

## **Eine 15 jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich zu Bodenbeobachtungen**

**R. Meerkötter, P. Bissolli, G. Gesell**

Wolken beeinflussen den Strahlungshaushalt der Erde und spielen damit eine zentrale Rolle im gesamten Klimasystem. Erkenntnisse über die räumliche und zeitliche Verteilung verschiedener klimarelevanter Wolkenparameter, wie sie zum Beispiel aus langjährigen Wolkenklimatologien gewonnen werden können, sind daher von großem Interesse. Neben einer direkten Analyse der Wolkendaten können Wolkenklimatologien natürlich auch dafür verwendet werden, in Klimamodellen die Parametrisierungen der Prozesse für die Wolkenentstehung zu überprüfen.

Die Lebensdauer einiger Serien von Wettersatelliten gleicher Bauart (z.B. Meteosat, NOAA) überdeckt mittlerweile Zeitspannen von einer oder auch mehreren Dekaden, so dass die Untersuchung klimarelevanter Wolkenparameter aus diesen Datensätzen zunehmend interessant wird. Als Beispiele wären hier zu nennen: das ‚International Satellite Cloud Climatology Project‘ (ISCCP), ein globaler Datensatz, welcher bis in das Jahr 1983 zurück reicht (Rossow and Schiffer, 1999; Schiffer and Rossow, 1983), der 19 Jahre umfassende globale PATMOS-Datensatz (Stowe et al., 2002), oder ein Datensatz für Europa im Zeitraum von 1990 bis 2000, den Karlsson (2003) generiert hat.

Beim Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen wird seit einigen Jahren eine Europäische Wolkenklimatologie (ECC = European Cloud Climatology) aus Satellitendaten, genauer aus NOAA/AVHRR Daten, aufgebaut (Kriebel et al., 2003; Meerkötter et al., 2004). Es handelt sich hierbei um eine gemeinsame Arbeit des Institutes für Physik der Atmosphäre und des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums im DLR. Die ECC umfasst inzwischen einen Zeitraum von 15 Jahren (1989 bis 2003), also eine Periode, für die eine klimatologische Untersuchung der Variabilität von Wolkenparametern ebenfalls sinnvoll wird und die natürlich auch eine solide Grundlage für Vergleiche mit anderen, unabhängig gewonnenen Datensätzen bietet. In enger Kooperation mit dem DWD wurde deshalb eine der Klimagrößen der ECC, nämlich der Gesamtbedeckungsgrad der Wolken, mit Bodenbeobachtungen an europäischen SYNOP-Stationen verglichen. Ergebnisse dieses ersten Vergleichs über den relativ langen Zeitraum von 1990 bis 2003 und die daraus gewonnenen Erkenntnisse werden im Folgenden präsentiert.

