

# **Wissenschaftliche Mitteilungen**

aus dem  
**Institut für Meteorologie der Universität Leipzig**



ISBN 978-3-9814401-2-6

---

**Meteorologische Arbeiten (XIX) und  
Jahresbericht 2013 des Instituts für  
Meteorologie der Universität Leipzig**

**Hrsg.: Armin Raabe**

**Leipzig 2014**

**Band 52**



<b>V. Barlakas, A. Macke, M. Wendisch, A. Ehrlich</b> Implementation of polarization in a 3D Monte Carlo Radiative Transfer Model	.....1
<b>F. Finger, F. Werner, M. Klingebiel, M. Wendisch, S. Borrmann</b> Collocated Airborne Measurements of Radiative Properties of Cirrus Layers	.....15
<b>F. Lilienthal, Ch. Jacobi</b> Comparison of QTDW amplitudes and phases over Collm based on two different analyses	.....25
<b>Ch. Jacobi</b> Zonal prevailing wind trends derived from combined low-frequency and VHF meteor radar wind measurements in the lower thermosphere over Collm (51.3°N, 13.0°E)	.....35
<b>Ch. Jacobi, B. Nikutowski, J. Hein, C. Unglaub, Ch. Erhardt, R. Brunner, G. Schmidtke</b> Solar activity and ionospheric response as seen from combined SolACES and SDO-EVE solar EUV spectra.	.....49
<b>A. Raabe, M. Wilsdorf, M. Barth</b> Maximum Possible Precipitation over a low mountain range (dt.)	.....57
<b>Jahresbericht des Instituts für Meteorologie 2013</b>	.....75



# Implementation of polarization into a 3D Monte Carlo Radiative Transfer Model

V. Barlakas<sup>1</sup>, A. Macke<sup>2</sup>, M. Wendisch<sup>1</sup>, A. Ehrlich<sup>1</sup>

1) *Leipzig Institute for Meteorology, Stephanstr. 3 04103 Leipzig,*  
*E-Mail: [vasileios.barlakas@uni-leipzig.de](mailto:vasileios.barlakas@uni-leipzig.de)*

2) *Leibniz-Institute for Tropospheric Research, Permoserstr. 15 04318 Leipzig*

## Abstract

Non-spherical particles scatter and polarize solar radiation depending on their shape, size, chemical composition and orientation. In addition, such information is crucial in radiative transfer modeling. Therefore, in this study, the implementation of polarization into a three-dimensional radiative transfer model is introduced and its validation through benchmark results. The model is based on the statistical Monte Carlo method (in the forward scheme) and takes into account multiple scattering and the polarization states of the monochromatic radiation. It calculates column-response pixel-based polarized radiative densities for 3D inhomogeneous cloudy atmospheres and is hence best suited for use in remote sensing applications. To this end, the model can be used to explore the potential of remote sensing techniques which distinguish between spherical and non-spherical particles on the one side and coarse mode dust particles and ice particles on the other side.

## Zusammenfassung

Nicht-sphärische Partikel streuen und polarisieren die solare Strahlung in Abhängigkeit ihrer Form, chemischen Zusammensetzung sowie Orientierung. Diese Informationen sind zudem auch entscheidend für Strahlungstransportmodelle. Deshalb wird in dieser Studie die Integration der Polarisation in ein dreidimensionales Strahlungstransportmodell vorgestellt und anhand von Bezugswerten validiert. Das Modell basiert auf einer statistischen Monte Carlo Methode (Vorwärtsrechnungen) und beachtet zudem die Mehrfachstreuungsprozesse sowie den Polarisationsstatus der monochromatischen Strahlung. Es berechnet säulenweise und pixelbasiert polarisierte Strahldichten einer dreidimensionalen inhomogenen wolkigen Atmosphäre und ist somit bestens für Anwendungen im Fernerkundungsbereich geeignet. Abschließend ist dieses Modell dazu geeignet, das Potential von Fernerkundungstechniken zu erkennen, die zur Unterscheidung von sphärischen und nicht-sphärischen Partikeln sowie groben Staubpartikeln und Eiskristallen entwickelt wurden.

## 1. Introduction

Non-spherical particles are known to have a considerable impact on climate (Liou 1986; Kaufman et al., 2002; IPCC, 2007). They scatter and change the polarization state of solar radiation depending on their shape, size, chemical composition and orientation. Even though this relationship is rather complex, its knowledge is the prior condition for the interpretation of remote-sensing measurements. Additionally, the comprehensive investigation of ground-based and airborne-based passive radiometric and polarized measurements require a vector radiative transfer model that accounts for multiple scattering and polarization. Thus, in the present study, we introduce a new polarized model based on the forward Monte Carlo method that exactly simulates 3D radiative transfer processes in arbitrary complex scattering and absorbing media (i.e. clouds). Validations of the code against different benchmark results are also presented.

## 2. Methodology

The three-dimensional (3D) radiative transfer model at the Institute for Marine Research at the University of Kiel (UNIK) is the scalar model used for the purpose of this study (Macke, 1994). The model is based on the statistical forward Monte Carlo method and its main purpose is to calculate column-response pixel-based radiative densities for 3D inhomogeneous cloudy atmospheres. For this study, the model has been extended to take into account the polarization state of the monochromatic radiation due to multiple scattering by randomly oriented non-spherical particles, i.e. coarse mode dust particles and ice particles.

### 2.1. Model description

Following the comprehensive description by Cashwell and Everett (1959), the original scalar MC-UNIK model is considered to be a 3D Cartesian domain with a cellular structure, in which individual photons are traced until they either leave the scattering domain or are fully absorbed.

The 3D domain is divided into grid-boxes with indices  $(i, j, k)$  and geometrical dimensions along  $x$ -,  $y$ -, and  $z$ -direction. Each grid-box is characterized by a volume extinction coefficient  $\beta(i, j, k)$  a scattering phase function  $P(\Theta, I, j, k)$  with scattering angle  $\Theta$ , and a single scattering albedo  $\omega_o$  (see Fig. 1).

Directions are specified by means of an azimuth and zenith angle. The azimuth angle  $\varphi$  is measured clockwise when looking upwards and the zenith angle  $\theta$  is the angle with respect to the downward normal. Additionally, free path lengths and scattering directions are simulated as outlined in Marchuk et al., (1980) by random number processes with Lamberts law of attenuation and the scattering phase function as the probability density functions for the free path length and the scattering direction.

Simulation begins with a photon entering randomly on the top layer  $(i, j, k_{max})$  of the model domain. Each photon is characterized by a weight, whose value is set initially to unity. Its position is uniformly distributed with a propagation specified by the solar zenithal and azimuth angle  $(\theta_o, \varphi_o)$  and direction described by the direction cosines:

$$k_{in}^x = \sin \theta_o \cos \varphi_o$$

$$k_{in}^y = \sin \theta_o \sin \varphi_o \tag{1}$$

$$k_{in}^z = \cos \theta_o$$

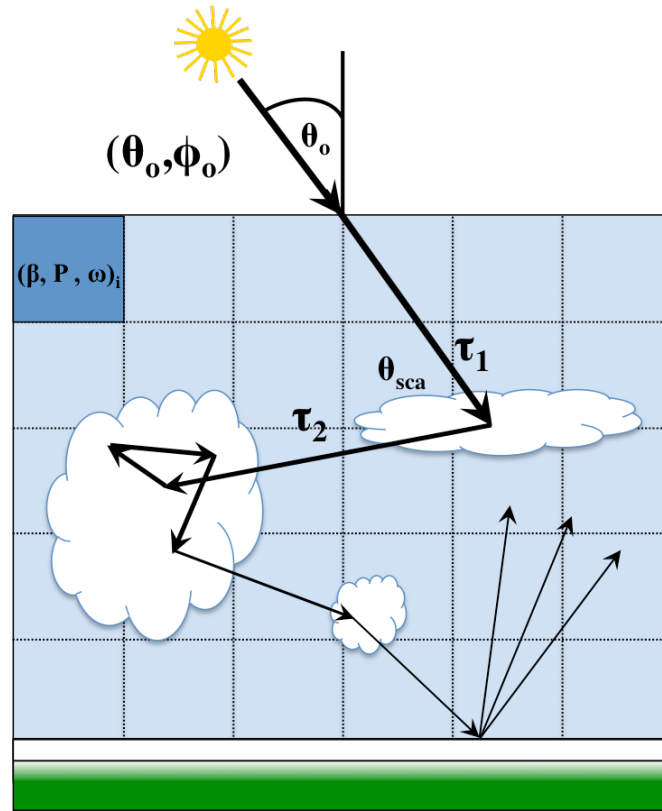


Fig. 1: Scheme of photon path within the 3D domain of the Monte Carlo radiative transfer model.

Photons are traced from the starting point on one grid-box surface to the intersection with the nearest neighbour grid-box surface as illustrated in Fig. 2, as described in Macke et al. (1999). This procedure is repeated 1 times until the cumulated optical thickness

$$\tau_{cum} = \sum_l \beta(i, j, k) t_l, \tag{2}$$

exceeds the randomly chosen (exponentially distributed) optical thickness  $\tau_{rand}$ .  $t_l$  stands for the step lengths within the individual grid-boxes. Subsequently, the photon steps backward by

$$t_{back} = (\tau_{cum} - \tau_{rand}) / \beta(i, j, k), \tag{3}$$

to ensure that the total photon path exactly matches the  $\tau_{rand}$ .

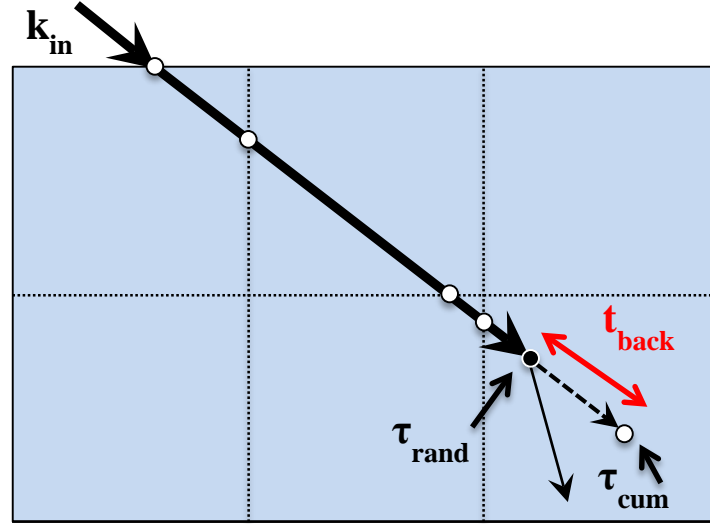


Fig. 2: Illustration of photon tracing within a regular array of cloud boxes.

The MC radiative transfer model directly simulates the scattering events. After travelling a certain path inside the domain a scattering event takes place and the new direction of the photon  $k_{out} = (k_x, k_y, k_z)_{out}$  is calculated by the preceding direction and the scattering zenith and azimuth angles described in Marchuk et al. (1980), Chapter 2.2. In the scalar scheme, the scattering azimuth angle is uniformly distributed between  $[0, 2\pi]$  and the scattering zenith angle is randomly chosen from the precalculated cumulative probability density function according to

$$S_{i-1} < R < S_i \text{ with } S_i = \sum_{j=1}^i P(\theta_j) \Delta\Omega(\theta_j) \quad (4)$$

Where  $\Delta\Omega(\theta_j)$  is the solid angle interval corresponding to a finite scattering angle interval  $[\theta_{i,min}, \theta_{i,max}]$  and  $R$  stands for a random number uniformly distributed between 0 and 1. The exact scattering angle is then interpolated by

$$\theta = \theta_{i,min} + t \cdot \theta_{i,max} \text{ with } t = \frac{R - S_{i-1}}{S_i - S_{i-1}}. \quad (5)$$

In addition, absorption is taken into account by multiplying the initial photon weight by the single scattering albedo, whenever a scattering event occurs, and the surface contribution is calculated assuming a Lambertian surface (isotropic reflection).

In order to grant precise radiance calculations for each wavelength the so-called Local Estimate Method (LEM) has been applied (Collins et al., 1972; Marchuk et al., 1980; Marshak et al., 2005). The LEM accounts the probability that the photon is scattered into the direction of the sensor at each scattering process. It also calculates the attenuation along the optical thickness ( $\tau$ ) between the scattering location and the detector. It is described by:

$$w = \omega_o P(\theta_{inc,det}) \frac{\exp(-\tau)}{\cos\theta_{det}}. \quad (6)$$



Where  $\theta_{inc,det}$  is the scattering angle between the incident direction and the direction of the detector,  $\theta_{det}$  is the zenithal angle of the detector, and  $\omega_o$  is the single scattering albedo. The division by  $\cos\theta_{det}$  is to account for the slant area in the radiance definition.

Finally, when the simulation ends, the normalized radiance is computed by:

$$I = \pi \frac{E(i,j)}{\mu_o F_o}, \quad (7)$$

where  $\mu_o F_o$  is the incoming solar flux and  $E$  the radiance. The statistical errors of the fluxes and radiances are given by  $1/\sqrt{n}$ , where  $n$  is the number of photons (Macke et al. 1999).

## 2.2. Polarized Monte Carlo model

The conventional approach to handle polarization dates back to Sir George Gabriel Stokes. In 1952, he discovered that the polarization behaviour of the electromagnetic wave could be represented by real observables. This resulted in the Stokes vector, defined by four quantities  $S = (I, Q, U, V)$ , each of them carrying the units of irradiance ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (Stokes, 1852). The latter allows the Stokes vector to describe the intensity and the state of polarization and it can be simply included to the radiative transfer theory.

The Stokes parameters are defined by the components of the electromagnetic field (e.g. Chandrasekhar, 1960; van de Hulst, 1957; Hansen and Travis, 1974; Liou, 2002; Mishchenko et al., 2002):

$$I = E_l E_l^* + E_r E_r^*, \quad (8)$$

$$Q = E_l E_l^* - E_r E_r^*, \quad (9)$$

$$U = E_l E_r^* + E_r E_l^*, \quad (10)$$

$$V = i(E_l E_r^* - E_r E_l^*). \quad (11)$$

Where  $E_l$  and  $E_r$  are two orthogonal electric field components parallel and perpendicular to the direction of propagation respectively, the asterisk stands for the conjugate value, and  $i = \sqrt{-1}$ . The first component of the Stokes vector,  $I$ , gives the total irradiance,  $Q$  and  $U$  describe the linear polarization and the circular polarization is given by  $V$ . Furthermore, the Stokes parameters are defined such that the local meridian plane acts as a plane of reference (Chandrasekhar, 1960) defined by the propagation direction (i.e. incident and scattered) of the photon and the vertical direction –  $z$ -axis.

In the following, we present the implementation of polarization in the MC model. To begin with, in the vector approach the scalar weight is replaced by the Stokes weight. The incident photon is supposed to be initially unpolarized and the corresponding weight is  $S = (1,0,0,0)$ .

Another important difference in the vector scheme concerns modifications in the scattering description. For many scattering problems (i.e. scalar radiative transfer theory, and randomly oriented particles), the phase function  $P$ , which represents the relative angular distribution of the scattered direction (Wendisch et al., 2012), is

sufficient to describe thoroughly the scattering behaviour dependent only on the scattering angle with respect to the incident direction. However, polarization introduces an anisotropy on the scattering direction since it depends on the frame of reference. The scattering geometry is illustrated in Fig 3. For polarization problems (anisotropic scattering), the interaction between a photon and a particle is described by a 4x4 matrix, the so-called phase matrix. Considering an ensemble of randomly oriented particles the number of matrix elements could be reduced to six (van de Hulst, 1980):

$$P(\Theta) = \begin{pmatrix} P_{11}(\Theta) & P_{12}(\Theta) & 0 & 0 \\ P_{12}(\Theta) & P_{22}(\Theta) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33}(\Theta) & P_{34}(\Theta) \\ 0 & 0 & -P_{34}(\Theta) & P_{44}(\Theta) \end{pmatrix}, \quad (12)$$

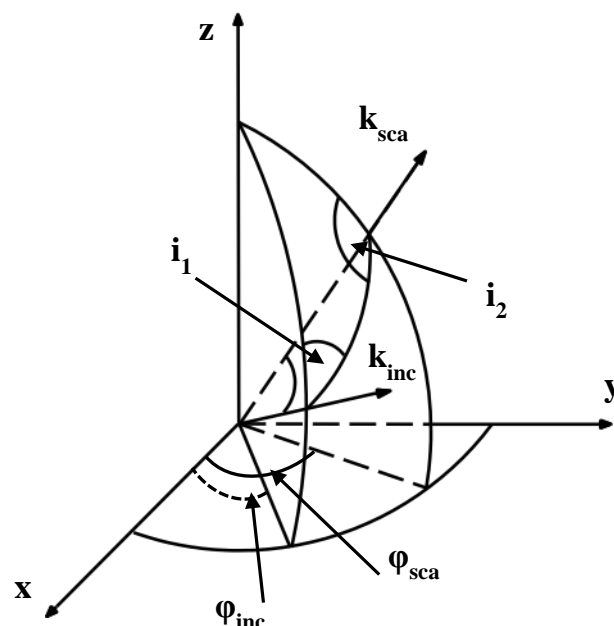


Fig. 3: The geometry of anisotropic scattering: incident  $k_{inc}$  and scattered  $k_{sca}$  directions.  $i_1$  and  $i_2$  are the rotation angles, and  $\varphi_{inc}$  and  $\varphi_{sca}$  are the azimuth angles of the incident and scattered directions respectively (Mishchenko et al., 2002).

The latter is defined with respect to the scattering plane, determined by the incident and the scattering directions. In addition, it relates the Stokes parameters linked to the two directions, specified with respect to their reference planes (Mishchenko et al., 2002). Hence, in order to derive the scattered Stokes vector  $S_{sca} = (I, Q, U, V)_{sca}$  with respect to its plane of reference (plane containing the scattered and the vertical direction) one has to transform the incident Stokes vector  $S_{inc} = (I, Q, U, V)_{inc}$  to the scattering plane so that the phase matrix multiplication can be carried out. Finally, the scattered Stokes vector is given by:

$$S_{sca} = R(\pi - i_2)P(\Theta)R(-i_1)S_{inc} = Z(\theta_{inc}, \varphi_{inc}, \theta_{sca}, \varphi_{sca})S_{inc}, \quad (13)$$

where  $Z$  is the transformation matrix that describes the scattering procedure,  $i_1$  and  $i_2$  are the rotation angles, the subscripts *inc* and *sca* stands for the incident  $k_{inc} = (\theta_{inc}, \varphi_{inc})$  and the scattered directions  $k_{sca} = (\theta_{sca}, \varphi_{sca})$  and  $R(i)$  is the rotation matrix:

$$R(i) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2i & \sin 2i & 0 \\ 0 & -\sin 2i & \cos 2i & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad (14)$$

The rotation angles can be computed from  $k_{inc}$  and  $k_{sca}$  using spherical trigonometry (Mishchenko et al., 2002):

$$\cos i_1 = \frac{\cos \theta_{sca} - \cos \theta_{inc} \cos \Theta}{\pm \sin \theta_{inc} \sin \Theta} \quad (15)$$

$$\cos i_2 = \frac{\cos \theta_{inc} - \cos \theta_{sca} \cos \Theta}{\pm \sin \theta_{sca} \sin \Theta} \quad (16)$$

$$\cos 2i_{1,2} = 2 \cos^2 i_{1,2} - 1 \quad (17)$$

$$\sin 2i_{1,2} = 2 (1 - \cos^2 i_{1,2})^{1/2} \cos i_{1,2} \quad (18)$$

The sign  $\pm$  depends on the difference  $(\varphi_{sca} - \varphi_{inc})$ , and one should take limits when the dominator of the above equations becomes zero.

As we already mentioned, for polarization problems, the transformation matrix and not just the phase function describes the scattering behaviour. However, we use the phase function as the probability density function to obtain the scattering angle  $\Theta$  and a randomly chosen angle (between 0 and  $2\pi$ ) to derive the scattering azimuth angle. We could let this happen by applying the following correction:

$$S_{sca} = P_{11}^{-1} Z S_{inc}, \quad (19)$$

In other words, in a case of scattering event we can sample  $\Theta$  from the phase function, but we need to replace the transformation matrix  $Z$  with a reduced matrix  $P_{11}^{-1} \cdot Z$ . This method is called biased-sampling method or importance sampling method. For further information about this method the reader is referred to the literature (Collins et al. 1972; Kattawar, 1978; Marchuk et al. 1980).

### 3. Model validation

Benchmark results have been provided by plenty comparisons including Coulson et al. (1960), Garcia and Siewert (1986, 1989), Mishchenko (1991), de Haan et al. (1987), Natraj et al. (2009) among others. However, in this study we validate our polarized Monte Carlo radiative transfer model through Kokhanovsky et al. (2010) and Wauben and Hovenier (1992).

For a Rayleigh and aerosol layer we compared our model through Kokhanovsky et al. (2010). The benchmark results have been generated using SCIATRAN (Rozanov et al., 2005, 2006) which is a software package based on the discrete ordinates method.

Simulations were conducted for a homogeneous plane-parallel layer assuming a cloud optical thickness of 0.3262, a single scattering albedo of 1, and a black underlying surface (the surface albedo equals to 0, i.e. ideal absorbing) for both cases.

The Rayleigh phase matrix was given without the depolarization factor as in Eq. (20), and the aerosol phase matrix was calculated using Mie theory (Mie, 1908) at  $\lambda=412$  nm. The phase matrices are shown in Fig. 4.

$$P_R(\Theta) = \frac{3}{4} \begin{pmatrix} 1 + \cos^2\Theta & \cos^2\Theta - 1 & 0 & 0 \\ \cos^2\Theta - 1 & 1 + \cos^2\Theta & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 2\cos\Theta & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\cos\Theta \end{pmatrix}, \quad (20)$$

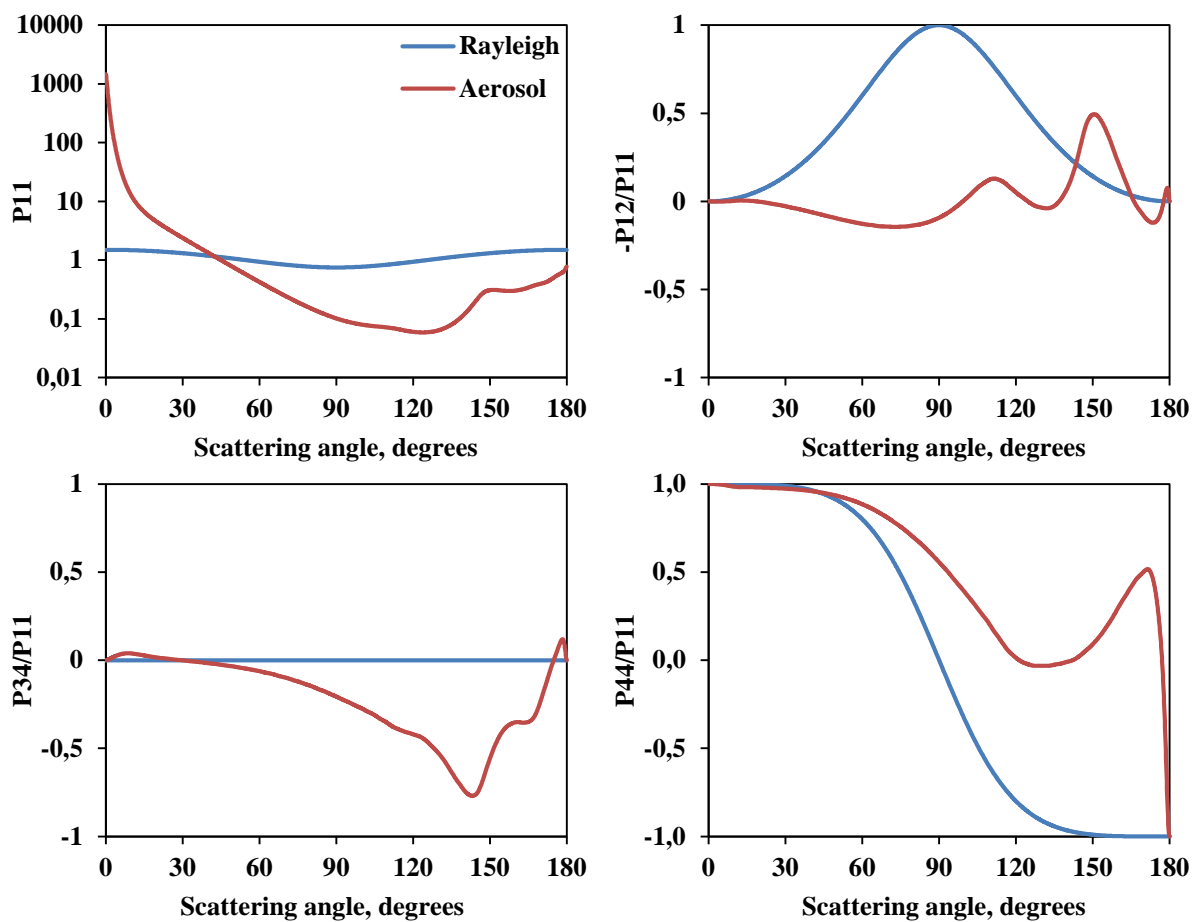


Fig. 4: Phase matrix elements for the aerosol case and for the Rayleigh scattering.

In Fig. 5 we present the normalized Stokes vector for the transmitted,  $S_T = (I_T, Q_T, U_T, V_T)$ , and reflected,  $S_R = (I_R, Q_R, U_R, V_R)$ , diffuse radiation pertaining to a solar zenith angle of  $60^\circ$ , relative azimuth angles between radiance and incident directions (RRA) of  $0^\circ$ ,  $90^\circ$  and  $180^\circ$  and different view zenith angles (VZA). Note here that a relative azimuth angle of RRA =  $0^\circ$  corresponds to the exact backward scattering.

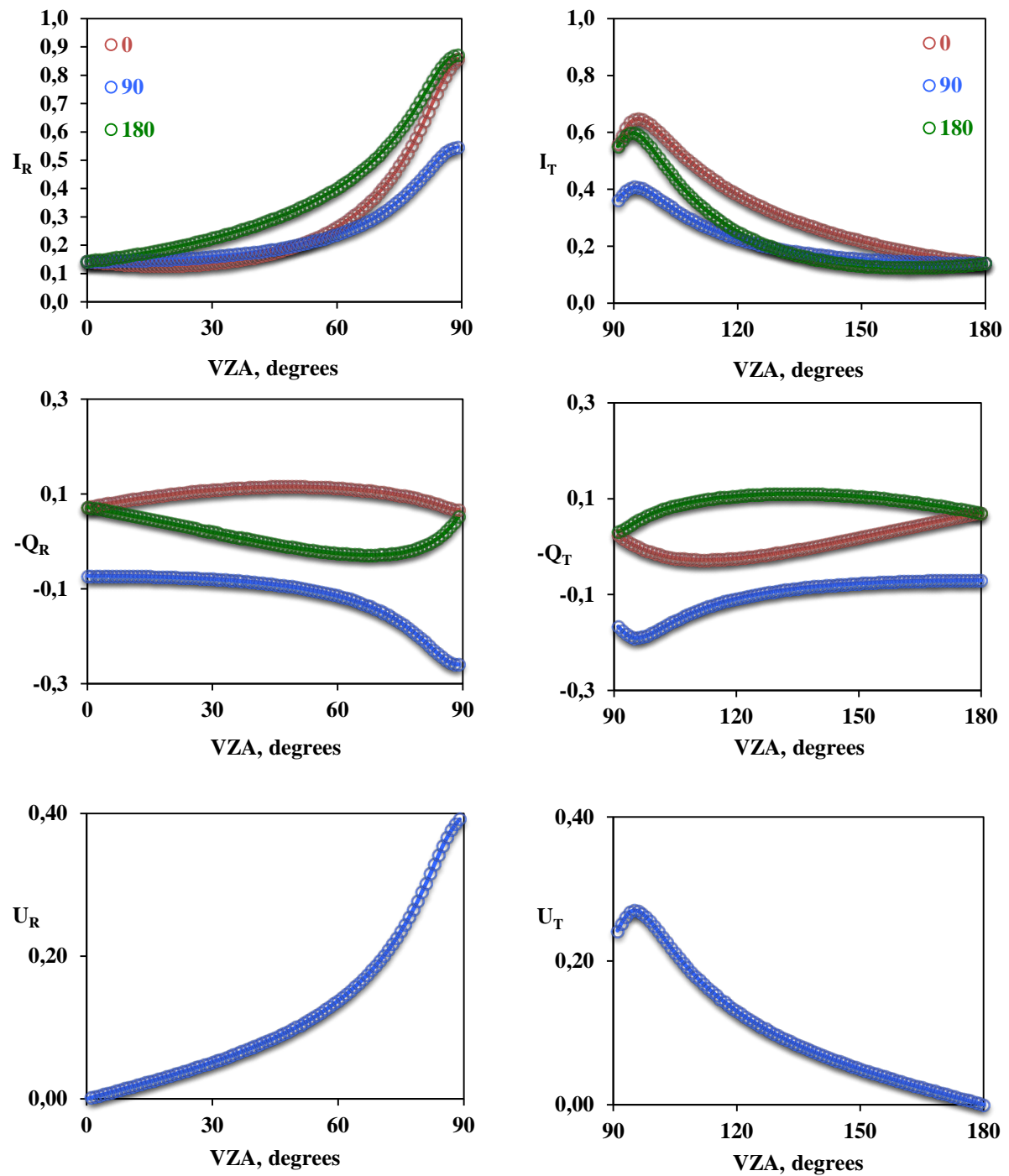


Fig. 5: The normalized Stokes vector for the Rayleigh layer in the reflected and transmitted radiation (line – SCIATRAN, circles – polarized MC). The solar zenith angle is  $60^\circ$  the RRA are  $0^\circ$ ,  $90^\circ$  and  $180^\circ$  and measured counter clock-wise.

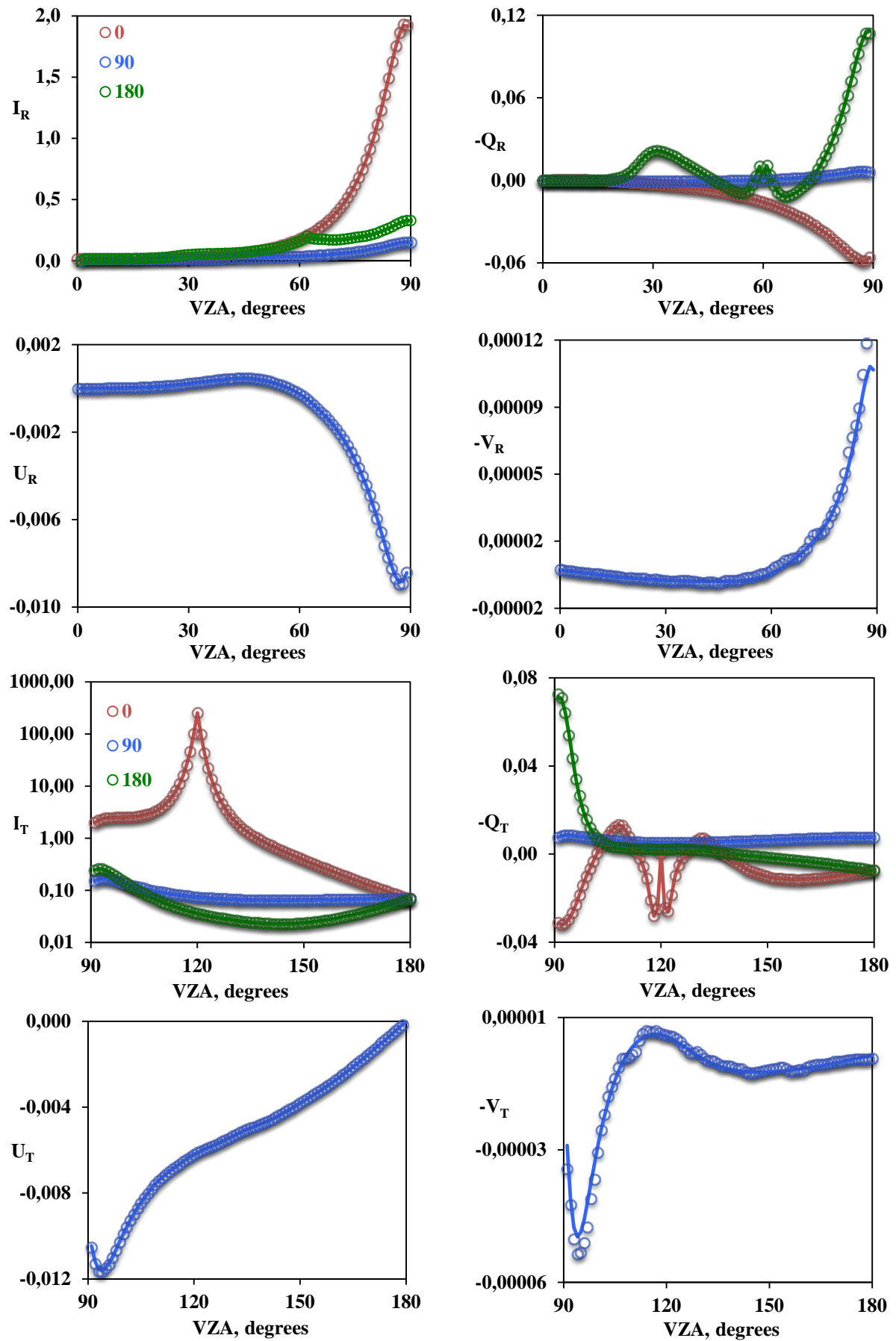


Fig. 6: The same as in Fig. 5 but for the aerosol layer.

The relative differences of our results for the first three components of the Stokes vector as correlated to the benchmark results were also calculated. Where the values of the Stokes components tend to zero are ignored as they can lead to large values of the relative difference. There is an excellent agreement between the polarized MC model and the output from SCIATRAN for the molecular scattering. Note here that the fourth Stokes parameter is always zero for this case, and it disappears at relative azimuth angles of  $0^\circ$  and  $180^\circ$ . Relative differences are less than 0.2% for the first Stokes element, and up to 2.5% for the Q and U (for the used number of photons,  $10^7$ ). Furthermore, the comparison for the aerosol layer pointed out that the polarized MC model produces accurate results for the first three components of the Stokes vector for both reflected and transmitted radiation. The relative differences are less than 1.2% for the first Stokes component I, and up to 1% and 5% for the Q and U respectively (for the used number of photons,  $10^8$ ). However, for the last component V we could clearly identify a notable noise. This is due to the fact that calculation is statistical in the Monte Carlo method; results are always subject to statistical uncertainty. In addition, in order to ameliorate such problem and correctly derive the component V, more than  $10^{10}$  photons should be selected for the simulations, which dramatically increases the simulation time.

For rather irregular particles, we compared our polarized MC model against the tabulated values by Wauben and Hovenier (1992), retrieved by two different computational ways (i) a doubling/adding method (de Haan et al., 1986) and (ii) the  $F_N$  method (Garcia et al., 1989). In this study, we will present only the results obtained for the atmospheric model 1 (Kuik et al., 1992), which corresponds to a homogeneous plane-parallel atmosphere with a layer of randomly oriented prolate spheroids with a refractive index  $1.55 - 0.01i$  above an ideal absorbing surface. The comparison is illustrated in Fig. 7. Simulations were conducted for an incident unpolarized flux of  $\pi$  at a solar zenith angle of 53.13 degrees and two different RRA ( $0^\circ$  and  $90^\circ$ ). The cloud optical thickness and the single scattering albedo are both one.

In the polarized Monte Carlo model the number of photons selected was  $10^7$ . It should be noted that the third and fourth element of the Stokes vector disappears for a RRA= $0^\circ$  for both reflected and transmitted radiation. There is a very good agreement with the benchmark results for the parameters I, Q, U (relative differences are less than 6%). On the other hand, the efficiency of the polarized model is not enough to calculate the last component V for highly irregular particles, since it could get very small values.

To this end, the comparisons proved that our model can handle multiple scattering with high efficiency and is able to calculate polarized radiances for all the different particle cases.

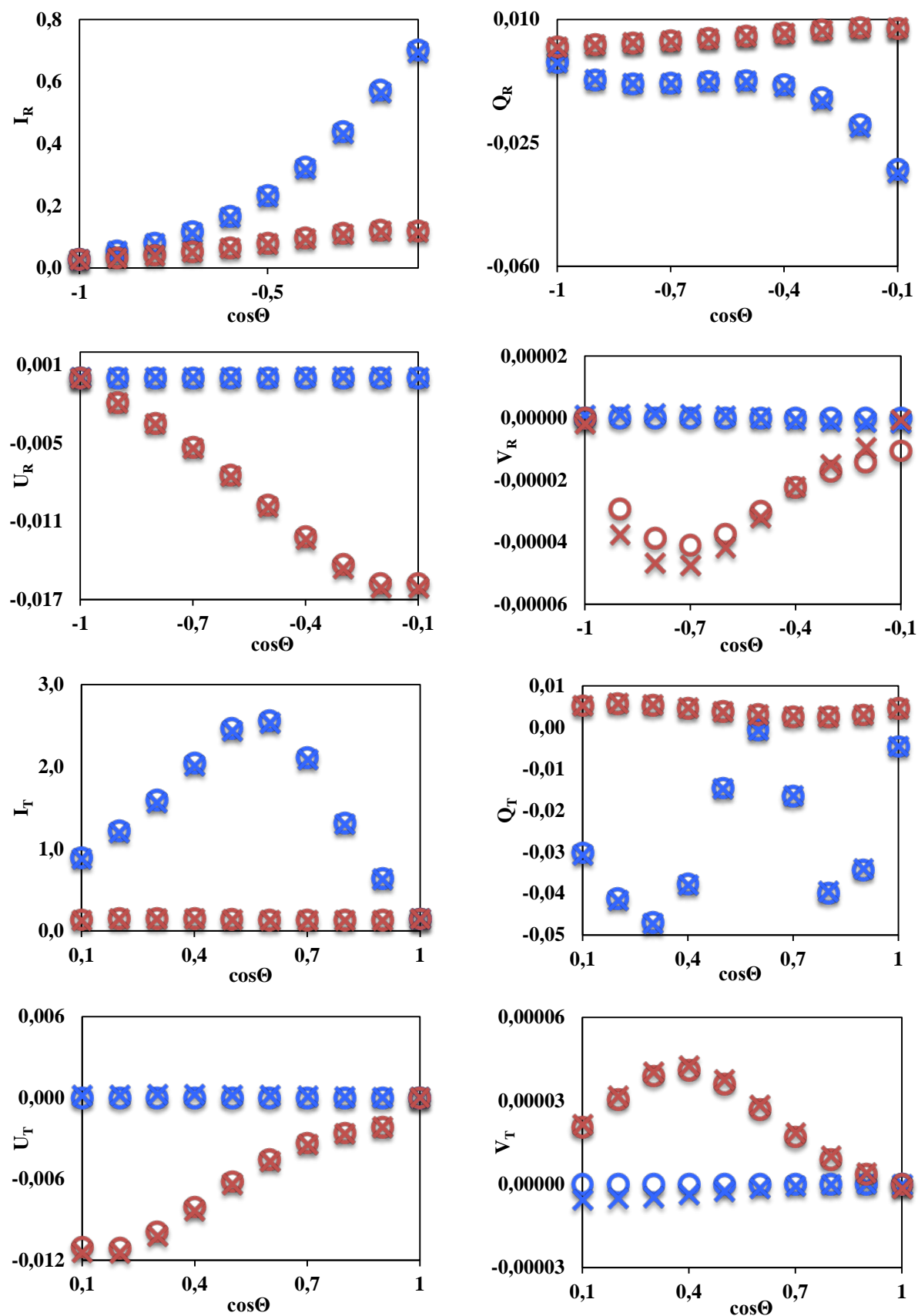


Fig. 7: The normalized Stokes vector for a layer of randomly oriented prolate spheroids in the reflected and transmitted radiation (circles – Wauben and Hovenier, crosses – polarized MC). The cosine of the solar zenith angle is 0.60 and the relative azimuth angles are  $0^\circ$  (blue markers) and  $90^\circ$  (red markers).



