Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Simon Kolb

Quantifizierung von Verdunstungsprozessen in überfluteten Wäldern

Masterarbeit unter der Leitung von
Prof. Dr. M. Weiler
Freiburg i.Br. April 2011

Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Simon Kolb

Quantifizierung von Verdunstungsprozessen in überfluteten Wäldern

Referent: Prof. Dr. M. Weiler
Koreferent: Prof. Dr. H. Mayer
Betreuerin: Dr. U. Pfarr

Masterarbeit unter der Leitung von
Prof. Dr. M. Weiler
Freiburg i.Br. April 2011

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis ..... **I**

Abbildungsverzeichnis im Text ..... **IV**

Tabellenverzeichnis ..... **VII**

Zusammenfassung ..... **IX**

Abstract ..... **XI**

1. Einleitung **1**

1.1 Zielsetzung **4**

2. Theorie **5**

2.1 Grundlagen des Wasserhaushalts **5**

2.2 Verdunstung **11**

2.2.1 Transpiration 13
2.2.2 Kutikuläre Transpiration 13
2.2.3 Stomatäre Transpiration 14
2.2.4 Rindentranspiration 14
2.2.5 Interzeption 16
2.2.6 Evapotranspiration 17

2.3 Holzanatomie **17**

2.3.1 Transportweg im Xylem 18
2.3.2 Transpirationsstrom 19
2.3.3 Verdunstung über die Spaltöffnungen 20
2.3.4 Anpassung der Spaltöffnungen an Umweltbedingungen 20
2.3.5 Saftfluss 21
2.3.6 Leistungsfähigkeit der Transportleitung 22
2.3.7 Anpassung der Bäume an Wasserhaushaltsschwankungen 24

2.4 Methoden der Verdunstungsberechnung **25**

2.4.1 Turbulenz-Korrelationsmethode 26
2.4.2 Penman-Monteith-Gleichung 26

2.4.3 Aerodynamische Methode 26
2.4.4 Bowen-Ratio-Methode 27
2.4.5 Lysimetermessung 27
2.4.6 Pflanzenphysiologische Methode 27
2.4.7 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration 28
2.4.8 Fernerkundungsansatz 30

2.5 Untersuchungsort Badische Rheinaue 31
2.5.1 Auenböden 31
2.5.2 Typische Auenböden 32
2.5.3 Kalkpaternia (Auenpararendzina) 33
2.5.4 Bodentypologie im Untersuchungsgebiet 35
2.5.5 Standortgliederung der badischen Rheinaue 36
2.5.6 Waldstandort Rheinaue 39
2.5.7 Waldstandort Rheinaue Breisach 40

2.6 Integriertes Rheinprogramm 41
2.6.1 Kulturwehr Breisach 42
2.6.2 Bedeutung der Oberrheinauen 43
2.6.3 Ökologische Flutungen 43
2.6.4 Auswirkungen von Überflutungen auf Boden und Pflanzen 44

3. Material und Methoden 47

3.1 Untersuchungsgebiet 47

3.2 BROOK90 Modellbeschreibung 49
3.2.1 Potentielle Evaporation 51
3.2.2 Interzeption und Transpiration 53
3.2.3 Wasserbewegung im Boden 55

3.3 Verdunstung freier Wasserflächen nach Penman 59

3.4 Vorgehensweise, Modelleinstellung und Szenarien-Matrix 62

3.5 Meteorologische Datengrundlage 67
3.5.1 Standortklima 68

4. Ergebnisse 69

4.1 Evaporation Rückhalteraum 2008 bis 2010 69
4.1.2 Transpiration und Bodenverdunstung 72
4.1.3 Bodenwasser 74

4.2 Ergebnisse der Überflutung 75
4.2.1 Überflutung 5 Tage 75
4.2.2 Überflutung 15 Tage 76
4.2.3 Überflutung 30 Tage 77

4.2.4 Überflutung 50 Tage....78
4.2.5 Überflutung 65 Tage....79
4.2.6 Evaporationssummen der Flutzeiträume....80
4.2.7 Bodenwasser bei Überflutung....82
4.2.8 Bodenverdunstung bei Überflutung....84

4.3 Ergebnisse Parameterstudie.... 86

4.3.1 Leaf Area Index (LAI)....86
4.3.2 Saftfluss....88
4.3.3 Pflanzenwiderstand....90
4.3.4 Kf-Wert....92
4.3.5 Wurzeldichte....94
4.3.6 Skelettanteil....96
4.3.7 Wassergehalt bei Feldkapazität....99
4.3.8 Wassergehalt bei Sättigung....101

4.4 Jahressummen der Gesamtverdunstung.... 103

5. Diskussion.... 109

5.1 Verdunstung des Rückhalteraums.... 109

5.2 Verdunstung bei Überflutungen.... 112

5.3 Sensitivitätsanalyse / Parameterstudie.... 114

Fazit.... 119

Literaturverzeichnis.... 121

Abbildungsverzeichnis im Text

Abbildung 2-1: Wärme- und Wasserhaushalt als gekoppeltes System. ET´=LE und B=G (aus: Dyck und Peschke, 1995). 7

Abbildung 2-2: Wasserhaushalt eines Waldbestandes mit Unterscheidung nach Wasser- und Wasserdampfflüssen (aus Mayer, 2003). 8

Abbildung 2-3: Jahresgang der Evaporation und Rindentranspiration der Stämme verschiederner Holzarten in einem Mischwald in Oberbayern (Nach Geurten, 1950). 15

Abbildung 2-4: Wasserführung Boden-Pflanze-Atmosphäre,Wasserpotential und Transportwiderstände, schematisch (Nach Lerch, 1991). 23

Abbildung 2-5: Bodenprofil Kalkpaternia (Quelle: Landesamt für Landwirtschaft, Bayern, aus dem Agrargebiet ´Tertiär-Hügelland - Süd'). 33

Abbildung 2-6: Porengrößenverteilung beim Kalkpaternia (Quelle: Landesamt für Landwirtschaft, Bayern). 34

Abbildung 2-7: Karte der Bodentypologie im Untersuchungsgebiet Rückhalteraum bei Breisach. 35

Abbildung 2-8: Die standortskundlichen Teilräume der badischen Rheinaue im schematischen Längs- und Querprofil (Michiels, 2002). 37

Abbildung 2-9: Karte der der vorkommenden Baumarten im Untersuchungsgebiet Rückhalteraum bei Breisach. 40

Abbildung 2-10: Kulturwehr Breisach und Untersuchungsgebiet Rückhalteraum, Rhein-km 224,800 (Quelle: Google). 48

Abbildung 3-1: Modellstruktur von Brook90, aufgeteilt in 3 Komponenten,(verändert nach Federer 1995). 50

Abbildung 3-2: Widerstände und Potentiale im flüssigen Transport der Transpiration, für 3 durchwurzelten Bodenschichten, ψ als Blattpotential, ψx als Potential in Bodenoberflächenhöhe, ψti als Bodenwasserpotential, rs als Xylemwiderstand, rri als Wurzelwiderstand und rsi als Rhizosphärenwiderstand (Federer, 1995). 54

Abbildung 3-3: Zeitplan für die geplanten simulierten Flutzeiträume. Startzeitpunkte sind 27.03., 28.06. und 12.09., Flutdauer sind 5, 15, 30, 50 und 65 Tage. 63

Abbildung 3-4: Szenarien-Matrix 65

Abbildung 3-5: Mittlere Überflutungsdauern bei ökologischen Flutungen und deren Überflutungshöhen. Aus dieser Karte ist die Dauer der Überflutungsszenarien abgeleitet (Quelle: Regierungspräsidium Freiburg, 2011). 66

Abbildung 3-6: Aufbau der OPUS-II-Wetterstation Feldkirch-Hartheim 67

Abbildung 3-7: Oben: Klimadiagramm der Wetterstation Feldkirch-Hartheim, repräsentativ für das Untersuchungs- gebiet. Unten: Strahlung, Sonnenscheindauer und pot.Verdunstung nach Penman, gemittelt über die Jahre 2006 bis 2010, berechnet aus den Daten der Wetterstation Feldkirch-Hartheim 68

Abbildung 4-1: Jahresgang der potentiellen Evaporation der freien Wasserfläche für den Rheinseitenkanal, parallel zum Rückhalteraum bei Breisach, berechnet nach Penman und simulierte potentielle Evaporation des Rückhalteraums bei Breisach, berechnet nach Shuttleworth-Wallace (BROOK90) für die Jahre 2008, 2009 und 2010. 70

Abbildung 4-2: A: Monatlich kumulierte Evaporation der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals und des Rückhalteraums bei Breisach. B: Jährlich kumulierte Evaporation beider Untersuchungsflächen. 71

Abbildung 4-3: Jahresgang der Transpiration und der Bodenverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach, berechnet nach BROOK90 für die Jahre 2008, 2009 und 2010. 72

Abbildung 4-4 A: monatlich kumulierte Transpiration des Rückhalteraums bei Breisach für die Jahre 2008, 2009 und 2010, berechnet nach BROOK90, B: Jahressumme der Transpiration, C: Monatssummen der Bodenverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach, D: Jahressumme der Bodenverdunstung. 73

Abbildung 4-5: Jahresgang von Bodenwasser, Perkolation ins Grundwasser und Bodenwasserpotential für den Retentionsraum bei Breisach für die Jahre 2008, 2009 und 2010, berechnet nach BROOK90. 74

Abbildung 4-6: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL“-Variante und der Modellvariante mit simulierter 5 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010. 75

Abbildung 4-7: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL“-Variante und der Modellvariante mit simulierter 15 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010. 76

Abbildung 4-8: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL“-Variante und der Modellvariante mit simulierter 30 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010. 77

Abbildung 4-9: Jahresgang der Evaporation der Flutfreie „NULL“-Variante und der Modellvariante mit simulierter 50 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010. 78

Abbildung 4-10: Jahresgang der Evaporation der Flutfreie „NULL“-Variante und der Modellvariante mit simulierter 65 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010. 79

Abbildung 4-11: Vergleich der Summenkurven der Evaporation der verschiedenen Flutzeiträume und der Flutfreien Modellvariation für den Rückhalteraum bei Breisach,berechnet nach BROOK90 und der jeweiligen Summenkurve der Verdunstungsmenge der freien Wasserfläche der parallelliegenden Rheinseitenkanals, für das Jahr 2010. 81

Abbildung 4-12: Vergleich der Bodenwassergehalte, der Perkolationen ins Grundwasser und der Wasserpotentiale der unterschiedlichen Flut- und Flutfreien Modellvariationen für das Jahr 2010. 83

Abbildung 4-13: Vergleich der Bodenverdunstung der verschiedenen Flutdauern mit der flutfreien Nullvariation, berechnet nach BROOK90 mit der Verdunstung der freien Wasserfläche, berechnet nach Penman, für das Jahr 2010. 85

Abbildung 4-14: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Leaf-Area-Index (LAI), Unten: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 86

Abbildung 4-15: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Saftfluss(Sapflow), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 88

Abbildung 4-16: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Xylemwiderstand (Xylem-Resistant, Res), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 90

Abbildung 4-17: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Bodendurchlässigkeitswert (Kf-Wert, KF), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 92

Abbildung 4-18: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Anteil der Durchwurzelung des Bodens (Root), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 94

Abbildung 4-19: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Skelettanteils (Stone Fraction), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 96

Abbildung 4-20: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Wassergehalt im Boden bei Feldkapazität (Theta F), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 99

Abbildung 4-21: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Wassergehalt im Boden bei Sättigung (Theta S), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 102

Abbildung 4-22: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei unterschiedlichen und variierten Modell-Parametern (LAI=Leaf Area index, SAP=Sapflow, RES=Pflanzenwiderstand gegenüber Wasserfluss) bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 104

Abbildung 4-23: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei unterschiedlichen und variierten Modell-Parametern (KF=Kf-Wert (Leitfähigkeitswert, Root=Durchwurzelung des Bodens,Stone = Skelettanteil, Theta S = Wassergehalt bei Sättigung), bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 105

Abbildung 4-24: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei variiertem Modell-Parameter (Theta F = Wassergehalt des Bodens bei Feldkapazität), bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010. 107

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Raum und Zeitmaßstäbe für ausgewählte Methoden zur Ermittlung der Verdunstung (RET = reale Evapotranspiration, PET = potentielle Evapotranspiration)(nach Wloczyk, 2007). 29

Tabelle 2-2: Korngrößenzusammensetzung und Eigenschaften des Kalkpaternias (Quelle: Landesamt fürLandwirtschaft, Bayern). 34

Tabelle 2-3: Klassifizierung der Auewaldstufen (nach Michiels, 2002). 38

Tabelle 2-4: Grundwasserstufen in der Altaue nach Lage des mittleren scheinbaren Grundwasserstandes (msGW) unter der Geländeoberfläche (GOF) (nach Michiels, 2002). 39

Tabelle 4-1: Beschreibung der wichtigsten Abkürzungen von Brook90 50

Tabelle 3-2: Modellvariationen mit variierten baumphysiologischen und bodenphysikalischen Parametern. 64

Tabelle 4-1: Summenwerte der Evaporation der Flutzeiträume, der Flutfreien Modellvariation (Null) und der freien Wasserfläche (Penman) für das Jahr 2010 [in mm], (in Klammer: Jahressumme der Evaporation inklusive der Summe der Evaporation des Flutzeitraums). 82

Tabelle 4-2: Vergleich der Summenwerte der Perkolationsraten ins Grundwasser der verschiedenen Flutzeiträume und der Flutfreien Modellvariation, für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010 [in mm]. 84

Tabelle 4-3:Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem LAI, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 87

Tabelle 4-4: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Saftfluss im Xylem, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 89

Tabelle 4-5: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Widerstand in der Pflanze gegenüber dem Wasserfluss, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 91

Tabelle 4-6: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Kf-Wert, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 93

Tabelle 4-7: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlicher Durchwurzelung (Root), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 95

Tabelle 4-8: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlicher Skelettanteil (Stone Fraction), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 97

Tabelle 4-9: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten)Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Wassergehalt bei Feldkapazität (Theta F), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 100

Tabelle 4-10: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten)Jahres-summe der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Wassergehalt bei Sättigung (Theta S), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm]. 103

Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war die Quantifizierung der Verdunstungsprozesse in einem überfluteten Wald. Dazu sollte mit Hilfe des forsthydrologischen Modells BROOK90 die Bestandesverdunstung des Hochwasser-Rückhalteraums bei Breisach bestimmt werden, der einen auentypischen Charakter besitzt. BROOK90 ist ein deterministisches und parameterbasiertes Modell, mit dem hydrologische Prozesse für die meisten Landoberflächen in Tagesschritten modelliert werden können. Um ein jahreszeitliches Muster zu bekommen, wurden ab 27.März, 28.Juni und 12.September für das Jahr 2010 unterschiedlich lange andauernde Überflutungen simuliert. Die Verdunstung der Modellstudie sollte zusätzlich mit der Verdunstung nach Penman der freien Wasserfläche, des parallel anliegenden Rheinseitenkanals, verglichen werden. Eine weitere durchgeführte Sensitivitätsanalyse sollte klären, welche baumphysiologischen und bodenphysikalischen Parameter die Verdunstung im überfluteten Wald beeinflussen. Die Ergebnisse des Modellversuchs BROOK90 zeigten, dass Überflutungen die Gesamtverdunstung eines Waldes erheblich beeinflussten. Zeitpunkt und Dauer der Flutung waren neben der Kombination aus Bodenverdunstung und Transpiration, die wichtigsten Kriterien, die über die Höhe und Wertespanne der Gesamtverdunstung entschieden. Überflutungen im Frühjahr erhöhten die Bodenverdunstung wohingegen die Transpiration auf Grund nicht ausgebildeter Vegetation unbedeutend war. Gleichzeitig lag die Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals über der des Rückhalteraums. Hinzu kam, dass Energie, Einstrahlung, turbulenter Austausch und Luftfeuchte den Verdunstungsprozess gegenüber dem Waldbestand begünstigten. Mit dem Beginn der Vegetationsperiode und der Ausbildung der Baumkronen erzielten Transpiration und Bodenverdunstung bei Überflutung zusammen Verdunstungssummen, die höher lagen als die Verdunstungswerte der freien Wasserfläche. Dadurch zählte die ab Mitte April eintretende Vegetation zu den Hauptfaktoren, die die Gesamtverdunstung beeinflussten. Im Herbst bewirkten Überflutungen keine deutlichen Veränderungen der Verdunstung, die gleichauf lag mit der Verdunstung der freien Wasserfläche. Die physikalsichen und meteorologischen Bedingungen und die abnehmende Vegetationsbedeckung hatten im Herbst und Winter limitierende Wirkung auf die Verdunstungsprozesse. In der abschliessenden Sensitivitätsanalyse stellte sich des Weiteren heraus, dass der Blattflächenindex und der Bodenwassergehalt bei Feldkapazität die signifikanten Parameter waren, welche die Verdunstungsprozesse im Rückhalteraum grundlegend beeinflussten.

Abstract

The aim of this study was to quantify evaporation processes of a floodplain forest. According to this, the forest-hydrological model *BROOK90* was used to define the evaporation of the flood detention basin of Breisach that occupies typical floodplain characteristics. *BROOK90* simulates daily evapotranspiration for all land surfaces using a process-oriented approach with physically signifying parameters. To get a seasonal paradigm of the evaporation, constant floods with varied duration were simulated from the 27th of March, 28th of June and 12th of September in 2010. After evaluation, the results were compared to the calculated evaporation of the free water surface of the Rhine canal, based on the Penman equation. A further sensitivity analysis was used to determine which tree-physiological and soil-physical parameters influence the evaporation of the floodplain forest.

The results of the *BROOK90* experiment showed, that floods significantly influenced the total evaporation of the forest. Starting time and duration of the floods, and furthermore the combination of soil-evaporation and transpiration, were important criterias, which effected the height and deviation of the values of total evaporation. Due to the non-developed vegetation, floods in spring raised the soil-evaporation while the transpiration was insignificant. Moreover, the evaporation results of the free water surface of the Rhine canal were higher than values of evaporation of the flood detention basin. In addition to this and compared to the forest, energy fluxes, irradiation, turbulent exchange processes and air humidity benefitted the evaporation processes of the free water surface. From the beginning of the vegetation period and the development of the canopies, the transpiration and the soil-evaporation achieved values higher than the ones of the free water surface. Due to this, the vegetation, whose period started in the middle of April, can be the essential factor, which basically influenced the total evaporation.

Floods in autumn showed no significant change in the evaporation, which was on the same level than the evaporation of the free water surface. The physical and meteorological conditions and the decreasing vegetation coverage had a limiting effect on the evaporation processes in autumn and summer. Furthermore, the sensitivity analysis exposed that the leaf area index and the volumetric water content at field capacity were significant parameters, which basically influenced the evaporation processes in the flood detention basin.

1. Einleitung

"In der Regel sollten in kultivierten Ländern die Bäche, Flüsse und Ströme Kanäle sein und die Leitung der Gewässer in der Gewalt der Bewohner stehen." (Johann Gottfried Tulla, 1822)

Johann Gottfried Tulla legte 1815 den Grundstein für sein Werk der Rheinregulierung und setzte somit das einst größte Bauprojekt am Rhein in Gange. Seinem Leitgedanke folgt man auch heute noch, insbesondere im Bereich der Berechnung und Vorhersage von und dem Schutz vor Hochwasser. Dennoch zwingen die Folgen, die so in ihrer Ganzheit nicht absehbar waren, zu einer veränderten Ansicht.

Zunächst trieb man die Ziele voran, den Rhein vor jährlich wiederkehrenden Hochwasserflutungen zu schützen, die Altrheinarme auszutrocknen und die gleichzeitige Landgewinnung durch Trockenlegung der Altrheinsümpfe. Der Rhein wurde zur Schiffbarmachung und zu Stromgewinnung begradigt, kanalisiert und mit Dammbauten und Staustufen ausgerüstet. Die Folgen davon war eine erhöhte Fließgeschwindigkeit und das Flussbett wurde tiefer ausgewaschen. Die Befestigung der Ufer verstärkte die Tiefenerosion zusätzlich. Der Rhein glich vor der Regulierung einer Seenlandschaft, deren Auenwaldstandorte durch den Ausbau und durch die bedingte Tiefenerosion bis heute einem schleichenden Verlust ausgesetzt wurden. In den eingedeichten Flächen und in den verkleinerten Überschwemmungsgebieten kam es zum Absinken des Grundwasserspiegels und folglich zur Austrocknung der Auen. Der enorme Abbau von Kies und Sand für die wasserbaulichen Maßnahmen führte indirekt aber weitreichend zur Schädigung der Auen. Dies hatte zur Folge, dass der Ausbauquerschnitt des Rheins unterhalb von Iffezheim nicht ausreicht, um ein großes Hochwasser schadlos abzuleiten. Überströmung von Dämmen und Dammbrüche könnten für das Hinterland einen beträchlichen Schaden bedeuten.

Heute versuchen die Bunderepublik Deutschland und Frankreich, den Schutz vor Hochwasser wieder herzustellen, der vor dem Ausbau gegeben war. Um ökonomische und vor allem ökologische Ziele zu erreichen, wurde das Integrierte Rheinprogramm entwickelt. Das Integrierte Rheinprogramm ist ein Projekt des Landes Baden-Württemberg und sieht unteranderem die Bereitstellung von umweltverträglich gestalteten Hochwasserschutzmaßnahmen mit rund 170 Mio. m³ Rückhaltevolumen vor. Gleichrangiges Ziel soll die

Wiederherstellung einer naturnahen Auenlandschaft sein. Dazu sollen Flächen zurückgewonnen werden, die vor dem Ausbau diese Hochwassergefahr reduzierten. Das Kulturwehr Kehl/Straßburg sowie die Polder Altenheim stehen derzeit schon einsatzbereit zur Verfügung und bieten mit rund einem Drittel des erforderlichen Gesamtvolumens des Integrierten Rheinprogramms einen nutzbaren Rückhalteraum. Weitere Räume befinden sich in unterschiedlichen Planstudien bzw. im Planfeststellungsverfahren. Dazu sollen unter Aufsicht des Regierungspräsidiums Freiburg ökologische Flutungen durchgeführt werden, die mit der Wasserführung des Rheins korrespondieren und Aufschluss über Umweltverträglichkeiten geben sollen.

Diese ökologischen Flutungen bedeuten eine direkte Veränderung des Wasserhaushalts der Wälder. Der Wasserhaushalt eines Waldes ist abhängig von äusseren, auf den Wald einwirkenden Einflüsse. Auenwälder sind an periodische Überflutungen angepasste Waldbestände und an Extremereignisse gebunden. Derartige Einflüsse sind am Oberrhein auf großräumige, anthropogene Landschaftsveränderungen zurückzuführen. Um diese genau zu definieren, müssen die Auswirkungen möglichst genau erkannt und quantifiziert werden. Aus wissenschaftlicher Sicht bedient man sich dabei Untersuchungen und Systemanalysen, die Simulationsrechnungen und Computermodelle beinhalten, die die Reaktion der Umwelt, besonders auf den Wasserhaushalt wiedergeben können. Untersuchungen derart komplexer Zusammenhänge und Abschätzungen über Ausmaß und Folgen variierter Landnutzungsänderungen sind durch regionale und hydrologische Modelle möglich geworden.

Ganz besonders befasst man sich hierbei mit den Gliedern der Wasserbilanz. Die Wasserbilanz setzt sich im Allgemeinen aus den Energie- und den Wasserflüssen der Landoberflächen und der Atmosphäre zusammen. Einzelne davon können direkt und einfach gemessen werden, andere hingegen sind keine direkt messbaren Größen. Die Verdunstung ist Teilglied der Wasserbilanz und keine elementare direkt messbare Zustandsgröße. Sie ist das Bindeglied von Energie und Wasserhaushalt innerhalb des komplexen Boden-Vegetation-Atmosphären-Systems und entscheidend für die Energieumsätze. Der Prozess der Verdunstung ist abhängig von den Eigenschaften der Atmosphäre und ganz besonders von denen der zu verdunstenden Fläche. Letztere ist wiederum abhängig von den physikalischen Eigenschaften und von der Beeinflussung anthropogener Maßnahmen. Dadurch ist die Verdunstung an die sich stetig ändernde Umwelt angepasst.

Die direkte Messung ist schwierig und man bedient sich auf empirischem und physikalischem Wege, mittels Formeln und Modelle, den Wasserverlust durch Verdunstung zu quantifizieren.

Nur ein kleiner Teil der Gesamtverdunstung entfällt auf freie Wasserflächen. Der weitaus größere und überwiegende Teil kommt aus der Evaporation des Bodens und der Transpiration der Vegetation. Mit Hilfe von Modellen lassen sich die Teilprozesse der Verdunstung unterscheiden und bestimmen, auch wenn oftmals schwer fassbare biologische Vorgänge vernachlässigt werden, die die Verdunstung nachhaltig beeinflussen. Die Problemstellung hierbei liegt nicht immer in der Möglichkeit der Unterscheidung, sondern in der Auswahl der richtigen Modelle. Denn diese rechnen mit dem Prinzip, die Gesamtheit vielseitiger und abstrakter Prozesse zu abstrahieren und Teilprozesse einzelnd und vereinfacht darzustellen.
Auch wenn die Umwelt eine meist unberechenbare Größe darstellt und die Bestimmung der Verdunstungs oft schwierig und unsicher ist, liefern physikalisch und hydrologisch basierte Modelle einen guten und wichtigen Ansatz zur Quantifizierung der Verdunstung.

1.1 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Verdunstung eines möglichen vorherrschenden Rheinauen-Waldbestandes im Rückhalteraum bei Breisach mit Hilfe des Modells BROOK90 und mittels verfügbarer meteorologischer Daten zu bestimmen. In variierten Szenarien werden Überflutungen zu unterschiedlichen Eintrittszeiten und Längen simuliert, um eine Veränderung der Verdunstung bei Überflutung des Auenwaldes zu ermitteln. Da durch eine eingeleitete Flutung eine freie Wasserfläche über dem Waldboden entsteht, muss die Verdunstung dieser freien Wasserfläche zur Gesamtverdunstung mit berücksichtigt werden.
Um Abschätzen zu können, wie das Verhältnis der Verdunstung bei einem überfluteten Wald zu einer potentiellen Verdunstung einer freien Wasserfläche aussieht, soll zusätzlich eine Berechnung der Verdunstung durch die Penman-Gleichung (1948) der freien Wasserfläche des direkt parallel zum Rückhalteraum anliegenden Rheinseitenkanals herangezogen werden. Ziel dabei ist es einerseits die Gesamtverdunstung des Rückhalteraumes im Vergleich zu einer, nach physikalischen und meteorologischen aktuell vorherrschenden Bedingungen, maximal möglichen Verdunstung einzuordnen und andererseits zu prüfen, ob eine Überflutung im Vergleich dazu eine höhere oder niedrieger Verdunstung bewirkt.
In einem weiteren Versuch soll eine Sensitivitätsanalyse angestrebt werden, um die vielseitigen und dynamischen Eigenschaften von vorherrschenden fluviatilen Auenböden und Baumarten abzudecken. Dazu sollen baumphysiologische Größen wie LAI, Saftfluss und Xylemwiderstand, sowie bodenphysikalische Parameter wie Durchlässigkeitsbeiwert, Durchwurzelung des Bodens, Anteil der festen Bodensubstanz, Wassergehalt bei Feldkapazität und Sättigung entsprechend innerhalb einer Wertespanne variiert werden, die in Auenböden und Auenwaldbeständen auftreten können. Die Parameterstudie soll beurteilen, welche physiologischen und bodenphysikalischen Größen die Gesamtverdunstung beeinflussen und welche keinen, bzw. nur einen geringen Einfluss ausüben.

2. Theorie

2.1 Grundlagen des Wasserhaushalts

Die Gesamtheit des Wassers im Atmosphären-Land-Meer-System unterliegt einem stetigen Kreislauf, der durch Zustands- und Ortsänderungen gekennzeichnet ist. Die Hauptkomponenten Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Wasserdampftransport sind Wasserhaushaltsgrößen, die die einzelnen Systeme miteinander verbinden und folglich den Wasserhaushalt bilanzieren.

Das Wasser tritt auf globaler wie regionaler Ebene in seinen drei möglichen Phasen, flüssig, fest und/oder gasförmig, auf und unterliegt dem Transport und der Speicherung. Die treibenden Kräfte hierfür sind Sonnenstrahlung und Gravitation. Wasserkreislauf und Energieflüsse der Erde stehen somit in engem Zusammenhang. Die Ermittlung der Wasserbilanz ist auf Grund der Komplexität der einzelnen Systeme in räumlich und zeitlich hoher Auflösung entsprechend kompliziert. Berücksichtigt man die Änderung der Speicherinhalte ΔS von Kronen-, Oberflächen-, Boden und Grundwasser und gegebenenfalls des Schneespeichers, so gilt entsprechend DVWK (1996) für die Bilanz für Einzeljahre:

$$P=ET+Q+\Delta S \qquad [\text{mm/a}] \qquad \text{Gl.2.1}$$

Niederschlag P und Abfluss Q sind direkt messbare Größen, die Verdunstung ET (Evapotranspiration) ist die Kopplung von Wasser- und Energiehaushalt und ist abhängig von der verfügbaren Wasser- und Energiemenge. Die Energie, die für den Phasenübergang zur Verdunstung benötigt wird, heißt latente Wärme (auch spezifische Verdampfungswärme) und ist zudem von der Temperatur T [°C] abhängig:

$$L^{*}=(2{,}489-0{,}00242\cdot T)\cdot 10^{6} \qquad [\text{J/kg}] \qquad \text{Gl.2.2}$$

Der Strom latenter Wärme ist das Produkt aus der Verdunstungsrate ET [m/s], der spezifischen Verdampfungswärme L^{*} und der Dichte von Wasser $\rho_w=10^3 \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$:

$$LE=ET\cdot\rho_w\cdot L^{*} \qquad [\text{W/m}^2] \qquad \text{Gl.2.3}$$

Der latente Wärmestrom geht ein in die vereinfachte Wärmehaushaltsgleichung:

$R_n = G + H + LE$ [W/m²] Gl.2.4

Diese vernachlässigt die in Boden, Vegetation und Wasser gespeicherte Energiemenge und den durch Advektion bedingten horizontalen Energieaustausch. Sie besteht aus der Nettostrahlung R_n, die sich aus der Summe der kurzwelligen R_{sw} und langwelligen R_{lw} Strahlenbilanz zusammensetzt, aus dem Bodenwärmestrom G, und dem Konvektionswärmestrom H. Die auf die Erdoberfläche auftreffende Strahlung wird Globalstrahlung R_g genannt, sie zählt zu den Strahlenflüssen an der Erdoberfläche und wird aus einem direkten und einem diffusen Anteil zusammengesetzt.

$R_g = R_{dir} + R_{dif}$ [W/m²] Gl.2.5

In Abhängigkeit von der Oberfläche wird die Globalstrahlung absorbiert, reflektiert und/oder transmittiert. Diese Vorgänge werden durch das Rückstrahlvermögen der Oberfläche, auch Albedo genannt, beeinflusst. Die kurzwellige Strahlenbilanz ist damit:

$R_{sw} = (1-\alpha) \cdot R_g$ [W/m²] Gl.2.6

Die Albedo ist tages- und jahreszeitlichen Schwankungen ausgesetzt und weist auf Grund einer Abhängigkeit zur geographischen Breite, zum Sonnenhöhenwinkel und zum Anteil diffuser Strahlung eine große Spannweite in ihren Werten auf.

Die von der Erde emittierte Strahlung R_{surf} hat auf Grund der Temperaturen an der Erdoberfläche ihr Maximum im langwelligen Spektralbereich und wird zu einem großen Teil von den Atmosphärengasen absorbiert. Die Gase emittieren wiederum Strahlung der gleichen Wellenlänge, die sie zu absorbieren in der Lage sind. Der zur Erdoberfläche gerichtete Anteil der von den Gasen emittierten Strahlung, der als atmosphärische Gegenstrahlung R_{atm} bezeichnet wird, ist von der Konzentration so genannter Treibhausgase und vor allem vom Wasserdampfgehalt der Atmosphäre abhängig.

Die langwellige Strahlungsbilanz ergibt sich als Differenz aus der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre (Energiegewinn an der Erdoberfläche) und der terrestrischen Ausstrahlung der Erdoberfläche (Energieverlust an der Erdoberfläche):

$R_{lw}=R_{atm}-R_{surf}$ [W/m²] Gl.2.7

Der Austausch von Wasserdampf, (fühlbarer und latenter) Wärme und Impuls zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre erfolgt durch die vertikalen Komponenten turbulenter, auf- und absteigender Wirbel (engl. eddies) und Luftpakete. Diese sind durch Reibungs-Widerstände der Oberflächen beeinflusst. Der Austausch erfolgt proportional zu den vertikalen Gradienten von Windgeschwindigkeit und Luftfeuchte und -temperatur.

Ein weiterer Energiefluss, der im Kreislaufsystem für den Transport von Wasser verantwortlich ist, ist der Bodenwärmestrom. Tagsüber, wenn die Erdoberfläche aufgrund von Strahlungswetterlage stark aufgeheizt wird, erfolgt ein Transport in den Erdboden hinein. Diese gespeicherte Energie kann während der nächtlichen Ausstrahlung wieder abgegeben werden. Der Bodenwärmestrom ist abhängig von der Wärmeleitfähigkeit, dieser wiederum ist abhängig von der Lagerungsdichte, der Bodenfeuchte und dem Anteil organischen Materials (Dyck und Peschke, 1995) und der Wärmekapazität des Bodens sowie vom vertikalen Gradienten der Erdbodentemperatur.

Die allgemeine Methode zur Berechnung der Evapotranspiration setzt sich aus vielen Teilprozessen zusammen. Einige wichtige Prozesse sind in den Gleichungen 2-1 bis 2-7 dargestellt. Zusammenfassend sind in Abbildung 2-1 alle wichtigen Haushaltsgrößen des Wärme- und Wasserhaushaltes gezeigt.

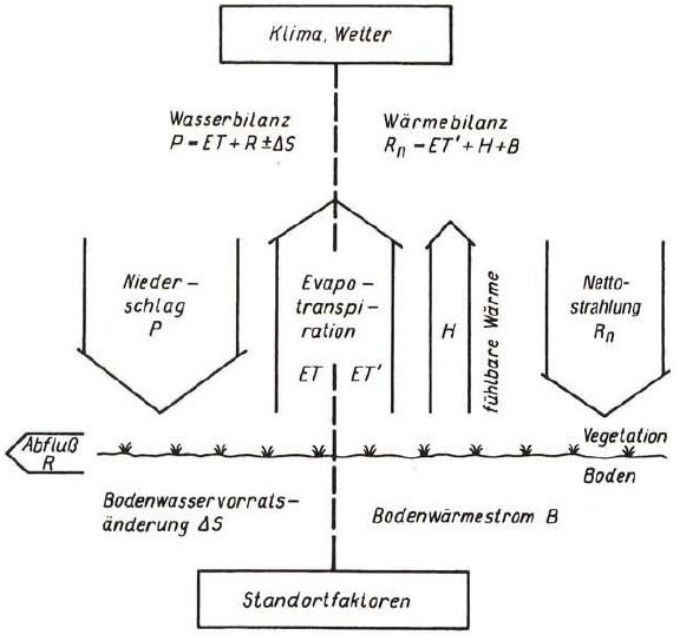


Abbildung 2-1: Wärme- und Wasserhaushalt als gekoppeltes System. ET´=LE und B=G (aus: Dyck und Peschke, 1995).

2.1.1 Wasserhaushalt von Pflanzen

Der Wasserhaushalt von Pflanzen ist von grundlegender Bedeutung für das Verständnis komplexer Wechselwirkungen in Waldökosystemen. Verschiedene physikalische und biologische Abläufe werden durch Teilprozesse des Wasserhaushaltes iniziert und beeinflusst. So steuert die Transpiration z.B. die Wasser- und Nährstoffversorgung und damit die physiologischen Prozesse der Pflanzen. Vom ökologischen Standpunkt aus beeinflusst sie in Beziehung zur Wasserverfügbarkeit die Baumverteilung und Bestandesdichte. Gleichzeitig beeinflusst die Verdunstung die Wasserbilanz des gesamten Ökosystems und steuert die Stoffkonzentrationen in der Bodenlösung sowie die Versickerungsrate. Eine Änderung der Nährstoffversorgung durch den Boden hat wiederum Auswirkungen auf den gesamten pflanzlichen Stoffwechsel. Kenntnisse über die Teilprozesse tragen zum Verständnis interner Transportmechanismen, der Reaktionen auf Wassermangel, des Stofftransportes und der Gaswechselprozesse bei. Die Transpiration steuert einen wichtigen Anteil zur gesamten Wasserbilanz von Waldbeständen bei und beeinflußt damit auch den Wasserertrag (Gebietsabfluß) eines Einzugsgebiets (Kaufmann und Kelliher, 1991). Daneben ist die Analyse von Wasser- und Kohlenstoffflüssen wichtig für die Anwendung von regionalen Klimamodellen. Der Wasserhaushalt eines Waldes ist ein komplexes System aus Stofftransport und Wassertransport und lässt sich in einzelne Komponenten untergliedern.

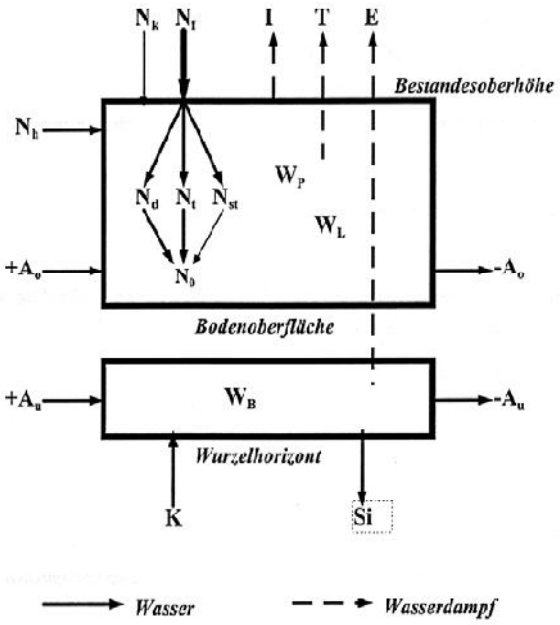


Abbildung 2-2: Wasserhaushalt eines Waldbestandes mit Unterscheidung nach Wasser- und Wasserdampfflüssen (aus Mayer, 2003).

Mit N_f ist der fallende Niederschlag gemeint, der in der Atmosphäre gebildet wird. N_h bezeichnet den von Blättern und Ästen abgefangener Niederschlag aus Nebel. N_k steht für abgesetzter Niederschlag aus Kondensation oder Sublimation. N_0 steht für den Bestandesniederschlag, auch effektiver Niederschlag genannt, der sich aus Kronendurchlass und Stammabfluss zusammensetzt. Mit N_d wird der durchfallende und mit N_t der abtropfende Niederschlag bezeichnet. Die Summe beider (N_d und N_t) wird als Kronendurchlass, als Teil des Niederschlags bezeichnet, der durch die Kronen tropft oder durch Kronenlücken zum Boden gelangt. Der Niederschlag, der auf den Wald fällt, benetzt zunächst die Blätter, Nadeln und Zweige und bei schräger Drift auch eine Hälfte der Stämme. Daneben fällt ein geringer Teil des Niederschlags durch Lücken im Kronendach direkt auf den Boden. Die Benetzung der Krone und der Kronendurchlass sind abhängig von der Zu- bzw. Abnahme des Freilandniederschlags und seiner Intensität. Diese Benetzungs- oder Speicherkapazität ist eine für jeden Bestand charakteristische Größe, die in einem gewissen Rahmen schwankt.

Bei Freilandniederschlägen unter 1 mm besteht der Kronendurchlass höchstens aus dem Niederschlag, der durch Lücken im Kronendach zum Waldboden fällt (Mitscherlich 1970).

Ebenso bedeutend für den Kronendurchlass und die Benetzung der Krone ist die Jahreszeit und die damit einhergehenden Intensität, Dauer, Dichte und Häufigkeit der Niederschläge (Schwachniederschläge im Winter, Starkniederschläge im Sommer), Größe, Alter und Austrieb der Krone (große ausgeprägte Kronen haben größere Rückhaltekapazitäten) und Entwicklung der Blätter bei Laubbäumen (Höchster Wert im Winter (Dezember bis März) bei fehlenden Blättern, sinkender Wert mit Austrieben im April / Mai, weitere Abnahme mit weiterer Entwicklung der Blätter im Laufe des Sommers und tiefster Wert kurz vor Blattfall im Oktober).

Bei Nadelbäumen ist das Alter des Einzelbaumes entscheidend für den Rückhalt, bzw. für den Durchlass. Kern (1966) zeigt, dass für die Niederschlagszurückhaltung bei Nadelbäumen die Nadelmasse die entscheidende Größe ist. In Situationen, in denen das Maximum an Nadelmasse erst in höherem Alter erreicht wird, ist auch dann erst das Minimum des Kronendurchlasses zu erwarten.

N_{st} markiert den Stammabfluss. Dieser versickert im unmittelbaren Stammfußbereich. Der Stammabfluss dient in erster Linie der Versorgung der direkt in Baumnähe liegenden Wurzelsysteme unterhalb des Bestandes mit dem zu ihrem Wachstum notwendigen Wasser. Auch bei starken Niederschlägen tritt nur selten Wasser des Stammabflusses weiter als 30 bis 40 cm vom Stamm entfernt auf. Der Stammabfluss hängt von der Ausbildung der Baumkrone,

von der Oberfläche der Rinde und Borke, von der Wasseraufnahme durch die Rinde und Borke, von der im Bestand auftretenden Stammzahl, vom Alter und der Größe des Baumes und von der Menge und Art des Niederschlags ab (Mitscherlich, 1981).

In Abbildung 2-2 steht *I* für Interzeption, *T* für Transpiration und *E* für Evaporation. Die Summe aus Transpiration und Evaporation (einschließlich Interzeption) bezeichnet man auch als Evapotranspiration. Die Interzeption beeinflusst einerseits direkt den Wasserverlust, andererseits ist sie abhängig von der Baumart und steuert dadurch indirekt den Kronendurchlass und den Stammabfluss der Bäume. Bei den meisten Laubbäumen sind diese etwas größer als bei den Nadelbäumen, da die Nadelbäume über die Interzeption mehr Wasser verlieren (Mitscherlich, 1981). Bei Laubwäldern erreicht also mehr Wasser den Waldboden.

A_o bedeutet Abfluss an der Bodenoberfläche, A_u ist der Abfluss im Boden, *Si* steht für Sickerwasser, *K* für Kapillarwasser, W_P für Wassergehalt in der Pflanze, W_L für Wassergehalt in der Luft im Bestandesraum und W_B für Wassergehalt im Boden.

Das jeweilige Pluszeichen vor dem Großbuchstaben bedeutet einen Zufluss; das Minuszeichen bedeutet einen Abfluss (Mayer, 2003)

Das hydrologische Modell, wie es schematisch in Abbildung 2-2 gezeigt wird, ist eine vereinfachte, sehr abstrakte Darstellung der Realität und besteht aus einer Reihe mathematischer Beziehungen, die die aufeinanderwirkenden physikalischen und biologischen Zustände und Prozesse in vereinfachter Weise beschreiben.

2.2 Verdunstung

Die Gesamtverdunstung lässt sich in (a) Transpiration, (b) Interzeption, (c) Bodenevaporation und (d) Evaporation freier Wasserflächen untergliedern. Die letzten drei Glieder werden unter dem Begriff Evaporation zusammengefasst und als unproduktive Verdunstung bezeichnet, die Transpiration hingegen als produktive Verdunstung, da nur sie an der photosynthetischen Pflanzenproduktion beteiligt ist (Baumgartner, 1990).
Der Begriff Evapotranspiration kann für Landoberflächen als Summe aus Evaporation und Transpiration mit dem der Gesamtverdunstung gleichgesetzt werden. Die Evapotranspiration ist die Summenwirkung der 4 Komponenten und wird allgemein von folgenden Faktoren bestimmt (Wegehenkel, 1992):

- Wasserdampftransport in der Grenzschicht, abhängig von den atmosphärischen Schichtungsverhältnissen wie Temperatur-, Feuchtegradient und Windprofil
- Zur Verfügung stehende solare Energie
- Stomatäre Leitfähigkeit der Pflanze bzw. des Bestandes in Verbindung mit der Wasserdampfdiffusion in der Grenzschicht Vegetation-Atmosphäre in Kombination mit anderen Vegetationseigenschaften
- Wasserversorgung der Verdunstungsoberfläche bzw. des verdunstenden Pflanzenbestandes und damit der limitierende Einfluss der Bodenfeuchte auf die Evapotranspiration

Für die Verdunstung der Wälder spielen folgende Faktoren zusätzlich eine bedeutende Rolle:

- Höhe, Intensität, Dauer und zeitliche Verteilung des Freilandniederschlags (beeinflussen die Interzeption)
- Standorteigenschaften (z.B. Lage im Raum, Geologie, Exposition, Deposition, Boden, Grundwasser, etc)
- bodenphysikalische Eigenschaften
- Bestandesparameter
- pflanzenphysiologische Vorgänge, hierbei spielt auch der CO_2-Gehalt der Luft, der über den Assimilationsmechanismus wirkt, eine Rolle

Bei der weltweit zunehmenden Verknappung des Wassers ist die Verdunstung als Negativgröße des Wasserhaushalts von Bedeutung. Der größte Teil des Weltwasserverbrauchs entfällt auf die künstliche Bewässerung zur Nahrungsmittelerzeugung. Infolge von Evaporation, Transpiration und Versalzung ist dieses Wasser nicht wieder unmittelbar verfügbar. Daher ist es wichtig, die Höhe der Verdunstung zu bestimmen, um ökologische und ökonomische Folgen anthropogener Eingriffe im Voraus abschätzen zu können (Schrödter, 1985).

In der Evaporation von Waldböden kann auch die relativ geringe Verdunstung der sekundären Vegetation (Bodenflora) enthalten sein. Die Verdunstung von der Bodenoberfläche unter einem geschlossenen Kronendach lässt sich im humiden Klimabereich häufig als vernachlässigbar gering einstufen (Schmidt, 1993). Bei der Interzeption, unter welcher der von den Pflanzenoberflächen zurückgehaltene Niederschlag verstanden wird, sind neben lebenden auch tote Pflanzenteile als Interzeptionsspeicher miteinzubeziehen.
In Waldbeständen wird zwischen der Interzeption des Kronen- und Stammraumes einerseits und der Streudecke am Boden andererseits unterschieden. Der Anteil der Blattoberflächen der Bäume ist im Wald wesentlich größer als derjenige anderer Pflanzen wie Sträucher oder krautiger Arten. Deshalb ist auch die Interzeption der Bäume am höchsten (Schmidt, 1993).

Baumgartner (1993) hat berechnet, welchen Anteil die Komponenten an der Gesamtverdunstung verschiedener Pflanzendecken haben. Bei Wäldern fallen 60% auf die Transpiration und nur 10% auf die Bodenverdunstung. Bei Grünland und Ackerland nimmt der Transpirations- und Interzeptionsanteil ab und die Bodenverdunstung zu. Letztere erreicht schließlich bei unbedecktem Boden 100%. Die Anteile verändern sich jedoch im Laufe der Bestandesentwicklung und sind abhängig von der Oberflächenart, deren Bewirtschaftung, ihrer momentanen Struktur und den Umweltbedingungen.
Durch den hohen Anteil der Transpiration wird die Art der Landnutzung zu einem entscheidenden Kriterium der Gesamtverdunstung.

Des Weiteren wird zwischen aktueller bzw. realer und potentieller Verdunstung unterschieden. Der Begriff der aktuellen Verdunstung für die tatsächliche (reale) Verdunstung ist zwar nicht zulässig, wird allerdings häufig synonym verwendet, und ist für die Untersuchung der Wasserbilanz von Interesse (Mitscherlich, 1981).

