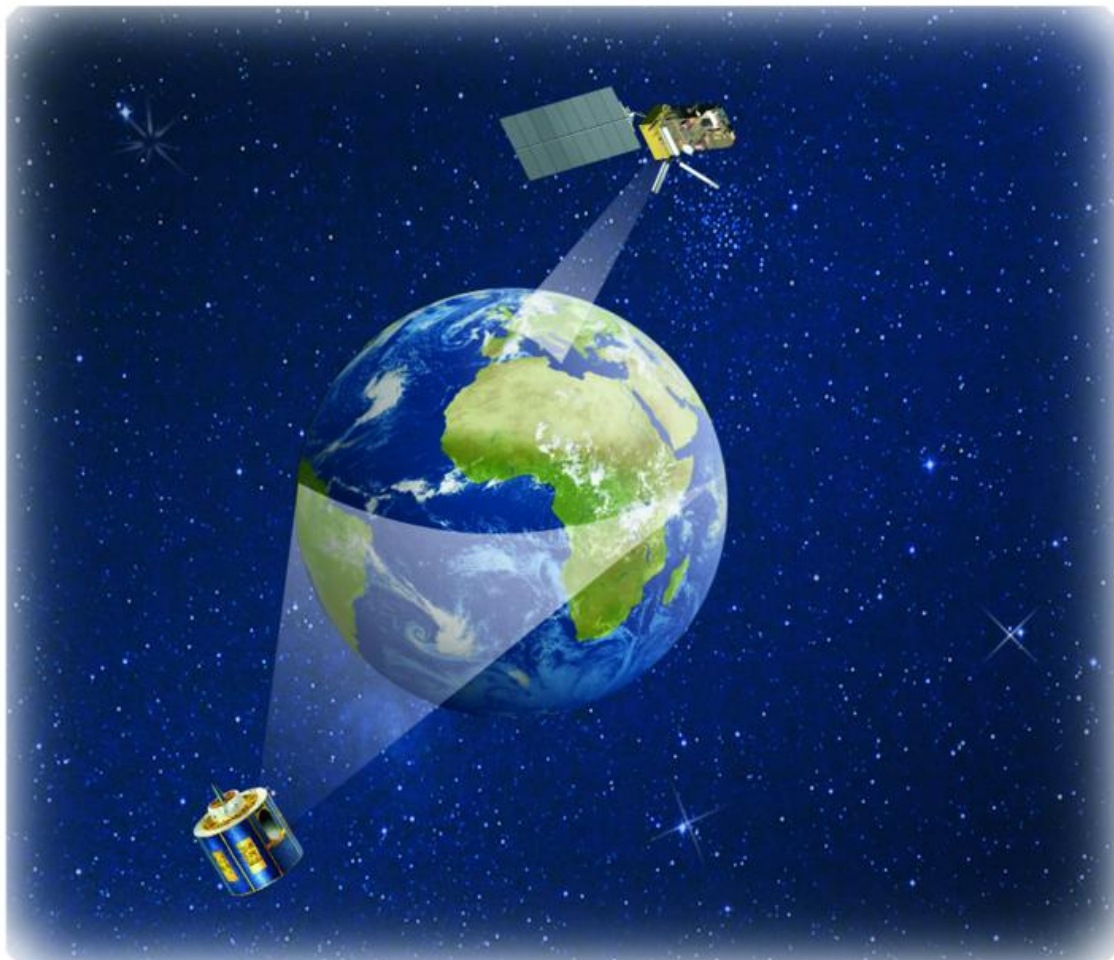


# Klimastatusbericht 2004



**Climate Monitoring from Space**

**Tornadoklimatologie**

**Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings**

Herausgeber und Verlag  
Deutscher Wetterdienst  
Kaiserleistr. 29/35  
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65  
63004 Offenbach

**Der Klimastatusbericht im Internet:**

<http://www.ksb.dwd.de>

**ISSN 1437 - 7691**

**ISSN 1616 - 5063 (Internet)**

**ISBN 3-88148-402-7**

**Urheberrecht**

Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.

Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.

Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

**Zum Titelbild**

Grafik: CM-SAF 2005

Welcome!

So oder ähnlich begrüßen englischsprachige Zeitschriften ihre Leserschaft.

Schon in den früheren Ausgaben des Klimastatusberichts war der eine oder andere englischsprachige Artikel zu finden. Mit Absicht! Das Thema Klima geht weit über die geographischen Grenzen des deutschen Sprachraums hinaus und die englische Sprache hat sich nun mal – nolens volens – als *lingua franca*, zumindest in der Wissenschaft, durchgesetzt.

In dieser Ausgabe sind besonders viele englischsprachige Artikel zu finden. Anlass ist der Start der prä-operationellen Betriebsphase der *Satellite Application Facility on Climate Monitoring* (CM-SAF). In dieser europaweiten Gemeinschaftsaktion werden Satellitendaten ausgewertet, um die Beobachtung unseres Klimas zu unterstützen. Auch hier ist die Arbeitssprache englisch und alle internationalen Partner haben Beiträge für diese Ausgabe des Klimastatusberichts beigesteuert, um die Produkte vor und zur Diskussion zu stellen.

Die Debatte über die Klimaentwicklung und vor allem deren Auswirkungen ist unvermindert im Gange. Dass ein signifikanter globaler Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten stattfand, ist unbestreitbar. Konsens besteht i.A. auch darüber, dass in den nächsten etwa 100 Jahren ein weiterer Temperaturanstieg von ca. 1,4 bis 5,8°C, bezogen auf die Temperaturen von 1990, erwartet wird.

In einem Bericht der Kommission der Europäischen Gemeinschaften vom Februar 2005 wird empfohlen „...eine Begrenzung des durchschnittlichen globalen Temperaturanstiegs auf 2°C über vorindustriellen Werten an[zu]streben“. Selbst dieses vergleichsweise bescheidene Ziel wird „...weltweit erhebliche Anstrengungen im Bereich Vorbeugung und Abhilfe verlangen...“

Ein wichtiger Schritt auf dem Wege, das „2°C-Ziel“ einhalten zu können ist das 1997 vereinbarte und mit Wirkung vom 16. Februar 2005 in Kraft getretene Kyoto-Protokoll.

Um die Auswirkungen der Klimaänderung abschätzen zu können, müssen wir die betroffenen Systeme verstehen. Um zu verstehen, müssen wir zunächst beobachten. Aus der Beobachtung können die zu Grunde liegenden Prozesse analysiert, anschließend modelliert und letzt endlich vorhergesagt werden. Das CM-SAF leistet hierbei einen wichtigen Beitrag in dieser Erkenntniskette, indem es Daten und Produkte liefert, die Beobachtung, Analyse und Modellierung unterstützen.

Viel Spaß beim Lesen wünscht Ihnen



Martin Werscheck  
Referat Satellitengestütztes Klimamonitoring

---

## Inhaltsverzeichnis

- 7 **National Oceanic and Atmospheric Administration's Scientific Data Stewardship Program**  
J. Bates, R. G. Reynolds, C. Cremidis, C. Martinez
- 14 **Satellitenbasierte Fernerkundung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre im Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR**  
M. Bittner, F. Baier, T. Erbertseder, G. Gesell, K. Günther, T. Holzer-Popp, M. Schroedter-Homscheidt, T. Trautmann, D. Loyola, B. Mayer
- 24 **Eine 15 jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich zu Bodenbeobachtungen**  
R. Meerkötter, P. Bissolli, G. Gesell
- 31 **The SAF Network and its relevance for climate monitoring**  
L. Schüller, L. Sarlo
- 37 **The SAF on Climate Monitoring: An Overview**  
M. Werscheck
- 44 **The SAF on Climate Monitoring: Cloud Products**  
K.-G. Karlsson
- 55 **The SAF on Climate Monitoring: Surface Radiation Products**  
R. Hollmann, R. W. Müller, A. Gratzki, T. Manninen, H. D. Behr
- 67 **The SAF on Climate Monitoring: Radiative fluxes at the Top Of the Atmosphere**  
S. Dewitte
- 73 **The SAF on Climate Monitoring: The Humidity Composite Product**  
J. Schulz, N. Selbach
- 82 **The SAF on Climate Monitoring: Operational Centres**  
R. Ullrich, P. Fuchs
- 87 **The SAF on Climate Monitoring: Outlook**  
J. Schulz, M. Werscheck
- 91 **The SAF on Climate Monitoring: Second User- and Training Workshop**  
P. Hechler
- 93 **Die Witterung in Deutschland 2004**  
G. Müller-Westermeier, W. Riecke
- 101 **Die Klima in den deutschen Küstengebieten**  
Ch. Lefebvre

- 106 **Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2004**  
F. - J. Löpmeier
- 115 **Die phänologische Entwicklung**  
G. Müller-Westermeier
- 118 **Entwicklung der Ozonschicht**  
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler
- 122 **Objektive Wetterlagenklassen 2004**  
P. Bissolli, E. Dittmann
- 129 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**  
H. Nitsche
- 135 **Zeitlich- räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**  
A. Meyer-Christoffer und B. Rudolf
- 143 **SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes**  
E. Dittmann, H. Nitsche , P. Bissolli
- 147 **SAT-KLIM: Überwachung der Wolkenbedeckung auf Basis von Satelliten- und Stationsdaten**  
P. Bissolli
- 150 **SAT-KLIM: Vorbereitung einer monatlichen regionalen Überwachung des Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre – ein Referenzdatensatz aus Satellitenprodukten –**  
H. Nitsche
- 154 **Validierung von Satellitendaten der Ozonschichtdicke**  
U. Köhler, H. Claude
- 159 **Die Witterung der Sommermonate 2002 bis 2004**  
P. Bissolli, G. Müller-Westermeier
- 162 **Global Precipitation Analysis Products of the GPCC**  
B. Rudolf
- 171 **Tornado- und Downburstklimatologie**  
N. Dotzek
- 181 **A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000**  
Ch. Beck, J. Grieser and B. Rudolf

- 191 **Das Marine Climatological Summaries Scheme**  
R. Zöllner
- 199 **Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY**  
M. Webs, T. Deutschländer, J. Christoffer
- 205 **Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen**
- 209 **Autorenverzeichnis**
- 211 **Impressum**
- 212 **Index**
- 215 **Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2003**
- 
- 1 **Titelbild**
- 2 **Zum Titelbild**
- 3 **Einleitung**
- 4 **Inhaltsverzeichnis**

## NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION'S SCIENTIFIC DATA STEWARDSHIP PROGRAM

**J. Bates, R. G. Reynolds, C. Cremidis, C. Martinez**

NOAA's data stewardship program is a new paradigm in data management consisting of an integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of NOAA's environmental data. These functions are the proper archival of and timely access to data and metadata, the careful monitoring of observing system performance for long-term applications, the generation of authoritative long-term records from multiple observing platforms, and the assessment of the state of the atmospheric, oceanic, land, cryospheric and space environments. Successful implementation of NOAA's data stewardship program will ensure NOAA's environmental data are of maximum use to the Nation now and in the future.

Figure 1 shows schematically the concepts of data stewardship applied to the suite of NOAA observational systems.

To promote full exploitation of the scientific value of NOAA's data by current and future users, four functions, each with several constituent components, must be achieved. The first function is information technology (IT) oriented and is called the Comprehensive Large Array-data Stewardship System (CLASS). The CLASS function, insuring complete archival and access capabilities, requires that metadata, direct observations, and fundamental records from satellite and in situ platforms be comprehensive, complete, and preserved, in perpetuity.

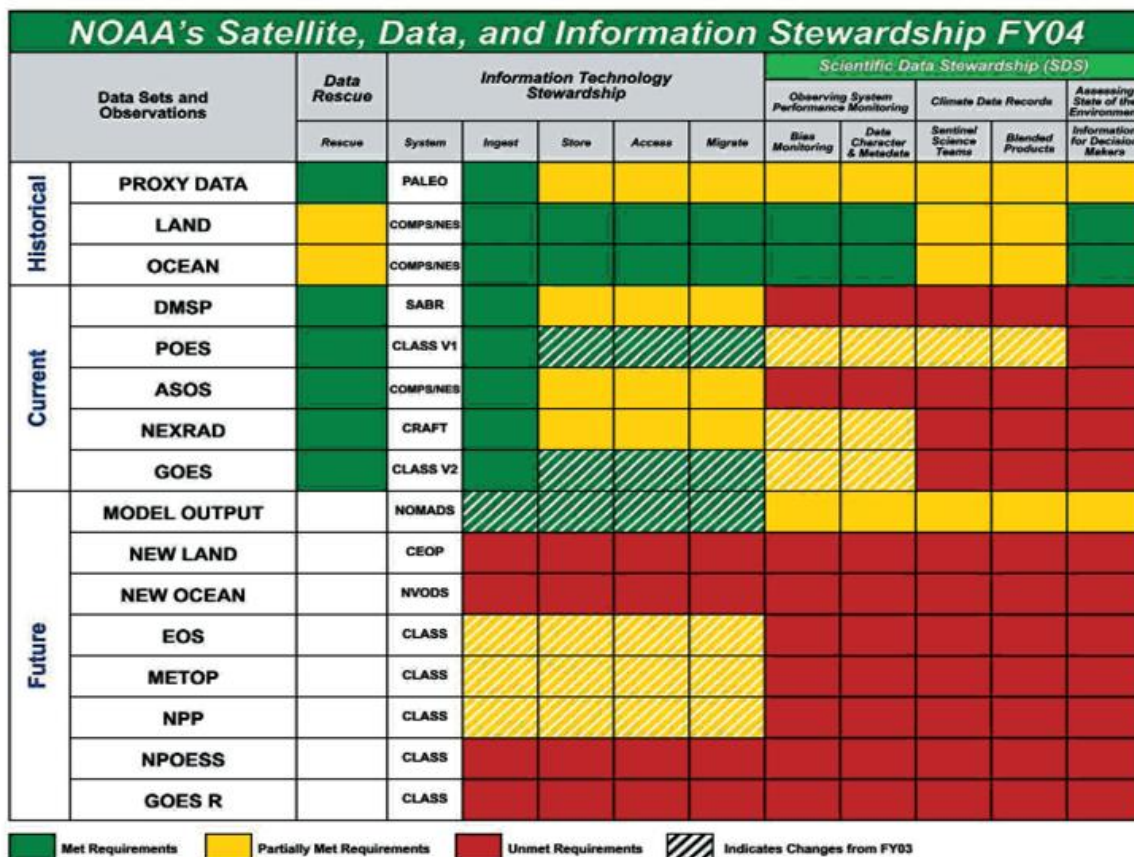


Figure 1 'Stoplight' diagram of data stewardship activities.

Open, efficient access to the metadata, products, and data streams must be insured, and data made available in useful formats. These functions and their components must at all times maintain strong emphasis on the physics of the instrument designed to measure an environmental parameter or parameters. Included in this IT component is a data rescue function to ensure preservation of past data sets, both hard-copy and electronic.

The next three functions are science-oriented and are therefore referred to as Scientific Data Stewardship (SDS). The first SDS function is to provide real-time monitoring of the observing system performance for long-term applications. Such monitoring requires establishing tracking tools necessary for the detection of changes in the observing system, as well as in the observation record. One example is the detection of small biases in the instrumental record. These biases can then be minimized or eliminated through efficient coordination with network operators.

The second SDS function is generating authoritative, long-term records. This function will preserve and enhance the value of the irreplaceable historical data by conducting rigorous data analyses and research to validate and improve these authoritative records, and by reprocessing and enabling others to reprocess the entire data stream from the fundamental measurements when scientific advances warrant it. SDS will use physics-based techniques to fuse together data from disparate observing systems like direct measurements from ground-based networks, as well as indirect measurements from remote sensing instruments on satellites. Note that these elements differ from those that describe operational data, namely timeliness and a minimal reliance on data from outside sources. The authoritative nature and vitality of these products will be maintained through periodic reviews.

The third SDS function uses the authoritative records to assess the current state of the environment and to put it in historical perspective. Long-term trends on local, regional, or global scales can be determined and estimated for the future. In addition, the authoritative records can be used to detect changes in environmental conditions between different time periods and different environmental regimes.

### *Overview of the Comprehensive Large Array-Data Stewardship System*

CLASS supports the NOAA mission to acquire, archive, and disseminate environmental data. NOAA has been acquiring these data for more than 30 years, from a variety of in situ and remote sensing observing systems operated by NOAA and from a number of its partners. NOAA foresees significant growth in both the data volume and the user population for these data, and has therefore initiated this effort to evolve current technologies to meet future needs

NOAA's National Data Centers and their world-wide clientele of customers look to CLASS as the primary NOAA information technology infrastructure project in which all current and future large array environmental data sets will reside. CLASS provides permanent, secure storage and safe, efficient access between the Data Centers and the customers. The initial objective for CLASS is to support specifically the following campaigns:

- NOAA and Department of Defense Polar-orbiting Operational Environmental Satellites (POES) and Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)
- NOAA Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES)
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Observing System (EOS) Moderate-resolution Imaging Spectrometer (MODIS)
- National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS)
- NPOESS Preparatory Program (NPP)
- EUMETSAT Meteorological Operational Satellite (Metop) Program
- NOAA NEXt generation weather RADar (NEXRAD) Program
- National Center for Environmental Prediction (NCEP) Numerical Weather Prediction (NWP) Model Datasets

CLASS must be able to ingest, archive, and provide access to long-term satellite climate data records produced from these large-array data sources, both existing and those to be defined in the future. CLASS will build upon systems already in place to implement architecture for an integrated, national environmental data access and archive system to support a comprehensive data management strategy. The goals of CLASS are as follows:

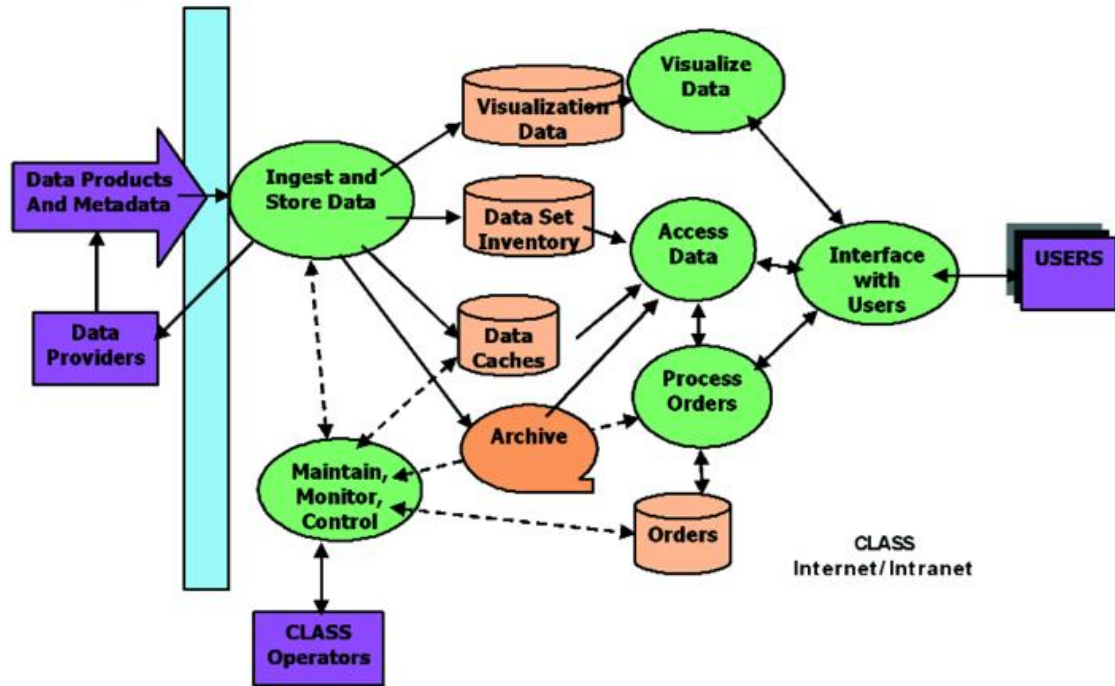
- Give any potential customer access to all large-array NOAA (and some selected non-NOAA) data through a single portal.
- Eliminate the need to continue creating “stovepipe” systems for each new type of data, while, as much as possible, using already refined portions/modules of existing legacy systems.
- Describe a cost-effective architecture that can primarily handle large array-data sets, but is also capable of handling smaller data sets as well.
- Support the reprocessing of any or all datasets managed by CLASS.

The development of CLASS is expected to be a long-term, evolutionary process, as current and new campaigns are incorporated into the CLASS architecture.

The primary function of CLASS is to provide a major portal for access to NOAA environmental data, some of which is stored in CLASS itself, and some available from other archives. The most significant processes required to meet this function that are within the scope of CLASS are:

- Ingest of environmental data from CLASS data providers
- Extraction and recording of metadata describing the data stored in CLASS
- Archiving data
- Browse and search capability to assist users in finding data
- Distribution of CLASS data in response to user requests
- Identification and location of environmental data that is not stored within CLASS, and links to the responsible system
- Charging for data, as appropriate. In general, access to these data sets via FTP will be free. Orders for magnetic media or specialized products will be charged a nominal fee for cost of fulfilling user request.
- Operational support processes: disaster recovery, help desk/CLASS support  
Maintaining a user statistics data base and providing standard and ad hoc statistical reports of CLASS users

A schematic representation of the different processes is shown in Figure 2



**Figure 2** Schematic of CLASS significant processes.

### *Overview of Scientific Data Stewardship*

The concept of scientific data stewardship within NOAA means providing the data and information services necessary to answer global change science questions of the highest priority, both now and in the future. High quality, long-term records are needed to address important monitoring and prediction issues. The NOAA in-situ observations, such as surface temperature and precipitation, have long been subjected to extensive scrutiny, quality control, adjustment, and analysis. These steps established confidence in the quality of these data used by decision makers. Similar stewardship functions are required for all the NOAA observations. With successful stewardship, long-term records from all of the NOAA observing systems will reveal their respective maximum potential usefulness regarding a range of critical environmental monitoring and prediction issues. Issues include: atmospheric and oceanic climate change, terrestrial change detection in response to climate changes, space and solar variability, and ecosystem and coastal management.

There are five fundamental principles associated with the NOAA Scientific Data Stewardship Program:

#### *Ensure Observing System Quality*

Provide real-time monitoring of climate-scale biases for the global suite of satellite, airborne, and in-situ (atmospheric and ocean) observing systems by monitoring the observing system's performance. Subtle spatial and temporal biases can contribute to serious data quality problems. Automated Network Monitoring that discovers these

biases as soon as possible is the first line of defense, before the data becomes part of the long-term historical record. Programs to seek out existing biases in the historical records provide the second level of monitoring necessary for improving the climate data records. Time dependent and other biases can be minimized or eliminated through efficient and effective early processing and periodic reprocessing leading to improving and maintaining the quality of the observing systems.

#### *Develop a Climate Processing System*

Provide the necessary algorithms to ensure that understanding of key climate processes can be derived from space-based systems and the fusion of space-based and in-situ systems. The best possible scientific understanding of critical climate and global change issues can only be reached when many opinions and perspectives are explored. Essential to this principle is an active program that engages the research community, establishes partnerships with industry, and facilitates interactions with local, regional, and national governments, agencies, and institutions.

#### *Provide Basic IT Support*

Technology now provides the capabilities to implement, maintain, and access the most comprehensive and highest quality historical data and information records possible, critical to the support of effective analysis and prediction activities. A dynamic and flexible strategic plan for the efficient use of IT resources will support rapid adaptation to evolutionary and revolutionary IT changes (e.g., new sensors, telecommunications, storage, commercial-off-the-shelf software, and interoperable hardware). The creation of long-term, contiguous, and quality data records requires the commitment of resources to accomplish these tasks.

#### *Document Earth System Variability*

Documenting the Earth's integrated climate system, variability, and change on global, regional, and local scales depends on creating, using, and maintaining the highest quality climate databases and deriving the best historical perspective from these climate data records (CDRs). This will optimize data and information services in order to be responsive. Success will be achieved by establishing end-to-end accountability for establishing long-term, scientifically valid, and consistent records for global change studies. This will ensure that our data and information are available to the maximum number of users.

#### *Enable and Facilitate Future Research*

Climate and global change is a long-term societal imperative. Questions and answers often take many years to come into focus due to the nature of the "feedback" and "forcing" systems influencing the global and regional climate systems. This aspect of stewardship encompasses providing the quality climate observations over

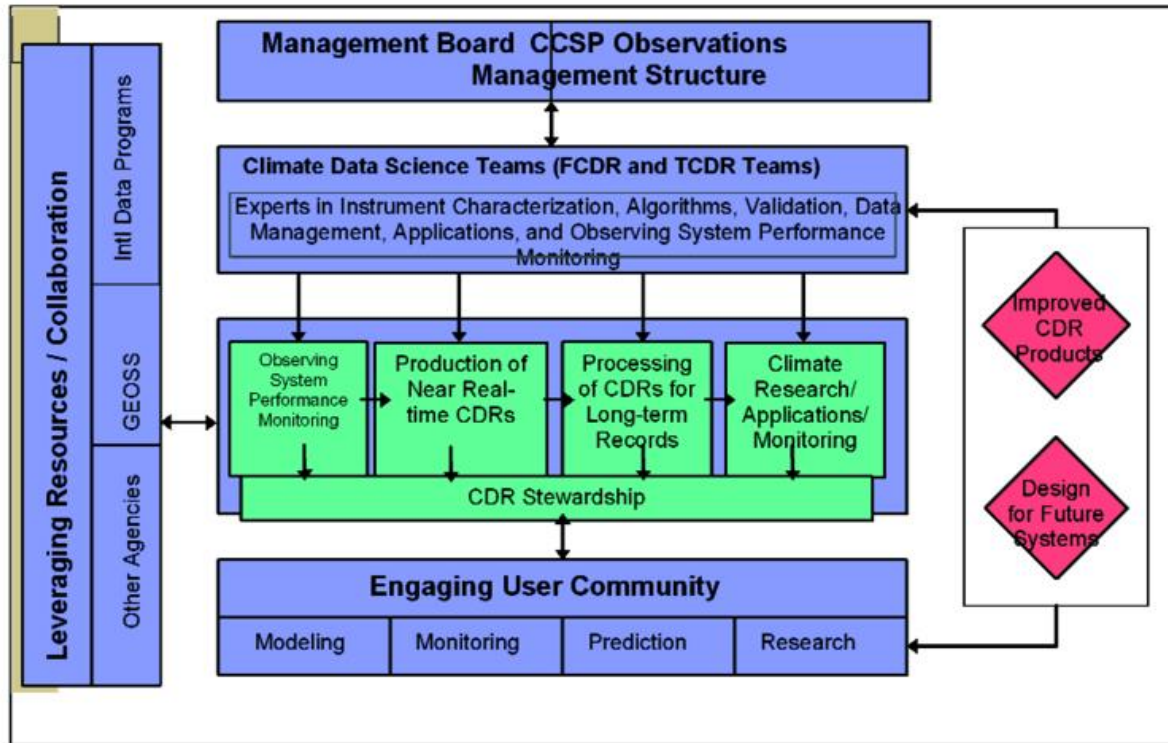
years and decades, recurring basic information technology hardware and software improvements, and improved models, which can guarantee the preservation of and access to the data, information, and gained knowledge for future generations of scientists and policy makers. Today the Internet, Next Generation Internet, and the emerging grid technology will provide the access for today and the near future. Newly developed data sets will be used to update scenarios and assessments, and to identify and respond to emerging questions that the scientific community is expected to answer.

The implementation of scientific data stewardship has begun and covers not only the archiving plans for all the various satellite and in-situ data sources through CLASS, but it also involves applications with a number of groups and activities as follows: (1) long-term data character groups; (2) current mission instrument groups; and (3) interdisciplinary science groups. The long-term data character group has the mandate for long-term calibration, inter-calibration, and validation of all sensors; collaborates with existing national and international observing system groups; and assures that customers get the highest quality basic data while also responding to data quality questions. The current mission instrument groups are specific to each observing platform (e.g., NPOESS) ramp up during the implementation of the observing platform, and then transition to the data character group when new mission operations are achieved. These first two groups possess the competencies in the specifics of each mission and produce the documented metadata for fundamental CDRs (FCDRs).

The interdisciplinary groups address major theme areas (e.g., water and energy cycles) use all the instruments, and blend (fuse) data from multiple sources to address climate and global change science questions in order to help provide data and information assessments and options (thematic CDRs - TCDRs).

An external grants and contracts program will use expertise from existing NOAA grants and contracts to assure the involvement of academia and industry in all three of these groups. Grant and contract program members will work with other scientific data stewardship groups to take advantage of directed research with cooperative institutes. Careful thought and support is required to achieve the desired end-to-end observation data management process (collecting, monitoring, processing, product development, access/distribution, archiving, and assessing). An integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of the environmental data and information under the stewardship of the NOAA will evolve – provided the basic resources are committed to the goals and objectives. Maximizing the public benefit of the Nation's operational satellites, radars, and past proxy data sets requires implementing the scientific data stewardship program. The involvement and consensus of the research community are essential to accomplishing these objectives. Implementation of scientific stewardship of environmental data from the NOAA observing systems will ensure the quality, usefulness, and accessibility of this national information resource treasure for current and future generations.

Figure 3 shows the proposed data flow diagram and how the interactions among NOAA, other agencies, and the climate community are proposed under the SDS program.



**Figure 3** Schematic diagram of data flow and partnerships in Scientific Data Stewardship.

Scientific data stewardship, with an emphasis upon satellite data and information, is a new era in data management consisting of an integrated suite of functions to preserve and exploit the full scientific value of environmental data and information entrusted to NOAA. These functions provide effective observing system design, careful monitoring of observing systems performance for use in long-term applications, improved quality control, generation of authoritative long-term quality data and records, assessments on the state of the environment, and archive and access to data, metadata, products, and services. Successful implementation of data stewardship will ensure maximum use and public benefit of environmental data and information, now and in the future.

## **Satellitenbasierte Fernerkundung klimarelevanter Parameter in der Atmosphäre im Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR**

**M. Bittner, F. Baier, T. Erbertseder, G. Gesell, K. Günther, T. Holzer-Popp, M. Schroedter-Homscheidt T. Trautmann, D. Loyola, B. Mayer**

Fernerkundung bedeutet die berührungslose Messung geo- und biophysikalischer Parameter. Die physikalische Grundlage hierfür bildet die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit der Erdoberfläche und den Gasen und Partikeln in der Atmosphäre. Satelliten werden etwa seit Anfang der 70er Jahre im größeren Umfang als Plattform für verschiedenste Instrumente – je nach Fragestellung - zur Erdbeobachtung eingesetzt. Je nachdem, ob beispielsweise die Beobachtung der Vegetation, der Verteilung der Wolken, der Gase in der Atmosphäre oder etwa die Bestimmung der Temperatur der Meeresoberfläche von Interesse ist, werden verschiedene Wellenlängenbereiche des elektromagnetischen Spektrums verwendet und die Instrumente entsprechend ausgelegt. So wird der für das menschliche Auge sichtbare Bereich des Lichts (etwa 0,4 Mikrometer (violett) – 0,7 Mikrometer (rot)) häufig zur Analyse des globalen Wettergeschehens verwendet. Messungen im kürzerwelligen ultravioletten und längerwelligen infraroten Spektrum dienen häufig zur Beobachtung von atmosphärischen Spurenstoffen. Sehr viel größere Wellenlängen im Bereich von etwa 3 Zentimeter – 25 Zentimeter werden zur Abtastung etwa des Reliefs der Erdoberfläche benutzt.

Der Atmosphäre als Bindeglied zwischen der Erdoberfläche auf der einen und dem Weltraum auf der anderen Seite kommt bei der Beobachtung und der Prognose des Klimawandels eine besondere Bedeutung zu. Ihre vielfältigen gasförmigen, flüssigen und festen Substanzen formen ein komplexes Geflecht aus ineinandergreifenden und sich wechselseitig beeinflussenden Phasenübergängen, Strahlungs- und Streuprozessen sowie dynamischen und chemischen Vorgängen, die insbesondere eben auch Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche und dem Weltraum beinhalten. Unsere Fähigkeit, vom Weltraum aus auf uns selbst herabzuschauen, gewährt uns dabei wertvolle Über- und Einblicke in die Atmosphäre. Die satellitengestützte Erdbeobachtung ermöglicht die integrale Beobachtung dieses Systems – integral im Sinne der möglichst umfassenden, gleichzeitigen, validierten Messung einer Vielzahl von geophysikalischen Parametern und dieses über längere Zeiträume mit homogener Genauigkeit global und flächendeckend. Fallstudien und Stichproben, sowohl zeitlich wie räumlich, sind aufgrund der hohen Variabilität der Atmosphäre nicht ausreichend; sie erlauben keine Unterscheidung zwischen einem Klimatrend und einer Episode. Durch Kombination von Messungen mit numerischen Modellen, die unser aktuelles Wissen über die Atmosphäre und ihre Wechselwirkung mit der Erdoberfläche und dem Weltraum enthalten, gewinnen wir ein konsistentes Bild der Atmosphäre, stellen Defizite zwischen Messung und Modell fest und erweitern so unser Wissen.

Das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt nutzt die satellitenbasierte Fernerkundung zur Untersuchung grundlagenwissenschaftlicher und anwendungsorientierter Fragestellungen. Das DLR ist darüber hinaus der Sitz des Weltdatenzentrums für

Fernerkundung der Atmosphäre (WDC-RSAT<sup>1</sup>) mit dem Mandat des International Council for Science, ICSU<sup>2</sup>. Es ist damit Teil eines internationalen Netzwerkes von gegenwärtig etwa 50 thematisch fokussierten Welt Datenzentren<sup>3</sup>.

Nachfolgend werden schlaglichtartig anhand einiger ausgewählter klimarelevanter Parameter Beispiele präsentiert, die die Leistungsfähigkeit der satellitenbasierten Fernerkundung für den Bereich der Atmosphäre illustrieren sollen. Eine Übersicht über die im DLR verfügbaren Daten- und Informationsprodukte auf dem Gebiet der Fernerkundung der Atmosphäre und ihrer Wechselwirkung mit der Biosphäre ist im Internet zu finden<sup>4</sup>.

### *Wolken*

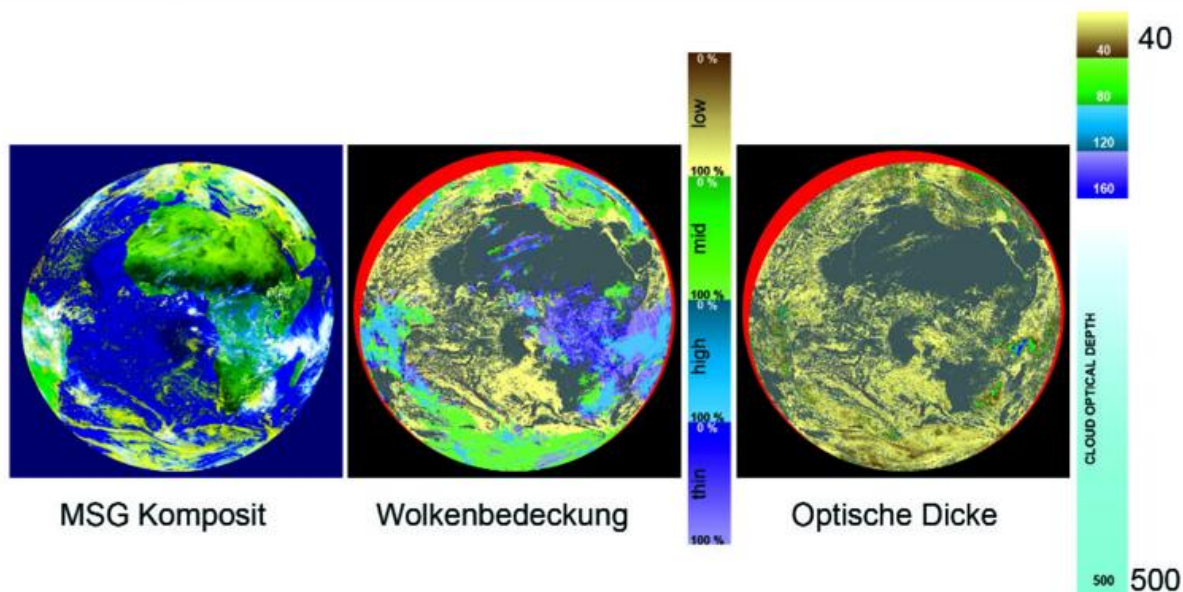
Wolken beeinflussen maßgeblich die Energiebilanz der Erde. Sie tragen den größten Teil zur kurzwelligen Albedo bei und reduzieren die thermische Abstrahlung je nach ihrer Höhe (siehe hierzu auch den Beitrag von Meerkötter et al.). Dabei strahlen niedrigere, wärmere Wolken mehr Energie in den Weltraum ab als höhere und damit kältere Wolken. Wegen der hohen Komplexität der Wechselwirkung der Wolken mit der elektromagnetischen Strahlung enthalten die meisten Klimamodelle den Einfluss der Wolken nur in Form von mehr oder weniger einfachen Parametrisierungen. Da zudem einerseits unser Wissen um den quantitativen Einfluss der Wolken auf das Klima noch immer mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist, und sich andererseits diese Parametrisierungen von Klimamodell zu Klimamodell unterscheiden, liefern verschiedene Modelle durchaus unterschiedliche Resultate. Der Beobachtung der wolkenphysikalischen Parameter kommt damit eine besondere Bedeutung zu. Die satellitenbasierte Fernerkundung stellt hierzu ein ideales Werkzeug dar. Informationen wie der Wolkenbedeckungsgrad, die Höhe der Wolkenoberkante, Art der Zusammensetzung der Wolken (vertikaler Säulengehalt an Flüssig- bzw. Eiswasser), optische Dicke, ihre Oberflächentemperatur und der Infrarot-Emissionsgrad sind wesentliche Kenngrößen, die den Einfluss der Wolken in Atmosphären- und Klimamodellen charakterisieren. Diese Kenngrößen werden heute im DLR aus verschiedenen satellitenbasierten Instrumenten, wie dem polar umlaufenden NOAA-AVHRR (**A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer), dem geostationären MSG-SEVIRI (**S**canning **E**nhanced **V**isible and **I**nfrared **I**mager) oder dem ebenfalls polar umlaufenden ENVISAT-AATSR (**A**dvanced **A**long **T**rack **S**canning **R**adiometer) abgeleitet. Insbesondere die Messungen des NOAA-AVHRR werden heute routinemäßig, d.h. jeden Tag ausgewertet und über das Internet verfügbar gemacht (<http://wdc.dlr.de/apollo>). Die operative Auswertung weiterer Sensoren ist in Vorbereitung. In Abbildung 1 ist die Wolkenbedeckung sowie die abgeleitete optische Dicke für den 23. Januar 2004, 11:00UTC gezeigt, wie sie aus Daten des SEVIRI abgeschätzt wurde.

<sup>1</sup><http://wdc.dlr.de> (2005)

<sup>2</sup><http://www.icsu.org> (2005)

<sup>3</sup><http://www.ngdc.noaa.gov/wdc> (2005)

<sup>4</sup>[http://www.caf.dlr.de/caf/anwendungen/atmosphere/produkte\\_ka/](http://www.caf.dlr.de/caf/anwendungen/atmosphere/produkte_ka/) (2005)



**Abb. 1** Zwei APOLLO/SEVIRI Produkte werden hier anhand der Daten vom 23. Januar 2004, 11:00 Uhr zusammen mit einem Farbkomposit dargestellt. Die Produkte sind Wolken-Bedeckungsgrad und ihre optische Dicke. Der Weltraum ist schwarz ausmaskiert, Pixel mit zu niedrigem Sonnenstand für die Berechnung erscheinen in roter Farbe.

### Stickoxide

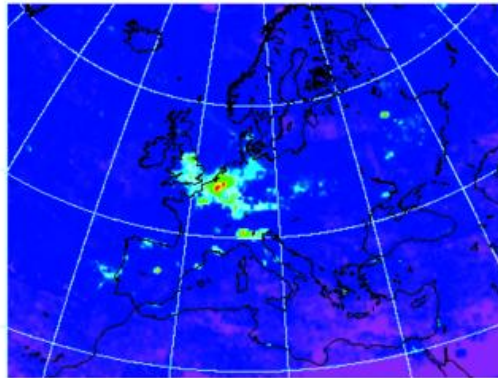
Stickoxide spielen eine Schlüsselrolle in der troposphärischen Atmosphärenchemie. Die Luft vornehmlich in den Ballungszentren der Erde wird zunehmend mit Stickoxiden belastet. Dies ist in erster Linie auf eine zunehmende Intensität des Kraftverkehrs und der Industrialisierung zurückzuführen. Daneben stellen aber auch Brandrodungen oder außer Kontrolle geratene großflächige Kohle- und Torfbrände wie wir sie derzeit beispielsweise in China, Russland und Indonesien erleben, eine signifikante Rolle. Auch natürliche Quellen wie Blitze produzieren Stickoxide. Hinzu kommt, dass diese Stoffe mit den Strömungen und Zirkulationen in der Atmosphäre über weite Strecken, teilweise kontinentalen Ausmaßes, vom Ort ihrer Entstehung wegtransportiert werden. Luftverschmutzung ist damit längst kein regionales Problem mehr; es ist ein Problem globalen Ausmaßes.

Stickoxide sind von zentraler Bedeutung bei der Bildung von Ozon und Photo-smog in der bodennahen Schicht und in der freien Troposphäre. Da es das Budget der OH-Radikale steuert, bestimmt es maßgeblich die Oxidationskapazität, d.h. die Selbstreinigungskraft der Atmosphäre gegenüber Schadstoffen. Durch die Bildung von Salpetersäure ist Stickstoffdioxid insbesondere eine Vorläufersubstanz des sauren Regens. Stickoxide sind auch an der Bildung von polaren Stratosphärenwolken (PSC) beteiligt, welche die Bedingungen für den raschen Ozonabbau im polaren Vortex schaffen. Die Folge davon ist das alljährlich über der Antarktis auftretende Ozonloch. Stickstoffdioxid trägt zudem zum direkten und indirekten Strahlungsantrieb des Klimas bei.

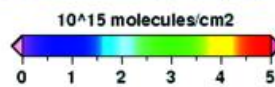
Die Konzentration von Stickstoffdioxid ist räumlich und zeitlich hochvariabel. Über Industriegebieten werden Werte von mehreren ppbv<sup>8</sup> gemessen, über siedlungsfernen Gebieten liegt der Wertebereich zwischen 10 und 200 pptv<sup>9</sup>. Für Luftqualitätsmodelle ist die möglichst genaue Kenntnis der raumzeitlichen Verteilung von Stickstoffdioxid

**ENVISAT SCIAMACHY**  
**Tropospheric Nitrogen Dioxide**

**Jun 2004**  
**Europe**



<http://wdc.dlr.de>  
 L4 Version 1.0/ L2 Version 5.01 / ESA



**Abb. 2** Troposphärisches Stickstoffdioxid über Europa für Juni 2004. Die Daten wurden aus SCIAMACHY Messungen in Kombination mit einem Chemie-Transport-Modell abgeleitet.

das Internet zugänglich

([http://wdc.dlr.de/data\\_products/SERVICES/SCIART/main.html#SCIAno2](http://wdc.dlr.de/data_products/SERVICES/SCIART/main.html#SCIAno2)).

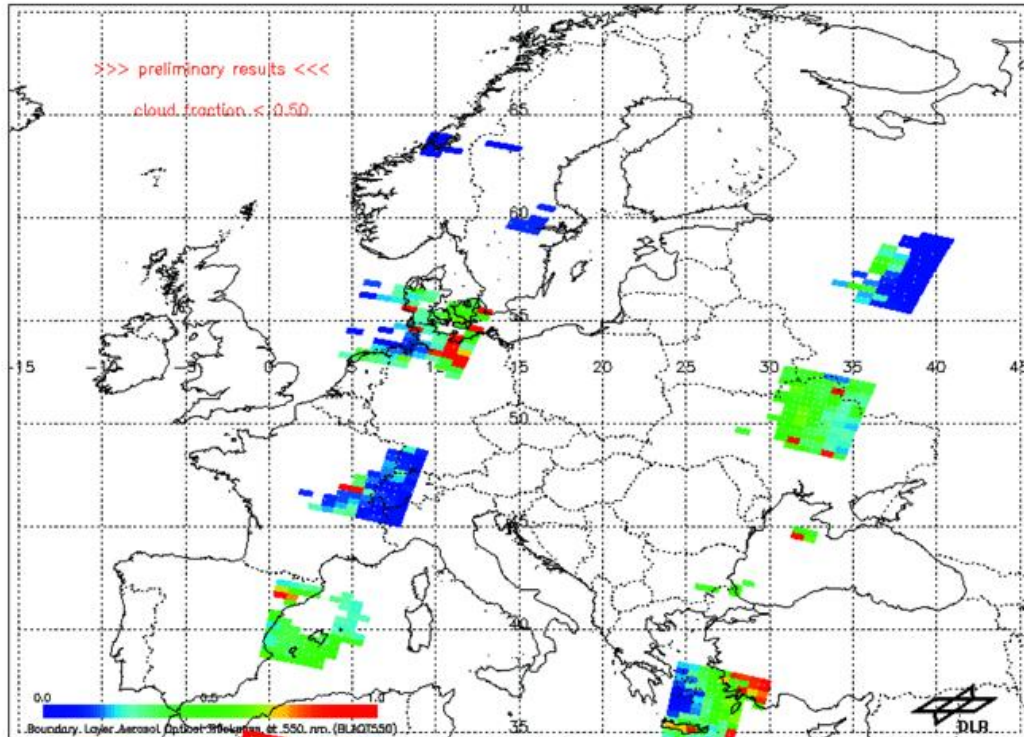
Bei beiden Instrumenten wird dabei zunächst die gemessene Gesamtsäulenkonzentration des NO<sub>2</sub> entlang der Fußspur der jeweiligen Orbits unter Verwendung aufwendiger Strahlungstransportverfahren ermittelt. In einem zweiten Schritt werden diese Informationen dann in ein 3D-Chemie-Transportmodell der Atmosphäre (ROSE/DLR) assimiliert und der troposphärische Anteil an der gesamten NO<sub>2</sub>-Säule kann separiert werden. Abbildung 2 zeigt die typische mittlere Verteilung der troposphärischen NO<sub>2</sub>-Säule über Europa im Juni 2004, wie sie so aus Daten des SCIAMACHY-Instrumentes abgeleitet wurden.

### *Aerosole*

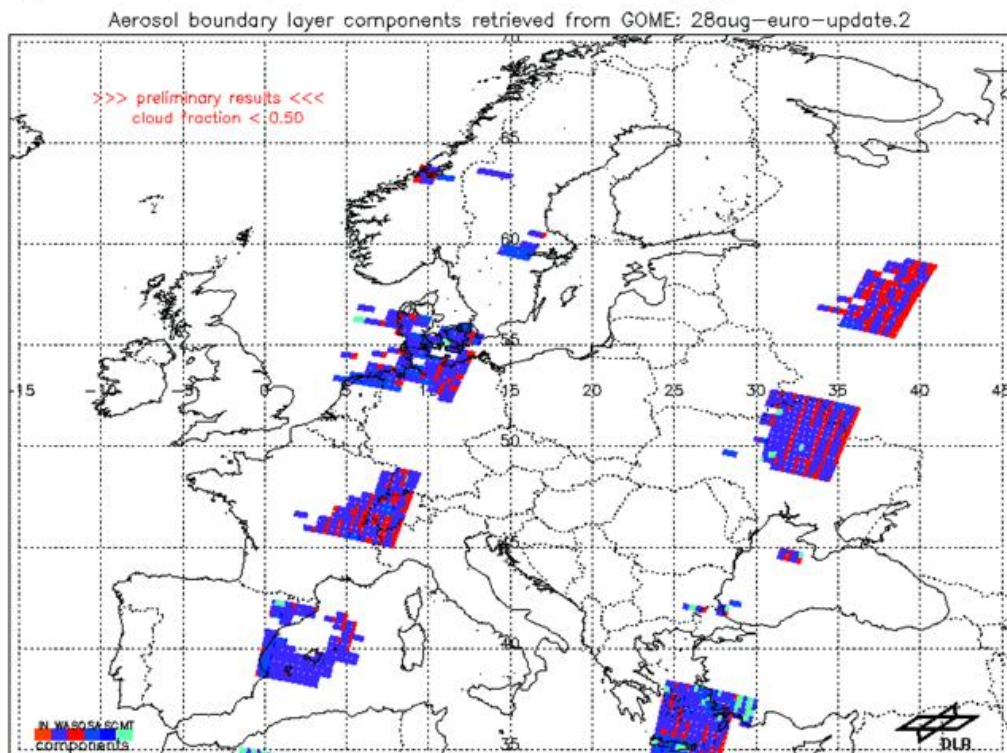
Als Aerosole werden feste und flüssige Partikel in der Luft mit Durchmessern von 0.001 bis 100 Mikrometern bezeichnet. Die Verweilzeit dieser Partikel in der Troposphäre ist mit wenigen Tagen bis Wochen vergleichsweise kurz, so dass ihre globale Verteilung starke Variationen aufweist. Aerosole haben einen deutlichen direkten Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde durch ihre Eigenschaft, einen Teil des Sonnenlichts in den Weltraum zurückzereflektieren. Ein Teil der Aerosolpartikel mit dunkler Oberfläche (z.B. Ruß) kann aber auch sichtbares Licht absorbieren und als Wärme in der unteren Atmosphäre speichern. Außerdem wirken Aerosole indirekt durch ihre Rolle als Kondensationskeime für die Tröpfchenbildung. Je nach Partikeleigenschaften können sie daher die Wolkenbildung und die Eigenschaften der Wolken (Helligkeit, Lebensdauer) beeinflussen.

eine der wesentlichen Kenngrößen. Die satellitenbasierte Fernerkundung ermöglicht die Abschätzung der troposphärischen Stickstoffdioxidkonzentration.

Im DLR werden die Messungen der Instrumente ERS-2-GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) und ENVISAT-SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) routinemäßig ausgewertet; etwa 3 Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten sind troposphärische Stickoxidinformationen über



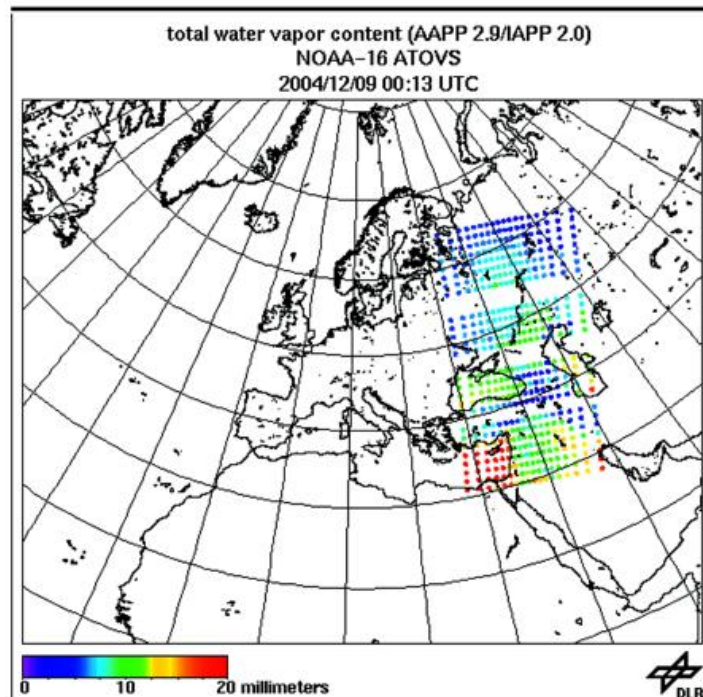
**Abb. 3a** Aerosol optische Dicke abgeleitet aus der Synergie der beiden ENVISAT-Sensoren SCIAMACHY und AATSR am 28.8.2004 über Europa. Deutlich sichtbar sind höhere AOT-Werte im Süden sowie regionale Gradienten (z. B. über der Ägäis und an den Alpen).



**Abb. 3b** (wie Abb. 3a) Zusammensetzung des Aerosols aus 6 Basiskomponenten (WA=watersoluble, IN=insoluble, SO=soot, SA/SC=sea salt, accumulation/coarse mode, MT=mineral transported); jeweils als Flächenanteil eines Pixels eingefärbt. Deutlich sichtbar sind maritimes Aerosol an den Küsten (blau), ein hoher Rußanteil (rot) in vielen Pixeln und mineralisches Aerosol (türkis) vor allem im Süden – wasserlösliche Sulfataerosol ist überall als Hintergrundanteil vorhanden.

Das Wissen über die globale Aerosolverteilung, ihre Zusammensetzung und die Klimawirkung ist derzeit noch sehr unvollständig. Im DLR wird die Erstellung einer globalen Aerosolklimatologie aus Satellitendaten vorbereitet. Diese wird in ihrer abschließenden Fassung für jede Jahreszeit auf einem 5x5-Grad-Gitternetz mittlere Werte der Aerosol-optischen Dicke (ein Maß für die optisch wirksame Gesamtmenge der Aerosole) und der Zusammensetzung des bodennahen Aerosolgemisches aus verschiedenen Partikelgruppen enthalten. Dazu wird gegenwärtig eine neue synergetische Methode zur Auswertung von Daten der gleichzeitig messenden Sensoren GOME (Global

Ozone Mapping Experiment) und ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer), die beide auf dem europäischen Umweltsatelliten ERS-2 fliegen, getestet. Diese Methode kann auch mit ähnlichen Sensorkombinationen (SCIAMACHY+AATSR auf ENVISAT und GOME-2/AVHRR auf METOP) bis 2020 eingesetzt werden. Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 3 die optische Dicke des Aerosols (AOT) über Europa am 28. August 2004 bei 550nm. Ebenfalls dargestellt ist eine Klassifizierung in 6 Aerosoltypen. Verwendet wurden hierzu Daten von SCIAMACHY und AATSR.



**Abb. 4** Verteilung der Gesamtsäule Wasserdampf über Europa für den 09.12.2004 um 0 UTC, wie sie aus Messungen des NOAA-16 ATOVS – Instruments abgeleitet wurde.

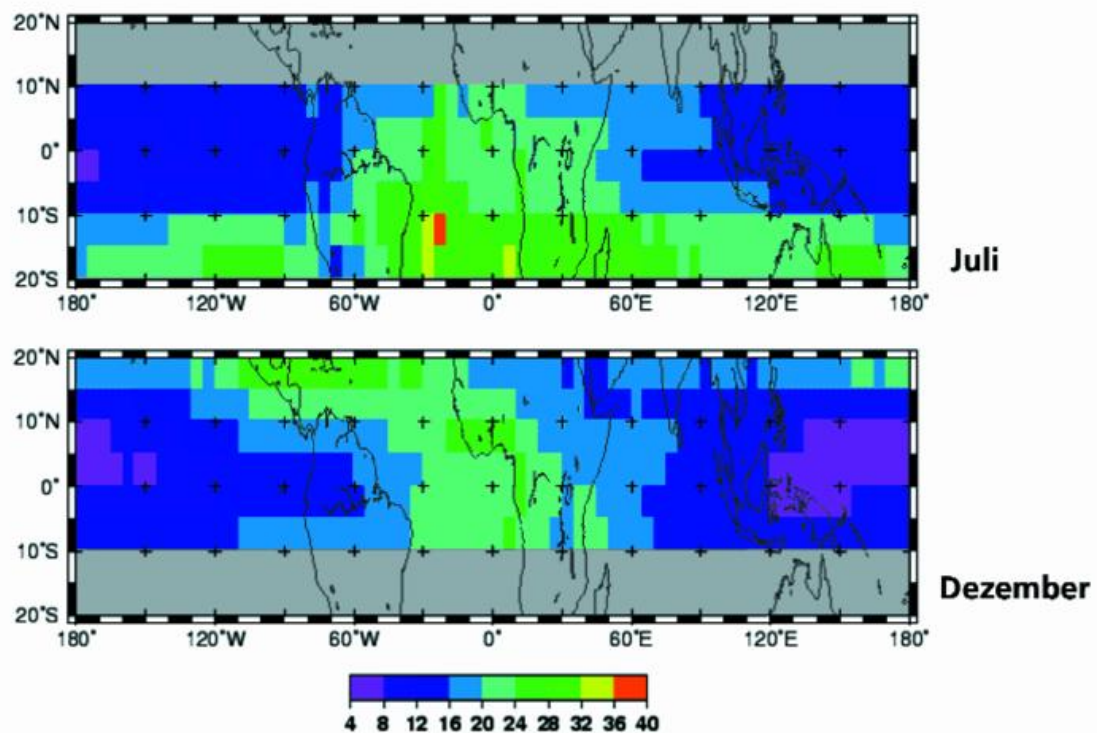
### Wasserdampf

Wasserdampf ist mit bis zu 4 Volumenprozenten das am häufigsten vorkommende Spurengas in der Atmosphäre. Er bestimmt maßgeblich das Klima, das Wetter, die Chemie der Atmosphäre und die Biosphäre mit. Durch die Absorption von solarer Einstrahlung und terrestrischer Ausstrahlung wird der Strahlungshaushalt der Atmosphäre stark beeinflusst. So ist der Wasserdampf für 21 Grad des 33 Grad betragenden natürlichen Treibhauseffekts verantwortlich. Nur dank des natürlichen Treibhauseffekts kann eine dem Leben förderliche globale Jahresmitteltemperatur von 15 Grad Celsius entstehen. Durch den Wasserkreislauf von Verdunstung über den Transport latenter Wärme bis hin zum Niederschlag werden der Energieumsatz zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre und ebenfalls der Energietransport innerhalb der Atmosphäre bestimmt. Neben dieser für das Klima wichtigen Funktion als Transporteur der solaren Einstrahlungsenergie spielt der Wasserdampf ebenfalls eine Hauptrolle bei der Wolkenbildung und somit beim aktuellen Wettergeschehen.

Im DLR werden täglich die Messungen der Sensoren TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) und ATOVS (Advanced Tiros Operational Vertical Sounder) an Bord der NOAA-Satelliten über Europa ausgewertet. Neben dem Vertikalprofil des Wasserdampfes von 0-10 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) wird der Wasserdampfsäulengehalt und das Vertikalprofil der Temperatur von 0-30 km (TOVS) und 0-65 km (ATOVS) bestimmt ([http://wdc.dlr.de/tovs/TOVS\\_NRT.html](http://wdc.dlr.de/tovs/TOVS_NRT.html)). Als typisches Beispiel zeigt Abbildung 4 den Wasserdampfsäulengehalt aus NOAA-14 TOVS Messungen am 4.04.1998 um 12:00 UTC über Europa.

## Ozon

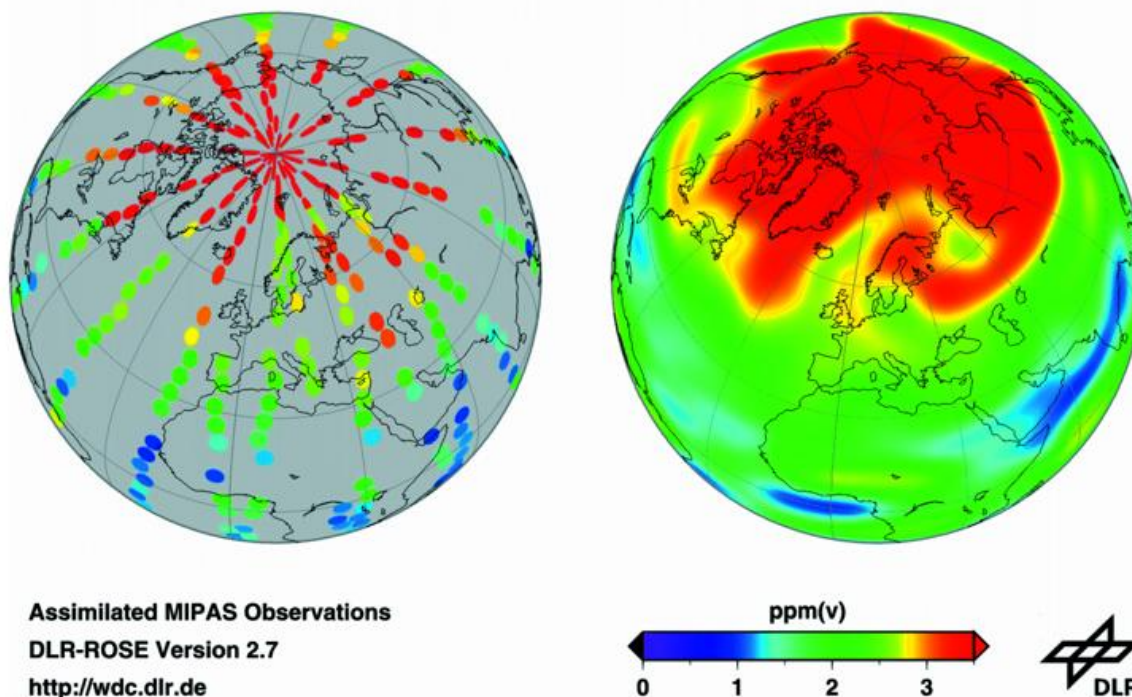
Obwohl der Anteil des Ozons sehr gering ist ( $< 10$  ppmv), absorbiert es im hochenergetischen Ultraviolett fast sämtliche Sonnenstrahlung. Auf diese Weise filtert es insbesondere im Bereich der Stratosphäre die für Mensch und Tier schädliche UV-Strahlung, absorbiert solare Energie und gibt sie in Form von Wärme an die umgebene Atmosphäre ab. Ozon bestimmt so maßgeblich die vertikale Temperaturstruktur der Stratosphäre und prägt deren großräumige Zirkulationsmuster mit. Durch die Filterung der energiereichen UV-Strahlung beeinflusst das stratosphärische Ozon damit auch direkt die photochemischen Prozesse in der Troposphäre. Durch sein Absorptionsverhalten im infraroten Wellenlängenbereich trägt Ozon zudem direkt zum natürlichen Treibhauseffekt bei. Der Anstieg der Ozonkonzentration in der Troposphäre seit Beginn des Industriezeitalters hat zu einem global gemittelten positiven Strahlungsantrieb von  $0,28$ - $0,43$   $W/m^2$  geführt.



**Abb. 5a** Die Abbildung zeigt die Verteilung des troposphärischen Ozons über den Tropen für Juli (oben) und Dezember (unten). Die Klimatologie wurde aus Ozon und Wolkendaten des Global Ozone Monitoring Experiments (GOME) von 1995 bis 2003 abgeleitet.

**MIPAS Ozone at 56 hPa**  
**Volume Mixing Ratio**

**Mar 14, 2004**  
**Northern Hemisphere**



**Abb. 5b** Aus heterogen verteilten Satellitenmessungen können durch Datenassimilationsverfahren globale synoptische Analysen von Spurengasen gewonnen werden. Das Beispiel zeigt ENVISAT MIPAS Ozonbeobachtungen eines Tages in 56 hPa (links) und die resultierende 3D Ozonanalyse durch Assimilation in das Chemie-Transport-Model DLR/ROSE.

Wir wissen heute, dass sich während der zurückliegenden Dekaden der stratosphärische Ozongehalt mit Ausnahme der tropischen Breiten in allen Regionen deutlich vermindert hat. Sorgfältige und auf lange Zeit angelegte Messungen der globalen atmosphärischen Ozonverteilung sind erforderlich, um die Entwicklung von Ozontrends zu verfolgen und mögliche Auswirkungen des Klimateffektes auf die erwartete Erholung der stratosphärischen Ozonschicht zu beobachten.

Im DLR werden routinemäßig Ozonmessungen der Instrumente GOME (auf ERS-2), SCIAMACHY und MIPAS (auf ENVISAT) sowie TOMS (Earth Probe und andere Plattformen) ausgewertet. Im Dezember 2004 wurden die gesamten GOME-Daten (Juli 1995 bis heute) mit dem Algorithmus GDP 4.0 reprozessiert. Mit GDP 4.0 erreichen die GOME-Messungen nun die gleiche Genauigkeit wie entsprechende Bodenmessungen für Ozongesamtsäulen. Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für die Benutzung von Satellitendaten in der Klimaforschung. Die Langzeitverfügbarkeit von globalen Ozonmessungen ist mit den GOME-2 Instrumenten auf den drei MetOp Satelliten ab 2006 gesichert. DLR wird im Rahmen der EUMETSAT "Ozone Monitoring Satellite Application Facility" die GOME- und GOME-2-Daten über einen Zeitraum von insgesamt 25 Jahren routinemäßig auswerten.

Informationen über die Säulenkonzentration von Ozon (bei GOME und SCIAMACHY) liegen bereits wenige Stunden nach Aufzeichnung durch den Satelliten vor. Diese

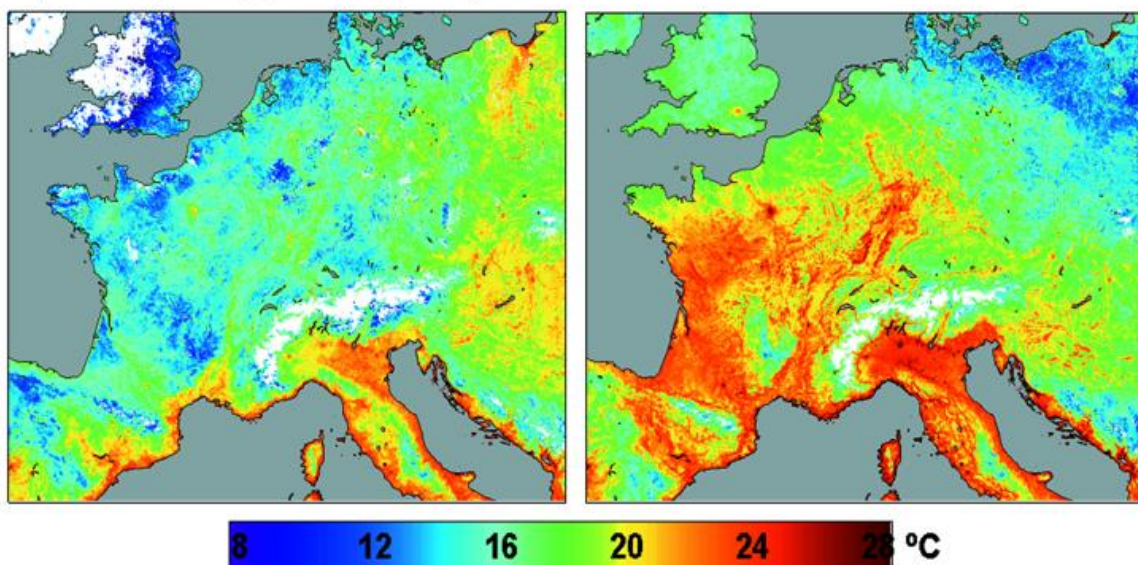
„Footprints“ werden dann in das ROSE/DLR-Chemie-Transport-Modell assimiliert. Das Ergebnis sind globale 3-dimensionale Ozonverteilungen auf verschiedenen feinen Gittermaschen ( $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  und  $5^\circ \times 5^\circ$ ) im Höhenintervall von etwa 8-55km, einer vertikalen Auflösung von etwa 1,5km und einer zeitlichen Auflösung von 6h. Zudem wird eine Abschätzung der troposphärischen Ozonsäule gegeben, für die der Umstand ausgenutzt wird, dass die unterhalb von Wolken befindlichen Ozonmoleküle vom Satelliten aus nicht gesehen werden können (Abb. 5a). Im Falle von MIPAS werden direkt dessen vertikal aufgelösten Ozonmessungen in das ROSE/DLR-CTM assimiliert (siehe auch Abb. 5b). Dieser Ansatz ermöglicht insbesondere die Abschätzung der globalen Verteilung von Spurengasen, die das Instrument selbst nicht messtechnisch erfassen kann (z.B.  $\text{ClO}_x$ -Verbindungen).

### *Landnutzung und Landoberflächentemperatur*

Die Landoberfläche interagiert über vielfältige Prozesse mit der Atmosphäre. So führt das großflächige Abholzen oder Abbrennen von Waldbeständen zu einer Verminderung der Evapotranspirationsrate der Vegetation. Die Abgabe von Wasserdampf durch die Böden und die Vegetation wird vermindert, die Degradation und Erosion des Bodens erhöht und somit der Treibhauseffekt durch Reduzierung der Wolkenbildung und Erhöhung der Albedo gesteigert.

Zur globalen Beobachtung der terrestrischen Biosphäre werden im DLR insbesondere der amerikanische Sensor MODIS (MODERate Resolution Imaging Spectrometer) oder der europäische Sensor MERIS (MEDIum Resolution Imaging Spectrometer) auf ENVISAT genutzt. Gegenwärtig wird ein operationeller MERIS - Prozessor für die Landklassifikation für seinen Routineeinsatz im DLR vorbereitet. Ein erstes Ergebnis einer multi-spektralen Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende ist in Abbildung 6 gezeigt.

**Abb. 6** Multi-spektrale Klassifikation für Deutschland nach der IGBP-Legende basierend auf MERIS Daten (Auflösung: 300m) (siehe Klappkarte)



**Abb. 7** Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli - 10. August 2003 abgeleitet aus NOAA-AVHRR Daten. Linkes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 28. Juli - 3. August 2003. Rechtes Bild: mittlere Nachttemperaturen im Zeitraum 3. August - 10. August 2003.

Für eine Vielzahl von regionalklimatologischen und physisch-geographischen Fragestellungen stellt die Temperatur der Landoberfläche einen wichtigen Parameter dar. Mit Hilfe der Temperaturinformation können thermische Belastungsgebiete in Städten oder landwirtschaftlichen Gunst- und Ungunstgebieten kartiert und ausgewiesen werden. Temperaturkarten erlauben auch die Analyse des ausgleichenden Einflusses der Vegetation auf sog. "Hot Spots" in Städten. Bislang werden die Temperaturen punktuell in ca. 2 Meter Höhe an den verschiedenen meteorologischen Stationen gemessen. In stark besiedelten Regionen ist dieses Stationsnetz relativ dicht, jedoch in den meisten ländlichen Regionen der Welt fehlen solche Daten gänzlich.

Die Fernerkundung der Oberflächentemperatur mit aus dem Weltraum betriebenen Sensoren bietet enorme Vorteile: die Messdaten werden flächendeckend, kontinuierlich und schnell verfügbar. Jedoch ist die routinemäßige Berechnung der Bodentemperaturen kein leichtes Unterfangen, da die störenden Atmosphäreneinflüsse korrigiert und der spezifische Einfluss des Emissionsvermögens der Landoberflächen abgeschätzt werden muss. In den letzten Jahren hat diese Problematik die Fernerkundung stark beschäftigt, so dass heute eine Vielzahl von Methoden zur Ableitung der Bodentemperaturen existiert.

Im DLR werden täglich AVHRR Daten zur Bestimmung der Landoberflächentemperaturen herangezogen. Die dabei angewandte Methode beruht auf dem sogenannten "split-window" Verfahren. Hierbei werden die dicht nebeneinanderliegenden Wasserdampfabsorptionsfenster ( $10,5 \mu\text{m}$ ;  $11,5 \mu\text{m}$ ) zur Korrektur des atmosphärischen Einflusses genutzt. Dabei besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Emissionsgrad der Vegetation und dem Vegetationsindex (NDVI). Abbildung 7 zeigt in einer Gegenüberstellung den dramatischen Temperaturanstieg während der Hitzewelle in Europa vom 28. Juli -10. August 2003. Seit 1998 werden im DLR zweimal täglich Thermalkarten von Europa erstellt. Aus den Tageswerten werden wöchentliche und monatliche Temperaturmittelwerte gerechnet. Alle Daten sind über das Internet verfügbar ([http://wdc.dlr.de/data\\_products/SURFACE/index.html](http://wdc.dlr.de/data_products/SURFACE/index.html)).

## **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.

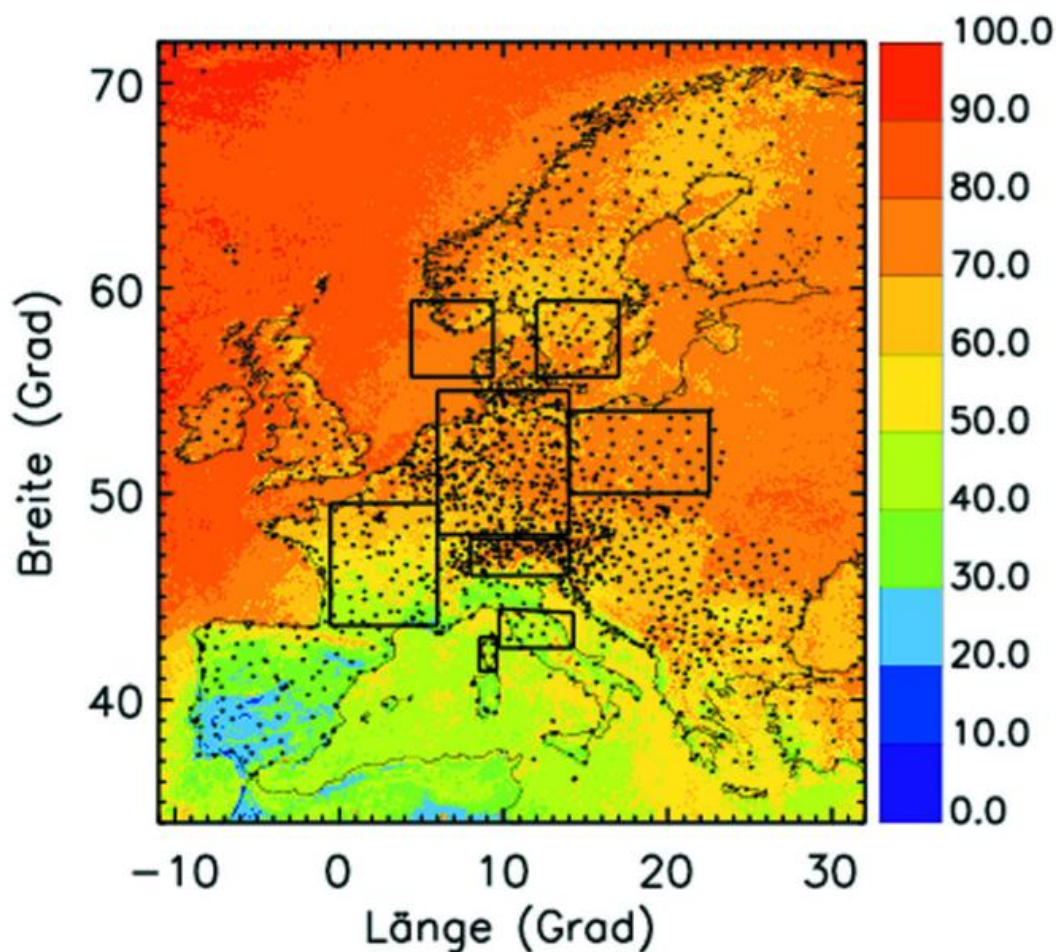
### *Die Datensätze*

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-

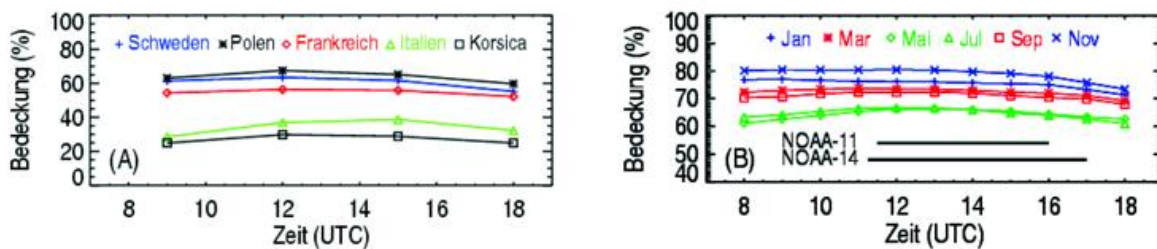
Mittagsüberflüge stützt und im wesentlichen auf Schwellenwertmethoden basiert. In der Arbeit von Kriebel et al. (2003) und darin zitierten Publikationen sind Details dieser Auswertesoftware eingehender beschrieben.

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 Datenempfangsgebietes (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.

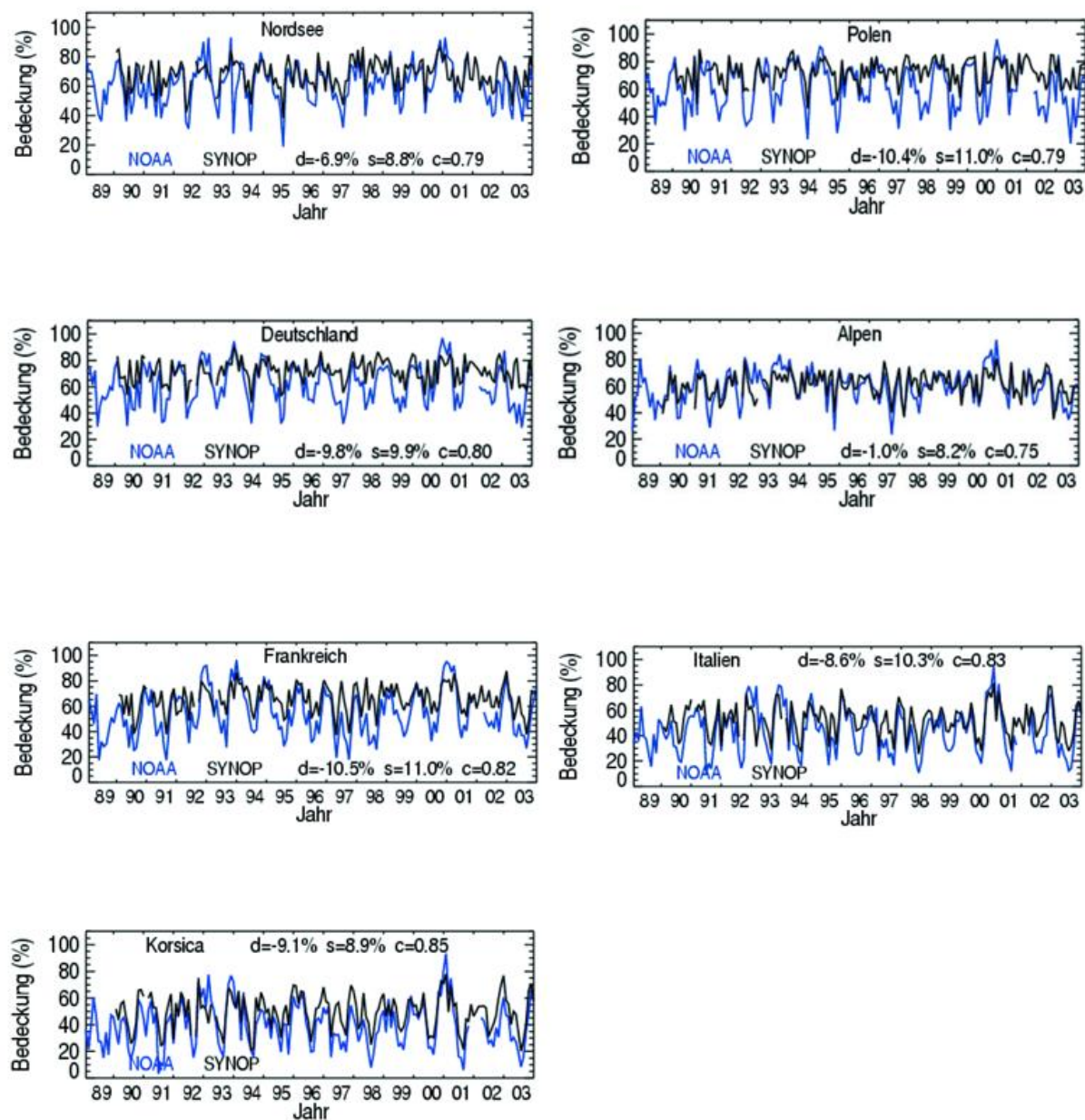
### *Der Wolkenbedeckungsgrad im Zeitraum von 1989 bis 2003*

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.

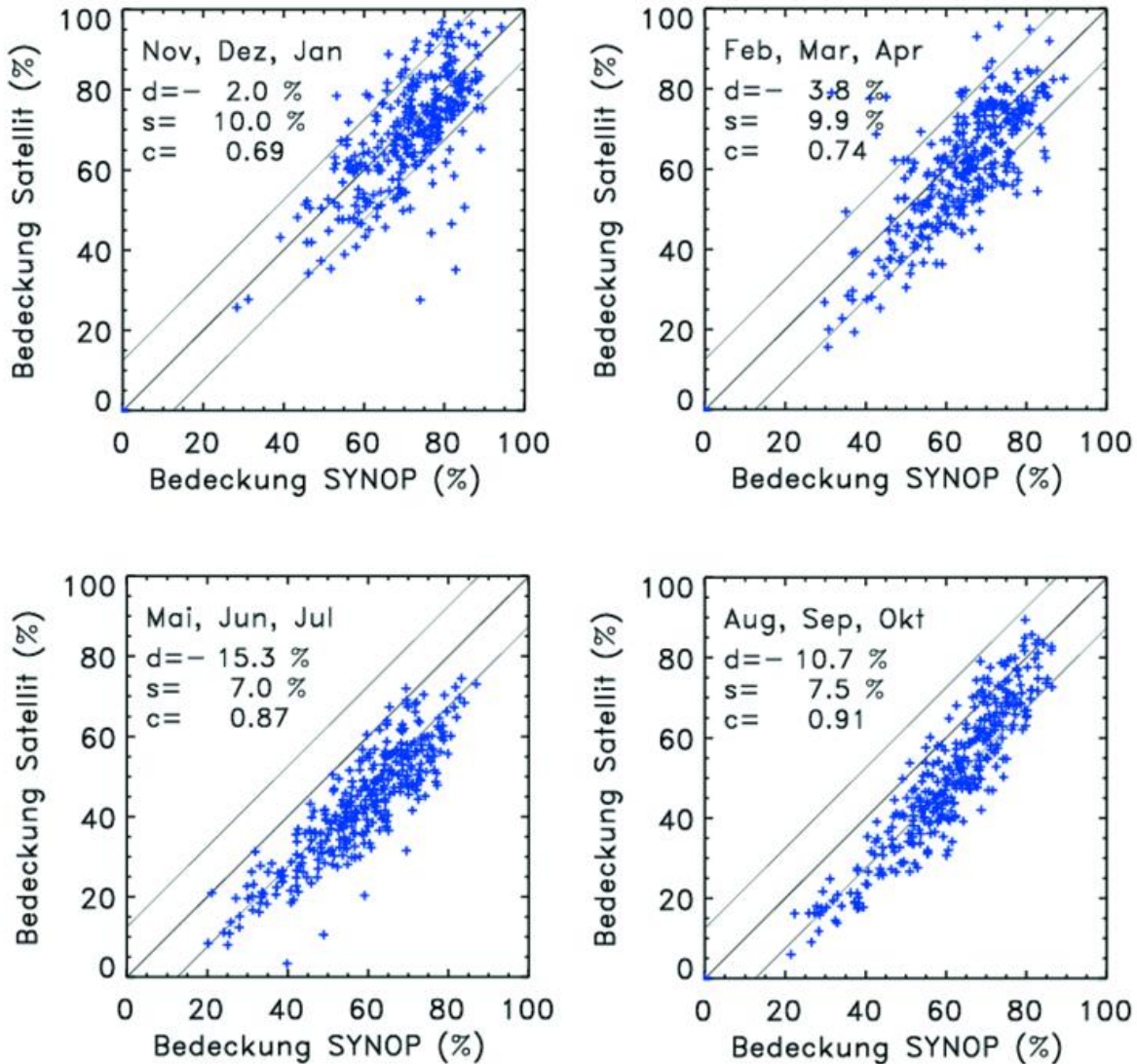
Betrachtet man zunächst die Kurven der Satellitendaten, so fällt auf,

- 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-Auswertalgorithmus 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 Auswertalgorithmus 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.

## The SAF Network and its relevance for climate monitoring

L. Schüller, L. Sarlo

### Abstract

SAFs are dedicated centres of excellence for processing satellite data and form an integral component of EUMETSAT's distributed applications ground segment. Located at National Meteorological Services in Member States, they use the expertise of the EUMETSAT community to process application-specific data from geostationary and polar orbiting satellites for the generations of new products and tools for the meteorological and climate data user communities. With many products addressing essential climate variables, the SAF network is able to make an important contribution to a global climate observation system.

### Introduction

When the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites EUMETSAT was established in 1986, its main objective was to establish, maintain and exploit European systems of operational meteorological satellites, supporting the weather forecast activities of the National Weather Services of its member state. The role of EUMETSAT has been expanded since then: The modified Convention from November 2000 addresses also the operational monitoring of the Earth's climate as a further objective, helping to detect climate change. Thanks to the technological and scientific development during the last decades together with new capabilities

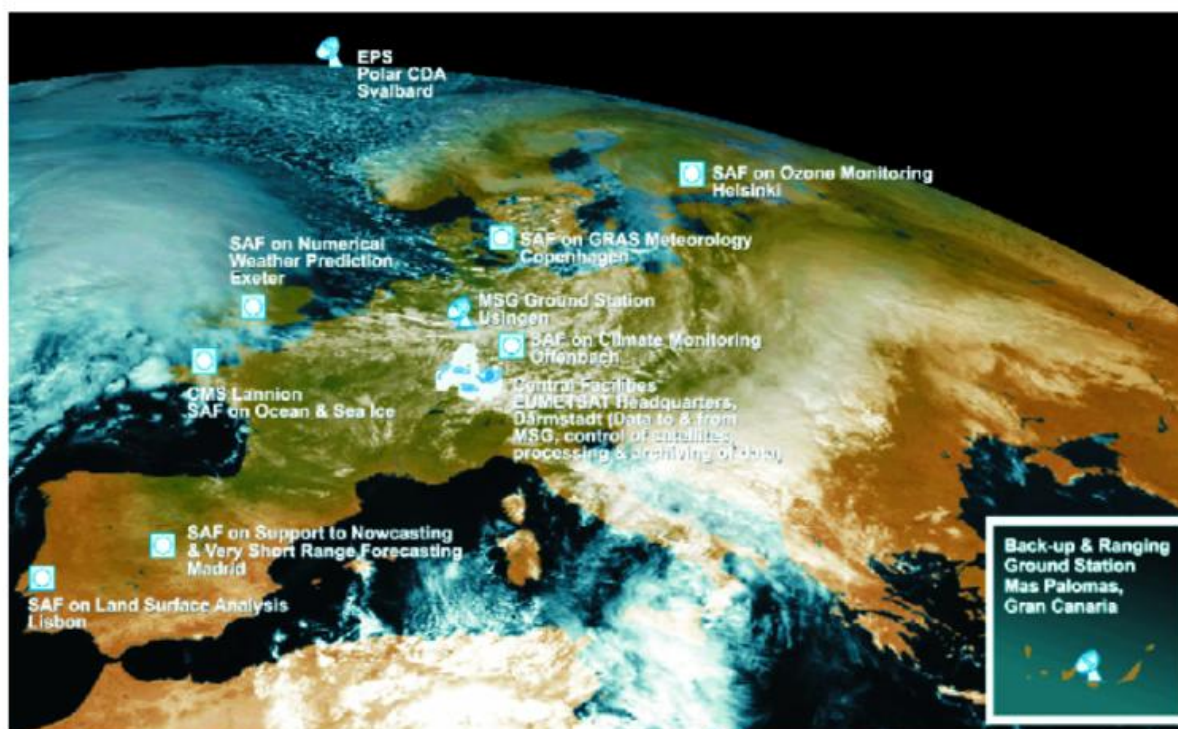


Figure 1 The EUMETSAT multi-mission distributed ground segment

arising from the advanced programmes (Meteosat Second Generation MSG and the EUMETSAT Polar System EPS), new possibilities appear for various fields. With the highly sophisticated instrumentation of MSG and EPS much more applications and services become feasible than EUMETSAT's core activities on supporting weather forecast. This led to concept of a distributed Application Ground Segment, including the Central Facility in Darmstadt, Germany, and a network of elements, known as Satellite Application Facilities (SAF), as specialised development and processing centres (Figure 1). Utilising the specific expertise available in EUMETSAT's Member States and Cooperating States, the SAF network complements the production of standard meteorological products derived from satellite data at EUMETSAT's Central Facility in Darmstadt and also distributes software packages related to products generation.