#### 4. Summary and outlook

The present study has described the implementation of polarization into a 3D Monte Carlo radiative transfer model. It employs the statistical Monte Carlo technique (in the forward scheme) and it is designed to calculate column-response pixel-based polarized radiative densities for 3D inhomogeneous cloudy atmospheres. The biased-sampling method introduced in this study is perhaps the fastest approach of the different methods to the polarized radiative transfer problem. Furthermore, in order to allow accurate calculations and diminish the noise of radiance estimations for highly asymmetric phase matrices the Local Estimate Method has been applied.

Validations of the model output for three different cases (Rayleigh scattering, aerosol and randomly oriented prolate spheroids) have been carried out against benchmark results (Kokhanovsky et al., 2010 and Wauben et al., 1992), indicating an excellent agreement. All deviations found for the last component of the Stokes vector for the aerosol case and the layer of randomly oriented prolate spheroids can be explicated by the noise of the MC method in radiance calculations. Increasing the selected number of photons could reduce the noise.

Further comparisons will be conducted against benchmark results for a homogeneous layer above a Lambertian surface (Coulson et al., 1960). Moreover, it is planned to perform sun-photometer-based observations of downwelling solar radiances polarized by Saharan dust and ice particles. The measured data sets will be used and interpreted by means of our polarized radiative transfer model.

#### References

- Cashwell, E. D., and Everett, C. J., 1959: A Practical Manual on the Monte Carlo Method for Random Walk Problems, Pergamon Press, New York, 103.
- Chandrasekhar, S., 1960: Radiative transfer, Dover, New York.
- Collins, D. G., Blättner, W. G., Wells, M. B., and Horak, H. G., 1972: Backward Monte Carlo calculations of the polarization characteristics of the radiation emerging from spherical-shell atmospheres, *Appl. Opt.*, 11, 2684–2696.
- Coulson, K. L., Dave, J. V., and Sekera, Z., 1960: Tables Related to Radiation Emerging from a Planetary Atmosphere with Rayleigh Scattering, University of California Press.
- de Haan, J. F., Bosma, P. B., and Hovenier, J. W., 1987: The adding method for multiple scattering calculations of polarized light, *Astron. Astr.*, 183, 371–391.
- Garcia, R. D. M., and Siewert, C. E., 1986: A generalized spherical harmonics solution for radiative transfer models that include polarization effects, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 36(5), 401-423.
- Garcia, R. D. M., and Siewert, C. E., 1989: The  $F_N$  method for radiative transfer models that include polarization effects, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 41(2), 117-145.
- Hansen, J. E., and Travis, L. D., 1974: Light scattering in planetary atmospheres, *Space Sci. Rev.*, 16, 527-610.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007, Tech. rep., Intergovernmental Panel of Global Climate Change.
- Kattawar, G. W., 1978: Monte Carlo methods in radiative transfer, in *Multiple Light Scattering in Atmospheres, Oceans, Clouds and Snow*, Institute for Atmospheric Optics and Remote Sensing, Short course No. 420, Williamsburg, Virginia.

- Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O., 2002: A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature* 419, 215-223, doi: 10.1038/nature01091.
- Kokhanovsky, A. A., Budak, V. P., Cornet, C., Duan, M., Emde, C., Katsev, I. L., Klyukov, D. A., Korkin, S. V., C-Labonnote, L., Mayer, B., Min, Q., Nakajima, T., Ota, Y., Prikhach, A. S., Rozanov, V. V., Yokota, T., Zege, E. P., 2010: Benchmark results in vector atmospheric radiative transfer, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, doi: 10.1016/j.jqsrt.2010.03.005.
- Kuik, F., de Haan, J. F., and Hovenier, J. W., 1992: Benchmark results for single scattering by spheroids, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 47, 477–489, doi: 10.1016/0022-4073(92)90107-F.
- Liou, K. N., 2002: An introduction to atmospheric radiation, Academic Press, New York, ISBN: 0-12-451451-0.
- Liou, K. N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1167-1199, doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<2.0.CO;2.
- Macke, A., 1994: Modellierung der optischen Eigenschaften von Cirruswolken. Ph.D thesis, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg, Germany, 98 p.
- Macke, A., Mitchell, D.L., and Bremen, L.V., 1999: Monte Carlo Radiative Transfer Calculations for Inhomogeneous Mixed Phase Clouds, *Phys. Chem. Earth. (IT)*, 24(3), 237-241, doi: 10.1016/S1464-1909(98)00044-6.
- Marchuk, G. I., Mikhailov, G. A., and Nazaraiev, M. A., 1980: The Monte Carlo methods in atmospheric optics, Springer Series in Optical Sciences.
- Marshak, A., and Davis, A., 2005: 3-D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres, Springer, ISBN-13 978-3-540-23958-1.
- Mishchenko, M. I., 1991: Reflection of polarized light by plane-parallel slabs containing randomly-oriented nonspherical particles, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 46,171-181, doi: 10.1016/0022-4073(91)90022-I
- Mishchenko, M. I., Travis, L., and Lacis, A., 2002: Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles, Cambridge University Press.
- Natraj, V., Li, K.-F., Yung, Y. L., 2009: Rayleigh scattering in planetary atmospheres: corrected tables through accurate computation of X and Y functions, *Astrophys. J.*, 691(2): 1909–2009.
- Rozanov, W., Kokhanovsky, A. A., 2006: The solution of the vector radiative transfer equation using the discrete ordinates technique: selected applications, *Atmos. Res.*, 79, 241–265.
- Rozanov, A. A., Rozanov, V. V., Buchwitz, M., Kokhanovsky, A.A., Burrows, J. P., 2005: SCIATRAN 2.0 - a new radiative transfer model for geophysical applications in the 175-2400nm spectral region, *Adv. Space Res.*, 36(5): 1015-1019.
- Rozanov, V. V., Kokhanovsky, A. A., 2006: The solution of the vector radiative transfer equation using the discrete ordinates technique: selected applications, *Atmos. Res.*, 79, 241-265.
- Stokes, G. G., 1852: On the composition and resolution of streams of polarized light from different sources, *Trans. Cambridge Philos. Soc.* 9, 399-423.
- Van de Hulst, H. C., 1981: Light Scattering by small Particles, Dover.
- Wauben, W. M. F., and Hovenier, J. W., 1992: Polarized radiation of an atmosphere containing randomly-oriented spheroids, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 47, 491–504, doi:10.1016/0022-4073(92)90108-G.
- Wendisch, M., and Yang, P., 2012: Theory of Atmospheric Radiative Transfer – A Comprehensive Introduction. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Germany, ISBN: 978-3-527-40836-8.

# Collocated Airborne Measurements of Radiative Properties of Cirrus Layers

F. Finger<sup>1</sup>, F. Werner<sup>1</sup>, M. Klingebiel<sup>2</sup>, M. Wendisch<sup>1</sup>, S. Borrmann<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>University Leipzig, Leipzig Institute for Meteorology, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig, Germany

<sup>2</sup>Johannes Gutenberg University Mainz, Institute for Atmospheric Physics, Johann-Joachim-Becher-Weg 21, 55128 Mainz, Germany

<sup>3</sup>Max Planck Institute for Chemistry, Hahn-Meitner-Weg 1, 55128 Mainz, Germany

## Summary

A new innovative approach to study inhomogeneous cirrus by collocated airborne radiation and microphysical measurements is presented. The close collocation of the measurements, above, beneath and inside the cirrus cloud, is obtained by two platforms connected to each other: a research aircraft (Learjet) and the towed platform AIRTOSS (AIRcraft TOWed Sensor Shuttle). The AIRTOSS can be released from and retracted to the aircraft by means of a towing cable up to a distance of 4 km.

In the framework of the AIRTOSS – Project (a cooperation with the University and the Max Planck Institute for Chemistry in Mainz, and the Forschungszentrum Jülich GmbH) two field campaigns were performed in spring and late summer 2013 above the North Sea. First preliminary results illustrate the quality of the measurements which emphasizes the benefit of such collocated measurements.

The effects of cloud optical layer properties on the radiative energy budget of cirrus are studied by measurements of spectral up- and downward solar irradiances. From the collocated measurements spectral transmissivity, absorptivity and reflectivity of the observed cirrus layer are derived directly and set into relation to the in situ measurements of cirrus microphysical properties.

To constrain the cloud radiative effect found in the measurements and to improve our understanding of the impact of cloud inhomogeneities we apply additional radiative transfer simulations using the measured cirrus microphysical properties as input of the simulations.

## Zusammenfassung

AIRTOSS (AIRcraft TOWed Sensor Shuttle) ist eine neue innovative Methode zur Untersuchung inhomogener Cirruswolken durch gleichzeitige, flugzeuggetragene Messungen der Strahlungs- und mikrophysikalischen Eigenschaften. Die gute zeitliche Übereinstimmung der Messungen über, unter und innerhalb der Wolkenschicht wird

realisiert durch zwei Messplattformen, die miteinander verbunden sind: ein Forschungsflugzeug (Learjet) und der am Seil befestigte AIRTOSS. Dieser kann vom Flugzeug bis zu einer Länge von 4 km abgelassen und wieder eingezogen werden.

Im Rahmen des AIRTOSS – Projektes (eine Zusammenarbeit mit der Universität Mainz, dem Max Planck Institut für Chemie Mainz und dem Forschungszentrum Jülich GmbH) fanden zwei Messkampagnen im Frühling und Spätsommer 2013 über der Nordsee statt. Erste Ergebnisse zeigen das hohe Potenzial der Messungen und unterstützen so den Nutzen dieser parallelen Messmethode.

Der Effekt optischer Wolkenschichteigenschaften auf das Strahlungs- und Energiebudget von Cirruswolken wird durch die Messungen der spektralen auf- und abwärts gerichteten solaren Strahlungsflussdichten untersucht. Mithilfe der parallelen Messmethode können Transmissivität, Absorptivität und Reflektivität der zu untersuchenden Cirrusschicht direkt ermittelt und mit in situ Messungen der mikrophysikalischen Eigenschaften des Cirrus kombiniert werden.

Zur Untersuchung des aus den Messungen erhaltenen Wolkenstrahlungseffekts und zur Verbesserung des Verständnisses für den Einfluss von Wolkeninhomogenitäten werden zusätzlich Strahlungstransportrechnungen durchgeführt. Die gemessenen mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften werden als Input für die Simulationen genutzt.

## Introduction

The largest uncertainties in climate modelling and remote sensing originate from clouds and their effects and interaction with solar and thermal radiation (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC 2013, <http://www.ipcc.ch/>). In particular, cirrus clouds can either warm or cool the atmosphere, depending on optical thickness and cloud altitude (Lynch et al., 2002). Cirrus clouds are globally distributed. They are present at all latitudes and in all seasons with a mean global cloud cover of about 20 – 30 %, and more than 70 % in the Tropics (Wylie et al, 1994). Due to different environmental conditions and evolution processes cirrus can have a diversity of structures. The radiative cloud layer properties (reflectivity, transmissivity, absorptivity of the incoming solar and outgoing terrestrial radiation) of the optically thin ice clouds depend strongly on the microphysical and optical properties of the cloud particles. The relation between reflecting and absorbing solar radiation causes a cooling or warming effect of the cloud. The more the incoming solar radiation is reflected back to space the higher is the cooling effect of a cloud.

The inhomogeneous cloud properties have an impact on (i) the energy budget of the Earth's atmosphere and (ii) on their remote sensing of optical thickness  $\tau$  and effective radius  $R_{eff}$  which is mostly based on 1D radiative transfer modelling.



*Fig. 1: Learjet with towed AIRTOSS (AIRcraft TOWed Sensor Shuttle). Picture was taken during the test flight from chaser plane.*

To investigate the spatial inhomogeneity of cirrus, simultaneous airborne radiation measurements above and beneath the cloud collocated with in situ microphysical measurements (see Fig. 1) were performed during the AIRTOSS project which is presented here.

## **Instrumentation**

Airborne radiation measurements were performed during the AIRTOSS (AIRcraft TOWed Sensor Shuttle) campaign in spring and late summer 2013. The measuring flights started from the military airports in Hohn and Jagel, Schleswig Holstein, North Germany, and were performed above the North Sea.

Several instruments for different purposes were mounted in the Learjet, AIRTOSS and a wing pod underneath the left wing (see Fig. 2). In the framework of the AIRTOSS project instruments for radiation, microphysics, trace gas and water vapor measurements were operated.

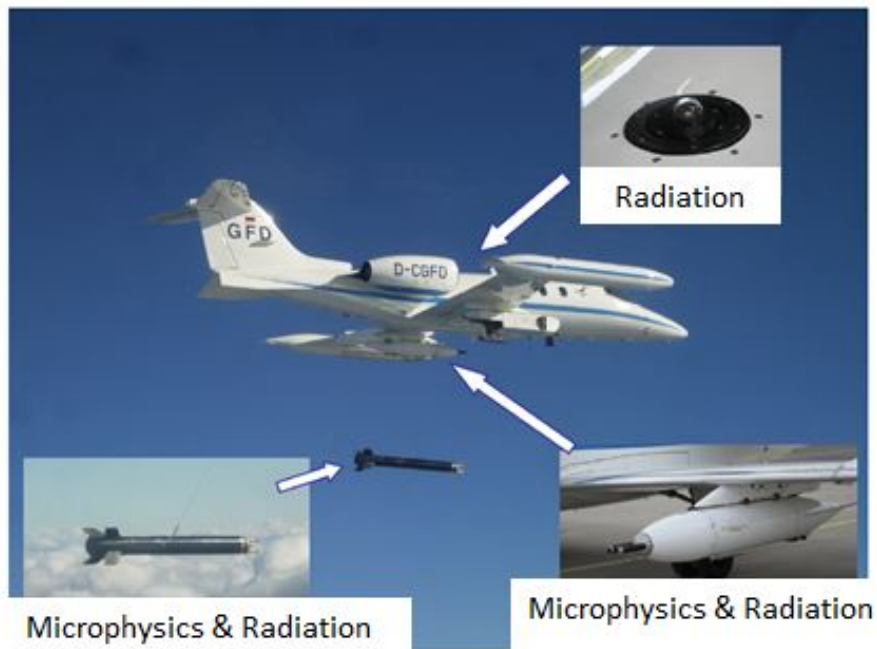


Fig. 2: Assembly of the research plane Learjet, the wing pod underneath the left wing and the towed AIRTOSS (Frey et al., 2004).

To derive the cloud optical layer properties reflectivity, transmissivity and absorptivity up to now the radiative measurements above and below the cloud layer were performed consecutively. This method causes a temporal shift between the two measurements and thereby errors. This method can be used for more or less static cloud layers at lower altitudes. Cirrus are at an altitude with higher wind velocities, that makes these collocated measurements necessary. The assembly of Learjet and AIRTOSS below enables collocated measurements of radiative and microphysical cloud properties at two altitudes.

AIRTOSS (Fig. 3) looks like a kind of rocket and has a length of 2.85m, is 24 cm in diameter and has a maximum weight of 70 kg. In the front part the Cloud Combination Probe for microphysical measurements is mounted. The middle part consists of the battery and in the back part the radiation instrument is mounted with an up- and downward looking optical inlet.

In total five optical inlets, two for upward irradiance ( $\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ ), two for downward irradiance, and one for upward radiance ( $\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ) were mounted on the two platforms Learjet and AIRTOSS.

Optical fibers connect each of them with two Zeiss Spectrometers for the visible / near infrared (300 - 1000 nm) and shortwave infrared (900 - 2300 nm) wavelength range.

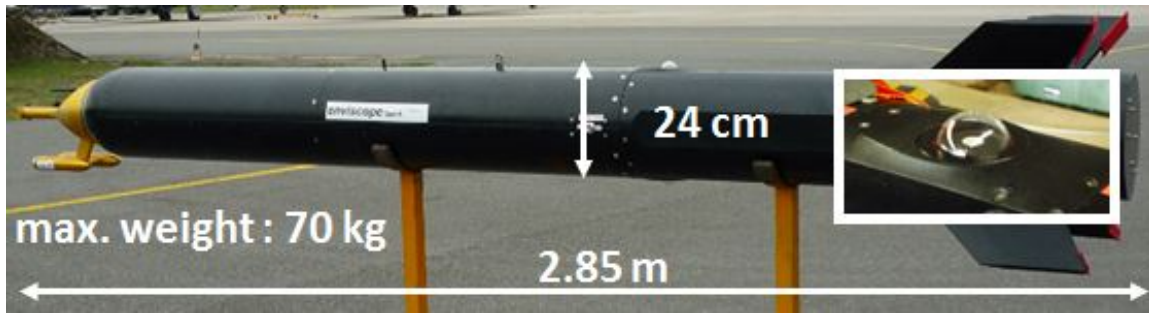


Fig. 3: AIRTOSS is 2.85m long, 24 cm in diameter and has a maximum weight of 70 kg. In the front part is the Cloud Combination Probe. The middle part consists of the battery and in the back part the radiation instrument is mounted with an up- and downward looking optical inlet (little picture on the right).

Next to the radiation instruments inside AIRTOSS and the wing pod microphysical cloud probes collect information about cloud particle size, shape and number size distribution for a particle size range from 2 to 960  $\mu\text{m}$ .

### Optical Layer Properties

The microphysical properties of the cloud particles like particle size, shape and phase define the radiative properties of the cloud particles. Additionally with the number size distribution the optical layer properties reflectivity, transmissivity and absorptivity are described. The radiative properties of a cloud layer determine the impact of the cloud on the radiative energy budget of the Earth's atmosphere.

By measuring up- and downward flux densities above (top) and below (base) a cloud layer the optical properties can be calculated as follows. The reflectivity

$$R = \frac{F_{top}^{\uparrow} - F_{base}^{\uparrow}}{F_{top}^{\downarrow}}, \quad (1)$$

is the amount of incoming solar radiation that is reflected by the cloud layer from above. The transmissivity of a cloud layer

$$T = \frac{F_{base}^{\downarrow}}{F_{top}^{\downarrow}}, \quad (2)$$

describes the part of the incoming radiation that gets through the cloud. The amount of radiation that stays inside the cloud layer due to absorption can be defined with the absorptivity

$$A = \frac{(F_{top}^{\downarrow} - F_{top}^{\uparrow}) - (F_{base}^{\downarrow} - F_{base}^{\uparrow})}{F_{top}^{\downarrow}}, \quad (3).$$

These formulas are used to derive the cloud optical layer properties from the measured solar flux densities for investigating the effect of the inhomogeneous cirrus layers on the radiative energy budget.

### Measurement Example

First measurement results are shown here from the 9th scientific flight, performed on September, 3<sup>rd</sup> in 2013. In Fig. 4 the time series of the downward irradiances at one wavelength is illustrated for the complete flight.

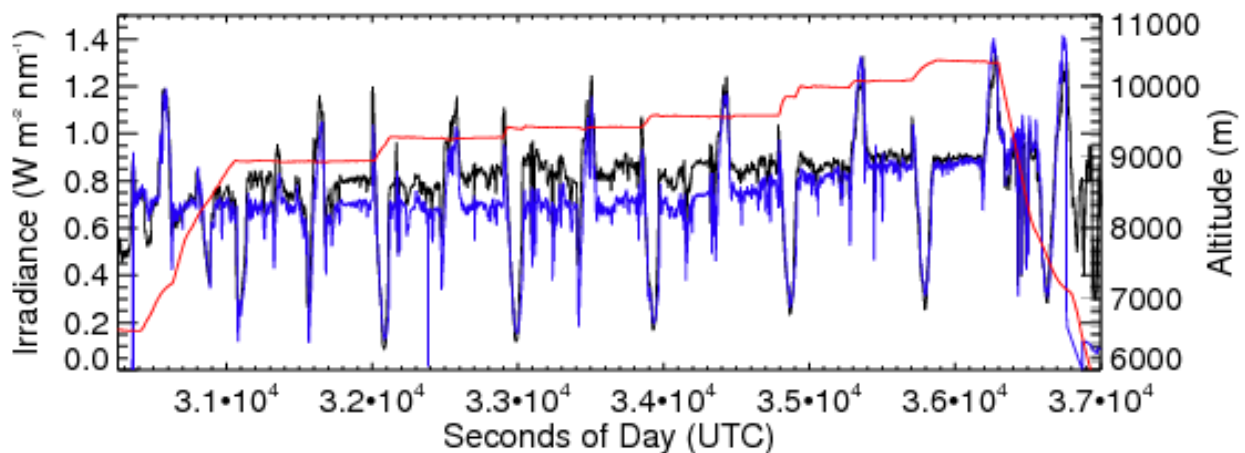


Fig. 4: Time series of downward irradiances above (Learjet, black) and below (AIRTOSS, blue) the investigated cirrus layer on September, 3<sup>rd</sup>. The red line shows the flight altitude.

The altitude (red line) shows the stepwise flight pattern for measuring at different altitudes. The peaks in the time series of the irradiances are due to flight manoeuvre and have to be rejected. Between the black and blue lines there is a difference showing the attenuation through interaction of the solar radiation with the cloud layer in between.

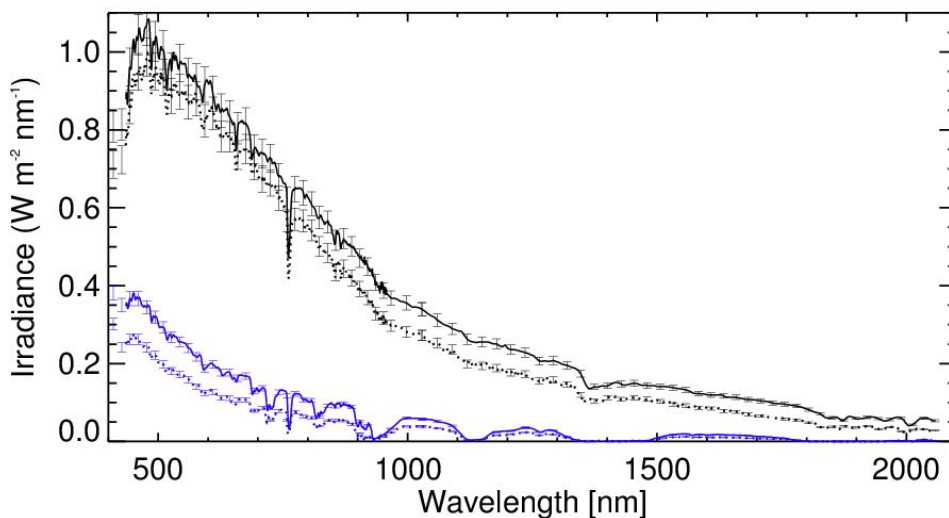


Fig. 5: Cloud situation on September, 3<sup>rd</sup>, recorded with an on board camera from inside the cockpit.



Fig. 5 shows the cloud situation during this flight while Northern Germany was under the influence of a warm front above Denmark.

Measured spectra of upward (blue) and downward (black) irradiances from both platforms are shown in Figure 6. The solid lines show the spectra from the Learjet above the cloud layer, the dotted lines are the ones from the AIRTOSS from below the cirrus. The up- and downward irradiances, respectively, differ between the two heights caused by interaction, like reflection or absorption of the incoming solar radiation, with the cloud particles of the cirrus layer in between. The dotted line shows the attenuated irradiance underneath the cloud layer.



*Fig. 6: Downward (black) and upward (blue) irradiance above (Learjet, solid line) and below (AIRTOSS, dotted line) the cloud layer at 09:34:55 UTC on September, 3<sup>rd</sup>. The error bars show the standard deviation from measurement uncertainties.*

From below the cloud layer the upward radiation is dependent on the albedo of the Earth's surface or underlying clouds. That is the reason why the measurements were performed above the ocean with a constant surface albedo. From above the cloud the upward irradiance consists mainly of the reflected radiation. The absorption bands at wavelengths of 1140 nm or 1400 nm can be seen in this measurement case in Fig 6.

By measuring the up- and downward irradiances above and below the cloud layer at the same time the cloud optical layer properties according the formulas (1) – (3) can be derived.

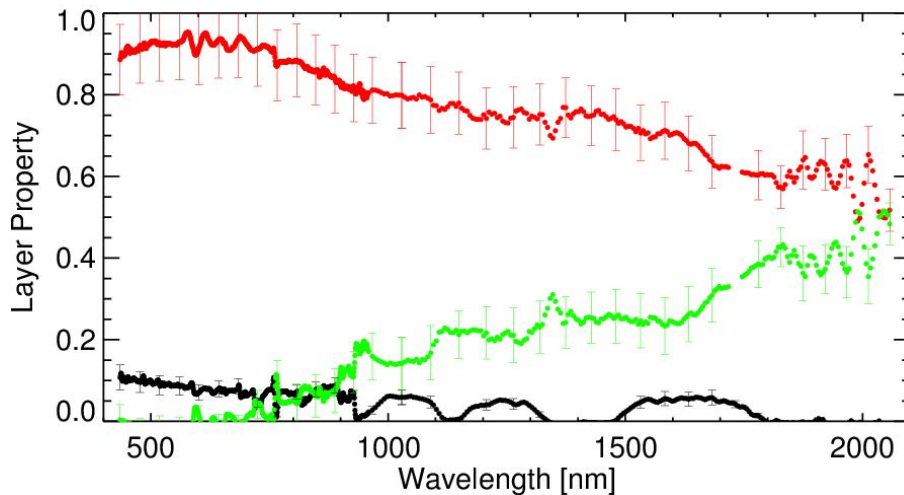


Fig. 7: Cloud optical layer properties reflectivity (black), transmissivity (red) and absorptivity (green) at 09:34:55 UTC on September, 3<sup>rd</sup>.

Fig. 7 shows the spectral reflectivity (black), transmissivity (red) and absorptivity (green) in the visible and near infrared wavelength range for the example in Fig. 6. As cirrus clouds are optically thin clouds the reflectivity is not higher than 10 % and in contrast the transmissivity shows high values between 90 and 60 %. Absorption bands can be seen in the near infrared range.

### Radiative Transfer Simulation

To investigate the effects of different cloud particle shapes and sizes on cirrus cloud optical layer properties sensitivity studies with the one dimensional radiative transfer model libRadtran (Mayer and Kylling, 2005) are performed. The needed volumetric scattering properties are derived by combining calculated tables of single scattering properties by Yang et al. (2005) with in situ measured number size distributions from cloud imaging probes and forward scattering instruments. To investigate the effects of varying cloud particle shape and size cloud sensitivity studies are performed by varying the input parameters.

A first attempt, shown in Fig. 8, is to combine one number size distribution with different ice crystal shapes. The microphysical data (Fig.8 (c)) used in this example is obtained by in situ measurements from a 50 seconds part of the flight on September, 3<sup>rd</sup> with a mean diameter of about 280  $\mu\text{m}$ . The graphs in (a) and (b) show optical layer properties of a modelled cirrus cloud layer with a vertical thickness of 1100 m containing the distribution of (c). In case (a) the complete cloud layer consists of hollow column crystals, for (b) it consists of droxtal crystals. These different assumptions lead to visible effects in radiative properties of the cloud layer.

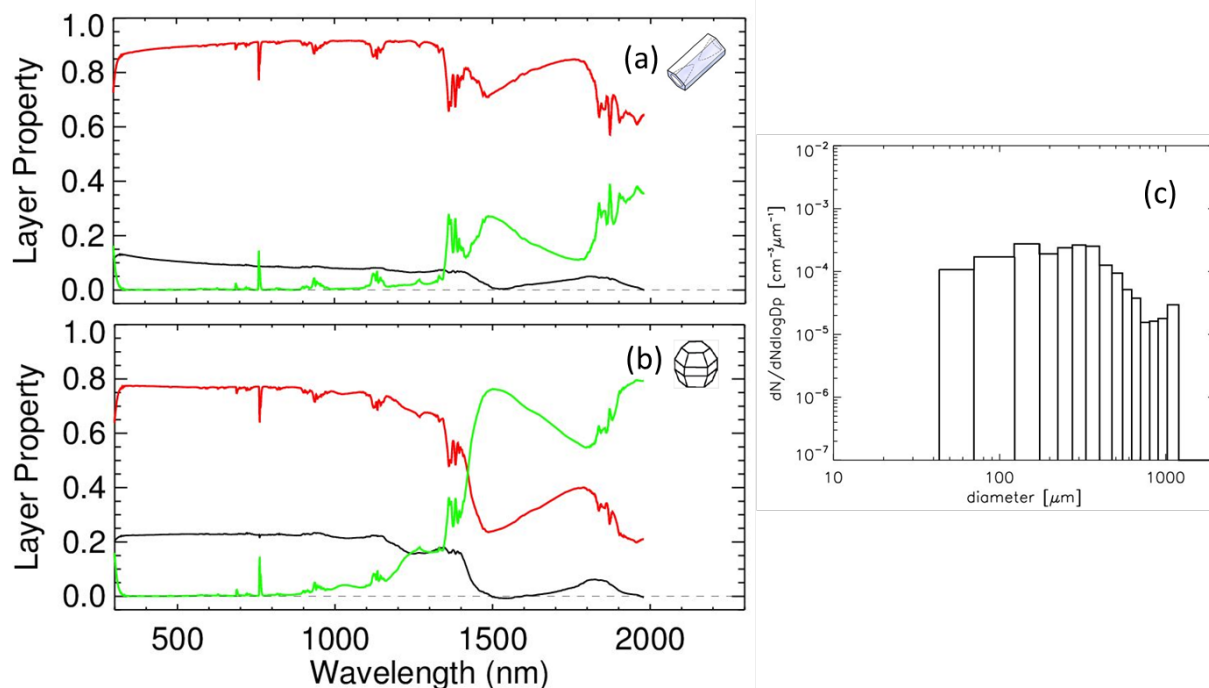


Fig. 8: Modelled cloud optical layer properties reflectivity (black), transmissivity (red) and absorptivity (green) of a cirrus cloud consisting of ice crystals of hollow column (a) and droxtal (b) shape. Implemented is the in situ measured number size distribution (c) from September, 3<sup>rd</sup>.

Droxtals are similar to spherical droplets and thus the modelled cloud has a higher optical thickness as can be seen in Fig. 8 (b). In the near infrared wavelength range there can be seen a difference of up to 50 % for absorptivity and transmissivity.

## Summary and Outlook

Inhomogeneous cirrus have been investigated by collocated airborne radiation and microphysical measurements in the framework of the AIRTOSS (AIrcraft TOWed Sensor Shuttle) - Project in cooperation with the University of Mainz, Max Planck Institute for Chemistry in Mainz and Forschungszentrum Jülich GmbH. The effects of cloud optical layer properties on the radiative energy budget of Cirrus were studied. Spectral up- and downward irradiances in the visible and near infrared wavelength range have been measured to derive the spectral transmissivity, absorptivity and reflectivity of the observed cirrus layer. Collocated measurements by a research plane (Learjet) and the towed platform AIRTOSS, released on a 4-km long towing cable underneath the plane, are collected above, beneath and inside the cirrus cloud. Two field campaigns have taken place in spring and late summer 2013 above the North Sea. First results show useful measurements which emphasizes the benefit of this arrangement.

Investigating the impact of different ice crystal shapes and cloud particle sizes the one dimensional radiative transfer model libRadtran (Mayer and Kylling, 2005) is used in combination with calculated tables of ice crystal single scattering properties (Yang et al., 2005). Implementing an in situ measured number size distribution obtains volumetric scattering properties and is an important advantage compared with stated libRadtran calculations.

Further investigations will use more varying shapes, especially mixtures of shapes, and different number size distributions. Additionally, comparisons with measured optical cloud layer properties are possible.

### **Acknowledgements**

The authors thank the Deutsche Forschungsgemeinschaft for funding the AIRTOSS project (WE 1900/19-1). Further thanks go to the colleagues from enviscope GmbH for their technical support and Gesellschaft für Flugzieldarstellung GmbH for the opportunity to perform measurements with a towed Platform.

### **References**

Frey, W., Eichler, H., De Reus, M., Maser, R., Wendisch, M., Borrmann, S., 2004: A new airborne tandem platform for collocated measurements of microphysical cloud and radiation properties, *Atmos. Meas. Tech* 2, 147–158.

Lynch, K., Sassen, K., Starr, D.O’C., Stephens, G., Heymsfield, A., Liou, K.–N., Minnis, P., Platt, C.M.R., 2002: *Cirrus*, Oxford University Press, New York.

Mayer, B. and Kylling, A., 2005: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and example of use, *Atmos. Chem. Phys.* 5, 1855-1877.

Wylie, D.P., Menzel, W.P., Woolf, H.M., Strabala, K.I., 1994: Four Years of Global Cirrus Statistics Using HIRS, *J. Climate* 7, 1972-1986.

Yang, P., Wie, H., Huang, H.-L., Baum, B.A., Hu, Y.X., Kattawar, G.W., Mishchenko, M.I., Fu, Q., 2005: Scattering and absorption property database for nonspherical ice particles in the near- through far-infrared spectral region, *Applied Optics* 44, 5512-5523.

# Comparison of quasi-2-day wave amplitudes and phases over Collm (51.3°N, 13.0°E) based on two different analyses

**F. Lilienthal, Ch. Jacobi**

*Institute for Meteorology, Stephanstr. 3 04103 Leipzig*

*E-Mail: [friederike.lilienthal@uni-leipzig.de](mailto:friederike.lilienthal@uni-leipzig.de)*

**Summary:** Collm meteor radar (MR) winds have been analyzed with respect to quasi 2-day wave (QTDW) amplitudes and phases. Two methods have been considered, one of them taking into account the varying period and the other one assuming a fixed period of 48 h. While the use of a fixed period leads to a slight underestimation of amplitudes, the seasonal cycle, the inter-annual variability, and the distribution of amplitude and phase differences between the zonal and meridional horizontal component are similar for both methods. One may conclude that the use of a fixed period is justified for analyzing QTDW amplitudes and phases as long as only qualitative results are required.

**Zusammenfassung:** Ergebnisse von Windmessungen des Meteorradars Collm wurden in Bezug auf Amplituden und Phasen der Quasi-zwei-Tage-Welle analysiert. Dabei wurden zwei verschiedene Methoden gewählt: eine berücksichtigt die Variation der Periode, bei der anderen wird eine feste Periode von 48 h angenommen. Zwar führt die Annahme einer festen Periode zu einer leichten Unterschätzung der Amplituden, jedoch zeigen sowohl der Jahresgang und die Jahr-zu-Jahr-Variabilität als auch die Verteilung von Amplituden- und Phasendifferenzen zwischen zonaler und meridionaler Komponente ähnliche Resultate für beide Methoden. Man kann schlussfolgern, dass die Verwendung einer festen Periode so lange gerechtfertigt ist, wie lediglich qualitative Ergebnisse von Interesse sind.

## 1 Introduction

The quasi 2-day wave (QTDW) is a regular phenomenon of the summer middle atmosphere first reported by Muller (1972). The QTDW usually appears as a series of 1-3 bursts of few days to few weeks duration in every summer. There is a considerable variability of the QTDW from year to year. Regarding the excitation mechanism, Salby (1981) suggested the QTDW to be a manifestation

of a Rossby gravity normal mode with zonal wave number 3, while Plumb (1983) and Pfister (1985) came to the conclusion that baroclinic instability could be the excitation mechanism for QTDWs. These theories were later combined by analysing observations of the QTDW and results of a numerical model (Salby and Callaghan, 2001).

The period of the QTDW varies between 43 and 56 h in the northern hemisphere (Pancheva et al., 2004) and is close to 48 h in the southern hemisphere (Wu et al., 1996). Thus, to analyze the QTDW from radar wind time series, different methods have been applied. Meek et al. (1996) fitted a 48 h period to the original data after subtracting oscillations with larger amplitude. Huang et al. (2013) used multiple regression to fit the 48 h period and other periods of interest to wind data from the meteor radar (MR) at Maui. A similar analysis was performed by Lilienthal and Jacobi (2013) using Collm MR winds. Jacobi et al. (1997) determined the period of the QTDW through least-squares fitting of the wave to half-hourly winds and then used a harmonic fitting of the wave and the solar tides using this period to obtain amplitudes and phases. Harris (1994) analyzed wind data filtered in a period range 32-96 h to determine phases and amplitudes. In addition, through demodulation technique he was able to detect the period of the wave.

To summarize, the QTDW exhibits considerable variability concerning its phase, and a variety of different complex analyses has been applied to obtain information about the wave. In some cases, not all the details of the wave are required, for example, Jacobi (1998) analyzed the QTDW inter-annual variability using monthly mean amplitudes based on 48 h fits disregarding the period variations. Therefore, the latter raises the question, whether a pure 48 h fit describes the variability of the QTDW well enough, or whether the period variability must be taken into account in each analysis. To this end, we analyzed MR wind data over Collm (51.3° N, 13.0° E) with and without taking into account QTDW period variability.

## **2 Measurements and data analysis**

The Collm All-Sky Interferometric Meteor Radar (SKiYMET) measures mesopause region winds, temperatures, and meteor parameters since the summer of 2004 (Jacobi, 2012). The principle of the radar is based on the Doppler shift of the reflected very high frequency (VHF) radio wave from ionized meteor trails, which delivers radial wind velocities along the line of sight of the radio wave. Since vertical winds are assumed to be small, a least-squares fit of the horizontal half-hourly wind components has been applied to the individual radial wind in order to deliver half-hourly mean horizontal wind values (Hocking et al., 2001). The transmitting antenna is a 3-element Yagi. The five receiving antennas are

2-element Yagis, arranged in an asymmetric cross. This way, the azimuth and elevation angle can be calculated from the phase comparisons of the individual antenna pairs. Together with the range measurements the meteor trail position can be detected. More details can be found in Hocking et al. (2001). Meteor trail reflection heights vary between 75 and 110 km with a maximum at about 90 km (e.g., Stober et al., 2008). Here, we analyze the data from a height gate centered at 91 km and a width of 3 km, taken between September 2004 and October 2013. To obtain the amplitudes and phases of the QTDW a harmonic analysis was applied to the half-hourly mean winds. It is based on a least-squares fit of the prevailing wind, tidal oscillations of 8 h, 12 h and 24 h and the period of the QTDW. Each individual fit is based on 11 days of half-hourly mean winds and the results are attributed to the center of the respective data window. The window is then shifted by one day. This procedure has been applied to the zonal and meridional wind components. Then, QTDW total amplitudes were calculated as the square-root of the sum of the squared zonal and meridional horizontal wind components.

