum vom 01. März 2014 bis 31. August 2018 verwendet. Daraus wurde der Tages- und Jahrgang der Wolkenhöhe und -dicke, des Flüssigwasserpfad, des Entkopplungs- und Niederschlagsverhaltens und der Inversionsstärke abgeleitet. Die Auswertung basiert auf einer Methode von Zhang et al. (2010) zur Detektion von Wolkenchichten aus Radiosondenmessungen, die für die Abgrenzung mariner Stratocumulusbewölkung von anderen Wolkenarten angepasst und anschließend mit den Messungen eines Ka-Band-Wolkenradars evaluiert wurde. Während die Parameter im Tagesgang nur geringe Änderungen zwischen 00 UTC und 12 UTC aufwiesen, konnten im Jahrgang deutliche Variationen bei Wolkenhöhe, Niederschlagsverhalten, Entkopplung und Inversionsstärke gezeigt werden. Die beobachteten Variationen wurden mit den Jahrgängen der solaren Einstrahlung, der Temperatur sowie der synoptischen Variabilität über den Azoren verglichen.

Summary

The U.S. Department of Energy operates an American Radiation Measurement (ARM) station on Graciosa (Azores), an island located approximately 1600 km west of Portugal. Due to the wide variety of installed measuring devices and its location in the subtropical belt of high pressure the station is well suited for studying marine stratocumulus. To derive a climatology of the properties of these clouds, data from radiosondes, a ceilometer, a disdrometer and a microwave radiometer were used for the period from 1st March 2014 to 31st August 2018 to get the daily and annual cycle of cloud height and thickness, liquid water path, precipitation, inversion strength and the presence of decoupling. The evaluation is based on a method developed by Zhang et al. (2010) to detect cloud layers from moisture profiles in the sounding data. The method was adapted for the distinction between marine stratocumulus and other cloud types. For the evaluation of the method data from a Ka-band cloud radar were used. While only minor changes occurred in the daily variability of the properties, a clear annual cycle was observed for cloud height,

precipitation, inversion strength and decoupling of the stratocumulus. The observed variations were compared with the annual cycles of solar irradiance, temperature and the synoptic patterns over the Azores.

1 Einleitung

Aufgrund der Zunahme der optischen Dicke, die mit einer Anhäufung kondensierter Wassertropfen bzw. Eispartikel einhergeht, haben Wolken einen bedeutenden Einfluss auf die lokale und globale Strahlungsbilanz. Die Kenntnis ihrer Eigenschaften sowie ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität bildet daher eine entscheidende Grundlage für die korrekte Implementierung dieser Wolken in numerischen Wetter- und Klimamodellen, da diese Variabilität stark zu den Prognoseunsicherheiten beiträgt. (vgl. Dufresne and Bony, 2008).

Stratocumulus (im Folgenden: Sc) bedeckt im Mittel rund 23 % der Ozean- und 12 % der Landoberfläche und hat in den subtropischen Gewässern vor den Westseiten der Kontinente seine Häufigkeitsmaxima (Wood, 2012). Um die Eigenschaften dieser Bewölkung zu quantifizieren ist es daher sinnvoll, einen Beobachtungsort in diesen Regionen auszuwählen. Dies steigerte die Attraktivität der Azoreninsel Graciosa als Standort für ein Beobachtungsprogramm der Forschungseinrichtung für atmosphärische Strahlungsmessungen (Atmospheric Radiation Measurement, ARM), das auf dem Flughafengelände im Norden der Insel im Jahr 2013 begonnen wurde und sich auf die Erfassung mariner Stratocumulusbewölkung (im Folgenden: MSc) spezialisiert (vgl. Nitschke and de Azevedo, 2015). Hier kann Stratocumulus, zum Teil in Kombination mit Cumulus, in 30-40 % des Jahres detektiert werden. (Rémillard et al., 2012). Die Wolken bilden sich dabei zum einen rückseitig von außertropischen Zyklonen, deren Zugbahnen nördlich der Azoren verlaufen und zum anderen in der feuchten marinen Grenzschicht, welche von einer stabilen Schichtung der subtropischen Hochdruckzone vertikal begrenzt wird. (Rémillard et al., 2012; Rémillard and Tselioudis, 2015).

Die hier vorgestellten Ergebnisse zur Klimatologie von MSc über der Azoreninsel Graciosa wurden im Rahmen einer Bachelorarbeit erarbeitet. Betrachtet wurden die Eigenschaften der marinen Grenzschicht (u.a. Inversionshöhe und -mächtigkeit) sowie des Sc (Wolkenhöhe und -dicke, Niederschlagsverhalten, Flüssigwasserpfad (LWP) und Entkopplung) hinsichtlich ihres Tages- und Jahresganges. Die Grundlage bildeten Messwerte von Radiosonden, einem Mikrowellenradiometer, Ceilometer und Distrometer im Zeitraum von März 2014 bis August 2018. Dazu wurde zunächst eine Auswertemethode für Radiosondenmessungen weiterentwickelt, evaluiert und anschließend in Kombination mit den weiteren Messgeräten für die Klimatologie verwendet.

2 Datengrundlage

Die Grundlage der gesamten Methodik und Auswertung bilden die Messwerte von Radiosondaufstiegen, die mindestens 2 mal am Tag vom Observatorium auf dem Gelände des Flughafens der Insel Graciosa (39°5'29.76" N, 28°1'32.52" W, 15 m ü NN) gestartet wurden (Datenquelle: ARM, 2013a). Die Sonden des Typs RS92 von der Firma Vaisala zeichnen die Messdaten mit einer Frequenz von 0,5 Hz auf. Tabelle 1 zeigt die jährliche Anzahl der in mindestens 3000 m Höhe aufgestiegenen Radiosonden im Auswertungszeitraum vom 01. März 2014 bis 31. August 2018. Regelmäßige Messungen wurden nur zu den Hauptterminen 00 UTC und 12 UTC durchgeführt, weshalb ausschließlich diese Termine ausgewertet wurden. Ergänzt wurden die halbtäglichen Aufstiege durch weitere Sondenstarts, unter anderem im Rahmen von Messkampagnen. Fanden diese innerhalb eines Zeitfensters von ± 1 h um den 00 UTC bzw. 12 UTC-Termin statt, wurden sie in die Auswertung einbezogen.