### The Satellite Application Facilities Network

#### *Objectives and benefits*

The overall objective of a SAF is the provision of operational services, ensuring a cost-effective and synergetic balance between the central and distributed services. The SAF services are an integral part of the overall EUMETSAT operational services. In this context, the objective of a SAF is to undertake, on a distributed basis, the necessary research, development and operational services and products aimed at enhancing the value and use of data for applications, which are a common need of EUMETSAT Member States and Cooperating States.

There are a number of specific benefits arising from the SAFs, including the improvements of short-range forecasts of severe weather, better data for aviation, agriculture, sea transport and fishing, better understanding of causes and effects of pollution, depletion of ozone and also high quality data for climate monitoring.

#### *The SAF themes*

Seven SAFs are currently in Development or already in Initial Operations, covering seven "themes" agreed to by the EUMETSAT Council. Each theme addresses operational meteorological, observation of climate relevant parameters and other disciplines. The following list describes briefly the currently established SAFs, their goals and their current status:

- The SAF on "Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting" (NWC SAF) was established to utilise the new data from MSG and the future EUMETSAT Polar System (EPS) for enhanced Nowcasting. Software packages are being developed for the operational extraction of products relevant for Nowcasting and are distributed for local installation. The NWC SAF has been in its Initial Operations Phase (IOP) since March 2002 and the first official software versions have been released in October 2004.
- The SAF on "Ocean and Sea Ice" (OSI SAF) routinely produces and disseminates products characterising the ocean surface and the energy fluxes across the sea surface. The OSI SAF is in its Initial Operations Phase since July 2002 and

is currently distributing near real-time products based on MSG and NOAA data.

- The SAF on "Ozone Monitoring" (O3M SAF) is being developed for the processing of data on ozone, other trace gases, aerosols, and ultraviolet radiation estimated from satellite observations. Emphasis is given on the preparation for the Global Ozone Monitoring Experiment (GOME-2) on EPS. The O3M SAF is scheduled to be operational in spring 2007.
- The SAF on "Climate Monitoring" (CM SAF) generates and archives high-quality dataset for specific climate application areas. Currently it concentrates on cloud parameters, radiation budget parameters and atmospheric humidity. The CM SAF completed its development phase and entered the IOP in January 2004. Cloud parameters as derived from NOAA-AVHRR data are produced pre-operationally since November 2004.
- The SAF on "Numerical Weather Prediction" (NWP SAF) aims at increasing the benefits to the various European meteorological services from Numerical Weather Prediction (NWP) by developing advanced techniques for the effective use of satellite data. The NWP SAF is in its Initial Operations Phase since March 2004.
- The SAF on "GRAS Meteorology" (GRM SAF) is dedicated to radio occultation measurements from the EPS Metop satellite. It focuses on the Global Positioning System (GPS) Receiver for Atmospheric Sounding (GRAS) instrument to be flown on EPS. The SAF will provide near-real time and offline sounding data (temperature, pressure, and humidity) and corresponding validation products as well as software for the assimilation of GRAS data in NWP models. The GRM SAF will enter its IOP in spring 2007.
- The broad scope of the SAF on "Land Surface Analysis" (LSA SAF) is to increase the benefit from MSG and EPS data related to land, land-atmosphere interaction, and biospheric applications by developing techniques that will allow a more effective use of satellite data. The start of Initial Operations Phase of the LSA SAF was January 2005.

The EUMETSAT council approved an 8th SAF Theme on support to Operational Hydrology and Water Management in November 2002, thus creating a new SAF opportunity. Currently, a proposal for a SAF project is under evaluation.

### *SAF Network Organisation*

Each SAF is led by the National Meteorological Service of a EUMETSAT Member State, working with a consortium of cooperating entities, such as other Meteorological Services, government bodies and research institutes of Member and Cooperating States.

The SAFs undergo a development phase, typically lasting 5 years, followed by an incremental transfer to operations of developed products. During the development phase, the leading Service assumes the role of host institute of the SAF. During the operational phase, the operations coordination is assumed by a SAF operational leading entity.

The progress of the development and operations of a SAF is monitored and directed

by a Steering Group chaired by the SAF Host Institute (or Leading Entity), and involving representatives of the consortium, the EUMETSAT Secretariat, and appropriate EUMETSAT delegate bodies.

The EUMETSAT Council is responsible for deciding matters of SAF strategy, policy and funding. The EUMETSAT Secretariat is responsible for the supervision and monitoring of the overall SAF Network and its evolution, giving advice on management, development, engineering and planning processes to all entities responsible for the development. To this aim, the Secretariat establishes and implements SAF Network level coordination mechanisms to share information and maintain technical and scientific coherence across the SAF Network.

#### *Satellite Data Sources and product distribution*

During development, the SAFs may use data available from any suitable satellite systems, including research missions. In the operational phases, the primary focus is on the exploitation of data provided by operational satellites, and in particular by the EUMETSAT Geostationary and Polar systems.

#### *Products Distributions*

Near Real Time SAF products are distributed by satellite (e.g. EUMETCast) via the World Meteorological Organisation's (WMO) Global Telecommunication System (GTS) / Regional Meteorological Data Communications Network (RMDCN) or by other means as appropriate. The SAFs are already users of the EUMETCast dissemination capability of EUMETSAT.

#### *Funding*

The SAF Development costs are shared between the EUMETSAT and the SAF Consortia. EUMETSAT provides dedicated funding for Visiting Scientists activities. During operational phases EUMETSAT contribution covers up to 75% of the total operational costs, including relevant Research and Development activities. The EUMETSAT Council approved in June 2004 funding for SAF Development and Operations until 2012.

#### *SAF products as part of a Global Climate Observation System*

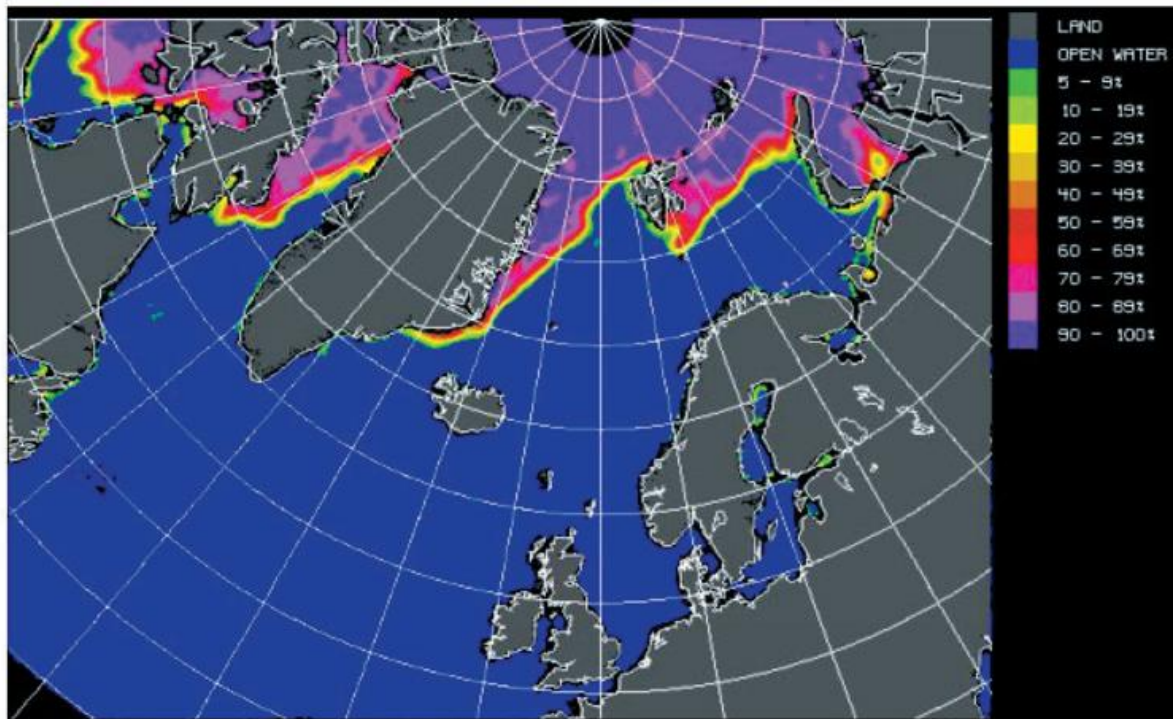
Climate observations for the monitoring of the climate, the assessment of its natural variability and the detection of trends, requires high quality measurements of relevant climate parameters on a global scale. Such inputs are extremely essential for any precise prediction of climate change and its impact and are also necessary to attribute the causes that might have led to the changes. The parties of the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) have expressed the demand on systematic climate observations and the International Programme on Global Climate Observation System (GCOS) is coordinating such activities.

Space borne observations systems are obviously an essential element of a global climate monitoring system, because of their ability to continuously observe large parts of the Earth's surface and atmosphere. Operational satellite systems, such as the current and future METEOSAT generations and the Metop satellites of the EPS programme play a particular role, since they can provide rather long observation records in contrast to research and experimental space missions.

Within the framework of GCOS, parameters of high relevance for global climate change have been identified (Essential Climate Variables ECV). GCOS also formulated principles for global climate monitoring as well as detailed requirements on the measurements of ECV in terms of accuracy and temporal and spatial resolution.

Many SAF products address Essential Climate Variables, e.g. the large suite of cloud parameters and radiative fluxes but also important quantities like Ocean and Land Surface Temperature and Sea Ice properties, and the processing of most of them is / will be in line with the GCOS requirements. Currently, the SAF products including the ones of the Climate Monitoring SAF are focused on the regional scale, but dedicated development and SAF evolution will lead to global coverage of more and more parameters. For example: In spring 2005, the Ocean and Sea Ice SAF will start the operation of the global ice parameter product. This will be the first operational global SAF product. Figure 2 shows an example of the sea ice product. When the two SAFs that are especially related to measurements with instruments on the polar orbiting Metop-EPS satellites (Ozone Monitoring and GRAS meteorology) enter into operation in 2007, their product will have global coverage from the beginning.

Further development towards global climate products will be continuously conducted during the next phases in all relevant SAFs. Regular meetings and consultations within the SAF Network and/or with GCOS and the World Meteorological Organisation WMO ensure the consideration of GCOS requirements and during the evolution of the SAF Network along the climate monitoring principles.



**Figure 2** Ice Concentration product of the SAF on Ocean and Sea Ice from 29 November 2004 at 12:00 UTC produced by the Norwegian Weather Service met.no. The OSI SAF derives sea ice products by combining satellite data from satellite different sensors has been developed and implemented for operational use.

#### *More information*

Further information on the EUMETSAT SAF Network, more detailed description on the SAF activities, products and product characteristics accessible at: [www.eumetsat.de/saf](http://www.eumetsat.de/saf)

The Global Climate Observation System GCOS presents its activities at <http://www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html>

## The SAF on Climate Monitoring: An Overview

M. Werscheck

### *The Mandate*

The CM-SAF aims at providing consistent sets of data in the highest possible quality, based mainly on input from operational meteorological satellites, in support to climate monitoring, climate change detection and for assessing the climate variability.

The mandate of the CM-SAF in its Initial Operations Phase (IOP):

- Support climate monitoring at **regional scale**
- generation of thematic climate data records in an **operational off-line environment**
- generation of **long-term validated, homogeneous and consistent** data sets
- take into account **reprocessing** events

Furthermore, the products of the CM-SAF shall contribute to broaden and deepen the understanding of the processes that govern and determine the climate system.

The nature of climate monitoring is per se a long running task and hence requires a long term commitment and an operational environment that provides a reliable and long-lasting basis of the equipment and the resources to perform adequately.

### *The Products*

The product suit of the CM-SAF comprises:

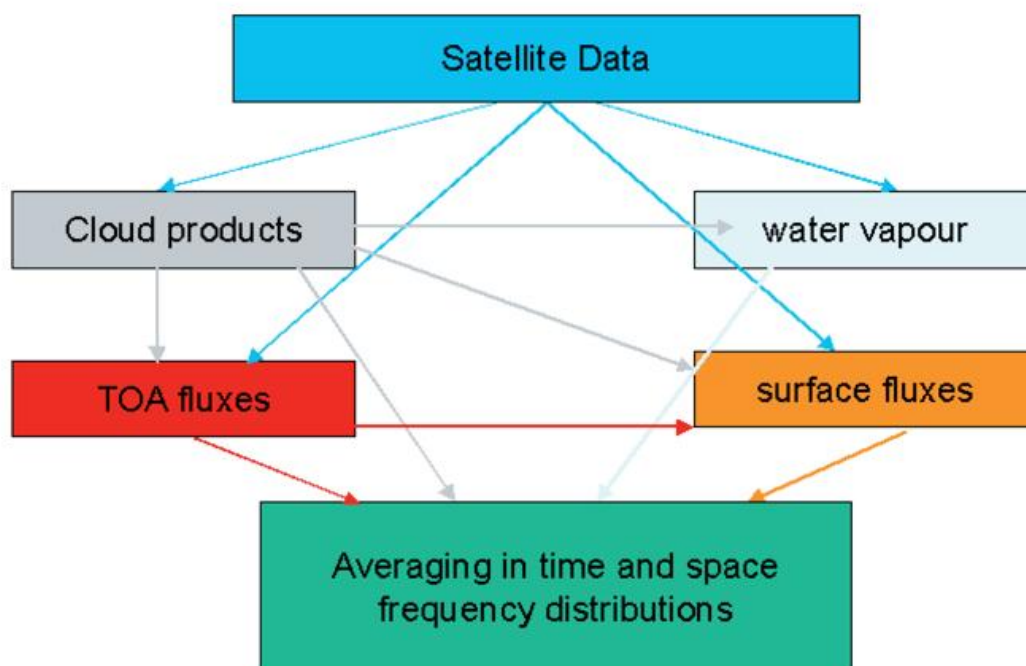
- Cloud parameters
- Radiation budget parameters at the top of the atmosphere
- Radiation budget parameters at the surface
- Water vapour in the atmosphere

In table 1 the product list and the target accuracies for each product as of end of the Initial Operations Phase (2007) is summarised.

Table 1 CM-SAF Product List at the end of the IOP

Product	Acronym	Resolution/Target Accuracy					Version
		Spatial	Temporal			MMDC (Monthly Mean Diurnal Cycle)	
			Daily	Weekly	Monthly		
Fractional cloud cover	CFC	15 km	10%		10%	✓ 10% <sup>1</sup>	V3
Cloud type	CTY	15 km	20%		20%	✓ 20% <sup>1</sup>	V3
Cloud top temperature and height	CTT, CTH	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>	V3
Cloud optical thickness <sup>3</sup>	COT	15 km	8%		8%	✓ 8% <sup>1</sup>	V3
Cloud phase <sup>3</sup>	CPH	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>	V3
Cloud water path <sup>3</sup>	CWP	15 km	15%		15%	✓ 15% <sup>1</sup>	V3
Surface incoming short-wave radiation	SIS	15 km	15%		10 W/m <sup>2</sup>	10 W/m <sup>2</sup> <sup>1</sup>	V3
Surface albedo	SAL	15 km		25% <sup>4</sup>	25% <sup>4</sup>		V3
Surface net short-wave radiation	SNS	15 km	15% <sup>2</sup>		15 W/m <sup>2</sup> <sup>2</sup>	15 W/m <sup>2</sup> <sup>1,2</sup>	V3
Surface outgoing long-wave radiation	SOL	15 km			10 W/m <sup>2</sup>	10 W/m <sup>2</sup> <sup>1</sup>	V3
Surface downward long-wave radiation	SDL	15 km			10 W/m <sup>2</sup>	10 W/m <sup>2</sup> <sup>1</sup>	V3
Surface net long-wave radiation	SNL	15 km			15 W/m <sup>2</sup> <sup>2</sup>	15 W/m <sup>2</sup> <sup>1,2</sup>	V3
Surface radiation budget	SRB	15 km			20 W/m <sup>2</sup> <sup>2</sup>	20 W/m <sup>2</sup> <sup>1,2</sup>	V3
Incoming solar radiative flux at the top of the atmosphere	TIS	(45 km) <sup>2</sup>	1 W/m <sup>2</sup>		1 W/m <sup>2</sup>	1 W/m <sup>2</sup>	V3
Reflected solar radiative flux at the top of the atmosphere	TRS	(45 km) <sup>2</sup> *	10 W/m <sup>2</sup>		10 W/m <sup>2</sup>	10 W/m <sup>2</sup>	V3
Emitted thermal radiative flux at the top of the atmosphere	TET	(45 km) <sup>2</sup> *	5 W/m <sup>2</sup>		5 W/m <sup>2</sup>	5 W/m <sup>2</sup>	V3
Vertical Integrated water vapour information <sup>5</sup>	HTW	(45 km) <sup>2</sup>	<10%		< 5%		V3
Layered water vapour <sup>6</sup>	HLW	(45 km) <sup>2</sup> 5 layers	<10%		< 5%		V3
Specific humidity and temperature at pressure levels <sup>7</sup>	HSH	(45 km) <sup>2</sup> 6 levels	15 % 1 K		10 % 1 K		V3

<sup>1</sup>: monthly mean diurnal cycle will be derived only for products extracted from MSG data  
<sup>2</sup>: accuracy of net fluxes depends on accuracy of input fluxes  
<sup>3</sup>: The quality of these products depends on the availability of the 1.6 µm channel on the AVHRR instrument  
\*: the effective resolution will be (100 km)<sup>2</sup> in the polar regions without MSG coverage.  
<sup>4</sup>: surface albedo relative accuracy, if the cloud mask accuracy is better than that  
<sup>5,6,7</sup> relative accuracy may be lower for arctic atmospheres, Cal/Val activities for EPS will consolidate numbers



**Figure 1** Schematic sketch of interdependencies of the CM-SAF products

The CM-SAF claims to produce and deliver products of high and known quality that are homogeneous and consistent in space and time.

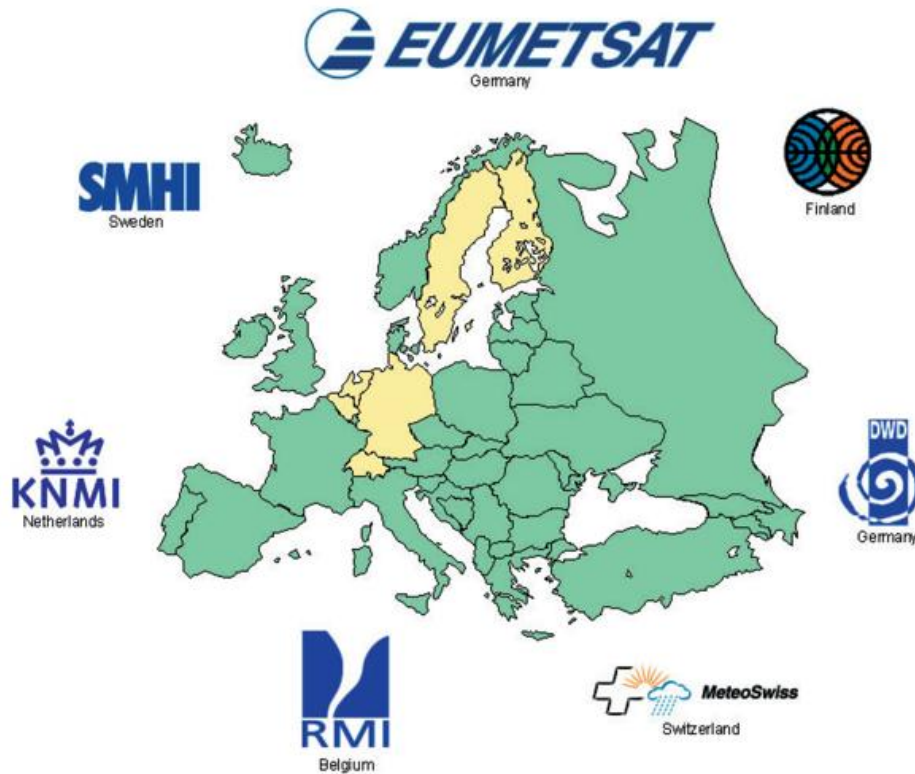
Detailed information on the various products is given in the following articles and on the CD ROM attached to this issue of the Klimastatusbericht.

### ***The SAF on Climate Monitoring as part of the SAF Network***

The Satellite Application Facility on Climate Monitoring is part of the SAF Network, that comprises seven SAFs dealing with different topics (cf. article by Schüller/Sarlo in this issue).

Each of the seven SAFs is responsible for a particular thematic task, performed and executed with partners from the EUMETSAT member and co-operating states. With this, the SAF network is a "network of networks" dedicated to tackle the tasks and challenges in the field of meteorology and climatology with the help of satellite data as main input.

By sharing the tasks in a "network of networks" model all partners are obliged to share and trust, to give and take: Each consortium is in charge to execute the task in a reliable and responsible mode for the benefit of the whole community. On the other hand all partners are asked to have confidence in the fact that the very consortium, executing a particular task, performs reliable and responsible. With this, the EUMETSAT SAF network could serve as a paradigma and is an important step forward to foster and forge co-operation within Europe.



**Figure 2** The partners of the SAF on Climate Monitoring

### ***The Partners***

Within the CM-SAF consortium five meteorological services jointly develop, implement, validate and execute the task to provide satellite based products apt for climate monitoring. The partners are:

#### *Deutscher Wetterdienst (DWD)*

Deutscher Wetterdienst is the “operations leading entity” (OLE) and responsible for the overall co-ordination and execution of the activities of the SAF on Climate Monitoring.

All products, except the radiation budget parameters at the top of the atmosphere, are produced on a routine basis in the premises of DWD. Furthermore DWD archives all products and provides the interface to the user for product access and delivery.

Jointly with SMHI and KNMI the development, implementation and validation of the algorithms to retrieve cloud parameters is performed.

DWD takes the lead for the radiation budget parameters at the surface, together with FMI and MeteoSwiss.

The water vapour related products are developed, implemented and validated under the responsibility of DWD.



**Figure 3** The seven SAFs of the SAF network. An eighth SAF on Hydrology is currently under consideration.

#### *The Finnish Meteorological Institute (FMI)*

FMI is in charge to develop and validate the surface albedo product (SAL).

#### *Koninklijk Netherland Meterological Institute (KNMI)*

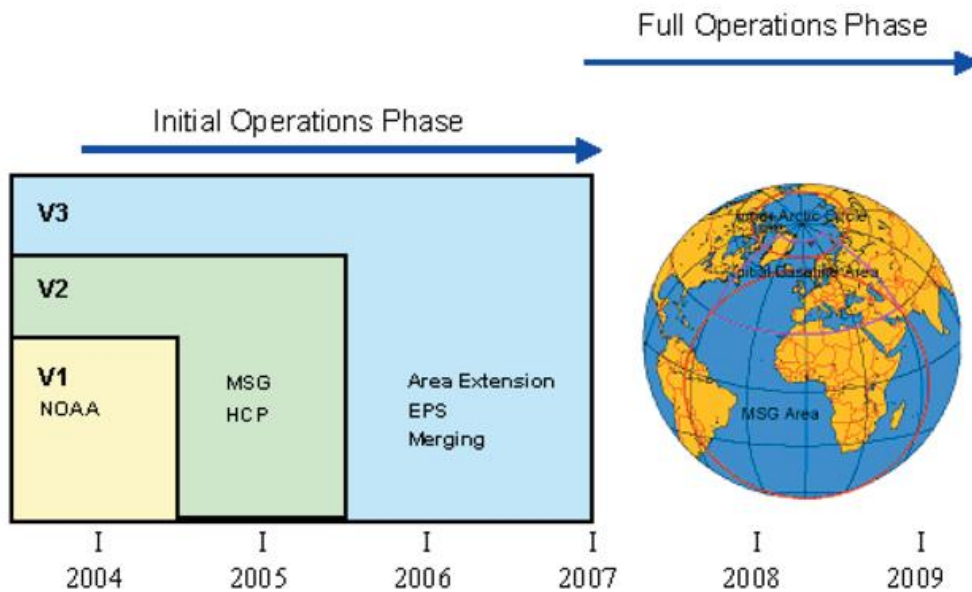
KNMI is responsible for developing and validating the microphysical cloud properties, i.e. cloud optical thickness (COT) and cloud liquid water path (CWP).

#### *MeteoSwiss*

MeteoSwiss supports the validation activities for the surface radiation budget parameters especially in the alpine region.

#### *The Royal Meteorological Institute of Belgium (RMIB)*

RMIB is responsible for developing, implementing and validating the radiation budget parameters at the top of the atmosphere. RMIB is also executing the routine processing of these products.



**Figure 4** Versions and schedule of the CM-SAF

#### *Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)*

SMHI is leading and co-ordinating all cloud related activities within the CM-SAF. In particular SMHI is responsible for the cloud algorithms that use data from polar orbiting satellites.

#### **Schedule and Versioning**

From the year 2004 until 2007 the CM-SAF is in its Initial Operations Phase (IOP). In the course of this period, the CM-SAF will stepwise get fully operational from the year 2007 onwards (Full Operations Phase; FOP).

##### *Version 1*

In version 1, the cloud parameters and the radiation budget parameters at service are based on data from AVHRR data from NOAA satellites.

The radiation budget parameters at the top of the atmosphere are based on CERES and GERB data (check).

The area of interest is within 30°N to 80°N and 60°W to 30°E ("Baseline Area") and covers basically the European area.

---

### *Version 2*

With version two, the water vapour products will become available. Also data from Meteosat-8 (MSG) will be ingested in the operational processing chain.

### *Version 3*

With version three also data from the European polar orbiting satellite (EPS/Metop) will be used and a proper merging of the different satellite data will be tackled. The area of interest will be extended towards the African continent, thus utilising the full view of Meteosat-8, and for a sub-set of parameters, to the inner arctic circle.

From 2007 onward the CM-SAF is running the Full Operations Phase (FOP).

#### *References*

[www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de)  
[www.fmi.fi](http://www.fmi.fi)  
[www.kmi.be](http://www.kmi.be)  
[www.knmi.nl](http://www.knmi.nl)  
[www.meteoschweiz.ch](http://www.meteoschweiz.ch)  
[www.smhi.se](http://www.smhi.se)  
[www.dwd.de](http://www.dwd.de)

## The SAF on Climate Monitoring: Cloud Products

K.-G. Karlsson

### 1 Introduction

Clouds play an important role in the climate system due to their strong interaction with radiation processes and because of being an important component of the global hydrological cycle. The latter circumstance also means that there is a direct link between clouds and the most important greenhouse gas - atmospheric water vapour. Consequently, a climate monitoring program must also include the monitoring of clouds.

Satellite systems, acting as observational platforms, offer cloud observations that in many ways are superior to most ground based observations. Most obvious is the ability to observe large areas with high spatial and temporal resolution. In addition, the fact that satellites are able to monitor the effective radiative impact at the top of the atmosphere (e.g., the cloud-related contribution to the planetary albedo) makes satellite cloud observations crucial for understanding the planetary (i.e., earth plus the atmosphere) radiation balance. A third important factor is that measurements of cloud properties from space are also important for understanding radiation conditions at the earth surface (the surface radiation balance). However, complementary surface observations are necessary here since it is generally impossible to infer conditions below thick clouds from satellite measurements.

To cover the various aspects of clouds and their impact on radiation conditions, the EUMETSAT Climate Monitoring SAF (CM-SAF) has a Clouds programme for the extraction of climate-relevant cloud parameters. State-of-the-art cloud algorithms are used which are further adapted and developed for the climate monitoring purpose. This paper gives an overview of these cloud products. Section 2 gives a general introduction to the products, the used satellite data sources and the applicable geographic processing domain. Section 3 describes each product in detail and the concluding section 4 presents the plans for the future.

### 2 CM-SAF cloud products and satellite data sources

Table 1 below lists the current six CM-SAF cloud products and their spatial and temporal resolution.

These products are produced from satellite imagery from the AVHRR instrument on the polar orbiting NOAA satellites (from January 2005) and from the SEVIRI sensor onboard the Meteosat Second Generation (MSG) satellites (introduced later in the second half of 2005). All product examples shown below in this paper are derived from NOAA AVHRR data.

**Table 1** Overview of CM-SAF cloud products and their spatial and temporal resolution.

Product	Acronym	Resolution				
		Spatial	Temporal			
			Daily	Weekly	Monthly	MMDC (Monthly Mean Diurnal Cycle)
Fractional cloud cover	CFC	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>
Cloud type	CTY	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>
Cloud top temperature, height, and pressure	CTT, CTH, CTP	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>
Cloud phase	CPH	15 km	✓		✓	✓
Cloud optical thickness	COT	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>
Cloud water path	CWP	15 km	✓		✓	✓ <sup>1</sup>

<sup>1</sup>: monthly mean diurnal cycle will be derived only for products extracted from MSG data

The geographical domain is described in Figure 1. In the first production phase (see section 4 for information on future production phases) the products are produced over the CM-SAF Baseline Area. This area covers the region between longitudes 60°W and 60°E and latitudes between 30°N and 80°N. Thus, the European area plus large parts of the North Atlantic, Greenland and the Arctic Sea is covered. Also parts of northern Africa and the Middle East region is covered.

To enable data representation in an equal area grid resolution of 15 km the final products are defined in a sinusoidal projection which is described in Figure 2.

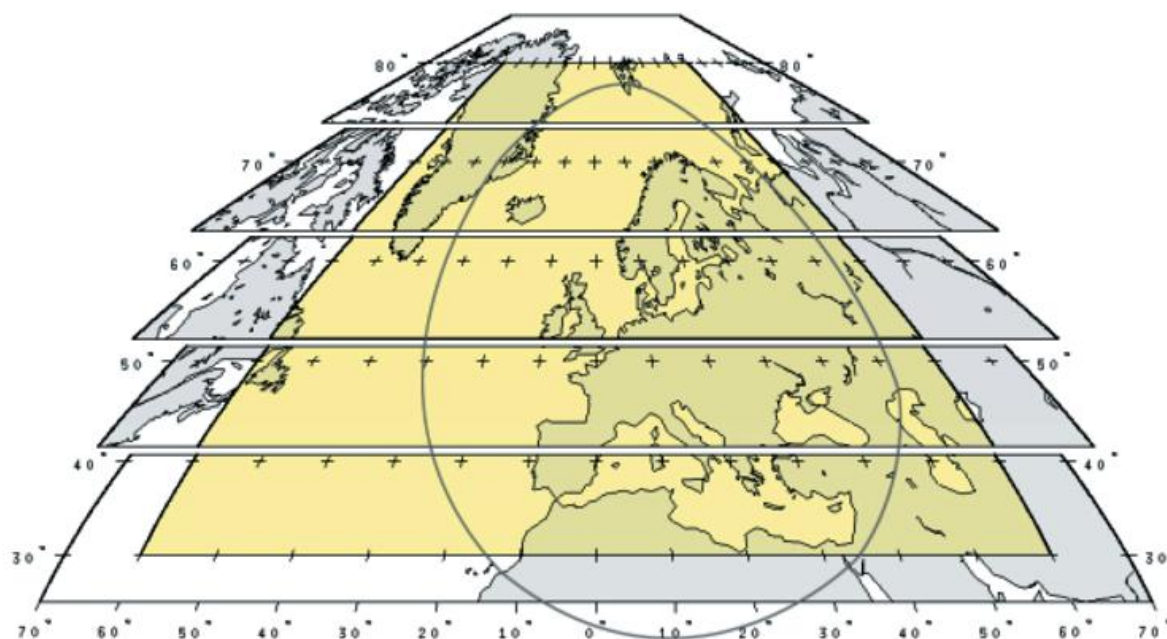
**Figure 1** CM-SAF coverage area and subareas

### 3 Detailed product and algorithm descriptions

#### 3.1 Fractional Cloud Cover (CFC)

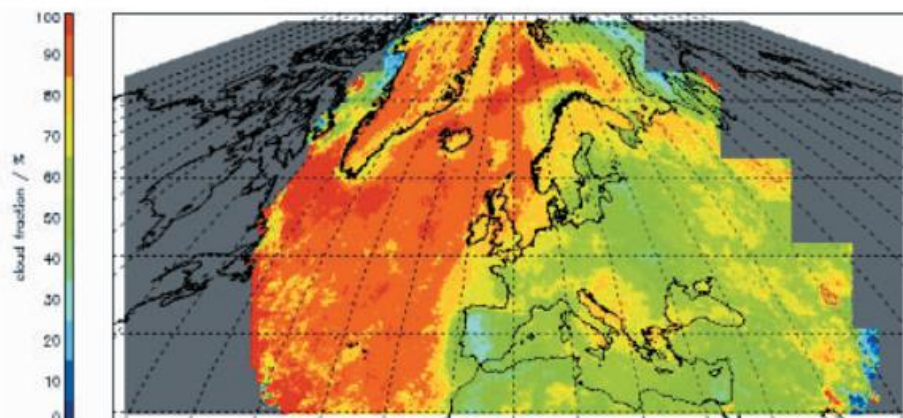
Derived directly from the results of the Cloud Mask (CM) product, the fractional cloud cover (CFC) is defined as the fraction of cloudy pixels per sub-region compared to the total number of analysed pixels in the sub-region. That is to say, fractional cloud cover is computed as the fraction of all pixels within a 15x15 km grid square that has been classified as either cloud-filled or cloud contaminated. Fractional cloud cover is expressed in percent.

This product is calculated using the SAFNWC cloud mask algorithms (see <http://nwcsaf.inm.es/> for details on the SAFNWC project). The algorithm applied to NOAA AVHRR data is described in detail by Dybbroe et al. (2005) and the corresponding algorithm applied to MSG SEVIRI data is described by Derrien and LeGleau (2003, see also <http://www.meteorologie.eu.org/safnwc/>.) Both CM algorithms are based on a multi-spectral thresholding technique applied to each pixel of the satellite scene. Several threshold tests may be applied (and must be passed) before a pixel is assigned to be cloudy or cloud-free (or partially cloudy). For every satellite overpass a unique set of feature thresholds is extracted in full image resolution and is applicable only for that particular satellite scene.



**Figure 2** The CM-SAF Baseline Area in sinusoidal projection and sliced in different sub-regions. The circle marks the area within the CM-SAF baseline area which can be seen with the local HRPT receiving station in Offenbach, Germany.

Figure 3 below gives an example of the CFC product for the month of April 2004.



**Figure 3** Example of the CFC monthly mean product for April 2004 for the CM-SAF Baseline area.

In the present calculation of the CFC product no attempt is made to take into account for the fact that pixels labeled as being only cloud-contaminated are not totally covered by clouds. This means that the CFC values will generally overestimate cloud amounts slightly. This has been seen in validation results but the differences are normally quite small ( $< 5\%$ ). It should also be emphasized that this effect is in some sense counteracted by the fact that for any cloud detection method there will also be some small residual cloudiness present for some pixels which have been declared as cloud-free.

More problematic is the fact that it is obvious from theoretical considerations that cloud detection is generally easier to accomplish over oceanic surfaces than over land surfaces. It is partly due to generally lower and less variable surface reflectance values and partly to warmer and less variable surface temperatures over ocean surfaces compared to over land. This means that we have normally better contrasts between cloudy and cloud-free areas in satellite imagery over ocean areas except in cases of sunglints. Consequently, some underestimation of cloudiness can be expected over land areas while over ocean cloud amounts may be slightly overestimated. Unfortunately, during dark and cold periods of the year the two above-mentioned defects may co-operate in creating quite large artificial land-ocean differences in the cloud amounts. It is estimated that the overestimation of cloud amounts over ocean surfaces in these cases can reach levels between 10-20 % (although being difficult to verify due to the lack of surface observations over ocean areas). Simultaneously, the corresponding underestimation of cloud amounts over land may reach 10-20 % during the cold and dark seasons (verified by observations) while it is much smaller during other seasons. Ongoing development work is trying to find ways of mitigating these inconsistencies between results over land and over ocean.

### 3.2 Cloud Type (CTY)

Just as for the CFC product, the CTY product is based on results from the SAFNWC Cloud Type algorithms (described by the same references given previously). Also here a thresholding approach is used. The main principle used is to make use of measured cloud temperatures in the infrared for thick clouds for the vertical separation of clouds. Furthermore, ice clouds are identified using reflection characteristics at short-wave infrared channels (e.g., at 1.6, 3.7 and 3.9  $\mu\text{m}$ ) and thin clouds are identified

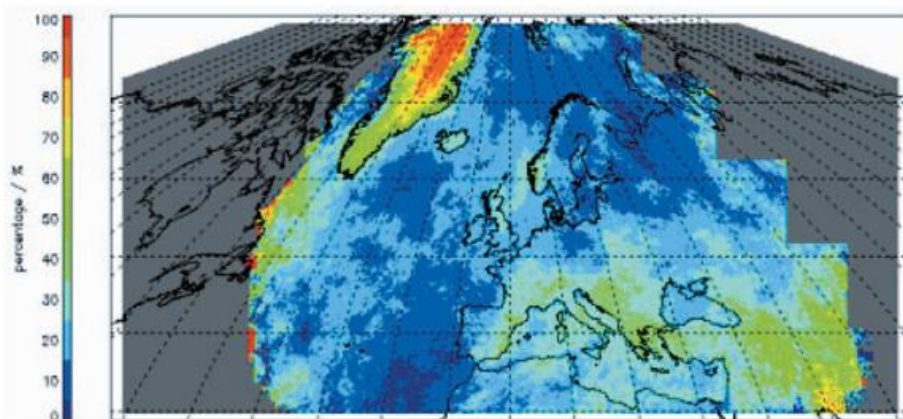
using transmission differences revealed by measurements in three infrared channels (3.7 or 3.9  $\mu\text{m}$ , 11  $\mu\text{m}$  and 12  $\mu\text{m}$ ).

The produced CTY product is based on a condensed description of cloud properties. Presently the following five cloud classes are defined: Low clouds; Mid clouds; Opaque high clouds; Thin high clouds and Fractional clouds. Thus, the CTY results are given as five individual components. The resulting average value denotes the percentage of pixels of the appropriate class relative to all cloudy pixels in each 15x15 grid.

Figure 4 gives an example of the CTY product for the contribution from the Opaque high cloud category. Notice that the current product definition gives the relative contribution to the CFC product for each cloud type category. For example, the high values over Greenland indicates that in almost 100 % of the cloudy cases (given by the CFC value in Figure 3) the clouds were of the opaque high cloud category.

From validation activities it is well known that the ability to separate different cloud types and surface types varies with seasons, illumination conditions and the satellite viewing geometry. The main limitation here is naturally the lack of visible measurements during the dark part of the day and the problem of having very cold ground temperatures during winter. In this sense, the error characteristics are closely linked to those of the CFC product (i.e., depending very much on the success of cloud detection). This generally means that the CTY results are more reliable during the warmer seasons and during daylight conditions.

Particularly difficult is the twilight period when visible and near-infrared radiances vary rapidly and very sensitively with the sun elevation. Also cloud shadows will influence cloud type assignments negatively during twilight. The same effect will also be seen during dark and very cold winter situations where cloud detection might fail because of low level clouds being trapped in strong surface temperature inversions. Finally, when thin semi-transparent cirrus clouds are superimposed over snow-covered ground the mixed signal can sometimes give rise to an erroneous output such as opaque mid-level or high-level clouds. Otherwise, snow- or ice-covered surfaces are generally efficiently separated from clouds by use of the very low reflectivities of snow in the 1.6, 3.7 and 3.9 $\mu\text{m}$  channels.



**Figure 4** Example of the CTY monthly mean product for April 2004 showing the contribution from Opaque high clouds.

### 3.3 Cloud Top Temperature (CTT), Pressure (CTP) and Height (CTH)

For the determination of cloud top information the CM-SAF is still using the SAFNWC algorithms. However, as a contrast to the situation for the cloud mask and cloud type algorithms, there are now considerable differences between the algorithms applied either to NOAA AVHRR data or MSG SEVIRI data. The reason is the availability of spectral channels in non-window regions for the SEVIRI instrument which are not present on the AVHRR instrument.

Concerning the clouds that are labelled as being opaque by the cloud type algorithm, the same technique is nevertheless used for both the AVHRR and SEVIRI methods. Radiance simulations, using the RTTOV radiative transfer model (Eyre, 1991, Saunders et al., 1999), are computed using Numerical Weather Prediction (NWP) model temperature and humidity vertical profiles to simulate 6.2  $\mu\text{m}$ , 7.3  $\mu\text{m}$ , 13.4  $\mu\text{m}$ , 11  $\mu\text{m}$ , and 12  $\mu\text{m}$  cloud free and overcast radiances and brightness temperatures. For the simulation of cloudy radiances black-body clouds were inserted successively on each RTTOV vertical pressure levels. The appropriate cloud top is chosen as the value that gives the best fit to the simulated radiances (for AVHRR only based on the 11  $\mu\text{m}$  channel).

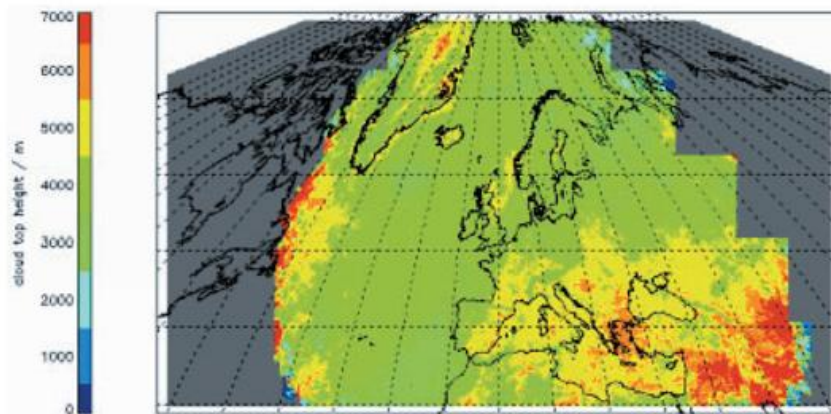
Concerning the clouds that are labelled as semi-transparent by the cloud type method, two different approaches have now been followed. For NOAA AVHRR data, a histogram-based method (first introduced by Inoue, 1985, and further developed by Derrien and LeGleau, 1988), utilising the brightness temperature differences in the two infrared channels at 11  $\mu\text{m}$  and 12  $\mu\text{m}$ , has been used. The final implementation in the SAFNWC software is outlined by Korpela et al. (2001). For MSG SEVIRI data, the so called H<sub>2</sub>O/IRW intercept method (Schmetz et al, 1993) and the radiance ratioing method (outlined by Menzel et al., 1983) has been used. Both methods utilise linear relationships between radiances in one window channel and in one sounding channel to estimate the cloud top.

Concerning the final CM-SAF product, cloud top information is expressed in three different ways:

- Cloud Top Temperature (CTT), expressed in Kelvin.
- Cloud Top Height (CTH), expressed in meters.
- The Cloud Top Pressure (CTP), expressed in pressure coordinates (hPa).

It is worth pointing out here that CTH is defined as the mean cloud altitude relative to the ground level (given by the GTOPO30 digital elevation model) and not to the sea level!

The final daily and monthly average products are calculated by averaging the original algorithm output in 1 km resolution over 15x15 km grid sub-areas. Cloud-top temperature and height are averaged linearly while cloud-top pressure is averaged logarithmically. Generally, for all products such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. Figure 5 below gives an example of the CTH product for April 2004.



**Figure 5** Example of the CTH monthly mean product for April 2004.

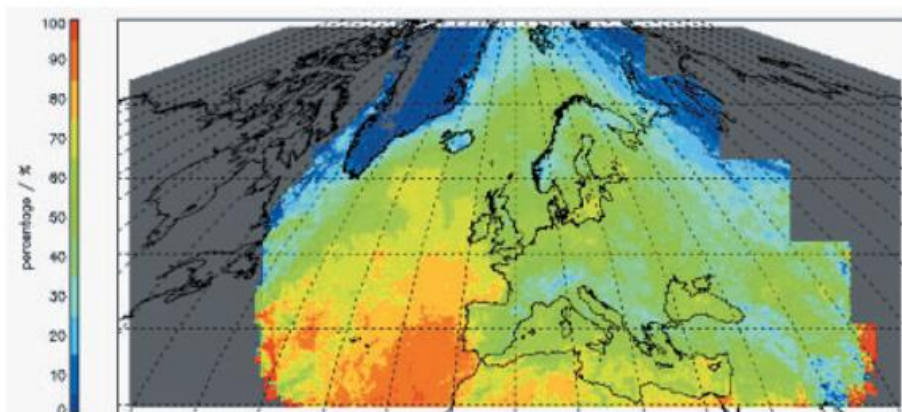
The accuracy of this product is still under investigation, mainly because of a great lack of ground-based measurements to compare with. Generally, the method applied to opaque clouds have been shown to give reasonable estimations (although generally underestimating cloud top heights) while the method applied the semi-transparent correction of cloud heights has been noticed to give results with very variable quality. The latter method applied to NOAA AVHRR data has also been shown to fail when treating complex situations with multi-layered clouds. In such situations, the product will not be defined.

### 3.4 Cloud Phase (CPH)

The present CPH product is based on a simple algorithm using only brightness temperatures measured at the infrared channel at  $11\ \mu\text{m}$  ( $T_{11}$ ), i.e., a pure temperature interpretation approach is applied. This method is identical to the method used by the International Satellite Climatology Project (ISCCP, see Rossow and Schiffer, 1991). The cloud top is interpreted as consisting of pure ice particles if  $T_{11}$  is lower than 233 K and by water particles if  $T_{11}$  is higher than 260 K. In between, both cloud phases may co-exist (the mixed phase). The CPH product is given for each component in percent. The calculation of the average product is similar to the average cloud-type product as explained earlier.

Figure 6 below gives an example of the CPH product for the water cloud contribution for April 2004.

This product will be enhanced in the near future by adding a daytime algorithm linked with the radiative transfer calculations for retrieval of the cloud optical thickness product (COT - see next sub-section).



**Figure 6** Example of the CPH monthly mean product for April 2004 showing the contribution from water clouds.

### 3.5 Cloud Optical Thickness (COT)

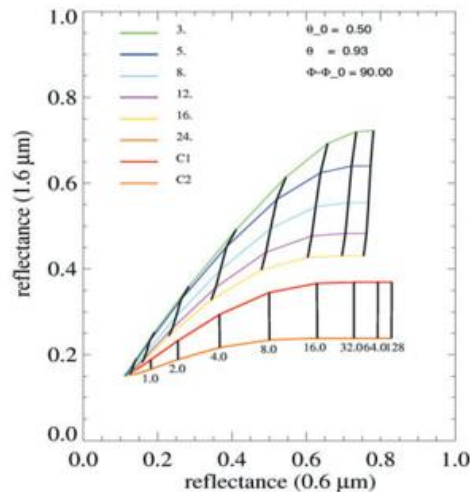
This product provides information on the Cloud Optical Thickness for pixels that are flagged cloudy by the cloud detection test (the cloud mask). The retrieval algorithm is based on  $0.6 \mu\text{m}$  and  $1.6 \mu\text{m}$  radiances of the NOAA AVHRR and MSG SEVIRI instruments. The algorithm retrieves also cloud droplet effective radius as an intermediate product.

The method to retrieve the cloud optical thickness utilizes solar reflected measurements at non-absorbing and absorbing wavelengths. The underlying principle of the method is that cloud reflectance at a non-absorbing channel in the visible wavelength region is primarily a function of the optical thickness, whereas reflectance at a water or ice absorbing channel in the near infrared is primarily a function of cloud particle size. By combining the information of non-absorbing and absorbing channels it is possible to retrieve the droplet effective radius and the cloud optical thickness. A Radiative Transfer Model (RTM), Spherical Harmonics Discrete Ordinate Model (SHDOM), is used to simulate cloud reflectance as a function of cloud optical thickness (Roebeling et al., 2001). With SHDOM (Evans, 1998) look up tables (LUT) of the top of the atmosphere reflectivity were generated for plane parallel clouds with different optical thicknesses, as a function of surface albedo, satellite zenith angle, solar zenith angle, relative azimuth angle and cloud thermodynamic phase. Because SHDOM is unstable for some cloud calculations it is being considered to replace these LUTs with Doubling-Adding KNMI (DAK) LUTs. The DAK radiative transfer model is developed for narrow band multiple scattering calculations at visible wavelengths in a homogeneous cloudy atmosphere (De Haan et al. 1987 and Stammes 2001).

Figure 7 below illustrates the LUT as resulting from the radiative transfer simulations for one specific viewing and illumination situation.

The final daily and monthly average product is calculated by logarithmic averaging of the original algorithm output in 1 km resolution over  $15 \times 15$  km grid squares. Such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. Notice that the estimation of the COT product is possible only if visible imagery are available.

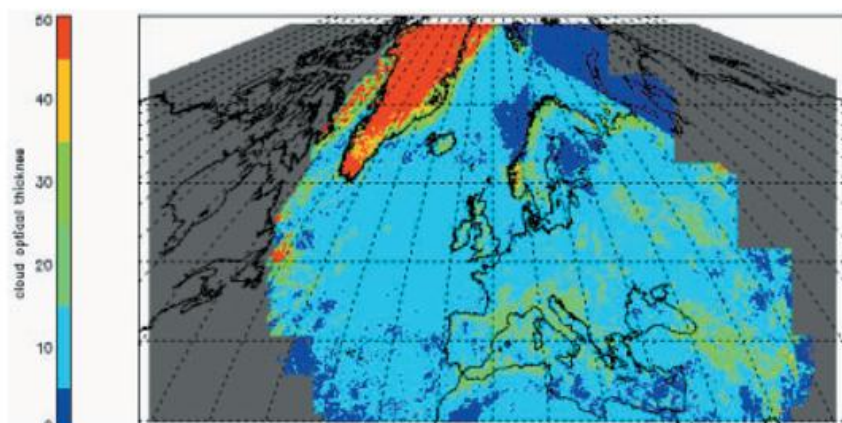
Figure 8 shows an example of the COT product for the month of April in 2004.



**Figure 7** The relationship between reflectivity at 0.6 and 1.6  $\mu\text{m}$  for various classes of optical thickness and effective radius. The simulations were done for water and ice clouds using a specific geometrical case ( $\theta=40$ ,  $\theta_0=30$ ,  $\phi=30$ ).

Validation efforts so far have not been possible due to lack of appropriate ground measurements. But through the relation with the cloud liquid water path product (CWP – see sub-section 3.6) it is anticipated that the relative accuracy should lie within 20 %. It must be mentioned that the accuracy of the COT product decreases at very high COT values (i.e., the visible measurement is less correlated with COT values at high reflectivities). However, the most serious weakness of this product in its current version is the inability to compensate accurately for varying surface reflectivities. This means that in cases of semi-transparent clouds overlying surfaces with high surface reflectivities (e.g., thin Cirrus over the Greenland ice sheet) the optical depth will be largely overestimated. Future versions of this product will include improved compensations for varying surface reflectivities by use of surface reflectivity maps.

Lastly, currently there is no dependency between the CPH and COT products, i.e., the CPH product is not used when deriving COT. Instead, an internal interpretation of cloud phase is used for COT extraction. Later versions of the CPH and COT products will be consistent with each other.



**Figure 8** Example of the COT monthly mean product for April 2004.

### 3.6 Cloud Liquid Water Path (CWP)

The Cloud Liquid Water Path (CWP) product is calculated as a function of the Cloud Optical Thickness and the estimated droplet effective radius. Note that for the current version of the product the CWP product does not include contributions from ice water or water vapour.

The method uses reflected solar radiation measurements at non-absorbing wavelengths and at water absorbing near infrared wavelengths to determine the optical thickness and the effective radius of clouds droplets (Han et al., 1995). The cloud liquid water path (CWP) may be derived with the cloud optical thickness and the droplet effective radius estimates which are calculated from the 0.63 and 1.6 micron channel data. The cloud liquid water path (CWP) may then be derived using the following equation (Stephens, 1984):

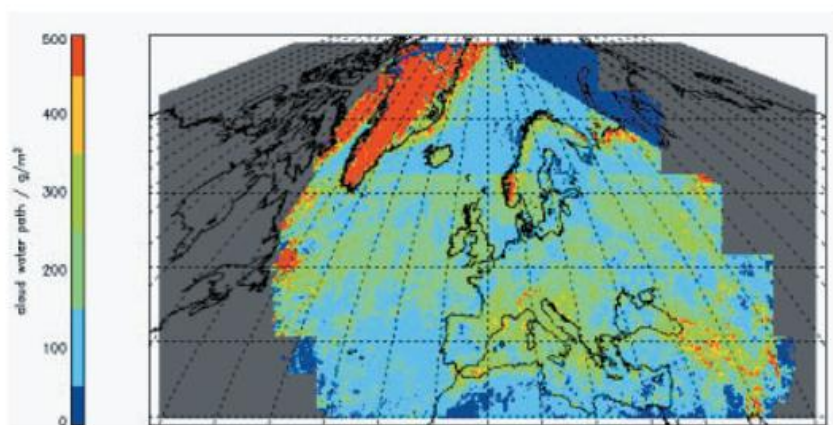
$$CWP = \frac{2}{3} \cdot COT \cdot r_e \cdot \rho_l$$

where  $\rho_l$  is the density of liquid water,  $r_e$  is the droplet effective radius of water particles, which is a function droplet size distribution. The effective radius retrieved from the satellite data is based on the cloud top reflectivity at 1.6  $\mu\text{m}$ .

Currently the Cloud Ice Water Path is not an output product. However, in the CWP maps an estimate of the Cloud Ice Water Path is made by assuming an effective radius of 30 micron for the small ice crystals and an effective radius of 40 micron for the large ice crystals. For later product versions, work is foreseen to derive an Ice Water Path (CIWP) product in a more sophisticated manner

The final daily and monthly average product is calculated by linear averaging of the original algorithm output in 1 km resolution over 15x15 km grid squares. Such pixels where the retrieval failed for any reason are excluded from averaging. As for the COT product, CWP retrievals are only possible in daylight situations.

Figure 9 shows an example of the CWP product for the month of April in 2004.



**Figure 9** Example of the CWP monthly mean product for April 2004.

The CWP is calculated from COT and droplet effective radius ( $r_e$ ) information. Consequently the errors in the retrieved COT and  $r_e$  will affect the CWP retrieval. This means that for clouds with COT > 50 the CWP retrievals will become less reliable. In addition, due to 3D cloud effects the droplet effective radius may be largely overestimated. The retrievals have shown that in these cases the CWP is largely overestimated. Recent validation activities based on ground based microwave radiometer measurements indicated a relative accuracy of 15 %.

#### 4 Outlook for the future

During the period 2005-2007, some further development of cloud retrieval algorithms will take place (most of them already mentioned in previous sections). However, the most important goal is to make algorithms adapted for processing on a much larger geographical domain. By 2007 a system for running the polar satellite algorithms over the Inner Arctic region and the geostationary algorithms over the full MSG disk will be developed. Both these geographical areas are shown in Figure 1. This means that from the start of the Full Operations Phase of the Climate Monitoring SAF in 2007 climate products will be produced over this large geographical domain. To realise this, some effort is needed to guarantee the full access of the required data to achieve the desired geographical coverage. For example, a system for accessing and archiving NOAA HRPT data from several receiving stations at high latitudes is necessary in order to cover the inner Arctic region properly. On a longer time perspective (i.e., in the Full Operations Phase) cloud algorithms will be upgraded taking into account new approaches for improved cloud parameter retrieval. Revised results will be produced in connection to major reprocessing events.

#### References

- De Haan, J. F., Bosma, P., and Hovenier, J. W., 1987: The adding method for multiple scattering calculations of polarized light, *Astron. Astrophys.*, 183, 371-391.
- Derrien, M. and H. LeGleau, 2003: SAFNWC/MSG SEVIRI cloud products, Proc. 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany, 29 Sep – 3 Oct. 2003, EUM P 39, 191-198.
- Dybbroe, A., Thoss, A. and Karlsson, K.-G., 2005: SAFNWC AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modelling – part I: Algorithm description, *J. Appl. Meteor.*, Vol.44, No 1, pp. 39-54. (Paper 1)
- Dybbroe, A., Thoss, A. and Karlsson, K.-G., 2005: SAFNWC AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modelling – part II: Validation, *J. Appl. Meteor.*, Vol.44, No 1, pp. 55-71. (Paper 2)
- Evans K.F., 1998: The Spherical Harmonics Discrete Ordinate, "Method for Three-Dimensional Atmospheric Radiative Transfer", *J. Atmos. Sci.*, 55, 429-446.
- Eyre J., 1991, A fast radiative transfer model for satellite soundings systems. ECMWF Res.Dep.Tech.Mem 176. ECMWF, Reading, United Kingdom.
- Han, Q., W.B. Rossow and A.A. Lasis, 1994: Near-Global Survey of Effective Droplet Radii in Liquid Water Clouds Using ISCCP Data, *J. Climate*, 7, 465-497.
- Korpela, A., Dybbroe, A., and Thoss, A., 2001. Retrieving Cloud Top Temperature and Height in Semi-transparent and fractional cloudiness using AVHRR. NWCSAF Visiting Scientist Report. SMHI Reports Meteorology, 100, Available from SMHI, Folborgsvägen 1, SE-60176 Norrköping, Sweden.
- Menzel, W.P., W.L. Smith and T.R. Stewart, 1983: Improved cloud motion wind vector and height assignment using VAS, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 377-384.
- Roebeling R.A., D. Jolivet and A. Feijt, 2001: Cloud optical thickness and cloud liquid water path retrieval from multi-spectral noaa-avhrr data, Proc. The 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Antalya, Turkey, 2001, 629-637.
- Rossow, W.B. and R.A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 72, 2-20.
- Saunders, R. W., Matricardi, M., and Brunel, P., 1999: An Improved Fast Radiative Transfer Model for Assimilation of Satellite Radiances Observations. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, 125, 1407-1425.
- Stammes, P., 1994: Errors in UV reflectivity and albedo calculations due to neglecting polarisation, Proc. SPIE 2311, 227-235.
- Stephens, G. L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 826-867.
- Schmetz, J., K. Holmlund, J. Hoffman and B. Strauss, 1993: Operational cloud motion winds from Meteosat infrared images, *J. Appl. Meteor.*, 32, 1207-1225

## The SAF on Climate Monitoring: Surface Radiation Products

R. Hollmann, R. W. Müller, A. Gratzki, T. Manninen, H. D. Behr

### *Introduction*

Since the discussion about the human impact on the earth-atmosphere system, there is a considerable need to observe and characterise the current climate, including its inherent variability and extreme events. Emission of greenhouse gases, deforestation and desertification affects climate and its dynamics, both in the global and regional scale. The surface radiation budget and its components are key parameters for climate monitoring. A non-balanced radiation budget is the cause for atmospheric motions in different scales. The components of the radiation balance are influenced by the surface properties, the atmosphere and by energy transports between the ocean and the atmosphere.

Surface radiation budget parameters can be used to validate regional and global climate models, agrometeorological models and NWP models. They can be used to develop and improve parameterisations to be used in numerical models and to assist in the prediction of the future climate.

The provision of basic monitoring products will form the basis for value added services of NMSs towards key user communities such as government agencies, power supply industries, agriculture or water management. These value added services include the provision of climate atlases, monthly monitoring reports, regional expertise and information services and methods for dedicated applications. Especially for solar energy use, information concerning the distribution of the shortwave radiation components is very important. In the field of hydrometeorology surface radiation data are needed for computation of hydrological components, especially evaporation. In agrometeorology, the solar irradiance has a strong influence on the growing of plants. Improved agroclimatological charts and precise agrometeorological advice will be very helpful for individual farmers for planning purposes.

This article describes the products of the surface radiation budget of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF). Satellite Application Facilities (SAFs) are specialised development and processing centres within the EUMETSAT Applications Ground Segment. They complement the production of standard meteorological products derived from satellite data at EUMETSATs Central Facilities.

The next section gives an overview of the algorithms and needed input data sets, the section thereafter briefly describes the validation strategy and plans followed by first pre-processing results and initial comparisons with other data sets. The paper will end with conclusion and future work.

### *Algorithms and input data*

The CM-SAF is using existent well validated algorithms to obtain the surface radiation budget (SRB). Four different components are derived independently but consistent, the surface solar incoming radiation (SIS), surface downwelling longwave radiation (SDL), surface outgoing longwave radiation (SOL) and surface albedo (SAL).

SIS is defined as the shortwave solar radiation flux reaching a horizontal unit earth surface in the 0.3-4  $\mu\text{m}$  wavelength band, SDL as the thermal radiance from the atmosphere and the clouds reaching the ground surface in the 4-100  $\mu\text{m}$  wavelength band and SOL is the thermal emission of the Earth's surface in the 4-100  $\mu\text{m}$  wavelength band. All fluxes are expressed in  $\text{Wm}^{-2}$ . Fluxes will be calculated as the energy integrated over a certain period of time divided by this time length. For short wave fluxes, it must be noticed that a daily value in  $\text{Wm}^{-2}$  will represent the daily energy divided by 24 hours and not by the daylight duration. SAL is the ratio of the solar flux reflected from the Earth's surface to the surface incoming solar flux. It is expressed in percent.

From the individual components the net fluxes for longwave and shortwave as well as the surface radiation budget are derived. The net shortwave and longwave fluxes are defined as the difference between incoming and outgoing fluxes, and the total surface radiation budget is the sum of net shortwave and net longwave flux.

The surface radiation algorithms use CM-SAF cloud information as cloud mask, cloud top pressure and cloud type as input into the retrieval algorithms.

### *Surface albedo*

The knowledge of the surface albedo is a prerequisite to calculate shortwave fluxes and the radiation budget. It is also an important parameter to monitor land surface changes.

The clear-sky fluxes measured by satellite are affected by atmospheric scattering and absorption, as well as by the bi-directional reflectance properties of the surface. The surface broadband albedo needs to be estimated using a narrow- to broadband conversion because the measuring channels of satellite instruments generally represent only a fraction of the solar short-wave spectrum. The surface albedo product can be determined as a reflectance that has been normalised to a common geometry. The following steps describe how the TOA (Top Of Atmosphere) reflectance is converted to hemispherical surface albedo and broadband albedo.

### *TOA reflectance to surface reflectance*

Surface reflectance is computed from the TOA reflectance by removing the atmospheric distortions caused by molecular and aerosol scattering. The technique called SMAC (Simplified Method for Atmospheric Corrections) (Rahman et al. 1994) has been used here as for the radiative transfer model. The SMAC algorithm is very fast

and thus suitable for processing large image sets. The SMAC routines use satellite (spectral) dependent atmospheric coefficients and information on aerosol optical thickness, water vapour, ozone and surface pressure and the sun-satellite geometry for converting the TOA reflectance to surface reflectance.

#### *BRDF corrections for surface reflectance*

Viewing and illumination conditions are corrected using the BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) correction (Li et al. 1996). This method is based on a semi-empirical model of kernel driven type that was developed by Wu et al. 1995. The model, which is used here, has been developed for four land cover types including barren, cropland, forest and grassland.

#### *Surface reflectance to surface albedo*

The method presented by Roujean et al. 1992 is used for computing the surface albedo from surface reflectance data. BRDF coefficients, sun and satellite angles and surface type information are used. The model is based on a semi-empirical approach. Over snow covered areas, the BRDF corrected albedo is computed using the method presented by Manalo-Smith et al. 1998. This method is based on the use of analytic expressions for the BRDF function models, which were developed from empirical data.

#### *Surface albedo to broadband albedo*

A method presented by Liang 2000 is used for converting the narrowband albedo to broadband albedo. This method uses a second order polynomial with empirical regression parameters for computing the broadband albedo.

#### *Normalisation of surface albedo*

The broadband surface albedo is normalised to sun elevation angle of 60° before determining the weekly and monthly mean values, which then also correspond to the sun elevation angle of 60°.

#### *Weekly and monthly composite*

The weekly and monthly composite is derived by a linear average of all available surface albedo data.

### *Surface radiation fluxes*

For the longwave surface fluxes the Gupta algorithm (Gupta et al. (1989, 1992)) was adapted. It is a parameterised model which requires information on the temperature profile of the lowest layers of the atmosphere, the water vapour profile and cloud base height information. All temperature and humidity information used in the surface flux retrieval as well as the surface albedo calculations are taken from Numerical Weather Prediction (NWP) models. In the operational CM-SAF processing the DWD NWP model GME is used. The cloud base height is determined from the satellite retrieved cloud top pressure, assuming a fixed cloud thickness of 50 hPa. This value has been taken from the climatology of Telegadas and London (1954) and is subject to change with a newer climatology.

To obtain the surface outgoing longwave flux the Stefan-Boltzmann equation with a surface dependent emissivity factor is used. The surface temperature is taken from NWP analysis data. In the future this might be replaced by satellite retrieved surface temperatures.

For the calculation of the surface incoming shortwave flux (SIS) an algorithm similar to the one developed by Pinker (e.g. Pinker and Laszlo, 1992) is used. The basic idea for the algorithm is that the relationship between the broadband (0.2-4.0  $\mu\text{m}$ ) atmospheric transmittance and the reflectance at the top of the atmosphere (TOA) can be described by state of the art radiative transfer models. With a radiative transfer model (e.g. LibRadtran ([www.libRadtran.org](http://www.libRadtran.org)), SHDOM (Evans, 1998)), the broadband atmospheric transmittance is calculated once in relationship to the broadband TOA albedo for a variety of atmospheric and surface states and stored in look-up tables. The actual computation of the surface irradiance involves two steps. First the broadband TOA albedo and the surface broadband albedo are determined from the satellite measurement. Then the atmospheric transmittance is determined from the TOA albedo together with information on the atmospheric and surface state from the pre-computed tables. To make this interpolation more time efficient and also take advantage of the inherent symmetries a modified Lambert-Beer (MLB) approach after Mueller et al. (2004) is used. Therefore it is only necessary to compute the SIS at two different sun zenith angles of  $0^\circ$  and  $60^\circ$ . For these angles a MLB relation is fitted and their values are stored and used in the interpolation to the measured sun zenith angle.

A critical part of the SIS algorithm are the aerosol climatology and the surface albedo background data. For the aerosol, model computed single scattering albedo, asymmetry factor and aerosol optical thickness are used. Both are taken from OPAC/GADS climatology (Hess et al. 1998, Koepke et al. 1997) or alternative from global aerosol model climatologies (e.g. Kinne, 2004, pers. communications).

In summary, input parameters into the SIS-algorithm are the broadband top of the atmosphere (TOA) albedo, solar zenith angle, surface albedo, cloud properties, aerosol and ozone data and the total water vapour content of the atmosphere. The broadband TOA albedo for the area covered by the MSG satellite, the surface albedo and the cloud properties are derived by other groups within the CM-SAF (see other CM-SAF articles in this report). All other input data are either from climatological data sets

(aerosol, ozone) or NWP-data (water vapour). The broadband TOA albedo for AVHRR is calculated using the narrow-to-broadband conversion from Hucek and Jacobowitz (1995) and the angular distribution models (ADM) from Suttles et al. (1988) for the conversion from radiances to.

Daily averages of longwave fluxes are derived by a linear average of all available data. The daily mean value of SIS is derived following the method by Möser (1983, described in Diekmann et al., 1988) by taking into account the diurnal variation of the solar incoming clear-sky flux.

### *Surface radiation product characteristics and examples*

All surface radiation products will be provided as monthly means and, for MSG based products, also as monthly mean diurnal cycles. Additionally daily averages of shortwave fluxes and a weekly composite of the surface albedo will be available. Initially products will be based on locally received data from the polar orbiting NOAA satellites. The locally received data (receiving station Offenbach, Germany) do not cover the CM-SAF baseline area (30°N-80°N, 60°W-60°E) completely. Additionally a low number of daily NOAA overpasses affects the quality of the daily averages. Version 2 surface radiation products will additionally use data from the Meteosat Second Generation (MSG) satellite, which provides full disk images every 15 minutes and therefore allows a much better representation of the diurnal cycle and a better coverage of the CM-SAF baseline area. Version 3 products finally will combine NOAA and MSG data, using MSG data for mid- and low latitudes and NOAA data for higher latitudes outside the field of view of MSG. The spatial resolution of the surface radiation products is 15 x 15 km<sup>2</sup>.

The pre-operational processing of NOAA-AVHRR data started in February 2004 and is changing into an operational system in 2005. As an example Figure 1 shows the monthly mean of land surface albedo in percent for July 2004. Plans are already available to include the sea ice albedo in one of the next versions. Figure 2 shows the monthly mean of land surface radiation fluxes for July 2004. The different spatial coverage for the shortwave and longwave fluxes is due to the fact that a minimum number of images per day is required for the calculation of daily averages, which is less frequently achieved for daytime overpasses.

**Table 1** Selected stations for initial validation of surface radiation products

Station	Lat.	Long.	Available surface measurements
Carpentras (France)	44.05° N	5.03° E	SIS, SDL
Cabauw (Netherlands)	51.97° N	4.93° E	SIS, SDL, SOL
Lindenberg (Germany)	52.22° N	14.12° E	SIS, SDL, SOL, SAL
Payerne (Switzerland)	46.81° N	6.94° E	SIS, SDL, SOL, SAL
Sodankylä (Finland)	67.36° N	26.63° E	SIS, SAL

### Validation of surface radiation products

The surface radiation products will be validated with all available measured surface data to ensure a good quality of the data. Surface radiation measurements from operational radiation networks as e.g. the radiation networks of the National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs), from research stations (e.g. Lindenberg, Germany; Sodankylä, Finland) and from measurement campaign will be used. Inter-comparisons with other satellite derived data sets are planned to estimate the range of uncertainty of satellite derived data, especially over areas where only a small number or no surface measurements are available as e.g. the Atlantic ocean and the African continent.

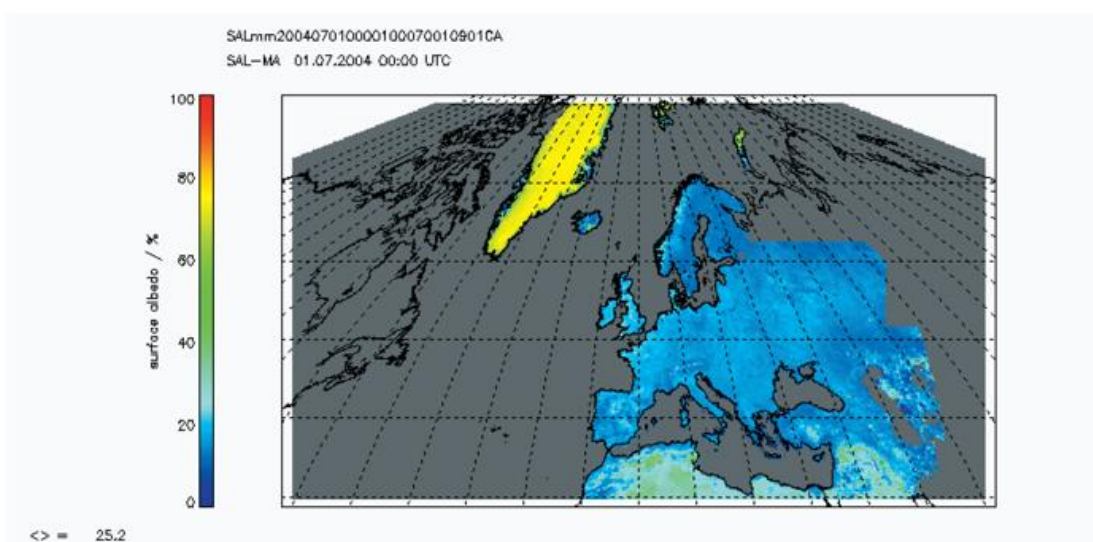
An important operational network is the Baseline Surface Radiation Network (BSRN, Ohmura, 1998), initiated by the World Climate Research Program (WCRP). BSRN measures, quality controls and archives high quality surface radiation measurements from dedicated stations around the world. In 2003, 35 stations were fully or partially operational.

Some of the BSRN stations and quasi-operational surface sites have been selected as target stations (Table 1) for an initial validation of surface radiation products.

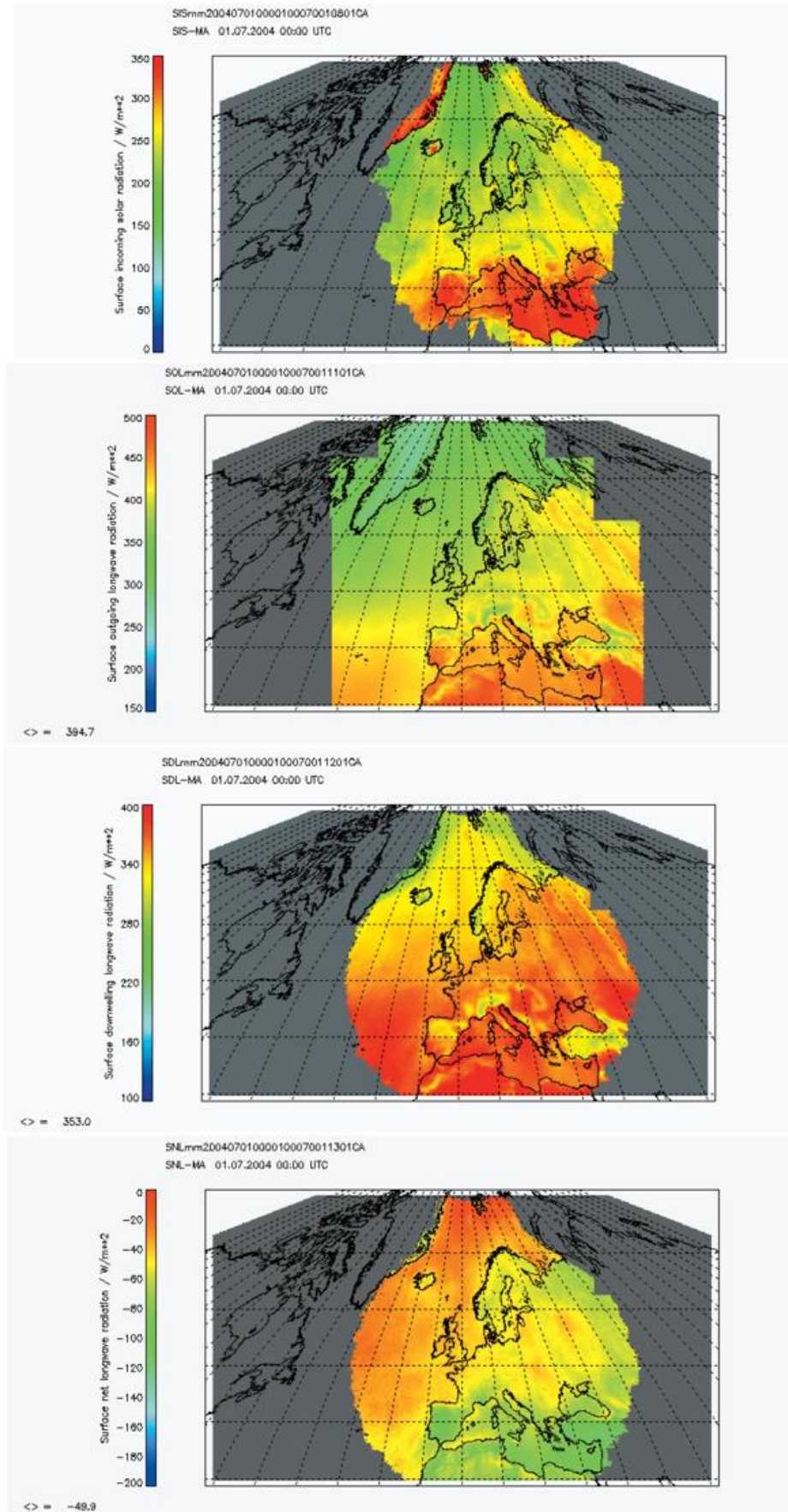
### Initial validation results for instantaneous surface fluxes

Two reference months, June 2003 and October 2002, and the pre-operational months March and April 2004 have been selected for a first validation study using CM-SAF cloud data from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) onboard the polar-orbiting NOAA satellites. For this study, data from single satellite images (instantaneous data) were compared with surface measurements.

The CM-SAF aims at a target accuracy of  $10 \text{ W/m}^2$  for SIS, SDL and SOL monthly mean values.



**Figure 1** Monthly mean of land surface albedo in percent for July 2004 for the CM-SAF area based on NOAA-AVHRR data.



**Figure 2** Monthly mean of surface radiation products in  $W/m^2$  for July 2004 for the CM-SAF area based on NOAA-AVHRR data. Surface incoming solar radiation (top), downwelling longwave radiation (second), outgoing longwave radiation (third) and net longwave radiation (bottom).

The selection of the definition was based on expected accuracy's needed for the regional climate analysis and regional climate monitoring (Suttles and Ohring, 1986). In this context the target accuracy is an important benchmark for the usability of the data products.

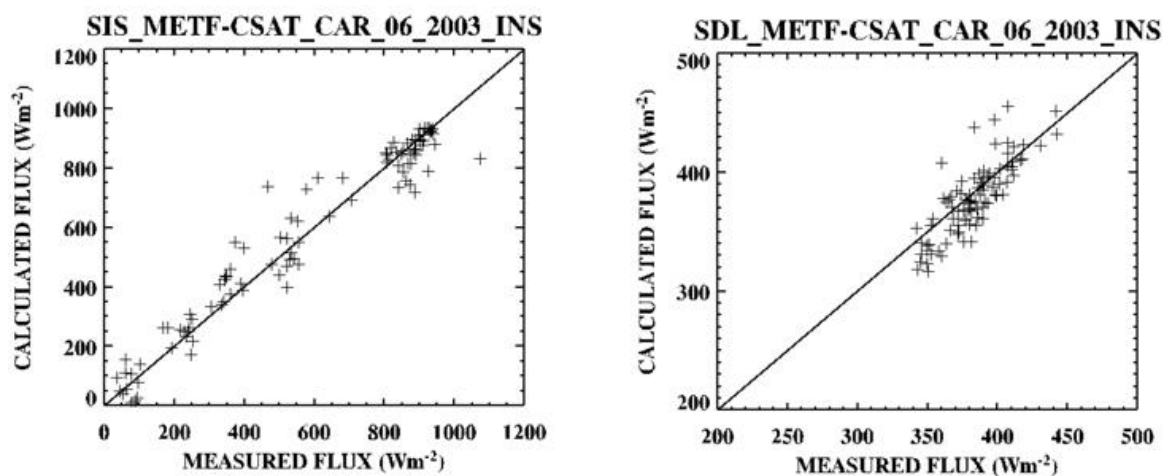
The validation is done as follows: for each instantaneous overpass an area of 15 by 15 pixels corresponding to about 15 x 15 km<sup>2</sup> symmetrically around the surface site has been extracted from the satellite derived data and their statistics was computed. The surface measurements are available in different temporal resolutions from hourly mean values down to one minute averages, thus the decision was taken to average all surface data within one hour and compare this to the satellite spatial mean as described above. All measurements were taken and the monthly mean values have been calculated and compared. The results of the comparison are shown Table 2 for SDL, in Table 3 for SOL and finally in Table 4 for the shortwave fluxes.

The validation of the instantaneous satellite derived vs. hourly averaged surface measurements of the longwave components shows a good agreement which is close to (SDL) or within (SOL) the target accuracy of 10 W/m<sup>2</sup> for monthly means with some exceptions (Table 2, Table 3).

**Table 2** Validation results for SDL for different surface sites and months. Given is the mean difference in W/m<sup>2</sup> (and in percentage of the in-situ monthly mean) of satellite estimate minus measurement value.

Station	Oct. 2002		Jun. 2003		Mar. 2004		Apr. 2004	
Carpentras	-14.2	(-4.1 %)	-8.1	(-2.1 %)	-17.2	(-6.0 %)	-24.0	(-7.7 %)
Cabauw	-14.0	(4.4 %)	-11.6	(-1.0 %)	-9.5	(-3.1 %)	-	-
Lindenberg	-3.7	(-1.2 %)	8.2	(2.4 %)	-2.8	(-1.0 %)	10.6	(3.6 %)
Payerne	-15.4	(-4.9 %)	-14.1	(-3.9 %)	-27.5	(-9.5 %)	-26.9	(-9.0 %)
<b>Average</b>	<b>-11.9</b>	<b>(-1.5 %)</b>	<b>-5.5</b>	<b>(-1.2 %)</b>	<b>14.3</b>	<b>(-4.9 %)</b>	<b>-13.4</b>	<b>(-4.3 %)</b>

The water vapour amount as well as the surface temperature is provided by the NWP analysis which might be an error source for specific regions. More specific, the results for SOL in Payerne (Table 3) are supporting this with the comparable high bias with



**Figure 3** Scatter diagram of SDL (left) and SIS (right) in W/m<sup>2</sup> derived from satellite and surface measurements for June 2003 for Carpentras

respect to the other months. As the surface temperature is also necessary for the SDL processing, it is clear, that we observe in this case also a large underestimation for this month. The reasons for the biases have to be analysed in more detail, which is in progress. E.g. it has to be investigated, whether the increase of the SOL bias might be due to snow events or other local anomalies, which leads to an erroneous surface

temperature in the NWP analysis for this region. SOL is only measured at three of the six sites and has always the problem of representativeness for larger spatial areas as the outgoing longwave flux is observed two meters above the surface.

General sources of error for the longwave fluxes are the used emissivity map which is set constant with time at the moment and not changing with seasons. Also elevation effects (resulting from a different spatial resolution of the NWP and satellite data) are not taken into account, which may explain some of the higher biases for Payerne with its elevation of 600 m MSL.

The SIS results are encouraging but some months and stations (e.g. Cabauw and Payerne stations in March 2004) show larger biases (Table 4). The scatter diagram (Figure 3) shows some scattering, but part of the scattering could be due to the fact that hourly surface point measurements are compared to satellite values representing a larger spatial area but are a snapshot in time.

At the moment no winter month has been processed, where very bright snow covered surface will be a critical point for the SIS derivation as well as for good cloud detection. Of general interest for the quality of SIS will be the selection of appropriate aerosol information.

**Table 3** Results of validation for SOL for different surface sites and months. Given is the mean difference in  $W/m^2$  of satellite estimate minus measurement value.

Station	Oct. 2002	Jun. 2003	Mar. 2004	Apr. 2004
Cabauw	-2.2	0.7	-6.5	-
Lindenberg	-3.0	2.1	1.0	1.2
Payerne	13.8	10.0	-27.8	-24.4
<b>Average</b>	<b>0.8</b>	<b>4.3</b>	<b>-11.1</b>	<b>-11.6</b>

**Table 4** Results of validation for SIS for different surface sites and months. Given is the mean difference in  $W/m^2$  (and in percentage of the monthly mean) of satellite estimate minus measurements.

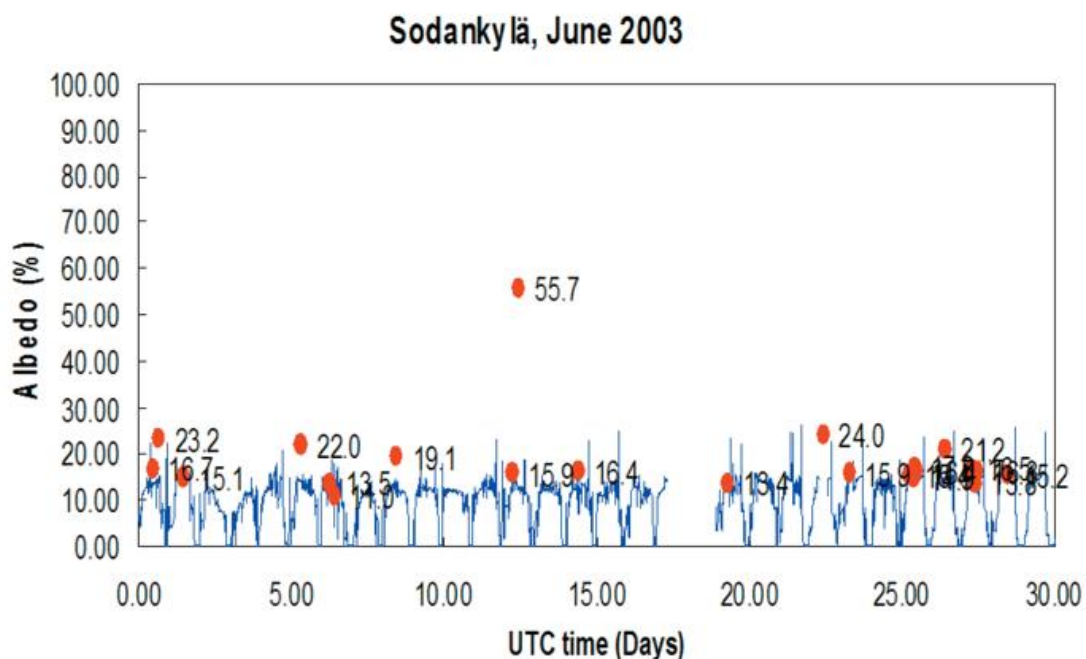
Station	Jun. 2003		Mar. 2004		Apr. 2004	
Carpentras	5.8	(1.0 %)	0.3	(0.1 %)	-22.4	(-5.3 %)
Cabauw	14.8	(2.9 %)	18.8	(8.2 %)	-	-
Lindenberg	10.8	(2.4 %)	-6.6	(2.9 %)	-11.0	(-3.0 %)
Payerne	17.3	(3.2 %)	21.9	(8.8 %)	-8.8	(-2.4 %)
<b>Average</b>	<b>12.2</b>	<b>(2.4 %)</b>	<b>8.6</b>	<b>(3.6 %)</b>	<b>-3.0</b>	<b>(-3.6 %)</b>

At all, the validation of the first results of the processing indicates that the target accuracy can be achieved. It is important to note that the derived biases can not be transferred one-to-one to monthly or daily means, because of the averaging process. In this context the percentage biases are the relevant quantities. They are comparable small demonstrating the usability of the SIS products for climate monitoring purposes.

### Initial validation of land surface albedo

Several activities have been performed so far to check the quality of the satellite derived surface albedo values, including the comparison against other surface albedo data sets for the month of June 2003. The temporal variation of the surface albedo and the accuracy of the albedo value were checked using mast measurements of radiation data from various latitudes to maximise the seasonal differences (Cabauw, Payerne, Sodankylä). Figure 4 shows the comparison of measured surface albedo values against satellite derived values at the research facility in Sodankylä. The basic level of the AVHRR albedo value is about the same as that of the mast measurements. There is one clearly larger overestimate, which turns out to be a misclassified cloud. According to the mast radiation measurements the albedo product relative accuracy is of the order of 5 % even with slight cloud misclassification. On the other hand seriously cloudy data will deteriorate the relative accuracy to about 20%.

Since only one month of data was available for validation the results can naturally give just a first impression of the quality. The whole seasonal variation will be studied in the future to ensure the quality of the albedo product. It is also essential to carry out field campaigns to get well calibrated validation data from larger areas than just single pixels. A dedicated campaign to validate surface albedo values over snow covered areas took place in April 2004 in Sodankylä, Finland.



**Figure 4** Broad band albedo calculated from the short wave global downward and reflected radiation measured at 45 m above ground at Sodankylä mast in June 2003 with 10-minute integration time (shown as solid blue line). The corresponding broadband values calculated from NOAA-AVHRR-data are shown as red discs.

## *Conclusion and outlook*

Currently, global trends cannot be projected to regional scales (e.g. Dorn et al. 2003) which in reverse emphasises the importance of high spatial and temporal resolution data products to have an appropriate regional climate monitoring and analysis. Better understandings of the processes involved in regional climate change are important for the understanding of the climate system. Therefore the monitoring of radiative forcing of the atmosphere in high spatial and temporal resolution is of great importance for the analysis and understanding of climate dynamics and its changes. The CM-SAF with its products is aiming at this to provide the user with such a high quality data-set. In February 2004 the CM-SAF started the pre-operational processing of NOAA-AVHRR data to derive the products for the target area in Europe. This paper describes the algorithms which are used to derive surface radiation budget products on high spatial scale of  $15 \times 15 \text{ km}^2$ . First results of the ongoing validation with selected sites have been shown.

