

# 1.5-1.7 Räumliche und zeitliche Interpolation der meteorologischen Eingaben – Niederschlag, Temperatur und Strahlungsbilanz – Teilprojekt Koordination

## 1. Einleitung

Für die Modellierung hydrologischer Prozesse haben meteorologische Parameter eine zentrale Bedeutung. Da die zur Verfügung stehenden Daten vom DWD und der ZAMG (siehe Kapitel 1.4) für das Untersuchungsgebiet nur als punktuelle Stationsdaten und zudem für eine detaillierte Prozessmodellierung in zu grober zeitlicher Auflösung vorliegen, müssen sowohl zeitliche als auch räumliche Interpolationsverfahren angewandt werden, um für jeden Zeitschritt und jedes Proxel diskrete Werte zu erhalten, welche dann wiederum als Inputdaten für die Modellierung verwendet werden können.

Diejenigen Landoberflächenprozesse, die die größte zeitliche Variabilität und die größte räumliche Heterogenität aufweisen, bestimmen die Anforderungen an die zeitliche und räumliche Auflösung der meteorologischen Antriebe von DANUBIA. Besonders variabel sind die Evapotranspiration, der fühlbare Wärmestrom, die Infiltration, die Schneeakkumulation und -ablation sowie die schnellen Komponenten des Interflows der Abflussbildung. Sie besitzen einen ausgeprägten Tagesgang, welcher wesentlich durch den täglichen Verlauf der verfügbaren Energie (Netto-Strahlung), der Lufttemperatur und des Niederschlags bestimmt wird.

Im Gegensatz zu vielen anderen hydrologischen Modellansätzen, die die Landoberflächenprozesse mit täglichem Zeitschritt beschreiben (z.B. The Soil and Water Assessment Tool SWAT 2000, Neitsch et al., 2002) und damit darauf angewiesen sind, hoch parametrisierte Ansätze mit wenig deterministischer, summarischer Prozessauflösung zu nutzen, verwendet DANUBIA nicht-lineare Modellansätze, die auf einer detaillierten physikalischen Prozessbeschreibung beruhen. Wegen der hohen zeitlichen Variabilität der meteorologischen Eingaben und der Nicht-Linearität der betrachteten Prozesse wurde für DANUBIA als Zeitintervall 1 Stunde gewählt. Bei einer Gesamtanzahl von 288 verfügbaren Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet und einer räumlichen Auflösung von  $1 \times 1 \text{ km}^2$  ergibt sich die durchschnittliche Fläche, die eine Niederschlagsstation abdeckt zu ca.  $16 \times 16 \text{ km}^2$ . Bei einer mittleren Niederschlagsintensität von  $2,6 \text{ mm/h}$  für Einzelereignisse ergibt sich damit ein mittlerer maximaler räumlicher Niederschlagsgradient von  $0,16 \text{ mm/km}$  zwischen einer Station mit Niederschlag und einer benachbarten Station ohne Niederschlag. Gerade im Alpenvorland sind bei konvektiven Niederschlagsereignissen die tatsächlichen räumlichen Niederschlagsgradienten bedeutend höher. Dies kann allerdings wegen der zu geringen Stationsdichte zurzeit nur unzureichend berücksichtigt werden.

Die Aufgabe bei der Entwicklung des im Folgenden beschriebenen Interpolationsverfahrens bestand also darin, ein recheneffizientes, stabiles und genaues Verfahren zu entwickeln, das in der Lage ist, die oben aufgeführte Liste an meteorologischen Eingaben bereitzustellen sowie die im Einzugsgebiet der Oberen Donau vorherrschenden großen topographischen und klimatischen Gradienten zu berücksichtigen.

## 2. Datenaufbereitung

Als Eingabe für die verschiedenen Simulationsmodelle werden in DANUBIA die folgenden meteorologischen Parameter stündlich in einem Feld von  $1 \times 1 \text{ km}^2$  Auflösung flächenhaft modelliert:

- Lufttemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ], Relative Feuchte [%] und Windgeschwindigkeit [ $\text{m/sec}$ ], jeweils 2 m über der aktuellen Landoberfläche
- Niederschlagsintensität [ $\text{mm/h}$ ]
- direkte und diffuse kurzwellige Einstrahlung ( $0,3\text{-}3 \mu\text{m}$ ) sowie langwellige Einstrahlung ( $3\text{-}100 \mu\text{m}$ ) [ $\text{W/m}^2$ ]
- Standard-Luftdruck und täglich veränderter  $\text{CO}_2$ -Partialdruck auf der Grundlage von IPCC-Szenarien [ $\text{hPa}$ ]

### Zeitliche Interpolation:

An allen Stationen können für jeden beliebigen Zeitpunkt zwischen den einzelnen Messzeitpunkten Interpolationswerte für die Parameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Bedeckungsgrad und Niederschlag erzeugt werden. Die zeitliche Interpolation zwischen den Messwerten wird für alle Parameter, außer für Niederschlag, mit einer kubischen

Spline-Funktion (Polynom 3. Grades) durchgeführt, die eindeutig durch vier aufeinander folgende Messpunkte gelegt wird. Aus dem Verlauf des Polynoms können dann die stündlichen Werte zwischen den Messterminen ermittelt werden.

