

1. Einleitung

Der hydrologische Zyklus stellt eine dominierende Komponente im globalen und regionalen Klima- und Wettergeschehen dar. Wasser ist die einzige Substanz, die unter natürlichen Bedingungen in allen Aggregatzuständen anzutreffen ist (OKE, 1987). Die Übergänge zwischen der gasförmigen, flüssigen und festen Phase, verbunden mit einer hohen Wärmekapazität, machen Wasser zu einem bedeutenden Speicher- und Transportmedium im Energiehaushalt des Klimasystems Erde - Atmosphäre.

Im Mittel wird etwa die Hälfte der einfallenden solaren Strahlungsenergie an der Erdoberfläche durch Verdunstung gebunden und in Form des latenten Wärmeflusses an die Atmosphäre abgegeben (CHAHINE, 1992). Die globale Zirkulation verteilt den Wasserdampf über den ganzen Globus hinweg. Den größten Teil ihres Energiebedarfs bestreitet sie dabei aus dem Wärmeumsatz bei Kondensation und Verdunstung des Wassers (CLAUSSEN, 1991). Zudem ist Wasserdampf ein höchst wirksames Treibhausgas, das z.B. den Effekt einer CO₂-Erhöhung durch Rückkopplungen mehr als verdoppeln kann (CESS ET AL., 1989, RIND ET AL., 1992). Wolken wirken auf den Strahlungshaushalt und bringen das Wasser in Form von Regen oder Schnee wieder zur Erde zurück. Hier kann die Atmosphäre einen Energiegewinn verzeichnen, da die bei der Kondensation frei gewordene latente Energie nicht durch eine erneute Verdunstung des Wolkenwassers verbraucht wird (PRÜGEL, 1982). Im Durchschnitt ergibt sich ein Nettofluß von atmosphärischem Wasserdampf von den Ozeanen zu den Kontinenten hin. Die Menge entspricht etwa 6-7% der globalen Niederschlagsmenge und wird über den Landschaftsabfluß in die Meere zurückgeführt (CHAHINE, 1992, OKE, 1987).

Der Austausch von Wasser zwischen Erde und Atmosphäre erfolgt kontinuierlich, was sich aus der mittleren Verweildauer des atmosphärischen Wasserdampfes von etwa 9 Tagen ergibt (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Mit anderen Worten bedeutet dies:

Während in Paris hauptsächlich Regenwasser auf die Straßen und Plätze prasselt, das vorher aus dem Ozean verdunstet ist, hat das Naß aus dem Moskauer Himmel bereits etliche Male den Zyklus Niederschlag und erneute Verdunstung durchlaufen (GSF¹, 1993).

Die Qualität der numerischen Klimasimulation ist eng an die Fähigkeit geknüpft, diese Prozesse und die damit verbundenen Wechselwirkungen auf allen Raum- und Zeitskalen beschreiben zu können. Bis heute bestehen jedoch erhebliche Kenntnisdefizite bezüglich dieser Thematik (BMBF², 1998, 1996 und 1995). Zur Behebung der Wissenslücken etablierte das BMBF in der Zeit von 1994-1997 den Projektverbund "Wasserkreislauf" im Rahmen des Klimaforschungsprogrammes. Eine der Zielvorgaben bestand in der verbesserten Modellierung der Wasser- und Energiebilanz heterogener Landoberflächen, in die sich die vorliegende Studie einordnet.

Im Gegensatz zu den Ozeanen, in denen Wasser in unbegrenztem Maße zur Verfügung steht und die Verdunstung überwiegend durch die meteorologischen Bedingungen gesteuert wird, stellen sich die Abhängigkeiten über Land wesentlich komplexer dar. Die Fähigkeit der Bodenschicht, Regenwasser zu speichern und für die Evapotranspiration bereit zu halten, hängt vor allem von ihrem Porenvolumen ab (HARTGE UND HORN, 1991). Die Evapotranspiration steht für die Gesamtverdunstung einer bewachsenen Landoberfläche und setzt sich, begrifflich wie physikalisch, aus der Evaporation und der Transpiration zusammen. Eine eingehende Erläuterung der Begriffe folgt im nächsten Kapitel. Die Vegetation steuert das sogenannte BOWEN-Verhältnis aus sensiblem und latentem Wärmefluß über einer bewachsenen Landfläche einerseits über den Bedeckungsgrad der Pflanzen, andererseits über die

¹ GSF-Forschungszentrum für Natur und Umwelt GmbH

² Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie

Tiefe und die Dichte der Durchwurzelung (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Dieses Verhältnis ist über den Kontinenten von fundamentaler klimatologischer Bedeutung (CHAHINE, 1992). Es regelt die Bodentemperatur (DEARDORFF, 1978) und nimmt die gleiche Stellung ein, wie die Solarkonstante oder andere geophysikalische Parameter (MONTEITH, 1981). Die Landschaftsform steuert nicht nur dieses Verhältnis, sie wird rückwirkend auch in signifikanter Form davon geprägt.