For all components of the surface radiation budget the validation results are encouraging and indicate that the targeted accuracies on monthly mean scales can be reached. Individual flux cases with higher differences to surface measurements need further critical investigation. As the quality of the surface albedo is largely determined by the quality of the cloud detection this quantity has to be studied carefully.

The validation demonstrates the potential of the radiation algorithms to retrieve radiation products usable for climate monitoring and analysis of regional climate change. Several algorithm improvements are currently in progress, aiming to improve the data accuracy. An operational continuous validation and product monitoring will provide a homogenous and consistent product with high quality.

Generally, one has to take into account that with the overpasses of AVHRR providing a poor temporal coverage during the day is an important source of errors. With the use of all new features of the Meteosat Second Generation satellite in 2005 it is expected that the statistics will improve and it is expected that the biases especially of SIS will be reduced.

Further development of the surface albedo product shall include, for example, adding the sea ice albedo estimation algorithm, taking topography into account in mountainous areas and developing the snow albedo estimation algorithm to suit better for forested areas. For this purpose a more extensive field campaign including POLDER (POLarisation and Directionality of the Earth's Reflectances) instrument data acquisition is planned in the future as a common effort of the Finnish Meteorological Institute, which is responsible for the surface albedo product in the CM-SAF and Météo-France, involved in the Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA-SAF). Potential additions to the surface fluxes are the separation of clear sky from cloudy sky fluxes to allow determination of cloud radiative forcing, the provision of direct and diffuse solar components and spectrally resolved radiation including PAR (Photo synthetically Active Radiation) and of radiation fluxes within the atmosphere.

## Acknowledgements

The surface radiation data have been kindly provided by the Swiss Meteorological Service (MeteoSwiss), Alfred Wegener Institute (Germany), Deutscher Wetterdienst, KNMI, Météo-France. We thank Arne Kylling (NILU) and Bernhard Mayer (DLR) for providing the LibRadtran RTM package. LibRadtran is available from <http://www.lib-radtran.org>. We thank Frank Evans for providing SHDOM. We are grateful to VTT for participation in the SAL product development.

## References

- Diekmann, F.-J. et al., 1988: An operational estimate of global solar irradiance at ground level from METEOSAT data: results from 1985 to 1987. *Meteorol. Rdsch.*, 41, 65-79.
- Dorn, W., Dethloff, K., Rinke, Roeckner, E., Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections. *Climate Dynamics* 21, 447-458, 2003.
- Evans, K. F. The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.* 55, 429-446, 1998.
- Gupta S. A parameterization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data. *J. of Climate* 2, 305-320, 1989.
- Gupta S et al. A parameterization for longwave surface radiation from satellite data: recent improvements. *J. of Appl. Meteorol.* 31, 1361-1367, 1992.
- Hess, M., Koepke, P., Schult, I. Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, 831-844, 1998.
- Hucek, R., Jacobowitz, H. Impact of scene dependence on AVHRR albedo models. *J. Atm. Oceanic. Technol.* 12, 697-711, 1995.
- Koepke, P., Hess, M., Schult, I., Shettle, E. Global aerosol data set. Technical Report 243, MPI Meteorologie, Hamburg, 1997.
- Li, Z., Cihlar, J., Zheng, X., Moreau, L., Ly, H., 1996. "The Bidirectional Effects of AVHRR Measurements over Boreal Regions". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol 34, No 6.
- S. Liang, "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I Algorithms", *Remote Sensing of Environment*, 76, 213 - 238, 2000.
- Manalo-Smith et al., 1998. Analytic forms of bidirectional reflectance functions for application to earth radiation budget studies. *Journal Geophysical Research*, Vol.103,No.D16
- Möser, W.: *Globalstrahlung aus Satellitenmessungen*. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Köln 1983.
- Mueller, R., Dagestad, K.F., Ineichen, P., Schroedter-Homscheidt, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J.A., Piernavieja, G., Reise, C., Wald, L., Heinemann, D. Rethinking satellite-based solar irradiance modelling: The SOLIS clear sky module. *Remote Sensing of Environment* 91, 160-174, 2004.
- Ohmura, A. et al. Baseline surface radiation network (BSRN/WCRP): new precision radiometry for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, 2115-2136, 1998.
- Pinker, R.T., Laszlo, I. Modelling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *J. Appl. Meteor.* 31, 194-211, 1992.
- Rahman, H., Dedieu, G., "SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum". *International Journal of Remote Sensing*, Vol 15, No.1, 123 - 143, 1994.
- Roujean, J.-L., Leroy, M., Deschamps, P.-Y., 1992. "A Bidirectional Reflectance Model of the Earth's Surface for the Correction of Remote Sensing Data". *Journal of Geophysical Research*, Vol 97, No. D18.
- Suttles, J. T. and G. Ohring (editors): *Surface radiation budget for climate applications*, NASA RP-1169, Washington, D.C. 132pp, 1986.
- Suttles, J.T., Green, R.N., Minnis, P., Smith G.L., Staylor, W.F., Wielicki, B.A., Walker I.J., Young D.F., Taylor, V.R. and Stowe, L.L. *Reflected radiation. Vol.1, angular radiation models for the earth atmosphere system*. NASA Reference Publication 1184, 1988.
- Telegadas K., London J. A. physical model of the northern hemisphere troposphere for winter and summer. Scientific Rep 1; Dept of Meteorology and Oceanography, New York University, 1954.
- Wu, A., Li, Z., Cihlar, J., 1995, "Effects of land cover type and greenness on AVHRR bidirectional reflectances", *Journal of Geophysical Research*, Vol 100.

## The SAF on Climate Monitoring: Radiative fluxes at the Top Of the Atmosphere

S. Dewitte

### *Introduction*

The climate on earth is determined by the energy budget at the Top Of the earth's Atmosphere (TOA). The energy budget is formed by three terms: the positive (heating) term of incoming solar radiation, the negative (cooling) terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation. The sum of the three terms has to be zero to have a stable climate. A time consistent change in any of the three terms will be a driver for climate change.

The term of incoming solar radiation has been monitored from space since 1978. The Royal Meteorological Institute of Belgium currently contributes to these measurements by the most stable long term measuring solar radiometer, DIARAD/VIRGO, active since 1996. With DIARAD/VIRGO, in a few years time we will reach the limit of detectability of the long term trends (longer then an 11 year solar cycle) of total solar irradiance that are the most relevant for climate changes. For the future the combination of instrument stability and long term measurements with several instruments have to be maintained.

The terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation are closely linked to the presence of clouds in the atmosphere and therefore they have high variability in space and in time. High spatial resolution observation have been made from low earth orbit satellites since 1985 with the ERBE, ScaRaB and CERES instruments. Sampling from low earth orbit satellites provides basically only two measurements per day for a given location on earth, which is not enough to sample the diurnal cycle of radiation in the presence of variable cloudiness. As a result, the time sampling is the major limitation to the accuracy of monthly mean measurements from instruments like CERES. High time resolution has been added by measurement from a geostationary orbit with GERB in 2003. This solves the problem of time sampling, albeit for a limited part of the globe (currently the region viewed by the European meteorological satellite MSG).

The main limiting factor for the accuracy of instantaneous high resolution CERES or GERB measurements is the use of an Angular Dependency Model (ADM) to convert a measured radiance into a radiative flux. On a monthly mean time basis, GERB is more sensitive than CERES to this error, because for a given region on earth, the GERB viewing zenith angle is fixed, while it is variable for CERES. As a result ADM errors become systematic regional errors for GERB, while they are random errors which are removed by time averaging for CERES.

Within the Climate Monitoring, we derive the radiative fluxes with high time and space resolution within the region covering the MSG disc and the inner Arctic circle (see fig.1). The incoming solar radiation is calculated from the DIARAD/VIRGO measurements. The reflected solar radiation and the emitted thermal radiation are determined from a combination of GERB and CERES measurements. Within the

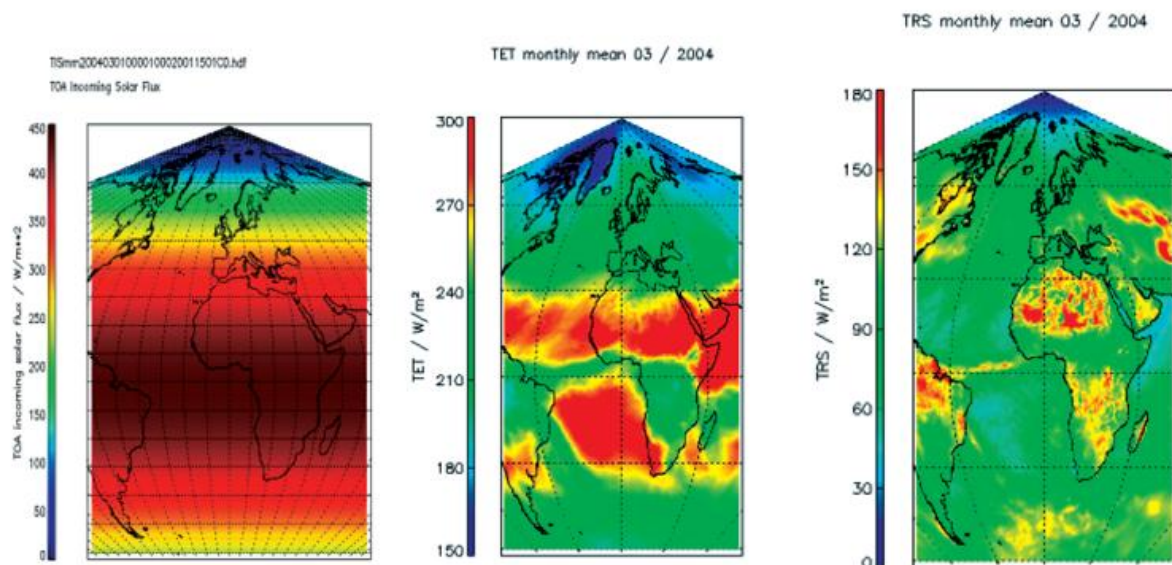
MSG disc we use GERB measurements to benefit from their high time resolution. The GERB fluxes are validate by comparison with CERES to verify if they suffer from systematic ADM errors. In the inner Arctic circle we use CERES measurements. In this region GERB measurements are not available, and the time sampling of CERES is improved, because a polar satellite has more than 2 passes per day over the poles.

### *CM-SAF algorithm and products*

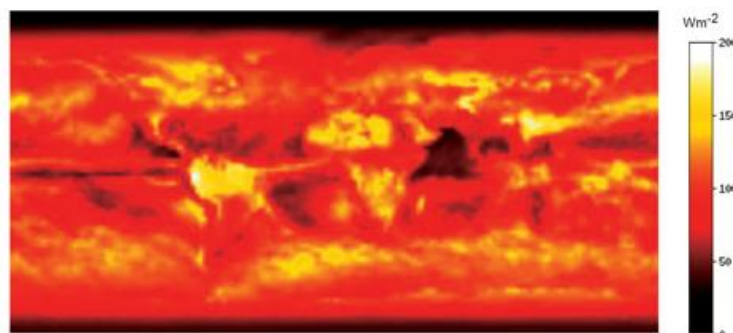
Within the CM-SAF project, we produce the monthly mean, the daily mean and the monthly mean diurnal cycle of the top of the atmosphere (TOA) flux radiations. These means are computed for three physical quantities participating in the TOA radiation budget, namely: the TOA Incoming Solar flux (TIS) (Fig. 1a), the TOA Emitted Thermal flux (TET) (Fig. 1b) and the TOA Reflected Solar flux (TRS) (Fig 1c).

As seen in Figs 1., the means are presented for an area mainly covering Europe and Africa. This area is comprised in latitude between 0° North and 60° South and in longitude between 60° West and 60° East. Furthermore the results are given on a Sinusoidal Equal –Area grid of 445 x 890 pixels, corresponding to a resolution of 45 km.

To obtain the three radiation fluxes, we complementary use three different sources of data. While the TIS product is directly computed from pre-existing Total Irradiance measurements, the TET fluxes and the TRS ones are produced by merging retreated data coming from CERES and GERB experiments. Hereafter, we will only focus on the latter two products.



**Figure 1** from left to right : monthly mean for the TOA Incoming Solar Flux (a), for the TOA Emitted Thermal Flux (b), for the TOA Reflected Solar Flux (c) as given in CM-SAF products. (images from <http://www.dwd.de/en/FundE/Klima/KLIS/int/CM-SAF/products/index.htm>)

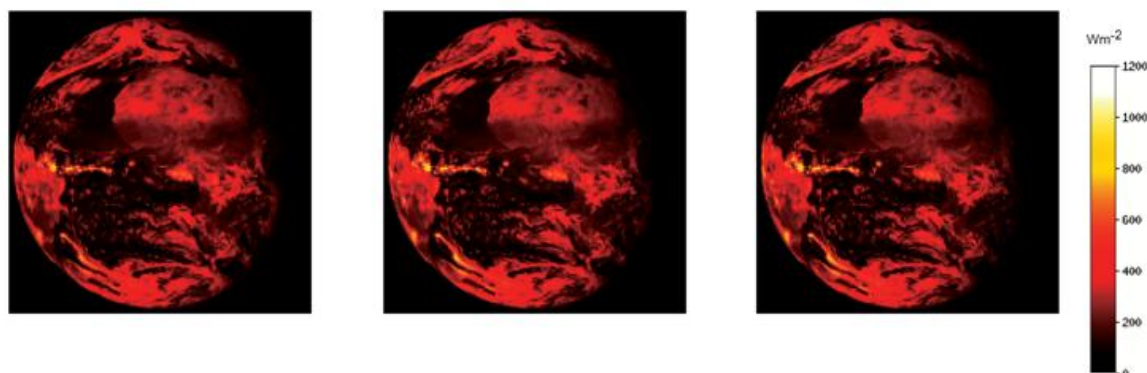


**Figure 2** Monthly Mean March 2004 for TRS data of CERES experiment

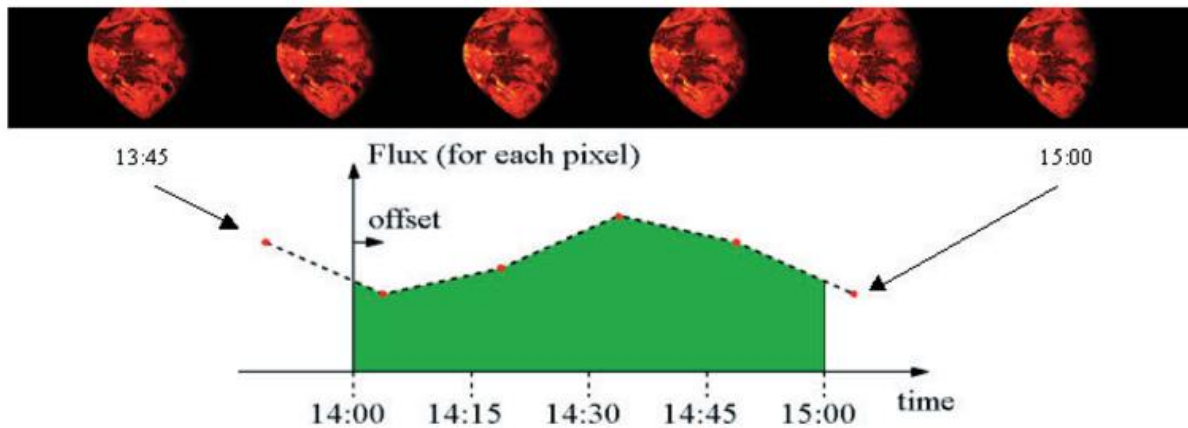
The CERES (ES9) data are measured on an American polar satellite (Terra or Aqua) and therefore they cover the whole Earth. As they are given as final products already averaged on a rectangular grid, we only perform a geometrical transformation to match them to the CM-SAF grid before the merging with the GERB data. In Fig.2, we give an example of the TRS product for the monthly mean of March 2004.

The GERB data are measured with an instrument located on the MSG satellite. These data therefore mainly cover Africa and Europe. Thanks to the fact that MSG satellite is a geostationary one, we have a measurement of the viewed disc every 15 minutes. In Fig. 3, we give an example of a sequence of measurement in March 2004 for the TRS flux.

The processing of the GERB data before the merging is more complex than that of the CERES data as explained above. The first step consists of a geometrical transformation of the data to match them to the CM-SAF grid. During this step, if an image is missing we replace it by the equivalent image simulated from the MSG imager. The second step is an average of the images to obtain an hourly sequence. This operation is performed thanks to a simple integration scheme to take into account the real acquisition time of each pixel. An hourly image is thus computed from the four images within the time interval, the previous one (fifteen minutes before the considered hour) and the following one (fifteen minutes after the considered hour), see Fig. 4.



**Figure 3** sequence of GERB measurements of TRS flux, 10th March 2004. From left to right: 14:15, 14:30 and 14:45.

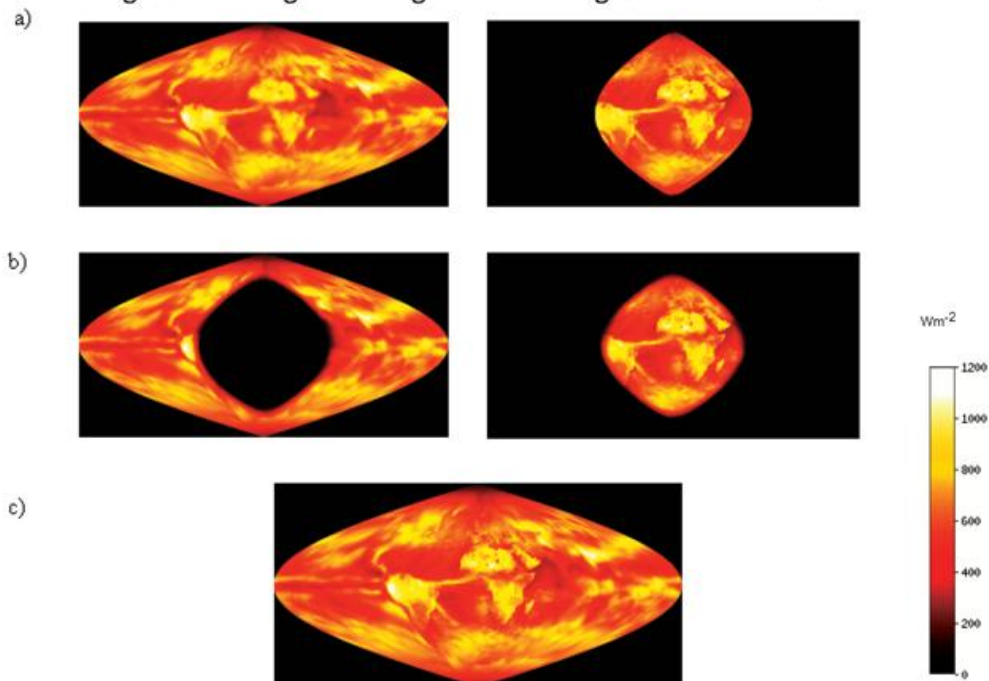


**Figure 4** Integration scheme of the fifteen minute image sequence to obtain an hourly image. The offset corresponds to the real acquisition time of the pixel. The final value is the area of green surface divided by one hour.

This procedure is applied if the number of images within the interval is greater than two, otherwise a copy of the unique image (or nothing) is done.

At this stage we have an hourly sequence of images covering a whole month. From this sequence we respectively produce the daily mean, the monthly mean diurnal cycle and the monthly mean of the GERB data by averaging all the images of a day, all the images of an hour in the day, or all the images of the monthly mean diurnal cycle.

The next step is the merging of CERES and GERB data according to a linear interpolation. For GERB viewing zenith angles below  $70^\circ$ , we only take the values coming from GERB data. Between  $70^\circ$  and  $80^\circ$  (in viewing angles) we linearly average GERB and CERES data according to the viewing angle. Above  $80^\circ$  we only pick up the CERES data. This is equivalent to adding the images shown in Fig 5b. For comparison we show in Fig 5a the original images and in Fig 5c the final results.



**Figure 5** From top to bottom: original images (CERES left - GERB right), masked images and final image

The final step is then to extract the CM-SAF area from the different images and to write it in HDF5 format like the other products of the CM-SAF.

One should notice that due to the definition of the CM-SAF area (see above), we mainly present data coming from the GERB experiment. The CERES ones are only used to supply them in the Arctic region where the GERB instrument cannot provide measurements due to its location.

### *Data Quality*

The CM-SAF TOA radiative fluxes are a merged product (level 3), produced from the single satellite products (level 2) of GERB and CERES. The data quality of the merged product depends on the quality of the level 2 input products. The level 2 single satellite products from GERB and CERES are produced from the basic radiance measurements (level 1) in the GERB and CERES processing chains respectively.

The GERB level 2 products are still under validation by the GERB team, and they are not yet officially released for scientific use. The most powerful validation of the GERB data is obtained by instantaneous comparison with CERES data.

Comparison of coangular GERB and CERES radiances allows the validation of the GERB calibration. Averaged over all scenes, the GERB and CERES radiances agree within their target accuracy of 1% for the reflected solar radiance and 0.5% for the emitted thermal radiance. Detailed scene by scene comparisons reveal scene type dependent discrepancies between GERB and CERES, which can be attributed to uncertainties in the knowledge of the GERB shortwave spectral response. The worst discrepancy is obtained over clear sky ocean, where the GERB reflected solar radiance is 7% lower than the CERES one. The GERB team intends to make new spectral response measurements on a spare detector to reduce these discrepancies.

Comparison of non co-angular GERB and CERES fluxes allows the validation of the GERB ADM's.

For the emitted thermal fluxes (TET), the comparison shows that on the monthly mean time scale the GERB fluxes are accurate within the target RMS accuracy of 5 W/m<sup>2</sup> over most of the MSG disc. Exception are fluxes near the limb (which are removed in the CM-SAF processing) and during daytime over the desert regions of the Sahara and the Arabian peninsula. It is intended to derive a correction of the daytime desert longwave ADM's by intercomparison of non co-angular TET estimates from Meteosat-5 and Meteosat-7.

For the reflected solar fluxes (TRS), a full validation of the fluxes will only be possible after solving the spectral response problem for the TRS radiances. The release of validated GERB data is expected in 2005.

For CERES in the Arctic circle, we currently use the so-called ERBE like ES-9 product. The ADM accuracy on a monthly mean timescale in the polar regions of the ERBE-like products can be estimated from a study using Nimbus-7 data in June

1979. For the TET it is within  $\pm 1 \text{ W/m}^2$ . For the TRS in summertime the albedo accuracy is within  $\pm 2\%$  compared to an average albedo around 65% near the North Pole. When they will become operationally available, we plan to switch to CERES products which use more advanced ADM's, which should improve the CERES products accuracy.

#### *Conclusions*

Within the CM-SAF, we derive the three terms of the radiation budget at the top of the atmosphere. The term of incoming solar radiation is calculated from DIARAD/VIRGO measurements. The terms of reflected solar radiation and emitted thermal radiation are estimated from GERB over the MSG disc and from CERES over the inner Arctic circle. The accuracy of the CM-SAF products depends on the used input products. Final accuracy estimates will be given when validated GERB products and advanced CERES monthly mean products become available.

## The SAF on Climate Monitoring: The Humidity Composite Product

J. Schulz , N. Selbach

### *Introduction*

Water vapour has a threefold importance within the Earth climate system. Through condensation and associated latent heat release it provides much of the energy for driving the atmospheric circulation. Water vapour also strongly modulate the transfer of radiation within the atmosphere and has therefore its role as the dominating greenhouse gas constituting one of the largest positive feedbacks amplifying an initial warming caused by anthropogenic greenhouse gases. Finally, the water vapour component of the hydrological cycle is governed by fast climate processes including evaporation, cloud formation, precipitation and others. Water vapour plays an integrating role among these processes. The time scale fundamental to the hydrological interaction of the Earth System components is that of the atmospheric cycle which is about 10 days. This time represents the whole cycle from evaporation, transport of water vapour to its sink in precipitating weather systems.

Measuring water vapour in the atmosphere has always been difficult because the volume of water vapour molecules per volume of total air or the mixing ratio has to be determined. Horizontally the mixing ratio varies one order of magnitude at the surface between the tropics and the poles. Vertically the variation spans over four orders of magnitude from the surface to the lower stratosphere. This means that it is almost impossible to provide accurate water vapor estimates from a single satellite instrument or from surface instruments alone. Therefore the WCRP/GEWEX Global Water Vapor Project aims at an integrated observing system incorporating satellite and ground based observing systems.

Over the last decade several water vapour data sets have been established from satellite, e.g. TOVS Path-A (Susskind et al., 1997), NVAP (Randel et al., 1996), NVAP-NG (Vonder Haar, 2003), etc. and ground based systems, e.g. a global GPS data set (Hagemann et al., 2003) or long-term microwave observations at a single location (Elgered and Jarlemark, 1998). The data sets have been used to analyse trends in the total precipitable water (Elgered and Jarlemark, 1998), the upper tropospheric humidity (Bates and Jackson, 2001), within the evaluation of water vapour simulations from atmospheric circulation models (Gaffen et al., 1997) and to study interannual variations of stratospheric water vapour (Randel et al., 2004). With the exception of NVAP all data sets are single source data sets, i.e. they exploit only one measurement system. Within NVAP TOVS and SSM/I measurements are combined with radiosonde measurements. NVAP-NG changed the design to a satellite only data set by omitting the radiosondes but taking in ATOVS and several microwave radiometers (SSM/I, TMI, AMSU) to make the data set more suitable for atmospheric circulation model evaluation. Up to now data from the AIRS instrument have not been used within merged data sets.

The recently launched Meteosat Second Generation satellite and the European Polar System MetOp satellite provide a new generation of instruments suitable for the estimation of water vapour. For the first time the SEVIRI instrument allows a retrieval of water vapor under clear sky conditions in at least two layers employing an imager in geostationary orbit because of two water vapour channels at 6.2 and 7.3  $\mu\text{m}$ . It provides such estimates with a high spatial resolution  $(4\text{-}8\text{ km})^2$  depending on distance from the sub satellite point and very high temporal resolution (15 min). The MetOp satellite will see a suite of 4 instruments dedicated to provide water vapour estimates. These are the well known HIRS and MHS instruments and the new IASI spektrometer and the GRAS which is a GPS instrument. All instruments have their strength and weaknesses, e.g. IASI is assumed to be the most accurate in the troposphere but can only deliver estimates under cloud free conditions. MHS estimates are possible under cloudy conditions but suffer from coarse ground resolution. Finally, GRAS is expected to give estimates even under rainy conditions and probably also in the lower stratosphere but does not provide a very good spatiotemporal sampling.

The water vapour product of the CM-SAF called the Humidity Composite Product (HCP) is designed to exploit the different strengths of the above mentioned and some auxiliary instruments to provide a merged water vapour data set suitable for climate sciences and other applications. Because the HCP will be a thematic climate data record its possible accuracy heavily relies on best calibration efforts done by several space agencies as well as best possible retrieval schemes developed within the scientific community. However, problems in the calibration of satellite radiances that may lead to relative errors of 35-50% in the upper tropospheric humidity have been reported by Breon et al., 2000. Thus it is expected that the subject of calibration of radiances and the inter-calibration between successive platforms will become very important over time. The next section describes the products, the processing of data and the validation plan in some detail before the concluding section addresses still existing scientific problems as well as future development options.

### *The HCP product*

The HCP products are generated employing measurements from polar orbiting and geostationary platforms. The suite of instruments represents a large range of different measurement principles over a large range of the electromagnetic spectrum. The horizontal and the vertical resolution of the instruments differs as does the temporal sampling of the area. The instruments are sensitive to different layers of the atmosphere due to their different wavelength-dependent weighting functions.

### *Product suite*

The Humidity Composite Product consists of integrated water vapour contents, relative humidity and temperatures provided for the total atmosphere and five atmospheric layers. To allow water vapour transport calculations also mixing ratio and temperature at certain pressure levels are provided as an extra data set. ATOVS and other profilers report mixing ratio on the 1000, 850, 700, 500, 300, and 200 hPa standard pressure surfaces. These are used as layer boundaries for the layered products and as

pressure levels for the mixing ratio and temperature data set. In particular three different product groups will be available:

- Vertically integrated water vapour measures and temperature of the total atmospheric column containing the following quantities:
  - Total precipitable water in  $\text{kgm}^{-2}$  (TPW, single instrument estimates and merged estimates);
  - Mean relative humidity of the atmosphere in % (derived from vertical sounder data only);
  - Mean temperature of the atmospheric column in K (derived from vertical sounder data only).
- Layered water vapour products for 5 layers containing the following quantities:
  - Layered precipitable water  $\text{kgm}^{-2}$  (single instrument estimates and merged estimates);
  - Mean relative humidity per layer in % (derived from vertical sounder data only);
  - Mean temperature in K (derived from vertical sounder data only).
- Mixing ratio in  $\text{gkg}^{-1}$  and temperature in K at 6 pressure levels from vertical profiler data.

The products are available as daily and monthly averages in sinusoidal projection within the regions associated with the different CM-SAF versions, see Werscheck (this issue). The spatial resolution of the products varies with the used input data. Version 2 will have ATOVS only estimates in  $(45\text{km})^2$  and SEVIRI and merged estimates in  $(3\text{ km})^2$  spatial resolution, respectively. Within the high resolution product it is possible that some grid elements are simply filled with ATOVS estimates at  $(45\text{km})^2$  because SEVIRI retrievals are only possible under clear sky conditions.

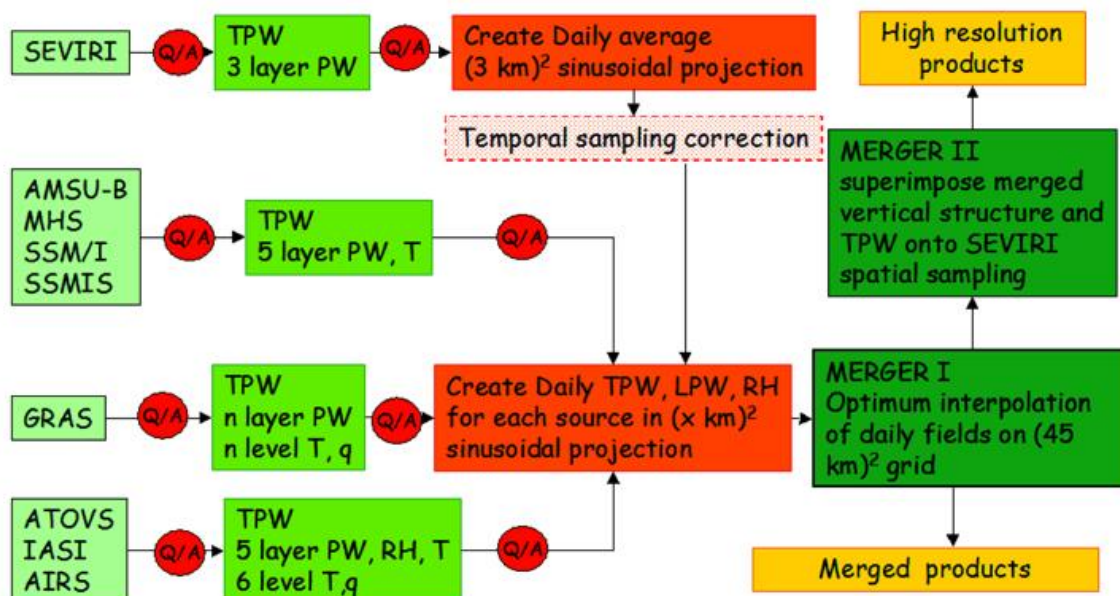
### *Processing chain*

The whole CM-SAF product suite follows a versioning approach as described in Werscheck (this issue) that includes 3 different versions to be developed over time. The HCP is entering the CM-SAF product suite with version 2 and will be redesigned for version 3. Fig.1 shows the full processing chain for the HCP product in version 3 which will be operational at the end of the Initial Operations Phase in early 2007 depending on the launch date of the EPS. The input data are grouped into four categories sorted by employed observation techniques which can be different wavelengths or orbits. The groups consist of infrared imager from geostationary orbit, passive microwave imager and sounder, infrared sounding systems and GPS measurements all

from polar orbits that will be utilised for version 3. Because the EPS platform is not launched by now version 2 will only contain input data from ATOVS from all available NOAA satellites and SEVIRI. The EPS platform will add IASI, GRAS, and MHS data into the system. AIRS will be used to mimic IASI data before the EPS platform is launched. The passive microwave instruments will mostly be used over the oceans to constrain the TPW and LPWs derived from infrared instruments. Over land surfaces this role may be played by the GRAS instrument or the inclusion of upcoming microwave instruments like the CMIS having a channel H polarisation at 23 GHz.

All radiances should undergo a quality analyses which is expected to be either performed by other data centres which produce level 2 products or using data reception statistics provided by e.g. ECMWF (<http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/monitoring/>, January, 2005). The use of reception statistics has not been realised by now but will be considered as soon as possible.

In version 2 ATOVS level 2 products are operationally obtained from NOAA and SEVIRI level 2 products are derived by applying TPW algorithms by Chester et al. (1987) over land and Andersen (1996) over sea which have been adapted to SEVIRI by the NWC-SAF. For the derivation of LPW level 2 data neural network algorithms (Chevalier et al., 1998; Martínez and Velázquez, 2001) developed within the NWC-SAF are used. The retrieval algorithms apply quality tests to the radiances and deliver certain quality flags for each pixel's level-2 product in the field of view. The retrieval quality flags for ATOVS and SEVIRI are evaluated in a sense that all data which are of doubtful quality are eliminated. With the aid of such information it is possible to track and exclude most of bad data.

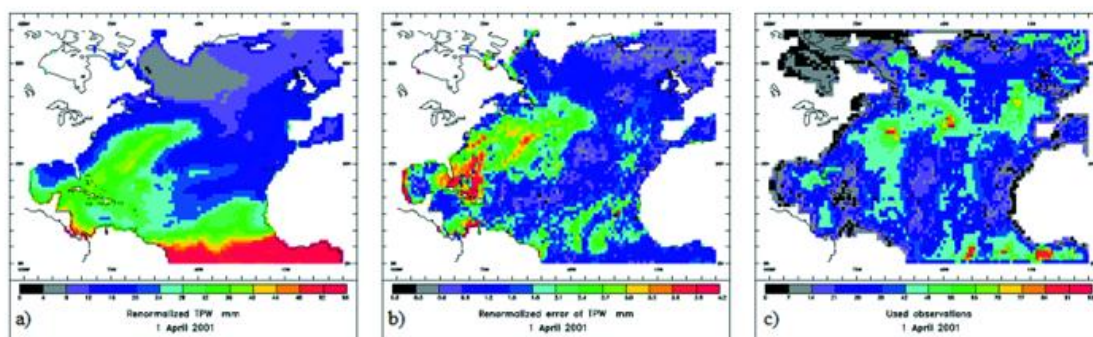


**Figure 1** HCP processing chain for CM-SAF version 3. Some of the instruments on the left side will be used within integrated retrieval schemes, e.g. ATOVS includes AMSU-B and the level-2 IASI processor uses ATOVS as first guess where ATOVS employs also MHS measurements. They are listed here for providing a rather full overview on used platforms. For further explanations see text.

The basis for the product generation are then the well known 40 level ATOVS temperature and mixing ratio profiles and an already integrated water vapour for three layers (1013-840, 840-437, < 437 hPa) from SEVIRI. From the ATOVS profiles TPW, and LPW in 5 layers (1000-850, 850-700, 700-500, 500-300, 300-200 hPa) as well as mean temperatures and relative humidity for this layers are computed. In version 2 the SEVIRI level 2 products are re-sampled to a sinusoidal grid with a spatial resolution of  $(3 \text{ km})^2$  and averaged over the day. The ATOVS level 2 data are triangulated to a sinusoidal grid with a spatial resolution of  $(45 \text{ km})^2$  and are also averaged over the day. Because of the higher vertical resolution and the assumed more accurate values in the lower atmosphere the ATOVS estimates are considered to be the reference. Its values are superimposed to the SEVIRI values at high resolution by applying a ratio between the two estimates derived at  $(45 \text{ km})^2$ . Also the SEVIRI middle and high layer estimates are each splitted into two by using the relative amounts from the corresponding ATOVS layers.

A temporal sampling correction consisting of a ratio between SEVIRI and ATOVS by comparing SEVIRI daily averages constructed from the SEVIRI estimates at ATOVS observation times and all available SEVIRI estimates during a day has not been established so far. It is not totally clear how many SEVIRI estimates per day are necessary to really improve the temporal sampling and if on average enough SEVIRI estimates are available to apply a correction. Additionally, such correction would be inhomogeneous in space because the needed conditions for it may only be reached in some regions. The consequences on the end product have to be analysed.

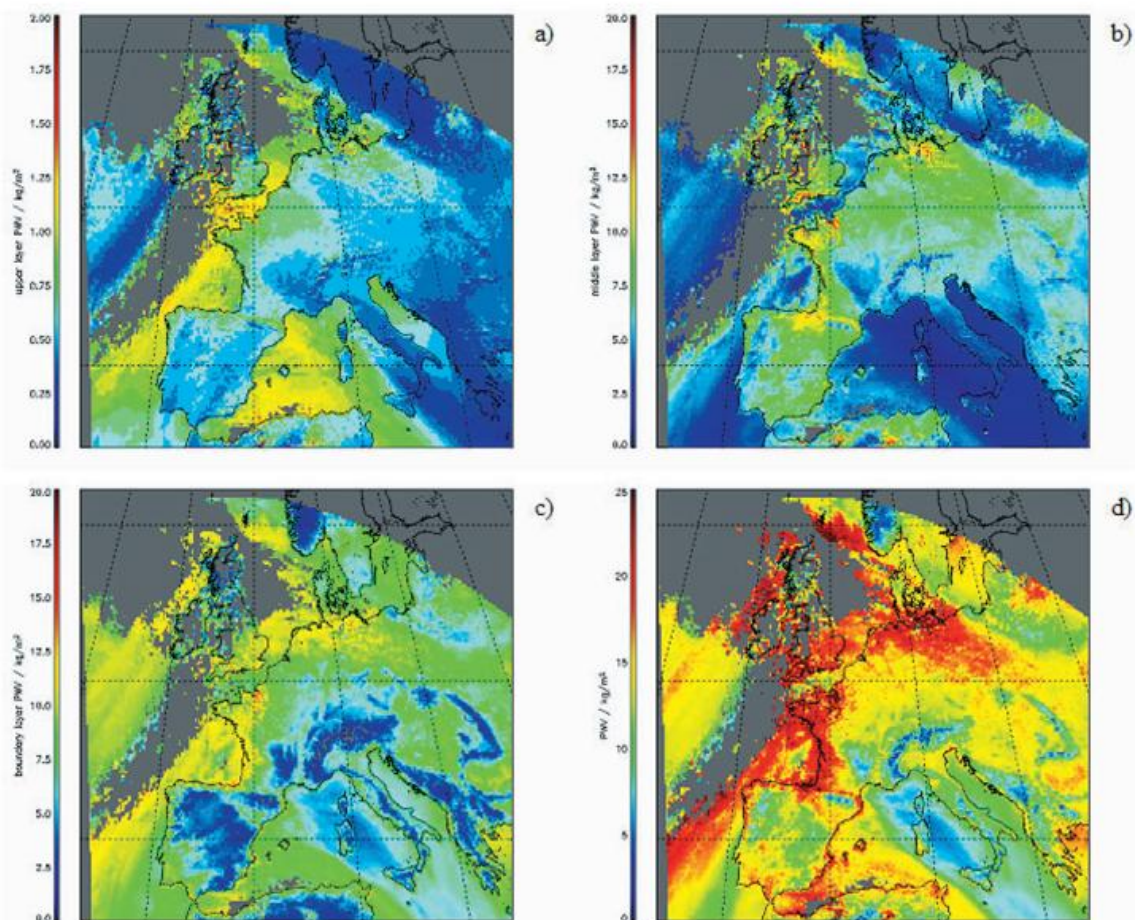
Within version 3 the merging of estimates will be changed to an optimum interpolation approach which is described in Lindau and Schulz (2004). Within this approach for each input source a preliminary daily average and its standard deviation will be computed on a spatial resolution matching the resolution of the source. The optimum interpolation scheme will then combine those estimates to a best estimate and will also give information on the errors due to the merging process. An example result from the merging of TPW estimates from AMSU-A and SSM/I data is shown in Fig. 2 a) - c).



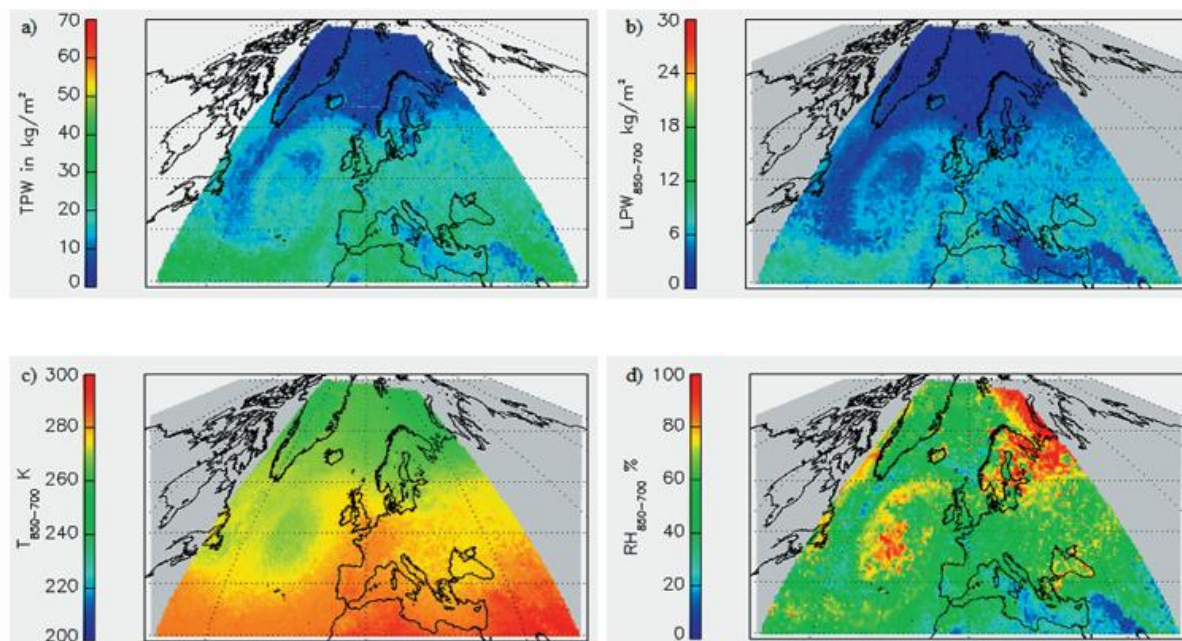
**Figure 2** TPW field for the North Atlantic on 1<sup>st</sup> of April 2001 (a), its corresponding error field (b) and the number of used measurements per  $1^\circ \times 1^\circ$  grid box (c) derived from AMSU-A and SSM/I data.

### Product examples

Within this section a selection of products is shown for one single day to give a first flavour of the products which can be expected to be produced operationally starting in fall 2005. Fig. 3 a) - d) show daily averages of SEVIRI estimates for the TPW and the three layers over central Europe on the 8 June 2004. Because this results are from a test run the region is smaller than the CM-SAF version 2 baseline area. The data coverage over this region was rather good (only 24 images of 96 available have been used), only in the Northwest a frontal system has been persistent over the whole day. The number of observations varies between 24 in the Mediterranean to only 2 near the frontal system over the British Isles. The layered precipitable water estimates show an air mass boundary located in the Southern Baltic Sea which is only detectable in higher layers (Fig 3a) and b)). This may point to an unreliable estimate of the water vapor within the lowest layer where none of the SEVIRI water vapor channels weighting functions have their maximum. However, the high spatial resolution gives a very detailed view of the water vapor distribution that is not obtainable from other sensors. A possible inherent problem to the SEVIRI water vapour retrievals might be the discrimination into different algorithms over land and sea as well as for day and night which may result in unrealistic gradients near coastlines (see Fig. 3a) and along the day/night edge.



**Figure 3** Daily average of precipitable water in  $\text{kg/m}^2$  for the total atmospheric column (a), between the surface and 840 hPa (b), between 840 and 437 hPa (c) and above 437 hPa (d) derived from SEVIRI data on 8 June 2004.



**Figure 4** Daily average of precipitable water in  $\text{kg/m}^2$  for the total atmospheric column (a). Daily average of precipitable water (b), mean virtual temperature (c) and mean relative humidity (d) between 850 and 700 hPa computed from ATOVS data on 8 June 2004.

Fig 4 a) – d) show a sample of estimates from ATOVS for the same day at the coarse resolution but for the whole baseline area. Although in lower resolution the general structures of both products agree very well. Comparing the two TPWs it is obvious that the SEVIRI estimates are always lower than the ATOVS estimates confirming the missing information in the SEVIRI water vapour channels. The combined product not shown here retains the absolute values from ATOVS and the spatial structure given by SEVIRI.

### Validation

As the status of the HCP is pre-operational the validation of the products is an ongoing activity. The level 2 and level 3 products will be validated using different types of data sets. Ground based networks and reference sites provide data from different types of sensors, e.g., Global Positioning System, Passive Microwave Radiometers or radiosonde profile information. Field campaigns provide another important source of data for the validation of the products and the underlying retrieval schemes, e.g. the VAPIC 2004 experiment. Li et al. (2003) used such data for the validation of instantaneous TPW estimates from MODIS and found biases between 7 and 20% as well as standard deviations between 1.4 and 2.2.  $\text{kgm}^{-2}$ . Also the comparison among the validation data shed some light on there quality, e.g. they found significant day-night differences for Vaisala RS90 radiosondes.

MODIS estimates itself, or a different algorithm applied to the same input satellite data, e.g. from SEVIRI, provide other tools for the validation of the HCP, in particular for spatial features. Additionally, a cross-comparison to models, e.g., ECMWF, Global Model (GME) analysis as well as regional models (LM) will provide gross quality checks of the HCP.

It is planned for version 3 that some comparisons will be done operationally. The results will be posted on the CM-SAF web site to inform the user about possible deficiencies of the HCP. Those validation results can't be conclusive for all regions and situations but should give enough information to point to specific problems with input data or algorithms.

### *Conclusion and outlook*

The HCP is designed to exploit the different strengths of the new water vapour sensitive instruments on the Meteosat Second Generation Satellite and the EPS/MetOp platform and some passive microwave instruments to provide a merged water vapour data set suitable for climate sciences and other applications. Although the presented instruments and techniques are already advanced there is a lot of room for improvements which may be adopted in the future. On the other hand there are scientific problems which have to be solved to ensure that the users are provided with a climatology which can be called a best estimate.

Improvements can be made by considering further instruments to be included in the product. For instance microwave limb sounders as flown on UARS (see Livesey et al., 2003) would provide a far better coverage and improved accuracy of the water vapour within the stratosphere and even the lower mesosphere. Additionally, UV/vis instruments like GOME-2 on the EPS platform are also sensitive to water vapour (Wagner et al., 2003) and may be explored for non-redundant contributions to the product or as independent verification source.

Another line of improvements is better retrievals. Borbás et al. (2003) already demonstrated possible improvements of ATOVS retrievals in the upper troposphere by employing CHAMP data. Such techniques can probably be adapted to the combination of ATOVS and GRAS or IASI and GRAS if necessary.

Another remaining scientific issue is the assessment of a possible dry "clear sky bias" caused by the exclusive use of infrared measurements as described in Lanzante and Gahrs (2000) and its propagation into the merged end product. This bias becomes obvious for time scales longer than seasonal and may lead to an underestimation of trends in humidity mostly in the tropics. Although the HCP employs microwave measurements this bias may still appear over land surfaces where infrared estimates form the basis of the HCP.

Finally the consistent computation of error fields starting with error covariance matrices in the IASI product to the error fields after applying a merging technique has to be analysed to be able to distinguish between error and true variance in the end product.

## References

- Andersen, H. S., 1996: Estimation of precipitable water from NOAA-AVHRR data during the Hapex Sahel experiment. *Int. J. Rem. Sens.*, 17, 2783-2801.
- Bates, J. J. and D.L. Jackson, 2001: Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, 28(9), 1695-1698.
- Breon, F. M., D. L. Jackson, and J. J. Bates, 2000: Calibration of the Meteosat water vapor channel using collocated NOAA/HIRS 12 measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D9), 11925-11933.
- Borbás, E., W. P. Menzel, J. Li, and H. M. Woolf, 2003: Combining radio occultation refractivities and IR/MW radiances to derive temperature and moisture profiles: A simulation study plus early results using CHAMP and ATOVS. *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 4676, doi:10.1029/2003JD003386.
- Chesters, D., D. R. Wayne, and L. W. Uccellini, 1987: Optimized retrievals of precipitable water from the VAS "split window". *J. Clim. Appl. Met.*, 26, 1059-1066.
- Chevallier, C. F., N. A. Scott, and A. Chedin, 1998: A neural network approach for a fast and accurate computation of longwave radiation. *J. Appl. Meteor.*, 37, 1385-1397.
- Elgered, G. and P. O. J. Jarlemark, 1998: Ground-based microwave radiometry and long-term observations of atmospheric water vapor. *Radio Science*, 33, 707,717.
- Gaffen, D. J., R. D. Rosen, D. A. Salstein, and J. S. Boyle, 1997: Evaluation of tropospheric water vapor simulations from the atmospheric model intercomparison project. *J. Climate*, 10, 1648-1661.
- Hagemann, S., L. Bengtsson, and G. Gendt, 2003: On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 4678, doi:10.1029/2002JD003235.
- Lanzante, J. R. and G. E. Gahrs, 2000: The "clear sky bias" of TOVS upper-tropospheric humidity. *J. Climate*, 13, 4034-4041.
- Li, J., W.W. Wolf, W.P. Menzel, W. Zhang, H-L. Huang, T.H. Achtor, 2000: Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1248-1268.
- Li, Z., J-P Muller, and P. Cross, 2003: Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements. *J. Geophys. Res.*, 108(D20), 4651, doi:10.1029/2003JD003372.
- Lindau, R. and J. Schulz, 2004: Gridding/merging techniques for the humidity composite product of the CM-SAF. Proceedings of the 2004 EUMETSAT meteorological Satellite Conference, Prague, Czech Republic, EUM P41, 519-526.
- Livesey, N. J., W. G. Read, L. Froidevaux, J. W. Waters, M. L. Santee, H. C. Pumphrey, D. L. Wu, Z. Shippony, and R. F. Jarrot, 2003: The UARS microwave limb sounder version 5 data set: Theory, characterization, and validation. *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 4378, doi:10.1029/2002JD002273.
- Martínez, M. A. and M. Velázquez, 2001: A new method to correct dependence of MSG IR radiances on satellite zenith angle using a neural network. Proc. of The 2001 EUMETSAT Meteorological satellite data user's conference, Antalya, Turkey.
- Randel, W. J., F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof, and G. E. Nedoluha, 2004: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2133-2148.
- Randel, D. L., T. H. Vonder Haar, M. A. Ringerud, G. L. Stephens, T. J. Greewald, and C. L. Combs, 1996: A new global water vapor dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1233-1246.
- Susskind, J., P. Piraino, L. Rokke, L. Iredell, and A. Metha, 1997: Characteristics of the TOVS Pathfinder Path-A dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78,1449-1472.
- Vonder Haar, T. H., 2003: Continuation of the NVAP global water vapor data sets for pathfinder science analysis. Science and Technology Corp. Report 3333, 36 pp. [available at: Science and Technology Corp., 10 Basil Sawyer Drive, Hampton, VA 23666-1393, USA].
- Wagner, T., J. Heland, M. Zöger, and U. Platt, 2003: A fast H<sub>2</sub>O total column density product from GOME – Validation with in situ aircraft measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 651-663.

## The SAF on Climate Monitoring: Operational Centres

R. Ullrich, P. Fuchs

The CM-SAF operation is distributed to two operational centres, one at the DWD in Offenbach and the other one at the RMIB in Brussels (cp. Figure 1). The processing of the cloud products, the surface radiation products and the water vapour in the atmosphere products is performed at DWD. The colleagues in Brussels are focusing on the products dealing with the radiation at the top of atmosphere. It must be stressed that the processing chains at each institute are not merely stand-alone entities, but there is an intensive exchange of intermediate products between DWD and RMIB during the generation of the products. Eventually the CM-SAF products of each processing centre are brought together in a common archive located at the DWD. The user of the products is given access in two different ways. At first place, CM-SAF provides a web user interface on it's homepage where the user can place his order (<http://www.cmsaf.dwd.de>).

The user will be able to order the CM-SAF products additionally via the EUMETSAT archive UMARF in the future (the work on the web access is in process). The products are due to be disseminated within 5 work days after the placement of the order.

### Operational Environment

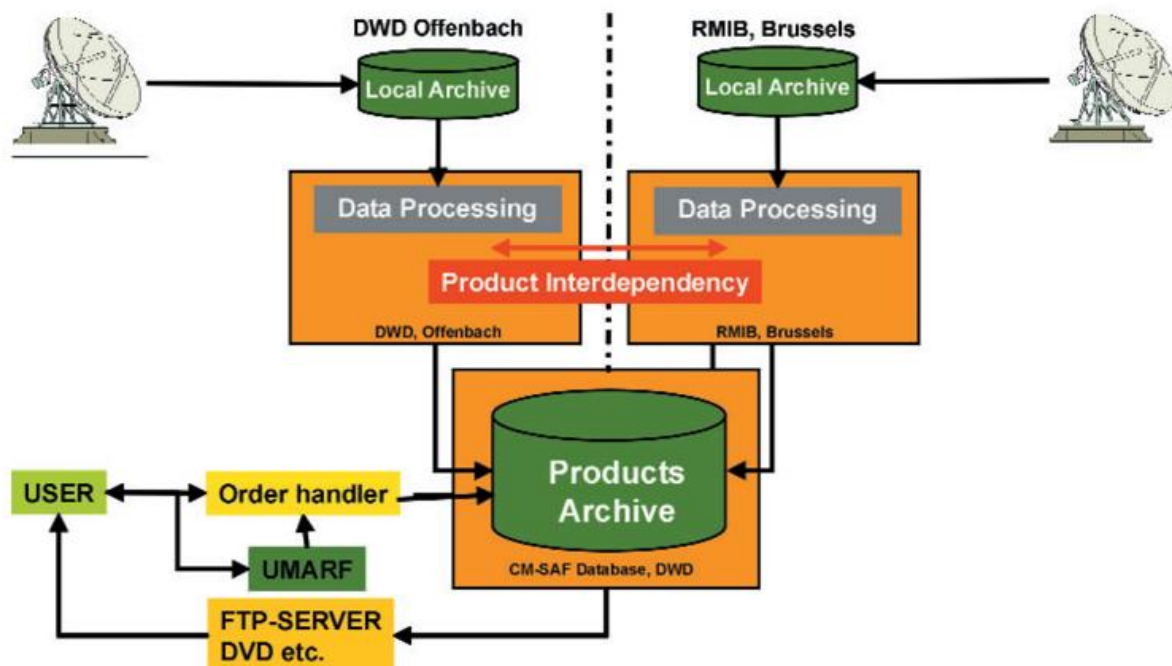


Figure 1 CM-SAF Operational Environment

### Data Format

All CM-SAF final products are coded in the HDF5 file format. The data in the HDF5 files is organised under four groups: Metadata, Product\_Specific\_Metadata, Geolocation and Data. The file structure is shown in Figure 2.

The contents of the Metadata group are common to all products. This group contains general information about the product, for example the algorithm and version used to generate the product.

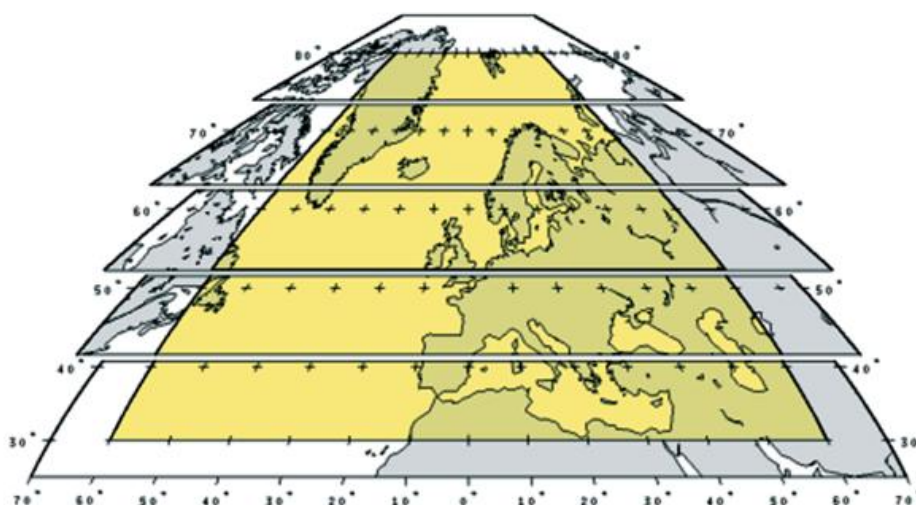
The Product\_Specific\_Metadata group can be used for additional information related to the product. For example methods and parameters which are specific to the algorithm used in the generation of the product can be included in this group, such as applied calibrations coefficients or ingested NWP data. The contents are defined customised for each product.

The Geolocation group contains information that describes the projection used and the region covered by the data.

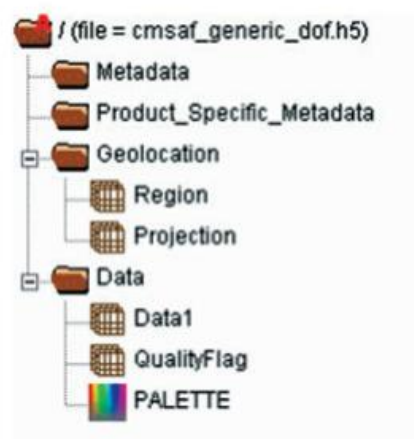
The Data group contains gridded products and related information as e.g. quality flags.

### Projection

Data will be provided in a sinusoidal projection. The sinusoidal equal area projection of the CM-SAF baseline area is shown in Figure 3. A point with latitude  $L$  and longitude  $l$  is mapped to a point with planar coordinates  $x = l \cdot \cos(L)$  and  $y = L$ . Distances in North-South direction and in East-West direction are not distorted by the projection, so the projection is equal area. A square grid in the sinusoidal equal area projection corresponds to an equal-area grid of the earth. In latitude-longitude projection its grid boxes have constant size in latitude direction and have a size proportional to  $1 = \cos(L)$  in longitude direction.



**Figure 3** CM-SAF baseline area in sinusoidal projection (yellow area).



**Figure 2** Structure of the CM-SAF HDF5 files

## *Product Ordering and User Service*

In order to access CM-SAF products the user only needs a web browser. The DWD CM-SAF homepage can be found selecting the following URL <http://www.cmsaf.dwd.de>. Here select "Products and services" and enter the "Web User Interface" (WUI).

The user is presented with a set of options allowing him to

- Show product catalogue
- Register as new user
- CM-SAF product request
- Show order status
- Contact to CM-SAF

At any time each function can be reached through the navigation bar.

### *The product catalogue*

The user selects the "Show product catalogue" option from the CM-SAF WUI homepage. The "product catalogue" web page is displayed. This page contains a list of all the CM-SAF products available with links to technical information for each of them. These pages describe details of the available products. Also example products are reachable from here.

### *User Registration*

Select the option "Register as New User" from the homepage. This calls up the "user registration" web page. In order to have access to the product database of the CM-SAF system, all users must be registered. In this process, the new user can navigate to a web page where the client details and home institute may be submitted from an on-line form. After submission and checking, the user is allocated a username and password.

Once this page has been displayed the user can fill in the details requested. Once all the required registration fields have been completed with the users information, the "Check data" button is to be pressed. This sends the data to the DWD CM-SAF operations centre and after it has been checked, all filled in data are shown again to the user for rechecking it. The user now can press the "Register" button to send the data finally to the operation centre. There the data will be copied to a users database. A special key-value at user registration is the E-Mail address of the user. This value is used for a clear identification of the user within CM-SAF. Then DWD will send a username and password by email to the new user which must be used to login to the CM-SAF system during future sessions.

## *Login*

The user login is automatically released if a function which requires user authentication is selected (see below). The user is asked to supply the username and password sent to the user by email by DWD upon initial registration. Once this information has been entered the user pushes the submit button to send the information to the DWD CM-SAF operations centre. There, the information is checked against the database of registered users. After the supplied login information has been verified, the message "Access granted" is shown and the web page serving the selected function is displayed.

If the supplied login information cannot be verified against the database of registered users, the message "Access denied" is shown and the CM-SAF homepage is redisplayed. Now the user can either select the function again and try another attempt of login or complete a User Registration.

## *Order new products*

The user selects the option "CM-SAF product request" from the CM-SAF WUI homepage. As this function requires an user authentication, the login procedure is started. After successful login, the web page "Products request" is displayed. This page allows the user to select a CM-SAF product in a menu-driven dialog. At last the start time and end time period for which the products are wanted and a product delivery method must be selected. After the "Continue" button is pushed, the requested data are shown again for rechecking. After confirming the order the request is sent to CM-SAF operations team, where the product files are collected. The user will be informed by email from the CM-SAF processing centre about the status of his order.

## *Display the status of orders*

The user selects the option "Show order status" from the CM-SAF WUI homepage. As this function requires an user authentication, the login procedure is started. After successful login, the "Show orderstatus" web page is displayed. This page allows the user to select different status information of his order. After the button "Show status" is pushed, the status information will be displayed.

## *Contact the DWD CM-SAF operations staff*

Go back to the CM-SAF WUI homepage and select the option "Contact to CM-SAF". This calls up an email format dialog and the user is invited to fill in and submit to CM-SAF operations staff.

### *Brief description of user relevant documents*

Clicking on the link "Publications and documentation" an overview of and access to the CM-SAF system documentation, scientific publications and presentations, posters and scientific reports is provided. Hereafter the table gives a brief introduction to the most interesting user relevant documents.

<b>Title of document</b>	<b>Description</b>
<i>User Manual Product</i>	The CM-SAF Products User Manual is aimed at anyone requiring a general understanding of the system, an understanding of the CM-SAF products and/or anyone wishing to use the system in order to request or retrieve them. It describes the various meteorological products available from the system and contains a step by step guide to ordering them.
<i>Data Output Formats</i>	This document specifies the output formats for the CM-SAF end products.
<i>Validation Reports</i>	These documents describes validation activities and results of the related CM-SAF parameters.
<i>System Version Description Document</i>	This document contains the software version description for the operation and management under configuration control of the Data Availability Manager.

## The SAF on Climate Monitoring: Outlook

**J. Schulz, M. Werscheck**

### *Introduction*

The future development of the CM-SAF in a time frame of 5-10 years has been discussed at a joint workshop between EUMETSAT, GCOS, WMO, and CM-SAF. Based on the outcomes of the workshop this article is drawing a picture of what will be the key issues and opportunities.

### *Meeting GCOS requirements*

In October 2004 the Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC was published (GCOS 2004). In this report key requirements and actions to meet the needs of the UNFCCC for climate information are summarised.

The CM-SAF products and services comply and adhere to GCOS principles already to a large extent – the CM-SAF product suit includes, for example, some of the Essential Climate Variables (ECV) that have “high impact on UNFCCC requirements” (GCOS 2004, p 2).

In close consultation with WMO, GCOS, the satellite operators and the science community the CM-SAF is actively involved and committed to adapt and extend - to the extend possible - its contributions to meet the GCOS requirements.

### *Key issues for further development*

Within this section four key issues for the further development of the CM-SAF are discussed. These are considered to be the most important for the mid term future.

### *Calibration issues*

The effort to produce long-term climate records from operational satellite data requires multiple levels of calibration and intercalibration. The NOAA white paper (2003) describes the three levels of calibration named as: 1) nominal, 2) satellite inter-calibration, and 3) vicarious calibration. The goal to reach is the provision of an absolute calibration standard against laboratory standard. Nominal calibration is what every space agency is doing for their single instruments during pre-launch activities and within the commissioning phase of new instruments. Intercalibration is adjusting time series of the same generation of instruments versus a particular instrument and spacecraft. The main task during such a calibration is the understanding of the physics that cause the bias between instruments measuring at the same wavelengths. A good example of such activities is given in the paper of Gunshor et al. (2004) where one

polar orbiter is used to calibrate the infrared window channels and water vapour channels for five geostationary radiometers. The vicarious calibration is a technique involving calibration against ground targets of known and not changing value, ground based measurements of geophysical values, or underflights with the same instrument. At the moment no standard exists for such type of measurements and will be difficult to achieve in the near future. Another very interesting idea is to use a hyperspectral instrument in a non sun-synchronous orbit to calibrate polar orbiters and geostationary instruments against the same source. The AIRS mission has already shown that hyperspectral instruments can achieve accuracy suitable for calibration purposes.

#### *The backward extension and major re-processing events*

Because climate change and variation occur over a range of time scales climate data must be collected over a time series to understand these changes. The demands on the accuracy increase accordingly to the time scales considered. Today the CM-SAF data sets are suitable for monitoring subseasonal to seasonal fluctuations in environmental variables which can be large. At the seasonal to interannual time scale the accuracy requirements increase dramatically because climate phenomena at this scale are initiated by very small changes in the observed parameters. At decadal to centennial time scales which are the only ones suitable for trend detection the need for accuracy is an order of magnitude greater compared to interannual fluctuations. To serve those needs within the next three to five years and to assure the ability that CM-SAF data sets are suitable for detecting trends in the remote future the processing of historical data sets is a prerequisite. Connected to this is the re-processing of the already growing time series because of calibration changes, substantial improvements in retrieval schemes, or the inclusion of additional data sources. Both activities have rather large implications on the needed interaction of space agencies to archive and provide the necessary data in appropriate time but also on the infrastructure of the CM-SAF itself where large hardware resources will be needed to be successful.

Reprocessing events need to be carefully co-ordinated with data suppliers ("upstream") and the user community ("downstream"). This is – not only in terms of the technical/engineering requirements – a challenging task that needs dedicated planning and resources.

#### *Global and regional products*

Changes in climate variability at the regional level may be related to global events but effects at the regional level may differ from region to region. To be able to not only diagnose changes at the regional level but also to improve the understanding of the causes of regional changes the development of global products is important. With global products the number of possible applications is strongly increased, e.g., global products can be used to support studies on climate sensitivity of global climate models. However, the extension to global products is not possible for all products because of the inhomogeneity of the observing system. This is especially true for instruments in geostationary orbit where the SEVIRI instrument sets new standards but algorithms developed for that can't be applied globally. Additionally a strong collaboration between at least four satellite operators is needed to achieve a global product.

On the other hand regional products derived from SEVIRI may have vastly improved quality compared to global products so they can serve as regional benchmark data sets.

Global products relying on polar orbiters are easier to achieve because of the nature of the orbit but may suffer from insufficient sampling, e.g., polar orbiters are good enough to produce a water vapour product but are not sufficient to produce a cloud or precipitation climatology. The consequence for CM-SAF is that for each existing and future product an analysis of the potential quality improvement over existing products on the global scale must be performed.

#### *The integration of new products*

The primary strength of the CM-SAF approach for climate monitoring is the provision of consistent thematic climate data records. One of the most concerning questions within the discussion about the changing global Earth system is the potential change of the hydrological and energy cycle. To support the answer of this question in the future a natural way of extension of the CM-SAF products in compliance with the GCOS essential climate variables is the inclusion of precipitation and aerosol products, both complementing the already existing water vapour, cloud, and radiation products almost perfectly. However, for both instruments and retrieval techniques are in a premature state so the integration can be done only on a long term perspective. For instance the detection of snow and the quantitative estimation of precipitation over land surfaces can only be improved if a space borne radar with dual frequency capabilities and high sensitivity is available. Quasi operational polar orbiting missions including radar measurements are already planned and will become reality within the next ten years (GPM, EGPM). For geostationary satellites the potential of mm and sub-mm wavelengths is under investigation and may lead to an instrument on the Meteosat Third Generation satellite. The SAF network offers a good opportunity to join forces with the planned hydrology SAF where precipitation retrievals will mostly be applied for disaster prevention. Aerosol products over ocean surfaces already exist but over land surfaces suitable instruments and retrieval techniques need to be developed. Thus the next few years will see scientific developments that finally lead to the inclusion into the CM-SAF.

#### *The possible future role of the CM-SAF*

Jointly with other partners, especially those from the SAF network dealing with climate relevant variables, the CM-SAF could serve as focal point to co-ordinate the development, implementation, routine processing, archiving and access of Essential Climate Variables (ECV) and Fundamental/Thematic Climate Data Records, resp. based on satellite data as main input. It thus will support the "internationally co-ordinated approach to the development of integrated global climate products and to make them accessible to all Parties" (GCOS 2004, p. 10).

In addition, the CM-SAF could serve as International Processing and Data Centre (GCOS 2004, p 5), as part of a network to retrieve Essential Climate Variables on a global scale.

The SAF on Climate Monitoring is prepared to further contribute to initiatives and programmes as, e.g.

- the Global Monitoring of the Environment and Security (GMES) and within this context to
- the Group of Earth Observation – System of Systems (GEO-SS) as well as a contribution to
- Regional Climate Centre(s) in the RAVI region (RCC RAVI).

### *Next steps*

From 2007 onward, the SAF on Climate Monitoring plans to start its Full Operations Phase (FOP) and in the course of the years 2005 and 2006 the future role and mandate will be defined and outlined, based on the user requirements.

Bearing this in mind, close feedback with the user community is essential in order to identify and meet these requirements and the CM-SAF establishes several links to the user community to get information (“learn”) and to provide information (“train”) from/to the user community.

For the former, training workshops, questionnaires and other communication means are exploited in order to learn from the user their needs and requirements.

In August 2005 the 2<sup>nd</sup> User- and Training Workshop of the CM-SAF will take place in Nuremberg, offering a platform to familiarise with the CM-SAF products.

For the latter, to increase feedback from users, the development of optimal mechanisms for training the user community is indicated to assure societal benefits from the investments into the climate monitoring program. Probably one of the best ways to achieve this goal is to link the CM-SAF with the Virtual Laboratory for Satellite Training and Data Utilization (VL) which is a collaborative effort joining the major operational satellite operators across the globe with WMO “centers of excellence” in satellite meteorology. More information on the VL can be found under <http://www.cira.colostate.edu/WMOVL/>.

### **References**

- GCOS, Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC; Executive Summary, , Oct 2004 GCOS – 92 (ES) (WMO/TD No. 1244)
- Gunshor, M. M., T. J. Schmit, W. P. Menzel, 2004: Intercalibration of the infrared window and water vapor channels on operational geostationary environmental satellites using a single polar-orbiting satellite. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 21, 61-68.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, 2003: Creating climate data records from NOAA operational orbiters, White Paper, 53pp.
- WMO Virtual Laboratory Web page: <http://www.cira.colostate.edu/WMOVL/> (November, 2004).
- CM-SAF homepage: [www.cmsaf.dwd.de](http://www.cmsaf.dwd.de)
- GCOS homepage: <http://www.wmo.ch/web/gcos/gcoshome.html>
- GMES homepage <http://www.gmes.info/>
- GEO-SS homepage <http://earthobservations.org/default.asp>

## The SAF on Climate Monitoring: Second User- and Training Workshop P. Hechler

As part of the distributed EUMETSAT ground segment the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF) started its operational long-term monitoring of climate system parameters in 2004. The 3 product groups of the CM-SAF cover important parts of the Earth's atmospheric water and energy cycle: cloud parameters, surface- as well as top of atmosphere radiation components and water vapour. Following a stepwise implementation the CM-SAF routine processing will be extended spatially in the course of 2004 – 2007, starting from a baseline area covering Europe and parts of the Atlantic Ocean to finally cover additionally the Inner Arctic and the full MSG disk (African Continent). Special emphasis is given on extensive quality assurance and validation and an efficient reprocessing capability.

In order to

- make users familiar with the CM-SAF initial operations products and services as well as ongoing developments
- strengthen the CM-SAF – user link
- consolidate the user requirements for the CM-SAF Full Operations Phase beyond 2007
- train CM-SAF users in the use of its products

the CM-SAF scheduled its 2<sup>nd</sup> User- and Training Workshop for 29-31 August 2005 in Nuremberg/Germany.

The programme comprises presentations of the CM-SAF evolution, demonstrations of the CM-SAF routine products and user services, presentations by participants on the (potential) use of CM-SAF products and discussion sessions on the further evolution of the CM-SAF including consolidation of the related user requirements.

Further information on the workshop and in general on the CM-SAF, its products and services etc. can be taken from URL: <http://www.cmsaf.dwd.de>

The workshop is directly followed by an invited, high-ranking expert meeting bringing together EUMETSAT, the World Meteorological Organization (WMO), the Global Climate Observing System (GCOS) and the CM-SAF in order to liaise for the benefit of the global climate community.



Figure 1 Imperial Castle of Nuremberg



## Die Witterung in Deutschland 2004

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Insgesamt war das Jahr 2004 in Deutschland abgesehen von Spätfrühling und Frühsommer recht warm, wenn auch nicht so extrem wie das Vorjahr, und durchschnittlich hinsichtlich Niederschlag und Sonnenschein.

Die Mitteltemperatur für Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,0 °C. Das sind 0,7 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2004 das 20. wärmste seit 1901.

Hinsichtlich der Sonnenscheindauer gab es im Jahr 2004 sechs über- und sechs unterdurchschnittliche Monate. Da die Überschüsse etwas größer als die Defizite waren, ergab sich eine Jahressumme, die etwas über dem Bezugswert lag. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer für das Jahr 2004 betrug 1589 Std.. Das sind 61 Std. oder 4 % über dem Normalwert.

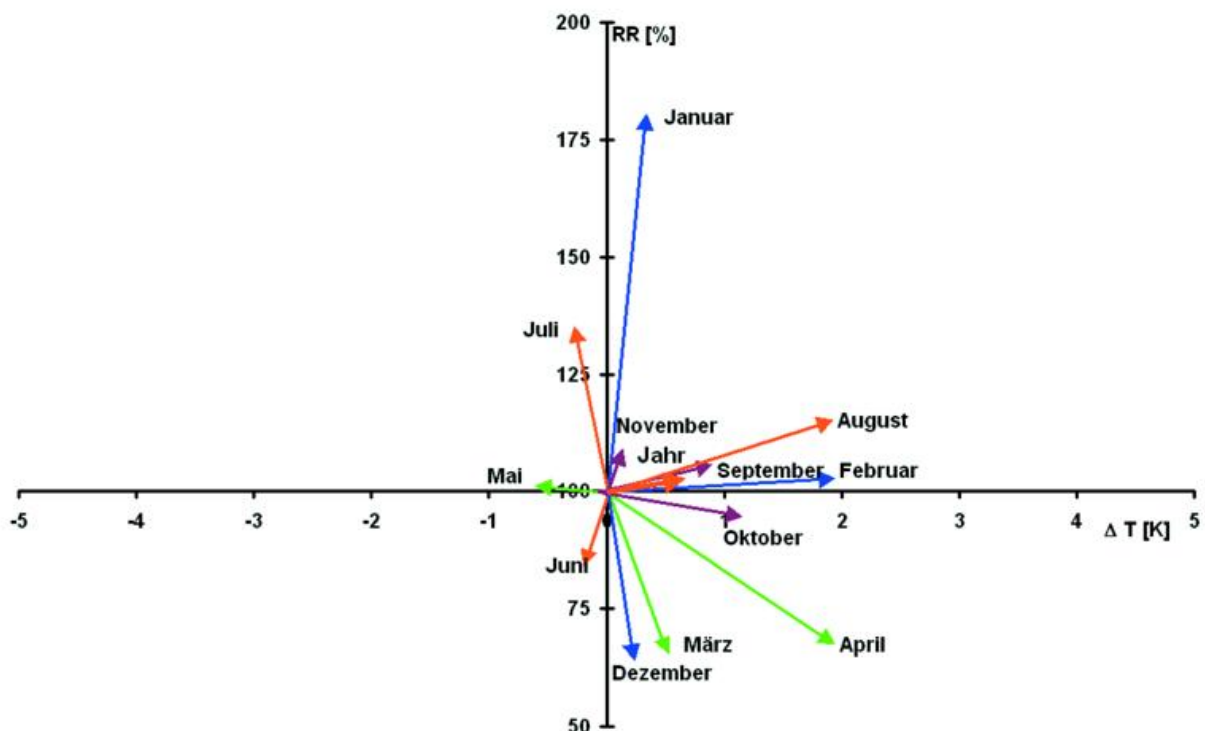


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 2004 (Bezugszeitraum 1961-1990)

Nach dem besonderen Einstrahlungsjahr 2003 kann das Jahr 2004 wieder als ein normales Strahlungsjahr gelten. Das Flächenmittel der Globalstrahlung betrug 2004 für das Bundesgebiet 1057 Kilowattstunden pro Quadratmeter (kWh/m<sup>2</sup>). Im Vergleich zum langjährigen Flächenmittel von 1037 kWh/m<sup>2</sup> lag es mit etwa +1,9 % nur gering höher. Der niedrigste Einstrahlungswert ergab sich mit 911 kWh/m<sup>2</sup>. Er trat im Bereich des Hochsauerlandes auf. Dagegen stehen als Höchstwert 1202 kWh/m<sup>2</sup> nordnordöstlich von München. Das macht eine Differenz von etwa 30 %. Von den

Mittelgebirgen nördlich der Lahn und des Mains erstreckt sich eine Fläche geringerer Einstrahlung nach Norden über Niedersachsen hinweg bis über Hamburg hinaus ins südliche Schleswig-Holstein. Südlich des Mains und der Nahe fiel das Strahlungsangebot höher aus mit einer nochmaligen Steigerung südlich der Donau. Weiterhin ergab sich über der Nordhälfte Deutschlands nach Polen hin aufgrund zunehmender Kontinentalität ebenfalls ein Anstieg im Energieangebot. Entlang des Rheins sowie an Nord- und Ostseeküste sind Zonen erhöhter Einstrahlung ersichtlich. Negative Abweichungen im Vergleich zum vieljährigen Mittel ergaben sich 2004 im wesentlichen über den hohen Mittelgebirgslagen (bis auf den Bayrischen Wald). Sie betragen dort um -10 %. Positive Abweichungen lassen sich besonders von Berlin zur tschechischen Grenze und vom östlichen Thüringen zur polnischen Grenze feststellen. Entlang des Rheins war das Strahlungsangebot 2004 im Vergleich zum Mittel ab etwa Karlsruhe leicht höher, ebenso in Schleswig-Holstein und in Teilen Bayerns. Allerdings blieben die positiven Abweichungen durchweg unter 10 %.

Das Jahr 2004 hatte in Deutschland 7 Monate mit über- und 5 Monate mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe. Für das gesamte Jahr resultierte keine wesentliche Abweichung vom langjährigen Bezugswert. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 812 mm. Das sind 43 mm oder 3 % mehr als in der Referenzperiode. Das Jahr 2004 war damit das 44. feuchteste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Der Januar war wechselhaft. Hinsichtlich der Temperatur war er durchschnittlich, aber sehr niederschlagsreich und arm an Sonnenschein.

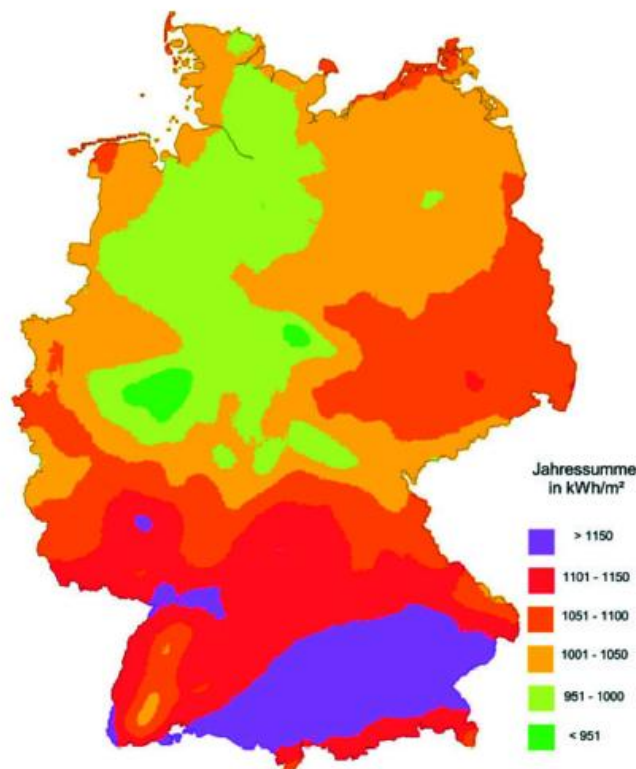


Abb. 2 Globalstrahlung 2004

Der Februar war mild und im Gebietsmittel von Deutschland durchschnittlich im Bezug auf Niederschlag und Sonnenschein. Dabei gab es aber große regionale Unterschiede, wobei es im Norden erheblich zu nass war, während im Süden teilweise große Niederschlagsdefizite auftraten.

Der März brachte schon milde, frühlingshafte Witterung, aber auch noch winterlich geprägte Abschnitte. Insgesamt war der Monat trocken, sonnenscheinreich und etwas wärmer als in der Referenzperiode.

Der April war in Deutschland ebenfalls mild, trocken und reich an Sonnenschein.

Im Mai war es im Vergleich zur Bezugsperiode 1961-90 etwas zu kühl, und die Sonne schien etwas zu wenig. Im Nordwesten war es sehr trocken, während im Osten teilweise extreme Niederschlagsmengen registriert wurden.

Der Juni war im Gebietsmittel von Deutschland recht durchschnittlich. Regional stellte sich der Monat aber sehr unterschiedlich dar. Im Norden Deutschlands dominierte kühle, regenreiche Witterung mit wenig Sonnenschein, während es im Süden trocken und recht warm war und sich teilweise ein Sonnenscheinüberschuss ergab. Verschiedentlich gab es schwere Gewitter mit Starkregen, Hagel und Sturm. Dabei traten am 23. drei Tornados auf (Micheln/Sachsen-Anhalt, Marne/Schleswig-Holstein, Borkum), bei denen es zu beträchtlichen Sachschäden kam.

Im Juli setzte sich die kühle und nasse Witterung in Norddeutschland fort, während der Süden weiterhin klimatisch bevorzugt blieb. Wiederum gab es mehrmals unwetterartige Gewitter. Dabei traten am 18. im Ruhrgebiet zwei Tornados auf, die von Duisburg über Oberhausen bis nach Essen zogen und Sachschäden von ca. 100 Mio. Euro verursachten.

Der August war zwar nicht so heiß wie im Vorjahr, aber doch in ganz Deutschland zu warm. Damit war der August zum vierten Mal hintereinander der wärmste Monat des Jahres. Dabei gab es im Gebietsmittel recht viel Regen, wobei jedoch große regionale Unterschiede auftraten, und die Sonne schien nur durchschnittlich.

Auch im September war es wärmer als in der Referenzperiode. Es gab große Überschüsse in der Sonnenscheindauer. Die Niederschläge waren im Gebietsmittel durchschnittlich, wobei jedoch wieder beträchtliche räumliche Unterschiede auftraten.

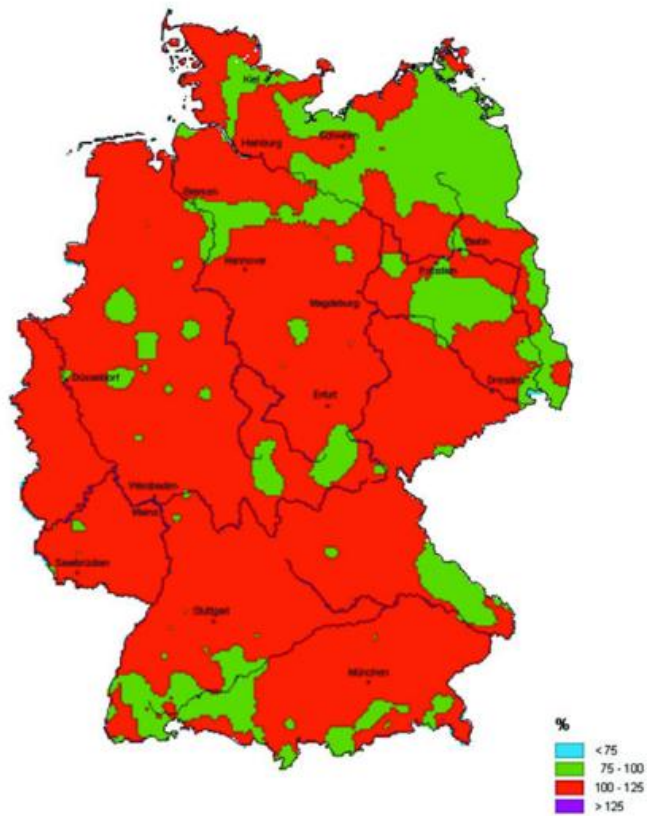
Der Oktober war im Südwesten sehr nass und sonnenscheinarm, während es im Osten teilweise zu trocken und recht sonnig war. Die Mitteltemperaturen lagen nahezu überall etwas über den Bezugswerten.

Der November war im Gebietsmittel von Deutschland recht durchschnittlich. Beim Niederschlag und beim Sonnenschein gab es aber beträchtliche regionale Unterschiede, wobei es in Nord- und Ostdeutschland oft zu nass war, während es im Südwesten bei relativ viel Sonnenschein recht trocken blieb.

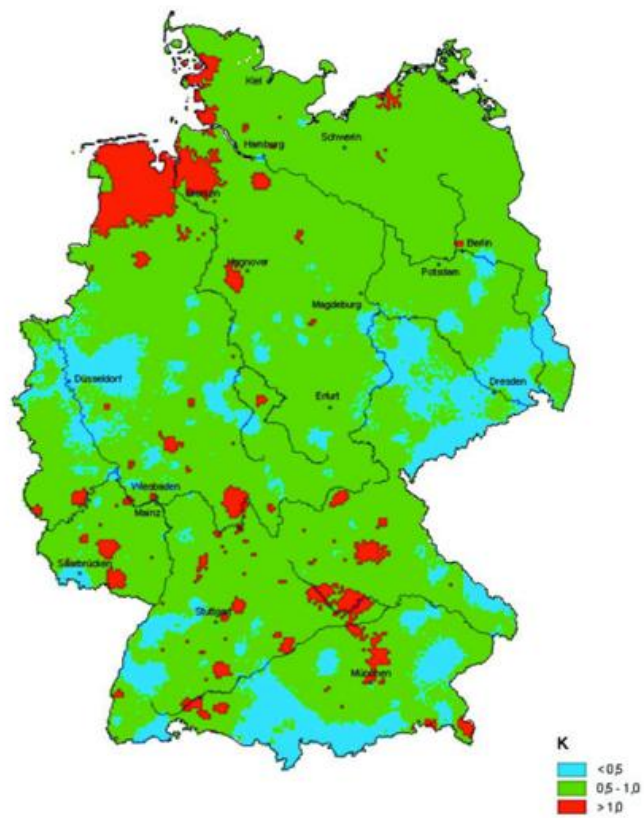
Auch im Dezember gab es bei der Temperatur keine größeren Abweichungen von den Bezugswerten. Dabei war es recht trocken, und es gab mehr Sonnenschein als im vieljährigen Mittel.