Der Niederschlag hingegen ist immer an ein Niederschlagsereignis gebunden und daher keine kontinuierliche Größe. Zudem sind Niederschlagswerte aggregierte Werte, d.h. sie geben einen Wert wieder, der den gesamten gefallenen Niederschlag in einer bestimmten Zeitspanne umfasst. Deshalb müssen die um 7, 14 und 21 Uhr gemessenen Niederschlagssummen zeitlich disaggregiert werden. Dies geschieht auf zwei Arten: immer wenn vor und nach einem gemessenen Niederschlag kein Niederschlag gemessen wurde, wird von einem konvektiven Ereignis ausgegangen. Der gemessene Niederschlag wird dann in seiner Intensität anhand einer Gauss-Kurve auf die 7 Stunden vor dem Messzeitpunkt verteilt. Wenn vor und nach einer Niederschlagsmessung ebenfalls Niederschlag gemessen wurde, wird von einem advektiven Ereignis ausgegangen. Dann wird die gemessene Niederschlagssumme des Messzeitpunktes gleichmäßig auf die Stunden vor der Messung verteilt. Folgen auf einen Messzeitpunkt ohne Niederschlag zwei Niederschlagsmessungen, nimmt die Niederschlagsintensität linear zu. Entsprechendes gilt auch umgekehrt, wenn auf zwei Niederschlagsmessungen ein Messzeitpunkt ohne Niederschlag folgt.

### Räumliche Interpolation:

Die zeitlich interpolierten Werte an den Messstationen werden durch Interpolation auf die Fläche des Einzugsgebietes der Oberen Donau übertragen. Das verwendete Verfahren beruht auf der Interpolation von Residuen unter Berücksichtigung der Topographie und wird auf alle zeitlich interpolierten Parameter angewandt.

Es wird angenommen, dass für alle Parameter eine Beziehung zur Geländehöhe besteht, die es erlaubt, zwischen dem zeitlich interpolierten Wert des jeweiligen Parameters an den Stationen und der Höhenlage der Stationen eine Regressionsgerade zu bestimmen. Mithilfe dieser Geraden kann dann für jedes Proxel ein höhenabhängiger Wert ermittelt werden. Aufgrund der Regression ist nicht zu erwarten, dass der Parameterwert an den Proxeln der Stationen den gemessenen Wert genau wiedergibt. Vielmehr ergeben sich als Residuen der Regressionsanalyse die Differenzen zwischen den gemessenen und den auf der Grundlage des Höhenmodells bestimmten Werten. Das Residuenfeld ist somit vom topographischen Trend der betrachteten Größe bereinigt und stellt die örtliche Besonderheit der jeweiligen Messung dar. Diese örtlichen Abweichungen vom mittleren topographischen Verhalten eines Parameters werden räumlich interpoliert. Für die Interpolation werden die dem betrachteten Proxel räumlich nächsten 6 Stationen berücksichtigt. Zunächst wird dafür die am nächsten gelegene Station in jedem Quadranten ermittelt. Aus den übrigen Stationen werden die zwei räumlich nächsten herangezogen. Für die relative Gewichtung dieser Stationen bei der Berechnung des gültigen Residuenwerts an der Position des betrachteten Proxels wird ihr quadratischer Abstand zu den gewählten Stationen benutzt. Im letzten Schritt erfolgt dann für jedes Proxel eine Addition des mittleren topographischen Feldes und des Feldes der interpolierten Residuen.

Mit den beschriebenen Interpolationsverfahren können so recheneffizient Felder in hoher zeitlicher Auflösung ermittelt werden, in denen durch die Addition von topographischem Trend und Residuen die gemessenen Parameterwerte an den Stationen reproduziert werden. Für Lufttemperatur, relative Feuchte, Anteil freier Himmel und Windgeschwindigkeit hat sich dieser Ansatz als geeignet erwiesen. Für die Darstellung der räumlichen Verteilung des Niederschlags hat sich allerdings gezeigt, dass die alleinige Nutzung des Geländemodells nicht ausreicht, um die räumlichen Muster des Niederschlags mit genügender Genauigkeit wiederzugeben. Viele topographisch bedingte räumliche Niederschlagsprozesse können durch den Höhengradienten und das zu dünne Messnetz nicht erfasst werden. Deshalb wird auf die klimatologische Analyse von B. Früh (siehe Kapitel 2.5.1) zurückgegriffen, in der die Messwerte der über 2000 Niederschlagssammler im Einzugsgebiet über 10 Jahre analysiert und für je-

den Monat interpoliert wurden. Diese räumlich hoch aufgelösten monatlichen Felder dienen zur Bestimmung lokaler Korrekturfaktoren für den stündlich interpolierten Niederschlag. Als monatlicher Korrekturfaktor wird für jedes Proxel der Quotient aus der dort bestimmten monatlichen Niederschlagssumme und der mittleren Niederschlagssumme im gesamten Gebiet gebildet. Die Auswirkung dieser Korrektur führt z.B. zu einer deutlichen Reduzierung des Niederschlags in den Trockentälern der Alpen, wie in Karte 1.5 klar zu erkennen ist. Diese kleinräumige, von der Topographie nicht abhängige Besonderheit ist im konventionellen Interpolationsverfahren nicht berücksichtigt.

