

## 5. Diskussion der Ergebnisse

### 5.1 Vergleich mit Lysimetermessungen

Die Überprüfung der gefundenen Resultate, unter den natürlichen Standortbedingungen im Gelände, ist durch die Unsicherheiten bei der Bestimmung der Wasserbilanz problematisch. Die Konsistenz der einzelnen Ergebnisse bestätigt aber die anfangs postulierte These, daß sich, unter den vorgegebenen Standortfaktoren und meteorologischen Bedingungen, überdurchschnittlich hohe Verdunstungsraten nachweisen lassen.

Eine bessere Kontrollmöglichkeit liefert die Anwendung der PENMAN-MONTEITH-Gleichung, in der hier bestimmten Form, für den Standort der Forschungsstation Paulinenaue und der Vergleich mit dem dort im Lysimeter ermittelten Wasserverbrauch. Im Jahr 1995 weist Rohrglanzgras, das auch auf den Flächen im Oberen Rhinluch verbreitet ist, in der Vegetationsperiode von April bis November einen Wasserverbrauch von 1487 mm auf (SCHALITZ ET AL., 1996). Der Grundwasserstand wurde dabei auf 50 cm unter Flur gehalten, eine zusätzliche Düngung blieb aus. Die berechnete Evapotranspiration, mit den vor Ort in stündlichen Abschnitten gemessenen Klimadaten, ergibt mit  $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$  eine Gesamtsumme von 1224.7 mm. Die gemessene Globalstrahlung wurde bei der Berechnung nach dem geschilderten Verfahren korrigiert. Der berechnete Wasserverbrauch bleibt in diesem Fall also deutlich hinter dem gemessenen zurück.

In diesem Zusammenhang sind Versuche mit Schilflysimetern von Bedeutung. Das Lysimeter, das im ursprünglichen Schilfbestand fern der Forschungsstation erbaut wurde, zeigt einen 15 - 20% niedrigeren Wasserverbrauch, als das entsprechende Vergleichslysimeter auf dem Gelände der Forschungsstation (BEHRENDT, 1996). Diese Abweichung entspricht exakt der Differenz zwischen der berechneten und der gemessenen Verdunstungssumme bei Rohrglanzgras 1995. Sie liefert ein weiteres Indiz für den vermuteten Oaseneffekt. Im Hinblick auf diese Arbeit ist festzuhalten, daß auch die Verwendung des geringen Oberflächenwiderstandes von  $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$  zu keiner Überschätzung der Verdunstung bzw. des latenten Wärmefflusses führt.

Das Lysimeter, das durch die TU Berlin auf der Fläche GWR17 eingerichtet wurde, zeigte dagegen größere Abweichungen von den Ergebnissen dieser Arbeit. Ein Bodenkompartment wurde dabei mit Folien abgeschottet und mit einer automatischen Grundwassersteuerung über Pumpen versehen. Durch sie konnten mehrere Szenarien simuliert werden. Die Angleichung des Wasserstandes im Lysimeter an die Grundwasserhöhe der Umgebung ergab in der Zeit von 13.07. - 13.09.1995 einen Wasserverbrauch von 219 mm. Bei einem konstanten Grundwasserflurabstand von 60 cm betrug die ermittelte reale Evapotranspiration 289 mm, bei 80 cm insgesamt 236 mm (BOHL ET AL., 1996). Rechnungen mit  $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$  ergeben für den gleichen Zeitraum eine Verdunstungshöhe von 432.4 mm und als Mittelwert  $6.9 \text{ mm d}^{-1}$ . Bezogen auf den höchsten Verbrauchswert im Lysimeter (289 mm) beträgt die durchschnittliche Differenz der Ergebnisse beider Versuche  $2.3 \text{ mm d}^{-1}$ . Die Lysimeterverdunstung entspricht einem Oberflächenwiderstand  $r_s$  von mindestens  $70 \text{ s m}^{-1}$ . Dieser Wert erscheint allein aus den grundlegenden Überlegungen zum Wasserhaushalt und zum Stoffwechsel der Vegetation als zu groß. Die Ursache dieser signifikanten Unterschiede ist offensichtlich im Versuchsaufbau begründet. Die Einstellung des Wasserstandes im Lysimeter wird durch Drucksondengeber gesteuert. Fällt der Wasserstand im Lysimeter unter das eingestellte Niveau, wird Wasser aus einem Tank bis zum Ausgleich in die Bodensäule gepumpt. Bei zu hohen Wasserständen wird die entsprechende Wassermenge

aus dem Lysimeter entnommen. Die Zone oberhalb des Grundwasserspiegels wird nicht beeinflusst, was eine erhebliche Fehlerquelle darstellt. Wie die Untersuchungen gezeigt haben, wird permanent Wasser über den Grundwasserleiter in die Fläche geleitet. Unter natürlichen Bedingungen entnimmt die Pflanze Bodenwasser aus dem Kapillarsaum, das rasch aus dem Grundwasservorrat ersetzt werden kann. Dabei kommt es noch nicht zu einer Absenkung der Grundwasserhöhe, da der laterale Nachlauf zunächst ausreicht. Demzufolge haben die Pflanzen noch immer optimale Bedingungen für einen hohen Stoffwechsel. Im Lysimeter verringert sich dagegen der Wasservorrat im Kapillarsaum von Beginn an. Bei einer Empfindlichkeit der Pumpensteuerung von 2 cm, bezogen auf die Änderung der Wasserhöhe, wird das Zusatzwasser erst mit einer gewissen Verzögerung in das Lysimeter gepumpt. In dieser Zeit trocknet der Bodenbereich um die höher liegenden Wurzeln ab. Über die ABA-Steuerung erhält die Pflanze das Signal, den Stoffwechsel zu reduzieren. Folglich schließen sich die Stomata und der meßbare Wasserverbrauch geht zurück. Gleichzeitig ist auf der Fläche der Zeitpunkt erreicht, wo der laterale Nachlauf die Grundwasserentnahme nicht mehr ausgleicht und sich die Grundwasserhöhe verringert. Über die Steuerung wird daher auch jetzt noch nicht genügend Wasser in das Lysimeter gepumpt. Erst wenn der Kapillarsaum, in der vom übrigen Gelände isolierten Bodensäule, seinen minimalen Wassergehalt erreicht hat, erfolgt die Grundwassersenkung im Lysimeter und eine angemessene Wasserzufuhr von außen. Diese Interpretation wird der mittleren Differenz zwischen Berechnung und Messung von  $2.3 \text{ mm d}^{-1}$  gestützt. Sie entspricht der hier ermittelten, täglichen lateralen Zulieferung von Grundwasser in die Fläche.

Eine weitere Bestätigung dieser These findet sich in den Wasserverbrauchswerten. Selbst bei einem Grundwasserstand im Lysimeter von 80 cm unter Flur wird mehr Wasser verbraucht, als bei einem der Umgebung angepaßten, höheren Wasserstand. Dies steht im Widerspruch zu anderen Untersuchungen (SCHALITZ ET AL., 1996, MUNDEL, 1982a-d). Auch bei einem konstanten Wasserstand von 60 cm unter Flur wird die Nachlieferung von Wasser in den Kapillarsaum, die bei gleichzeitiger Entnahme zu keiner Veränderung im Bodenfeuchteprofil führt, durch die Steuerung über die Grundwasserhöhe unterschätzt, was zu einem verringerten Wasserverbrauch der Vegetation führt.

Die Annahme, daß die reale Evapotranspiration durch die Lysimetersteuerung signifikant reduziert wird, bestätigt sich ferner durch neuere Untersuchungen des Institutes für Hydrologie (heute: Institut für Landschaftswasserhaushalt) des ZALF Müncheberg auf der Pilotfläche Biesenbrow im Jahr 1997. Für den Zeitraum vom 10.08. - 27.08.1997, der sich durch stark verdunstungsfördernde Bedingungen auszeichnete, wurde für einen Schilfbestand ein durchschnittlicher Wasserverbrauch von  $11.6 \text{ mm d}^{-1}$  bestimmt (QUAST ET AL., 1997). Auch wenn Schilf teilweise extrem hohe Verdunstungsraten erzeugt (BEHRENDT, 1996) und die beobachteten Tageswerte nicht einfach auf einen normalen Grasbestand übertragen werden können, ist doch der Rückschluß auf ebenso überdurchschnittliche Evapotranspirationsraten unter den Standortbedingungen eines Niedermooses zulässig.

## 5.2 Modellierung der Grundwasseroberfläche

Neben dem Vergleich mit Lysimetermessungen bieten hydrologische Simulationsmodelle eine weitere Möglichkeit, die ermittelten Ergebnisse auf ihre Konsistenz hin zu untersuchen. Die Qualität der Modellrechnungen und -resultate hängt dabei vor allem von der Genauigkeit der Rangbedingungen ab, die dem Modellgebiet vorgegeben werden. Aus hydrologischer Sicht sind diese Voraussetzungen

durch die bekannten Graben- und Grundwasserstände auf den Flächen erfüllt. Problematisch ist die Angabe der hydraulischen Leitfähigkeit, da diese einerseits schwer zu bestimmen ist und andererseits sehr hohen lokalen Variationen unterliegen kann. Die gilt auch für die Fläche GWR17, die als Basis für die Modellrechnungen dient. Der Grundwasserstand in der Fläche hängt, vom Niederschlag abgesehen, vom Zusammenwirken der Evapotranspiration und dem lateralen Wasserfluß ab. Setzt man konstante Grundwasserhöhen voraus, ergibt sich aus einer hohen vorgegebenen Verdunstungsrate jeweils eine entsprechend hohe hydraulische Leitfähigkeit.

Der erste Schritt der Hypothesenprüfung besteht darin, die berechnete Verdunstung als vertikale Entzugsrate aus dem Boden vorzugeben und die hydraulische Leitfähigkeit so lange zu variieren, bis der gemessene Wasserstand der Fläche mit dem Modellwasserstand übereinstimmt. Liegt der  $k_f$ -Wert dabei in einem realistischen Bereich, spricht dieser Umstand für eine Bestätigung der Ergebnisse, kann jedoch nicht als Nachweis gelten. Sind die angenommenen Evapotranspirationsraten fehlerhaft, bedarf es nur einer Korrektur des  $k_f$ -Wertes, die in einer vertretbaren Spanne liegen kann, um die Messungen entsprechend im Modell zu reproduzieren. Im zweiten Schritt wurden deshalb die Modellrechnungen für mehrere Fälle mit unterschiedlichen Verdunstungshöhen und verschiedenen hydrologischen Randbedingungen durchgeführt. Erst wenn sich mit einem festen Parametersatz für die hydraulische Leitfähigkeit der beteiligten Bodenschichten alle relevanten Fälle im Modell nachstellen lassen, kann von einer ausreichenden Repräsentativität der Simulationsergebnisse ausgegangen werden.

Zunächst wurde das 3-dimensionale Grundwasserströmungsmodell FEFLOW (Finite Element subsurface Flow System) eingesetzt, um die tagesperiodischen Grundwasserschwankungen nachzustellen. Es handelt sich dabei, wie bei dem später verwendete Modell der Firma FEMSEEP, um ein reines Grundwassermodell. Die ungesättigte Zone und alle damit verbundenen Prozesse bleiben unberücksichtigt. Die hydraulischen Verhältnisse werden demzufolge allein über die Bodenparameter und die Höhen der Grabenwasserstände als Randbedingung festgelegt. Es zeigt sich, daß sich die sowohl räumlich, als auch zeitlich kleinskaligen Veränderungen nur bedingt durch ein Modell dieser Art nachstellen lassen (Abbildung 73).

Die modellierte Amplitude der periodischen Höhenänderung erreicht nicht den Betrag der gemessenen Ganglinie, obgleich die Details innerhalb der betrachteten Zeitraumes angedeutet werden. Dies gilt auch für die relativ große Abweichung im Verlauf des 04.08.95 bei reduzierter Verdunstung. Der Zeitschritt im Modell wurde analog zu den Klimadaten auf Stundenwerte gesetzt, die hydraulische Leitfähigkeit, wie an früherer Stelle ermittelt, auf  $8.4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ . Der Vergleich zeigt, zu der gedämpften Amplitude, ein deutliches Absinken der Grundwasserfläche im Modell gegenüber den realen Bedingungen. Demnach fließt im Modell zu wenig Wasser in die Fläche, wodurch sich der hydraulische Gradient, gemäß dem DARCY-Gesetz, entsprechend erhöht. Diesem Zustand könnte man mit einer Erhöhung des  $k_f$ -Wertes, d.h. einer Steigerung des lateralen Grundwasserflusses, entgegenwirken, was dann aber zu einer weiteren Minderung der Amplitude führt.

Wie sich bei den Überlegungen zur Wasserbilanz der Fläche gezeigt hat, fließt ein zusätzliches Kontingent an Wasser vom Wustrauer Mühlenthrin in die Fläche. Dies wird bei der Modellierung über den hydraulischen Gradienten zwischen den Grabenwasserhöhen nicht im Modell berücksichtigt. Mit den Rechnungen zur Bilanz in der Flächenmitte bestünde nun die Möglichkeit, den lateralen Wasserfluß durch weitere Randbedingungen in den Nachtstunden zu erhöhen und am Tage gemäß den Schätzungen zu reduzieren. Die Vielzahl an Unbekannten, vor allem die Menge und die zeitliche Verteilung der Zusatzwassermenge, führen damit zwar vermutlich zu einer besseren Übereinstimmung der Kurven,

von einem Kenntniszuwachs, im Hinblick auf die Wertung der Ergebnisse dieser Untersuchung, kann man dann jedoch nur sehr eingeschränkt sprechen.

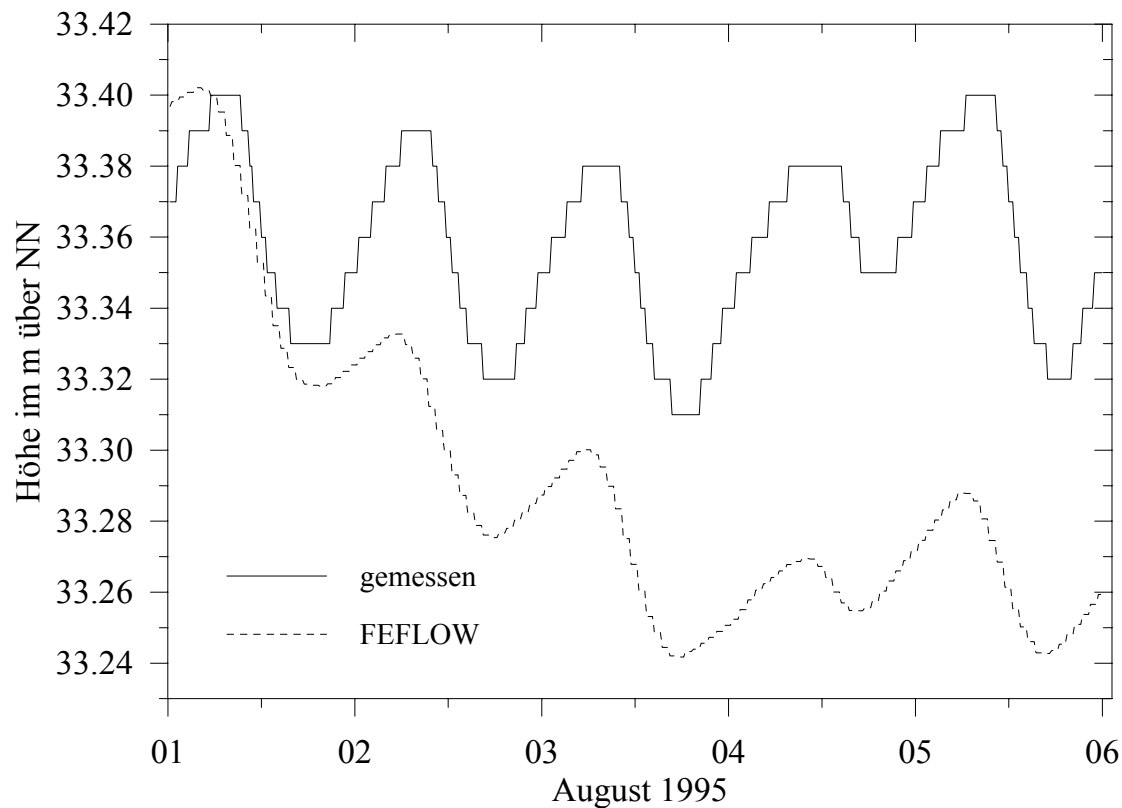


Abbildung 73: Vergleich der gemessenen und modellierten Grundwasserganglinie im August 1995.

Die Verteilung der Grundwasserhöhen auf der Fläche GWR17 zeigt (Abbildung 46), daß der Gradient der Grundwasseroberfläche parallel zur installierten Meßtrasse verläuft. Die sich daraus ergebene Strömungsrichtung bietet gute Bedingungen für eine 2-dimensionale Modellierung der hydrologischen Verhältnisse. Sie ermöglicht eine verbesserte Interpretation der Einflußgrößen. Für die Rechnungen mit dem Modell FEMSEEP3 wurde daher die Substratverteilung im Bereich der Meßtrasse als Grundlage für die Bodenparameter verwendet (Abbildung 74).

Bei der Definition des Modellgitters und der Eigenschaften der aufspannten Gitterflächen ist zu beachten, daß die oberen Schichten mit der Substratverteilung im Gelände in der Höhe der Grundwasseroberfläche übereinstimmen. Das Modell arbeitet mit einer dynamischen Gitteranpassung, die an die Höhe des Grundwassers gebunden ist. Deshalb reicht die Sandschicht im Modell zwischen dem organischen Bereich in der Flächenmitte und den Gräben bis an die Oberfläche. Beließe man es bei der realen Schichtung, mit organischem Bodenmaterial in oberen Schicht, würde dies den modellierten Wasserhaushalt nachhaltig stören und nicht den realen Bedingungen entsprechen.

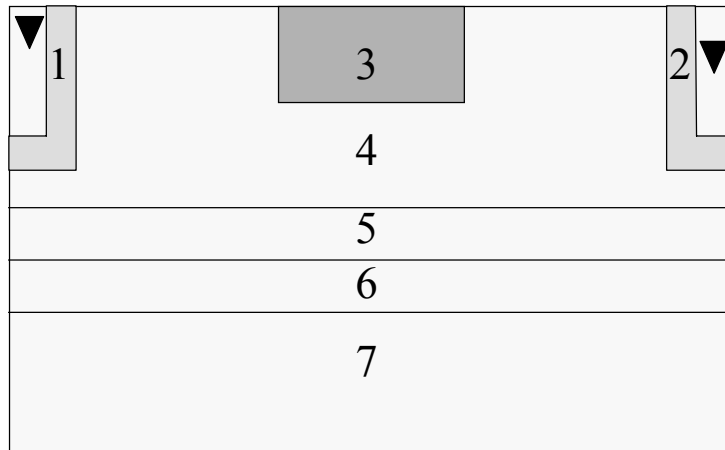


Abbildung 74: Schematische Darstellung der Substratverteilung und der Grabenwasserstände im Modell. Die Dreiecke bezeichnen die Wasserstände in den Gräben.

Um keine zu großen Variationen des Modellgitters und damit eine zu große Entfernung von den realen Verhältnissen zu erlauben, vollzieht sich die Gitteranpassung lediglich in den oberen beiden Schichten mit einer Mächtigkeit von 1 m. Die Gräben wurden über die Wasserstände als Randbedingung in das Modell implementiert. Ferner wurden sie durch eine gesondert parameterisierbare Bodenzone vom Gelände getrennt, um der beobachteten Kolmation gerecht werden zu können. Über die Leitfähigkeit in diesen Zonen (Abbildung 74, Substrat 1 und 2) kann zusätzlich der hydraulische Gradient zwischen dem Graben 8/1 und dem Wustrauer Mühlenthin berücksichtigt werden, wie später noch gezeigt wird. Im Basisgitter wurde für die Zonen nahe der Gräben ein horizontaler Gitterpunktabstand von 5 m gewählt, in der Flächenmitte 10 m. Die vertikale Auflösung beträgt in den oberen Schichten 0,5 m, unterhalb von 4 m Tiefe wurde ein Gitterabstand von 1 m definiert (Abbildung 75).

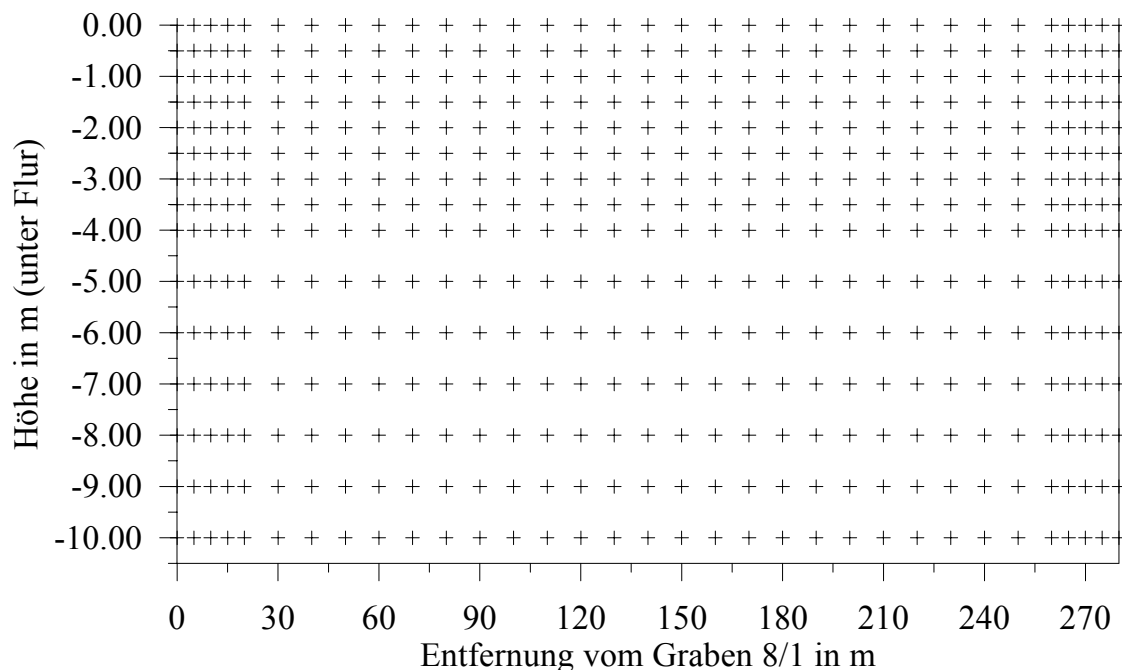


Abbildung 75: Basisgitter für die Modellrechnungen auf der Fläche GWR17.

Mit den Grabenwasserständen in den entsprechenden Zeiträumen erfolgte zunächst die Berechnung des Gleichgewichtszustandes ohne vertikalen Wasserentzug. Dieser wurde in den nachfolgenden Rechenläufen in Stundenabschnitten eingebracht.

Die täglichen Schwankungen konnten auch mit dieser Methode nicht im Modell nachgestellt werden. Bezeichnend dabei ist, daß sich die Höhenänderungen des Grundwassers, unabhängig vom Zeitschritt, bei instationären Bedingungen kaum von den stationären unterscheiden. Die Verwendung von Tagesmittelwerten ergab einen entsprechenden, mittleren Verlauf der Grundwasserhöhe. Um insgesamt zu brauchbaren Rechenergebnissen zu kommen, wurden längere Phasen mit konstanten Verdunstungsbedingungen gewählt. Abgesehen von den täglichen Schwankungen wurde hier im Gelände eine stabile Gleichgewichtslage der gemessenen Grundwasserhöhe entlang der Meßtrasse beobachtet. Für diese Zeiträume wurde, der Anzahl der Tage entsprechend, die mittlere Verdunstungshöhe ( $r_s = 15 \text{ s m}^{-1}$ ) berechnet und als vertikale Entzugsrate vorgegeben. Die Wasserstände am Ende des fraglichen Zeitraumes bildeten die hydrologischen Randbedingungen. Die Daten aus dem Monat August 1995 dienen der Aneicherung des Modells an die realen Verhältnisse (Abbildung 76).

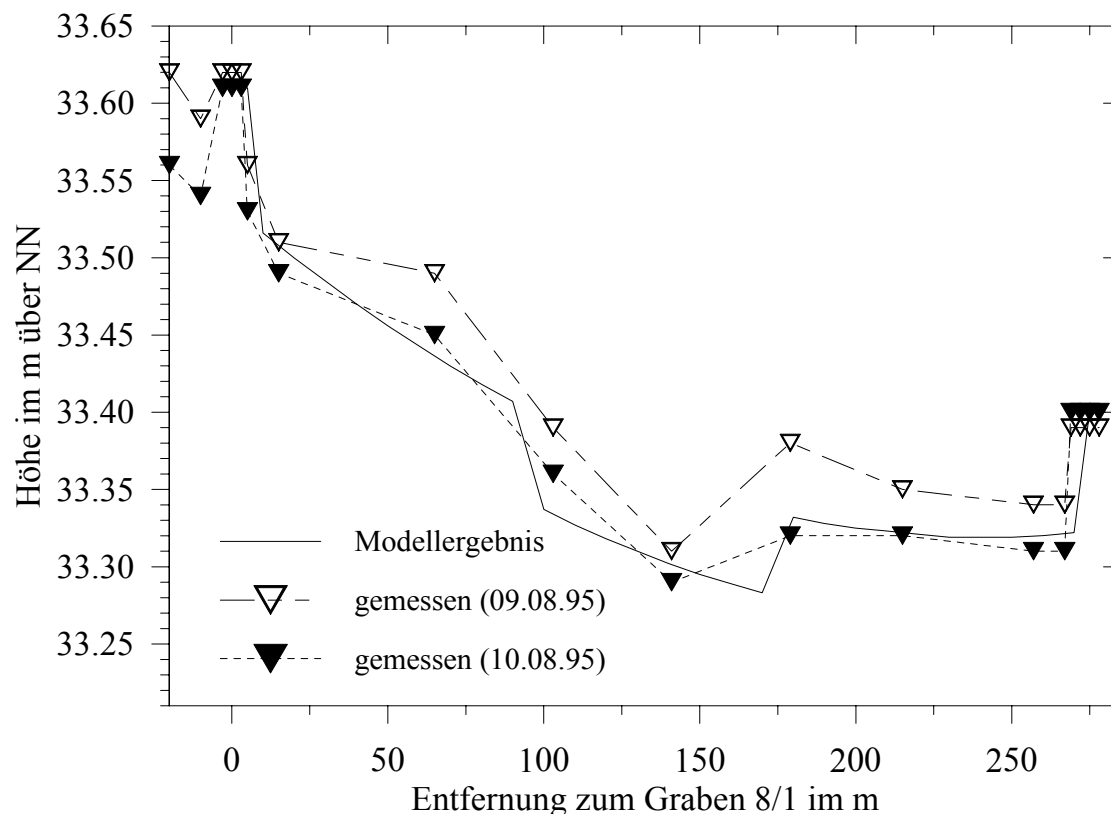


Abbildung 76: Vergleich des modellierten Grundwasserstandes im Verlauf der Meßtrasse und die Messungen am 09.08.95 (morgens) und am 10.08.95 (mittags) - Fall I (Tabelle 13).

Der Vergleich der modellierten und der gemessenen Grundwasseroberfläche im Verlauf der Meßtrasse zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit Abweichungen im cm-Bereich. Die Auswirkungen des in der Mitte anzutreffenden Bodensubstrates werden ebenfalls deutlich wiedergegeben. Die Differenz der Höhen zwischen den beiden Meßterminen am 09.08. und am 10.08.95 sind durch die unterschiedli-

chen Zeitpunkte zu erklären, an denen die Messungen durchgeführt wurden. Am 09.08. erfolgte die Messung am frühen Vormittag, wo die Verdunstung entsprechend gering ist. Die Messung am 10.08. wurde dagegen in den Mittagsstunden, zu Zeiten hoher Verdunstungsraten, durchgeführt. Es zeigt sich, daß die modellierte Grundwasserhöhe, die auf einem konstanten Entzug basiert, als repräsentativ angesehen werden kann. Schaltet man den Entzug im Modell nach der Berechnung des Gleichgewichtes für einen Zeitraum von 12 Stunden ab, hebt sich die modellierte Fläche um 2-3 cm und liegt damit im Niveau des morgendlichen Meßtermins. Auch bei den Modellrechnungen zeigt sich das Zusammenwirken der großräumigen Wasserbilanz und den lokalen Effekten. Sie führen zu täglichen Schwankungen, können aber im Modell ohne die ungesättigte Zone nicht vollständig simuliert werden können.

Der ermittelte  $k_f$ -Wert beträgt für den Grundwassersand  $1.38 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ . Gegenüber dem Wert, der im Versuch bestimmt wurde (Tabelle 10), ist er höher, liegt aber noch immer im Bereich der für fein- bis mittelsandiges Substrat angegeben wird (AG BODENKUNDE, 1996). Mit der Tatsache, daß im Versuch eine andere Wegstrecke als Bezugsgröße gewählt wurde und es sich im Modell um einen Mittelwert im Gleichgewichtszustand handelt, ist die Differenz als ausreichend gering anzusehen.

Die Wand im Graben 8/2 ist mit einem  $k_f$ -Wert von  $2.3 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  weniger durchlässig als der Nordgraben 8/1, für den ein  $k_f$ -Wert von  $1.9 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  ermittelt wurde. Für die hydraulische Leitfähigkeit im Torf wurde ein  $k_f$ -Wert von  $1.2 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  verwendet.

Für die weiteren Berechnungen wurden 2 Grundzustände kombiniert. Eine Unterscheidung erfolgte über die berechnete Evapotranspiration, eine weitere über die hydrologischen Randbedingungen. Sie werden durch den hydraulischen Gradienten zwischen den Gräben mit der zusätzlichen Information des Wasserstandes im Wustrauer Mühlenrhin bestimmt (Tabelle 13).

*Tabelle 13: Übersicht über die Randbedingungen der Modellrechnungen.*

Fall	Termin	Evapotranspiration (Mittelwert) [mm]	Gradient 1 [m] (Mühlenrhin - Graben 8/1)	Gradient 2 [m] (Gaben 8/1 - Graben 8/2)
I	10.08.95	8.0	0.70	0.22
II	15.10.96	1.1	0.60	0.33
III	29.04.96	3.9	0.30	0.50
IV	24.06.96	5.3	0.50	0.50

Die Fälle I und II unterscheiden sich deutlich bezüglich der Evapotranspiration, weisen aber ähnliche hydrologische Bedingungen auf. Es besteht ein Gradient in ähnlicher Größenordnung zwischen den beiden Gräben am Rand der Fläche, wie auch zwischen dem Wustrauer Mühlenrhin und dem Nordgraben 8/1. Daher wurden diese Fälle mit identischen  $k_f$ -Werten gerechnet. Wie sich zeigt, wird die Grundwasseroberfläche auch bei geringer Verdunstung sehr gut vom Modell wiedergegeben (Abbildung 77).

Bemerkenswert ist der hohe Grad an Übereinstimmung besonders im Bereich des Abflußgrabens 8/2. Die Abweichungen liegen auch hier nur im cm-Bereich und damit im Rahmen der Meßgenauigkeit bei der Erhebung der Grundwasserstände in den Beobachtungsrohren.

In den Fällen III und IV hat sich der Gradient zwischen den beiden Gräben am Rand der Flächen auf 0.5 m erhöht. Folglich fließt mit dieser Vorgabe im Modell mehr Wasser in die Fläche hinein als vor-

her. Der überdurchschnittlich hohe Unterschied zwischen dem Wasserstand im Graben 8/1 und in der unmittelbaren Umgebung zeigt aber, daß dieser Wasserfluß in der Realität ausbleibt, die Durchlässigkeit des Grabens also zu gering ist. Folglich ist zu erwarten, daß die Grundwasserhöhe im Modell, bei Verwendung der gleichen  $k_f$ -Werte wie im obigen Beispiel, über dem gemessenen Wasserstand liegt. Diese Vermutung bestätigt sich deutlich im Modellergebnis (Abbildung 78).

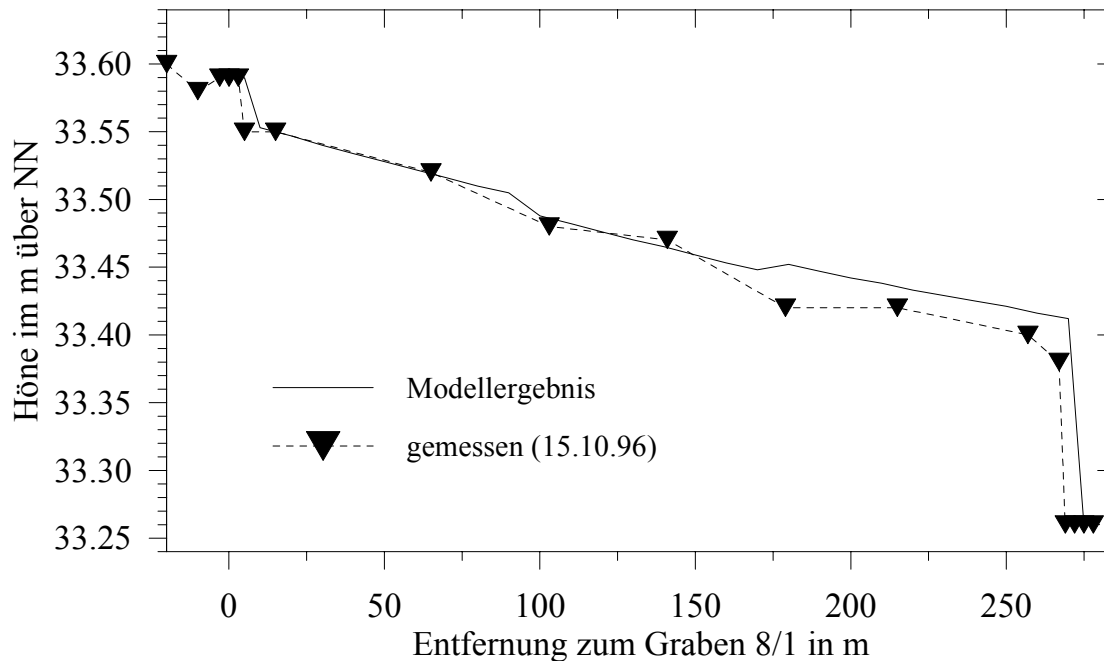


Abbildung 77: Vergleich des modellierten und des gemessenen Grundwasserstandes am 15.10.96 - Fall II (Tabelle 13).

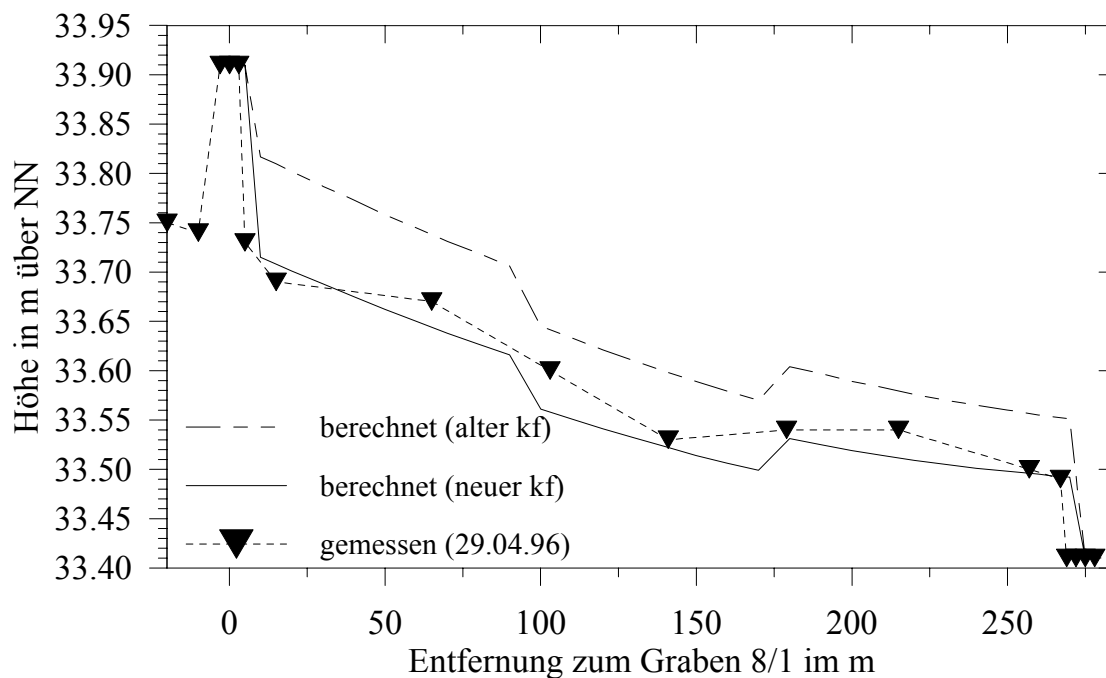


Abbildung 78: Vergleich des modellierten Grundwasserstandes mit den Messungen am 29.04.96 unter Verwendung unterschiedlicher  $k_f$ -Werte für den Graben 8/1 - Fall III (Tabelle 13).