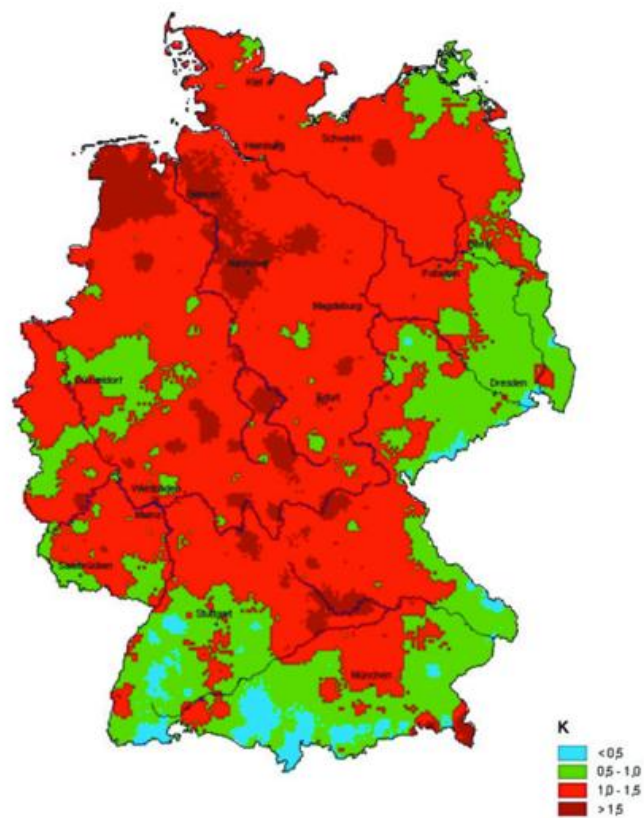
**Abb. 3** Niederschlagshöhe 2004 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990.



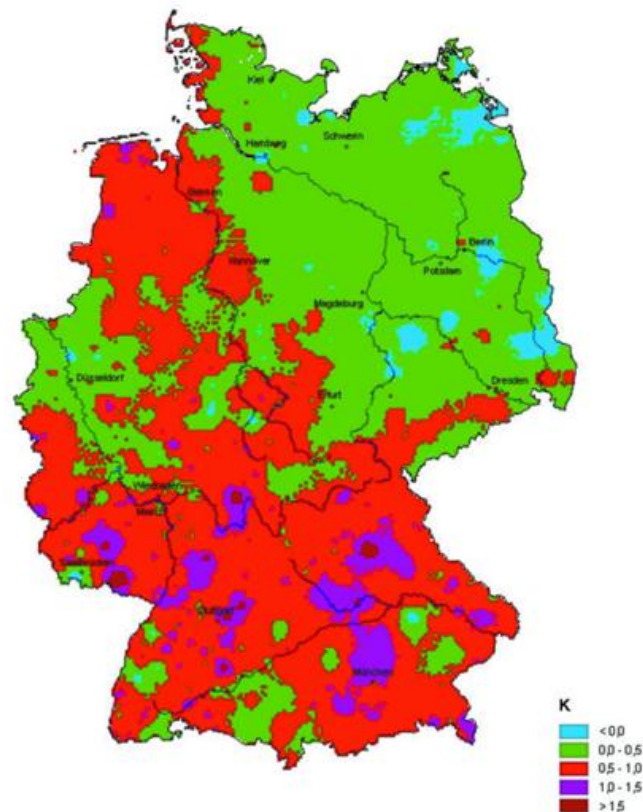
**Abb. 4** Sonnenscheindauer 2004 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990.



**Abb. 5** Temperaturabweichung 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.



**Abb. 6** Temperaturabweichung Winter 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.



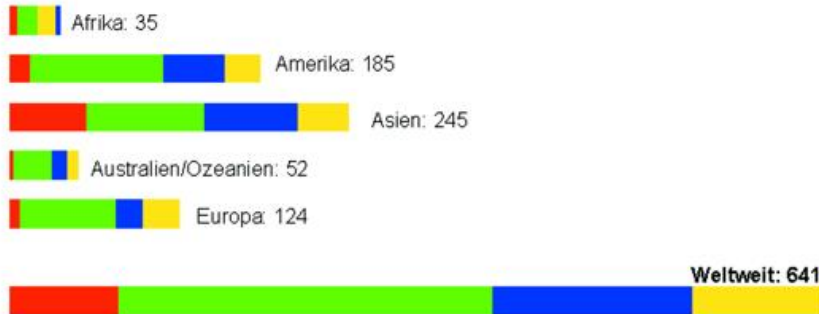
**Abb. 7** Temperaturabweichung Sommer 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990.

Im Jahr 2004 machten Unwetterereignisse wieder einen großen Teil der weltweit aufgetretenen Naturkatastrophen aus.. Eine zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Arten von Naturkatastrophen sowie der Todesopfer und Sachschäden enthält die beiliegende Tabelle, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurde. Die Tabelle zeigt deutlich, dass sowohl bei der Zahl der Schadensereignisse als auch bei den volkswirtschaftlichen und den versicherten Schäden die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil hatten. Lediglich bei der Anzahl der Todesopfer standen in diesem Jahr andere Arten von Naturkatastrophen, insbesondere das Seebeben vor Sumatra, im Vordergrund.

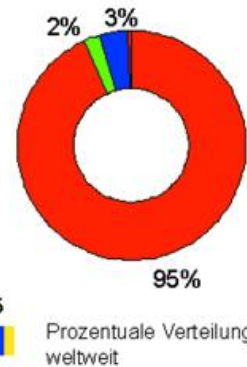
**Tab. 1 Naturkatastrophen 2004**

(rot) Erdbeben, Tsunami, Vulkanausbruch, (grün) Sturm, (blau) Überschwemmung, (gelb) Sonstige (z. B. Hitzewelle, Winterschaden, Waldbrand)

**Anzahl der Schadeneignisse: 641**

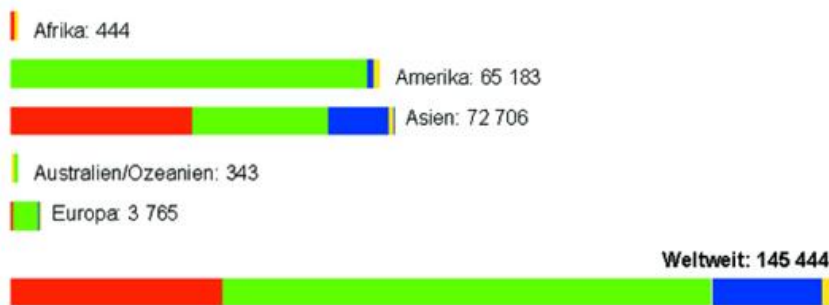


**Anzahl der Todesopfer: 183 000**

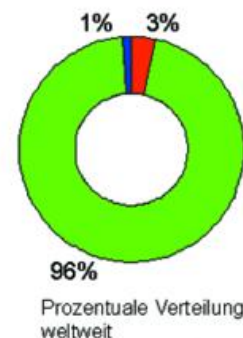


© Munich Re, Geo Risiko Forschung

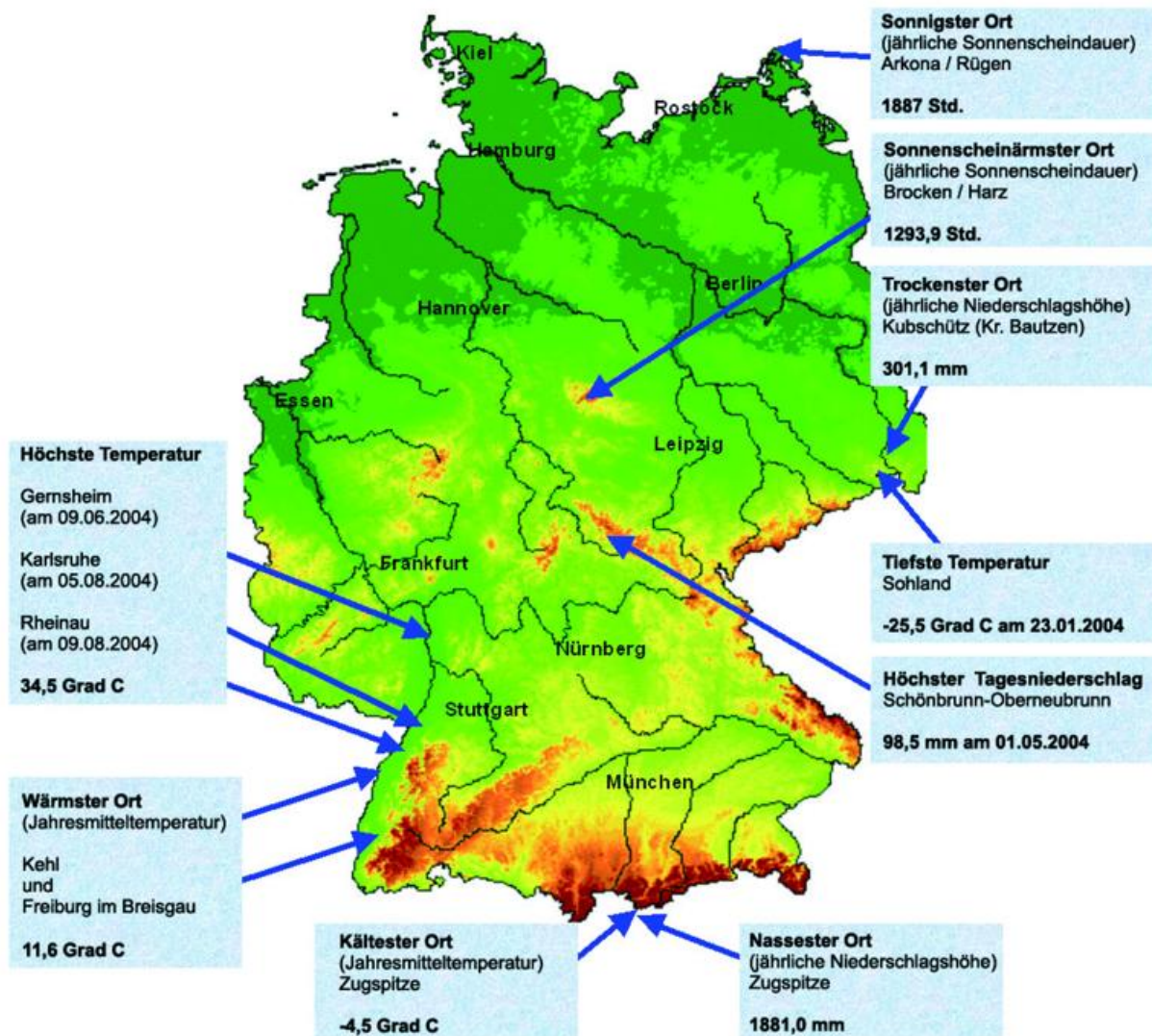
**Volkswirtschaftliche Schäden: 145 Mrd. US\$**



**Versicherte Schäden: 44 Mrd. US\$**



© Munich Re, Geo Risiko Forschung



Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Messstellen nicht erfaßt wurden (s.a. „Die Witterung in Deutschland“). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 2500 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
03005	Arkona/Rügen	54°41'N, 13°26'E	Klima
03185	Brocken/Harz	51°48'N, 10°37'E	Klima
2311	Freiburg im Breisgau	48°00'N, 07°51'E	Klima
02504	Gernsheim-Allmendfeld	49°46'N, 08°32'E	Klima
2698	Karlsruhe	49°02'N, 08°22'E	Klima
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
3382	Kubschütz (Kr. Bautzen)	51°10'N, 14°30'E	Klima
02316	Rheinau-Memprechtshofen	48°40'N, 08°00'E	Klima
50035	Schönbrunn-Oberneubrunn (Thüringer Wald)	50°32'N, 10°54'E	Niederschlag
03397	Sohland	51°04'N, 14°26'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

## Die Klima in den deutschen Küstengebieten

### Ch. Lefebvre

Das Jahr 2004 ist in den deutschen Küstengebieten nach dem Vorjahr mit seinem hohen Strahlungsangebot, dem sehr warmen Sommer und dem unterdurchschnittlichen Niederschlag als ein recht durchschnittliches Jahr einzustufen. Es war im wesentlichen durch einen winterlichen Januar und einen erst Ende Juli richtig einsetzenden Sommer gekennzeichnet. Die Jahresmitteltemperaturen bewegten sich mit Werten zwischen 9-10 °C um rund 1 K über den Bezugswerten des Zeitraums 1961-1990 und waren somit ähnlich hoch wie im Vorjahr. Sowohl die Niederschlagshöhen wie auch die Sonnenscheindauer bewegten sich im Bereich oder leicht über dem vieljährigen Mittel.

Das Jahr begann - wie 2003 - winterlich. Der Januar hatte zwei durch Frost und Schneefall geprägte Phasen. Verbreiteter Frost in den ersten Januartagen ließ die Boddengewässer der südlichen Ostsee zufrieren, und in der letzten Monatsdekade wuchs die Schneedecke bis auf 15 cm an. Ende Januar begann dann aber eine Phase sehr milder und regnerischer Witterung, wodurch Schnee und Eis rasch abtauten. Am 3. und 4. Februar wurden mit tiefsten Nachtwerten von 10-11 °C die höchsten verzeichnet, die je Anfang Februar gemessen wurden. Die winterliche Witterung kam noch einmal in der letzten Februarwoche mit Frost und Schneefall (Schneedecke bis 5 cm) zurück. Mitte März wurde es dann sehr frühlingshaft, als die Temperaturen vorübergehend kräftig anstiegen und am 17. Februar 18-20 °C erreichten. Insgesamt zeigten sich die Monate März und April wegen ihrer häufigen Hochdrucklagen sonnenscheinreich und regenarm. Auch der Mai war noch überwiegend zu trocken, aber über weite Strecken recht kühl. Zur Zeit der Eisheiligen, vom 10. auf den 11. Mai gab es an der Ostsee einen Temperatursturz von bis zu 10 K, als mit nördlichen Winden arktische Kaltluft in die Küstengebiete geführt wurde. Bei nächtlichem Aufklaren kam es in der Nacht zum 14. lokal sogar zu Frost in Bodennähe und vereinzelt zu Luftfrost. Im Juni und Juli bestand die kühle, nasse und teilweise sehr windige Witterung fort. Erst am 17. bzw. 18. Juli konnte mit Höchsttemperaturen von 25-27 °C der erste Sommertag dieses Jahres vermerkt werden. Ende Juli setzte sich endgültig hochsommerliches Hochdruckwetter durch, das bis kurz vor Mitte August anhielt und den norddeutschen Sommer 'rettete'. Die verzeichneten 5-11 Sommertage lagen um 4-5 über den Erwartungswerten. Bemerkenswert hoch war die Anzahl der sommerlichen Gewitter, die im Juli und August örtlich mit 8 pro Monat mehr als doppelt so hoch war wie gewöhnlich. Nachdem das letzte Augustdrittel schon wieder von wechselhaftem Wetter geprägt war, brachte das erste Septemberdrittel einen sonnigen und sehr warmen Spätsommer mit Höchsttemperaturen von 20-27 °C, bevor kurz vor dem astronomischen Herbstanfang kühles Wetter mit stürmischen Winden und kräftigen Niederschlägen einsetzte. Dieses wurde in der 1. Oktoberhälfte noch einmal durch viel Sonne und Wärme mit Temperaturen bis um 20 °C unterbrochen. Vom 22. November an blieben die Tageshöchsttemperaturen dann unter 10 °C. Zeitweise gab es leichten Nachtfrost und im Dezember einzelne Eistage. Am 28. Dezember fiel etwas Schnee, so dass sich eine Schneedecke von bis zu 5 cm bildete, die zum Jahresende aber wieder abgetaute.

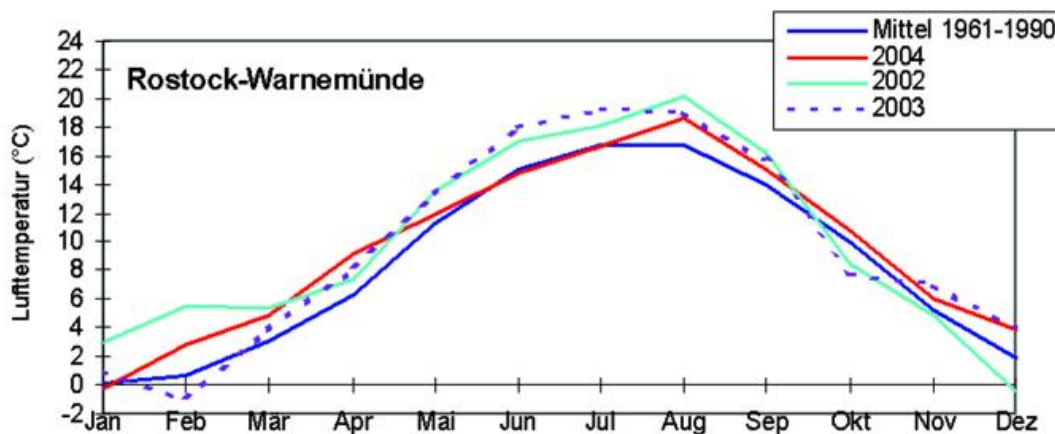


Abb. 1 Jahresgang der Monatsmitteltemperatur

Mit Ausnahme von Januar, Juni und Juli waren alle Monate zu warm. Die höchsten Abweichungen zu den Mittelwerten verzeichneten April und August mit bis + 2,5 K und der Dezember mit bis zu +2 K. Der August konnte das Wärmedefizit von Juni und Juli ausgleichen, so dass der Sommer insgesamt um bis zu 1 K zu warm ausfiel. Ungewöhnlich war das hohe Wärmeangebot an der Nordsee. Hier wurden mit 1 (Helgoland) bis 16 Sommertagen (Tageshöchsttemperatur mindestens 25 °C) die 30-jährigen Bezugswerte erreicht bzw. um bis zu 5 überschritten, während diese an der Ostsee mit 0 (Fehmarn) bis 14 Sommertagen um bis zu 7 unterschritten wurden. Heiße Tage (Tageshöchsttemperatur mindestens 30 °C) kamen an der Ostsee nicht vor, wohingegen an der ostfriesischen Küste und auf den vorgelagerten Inseln ihre Anzahl mit 4 Tagen sogar doppelt so hoch ausfiel wie gewöhnlich. Frost gab es 2004 wiederum seltener als im Mittel der Jahre. Grund dafür war vor allem die zu milde Witterung in den Monaten März und Dezember. Die Zahl der Frosttage (Tagestiefsttemperatur unter 0 °C) lag mit 19 (Helgoland) bis 64 (u.a. Boltenhagen) meist um 10-20 unter dem Durchschnitt. Lediglich östlich von Rügen wurden rund 80 Frosttage gezählt, womit die Durchschnittswerte nur knapp verfehlt wurden. Die Zahl der Eistage (Tageshöchsttemperatur unter 0 °C) blieb mit 0 (Helgoland) bis 14 (Stettiner Haff) beträchtlich (um 10-14) unter dem Jahresmittel. Wie Abb. 1 zeigt, war der Jahresgang der Temperatur der des Jahres 2002 sehr ähnlich.

Anders als das Vorjahr fiel 2004 überwiegend zu nass aus. Die Jahresniederschläge lagen an der Nordsee verbreitet zwischen 800 bis knapp 1000 mm und damit um rund 10-20 % über dem Durchschnitt. Nur örtlich blieb es zu trocken, so auf Sylt, wo die Niederschlagshöhe mit 680 mm um knapp 10 % unter dem Mittel blieb. An der Ostsee fielen verbreitet 550 bis 600 mm, womit die Mittelwerte meist erreicht oder um bis zu 10 % überschritten wurden. Örtlich gab es aber auch mehr Niederschlag. So verzeichnete Kiel mit 772 mm ein Plus von knapp 20 %. Dem Mehr an Niederschlag entsprach eine erhöhte Zahl an Niederschlagstagen, an denen 1 mm und mehr fiel. Auch Tage mit Starkniederschlägen (>10 mm) wurden mit 7 (Stettiner Haff) bis 30 Tagen (St. Peter-Ording) häufiger verzeichnet. Beträchtlich zu nass war - mit Ausnahme der Ostseeinseln - vor allem der Februar, der vielfach bis um das Doppelte der gewöhnlichen Niederschlagsmenge verzeichnete. Aber auch der Januar und die

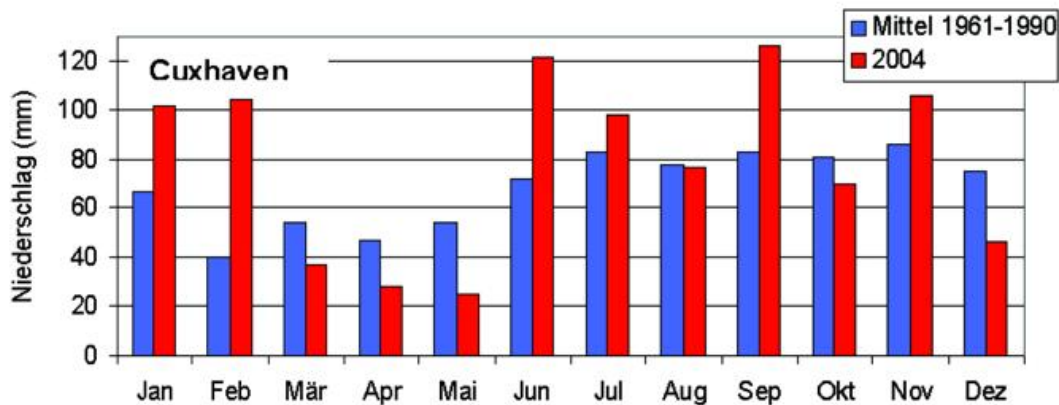


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

Sommermonate mit ihren zahlreichen Gewittern waren überwiegend zu nass (vgl. Abb. 2). Auf Norderney fiel Anfang Juli so viel Regen, dass bereits am 5. der Monatsmittelwert von 76 mm überschritten war. Insgesamt verzeichnete der Monat mit 169 mm 222 % vom Mittel. Dafür war das Frühjahr beträchtlich zu trocken. Und auch hier machte Norderney wieder auf sich aufmerksam. Die Insel verbuchte im Mai mit 3 mm (6 %) den geringsten Mainiederschlag seit mehr als 40 Jahren.

So sonnig wie im Vorjahr war es 2004 nicht. Aber mit einer Sonnenscheindauer zwischen 1550 Stunden an der Wesermündung und 1888 Stunden auf Rügen wurden die Sollwerte fast durchweg erreicht oder leicht überschritten. Wenig Sonnenschein - nur 20 bis 40 Stunden - bot vor allem der Januar an der Nordsee und westlichen Ostsee. Aber auch von Mai bis Juli schien die Sonne weniger als gewöhnlich. Dafür waren die Monate Februar bis April und das 2. Halbjahr fast durchweg strahlungsreicher als es dem Mittel entspricht (vgl. Abb. 3)

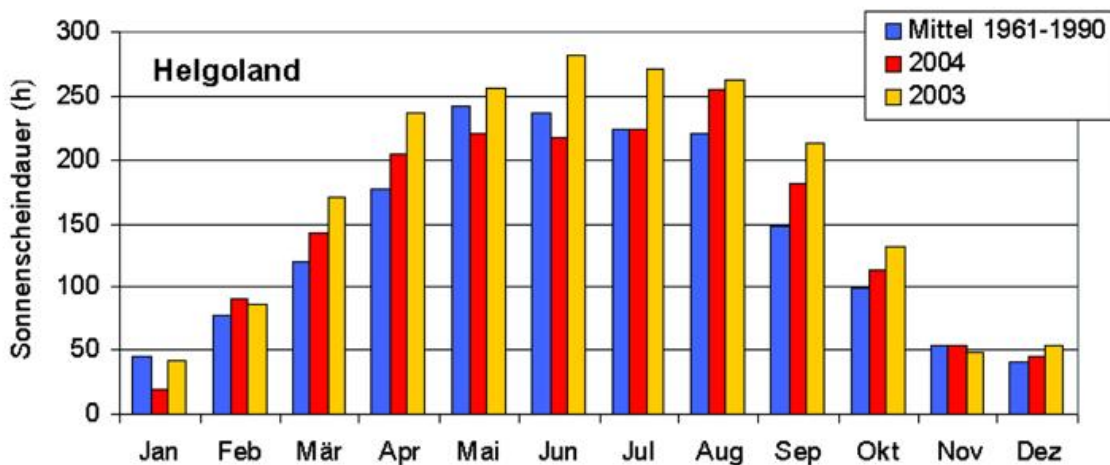
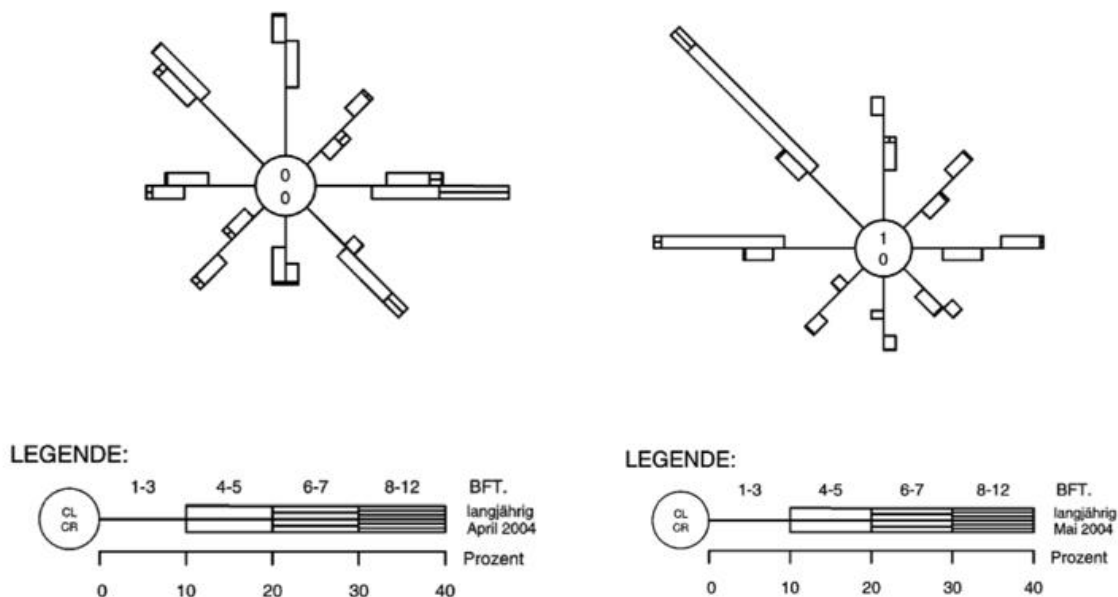


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

Wind gab es 2004 wieder deutlich mehr als im Vorjahr. Schon die 2. Januardekade war mit Böen bis Windstärke 9 und 10 Bft. windreich. Im Februar, der sich im Vorjahr durch eine sehr lang anhaltende, windschwache Hochdrucklage ausgezeichnet hatte, war der Anteil an Westlagen deutlich höher als gewöhnlich. Besonders im ersten Monatsdrittel lösten mehrere Tiefs mit ihren Ausläufern, die in rascher Folge über die Küstengebiete zogen, Sturmböen von Bft. 9-10, in exponierten Lagen bis Orkanstärke aus. Im März sorgte ein Sturmtief, das sich zu Frühlingsanfang über Norddeutschland am stärksten ausgebildet hatte, verbreitet Böen bis Bft. 11, lokal auch bis 12 aus und verursachte zahlreiche Schäden. Nach einem recht windschwachen April mit einem erhöhten Anteil an Ost- und Südwinden (Abb. 4, links), herrschten im Mai West- und Nordwestwinde vor, die mit einem Anteil von 50-60 % mehr als doppelt so häufig waren wie gewöhnlich (Abb. 4, rechts). Neben Tiefdruckgebieten, die stürmische Winde auslösten, waren in den Sommermonaten Sturmböen vor allem mit Gewittern verbunden, aus denen sich lokal sogar Tornados entwickelten, die beträchtliche Schäden hinterließen. Im September setzte kurz vor dem astronomischen Herbstanfang eine Phase stürmischer Witterung ein, in der Böen bis Bft. 11 registriert wurden. Am 18. November trat dann der erste große Herbststurm mit Böen bis Orkanstärke (Bft. 12) auf, der den Schiffsverkehr massiv behinderte. Er bewirkte eine Nordseesturmflut und bescherte den Halligen das erste größere Landunter. Am 23. November löste schließlich ein Tief auf seinem Weg über die Ostsee mit Böen bis Bft. 11 eine Ostseesturmflut aus.



**Abb. 4** Die Windverteilung von Helgoland im April und Mai 2004 und im Mittel

Verbreiteter Frost in den ersten Januartagen ließ die Wassertemperaturen rasch absinken, was zur Eisbildung in der Ostsee führte. Vom 6.-15. Januar und in der letzten Januardekade wurde in den Boddengewässern der südlichen Ostsee eine 5-10 cm, im Kleinen Haff auch bis zu 15 cm dicke Eisschicht beobachtet. Ungewöhnlich milde Witterung führte Anfang Februar dann aber zu einem raschen Abtauen, und am 11. Februar waren alle deutschen Ostseegewässer wieder eisfrei. Die Wassertemperaturen kletterten vorübergehend auf 5-6 °C, bevor sie durch die kühle Märzwitterung wieder auf 1-4 °C abfielen. In den Frühjahrs- und Sommermonaten stiegen sie nur zögerlich an. Eine überdurchschnittlich kräftige Erwärmung brachte lediglich die 2. Aprilhälfte und die erste Augustdekade. In letzterer erwärmten sich die Gewässer auf 20 °C in den tieferen Zonen um Helgoland und bis 23 °C in den küstennahen Bereichen. Die Monatsmittelwerte von August lagen mit 18-19 °C bei Helgoland und in der westlichen Ostsee und 20 °C an der Nordsee um 1-2 K über den Mittelwerten des Zeitraums 1961-1990. Danach hielten sich die Temperaturen im Bereich der vieljährigen Mittelwerte, blieben aber unter denen in Abb. 5 dargestellten Mittelwerten von 1997-2002. Die zu milde Witterung in November und Dezember ließ die Abweichungen dann nochmals auf 1 K ansteigen. Am Jahresende bewegten sich die Wassertemperaturen bei 3-4 °C in den flachen Küstenzonen und bei 7 °C um Helgoland.

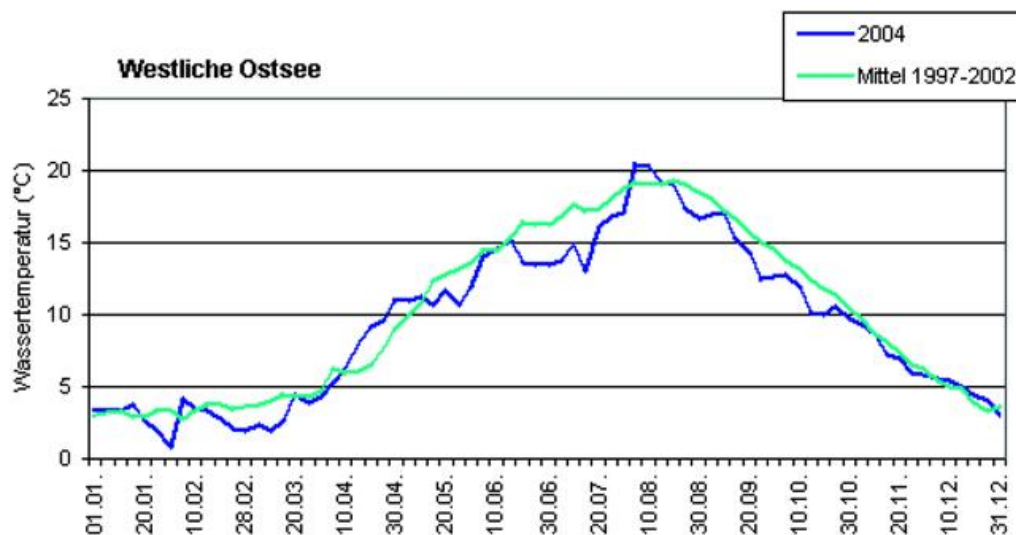


Abb. 5 Jahrgang der Wassertemperatur

## Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 2004

### F. - J. Löpmeier

#### *Schlagzeile*

Nach den extremen Jahren 2002 und 2003 waren die meteorologischen Bedingungen für das Jahr 2004 im Hinblick auf die Landwirtschaft durchschnittlich.

#### *Übersicht über die gesamte Bundesrepublik*

Auf die positiven Abweichungen der Bodentemperaturen von ca. 1 K im Februar und mehr als 2 K im April vom langjährigen Mittelwert in ganz Deutschland folgten in den Monaten Mai bis Juli 3 Monate mit deutlichen negativen Abweichungen. Im Jahresmittel bewegten sich die Bodentemperaturen etwas über dem vieljährigen Mittelwert. Die Bodenfeuchten wiesen ebenfalls nahezu in ganz Deutschland keine großen Abweichungen von den vieljährigen Bedingungen auf.

#### *Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg - Vorpommern*

Das Jahr begann recht niederschlagsreich und kühl. Im Februar kam es in der ersten Dekade bei sehr milder Witterung (Niedersachsen bis 17 °C) zu einem ersten Wachstumsschub. Die Haselnuss- und Schneeglöckchenblüte begann mit einer Woche Vorsprung. Im weiteren Verlauf kam es aber wieder zu kälteren Witterungsabschnitten, sodass ein Entwicklungsvorsprung bis Mitte März ausgeglichen war. Die Vegetationsperiode begann in Niedersachsen Mitte März, sonst Anfang April und endete Anfang bis Mitte November, das entsprach in etwa dem vieljährigen Durchschnitt. Das nachhaltige Wachstum des Grünlandes setzte nur um wenige Tage verfrüht in Niedersachsen zwischen dem 15. und 20. März ein und hatte in der ersten Aprildekade auch Mecklenburg-Vorpommern erfasst. Milde Witterung im April bei überdurchschnittlicher Sonnenscheindauer führte zu einer um 1 bis 2 Wochen verfrühten Rapsblüte. Der Mai zeigte sich zu kühl und zu trocken, was insbesondere bei den in der Blattentwicklung befindlichen Mais- und Zuckerrübenbeständen zu Wachstumsverzögerungen führte. Während der Eisheiligen kam es in ungeschützten Erdbeerbeständen zu Frostschäden, das Aufkommen tierischer Schädlinge sowie der Befallsdruck durch pilzliche Schaderreger hielten sich in Grenzen. Das änderte sich im Juni mit stärkerem Befall durch Blattläuse und Weizengallmücken. Ein phänologischer Entwicklungsvorsprung bestand beim Wintergetreide nur bis Ende Juni. Auch der Juli fiel überwiegend wechselhaft und kühl aus, die Ernte der Wintergerste wurde mit etwa einer Woche Verspätung aufgenommen. Der Mähdrusch des Winterweizens konnte infolge hochsommerlicher Witterung meist termingerecht um den 10. August durchgeführt werden. Einsetzende Regenfälle führten aber gebietsweise zu erheblichen Verzögerungen. Ausreichende Wasserversorgung und hohe Temperaturen kamen der Maisentwicklung in der ersten Septemberhälfte entgegen. Restliche Mähdruscharbeiten konnten dann ebenfalls ohne Behinderungen durchgeführt werden. Ein gro-

ßes Problem bereitete während der Saison der Schneckenbefall sowie eine hohe Feldmauspopulation. Die Zuckererträge der Zuckerrüben lagen bei leicht überdurchschnittlichen Zuckergehalten und hohen Erträgen weit über den vieljährigen Werten der letzten Jahre. Teilweise war die Zuckerverarbeitung auch in den Weihnachtstagen noch nicht beendet.

### *Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen*

Ein um 2 bis 3 K zu hohes Temperaturniveau sorgte im Monat Februar bereits für unübersehbare Wachstums- und Entwicklungsprozesse in der Pflanzenwelt. Das betraf nicht nur die Frühblüher, sondern auch die Wintersaaten, bei denen eine rasche Enthärtung einsetzte. Da sich der Winter von Ende Februar bis in die 3. Märzhälfte hinein doch noch mal ein Herz fasste, waren Raps und Getreide in dieser Zeit in der Mehrzahl der Nächte einer stärkeren, aber nicht schädigenden Kältebelastung ausgesetzt. Die Blüte von Schwarzerle und Gelbem Hartriegel stagnierte. Der phänologische Entwicklungsvorlauf schrumpfte von ursprünglich vier auf zwei Wochen zusammen. Bereits Ende März / Anfang April wurde sichtbar, dass der Winteraps und die Winterhalmfrüchte die kalte Jahreszeit gut überstanden hatten. Ungeachtet einiger schon recht warmer Tage in der zweiten Märzdekade fasste der Frühling erst im April so richtig Fuß und inszenierte zeitweise ein wahres Wachstums- und Entwicklungsfeuerwerk. So begannen in den ersten Apriltagen Löwenzahn, Buschwindröschen, Spitzahorn, Hänge-Birke, Schlehe sowie Aprikosen-, Pfirsich und Nektarinenbäume zu blühen. Zu Ostern wurde in phänologischen Frühgebieten, wie dem Saaletal bei Halle, der Beginn der Süßkirschblüte und das Auflaufen der Sommergerste und des Hafers beobachtet. Neben dem Schossen der Wintergerste und des Winterroggens konnte auch der Beginn der Blattentfaltung bei der Eberesche wahrgenommen werden. Ende der zweiten Aprildekade trat der Winterweizen verbreitet in die Schossphase ein. Nachdem im Mai das fünfköpfige Regiment der Eisheiligen (Mamertus, Pankratius, Servatius, Bonifatius und „kalte“ Sophie) seinem Ruf als Kältebringer nicht unbedingt gerecht wurde, sorgten dann vom 21. bis 27.05. arktische Polarluftmassen für Verdross. Vor allem die eher harmlosen „kleinen Eisheiligen“ Urban (25.05.) und Philipp (26.05.) ließen mit Flockenwirbel im Bergland sowie Frösten und Bodenfrösten in den Niederungen ihre Muskeln spielen. Leidtragende waren vor allem Sonnenblumen, Tomaten, Gurken und der ebenfalls wärmebedürftige Mais. Dagegen entwickelte sich das Getreide prächtig. Einem etwas zu kühlen Mai folgte auch ein unterdurchschnittlich temperierter Juni, in dem Trebbichau und Micheln im Landkreis Köthen von einem schwere Schäden verursachenden Tornado heimgesucht worden sind. Für die Kornfüllung des Getreides stand ausreichend Feuchte zur Verfügung. Kühle maritime Luftmassen drückten auch der ersten Julihälfte ihren Stempel auf. Am 20.07. kam es in Thüringen und Westsachsen zu schwerem Hagelschlag. Die Hagelkörner, die einen Durchmesser von 3 bis 4 cm aufwiesen, hatten in Obstkulturen, beim Wein, im Getreide, Raps und Mais starke Schäden zur Folge. Warmluft, intensive Einstrahlung und Trockenheit verliehen den ersten zwölf Tagen des Monats August einen hochsommerlichen Charakter, der dem Ruf der Hundstage (23.07. bis 23.08.) zur Ehre gereichte. Vielerorts stellte sich Bodendürre ein. Für die Heuwerbung und den Mähdrusch bestanden aber ausgezeichnete Bedingungen. Erst in der dritten Septemberdekade stand dann der Herbst im wahrsten Sinne des Wortes auf der Leiter. Nachdem sich um den 05. Oktober der Altweibersommer mit Rekordtem-

peraturen von 25 bis 27 °C verspätet zu Wort meldete, gelangte am 08.10. kältere Luft in die Regionen zwischen der Müritz und dem Fichtelberg. Nachtfröste ließen Wein- und Maisblätter erfrieren. Die Auffüllung der Bodenwasservorräte kam im Verlauf des Herbstes nur schleppend voran.

#### *Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen*

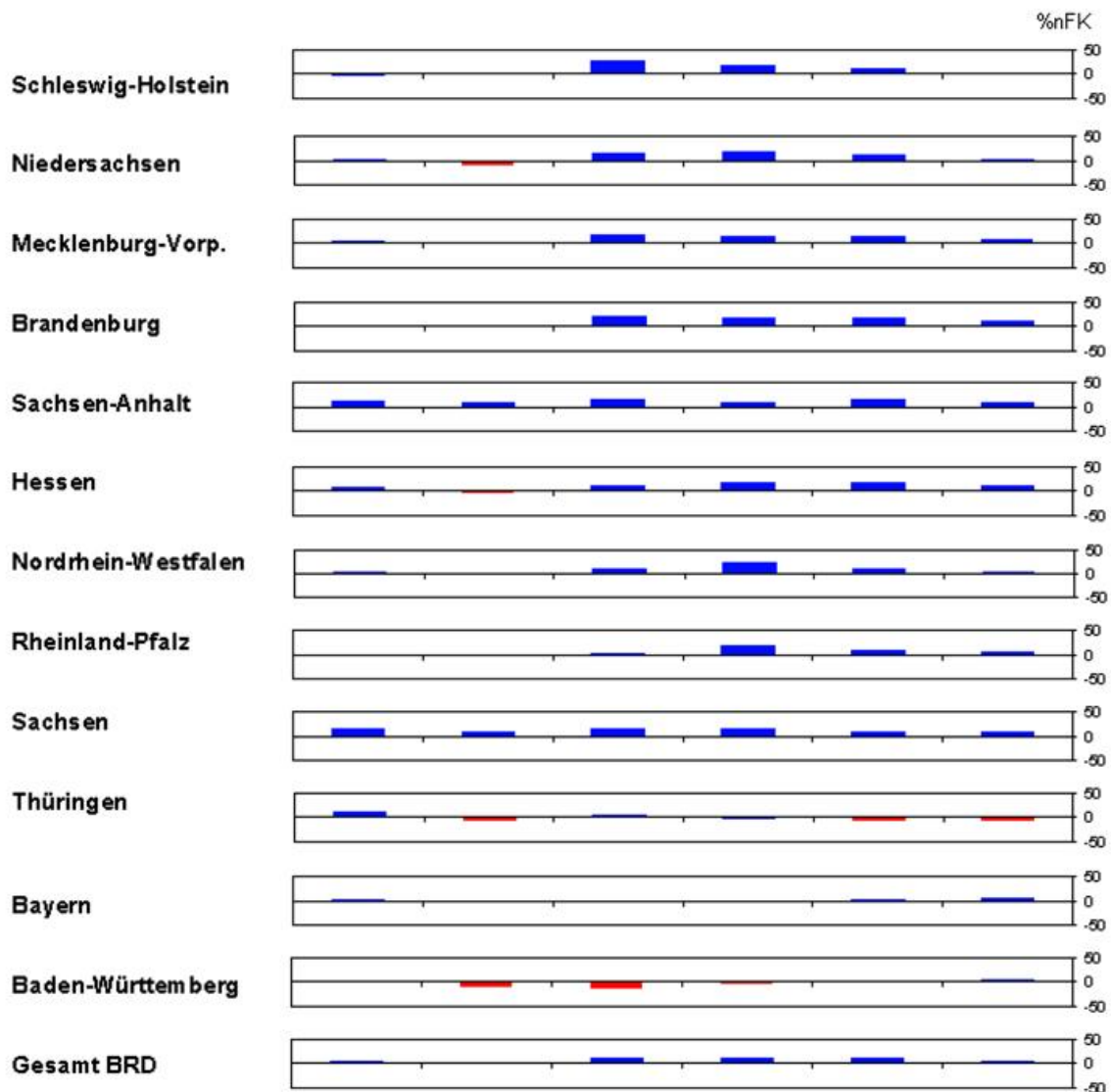
Die Reihe zu warmer Jahre setzte sich auch 2004 fort, jedoch war die Temperaturabweichung mit etwa 0.5 Grad nicht so groß wie im Vorjahr, und in Nord- und Osthessen war es sogar bis zu 0.2 Grad zu kühl. Auch wenn die Vermutung nahe liegt, dass sich der meist wechselhafte Witterungscharakter überall gleich auswirkte, war besonders beim Niederschlag kein einheitlicher Trend zu erkennen, und regional traten hier erhebliche Unterschiede auf. In Nordrhein-Westfalen war es besonders in der Zülpicher Börde, in Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland nach Westen und Süden hin zu trocken. Gebiete, die sowieso zu den trockensten in Deutschland gehören – wie der Rheingau und Rheinhessen – erhielten 2004 weniger als 500 l Niederschlag pro Quadratmeter, sodass hier erneut 70 bis 100 l am Jahresniederschlag fehlten. Die zeitliche Verteilung und die Menge der Niederschläge reichten aber aus, um den Pflanzen ein kontinuierliches Wachstum zu sichern. Die Wasservorräte in tieferen Bodenschichten konnten allerdings nirgendwo aufgestockt werden.

Nach sehr milden Witterungsabschnitten begann ab Mitte März fast überall der Erstfrühling mit der Forsythienblüte. In klimatisch begünstigten Lagen war dies etwa 1 Woche früher als im vieljährigen Durchschnitt, während in ungünstigeren Lagen die Blüte sogar bis zu 2 Wochen früher als normal einsetzte. Im März und April waren die Böden an der Oberfläche soweit abgetrocknet, dass die Bestellung von Feldfrüchten und Getreide ohne größeres Problem durchgeführt werden konnte. Da die Böden noch ziemlich kühl waren, liefen die Feldfrüchte und Saaten nur langsam auf, und auch der kühle Mai verzögerte hier die weitere Entwicklung und hob die ursprüngliche Verfrühung wieder auf. Die Rapsblüte zog sich bei der kühlen Witterung im Mai mit wiederholten Schauern ziemlich lange hin. Dadurch führte die Rapstracht verbreitet zu Spitzenerträgen. Andererseits fielen in der Pfalz die Honigerträge bei Edelkastanien nur unterdurchschnittlich aus. Trotz eines guten Blühansatzes fielen die Blütenstängel häufig schon bei Blühbeginn ab, obwohl sie noch nicht verblüht waren. Als Ursache wird die Trockenheit des Vorjahres diskutiert. Im Sommer boten die Temperaturen und eine rechtzeitige Wasserversorgung günstige Bedingungen für quantitativ und qualitativ gute Erträge – gleichgültig ob es sich um Heu, Getreide, Kartoffeln oder Zuckerrüben handelte. So schnitt bereits die Grassilage bei der Ernte quantitativ und qualitativ gut ab, und beim Getreide konnte mengenmäßig eine Rekordernte eingefahren werden. Die Niederschläge im August begünstigten das Wachstum der Hackfrüchte, sodass die Hektarerträge bei Kartoffeln und Zuckerrüben um fast 18 % über denen von 2003 lagen und auch die durchschnittlichen Erträge von 1998 bis 2003 um etwa 5 % übertrafen. Die Zuckerrüben konnten bei dem vielfach sonnigen und warmen Wetter im September nochmals Zucker einlagern, so dass der Zuckergehalt höher lag als in den letzten Jahren. Im Weinbau wurden bei guter Qualität ebenfalls überdurchschnittliche Mengen geerntet. Auch hier sorgte der September mit warmen und sonnigen Tagen für einen zusätzlichen Reifeschub. Nachdem nun bereits mehrere Jahre hintereinander zu warm waren, konnten im Weinbau verbreitet

zunehmende Pilzinfektionen - wie die Schwarzfäule und das Esca-Syndrom beobachtet werden, die man bisher nur in wärmeren Gegenden kannte.

### *Bayern, Baden-Württemberg*

Nach den extremen Witterungsverläufen in den beiden Vorjahren bot das Jahr 2004 überwiegend günstige Bedingungen für die Entwicklung der meisten Kulturen, die sich besonders bei Getreide und Rüben in sehr guten Erträgen niederschlugen. Der Januar brachte vor allem in Bayern neue Rekordniederschläge, welche das Wasserdefizit des Vorjahres aber nur teilweise ausgleichen konnten. Ansonsten wurden die Wintermonate Januar und Februar von einem häufigen Wechsel zwischen frostig kalten und ungewöhnlich milden Witterungsperioden bestimmt. Die Böden waren dabei vorübergehend bis in Tiefen zwischen 10 und 40 Zentimetern gefroren. Trotz zeitweise strenger Nachtfroste kamen die normal entwickelten Getreidebestände, die meist unter dem Schutze einer Schneedecke lagen, gut über den Winter. Dieser dauerte auch im ersten Märzdrittel noch an, sodass die Vegetation meist noch einen Rückstand von wenigen Tagen hatte und sich auch die Bestellarbeiten verzögerten. Vor allem in der sonnenscheinreichen und warmen zweiten Aprilhälfte erlebten aber alle Kulturen eine beschleunigte Entwicklung. Mai und Juni wurden meist von unbeständigem und kühlem Wetter geprägt, welches Blattkrankheiten bei Getreide begünstigte. Auch beim Mais bewirkte dies eine deutlich verzögerte Entwicklung, zudem sorgten Bodenfröste während des letzten Maidrittels hier sowie bei Wintergerste für örtliche Frostschäden. Die häufigen Niederschläge führten immer wieder zu einer Verzögerung der Grünlandernte, trotzdem stellte sich im Laufe des Juni in Teilen Nordbayerns und im Norden Württembergs bei Getreide Wassermangel ein. Die im Juli zunächst noch vorherrschende ungewöhnlich kühle Witterung bewirkte eine Verzögerung der Abreife des Getreides bei gleichzeitiger Verlängerung der Kornfüllungsphase. Für die deutlich verzögerte Ernte boten sich aber über weite Strecken des August bei hochsommerlich warmem Hochdruckwetter meist sehr günstige Bedingungen. Dabei wurden verbreitet sehr hohe Getreideerträge verzeichnet. Leider gab es im Hochsommer aber auch zahlreiche Unwetter mit Starkregen, Hagel und Orkanböen, welche besonders im Breisgau am 8. Juli sowie in einigen Regionen Bayerns am 12. August auch auf landwirtschaftlichen Flächen beträchtliche Schäden anrichteten. Im September und Oktober sorgten längere Schönwetterperioden meist für günstige Bedingungen bei Ernte und Bestellung der Felder. Die Getreidebestände gingen im milden November meist gut entwickelt in den Winter, der erst im Laufe des ersten Dezemberdrittels den Eintritt in die Vegetationsruhe brachte. Infolge der teilweise deutlich zu trockenen Herbstmonate waren die Böden zum Ende des Vegetationsjahres vor allem in Teilen Nordbayerns und des nördlichen Baden-Württembergs nicht überall mit Wasser gefüllt.



**Abb. 1** Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2004 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2003 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

### *Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2004*

Die Abbildung 1 weist zwar im Juli, August und September in vielen Bundesländern auf eine positive Abweichung der Bodenfeuchte vom vieljährigen Mittelwert hin, aber über die gesamte Bundesrepublik gesehen, kann das Jahr 2004 als durchschnittlich betrachtet werden.

Auch aus der Tabelle 1 wird ersichtlich, dass über das Jahr gesehen, die agrarmeteorologischen Verhältnisse als durchschnittlich betrachtet werden können. Während der April relativ warme Bedingungen aufwies und insbesondere die Benetzungszeiten deutlich unter dem vieljährigen Mittelwert blieben, stellten sich die Monate Mai bis Juni als zu kalt dar. Insbesondere im Juli weisen die überwiegend positiven Abweichungen der Kornfeuchte auf nur mäßige Mähdruschbedingungen hin.

# Abweichungen vom langjährigen Mittel für das Jahr 2004

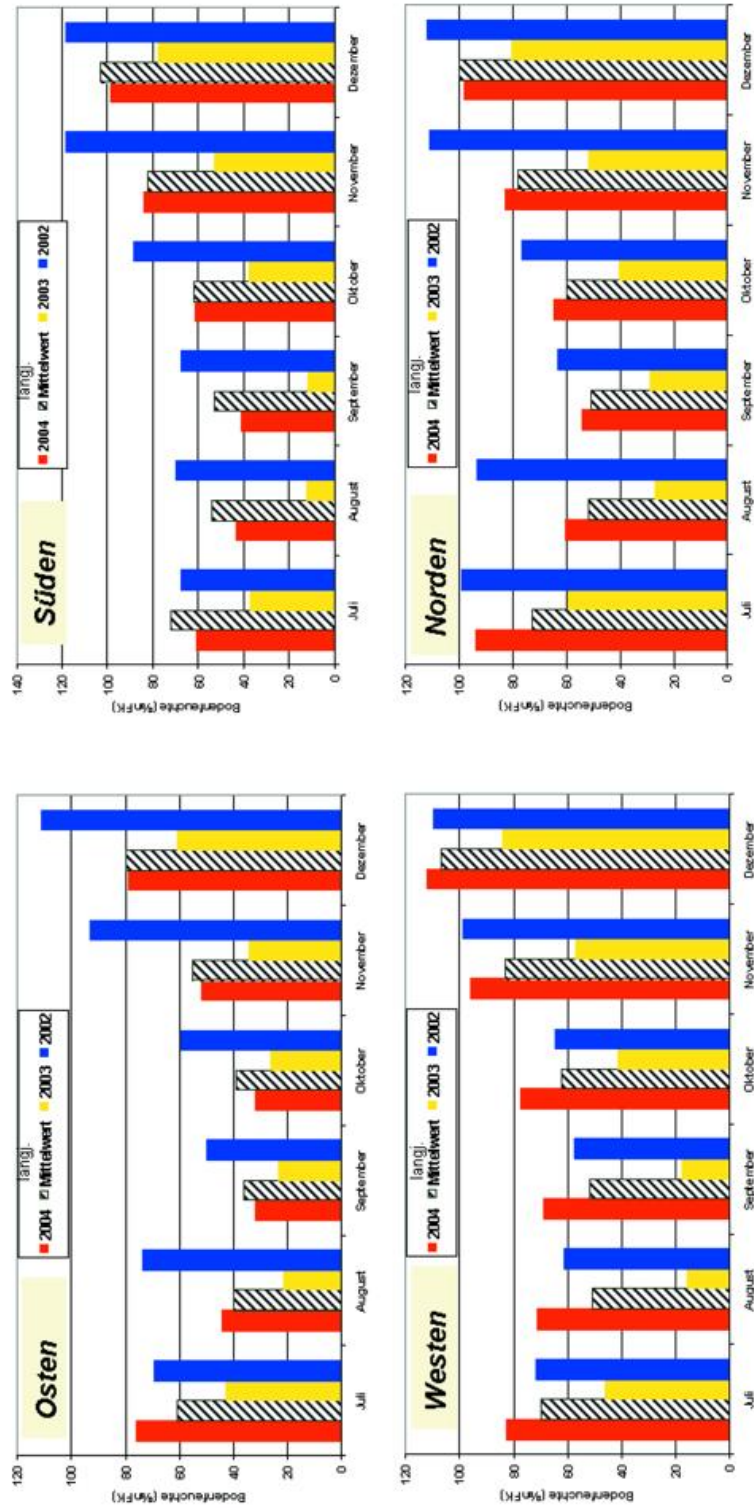
**Tab. 1** Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2004. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1961-2003) im Jahr 2004 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar		März			April			Mai			Juni						
	1	2	1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4			
Schleswig-Holstein	-0.7	0.3	1.4	2.4	0.8	0.5	109.4	-3.9	2.1	1.2	112.1	62.1	-0.4	0.1	89.3	64.4	-1.4	-0.2	85.0	118.4
Niedersachsen	-0.2	1.5	1.8	3.1	0.4	0.2	109.4	-5.4	2.0	1.3	112.7	71.3	-0.9	-0.4	83.9	80.9	-0.6	0.0	89.9	112.3
Mecklenburg-Vorpommern	-1.2	-0.4	0.8	2.3	1.2	1.3	106.7	-8.2	2.2	1.3	111.6	109.2	-0.3	0.2	89.9	101.9	-1.4	-0.5	84.1	128.0
Brandenburg	-0.9	-0.9	1.3	3.1	1.0	1.3	107.5	-7.9	1.9	1.1	114.6	92.8	-1.0	-0.2	84.0	110.7	-1.2	-0.5	88.7	117.8
Sachsen-Anhalt	-0.5	-0.1	1.9	3.8	1.0	0.6	108.1	-6.8	2.1	1.1	105.0	126.1	-1.0	-0.1	77.4	116.2	-0.5	0.1	88.4	135.5
Hessen	-0.2	1.8	1.4	3.4	-0.1	-0.5	110.9	-7.8	1.6	0.9	110.8	72.2	-1.3	-1.3	84.8	102.2	-0.4	-0.6	97.7	118.8
Nordrhein-Westfalen	-0.2	1.1	1.1	1.8	0	-0.8	109.7	-2.6	1.7	1.4	105.2	89.2	-0.6	-1.2	84.9	88.7	-0.2	-0.3	93.7	117.7
Rheinland-Pfalz	0.0	0.5	1.4	1.7	-0.2	-0.9	108.6	-4.8	2.1	1.6	113.2	73.5	0.1	-0.9	99.6	74.9	0.6	-0.2	105.6	97.5
Sachsen	-0.8	-1.4	1.0	3.8	0.4	0	116.5	-2.3	2.2	1.2	116.6	63.6	-1.5	-0.7	78.0	118.1	-0.4	-0.2	98.3	100.0
Thüringen	-0.5	1.4	1.5	4.5	0.6	0.6	122.7	-9.3	2.2	1.1	111.4	78.0	-1.2	-0.8	78.9	123.6	-0.5	-0.2	97.8	105.7
Bayern	-0.2	0.5	0.6	2.1	-0.7	-1.6	106.5	-5.3	1.8	0.8	115.3	68.6	-1.4	-1.6	88.9	96.1	-0.5	-0.8	99.2	102.0
Baden-Württemberg	0.1	1.0	0.9	1.5	-0.1	-0.9	113.9	-4.8	1.9	1.2	119.9	47.3	-0.5	-1.3	102.3	78.6	0.2	-0.1	108.8	87.4
Gesamt BRD	-0.4	0.5	1.3	2.8	0.4	0	110.8	-5.7	2.0	1.2	112.4	79.5	-0.8	-0.7	86.8	96.3	-0.5	-0.3	94.8	111.8

	Juli			August			September			Oktober			November			Dezember				
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3	4		
Schleswig-Holstein	-1.3	-0.5	84.1	1.6	1.2	1.3	104.4	0.6	0.4	0.1	115.2	8.1	0.5	0.8	101.8	-3	0.2	-0.3	1.1	2.0
Niedersachsen	-1.2	-0.7	86.7	2.1	1.4	1.7	109.0	0.7	0.6	0.2	121.5	4.1	0.6	0.8	104.9	.7	0.2	-0.2	0.3	1.1
Mecklenburg-Vorpommern	-0.9	-0.5	83.9	2.5	1.5	1.1	99.7	0.8	0.6	0.1	111.6	6.3	0.7	1.0	96.5	6.1	0.4	0.2	1.3	2.4
Brandenburg	-0.9	-0.5	90.5	1.0	1.3	1.3	105.6	-0.2	0.5	-0.1	117.1	1.4	0.8	0.7	106.8	3.2	0.2	0.3	0.6	1.9
Sachsen-Anhalt	-0.7	-0.4	88.4	1.7	1.6	1.2	107.3	0.1	0.7	-0.1	116.7	8.3	1.1	0.5	107.9	-1.0	0.7	0.7	0.2	1.3
Hessen	-1.2	-0.3	89.1	1.4	0.6	1.6	100.5	1.3	0.2	0.2	116.2	4.9	0.7	0.4	104.7	7.4	0.0	0.2	-1.1	-0.3
Nordrhein-Westfalen	-0.9	-0.5	89.2	2.2	1.2	2.1	103.8	0.8	0.8	0.6	120.2	3.6	0.8	1.0	107.4	1.8	-0.1	-0.5	-1.0	-0.9
Rheinland-Pfalz	-0.7	0.0	91.1	0.5	0.3	1.9	91.9	2.6	1.0	0.9	118.1	-2.1	1.0	1.3	92.3	5.8	0.3	0.5	-0.9	-0.8
Sachsen	-0.4	-0.3	97.8	-0.2	1.0	1.3	110.9	-1.9	0.3	-0.3	124.5	-4.3	1.1	0.8	112.7	6.0	0.0	0.3	-0.5	0.8
Thüringen	-1.1	-0.6	91.4	1.3	1.0	1.6	114.7	-1.2	0.4	0.0	127.1	-7.1	1.1	0.7	120.3	-7.1	0.1	0.9	-0.5	0.9
Bayern	-0.7	0.0	95.1	-0.1	0.5	1.5	103.4	-0.1	0.3	0.2	113.9	.1	1.1	1.4	99.8	8.4	0.1	0.7	-0.7	0.3
Baden-Württemberg	-0.5	0.4	101.2	-1.0	0.2	1.7	102.1	0.6	0.5	1.1	115.4	-7.8	1.2	2.0	91.8	12.6	0.1	0.9	-0.5	0.4
Gesamt BRD	-0.9	-0.3	90.7	1.1	1.0	1.5	104.4	0.3	0.5	0.2	118.1	1.3	0.9	0.9	103.9	3.6	0.2	0.3	-0.1	0.7

- 1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm, blau= zu kalt)
- 2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
- 3= Penman - Verdunstung, Abw.in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
- 4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)
- 5= Krumbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
- 6 = Kornfeuchte, (% , 19 Uhr) ( rot = relativ gering, blau = relativ hoch )

**Das Jahr 2004 im Vergleich zu den Jahren 2003, 2002 und zum langjährigen Mittelwert**  
 Die folgenden Abbildungen 2 a - 2 d zur Bodenfeuchte von Zuckerrüben auf Lehmböden charakterisieren sehr treffend die Wasserhaushaltsbedingungen des Jahres 2004 im Vergleich zu den Jahren 2002 und 2003 und im Verhältnis zum langjährigen Mittelwert. Die Bodenfeuchte der einzelnen Monate ergibt sich aus Niederschlag und Verdunstung während des Monats und der vergangenen Zeiträume. Es werden die extremen Jahre 2002 und 2003 deutlich und die Abbildungen zeigen, dass die Bodenfeuchte 2004 in weiten Teilen Deutschlands dem langjährigen Mittelwert entsprach.



**Abb. 2a - 2d** Monatsmittelwerte der Bodenfeuchte (Juli - Dezember) Zuckerrüben/Lehmböden für Ost-, Süd-, West- und Norddeutschland

## Vieljährige Mittelwerte der Bodentemperaturen

In der folgenden Tabelle 2 sind die vieljährigen Monatsmittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe für einen unbewachsenen Boden (lehmgiger Sand) zusammengestellt. Die Werte basieren auf Berechnungen des Modells AMBETI 1 bzw. beziehen sich auf den Zeitraum 1962 bis 2003. In den Spalten 1 ist der Monatsmittelwert des seit 1962 kältesten Monats, in der Spalte 2 der vieljährige Mittelwert, in der Spalte 3 der Monatsmittelwert des bisher wärmsten Monats aufgeführt. Ausgeklammert für die Berechnungen der Mittelwerte sind Stationen in Höhenlagen, die für landwirtschaftliche Verhältnisse nicht repräsentativ sind.

In der Tabelle 3 sind ergänzend dazu jeweils die Jahre aufgeführt, in denen der kälteste bzw. wärmste Monat aufgetreten ist. In den Monaten Februar und März dominiert bei den wärmsten Monaten das Jahr 1990, aber auch die Jahre 2000 und 2003 zählen in vielen Monaten zu den wärmsten Jahren. Auffallend ist, dass abgesehen von den Monaten Januar und Dezember fast ausschließlich Jahre ab 1990 als die wärmsten Monate aufgelistet sind, während bei den kältesten Monaten überwiegend Jahre vor 1990 registriert werden. Insgesamt 76 % der wärmsten Monate fallen auf die Jahre ab 1990.

**Tab. 2** Vieljährige Monatsmittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm Tiefe für einen unbewachsenen Boden (lehmgiger Sand)

	Januar			Februar			März			April			Mai			Juni		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	-3,5	1,3	5,1	-1,9	1,8	5,9	1,1	4,7	8,1	6,5	10,0	12,8	13,3	16,4	19,3	16,2	20,1	23,2
Niedersachsen	-2,5	1,7	5,5	-1,8	2,3	6,6	1,7	5,6	9,1	7,7	10,8	13,3	13,3	17,0	20,0	17,0	20,5	24,2
Mecklenburg-Vorpommern	-3,1	1,1	4,7	-2,0	1,6	6,0	0,6	4,4	8,1	6,0	9,8	12,6	13,3	16,5	19,6	16,9	20,4	23,5
Brandenburg	-4,0	0,9	4,4	-2,2	1,6	5,9	1,0	5,1	8,5	7,8	11,1	14,3	13,8	18,0	21,1	18,1	21,6	25,0
Sachsen-Anhalt	-3,4	1,1	4,8	-1,9	1,8	6,0	1,1	5,4	8,9	8,3	11,4	14,4	14,3	18,2	21,3	18,5	21,8	25,8
Hessen	-2,5	1,3	4,6	-1,4	2,2	6,2	2,7	6,3	9,5	8,9	11,9	14,6	14,8	18,1	21,0	18,4	21,8	26,8
Nordrhein-Westfalen	-1,9	2,4	6,1	-1,2	3,3	7,4	3,1	6,9	10,3	8,5	11,8	14,3	13,5	17,8	21,4	17,8	21,1	25,6
Rheinland-Pfalz	-2,9	1,6	4,5	-1,5	2,6	6,7	3,0	6,6	9,9	8,4	11,6	14,2	13,8	17,6	21,0	18,0	21,3	26,9
Sachsen	-2,9	0,9	3,8	-1,9	1,5	5,5	0,8	4,9	8,3	7,2	10,4	14,0	12,6	17,0	20,4	17,3	20,6	25,3
Thüringen	-3,1	0,9	3,9	-1,7	1,5	5,7	0,5	5,0	8,5	7,2	10,5	13,6	12,7	17,0	20,0	17,6	20,6	25,1
Bayern	-2,3	0,6	2,9	-1,4	1,6	5,4	2,0	5,6	9,1	8,1	11,4	14,2	14,1	17,9	21,4	18,8	21,7	27,2
Baden-Württemberg	-2,5	1,7	4,3	-1,3	3,0	7,2	3,4	7,4	10,7	9,2	12,6	15,4	14,9	18,7	22,4	19,3	22,6	28,8
	Juli			August			September			Oktober			November			Dezember		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Schleswig-Holstein	18,1	21,6	26,9	17,9	21,2	25,5	13,5	16,3	20,0	7,8	10,7	13,7	2,4	5,2	7,6	-1,0	2,0	5,3
Niedersachsen	18,4	22,0	26,9	18,5	21,6	25,5	14,2	16,8	21,0	8,2	11,3	14,7	2,4	5,6	8,2	-1,1	2,4	5,8
Mecklenburg-Vorpommern	18,1	22,1	27,0	18,5	21,5	26,4	13,7	16,5	20,4	8,1	10,8	13,9	2,3	5,0	7,4	-1,4	1,8	4,9
Brandenburg	19,3	23,2	28,2	19,1	22,4	25,8	14,1	17,1	20,7	8,1	11,1	14,6	2,1	4,9	8,0	-1,5	1,6	4,9
Sachsen-Anhalt	19,5	23,3	28,8	19,4	22,6	26,2	14,5	17,3	21,0	8,4	11,2	14,9	2,3	5,0	8,1	-1,2	1,8	5,3
Hessen	19,4	23,5	28,2	20,2	22,8	26,6	14,8	17,7	21,6	8,0	11,5	14,8	2,3	5,3	8,9	-1,1	2,0	5,2
Nordrhein-Westfalen	19,0	22,8	27,7	19,3	22,2	25,6	14,9	17,6	21,5	8,4	12,2	15,6	3,0	6,4	10,2	-0,7	3,1	6,4
Rheinland-Pfalz	18,7	23,2	27,8	19,4	22,5	27,0	14,7	17,5	21,3	7,4	11,7	15,3	2,4	5,5	9,5	-1,3	2,2	5,2
Sachsen	18,8	22,2	26,9	18,9	21,7	25,1	12,9	16,5	20,6	7,0	10,7	14,4	2,0	4,5	7,7	-1,2	1,5	4,2
Thüringen	18,5	22,3	27,4	18,8	21,7	24,9	13,3	16,6	20,6	7,1	10,7	14,4	1,9	4,6	7,4	-1,5	1,4	4,4
Bayern	19,3	23,5	27,8	20,1	22,9	26,8	14,2	17,6	21,1	6,9	11,3	14,9	2,2	4,6	8,3	-1,3	1,2	3,7
Baden-Württemberg	20,0	24,6	29,1	20,5	23,9	28,3	15,4	18,8	22,2	7,7	12,5	16,4	3,0	5,9	9,9	-0,9	2,3	5,3

Legende:

- 1 = Mittelwert des kältesten Monats
- 2 = Mittelwert
- 3 = Mittelwert des wärmsten Monats

Tab. 3 Jahre der wärmsten und kältesten Monate der Bodentemperatur im Zeitraum 1962-2003

	Januar		Februar		März		April		Mai		Juni	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1963	1975	1996	1990	1996	1990	1970	1968	1962	1990	1991	1992
Niedersachsen	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	1993	1962	2000	1991	2003
Mecklenburg-Vorpommern	1963	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1996	2000	1991	1992
Brandenburg	1996	1975	1986	1990	1969	1990	1970	2000	1991	2000	1984	2003
Sachsen-Anhalt	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1970	2000	1962	2000	1984	2003
Hessen	1964	1975	1986	1990	1987	1990	1970	1968	1991	1993	1985	2003
Nordrhein-Westfalen	1963	1975	1986	1990	1962	1991	1970	1993	1962	1989	1991	2003
Rheinland-Pfalz	1963	1975	1963	1990	1962	2003	1970	1993	1983	1990	1991	2003
Sachsen	1996	1975	1996	1990	1969	1990	1973	2000	1991	2000	1985	2003
Thüringen	1996	1975	1991	1990	1969	1990	1973	2000	1962	1990	1991	2003
Bayern	1964	1975	1991	1966	1987	1990	1973	2000	1991	1990	1985	2003
Baden-Württemberg	1964	1975	1963	1990	1962	1989	1970	1993	1962	1990	1969	2003
	Juli		August		September		Oktober		November		Dezember	
	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3
Schleswig-Holstein	1965	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1963	1995	1974
Niedersachsen	1962	1994	1962	1997	1986	1999	2003	2001	1993	1994	1995	1974
Mecklenburg-Vorpommern	1965	1994	1962	1997	1986	1999	1992	2001	1985	1963	1995	1974
Brandenburg	1979	1994	1962	1997	1996	1999	1992	2001	1965	1963	1962	1974
Sachsen-Anhalt	1962	1994	1962	1997	1986	1999	1992	1995	1965	1963	1995	1974
Hessen	2000	1994	1979	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Nordrhein-Westfalen	1965	1994	1963	2003	1986	1999	1974	2001	1985	1994	1969	1974
Rheinland-Pfalz	1980	1994	1963	2003	2001	1999	1974	2001	1985	1994	1963	1974
Sachsen	1974	1994	1987	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1963	1968	1974
Thüringen	1962	1994	1966	2003	1996	1999	1974	1995	1985	1994	1968	1974
Bayern	1980	1994	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1966	1994	1963	1974
Baden-Württemberg	1980	1983	1966	2003	1996	1999	1974	2001	1985	1994	1963	2000

Legende:

1 = Jahr des kältesten Monats  
3 = Jahr des wärmsten Monatsblau = kältester Monat vor 1990  
rot = wärmster Monat ab 1990

## Literatur

Braden, H.: The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995

## Die phänologische Entwicklung

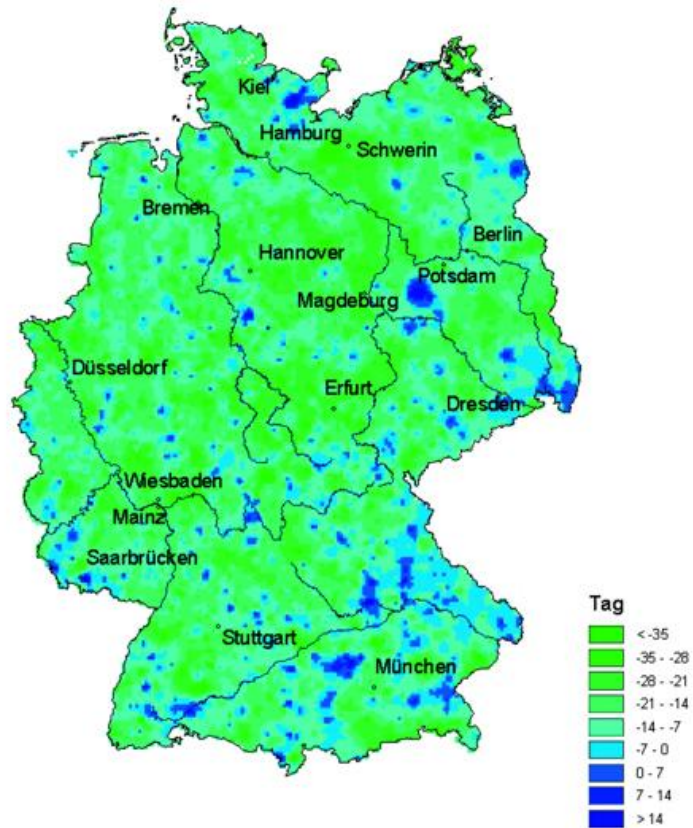
### G. Müller-Westermeier

Der Januar 2004 brachte einen Wechsel von milden und kalten Phasen. Darauf folgte ein insgesamt milder Februar mit durchschnittlichen Niederschlägen. Daher traten die phänologischen Vorfrühlingsphasen in diesem Jahr relativ früh auf. So wurde die Schneeglöckchenblüte im Rheintal teilweise schon im Januar beobachtet. Sonst trat sie meistens in einer besonders milden Phase Anfang Februar auf. Damit war diese Phase, abgesehen von lokalen Besonderheiten, im allgemeinen zwei bis drei Wochen früher als in der internationalen klimatologischen Referenzperiode 1961-90 (s. Abb. 1).

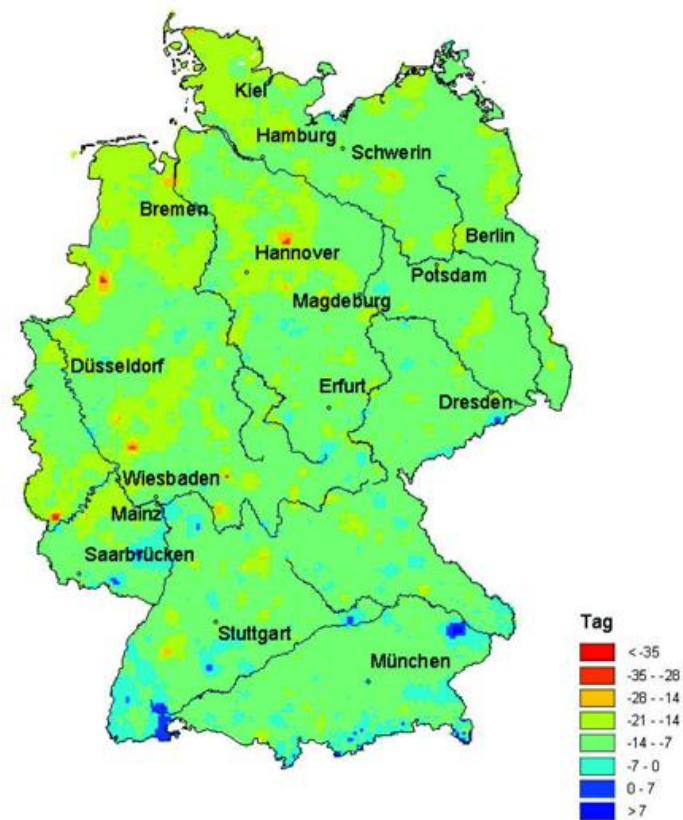
Der März brachte zwar vorübergehend nochmals winterliche Witterung. Insgesamt war dieser Monat aber ebenso wie der nachfolgende April mild, sonnenscheinreich und trocken, so dass auch die Vollfrühlingsphasen recht früh auftraten. So konnte der Beginn der Apfelblüte in den Niederungen Westdeutschlands teilweise schon Anfang April festgestellt werden. Sonst trat diese Phase meist in der zweiten Aprilhälfte auf. Nur an der Ostsee und in höheren Lagen wurde die Apfelblüte erst Anfang Mai beobachtet. Die Phase war damit wie im Vorjahr meist um 1 bis 2 Wochen früher als üblich (s. Abb. 2).

Von Mai bis Juli war die Witterung relativ kühl und besonders in Norddeutschland auch feucht. Die Pflanzenwelt wurde dadurch aber kaum in ihrer Entwicklung behindert. So trat das Ährenschieben des Winterroggens, das in etwa den Beginn des Sommers kennzeichnet, ebenfalls wieder recht früh auf. Am Rhein und in Ostdeutschland wurde die Phase teilweise schon Anfang Mai beobachtet und trat bis zum Ende dieses Monats nahezu überall in Deutschland auf. Auch diese Phase war überwiegend 1 bis 2 Wochen früher als im Bezugszeitraum (s. Abb. 3).

Bei den Herbstphasen waren in diesem Jahr keinen großen Abweichungen von den Bezugswerten zu verzeichnen. So wurde der Eintritt der Fruchtreife der Rosskastanie, die den Herbstbeginn markiert, in Süddeutschland meist Anfang September beobachtet. In Norddeutschland trat diese Phase überwiegend in der zweiten Septemberhälfte auf. Nur im Süden war die Phase gebietsweise 2 bis 3 Wochen zu früh. Im Norden und Westen Deutschlands trat sie teilweise sogar einige Tage zu spät auf (s. Abb. 4). Dabei zeigen sich wieder starke kleinräumige Variationen, die sich kaum durch die vorausgegangene Witterung erklären lassen.



**Abb. 1** Beginn der Blüte des Schneeglöckchens 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)



**Abb. 2** Apfelblüte 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

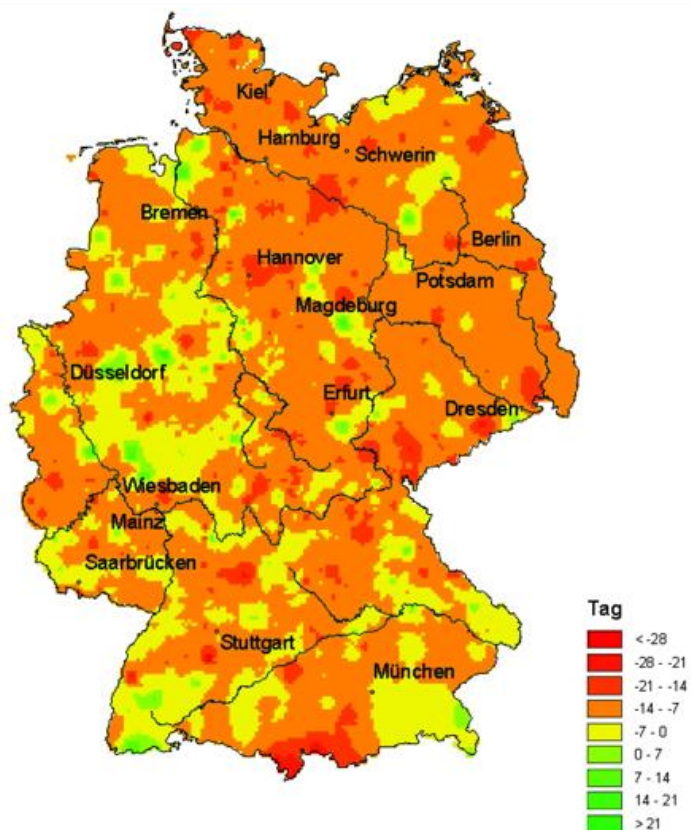


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

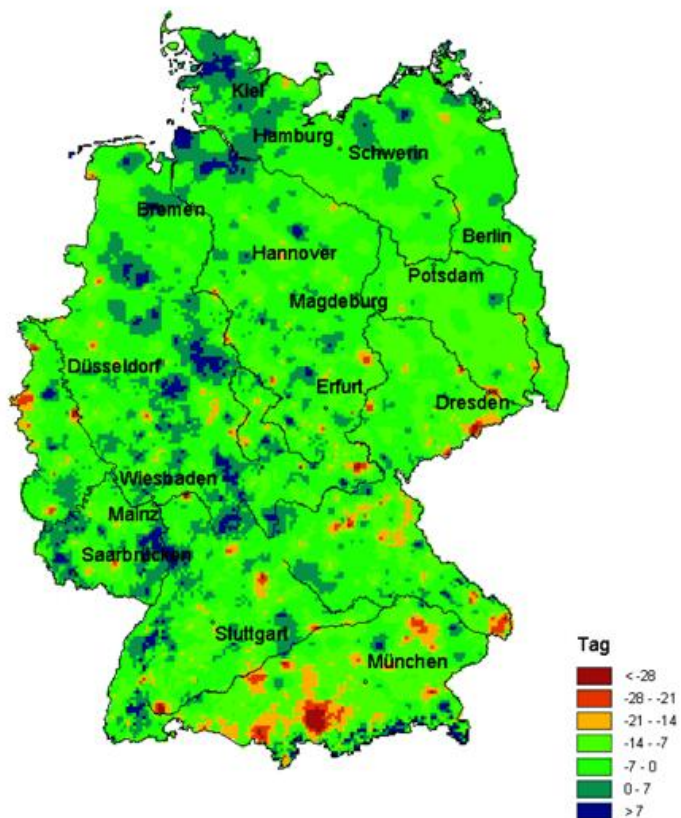


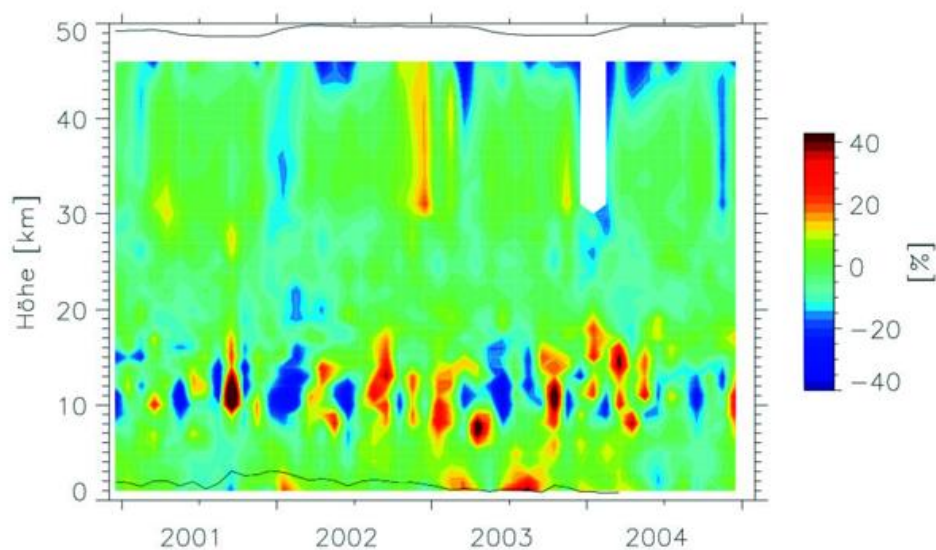
Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2004 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

## Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Abgesehen von erneut sehr niedrigen Ozonwerten in der oberen Stratosphäre wurden im Jahr 2004 keine Extremsituationen festgestellt. Die Schwankungen über Mitteleuropa gingen in weiten Bereichen der Ozonschicht kaum über das übliche Maß hinaus. Betrachtet man die Anomalie der Ozon-Höhenverteilung als Funktion der Zeit (Abb. 1), so zeigen sich besonders in der von atmosphärischen Dynamik geprägten Zone unterhalb von 20 km Höhe die typische Abfolgen von meteorologisch bedingten, positiven und negativen Abweichungen ohne besondere Auffälligkeiten. Extreme, lang andauernde Minima wie z.B. im Winter 2001/02 sind 2004 nicht zu finden (Claude et al, 2003a). Überwogen in der ersten Jahreshälfte in der untersten Stratosphäre noch vielfach positive Abweichungen, so stellten sich in der zweiten Jahreshälfte vermehrt negative Abweichungen ein, insbesondere knapp oberhalb der Tropopause. Dies ging einher mit entsprechenden Abweichungen der Tropopausenhöhe, was überwiegend für meteorologische Einflüsse spricht.

Die Ozonsäulendichte, als Maß für die Dicke der Ozonschicht, wich in keinem Monat um mehr 5 Prozent von den jeweiligen vieljährigen Mittelwerten ab. Mit 322 Dobson Einheiten (DU) lag 2004 die mittlere Ozonschichtdicke über Süddeutschland (Hohenpeißenberg), wie auch 2003, nur wenig unter dem vieljährigen Mittel (Abbildung 2). Der seit mehr als 10 Jahren scheinbar vorhandene Aufwärtstrend bei den Ozonsäulendichten setzt sich damit fort. Scheinbar ist dieser Trend deshalb, weil das ausgeprägte Minimum infolge des Ausbruchs des Vulkans Pinatubo entscheidend zu diesem Eindruck beiträgt. Der starke Abwärtstrend, wie er vor dem Pinatuboereignis sichtbar war, ist aus heutiger Sicht jedoch nicht mehr vorhanden.



**Abb. 1** Zeit-Höhenschnitt des Ozons über Hohenpeißenberg. Dargestellt ist die monatliche Abweichung von den vieljährigen Monatsmitteln. Unterhalb von 30 km Höhe werden Ergebnisse der Ozonsondierungen verwendet, oberhalb Ergebnisse der Lidarmessungen. Für Januar 2004 liegen keine Lidar-Daten vor.

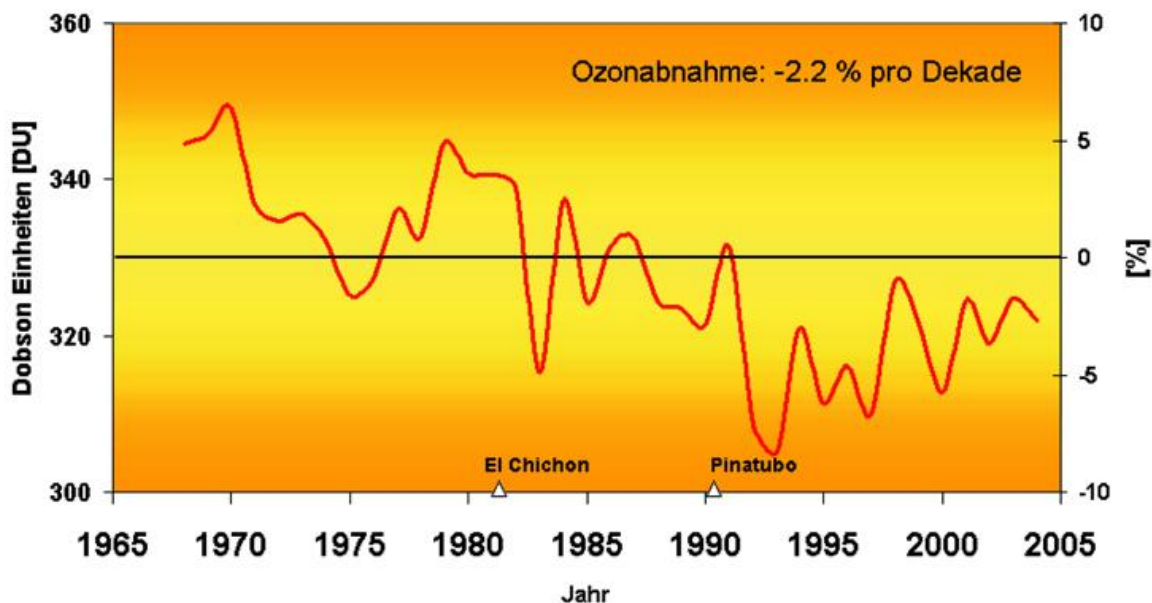
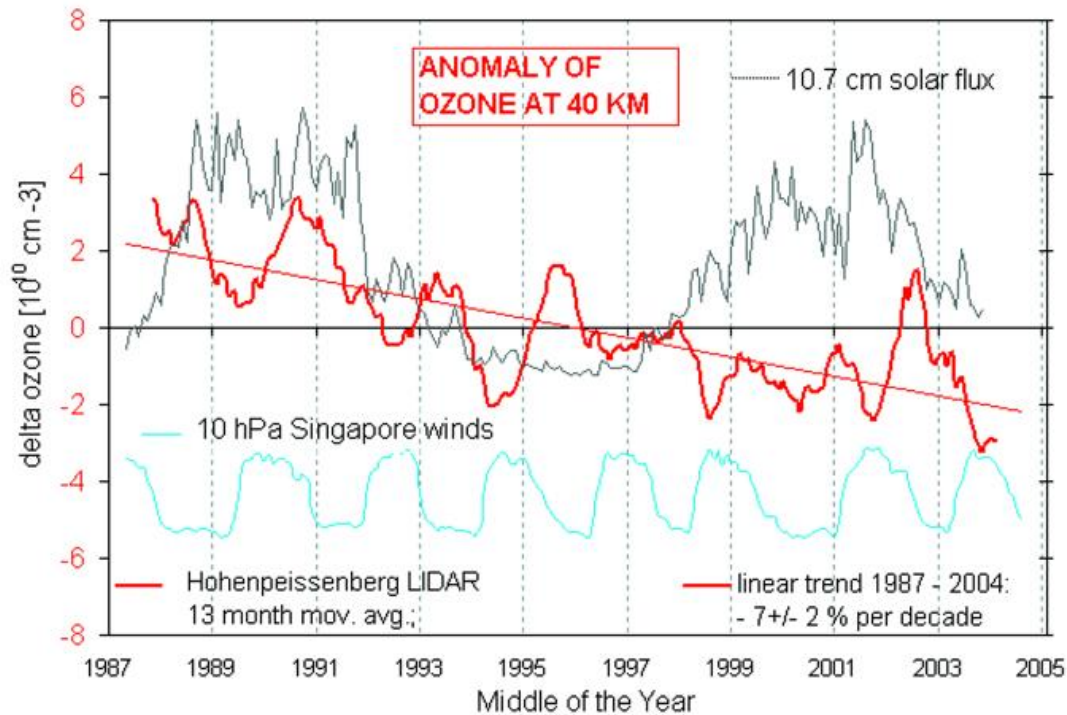


Abb. 2 Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968

Das Gesamtozon repräsentiert insbesondere den Ozongehalt der unteren Stratosphäre. Der Ozongehalt in dieser Schicht wird recht stark vom Wetter- und Klimageschehen beherrscht. So wie in den Jahren des starken Rückganges der Ozonschichtdicke nur 50- bis maximal 70 Prozent der Abnahme dem anthropogenen Chlor zugeschrieben wurde, kann der Anstieg der letzten Jahre auch nur sehr bedingt einem Rückgang des stratosphärischen Chlors zugeordnet werden.