For periods between 40 h and 60 h these amplitudes were delivered using a normalized Lomb periodogram (after Press et al., 2001) calculated from half-hourly mean values of the meridional wind component in 11-day windows. The period of maximum amplitude for each window has been assumed to be the real period of the QTDW, and it was used for the harmonic analysis described above. Alternatively, the QTDW period was set to 48 h. These latter data have already been presented by Lilienthal and Jacobi (2013).

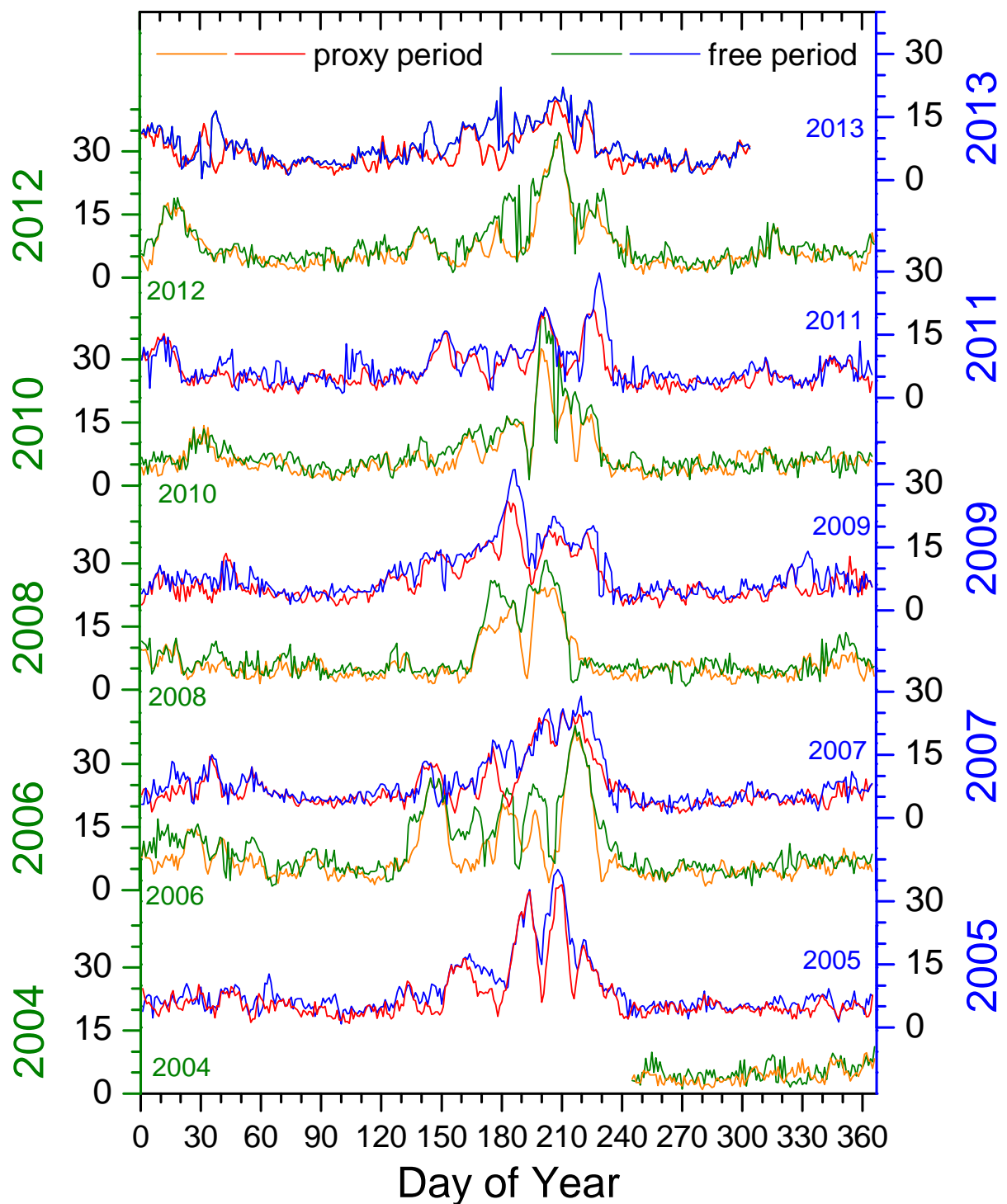
### 3 Results

Daily total amplitudes, each based on an analysis of 11 days of data, are shown in Fig. 1. In each part of the figure, the curves of one year are shown which have been calculated by both methods. The QTDW proxy, calculated with fixed period, usually underestimates the amplitudes based on the real periods. A scatter plot, showing the proxy amplitude vs. the real amplitude, is provided in Fig. 2. On an average, the proxy amplitudes underestimate the real ones by a factor of 0.86 with a prediction error of 3.2 m/s which is given by

$$\sigma(\epsilon) = \sqrt{\frac{\sum_i (y_i - y_{fit})^2}{DF}}, \quad (1)$$

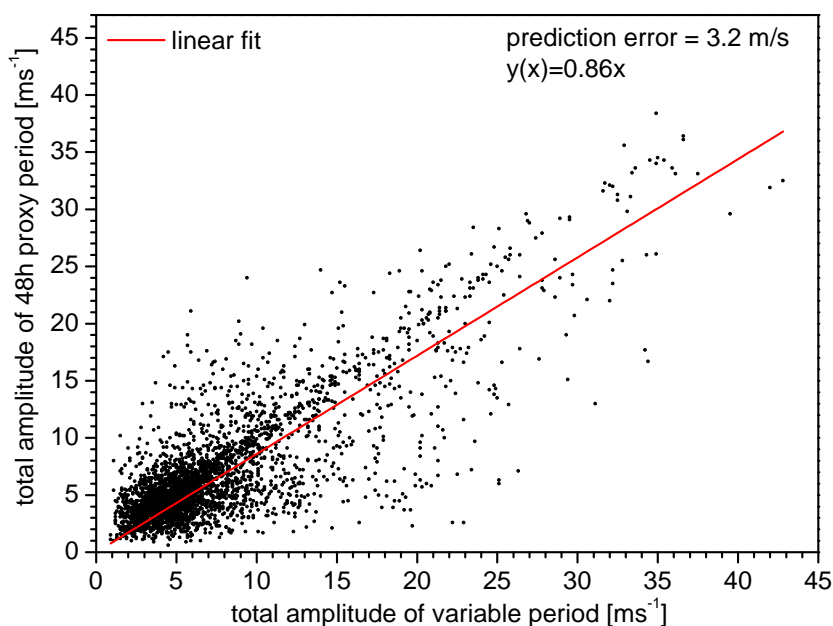
where  $DF$  denotes the degrees of freedom,  $y_i$  the measured proxy period amplitude and  $y_{fit}$  the predicted (fitted) proxy period amplitude.

One can see in Fig. 1 that the seasonal cycle in each year is similar. There is a weak winter maximum and a large summer maximum in each year, although there is considerable inter-annual variability. The real and proxy curves show



*Fig. 1: QTDW total amplitudes (m/s) for each year from September 2004 to October 2013. Red/orange: proxy period of 48 h. Blue/green: real period from periodogram analysis.*

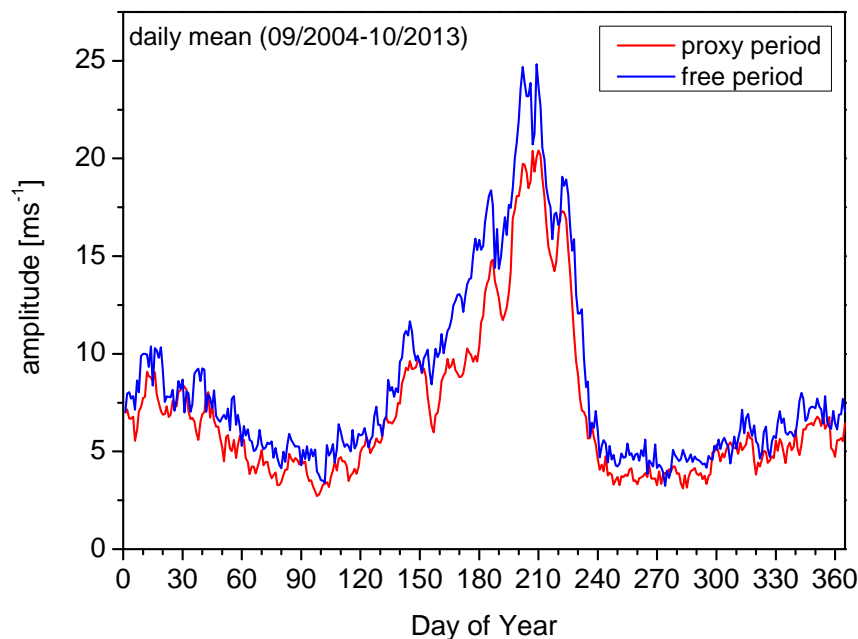




*Fig. 2: Scatter plot of total amplitudes of the QTDW with periods retrieved from a periodogram analysis vs. those obtained using a proxy period of 48 h. A linear fit is added as a red line.*

a similar tendency. This is well visible in the multiple year mean climatology provided in Fig. 3. Apart from the underestimation mentioned before, the proxy amplitude shows the same seasonal cycle like the analyses based on real periods. One may see from Figs. 1 and 3 that there is a sort of “noise floor” at about 5 m/s amplitude, which is due to irregular variations not owing to the QTDW. Therefore, to investigate the properties of the wave, only the cases with sufficiently large amplitudes should be considered. In Fig. 4, the frequency of the phase differences between the zonal and meridional component is shown for total amplitudes of 15 m/s or more. Data are only shown for May through August, however, during the rest of the year the amplitudes are small anyway and there are only very few cases when the amplitude exceeds 15 m/s. The positive values in Fig. 4 refer to the meridional component leading the zonal one, and a phase difference of  $90^\circ$  indicates a circular polarized wave. One can see that for both proxy and real phases the mean/median phase differences are similar ( $101.6^\circ/103.9^\circ$  for the proxy and  $99.5^\circ/98.9^\circ$  for the real phases) and also the distribution shows similar width.

The relative amplitude differences are the differences between zonal and meridional amplitudes divided by their mean, where positive values indicate larger zonal than meridional amplitudes. Again, a similar behavior for both methods has been found (Fig. 5). While the shape of the distribution is asymmetric, mean



*Fig. 3: Mean annual cycle of QTDW total amplitudes. Red: proxy period of 48 h. Blue: real period from periodogram analysis.*

values and median values are comparable ( $-44.7\%$ / $-34.7\%$  for the proxy and  $-49.6\%$ / $-43.9\%$  for the real amplitudes).

One may see from Fig. 3 that there is considerable inter-annual variability of the QTDW amplitudes. The summer mean amplitudes, simply calculated as the arithmetic means of the daily amplitudes from May to August, are shown in Fig. 6. One can see that the inter-annual variability is qualitatively the same for both methods. In particular, there is a similarity of the year-to-year changes with the one of the background wind shear shown in the upper panel of Fig. 6. This indicates a possible forcing mechanism of the QTDW through instability of the mean flow as has been mentioned by Lilienthal and Jacobi (2013). The solar cycle dependence, as has been indicated by the results of Jacobi et al. (1997) is not visible in these data, possibly because of the peculiarities of the deep recent solar minimum.

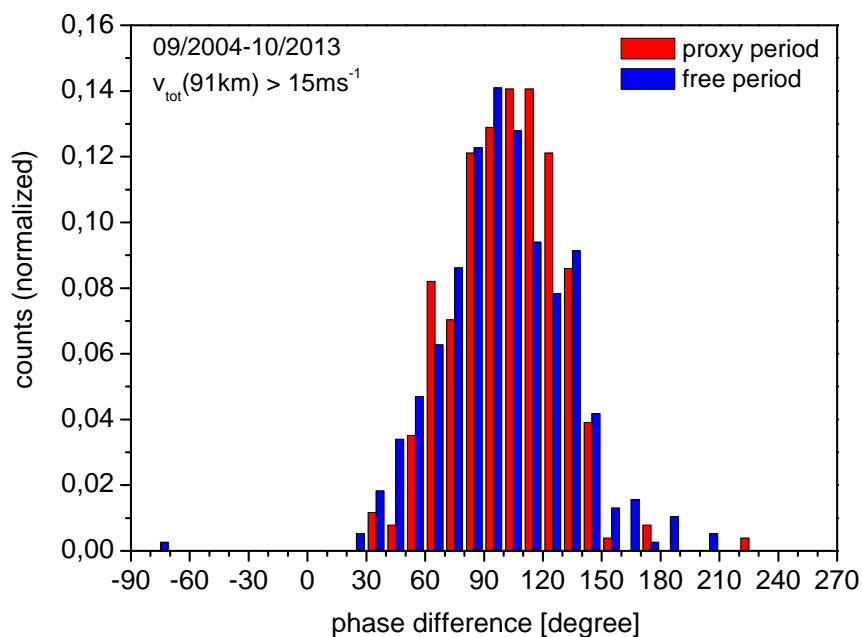


Fig. 4: Histogram of phase differences between the zonal and meridional component of the QTDW at 91 km altitude. Only data with total amplitudes larger than 15 m/s are considered. The bars show the frequency per 10% relative difference. The analysis is based on 256 (proxy, red bars) and 383 (variable period, blue bars) data points, respectively.

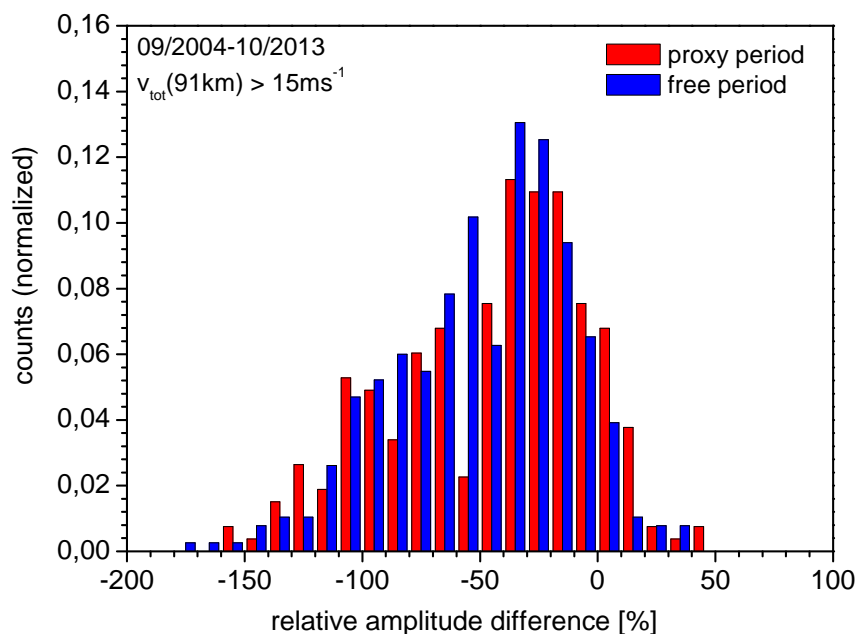
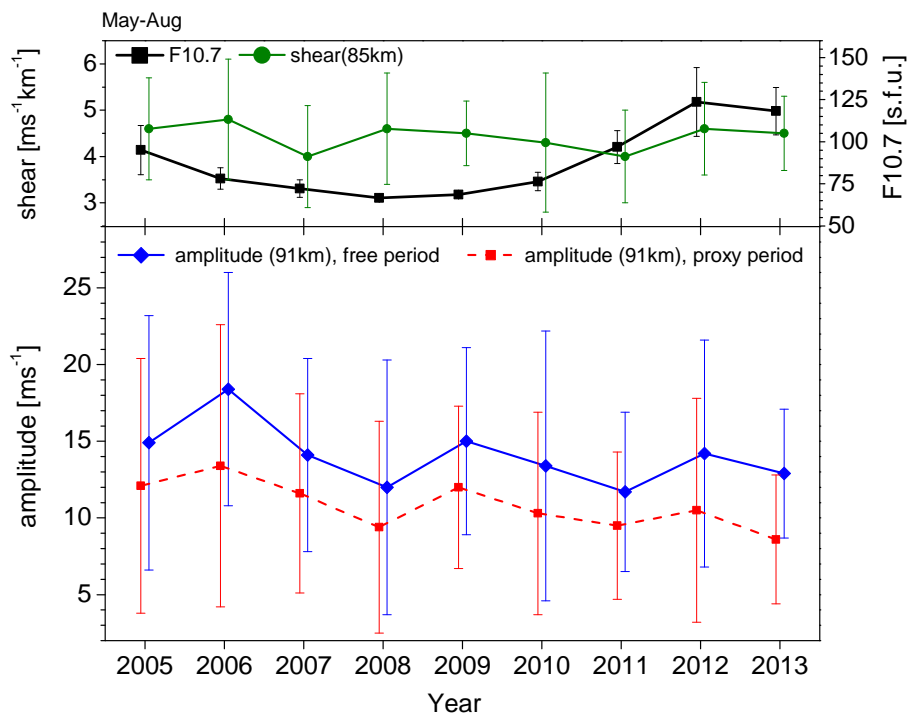


Fig. 5: Relative amplitude differences of the QTDW at 91 km altitude. Only data with total amplitudes larger than 15 m/s are considered. The bars show the frequency per 10% relative difference. The analysis is based on 256 (proxy, red bars) and 383 (variable period, blue bars) data points, respectively.



*Fig. 6: Inter-annual variability of the QTDW, solar activity and background wind shear. Values for each year refer to means of daily data over the respective summer (May-August). Upper panel: F10.7 solar radio flux (black) and vertical wind shear of the zonal prevailing wind at 82 km altitude (green). Lower panel: QTDW total amplitudes at 91 km altitude for real periods (solid, blue) and proxy period of 48 h (dashed, red). Error bars denote standard deviation.*

## 4 Conclusions

Collm MR winds have been analyzed with respect to QTDW amplitudes using two different methods, one taking into account the varying period and the other one assuming a fixed period of 48 h. Since the former method requires spectral analysis before the harmonic analysis can be performed, the latter method, resulting in a sort of proxy for the QTDW amplitudes and phases, requires less effort.

We have compared the seasonal cycle and found that, on an average, the tendencies are similar, independent of the used method. The use of a fixed period leads to a slight underestimation of the amplitudes by a factor of 0.86 on an average. The distribution of the amplitude and phase differences between the zonal and meridional horizontal components, however, is similar for both methods. The same holds for the inter-annual variability, which shows the same qualitative tendencies for both methods. One may conclude that the use of a fixed period is justified as long as only qualitative results of QTDW analyses are required.

## Acknowledgements

F10.7 solar radio flux data have been provided by NGDC through ftp access on <http://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLARDATA/>.

## References

- Harris, T. J., 1994: A long-term study of the quasi-two-day wave in the middle atmosphere, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 56, 569–579, doi:10.1016/0021-9169(94)90098-1.
- Hocking, W., Fuller, B., and Vandeppeer, B., 2001: Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 63, 155–169, doi:10.1016/S1364-6826(00)00138-3.
- Huang, K. M., Liu, A. Z., Lu, X., Li, Z., Gan, Q., Gong, Y., Huang, C. M., Yi, F., and Zhang, S. D., 2013: Nonlinear coupling between quasi 2 day wave and tides based on meteor radar observations at Maui, *J. Geophys. Res.*, 118, 10,936–10,943, doi:10.1002/jgrd.50872.
- Jacobi, C., 1998: On the solar cycle dependence of winds and planetary waves as seen from mid-latitude D1 LF mesopause region wind measurements, *Ann. Geophys.*, 16, 1534–1543.
- Jacobi, C., 2012: 6 year mean prevailing winds and tides measured by VHF meteor radar over Collm (51.3° N, 13.0° E), *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, doi: 10.1016/j.jastp.2011.04.010.
- Jacobi, C., Schminder, R., and Kürschner, D., 1997: The quasi 2-day wave as seen from D1 LF wind measurements over Central Europe (52° N, 15° E) at Collm, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 59, 1277–1286, doi:10.1016/S1364-6826(96)00170-8.
- Lilienthal, F. and Jacobi, C., 2013: Seasonal and inter-Annual variability of the quasi 2 day wave over Collm (51.3° N, 13.0° E) as obtained from VHF meteor radar measurements, at Kleinheubacher Tagung 2013, 23. – 25. September 2013, Miltenberg, accepted for publication in *Adv. Radio Sci.*
- Meek, C. E., Manson, A. H., Franke, S. J., Singer, W., Hoffmann, P., Clark, R. R., Tsuda, T., Nakamura, T., Tsutsumi, M., Hagan, M. E., Fritts, D. C., Isler, J., and Portnyagin, Y. I., 1996: Global study of northern hemisphere quasi-2-day wave events in recent summers near 90 km, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1401–1411, doi:10.1016/0021-9169(95)00120-4.

- Muller, H. G., 1972: Long-period meteor wind oscillations, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A271, 585–598, doi:10.1098/rsta.1972.0026.
- Pancheva, D. V., Mitchell, N. J., Manson, A. H., Meek, C. E., Jacobi, C., Portnyagin, Y., Merzlyakov, E., Hocking, W. K., MacDougall, J., Singer, W., Igarashi, K., Clark, R. R., Riggan, D. M., Franke, S. J., Kürschner, D. K., Fahrutdinova, A. N., Stepanov, A. M., Kashcheyev, B. L., Oleynikov, A. N., and Muller, H. G., 2004: Variability of the quasi-2-day wave observed in the MLT region during the PSMOS campaign of June–August 1999, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 66, 539–565, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.008.
- Pfister, L., 1985: Baroclinic instability of easterly jets with applications to the summer mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 42, 313–330, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0313:BIOEJW>2.0.CO;2.
- Plumb, R. A., 1983: Baroclinic instability of the summer mesosphere: A mechanism for the quasi-two-day wave?, *J. Atmos. Sci.*, 40, 262–270, doi:10.1175/1520-0469(1983)040<0262:BIOTSM>2.0.CO;2.
- Press, A. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 2001: *Numerical Recipes in Fortran 77. The Art of Scientific Computing*, vol. 1 of *Fortran Numerical Recipes*, Cambridge University Press, 2nd Ed., URL <http://apps.nrbook.com/fortran/index.html>.
- Salby, M. L., 1981: Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part II: Equinox and solstice conditions, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1827–1840, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1827:RNMINB>2.0.CO;2.
- Salby, M. L. and Callaghan, P. F., 2001: Seasonal amplification of the 2-day wave: Relationship between normal mode and instability, *J. Atmos. Sci.*, 58, 1858–1869, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<1858:SAOTDW>2.0.CO;2.
- Stober, G., Jacobi, C., Fröhlich, K., and Oberheide, J., 2008: Meteor radar temperatures over Collm (51.3° N, 13° E), *Adv. Space Res.*, 42, 1253–1258, doi:10.1016/j.asr.2007.10.018.
- Wu, D. L., Fishbein, E. F., Read, W. G., and Waters, J. W., 1996: Excitation and Evolution of the Quasi 2-Day Wave Observed in UARS/MLS Temperature Measurements, *J. Atmos. Sci.*, 53, 728–738, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<0728:EAEOTQ>2.0.CO;2.

# Zonal prevailing wind trends derived from combined low-frequency and VHF meteor radar wind measurements in the lower thermosphere over Collm (51.3°N, 13.0°E)

Ch. Jacobi

*Institute for Meteorology, Stephanstr. 3 04103 Leipzig, E-Mail: [jacobi@uni-leipzig.de](mailto:jacobi@uni-leipzig.de)*

**Summary:** Mesopause region winds have been measured by the low-frequency (LF) method at Collm until 2008. Since 2004, meteor radar (MR) measurements have been performed also. The LF and MR data set are combined to obtain a continuous time series of monthly zonal prevailing winds from 1979 through 2013 at about 90 km altitude. It has been found that, on a monthly time scale, the difference between zonal prevailing winds measured by LF and MR are small. During the 35-yr time interval considered, the zonal winds show positive trends towards more westerly winds throughout the year except for spring. There is a tendency that in spring and summer the trends are changing from more positive to small or negative after 1995. There is a possible influence of the 11-year solar cycle, most visible during early summer and early winter, and the effect weakens during recent years.

**Zusammenfassung:** Windmessungen in der Mesopausenregion wurden an der Außenstelle Collm der Universität Leipzig mit der Langwellenreflexionsmethode (low frequency, LF) bis 2008 durchgeführt. Seit 2004 wurden die Messungen durch Messungen mit Meteorradar (MR) ergänzt und schließlich ersetzt. Die LF- und MR-Daten werden zusammengesetzt um einen kontinuierlichen Datensatz des monatlichen zonalen Windes von 1979 bis 2013 zu erhalten. Es zeigte sich, dass die Monatsmittel von LF- und MR-Windmessungen nur geringe Unterschiede aufweisen. Der Zonalwind weist während des ganzen Jahres, mit Ausnahme des Frühjahrs, einen positiven Trend zu stärker westwärts gerichtetem Wind hin auf. Es gibt Hinweise auf eine Änderung des Trends im Frühjahr und Sommer hin zu geringerem Trend bzw. einer leichten Trendumkehr ab 1995. Es ist ein möglicher Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu verzeichnen, der jedoch im Frühjahr und Sommer während des letzten solaren Zyklus abgenommen hat.

## 1 Introduction

To analyze long-term trends and decadal and interannual variability of the mesosphere-lower thermosphere (MLT) region, meteor radar (MR) measurements applying Doppler measurements from meteor trail reflections, and spaced receiver (so called D1) measurements both applying medium frequency and low frequency (LF) radio waves, have successfully been applied. Earlier measurements with the LF and MR method

have been performed without height finding (e.g. Bremer et al., 1997), and the height has been attributed to the mean meteor or reflection height, respectively, which both are found to be about 90 km.

Direct comparisons between LF and MR measurements, both without height finding, have been performed by Lysenko et al. (1972). They concluded that the resulting winds show general agreement on average, but may differ at shorter time scales. Jacobi et al. (2009), however, have found large differences when analyzing hourly mean winds, and including height finding. Similar differences have already been found earlier (e.g. Hocking and Thayaparan, 1997; Manson et al., 2004). One may conclude, that much of the bias between D1 and Doppler measurements are height dependent and may cancel each other when wind measurements without height finding are considered. Of course, such an approach reduces the information on interannual variability, because winds below and above 90 km altitude frequently show opposite interannual behavior (e.g. Jacobi and Ern, 2013). This is due to the filtering effect of gravity waves in the mesosphere, so that stronger mesospheric wind jets are connected with stronger vertical shear of zonal winds, so that interannual variability signature may reverse between about 80 and 100 km, so that in between, around 90 km, such kind of signatures are small.

In the following, the monthly zonal prevailing winds over Collm, measured with an LF system until 2008, and with a MR system since 2004, are compared and a combined time series is constructed. This time series is analyzed with respect to long-term linear trends, a possible solar cycle effect, and changes of linear trends.

## 2 Measurements and data analysis

### 2.1 Collm low-frequency zonal wind measurements

At Collm Observatory (51.3°N, 13.0°E), MLT winds have been obtained by D1 LF radio wind measurements from 1979 to 2008 using the sky wave of three commercial radio transmitters. The data, measured at three individual reflection points in the lower ionospheric E-region, are combined to half-hourly zonal and meridional mean wind values, and attributed to a mean reflection point at 52°N, 15°E. Actually, measurements have started in 1959 but not on 3 frequencies, so these data are not used here.

A multiple regression analysis is used to determine the prevailing wind and the semi-diurnal tidal wind assuming clockwise circularly polarized tidal. The method is applied to the monthly median half-hourly winds to calculate monthly mean parameters (Jacobi and Kürschner, 2006). The data are attributed to the mean nighttime reflection height. Disregarding the diurnal tide may introduce a bias into the analysis of the mean winds, but this should not influence wind trends very much.

During daytime the reflection height of LF radio waves strongly decreases, and especially in summer there are regular daily data gaps owing to absorption in the ionospheric D-region. Therefore only nighttime data are used in the analysis. This means that depending on season only 8 (July) to 14 (January) hours of data are available, which precludes including the diurnal tide into the regression analysis.



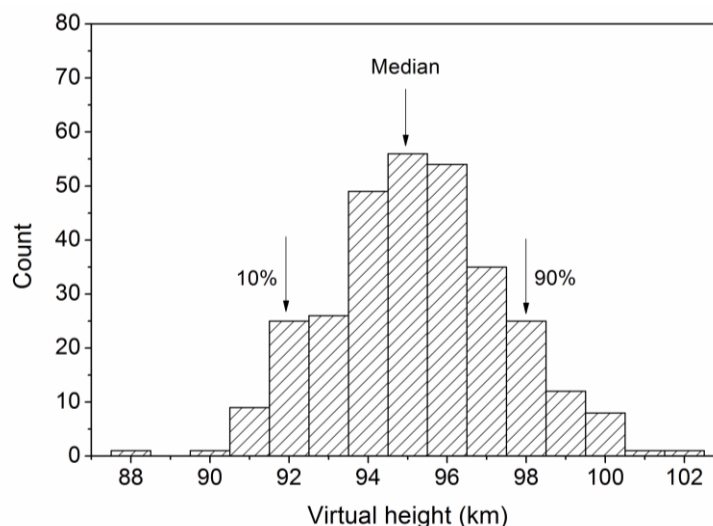


Fig. 1: Histogram of monthly mean virtual LF heights 1983 – 2007.

The virtual reflection heights  $h'$  have been estimated since late 1982 using measured travel time differences between the separately received reflected sky wave and the ground wave (Kürschner and Schminder, 1986). This information is not directly used here, in order to avoid possible artifacts due to different analysis procedures before and after 1982. However, the monthly mean nighttime heights have been used to determine the monthly mean reflection heights for the years 1983 – 2006 (Fig. 1). Their mean and their median amount to 95.34 km and 95 km, respectively. Due to group retardation in the D region these virtual heights  $h'$  exceed the real height by several km. Jacobi (2011) compared semidiurnal tidal phases measured by LF and MR and found that real heights  $h$  can be estimated from  $h'$  using  $h = -6.73 + 1.53h' - 0.00546h'^2$  for  $h' > 81$  km, while below 81 km the differences are negligible. Applying this empirical formula to the virtual height distribution in Fig. 1, a mean real LF height of 89.5 km is estimated.

## 2.2 SKiYMET meteor radar measurements

The VHF SKiYMET meteor radar located at Collm has been in operation nearly continuously since July 2004. It measures winds, temperatures, and meteor parameters at altitudes between approximately 80 and 100 km. The radar uses the Doppler shift of the reflected radio wave from ionized meteor trails to obtain radial velocities along the line of sight of the radio wave.

The radar operates at a frequency of 36.2 MHz and has an effective pulse repetition frequency of 536 Hz. The power is 6kW. The transmitting antenna is a 3-element Yagi with a sampling resolution of 1.87 ms and an angular and range resolution of about  $2^\circ$  and 2 km, respectively. The receiving interferometer consists of five 2-element Yagi antennas arranged as an asymmetric cross to allow determination of azimuth and elevation angle from phase comparisons of the individual receiver antenna pairs. Together with range measurements the meteor trail position is detected. The radar and the data collection procedure are described by Hocking et al. (2001) and Jacobi et al. (2005), and the background winds and tidal parameter are presented by Jacobi (2011).

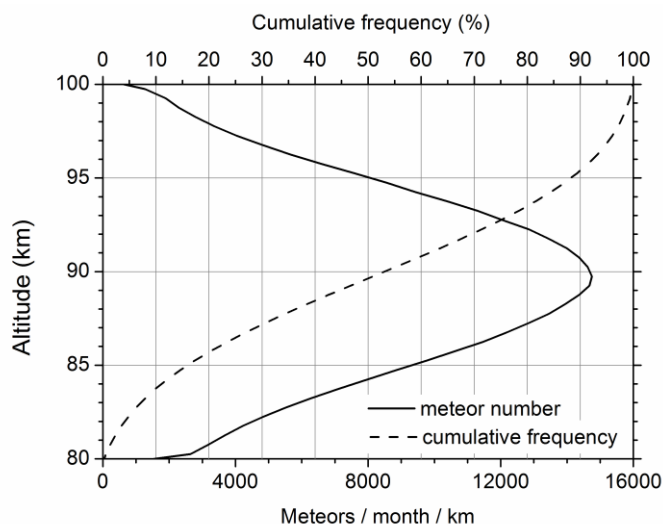


Fig. 2: Height distribution of registered meteors in the height range 80-100 km during 2005-2013. Mean and median heights are 89.7 km and 89.5 km, respectively.

The radar delivers half hourly mean horizontal wind values through projection of the horizontal half-hourly wind components to the individual radial winds under the assumption that vertical winds are small. Meteors at altitude between 80 and 100 km are used here. Fig. 2 shows the height distribution and cumulative frequency of the registered meteors. One may see that the peak height is very close to the LF mean height. Mean and median heights are 89.7 km and 89.5 km, respectively. Therefore it appears reasonable to compare the mean winds with the LF winds calculated as described above. Note that the meteor radar standard analysis procedure delivers vertical profiles of wind parameters. Through the effective vertical averaging performed here there is a tendency of reducing especially solar tides owing to the vertical phase gradient, but the prevailing winds should be less affected.

Monthly mean prevailing winds are calculated by a least squares fit of one month of half-hourly mean winds on model winds including the mean (prevailing) wind and the semidiurnal and diurnal tide.

### 2.3 Combined time series

The long-term mean monthly means of both LF and MR measurements are shown in Fig. 3. The seasonal cycles reproduce the known features from earlier measurements at Collm and other midlatitude sites (e.g. Bremer et al., 1997). Note that the long-term means in Fig. 3 refer to different time intervals of different length, so that only the overall features may be compared here. The error bars show standard deviations of the LF winds, while the interannual variability of the MR winds is indicated by greyscale shading that shows monthly maximum and minimum values during the 9 years of data. This procedure is chosen because of the comparatively small amount of data available so far. One can see that LF and MR data overlap within their ranges of variability. For the 2<sup>nd</sup> half of the year, a tendency for slightly stronger MR winds compared to LF winds is visible. This, however, is owing to a long-term positive wind trend, which has already been registered both in the Collm LF winds, and in other midlatitude measurements (e.g. Jacobi and Kürschner, 2006; Keuer et al., 2007), and does not necessarily indicate a bias between the two time series.

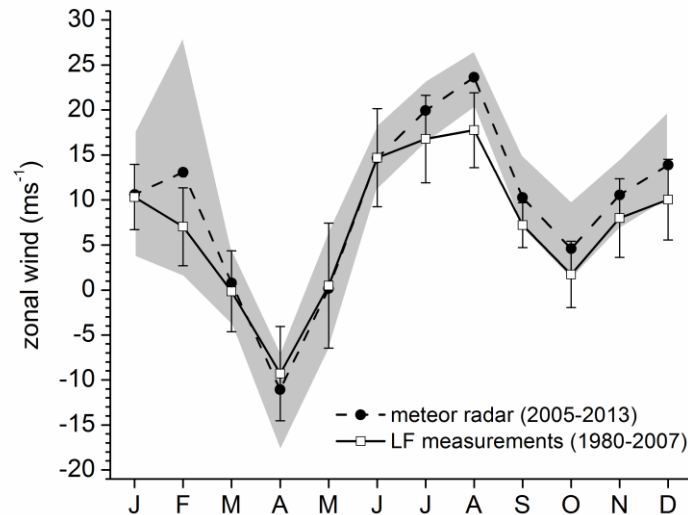


Fig. 3: Long-term mean seasonal cycles of MR and LF zonal wind. Error bars show LF wind standard deviation. Greyshading denotes maximum and minimum MR winds during the 9 years of observations.

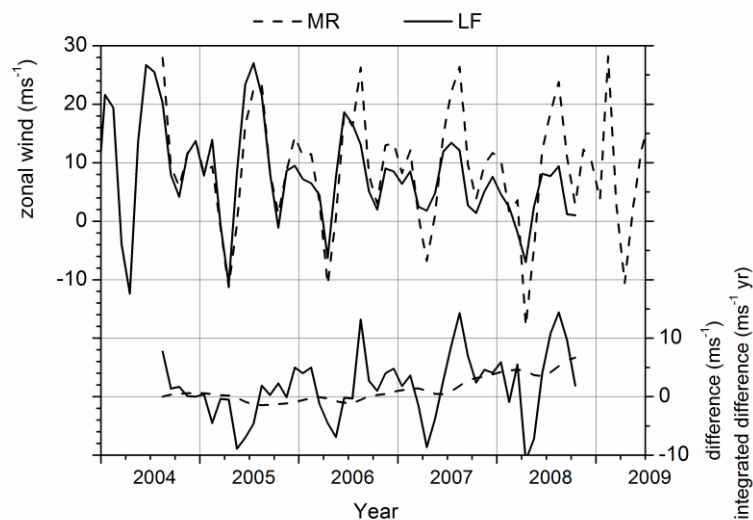


Fig. 4: Monthly mean zonal winds as measured by LF and MR during 2004 – 2008. In the lower part of the figure the MR – LF difference is shown as a solid line, as well as the integrated difference (dashed line).

Between August 2004 and September 2008 the two systems had been operated in parallel. This provides the possibility of calibrating them against each other. In Fig. 4, the monthly means measured with both systems are shown. In the lower part, the differences and the accumulated differences are shown. One may note that the accumulated differences are small until 2006 and then increase, indicating a degradation of the LF system after that year. One may note that the seasonal amplitudes as measured by LF decrease, while this is not the case with the MR winds. Even before 2006, larger differences are found during certain months, however, close inspection shows that there is no systematic seasonal cycle of these differences then. After 2006, however, especially the summer westerly winds are underestimated by the LF system.

Fig. 5 shows a scatter plot of LF vs. MR winds for 2 time intervals. The linear fit curve, with an offset of  $1.6 \text{ ms}^{-1}$  and a slope of 0.8 refers to the data until the end of 2006. It can be seen that the mean bias is not very large and there is only a slight underestimation of the winds by the LF method. After 2006 the bias increases.

Portnyagin et al. (2004) have also noted relatively small differences between MR (Dopper) and D1 measurements. In contrast, analysis of hourly winds showed more substantial differences of up to a factor of 2 (Jacobi et al., 2009). Thus, the good correspondence between LF and MR winds before 2007 is due to the fact that the bias in hourly winds, which mainly affect tides and large summer winds, mainly cancels out due to temporal and vertical averaging.