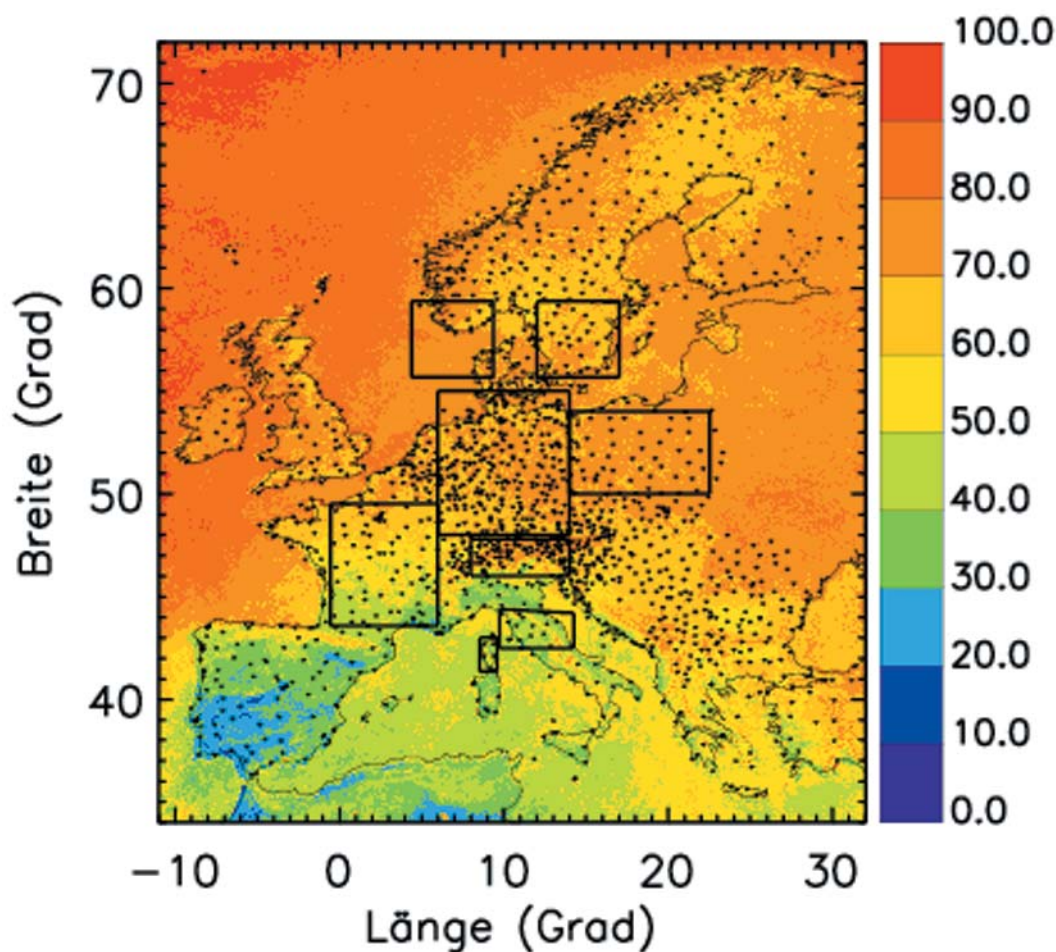
### *Die Datensätze*

Die ECC umfasst das Gebiet von 34° bis 72°N und von 11°W bis 32°O (Abb.1). Auf einem regelmäßigen und hochauflösenden Gitter von 0.01° x 0.0125° in Breite und Länge enthält die ECC verschiedene Parameter wie den Gesamtbedeckungsgrad, den Bedeckungsgrad der tiefen, mittelhohen, hohen und dünnen Wolken, den Flüssig- und Eiswasserweg, die Wolkenobergrenzentemperatur sowie die Infrarot-Emissivität. Diese Produkte werden mit Hilfe des APOLLO-Programmpaketes (APOLLO=AVHRR Processing scheme Over clouds, Land and Ocean) erstellt, einer Software, die sich auf die Information aller fünf spektraler AVHRR Kanäle der NOAA-

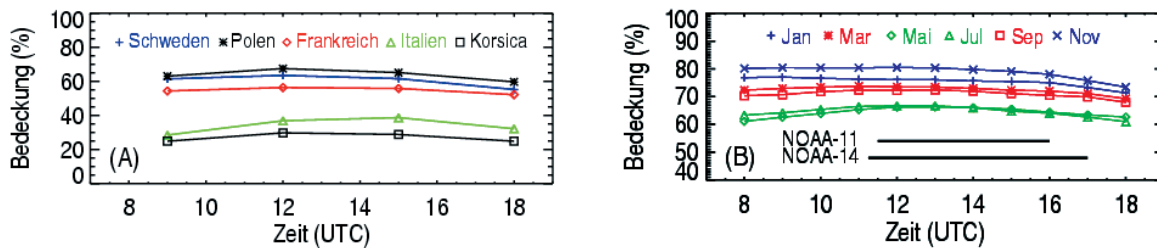
Mittagsüberflüge stützt und im wesentlichen auf Schwellenwertmethoden basiert. In der Arbeit von Kriebel et al. (2003) und darin zitierten Publikationen sind Details dieser Auswertesoftware eingehender beschrieben.