Ein stärkerer Einfluss der Chlorchemie auf den Ozonabbau ist in Höhen um 40 km vorhanden. Hier zeigen die Messungen mit dem Ozon-Lidar am Hohenpeissenberg seit 1987 eine markante Ozonabnahme, die sich, den zyklischen Schwankungen folgend, im Jahre 2004 erneut intensiviert (Abb. 3). Die Schwankungen werden hauptsächlich durch die sogenannte QBO und den solaren Zyklus verursacht (Steinbrecht et al., 2004). Die auch von amerikanischen Satelliten seit einigen Jahren beobachtete Stagnation des Trends gab Anlass zu kontroversen Diskussionen über einen frühzeitigeren Beginn der Erholung der Ozonschicht. Diese Diskussion hält an. Wir sind der Auffassung, dass die Messreihen für eine solche Aussage noch zu kurz sind. Insbesondere kann der Einfluss des 11-jährigen solaren Zyklus aufgrund der begrenzten Länge der Ozonreihen in der oberen Stratosphäre, bisher noch nicht genau genug quantifiziert werden (Steinbrecht et al., 2004). Bei uns wurden im Jahr 2004 die niedrigsten Messwerte der gesamten Reihe festgestellt (Abb. 3).

Eine interessante Entwicklung zeichnet sich in der Tropo-/Ozonopausenregion ab. Typischerweise steigt im vertikalen Ozonprofil das Ozonmischungsverhältnis in der Tropopausenregion rasch auf hohe stratosphärische Werte an. Zumeist setzt dieser Ozonanstieg nicht in Höhe der thermischen Tropopause ein, sondern bereits darunter. In mittleren Breiten liegt diese sogenannte Ozonopause im Mittel ca. 800 m unterhalb der Tropopause. Die Gründe für die unterschiedlichen Höhen sind bisher noch nicht ganz klar. Wesentlich sind wohl die verhältnismäßig lange Lebensdauer von Ozon in diesem kalten Höhenbereich und die dort meist hohen horizontalen Windgeschwindigkeiten. Ozon, das z.B. durch Tropopausenbrüche in die obere Troposphäre eingedrungen ist, wird so weit verteilt. Das mäandernde Band der Strahlströme



**Abb. 3** Prozentuale Abweichung des Ozongehalts vom vieljährigen Mittelwert in 40 km Höhe mit linearer Regression, gemessen mit dem Lidar am Hohenpeißenberg (rot). Oben ist der solare Strahlungsfluss bei 10.7 cm angegeben, als Maß für den 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, unten der zonale Wind in 10 hPa über Singapur (blau), als Maß für die Quasi-Biennale-Oszillation (QBO, B. Naujokat, pers. Mttlg., 2003). Die Ozondaten sind über 13 Monate gleitend gemittelt.

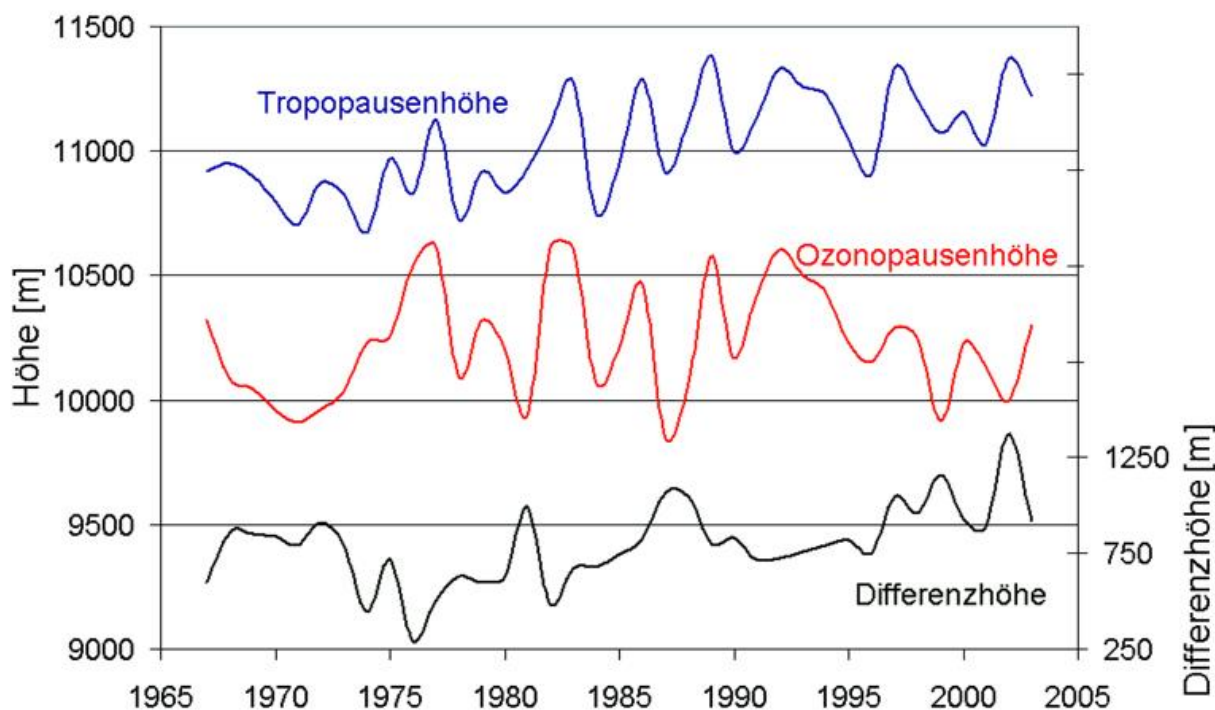
(Jetstreams) mit Windgeschwindigkeiten von 100-350 km/h ist oft mit diesen Tropopausenbrüchen gekoppelt. Das Windmaximum liegt meist ebenfalls etwa 800 bis 1200 m unterhalb der thermischen Tropopause. Vertikalbewegungen sind in diesem Höhenbereich dagegen recht gering und wechseln beim Übergang von der Troposphäre in die Stratosphäre im Bereich der sogenannten Nullschicht das Vorzeichen. D.h. oberhalb der Nullschicht herrscht Absinken, darunter Hebung und umgekehrt.

Die Höhe der Tropopause ändert sich mit Jahreszeit und Wetter. Auch langfristige Änderungen sind bekannt. Insbesondere wegen der durch den Klimawandel bedingten Erwärmung der Troposphäre hat sich über Mitteleuropa die Tropopause innerhalb der letzten 30 Jahre um etwa 400 m angehoben (Abb. 4). Dieser Trend ist bei der Ozonopause kaum zu beobachten. Unter stärkeren Schwankungen, die mit den Schwankungen der Tropopausenhöhe positiv korreliert sind, war deren Höhenlage lange Zeit im Mittel konstant. Der langfristige Verlauf der Höhendifferenz zwischen beiden Pausen ist in Abbildung 4 als Differenzhöhe dargestellt. Ein Auseinanderdriften der beiden Pausen ist erkennbar. Es ergibt sich besonders aus dem stärkeren Anstieg der Tropopause bis etwa Anfang der neunziger Jahre und dem Absinken der Ozonopause seit diesem Zeitraum (s.a. Claude et al, 2004b).

Die Ursachen hierfür sind unklar, werden jedoch in sich ändernden Austauschbedingungen zwischen Stratosphäre und Troposphäre vermutet, Das kann zum Beispiel von der troposphärischen Erwärmung und der Abkühlung der unteren Stratosphäre ausgehen, was aber noch nicht verifiziert ist. Trotz relativer Nähe zur Erdoberfläche

ist die Tropopausenregion mit der angrenzenden oberen Troposphäre und der untersten Stratosphäre noch immer wenig erforscht.

Die Entwicklung des antarktischen Ozonloches verlief in diesem Jahr ohne besondere Auffälligkeiten. Von der Ausdehnung her war es eher ein ‚kleines‘ Ozonloch, auch wenn die Ozonzerstörung wiederum recht beträchtlich war. Es sei daran erinnert, dass im Jahre 2000 das antarktische Ozonloch seine bisher größte Ausdehnung erreicht hat. 2002 wurde das seltene Phänomen eines gespaltenen Südpolarwirbels beobachtet, mit der Folge, dass sich auch das Ozonloch teilte und früh im Jahr wieder auffüllte. Damit verbunden war dann auch der niedrigste Ozonverlust seit 1988. Im antarktischen Frühjahr 2003 wurde wiederum ein sehr ausgeprägtes Ozonloch beobachtet, mit einer ähnlichen Ozonzerstörung wie 2000. Die große Variabilität in den letzten 4 Jahren mit Rekordminima und Rekordmaxima, sowohl bei der überdeckten Fläche als auch bei den beobachteten Ozonverlusten, lässt bisher keine weiteren Schlüsse auf die nähere künftige Entwicklung zu.



**Abb. 4** Langzeitverlauf von Tropopausehöhe, Ozonopausehöhe und der Differenz von beiden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg. Die Höhe der thermischen Tropopause wurde nach WMO-Kriterien (lapse-rate Verfahren) bestimmt. Die Kriterien für die Ozonopausehöhe sind diesen angepasst.

#### Literatur

- Claude, H.; Steinbrecht, W.; Köhler, U. Entwicklung der Ozonschicht. Klimastatusbericht 2002; 2003a.  
 Claude, H. Köhler, U. Steinbrecht, W., Tropopause und Ozonopause, Ozonbulletin des DWD, Nr. 97, 2004b.  
 Steinbrecht, W.; Claude, H.; Winkler, P. Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?. J. Geophys. Res. 109: 10.1029/2003JD004284; 2004.

## Objektive Wetterlagenklassen 2004

P. Bissolli, E. Dittmann

### *Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation*

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde bisher nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 25jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

**Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:**

**aa z<sub>950</sub> z<sub>500</sub> f mit:**

<b>aa =:</b>	<b>Anströmrichtung:</b>	<b>XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;</b>
<b>z<sub>950</sub> z<sub>500</sub> =:</b>	<b>Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa:</b>	<b>Z = zyklonal, A = antizyklonal;</b>
<b>f =:</b>	<b>Feuchte</b>	<b>F = feucht, T = trocken.</b>

**Beispiel:**  
**NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.**

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2004

Folgende Wetterlagen sind im Jahr 2004 aufgetreten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Rang	Wetterlage	Anzahl	in %	Rang	Wetterlage	Anzahl	in %
1	NWAZT	37	10,1	17	XXZZF	8	2,2
2	SWAAF	34	9,3	18	NWZZF	8	2,2
3	NWAAT	29	7,9	19	SWAAT	7	1,9
4	NWAAF	27	7,4	20	XXAZT	6	1,6
5	SWZZF	21	5,7	21	SOZAT	5	1,4
6	SWZAF	20	5,5	22	XXAZF	4	1,1
7	XXAAT	17	4,6	23	NWZAF	4	1,1
8	XXAAF	17	4,6	24	XXZAT	4	1,1
9	NOAAT	16	4,4	25	NWZAF	4	1,1
10	SWAZF	16	4,4	26	SWZAT	3	0,8
11	NOAZT	15	4,1	27	SOZAF	3	0,8
12	SWAZT	15	4,1	28	NOAAF	2	0,5
13	XXZAF	12	3,3	29	SOZZT	2	0,5
14	XXZZT	11	3,0	30	SOAAT	1	0,3
15	SWZZT	9	2,5	31	NWZAT	1	0,3
16	NWZZT	8	2,2				

Damit sind 9 Wetterlagenklassen 2004 nicht vorgekommen.

Die 4 häufigsten Klassen waren diejenigen, die auch im klimatologischen Mittel am häufigsten auftreten, wobei die häufigste Klasse NWAZT noch ein wenig öfter vorkam als sonst und damit die 10%-Marke überschritt. Demgegenüber wurden die beiden hochreichend antizyklonalen Nordwestlagen NWAAT und NWAAF etwas weniger häufig beobachtet als im Mittel.

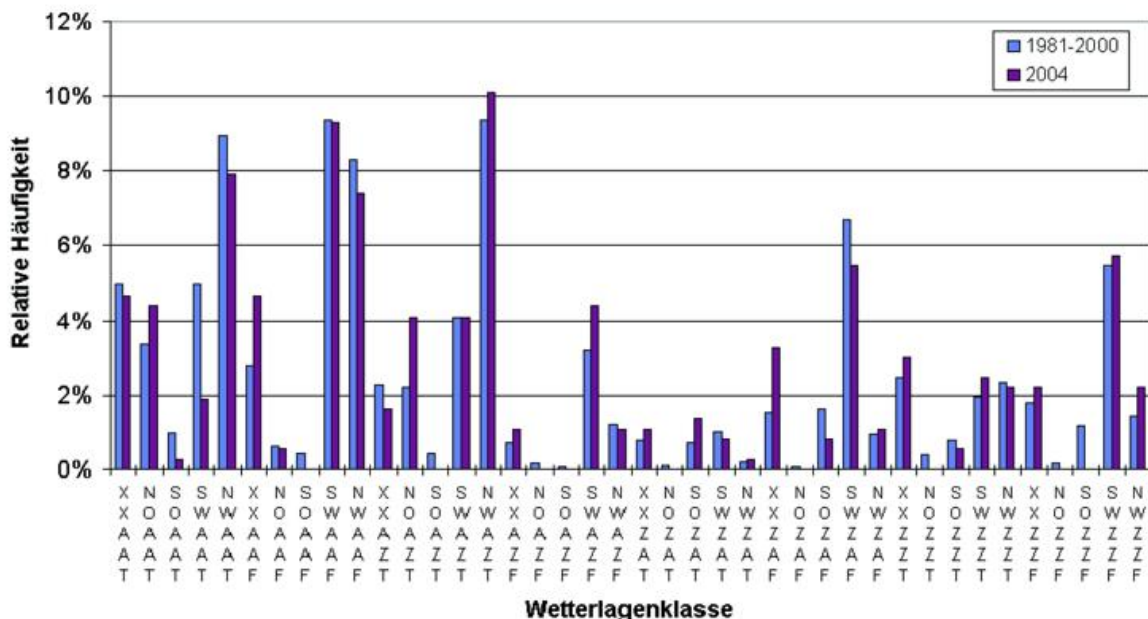
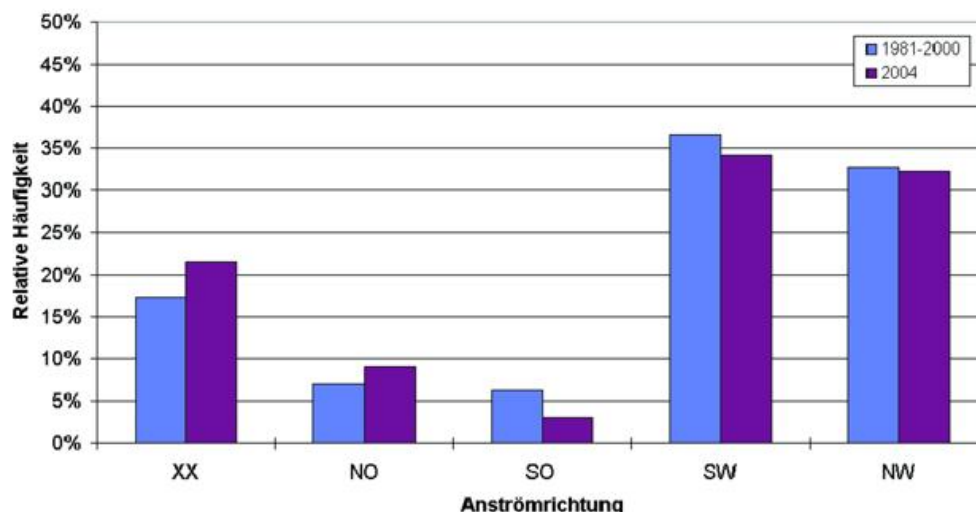


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

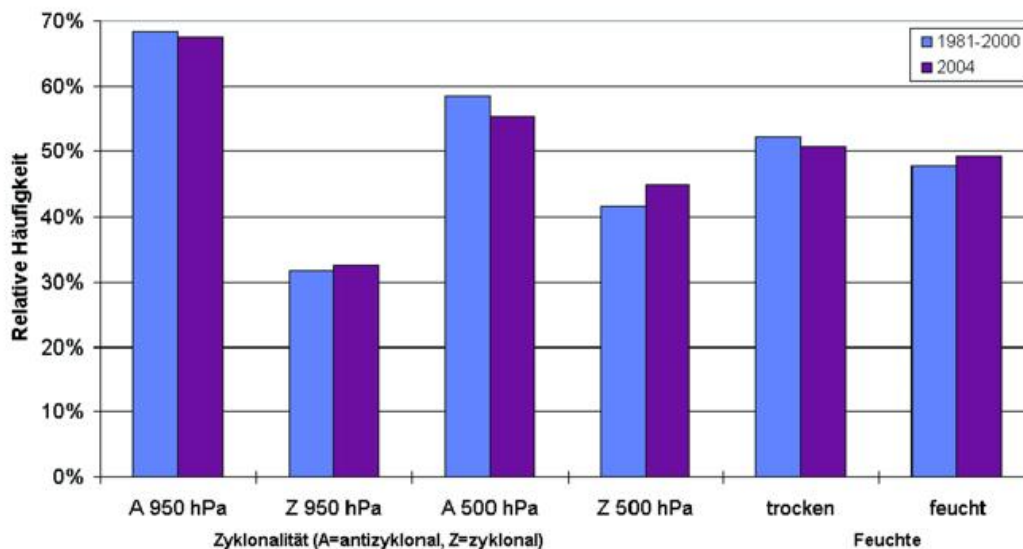
### Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2004

Bei den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen (Abb. 2 und 3) gab es 2004 ebenfalls keine großen Abweichungen zum vieljährigen Mittel. Die häufigsten Anströmrichtungen kamen mit einem Anteil von 34% wieder aus Südwest, damit lag wie im Vorjahr dieser Anteil knapp unter dem vieljährigen Mittel. Fast genauso häufig kamen die Nordwestlagen vor, ihr Anteil mit 32% war etwa der vieljährige Durchschnitt. Relativ häufig waren mit über 20% die XX-Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung. Immerhin 9% Nordostlagen waren dabei, dafür waren aber die Südostlagen sehr selten, so dass insgesamt Lagen mit Ostkomponenten in 2004 nicht häufiger vorkamen als sonst.

Die zyklonalen Lagen waren nur wenig häufiger als im Mittel, in 500 hPa noch etwas mehr als in 950 hPa. Somit standen in 950 hPa 68% antizyklonale Lagen 32% zyklonalen Lagen gegenüber, in 500 hPa war das Verhältnis 55 zu 45%. Bei der Feuchte war, ähnlich wie im Vorjahr, wieder nahezu eine Gleichverteilung zwischen trockenen und feuchten Lagen anzutreffen.



**Abb. 2** Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.



**Abb. 3** Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2004 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

## Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten besonders häufig in den Sommermonaten, vor allem aber auch im Oktober auf. Dagegen waren Nordwestlagen besonders in den Wintermonaten Januar und Februar sowie im November stark vertreten. Die Lagen mit Ostkomponente hatten ihren Schwerpunkt im zeitigen Frühjahr, wo auch üblicherweise eine starke Meridionalisierung zu erwarten ist. Eine auffallende Häufung von Lagen mit uneinheitlicher Anströmrichtung zeigte sich in den Monaten April, Mai und Dezember.

- Zyklonalität

In 950 hPa waren fast alle Monate häufiger antizyklonal als zyklonal, mit Ausnahme des August. In 500 hPa waren die Monate Januar, Juni und Juli mehr zyklonal, die übrigen Monate mehr antizyklonal.

- Feuchte

Die Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November hatten mehr trockene Luftmassen, die Monate Februar, April, August, Oktober und Dezember mehr feuchte. Somit traten hier keine Häufungen zu bestimmten Jahreszeiten auf.

- Temperatur

Die Monate Mai bis Juli waren relativ kühl, alle übrigen Monate relativ warm. In den Wintermonaten herrschte ein Transport maritimer Luftmassen vor, so dass diese durchweg relativ mild ausfielen. In den Monaten März/April und August bis Oktober dürfte der Transport wärmerer Luftmassen aus Südwest zu den zum Teil deutlich überdurchschnittlichen Temperaturen geführt haben. In den kühlen Monaten Mai bis Juli hat zum Teil die relativ häufige Kaltluftzufuhr aus Nordwest eine Rolle gespielt, zum Teil aber auch häufige Höhentiefs, vor allem im Juni.

**Tab. 1** Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken) im Jahr 2004. Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (positive Zahlen: warm, negative: kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (in %) als Abweichungen vom Klimamittel 1961-1990.

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	4	2	8	11	11	7	2	6	5	4	6	13	79
NO	4	4	7	4	3	1	1	0	4	0	4	1	33
SO	0	2	3	3	0	0	0	1	0	1	1	0	11
SW	7	5	8	11	5	12	17	16	11	22	4	7	125
NW	16	16	5	1	12	10	11	8	10	4	15	10	118
A 950 hPa	19	21	23	16	18	23	22	14	25	16	24	26	247
Z 950 hPa	12	8	8	14	13	7	9	17	5	15	6	5	119
A 500 hPa	12	15	19	19	16	12	15	16	21	19	18	20	202
Z 500 hPa	19	14	12	11	15	18	16	15	9	12	12	11	164
trocken	19	14	22	13	20	15	17	6	20	11	19	10	186
feucht	12	15	9	17	11	15	14	25	10	20	11	21	180
Temperatur	+0,3	+2,0	+0,6	+2,0	-0,6	-0,2	-0,2	+2,0	+0,8	+1,1	+0,1	+0,3	+0,7
Niederschlag	172	101	63	65	100	82	129	113	103	93	105	62	99

- Niederschlag

Relativ niederschlagsreich waren vor allem die Monate Januar, Juli und August, relativ trocken besonders die Monate März, April, Juni und Dezember. Im Januar haben offensichtlich häufige zyklonale westliche Lagen zu viel Niederschlag geführt, im Juli waren oft Höhentiefs mit Schauerniederschlägen wirksam und im August waren die häufigen Tiefs im Bodennähe und die sehr feuchten aus Südwesten herantransportierten Luftmassen niederschlagsbestimmend. In den niederschlagsarmen Monaten wirkten sich dagegen die zum Teil relativ häufigen Hochdrucklagen aus.

#### Langzeittrends 1980-2004

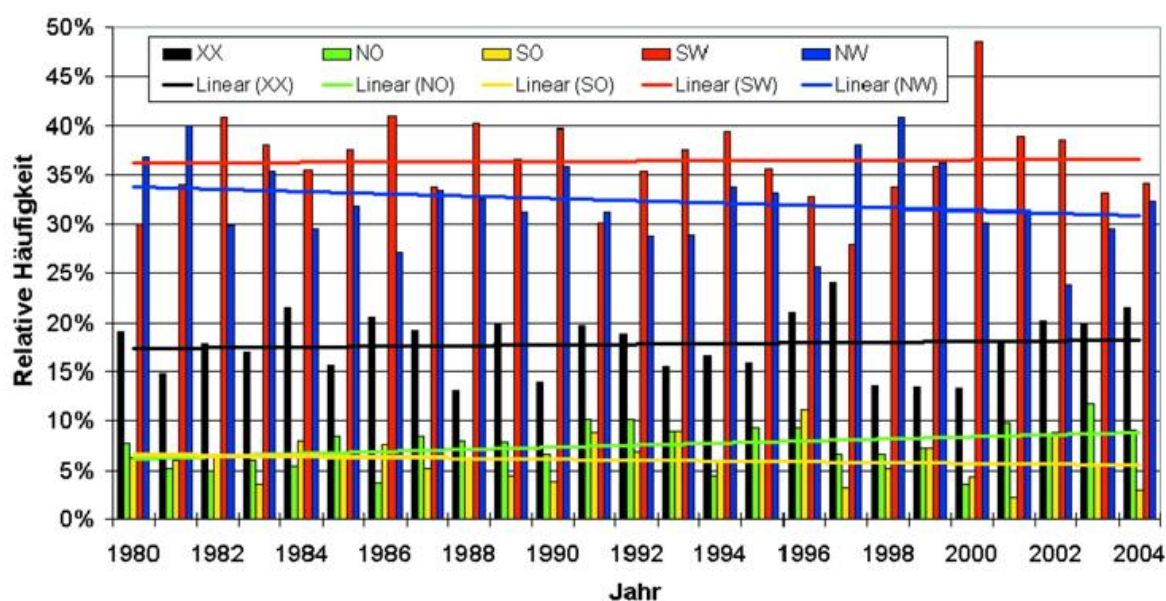
Bei der Anströmrichtung zeigen langfristig die Südwestlagen immer noch eine zunehmende Tendenz, der Spitzenwert im Jahr 2000 wurde jedoch seitdem nicht mehr erreicht (Abb. 4). Die Nordwestlagen weisen auch längerfristig eine abnehmende Tendenz auf. Dagegen nehmen die Nordostlagen offenbar weiter zu, sie blieben 2004 jedoch unter dem Spitzenwert von 2003.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) ist langfristig eine Zunahme der feuchten Lagen zu sehen. In den Jahren 1998-2002 gab es zum Teil deutlich mehr feuchte als trockene Lagen, dies war seit 2003 jedoch nicht mehr der Fall.

Bei der Zyklonalität zeigt sich in 500 hPa eine leichte Zunahme der antizyklonalen Lagen, in 950 hPa nehmen dagegen die zyklonalen Lagen leicht zu (Abb. 6 und 7). In beiden Niveaus wurden 2004 jedoch weniger antizyklonale Lagen beobachtet als im Spitzenjahr 2003.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können dem Internet entnommen werden:

<http://www.dwd.de/de/Funde/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk/wlk.htm>



**Abb. 4** Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

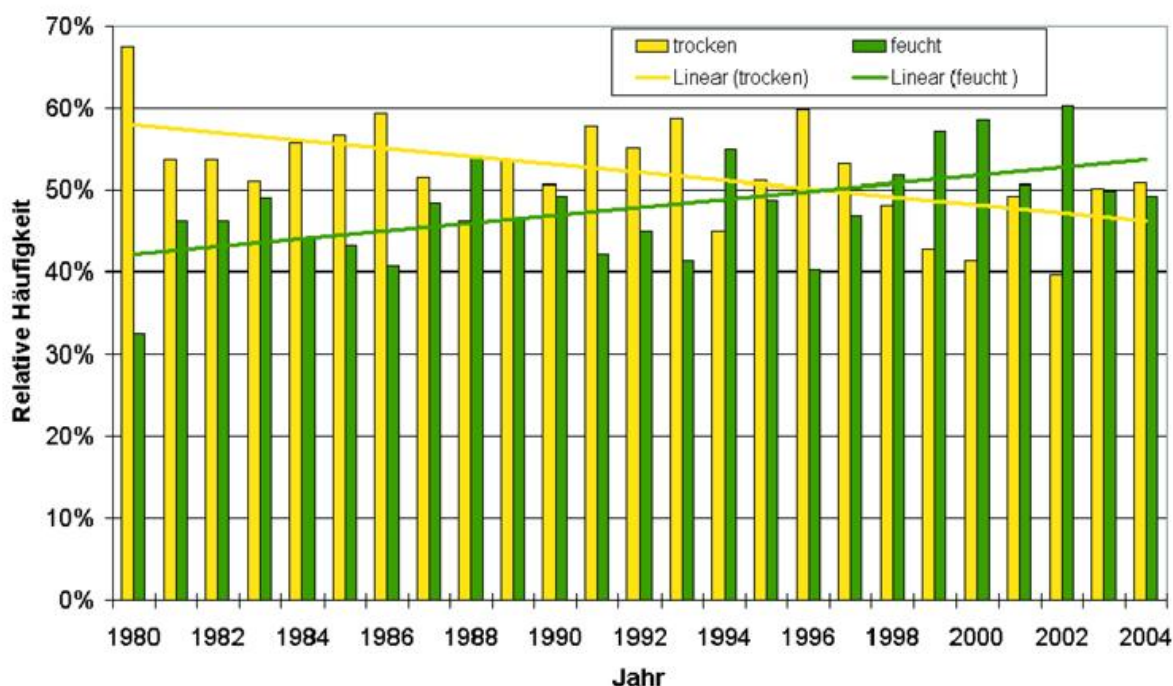


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchtklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

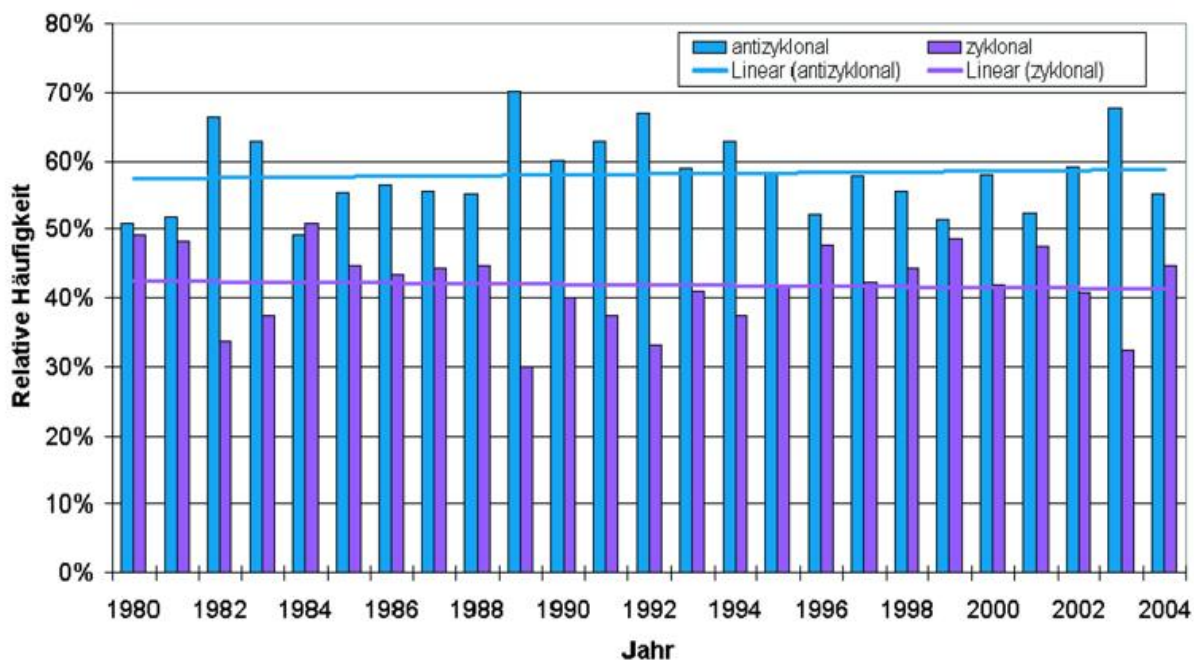
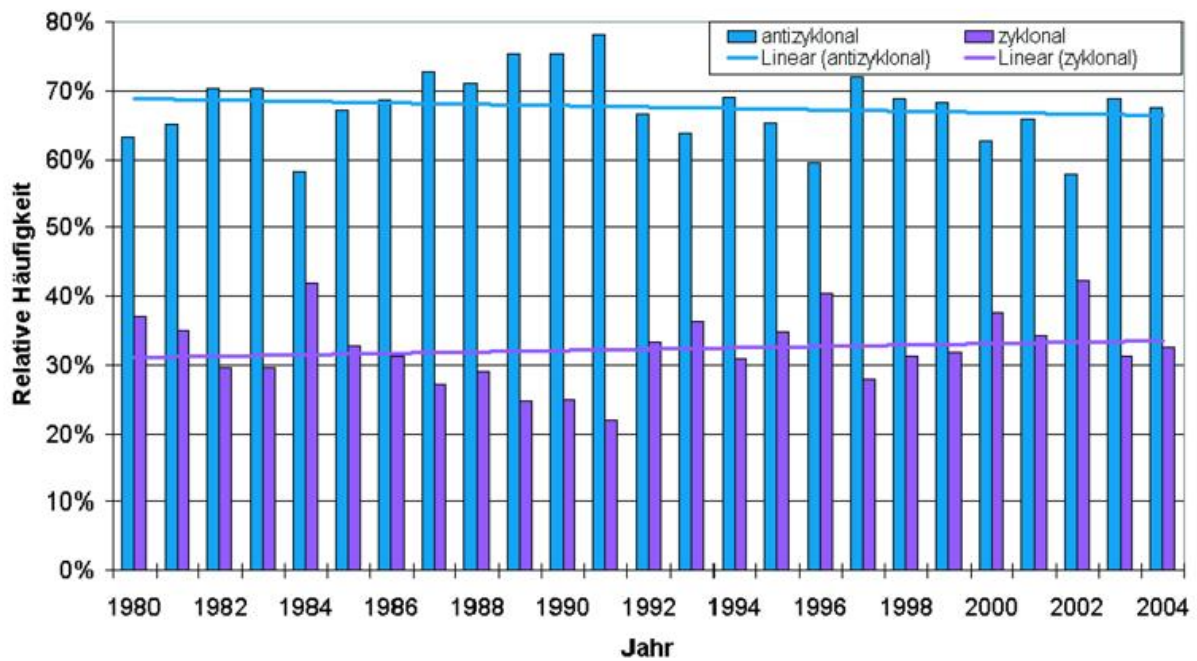


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.



**Abb. 7** Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2004.

## Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

### H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

#### *Zirkulation und Höhenwind:*

#### *Mittlere monatliche Windvektoren:*

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2004 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Januar und Februar sind in der Troposphäre durch häufigere Nordwestlagen charakterisiert. Das Vorherrschen der Nordwestlagen ist über Stuttgart besonders deutlich. Die Westströmung in der Stratosphäre fällt dagegen an beiden Stationen schwächer aus. Im März zeigt sich die Prägung durch häufige Nordostlagen, der April war wechselhaft mit häufigen SW-Lagen, auch der Mai war wechselhaft mit häufigen Nordwest- und Nordostlagen. In der Stratosphäre war die Westströmung im März und April noch kräftig ausgeprägt, so daß die sommerliche Ostwindperiode erst spät einsetzte. Die Sommermonate Juni, Juli, August waren von häufigen Südwest- und Nordwestlagen beherrscht, das ist an der Station Stuttgart deutlicher zu erkennen als über Schleswig. Auch die Herbstmonate September, Oktober, November sind noch vorwiegend von westlichen Lagen geprägt, September und November stärker von Nordwestlagen und der Oktober eher von Südwestlagen. In der Stratosphäre ist in den Monaten Oktober und November die Westwindzirkulation wieder besonders kräftig. Der Dezember hat wieder viele uneinheitliche Windrichtungen, Nordostlagen sind kaum und Südostlagen gar nicht vorhanden.

#### *Sommerliche Ostwindperioden:*

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1980 bis 2004. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre war 2004 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa relativ spät. Erst im Juni ist die Zirkulation voll ausgesprägt. Ähnlich kurze Perioden gab es in den Jahren 2002 und 1990.

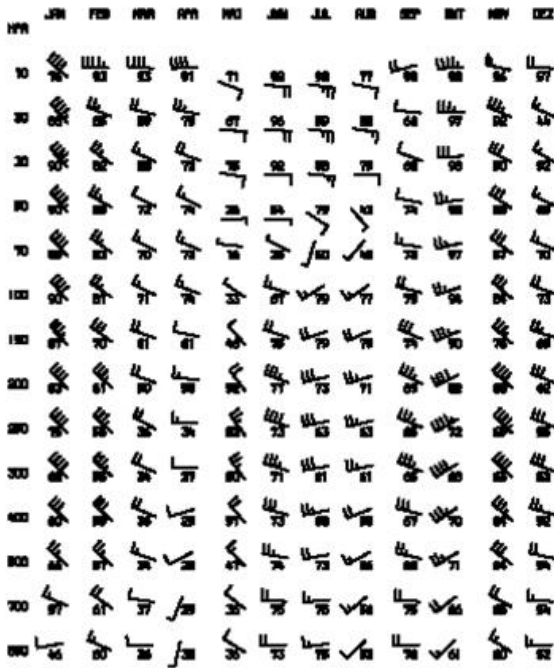


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2004.

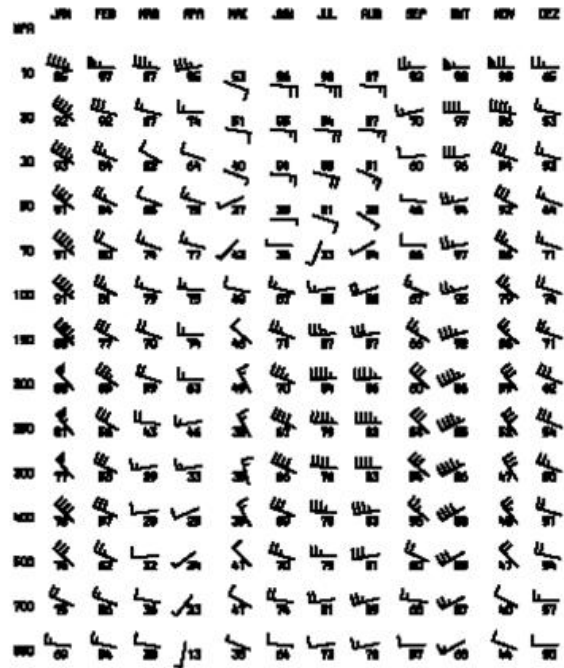


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2004.

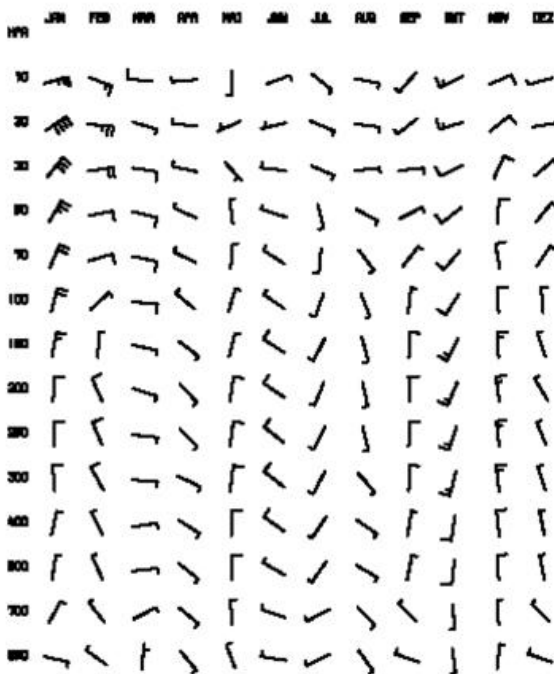


Abb. 3 Abweichungen der monatliche Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Schleswig 2004.

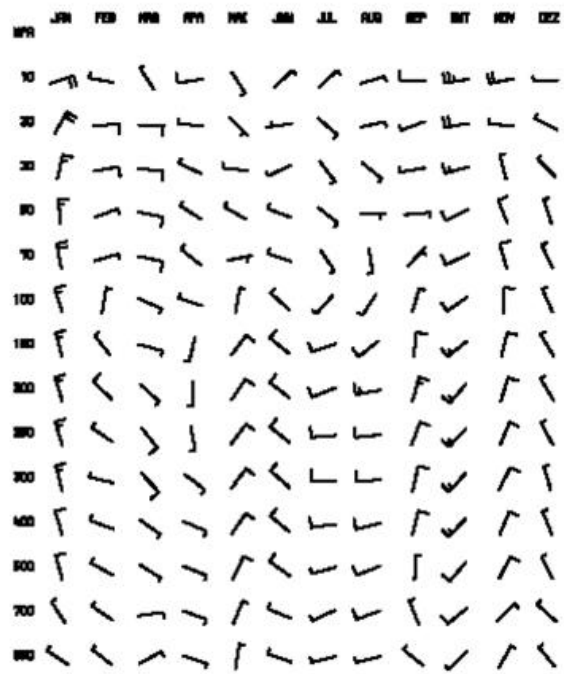
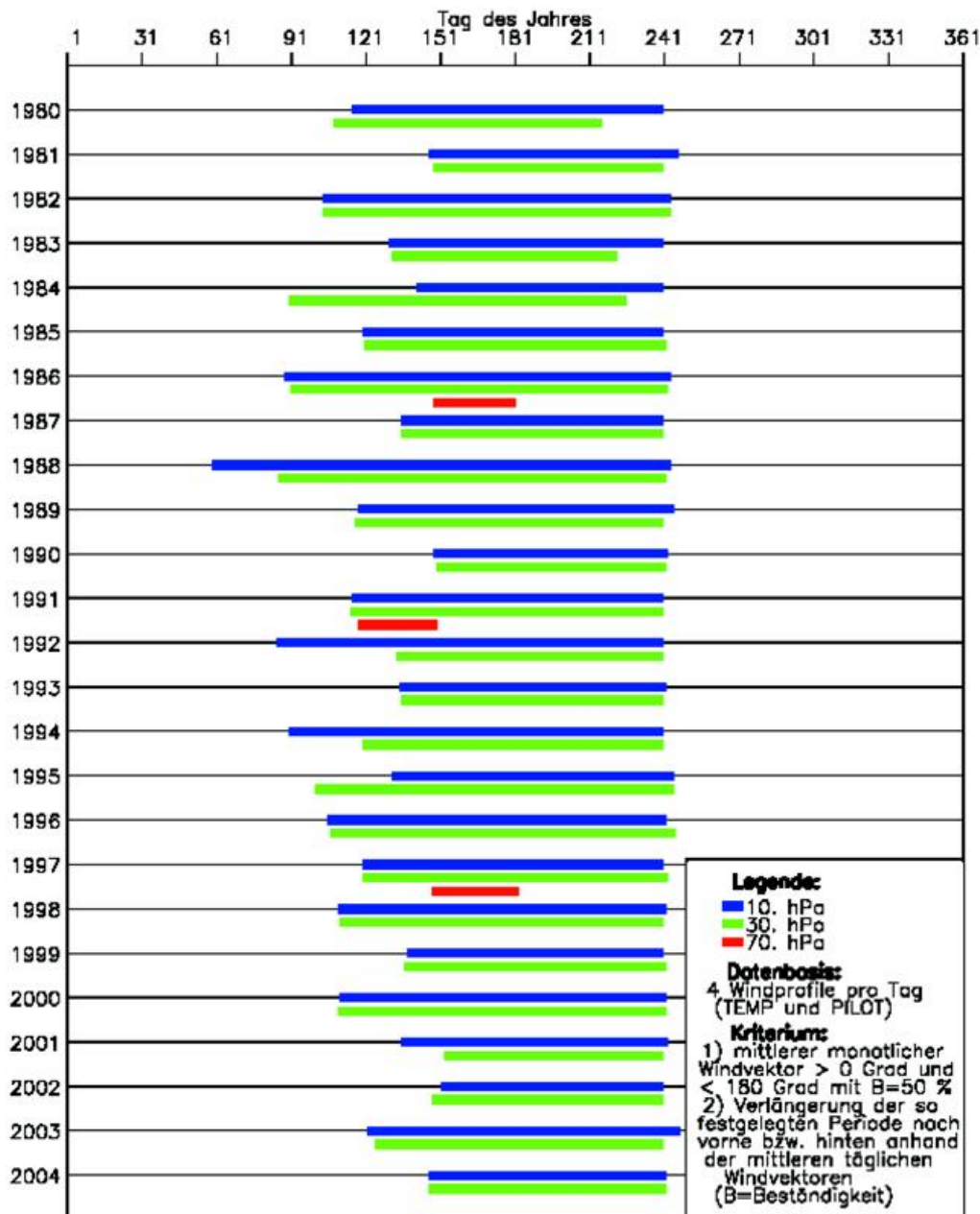


Abb. 4 Abweichungen der monatliche Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Stuttgart 2004.



**Abb. 5** Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre Stuttgart 1987-2004

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Für einige Stationen (Lindenberg, Oppin, Stuttgart und Kümmersbrück) wurden die Daten wegen vorhandener Datenlücken manuell nachkorrigiert. Die korrigierten Werte sind mit \* gekennzeichnet.

Eine gewisse Unsicherheit um wenige Tage bleibt aber bestehen. Für Oppin sind insbesondere die Werte für 50 hPa wegen größerer Datenlücken unsicher. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation liegt in 20 hPa an den nördlichen und westlichen Stationen einige Tage früher als an den östlichen und südlichen Stationen; in 50 hPa ist kaum ein Unterschied. In 70 hPa wurde an keiner Station eine sommerliche Ostwindzirkulation gefunden.

**Tab.1** Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2004 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2-4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit \* gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	117	252	136
	50	176	225	50
GREIFSWALD (WST)	20	117	247	131
	50	174	225	52
EMDEN (WST/AE)	20	117	244	128
	50	175	226	52
BERGEN (BW)	20	118	251	134
	50	181	226	46
LINDENBERG (OBS)	20	126*	247*	122*
	50	178*	225	48*
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	117	249	133
	50	184	223	40
OPPIN (WST)	20	117*	250*	134*
	50	175	212**	38
MEININGEN (WST)	20	121	250	130
	50	175	225	51
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	121	250	130
	50	175	225	51
STUTT GART(SCHNAR.AW ST)	20	127*	247*	121*
	50	173	225*	53*
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	127*	247*	121*
	50	174	224	51
OBERSCHLEISSHEIM	20	127	247*	121*
	50	175	225	51

### *Windmaxima im Winterhalbjahr*

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1977/1978. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2003/2004 wurden insgesamt 152 Fälle gezählt, die meisten im Januar (48 Fälle) und im Februar (47 Fälle) 2004. In 62 % dieser Fälle (94 Fälle) wurden die Windmaxima bei Drucken kleiner 150 hPa beobachtet.

### *Lufttemperatur*

#### *Monatsmittelwerte der Lufttemperatur*

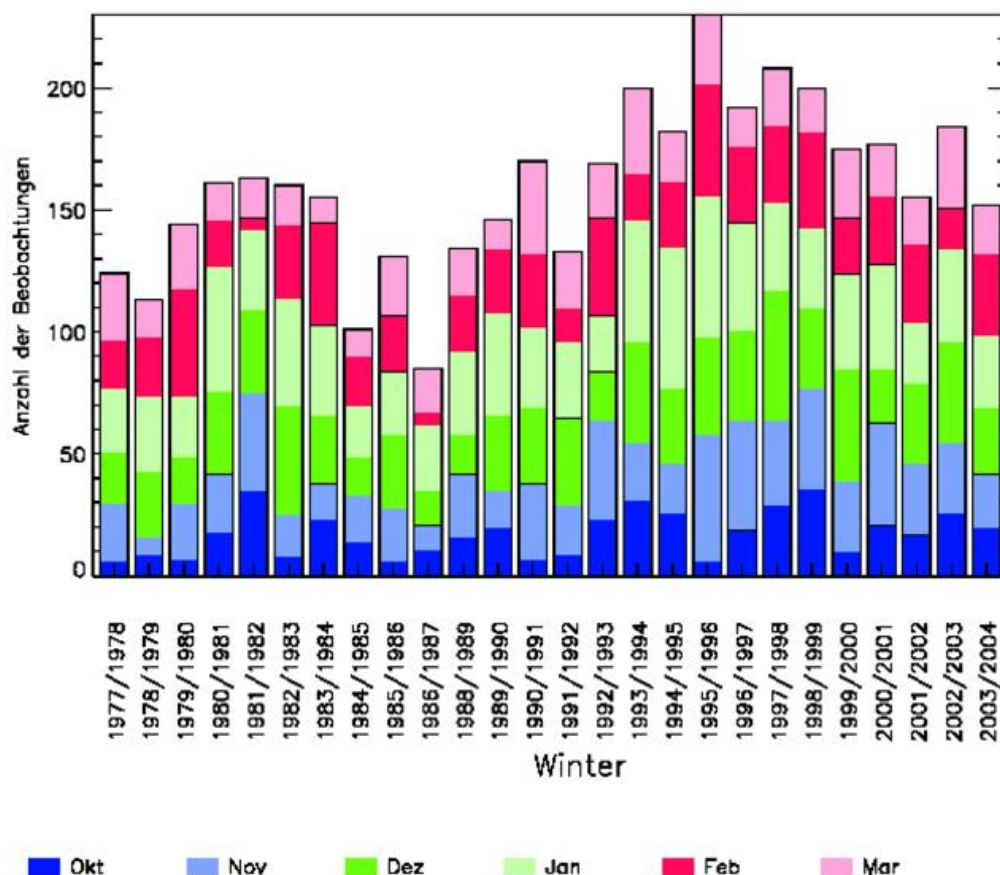
Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2004 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1965. Im Frühjahr und Herbst war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990. Die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten zu kühl.

*Temperaturminima in der Stratosphäre:*

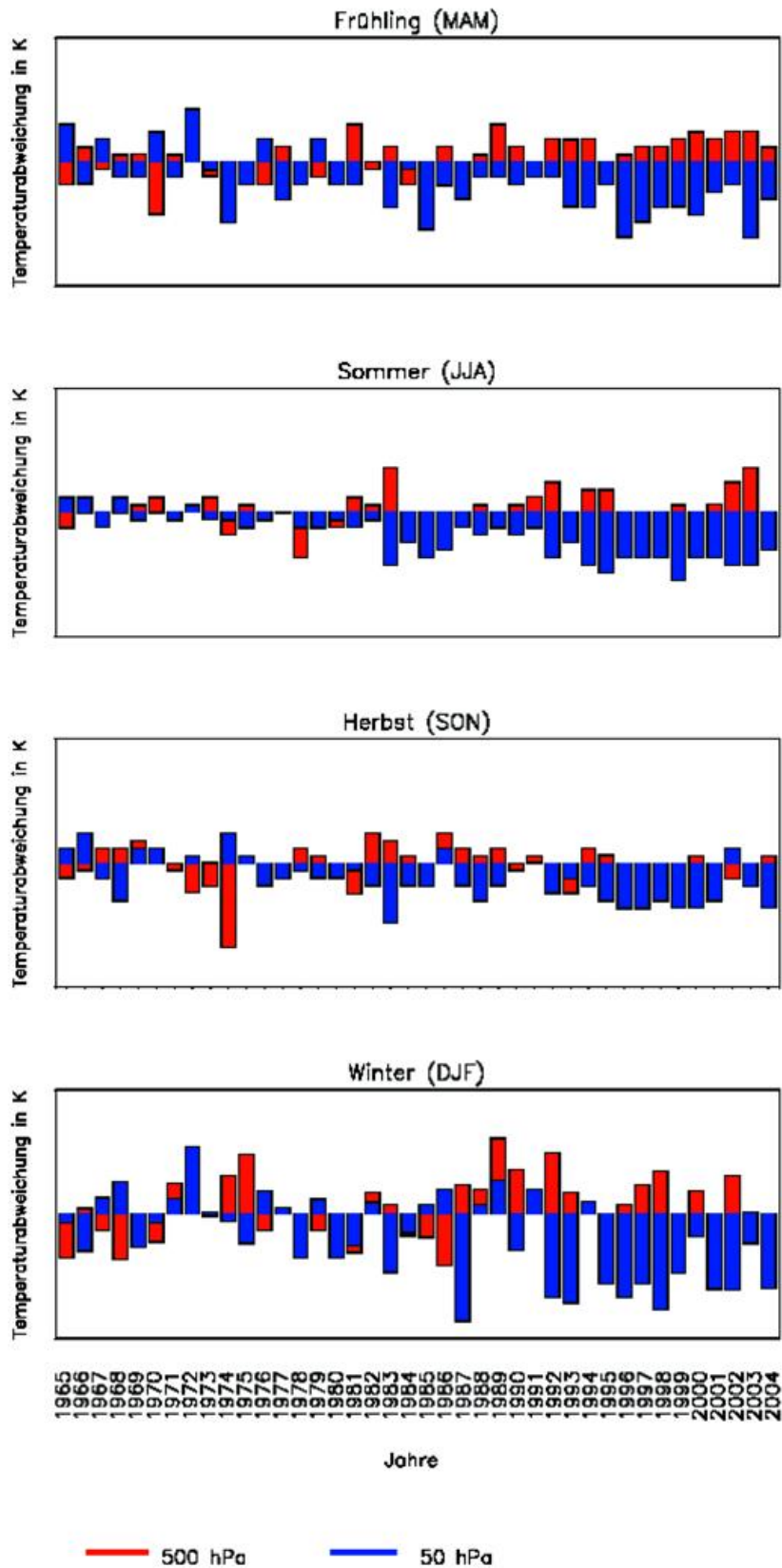
2004 traten Temperaturminima von  $-80$  Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre Anfang Januar an den Stationen Schleswig, Greifswald, Bergen, Essen Idar-Oberstein und Oberschleißheim in Höhen zwischen etwa 21 und 23 km auf. Über Schleswig und Greifswald wurden auch Ende November noch einmal solch tiefe Temperaturen in Höhen um 27 km beobachtet. Extrem niedrige Werte wurden jedoch generell nicht beobachtet, die Werte lagen nahe bei  $-80$  Grad Celsius. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

**Tab. 2** Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2004

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WST)	Jan	5	0	-80	23300
	Jan	4	12	-81	22997
	Nov	26	12	-80	27068
GREIFSWALD (WST)	Jan	1	0	-80	22258
	Jan	1	12	-81	22935
	Nov	25	12	-81	27420
BERGEN (BW)	Jan	3	12	-81	21900
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	7	0	-81	23953
	Jan	3	12	-81	21520
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Jan	3	12	-80	22463
OBERSCHLEISSHEIM	Jan	4	12	-80	20667



**Abb. 6** Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

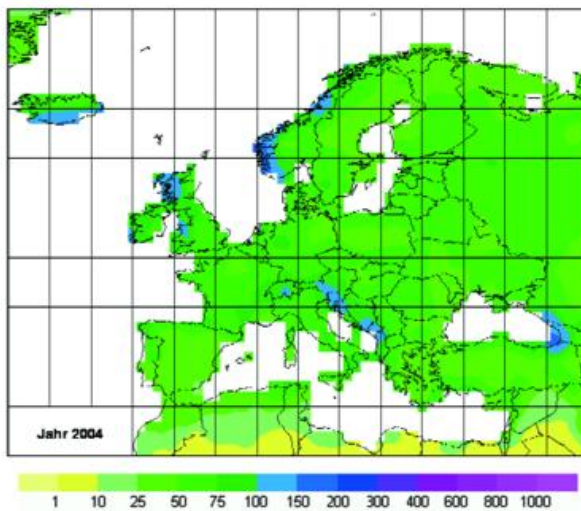


**Abb.7** Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2004 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Stationen).

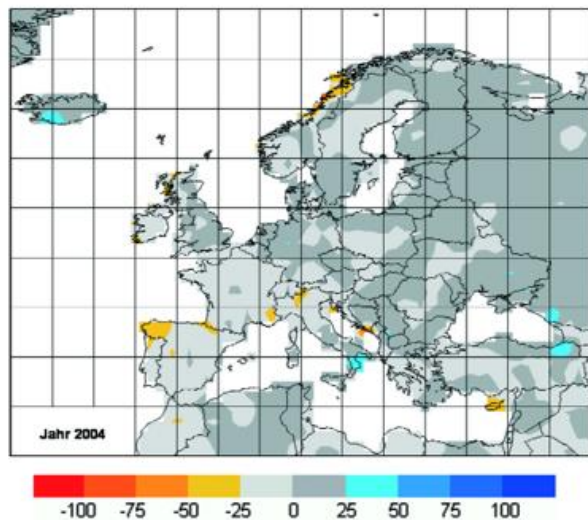
## Zeitlich- räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

A. Meyer-Christoffer und B. Rudolf

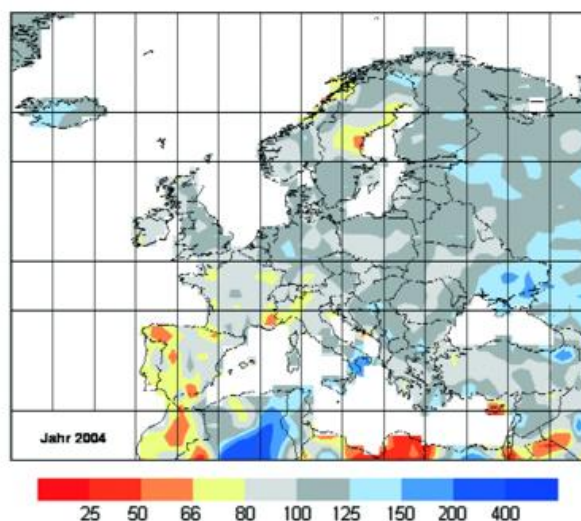
Die Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie zeigen, dass im meteorologischen Jahr (Dez. 2003 bis Nov. 2004) der Niederschlag in weiten Teilen Europas dem normalen Mittel entsprach (Abb. 1a,b). Zu trocken war es lediglich an der norwegischen Küste, in Nordwestspanien, in Südostfrankreich, Norditalien, vereinzelt im Adria-raum und auf Zypern. Im Gegensatz dazu war es an der Ostküste des Schwarzen Meeres, örtlich auf Island und Süditalien zu feucht.



**Abb.1a** Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2003 bis Nov. 2004



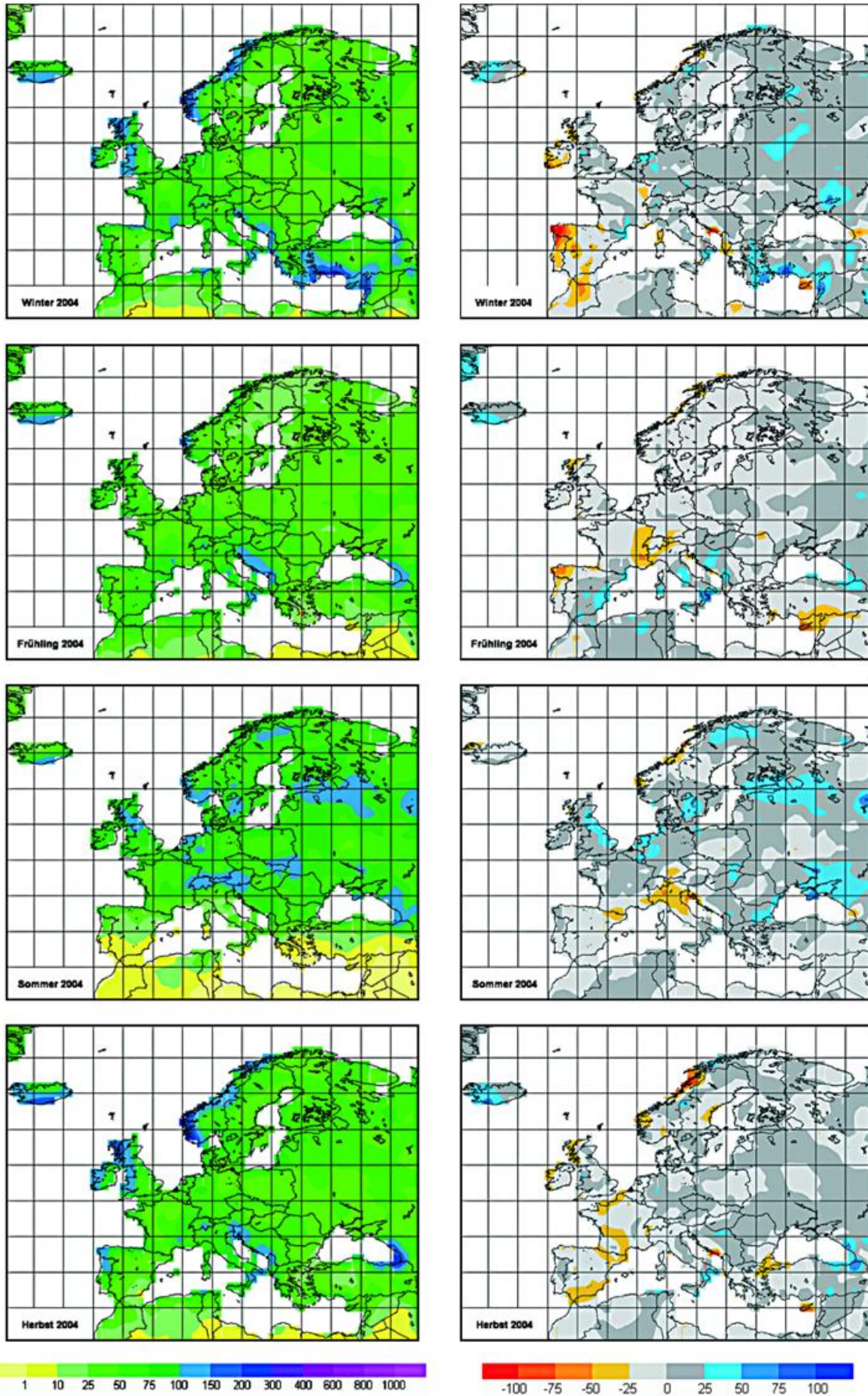
**Abb.1b** Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2003 bis Nov. 2004 (Bezugszeitraum 1961–1990)



**Abb.1c** Jährlicher Niederschlag Dez. 2003 bis Nov. 2004 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990.

Ein Hinweis zur einheitlich verwendeten Maßeinheit Millimeter pro Monat: Für die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagskarten, Abb. 1 und 2, wurden die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und -anomalien aus jeweils 12 bzw. 3 Monaten berechnet, damit sie ohne Umrechnung mit den monatlichen Karten in Abbildung 3 verglichen werden können.

Im jahreszeitlichen Rückblick fällt auf, dass im Winter 2003/2004 und Frühling 2004 das Niederschlagsdefizit am stärksten in Nordwestspanien und Portugal, im Herbst in Südspanien und an der norwegischen Küste war. Im Sommer waren Norditalien und der Mittelmeerraum zwischen Frankreich und Spanien zu trocken (Abb. 2, folgende Seite).



**Abb. 2a** Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat

**Abb. 2b** Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Deutschland und Mitteleuropa blieben in diesem Jahr verschont von großräumigen Überschwemmungen wie z.B. 1997 (Oderhochwasser), 1999 (Donau und Bodensee) und 2002 (Elbe), im Verlauf des Jahres aber kam es immer wieder zu kleinräumigen starken Niederschlägen, die lokal bis regional zu Überschwemmungen mit überfluteten Verkehrswegen, vollgelaufenen Kellern und erheblichen Sachschäden führten. Selbst extreme, aber kurzzeitige lokale Niederschläge sind meist nicht in den großskaligen Niederschlagskarten zu erkennen. Daher zeigen die in Abb. 3a/b dargestellten Niederschlagsverteilungen in allen Einzelmonaten nur geringe Abweichungen zu den klimatologischen Mittelwerten. In den folgenden Abschnitten werden aber einige Beispiele für 2004 beobachtete Extremniederschläge aufgeführt.

#### *Markante Niederschlagsereignisse im Sommerhalbjahr in Deutschland:*

- Eine kleine isolierte intensive Gewitterzelle zog am 22. April mit sehr heftigen Niederschlägen (30 mm in 45 min, Brühl, H.-D. Müller) und Hagel über den Erftkreis hinweg
- Anfang Mai wurden in Dülmen, Nordrhein-Westfalen, sogar 70 mm Niederschlag in 12 Stunden beobachtet (Münchner Rück).
- Am 9. Juni zog ein Unwettergebiet mit sehr starken Regenfällen von der Nordseeküste über das nördliche Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburgs hinweg; gemessen wurden bis zu 37 mm innerhalb einer Stunde (Freiburg/Niederelbe, DWD).
- Große Schäden, besonders in der Landwirtschaft, wurden am 8. Juli durch Hagelschlag, Sturm und heftige Niederschläge im Süden und Osten Deutschlands verursacht, und am 23. Juli führte ein schweres Gewitter im Rhein-Main-Gebiet zu überfluteten Straßen und Kellern. In Frankfurt und Offenbach wurden Autos weggeschwemmt und U-Bahn-Stationen überflutet. Innerhalb einer Stunde wurde in Offenbach eine Niederschlagshöhe von 53,7 mm gemessen (DWD). Auch in anderen Teilen Deutschlands wie in Thüringen, Sachsen-Anhalt und Franken überfluteten die Regenmassen Keller und Straßen. Die A9 bei Bayreuth musste von einer 40 cm hohen Hagelschicht durch einen Schneepflug befreit werden.
- Am 7. August waren wiederum das Rhein-Main-Gebiet und die Pfalz von Starkregen betroffen. In Wiesbaden wurden die Straßen der Innenstadt überflutet. Im unterfränkischen Hasloch wurden knapp 47 mm und im rheinland-pfälzischen Bad Neuenahr 39 mm innerhalb einer Stunde gemessen (DWD).
- In der zweiten Septemberhälfte kam es noch einmal zu kräftigen Niederschlägen, und zwar in Norddeutschland, wo Hamburg und Helgoland am stärksten betroffen waren.

#### *Größere Unwetterereignisse in Europa:*

Auch im restlichen Europa waren zahlreiche unwetterbedingte Überschwemmungen, Sturzfluten und Schlammlawinen zu verzeichnen. Von diesen können hier jedoch nur einige besonders dramatische aufgeführt werden (Quelle s. letzte Seite).

- In Südfrankreich traten im Dezember 2003 nach sintflutartigen Niederschlägen (bis 300 mm in 24 Stunden) die Flüsse Loire und Rhône sowie deren Nebenflüsse über die Ufer. In Andalusien und an der Costa del Sol (Málaga) führten Starkniederschläge zu Sturzfluten und Schlammlawinen. Auch in Antalya (Türkei) führten sint-

flutartige Regenfälle mit bis zu 150 mm innerhalb weniger Stunden zu Überschwemmungen. Diese extremen Ereignisse sind auch in den Niederschlags- und Anomaliekarten des Dezember deutlich zu erkennen.

- Schwere Stürme mit örtlich kräftigen Niederschlägen führten Mitte bis Ende Januar 2004 in vielen Regionen Südosteuropas (Zypern, Libanon, Albanien) zu Überschwemmungen.
- Zum Ende des Februar richteten im Süden Spaniens heftige kurzzeitige Regenfälle und daraus folgende Sturzfluten erhebliche Schäden an (Huelva, Sevilla und Málaga). In der Anomaliekarte des Monats fällt vor allem der geringe Niederschlag im Nordwesten der Iberischen Halbinsel auf.
- Im März traten durch Schneeschmelze im Süden Russlands Flüsse über die Ufer. Im Südwesten von Armenien sowie in der Türkei, Lettland und in Bosnien und Herzegowina waren es Starkniederschläge, die zu Überschwemmungen führten.
- Im April wurden Bosnien und Herzegowina (Bugojno) und Kroatien (Zagreb) sowie im Mai Südwestrussland und die Türkei (wieder Antalya) von Überschwemmungen heimgesucht.
- Im Juni führten langanhaltende Niederschläge, teils auch Starkregen, zu Überschwemmungen in Großbritannien und auf dem Balkan. In der nordgriechischen Stadt Karterini fielen in einer Stunde 62 mm (18.06.), etwa dreimal soviel wie sonst im ganzen Monat Juni. Auch der Alpenraum war teilweise betroffen. Insgesamt waren jedoch der Westen Europas und ein großer Bereich nordöstlich des Schwarzen Meeres zu trocken.
- Im Juli kam es über Mitteleuropa örtlich zu außergewöhnlich hohen Niederschlägen. Nach schweren Stürmen mit starkem Regen und Hagel kam es zu örtlichen Überflutungen in Belgien, Niederlande, Schweiz, Tschechien, Slowenien, Rumänien Süditalien und Großbritannien. In Rumänien fiel Ende Juli/Anfang August bis zu 145 mm in nur wenigen Stunden. Insgesamt ist die Niederschlagsbilanz für diesen Monat jedoch recht ausgeglichen, lediglich in Südschweden sind deutlich höhere Niederschlagsmengen gegenüber dem vieljährigen Mittel zu sehen.
- Auch der August war von Unwettern und Überschwemmungen geprägt. Besonders schwere Stürme und sintflutartiger Regen traten Mitte August auf (bis 40mm/10min in Irland, 160mm/24h in der Schweiz und 60mm/2h in Bulgarien) und führten zu Sturzfluten und Erdbeben. Betroffen war auch der Nordwesten der Türkei, insbesondere Istanbul. Die Anomaliekarte zeigt überdurchschnittliche Augustniederschläge im Westen Europas sowie nördlich des Schwarzen Meeres, vor allem in der Ukraine.
- Anfang September kam es im Osten und Nordosten Spaniens zu heftigen Stürmen mit starken Niederschlägen. Insgesamt jedoch war der September sehr ausgeglichen, obwohl es in ganz Frankreich zu trocken war.
- Im Oktober führten schwere Stürme mit örtlich starkem Regen und Hagel über Südrussland zu Überschwemmungen. In Spanien und Portugal fielen durch heftige Niederschläge z.T. weit mehr als 200% des Monatsmittels. Auch über Großbritannien und Irland traten erhebliche Starkniederschläge und Hagel auf.
- Anfang November wurden im Wallis in der Schweiz Extremniederschläge von bis zu 200 mm Niederschlag in nur 48 Stunden beobachtet. In Griechenland kam es zu Überschwemmungen im Bereich Athen und Piräus. In der Mitte des Monats bestimmte das Sturmtief Kirsten das Wetter über dem Mittelmeerraum von den Balearen über Italien bis nach Griechenland; sintflutartige Regenfälle führten dort örtlich zu Überschwemmungen und Erdbeben.

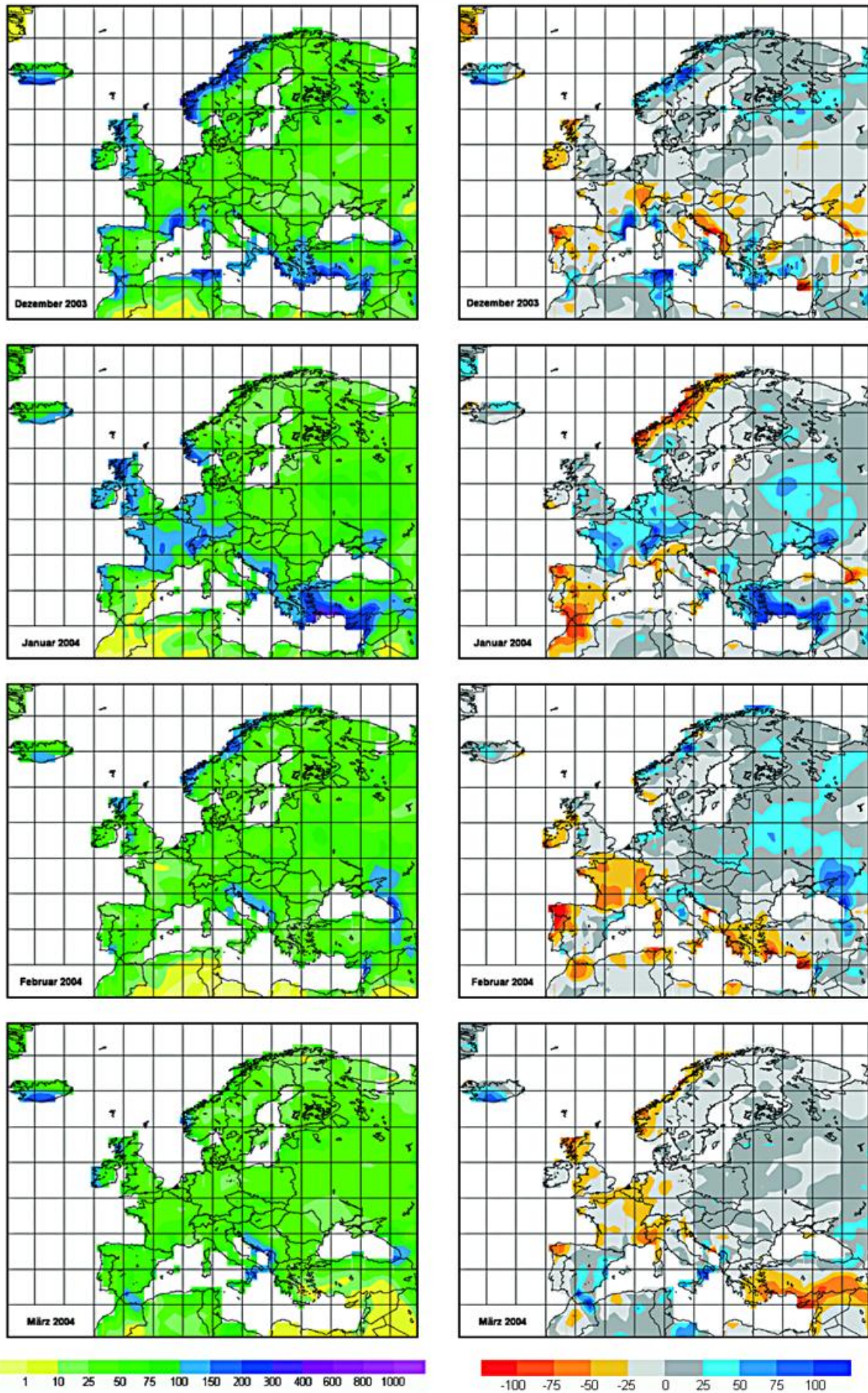
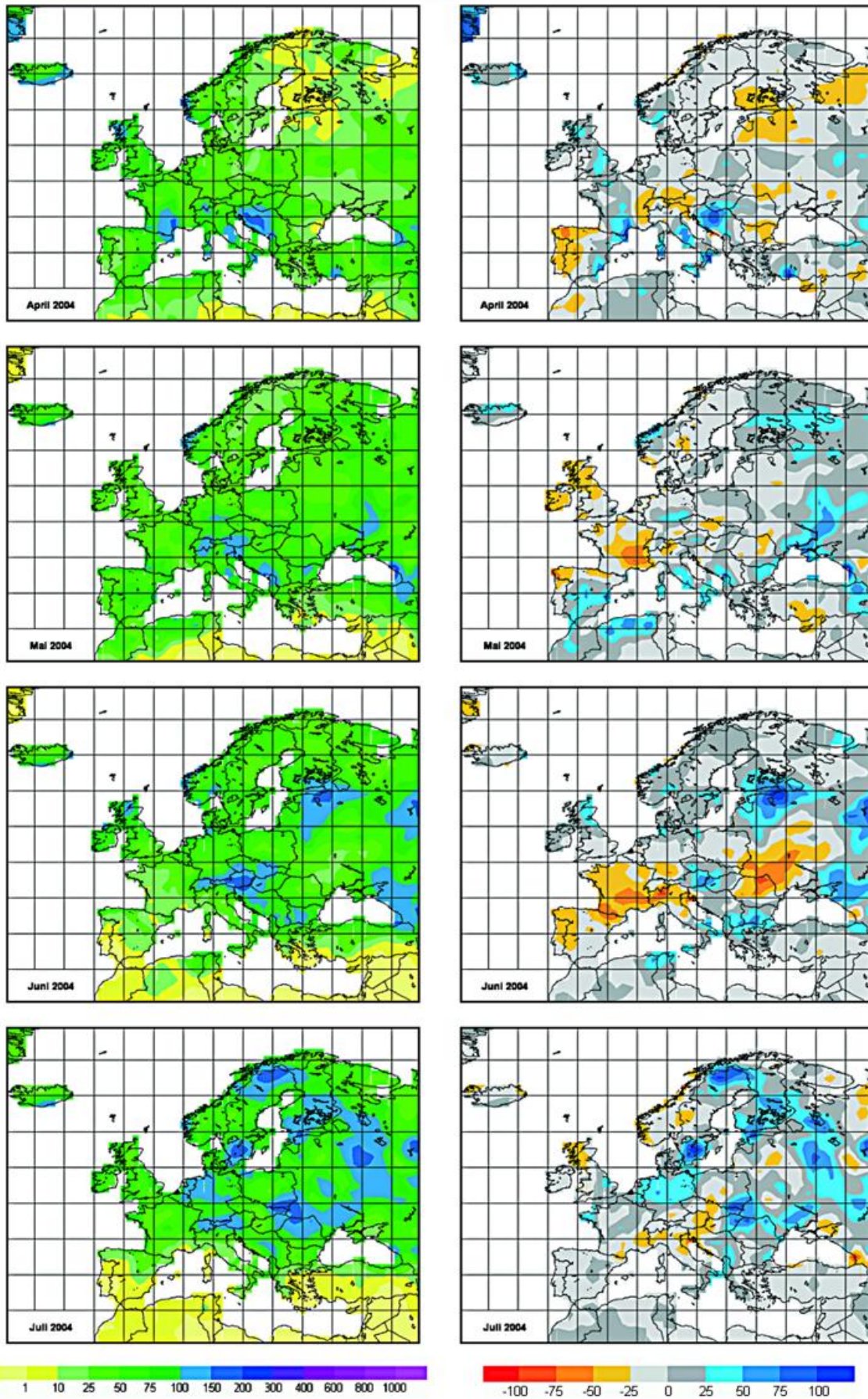


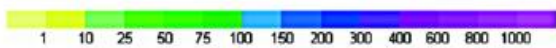
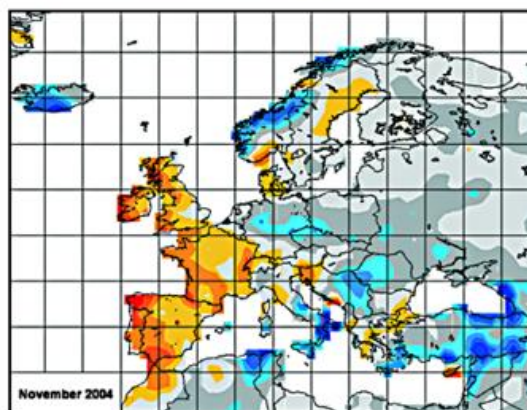
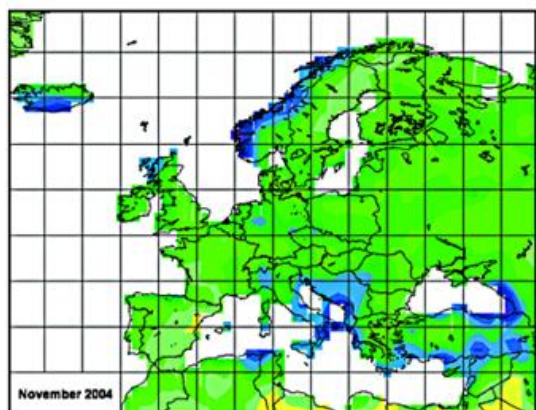
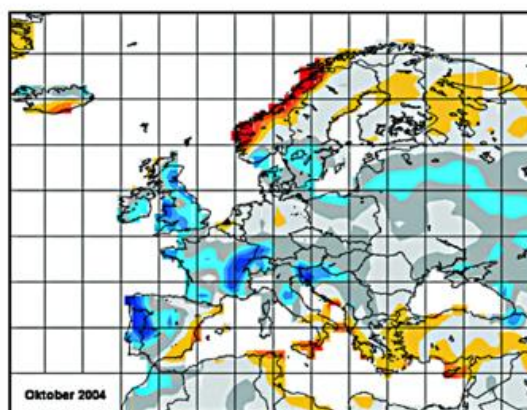
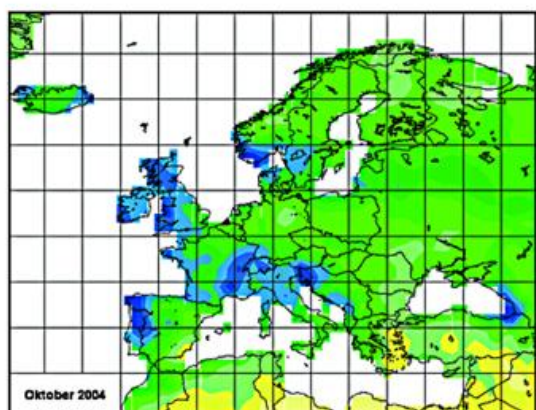
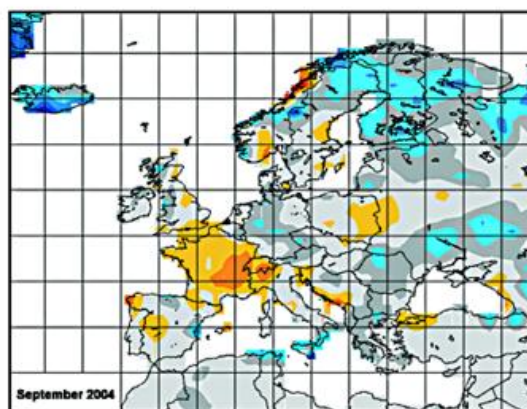
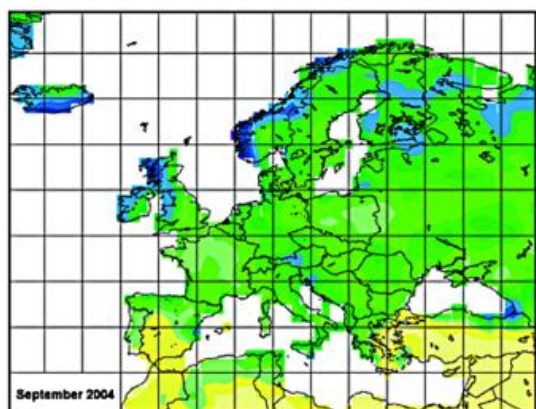
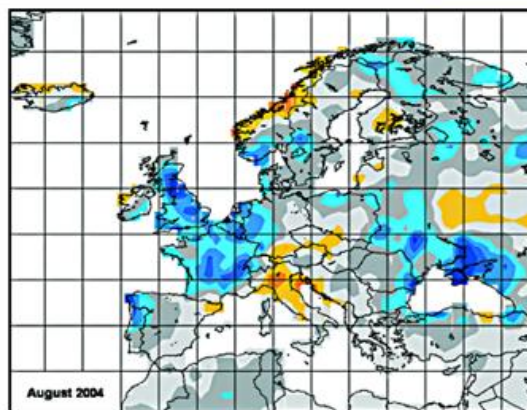
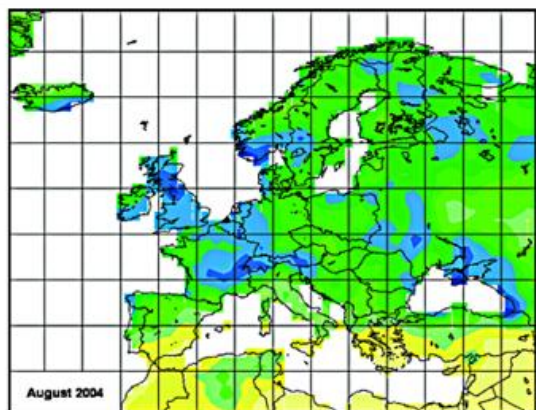
Abb. 3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb. 3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)



**Abb. 3a** Monatliche Niederschlagshöhen in mm  
(Fortsetzung)

**Abb. 3b** Monatliche Niederschlagsanomalien  
in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)



**Abb 3a** Monatliche Niederschlagshöhen in mm (Fortsetzung)

**Abb. 3b** Monatliche Niederschlagsanomalien in mm Bezugszeitraum (1961 - 1990)

*Allgemeine Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten  
und zur Berechnung der Anomalien:*

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992 und 2003). Für das in diesem Artikel verwendete monatliche Monitoring-Produkt (GPCC Monitoring Product) werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des Jahres 2004 sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt  $1^\circ$  mal  $1^\circ$  geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

Neben dem Monitoring-Produkt stellt das WZN weitere, für unterschiedliche Anwendungszwecke optimierte Niederschlagsanalysen zur Verfügung (Rudolf, 2005). Neu und besonders hervorzuheben ist eine 50jährige Niederschlagsklimatologie (Beck, Grieser, Rudolf, 2005)



**Abb. 4** Verteilung der im Monitoring-Produkt verwendeten Stationen

**Literatur**

- Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. Klimastatusbericht 2004.
- Rudolf, B. (2005): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Klimastatusbericht 2004.
- Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider and A. Meyer-Christoffer (2004): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter <http://gpcc.dwd.de/>.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

*Quellenangaben zu den aufgelisteten Extremereignissen:*

Münchener Rück; Roger Brugge, UK; Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA;  
Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt); Redaktion Baden24.de  
Nachrichten; Oberpfalznetz; Hans-Dieter Müller (Brühl, Rhl.).

## **SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes**

**E. Dittmann, H. Nitsche , P. Bissolli**

### *Regionale Klimaüberwachung*

Klimaüberwachung wird im Deutschen Wetterdienst auf verschiedenen räumlichen Skalen durchgeführt: national, regional und global. Die regionale Skala wird hierbei im Sinne der Regionalverbände der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) interpretiert, d.h. es handelt sich um die WMO-Region VI oder im weitesten Sinne „Europa“. Dieses Gebiet umfasst auch größere Ozeanoberflächen, auf denen abgesehen von einigen Schiffsmeldungen (meist entlang der Hauptschiffsrouten) kaum bodengestützte meteorologische Beobachtungen vorliegen. Aus Satellitenbeobachtungen abgeleitete Klimaelemente können diese Lücken füllen.

Die Einrichtung des CM-SAF (vgl. entsprechende Artikel in diesem Band) bietet eine gute Gelegenheit, dessen Satellitenklimadaten für die Erstellung von operationellen Produkten der regionalen Klimaüberwachung weiter zu verarbeiten. Das anfangs für das CM-SAF definierte Grundgebiet („Baseline Area“) umfasst mit einer Ausdehnung von 30-80° Nord und 60° West bis 60° Ost bereits weitgehend die WMO-Region VI. Aus diesem Grund beschloss der DWD die Einrichtung des satellitengestützten regionalen Klimaüberwachungsprogramms SAT-KLIM, das die CM-SAF-Daten, die ebenfalls beim DWD produziert werden, nutzen wird. Diese sollen dann mit Daten aus weiteren Quellen (andere Satellitendaten, Stationsbeobachtungen, und Ergebnisse numerischer Modellierung einschließlich numerischer Analysen) zu möglichst optimalen Klimaüberwachungsprodukten kombiniert werden.