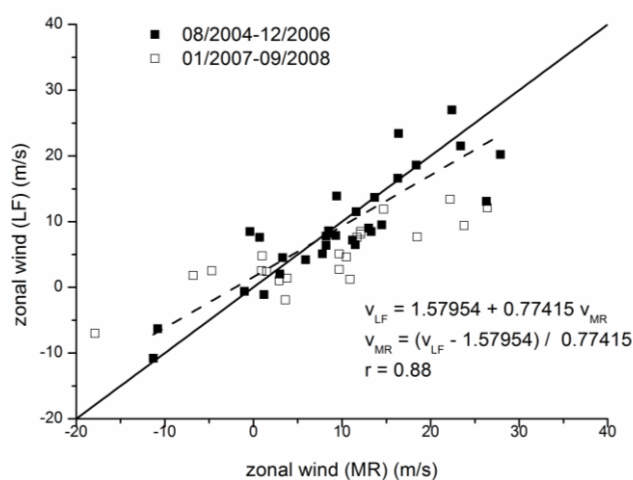


Fig. 5: Monthly mean zonal winds as measured by LF vs. meteor radar zonal winds during two time intervals. The solid line indicates  $MR = LF$ . Linear regression (dashed line) is based on the data from 08/2004 – 12/2006.

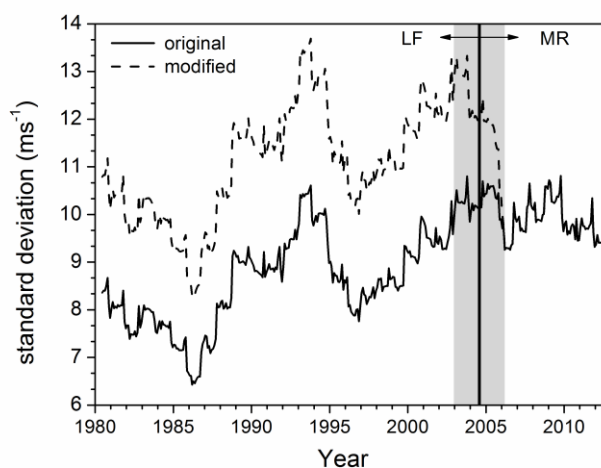


Fig. 6: Running standard deviations, each based on 37 months of zonal wind data. The time series is composed of LF winds until 07/2004, and radar winds later. The vertical line denotes the change from LF to MR, and the greyshading shows the time interval, when the values are influenced by data from both systems. The solid line is constructed from original data, while for the dashed line the LF winds have been modified according to the regression shown in Fig. 5.

The results from the linear fit shown in Fig. 5 have experimentally been used for correcting the LF data set and a combined data set, consisting of LF winds until July 2004, and MR winds from then on, was constructed. This procedure, however, leads to a too strong seasonal cycle before 2004, as can be seen, e.g., when the standard deviation for 37-mon time intervals is plotted as a time series (Fig. 6, dashed line). One can see that the LF standard deviation then is much larger than the MR one and that there is a jump when the systems change. Jacobi et al. (2005) found from comparison of 2 months of LF and MR data in 2004 that the two time series excellently agree without any fitting procedure. One may conclude that the differences, resulting in the slope of the regression line in Fig. 5, are only due to few outliers not representative for the entire LF time series. Therefore, the recommended procedure is to use both LF and MR time series without any modification and to combine them to one long-term time series. When doing so, there is no indication of inhomogeneity of the combined time series (solid line in Fig. 6).

### 3 Results and discussion

#### 3.1 Long-term mean trends

The combined time series, consisting of monthly mean LF winds from 1979 through July 2004, and of MR winds from August 2004 through 2013, is shown in Fig. 7. The zero wind line is highlighted, and the change between the systems is indicated by a thick solid line. There is considerable interannual and decadal variability of the zonal winds during all months. Earlier analyses of the Collm LF time series have shown that there is a possible effect of the solar cycle (Jacobi and Kürschner, 2006), the equatorial stratospheric quasi-biennial oscillation (QBO, Jacobi et al., 1996), the Southern Oscillation (SO), and the North Atlantic Oscillation (NAO) (Jacobi, 2009). Interannual variability of the lower thermosphere, however, is connected with the one of the mesosphere through gravity wave–mean flow interaction. Stronger/weaker mesospheric winds, which are connected with larger/smaller gravity wave amplitudes, lead to stronger/weaker wind shear and consequently the lower thermospheric winds tend to be anticorrelated with the mesospheric ones (Jacobi and Ern, 2013). As a consequence, in the centre of the height range accessible to the MR, interannual variability of the mean winds tends to be smaller than at the upper and lower height gates, so that the signature of atmospheric circulation patterns like QBO, NAO and SO is not that clearly visible than it is the case at other altitudes.

From visual inspection of Fig. 7, a positive trend is visible more or less throughout the year, except for spring. Three-monthly means for winter (December–February, DJF), spring (March–May, MAM), summer (June–August, JJA) and autumn (September–November, SON) are shown in Fig. 8. Linear trends are added. The trend coefficients and the respective correlation coefficients are given in Table 1. The trends are positive in all seasons, but not significant in spring.

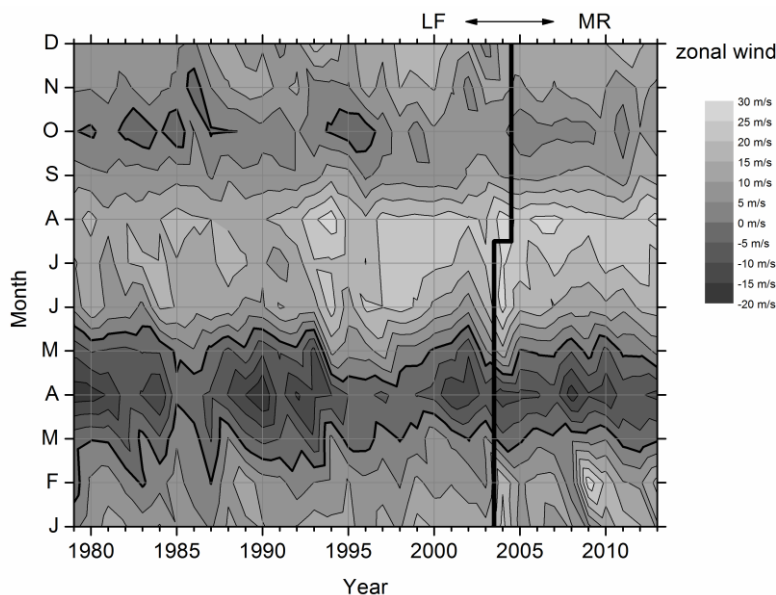


Fig. 7: Zonal prevailing winds 1979 – 2013 for each month of the year. The heavy solid line shows the change from LF to MR. The zero wind line is highlighted.

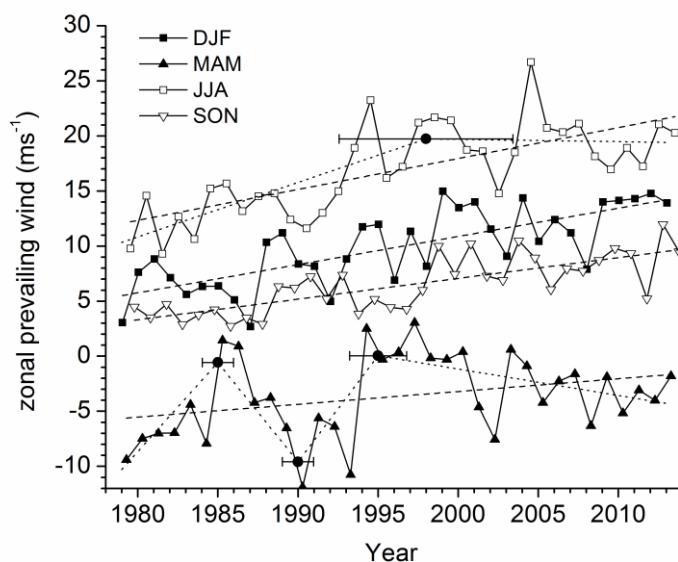


Fig. 8: 3-monthly mean winds for 4 seasons winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA) and autumn (SON). For DJF the year refers to the one of the respective January. Linear fit lines are added. For MAM and JJA, piecewise linear fits with the standard deviations of the breakpoint positions are added.

Tab. 1: Trend coefficients and their standard errors and correlation coefficients, obtained from linear least-squares fitting of the 3-monthly seasonal zonal winds.

	Winter (DJF)	Spring (MAM)	Summer (JJA)	Autumn (SON)
Trend ( $\text{ms}^{-1}\text{yr}^{-1}$ )	$0.26 \pm 0.04$	$0.12 \pm 0.06$	$0.28 \pm 0.05$	$0.19 \pm 0.03$
Correlation coefficient	0.75	0.31	0.70	0.76

Earlier analyses of MLT winds have provided evidence for a possible break in trends (Jacobi et al., 2012). Therefore, possible breakpoints have been analyzed according to Liu et al. (2010), by minimizing the Bayesian Information Criterion (BIC), which takes into account residuals of the fit and the number of breakpoints. For autumn and winter, the most probable fit according to BIC is a straight line, but for spring and summer a piecewise fit with 3 and 1 breakpoints, respectively, turns out to be the most probable solution. One can see that there is a change of trends during the 2<sup>nd</sup> half of the 1990s, and some decadal variability in spring, which is visible during the 1980s and early 1990s.

### 3.2 Solar cycle effect

From Fig. 8 one may note a considerable quasi-decadal variability during some seasons. So there are minima of spring winds in 1990 and 2002, when there were peak solar activities during solar cycles 22 and 23. Jacobi and Kürschner (2006) have already presented a possible solar cycle effect on LF winds, and found a negative effect in early summer and a positive effect in early winter. Thus, to investigate the solar effect using the longer time series available now, a multiple regression after

$$v = a + b \cdot yr + c \cdot F, \quad (1)$$

with  $yr$  as the year and  $F$  as the F10.7 solar radio flux as a proxy for solar variability especially in the extreme ultraviolet, has been performed. This is the same approach as in Jacobi and Kürschner (2006), but they used the sunspot number instead of F10.7.

In Figure 9 the spring and autumn time series from Figure 8 are shown again. The reconstructed time series after Eq. 1 are also shown, as well as the F10.7 solar flux, calculated as the average of the autumn and spring seasonal means. A clear solar cycle is visible, although there is a tendency that in spring the solar cycle effect has decreased during the last solar minimum. Actually, Jacobi and Ern (2013) have shown that during the deep solar minimum the solar cycle effect at least for the summer season reverses, and since the last minimum has been extraordinarily deep and extended this effect may have been stronger during the last decade.

The trend and solar cycle coefficients  $b$  and  $c$  from Eq. 1 for each month are shown in Fig. 10. The trend is positive throughout the year except for spring/early summer, when it is small and insignificant. The mean trend, averaged over the year, amounts to  $0.19 \pm 0.13 \text{ ms}^{-1}\text{yr}^{-1}$ . Note, however, that a uniform trend throughout the year cannot be expected. The winter westerlies (see Fig. 3) represent the upper part of the mesospheric westerly wind jet, while the summer westerlies show the lower thermospheric wind jet above the mesospheric summer easterlies. Since the summer westerlies are owing to gravity wave mean flow interaction, and gravity wave amplitudes have increased during the last decades connected with a stronger mesospheric wind jet (Hoffmann et al., 2011), the positive summer trend effect seen in Fig. 9 actually is the signature of a negative effect (towards stronger easterly winds) in the mesosphere. During spring, the mesospheric easterlies partly extend to the lower thermosphere, which can be seen in the small or negative winds in Fig. 3 (see also Jacobi, 2011, for example). Also in autumn, during a short time interval the winds may reverse, but typically at time scales below one month. Thus, the seasonal distribution of the trend coefficients indicates that both the winter and the summer mesospheric jets became stronger during recent years. This finding differs from the trends observed by Bremer

at al. (1997) using earlier data dating back to the 1960s. This may indicate a possible change of long-term trends in the 1970s, which is also shown by Jacobi et al. (2012).

Regarding the solar cycle effect, there is a clear seasonal variation with negative values in spring/early summer and positive values in autumn/early winter. This indicates that both during summer and winter the mesospheric wind jets strengthen during solar maximum. During summer this is not seen in the lower thermosphere because this is partly compensated by a gravity wave effect in the opposite direction, owing to a mechanism similar to the one described above for the prevailing wind. During midwinter the solar signature is small, because the wind field is strongly disturbed by planetary waves and sudden stratospheric warmings that strongly influence the MLT wind field (Hoffmann et al., 2002).

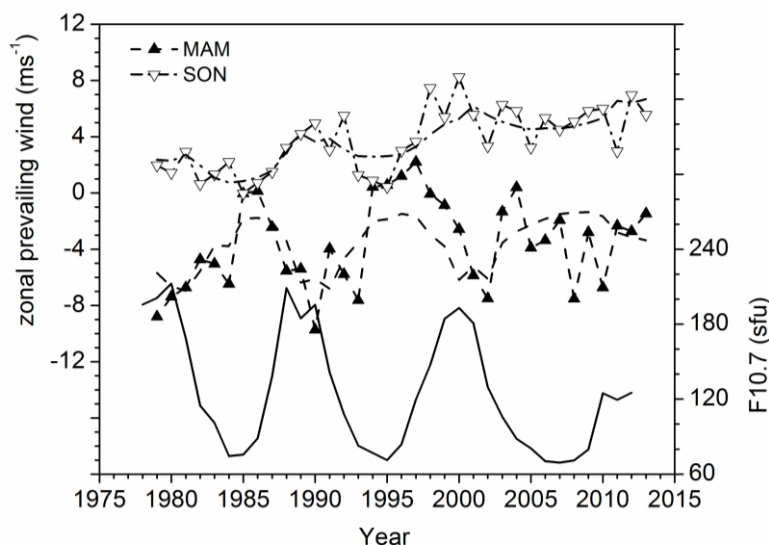


Fig. 9: 3-monthly mean winds for spring (MAM) and autumn (SON). Reconstructed data from a linear regression including trend and solar cycle after Eq. 1 are added. In the lower part F10.7 solar flux values are shown.

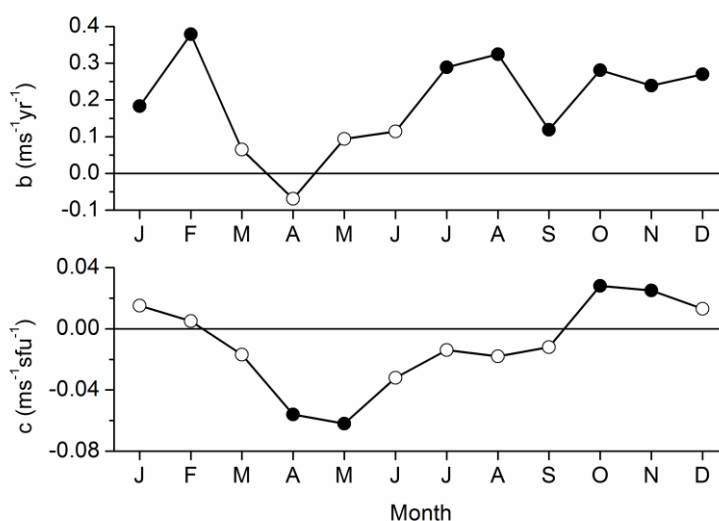


Fig. 10: Coefficients  $b$  (trend) and  $c$  (solar effect) from Eq. 1 for each month of the year. All years from 1979 – 2013 are used.



### 3.3 Possible changes of trends

Having a look at the time series in Figs. 7 and 8 one may recognize a tendency for a decreasing trend during the last decade. Such a tendency has already been noted by Jacobi et al. (2012) applying piecewise linear trend analysis, from the LF time series alone. In addition, Jacobi et al. (2006) did not find negative spring trends when analyzing the solar effect from the LF time series until 2004. Regarding the solar cycle effect in summer, Jacobi and Ern (2013) already noted that during solar minimum the solar effect on the zonal wind is reversed, probably due to gravity wave-mean flow interaction changes. Since the recent solar minimum was extraordinarily deep, there is a tendency of decreasing overall solar effect to be expected.

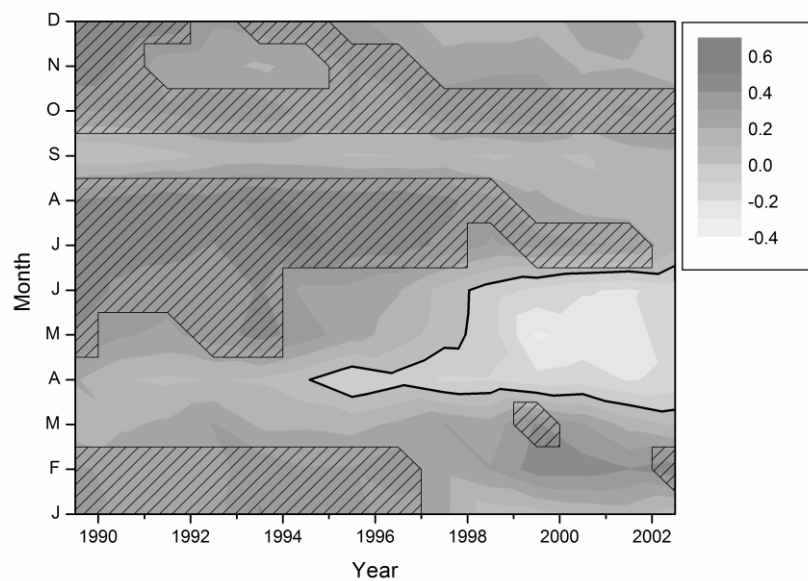


Fig. 11: Coefficients  $b$  (trend) in  $\text{ms}^{-1}\text{yr}^{-1}$  for each month of the year and for different 22 yr time intervals centered on the years given on the abscissa. Significant values at the 95% level according to a  $t$ -test are hatched. The zero trend line is highlighted.

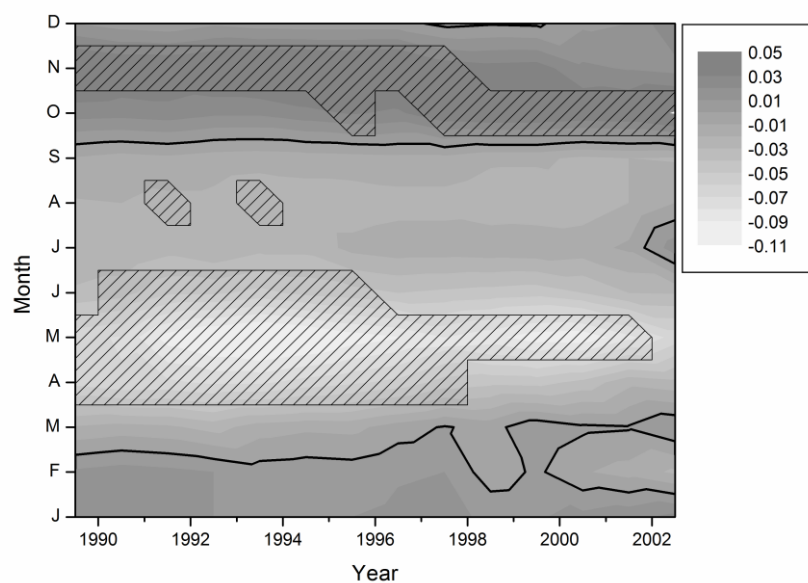


Fig. 12: As in Fig. 11, but for coefficients  $c$  (solar effect) in  $\text{ms}^{-1}\text{sfu}^{-1}$ .

In Figs 11 and 12, the coefficients  $b$  and  $c$  from Eq. 1 are presented, but for a running 22 year window that was shifted by one year, while the time on the abscissa indicates the centre of the window. One can see the clear decrease of linear trend coefficients in spring and summer. During winter, the change of trends appears small or absent, although the significance level of the trends decreases as well. The negative solar cycle effect in spring/summer clearly decreases with time, during July it even reverses, although the trends are not significant then. During autumn/winter there is no clear change of the solar effect with time.

#### 4 Conclusions

The comparison of the monthly mean zonal prevailing wind time series, based on both LF and MR observations at Collm, have shown that at about 90 km altitude both systems have registered the same winds and there is no obvious bias between the time series. This is a result similar to the one by Lysenko et al. (1972) or Portnyagin et al. (2004) who found small differences between Doppler and D1 winds on a monthly scale. However, this good correspondence between the two data sets is only valid on a monthly scale and when both data sets are analyzed without including the height information. While this approach of course reduces the information content of the data set, a longer and homogeneous time series of zonal winds can be obtained.

The monthly mean zonal prevailing winds show positive, i.e. directed towards more westerly winds, trends throughout the year except for spring. This is similar to earlier findings (Jacobi and Kürschner, 2006, Jacobi et al., 2012) of analyses including data sets since the late 1970s, but in contradiction to results from earlier analyses that include the 1960s (Bremer et al., 1997). This indicates that the observed long-term trends are changing. Indeed, also in the time series analyzed here there is a tendency that the trends are changing in spring and summer from more positive to small or negative trends after 1995. This break may be connected with the change of ozone trend around that time, which influences the temperature structure of the middle atmosphere (see, e.g., Beig, 2011, for an overview).

There is a possible influence of the 11-year solar cycle, most visible during early summer and early winter. Except for very early analyses (Greisiger et al., 1987), earlier results for European stations (Bremer et al., 1997) show similar tendencies, namely a negative effect in spring/early summer and a positive effect in early winter, which indicates that both winter and summer mesospheric jets are stronger during solar maximum. This has also been shown by numerical modeling (Schmidt et al., 2006). There is a tendency that the solar effect weakens and in summer partly reverses during recent years, i.e. during the deep solar minimum 23/24. Jacobi and Ern (2013) have shown that this is probably due to changes of the height of maximum gravity wave-mean flow interaction, so that measurements without height finding may observe different parts of the wind systems during solar maximum and solar minimum. This is a disadvantage of the approach chosen here, and future analyses should include the height information of the LF winds. This, however, is only available since 1983, and also requires more detailed analysis of the possible underestimation of winds by the LF method (Jacobi et al., 2009).

The results presented here only include the zonal wind component. Jacobi et al. (2009) have shown that the meridional component as measured by D1 measurements differ more strongly from the Doppler winds than the zonal component does. The reason for this is still unclear, and it means that the construction of a meridional wind time series requires more detailed analysis of possible biases, even, if measurements without height information are considered.

### Acknowledgements

F10.7 solar radio flux data have been provided by NGDC through ftp access on [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\\_DATA/](ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/).

### References

- Beig, G., 2011: Long-term trends in the temperature of the mesosphere/lower thermosphere region: 1. Anthropogenic influences, *J. Geophys. Res.*, 116, 116, A00H11, doi:10.1029/2011JA016646.
- Bremer, J., Schminder, R., Greisiger, K.M., Hoffmann, P., Kürschner, D., Singer, W. 1997: Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 59, 497-509.
- Greisiger, K.M., Schminder, R., Kürschner, D., 1987: Long-period variations of wind parameters in the mesopause region and the solar cycle dependence, *J. Atmos. Terr. Phys.* 49, 281 - 285.
- Hocking, W.K., Thayaparan, T., 1997: Simultaneous and collocated observations of winds and tides by MF and meteor radars over London, Canada (43°N, 81°W), during 1994-1996, *Radio Sci.*, 2, 833-865.
- Hocking, W.K., Fuller, B., Vandeppeer, B., 2001. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 63, 155-169, 2001.
- Hoffmann, P., Singer, W., Keuer, D., 2002: Variability of the mesospheric wind field at middle and Arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64, 1229-1240.
- Hoffmann, P., Rapp, M., Singer, W., Keuer, D., 2011: Trends of mesospheric gravity waves at northern middle latitudes during summer, *J. Geophys. Res.*, 116, D00P08, doi:10.1029/2011JD015717.
- Jacobi, Ch., 2009: Possible signal of tropospheric circulation patterns in middle atmosphere dynamics, Collm (51.3°N, 13°E) mesosphere lower thermosphere winds 1979-2008, Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig, 45, 153-162.
- Jacobi, Ch., 2011: Meteor radar measurements of mean winds and tides over Collm (51.3°N, 13°E) and comparison with LF drift measurements 2005-2007, *Adv. Radio Sci.*, 9, 335-341.
- Jacobi, Ch., Schminder, R., Kürschner, D., 1996: On the influence of the stratospheric quasi-biennial oscillation on the mesopause zonal wind over Central Europe, *Meteorol. Zeitschrift, N.F.*, 5, 318-323.
- Jacobi, Ch., Kürschner, D., Fröhlich, K., Arnold, K., Tetzlaff, G., 2005: Meteor radar wind and temperature measurements over Collm (51.3°N, 13°E) and comparison with co-located LF drift measurements during autumn 2004, Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig, 36, 98-112.

- Jacobi, Ch., Kürschner, D., 2006: Long-term trends of MLT region winds over Central Europe, *Phys. Chem. Earth*, 31, 16-21.
- Jacobi, Ch., Arras, C., Kürschner, D., Singer, W., Hoffmann, P., Keuer, D., 2009: Comparison of mesopause region meteor radar winds, medium frequency radar winds and low frequency drifts over Germany, *Adv. Space. Res.*, 43, 247-252.
- Jacobi, Ch., Hoffmann, P., Liu, R.Q., Merzlyakov, E.G., Portnyagin, Yu.I., Manson, A.H., Meek, C.E., 2012: Long-term trends, their changes, and interannual variability of Northern Hemisphere midlatitude MLT winds, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 75-76, 81-91, doi:10.1016/j.jastp.2011.03.016.
- Jacobi, Ch., Ern, M., 2013: Gravity waves and vertical shear of zonal wind in the summer mesosphere-lower thermosphere, *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig*, 51, 11-24.
- Keuer, D., Hoffmann, P., Singer, W., Bremer, J., 2007: Long-term variations of the mesospheric wind field at mid-latitudes, *Ann. Geophys.*, 25, 1779–1790.
- Liu, R.Q., Jacobi, Ch., Hoffmann, P., Stober, G., Merzlyakov, E.G., 2010: A piecewise linear model for detecting climatic trends and their structural changes with application to mesosphere/lower thermosphere winds over Collm, Germany, *J. Geophys. Res.*, 115, D22105, doi:10.1029/2010JD014080.
- Lysenko, I.A., Portnyagin, Yu.I., Sprenger, K., Greisiger, K.M., Schminder, R., 1972: Results of a comparison between radar meteor wind measurements and simultaneous lower ionospheric drift measurements in the same area, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 34, 1435–1444.
- Manson, A.H., Meek, C.E., Hall, C.M., Nozava, S., Mitchell, N.J., Pancheva, D., Singer, W., Hoffmann, P., 2004: Mesopause dynamics from the Scandinavian triangle of radars within the PSMOS-DATAR Project, *Ann. Geophys.*, 22, 367-386.
- Portnyagin, Yu., Solovjova, T., Merzlyakov, E., Forbes, J., Palo, S., Ortland, D., Hocking, W., MacDougall, J., Thayaparan, T., Manson, A., Meek, C., Hoffmann, P., Singer, W., Mitchell, N., Pancheva, D., Igarashi, K., Murayama, Y., Jacobi, Ch., Kürschner, D., Fahrutdinova, A., Korotyshkin, D., Clark, R., Taylor, M., Franke, S., Fritts, D., Tsuda, T., Nakamura, T., Gurubaran, S., Rajaram, R., Vincent, R., Kovalam, S., Batista, P., Poole, G., Malinga, S., Fraser, G., Murphy, D., Riggin, D., Aso, T., Tsutsumi, M., 2004: Mesosphere/lower thermosphere prevailing wind model, *Adv. Space Res.*, 34, 1755-1762, doi:10.1016/j.asr.2003.04.058.
- Schmidt, H., Brasseur, G.P., Charron, M., Manzini, E., Giorgetta, M.A., Diehl, T., Fomichev, V.I., Kinnison, D., Marsh, D., Walters, S., 2006: The HAMMONIA chemistry climate model: sensitivity of the mesopause region to the 11-year solar cycle and CO<sub>2</sub> doubling, *J. Clim.*, 19, 3903-3931.

## Solar activity and ionospheric response as seen from combined SolACES and SDO-EVE solar EUV spectra.

Ch. Jacobi<sup>1</sup>, B. Nikutowski<sup>1,2</sup>, J. Hein<sup>1</sup>, C. Unglaub<sup>1</sup>, Ch. Erhardt<sup>2</sup>, R. Brunner<sup>2</sup>, G. Schmidtke<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institut for Meteorology, Stephanstr. 3 04103 Leipzig, E-Mail: jacobi@uni-leipzig.de*

<sup>2</sup>*Fraunhofer-Institut für Physikalische Messtechnik (IPM), Heidenhofstraße 8, 79110 Freiburg*

**Summary:** Ionospheric response to solar EUV variability during late 2012 through mid 2013 is shown by the EUV-TEC proxy based on combined SolACES and SDO/EVE solar spectra. The results are compared with global TEC analyses. We found that EUV-TEC describes TEC variability better than the conventional F107 index, especially during periods of strong solar flare activity.

**Zusammenfassung:** Der Einfluss solarer EUV-Variabilität auf die Ionosphäre im Zeitraum Ende 2012 bis Mitte 2013 wurde mit Hilfe des EUV-TEC-Proxys dargestellt. Eingabedaten waren kombinierte SolACES und SDO/EVE-Spektren. Verglichen wurden die Ionisationsraten mit globalen TEC-Analysen. Es zeigt sich, dass EUV-TEC die ionosphärische Variabilität besser repräsentiert als konventionelle Indizes wie F10.7, besonders während Zeiten starker solarer Aktivität.

### 1 Introduction

The solar extreme ultraviolet (EUV) radiation varies on different time scales, with the 11-year Schwabe sunspot cycle and the 27-day Carrington rotation cause the primary variability. Consequences are strong changes of ion content of the upper atmosphere. The ion content may be described by the Total Electron Content (TEC), which is the integrated electron density over height and often given in term is TEC Units (TECU, 1 TECU =  $10^{16}$  electrons/m<sup>2</sup>). The majority of the electrons are found in the ionospheric F layer where, according to simple theory, electron density is proportional to the ionization rate. Therefore, TEC variability is a coarse estimate for ionization as well, so that indices describing ionization may be compared against ionospheric TEC.

Solar variability is often described by simple indices like F10.7, which is defined as the solar radio emission at a wavelength of 10.7 cm, although the primary factor that controls TEC variations and the variability of thermospheric density and temperature is the solar EUV radiation (Emmert et al., 2010, Maruyama, 2010). Furthermore, a nonlinear relationship between F10.7 and EUV fluxes is found (e.g., Liu et al., 2011). Therefore, especially under solar minimum conditions, conventional indices may not

well describe the EUV radiation and there is a need for updated EUV indices to describe the ionospheric variability.

In this work we present the EUV-TEC proxy (Unглаub et al., 2011, 2012), which is intended to explain solar induced ionospheric variability. EUV-TEC is calculated here from combined SolACES and SDO/EVE spectra. The proxy will be compared against F10.7 and the global mean TEC.

## **2 Measurements and data analysis**

### ***EUV measurements from SolACES and SDO-EVE***

The Solar Dynamics Observatory (SDO) was launched on 11 February 2010 (Pesnell et al., 2012), and data are available from 1 May 2010. The Extreme Ultraviolet Variability Experiment (EVE) onboard SDO measures the solar EUV irradiance from 0.1 to 105 nm with a spectral resolution of 0.1 nm, a temporal cadence of ten seconds, and an accuracy of 20% (Woods et al., 2012). The EVE Level 3 products are averages of the solar irradiance over a day and over each one-hour period.

SolACES (Schmidtke et al., 2006, 2014) is part of the ESA SOLAR ISS mission. Since the successful launch aboard the shuttle mission STS-122 on February 7th, 2008 the instrument is recording the short-wavelength solar EUV irradiance from 16 to 150 nm during the extended solar activity minimum and the first half of solar cycle 24 with rising solar activity and increasingly changing spectral composition. The SOLAR mission is extended from a period of 18 months to more than 8 years until end of 2016. SolACES is operating three grazing incidence planar grating spectrometers and two three-current ionization chambers. Re-filling the ionization chambers with different gases repeatedly and using overlapping band-pass filters the absolute EUV fluxes are derived in these spectral intervals. This way the problem of continuing efficiency changes in space-born instrumentation is overcome during the mission.

To calculate combined spectra, SDO-EVE version 4 daily spectra are used together with SolACES spectra. Between 16 and 58 nm the spectral fluxes are averaged, when SolACES spectra are available. For the other observations, a correction factor for SDO-EVE at 22.5 nm was determined using the spectra between 16 and 29 nm. This factor has been used for the other wavelengths by linearly extrapolating it so that it reached unity at 125.5 nm. We use data from day 296/2912 through day 181/2013.

### ***EUV-TEC proxy***

The EUV-TEC proxy represents the vertical and globally integrated primary ionization rates calculated from spectral EUV fluxes between 16 and 105 nm. EUV-TEC is calculated from satellite-borne EUV measurements assuming a model atmosphere that consists of four major atmospheric constituents. Regional number densities of the background atmosphere are taken from the NRLMSISE-00 climatology. For the calculation the Lambert-Beer law is used to describe the decrease of the radiation and absorption and finally ionization along their way through the

atmosphere. The EUV-TEC proxy thus describes the ionospheric response to solar EUV radiation and its variability. Details of the EUV-TEC calculation are given in Unglaub et al. (2011, 2012).

### ***Global TEC analyses***

To estimate, to which degree EUV-TEC or F10.7 mirrors the ionospheric variability, the proxies will be compared against a global daily mean TEC. To determine TEC, the ionospheric influence on GPS radio wave propagation paths can be used, because it depends on the radio wave frequency. Thus, using the two GPS frequencies the ionospheric electron density integrated along the radio wave propagation path can be determined. Using a network of ground-based GPS receivers, measured TEC, after applying a mapping function to convert the slant TEC into vertical TEC values, the latter can be defined as the height integrated electron density between the ground and the satellite orbit (e.g. Aggarwal, 2011). We use data from gridded vertical TEC maps recorded with the IGS tracking network (Hernandez-Pajares et al., 2009), and calculate the average global TEC from these.

## **3 Results and discussion**

The ionization rates calculated from SolACES/SDO-EVE spectra were normalized by subtracting the mean and dividing by the standard deviation taken from days 310/2012 – 162/2013 (Nov. 4, 2012. – Jun. 11, 2013, approx. Carrington rotations #2130 - 2137). The same normalization was done for the F10.7 solar radio fluxes and the global TEC values. The mean values and standard deviations are  $1.79 \cdot 10^{19} \pm 1.34 \cdot 10^{18}$  ions/m<sup>2</sup> for the ionization rates,  $118.2 \pm 17.6$  sfu for F10.7, and  $26.67 \pm 3.51$  TECU for TEC.

The indices are shown in Figure 1. In the lower part of the figure, the number of daily solar flares is shown also. The latter have been provided by NOAA, Space Weather Prediction Center (SWPC), through [http:// www.swpc.noaa.gov/ftplib/indices](http://www.swpc.noaa.gov/ftplib/indices), and are taken here as a proxy to describe the disturbance of the solar atmosphere at short time scales. Both EUV-TEC and F10.7 qualitatively show the same seasonal cycle and the solar rotation effect. One can see from the figure, that deviations between EUV-TEC and F10.7 are primarily seen when the sun is very disturbed, so, for example, in early January 2013.

Scatter plots of EUV-TEC and F10.7, respectively, vs. global mean TEC are shown in Figure 2. One can see that the correlation for EUV-TEC is slightly stronger, and the slope is closer to unity. However, since the major source of variability is the 27-day solar rotation which is qualitatively well reproduced in both datasets, the differences are not very large, if analyzed that way.

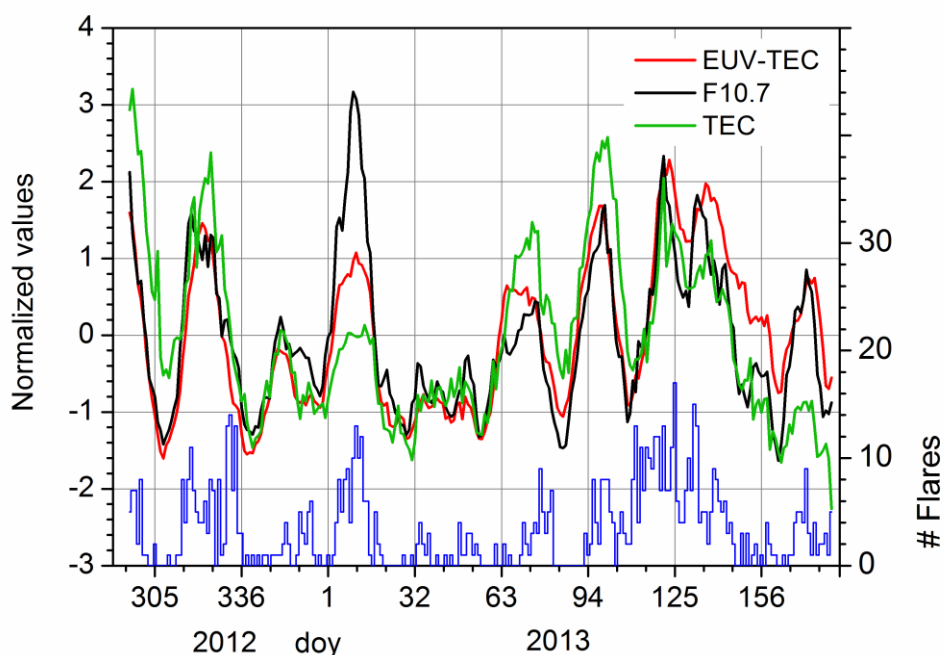


Figure 1: Time series of EUV-TEC proxy, normalized F10.7 solar radio flux, and normalized global TEC values. The number of flares is given in the lower part of the panel.