Die ECC wurde nun mit SYNOP-Bodenbeobachtungen des Wolkengesamtbedeckungsgrades verglichen. Der DWD hat hierfür die SYNOP-Wolkendaten aller Stationen in Europa für den Zeitraum von 1990 bis 2003 zur Verfügung gestellt. Dieser Datensatz enthält Beobachtungen, die mit Hilfe des Globalen Telekommunikationssystems empfangen werden. Abb. 1 zeigt, in welcher Dichte die SYNOP-Stationen in Europa verteilt sind. Für Deutschland, die Benelux-Länder, die Britischen Inseln und Frankreich liegen die SYNOP-Daten stündlich vor, für die anderen Länder in dreistündigem Abstand.

Gegenstand des Vergleichs ist der Wolkengesamtbedeckungsgrad, welcher zeitlich über den Monat und räumlich über die Fläche ausgewählter Gebiete gemittelt worden ist. Diese Gebiete liegen über dem Land, etwa im Zentrum des definierten Europagebietes (Abb. 1). Ausgeschlossen wurden Regionen am Rand des Datenempfangsbereiches (z.B. Portugal), da dort die Anzahl der NOAA-Mittagsüberflüge pro Monat deutlich geringer ist.



**Abb. 1** Die Region der Europäischen Wolkenklimatologie. Eingezeichnet sind die Gebiete für den Vergleich von Satellitendaten und Bodenbeobachtungen. Schwarze Punkte markieren die SYNOP-Stationen. Gezeigt ist als Beispiel des vieljährige Mittel des Wolkengesamtbedeckungsgrades in Prozent für den März.



**Abb. 2** Langzeitliches Mittel des Tagesganges des Wolkengesamtbedeckungsgrades aus den SYNOP-Daten. (A): für verschiedene Gebiete basierend auf 3-stündigen Beobachtungen im Juli. (B): für das Gebiet Deutschland basierend auf stündlichen Beobachtungen in verschiedenen Monaten. Balken geben die Zeitintervalle an, in denen die NOAA-Überflugzeiten variieren.

Im Fall der Satellitendaten sind zur Bestimmung von Flächenmittelwerten nur die Bedeckungsgrade der Landpixel verwendet worden, auch wenn in einzelnen Mittelungsgebieten Flächenanteile des Meeres enthalten sind. Im Fall der SYNOP-Daten erfolgte die Flächenmittelung durch eine Wichtung mit der Anzahl der vorhandenen Beobachtungen an jeder Station.

Es werden im nächsten Abschnitt Ergebnisse gezeigt, die aus den Daten der Mittagspassagen der Satelliten NOAA-11 (1989-1994), NOAA-14 (1995-2001) und NOAA-16 (2002-2003) abgeleitet wurden. Obwohl die Überflüge der NOAA-Satelliten während ihrer Lebensperiode zeitlich in den Nachmittag gedriftet sind, wurden alle Bedeckungsgrade aus der ECC mit den SYNOP-Daten von 12:00 UTC verglichen. Dadurch entstehen zwangsläufig Zeitunterschiede, die bis zu etwa 4 Stunden betragen können. Dass der monatsgemittelte Bedeckungsgrad in der Zeit von 12:00 bis 16:00 UTC im langjährigen Mittel tatsächlich nur um etwa 2% variiert und damit die Verwendung von SYNOP-Daten zu dem festen Termin gerechtfertigt ist, zeigen die aus den SYNOP Beobachtungen abgeleiteten Tagesgänge in Abb. 2.

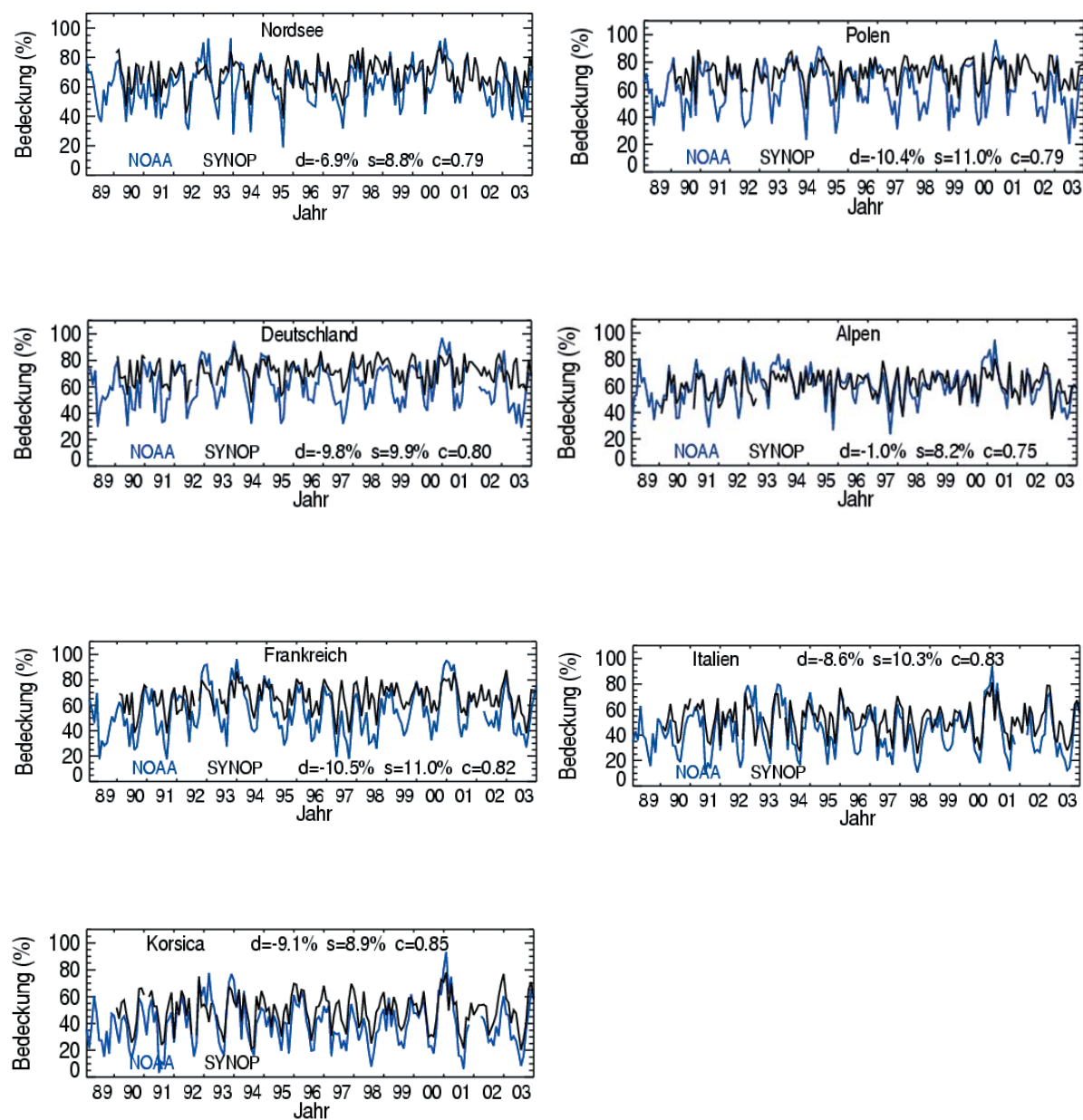
### *Der Wolkenbedeckungsgrad im Zeitraum von 1989 bis 2003*

Die Zeitreihen von Monatsmittelwerten des Gesamtbedeckungsgrades zeigt Abb. 3. Für jedes der Untersuchungsgebiete sind sowohl die aus den NOAA/AVHRR-Daten als auch die aus den SYNOP-Daten abgeleiteten Flächenmittelwerte dargestellt. Angegeben sind außerdem die mittleren Differenzen, die Standardabweichung der Differenzen und die Korrelationskoeffizienten. Diese statistischen Parameter wurden für den Überlappungsbereich beider Datensätze von 1990 bis 2003 berechnet.

Betrachtet man zunächst die Kurven der Satellitendaten, so fällt auf,

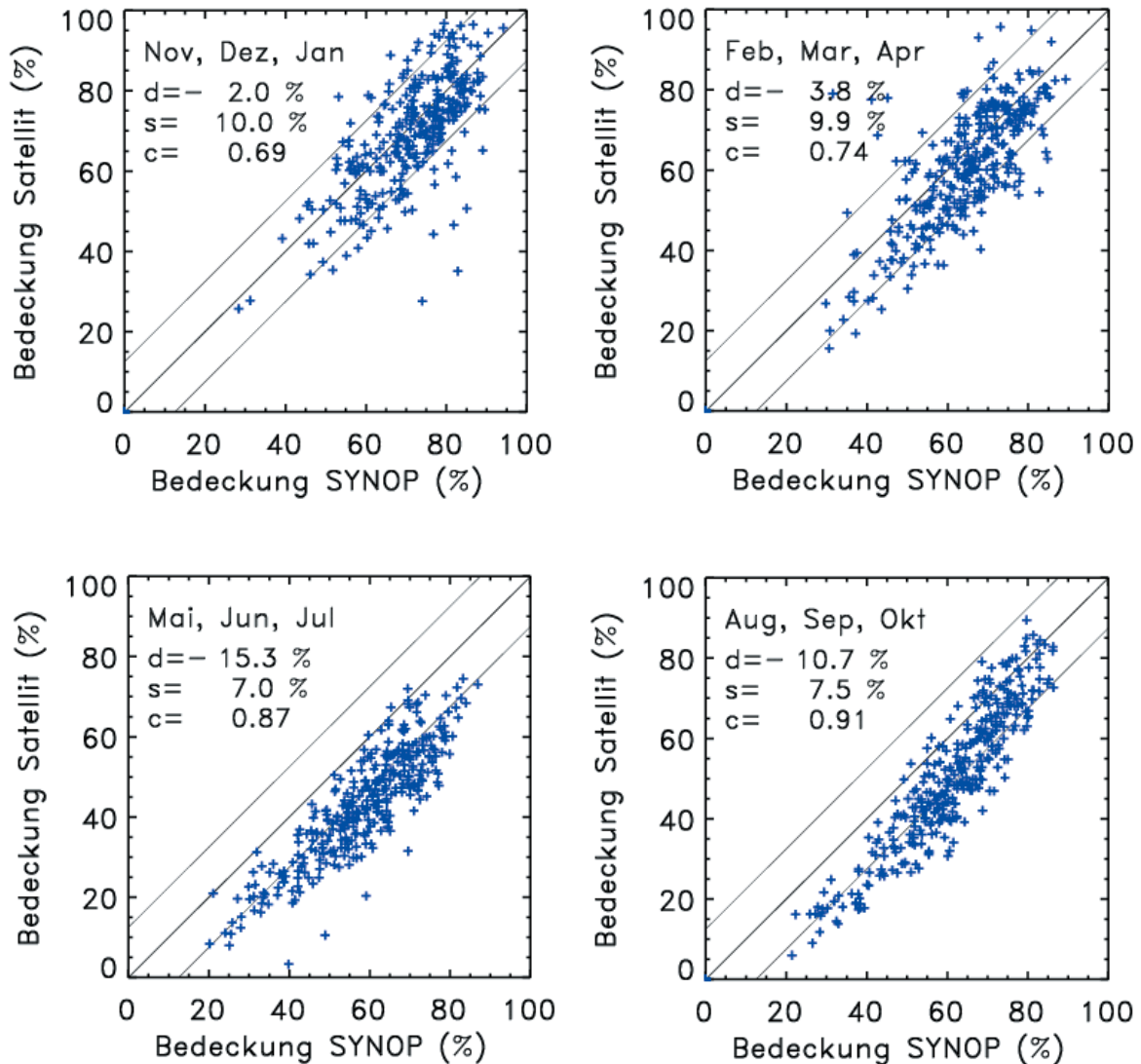
- dass in Übereinstimmung mit den typischen meteorologischen Bedingungen in Europa der Wolkenbedeckungsgrad erwartungsgemäß mit zunehmender geographischer Breite ansteigt,
- dass der Bedeckungsgrad einen ausgeprägten Jahresgang zeigt und
- dass die Kurven keinen klaren Trend im gesamten Zeitraum erkennen lassen, jedoch einige Minima und Maxima auffallen.