### *Das Konzept von SAT-KLIM*

Die Auswahl der für die regionale Klimaüberwachung vorgesehenen Parameter richtet sich nach folgenden Kriterien:

- Bedeutung für den Energiehaushalt der Atmosphäre,
- flächendeckende und zeitnahe Verfügbarkeit von Satellitendaten über Europa.

Vom CM-SAF werden bereits verschiedene Wolkengrößen, die Strahlungskomponenten an der Erdoberfläche und am Oberrand der Atmosphäre sowie der atmosphärische Wasserdampfgehalt bereitgestellt. SAT-KLIM ergänzt dieses Angebot durch weitere Größen, die für den Energie- und Wasserhaushalt interessant und in Abb. 1 dargestellt sind. Dadurch wird es möglich, die Energiebilanz am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre zu schließen. Dies hilft wiederum, die Klimavariabilität nicht nur zu beschreiben, sondern auch physikalisch zu erklären. So können z.B. Temperaturänderungen durch Veränderungen der kurzwelligen Einstrahlung oder der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche bedingt sein oder auch durch Veränderungen der Wärmeflüsse. Ausführlicher wird das Konzept von BISSOLLI et al. (2002) erläutert.

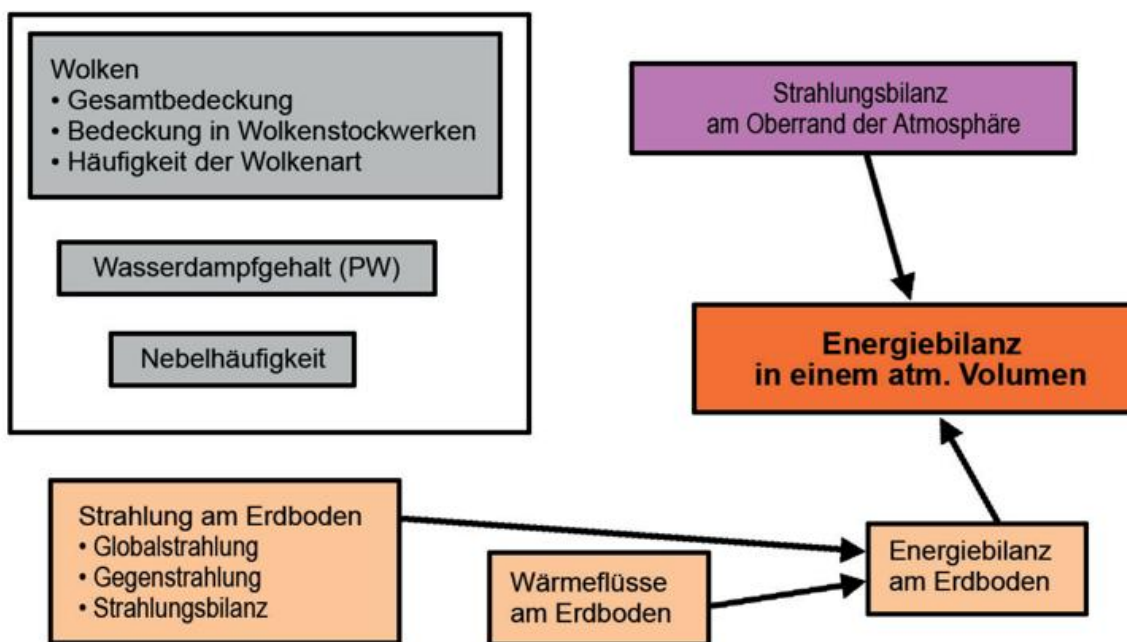


Abb. 1 Klimagrößen in SAT-KLIM.

Die Klimaüberwachungsprodukte werden auf monatlicher Basis hergestellt. Grundsätzliche Produkte sind gerasterte Monatsmittelwerte und deren Abweichungen von einer Referenz. Als Referenzzeitraum wird hier entsprechend einer WMO-Empfehlung ein Mittelwert über 30 Jahre verwendet, jedoch nicht der sonst übliche Zeitraum 1961-1990, sondern 1971-2000, da verwertbare Daten aus Wettersatelliten in der Regel erst seit den achtziger Jahren verfügbar sind. Für die Jahre davor müssen dann Stations- oder Modelldaten herangezogen werden. Wie die Daten im Einzelnen sinnvoll zu einem gemeinsamen neuen Produkt kombiniert werden können, wird an anderer Stelle beschrieben (z.B. BISSOLLI 2003, BISSOLLI et al. 2003).

Zusätzlich zu den Mittelwerten werden Validierungsprodukte angeboten, z.B. Zeitreihen täglicher Werte für Satelliten-Rasterfelder im Vergleich zu synoptischen oder aerologischen Stationsreihen bzw. die entsprechenden Streudiagramme.

### Datengrundlage

Neben den CM-SAF-Daten, wird auf weitere Satellitendatensätze innerhalb und außerhalb des DWD zurückgegriffen. Dazu kooperiert der DWD mit anderen Institutionen, die ebenfalls Satellitendatensätze produzieren. So existiert z.B. eine Kooperation mit dem Institut für Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR), das für SAT-KLIM eine Satelliten-Wolkenklimatologie für einen Zeitraum seit 1989 bereitstellt (MEERKÖTTER et al. 2004, s. auch entsprechenden Artikel im vorliegenden Band), oder mit der Universität Marburg, wo eine Satelliten-Nebelklimatologie entwickelt wurde (BENDIX 2002).

Weitere Datenquellen, insbesondere die Analysen numerischer Wettervorhersage-Modelle wie die Ergebnisse der Reanalyse-Projekte von NCEP und EZMW lassen sich z.B. für die Gewinnung von Referenzdatensätzen oder zur Vervollständigung der Komponenten des Energiehaushaltes heranziehen.

Unverzichtbar bleibt aber auch die Nutzung qualitätsgeprüfter Daten des konventionellen europäischen Beobachtungsnetzes, d.h. der Datenkollektive des synoptischen und aerologischen Beobachtungsnetzes in ausreichend räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Kalibrierung, Validierung und flächenhaften Interpolation der Klimaparameter.

### Stand

Für eine präoperationelle Phase von SAT-KLIM wurden zunächst 2 Parameter für die flächenhafte, regionale Klimaüberwachung ausgewählt:

- der Wolkenbedeckungsgrad,
- der Wasserdampfgehalt.

Für diese beiden Größen liegen bereits vorläufige Monatsmittelwerte und Referenzdaten vor (s. die entsprechenden spezielleren Artikel von BISSOLLI und NITSCHKE in diesem Band). Die monatlichen Klimaüberwachungsprodukte (d.h. die Monatsmittelwerte des jeweils vergangenen Monats und ihre Abweichungen von einer vieljährigen Referenz) sollen zusammen mit Validierungsprodukten und Textbeiträgen im Internet veröffentlicht und damit einer breiten Öffentlichkeit zur Diskussion gestellt werden.

Die Abbildung 2 zeigt beispielhaft, wie die Internetpräsentation der Klimaüberwachungsprodukte aussehen wird.

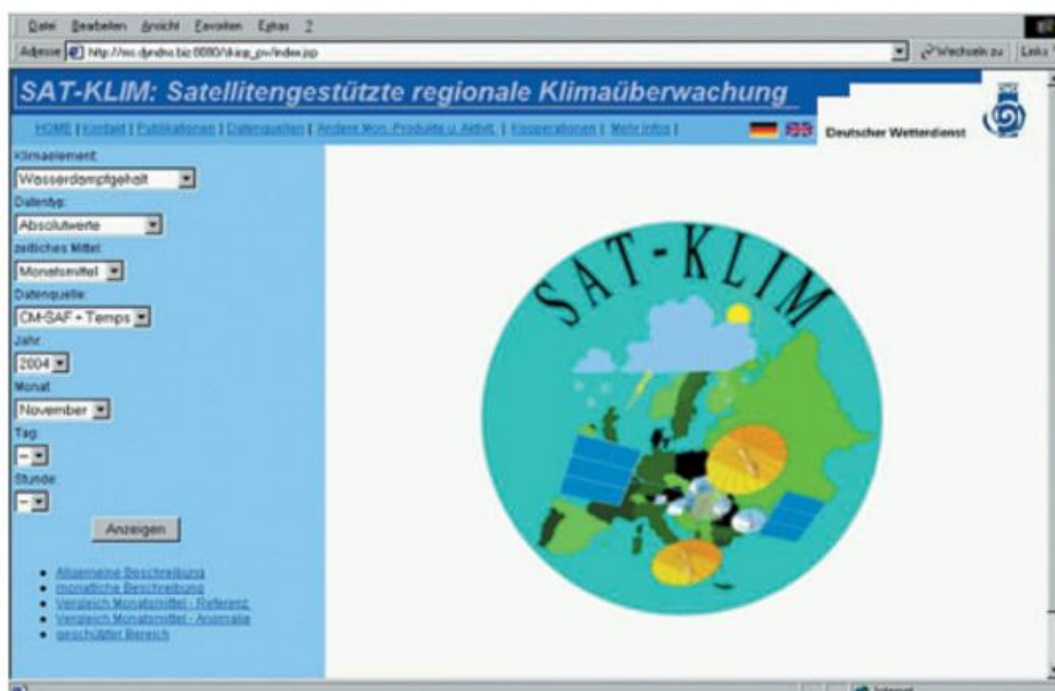


Abb. 2 Die SAT-KLIM-Startseite im Internet (derzeitiger Testbetrieb DWD-intern)

### **Literatur**

- Bendix, J. (2002): A satellite-based climatology of fog and low-level stratus in Germany and adjacent areas. *Atmosph. Res.* 64, pp 3-18.
- Bissolli P., Nitsche H., Dittmann E., Müller-Westermeier G., Rosenow W. (2002): SAT-KLIM: The Satellite Climatology Programme of the German Meteorological Service. *Proceedings of The 2002 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference* Dublin, Ireland, pp 661-668.
- Bissolli, P. (2003): Construction of a Cloud Cover Reference Climatology Using Satellite and In-Situ Data for the Climate Monitoring Programme SAT-KLIM of the German Meteorological Service. *Proceedings of the 2003 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Weimar, Germany, pp 664-670.
- Bissolli, P., Drohm, C., Maier, U. (2003): Erstellung einer Wolken-Referenzklimatologie über Mitteleuropa aus Satellitendaten (ISCCP-DX) und bodengestützten Beobachtungen - (622KB).
- Meerkötter R., König C., Bissolli P., Gesell G., Mannstein H. (2004): A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations. *Geophysical Research Letters* Vol. 31, L15103, 10.1029/2004GL020098.

## **SAT-KLIM: Überwachung der Wolkenbedeckung auf Basis von Satelliten- und Stationsdaten**

**P. Bissolli**

Die Wolkenbedeckung ist eine Größe, die zum einen über die Strahlungsbilanz für das Klima von großer Bedeutung ist, zum anderen aber auch relativ gut sowohl durch Satellitenmessungen als auch durch Stationsbeobachtungen erfasst werden kann. Es war daher naheliegend, diese Klimagröße als eine der ersten in das satellitengestützte Klimaüberwachungsprogramm SAT-KLIM des Deutschen Wetterdienstes aufzunehmen. (Zum Konzept von SAT-KLIM vgl. Dittmann et al. 2004.) Dabei wurde zunächst nur die Gesamtwolkenbedeckung berücksichtigt, d.h. alle Wolkenarten und –höhen zusammen. Für SAT-KLIM waren zunächst zwei Aspekte wesentlich:

- Satelliten- und Stationsdaten sollen zu einem optimalen gemeinsamen Produkt zusammengesetzt werden.
- Es sollen monatliche Anomalien für Europa errechnet werden, nämlich die Differenz zwischen aktuellen Monatsmittelwerten und einem entsprechenden Referenzwert, in diesem Fall dem vieljährigen Mittelwert 1971-2000.

Für den Referenzdatensatz mussten also geeignete Daten gefunden werden, die für den Zeitraum 1971-2000 das Gebiet Europa möglichst flächendeckend erfassen. Satellitendaten sind in Gitterpunktauflösung flächendeckend verfügbar, allerdings erst seit den achtziger Jahren. Beispiele dafür sind der Datensatz des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) der NASA (Schiffer und Rossow 1983) für den Zeitraum seit Juli 1983, oder auch die Europäische Wolkenklimatologie des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (Meerkötter et al. 2004). Beide Datensätze wurden bereits mit Stationsdaten validiert. Die Validationsergebnisse zeigten, dass sich Satellitendaten und Stationsdaten zwar durchaus unterscheiden können (Meerkötter et al. 2004), aber im Mittel doch so gut korreliert sind, dass man sie zu einem gemeinsamen Produkt zusammensetzen kann.

Stationsdaten haben wiederum den Vorteil, dass sie in vielen Fällen als lange Zeitreihen vorliegen und damit den gesamten Referenzzeitraum 1971-2000 abdecken, allerdings liegen sie nur an den Stationen, also nur punktuell und nicht flächendeckend vor. Hier können sich Satelliten- und Stationsdaten gut ergänzen. Es existieren beim Deutschen Wetterdienst mehrere Stationsnetze, die Wolkenbeobachtungen enthalten. Dazu gehören zum einen das synoptische Stationsnetz, also die Beobachtungen an Wetterstationen, die weltweit in das globale Fernmeldenetz eingespeist werden. Zusätzlich hat der Deutsche Wetterdienst jedoch für Deutschland noch ein wesentlich dichteres nationales Netz an Klimastationen, an denen nebenamtliche Beobachter dreimal pro Tag Daten erheben. Über den Ozeanen gibt es zwar keine Stationen wie auf den Landoberflächen, jedoch liegen noch Wolkenbeobachtungen von fahrenden Handelsschiffen vor, allerdings überwiegend entlang der Hauptschiffsrouten.

### *Die Konstruktion eines Referenzdatensatzes*

Ausgangspunkt ist der o.g. ISCCP-Datensatz. Er umfasst die Wolkenbedeckung für die gesamte Erde, wobei dann die Daten aus verschiedenen Satelliten stammen müssen. Das in SAT-KLIM betrachtete Gebiet erstreckt sich von 30 bis 80° Nord und von 60° West bis 60° Ost. Für die Breiten südlich von 60°N werden im ISCCP-Datensatz für Europa nur Daten des geostationären Satelliten Meteosat herangezogen, und zwar in 3stündigen Zeitabständen. Nördlich von 60°N werden bei ISCCP keine Meteosat-Daten verwendet, da der immer über dem Äquator stehende Meteosat nur noch flach auf die höheren Breitengrade sehen kann. Nimmt man jedoch für die Polargebiete Daten aus anderen Satelliten (in diesem Fall NOAA-AVHRR) dazu, so besteht die Gefahr einer räumlichen Inhomogenität bei 60°N. Daher wurde das Gebiet nördlich von 60°N für den Referenzdatensatz zunächst ausgeklammert, so dass derzeit nur noch Mittel- und Südeuropa übrig bleiben.

Eine weitere Besonderheit des ISCCP-Datensatzes ist es, dass die Daten nicht in voller Pixelauflösung vorliegen, sondern nur mit einer Untermenge von Pixeln im Abstand von ca. 50 km über Mitteleuropa. Außerdem liefert der Datensatz für jedes aufgelöste Pixel pro Termin noch keinen Wolkenbedeckungsgrad, sondern nur eine Aussage Wolke ja/nein. Für viele klimatologische Anwendungen eignet sich auch ein Breitengrad/Längengrad-Gitter besser als ein Pixel-Gitter (die Pixel verändern mit der Entfernung vom Satelliten ihre Größe). Die Pixel-Daten wurden also für jeden 3-stündigen Termin auf ein 0,25°-Gitter transformiert; falls an einem Gitterpunkt keine Daten vorliegen, wurde eine räumliche Interpolation durchgeführt. Anschließend wurde für jeden Gitterpunkt und für jeden der 12 Monate ein vieljähriger Monatsmittelwert über den Zeitraum 1984-2000 berechnet. Auffällig falsche Daten wurden dabei vorher entfernt.

Die Stations- und Schiffsdaten wurden anschließend ebenfalls auf das 0,25°-Gitter transformiert und gemittelt (hier über den kompletten Zeitraum 1971-2000), wobei aber hier über die freien Gitterpunkte nicht interpoliert wurde. Stattdessen wurde für jeden besetzten Stations- (bzw. Schiffs-)gitterpunkt die Differenz zwischen Stations- und Satellitenwert berechnet und über die Differenzwerte interpoliert. Das interpolierte Differenzfeld wurde dann wieder zum Satellitenfeld addiert. Man erhält damit schließlich einen neuen Referenzdatensatz, der an den mit Stationen besetzten Gitterpunkten genau das Stationsmittel enthält, während die Werte an den übrigen Punkten durch die räumliche Variabilität der Satellitendaten bestimmt sind, die aber an die in der Nähe liegenden Stationswerte angeglichen wird. Mehr Details zu diesem Verfahren werden von Bissolli et al. (2003) beschrieben.

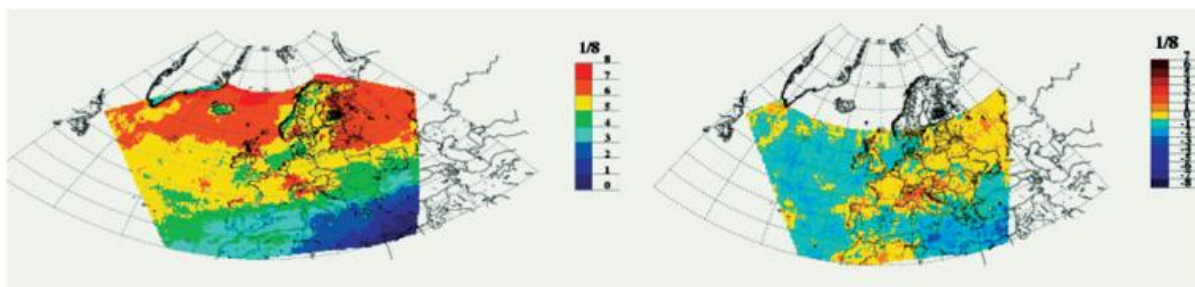
### *Aktuelle Monatsmittelwerte*

Für aktuelle Monatsmittelwerte liegen noch weitere satellitengestützte Datensätze vor. Derzeit wird für SAT-KLIM hierzu das sogenannte „Satellitenwetter“ nach Rose now et al. (2001) verwendet. Auch dieser Datensatz kombiniert Meteosat-Satellitendaten mit Stationsbeobachtungen, allerdings nach einem anderen Verfahren. Für die Zukunft werden auch Daten aus dem CM-SAF vorliegen (Karlsson 2004). Die aktuellen Monatsmittel müssen ebenfalls auf das 0,25°-Gitter transformiert werden, damit die Anomalien berechnet werden können.

## Ergebnisse

Die Ergebnisse sind Karten der aktuellen Monatsmittelwerte, der Referenzdaten und der Anomalien, die in nächster Zeit auch operationell jeden Monat über die Internetseiten des Deutschen Wetterdienstes verbreitet werden. Abb. 1 zeigt dazu ein Beispiel.

Die Absolutwerte für Oktober 2004 zeigen einen deutlichen räumlichen Gradienten von Süd nach Nord mit einem nahezu wolkenlosen östlichen Mittelmeerraum, während nahe dem 70. Breitengrad über dem Atlantik offenbar fast durchgehend starke bis geschlossene Bewölkung anzutreffen ist. Die Anomaliekarte verdeutlicht aber, dass in dem Monat über dem größten Teil Mitteleuropas die Bewölkung weitgehend dem vieljährigen Mittel entsprach, während im Mittelmeerraum und über dem Atlantik nach diesem Ergebnis die Wolkenbedeckung etwas geringer war als im Mittel. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass über den Ozeanen die Daten überwiegend auf den Satellitendaten basieren, die ja hier mit unterschiedlichen Verfahren ermittelt worden sind, so dass die Ergebnisse über dem Wasser mit gewisser Vorsicht interpretiert werden müssen. Eine operationelle regelmäßige Validierung über Land und See, d.h. ein Vergleich zwischen Satellit und Station, und soweit vorhanden auch zwischen verschiedenen Satellitenprodukten soll helfen, diese Unsicherheiten zu quantifizieren und ggf. zu korrigieren.



**Abb. 1** Links: Monatsmittel der Wolkenbedeckung über Europa und dem Nordatlantik für Oktober 2004 auf der Basis des Satellitenwetters nach Rosenow et al. (2001). Rechts: Anomalien vom Referenzzeitraum 1971-2000.

## Literatur

- Bissolli, P., Drohm, C., Maier, U. (2003): Erstellung einer Wolken-Referenzklimatologie über Mitteleuropa aus Satellitendaten (ISCCP-DX) und bodengestützten Beobachtungen - (622KB). DWD-interner Bericht.
- Dittmann, E., Nitsche H., Bissolli, P. (2004): SAT-KLIM: Das satellitengestützte Klimaüberwachungssystem des Deutschen Wetterdienstes. In diesem Band.
- Karlsson, G. (2004): CM-SAF: Clouds. In diesem Band.
- Meerkötter R., Bissolli P., Gesell G. (2004): Eine 15jährige Wolkenklimatologie für Europa aus NOAA/AVHRR Daten im Vergleich u Bodenbeobachtungen. In diesem Band.
- Rosenow, W., Güldner, J., Spänkuch, D. (2001): The "Satellite Weather" of the German Weather Service – an assimilation procedure with a spectral component. - Proceedings of the 2001 EUMETSAT Met. Data User's Conf., EUMETSAT Publ. EUM P 33, 541-545.
- Schiffer, R. A., W. B. Rossow (1983): 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.

## **SAT-KLIM: Vorbereitung einer monatlichen regionalen Überwachung des Gesamtwasserdampfgehalts der Atmosphäre – ein Referenzdatensatz aus Satellitenprodukten –**

**H. Nitsche**

### *Zusammenfassung*

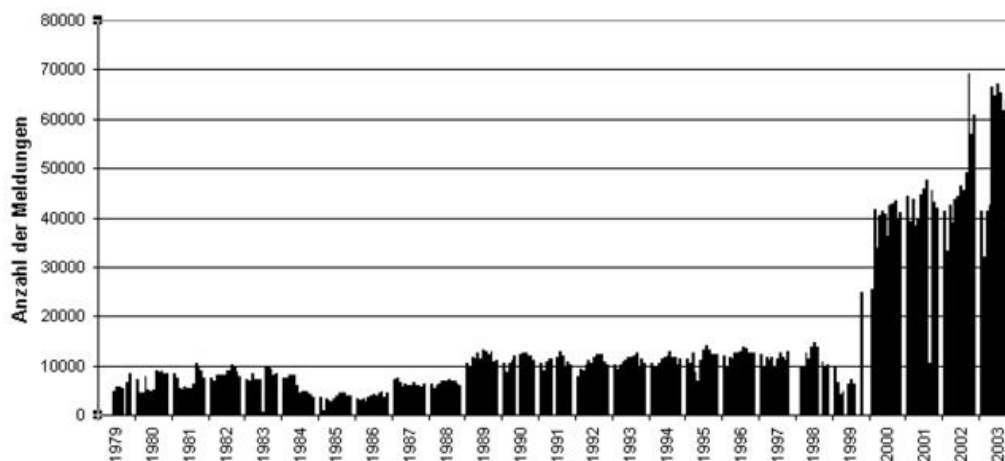
Für monatliche regionale Klimaüberwachungsprodukte des integrierten Wasserdampfgehalts wird ein gerasterter Referenzdatensatz von mittleren Monatsmittelwerten des Gesamtniederschlagbaren Wassers (Total Precipitable Water, TPW) auf der Basis eines möglichst langen Zeitraums benötigt, mit dem die jeweils aktuellen Monatsmittelwerte verglichen werden können. Für Deutschland wurde ein solcher Referenzdatensatz aus Radiosondenmessungen des Zeitraums 1971-2000 erstellt. Für die Region Europa (hier 60 ° West bis 60 ° Ost und 20 ° Nord bis 80 ° Nord) kann jedoch wegen der räumlichen Inhomogenität der Stationsdichte und insbesondere der stationsfreien Ozeangebiete ein Referenzdatensatz nicht allein aus Radiosondendaten abgeleitet werden. Darum sollen hierfür die von NOAA-NESDIS aus dem TOVS- bzw. ATOVS-Instrument abgeleiteten und über das GTS im SATEM-Code verbreiteten Daten verwendet werden. Vorgestellt werden die Methodik und erste Ergebnisse

### *Datengrundlage*

1979 wurde der erste polarumlaufende Satellit mit einem TOVS-Instrument gestartet. Aus den Messungen leitet seitdem NOAA NESDIS global das precipitable water in 3 Schichten (vom Boden bis 700 hPa, bis 500 hPa und bis 300 hPa) ab und verbreitet diese Werte zusammen mit geopotentiellen Schichtdicken in einem an den Fernmeldecode für Radiosondendaten TEMP angelehnten Code SATEM. Diese Daten werden vom Deutschen Wetterdienst empfangen und sind in der Meteorologischen Meldungsdatenbank verfügbar. Abbildung 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Datendichte der in der Meldungsdatenbank für das betrachtete Gebiet verfügbaren Daten. Mit Einführung des verbesserten TOVS-Instruments ATOVS hat sich die Meldungsdichte wesentlich erhöht und auch die Auswertung wurde verfeinert. Seit 2001 sind zusätzlich Meldungen in noch höherer räumlicher Auflösung (ATOVS\_BUFR) verfügbar, aus denen die SATEM-Meldungen gewissermaßen ein spezieller Auszug sind. Vor der Weiterverarbeitung werden die SATEM-Daten einer rechnerischen Qualitätsprüfung unterzogen (Zimmermann, 2004). Die zum Vergleich verwendeten Radiosondendaten unterliegen der rechnerischen Qualitätskontrolle, die in der operationellen Klimaroutine des DWD auf die deutschen Radiosondendaten angewendet wird.

### *Auswertemethode für den Referenzdatensatz*

Für die Ableitung des Referenzdatensatzes aus Radiosondendaten über Deutschland wurde so vorgegangen, dass für jeden individuellen Monat des 30-jährigen Zeitraums ein Rasterdatensatz des Monatsmittelwertes aus räumlich interpolierten Tagesraster-



**Abb. 1** Monatliche Meldungsdichte von SATEM im betrachteten Gebiet im zeitlichen Verlauf

feldern gebildet wurde. Die Tagesrasterfelder wurden aus den Tagesmittelwerten der täglichen Radiosondenaufstiegen (00 und 12 Uhr UTC) auf ein 1x1-Grad Gitter interpoliert. Als Interpolationsmethode wurde die Inverse Distance Methode nach Shepherd et.al (Programm SPHEREMAP) eingesetzt. Durch diese Vorgehensweise wurde Inhomogenitäten im Datenmaterial, die durch Stationsverlegungen bzw. Stationsauflösungen verursacht wurden, begegnet. Das mittlere 30-jährige Monatsmittel ist dann der über die 30-Monatsraster berechnete Mittelwert für jeden Kalendermonat (Jan, ..., Dez.).

Das SATEM-Datenmaterial hat gegenüber den Radiosondendaten einige spezifisch abweichende Eigenschaften:

- Die Meldungsdichte ist anfänglich räumlich relativ gering und nimmt im Laufe der Jahre deutlich zu (s. Abb 1)
- Die Meldungen liegen nicht regelmäßig zu festen synoptischen Terminen vor, sondern hängen von den Satellitenumläufen ab. Zwar sind diese so eingestellt, dass sich annähernd regelmäßige Zyklen ergeben, jedoch sind in der Realität große Schwankungen in Bezug auf individuelle Rasterflächen vorhanden.
- Das meteorologische Element – hier das precipitable water – kann vom Satelliten nicht direkt gemessen werden, sondern es wird aus den in verschiedenen Spektralbereichen gemessenen Strahlungswerten rechnerisch abgeleitet, wobei mit Radiosonden in situ gemessene Vertikalprofile bzw. Vertikalprofile aus einer numerischen Analyse als Startwerte vorgegeben werden. Eine Validierung mit unabhängigen Daten ist daher angezeigt.

Die Auswertung der qualitätsgeprüften Daten für die Ableitung eines Referenzdatensatzes von mittleren Monatsmittelwerten umfaßt folgende Schritte:

Teil 1: vorbereitende Auswertungen:

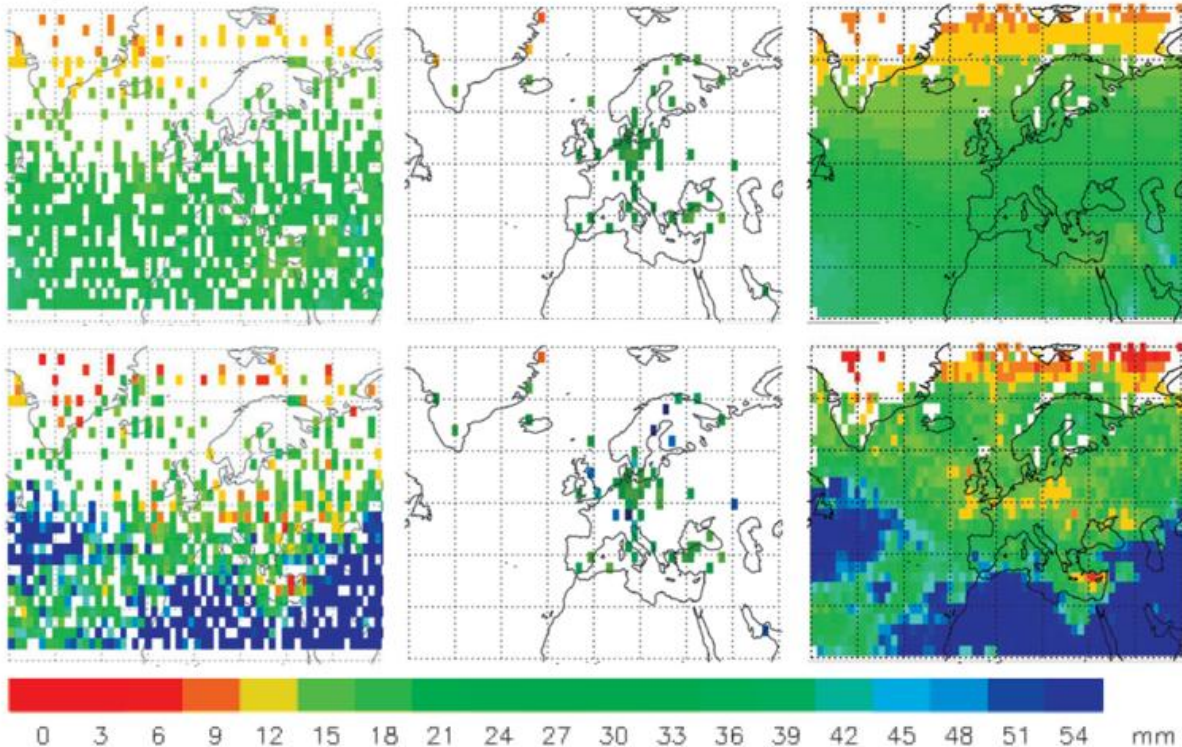
- "Sammeln" der Meldungen (SATEM bzw. zum Vergleich TEMP) in tägliche und monatliche Rasterfelder verschiedener Größe (1-, 2- und 5-Grad-Raster)
- Monatliche statistische Auswertung der Meldungen auf den 3 Rastern
- Statistische Vergleiche zwischen SATEM und TEMP auf der Basis der täglichen und monatlichen Rasterfelder.

## Teil 2:

- Aufgrund der Auswertungen in Teil 1 muß entschieden werden, welches Ausgangsraster für die Daten geeignet ist und ob eine Korrektur der SATEM-Daten mit Hilfe der Radiosondendaten sinnvoll ist.
- Die auf dem gewählten Ausgangsraster gewonnenen Monatsmittelwerte aus SATEM-Meldungen werden dann ggf. auf das Zielraster interpoliert und evtl. mit Monatsmittelwerten aus Radiosondendaten korrigiert.
- Aus den monatlichen Rasterfeldern aller verwertbaren Jahre wird ein mittleres monatliches Rasterfeld für jeden Monat berechnet.

*Erste Ergebnisse*

Bei der statistischen Auswertung der in die Rasterfelder gesammelten Meldungen folgen wir dem Ansatz von Lindau, (Lindau 2004). Es werden aus den Daten direkt Monatsmittelwerte auf den Rasterfeldern erzeugt, ohne vorher Tagesmittelwerte zu bilden. Bei der statistischen Analyse werden die Varianzen ermittelt und weiter untersucht. Wesentlich ist, dass die Varianzen größtenteils von der Variabilität von Tag zu Tag herrühren, während der zwar vorhandene jedoch mit dem verfügbaren Material schlecht faßbare Tagesgang hier eine untergeordnete Rolle spielt. Um Raster, deren Belegungshäufigkeit zu gering ist, auszuklammern, wird abhängig vom zu untersuchenden Datenmaterial eine Mindestanzahl der Fälle pro Raster festgelegt, z.B. 25 für SATEM-Meldungen, 50 für TEMP-Meldungen und 75 für ATOVS-BUFR. Die Abbildungen 2, 3 und 4 zeigen für SATEM-, TEMP- und ATOVS-BUFR-Daten exemplarisch für einen Monat Mittelwerte und ihre Varianzen auf dem 2 Grad Raster ohne Interpolation.

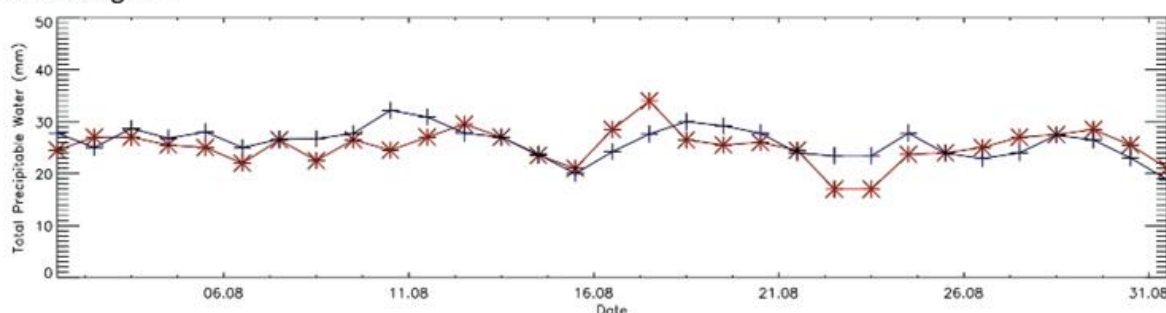


**Abb. 2** Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus SATEM

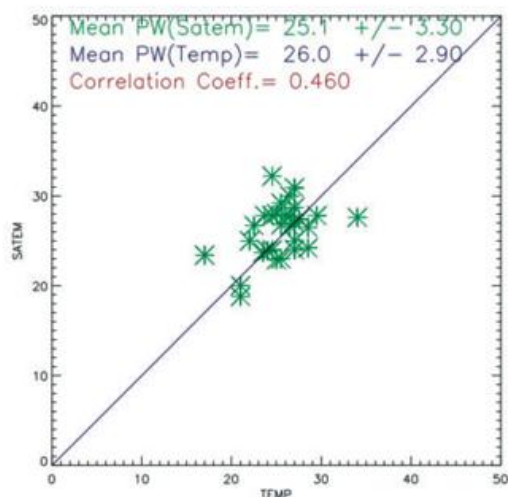
**Abb. 3** Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus TEMP

**Abb. 4** Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) (oben) und Varianzen (unten) im 2x2 Grad Raster aus TEMP

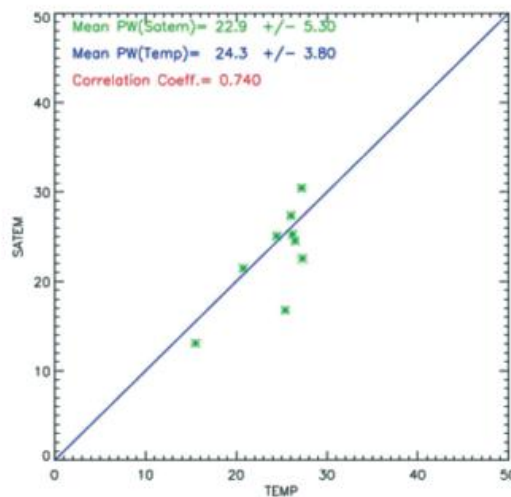
Die Abbildungen 5 und 6 zeigen als Beispiel für den Monat August 2004 und das 2-Grad-Rasterfeld, in dem die Radiosondenstation Lindenberg liegt, die Zeitreihe sowie das Streudiagramm der Tageswerte aus ATOVS-BUFR-Daten und TEMP-Daten, Abb. 7 zeigt für diesen Monat das Streudiagramm der Monatsmittel der ATOVS\_BUFR gegen die TEMP-Daten aus allen mit Radiosondendaten belegten Rasterfeldern im Gebiet. Während die Korrelation zwischen dem Satellitenprodukt und den Radiosondendaten für die täglichen Werte zwischen den einzelnen Radiosondenstationen erheblich variieren kann und teilweise recht schlecht ist, was sowohl an den Radiosondendaten als auch an dem Satellitenprodukt (meist aufgrund der zu geringen Datenbelegung innerhalb des betrachteten Rasterfeldes) liegen kann, ist die Korrelation für die Monatsmittelwerte aller ausreichend belegten Rasterfelder wesentlich besser. Die Zeitreihendarstellung zeigt, dass die Werte beider Messsysteme sich nicht systematisch unterscheiden, jedoch gibt es an einzelnen Tagen deutliche Abweichungen.



**Abb. 5** Zeitreihen der Täglichen Mittelwerte des TPW aus ATOVS-BUFR im 2-Grad-Raster um Lindenberg (rot) und aus den Radiosondendaten von Lindenberg (blau) für August 2004.



**Abb. 6** Streudiagramm der Tagesmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) für das 2- Grad-Rasterfeld um Lindenberg für August 2004.



**Abb. 7** Streudiagramm der Monatsmittelwerte des Gesamtniederschlagbaren Wassers (TPW) für alle ausreichend belegten 2- Grad- Rasterfelder um Radiosondenstationen im Gebiet für August 2004

#### Literatur

- Lindau, R. (2004): Gridding/Merging Techniques for the Humidity Composite Product of the CM-SAF Visiting Scientist Report within the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
- Zimmermann, K.; Nitsche, H. (2004): Quality Control of satellite-derived water vapour data within CM-SAF, Poster Presentation The 2003 Eumetsat Meteorological Satellite Conference, Weimar, Germany 29.9.-3.10.2003, Proceedings P.39, p.721-723

## Validierung von Satellitendaten der Ozonschichtdicke

U. Köhler, H. Claude

Ozonmessungen mit Satelliten-getragenen Instrumenten wie z.B. TOMS, SAGE, SBUV, GOME oder SCIAMACHY werden seit Ende der siebziger Jahren durchgeführt. Sie liefern nahezu flächendeckend globale Messungen. Ein gravierender Nachteil dieses Instrumentariums ist dessen Unzugänglichkeit nach dem Start. Damit sind Überprüfungen bzw. Reparaturen vor Ort überhaupt nicht sowie Korrekturen der Daten nur mittels bodengestützter, hochgenauer Ozonmessreihen möglich. Derartige Referenz-Messreihen, sei es für die Ozonschichtdicke oder das vertikale Ozonprofil, gibt es seit vielen Jahrzehnten an einigen Stationen innerhalb des globalen WMO-Messnetzes, u.a. am Lichtklimatischen Observatorium im schweizerischen Arosa bereits seit 1926. Um deren Datenqualität zu sichern, wurde in den letzten 35 Jahren für die ca. 100 operationellen Gesamtzoon-Spektrophotometer vom Typ Dobson erfolgreich ein globales Kalibriersystem (s. Abbildung 1) aufgebaut. Es besteht aus einem Welt- (NOAA, Boulder, USA) und mehreren Regional-Kalibrierzentren RDCCs (u.a. am Hohenpeißenberg für die WMO RA VI Europa). Innerhalb dieses Systems werden nach WMO-Vorgaben alle operationellen Dobson Spektrometer alle vier bis fünf Jahre einem Kalibrierservice unterzogen.

In den ersten Jahren fanden die dazu notwendigen Vergleichskampagnen nur sporadisch statt. Dies führte insbesondere bei den sogenannten großen Vergleichen in Arosa dazu, dass dort innerhalb von drei Wochen bis zu 18 Instrumente teilweise mit sehr hohem Aufwand gewartet und kalibriert werden mussten. Hierdurch konnten nicht mehr bei jedem Gerät die nötigen intensiven Servicearbeiten durchgeführt werden. Daher wurde nach der Übernahme der Funktion eines RDCC am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg ein neues Konzept entwickelt. Seit 2000 werden in jedem Jahr kleinere Kampagnen mit bis zu maximal fünf Dobsons abge-

### Global Dobson Calibration System

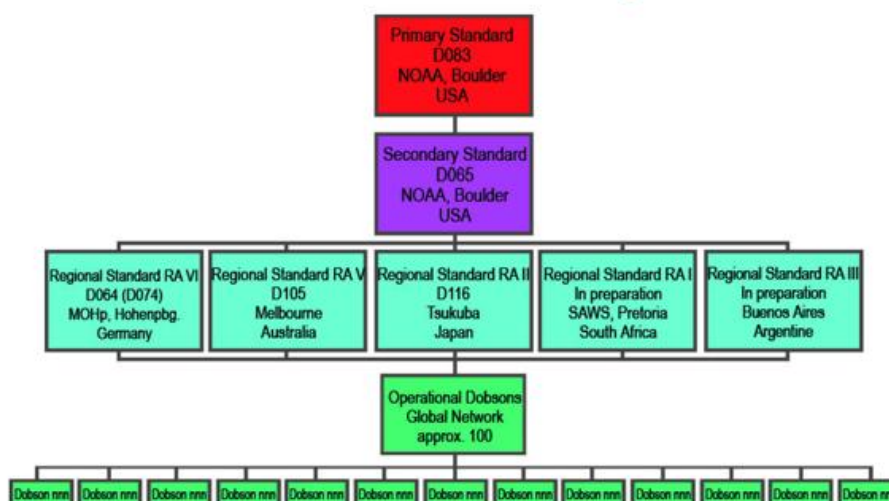
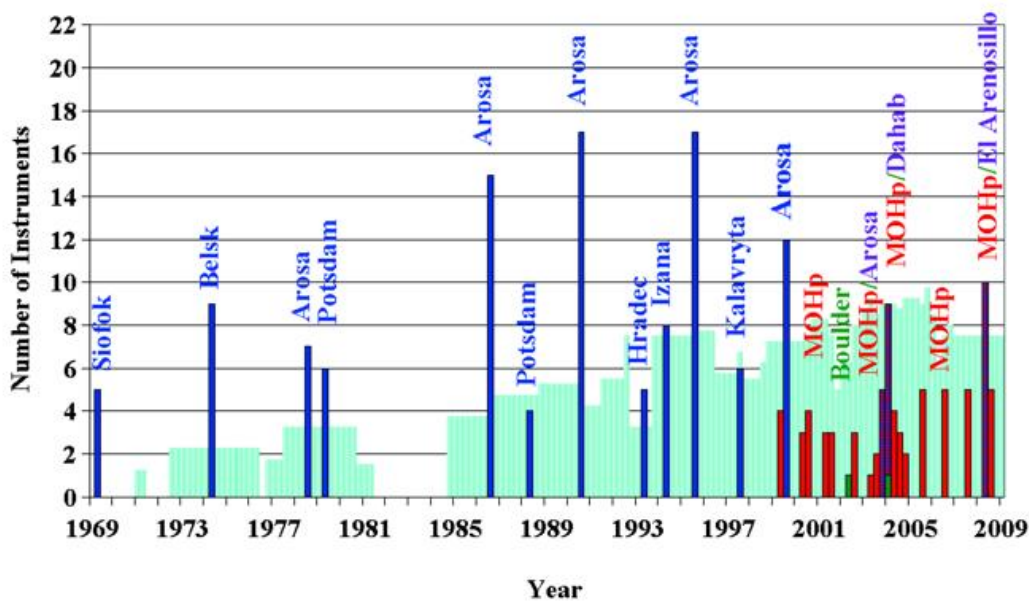


Abb. 1 Schema des Kalibriersystems für das globale WMO Messnetz Dobson .

halten (Lugauer und Köhler 1999). So konnten in den ersten vier Jahren, also einem WMO-Kalibrierzyklus, 24 von 30 operationellen europäischen Dobson Instrumente erfolgreich gewartet und kalibriert werden.

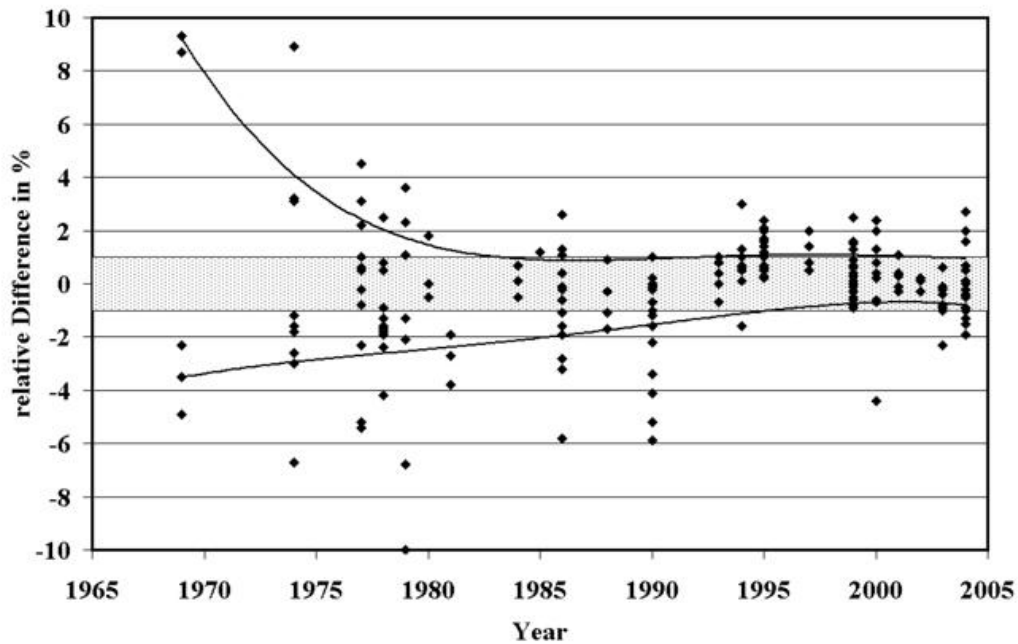
Auf Grund des Alters einiger Geräte sind darüber hinaus der Ersatz der Elektroniken durch moderne Entwicklungen sowie eine Generalüberholung von Mechanik und Optik notwendig gewesen. Abbildung 2 zeigt die Kalibrier-Historie mit den sporadischen Vergleichen zu Beginn und den jährlichen Kampagnen seit 2000. Die hellblaue Fläche als Vierjahresmittel belegt, dass die Zahl der regelmäßig im WMO-Zyklus kalibrierten Instrumente dadurch deutlich gesteigert werden konnte.



**Abb. 2** Historie der Dobson-Kalibrierkampagnen in der WMO Region RA VI Europa der vergangenen 35 Jahre.

In Abbildung 3 sieht man deutlich die Verbesserung der Messgenauigkeit seit Einführung dieser regelmäßiger Kalibrierungen vor über 30 Jahren. Die Mehrzahl der Dobsons weist seit vielen Jahren schon zu Beginn der Kalibrierkampagnen eine Abweichung von weniger als  $\pm 1\%$  zum Referenzgerät auf. Das bedeutet auch eine sehr hohe Messgenauigkeit zwischen den Kalibrierkampagnen. Diese hohe Messgenauigkeit und Langzeitkonstanz dieser "alten" Instrumente ist mit der Grund dafür, dass Dobsons immer noch das Rückgrat im weltweiten Ozonmessnetz bilden (Köhler 2002, Köhler et al. 2004). Durch all diese Maßnahmen konnte ein Kalibrierniveau erreicht und gehalten werden, das ein Garant für belastbare Trendanalysen und Grundvoraussetzung für die Validierung insbesondere der satellitengetragenen Messsysteme ist.

Die Validierung von Messgeräten auf Satelliten und deren Datensätze mit Hilfe unserer langen und homogenen Ozonmessreihen bekannter Qualität ist schon seit mehr als zehn Jahren am Hohenpeißenberg eine wichtige Aufgabe. So diente bereits 1994 die homogenisierte und damit qualitätsgeprüfte Messreihe des Dobson Spektrophotometers Nr. 104 dazu, die Gesamt Ozonmessungen des TOMS-Messgerätes auf dem NIMBUS 7-Satelliten zu validieren (Köhler 1995). Dadurch stellte sich heraus, dass die damalige TOMS Version 6 fehlerbehaftet war (Abbildung 4 links). Nachdem die



**Abb. 3** Relative Differenzen der zu kalibrierenden Dobsons zum Referenzinstrument zu Beginn der Kalibrierkampagnen während der sogenannten Initial Calibration zur Bestimmung des Kalibrierstatus.

NASA den neuen Auswerte-Algorithmus Version 7 auf den Datensatz der Hohenpeißenberger Überflüge angewendet hatte, zeigt sich eine fast perfekte Übereinstimmung zwischen Dobson und TOMS (Abb. 4 rechts)

Beim Vergleich des ebenfalls am Hohenpeißenberg eingesetzten Brewer Spektrophotometers Nr. 10 mit dem Dobson Nr. 104 bzw. TOMS Vs. 7 fallen jedoch ausgeprägte Jahrgänge in den relativen Differenzen zwischen den Instrumenten auf (Abb. 5 links und rechts).

Untersuchungen der letzten Jahre belegen, dass ein großer Teil der jährlichen Amplitude durch die vergleichsweise große Abhängigkeit der Dobson-Absorptionskoeffizienten von der Ozonschicht-Temperatur erklärt werden kann (Kerr et al. 1988, Kerr 2002, Staehelin et al. 2003). Während im Auswertealgorithmus von einer konstanten "effektiven" Temperatur der Ozonschicht von  $-46^{\circ}\text{C}$  ausgegangen wird, zeigen die Radiosondierungen am Hohenpeißenberg jahreszeitlich bedingte Abweichungen von diesem Wert zwischen 10 und 15 K, was zu Abweichungen in Höhe von 1 - 1.5% führen kann.

Als im Frühsommer 2004 die Satellitendaten der neuesten TOMS Auswerte-Version 8 herausgegeben wurden, war eigentlich zu erwarten, dass dieser Dobson-Schwachpunkt Berücksichtigung gefunden haben sollte. Eine erste Auswertung schien dies auch zu bestätigen, da nun im D104 - TOMS Version 8 - Vergleich ein Jahrgang auftauchte (s. Abbildung 6 links). Beim Vergleich BR010 - TOMS Version 8 stellte sich jedoch heraus, dass dieser noch größere Jahresamplituden aufwies als in der Version 7 (s. Abbildung 6 rechts und Vergleich mit Abbildung 5 rechts).

Hauptursache für diese deutliche Verstärkung des Jahrganges bei den relativen Differenzen sind offensichtlich die Wintermonate Dezember bis Februar, die beim

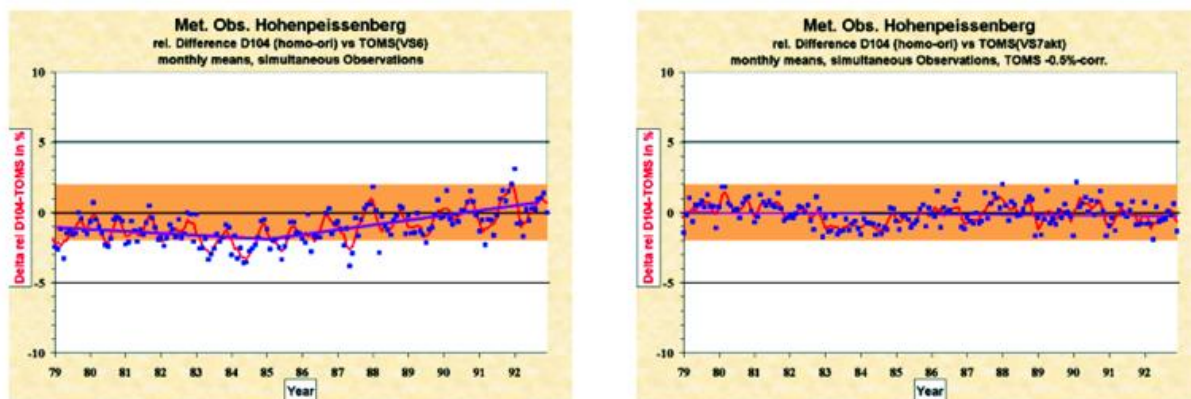


Abb. 4 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 und TOMS Version 6 (links) und 7 (rechts).

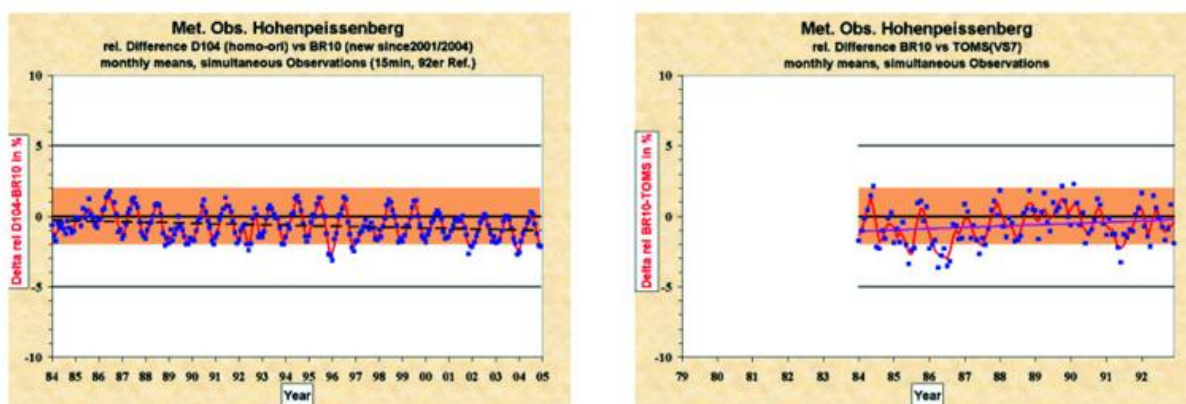


Abb. 5 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 und Brewer 10 (links) sowie Brewer 10 und TOMS Version 7 (rechts).

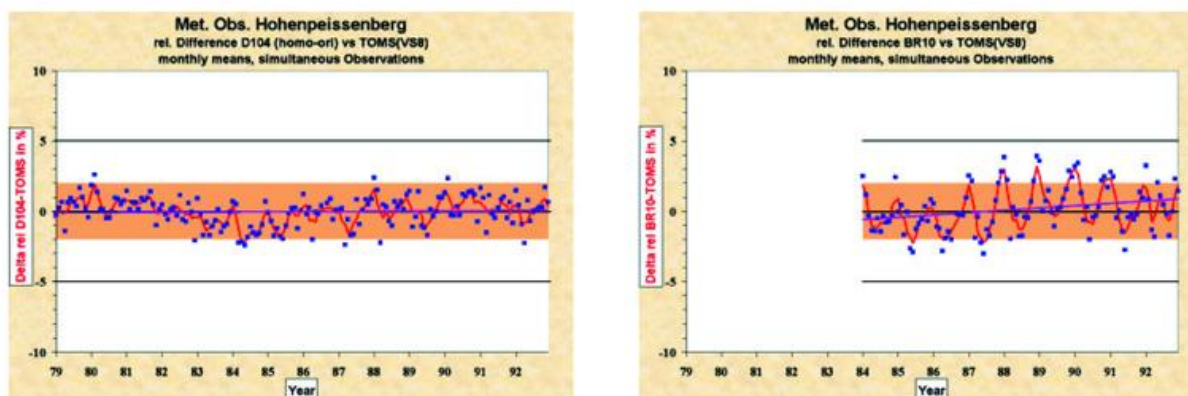
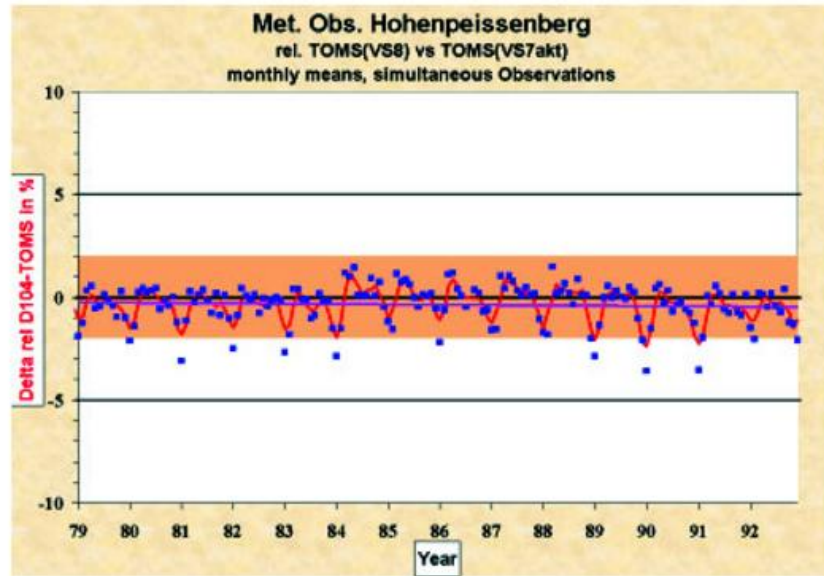


Abb. 6 links/rechts: Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen Dobson 104 (links) bzw. Brewer 10 und TOMS Version 8 (rechts).

Vergleich zwischen TOMS Vs.7 und Vs.8 die größten Unterschiede aufweisen (s. Abbildung 7). Weitere Untersuchungen und Vergleiche der TOMS-Daten mit anderen Stationen mit langen homogenisierten Dobson - Brewer-Reihen wie Uccle (Belgien) und Hradec Kralove (Tschechische Republik) werden zeigen müssen, wo die Wahrheit liegt.



**Abb. 7** Monatsmittel der relativen Differenzen zwischen TOMS Version 7 und 8.

Diese Vergleiche bestätigten erneut, wie wichtig die Validierung von Satelliten-Instrumenten mit hochgenauen Bodenmessungen ist. Ohne Ground-Truth-Stationen mit Instrumenten genau bekannter Qualität würde dieses überaus wichtige und teure Instrumentarium - im wahrsten Sinne des Wortes - in der Luft hängen (Köhler 1994).

#### Literatur

- Kerr, J. B., Asbridge, I. A. und Evans, W. F. J., 1988: Long-term intercomparison of total ozone measured by the Brewer and Dobson spectrophotometers at Toronto. *J. Geophys. Res.*, 93, 11129 - 11140.
- Kerr, J. B., 2002: New methodology for deriving ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra. *J. Geophys. Res.*, 107, ACH 22-1 - 17.
- Köhler, U., 1994: Die RA VI-Ozonzentrale Hohenpeissenberg als Ground-Truth-Station für Satelliten, *Ozonbulletin des DWD* Nr. 10.
- Köhler, U., 1995: Homogenization and Re-evaluation of the Long-Term Ozone Series at the Met. Obs. Hohenpeissenberg. *Abschlußbericht zum DWD Projekt 532 31 (K/U 31), Arbeitsergebnisse der Abteilung Forschung* Nr. 31.
- Köhler, U., 2002: Europäisches Dobson Kalibrierzentrum Hohenpeissenberg garantiert hohe Datenqualität. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 87.
- Köhler, U., Claude, H., Vanicek, K., Stanek und M., Evans, R., 2004: The Dobson Instrument - Still a Backbone of Ozone Monitoring?, *Extended Abstract zum XX. Quadrennial Ozone Symposium*, Kos, 31.5. - 9.6.2004, Griechenland.
- Lugauer, M. und Köhler, U., 1999: Europäisches Dobson Calibration Center nimmt am Hohenpeissenberg den Betrieb auf. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 66.
- Staehelein, J., Kerr, J., Evans, R. und Vanicek, K., 2003: Comparison of Total Ozone Measurements of Dobson and Brewer Spectrophotometer and Recommended Transfer Functions, *WMO GAW Report* No. 149.

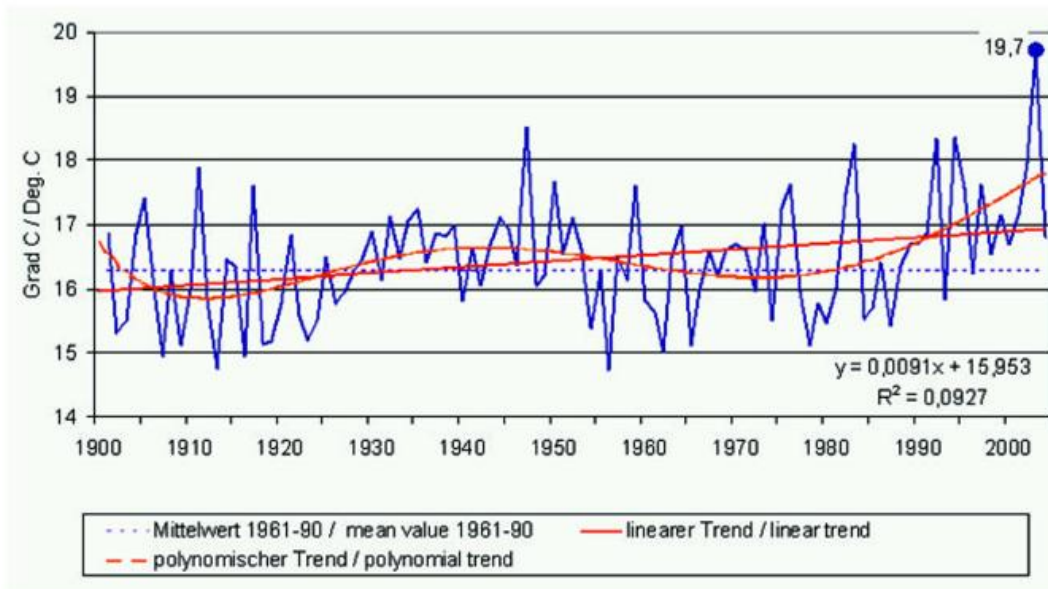
## Die Witterung der Sommermonate 2002 bis 2004

P. Bissolli, G. Müller-Westermeier

Die Sommer 2002 und 2003 waren aufgrund von Extremereignissen sehr auffällig gewesen. Im August 2002 ereigneten sich vor allem im östlichen Mitteleuropa Starkregenfälle, die zu einer mehrere Tage andauernden Hochwasserkatastrophe führten. Die DWD-Station Zinnwald-Georgenfeld südlich von Dresden meldete dabei am 12.08.2002 mit 312 mm einen neuen Rekord für den Tagesniederschlag in Deutschland. Der Sommer 2003 ist hingegen vor allem wegen seiner lang andauernden hohen Temperaturen in Mitteleuropa in die Klimageschichte eingegangen. 40,2°C wurden am 09.08.2003 in Karlsruhe erreicht, der gleiche Wert dann nochmals am 13.08.2003 in Freiburg und wiederum in Karlsruhe. Dass dies keine Einzelereignisse waren, belegte die Anzahl von 83 Sommertagen (d.h. Tage mit einer Maximumtemperatur >25°C) in Freiburg über die Monate Juni-August 2003 (von 92 möglichen). Diese Vorkommnisse wurden in den beiden vorigen Klimastatusberichten 2002 und 2003 ausführlich beschrieben.

Im Gegensatz dazu hatte der Sommer 2004 keine derartigen Extremereignisse zu bieten. War dieser Sommer nun wirklich ganz „normal“? Anhand einiger Klimaüberwachungsprodukte des DWD soll hier ein Vergleich der drei Sommer vorgenommen werden.

Abb. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Sommermitteltemperaturen als Gebietsmittelwert über Deutschland für den Zeitraum 1901-2004. Der Sommer 2003 fällt mit seinem Rekordwert von 19,7°C natürlich deutlich heraus. Dagegen waren die Sommer 2002 und 2004 mit 18,0 bzw. 16,8°C im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990 zwar auch noch relativ warm, der Wert von 2004 liegt jedoch in der Nähe der linearen

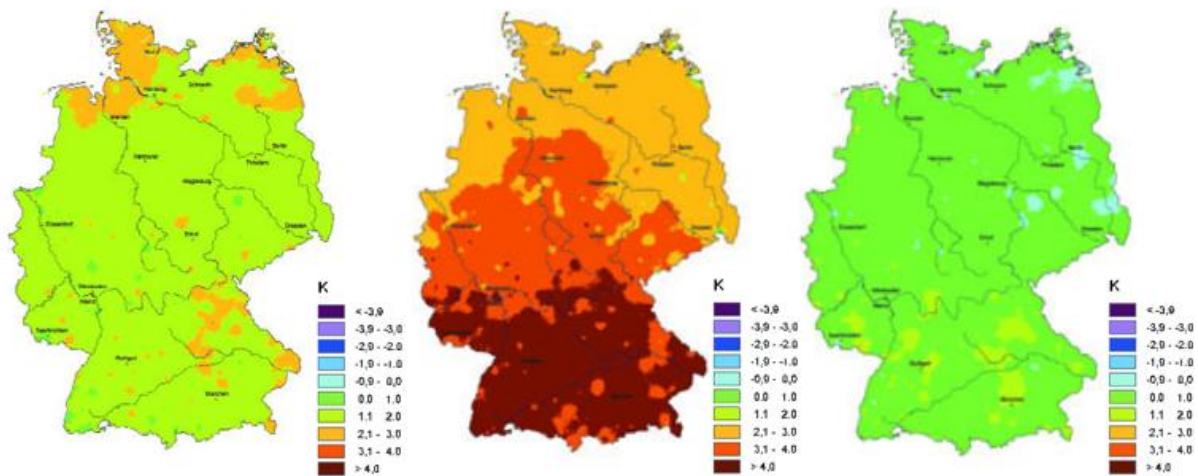


**Abb. 1** Tagesmitteltemperatur 1901-2004, gemittelt über die Sommermonate Juni-August jeden Jahres und das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990, der lineare und der polynomische Trend über diesen Zeitraum.

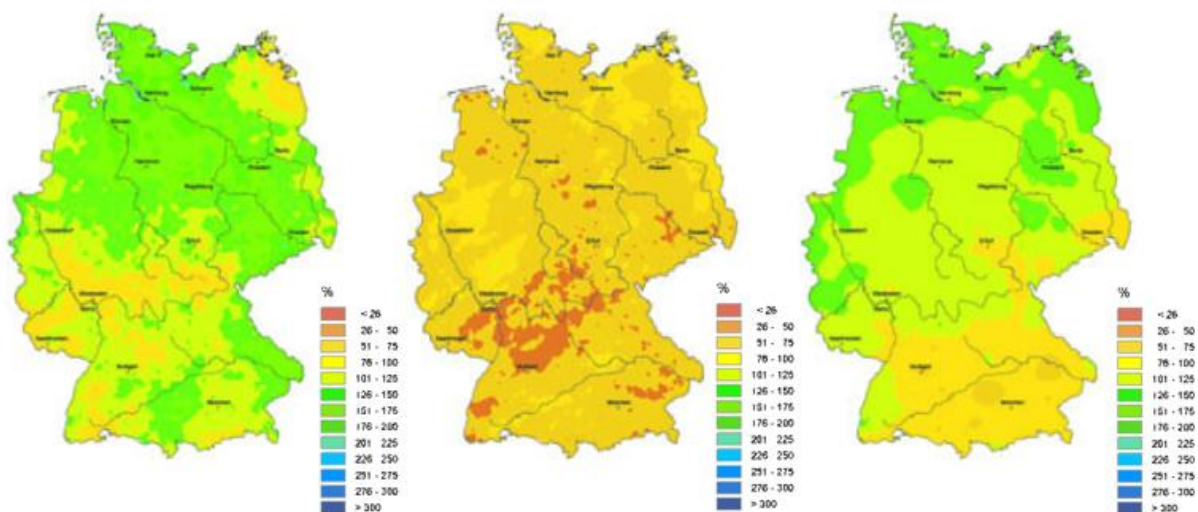
Trendgeraden und kann daher als „normal“ angesehen werden, wenn man den längerfristigen Erwärmungstrend mit berücksichtigt.

Interessant ist nun die Frage, wie sich diese Unterschiede regional über Deutschland verteilt haben. Dies kann den Karten in Abb. 2 entnommen werden. In den Jahren 2002 und 2004 war die Temperaturanomalie bis auf einige lokale Besonderheiten weitgehend gleichmäßig über Deutschland verteilt, während für den Rekordsommer 2003 ein deutliches Süd-Nordgefälle auszumachen war.

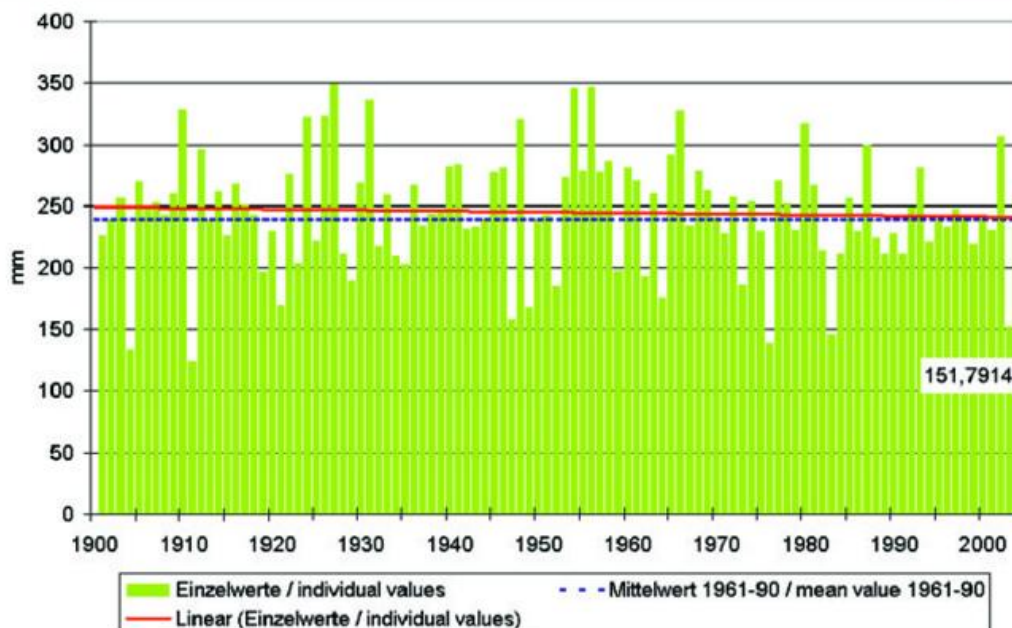
Zum Vergleich sind in Abb. 3 die entsprechenden Karten des Niederschlages dargestellt. Im Jahr 2002 zeigte sich eine Konzentration von Starkniederschlagsgebieten im Zusammenhang mit dem Elbehochwasser vor allem im nördlichen und südöstlichen Deutschland, 2003 gab es im Sommer im gesamten Gebiet ein mehr oder weniger großes Niederschlagsdefizit, während 2004 durch ein Nord-Süd-Gefälle charakterisiert war.



**Abb. 2** Karten der Temperaturabweichungen der Sommer 2002, 2003 und 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990 in Deutschland.



**Abb. 3** Karten der relativen Niederschlagsabweichungen der Sommer 2002, 2003 und 2004 vom vieljährigen Mittel 1961-1990 in Deutschland.

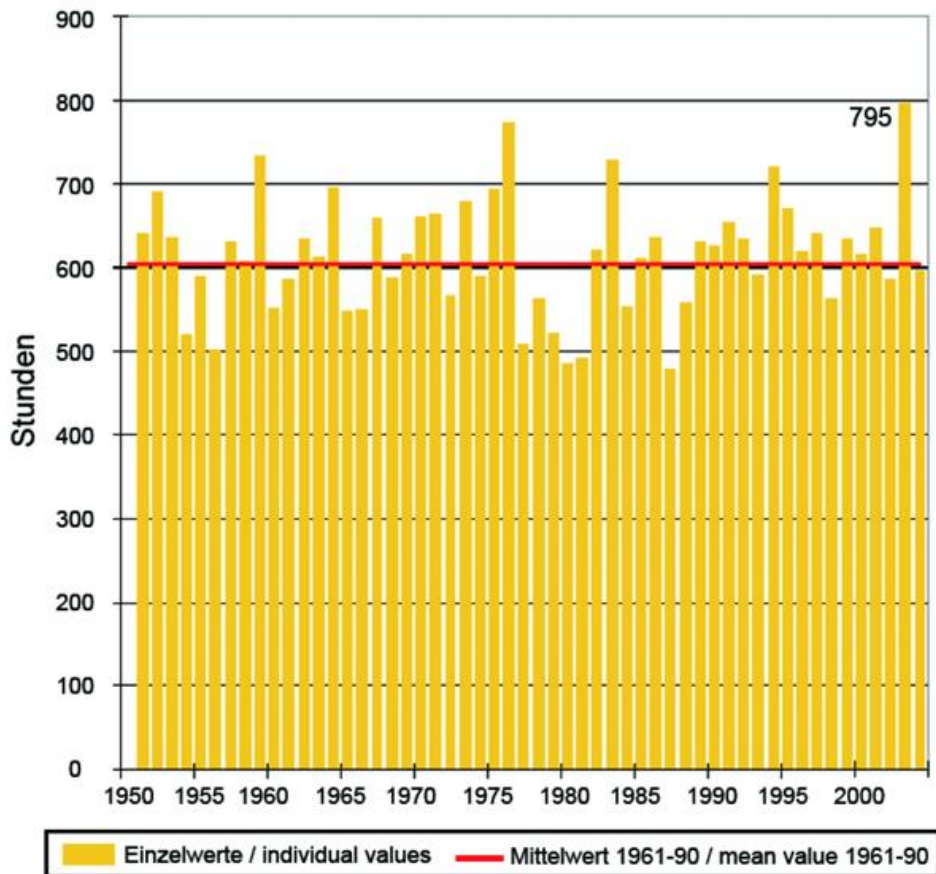


**Abb. 4** Niederschlagssummen der Sommermonate Juni-August 1901-2004, gemittelt über das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990 und der lineare Trend über diesen Zeitraum.

Beim Gebietsmittel von Deutschland (Abb. 4) fiel der Sommer 2003 mit der sehr niedrigen Niederschlagssumme von rund 152 mm als einer der trockensten Sommer seit 1901 heraus. Der Sommer 2002 hatte ungefähr die doppelte Niederschlagsmenge und lag deutlich über dem Normalwert, während der Sommer 2004 nur geringfügig niederschlagsreicher als normal war.

Als weitere Ergänzung sei hier noch der Verlauf der Sonnenscheindauer gezeigt (Abb. 5), die derzeit nur seit 1951 als Rastermittelwert vorliegt. Mit knapp 800 Stunden Sonnenschein fiel auch hier wieder der trockene und warme Sommer 2003 heraus, während 2004 fast der Normalwert von rund 600 Stunden erreicht wurde und auch 2002 nur geringfügig weniger.

Tatsächlich war also der Sommer 2004 bezüglich Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer weitgehend normal im Vergleich zu den Extremsommern 2002 (für den Niederschlag) und vor allem 2003 (für alle drei Klimagrößen), obwohl er im Trend der langfristigen Erwärmung lag.



**Abb. 5** Mittlere Sonnenscheindauer der Sommermonate Juni-August 1951-2004, gemittelt über das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (1km-Rasterwerte). Zum Vergleich die vieljährigen Mittelwerte 1961-1990.

## Global Precipitation Analysis Products of the GPCC

### B. Rudolf

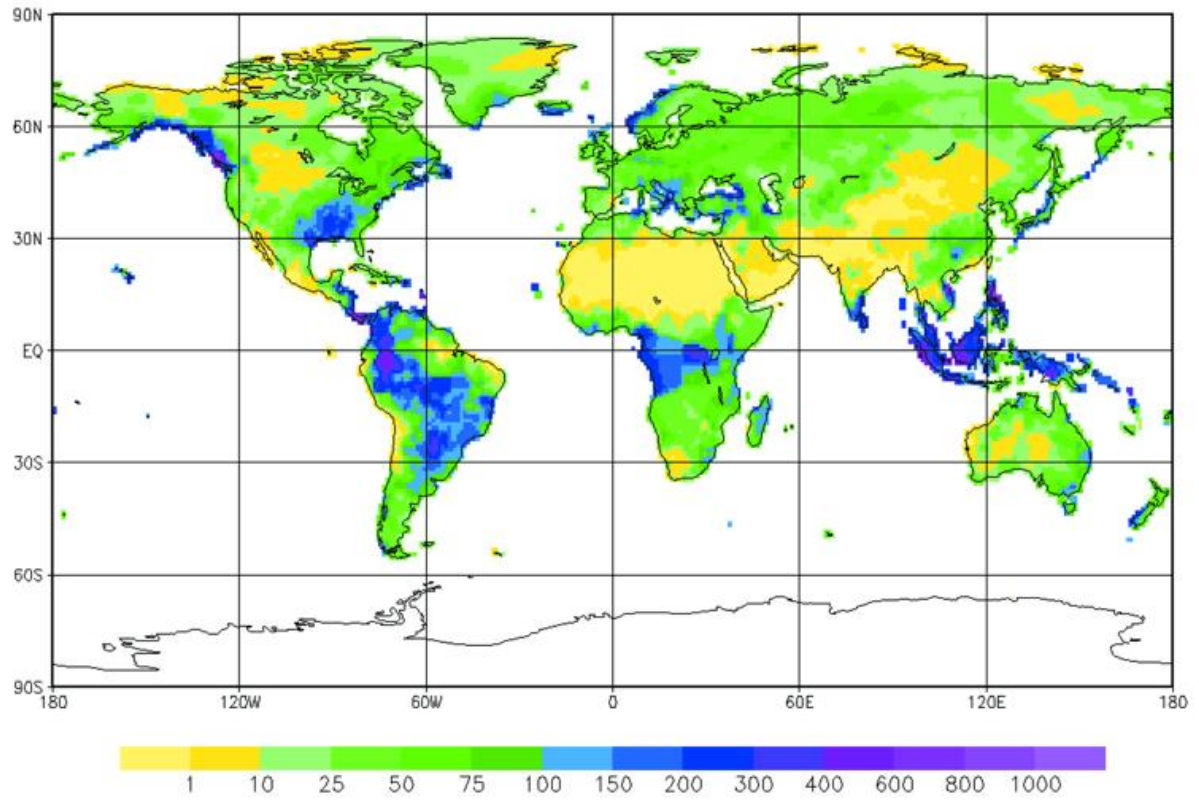
Precipitation plays an important role in the global energy and water cycle. With regard to land use, agriculture and hydrology, accurate knowledge of precipitation amounts reaching the land surface is of special importance for fresh water assessment and management on all spatial scales. With respect to global climate change and the needs for assessment, International Organizations initialized a variety of research and monitoring programmes. In this framework, the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) has been established in 1989 on request of the World Meteorological Organization (WMO). It is operated by Deutscher Wetterdienst (DWD, National Meteorological Service of Germany) as a German contribution to the World Climate Research Programme (WCRP). From the origin, the Centre is a component of the WCRP Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Later (1994), the long-term operation of the GPCC has been requested by WMO with regard to the Global Climate Observing System (GCOS). The products of the GPCC, gauge-based gridded precipitation data sets for the global land surface, are world-wide used by various institutions, in particular within water-related projects of WMO, FAO, UNESCO and UNEP. Analyses of time-series of area-averaged precipitation covering the periods from 1901 (resp. 1951) to present are currently carried out. They are of special interest for CLIVAR and GCOS and will support the IPCC assessments.

While a full global coverage by observed precipitation data can only be obtained using satellite observations, conventionally "in situ" measured data are still necessary to improve the quality and accuracy by calibration, validation or verification of remotely sensed precipitation. The gauge-based "Monitoring Product" of the GPCC delivers the in situ component for both of the two world-wide used satellite-gauge combinations of the GPCP (Huffman et al. 1995, Adler et al. 2003) and of NCEP (Xie and Arkin 1997). For the investigation of climatic precipitation variability, e.g. long-term trends, time-series are necessary reaching retrospectively beyond the satellite era.

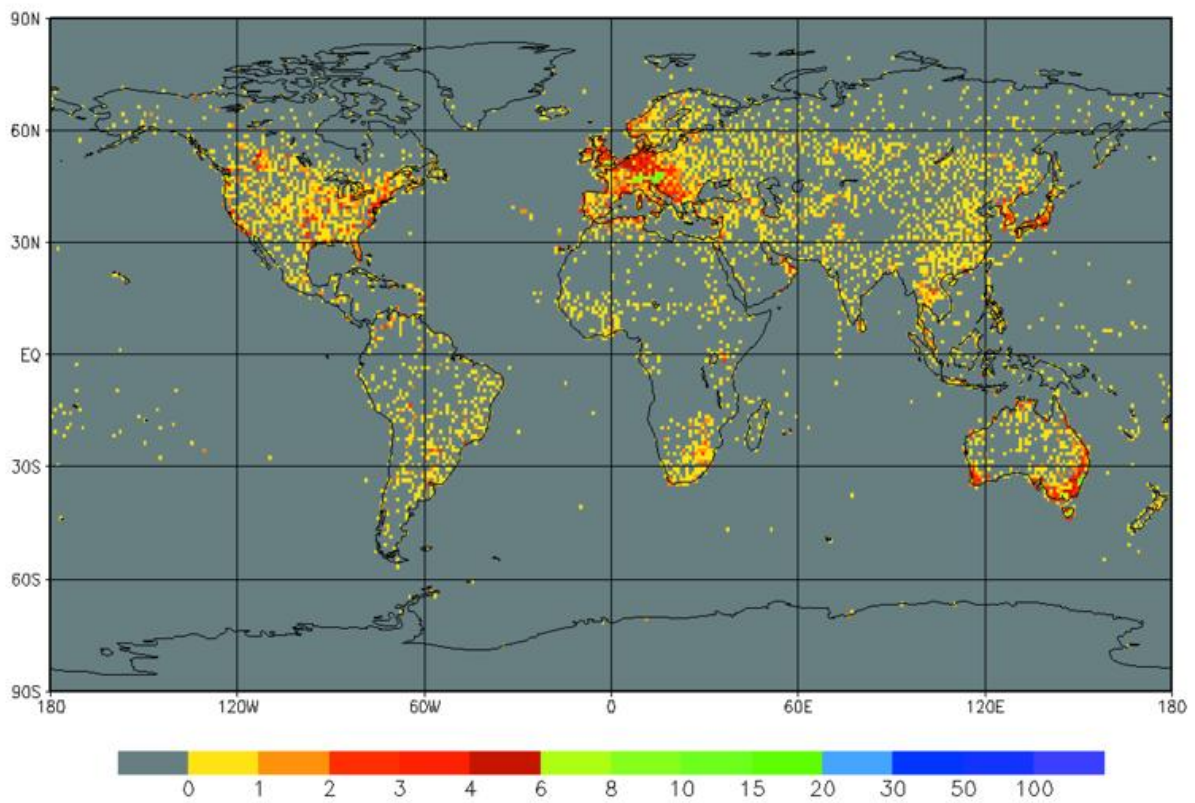
The aim of the GPCC is to serve different user requirements concerning on the one side the accuracy of the gridded precipitation results depending on the number of stations used, and on the other side the timeliness of the product availability. GEWEX for instance requests high spatial resolution and accuracy for the recent decade, while the priority of GCOS and IPCC is focused on long homogeneous time-series. Suitable products are realized by cut-off dates for data extraction and analysis corresponding to the application type. All gauge-based analysis products (except of the 50-year climatology) result from the same quasi-operational data management and analysis system, but they differ with regard to the number of the included stations and the level of data quality control being performed. The gridded data sets are available in the spatial resolutions of 1.0° by 1.0° and 2.5° by 2.5° geographical latitude by longitude. Corresponding to international agreement, the gridded products are freely available on the Internet. In the year 2002, more than 200,000 accesses on GPCC's Website have been counted.

### *Characteristics of the gridded analysis products being available from the GPCC*

- The *First Guess* of the monthly precipitation anomaly is based on interpolated precipitation anomalies at about 4,500 stations. The data sources are synoptic data received via GTS for the considered month, and the climatic mean monthly precipitation at the same stations (1961-1990) which are selected from the GPCC global normals collection. The fully automatical quality-control (QC) has been performed for the synoptic data. The first month published with a First Guess was September 2003. Since that time, a First Guess is available within 5 days after end of the observation month.
- The *Monitoring Product* of monthly precipitation for global climate monitoring is based on SYNOP (after high level QC) and monthly CLIMAT reports from totally 7,000 stations and is available within about 2 months after observation month. The operational production started with the year 1996 and is going on to near-present. An Interim Version of the Monitoring Product covering the period 1986-1995 has been derived from similar input data in 1994/1995 after GPCC's development phase. The series has been complemented backwards to 1979 by another preliminary gauge product using the same analysis method but a reduced input data set (Xie, Rudolf, Schneider and Arkin, 1996). The Monitoring Product supplies the in situ component to the satellite-gauge combinations of GPCP (Huffman et al. 1995, Adler et al. 2003) and of CMAP (Xie and Arkin 1997). Figures 1 and 2 illustrate exemplarily GPCC gauge-based products in map format.
- The *GPCP Satellite-Gauge Combined Data Set Version 2* is a full global data field of monthly precipitation on a 2.5° grid available within 3 months after observation month. This product is jointly created by the GPCP participants (DWD/GPCC, Eumetsat, JMA, NOAA, NASA and others). It includes multi satellite-based precipitation estimates and the gauge-based analyses of the GPCC for the period 1979 to near-present (Adler et al. 2003).
- The *Full Data Product* is of much higher accuracy and recommended to be preferred for hydrometeorological studies and verification. The analysis includes all stations supplying data for the individual month. The data coverage varies from less than 10,000 and to more than 40,000 stations. A new full data re-analysis is performed in irregular time intervals, which are set with respect of data base improvements. The current Full Data Product is Version 3 covering the period from 1951 to 2004 (Figure 3).
- The new *50 Year Climatology* supplying gridded time-series for studies on climate variability and trend is based on data being selected with respect of a (mostly) complete temporal data coverage and homogeneity of the data time-series. The first version is based on time-series for 9,343 stations covering the period 1951-2000 (Beck, Grieser and Rudolf, 2005).
- The *Monthly Precipitation Normals Data Set* provides gridded mean monthly precipitation for the period 1961-1990, based on the mean data from about 30,000 stations. The data base comprises the normals of the WMO collection, and or normals delivered by the countries to the GPCC or calculated from data time-series at the GPCC.



**Figure 1** Total Precipitation for November 2004 in mm/month (Monitoring Product, 1° resolution).



**Figure 2** Spatial coverage by observed data for November 2004 (Monitoring Product, 1° resolution, number of stations per gridbox).

## *The Data Base*

At first, a comment on the data requirements: The accuracy of gauge analyses mainly depends on the number of stations being used. In order to calculate monthly area-mean precipitation on 2.5° gridboxes with an error of not more than 10%, between 8 and 16 stations per gridbox are needed (WMO 1985, Rudolf et al. 1994). To cover the global land-surface by gridded data of this accuracy, as requested by the GPCP plan (WMO 1990), this requirement adds up to 40,000 stations world-wide.

We distinguish two types of observed precipitation data: such data being available near real-time, and data which can be obtained with a larger delay only. The reason to supply a set of different products is that a near real-time analysis is requested by international programmes for various applications, but the near real-time available data base is insufficient with regard to the requested accuracy.