Für die Bestimmung der direkten und diffusen kurzwelligen Einstrahlung sowie der langwelligen Einstrahlung wurde ein Strahlungsmodell entwickelt, das die topographische Lage des betrachteten Proxels (geographische Koordinaten, Höhe, Gefälle, Exposition) sowie den interpolierten aktuellen Anteil des freien Himmels nutzt. Die aus der geographischen Lage des Proxels berechneten astronomischen Parameter Sonnenzenith- und Sonnenazimutwinkel ergeben zusammen mit der Solarkonstanten die kurzwellige Einstrahlung ohne Atmosphäre (Brutsaert, 1983). Die Abschwächung der direkten kurzwelligen Einstrahlung durch Absorption und Streuung und die diffuse kurzwellige Einstrahlung werden nach dem Ansatz von McClatchey (1972) berechnet, während der kurzwellige, zur Erdoberfläche gerichtete Strahlungsfluss unter Berücksichtigung der Bewölkung nach Moser (1983) bestimmt wird. Die langwellige Einstrahlung wird nach Ansätzen von Czeplak (1987) und Swinbank (1964) aus der Lufttemperatur und dem Bewölkungsgrad abgeschätzt. Unter Berücksichtigung von kurz- und langwelliger Albedo und Lufttemperatur ergibt sich die Strahlungsbilanz nach Bestimmung von Reflexion und Emission der Landoberfläche.

## 3. Darstellung der Ergebnisse

Auf den Karten 1.5-1.7 sind der Niederschlag [ $\text{mm/a}$ ], die Lufttemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ], die Strahlungsbilanz [ $\text{kWh/a/m}^2$ ] als bestimmende meteorologische Größen für die hydrologische Modellierung für das Einzugsgebiet der Oberen Donau von 1971-2000 dargestellt.

Während im Sommerhalbjahr die Niederschläge in der Alpenregion Spitzenwerte bis zu  $1400 \text{ mm}$  erreichen können und im nördlichen Teil des Einzugsgebietes bis maximal  $800 \text{ mm}$  Sommer-niederschlag fällt, sind die Niederschläge im Winterhalbjahr deutlich schwächer und erreichen auch im Alpenraum nur vereinzelt mehr als  $800 \text{ mm}$ . Ein über  $200 \text{ mm}$  hinausreichender Schneeniederschlag ist nur in den Alpen, dem Mittelgebirge sowie im westlichsten Teil des Einzugsgebietes (Schwäbische Alb) zu finden.

Sehr gut zu erkennen ist die Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Geländehöhe. So sind die Mitteltemperaturen in den höheren Lagen der Zentralalpen, der Voralpen und der Mittelgebirge gegenüber den tiefer liegenden Gebieten deutlich niedriger. Auch die durch das starke Relief verursachten extrem kleinräumigen Temperaturunterschiede zwischen Tal- und Gebirgslagen treten deutlich hervor.

In der Karte der Strahlungsbilanz sind größere Ballungsräume, in denen die Nettostrahlung zwischen  $400$  und  $500 \text{ kWh/a/m}^2$  liegt, deutlich zu erkennen. Die Heterogenität der Nettostrahlung im Einzugsgebiet lässt sich hauptsächlich durch die vielfältige Landnutzung sowie die unterschiedliche Geländehöhe erklären.

### Literatur

- Brutsaert, W. (1983): *Evaporation into the Atmosphere – Theory, History and Application*. D. Reidel Publ., Dordrecht-Boston-London
- Czeplak, G., Kasten, F. (1987): *Parametrisierung der atmosphärischen Wärmestrahlung bei bewölktem Himmel*. Meteorol. Rundschau, 40, 184-187
- Moser, W., Raschke, E. (1983): *Mapping of Global Radiation and Cloudiness from METEOSAT Image Data*. Meteorol. Rdsch., 36, Vol.2, pp.33-37
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, E. A., Volz, F. E., Garing, J.S. (1972): *Optical Properties of the Atmosphere*. 3rd Edition, Air-Force Cambridge Research Laboratories, AFCRL - 72 - 0497, Environmental Research Paper No.411.
- Neitsch, S. L., Arnold J. G., Kiniry, J. R., Williams, J. R. and King, K. W. (2002): *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation - Version 2000*. TWRI Report TR-191. Texas Water Resources Institute, College Station, TX.
- Swinbank, W. C. (1964): *Long-Wave radiation from Clear Skies*. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 89, 339-348