2.2.1 Transpiration

Unter Transpiration versteht man die Verdunstung von lebenden Flächen, z.B. Pflanzen. Durch die Transpiration wird der Nährstofftransport in die oberen Pflanzenteile gewährleistet und spielt somit eine wichtige Rolle für die Assimilation. Bei Bäumen bewirkt die Transpiration der Blätter die Wasseraufnahme durch die Wurzeln und den Wassertransport durch den Stamm. Die Transpiration wird von folgenden Faktoren gesteuert (Schmidt, 1993):

- Stomata der Blätter
- Wassergehalt in den Wurzeln
- Wasserzustand des Bodens
- Photosynthese

Die Wasserabgabe der Pflanzen erfolgt im Allgemeinen über die Blätter und wird durch die physiologisch gekoppelten Vorgänge in kutikuläre und stomatäre Transpiration unterteilt. Der Übergang des Wassers von der flüssigen in die gasförmige Phase an der Zelloberfläche erfordert eine Zufuhr von Energie (Verdampfungswärme: $44 kJ \cdot mol^{-1}$), die jedoch von dem in aller Regel sehr niedrigen Wasserpotential der Atmosphäre problemlos geliefert werden kann.

2.2.2 Kutikuläre Transpiration

Höhere Landpflanzen sind in der Regel mit Cutin durchsetzt (kutinisiert) und meist noch mit einer Deckschicht (Kutikula) überzogen, bestehend aus einer hochmolekularen Lipidsubstanz, die oft zusätzlich von wachsartigen Ablagerungen bedeckt wird. Diese Einlagerung wasserabweisender Stoffe vermindert das Austreten von Flüssigkeiten an der Oberfläche und stellt eine massive Barriere gegen die Verdunstung der Pflanzen in einer trockenen Atmosphäre dar. Die kutikuläre Transpiration variiert mit der Stärke und der Zusammensetzung der Kutikula, bleibt jedoch stets sehr gering und beträgt meist weniger als 10% der ablaufenden Evaporation. In trockeneren Standorten beträgt die kutikuläre Transpiration auf Grund wesentlich dickerer und dichterer Kutikula noch weit aus weniger. Mit sinkender Temperatur sinkt auch die kutikuläre Transpiration.
Die Kutikula kann den Wasserverlust der Pflanze somit drastisch senken, ihn aber nicht vollständig unterbinden. Auch ein Welken bei starker Trockenheit kann diese nicht verhindern. Außerdem ist die kutikuläre Transpiration nicht regulierbar (Lerch, 1991).

Bei immergrünen Coniferen beträgt sie nur 3% der stomatären Transpiration bei weit geöffneten Spalten. Bei sommergrünen Waldbäumen steigt dieser Anteil auf 10-20% an (Larcher, 1980). Sie können also durch hermetischen Verschluss der Spalten ihre Transpiration bedeutend weniger herabsetzen als Coniferen.

2.2.3 Stomatäre Transpiration

Die Kutikula bietet zwar einen wirksamen Schutz gegen Verdunstung und verwehrt den Austritt von Wasserdampf, hindert aber gleichzeitig den Zutritt von Kohlendioxid, der als Hauptrohstoff für die Photosynthese dient. Desgleichen wird der Zutritt von Sauerstoff unterbunden. Um Photosynthese und Stoffproduktion und den notwendigen Gasaustausch betreiben zu können, darf die Außenfläche nicht völlig abgedichtet sein, obgleich sie unvermeidlich einen gesteigerten Wasserverlust in Kauf nehmen muss. Mit Hilfe von Spaltöffnungen sind die Pflanzen in der Lage, die Durchlässigkeit ihrer Oberfläche zu regulieren, sie dadurch den oft wechselnden Standortbedingungen weitgehend anzupassen und auf diese Weise ein möglichst ausgewogenes Verhältnis zwischen dem lebensnotwendigen Gasaustausch und dem unvermeidbaren Wasserverlust herzustellen. Dieses Regulierungsvermögen kann die Wasserabgabe jedoch nur vermindern, nicht erhöhen. Sinkt in einer wasserdampfgesättigten Atmosphöre (z.Bsp. Nebel) die Evaporation auf Null, so muss auch die Transpiration aufhören.

Die Spaltöffnungen bestehen aus zwei Schließzellen, die mit Chloroplasten versehen sind. Die Steuerung der Spaltöffnungen (Stomata) wird durch den Turgor (Druck der Zelle) reguliert. Bei steigendem Turgor öffnen sich die Zentralspalte, bei Turgorschwund schließt sich diese.

Die Verteilung der Spaltöffnung ist in gemäßigtem Klima auf die Blattunterseite beschränkt und dort vor direkter Besonnung geschützt (Schopfer und Brennicke, 2006).

2.2.4 Rindentranspiration

Die Rindentranspiration von Stämmen verschiedener Baumarten hat Guerten (1950) in einem Mischbestand in Oberbayern untersucht. Sie fand, dass das Rindentranspirationsvermögen in erster Linie von der Rindenbeschaffenheit bestimmt wird. Rinden mit rissiger oder tief gefurchter Borke (Eiche und Pappel) transpirieren stark, solche mit glatter fester Borke

(Buche und Birke) hingegen schwach. Unter standörtlichen Bedingungen folgt die Transpiration im Wesentlichen der Evaporation. Sie zeigt daher einen Tages- und Jahresgang (Abb.3). Die Artunterschiede bleiben das ganze Jahr über bestehen. Im Vergleich zur potentiellen Evaporation einer gleich großen Fläche beträgt die Rindentranspiration der Kiefer im Sommer 0,025% und im Winter 0,145%. Der niedrige Sommerwert beruht darauf, dass in warmer trockener Luft die Wasserduchlässigkeit der Borke durch Entquellung geringer wird. Die Transpirations-/Evaporationswerte zeigen, dass die Rindentranspiration etwas geringer ist als die cuticuläre Transpiration von Kiefernnadeln (0,5%) (Lyr et al., 1992).

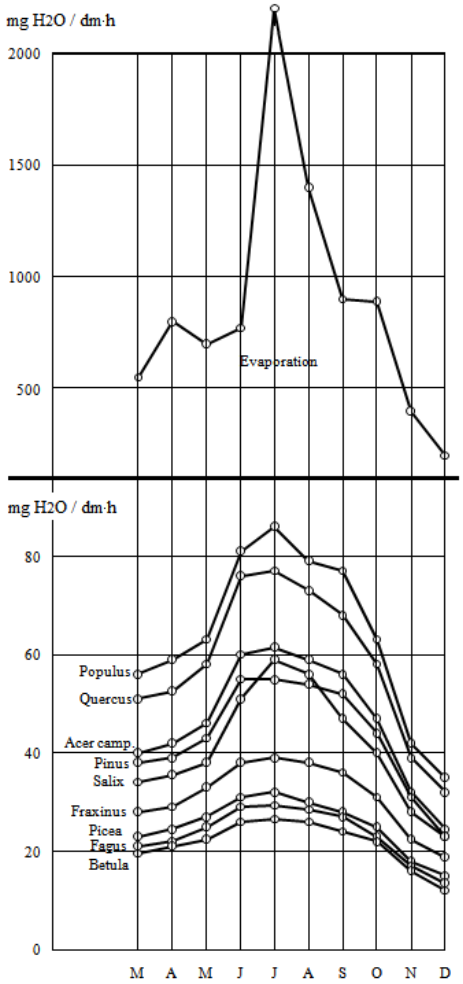


Abbildung 2-3: Jahresgang der Evaporation und Rindentranspiration der Stämme verschiederner Holzarten in einem Mischwald in Oberbayern (Nach Geurten, 1950).

2.2.5 Interzeption

Der Niederschlag liefert für die Bodenevaporation das notwendige Wasser. Häufig gelangt der Niederschlag, bevor er wieder verdunstet, aber nicht bis zum Boden. Erhebliche Wassermengen bleiben an den Blättern und Zweigen der Pflanzen hängen und verdunsten dort. Man nennt diesen Vorgang Interzeption oder Interzeptionsverdunstung. Die Interzeption steigt mit zunehmender Pflanzenmasse an, hat einen Anteil von meist 30-40% an der Evapotranspiration und ist bei der Oberflächenart Wald am größten.

Mit dichter werdenden Blattflächen nimmt die Interzeption zum Teil erheblich zu. Nur bei sehr kleinen Niederschlagsmengen lässt dichtes Laub wegen der gegenseitigen Abschirmung die Interzeption wieder rückläufig werden. Bei hohen Niederschlägen können dagegen große Blattmassen hohe Interzeptionsverluste bewirken, während dünnes Blattwerk schon bei Niederschlägen von 10 bis 12 mm seine maximale Speicherkapazität erreicht. In dichten Wäldern kann durch die Interzeption bis zu 50 % des Niederschlags für die Wasserversorgung verloren gehen (Häckel, 1990).
Nach Mitscherlich (1981) hängt die Interzeption von folgenden Faktoren ab:

- Blattflächenindex
- Rauhigkeit der Blattoberfläche
- Größe der Blätter
- Zahl, Anordnung und Elastizität der Blätter
- Art und Temperatur des Niederschlags
- Windgeschwindigkeit
- Wasserdefizit der Blätter

Außerdem sind die Jahreszeit und die Baumart für Schwankungen und Höhe der Interzeptionswerte verantwortlich. So schwankt der Interzeptionsverlust nach Mitscherlich (1981) im Sommer z.B. bei der Buche zwischen 8 und 35 %, bei der Fichte zwischen 13 und 61 % und bei der Douglasie zwischen 25 und 35 %.

2.2.6 Evapotranspiration

Unter dem Begriff Evapotranspiration versteht man die Verdunstungshöhe von Landoberflächen als Summe von Evaporation (Boden- und Interzeptionsverdunstung) und Transpiration (Mitscherlich, 1981).

Die hohe Evapotranspiration des Waldes lässt sich durch die Dauerbestockung und die große Verdunstungsoberfläche der Bäume erklären, die bei landwirtschaftlichen Flächen häufig nicht gegeben ist. Bei uneingeschränktem Wassernachschub können Pflanzendecken sogar die Verdunstung freier Wasserflächen übertreffen (Baumgartner, 1979; Mitscherlich, 1981). Unterschiede in der jährlichen Evapotranspiration bestehen nach Mitscherlich (1981) auch zwischen Laub- und Nadelwäldern. Sie sind auf den herbstlichen Blattfall der Laubbäume zurückzuführen.

Die Evapotranspiration ist entscheidend für die wasserwirtschaftliche Beurteilung einzelner Waldbestände, da in ihr sämtliche Verdunstungsglieder enthalten sind. Wie ihre Einzelkomponenten wird auch die Evapotranspiration stark durch Außenfaktoren (z.B. Niederschlag, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit) sowie die Bestandesstruktur beeinflusst, was ihre Quantifizierung in Abhängigkeit von der Baumart erheblich erschwert.

Die Mittelwerte der Evapotranspiration schwanken zwischen 59 und 83 % des Freilandniederschlags (Peck, 2004).

2.3 Holzanatomie

Im Stammquerschnitt unterscheidet man zwischen dem Splint- und Kernholz. Das Splintholz ist als der an der Wasserleitung beteiligte äußere Teil des Holzes definiert. Er enthält außer den lebenden Zellen noch Speicherstoffe (z.B. Stärke). Demgegenüber steht das Kernholz als der tote Teil des Holzes im Zentrum des Stammes. Die Reservestoffe sind hier in der Regel abgebaut. Meist ist das Kernholz vom Splintholz farblich als dunklerer Teil abgesetzt und kann relativ einfach an einem Bohrkern (ein radial aus dem Stamm entnommener Holzzylinder) identifiziert werden. Andere Baumarten haben einen fakultativen Farbkern und zeigen keinen farblich abgesetzten Kernbereich (z.B. *Abies alba*, *Aesculus hippocastanum*, *Picea abies*). Zwischen Splint- und Kernholz kann eine Übergangszone, das intermediäre Holz, ausgebildet sein. Oft findet hier keine aktive Wasserleitung mehr statt, der Bereich dient nur noch der Speicherung von Reservestoffen.

Die Trennung zwischen Splint- und Kernholz ist bei Baumarten mit fakutaltivem Farbkern nicht immer einfach, d.h. nicht in allen Fällen wird ein farbig abgesetzter Kernbereich erkennbar (Bsp: Buchen). Nach Untersuchungen von Hupfeld et al. (1997) spielt das Bestandesalter eine bedeutende Rolle in Bezug auf den Anteil von Splint- und Kernholz und somit in Bezug auf den Anteil des Stammbereichs, der durch Kernholzbildung rot verfärbt ist.
HILLIS (1987) untersucht an Hand einiger Reagenzien (Stärkegehalt, Vitalität, pH-Wert), durch Nutzbarmachung verschiedener Unterschiede, die Differenzierung von Kernholz und Splintholz. Einige Autoren nutzen den unterschiedlichen freien Wassergehalt zur Unterscheidung von Splint und Kern. Allerdings, und hierbei ist auf die Arbeit von Hupfeld et al. (1997) zu verweisen, muss der Wassergehalt schon alleine in zwei unterschiedlich alten Buchen nicht unbedingt radial variieren. Bei 100jährigen Buchen ohne Farbkern sind keine radialen Unterschiede im Wassergehalt festzustellen (55,0% im äußeren und 56,0% im inneren Splint). Bei 200jährigen Buchen mit Farbkern nahm der Wassergehalt deutlich vom äußeren Splint zum Kern ab (55,1 bis 35,6 %) (SACHSSE, 1967).

2.3.1 Transportweg im Xylem

Der Ferntransport des Wassers in der Pflanze geschieht im Xylem der Leitbündel bzw. im Holz. Die leitenden Elemente bezeichnet man als Gefäße (Tracheen, Tracheiden). Sie haben die Dimension von Kapillaren. Von den Zellen, welche die Gefäße bilden, sind im funktionsfähigen Zustand lediglich die mehr oder minder kompliziert versteiften Zellwände erhalten. Bei den Tracheen werden bei der Zelldifferenzierung auch die Querwände aufgelöst, sodass sie im fertigen Zustand lange Röhren kapillarer Dimension darstellen, die von den Wurzelspitzen bis in die letzten Verzweigungen der Leitbündel der Blätter kontinuierliche Wasserleitungsbahnen bilden. In den seitlichen Kontaktzonen kann der Austausch von Wasser durch Tüpfelverbindungen stattfinden.
Die Gefäße wurden im Laufe der Evolution der Landpflanzen nach verschiedenen Kriterien optimiert. Die reine Kapillarkraft, die zum Aufsteigen einer benetzenden Flüssigkeit in einer offenen Kapillare führt, wirkt sich umso stärker aus, je kleiner der Radius der Kapillare ist. Eine Optimierung auf größtmögliche Wirksamkeit der Kapillarität würde also dahin tendieren, die Leitbahnen möglichst eng zu machen. Demgegenüber steht allerdings die starke Zunahme des Reibungswiderstandes beim Volumenfluss in enger werdenden Gefäßen.

Daher wird der Strom als auch der Fluss des Wassers umso kleiner, je geringer der Radius der Gefäße ist. Eine Verringerung der Gefäßradien muss durch eine hohe Anzahl an Gefäßen pro Achsenquerschnitt kompensiert werden (Schopfer und Brennicke, 2006).
Die Leitbahnen des Xylems reichen bis in die äußere Peripherie des Pflanzenkörpers, vor allem in die Blätter, die von einem feinmaschigen Netzwerk aus Leitbündeln („Blattadern“) durchzogen sind. Der Xylemsaft erreicht den apoplastischen Raum (Apoplast = pflanzliches Gewebe, wichtiger Ort für Reaktionen und Speicherungen im Gewebe) des Blattes ohne wesentliche Widerstände und umspült die Protoplasten der Blattzellen mit einer Nährlösung, aus der sie Wasser und Ionen nach Bedarf entnehmen können. Der größte Teil des angelieferten Wassers verlässt die Blätter in Form von Wasserdampf, Transpiration.

2.3.2 Transpirationsstrom

Die Transpiration ist Haupttriebkraft für die Wasserleitung in der Pflanze. Der Wasserverlust in den Mesophyllzellen steigert deren Saugkraft, sie entziehen Wasser aus den nächstgelegenen Blattgefäßen. Die Kohäsionskräfte des Wassers bewirken, dass sich der Transpirationssog von den Blättern über die Sprossachse bis in die Wurzeln fortsetzt. Die Hauptmenge des durch die Pflanze fließenden Wasserstroms wird so rein passiv, ohne Energieaufwand durch die Pflanze, von den Wurzeln bis in die Sprossspitze befördert.
Das Wasser verdunstet praktisch aus dem Boden nicht direkt in die Luft, sondern durch die Pflanze hindurch und nimmt auf diesem Wege, solange es sich im flüssigen Zustand befindet, die für die pflanzliche Ernährung benötigten gelösten Bodensalze mit.
Ein ungehinderter Transpirationsstrom setzt voraus, dass nicht nur ausreichend Wasser durch die Wurzeln aufgenommen wird, sondern dass dieses auch rasch genug in der Pflanze zu den Stellen der Wasserabgabe nachgeleitet wird, damit die durchgehende Wasserverbindung vom Boden über die Pflanze bis zur Atmosphäre (Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum, engl. SPAC *soil-plant-atmosphere-continuum*) gewahrt bleibt. Transportgeschwindigkeit und Leitungswiderstände auf den einzelnen Etappen dieses Wasserweges sind unterschiedlich.

2.3.3 Verdunstung über die Spaltöffnungen

Neben Autoren, die die Transpiration als Antriebskraft für den Wassertransport betrachten, gibt es auch Vertreter, die die Transpiration als ein unvermeidbares Nebenprodukt der Photosynthese ansehen. Trotz unterschiedlicher Meinungen diesbezüglich sind die physiologischen Verdunstungs-Prozesse klar definiert.
Das für die Photosynthese benötigte CO_2 wird über die Stomata aufgenommen. Gleichzeitig verdunstet Wasser aus den Zellwänden des Blattmesophylls in die stomatären Atemhöhlen. Auf dem gleichen Weg wie CO_2, aber in umgekehrter Richtung, diffundiert das Wasser durch die Stomata in die Atmosphäre. Der Feuchtigkeitsgradient zwischen Luft und Blattoberfläche ist entscheidend für die Verdunstungsrate. Das Wasserpotential der Zellwandoberflächen wird durch das verdunstende Wasser erniedrigt. Dadurch wird ein Fluß von (flüssigem) Wasser aus dem Wurzelraum durch die Pflanze bis in die Blätter eingeleitet. Das Wasser aus den großen Leitbahnen wird durch das feine Netzwerk der Blattadern über einen Großteil der Fläche eines Blattes verteilt. Aus dem Gefäßsystem dringt das Wasser schließlich in die Mesophyllzellen und die Zellwände ein. Das Wasser wird dort in den feinen Kapillaren der Zellwände zwischen den Cellulose-Mikrofibrillen und an hydrophile Zellwandkomponenten gebunden. An den Zellwandoberflächen entstehen die negativen Drücke, die für den Wassertransport durch das gesamte Xylem von der Wurzel bis zum Blatt verantwortlich sind. Die Mesophyllzellen im Blatt stehen über die luftgefüllten Interzellularräume in direkten Kontakt mit der Atmosphäre. Der Verdunstungsprozeß an diesen Luft-Wasser-Grenzflächen innerhalb des Blattes verursacht eine Sogwirkung auf das Wasser im Mesophyll und somit auch auf das Gefäßsystem. Je größer der Betrag dieses negativen Druckes, desto größer ist der Wassernachstrom. Aus den Interzellularräumen im Blatt diffundiert das Wasser schließlich durch die geöffneten Stomata in die Atmosphäre (Taiz und Zeiger, 1998).

2.3.4 Anpassung der Spaltöffnungen an Umweltbedingungen

Da der Transpirationsstrom die energiesparendste Form der Wasser- und Mineralsalzbeförderung in der Pflanze darstellt, finden sich an Standorten mit extremen Feuchtigkeitsverhältnissen besondere Anpassungen. Diese können die Transpiration fördern oder einschränken und dazu beitragen, dass der Wasserstrom in der Pflanze möglichst stetig und gleichmäßig aufrechterhalten wird. Das betrifft vor allem Epidermis und Kutikula, besonders charakteristisch aber auch den Bau der Spaltöffnungen.

An schattig-feuchten Standorten wird die wegen niedriger Evaporation oft zu schwache Transpiration dadurch verstärkt, dass die Angriffsfläche für die wenig bewegte, wasserdampfreiche Luft vergrößert wird. Die Blätter sind großflächig, ihre Oberfläche wird mitunter durch Ausstülpungen der dünnwandigen Epidermiszelle zu Papillen zusätzlich vergrößert. Außerdem wölbt sich der Spaltöffnungsapparat vor. Unter gemäßigt-feuchten und warmen Verhältnissen liegen die Schließzellen meist in Höhe der Blattepidermis. Pflanzen trocken-heißer Standorte hingegen besitzen neben einer dicken Außenwand über der, oft mehrschichtigen, Epidermis und einer mächtigen Kutikula eingesenkten Spaltöffnungen. Über der Zentralspalte entsteht ein, stellenweise sogar gekammerter, Luftschacht. Dieser „tote“ Luftraum bildet einen Windfang, der verhindert, dass die trockene Außenluft unmittelbar an die Schließzellen heranreicht. Dadurch wird die Transpiration eingeschränkt, ohne dass die Spalten zu frühzeitig geschlossen werden müssen und die Stoffproduktion damit unterbunden wird.

2.3.5 Saftfluss

Der Forstbotaniker Huber entwickelte 1935 ein Verfahren, um die Geschwindigkeit des aufsteigenden Saftstroms in Bäumen zu messen. Besonders wichtig war sein Befund, dass am Morgen der aufsteigende Saftstrom zuerst in den Zweigen beschleunigt wird. Der Saftstrom beginnt also zuerst in den Pflanzenteilen, die am stärksten Wind und Strahlung ausgesetzt sind. In Wäldern somit in der Oberschicht der Baumkronen. Erst später greift die Wasserbewegung auch auf den Stamm über und setzt sich von dort abwärts bis in die Wurzeln fort. Die Störmungsgeschwindigkeit erreicht meist schon am frühen Vormittag ihre Höchstwerte, schwankt im Tagesverlauf mit der Transpirationsstärke. Am Nachmittag, wenn die Photosyntheseaktivität der Blätter nachlässt und sich die Stomata schließen, lässt der Transpirationsstrom zuerst in den Zweigen nach und erst später auch im Stamm. Gegen Abend nimmt der Transpirationsstrom zuerst in den oberen Kronen- und Stammbereichen ab und kommt nachts allmählich zum Erliegen, während oft noch bis tief in die Nacht ein schwacher Wasserzustrom in die unteren Stammteile und die Wurzeln weitergeht, bis auch hier die tagsüber erlittenen Wasserverluste wieder aufgefüllt sind.
Dieser Befund zeigt, dass der „Motor“ des aufsteigenden Saftstroms in der Krone des Baumes lokalisiert ist und nicht etwa im Wurzelsystem. Aufgrund dieser Daten lag es nahe, dem Transpirationssog, den die nicht im Wasserdampf gesättigte Atmosphäre auf die Blätter ausübt, für den aufsteigenden Saftstrom verantwortlich zu machen.

Nur bei fehlender Evaporation, oder wenn die Transpirationsorgane unzureichend ausgebildet sind (z.B. wenn im Frühjahr an den Laubbäumen die Blätter noch fehlen), treibt der Wurzeldruck allein das Wasser in der Pflanze aufwärts, verbraucht jedoch erheblich Energie (Lerch, 1991).

Mit der thermoelektrischen Methode Hubers ließ sich auch die besonders interessante Geschwindigkeitsverteilung des aufsteigenden Saftstroms innerhalb des Baumes bei stationärer Transpiration messen. Das Wasserleitsystem der Pflanzen ist auf der ganzen Strecke aus annähernd gleichartigen Elementen aufgebaut (Schopfer und Brennicke, 2006).

2.3.6 Leistungsfähigkeit der Transportleitung

Das Transpirationsverhalten wird maßgeblich durch das Leitvermögen der Pflanze beeinflusst. Bei feuchter Luft und bei feuchtem Boden sind die Wasserpotentialdifferenzen und die Nachleitdifferenzen gering. Somit kann während der Verdunstung ohne Probleme Wasser aus dem Boden nachgeleitet werden. Bei einem starken Wasserpotentialgefälle zwischen Pflanze und Atmosphäre kann der Wasserverlust durch Transpiration so hoch werden, dass selbst aus einem feuchten Boden die Nachleitung nicht mehr schnell genug erfolgen kann. Die Pflanze reagiert auf den Wassermangel mit Schließung der Spaltöffnungen und die stomatäre Transpiration kommt zum Erliegen. Abbildung 2-4 zeigt schematisch die Gesamtzusammenhänge in vereinfachter Form.

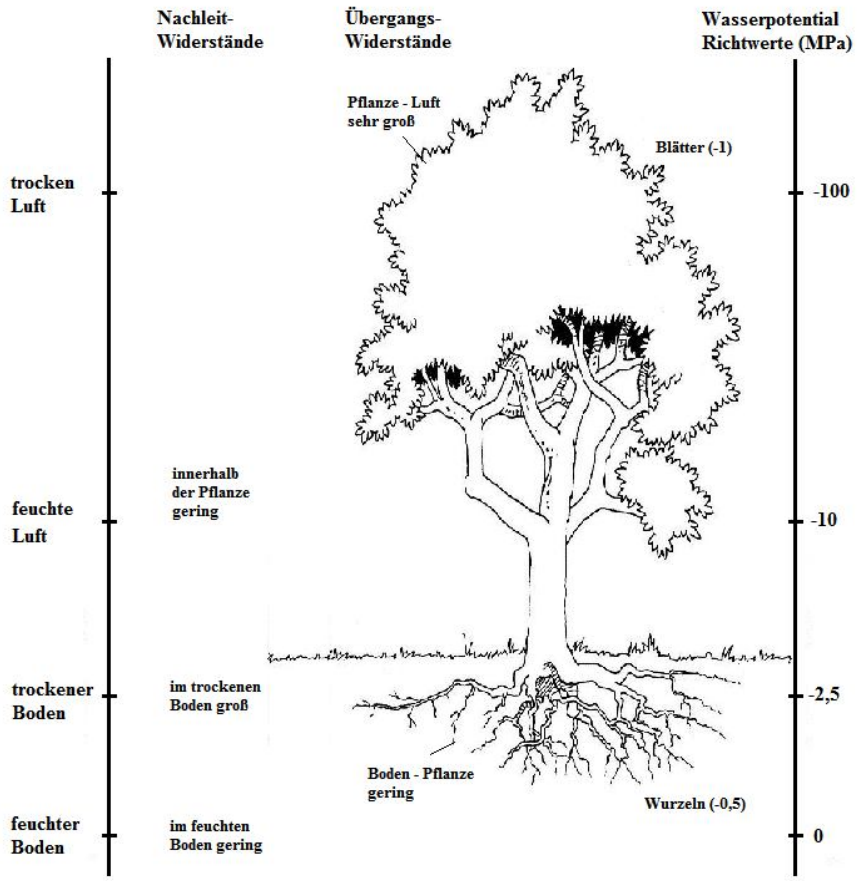


Abbildung 2-4: Wasserführung Boden-Pflanze-Atmosphäre,Wasserpotential und Transportwiderstände, schematisch (Nach Lerch, 1991).

In Folge extremer Trockenheit verliert die Pflanze über die Mittagsstunden bei geschlossenen Spaltöffnungen Wasser über die Kutikula. Wenn dadurch die Blätter Welkeerscheinungen aufzeigen, liegt die Ursache am schwindenden Turgor und der unzureichenden Wassernachleitung in den Sprossachsen. Das Leitvermögen wird bestimmt durch die verfügbaren Leitungsbahnen und die darin auftretenden Leitungswiderstände: Schwerkraft, Durchlasshindernisse in den Querwänden, Reibungswiderstände an den Längswänden. In den kurzen Tracheiden verläuft der Wasserstrom wesentlich langsamer ab, als in den geräumigen Tracheen, die aus durchgängigen, oft meterlangen Rohrgliedern zusammengesetzt sind, keine Querwände besitzen und den Wasserdurchfluss beträchtlich erleichtern. Allerdings können sie die Gefahr von Unterbrechungen innerhalb des Leitungssystems erhöhen. Da durch den Transpirationsstrom stets ein Unterdruck entsteht, können eindringende Luftbläschen aufblähen und die Wasserführung unterbrechen (Luftembolien). Begünstigt wird dies

zusätzlich durch eine hohe Transpiration und eine gleichzeitig langsame Nachleitung. Dies geschieht umso häufiger, je weiter die Gefäßlumen sind.

Erhöhter Wasserdruck in den Nachbarzellen kann solche Luftembolien wieder verdrängen und damit die Gefäßbahn erneut funktionstüchtig machen. Bei Kräutern und niederwüchsigen Pflanzen reicht der Wurzeldruck in der Regel aus, der nachts die entleerten Gefäße wieder füllt, wenn am Tage auf Grund starker Transpiration vorübergehendes Welken mit Luftembolien auftrat und die Wasserleitung unterbrochen wurde. In Bäumen reicht der Wurzeldruck meist nicht aus, zumal hier für jeden Meter Höhenunterschied ein zusätzlicher Unterdruck von 10 kPa als Schwerkraftwirkung zu überwinden ist.

Das Wasserleitsystem von Nadelgehölzen ist ausschliesslich aus Tracheiden aufgebaut. Sie müssen daher mit einem langsameren Wasserfluss auskommen, sind aber vor Blockaden durch Luftembolien größtenteils geschützt. Die Transportkapazität von Laubhölzern ist auf Grund ihrer Tracheen weitaus leistungsfähiger. Grundsätzlich gilt dennoch: Je kleiner die Gefäße, desto sicherer ist der Wasserstrom. Zerstreutporige Hölzer (z.B. Birke, Buche) haben Gefäße mit 60 µm Weite und 5-10 cm (nur wenige bis 80 cm) Länge. Bei ringporigen Hölzern (z.B. Eiche, Robinien) können die großräumigen Gefäße des bei reichlicher Wasserversorgung angelegten Frühholzes eine Weite von 300 µm und eine Länge von 5-18 m erreichen. Diese Gefäße bleiben allerdings meist nur für eine Vegetationsperiode funktionstüchtig und werden dann oft durch Luftembolien blockiert und durch Wegfall der Wasserleitung mit Füllsubstanz verstopft (Verkernung).

Im Großen und Ganzen sind die Gefäßdurchmesser an die herrschenden Umweltverhältnisse angepasst. Beispielsweise sind auf trockenen Standorten die Gefäße kleiner im Durchmesser und kürzer in der Ausdehnung, da sich die Pflanze an die schlechte Wassernachleitung anpassen muss (Lerch, 1991).

2.3.7 Anpassung der Bäume an Wasserhaushaltsschwankungen

Bei den Bäumen sind starke Transpirationsverluste lebensbedrohlich. Daher muss die ausgedehnte Blattoberfläche der Krone, die für die Transpiration verantwortlich ist, mit Wassernachschub versorgt werden. Der Wasserhaushalt muss hierfür wirksam und regulierbar organisiert und eingestellt werden. Solange die Wassernachleitung gesichert und die Saugspannung der Atmosphäre nicht zu groß ist, gibt es keinerlei Einschränkungen in der Transpiration (Lerch, 1991). Sobald aber an sonnigen Tagen die Wasserleitung nicht mehr ausreicht und die Wasserverluste in der Krone nicht schnell genug ausgeglichen werden

können, reagieren die Blätter auf das Wasserdefizit mit Spaltenschluss. Die Transpiration wird gedrosselt und kommt, bekannt unter der Bezeichnung *Mittagsdepression*, zum Erliegen. Der Spaltenschluss beginnt erst in den beschatteten Blättern und den unteren Kronenbereichen, wogegen die besonnten Wipfelblätter am längsten mit Wasser versorgt bleiben. Wenn dann am Nachmittag die Belastung des Wasserhaushaltes wieder abnimmt, öffnen sich die Schließzellen erneut, jedoch erreicht die Transpiration oft nicht mehr ihre volle Stärke. Dadurch sind die Bäume im Allgemeinen weitgehend hydrostabil. Ihr osmotisches Potential schwankt im Tagesverlauf, und damit erleiden die Zellen keine übermäßige Wasserzustandsänderungen.

2.4 Methoden der Verdunstungsberechnung

Die Verdunstung kann über verschiedene direkte und indirekte Methoden bestimmt werden. Zu den direkten Methoden zählen Meßsysteme, mit denen die Verdunstung unmittelbar erfasst werden kann. Bei den indirekten Methoden sind (a) die Ableitung aus der Wasserbilanz, (b) die Ableitung aus der Energiebilanz, (c) die Ableitung aus dem Wasserdampftransport, (d) die Anwendung von empirischen und halbempirischen Verdunstungsformeln sowie (e) modellhafte Bestimmungsverfahren zu nennen (Baumgartner, 1990).

Die Evapotranspiration gehört zu den unsicheren Gliedern der Wasserbilanz, da sie relativ schwer und nur sehr aufwändig zu messen ist. Der erste große Unsicherheitsfaktor sind die notwendigen Daten für die Bestimmung der Verdunstung. Diese sind meist unvollständig, ungenau, lückenhaft, schwer zugänglich oder stehen oft gar nicht zur Verfügung. Ein weiterer Zweifel besteht in den Parametern, die in verschiedenen Gleichungssystemen zur Berechnung verwendet werden. Diese sind oft empirisch bestimmt, regional unterschiedlich und daher nur eingeschränkt anwendbar. Eine verbesserte Grundlage für Daten und Parameter erfordert stets einen unverhältnismäßig großen Aufwand. Daher wird oft ein Transfer von Daten verschiedener Quellen hergestellt, um der Breite und Fülle der Datenmenge gerecht zu werden. Eine direkte Messung des turbulenten Transports von Wasserdampf ist sehr aufwendig. Oft werden zur Ermittlung der Verdunstung die Einflussfaktoren von Wasserhaushalt, Wärmehaushalt und Wasserdampftransport gemessen. Deswegen sind die Begriffe Messung und Berechnung oft nicht mehr trennbar.

In der Praxis gibt es zahlreiche Verfahren zur Bestimmung der Evaporation. Da diese ebenso unterschiedliche Anforderungen an den Anwender sowie die Umwelt stellen, werden diese in in Beschreibung von turbulenten Transports und Energiebilanzmethode, in Emittlung der Wasserbilanz und in Berechnung der potentiellen Evapotranspiration unterteilt.

2.4.1 Turbulenz-Korrelationsmethode

Ein für Prozessuntersuchungen und zur Parametrisierung vereinfachter Ansätze angewandtes Verfahren ist die auf der mikrometeorologischen Messung beruhende Turbulenz-Korrelationsmethode (auch Eddy-Flux, Fluktuationsmethode, Eddy-Correlation-Method, Messung des Luftkörperaustauschs genannt). Sie beruht darauf, dass verdunstendes Wasser über turbulenten Austausch in die bodennahe Luftschicht gelangt und dass das Produkt der Abweichung der vertikalen Windkomponente und der Luftfeuchte von ihrem zeitlichen Mittel ein Maß für den Wasserdampfstrom darstellt (DVWK, 1996).
Fluxmessungen erfordern einen außergewöhnlich hohen messtechnischen Aufwand (Dyck und Peschke, 1995), sind hoch entwickelt und liefern sehr genaue Ergebnisse, welche aber nur eingeschränkt verwendbar sind. So kann beispielsweise auf Grund lokaler Advektionseffekte eine Unterschätzung der Gesamtfluxmessung auftreten (Kanda et al., 2004).

2.4.2 Penman-Monteith-Gleichung

Als genauester Berechnungsansatz für die reale Evapotranspiration gilt heute allgemein die Penman-Monteith-Gleichung. Sie ist physikalisch basiert (Energiebilanz, Konzept der Widerstände) und kann zur zeitlich hoch aufgelösten Berechnung der Verdunstung genutzt werden. Spätestens hier stellt sich aber wieder die Frage der Genauigkeit der bereitgestellten Parameter.

2.4.3 Aerodynamische Methode

Die aerodynamische Methode zählt zu den Profil- bzw. Gradientenmethoden, aus der der Austauschkoeffizient für Impuls aus horizontalen Windgeschwindigkeitsmessungen ermittelt wird (Dingman, 2002). Desweiteren sind Profilmessungen der spezifischen Feuchte notwendig und bei labiler Schichtung der Atmosphäre sind Stabilitätsmaße zu beachten.

2.4.4 Bowen-Ratio-Methode

Die Bowen-Ratio-Methode basiert auf der Annahme, dass die Austauschkoeffizienten für Wasserdampf und Wärme gleich sind (Dyck und Peschke, 1995). Genaue Messungen zu Lufttemperatur, –feuchte und verfügbarer Wärme sind in verschiedenen Höhen zu machen. Ihre Anwendung ist hauptsächlich geeignet für homogene Flächen und stabile Temperatur-Schichtung.

2.4.5 Lysimetermessung

Eine Möglichkeit das Restglied der Wasserbilanzgleichung zu bestimmen, bietet die technische Lysimetermessung. Diese erfolgt mit einem relativ großen Aufwand und ist stets nur für kleine Landschaftsausschnitte einsetzbar. Dieses Verfahren wird als das beste Verfahren zur Bestimmung der Verdunstung angesehen und wird oft begleitend als Referenz zur Beurteilung anderer Verfahren herangezogen. Lysimetermessungen haben einen großen Wert für die Erfassung der physikalischen Zusammenhänge zwischen der Verdunstung und meteorologischen, boden- und vegetationskundlichen Kenngrößen und ermöglichen die Ableitung und Verbesserung von Berechnungsansätzen für die Gebietsverdunstung (Wloczyk, 2007). Die Qualität der Messung ist stark von der konstruktiven Ausführung abhängig, z.B. der Erfüllung bestimmter Mindestmaße für Tiefe und Oberfläche des Lysimeterbehälters und genügendem hydraulischen Kontakt zwischen eingefülltem Boden und Lysimeterwand (Dyck und Peschke, 1995).

2.4.6 Pflanzenphysiologische Methode

Die pflanzenphysiologische Methode ermöglicht die Messung von Wasserflüssen in den Pflanzen, von denen wiederum die Transpiration und die Evapotranspiration abgeleitet werden können. Die Methode bietet eine gute Näherung zur Bestimmung der Evaporation für aride und semiaride Regionen. Zu den pflanzenphysiologischen Methoden zählen z.Bsp: Saftflussmessungen an Einzelpflanzen sowie Miniküvettensysteme zur Messung des Gasaustauschs an einzelnen Blättern oder Zweigen. Für ein besseres Prozessverständnis sind solche Untersuchungen sinnvoll, aber aufgrund technischer Probleme, die bei Messungen auftreten können, aufgrund von Schwierigkeiten beim Upscaling durch Umrechnung auf flächige Bestände und aufgrund eines hohen personellen Betreuungsaufwandes ist es als

alleiniges Verfahren zur Bestimmung der Bestandesverdunstung über längere Perioden nicht geeignet (Merta, 2002).

2.4.7 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration gibt es zahlreiche empirische Verfahren (z.B. nach Haude oder Turc) und Verfahren, die die Energiebilanz und die aerodynamischen Widerstände kombinieren. Die potentielle Verdunstung kann mit Hilfe von Bestandesfaktoren auf die vorhandene Vegetation bezogen werden. Die reale oder aktuelle Evaporation lässt sich durch Beachtung weiterer Größen bestimmen, die das Wasserangebot repräsentieren (z.B: Bodenfeuchte). In Perioden mit ausreichendem Wasserangebot aus dem Boden oder infolge von Niederschlägen entspricht die potentielle Evapotranspiration in guter Näherung der realen Evapotranspiration (FAO, 1998).

Tabelle 4 gibt abschließend einen Überblick über einige „indirekte“ und „direkte“ Methoden, die zur Ermittlung der Verdunstung in der Praxis Anwendung finden. Die „indirekten“ Verfahren setzen mikrometeorologische Messungen voraus, die „direkten“ Methoden basieren auf der Grundlage der Wasserbilanz. Um eine geeingnete Methode für definierte Aufgabenstellungen zu wählen, muss geprüft werden, welche Anforderung die Methode an notwendige Daten stellt und welche Anwendbarkeit die Methode innerhalb bestimmter Raummaßstäbe hat.

Eine große Herausforderung stellt die Ermittlung der Gebietsverdunstung dar, da die Einflussfaktoren der Verdunstung räumlich stark variabel sind. Die Kopplung der Systeme Boden-Pflanze-Atmosphäre im Zusammenspiel mit wechselnden Flächennutzungen, extremen Ereignissen (z.B: Dürre, Flut etc.), heterogenen Räumen und advektiven Transporten verkompliziert die Verdunstungsermittlung zusätzlich. Dieser Problemkomplex gilt als noch nicht endgültig gelöst, daher werden Gebiete als Einheitsraum oder Wahrscheinlichkeitsraum definiert, um die Ermittlung der Gebietsverdunstung mit Hilfe der Methoden überhaupt erst realisieren zu können.

Tabelle 2-1: Raum und Zeitmaßstäbe für ausgewählte Methoden zur Ermittlung der Verdunstung (RET = reale Evapotranspiration, PET = potentielle Evapotranspiration)(nach Wloczyk, 2007).

Methode	**Raummaßstab/ räuml.Übertragbarkeit**	**Zeitliche Auflösung**	**Ermittelte Größe**
„Indirekte Verfahren“: Grunlage (mikro-) meteorologische Messungen			
Physikalisch basierte Verfahren:			
Turbulenz-Korrelationsmethode	Punktmessung; setzt ausreichend große homogene Bestände voraus	30 Minuten	*RET*
Bowen-Ratio-Methode	ausreichend große, homogene Bestände	30 Minuten	*RET*
PENMAN-MONTEITH-Gleichung	gleichmäßiger Pflanzenbestand	eine Stunde bis ein Jahr	*RET*
FAO Grasreferenz-Verdunstung	Gebiet vergleichbarer meteorologischer Bedingungen (v.a. Lufttemperatur, -feuchte, Strahlung, Wind)	eine Stunde bis ein Jahr	Referenz-verdunstung
Empirisch-statistische Verfahren:			
HAUDE	Gebiet vergleichbarer meteorologischer Bedingungen (v.a. Lufttemperatur, - feuchte, Strahlung)	ein Monat bis ein Jahr	*PET*
TURC		ein Tag bis ein Jahr	*PET*
BAGROV	„einheitlich verdunstende Fläche“ (DVWK, 1996)	ein Monat, ein Jahr (langjährige Mittelwerte)	*RET*
RENGER und WESSOLEK	Gebiet gleichartiger Landnutzung (z.B. Waldgebiet)	ein Jahr	*RET*
SPONAGEL	gleichmäßiger Pflanzenbestand	ein Monat	*RET*
Kombinationsverfahren und Ableitungen daraus			
PENMAN	Gebiet vergleichbarer meteorologischer Bedingungen (v.a. Lufttemperatur, -feucht, Strahlung, Wind)	30 Minuten bis ein Jahr	*PET*
PRIESTLEY-TAYLOR		ein Tag bis ein Jahr	*PET*
TURC-WENDLING		ein Tag bis ein Jahr	*PET*

Tabelle 1-1: Raum und Zeitmaßstäbe für ausgewählte Methoden zur Ermittlung der Verdunstung (RET = reale Evapotranspiration, PET = potentielle Evapotranspiration)[Fortsetzung]

Methode	Raummaßstab/ räuml.Übertragbarkeit	Zeitliche Auflösung	Ermittelte Größe
„Direkte Verfahren“: Grunlage Wasserbilanz			
Bodenfeuchte	Beprobungspunkt plus nähere Umgebung (m² bis ha, abhängig von Boden- und Bestandesheterogenität)	eine Woche bis ein Jahr	*RET*
Lysimeter, wägbar	Lysimeter plus nähere Umgebung (m² bis ha, abhängig von Boden- und Bestandesheterogenität)	eine Stunde bis ein Jahr	*RET*
Lysimeter, nicht wägbar		langjährige Jahresmittel	*RET*
Pflanzenphysiologische Messungen	Einzelpflanze, übertragbar auf dichte, homogene Bestände	eine Stunde bis ein Monat	*RET*
Hydrographische Methode	Einzugsgebiet	ein Jahr	*RET*

2.4.8 Fernerkundungsansatz

Eine weitere Möglichkeit zur Berechnung der Verdunstung bietet die Fernerkundung. Wloczyk (1995) behandelt in ihrer Arbeit diese weitere Möglichkeit zur Berechnung der realen Evapotranspiration in räumlicher Verteilung mittels multispektralen Satellitendaten. Dazu wird ein satellitengestützter Sensor verwendet, der über Kanäle in den Spektralbereichen Grün, Rot, Nahes Infrarot und Thermales Infrarot verfügt. Bodengestützte Messungen sind hierbei nicht erforderlich. Der Ansatz ist ausserdem automatisierbar und ermöglicht damit die operationelle Bereitstellung von aktuellen Flächendatensätzen der Verdunstung in Nahe-Echtzeit. Die Satellitendaten werden verwendet, um Basisparameter wie Oberflächentemperatur, *Normalized Difference Vegetation Index,* Albedo, Globalstrahlung und langwelliges Emissionsvermögen der Erdoberfläche zu ermitteln. Mit deren Hilfe wird nachfolgend die Nettostrahlung berechnet und auf die Komponenten der Energiebilanz aufgeteilt. Der fernerkundungstechnische Ansatz liefert plausible Ergebnisse und ist allgemein als robust einzuschätzen.

2.5 Untersuchungsort Badische Rheinaue

2.5.1 Auenböden

Auenböden werden als Böden holozäner Talebenen (Auen) der Flüsse und Bäche auch als Schwemmlandböden oder alluviale Böden bezeichnet. Auen sind diejenigen Teile einer Landschaft, die heute noch bei Hochwasser überflutet oder hinter einem Deich durch Druckwasser überstaut werden. Sie sind Böden der Flusstäler, die bei regulierten Fließgewässern periodisch überflutet, andernfalls hinter Hochflutdeichen von Druckwasser (bzw. Qualmwasser) überschwemmt werden. Die Auenböden der Flussniederungen, die nicht unter dem Einfluss der Gezeiten stehen, sind in der Klasse der Auenböden zusammengefasst. Die allgemeine Definition von Auen beinhaltet die Schwankungsamplituden des Grundwasserstandes, die temporär und periodisch auftreten und zwischen 1,5 bis 3 m liegen, aber auch 4 m und bisweilen darüber hinaus betragen können.

Wenn die Aue längere Zeit überflutet wird und ihr Untergrund gut durchlässig ist, so wird der Grundwasserstand in den Auenböden noch mehrere Kilometer weit entfernt beeinflusst. Ist dagegen die Hochwasserzeit kurz und der Untergrund relativ dicht, so reicht die Beeinflussung im seitlichen Grundwasserstrom nur bis in wenige hundert Meter Entfernung vom Flusslauf.

Toniger Schlamm kann das Flussbett vor seitlich in die Aue eintretenden Grundwasserstrom abdichten. Bei einem Übertritt des Flusses über die Ufer wird Bodenmaterial unterschiedlicher Korngröße im Überflutungsbereich aufgelandet, Stoffe werden zugeführt, teilweise aber auch abgeführt. Die Bodenentwicklung wird also durch Sedimentation und/oder Erosion unterbrochen. Demzufolge liegt ein (alluviales) geschichtetes Ausgangsgestein vor und der humose Oberboden besteht aus mehreren Lagen mit wechselndem Humusgehalt.

Unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeiten sorgen für eine Korngrößensortierung. Im Unterlauf eines Flusses, bei geringem Gefälle und in flussferneren Bereichen der Aue werden hauptsächlich feinkörnigere Sedimente verlagert, da das Wasser bei Uferübertritt stark gebremst wird. Entscheidend sind auch die gebietsvorherrschenden Gesteins- und Bodeneigenschaften. So dominieren in den südlicheren, rheinregionalen Lösslandschaften die abgelagerten Auenlehme. Auenböden sind meist sehr sauerstoffreich, da das flussbegleitende Grundwasser wegen starker Schwankungen, nur kurze Stillstandsphasen und hohe

Fließgeschwindigkeiten hat. Hohe Wasserleitfähigkeiten begünstigen den raschen Austausch mit sauerstoffreichem Grundwasser.
Die Ablagerungen von Auensedimenten ist heute vielfach durch Eindeichung und Flussregulierungen weitgehend unterbunden. Dennoch unterscheidet sich auch dann noch die Dynamik dieser Böden von derjenigen der Landböden, weil sie periodisch von Qualmwasser überschwemmt werden, deren gelöst transportierte Stofffracht Versauerung und Verwitterung entgegenwirkt. Zwar wird ein Auenboden nur selten kurzfristig überschwemmt, aber sein Unterboden und oft auch sein Oberboden stehen anlässlich der Frühjahrshochwässer in jedem Jahr unter Einfluss von Qualmwasser bzw. Uferinfiltrat (Kuntze, 1994).

2.5.2 Typische Auenböden

Nach Kuntze (1994) werden die Rohböden als ***Rambla*** (arab. *rambla* = grober Sand), die Siliziumreichen A/C-Böden als ***Paternia*** (nach dem Río Paternia in Spanien), die carbonathaltigen als ***Kalkpaternia*** und die verbraunten Auenböden als ***Vega*** (span.) bezeichnet. Tief humose, grauschwarze carbonathaltige A/C-Böden bezeichnet man als ***Tschernitza*** (tschech. *tscherni* = schwarz).

Auf Ablagerungen unverwitterten Gesteinsmaterials, in vielen süddeutschen Flusstälern, entsteht zunächst die meist grobkörnige *Rambla* mit einem Ai/aC-Profil. Die Streu ihrer schütteren Pioniervegetation wird oft vom nächsten Hochwasser erodiert. Wenn das Ausmaß der Sedimentation nachlässt, führt eine stärkere Anreicherung von organischer Substanz im Oberboden zu sandig-lehmigen, oft $CaCO_3$-haltigen jungen Auenböden, den Paternien mit der Horizontfolge Ah/C. Sie besitzen häufig eine charakteristische graue Farbe. Eine tiefreichende Verwitterung der Ablagerung vor Ort führt schliesslich zur *Vega* mit Horizontfolge Ah/Bv/Go. Die Freisetzung größerer Mengen Fe-Oxide hat in ihr, ähnlich wie in den Braunerden, zur Verbraunung des Bodens geführt (autochtone *Vega*). *Tschernitzen* besitzen einen mächtigen Mull-A, der durch intensive Bioturbation enstanden ist (= AxH).

Die grobkörnigen *Ramblen* und die geröllreichen *Kalkpaternien* sind ausgesprochen wechseltrockene Standorte mit starkem Wassermangel bei sommerlichem Niedrigwasser. Viele Vegen besitzen wegen lehmiger Bodenart demgegenüber eine hohe nutzbare Wasserkapazität, mithin ausgeglichenere Wasserverhältnisse. Gleiches gilt für die humusreichen Tschernitzen.

Viele Auenböden sind nährstoffreich, besitzen eine hohe Ca-Sättigung und eine hohe biologische Aktivität. Manche flussnahen Auenböden sind heute stark mit Salzen und Schwermetallen verschmutzter Flüsse kontaminiert.
Tiefwurzler sind bei allen Auenböden besser gestellt als einjährige Flachwurzler.

2.5.3 Kalkpaternia (Auenpararendzina)

Die Kalkpaternia zählt zur Familie der Auenböden und ist aus carbonathaltigem (2 bis 75%) jungen Flusssedimenten entstanden. Sie weist schwache Pseudovergleyung auf und besteht aus einer tonig-lehmigen, mäßig humosen bis humosen Deckschicht über Kalkschottern.
Sie hat ein hohes Vermögen Nährstoff nachzuliefern und besitzt eine gute Kalk- und Magnesiumversorgung. Der Unterboden kann bei periodisch auftretender Flutung eine schwach staunasse Lage ausprägen. Prinzipiell besitzt der Boden eine gute Durchlüftung im Krumenbreich und entwickelt im Laufe von Wassersättigung einen Luftmangel.
Das Bodenprofil wird entsprechend der Bodenlagen- und Horizontsystematik in vier Horizonte untergliedert (Abb.5). Der humose Mineralhorizont im Oberboden **Ap** (0 - 20 cm) enthält schwarzbraunen, schwach tonigen Lehm, polyedrisches Gefüge und zahlreiche Regenwurmgänge. Ausserdem ist dieser stark durchwurzelt. Der angrenzende mineralische Horizont aus Lockergestein **Cv** (20 - 45 cm) besteht aus grauem, schwach humosem, schwach tonigem Lehm, mit prismatisch-polyedrischem Gefüge und schwach porösen, einzelnen Regenwurmgängen. Dieser Horizont ist gut durchwurzelt. Als dritter Horizont liegt eine graue, schwach rostfleckige **Sw-Cv**-Lage (45 - 60 cm) an. Dieser marmorierte Unterboden-horizont weist kalkhaltigen, kiesig sandigen Lehm auf und enthält prismatisch-polyedrisches Gefüge. Eine Durchwurzelung findet nur sehr vereinzelt und schwach auf Klüften statt. Der angrenzende vierte Horizont **Cv** (60 - 100 cm +) besteht aus einer rein mineralischen Lage aus Kalkschotter

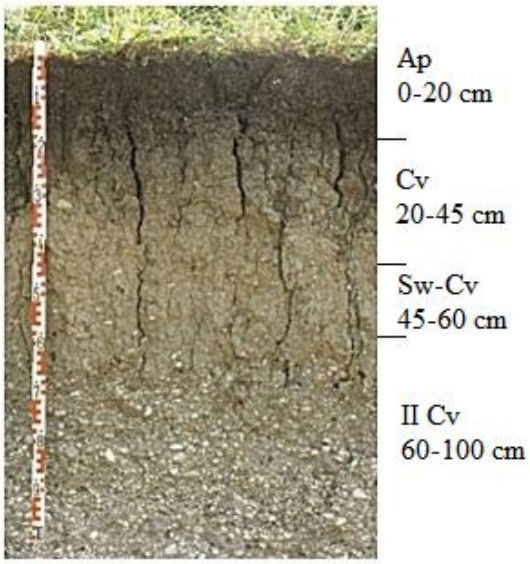


Abbildung 2-5: Bodenprofil Kalkpaternia (Quelle: Landesamt für Landwirtschaft, Bayern, aus dem Agrargebiet ´Tertiär-Hügelland - Süd'*).*

Der Hauptwurzelraum beim *Kalkpaternia* (Auenpararendzina) reicht bis zu einer Tiefe von 50 cm und somit bis in den dritten Horizont hinein. Folgende Abbildung 2-6 zeigt die Porengrößenverteilung sowie Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität, Totwasseranteil und Trockenraumgewicht des Auenbodens.

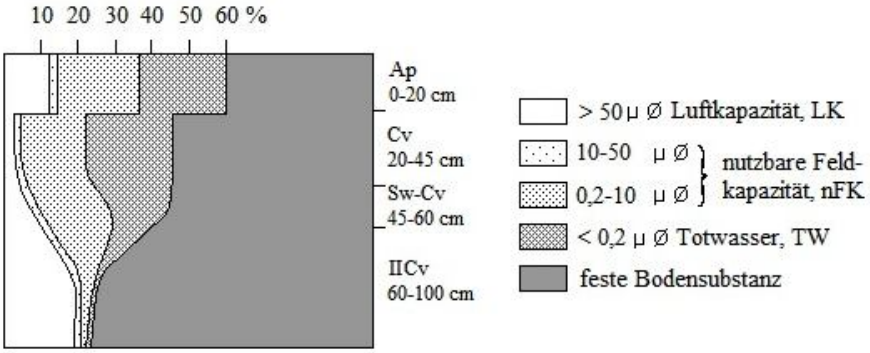


Abbildung 2-6: Porengrößenverteilung beim Kalkpaternia (Quelle: Landesamt für Landwirtschaft, Bayern).

Die Korngrößenzusammensetzung der jeweiligen Bodenhorizonte sowie deren Eigenschaften gegenüber Luft, Wasser und Festsubstanz sind in Tabelle 2-2 dargestellt. LK: Luftkapazität, kennzeichnend für die Durchlüftung des Bodens; Werte < 5% im A-Horizont und < 8% im Unterboden behindern das Wurzelwachstum. nFK: Nutzbare Feldkapazität, kennzeichnend für das pflanzenverfügbar gebundene Bodenwasser; 1% nFK entspricht 1mm nFK je 10cm Bodentiefe im Hauptwurzelraum. TRG: Trockenraumgewicht, Trockengewicht des Bodens in seiner natürlichen Lagerung. Gebräuchliche Synonyme sind: Trockenraumdichte, Lagerungsdichte, Rohdichte trocken. TW: Totwasser, kennzeichnend für das nicht mehr pflanzenverfügbare Bodenwasser.

Tabelle 2-2: Korngrößenzusammensetzung und Eigenschaften des Kalkpaternias (Quelle: Landesamt für Landwirtschaft, Bayern).

	LK [%]	nFK [%]	nFK [mm]	TRG [g/cm³]	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]
Ap	13	25	50	1,04	28	42	30
Cv	2	19	48	1,47	28	45	27
Sw-Cv	6	18	9				

2.5.4 Bodentypologie im Untersuchungsgebiet

Neben dem Auenpararendzina als dominierender Bodentyp befinden sich im Rückhalteraum weitere typische Auenbodentypen, wie Gley-Kalkpaternia, Gley-Auenpararendzina, Kalkpaternia, Kalkpaternia-Gley und Nassgley. Ihre Anordnung und flächenhafte Verteilung ist unterschiedlich und in folgender Abbildung 2-7 dargestellt.

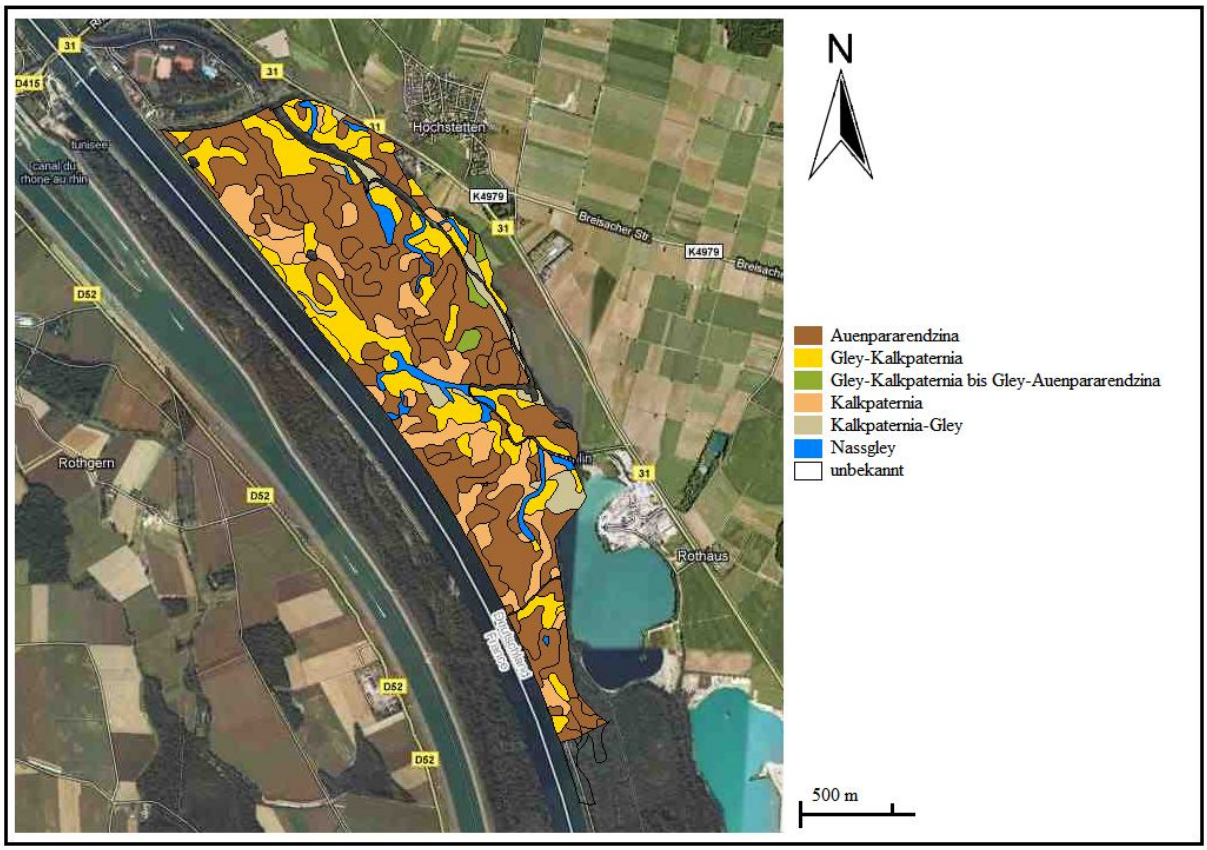


Abbildung 2-7: Karte der Bodentypologie im Untersuchungsgebiet Rückhalteraum bei Breisach.

2.5.5 Standortgliederung der badischen Rheinaue

Unter dem Begriff der Rheinaue wird hier die geologische Rheinaue verstanden, also die Fläche zwischen dem östlichen und dem westlichen Hochgestade (= Rand der Niederterrasse) des Rheins. Synonym wird häufig der Begriff Rheinniederung verwendet.
Nach Michiels (2002) ist der Längsschnitt des Oberrheins auf Grund anthropogener Eingriffe und der daraus resultierenden unterschiedlichen Grundwasser- und Überflutungsregime in drei Flussabschnitte zu unterscheiden.

Zone der Eintiefungsstrecke: Sie reicht von Märkt im Süden bei Basel bis Breisach, westlich von Freiburg. Auf der französischen Seite verläuft parallel der zwischen 1928 und 1959 gebaute Rheinseitenkanal. Die Grundwasserflurabstände betragen hier bis zu acht Meter. Ein Anschluss der Baumwurzeln an das Grundwasser ist nicht mehr möglich. Auf der Eintiefungsstrecke des Rheins südlich der Stauhaltung am Kulturwehr Breisach überflutet der Rhein heute nur noch die Buhnenfelder im Rheinbett.

Zone der Staubereiche: Die Zone der Staubereiche erstreckt sich von Breisach bis Iffezheim und umfasst vier Rheinschlingen und die Staustufen Gambsheim und Iffezheim.
Das Grundwasser zeigt monotone und häufig oberflächennahe Flurabstände, ohne deutlich erkennbaren Jahresgang. Überflutungen der Aue sind durch den Rheinseitendamm auf Teilflächen begrenzt und dort bezüglich Dauer und Höhe eingeschränkt; sie werden maßgeblich von Druckwasseraustritt und Rückstau beeinflusst.

Zone der Fließstrecke: Sie reicht ab dem nördlichen Stauwehr Iffezheim bis zur badischen Landesgrenze. Die Grundwasserstände schwanken teilweise in Anbindung an die Rheinwasserstände um bis zu vier Meter um den Mittelwasserstand. Die Auenwälder, die nicht durch stromnahe Seitendämme begrenzt sind, werden in Abhängigkeit von der Wasserführung peiodisch überflutet.

Im Querschnitt teilt sich die Rheinaue in Bereiche der Altaue und der Überflutungsaue (Abb. 2-8). Die Altaue umfasst die Flächen in der Rheinaue, die nicht mehr von Hochwässern des Rheins erreicht werden können. In der Überflutungsaue finden hingegen noch periodische bis episodische Überflutungen durch Rheinwasser statt. Am Längsprofil des Rheins ist die Überflutungsaue der Staubereiche des Rheines südlich der Stauwehres Iffezheim zu trennen von der freien Überflutungsaue auf der Fließstrecke nördlich der Staustufe Iffezheim.

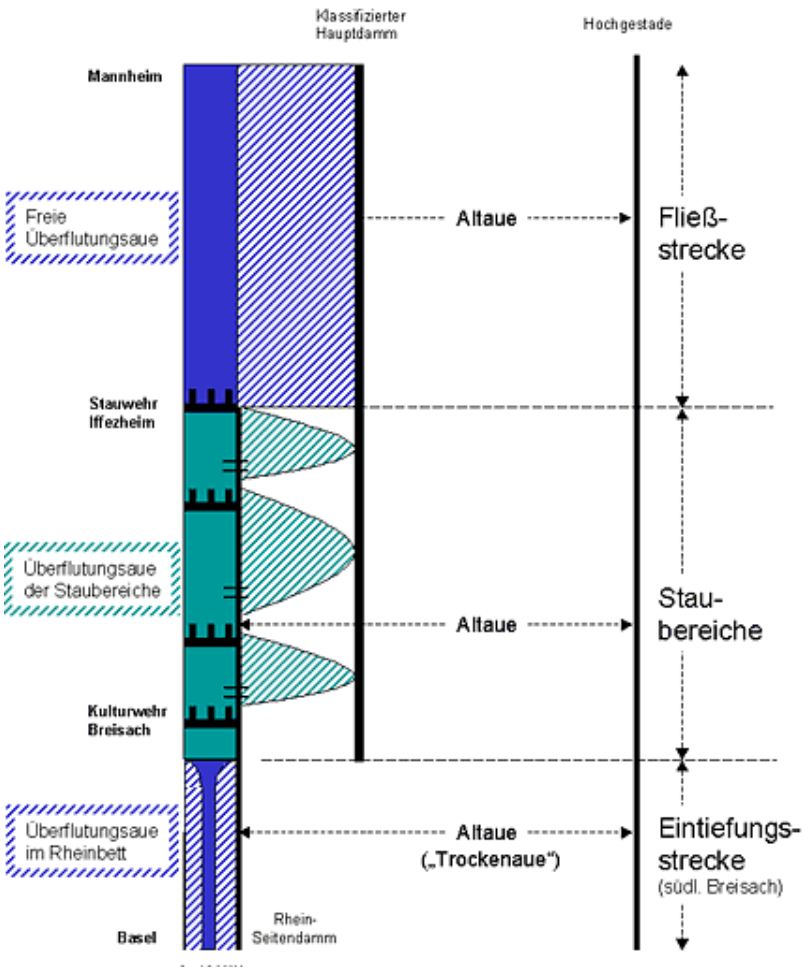


Abbildung 2-8: Die standortskundlichen Teilräume der badischen Rheinaue im schematischen Längs- und Querprofil (Michiels, 2002).

In der Freien Überflutungsaue sind die mittlere jährliche und die maximale Überflutungsdauer in der Vegetationszeit für die Zuordnung der Standorte zu Auwaldstufen entscheidend (Tab. 2-3). Es werden insgesamt 6 Auewaldstufen definiert. Die unterste Stufe, die Tiefe Weichholzaue, beginnt unmittelbar über dem Mittelwasser des Rheins. Sie wird im Mittel mehr als 60 Tage in der Vegetationszeit überflutet; in extremen Abflussjahren kann sie jedoch die Gesamtdauer der Vegetationsperiode im Wasser stehen. Die höchste Auewaldstufe, die Oberste Hartholzaue, wird demgegenüber nur bei seltenen Extremereignissen wie beispielsweise im Mai/Juni von Hochwässern erreicht, und auch dann bleibt die Überflutungshöhe gering und die Überflutungsdauer auf wenige Tage beschränkt. Die Oberste Hartholzaue beginnt ab einer Höhenlage von 300 cm über dem Mittelwasser und erstreckt sich bis zu ca. 400 cm über Mittelwasser. Noch höher liegende Flächen müssen der Altaue zugerechnet werden. Innerhalb der Auewaldstufen werden die Standorte nach dem Substrat weiter differenziert.

Tabelle 2-3: Klassifizierung der Auewaldstufen (nach Michiels, 2002).

Auewaldstufe	Pegel (Maxau) [cm]	Höhen über Mittelwasser [cm]	Überflutungs-höhen [cm]	Überflutungsdauer max [Tage im Jahr]	mittlere
Tiefe Weichholzaue:	480 - 540	0 - 60	> 270	> 140	> 60
Weichholz-/Hartholz-Übergangsaue:	540 - 590	60 - 110	270 - 220	140 - 110	60 - 33
Tiefe Hartholzaue:	590 - 640	110 - 160	220 - 170	110 - 65	33 - 15
Mittlere Hartholzaue:	640 - 720	160 - 240	170 - 90	65 - 35	15 - 4
Hohe Hartholzaue:	720 - 780	240 - 300	90 - 30	35 - 10	4 - 1
Oberste Hartholzaue:	> 780	> 300	30 - 0	< 10	< 1

Ein weiteres Kriterium zur Standortsgliederung ist die Lage der Geländeoberfläche zum scheinbaren Grundwasserspiegel (= Grundwasserhorizont + Kapillarsaum) (Tab. 2-4).

Zu unterscheiden sind die **Grundwasserstufen** nass, feucht, grundfeucht sowie grundwasserferne Standorte. Bei abnehmendem Grundwassereinfluss nimmt die Bedeutung der Bodenart im Hauptwurzelraum für den Wasserhaushalt der Bestände zu, so dass hier die Substratgliederung verfeinert erfasst wird. Regionale Besonderheiten der Altaue stellen wechselnasse Standorte mit temporärem Druckwasseraustritt und organische Bodenbildungen dar.

Tabelle 2-4: Grundwasserstufen in der Altaue nach Lage des mittleren scheinbaren Grundwasserstandes (msGW) unter der Geländeoberfläche (GOF) (nach Michiels, 2002).

Grundwasserstufen	Lage des msGW
nass	< 4 dm uGOF
feucht	4 - 8 dm uGOF
grundfeucht	8 - 13 dm uGOF
ohne GW-Stufe (frisch bis trocken)	> 13dm uGOF

2.5.6 Waldstandort Rheinaue

In der gesamten Rheinaue von Basel bis Mannheim überwiegt heute die nicht mehr überflutete Altaue. Rezente Auewälder der Überflutungsaue nehmen nur noch geringe Flächen ein.
Die Standorte und ihre Waldgesellschaften (*Salicetum albae, Querco-Ulmetum*), die an das regelmäßige Überflutungsgeschehen angebunden sind, finden sich nur in der Freien Überflutungsaue und dort auf den niederen Auewaldstufen Tiefe Weichholzaue bis Mittlere Hartholzaue. Der potentielle Flächenanteil dieser Waldgesellschaften ist damit sehr begrenzt.
Die Hauptbaumart des Standortwaldes der Tiefen Weichholzaue ist die Silberweide.
Im Übergang zur Tiefen Hartholzaue wachsen zusätzlich Flatter- und Feldulme sowie die Stieleiche und einige charakteristische Straucharten. Die Esche ist ab der Tiefen Hartholzaue an der Bestockung beteiligt. Sie ist transgredierende Baumart und gehört somit zu den Baumarten, die sich von höhergelegenen Flächen aus auf tieferen Auewaldstufen verbreiten und dort aufwachsen, bis nach Hochwasserextremjahren tiefstehende Baumindividuen wieder absterben. Ab der Mittleren Hartholzaue wird die Esche auf lehmigen Substraten zu einer Hauptbaumart des Standortwaldes.
Auf den höheren Auewaldstufen erlangen Bergahorn, Hainbuche, Winterlinde und Buche zunehmende Bedeutung und dominieren zusammen mit der Esche in wechselnder, vom Substrat abhängiger Bedeutung die Standortwälder. Auf feuchten bis nassen Standorten der Altaue sind die Esche und die Schwarzerle die wichtigsten Baumarten. Auf grundfeuchten Standorten erlangt die Hainbuche und vor allem der konkurrenzstarke Bergahorn an Bedeutung.

Bei grundwasserfernen Böden mit mäßig trockenem bis frischem Wasserhaushalt sind heute Buchenwaldgesellschaften als potentielle natürliche Vegetation anzusehen. Dies bedeutet, dass die Buche in der Altaue auf erheblicher Fläche als Hauptbaumart zu sehen ist, zu der vor allem Bergahorn, Esche, Hainbuche und Winterlinde als weitere Haupt- oder als Nebenbaumarten hinzutreten. Die Einschätzung der Altaue aus vegetationskundlicher Sicht hat sich damit gegenüber früheren Darstellungen erheblich gewandelt (*Michiels, 2002).*

2.5.7 Waldstandort Rheinaue Breisach

Abbildung 2-9 zeigt den Bestand im Untersuchungsgebiet, Rückhalteraum bei Breisach, und die darin vorkommenden Baumarten.

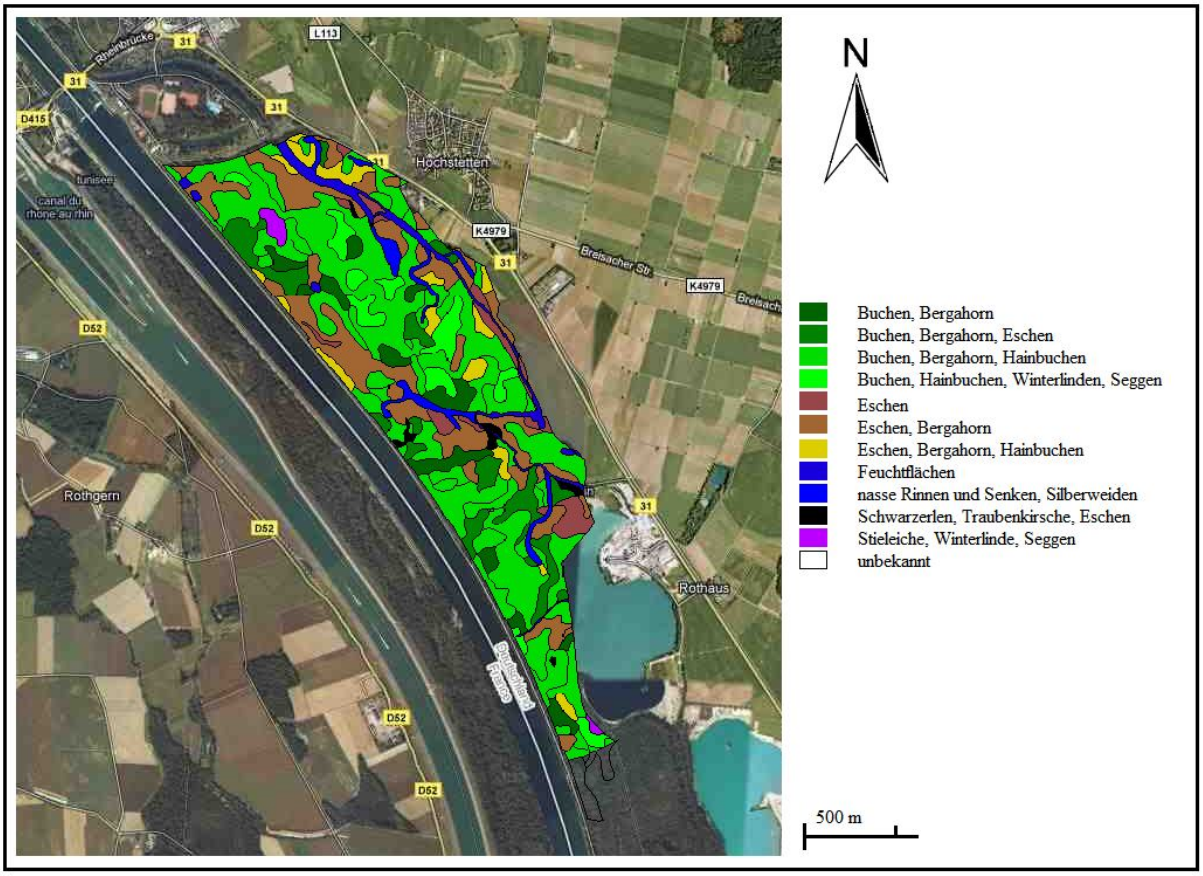


Abbildung 2-9: Karte der der vorkommenden Baumarten im Untersuchungsgebiet Rückhalteraum bei Breisach.

2.6 Integriertes Rheinprogramm

Im Versailler Vertrag wurde Frankreich das Recht zugesprochen, aus dem Oberrhein Wasser abzuleiten und die durch einen Rheinausbau gewinnbare Wasserkraft zu nutzen. Im Jahr 1959 wurde der Rhein-Seitenkanal zwischen Märkt und Breisach fertiggestellt. In Iffezheim wurde 1977 die Staustufe als letztes Kraftwerk in Betrieb genommen (Ministerium für Umwelt Baden-Württemberg, 1988).

Durch den Oberrheinausbau wurden den Vorlandflächen ca. 130 km² oder ca. 60 % früherer Überflutungsbereiche genommen. Somit hat sich die Hochwassergefahr unterhalb der Ausbaustrecke erheblich verschärft. Die Erhöhung der Rheinwelle trägt zum Ablauf der gesamten Welle und deren damit ungünstigeren Überlagerung mit den Nebenflüssen am meisten zur Erhöhung der Hochwassergefahr bei.

Laut „Hochwasser-Studien-Kommission für den Rhein“ hat der Oberrheinausbau die Wirkung, dass Hochwasserabflüsse, die vor dem Ausbau einem 200-jährlichen Hochwasser entsprachen, nunmehr bereits -im statistischen Mittel- alle 60 Jahre auftreten. Ohne die heutigen Rückhaltemaßnahmen könnte es sogar noch zu deutlich höheren Hochwasserabflüssen und folglich zu Dammbrüchen mit erheblichen Schäden kommen.

Das Integrierte Rheinprogramm bildet die Grundlage für die anstehenden Entscheidungen sowohl zur Wiederherstellung des Hochwasserschutzes als auch, gleichrangig, für die Erhaltung der Renaturierung auetypischer Biotopsysteme in einer lebensfähigen Rheinlandschaft. Dazu zählen unter anderem die am Rhein gelegenen Retentionsräume und Rheinkraftwerke Kulturwehr bei Breisach und Kehl, die Polder Altenheim, Söllingen und weitere Polder unterhalt der deutsch-französischen Grenze mit etwa 30 Mio m³ Retentionsvolumen sowie Murgpolder. Diese Vereinbarungen initiiert von der internationalen „Hochwasser-Studien-Kommission für den Rhein“, gingen in einer von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (heute: Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg) weiterentwickelten Form in die „Vereinbarung zur Änderung und Ergänzung der Zusatzvereinbarung vom 16. Juli 1975 zum Vertrag vom 04. Juli 1969 zwischen der Bundesrepublik Deutschland und der Französischen Republik über den Ausbau des Rheins zwischen Kehl/Straßburg und Neuburgweier/Lauterburg“ vom 06.12.1982 ein.

Das Integrierte Rheinprogramm geht davon aus, dass sämtliche vor dem Ausbau überfluteten Flächen entlang des Rheins in die Überlegungen für ein umfassendes Hochwasserschutz-

konzept einbezogen werden müssen. Die Untersuchungen zur Bereitstellung ausreichender Retentionsräume beschränken sich auf die Vorlandflächen, die nach der Tulla´schen Rheinkorrektur zeitweise überflutet waren.

Ein umweltverträglicher Hochwasserschutz setzt voraus, dass in den Rückhalteräumen hochwassertolerante Ökosysteme erhalten bzw. die Voraussetzungen für deren Wiederbegründung geschaffen werden. Wenn es sich bei diesen entsprechend den Zielsetzungen des Integrierten Rheinprogramms um rheintypische Auenlandschaften handeln soll, sind dafür naturnahe Überflutungen in möglichst weitgehenden Anbindungen an die Rheindynamik erforderlich. Zur Renaturierung der Aue und Anpassung der Lebensgemeinschaften sieht deshalb das Integrierte Rheinprogramm vor, mittels „ökologischer Flutungen“ und „Durchströmen der Rückhalteräume“ wieder aueähnliche Verhältnisse zu schaffen (Ministerium für Umwelt Baden-Württemberg, 1988). Ökologische Flutungen werden vorgesehen für die Rückhalteräume (Polder), die von der Rheindynamik abgeschnitten sind und nur bei großen und damit seltenen Hochwasserereignissen zur Retention eingesetzt werden. Sie sind erforderlich, um hochwassertolerante Lebensgemeinschaften zu begründen und zu erhalten und diese an eine erforderliche Überflutungshäufigkeit und -dynamik anzupassen. Viele Vorländer und ihre Lebensgemeinschaften haben aber auf Grund längerer Zeit ohne Überflutungen (ca. 80 Jahre südlich von Breisach) ihre Überflutungstoleranz verloren. Daher sind ökologische Flutungen geplant und verzögert durchzuführen, um Schäden weitestgehend zu vermeiden.

Entlang der Ausbaustrecke müssen alle zur Wiederüberflutung geeigneten Flächen genutzt werden. Für eine Auenrenaturierung stehen dort andere Flächen nicht zur Verfügung.

2.6.1 Kulturwehr Breisach

Am bestehenden Kulturwehr Breisach kann durch Bewirtschaftung des Stauraumes ein maximales Stauziel von 9,3 Mio m³ Retentionsvolumen bereitgestellt werden. Mit der raumordnerischen Feststellung vom 07.03.1991 (LfU, 1994) hat das Regierungspräsidium Freiburg entschieden, dass der Einsatz des Kulturwehrs Breisach für den Hochwasserschutz mit den Zielen der Raumordnung und der Landesplanung übereinstimmt, sofern Überflutungen von mehr als 2,5 m Höhe über dem Beginn der Hartholzaue unterbleiben und ökologische Flutungen stattfinden. Dies hätte bei den gegenwärtigen Waldbeständen im Retentionsraum zur Folge, dass sich das nutzbare Retentionsvolumen auf ca. 4 Mio m³ verringern würde. Es soll deshalb geprüft werden, ob durch ausreichend häufige ökologische

Flutungen im tieferliegenden Bereich des Retentionsraums wieder auenartige Lebensgemeinschaften begründet werden können, welche größere Überflutungshöhen ertragen würden (LfU, 1994).

2.6.2 Bedeutung der Oberrheinauen

Die Rheinaue ist Teil der Region „Oberrhein"- eine der zentralen Entwicklungsachsen und Wachstumsregionen Europas. Nur eine naturnahe ausgebildete Rheinaue kann die wichtigen landschaftsökologischen Funktionen erfüllen und auch die gesellschaftlichen Anforderungen an die Landschaft dieser Region befriedigen. Wichtige Funktionen und wertbestimmende Merkmale einer intakten Oberrheinaue sind:

- Hochwasserschutzfunktion
- Gerüstfunktion in einem großräumigen Biotopverbund
- Große Standortvielfalt und damit große Artenvielfalt
- Lebensraum für gefährdete Arten
- Vorkommen der letzten Auwälder Deutschlands
- Vorkommen seltener Pflanzen- und Tierarten aus dem südlichen Europa
- Restbestände „urtümlicher" menschlich nicht genutzter Lebensräume
- Raum für die landschaftsbezogene Erholung

2.6.3 Ökologische Flutungen

Ökologische Flutungen sind gezielte Flutungen, also auf das natürliche Hochwasserregime des Rheins abgestimmte Flutungen der Retentionsflächen, die nicht nur bei extremen Hochwassern, sondern regelmäßig auch bei kleineren Anschwellungen des Rheins erfolgen (LfU, 1994).

Ziele der ökologischen Flutungen sind:

- Anpassung von Tier- und Pflanzenwelt an Überflutungen
- Anpassungen des Wasserhaushalts und Standorts an die natürlichen Gegebenheiten

- Schaffung hochwassertoleranter Waldbestände in Verbindung mit forstlichen Umbaumaßnahmen
- Wiederentwicklung auetypischer Lebensräume und Minderung ökologischer Schäden infolge von Retentionsflutungen

Ab einem bestimmten Rheinabfluss (1550 m³/s für den Polder Altenheim, nördlich vom Kulturwehr Breisach) beginnt die Beschickung der Retentionsfläche. Sie kann durch Einlass-, Durchlass- und Auslassbauwerke geregelt werden. Die Durchströmung erfolgt in den vorhandenen Gewässersystemen, überwiegend im „Rheinseitengraben“ (auch durch den Altrhein). Liegt der Rheinabfluss ca. ein Viertel über der Abflussmenge (2000 m³/s, für den Polder Altenheim) bei Beginn der ökologischen Flutung, so wird das Gelände flächenhaft überflutet. Steigt der Rheinabfluss über 2600 m³/s an (für den Polder Altenheim), werden die ökologischen Flutungen abgebrochen und die Polderräume entleert, so dass sie für die Hochwasserrückhaltung voll zur Verfügung stehen können.
Rheinabflüsse von 1550 m³/s werden im langjährigen Mittel an ca. 55 Tagen, solche von 2600 m³/s an ca. 3 Tagen im Jahr erreicht. Zur Dynamik der Wasserstände in der Aue gehören auch ausgeprägte Niedrigwasserphasen. Durch entsprechende Steuerung der binnenseitigen Gewässer bei Rheinabflüssen unter 900 m³/s soll versucht werden, die Grundwasserstände in den Retentionsräumen an die Niedrigwasserphasen des Rheins anzupassen (LfU, 1994).
Laut der Landesanstalt für Umweltschutz (1994) soll mit begleitenden Untersuchungsprogrammen festgestellt werden, inwieweit die Ziele der ökologischen Flutungen, die Anpassungen von Pflanzen- und Tierwelt an die Situation des Hochwassereinstaus einerseits, die Renaturierung der Aue andererseits erreicht werden (Wirksamkeitsnachweis). Die Untersuchungen sollen darüber hinaus eine weitere Optimierung der wasserwirtschaftlichen Maßnahme im Hinblick auf ihre ökologische Wirksamkeit ermöglichen.

2.6.4 Auswirkungen von Überflutungen auf Boden und Pflanzen

Alljährlich werden große Flächen von Festland überflutet. Tag für Tag durch den Gezeitenhub an den Flachstränden der Meere, periodisch, wenn Flüsse nach Schneeschmelze oder stärkeren Regenfällen über die Ufer treten, durch ausgedehnte Bewässerungskulturen oder durch kontrollierte Überflutungsmaßnahmen zur Stabilisierung und Renaturierung von Retentions- und Flutungsflächen.

Wenn reißende Wassermassen (bei starkem Gefälle oder Sturmfluten) genügend Kraft besitzen, entstehen mechanische Schäden, wie Verletzung der Pflanzenteile, Entwurzelung und Unterspülung. Diese sind jedoch örtlich und zeitlich begrenzt.

Weit verheerender, ausgedehnter und nachhaltiger sind dagegen die Folgen langsamer Überflutungen, vor allem dann, wenn eine stagnierende Wasserdecke für längere Zeit die Erdoberfläche überstaut hält. Sie verändert drastisch die Lebensbedingungen im durchnäßten Boden, beeinträchtigt dadurch die Wurzeltätigkeit, deren Veränderungen auch die Entwicklung der oberirdischen Organe in Mitleidenschaft ziehen. Dabei zeigen sich vielfältige Abstufungen und Übergänge zwischen überflutungstoleranten und -empfindlichen Pflanzenarten.

Wird ein Boden überflutet, so füllt das eindringende Wasser den gesamten Porenraum. Die unmittelbare Folge ist ein drastischer Schwund an molekularem Sauerstoff. Mit zunehmendem Sauerstoffmangel werden die aeroben Bodenorganismen verdrängt und anaerobe Formen gewinnen die Oberhand. Deren Tätigkeit lösen chemische Reduktionsvorgänge aus (Denitrifikation mit Bildung von gasförmigem Stickstoff, Desulfurikation mit unlöslichen Schwefelverbindungen im Boden, Umwandlung von Eisen- und Manganverbindungen in leichtlösliche Ionen, Anreicherung von CO_2 und Bicarbonat).

Der Abbau von organischen Substanzen verläuft in überfluteten Böden nicht nur wesentlich langsamer; auch weichen Prozessverlauf und Endprodukte beträchtlich von den Vorgängen bei guter Bodendrainage ab (Lerch, 1991).

Nicht die Überflutung an sich, sondern die Staunässe ist Hauptgrund für die Beeinträchtigung der Pflanzen auf staunassem Untergrund. Das Wurzelsystem stellt sich bei Überflutung als der empfindlichste Teil der Pflanzen heraus. Besonders die Wurzelspitzen, wo in den dichtgepackten Meristemzellen die hochenergiebedürftigen Protein- und Nucleinsäuresynthesen ablaufen, sind anfällig gegenüber Sauerstoffmangel. Von ihnen hängen biochemische Folgeprozesse ab, die Wachstums- und Entwicklungsmechanismen initiieren. Außerdem sind sie darauf ausgerichtet, alle Anpassungen zum Überleben unter Überflutungsbedingungen durch Meidung von O_2-Verlusten und Schaffung von anderweitigen Zugängen zu Sauerstoffquellen zu gewährleisten.

Bei stagnierender Staunässe sterben die jungen, unverholzten Spitzenbereiche des Wurzelsystems ab, sobald etwa die Hälfte des bei guter Durchlüftung verfügbaren Sauerstoffs verbraucht ist. Überflutungstolerante Pflanzen bilden an ihrer Stelle neue Wurzeln auf unterschiedliche Weise.

Liegt die Überflutungsdecke als hoch anliegender Grundwasserspiegel innerhalb des Bodens, bildet sich unterhalb der Bodenoberfläche ein flachgründiger Wurzelfilz. Dort steht der Pflanze ausreichend Sauerstoff zur Verfügung. Allerdings sind die Pflanzen bei Absinken des Wasserstands wesentlich empfindlicher gegen Austrocknung und Temperaturschwankungen und sind weniger standfest. Steigt das Überflutungswasser über die Bodenoberfläche, so hat die Pflanze zwei Möglichkeiten. Entweder sie bildet Adventivwasserwurzeln, die nahe der Wasseroberfläche aus der Sprossbasis entspringen, oder sie bildet (meist allerdings seltener) Bodenwasserwurzeln aus den noch vorhandenen älteren, verholzten Wurzelbereichen. Diese neuen Wurzeln bilden ein weit weiträumiges Interzellularsystem aus, das sich zu größeren Hohlräumen (*Lumen*) ausweitet, dann als durchgängiges Kanalverbundnetz (*Aerenchym*) von den Wurzeln bis in die Sprossachsen und Blätter reicht und dadurch die Zufuhr atmosphärischer Luft zu den unterirdischen Organen ermöglicht.

Auch in den oberirdischen Pflanzenorganen bilden sich auf Grund von Ethylenanreicherungen ausgedehnte Interzellularräume mit Aerenchymbildung. Außerdem erweitern sich die Lentizellen und es entstehen zahlreiche Poren in den Außenwänden der Sprossachsen, durch die Luft eindringt und bis in die Wurzeln diffundieren kann.

Das Gesamtwachstum der oberirdischen Pflanzenorgane wird nach Überflutung stark gehemmt. Auch der Wasser- und Mineralstoffnachschub nach oben wird durch die gedrosselte Wurzelaktivität behindert. Die gesamte Sprossentwicklung, das Längenwachstum, die Bestockung und die Blattflächenausdehnung werden vermindert.

Daneben gibt es fast paradox anmutende Erscheinungen. Der erhöhte Gehalt von Ethylen führt dazu, dass sich trotz Wasserüberflusses im Boden die Spaltöffnungen schließen. Außerdem senken sich (als Folge einseitig verstärkten Wachstums an der Oberseite der Blattstiele) die Blätter nach unten, auch ohne Austrocknung. Aber auch abruptes Welken kann kurz nach Überflutungen eintreten, als Folge der in den Wurzeln blockierten Wasserleitungen. Neben dem gehemmten nach oben gerichteten Xylemtransport ist auch der nach unten gerichtete Phloem-Stofftransport gebremst. Die angehäuften Assimilate geben zusätzlichen Anreiz zur Bildung von Adventivwurzeln in der Nähe des Überflutungsspiegels und der angereicherte Phosphor führt in den Blättern zu Schäden.

Dieses hormonale Ungleichgewicht, der gehemmte Nachschub von Wasser und Mineralstoffen aus den Wurzeln und die toxischen Produkte eines unter anaeroben Bedingungen abgewandelten Stoffwechsels, beschleunigen insgesamt ein vorzeitiges allgemeine Altern, äußerlich sichtbar an Verfärbung, Nekrosen und schließlich ein Absterben der Blätter (Lerch, 1991).

3. Material und Methoden

3.1 Untersuchungsgebiet

Das Kulturhwehr Breisach liegt bei Rhein-km 224,800 und wurde 1965 fertiggestellt. Mit den zugehörigen Nebenbauwerken und mit seinem eingedeichten Überschwemmungsgebiet liegt es am Ende des Rheinabschnittes, zu dem parallel der Rheinseitenkanal verläuft. Unterhalb mündet der Rheinseitenkanal in den Rhein. Der Stau der stromabwärts liegenden Staustufe Marckolsheim reicht unterwasserseitig bis an das Kulturwehr Breisach. Der geplante Rückhalteraum ist nahezu identisch mit dem derzeitigen Überflutungsgebiet des planfestgestellten Kulturwehres. Im Norden ist er begrenzt vom Kulturwehr Breisach bei Rhein-km 224,800 und vom Flügeldamm, im Osten vom Hochwasserdamm III bzw. vom Hochgestade, im Westen vom Kanaldamm der Staustufe Vogelgrün bis Rhein-km 221,500, vom Seitendamm am linken Rheinufer zwischen Rhein-km 221,500 bis 224,800 und im Süden von den beiderseitigen Vorländern bei Rhein-km 219,000. Der Rückhalteraum liegt auf der Gemarkung der Stadt Breisach auf deutscher Seite. Die überflutete Fläche auf dem deutschen Vorland beträgt 308 ha. Der Raum wird überwiegend forstwirtschaftlich, in geringem Umfang auch landwirtschaftlich genutzt. Das maximale Retentionsvolumen wird mit 9,3 Mio m³ angegeben. Die Lage des Rückhalteraums, das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist in Abbildung 2-10 ersichtlich.

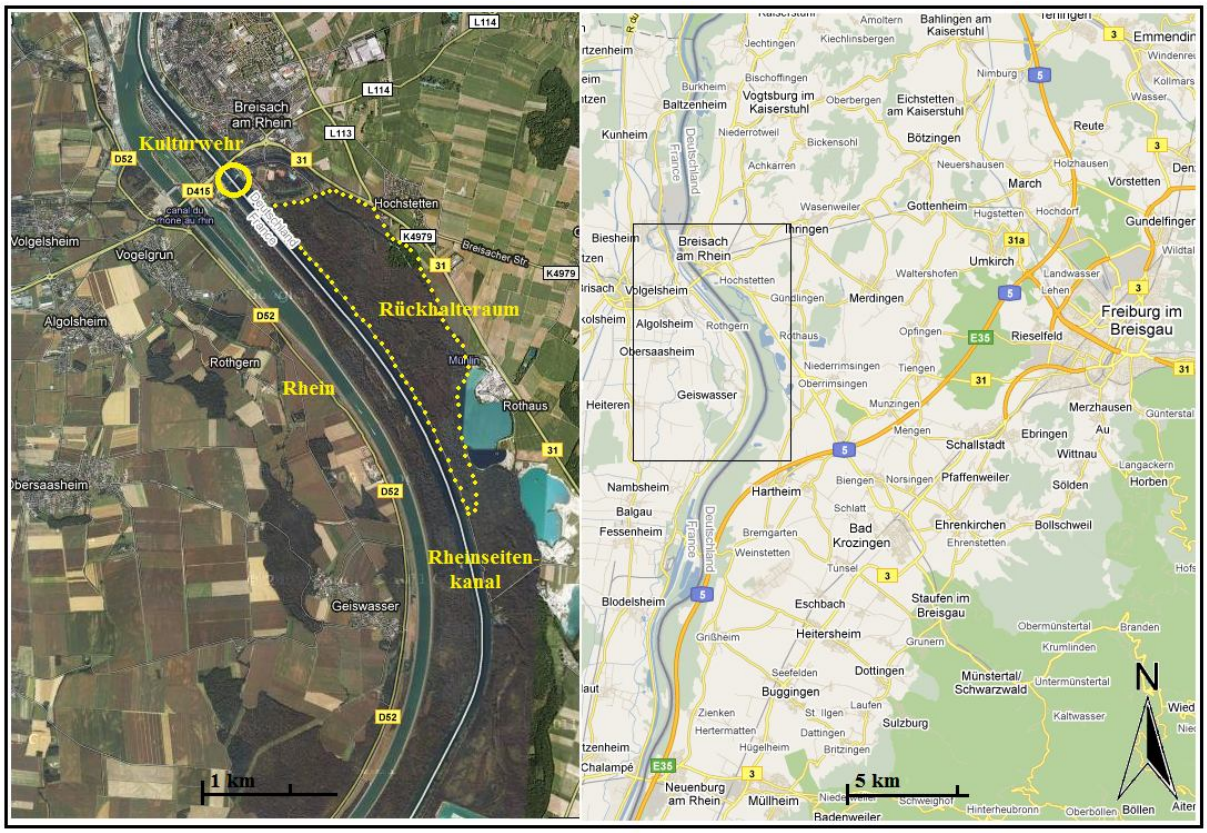


Abbildung 2-10: Kulturwehr Breisach und Untersuchungsgebiet Rückhalteraum, Rhein-km 224,800 (Quelle: Google).

3.2 BROOK90 Modellbeschreibung

Das Modell BROOK90 kann nach Federer et. al. (2003) zur detaillierten Simulation des Wasserhaushaltes von Waldbeständen und kleinen Wassereinzugsgebieten verwendet werden und bietet für hydrologische Fragestellungen ein räumlich-konzentrierten Ansatz zur Berechnung von Evapotranspirationprozessen und vertikalen Wasserflüssen.
BROOK90 ist ein deterministisches und parameterbasiertes Modell, mit dem hydrologische Prozesse für die meisten Landoberflächen in Tagesschritten modelliert werden kann. Die prozessorientierten Ansätze sind für kleine homogene Flächen vereinfacht anwendbar.

Das Modellsystem benötigt tägliche Niederschlags-, Temperatur- (Minimum und Maximum), Strahlungs-, Dampfdruck- und Windgeschwindigkeitsdaten als Input und berücksichtigt und berechnet Interzeptions- und Transpirationsprozesse, welche aus einer einschichtigen Vegetationsbedeckung abgeleitet werden. Die Berechnung der Transpiration erfolgt auf Basis des Blattwiderstandes. Sie wird reduziert, wenn die Wasserversorgung durch den Pflanzenwiderstand, den Wurzelwiderstand oder das kritische Blattwasserpotential begrenzt wird.
Für eine getrennte Betrachtung der Transpiration und der Bodenevaporation erfolgt die Berechnung der potentielle Evapotranspiration über einen Modellansatz von Shuttleworth und Wallace, welcher einem erweiterten Ansatz der Penman-Monteith-Gleichung entspricht.
Desweiteren beinhaltet das Modell ein Modul, mit dessen Hilfe die Schneeakkumulation, Schneeschmelze (Grad-Tag-Verfahren), Schneeverdunstung und die Bodenverdunstung simuliert wird. Die Bodenwasserdynamik; dazu zählen *laterale Flüsse*, *Stormflow*, *Pipeflow* und *Drainage;* wird auf Basis der physikalisch begründeten Richards-Gleichung (und Darcy) für ein- und mehrschichtige Böden berechnet. Das Modell enthält Wasserspeicherkomponenten für Schnee, Wurzelzone, ungesättigte Zone unterhalb der durchwurzelten Zone und Grundwasser.

Das Modell BROOK90 benötigt eine Vielzahl von Parametern, welche allesamt extern bereit gestellt werden müssen. Aufgrund der physikalischen Interpretierbarkeit der meisten Parameter ist eine Kalibrierung nicht notwendig.
Die verwendete *BROOK90 Version 4.4g* ist frei verfügbar und kann für spezielle Anwendungsfragen über den Programmcode verändert oder erweitert werden (Visual Basic 6). Die Ein- und Ausgabe von Input- und Outputdaten erfolgt über Textdateien.

BROOK90 verbindet drei Komponentensysteme (oberirdisch flüssig, oberirdisch gasförmig und unterirdisch flüssig) über verschiedene ablaufende physikalische Prozesse, die in Abbildung 3-1 dargestellt werden.

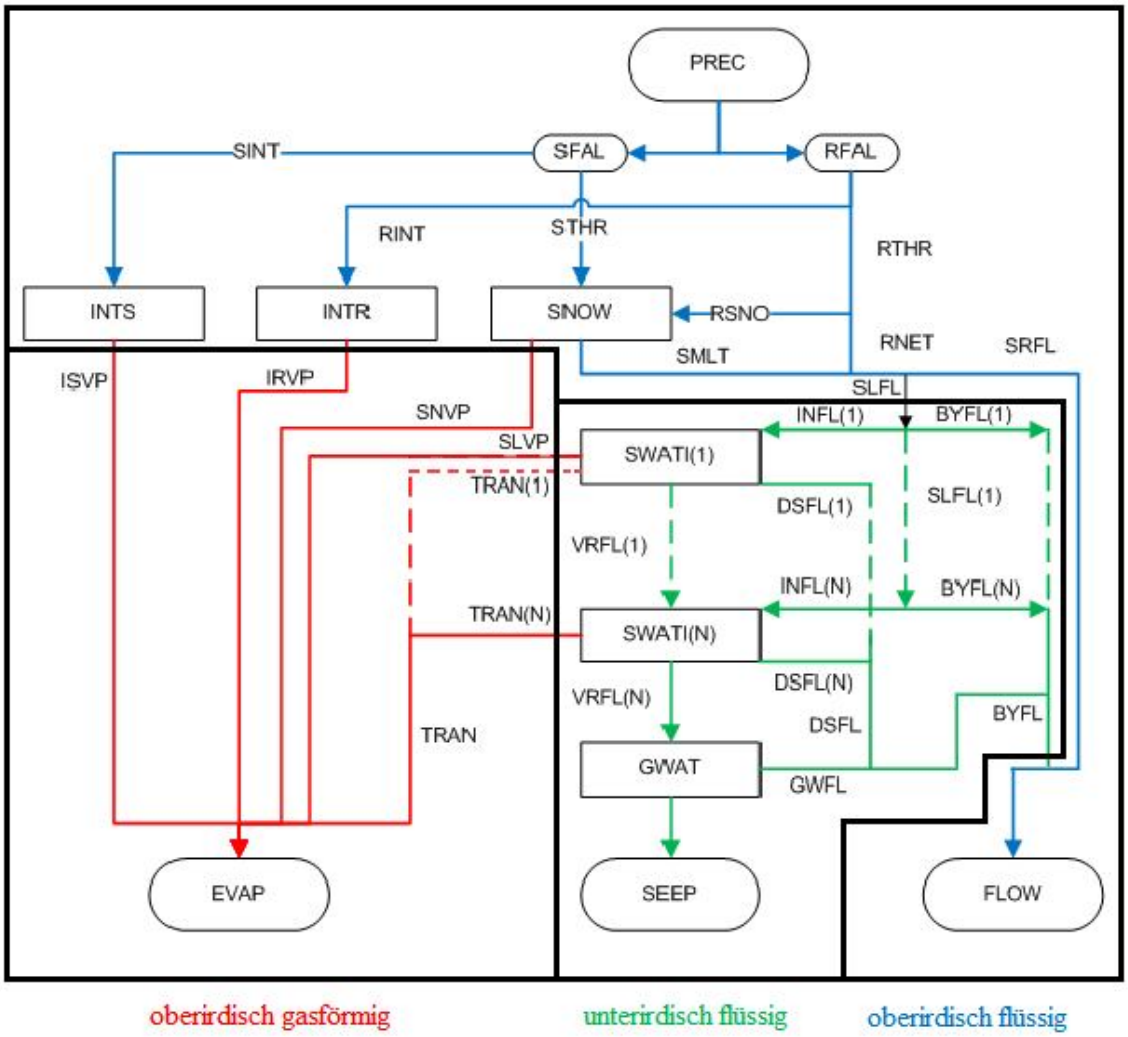


Abbildung 3-1: Modellstruktur von Brook90, aufgeteilt in 3 Komponenten,(verändert nach Federer 1995).

Die wichtigsten Abkürzungen des Modell-Ablaufplans und ihre Beschreibungen sind in Tabelle 4-1 aufgelistet. Alle Modellkomponenten und ihre entsprechend aufgelisteten physikalischen Prozesse könnten in weitere Untersysteme und -prozesse aufgetrennt werden.

Tabelle 4-1: Beschreibung der wichtigsten Abkürzungen von Brook90

Name	Beschreibung	Einheit	Name	Beschreibung	Einheit
Modellkomponente			Physikalsicher Prozess		
PREC	Niederschlag	mm/d	SINT	Auffangrate Schnee	mm/d
RFAL	Anteil flüssiger N.	mm/d	RINT	Auffangrate N.	mm/d
SFAL	Anteil fester N.	mm/d	STHR	durchfallender Schnee	mm/d

Tabelle 4-1: Beschreibung der wichtigsten Abkürzungen von Brook90 [Fortsetzung].

Name	Beschreibung	Einheit	Name	Beschreibung	Einheit
INTS	Interzeption Schnee	mm/d	RTHR	durchfallender N.	mm/d
INTR	Interzeption N.	mm/d	RSNO	*rain on snow*	mm/d
SNOW	Wasseräquivalent des Schnees im Boden	mm/d	SMLT	Schneeschmelzrate auf Oberfläche	mm/d
FLOW	Abfluss	mm/d	RNET	auftreffender Regen	mm/d
			SLFL	Inputrate in den Boden	mm/d
			SRFL	oberflächiger Sättigungsflächen-abfluss	mm/d
EVAP	Evapotranspiration	mm/d	ISVP	Evaporation interzepiertem Schnee	mm/d
			IRVP	Evaporation interzepierter N.	mm/d
			SNVP	Evaporation der Schneedecke	mm/d
			SLVP	Evaporation Boden	mm/d
			TRAN	Transpiration	mm/d
SWAT	Bodenwasser	mm	INFL	Infiltratration	mm/d
GWAT	Grundwasserspeicher	mm	BYFL	Bypass	mm/d
SEEP	Tiefensickerung	mm/d	DSFL	vertikaler Bodenfluss	mm/d
			VRFL	vertikale Drainage	mm/d
			GWFL	Grundwasserfluss	

3.2.1 Potentielle Evaporation

Federer et al. (1995) nutzt die Bezeichnug „potentielle Evaporation“ (PE) als einen Überbegriff, welcher das generelle Konzept der Verdunstung und alle Definitionen und Methoden innerhalb des Modells umfasst. Die Verdunstung wird mit dem Ansatz von Shuttleworth und Wallace (1895) berechnet. Dazu wird die Penman-Monteith-Gleichung erweitert und für Krone und Bodenoberfläche getrennt angewendet. Der Ansatz nach Shuttleworth und Wallace wurde entwickelt, um ihn auf jede Baumkrone mit jedem Blattflächenindex und für jede Landoberfläche anwenden zu können.

Dazu werden die verschiedenen Wasser-, Gas und latenten Wärmeströme für den Boden und die Blätter einzelnd betrachtet.

BROOK90 ermittelt neben der potentiellen Evaporation auch eine potentielle Transpiration und eine potentielle Interzeption, unter Verwendung der aktuellen vorliegenden Bodenoberflächenfeuchte der Shuttleworth-Wallace-Gleichung.

Die Penman-Monteith-Gleichung wird folgend definiert:

$$L_v \rho_W E = \frac{\Delta(Rn-S) + \frac{c_p \cdot \rho \cdot D_a}{r_a}}{\Delta + \gamma + \gamma\left(\frac{r_c}{r_a}\right)} \qquad \text{Gl.3.1}$$

mit

E	Evaporation	[mm/m²]
L_v	latente Verdunstungswärme von Wasser	[J/kg]
ρ_W	Dichte des Wassers	[kg/m³]
Δ	Änderung des Dampfdrucks mit der Temperatur	[Pa]
Rn	Netto Strahlenbilanz	[W/m²]
S	Bodenwärmestrom	[W/m²]
c_p	spezifische Wärme der Luft	[J/(kg K)]
ρ	Luftdichte	[kg/m³]
D_a	Dampdruckdefizit, berechnet aus: $(e_s(T) - e)$	
	Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemp. und Dampfdruck	[hPa]
r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
r_s	Stomatawiderstand	[s/m]
γ	Psychrometerkonstante	[hPa/K]

Shuttleworth und Wallace erweitern den Ansatz, in dem sie statt den zwei Widerständen aus Gleichung 1, r_a und r_s, fünf Widerstände definieren: r_{sc}, r_{aa}, r_{ac}, r_{as} und r_{ss}. Die Widerstände r_{sc} (Stomatawiderstand) und r_{ac} (aerodynamischer Widerstand der Krone) werden für die Berechnung der Transpiration verwendet, während r_{ss} (Widerstand der Bodenoberfläche) und r_{as} (Transportwiderstand in der Pflanze) für die Bodenevaporation wichtig sind. Der Widerstand r_{aa} (aerodynamischer Widerstand) wird für beide Berechnungen verwendet.
Die Berechnung der Verdunstung nach Shuttleworth und Wallace wird folglich durch Gleichung 2 berechnet.

$$L_v \cdot \rho_W \cdot E = L_v \cdot \rho_W \cdot E_c + L_v \cdot \rho_W \cdot E_s \qquad \text{Gl.3.2}$$

mit

E_c	Transpiration
E_s	Boden-Evaporation

Für die getrennte Betrachtung von Transpiration und Boden-Evaporation werden aus Gleichung 3.1 zwei Gleichungen definiert. Gleichung 3.3 für die Krone (gekennzeichnet durch E_c, *Evaporation canopy*) und Gleichung 3.4 für die Bodenoberfläche (E_s, *Evaporation soil*).

$$L_v \rho_W E_c = \frac{\Delta(A-A_S)+\frac{c_p \cdot \rho \cdot D_0}{r_{ac}}}{\Delta+\gamma+\gamma\left(\frac{r_{sc}}{r_{ac}}\right)} \qquad \text{Gl.3.3}$$

$$L_v \rho_W E_s = \frac{\Delta(A-A_s)+\frac{c_p \cdot \rho \cdot D_0}{r_{as}}}{\Delta+\gamma+\gamma\left(\frac{r_{ss}}{r_{as}}\right)} \qquad \text{Gl.3.4}$$

mit

D_0	Dampfdruckdefizit auf Blatthöhe	[hPa]
A	= Rn-S, verfügbare Energie über dem Kronendach	[W/m²]
A_S	= Rns-S, verfügbare Energie am Boden	[W/m²]

Desweiteren sind im Modellsystem einige Unterprogramme implementiert, die die notwendigen Variablen für die Berechnung der Verdunstung berücksichtigen und berechnen. Dazu zählen Dampfdruckdefizit, Kronenhöhe, Blattfächenindex, Stammflächenindex, Wurzel- und Wasserflusswiderständer in der Pflanze, Rauhigkeitsparameter, aerodynamische Widerstände, Oberflächenwiderstand des Bodens, abhängig vom Matrixpotential, Oberflächenwiderstand der Krone und der Blätter, Blattleitfähigkeit in Abhängigkeit von Lufttemperatur, Dampfdruck, Strahlung und LAI, und weitere.
Als Ausgabe liefert das Modell durchschnittliche Tageswerte für potentielle Transpiration, Bodenevaporation, potentielle Interzeption und Transpiration der Bodenschichten.

3.2.2 Interzeption und Transpiration

Die meisten Arbeiten legen ihren Fokus bei der Interpretation der Regen- und Schneeinterzeption auf den Niederschlag und die Wasserverfügbarkeit. Sie vergessen allerdings, dass meist die Bereitstellung und die Verfügbarkeit von Energie der eigentliche limitierende Faktor der Interzeption ist (Federer, 1995). BROOK90 simuliert auf einfache Weise die Auffangrate, die Verdunstungsrate und das Fassungsvermögen der Baumkronen, für Schnee gleichermaßen wie für Regen. Der Massenerhaltungssatz für Regeninterzeption lautet:

$$\frac{\delta S}{\delta t} = C - I - D \qquad \text{Gl.3.5}$$

mit *S* als gespeicherte Wassermenge in der Krone (mm), *C* als Auffangrate, *I* als Verdunstungsrate des aufgefangenen Wassers und *D* als Durchtropfrate. Dies gilt für Regen und Schnee, solange jegliche Änderung der festen zur flüssigen Phase vernachlässigt wird und D allen Niederschlag und Schnee berücksichtigt, der von der Krone bis zur Bodenoberfläche fällt oder geblasen wird.

Das Modell berechnet die aktuellen Interzeptionsraten und die aktuellen Verdunstungsraten bei (1) einer zwischen den Zeitintervallen trocknenden Krone, (2) einer benetzten Krone, die eine maximale Kapazität aber nicht erreicht, (3) einer Krone, die ihre maximale Aufnahmekapazität erreicht. Die Berechnung erfolgt mittels der implementierten Gleichung nach Shuttleworth und Wallace (1996).

Ein Problem bei hydrologischen Modellen, die Interzeptionsprozesse behinhalten und einen Input an Niederschlag pro Tagesintervall haben, ist, dass die Dauer eines Unwetter-, Flut-, oder Gewitterereignisses nicht bekannt ist und somit die Interzeption meistens überschätzt wird. Je nach Dauer limitiert die Kronenkapazität oder die potentielle Interzeption die Verdunstung. BROOK90 berechnet neben der Interzeption auch die Dauer eines Ereignisses innerhalb eines Tages.

Damit die Zufuhr von Wasser zu den transpirierenden Blättern sichergestellt ist, berücksichtigt das Modell die Widerstände von Rhizosphärer_s, Wurzeln r_r und Xylem r_x, sowie die Potentiale von Blättern ψ, Bodenoberfläche ψ_x und Bodenwasser ψ_t.

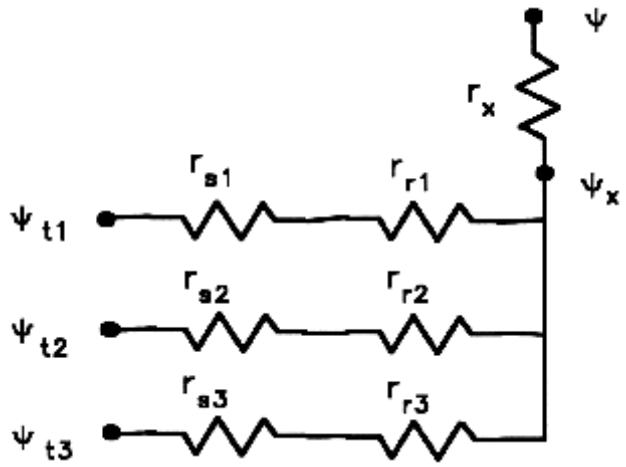


Abbildung 3-2: Widerstände und Potentiale im flüssigen Transport der Transpiration, für 3 durchwurzelten Bodenschichten, ψ als Blattpotential, ψx als Potential in Bodenoberflächenhöhe, ψti als Bodenwasserpotential, rs als Xylemwiderstand, rri als Wurzelwiderstand und rsi als Rhizosphärenwiderstand (Federer, 1995).

Das Modell berechnet Wasserraten, die zu den transpirierenden Blättern gelangt und vergleicht diese mit der potentiellen Transpirationsrate und definiert die kleinere dieser beiden als aktuelle Transpiration und ordnet dann die Transpiration den entsprechenden Bodenlayern zu. Die Voraussetzung dafür ist, dass das Xylempotential größer ist, als das Bodenwasserpotential. In BROOK90 ist die aktuelle Transpiration kleiner als die potentielle Transpiration und kleiner als die maximal mögliche Aufstiegsrate des Wassers aus dem Boden *S*. *S* ist ein Inputparameter und wird als kritisches Potential definiert, bei dem die Stomata schließt. Das kristische Wasserpotential repräsentiert die maximale Saugwirkung, die die Pflanze zum Wassertransport aus dem Boden aufbringen kann; das minimale Bodenwasserpotential, das die Pflanze bewirken kann; und die unterste Grenze der Verfügbarkeit von Bodenwasser.
Generell werden alle Layer (die Wurzeln besitzen), an der Berechnung der Transpiration berücksichtigt. Wenn jedoch einige Layer trocken, andere nass sind, kann es vorkommen, dass das Bodenwasserpotential einiger Layer geringer ist als das Xylempotential und somit die Wurzeln Wasser in den Boden freisetzen können. Dieser durch die Wurzeln generierte Ausfluss kann als Parameter im Modell unterbunden werden.

3.2.3 Wasserbewegung im Boden

Die natürlich auftretenden Abflüsse von bewaldeten Einzugsgebieten kann BROOK90 auf Grund ihrere Komplexität nicht komplett abbilden und behandeln. Dennoch werden neben dem klassischen vertikalen Fluss auch laterale Flüsse und *Downslope-Flow* modelliert.

Nach Dietrich et al. (2011) ist die Wasserbewegung abhängig von den Eigenschaften des durchströmten Materials. Für die mathematische Beschreibung der Strömung ist also auch die Wasserleitfähigkeit oder Durchlässigkeit des Bodens wichtig. Diese wird angegeben durch einen substratspezifischen Proportionalitätsfaktor, die hydraulische Leitfähigkeit oder auch Wasserleitfähigkeits- bzw. Durchlässigkeitskoeffizient, kurz meist kf-Wert. Folgender Zusammenhang wurde 1856 von Darcy für den Fluss im gesättigten Boden gefunden:

$$q_W = -k_f \cdot \frac{\delta \psi_H}{\delta z} \qquad \text{Gl.3.6}$$

mit

q_W	Wassermenge, die je Zeiteinheit durch einen Fließquerschnitt strömt [m³/s]
k_f	hydraulische Leitfähigkeit
ψ_H	antreibendes Potential (hier das hydraulische Potential)
z	Fließstrecke

Die in Gleichung 3-6 beschriebene stationäre Strömung kommt eigentlich nur im Grund- und Stauwasserbereich vor, wo der Wassergehalt über längere Zeit konstant sein kann. Für die Wasserbewegung im ungesättigten Bereich spielt jedoch der Einfluss von Niederschlag, Evaporation, pflanzlicher Wasseraufnahme, kapillaren Aufstieg und Versickerung eine wichtige Rolle. Diese Größen sind sehr stark von der Zeit abhängig. Also wird die Bodenwasserbewegung besser durch eine instationäre Strömung beschrieben.

Die Richards-Gleichung beschreibt den Zusammenhang zwischen der Veränderung des Wassergehaltes eines Bodenvolumens in einer Zeiteinheit und dem Fluss, der durch einen Potentialgradienten hervorgerufen wird. Hier wird nur die eindimensionale Formulierung (fluss in z-Richtung) beschrieben. Zunächst gilt, dass die zeitliche Änderung des Wassergehaltes gleich der Änderung des Flusses in Fließrichtung ist (Kontinuitätsgleichung):

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = -\frac{\delta q_W}{\delta z} \qquad \text{Gl.3.7}$$

Der Fluss wird durch die Darcy-Gleichung beschrieben, die erweiterte Formulierung nach Darcy-Buckingham 1907 ist folgende.

$$q_W = -k(\psi_m) \cdot \frac{\delta \psi_H}{\delta z} \qquad \text{Gl.3.8}$$

Die Kombination aus Fließgleichung und Kontinuitätsgleichung ergibt schließlich die Richards-Gleichung (1931). Dabei wird das hydraulische Potential eliminiert, indem es als Summe aus Matrixpotential und Gravitationspotential ausgedrückt wird (Dietrich et al., 2011).

$$\underbrace{\frac{\delta \theta}{\delta t}}_{A} = \frac{\delta}{\delta z}\left[\underbrace{k(\psi_m)}_{B} \cdot \left(\underbrace{\frac{\delta \psi_m}{\delta z}}_{C} - 1\right)\right] \qquad \text{Gl.3.9}$$

mit

A zeitliche Änderung des Wassergehalts

B hydraulische Leitfähigkeit, abhängig vom Matrixpotential

C Änderung des Matrixpotentials in Fließrichtung

Die Richards-Gleichung ist Grundlage vieler Modelle, auch für BROOK90, für die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone, ein großer Vorteil liegt in der relativ einfachen Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit und der Wasserspannungskurve (pF-Kurve) als notwendige Parameter für die Modellierung. Die Darcy-Gleichung ist meist Grundlage von Modellen für die Wasserbewegung in der gesättigten Zone (Dietrich et al., 2011).

BROOK90 simuliert neben der horizontalen auch die vertikale Wasserbewegung im Boden. Zusätzlich werden die Teilabflüsse Infiltration in tiefere Schichten durch vertikale *Pipes*/Gänge/Makroporen, *Downslope-Drainage* von infiltriertem Wasser, Bypass, Sättigungsflächenabfluss, Matrixflüsse, Drainage ins Grundwasser, Grundwasserabfluss und Tiefenversickerung vom Modell berücksichtigt und berechnet.
Sobald der Oberflächenhorizont gesättigt ist wird der Oberflächenabfluss durch den Bypass von der oberen Schicht simuliert. Vertikaler Wasserfluss von Bodenschicht zu Bodenschicht ist eine Kombination aus Matrixfluss (steigt mit der Tiefe) und Makroporen-Infiltration (fällt mit der Tiefe) und wird durch ein hydraulisches Leitfähigkeitsgefälle, basierend auf der Darcy-Gleichung, von BROOK90 berechnet.

Die Infiltration in homogene Horizonte bewirkt eine scharfe Feuchtefront, diese ist im Wald in natura allerdings sehr unregelmäßig. BROOK90 berechnet diese Unregelmäßigkeit nicht sondern wird unter Vereinfachung als Sättigungsfront (*wettingfront*) angenommen.

Die infiltrierende Wassermenge wird regelmäßig zum obersten Layer zugeordnet. Danach erfolgt die Tiefenverteilung der Infiltration nach einer exponentiellen Funktion. (Der Exponent entscheidet im Modell über die Tiefe). Der größte Teil der tiefenverteilten Infiltration durch Makroporen tritt bei Anfang des Niederschlagsereignisses auf. Die hydraulische Leitfähigkeit ist zu Anfang bei trockenem Boden klein, daher erfolgt die Tiefenverteilung schnell. Bei steigender Benetzung des Bodens steigt die Makroporen- und Matrixinfiltration mit der Tiefe. Die Infiltration und die Tiefe der Infiltration ist also von der Vorfeuchte des Bodens abhängig.

Zusätzlich zur Infiltration berechnet BROOK90 die daraus entstehenden Abflüsse Bypass (einzelner Bodenschichten) und oberflächiger Sättigungsabfluss. Der oberflächige Sättigungsabfluss ist abhängig vom vorherrschenden absoluten Wassergehalt von allen Bodenschichten, ohne dass die Infiltration der Auslöser dafür ist. Bypass setzt Makroporen und Infiltration voraus und ist ebenso abhängig von der Vorfeuchte im Boden. BROOK90 simuliert nur eine Abflussvariante dieser beiden. Wenn Bypass unterbunden wird und nicht stattfinden soll, wird oberflächiger Sättigungsabfluss durch Bypass im Layer 1 simuliert. Dabei entsteht eine Übersättigung der obersten Bodenschicht, welche für den direkten oberflächigen Sättigungsabfluss verantwortlich ist. An diesen gesättigten Flächen findet keine Infiltration statt. Der oberflächige Sättigungsabfluss ist abhängig von der Berechnung der Bodensättigung der einzelnen Bodenlayern (diese ist abhängig von der Wassermenge bei Feldkapazität und bei Sättigung), vom Anteil der undurchlässigen Bodenoberfläche, von dem auf den Boden auftreffenden Niederschlag und von der Wassermenge geschmolzenen Schnees.

Neben den oben genannten Abhängigkeiten für die Bodenwasserbewegung berücksichtigt BROOK90 weitere Parameter, die den Wassertransport in der gesättigten und ungesättigten Zone beeinflussen. Dazu zählen Hangneigung, Gefälle, Hanglänge von Kamm zum Fluter, hydraulische Leitfähigkeit, Gravitation, Feuchte und Skelettanteil.

BROOK90 berechnet die Wasserbewegung nach dem Prinzip der finiten Differenzen-Methode. Diese stellt ein numerisches Verfahren zur Lösung gewöhnlicher und partieller Differentialgleichungen bereit. Dazu wird das Gebiet, für das die Gleichung gilt, in eine finite (endliche) Zahl von Gitternetzpunkten eingeteilt. Die Ableitungen an den Gitternetzpunkten werden dann durch Differenzen approximiert. Die partiellen Differentialgleichungen werden dann durch Integration der Differenzialgleichungen gelöst.

3.3 Verdunstung freier Wasserflächen nach Penman

Ein häufig angewendetes Verfahren zur Berechnung der potentiellen Evaporation wurde von Penman (1948) entwickelt. Unter potentieller Evaporation wird diejenige Wassermenge verstanden, "die von einer ganz oder teilweise mit Vegetation bedeckten, unter optimaler Wasser- und Nährstoffversorgung stehenden Fläche bei ungehindertem Wassernachschub unter den gegebenen meteorologischen, bodenphysikalischen, vegetationsspezifischen und pflanzenbaulichen Randbedingungen pro Zeiteinheit maximal in die Atmosphäre transferierbar ist" (Schrödter, 1985).
Die Methode nach Penman kombiniert einen Wärmehaushaltsterm und einen zweiten Term, der vom Sättigungsdefizit und einer Windfunktion gebildet wird. Das für die Verdunstung zur Verfügung stehende Energieangebot wird im Wärmehaushaltsterm berücksichtig. Für die Berechnung nach Penman sind Tageswerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte und Solarstrahlung erforderlich.

Die Grundformel der potentiellen Evapotranspiration Etp nach Penman lautet wie folgt:

$$ET_p = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_n + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma} \cdot (E-e) \cdot f(w) \qquad [mm/Tag] \qquad Gl.3.10$$

mit

R_n	Strahlungsbilanz als Verdunstungsäquivalent	[mm/Tag]
E	Sättigungsdampfdruck der Luft	[mbar]
e	tatsächlicher Dampfdruck	[mbar]
$f(w)$	Windfunktion als Verdunstungsäquivalent	[mm/Tag]
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve abhängig von der Lufttemperatur	[mbar/K]
γ	Psychrometerkonstante	[mbar/K]

Die Strahlungsbilanz R_n ist die bestimmende Größe des Wärmehaushaltsterms und berechnet sich aus der Differenz der Verdunstungsäquivalente der kurzwelligen (R_k) und langwelligen (R_l) Strahlungsbilanz:

$$R_n = R_k - R_l \qquad [W/m^2] \qquad Gl.3.11$$

Die kurzwellige Strahlungsbilanz R_k entspricht der Globalstrahlung R_g, die um den durch die Albedo definierten Anteil an reflektierter kurzwelliger Strahlung vermindert wird.

$$R_k = \frac{(1-\alpha)\cdot R_g \cdot 3.6}{L_e} \quad [mm/Tag] \qquad Gl.3.12$$

mit

α	Albedo	
3.6	Faktor zur Umrechnung von Wh in kJ	
L_e	Verdampfungswärme für Wasser $= 2500.6 - 2.42 \cdot t$[°C] (Warnecke, 1991)	[J/g]

Die langwellige Strahlungsbilanz R_l wird folgend parametrisiert:

$$R_l = 1.98\cdot 10^{-9}\cdot(273.15+t)^4\cdot\left(0.56-0.092\cdot\sqrt{e}\right)\cdot(0.1+0.009\cdot S_{rel}) \qquad Gl.3.13$$

mit

t	Temperatur	[°C]
e	aktueller Dampfdruck	[mbar]
S_{rel}	relative Sonnenscheindauer	[%]

Das grundlegende physikalsiche Gesetzt ist das Stephan-Boltzmann´sche Gesetz, das die von einem schwarzen Körper thermisch abgestrahlte Leistung in Abhängigkeit von seiner Temperatur angibt.

$$A = \sigma\text{-}T^4 \qquad Gl.3.14$$

Es besagt, dass die Strahlung A eines schwarzen Körpers proportional zur 4.Potenz seiner Temperatur T ist. σ ist die sogenannte Stephan-Boltzmann-Konstante $(1.98 \cdot 10^{-9} mm \cdot K^{-4})$. Die langwellige Strahlung wird in der Atmosphäre zu einem großen Teil absorbiert. Ein wichtiger Faktor ist der Wasserdampfgehalt. Im Mittel werden ca. 65 % der langwelligen Strahlung vom gasförmigen H_2O absorbiert. Die Gleichung 3.14 beinhaltet deshalb neben dem Stephan-Boltzmann-Gesetz noch zwei zusätzliche Terme, die diese Abhängigkeit beschreiben. Je feuchter die Luft und je weniger Sonnenschein (desto mehr Wolken = Wasserdampf), desto kleiner ist die langwellige Asstrahlung.

Der zweite Term der Penman-Gleichung setzt sich zusammen aus Sättigungsdefizit und Windfunktion. Die Windfunktion *f(w)* ist eine reine empirische Formel (Schrödter, 1985).

$$f(w)=0.27\cdot(1+0.54\cdot w) \qquad \text{Gl.3.15}$$

mit

w	mittlere Windgeschwindigkeit in 2 m über Boden	[m/s]

Der für das Sättigungsdefizit benötigte Sättigungsdampfdruck E kann mit folgender Formel berechnet werden (Warnecke, 1991). Für *t* wird die mittlere Tagestemperatur in °C verwendet.

$$E=6.107\cdot 10^{\left(\frac{7.5\cdot t}{235+t}\right)} \qquad [\text{mbar}] \qquad \text{Gl.3.16}$$

Die übrigen Faktoren der Penman-Gleichung werden aus den Formeln der Energie-Bilanz-Methode hergeleitet (Brustaert, 1982).

$$\gamma=\frac{c_P\cdot P}{0.622\cdot L_e} \qquad \text{Gl.3.17}$$

mit

c_P	spezifische Wärmekapazität von Wasser, 1.005	[J/g K]
P	mittlerer Luftdruck	[mbar]
L_e	Verdampfungswärme von Wasser, abhängig von Der Temperatur	[J/g]

Die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve bei gegebener Temperatur Δ ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$\Delta=\frac{dE}{dt}=\frac{0.622\cdot L_e\cdot E}{R_d\cdot(273.15+t)^2} \qquad \text{Gl.3.18}$$

mit

R_d	Gaskonstante für Luft, 0.28704	[J/g K]

3.4 Vorgehensweise, Modelleinstellung und Szenarien-Matrix

Die Entstehung der Auenböden am Rhein geht bis ins Holozän zurück und sie weisen auf Grund auenuntypischer Umwelteinflüsse variierte Eigenschaften auf. Neben dem vorherrschenden Auenpararendzina treten im Untersuchungsgebiet Bodeneigenschaften auf, die teilweise auch den Bodentypen der Rambla, Paternia, Kalkpaternia, Tschernitza und Vega zugesprochen werden können. Das Bodenprofil der Auenpararendzina (Abbildung 2-5 in Theorie) ist mit seiner Horizontabfolge als Bodensäule in die Modellrechnungen übernommen. Für die Einteilung der Bodensäule sind dementsprechend 4 Bodenlayer mit einer Mächtigkeit von 20-25-20-40 cm definiert.

Die in der Rheinaue dominierende Pararendzinen ist aus sandigen und lehmig-schluffigen Sedimenten. Im Modell sind die Parameter der festen Bodensubstanz, der Porengrößenverteilung, der Korngrößenzusammensetzung und die volumetrischen Wassergehalte bei Feldkapazität und bei Sättigung der Auenpararendzina entsprechend nachempfunden . Ausserdem entspricht die Definition eines hohen kf-Wertes im Modell den Eigenschaften der gut durchlässigen Auenböden am Oberrhein.

Der unterste Horizont steht im vertikalen Austausch mit dem Grundwasser und es erfolgt eine anteilige Drainage, deren leitende Kraft die Gravitation ist. Am Oberrhein haben außerhalb der Deiche durch die TULLA'sche Rheinkorrektur und den Bau des Rheinseitenkanals die Auenböden des Rheins den Anschluss an das Grundwasser meist verloren und werden vom Hochwasser nicht mehr überschwemmt. Das Phänomen des schwankungsfreien Grundwasserspiegels wurde als Randbedingung ins Modell übernommen. Demzufolge ist allein der Niederschlag für das Boden- und Grundwasser verantwortlich (abgesehen von seitlichen Zuströmen).

Im Rückhalteraum ist der Laubbaum die dominierende Pflanzenfamilie. Der Leaf-Area-Index (LAI, auch Blattflächenindex genannt) im Modell entspricht dem LAI einer Eiche und wird in der Parameterstudie entsprechend der im Untersuchungsgebiet auftretenden Baumarten variiert. Baumphysiologische Werte wie für Saftfluss und Xylemwiderstand sind mit Werten aus zahlreichen Studien zu Saftflussmessungen verglichen (Federer, 1985) und nach eigenem Ermessen und zahlreichen Testvariationen festgelegt.

Die Überflutungen im Modell sind über die Niederschlagsmengen gesteuert und liegen mit 50 mm pro täglichem Niederschlagsereignis über der Infiltrationskapazität. Testvariationen zeigten, dass bei erhöhter Niederschlagsintensität die Interzeptionsrate anstieg und die Transpiration entscheidend beeinflusst wurde. Aus diesem Grund muss die Interzeption schon bei überflutungsfreien Variationen klein sein, um die Transpirationsergebnisse nicht zu beeinflussen und eine Vergleichbarkeit mit Überflutungsvariationen sicher zu stellen.
Für die unterschiedlichen Überflutungsszenarien werden drei Starttage festgelegt. Diese sind wahlweise am 27.03., 28.06. und 12.09. Die Dauern der jeweiligen Fluten entsprechen den Mittleren Überflutungsdauern bei Ökologischen Flutungen und deren Überflutungshöhen (Abb. 3-5). Die simulierten Startzeitpunkte und Flutdauern sind in Abbilung 3-3 dargestellt.

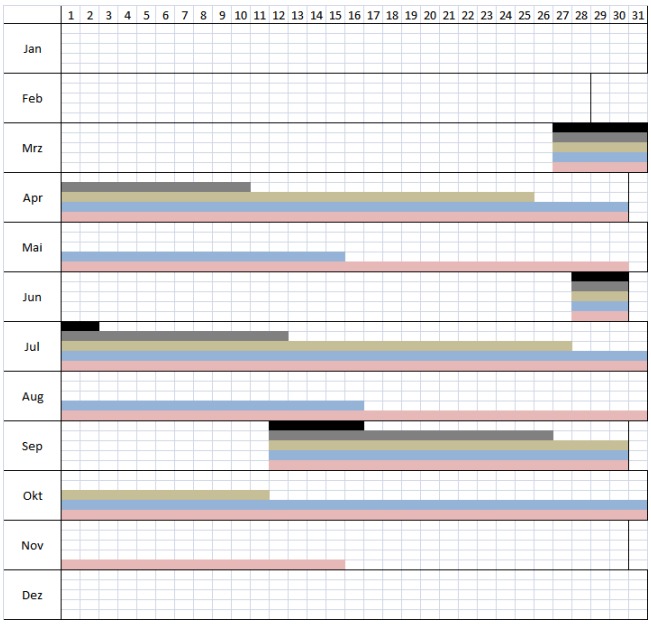


Abbildung 3-3: Zeitplan für die geplanten simulierten Flutzeiträume. Startzeitpunkte sind 27.03., 28.06. und 12.09., Flutdauer sind 5, 15, 30, 50 und 65 Tage.

Folgende baumphysiologischen und bodenphysikalischen Parameter sind in dieser Arbeit im Modell besonders berücksichtigt und Bestandteil der anschliessenden Parameterstudie (Sensitivitätsanalyse):

- LAI (Leaf Area Index)
- Saftfluss
- Xylem-Widerstand (Anteil in der Pflanze gegenüber dem Boden)
- Kf-Wert
- Durchwurzelung (Anteil pro Bodenhorizont)
- Skelettanteil (Anteil feste Bodensubstanz pro Horizont)
- Wassergehalt bei Feldkapazität
- Wassergehalt bei Sättigung

Diese werden auf Grund der veränderten Umwelteinflüsse und der unterschiedlichen Eigenschaften im Untersuchungsgebiet innerhalb eines Wirkungsbereiches variiert, der den Eigenschaften der Auenböden im Allgemeinen entspricht.

Die Modellvariationen werden in folgender Tabelle definiert. Dabei bezeichnet die „Null"-Variation immer den Parameter des Ausgangszustandes des Modells und die Werte in den Kasten die Modell-Parameter.

Tabelle 3-2: Modellvariationen mit variierten baumphysiologischen und bodenphysikalischen Parametern.

LAI		Saftfluss		Xylem-Widerstand		Kf-Wert	
	Wert [-]		Wert [mm/d]		Wert [-]		Wert [mm/d]
LAI 4	4	SAP 6	6	RES 0.5	0.5	KF 5	5
LAI 6 (Null)	6	SAP 7	7	RES 0.6	0.6	KF 6	6
LAI 8	8	SAP 8 (Null)	8	RES 0.7	0.7	KF 7	7
LAI 10	10	SAP 9	9	RES 0.8 (Null)	0.8	KF 8	8
LAI 12	12	SAP 10	10	RES 0.9	0.9	KF 9	9
				RES 0.99	0.99	KF 10 (Null)	10

Tabelle 3-2: Fortsetzung: Modellvariationen mit variierten baumphysiologischen und bodenphysikalischen Parametern. Unten: Die Werte in den Kästen beziehen sich auf die jeweiligen Bodenhorizonte (Layer) der Bodensäule im Modell.

Durchwurzelung		Skelettanteil		Wassergehalt bei Feldkapazität		Wassergehalt bei Sättigung	
	Wert [Anteil]		Wert [Anteil]		Wert [Vol%]		Wert [Vol%]
				Theta F + 100	+ 10 %	Theta S + 100	+ 10 %
+ 10 % Root	+ 10 %	+ 10 % Stone	+ 10 %	Theta F + 50	+ 5%	Theta S + 50	+ 5%
Null	1 0.7 0.2 0.1	Null	0.4 0.5 0.55 0.7	Null	0.4 0.3 0.2 0.1	Null	0.5 0.45 0.4 0.15
- 10 % Root	- 10 %	- 10 % Stone	- 10 %	Theta F - 50	- 5 %	Theta S - 50	- 5 %
- 20 % Root	- 20 %	- 20 % Stone	- 20 %	Theta F - 100	- 10 %	Theta S - 100	- 10 %

Aus den Modelleinstellungen, der Flutzeiträume und Parametervariationen wird für die vorliegende Arbeit folgends Vorgehen definiert:

(a) Startzeitpunkte der Überflutung werden variiert
(b) Dauer der Überflutungen werden variiert (um die unterschiedlichen Auenzonen mit ihren charakteristischen Überflutungshöhen und -dauern innerhalb des Retentionsraumes abzudecken (Abb. 3-5).

Da im Untersuchunggebiet unterschiedliche Baumarten auftreten (siehe Bestandeskartierung Kapitel Theorie, Abbildung 2-9), werden unter:

(c) Baumphysiologische Parameter variiert (Tab. 3-2), um diese abzudecken.

Auch die Eigenschaften der Auenböden am Oberrhein und im Untersuchungsgebiet unterliegen einer gewissen Variabilität. Um diese Variabilität zu berücksichtigen, werden unter:

(d) Bodenphysikalische Parameter variiert (Tab. 3-2).

Aus den Punkten (a) bis (d) lässt sich abschliessende folgende Szenarien-Matrix festlegen:

Szenario		
Start: 27.03.	28.06.	12.09.
Dauer: 0/5/15/30/50/65 Tage	0/5/15/30/50/65	0/5/15/30/50/65
0 A B C D E F G H	0 A B C D E F G H	0 A B C D E F G H

0 Referenz/Null-Variante

Baumphysiologie
A LAI
B Saftfluss
C Xylemwiderstand

Bodeneigenschaften
D kf-Wert
E Skelettanteil
F Durchwurzelung
G Wassergehalt bei Feldkapazität
H Wassergehalt bei Sättigung

Abbildung 3-4: Szenarien-Matrix

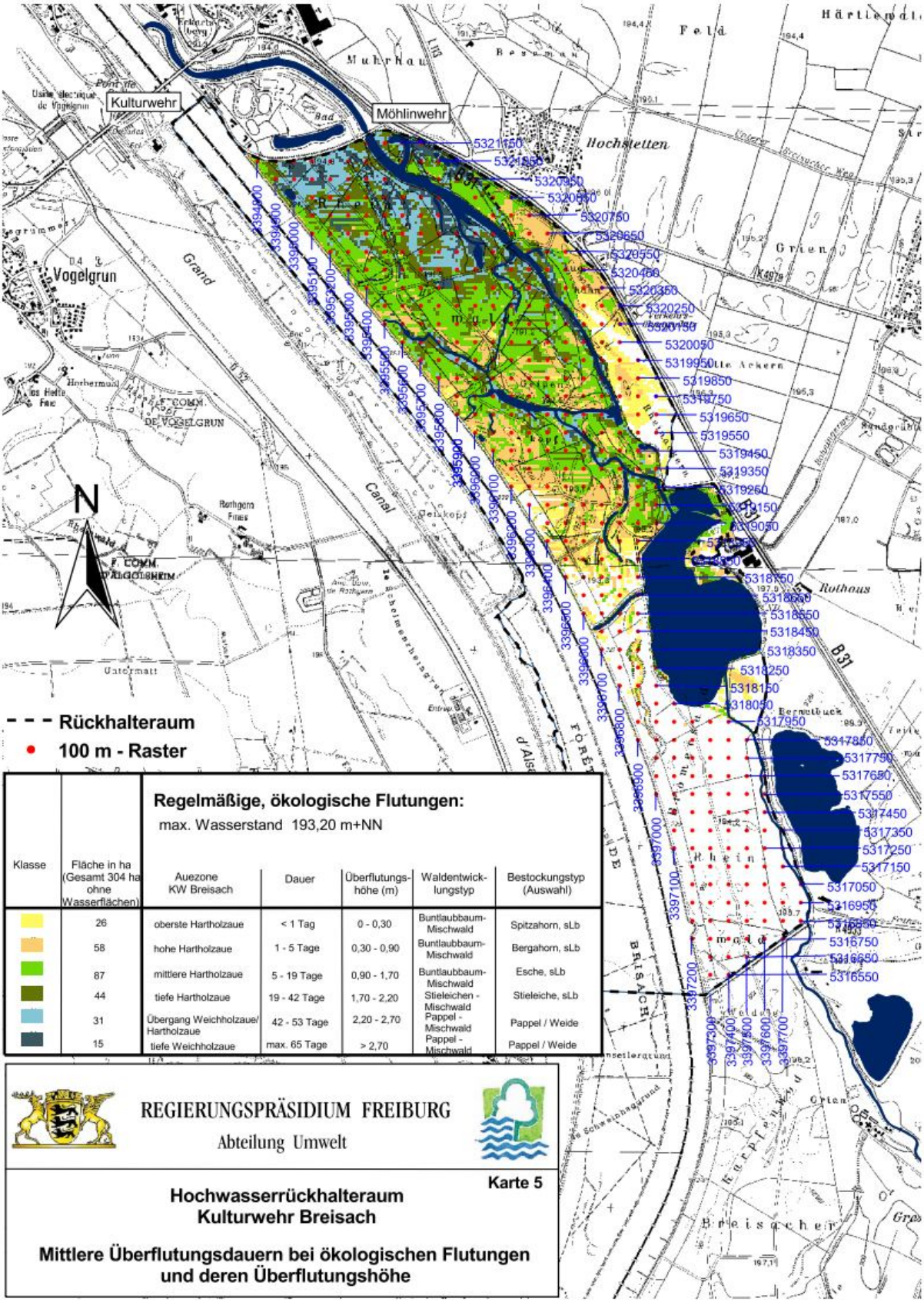


Abbildung 3-5: Mittlere Überflutungsdauern bei ökologischen Flutungen und deren Überflutungshöhen. Aus dieser Karte ist die Dauer der Überflutungsszenarien abgeleitet (Quelle: Regierungspräsidium Freiburg, 2011).

3.5 Meteorologische Datengrundlage

Der Rückhalteraum Breisach/Burkheim bietet keine meteorologischen Messdaten, die in die Modellrechnung dieser Arbeit integriert werden können. Aus diesem Grund wird ein Datensatz verwendet, deren Messwerte von der Station Feldkirch-Hartheim ca. 8 km südöstlich des Untersuchungsgebiets stammen. Dieser beinhaltet tägliche Messwerte zu Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Strahlung und Sonnenscheindauer. Die Messstation gehört einem Messnetz an, das vom Landwirtschaftlichen Technologiezentrum Augustenberg (LTZ, Ministerium für ländlichen Raum, Ernährung und Verbraucherschutz Baden-Württemberg) betreut und unterhalten wird. Die Lage der Station wird festgelegt in 7.65462 geographischer Länge und 47.94421 geographischer Breite. Sie befindet sich in 208 m ü.NN. Die Daten werden auf freier Ackerfläche mittels Hardwaretyp *Opus II* gemessen.

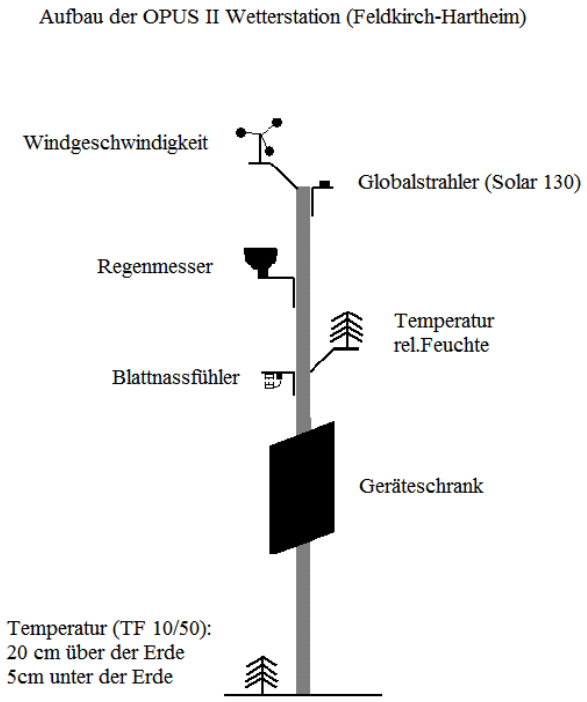


Abbildung 3-6: Aufbau der OPUS-II-Wetterstation Feldkirch-Hartheim

Für den Zeitraum 2006 bis 2010 stellt die LTZ die täglichen Messdaten für die vorliegende Arbeit zur Verfügung.

3.5.1 Standortklima

Aus der Datengundlage der Station Feldkirch-Hartheim lassen sich folgende Klimaeigenschaften für das Untersuchungsgebiet definieren. Die Jahresmitteltemperatur liegt für die Jahre 2006 bis 2010 bei 11,01 °C. Die Niederschlagssummen verteilen sich wie folgt. 2006: 859 mm, 2007: 933 mm, 2008: 938 mm, 2009: 1001 mm, 2010: 1267 mm. Die mittlere Niederschlagssumme für die Jahre 2006 bis 2010 liegt somit bei 1000 mm.

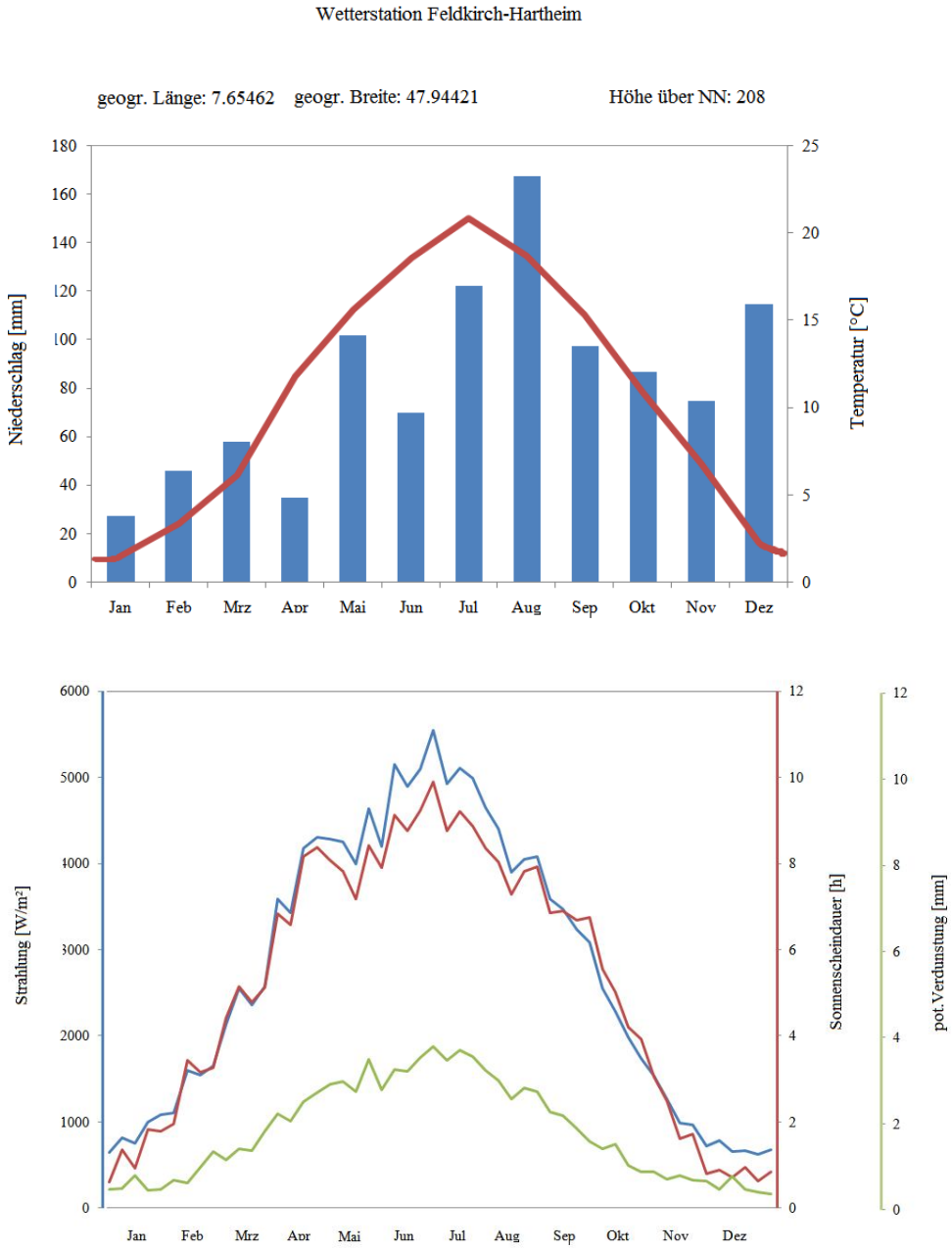


Abbildung 3-7: Oben: Klimadiagramm der Wetterstation Feldkirch-Hartheim, repräsentativ für das Untersuchungs- gebiet. Unten: Strahlung, Sonnenscheindauer und pot.Verdunstung nach Penman, gemittelt über die Jahre 2006 bis 2010, berechnet aus den Daten der Wetterstation Feldkirch-Hartheim

4. Ergebnisse

4.1 Evaporation Rückhalteraum 2008 bis 2010

Die Evaporation des Rückhalteraums bei Breisach richtet sich in erster Linie nach dem verfügbaren Niederschlagsangebot und zeigt einen Verlauf entsprechend dem Beginn der Vegetationsperiode ab Mitte/Ende April. Die nach BROOK90 berechnete Evaporation für den Rückhalteraum liegt in den Jahren 2008 bis 2010 unterhalb der nach Penman berechneten Verdunstungsmengen der parallel dem Rückhalteraum verlaufenden freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals. Während der Sommermonate liegen vereinzelt Verdunstungsspitzen des Waldbestandes über der Verdunstung der Wasserfläche.

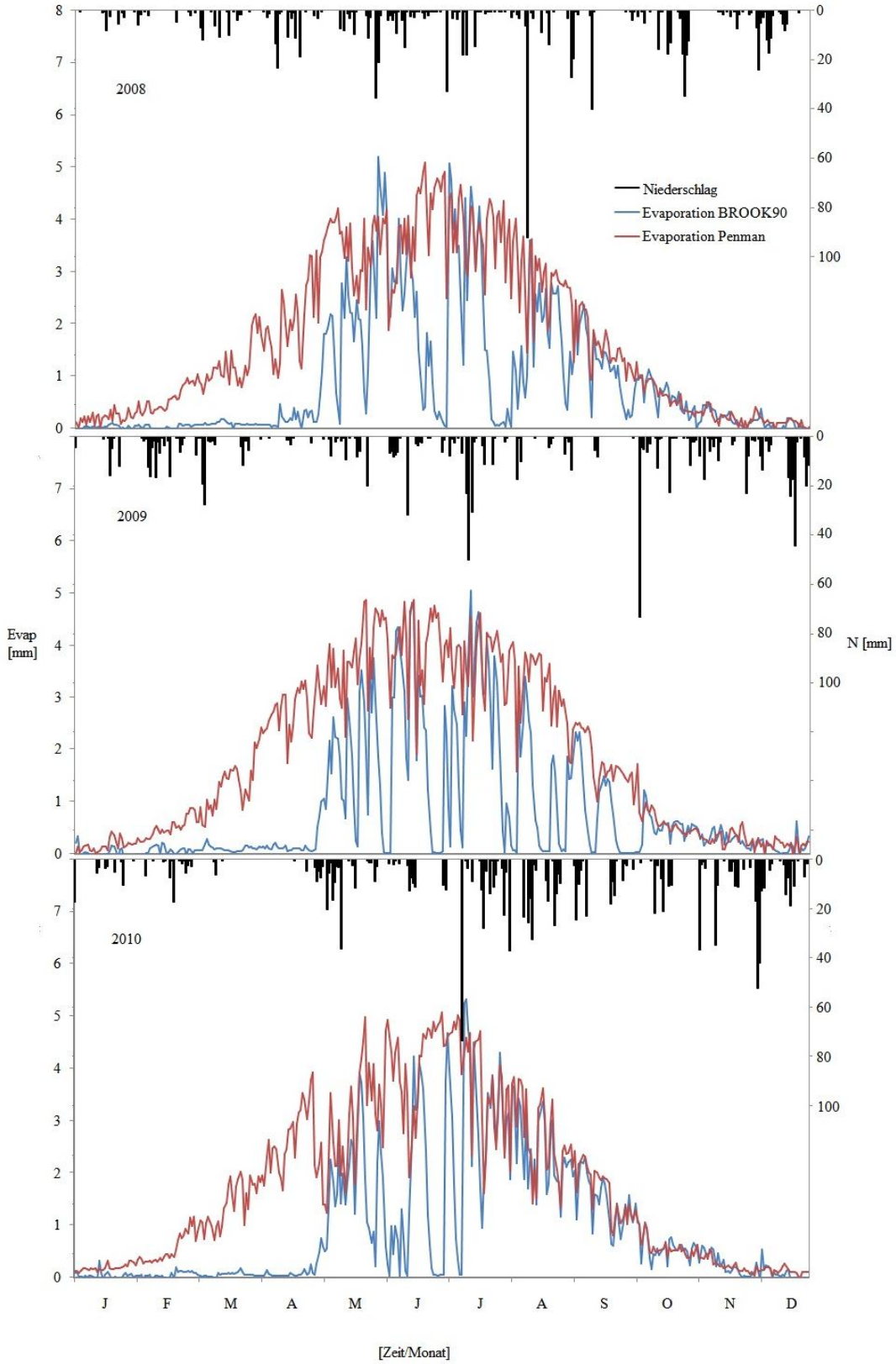


Abbildung 4-1: Jahresgang der potentiellen Evaporation der freien Wasserfläche für den Rheinseitenkanal, parallel zum Rückhalteraum bei Breisach, berechnet nach Penman und simulierte potentielle Evaporation des Rückhalteraums bei Breisach, berechnet nach Shuttleworth-Wallace (BROOK90) für die Jahre 2008, 2009 und 2010.

Innerhalb dieser Sommermonate, Mai bis August, sinkt die Evaporation des Rückhalteraums bei geringen Niederschlägen ab und erreicht bei fehlenden Ereignissen Werte um Null.

Vor Beginn der Vegetationsperiode beschränkt sich die Evaporation des Rückhalteraums auf den Prozess der Bodenverdunstung, welche in diesem Fall die Gesamtverdunstung ausmacht, in ihren Werten aber weit unter denen der Verdunstung der freien Wasserfläche liegt und stellenweise gänzlich zum Erliegen kommt.
Ab September gleichen sich die Verdunstungsmengen des Rückhalteraums an den Verlauf der Verdunstung der freien Wasserfläche an. In der Summe liegen diese aber weiterhin unterhalb derer (Abb.4-2).
Die Monats- und Jahressummen der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach und die der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals unterscheiden sich beträchtlich in ihrer Höhe (Abb.4-2). Die Gesamtverdunstung des Rückhalteraums (berechnet nach BROOK90) fällt mit 323 mm (2008), 294 mm (2009) und 342 mm (2010) um die Hälfte geringer aus, als die Gesamtverdunstung der freien Wasserfläche (berechnet nach Penman) mit 637 mm (2008), 685 mm (2009) und 646 mm (2010).

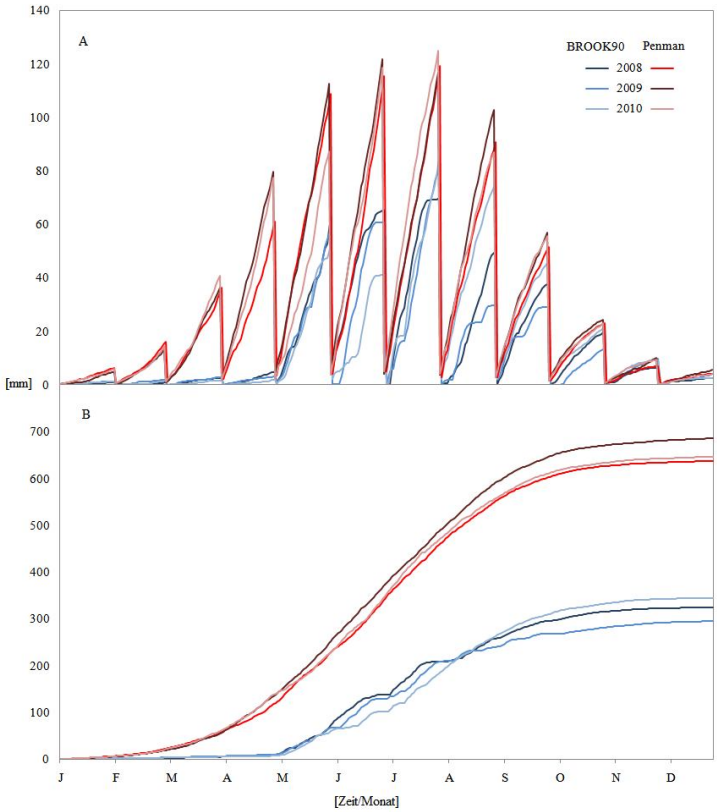


Abbildung 4-2: A: Monatlich kumulierte Evaporation der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals und des Rückhalteraums bei Breisach. B: Jährlich kumulierte Evaporation beider Untersuchungsflächen.

4.1.2 Transpiration und Bodenverdunstung

Die Evaporation setzt sich aus Transpiration, Bodenverdunstung und Interzeptionsverdunstung zusammen. Im Rückhalteraum bei Breisach dominiert durch die Modelleinstellung die Transpiration und gleicht sich daher an die Gesamtverdunstung des Waldbestandes an. Diese beginnt mit Einsetzen der Blattentwicklung bzw. mit ausgebildeter Baumkrone Mitte/Ende April (Abb.4-3) und erreicht mit 5 mm ihr Maximum innerhalb der Monate Juni und Juli. Die Interzeptionsverdunstung wird bei der Quantifizierung der Verdunstungsprozesse vernachlässigt. Die Bodenverdunstung nimmt bei einem flutfreien Waldbestand einen kleinen Anteil an der Gesamtverdunstung ein.

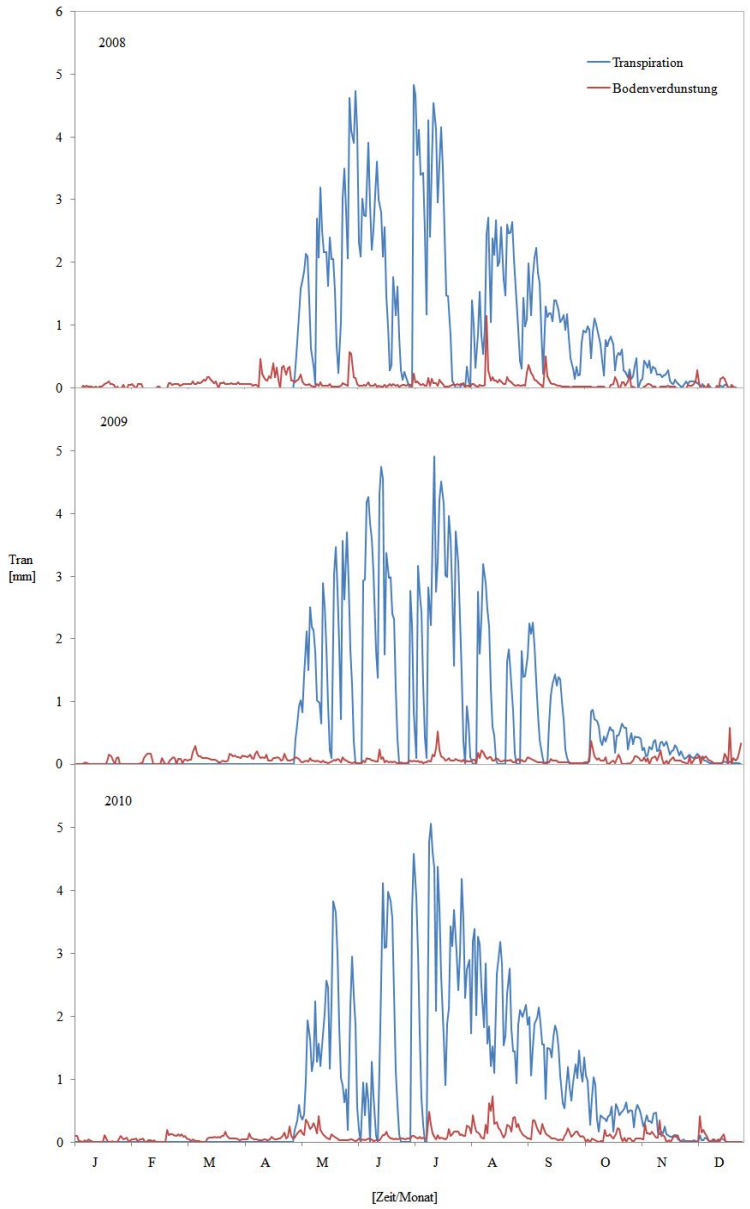


Abbildung 4-3: Jahresgang der Transpiration und der Bodenverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach, berechnet nach BROOK90 für die Jahre 2008, 2009 und 2010.

Die Monatssummen der Transpiration zeigen den vegetationstypischen Verlauf. Mit Einsetzen der Vegetationsentwicklung Mitte April setzt auch die Transpiration ein. Die Jahresmuster der drei Jahre (2008-2010) sind untereinander ähnlich. Unterschiedliche Monatssummen eines Monats (Juni, August und September) sind auf die Niederschlagssummen und somit auf das Feuchteangebot der einzelnen Monate der 3 Jahre zurückzuführen. Bei andauernden Niederschlägen steigt die Summe der monatlichen Transpirationsmengen (2010, Monat August), wohingegen bei geringeren Niederschlagssummen die Transpiration geringer ausfällt (2008, Monat August, September).
Die Jahressummen der Transpiration entsprechen mit 297 mm (2008), 290 mm (2009) und 309 mm (2010) in etwa 90 % der Gesamtverdunstung. Die restlichen 10 % werden durch die Bodenverdunstung komplettiert.

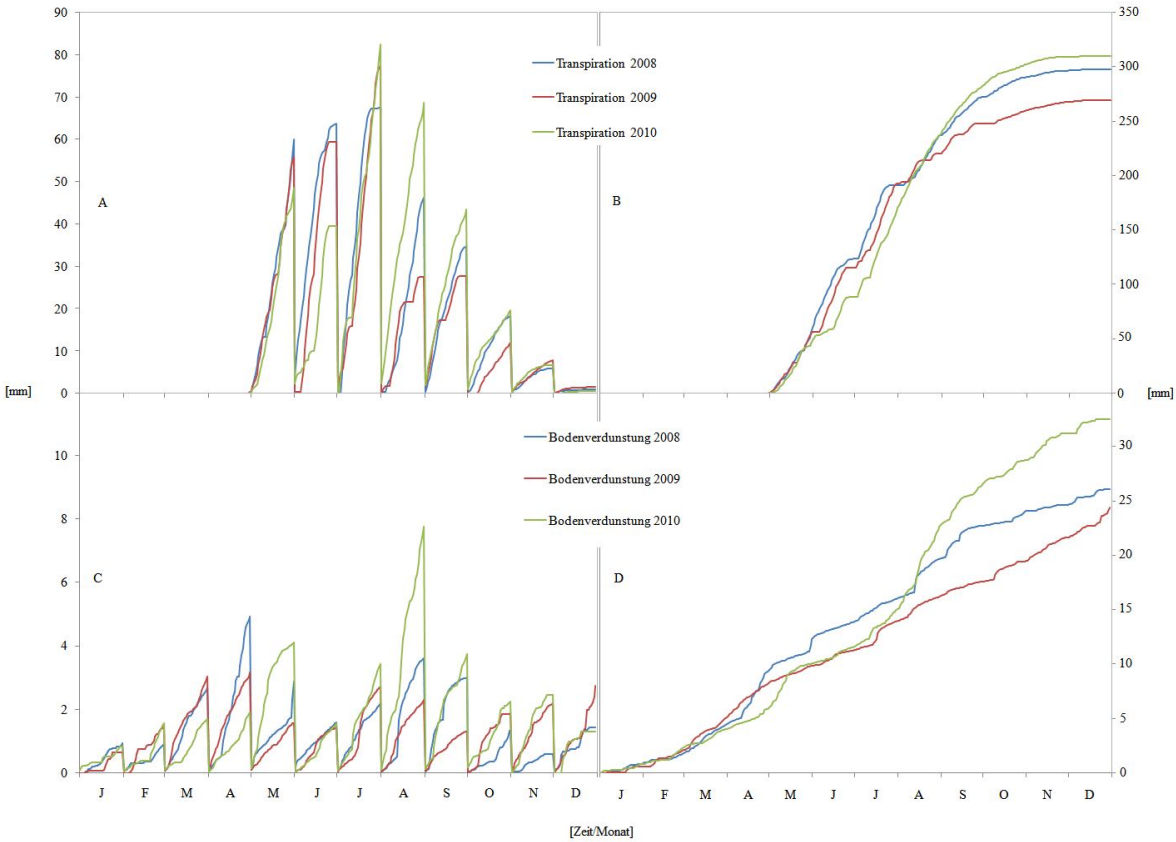


Abbildung 4-4 A: monatlich kumulierte Transpiration des Rückhalteraums bei Breisach für die Jahre 2008, 2009 und 2010, berechnet nach BROOK90, B: Jahressumme der Transpiration, C: Monatssummen der Bodenverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach, D: Jahressumme der Bodenverdunstung.

4.1.3 Bodenwasser

Der durchschnittliche Bodenwassergehalt (Abb. 4-5) des Rückhalteraums liegt für die Jahre 2008 bis 2010 um 80 mm. Während der transpirationsfreien Monate im Frühjahr und in den transpirationsschwachen Wintermonaten steigt dieser auf ein vergleichsweise höheres Niveau (von 90 mm) an, in den transpirationsreichen Sommermonaten fällt der Wassergehalt auf etwa 70 mm. Einzelne Starkniederschlagsereignisse und größere Niederschlagssummen verursachen eine erhöhte Sickermenge in den Bodenspeicher, welche eine punktuell erhöhte Perkolation ins Grundwasser bedeuten kann. Die mittlere Perkolation ins Grundwasser liegt bei 2 mm pro Tag. Durch erhöhte Sickerraten in den Boden kann die Perkolation ins Grundwasser ein 10- bis maximal 30-faches der mittleren Perkolation erreichen.

Bodenwassergehalte über 80 mm sorgen für ein geringes Wasserpotential im Boden. Durchschnittliche Werte liegen dabei um -0.4 MPa und entsprechen einem gut durchnässten Bodenprofil. Während der transpirationsaktiven Monate steigt das Wasserpotential im Boden an und erzeugt einen annähernd trockenen Boden mit einem Wasserpotential von -1.5 MPa. Auch hier können Starkniederschläge oder erhöhte Niederschlagssummen ein kurzzeitiges Absinken des Wasserpotentials bedeuten. Dieses Phänomen tritt hauptsächlich und ausgeprägt innerhalb der transpirationsaktiven Monate Mai bis September auf.

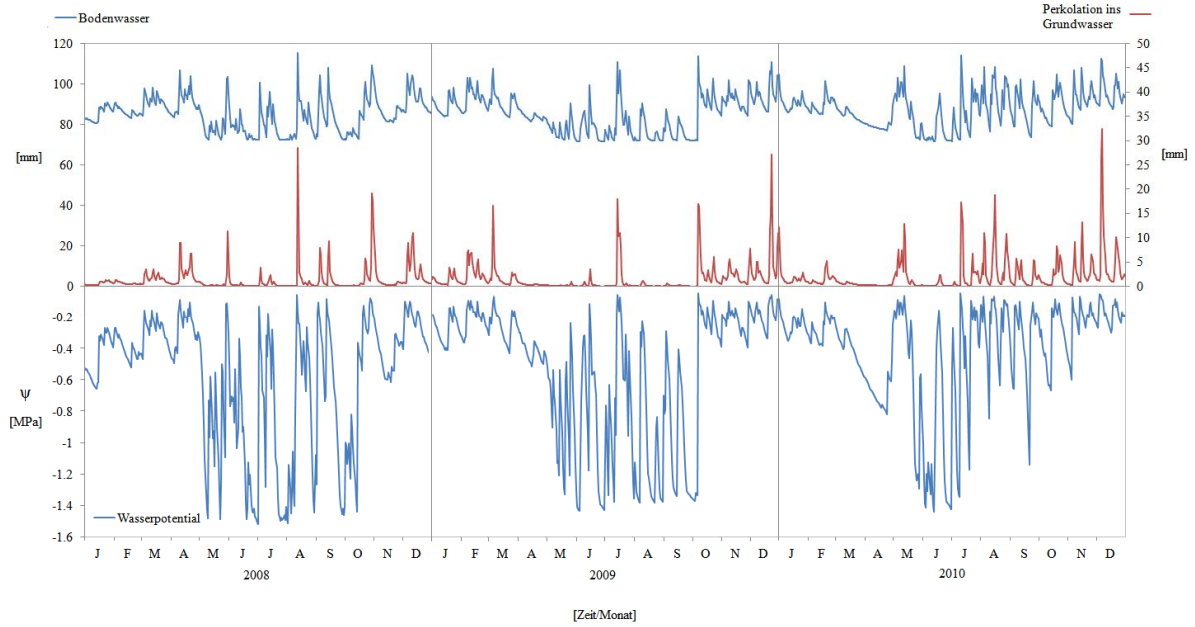


Abbildung 4-5: Jahresgang von Bodenwasser, Perkolation ins Grundwasser und Bodenwasserpotential für den Retentionsraum bei Breisach für die Jahre 2008, 2009 und 2010, berechnet nach BROOK90.

4.2 Ergebnisse der Überflutung

4.2.1 Überflutung 5 Tage

Während eines Flutungsereignisses steigt die Gesamtverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach an. Je nach jahreszeitlichem Flutbeginn führt dies zu einem unterschiedlichen Verlauf. Ein 5-tägiges Flutereignis, das am 27.03. beginnt, bedingt eine Erhöhung der Evaporation (Abb.4-6). Da die Flut vor Eintreten der Vegetationsentwicklung auftritt, ist diese auf die Bodenverdunstung zurückzuführen. Allerdings liegt die Verdunstung deutlich unterhalb der Verdunstungsmengen der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals.

Die am 28.06 beginnende Flutung führt ebenfalls zu einer Erhöhung der Evaporation. Die Gesamtverdunstung, die innerhalb der Vegetationsperiode und auftretende Flut entsteht, setzt sich aus Transpiration und Bodenverdunstung zusammen und übersteigt die potentielle Verdunstung der freien Wasserfläche.

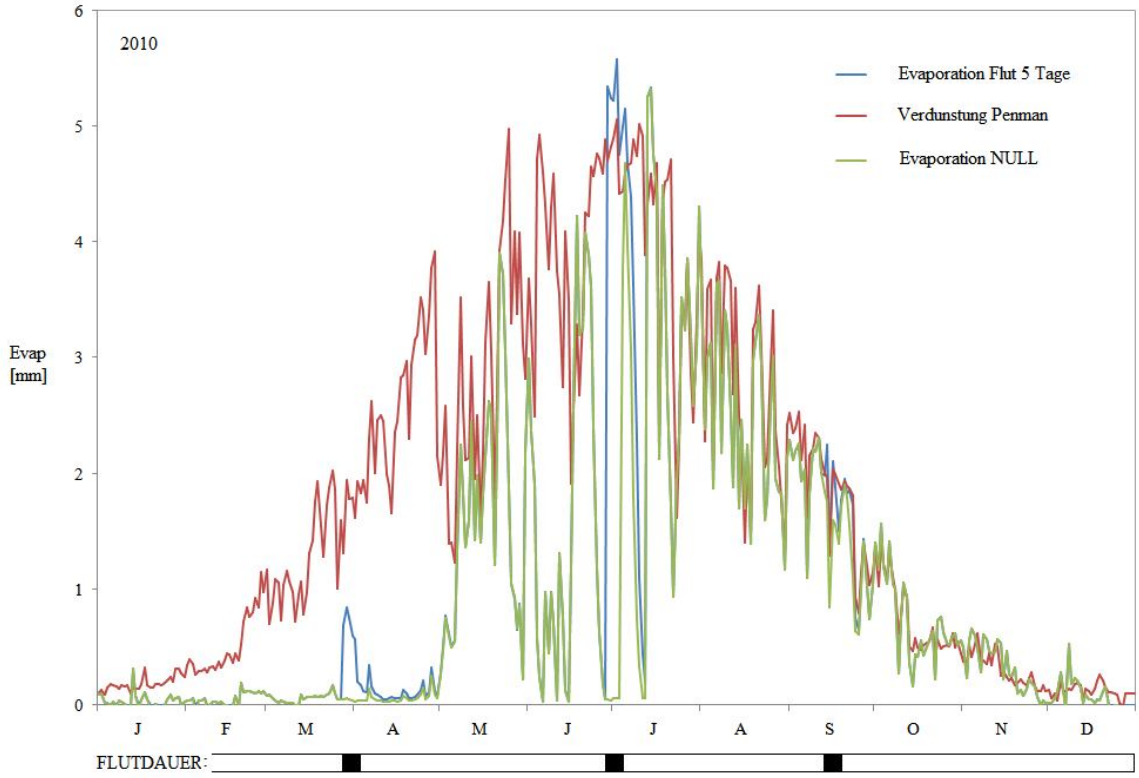


Abbildung 4-6: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL"-Variante und der Modellvariante mit simulierter 5 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010.

Das Flutereignis mit Beginn am 12.09. bewirkt für die 5 Tage einen Anstieg der Evaporationsmenge. Hierbei liegt die Verdunstung des Rückhaltraums in etwa auf demselben Niveau wie die Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals. Ein leichtes Übergewicht der Verdunstung des Rückhalteraums ist festzustellen.

4.2.2 Überflutung 15 Tage

Bei einem 15-tägigen Flutereignis und gleichen Starttagen ist eine deutliche Erhöhung der Gesamtverdunstung für den Rückhalteraum festzustellen (Abb.4-7). Das Muster gleicht dem bei 5-tägiger Flut (Abb.4-6), zeichnet sich aber bei länger andauernder Flutung noch deutlicher ab. Die Flut ab Ende März reicht bis Mitte April und beeinflusst in erster Linie die Bodenevaporation. Die Verdunstungsraten liegen hier weiterhin unterhalb derer der freien Wasserfläche. Im Juni und Juli übersteigt sie die der Wasserfläche klar. Im September liegen die Spitzen auch wieder über denen der freien Wasserfläche.

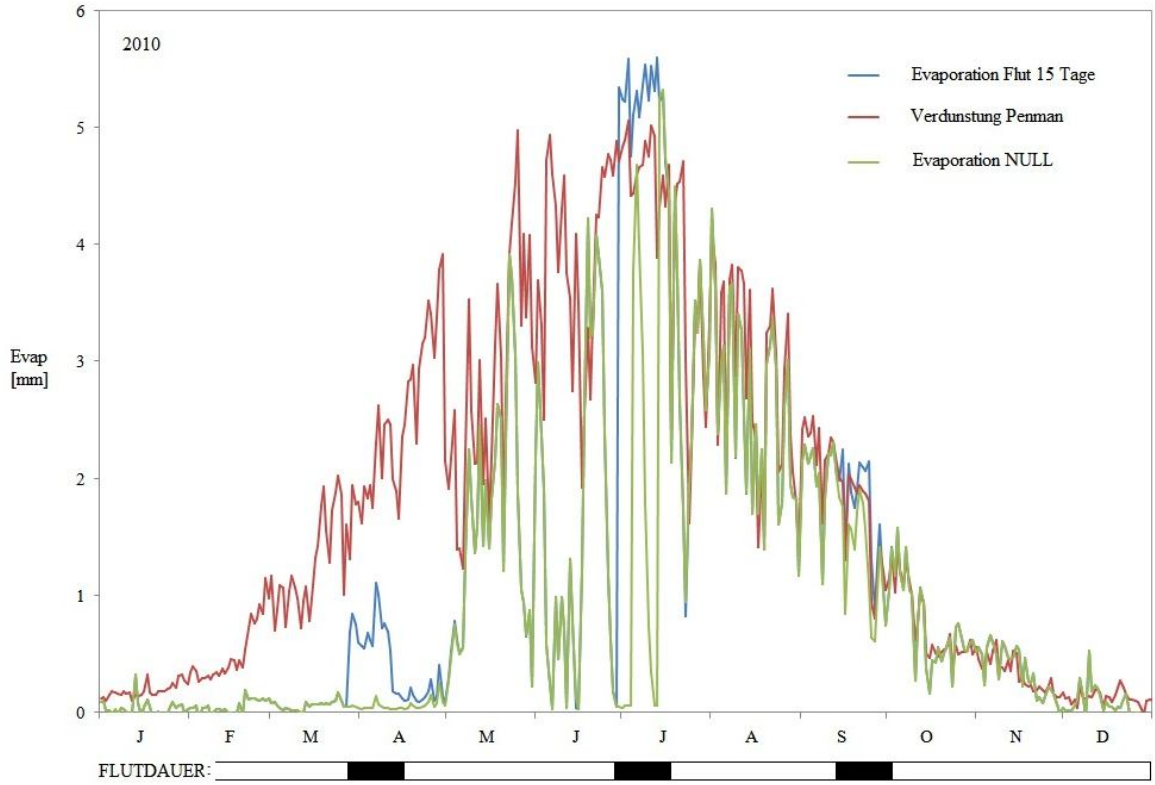


Abbildung 4-7: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL"-Variante und der Modellvariante mit simulierter 15 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010.

4.2.3 Überflutung 30 Tage

Gleichermaßen wie bei einer 15-tägigen Flut, verhält sich der Verlauf der Gesamtverdunstung bei einer 30 Tage andauernden Flutung (Abb.4-8), mit dem Unterschied, dass die Jahressumme um die Verdunstungssummen der zusätzlichen Fluttage erweitert wird.

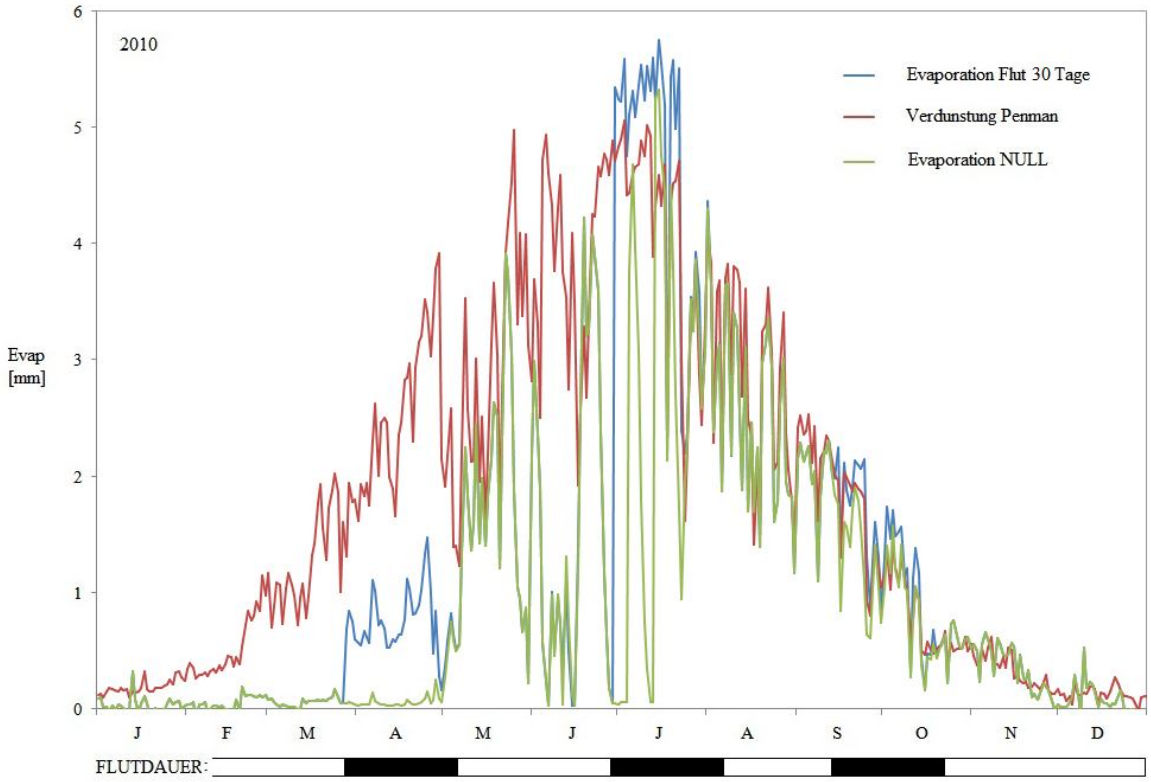


Abbildung 4-8: Jahresgang der Evaporation der Flutfreien „NULL"-Variante und der Modellvariante mit simulierter 30 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010.

4.2.4 Überflutung 50 Tage

Die Evaporation des Rückhalteraums einer 50-tägigen Flutung zeigt folgende Abbildung 4-9. Der erste Flutzeitraum erstreckt sich von Ende März bis Mitte Mai und fällt somit in die Vegetationsperiode, in der die Transpiration die wesentliche Rolle der Verdunstungsprozesse übernimmt. Vor dieser Vegetationsperiode liegt die Verdunstung des überfluteten Auenwaldes unterhalb der Verdunstungsraten des parallel anliegenden Rheinseitenkanals. Ab Beginn und Ausbildung der Vegetation reicht die Bestandesverdunstung erstmals an die Verdunstung der freien Wasserfläche heran, übersteigt diese aber nicht. Die flutbedingte Verdunstung im Sommer und im Herbst erfolgt nach demselben Muster wie die bei den kürzeren Flutungen. Bis Ende Juni überragt die Verdunstungsmenge des Rückhalteraums die der Wasserfläche und gleicht sich ab dann für den Rest der Flut im Sommer an diese an. Die Verdunstung im Herbst, ab dem 12.09., liegt nun deutlich über der Verdunstung der Wasserfläche.

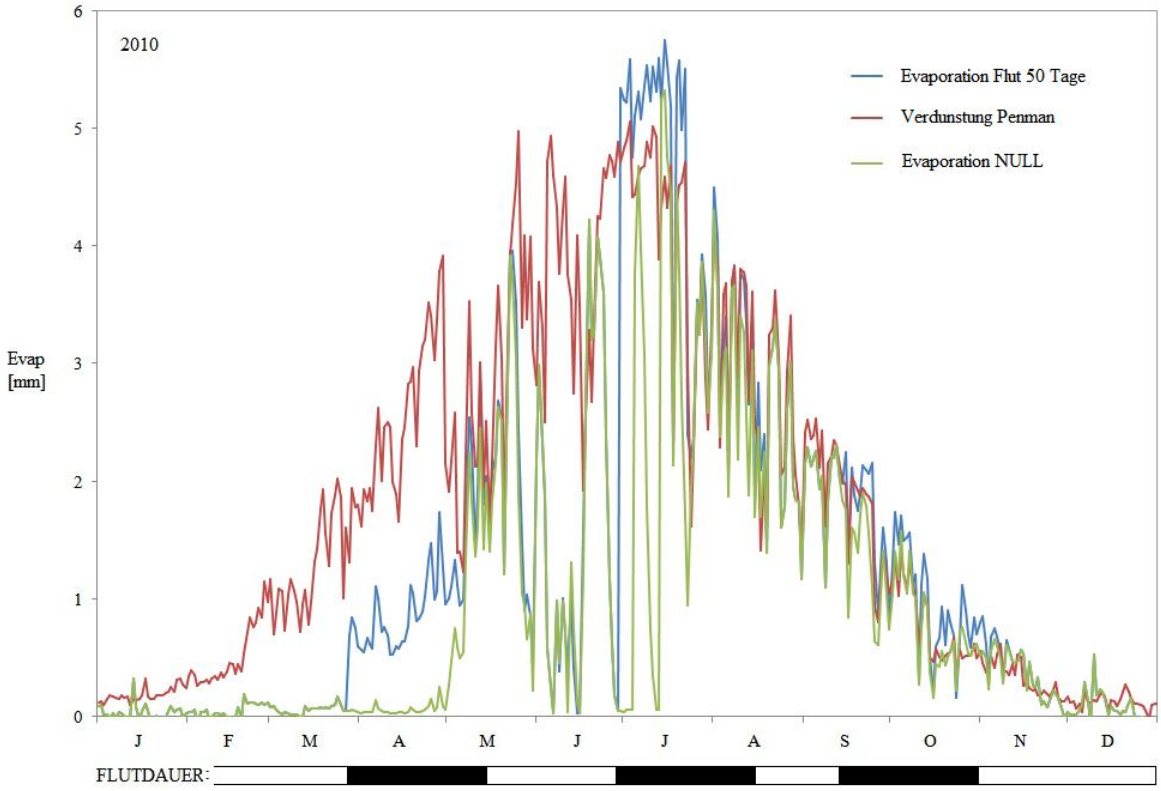


Abbildung 4-9: Jahresgang der Evaporation der Flutfreie „NULL"-Variante und der Modellvariante mit simulierter 50 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010.

4.2.5 Überflutung 65 Tage

Die Abbildung 4-10 zeigt unter anderem den Jahresverlauf der Gesamtverdunstung bei einer 65 Tage andauernden Flutung. Auch hier ist ein Anstieg gegenüber der flutfreie Gesamtverdunstung zu erkennen. Die ab dem 27.03. startende Flut reicht bis weit über den Beginn der Vegetationsperiode hinaus und übersteigt als einzige Flut (beginnend ab dem 27.03.) die Verdunstungsmenge der freien Wasserfläche Ende des Monats Mai. Das Flutereignis im Sommer verhält sich wie bei einer 50-tägigen Flut, während bei einer Flutung im November die Bestandesverdunstung des Rückhalteraums die Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals deutlich übersteigt.

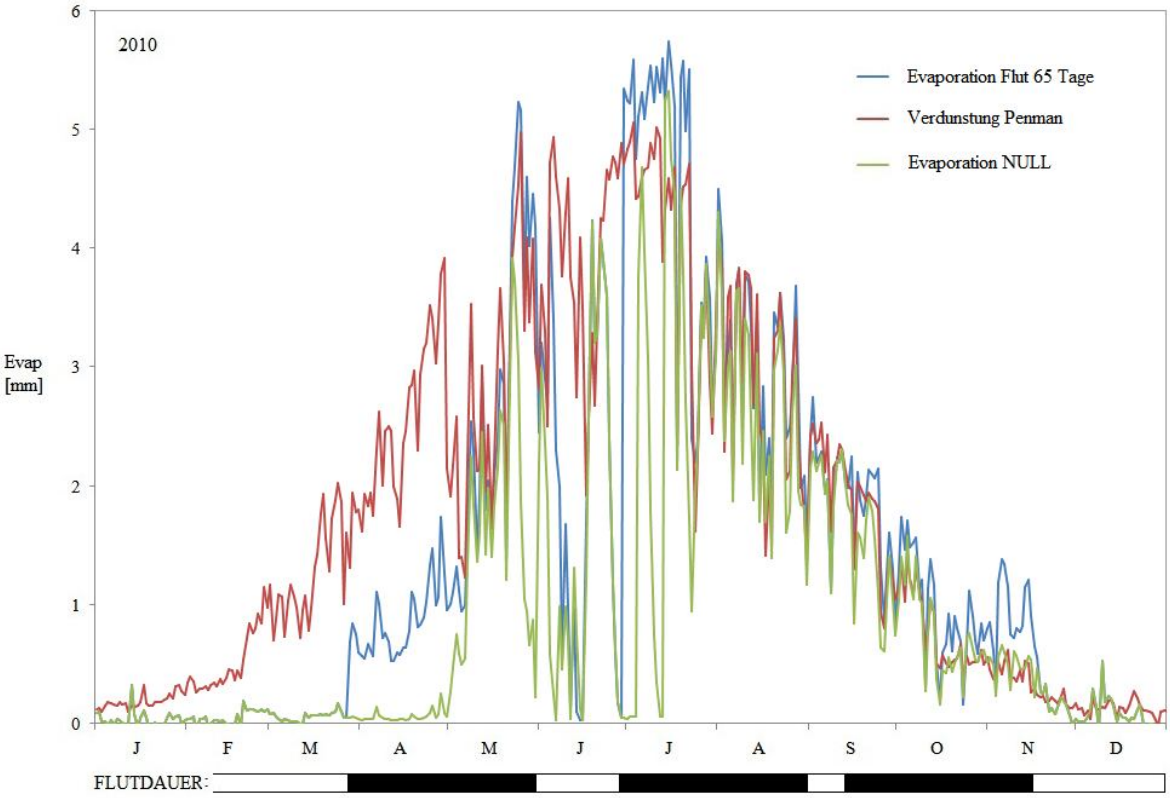


Abbildung 4-10: Jahresgang der Evaporation der Flutfreie „NULL"-Variante und der Modellvariante mit simulierter 65 Tage-Flut für den Rückhalteraum bei Breisach berechnet nach BROOK90, sowie der Jahresgang der Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel verlaufenden Rheinseitenkanals, berechnet nach Penman, beispielhaft für das Jahr 2010.

4.2.6 Evaporationssummen der Flutzeiträume

Alle Verdunstungssummen der Flutzeiträume (5, 15, 30, 50 und 65 Tage) zu den drei Tagen des Flutbeginns (27.03., 28.06. und 12.09.), sowie die passenden Summen der überflutungsfreien Tage, berechnet nach BROOK90 für den Rückhalteraum bei Breisach, und die Summen der potentiellen Verdunstung der freien Wasseroberfläche, berechnet nach Penman, für den parallel verlaufenden Rheinseitenkanal, sind in folgender Abbildung 4-11 zusammengestellt.

Die Summen der Verdunstungen der Flutzeiträume, die ab dem 27.03. starten, zeigen alle dasselbe Muster. Hierbei liegt die Verdunstung der freien Wasserfläche bei allen Flutzeiträumen über der Verdunstung des Waldbestandes. Bei den Überflutungen, die ab dem 28.06. beginnen, liegt die Verdunstung der Wasserfläche nur bei einer kurzen Flutdauer von 5 Tagen über der des bewaldeten Rückhalteraums. Bei einer Flutdauer von 10 und mehr Tagen übersteigt die Verdunstung des überfluteten Waldbestandes die der freien Wasserfläche.

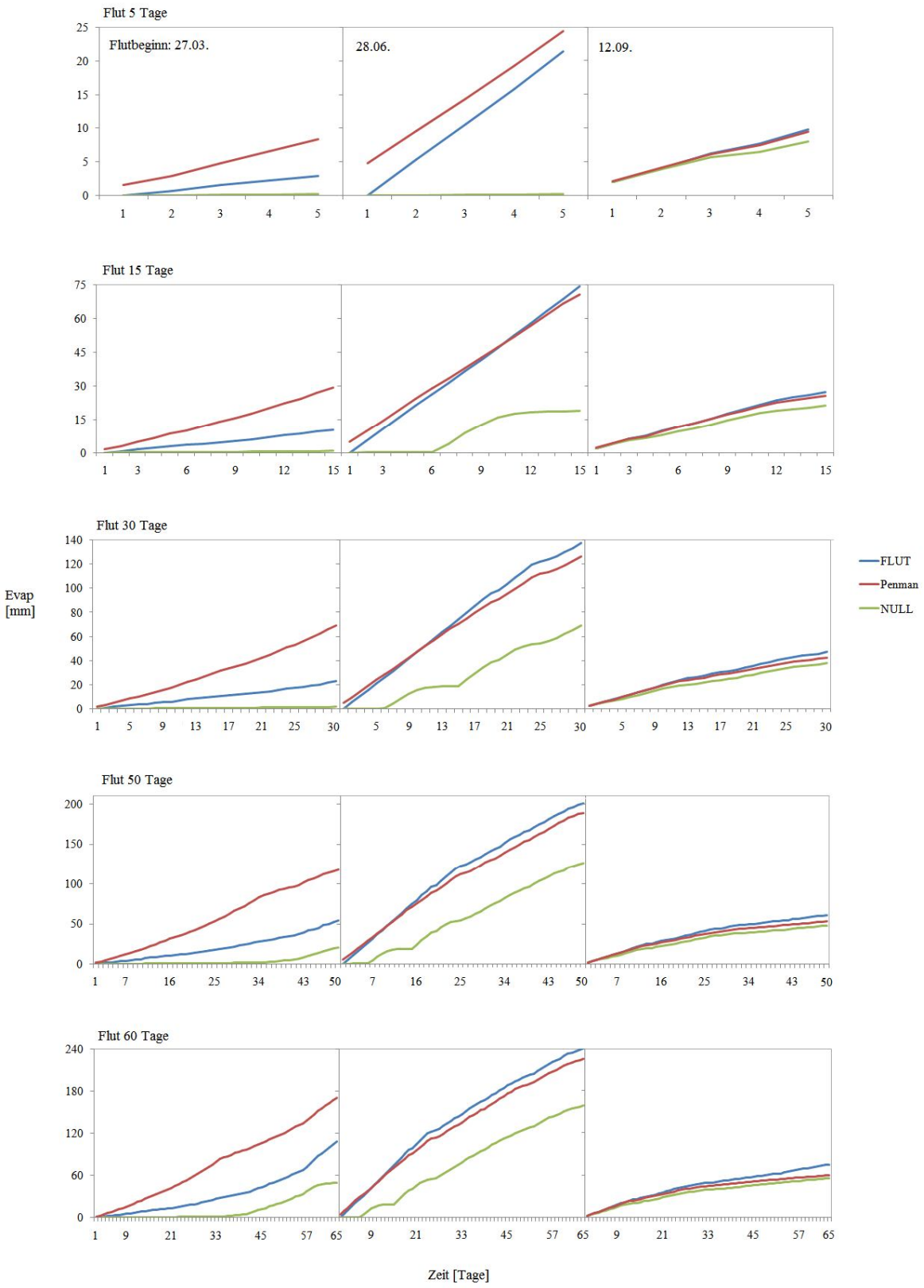


Abbildung 4-11: Vergleich der Summenkurven der Evaporation der verschiedenen Flutzeiträume und der Flutfreien Modellvariation für den Rückhalteraum bei Breisach,berechnet nach BROOK90 und der jeweiligen Summenkurve der Verdunstungsmenge der freien Wasserfläche der parallelliegenden Rheinseitenkanals, für das Jahr 2010.

Die Summen der Verdunstung aller Überflutungszeiträume, sowie derselben Zeiträume ohne Überflutung und die Summen der Verdunstung der freien Wasserfläche für diese Tage, die ab dem 12.09. beginnen, liegen in ihren Werten relativ gleich auf, wobei die Verdunstung der überfluteten Zeiträume des Waldes am höchsten ist. Die hierfür berechneten Zahlenwerte sind in Tabelle 4-1 zusammengefasst.

Tabelle 4-1: Summenwerte der Evaporation der Flutzeiträume, der Flutfreien Modellvariation (Null) und der freien Wasserfläche (Penman) für das Jahr 2010 [in mm], (in Klammer: Jahressumme der Evaporation inklusive der Summe der Evaporation des Flutzeitraums).

	Flut 5	Flut 15	Flut 30	Flut 50	Flut 65	Null	Penman
27.03.	2.9 (345)					0.2 (342)	**8.4 (646)**
28.06.	21.4 (364)					0.3	**24.4**
12.09.	**9.7 (344)**					8.0	9.4
27.03.		10.2 (352)				0.8	**29.4**
28.06.		**74.2 (393)**				24.0	70.6
12.09.		**27.2 (347)**				22.7	25.6
27.03.			23.0 (364)			1.6	**69.4**
28.06.			**137.4 (411)**			69.2	126.5
12.09.			**46.9 (352)**			37.5	42.3
27.03.				53.8 (375)		20.9	**118.0**
28.06.				**200.6 (417)**		125.9	188.8
12.09.				**61.3 (356)**		48.2	53.1
27.03.					108.5 (401)	49.9	**170.0**
28.06.					**240.7 (423)**	159.9	226.1
12.09.					**75.0 (362)**	55.4	59.5

4.2.7 Bodenwasser bei Überflutung

Entsprechend Abbildung 4-5 und 4-12 liegt das Niveau des Bodenwassergehalts im überflutungsfreien Jahr 2010 während den frühen und späten Monaten zwischen 80 und 100 mm und sinkt innerhalb der Sommermonate auf unter 70 mm ab. Bei Überflutungseintritt steigt der Bodenwassergehalt unmittelbar auf ein maximales Level von etwa 110 mm an und bleibt hinsichtlich der Überflutungsdauer auf selbigem Niveau. Nach der Überflutung fällt der Wassergehalt wieder ab und gleicht sich langsam und nach einigen Tagen dem überflutungsfreien Verlauf an.

Die Perkolation ins Grundwasser erreicht analog zum Wassergehalt des Bodenprofils einen enormen Anstieg während der Flutungszeiträume. Der Anstieg tritt direkt nach Beginn der Flut ein. Nach Ende der Überflutung fällt auch diese wieder auf Normalniveau ab.

Das Wasserpotential verhält sich entsprechend dem Wassergehalt des Bodens. Bei Überflutung des Bodens nimmt das Potential ab, nach Ende der Flut und Leerung des Bodenspeichers steigt dieses wieder an.

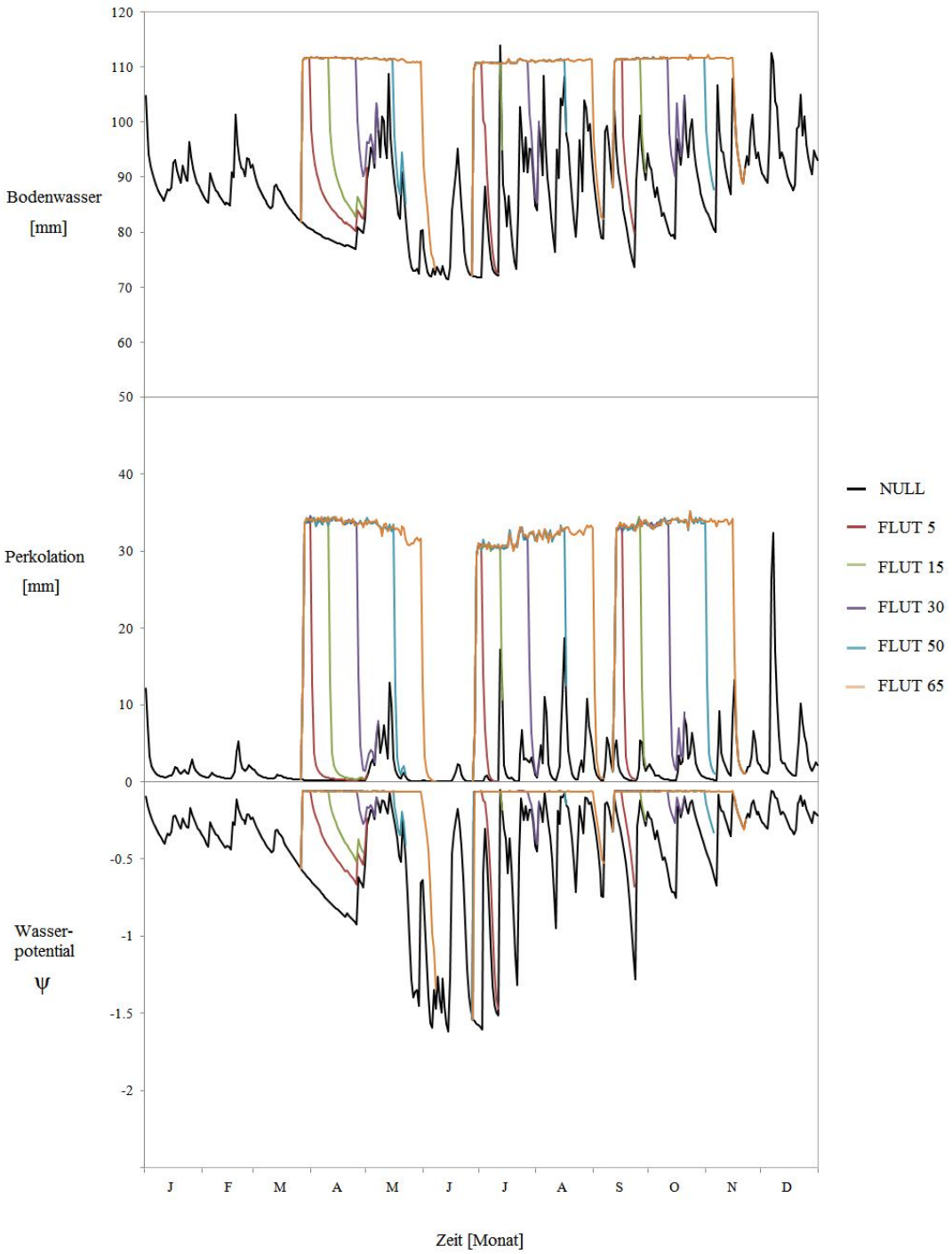


Abbildung 4-12: Vergleich der Bodenwassergehalte, der Perkolationen ins Grundwasser und der Wasserpotentiale der unterschiedlichen Flut- und Flutfreien Modellvariationen für das Jahr 2010.

Tabelle 4-2: Vergleich der Summenwerte der Perkolationsraten ins Grundwasser der verschiedenen Flutzeiträume und der Flutfreien Modellvariation, für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010 [in mm].

		5 Tage	15 Tage	30 Tage	50 Tage	65 Tage
NULL	27.03.	1.0	2.5	3.9	76.7	83.6
FLUT	27.03.	147.7	487.2	1010.4	1662.0	2142.7
NULL	28.06.	0.1	19.3	58.7	148.3	195.4
FLUT	28.06.	128.0	431.8	904.6	1560.6	2039.5
NULL	12.09.	13.8	22.9	43.0	93.4	129.8
FLUT	12.09.	147.9	479.3	983.3	1661.0	2171.0

4.2.8 Bodenverdunstung bei Überflutung

Abbildung 4-13 vergleicht die Bodenverdunstung des Rückhalteraums bei Überflutung, sowie bei flutfreiem Jahr (berechnet nach BROOK90) mit der Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals (berechnet nach Penman). Bei Überflutungseintritt im Frühjahr steigt die Bodenverdunstung an und erreicht Werte um 1 bis 1.5 mm. Der Verlauf passt sich der Verdunstung der freien Wasserfläche an, ihre Werte liegen um die Hälfte unter dieser. Im Sommer erreicht die Bodenverdunstung bei Flutbeginn Werte um 0.5 mm und steigt bei einer maximalen Überflutungsdauer von 65 Tagen auf 1 mm an. Im Herbst liegen die Werte noch niedriger und die Bodenverdunstung erreicht Werte um 0.5 mm. Bei einer 65 tägigen Flutdauer liegt die Bodenverdunstung in 15 Tagen über der Verdunstung der freien Wasserfläche.

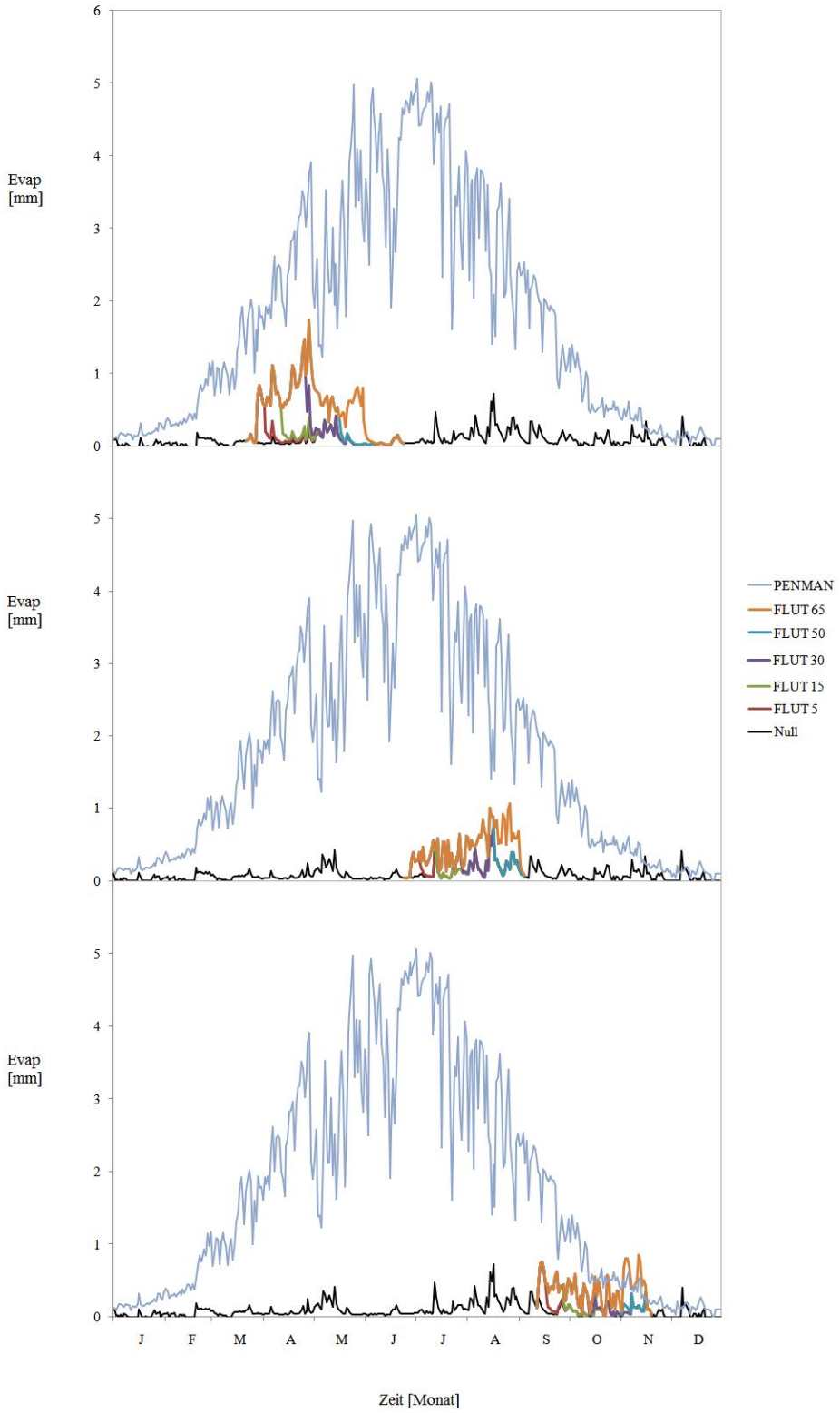


Abbildung 4-13: Vergleich der Bodenverdunstung der verschiedenen Flutdauern mit der flutfreien Nullvariation, berechnet nach BROOK90 mit der Verdunstung der freien Wasserfläche, berechnet nach Penman, für das Jahr 2010.

4.3 Ergebnisse Parameterstudie

4.3.1 Leaf Area Index (LAI)

Der zweite Teil der Ergebnisse aus dem Modellversuch zur Quantifizierung von Verdunstungsprozessen in überfluteten Wäldern beschreibt den Verlauf der Evaporation für den Waldbestand des Rückhalteraums bei Breisach für das Jahr 2010 bei variierten physiologischen und bodenphysikalischen Eigenschaften.

Die Gesamtverdunstung des Waldbestandes für den Rückhalteraum schwankt dabei beträchtlich bei verändertem LAI (*Leaf Area Index*, auch Blattflächenindex genannt).

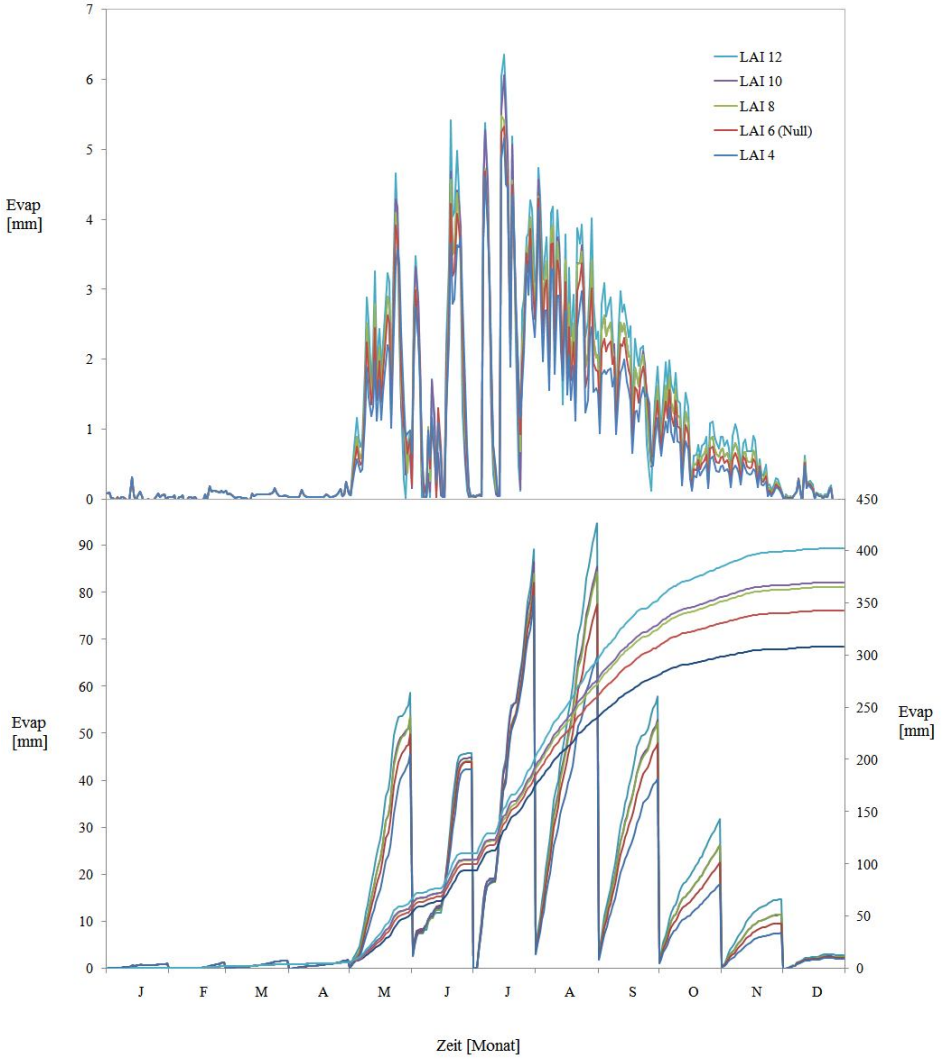


Abbildung 4-14: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Leaf-Area-Index (LAI), Unten: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

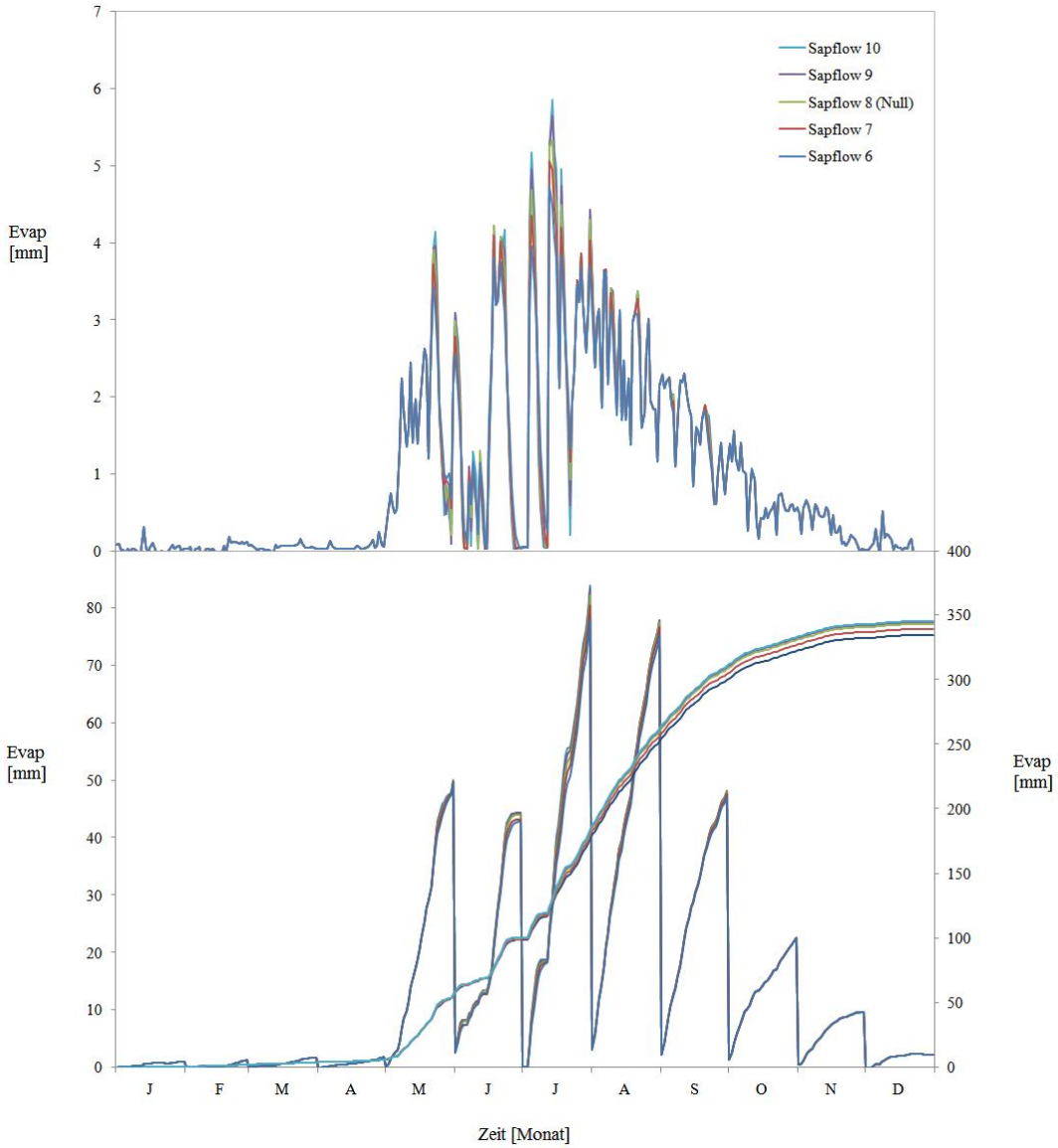
Der Jahresverlauf und die Jahressummen der Verdunstung schwanken während der verdunstungsaktiven Sommermonate und in der zweiten Hälfte des Jahres deutlich entsprechend der Größe des LAI. Bei einem geringen LAI (LAI 4) liegt die Summe des überflutungsfreien Jahres 2010 bei 308 mm, hingegen diese für einen hohen LAI-Wert (LAI 12) bei 402 mm liegt. Bei eintretender Überflutung weist die Verdunstung für einen Waldbestand mit kleinerem LAI im Vergleich zu einem Bestand mit größerem LAI geringere Summenwerte auf (Tab.4-3). Für die Flutereignisse, die unter 50 Tage liegen und am 27.03. eintreten sind die Verdunstungssummen für alle Modellvariationen mit unterschiedlichem LAI gleich. Ab einer Dauer von 50 Tagen steigen die Summen mit steigendem LAI. Die Flutungen ab dem 28.06 und 12.09. haben zur Folge, dass mit steigender Flutdauer und steigendem LAI, auch die Summen der Verdunstung zunehmen.

Tabelle 4-3:Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem LAI, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		LAI 4	LAI 6 (Null)	LAI 8	LAI 10	LAI 12
Summe Flutungstage						
	27.03.	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)
5 Tage	28.06.	15.3 (0.3)	21.4 (0.3)	21.9 (0.2)	22.3 (0.2)	22.6 (0.2)
	12.09.	8.4 (6.6)	9.7 (8.0)	10.9 (9.2)	11.7 (9.2)	12.4 (10.9)
	27.03.	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	70.6 (18.9)	74.2 (18.8)	76.3 (18.6)	77.8 (19.4)	79.1 (19.2)
	12.09.	23.7 (18.2)	27.2 (21.3)	29.8 (22.7)	31.8 (23.0)	33.3 (24.3)
	27.03.	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)
30 Tage	28.06.	130.3 (67.3)	137.4 (69.2)	142.0 (70.3)	145.6 (72.5)	149.0 (74.1)
	12.09.	40.7 (31.3)	47.0 (37.5)	51.5 (41.3)	55.1 (41.5)	58.0 (46.3)
	27.03.	50.7 (17.5)	53.8 (21.0)	56.1 (23.5)	58.1 (23.5)	59.8 (27.5)
50 Tage	28.06.	187.6 (117.2)	200.6 (125.9)	209.4 (130.8)	216.3 (134.1)	222.0 (140.9)
	12.09.	53.0 (39.8)	61.3 (48.2)	67.6 (53.9)	72.7 (54.1)	76.8 (61.9)
	27.03.	99.5 (45.8)	108.5 (49.9)	115.0 (53.4)	120.0 (53.1)	124.4 (58.1)
65 Tage	28.06.	223.1 (145.8)	240.7 (160.0)	252.8 (168.6)	262.3 (172.2)	270.1 (184.5)
	12.09.	65.1 (45.4)	75.0 (55.4)	82.8 (62.6)	89.2 (62.8)	94.5 (73.1)
Jahressummen Evaporation						
	27.03.	311 (308)	345 (342)	368 (365)	372 (370)	405 (402)
5 Tage	28.06.	323	363	386	391	424
	12.09.	310	344	367	372	404
	27.03.	318	352	375	379	412
15 Tage	28.06.	360	398	423	428	462
	12.09.	314	348	372	378	411
	27.03.	330	364	386	391	424
30 Tage	28.06.	371	411	437	443	477
	12.09.	318	352	375	383	414
	27.03.	341	375	398	404	435
50 Tage	28.06.	379	417	444	452	483
	12.09.	321	356	379	388	417
	27.03.	362	401	427	436	469
65 Tage	28.06.	358	423	449	459	488
	12.09.	327	362	385	395	423

4.3.2 Saftfluss

Die Modellvariationen mit veränderter Saftflussrate zeigen, wie die Variationen mit unterschiedlichem LAI, eine Veränderung in der Verdunstung. Saftflussraten kleiner als die Null-Variation weisen kleinere Verdunstungssummen auf, Saftflussraten größer als die Null-Variation erzeugen eine erhöhte Verdunstung. Die Schwankungen begrenzen sich auf die Monate Juni bis August und sind nicht sehr erheblich ausgeprägt. Jahressummen zeigen eine Schwankungsbreite von minimal 334 mm (Sapflow 6) und maximal 345 mm (Sapflow 10) auf.



Abbi
ldung 4-15: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Saftfluss(Sapflow), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Bei eintretender Überflutung weist die Verdunstung für den Waldbestand des Rückhalteraums mit kleineren Saftflussraten, im Vergleich zu einem Bestand mit größeren Saftflussraten, geringere Summenwerte auf (Tab.4-4). Innerhalb einer kurzen Flutdauer sind die Schwankungen unerheblich. Ebenso unbedeutend sind die Abweichungen bei Fluten mit Beginn ab dem 27.03. und ab dem 12.09. Einzige Veränderungen in der Verdunstung ergeben sich bei Überflutungseintritt ab dem 28.06. und für eine Dauer ab 30 Tage und länger.

Tabelle 4-4: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Saftfluss im Xylem, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		SAP 6	SAP 7	SAP 8 (Null)	SAP 9	SAP 10
Summe Flutungstage						
	27.03.	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)
5 Tage	28.06.	19.0 (0.5)	20.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.7 (0.2)	21.8 (0.2)
	12.09.	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)
	27.03.	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	65.7 (18.7)	70.8 (18.6)	74.2 (18.8)	75.3 (18.9)	75.4 (19.1)
	12.09.	27.2 (20.8)	27.2 (21.1)	27.2 (21.3)	27.2 (21.4)	27.2 (21.6)
	27.03.	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)
30 Tage	28.06.	123.6 (65.9)	131.4 (67.8)	137.4 (69.2)	139.3 (70.3)	139.4 (70.8)
	12.09.	46.9 (37.0)	46.9 (37.3)	46.9 (37.5)	46.9 (37.7)	46.9 (37.8)
	27.03.	53.8 (20.9)	53.7 (20.9)	53.7 (20.9)	53.8 (20.9)	53.7 (20.9)
50 Tage	28.06.	186.4 (120.5)	194.6 (123.6)	200.6 (125.9)	202.4 (127.4)	202.6 (128.1)
	12.09.	61.3 (47.7)	61.3 (48.0)	61.3 (48.2)	61.3 (48.4)	61.3 (48.5)
	27.03.	107.3 (49.8)	108.2 (49.9)	108.5 (49.9)	108.6 (49.7)	108.6 (50.0)
65 Tage	28.06.	226.5 (153.9)	235.0 (157.4)	240.7 (159.9)	242.5 (161.4)	242.6 (162.1)
	12.09.	75.0 (55.0)	75.0 (55.2)	75.0 (55.6)	75.0 (55.6)	75.0 (55.7)
Jahressummen Evaporation						
	27.03.	337 (334)	342 (339)	345 (343)	347 (344)	348 (345)
5 Tage	28.06.	352	359	363	365	367
	12.09.	336	340	344	346	347
	27.03.	343	348	352	353	354
15 Tage	28.06.	381	391	398	400	401
	12.09.	340	345	348	350	351
	27.03.	355	360	364	365	366
30 Tage	28.06.	391	403	410	413	414
	12.09.	344	348	352	353	354
	27.03.	367	371	375	377	378
50 Tage	28.06.	347	410	417	419	420
	12.09.	347	352	355	357	358
	27.03.	391	397	401	403	404
65 Tage	28.06.	406	416	423	425	426
	12.09.	354	358	362	363	344

4.3.3 Pflanzenwiderstand

Die Modellvariationen mit variiertem Widerstand in der Pflanze gegenüber dem Wasserfluss zeigen keine bedeutende Veränderung im Verlauf der Jahresverdunstung, sowie in den Monatssummen und Jahressummen.

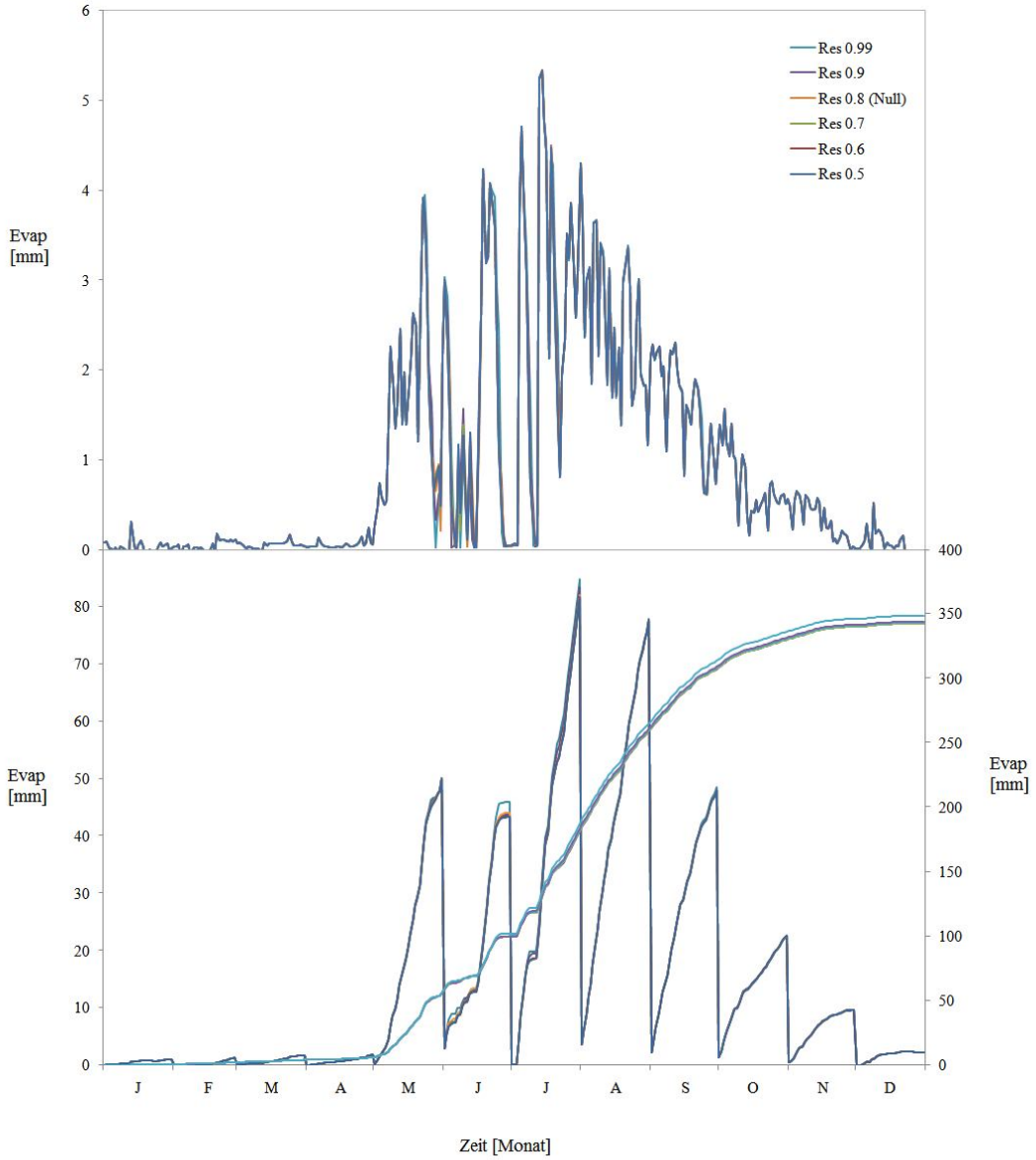


Abbildung 4-16: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Xylemwiderstand (Xylem-Resistant, Res), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Die Verdunstung verändert sich nicht, sowohl für einen geringen, als auch für einen großen Xylem-Widerstand. Variierte Fluteintrittszeiten und Überflutungsdauer mit entsprechend variierten Widerständen verändern die Verdunstung nicht (Tab.4-5).

Tabelle 4-5: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Widerstand in der Pflanze gegenüber dem Wasserfluss, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		Res 0.5	Res 0.6	Res 0.7	Res 0.8 (Null)	Res 0.9	Res 0.99
Summe Flutungstage							
	27.03.	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.4 (0.2)	21.4 (0.2)	21.4 (0.2)
	12.09.	9.7 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)
	27.03.	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	74.2 (18.9)	74.2 (18.9)	74.2 (18.8)	74.2 (18.8)	74.2 (19.7)	74.2 (20.1)
	12.09.	27.2 (21.3)	27.2 (21.4)	27.2 (21.3)	27.2 (21.3)	27.2 (21.3)	27.2 (21.9)
	27.03.	22.9 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)
30 Tage	28.06.	137.4 (68.8)	137.4 (68.9)	137.4 (68.9)	137.4 (69.2)	137.4 (70.6)	137.3 (72.0)
	12.09.	46.9 (37.6)	46.9 (37.6)	46.9 (37.6)	46.9 (37.5)	46.9 (37.5)	46.8 (38.0)
	27.03.	53.7 (20.9)	53.8 (20.9)	53.8 (20.9)	53.7 (20.9)	53.7 (20.9)	53.7 (20.8)
50 Tage	28.06.	200.6 (125.5)	200.6 (125.6)	200.6 (125.6)	200.6 (125.9)	200.6 (127.3)	200.4 (129.0)
	12.09.	61.3 (48.3)	61.3 (48.3)	61.3 (48.3)	61.3 (48.2)	61.3 (48.1)	61.2 (48.7)
	27.03.	108.6 (50.0)	108.6 (50.0)	108.6 (50.0)	108.5 (49.9)	108.5 (50.0)	108.4 (49.8)
65 Tage	28.06.	240.7 (159.5)	240.7 (159.7)	240.7 (159.6)	240.7 (159.9)	240.6 (161.3)	240.3 (163.0)
	12.09.	75.0 (55.5)	75.0 (55.5)	75.0 (55.5)	75.0 (55.4)	75.0 (55.4)	75.0 (55.9)
Jahressummen Evaporation							
	27.03.	344 (334)	344 (339)	345 (343)	345 (344)	346 (345)	350 (348)
5 Tage	28.06.	362	363	363	364	364	369
	12.09.	343	344	344	344	345	349
	27.03.	351	351	351	352	353	357
15 Tage	28.06.	397	397	397	398	398	402
	12.09.	347	347	347	348	349	353
	27.03.	363	363	363	364	365	369
30 Tage	28.06.	410	410	410	410	410	413
	12.09.	351	351	351	352	353	356
	27.03.	374	374	374	375	376	380
50 Tage	28.06.	416	417	417	417	417	419
	12.09.	354	354	355	355	356	360
	27.03.	400	400	400	401	402	406
65 Tage	28.06.	422	422	423	423	423	425
	12.09.	361	361	361	362	363	367

4.3.4 Kf-Wert

Die Modellvariation mit variiertem Durchlässigkeitsbeiwert des Bodens zeigt in den Summen der Verdunstung erkennbare Schwankungen. Diese treten im Vergleich zu den Variationen mit variiertem LAI und Saftfluss verteilt über das ganze Jahr auf.
Der minimale Wert der Jahressumme der Verdunstung für den Rückhalteraum bei Breisach liegt hierfür bei 342 mm (Kf 10) und die maximale Summe bei 362 mm (Kf 5).

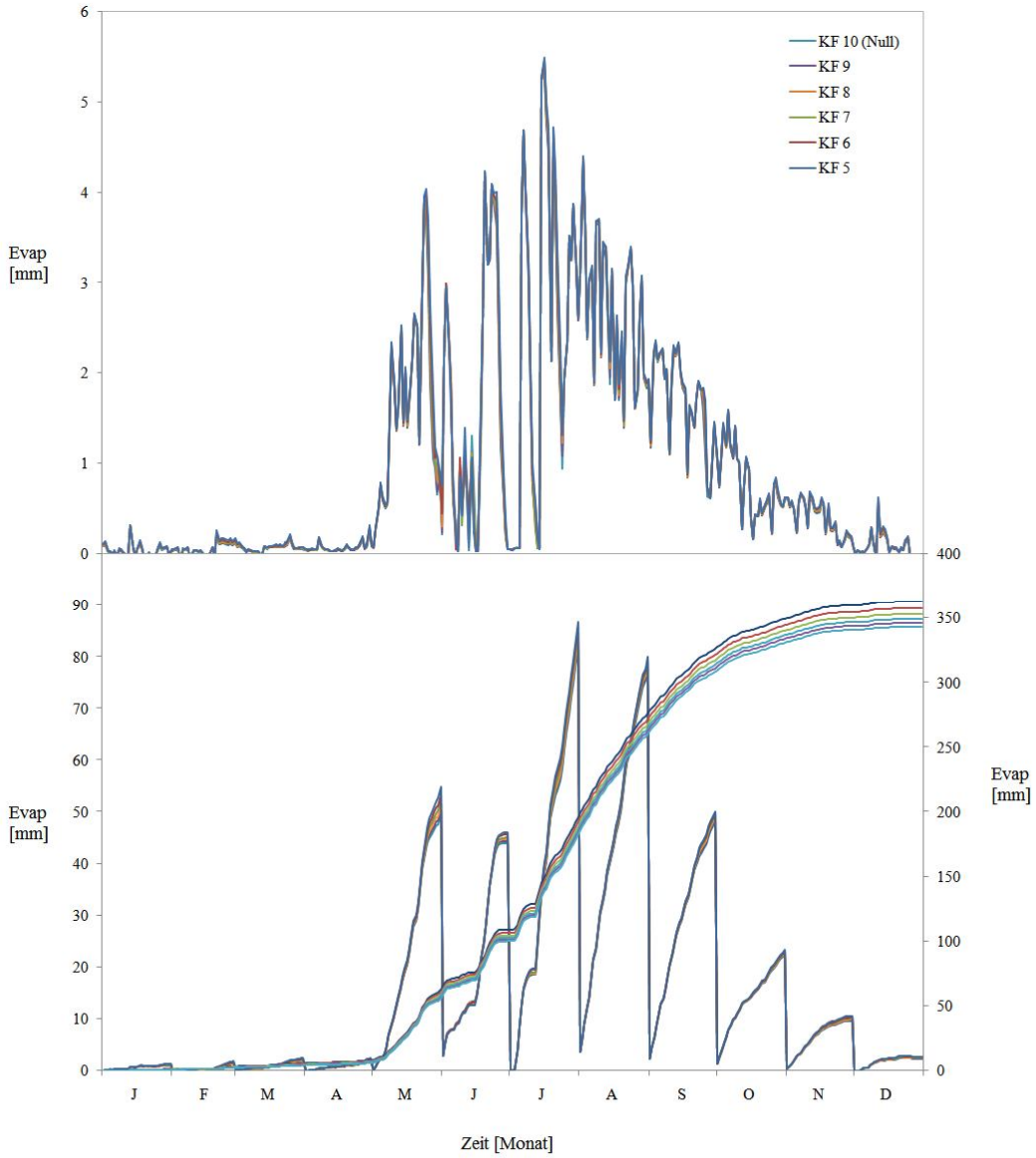


Abbildung 4-17: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Bodendurchlässigkeitswert (Kf-Wert, KF), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Die Modellvariation mit einem hohen Kf-Wert bewirkt eine geringere Verdunstungsrate als Modellvariationen mit kleineren Kf-Werten. Kurze Überflutungen von 5 Tagen zeigen eine sehr geringe Schwankung, sobald der Kf-Wert abnimmt. Dabei spielt der Eintrittszeitpunkt

keine entscheidende Rolle. Deutliche Änderungen treten ab einer Flutdauer von 30 Tagen auf. Allerdings nur ab dem 27.03. als Flutbeginn. Überflutungen mit einer Dauer von 30 Tagen und einem Flutbeginn am 28.06 oder 12.09. zeigen vergleichsweise keine so große Änderung der Verdunstung bei abnehmendem Kf-Wert, als es bei gleicher Dauer und Flutbeginn ab dem 27.03. der Fall ist. Ab dem Flutereignis mit 50 Tagen wird dieses Phänomen noch deutlicher. Die größten Schwankungen der Verdunstung treten bei der Modellvariation mit variierten Kf-Werten bei Flutereignissen mit Flutbeginn am 27.03. und somit im Frühjahr auf. Die Differenzen der Verdunstungssummen im Sommer und Herbst fallen kleiner aus als die im Frühjahr (Tab.4-6).

Tabelle 4-6: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Kf-Wert, für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		KF 5	KF 6	KF 7	KF 8	KF 9	KF 10 (Null)
Summe Flutungstage							
	27.03.	3.8 (0.3)	3.6 (0.3)	3.3 (0.3)	3.2 (0.3)	3.1 (0.3)	2.9 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.5 (0.3)	21.5 (0.3)	21.5 (0.3)	21.5 (0.2)	21.4 (0.2)	21.4 (0.2)
	12.09.	10.4 (8.3)	9.8 (8.0)	10.0 (8.0)	10.0 (8.0)	9.9 (8.0)	9.8 (8.0)
	27.03.	12.7 (1.0)	10.2 (1.0)	11.5 (0.9)	11.0 (0.9)	10.6 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	74.6 (19.9)	74.5 (19.9)	74.5 (19.8)	74.4 (19.8)	74.3 (18.7)	74.2 (20.1)
	12.09.	28.3 (22.7)	28.0 (22.4)	27.8 (22.3)	27.6 (22.3)	27.4 (21.3)	27.2 (21.9)
	27.03.	28.1 (2.1)	26.9 (2.0)	25.7 (1.8)	24.7 (1.7)	23.8 (1.6)	23.0 (1.6)
30 Tage	28.06.	138.4 (73.5)	138.2 (72.9)	138.0 (71.9)	137.8 (70.2)	137.6 (69.6)	137.4 (72.0)
	12.09.	48.7 (39.3)	48.3 (38.6)	47.9 (38.6)	47.5 (38.5)	47.2 (37.5)	46.9 (38.0)
	27.03.	62.2 (22.5)	60.1 (22.9)	58.2 (21.9)	56.5 (21.9)	55.1 (21.9)	53.7 (20.8)
50 Tage	28.06.	203.0 (131.5)	202.4 (130.6)	201.9 (129.6)	201.5 (127.9)	201.0 (126.3)	200.4 (129.0)
	12.09.	64.2 (50.3)	63.5 (50.3)	62.9 (49.3)	62.3 (49.2)	61.8 (48.1)	61.2 (48.7)
	27.03.	118.6 (55.0)	116.2 (53.0)	113.9 (52.0)	111.9 (51.9)	110.2 (50.0)	108.4 (49.8)
65 Tage	28.06.	244.8 (166.5)	243.8 (165.7)	243.0 (163.6)	242.1 (162.9)	241.3 (161.3)	240.3 (163.0)
	12.09.	80.0 (58.5)	75.8 (57.5)	77.7 (57.5)	76.7 (56.4)	75.9 (55.4)	75.0 (55.9)
Jahressummen Evaporation							
	27.03.	366 (362)	361 (357)	356 (353)	352 (349)	348 (345)	345 (342)
5 Tage	28.06.	384	379	374	370	366	363
	12.09.	364	359	355	351	347	344
	27.03.	374	369	363	359	355	352
15 Tage	28.06.	417	412	408	404	401	398
	12.09.	368	363	358	354	351	348
	27.03.	388	382	377	372	367	364
30 Tage	28.06.	427	423	419	416	413	410
	12.09.	402	369	389	384	379	375
	27.03.	402	396	389	384	379	375
50 Tage	28.06.	434	429	426	422	419	417
	12.09.	376	371	366	362	358	355
	27.03.	425	420	414	409	405	401
65 Tage	28.06.	440	436	432	429	425	423
	12.09.	384	379	373	369	365	362

4.3.5 Wurzeldichte

Der unterschiedlich stark durchwurzelte Waldboden des Rückhalteraums führt zu einer minimalen Veränderung der Verdunstung bei einem überflutungsfreien Jahr. Abbildung 4-18 zeigt sowohl im Jahresverlauf, als auch in den Monats- und Jahressummen sehr geringe Schwankungen. Im Juni sind leichte Variationen der Verdunstungswerte sichtbar. Die Jahressummen bewegen sich innerhalb einer Schwankungsbreite von 337 mm (bei -20 % geringerer Durchwurzelung) und 344 mm (bei +10 % stärkerer Durchwurzelung). Diese sind größtenteils auf die Schwankungen im Juni zurückzuführen.

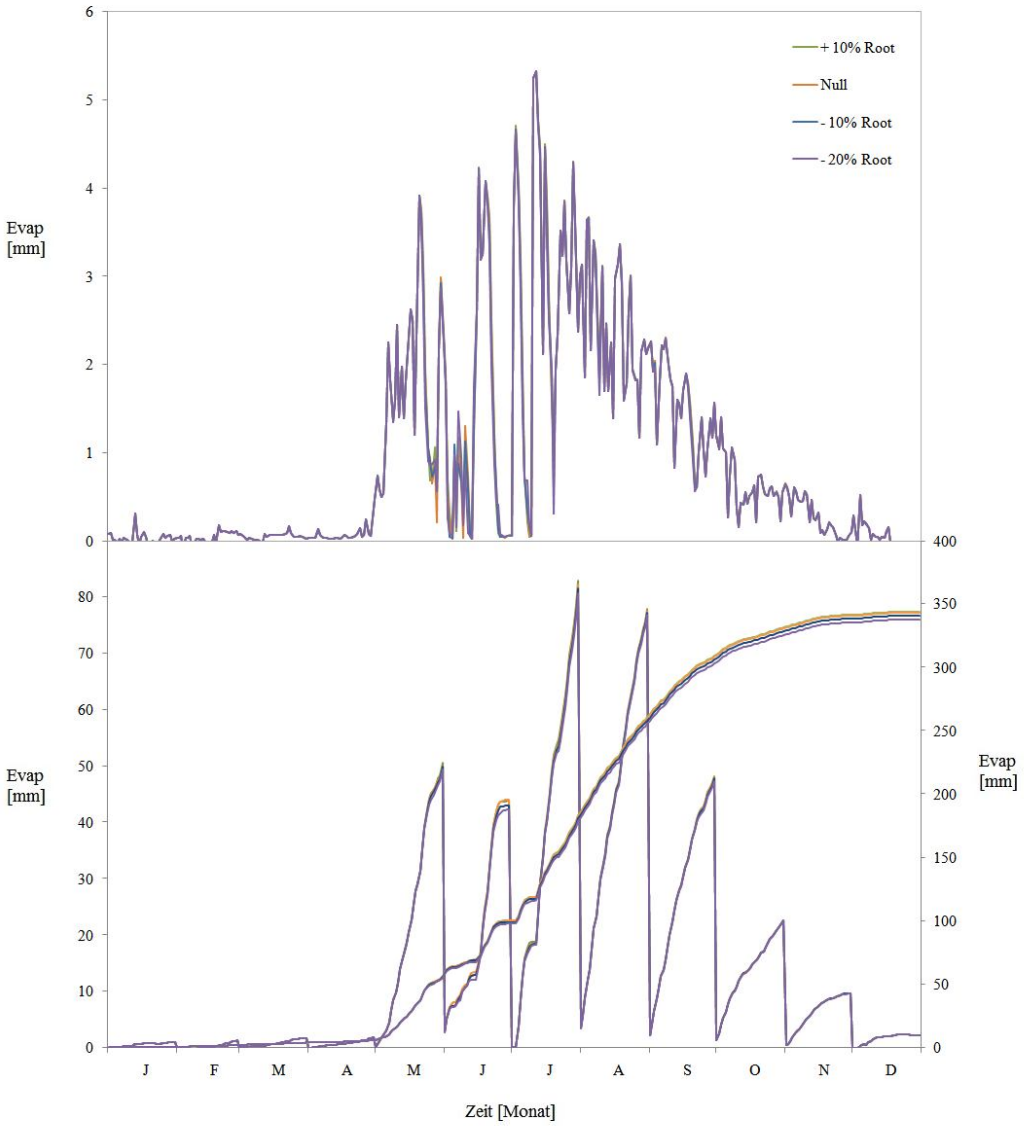


Abbildung 4-18: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Anteil der Durchwurzelung des Bodens (Root), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Bei eintretender Überflutung steigen die Summen der Verdunstung der Überflutungstage im Vergleich zu den flutfreien Tagen an, eine Veränderung der Durchwurzelung und eine Verschiebung des Überflutungszeitpunktes bewirkt keine große Änderung der Summen. Schwankungen liegen im Zehntelbereich und sind vernachlässigbar klein (Tab.4-7).

Tabelle 4-7: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlicher Durchwurzelung (Root), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		- 20 % Root	- 10 % Root	Null	+ 10 % Root
Summe Flutungstage					
	27.03.	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)	2.9 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.5 (0.3)	21.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.3 (0.2)
	12.09.	9.7 (8.0)	9.7 (8.0)	9.8 (8.0)	9.8 (8.0)
	27.03.	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	74.6 (18.9)	74.2 (18.8)	74.3 (18.8)	74.8 (19.0)
	12.09.	27.7 (20.2)	27.2 (21.3)	27.8 (21.3)	27.8 (21.4)
	27.03.	22.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)	23.0 (1.6)
30 Tage	28.06.	137.3 (67.3)	137.4 (68.2)	137.0 (69.3)	137.6 (69.9)
	12.09.	46.7 (37.3)	46.9 (37.5)	46.5 (37.5)	46.9 (37.6)
	27.03.	53.7 (20.9)	53.8 (20.9)	53.1 (20.9)	53.1 (20.9)
50 Tage	28.06.	200.6 (123.2)	200.6 (125.0)	200.4 (125.9)	200.3 (126.7)
	12.09.	61.0 (47.8)	61.3 (48.0)	61.6 (48.2)	61.7 (48.3)
	27.03.	108.5 (49.8)	108.5 (49.9)	108.0 (49.9)	108.0 (50.5)
65 Tage	28.06.	240.1 (157.8)	240.7 (159.0)	240.8 (159.9)	240.3 (160.2)
	12.09.	74.1 (54.4)	75.0 (55.4)	75.8 (55.4)	75.2 (55.6)
Jahressummen Evaporation					
	27.03.	340 (337)	343 (342)	345 (345)	346 (344)
5 Tage	28.06.	358	361	363	365
	12.09.	339	342	344	345
	27.03.	346	349	352	353
15 Tage	28.06.	393	396	398	399
	12.09.	343	346	348	349
	27.03.	358	361	364	365
30 Tage	28.06.	407	409	410	411
	12.09.	347	350	352	353
	27.03.	370	373	375	376
50 Tage	28.06.	414	416	417	417
	12.09.	351	353	355	356
	27.03.	396	399	401	402
65 Tage	28.06.	420	422	423	423
	12.09.	357	360	362	363

4.3.6 Skelettanteil

Modellversuche mit variiertem Anteil der festen Bodensubstanz (Skelettanteil) zeigen in Abbildung 4-19 Schwankungen der Verdunstung des Waldbestandes im überflutungsfreien Jahr 2010. In den Monaten Mai bis September, während der Vegetationsperiode, treten Änderungen innerhalb des Rückhalteraums auf, die die Differenz der Jahressummen ausmachen. Die Modellvariation mit einem 10 % erhöhten Anteil an fester Bodensubstanz bewirken in den genannten Monaten ein stärkeres Absinken der Verdunstung, als bei Variationen mit kleineren Skelettanteilen.

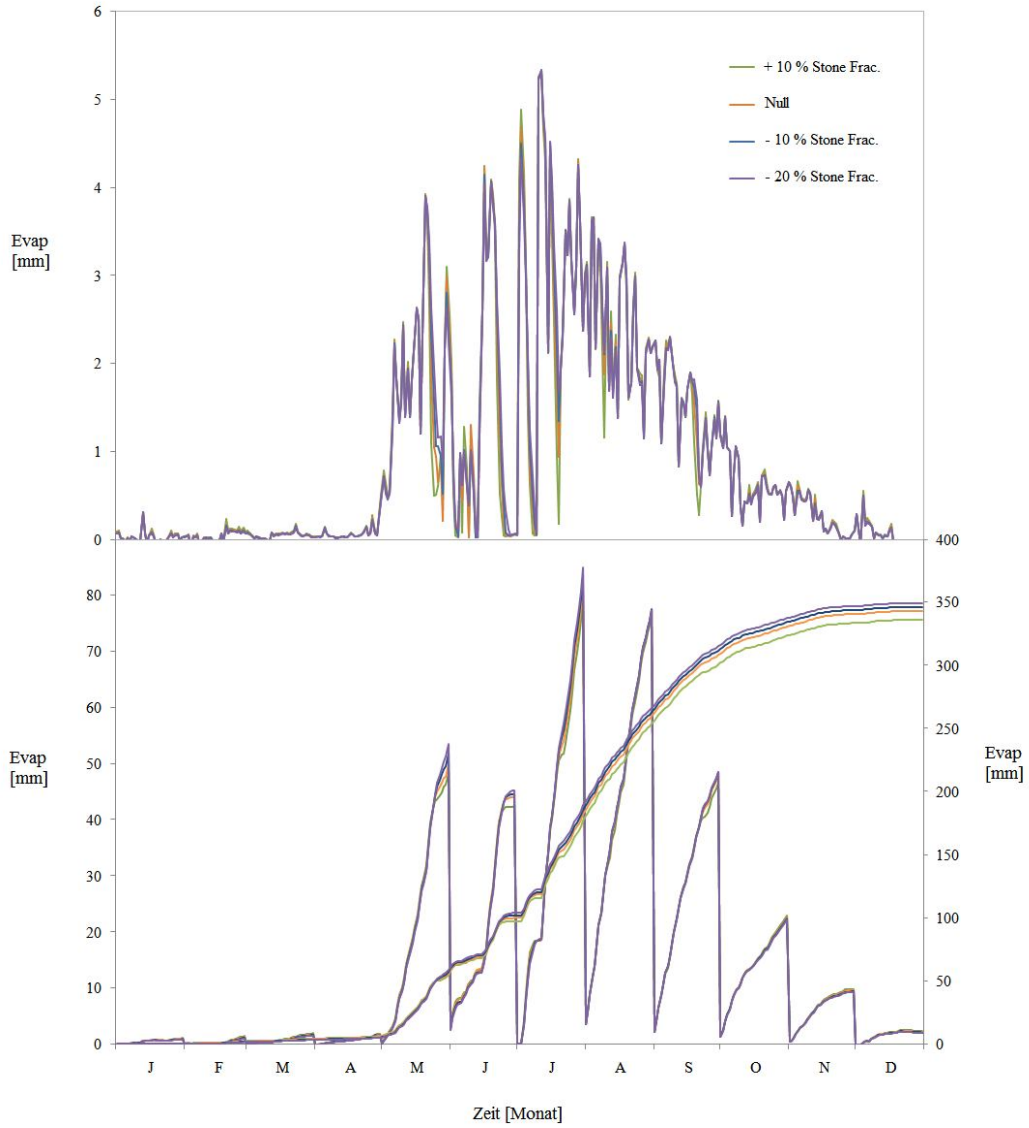


Abbildung 4-19: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Skelettanteils (Stone Fraction), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Steigen Verdunstungswerte an, erzielen Versuche mit 10 % erhöhtem Anteil der festen Bodensubstanz größere Werte, als die Versuche mit geringeren Anteilen. Die Schwankungsbreite des Verdunstungsverlaufs bei erhöhtem festen Bodensubstanzanteil ist somit größer (bezieht sich auf Einzelereignisse), als bei kleineren Anteilen, die Jahressumme allerdings geringer.

Im Falle einer potentiell eintretenden Überflutung steigen die Summen der Verdunstungstage mit fortschreitender Flutdauer an. Kurze Flutdauern von 30 Tagen und kürzer bewirken geringe Fluktuationen der Verdunstungssummen und variierten Anteilen der festen Bodensubstanz. Dabei spielen unterschiedliche Eintrittszeiten keine bedeutende Rolle. Weder im Frühjahr oder Sommer, noch im Herbst. Ab 50 Überflutungstagen sind die Unterschiede der Verdunstungssummen bei Variation der festen Bodensubstanz deutlicher. Dabei sind die Schwankungsbreiten bei variierten Skelettanteilen und Fluteintrittszeit am 27.03. größer, als die Schwankungen der Variationen mit späterem Flutbeginn. Bei zunehmendem Anteil der festen Bodensubstanz steigen die Verdunstungssummen der Flutungstage. Die Jahressummen hingegen fallen mit zunehmendem Anteil und demselben Flutbeginn, analog zu Abbildung 4-19.

Tabelle 4-8: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlicher Skelettanteil (Stone Fraction), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		- 20 % Stone	- 10 % Stone	Null	+ 10 % Stone
Summe Flutungstage					
	27.03.	2.4 (0.2)	2.7 (0.2)	2.9 (0.3)	3.2 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.6 (0.6)	21.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.5 (0.2)
	12.09.	9.5 (8.0)	9.7 (8.0)	9.8 (8.0)	9.9 (8.1)
	27.03.	8.8 (0.7)	9.4 (0.8)	10.2 (0.8)	11.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	74.1 (19.9)	74.2 (18.9)	74.3 (18.8)	74.8 (18.7)
	12.09.	26.7 (22.2)	26.8 (21.8)	27.1 (21.3)	27.8 (19.9)
	27.03.	20.0 (1.5)	21.0 (1.6)	23.0 (1.6)	24.0 (1.7)
30 Tage	28.06.	136.3 (72.3)	137.4 (70.2)	137.0 (69.3)	137.8 (66.9)
	12.09.	45.7 (38.3)	46.4 (38.0)	46.5 (37.5)	47.9 (36.6)
	27.03.	49.7 (20.1)	51.8 (20.9)	53.1 (20.9)	56.1 (21.9)
50 Tage	28.06.	199.6 (129.2)	199.6 (127.0)	200.4 (125.9)	201.3 (122.7)
	12.09.	59.0 (48.8)	60.3 (48.0)	61.6 (48.2)	62.7 (47.3)
	27.03.	103.5 (53.8)	105.5 (51.9)	108.0 (49.9)	112.0 (48.5)
65 Tage	28.06.	238.1 (162.8)	239.7 (161.0)	240.8 (159.9)	242.3 (156.2)
	12.09.	72.1 (55.4)	73.0 (55.4)	75.8 (55.4)	76.2 (54.6)

Tabelle 4-8: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten) Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlicher Skelettanteil (Stone Fraction), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm] [Fortsetzung].

		- 20 % Stone	- 10 % Stone	Null	+ 10 % Stone
Jahressummen Evaporation					
	27.03.	351 (348)	348 (346)	345 (342)	339 (336)
5 Tage	28.06.	369	367	363	357
	12.09.	350	347	344	338
	27.03.	356	354	352	346
15 Tage	28.06.	403	401	398	391
	12.09.	353	351	348	343
	27.03.	367	366	364	359
30 Tage	28.06.	413	412	410	407
	12.09.	356	354	352	347
	27.03.	377	376	375	371
50 Tage	28.06.	418	418	417	415
	12.09.	359	358	355	351
	27.03.	398	400	401	399
65 Tage	28.06.	424	423	423	421
	12.09.	365	364	362	358

4.3.7 Wassergehalt bei Feldkapazität

Die Gesamtverdunstung des Waldbestandes für den Rückhalteraum bei Breisach schwankt deutlich bei Berechnungsansätzen mit variiertem Wassergehalt bei Feldkapazität des Bodens. Ein hoher Wassergehalt bei Feldkapazität bedeutet eine hohe Verdunstungsrate. Ein geringer Wassergehalt bewirkt geringe Verdunstungssummen. Die hauptsächlichen Fluktuationen treten in den Monaten Mai bis September auf, die sich innerhalb der Vegetationsperiode befinden. Während der Monate Januar bis April und Oktober bis Dezember sind die Schwankungen vorhanden, allerdings sehr klein.

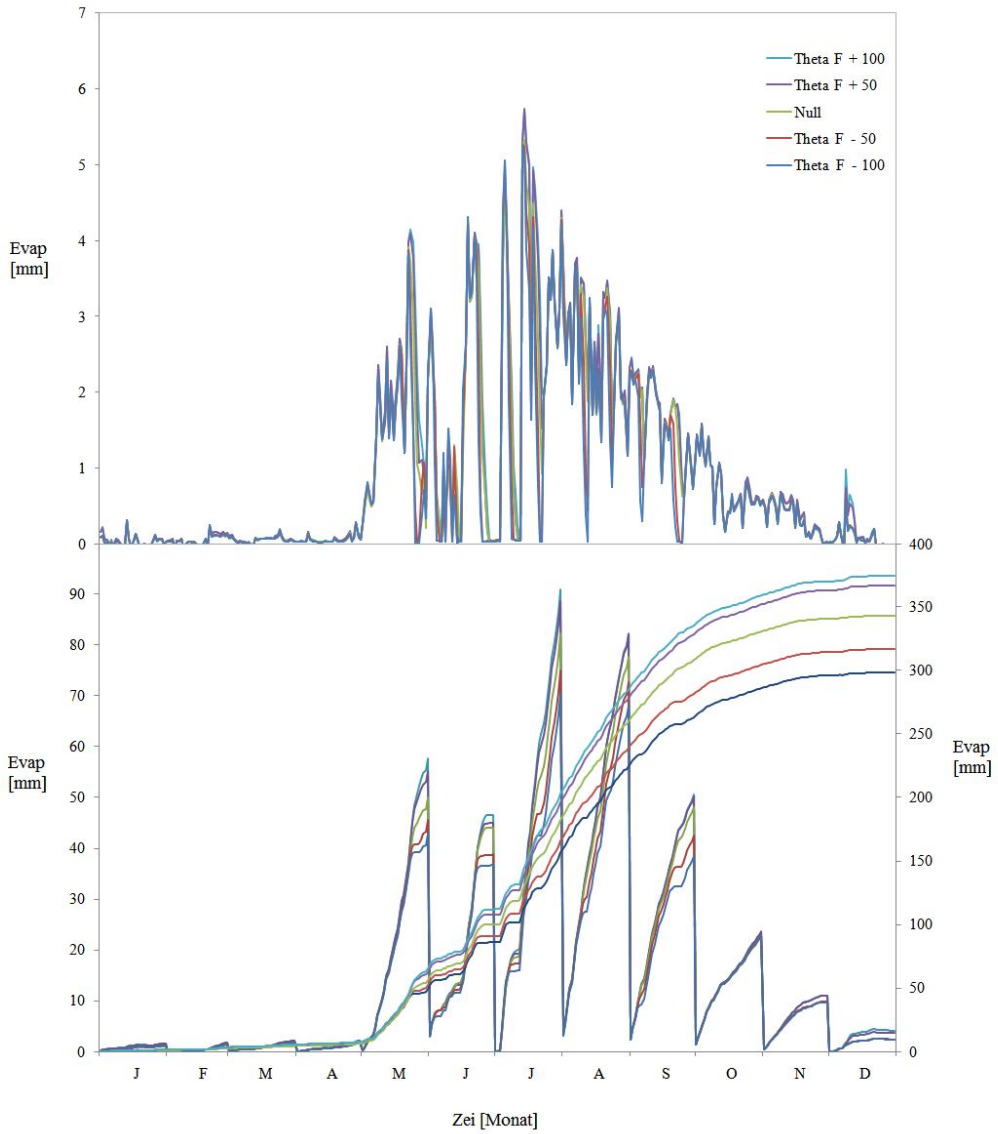


Abbildung 4-20: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Wassergehalt im Boden bei Feldkapazität (Theta F), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Die Jahressummen schwanken bei einem überflutungsfreien Jahr von minimal 297 mm bis maximal 373 mm (Abb.4-20).

Bei eintretender Überflutung steigen die Verdunstungssummen mit zunehmender Überflutungsdauer und zunehmendem Wassergehalt bei Feldkapazität stark an. Schon bei kurzen Flutungen (5 Tage) sind Veränderungen deutlich erkennbar. Überflutungen, die ab dem 27.03. starten, zeigen für einen verringerten Wassergehalt bei Feldkapazität eine geringere Schwankungsbreite zur Null-Variation, als eine zur Null-Variation gegensätzliche Erhöhung des Wassergehalts, die eine erhebliche Zunahme der Verdunstung verursacht. Veränderungen der Verdunstung bei Fluten, die ab 28.06. eingeleitet werden, sind erst ab einer Dauer von 15 Tagen ersichtlich. Dabei tritt bei geringstem Wassergehalt der fünf Modellvariationen eine unverhältnismäßig kleine Verdunstungsrate auf, die vom linearen Muster der Erhöhung des Wassergehalts abweicht. Überflutungen ab dem 12.09. zeigen dieses Phänomen noch deutlicher.

Ein weiteres Phänomen, das bisweilen noch nicht aufgetreten ist, zeichnet sich bei den Überflutungen ab dem 12.09. und beim kleinsten Wassergehalt ab. Mit einer Ausnahme, dass mit steigender Flutdauer die Verdunstung im Allgemeinen in allen Modellvariationen ansteigt, sinkt die Verdunstung ab einer Flutdauer von 30 Tagen ab. Auch bei den Jahressummen tritt dieses Muster auf. Hier sinken die Verdunstungssummen bereits bei einem Überflutungseintritt am 28.06. und einer Flutdauer von 30 Tagen und mehr ab.

Tabelle 4-9: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten)Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Wassergehalt bei Feldkapazität (Theta F), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		TF -100	TF -50	Null	TF +50	TF +100
Summe Flutungstage						
	27.03.	3.1 (0.2)	3.2 (0.2)	2.9 (0.3)	4.5 (0.3)	6.5 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.0 (0.2)	21.4 (0.2)	21.4 (0.3)	21.6 (0.3)	21.7 (0.3)
	12.09.	3.9 (8.0)	9.9 (8.0)	9.8 (8.0)	10.9 (8.3)	12.1 (8.4)
	27.03.	10.6 (0.7)	10.9 (0.8)	10.2 (0.8)	15.3 (0.8)	21.2 (0.9)
15 Tage	28.06.	65.7 (16.7)	74.8 (17.6)	74.2 (18.8)	75.3 (19.9)	75.4 (20.1)
	12.09.	11.2 (15.8)	27.2 (17.1)	27.2 (21.3)	29.2 (22.4)	31.2 (22.6)
	27.03.	23.0 (1.4)	24.0 (1.5)	23.0 (1.6)	33.0 (1.8)	45.0 (1.9)
30 Tage	28.06.	116.6 (57.9)	137.4 (61.8)	137.4 (69.2)	139.3 (75.3)	140.4 (77.8)
	12.09.	15.9 (31.0)	47.9 (33.3)	46.9 (37.5)	50.9 (39.7)	53.9 (39.8)
	27.03.	55.8 (21.9)	56.0 (21.9)	53.7 (20.9)	70.8 (22.9)	91.7 (22.9)
50 Tage	28.06.	157.4 (107.5)	201.6 (114.6)	200.6 (125.9)	205.4 (134.4)	209.6 (136.1)
	12.09.	15.9 (42.7)	62.3 (44.0)	61.3 (48.2)	66.3 (50.4)	72.3 (50.5)
	27.03.	118.3 (42.8)	111.2 (45.9)	108.5 (49.9)	128.6 (55.7)	152.6 (57.0)
65 Tage	28.06.	176.5 (138.9)	241.0 (147.4)	240.7 (159.9)	248.5 (170.4)	256.6 (173.1)
	12.09.	15.0 (49.0)	76.0 (51.2)	75.0 (55.6)	84.0 (58.6)	96.0 (58.7)

Tabelle 4-9: Fortsetzung: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten)Jahressummen der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Wassergehalt bei Feldkapazität (Theta F), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		TF -100	TF -50	Null	TF +50	TF +100
Jahressummen Evaporation						
	27.03.	300 (297)	318 (315)	345 (342)	370 (366)	379 (373)
5 Tage	28.06.	324	337	363	387	395
	12.09.	293	317	369	369	377
	27.03.	307	326	352	380	394
15 Tage	28.06.	346	372	398	422	429
	12.09.	293	326	348	373	382
	27.03.	320	338	364	398	417
30 Tage	28.06.	356	391	410	430	436
	12.09.	282	329	352	377	388
	27.03.	331	350	375	414	442
50 Tage	28.06.	347	402	417	437	446
	12.09.	271	333	355	382	396
	27.03.	373	381	401	439	468
65 Tage	28.06.	335	410	423	444	456
	12.09.	264	340	362	392	411

4.3.8 Wassergehalt bei Sättigung

Die Gesamtverdunstung des Waldbestandes für den Rückhalteraum bei Breisach schwankt ebenso bei Modellversuchen mit variiertem Wassergehalt bei Sättigung des Bodens.

Ein hoher Wassergehalt bei Sättigung hat eine geringere Verdunstungssumme zur Folge, hingegen ein geringer Wassergehalt bei Sättigung eine höhere Verdunstung erzeugt. Abbildung 4-21 zeigt den Jahresverlauf der Verdunstung, sowie die Monats- und die Jahressummen für die überflutungsfreien Modellvariationen mit variiertem Wassergehalt bei Sättigung.

Die Hauptschwankungen in der Verdunstung liegen wie in den vorangegangenen Parameterstudien innerhalb der Sommermonate Mai bis September. Leichte Fluktuationen sind auch während der vegetationsfreien Monate Januar bis April und Oktober bis Dezember zu erkennen, diese beschränken sich allerdings auf wenige Einzelereignisse und fallen bei der Gesamtsumme nicht ins Gewicht. Die Jahressummen haben eine Schwankungsbreite von minimal 334 mm bis maximal 350 mm.

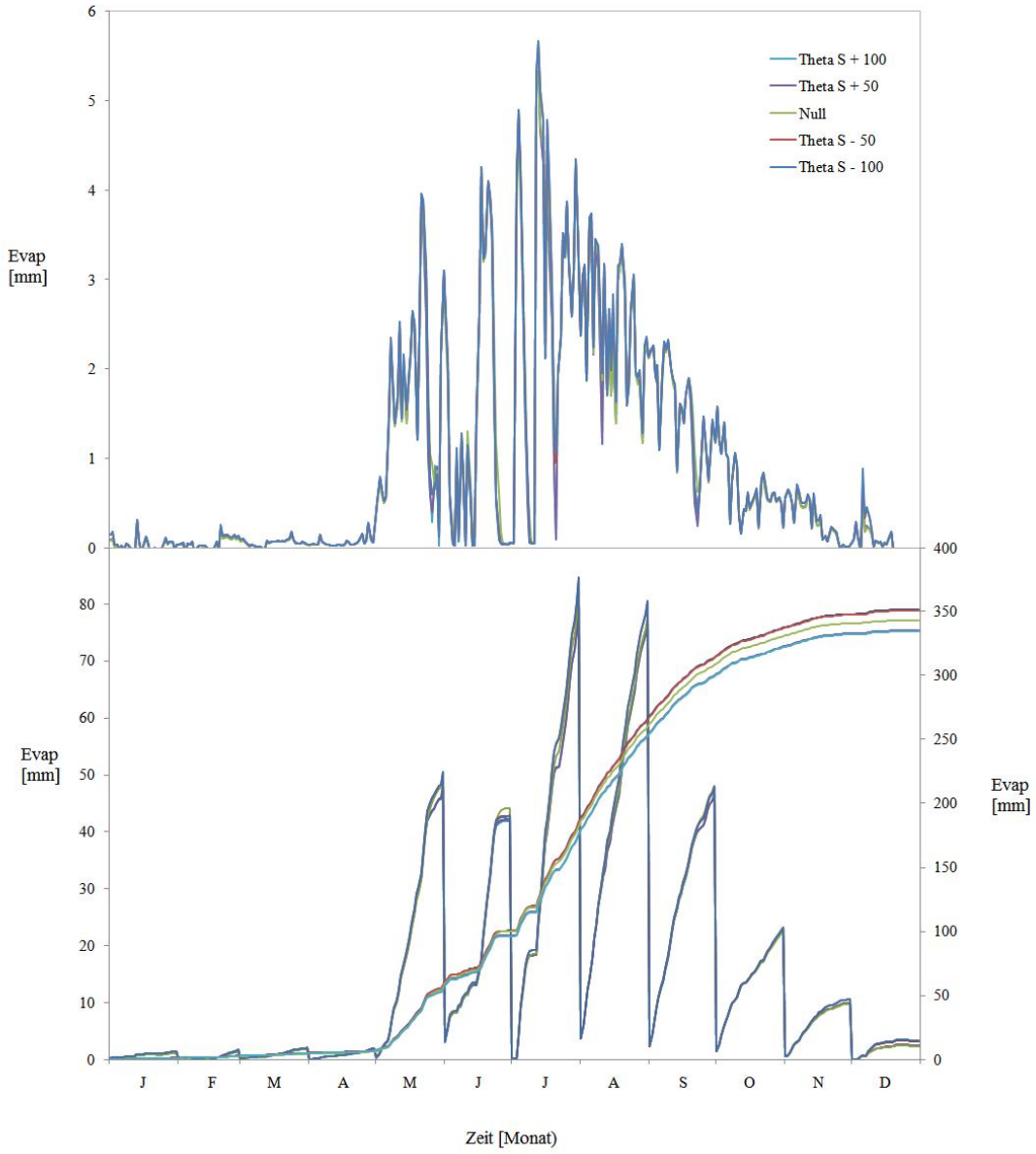


Abbildung 4-21: Oben: Jahresgang der Evaporation der Null-Variation mit verändertem Wassergehalt im Boden bei Sättigung (Theta S), Unten links: kumulierte Monatssummen, rechts: kumulierte Jahressumme der Evaporation für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Bei eintretender Überflutung steigen die Verdunstungssummen mit zunehmender Überflutungsdauer und abnehmendem Wassergehalt bei Sättigung des Bodens an. Deutliche Änderungen der Verdunstung sind schon ab 15 Überflutungstagen zu erkennen, allerdings nur bei Erniedrigung des Wassergehalts der Bodensättigung ab der Nullvariation. Eine Erhöhung des Wassergehalts erhöht zwar teilweise leicht die Tagessummen der Verdunstung, die Jahressummen sinken jedoch ab (Tab.4-10).

Tabelle 4-10: Summen der Evaporation (oben) der verschiedenen Flutungszeiträume und (unten)Jahres-summe der Evaporation der Modellvariationen mit unterschiedlichem Wassergehalt bei Sättigung (Theta S), für das Jahr 2010. Erste Zahl = Flutungszeitraum; zweite Zahl = Flutfreie Null-Variation [in mm].

		TS -100	TS -50	Null	TS +50	TS +100
Summe Flutungstage						
	27.03.	6.1 (0.3)	4.6 (0.3)	2.9 (0.3)	3.2 (0.3)	3.1 (0.3)
5 Tage	28.06.	21.0 (0.3)	21.4 (0.3)	21.4 (0.3)	21.6 (0.4)	21.5 (0.2)
	12.09.	11.9 (8.2)	10.9 (8.2)	9.8 (8.0)	9.9 (8.1)	9.9 (8.1)
	27.03.	19.6 (0.8)	15.9 (0.8)	10.2 (0.8)	10.3 (0.8)	10.2 (0.8)
15 Tage	28.06.	75.7 (19.7)	75.8 (19.6)	74.2 (18.8)	74.3 (18.9)	74.4 (18.1)
	12.09.	30.2 (20.8)	29.2 (20.1)	27.2 (21.3)	27.2 (19.4)	27.2 (19.6)
	27.03.	41.0 (1.6)	33.0 (1.7)	23.0 (1.6)	24.0 (1.7)	24.0 (1.7)
30 Tage	28.06.	139.6 (71.9)	139.4 (71.8)	137.4 (69.2)	137.3 (66.3)	137.4 (66.8)
	12.09.	52.9 (37.0)	50.9 (37.3)	46.9 (37.5)	47.9 (36.7)	47.9 (36.8)
	27.03.	84.8 (22.9)	70.0 (22.9)	53.7 (20.9)	56.8 (21.9)	55.7 (21.9)
50 Tage	28.06.	207.4 (129.5)	205.6 (129.6)	200.6 (125.9)	201.4 (122.4)	201.6 (122.1)
	12.09.	70.9 (48.7)	70.3 (48.0)	61.3 (48.2)	62.3 (47.4)	62.3 (47.5)
	27.03.	144.3 (50.8)	144.2 (50.9)	108.5 (49.9)	111.6 (48.7)	110.6 (47.0)
65 Tage	28.06.	253.5 (165.9)	253.0 (165.4)	240.7 (159.9)	241.5 (156.4)	241.6 (156.1)
	12.09.	92.0 (55.0)	92.0 (55.2)	75.0 (55.6)	76.0 (54.6)	76.0 (54.7)
Jahressummen Evaporation						
	27.03.	356 (350)	354 (349)	345 (342)	337 (334)	337 (334)
5 Tage	28.06.	371	371	363	356	355
	12.09.	354	352	344	336	336
	27.03.	369	364	352	345	344
15 Tage	28.06.	406	405	398	390	389
	12.09.	360	358	348	342	341
	27.03.	390	381	364	357	356
30 Tage	28.06.	418	417	410	406	405
	12.09.	366	363	352	346	345
	27.03.	412	397	375	369	368
50 Tage	28.06.	428	425	417	414	413
	12.09.	373	368	355	350	349
	27.03.	444	427	401	398	397
65 Tage	28.06.	438	433	423	420	419
	12.09.	387	378	362	357	356

4.4 Jahressummen der Gesamtverdunstung

Die folgenden Abbildungen 4-22, 4-23 und 4-24 zeigen die Schwankungen der Jahressummen der Verdunstung aus allen vorangegangenen Parameterstudien, bei denen baumphysiologische und bodenphysikalische Parameter zu unterschiedlichen Modellvariationen verändert wurden. Dabei entspricht jeder Punkt einer Jahressumme. Aus welcher Parametervariation die jeweilige Jahressumme errechnet wurde, ist entsprechend rechts neben der Abbildung in der Legende festgelegt. Die auf- und absteigenden Punkte eines Flutereignisses sind entsprechend den auf- und absteigenden Parametern in der Legende

zuzuordnen. Die Parameter, die bei der Null-Variation verwendet wurden, sind mit einem Kästchen umrandet. Die durchgehende graue Linie innerhalb der Plots markiert die Jahressumme der Verdunstung bei einem überflutungsfreien Jahr 2010 von 342 mm.

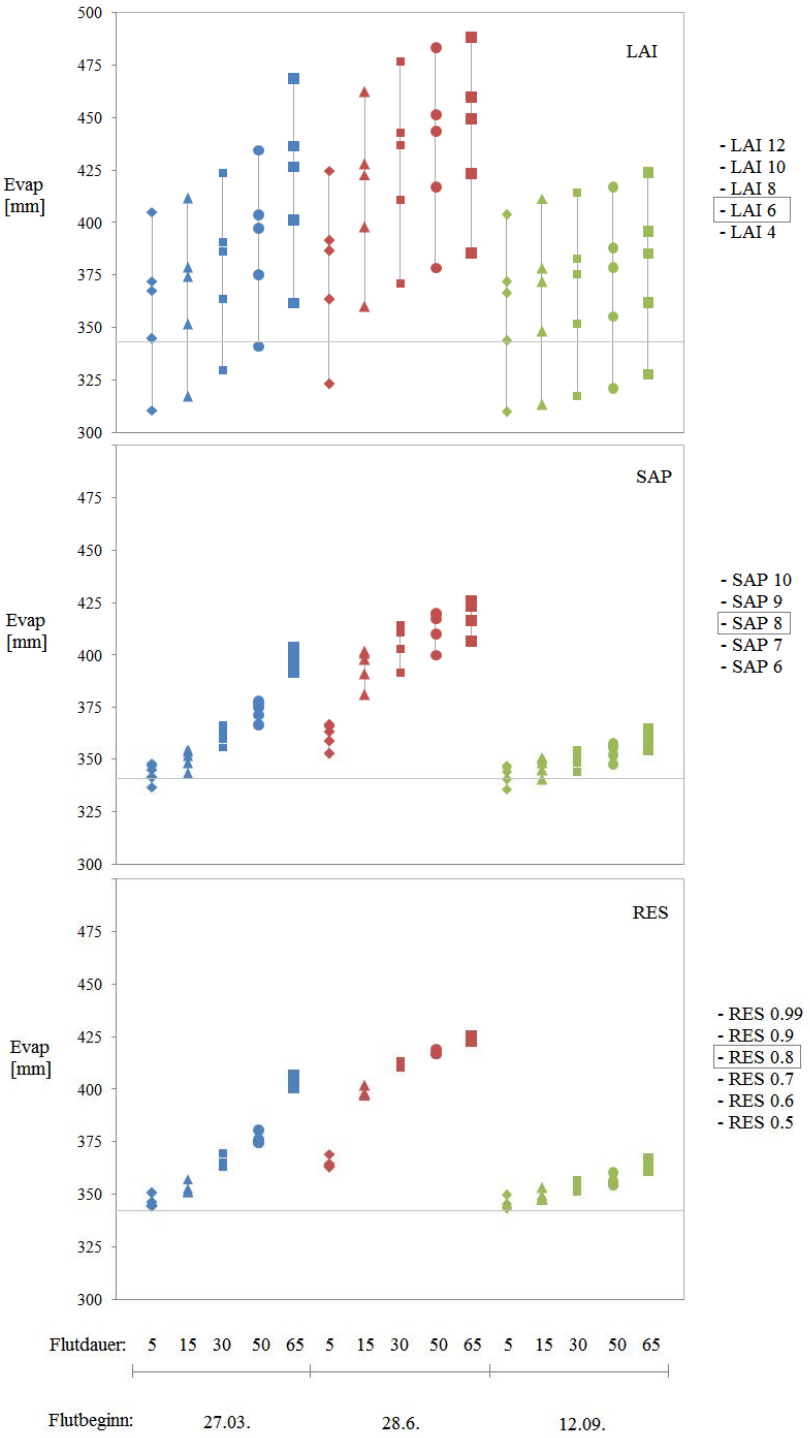


Abbildung 4-22: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei unterschiedlichen und variierten Modell-Parametern (LAI=Leaf Area index, SAP=Sapflow, RES=Pflanzenwiderstand gegenüber Wasserfluss) bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Die Jahressummen der Verdunstung der Modellvariation mit verändertem LAI weisen eine deutliche Streuung auf. Im Mittel beträgt die Schwankungsbreite bei einem Flutereignis ca. 100 mm für eine Erhöhung des LAI von 4 auf 12. Die Überflutungen im Sommer bewirken Jahressummen, die alle über der Jahressumme des überflutungsfreien Waldbestandes im Rückhalteraum liegen. Einzige Ausnahme: bei einem LAI von 4 und einer Überflutungsdauer von 5 Tagen. Im Herbst ist die Verdunstungszunahme mit Zunahme der Flutungsdauer nicht ganz so steil wie die Zunahme bei Flutungen im Frühjahr und Sommer.

Die Jahressummen der Verdunstung der Modellvariation mit verändertem Saftfluss zeigen dasselbe Muster, wie die Streuung der Jahressummen bei der Modellvariation mit verändertem LAI, dagegen fällt die Schwankungsbreite viel kleiner aus. Im Mittel liegt diese bei etwa 15 mm.

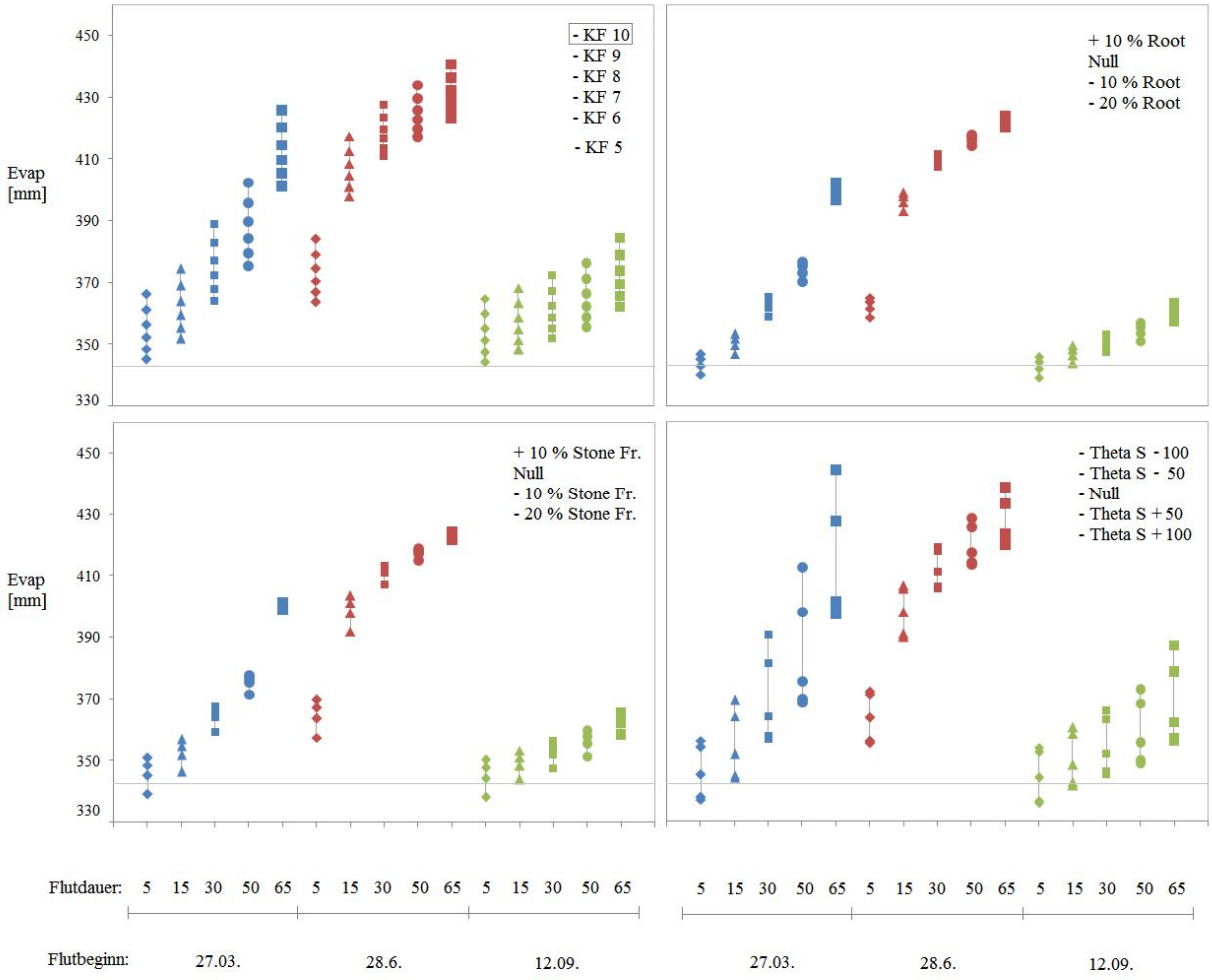


Abbildung 4-23: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei unterschiedlichen und variierten Modell-Parametern (KF=Kf-Wert (Leitfähigkeitswert, Root=Durchwurzelung des Bodens,Stone = Skelettanteil, Theta S = Wassergehalt bei Sättigung), bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Die Streuung der Jahressummen der Modellversuche mit variierten Widerständen gegenüber dem Wasserfluss im Xylem ist vom Verlauf her ähnlich wie die beiden anderen Ergebnisse. Die mittlere Schwankung liegt bei 6 mm. Der entscheidende Unterschied zu den anderen Modellergebnissen liegt in der Höhe der Jahressummen. Diese liegen für alle Modellvariationen über der Jahressumme aus dem überflutungsfreien Null-Modell.

Die Jahressummen der Verdunstung der Modellvariation mit verändertem Durchlässigkeitsbeiwert (Kf-Wert) zeigen dasselbe Muster wie die Streuung der Jahressummen davor. Die mittlere Schwankungsbreite liegt bei etwa 20 mm. Auch hier liegen alle Verdunstungshöhen wieder über der Jahressumme der überflutungsfreien Null-Variation.

Die Streuung der Jahressummen der Modellversuche mit variierter Durchwurzelung des Bodens ist vom Verlauf her wieder ähnlich wie die anderen Ergebnisse. Die mittlere Schwankung liegt bei 8 mm. Überflutungen, die am 27.03. starten und eine Dauer von 5 Tagen haben und eine geringere Durchwurzelung aufweisen, liegen mit ihren berechneten Jahressummen der Verdunstung unterhalb der Jahressumme der Null-Variation von 342 mm. Alle weiteren Berechnungen führen dazu, dass eine größere Verdunstung als diese 342 mm auftritt.

Die Jahressummen der Verdunstung der Modellvariation mit verändertem Anteil der festen Bodensubstanz (Stone Fr.) zeigen dasselbe Muster wie die Streuung der Jahressummen davor. Die Streuungsbreite wird mit zunehmender Überflutungsdauer kleiner. Kurze Überflutungen und variierte Parameter erwirken eine Streuung von 15 mm, wohingegen lange Überflutungen von 50 Tagen und mehr eine Streuung von 4 mm ausmachen. Überflutungen ab dem 27.03. und 12.09. und einer Flutdauer von 5 Tagen und einer Durchwurzelung von minus 20 % gegenüber der Null-Variation bewirken under anderem geringere Jahressummen der Verdunstung, im Vergleich zur flutfreien Null-Variation.

Die Streuung der Jahressummen der Modellversuche mit verändertem Bodenwassergehalt bei Sättigung gleichen sich ebenso an das Muster der anderen Ergebnisse an. Mit zunehmender Flutdauer allerdings wird die Streuung der Jahressummen größer. Bei kurzen Flutereignissen liegt die mittlere Streuung bei ca. 20 mm und nimmt bei langen Flutungen einen Streuwert von 40 mm an (Abb.4-23).

Die Jahressummen der Verdunstung der Modellvariation mit variiertem Bodenwassergehalt bei Feldkapazität sind in Abbildung 4-24 gezeigt. Hierbei zeigt sich eine Anomalie der Streuungsmuster im Vergleich zu den bisherigen Ergebnissen und Jahressummen in den Abbildungen 4-22 und 4-23. Die Jahressummen der Verdunstung bei der Modellvariation mit

geringstem Wassergehalt der Feldkapazität steigen für einen Überflutungseintritt am 27.03. an, und fallen ab einer Flutdauer von 30 Tagen und länger bei einem Eintritt am 28.06. wieder ab. Die Streuungsbreite wird von dort an immer größer. Davor liegt sie bei kurzen Flutungen bei etwa 75 mm und nimmt bei langen Flutungen auf bis zu 100 mm zu. Generell liegen alle Jahressummen bei Überflutungen der Null-Variation und erhöhtem Wassergehalt der Feldkapazität über der Jahressumme der flutfreien Null-Variation.

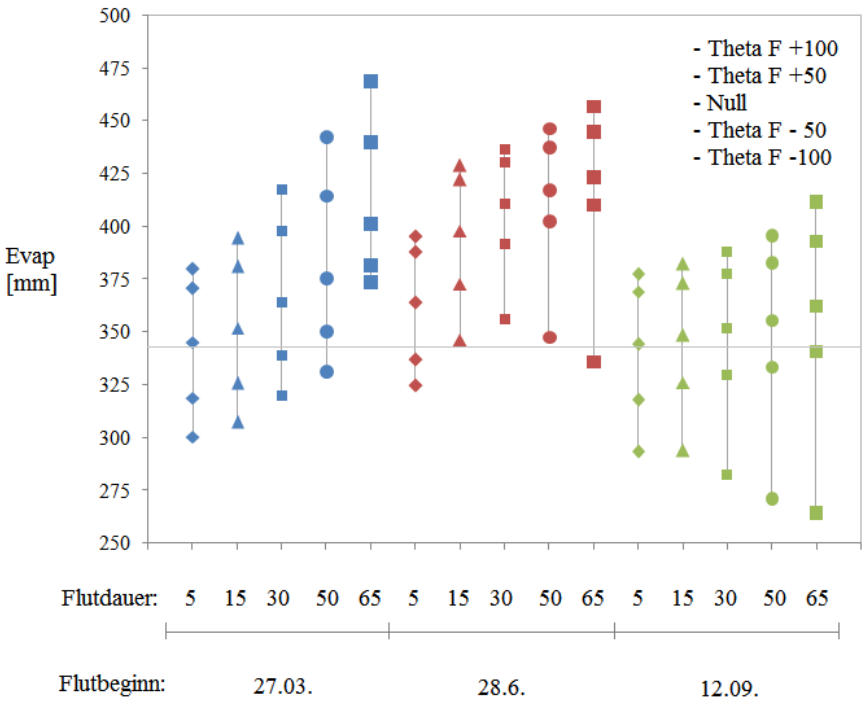


Abbildung 4-24: Streuung der Jahressummen der Evaporation bei variiertem Modell-Parameter (Theta F = Wassergehalt des Bodens bei Feldkapazität), bei unterschiedlichem Flutbeginn und unterschiedlicher Flutdauer für den Rückhalteraum bei Breisach, für das Jahr 2010.

Für die Modellvariationen mit variiertem LAI, Saftfluss und Widerständen im Xylem, sowie verändertem Kf-Wert, Anteil der festen Bodensubstanz, der Durchwurzelung und Wassergehalt der Bodensättigung lässt sich abschließend festhalten:

Die Jahressummen steigen bei erhöhter Flutdauer bei gleichzeitiger Erhöhung von Parameterwerten, ausgenommen beim Wassergehalt der Sättigung im Boden. Dort wird nur ein Anstieg der Jahressummen bei Erniedrigung des Parameterwertes festgestellt.

Außerdem erzielen Überflutungen ab 15 Tagen im Sommer (ab 28.06) im Mittel gleich hohe Verdunstungswerte, wie sie Flutungen mit einer Dauer von 50 und 65 Tagen im Frühjahr erzielen. 65 Überflutungstage im Herbst (ab 12.09.) hingegen erwirken kleinere jährliche Verdunstungssummen, als es eine 5 Tage Flut im Sommer (ab 28.06).

5. Diskussion

5.1 Verdunstung des Rückhalteraums

Die Verdunstungsprozesse des Waldbestandes im Rückhalteraum bei Breisach werden mit Hilfe des forsthydrologischen Haushaltsmodell BROOK90 in dieser Arbeit quantitativ berechnet. Das Modell liefert durchschnittliche Tageswerte für potentielle Transpiration, Bodenevaporation, potentielle Interzeption und Transpiration der Bodenschichten, wobei die die potentielle Interzeption vernachlässigt wurde. Die verbleibenden Glieder bieten einen Ansatz zur Definition der Gesamtverdunstung, auch potentielle Evapotranspiration genannt.
Ziel dieser Arbeit war es, die Verdunstung eines möglichen vorherrschenden Rheinauen-Waldbestandes im Rückhalteraum bei Breisach mit Hilfe des Modells BROOK90 und mittels verfügbarer meteorologischer Daten zu bestimmen. In variierten Szenarien wurden dann Überflutungen zu unterschiedlichen Eintrittszeiten und Längen simuliert, um eine Veränderung der Verdunstung bei Überflutung des Auenwaldes zu ermitteln. Da durch eine eingeleitete Flutung eine freie Wasserfläche über dem Waldboden entsteht, muss die Verdunstung dieser freien Wasserfläche zur Gesamtverdunstung mit berücksichtigt werden.
Um Abschätzen zu können, wie das Verhältnis der Verdunstung bei einem überfluteten Wald zu einer potentiellen Verdunstung einer freien Wasserfläche aussieht, wurde zusätzlich eine Berechnung der Verdunstung durch die Penman-Gleichung (1948) der freien Wasserfläche des direkt parallel zum Rückhalteraum anliegenden Rheinseitenkanals herangezogen. Ziel dabei war es einerseits die Gesamtverdunstung des Rückhalteraumes im Vergleich zu einer, nach physikalischen und meteorologischen aktuell vorherrschenden Bedingungen, maximal möglichen Verdunstung einzuordnen und andererseits zu prüfen, ob eine Überflutung im Vergleich dazu eine höhere oder niedrieger Verdunstung bewirkt.
In einem weiteren Versuch wurde eine Parameterstudie angestrebt, um die vielseitigen und dynamischen Eigenschaften von vorherrschenden fluviatilen Auenböden und Baumarten abzudecken. Dazu wurden baumphysiologische Größen wie LAI, Saftfluss und Xylemwiderstand, sowie bodenphysikalische Parameter wie Durchlässigkeitsbeiwert, Durchwurzelung des Bodens, Anteil der Bodensubstanz, Wassergehalt bei Feldkapazität und Sättigung entsprechend innerhalb einer Wertespanne variiert, die in Auenböden und Auewaldbeständen auftreten kann. Die Parameterstudie dient zur Beurteilung, welche

physiologischen und bodenphysikalischen Größen die Gesamtverdunstung beeinflussen und welche keinen, bzw. nur einen geringen Einfluss ausüben.

Die Gesamtverdunstung, die nach BROOK90 für den Auenwaldes ermittelt wurde, liegt in überflutungsfreien Jahren (2008 bis 2010) bei etwa 340 mm und somit unterhalb der Verdunstung der freien Wasserfläche, berechnet nach Penman, die bei etwa 650 mm liegt.

Die Gesamtverduntung des Waldbestandes macht etwa einen Anteil von 30 % des Niederschlags aus und fällt geringer aus als anteilige Werte der Zusammenstellung von Larcher (1976) und Zimmermann et al. (2008). Auch Wullschleger (2001) berechnete für einen, allerdings mehrschichtigen, Bestand eine deutlich höhere jährliche Verdunstungssumme.

Die freie Wasserfläche erzielt eine maximal mögliche Verdunstung, da eine ungehinderte Einstrahlung einen direkten Einfluss auf die Verdunstungshöhe ausübt und eine maximale Energie bereitstellen kann. Desweiteren kann ein reibungsloser turbulenten Energie- und Luftmassenaustausch über der freien Wasserfläche stattfinden, welche unteranderem eine stets dem Verdunstungsprozess günstige Luftfeuchtigkeit und Sättigung liefert. Die in der vorliegenden Arbeit nach Penman berechneten potentiellen Verdunstungswerte für die freie Wasserfläche liegen innerhalb des Wertebereichs der Daten der LTz (2010), die die meteorologischen Daten für diese Arbeit bereitgestellt haben.

Die Verdunstung des Waldes wird ebenso von Einstrahlung, von turbulenten Austauschprozessen und von Luftvorfeuchte und Feuchtedefizit gesteuert. Die Bestandesstruktur und die heterogene Ausbildung des Bestandes sind aber Faktoren, die zusätzlich die Verdunstung beeinträchtigen und limitierend wirken können. Ein vollausgebildeter mehrschichtiger und strukturreicher Waldbestand hemmt in der Regel den Austausch von Energie, Luftmassen und Feuchte und somit die Verdunstung.

Einzelne Verdunstungsspitzen des Auenwaldes, die über der Verdunstung der Wasserfläche liegen, sind auf die Kombination aus Bodenverdunstung, Interzeptionsverdunstung und Transpiration zurückzuführen. Bei Starkniederschlägen, oder bei mehreren aneinander-liegenden Niederschlagstagen, steht dem Auenwald eine ausreichende Wassermenge zur Verfügung, die bei gleichen meteorologisch klimatischen Bedingungen zu einer Gesamt-verdunstung führt, die an die Verdunstung der Wasserfläche heranreicht und diese sogar übertrifft. Die Summe der Teilprozesse ist hier der entscheidende Faktor, der nur bei ausreichenden Bedingungen zum Tragen kommt.

Die Evaporation des Rückhalteraums bei Breisach hängt starkt von der Transpirationsleistung der Bäume ab. Über 90 % der berechneten Gesamtverdunstung ist auf die Transpiration

zurückzuführen. In einem Auenwald kann die Transpiration des Kronendachs nach Cermák et al (1982) einen Anteil von über 80 % einnehmen. Da im Rückhalteraum ausschließlich typische Laubbaumarten vorherrschend sind, richtet sich die Transpiration und somit die Gesamtverdunstung nach dem Vegetationszyklus. Im Frühjahr, vor der eintretenden Ausbildung der Vegetation, findet keine Transpiration statt. Als einziger Prozess trägt die Bodenverdunstung ihren Teil zur Gesamtverdunstung bei. Die Bodenverdunstung ist bei geringen Niederschlägen im Frühjahr, wie sie in den Jahren 2008 und 2010 auftreten, unerheblich klein. Im Vergleich dazu erzielt die freie Wasserfläche des Rheinseitenkanals schon bei geringer Einstrahlung Verdunstungswerte, die über denen des Waldbestandes liegen.

Die Gesamtverdunstung erhöht sich Ende April stark, was auf die beginnende Ausildung des Blattwerks der Baumkronen Mitte April schließen lässt. Dier Verlauf entspricht auch dem Transpirationsmuster nach Zimmermann et al. (2008) für einen Eichenwald. Der zwischenzeitliche Abfall der Verdunstung in den Sommermonaten zeigt, wie entscheidend der Niederschlag den Prozess der Verdunstung des Waldes beeinflusst. Das Niederschlagswasser dringt in den Boden ein und der Transpirationsprozess startet mit der Wasseraufnahme der Wurzeln der Bodenhorizonte. Fehlt indess der Niederschlag, oder bleibt dieser für mehrere Tage aus, sinkt das Niveau des Bodenwasserspeichers ab und die Transpiration kommt zum Erliegen, da die Wurzeln kein verfügbares Wasser aufnehmen können. Gleichzeitig steigt das Wasserpotential und verhindert, dass die Wurzeln auch mit erhöhter Saugleistung bei trockenem Boden kein weiteres Wasser ziehen können. Zeitlicher Wasserstress entsteht. Das Wasseredfizit gleicht sich aus bei wieder eintretendem Niederschlag.

Die Perkolation ins Grundwasser passt sich an die Niederschlagsereignisse an. In der niederschlagsarmen Zeit der ersten Hälfte des Jahres erfolgt ein nur sehr geringer Strom ins Grundwasser. In der niederschlagsintensiven zweiten Hälfte des Jahres erreicht entsprechend mehr Wasser die Grundwasseroberfläche. Das Starkniederschlagereignis Anfang Juli mit ca. 75 mm Niederschlag erzeugt allerdings entgegen der Erwartung eine verhältnismäßig kleine Perkolationsrate von 17 mm ins Grundwasser. Zum Vergleich. Das Niederschlagsereignis Ende November dauert über mehrere Tage und erreicht einen Wert von ca. 100 mm und erzeugt eine Perkolationsrate von 33 mm. Dies sind zwar Einzelereignisse, dennoch kann hier auf zwei wichtige jahreszeitlich bedingte Prozesse hingedeutet werden. Im Sommer wird das Niederschlagswasser auf Grund größerer Auffangraten des vollausgebildeten Bestandes zur Verdunstungsumsetzung genutzt, hingegen in den Wintermonaten die Niederschlagsmengen

durch ein weiter geöffnetes Kronendach auf den Boden treffen, dort versickern und eine größere Menge zur Perkolation ins Grundwasser beiträgt. Die Durchlässigkeitsbeiwerte von Auenböden (Kalkpaternia und Auenpararendzina) sind indess größer als in anderen waldtypischen Böden und begünstigen die Wassersickerung innerhalb der Bodenhorizonte. Dieses Phänomen wird ebenso mit Hilfe des errechneten Bodenwasserspeichers begründet, dessen Niveau im Sommer auf Grund der Verdunstung sinkt und im Winter durch Speicherauffüllung steigt.

Das Angleichen der Verdunstungswerte des Waldbestandes an die Verdunstungswerte der freien Wasserfläche im Herbst ist auf den verbesserten Energieaustausch von Luftmassen und Feuchte durch die abnehmende Vegetationsdichte (Kronen- und Blattdichte) zu begründen. Zwar steht durch eine geringere Einstrahlungsintensität im späten Jahr weniger direkte Energie zum Wasserumsatz zur Verfügung, dennoch reicht diese und die Kombination aus Transpiration und Bodenverdunstung aus, damit die Verdunstung des Waldes an die Verdunstung der freien Wasserfläche angepasst wird. Teilweise übertrifft auch hier die Verdunstung des Rückhalteraums durch erhöhte niederschlagsbedingte Einzelereignisse die der Wasserfläche.

Letztlich liegt die Gesamtverdunstung des Rückhalteraums bei Breisach in einem überflutungsfreien Jahr 2010 bei 342 mm umd fällt auf Grund der genannten Gründe um die Hälfte kleiner aus als die Verdunstung der freien Wasserfläche des direkt parallel anliegenden Rheinseitenkanals, die mit 646 mm eine maximal mögliche Verdunstung bereitstellt.

5.2 Verdunstung bei Überflutungen

Überflutungen im Rückhalteraum bei Breisach führen zu Veränderungen der Verdunstungshöhe, wie die Berechnungen zeigen. Dabei spielt der Zeitpunkt der eintretenden Flutung, die Jahreszeit, als auch die Überflutungsdauer eine entscheidene Rolle in der Frage wie hoch die Veränderung ausfällt. Auch in Bezug auf den Vergleich mit der Verdunstung einer freien Wasserfläche sind Zeitpunkt und Dauer der Überflutung bedeutend.

Durch das Einleiten von Wasser entsteht im Rückhalteraum eine einheitlichen Überschwemmung und Wasserfläche über dem Waldboden. Je nach Überflutungsdauer kehren nach Flutende wieder Ausgangszustand und Normalbedingungen ein.

Die Verdunsungshöhen bei Flutungen im Frühjahr bleiben hinter den Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals zurück. Da sich diese Überflutungen vor der Vegetationsperiode ereignen, besteht die Gesamtverdunstung aus der Bodenverdunstung und

der Interzeptionsverdunstung. Die Interzeptionsverdunstung kann in dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden, da die Überflutung über den Niederschlag (Niederschlag > Infiltration) simuliert wurde und bei zu hoher anteiliger Niederschlagsinterzeption die Transpiration beeinflusst hätte. Daher ist allein die Verdunstung der freien Wasserfläche im Wald für die Gesamtverdunstung des Waldbestandes im Frühjahr (vor Ausbildung der Vegetation) verantwortlich. Der Grund, warum die flutbedingte Wasserfläche im Wald eine geringere Verdunstung erzeugt, als die freie Wasserfläche des Rheinseitenkanals, liegt in der Bestandesstruktur, die den turbulenten Energie-, Luftmassen und Feuchteaustausch limitiert. Die Bäume verhindern auch in den Monaten, in denen die Krone nicht komplett ausgebildet ist eine direkte Einstrahlung und erzeugen Schattenbereiche, die eine maximal mögliche Verdunstung unterbinden. Auch können auf- und absteigende turbulente Windpakete den Waldbestand nicht ungehindert durchströmen.

Überdauern Überflutungen im Frühjahr den Eintritt und die Ausbildung der Vegetation, so muss zur Bodenverdunstung die Transpiration zur Gesamtverdunstung des Bestandes hinzugerechnet werden. Somit können im Einzelfall Verdunstungshöhen im Bestand über den Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals liegen. Im Jahr 2010 trifft dies für den Rückhalteraum am Monatsende Mai ein, allerdings erst bei einer 65-tägigen Flut, bei Fluteintritt am 27.03. und nach Eintritt und Ausbildung der Vegetation. Ob eine kürzere Flutzeit zu einem späteren Überflutungseintritt ebenso ein Übersteigen der Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche des Rheinkanals erzeugen würde, ist in dieser Arbeit nicht berechnet. Erwartungsgemäß ist davon jedoch auszugehen, da andere Berechnungen im Sommer ähnlich schnelle Verdunstungsanstiege bewirkten.

Die Bestandesverdunstung bei Überflutungen während der Sommermonate Mai, Juni, Juli und August übertreffen die Verdunstung der freien Wasserfläche schon bei kurzer Flutdauer von 10 Tagen. Hierbei spielt die Kombination aus Transpiration und Bodenverdunstung eine entscheidende Rolle und ist nur in Verbindung für die Höhe und die Überschreitung verantwortlich. Die Bodenverdunstung, bzw. die Verdunstung der Wasserfläche im Wald liefert die zusätzliche Verdunstungsmenge.

Das Phänomen, aus der Arbeit von Ferner (2009), dass die Assimilations- und Transpirationsleistung während einer Überflutung abnehmen, kann in dieser Arbeit nicht bestätigt werden. Bei Flut steigt die Transpiration an und erzielt zunehmende Verdunstungssummen für die Zeiträume der Fluten. Allerdings werden im Modell BROOK90 keine biologischen und chemischen Prozesse berücksichtigt, was eventuell zu falschen Ergebnissen führen könnte.

Bei Überflutungen ab dem Monat September sorgen Einzelereignisse für eine zur freien Wasserfläche vergleichsweise höhere Verdunstung. Im Mittel liegt die Verdunstung eines überflutungsfreien Rückhalteraums nur geringfügig unter den Verdunstungshöhen einer freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals und diese widerum nur geringfügig unter den Verdunstungshöhen bei Überflutung des Rückhalteraums. Für den Waldbestand des Rückhalteraums bedeutet dies einen abnehmenden Einfluss der Bestandesstruktur auf den turbulenten Austausch von Luftmassen, Feuchte und Energie aber auch eine sinkende Transpirationsleistung durch abnehmende Vegetation. Bei Flut nimmt der Einfluss der Bodenverdunstung zu. Generell verhält sich diese über das Jahr verteilt entsprechend der Vegetationsdichte. Bevor die Vegetationperiode beginnt, erreicht die Sonneneinstrahlung, abgesehen von unausgebildeter Kronen, Stamm- und Asteinflüsse, größtenteils den Waldboden ungehindert. Auch turbulenter Energieaustausch kann über die Luftmassen deutlich einfacher erfolgen. Dadurch können verhältnismäßig hohe Verdunstungswerte der Wasserfläche im Wald erfolgen. Sobald sich die Krone und Äste bei Beginn der Vegetationsperiode ausbilden, wird Einstahlung und Austausch von Luft und dadurch Feuchte unterbunden und geringere Verdunstungswerte zeichnen sich ab. Auch niedrigere Temperaturen, die durch die besondere Bestandesstruktur bedingt sind, sorgen für einen indirekten aber geringeren Wasserumsatz am Waldboden.

5.3 Sensitivitätsanalyse / Parameterstudie

Flutungen im Rückhalteraum erzeugen einen direkten und steilen Anstieg des Bodenwassergehalts. Entsprechend Bodman und Coleman (1944) bildet sich schon bei kurzen Flutungen von 5 Tagen eine Feuchtefront im Boden. Dafür spricht die schnelle und vor allem tiefe Infiltration in Abbildung 12A. Die Geschwindigkeit bei der erreichten Wassersättigung ist von der zugehörigen Wasserleitfähigkeit abhängig. Da diese über das gesamte Bodenprofil konstant groß ist, sickert das infiltrierte Wasser schnell durch die Transportzone in die Befeuchtungszone. Der Anfangswassergehalt von 10 Vol.-% steigt bei der Sättigung schnell auf 70/80 % des Porenvolumens an und erreicht tägliche Werte von 110 mm und liegt nahe der Wassersättigung. Nach Scheffer (2010) bildet sich bei Infiltration dann eine Stauwasserhorizont, wenn bei Absinken der Befeuchtungsfront diese auf eine Schicht mit geringerer Wasserleitfähigkeit trifft und sich bei Vorrücken verlangsamt. Zwar die Leitfähigkeit des Bodenprofils konstant ist, ist der rasche Anstieg des Bodenwassergehalts

kein direkter Wasserstau, aber als solcher zu beurteilen. Dafür spricht das Matrixpotential, das während der Überflutung $\psi_m = 0$ wird. Wie lange ein Wasserstau vorliegt, hängt von der Dauer der Überflutung ab.
Treibend Kraft für die Infiltration und die Ausbildung der Wassersättigung ist die Überstauung des Bodens bei Flutung. Nach Beendigung der Flut verschieben sich das Kräfteverhältnis und die Graviation, der Durchlässigkeitsbeiwerte und die Perkolation ins Grundwasser sorgt für die Trocknung und Entleerung des Bodenprofils und letztlich für die Rückkehr des überflutungsfreien Ausgangszustandes.

Nach Obrist et al. (2003) spielt der Leaf Area Index (LAI = Blattflächenindex) eine Rolle bei der Veränderung der Evaporation. So erzielen kleine LAI-Werte in der Regel geringere jährliche Verdunstungssummen, als ein größerer LAI. Van den Hurk et al. (2005) begründet den Einfluss durch die begünstigtere Energieumsetzung bei einem großen LAI. Die Parameterstudie dieser Arbeit bestätigt die enorme Sensitivität des LAI in Bezug auf den Verdunstungsprozess beim überfluteten Rückhalteraum bei Breisach. So verdunstet weniger Wasser bei kleinen LAI-Werte und viel Wasser bei großen LAI-Werten. Hatton und Wu (1995) und Wullschleger et al. (1997) fanden heraus, dass der Wasserverbrauch von Einzelbäumen eng zusammenhängt und linear abhängt ist von den Blattflächen innerhalb Perioden mit ausreichend Bodenwasser. Aber sie zeigen gleichermaßen, dass die Beziehung nicht zeitlich stabil ist und dass sie nichtlinear wird, sobald Wasserdefizit und Stress herrscht und dass große Bäume proportional weniger transpirieren zu ihrer Blattfläche als kleinere Bäume. Diese Bedingung hängt stark ab vom Bodenwasseranteil und von der Jahreszeit und ist zeitlich von kurzen Zeitschritten abhängig. Die Verdunstung ändert sich schnell und passt sich schnell an äusseren Umwelt-Bedingungen an. Dennoch zählt abschließend: Je größer die Oberfläche des Transpirationsmediums, desto höher die Transpiration an für sich. Daher ist erzielen Waldbestände mit entsprechend größerem LAI folgerichtig höhere Transpirationssummen.

Die Verdunstung der Modellvariation mit verändertem Saftfluss zeigt in der vorliegenden Arbeit eine nur sehr geringe bis gar keine Abhängigkeit vom Wasserfluss im Xylem. Einzelen Monate zeigen Fluktuationen. Diese sind allerdings weniger von Überflutungen beeinflusst. Der Saftfluss erreicht nach Lambs und Muller (2002) eine maximale Rate von 2,2 bis 2,5 dm^3/dm^2 h bei nassen Tagen und fällt auf 0,35 dm^3/dm^2 h in Trockenphasen ab. Sie fanden heraus, dass der Saftfluss von einer Vielzahl von äusseren Einflüssen abhängig ist. Dazu

zählen Baumart, Alter, Größe, lokales Klima, Umwelt, Umgebung, Evaporation, Luftfeuchte, Dampfdruckdefizit, Niederschlag, Wasserstand, Abflussfluktuation und radiale Ausprägung des wasserführenden Splintholzes. Es kann zwar geklärt werden, wie sich die Interaktion dieser Einflüsse auf den Saftfluss und letztlich auf die Transpiration und Verdunstung auswirken, allerdings fehlen Studien zu Langzeitmessungen in Auenwäldern, in überfluteten Wäldern und während Flutereignissen. So können die statischen definierten Saftflusswerte auch nur Schätzwerte liefern, die in Natur sicherlich saisonal und tageszeitlich variieren und die Verdunstung beeinflussen. Ferner (2009) hingegen stellt einen korrelationsbedingten Zusammenhang zwischen Saftfluss und Überflutung fest. Auch Cermák et al. (1982) messen einen erhöhten Saftfluss bei Eichen in einem Auenbestand, der saisonalen Flutungen ausgesetzt ist und in Zeiten von Überflutungen ausreichend Bodenwasser zur Verfügung stellen kann.

Bei variiertem Widerstand im Xylem gegenüber dem Wasserfluss zeigt auch hier die Höhe der Verdunstung keine Abhängigkeit gegenüber diesem Parameter. Nach Federer (1995) verwendet das Modell BROOK90 diesen Parameter, um das Verhältnis der Widerstände oberhalb des Bodens und die Widerstände der verschiedenen Bodernhorizonte festzulegen. Je höher der Widerstand im Xylem, desto kleiner die Widerstände in den Wurzeln. Die Transpiration ist abhängig von der Durchwurzelung des Bodens, und somit verteilt sich die Transpiration bei größerem Widerstand in der Pflanze gleichmäßiger über die verschiedenen Horizonte im Boden. Die Summe der Geasamtverdunstung ist somit hier von nicht beeinflusst.

Nach Scheffer (2010) sind Staunässe und Sättigung abhängig von Durchlässigkeiten im Boden. Auenböden weisen auf Grund fluviatilen Sedimente, Erosions- und Sedimentationsprozesse auf Grund von unterschiedlichen Geschwindigkeiten und Gefälle der erodierenden Wasserströmungen gute Durchlässigkeiten auf (Kuntze et al, 1994). Diese Tatsache begründet die variierenden Verdunstungssummen bei unterschiedlichen Durchlässigkeitsbeiwerten (Kf-Wert) bei unterschiedlich lang anhaltenden Überflutungen. Bildet sich auf Grund eines kleinen Durchlässigkeitswertes ein Wasserstau und ein gesättigtes Bodenprofil, steht der Vegetation ausreichend Wasser zur Verfügung. Allerdings kann auch bei einem großen Durchlässigkeitswert eine Sättigung entstehen. Die vorliegende Arbeit errechnet Verdunstungswerte mit einer Spanne von 342 mm bis 440 mm bei Variation der Kf-Werte von 5 cm bis 10 cm pro Tag und unterschiedlicher Flutdauer von 5 bis 65 Tagen und

belegen eine Abhängigkeit der Verdunstung zur Durchlässigkeit zum vorherrschenden Auenpararendzina-Boden.

Entgegen Lerch (1991) steigt die Verdunstung in dieser Arbeit bei Überflutung und gleichzeitig ansteigender Durchwurzelungsdichte. Nach seiner Theorie entsteht bei Überflutung und Wassersättigung ein Sauerstoffmangel im Boden, der die Vorstufe zur Bildung von biochemischer Folgeprozessen ist, welche wiederum die Wurzeltätigkeit, die Sprossentwicklung und schlussendlich die Transpiration hemmen können. Ethylen und Abscisinsäure bilden sich auf Grund von Sauerstoffmangel und wirken allgemein als natürliche Wachstumsinhibitoren. Sie regulieren Alterungsprozesse, Laubfall, Blütenbildung, Fruchtreife, die stomatäre Transpiration und andere Entwicklungsprozesse der Pflanzen. Bei Überflutung werden sie gebildet, verlagern sich durch den Xylemfluss in die Blätter. Die Folge davon ist die Schließung der Spaltöffnungen und Einstellung der Transpiration. Überflutungstolerante Pflanzen sind physiologisch darauf eingestellt. Allerdings stellt der Rückhalteraum keine reine auentypische Vegetation bereit. Eine vollständige Überflutungstoleranz trifft daher nicht zu. Dennoch ist deutlich zu unterstreichen, dass biochemische Prozesse nicht im Modell BROOK90 berücksichtigt werden und daher von einem Anstieg der Verdunstung bei steigender Durchwurzelungsdichte auszugehen ist.

Die Modellvariation mit unterschiedlichem Anteil der festen Bodensubstanz liefert Verdunstungssummen zwischen 339 mm und 424 mm bei unterschiedlich andauernden Flutungen. Bei einer Zunahme der festen Bodensubstanz nimmt das Porenvolumen ab, zur Speicherung von Wasser. Folglich liegen die Verdunstungswerte entsprechend der Erwartungen hinter denen, bei der der Anteil der festen Bodensubstanz eine größere Menge Wasser zur Speicherung zulässt.

Auch die Modellvariationen mit variiertem Wassergehalt bei Feldkapazität und Sättigung verändern die Verdunstungshöhen.
Die Feldkapazität ist der Wassergehalt, der definiert, wieviel Wasser der Boden verliert, bzw. nach einer Sättigung entgegen der Schwerkraft halten kann. Ausserdem definiert er, ob Wasser verfügbares Adsorptions- und Kapillarwasser, langsam bewegliches oder schnell bewegliches Wasser ist. Im Zusammenhang mit dem volumetrischen Wassergehalt bei Sättigung definiert die Feldkapazität indirekt die vorherrschende Bodenart. Die vorliegende Arbeit deckt durch die variierten Feldkapazitäten die Bodenarten von Sand bis Lehm

weitestgehend ab und entspricht damit den typischen Bestandteilen der Auenböden. Bei einem geringeren Wassergehalt ist die Spanne zwischen Sättigung und Feldkapazität größer, folglich drainiert der Boden in kürzerer Zeit mehr und kann weniger Wasser halten. Dies entspricht einem sandigen Boden, der erwartungsgemäß geringere Verdunstungssummen erzielen kann. Bei einem größeren Wassergehalt bei Feldkapazität verringert sich die Differenz zwischen Sättigung und Feldkapazität und kann folglich mehr Wasser halten und der Boden verdunstet deutlich mehr. Federer et al. (2003) stellt in der Sensitivitätsanalyse bei Berechnung der jährlichen Evaporation mit Hilfe des Modells BROOK90 fest, dass der Wassergehalt des Bodens bei Feldkapazität der wichtigste bodenphysikalische Faktor zur Simulation der Verdunstung darstellt. Die Ergebnisse dieser Arbeit unterstützen diese Feststellung auf Grund enormer Differenzen bei Veränderung der bodenphysikalischen Eigenschaft.

In umgekehrter Weise funktioniert dieses Phänomen bei Veränderung des Wassergehalts bei Sättigung. Ein erhöhter Wassergehalt bei Sättigung erhöht gleichzeitig die Differenz zwischen Sättigung und Feldkapazität. Da aber der Wassergehalt bei Feldkapazität gleich bleibt und er schon eine große Menge Wasser entgegen der Schwerkraft halten kann, ist die Wertespanne der Jahresverdunstung bei Überflutung weitaus geringer und unbedeutender, als die Wertespanne der Jahresverdunstung bei Überflutung und Änderung des Wassergehalts bei Feldkapazität. Daher ist der Wassergehalt bei Feldkapazität der entscheidendere der beiden Modellparameter in Bezug auf die Höhe der Gesamtverdunstung.

Fazit

Hydrologische Modelle werden dazu verwendet, um Teilprozesse von komplexen Systemen zu betrachten und diese getrennt zu berechnen. Forsthydrologische Modelle befassen sich speziell mit dem Wasserhaushalt von Wäldern und dienen zur Quantifizierung hydrologischer Abläufe im Boden-Pflanze-Atmospähren-System. Der Rückhalteraum Breisach/Burkheim wurde konzipiert, um bei einer möglichen Flut eine Wassermenge aufzunehmen, die den weiteren Rheinverlauf von Überflutungsdruck entlassten soll. Dadurch ändern sich im Waldbestand Bodeneigenschaften, Abläufe in der Pflanze und Verdunstungsprozesse in der Krone und auf dem Boden.
Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Verdunstungsprozesse eines überfluteten Waldes quantitativ zu bestimmen. Für diesen Zweck wurde das forsthydrologische Modell BROOK90 hinzugezogen, das die Verdunstung des überflutungsfreien Rückhalteraums einerseits und die Verdunstung bei Überflutung andererseits berechnen sollte. Da bei einer Flut der Waldboden mit Wasser überschwemmt wird und eine quasi freie Wasserfläche entsteht, sollte desweiteren geklärt werden, in welchem Verhältnis die Verdunstung des Waldes bei Überflutung und Bildung der Wasserfläche zur Verdunstung der freien Wasserfläche des parallel liegenden Rheinseitenkanals liegt. Abschliessend sollte überprüft werden, welche physiologischen und bodenphysikalischen Parameter die Verdunstung des überfluteten Waldes entscheidend beeinflussen.

Die wichtigsten Erkenntnisse dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Die Verdunstung des Rückhalteraums bei Breisach fällt für ein überflutungsfreies Jahr 2010 mit 343 mm kleiner aus als erwartet und somit kleiner als Verdunstungswerte aus Literatur zu Waldbeständen. Die Gesamtverdunstung richtet sich sehr stark nach der Transpiration. Diese wiederum richtet die sich nach der Vegetationsperiode, die ab Mitte April beginnt und bis November dauert.

2. Bei eintretender Überflutung verändert sich die Verdunstung. Dabei ist entscheidend, wann die Überflutung eintritt, und wie lange die Flut dauert. Im Frühjahr, wenn die Flut vor der Vegetationsperiode beginnt, hat sie nur einen geringen Einfluss auf den Verdunstungsprozess.

Dann leistet allein die Bodenverdunstung einen Beitrag zur Gesamtverdunstung. Überdauern Überflutungen im Frühjahr allerdings den Beginn der Vegetationsausbildung, kommt der Prozess der Transpiration hinzu und die Gesamtverdunstung steigt stark an. Überflutungen im Sommer haben hingegen den größten Effekt. Dabei spielt die Kombination aus Transpiration und Bodenverdunstung den entscheidenden Faktor. Im Herbst, ab September, erzielen Überflutungen keinen überdeutlichen Anstieg der Verdunstung. Strahlung, Energie und Kronendichte sind die limitierenden Faktoren.

3. Die Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinseitenkanals erzielt potentielle Verdunstungsmengen, die bei vorherrschenden meteorologischen Bedingungen generell über der Verdunstung des Rückhalteraums liegt und nur im Sommer von Verdunstungshöhen des Waldbestandes übertreffen werden kann, wenn eine Überflutung eintritt.

4. Die Verdunstung der quasi freien Wasserfläche im Wald, die durch eine Überflutung erzeugt wird, verhält sich nicht wie die Verdunstung der freien Wasserfläche des Rheinkanals. Geringere Energie, Einstrahlung und turbulente Austauschprozesse im Wald, sowie Luftfeuchte, Lufttemperatur und die mehrschichtige Bestandesstruktur lassen keine vergleichbaren Verdunstungsmengen zu. Im Frühjahr erzielt die Bodenverdunstung bei Überflutung höhere Werte, da der Effekt der Vegetationsausbildung dann kleiner ist, als bei vollausgebildeten Kronendichten im Sommer und Herbst.

5. Der LAI hat einen enormen Einfluss auf die Höhe der Verdunstung, sowohl in flutfreien Jahren, als auch in Zeiträumen mit Überflutung. Die Wertespanne liegt zwischen 311 mm und 488 mm. Variierter Saftfluss, Xylemwiderstand, Kf-Wert und variierte Durchwurzelungsstärke haben einen Einfluss auf den Prozess der Verdunstung, allerdings wird dieser im Rückhalteraum bei Überflutung als gering eingeschätzt. Der Bodenwassergehalt bei Feldkapazität ist der entscheidende Faktor der Sensitivitätsanalyse und erzielt ebenso wie die Variation des LAI die höchtsten Verdunstungswerte bei Überflutung.

Literaturverzeichnis

ALDINGER, E., MICHIELS, H.G. (1997): Baumarteneignung in der forstlichen Standortskartierung Baden-Württemberg. AFZ 52: p.234-238.

BAUMGARTNER, A. (1979): Verdunstung im Walde. In: Wald und Wasser (Hrsg.: K.H. Günther) Hamburg, Verlag Paul Parey, p.39-53.

BAUMGARTNER, A. (1990): Verdunstung. In: Lehrbuch der Hydrologie, Bd. 1 (Hrsg.: H.-J. Liebscher). Berlin: Gebrüder Borntraeger, p.327-372.

BODMAN, G.B., COLMAN, E.A. (1944): Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 8: p.116-122.

BRUTSAERT, W. (1982): Evaporation into the Atmosphere, Dordrecht.

CERMÁK, J., ÚLEHLA, J., KUCERA, J., PENKA, M., (1982): Sap flow rate and transpiration dynamics in the Full-grown Oak (Quercus robus L.) in Floodplain Forest Exposed to Seasonal Floods as Related to potential Evapotranspiration and Tree Dimensions, Biologia Plantarum (Prahe), 24 (6): 446-460.

DIETRICH, J., PFÜTZNER, B., SCHÖNIGER, M. (2011): Hydroskript, Hydrologie, Boden-wasser, Wasserbewegung in flüssiger Phase, http://www.hydroskript.de/html/_index.html?page=/html/hykp0505.html, (Stand: 25.02.2011).

DVWK (HRSG.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK- Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Bonn: Wirtschaft- und Verl.-Ges. Gas und Wasser, 238, p.1-135.

DYCK, S., PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie.3, stark bearb. Aufl. Berlin: Verlag für Bauwesen.

FAO (HRSG.), 1998: Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - by R. G. Allen, L. S. Pereira, D. Raes, FAO Irrigation and drainage paper 56, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

FEDERER, C.A., VÖRÖSMARTY, C., FEKETE, B. (2003): Sensitivity of Annual Evaporation to Soil and Root Properties in Two Models of Contrasting Complexity, American Meteorological Society, Journal of Hydrometeorology, Vol.4: p.1276-1290.

FEDERER, C.A. (1995): BROOK90: A simulation model for evaporation, soil water and streamflow, Version 3.1.Computer freeware and documentation, USDA Forest Service, PO Box 640, Durham NH, USA.

FEDERER, C.A., LASH, D. (1978): BROOK: A hydrologic simulation model for eastern forests. University of New Hampshire Water Resources Research Center Research Report 19, 94 p. Durham, New Hampshire, U.S.A., (revised 1983).

FERNER, E. (2009): Effects of flooding on the carbon metabolism of beech (Fagus sylvatica, L.) and oak (Quercus robur, L.), Dissertation, Universität Freiburg.

GEURTEN, I. (1950): Untersuchungen über den Gaswechsel von Baumrinden, Forstwiss. Cbl.69: p.704-743.

HÄCKEL, H. (1990): Meteorologie. Stuttgart, Verlag Eugen Ulmer.

HATTON, T.J., WU H.I. (1995) Scaling theory to extrapolate individual tree water use to stand water use. Hydrol. Proc. 9: p.527-540.

HUBER, B. (1935): Die physiologische Bedeutung der Ring- und Zerstreutporigkeit. Ber Dtsch Bot Ges 53, p.711-719.

HILLIS, W.E. (1987): Heartwood and Tree Exudates. Springer-Verlag, Berlin, p.268.

HUPFELD, M., BERENDES. G., LEHNARDT, F. (1997): Buchenrotkern und Zielstärkennutzung. Allg. Fortsetzung., p.52.

KANDA, M., INAGAKI, A., LETZEL, M., RAASCH, S., WATANABE, T. (2004): LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. Boundary-Layer Meteorology, p.110

KAUFMANN, M.R., KELLIHER, F.M. (1991): Measuring transpiration rates. In: Techniques and Approaches in Forest Tree Ecophysiology. J.P. Lassoie & T.M. Hinckley (Hrsg.) CRC Press, Boca Raton, p.117-140.

KERN, K.G., (1966): Wachstum und Umweltfaktoren im Schlag- und Plenterwald. Schriftenr. Forstl. Abt. Univ. Freiburg Bd. 5.

KUNTZE, H., ROESCHMANN, G., SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde, 5., neubearbeite und erweiterte Auflage, Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.

LAMBS, L., MULLER, É. (2001): Sap flow and water transfer in the Garonne River riparian woodland, France: first results on poplar and willow, Ann For. Sct.59: p.301-315.

LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ LfU (1994): Der Oberrhein im Wandel, Ökologische Flutungen - Erste Erfolge in den Poldern Altenheim, Heft 6, Baden-Württemberg.

LANDESANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT BAYERN LfL (2011): Böden und ihre Nutzung, http://www.lfl.bayern.de/iab/boden/10501/?auswahl=gebiet (Stand: 25.April 2011)

LARCHER, W. (1980): Physiological Plant Ecology, Ecophysiology and Stress Physiology of Functional Groups, 4.Aufl., Springer.

LERCH, G. (1991): Wasserabgabe. In: Pflanzen Ökologie, Aufl.1, Akad.-Verl.GmbH, Berlin, p.116-155.

LYR, H., FIEDLER, H.J., TRANQUILLINI, W. (1992): Physiologie und Ökologie der Gehölze, Gustav Fischer Verlag Jena, Stuttgart.

MAYER, H. (2003): Skript zum Vertiefungsblock Forstliche Hydrometeorologie. Fak. Forst- u. Umweltwiss. Univ. Freiburg.

MICHIELS, H.-G., ALDINGER, E. (2002): Forstliche Standortsgliederung in der badischen Rheinaue. AFZ-Der Wald 15/2002, p.811-815.

MITSCHERLICH, G. (1981): Wald, Wachstum und Umwelt. Eine Einführung in die ökologischen Grundlagen des Waldwachstums. Bd. 2: Waldklima und Wasserhaushalt. Frankfurt a. M., J.D. Sauerländer´s Verlag.

MERTA, M. (2002): Pflanzenphysiologische Messungen zur Berechnung der Verdunstung, Möglichkeiten und Grenzen. IHI-Schriften, Zittau, p.16.

MINISTERIUM FÜR UMWELT BADEN-WÜRTTEMBERG (1988): Hochwasserschutz und Ökologie - Ein „Integriertes Rheinprogramm“ schützt vor Hochwasser und erhält naturnahe Flußauen, Stuttgart, 25 S.

MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR (1996): Rahmenkonzept des Landes Baden-Württemberg zur Umsetzung des Integrierten Rheinprogramms, Band 7, Lahr.

OBRIST, D., VERBURG, P.S.J., YOUNG, M.H., COLEMAN, J.S., SCHORRAN, D.E. and AMONE, J.A. (2003): Quantifying the effects of phonology on ecosystem evapotranspiration in planted grassland mesocosms using Ecocell technology. Journal of Agricultural and Forest Meteorology, 118, p.173-183.

PECK, A.K. (2004): Hydrometeorologische und mikroklimatische Kennzeichen von Buchenwäldern, Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg, Nr.10.

REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG (1991): Raumordnerische Feststellung für die Maßnahmen zur Hochwasserrückhaltung im Raum Breisach, Freiburg.

PENMAN, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London A. 194: p.120-145.

SACHSSE, H. (1967): Über das Wasser/Gas-Verhältnis im Holzporenraum lebender Bäume im Hinblick auf die Kernbildung. Holz Roh Werk., 25: p.291-303.

SCHMIDT, J. P. (1993): Eine Einführung in die hydrologischen Untersuchungen von Waldökosystemen. Forstarchiv 64, p.158-163.

SCHOPFER, P. und BRENNICKE, A. (2006): Pflanzenphysiologie, 6.Aufl., Elsevier Spektrum Akad.-Verl. GmbH.

SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Berlin: Springer.

SHUTTLEWORTH, W.J., WALLACE, J.S. (1985): Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. Quart Journal of Royal Meteorology Society, 111: p.839-855.

TAIZ, L., ZEIGER, E. (1998): Plant Physiology. 2. Aufl., Sinauer Associates, Inc., Publishers, Sunderland, Massachusetts, p.792.

Van den HURK, B., HIRSCHI, M., LENDERINK, G., van MEIJAARD, E., van ULDEN, A., ROCKEL, S., HAGEMANN, P., GRAHAM, E., KJELLSTRÖM, E., JONES, R. (2005): Soil control on run-off response to climate change in regional climate model simulations. J. Climate, 18.

VOLK, H. (2001): Auewaldforschung am Rhein - welche Wälder sind auetypisch? Natur und Landschaft 76/12: p.520-529.

VOLK, H. (2000): Die Rheinauewälder bei Karlsruhe vor und nach der Rheinkorrektion. Mitt. Verein für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung 40: p.35-61.

WARNECKE, G. (1991); Meteorologie und Umwelt – Eine Einführung. XII. 342 S. (Berlin, Heidelberg, New York etc.: Springer.

WEGEHENKEL, M. (1992): Beitrag zur Flächenhaften Modellierung von Verdunstung und Bodenfeuchte. Freiburger Geographische Hefte, Heft 37, p.14-16.

WLOCZYK, C. (2007): Entwicklung und Validierung einer Methodik zur Ermittlung der realen Evapotranspiration anhand von Fernerkundungsdaten in Mecklenburg-Vorpommern, Dissertation, Universität Rostock, Insitut für Umweltingenieurwesen.

WULLSCHLEGER, S., HANSON, P.J., TODD, D.E. (2001): Transpiration from a multi species deciduous forest as estimated by xylem sap flow technique, Forest Ecology and Management 143: p.205-213.

WULLSCHLEGER S. D., MEINZER, F. C., VERTESSY, R. A. (1997): A review of whole-plant water use studies in trees, Tree Physiology 18, Heron Publishing Canada: p.499-512.

ZIMMERMANN, L., RASPE, S., SCHULZ, C., GRIMMEISEN, W. (2008): Wasserverbrauch von Wäldern, Bäume und Bestände verdunsten unterschiedlich stark. LWF -aktuell 66.

Modell BROOK90:
Version 4.4g, free download: http://home.roadrunner.com/~stfederer/brook/brook90.htm (Stand: 10.12.2010).

Meteorologische Datengrundlage: Landwirtschaftliches Technologiezentrum Augustenberg (LTZ, Ministerium für ländlichen Raum, Ernährung und Verbraucherschutz Baden-Württemberg), vertreten durch Bernhard Bundschuh und Helge de Boer, 2011.

Danksagung

Ein herzliches Dankeschön geht an alle, die mich bei der Erstellung meiner Masterarbeit unterstützt haben.
Ganz besonders bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Markus Weiler für die Vergabe des Themas. Ausserdem danke ich Ihm für die gute fachliche Betreuung, seine immer wertvollen Ratschläge und seine Anleitung.
Ein weiterer Dank geht auch an Dr. Ulrike Pfarr vom Regierungspräsidium Freiburg für die gute Betreuung, die fachliche Unterstützung, den Konktakt und die Kommunikation während meiner Arbeit.
Ebenfalls bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Helmut Mayer, der sich als Koreferent bereit erklärte.
Bei Marion Kolb, Katharina Gimbel, Barbara Haas, Frank Lehmann und Rike Wörner möchte ich mich für das Korrekturlesen und die Verbesserungsvorschläge bedanken.
Bei Nico und Frank bedanke ich mich für den fachlichen Austausch und die Unterstützung, auch für die Kaffeepausen, die während der Erstellung der Arbeit für eine willkommene Abwechslung sorgten.
Über allem stehen natürlich meine Eltern, Rainer Kolb und Marion Kolb, ohne die dieses Studium wohl nicht möglich gewesen wäre. Für ihre moralische und finanzielle Unterstützung bedanke ich mich ganz ganz herzlich.

Ein letzter Dank geht an all die weiteren Personen, die zur Erstellung dieser Arbeit beigetragen haben und an dieser Stelle nicht namentlich erwähnt sind. Sei es durch das Zusenden von Arbeiten oder hilfreicher Daten, den Kontakt über Email oder die Unterstützung durch hilfreiche und nützliche Tipps.

Ehrenwortliche Erklärung

"Ich versichere hiermit ehrenwörtlich durch meine Unterschrift, dass ich die vorstehende Masterarbeit selbständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder unveröffentlichten Schriften oder dem Internet entnommen worden sind, sind als solche kenntlich gemacht. Keine weiteren Personen waren an der geistigen Herstellung der vorliegenden Arbeit beteiligt. Die Arbeit hat noch nicht in gleicher oder ähnlicher Form oder auszugsweise im Rahmen einer anderen Prüfung dieser oder einer anderen Prüfungsinstanz vorgelegen."

…… ……..…….....

Ort, Datum Unterschrift