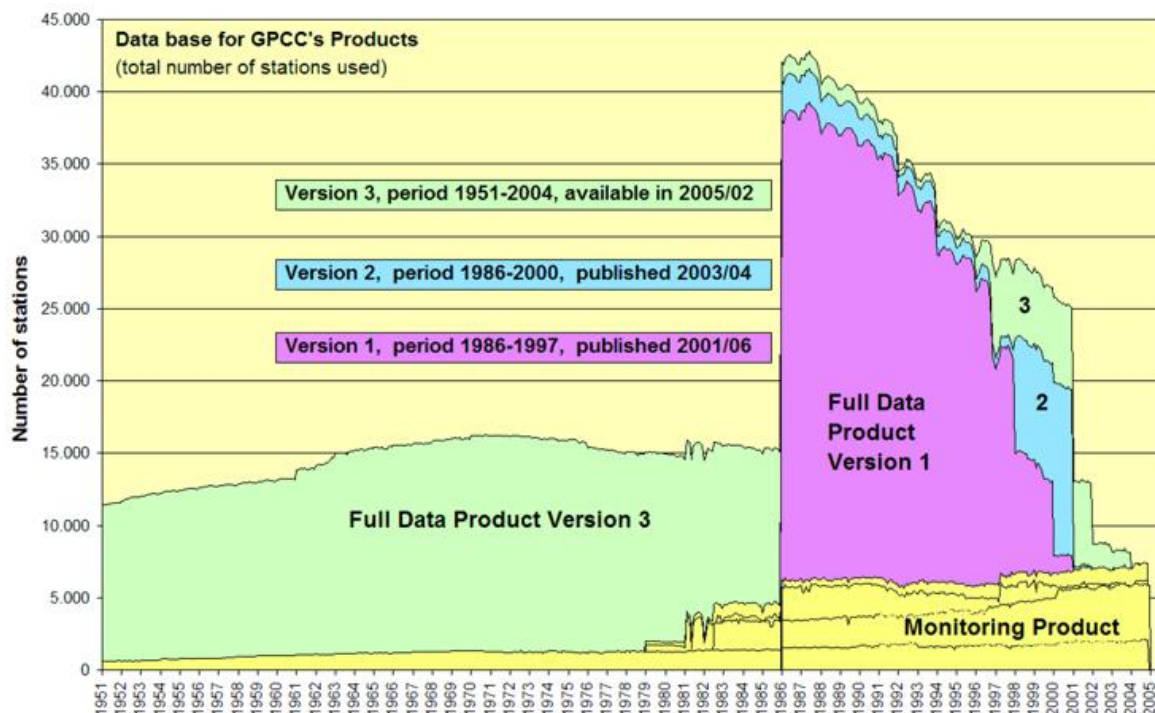
### Near real-time data base:

The data base for GPCP's Monitoring Product is merged from three sources: monthly precipitation totals derived from synoptical weather reports (SYNOP) received at the DWD, Offenbach, and NOAA/NCEP, Washington DC, and monthly totals received within CLIMAT bulletins. The merged data base covers 7,000 stations and provides regionally a sufficient data base for quantitative precipitation estimates. Within the data pool, the CLIMAT data are of higher quality and reference for quality assessment of the SYNOPs. The First Guess includes the DWD SYNOP-derivatives only.

### Full data base:

With respect to the limited real-time availability of gauge data, additional data from dense national observation networks of individual countries are collected at the GPCP. The data acquisition is supported by recommendations and requests of the WMO. So far, National Meteorological and/or Hydrological Services of 176 countries contributed data to the GPCP (status January 2005). However, the delay of the deliveries varies between one year and five years or even more due to the time needed for processing by the originators. In addition, other available global and regional collections of climate data (CRU, FAO, GHCN, BALTEX, Asia-Pacific/Matsumoto, etc.) have been integrated in the GPCP. By this, GPCP holds the most comprehensive global collection of monthly precipitation data from in situ observations. The data are delivered by National Meteorological and Hydrological Services to the GPCP, following the request of WMO. With respect to the interests and conditions given by the originators (NMHSs), the GPCP cannot redistribute the station related precipitation data to other parties.

The temporal data coverage of the GPCP products is illustrated by Fig. 3. The year with the best data coverage is 1987 with monthly precipitation data being available for about 43,000 stations. A gradual decrease of the number of stations from 40,000 in 1986-1990 down to 7,000 stations after 2003 is caused by the delay of the delivery of additional data. The data base continuously increases by delivery of updates for recent years, supplements with additional stations and complementation by long time-series of data.



**Figure 3** Total number of stations of the Full Data Product (Versions 1, 2, 3) and the near real-time Monitoring Product.

### Data processing

All data reaching the GPCC are integrated in a Relational Data Base Management System. Within the data bank, the records from the different sources (SYNOP, CLIMAT, national data etc.) are stored in parallel with quality-flags in so-called networks; by this a comparison and cross-check is possible.

The data processing steps include quality-control and harmonization of the meta data (station identification), quality-assessment of the precipitation data, selection of the data from the different sources for the particular products, interpolation of the station-related data to a regular mesh system, and calculation of the spatial means on the 2.5° respectively 1.0° latitude/longitude gridbox area. The basic information about the used methods has been published by Rudolf et al. (1992 and 1994), additional information is given on GPCC's website (<http://www.gpcc.dwd.de>).

For the GPCC gauge analyses, following variables are calculated on the gridboxes:

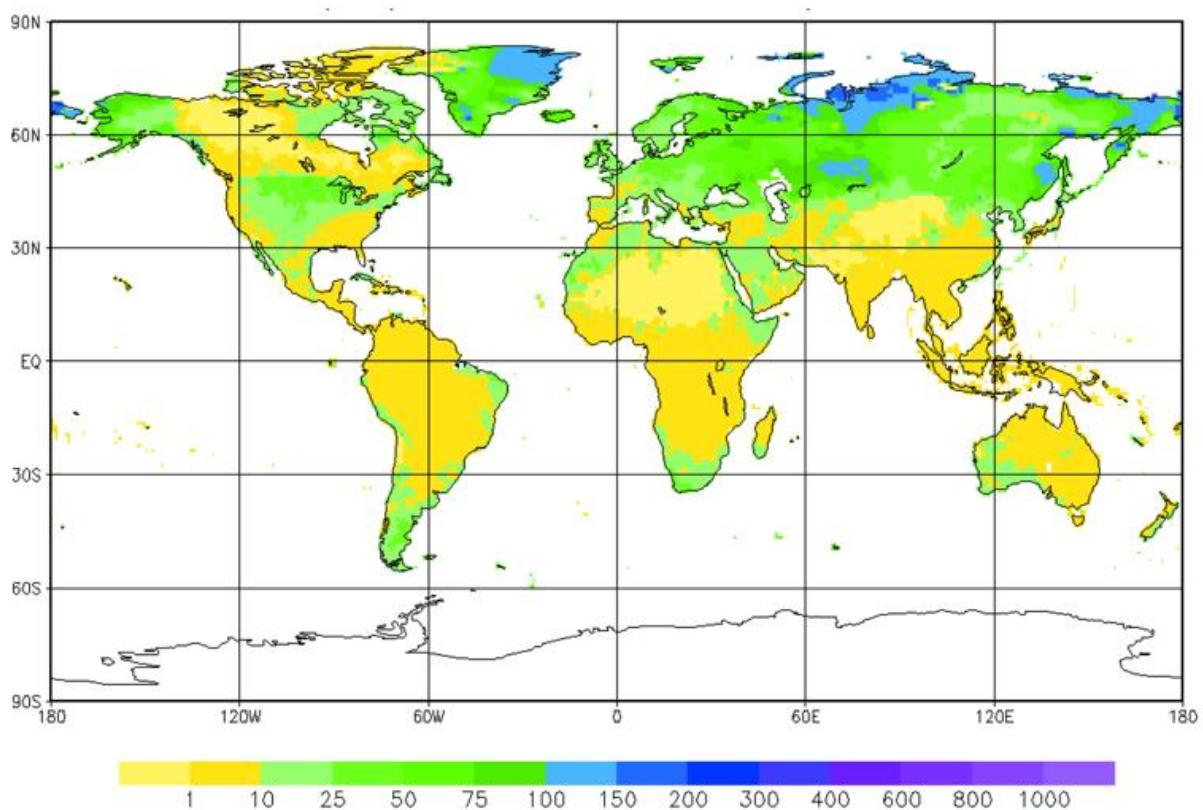
- Monthly precipitation totals for the individual month (Fig. 1)
- Mean monthly precipitation totals for the period 1961-1990 ("normals")
- Monthly precipitation anomaly i.e. deviation from the mean 1961-1990
- Monthly precipitation percentage related to the mean 1961-1990
- Number of gauges used per gridcell for the individual month (Fig. 2)
- Bulk factors for assessment of systematic gauge-measuring error (Fig. 4).

### *About the accuracy of the gridded results*

The two major error sources are, first, the systematic measuring error which results from evaporation out of the gauge and aerodynamical effects, when droplets or snow flakes are drifted by the wind across the gauge funnel, and second, the stochastic sampling error due to a sparse network density.

The systematic gauge-measuring error is – except for very specific situations – an undercatch of the true precipitation. Parameters affecting the efficiency of measurement are features of the instrument used (size, shape, exposition etc.) and the meteorological conditions (wind, precipitation type, air temperature, humidity, radiation) during the precipitation event. This information is not available for most of the precipitation stations. The global and seasonal distribution of the error has been estimated for long-term mean precipitation (Legates and Willmott, 1990). The error is large in snow regions respectively in cold seasons. Figure 4 depicts the average systematic measuring error for the month November.

The sampling error of gridded monthly precipitation data has been quantified by the GPCP for various regions of the world. Based on statistical experiments using data from very dense networks, the relative sampling error of gridded monthly precipitation is between +/- 7% and 40% of the true area-mean, if 5 raingauges are used, and with 10 stations the error can be expected within the range of +/- 5% and 20% (Rudolf et al. 1994). The error range for a given number of stations represents the spatial variability of precipitation in the considered region.



**Figure 4** Relative systematic gauge-measuring error for November in % of the gridded data as measured after Legates and Willmott, 1990

Information about the product accuracy is available on the grid for all GPCC precipitation analysis products.

### Access to GPCC's gridded products

The gridded data sets of GPCC and GPCP are freely available. The Monitoring Product and the GPCP Version 2 Combined Data Set can be visualized in maps (e.g. Fig. 1, 2 and 4) or downloaded in ASCII format using the Visualizer (Fig. 5) from GPCC's Website (<http://gpcc.dwd.de>). The other products will be provided after email request.

### Some hints and recommendations to users

- Check which product is most suitable for the application purpose with regard to the priority of timeliness, regional accuracy or homogeneity.
- Pay attention to the accuracy-related information provided by the GPCC (number of stations, systematic error). Check the error range by consideration of the systematic error estimates and the regional number of stations used.
- Do not compare regional area-means which are calculated from data sets on different grid resolutions. The rough approximation of coastlines may cause relevant deviations between 2.5° and 1.0° based area means.
- Gridded anomalies can be generated in two different ways: (#1) calculation of the anomaly on the stations which requires the availability of both, data from the considered month and normal values, and (#2) by the relation of gridded data sets, which were separately generated for the considered month and for the normal precipitation totals. Method #1 is consistent with regard to the stations used, method #2 includes a much larger number of stations. For technical reasons, method #2 is used by the Visualizer, results based on the anomaly interpolation is available on email request.
- Reference to the GPCC is requested from the users, and feedback about the application of the products is welcome. Mail to: [gpcc@dwd.de](mailto:gpcc@dwd.de).

## GPCC - VISUALIZER

<b>DATASET</b>	GPCC Landsurface Monitoring Product 1.0 *	<b>COASTLINES</b>	LOWRES
<b>PRODUCT</b>	MEAN PRECIPITATION (mm/month)	<b>OUTPUT</b>	GIF
<b>PERIOD</b>	SEPTEMBER	<b>GIS-SCALE</b>	1.0
<b>YEAR</b>	2004 (for winter 86/87 eg. select 1987)	<b>SHOW</b>	GRID
☐ Menu	GLOBAL (-180°/+180°)	<b>COLOR</b>	COLOR
<b>AREA</b>	LON_min: -180.    LON_max: +180. LAT_min: -90.    LAT_max: +90.    ZOOM-Window	<b>PROJECTION</b>	LAT/LON
☐ Userdefined	START VISUALISATION		
<a href="#">HELP</a> <a href="#">FEEDBACK</a> <a href="#">Download GPCC combined products</a> <a href="#">Download GPCC products</a>			

**Figure 5** Online-Visualization and Download of gridded products.

### *Acknowledgements:*

The GPCC is operated by Deutscher Wetterdienst (DWD, National Meteorological Service of Germany) under the auspices of the World Meteorological Organization (WMO). The research project VASCLimO, contributing the 50 year climatology by C. Beck and J. Grieser, is supported by the Federal Ministry of Education and Research (BMBF) of Germany within the German Climate Research Programme DEKLIM, Förderkennzeichen 01LD0032.

A special thank is addressed to the data contributors, which mostly are National Meteorological and Hydrological Services but also some other institutes. Their data enable the GPCC to do the global analysis.

### **References**

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147–1167.
- Beck, C., J. Grieser and B. Rudolf (2005): A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, Klimastatusbericht 2004.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider, and P. R. Keehn, 1995: Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. *J. Climate*, 8, 1285-1295.
- Legates, D. R., and C. J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.*, 10, 111-127.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiss, U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. *Meteorol. Zeitschr. N.F.* 1/1, 7-84.
- Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth, U. Schneider (1994): Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. NATO ASI I/26, Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois and F. Desalmand), Springer Verlag Berlin, 173 - 186.
- WMO, 1985: Review of requirements for area-averaged precipitation data, surface based and space based estimation techniques, space and time sampling, accuracy and error, data exchange. WCP-100, WMO/TD-No. 115.
- WMO (1990): The Global Precipitation Climatology Project - Implementation and Data Management Plan. WMO/TD-No. 367, 47 pp. and 6 Appendices, Geneva, 1990.
- Xie, P. and P.A. Arkin (1997): Global Precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 78, 2539 - 2558.
- Xie, P., Rudolf, B., Schneider, U., Arkin, P.A. (1996): Gauge-Based Monthly Analyses of Global Land Precipitation from 1971 to 1994. *J. of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D14, p. 19,023-19,034.

## Tornado- und Downburstklimatologie

N. Dotzek

### Einführung

Tornados fallen in die Klasse der intensiven kleinskaligen atmosphärischen Wirbel, die in ihrer Gesamtheit als Tromben bezeichnet werden. Gewitterfallböen sind nicht wirbelhafte, kleinskalige Gewittersturm-Phänomene, für die sich im Deutschen auch der Begriff Downburst durchgesetzt hat. Motiviert durch die Monographie von WEGENER (1917), Fallstudien (FUCHS und BOCK 1989, HANNESEN et al. 1998) und die Arbeiten von JURKSCH und CAPPEL (1976) sowie FUCHS (1981) erfasst das 1997 gegründete TorDACH Netzwerk (<http://tordach.org>) Tornados und Downbursts in Deutschland. Die Daten werden jährlich klimatologisch ausgewertet (z. B. HANNESEN et al. 2000, DOTZEK 2001, 2002a,b, 2003). Die vorliegende Analyse beruht auf der qualitätskontrollierten Version 1.4 der TorDACH Datenbank (Stand: Frühjahr 2004), welche auf der Webseite <http://tordach.org/de/> verfügbar ist.

#### Definition der Fujita- und TORRO-Skalen

Als Basis dienen folgende Beziehungen zwischen Geschwindigkeit  $v$  in  $\text{ms}^{-1}$  und Skalenwerten  $F$ ,  $T$ :

$$v(F) = 6.30 (F + 2)^{3/2} \quad v(T) = 2.36 (T + 4)^{3/2} .$$

$v = 0 \text{ ms}^{-1}$  entspricht also  $F = -2$  bzw.  $T = -4$ . Bei den unterkritischen negativen Werten treten aber noch keine Schäden auf. Der relevante Skalenbereich beginnt daher bei  $F_0 / T_0 = 18 \text{ ms}^{-1}$  und endet bei  $F_5 / T_{11}$ .  $F$ - und  $T$ -Skala beziehen sich stets auf die höchste gemessene Windgeschwindigkeit bzw. den stärksten vorgefundenen Windschaden, da normalerweise keine direkten Geschwindigkeitsmessungen in Bodennähe vorliegen. Deshalb stellen die  $F$ - und  $T$ -Skalen zwar keine rein objektiven Intensitätsmaße dar, aber diese Objektivierung der Intensitätsskalen für extreme Windereignisse ist ein aktuelles Forschungsthema.

Die Intensität von Tornados und Downbursts wird in der Regel anhand der Fujita- ( $F$ -) oder TORRO- ( $T$ -)Skala angegeben. Die  $F$ -Skala wurde Anfang der siebziger Jahre erstmals in den USA erprobt und rasch verbindlich eingeführt (vgl. FUJITA 1981). In Großbritannien stellte MEADEN (1976) die  $T$ -Skala vor, die doppelt so fein abgestuft wie die  $F$ -Skala, ansonsten aber vom Design her identisch ist. Tab. 1 zeigt die  $F$ - und  $T$ -Skalen mit den zugehörigen Windgeschwindigkeitsintervallen. Die zum Vergleich gezeigte

Beaufort-Skala, die nicht für Windspitzen, sondern für mittlere Windgeschwindigkeiten entwickelt wurde, folgt einem zur  $F$ - und  $T$ -Skala analogen Bildungsgesetz:  $v(B) = 0.84 B^{3/2}$  (MÜLLER 1979, vgl. Infobox).

Neben weiteren subjektiven Aspekten der Intensitätsbewertung (KELLY et al. 1978, 1985, DOSWELL und BURGESS 1988, BROOKS und DOSWELL 2001) stellt besonders die Berücksichtigung von Unterschieden in der Bausubstanz eine Herausforderung bei der Intensitätsbewertung anhand von Schadendaten dar (FUJITA 1992). Eine in Zusammenarbeit mit der Münchener Rückversicherung für Mitteleuropa angepasste Beschreibung der zu den  $F$ - und  $T$ -Skalenstufen in Tab. 1 gehörenden Sach- und Flurschäden (DOTZEK et al. 2000, HUBRIG 2002, 2004) ist bei TorDACH abrufbar sowie auf der diesem Klimastatusbericht beiliegenden CD enthalten, ebenso wie die detaillierten Richtlinien von LETZMANN (1937) zur Analyse der Schadensspur von Tornados (vgl. auch PETERSON 1992).

**Tab. 1** Die F-, T- und B-Skalen im Überblick, sowie ihre Geschwindigkeitsbereiche in  $\text{ms}^{-1}$  und  $\text{kmh}^{-1}$ .

	Unterkritisch (Sub-critical)				Schwach (Weak)			
Fujita TORRO	F-2		F-1		F0		F1	
	T-4	T-3	T-2	T-1	T0	T1	T2	T3
Beaufort	<b>B0, B1</b>	<b>B2, B3</b>	<b>B4, B5</b>	<b>B6, B7</b>	<b>B8, B9</b>	<b>B10, B11</b>	<b>B12, B13</b>	<b>B14, B15</b>
v in $\text{ms}^{-1}$	0 - 3	3 - 7	7 - 12	12 - 18	18 - 25	25 - 33	33 - 42	42 - 51
v in $\text{kmh}^{-1}$	0 - 11	11 - 25	25 - 43	43 - 65	65 - 90	90 - 119	119 - 151	151 - 184
	Signifikant (Significant)							
	Stark (Strong)				Verheerend (Violent)			
Fujita TORRO	F2		F3		F4		F5	
	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11
Beaufort	<b>B16, B17</b>	<b>B18, B19</b>	<b>B20, B21</b>	<b>B22, B23</b>	<b>B24, B25</b>	<b>B26, B27</b>	<b>B28, B29</b>	<b>B30, B31</b>
v in $\text{ms}^{-1}$	51 - 61	61 - 71	71 - 82	82 - 93	93 - 105	105 - 117	117 - 130	130 - 143
v in $\text{kmh}^{-1}$	184 - 220	220 - 256	256 - 295	295 - 335	335 - 378	378 - 421	421 - 468	468 - 515

### Tornados (Wind- / Wasserhosen bzw. Großtromben)

**Tornado:** Eine vehement rotierende Luftsäule mit Bodenkontakt, die entweder von einer cumuliformen Wolke herabreicht oder sich unterhalb einer cumuliformen Wolke befindet und oft (aber nicht immer) durch einen Wolkenschlauch sichtbar wird.

Schon WEGENER (1917) und LETZMANN (1923) haben fortschrittliche Definitionen der Tornados gegeben, und wiesen darauf hin, dass Wind- und Wasserhosen in Europa dasselbe physikalische Phänomen darstellen wie die Tornados der USA. Dort gab erst GLICKMAN (2000) eine mit Wegeners Formulierung in Einklang stehende und allgemein aner-

kannte Definition (Infobox). Entscheidend für die Definition eines Tornados ist also der Bodenkontakt des Wirbels, nicht des Wolkentrichters. Tab. 2 stellt die verschiedenen Trombenarten dar und zeigt, dass die Worte Tornado und der etwas veraltete Begriff "Großtrombe" Synonyme sind. Ebenso sind Windhosen Tornados über Land, und Wasserhosen Tornados über größeren Wasserflächen.

**Tab. 2** Gebräuchliche deutsche und englische Tromben-Terminologie, erzeugende Wolkentypen und die bei den jeweiligen Wirbelarten am Erdboden typischen Intensitäten auf der F-Skala (vgl. Tab. 1).

Tromben			
Luftwirbel mit Bodenkontakt			Luftwirbel ohne Bodenkontakt
Kleintrombe (Lesser Whirlwind)	Großtrombe ( <b>Tornado</b> / Wind- oder Wasserhose) (Greater Whirlwind, <b>Tornado</b> )		Blindtrombe / Wolkentrichter (Funnel Cloud)
F-2 bis F1 ---	F-2 bis F2 Cu cong, Cb <b>Kein</b> Superzellentornado	F-2 bis F6 Cb <b>Superzellen-Tornado</b>	--- Cu cong, Cb
<i>Thermisch erzeugt:</i> Staub- oder Wasserteufel (Dust, water, steam devil)	"Landhose" ("Landspout")	Tritt meist über Landflächen auf	Oft Vor-, Zwischen- oder Endstadium von Tornados
<i>Dynamisch erzeugt:</i> Böenfrontwirbel (Gust front vortex, "gustnado")	Wasserhose (Waterspout)	Als Wasserhose selten, aber durchaus möglich!	Verwechslung mit F-2 bis F1 Tornados möglich! Dann aber Schäden am Boden.

Eine sinnvolle weitere Unterteilung der Tornados folgt daraus, ob die erzeugende cumuliforme Wolke eine Superzelle ist. Superzellen sind Gewitter mit einem einzigen, dauerhaften, rotierenden Hauptaufwind, der Mesozyklone, und weisen oft eine von anderen Gewittern abweichende Zugrichtung auf. Superzellentornados können die höchsten Intensitäten auf der F-Skala erreichen. Tornados aus Wolken ohne Mesozyklone (z. B. die meisten Wasserhosen) weisen maximal F2-Intensität auf.

In Tab. 2 werden außerdem noch die Phänomene Blindtrombe und Kleintrombe genannt. Blindtromben können separat auftreten aber auch das Vor-, Zwischen- oder Endstadium von Tornados darstellen, wenn der Luftwirbel von der cumuliformen Mutterwolke keinen Bodenkontakt hat bzw. dort sehr schwach ist und keine Schäden verursacht. Es besteht deshalb eine große Verwechslungsgefahr zwischen Blindtromben und schwächeren Tornados, da bei letzteren häufig ebenfalls der Wolkenschlauch nicht ganz bis zum Erdboden herabreicht. Kleintromben werden dagegen nicht zu den Tornados gezählt, da ihnen der Kontakt mit einer cumuliformen Wolke fehlt. Sie bilden sich bei Strahlungswetterlagen in einer überhitzten Bodenschicht (thermisch) oder an Böen- und Scherungslinien in der Grenzschicht (dynamisch).

#### *Downbursts (Micro- bzw. Macrobusts, Gewitterfallböen)*

**Downburst:** Ein Gebiet starker, oftmals Schaden bringender Winde, erzeugt durch einen konvektiven Abwind über einer Fläche von weniger als 1 bis 10 km horizontaler Ausdehnung.

Downbursts (FUJITA 1985) gehören zu den nicht wirbelhaften, kleinskaligen Gewittersturm-Arten. GLICKMAN (2000) gibt die in der Infobox gezeigte Definition. Je nach Größe der Schadensspur und Dauer des Downbursts spricht man auch von Micro- oder Macrobusts, wobei zwischen beiden aber kein grundsätzlicher physikalischer Unterschied besteht.

Ähnlich wie bei Tornados sind Superzellengewitter in der Lage, die heftigsten Downbursts (bis max. F3-Intensität) zu verursachen bzw. eine größere Anzahl von Downbursts über einen längeren Zeitraum hinweg auszulösen, die dann eine lang ausgedehnte Schadensschneise verursachen können. Nicht zuletzt deswegen wurden Downbursts öfter mit Tornados verwechselt. Es gibt aber einen prinzipiellen Unterschied zwischen beiden: Das Windfeld eines Downbursts ist divergent (durch das Auseinanderströmen der herabstürzenden Kaltluft), wohingegen das Windfeld eines Tornados konvergent ist (durch das Hineinströmen in den Tornado-wirbel). An Gewitterfronten können Downbursts ebenfalls vermehrt auftreten, in extremer Form bei Bow Echos und Derechos.

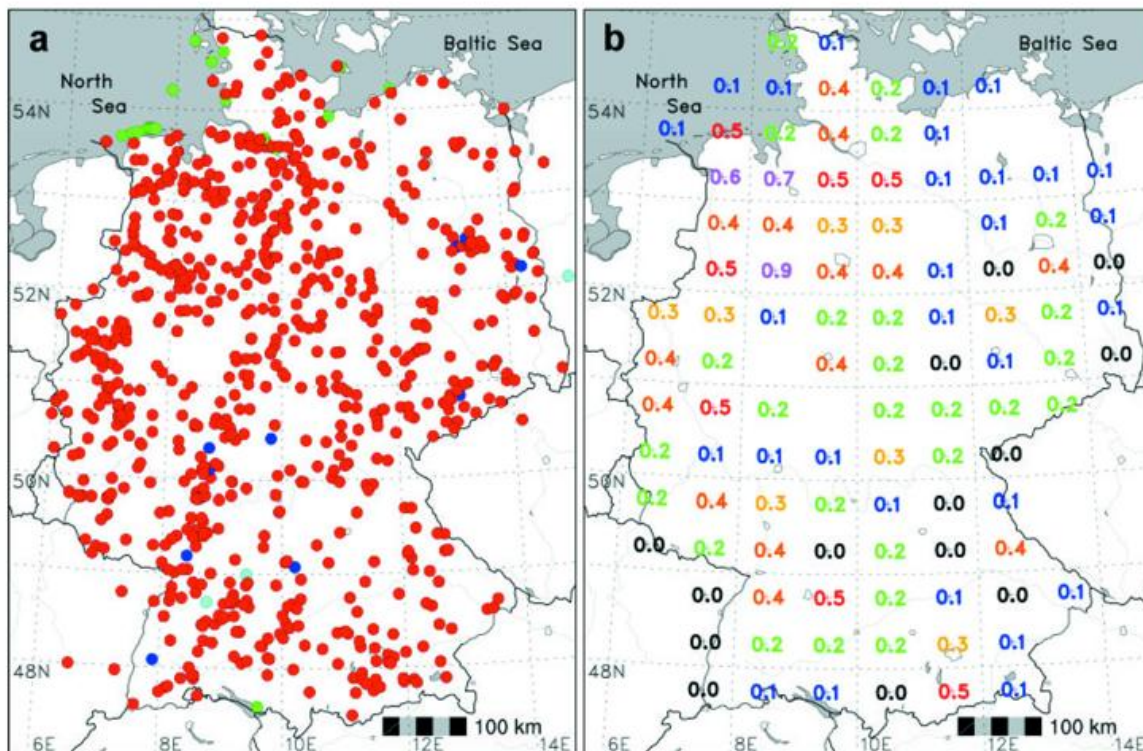
Bow Echos sind Gewitterfronten mit sehr starken frontsenkrechten Winden, und im Radarbild durch ein scharf begrenztes bogenförmiges Radarecho erkennbar. Hamburg und sein Umland wurden in den frühen Morgenstunden des 9. 6. 2004 von einem Bow Echo getroffen. Der Begriff Derecho (von span. „todo derecho“ = geradeaus) wurde von HINRICHS (1888) geprägt, um dessen geradlinige Windfelder von denen der Tornados (span. „gedreht“) zu unterscheiden. Das Derecho fand schnell Eingang auch in die europäische Literatur (vgl. KÖPPEN 1896), geriet aber bald in Vergessenheit und wurde erst von JOHNS und HIRT (1987) wieder eingeführt und quantitativ klassifiziert. Charakteristisch für ein Derecho ist, dass die stärksten Winde nur auf ein bestimmtes Teilstück der Gewitterfront beschränkt bleiben, so dass bei

deren Fortschreiten ein sehr langer, aber relativ schmaler frontsenkrechter Windschadenstreifen entsteht. Dies war auch bei dem Derecho der Fall, das am Abend des 10. 7. 2002 Berlin erreichte (GATZEN 2004).

### Klimatologie

Auf Basis der TorDACH-Datenbank Version 1.4 (Frühjahr 2004) zeigt Abb. 1a die vorliegenden 863 Tornado-Meldungen aus dem Zeitraum 855 bis 2003. Abb. 1b zeigt die Tornado-Häufigkeit oder Inzidenz (vgl. COURT 1970). Dazu wurden auf einem  $0.5^\circ \times 1.0^\circ$  Breite-Länge Gitter die Tornado-Meldungen pro Jahr und pro  $100 \times 100 \text{ km}^2$  im Zeitraum von 1950 bis 2003 berechnet (471 Ereignisse).

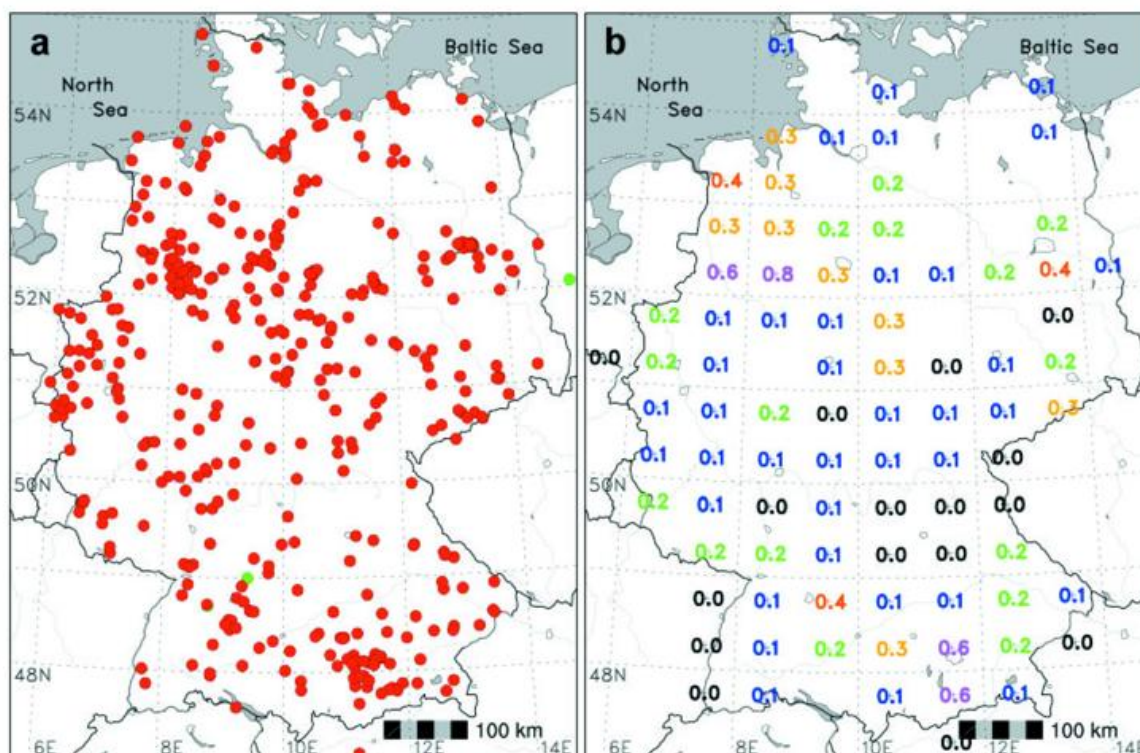
Die meisten Fälle werden aus Nord- und Westdeutschland gemeldet, sowie dem Rheingraben. Die schwächeren Maxima bei Berlin und München sind wahrscheinlich ein Effekt der höheren Bevölkerungsdichte: Ein größerer Prozentsatz der Fälle wird dort erkannt, was auf eine Unterschätzung der Fallzahlen in dünner besiedelten Gebieten hinweist. Besonders deutlich wird dieser Effekt in Ostdeutschland, wo sicher noch viele Ereignisse aus der Zeit von 1940 bis 1990 fehlen. Auch GUDD (2004) zeigt in seiner ausführlichen, von den TorDACH-Daten unabhängigen regionalen Dokumentation, wie viele historische Ereignisse aus z. T. schwer zugänglichen schriftlichen Quellen rekonstruierbar sind und gibt damit einen Eindruck von der derzeit wahrscheinlich noch vorhandenen Unterschätzung der Ereigniszahlen.



**Abb. 1** (a) Alle 863 im Zeitraum 855-2003 erfassten Tornados (ohne 118 reine Wasserhosen). Farben: rot = Tornado, grün = Land erreichende Wasserhose, cyan = Tornado oder Downburst, blau = Tornado oder Kleintrombe, (b) Tornado-Häufigkeit (Meldungen pro Jahr und pro  $100 \times 100 \text{ km}^2$ ) im Zeitintervall 1950-2003, basierend auf 471 Ereignissen.

Die Tornado-Häufigkeiten in Abb. 1b sind etwa um einen Faktor 10 kleiner als im mittleren Westen der USA. Allerdings hat bereits KOSCHMIEDER (1946) abgeschätzt, dass in Mitteleuropa mit Häufigkeiten von 1 bis 2 pro Jahr und pro  $100 \times 100 \text{ km}^2$  gerechnet werden muss. Dies führt im Vergleich mit Abb. 1b auf eine derzeitige Unterschätzung der Tornado-Ereignisse von etwa einem Faktor 2, was sich mit den von DOTZEK (2003) vorgestellten Ergebnissen deckt, und ebenso mit der weiter unten gezeigten statistischen Modellierung der Tornado-Intensitätsverteilungen.

Die nicht in separater Karte dargestellten 118 gemeldeten reinen Wasserhosen zeigen eine maximale Konzentration am Bodensee und an der Nord- und Ostseeküste. In Abb. 1a fällt auf, dass vom Bodensee nur ein einziger Fall gemeldet wurde, bei dem die Wasserhose Landberührung hatte. Gleichfalls liegen von den größeren oberbayerischen Seen überhaupt keine Wasserhosenmeldungen vor. Was den Bodensee besonders für Wasserhosenbildung zu prädestinieren scheint ist neben seiner recht großen Fläche der Umstand, dass es hier bei Umströmung der Alpen offenbar besonders oft zur Bildung nahezu stationärer Konvergenzlinien über dem See kommt. An diesen bilden sich häufig mehrere Wasserhosen gleichzeitig oder kurz nacheinander. Eine mesoskalige Modellstudie dieses Umströmungseffekts und der anschließenden Wasserhosenbildung erscheint sehr wünschenswert.



**Abb. 2** Wie Abb. 1, aber für alle 485 bis ins Jahr 2003 erfassten Downbursts. Farben in (a): rot = Downburst, grün = Downburst oder Tornado. (b) Downburst-Häufigkeit (Meldungen pro Jahr und pro  $100 \times 100 \text{ km}^2$ ) im Zeitraum 1950-2003 auf Basis von 309 Ereignissen.

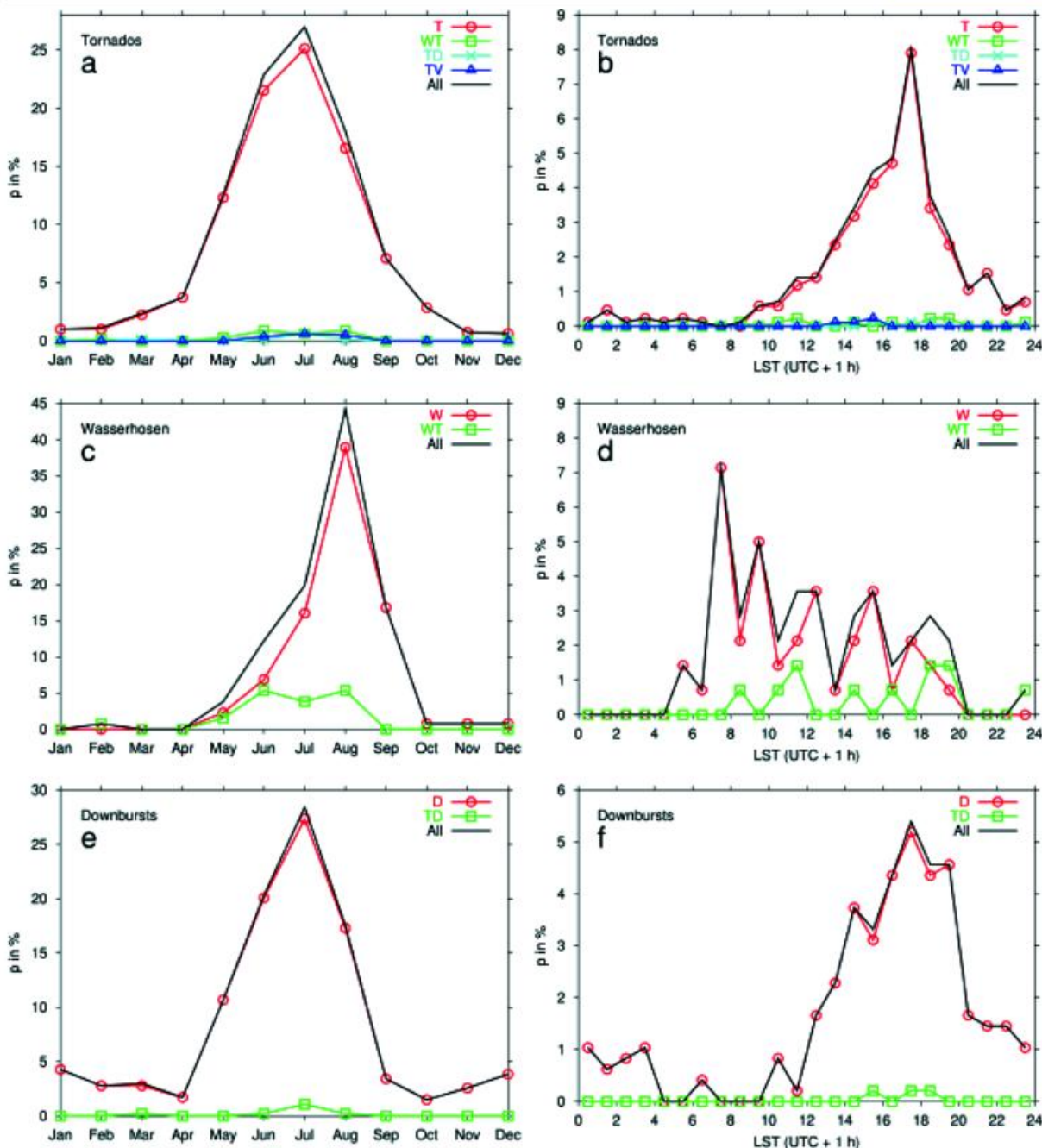
Wie Abb. 2a zeigt, haben die Downbursts eine den Tornados ähnliche räumliche Verteilung, sind in den Daten aber sicher noch unterrepräsentiert. Das liegt zum einen daran, dass TorDACH zunächst nur Tornado-Ereignisse aufgenommen hat, zum anderen, dass die nach Tagen mit heftigen Gewittern von Polizei, Feuerwehr und Forstleuten vorgefundenen, meist zahlreichen lokalen Sturmschäden nicht zentral abrufbar sind. Darüber hinaus bieten Downbursts oft auch kein so klares Erkennungsmerkmal, wie den durch Staub oder einen Wolkenschlauch sichtbaren Wirbel des Tornados. Daher wird besonders die Erfassung der schwachen und kleinräumigen Gewitterböen weit weniger vollständig bleiben als die der schwachen Tornados. Von der Entstehung her sind Downbursts wesentlich wahrscheinlichere Ereignisse als Tornados und sollten deshalb deren Zahl in den Daten übertreffen.

Der Jahresgang (Abb. 3a) der Tornadomeldungen ist in Deutschland typisch für eher kontinental geprägte Regionen und folgt dem Verlauf der Gewitteraktivität, mit einem Maximum im Juli und einem Minimum von November bis Februar. Der Tagesgang in Abb. 3b zeigt ein Maximum der Tornado-Aktivität am späten Nachmittag und Abend.

Wasserhosen sind im August am häufigsten, wenn die Wassertemperaturen am höchsten sind (Abb. 3c). Der Tagesgang in Abb. 3d zeigt seit den ersten Auswertungen des TorDACH-Archivs (vgl. Dotzek 2001, 2002b) eine Häufung von Wasserhosen in den Morgenstunden, ist aber aufgrund der geringen Fallzahl von Wasserhosen mit Zeitangabe in der Datenbank noch sehr verrauscht. Dennoch spiegelt sich in diesem Jahres- und Tagesgang die Rolle der atmosphärischen Stabilität für die Bildung der Wasserhosen wider, die meist nicht durch Superzallengewitter, sondern oft schon durch Cu cong ausgelöst werden. Die Instabilität der Grenzschicht über größeren Gewässern ist bei hoher Wassertemperatur und gleichzeitig geringer Lufttemperatur am größten – typischerweise also im Hoch- oder Spätsommer in den Morgenstunden.

Bemerkenswert ist aber der grundsätzliche Unterschied zwischen „reinen“ Wasserhosen und solchen, die sich vom Wasser aufs Land bewegen („W“ bzw. „WT“ in Abbn. 3c,d). Der Jahresgang letzterer verläuft qualitativ sehr ähnlich dem der Tornados über Land, und auch im Tagesgang (allerdings wiederum bei noch sehr kleiner Fallzahl) gibt es keine Bevorzugung der Morgenstunden. Dies ist ein Indiz dafür, dass es sich bei den Fällen reiner Wasserhosen meist um Konvektion ohne Superzeldynamik handelt, z. B. an quasi-stationären Konvergenzlinien in Küstennähe. Die Fälle der Wasserhosen, die das Land erreichen sind dagegen offenbar an typische Gewitterlagen mit rasch ziehenden Zellen und nennenswertem Anteil von Superzellen gekoppelt. Allein aus diesem Grunde ist überhaupt eine getrennte klimatologische Auswertung der Tornados über Land und der reinen Wasserhosen, die das Land nicht erreichen, gerechtfertigt und sinnvoll.

Die Jahres- und Tagesgänge der Downbursts in Abbildungen 3e,f verlaufen qualitativ ähnlich zu denen der Tornados über Land. Die Hauptunterschiede sind ein schwaches Nebenmaximum der Downburst-Ereignisse in den Wintermonaten, ebenso wie eine größere Zahl von Downbursts in den Nacht- und frühen Morgenstunden. Diese bei Tornados nicht erkennbaren Merkmale könnten durch das Auftreten von Downbursts an winterlichen Wetterfronten bedingt sein, sowie durch bis in die Nacht hinein andauernde Aktivität von Gewitterfronten im Sommer. Allerdings sind nächtlich auftretende Tornados schwerer zu identifizieren als Downbursts, da die direkte Beobachtungsmöglichkeit fehlt und die Schäden im Nachhinein nicht immer eindeutig sind.



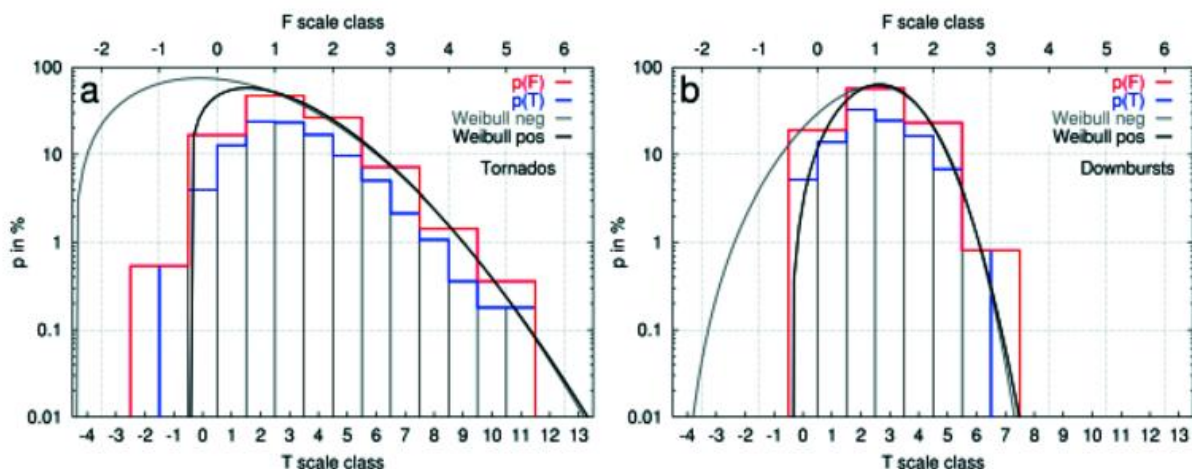
**Abb. 3** Jahres- und Tagesgänge der erfassten Tornados (a, 804 Fälle bzw. b, 332 Fälle), Wasserhosen (c, 131 Fälle bzw. d, 60 Fälle) und Downbursts (e, 468 Fälle bzw. f, 195 Fälle). Die Kürzel bedeuten: T = Tornado, W = „reine“ Wasserhose, D = Downburst; WT = Land erreichende Wasserhose, TD = Tornado oder Downburst, TV = Tornado oder starke Kleintrombe.

Ein langjähriger zeitlicher Mittelwert für Deutschland beträgt etwa 10 Tornados im Jahr. Allerdings deuten die Daten seit 2000 eher auf gut 20 Tornados pro Jahr in Deutschland hin (vgl. DOTZEK 2003), wobei diese Zunahme in erster Linie durch die vermehrte Meldung schwächerer, früher übersehener Ereignisse zustande kommt. Genau wie in den USA ist auch in Deutschland kein Trend zu einer größeren Anzahl starker oder verheerender Tornados erkennbar, wie SCHMITZ (2004) anhand der auch in dieser Klimatologie verwendeten Daten zeigt. Die dafür notwendige Intensitätseinstufung der deutschen Tornados und Downbursts anhand der F- und T-Skala lag bis zur Gründung des TorDACH-Netzwerks 1997 nicht vor und stellt daher einen wichtigen Meilenstein der Arbeit von TorDACH seit dem Jahr 2000 dar.

Jedoch haben noch nicht alle Ereignisse eine F- oder T-Einstufung, weil nur dann eine Intensitätsbewertung vergeben wird, wenn die Schadenbeschreibungen aussagekräftig genug dafür sind. Derzeit ist 557 Tornados (ca. 65 %) ein Wert auf den F- und T-Skalen zugeordnet (Abb. 4a). Reine Wasserhosen gehen wiederum nicht in diese Darstellung ein. Bei Downbursts (Abb. 4b) haben 368 (ca. 76 %) eine Intensitätsangabe. Diese Einstufungen ab F1-Intensität erlauben eine sehr gute Anpassung durch Weibull-Verteilungen (DOTZEK et al. 2003, FEUERSTEIN et al. 2005), die auch für normale Windgeschwindigkeitsverteilungen sowie Tornado-Spurlängen und -breiten verwendet werden (z. B. BROOKS 2004).

DOTZEK et al. (2003) und FEUERSTEIN et al. (2005) fanden bei Tornados weltweit eine universelle Form der Intensitätsverteilung. Nach entsprechender Anpassung der deutschen Daten erhält man die beiden in Abb. 4a dargestellten Weibull-Verteilungen. Der Unterschied zwischen den Kurven ist, dass die schwarze erst bei F0-Intensität beginnt (bei der die ersten leichten Schäden auftreten), während die graue schon bei F-2, d. h. bei  $v=0 \text{ ms}^{-1}$  Geschwindigkeit ansetzt. So ist auch eine qualitative Aussage über die kaum beobachtbaren unterkritischen Tornados mit negativer F-Skala möglich. Diese deutet insgesamt auf eine derzeitige Unterschätzung der Ereigniszahlen um einen Faktor 2 hin. Bei den Downbursts in Abb. 4b zeigt sich sehr klar deren Beschränkung auf maximal F3-Intensität.

Ähnliche Verteilungen findet man auch für die USA, und als Hauptunterschied bleibt die Gesamtzahl der Ereignisse pro Jahr: In den USA haben von ca. 1100 Tornados im Jahr etwa 0.1 % aller Fälle F5 Intensität. Also tritt dort im Mittel ungefähr ein F5 Tornado jährlich auf. In Deutschland werden dagegen etwa 10 bis 20 Tornados im Jahr beobachtet, so dass es hier bei ganz ähnlicher prozentualer Häufigkeit ein bis zwei Jahrhunderte dauern kann, bis erneut ein F5 Ereignis auftritt. F3 oder F4 Tornados können sich in Deutschland dagegen alle paar Jahre bzw. Jahrzehnte ereignen, wobei die möglichst genaue Bestimmung des Wiederkehrintervalls der F3-Tornados (wie z. B. in Micheln 2004) derzeit besonders relevant ist, denn Tornados dieser Intensität haben sowohl ein hohes Schadenpotential als auch eine relativ große Häufigkeit.



**Abb. 4** Intensitätsverteilungen von (a) 557 Tornados, ohne reine Wasserhosen, und (b) 368 Downbursts als Stufenfunktionen über F- (rot) und T-Skala (blau). Anpassungen der Verteilungen mit Weibull-Funktionen ab F0 (schwarz) bzw. F-2 Intensität (grau).

## Schlussbemerkung

Die TorDACH-Daten werden kontinuierlich ergänzt, und die nächste qualitätskontrollierte Datenbank Version 1.5 wird im Frühjahr 2005 erarbeitet und ausgewertet. Dieser Ausbau und die nachhaltige Sicherung der Datenbank sind wichtige Ziele, die durch Integration weiterer Daten (z. B. GUDD 2004), den Übergang zu einem europaweit standardisierten Datenformat (GROENEMEIJER et al. 2004) und verstärkte Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst erreichbar sind. Denn es ist entscheidend, neben anderen konvektiven Unwetterphänomenen wie Hagel und Sturzfluten auch die sich in ihren Schadenwirkungen oft ähnelnden Tornados und Downbursts korrekt zu erfassen. Nur so sind eine verlässliche klimatologische Einordnung dieser Unwetterarten, eine gezieltere regionale Prognose und Vorwarnung der Bevölkerung sowie eine Verifikation dieser Vorhersagen und Warnungen möglich.

## Literatur

- Brooks, H. E., 2004: On the relationship of tornado path length and width to intensity. *Wea. Forecasting*, 19, 310-319.
- Brooks, H. E., und C. A. Doswell, 2001: Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. *Atmos. Res.*, 56, 191-202.
- Court, A., 1970: Tornado incidence maps. NSSL technical memorandum ERLTM-NSSL 49, U.S. Department of Commerce, Washington D.C., 76 S.
- Doswell, C. A., und D. W. Burgess, 1988: On some issues of United States tornado climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 495-501.
- Dotzek, N., 2001: Tornadoes in Germany. *Atmos. Res.*, 56, 233-251.
- Dotzek, N., 2002a: Severe local storms and the insurance industry. *J. Meteor.*, 26, 3-12.
- Dotzek, N., 2002b: Tornados in Deutschland. In: Fiedler, F., K. Nestmann und M. Kohler (Hrsg.), 2002: Naturkatastrophen in Mittelgebirgsregionen, 31-53. Proc. zum Symposium am 11. und 12. Oktober 1999 in Karlsruhe. VWF Verlag für Wissenschaft und Forschung, Berlin, 272 S.
- Dotzek, N., 2003: An updated estimate of tornado occurrence in Europe. *Atmos. Res.*, 67-68, 153-161.
- Dotzek, N., G. Berz, E. Rauch und R. E. Peterson, 2000: Die Bedeutung von Johannes P. Letzmanns "Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben" für die heutige Tornadoforschung. *Meteor. Z.*, 9, 165-174.
- Dotzek, N., J. Grieser und H. E. Brooks, 2003: Statistical modeling of tornado intensity distributions. *Atmos. Res.*, 67-68, 163-187.
- Feuerstein, B., N. Dotzek, und J. Grieser, 2005: Assessing a tornado climatology from global tornado intensity distributions. *J. Climate*, 18, 585-596.
- Fuchs, D., 1981: Gefährdung des Tiefflugs durch Tornados. *Promet*, 81(4), 8-10.
- Fuchs, H., und K.-H. Bock, 1989: Sturmschäden durch eine Groß-Trombe am 16. 3. 1989 im südlichen Düsseldorf. *Meteor. Rdsch.*, 42, 17-24.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534.
- Fujita, T. T., 1985: *The Downburst*. Chicago University Press, Chicago, 122 S.
- Fujita, T. T., 1992: *Mystery of Severe Storms*. Chicago University Press, Chicago, 298 S.
- Gatzen, C., 2004: A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. *Wea. Forecasting*, 19, 639-645.
- Glickman, T. S. (Hrsg.), 2000: *Glossary of Meteorology*, 2. Aufl. Amer. Meteor. Soc., Boston, 855 S.
- Groenemeijer, P., N. Dotzek, F. Stel, H. Brooks, C. Doswell, D. Elsom, D. Gaiotti, A. Gilbert, A. Holzer, T. Meaden, M. Salek, J. Teittinen, und J. Behrendt, 2004: ESWD – A standardized, flexible data format for severe weather reports. Preprints, 3rd European Conf. On Severe Storms, Léon, 9.-12. November 2004, 2 S. Online bei <http://essl.org/projects/ESWD/>.
- Gudd, M., 2004: Gewitter und Gewitterschäden im südlichen hessischen Berg- und Beckenland und im Rhein-Main-Tiefland 1881 bis 1980 Eine Auswertung mit Hilfe von Schadensdaten. Dissertation, Universität Mainz, 514 S. mit Anh. Online bei <http://archimed.uni-mainz.de/pub/2004/0061>.
- Hannesen, R., N. Dotzek, H. Gysi, und K. D. Beheng, 1998: Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. *Meteor. Z.*, 7, 163-170.

- Hannesen, R., N. Dotzek, und J. Handwerker, 2000: Radar analysis of a tornado over hilly terrain on 23 July 1996. *Phys. Chem. Earth*, 25B, 1079-1084.
- Hinrichs, G., 1888: Tornadoes and derechos. *Amer. Meteor. J.*, 5, 306-317, 341-349.
- Hubrig, M., 2002: Tornado- und Downburst-Schadensskala für Holzgewächse basierend auf der Skalierung nach TORRO, angepasst für Mitteleuropa (TorDACH). In: Tetzlaff, G., T. Trautmann, und K. S. Radtke (Hrsg.), 2002: Proc. Zweites Forum Katastrophenvorsorge. Extreme Naturereignisse Folgen, Vorsorge, Werkzeuge. Leipzig, 24.-26. September 2001
- Hubrig, M., 2004: Analyse von Tornado- und Downburst-Windschäden an Bäumen. *Forst und Holz*, 59, 78-84.
- Johns, R. H., und W. D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Wea. Forecasting*, 2, 32-49.
- Jurksch, G., und A. Cappel, 1976: Gefährdung von Kernkraftwerken durch Tromben. *Ber. d. Deutschen Wetterdienstes*, 6 S.
- Kelly D L., J. T. Schaefer, R. P. McNulty, C. A. Doswell, und R. F. Abbey, Jr., 1978: An augmented tornado climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1172-1183.
- Kelly, D L., J. T. Schaefer, und C. A. Doswell, 1985: Climatology of nontornadic severe thunderstorm events in the United States. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1997-2014.
- Köppen, W., 1896: Die Windhose vom 5. Juli 1890 bei Oldenburg und die Gewitterböe vom 10. Juli 1896 in Ostholstein. *Ann. d. Hydrogr. u. Marit. Meteor.*, 24, 445-458, 493-508, 546-556.
- Koschmieder, H., 1946: Über Böen und Tromben. *Die Naturwissenschaften*, 34, 203-211, 235-238.
- Letzmann, J. P., 1923: Das Bewegungsfeld im Fuß einer fortschreitenden Wind- oder Wasserhose. Dissertation, Acta. Comm., Universität Dorpat, 1-136. Online bei <http://tordach.org>.
- Letzmann, J. P., 1937: Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben. *Int. Meteor. Org., Klimatol. Komm., Publ. 38*, Salzburg, 91-110. Online bei <http://tordach.org>.
- Meaden, G. T., 1976: Tornadoes in Britain: Their intensities and distribution in space and time. *J. Meteor.*, 1, 242-251.
- Müller, G., 1979: Probleme der Umrechnung von Windstärkeangaben nach der Beaufortskala und Windgeschwindigkeitswerten. *Meteorol. Rdsch.*, 32, 7-12
- Peterson, R. E., 1992: Letzmann's and Koschmieder's "guidelines for research on funnels, tornadoes, waterspouts, and whirlwinds". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 597-611.
- Schmitz, M. E., 2004: Tornados in Deutschland. Eine Untersuchung zur Raum- und Zeitverteilung und des Risikos. Diplomarbeit, Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier, 115 S. Online bei <http://tordach.org>.
- Wegener, A., 1917: Wind- und Wasserhosen in Europa. Verlag Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, 301 S. Online bei <http://tordach.org>.

## **A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000**

**Ch. Beck, J. Grieser and Bruno Rudolf**

### **1 INTRODUCTION**

Globally gridded precipitation-data sets are an essential base for various applications in the geosciences and especially in climate research, as for instance global and regional studies on the hydrological cycle and on climate variability, verification and calibration of satellite based climate data or the evaluation of global circulation models (GCMs). As all applications require reliable high quality precipitation fields the underlying station data have to meet high demands concerning the quality of the observed precipitation data as well as the correctness of station meta data and also with respect to sufficient spatial station density and distribution. Concerning the use of globally gridded climate data for analyses of long-term climate variability it has to be ensured that station data used for gridding are as continuous and homogeneous as possible.

In recent years various globally gridded data-sets of monthly terrestrial precipitation observations have been developed for example by Dai et al. (1997) and New et al. (2000). Several gridded datasets utilising gauge data arose from the global precipitation climatology project (GPCP) (Rudolf et al. 1994, Xie et al. 1996, Huffman et al. 1997, Chen et al. 2002, Adler et al., 2003).

Within the framework of the DEKLIM (German Climate Research Programme)-funded research project VASClmO (Variability Analysis of Surface Climate Observations) a new gridded monthly precipitation dataset for the period 1951 to 2000 covering the global land areas with a spatial resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  is developed on the basis of the most comprehensive data-base of monthly observed precipitation data world-wide that resides with the GPCC (Global Precipitation Climatology Centre).

Prior to gridding, all available station-data are subjected to a multi-stage quality control of observed values as well as of station-meta data. Only station time series with a minimum of 90% data availability during the analysed period (1951 – 2000) are used for interpolation to a regular  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid in order to minimise the risk of generating temporal inhomogeneities in the gridded data due to varying station densities. The interpolation is done by Ordinary Kriging (Krige, 1962) which proved to result in the least interpolation error of several methods tested. Thus, the resulting gridded dataset is highly suitable for the application in studies concerning long-term aspects of climate variability.

### **2 DATA SOURCES AND THEIR AVAILABILITY**

The creation of gridded monthly precipitation data is based on station data from a number of data-sources available at the GPCC. Differences between these data-

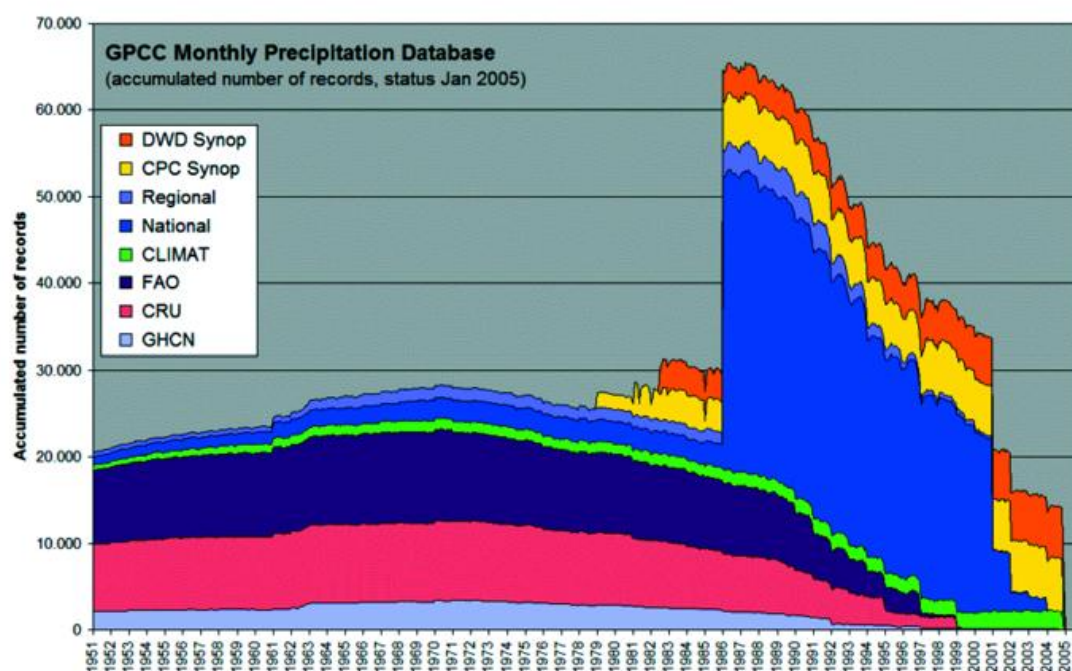
sources have to be considered. They can be attributed to varying methods used for aggregation and compilation of the data and for their transfer to the GPCC.

Three essential data-sources are the historical data-bases of the Food and Agriculture Organization of the UN (FAO, 13,500 stations) of the Climatic Research Unit (CRU, 9,500 stations) and of the Global Historical Climatology Network (GHCN, 22,600 stations). Unfortunately many of the time series originating from these sources and often starting early in the past do not last into most recent years.

Another three data-sources comprise data transferred via the Global Telecommunication System (GTS). GPCC-Synop and CPC-Synop include monthly data that have been aggregated on the basis of near-real time transferred data with high temporal resolution by the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) and the Climate Prediction Centre (CPC) respectively. These two sources exhibit significant differences because the near-real time transferred synoptic data contain numerous missing values and are not quality controlled. Processing of these data differs between GPCC and CPC. Also transferred via GTS the Climat-network contains quality controlled monthly precipitation for currently around 2000 stations.

In addition to these six data-sources the GPCC disposes of supplementary data derived directly from the various national meteorological and hydrological services (National) as well as from other research institutions or from research projects (Regional). Data from these sources cover varying subperiods of the analysed period and are updated irregularly.

The current availability of monthly precipitation data for the period 1951 to 2000 differentiated between the various data-sources is depicted in Fig. 1.



**Figure 1** Temporal evolution of the availability of monthly precipitation data since 1951 at the GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) differentiated between various data sources.

Most striking is the maximum of the data availability around 1986. This corresponds with the beginning of the GPCC's primary analysing period. However, several historical data sources (CRU, FAO, GHCN) allow for an extension of the analysed period further into the past. As data from the GHCN at the time are only partially integrated into the data-base of the GPCC the availability of historical data is currently restricted to FAO and CRU. The decline in data availability in the most recent period that may be attributed to the delayed update of most data sources can be partially compensated through the use of near real-time transferred GTS-data (Climat, GPCC-Synop, CPC-Synop).

### 3 QUALITY CONTROL OF STATION META DATA

Different data sources contain partially concurrent data for the same stations. In order to avoid duplicates and false assignment of data records it is necessary to conduct a thorough quality control of station-meta data. This is a substantial step towards the compilation of long station time series from different data sources.

The geographical position, station height, station name and additional parameters like WMO code are used to identify stations. Additionally, precipitation data for overlapping periods are compared in order to correctly assign stations.

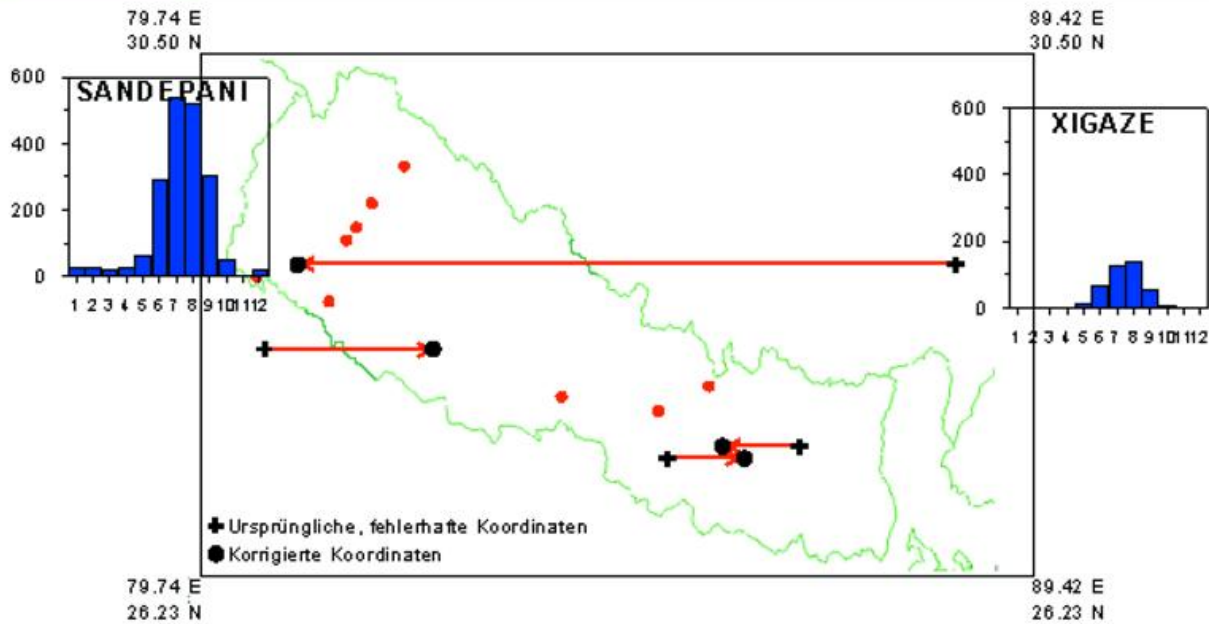
A mostly automated procedure succeeds in roughly half of all station assignments. The remaining cases exhibit specific problems that require further often time consuming examination.

The relevance of this quality control step with respect to subsequent analyses is illustrated in Fig. 2. Errors in station meta-data may cause the assignment of stations to wrong climate regions. It is essential for the reliability of the gridded climatology that such errors are detected and if possible corrected by quality control mechanisms.

### 4 COMPILATION OF LONG TIME SERIES FOR THE PERIOD 1951 TO 2000

Long time series of monthly precipitation totals for the period 1951 to 2000 are compiled on the basis of the various available data sources. For each month of each series with concurrent availability of data from more than one data source it has to be decided which observation from which data source to use for constructing the series.

This decision turns out to be delicate because as it is shown in Table 1 there are partially striking differences between data for the same station for the same month that originate from different sources. Whereas the historical data sources (FAO, GHCN, CRU) correspond well with each other and also with data from national suppliers (National) especially the two data sources originating from aggregated synoptic observations (GPCC-Synop, CPC-Synop) show only limited agreement with each other but also with all other data sources.



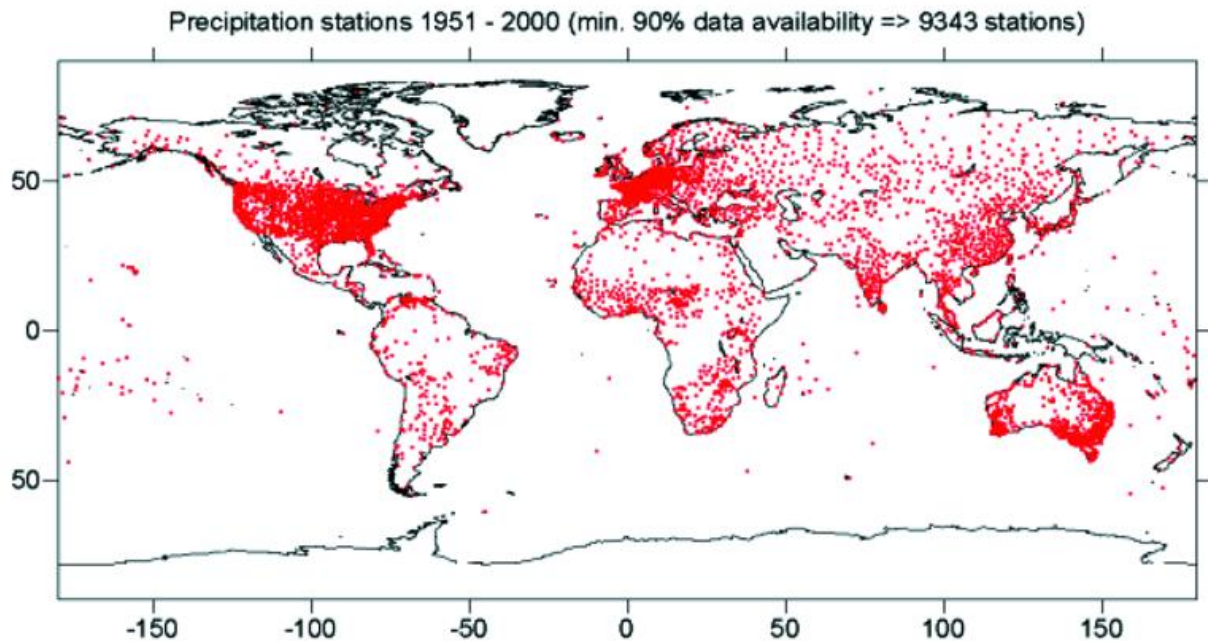
**Figure 2** Originally wrong and during quality control corrected geographical coordinates of several Nepalese stations. The seasonal variation of precipitation for Sandepani is shown for its correct and its originally wrong location (neighbouring station Xigaze) illustrating the climatological relevance of quality control of station-metadata.

In order to minimise the risk of generating temporal inhomogeneities due to changes between data from different sources a strategy for the compilation of long time series is developed that ensures that the minimum possible number of different data sources is used to construct each series. Additionally if possible only data from sources that exhibit a high degree of similarity are combined into one series. And finally data from GPCP-Synop and CPC-Synop - the two data sources that show the most distinct differences to all other sources - are only incorporated if all other sources have no data for the specific month.

**Table 1** Mean number (in %) of equal monthly data ( $\pm 1\text{mm}$ ) available for corresponding months and stations from different data-sources. Averaged over 9343 Stations for the period 1951-2000.

	National	FAO	GHCN	CRU	Climat	Regional	GPCC	CPC
National	-	91.3	88.4	93.1	85.4	85.6	40.2	45.2
FAO	91.3	-	94.7	90.5	83.6	89.7	38.0	56.2
GHCN	88.4	94.7	-	98.8	84.3	74.2	43.1	56.9
CRU	93.1	90.5	98.8	-	87.3	87.7	39.0	53.6
Climat	85.4	83.6	84.3	87.3	-	74.6	42.2	56.3
Regional	85.6	89.7	74.2	87.7	74.6	-	41.6	39.8
GPCC	40.2	38.0	43.1	39.0	42.2	41.6	-	38.6
CPC	45.2	56.2	56.9	53.6	56.3	39.8	38.6	-

According to this strategy finally 9343 long station time series with a minimum data availability of 90% during the period 1951 to 2000 are compiled. The spatial distribution of these time series is depicted in Fig. 3.



**Figure 3** Spatial distribution of 9343 compiled monthly precipitation time series with a minimum of 90% data availability during the period 1951 to 2000.

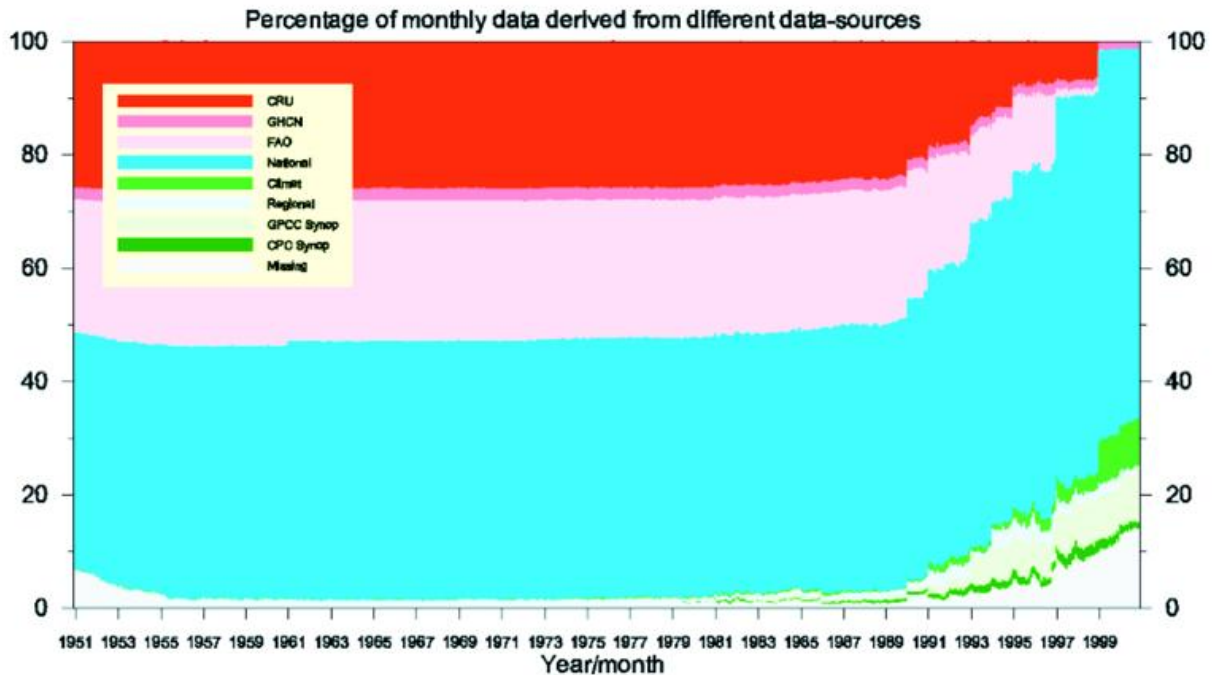
Fig. 4 depicts the temporal variations of the contributions of each data source to the compiled series in the period 1951 to 2000.

The largest fraction of all compiled time series accounting for about 49% of all monthly data originates from national data sources. Another 47% stem from the three historical data sources (CRU, FAO, GHCN). The data sources Regional and Climat together account for roughly 2% and less than 2% of all data are derived from GPCC-Synop and CPC-Synop respectively. However it becomes clear from Fig. 4 that the latter two data sources are indispensable for the compilation of long time series as they are the only available data source for a number of stations during the two most recent decades. Since the beginning of the 1990's there is also an increase of missing data - reaching its absolute maximum of roughly 15% in 2000 - to be registered that may be attributed to the delay concerning the update of data sources.

The majority (about 55%) of all station time series comprise data of more than one data source but only about one fifth of all stations incorporate data from GPCC-Synop and CPC-Synop, the two data sources with greatest deviations from all other sources. Therefore it can be assumed that the number of temporal inhomogeneities generated by the compilation process is minimized.

## 5 QUALITY CONTROL OF LONG TIME SERIES

With respect to planned climate-variation studies based on the gridded data it is of great importance to detect and if necessary eliminate temporal as well as spatial outliers in the compiled station time series and – in a subsequent step - to detect temporal inhomogeneities within the series.



**Figure 4** Temporal variations of the contributions of different data-sources to the compiled series in the period 1951 to 2000.

Temporal checks for outliers are performed utilising the sample distribution of each calendar month for each station. Values are flagged as potential outliers if

$$X_i - q_{50} > f IR$$

where  $X_i$  is the monthly value of year  $i$ ,  $q_{50}$  is the 50<sup>th</sup> percentile,  $IR$  is the interquartile range (75<sup>th</sup> percentile minus the 25<sup>th</sup> percentile) and  $f$  is the multiplication factor. We used a value of 4.00 as multiplication factor. This factor turned out to be adequate for the detection of temporal outliers in monthly precipitation data (Eischeid et al. 1995).

Checks for spatial outliers use nearby stations to estimate a monthly value for a specific time series in a specific month (Eischeid et al. 1995, Peterson and Vose 1997). Several methods may be used to interpolate from surrounding stations to a target station (see for example Eischeid et al. 1995). We used a simple averaging algorithm that estimates each monthly value of each station from its surrounding stations as

$$X_i = \left[ \sum_{j=1}^k p_j^2 R_{ji} \bar{X} / \bar{R}_j \right] / \sum_{j=1}^k p_j^2$$

where  $X_j$  is the target stations estimated monthly value of year  $i$ ,  $p_j$  is the pearson correlation coefficient between the target station and surrounding station  $j$ ,  $R_{ji}$  is the monthly value of surrounding station  $j$  of year  $i$ ,  $\bar{X}$  is the long-term monthly mean of the target station and  $\bar{R}_{ji}$  is the long-term monthly mean of surrounding station  $j$ . Only data from surrounding series that have a pearson correlation of 0.7 or greater with the target station time-series are used for this estimate.

By analysing the difference series between the target stations observed and estimated monthly series (reference series) it is determined for each potential temporal outlier if the observed value is also an outlier in a regional context. Although for the estimation of reference series a much more comprehensive data-base as shown in Fig. 3 (additionally containing time series with up to 70% missing data in the period 1951 to 2000) is used, the creation of reference series wasn't possible for all stations. Thus the spatial outlier check could not be performed for all temporal outliers. Finally all data points that failed both outlier tests were removed prior to interpolation.

The reference series that are determined as described above according to Peterson and Easterling (1994) are also the basis of the relative homogeneity test according to Alexandersson (1986) which is applied to the time series of ratios between compiled station time series and reference series. In order to ensure that only time series without significant inhomogeneities are incorporated into the reference series used for homogeneity testing the following test strategy according to Rapp and Schönwiese (1995) is applied. In a first step all time series are used to create reference series and the homogeneity of all available time series is tested. In a second step only time series that can be assumed as homogenous according to the results of the first application of the homogeneity test are used to create reference series for the second and final run of the homogeneity test. As the Alexandersson test only detects one, the most significant inhomogeneity in one run each time series is homogenized if a significant inhomogeneity was detected and is tested again. This procedure continues until no further significant inhomogeneity is detected. Finally all detected significant inhomogeneities are homogenized (starting with the most recent one) by utilizing the mean quotients between target series and reference series calculated for homogeneous subintervals before and after each break year. In order to avoid unreasonable monthly precipitation adjustments the annual course of the monthly calculated adjustment factors is smoothed by a 7-point Gaussian low-pass filter.

## 6 INTERPOLATION AND GRIDDING

Many methods are known for the interpolation of climate data. Therefore a jackknifing procedure is used in order to compare a variety of these methods with respect to monthly precipitation sums and the station density given.

The Jackknife Error is the difference between the interpolated and the observed value at a station, leaving the station observation out for the interpolation. It therefore measures how different the interpolation result would be at a given station location if there was no station. The higher the Jackknife Error the larger is the spatial variability compared to the station density. Reasons may either be erroneous values, or rather local information as it is the case with high mountain stations. Thus, a high Jackknife Error may indicate sparse or erroneous data as well as specific climate characteristics of the station under consideration.

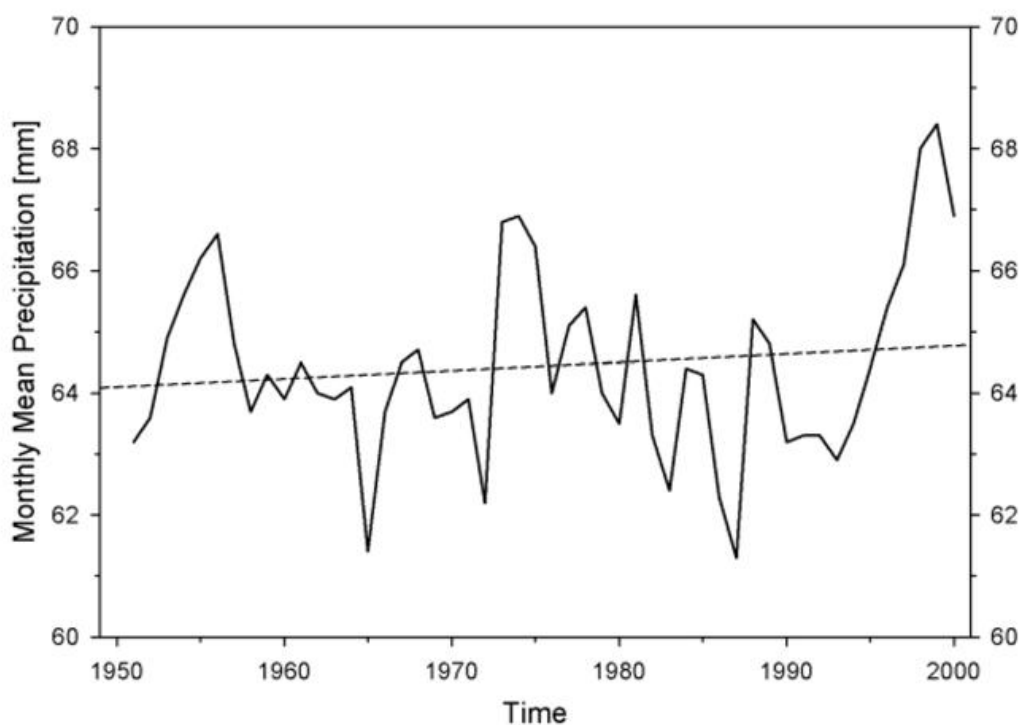
With respect to different errors (relative, absolute, root-mean-square error) the interpolation method by Krige (1962) applied to relative deviations reveals to be the best with respect to the underlying data, closely followed however by the method of Shepard (Shepard, 1968). Though Shepards Method is standard with the Global Precipitation Climatology Centre we used Kriging in this application.

Monthly precipitation totals reveal pronounced spatial structures. Within Germany about 50% of the long term spatial variability can be attributed to altitude. Despite this knowledge no deterministic spatial structures are used for the interpolation. The low station density in some areas of the world does not allow to reliably utilise this information worldwide. Experiments revealed that though the results could be optimised for some regions of the world the incorporation of deterministic structures with respect to the given data would lead to worse results for other regions.

The observations of the 9343 stations are interpolated on a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  global land surface grid. Greenland and Antarctica are left out because of lack of data. This led to about 71.000 grid points, i.e. 8 times the number of stations. According to the inhomogeneous station distribution the reliability of the results varies from region to region. This should be kept in mind when interpreting the results. In order to estimate grid averages of the total precipitation the interpolated values at the four corner points of a  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  grid cell are averaged. Global maps with  $1^\circ$  and  $2.5^\circ$  resolution are produced by area-weighted averaging of the  $0.5^\circ$  grids.

## 7 TREND INVESTIGATIONS

The gridded precipitation climatology offers a basis for climate trend investigations. From the variety of properties that may be analysed (e.g. absolute and relative linear trends, trend-to-noise ratios) only two examples are provided here. Firstly, this is the temporal variability of the annually averaged mean monthly precipitation total averaged over the global land surface (Fig. 5). No significant trend may be detected thus indicating that no evidence of a globally enhanced hydrological cycle can be concluded from the data.



**Figure 5** Time series of the annual mean of monthly precipitation totals averaged over the global land surface together with the linear trend from 1951 to 2000.

Additionally the Mann-Kendall-trend test is applied to each of the grid points and for each calendar month. This allows to distinguish regions where no non-random trends are visible from those with significant positive or negative ones. As an example Fig. 6 shows the local trend significance of annual precipitation totals.

## 8 OUTLOOK

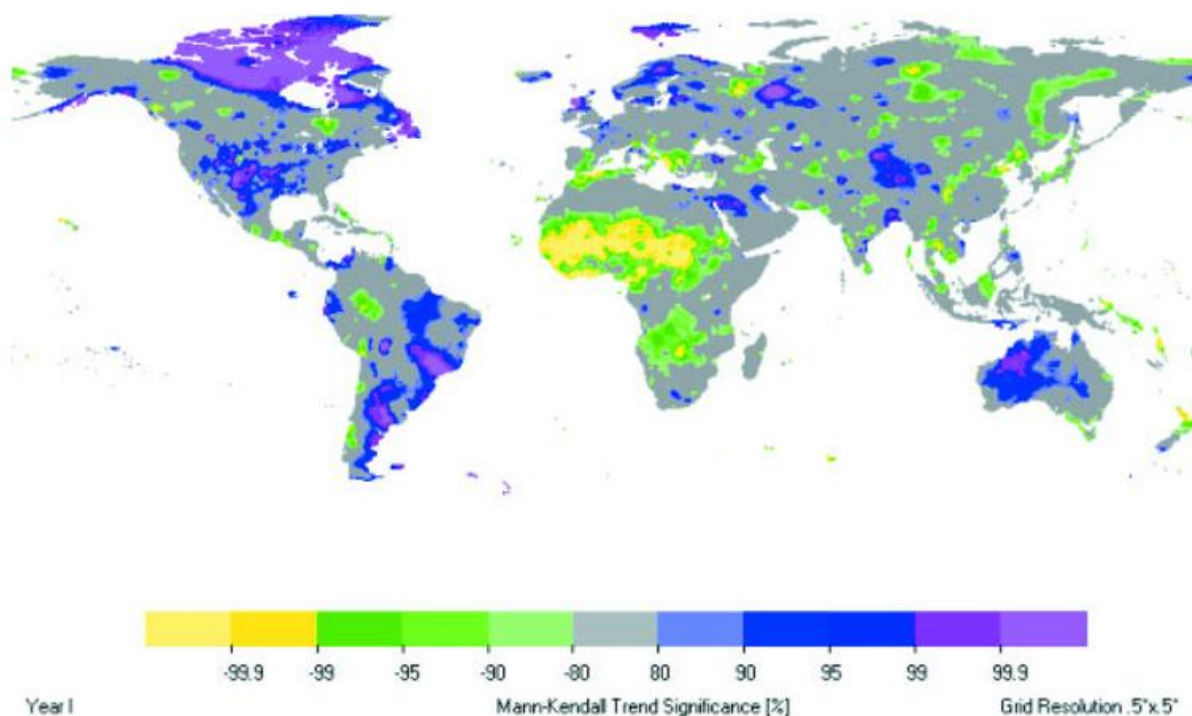
A first version of a globally gridded homogeneous monthly precipitation climatology from 1951 to 2000 is produced and available at <http://www.dwd.de/vasclimo>

With an increasing amount of available information it is going to be updated irregularly. Different versions will be produced in order to optimally meet different needs, i.e. for trend investigations extreme precipitation should be removed, whereas they are crucial for the investigation of temporal variability.

The interpolated data are going to be compared to the products of other groups (i.e. New et al. 2000). Finally the grid data will be used for climate variability investigation within the project VASCLimO.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The joint project VASCLimO (Variability Analyses of Surface Climate Observations) is part of the German climate research programme (DEKLIM) and is supported financially by the Bundesministerium für Bildung und Forschung under DEKLIM project-No. 33 11 0307.



**Figure 6** Significance of local trends in annual precipitation totals within the period from 1951 to 2000 according to the Mann-Kendall-Trend test. Significance of regions with negative trends are given in green and yellow, for positive trends the regions are given in blue and red.