Tabelle 1: Anzahl der bis 3000 m vollendeten Radiosondenaufstiege im Zeitraum März 2014 - August 2018

	23.30 UTC	05.30 UTC	11.30 UTC	17.30 UTC	Summe
2014	311	-	315	-	626
2015	378	-	400	1	778
2016	407	-	410	-	817
2017	398	20	405	20	803
2018	224	20	229	19	453
Summe	1718	40	1759	40	3557

Zur Bestimmung und Evaluation der Wolkenuntergrenzhöhe wurden die Messwerte eines Ceilometers verwendet (Daten: ARM, 2013b). Ergänzend zur Radiosondenmessung liefert außerdem ein 3-Kanal-Mikrowellenradiometer (MWR) mit den Frequenzen 23,8 GHz, 31,4 GHz und 89 GHz Informationen zum LWP (Daten: ARM, 2014a). Weiterhin wurde zur Bestimmung des Niederschlagsanteils der Datensatz eines optischen Partikelgrößen- und Geschwindigkeitsdistrometers einbezogen (Daten: ARM, 2014b). Von den genannten Messgeräten sind im gesamten Auswertzeitraum Messwerte verfügbar. Der Anteil der fehlenden Messwerte beschränkt sich für das Distrometer auf 0,5%, für das Ceilometer auf 1,6% und für das MWR auf 1,9%.

Die Evaluation und Anpassung der Auswertemethode wurde mithilfe von Messdaten eines Ka-Band-Wolkenradars (35 GHz) durchgeführt, welche für den Zeitraum vom 01. Juni 2017 bis 31. August 2017 zur Verfügung standen (Daten: ARM, 2015). In diesem Zeitraum gab es während der Radiosondenaufstiege keine Ausfälle des Wolkenradars, sodass hier eine vollständige Datenreihe vorliegt.

3 Auswertemethode

Die Grundlage der Auswertung bildet eine ursprünglich von Wang and Rossow (1995) entwickelte und von Zhang et al. (2010) angepasste Methode zur Detektion von Wolkenschichten anhand des vertikalen Feuchteverlaufs. Dafür werden Grenzwerte der relativen Feuchte (RH) definiert, um Feuchteschichten und Wolkenschichten in der Atmosphäre festzustellen. Die Grenzwerte liegen bei 92% RH für eine Feuchteschicht, 95% RH für eine Wolkenschicht und 84% als Zwischenfeuchte Kriterium für den Bereich zwischen zwei detektierten Schichten. Die Grenzwerte zur Wolkenbestimmung liegen im Untersättigungsbereich, da es durch die horizontale Verlagerung der Radiosonde dazu kommen kann, dass diese eine durchbrochene Wolkenschicht in einem trockeneren Bereich passiert und im Falle von 100% RH als Kriterium diese Schicht dann fälschlicherweise nicht als Wolkenschicht detektiert werden würde.

Die folgenden Kriterien basieren auf einer Betrachtung des vertikalen Feuchteverlaufs vom Boden her:

- (1) Die Basis einer Feuchteschicht wurde markiert, wenn der Feuchtegrenzwert das erste Mal überschritten wurde, wobei unmittelbar folgende Schichten mit einer RH über dem Feuchtegrenzwert zur Feuchteschicht hinzugefügt wurden.
- (2) Die Oberkante einer Feuchteschicht wurde markiert, wenn die RH unter den Feuchtegrenzwert fällt oder die Oberkante des ausgewerteten Höhenbereichs erreicht wurde.
- (3) Eine Feuchteschicht galt als Wolkenschicht, wenn innerhalb der Feuchteschicht die RH mindestens einmal den Wolkengrenzwert überschritt.