Ein schönes Beispiel für den letzten Punkt liefert das Jahr 2003. In diesem Jahr spiegelt sich der heiße und trockene Sommer im zentralen Europa durch ein breites und tiefes Minimum des Wolkenbedeckungsgrades wider.



**Abb. 3** Zeitreihen der flächengemittelten Monatsmittelwerte des Gesamtbedeckungsgrades aus NOAA/AVHRR- und SYNOP-Daten für die ausgewählten Untersuchungsgebiete. Angegeben sind die mittlere Differenz (d) im Zeitraum 1990-2003 (Satellit minus SYNOP), die Standardabweichung der Differenz (s) sowie der Korrelationskoeffizient (c).





**Abb. 4** Der Gesamtbedeckungsgrad aus NOAA/AVHRR- und SYNOP-Daten im Streudiagramm. Verglichen werden die Monatsmittelwerte aller Gebiete im Zeitraum 1990-2003 gruppiert nach Monaten. Angaben für (d), (s) und (c) wie in Abb. 3.

Generell ist die Übereinstimmung zwischen den Satelliten- und Bodenbeobachtungen gut, sie liegt innerhalb der Grenzen von einem Achtel (12.5%). Ein Korrelationskoeffizient um 0.8 für alle Gebiete deutet darauf hin, dass die saisonale Abhängigkeit des Bedeckungsgrades in beiden Datensätzen durch einen ähnlichen Verlauf gekennzeichnet ist. Eine differenziertere Betrachtung enthüllt jedoch, dass die Übereinstimmungen mit der Jahreszeit variieren. Insbesondere im Sommer tendieren die Satellitendaten zu niedrigeren Werten als die SYNOP-Daten. Noch klarer wird dies anhand der Streudiagramme in Abb. 4. Hier werden die für alle Testgebiete abgeleiteten Bedeckungsgrade für verschiedene Monatsgruppen miteinander verglichen. Während die Streuung in den Monaten von August bis April durch mittlere Differenzen und Standardabweichungen innerhalb eines Achtels gekennzeichnet ist, zeigt die Differenz in den mehr durch konvektive Bewölkung geprägten Monaten Mai, Juni und Juli, dass die Bedeckungsgrade aus den Satellitendaten um etwa 15% systematisch unter den SYNOP-Daten liegen. Gleichzeitig ergibt sich für die drei Sommermonate ein höherer Korrelationskoeffizient.