### References

- Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Suesskind, P. Arkin und E. Nelkin (2003). The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation data analysis (1979-present), *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1147-1167.
- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data, *J. Climatol.*, 6, 661-675.
- Chen, M., P.Xie, J. E. Janowiak und P. A. Arkin (2002). Global Land Precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 249-266.
- Dai, A. und A. D. Del Genio (1997). Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988, *J. Climate*, 10, 2943-2962.
- Eischeid, J. K., C. B. Baker, T. R. Karl and H. F. Diaz (1995): The quality control of long-term climatological data using objective data analysis, *J. Appl. Met.* 34: 2787-2795.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf und U. Schneider (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 5-20.
- Krige, D.G. (1962). Statistical applications in mine valuation. *J. Inst. Min. Survey. S. Afr.*, 12(2), 45-84, 12(3), 95-136.
- New, M. G., M. Hulme und P. D. Jones (2000). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901–1996 monthly grids of terrestrial surface climate, *Journal of Climate*, 13, 2217-2238.
- Peterson, T. C. and D. R. Easterling (1994): Creation of homogeneous composite climatological reference series, *Int. J. Climatol.* 14: 671-679.
- Peterson, T. C. and R. S. Vose (1997): An overview of the global historical climatology network temperature database, *Bull. Of the American Met. Soc.* 78/12: 2837-2849.
- Peterson, T. C., R. S. Vose, R. Schmoyer and R. Razuvaev (1998): Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data, *Int. J. Climatol.* 18: 1169-1179.
- Rapp, J. and C.-D. Schönwiese (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990.- *Frankfurter Geowiss. Arb., Serie B, Band 5.*
- Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth und U. Schneider (1994). Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements, in *Global Precipitation and Climate Change*, Desbois, M. und F. Desalmand (eds.) (Springer, Berlin), 173-186.
- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data. 23rd ACM National Conference. *Brandon Syst. Press: Princeton, USA*, 517-524.
- Xie, P., B. Rudolf, U. Schneider und P.A. Arkin (1996). Gauge-based monthly analysis of global land precipitation from 1971 to 1994. *Journal of Geophys. Research*, 101, 19023-19034.

## Das Marine Climatological Summaries Scheme

R. Zöllner

### *Einführung*

In der Seeschifffahrt, die besonders von Wetter und Seegang auf den Weltmeeren abhängig ist, war man seit jeher bemüht, durch entsprechende Beobachtungen während der Reisen Informationen zu gewinnen, um daraus die zu erwartende Wetterentwicklung und die klimatischen Verhältnisse in den Fahrtgebieten abschätzen zu können. Waren es früher die Segler, die nach den günstigsten Winden und Strömungen für ihre Reisen suchten und andererseits aber bestrebt waren, Gebiete mit gefährlichen Stürmen und hohem Seegang zu meiden, so sind es heute die modernen Hochseeschiffe, die ebenfalls durch schweres Wetter und hohe See gefährdet sind und Nutzen aus angepasster meteorologisch-klimatologischer Routenwahl ziehen.

Ein wichtiger Meilenstein auf dem Wege zu einem System der international koordinierten Sammlung, Auswertung und Anwendung der Wetterbeobachtungen von den Weltmeeren war die berühmte Brüsseler Maritime Konferenz von 1853, auf der der amerikanische Seeoffizier Matthew Fontaine Maury den Grundstein für unsere heutigen weltumspannenden internationalen maritimen Beobachtungsprogramme legte. Die heute angewandten international vereinbarten Beobachtungsmethoden, die Ausrüstung der Schiffe mit verlässlichen Instrumenten und die Dokumentation der Beobachtungen in standardisierten meteorologischen Tagebüchern gehen auf seine Initiative zurück.

In den Folgejahren bauten die meteorologischen Dienste einer Reihe seefahrender Nationen Zentren auf, die die Beobachtungstagebücher der Schiffe nach deren Rückkehr sammelten, auswerteten und die Daten zur Herstellung von maritimen Klimaatlantanten und Beratungsunterlagen nutzten. Die daraus abgeleiteten Informationen kamen wiederum der Schifffahrt zugute, die sie zur Verkürzung der Reisezeiten und zur Verbesserung der Sicherheit auf See nutzte. In Deutschland waren es ab 1868 die Norddeutsche Seewarte, ab 1875 die Deutsche Seewarte, die sich durch ihre Leistungen auf diesen Gebieten große internationale Anerkennung erwarben.

### *Allgemeines*

Auf ihrer dritten Sitzung, im Jahre 1960, machte die CMM, die Technische Kommission für Maritime Meteorologie der WMO, den Vorschlag, ein Programm zum internationalen Austausch der maritimen Daten und zur standardisierten Erstellung maritimer Klimatologien zu entwickeln. Auf dem vierten Kongress der WMO, im Jahre 1963, wurde diese Empfehlung als Resolution 35 (Cg-IV) formal gutgeheißen und angenommen. So entstand das Marine Climatological Summaries Scheme, MCSS, das in den grundlegenden WMO-Dokumenten beschrieben ist. Im Laufe der Zeit wurde das ursprüngliche Programm verschiedentlich leicht verändert und angepasst. So wurden ab 1994 zwei globale Zentren zur Sammlung der maritimen Daten, die Global

Collecting Centres, GCCs, eingerichtet, um die Effizienz der Datenströme zu erhöhen. Die Koordinierung des MCSS erfolgt im Rahmen der Joint WMO/IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology, JCOMM.

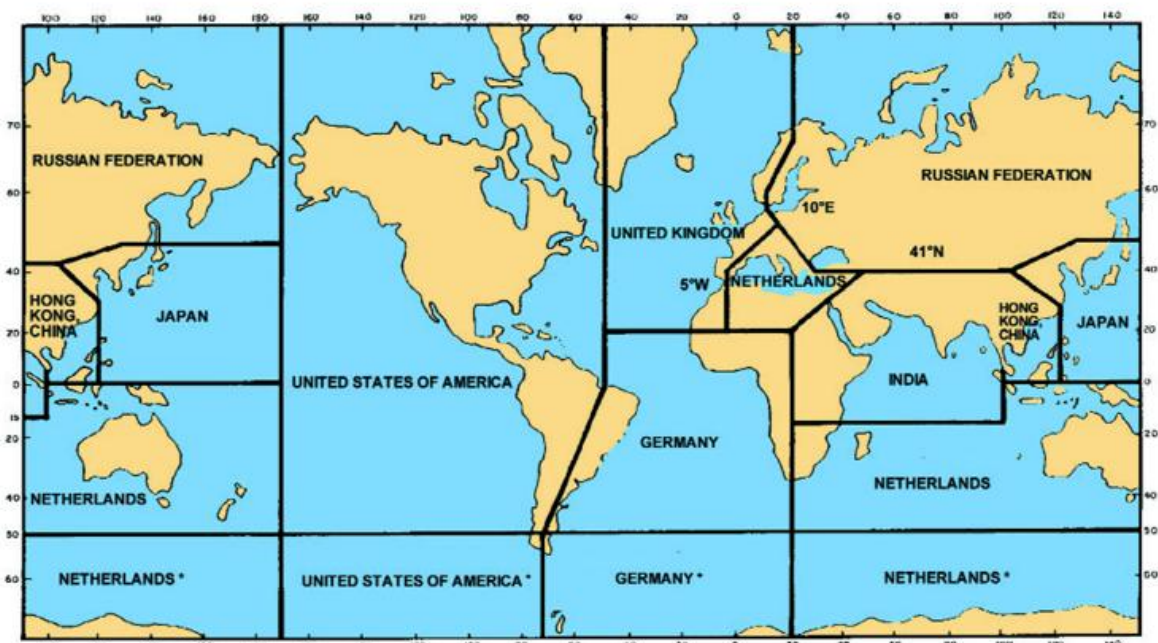
Im Gegensatz zum Programm der World Weather Watch der WMO, in dem der Austausch der Wettermeldungen über das Global Telecommunication System, GTS, in Echtzeit erfolgt, handelt es sich bei den Datenströmen im MCSS um Nicht-Echtzeit-, also um Klimadaten, die besonderen standardisierten Qualitätsprüfungen unterliegen.

## Das Programm und seine Komponenten

### *Responsible Members und Zuständigkeitsgebiete*

Im Marine Climatological Summaries Scheme sind die Weltmeere in acht Zuständigkeitsgebiete, sog. Areas of Responsibility, aufgeteilt.

Für jedes dieser Gebiete hat ein WMO-Mitglied als Responsible Member (RM) die Verpflichtung übernommen, alle Schiffswettermeldungen aus diesem Bereich zu sammeln, aufzubereiten, zu prüfen, zu archivieren und daraus regelmäßig standardisierte klimatologische Auswertungen anzufertigen. In diesem Zusammenhang erstellt der Deutsche Wetterdienst als Responsible Member in seinem Zuständigkeitsgebiet von 20° N bis 50° S die Klimatologien und sorgt für dieses Gebiet und den südlich angrenzenden Teil für das Datenmanagement.



\* The Russian Federation is responsible for the compilation of a complete data set and the preparation of the summaries for these sea areas.

**Abb. 1** Verteilung der Areas of Responsibility

Die meteorologischen Dienste der Länder, deren Hochseeflotten am Programm der Voluntary Observing Ships (VOS), also an der freiwilligen Wetterbeobachtung auf See, teilnehmen, unterziehen ihre eingesammelten maritimen Daten einer standardisierten Minimum-Qualitätsprüfung und leiten sie anschließend in Kontingenten zusammengefasst regelmäßig den beiden Global Collecting Centres zu. Damit nehmen sie die Funktion als Contributing Member (CM) wahr.

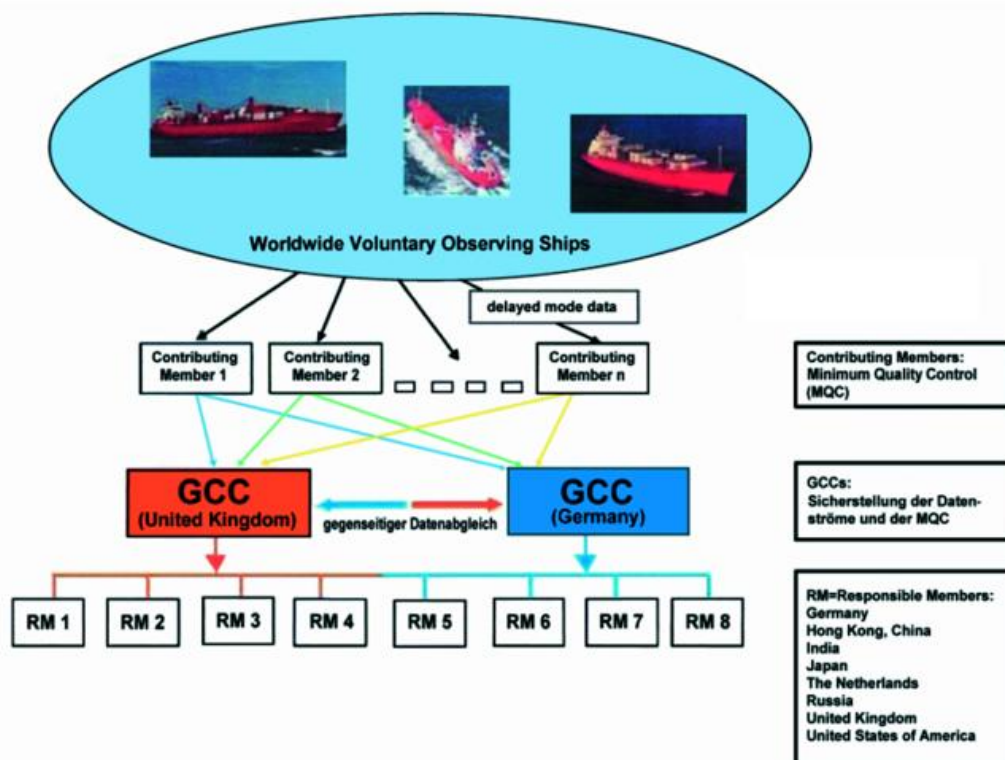
### Global Collecting Centres

Beim Deutschen Wetterdienst in Hamburg und beim Wetterdienst des Vereinigten Königreichs ist je eines der beiden Global Collecting Centres eingerichtet. Hier laufen die weltweiten Schiffswettermeldungen von den Contributing Members zusammen. Der Datentransfer geschieht im international vereinbarten IMMT-Format (International Maritime Meteorological Tape Format).

Die GCCs stellen sicher, dass die von den Contributing Members an sie übermittelten Daten nach den Grundsätzen der Minimum Quality Control (MQC) geprüft sind.

Die beiden GCCs arbeiten aus Gründen der Datensicherheit redundant, das heißt, die Aktualisierungen des globalen Datensatzes werden untereinander ausgetauscht, so dass beide Zentren über identische Datensätze verfügen.

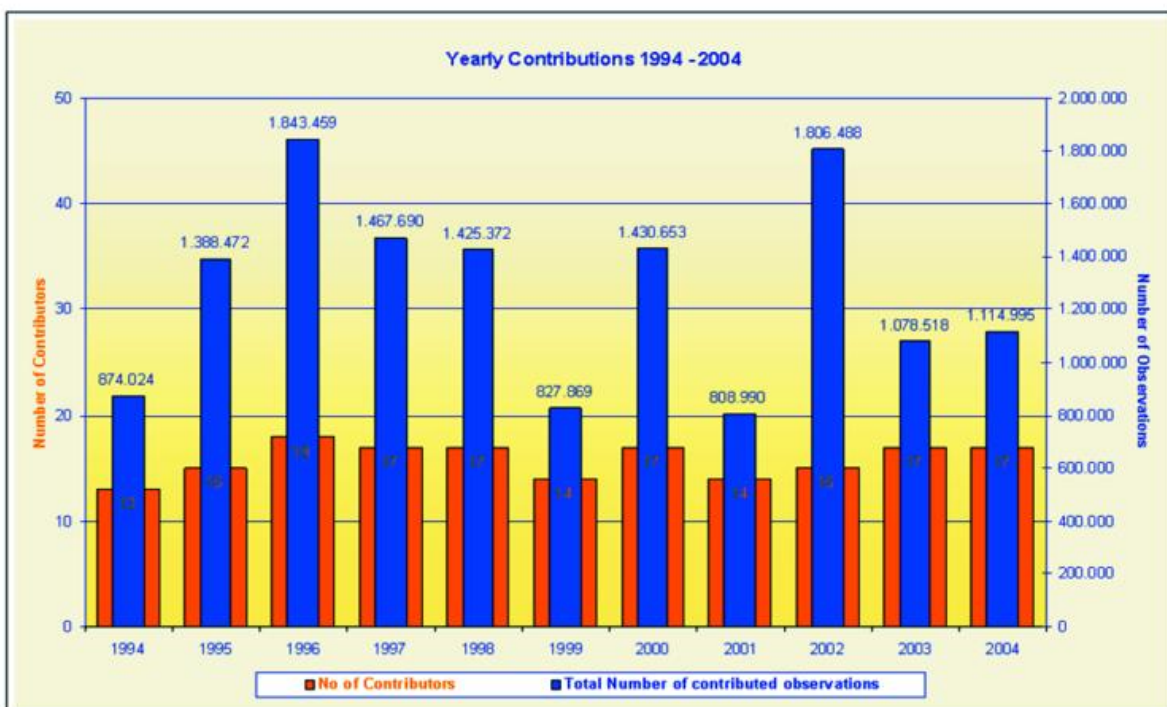
Von den Global Collecting Centres werden die Daten in standardisiertem Qualitätsniveau den Responsible Members zur Wahrnehmung ihrer Aufgaben zugeleitet, zu denen Hochqualitätsprüfung (HQC), Archivierung und die anschließende Auswertung gehören. In Abb. 2 sind die Datenwege dargestellt.



**Abb. 2** Die Einbindung der GCCs in das Marine Climatological Summaries Scheme

Über ihre Tätigkeit legen die GCCs in jährlichen Berichten Rechenschaft ab und veröffentlichen Statistiken über die Beiträge der Contributing Members, die behandelten Datenmengen, die gemeldeten Elemente etc. Abb. 3 gibt ein Beispiel, wie es in ähnlicher Form im GCC-Bericht für das Jahr 2004 zu finden ist.

Im Rahmen des internationalen Projektes VOSCLim, Voluntary Observing Ships Climatological Subset, haben die GCCs eine zusätzliche Aufgabe übernommen. Ziel dieses Projektes, an dem auch der DWD aktiv teilnimmt, ist die Herstellung maritimer Beobachtungsdatensätze von hoher Qualität, die an Bord speziell ausgesuchter Beobachterschiffe gewonnen werden. Zusätzlich zu den meteorologischen Daten werden auch Metadaten erfasst, also Informationen über den Beladungszustand, zusätzliche Angaben über Kurs und Fahrt des Schiffes, über den scheinbaren Wind etc. Die VOSCLim-Datensätze werden als Referenz in der Klimaforschung, für die Validierung von Satellitendaten sowie von Wettervorhersage- und Klimamodellen verwendet. Sie dienen aber auch der Verbesserung der Qualität der übrigen Schiffswettermeldungen. Das Projekt VOSCLim nutzt das MCSS Datenmanagement. Da die im Projekt zusätzlich erfassten Metadaten der Schiffsmeldungen nicht mit dem zugelassenen GTS-Format vereinbar sind, werden die vollständigen Datensätze auf dem non real time Weg über das deutsche GCC an das VOSCLim Data Acquisition Centre, DAC, in Asheville, North Carolina, USA, geleitet.



**Abb. 3** Jährliche Beiträge an das GCC, Datenmengen und Anzahl der Beitragsländer (CM)

Schema des Datenmanagements im MCSS

In Abb. 4 ist das Datenmanagement der maritimen Wettermeldungen zusammenfassend dargestellt. Deutlich erkennbar ist das MCSS, auf der rechten Seite der Abbildung (grün), das den Nicht-Echtzeit-Zweig darstellt, sowie der World Weather Watch (WWW) -Teil, links in der Abbildung (blau), bei dem die Daten in Echtzeit über das Globale Telekommunikationssystem (GTS) geleitet werden.

Wie erläutert, werden die Daten, die auf See in meteorologische Tagebücher eingetragen oder auf Disketten gespeichert worden sind, im MCSS von den Hafendiensten, den Port Meteorological Officers (PMOs), nach Rückkehr der Schiffe an Bord abgeholt und in den weiteren Verarbeitungsablauf gegeben. Es folgen die Aufbereitungs- und Prüfprozesse bei den CMs, GCCs und RMs, bis die Daten in einem definierten Qualitätsniveau in die maritimen Archive aufgenommen und den Nutzern zur Verfügung gestellt werden. Die RMs wenden sie für die Erarbeitung der Summaries und weitere klimatologische Aufgabenstellungen an.

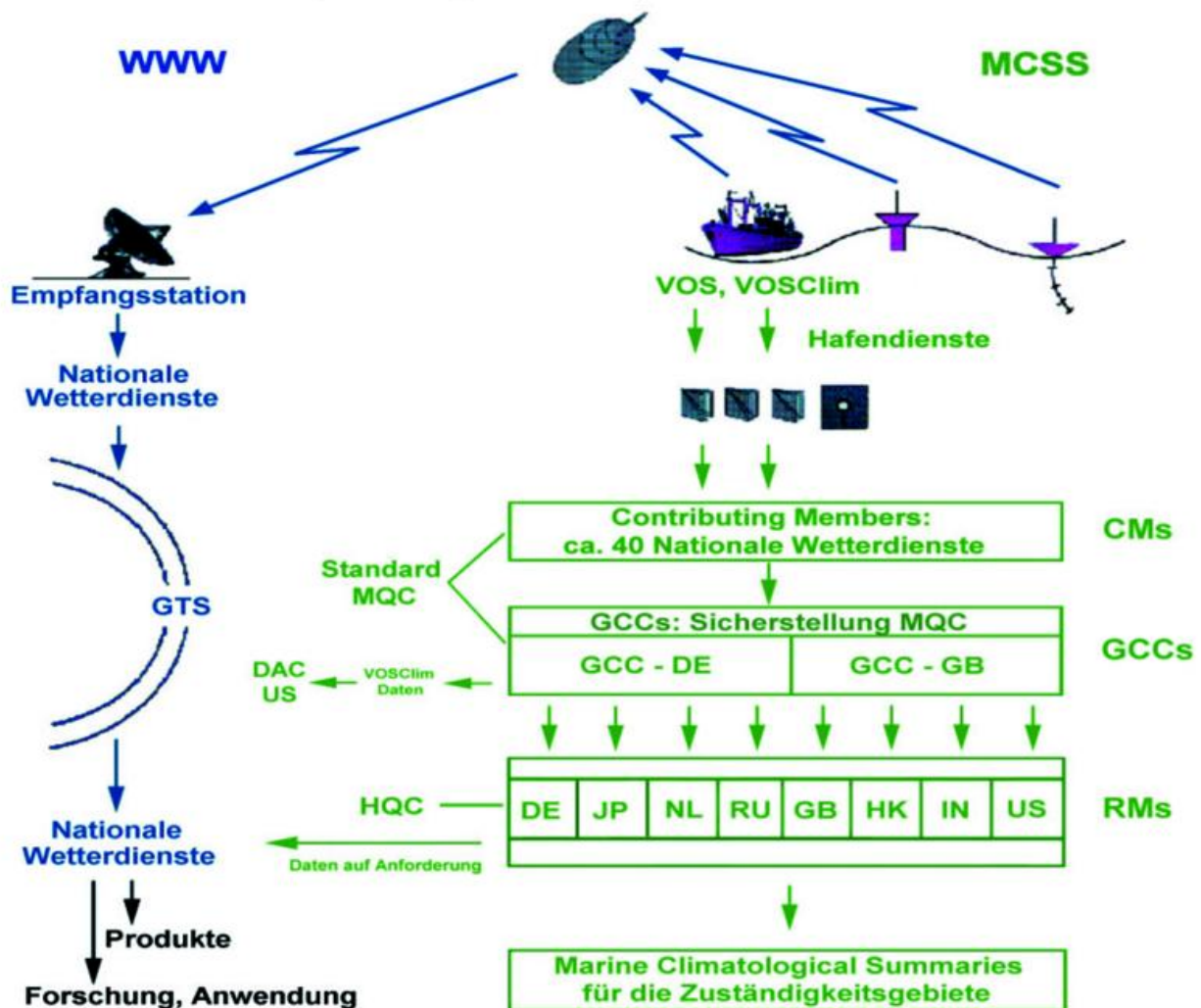


Abb. 4 Datenmanagement in MCSS und WWW

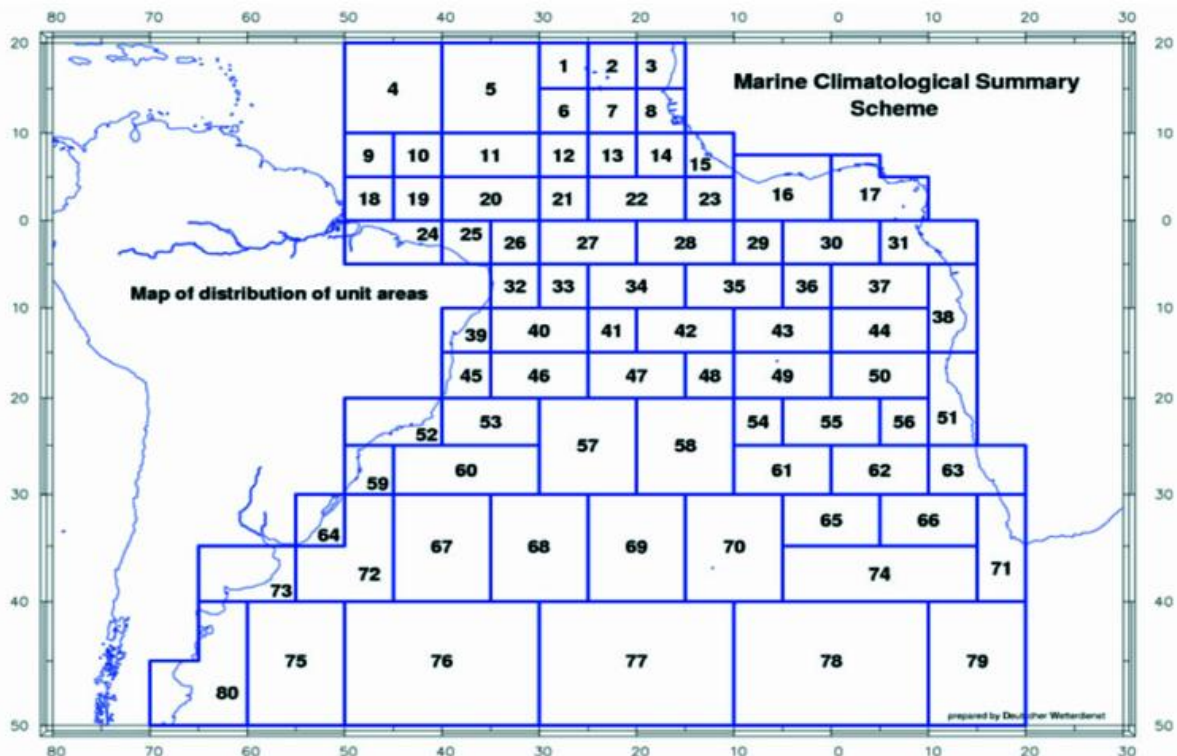
### Erstellung maritimer Klimatologien im MCSS

Neben ihrem Beitrag zum Datenmanagement erarbeiten die Responsible Members im Rahmen des Marine Climatological Summaries Scheme maritime Klimatologien in international vereinbarter Form für ihre jeweiligen Zuständigkeitsgebiete und stellen sie den Diensten, vor allem den Contributing Members, zur Verfügung.

Die Form, in der diese Climatological Summaries zu erarbeiten und zu präsentieren sind, ist in den entsprechenden Richtlinien und Grundsatzdokumenten detailliert beschrieben.

Abb. 5 zeigt die Unterteilung des deutschen Zuständigkeitsgebiets in insgesamt 80 Felder, sog. Representative Areas. In Gebieten mit ausreichendem Datenaufkommen finden sich 5°x5° Felder; in den datenärmeren Gebieten des Südatlantiks wächst die Feldgröße hingegen bis auf 10°x20° an.

Während die Responsible Members anfangs sowohl jährliche als auch zehnjährliche Summaries erstellten, wurde der Standard später auf den Zehnjahresrhythmus festgelegt.



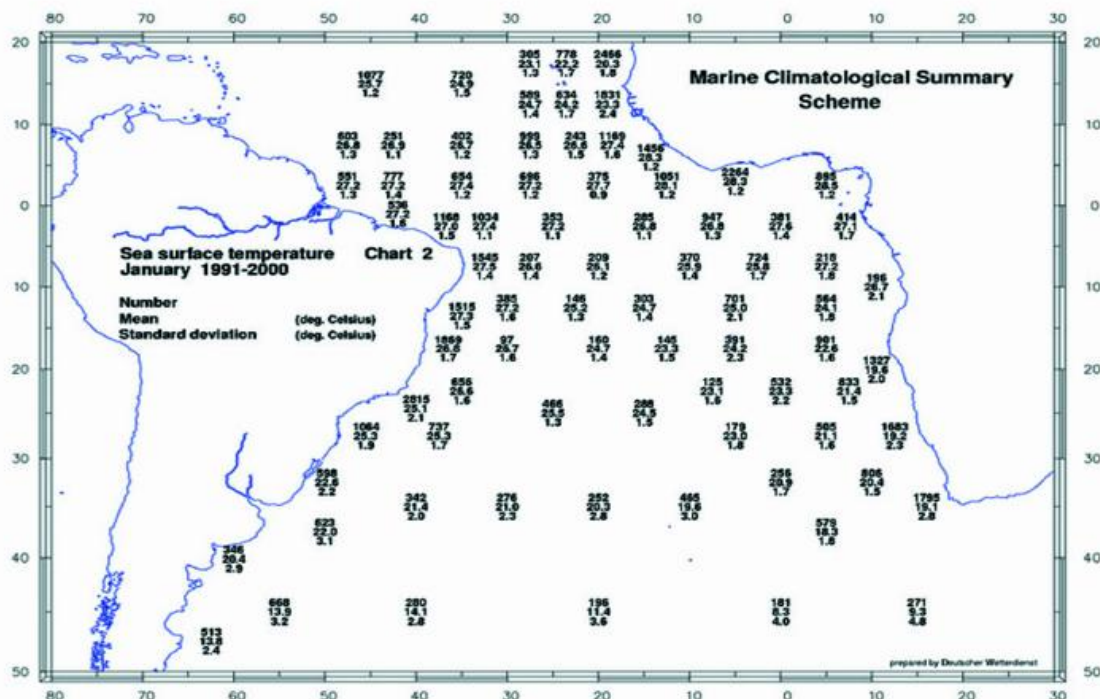
**Abb. 5** Unterteilung des deutschen Zuständigkeitsgebiets in Representative Areas

Die Klimatologien umfassen über 20 meteorologische und ozeanographische Parameter. Dazu zählen: Wasser- und Lufttemperatur, Temperaturdifferenz Luft-Wasser, Taupunkt, Äquivalenttemperatur, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit, Windsee und Dünung, Bewölkung, Wettererscheinungen während der Beobachtung etc. Es ist vereinbart worden, dass die Kartendarstellungen in der Merkatorprojektion erfolgen sollen. Ein Beispiel aus den Summaries 1991 - 2000 für das deutsche Zuständigkeitsgebiet ist in Abb. 6 gegeben.

Hier handelt es sich um die Karte der mittleren Wassertemperaturen im deutschen Zuständigkeitsgebiet im Januar, Bezugsperiode 1991 - 2000. In den Wertetripeln steht an oberster Stelle die jeweilige Anzahl der verwendeten Meldungen; in der Mitte der Mittelwert der Temperatur, unten befindet sich die Angabe der Standardabweichung.

In der Verteilung der Beobachtungsanzahlen der Representative Areas deuten sich grob die Hauptschiffahrtswege im deutschen Zuständigkeitsgebiet an.

Während bisher die Summaries in gedruckter Form herausgegeben wurden, stellt der Deutsche Wetterdienst mit der neuen Serie 1991 – 2000 den Vertriebsweg um und wird die Veröffentlichung künftig auf CD-ROM herausbringen. Dadurch wird den Nutzern ein wesentlich effizienteres Arbeiten mit den Informationen ermöglicht.



**Abb. 6** Karte der Gesamtzahl der Beobachtungen, der mittleren Wassertemperaturen und Standardabweichungen in den Teilfeldern im Januar 1991 - 2000.

## *Zusammenfassung und Ausblick*

Das Marine Climatological Summaries Scheme stellt ein System dar, in dem die seefahrenden Nationen in solidarischer Arbeitsteilung ein effizientes Management der maritimen Beobachtungsdaten organisieren, das, wie gezeigt, von der Erfassung an Bord über die Aufbereitung, Prüfung, Verteilung und Archivierung bis hin zur Bereitstellung in definiertem Qualitätsstandard reicht. Diese in situ beobachteten und gemessenen Daten bilden, vor allem in Verbindung mit den zugehörigen Metadaten, wie sie besonders im Zuge des Projektes VOSCLIM erhoben werden, eine wichtige Grundlage für eine Vielfalt von Anwendungen. Durch ein robustes und bereits über viele Jahrzehnte gleichbleibendes, auf Dauer angelegtes, nachvollziehbares Beobachtungs- und Managementsystem ist dieses Datenmaterial für die klimatologische Forschung und für die Klimaüberwachung von unschätzbarem Wert, wenn auch die Abdeckung der Ozeangebiete infolge der Konzentration auf den Bereich der Schifffahrtswege nicht gleichmäßig ist und an der Qualitätsverbesserung noch weiterhin gearbeitet wird.

Neben dem Datenmanagement ist die Erstellung der Summaries, also der standardisierten klimatologischen Auswertungen, ein wichtiger Aspekt im MCSS. Durch die regelmäßige Abfolge der Bearbeitungszeiträume lassen sich im Zusammenhang mit weiteren Informationsquellen nicht nur Statusbeschreibungen des Klimas herstellen, sondern es wird auch Material für die maritime Klimaüberwachung und -forschung bereit gestellt. Dazu plant der Deutsche Wetterdienst, seine MCSS-Ergebnisse, also die entsprechenden Klimaprodukte, Daten und statistischen Resultate, künftig auf elektronischen Datenträgern verfügbar zu machen. Über Art und Inhalt dieser Produkte sowie mögliche Anpassungen an die Bedürfnisse der Nutzer wird zur Zeit in den zuständigen internationalen Gremien, wie der JCOMM-Expertengruppe für Maritime Klimatologie, beraten. Damit ist sichergestellt, dass die breit gefächerten Kunden- und Nutzerbedürfnisse auch künftig im Fokus der Entwicklung des Marine Climatological Summaries Scheme stehen.

## **Literatur**

- WMO, CMM, Abridged Final Report of the Third Session, Utrecht, 1960
- WMO, Fourth World Meteorological Congress, Geneva, 1963
- WMO, Technical Regulations, WMO – No. 49, Volume I
- WMO, Guide to Marine Meteorological Services, WMO – No. 471
- WMO, Manual on Marine Meteorological Services, WMO – No. 558, Volume I

## Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY

M. Webs, T. Deutschländer, J. Christoffer

Für Deutschland sind neue Testreferenzjahre erstellt worden. Sie lösen die alten Testreferenzjahre aus dem Jahr 1985 ab.

Bei den Testreferenzjahren handelt es sich um Datensätze ausgewählter meteorologischer Elemente für jede Stunde eines Jahres für verschiedene Regionen Deutschlands. Die Testreferenzjahre beinhalten den charakteristischen Witterungsverlauf eines kompletten Jahres. Sie basieren auf verschiedenen realen Witterungsabschnitten, die für alle Testreferenzjahre bzw. für jede Region identisch sind. Die Witterungsabschnitte wurden so ausgewählt, dass die Jahreszeitenmittelwerte der einzelnen Wetterelemente (insbesondere Lufttemperatur und Luftfeuchte) an den Repräsentanzstationen möglichst gut mit den dreißigjährigen Mittelwerten übereinstimmen. Mit Glättungs- und Interpolationsverfahren wurden die Daten aus den verschiedenen Witterungsabschnitten geeignet aneinander angepasst. Für diese jahreszeitenmittelwertreuen Testreferenzjahre wurde das Bundesgebiet in 15 Regionen unterteilt, d.h. es existieren 15 verschiedene Datensätze als Testreferenzjahre für Deutschland.

Diese zyklischen Datensätze für ein komplettes Jahr wurden primär für die Heizungs-, Lüftungs- und Klimatechnik entwickelt.

Sie liefern die klimatologische Randbedingung zur Simulation von heiz- und raumluftechnischen Anlagen und des thermischen Verhaltens von Gebäuden und haben sich in den letzten 15 Jahren als Grundlage für entsprechende Simulationsrechnungen bewährt. Die TRY-Daten können darüber hinaus für die Simulation anderer technischer und nichttechnischer Systeme verwendet werden, die in vergleichbarer Weise von meteorologischen Elementen abhängen, z.B. für Fragen zur Anwendung der Solarenergie.

In der neuen DIN 4710 (Januar 2003) werden die Testreferenzjahre als eine Grundlage zur Berechnung des Energiebedarfs von heiz- und raumluftechnischen Anlagen aufgeführt. Auch in der DIN 2078 (Kühllastregel) wird auf diese Datensätze hingewiesen. Wie die Erfahrung mit den alten Testreferenzjahren gezeigt hat, verführt die Existenz eines repräsentativen stündlichen Wetterdatensatzes aber dazu, diese Daten auch für Fragestellungen zu verwenden, für die sie nicht geeignet sind.



Abb. 1 Titelbild der DWD-Veröffentlichung "Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY"

So wurden die alten Testreferenzjahre u.a. benutzt für Untersuchungen zum sauren Regen und zum Schlagregen an Bauwerken, zur Bestimmung des Regeneintrags an Deponiestandorten oder zur Berechnung von Windenergiepotentialen. Auch für Untersuchungen zum kombinierten Einsatz von Solar- und Windenergie an einem Standort sind die Testreferenzjahre ungeeignet. Mit ihnen kann auch keine verlässliche Statistik zur Flautendauer hergeleitet werden. Ebenso wenig können die Testreferenzjahre für Simulationsrechnungen von Schadstofftransporten oder zur Ausbreitung von Kühlturmschwaden verwendet werden. Da die Testreferenzjahre für solche Anwendungszwecke ungeeignet sind, wären die aus diesen Daten gewonnenen Ergebnisse zweifelhaft. Jeder Anwender, der die TRY-Daten für andere Zwecke als für die eingangs beschriebenen Simulationsrechnungen verwendet, sollte daher zunächst die Verwendungsfähigkeit der Testreferenzjahre für sein Problem überprüfen.

Bis zur deutschen Vereinigung im Jahre 1990 war nur das Altbundesgebiet durch Testreferenzjahre abgedeckt. Schon kurz nach der Vereinigung wurde zwischen dem Deutschen Wetterdienst (DWD) und dem Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin ein Projekt zur Erstellung neuer Testreferenzjahre abgeschlossen.

Es wurde bewusst darauf verzichtet, die alten Testreferenzjahre lediglich auf die neuen Bundesländer auszuweiten. Stattdessen wurden die Testreferenzjahre für das gesamte Bundesgebiet nach dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik neu erstellt. So wurde die der Auswahl von einzelnen Witterungsabschnitten zugrunde liegende Großwetterlagenklassifikation für die aktuellere Periode von 1961 bis 1990 (Klimanormalperiode der World Meteorological Organisation, WMO) durchgeführt. Eine bedeutsamere Neuerung stellt aber die Bestimmung der Strahlungsgrößen in den neuen Testreferenzjahren dar.

Da für die Bestrahlungsstärken der direkten Sonnenstrahlung, der diffusen Sonnenstrahlung, der terrestrischen Wärmestrahlung und der atmosphärischen Wärmestrahlung bei der Erstellung der alten Testreferenzjahre keine verwendbaren Messdaten vorlagen, wurden diese Größen seinerzeit mit einem empirischen Verfahren berechnet. Zwischenzeitlich ist das Strahlungsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes auf 42 Stationen ausgebaut worden, so dass für die neuen Testreferenzjahre an vielen Repräsentanz- oder geeigneten Nachbarstationen für die meisten verwendeten Witterungsabschnitte Messdaten der direkten und diffusen Sonnenstrahlung vorliegen. Für die verbleibenden Lücken in den kurzwelligen Strahlungsmessdaten sowie für die Wärmestrahlung konnten nunmehr geeignetere Berechnungsverfahren verwendet werden als für die alten Testreferenzjahre. Dadurch ist die Qualität der Strahlungsdaten in den neuen Testreferenzjahren wesentlich besser geworden.

Gegenüber dem bisherigen Testreferenzjahr wurde im neuen Testreferenzjahr bei der Auswahl der Klimaelemente auf die stündlichen Daten der Niederschlagshöhe, der Beleuchtungsstärke und des vektoriellen Zehnminutenmittels der Windgeschwindigkeit verzichtet. Diese drei Elemente sind für die eingangs beschriebenen Anwendungszwecke der Heizungs- und Klimatechnik von vernachlässigbarer Bedeutung. Anwender, die dennoch an Daten der Beleuchtungsstärke interessiert sind, können diese Daten mit dem in der Veröffentlichung zu den Testreferenzjahren vorgestellten Verfahren selbst abschätzen. Durch den Verzicht dieser Elemente wird zudem die oben aufgeführte nicht sachgerechte Verwendung der Testreferenzjahre eingeschränkt. Andererseits enthalten die neuen Testreferenzjahre zusätzlich zur relativen

Feuchte auch den Wasserdampfgehalt der Luft, der in der Meteorologie als Mischungsverhältnis bezeichnet wird.

Um die räumliche Variabilität der meteorologischen Elemente in Deutschland hinreichend genau zu erfassen, betreibt der Deutsche Wetterdienst ein Klimamessnetz mit ca. 600 über das ganze Bundesgebiet verteilten Stationen. Eine derart große Anzahl von TRY-Datensätzen wäre für die Anwender unübersichtlich und würde einen erheblichen Kostenfaktor darstellen. Aus diesen Gründen gab es bei den alten Testreferenzjahren vereinzelt Kundenwünsche nach nur einem einzigen für das ganze Bundesgebiet repräsentativen Testreferenzjahr. Tatsächlich war das Altbundesgebiet in 12 TRY-Regionen eingeteilt. Durch die Einbeziehung der neuen Bundesländer ist der kontinentale Einfluss vom Osten her zu allen Jahreszeiten bei fast allen meteorologischen Elementen verstärkt festzustellen und in einer entsprechenden Regionalisierung zu berücksichtigen. Als Kompromiss zwischen einer optimalen Darstellung der Klimavariabilität in Deutschland und einer angestrebten Kostenminimierung für die Anwender wurde das Bundesgebiet in 15 TRY-Regionen aufgeteilt.

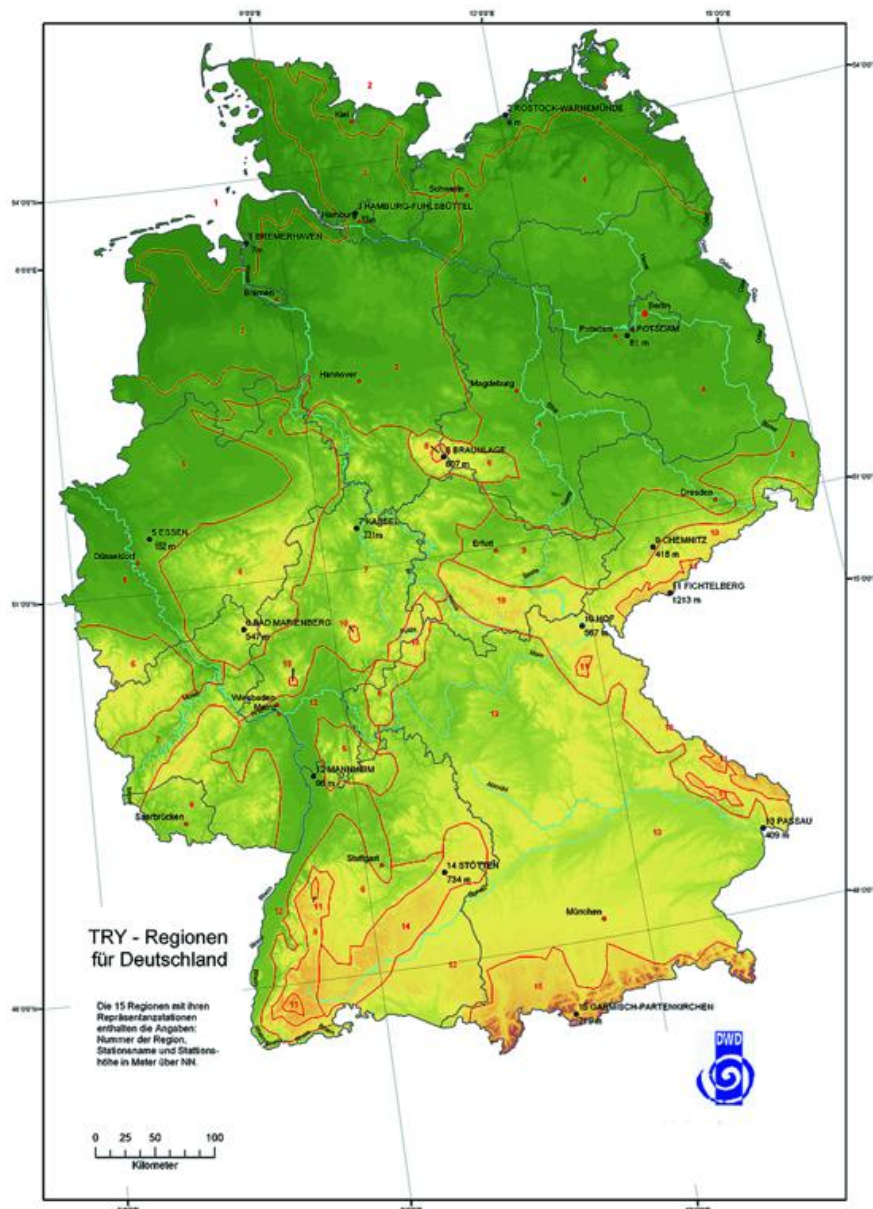


Abb. 2 Karte der 15 Referenzregionen der TRY

Die räumliche Variabilität der Gesamtheit aller monatlichen und jahreszeitlichen Mittelwerte der wichtigsten Klimaelemente aus dem Zeitraum von 1961 bis 1990 wird mit mathematischen Methoden wie der Faktoren- und Clusteranalyse untersucht. Aus den Ergebnissen erfolgt die Einteilung des Bundesgebietes in TRY-Regionen. Hierbei ist die Temperatur mit Mittelwert, Maximum und Minimum dreimal vertreten, was auch im Sinne einer besonderen Berücksichtigung erwünscht ist. Mit den sonst gebräuchlichen Karten für jeweils ein Klimaelement ist die hier gefundene Gebietseinteilung nicht zu vergleichen. In Detailfragen jedoch können alle Karten, wie sie der Deutsche Wetterdienst anbietet, ergänzend verwendet werden (MÜLLER-WESTERMEIER et al., 1999).

Bei der Anwendung der Testreferenzjahre ist zu beachten, dass einzelne Klimaelemente in den Regionen, die große Höhenunterschiede aufweisen, mit höhenabhängigen Korrekturfaktoren zu versehen sind. Es handelt sich um die Temperatur und den Wasserdampfgehalt. Andere Parameter wie z.B. der gesamte Strahlungskomplex werden nicht korrigiert, obgleich die Höhenlage und die unmittelbare Umgebung (Tallage oder Hanglage und Geländeorientierung) erheblichen Einfluss haben können. Da die lokalen Windverhältnisse entscheidend durch die Oberflächenbeschaffenheit und das Relief vor Ort beeinflusst werden, sind der Übertragbarkeit von Winddaten von einer Repräsentanzstation auf andere Standorte enge Grenzen gesetzt. Außerdem hängt die Windgeschwindigkeit entscheidend von der Höhe über Grund ab. Ein allgemein gültiger Korrekturanatz für die Winddaten aus dem Testreferenzjahr ist daher nicht möglich. Den örtlichen Gegebenheiten angepasste meteorologische Daten könnten im Einzelfall aus kleinskaligen Modellrechnungen oder regionalen Feldmessungen gewonnen werden.

Die Auswahl realer Witterungsabschnitte für den Jahresablauf in den TRY-Datensätzen soll das natürliche Verhalten der meteorologischen Elemente möglichst unverändert lassen. Die auf einer Großwetterlagenanalyse basierende Auswahl der häufigsten Wetterlagen mit typischen Vorgängern und Nachfolgern liefert repräsentative Witterungsabschnitte, die als externe Bedingung für die mehrtägige Anpassung von Heizungs-, Lüftungs- und Klimaanlageanlagen und von Gebäuden verwendet werden können. Jedoch kann ein so zusammengesetzter, individueller Jahresablauf nicht die vollständige Variationsbreite der ausgewählten Klimaelemente von 30 Jahren (hier von 1961 bis 1990) repräsentieren. Extreme Wetterlagen, die für besondere Auslegungsfragen verwendet werden müssen, sind hier nicht berücksichtigt. Die Zeitabschnitte für die Testreferenzjahre wurden so ausgewählt, dass die TRY-Daten in Bezug auf die meteorologischen Jahreszeiten mittelwerttreu sind (und nicht unbedingt in Bezug auf die Quartale). Der meteorologische Frühling umfasst die Monate März, April und Mai, der meteorologische Sommer den Juni, Juli und August, der Herbst den September, Oktober und November und der meteorologische Winter den Dezember, Januar und Februar. Das heißt, dass die auf die Jahreszeiten bezogenen Mittelwerte der einzelnen Klimaelemente aus dem Testreferenzjahr - mit Ausnahme des Windes - möglichst gut mit den 30jährigen Jahreszeitenmittelwerten übereinstimmen.

Für die Auslegung raumluftechnischer Anlagen für extreme Belastungen werden ebenfalls stündliche Wetterdaten benötigt. Für die Extremwertbetrachtungen wurden in Absprache mit den Bearbeitern der DIN 4710 (2003) keine neuen synthetischen

Wetterzyklen definiert, die u.a. die Gefahr von Verwechslungen in sich bergen. Es wurde auch bewusst kein Datensatz mit einem kompletten Jahr erzeugt, das aus einem extremen Sommer- und einem extremen Winterhalbjahr besteht. Stattdessen wurden aus realen Jahren sowohl eine extreme Winterperiode über 3 Monate (Dezember, Januar, Februar) und eine extreme Sommerperiode über 3 Monate (Juni, Juli, August) ausgewählt.

Da in der ersten Hälfte der 90er Jahre einige sehr heiße Sommer und 1995/96 ein sehr kalter Winter aufgetreten sind, wurde die Untersuchungsperiode für die Auswahl eines extremen Sommer- bzw. Winterdatensatzes gegenüber der sonst üblichen Periode von 1961 bis 1990 auf 1961 bis 1995 bzw. bis zum Winter 1995/96 ausgedehnt. Es wurde darauf verzichtet, den heißesten Sommer bzw. den kältesten Winter aus dieser Periode auszusuchen. Ferner sollten die Daten für jede der 15 Repräsentanzstationen aus demselben Sommer und demselben Winter mit allen real aufgetretenen Originalsituationen stammen. Zwar ist die Rangfolge der ausgewählten Sommer und Winter nicht an allen Stationen gleich, dafür ist durch die Datenauswahl aus identischen Jahren aber der räumliche Vergleich möglich.

**Tabelle 11: Mittlere Lufttemperatur (°C) für die Monate, meteorologischen Jahreszeiten und das Jahr an den Repräsentanzstationen:**

- 1.) aus den TRY-Daten,
  - 2.) aus den Messdaten der 30jährigen Periode von 1961 bis 1990,
  - 3.) Abweichungen voneinander,
- (Die Abweichungen wurden aus den Daten selbst berechnet. In den Jahreszeiten zum Teil auftretende Diskrepanzen ergeben sich aus Rundungseffekten der ausgewiesenen Zahlen.)

t (TRY)  
t (30)  
 $\Delta t = t(\text{TRY}) - t(30)$

	t (TRY)	t (30)	$\Delta t$		t (TRY)	t (30)	$\Delta t$		t (TRY)	t (30)	$\Delta t$		t (TRY)	t (30)	$\Delta t$
<b>Bremerhaven</b>															
JAN	3,3	1,1	2,2		2,4	0,2	2,2		2,6	0,5	2,1		1,8	-0,9	2,7
FEB	2,5	1,6	0,9		1,4	0,7	0,7		1,8	1,1	0,7		0,4	0,2	0,2
MRZ	3,7	4,1	-0,4		2,7	3,1	-0,4		2,7	3,7	-1,0		2,3	3,7	-1,4
APR	6,4	7,5	-1,1		4,6	6,3	-1,7		6,1	7,3	-1,2		6,9	8,0	-1,1
MAI	13,8	12,3	1,5		13,2	11,3	1,9		13,4	12,2	1,2		14,5	13,2	1,3
JUN	15,1	15,4	-0,3		15,8	15,0	0,8		15,0	15,5	-0,5		16,2	16,6	-0,4
JUL	16,7	16,8	-0,1		17,4	16,8	0,6		16,6	16,8	-0,2		17,9	17,9	0,0
AUG	16,5	16,9	-0,4		16,6	16,7	-0,1		16,3	16,6	-0,3		17,5	17,5	0,0
SEP	13,9	14,2	-0,3		13,9	13,9	0,0		13,0	13,5	-0,5		13,2	13,9	-0,7
OKT	10,2	10,3	-0,1		9,8	9,9	-0,1		9,6	9,7	-0,1		9,1	9,4	-0,3
NOV	5,9	5,6	0,3		5,5	5,3	0,2		5,1	5,1	0,0		4,8	4,2	0,6
DEZ	3,4	2,5	0,9		2,5	1,9	0,6		2,4	1,9	0,5		0,6	0,7	-0,1
Frühling	8,0	8,0	0,0		6,8	6,9	-0,1		7,4	7,7	-0,3		7,9	8,3	-0,4
Sommer	16,1	16,4	-0,3		16,6	16,2	0,4		16,0	16,3	-0,3		17,2	17,3	-0,1
Herbst	10,0	10,0	0,0		9,7	9,7	0,0		9,2	9,4	-0,2		9,0	9,2	-0,2
Winter	3,1	1,7	1,4		2,1	0,9	1,2		2,2	1,2	1,0		0,9	0,0	0,9
Jahr	9,3	9,0	0,3		8,8	8,4	0,4		8,7	8,6	0,1		8,8	8,7	0,1
<b>Rostock-Warnemünde</b>															
JAN	2,4	0,2	2,2		2,4	0,2	2,2		2,6	0,5	2,1		1,8	-0,9	2,7
FEB	1,4	0,7	0,7		1,4	0,7	0,7		1,8	1,1	0,7		0,4	0,2	0,2
MRZ	2,7	3,1	-0,4		2,7	3,1	-0,4		2,7	3,7	-1,0		2,3	3,7	-1,4
APR	4,6	6,3	-1,7		4,6	6,3	-1,7		6,1	7,3	-1,2		6,9	8,0	-1,1
MAI	13,2	11,3	1,9		13,2	11,3	1,9		13,4	12,2	1,2		14,5	13,2	1,3
JUN	15,8	15,0	0,8		15,8	15,0	0,8		15,0	15,5	-0,5		16,2	16,6	-0,4
JUL	17,4	16,8	0,6		17,4	16,8	0,6		16,6	16,8	-0,2		17,9	17,9	0,0
AUG	16,6	16,7	-0,1		16,6	16,7	-0,1		16,3	16,6	-0,3		17,5	17,5	0,0
SEP	13,9	13,9	0,0		13,9	13,9	0,0		13,0	13,5	-0,5		13,2	13,9	-0,7
OKT	9,8	9,9	-0,1		9,8	9,9	-0,1		9,6	9,7	-0,1		9,1	9,4	-0,3
NOV	5,5	5,3	0,2		5,5	5,3	0,2		5,1	5,1	0,0		4,8	4,2	0,6
DEZ	2,5	1,9	0,6		2,5	1,9	0,6		2,4	1,9	0,5		0,6	0,7	-0,1
Frühling	6,8	6,9	-0,1		6,8	6,9	-0,1		7,4	7,7	-0,3		7,9	8,3	-0,4
Sommer	16,6	16,2	0,4		16,6	16,2	0,4		16,0	16,3	-0,3		17,2	17,3	-0,1
Herbst	9,7	9,7	0,0		9,7	9,7	0,0		9,2	9,4	-0,2		9,0	9,2	-0,2
Winter	2,1	0,9	1,2		2,1	0,9	1,2		2,2	1,2	1,0		0,9	0,0	0,9
Jahr	8,8	8,4	0,4		8,8	8,4	0,4		8,7	8,6	0,1		8,8	8,7	0,1
<b>Hamburg-Fuhlsbüttel</b>															
JAN	2,6	0,5	2,1		2,4	0,2	2,2		2,6	0,5	2,1		1,8	-0,9	2,7
FEB	1,8	1,1	0,7		1,4	0,7	0,7		1,8	1,1	0,7		0,4	0,2	0,2
MRZ	2,7	3,7	-1,0		2,7	3,1	-0,4		2,7	3,7	-1,0		2,3	3,7	-1,4
APR	6,1	7,3	-1,2		4,6	6,3	-1,7		6,1	7,3	-1,2		6,9	8,0	-1,1
MAI	13,4	12,2	1,2		13,2	11,3	1,9		13,4	12,2	1,2		14,5	13,2	1,3
JUN	15,0	15,5	-0,5		15,8	15,0	0,8		15,0	15,5	-0,5		16,2	16,6	-0,4
JUL	16,6	16,8	-0,2		17,4	16,8	0,6		16,6	16,8	-0,2		17,9	17,9	0,0
AUG	16,3	16,6	-0,3		16,6	16,7	-0,1		16,3	16,6	-0,3		17,5	17,5	0,0
SEP	13,0	13,5	-0,5		13,9	13,9	0,0		13,0	13,5	-0,5		13,2	13,9	-0,7
OKT	9,6	9,7	-0,1		9,8	9,9	-0,1		9,6	9,7	-0,1		9,1	9,4	-0,3
NOV	5,1	5,1	0,0		5,5	5,3	0,2		5,1	5,1	0,0		4,8	4,2	0,6
DEZ	2,4	1,9	0,5		2,5	1,9	0,6		2,4	1,9	0,5		0,6	0,7	-0,1
Frühling	7,4	7,7	-0,3		6,8	6,9	-0,1		7,4	7,7	-0,3		7,9	8,3	-0,4
Sommer	16,0	16,3	-0,3		16,6	16,2	0,4		16,0	16,3	-0,3		17,2	17,3	-0,1
Herbst	9,2	9,4	-0,2		9,7	9,7	0,0		9,2	9,4	-0,2		9,0	9,2	-0,2
Winter	2,2	1,2	1,0		2,1	0,9	1,2		2,2	1,2	1,0		0,9	0,0	0,9
Jahr	8,7	8,6	0,1		8,8	8,4	0,4		8,7	8,6	0,1		8,8	8,7	0,1
<b>Potsdam</b>															
JAN	1,8	-0,9	2,7		0,3	-1,6	1,9		1,9	0,2	1,7		-0,8	-2,2	1,4
FEB	0,4	0,2	0,2		-0,5	-0,9	0,4		0,8	1,2	-0,4		-0,8	-1,8	1
MRZ	2,3	3,7	-1,4		0,7	2,2	-1,5		2,8	4,4	-1,6		-0,7	0,7	-1,4
APR	6,9	8,0	-1,1		3,8	5,8	-2		6	8,3	-2,3		3	4,6	-1,6
MAI	14,5	13,2	1,3		12,6	10,6	2		13,9	12,9	1		11,1	9,6	1,5
JUN	16,2	16,6	-0,4		13,1	13,4	-0,3		15,2	16	-0,8		12,3	12,8	-0,5
JUL	17,9	17,9	0,0		14,3	15,3	-1		16,9	17,5	-0,6		14	14,2	-0,2
AUG	17,5	17,5	0,0		15,6	15	0,6		17,4	17,2	0,2		14,1	14,1	0
SEP	13,2	13,9	-0,7		10,9	11,9	-1		12,9	13,9	-1		10,2	11	-0,8
OKT	9,1	9,4	-0,3		7,7	7,8	-0,1		9,4	9,6	-0,2		7,3	7,2	0,1
NOV	4,8	4,2	0,6		2,9	2,6	0,3		4,8	4,5	0,3		2,2	2	0,2
DEZ	0,6	0,7	-0,1		-0,9	-0,3	-0,6		1	1,4	-0,4		-1,4	-1,1	-0,3
Frühling	7,9	8,3	-0,4		5,7	6,2	-0,5		7,6	8,5	-0,9		4,5	5	-0,5
Sommer	17,2	17,3	-0,1		14,3	14,6	-0,3		16,5	16,9	-0,4		13,4	13,7	-0,3
Herbst	9,0	9,2	-0,2		7,1	7,4	-0,3		9,1	9,3	-0,2		6,6	6,7	-0,1
Winter	0,9	0,0	0,9		-0,4	-0,9	0,5		1,2	0,9	0,3		-1	-1,7	0,7
Jahr	8,8	8,7	0,1		6,7	6,8	-0,1		8,6	8,9	-0,3		5,9	5,9	0
<b>Essen</b>															
JAN	3,6	1,9	1,7		0,3	-1,6	1,9		1,9	0,2	1,7		-0,8	-2,2	1,4
FEB	3,1	2,5	0,6		-0,5	-0,9	0,4		0,8	1,2	-0,4		-0,8	-1,8	1
MRZ	4	5,1	-1,1		0,7	2,2	-1,5		2,8	4,4	-1,6		-0,7	0,7	-1,4
APR	6,2	8,5	-2,3		3,8	5,8	-2		6	8,3	-2,3		3	4,6	-1,6
MAI	14,5	12,9	1,6		12,6	10,6	2		13,9	12,9	1		11,1	9,6	1,5
JUN	15,2	15,7	-0,5		13,1	13,4	-0,3		15,2	16	-0,8		12,3	12,8	-0,5
JUL	16,3	17,4	-1,1		14,3	15,3	-1		16,9	17,5	-0,6		14	14,2	-0,2
AUG	17,1	17,2	-0,1		15,6	15	0,6		17,4	17,2	0,2		14,1	14,1	0
SEP	13,3	14,4	-1,1		10,9	11,9	-1		12,9	13,9	-1		10,2	11	-0,8
OKT	11,1	10,7	0,4		7,7	7,8	-0,1		9,4	9,6	-0,2		7,3	7,2	0,1
NOV	5,8	5,7	0,1		2,9	2,6	0,3		4,8	4,5	0,3		2,2	2	0,2
DEZ	2,7	2,9	-0,2		-0,9	-0,3	-0,6		1	1,4	-0,4		-1,4	-1,1	-0,3
Frühling	8,2	8,8	-0,6		5,7	6,2	-0,5		7,6	8,5	-0,9		4,5	5	-0,5
Sommer	16,2	16,8	-0,6		14,3	14,6	-0,3		16,5	16,9	-0,4		13,4	13,7	-0,3
Herbst	10,1	10,3	-0,2		7,1	7,4	-0,3		9,1	9,3	-0,2		6,6	6,7	-0,1
Winter	3,1	2,4	0,7		-0,4	-0,9	0,5		1,2	0,9	0,3		-1	-1,7	0,7
Jahr	9,4	9,6	-0,2		6,7	6,8	-0,1		8,6	8,9	-0,3		5,9	5,9	0
<b>Bad Marienberg</b>															
JAN	0,3	-1,6	1,9		0,3	-1,6	1,9		1,9	0,2	1,7		-0,8	-2,2	1,4
FEB	-0,5	-0,9	0,4		-0,5	-0,9	0,4		0,8	1,2	-0,4		-0,8	-1,8	1
MRZ	0,7	2,2	-1,5		0,7	2,2	-1,5		2,8	4,4	-1,6		-0,7	0,7	-1,4
APR	3,8	5,8	-2		3,8	5,8	-2		6	8,3	-2,3		3	4,6	-1,6
MAI	12,6	10,6	2		12,6	10,6	2		13,9	12,9	1		11,1	9,6	1,5
JUN	13,1	13,4	-0,3		13,1	13,4	-0,3		15,2	16	-0,8		12,3	12,8	-0,5
JUL	14,3	15,3	-1		14,3	15,3	-1		16,9	17,5	-0,6		14	14,2	-0,2
AUG	15,6	15	0,6		15,6	15	0,6		17,4	17,2	0,2				

Als Bezugszeitraum für den extremen Winterdatensatz wurde der Dezember 1984 bis Februar 1985 bestimmt, der an den meisten Stationen am zweit- bzw. drittkältesten war. Nur an den hochgelegenen Repräsentanzstationen nimmt dieser Winter eine hintere Position ein (5. bis 7. Rang). Für den Sommerdatensatz wurde der Juni bis August 1983 bestimmt, der an den meisten Stationen den zweiten, dritten oder vierten Rang einnimmt.

Im Laufe des letzten Jahres ist bei Gesprächen zwischen Anwendern und den Meteorologen im Deutschen Wetterdienst festgelegt worden, dass die TRY ergänzt werden. Diese Ergänzung besteht aus einem Datensatz eines mittleren extremen Sommerhalbjahres (April bis September) und eines mittleren extremen Winterhalbjahres (Oktober bis März).

Der Deutsche Wetterdienst wird diese Datensätze so bald wie möglich bereitstellen.

Nähere Informationen finden Sie unter [www.dwd.de/TRY](http://www.dwd.de/TRY). Hier sind auch die Ansprechpartner genannt, wenn Sie die TRY erwerben wollen.

#### **Literatur**

Christoffer, J., Deutschländer, T., Webs, M. 2004 Testreferenzjahre von Deutschland für mittlere und extreme Witterungsverhältnisse TRY, Selbstverlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach

## Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
ADM	Angular Distribution Models
AIRS	Advanced Infrared Sensor
AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
APOLLO	AVHRR Processing scheme over Clouds, Land and Ocean
ASOS	Automated Surface Observing System
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder
ATSR	Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BRDF	Bi-directional Reflectance Distribution Function
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
BUFR	Binary Universal Form for the Representation of Meteorological Data
CCSP	Climate Change Science Program
CDR	Climate Data Record
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CFC	Cloud Fraction Cover
CHAMP	Challenging Minisatellite Payload for Geophysical Application
CLASS	Comprehensive Large Array-data Stewardship System
CLIVAR	Climate and Variability and Prediction Project
CM	Cloud Mask / Contributing Member
CM SAF	SAF on Climate Monitoring
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CMIS	Conical Microwave Imager Sounder
CMM	Commission for Maritime Meteorology, WMO
COT	Cloud Optical Thickness
CPC	Climate Prediction Centre
CPH	Cloud Phase
CRU	Climate Research Unit (University of East Anglia)
CTH	Cloud Top Height
CTT	Cloud Top Temperature
CTY	Cloud Type
Cu cong	Cumulus congestus
CWP	Cloud Water Path
DAK	Doubling-Adding KNMI
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm/German Climate Research Programme
DIARAD	Differential Absolute Radiometer
DLR	German Aerospace Centre
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher Wetterdienst (German MetService)
ECC	European Cloud Climatology
ECMWF	European Centre for midrange weather forecast
ECV	Essential Climate Variable
EGPM	European contribution to GPM
ENVISAT	Environmental Satellite
EOS	Earth Observing System
EPS	European Polar System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERS	Earth Research Satellite
EUMETCast	EUMETSAT's Data Distribution System
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FAO	Food and Agriculture Organization (UN)
FCDR	Fundamental CDR
FMI	Finnish Meteorological Institute

---

FOP	Full Operations Phase
FTP	File Transfer Protocol
GADS	Global Aerosol Data Set
GCC	Global Collecting Centres
GCOS	Global Climate Observing System
GDP	GOME Data Processor
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GHCN	Global Historical Climatology Network
GME	Global Model Extended
GMES	Global Monitoring of the Environment and Security
GOES	Global Observation Earth Satellite
GOE-SS	Group of Earth Observation – System of Systems
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPM	Global Precipitation Mission
GPS	Global Positioning System
GRAS	GPS Receiver for Atmospheric Sounding
GRM SAF	SAF on GRAS Meteorology
GTOPO	Global Topographic Data Set
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
HCP	Humidity Composite Product
HDF5	Hierarchical Data Format
HIRS	High Resolution Infrared Sounder
HLW	Layered water vapour
HQC	High Quality Check
HRPT	High Resolution Picture Transmission
HSH	Specific humidity and temperature at pressure levels
HTW	Vertical Integrated water vapour information
IASI	Infrared Atmospheric Sounder Interferometer
ICSU	International Council for Science
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
IMMT	International Maritime Meteorological Tape Format
IOP	Initial Operations Phase
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRW	Infrared Window
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
IT	Information Technology
JMA	Japan Meteorological Agency
KNMI	Koninklijk Netherland Meteorological Institute
LibRadTran	Library for Radiative Transfer
LSA SAF	SAF on Land Surface Analysis
LPW	Layered Precipitable Water Vapour
LUT	Look-up table
MCSS	Marine Climatological Summaries Scheme
MeteoSwiss	National Weather Service of Switzerland
METOP/ EUMETSAT	Meteorological Operational Satellite Program
MHS	Microwave Humidity Sensor
MIPAS	The Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (ENVISAT)
MLB	Modified Lambert-Beer
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectrometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalised Differential Vegetation Index
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service (USA)
NEXRAD	NOAA Next Generation Weather Radar

---

NILU	Norwegian Institute for Air Research
NIMBUS	Meteorological Research Satellites Series
NMHS	National Meteorological and Hydrological Service
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
NPOESS	National Polar-Orbiting Operational Environmental Satellite System
NPP	NPOESS Preparatory Program
NVAP	NASA Water Vapor Project
NVAP - NG	NASA Water Vapor Project New Generation
NWC SAF	SAF on Support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting
NWP	Numerical Weather Prediction
NWP SAF	SAF on Numerical Weather Prediction
O3M SAF	SAF on Ozone Monitoring
OLE	Operations Leading Entity
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
OSI SAF	SAF on Ocean and Sea Ice
PAR	Photosynthetic Active Radiation
PATMOS	Pathfinder Atmosphere
PMO	Port Meteorological Officers
POES	Polar Orbiting Environmental Satellites
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances
ppbv	parts per billion volume
pptv	parts per trillion volume
PSC	Polar Stratospheric Cloud
QBO	Quasi Biennial Oscillation
QC	Quality Control
RA VI	Regional Association VI of WMO
RCC	Regional Climate Centre
RDCC	Regional Dobson Calibration Centre
RM	Responsible Member
RMDCN	Regional Meteorological Data Communication Network
RMIB	The Royal Meteorological Institute Of Belgium
RMS	Root mean square
ROSE	Global 3D-Chemistry-Transport Model
RS90	Radiosonde Type
RTM	Radiative Transfer Model
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS
SAF	Satellite Application Facility
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAL	Surface Albedo
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet
ScaRaB	The Scanner for Radiation Budget
SCIAMACHY	Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography
SDL	Surface downward long-wave radiation
SDS	Scientific Data Stewardship
SEVIRI	Scanning Enhanced Visible and Infrared Imager
SHDOM	Spherical Harmonics Discrete Ordinate Model
SIS	Surface incoming short-wave radiation
SMAC	Simplified Method for Atmospheric Correction
SMHI	Swedish Meteorological Institute
SNL	Surface net long-wave radiation
SNS	Surface net short-wave radiation
SOL	Surface outgoing long-wave radiation
SRB	Surface radiation budget
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TCDR	Thematic CDR
TET	Emitter thermal radiative flux at the top of the atmosphere
TIS	Incoming solar radiative flux at the top of the atmosphere
TMI	The Tropical Rainfall Measuring Mission's (TRMM) Microwave Imager
TOMS	Total Ozone Mapping Sensor

---

TOVS	TIROS Operational Vertical Sounding
TPW	Total Precipitable Water Vapour
TRS	Reflected solar radiative flux at the top of the atmosphere
TRY	Test Reference Year
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UMARF	Unified Meteorological Archive and Retrieval Facility
UNEP	United Nations Environment Programme
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UNFCCC	United Nation Framework Convention on Climate Change
URL	Universal Resource Locator
UTC	Universal Time Co-ordinated
VAPIC	Water Vapor Profiling Inter-Comparison Campaign at SIRTA
VASClmO	Variability Analysis of Surface Climate Observations
VIRGO	Variability of Solar Irradiance and Gravity Oscillations
VOS	Voluntary Observing Ship
VOSClm	Voluntary Observing Ship Climate Subset Project
VTT	Technical Research Centre of Finland
WCRP	World Climate Research Program of WMO
WDC	World Data Centre
WDC-RSAT	World Data Centre for Remote Sensing of the Atmosphere
WMO	World Meteorological Organisation
WWW	World Wide Web

---

**Autorenverzeichnis**

<b>Name</b>	<b>Anschrift</b>	<b>E-Mail</b>
Dr. Bates, John J.	NCDC Asheville, NC 28801 – 5001 USA	john.j.bates@noaa.gov
Dr. Beck, Christoph	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	christoph.beck@dwd.de
Dr. Bissolli, Peter	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Dr. Bittner, Michael	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	michael.bittner@dlr.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Dr. Dewitte, Steven	Royal Meteorological Institute Belgium 3, bav: Circulaire B - 1180 Bruxelles/ Belgium	steven.dewitte@oma.be
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Dr. Dotzek, Nikolai	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	nikolai.dotzek@dlr.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Dr. Hollmann, Rainer	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	rainer.hollmann@dwd.de
Karlsson, Karl-Göran	Swedish Meteorological and Hydrological Institute Folksborgsvaegen 1 S - 60176 Norrköping/ Sweden	karl-goran.karlsson@smhi.se
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Albin-Schwaiger-Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	ulf.koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de

---

Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Dr. Meerkötter, Ralf	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen 82234 Weßling	ralf.meerkoetter@dlr.de
Meyer-Christoffer, Anja	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	anja.meyer-christoffer@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	gerhard.mueller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Dr. Schüller, Lothar	EUMETSAT Am Kavalleriesand 31 64295 Darmstadt/ Germany	schueller@eumetsat.de
Dr. Schulz, Jörg	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	joerg.schulz@dwd.de
Ullrich, Rolf	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	rolf.ullrich@dwd.de
Webs, Monika	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	monika.webs@dwd.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Kaiserleistr. 29/35 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de
Zöllner, Reinhard	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 76 20359 Hamburg	reinhard.zoellner@dwd.de

---

## Impressum

Deutscher Wetterdienst  
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring“  
Kaiserleistr. 29/35  
Postfach 10 04 65  
63004 Offenbach  
Stand Mai 2005

### Redaktion:

Martin Werscheck  
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing  
e-mail: patricia.willing@dwd.de

## Index

### A

Abstrahlung 15  
     *thermische* 15  
 aerosol climatology 58  
 Aerosole 17  
 Albedo 15, 22, 44, 56, 58, 64, 65  
     *broadband* 56, 57  
     *broadband TOA* 58  
     *kurzwellige* 15  
     *land surface* 64  
     *narrowband* 57  
     *planetary* 44  
     *sea ice* 65  
     *single scattering* 58  
     *surface* 56  
 Altweibersommer 107  
 archive 82  
     *common* 82

### B

Baseline Area 45  
 Bodenfeuchte 110  
 Bodentemperatur 106  
 Bow Echo 173

### C

calibration 12, 74  
 calibrations coefficients 83  
 centre 82  
     *operational* 82  
 Chlor 119  
 climate data record 74  
     *thematic* 74  
 climate data records 11, 89  
     *thematic* 89  
 Climate Variables 87, 89  
     *Essential* 87, 89  
 Cloud Cover 46  
 cloud droplet effective 51  
 Cloud Liquid Water Path 53  
 Cloud Mask 46  
 Cloud Optical Thickness 51  
 Cloud Phase 50  
 Cloud Top Temperature 49  
 Cloud Type 47  
 Comprehensive Large Array-data Stewardship System 7

### D

data records 37  
 data stewardship program 7  
 Derecho 173  
 Dobson-Absorptionskoeffizient 156  
 Downburst 171, 173

### E

Eisbildung 105  
 Eisheilige 101, 106, 107  
 Energiebilanz 15, 143  
 Energiehaushalt 143  
     *der Atmosphäre* 143  
 energy budget at the Top Of the earth's Atmosphere (TOA) 67  
 environmental data 9  
 Erwärmungstrend 160  
 Evapotranspiration 22  
 Extremniederschläge 137  
 Extremwertkarte 100

### F

Frostschäden 106  
 F-Skala 171  
 Full Operations Phase 54

### G

gauge-measuring error 168  
 GCOS principles 87  
 Gesamt ozonmessungen 155  
 Gesamt ozon-Spektrophotometer 154  
 Gewitter 101  
     *sommerliche* 101  
 Gewitterfallböen 171  
 Globalstrahlung 93  
 greenhouse gas 44, 73  
 Großtrombe 172

### H

Hagel 109, 137  
 Hagelschlag 107, 137  
 historical data sets 88  
 Hitzewelle 23  
 Hundstage 107  
 hydrological cycle 73, 188

### I

inter-calibration 12, 74

### J

Jetstream 120

### K

Kalibriersystem 154  
     *globales* 154  
 Kondensationskeime 17  
 Kulisseneffekte 29

### M

Mesozyklone 173  
 Messnetz Dobson 154

**N**

Naturkatastrophen 98  
 neural network algorithms 76  
 Niederschlag 93  
 Niederschlagshöhe 94  
     *Tornado 95*  
     *unterdurchschnittliche 94*  
 Nowcasting 32  
 Nullschicht 120

**O**

optimum interpolation 77  
 Orkanböe 109  
 Ostwindperiode 129  
     *sommerliche 129*  
 Ostwindperioden 129  
     *sommerliche 129*  
 Ostwindzirkulation 131  
 Ozon 16, 20  
     *stratosphärische 20*  
 Ozonabbau 16  
 Ozon-Höhenverteilung 118  
 Ozonloch 16, 121  
     *antarktische 121*  
 Ozonmessnetz 155  
 Ozonopause 119  
 Ozonschichtdicke 118  
     *mittlere 118*  
 Ozonschicht-Temperatur 156  
 Ozontrend 21

**P**

Photosmog 16  
 Pilzinfektion 109  
 precipitable water 75  
     *Layered 75*  
     *Total 75*  
 Precipitation Normals 164  
     *Monthly 164*  
 precipitation total 188  
     *mean monthly 188*  
 precipitation-data 181  
     *Globally gridded 181*

**R**

radiation 67  
 radiosonde 79  
 Radiosondendaten 150  
 relative humidity 75  
 reprocessing 9  
 re-processing 88

**S**

Satellitenwetter 149  
 Schneedecke 101  
 Scientific Data Stewardship 8, 10  
 solar incoming radiation 56

solar radiation 67  
     *incoming 67*  
     *reflected 67*  
 Sommertag 101  
 Sommertage 159  
 Sonnenschein 93  
 Sonnenscheindauer 93  
 Sonnenstrahlung 200  
     *diffuse 200*  
     *direkte 200*  
 split-window 23  
 Starkregen 109  
 Stickoxide 16  
 Strahlungsantrieb 20  
 Strahlungsbilanz 17, 147  
 Strahlungshaushalt 24  
 Strahlungsmessnetz 200  
 Stratosphärenwolken 16  
 Sturmflut 104  
 Sturmtief 104  
 Südpolarwirbel 121  
 sunglint 47  
 Superzelle 173  
 Superzellentornados 173  
 surface albedo 56  
 surface outgoing longwave 56  
 surface downwelling longwave radiation 56  
 surface radiation budget 55  
 Surface radiation fluxes 58  
 Surface Radiation Network 60

**T**

Tagesniederschlag 159  
 Testreferenz- jahre 199  
 Thermopluviogramm 93  
 thresholding technique 46  
     *multi-spectral 46*  
 Tornado 104, 107, 171  
 Tornado-Häufigkeit 174  
 Total Precipitable Water 150  
 Treibhauseffekt 19, 20, 22  
 Tromben 171  
 Tropopause 119, 120  
     *thermische 119, 120*  
 Tropopausenbrüche 119  
 Tropopausenhöhe 118, 120  
 T-Skala 171

**U**

Unwetterereignisse 98, 137

**V**

Vegetationsindex 23  
 Vegetationsperiode 106  
 Vegetationsruhe 109  
 Voluntary Observing Ships 193

**W**

- Wärmestrahlung 200
  - terrestrische* 200
- Wasserdampf 19
- Wasserhosen 172
- Wassertemperatur 105
- Water vapour 73
- web user interface 82
- Weltdatenzentrums für Fernerkundung 14
- Westwindzirkulation 129
- Wetterlagenklassen 122
- Wetterlagenklassifikation 122
  - objektive* 122
- Windhosen 172
- Witterungsverlauf 94, 199
  - charakteristischen* 199
- Wolkenfelder 29
  - synthetischer* 29
- Wolkenklimatologie 24
  - Europäische* 24

**Z**

- Zirkulationsmuster 20
  - großräumige* 20
- Zyklus 119
  - solar* 119

## Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2003

### *KSB 1997*

**Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-**  
P. Hechler

**Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland**  
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

**Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997**  
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

**Deutsche Küstengebiete**  
A. Lefebvre

**Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwassers im Juli 1997**  
T. Fuchs, J. Rapp

**Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997**  
G. Malitz, T. Schmidt

**Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD**  
B. Rudolf

**Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**  
H. Nitsche

**Entwicklung des atmosphärischen Ozons**  
H. Claude, U. Köhler

**Objektive Wetterlagenklassifikation**  
E. Dittmann

**Phänologie**  
W. Trampf, W. Janssen

**Klima aus erster Hand**  
S. Rösner

**Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke**  
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

**The Use of Satellite Data for Climatological Applications: The Satellite Application Facility on Climate Monitoring**  
P. Hechler, M. Werscheck

### *KSB 1998*

**Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa**  
G. Jendritzky

**Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland**  
J. Rapp

**Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997**  
A. Walter, C.-D. Schönwiese

**Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)**  
G. Müller-Westermeier

**Die Witterung in Deutschland**  
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

**Die Witterung in deutschen Küstengebieten**  
Ch. Lefebvre

**Die phänologische Entwicklung**  
W. Trampf, W. Janssen

**Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**  
H. Nitsche

**Entwicklung der Ozonschicht**  
H. Claude, W. Steinbrecht

**Objektive Wetterlagenklassifikation**  
P. Bissolli, E. Dittmann

**Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa**  
B. Rudolf

**Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme**  
B. Rudolf, J. Rapp

**Starkniederschläge im Oktober**  
T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

**Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98**  
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

**Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography**  
G. Müller-Westermeier

**Das Bioklima in Deutschland**

G. Jendritzky

**KSB 1999****Orkantief „Anatol“ vom 3./4. Dezember 1999**

Ch. Lefebvre

**Orkantief Lothar vom 26.12.1999**

G. Müller-Westermeier

**Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren**

U. Otte

**Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee**

T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf

**Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen**

G. Malitz

**Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?**

P. Bissolli

**Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)**

G. Müller-Westermeier

**Thermopluviogramm**

E. Dittmann

**Die Witterung in Deutschland**

G. Müller-Westermeier, G.Czeplak

**Die Witterung in den deutschen Küstengebieten**

Ch. Lefebvre

**Die agrarmeteorologische Situation**

F.-J. Löpmeier

**Die phänologische Entwicklung**

W. Trampf

**Entwicklung der Ozonschicht**

H. Claude

**Objektive Wetterlagenklassen**

P. Bissolli, E. Dittmann

**Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**

H. Nitsche

**Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa**

B. Rudolf

**Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten**

A. Menzel

**Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend‘ in der Klimadiagnose**

J. Rapp

**Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?**

F.-W. Gerstengarbe, H. Österle, P. C. Werner

**Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft**

G. Berz

**Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**

E. Dittmann

**The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Pre-cipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)**

S. Rösner

**Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring**

P. Hechler

**KSB 2000****Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg**

U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

**Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen**

H. Steinhagen

**Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes**

H. Nitsche

**Geschichte der Aerologie in Deutschland**

H. Nitsche, A. Jaeger

**Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961**

H. Nitsche

**Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen**

A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

**Austausch von Luftmassen durch die Tropopause**

Ebel, J. Kowol-Santen

**Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem**

K. Labitzke

**Trends in der Meso- und Thermosphäre**

J. Bremer

**Die Witterung in Deutschland**

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

**Die Witterung in den deutschen Küstengebieten**

Ch. Lefebvre

**Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990**

R. Ullrich, J. Rapp

**Die agrarmeteorologische Situation**

F.-J. Löpmeier

**Die phänologische Entwicklung**

W. Trampf

**Entwicklung der Ozonschicht**

H. Claude

**Objektive Wetterlagenklassen**

P. Bissolli, E. Dittmann

**Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**

H. Nitsche

**Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**

B. Rudolf

**Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland**

Th. Günther, H. Matthäus

**Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa**

T. Fuchs

**Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)**

**Das Andauerverhalten der Schneedecke**

M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

**Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste**

P. Hupfer, B. Tinz

**Langfristige Abnahme der Globalstrahlung**

S. Trepte, P. Winkler

**Vulkanismus und Klima**

P. Bissolli

**Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen**

J. Rapp

**Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOS-CLIM)**

V. Wagner

**The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe**

S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

**CM-SAF Training Workshop in Dresden**

P. Hechler

**Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2**

G. Müller - Westermeier

***KSB 2001***

**Das Klima in Deutschland**

G. Müller-Westermeier

**Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten**

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

**Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert**

P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

**Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert**

P. Bissolli

**Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre**

H. Nitsche

**Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert**

H. Escher-Vetter

- Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts**  
A. Menzel, A.-J. Testka
- Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen**  
B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich
- Verteilung der mittleren Niederschlags-höhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990**  
B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider
- Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe**  
G. Malitz, H. Ertel
- Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4**  
A. Hense, H. Paeth, S. Klink
- Klimatrends in Deutschland**  
G. Müller-Westermeier
- Die Witterung in Deutschland**  
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis
- Das Klima in den deutschen Küstengebieten**  
Ch. Lefebvre
- Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990**  
R. Ullrich
- Die agrarmeteorologische Situation im Jahr**  
F. - J. Löpmeier
- Die phänologische Entwicklung im Jahr**  
G. Müller-Westermeier
- Entwicklung der Ozonschicht**  
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler
- Objektive Wetterlagenklassen**  
P. Bissolli, E. Dittmann
- Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**  
H. Nitsche
- Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**  
B. Rudolf
- Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert**  
J. Rapp
- Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert**  
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle
- Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung**  
G. Müller-Westermeier
- Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000**  
H. Schmidt
- Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste**  
P. Hupfer, B. Tinz
- Extremwertkarte des 20. Jahrhundert**
- Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert**  
Ch. Lefebvre
- Die Säkulare Klimareihe von Potsdam**  
A. Lehmann
- Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000**  
U. Wendling
- Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg**  
W. Fricke, M. Kronier
- Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Bodendürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.**  
J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin
- Niederschlagsanalyse zum Wechselhochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997**  
T. Fuchs, B. Rudolf
- Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3**  
E. Dittmann
- The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European cooperation**  
P. Hechler, V. Vent-Schmidt

**KSB 2002**

**Perspektiven der Klimamodellierung**  
U. Cubasch

- Jahreszeitevorschagen im Deutschen Wetterdienst**  
P. Becker
- Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele**  
Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch
- Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen**  
B. Tinz
- Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht**  
W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler
- Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten**  
P. Bissolli, E. Dittmann
- Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services**  
P. Hechler
- Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst**  
**T. Steinkopff**
- Historische Daten als Beitrag zur Klimavorhersage**  
V. Wagner
- Die Witterung in Deutschland**  
G. Müller-Westermeier, W. Riecke
- Das Klima in den deutschen Küstengebieten**  
Ch. Lefebvre
- Die agrarmeteorologische Situation**  
F. - J. Löpmeier
- Die phänologische Entwicklung**  
G. Müller-Westermeier
- Entwicklung der Ozonschicht**  
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler
- Objektive Wetterlagenklassen**  
P. Bissolli, E. Dittmann
- Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**  
H. Nitsche
- Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
- B. Rudolf  
**Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland**  
Ch. Lefebvre
- Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002**  
Ch. Lefebvre, G. Müller-Westermeier
- Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?**  
J. Grieser, C. Beck
- Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland**  
L. Zimmermann, H. Barteis, B. Dietzer, F.M. Albrecht
- Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?**  
W. Fricke
- Das Jahrhunderthochwasser der Eibe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte**  
B. Rudolf, J. Rapp
- DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm**  
L. Schanz
- DEKLIM - Bereich "Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit"**  
R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter
- DEKLIM - Bereich "Regionale Prozessstudien im Ostseeraum"**  
D. Jacob
- DEKLIM - Bereich "Paläoklima"**  
R. Schneider
- DEKLIM- Bereich " Klimawirkungsforschung"**  
B. Schuchardt, R. Birner
- Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**  
E. Dittmann
- Die Bioklimakarte von Deutschland**  
A. Grätz
- Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen**  
S. Rösner

## **KSB 2003**

### **Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick**

W. Oschmann

### **Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit (126.000 – 115.000 Jahre vor heute)**

T. Litt

### **Das Klima der letzten 11.000 Jahre**

R. Schneider, G. Lohmann

### **Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland**

R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl

### **Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes**

Ch. Polte-Rudolf

### **Die Witterung in Deutschland**

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

### **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**

Ch. Lefebvre

### **Die agrarmeteorologische Situation**

F. - J. Löpmeier

### **Die phänologische Entwicklung**

**G. Müller-Westermeier**

### **Entwicklung der Ozonschicht**

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

### **Objektive Wetterlagenklassen**

P. Bissolli, E. Dittmann

### **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**

H. Nitsche

### **Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**

B. Rudolf

### **Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland**

C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas

### **Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003**

B. Rudolf

### **Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität**

Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel

### **Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit**

Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff

### **Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht**

F. J. Löpmeier

### **RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres: Further steps to improve climate services**

P. Hechler

### **CM-SAF Initial Operations started**

P. Hechler, M. Werscheck

### **The GSNMC – an update**

S. Rösner