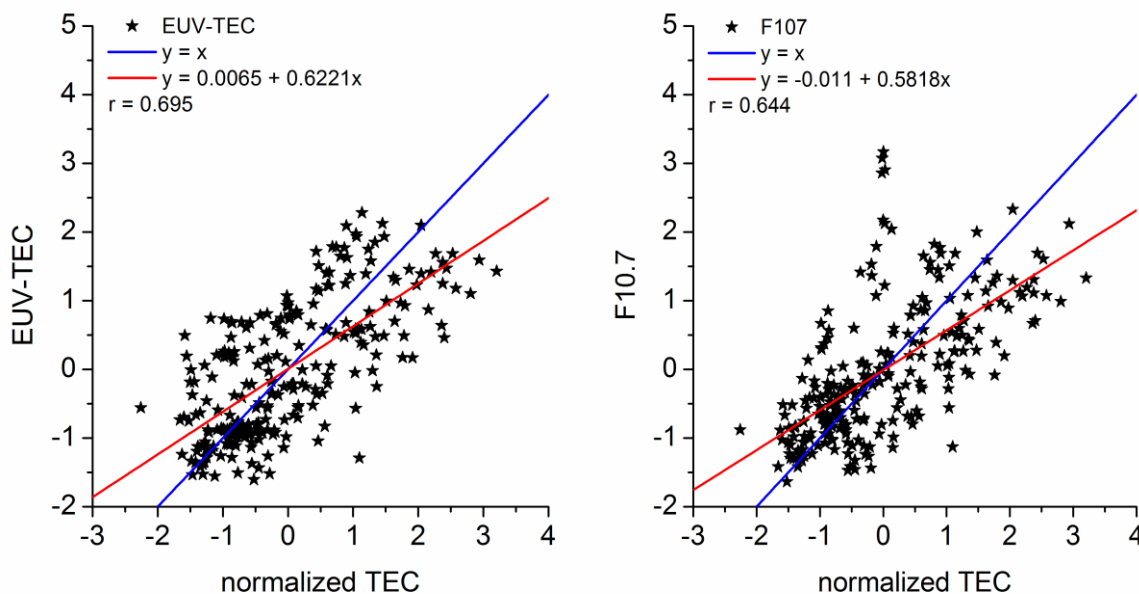


Figure 2: EUV-TEC proxy vs. normalized global TEC values (left) and normalized F10.7 solar radio flux vs. normalized global TEC values (right). The  $y=x$  lines are shown in blue, and linear least-squares fits are added as red lines. The correlation coefficients of the fits are given in the figures.



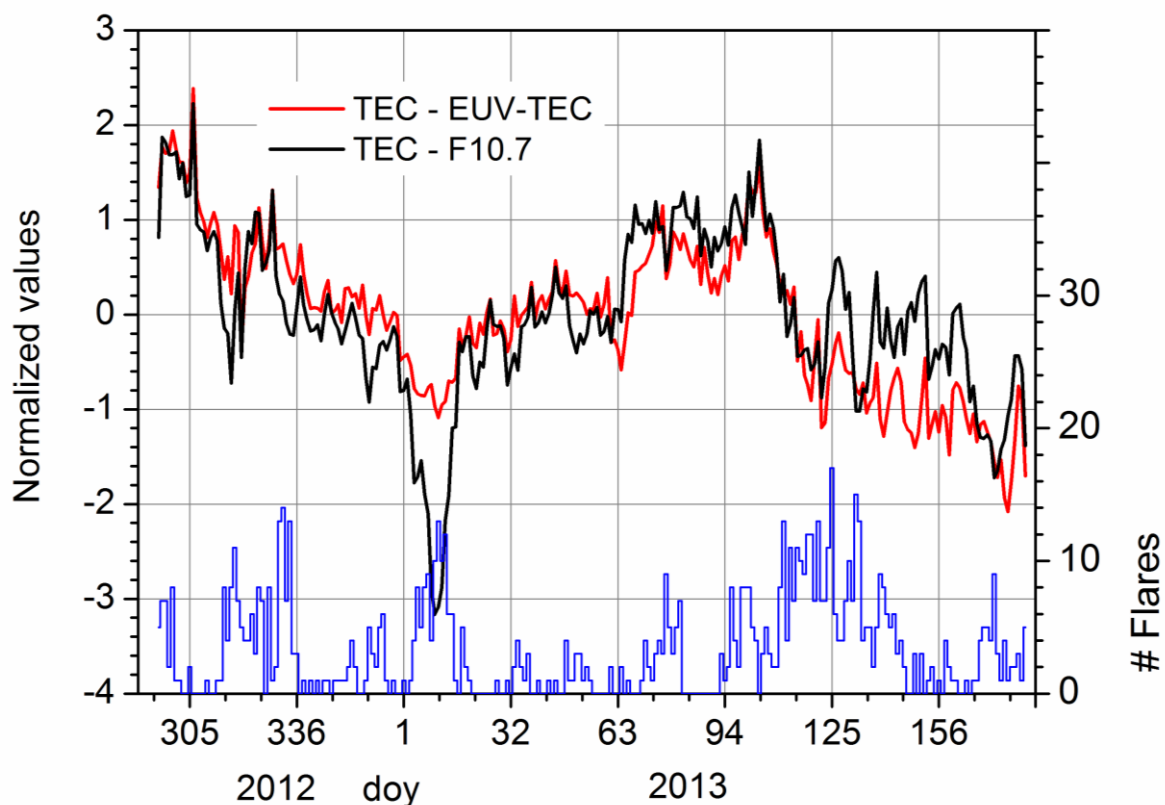


Figure 3: Time series of the differences between normalized global TEC values and the EUV-TEC proxy (dashed) and normalized F10.7 solar radio flux (solid), respectively. The number of flares is given in the lower part of the panel.

In Figure 3 we show differences between the normalized TEC and both solar EUV indices, which should be small if the indices were to be used as a proxy for ionization. Both time series show a seasonal variability with positive values during equinoxes and negative ones during solstice. This is due to the semiannual component of the seasonal TEC cycle, which is of dynamical origin and not represented in solar EUV (see also Unglaub et al., 2011). One can also see that during the second half of the time interval considered there is a tendency that TEC – F10.7 values are slightly larger than TEC – EUV-TEC values. This is due to the very large F10.7 values (or very strongly negative TEC – F10.7 values, resp.) during the first half of January 2013 that lead to a positive bias in the normalization procedure. Therefore, the absolute unfiltered values shown in Fig. 3 cannot be considered as a direct measure for the quality of the proxy. However, from visual inspection of Fig. 3 one may see that during times of enhanced solar flare activity there is a tendency that F10.7 is increased and therefore the difference TEC – F10.7 is decreased. This is apparently not that clearly seen for EUV-TEC.

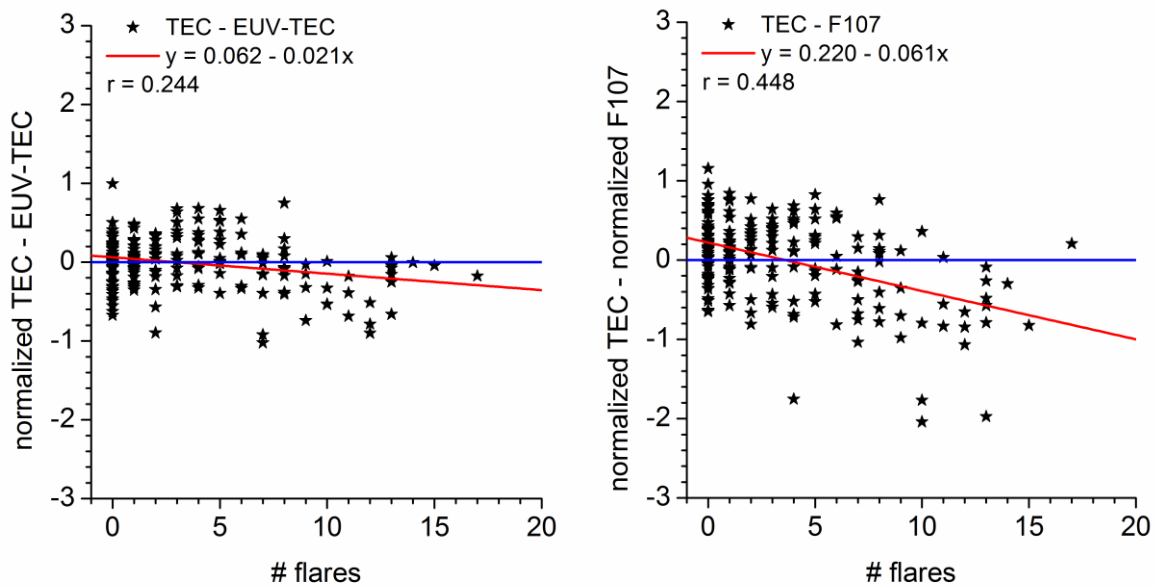


Figure 4: High-pass filtered differences between normalized TEC and EUV-TEC proxy (left) and normalized F10.7 solar radio flux (right) vs. the number of flares per day. The zero lines are shown in blue, and linear least-squares fits are added as red lines. The correlation coefficients of the fits are given in the figures.

In Figure 4 the differences between normalized TEC and EUV-TEC (left) and normalized F10.7 (right) are plotted against the number of solar flares. The differences now have been high-pass filtered using an FFT filter with a cutoff frequency of  $0.01852 \text{ d}^{-1}$  (period 54 days) to eliminate the seasonal cycle and a potential bias as discussed above. As expected from Fig. 3, the differences between TEC and EUV-TEC are largely independent of the number of flares, while differences between TEC and F10.7 decrease for days of strongly disturbed sun. Thus we may conclude that there is an influence of solar flares on F10.7, which is not evident in EUV spectra and does not affect global ionization. Therefore, using EUV-TEC is superior to using F10.7 at time scales of solar flare activity.

## 5 Conclusions

We have calculated the EUV-TEC proxy (Unglaub et al., 2011, 2012) from combined EUV spectra observed by SolACES and SDO-EVE. The proxy has been compared with global TEC results. We found that during times of strong solar flare activity EUV-TEC describes global ionization better than the F10.7 index does. At longer time scales the solar rotation effect in TEC is similarly well described by both EUV-TEC and F10.7. The seasonal cycle of TEC has a semiannual component not determined by EUV radiation, so that there is a semiannual cycle in the difference between global TEC and both F10.7 and EUV-TEC.

## Acknowledgements

EVE version 4 spectra have kindly been provided by LASP, University of Colorado at Boulder. TEC data has been provided by NASA through ftp access on <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/>. F10.7 indices have been provided by NOAA, NGDC through [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\\_DATA/](ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/). Solar flare numbers were provided by NOAA, Space Weather Prediction Center (SWPC), through <http://www.swpc.noaa.gov/ftplib/indices>.

## References

- Aggarwal, M., 2011: TEC variability near northern EIA crest and comparison with IRI model, *Adv. Space Res.* 48, 1221–1231.
- Emmert, J. T., Picone, J. M., 2010: Climatology of globally averaged thermospheric mass density, *J. Geophys. Res.*, 115, A09326, doi:10.1029/2010JA015298.
- Hernandez-Pajares, M., Juan, J.M., Sanz, J., Orus, R., Garcia-Rigo, A., Feltens, J., Komjathy, A., Schaer, S.C., Krankowski, A., 2009: The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998, *J. Geod.* 83, 263–275.
- Liu, L., Chen, Y., Le, H., Kurkin, V.I., Polekh, N.M., Lee, C.-C., 2011: The ionosphere under extremely prolonged low solar activity, *J. Geophys. Res.*, 116, A04320, doi:10.1029/2010JA016296.
- Maruyama, T., 2010.: Solar proxies pertaining to empirical ionospheric total electron content models, *J. Geophys. Res.*, 115, A04306, doi:10.1029/2009JA014890.
- Pesnell, W.D., Thompson, B.T., Chamberlin, P.C., 2012: The Solar Dynamics Observatory (SDO), *Solar Physics*, 275, 3-15, doi: 10.1007/s11207-011-9841-3.
- Schmidtke, G., Brunner, R., Eberhardt, D., Halford, B., Klocke, U., Knothe, W., Konz, M., Riedel, W.-J., Wolf, H. 2006: SOL-ACES: Auto-calibrating EUV/UV spectrometers for measurements onboard the International Space Station. *Adv. Space Res.*, 37, 273-282.
- Schmidtke, G., Nikutowski, B., Jacobi, Ch., Brunner, R., Erhardt, Ch., Knecht, S., Scherle, J., Schlagenhaut, J., 2014: Solar EUV irradiance measurements by the Auto-Calibrating EUV Spectrometers (SolACES) aboard the International Space Station (ISS), *Solar Phys.*, 289, 1863-1883, doi: 10.1007/s11207-013-0430-5.
- Unglaub, C., Jacobi, Ch., Schmidtke, G., Nikutowski, B., Brunner, R., 2011: EUV-TEC proxy to describe ionospheric variability using satellite-borne solar EUV measurements: first results, *Adv. Space Res.*, 47, 1578-1584, doi:10.1016/j.asr.2010.12.014.
- Unglaub, C., Jacobi, Ch., Schmidtke, G., Nikutowski, B., Brunner, R., 2012: EUV-TEC proxy to describe ionospheric variability using satellite-borne solar EUV measurements, *Adv. Radio Sci.*, 10, 259-263.
- Woods, T.N., Eparvier, F.G., Hock, R.; Jones, A.R., Woodraska, D., Judge, D., Didkovsky, L., Lean, J., Mariska, J., Warren, H., McMullin, D., Chamberlin, P.,

Berthiaume, G., Bailey, S., Fuller-Rowell, T., Sojka, J., Tobiska, W.K., Viereck, R., 2010: Extreme Ultraviolet Variability Experiment (EVE) on the Solar Dynamics Observatory (SDO): Overview of Science Objectives, Instrument Design, Data Products, and Model Developments, *Solar Physics*, 275, 115-143, doi: 10.1007/s11207-009-9487-6.

# Maximal möglicher Niederschlag über einem Mittelgebirge

**A. Raabe, M. Wilsdorf und M. Barth**

Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig  
(raabe@uni-leipzig.de)

## *Zusammenfassung*

Hier wird ein Verfahren beschrieben, das den Einfluss der Geländestruktur auf die Niederschlagsmenge, speziell bei Starkniederschlagsereignissen, abbildet.

Die physikalischen Prozesse, die in der Atmosphäre zu einer Niederschlagsbildung führen, sind an die Hebung der feuchtegesättigten Luftmassen u.a. an Gebirgshängen gebunden. Diese Niederschlagsbildungsprozesse weisen aus, dass es umso mehr regnet, je stärker das Gelände an Höhe gewinnt und nicht je höher das Gelände liegt. Das Ziel des beschriebenen Verfahrens ist die Abschätzung des flächengemittelten **Maximal Möglichen Niederschlages** (fMMN) bei vorgegebenen meteorologischen Bedingungen und einer variablen Orografie einer Landschaft. Dieser fMMN setzt sich aus einem an die synoptischen Prozesse gebundenen Niederschlagsanteil (sMMN) und einem aus den orografischen Verhältnisse resultierenden Anteil (oMMN) zusammen. Um die Variabilität der Niederschlagsmengen in Bezug auf die Orografie der Landschaft zu zeigen wird hier ein Niederschlagsverstärkungsfaktor  $F_{RR}$  als eine Verhältniszahl zwischen fMMN und sMMN eingeführt. Diese Verhältniszahl kann mit realen Niederschlagsereignissen verglichen werden. Das Verfahren wird exemplarisch für eine Region des mittleren Erzgebirges validiert und steht so für andere Mittelgebirgsregionen zur Verfügung.

## *Abstract*

Here, a method is described to calculate the influence of terrain to the amount of precipitation, especially under heavy rainfall conditions.

The physical processes which generate rainfall in the atmosphere are coupled to the slope of the terrain. These precipitation processes indicate that it will rain the more the steeper the slope of the terrain is. As a result, it rains most where the terrain height varies greatly especially during heavy rain events.

The aim of the method described is the estimation of the maximum possible precipitation (MMN) for given meteorological conditions and a variable orography. As an example, the method is validated applied here to a region of the central Erzgebirge and is now usable for other low mountain regions.

## 1. Das Verfahren zur Berechnung des maximal möglichen Niederschlages

Auf grundsätzliches Interesse stößt die Frage nach der maximal möglichen Niederschlagsmenge, die in einer bestimmten Zeit bei gegebenen klimatischen Verhältnissen auf einen Landschaftsausschnitt fallen kann. Danach richten sich u.a. Aussagen zum Hochwasserschutz bzw. zur Wassernetzbewirtschaftung.

Im Wesentlichen gibt es zwei Möglichkeiten, die wahrscheinlich größte Niederschlagsmenge abzuschätzen.

Auf der Basis von beobachteten Niederschlagsmengen unter Anwendung statistischer Methoden um auf maximale Regenmengen zu schließen. Oder auf der Basis der Abschätzung des maximal möglichen Niederschlages unter Verwendung von Berechnungsmethoden die auf einer Maximierung der physikalischen Prozesse beruhen, die zu einer Niederschlagsbildung in der Atmosphäre führen.

Das erste Vorgehen benötigt die Beobachtung der Niederschlagsmengen über einen langen Zeitraum. Ergebnisse solcher Untersuchungen sind z.B. der bei Wiesner, 1970 dargestellt Zusammenhang zwischen maximaler beobachteter Regenmenge und der Regenereignisdauer. Auch die Abschätzung von maximierten Gebietsniederschlagshöhen verschiedener Dauerstufen unter Verwendung jahrzehntelanger Niederschlagsbeobachtungen, wie sie Schmidt, 1997 für das Gebiet von Deutschland vorstellt.

Die zweite Methode sucht nach dem atmosphärischen Zustand (Temperatur, Feuchte, Strömungsverhältnisse) der für sich genommen in dem betrachteten Gebiet ein maximales Niederschlagspotenzial aufweist. Es werden also die aus Wetterbeobachtungen vorliegenden physikalischen Größen (Temperatur, Feuchte, Wind) einer Maximierung zugeführt, auf deren Grundlage der Niederschlag dann in der Atmosphäre entsteht. Für die Abschätzung wird also ein Atmosphärenzustand benötigt, der im betrachteten Gebiet nicht wärmer und nicht feuchter sein kann. Diese dann in Bewegung gesetzte Luftmasse neigt zu einem Maximum an Regenwasserbildung, wenn diese aus welchem Grund auch immer in die Höhe gehoben wird – wie das z.B. am Hang eines Mittelgebirges der Fall ist. Vorteilhaft kann diese Methode auch sein, wenn z.B. im Zusammenhang mit zurückliegenden historischen Hochwasserereignissen keine Niederschlagsmengen bekannt sind, der Atmosphärenzustand allerdings aus überlieferten Angaben recht gut rekonstruierbar ist (s. z.B. Tetzlaff et al., 2002)

Hier wird diese zweite Methode verwendet, um die maximale Niederschlagsmenge abzuschätzen, die auf einen bestimmten Landschaftsausschnitt fällt.

Neben der Kenntnis der vertikalen Luftmassenstruktur muss diese Methode verschiedene Niederschlagsentstehungsprozesse berücksichtigen.

1. Die Regenmengen, die durch die großräumige meteorologischen Verhältnisse – sog. synoptische Verhältnisse – entstehen und

2. die Regenmengen, die lokal aufgrund der besonderen Situation der Geländestructur – Orografie – des Landschaftsausschnittes entstehen.

Beiden Prozessen liegt zugrunde, dass es eine extrem warme und feuchtegesättigte Luft gibt, die gezwungen wird aufzusteigen, als Folge der

- zu.1. großräumigen Auftriebsbewegungen in der Atmosphäre aufgrund der meteorologischen Verhältnisse (wie diese z.B. innerhalb von Tiefdruckgebiet herrschen) oder  
zu. 2. Hebung der feuchtegesättigten Luftmasse an orografischen Hindernissen (z.B. Gebirgshängen).

Basierend hierauf kann eine Aussage zu dem maximal möglichen Niederschlag (MMN) getroffen werden, wenn die Gesamt-Hebungsgeschwindigkeit  $w(z) + \Delta w$  der Luft proportional

- zu 1. zur zeitlichen Änderung des synoptischen Druckverhältnisse  $\Delta p / \Delta t$  (700hPa.Fläche)

$$\Delta w = - \frac{\Delta p / \Delta t}{\bar{\rho}(z) \cdot g} \cdot \exp\left[\frac{-z}{11000m}\right], \quad (1)$$

(mit  $\bar{\rho}(z)$  als mittlere Luftdichte der gehobenen Luftschicht und  $g$  der Schwerebeschleunigung),

- zu 2. zur horizontalen Windgeschwindigkeit  $v_{hor}$  und zum Anstieg  $\Delta h / \Delta x$  der Landschaft über eine Strecke von z.B.  $\Delta x = 1km$  hinweg:

$$w(z) = v_{hor} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta x} \cdot \exp\left[\frac{-z}{11000m}\right], \quad (2)$$

in die Abschätzung einbezogen wird.

Für beider Größen  $\Delta w$  und  $w(z)$  wird dabei berücksichtigt, dass sich die Hebungsgeschwindigkeit mit zunehmender Höhe  $z$  nur zum Teil (exponentiell abnehmend) auf den regenmengenerzeugenden Prozess auswirkt. Eine solche Reduzierung zeigt sich in den Wettermodellen, die die vertikale Struktur der Atmosphäre detailliert beschreiben und ist von dort abgeleitet (Zimmer et al., 2006).

Beide Teile der Gesamthebungsgeschwindigkeit sind somit Maximalwerte und unter natürlichen Bedingungen nicht erreichbar. Die dann generierbare maximal mögliche Regenmenge MMN an einem Ort  $x$ , an dem die Geländehöhe über eine Strecke  $\Delta x$  um einen Höhe  $\Delta h$  zunimmt lässt sich ermitteln, indem man die maximale Hebungsgeschwindigkeit der Luft und die höhenabhängige Änderung der Sättigungsfeuchte  $\Delta q_{sätt}(z) = q_{sätt}(z + \Delta h) - q_{sätt}(z)$  miteinander verknüpft.

$$MMN(x) = \bar{\rho}(z) \cdot w(x) \cdot \Delta q_{sätt}(z) \cdot \Delta t + \bar{\rho}(z) \cdot \Delta w \cdot \Delta q_{sätt}(z) \cdot \Delta t \quad \left[ \frac{kg}{m^2} = mm \right]$$

$$MMN(x) = oMMN(x) + sMMN \quad (3)$$

$$fMMN = foMMN + sMMN$$

Der flächengemittelte maximal mögliche Niederschlag (fMMN) setzt sich dabei entsprechend der obigen Angaben aus dem flächengemittelten orographischen maximal möglichen Niederschlag (foMMN) und dem synoptischen maximal möglichen Niederschlag (sMMN) zusammen (vgl. Abbildung 1). Beschrieben ist dieses Verfahren zum berechnen des fMMN bei Tetzlaff und Raabe (1999).

Die höhenabhängige Feuchteverteilung in der Atmosphäre, aus der dann die hebungsbedingte Änderung der Sättigungsfeuchte  $\Delta q_{sätt}(z)$  in der entsprechenden Höhe  $z$  ermittelt wird, wird dabei über ein vorgegebenes Temperatur- und Taupunktprofil berechnet.

Das Temperatur- und Taupunktprofil muss dafür eine Atmosphärenstruktur repräsentieren, bei der im Untersuchungsgebiet tatsächlich extrem starker Niederschlag aufgetreten ist. Diese Profile können durch Auswertung von Klimabeobachtungen ermittelt werden (vgl. Zimmer et al., 2006, s. Abbildung. 3).

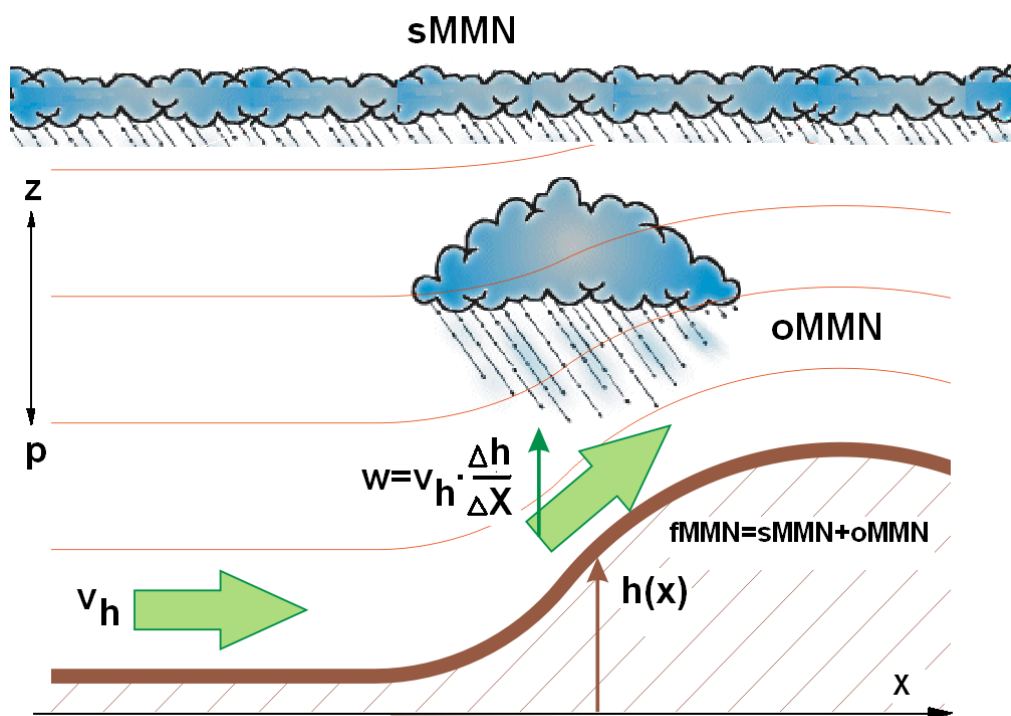


Abbildung. 1: Schematische Darstellung der Zusammensetzung des flächengemittelten maximal möglichen Niederschlages  $fMMN$  aus den synoptischen ( $sMMN$ ) und orographisch induzierten ( $foMMN$ ) Niederschlagsanteilen.



In die Abschätzung der Menge des dann für einen bestimmten Punkt repräsentativen MMN(x) geht noch die vorgegebene horizontale Windgeschwindigkeit und ein Verdriften  $x_{drift} = v_{hor} \cdot t_{RR}$  der aus verschiedenen Höhen  $z$  der Atmosphäre herausfallenden Regentropfen ein. Deren Fallzeit  $t_{RR} = z/v_{RR}$  wird über eine vorgegebene Fallgeschwindigkeit  $v_{RR}$  der Regentropfen festgelegt. So ist der Entstehungsort des Niederschlages in der Atmosphäre, der dann am Boden zur Niederschlagssumme MMN beiträgt, um eine Strecke  $x_{drift}$  in Richtung des Windes verschoben.

Damit steht entsprechend der räumlichen Vorgaben ( $\Delta x = 1km$ ) für jeden Kilometer einer Landschaft entsprechend des gewählten Weges der sich mit dem Wind bewegenden niederschlagsbildenden Luftmasse ein MMN zu Verfügung. Aus diesen Werten, die bei Vorgabe einer bestimmten Strömungsrichtung von Ort zu Ort verschieden ausfallen, lässt sich ein auf eine Fläche, z.B. auf ein Einzugsgebiet bezogener, flächengemittelter maximal möglicher Niederschlag ermitteln (fMMN).

Der darin enthaltene orografische maximal mögliche Niederschlag (oMMN), der die sonst ohne Hebung schon fallende Regenmenge noch verstärkt, wird hier als **orografische Niederschlagsverstärkung** bezeichnet.

Zur Verdeutlichung des Einflusses einer zunehmenden Geländehöhe auf die Niederschlagsmenge wird darüber hinaus ein **Niederschlagsverstärkungsfaktor**  $F_{RR}$  eingeführt:

$$F_{RR}(x) = \frac{sMMN + oMMN(x)}{sMMN} \quad (4)$$

Im Fall eines konkreten Starkregenereignisses ergeben sich diese Faktoren damit aus dem Verhältnis zwischen den Regenmengenbeobachtungen im Gebirge und den im Vorland gemachten Beobachtungen, wobei sich die Vorlandwerte, bezogen auf die Anströmung, im Luv des Landschaftsanstieges befinden müssen. Die auf diese Weise für einen bestimmten Landschaftsausschnitt berechneten Faktoren können so mit den auf gleiche Weise aus Beobachtungen ermittelten Faktoren verglichen werden. Das nützt der Überprüfung der Berechnungsergebnisse und lässt eine Bewertung der Aussagekraft der berechneten regionalen Verteilung von Niederschlagsverstärkungsfaktoren zu.

## 2. Eine beispielhafte Anwendung

Das in Abschnitt 1 beschriebene Verfahren wird hier eingesetzt, um Niederschlagsverstärkungen im Raum Sachsen zu berechnen. Die numerisch ermittelten Niederschlagsverstärkungen werden im Anschluss exemplarisch mit zwei Starkniederschlagsereignissen verglichen (Starkregenereignis vom August 2002 und Mai/Juni 2013) die in dem untersuchten Gebiet zur Hochwasser führten. Im Wesentlichen wird das Gebiet der Freiburger Mulde in die Betrachtung einbezogen. Das die Luftmasse zum Aufstieg zwingende Hindernis bildet damit das mittlere Erzgebirge.

## 2.1 Die Auswahl des Einzugsgebietes

In Abbildung 2 ist schematisch das Einzugsgebiet „Oberlauf Freiburger Mulde“ (schattierte Fläche) dargestellt. Es umfasst ein Gebiet beginnend bei Oberbobritzsch (in Abbildung 2 durch einen blauen Punkt markiert) bis hin zum Erzgebirgskamm. Die vier verschiedenfarbigen, parallel verlaufenden Strecken repräsentieren die für die Untersuchung gewählten Anströmrichtungen, unter der Vorgabe, dass das Gelände über den gewählten Landschaftsausschnitt ansteigt. Deshalb fehlen auch die Richtungen parallel zum Erzgebirgskamm (West; Ost). Das Gebiet hat eine Ausdehnung von ca. 23 km in Längsrichtung, sowie eine Breite von etwa 17 km (knapp 400 km<sup>2</sup>). Für die das Gebiet durchlaufenden Strecken liegt etwa im Abstand von einem Kilometer ein Landhöhenwert vor, so dass für jede Anströmrichtung insgesamt zwischen 57 und 66 Werte entlang der drei parallel verlaufenden Strecken zur Verfügung stehen. Damit wird die Fläche des betrachteten Gebietes abgedeckt und ein repräsentatives Flächenmittel kann berechnet werden.

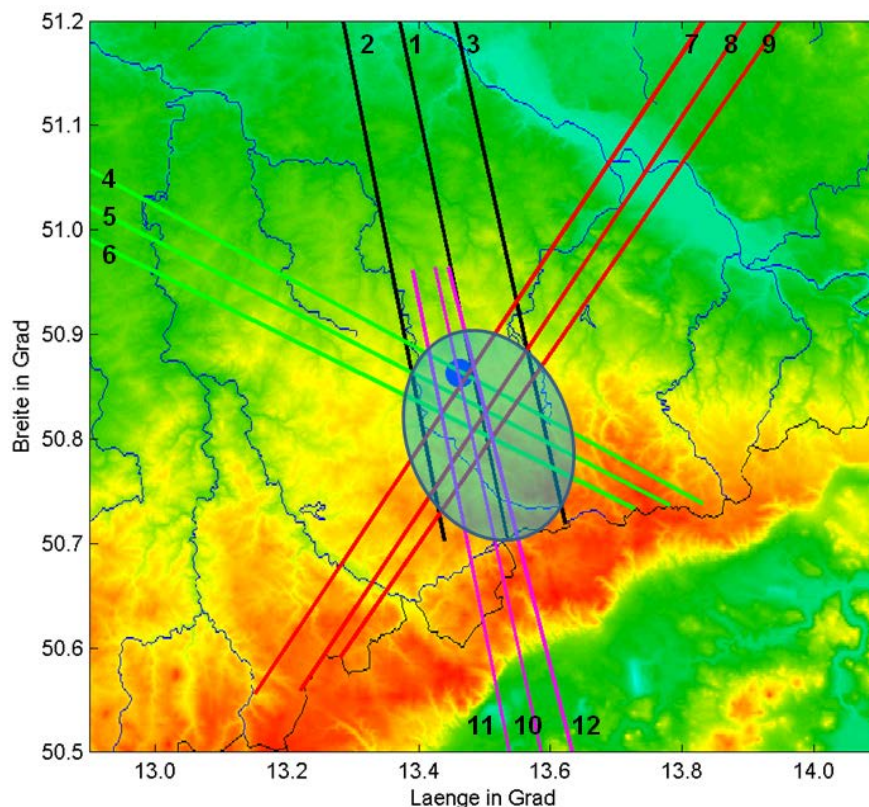


Abbildung 2: Räumliche Zuordnung des Einzugsgebietes (schattiertes Gebiet), der blaue Punkt markiert den Ort Oberbobritzsch. Die vier parallel verlaufenden Strecken repräsentieren in den verschiedenen Farben die der Untersuchung zu Grunde liegenden Anströmrichtungen: schwarz für Nord(1,2,3), rot für Nordost (7,8,9), grün für Nordwest (4,5,6) und magenta für Süd (10,11,12) steht.

## 2.2 Die meteorologischen Vorgaben

Die Regenmengen werden hier für einen Zeitraum von  $\Delta t = 24h$  (Gl. 3) ermittelt. Dazu sind meteorologische Vorgaben notwendig, um die maximal möglichen Niederschlagsmengen berechnen zu können.

Vorgegeben werden die Strömungsgeschwindigkeit der Luftmasse mit welcher diese den Gebirgshang hinaufgleitet (15m/s), sowie die Temperatur und der Feuchtegehalt der Luft in verschiedenen Höhen. Die zur Berechnung genutzten Temperatur- und Taupunktprofile, die aus Radiosondendaten abgeleitet wurden zeigt Abbildung. 3. Die festgelegten Profile repräsentieren die feuchteste und wärmste Atmosphärenstruktur die in den Radiosondendaten (Station Lindenberg, Dresden) gefunden werden konnte (1970-2000) für den Fall, wenn mindestens eine Regenmenge von 10mm/24h im Untersuchungsgebiet gefallen war. Für diese Fälle wurde auch die maximale Strömungsgeschwindigkeit (15m/s für eine Zeit von 24h, 850hPa Höhe) ermittelt.

Der vordefinierten Luftmasse wird bei einer Hebung eine entsprechende Wassermenge entzogen und in Regentropfen umgewandelt, solange bis die Luftmasse den höchsten Punkt einer Strecke erreicht hat. Ab diesem Punkt wird kein Niederschlag mehr generiert. Der so in einer bestimmten Höhe entstandene Regen wird unter Berücksichtigung der Winddrift (horizontale Windgeschwindigkeit: 15 m/s) unter Berücksichtigung einer vorgegebenen, mittleren Fallgeschwindigkeit der entstandenen Regentropfen (7 m/s) auf die betrachtete Oberfläche bezogen.

Berücksichtigt ist bei der Wahl der Verteilung von Temperatur und Taupunkt, dass nur eine Niederschlagsbildung durch die Hebung der Luftmasse am Gelände erfolgt. Das bedeutet, dass Konvektion nahezu ausgeschlossen ist und die Luftmasse ein Maximum an Feuchtigkeit enthält.

Weiter dargestellt ist (Abbildung. 3) der Feuchtegehalt der Luft in den verschiedenen Höhen und die daraus resultierende Freisetzung von Niederschlag, wenn die Luft in der entsprechenden Höhe mit einer Geschwindigkeit  $\Delta w$  (Gl. 1) gehoben wird und dabei feuchtadiabatisch abkühlt. Diese Abschätzung basiert auf dem Wert  $\Delta p / \Delta t = -50hPa/h$  (nach Analysen von 700hPa Vertikalwindkarten) und einer Veränderung der Luftdichte entsprechend dem vorgegeben Temperaturprofil. Der so ermittelte sMMN=163mm wird hier als plausibel für die maximale Regenmenge angesehen, die bei den gegebenen atmosphärischen Bedingungen in 24h fallen kann, gerade dann wenn eine orografisch generiert Luftmassenhebung keine Rolle spielt (Gebirgsvorland, Flachland).

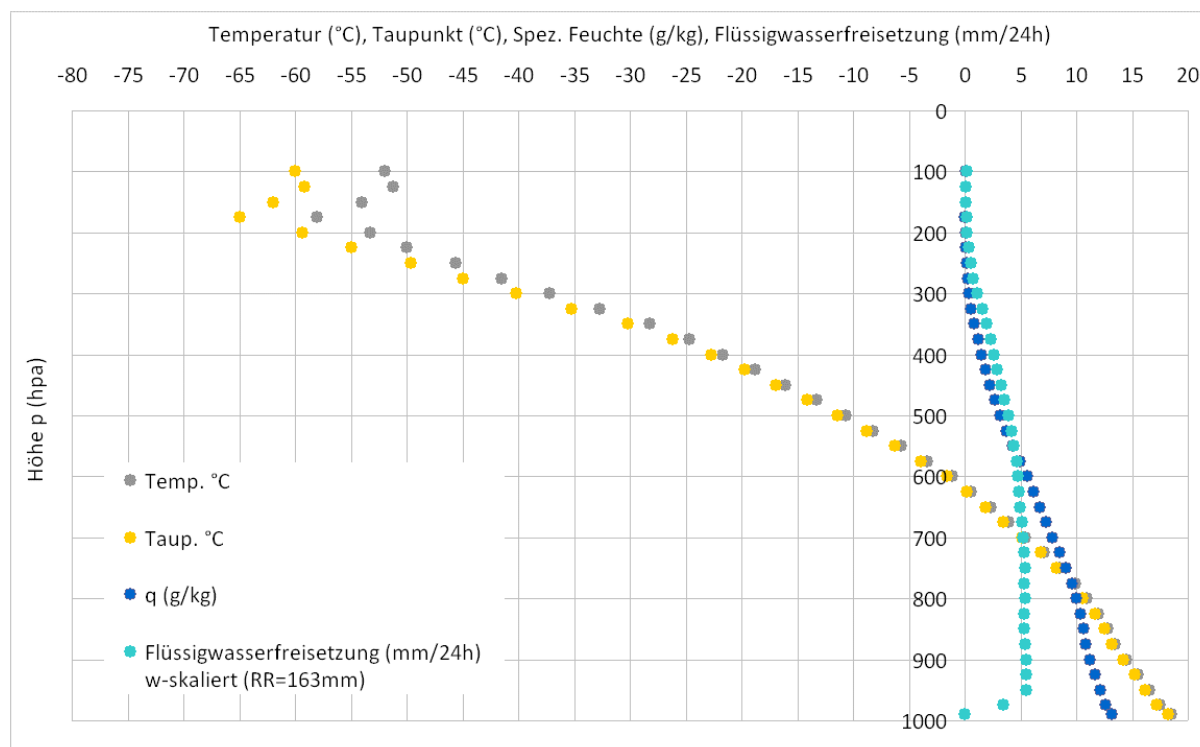


Abbildung 3: Die zur Berechnung der Niederschlagsmengen vorausgesetzten und angewendeten Profile von Temperatur, Taupunkt, spez. Luftfeuchte, sowie die Flüssigwasserfreisetzung in verschiedenen Höhen bei einer Hebung über 24h hinweg mit einer nach Gl. 1 ermittelten Geschwindigkeit  $\Delta w(\Delta p/\Delta t = -50 \text{ hPa/h})$ . Die Summe des freigesetzten Flüssigwassers über die Höhen hinweg ergibt den sMMN=163mm.