Offensichtlich erklärt der Tagesgang des Bedeckungsgrades in Verbindung mit der zeitlichen Drift der NOAA-Satelliten diese Unterschiede in den Sommermonaten nicht vollständig (Abb. 2). Naheliegend ist daher, dass die Struktur der in den Sommermonaten häufiger auftretenden konvektiven Wolkenfelder einen Einfluss auf die Bestimmung des Bedeckungsgrades hat. Dieser wirkt sich nämlich unterschiedlich auf die Analyse der Satellitenmessungen und die Beobachtung am Boden aus. Während Satelliten unter kleinen Nadirblickwinkeln die Projektion der Wolkenstrukturen auf den Boden messen, muss ein SYNOP-Beobachter die von einem Punkt aus in die obere Hemisphäre projizierte Struktur des Wolkenfeldes analysieren. Bei durchbrochener Bewölkung entstehen so für den Beobachter Kulisseneffekte, die wohl dazu führen, dass er den Bedeckungsgrad tendenziell höher einschätzt. Auch Karlsson (2003) beschreibt dieses Problem in einem Vergleich von Satelliten- mit Bodenbeobachtungen. Die Differenz zwischen Satellit und Bodenbeobachtungen kann allerdings noch durch einen weiteren Effekt, welcher im Satelliten-Auswertealgorithmus zu finden ist, vergrößert werden. Im Fall geringer Bedeckung durch (Cumulus) Wolken im Sub-Pixel Bereich wird die spektrale Strahldichte in den solaren AVHRR-Kanälen nämlich nur geringfügig angehoben. Der Strahldichteunterschied eines wolkenlosen und eines gering bewölkten Pixels über Land ist in diesem Fall so klein, dass der Helligkeitsschwellenwert zur Wolkenerkennung nicht überschritten wird und demzufolge der Bedeckungsgrad aus der Satellitenmessung unterschätzt wird.

#### Ausblick

Die Europäische Wolkenklimatologie wird ständig weiter ausgebaut. Dies betrifft nicht nur die Prozessierung aktueller NOAA-Daten, sondern vor allem auch die vorhandenen Daten vor 1989. Ebenso wird die Auswertesoftware weiter entwickelt. Erkenntnisse, wie sie beispielsweise durch diese Untersuchung gewonnen wurden, können dabei in die Entwicklung einer nächsten Version des APOLLO-Algorithmus einfließen.

Eine Bewertung von aus Satellitendaten abgeleiteten Wolkenparametern sollte natürlich nicht allein durch den Vergleich mit SYNOP-Daten erfolgen. Zusätzliche Vergleiche mit anderen Datensätzen, die mit Hilfe von Messungen anderer Satelliteninstrumente (z.B. auf den geostationären Meteosat-Satelliten) oder mit anderen Techniken der Bodenbeobachtung (z.B. Wolkenkameras) gewonnen werden, können ebenfalls einen wertvollen Beitrag leisten. Denkbar ist auch die Nutzung synthetischer Wolkenfelder, die durch Computersimulationen erzeugt worden sind. Diese würden ermöglichen, einen Auswertealgorithmus systematisch und unter definierten Bedingungen zu prüfen.

Aufbauend auf der schon bestehenden Kooperation zwischen dem DWD und dem DLR ist geplant, die Evaluation verschiedener Datensätze in nächster Zukunft entsprechend der oben genannten Ansätze fortzuführen. Dies soll insbesondere im Rahmen des EUMETSAT Bodensegments ‚Satellite Application Facility on Climate Monitoring‘ (CMSAF) und im Rahmen der Kooperation beider Einrichtungen zum DWD internen Projekt SATKLIM erfolgen.

#### Literatur

- Karlsson, K.-G., A 10 year cloud climatology over Scandinavia derived from NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer imagery, *Int. J. of Climatol.*, 23, 1023-1044, 2003.
- Kriebel, K.T., G. Gesell, M. Kästner, and H. Mannstein, The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations, *Int. J. Remote Sensing*, 24, No. 12, 2389-2408, 2003.
- Meerkötter, R., C. König, P. Bissolli, G. Gesell, and H. Mannstein, A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations, *Geoph. Res. Lett.*, Vol. 31, L15103, doi:10.1029/2004GL020098, 2004.
- Rossow, W. B., R. A. Schiffer, Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Met. Soc.*, 80, 2261-2287, 1999.
- Schiffer, R. A., W. B. Rossow, The international satellite cloud climatology project (ISCCP): the first project of the World Climate Research Programme, *Bull. Am. Met. Soc.*, 64, No. 7, 779-784, 1983.
- Stowe, L. L., H. Jacobowitz, G. Ohring, K. R. Knapp, N. R. Nalli, The advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Pathfinder Atmosphere (PATMOS) Climate Dataset: Initial Analyses and Evaluations, *J. of Climate*, 15, 1243-1260, 2001.