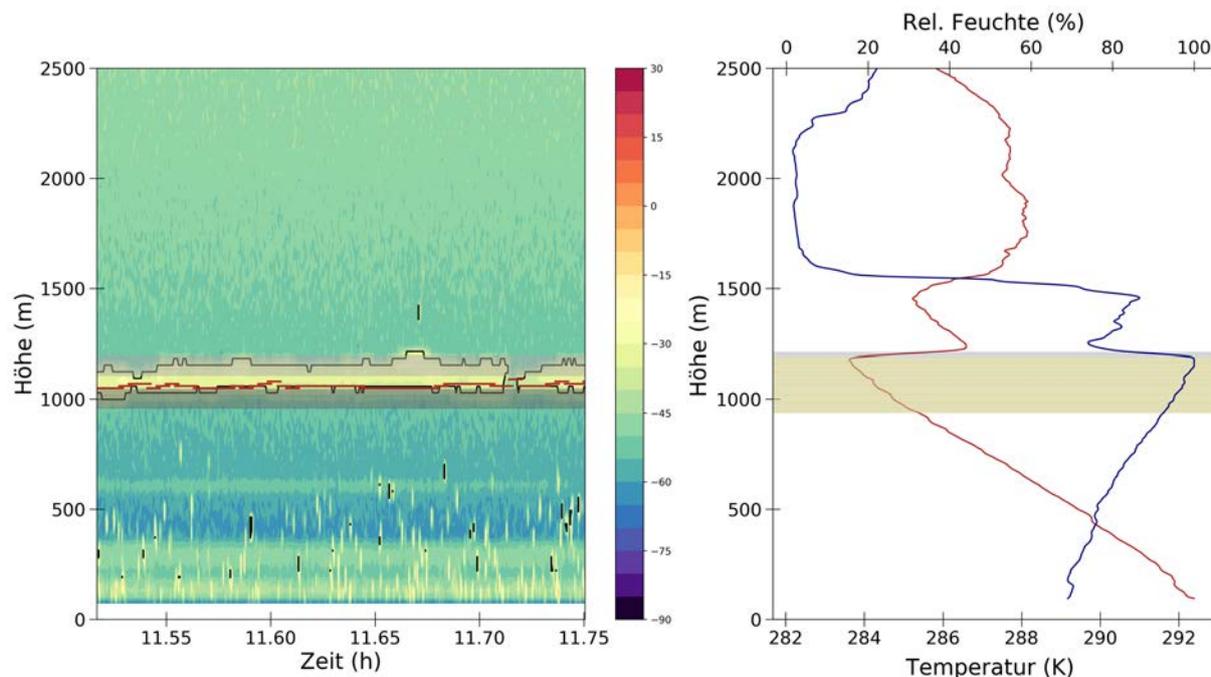


Abbildung 1: links: vom Ka-Band-Wolkenradar gemessene Reflektivität und daraus abgeleitete Wolken-
grenzen (grau) sowie Wolkenuntergrenze aus Ceilometermessungen (rot), rechts: Vertikal-
profil von Temperatur und relativer Feuchte aus dem Radiosondenaufstieg mit detektierten
Wolkenschichten (grau) und Sc-Schichten (auf Inversion angepasste Wolkenoberkante)
(beige)

- (4) Die Unterkante von Wolkenschichten wurde auf 100 m Höhe festgelegt und alle Wolken-
schichten mit Oberkanten unterhalb dieser Höhe aussortiert.
- (5) Wolken mit weniger als 30 m Dicke wurden aussortiert (vorwiegend aufgrund der Ver-
gleichbarkeit mit dem verwendeten Wolkenradar und zur Entfernung turbulenter Feuch-
tespitzen aus der Detektion).
- (6) Waren zwei detektierte Wolkenschichten vertikal weniger als 100 m voneinander entfernt
oder lag die RH zwischen beiden Schichten stets über dem Zwischenfeuchte-kriterium,
wurden sie zusammengefasst.

Zusätzlich zur Wolkenbestimmung wurde die Methode zur Unterscheidung von Stratocumu-
lusbewölkung und anderen tiefen Wolken (v.a. Cumulus) weiterentwickelt. Dazu wurde das
Temperatur- und Feuchteprofil in der Umgebung detektierter Wolkenschichten auf das Vorhan-
densein von Absinkinversionen überprüft. Als Kriterium für eine Absinkinversion galt ein kon-
tinuierlicher vertikaler Temperaturanstieg über mindestens 30 m oder 1 K unter gleichzeitigen
Absinken der relativen Feuchte. Nach der Bestimmung aller potentiellen Inversionen wurde in
einem Höhenbereich von 150 m unterhalb und 30 m oberhalb einer vorher bestimmten Wolken-
obergrenze nach einer Inversion gesucht. Konnte diese detektiert werden, galt die Wolkenschicht
als Stratocumulusschicht. Nachfolgend wurde die neue Wolkenobergrenze für die detektierte
Stratocumulusschicht auf die Unterkante der Temperaturinversion festgelegt. Lag dennoch eine
weitere Inversion unterhalb der Stratocumulusschicht, wurde dieser MSc als entkoppelt einge-
stuft.

In Abbildung 1 ist das Auswerteverfahren für einen Fall mit MSc im Vergleich zur Auswertung
des Ka-Band-Wolkenradars und des Ceilometers dargestellt.

3.1 Verifikation der Methode

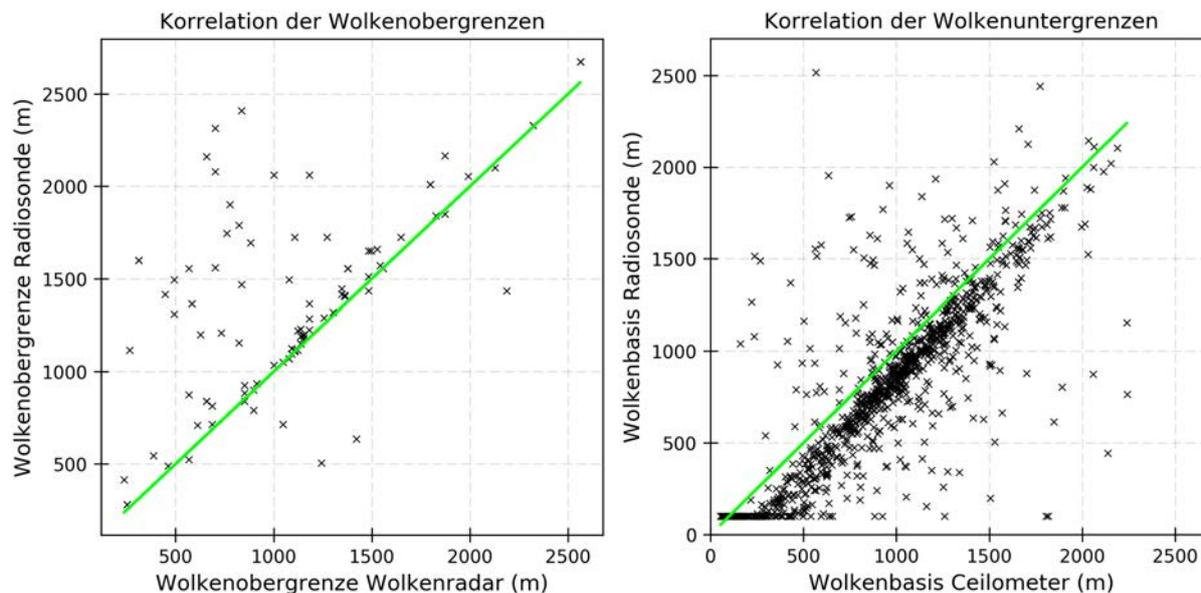


Abbildung 2: links: Evaluation mittels Radiosondenmethode ermittelten Wolkenobergrenzen im Vergleich zur Wolkenradarmessung, rechts: Evaluation der ermittelten Wolkenuntergrenzen im Vergleich zur Ceilometermessung

Die Anpassung der Methode erfolgte über einen optischen Vergleich mit den Radarbildern des Ka-Band-Wolkenradars und wurde anschließend mit den Ergebnissen des Wolkenradars und des Ceilometers korreliert. Um das Ka-Band-Wolkenradar als Referenzgerät nutzen zu können, war es notwendig, auch aus den Reflektivitätsdaten Wolkenschichten abzuleiten und sie so vom Hintergrundrauschen abzuheben. Dazu wurde als Schwellwert eine Reflektivität von -40 dBZ ausgewählt (vgl. Grenzhäuser, 2014). Um Wolken von Fehlechos (z.B. durch Insekten) zu unterscheiden, wurde eine Wolke nur als solche angesehen, wenn die Reflektivität für mindestens zwei Zeitschritte (4 s) über dem Schwellwert lag. Die Höhen von Wolkenuntergrenzen bzw. Wolkenobergrenzen wurden anschließend über eine Häufigkeitsverteilung abgeleitet.