### 2.3 Das Geländeprofil (Orografie)

Bezogen auf das Einzugsgebiet, für welches die orografische Niederschlagsverstärkung ausgewiesen wird, werden die verschiedenen Strömungsrichtungen so abgedeckt, dass aus den entlang einer Richtung berechneten oMMN(x) letztlich ein repräsentatives Flächenmittel foMMN bestimmbar ist. Aus diesem Grund wurden vier Anströmrichtungen, welche jeweils durch drei Strecken repräsentiert werden, festgelegt. Die Strecken einer Anströmrichtung verlaufen dabei nahezu parallel und haben einen Abstand von 3,5 km bis 5 km zueinander.

Für die Anströmung aus Norden stehen beispielsweise die Strecken 1-3 (vgl. Abbildung 2), welche in etwa von Falkenberg (Elster) über Oberbobritzsch bis zur Grenze bei Rechenberg-Bienenmühle, über eine Länge von ca. 100 km verlaufen.

In der Abbildung 4 sind die Geländeprofile entlang der drei die nördliche Anströmung charakterisierenden Strecken aufgetragen. Obwohl im Mittel ähnlich, fällt doch von Ort zu Ort der Geländeanstieg unterschiedlich aus, was sich dann in einer veränderlichen Regenmenge äußert, die mit dem hier beschriebenen Verfahren ermittelt wird.

Der zu einem Streckentrio gehörende Geländeverlauf wird in den folgenden Ergebnisabbildungen (ab Abbildung 5) durch eine Referenzorografie vertreten (s. Abbildung

4). Die Referenz ist dabei diejenige Strecke, die in der entsprechenden Richtung den längsten Weg im Einzugsgebiet zurücklegt.

Damit liegen entsprechend dem individuellen Anstieg der Topografie Regenmengen vor, die über das betrachtete Gebiet hinweg unterschiedlich ausfallen, da der Anstieg des Geländes von Ort zu Ort variiert.

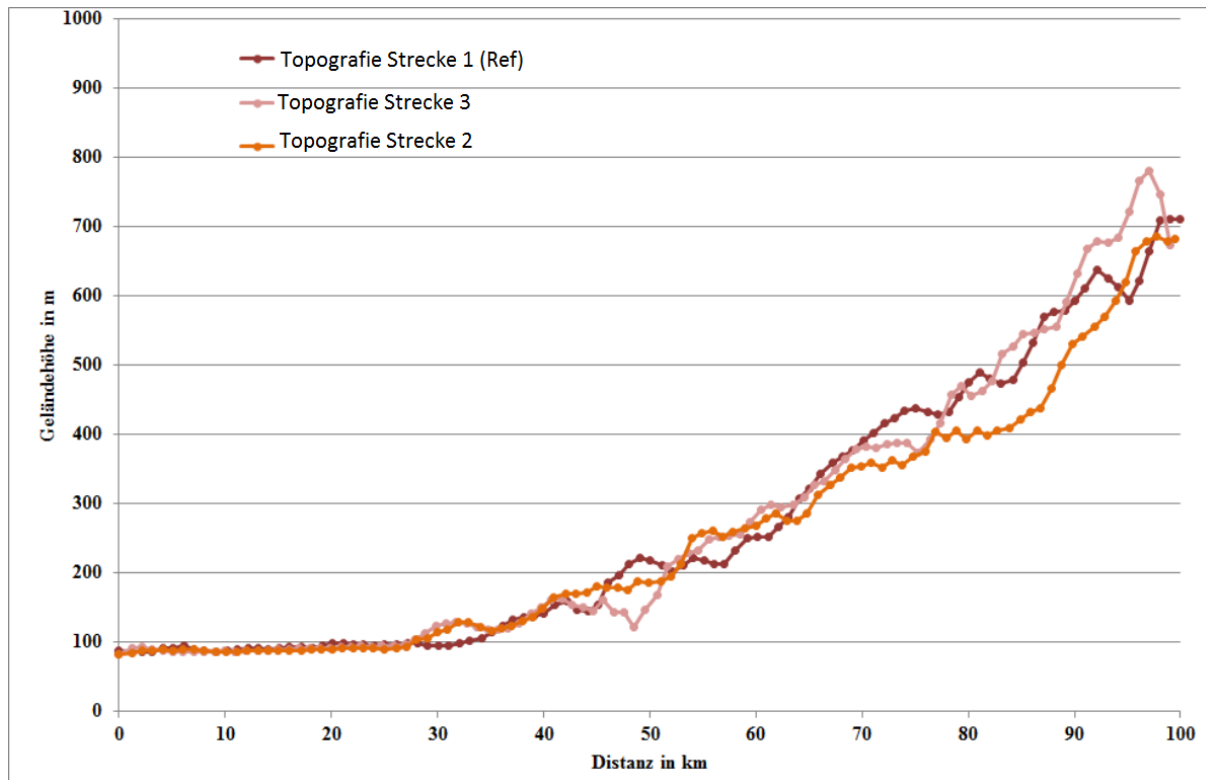


Abbildung 4: Darstellung der unterschiedlichen Höhenprofile (Orografie) des Streckentrios der nördlichen Anströmung (gleitend gemittelt über ca. 3km).

Die weiteren Anströmrichtungen werden ebenfalls durch jeweils drei Strecken vertreten und sind im Einzelnen:

- Richtung Nordwest (Strecke 4-6), Verlauf von Bad Lausick über Oberbobritzsch nach Fürstenau/Erzg. (Länge: 94 km);
- Richtung Nordost (Strecke 7-9), Verlauf von Königsbrück über Oberbobritzsch nach Steinbach (95 km);
- Richtung Süd (Strecke 10-12), Verlauf von Rakovnick (Cz) über Oberbobritzsch nach Niederschöna b. Freiberg (98 km).

Mit diesen Ortsvorgaben und unter Zuhilfenahme des frei im Netz verfügbaren Tools: „Automatische Höhenprofilberechnung“ (Ernst Basler + Partner, 2013) wurden die Orografien entlang der Strecken bestimmt.

Die horizontale Auflösung der auf diese Weise gewonnenen Profildaten beträgt 200-250 m. Anschließend werden die Daten auf einen Abstand von ca. 1 km gemittelt und über 3km geglättet (gleitendes Mittel).

### 3. Ergebnisse

#### 3.1 Die berechneten oMMN

Die Bestimmung der maximalen Verstärkung der Regenmenge aufgrund des orografischen Einflusses (oMMN) unter Berücksichtigung der Verdriftung erfolgt mit Hilfe eines auf MS-Excel basierenden Werkzeugs **MAXRR**, das das oben beschriebene Verfahren umsetzt (vgl. Tetzlaff und Raabe, 1999; Zimmer et al., 2006; Zimmer, 2005).

Die Abbildungen 5 – 8 veranschaulichen die maximale Niederschlagsverstärkung aufgrund orografisch bedingter Hebung in den einzelnen Anströmrichtungen, bezogen auf das betrachtete Einzugsgebiet (vgl. Abbildung 2).

Die unterschiedlich farbigen Linien stehen für den berechneten orografisch induzierten Niederschlag entlang der einzelnen Strecken für jede Anströmrichtung aufsummiert über 24 h.

Die, durch die orografische Hebung entstehende Verstärkung des Niederschlages ist auf der linken Ordinate angegeben (mm Niederschlag in 24h).

Die braune Linie in jeder Abbildung steht für das Referenzprofil der jeweiligen Anströmung, ablesbar auf der rechten Ordinate (Höhe über NN in m).

In den Abbildungen 5, 6 und 7 wird die stetige Zunahme des orografisch erzeugten Niederschlagsanteils im ansteigenden Gelände und über das ausgewiesene Einzugsgebiet hinweg deutlich. Die rote Linie stellt den Mittelwert des Niederschlages im Bereich des Einzugsgebietes dar und beschreibt die flächengemittelte orografische Verstärkung des Niederschlages in Bezug auf die Fläche des Einzugsgebietes (foMMN).

Für die drei Anströmungen aus den nördlichen Richtungen (Abbildung 5-7) wird ein Flächenmittel zwischen 125 mm und 185 mm ausgewiesen. Der Wert für die Anströmung aus Richtung Süd fällt geringer aus (Abbildung 8, 95mm), da sich für diese Strömungsrichtung das Einzugsgebiet hinter dem Erzgebirgskamm befindet. Das führt dazu, dass große Mengen Niederschlag an dem steil aufsteigenden Südhang des Erzgebirges (Tschechien) fallen und das hier betrachtete Einzugsgebiet dann nicht erreichen.

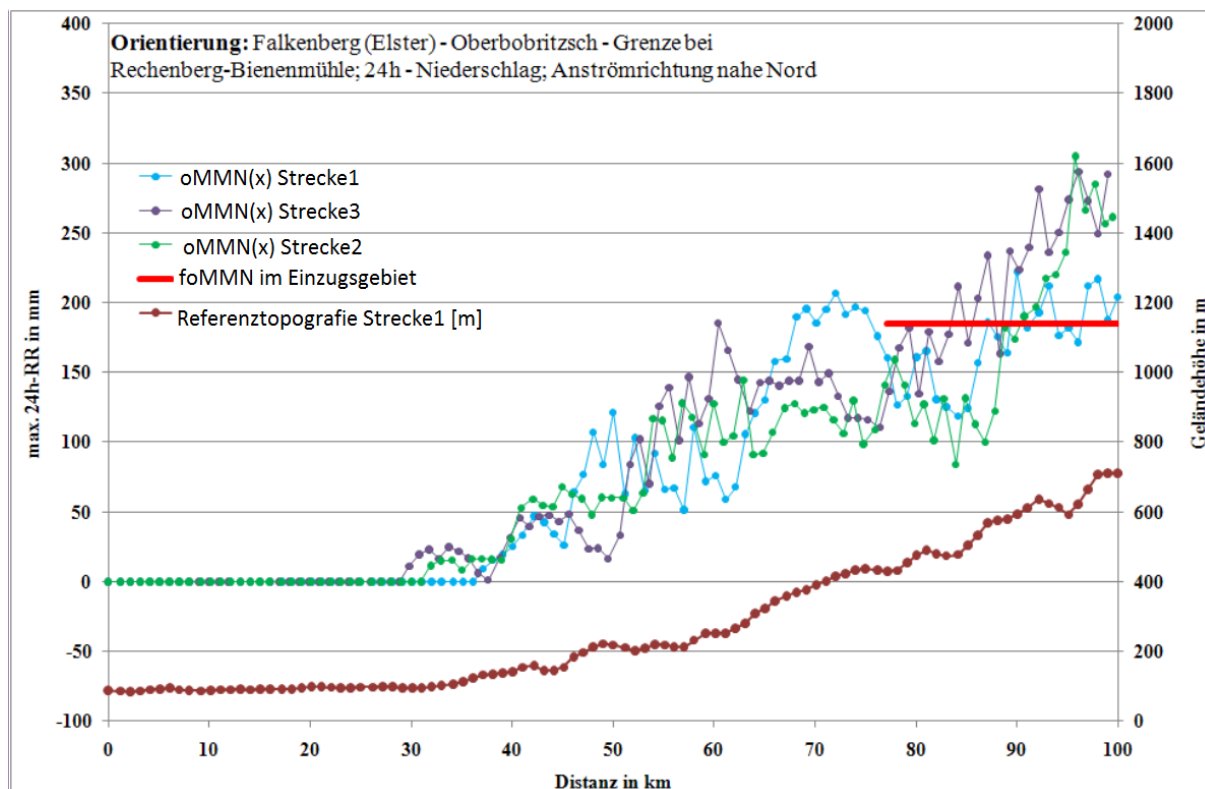


Abbildung 5: Die orografische Niederschlagsverstärkung (oMMN) für ein Ereignis von 24h Dauer im Gebiet ‚Oberlauf Freiberger Mulde‘, nördliche Anströmung.  
 - rote Linie: foMMN bezogen auf das Einzugsgebiet (185mm).

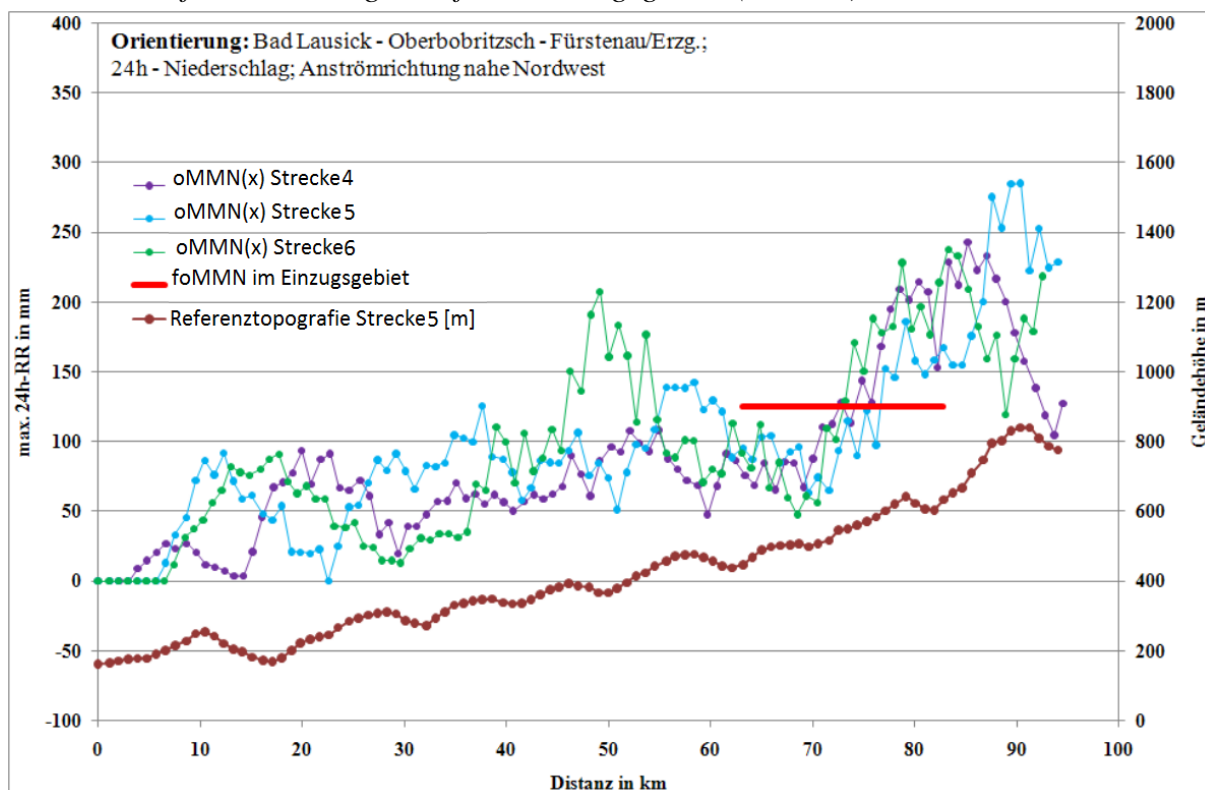


Abbildung 6: Die orografische Niederschlagsverstärkung (oMMN) für ein Ereignis von 24h Dauer im Gebiet ‚Oberlauf Freiberger Mulde‘ nordwestliche Anströmung.  
 - rote Linie: foMMN bezogen auf das Einzugsgebiet (125mm).

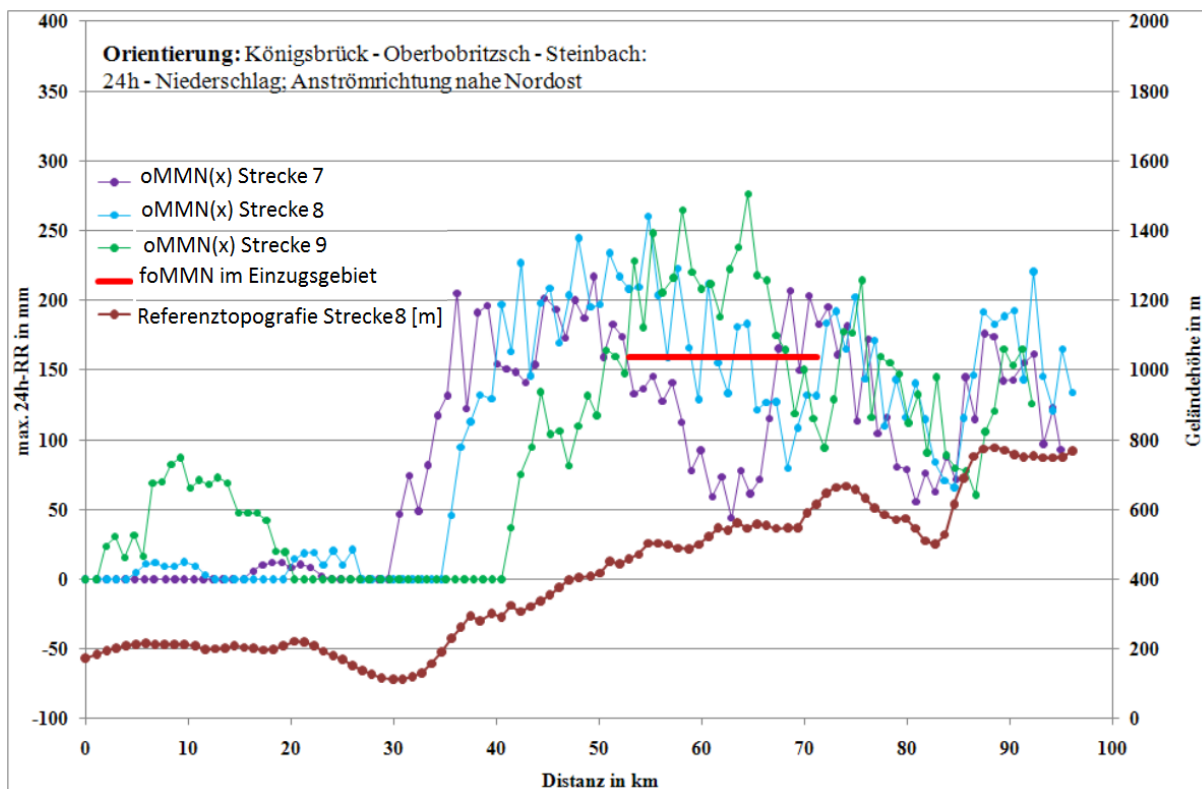


Abbildung 7: Die orografische Niederschlagsverstärkung (oMMN) für ein Ereignis von 24h Dauer im Gebiet ‚Oberlauf Freiburger Mulde‘ nordöstliche Anströmung. - rote Linie: foMMN bezogen auf das Einzugsgebiet (160mm).

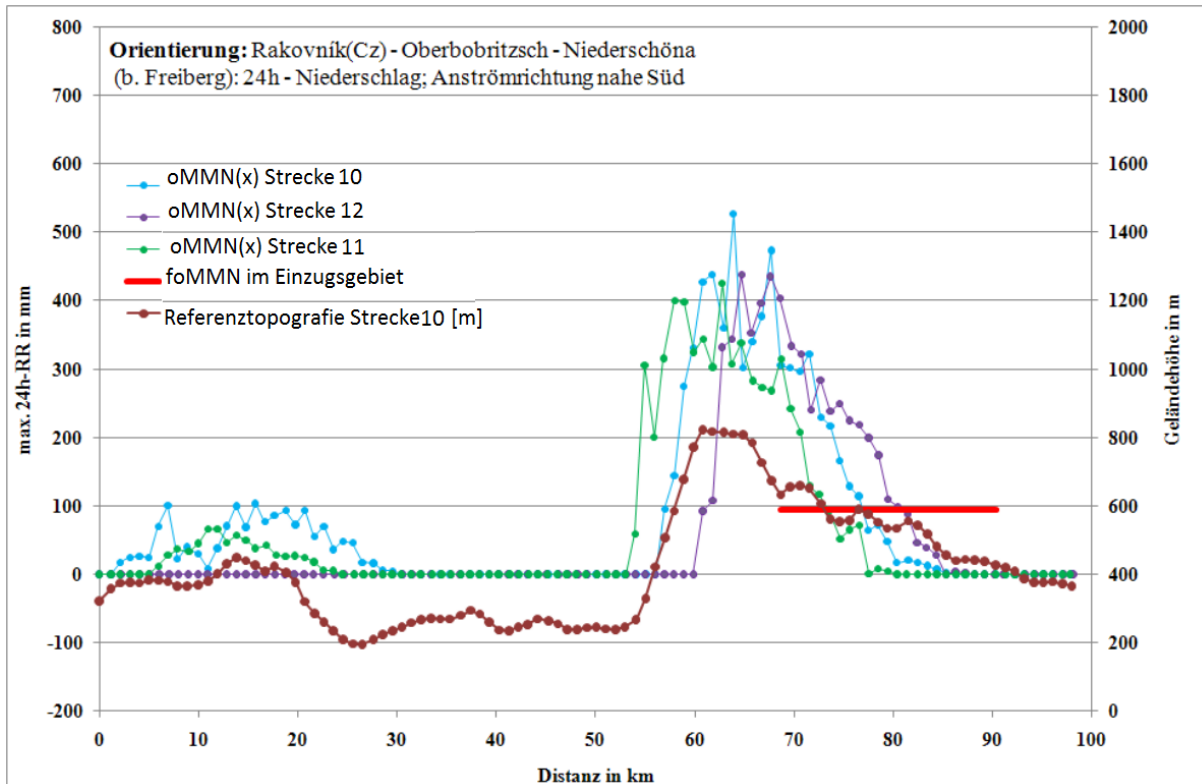


Abbildung 8: Die orografische Niederschlagsverstärkung (oMMN) für ein Ereignis von 24h Dauer im Gebiet ‚Oberlauf Freiburger Mulde‘ südliche Anströmung. - rote Linie: foMMN bezogen auf das Einzugsgebiet (95mm).



### 3.2 Die berechneten Niederschlagsverstärkungsfaktoren

Die orografische Niederschlagsverstärkung  $oMMN$  (Abbildung. 9, orange) werden unter Verwendung des berechneten synoptischen maximal möglichen Niederschlages ( $sMMN=163mm$ ) nach Gl. (4) in die entsprechenden Niederschlagsverstärkungsfaktoren (blau) umgerechnet (Abbildung. 9). Für die nördliche Anströmrichtung erreichen die Faktoren im Gebietsmittel 2,13 bei Strömungsrichtung Süd 1,6 (blau in Abbildung. 9) wobei aufgrund der starken Geländehöhenzunahme bei südlicher Anströmung individuell häufiger Werte  $>2,9$  auftreten, was bei Nordanströmung (flacherer Geländeanstieg) nicht der Fall ist. Die unterschiedliche Anzahl an Werten auf den einzelnen Strecken ergibt sich aus der Länge des Weges durch das Einzugsgebiet.

Nord						Süd							
Gebietsmittel $oMMN$ : 185						Gebietsmittel $oMMN$ : 94.5							
Gebietsmittel $F_{RR}$ : 2.13						Gebietsmittel $F_{RR}$ : 1.6							
Distanz im Gebiet (km)	Strecke 2	Strecke 1	Strecke 3			Distanz im Gebiet (km)	Strecke 11	Strecke 10	Strecke 12				
	$oMMN$ 2	$F_{RR}$ 2	$oMMN$ 1	$F_{RR}$ 1	$oMMN$ 3	$F_{RR}$ 3	$oMMN$ 11	$F_{RR}$ 11	$oMMN$ 10	$F_{RR}$ 10	$oMMN$ 12	$F_{RR}$ 12	
77.1			160.6	1.99			68.7		305.0	2.9			
78.1			126.4	1.78			69.6	241.9	2.5	302.0	2.9	333.6	3.0
79.1			132.7	1.81			70.6	207.7	2.3	296.3	2.8	321.9	3.0
80.1			160.8	1.99	134.5	1.83	71.5	129.2	1.8	322.2	3.0	240.1	2.5
81.1			165.5	2.02	179.1	2.10	72.7	116.7	1.7	229.8	2.4	284.0	2.7
82.0	101.2	1.62	130.7	1.80	157.8	1.97	73.7	91.7	1.6	217.2	2.3	238.3	2.5
83.0	131.2	1.80	125.3	1.77	177.2	2.09	74.6	52.1	1.3	166.2	2.0	249.5	2.5
84.2	84.1	1.52	118.4	1.73	211.7	2.30	75.6	65.6	1.4	128.5	1.8	225.0	2.4
85.2	131.5	1.81	124.6	1.76	171.4	2.05	76.5	72.2	1.4	114.1	1.7	218.2	2.3
86.1	113.0	1.69	157.1	1.96	203.4	2.25	77.5	1.2	1.0	64.3	1.4	199.3	2.2
87.1	100.0	1.61	185.9	2.14	233.9	2.44	78.4	7.7	1.0	72.4	1.4	173.9	2.1
88.1	122.0	1.75	175.7	2.08	163.6	2.00	79.4	5.1	1.0	47.7	1.3	109.4	1.7
89.1	182.2	2.12	163.7	2.00	236.9	2.45	80.4	0.0	1.0	17.2	1.1	98.9	1.6
90.0	174.1	2.07	222.4	2.36	223.5	2.37	81.5	0.0	1.0	20.4	1.1	88.4	1.5
91.0	190.3	2.17	182.0	2.12	239.5	2.47	82.5	0.0	1.0	17.7	1.1	46.7	1.3
92.2	196.9	2.21	192.9	2.18	281.3	2.73	83.4	0.0	1.0	13.0	1.1	39.2	1.2
93.2	217.5	2.33	212.1	2.30	236.0	2.45	84.4	0.0	1.0	7.0	1.0	28.1	1.2
94.1	220.3	2.35	176.7	2.08	250.3	2.54	85.4	0.0	1.0	2.4	1.0	0.0	1.0
95.1	236.4	2.45	181.7	2.11	273.9	2.68	86.3	0.0	1.0	0.0	1.0	3.5	1.0
96.1	305.0	2.87	171.5	2.05	294.2	2.80	87.3	0.0	1.0	0.0	1.0	2.5	1.0
97.1			212.3	2.30	273.0	2.67	88.2	0.0	1.0	0.0	1.0	0.0	1.0
98.0			217.0	2.33			89.2	0.0	1.0	0.0	1.0	0.0	1.0
99.0			187.6	2.15			90.3			0.0	1.0	0.0	1.0
100.0			204.1	2.25									

Abbildung 9: Auflistung der Werte des orografisch maximal möglichen Niederschlages ( $oMMN$  in mm) entlang der drei Strecken (Nord 1,2,3, Süd 10,11,12) sowie die dazu gehörenden Verstärkungsfaktoren ( $F_{RR}$ ).

Bei der Betrachtung von Werten der nördlichen Anströmung wird deutlich, dass auf dem Weg Richtung Erzgebirgskamm die Verstärkungsfaktoren nicht kontinuierlich zunehmen. Vielmehr gibt es Streckenabschnitte in denen die Verstärkungsfaktoren reduziert sind. Auf diesen Streckenabschnitten regnet es dann weniger als in der Umgebung.

Die Werte der Südanströmung in der Liste (Abbildung 9) zeigen zusätzlich den Prozess der Winddrift des Niederschlages als Folge der Fallzeit der Regentropfen. In Abschnitt 2.2 wurde dargestellt, dass der feuchtegesättigten Luft durch Hebung eine entsprechende Wassermenge entzogen wird, und dies solange bis die Luftmasse den

höchsten Punkt des Geländeprofiles erreicht hat. Ab diesem Punkt wird die Luft nicht mehr gehoben und es wird kein Niederschlag mehr generiert. Bei einer Anströmung von Süd ist die höchste Stelle des Weges (Erzgebirgskamm) noch vor dem Einzugsgebiet erreicht und dennoch ergibt sich ein Flächenmittel von 95 mm aufgrund der Drift der fallenden Regentropfen mit der horizontalen Strömung.

In Tabelle 1 sind die Ergebnisse der Berechnungen zusammengefasst. Diese Angaben in mm-Regenmenge in 24h stellen die maximal möglichen Regenmengen dar, die aufgrund der Orografie als Flächenmittel im Untersuchungsgebiet auftreten kann. Der Verstärkungsfaktor bezieht einen durch synoptische Prozesse generierten maximal möglichen Niederschlag ein ( $sMMN=163\text{mm}$ , vgl. auch Zimmer et al., 2006).

Die maximale flächengemittelte orografische Niederschlagsverstärkung erhält man mit knapp 185 mm in 24h bei einer nördlichen Anströmung. Die geringste Menge ergibt sich erwartungsgemäß bei einer Südanströmung des Gebietes, wenn sich das Einzugsgebiet schon im Lee des Gebirgskammes des Erzgebirges befindet. Die Verstärkungsfaktoren schwanken zwischen 2,14 bei Nordströmung und 1,59 bei Südströmung.

Diese hier numerisch abgeleiteten Verstärkungsfaktoren (s. Tabelle 1,  $F_{RR}$ ) sind für maximal mögliche Niederschlagsmengen zutreffend. Auch diese Faktoren sind Flächenmittel.

	synoptisch generierter maximal möglicher Niederschlag $sMMN$	flächengemittelter max. möglicher Niederschlag $fMMN=sMMN+oMMN$ [mm]	$F_{RR}=\frac{fMMN}{sMMN}$ infolge orografischer Verstärkung
Vorland	163mm	$163=163+0$	<b>1,00</b> $=163/163$
Nord	163mm	$348=163+185$	<b>2,14</b> $=348/163$
Nordwest	163mm	$288=163+125$	<b>1,77</b> $=288/163$
Nordost	163mm	$322=163+160$	<b>1,98</b> $=322/163$
Süd	163mm	$258=163+95$	<b>1,59</b> $=258/163$

*Tabelle 1: Die orografische Niederschlagsverstärkungen für verschiedene Anströmungsrichtungen des Gebietes ‚Oberlauf Freiburger Mulde‘, als max. Zunahme der Regenmenge in 24h sowie entsprechender Verstärkungsfaktor aufgrund des Einflusses der Orografie in Abhängigkeit von der Anströmrichtung (Strömungsgeschwindigkeit 15 m/s).*

### 3.3 Vergleich mit Beobachtungen

Der Vorteil der Betrachtung von Niederschlagsverstärkungsfaktoren besteht darin, dass die mit dem hier beschriebenen Verfahren berechneten mit solchen aus Beobachtungen verglichen werden können, da die individuellen Niederschlagsmengen in einem

Gebiet auf eine Verhältniszahl zwischen dem synoptisch genierten und dem orografisch induzierten Niederschlagsanteil zurückgeführt werden. Diese für das Untersuchungsgebiet berechneten Verstärkungsfaktoren lassen sich jetzt mit realen Niederschlagsituationen vergleichen. Exemplarisch sind im Folgenden zwei Niederschlagsereignisse analysiert, die im Bereich des Erzgebirges zu Hochwasser führten.

Das erste Beispiel bezieht sich auf das Hochwasserereignis vom 24. Mai bis zum 6. Juni 2013, bei dem sich die hier beschriebene Zunahme der Niederschlagsmengen in der Anströmung des Erzgebirges mit zunehmender Geländehöhe zeigt.

Die unterschiedlichen Regenmengen, die während dieses Hochwasserereignisses auf einer Strecke zwischen Elsterwerda über Dippoldiswalde nach Rechenberg-Bienenmühle als nördlicher Anströmung des Erzgebirges fielen, sind in Abbildung 10 dargestellt.

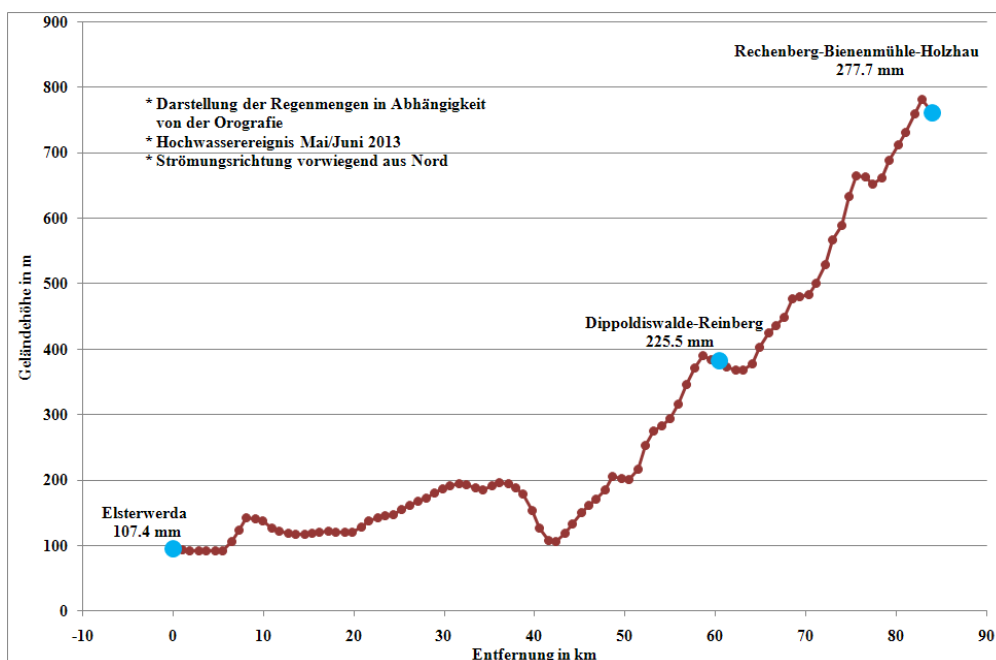


Abbildung 10: Darstellung aktueller (Hochwasserereignis Mai/Juni 2013) absoluter Regenmengen (Summe über ganzes Ereignis) in Abhängigkeit von der Orografie. Die Ortswahl entspricht einer Strecke entlang der nördlichen Anströmung.

Nach Gleichung (4) weisen diese Messdaten folgende orografische Verstärkungsfaktoren aus:

	fMMN / sMMN	Verstärkungsfaktor
ElsterwerdaVorland (95m ü. NN)	108/108	1
Dippoldiswalde (380m ü. NN)	226/108	2,1
Rechenberg (760m ü. NN)	278/108	2,6

Tabelle 2: Verstärkungsfaktoren für ein reales Beispiel aus dem Jahr 2013 (s. Abbildung 10).

Das zweite Beispiel folgt aus dem Hochwasserereignis vom 12./13. August 2002 (s. Tabelle 3, zitiert nach Zimmer et al., 2006). Betrachtet wird hierbei wiederum eine nördliche bis leicht nordwestliche Anströmung des Erzgebirges vom Erzgebirgsvorland über die Talsperre Malter bis hinauf nach Zinnwald.

	fMMN / sMMN	Verstärkungsfaktor
Vorland (60m ü. NN)	120/120	1,0
Grumbach (300m ü. NN)	183/120	1,5
Malter (350m ü. NN)	218/120	1,8
Altenberg (750m ü. NN)	251/120	2,1
Zinnwald (800m ü. NN)	312/120	2,6

*Tabelle 3: Verstärkungsfaktoren für ein reales Beispiel aus dem Jahr 2002 (vgl. Zimmer et al., 2006).*

Diese aus beobachteten Niederschlagsereignissen ermittelten Faktoren (Tabelle 2, 3) die sich auf die tatsächliche Dauer der Niederschlagsereignisse an einer Messstation beziehen erreichen eine vergleichbare Größenordnung wie die mit den nach physikalischen Gesetzmäßigkeiten berechneten flächengemittelten Niederschlagsverstärkungsfaktoren (s. Tabelle. 1). Bezogen auf eine Position in einer Landschaft ist offenbar bei solchen Maximalregenereignissen das Verhältnis zwischen dem Gesamtniederschlag (enthält die orografisch erzeugte Niederschlagsverstärkung) und dem synoptisch generierten Niederschlag nahezu konstant.

#### **4. Schlussfolgerungen und Diskussion**

Der physikalische Prozess, der zu einer orografischen Niederschlagsverstärkung führt, ist unbestritten: Eine definierte Luftmasse (charakterisiert durch Temperatur und Feuchte) wird an ein orografisches Hindernis mit einer bestimmten Windgeschwindigkeit / Windrichtung, in unserem Fall das Erzgebirge, herangeführt. Die synoptischen Strömungsverhältnisse sorgen dafür, dass permanent weitere Luft nachströmt. Die Luft wird dadurch gezwungen, am Hindernis aufzusteigen. Dieses Aufsteigen führt zu einer Abkühlung der Luftmasse. Sinkt dadurch die Temperatur der aufsteigenden Luftmasse unter den sie definierenden Taupunkt erfolgt Kondensation mit darauffolgender Niederschlagsbildung. Die Menge des als Folge der orografischen Hebung entstehenden Niederschlages hängt im Wesentlichen davon ab, wie die Luftmasse in ihrer Bewegungsrichtung dem Geländeanstieg folgen kann. Unter natürlichen Bedingungen würde eine Luftmasse u.U. einem direkten Aufstieg ausweichen und das Gebirge eher umströmen (s. z.B. die Ausführungen bei Kunz und Kottmeier, 2006). Für ein Maximum an Niederschlagsproduktion ist jedoch ein unmittelbares Folgen des Geländeanstiegs notwendig, was hier im Rahmen dieser Abschätzungen vorausgesetzt wird.

Aus den berechneten Niederschlagsmengen entlang einer Bewegungsrichtung einer Luftmasse ist allerdings auch ersichtlich, dass es entlang dieser Strecke unterschiedlich

stark regnen kann. Nicht notwendigerweise regnet es in dem Streckenabschnitt mehr, der eine größere Höhe über NN hat, sondern in einem Streckenabschnitt in dem es zu einer starken Geländehöhenzunahme kommt (Variabilität der Werte in Abbildung. 9). Das erklärt auch die Aussage von Beobachtern, die in Zweifel ziehen, dass sich die orografisch erzeugte Niederschlagsverstärkung an ihrem Beobachtungsort auswirkt. Es kann bei einem konkreten Niederschlagsereignis der Eindruck entstehen, als ob es keinen generellen Zusammenhang zwischen Geländehöhe und Niederschlagsmenge gibt – ist doch der den Niederschlagsprozess auslösende Parameter die Geländehöhenänderung bzw. der Anteil der Geländehöhenänderung, die in ein Aufsteigen der Luftmasse umgesetzt wird.

**Als ein Ergebnis bleibt festzuhalten, dass die örtliche orografische Niederschlagsverstärkung nicht von der Geländehöhe selbst, sondern vielmehr von der vorgelagerten Geländehöhenzunahme abhängt.**

So wird es durchaus verständlich, dass an einem bestimmten hochgelegenen Punkt einer Landschaft keine erhöhten Niederschlagsmengen beobachtet werden, obwohl das im näheren Umfeld dieses Punktes der Fall ist. Erst der auf eine Fläche bezogene Wert ist dann repräsentativ und der nimmt im höher gelegenen Gelände dann auch höher Werte an.