Die Differenz der Wasserhöhen zwischen dem Auslaßgraben 8/2 und dem Wustrauer Mühlenrin (Gradient 1 + Gradient 2) nimmt bei einer Entfernung von ca. 450 m geringere Werte an. Auch hier zeigt sich, daß der laterale Wasserfluß in die Fläche nicht viel höher sein kann, als bei den anderen Beispielen. Um die modellierte Zuflußmenge zu begrenzen, wurde die Durchlässigkeit der Grabenwand 8/1 im Modell reduziert. Die beste Übereinstimmung wurde mit einem  $k_f$ -Wert von  $6.9 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  erreicht. Die Abweichungen in der stark überhöhten Darstellung bewegen sich, wie zuvor, innerhalb der Meßgenauigkeit.

Die Anpassung des Modellergebnisses an die gemessenen Verhältnisse über die zugeführte Wassermenge kann zwar argumentativ belegt werden, eine Überprüfung dieser These ist jedoch nötig. Analog zum ersten Vergleich wurde deshalb eine hydrologisch ähnliche Situation ausgewählt, in der sich die Evapotranspiration vom genannten Beispiel unterscheidet (Tabelle 13). Wie im Fall III (Abbildung 78) zeigt sich auch hier eine sehr gute Übereinstimmung der modellierten und der gemessenen Grundwasseroberfläche (Abbildung 79). Dies gilt auch für die nähere Umgebung des Grabens 8/2, wobei dessen hydraulische Leitfähigkeit wie bei den anderen Substraten, konstant gehalten wurde.

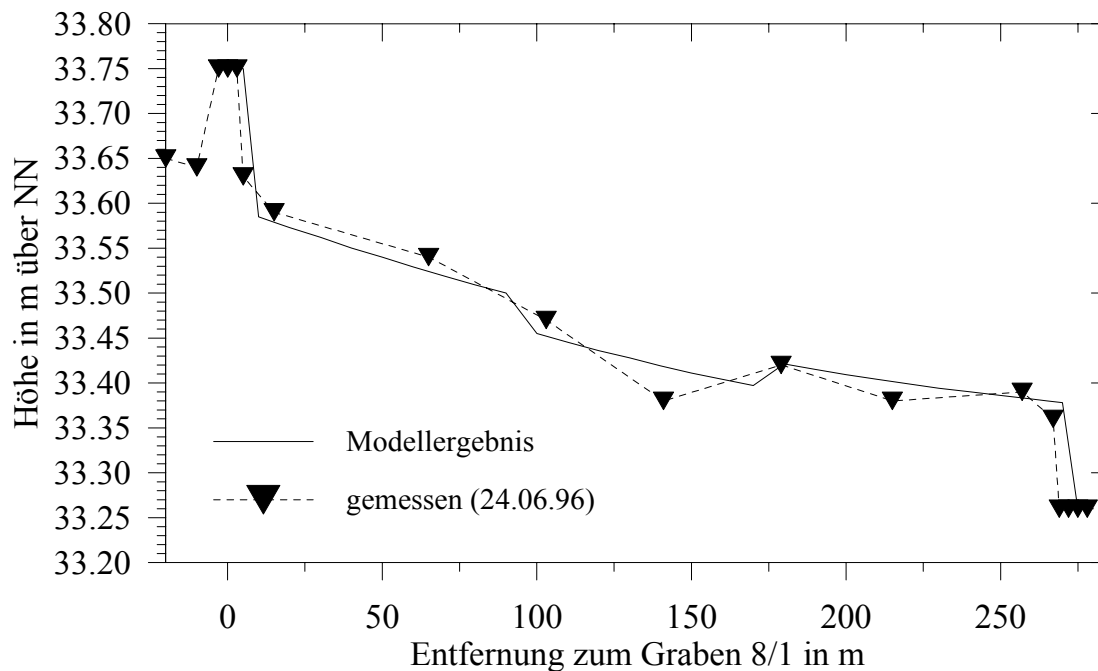


Abbildung 79: Vergleich des modellierten Grundwasserstandes mit den Messungen am 24.06.96 - Fall IV (Tabelle 13).

Es zeigt sich, daß sich die ermittelten Evapotranspirationshöhen durch Modellrechnungen bestätigen lassen. Die Sensitivität bezüglich der hydrologischen und hydraulischen Randbedingungen zeigt dabei die Problematik bezüglich der Interpretation auf. Verlässliche Ergebnisse lassen sich nur unter Einbeziehung aller möglichen Einflußfaktoren treffen. Auf der anderen Seite verdeutlicht sie aber auch die Aussagekraft und die Bedeutung der Vergleiche, die unter gleichen hydrologischen Voraussetzungen, jedoch unterschiedlichen Beträgen der Evapotranspiration durchgeführt wurden. Die verschiedenen Rechnungen haben bestätigt, daß der Wasserhaushalt auf der Fläche GWR17 den Einflüssen der lokalen Bilanz und der großräumigen hydrologischen Verhältnisse unterliegt.

Für die Fälle, die den Modellrechnungen zugrunde liegen, gelten die gleichen Bedingungen wie für die Versuche selbst. Nur bei längeren Phasen mit konstanten Randwerten, für die Evapotranspiration und für die Einstauhöhen der Gräben, ist eine genaue Interpretation möglich. Daher ist die Zahl der verwertbaren Zeiträume relativ gering. Es hat sich jedoch herausgestellt, daß die Gesetzmäßigkeiten innerhalb dieser Phasen gut darzustellen sind. Die Belastbarkeit, der zuvor ermittelten Erkenntnisse, steigt damit auf ein mehr als annehmbares Maß.