Abbildung 2 zeigt die mittels Radiosondenmethode ermittelten Wolkenobergrenzen im Vergleich zum Median der Wolkenobergrenzen aus dem Wolkenradar und die ermittelten Wolkenuntergrenzen im Vergleich zu den Auswertungen des Ceilometers. Die 1:1-Linie markiert den theoretischen Verlauf eines vollständigen Zusammenhangs zwischen beiden Detektionsmethoden. Für beide Vergleiche ergaben sich starke Korrelationen mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,88 für die Wolkenobergrenzen und 0,87 für die Wolkenuntergrenzen. Auffällig sind die teils deutlichen Überschätzungen der Wolkenobergrenze durch die Radiosondenmethode. Ursächlich hierfür zeigt sich zum einen die Verfrachtung der Radiosonde mit dem Wind und zum anderen das Evaluationsverfahren beim Auftreten mehrschichtiger Sc-Bewölkung. Letzteres führt dazu, dass mehrere Wolkenschichten nur einem Median der Radarmessung zugeordnet werden.

Beim Vergleich der Wolkenuntergrenzen fällt dagegen eine systematische Unterschätzung der Radiosondenmethode auf. Als Grund wird unter anderem die Auswahl der Grenzwerte für Feuchte- und Wolkenschichten angenommen, wobei diese offenbar zu niedrig gewählt wurden. Da die Gradienten im Feuchteverlauf an der Wolkenuntergrenze oftmals schwächer sind als an der Wolkenobergrenze, zeigt sich die Abweichung hier deutlicher. Als weitere Ursachen für die zahlreichen Ausreißer nach unten gelten das Auftreten von "virgae" unterhalb des MSc und die Fehlinterpretation flacher und sehr feuchter Grenzschichten als Wolkenschichten.

4 Ergebnisse

4.1 Tagesgang der Wolkeneigenschaften

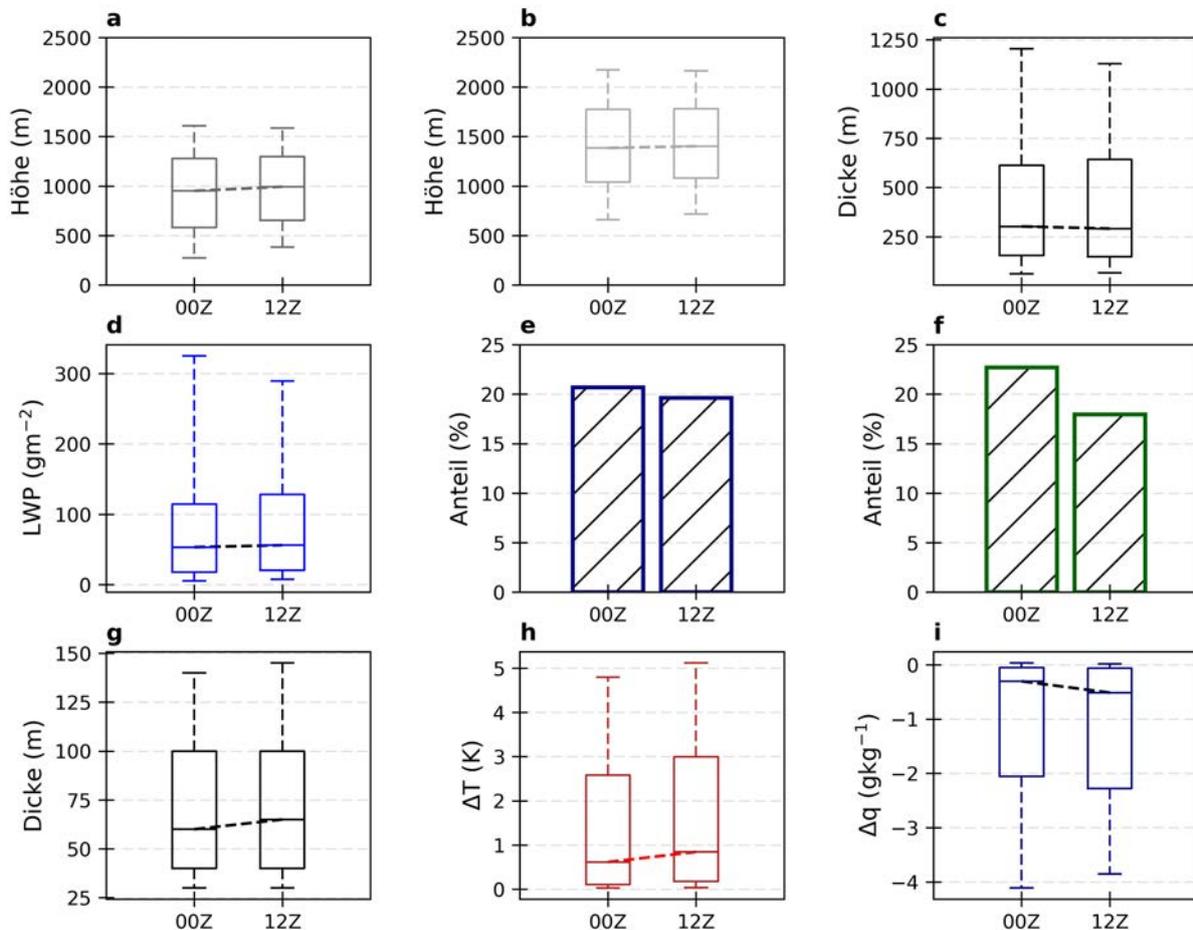


Abbildung 3: Vergleich der Wolkenuntergrenze (a), Wolkenobergrenze (b), Wolkendicke (c), des Flüssigwassergehalts (LWP) (d), der Niederschlagshäufigkeit (e), Häufigkeit von entkoppeltem MSc (f), Inversionsdicke (g), Änderung der Temperatur ΔT (h) sowie Änderung des Mischungsverhältnisses Δq innerhalb der Inversion (i) zwischen den Radiosondenaufstiegen 00 UTC und 12 UTC