Der Vergleich zwischen berechneten und beobachteten Niederschlagsverstärkungsfaktoren lassen es als möglich erscheinen, die in den Datenbanken (z.B. WebWerdis vom Deutschen Wetterdienst, <https://werdis.dwd.de>) täglich für ein Raster von 1km x1km aufgeführten Regenmengen zu Niederschlagsverstärkungskarten umzuarbeiten. Diese Reanalysedaten, zusammengefasst aus verschiedenen Niederschlagssituationen, enthielten dann Hinweise auf die räumliche Verteilung der mittleren Niederschlagsverstärkungsfaktoren in diesem Gebiet. Diese wären dann, anders als individuelle Beobachtungen, für das jeweilige Gebiet repräsentativ. Gemittelt über die Fläche z.B. eines Einzugsgebietes könnten diese Faktoren das Gefährdungspotenzial im Fall von Niederschlagsereignissen bildlich vor Augen führen. Ein Faktor von 3 bedeutet dann, dass in dem Gebiet im Mittel dreimal mehr Niederschlag fällt als im Luv der Strömung über dem vorgelagerten Flachland.

## 5. Literatur

**Ernst Basler + Partner, 2013:** „Automatische Höhenprofilberechnung Version 2.0 (beta)“ (<http://geo.ebp.ch/gelaendeprofil/>)

**Kunz, M., Kottmeier, Ch., 2006:** Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges, Part I: Model formulation. J. Appl. Meteor. Climatol., 1, 1025-1040.

**Schmidt, T., (Bearb.), 1997:** Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland *DVWK-Mitteilungen*, **29**, 112S.

**Tetzlaff, G., Raabe, A., 1999:** Räumliche und zeitliche Verteilung maximaler Niederschläge. In: Extreme Naturereignisse und Wasserwirtschaft - Niederschlag und Abfluß, Internat. *Symposium, Bayr. Landesamt f. Wirtschaft, Informationsh.* 5, S. 57-64.

**Tetzlaff, G., Börngen, M., Mudelsee, M., Raabe, A., 2002:** Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrologischer Sicht. *Wasser & Boden* Bd. 54 H. 10, S. 41-49.

**Wiesner, C.J., 1970:** Hydrometeorology. *Chapman and Hall LTD London*, 232p.

**Zimmer, J., 2005:** Topografische Beeinflussung von Niederschlag, *Diplomarbeit LIM Univ. Leipzig*, 64S.

**Zimmer, J., Raabe, A., Tetzlaff, G., 2006:** Quantification of topographic effects on predicted precipitation in the Erzgebirge, *Wiss. Mitteil. Inst. f. Meteorol. Univ. Leipzig*, Bd. 37, S 125-136 (<http://www.uni-leipzig.de/~meteo/de/orga/band37.pdf>).

**Zuarbeit zum Forschungsbericht 2013  
Bearbeitete Forschungsprojekte****Institut für Meteorologie**

Direktor

Prof. Dr. M. Wendisch

**Allgemeine Meteorologie  
AG Atmosphärische Strahlung****Flugzeuggetragene und bodengebundene Messungen von Albedo, BRDF und Schneeeigenschaften in der Antarktis und deren Kopplung zur Verbesserung prognostischer Schneemodelle**

Coupling of airborne and in situ ground based measurements of surface albedo, BRDF and snow properties in Antarctica to improve prognostic snow models

T. Carlsen ([tim.carlsen@uni-leipzig.de](mailto:tim.carlsen@uni-leipzig.de)), A. Ehrlich ([a.ehrlich@uni-leipzig.de](mailto:a.ehrlich@uni-leipzig.de)), M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

Im Rahmen des Projekts werden die zeitliche und räumliche Variabilität von Oberflächenalbedo, bidirektionaler Reflektivität BRDF und Schneeeigenschaften in der Antarktis untersucht. Das Hauptziel dieses Vorhabens ist eine Verbesserung von prognostischen Schneemodellen und von Parametrisierungen der Schneealbedo, wie sie derzeit in regionalen und globalen Klimamodellen verwendet werden. Diese Parametrisierungen werden in Abhängigkeit von Schneekorngröße, Schneeoberflächenrauigkeit und atmosphärischen Parametern formuliert. Um dieses Ziel zu erreichen, werden bodengebundene in situ Messungen (zeitliche Variabilität) und flugzeuggetragene Fernerkundungsmessungen (räumliche Variabilität) miteinander kombiniert. Die vom Flugzeug erhobenen Daten umfassen die spektrale Bodenalbedo, BRDF, Bodenrauigkeit und Schneekorngröße. Die dazu benötigten Fernerkundungsverfahren werden im Rahmen des Projekts verbessert bzw. entwickelt werden. Die gleichen Größen werden auf dem antarktischen Plateau mittels bodengebundener Messungen an der Kohlen Station erhoben werden. Die bodengebundenen Daten decken dabei die zeitliche Variabilität von Schnee- und Atmosphäreneigenschaften ab, was es ermöglicht, prognostische Schneemodelle zu validieren und zu verbessern, die an ein Strahlungstransfermodell angekoppelt sind. Durch die Einbindung von Messdaten in die Modelle und einem anschließenden Vergleich zwischen simulierter und gemessener Schneealbedo sowie durch Sensitivitätsstudien werden Parametrisierungen der Schneealbedo, wie sie in Strahlungs- und Klimamodellen verwendet werden, validiert und verbessert. Diese Erkenntnisse werden dazu dienen, Unsicherheiten in Vorhersagen der zukünftigen Klimaänderung in der Antarktis zu reduzieren.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Uni Leipzig, DFG WE 1900/29-1

**Allgemeine Meteorologie**  
**AG Atmosphärische Strahlung****Hubschraubergetragene Strahlungsmessungen zur Bestimmung des Einflusses von Wolkeninhomogenitäten tropischer Grenzschichtbewölkung auf die Strahlungsbilanz**

Helicopter-borne radiation measurements to investigate the influence of cloud heterogeneities of tropical boundary layer clouds on radiative budget

F. Henrich ([f.henrich@uni-leipzig.de](mailto:f.henrich@uni-leipzig.de)), M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))  
H. Siebert ([siebert@tropos.de](mailto:siebert@tropos.de))

Die Vernachlässigung von horizontalen Wolkeninhomogenitäten in Modellen zur Berechnung der solaren Strahlungsbilanz von Wolken kann zu erheblichen Diskrepanzen zwischen Modellergebnissen und Messungen führen. In Zusammenarbeit mit dem Leibniz-Institut für Troposphärenforschung wird der Einfluss von Inhomogenitätseffekten von tiefer Cumulusbewölkung in den Tropen auf den Strahlungshaushalt untersucht. Hierfür wird ein neues, kompaktes Messsystem für spektrale Strahlungsmessungen gebaut, welches zusammen mit einer Messplattform für Aerosol-, Turbulenz- und Mikrophysikalischen Wolkenparametern (ACTOS) erstmals die gleichzeitige Beobachtung von Wolkenmikrophysikalischen und Strahlungsgrößen ermöglichen wird. Hierfür wird ein Hubschrauber als Instrumententräger genutzt. Ergänzend sollen dreidimensionale Rechnungen mit einem Strahlungstransfermodell zur Interpretation der Messungen durchgeführt werden.

Das Messgebiet (Barbados) bietet aufgrund seiner Lage zusätzlich die Möglichkeit der Untersuchung von anthropogenen Einflüssen auf den atmosphärischen Strahlungstransfer und die Beeinflussung des solaren Strahlungshaushaltes durch Feuchtigkeits-Halos.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Uni Leipzig, DFG WE 1900/18-1, TROPOS Leipzig

.....

**Allgemeine Meteorologie**  
**AG Atmosphärische Strahlung****Räumliche Verteilung von Eis- und Flüssigwasser in Arktischen Mischphasenwolken und deren Einfluss auf Energiehaushalt und Fernerkundung**

Spatial distribution of ice and liquid water in Arctic mixed-phase clouds and its impact on energy budget and remote sensing

A. Ehrlich ([a.ehrlich@uni-leipzig.de](mailto:a.ehrlich@uni-leipzig.de)), E. Bierwirth ([eike.bierwirth@uni-leipzig.de](mailto:eike.bierwirth@uni-leipzig.de))  
M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

Mischphasenwolken mit nebeneinander existierendem flüssigem Wasser- und Eisanteil treten häufig in arktischen Regionen auf. Sie können theoretisch in einem Temperaturbereich zwischen  $-40^{\circ}\text{C}$  und  $0^{\circ}\text{C}$  über längere Zeit hinweg stabil existieren. Wie bekannt ist, unterscheiden sich die optischen Eigenschaften von reinen Wasser- und Eiswolken und damit auch ihr Einfluss auf die solare Strahlung. Zur Untersuchung der horizontalen Verteilung von Eis- und Flüssigwasser und



deren Einfluss auf den Strahlungstransport wird dieses Projekt in Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven, durchgeführt.

Kern des Projektes ist die internationale Messkampagne „Solar Radiation and Phase Discrimination of Arctic Clouds“ (SORPIC), die vom 30. April bis zum 20. Mai 2010 auf Svalbard (Norwegen) stattfand (Projekt-Webseite <http://www.uni-leipzig.de/~sorpica/>). Dabei wurden erfolgreich spektrale solare Strahlungsmessungen an Bord des Forschungsflugzeuges Polar-5 des AWI durchgeführt. Die gemessenen Strahlungsdaten sind vollständig korrigiert und kalibriert und stehen den Projektpartnern zur Verfügung.

Simultan wurden Messungen mit der hyperspektralen Kamera AISA Eagle des AWI durchgeführt; die Auswertung erfolgt in Zusammenhang mit den Strahlungsdaten des SMART-Albedometers am LIM. AISA Eagle wurde im Labor des LIM spektral und radiometrisch kalibriert.

Am 15. November 2010 hat das LIM einen Daten-Workshop mit den beteiligten Projektpartnern (AWI Potsdam/Bremerhaven, LaMP Clermont-Ferrand (Frankreich), Freie Universität Berlin) veranstaltet, bei dem der Fortgang der Datenauswertung und das Publikationskonzept für 2011 abgesprochen wurden.

Weiterführung: nein

Finanzierung: DFG WE 1900/17-1

.....

## **Allgemeine Meteorologie**

### **AG Atmosphärische Strahlung**

#### **Eine neue Methode zur bodengebundenen Fernerkundung von Profilen mikrophysikalischer Eigenschaften von Wolken mittels abtastender Radiometrie und Lidar**

A novel method for ground-based remote sensing of profiles of cloud microphysical properties using scanning radiometry supplemented by Lidar

E. Jäkel ([e.jaekel@uni-leipzig.de](mailto:e.jaekel@uni-leipzig.de)), M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

Mit Hilfe einer neuen bodengebundenen aktiven und passiven Fernerkundungsmethode soll die vertikale Entwicklung der Wolkenmikrostruktur und das Tropfenwachstum in konvektiven Wolken untersucht werden. Für diesen Zweck werden Strahldichtemessungen (passiv) der an den Wolkenrändern reflektierten solaren Strahlung mit Lidarmessungen (aktiv) kombiniert. Die Wolkenseite wird mit beiden Geräten sowohl zeitlich als auch örtlich synchronisiert vermessen. Diese Messungen werden mit neuen Algorithmen zur Gewinnung von wolkenmikrophysikalischen Parametern kombiniert. Aus den analysierten Messungen kann dann ein Vertikalprofil der thermodynamischen Phase, sowie der effektive Wolkenpartikelradius abgeleitet werden. Dabei werden die drei-dimensionalen Strahlungseffekte der räumlich und zeitlich inhomogenen konvektiven Wolke berücksichtigt, was bei dieser Beobachtungsgeometrie unabdingbar ist.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG JA 2023/2-1

## Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung

### Megacities - Hochaufgelöste spektrale Albedo-Karten von Megastädten und ihre Anwendung in Aerosol-Satelliten Datengewinnung

Megacities - High-resolution spectral albedo maps of megacities and its application in aerosol retrievals from satellite data

B. Mey (b.mey@uni-leipzig.de), M. Wendisch (m.wendisch@uni-leipzig.de)  
H. Jahn (heiko.jahn@uni-bielefeld.de), A. Krämer ([alexander.kraemer@uni-bielefeld.de](mailto:alexander.kraemer@uni-bielefeld.de))

Chen Xingfeng (chenxf@irsa.ac.cn) , Gu Xingfa (guxingfa@irsa.ac.cn)

Megastädte sind eines der größten Quellgebiete anthropogenen Aerosols. Sie fungieren daher als Punktquellen für Aerosole im globalen Kontext und beeinflussen lokal die Gesundheit der Menschen. Daher ist es wichtig den Aerosolgehalt der Atmosphäre in Megastadt-Regionen möglichst genau zu bestimmen. In Regionen ohne dichtes Messnetz für Spurenstoffe, ist die Satelliten-Fernerkundung ein geeignetes Mittel, um Spurenstoffe regelmäßig zu messen. Zur Ableitung der Aerosoloptischen Dicke aus Satellitendaten muss das empfangene Signal der reflektierten Strahlung in einen atmosphärischen Anteil und den Bodenanteil getrennt werden. Der Bodenanteil ist durch die Boden-Albedo oder –Reflektivität gegeben, welcher schwierig aus Satellitenmessungen bestimmt werden kann.

Spektral und räumlich hochaufgelöste Messungen der Bodenalbedo wurden mit der Kombination aus den flugzeuggetragenen Messsystemen SMART-Albedometer (400-2100 nm) und einer Kamera (Geospatial Systems, MS 4100) mit 3 spektralen Kanälen gemessen. Der erste Datensatz wurde in Leipzig im Jahr 2007 aufgenommen, der zweite Datensatz konnte im Dezember 2009 in Zhongshan, China, gemeinsam mit unseren chinesischen Kooperationspartnern des Institute of Remote Sensing Applications erfasst werden.

Das Satelliten-Tool IMAPP der Universität Wisconsin wurde auf Computern des Instituts für Meteorologie installiert und steht nun für wissenschaftliche Zwecke in diesem, sowie anderen Projekten bereit.

Es wird erwartet, dass durch Verwendung der hochaufgelösten Messdaten der Bodenalbedo im Aerosol-Retrieval der Satellitendaten das Resultat der Aerosol Optischen Dicke verbessert werden kann.

Weiterführung: nein

Finanzierung: DFG, SPP 1233 (WE 1900/16-2)

\*\*\*\*\*

## Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung

### Räumlich inhomogene Zirren: Einfluss auf die atmosphärische Strahlung

Spatially Inhomogeneous Cirrus: Influence on Atmospheric Radiation

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de)),

F. Finger ([f.finger@uni-leipzig.de](mailto:f.finger@uni-leipzig.de))

Die Strahlungseffekte durch inhomogene Zirren werden mit Hilfe einer Kombination von Flugzeuggetragenen Messungen (Strahlung und mikrophysikalische Eigenschaften), einem 3D Strahlungsmodell und einem dynamischen wolkenauflösenden Zirrus-Modell untersucht. Ein instrumentiertes Flugzeug (Lear-Jet) misst die spektrale Strahlung über Zirren im Rahmen einer Feldmesskampagne. Daraus werden die mikrophysikalischen Felder der Zirren abgeleitet. Diese werden verglichen mit gleichzeitigen in situ Messungen, welche mit einer Schleppsonde gesammelt werden. Diese wird gleichzeitig vom Flugzeug durch die Zirren gezogen wird. Parallel dazu werden die örtlichen Inhomogenitäten der Zirren Felder mit Hilfe einer abbildenden digitalen CCD Kamera beobachtet. Zusätzlich wird ein wolkenauflösendes Zirren-Modell benutzt zur Berechnung der mikrophysikalischen Zirren-Felder. Die aus den kombinierten in situ und indirekten Messungen abgeleiteten sowie modellierten mikrophysikalischen Zirren-Felder werden als Eingabe für ein 3D Strahlungsmodell benutzt, um die 3D-Effekte inhomogener Zirren zu untersuchen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG WE 1900/19-1

.....

## **Allgemeine Meteorologie**

### **AG Atmosphärische Strahlung**

#### **Solare Strahlungsmessungen auf HALO**

Solar Radiation Measurements on HALO

C. Fricke (fricke@uni-leipzig.de)

M. Wendisch (m.wendisch@uni-leipzig.de)

HALO (High Altitude and LOng Range Research Aircraft) ist das Synonym für das neue deutsche Forschungsflugzeug mit dem es möglich sein wird, eine Vielzahl von verschiedensten atmosphärischen Parametern bis hin in die untere Stratosphäre zu messen. Aufgrund seiner Reichweite, sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung bietet HALO die Möglichkeit großräumige Strahlungsfelder zu erfassen. Während zwei HALO Demo-Missionen kommen dabei neu entwickelte Spektrometersysteme zur spektralen Erfassung solarer Strahlung zum Einsatz. Die dabei ermittelten Messgrößen sind zum einen die (i) spektrale Strahlflussdichte, welche den solaren Strahlungshaushalt der Atmosphäre bestimmt, sowie die (ii) spektrale aktinische Flussdichte, welche photolytische Prozesse innerhalb der Atmosphäre kontrolliert. Die solare spektrale Strahldichte in Nadir-Richtung wird für Fernerkundungsuntersuchungen zusätzlich simultan gemessen. Für die Strahlflussdichten ist es dabei entscheidend, die aufwärts- sowie abwärts gerichteten Flussdichten, welche mittels der Kosinusempfänger oberhalb und unterhalb des Flugzeugs empfangen werden, zu unterscheiden. Hierfür sind Stabilisierungsplattformen vorgesehen, die die Bewegungen des Flugzeuges aufzeichnen und die Position der Empfänger mit hinreichender zeitlicher Verzögerung korrigieren. Bezüglich der aktinischen Flussdichte ist die Kombination aus hoher zeitlicher Auflösung und hoher Genauigkeit innerhalb des UV-B Bereiches die größte Herausforderung. Realisiert wird selbige durch eine entsprechende Kombination aus Monochromatoren und Detektoren. Die aus allen

Daten gewonnenen Erkenntnisse sollen zur Modellverbesserung verwendet werden, um sowohl Oxidationsprozesse als auch die mikrophysikalischen Prozesse, welche für die Bildung und zeitlichen Entwicklung von Zirren verantwortlich sind, besser zu verstehen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG WE 1900/21-1

---

## **Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung**

### **HALO Koordination von "Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Extra-Tropical Convective Cloud Systems" (ACRIDICON)**

HALO coordination of ACRIDICON

D. Rosenow ([d.rosenow@uni-leipzig.de](mailto:d.rosenow@uni-leipzig.de))

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

Konvektive Wolken können erheblichen ökonomischen Schaden verursachen aufgrund von starken Windböen, heftigen Schauern und Niederschlägen, welche teilweise mit Hagel, Graupel, und Gewittern verbunden sein können. Die Dynamik und Heftigkeit dieser ausgeprägten Wettererscheinungen werden bestimmt durch mikrophysikalische Prozesse bei der Wolken- und Niederschlagsbildung, welche beeinflusst werden können durch Aerosolpartikel und Wechselwirkungen mit atmosphärischer Strahlung. Weiterhin werden durch konvektive Wolken Spurengase und Aerosolpartikel prozessiert und umverteilt durch vertikalen Transport sowie Ein- und Ausmischen der Wolke mit der Umgebungsluft. Um diese Wechselwirkungen zwischen Spurengasen, Aerosolpartikeln und der Wolken- und Niederschlagsbildung sowie atmosphärischer Strahlung in außertropischen, konvektiven Wolken zu untersuchen, wurde die HALO Demo-Mission "Aerosol, Wolken, Niederschlag, und Strahlungswechselwirkungen sowie Dynamik von außertropischen, konvektiven Wolkensystemen (ACRIDICON)" vorgeschlagen. ACRIDICON trägt bei zu zwei Schwerpunkten des SPP 1294 bei: „Wolken und Niederschlag“ und „Transport und Dynamik in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre“. Der vorliegende Antrag beinhaltet hauptsächlich die Organisation und das Management von ACRIDICON sowie teilweise einen Beitrag zur Analyse und Auswertung der Strahlungsmessungen, welche bei dieser HALO Demo-Mission gesammelt werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG WE 1900/22-1

---

## **Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung**

### **Koordination des Schwerpunktsprogramms 1294 "Atmosphären- und Erdsystemforschung mit dem Forschungsflugzeug HALO (High Altitude and Long Range Research Aircraft)"**

HALO coordination project

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

D. Rosenow ([d.rosenow@uni-leipzig.de](mailto:d.rosenow@uni-leipzig.de))

Das Projekt dient vornehmlich der Kooperation und der Kommunikation unter den Einzelprojekten des Schwerpunktprogramms. Im Rahmen des Projekts werden ein jährliches Statusseminar sowie jährliche Themen-Workshops geplant und durchgeführt. Die drei Koordinatoren vertreten den SPP gegenüber der DFG, dem Wissenschaftlichen Lenkungsausschuss von HALO (WLA), dem HALO Projektteam des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) und nach außen. Das Koordinatoren-Team betreibt Maßnahmen zur Nachwuchs- und Gleichstellungsförderung. Zentrale Initiativen wie gemeinsame Sammelveröffentlichungen in einem Sonderband oder die Durchführung von Sitzungen zu Themenschwerpunkten ("special sessions") bei internationalen Konferenzen sowie der Internetauftritt des SPP werden im Rahmen dieses Projekts koordiniert und durchgeführt.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG WE 1900/24-1

.....

## **Allgemeine Meteorologie** **AG Atmosphärische Strahlung**

### **EUFAR - European Facility for Airborne Research in Environmental and Geosciences**

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

D. Rosenow ([d.rosenow@uni-leipzig.de](mailto:d.rosenow@uni-leipzig.de))

Im Rahmen dieses Projektes werden die Expert Working Groups koordiniert. Workshops werden organisiert, und ein Buch wurde geschrieben: Wendisch, M., and J.-L. Brenguier, Airborne Measurements – Methods and Instruments. In preparation to be published by *Wiley & Sons*.

Weiterführung: ja

Finanzierung: EU

.....

## **Allgemeine Meteorologie** **AG Atmosphärische Strahlung**

### **Spektrale Strahlungsbilanz über dem Atlantik aus Modell und Beobachtung**

Spectral radiation budget over the Atlantic Ocean from model and observation

A. Macke ([macke@tropos.de](mailto:macke@tropos.de))

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

M. Brückner ([mbrueck@rz.uni-leipzig.de](mailto:mbrueck@rz.uni-leipzig.de))

B. Pospichal ([bernhard.pospichal@uni-leipzig.de](mailto:bernhard.pospichal@uni-leipzig.de))

Der Stoff- und Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre spielt eine entscheidende Rolle für die physikalische, chemische und biologische Entwicklung unseres Klimasystems Erde. Die von den beteiligten Forschungseinrichtungen entwickelten und eingesetzten Technologien zur in-situ Messung im Ozean und zur

aktiven/passiven Fernerkundung der Atmosphäre, ermöglichen erstmalig durch eine Kombination dieser Daten eine kontinuierliche Erfassung relevanter Parameter. Im Rahmen des WGL-Verbundprojekts OCEANET wurde in Zusammenarbeit der Forschungseinrichtungen (IFM-GEOMAR, IfT Leipzig, Universität Leipzig, GKSS Geesthacht, AWI) eine autonome Messplattform entwickelt, die langfristig für den operationellen Betrieb an Bord von Fracht- und Forschungsschiffen vorgesehen ist.

Zum Verstehen des Klimasystems Ozean und Atmosphäre spielen Wolken und Strahlung eine wichtige Rolle. Da die Wolkenstrukturen sehr inhomogen sind und damit für Strahlungsübertragungsprozesse entscheidend sind, müssen diese Prozesse in Strahlungsparametrisierungen berücksichtigt werden. Eine Kombination der Beobachtung von physikalischen Eigenschaften und Strahlungseigenschaften von Wolken sind eine Möglichkeit solche Parametrisierungen anzugleichen oder zu validieren. Mithilfe der Erweiterung der breitbandigen Strahlungsflussdichtemessungen auf spektrale Strahldichte- und Strahlungsflussdichtemessungen mit einem bodengebundenem Spektrometer (CORAS) können unterschiedliche Wolkentypen zugeordnet werden. Beobachtete Atmosphärenzustände werden in ein 3D-Monte-Carlo Strahlungstransportmodell eingegeben, sodass die Ergebnisse mit den gemessenen Parametern verglichen werden können. Die Messungen finden weitestgehend auf FS Polarstern statt.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (TROPOS)

\*\*\*\*\*

## **Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung**

### **Ein Monte Carlo Modell zur Berechnung spektraler atmosphärischer Strahlungsgrößen unter Berücksichtigung von Polarisationsprozessen**

A Monte Carlo Model to calculate atmospheric radiation considering polarization

M. Wendisch ([m.wendisch@uni-leipzig.de](mailto:m.wendisch@uni-leipzig.de))

A. Macke ([macke@tropos.de](mailto:macke@tropos.de))

Hierbei wird ein neues Strahlungsübertragungsmodell aufgebaut welches explizit Polarisationseffekte berücksichtigt. Das Modell soll nach Fertigstellung mit ähnlichen Modellen verglichen und durch entsprechende Messungen validiert werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Leibniz-Doktorandenschule

\*\*\*\*\*

## **Allgemeine Meteorologie AG Atmosphärische Strahlung**

### **Evaluierung des Einflusses von kurzlebigen Verschmutzungen der Atmosphäre auf Klima und Luftqualität**

## Evaluating the climate and air quality impacts of short-lived pollutants (ECLIPSE)

Koordinator: A. Stohl, Norwegian Institute for Air Research ([ast@nilu.no](mailto:ast@nilu.no))

Beitrag der Universität Leipzig: J. Quaas ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Ribu Cherian ([ribu.cherian@uni-leipzig.de](mailto:ribu.cherian@uni-leipzig.de))

ECLIPSE hat zum Ziel, effektive Emissions-Reduktions-Strategien für kurzlebige, klimarelevante Verschmutzungsstoffe in der Atmosphäre zu entwickeln und zu evaluieren. Gase und Aerosole wie Stickoxide, Kohlenwasserstoffe, Sulfat und Ruß werden derzeit nicht in klimapolitische Maßnahmen einbezogen. Eine Reduktion kann aber der Abmilderung des Klimawandels dienen und gleichzeitig die Luftqualität verbessern. In ECLIPSE trägt die Universität Leipzig gekoppelte Klimasimulationen mit dem Modellsystem ECHAM6-HAM/MPIOM bei und analysiert Beobachtungen der Klimaänderungen in Osteuropa nach der Wende.

Weiterführung: ja

Finanzierung: EU FP7

---

## Theoretische Meteorologie AG Wolken und globales Klima

### Monitoring von Zusammensetzung der Atmosphäre und Klima – Interims-Implementierung.

Monitoring atmospheric composition and climate – interim implementation (MACC-II)

Koordinator: V.-H. Peuch, Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage ([Vincent-Henri.Peuch@ecmwf.int](mailto:Vincent-Henri.Peuch@ecmwf.int))

Beitrag der Universität Leipzig: J. Quaas ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Johannes Mülmenstädt ([johannes.muellenstaedt@uni-leipzig.de](mailto:johannes.muellenstaedt@uni-leipzig.de))

Im Rahmen des europäischen Beitrags für das globale Monitoring für Umwelt und Sicherheit (Global Monitoring for Environment and Security, GMES), bildet MACC den Vorläufer des operationellen Dienstes für die Atmosphärenkomponente. Dabei wird durch die Assimilation einer Vielzahl von Beobachtungen der Zusammensetzung der Atmosphäre in einer neuen Version des Wettervorhersagemodells des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) ein konsistenter Datensatz geschaffen. Beitrag der Universität Leipzig ist es, den Klimaantrieb durch den anthropogenen Beitrag zur Aerosolbelastung aufgrund ihres Einflusses auf die Wolken zu berechnen. Auf Basis des neuen Datensatzes soll ein verbesserter Ansatz entwickelt werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: EU FP7

---

## Theoretische Meteorologie AG Wolken und globales Klima

**High Definition Clouds and Precipitation for Climate Prediction (HD(CP)<sup>2</sup>) –****Teilprojekte****HD(CP)<sup>2</sup> - O2 Full-domain observations****HD(CP)<sup>2</sup> - S1 Diagnostics****HD(CP)<sup>2</sup> - S6 PDF cloud schemes**

Koordinator: Bjorn Stevens, Max-Planck-Institut für Meteorologie  
(bjorn.stevens@zmaw.de)

Beitrag der Universität Leipzig: J. Quaas ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Christine Nam ([christine.nam@uni-leipzig.de](mailto:christine.nam@uni-leipzig.de))

Odran Sourdeval ([odran.sourdeval@uni-leipzig.de](mailto:odran.sourdeval@uni-leipzig.de))

Heiner Matthias Brück ([matthias.brueck@uni-leipzig.de](mailto:matthias.brueck@uni-leipzig.de))

Ziel von HD(CP)<sup>2</sup> ist es, Parametrisierungen von Wolken- und Niederschlagsprozessen in Klimamodellen zu verbessern, und die Verbesserung der simulierten Wolken-Klima-Feedbacks nachzuweisen. Dazu wird in den Teilprojekten zur Modellierung eine hochaufgelöste (100 m horizontal) Simulation für mehrere Monate über Mitteleuropa vorbereitet, die als Referenz dienen kann. In den Teilprojekten zur Beobachtung werden Datensätze erstellt, die der Evaluierung dieses Modells und der Erstellung oder Verbesserung und Evaluierung von Klimamodellparametrisierungen dienen. In O2 werden konkret Messnetze (Niederschlagsradar, GPS, Ceilometer) und Satellitendaten für flächige Informationen über dem gesamten HD(CP)<sup>2</sup>-Gebiet aufgearbeitet. In den Teilprojekten zur Synthese wird darauf hingearbeitet, die sehr großen Datenmengen der geplanten Simulation sinnvoll zu verarbeiten. Konkret werden in Teilprojekt S1 Diagnostiken entwickelt, die relevante Metriken online während der Simulation berechnen, so dass kein Herausschreiben von sehr großen Datensätzen und Postprocessing nötig ist. Im Beitrag der Universität Leipzig werden hier Joint-PDFs konstruiert, die für Wolkenparametrisierungen relevant sind. In Teilprojekt S6 wird die Nutzung dieser PDFs für die Evaluierung von Wolkenparametrisierungen in Klimamodellen, die auf Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (probability density functions, PDFs) der subskaligen Verteilung von der Gesamtwasser-spezifischen Feuchte und ggf. anderen Größen basieren, vorbereitet. Dazu werden Sensitivitätssimulationen mit ECHAM6 mit verschiedenen Wolkenparametrisierungen durchgeführt, und eine Evaluierung auf der Basis der HD(CP)<sup>2</sup>-Beobachtungen vorgenommen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: BMBF

.....

**Theoretische Meteorologie****AG Wolken und globales Klima****Quantifying Aerosol-Cloud-Climate Effects by Regime**

Koordinator: Johannes Quaas, Universität Leipzig ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Beitrag der Universität Leipzig: J. Quaas ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Dipu Sudhakar ([dipu.sudhakar@uni-leipzig.de](mailto:dipu.sudhakar@uni-leipzig.de))

Claudia Unglaub ([unglaub@rz.uni-leipzig.de](mailto:unglaub@rz.uni-leipzig.de))

Karoline Block ([karoline.block@uni-leipzig.de](mailto:karoline.block@uni-leipzig.de))



Ziel von QUAERERE ist die verlässliche Quantifizierung des Strahlungsantriebs von anthropogenen Aerosolen durch ihren Effekt auf Wolken. Aufbauend auf früheren Arbeiten sollen hierzu Satellitendaten verschiedener Instrumente kombiniert und in einem statistischen Ansatz ausgewertet werden. Die Aerosol-Informationen für diese Studie stammen dabei nicht direkt aus Satellitendaten, sondern in wesentlich verbesserter Qualität aus der Reanalyse des MACC-II-Projekts. Die statistische Analyse soll für einzelne Wolken-Aerosol-Regime durchgeführt werden. Neben dieser beobachtungsbasierten Abschätzung sollen Simulationen mit dem regionalen Aerosol-Klima-Modell COSMO-MUSCAT (in Zusammenarbeit mit dem Leibniz-Institut für Troposphärenforschung) durchgeführt werden, die in Sensitivitätsstudien mit abgeschalteten anthropogenen Emissionen dazu dienen können, in den statistischen Korrelationen aus den Satellitendaten Kausalzusammenhänge nachzuweisen. Schließlich soll in Simulationen mit dem globalen Aerosol-Klima-Modell ECHAM6-HAM2 eine globale Abschätzung erzielt werden, die konsistent ist mit der beobachtungsgestützten Abschätzung.

Weiterführung: ja

Finanzierung:       Europäischer Forschungsrat (ERC)

\*\*\*\*\*

## **Theoretische Meteorologie AG Wolken und globales Klima**

### **Learning about cloud brightening under risk and uncertainty: Whether, when and how to do field experiments (LEAC)**

Koordinator: Johannes Quaas, Universität Leipzig ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Beitrag der Universität Leipzig: J. Quaas ([johannes.quaas@uni-leipzig.de](mailto:johannes.quaas@uni-leipzig.de))

Aswathy Nair ([aswathy.nair@uni-leipzig.de](mailto:aswathy.nair@uni-leipzig.de))

Im Rahmen des Schwerpunktprojekts „Climate engineering – risks, challenges, opportunitites?“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft untersucht das Projekt „LEAC“ den Vorschlag, mit Hilfe des Impfens von marinen Grenzschichtwolken mit Meersalzaerosol diese heller zu machen und so das Klima zu kühlen. Ein möglicher nächster Schritt der Forschung wäre gerade für diesen Vorschlag ein Feldexperiment, das in Raum und Zeit begrenzt sein könnte. Durch Analyse von Satellitendaten und Modellsimulationen wird zunächst untersucht, wie die Unsicherheit bezüglich des zu erreichenden Strahlungsantriebs als Funktion der Größe in Raum und Zeit eines Feldexperiments reduziert werden könnte. Auch mögliche Nebeneffekte werden untersucht. In Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe Umweltökonomie der Universität Kiel werden sozio-ökonomische Aspekte der Frage beleuchtet.

Weiterführung: ja

Finanzierung:       Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG)

\*\*\*\*\*

**Hochatmosphäre**  
***Upper Atmosphere***

**Selbstkalibrierende EUV/UV-Spektrophotometer SolACES**  
***Auto-Calibrating EUV/UV Spectrophotometers SolACES***

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Dr. B. Nikutowski

Das vom Fraunhofer IPM entwickelte Instrument SolACES (Solar Auto Calibrating EUV / UV Spectrometers), soll die solare Strahlung im Wellenlängenbereich von 17 bis 220 nm spektral aufgelöst mit hoher radiometrischer Absolutgenauigkeit messen. Im Projekt erfolgt neben Unterstützung der Missionsvorbereitung und -begleitung die Aufbereitung der Rohdaten, Datenauswertung, Erstellung empirischer Modelle der EUV-Strahlung, und Analyse der ionosphärischen Reaktion auf EUV-Variabilität.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Auftrag (Fraunhofer-Institut für Physikalische Messtechnik)

\*\*\*\*\*

**Hochatmosphäre**  
***Upper Atmosphere***

**Einfluss der QBO und solarer Variabilität auf stratosphärische Dynamik und Ozongehalt**

***Influence of the QBO and solar variability on stratospheric dynamics and ozone***

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof. A.I. Pogoreltsev, E. Rakushina, Russian State Hydrometeorological University

Innerhalb des Projekts sollen die Variabilität stratosphärischer dynamischer Parameter und stratosphärischen Ozons untersucht werden. Insbesondere soll der Zusammenhang des Frühjahrsübergangs mit stratosphärischer Erwärmungen und der Einfluss externer Parameter wie der QBO und solarer Variabilität auf das Verhalten des Polarwirbels untersucht werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DAAD, Leonhard-Euler-Stipendium

\*\*\*\*\*

**Hochatmosphäre**  
***Upper Atmosphere***

**Großskalige atmosphärische Prozesse**  
***Large-scale atmospheric processes***

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof. V. Yankovsky, Prof. G. Shved, S. Vasileva, E. Fodotova, St. Petersburg State University

Innerhalb des Projekts sollen einerseits theoretische Methoden erarbeitet und erweitert werden, Eigenschwingungen der Atmosphäre zu beschreiben und ihre Wechselwirkung mit der festen Erde zu erfassen. Andererseits sollen Kohlenstoffmessungen in der Atmosphäre durchgeführt werden und ihr Ursprung durch Rückwärtstrajektorienrechnung bestimmt werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DAAD, Leonhard-Euler-Stipendium

\*\*\*\*\*

### **Hochatmosphäre** ***Upper Atmosphere***

#### **Wellen- und Strahlungsprozesse** ***Waves and radiation processes***

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof.G. Shved, Prof. V. Yankovsky, K. Martyshenko, T. Beliaev, St. Petersburg State University

Innerhalb des Projekts sollen einerseits Methoden verglichen werden, mit denen stratosphärische Ozonkonzentrationen aus denjenigen molekularen Sauerstoffs abgeleitet werden können. Weiterhin sollen atmosphärische Normalmoden mit kurzen Perioden theoretisch abgeleitet und mit Hilfe bodengebundener Messungen erfasst werden.

Weiterführung: nein

Finanzierung: DAAD, Leonhard-Euler-.Stipendium

\*\*\*\*\*

### **Hochatmosphäre** ***Upper Atmosphere***

#### **Dynamik und Chemie der Troposphäre/Stratosphäre** ***Dynamics and Chemistry of the troposphere/stratosphere***

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof. A.I. Pogoreltsev, S. Smythlyayev, K. Lazareva, E. Drobashevskaya, Russian State Hydrometeorological University

Innerhalb des Projekts sollen einerseits konvektive Indizes auf der Basis von GPS-Radiokulturationsdaten erstellt werden, und andererseits Chemietransportmodellrechnungen zur Simulation stratosphärischen Ozons durchgeführt werden.

Weiterführung: nein

Finanzierung: DAAD, Leonhard-Euler-.Stipendium

\*\*\*\*\*

### **Allgemeine Meteorologie**

AG Bodengebundene Fernerkundung

*Ground-based remote sensing*

### **HD(CP)<sup>2</sup>-High definition clouds and precipitation for advancing climate prediction**

Jun.-Prof. Dr. Bernhard Pospichal ([bernhard.pospichal@uni-leipzig.de](mailto:bernhard.pospichal@uni-leipzig.de))

MSc Andreas Foth ([andreas.foth@uni-leipzig.de](mailto:andreas.foth@uni-leipzig.de))

Dieses Projekt beschäftigt sich mit einem sehr relevanten Thema in der aktuellen meteorologischen Forschung, nämlich der Repräsentation von Wolken in Atmosphärenmodellen. Dabei sind noch viele Unsicherheiten, sowohl auf der Beobachtungs- als auch auf der Modellseite zu bemängeln. Im Rahmen von HD(CP)<sup>2</sup> wird die Expertise zu diesem Themenkomplex deutschlandweit gebündelt. Intensivierte Beobachtungen an verschiedenen Orten, sowie die Kombination verschiedener Messverfahren, soll es u.a. ermöglichen, bessere Parametrisierungen von Wolken in Modellen zu erhalten.