In der mesoskaligen Klimasimulation wird mit modernen Großrechenanlagen eine Gitterboxgröße von 1-5 km² erreicht (SCHLÜNZEN, 1994). Diese Gittergröße reicht bei weitem nicht aus, um die räumliche Variabilität der genannten Einflußfaktoren vollständig aufzulösen. Zudem erscheint die Bereitstellung entsprechend fein aufgelöster Datensätze für Bodentypen und Vegetationsformen als ein kaum zu realisierendes Unterfangen. Es werden daher repräsentative Werte gesucht, welche die Verhältnisse einer Fläche an den Gitterpunkten wiedergeben. Methodisch geschieht dies durch eine Aggregation der Energieflüsse und Parameter von Teilgebieten innerhalb des Modellrasters und einer entsprechenden Wichtung und Mittelung der jeweiligen Bezugsgrößen (JÜRRENS, 1996, CLAUSSEN 1995, 1991, KLÄMT, 1988). Ein befriedigendes Resultat läßt sich dabei nur unter der Voraussetzung erreichen, daß alle Elementarprozesse der zusammengefaßten Teilgebiete hinreichend bekannt sind (JÜRRENS, 1996, RIND ET AL., 1992). Durch den Bedarf an Ertragsprognosen und Fragen zum Bewässerungsbedarf oder zur Einleitung von Schadstoffen in die Grundwasserzone, wurde die Forschung bezüglich des Wasserhaushalts vor allem für landwirtschaftliche Nutzflächen vorangetrieben. Verlässliche Angaben fehlten jedoch bis heute für Brachflächen, Moor- und Niederungsgebiete (LÖPMEIER, persönliche Mitteilung, 1994). Diesem Umstand folgend, ist die Ermittlung des latenten Wärmeflusses in einem Niedermoorgebiet und die Bereitstellung einer geeigneten Parameterisierung für die mesoskalige Klimamodellierung Gegenstand der vorliegenden Untersuchung.

Niedermoore besitzen, wie die meisten Feuchtgebiete, eine Reihe von Eigenschaften, die sich von anderen Landschaftstypen deutlich unterscheiden. In vielen Fällen bildet sich ein spezielles Kleinklima aus (EGGELSMANN, 1990a). Exemplarisch sei an dieser Stelle auf den hohen Wassergehalt des Bodens verwiesen (MITCH UND GOSSELINK, 1993). Die verfügbare Wassermenge liefert jedoch nur ein Indiz für eine vermutlich überdurchschnittlich hohe Verdunstungsrate. Ist die Vegetation nicht auf das hohe Wasserdargebot eingestellt, wird die verdunstende Wassermenge vermindert. Angepaßte Pflanzen, wie z.B. Schilf, erreichen dagegen nur auf nassen Standorten ihren maximalen Wasserverbrauch (DVWK³, 1996). Allein dieser Umstand verdeutlicht die Anforderungen an die Methodik. Die Synergie aus Meteorologie und Hydrologie ist eine Voraussetzung (RIND ET AL., 1992). Für eindeutige und allgemein verwertbare Ergebnisse muß jedoch zusätzlich die Botanik in die Untersuchungen einbezogen werden. Gerade der Anteil der Transpiration am Verdunstungsprozeß wurde bislang oftmals unterschätzt (LÜTTIG, 1989).

Eine direkte Messung des latenten Wärmeflusses ist nur mit hohem Aufwand möglich. Zudem besteht die Schwierigkeit, Punktmessungen auf regionale Raumskalen zu übertragen (VON HOYNINGEN-HUENE ET AL., 1986, SCHRÖDTER, 1985). Lysimetermessungen liefern sehr genaue und zeitlich hoch aufgelöste Wasserverbrauchswerte. Führt man sie jedoch außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes durch, unterliegen sie verstärkt den Einflüssen advektiver Energie. Der sogenannte Oaseneffekt kann in diesem Fall zur systematischen Überschätzung des latenten Wärmeflusses führen (OKE, 1987). Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Messungen des Wasserverbrauches und der klimatologischen Randbedingungen wurden deshalb direkt in einem Niedermoorgebiet durchgeführt, um die Ein-

³ Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.

flüsse von außen zu minimieren und den natürlichen Standortbedingungen gerecht zu werden. Bei dieser Methode werden darüber hinaus die Wechselwirkungen einzelner Faktoren untereinander berücksichtigt (JACOBS UND DE BRUIN, 1992). Für die mathematische Formulierung des latenten Wärmeflusses kommt die PENMAN-MONTEITH-Gleichung zum Einsatz (MONTEITH, 1965). Sie hat ihre Tauglichkeit auf gut durchfeuchteten und dicht bewachsenen Standorten mehrfach unter Beweis gestellt (VOGEL ET AL., 1995, SAUGIER UND KATERJI, 1991, THOM UND OLIVER, 1977). Sie eignet sich sowohl für praktische Belange, als auch für die Modellierung (JÜRRENS, 1996) und wird z.B. von der FAO⁴ als Referenzgleichung empfohlen (ALLEN ET AL., 1994a).

Die PENMAN-MONTEITH-Gleichung basiert auf dem sogenannten "big-leaf"-Ansatz, in dem die vegetative Schicht als homogen mit festen Eigenschaften angesehen wird. Sie beinhaltet standortspezifische Parameter, die im Modell analog zu elektrischen Widerständen definiert sind und den Wassertransport aus dem Boden durch die Pflanze in die bodennahe Luftschicht beschreiben. Ist die tatsächliche Verdunstungsrate in einem beliebigen Zeitschritt bekannt, können die Parameter unter Verwendung der meteorologischen Daten und Berücksichtigung der Pflanzenphysiologie entwickelt werden.

Die Verdunstungsrate wird in dieser Arbeit mit Hilfe hydrologischer Messungen bestimmt, wobei die Gebietswasserbilanz des gesamten Niedermoorgebietes nur am Rande betrachtet wurde. Sie birgt ihre Schwierigkeiten vor allem im kaum zu messenden unterirdischen Wasserzufluß (EGGELSMANN, 1990b). Zudem wird bei der Bilanzierung oft auf die Korrektur des systematischen Meßfehlers für den Niederschlag verzichtet (RICHTER, 1995, SEVRUK, 1987). Die Spanne, der allein auf diese Weise bestimmten Verdunstungshöhen, reicht von 80 - 180% des Wertes einer freien Wasserfläche unter vergleichbaren klimatologischen Bedingungen (MITCH UND GOSSELINK, 1993, LÜTTIG, 1989, LINACRE, 1976). Die hohe zeitliche Korrelation zwischen Grundwasserschwankungen und den entsprechenden meteorologischen Variablen führte dagegen zu einer sehr genauen Methode, die reale Verdunstung unter Berücksichtigung der hydrologischen Gesamtsituation zu bestimmen. Von der Absenkung des Grundwassers in einem Zeitschritt läßt sich direkt auf die verdunstete Wassermenge schließen (GILMAN, 1994, TODD, 1964).

Zur Überprüfung der gefundenen Resultate wurden Vergleiche mit Lysimetern der Forschungsstation des ZALF⁵ Müncheberg in Paulinenaue durchgeführt. Sie entstammen dem gleichen Gebiet, sind also in Substrat und Bewuchs ähnlich. Der Vergleich führte auch zu Aufschlüssen über den Oaseneffekt und zeigt die Bedeutung des Meßortes auf.

Zusätzlich zu den praktischen Vergleichen wurden Modellrechnungen zur Hydrologie der Meßflächen durchgeführt. Dabei spielt der laterale Grundwasserfluß auf kleinen Skalen eine entscheidende Rolle. Die in der Natur gefundenen Zustände lassen sich im Modell reproduzieren. Die Kombination verschiedener Prüfmethode und der Vergleich der Messungen auf zwei verschiedenen Standorten im Niedermoor erlauben den Schluß auf die allgemeine Gültigkeit der gefundenen Resultate.

Nicht nur die Klimasimulation kann von den vorliegenden Ergebnissen profitieren. Der Arbeitsbereich der Wasserwirtschaft erhält Anhaltspunkte zur Wasserbilanz vergleichbarer Gebiete im Hinblick auf Be- und Entwässerung. Sie können in die ökologische Beurteilung eines Feuchtgebietes einfließen, wenn es um Fragen zur Renaturierung oder Erhaltung entsprechender Biotop geht (GILMAN, 1994).

⁴ The United Nations Food and Agriculture Organization

⁵ Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V., Müncheberg