Die Tagesgänge der Wolken- und Inversionseigenschaften wurden mit der Radiosondenmethode ausgewertet. Verwendet wurden alle zur Verfügung stehenden Messwerte im Auswertzeitraum vom 01. März 2014 bis 31. August 2018. Da allerdings nur die Radiosondenaufstiege um 00 UTC und 12 UTC kontinuierlich durchgeführt wurden, beschränkt sich die Darstellung auch auf diese beiden Termine.

Abbildung 3 zeigt die Auswertung der Tagesgänge, wobei sich die Diagramme a bis f auf die Wolkeneigenschaften und die Diagramme g bis i auf die Inversionseigenschaften beziehen. Für die Auswertung der Wolkenuntergrenze wurden anstelle der Radiosondenmethode die Messwerte des Ceilometers verwendet, da die systematische Abweichung der Radiosondenmethode die Ergebnisse zur sehr verfälschen würde. Die Boxplots setzen sich jeweils aus dem Median der Messwerte, dem 25. bzw. 75. Perzentil als Außenränder der Boxen und dem 10. bzw. 90. Perzentil zusammen, die die Antennen der Boxplots aufspannen. Messwerte, die außerhalb dieser Perzentile liegen, werden nicht dargestellt.

Auffällig ist eine leichte Zunahme der Wolkenhöhen (a und b) zwischen 00 UTC und 12 UTC

im Median, wobei insbesondere die Zahl sehr niedriger Unter- bzw. Obergrenzen um 12 UTC gegenüber 00 UTC abnimmt. Hier wird die Fehlinterpretation von Nebel bzw. Hochnebel als MSc vermutet. Dieser wird durch solare Einstrahlung und turbulente Wärmeströme in der Grenzschicht im Tagesverlauf oft aufgelöst. Die Mediane der Wolkendicke (c) und des LWP (d) sind dagegen weitgehend konstant, hier fällt vor allem die Abnahme des 90. Perzentsils auf. Bei der Niederschlagshäufigkeit (e) kommt es dagegen im Tagesverlauf zu einer leichten Abnahme. Dies unterstreicht, dass LWP und Niederschlagsrate direkt miteinander zusammenhängen und hohe LWP notwendig sind, damit ausfallender Niederschlag auch den Boden erreicht.

Weiterhin zeigt Abbildung 3(f) einen kleineren Anteil an entkoppeltem MSc zum 12 UTC-Zeitpunkt. Die ermittelten Anteile liegen außerdem im Vergleich zur Auswertung von Rémillard et al. (2012), die in 93% der Fälle eine Übergangsschicht registrieren konnten, deutlich niedriger. Hier wird die Ursache in der abweichenden Auswertemethode für entkoppelte Grenzschichten gesehen, da Rémillard et al. (2012) das Entkopplungskriterium anhand von Gradienten im Temperatur- und Feuchteverlauf und nicht anhand von Temperaturinversionen festlegten. Der beobachtete Tagesgang widerspricht der theoretischen Auffassung einer Stabilisierung der marinen Grenzschicht durch solare Einstrahlung. Allerdings ist der Aufbau einer stabilen Zwischenschicht mit einer Inversion gegenüber dem solaren Tagesgang verzögert, sodass die Entkopplung vorwiegend in den Nachmittags- und Abendstunden beobachtet werden kann (Bougeault, 1985).

Der Median der vertikalen Mächtigkeit der Inversion (g) nimmt zwischen den Auswerteterminen geringfügig zu, während die Quartile konstant bleiben. Die untere Grenze der Inversionsdicke wird dabei durch das Auswertekriterium auf 30 m festgelegt. Deutlichere Unterschiede zeigen sich beim Temperaturanstieg (h) und der Änderung des Wasserdampfmischungsverhältnisses an der Inversion (i). Sowohl die Temperatur- als auch die Feuchteänderung fällt um 12 UTC stärker als um 00 UTC aus. Auch dieses Ergebnis widerspricht der theoretischen Auffassung einer stärkeren Erwärmung der oberen Wolkenschichten durch Absorption solarer Strahlung, welche zur Abschwächung des Temperaturgradienten führen sollte. Als Ursache für die beobachtete Vergrößerung des Temperaturanstiegs zur Mittagszeit wird daher die Verzögerung der langwelligen Ausstrahlung an der Wolkenoberseite nach Sonnenuntergang angenommen, wenn die Stratocumulusdecke im Tagesverlauf aufgebrochen ist (vgl. Wyant et al., 1997). Insbesondere in den Sommermonaten führt dies zu einer Abschwächung der lokalen Abkühlung an der Wolkenobergrenze. Diese Hypothese muss allerdings durch weitere Auswertungen, insbesondere zur Abhängigkeit des Temperaturanstiegs vom Wolkenbedeckungsgrad oder dem Entkopplungsverhalten, genauer betrachtet werden.

4.2 Jahresgang der Wolkeneigenschaften

Abbildung 4 zeigt die monatliche Verteilung der Wolkeneigenschaften. Auffällig ist ein deutlicher Jahresgang der Wolkenhöhen (a und b) auch unter Einbezug der Streuung mit Maxima im April und September und einem Minimum in den Sommermonaten. Der Jahresgang zeigt keinen direkten Zusammenhang zum Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen oder der solaren Einstrahlung im subtropischen Nordatlantik (vgl. Yashayaev and Zveryaev, 2001). Daher wird die Ursache in der synoptischen Variabilität über den Azoren vermutet.

Im Frühjahr und Frühherbst befinden sich die Azoren oftmals rückseitig des subtropischen Hochdruckgebiets in einer südwestlichen Strömung (Mechem et al., 2018). Hier ist die untere Troposphäre oftmals noch stabil geschichtet, die Advektion wärmerer Luftmassen und die fortschreitende Umwandlung von vorhandenem MSc führt jedoch zu einem Anstieg der Grenzschichthöhe. Damit einhergehend zeigt Abbildung 4f auch einen erhöhten Anteil an entkoppeltem MSc (f) zu diesen Jahreszeiten.

In den Sommermonaten liegen die Inseln eher keilvorderseitig in einer nordwestlichen Strö-

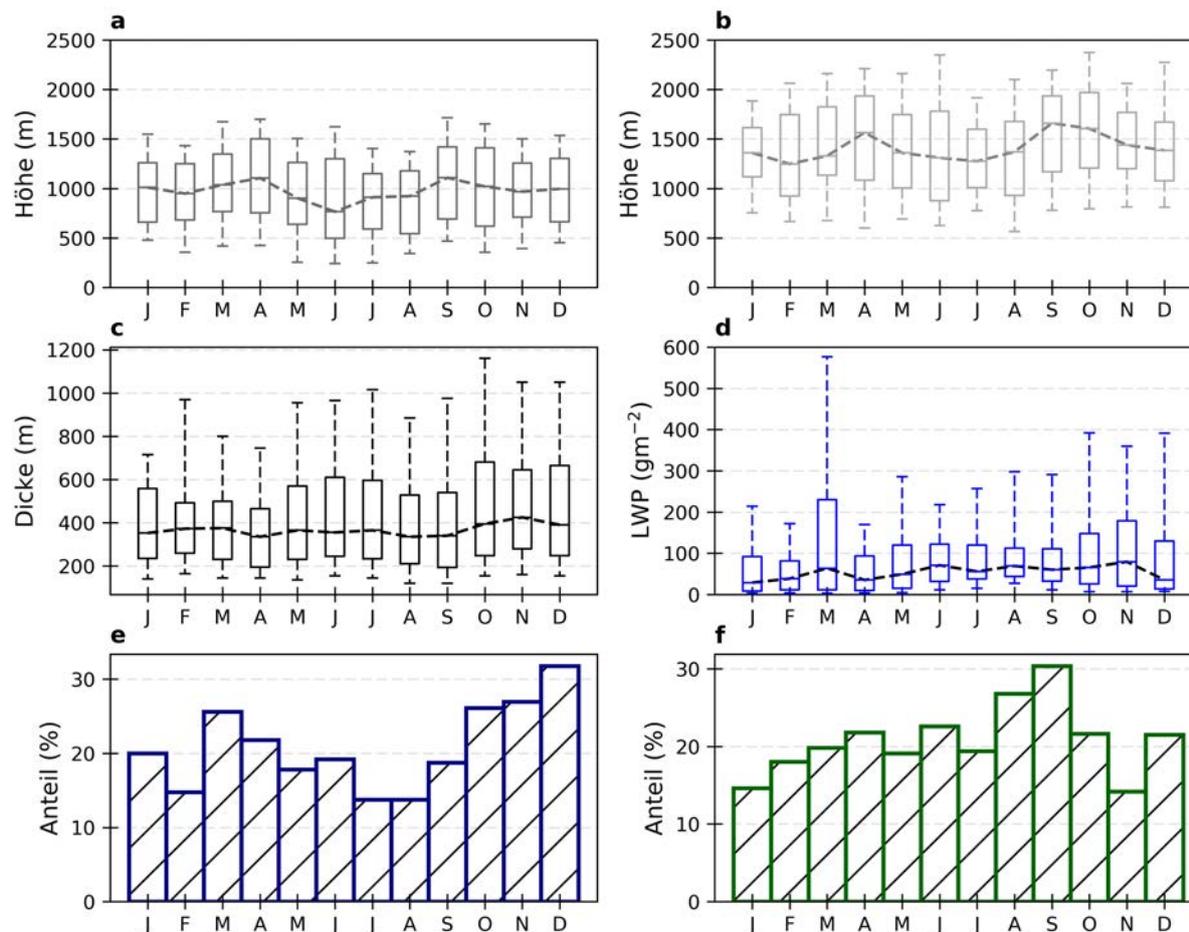


Abbildung 4: Jahresgang der Wolkenuntergrenze (a), Wolkenobergrenze (b), Wolkendicke (c), des Flüssigwasserpfad (d), der Niederschlagshäufigkeit (e) und der Häufigkeit von entkoppeltem MSc (f)

mung, wodurch unter stärkeren Absinkbewegungen kältere Luftmassen mit flachen Grenzschichten advehiert werden. Entsprechend hoch ist auch der Anteil sehr flacher Stratocumulusbewölkung an der Gesamtbewölkung in den Sommermonaten (Rémillard and Tselioudis, 2015). Allerdings führt die starke solare Einstrahlung in den Sommermonaten zu einem beschleunigten Entkopplungsprozess, sodass sich bei der Häufigkeit entkoppelter Bewölkung kein deutliches Minimum zeigt.

In den Wintermonaten wurde im Allgemeinen niedrigerer MSc beobachtet, welcher zudem seltener entkoppelt war. Hier lässt sich eine Verbindung zur verstärkten Tiefdruckaktivität unmittelbar nördlich der Azoren herstellen, wodurch die Windgeschwindigkeit und die Intensität von Kaltluftausbrüchen deutlich stärker ausfällt als in den Sommermonaten (Rémillard and Tselioudis, 2015; Mechem et al., 2018). Dadurch ist der Anteil von MSc an der Gesamtbewölkung zum einen deutlich geringer (Rémillard et al., 2012), zum anderen begünstigen verstärkte Absinkbewegungen, höhere Windgeschwindigkeiten und eine geringe solare Einstrahlung das Auftreten gut durchmischter Grenzschichten.

Die Auswertung der Wolkendicke (c) zeigt nur einen schwachen Jahresgang. Allerdings fällt der geringere Anteil vertikal mächtiger Bewölkung in den Monaten mit großen Wolkenhöhen auf. Die unteren Perzentile des LWP (d) folgen deutlich dem Jahresgang der Meeresoberflächentemperaturen (vgl. Yashayaev and Zveryaev, 2001), da bei höheren Sättigungsdampfdrücken im Falle von Kondensation auch mehr Wasserdampf umgewandelt wird. Die Statistik der ho-

hen LWP zeigt eine deutlich größere Variabilität, wobei in den Herbstmonaten und im März die größten Anteile an hohen LWP beobachtet wurden. Ein ähnlicher Verlauf wird auch beim Niederschlagsanteil (e) deutlich, der zwischen 15% im Juli und August und 30% im Dezember schwankt. Zwar ermöglichen kältere Temperaturen die Entwicklung von Niederschlägen über den Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess, dennoch lassen sich diese Jahrgänge zunächst nicht plausibel erklären. Hier werden Fehlinterpretationen des LWP und des Niederschlags bei Absinkinversionen unter hochreichender Aufgleitbewölkung sowie synoptische Anomalien als Ursache angenommen, welche aufgrund des kurzen Auswertzeitraumes von nur 5 Jahren die Statistik stark verfälschen können.

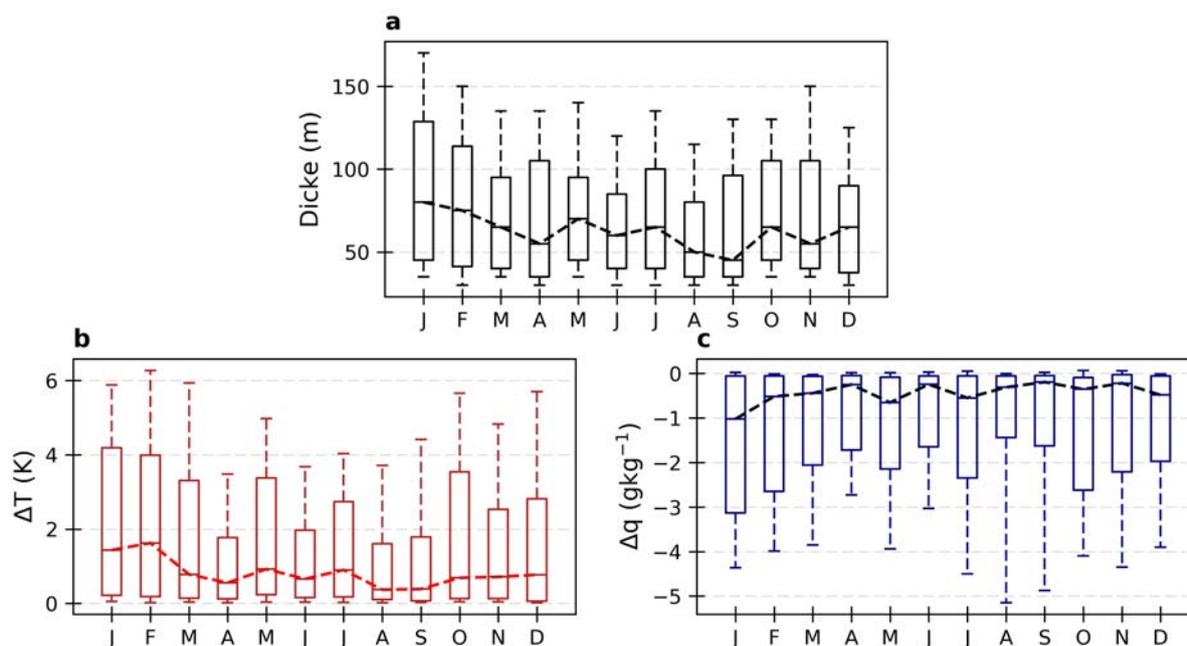


Abbildung 5: Jahresgang der (a) vertikalen Inversionsausdehnung, (b) der Änderung der Temperatur ΔT sowie (c) der Änderung des Mischungsverhältnisses Δq innerhalb der Inversion

Im Jahresgang der Inversionseigenschaften, welcher in Abbildung 5 dargestellt wird, werden Minima der vertikalen Mächtigkeit (a) und des Temperatursprunges (b) an der Inversion im April und im Spätsommer deutlich, wobei im September in mehr als 50% der Fälle eine vertikale Mächtigkeit unter 50 m beobachtet wurde und auch die Temperaturänderung häufig nur wenige Zehntel Kelvin betrug. Das Minimum der vertikalen Mächtigkeit von 30 m wird dagegen durch die Auswertkriterien festgelegt. In Bezug auf die Wolkenhöhen lässt sich ein indirekter Zusammenhang zwischen Wolkenhöhe und Stärke der Inversion feststellen. Dies folgt aus der Stauchung der absinkenden Luftmasse an der Grenzschichtinversion und wird durch die Stabilitätstendenzgleichung beschrieben (vgl. u.a. Pettersen et al., 1947). Demnach wird eine bereits stabile Luftsäule beim Absinken weiter stabilisiert, wodurch sich der Temperaturgradient innerhalb der Inversion weiter verstärkt. Bei flachen Grenzschichten kann die Luftmasse in der freien Troposphäre deutlich weiter absinken als bei höher liegenden Grenzschichten, wodurch der Zusammenhang zum Jahresgang der Temperaturänderungen- und Feuchteänderungen (c) angenommen wird.

In den Wintermonaten zeigen sich vertikal mächtigere Inversionen mit stärkeren Änderungen der Temperatur und des Wasserdampfmischungsverhältnisses. Hier liegt die geringere solare Einstrahlung und damit eine stärkere Abkühlungsrate an der Wolkenobergrenze als Ursache nahe.

5 Fazit

Für die Charakterisierung der Eigenschaften von MSc über der Azoreninsel Graciosa wurden die Messwerte von Radiosonden, einem Ceilometer, einem Distrometer und einem MWR für Zeitraum vom 01. März 2014 bis 31. August 2018 ausgewertet. Dazu wurde eine Methode von Zhang et al. (2010) zur Detektion von Wolkenschichten aus Feuchteprofilen der Radiosonde weiterentwickelt und für die Abgrenzung von MSc zu anderen Wolkenarten angepasst. Eine Evaluation mit den Messungen eines Ka-Band-Wolkenradars und des Ceilometers zeigte, dass die Methode auch zur Detektion von MSc geeignet ist, wobei die verwendeten Schwellwerte der relativen Feuchte offenbar zu niedrig gewählt wurden. Die Abhängigkeit des Fehlers zu einer weiteren Veränderung der Schwellwerte wurde allerdings nicht genauer untersucht. Dagegen konnte ausfallender Niederschlag und mehrschichtige Bewölkung als Ursache zufälliger Abweichungen festgestellt werden.

Auf Basis der weiterentwickelten Methode und unter Einbezug von Messwerten zum Niederschlag und Flüssigwassergehalt wurde der Tages- und Jahresgang der Wolkenhöhe und -dicke, des LWP, des Entkopplungs- und Niederschlagsverhaltens und der Inversionsstärke dargestellt. Der Tagesgang der Eigenschaften fiel im Vergleich zu vorangegangenen Auswertungen durch Rémillard et al. (2012) deutlich schwächer aus, konnte allerdings datenbedingt auch nur zwischen 00 UTC und 12 UTC verglichen werden. Als Ursache für das beobachtete Verhalten wurde der Einfluss der solaren Einstrahlung auf die Wolkendynamik und das Aufbrechen des MSc in der zweiten Tageshälfte angenommen. Für den jährlichen Verlauf wurden die Eigenschaften monatlich zusammengefasst. Die Beobachtungen wurden mit dem Jahresgang der solaren Einstrahlung und der Temperatur sowie der synoptischen Variabilität über den Azoren in Verbindung gebracht. Zum Ausschluss synoptischer Anomalien aus der monatlichen Klimatologie ist jedoch ein noch längerer Auswertzeitraum nötig.

Literatur

- ARM (2013a). Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2013, updated hourly. Balloon-Borne Sounding System (SONDEWNPN). 2014-03-01 to 2018-08-31, Eastern North Atlantic (ENA) Graciosa Island, Azores, Portugal (C1). Compiled by D. Holdridge, J. Kyrouac and R. Coulter. ARM Data Center. Data set accessed 2018-11-09 at <http://dx.doi.org/10.5439/1021460>.
- ARM (2013b). Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. Ceilometer (CEIL). 2014-03-01 to 2018-08-31, Eastern North Atlantic (ENA) Graciosa Island, Azores, Portugal (C1). Compiled by B. Ermold and V. Morris. ARM Data Center. Data set accessed 2018-11-09 at <http://dx.doi.org/10.5439/1181954>.
- ARM (2014a). Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2014, updated hourly. Microwave Radiometer, 3 Channel (MWR3C). 2014-03-01 to 2018-08-31, Eastern North Atlantic (ENA) Graciosa Island, Azores, Portugal (C1). Compiled by M. Cadeddu and V. Ghate. ARM Data Center. Data set accessed 2018-11-09 at <http://dx.doi.org/10.5439/1025248>.
- ARM (2014b). Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. Laser Disdrometer (PARS2). 2014-03-01 to 2018-08-31, Eastern North Atlantic (ENA) Graciosa Island, Azores, Portugal (C1). Compiled by J. Delamere, M. Bartholomew and Y. Shi. ARM Data Center. Data set accessed 2018-11-09 at <http://dx.doi.org/10.5439/1150252>.
- ARM (2015). Atmospheric Radiation Measurement (ARM) user facility. 2015, updated hourly. Ka ARM Zenith Radar (KAZRGE). 2017-06-01 to 2017-08-31, Eastern North Atlantic (ENA)

- Graciosa Island, Azores, Portugal (C1). Compiled by A. Matthews, B. Isom, D. Nelson, I. Lindenmaier, J. Hardin, K. Johnson and N. Bharadwaj. ARM Data Center. Data set accessed 2018-11-19 at <http://dx.doi.org/10.5439/1025214>.
- Bougeault, P. (1985). A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113(12):2108–2121.
- Dufresne, J.-L. and Bony, S. (2008). An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere–ocean models. *Journal of Climate*, 21(19):5135–5144.
- Grenzhäuser, J. (2014). Entwicklung neuartiger mess-und auswertungsstrategien für ein scannendes wolkenradar und deren anwendungsbereiche. 55.
- Mechem, D. B., Wittman, C. S., Miller, M. A., Yuter, S. E., and de Szoeke, S. P. (2018). Joint synoptic and cloud variability over the northeast atlantic near the azores. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(6):1273–1290.
- Nitschke, K. and de Azevedo, E. B. (2015). 3d atmosphere column evaluation and clouds tomography: At eastern north atlantic (ena), graciosa island arm facility. In *Experiment@ International Conference (exp. at'15), 2015 3rd*, pages 91–92. IEEE.
- Petterssen, S., Sheppard, P., Priestley, C., and Johannessen, K. (1947). An investigation of subsidence in the free atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 73(315-316):43–64.
- Rémillard, J., Kollias, P., Luke, E., and Wood, R. (2012). Marine boundary layer cloud observations in the azores. *Journal of Climate*, 25(21):7381–7398.
- Rémillard, J. and Tselioudis, G. (2015). Cloud regime variability over the azores and its application to climate model evaluation. *Journal of Climate*, 28(24):9707–9720.
- Wang, J. and Rossow, W. B. (1995). Determination of cloud vertical structure from upper-air observations. *Journal of Applied Meteorology*, 34(10):2243–2258.
- Wood, R. (2012). Stratocumulus clouds. *Monthly Weather Review*, 140(8):2373–2423.
- Wyant, M. C., Bretherton, C. S., Rand, H. A., and Stevens, D. E. (1997). Numerical simulations and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(1):168–192.
- Yashayaev, I. M. and Zveryaev, I. I. (2001). Climate of the seasonal cycle in the north pacific and the north atlantic oceans. *International Journal of Climatology*, 21(4):401–417.
- Zhang, J., Chen, H., Li, Z., Fan, X., Peng, L., Yu, Y., and Cribb, M. (2010). Analysis of cloud layer structure in shouxian, china using rs92 radiosonde aided by 95 ghz cloud radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D7).