Am LIM soll in diesem Zusammenhang ein neuer Algorithmus zur Bestimmung vertikaler Wasserdampfverteilung aus Fernerkundungsdaten (passive Mikrowellenradiometer und Raman-Lidar) erstellt werden. Dabei werden Daten, die im Rahmen des Projekts bei Messkampagnen in Jülich (HOPE) und Melpitz (HOPE-2) gewonnen wurden, verwendet.

Weiterführung: ja

Finanzierung: BMBF, FKZ: 01LK1209D

\*\*\*\*\*

### **Allgemeine Meteorologie**

AG Bodengebundene Fernerkundung

*Ground-based remote sensing*

### **Leibniz Graduiertenschule Wolken-Aerosol-Strahlung (*Leibniz Graduate School Clouds-Aerosol-Radiation*)**

Jun.-Prof. Dr. Bernhard Pospichal ([bernhard.pospichal@uni-leipzig.de](mailto:bernhard.pospichal@uni-leipzig.de))

MSc Daniel Merk ([merk@tropos.de](mailto:merk@tropos.de))

Im Rahmen der Graduiertenschule Wolken-Aerosol-Strahlung soll im Rahmen von sieben Promotionen der indirekte Aerosoleffekt von verschiedenen Seiten (Mikrophysik, Chemie, Fernerkundung, etc.) betrachtet werden. Die hier vorliegende Arbeit befasst sich mit Fernerkundungsbeobachtungen. Das Besondere daran ist die Verknüpfung von Satellitendaten (SEVIRI sichtbar und nahes Infrarot) und bodengebundener Fernerkundung (Lidar, Radar, Mikrowellenradiometer im Rahmen von LACROS). Daraus soll eine verbesserte Charakterisierung von Flüssigwasserwolken im Hinblick auf deren

mikrophysikalischen Eigenschaften (effektiver Radius, optische Dicke) abgeleitet werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Leibniz-Gesellschaft (Zusammenarbeit mit TROPOS)

\*\*\*\*\*

## **Allgemeine Meteorologie**

AG Akustik

*Acoustics*

## **Sensormodul und Dispatcher-System zur intelligenten und autonomen Überwachung von Umgebungsbedingungen in Rechenzentren und Serverräumen (SenDiServ)**

*Sensor module and dispatcher system for intelligent and autonomous monitoring of environmental conditions in data centers and server rooms (SenDiServ)*

Dr. Armin Raabe ([raabe@uni-leipzig.de](mailto:raabe@uni-leipzig.de)), Manuela Barth ([mbarth@uni-leipzig.de](mailto:mbarth@uni-leipzig.de)),  
Dipl. Met. Gabi Fischer ([gfischer@uni-leipzig.de](mailto:gfischer@uni-leipzig.de)),

gemeinsam mit

RÖWAPLAN AG, Brahmweg 4, 73453 Abtsgmünd

Und

GED Gesellschaft für Elektronik und Design mbH, Pastoratsstraße 3, 53809  
Ruppichteroth-Winterscheid

Es wird eine modulare, miniaturisierte Sensorplattform zur Erfassung und Überwachung von über Schallsignalanalysen ermittelte Luftströmungen und Temperaturverteilungen entwickelt. Das Projekt basiert auf Arbeiten zur akustischen Laufzeitomografie, die am LIM durchgeführt wurden. Die Verfahren werden auf Innenräume umgesetzt und sollen so angewendet werden, dass eine Reduzierung des Kühlenergieverbrauchs u.a. von Rechenzentren und Serverräumen möglich wird.

Weiterführung: ja

Finanzierung: BMWi, Zentrales Innovationsprogramm Mittelstand (ZIM),  
Förderkennzeichen **AIF FKZ KF2709802DF2**

\*\*\*\*\*

## **Allgemeine Meteorologie**

AG Akustik

*Acoustics*

## **Lärm- und Feldlagerschutz der Bundeswehr**

Dr. A. Raabe ([raabe@uni-leipzig.de](mailto:raabe@uni-leipzig.de)), Dipl. Met. Michael Wilsdorf ([mwils@uni-leipzig.de](mailto:mwils@uni-leipzig.de)), Dipl. Met. Jörg Walter

Die Bewertung von Schallimmissionen, deren Quellen sich in großen Entfernungen (bis zu 15km), aber auch in der näheren Umgebung (weniger als 5km) von Truppenübungsplätzen, oder auch Feldlagern der Bundeswehr befinden, ist ohne Berücksichtigung der aktuellen Wettersituation nicht möglich. Das heißt, dass die Ausbreitung akustischer Signale über mehrere Kilometer Entfernung wesentlich von der Temperatur- und Windvektorverteilung in dem Teil der Atmosphäre abhängen, durch den sich die Schallwellen ausbreiten. Die bisherige Vorgehensweise bei der Beachtung atmosphärischer Verhältnisse im Zusammenhang mit Schallimmissionen basiert im Wesentlichen auf der Verwendung von Radiosondendaten. Ihr Nachteil besteht darin, dass meist nur wenige Radiosondenaufstiege am Tag (meist 2x) durchgeführt werden und (weltweit) sich nur wenige Stationen über ein riesiges Gebiet verteilen. Deshalb wird der Frage nachgegangen ob Wetter-Modelldaten die Radiosondendaten auf eine solche Weise ersetzen können, dass die auf Basis der Modelldaten abgeleiteten Aussagen bezogen auf die Schallimmissionsverhältnisse weitgehend identisch bleiben.

Weiterführung: Ja

Finanzierung: AGeoBw; M/U2CD/CA277/CA647

\*\*\*\*\*

## Allgemeine Meteorologie

### Niederschlagsdaten zu historischen Hochwasserereignissen - Orografische Niederschlagsverstärkung

#### *Precipitation data for historical flood events - Orographic precipitation enhancement*

Dr. A. Raabe ([raabe@uni-leipzig.de](mailto:raabe@uni-leipzig.de)), Dipl. Met. Michael Wilsdorf ([mwils@uni-leipzig.de](mailto:mwils@uni-leipzig.de)), Dr. M. Barth ([mbarth@uni-leipzig.de](mailto:mbarth@uni-leipzig.de))

Für hydrologische Berechnungen sind für historische Niederschlagsereignisse im Gebiet der Mulde Niederschlagsverteilungskarten notwendig. Mittlerweile gestatten es die meteorologischen Datenbanken auch historische Ereignisse flächenhaft zu analysieren. Die Beobachtungen werden mit Hilfe eines physikalischen Modelles in Beziehung zu den maximal möglichen Niederschlag gesetzt, was als planungsrelevante Größe für Wassereinzugsgebiete Verwendung findet. Spezielle wird dabei der Effekt der orografischen Niederschlagsverstärkung im Vergleich Modell / Beobachtung untersucht.

Weiterführung: Nein

Finanzierung: Landestalsperrenverwaltung des Freistaats Sachsen (LTV)

\*\*\*\*\*

## Allgemeine Meteorologie

### Auswirkung von zunehmenden Wasserflächen im Lausitzer Bergbauggebiet auf die Regenmengen in Talsperreneinzugsgebieten

#### *Impact of increasing water surfaces in the Lusatian mining area on precipitation in the dam catchment areas*

Dr. A. Raabe ([raabe@uni-leipzig.de](mailto:raabe@uni-leipzig.de)), Dipl. Met. Michael Wilsdorf ([mwils@uni-leipzig.de](mailto:mwils@uni-leipzig.de))

In den letzten Jahrzehnten wurden ausgedehnte Flächen – ehemalige Tagebaue im Lausitzer Braunkohletagebauegebiet – mit Wasser geflutet. Es sind viele Seen entstanden und es ist zu vermuten, dass die jetzt geänderte Landnutzung auch zur Veränderung des lokalen Klimas und Niederschlagregimes führten. So wurde beispielweise eine signifikante Veränderung der Niederschlagsmenge an der Talsperre Quitzdorf gegenüber der Talsperre Bautzen beobachtet. Der Nachweis eines Zusammenhanges ist nicht einfach zu führen, dennoch dient die Signifikanz der Beobachtungen als eine Motivation um die folgende Hypothese zu untersuchen: Haben sich die Niederschlagsmengen/muster im Gebiet der Lausitz tatsächlich verändert und auf welche Weise könnte diese Veränderung in Zusammenhang mit der veränderten Landnutzung (Umwandlung von Tagebau- in Seelandschaft) stehen.

Weiterführung: Ja

Finanzierung: Landestalsperrenverwaltung des Freistaats Sachsen (LTV)

\*\*\*\*\*

**2. Wiss. Veröffentlichungen Institut für Meteorologie 2012**

Haupt autor	Autoren / Herausgeber	Titel, in: Zeitschrift, Ort; Verlag, Jahr, Seite von – bis ....
	Barth, M., G. Fischer, A. Raabe, A. Ziemann, F. Weiße	Remote sensing of temperature and wind using acoustic travel-time measurements. <i>Meteorol. Z.</i> , 22 (2), 2013, 103-109
	Bierwirth, E., A. Ehrlich, M. Wendisch, J.-F. Gayet, C. Gourbeyre, R. Dupuy, A. Herber, R. Neuber, and A. Lampert	Optical thickness and effective radius of Arctic boundary-layer clouds retrieved from airborne nadir and imaging spectrometry. <i>Atmos. Meas. Tech.</i> , 6, 1189-1200, doi:10.5194/amt-6-1189-2013.
	Brenguier, J.-L., W. Bachalo, P. Y. Chuang, B. M. Esposito, J. Fugal, Ti. Garrett, J.-F. Gayet, H. Gerber, A. Heymsfield, A. Kokhanovsky, A. Korolev, R. P. Lawson, D. C. Rogers, R. A. Shaw, W. Strapp, and M. Wendisch	In Situ Measurements of Cloud and Precipitation Particles. <i>In Wendisch, M., and J.-L. Brenguier (Eds.), Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments. Wiley-VCH Verlag GmbH &amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany, 2013. ISBN: 978-3-527-40996-9. 225-301.</i>
	<b>Cherian, R.</b> , C. Venkataraman, S. Ramachandran, <b>J. Quaas</b> , und S. Kedia	<u>Examination of aerosol distributions and radiative effects over the Bay of Bengal and the Arabian Sea region during ICARB using satellite data and a general circulation model</u> , <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 12, 1287-1305, doi:10.5194/acp-12-1287-2012
	Devasthale, A., K. Karlsson, <b>J. Quaas</b> , und H. Graßl	<u>Correcting orbital drift signal in the time series of AVHRR derived convective cloud fraction using rotated empirical orthogonal function</u> , in: <i>Atmos. Meas. Tech.</i> , 5, 267-273, doi:10.5194/amt-5-267-2012
	Ehrmann, W., and M. Wendisch (Eds.)	Geophysics and Meteorology at the University of Leipzig. <i>Leipziger Universitätsverlag GmbH</i> , 2013, ISBN: 978-3-86583-742-4. 111 pp.
	Ern, M., C. Arras, A. Faber, K. Fröhlich, Ch. Jacobi, S. Kalisch, M. Krebsbach, P. Preusse, T. Schmidt, and J. Wickert	Observations and Ray Tracing of Gravity Waves: Implications for Global Modeling. In: Lübken, F.-J. (Ed.): <i>Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES)</i> , Springer, Berlin, 383-408.
	Fytterer, T., C. Arras, and Ch. Jacobi	Terdiurnal signatures in midlatitude sporadic E layers occurrence rates, <i>Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig</i> , 51, 25-38.
	Fytterer, T., C. Arras, and C. Jacobi	Terdiurnal signatures in sporadic E layers at midlatitudes, <i>Adv. Radio Sci.</i> , 11, 333-339.
	Gehlot, S., und <b>J. Quaas</b>	<u>Convection-climate feedbacks in ECHAM5 general circulation model: A Lagrangian trajectory perspective of cirrus cloud life cycle</u> , in: <i>J. Clim.</i> , 25, 5241-5259, doi:10.1175/JCLI-D-11-00345.1
	Jacobi, Ch., C. Arras, and J. Wickert	Enhanced sporadic E occurrence rates during the Geminid meteor showers 2006-2010, <i>Adv. Radio Sci.</i> , 11, 313-318.
	Jacobi, Ch., and M. Ern	Gravity waves and vertical shear of zonal wind in the summer mesosphere-lower thermosphere, <i>Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig</i> , 51, 11-24.
	Jacobi, Ch., and T. Fytterer	Climatology of the 8-hour solar tide over Central Europe, Collm (51.3°N; 13.0°E). <i>Proceedings of MST-13</i> , 175-179.
	Jacobi, Ch., and P. Hoffmann	Long-term trends of mesosphere gravity waves at midlatitudes. <i>Proceedings of MST-13</i> , 187-190
	Jäkel, E., J. Walter, and M. Wendisch	Thermodynamic phase retrieval of convective clouds: impact of sensor viewing geometry and vertical distribution of cloud properties. <i>Atmos. Meas. Tech.</i> , 6, 539-547, doi:10.5194/amt-6-539-2013.
	Jäkel, E., M. Wendisch, and B. Mayer	Influence of spatial heterogeneity of local surface albedo on the area-averaged surface albedo retrieved from airborne irradiance measurements. <i>Atmos. Meas. Tech.</i> , 6, 527-537, doi:10.5194/amt-6-527-2013.
	<b>Nam, C.</b> , und <b>J. Quaas</b>	Evaluation of clouds and precipitation in the ECHAM5



		<u>general circulation model using CALIPSO and CloudSat</u> , in: <i>J. Clim.</i> , 25, 4975-4992, doi:10.1175/JCLI-D-11-00347.1
	Peters, K., P. Stier, <b>J. Quaas</b> , und H. Graßl	<u>Aerosol indirect effects from shipping emissions: Sensitivity studies with the global aerosol-climate model ECHAM-HAM</u> , in: <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 12, 5985-6007, doi:10.5194/acp-12-5985-2012
	<b>Quaas, J.</b>	<u>Evaluating the "critical relative humidity" as a measure of subgrid-scale variability of humidity in general circulation model cloud cover parameterizations using satellite data</u> , <i>J. Geophys. Res.</i> , 117, D9, doi:10.1029/2012JD017495
	Raabe, A., K.H. Schlünzen	Special issue on METTOOLS_VIII, <i>Meteorol. Zeitschrift</i> Vol. 22, 2, 99-101, 2013
	Raabe, A., K.H. Schlünzen (Ed.)	Special issue on METTOOLS_VIII a conference of the speciality group on 'Environmental Meteorology' of the German Meteorological Society, Leipzig Mach 2012, <i>Meteorol. Zeitschrift</i> , 22 (2) S. 97-232, 2013
	Sanchez-Lorenzo, A., P. Laux, H.-J. Hendricks-Franssen, A. K. Georgoulas, J. Calbó, S. Vogl, und <b>J. Quaas</b>	<u>Assessing large-scale weekly cycles in meteorological variables: a review</u> , in: <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 12, 5755-5771, doi:10.5194/acp-12-5755-2012
	Schäfer, M., E. Bierwirth, A. Ehrlich, F. Heyner, and M. Wendisch	Retrieval of cirrus optical thickness and assessment of ice crystal shape from ground-based imaging spectrometry. <i>Atmos. Meas. Tech.</i> , 6, 1855-1868. doi:10.5194/amt-6-1855-2013
	Schumann, U., D. W. Fahey, M. Wendisch, and J.-L. Brenguier	Introduction to Airborne Measurements of the Earth Atmosphere and Surface. In <i>Wendisch, M., and J.-L. Brenguier (Eds.), Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments. Wiley-VCH Verlag GmbH &amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany, 2013. ISBN: 978-3-527-40996-9. 1-6.</i>
	Shangguan, M., Bender, M., Ramatschi, M., Dick, G., Wickert, J., Raabe, A., Galas, R.	GPS Tomography: Validation of Reconstructed 3D Humidity fields with Radiosonde Profiles. - <i>Annals of Geophysics</i> , 31, 9, 2013, 1491 - 1505
	Shved, G.M., S.I. Ermolenko, N.V. Karpova, S. Wendt, and Ch. Jacobi	Detecting Global Atmospheric Oscillations by Seismic Instruments, <i>Izvestia, Physics of the Solid Earth</i> , 49, 278–288.
	Siebert, H., M. Beals, J. Bethke, E. Bierwirth, T. Conrath, K. Dieckmann, F. Ditas, A. Ehrlich, D. Farrell, S. Hartmann, M. A. Izaguirre, J. Katzwinkel, L. Nuijens, G. Roberts, M. Schäfer, R. A. Shaw, T. Schmeissner, I. Serikov, B. Stevens, F. Stratmann, B. Wehner, M. Wendisch, F. Werner, and H. Wex	The fine-scale structure of the trade wind cumuli over Barbados – an introduction to the CARRIBA project. <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 13, 10061-10077, doi:10.5194/acp-13-10061-2013, <a href="http://www.atmos-chem-phys.net/13/10061/2013/acp-13-10061-2013.pdf">http://www.atmos-chem-phys.net/13/10061/2013/acp-13-10061-2013.pdf</a>
	Weber, T., und <b>J. Quaas</b>	<u>Incorporating the subgrid-scale variability of clouds in the autoconversion parameterization</u> , in: <i>J. Adv. Model. Earth</i>

		Syst., M11003, doi:10.1029/2012MS000156
	Wendisch, M., P. Yang, and A. Ehrlich	Amplified climate changes in the Arctic: Role of clouds and atmospheric radiation. Sitzungsberichte der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, <b>132</b> (3), 1-34, S. Hirzel Verlag, Stuttgart/Leipzig.
	Wendisch, M., and J.-L. Brenguier (Eds.)	Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments. <i>Wiley-VCH Verlag GmbH &amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany</i> , 2013. ISBN: 978-3-527-40996-9. 655 pp.
	Werner, F., H. Siebert, P. Pilewskie, T. Schmeissner, R. A. Shaw, and M. Wendisch	: New airborne retrieval approach for trade wind cumulus properties under overlying cirrus, <i>J. Geophys. Res.</i> , <b>118</b> , 1–16, doi:10.1002/jgrd.50334.
	Wendisch, M., P. Pilewskie, B. Bohn, A. Bucholtz, S. Crewell, C. Harlow, E. Jäkel, K. S. Schmidt, R. Shetter, J. Taylor, D. D. Turner, and M. Zöger	Atmospheric Radiation Measurements. In <i>Wendisch, M., and J.-L. Brenguier (Eds.), Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments. Wiley-VCH Verlag GmbH &amp; Co. KGaA, Weinheim, Germany, 2013. ISBN: 978-3-527-40996-9. 343-411.</i>
	Wendisch, M., and C. Jacobi	The Institute for Meteorology since 1993. In <i>Ehrmann, W., and M. Wendisch (Eds.), Geophysics and Meteorology at the University of Leipzig. Leipziger Universitätsverlag GmbH, 2013, ISBN: 978-3-86583-742-4. 77-85.</i>
	Wendisch, M.	Airborne Radiometers to Measure Electromagnetic Radiation in the Earth's Atmosphere: Mature and Emerging Technologies. In <i>Webster, J., The Measurement, Instrumentation, and Sensors Handbook, CRC Press., 2013</i>
	Wilsdorf, M., Bischoff, A.; Ziemann, A. and Raabe, A.	Studies of sound attenuation depending on meteorological conditions. In: <i>Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig</i> 51, 2013, S. 67-80
	Zhang, K., D. O'Donnell, J. Kazil, P. Stier, S. Kinne, U. Lohmann, S. Ferrachat, B. Croft, <b>J. Quaas</b> , H. Wan, S. Rast, und J. Feichter	The global aerosol-climate model ECHAM5-HAM, version 2: sensitivity to improvements in process representations, in: <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 12, 8911-8949, doi:10.5194/acp-12-8911-2012
	Ziemann, A., M. Barth, M. Hehn	Experimental investigation of the meteorologically influenced sound propagation through an inhomogeneous forest site. <i>Meteorol. Z.</i> , 22 (2), 2013, 221-229.
	Zygmuntowska, M., T. Mauritsen, <b>J. Quaas</b> , und L. Kaleschke	<u>Arctic clouds and surface radiation - a critical comparison of satellite retrievals and the ERA-INTERIM reanalysis</u> , in: <i>Atmos. Chem. Phys.</i> , 12, 6667-6677, doi:10.5194/acp-12-6667-2012

### 3. Wissenschaftliche und technische Mitarbeiter am LIM 2013

Name	E-Mail-Adresse
Barlakas, Vasileios	vasileios.barlakas@uni-leipzig.de
Barth, Manuela	mbarth@uni-leipzig.de
Block, Karoline	karoline.block@uni-leipzig.de
Brück, Matthias	matthias.brueck@uni-leipzig.de
Brückner, Marlen	m.brueckner@uni-leipzig.de
Can, Özge	oezge.can@tropos.de
Cherian, Ribu	ribu.cherian@uni-leipzig.de
Ehrlich, André	a.ehrlich@uni-leipzig.de
Feck-Yao, Wolfgang	feckyao@uni-leipzig.de
Finger, Fanny	fanny.finger@uni-leipzig.de
Foth, Andreas	andreas.foth@uni-leipzig.de
Hirsch, Kerstin	khirsch@uni-leipzig.de
Jacobi, Christoph	jacobi@rz.uni-leipzig.de
Kaiser, Falk	fkaiser@rz.uni-leipzig.de
Lilienthal, Friederike	friederike.lilienthal@uni-leipzig.de
Mülmenstädt, Johannes	johannes.muelmenstaedt@uni-leipzig.de
Nair, Aswathy	aswathy.nair@uni-leipzig.de
Nam, Christine	christine.nam@uni-leipzig.de
Pospichal, Bernhard	bernhard.pospichal@uni-leipzig.de
Quaas, Johannes	johannes.quaas@uni-leipzig.de
Raabe, Armin	raabe@uni-leipzig.de
Rehnert, Jutta	rehnert@uni-leipzig.de
Salzmann, Marc	marc.salzmann@uni-leipzig.de
Schäfer, Michael	michael.schaefer@uni-leipzig.de
Seydel, Birgit	birgit.seydel@uni-leipzig.de
Sourdeval, Odran	odran.sourdeval@uni-leipzig.de
Sudhakar, Dipu	dipu.sudhakar@uni-leipzig.de
Tetzlaff, Gerd	tetzlaff@uni-leipzig.de
Unglaub, Claudia	unglaub@uni-leipzig.de
Weiß, Frank	weisse@uni-leipzig.de
Wendisch, Manfred	m.wendisch@uni-leipzig.de
Werner, Frank	f.henrich@uni-leipzig.de
Wilsdorf, Michael	mwils@uni-leipzig.de

#### 4. Immatrikulationen am Institut f. Meteorologie

Diplom Meteorologie													
Datum	Semester	1.FS	2. FS	3.FS	4.FS	5.FS	6. FS	7.FS	8.FS	9. FS	10.FS	>10.FS	Meteo_Diplom
15.10.2013	WS 13/14											2	2
17.10.2012	WS 12/13											3	3
16.10.2011	WS 11/12											3	3
15.10.2010	WS 10/11											14	14
15.10.2009	WS 09/10								0	14	0	7	21
15.10.2008	WS 08/09						0	14	0	23	1	25	63
15.10.2007	WS 07/08				0	22	0	26	1	18	2	19	88
13.12.2006	WS 06/07		0	40	0	36	0	24	2	14	1	17	175
15.10.2005	WS 05/06	109	0	49	0	30	2	16	1	17	1	13	237
08.12.2004	WS 04/05	97	0	35	1	20	0	19	0	12	1	15	200
03.12.2003	WS 03/04	68	1	25	0	20	1	13	1	12	1	13	155
14.10.2002	WS 02/03	45	0	19	0	16	0	15	1	12	1	9	118
06.12.2001	WS 01/02	43	0	21	0	16	0	13	0	7	0	5	105
07.12.2000	WS 00/01	41	1	27	0	22	0	8	0	6	1	6	112
01.12.1999	WS 99/00	40	0	24	0	9	0	9	0	6	1	6	95
16.12.1998	WS 98/99	36	0	11	0	17	1	9	1	5	0	8	88
10.11.1997	WS 97/98	29	0	17	0	10	1	8	0	7	0	4	76

BSC Meteorologie													
Datum	Semester	1.FS	2. FS	3.FS	4.FS	5.FS	6. FS	7.FS	8.FS	9. FS	10.FS	>10.FS	Meteo_BSC
Datum	Semester	BSC_FS1	BSC_FS2	BSC_FS3	BSC_FS4	BSC_FS5	BSC_FS6	BSC_FS7	BSC_FS8	BSC_FS9			Meteo_BSC
15.10.2013	WS 13/14	39		23		21		13		4			100
15.10.2012	WS 12/13	60		29	1	22	2	16	1	2			133
15.10.2011	WS 11/12	60		27		26	1	19		1			134
15.10.2010	WS 10/11	64		34		20							118
15.10.2009	WS 09/10	67	0	21	0	20	0						108
15.10.2008	WS 08/09	71	0	28	0	12							111
15.10.2007	WS 07/08	98	0	15									113
13.12.2006	WS 06/07	31											31
15.10.2005	WS 05/06												0

MSC Meteorologie							
Datum	Semester	1.FS	2. FS	3.FS	4.FS	5.FS	6. FS
Datum	Semester	MSC_FS1	MSC_FS2	MSC_FS3	MSC_FS4	>MSC_FS5	Meteo_MSC
15.10.2013	WS 13/14	18		16		20	54
15.10.2012	WS 12/13	18		20	1	15	54
15.10.2011	WS 11/12	21		17		10	48
15.10.2010	WS 10/11	20		9		5	34
15.10.2009	WS 09/10	11					11
15.10.2008	WS 08/09						0
15.10.2007	WS 07/08						0
13.12.2006	WS 06/07						0
15.10.2005	WS 05/06						0

**4. Abschlussarbeiten Institut für Meteorologie 2013****Promotionen****Stephan Nordmann**

Abschluss: 18.03.2013

Thema: Light absorption of atmospheric soot particles over Central Europe

**Jessica Meier**

Abschluss: 22.04.2013

Thema: Regional aerosol modeling in Europe: Evaluation with focus on vertical profiles and radiative effects

**Britta Stefanie Mey**

Abschluss: 22.04.2013

Thema: Einfluss der Bodenalbedo und Bodenreflektivität von urbanen Oberflächen auf die Ableitung der optischen Dicke von Aerosolpartikeln aus Satellitenmessungen

**Claas Henning Köhler**

Abschluss: 16.12.2013

Thema: Radiative Effect of Mixed Mineral Dust and Biomass Burning Aerosol in the Thermal Infrared

**Diplomarbeiten**

Name / Vorname	Thema
Käster, Udo	Schneehöhenverteilung und -entwicklung in Thüringen.

## Bachelor-Abschlußarbeiten:

<b>Name / Vorname</b>	<b>Thema</b>
Redelstein, Johanna	Akustische Anemometrie und Thermometrie
Markwitz, Christian	Analyse von Trends solarer Strahlung über Osteuropa vor und nach den 1980er Jahren in Abhängigkeit von Atmosphärendynamik
Donth, Tobias	Spektral aufgelöste Messungen an Wolkenrändern von tropischen Warmwasserwolken
Wolf, Kevin	Ableitung von Temperaturprofilen aus flugzeuggetragenen Pyrgeometermessungen der breitbandigen terrestrischen Strahlung
Hemmer, Friederike	Fehleruntersuchung für Wolkeneigenschaften aus Satellitenfernerkundung (Uncertainties in the Retrieval of Cloud Properties from Satellite Remote Sensing)
Heyn, Irene	Quantifizierung der Rolle atmosphärischer Prozesse auf die Wolkenbildung
Löser, Danny	Langzeitverhalten von Meteorhöhen
Lauermann, Felix	Analyse des Wassergehaltes von arktischen Mischphasenwolken während der VERDI-Kampagne 2012
Schneider, Florian	Einfluss von Landnutzungsänderungen auf Wolken und Strahlung: Sensitivitätsstudie mit dem MPI-Erdsystemmodell
Emmrich, Stefanie	Auswertung von Niederschlagsmessungen mittels eines Distrometers am LIM
Göhler, Robby	Ähnlichkeit von Energieabgabezeitreihen von räumlich entfernten Solar- und Windenergieproduktionsstandorten aufgrund der zeitlich und räumlich veränderlichen meteorologischen Verhältnisse
Mewes, Daniel	Test einer neuen Parametrisierung konvektiven Niederschlags im Klimamodell
Padelt, Julian	Quantifizierung von Eiskristallformen auf Basis von Niederschlagsmessungen mittels Distrometer
Leucht, Robin	Ableitung der Schneekorngröße aus der spektralen Albedo des Schnees
Schacht, Jakob	Der Einfluss niedriger Wolken über dem Ostpazifik in CMIP5-Klimasimulationen
Rampel, Martin	Gewittervorhersage auf dem Prüfstand - Möglichkeiten der Objekt-basierten COSMO-DE Validierung mittels Satellitenprodukt RDT
Osterloh, Victoria	Reasons of Seasonality of the Meteorological Parameters on the Bolivian High Plateau "Altiplano"
Thalheim, Christoph	Meteorologische Bedingungen während der "Thüringischen Sintflut" (1613)

## Master-Abschlussarbeiten

<b>Name / Vorname</b>	<b>Thema</b>
Assmann, Denise	Optische Eigenschaften des Aerosols in der atlantischen marinen Grenzschicht. Ein Querschnitt vor Punta Arenas bis Bremerhaven
Bauditz, Michael	Charakterisierung des Aerosols mit einem Dual-Polar Sonnenphotometer in Guangzhou/China 2011/12
Leistert, Michael	Hygroskopisches Wachstum des submikronen Aerosols in der atlantischen marinen Grenzschicht. Ein Querschnitt von Punta Arenas bis Bremerhaven
Dietzsch, Felix	Validierung satellitenbasierter Früherkennung konvektiver Gewitter mittels Rückwärtstrajektorien
Tomsche, Laura	Der Einfluss chemischer Alterungsprozesse auf das Immersionsgefrierverhalten von Mineralstaub
Wiesner, Anne	Optical Properties of Tropical Rainforest Aerosol During a Field Campaign in Danum Valley, Malaysia
Zenker, Katrin	Physikalische Eigenschaften des tropischen Regenwaldaerosols
Lehmann, Constanze	Extremniederschlag im Klimawandel: Ein Vergleich von Modell und Beobachtung für die Region Sachsen-Anhalt
Lubis, Sandro Wellyanto	The Influence of Convectively Coupled Equatorial Waves (CCEWs) on the Variability of Tropical Precipitation
Klotzsche, Sindy	Changes of meteorological parameters that influence tornadoes and thundersstorms in climate simulations with models from the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5)
Gatzsche, Kathrin	Modellierung des Energie- und Stoffaustausch im Grenzbereich Wald-Lichtung unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses kohärenter Strukturen
Böhme, Maria	Langzeit-Entwicklung der Bodentemperaturen und deren mögliche Ursachen vor dem Hintergrund des regionalen Klimawandels
Lilienthal, Friederike	Analysis of the Quasi-2-Day-Wave over Collm
Beyer, Alexander	Bestimmung mikrophysikalischer Eigenschaften von Mischphasenwolken mit Hilfe des "Cloud Particle Spectrometer with Depolarization" (CPSD)
Pietsch, Alexandra	Flüssigwasserwolken in der Passatwindzone
Brock, Verena	Untersuchung der Wolkentropfenaktivierung atmosphärischer Aerosolpartikel bestimmt durch CCNC in-situ Messungen an der Actris Station in Melpitz (Sachsen)
Schmidt, Martin	Einfluss von meteorologischen Parametern und Anströmungen auf die PM-Massenkonzentration und Zusammensetzung in Melpitz - eine Langzeitstudie (1992-2012)

## Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig

- Band 1 *A. Raabe, G. Tetzlaff und W. Metz* (Edn.), 1995: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig I
- Band 2 *R. Devantier*, 1995: Wolkenbildungsprozesse über der südwestlichen Ostsee - Anwendungen eines neuen Wolkenschemas in einem mesoskaligen Modell
- Band 3 *J. Laubach*, 1996: Charakterisierung des turbulenten Austausches von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen
- Band 4 *A. Raabe und J. Heintzenberg* (Edn.), 1996: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig II
- Band 5 Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst  
*D. Hinneburg, A. Raabe und G. Tetzlaff*, 1997: Teil I: Windatlas
- Band 6 *W. von Hoyningen-Huene und G. Tetzlaff* (Edn.), 1997: Sediment and Aerosol  
Teil I: Beiträge zur Alfred-Wegener-Konferenz, Leipzig 1997  
Teil II: Aktuelle Beiträge aus dem Institut für Meteorologie
- Band 7 *B.-R. Beckmann*, 1997: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns
- Band 8 *P. Posse*, 1997: Bestimmung klimarelevanter Parameter des maritimen Aerosols unter besonderer Berücksichtigung der Nichtkugelform realer Aerosolteilchen
- Band 9 *A. Raabe, K. Arnold und J. Heintzenberg* (Edn.), 1998: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig III
- Band 10 Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst, Teil II, 1998:  
*D. Hinneburg, A. Raabe und G. Tetzlaff*: Vergleich Windatlas – Beobachtungsdaten; *M. Börngen, H.-J. Schönfeldt, F. Riechmann, G. Panin und G. Tetzlaff*: Seegangsatlas; *M. Stephan und H.-J. Schönfeldt*: Sedimenttransportatlas
- Band 11 *J. Rissmann*, 1998: Der Einfluss langwelliger Strahlungsprozesse auf das bodennahe Temperaturprofil
- Band 12 *A. Raabe, K. Arnold und J. Heintzenberg* (Edn.), 1999: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig IV
- Band 13 *U. Müller, W. Kuttler und G. Tetzlaff* (Edn.), 1999: Workshop Stadtklima 17. / 18. 02. 1999 in Leipzig
- Band 14 *R. Surkow*, 1999: Optimierung der Leistungsverfügbarkeit von Windenergie durch ihre Integration in Wind-Biogas-Hybridanlagen
- Band 15 *N. Mölders*, 1999: Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung
- Band 16 *G. Tetzlaff und U. Grünwald* (Edn.), 1999:  
2. Tagung des Fachausschusses Hydrometeorologie 15./16. 11. 1999 in Leipzig
- Band 17 *A. Raabe und K. Arnold* (Edn.), 2000: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig V
- Band 18 *K. Arnold*, 2000: Ein experimentelles Verfahren zur Akustischen Tomographie im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht
- Band 19 *A. Ziemann*, 2000: Eine theoretische Studie zur akustischen Tomographie in der atmosphärischen Grenzschicht
- Band 20 *Ch. Jacobi*, 2000: Midlatitude mesopause region dynamics and its coupling with lower and middle atmospheric processes
- Band 21 *M. Klingspohn*, 2000: Interdekadische Klimavariabilität über dem Nordatlantik – Statistische Analysen und Modellstudien –
- Band 22 *A. Raabe und K. Arnold* (Edn.), 2001: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VI
- Band 23 *K. Arnold, A. Ziemann, G. Tetzlaff, V. Mellert und A. Raabe* (Edn.), 2001: International Workshop Tomography and Acoustics: Recent developments and methods 06. - 07.03.2001 in Leipzig
- Band 24 *O. Fanenbruck*, 2001: Ein thermophysiolgisches Bewertungsmodell mit Anwendung auf das Leipziger Stadtgebiet
- Band 25 *M. Lange*, 2001: Modellstudien zum CO<sub>2</sub>-Anstieg und O<sub>3</sub>-Abbau in der mittleren Atmosphäre und Einfluss des Polarwirbels auf die zonale Symmetrie des Windfeldes in der Mesopausenregion
- Band 26 *A. Raabe und K. Arnold* (Edn.), 2002: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VII
- Band 27 *M. Simmel*, 2002: Ein Modul zur spektralen Beschreibung von Wolken und Niederschlag in einem Mesoskalenmodell zur Verwendung auf Parallelrechnern
- Band 28 *H. Siebert*, 2002: Tethered-Balloon Borne Turbulence Measurements in the Cloudy Boundary Layer



- Sonderband *G. Tetzlaff* (Hrsg.), 2002:- Atmosphäre - Aktuelle Beiträge zu Luft, Ozon, Sturm, Starkregen und Klima
- Band 29 *U. Harlander*, 2003: On Rossby wave propagation in atmosphere and ocean
- Band 30 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2003: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VIII
- Band 31 *M. Wendisch*, 2003: Absorption of Solar Radiation in the Cloudless and Cloudy Atmosphere
- Band 32 *U. Schlink*, 2003: Longitudinal Models in Biometeorology: Effect Assessment and Forecasting of Ground-level Ozone
- Band 33 *H. Heinrich*, 2004: Finite barotrope Instabilität unter synoptischem Antrieb
- Band 34 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2004: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig IX
- Band 35 *C. Stolle*, 2004: Three-dimensional imaging of ionospheric electron density fields using GPS observations at the ground and on board the CHAMP satellite
- Band 36 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2005: Meteorologische Arbeiten (X) und Jahresbericht 2004 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 37 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2006: Meteorologische Arbeiten (XI) und Jahresbericht 2005 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 38 *K. Fröhlich*, 2006: The Quasi Two-Day Wave – its impact on zonal mean circulation and wave-wave interactions in the middle atmosphere
- Band 39 *K. Radtke*, 2006: Zur Sensitivität von Starkwindfeldern gegenüber verschiedenen meteorologischen Parametern im Mesoskalenmodell LM
- Band 40 *K. Hungershöfer*, 2007: Optical Properties of Aerosol Particles and Radiative Transfer in Connection with Biomass Burning
- Band 41 *A. Raabe* (Hrsg.), 2007: Meteorologische Arbeiten (XII) und Jahresbericht 2006 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 42 *A. Raabe* (Hrsg.), 2008: Meteorologische Arbeiten (XIII) und Jahresbericht 2007 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 43 *A. Kniffka*, 2008: Einfluss der Inhomogenitäten von Aerosol, Bodenalbedo und Wolken auf das aktinische Strahlungsfeld der Atmosphäre
- Band 44 *M. Barth*, 2009: Akustische Tomographie zur zeitgleichen Erfassung von Temperatur- und Strömungsfeldern
- Band 45 *A. Raabe* (Hrsg.), 2009: Meteorologische Arbeiten (XIV) und Jahresbericht 2008 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 46 *G. Stober*, 2009: Astrophysical Studies on Meteors using a SKiYMET All-Sky Meteor Radar
- Band 47 *A. Raabe* (Hrsg.), 2010: Meteorologische Arbeiten (XV) und Jahresbericht 2009 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 48 *A. Raabe* (Hrsg.), 2011: Meteorologische Arbeiten (XVI) und Jahresbericht 2010 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 49 *A. Raabe* (Hrsg.), 2012: METTOOLS\_VIII Tagungsband
- Band 50 *A. Raabe* (Hrsg.), 2012: Meteorologische Arbeiten (XVII) und Jahresbericht 2011 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 51 *A. Raabe* (Hrsg.), 2013: Meteorologische Arbeiten (XVIII) und Jahresbericht 2012 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 52 *A. Raabe* (Hrsg.), 2014: Meteorologische Arbeiten (XIX) und Jahresbericht 2013 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig