

Wasser im Boden

Sammelband zur quantitativen Erfassung und Auswertung
bodenphysikalischer Größen anlässlich
25 Jahre Bodenwasserbeobachtung



Wasser im Boden

Sammelband zur quantitativen Erfassung und Auswertung
bodenphysikalischer Größen anlässlich
25 Jahre Bodenwasserbeobachtung

Wien, 2020

Impressum

Medieninhaber und Herausgeber: Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus,
Sektion I – Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung I/4 – Wasserhaushalt, Stubenring 1, 1010
Wien

Autorinnen und Autoren: Albert Bernsteiner, Alfred Chalupka, Martin Eller, Michael Englisch,
Johann Fank, Gabriele Fuchs, Karl Gartner, Reinhold Godina, Markus Herndl, Lisa Huber,
Gerhard Kammerer, Ilse Kogelbauer, Bernhard Kohl, Claudia Kristelly, Max Kuderna,
Veronika Lechner, Georg Leitinger, Gerhard Markart, Johannes Maßwohl, Erwin Murer,
Fabian Nagl, Klaus Niedertscheider, Reinhard Nolz, Daniel Pucher, Karsten Schulz, Christine
Stumpp

Gesamtumsetzung: Gabriele Fuchs, Claudia Kristelly

Fotonachweis: 4.3, 4.4, 5.6, 5.8, 5.10, 5.11 BFW | 5.4, 5.5 AGES 6.1-6.5 BMNT | 11.11 BOKU |
11.15-11.19 LWK OÖ | 11.20-11.21 Klammler und Fank



Wien, 2020. Stand: 3. Jänner 2020

Copyright und Haftung:

Auszugsweiser Abdruck ist nur mit Quellenangabe gestattet, alle sonstigen Rechte sind ohne schriftliche Zustimmung des Medieninhabers unzulässig.

Es wird darauf verwiesen, dass alle Angaben in dieser Publikation trotz sorgfältiger Bearbeitung ohne Gewähr erfolgen und eine Haftung des Bundeskanzleramtes und der Autorin/des Autors ausgeschlossen ist. Rechtausführungen stellen die unverbindliche Meinung der Autorin/des Autors dar und können der Rechtsprechung der unabhängigen Gerichte keinesfalls vorgreifen.

Rückmeldungen: Ihre Überlegungen zu vorliegender Publikation übermitteln Sie bitte an gabriele.FUCHS@bmnt.gv.at.

Inhalt

Vorwort 8

| | | |
|---------------------------|--|-----------|
| 1 | Einleitung..... | 9 |
| 2 | Monitoring in der ungesättigten Zone | 12 |
| 2.1 | Definition der hydrologischen Größen der ungesättigten Zone | 12 |
| 2.2 | Charakteristik der ungesättigten Zone..... | 13 |
| 2.3 | Bedeutung der ungesättigten Zone | 13 |
| 2.3.1 | Grundwasser | 14 |
| 2.3.2 | Landwirtschaft und kulturtechnische Maßnahmen | 15 |
| 2.3.3 | Hochwasser und Muren | 15 |
| 2.3.4 | Forstwirtschaft | 15 |
| 2.4 | Ziele des Monitorings in der ungesättigten Zone | 16 |
| 2.4.1 | Erfüllung des gesetzlichen Auftrags | 17 |
| 2.4.2 | Bereitstellung von Grundlagendaten..... | 17 |
| Literatur Kapitel 2 | | 18 |
| 3 | Erfassung physikalischer Größen der ungesättigten Zone | 19 |
| 3.1 | Bodenhydrologische Grundlagen..... | 20 |
| 3.2 | Bodenphysikalische Grundlagen | 21 |
| 3.3 | Bodenphysikalische Untersuchungen (Labor/Freiland) | 27 |
| 3.3.1 | Korngrößenverteilung (Feinboden/Grobboden)..... | 27 |
| 3.3.2 | Lagerungsdichte, Porosität, Feldkapazität | 28 |
| 3.3.3 | Verdunstungsverfahren zur simultanen Bestimmung von Retentionskurve und Leitfähigkeitskurve | 29 |
| 3.3.4 | Gesättigte Wasserleitfähigkeit | 30 |
| 3.4 | Messung von Matrixpotenzial, Wassergehalt und Bodentemperatur im Profil..... | 31 |
| 3.4.1 | Profilunterteilung | 33 |
| 3.4.2 | Variabilität bodenphysikalischer Parameter nach Tiefe und Zeit..... | 35 |
| Literatur Kapitel 3..... | | 39 |
| 4 | Messsysteme..... | 42 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 4.1 | Sensoren zur Messung des Bodenwasseranteils..... | 42 |
| 4.1.1 | Sensoreigenschaften..... | 42 |
| 4.1.2 | Kalibrierung von Wasseranteilssensoren..... | 44 |
| 4.2 | Sensoren zur Messung des Matrixpotenzials im Boden..... | 47 |
| 4.2.1 | Sensoreigenschaften..... | 47 |
| 4.2.2 | Kalibrierung von Matrixpotenzialsensoren..... | 48 |
| 4.3 | Sensoren zur Messung der Bodentemperatur..... | 52 |
| 4.4 | Aufzeichnende Messsysteme..... | 53 |
| 4.4.1 | Energieversorgung..... | 54 |
| 4.4.2 | Messwerte und Messgenauigkeit..... | 54 |
| 4.5 | Lysimeter..... | 54 |
| 4.5.1 | Allgemeines und historische Entwicklung..... | 54 |
| 4.5.2 | Funktionsweise und Einsatz von Lysimetern..... | 55 |
| | Literatur Kapitel 4..... | 58 |
| 5 | Die Messstelle (Plan/Design/Theorie)..... | 61 |
| 5.1 | Zweck und Standort..... | 61 |
| 5.1.1 | Freilandprofil (Wiese/Acker/Wald)..... | 62 |
| 5.1.2 | Lysimeter..... | 64 |
| 5.1.3 | Kombinationen..... | 69 |
| 5.2 | Messstelleneinrichtung (Wiese/Acker/Wald)..... | 69 |
| 5.2.1 | Einbau von Bodenfeuchtesonden und Matrixpotenzialsensoren in skelettreichen alpinen Böden..... | 71 |
| 5.3 | Stammdatenerfassung..... | 77 |
| 5.3.1 | Eigenschaften der Messstelle..... | 77 |
| 5.3.2 | Sensorkonfiguration..... | 78 |
| 5.3.3 | Metadaten..... | 78 |
| 5.4 | Kontinuierliche Datenaufzeichnung und Datenübertragung..... | 79 |
| 5.5 | Instandhaltung und Wartung..... | 80 |
| 5.6 | Dokumentation..... | 81 |

| | |
|---|------------|
| Literatur Kapitel 5 | 81 |
| 6 Datenhaltung und Bereitstellung | 83 |
| 6.1 Stammdaten | 83 |
| 6.1.1 Stammdatenstruktur | 83 |
| 6.1.2 Bodenphysikalische Messstellendaten: Labor-Feld | 86 |
| 6.1.3 Bodenkenndaten des Standortes aus EBOD oder anderen Quellen | 87 |
| 6.2 Zeitreihen | 89 |
| 6.2.1 Parameterzeitreihen | 89 |
| 6.2.2 Hilfsinformationen zur Dateninterpretation | 92 |
| 7 Datenaufzeichnung und Aufbereitung | 93 |
| 7.1 Sensorfehler | 93 |
| 7.1.1 Allgemeines | 93 |
| 7.1.2 Bodenfeuchtesensoren | 94 |
| 7.1.3 Elektrische und elektronische Störeffekte | 97 |
| 7.2 Plausibilität, Lücken – Datenrekonstruktion (u. a. Vergleiche Niederschlag- Wassergehalt) | 100 |
| 7.2.1 Datenüberprüfung | 101 |
| 7.3 Ermittlung von Ergebnis- und Profilzeitreihen | 104 |
| 7.3.1 Ergebniszeitreihen: Soil Water Index (SWI), Wassermengen, Matrixpotenzialgradienten | 107 |
| 7.3.2 Profilzeitreihen | 108 |
| Literatur Kapitel 7 | 109 |
| 8 Ermittlung des Bodenwasserstatus und der Sickerwassermengen: Methoden und ihre Grenzen | 111 |
| 8.1 Definition des Bodenwasserstatus | 111 |
| 8.2 Erstellung von Feld-pF-Kurven und Ableitung von k_u -Kurven | 111 |
| 8.3 Ermittlung der Sickerwassermengen | 114 |
| 8.3.1 Lysimetermessungen | 114 |
| 8.3.2 Hydraulische Berechnungen (mittels $k_u \cdot i$) | 116 |
| 8.3.3 Grundwasserstandsänderungen | 119 |

| | | |
|--------------------------|---|------------|
| 8.3.4 | Profilwassermengenänderungen..... | 121 |
| 8.3.5 | Klimatische Wasserbilanz..... | 124 |
| 8.3.6 | Bodenwasserhaushaltsmodelle..... | 125 |
| 8.4 | Tracermethoden in der Bodenhydrologie..... | 127 |
| Literatur Kapitel 8..... | | 129 |
| 9 | Regionalisierung..... | 133 |
| 9.1 | Einleitung und Begriffsdefinition..... | 133 |
| 9.2 | Methoden..... | 135 |
| 9.2.1 | Interpolation/Extrapolation..... | 135 |
| 9.2.2 | Parameter Regionalisierung..... | 139 |
| 9.3 | Regionalisierung der Grundwasserneubildung mit konkreten Anwendungen..... | 141 |
| 9.3.1 | Regionalisierung von Grundlagengrößen..... | 141 |
| 9.3.2 | Regionalisierung der Zielgröße Versickerung..... | 148 |
| 9.5 | Regionalisierung des Wassergehaltes/SWI..... | 153 |
| 9.5.1 | BMON – Bodenfeuchte-Monitor..... | 153 |
| Literatur Kapitel 9..... | | 153 |
| 10 | Multidisziplinäre Bedeutung..... | 159 |
| 10.1 | Anwendbarkeit in der Wasserwirtschaft..... | 159 |
| 10.1.1 | Grundwassermenge..... | 159 |
| 10.1.2 | Grundwasserqualität..... | 160 |
| 10.1.3 | Hochwasser..... | 162 |
| 10.2 | Anwendbarkeit in der Landwirtschaft..... | 162 |
| 10.2.1 | Wasserbedarf..... | 163 |
| 10.2.2 | Bedarfsorientierte Bewässerung..... | 163 |
| 10.2.3 | Nährstofffreisetzung..... | 164 |
| 10.2.4 | Bodenverdichtung..... | 165 |
| 10.2.5 | Bodenfeuchtemonitoring in der Landwirtschaft..... | 168 |
| 10.3 | Anwendung in der Ökologie..... | 168 |
| 10.3.1 | <i>Wasser im Boden und Ökohydrologie.....</i> | 168 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 10.3.2 | <i>Wasser im Boden als Indikator für Ökosystemleistungen</i> | 169 |
| | Literatur Kapitel 10..... | 170 |
| 11 | Anhang | 174 |
| 11.1 | Ausgewählte Messstandorte und Institutionen | 174 |
| 11.1.1 | Zielsetzung der Lysimeterdatenerhebung..... | 174 |
| 11.1.2 | Verfügbare Daten..... | 174 |
| 11.1.3 | Fazit | 206 |
| 11.1.4 | Lysimeter – Betreiber inkl. Kontakt | 209 |
| | Literatur Kapitel 11.1 | 209 |
| 11.2 | Qualifizierte Empfehlungen, Anleitungen - Normen | 211 |
| 11.3 | Glossar | 214 |
| 12 | Autorenliste | 219 |

Vorwort



Eva Patek
Bundesministerin für
Nachhaltigkeit und Tourismus

Im Zuge des Klimawandels werden in Österreich in den nächsten Jahrzehnten durch die Zunahme von Extremereignissen wie Trockenzeiten und Starkregenereignissen sowie die Erwärmung und Verschiebung des jahreszeitlichen Wetterlaufes die Leistungen der Böden als Speicher pflanzenverfügbaren Wassers, als Retentions- und Versickerungsmedium eine Veränderung ihrer Dynamik erfahren. Der Wärmehaushalt wird durch fehlende Schneedecken, Hitzeperioden bis weit in den Spätherbst hinein und Winterregen beeinflusst und somit werden biologische und chemische Vorgänge im Boden geänderten Bedingungen unterliegen.

All dem Rechnung tragend sieht die Wasserkreislaufferhebungsverordnung 2006 14 kontinuierlich betriebene Messstellen vor. Die ausgewählten Standorte sollen die unterschiedlichen Flussgebiete in den verschiedenen Klimazonen Österreichs an repräsentativen Plätzen wiedergeben und es werden dort die Bodenwasserverhältnisse tiefengestuft kontinuierlich erfasst. Im langjährigen Messstellenbetrieb und mit der laufend erweiterten Auswertesoftware wurden im Dialog mit österreichischen Forschungseinrichtungen und Fachleuten jene Erfahrungen gemacht, die in diesem Sammelband festgehalten sind.

1 Einleitung

Der Sammelband zur quantitativen Erfassung und Auswertung bodenphysikalischer Größen anlässlich 25 Jahre Bodenwasserbeobachtung richtet sich an alle, die solche Messungen durchführen und weiterentwickeln wollen.

Gabriele Fuchs, Claudia Kristelly

Am Zustandekommen des vorliegenden Sammelbandes waren alle in Österreich maßgeblichen Institutionen beteiligt, die im Bereich Erfassung und Auswertung bodenhydrologischer Größen arbeiten. Er enthält Grundlagen und Ideen von Konzepten, Realisierungen und Herangehensweisen und bildet den Status quo ab. Der Sammelband stellt den Ausgangspunkt für künftige Expertisen dar, worauf aufbauend, Methoden (zu Datensammlung, Datenhaltung, Datenaustausch) verfeinert oder auch verworfen werden können. Das Ziel ist, qualitätsgesicherte und einheitlich erhobene Daten des Bodenwasserhaushaltes im Hydrographischen Jahrbuch veröffentlichen zu können.

Im Hydrographischen Jahrbuch sind nach dem Wasserrechtsgesetz (WRG §55o) die Ergebnisse der Erhebung des Wasserkreislaufes zu veröffentlichen. Gemäß Wasserkreislauserhebungsverordnung (WKEV) sind neben den Daten zu Messungen an Oberflächengewässern (Wasserstand, Durchfluss, Wassertemperatur, Feststoffe) und Messungen des atmosphärischen Bereiches (Niederschlag, Schnee, Lufttemperatur, Verdunstung, Gletscher) auch Messungen des unterirdischen Wassers einschließlich Quellen (Grundwasser, Bodenwasser, Quellen) zu messen.

Die Jahrbuchveröffentlichungen von Bodenwasserdaten der Hydrographie-Messstellen – zuletzt erfolgt im Hydrographischen Jahrbuch 2006 (BMLFUW, 2009) – ermöglichen eine allgemeine Zugänglichkeit für alle Akteure und erlauben, Prozesse in der ungesättigten Zone zu verstehen und die entsprechenden Schlüsse und notwendigen Handlungen daraus abzuleiten. Klimawandel, Extremereignisse (Hochwasser und Dürre) und Pflanzenverfügbarkeit von Wasser erfordern eine verstärkte Zuwendung zum Thema Bodenwassermessung, stellen Bodenwassermesswerte doch die Entscheidungsgrundlage im Zusammenhang z. B. mit Bewässerung, Versorgungssicherheit mit landwirtschaftlichen Produkten und Trinkwasserqualität dar.

Neben den amtlichen Institutionen messen diverse Institutionen und Forschungseinrichtungen im Rahmen ihrer Projekte bodenphysikalische Größen, die zur Absicherung der amtlichen Messwerte und Verdichtung der Daten beitragen können. Voraussetzung für Jahrbuchveröffentlichung ist die Entwicklung einheitlicher Methoden im Zusammenhang mit der Bodenwassermessung. Nur solcherart lassen sich die Unsicherheiten bei der Ermittlung der Versickerung – der ursprünglichen Zielgröße des Messnetzes aus hydrologischer Sicht – ausreichend reduzieren.

In der jüngeren Vergangenheit hat sich ein vermehrtes Interesse an Wassergehalts- und Wasserspannungsdaten gezeigt, sei es durch Fragestellungen von Bodenvorbefeuchtung im Zuge von Hochwasserprognosen, sei es durch Fragestellungen von Ernteausfällen zufolge Trockenheit. Es ist somit die Veröffentlichung von Wassergehalten, Matrixpotenzialen und Temperaturen ohne Versickerungen ein Gebot der Stunde.

Verteilt über Österreich haben sich trotz großer Distanzen und unterschiedlicher Bodentypen und Nutzungen in Jahren mit Extremereignissen vergleichbare Austrocknungsmuster gezeigt, die – eingebettet in Bandbreitenauswertungen und -darstellungen – als Ausgangsbasis für Indikatoren dienen werden. Sie entsprechen dem Antwortverhalten eines Messstandortes auf die Summe der meteorologischen Parameter Niederschlag, Temperatur, Wind, Globalstrahlung und Luftfeuchte.

Zur Zeit der Planung des Messnetzes der ungesättigten Zone gab es eine enge Kooperation zwischen dem Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt (BAW-IKT-Petzenkirchen) und der Abteilung Wasserhaushalt, dem Hydrographischen Zentralbüro (HZB). Die Interpretation der Messdaten hinsichtlich Versickerung oblag ausschließlich den Fachleuten im BAW-IKT Petzenkirchen. Durch deren transparente Bearbeitung konnte diese Kompetenz in das HZB übernommen werden, wobei besonders Dr. Stenitzer bis knapp vor seinen Tod äußerst hilfreich war. Bei den Laboruntersuchungen und Fragen der Messstelleneinrichtung blieb das BAW-IKT Petzenkirchen von wichtiger Bedeutung, bis sich in jüngster Zeit durch eine enge Zusammenarbeit mit dem Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW) und Bodenphysikfachleuten in einzelnen hydrographischen Landesdienststellen – namentlich Tirol – neue Verhältnisse abzeichneten. Hier wurden und werden neue Messgeräte eingesetzt.

Der Sammelband enthält eine Beschreibung des Monitorings in der ungesättigten Zone in Österreich (Kapitel 1 und 2). In Kapitel 3 und 4 werden die zugehörigen theoretischen Grundlagen beschrieben. Die Messdatenauswertung und Interpretation hinsichtlich Versickerung werden in Kapitel 5 behandelt. Kapitel 6 beschäftigt sich mit der Anwendung der Messergebnisse in der Praxis und in Kapitel 7 werden die Anforderung an die

Datenhaltung samt der im Hydrographischen Dienst gefundenen HyDaMS-Lösung erläutert. Kapitel 8 behandelt die Methoden und Grenzen der Ermittlung des Bodenwasserstatus und der Sickerwassermengen. Es folgen jeweils ein Kapitel zur Regionalisierung der Daten und ihrer multidisziplinären Bedeutung der Messung von bodenwasserbezogenen Daten. Im Anhang findet sich ein Auszug aus dem Abschlussbericht einer Lysimeterdatenerhebung aus 2017, ein Glossar und eine Listung an Normen im Zusammenhang mit Boden und Bodenwasser.

2 Monitoring in der ungesättigten Zone

Gabriele Fuchs, Claudia Kristelly, Albert Bernsteiner, Karl Gartner

2.1 Definition der hydrologischen Größen der ungesättigten Zone

Boden: Nach der ÖNORM L1050 (2004) ist Boden der oberste Bereich der Erdkruste, der durch Verwitterung, Um- und Neubildung (natürlich oder anthropogen bedingt) entstanden ist und sich auch weiter verändert. Boden besteht aus festen anorganischen (Mineralen) und organischen Komponenten (Humus, Lebewesen) sowie aus Hohlräumen, die mit Wasser und den darin gelösten Stoffen (Bodenwasser, Bodenlösung) und mit Gasen (Bodenluft) gefüllt sind.

Ungesättigte Zone (Bodenwasser): Unvollständig mit Wasser gefüllter Bodenraum, der den Sickerraum ohne den geschlossenen Kapillarraum umfasst (Ad-hoc-AG Boden, 2005). Der Bereich zwischen der Erdoberfläche und der Grundwasseroberfläche, der nicht gänzlich mit Wasser ausgefüllt ist, wird ungesättigte Zone genannt. Es ist die den offenen Kapillarsaum und das Haftwasser umfassende Zone.

Wassergehalt: Masse des Wassers, die der Boden bei Trocknung abgibt, ausgedrückt in kg Wasser pro kg getrockneten Bodens. Die Trocknung erfolgt nach ÖNORM L 1062 bei $105\text{ °C} \pm 5\text{ °C}$ bis zur Massenkonstanz (ÖWAV, 2014). Auch: Volumenanteil des Bodenwassers der bei 105 °C getrockneten Bodenprobe bezogen auf ihr Volumen

Wasserspannung (Matrixpotenzial): Sie entspricht der Wasserspannung im Boden und ist jene Arbeit, die verrichtet werden muss, um dem Boden unter den Gasdruck- und Temperaturbedingungen in einer bestimmten Höhe eine Mengeneinheit Bodenlösung zu entziehen. Sie entsteht infolge des Wirkens von Adhäsions- und Kapillarkräften und ist negativ.

Boden- bzw. Bodenwassertemperatur: Temperatur des Bodens bzw. des Bodenwassers

Bodenwasser: Wasser, das als Niederschlag (auch Beregnungswasser), Grundwasser, Überflutungswasser oder durch Kondensation der Bodenluft in den Boden gelangt (ÖWAV, 2014)

Weitere Begriffe im Glossar im Anhang.

2.2 Charakteristik der ungesättigten Zone

Die ungesättigte Zone ist charakterisiert durch komplexe Wasser- und Stofftransportprozesse, die stark durch meteorologische Parameter und damit auch direkt durch den Klimawandel beeinflusst werden. Hierbei spielen die Zusammenhänge zwischen Atmosphäre, Biosphäre und Untergrund sowie die Zwischenspeicherung des Wassers und Neuverteilung durch Evapotranspiration, Oberflächen- und Zwischenabflüsse eine entscheidende Rolle (https://www.agw.kit.edu/mitarbeiter_3962.php).

Sie entsteht durch Wechselwirkung von Meteorologie (Niederschlag, Lufttemperatur, Strahlung, Luftfeuchte, Wind), Boden und Biologie (Bewuchs, Bodenleben, Bewirtschaftung).

Einflüsse auf die Bauwerksstabilität sind nicht Gegenstand dieser Leitlinie, sondern es geht hier ausschließlich um Kulturlandschaft, im Flachen oder Gebirge, Wiesen, Äcker und Forst. Die treibende Kraft ist der Niederschlag, nicht Versickerung von Oberflächengewässern oder randlichem Zu-/Abfluss.

2.3 Bedeutung der ungesättigten Zone

Boden und Wasser zählen zu den wichtigsten natürlichen Ressourcen und sie sind eng über das Bodenwasser miteinander verknüpft. Jede Einwirkung auf den Boden kann die Quantität und Qualität des Wassers beeinflussen. Um die Wasservorkommen optimal zu bewirtschaften, ist es notwendig, die dazugehörigen Prozesse im und am Boden und deren Auswirkungen auf das Wasser zu kennen. Sind die Prozesse bekannt und die Auswirkungen quantifizierbar, kann auch eine Abschätzung eines potenziellen Restrisikos erfolgen (ÖWAV, 2014).

Der Boden und das darin befindliche Wasser erfüllen eine Vielzahl an Funktionen, die von der Archivierung kultur- und naturgeschichtlicher Daten, über die Puffer- und Filterwirkung bis zur Lebensraumfunktion reichen. Im Zusammenhang mit der gegenständlichen Anleitung

steht die Funktion des Bodens im Wasserhaushalt im Fokus und dabei besonders die Abflussregulierungsfähigkeit und der Beitrag zur Grundwasserneubildung.

Im Folgenden wird die Bedeutung der ungesättigten Zone für die Wasserwirtschaft und Land- und Forstwirtschaft näher erläutert.

2.3.1 Grundwasser

Der Vorgang der Versickerung ermöglicht Grundwasseranreicherung. Jede Grundwasserverunreinigung ist durch die Bodenpassage ins Grundwasser gekommen. Die Grundwasserdynamik tritt gegenüber der Meteorologie verzögert auf.

Aufgrund ihrer Entstehung und ihrer Eigenschaften erfüllt die ungesättigte Zone vielfältige Aufgaben:

- Sie dient als Filter, Puffer und Transformator zwischen Atmosphäre und Grundwasser einerseits sowie zwischen Atmosphäre, Grundwasser und Pflanze andererseits. Denn es wird in der ungesättigten Zone Wasser aufgenommen (gespeichert) und zeitverzögert über das Porensystem an das Grundwasser oder die Pflanze bzw. Atmosphäre abgegeben.
- Weiters wird das Grundwasser bzw. die Nahrungskette reingehalten, indem durch Fällung und Adsorption zahlreiche schädliche anorganische und organische Verbindungen festgehalten werden und sie dadurch nicht ins Grundwasser ausgewaschen werden oder durch die Wurzeln in die Nahrungskette gelangen. Organische Schadstoffe können durch Ab- bzw. Umbau unschädlich gemacht werden (Schroeder, 1992).

Die Durchlässigkeit sollte optimal sein, wenn sie zu hoch ist, gehen Niederschlagswässer ungefiltert in das Grundwasser; wenn sie zu gering ist, kann Staunässe und die Gefahr von Erosion und Verschlammung entstehen (ÖWAV, 2014).

Das ist besonders von Bedeutung, da in Österreich das Grundwasser die mit Abstand wichtigste Quelle für die Trinkwassergewinnung darstellt und eine gute Grundwasserqualität dafür die Voraussetzung ist. Etwa 99 % des heimischen Trinkwassers stammen aus Grundwasser, die Hälfte davon wird aus den Porengrundwasservorkommen der Tal- und Beckenlagen, die andere Hälfte aus den Karst- und Kluftgrundwasserquellen der Gebirgszüge gewonnen. Ca. 13 % der Bevölkerung bezieht ihr Trinkwasser aus Hausbrunnen (UBA, 2018).

2.3.2 Landwirtschaft und kulturtechnische Maßnahmen

Für die Wasserversorgung der Pflanzen entscheidend ist der im Wurzelraum vorhandene verfügbare Anteil des Bodenwassers. Dieser ist abhängig vom Wassergehalt bei Feldkapazität und den sie bestimmenden Faktoren sowie vom Wassergehalt des Bodens beim Welkepunkt und von der Wasserbeweglichkeit (Schroeder, 1992).

Daten über den Zustand der Wasserversorgung und die Temperatur im durchwurzelbaren Bereich können, wenn sie mit Witterungsdaten und anderen Informationen zum Boden sowie zum aktuellen Krankheits- und Schädlingsdruck kombiniert werden, sehr wertvolle Hinweise für die nächsten zu setzenden kulturtechnischen Maßnahmen (Saatbettbereitung, Anbau, Pflege, Ernte u. a.) liefern. Vor allem für biologische Maßnahmen zur Unkrautkontrolle (Hacken, Striegeln) ist eine tagaktuelle Information über den Bodenwasserzustand dienlich, um unnötige Verdichtungen oder Verpressungen durch zu nasses Bearbeiten zu vermeiden und die Wirkung der Maßnahme zu optimieren.

Die bereits zur Verfügung stehenden allgemeinen Informationen über einen Standort (wie sie z. B. über www.bodenkarte.at zur Verfügung stehen) können umso besser interpretiert und für mittel-bis langfristige Anbauplanungen verwendet werden, je genauer sie durch zusätzliche Informationen gestützt werden. Auch in diesem Zusammenhang ist eine umfangreiche Bereitstellung von Daten über den Bodenwasserhaushalt nützlich.

2.3.3 Hochwasser und Muren

Natürlicher Wasserrückhalt in Auegebieten und un bebauten Talräumen reduziert die Hochwassergefahr an der Wurzel. Je größer der natürliche Rückhalt und die Versickerung, desto niedriger die Hochwasserstände flussabwärts (BMLFUW, 2006). In diesem Zusammenhang spielen Vorbefeuchtung und Infiltrationsfähigkeit eine Rolle.

Durch die Fähigkeit der Böden, Niederschlagswasser aufzunehmen und zu speichern, wird der oberflächliche Abfluss und dadurch die Hochwassergefährdung verringert. Deshalb ist es wichtig im Sinne des vorsorgenden Hochwasserschutzes, im Einzugsbereich von Flüssen Böden mit hohem Wasserspeichervermögen zu erhalten. Speicherfähigkeit und Durchlässigkeit sind abhängig von der Porengrößenzusammensetzung des Bodens (ÖWAV, 2014).

2.3.4 Forstwirtschaft

Um die Infiltration und Speicherung von Niederschlagswasser im Boden optimal zu beeinflussen, ist Waldvegetation grundsätzlich förderlich. Ein naturnah zusammengesetzter

und ausreichend überschirmter Waldbestand verfügt über die Fähigkeit, Boden- und Humusbildungen in einem stabilen und dynamischen Gleichgewicht zu halten. Die Bodenlebewesen schaffen im Boden gemeinsam mit den Wurzeln der Bäume und der Bodenpflanzen (Wurzelkanäle) jenes Porenvolumen, welches für die guten Infiltrationsbedingungen für Niederschlagswasser verantwortlich ist. Die Speicherung des Niederschlagswassers erfolgt je nach Bodentyp im Mineralboden, in der Humusaufgabe oder in beiden Bereichen. Sowohl Infiltrationskapazität als auch Speicherkapazität sind unter anderem vom Bodentyp abhängig. Gute Infiltrationsbedingungen für Niederschlagswasser minimieren oder verhindern Erosionsprozesse und ermöglichen die Wasserspeicherung im Boden-Humus-Komplex (ÖWAV, 2014).

Neben der Funktion des Waldbodens als wesentlicher Faktor bei der Verhinderung von Erosion und Überschwemmungen fungiert der Boden vor allem aber auch als Puffer für die Wasserversorgung des Waldbestandes bei unregelmäßig verteilten Niederschlägen oder länger anhaltenden Trockenheiten. Vor allem im Osten Österreichs stellt das für den Waldbestand verfügbare Wasserreservoir einen wesentlichen Faktor dar, um länger anhaltende Trockenheiten unbeschadet überstehen zu können. Insbesondere im Zeitalter des Klimawandels, wo von höheren Lufttemperaturen und damit auch von höherem Wasserverbrauch auszugehen ist, wird die Bedeutung dieser Pufferfunktion zunehmen. Umso wichtiger wird es sein, durch geeignete Baumartenwahl dieser Tendenz entgegenzuwirken. Dabei geht es nicht nur um Baumarten mit geringerem Wasserverbrauch, sondern auch um Baumarten, die das vorhandene Bodenwasserreservoir mit ihren Wurzeln optimal nutzen können. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, das Wasserspeicherpotenzial der österreichischen Waldböden so gut wie möglich zu kennen.

2.4 Ziele des Monitorings in der ungesättigten Zone

Kennwerte der ungesättigten Zone sind Teil des Monitoringprogramms von physikalischen Größen des unterirdischen Wassers, deren Erhebung im Wasserrechtsgesetz 1959 idF BGBl. I Nr. 82/2003 sowie in der Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über die Erhebung des Wasserkreislaufes in Österreich (Wasserkreislaufferhebungsverordnung – WKEV), BGBl. II Nr. 478/2006 geregelt ist. Im Rahmen des österreichweiten Basismessnetzes erfolgt an ausgewählten Messstellen die Ermittlung von Wasserspannung, Wassergehalt, Bodentemperatur und Grundwasseranreicherung. Darüber hinaus werden an wenigen Messstellen Lysimeteranlagen betrieben.

2.4.1 Erfüllung des gesetzlichen Auftrags

Im Rahmen der Wasserrechtsgesetznovelle vom 29. August 2003, mit der die Wasserrahmenrichtlinie der EU vom 23. Oktober 2000 (EU-WRRL) in österreichisches Recht implementiert wurde, wurde § 59c (3) aus dem Bundesgesetz über die Erhebung des Wasserkreislaufes und der Wassergüte (Gewässerkunde) – Hydrographiegesetz, BGBl. Nr. 58/1979 neu aufgenommen: „Die Erhebung des Wasserkreislaufes hat sich auf das Oberflächengewässer, das Grundwasser und die Quellen, den Niederschlag, die Verdunstung und die Feststoffe in den Gewässern hinsichtlich Verteilung nach Menge und Dauer [...] zu beziehen.“

Bezüglich der Messung in der ungesättigten Zone (Bodenwasser) beinhaltet die Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über die Erhebung des Wasserkreislaufes in Österreich (Wasserkreislaufferhebungsverordnung – WKEV), BGBl. II Nr. 478/2006 im § 12 folgende Festlegungen:

§ 16. (1) Bei der Errichtung einer Bodenwassermessstelle sind von jeder Bodenart des Profils Bodenproben zu ziehen und die Korngrößenverteilungen, die Wassergehalts-Wasserspannungs-Beziehungen und die kapillaren Leitfähigkeitsfunktionen (K-Funktion) des Profils im Labor zu bestimmen.

(2) Zur Erfassung der räumlichen Verteilung der Größen im Messprofil sind entsprechend der verschiedenen Bodenarten vier bis sechs Messebenen mit Sonden zu bestücken. Jede dieser Messebenen ist mit kontinuierlich aufzeichnenden Wasserspannungs-, Temperatur- und Wassergehaltsfühlern in allen Messebenen (Tiefenstufen) sowie mit einzelnen daneben eingebauten Wassergehalts-Kontrollfühlern auszustatten.

2.4.2 Bereitstellung von Grundlegendaten

Folgende Zielsetzungen sollen durch die Messstellen des Basisnetzes erreicht werden:

- Vergleichbare und kontinuierliche Erfassung von Wasserspannung, Wassergehalt und Bodentemperatur an ausgewählten, repräsentativen Standorten: typischer Boden, in der Ebene, repräsentativ für Grundwasserkörper und Klimabezirke in Österreich – pannonisch, illyrisch, Westwetter (atlantisch), kontinental, alpin
- Erfassung der zeitlichen Verteilung und der Bilanz der Sickerwassermengen an ausgewählten Standorten
- Erstellung langfristiger Monitoringreihen für die Abschätzung von Klima- und Witterungseinflüssen auf Grundwasserneubildung (Dürreindizien/Trockenstress, Flächennutzungsänderung)

- Erfassung von Daten für wasserwirtschaftliche, wasserbauliche und ökologische Fragestellungen
- Erzeugung von Input-, Kalibrierungs- und Validierungsdaten für die hydraulische und (boden-) hydrologische Modellierung (z. B. Hochwasserprognose, Bodenwasserhaushaltsmodelle, Satellitendaten) und Transferfunktionen
- Ermöglichung von Prozess-, Ursachen- und Wirkungsanalysen
- Installation, Betrieb und Instandhaltung von einheitlichen Messeinrichtungen
- Veröffentlichung der Daten der ungesättigten Zone im Hydrographischen Jahrbuch

Die zur Erreichung der Zielsetzungen erforderlichen Grundlagendaten werden durch die Umsetzung eines entsprechenden Monitoringkonzeptes bereitgestellt. Dabei wird eine ausreichend genaue Erfassung der Größen Wasserspannung, Wassergehalt und Bodentemperatur gewährleistet. Hierfür ist eine kontinuierliche Aufzeichnung wünschenswert, um auch einzelne Ereignisse möglichst gut erfassen zu können.

Literatur Kapitel 2

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: Bodenkundliche Kartieranleitung. 2005, 5. Aufl., Hannover 438 S.

BMLFUW: Hochwasserschutz in Österreich. 2006.

ÖWAV: Arbeitsbehelf Bodenfunktionen für die Wasserwirtschaft. 2014, Entwurf, 08.04.2014.

Schroeder, D.: Bodenkunde in Stichworten, Hirts Stichwortbücher. Ferdinand Hirt in der Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung 1992.

UBA Umweltbundesamt:

<http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/wasser/trinkwasser/>. abgerufen am 29.04.2018.

Bundesgesetz über den Zugang zu Informationen über die Umwelt (Umweltinformationsgesetz UIG) StF: BGBl. Nr. 495/1993

3 Erfassung physikalischer Größen der ungesättigten Zone

Johann Fank, Gerhard Kammerer, Max Kuderna, Erwin Murer, Christine Stumpp

Themengebiete der Bodenphysik und Bodenhydrologie umfassen unter anderem die Bewegung von Wasser und Gas im Boden, den Transport von gelösten und partikulären Stoffen zwischen der Bodenoberfläche und dem Grundwasser, den Austausch von Energie, Wasser und Gasen zwischen Boden und Atmosphäre sowie die theoretische und messtechnische Charakterisierung der hydraulischen, thermischen, mechanischen und elektromagnetischen Eigenschaften von Böden von der makroskopischen Skala bis zur Porenskala.

Bei der physikalischen Beschreibung der Bewegung des Wassers im Boden ist grundsätzlich zwischen den **Eigenschaften** des porösen Mediums – der Bodenmatrix – und des Wassers als Strömungsmedium und zwischen den systembeschreibenden bodenphysikalischen Zustandsgrößen zu unterscheiden. Sämtliche relevanten Eigenschaften werden mathematisch-physikalisch durch Beziehungen ausgedrückt. Durch die Anpassung der Parameter der jeweiligen Beziehung können die Eigenschaften berechnet werden. Die Parameter sind dabei Systemeigenschaften, die sich zeitlich nicht ändern sollten, wiewohl sie in der Natur durchaus gewissen Änderungen unterworfen sein können. Räumlich betrachtet, variieren Parameter typischerweise und müssen für den jeweiligen Standort neu bestimmt werden. Beispiele für Parameter sind Porosität oder Restwassergehalt im Boden bei Erreichen des permanenten Welkepunktes. Parameter und Eigenschaften können nicht direkt gemessen werden; sie werden entweder aus Labor- oder Feldversuchen unter kontrollierten Bedingungen ermittelt oder durch inverse Simulationen natürlicher Prozesse bestimmt, bei denen der zeitliche Verlauf einzelner Zustandsgrößen beobachtet wurde.

Die wichtigsten **Zustandsgrößen**, also keine Parameter, sind das Matrixpotenzial und der Wasseranteil; ebenso sind die Temperatur und die Konzentration gelöster Stoffe Zustandsgrößen, weil sie eben räumlich und zeitlich variabel sein können. Im Gegensatz zu den Eigenschaften, können die Zustandsgrößen direkt durch Messungen erfasst werden. Sie sind daher Gegenstand des Monitorings im ungesättigten Boden, oft als vadose Zone bezeichnet.

3.1 Bodenhydrologische Grundlagen

Johann Fank

Bodenhydrologie ist die Wissenschaft vom Wasser, seinen Eigenschaften und seinen Erscheinungsformen unterhalb der Bodenoberfläche. Sie befasst sich mit den Zusammenhängen und Wechselwirkungen der Erscheinungsformen des Wassers mit den angrenzenden Medien, seinem Kreislauf, seiner Verteilung und deren Veränderungen durch anthropogene Beeinflussung. Gegenstand der Bodenhydrologie ist der Wasserkreislauf im Boden als Wechselwirkung von Boden, Pflanze und Atmosphäre. Das erfordert die komplexe Untersuchung der Prozesse Oberflächenabfluss, Infiltration, Evapotranspiration, Bodenwasservorratsänderung (Änderung des in einem definierten Profil gespeicherten Wasservolumens in der Zeit), Perkolation (gravitative Tiefenmigration von Sickerwasser durch die ungesättigte Zone), Versickerung und Grundwasserneubildung (der Zufluss von infiltriertem Wasser zum Grundwasser).

Oberflächenabfluss tritt ein, wenn Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser nicht mehr in den Boden infiltrieren und an der Geländeoberfläche abfließen. Er ist Auslöser und Transportmedium für Wassererosion. Es werden zwei Arten des Oberflächenabflusses unterschieden:

- a) Sättigungsabfluss setzt ein, wenn der Boden seine maximale Wasserkapazität, d. h. die Sättigung aller Poren mit Wasser, erreicht hat.
- b) Beim Horton-Abfluss (Hortonscher Landoberflächenabfluss) hat die Bodensäule nicht maximale Wasserkapazität erreicht, jedoch übersteigt die Nachlieferung des zur Versickerung bereitstehenden Wassers (in Strecke/Zeiteinheit) die Infiltrationsrate (in Strecke/Zeiteinheit) an der Geländeoberfläche.

Evapotranspiration ist die Summe von Evaporation (Bodenverdunstung und Interzeptionsverdunstung) und Transpiration. Die Verdunstungskomponenten werden beeinflusst von Boden- und Pflanzenart, Pflanzenentwicklung und Witterung. Bei Transpiration und Evaporation muss man zwischen Zeitabschnitten unterscheiden, in denen die Verdunstung gleich dem potenziellen Wert ist (potenzielle Verdunstung) und solchen, wo die tatsächliche Verdunstung gegenüber dem potenziellen Wert reduziert ist.

Versickerung ist die Sickerung von Bodenwasser aus der wurzelbeeinflussten Zone in tiefere Schichten. Auf Standorten mit Grundwasser entspricht die versickernde Wassermenge im Wesentlichen der Grundwasserneubildung. Die Sickerwasserrate (Sickerwassermenge pro

Zeit- und Flächeneinheit) wird beeinflusst von geologischen Verhältnissen, Bodentyp, Landnutzung (Nutzung, Fruchtart und Bewirtschaftung) und klimatischen Bedingungen (vor allem dem Niederschlag). Mit dem Sickerwasser können Nähr- und Schadstoffe in das Grundwasser eingetragen werden.

3.2 Bodenphysikalische Grundlagen

Gerhard Kammerer, Christine Stumpp

Der Boden enthält verschiedene Phasen, nämlich Feststoffe, Bodenluft, Bodenwasser und eventuell andere Flüssigkeiten in räumlich und zeitlich variabler Zusammensetzung und auch Organismen. Die einzelnen Phasen werden durch ihre Volumenanteile am Gesamtvolumen charakterisiert. Das Gesamtvolumen V wird dabei vom Feststoffvolumen V_s und vom Porenvolumen V_p eingenommen:

$$V = V_s + V_p.$$

In den Poren befindet sich mehr oder weniger an Bodenwasser mit dem Volumen V_w und an Bodenluft mit V_a : $V_p = V_w + V_a$.

Der volumetrische Phasenanteil des Wassers am Gesamtvolumen wird als **volumetrischer Wassergehalt** oder **Wasseranteil** $n_w \equiv \theta$ bezeichnet:

$$\theta = V_w/V.$$

Entsprechend gilt für den Luftanteil im Boden $n_a = V_a/V$, für den Feststoffanteil $n_s = V_s/V$ und auch für den **Porenanteil** $n_p = V_p/V$.

Oft wird für den Porenanteil nur kurz das Formelzeichen n verwendet. Ein grober Richtwert für den Porenanteil in Porengrundwasserleitern ist 0,25, in Ackerböden 0,33 bis 0,48 – je nach Bodenbearbeitung – und in Mooren 0,8 erreichen. Im Gegensatz zu den Zustandsgrößen θ und n_a , sind n_s und n_p bei Prozessen mit starrem Korngerüst zumindest zeitlich unveränderlich und daher Materialeigenschaften. Das Gleiche gilt für die Feststoffdichte ρ_s , die der Quotient aus der Feststoffmasse m_s und dem Volumen V_s ist, das sie einnimmt:

$$\rho_s = m_s/V_s.$$

Weil in vielen Böden das Mineral Quarz als Feststoff dominiert, unterscheidet sich die Feststoffdichte meist nur wenig von der des Quarzes mit $\rho_s = 2,65 \text{ g/cm}^3$. Geringere Werte treten in organikreichen Böden auf, leicht höhere können in stark tonigen Böden vorkommen. Hingegen ist die auf das Bodenvolumen bezogene Feststoffmasse von Standort zu Standort sehr verschieden. Die entsprechende Eigenschaft wird als **Trockendichte**, Trockenrohndichte oder Lagerungsdichte $\rho_d = m_s/V$ bezeichnet. Mit Hilfe dieser Definition lässt sich der Porenanteil ermitteln aus

$$n = 1 - \rho_d/\rho_s$$

Die Bewegungsgleichungen für das Bodenwasser in der vadosen Zone werden hier in knapper

Form hergeleitet; für eine ausführliche Darstellung wird auf Lehrbücher verwiesen, etwa von Hillel (1998). Die physikalischen Zusammenhänge bei der Bewegung des Wassers im Boden wurden erstmals durch das **Darcy-Gesetz** beschrieben. Dieses hat Darcy aus Laborversuchen abgeleitet, in denen er die Grundwasserströmung bereits vor 1858 mit gesättigten Sandsäulen simulierte (Abbildung 3.1). Die von Buckingham 1907 aufgestellte Bewegungsgleichung für den ungesättigten Fluss in der vadosen Zone kann als Verallgemeinerung des Darcy-Gesetzes betrachtet werden.

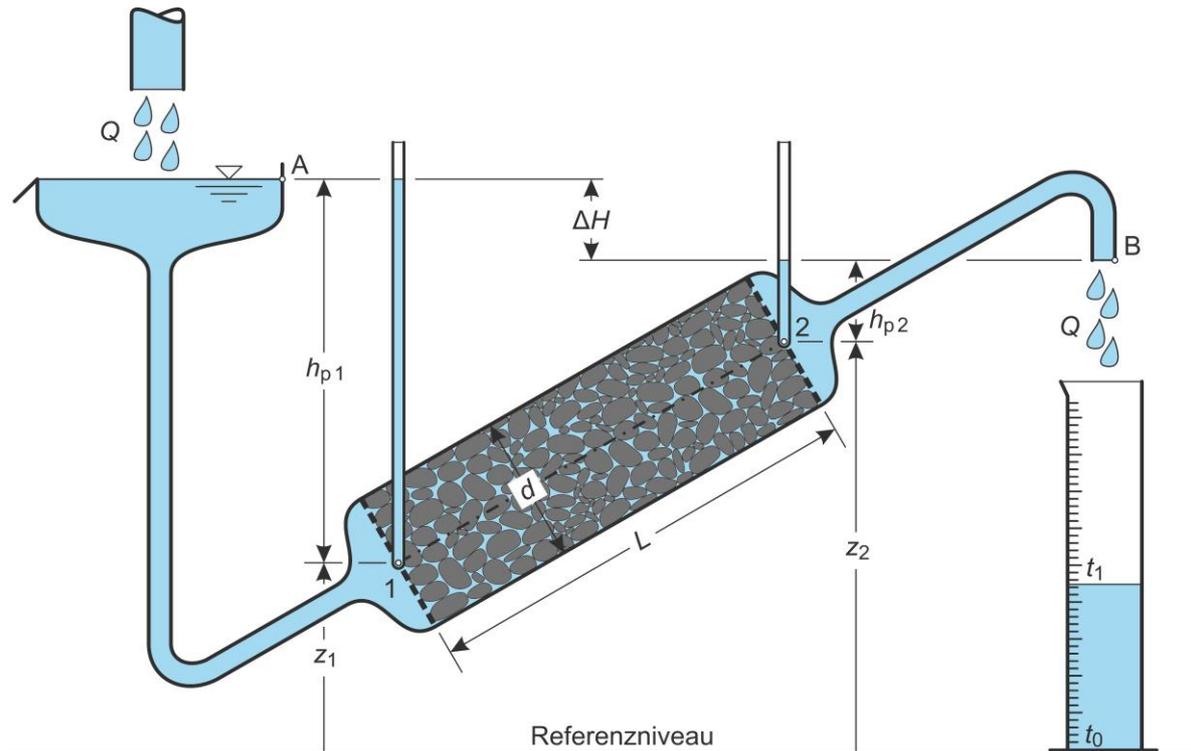


Abbildung 3.1: Schematischer Aufbau des Versuches nach Darcy (nähere Beschreibung siehe Text).

Quelle: Institut für Bodenphysik und landeskulturelle Wasserwirtschaft, BOKU

Darcy schloss aus seinen Versuchen, dass der Fluss Q durch eine gesättigte Bodensäule – innerhalb gewisser Anwendungsgrenzen – direkt proportional zum Höhenunterschied ΔH und zum Flächeninhalt A des Säulenquerschnitts und umgekehrt proportional zur Länge der Säule L ist. Der Proportionalitätsfaktor wird als **Durchlässigkeitsbeiwert** oder hydraulische Leitfähigkeit k bezeichnet. Bezieht man den Fluss auf den Flächeninhalt A des Säulenquerschnitts, ergibt sich die Durchflussrate q oder Filtergeschwindigkeit v_f

$$Q/A = q = v_f = k \cdot \frac{\Delta H}{L}.$$

Obwohl v_f oder q dieselbe Dimension wie die Geschwindigkeit besitzen ($\dim q = \text{L T}^{-1}$), repräsentieren sie nicht die tatsächliche Geschwindigkeit v oder den pro Zeit zurückgelegten Weg – insbesondere deshalb nicht, weil die Säulenquerschnittsfläche nicht nur vom Fluid, sondern auch vom Korngerüst eingenommen wird, während der Fluss nur in den Poren stattfindet. Die mittlere Fließgeschwindigkeit dort wird als Porengeschwindigkeit v_p bezeichnet. v_p ist wesentlich größer als q ; näherungsweise gilt

$$v \approx q/n.$$

Der Durchlässigkeitsbeiwert k ist eine Materialeigenschaft, die sowohl vom porösen Feststoff als auch vom Fluid abhängt. Für Ersteres ist hauptsächlich seine Porengrößenverteilung verantwortlich, aber auch andere, strukturbeschreibende Eigenschaften wie die Porenkonnektivität, für Letzteres die dynamische Viskosität η des Wassers und damit auch die Temperatur. Eine der besonderen Herausforderungen der Geohydraulik liegt in der Variabilität des Durchlässigkeitsbeiwerts, der mit Werten von etwa $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für eng gestufte, grobkörnige Kiese bis $10^{-13} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für spezielle Tone zu den Materialeigenschaften mit der größten Spannweite überhaupt zählt. Sehr häufig ist der k -Wert richtungsabhängig und demnach nicht als Skalar, sondern als tensorielle Größe k anzugeben.

Bei der Anwendung des Darcy-Gesetzes auf den Fluss zwischen zwei beliebigen Punkten 1 und 2 in einem Grundwasserkörper erhebt sich die Frage, durch welche Größe der im obigen Experiment entscheidende Höhenunterschied ΔH zu ersetzen ist. Wie aus Abbildung 3.1 ersichtlich, sind hierfür die Höhen z_1 und z_2 in den Punkten 1 und 2 und die dort herrschenden Drücke bzw. Druckhöhen h_{p1} und h_{p2} maßgeblich, wobei die jeweilige Summe $h_p + z$ durch ein im betrachteten Punkt abgeteufertes Standrohr angezeigt und als Standrohrspiegelhöhe H bezeichnet wird:

$$H = h_p + z.$$

Potenzialtheoretisch formuliert, setzt sich das geohydraulische Gesamtpotenzial ψ_t aus dem Druckpotenzial ψ_p und dem Lagepotenzial ψ_g zusammen

$$\psi_t = \psi_p + \psi_g$$

(für Potenzialkomponenten wird in der Strömungsmechanik eher das Formelzeichen ϕ verwendet, für das Skalarpotenzial, dessen Gradient das Geschwindigkeitsfeld ergibt, der Großbuchstabe Φ und für die Stromfunktion ψ ; in der Bodenphysik ist die Stromfunktion kaum gebräuchlich und ψ das bevorzugte Zeichen für ein Potenzial). Bezieht man das Potenzial, dessen Dimension $\dim \psi = \text{M L}^2 \text{T}^{-2}$ mit dem der Energie oder der Arbeit übereinstimmt, auf das Gewicht des strömenden Fluids ($\dim F_G = \text{M L T}^{-2}$), erhält man die Potenzialangabe in Form einer Höhe H ($\dim H = \text{L}$), konkret die geohydraulische Gesamtpotenzialhöhe oder Standrohrspiegelhöhe H , die Druckhöhe h_p und die Lageenergiehöhe z über dem Referenzniveau.

Der Fluss ist letztlich proportional zur Differenz der beiden Gesamtpotenzialhöhen in den Punkten 1 und 2, also $\Delta H = H_1 - H_2$.

In heterogenen Böden mit räumlich variablem k -Wert ist das Darcy-Gesetz nicht mit der

ganzen Säule als Kontrollvolumen anzusetzen, sondern bei eindimensionaler Betrachtung in Richtung des Strömungsweges für das differentielle Linienelement ds:

$$q = -k \cdot \frac{dH}{ds}$$

Während der Differentialquotient positiv ist, wenn das Potenzial längs des Weges s zunimmt, erfolgt der Fluss grundsätzlich vom größeren zum kleineren Potenzial, also in die Gegenrichtung. Deshalb ist das Minuszeichen hinzuzufügen. Das Darcy-Gesetz gilt auch für andere Flüssigkeiten und auch für Gase innerhalb gewisser Anwendungsgrenzen, allerdings muss dann der ausschließlich für Wasser geltende k -Wert durch den folgenden Ausdruck ersetzt werden:

$$k = \kappa \cdot \frac{\rho_{\text{Fl}} \cdot g}{\eta}$$

Hierin ist κ die ausschließlich von der Bodenmatrix abhängige Permeabilität, ρ_{Fl} die Dichte des Fluids, g die Fallbeschleunigung und η die temperaturabhängige dynamische Viskosität.

Zur vollständigen Beschreibung des Bewegungszustandes ist neben der Impulsgleichung in Form des Darcy-Gesetzes noch eine Massenerhaltungs- oder Kontinuitätsgleichung erforderlich. Unter gesättigten Bedingungen ist eine solche leicht aufzustellen. Als Kontrollvolumen bedient man sich dabei am besten eines differentiellen Volumenelementes in Form eines Würfels in einem kartesischen Koordinatensystem mit den Seitenlängen dx , dy und dz . Bei Quellfreiheit muss der in das Kontrollelement eintretende Volumenstrom gleich groß sein wie der austretende bzw. darf sich die Durchflussrate auf dem Weg von der Eintrittsfläche des Würfels zur Austrittsfläche nicht ändern.

Eindimensional in x -Richtung muss also gelten $dq_x/dx = 0$

und räumlich betrachtet $\partial q_x/\partial x + \partial q_y/\partial y + \partial q_z/\partial z = 0$.

Ersetzt man nun in dieser Kontinuitätsgleichung die Flusskomponenten mit Hilfe des Darcy-

Gesetzes als Impulsgleichung, ergibt sich
$$\frac{\partial \left(-k \cdot \frac{dH}{dx} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(-k \cdot \frac{dH}{dy} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(-k \cdot \frac{dH}{dz} \right)}{\partial z} = 0$$

und weiter bei isotropem k -Wert
$$-k \cdot \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \right) = 0$$
.

$-k = 0$ scheidet als Lösung aus:
$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$
.

Das ist die **Laplace-Gleichung** in kartesischen Koordinaten als einfachste Bewegungs- oder Prozessgleichung für die Grundwasserströmung. Für eine eindeutige Lösung $H = f(x, y, z)$ der Laplace-Gleichung muss für sämtliche Teilabschnitte der gesamten Berandung des Strömungsgebietes eine der möglichen Randbedingungen festgelegt werden. Für spezielle Fälle existieren halbanalytische Lösungen, jedoch werden heute numerische Lösungen mittels finiter Differenzen- oder finiter Elemente-Verfahren bevorzugt.

Sowohl die Darcy-Gleichung als auch die Laplace-Gleichung gelten auch bei instationärer

Strömung; eine eindeutige Lösung $H = f(x, y, z, t)$ ergibt sich dann durch die zeitlich variablen Randbedingungen.

Der Übergang von der Grundwasserströmung zur ungesättigten Strömung in der vadosen Zone erfordert mehrere Modifikationen. Die erste betrifft das Druckpotenzial, das in Raumpunkten über dem Grundwasserspiegel nicht existiert. Zur Veranschaulichung kann man etwa im Darcy-Experiment in Abbildung 3.1 die Bodensäule gedanklich nach oben schieben, während man die Höhen des Zulaufpunktes A und des Abtropfpunktes B nicht verändert. Sobald die Punkte 1 und 2 in der Säule über dem Punkt A zu liegen kommen, wird in den beiden Standrohren kein Wasserspiegel mehr zu sehen sein; sie werden vielmehr trocken fallen und es wird Luft in die Bodensäule eindringen. Aus welchen und wie vielen Poren die Luft die Menisken des Bodenwassers verdrängen kann, hängt vom Energiezustand des Bodenwassers ab. Dieser beruht im Gegensatz zum Grundwasserfall nicht auf der Lage und dem Druck, sondern auf der Lage und diversen Bindungskräften zwischen der Matrix und dem Fluid – wobei je nach den Gegebenheiten Kapillarkräfte mehr oder weniger dominieren – und die im **Matrixpotenzial** ψ_m zusammengefasst sind. Schließt man in den Punkten 1 und 2 anstelle der Standrohre einen Schenkel von U-Rohren an, in dessen anderen Schenkeln das Wasser bis zu den Höhen von 1 und 2 aufgefüllt wurde, wird sich Wasser von den U-Rohren in den Boden bewegen und nicht umgekehrt. Das Matrixpotenzial ist also grundsätzlich negativ; seine Höhe wird durch den abgesenkten Wasserspiegel dem Atmosphärendruck ausgesetzten Schenkel angezeigt. Ein solches, für die Praxis verfeinertes Gerät wird **Tensiometer** genannt; sein Messbereich ist allerdings auf Matrixpotenzialhöhen $h_m > -9,8$ m beschränkt, in höheren Lagen und bei größerer Temperatur des Bodenwassers sogar auf noch größere Werte. Der Betrag des Matrixpotenzials wird als Wasserspannung bezeichnet. Wieder potenzialtheoretisch formuliert, muss für ungesättigte Verhältnisse das aus Druck- und Lagehöhe bestehende geohydraulische Gesamtpotenzial durch das aus Matrix- und Lagepotenzial zusammengesetzte bodenphysikalische Gesamtpotenzial ψ_t ersetzt werden. An weiteren Komponenten von ψ_t treten bei einem Porenluft-Überdruck das Gasdruckpotenzial ψ_a und bei gelösten Inhaltsstoffen das osmotische oder Lösungspotenzial ψ_o auf. Tensiometer erfassen übrigens das Gasdruck- und das Matrixpotenzial. Diese Summe kann daher als Tensiometerpotenzial ψ_p bezeichnet werden (Kastanek et al., 1980):

$$\psi_p = \psi_m + \psi_a.$$

Der ebenso gebräuchliche Begriff des Druckpotenzials ist hier missverständlich und existiert daher nicht im Potenzialkonzept der Soil Science Society of America (SSSA, 2008). Prozesse, bei denen ψ_a und ψ_o wesentlich sind, werden im Weiteren nicht behandelt.

Wenn man die Bodensäule aus dem Gedankenmodell zuvor weiter nach oben schiebt, werden die Matrixpotenziale in den Punkten 1 und 2 weiter verkleinert und die Kapillarmenisken des Bodenwassers aus zunehmend feineren Poren durch die eingedrungene

Luft verdrängt. Einem bestimmten Matrixpotenzial ist also ein gewisser Wasseranteil zuzuordnen. Je kleiner das Matrixpotenzial, desto kleiner ist der zugehörige Wasseranteil. Dieser von der Porengrößenverteilung abhängige Zusammenhang $\theta(\psi_m)$ bestimmt die Speichereigenschaften des Bodens und wird als Matrixpotenzial-Wasseranteilsbeziehung und mehr oder weniger synonym als Retentionsfunktion, Desorptionskurve, pF-WG-Kurve oder **Bodenwassercharakteristik** bezeichnet. Leider ist diese Beziehung in vielen Fällen keine umkehrbar-eindeutige Funktion, als die sie oft mathematisch modelliert wird, sondern von hystereseem Verhalten geprägt. Für $h_m = 0$ kann man $\theta = n_p$ setzen, für $h_m \rightarrow -\infty$ geht der Wasseranteil gegen Null bzw. gegen den Restwasseranteil θ_r .

Der nächste Unterschied zwischen dem Fluss im Grundwasser und in der vadosen Zone betrifft den k -Wert. Während im Grundwasser sämtliche Poren zum Fluss beitragen, und zwar unabhängig vom vorhandenen Druck, ist in der ungesättigten Zone ein vom Matrixpotenzial abhängiger Teil der Poren mit Luft gefüllt. Demnach ist der k -Wert im ungesättigten Bereich keine Konstante, sondern eine Funktion $k = f(\psi_m)$. Er wird auch nicht als Durchlässigkeitsbeiwert, sondern als kapillares Leitvermögen k_u angesprochen. Um den gesättigten Zustand extra zu betonen, wird für ihn der Literalindex s gesetzt (k_s) und k als eine zu k_s und k_u übergeordnete Größe aufgefasst, die als Wasserleitfähigkeit bezeichnet werden kann.

$k_u(\psi_m)$ ist eine hochgradig nichtlineare Beziehung: Einerseits nimmt mit ψ_m der Wasseranteil bzw. die Anzahl der wassergefüllten und daher zum Fluss beitragenden Poren ab, andererseits nimmt auch der mittlere Radius der gesättigt verbliebenen Poren ab und damit auch deren mittlere Leitfähigkeit aufgrund des Gesetzes von Hagen und Poiseuille. Die Abhängigkeit macht sich auch mathematisch bemerkbar: k ist im Gegensatz zur Laplace-Gleichung keine Konstante, sondern eine Funktion von ψ_m und kann daher nicht herausgehoben und gestrichen werden.

Für den Übergang von der die Grundwasserströmung beschreibenden Laplace-Gleichung zur maßgeblichen Prozessgleichung für die vadosen Zone sind die beiden Erhaltungsgleichungen folgendermaßen zu modifizieren: die eindimensionale Darcy-Gleichung

$$q = k \cdot d(h_p + z)/ds$$

geht über in $q = k(h_m) \cdot d(h_m + z)/ds$.

Zur Kontinuität ist festzuhalten, dass das Wasservolumen im Kontrollraum nicht mehr konstant und die Divergenz dq/ds nicht mehr Null ist, sondern der zeitlichen Änderung des Speicherinhalts – ausgedrückt durch den Wasseranteil θ – entspricht:

$$dq/ds = d\theta/dt.$$

Gemäß der Kettenregel gilt für die Ableitung auf der rechten Seite der Gleichung

$$d\theta/dt = (d\theta/dh_m) \cdot (dh_m/dt).$$

Die eindimensionale Laplace-Gleichung $\frac{d^2(h_p + z)}{ds^2} = 0$

geht damit über in $\frac{d\left(-k(h_m) \cdot \frac{d(h_m + z)}{ds}\right)}{ds} = \frac{d\theta}{dh_m} \cdot \frac{dh_m}{dt}$

$$\frac{d\left(-k(h_m) \cdot \frac{d(h_m + z)}{ds}\right)}{ds} = \frac{d\theta}{dh_m} \cdot \frac{dh_m}{dt} \cdot$$

Mehrdimensional kann diese Gleichung folgendermaßen angeschrieben werden:

$$\frac{d\theta}{dh_m} \cdot \frac{dh_m}{dt} = \text{div}(k(h_m) \cdot \text{grad}(h_m + z)),$$

es gibt aber sehr viele verschiedene Formulierungen davon. Diese Differentialgleichung ist als **Richards-Gleichung** bekannt. Zur ihrer eindeutigen, grundsätzlich numerischen Lösung sind nicht nur die Festlegung des zeitlichen Verlaufs der Randbedingung entlang der Umrandung des Strömungsgebietes erforderlich, sondern auch die Anfangsbedingung $h_m(x, y, z, t_0)$. Je nach der mathematischen Gestalt der Retentionsfunktion, des kapillaren Leitvermögens, der zeitlich variablen Randbedingungen und der Simulationszeitspanne kann eine Lösung $h_m(x, y, z, t)$ mit ausreichender Genauigkeit sehr rechenaufwendig sein. Der Aufwand steigt stark, wenn nicht die Anfangsbedingung, sondern eine Endbedingung bekannt ist, und ist bis heute für PCs eine numerische Herausforderung, wenn eine inverse Simulation durchgeführt wird, d. h. wenn h_m oder θ mit einer bestimmten zeitlichen und räumlichen Diskretisierung bekannt ist und ein oder mehrere Parameter der Eigenschaftsfunktionen für $k(h_m)$ oder $\theta(h_m)$ zu ermitteln sind.

3.3 Bodenphysikalische Untersuchungen (Labor/Freiland)

Max Kuderna, Erwin Murer

Böden sind Naturkörper und als solche durch jeweils typische physikalische Eigenschaften gekennzeichnet, die entweder im Zuge der Bodenkartierung im Freiland oder anhand von Bodenproben in einem bodenphysikalischen Labor untersucht werden.

3.3.1 Korngrößenverteilung (Feinboden/Grobboden)

Die Korngrößenverteilung (ÖNORM L 1050) gibt für eine Bodenart die Massenanteile der enthaltenen Körnungsgruppen in Gewichtsprozenten an. Im Feld werden die Bodenart und die einzelnen Kornfraktionen (Ton, Schluff, Sand, Grobboden und Grobbodenvolumen) mittels Fingerprobe geschätzt (Ad-hoc-AG Boden, 2005). Im Labor werden mittels

Pipettmethode und Siebung (ÖNORM L1061) die einzelnen Kornfraktionen gemessen und die Bodenart klassifiziert. Der Grobboden wird auch als Masse-% klassifiziert. Nach DIN 4220 (2008) können die Gemengeanteile des Grobbodens nach Massenanteilen und Volumenanteilen geschätzt bzw. klassifiziert werden.

3.3.2 Lagerungsdichte, Porosität, Feldkapazität

Zur Beurteilung der physikalischen Standorteigenschaften eines Bodens in ackerbaulicher Hinsicht sind die Lagerungsdichte, das Porenvolumen und die Porengrößenverteilung im Boden wichtige Größen. Diese ursprünglich empirisch festgelegten Kenngrößen können durch Messungen im Labor an ungestörten Stechzylindern und gepackten Bodenproben bestimmt werden (Durner und Iden, 2011).

3.3.2.1 Lagerungsdichte und Porosität

Die Lagerungsdichte wird im Labor durch Wägung bestimmt. Die Bodenprobe wird in ungestörter Lagerung mit dem Stechzylinder entnommen (ÖNORM L 1055 und L1056). Die Oberflächenrauigkeit, Bodensetzung und Trockendichten bzw. Lagerungsdichte kann auch mittels photogrammetrischer Feldmethode bestimmt werden (Murer et. al, 2013). Diese Methode eignet sich vor allem bei Böden, bei denen aufgrund des Grobstoffs keine Zylinderproben genommen werden können. Auch die Sand- oder Wasserersatzmethode kommt zum Einsatz (ISO 11272). Die Porosität wird daraus entweder unter Annahme einer Dichte – der Feststoffdichte – oder nach Bestimmung der Feststoffdichte (ÖNORM L1068) errechnet.

3.3.2.2 Feldkapazität

Die bodenkundliche Kartieranleitung definiert die **Feldkapazität** (FK) als „Wassermenge, die ein Boden gegen die Schwerkraft zurückhalten kann“ (Ad hoc Arbeitsgruppe Boden, 2005). In einer verbreiteten Definition wird als Feldkapazität der Wassergehalt eines Bodens bezeichnet, der sich etwa zwei Tage nach einer vollständigen Aufsättigung als Folge der natürlichen Dränung einstellt (Scheffer und Schachtschabel, 2002, S. 231). Der Boden ist dann durch die Schwerkraft so weit entwässert, dass die Grobporen luftgefüllt sind, die Mittel- und Feinporen dagegen noch Wasser enthalten. In einer realen Feldsituation ist der Wassergehalt „Feldkapazität“ von vielen Faktoren beeinflusst. Der Abstand zum Grundwasser und die Geländeneigung beeinflussen die Dränintensität. Die Körnung, der Gehalt an organischer Substanz und das Gefüge bestimmen die hydraulische Leitfähigkeit. Die Horizontabfolge und evtl. schräg einfallenden Horizontgrenzen beeinflussen schließlich den auftretenden Wasserfluss. Als Substrateigenschaft (nicht als Standorteigenschaft!) wird

„Feldkapazität“ deshalb meist nicht anhand der vorliegenden Feldsituation, sondern als operationaler Kennwert in Form eines im Labor an Bodenproben messbaren Wassergehalts angegeben. In der Regel wird dabei der Wassergehalt bei pF 1,8 verwendet, bei einer grundwasserfernen Situation auch der Wassergehalt bei pF 2,5. Der Konvention folgend definieren wir als Feldkapazität (FK) den volumetrischen Wassergehalt bei pF 1,8 (siehe Ad-hoc AG Boden, 2005). Der Kartieranleitung (Ad hoc AG Boden, 2005) folgend, gilt diese Definition der Feldkapazität für „grundwassernahe“ Verhältnisse. Für „grundwasserferne“ Böden dagegen verwendet man den Wassergehalt bei pF 2,5. Diesen pF-Werten entsprechen Äquivalentporendurchmesser von 50 μm (weite Grobporen) und 10 μm (enge Grobporen). Die Bestimmung der Feldkapazität von Böden im Feld ist in der ÖNORM L1069 beschrieben.

Die Ermittlung des Gleichgewichts-Wassergehaltes bzw. -Luftgehaltes einer Bodenprobe bei einem definierten Matrixpotenzial (entsprechend z. B. pF 1,8) erfolgt durch Entwässern einer vorher aufgesättigten Probe durch Anlegen eines entsprechenden Unterdrucks an die Wasserphase oder alternativ eines Überdrucks an die Gasphase. Bis zum pF 2,5 wird oft das Unterdruckverfahren vorgezogen, für niedrigere Matrixpotenziale ist man auf das Überdruckverfahren angewiesen (EN ISO 11274).

Im Bereich $2,5 < pF < 4,2$ können Gleichgewichtswassergehalte eingestellt werden, indem man feuchtes Bodenmaterial in einem Drucktopf ("pressure membrane apparatus") bringt, bei dem die Gasphase unter einem Überdruck steht, während die Wasserphase über eine feinporige Keramik in Kontakt zu atmosphärischem Umgebungsdruck entwässern kann. Da bei pF 4,2 alle Mittelporen entwässert sind und nur noch die Feinporen wassergefüllt sind, ist die Welkepunkt-Wasserkapazität nicht durch die Bodenstruktur beeinflusst, sondern allein durch das primäre (texturbedingte) Porensystem gegeben. Die Messungen können deshalb an gepackten Proben vorgenommen werden. Dies ist von Vorteil, weil die Entwässerungsdynamik sehr langsam ist und somit sehr flache Proben eingesetzt werden sollten. Die Durchführung der Methode ist in der EN ISO 11274 beschrieben.

3.3.3 Verdunstungsverfahren zur simultanen Bestimmung von Retentionskurve und Leitfähigkeitskurve

Die Retentionskurve $\theta(h)$ (Synonyme: Wasserspannungskurve, Wasserspannungscharakteristik, Desorptions-, pF-, Wasserspannungskurve, Kapillardruck-Sättigungs-Beziehung) kennzeichnet als Summenkurve die Beziehung zwischen Matrixpotenzial und volumetrischem Wassergehalt θ eines Bodenkörpers. Da das Matrixpotenzial mit dem Äquivalentradius der Poren in Beziehung steht, reflektiert die Retentionskurve die Porengrößenverteilung eines Bodens. Aus der vollständigen Retentionskurve werden die operationellen Kennwerte Feldkapazität $\theta(pF 2,5)$ und

Welkepunkt $\theta(pF 4,2)$ abgelesen. Da die texturbedingten (primären) Porensysteme eng mit der Korngrößenverteilung des Bodenmaterials zusammenhängen, lassen sich für gut sortierte Bodenarten typische Retentionskurven angeben.

Auch die **hydraulische Leitfähigkeitskurve** $K(h)$ oder $K(\theta)$ wird durch die Porengrößenverteilung eines porösen Mediums bestimmt. Je grobkörniger ein Boden oder je ausgeprägter das strukturelle Porensystem, desto höher ist der Wert der gesättigten Leitfähigkeit und desto geringer die ungesättigte Leitfähigkeit, da die Kurve früher und steiler abfällt. Für die Bestimmung der Retentions- und Leitfähigkeitskurven gibt es eine Reihe von Möglichkeiten z. B. die Verdunstungsmethode nach Schindler (Durner und Lipsius, 2005).

3.3.4 Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Die Wasserspeicherung und Wasserleitung in Böden ist von herausragender Bedeutung für eine Vielzahl von ökosystemaren Prozessen in terrestrischen Ökosystemen. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit beeinflusst Faktoren wie die landwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten und geotechnische Eigenschaften und ist eine Schlüsselgröße beim Transport von Nähr- und Schadstoffen. Sie ist die bestimmende Größe für die Dimensionierung von Drainagen oder den Betrieb von Beregnungsanlagen.

Wegen der Bedeutung der gesättigten Wasserleitfähigkeit gibt es eine Vielzahl von Methoden zu ihrer Messung in Labor- oder Feldversuchen (Durner und Lipsius, 2005). Diese Methoden liefern in der Regel verschiedene Werte, da die gesättigte Wasserleitfähigkeit stark von Versuchsgrößen wie der Probengröße, der Fließgeometrie, der Art der Probenahme und physikochemischen Faktoren im Zusammenhang mit Boden-Wasser-Wechselwirkungen beeinflusst wird (Durner und Flühler, 2005). Darüber hinaus gibt es keine Methode, die für alle Anwendungen, Bodenarten oder Bodenzustände universal geeignet wäre. Normalerweise werden zwei klassische Labormethoden angewendet: die „constant head“ und die „falling head“ Methode (ÖNORM L1065). Die Bestimmung der Versickerungsintensität im Feld mittels Doppelring-Infiltrometer ist in der ÖNORM L1066 abgehandelt. Eine Methode zur Ermittlung der Wasserleitfähigkeit größerer Flächen im Feld ist der Regensimulator (Strauss et. al, 2000).

3.4 Messung von Matrixpotenzial, Wassergehalt und Bodentemperatur im Profil

Johann Fank, Max Kuderna, Erwin Murer

Die Messung des Bodenwassergehaltes und des Matrixpotenzials im ungestörten Boden ist ein wichtiger Aspekt in diversen Forschungsbereichen wie z. B. Hydrologie, Landwirtschaft, Forstwirtschaft sowie Hoch- und Tiefbau. Der Einsatz von Sensoren hierfür bietet eine kostengünstige Möglichkeit zur Beobachtung des Bodens über einen langen Zeitraum. Von Interesse sind hierbei gleichermaßen Messtechniken zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes und des Bodenwasserpotenzials. Die derzeit am Markt erhältlichen Sensoren weisen unterschiedliche Charakteristika hinsichtlich Bauform, Messprinzip, Messbereich, Größe des erfassten Volumens sowie vorgesehener Standzeit auf, bewegen sich aber auch in unterschiedlichen Preiskategorien.

In einer Studie im Jahr 2011 wurden in Niedersachsen, Deutschland, die Messgenauigkeit, die Reproduzierbarkeit und die Zuverlässigkeit von insgesamt sechs Typen von Wassergehaltssensoren und sieben Typen von Matrixpotenzialsensoren bei schluffigem Lehm untersucht (Rosenkranz et al., 2013). Die Einbautiefe betrug dabei 20 cm und es wurden jeweils vier Wiederholungen gemacht. Grundsätzlich wurden für alle Bodenwassergehaltssensoren nur geringe Abweichungen festgestellt. Alle Sensoren reagierten nach Niederschlägen oder in Trockenzeiten mit hoher Präzision und stellten den gleichen relativen Verlauf dar. Bei den Matrixpotenzialsensoren wurden signifikante Abweichungen zwischen den Sensortypen gefunden.

In Braunschweig wurde durch ein Konsortium von acht Institutionen eine Vergleichsstudie auf einer speziell homogenisierten Testfläche eines schluffigen Sandes durchgeführt (Durner et al., 2017). Die Experimentalfläche von ca. 60 m² war natürlichen meteorologischen Bedingungen ausgesetzt und wurde von Vegetation freigehalten. 57 Sensoren von 15 verschiedenen Systemen zur Messung der Bodenfeuchte und 50 Sensoren von 14 verschiedenen Systemen zur Messung des Matrixpotenzials wurden in einer gitterförmigen Anordnung in 0,2 m Tiefe installiert. Die meisten Sensoren erfassten zusätzlich die Temperatur. Die Ergebnisse der Studie zeigten:

- Die meisten Wassergehaltssensoren ergaben plausible Daten, was die Ergebnisse früherer Studien bestätigte, jedoch bestanden erhebliche Abweichungen in Hinblick auf die gemessenen Absolutwerte. Die von den Systemen mögliche Präzision der

Absolutwerte kann im Mittel nur mit entsprechender Kalibrierung (in-situ) erreicht werden.

- Bei Matrixpotenzialsensoren konnte die schnelle Reaktion auf Niederschlagsereignisse nur von Tensiometern aufgezeichnet werden. Alle indirekten Verfahren reagierten langsamer, was unter stark dynamischen Verhältnissen die Beobachtung der Zustandsdynamik des Bodenwassers verfälschen könnte.
- Ein Vergleich der im Freiland beobachteten Relation zwischen Bodenwassergehalt und Matrixpotenzial mit Labormessungen an ungestörten Stechzylinderproben zeigte systematische Abweichungen.

Der Wärmehaushalt des Bodens ist abhängig von der Bodentemperatur und ihren periodischen Schwankungen im Tages- und Jahresgang. Diese Temperaturschwankungen resultieren aus dem rhythmischen Wechsel zwischen Ein- und Ausstrahlung. Wesentliche Wärmequelle für den Boden ist die Sonneneinstrahlung, die auf die Bodenoberfläche trifft. Hier findet auch die Wärmeabstrahlung aus dem Bodenkörper statt. Von der Bodenoberfläche aus vollzieht sich sowohl die Erwärmung als auch die Abkühlung des darunter liegenden Bodenkörpers. Entsprechend hoch sind hier die Temperaturschwankungen. Das gilt für den Tagesgang, aber auch für den Jahresgang. Dieser allgemeine Verlauf wird durch die spezifischen Bodeneigenschaften und Standortbedingungen vor Ort modifiziert. Grundsätzlich ist der Wärmehaushalt abhängig von der Sonneneinstrahlung als Energiequelle. Menge und Intensität der Sonneneinstrahlung sind abhängig von der geographischen Breite, Bewölkungshäufigkeit, Höhenlage sowie der Hanglage (Inklination) und seiner Ausrichtung auf eine bestimmte Himmelsrichtung (Exposition). Darüber hinaus spielen das Absorptionsverhalten der Bodenoberfläche, die Phasenzusammensetzung des Bodenkörpers, seine Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität eine Rolle. Weiterhin spielt der Wassergehalt des Bodenkörpers eine Rolle. So erwärmen sich feuchte und nasse Böden langsamer, weil das Wasser Energie bindet. Trockene Böden dagegen erwärmen sich schneller, können die Wärme aber weniger gut speichern und geben sie schneller wieder ab. Der Transport der eingestrahnten Wärme im Boden verläuft über die drei Mechanismen Wärmestrahlung, Wärmeleitung und Wärmeströmung (Konvektion).

Der Tagesgang der Bodentemperatur ist, verglichen mit dem der Luft, wesentlich geringer – umso weniger, je tiefer gemessen wird (Abbildung 3.2). Die Ursache dieser Gleichmäßigkeit ist einerseits die hohe spezifische Wärme des Bodens, andererseits die geringere nächtliche Abkühlung. Im jahreszeitlichen Verlauf ist mit der Bodentiefe nicht nur eine Abnahme der Temperaturschwankungen zu beobachten, sondern auch ein zunehmendes Hinterherhinken des Temperaturverlaufs gegenüber dem an der Erdoberfläche (Phasenverschiebung).

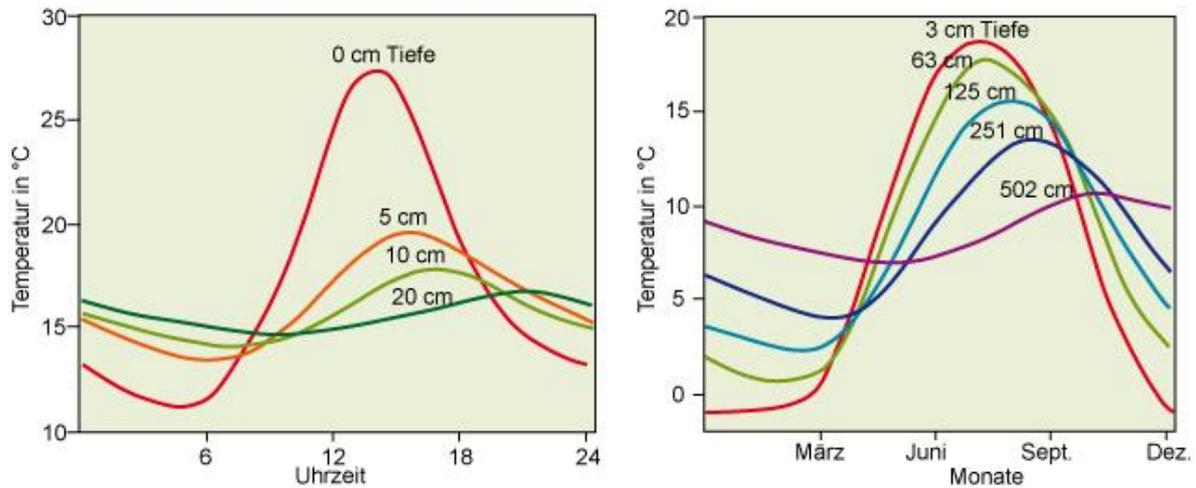


Abbildung 3.2: Tages- (links) und Jahrgang (rechts) der Temperatur in verschiedenen Bodentiefen

Quelle: Blume et al., 2002

3.4.1 Profilunterteilung

Böden sind in der Regel vertikal deutlich differenziert. Grund dafür ist, dass bodenbildende Prozesse je nach Bodentiefe unterschiedlich intensiv einwirken. So schreitet die Verwitterung des Ausgangsmaterials an der Oberfläche rascher voran und bildet dort feinere Bodenpartikel (Verlehmung). Diese können aber unter Umständen wieder mit dem Sickerwasser verlagert werden und sich in einer bestimmten Bodentiefe anreichern. Bodenlebewesen sind oberflächennahe in weitaus größerer Zahl anzutreffen als in größeren Bodentiefen und bauen die anfallende Streu ab, sodass sich dort Humus bildet. Mechanische Einwirkungen haben einen deutlichen Tiefengradienten und führen, je nach Tiefe, zur Bildung unterschiedlicher Bodenaggregate. In manchen Fällen sind auch aufeinanderfolgende Ablagerungsereignisse die Ursache (zum Beispiel bei Auböden entlang von Flüssen). Bodenprofile lassen sich daher in übereinanderliegende Bodenhorizonte gliedern, die innerhalb ihrer Grenzen weitgehend gleiche Eigenschaften aufweisen, sich aber von den unter- und überlagernden Bodenhorizonten unterscheiden.

Die Eigenschaften der Bodenhorizonte haben ihrerseits einen Einfluss darauf, wie tief Pflanzenwurzeln eindringen können. Sie führen aber insbesondere auch dazu, dass sich Wassergehalt, Wasserspannung, Bodentemperatur und Versickerung von Bodenhorizont zu Bodenhorizont unterscheiden. Für Untersuchung oder Beschreibung der Eigenschaften der Bodenhorizonte ist daher eine Untergliederung des Bodenprofils in Bodenhorizonte Voraussetzung.

In Österreich wurde, wie in anderen Ländern auch, im Laufe der Jahre eine Systematik zur korrekten Ansprache der einzelnen Bodenhorizonte entwickelt, die der Fachliteratur entnommen werden kann. Im Folgenden werden jene Bodeneigenschaften hervorgehoben, die für eine Abgrenzung unterschiedlicher Bodenhorizonte in Hinblick auf die Untersuchung von Wassergehalt, Wasserspannung, Bodentemperatur und Versickerung von Bedeutung sind, so dass z. B. Messinstrumente horizontweise korrekt, also in repräsentativen Bereichen, eingebaut werden können. Da diese Abgrenzung an der geöffneten Profilgrube als erster Schritt durchzuführen ist, kommt Feldmethoden dabei eine besondere Bedeutung zu, selbst wenn anschließend horizontweise Proben zur Analyse entnommen werden. Im Folgenden werden für die einzelnen Bodeneigenschaften, die für die Bestimmung wichtigsten Feldmethoden genannt.

Skelettanteil (Grobanteil)

Mineralische Bodenbestandteile > 2 mm; Abschätzung als Vol.-% anhand der Flächenanteile an der Profilwand anhand von Schätztafeln (z. B. Blum et. al. 1996).

Bodenart (Textur)

Die Bodenart beschreibt die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens (mineralische Bodenbestandteile < 2 mm) und wird im Feld mit der Fingerprobe bestimmt (z. B. Blum et. al. 1996 für das österreichische Texturdreieck nach ÖNORM oder Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005, für das detailliertere deutsche Texturdreieck).

Bodenstruktur, Gefügebildung

Art der Aggregation der Bodenbestandteile, Grundlage zur darauf aufbauenden Einschätzung der Lagerungsdichte und der effektiven Durchwurzelungstiefe; Einstufung nach Größe, Form und Ausrichtung der Bodenaggregate (z. B. Blum et. al. 1996, oder ausführlich in Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005).

Humusgehalt

Der Humusgehalt ist der prozentuelle Anteil der organischen Substanz im Boden und wird in verschiedene Klassen eingeteilt. Die Einstufung erfolgt nach der Farbe anhand einer Munsell Soil Color Chart (z. B. Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005).

Farbe, Farbunterschiede

Einstufung nach der Farbe anhand einer Munsell Soil Color Chart. Beurteilung von Chroma und Value der festgestellten Farbe. Zum Beispiel zeigt graublaue Farbe einen anhaltenden Grundwassereinfluss an. Im Wechsel mit rostbraunen Flecken wird der Grundwasserschwankungsbereich angezeigt. Ein deutlich marmorierter, verdichteter Bodenhorizont liefert einen Hinweis darauf, dass darüber Tagwasser gestaut wird. Der darüberliegende, zeitweilig eingestaute Horizont ist typischerweise ausgebleicht, rostfleckig und weist u.U. Eisen- und Mangankonkretionen auf (Nestroy et al, 2011).

Die aktuell an der Profilgrube feststellbare Durchwurzelung des Bodens ist für sich kein Kriterium zur Abgrenzung von Bodenhorizonten. Insbesondere bei Ackerböden hängt diese nämlich auch vom aktuellen Entwicklungsstadium der Ackerkulturen ab und variiert somit im Jahresverlauf. Es ist aber von Bedeutung, nach Hindernissen für die Durchwurzelbarkeit des Bodens Ausschau zu halten und in der Beschreibung und Abgrenzung von Bodenhorizonten festzuhalten. Beispiele für potenzielle Durchwurzelungshindernisse sind dichtgelagerte Horizonte im Bereich der Pflugsohle (meist erkennbar an einem Plattengefüge), ein höherer Grobanteil oder ein hoher Sandanteil, höher anstehendes Grundwasser und sonstige dichtgelagerte Horizonte im Untergrund. Sind keine spezifischen Hindernisse erkennbar, lässt sich die effektive Durchwurzelungstiefe, das ist jene maximal mögliche Tiefe, bis zu der die Pflanzenwurzeln einjähriger landwirtschaftlicher Nutzpflanzen den Bodenwasservorrat ausschöpfen können, aus der Bodenart und der Lagerungstiefe ableiten (Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005).

3.4.2 Variabilität bodenphysikalischer Parameter nach Tiefe und Zeit

Wassergehalt und Matrixpotenzial eines Bodenprofils wird im humiden Klimabereich einerseits durch die Profilgliederung und andererseits durch die hydrometeorologischen Bedingungen in Kombination mit der Wirkung der auf dem Boden wachsenden Pflanzen gesteuert. Der Wasserhaushalt ist durch die Tatsache geprägt, dass unter den gegebenen Bedingungen die Niederschläge höher sind als die Verdunstung. Die Folge davon ist, dass ein Überschuss auftritt, der im Winterhalbjahr die Evapotranspirationsverluste des Sommers wieder ausgleicht. Über diesen Ausgleich hinaus ist, über längere Perioden betrachtet, stets noch Wasser vorhanden, das im Boden versickert und das Grundwasser anreichert.

Die Obergrenze der Wassergehalte bildet in der Regel die Feldkapazität. Höhere Wassergehalte kommen nur kurzfristig vor. Dieser Wassergehalt der Feldkapazität würde von der hydrostatischen Situation her für den gesamten Bodenkörper erhalten bleiben können. Die Entwässerung des Bodens über die Feldkapazität hinaus wird in erster Linie durch Pflanzen hervorgerufen, die das Wasser bis zum permanenten Welkepunkt zu entziehen

vermögen. Geringere Wassergehalte, als sie dem permanenten Welkepunkt entsprechen, treten in humiden Klimagebieten, außer in den der Evaporation ausgesetzten obersten geringmächtigen Bodenschichten, nicht auf.

Da unter humiden Klimabedingungen im Verlauf des Jahres mehr Wasser durch die Niederschläge zugeführt wird als verdunsten kann, ist bei größerem Flurabstand (> 2 bis 5 m unter Gelände), im Großen gesehen, eine ständig nach unten gerichtete Wasserbewegung typisch. Diese Wasserbewegung erfolgt – abgesehen von der obersten wechselfeuchten Zone – im Allgemeinen in Form einer Verdrängung, bei der die später von oben nachgelieferten Wasseranteile die früheren vor sich herschieben (Blume et al., 1968). Diese Abwärtsbewegung, die im Bereich des Bodenprofils bei terrestrischen Böden fast ausschließlich im ungesättigten Zustand vor sich geht, ist in vielen Fällen während der Vegetationsperiode unterbrochen, weil dort der Aufwärtstransport als Folge der Evapotranspiration überwiegt.

Die sich zwischen diesen beiden Zonen einstellende horizontale Wasserscheide im Boden verschiebt sich im Profil im Verlauf der Vegetationsperiode nach unten. Eine Wassernachlieferung aus dem Grundwasser zur Bodenoberfläche ist unter diesen Umständen nur möglich, wenn das Grundwasser so hoch ansteht, dass die Wasserscheide unter die Grundwasseroberfläche absinkt.

In Abbildung 3.3 sind die in einem Bodenprofil der Forschungsstation Wagna in unterschiedlichen Tiefen gemessenen Wassergehalte [Vol.-%] für den Zeitraum 2005 bis 2010 in Abhängigkeit von der Hauptkultur in den Einzeljahren grafisch dargestellt. Das Bodenprofil weist über einem kiesdominierten Schotter eine sandig-lehmige Bodenauflage in einer Mächtigkeit von 70 cm auf. Die Ganglinien zeigen, dass die Wassergehalte in der feinklastischen Bodenauflage wesentlich höher sind als im unterlagernden Schotterkörper. Ein Grund für die hohen Wassergehalte in Oberflächennähe liegt darin, dass hier aufgrund der unterschiedlichen Speichercharakteristik viel mehr Wasser erforderlich ist als im Unterboden, um das Matrixpotenzial soweit zu erhöhen, dass die Versickerung beginnt. Die Versickerung des Wassers nach unten wird von der Potenzialverteilung gesteuert und nicht von der Verteilung der Wassermengen (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Die Abbildung zeigt weiter, dass die Wassergehalte im feinklastischen Boden mit Beginn der Vegetationsperiode – in Abhängigkeit von der jährlichen Niederschlagsverteilung und von der Hauptkulturart – stark abnehmen, eine Folge des starken Wasserverbrauchs der Kultur um diese Jahreszeit sowie der Evaporation. In den unterlagernden Schottern ist die Wirkung des Pflanzenwasserverbrauchs nur noch in 90 cm Tiefe nahe der Schichtgrenze Feinboden/Kies in einem stark verringerten Ausmaß erkennbar. In 180 cm Tiefe ist der Wassergehalt im zeitlichen Verlauf nur mehr einer geringen Schwankung unterworfen.

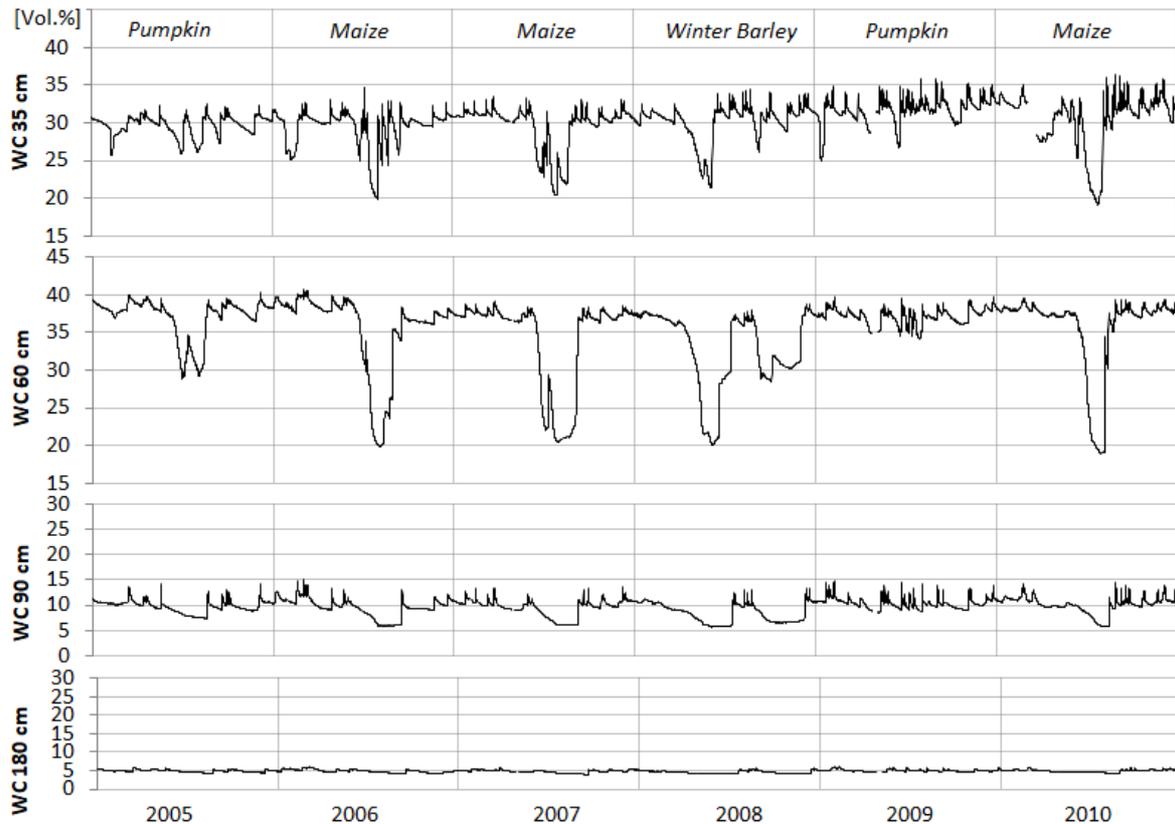


Abbildung 3.3: Wassergehaltsmessungen [Vol.-%] in unterschiedlichen Tiefen eines Bodenprofils an der Forschungsstation Wagna

Quelle: Klammler und Fank, 2014

Durch die Messung der Bodentemperatur wird der Wärmeszustand des Bodens untersucht. Die stärkste Energiezufuhr, die Sonneneinstrahlung, trifft an der Bodenoberfläche auf. Die stärkste Abfuhr, die Abstrahlung zum Weltall, geht ebenfalls von dieser Zone aus. Deshalb ist die Bodenoberfläche der Bereich mit den stärksten Temperaturschwankungen. Von hier aus wird sowohl die Luft als auch das Bodeninnere erwärmt oder abgekühlt.

Der regelmäßige periodische Wechsel des Überwiegens von Ein- und Ausstrahlung führt zu ebenfalls regelmäßigen Temperaturschwankungen im Boden. Da Ein- und Ausstrahlung an der Bodenoberfläche stattfinden, ist dort die Amplitude der Temperatur am größten. Dies gilt sowohl für Tages- als auch für Jahrgänge der Temperatur (Abbildung 3.2). Dieser allgemeine Verlauf wird durch Bodeneigenschaften und Umgebungsbedingungen beeinflusst.

In Abbildung 3.4 sind die Ergebnisse von Bodentemperaturmessungen in unterschiedlichen Messtiefen eines Bodenprofils an der Forschungsstation Wagna in Abhängigkeit von der Kulturführung der Hauptkultur dargestellt. Die Ganglinien zeigen eine Abnahme der Amplitude und eine Glättung des Temperaturverlaufes mit zunehmender Messtiefe.

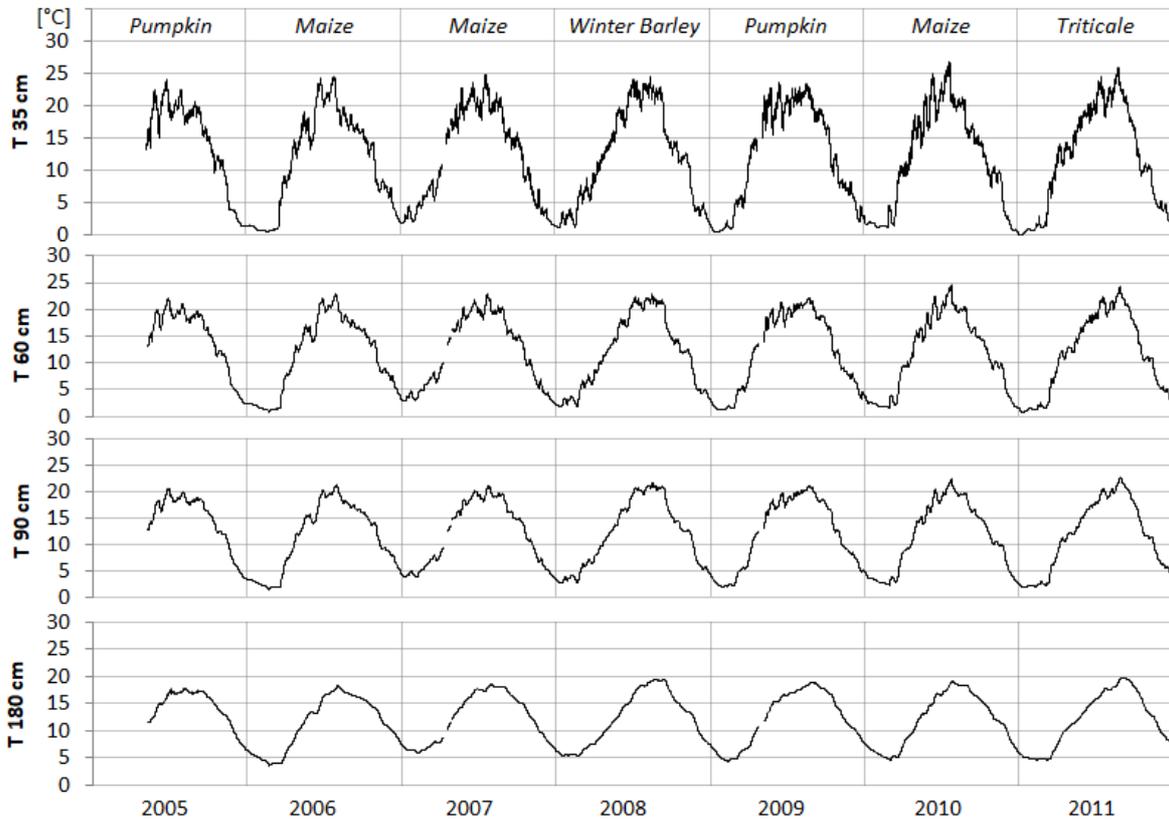


Abbildung 3.4: Bodentemperaturmessungen [°C] in unterschiedlichen Tiefen eines Bodenprofils an der Forschungsstation Wagna

Quelle: Klammler und Fank, 2014

Der Wärmehaushalt von Böden wird durch jede menschliche Tätigkeit beeinflusst, die die Ein- und Ausstrahlungssituation und die Wärmekapazität verändert. Gleichmaßen wirken Zufuhr oder Abtransport von Wärmeenergie oder von energiefreisetzenden Stoffen auf ihn ein.

Literatur Kapitel 3

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden: Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter (Hg.). 1994, 4. Aufl., 392 S., 33 Abb., 91 Tab., Hannover 1994. ISBN 3-510-95804-7.

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden: Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter (Hg.). 2005, 5. Aufl., Hannover 438 S.

Blum, W. E. H., H. Spiegel und W. W. Wenzel: Bodenzustandsinventur. Konzeption, Durchführung und Bewertung. 1996, 2. überarbeitete Auflage. Wien.

Blume, H.-P., G. W., Brümmer, U. Schwertmann, R. Horn, I. Högel-Knabner, K. Stahr, K. Auerswald, L. Beyer, A. Hartmann, N. Litz, A. Scheinost, H. Stanjek, G. Welp, B.-M. Wilke: Lehrbuch der Bodenkunde. Scheffer / Schachtschabel (Hg.). Heidelberg – Berlin, 2002, 15. Auflage, 593 S.

Blume, H.-P., O. Münnich und U. Zimmermann: Untersuchung der lateralen Wasserbewegung in ungesättigten Böden. Z. Pflanzenern. Bodenkde. 1968, 121, 231-245.

DIN 4220: Bodenkundliche Standortbeurteilung - Kennzeichnung, Klassifizierung und Ableitung von Bodenkennwerten (normative und nominale Skalierungen). 2008.

Durner W. und S.C. Iden: Skript, Bodenphysikalische Versuche Im Rahmen der Veranstaltung „Labormethoden für Studierende der Geoökologie“, Institut für Geoökologie. Abt. Bodenkunde und Bodenphysik, TU- Braunschweig. 2011.

Durner, W. K. Germer, C. Jackisch, I. Andrä, K. Schulz, M. Schiedung, J. Haller-Hans, J. Schneider, J. Jaquemotte, P. Helmer, L. Lotz, T. Gräff, A. Bauer, I. Hahn, M. Sanda, M. Kumpan, J. Dorner, G. de Rooij, S. Wessel-Bothe, L. Kottmann und S. Schittenhelm: Feldstudie zur Bodenfeuchtesensorik, 17. Gumpensteiner Lysimetertagung. 2017, 227-234.

Durner, W. und H. Flühler: Chapter 74: Soil Hydraulic Properties. In: Anderson M.G. and J. J. McDonnell (Hg.): Encyclopedia of Hydrological Sciences. John Wiley & Sons, Ltd.. 2005, Chapter 74, 1103-1120,

Durner, W. und K. Lipsius: Chapter 75: Determining Soil Hydraulic Properties". In: Anderson M.G. und J. J. McDonnell (Hg.): Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley & Sons, Ltd.. 2005, Chapter 75, 1021-1144.

EN ISO 11274: Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des Wasserrückhaltevermögens - Laborverfahren

Hillel D.: Environmental Soil Physics. Boston: Academic Press. 1998

ISO 11272: Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der Trockenrohdichte

Kastanek F, et al.: Zur Nomenklatur in der Bodenphysik. Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft. 1980, Heft 22 pp 55–72.

Klammler, G., and J. Fank: Determining water and nitrogen balances for beneficial management practices using lysimeters at Wagna test site (Austria).In: Sci. Total Environ. 2014, 499:448–462. doi:10.1016/j.scitotenv.2014.06.009.

Murer E., Th. Bauer und P. Strauss: Photogrammetrische Feldmethode zur Erfassung von Oberflächenrauigkeit, Bodensetzung und Trockendichten. In: Böden – Lebensgrundlage und Verantwortung“, Rostock 2013, 9-12 September.

Nestroy, O., G. Aust, W.E.H. Blum, M. Englisch, H. Hager, E. Herzberger, W. Kilian, O. Nelhiebl, G. Ortner, E. Pecina, A. Pehamberger, W. Schneider, J. Wagner: Systematische Gliederung der Böden Österreichs. Österreichische Bodensystematik 2000 in der revidierten Fassung von 2011". In: Mitt. der Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 79.

ÖNORM L 1050: Boden als Pflanzenstandort – Begriffe und Untersuchungsverfahren

ÖNORM L 1055: Probenahme von ackerbaulich genutzten Böden

ÖNORM L 1061-1: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenverteilung des Mineralbodens -Teil 1: Grobboden

ÖNORM L 1065: Physikalische Bodenuntersuchungen; Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in gesättigten Zylinderproben

ÖNORM L 1065: Physikalische Bodenuntersuchungen; Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in gesättigten Zylinderproben

ÖNORM L 1068: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Dichte von Mineralböden

ÖNORM L 1069: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Feldkapazität von Böden (Feld-methode)

ÖNORM L1056: Probenahme von Dauergrünland (inklusive Parkanlagen, sowie Zier- und Sportrasen)

Rosenkranz, H., W. Durner, W. He, C. Knoblauch und K.H.E. Meurer: Ringversuch zum Praxisvergleich von 13 Sensor-Typen zur Wassergehalts- und Wasserspannungsbestimmung in Böden, 15. Gumpensteiner Lysimetertagung. 2013, 93–102. ISBN: 978-3-902559-90-6.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Schwertmann, U., Horn, R., Kögel-Knabner, I., Stahr, K., Auerswald, K., Beyer, L., Hartmann, A., Litz, N., Scheinost, A., Stanjek, H. und Welp, G. (Hg.): Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg 2002, 15. Auflage.

SSSA – Soil Science Society of America: Glossary of Soil Science Terms, Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America. 2008.

Strauß, P., J. Pitty, M. Pfeffer und A. Mentler: Rainfall Simulation for Outdoor Experiments. In: P. Jamet, J. Cornejo (Hg.): Current research methods to assess the environmental fate of pesticides. 2000, pp. 329-333, INRA Edition.

4 Messsysteme

Reinhard Nolz, Georg Leitinger, Lisa Huber, Gerhard Markart, Martin Eller, Ilse Kogelbauer, Bernhard Kohl, Klaus Niedertscheider, Alfred Chalupka, Johann Fank, Markus Herndl

Messsysteme bestehen aus Sensoren zur Messung von physikalischen Größen sowie Datenlogger zur Speicherung der Messwerte in festgelegten Zeitabständen. Ein Messsystem kann aus einem bis wenigen Sensoren bestehen oder ein sehr komplexes und aufwendiges System darstellen, wie es etwa bei Lysimeteranlagen der Fall ist. Bodenwassermessstellen bestehen in der Regel zumindest aus Sensoren zur Messung des Wasseranteils, des Matrixpotenzials und der Bodentemperatur in einem möglichst ungestörten Bereich des Bodenprofils.

4.1 Sensoren zur Messung des Bodenwasseranteils

4.1.1 Sensoreigenschaften

Die Sensoreigenschaften sollten durch eine Literaturrecherche vor Ankauf überprüft werden. Vergleichsstudien finden sich zum Beispiel bei Gimper (2010) und Rosenkranz et al. (2013). Die wesentlichen Eigenschaften beinhalten das Messprinzip und die Bauweise und damit auch das erfasste Bodenvolumen; darüber hinaus den Messbereich sowie die Messgenauigkeit. Es sollte darauf geachtet werden, dass die Sensoren für den angedachten Anwendungsbereich geeignet sind, vor allem bei der Installation unter außergewöhnlichen Bedingungen wie etwa sehr sauren Böden.

Am Markt ist mittlerweile eine Vielzahl an unterschiedlichen Wasseranteilsensoren erhältlich, wobei es prinzipiell sinnvoll erscheint, Sensoren zu verwenden die gleichzeitig auch die Bodentemperatur messen. Die Messung des Wasseranteils erfolgt in der Regel basierend auf der dielektrischen Eigenschaft des Wassers im Dreiphasensystem Boden. Dabei wird über eine Kalibrierfunktion eine Beziehung hergestellt, zwischen einem elektronischen Messwert (z. B. Signallaufzeit oder Frequenzänderung) und der zu untersuchenden physikalischen Messgröße – dem Wasseranteil. Die Sensorkalibrierung spielt eine entscheidende Rolle und wird deshalb in Kapitel 4.1.2 ausführlich behandelt. Gängige Messprinzipien sind unter anderem TDR (Time Domain Reflectometry, z. B. Topp und Davis, 1980) und FDR (Frequency Domain Resonance; Kizito et al., 2008), wobei eine strikte Unterscheidung der Technologien schwierig ist. Die unterschiedlichen Frequenzbereiche haben entscheidenden Einfluss auf die

Messung, insbesondere die Messgenauigkeit und das erfasste Volumen. Generelle Aussagen dazu sind jedoch nicht möglich. Bei FDR sind bessere Methoden zur Fehlerkorrektur vorhanden. FDR-Sensoren liefern mehr Informationen als TDR-Sensoren, nämlich nicht nur den elektronischen Messwert und Angaben zur Ausbreitung des Signals, sondern auch Informationen über die reflektierte Frequenz und den Wellenwiderstand (Thumm et al., 1998). Bei TDR-Sensoren ist auf die Kabellänge zu achten. Manche TDR-Sensoren (z. B. SOILMOISTURE® buryable Waveguides) liefern entgegen Herstellerangaben nur bis max. 15 m Kabellänge vergleichbare Messwerte zu Sensoren mit geringerer Kabellänge (Testergebnisse BFW¹). Sensoren mit größeren Kabellängen sind daher auf jeden Fall separat zu kalibrieren.

Neben dem Messprinzip definiert die Bauweise der Sensoren, insbesondere Anordnung und Länge der Messelektroden, den Einsatzbereich. So können z. B. Sensoren mit flachen Kunststoffelektroden nur in feinteilreichem, lockerem und skelettarmem Substrat verwendet werden. Sensoren mit langen, dünnen Metallelektroden sind in skelettreichen Böden schwieriger zu installieren, weil die Elektroden parallel zueinander geführt werden müssen, da es sonst zu fehlerhaften Messungen kommen kann. Bei Sensoren mit drei bzw. vier Messstäben besteht die Gefahr des Einschusses von Grobmaterial zwischen den Elektroden und dadurch fehlerbehafteter Messwerte. Kürzere, dickere Elektroden sind in skelettreichen Böden leichter einzubauen. Die Bauweise bestimmt im Wesentlichen das erfasste Bodenvolumen, wobei ein größeres Volumen auch einen repräsentativeren Messwert erwarten lässt. Es ist empfehlenswert, vor Ankauf aus den Datenblättern des Herstellers die Größe des Messquerschnitts bzw. das von der Messung erfasste Bodenvolumen zu eruieren. Daraus lässt sich z. B. die Mindesteinbautiefe der Sonden ableiten. Allerdings ist auch zu beachten, dass die Felddichte um die Elektroden in der Regel nicht linear ist und sich Störungen in der Nähe des Sensors stärker auswirken.

Wasseranteilssensoren sollten alle unter natürlichen Bedingungen vorherrschenden Zustände erfassen, also von komplett trocken bis gesättigt. Dementsprechend sollte der Messbereich zwischen $\theta = 0$ und ca. $0,5 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ liegen, wobei letzterer dem Wasseranteil bei Sättigung entspricht. Ausgedrückt in Prozent – bezogen auf das Gesamtvolumen – liegt der Messbereich zwischen 0 und 50 % (Vol.-%). Allerdings werden oft relative Werte in Bezug zum gesamten Messbereich als Sensorwerte ausgegeben. In diesem Fall entspricht ein Wert von 0 % trockenem Boden, ein Wert von 100 % gesättigtem Boden. Damit es nicht zu Verwechslungen kommt, vor allem beim Vergleich von Daten verschiedener Sensoren, ist bei

¹ BFW Bundesamt für Wald, Einrichtung des Bundesministeriums für Nachhaltigkeit und Tourismus

der Angabe von Prozentwerten immer der Messbereich anzugeben. Leider weisen einige Sensortypen einen eingeschränkten Messbereich auf.

Die Messgenauigkeit vieler Sensortypen ist nicht über den gesamten Messbereich konstant, bei vielen Sensoren steigt die Messgenauigkeit mit zunehmendem Austrocknungsgrad des Bodens bzw. im Bereich der Sättigung. Deshalb ist es sinnvoll jeden Sensor vor der Kalibrierung zuerst in einem Wasserbecken – umgeben von ausreichend Wasser (ca. 10 cm nach allen Richtungen, da schon der direkte Messbereich der Sensoren in der Regel einige Zentimeter um den Sensor ist) zu testen.

4.1.2 Kalibrierung von Wasseranteilssensoren

Wasseranteilssensoren liefern einen elektronischen Messwert (z. B. Signallaufzeit oder Frequenzänderung), welcher über eine Kalibrierfunktion mit dem Wasseranteil in Beziehung gesetzt wird. Grundsätzlich muss jeder Sensor einzeln und jeder Sensortyp in Abhängigkeit von der Bodenart kalibriert werden. Wasseranteilssensoren werden in der Regel mit einer Standardkalibrierung ausgeliefert, was bedeutet, dass sie für den Einsatz in Böden unterschiedlicher Korngrößenverteilung geeignet sind. Auch kann es sein, dass für unterschiedliche Bodenarten unterschiedliche Kalibrierparameter angegeben werden. Untersuchungen von Rosenkranz et al. (2013) zeigen, dass viele Bodenwassersensoren auch ohne bodenspezifische Kalibrierung akzeptable Resultate ergeben. Dies gilt jedoch nur, wenn die werksseitige Kalibrierung zufriedenstellend ist. Jedoch können Böden etwa mit hohem Tongehalt eine eigene Kalibrierung erfordern. Probleme ergeben sich zudem weniger durch die unterschiedlichen Sensoren als durch die Einbaumethodik und die natürliche Variabilität der Böden.

Um die Messgenauigkeit zu validieren, ist eine eigene Kalibrierung in jedem Fall empfehlenswert. Dies gilt besonders für (neuere) Sensoren, für die es keine Referenzen und Teststudien gibt.

Zur Vorbereitung wird ausreichend Bodenmaterial des künftigen Messstandortes bereitgestellt. In der Regel ist die Entnahme einer Mischprobe des zu messenden Profilbereichs ausreichend. Für die Kalibrierung von Bodenfeuchte- und Matrixpotenzialsensoren werden mindestens je ein 10-Liter-Kübel Substrat benötigt (große Steine bereits bei der Entnahme im Gelände entfernen). Eine gute Durchmischung des Probenmaterials bereits im Gelände erscheint sinnvoll. Sinnvoll sind auch gleich mehrere Messungen in entnahmefeuchtem Zustand bei Einlangen im Labor. Anschließend das Probenmaterial kontrolliert trocknen lassen (wiederholtes Durchmischen, um Verklumpung

zu vermeiden). Nach der Trocknung erfolgt die Siebung des Bodenmaterials auf < 2 mm Durchmesser (Feinboden).

Die zu kalibrierenden Sensoren müssen eindeutig gekennzeichnet werden, am besten zweifach mit einem Kürzel (ca. 0,4 m vor dem Sensorkopf und vor der Anschlussbuchse (Anschluss zum Datenlogger)).

Die Messungen zur Erstellung von Kalibrierungskurve beginnen mit wiederholten Messungen an der Luft sowie in reinem Wasser. Standardmäßig werden 10 Liter Leitungswasser verwendet, wobei Leitfähigkeit und Temperatur mitgemessen werden sollten – diese Parameter sollten während der gesamten Prozedur annähernd gleich sein. In jedem Fall sind mehrere Messwerte zu erfassen und zu mitteln.

Anmerkung: Bei verschiedenen Typen von Wasseranteilssensoren weichen die Messwerte stark vom volumetrischen Wasseranteil ab je näher man den Bereichen der Trockenheit und der Sättigung kommt. Am BFW wurden bereits Sensortypen getestet, die in reinem Wasser 80 Vol.-% und weniger als Messwert ausgeben. Für Messungen z. B. in Moorböden ist dies von Bedeutung. Ähnlich bei sehr trockenen Böden. Hier kann es z. B. bei oberflächennah installierten Sensoren durch verstärkte Lufteintritte über Schwundrisse zu Verfälschungen kommen.

Anschließend gibt es folgende mögliche Vorgangsweisen:

Eine sehr detaillierte Versuchsanordnung für die Kalibrierung beschreiben Loiskandl et al. (2010). Dabei wird der Behälter mit dem Bodenmaterial und der zu testenden Sonde auf einer permanent registrierenden Waage positioniert, aus einem zweiten Behälter wird kontinuierlich Wasser zugeführt und diese Wasserzunahme ebenfalls kontinuierlich aufgezeichnet. Auf diese Weise erhält man zwei Kurven für den Wasseranteil – jene für die Sensoren und jene über die Massenerhöhung des gewogenen Bodenbehälters durch die Wasserzufuhr. Diese Methode ist insbesondere für Sensoren mit kurzer Elektrodenlänge geeignet. Bei Sensoren mit langen Elektroden kommt es besonders bei bindigem Substrat zur Ausbildung eines Wasseranteilsgradienten entlang der Messstäbe und damit zu einer zeitverzögerten Einstellung einer annähernd gleichmäßigen Wasserverteilung. Diese Fehlerquelle kann durch Messung in homogenisierten Bodensäulen vermieden werden, dann geht jedoch der Vorteil der kontinuierlichen Aufsättigung verloren.

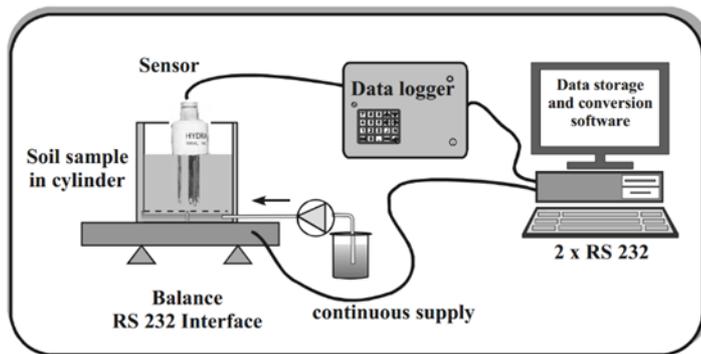


Fig. 1. Set-up for short sensor calibration (example with Hydra-probe). The sample is progressively wetted by upward infiltration of pumped water.

Abbildung 4.1: Messanordnung für die Bodenfeuchtesensorkalibrierung. Der Probe wird von unten kontinuierlich Wasser zugeführt.

Quelle: Loiskandl et al. (2010)

In vielen Fällen – zum Beispiel, wenn solche Kalibrierungen nicht regelmäßig durchgeführt werden sollen bzw. kein aufwendiges Laborequipment zur Verfügung steht – bietet sich eine einfachere Alternative an. Dabei wird der Boden gut durchmischt und die zu testenden Sensoren eingebaut. Die ersten Messungen erfolgen in annähernd (luft)trockenem Probenmaterial. Nach der Messung werden zwei, besser mehrere Stechprobenzylinder (> 100 cm³) nahe dem Messbereich im Probenbehälter entnommen. Anschließend wird der Wasseranteil gravimetrisch bestimmt, indem die Proben gewogen werden, bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und dann erneut gewogen werden. Aus der Differenz ergibt sich der Wasseranteil.

Für den nächsten Durchgang bei einem größeren Wasseranteil erfolgt die Zugabe einer definierten Menge an Wasser in den Probenbehälter (z. B. 0,25-0,5 l). Das Material wird durchmischt, einige Stunden stehen gelassen und erneut durchmischt. Es folgt der Wiedereinbau der Sensoren sowie die mehrmalige Messung des Wasseranteils und anschließend die Entnahme von Stechprobenzylindern und die Bestimmung des Wasseranteiles. Der Vorgang wird solange wiederholt bis die Probe annähernd gesättigt ist. Der Sensorkopf sollte mit Bodenmaterial überdeckt sein, da die Oberfläche rasch austrocknet.

Es ist sinnvoll, bei trockenem Boden mehr Wasser zuzugeben (z. B. 0,5 l bei 10 l-Behälter) und mit zunehmendem Wassergehalt des Bodenkörpers die Wasserzugabe sukzessive zu reduzieren (z. B. auf 0,25 l). Je geringer die Wasserzugabe bei jedem Messschritt, umso genauer wird die Kalibrierungskurve. Jedoch ist es aufwendig bei sehr geringen

Wasserzugaben das Bodenmaterial im Behälter so zu durchmischen, dass eine einigermaßen homogene Durchfeuchtung des Substrates im Messbehälter erreicht wird.

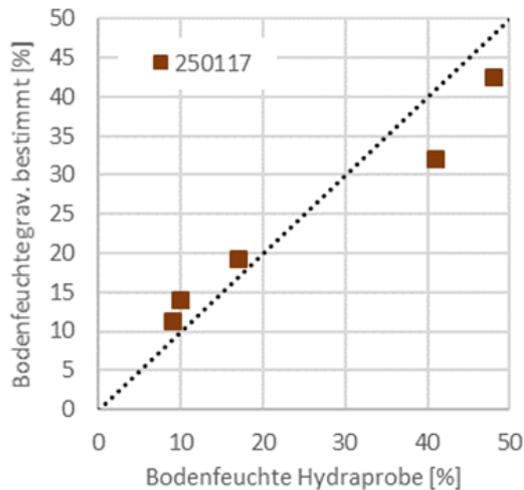


Abbildung 4.2: Beispiel einer Kalibrierungskurve für eine STEVENS HYDRAPROBE II-Sonde des hydrographischen Dienstes Tirol: Mittels Sonde gemessener Wasseranteil bei schrittweiser Wasserzugabe, jeweils im Vergleich zum gravimetrisch bestimmten Wassergehalt.

Quelle: Markart et al. (2017)

4.2 Sensoren zur Messung des Matrixpotenzials im Boden

4.2.1 Sensoreigenschaften

Die Sensoreigenschaften sollten durch eine Literaturrecherche vor Ankauf überprüft werden. Die wesentlichen Eigenschaften beinhalten das Messprinzip, die Bauweise, den Messbereich und die Messgenauigkeit. Wie bei Wasseranteilssensoren sollte darauf geachtet werden, dass die Sensoren für den angedachten Anwendungsbereich geeignet sind, vor allem bei der Installation unter außergewöhnlichen Bedingungen.

Am Markt sind mittlerweile verschiedene Matrixpotenzialsensoren mit unterschiedlichen Messprinzipien erhältlich. Tensiometer messen das Matrixpotenzial unmittelbar. Sie bestehen aus einem Wasserreservoir und einer porösen Keramik, die in hydraulischem Kontakt mit dem umgebenden Boden steht. Wenn der Boden austrocknet, fließt Wasser vom

Tensiometer in den Boden bis sich ein Gleichgewicht einstellt. Die (negative) Wasserspannung im Inneren des Tensiometers wird durch einen Druckaufnehmer gemessen. Neuere Technologien basieren auf porösen Materialien (z. B. Granularmatrix oder Keramik), die in hydraulischem Kontakt mit dem umgebenden Boden stehen. Der Wasseranteil im porösen Medium wird über Widerstands- oder Frequenzmessungen ermittelt und über eine Kalibrierfunktion in Beziehung gestellt zum Matrixpotenzial. Die Sensorkalibrierung spielt eine entscheidende Rolle und wird deshalb in Kapitel 4.2.2 ausführlich behandelt. Matrixpotenzialsensoren repräsentieren mehr oder weniger Punktmessungen.

Der Messbereich von Matrixpotenzialsensoren ist im Vergleich zu Wasseranteilssensoren stark eingeschränkt. Tensiometer arbeiten nur im Bereich nahe Sättigung ($\psi_m > -800$ hPa) zuverlässig. Sie sind deshalb gut geeignet, um Wasserbewegung vor allem in tieferen Schichten des Bodenprofils zu erfassen. Neuere Entwicklungen wie etwa die MPS-Reihe der Firma Decagon (neuerdings Teil der METER Group), haben einen Messbereich der bei etwa -100 hPa beginnt und bis zu -1.5 MPa reicht, also den Bereich des pflanzenverfügbaren Bodenwassers abdeckt.

Die Messgenauigkeit schwankt bei Matrixpotenzialsensoren sehr stark und ist enorm von Temperatureinflüssen abhängig, insbesondere bei zunehmendem Austrocknungsgrad des Bodens.

4.2.2 Kalibrierung von Matrixpotenzialsensoren

Vor dem Ankauf von Matrixpotenzialsensoren muss der gewünschte Einsatzbereich klargestellt werden. Auch wenn anfangs mitunter nur ein Ziel im Vordergrund steht – zum Beispiel die Ermittlung von Informationen für die Abflussprognose – so können später doch andere Informationen an Bedeutung gewinnen, zum Beispiel in Bezug auf die Wasserversorgung von Pflanzen. Deshalb ist es sinnvoll, Sensoren mit einem möglichst weiten Messbereich zu wählen.

Wie entsprechende Untersuchungen zeigen, sollten Matrixpotenzialsensoren der meisten Hersteller vor dem Einbau kalibriert werden (z. B. Durner et al., 2017; Nolz et al., 2013; Rosenkranz et al., 2013). Für manche Sensoren ist eine sensorspezifische Kalibrierung notwendig, da selbst Sensoren gleichen Typs stark divergierende Messwerte liefern können. Die Bodenart spielt in der Regel eine untergeordnete Rolle, jedoch sind Böden mit sehr hohem Ton- oder Sandanteil problematisch. Im Folgenden werden zwei Kalibriermethoden beschrieben.

1. Entwässerung in der Druckplattenapparatur (Klute, 1986):
 - Festlegung der Entwässerungsdruckstufen (z. B. 90, 180, 300, 500, 1000, 3000, 5000 hPa) und Wahl der geeigneten Druckplatte für den gewünschten Druckbereich.
 - Aufsättigung der Keramikdruckplatten mit entlüftetem, destilliertem Wasser.
 - Herstellen einer Schlämme aus Feinbodenmaterial.
 - Einbau des Feinboden-Materials und der Sensoren in einen Kunststoffring auf Filterpapier auf einer entsprechenden Druckplatte. Das Filterpapier soll die Verschlammung der Poren in der Keramikplatte reduzieren. Ohne Filterpapier setzen die Poren rasch zu und die Platten müssen jeweils nach wenigen Analysenzyklen mit H_2O_2 gereinigt werden. Die Mächtigkeit des Bodenkörpers sollte möglichst gering sein, denn je mehr Bodenmaterial man hat, umso länger dauert die Entwässerung bis zum Erreichen des Druckgleichgewichtes.
 - Zusätzliche Aufsättigung der Probe auf der Druckplatte mit Leitungswasser. Die Bodenproben werden vor dem Einbau der Sensoren mit Wasser annähernd vollständig aufgesättigt (Abbildung 4.3).



Abbildung 4.3: Einbau von Matrixpotenzialsensoren (Decagon MPS-6) in der Druckplattenapparatur zur Kalibrierung

Quelle: BFW

- Einsetzen der Druckplatte in den Drucktopf und Anlegen des Druckes (= 1. Entwässerungsstufe). Verschließen des Drucktopfes und Einstellen auf den gewünschten Druck.

- Wenn kein Ausfluss aus der Druckplattenapparatur in den Auffanggefäßen mehr zu beobachten ist (Druckgleichgewicht erreicht), wird der Druck aus der Apparatur langsam abgelassen und die Sensoren mit einem entsprechenden Handmess- bzw. Aufzeichnungsgerät ausgelesen.
- Anschließend den Drucktopf wieder verschließen und den Druck auf die nächste gewünschte Druckstufe erhöhen. Nach Erreichen des Druckgleichgewichtes den Druck wieder aus der Apparatur ablassen und die an den Matrixpotenzialsonden anliegende Spannung messen.
- Vorgangsweise für die weiteren gewünschten Druckstufen wiederholen.
- Gegebenenfalls müssen Messungen niedriger und hoher Druckstufen mit Druckplatten unterschiedlicher Porosität durchgeführt werden. Dies deshalb, weil etwa bei den 500 hPa-Platten die Entwässerung für die niedrigen Druckstufen schneller erfolgen kann (höherer Probendurchsatz), während diese Platten für höhere Drücke nicht geeignet sind (Gefahr der Rissbildung und irreparablen Beschädigung).

Nolz et al. (2013) verwendeten einen Drucktopf der Fa. SOILMOISTURE, bei dem der Kabelstrang der zu eichenden Sensoren über eine Rohrdurchführung aus dem Drucktopf ausgeleitet wurde. Bei dieser Anordnung muss nach Erreichen des Druckgleichgewichtes der Druck nicht abgelassen werden. Nach der Spannungsmessung kann sofort der Druck auf die nächste gewünschte Stufe erhöht werden.

2. Kalibrierungskurve mit HYPROP:

Von der Fa. METER in München wurde das System HYPROP entwickelt. Über zwei senkrecht eingebaute Tensiometer wird für eine ungestörte Zylinderprobe die ungesättigte Leitfähigkeit bestimmt (METER, 2018). Am Institut für Naturgefahren des BFW in Innsbruck wird dieses System seit 2018 auch zur Kalibrierung der Decagon MPS-6 Matrixpotenzialsensoren genutzt (Abbildung 4.4):

- Aufsetzen eines leeren Stechprobenzylinders auf die HYPROP-Sensoreinheit mit den zwei Mikrotensiometern.
- Fixieren des MPS-6-Sensors mit der schmalen Seite zwischen den beiden Mikrotensiometern und Einbringen des Bodenmaterials in den Zylinder als Schlämme (weitgehend gesättigt).
- Start der Messung an der Steuereinheit (Austrocknungsprozess bei Raumtemperatur) – es erfolgt eine kontinuierliche Messung der beiden Mikrotensiometer, manuelle Messung des Matrixpotenzialensors mit einem Handmessgerät in der Regel zwei Mal pro Tag.



4.4: Versuchsanordnung zur Validierung der Messwerte von Decagon Matrixpotenzialsensoren (MPS-6) mittels HYPROP-System

Quelle: BFW

Abbildung 4.5 zeigt die resultierende Kalibrierkurve. Diese muss auf bzw. zwischen den Kurven für die beiden Mikrotensiometer liegen.

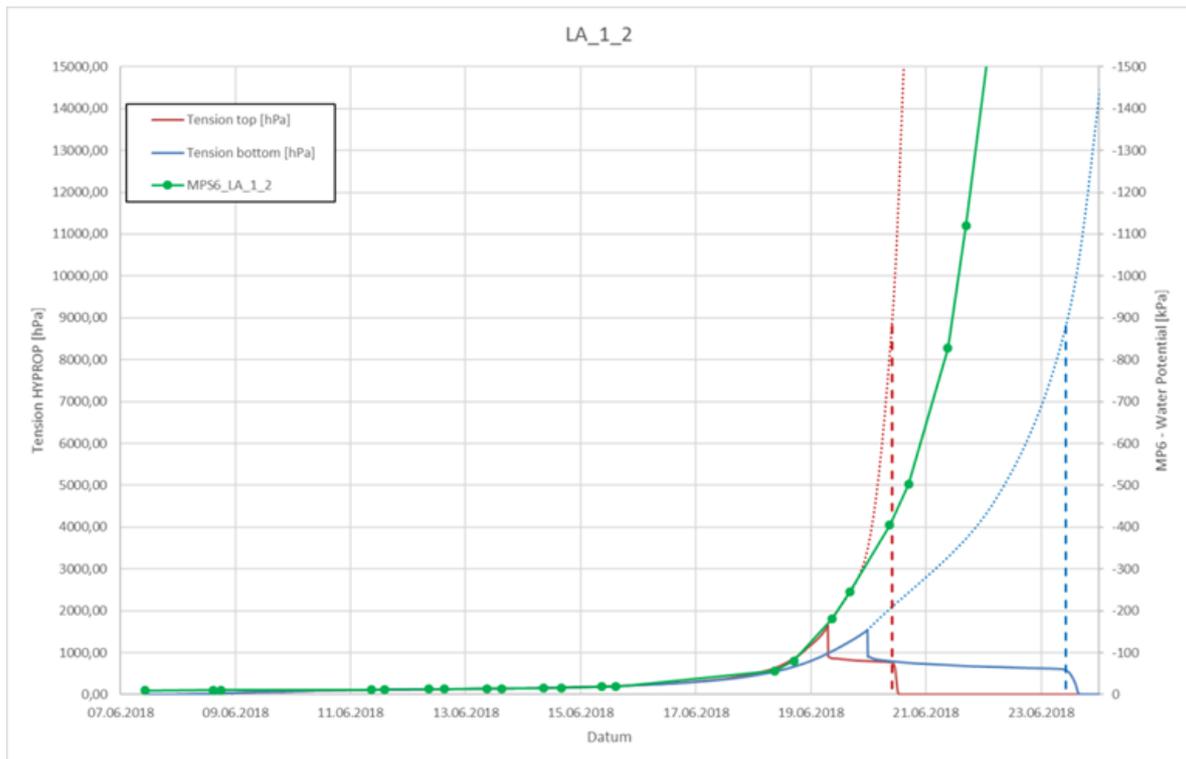


Abbildung 4.5: Desorptionskurve für einen MPS-6-Matrixpotenzialsensor (grüne Linie) in Relation zur Messung mit zwei Mikrotensiometern mit dem System HYPROP (Fa. METER). Tension top = gemessener Spannungsverlauf des oberen Mikrotensiometers im Zylinder, Tension bottom = gemessener Spannungsverlauf des unteren Mikrotensiometers in einem 200 cm³-Stechprobenzylinder

Quelle: BFW

4.3 Sensoren zur Messung der Bodentemperatur

Die Sensoreigenschaften sollten durch eine Literaturrecherche vor Ankauf überprüft werden, wobei auf Messauflösung und Messgenauigkeit geachtet werden soll. Der Messbereich des Sensors ist in der Regel kein limitierender Faktor, da er in der Regel im Bereich -40°C bis -30°C und 60°C oder 70°C liegt. Eine Kalibrierung (und Evaluierung) ist üblicherweise nicht erforderlich.

4.4 Aufzeichnende Messsysteme

Vor Anschaffung der Messgeräte und der Datenlogger sind die Anforderungen an das Messsystem hinsichtlich Stromverbrauchs, Anzahl der Sensoren und der gemessenen Größen sowie der Form der Datenübertragung zu klären (u. a. auch Möglichkeit der Datenfernübertragung).

Bei manchen Sensoren sitzt eine Steuereinheit direkt über den Elektroden, welche in der Regel an unterschiedlichste Datenlogger angeschlossen werden können. Aktuell verwendete Messsysteme arbeiten mit einer digitalen Datenübertragung vom Sensor zum Logger (z. B. einer SDI-12 Schnittstelle). Oft sind Sensoren an eine (teure) spezifische Steuer- und Messeinheit des Herstellers gebunden. Modernere Systeme haben in der Regel einen geringen Stromverbrauch, sodass ein Betrieb mit Photovoltaikmodul und Akku-Pufferspeicher möglich ist.

Es ist ratsam, die Sensoren vor dem Einbau zu beschriften und Aufzeichnungen über den Einbauort des Sensors zu führen. Bei Verwendung von SDI-12 muss der Sensor eine Identifizierungsnummer (digitale Adresse) bekommen und am Logger angemeldet werden. Sollen die Sensorleitungen in der Erde verlegt werden ist es sinnvoll die Leitungen in einen Installationsschlauch einzuziehen, um mechanische Beschädigungen zu verhindern. Kommen viele Sensoren zum Einsatz, empfiehlt es sich, aufgrund der Menge an Leitungen, einen eigenen Schaltkasten für die Sensorik zu verwenden. Dadurch kann die Verkabelung fachgerecht und übersichtlich gestaltet werden.

Der Aufbau des Messsystems soll möglichst robust und unempfindlich gestaltet werden. Es ist empfehlenswert, kleinere Sensorgruppen (z. B. Messfelder) zu bilden und jede Gruppe mit einer eigenen Sicherung zu versehen. Hiermit erleichtern sich Servicearbeiten und die Fehleranalyse. Beim Anschluss der Sensorleitungen ist darauf zu achten, die Schirmung jeder einzelnen Sensorleitung mit Masse (Erdpotenzial) zu verbinden, um Störungen zu vermeiden. Je nach Lage müssen auch Vorkehrungen gegen Blitzschlag und Erdströme getroffen werden.

Das Messsystem ist vor seinem Einbau zu testen (idealerweise mit bereits kalibrierten Sensoren), um die einwandfreie Funktion sicherzustellen. Direkt nach dem Einbau sollten noch vor Ort erste Daten ausgelesen werden, damit eventuelle (Einbau-)Fehler noch vor Ort korrigieren zu können. In der Regel bieten die Hersteller der Sensoren dafür entsprechende Handmess- bzw. Aufzeichnungsgeräte an.

Leitungen und Leitungsverbindungen sind im Labor meistens anderen Umweltbedingungen ausgesetzt als im Feld. Einflüsse auf Leitungen durch elektromagnetische Felder (insbesondere Wechselfelder) sind im Labor eher vorhanden als im Feld. Die Abschirmung elektrischer Felder ist relativ einfach, die Abschirmung magnetischer Felder meist nicht möglich. Hingegen sind Temperatur und Feuchtigkeit im Labor leichter kontrollierbar. Sensoren, die bereits in ihrem Gehäuse das Ausgangssignal digitalisieren, sind natürlich viel weniger von Leitungsstörungen betroffen.

4.4.1 Energieversorgung

Die Strom- bzw. Spannungsversorgung ist der Grundpfeiler einer Messanordnung. Nur eine innerhalb der Betriebsbedingungen für Logger und Sensoren stabile, konstante Energieversorgung ermöglicht reproduzierbare Messwerte. Es empfiehlt sich, die Leistung der Energieversorgung eher großzügig zu dimensionieren und deren Spannung in engen Grenzen zu halten.

4.4.2 Messwerte und Messgenauigkeit

Bei einem Messsystem gibt es Messgrößen und Messwerte. Die relevanten Messgrößen sind Eigenschaften (z. B. Temperatur) des zu untersuchenden Systems, der Messwert ein Zahlenwert, der diese Messgröße mehr oder weniger genau beschreibt (z. B. $T = 21 \text{ }^\circ\text{C}$). Ein Messwert hat einen systematischen und einen zufälligen (stochastischen) Fehleranteil. Ersterer macht den Messwert falsch, letzterer macht ihn unsicher. Zufällige Fehler können durch Wiederholung der Messung und Mittelwertbildung reduziert werden. Die Angabe des Messwerts sollte grundsätzlich mit Genauigkeits- bzw. Fehlerangabe erfolgen, also als Mittelwert \pm Standardabweichung (z. B. $T = 21 \text{ }^\circ\text{C} \pm 2 \text{ }^\circ\text{C}$). Die Messgenauigkeit kann auch als relativer Fehler angegeben werden, wenn dieser z. B. für alle Messwerte derselben Eigenschaft gilt (alle Temperaturen $\pm 5 \%$). Ein Schätzwert für den systematischen Fehler kann durch Vergleich mit Ergebnissen anderer Messungen, am besten sogenannter Referenzmessungen, bestimmt werden.

4.5 Lysimeter

4.5.1 Allgemeines und historische Entwicklung

Der technische Ausdruck „Lysimeter“ stammt aus dem Griechischen und setzt sich aus den beiden Wörtern „lyein“ (auflösen, lösen) und „metro“ (messen) zusammen. Lysimeter sind methodisch orientierte experimentelle Werkzeuge, um den Wasserfluss und den Transport

von chemischen Inhaltsstoffen und damit deren Umweltverhalten in der ungesättigten Zone zu untersuchen (Pütz et al., 2018).

Ursprünglich dienten Lysimeterversuche der Untersuchung der Herkunft der Wasserführung von Quellen und Flüssen sowie des Wasserverlustes aus dem Boden durch die Pflanzenverdunstung (Gross und Ehlers, 2009). Das wahrscheinlich erste umfassende wissenschaftliche Lysimeterexperiment wurde in Frankreich von 1688 bis 1703 von Philippe de la Hire durchgeführt, der untersuchte, ob die Schüttung von Quellen aus dem Niederschlag gespeist werden könnte (de la Hire, 1703). Er installierte Leitbleche in unterschiedlichen Bodentiefen und maß den Abfluss aus diesen Behältern. Dieses System entspricht in etwa den „zero tension pan lysimetern“ (gravitative Wannenslysimeter) der jüngeren Literatur.

Ein historischer Abriss von Lysimeteranwendungen, Lysimetertypen und Installationsverfahren kann in Kohnke et al. (1940) nachgelesen werden. Dort wird der Begriff „Lysimeter“ erstmals verwendet und zusammenfassend als Instrument zur Untersuchung von Rate, Menge und Zusammensetzung des natürlich durch den Boden strömenden Niederschlagswassers beschrieben. Das Lysimeter wird dabei definiert als ein Behälter, der mit Boden gefüllt ist, dem natürlichen Niederschlag oder der Bewässerung ausgesetzt ist und der Einrichtungen aufweist, um das Sickerwasser zu sammeln und dessen Menge zu messen.

Seit damals waren und sind Lysimeter ein integraler Bestandteil hydrologischer und agrarischer Forschung. In jüngerer Zeit entwickelten sich Lysimeter zu Werkzeugen zur Untersuchung von umweltrelevanten Prozessen in der ungesättigten Zone mit unterschiedlichen Themenschwerpunkten, wie beispielsweise Klimawandel, Kohlenstoffbindung oder Treibhausgasemissionen.

4.5.2 Funktionsweise und Einsatz von Lysimetern

Lysimeter können sowohl im Labor als auch im Freiland eingesetzt werden, wobei es sie in unterschiedlichen Größen und Formen gibt: ausgehend von einfachen mit Boden gefüllten Kübeln bis hin zu Gefäßen mit mehreren Metern Durchmesser, die mit Bäumen bepflanzt sind. Die meisten hochentwickelten Lysimeter sind mit einem ungestörten Bodenmonolithen befüllt und mit unterdruckgesteuerten porösen Platten am Boden ausgestattet, um den hydraulischen Druck an den des ungestörten Bodens im Umgebungsbereich anpassen zu können. Außerdem sind sie wägbare, um die unterschiedlichen hydraulischen Fließkomponenten wie Niederschlag, Sickerwasser und Evapotranspiration mit hoher Genauigkeit messen zu können (Singh et al., 2018). Um natürliche Verhältnisse im Feld repräsentieren zu können, sind Lysimeter sehr oft in den ungestörten Boden der Umgebung

eingebaut, um Auswirkungen unterschiedlicher Randeinflüsse und Temperaturgradienten vermeiden zu können. Eine schematische Darstellung eines modernen wägbaren Lysimeters ist in Abbildung 4.6 dargestellt.

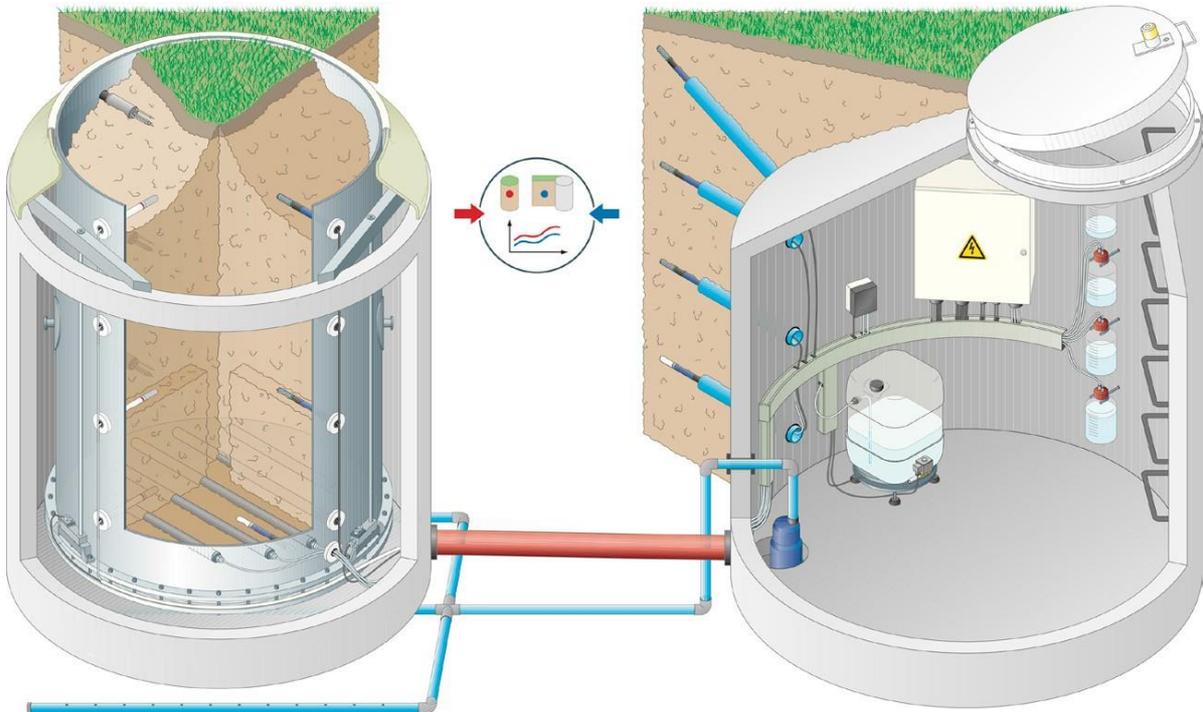


Abbildung 4.6: Schematisches Bild eines wägbaren Großlysimeters (links) in Kombination mit einem Serviceschacht (rechts)

Quelle: Pütz et al. (2018)

Lysimeter sind ein experimentelles Werkzeug, um Umweltprozesse im Boden unter kontrollierten und soweit als möglich realistischen Rahmenbedingungen studieren zu können. Sie stellen einen Zwischenschritt zwischen Laboruntersuchungen und Felduntersuchungen dar und sind deshalb bestens geeignet, um komplexe Prozesse und Abläufe im Boden zu untersuchen. Wägbare Lysimeter mit zusätzlich installierten Sensoren zur Erfassung des Wassergehaltes erlauben die Messung aller Parameter der Wasserbilanzgleichung:

$$\Delta W = P + I + D - (A + S + B + ET) + CR,$$

wobei: ΔW = Änderung im Lysimetergewicht, P = Niederschlag, I = Bewässerung, D = Tau, A = Oberflächenabfluss, S = Sickerwasser, B = Änderungen im Biomasseaufwuchs, ET = Evapotranspiration und CR = kapillarer Aufstieg. Die Gesamtänderung des

Lysimetergewichtes kann mit der Lysimeterwaage gemessen werden (üblicherweise in einer Auflösung von < 100 g), Oberflächenabfluss und Sickerwasser können in eigenen Sammelgefäßen erfasst und durch separate Waagen gemessen werden. Wenn die Änderung in der Biomasse während des Betrachtungszeitraumes vernachlässigbar ist, kann die Änderung des Lysimetergewichtes als Änderung des Bodenwasserspeicherinhaltes interpretiert werden. Der Austrag gelöster Inhaltsstoffe mit dem Sickerwasser kann für ein Lysimeter nach der Gleichung

$$L = C_S \cdot S$$

berechnet werden. Dabei sind L = Stofffracht ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-2}$), C_S = Stoffkonzentration im Sickerwasser ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) und S = Sickerwassermenge ($\text{l} \cdot \text{m}^{-2} = \text{mm}$).

Lysimeter sind oft mit Sensoren zur Messung des Wassergehaltes, der Tension, der Temperatur oder der Konzentration von gelösten chemischen Inhaltsstoffen ausgestattet. Wägbare Lysimeter – insbesondere solche mit ungestörten Bodenmonolithen und gesteuerter unterer Randbedingung – erfordern weitreichende Expertise für die Installation und die Systemwartung. Heute sind kommerzielle Systeme mit unterschiedlichen Größen (Kleinlysimeter mit weniger als 0,5 m Durchmesser und möglichen Bodentiefen von 0,3 m bis 1 m bis hin zu Großlysimetern mit mehreren Metern Durchmesser und Bodentiefen) verfügbar, die nahezu überall installiert werden können.

Die Ausgestaltung und die Nutzungsmöglichkeiten von Lysimetern sind in einer Vielzahl von Artikeln zusammengefasst, zum Beispiel Cameron et al. (1992), Meissner et al. (2007), von Unold und Fank (2008), Goss und Ehlers (2009), Evett et al. (2015), Pütz et al. (2016), Frenck et al. (2018). Daten aus Lysimeterstudien stellen außerordentlich wertvolle Grundlagen für Verwaltung und Behörde – insbesondere zum Monitoring von Grundwasserneubildung und Stoffaustrag aus Boden und ungesättigter Zone sowie zur Bewertung des Pestizidtransportes in Böden zur Verfügung. In der Forschung werden Lysimeter für prozessorientierte Untersuchungen eingesetzt, zumal Lysimeter eine integrale Komponente von landwirtschaftlichen und ökologischen Beobachtungsstationen geworden sind (Klammler und Fank, 2014; Evett et al., 2015; Pangle et al., 2015; Pütz et al., 2016).

Die Lysimetertechnologie hat sich in den vergangenen Jahren sehr stark entwickelt, sodass heute die Entwicklung und Instrumentierung von Lysimetersystemen möglich ist, die immer näher an die realen Boden- und Umweltverhältnisse angepasst sind. Entwicklungspotenzial gibt es vor allem bei der Steuerung der unteren Randbedingung und in der Gewinnung von ungestörten Bodenkernen für monolithische Lysimeter. Jedenfalls kann die Dynamik des Wasser- und Temperaturregimes – und damit verbunden die Wasser- und Energiebilanz – eines monolithischen Lysimeters nur bei einer realitätsnahen Steuerung der unteren

Randbedingung gemessen und quantifiziert werden (Abdou und Flury, 2004; Groh et al., 2016). Lysimeter haben eine bedeutsame Rolle zur Kalibration und Validierung von Rechenmodellen und der Regionalisierung von bodenhydrologischen Parametern.

Literatur Kapitel 4

Abdou, H.M. und M. Flury: Simulation of water flow and solute transport in free-drainage lysimeters and field soils with heterogeneous structures., *Eur. J. Soil Sci.* 2004, 55:229–241. doi:10.1046/j.1365-2389.2004.00592.x.

Cameron, K.C., N.P. Smith, C.D.A. McLay, P.M. Fraser, R.J. McPherson, D.F. Harrison, and P. Harbottle: Lysimeters without edge flow: An improved design and sampling procedure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1992, 56:1625–1628. doi:10.2136/sssaj1992.03615995005600050048x.

De la Hire, P.: Remarques sur l'Eau de pluie & sur l'origine des Fontaines; avec quelques particularités sur la Construction des Cisternes. In: *Histoire de l'Academie Royale des Sciences, avec les Mémoires de Mathématique et de Physique pour la Même Année*, Charles-Etienne Hochereau, Paris. 1703, p. 56–69.

Durner, W., K. Germer, C. Jackisch, I. Andrä, K. Schulz, M. Schiedung, J. Haller-Hans, J. Schneider, J. Jaquemotte, P. Helmer, L. Lotz, T. Gräff, A. Bauer, I. Hahn, M. Sanda, M. Kumpan, J. Dorner, G. de Rooij, S. Wessel-Bothe, L. Kottmann und S. Schittenhelm: Feldstudie zur Bodenfeuchtesensorik. 17. Gumpensteiner Lysimetertagung, 2017, 227-234.

Evett, S.R., T.A. Howell, A.D. Schneider, K.S. Copeland, D.A. Dusek, D.K. Brauer, et al.: The Bushland weighing lysimeters: A quarter century of crop ET investigations to advance sustainable irrigation. *Trans. ASABE* 2015, 58:163–179.

Frenck, G., Leitinger, G., Obojes, N., Hofmann, M., Newesely, C., Deutschmann, M., Tappeiner, U., Tasser, E.: Community-specific hydraulic conductance potential of soil water decomposed for two Alpine grasslands by small-scale lysimetry. In: *Biogeosciences*, 2018, 15(4): 1065-1078. doi: 10.5194/bg-15-1065-2018.

Gimper, S.: Evaluierung bestehender Messsensoren zur Ermittlung des Matrixpotenzials in Böden. Diplomarbeit. Fachhochschule Jena, Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena, 2010, 76 S.

Goss, M.J. and W. Ehlers: The role of lysimeters in the development of our understanding of soil water and nutrient dynamics in ecosystems. In: *Soil Use and Management*, 2009, 25, 213-223. DOI: 10.1111/j.1475-2743.2009.00230.x.

Groh, J., J. Vanderborght, T. Pütz and H. Vereecken: How to control the lysimeter bottom boundary to investigate the effect of climate change on soil processes? *Vadose Zone J.*, 2016, 15(7). doi:10.2136/vzj2015.08.0113.

Kizito, F., C.S. Campbell, G.S. Campbell, D.R. Cobos, B.L. Teare, B. Carter and J.W. Hopmans: Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. In: *J. Hydrol.*, 2008, 352, 367-378.

Klammler, G., Fank, J.: Determining water and nitrogen balances for beneficial management practices using lysimeters at Wagna test site (Austria). In: *Science of the Total Environment* 2014, 499.

Klute, A.: Water retention: laboratory methods. In: Klute, A. (Hg.): *Methods of Soil Analysis. Part 1.* second ed. American Society of Agronomy, Madison, WI, 1986, pp. 635–662.

Kohnke, H., F. Dreibelbis, and J. Davidson: A survey and discussion of lysimeters and a bibliography on their construction and performance. US Gov. Print. Office, Washington, DC. 1940, USDA Misc. Publ. 372.

Loiskandl, W., G.D. Buchan, W. Sokol, V. Novak and M. Himmelbauer: *J. Hydrol. Hydromech.*, 58, 2010, 2, 114–125. DOI: 10.2478/v10098-010-0011-3.

Markart, G., A. Hutter, B. Kohl und B. Sotier: Vorläufiger Bericht über die Arbeiten für die Einrichtung von Bodenfeuchtemessstellen in Osttirol. In: Bericht an das Amt der Tiroler Landesregierung Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie 2017, 38 Seiten.

Meissner, R., J. Seeger, H. Rupp, M. Seyfarth, and H. Borg: Measurement of dew, fog, and rime with a high-precision gravitation lysimeter. In: *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2007, 170:335–344. doi:10.1002/jpln.200625002.

Meter E.: HYPROP 2, 2018, <https://www.metergroup.com/de/environment/produkte/hyprop-2/>.

Nolz, R., C. Kammerer and P. Cepuder: Calibrating soil water potential sensors integrated into a wireless monitoring network. In: *Agricultural Water Management* 2013, 116, 12–20.

Pangle, L.A., S.B. DeLong, N. Abramson, J. Adams, G.A. Barron- Gafford, D.D. Breshears, et al.: The Landscape Evolution Observatory: A large-scale controllable infrastructure to study coupled Earth-surface processes. In: *Geomorphology* 2015, 244:190–203. doi:10.1016/j.geomorph.2015.01.020.

Pütz, T., J. Fank, and M. Flury: Lysimeters for vadose zone research. In: *Vadose Zone J.* 2018, 17:180035. doi:10.2136/vzj2018.02.0035.

Pütz, T., R. Kiese, U. Wollschlaeger, J. Groh, H. Rupp, S. Zacharias, et al.: TERENO-SOILCan: A lysimeter-network in Germany observing soil processes and plant diversity influenced by climate change. In: *Environ. Earth Sci.* 2016, 75:1242. doi:10.1007/s12665-016-6031-5.

Rosenkranz, H., W. Durner, W. He, C. Knoblauch und K.H.E. Meurer: Ringversuch zum Praxisvergleich von 13 Sensor-Typen zur Wassergehalts- und Wasserspannungsbestimmung in Böden. 15. Gumpensteiner Lysimetertagung 2013, 93–102. ISBN: 978-3-902559-90-6.

Singh, G., G. Kaur, K. Williard, J. Schoonover, and J. Kang: Monitoring of water and solute transport in the vadose zone: A review. In: *Vadose Zone J.* 2018, 17:160058. doi:10.2136/vzj2016.07.0058.

Thumm, M., W. Wiesbeck und S. Kern: Hochfrequenztechnik – Verfahren und Messsysteme. Springer Fachmedien Wiesbaden 1998.

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P.: Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial trans-mission lines. In: *Water Resour. Res.* 1980, 16, 574–582.

Von Unold, G., and J. Fank: Modular design of field lysimeters for specific application needs. In: *Water Air Soil Pollut.* 2008, 8:233–242. doi:10.1007/s11267-007-9172-4

5 Die Messstelle (Plan/Design/Theorie)

Michael Englisch, Gerhard Markart, Bernhard Kohl, Ilse Kogelbauer, Veronika Lechner, Fabian Nagl, Klaus Niedertscheider

5.1 Zweck und Standort

Die gesetzliche Notwendigkeit eines Monitorings in der ungesättigten Zone ergibt sich u. a. aus dem Wasserrechtsgesetz 1959 idF BGBl. I Nr. 82/2003 und der Wasserkreislaufferhebungsverordnung – WKEV, Wasserrechtsgesetznovelle vom 29. August 2003).

Neben diesen gesetzlich fixierten Aufgaben existieren in Österreich weitere Monitoringnetze, deren Existenz sich direkt oder indirekt von nationalen oder internationalen Berichtspflichten ableiten oder aber langzeitforschungsorientiert sind. Beispiele dafür sind etwa das ICP-Forests Level II Netzwerk oder das LTER Austria-Netzwerk. Beide genannten Netzwerke messen und erheben eine Vielzahl von Parametern zur Charakterisierung von Ökosystemen; darunter auch Komponenten des Standortwasserhaushaltes. Auf einigen Flächen werden praktisch alle Komponenten der standörtlichen Wasserbilanz gemessen. Das ICP-Forests Level II Netzwerk verfügt über ein verbindliches Protokoll zur Messung des Minimalparametersatzes dieser Komponenten (Feretti und Fischer (eds.), 2013). LTER besitzt kein verbindliches Protokoll; unter <http://www.lter-europe.net/carousel/deims-sdr> sind jedoch gemessene Komponenten und Protokolle für die Einzelflächen erschließbar.

Neben diesen Monitoringnetzen existieren zahlreiche Messflächen aus Forschungsprojekten, die kürzer- oder längerfristig betrieben werden und unterschiedliche, dem jeweiligen Forschungszweck angepasste, Protokolle benutzen. Informationen dazu gibt etwa die Website der Arbeitsgruppe Lysimeter unter http://www.lysimeter.at/de/Lysimeter_Plattform.

Ergänzt wird das Messflächenspektrum – meist im Lysimeterbereich – durch gezielt angelegte Experimente.

Aus dem Obigen ergibt sich eine breite Palette an Möglichkeiten und Notwendigkeiten zu Planung und Design von Messflächen und Überlegungen zur Standortauswahl.

Im Rahmen dieser Arbeit können daher nur einige grundsätzliche, mehr oder minder allgemein gültige Überlegungen formuliert werden, welche die Anlage, den Betrieb, die Wartung und die Dokumentation von Messstationen betreffen.

5.1.1 Freilandprofil (Wiese/Acker/Wald)

Bevor eine Messstelle angelegt wird, muss neben allgemeinen infrastrukturellen Voraussetzungen (Kapitel 5.2) geprüft werden, ob der Standort in Flächenausmaß, und (Boden-)Beschaffenheit dem geplanten Zweck, z. B. Hochwasserprognose, Ereignisanalysen, Abschätzung von Trends und Änderungen oder einer Grundlagendatenbank (z. B. Hagen et al. (2015)) genügt.

Idealerweise wird eine mehrstufige Prüfung durchgeführt; die erste Stufe umfasst einen Geländebezug, während dessen eine Prüfung und Beschreibung auf Eignung in Bezug auf wichtige topographische, bodenkundliche, hydrologische u. a. Parameter durchgeführt wird.

Je nach Messstellenzweck und möglicher Messausstattung sind für diese Parameter Homogenitätskriterien, z. B. für Relief, Exposition, Neigung, Bodentyp, geologisches Substrat., aber auch für den Bewuchs und die derzeitige Bewirtschaftung festzulegen. Diese Überlegungen gelten auch in Bezug auf den Bodenaufbau z. B. für die Parameter Horizontaufbau und Skelettgehalt.

Im Weiteren sollte die potenzielle Messstelle beprobt werden;

- einerseits, um die Eignung einer Messstelle in Bezug auf im Gelände nicht oder nicht in ausreichender Genauigkeit erhebbare Parameter (z. B. Korngrößenverteilung) festzustellen;
- weiters, um vor dem Beginn kontinuierlicher Messungen, Aussagen zu denjenigen Parametern zu erhalten, deren Ermittlung oder Messung nur über destruktive Methoden möglich sind;
- andererseits, um Informationen über das Streuungsmaß dieser Parameter zu erhalten und festzulegen, welche Anzahl an Sensoren an der Messstelle auszubringen sind, um ggf. statistisch gesicherte Aussagen über die Messstelle bzw. einen Standort in Bezug auf den gewünschten Zweck treffen zu können.

Auch hier ist wiederum der Bodenaufbau zu berücksichtigen, um festlegen zu können, wie viele und welche Messebenen am Standort für den jeweiligen Zweck als sinnvoll zu erachten sind.

Wenn die Daten normalverteilt sind, kann die Anzahl der Wiederholungen für jede Messebene bei einem gegebenen Maß für das Vertrauensintervall nach Boone et al. (1999) wie folgt bestimmt werden:

$$n = t^2 \cdot \left(1 - \frac{\alpha}{2}; n - 1\right) \frac{CV^2}{E^2}$$

wobei n die Anzahl der zu werbenden Proben pro Schicht ist, t der Tafelwert für die t-Student-Statistik für das gewählte Vertrauensintervall $1-\alpha/2$ bei $n-1$ Freiheitsgraden, α die gewählte Irrtumswahrscheinlichkeit, CV der Variationskoeffizient und E der akzeptable Fehler als Anteil am Mittelwert.

Nach der grundsätzlichen Prüfung der Fläche ist die räumliche Ordnung festzulegen. Bewährt hat sich eine Teilung der Fläche in Bezug auf die Periodizität der Messungen – etwa eine Teilfläche für einmalige, eine für mehr oder weniger regelmäßige und eine für kontinuierliche Messungen.

Ein Beispiel für eine mögliche Anordnung für Bodendauerbeobachtungsflächen zeigt Abbildung 5.1 (Blum et al., 1996).

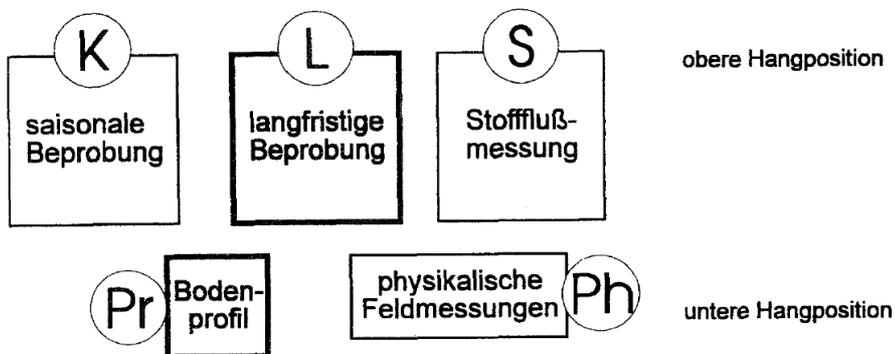


Abbildung 5.1: Aufbau einer Bodendauerbeobachtungsfläche

Quelle: Blum et al. (1996)

5.1.2 Lysimeter

Lysimeter-Anlage Hirschstetten (AGES)

Die AGES-Lysimeter-Anlage Hirschstetten wurde im Oktober 1995 als eine der größten und modernsten Lysimeterforschungsanlagen in Europa in Betrieb genommen. Der Standort liegt im Nordosten Wiens (geographische Koordinaten: 16°28'47" östliche Länge, 48°15'11" nördliche Breite; Seehöhe 160 m) unter dem Einfluss eines gemäßigt kontinentalen Klimas (Pannonikum).

Bodentypen

Die Lysimetergefäße wurden mit drei unterschiedlichen, für das Produktionsgebiet Marchfeld wesentlichen Bodentypen befüllt. Diese repräsentieren fast 80 % der landwirtschaftlich genutzten Fläche des Marchfeldes und 25 % der landwirtschaftlich genutzten Fläche Niederösterreichs. Das Bodenmaterial wurde rückverfestigt und die Lagerungsdichte anschließend zerstörungsfrei mittels Neutronensonde überprüft. Die 18 Lysimeter sind aufgeteilt auf zwei parallele Reihen mit je neun Lysimetergefäßen, wobei je sechs Gefäße dieselben Bodentypen beinhalten.

Die drei Bodentypen sind:

- tiefgründiger Tschernosem „T“ aus Fuchsenbigl (sechs Gefäße)
- sandiger Tschernosem „S“ aus Fuchsenbigl (sechs Gefäße)
- Feuchtschwarzerde „F“ aus Orth an der Donau (sechs Gefäße)

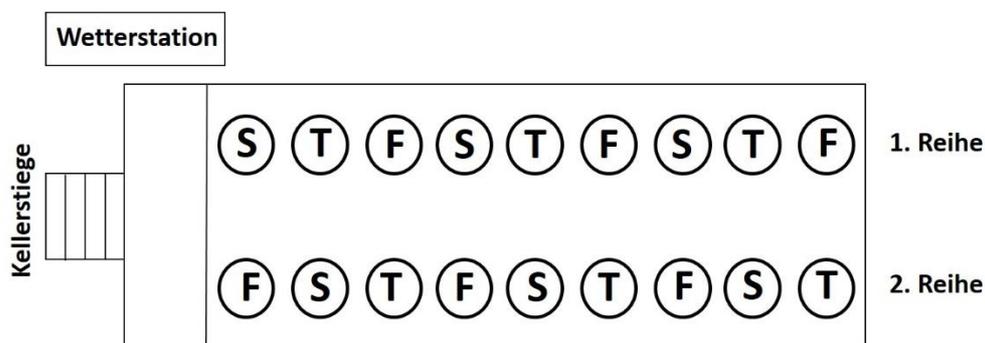


Abbildung 5.2: Anordnung der Lysimeter in der AGES-Anlage Hirschstetten

Quelle: AGES

Aufbau der Lysimeter-Anlage Hirschstetten (AGES)

Der untere Teil der Lysimeteranlage ist über den betonierten Lysimeterkeller begehbar. Zur technischen Ausrüstung zählen Sonden, die in sieben Bodentiefen-Niveaus (30, 60, 90, 126, 150, 180 und 210 cm) in die Lysimeter eingegraben wurden und der Erfassung bodenphysikalischer Größen wie Bodenfeuchte, Wasserspannung und Bodentemperatur dienen.

Dimensionen:

- zylindrische Gefäße aus Chromnickelstahl
- Durchmesser: 1,96 m
- Oberfläche: 3,02 m²
- Höhe: 2,45 m
- Volumen: 7,39 m³
- Bodengewicht/Gefäß: ≈ 11 t
- grundwasserfreie, nicht wägbare Lysimeter

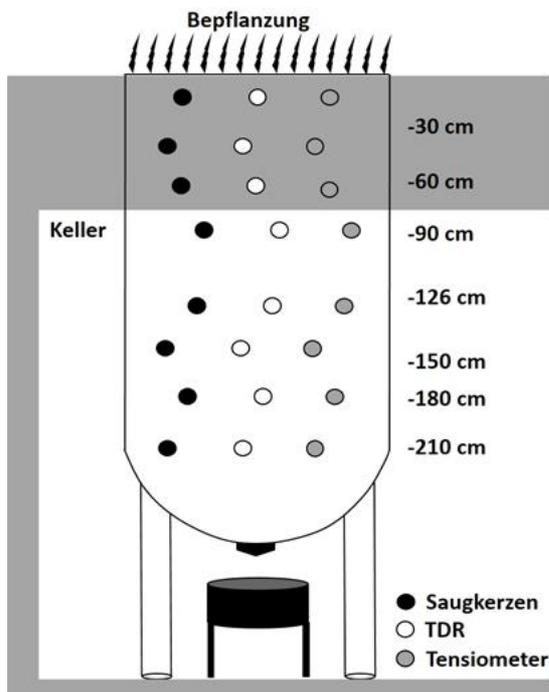


Abbildung 5.3: Aufbau der Lysimeter in der AGES-Anlage Hirschstetten

Quelle: AGES

Technische Ausstattung

- **Kippwaage** (4 ml) zur Sammlung und Messung des Sickerwassers
- **Drucktensiometer** zur Messung der Saugspannung (mit integriertem Bodentemperaturfühler)
- **TDR Sonden** zur Messung des volumetrischen Wassergehaltes im Boden und zur Verfolgung der Sickerwasserfront
- **Saugkerzen** zur Entnahme von Bodenwasserproben aus unterschiedlichen Bodentiefen für chemische Analysen

Eine Bewässerungsanlage mit Düsen erlaubt die Simulation unterschiedlicher Niederschlagszenarien. Um die Beregnungsversuche ungestört durchführen zu können, wird seit dem Jahr 2011 die gesamte Lysimeteranlage während der warmen Periode des Jahres (März-November) mit einem Folientunnel vor Wind und Niederschlägen geschützt. Die Aufzeichnung der Messungen einzelner Parameter erfolgt über mehrere Datenlogger. Über einen Datenbankserver kann schließlich auf die Aufzeichnungen zugegriffen werden.

Wetterstation bei der Lysimeteranlage

Stiegenseitig links neben der Lysimeteranlage befindet sich eine Wetterstation, die die folgenden meteorologischen Parameter erfasst:

- Lufttemperatur in 2 m Höhe
- Relative Luftfeuchte (Haarhygrometer) in 2 m Höhe
- Luftdruck (Dosenbarometer)
- Globalstrahlung (Sternpyranometer)
- Wind (Geschwindigkeit, Richtung, Vektor und Böen) in 10 m Höhe
- Niederschlag (Kippwaage, Auffangtrichter) in 1 m Höhe
- Regenwanne (Kippwaage, Trichter) auf Bodenniveau
- Bodentemperatur in 5 cm, 10 cm, 30 cm, 60 cm, 90 cm Bodentiefe

Zweck der Lysimeteranlage

Die starke Annäherung der Lysimeteranlage Hirschstetten an Freilandbedingungen erlaubt eine gründliche Erfassung von Stoffdynamiken in Agrarökosystemen. Zusätzlich können durch eine temporäre Überdachung und gesteuerte Bewässerung unterschiedliche Klimaszenarien simuliert werden. Dadurch sollen neue Erkenntnisse über den Einfluss der Klimaänderung auf die Pflanzenproduktion und Ernährungssicherheit gewonnen werden, um

Adaptationsstrategien für die Landwirtschaft entwickeln zu können. In der Folge werden drei der letzten Projekte vorgestellt:

- 1. Projekttitle:** CLIMAGROCYCLE - Consequences of climate change for agroecosystem carbon and nitrogen cycling

Projektpartner: AGES - Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit, BOKU - Universität für Bodenforschung, BAW - Bundesamt für Wasserwirtschaft

Projektlaufzeit: 2017-2020

Sponsor: Klima- und Energiefonds, Austrian Climate Research Programme, 9. Ausschreibung

Projektziel: Untersuchung des Einflusses zukünftiger Niederschlagsszenarien auf die Funktion(en) des Agrarökosystems. Zur Analyse der Kohlenstoff- und Stickstoffkreisläufe im Boden-Pflanzen-Wassersystem wurde ein Teil der Lysimeter-Bodenflächen mit ¹³C und ¹⁵N markierter Gründüngung versetzt.

Projektzwischenergebnisse: <https://www.klimafonds.gv.at/wp-content/uploads/sites/6/20170607CLIMAGROCYCLE-ACRP9ZB1B670301KR16AC0K13275.pdf>
- 2. Projekttitle:** PANGAS - Greenhouse gas fluxes in arable soils under conditions of drought and heavy rain in the Pannonian area.

Projektpartner: BFW - Bundesforschungszentrum für Wald, AGES - Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit, KIT - Karlsruhe Institute of Technology

Sponsor: Klima- und Energiefonds, Austrian Climate Research Programme, 6. Ausschreibung

Projektlaufzeit: 2014-2017

Projektziel: Untersuchung der Auswirkungen von klimainduzierter Trockenheit und Starkregenereignisse auf die Flüsse klimarelevanter Gase und die Emissionen gasförmiger Stickstoffverbindungen, Identifizierung zugrundeliegender Mechanismen und potenzieller sowie Anwendbarkeit der IPCC Emissionsfaktoren.

Projektergebnisse: <https://www.klimafonds.gv.at/wp-content/uploads/sites/6/10-EB-PANGAS.pdf>
- 3. Projekttitle:** LYSTRAT- Consequences of climate change on ecosystem functions, water balance, productivity and biodiversity of agricultural soils in the Pannonian area.

Projektpartner: AGES - Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit, Universität Wien, BOKU - Universität für Bodenforschung, BAW - Bundesamt für Wasserwirtschaft, BFW - Bundesforschungszentrum für Wald

Projektlaufzeit: 2011-2013

Sponsor: Klima- und Energiefonds, Austrian Climate Research Programme,
2. Ausschreibung

Projektziel: Untersuchung der Wirkung von klimainduziertem Stress und Starkregen auf Bodenhydrologie, Massentransport, chemische Bodeneigenschaften, Emission von Treibhausgasen (CO_2 , N_2O , CH_4) und die biologische Aktivität der wichtigsten Bodentypen des pannonischen Produktionsgebietes. Identifizierung der Auswirkung auf die Vegetation (Produktion, Wurzelwachstum, Rhizodeposition, Mycorrhiza, Beikräuter).

Projektergebnisse: <https://www.klimafonds.gv.at/wp-content/uploads/sites/6/05012015LYSTRATAndreas-BaumgartenEBACRP2B060382-K10AC0K00018.pdf>



Abbildung 5.4: AGES Lysimeteranlage Hirschstetten

Quelle: AGES



Abbildung 5.5: unterirdische Anlagenteile der AGES Lysimeteranlage Hirschstetten

Quelle: AGES

5.1.3 Kombinationen

Bei Freilandlysimetern tritt der experimentelle Charakter in den Hintergrund. Meist werden hier ausgesuchte Parameter bzw. Fragestellungen gemessen bzw. bearbeitet.

Freilandlysimeter sind speziell im Wald mit hohem Aufwand bezüglich Bau, Betrieb und Wartung verbunden und entsprechend selten. Die Vorteile liegen aber in der in-situ-Beobachtung hydrologischer Fragestellungen.

5.2 Messstelleneinrichtung (Wiese/Acker/Wald)

Bevor eine Messstelle eingerichtet wird, muss in jedem Fall Einvernehmen mit dem Grundeigentümer hergestellt werden. Es empfehlen sich gerade bei der meist langfristigen Benutzung von Flächen Verträge, welche Pflichten, Rechte und ggf. Entgelte regeln.

Weiters gilt es zu gewährleisten, dass die Anfahrt zu den gewünschten Zeitpunkten für Datensammlung, Wartung etc. gewährleistet ist. Ebenso ist etwa für die Schneeräumung im Winter Vorsorge zu treffen.

Darüber hinaus ist auch zu berücksichtigen, dass gegebenenfalls Rodungs- bzw. Baugenehmigungen für dauernde Ein- und Aufbauten einzuholen sind.

Zu bedenken ist ggf. eine Baustelleneinrichtung bzw. die Möglichkeit der Zu- und Abfahrt von Baugeräten bei Einbau umfangreicherer Messeinrichtungen und der Anlage einer Stromversorgung.

Vor Einrichtung der Messfläche ist der langfristige Strombedarf der Messeinrichtungen und möglicher Erweiterungen abzuschätzen. Ist der Strombedarf hoch – auch Bedarfsspitzen sind hier zu berücksichtigen – oder soll eine hohe Ausfallsicherheit gegeben sein, ist ein Anschluss an das öffentliche Stromnetz in Erwägung zu ziehen; hier sind wiederum Einverständniserklärungen betroffener Grundbesitzer und ggf. Rodungsgenehmigungen u. ä. einzuplanen.

Weiters ist mit dem Grundeigentümer die Bewirtschaftungsweise zu planen: Dies kann je nach Untersuchungsziel eine Außernutzungsstellung der Fläche ebenso bedeuten wie eine ortsübliche Bewirtschaftung bzw. eine Intensivierung oder Extensivierung der Bewirtschaftung oder aber eine gemeinsame Bewirtschaftungsplanung von Messstellenbetreiber und Bewirtschafter.

Je nach Lage der Messfläche muss die Möglichkeit der Einflussnahme durch Passanten in Betracht gezogen werden. Eine großräumige Abzäunung der Fläche oder das Errichten von Informations- oder Hinweistafeln kann hier zielführend sein. In jedem Fall muss eine Gemeingefährdung durch offene Profilgruben, Messschächte bzw. durch die Stromzufuhr vermieden werden.

Im Grünland sind Regelungen für den Schutz vor oder den Ausschluss von Weidevieh zu treffen. Im Wald ist ggf. mit dem Einfluss von Wildtieren zu rechnen und es sind daher entsprechende Vorkehrungen zu treffen, um diese Beeinflussung auszuschließen oder zu minimieren.

Falls die Flächen recht häufig in regelmäßigen Zeitabständen zu Mess- oder Wartungszwecken begangen werden muss, ist eventuell ein Bau von Stegen in Betracht zu ziehen. Damit soll sichergestellt werden, dass die Vegetation, als wesentlicher Teil der untersuchten Fläche, nicht zu sehr in Mitleidenschaft gezogen wird.

Der tatsächliche Geräte- und Sensoreneinbau sollte möglichst in einem Zug bei geeignetem Wetter und unter größtmöglicher Schonung der Fläche erfolgen. Beim Einbau sind zukünftige Wartungs-, Instandhaltungs- und Reparaturarbeiten sowie der Tausch von Geräten und Sensoren miteinzukalkulieren.

Oft ist es erforderlich, dass nach dem Einbau von Sensoren bzw. von Geräten, abhängig von Geräte- und Sensorentyp bzw. Sensorenaufbau, abzuwarten ist, ehe die gewonnenen

Messwerte in die Standardroutinen und Datenbanken übernommen werden können. Ein typisches Beispiel dafür sind Messungen mit Saugkerzen, wo es eine geraume Zeit dauert, bis die Störung im Bodenwasser, die durch den Sondeneinbau erfolgt ist, soweit abgeklungen ist, dass die tatsächliche Bodenwasserchemie des Standorts erfasst wird.

5.2.1 Einbau von Bodenfeuchtesonden und Matrixpotenzialsensoren in skelettreichen alpinen Böden

Das BFW, Institut für Naturgefahren in Innsbruck, hat in den Jahren 2017 und 2018 im Auftrag des und in Kooperation mit dem Sachgebiet für Hydrographie und Hydrologie beim Amt der Tiroler Landesregierung Tirol (HD-Tirol) ein Bodenfeuchtemessnetz in Osttirol – überwiegend in der hochmontanen bis subalpinen Stufe – eingerichtet (Markart et al. 2017, 2018). Diese Arbeiten, waren insbesondere wegen des hohen Skelettanteils der Böden, besonders herausfordernd. Deshalb werden die wichtigsten Eckpunkte der damals gewählten Vorgangsweise im Folgenden kurz dargestellt.

5.2.1.1 Standortauswahl

Von über 20 möglichen Standorten im Nahbereich bestehender Niederschlagsstationen des HD in Osttirol erschienen letztendlich sechs geeignet. Die Auswahl der Standorte erfolgte nach folgenden Kriterien:

- möglichst geringe anthropogene Überprägung
- keine Störung bzw. nur geringer Störungsgrad des Bodenprofils
- Bodencharakteristika (z. B. keine Installation in sehr flachgründigen bzw. sehr grob texturierten Böden)
- keine vollständige Abkoppelung von ev. natürlich gegebenen Hangwassereinflüssen aber auch kein dauernder Hangwasserzug bzw. keine permanente Vernässung

Im Zuge einer Standortsvorauswahl wurde die ungefähre Lage der möglichen Profilstandorte durch Verpflockung festgelegt, die genaue Fixierung erfolgte unmittelbar vor dem Einbau.

5.2.1.2 Einmessung der Messflächen

Exakter Einbau der Messsonden im Gelände und die dazugehörige Dokumentation (insbesondere eine exakte fotografische Dokumentation aller Arbeitsschritte) sind essenziell, z. B. bei der künftigen Fehlersuche, dem leichteren Wiederauffinden für den Austausch defekter Sonden; die spätere Erweiterung des Messfeldes ohne die bestehenden Messprofile zu gefährden bzw. zu viel Abstand zum Bestand halten zu müssen, u. a. (Abbildung 5.6)

Die Profile wurden im Gelände mit Vermessungsmarken vermarkt (eine Marke ca. 10 cm oberhalb des linken Profilrandes, mitunter auch eine zweite am rechten oberen Rand – jeweils von unten gesehen) und diese mit einem genauen GPS-Gerät eingemessen. Zusätzlich erfolgte die Einmessung der Vermessungsmarken mit gespanntem Metallmaßband zu permanenten Geländepunkten (z. B. große Steine oder Blöcke, alte Bäume etc. – Abbildung 5.7). Der Ablesepunkt an diesen Geländemarken wurde farblich markiert, um die Wiederauffindung der Vermessungsmarke zu erleichtern.

5.2.1.3 Einbau Bodenfeuchtesonden und Matrixpotenzialsensoren

Vom Datenlogger werden die Kabel zu den Sonden in Schutzschläuchen geführt, im gegenständlichen Fall jeweils zwei Sonden in einem Schlauch. Erst die letzten ca. 30 bis 50 cm liegen die Kabel im Boden ungeschützt (Abbildung 5.8). Durch die Schläuche soll die Gefahr von Schäden durch mechanische Belastungen (z. B. Viehtritt, Befahren, Steinschlag u. a.) minimiert werden. Wir entschieden uns dafür jeweils zwei Kabel in einem Schlauch zu führen, weil damit die Dimension des Grabens zwischen Logger und Bodenprofil kleiner gehalten werden konnte.

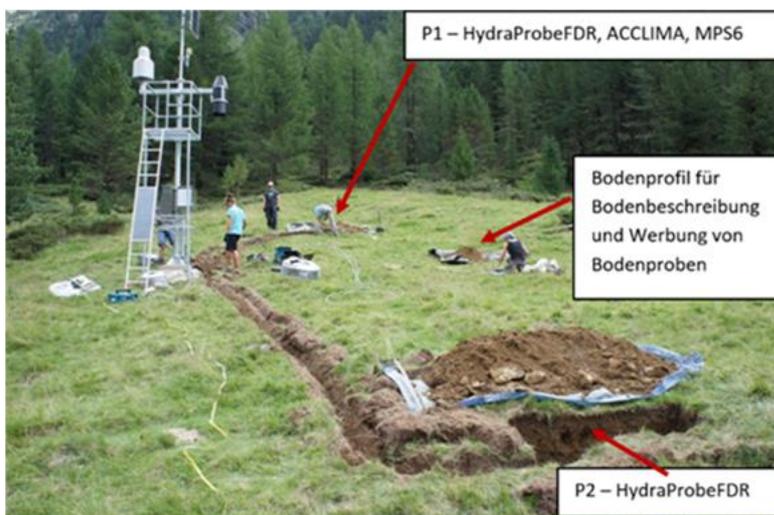


Abbildung 5.6: Übersicht Anlage der Bodenprofile und der Leitungen für die FDR-Sonden und MPS-6 Sensoren (nur oberes Profil) am Standort Oberhausalm. An diesem Standort wurde zu Vergleichszwecken auch eine Sonde der Type ACCLIMA TDR-315L installiert.

Quelle: BFW

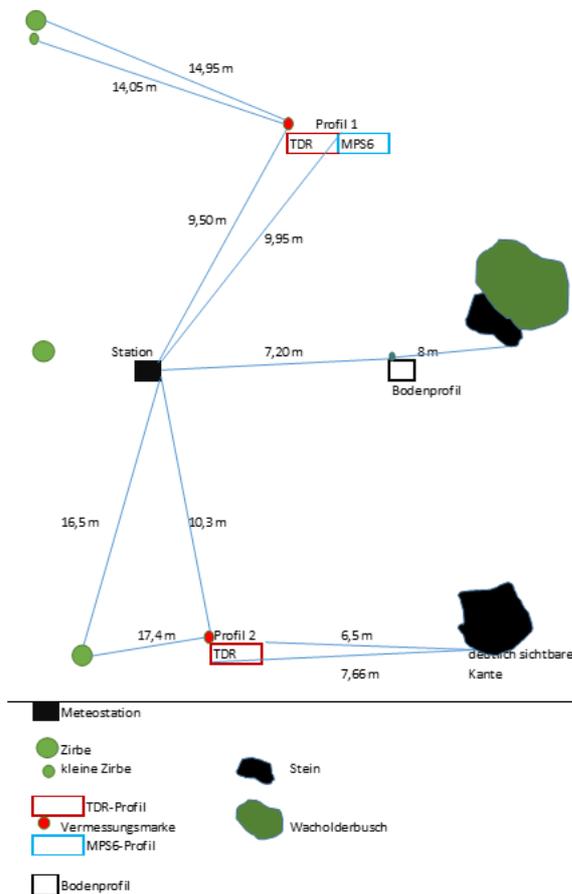


Abbildung 5.7: Beispiel für eine Lageskizze - Anordnung FDR-Profile, MPS-6- und Bodenprofil für die Bodenprobenentnahme (Oberhausalm – Defereggental, Osttirol).

Quelle: BFW

Bei Sonden vieler Hersteller sinkt die Qualität des Messsignals bei Kabellängen über 15 m. Daher wurden im gegenständlichen Fall 15 m als maximale Sondenlänge gewählt. Der Aktionsradius um die bestehenden Messstationen ist dadurch auf ca. 12 m limitiert, denn 3 m davon werden allein für die Verbindung vom Leitungsgraben zum Schaltkasten bzw. die spannungsfreie Verlegung der Kabel im Boden selbst benötigt.

WICHTIG: In die Unterseite des Schlauches ist an der tiefsten Stelle in der Profilgrube ein Loch zu schneiden, um die Ansammlung von Kondenswasser zu vermeiden.



Abbildung 5.8: Führung der Sondenkabel in Schutzschläuchen vom Datenlogger ins Bodenprofil.

Quelle: BFW

Anzahl und Einbautiefe der Sonden ergeben sich in Abhängigkeit von der Fragestellung, den zur Verfügung stehenden finanziellen Mitteln und den Bodeneigenschaften. Häufig wirkt der mit der Bodentiefe rasch zunehmende Grobanteil limitierend. Für das gegenständliche Messnetz wurden 10 cm, 20 cm, 30 cm und 45 bis 60 cm (je nach Skelettanteil) als Einbautiefe gewählt. Beim Einbau der Sonden ist darauf zu achten, dass diese nicht durch größere Steine abgeschirmt werden – also das tatsächliche Wasserangebot am Standort unterschätzen.

Wichtig ist die exakte Kennzeichnung der Sonden (Kürzelvergabe für Standort, Profilnummer., Sondentyp, Einbautiefe. Ausgehend von der Vermessungsmarke wird jede Sonde lagemäßig horizontal und vertikal exakt eingemessen (Abbildung 5.9).

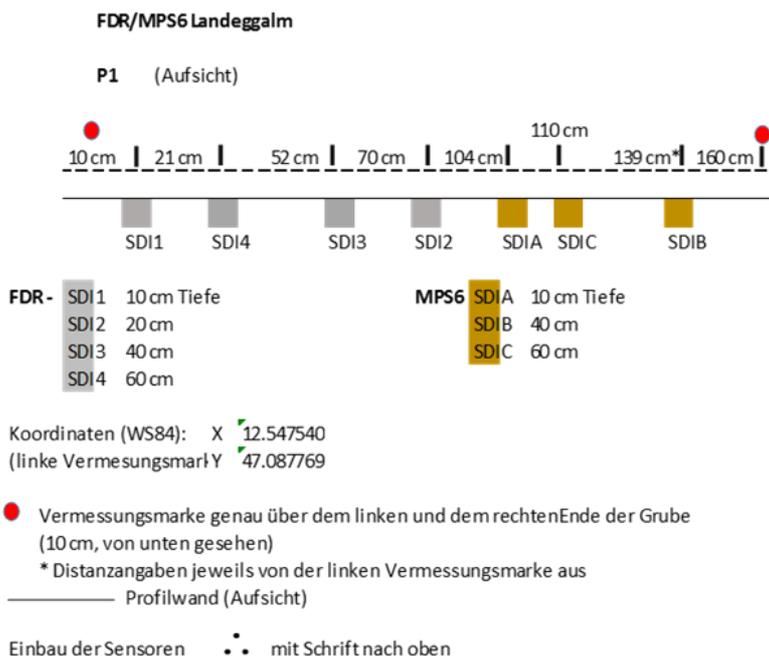


Abbildung 5.9: Skizze – Anordnung der FDR-Sonden und der MPS-6-Sensoren am Standort Landeggalm (Aufsicht) – Profil P1. FDR = HydraProbe, MPS-6 = Matrixpotenzialsensoren.

Quelle: BFW

Um die räumliche Heterogenität der Bodencharakteristika einigermaßen abzubilden, wurden möglichst zwei Profile je Standort mit Bodenfeuchtesensoren (FDR-Sonden STEVENS Hydraprobe, <https://www.stevenswater.com/products/hydraprobe/>) ausgestattet (Abbildung 5.10). Zu Testzwecken läuft am Standort Oberhauser Alm im Defereggental auch eine TDR-Sonde der Type ACCLIMA TDR-315L (<https://acclima.com/prodlit/TDR-315L%20Data%20Sheet.pdf>).

Wichtig: Auf eine ausreichende Dimensionierung der Profilgrube. Gerade in skelettreichen Böden ist der Einbau schwierig und sind wiederholte Einstechversuche notwendig, bis die Sonde richtig platziert ist. Bodenfeuchtesonden mit geringer Elektrodenlänge und stärkerem Elektrodendurchmesser sind daher in skelettreichen Böden von Vorteil. Bei längeren Elektroden ist es sinnvoll, sich eine Lehre mit max. gleichem Stabdurchmesser anzufertigen bzw. diese gleich beim Anbieter zu erwerben und die Löcher an der Profilwand vorzubohren. Beim Einbau muss aufgepasst werden, dass keine Steine zwischen den Elektroden eingeklemmt werden (Verfälschung der Messergebnisse). Die Sonden sollten daher nur unter Aufwendung von geringem Druck eingebaut werden. Bei hohem Druck besteht die Gefahr der Störung des Bodens (Verdrängung von Skelett und Schaffung von Hohlräumen) und, dass sich Steine bei mehrpoligen Sonden zwischen den Elektroden verkanten. Im Zweifelsfall sollte öfter probiert werden. Dafür wird jedoch eine ausreichend große Profilwand benötigt (Abbildung 5.10).

An einem Standort musste aus einem solchen Grund eine Sonde neu justiert werden. Wiederauffinden und Neueinbau der betreffenden Sonden waren aufgrund der exakten Dokumentation in kurzer Zeit erledigt.

Um auch Informationen zur Wasserverfügbarkeit zu erhalten wurden an einem Profil je Standort auch Matrixpotenzialsensoren (MPS-6, Fa. Decagon, http://manuals.decagon.com/Retired%20and%20Discontinued/Manuals/13755_MPS-2and6_Web.pdf) eingebaut. Die MPS-6-Sensoren werden mindestens 24 Stunden vor dem Einbau mit Wasser aufgesättigt und für den Transport ins Gelände in einen Sack mit nassen Tüchern gesteckt, um Austrocknung zu vermeiden. Im Gelände ist ausreichend Aushubmaterial aus den Profilgruben auf 2 mm zu sieben und aus diesem Feinboden eine Schlämme anzurühren. Für den Einbau an der Profilwand macht man an Stellen mit geringerem Skelettanteil in der Profilwand mit Messer oder schmaler Spachtel einen horizontalen Schlitz. Der Sensor wird vor dem Einbau mit der nassen Schlämme ummantelt, etwas Schlämme ins Loch gegeben und der Sensor in das vorgefertigte Loch eingeführt und anschließend gut verstrichen (Abbildung 5.11).



Abbildung 5.10: Anordnung der FDR-HydraProbe Sonden (linke Bildhälfte) und der MPS-6-Sensoren (rechte Bildhälfte) – Standort Landeggalm.

Quelle: BFW

Abbildung 5.11: Einbau der MPS-6-Matrixpotenzial-Sensoren – mit einer Schlämme aus vor Ort gewonnenem Feinboden.

Quelle: BFW

5.2.2.4 Bodenbeschreibung, Bodenprobenahme

Die Bodenbeschreibung erfolgte nicht an den für den Einbau der Sonden geöffneten Profilgruben, sondern an einem separaten Bodenprofil (Abbildung 5.6). Aus diesem wurden auch die Proben für die physikalische Analyse im Labor entnommen. Dies aus folgenden Gründen:

- Es zeigte sich, dass bei Probenentnahme in einem der Messschächte die Gruben unverhältnismäßig groß werden, weil für das Wiederherstellen einer einigermaßen homogenen Profilwand weit zurück gegraben werden muss.
- Die Entnahme der Bodenproben (ungestörte Bodenproben + Lockermaterial) dauert in den skelettreichen Böden mehrere Stunden. Erfolgen Probenentnahme und

Profilbeschreibung durch eine eigene Arbeitskraft an einem separaten Profil, kann die Arbeitszeit für die Gruppe vor Ort kürzer gehalten werden.

Das Fehlerpotenzial ist dabei gering, denn die Beobachtungen des BFW zeigen, dass mitunter die Unterschiede (insbesondere im Skelettanteil) innerhalb der gut einen Meter breiten Profilgrube größer sind als zum wenige Meter danebenliegenden Probenentnahmeprofil.

5.3 Stammdatenerfassung

Als Stammdaten werden statische Informationen zu einer Bodenwassermessstelle bezeichnet. Diese Stammdaten können verschiedene Eigenschaften der Messstelle, aber auch die Sensorkonfiguration betreffen. Sowohl die Informationen über die Eigenschaften der Messstelle, als auch die Sensorkonfiguration sind mit Metainformationen, die allgemein formuliert, Informationen in einen methodischen oder klassifikatorischen Kontext stellen, zu versehen.

Bei komplexeren Messstellen oder bei Zugehörigkeit der Messstelle zu einem Messnetz wird der Einsatz einer relationalen Datenbank zur Stammdatenerfassung empfohlen. Proprietäre Systeme sollten möglichst vermieden werden.

5.3.1 Eigenschaften der Messstelle

Grundsätzlich gilt, dass möglichst viele Eigenschaften der Messstelle vor Ort erhoben werden sollten, um die gemessenen Daten möglichst vielseitig interpretieren zu können.

Diese Eigenschaften können unterteilt werden in:

- Lagedaten (Topographie, Morphologie)
- Daten zur (langfristigen) klimatischen Charakteristik
- Daten zur Bewirtschaftung/ ggf. Experimentaldesign
- Vegetationsdaten
- Bodendaten
- geologische Daten
- Daten zur Hydrogeologie
- bodenphysikalische und bodenchemische Grundcharakterisierung

Die tatsächlich erfassten Eigenschaften variieren, abhängig vom Zweck der jeweiligen Messstelle, sowie der Einbindung in Untersuchungsnetze. Untersuchungsnetze geben

diesbezüglich üblicherweise Protokolle vor, die ein bis mehrere Intensitätsstufen umfassen. Beispiele für solche Protokolle finden sich für das europäische forstliche Monitoringsystem in Ferreti und Fischer (eds.) (2013), Blum et al. (1996). Eine sehr detaillierte Beschreibung der Eigenschaften von bodenphysikalischen Messstellen findet man in Bosshard (ed.) (1978).

5.3.2 Sensorkonfiguration

Grundsätzlich muss jeder Sensor einer Messanlage (z. B. eine Bodenfeuchtemessanlage umfasst alle Bodenfeuchtesensoren einer Messfläche) und jede Messanlage einer Untersuchungsfläche zugeordnet werden. Messanlagen können nach Messebenen oder nach unterschiedlichen Profilen weiter untergliedert werden. Jeder Einzelsensor muss einen eindeutigen Code, einen Namen, einen räumlichen Bezug, nämlich Koordinaten oder zumindest eine eingemessene Profilvergrube sowie einen räumlichen Bezug zum gemessenen Objekt (z. B. Messebene) besitzen. Sollte ein Sensor oder eine Sensorenkonfiguration mehrere Parameter messen, muss diese Information zusätzlich vermerkt werden oder die Konfiguration in virtuelle Einzelsensoren aufgelöst werden. Zusätzlich sollte eine Information über den jeweils (für den Sensor/für die Messanlage) Verantwortlichen vorliegen.

5.3.3 Metadaten

Zu jeder der unter 5.3.1. und 5.3.2. erhobenen oder gemessenen Informationen sind auch entsprechende Metadaten zu erfassen. Unter <http://www.lter-europe.net/carousel/deims-sdr> ist etwa die Metadatenkonfiguration für LTER-Flächen einsehbar.

Wichtige Metainformationen sind jedenfalls:

- Flächenidentifikation
- Name des Flächenverantwortlichen
- X-, Y-, Z-Koordinaten
- Information zu Sensor-Typen inkl. Methodenbeschreibung
- Sensorbezeichnung
- Sensoroffset
- Instanzencode
- Probenart
- erhobene Matrix
- gemessenes Merkmal
- Parameter (absolut/relativ)
- Einbautiefe/-höhe
- statistische Eigenschaft des Messwerts (Mittel-/Einzelwert o.a.)

- Messintervall
- Messwerttyp (z. B. Freiland, Labor)
- Einheit des Messwerts
- Beschreibung des Messparameters
- Verlässlichkeitsbewertung des Messwerts

5.4 Kontinuierliche Datenaufzeichnung und Datenübertragung

Zur Gewährleistung einer kontinuierlichen Datenaufzeichnung und -übertragung müssen im System Redundanzen vorgesehen werden.

Idealerweise umfassen die im System vorgesehenen Redundanzen einerseits Sensorenredundanzen, die den Ausfall einzelner Sensoren insbesondere in Echtzeit- oder echtzeitnahen Systemen überbrücken. Andererseits bedeutet das aber auch, dass die Messdaten zeitnah an einen zentralen Server übertragen werden, der idealerweise ebenfalls eine Ausfallsicherung im Hinblick auf Stromversorgung und Speicherung besitzt.

Heutzutage bietet eine Vielzahl von Sensorherstellern zu den Sensoren auch cloudgestützte Lösungen an. Trotzdem sollten die Daten aus Sicherheitsgründen auch vor Ort auf Speichermedien gesichert werden, die in regelmäßigen Intervallen getauscht werden.

Um die dauerhafte Funktion einer Messstelle zu sichern, ist auch eine regelmäßige Überwachung und Wartung der Messgeräte vor Ort erforderlich.

In bestimmten Fällen und niedrigem Automatisierungsgrad der Fläche kann diese Überwachung bzw. Wartung einen relativ häufigen, regelmäßigen Besuch der Fläche erforderlich machen (z. B. bei Probenehmern, Untersuchung chemischer Parameter aus Tensiometern u. a.m.).

In der Regel werden die verschiedenen Prüfebene über Fernabfrage durchgeführt werden. Diese umfassen

- die Funktion der Datenübertragung an sich.
- daran anschließend die Prüfung der Stromversorgung auf der Messfläche. Letzteres ist v.a. bei Stromversorgung durch Solarpaneele, Batterien oder Stromaggregate relevant.
- die Funktionsprüfung von Einzelsensoren und Sensorengruppen.

- die prinzipielle Korrektheit der gemessenen Werte. Durch verschiedene Prüfroutinen grafischer oder numerischer Natur können unmögliche Werte geflaggt oder Wertesprünge bzw. unplausible Werte für eine weitere Prüfung markiert werden.

5.5 Instandhaltung und Wartung

Die Instandhaltung der Fläche betrifft die Einhaltung der einmal getroffenen räumlichen Ordnung sowie die Aufrechterhaltung von Markierungen der Flächen- und Teilflächengrenzen, aber auch Markierungen von (vergrabenen) Kabeln, Rohren, Sensoren u. a.m. Ebenso sind Zu- und Abgangswege zu markieren, zu erhalten oder idealerweise als gewartete Stegkonstruktion auszuführen. Aus Holz ausgeführte Konstruktionen sind alle fünf bis zehn Jahre zu ersetzen.

Als günstiger Zeitraum für Überprüfung und Wartung von Flächen haben sich Perioden von ca. ein bis eineinhalb Monaten erwiesen – abgesehen von solchen, auf denen Sammler oder Messgeräte ausgebracht sind, die dezidiert engere Wartungs- oder Sammelzeiträume erforderlich machen.

Viele Messsensoren sind an sich wartungsfrei. Trotzdem sind Umwelteinflüsse wie korrodierende Bodenwässer, das „Arbeiten“ des Bodens, Luftfeuchtigkeit oder extreme Temperaturschwankungen, aber auch diverse Tierarten, die Sensoreinbauten als Lebensraum nutzen, zu berücksichtigen und entsprechende Instandhaltungs- oder Austauscharbeiten schon im Vorfeld miteinzuplanen.

Bewegliche Teile von Sensoren sind in regelmäßigen Abständen auszubauen, zu warten und zu eichen.

Bei optischen oder schallbasierenden Messgeräten oder Messschächten u. ä. müssen entsprechende Reinigungsvorgänge eingeplant werden, bei Sammlern, je nach Bauweise, potenziell verklemm-, verleg- oder verstopfbare Teile in Wochen- bis Monatsabständen überprüft und gewartet werden.

Pufferbatterien sind regelmäßig zu überprüfen oder zu ersetzen, Speicherkarten sind auf Funktionsweise zu prüfen und in regelmäßigen Abständen (abhängig von der Speichergröße) zu tauschen.

5.6 Dokumentation

Die Dokumentation einer Fläche sollte neben den in Kapitel 5.3 abgehandelten Informationen einen Messstellenplan sowie ein Messstellenlogbuch umfassen. Dieses gibt etwa eine Übersicht über die ausgebrachten Messinstrumente, deren Wartungs- und Instandhaltungsgeschichte, Veränderungen innerhalb der Messfläche, die Bewirtschaftung und Veränderungen der Zielsetzung u. a. m.

Bewährt hat sich die digitale Führung des Messstellenplans in einem GIS und des Messstellen-Logs in Form eines Wiki.

Literatur Kapitel 5

Blum, W. E. H., W. W. Wenzel und H. Spiegel: Bodenzustandsinventur. Konzeption, Durchführung und Bewertung. 2. überarbeitete Auflage. Wien 1996.

Boone et al.: Forest Soil: Characterization, Sampling, Physical and Chemical Analyses. In: Developments in Environmental Science 12, Forest Monitoring, Methods for terrestrial investigations in Europe with an overview of North America and Asia., Krupa, S.V. (Hg.), 1999.

Bosshard (ed.) (1978)

Ferretti, M., Fischer, R.: Forest Monitoring. In: Developments in Environmental Science 12, Elsevier, UK 2013, 537 pp.

Hagen K., Huber A., Fischer J.-Th., Benedetti L.: Database of hydrologically driven slope failures. Grant agreement No. 289911, MUMOLADE – multiscale modelling of landslides and debris flows, 7th framework Programme, The People Programme, Work package 4 – model tests, case studies and best practice, BFW, 2015:

Markart, G., A. Hutter, B. Kohl und B. Sotier: Bericht über die Arbeiten für die Einrichtung von Bodenfeuchtemessstellen in Osttirol. In: Bericht an das Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie, Amt der Tiroler Landesregierung, 2017.

Markart, G., K. Hagen, A. Hutter, B. Kohl, V. Lechner, P. Muhle, F. Nagl und B. Sotier: Bericht über die Arbeiten für die Einrichtung von Bodenfeuchtemessstellen in Osttirol 2018 (Landeggalm, Hopfgarten i.D., Sillianbergalm). In: Bericht an das Amt der Tiroler

Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie,
2018.

Wasserrechtsgesetz 1959 idF BGBl. I Nr. 82/2003 und der
Wasserkreislaufferhebungsverordnung – WKEV, Wasserrechtsgesetznovelle vom 29. August
2003.

6 Datenhaltung und Bereitstellung

Gabriele Fuchs, Karl Gartner

6.1 Stammdaten

6.1.1 Stammdatenstruktur

Je nach Mengengerüst und Organisationsstruktur des Messnetzbetreibers variiert der Ankerpunkt jener Vielzahl von statischen Informationen zu einer Bodenwassermessstelle, die insgesamt Stammdaten genannt werden. Dieser Anker kann die Messstelle, es kann die Sensorkonfiguration sein. Jedenfalls wird ein flexibles modulares System benötigt, welches der Messnetzbetreiber zeitnah seinen jeweiligen Bedürfnissen anpassen können muss.

Ausgehend von der Messstelle hat sich im Hydrographischen Dienst (Abbildung 6.4) neben den für alle Sachgebiete gültigen allgemeinen Angaben, wie Grunddaten, Lage, Konfiguration (Geräte, Beobachter, Messcodes) und Zeitreihen-Verarbeitungstechnisches, eine spezifische Sachgebietszusatzinformation bewährt.

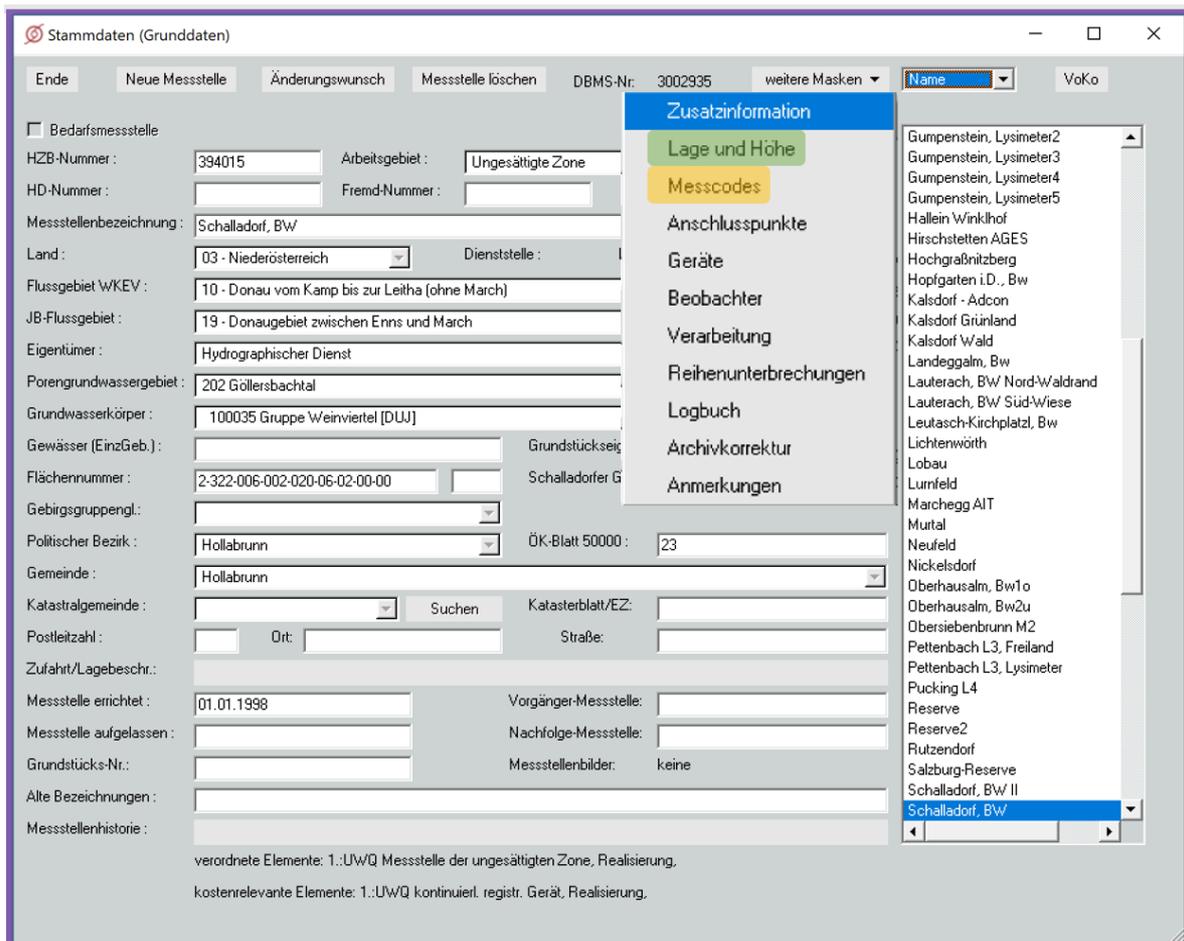


Abbildung 6.1: Stammdatenhaltung im Hydrographischen Dienst in Österreich – Grunddaten

Quelle: Screenshot aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

Um die Vielzahl an möglichen Messzeitreihen zu überblicken, bedarf es bei der messtellenzentrierten Stammdatenhaltung einer Tabelle, im Hydrographischen Dienst „Messcodes“ genannt (Abbildung 6.5).

| Messcode | [cm u.G.] | Entstehungsart | gültig von | gültig bis | Fehl. | Minwert | Maxwert | Notizen | ZR Version |
|------------------------------|-----------|-------------------|------------|------------|-------|---------|---------|--|------------|
| Akkuspannung | 0 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | 2013 importiert | |
| UZST 2.Ebene Tensiometer | 35 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZHSG 2.Ebene Gipsblock | 35 | Datensammler | 20.10.1997 | 07.10.2015 | | | | alter Gipsblock kaputt | |
| UZHSG 2.Ebene Gipsblock | 35 | Datensammler | 20.10.2015 | | | | | neuer Gipsblock zeitlich neben Profil eingebaut | |
| UZHSRG 2.Ebene Ref.Gipsblock | 35 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZT 2.Ebene Halbl.wid.th. | 35 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZwG 2.Ebene TDR | 35 | händische Messung | 14.11.2005 | | | | | | |
| UZwG 2.Ebene TDR | 35 | Datensammler | 20.10.1997 | 18.10.2006 | | | | läuft ab 1.1.2004 verdoppelt, ab 18.10.2006 unter 394197 | |
| UZwG 2.Ebene FD THETA | 35 | Datensammler | 18.10.2006 | | | | | | |
| UZST 3.Ebene Tensiometer | 60 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZHSG 3.Ebene Gipsblock | 60 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZHSRG 3.Ebene Ref.Gipsblock | 60 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZT 3.Ebene Halbl.wid.th. | 60 | Datensammler | 20.10.1997 | | | | | | |
| UZwG 3.Ebene TDR | 60 | händische Messung | 14.11.2005 | | | | | | |
| UZwG 3.Ebene TDR | 60 | Datensammler | 20.10.1997 | 01.01.2004 | | | | innerhalb Betonschichte; läuft ab 1.1.2004 unter 394197 | |

Abbildung 6.2: Stammdatenhaltung im Hydrographischen Dienst in Österreich – Messcodes

Quelle: Screenshot aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

In der Zusatzinformation sind Hilfsdaten für die Messstellen-Auswertung enthalten. Das sind Messstellenart und zugehörige Messstellen/Grundinformationen der anderen hydrographischen Sachgebiete, der Österreichischen Bodenkarte und die Ergebnisse der bodenphysikalischen Labor- und Freilanduntersuchungen.

Ein Sensor-/Konfigurationszentriertes Stammdatensystem hat sich im BFW etabliert (Abbildung 6.3).

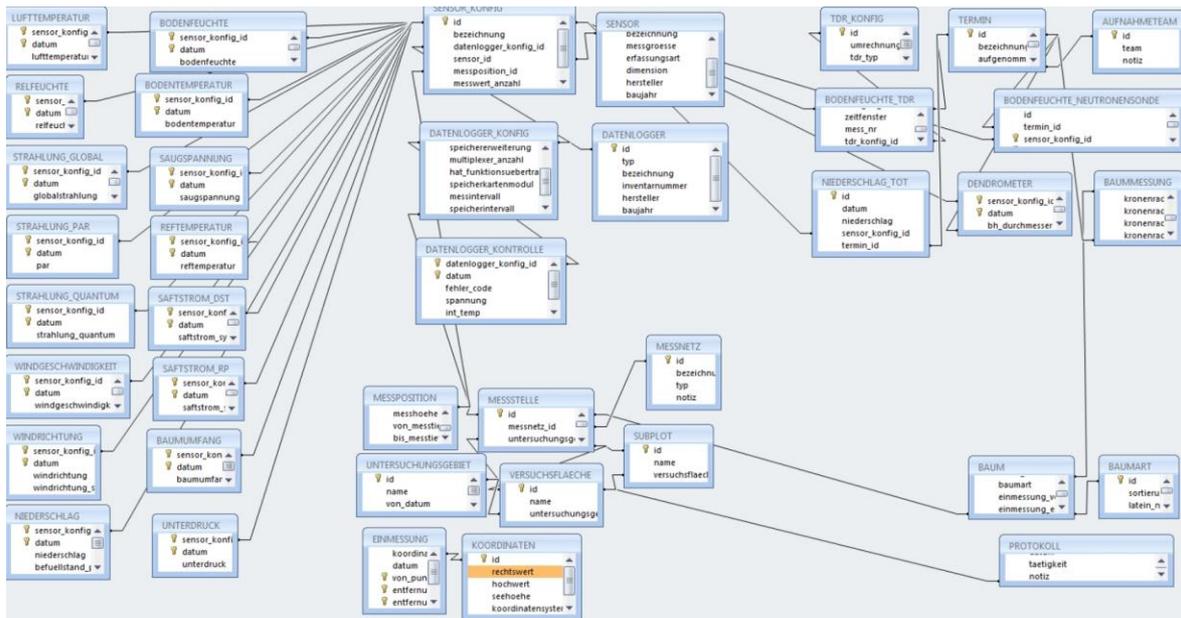


Abbildung 6.3: Konfigurations- und Beziehungstool der BFW-Datenbank der Intensivbeobachtungsflächen

Diese Struktur ist optimiert auf den Betrieb eines Dutzends von level II-Intensivbeobachtungsflächen durch eine zentrale Person, welche alle meteorologischen, bodenhydrologischen und pflanzenphysiologischen Parameter einrichtet und fernübertragen misst.

6.1.2 Bodenphysikalische Messstellendaten: Labor-Feld

Gibt es an der Messstelle eine bodenphysikalische Laboruntersuchung, so empfiehlt sich für pF und ku-Kurven eine Gegenüberstellung der Laborergebnisse mit den aus den Messzeitreihen errechneten. Ausgehend von den Labortabellen mit Wassergehalten und ku-Werten zu vorgegebenen Matrixpotenzialdruckstufen sind in Parallelspalten die sich aus der Auswertung der Messzeitreihen ergebenden Wassergehalte und ku-Werte einzutragen.

Die Tabelle wird in etwa eine Spalteneinteilung, wie in Tabelle gezeigt, haben.

Tabelle 6.1: Struktur der pf/ku-Stammdatentabelle des Hydrographischen Dienstes in Österreich

| SPALTENNAME | BEDEUTUNG | SPALTENNAME | BEDEUTUNG |
|-------------|--|-------------|---|
| DBMSNR | Messstellennummer/Kennung | FWG800 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 800 hPa |
| DATVON | Gültigkeitsbeginn | FWG3000 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 3000 hPa |
| MESSTIEF | Messtiefe | FWG15000 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 15000 hPa Welkepunkt |
| TRDICHT | Trockendichte | LKU0 | Labor-ku-Wert bei Vollsättigung |
| PORVOL | Porenvolumen | LKU10 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 10 hPa |
| KGES | gesättigte Leitfähigkeit | LKU70 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 70 hPa Feldkapazität |
| LWG0 | Laborwassergehalt bei Vollsättigung | LKU300 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 300 hPa |
| LWG10 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 10 hPa | LKU800 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 800 hPa |
| LWG70 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 70 hPa Feldkapazität | LKU3000 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 3000 hPa |
| LWG300 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 300 hPa | LKU15000 | Labor-ku-Wert bei Matrixpotential von 15000 hPa Welkepunkt |
| LWG800 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 800 hPa | FKU0 | Feld-ku-Wert bei Vollsättigung |
| LWG3000 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 3000 hPa | FKU10 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 10 hPa |
| LWG15000 | Laborwassergehalt bei Matrixpotential von 15000 hPa Welkepunkt | FKU70 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 70 hPa Feldkapazität |
| FWG0 | Feldwassergehalt bei Vollsättigung | FKU300 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 300 hPa |
| FWG10 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 10 hPa | FKU800 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 800 hPa |
| FWG70 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 70 hPa Feldkapazität | FKU3000 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 3000 hPa |
| FWG300 | Feldwassergehalt bei Matrixpotential von 300 hPa | FKU15000 | Feld-ku-Wert bei Matrixpotential von 15000 hPa Welkepunkt |

Quelle: aus dem Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

6.1.3 Bodenkenndaten des Standortes aus EBOD oder anderen Quellen

Einige der in der bodenphysikalischen Laboruntersuchung erhobenen Bodenkenndaten der Messstelle sind auch in regionalisierter Form in GIS-Tools wie beispielsweise der österreichischen elektronischen Bodenkarte (EBOD) enthalten. Auch hier empfiehlt sich der Vergleich der beiden Datenquellen, um die Regionalisierbarkeit der an der Bodenwassermessstelle erhobenen Mess- und Ergebniszeitreihen beurteilen zu können.

Es handelt sich hierbei um die EBOD-Charakterisierung der Bodenform am Ort der Bodenwassermessstelle (Profilbeschreibung, Bodenbeschreibung und Wasserverhältnisse, die nutzbare Feldkapazität des durchwurzelten Bereichs) und um die Auswertung der Profilstelle der Bodenform.

Die Datenspeicherung hat 3 Aufgaben zu erfüllen: sie muss in übersichtlichen Formularen eingetragbar sein, in Ausgabereports dem Nutzer gut verständlich zugänglich gemacht werden und für Berechnungen numerisch zugänglich sein.

Abbildung 5 und 6 zeigen mögliche Lösungen dieser Aufgabenstellung, wie sie in der Stammdatenthaltung des österreichischen hydrographischen Dienstes realisiert ist.

Die Information ist auf 4 Tabellen verteilt, da sowohl punktuelle, tiefengestufte, chronologisch fixe, chronologisch variante und fix vorgegebene nur selektierbare Daten und Datentupel (EBOD-Profilstellendaten) vorliegen.

DBK, Standortangaben Kartierungsbereich/
Bodenform/ Kurzbezeichnung/ nFK (BAW) (mm): 23 / 13 / sL / 140-220 mm Lage und Vorkommen: auf der Niederterrasse

Bodentyp und Ausgangsmaterial: kalte, feine Lockersedimente Braunerde aus vorwiegend feinem, älterem Schottermaterial

Profilbeschreibung d. Horizonte (z.B. A1(0-30)A2(30-60)Cg(100)) | A(20-30), AB(50-70), B(100)

Bodenbeschreibung der Horizonte (z.B. A1p lehmiger Schluff) | lehmiger Sand oder sandiger Lehm, z. T. lehmiger Schluff mit geringem, z. T. mäßigem Grobanteil (Kies, Schotter)

Fläche der Rootzone (I_{ra} = % der kartierten Fläche) | 542 ha = 4.9 % Wasserverhältnisse | gut versorgt, mäßige Speicherkraft, mäßige Durchlässigkeit

zugehörige DBK-Profilnummer: 23013 Editieren Gemeinde: Kitzbühel Kulturart: Ackerland See

| Horizont | Bez. | Bereich | Bodenfeuchte | Bodenart | Grobanteil |
|----------|------|---------|--------------|------------------|---|
| 1 | Ap | 0-30 | erdreich | lehmiger Schluff | geringer Grobanteil (Kies, Schotter 2 - 5) |
| 2 | AB | 30-60 | erdreich | sandiger Lehm | geringer Grobanteil (viel Kies, Schotter 2) |
| 3 | B | 60-200 | erdreich | sandiger Lehm | geringer Grobanteil (viel Kies, Schotter 2) |

| Konkretionen | Durchwurzelung | U |
|--------------|--------------------|----|
| | gut durchwurzelt | st |
| | gut durchwurzelt | st |
| | Wurzeln auslaufend | st |

Messstelle: Profiltiefe (cm): 150 Tiefe d. durchwurzelten Bodens: 50 AB-Horizontgrenze (c-WG2): 35 Messtiefen/ Bemerkungen

Abkürzungen und Einheiten: Durchlässigkeit gesättigt: kg_s in m/d, Durchlässigkeit ungesättigt: ku in m/d, Wassergehalt: WG in %, Feldkapazität: nutzbare Feldkapazität: nFK in mm, Wassersäule: Feldkapazität: FK in mm, Wassersäule, Welkepunkt: WP in mm V

| Labor- und Feldkennwerte: | gültig von | Horizont (Bereich) | Entnahmebereich cm | Humusgehalt % | Feinbodenart | Trockenschicht g/cm ³ | Porenvolumen |
|---------------------------|------------|--------------------|--------------------|---------------|--------------|----------------------------------|--------------|
| | 19.04.2000 | A (0-35) | 00-35 | 3.1 | sL | 1.45 | 47 |
| | 19.04.2000 | A (0-35) | 5-10 | 0 | | | |

Abbildung 6.4: Eingabeformular-Ausschnitt

Quelle: aus dem Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

Stammdatenblatt Seite 1

Unterirdisches Wasser/Bodenwasser

| | |
|--|--|
| Art der Messstelle: | Freilandprofil |
| direkte Messstellenumgebung: | Grünland, Wiesen |
| zugehörige GW Messstelle: 309989 | zugehörige NLV Messstelle: 111757 |
| weitere zugehörige UZ/UWQ/NLV Messstellen und Bemerkungen: LT:Nicht-ZAMG111716Judenburg,111807Kraubath-1997 fehlt-112219(Sajach +1.6) | |
| nächstgelegenes Gewässer: | Bergsee |
| min/max Schüttung: | Distanz zur Messstelle: 0.34 km |
| Flurabstand (m) der zugehörigen Grundwassermessstelle: | 17.8 |
| Flurabstand (m) des Stauers: | 0.0 |
| Bemerkungen zum Grundwasser: | |
| Messstelle: Profiltiefe(cm): 150 | Tiefe des durchwurzelten Bodens: 50 Tiefe der AB-Horizontgrenze: 35 |
| Messtiefen/ Bemerkungen hierzu : 10, 30, 60, 90, 120, 150 | |
| aufsummiert über: | Feldkapazität (mm) Welkepunkt (mm) nutzbare Feldkapazität (mm) |
| Gesamtmesoprofil | 333 165 168 |
| durchwurzelter Bereich | 165 90 95 |

Abbildung 6.5: Ausgabereport – Ausschnitt

Quelle: aus dem Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

6.2 Zeitreihen

6.2.1 Parameterzeitreihen

Je nach Messstellenart reicht die Anzahl der Beobachtungsparameter von 1 bis ca. 100. Dazu kommen jeweils noch rund doppelt so viele Zeitreihen aus Berechnungen und Simulationen. Es empfiehlt sich, ein mnemotechnisch einfaches Parameterabkürzungssystem, welches flexibel ausbaubar ist und folgende Daten enthält.

- Herkunft (Messdaten-UZ, externe Simulation-SIM, (pF)Berechnung-GER, remote-sensing (rs))
- Messgeber wie Wassergehalt, Matrixpotenzial, Temperatur, Sickerwassermenge, Sickerwassergewicht, Lysimetergewicht, Kleinlysimetergewicht,
- Hilfsgeber wie Globalstrahlung, Lufttemperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, Baumumfang,....
- Berechnungsparameter wie Soilwater-Index (SWI), Profilwassermenge (PWM), Verdunstung (vd), Versickerung (vs), Grundwasserneubildung (gwn), kapillarer Anstieg (kapan), Matrixpotenzialgradient (i),
- Messtiefe (1-7 für Tiefenstufen terrestrischer Geber) oder in cm unter GOK (001-100 für remote-sensing-Geber)
- Gültigkeitsbereich von über das Profil aufsummierten Zeitreihen (PR, DPR, D, DU)
- Messprinzip (optional), wenn zur Unterscheidung erforderlich, (SG, ST)
- Hilfsgrößenhinweis (HSG, HWG)
- Differenzationshinweis (Änderung-D, Zunahme-ZU, Abnahme-AB)

Als Beispiel ist die Lösung im österreichischen Hydrographischen Dienst in Tabelle angeführt.

Tabelle 6.2: Zeitreihenparameter und ihre Bedeutung im Grund-/Bodenwasser-Arbeitsgebiet des Österreichischen Hydrographischen Dienstes

| PARAMETER | BEDEUTUNG | EINHEIT |
|---|---|---------------|
| fugws | Grundwasserstand - kontinuierlich, Tagesmittel | m ü.A. |
| fugwan | Grundwasserstandsanstiege - Tagessummen | mm |
| fugwab | Grundwasserstandsabfälle - Tagessummen | mm |
| futwa | Grundwasserstands-Trockenwetterabfluß - Tagessummen | mm |
| fugwn | GWNeubildung aus GWStand gerechnet - Tagessummen | mm |
| fueva | Verdunstung bilanziert aus Niederschlag - fugwn | mm |
| uzwg(fk)1-7 | volumetrischer Wassergehalt der 1.-7.Tiefenstufe 1), 2) | Vol % |
| uzswi1-7 | SoilWaterIndex aus UZWG gerechnet der 1.-7. Tiefenstufe | keine Einheit |
| uzprswi | über Gesamtprofil gemittelter SWI | keine Einheit |
| uzdprswi | über Durchwurzelungsbereich 3) gemittelter 4) SWI | keine Einheit |
| uzudswi | über Profilbereich unterhalb der Durchwurzelungstiefe gemittelter SWI | keine Einheit |
| uzprwm | über Gesamtprofil aufsummierte Bodenwassermenge 5) 5a) | l |
| uzprwmab | uzprwm-Abnahmen - Summen (Stunde, Halbtage, Tag) 5) | l |
| uzprwmzu | uzprwm-Zunahmen - Summen (Stunde, Halbtage, Tag) 5) | l |
| uzprwmvs | aus uzprwmab ermittelte Versickerungssummen 5) 6) | l |
| uzprwmvd | aus uzprwmab ermittelte Verdunstungssummen 5) 6) | l |
| uzdprwm | über Durchwurzelungsbereich aufsummierte Bodenwassermenge 5) 5a) | l |
| uzudwm | über Profilbereich unterhalb der Durchwurzelungstiefe aufsummierte Bodenwassermenge | l |
| uzhsg1-7 | Spannungsmessung mit Watermark-Gipsblock | mV |
| uzhsrg1-7 | Spannungsmessung mit Soilwater-Gipsblock | mV |
| uzsg1-7 | Matrixpotential(Saugspannungs)umsetzung aus Watermark-Gipsblock 7) | hPa |
| uzsg1-7 | Matrixpotential(Saugspannungs)direktmessung (mmm, MPS-6) 8) | hPa |
| uzsrg1-7 | Matrixpotential(Saugspannungs)messung mit Soilwater-Gipsblock 7) | hPa |
| uzst1-7 | Matrixpotential(Saugspannungs)messung mit Tensiometer | hPa |
| uzmatr1-7 | Matrixpotentialzusammensetzung aus Gipsblöcken und Tensiomern | hPa |
| uzmatrd | über Durchwurzelungsbereich gemittelt (Matrixpotential 4a) | hPa |
| uzmatrud | über Profilbereich unterhalb der Durchwurzelungstiefe gemittelt (Matrixpotential 4a) | hPa |
| germatr1-7 | über Feldpf-Kurve und UZWG rückgerechnetes Matrixpotential | hPa |
| uzi(k)1-2/2-3/3-4/4-5/5-6/6-7 | Matrixpotentialgradient über 2 Tiefenstufen aus gemessenen Matrixpotentialen 9) | keine Einheit |
| gerik4-5/5-6 | Matrixpotentialgradient über 2 Tiefenstufen aus gemessenen Matrixpotentialen 9) | keine Einheit |
| uznul13,14,24,35 | Profilnulllinie aus der Extrapolation zweier Matrixpotentialgradienten gerechnet | cm u.GOK |
| ku13uu34,14uu45,24uu34,24uu45,24uu56,35uu45,... | ku-Zeitreihen aus Profilnulllinien, Wassermengenänderungen aus gemessenen (erstes "u") Wassergehalten und Gradienten aus gemessenen Matrixpotentialen (zweites "u") 10) | mm/d |
| uzgwn45(p) | Versickerung(Grundwasserneubildung) aus ku*i - Gradient 45 11) 12) 13) - Summen | mm |
| uzgwn56(p) | Versickerung(Grundwasserneubildung) aus ku*i - Gradient 56 11) 12) 13) - Summen | mm |
| uzgww45 | Verdunstung aus Niederschlag - Versickerung45 - Summen | mm |
| uzgww56 | Verdunstung aus Niederschlag - Versickerung56 - Summen | mm |
| ukapan45 | kapillarer Anstieg = negative Versickerung45 - Summen | mm |
| ukapan56 | kapillarer Anstieg = negative Versickerung56 - Summen | mm |
| simgwn17,25,35,75 | Versickerung aus Bodenwasserhaushaltsmodell (SIMWASER) 14) | mm |
| simeva17,25,35,75 | Verdunstung aus Bodenwasserhaushaltsmodell (SIMWASER) 14) | mm |
| uzt1-7 | Temperatur in 1.-7. Tiefenstufe 1) | °C |
| uztd | über Durchwurzelungsbereich gemittelte Temperatur 4a) | °C |
| uztud | über Profilbereich unterhalb der Durchwurzelungstiefe gemittelte Temperatur 4a) | °C |
| uztlogge | Loggertemperatur | °C |
| uztschac | Schachttemperatur | °C |
| uznswm | Sickerwassermenge aus Normlysimeter | l |
| uznswg | Sickerwassergewicht aus Normlysimeter | kg |
| uznswdg | Sickerwassergewichtsänderung - Normlysimeter: nur Zunahmen | l/Zeit |
| uzpumpab | Pumpzeiten/15 Minuten: Abpumpen aus Sickerwasserbehälter => Lysimeter | s/Zeit |
| uzpumpzu | Pumpzeiten/15 Minuten: Zupumpen in Sickerwasserbehälter <= Lysimeter | s/Zeit |
| uznlysg | Lysimetergewicht des Normlysimeters | kg |
| uznlysdg | Lysimetergewichtsänderung des Normlysimeters (10 Minuten) | kg/Zeit |
| uznlgzu | Lysimetergewichtszunahmen des Normlysimeters (10 Minuten) 15) | kg/Zeit |
| uznlgab | Lysimetergewichtsabnahmen des Normlysimeters (10 Minuten) 16) | kg/Zeit |
| uzklswm | Sickerwassermenge aus Kleinlysimeter 17) | ct, l |
| uzlsaug | Saugkerzenwassermenge aus Normlysimeter - Summen/Zeit | l/Zeit |
| jbgwn | Versickerung(Grundwasserneubildung) versch. Ursprungs 18) für die Veröffentlichung | l |
| jbdprwm | Gesamtprofilbodenwassermenge verschiedenen Ursprungs für die Veröffentlichung | l |
| jbdprwm | Wassermenge des durchwurzelten Bereichs versch. Ursprungs für die Veröffentlichung | l |
| jbsicker | Versickerung(Grundwasserneubildung) versch. Ursprungs 19) für die Veröffentlichung | l |
| jbeva | bilanzierte Verdunstung - Monatsmittel für die Veröffentlichung 20) | l |
| akku_spannung,akkuspan | Akkuspannung | V, mV |
| rsfreeze | RemoteSensing - Kennzeichnung wann Frost detektiert wurde | |
| rsqf001,5,10,15,20,40,60,100 | RemoteSensing - Kennzeichnung der Qualität der SWI-Zeitreihendaten | |
| rsswi001,5,10,15,20,40,60,100 | RemoteSensing - SWI-Zeitreihe in 1,5,....10 cm u.GOK 22) | |

Zum Verständnis der Erläuterungen in Tabelle sind noch folgenden Kommentare erforderlich:

1. Tiefenstufenhöhe in Messcodes angegeben
2. FK - mit Frostkorrektur - relevant für Wassermengendifferenzenberechnungen
3. Durchwurzelungstiefe, Gesamtprofiltiefe, AB-Horizontgrenze berücksichtigt
4. gewichtet gemittelt in Bodensäulchen ober- und unterhalb der Sensortiefen mit AB-Grenzen-Berücksichtigung
 - a) gewichtet gemittelt in Bodensäulchen ober- und unterhalb der Sensortiefen ohne AB-Grenzen-Berücksichtigung
5. in Qualität 0 ohne, in Qualität 1 mit Frostkorrektur
 - a) verschiedenen Lückenüberbrückungen einzelner Geber führen zu verschiedenen Versionen
6. mittels Versickerungskriterium
7. mittels Eichparameter über die Temperatur kompensierten Widerstände
8. mmm: Watermark mit zwischengeschaltetem mmm-Adapter
9. k-Variante: während Staunässe (negativem Matrixpotenzial) in einer der beiden Matrixpotenzialzeitreihen wird 1 gesetzt
10. statt "u": "s" wären aus Simulationen importierte und "g" wären aus pF-Kurven gerechnete Wassergehalte/Wasserspannungen
11. ku-Funktionsreihe und Gradientenreihe Filegesteuert und im Zeitreihenkommentar vermerkt
12. (p): negative Versickerungen = kapillare Anstiege aus Zeitreihe entfernt und in die ukapan-Zeitreihe transferiert. Hinweis: durch kapillaren Anstieg darf die Versickerungssumme nicht reduziert werden
13. Verschiedene ku-Funktionen => Verschiedene Versionen
14. unterschiedliche Bilanzierungsebenen in dm u.GOK
15. entspricht dem Niederschlag
16. entspricht der Summe von Versickerung und Verdunstung
17. counts werden über Lysimeterfläche ($\llcorner 1 \text{ m}^2$) zu l umgerechnet
18. einschließlich kapillarem Anstieg für bessere Darstellbarkeit auf Jahrbuchseite
19. ohne kapillare Anstieg für korrekte Summenbildung und bessere Bilanzierungsgrundlage auf Jahrbuchseite
20. mit unterschiedlichen Schneekorrekturen, welche rechnerische Winterverdunstung auf das Frühjahr aufteilen
21. SENTINEL-Rasterdaten, an der Messstelle abgegriffen
22. in 1 cm detektiert, in alle weiteren Tiefen extrapoliert mit Rechenmodell

6.2.2 **Hilfsinformationen zur Dateninterpretation**

Solche Informationen können in Zeitreihen oder – bei geringerer zeitlicher Auflösung in Tabellen gespeichert werden.

meteo-Zeitreihen (Niederschlag, Lufttemperatur, Strahlung, Luftfeuchte

Vegetationsinfos, Ausbauinfos, Logbuch

7 Datenaufzeichnung und Aufbereitung

Gabriele Fuchs, Karl Gartner

7.1 Sensorfehler

7.1.1 Allgemeines

Der wahre Wert einer physikalischen Größe kann niemals exakt bestimmt, sondern nur geschätzt werden. Eine solche Schätzung wird Messung genannt. Ziel einer Messung ist es, den besten Schätzwert für den wahren Wert zu bestimmen und dazu die Unsicherheit (den Fehler) der Messung anzugeben.

In diesem Zusammenhang sollte man folgende Begriffe auseinanderhalten:

- Genauigkeit einer Messung: Wie nahe kommt der gemessene Wert an den tatsächlichen Wert heran. Wie groß ist der Messfehler?
- Reproduzierbarkeit (Vergleichbarkeit) einer Messung: Wie gut lässt sich das Ergebnis einer Messung wiederholen? Weichen die aufeinanderfolgenden Messungen ein und derselben physikalischen Größe stark voneinander ab?
- Messauflösung: Wie groß ist die kleinste Änderung im Messsignal, die noch wahrgenommen werden kann. Kann der Sensor, Änderungen der zu messenden Größe gut oder schlecht nachvollziehen?

Hier soll es vorrangig um den Begriff der Genauigkeit gehen. Exemplarisch wird dies für die Messung der Bodenfeuchte abgehandelt. Es wird somit folgende Frage gestellt: Wie genau können Sensoren den Wassergehalt im Boden messen oder umgekehrt ausgedrückt, wie groß sind die Abweichungen (Fehler), die auftreten können und was sind mögliche Ursachen dafür? Die Genauigkeit einer Messung ist auf jeden Fall von der verwendeten Methodik abhängig.

7.1.2 Bodenfeuchtesensoren

Eine direkte Messmethode zur Bestimmung des Wassergehalts im Boden ist die volumsgerechte Werbung von Bodenproben und das Wiegen dieser Probe unmittelbar nach der Werbung und ein zweites Mal nach Trocknung im Trockenschrank. Da diese Methode sehr aufwendig und nicht laufend wiederholbar ist, werden indirekte Methoden benutzt, um den Wassergehalt des Bodens abzuleiten. Im Prinzip bedeutet dies, dass man eine andere Größe, die einfacher zu messen ist als die Bodenfeuchte, erfasst und mittels einer Kalibrierung den Zusammenhang zwischen der gemessenen Größe und der Zielgröße (dem Wassergehalt des Bodens) herstellt. Im Falle der Bodenfeuchtemessung ist dies zum Beispiel eine Messung der dielektrischen Leitfähigkeit (= Durchlässigkeit für elektrische Felder) des Bodens. Diese Materialeigenschaft, auch Dielektrizitätskonstante genannt, hat für Wasser einen deutlich höheren Wert als für die restlichen Bodenbestandteile. Wenn sich also der Wassergehalt im Boden ändert, ändert sich somit auch deren dielektrische Leitfähigkeit. Diese Tatsache wird häufig als Messprinzip für Bodenfeuchtemessungen benutzt.

Als wesentliche Voraussetzungen für exakte Messwerte, müssen im Allgemeinen folgende Bedingungen erfüllt sein:

1. Der Sensor muss die Größe, von der die Zielgröße abgeleitet wird, gut erfassen können. Im Falle der Bodenfeuchtemessung bedeutet dies, dass z. B. die dielektrische Leitfähigkeit genau gemessen werden muss, da ansonsten die Zielgröße (Bodenfeuchte) nicht korrekt bestimmt werden kann. Diese Genauigkeit ist die einzige Größe, die der Hersteller wirklich genau angeben kann. Naturgemäß ist die zu erzielende Genauigkeit abhängig von der gemessenen Größe bzw. der verwendeten Methodik (Tabelle 7.1)
2. Der Zusammenhang zwischen Messgröße und Zielgröße sollte möglichst eng und korrekt sein. Hier spielen Kalibrierungen eine wesentliche Rolle. Es ist einleuchtend, dass Kalibrierungen, die für die am Standort anzutreffenden Böden durchgeführt werden, einer allgemeinen Kalibrierungskurve vorzuziehen sind. Dem stehen allerdings der zeitliche Aufwand und die damit verbundenen Kosten gegenüber. Da noch dazu die meisten Mineralböden ähnliche Beziehungen haben, wird häufig eine allgemeine Umrechnungskurve verwendet.
3. Allgemeine Umrechnungen versagen aber bei untypischen Böden wie Böden mit hohem organischem Anteil, Böden vulkanischen Ursprungs oder Böden aus stark erzhältigem Gestein. Die Installation der Sensoren vor Ort sollte so gut wie möglich erfolgen, um Fehlmessungen und Missinterpretationen zu vermeiden.
Dies beinhaltet, dass
 - a) die Sensoren an für die Messstelle repräsentativen Messpunkten installiert werden,
 - b) die Sensoren in der richtigen Tiefe eingebracht werden,

- c) die Sensoren tatsächlich die Bodeneigenschaften erfassen (und nicht andere Eigenschaften wie z. B. von Luft),
- d) Sensoren soweit es irgendwie möglich ist, im ungestörten Boden installiert werden.
- e) die Kabelführung im Boden so gestaltet wird, dass es nicht zu Verfälschungen durch Wasser, das entlang dem Kabel in den Boden eindringt, kommen kann.

In diesem Zusammenhang muss darauf hingewiesen werden, dass Fehler, die bei einer unkorrekten Installation gemacht werden, andere Fehler (z. B. Ungenauigkeiten des Messfühlers, siehe oben) bei weitem übersteigen können. Auf jeden Fall sollte eine detaillierte Dokumentation der Installation der einzelnen Sensoren eine mögliche Fehlersuche und korrekte Interpretation der gewonnenen Messdaten erleichtern.

Tabelle 7.1: Messmethoden zur Bodenfeuchtemessung

| Messmethode | Prinzip Funktionsweise | Vorteile (+) und Nachteile (-) |
|---|---|---|
| Gravimetrie (Wägemethode) | Differenz des Bodengewichts zwischen feuchtem und trockenem Zustand | + sehr genau + günstig - nur für Labor - destruktiv - zeitintensiv - nicht kontinuierlich |
| Zeitbereichs-Reflektometrie (Time Domain Reflectometry, TDR) | Dielektrizitätskonstante der Probe hat empirische Relation zum volumetrischen Wassergehalt. Misst Laufzeit elektromagnetischer Pulse im Boden. | + genau + schnell - Kalibrierung nötig - Einfluss von Salzgehalt - teuer |
| Frequenzbereichs-Reflektometrie (FDR) | Dielektrizitätskonstante der Probe hat empirische Relation zum volumetrischen Wassergehalt. FDR misst bei verschiedenen Frequenzen, | + genau - häufige Kalibrierung nötig - Einfluss von Salzgehalt |
| kapazitive Messung | Dielektrizitätskonstante der Probe hat empirische Relation zum volumetrischen Wassergehalt. Kapazitive Messung misst Ladezeit eines Kondensators, der die Probe als Dielektrikum nutzt. | + günstig - Einfluss von Salzgehalt - ungenau bei hoher Feuchte - ortsspezifische Kalibrierung nötig |
| thermische Leitfähigkeit Wärmeflux-Sensor | Sonde mit einem Heizstab und einem Temperatursensor misst Temperaturanstieg nach einem Wärmepuls in kurzer Distanz. Dies steht im Bezug zur volumetrischen | - Bodendichte muss bekannt sein - nur für quellfestes Material |

| | | |
|---|---|---|
| | Wärmekapazität (und daher Feuchtegehalt) der Probe. | |
| magnetisches Verfahren | kernmagnetische Resonanz der Wasserstoffatome | - nur für Labor - destruktiv - teuer |
| Mikrowellen-Messung | Verstimmung eines Mikrowellensensors, abhängig von der Feuchte | + sehr genau - Kalibrierung nötig - teuer |
| Mikrowellen-Satellitenmessung | Rückstreuung als Funktion der dielektrischen Eigenschaft des Bodens (abhängig vom Wassergehalt); 0,5 – 2 cm Eindringtiefe | + flächige Abdeckung + nicht invasiv - ungenau - nur oberste cm - keine Messung bei Vegetation, Schnee, etc. - teuer |
| Radiometrie 1 Neutronen-Streuung | Wechselwirkung des feuchten Materials mit radioaktiver Strahlung. Schnelle Neutronen werden durch Wasserstoffkerne im Boden gebremst. | + genau + Profilmessung möglich + schnell - Messung erst ab 30 cm - strikte Auflagen, Sicherheitsrisiken - schlechte Akzeptanz - teuer |
| Radiometrie 2 Gammastrahlen-Dämpfung | Streuung und Absorption von Gammastrahlung abhängig von der Dichte (und daher Feuchte) des Materials | - strikte Auflagen, Gefahr - schlechte Akzeptanz - teuer |
| Impedanz-Spektroskopie | Dielektrizitätskonstante der Probe hat empirische Relation zum volumetrischen Wassergehalt. Bestimmung des Real- und Imaginärteils der Dielektrizitätskonstante und physikalisch/mathematische Signalverarbeitung | + unabhängig von Bodenart + genau - viele Untersuchungen zur Entwicklung der Signalbearbeitung nötig, kaum Erfahrung im Feld - Entwicklung sehr teuer, nachher günstig |
| Cosmic Ray Neutronen-Dämpfung | Bestimmung der Neutronen-Dämpfung der kosmischen Strahlung durch den Boden, was vom Wassergehalt abhängt. Misst flächige Mittel (über einige Dutzend Quadratmeter), wobei das Messgerät auf dem Boden steht und nicht eingegraben wird. | wenige Erfahrungen, Neuentwicklung mit Tests in USA |

Quelle: Stehrenberger und Huguenin-Landl (2016)

7.1.3 Elektrische und elektronische Störeffekte

7.1.3.1 Allgemeine Bemerkungen

Da die dielektrische Leitfähigkeit eines Mediums als komplexe Zahl zu interpretieren ist, gibt es einen realen und einen imaginären Teil dieser Zahl. Der reale Teil beschreibt die Energiespeicherung des dielektrischen Mediums, in unserem Fall des Bodens, der imaginäre Teil der Zahl beschreibt den Energieverlust der elektromagnetischen Welle im Medium. Die Genauigkeit eines Bodenfeuchtesensors, der die dielektrische Leitfähigkeit misst, hängt nun von der Fähigkeit des Sensors ab, diese reale Komponente von der imaginären Komponente der dielektrischen Leitfähigkeit zu trennen.

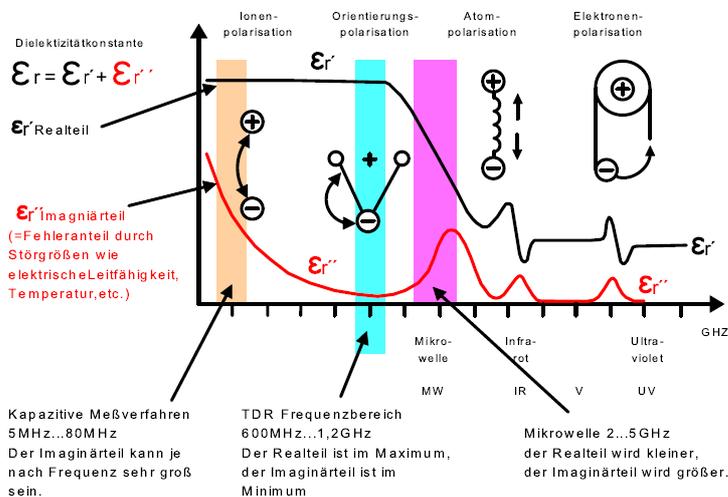


Abbildung 7.1: Physikalische Gegebenheiten in Wasser bei verschiedenen Messtechnologien in unterschiedlichen Frequenzspektren

Quelle: Gimper (2010), Seite 13

Diese etwas kryptische Beschreibung soll nur den elektronischen Hintergrund einer exakten Messung der dielektrischen Leitfähigkeit erklären. Dafür ist im Normalfall der Hersteller einer Bodenfeuchtesonde verantwortlich. Er muss darauf achten, dass alle Sensoren des gleichen Typs auch dasselbe messen. Diese Reproduzierbarkeit der Messergebnisse gilt nicht nur für mehrere Sensoren, sondern ist auch für einen einzigen Sensor relevant. Wenn sich die Bedingungen im Boden nicht ändern, sollte ein und derselbe Sensor immer dieselben Werte zeigen.

Für den Benutzer der Sensoren sind aber auch noch weitere Faktoren wichtig. Neben der Benutzerfreundlichkeit und Anwendbarkeit der Sensoren für den angestrebten Zweck, stellt sich beim Kauf der Sensoren auch die Frage, inwieweit die Bodenfeuchtemessung noch von anderen Faktoren beeinflussbar ist. Neben dem Salzgehalt des Bodens, der die Leitfähigkeit des Bodens verändern kann, ist es vor allem die Temperatur des Bodens bzw. des Wassers im Boden, die eine wichtige Rolle bei der Bodenfeuchtemessung spielen kann.

Der Salzgehalt des Bodens spielt in unseren Breiten eine eher untergeordnete Rolle. Auf jeden Fall sind Sensoren, die auf einer niedrigeren Frequenz arbeiten, empfindlicher gegenüber dem Salzgehalt als Sensoren, die auf einer höheren Frequenz arbeiten.

Die Messergebnisse der Sensoren sollten so wenig wie möglich von der Temperatur abhängen. Die dielektrische Leitfähigkeit des Bodenwassers ist aber sehr wohl temperaturabhängig. Da Sensoren diese Abhängigkeit oft nicht direkt kompensieren können (für diesen Zweck muss vom Sensor parallel die Bodentemperatur gemessen werden), sollte zumindest im Nachhinein dieser Effekt berücksichtigt werden. Manche Hersteller liefern konkrete Korrekturformeln, um diese Temperaturabhängigkeit zu kompensieren. In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass bei Bodentemperaturen rund um 0 °C und darunter für die Bodenfeuchtemessung mittels dielektrischer Leitfähigkeit gänzlich andere Bedingungen herrschen als bei höheren Temperaturen, da die dielektrische Leitfähigkeit von Eis deutlich niedriger ist als die von Wasser. Dadurch kommt es beim Gefrieren im Boden zu einer sprunghaften Abnahme und beim Wiederauftauen zu einem sprunghaften Anstieg des gemessenen Bodenfeuchtwertes.

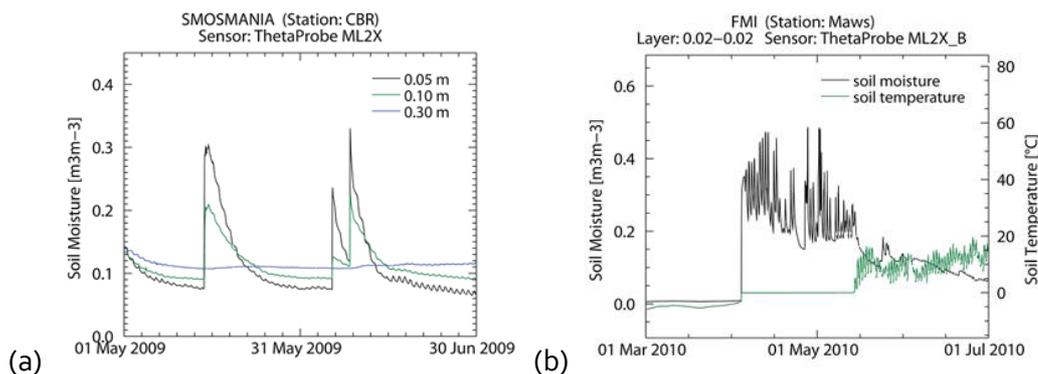


Abbildung 7.2: (a) Temperaturabhängigkeit der Bodenfeuchtemessung in verschiedenen Messtiefen und (b) Registrierung der Bodenfeuchte bei gefrorenem Boden und häufig hintereinander folgenden Tauzyklen

Quelle: Dorigo et al. (2013)

7.1.3.2 Fehlerarten (nach Dorigo et al. (2013))

Dorigo et al. (2013) beschreiben vier Fehlerarten, die in Abbildung 7.3 dargestellt sind und nachfolgend beschrieben werden.

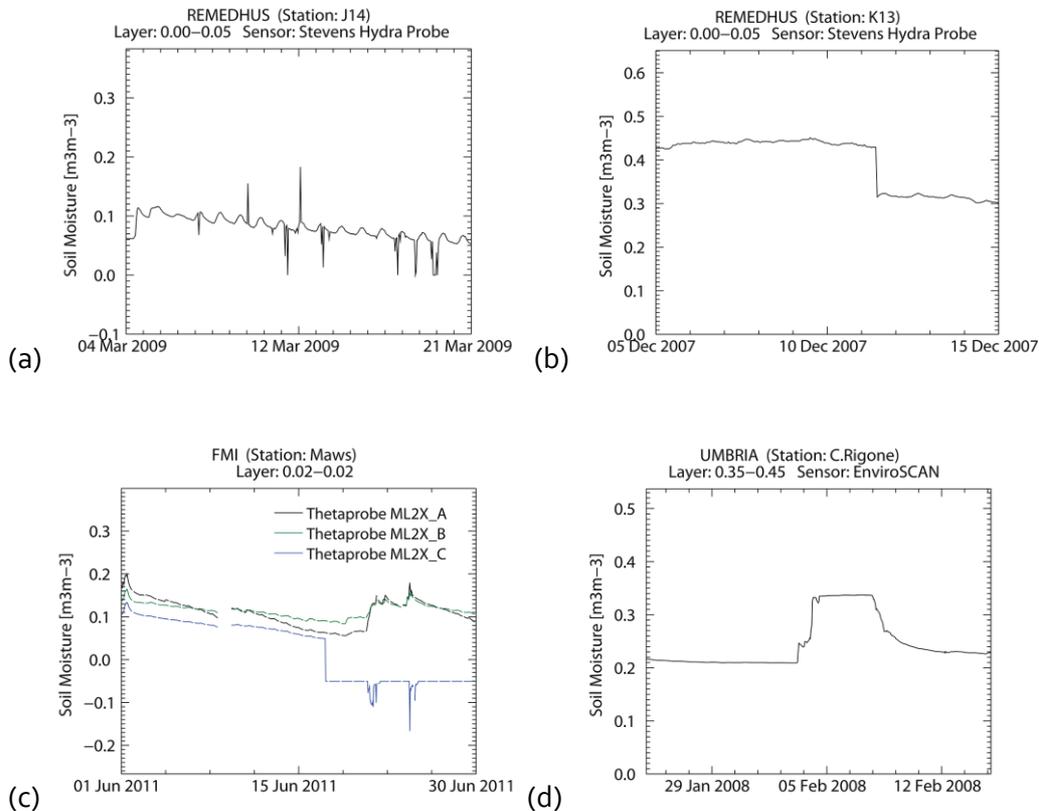


Abbildung 7.3: Fehlerarten: (a) Spitzen in der Messkurve, (b) Bruch in der Messkurve, (c) Ausfall des Sensors, (d) Erreichen eines „Sättigungssignals“ beim Sensor

Quelle: Dorigo et al. (2013)

7.1.3.2.1 Spitzen in der Messkurve

Diese sind Abweichungen von der restlichen Messkurve vor und nach dem betreffenden Zeitintervall. Sie sind bezüglich des Zeitpunkts ihres Auftretens zumeist nicht vorhersehbar. Die Größe dieser Abweichungen (Spitzen) kann stark variieren. Die Ursache dafür liegt oft in einem kurzzeitigen Sensorversagen oder einer reduzierten Spannungsversorgung.

7.1.3.2.2 Brüche in der Messkurve

Dies sind plötzliche Zu- oder Abnahmen in der Messkurve, die oft von einem Zeitpunkt zum anderen auftreten. Die Ursache kann in einer reduzierten Stromversorgung des Sensors, aber

auch in einer plötzlichen Änderung der Umweltbedingungen liegen. Im Gegensatz zu den Messspitzen verharren die Messwerte aber auf dem Niveau und springen nicht sofort wieder zurück. Allerdings ist es oft nicht einfach zu entscheiden, bei welchem Niveau des Messwerts es sich nun tatsächlich um das korrekte handelt.

7.1.3.2.3 Konstant niedrige oder hohe Werte

Für die Registrierung eines über einen längeren Zeitraum konstanten Wertes der Bodenfeuchte gibt es mehrere Möglichkeiten:

- Frostperioden
- Längere Sensorausfälle
- Erreichen des oberen Limits des Messbereichs eines Sensors

7.1.3.2.4 Weitere Fehlerquellen

Diese können verschiedenster Natur sein. Aus diesem Grund werden sie nur beispielhaft aufgezählt:

- Künstlich verursachter „preferential flow“ durch Fehler bei der Installation (siehe weiter oben im Text) - der Sensor misst korrekt, der Messwert entspricht aber nicht den Bodenfeuchteverhältnissen der Umgebung
- Systematische Unterschiede zwischen Messwert und tatsächlichen Bodenfeuchteverhältnissen wegen falscher Kalibrierung oder Nicht-Repräsentativität des Messpunktes
- Sensordrift, die keiner allmählichen Änderung der Bodenfeuchteverhältnisse entspricht. Diese können durch eine Oxidierung der Sensorstäbe, eine Zunahme des Salzgehalts des Bodens, Verdichtung des Bodens etc. verursacht werden.

7.2 Plausibilität, Lücken – Datenrekonstruktion (u. a. Vergleiche Niederschlag-Wassergehalt)

Die beste Qualitätssicherung von Beobachtungsdaten geschieht normalerweise über visuelle Kontrolle. Bei größeren Datensätzen ist dies aber sehr zeitaufwendig oder praktisch unmöglich. Daher ist es oft unumgänglich, die Plausibilität der Daten automatisiert zu überprüfen und unplausible bzw. falsche Messwerte zu kennzeichnen, damit diese für die weitere Datenauswertung nicht mehr in Betracht gezogen werden.

7.2.1 Datenüberprüfung

Für die Überprüfung von Bodenfeuchtwerten gibt es nach Dorigo et al. (2013) mehrere Möglichkeiten.

7.2.1.1 Überprüfung der Plausibilität anhand von Grenzwerten

Dies ist eine sehr simple Methode, bei der überprüft wird, ob die Messwerte innerhalb eines vorgegebenen Bereichs zu liegen kommen. Messwerte außerhalb des gewählten Bereichs werden als „nicht plausibel“ gekennzeichnet und bei der weiteren Analyse nicht berücksichtigt. Die Schwierigkeit bei dieser Methode liegt nicht in deren Anwendung, sondern in der Definition der Grenzwerte.

Dorigo et al. (2013) geben einen einzigen Bereich von 0 - 60 Vol.-% Bodenfeuchte für ihre gesamten Daten an, in dem die Bodenfeuchtwerte zu liegen haben. Da sie kein Detailwissen über die jeweiligen Bodeneigenschaften der Standorte haben, verwenden sie einen einzigen Schwellwertbereich.

Physikalisch korrekt wäre allerdings als oberen Grenzwert das Porenvolumen des betreffenden Bodens zu verwenden. Falls keine Messungen des Porenvolumens verfügbar sind, kann man diese auch oft aus Tabellen für die jeweiligen Bodenarten abschätzen. Gartner et al. (2018) liefern z. B. eine solche Tabelle für die österreichischen Bodenarten (Tabelle 7.2). Der Nachteil bei diesen tabellarischen Angaben liegt darin, dass sie nur grobe und mittlere Schätzwerte liefern können und daher für spezifische Fälle oft nicht aussagekräftig genug sind.

Tabelle 7.2: Mittlere Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität, Feldkapazität und Gesamtporenvolumen in Abhängigkeit von Bodenart nach österreichischer Bodensystematik (ÖBS) und Trockenrohdichtestufen (ρ_t) nach DIN4220

| Bodenart nach ÖBS Kurzzeichen | Luftkapazität als Volumenanteil in % | | | Nutzbare Feldkapazität als Volumenanteil in % | | | Feldkapazität als Volumenanteil in % | | | Gesamtporenvolumen als Volumenanteil in % | | |
|---|--|-------------|---------------|--|-------------|---------------|--|-------------|---------------|--|-------------|---------------|
| | ρ_{t1+2} | ρ_{t3} | ρ_{t4+5} | ρ_{t1+2} | ρ_{t3} | ρ_{t4+5} | ρ_{t1+2} | ρ_{t3} | ρ_{t4+5} | ρ_{t1+2} | ρ_{t3} | ρ_{t4+5} |
| | Trockenrohdichte in Stufen | | | | | | | | | | | |
| S | 24 | 20 | 16 | 20 | 18 | 16 | 27 | 23 | 20 | 47 | 43 | 36 |
| uS | 15 | 12 | 8 | 26 | 23 | 21 | 38 | 31 | 28 | 50 | 43 | 36 |
| IS | 17 | 13 | 9 | 23 | 20 | 18 | 36 | 30 | 27 | 49 | 43 | 36 |
| tS | 21 | 17 | 12 | 18 | 15 | 12 | 31 | 26 | 22 | 48 | 43 | 34 |
| U | 11 | 7 | 3 | 28 | 25 | 22 | 41 | 37 | 35 | 48 | 44 | 38 |
| sU | 11 | 8 | 4 | 27 | 24 | 22 | 40 | 35 | 33 | 48 | 43 | 37 |
| IU | 12 | 7 | 4 | 23 | 20 | 18 | 40 | 36 | 34 | 47 | 43 | 38 |
| sL | 15 | 10 | 7 | 21 | 17 | 14 | 39 | 33 | 29 | 49 | 43 | 36 |
| L | 10 | 6 | 5 | 17 | 14 | 11 | 43 | 37 | 32 | 49 | 43 | 37 |
| uL | 9 | 6 | 3 | 18 | 15 | 13 | 43 | 37 | 35 | 49 | 43 | 38 |
| sT | 11 | 9 | 6 | 17 | 14 | 11 | 44 | 34 | 31 | 53 | 43 | 37 |
| IT | 7 | 5 | 4 | 16 | 13 | 11 | 46 | 40 | 34 | 51 | 45 | 38 |
| T | 4 | 4 | 3 | 15 | 13 | 12 | 49 | 42 | 35 | 53 | 46 | 38 |

ÖBS...Österreichische Bodensystematik

Quelle: nach Gartner et al., (2018)

7.2.1.2 Überprüfung der Konsistenz der Bodenfeuchtwerte mit anderen Messparametern

Eine zusätzliche Möglichkeit der Überprüfung der Plausibilität stellt der Vergleich mit anderen Messparametern wie Niederschlag oder Bodentemperatur dar.

Im Prinzip ist es sehr einleuchtend, dass sich ein Niederschlagsereignis in der Feuchte im Boden auswirken sollte. Es gibt in diesem Zusammenhang aber zahlreiche Fallstricke. Kommt es zu einem Niederschlagsereignis und die Bodenfeuchte ändert sich nicht, kann es sein, dass die Intensität zu gering war, damit der Niederschlag den Boden erreichen kann. Abhängig von Vegetation und Lufttemperatur sind die Mengen, die notwendig sind, um den Boden zu erreichen, recht unterschiedlich. Selbst wenn das Niederschlagswasser den Boden erreicht, kann es oberflächlich abfließen oder direkt von der Bodenoberfläche verdunsten, sodass sich für den Sensor im Boden auch hier keine Änderung ergibt. Umgekehrt ist auch eine Zunahme der Bodenfeuchte denkbar, wenn sich der laterale Zufluss von Wasser im Boden erhöht. Daraus ergibt sich, dass eine automatisierte Überprüfung der Plausibilität von Bodenfeuchtwerten oft nicht einfach und häufig von der Erfahrung mit den lokalen Gegebenheiten abhängig ist.

Falls Bodentemperaturdaten verfügbar sind, können diese auch zur Überprüfung der Bodenfeuchtwerte herangezogen werden. Dies gilt vor allem für das Erkennen von Frostereignissen im Boden, die sich bei Messung der Bodenfeuchte über die dielektrischen Eigenschaften des Bodens in Fehlmessungen äußern können.

7.2.1.3 Überprüfung der Schwankung einzelner Messwerte mittels spektrumbasierter Lösungsansätze

Standardmäßige Verfahren der Detektion von Messspitzen, wie sie z. B. von der „EuroGOOS DATA-MEQ“ Arbeitsgruppe empfohlen werden (DATA-MEQ (2010)) können bei der Bodenfeuchtemesskurve oft nicht angewendet werden, da es bei Niederschlägen zu einem raschen Ansteigen des Messwertes kommen kann und solche Ereignisse fälschlicherweise als Fehler gekennzeichnet würden. Dorigo et al. (2013) haben daher eigene Verfahren für die Messspitzenerkennung und andere Fehlerarten entwickelt und angewendet, um die umfangreichen Datensätze des International Soilmoisture Networks (ISMN) automatisiert prüfen zu können. Solche Methoden sind wichtig, um vermeintlich fehlerhafte Daten zu kennzeichnen und in der weiteren Auswertung nicht mehr zu berücksichtigen.

7.2.1.4 Möglichkeiten der Datenrekonstruktion von Bodenfeuchtereihen

Für zahlreiche Anwendungen insbesondere für Modelle sind lückenlose Datensätze wünschenswert bzw. notwendig. Damit wird das Füllen von Datenlücken, die durch nicht gemessene Bodenfeuchtwerte oder Fehler (Kapitel 7.1) auftreten, notwendig. Aufwand und Komplexität einer solchen Datenrekonstruktion steigen mit zunehmender Länge der Datenlücke bzw. mit abnehmendem Messintervall. Die Rekonstruktion wird vor allem dadurch erschwert, dass die Bodenfeuchtemesskurve, wie schon erwähnt, oft keine glatte

Kurve ist, sondern bei stärkeren Niederschlags- oder Schneeschmelzereignissen abrupte Anstiege aufweisen kann, die häufig nicht einfach zu modellieren sind.

Handelt es sich bei den Datenlücken um einzelne oder nur wenige Werte und gibt es während dieser Lücke keinen nennenswerten Niederschlag, ist eine lineare Interpolation der Werte zwischen dem letzten und dem ersten wieder korrekten Wert die einfachste Methode, um diese Lücken zu schließen.

Hat man eine länger andauernde Lücke vor sich, kann die Bodenfeuchte womöglich aus Werten anderer Bodenhorizonte errechnet werden. Voraussetzungen dafür sind, dass es genug parallele Messungen in beiden Bodenhorizonten gibt und der Zusammenhang der Messwerte straff genug ist, sodass man davon ausgehen kann, dass eine Rekonstruktion der fehlenden Werte erfolgreich sein kann. Dasselbe gilt natürlich auch für Bodenfeuchtedaten eines anderen Bodenprofils, das sich in der Nähe des betreffenden Bodenprofils befindet. Hier kommt allerdings dazu, dass die räumliche Distanz zwischen den beiden Bodenprofilen nicht allzu groß sein darf, da ansonsten die örtlichen Niederschlagsverhältnisse zu stark voneinander abweichen können, und daher eine einfache Übertragung der Daten nicht mehr möglich ist.

Sind Vergleichsdaten zu den betreffenden lückenhaften Bodenfeuchtemessungen nicht vorhanden oder liegen vergleichbare Bodenfeuchtemesspunkte zu weit weg, ist eine Rekonstruktion der Daten schwierig bzw. aufwendig. In diesem Fall kann man versuchen, mittels statistischer Modelle (z. B. Kornelsen und Coulibaly, (2014)) oder einfacheren Wasserhaushaltsmodellen zum Ziel zu kommen. Voraussetzung dafür ist allerdings, dass auch die notwendigen Eingangsdaten zur Verfügung stehen. Pan (2012) benötigt z. B. nur Niederschlagsdaten, die normalerweise auch für die Datenlücke der Bodenfeuchtezeitreihe zur Verfügung stehen. Allerdings kann das Modell nur für Tageswerte und eine oberflächennahe Bodenschicht verwendet werden. Hörmann (1997) benötigt mehr meteorologische Eingangsdaten. Sein Modell ist, wieder der Name SIMPEL schon suggeriert, relativ einfach. Noch deutlich komplexere Wasserhaushaltsmodelle wie SIMWASER (Stenitzer (1988)) oder BROOK90 (Federer et al. (2002)) sind für die Aufgabe der Lückenfüllung sehr aufwendig und werden wegen der erforderlichen Eingangsdaten oft nicht verwendet.

7.3 Ermittlung von Ergebnis- und Profilzeitreihen

Nachdem in den Rohdaten diverse Fehlmessungen gekennzeichnet und korrigiert bzw. fehlende Messungen mit plausiblen Werten ergänzt wurden, kann man daran gehen, die

Zeitreihen zu Ergebniszeitreihen zusammenzustellen. Dabei ist es von Vorteil, wenn bei jedem Punkt in der Zeitreihe nachvollziehbar ist, ob es sich um einen originalen Messwert, einen nachträglich korrigierten Wert oder um einen ergänzten Wert handelt. Damit wird gewährleistet, dass die Herkunft der einzelnen Messwerte zu jedem Zeitpunkt nachvollziehbar bleibt und die Qualität der gesamten Zeitreihe gut überprüfbar ist. Zu diesem Zweck ist es allerdings erforderlich, parallel zu jedem Messwert ein Qualitäts-Flag (Zeichen) mitzuführen, das darüber Auskunft gibt, wie der Wert zustande gekommen ist. Damit lässt sich gut prüfen, ob eine Ergebniszeitreihe mehrheitlich aus korrigierten bzw. ergänzten Werten besteht oder nicht.

Oft ist es aber so, dass es aus Speicher- und Aufwandsgründen nicht möglich ist, diese Qualitäts-Flags bei allen Messungen mitzuführen. In diesem Fall sollten zumindest die originalen Rohdaten aufbewahrt werden, um nachträglich feststellen zu können, welche Änderungen an den Daten vorgenommen wurden.

Bei Bodenfeuchtemessungen ist es meistens der Fall, dass man nicht eine einzige Ergebniszeitreihe mit Bodenfeuchtwerten vor sich hat, sondern mehrere Zeitreihen, die zu einem Bodenprofil gehören. Als Beispiel dafür ist in der Abbildung 7.4 ein Ausschnitt mehrerer Bodenfeuchtezeitreihen eines Bodenprofils der Monitoringfläche Mürzzuschlag des Bundesforschungszentrums für Wald (BFW) dargestellt. Die Bodenfeuchte wurde in 15, 30 und 60 cm Tiefe gemessen. Der Ausschnitt zeigt die Messergebnisse für die Monate Juni und Juli 2018. Zum besseren Verständnis wurden auch die Niederschlagswerte der nahegelegenen Wetterstation des BFW hinzugefügt.

Deutlich zu erkennen ist, dass sich nur intensive Niederschlagsereignisse (Stundenwerte > 10 mm) nennenswert auf das im Boden vorhandene Wasser auswirkten. Das länger andauernde, dafür aber weniger intensive Niederschlagsereignis am 28. Juni 2018 brachte gerade noch eine Erhöhung der Bodenfeuchte in 15 cm Tiefe. Sehr deutlich zu erkennen ist aber auch der tägliche Wasserverbrauch des Bestandes vor allen in der obersten Messkurve (15 cm), wo die täglich auftretenden Stufen (Abnahme der Bodenfeuchte durch Wasserverbrauch untertags, stationäre Bedingungen während der Nacht) sehr schön sichtbar sind.

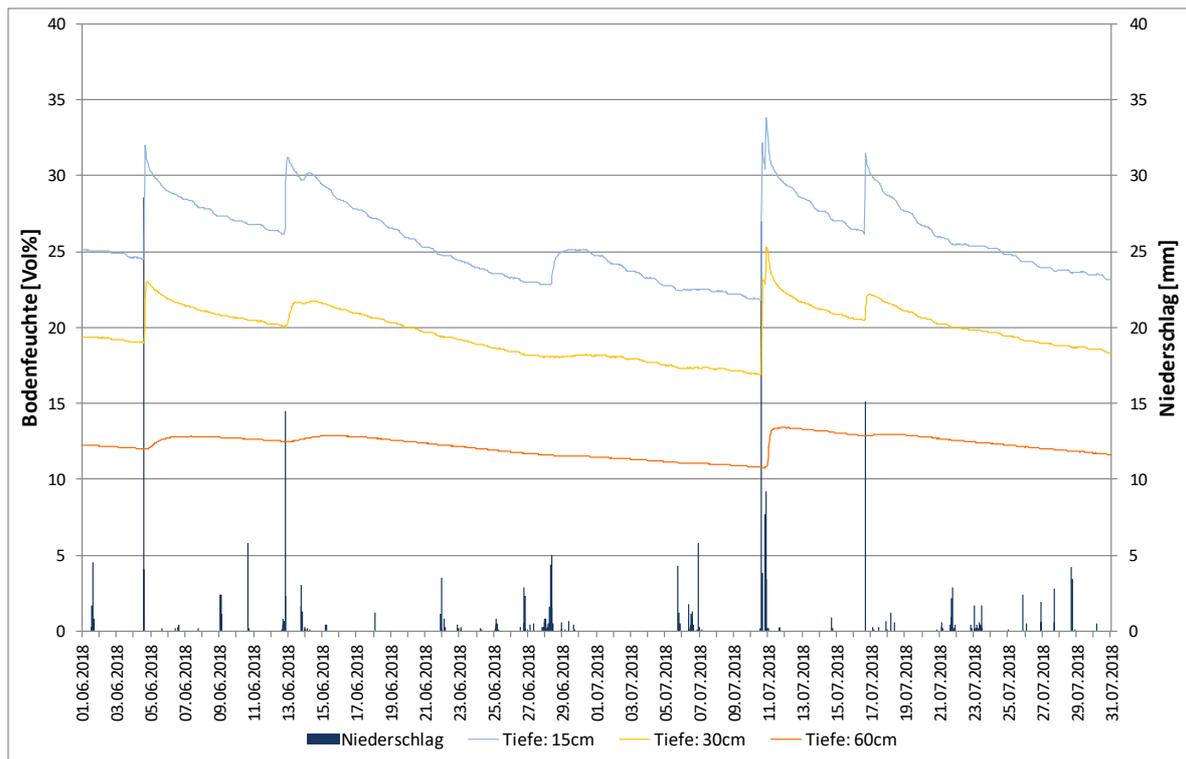


Abbildung 7.4: Beispiel für einen Ausschnitt aus einer Profilzeitreihe mit Bodenfeuchtemessungen in 15, 30 und 60 cm Tiefe auf der Monitoringfläche Müzzzuschlag (Bodenprofil 1) gemeinsam mit dem in unmittelbarer Nähe erfassten Niederschlag.

Quelle: BFW

Im Idealfall gibt es für jeden ausgewiesenen Bodenhorizont zumindest eine Bodenfeuchtezeitreihe. Geht man davon aus, dass im jeweiligen Horizont ähnliche Bodenfeuchtebedingungen herrschen, kann man die Messwerte mit der Dicke des jeweiligen Bodenhorizonts gewichten und so das gesamte vorhandene Wasser im Bodenprofil abschätzen. Man erhält damit eine Zeitreihe des im Bodenprofil vorhandenen Wassers. Sind mehrere Messreihen pro Horizont vorhanden, muss für jede einzelne Messreihe der Bodenbereich festgelegt werden, für den die jeweilige Messung Gültigkeit hat. Die Bodenfeuchtwerte werden mit der Dicke der Bodenschicht, in der sie gelten, gewichtet, um den Wassergehalt in den betreffenden Bodenschichten zu erhalten.

Bei Kenntnis der bodenphysikalischen Eigenschaften (wie Feldkapazität und nutzbare Feldkapazität) der jeweiligen Bodenhorizonte ist eine sehr gute Einordnung der vorherrschenden Bodenfeuchtebedingungen (z. B. liegen Stressbedingungen vor oder nicht) möglich.

Solche durchgängigen, mit Niederschlag und anderen Umweltparametern im Einklang stehenden Profilzeitreihen stellen die Basis für weitere Auswertungen bzw. Modellanwendungen dar.

7.3.1 Ergebniszeitreihen: Soil Water Index (SWI), Wassermengen, Matrixpotenzialgradienten

SWI-Werte sind auf die nutzbare Feldkapazität bezogene Wassergehalte. Dafür wird die für die Messtiefe und Wassergehaltszeitreihe zugehörige Feldkapazität und der Welkepunkt benötigt. Um etwaige Messungenauigkeiten (z. B. Stein bei Sensorstäben) zu kompensieren, wird die Feldkapazität nach der 3-Tagesmethode aus den Messdaten ermittelt: sie ist gemäß BAW-IKT-Petzenkirchen jener Wassergehalt, welcher sich drei Tage nach Vollsättigung des Bodens einstellt. Für die Welkepunktermittlung werden Tabellen herangezogen (oder Tabelle 70 der bodenkundlichen Kartieranleitung), wobei die erforderlichen Informationen über die Bodenart und Lagerungsdichte aus den Laboruntersuchungen vorliegen.

Die Wassermenge (Sensorwassermenge) in einem Bodensäulchen ermittelt sich aus der Multiplikation des volumetrischen Wassergehalts (in %) mit der Höhe des Bodensäulchens in dm. Die für den jeweiligen Sensor maßgeblichen Bodensäulchenhöhen werden aus Abstandshalbierungen ermittelt, welche – zumeist bei den beiden obersten Sensoren – von der AB-Horizontgrenze korrigiert werden.

Der Matrixpotenzialgradient errechnet sich aus der Differenz (tieferes – höheres Matrixpotenzial (hPa))/Abstand(cm) + 1. Treten in einem der beiden Subtrahenden negative Matrixpotenziale, also Staunässe, auf, kann der Gradient 1 gesetzt werden. Es empfiehlt sich, beide Versionen – mit und ohne 1-Setzung – parallel zu speichern, da die Matrixpotenzialmessung in den niedrigen, für Versickerungsvorgänge erforderlichen Messbereichen, oft unsicher ist.

Gradientennulllinien sind Zeitreihen jener Profiltiefen, in denen der Wert des Wasserspannungsgradienten null ist und alle darüberliegenden Gradienten negativ und alle darunterliegenden positiv sind: Profilwasserscheiden. Sie werden aus den Gradienten i1-2 und i2-3 (*NUL13) und aus den Gradienten i2-3 und i3-4 (*NUL24) berechnet.

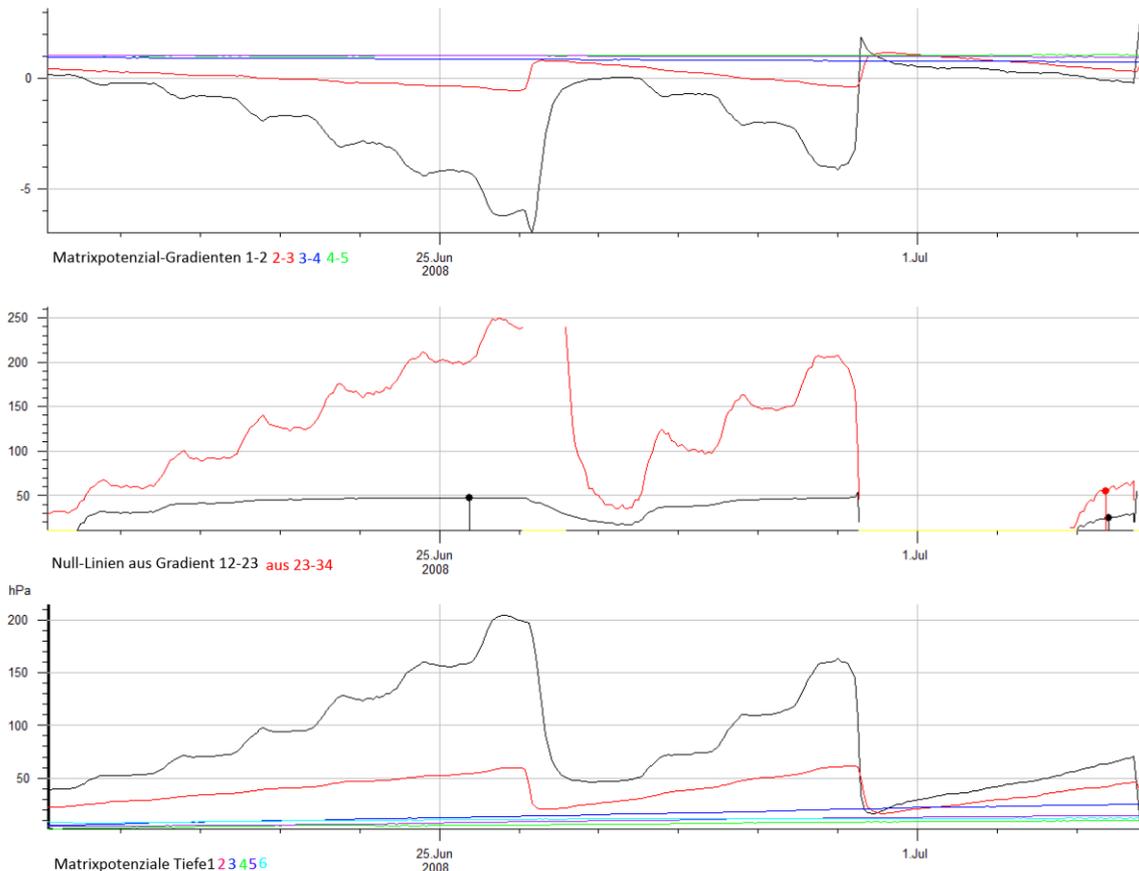


Abbildung 7.5: UZ-Gradienten (oben), Nulllinien (Mitte) und Matrixpotenziale (unten)

Quelle: aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

7.3.2 Profilzeitreihen

Durch Aufsummieren der Sensorwassermengen ergeben sich **Profilwassermengen**. Es empfiehlt sich zusätzlich zur Ermittlung der Gesamtprofilwassermenge auch die Wassermenge im durchwurzelten Bereich und jene im Bereich unterhalb der Durchwurzelungstiefe zu ermitteln. Die Wassermenge im durchwurzelten Bereich entspricht der Feldkapazität in EBOD. Die Gesamtprofilwassermenge wiederum ist für Bilanzierungsüberlegungen maßgeblich.

Auch für SWI-, Temperatur- und Matrixpotenzial-Zeitreihen sind Profilzeitreihen eine nützliche Zusammenfassung, beispielsweise für Jahrescharakterisierungen. Sie werden jeweils aus sensorabstandgewichteten Mittelungen errechnet, wobei bei der SWI-Mittelung wieder die AB-Horizontgrenzenkorrektur angewendet wird.

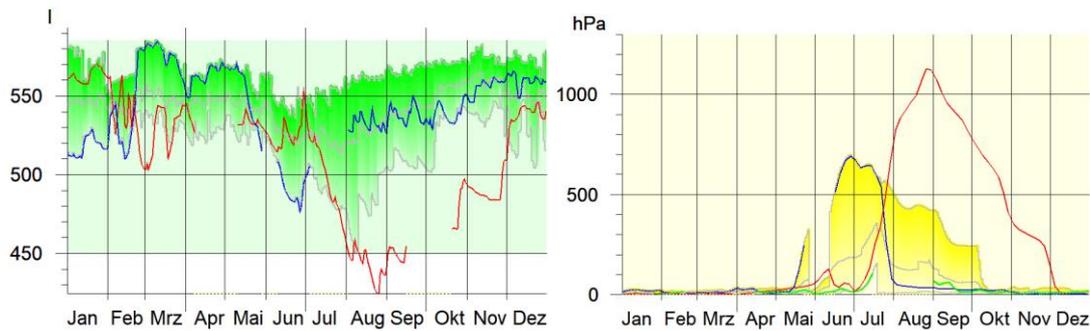


Abbildung 7.6: links: Profilwassermengen im Bodenprofil Pettenbach 2017 (blau) 2018 (rot), Bandbreite 2013-2017 grün; rechts: Unterbodenwasserspannungen (hPa) 2013 (grün), 2017 (blau) und 2018 (rot), Bandbreite 2013-2017 (gelb)

Quelle: aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

Literatur Kapitel 7

DATA-MEQ: Recommendations for in-situ data, Near Real Time Quality Control. DATA-MEQ working group, EG10.19, 2010.

Dorigo, W.A., Xaver, A., Vreugdenhil, M., Gruber, A., Hegyiová, A., Sanchis-Dufau, A.D., Zamojski, D., Cordes, C., Wagner, W., and Drusch, M.: Global Automated Quality Control of In situ Soil Moisture data from the International Soil Moisture Network. In: Vadose Zone Journal, 2013, doi:10.2136/vzj2012.0097.

Federer, C.A.: BROOK 90: A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow. 2002, <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.htm>.

Gartner K., Herzberger E., Reiter R., Englisch M., Leitgeb E.: Kennwerte zum Wasser- und Lufthaushalt österreichischer Böden. In: Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, 2018, 85: 39-56

Gimper, S.: Evaluierung bestehender Messsensoren zur Ermittlung des Matrixpotenzials in Böden, Diplomarbeit an der Fachhochschule Jena, 76 Seiten, 2010.

Hörmann, G.: SIMPEL – ein einfaches, benutzerfreundliches Bodenwassermodell zum Einsatz in der Ausbildung. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 1997, 41(2):67-72.

Kornelson, K., Coulibaly P.: Comparison of Interpolation, Statistical, and Data-Driven Methods for Imputation of Missing Values in a Distributed Soil Moisture Dataset. In: Journal of Hydrological Engineering, 2014, 19, 26-43.

Pan: Estimating Daily Surface Soil Moisture Using a Daily Diagnostic Soil Moisture Equation. In: Journal of Irrigation and Drainage Engineering 2012, 138, 625-631.

Stenitzer, E.: SIMWASER – Ein numerisches Modell zur Simulation des Bodenwasserhaushaltes und des Pflanzenertrages eines Standortes. In: Mitteilung Nr. 31, Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 3252 Petzenkirchen, 1988, 203 S.

Strehrenberger E., Huguenin-Landi, B.: Evaluation Bodenfeuchtemessnetze. Meteotest, 3012 Bern. Im Auftrag Bundesamt für Umwelt BAFU, Abteilung Boden und Biotechnologie, 2016, 59 Seiten.

8 Ermittlung des Bodenwasserstatus und der Sickerwassermengen: Methoden und ihre Grenzen

8.1 Definition des Bodenwasserstatus

Reinhard Nolz

Der Bodenwasserstatus kann durch die Zustandsgrößen Wasseranteil θ oder Matrixpotenzial ψ_m beschrieben werden (Hillel, 1998). Beide Größen können mittels Bodenwassersensoren im Feld gemessen werden. Durch die kontinuierliche Aufzeichnung der Messdaten werden Änderungen des Bodenwasserstatus ermittelt. Werden θ und ψ_m gleichzeitig und in mehreren Tiefen des Bodenprofils gemessen, so kann auch auf die Wasserbewegung geschlossen werden. Dadurch können einzelne Bodenwasserbilanzkomponenten bilanziert werden.

8.2 Erstellung von Feld-pF-Kurven und Ableitung von k_U -Kurven

Reinhard Nolz, Johann Fank

Werden Wasseranteil θ und Matrixpotenzial ψ_m simultan gemessen, so kann daraus die Bodenwassercharakteristik abgeleitet werden (Dirksen, 1999). Diese wird in Form einer Feld-pF-Kurve dargestellt, wobei die zeitlich simultanen Messwerte zu Wertepaaren zusammengefasst werden. Wenn unterschiedliche Beziehungen zwischen Be- und Entwässerungskurven vorliegen, spricht man von Hysterese. Diese kann durch Messdaten generell erfasst werden, wobei die Parametrisierung der Funktionen oft eine große Herausforderung ist. Zur vereinfachten Darstellung und Beschreibung der Prozesse werden in den Felddaten daher oft nur Entwässerungsphasen herangezogen. Phasen, in denen θ ansteigt, werden somit gefiltert und Hystereseseffekte ausgeschlossen. Üblicherweise wird θ auf der x-Achse aufgetragen und ψ_m auf der logarithmisch skalierten y-Achse. ψ_m wird oft als pF-Wert angegeben, der der dekadische Logarithmus jenes Zahlenwerts ist, der sich für den Betrag der Matrixpotenzialhöhe in der Einheit cm-Wassersäule ergibt (Tabelle 8.1).

Vereinfacht werden hier die Zahlenwerte des Druckes als ganze Zahlen angegeben, wobei eine Wassersäule von zum Beispiel -10 000 cm einem Wert von 9 807 hPa entsprechen würde.

Tabelle 8.1: Umrechnung verschiedener Einheiten zur Angabe des Matrixpotenzials ψ_m

| pF | hPa / cm WS | kPa | bar |
|----|-------------|--------|-------|
| 4 | -10 000 | -1 000 | -10 |
| 3 | -1.000 | -100 | -1 |
| 2 | -100 | -10 | -0,1 |
| 1 | -10 | -1 | -0,01 |

Abbildung 8.1 zeigt Messwerte von Wasseranteil und Matrixpotenzial im Feld. Bei Messungen in der vadosen Zone wird der Messbereich durch die unter natürlichen Bedingungen vorherrschende Bodenwasserdynamik vorgegeben. Die Messungen des Matrixpotenzials sind auf den Messbereich von Matrixpotenzialsensoren eingeschränkt. Tensiometer decken den Bereich von null bis etwa -800 hPa ab. Die für das Beispiel in Abbildung 8.1 verwendeten Sensoren haben einen Messbereich von pF 2 bis pF 4,2 (-100 bis etwa -15 000 hPa).

Um die Bodenwassercharakteristik über die gemessenen Wertepaare hinaus zu extrapolieren, kann ihnen eine Retentionsfunktion angepasst werden. Für die Parametrisierung von Retentionsfunktionen stehen verschiedene empirische Modelle zur Verfügung. Die am häufigsten benutzten Beziehungen sind die nach van Genuchten (1980) und Brooks und Corey (1966). In Abbildung 8.1 wurde das van-Genuchten-Modell an die Datenpunkte angepasst und als Kurve dargestellt. Wenn die Parameter dieses Modells bekannt sind, kann daraus auch die hydraulische Leitfähigkeitsfunktion $k(\theta)$ abgeleitet werden (Mualem, 1976) (Abbildung 8.2).

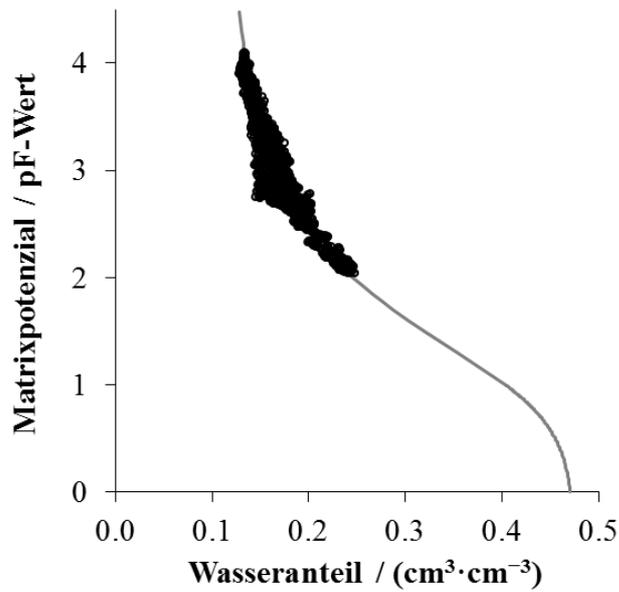


Abbildung 8.1: Die Punkte repräsentieren simultane Messwerte von Wasseranteil und Matrixpotenzial im Feld. Die graue Linie ist eine mittels van-Genuchten-Mualem-Modell angepasste Retentionsfunktion, welche die Bodenwassercharakteristik widerspiegelt.

Quelle: Reinhard Nolz

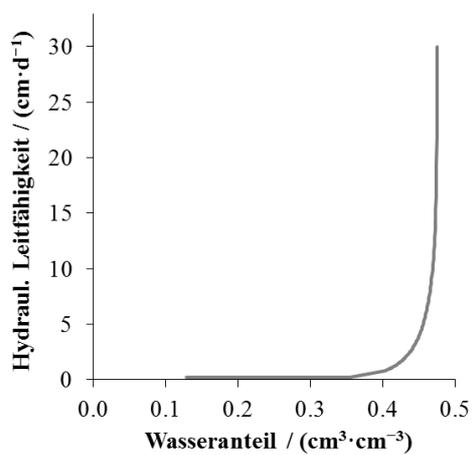


Abbildung 8.2: Hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wasseranteil, berechnet mittels van-Genuchten-Mualem-Parametern

Quelle: Reinhard Nolz

8.3 Ermittlung der Sickerwassermengen

8.3.1 Lysimetermessungen

Johann Fank, Markus Herndl, Georg Leitinger

In einer Rezension von wissenschaftlichen Arbeiten wird von Kohnke et al. (1940) der Terminus „Lysimeter“ erstmals verwendet und zusammenfassend als Instrument zur Untersuchung von Rate, Menge und Zusammensetzung des natürlich durch den Boden strömenden Niederschlagswassers beschrieben. Das Lysimeter wird dabei definiert als ein Behälter, der mit Boden gefüllt ist, der dem natürlichen Niederschlag oder der Bewässerung ausgesetzt ist und der Einrichtungen aufweist, um das Sickerwasser zu sammeln und dessen Menge zu messen. Die Soil Science Society of America (<https://www.soils.org/publications/soils-glossary>, Zugriff 24 Oktober 2018) definiert ein Lysimeter als Gerät zur Messung des Sickerwassers und der Stoffverluste aus einer Bodensäule unter gesteuerten Rahmenbedingungen. Mit dem Lysimeter können zudem der Input (Bewässerung, Niederschlag, Tau etc.) in die und der Output (Evapotranspiration) aus der Bodensäule gemessen werden. Die Bodensäulen oder Feldlysimeter können grob in „wägbar“ und „nicht wägbar“ untergliedert werden (Abbildung 8.3).

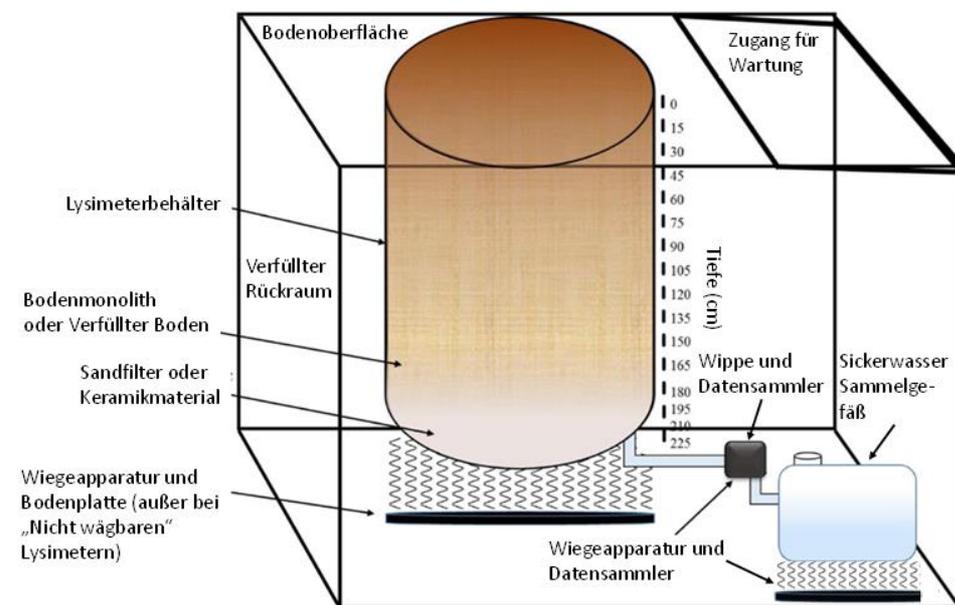


Abbildung 8.3: Schematische Skizze eines Lysimeters mit den für die Bestimmung der Sickerwassermenge erforderlichen Einrichtungen

Quelle: verändert nach Singh et al. (2018)

Zur Erfassung der Sickerwassermenge als Anteil des Niederschlags ist es essentiell, dass der Flächeninhalt an der Oberfläche ident zum Flächeninhalt im Untergrund zur Sammlung der Sickerwassermenge ist. Dazu ist die Berandung des Lysimeters bis an die Oberfläche zu führen und zu gewährleisten, dass kein Oberflächenabfluss auf der Lysimeteroberfläche generiert bzw. dieser getrennt mengenmäßig erfasst wird.

Die Komplexität der Sickerwassermengenerfassung aus Lysimetern wird in erster Linie durch die Tiefe des Lysimeterbodens in Relation zum Aufbau des Bodenprofils und den meteorologischen Standortverhältnissen gesteuert:

Liegt die Unterkante des Lysimeterkernes unterhalb der hydraulischen Wasserscheide des Bodenprofils und dauernd oberhalb des Grundwasserspiegels, so herrscht an der Lysimeterunterkante ausschließlich kein oder ein nach unten gerichteter Wasserfluss vor. In diesem Fall kann das aus dem Lysimeter austretende Sickerwasser aufgefangen und das Volumen erfasst werden. Die Erfassung der Sickerwassermenge kann auf folgende Arten durchgeführt werden:

- durch regelmäßige Volumenmessung des in einem Gefäß aufgefangenen Wassers und dessen Registrierung
- durch eine hydrologische Wippe mit definiertem Volumen und Aufzeichnung des Zeitpunktes des Wippenumschlages in einem Datensammler
- durch Wägung der Sickerwassermenge und kurzintervallige Aufzeichnung durch einen Datensammler

Kann an der Lysimeterunterseite auch ein aufwärts gerichteter Wasserfluss durch kapillaren Aufstieg auftreten, ist eine Erfassung der Sickerwassermenge nur noch dann zuverlässig möglich, wenn das Lysimeter mit einer gesteuerten unteren Randbedingung ausgestattet ist, die auch den Rückfluss von Sickerwasser in das Lysimeter erlaubt. In diesem Fall ist eine sinnvolle Erfassung der Sickerwassermenge und des Wasserrückflusses in das Lysimeter praktisch nur durch eine Wägung des Sickerwasserauffangbehälters und eine Auswertung der kurzintervalligen Änderungen des Sickerwassergewichtes durch Bilanzierung in beide Strömungsrichtungen möglich. Dabei gilt es, auftretende Schwankungen des Gewichtes, die aus dem technischen Rauschen resultieren oder auf externe Einflüsse zurückzuführen sind, zu korrigieren. Entsprechende Filteralgorithmen, explizit für die Auswertung von Lysimetermessungen entwickelt, wurden in den letzten Jahren erfolgreich implementiert (z. B. Peters et al., 2014 und Peters et al., 2016).

Liegt die Lysimeterunterkante unterhalb des Grundwasserspiegels, so stellt sich – eine hydraulische Austauschmöglichkeit von Wasser über die Lysimeterunterseite vorausgesetzt - im Lysimeter ein Grundwasserspiegel ein, der mit dem Grundwasserspiegel im Feld

kommuniziert. Die Sickerwassermenge bzw. die Menge des Verdunstungsverlustes aus dem Lysimeter kann in diesem Fall bei detaillierter Kenntnis des Speicherkoeffizienten des Lysimeterkernes aus den Grundwasserspiegeländerungen im Lysimeter und im Freiland sowie dem Grundwasserzu- bzw. -abfluss des Lysimeters bilanziert werden.

Bei sorgfältiger Implementierung moderner Präzisionslysimeter und detaillierter Aufzeichnung, Kontrolle und Auswertung der gewonnenen Messdaten stellt das Lysimeter das einzige Messsystem dar, mit dem in einer den natürlichen Bodenverhältnissen angenäherten Skala (üblicherweise 1 m² oder größer) die aus dem Niederschlag, den die Verdunstung steuernden meteorologischen Parametern, der Vegetationsbedeckung und dem Speicherverhalten des Bodenprofils im Lysimeter resultierende Sickerwasserbildung für eine repräsentative Fläche gemessen werden kann.

8.3.2 Hydraulische Berechnungen (mittels $k_u \cdot i$)

Gerhard Kammerer, Lisa Huber, Christine Stumpp, Georg Leitinger

Sickerwassermengen werden idealerweise mit einer Kombination aus inverser Modellierung und einer Simulation auf der Basis der Richards-Gleichung berechnet (Kapitel 8.3.6), die auf Messwerten aus einem Monitoring-Programm beruht. Unter gewissen Umständen kann aber auch die einfache Auswertung mit dem Darcy-Gesetz zielführend sein (Gleichungen siehe Hillel, 1998). Diesem zufolge ergibt sich der vertikale Fluss aus dem Produkt des Gradienten des bodenphysikalischen Gesamtpotenzials mit der hydraulischen Leitfähigkeit.

Hierzu muss einerseits das Matrixpotenzial in zwei Tiefen gemessen werden und andererseits das kapillare Leitvermögen (k_u) für diesen Tiefenabschnitt beim vorherrschenden Matrixpotenzial bzw. Wassergehalt bekannt sein. Vorauszusetzen ist, dass (i) Änderungen des osmotischen Potenzials und des Gasdruckpotenzials vernachlässigbar sind und (ii) das Darcy-Gesetz für diesen gewählten Tiefenabschnitt in der vereinfachten Form Gültigkeit hat.

In der Praxis treten beim einfachen Darcy-Ansatz folgende Schwierigkeiten auf, die zum Teil auch auf eine viel anspruchsvollere Simulation zutreffen:

- Matrixpotenzialmessungen mit ausreichender Genauigkeit stellen in der Praxis ein erhebliches Problem dar (Dirksen, 1999). Tensiometermessungen sind auf sehr feuchte Zustände begrenzt ($h_m > -9$ m). Granularmatrixsensoren haben einen größeren Messbereich, dafür aber geringere Messgenauigkeit. Neuerdings gibt es sogenannte Full-Range-Tensiometer, doch liegt bisher kaum Erfahrung über deren Genauigkeit vor. Der theoretische Ausweg, das Matrixpotenzial bei vorhandenen

Wassergehaltsmessungen über die Retentionsfunktion zu ermitteln, muss in der Praxis kritisch gesehen werden, da Retentionskurven aus dem Labor nicht immer ins Feld übertragbar sind.

- Die räumliche Approximation des Differentialquotienten durch den Differenzenquotienten ist mit einem numerischen Fehler verbunden, der mit dem Abstand der Sensoren zunimmt. Aus dieser Sicht ist also ein möglichst kleiner Abstand anzustreben. Andererseits sollte der Abstand, vereinfacht betrachtet, nicht kleiner sein als die Ordnung des Sensormessfehlers (Tensiometer ca. 10 cm, Granularmatrixsensoren 30 cm bis 50 cm)
- Für die Berechnung von Sickerwasserfrachten, also des zeitlichen Integrals des Flusses, müssen die Matrixpotenzialmessungen in ausreichend kleinen zeitlichen Messintervallen erfasst werden. Bei einem intensiven Regenereignis, einem großen k -Wert und einer Messtiefe unter einem Meter sind beispielsweise Minutenwerte anzustreben.
- Falls ein Pflanzenwasserentzug zwischen den beiden Tiefenstufen stattfindet, wird der Matrixfluss durch Vergleich der Matrixpotenzialmessungen überschätzt. Der Fehler lässt sich durch Messung unterhalb der Wurzelzone oder – falls dies nicht möglich ist – durch Verringerung des Messabstandes vermeiden bzw. reduzieren.
- Unter manchen Umständen kann der Matrixfluss durch einen präferenziellen Fluss etwa über Makroporen überwogen werden, der von den Potenzialmessungen gar nicht erfasst wird. Eine teilweise Kompensation erfolgt, wenn die k_u -Funktion aus einem in-situ-Experiment, einer inversen Modellierung oder einem vereinfachten, unten beschriebenen Ansatz gewonnen wurde.
- Änderungen im Matrixpotenzial stellen sich sofort ein, Änderungen im Wassergehalt bzw. Wasserflüsse können aber verzögert sein (Weller et al., 2011). Das bedeutet, dass es gerade bei sehr variablen Bedingungen des Matrixpotenzials nicht unbedingt zu einer Einstellung des hydraulischen Gleichgewichtes und zum tatsächlichen Wasserfluss kommt.

Ansatz zur Bestimmung der kapillaren Leitfähigkeit (k_u)

Ist die k_u -Funktion für die Berechnungstiefe nicht bekannt, müssen zu den Matrixpotenzialmessungen simultane Wassergehaltsmessungen vorliegen. Dann kann eine in-situ-Retentionsfunktion aufgestellt und daraus die Wasserleitfähigkeit abgeleitet werden. Liegen zusätzliche Wassergehaltsmessungen in weiteren Messebenen vor, sodass der Profilwasserinhalt ausreichend genau interpoliert werden kann, ist auch ohne eine umfassende Simulation eine Validierung der k_u -Funktion möglich. Hierzu muss man wissen, wie viel Wasser in einem betrachteten Zeitabschnitt durch den oberen Rand ein- oder ausgetreten ist (Niederschlag und/ oder Verdunstung) und um wie viel sich das im Boden gespeicherte Wasservolumen geändert hat, um daraus den Fluss durch den unteren Rand zu

berechnen. Oftmals sind die oberen Randbedingungen jedoch nicht ausreichend bekannt. Wir empfehlen in diesem Fall trockene Nächte (Fluss durch den oberen Rand ist näherungsweise null) heranzuziehen: Hier entspricht die Wasserinhaltsänderung im Profil dem Fluss durch den unteren Rand.

Demzufolge wählt man vorerst sämtliche Messwerte aus trockenen Nächten aus. Aus den Wassergehaltssensoren in mehreren Tiefen lässt sich die Verteilung des Wasseranteils über die Tiefe abschätzen, dazu reicht ein stufenförmiger Verlauf aus. Es sei etwa in 10 cm, 40 cm, 80 cm und 150 cm Tiefe ein Sensor installiert und der erste zeige zu Beginn des Messintervalls einen Wasseranteil $\theta_1 = 0,15$, der zweite $0,17$, der dritte $0,20$ und der vierte $0,23$. Dem ersten Sensor ist ein Tiefenbereich von 0 cm bis 25 cm (250 mm) zuzuordnen, dem zweiten von 25 cm bis 60 cm (350 mm) dem dritten von 60 bis 115 cm (550 mm) und schließlich dem vierten von 115 bis 150 cm (350 mm). Der Profilwasserinhalt von 0 cm bis 150 cm wäre dann $0,15 \times 250 + 0,17 \times 350 + 0,20 \times 550 + 0,23 \times 350 = 287,5$ mm. Bei einem solchen Wert für eine Profilhöhe von 1,5 m liegt übrigens bei vielen Böden schon nahezu Feldkapazität vor. Dieselbe Rechnung kann man nun mit den Wassergehaltsmesswerten am Ende des zeitlichen Messintervalls anstellen. Diese ergebe $W = 287,0$ mm. Dann beträgt $\Delta W = 0,5$ mm. Bei einem Stundenintervall ergibt sich für den mittleren Fluss $q = 0,5$ mm/h nach unten.

Aus den Messwerten der beiden tiefsten Tensiometer (80 cm und 150 cm Tiefe) kann man nun die Neigung des Gesamtpotenzials bestimmen. Wenn man die Geländeoberfläche als Vergleichsebene benutzt, beträgt die Lageenergiehöhe des Tensiometers in 80 cm genau $z = -80$ cm (die z-Achse wird nach oben positiv orientiert, weil die Lageenergie mit der Höhe zunimmt. Unterhalb der Bodenoberfläche ist dann die Lageenergiehöhe negativ). Weiters nehmen wir an, dass zu Beginn des Messintervalls das Tensiometer in 80 cm Tiefe eine Matrixpotenzialhöhe von -30 cm und das untere von -25 cm angezeigt hat. Die Gesamtpotenzialhöhe $H = h_m + z$ in 80 cm Tiefe beträgt also $H = -30 \text{ cm} + (-80 \text{ cm}) = -110 \text{ cm}$, in 150 cm Tiefe -175 cm. Die Neigung erhält man nun durch Division der Potenzialdifferenz durch die Wegdifferenz, also $I = (H_{80\text{cm}} - H_{150\text{cm}})/(z_{80\text{cm}} - z_{150\text{cm}}) = (-110 - (-175))/(-80 - (-150)) = 0,929$. Wenn die Neigung positiv ist und das Gesamtpotenzial daher mit der Höhe zunimmt, der Fluss hingegen immer vom größeren zum kleineren Potenzial erfolgt, muss der Fluss also nach unten stattgefunden haben. Wir nehmen nun an, dass die Neigung des Gesamtpotenzials eine Stunde später $0,95$ betragen hat. Dann kann man für diese Stunde eine mittlere Neigung von $(0,929 + 0,95)/2 = 0,940$ ansetzen.

Wenn nun der Fluss q nach dem Darcy-Gesetz gleich $q = -k_u \cdot I$ beträgt, muss umgekehrt für das kapillare Leitvermögen $k_u = -q/I$ gelten. Es muss also $k_u = -(-0,5)/0,940 = 0,532$ mm/h betragen haben. Jetzt kann man die für das Zeitintervall berechnete mittlere Leitfähigkeit dem mittleren Matrixpotenzial in dieser Stunde zuordnen. Angenommen das Tensiometer in

150 cm hat am Ende der Stunde $h_m = -29$ cm angezeigt. Die mittlere Matrixpotenzialhöhe wäre dann $(-25 + -29)/2 = -27$ cm. Damit ist ein Punkt der kapillaren Leitfähigkeitsfunktion in 150 cm Tiefe bestimmt, nämlich $k_u(h_m = -27 \text{ cm}) = 0,532$ mm/h.

Diesen Vorgang kann man nun für sämtliche trockenen Nachtstunden wiederholen und hofft dabei, dass das Bodenprofil am unteren Rand in der Messperiode sowohl sehr feucht als auch sehr trocken war. Dann ergibt sich die Leitfähigkeitsfunktion in einem weiten Wertebereich bzw. mit stark streuenden h_m -Werten. Wenn zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten vorhanden sind, können auch Regenereignisse in die Ermittlung von k_u -Wertepaaren einbezogen werden. Wenn z. B. in einer Stunde ein Niederschlag von 10 mm gefallen und man gleichzeitig eine Profilwasserzunahme von 8 mm ermittelt hat, folgt daraus ein Fluss am unteren Rand von $10 \text{ mm} - 8 \text{ mm} = 2 \text{ mm}$.

Leider ist es in der Praxis mitunter so, dass die θ -Sensoren eine Zunahme des Profilwasserinhalts und damit einen Fluss nach oben ergeben, während gleichzeitig die Tensiometer einen mittleren Anstieg nach oben und damit einen Fluss nach unten signalisieren. Daraus resultiert ein rechnerischer k_u -Wert, der negativ und damit physikalisch unmöglich ist. Bei wenigen solchen Ergebnissen sind diese zu verwerfen, bei einer Häufung ist die Brauchbarkeit der Sensormessungen bzw. ihre Kalibrierung zu hinterfragen. Eine gewisse, mit einer entsprechenden Unsicherheit behaftete Aussage über den Fluss ist dann anhand der Messdaten nur mit einer aufwendigen Simulation möglich, die allerdings numerisch auch an Grenzen stoßen kann.

8.3.3 Grundwasserstandsänderungen

Johann Fank, Harald Weyermayr

Ein mögliches Verfahren zur Ermittlung der punktuellen Grundwasserneubildung aus der Vertikalbewegung des Grundwasserspiegels orientiert sich an Einsele (1975). Dieses geht davon aus,

- dass Grundwasserneubildung im Wirkungsbereich einer auszuwertenden Messstelle nur flächenhaft über infiltrierendes Niederschlagswasser erfolgt,
- die Neubildung über seitlichen Zustrom im gesamten Gebiet gleich oder nicht vorhanden ist und
- keine externen Einflüsse (z.B. Grundwasserentnahmen oder Grundwasseranreicherungen) auf den Grundwasserspiegel wirken.

Im Sinne von Einsele (1975) integriert die Trockenwetterauslaufkurve (Grenzgefällskurve) alle Einflüsse zwischen Messstelle und Vorfluter. Sie wird für jede

Grundwasserbeobachtungsstelle eine andere Neigung oder Form annehmen. Unter Zuhilfenahme des nutzbaren Porenvolumens kann die periodisch aufgesetzte Grundwasserneubildung aus der Grundwasserstandsganglinie direkt ermittelt werden. Der gerade in Aquifersystemen mit hohen Transmissivitätswerten schnelle Abbau der Grundwasserneubildung durch einen gesteigerten Grundwasserabfluss ist sowohl in der Bestimmung des nutzbaren Porenvolumens, als auch in der Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Grundwasserstandsganglinien zu berücksichtigen.

Zur Bestimmung der Auswirkung des Rückganges des Grundwasserabflusses in Zeiten fehlender Grundwasserneubildung auf die Grundwasserstandsganglinie kann die Speicherauslaufkurve in langen Trockenperioden herangezogen werden. An den fallenden Teil der Grundwasserganglinie können mathematische Funktionen angepasst werden, die in Summe das Auslaufen des Grundwasserkörpers funktional beschreiben.

Die Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate erfolgt durch die Multiplikation der Grundwasserspiegeländerung in einem definierten Zeitraum mit dem im Grundwasserspiegelschwankungsbereich als Speicher zur Verfügung stehenden nutzbaren Porenvolumen. Für den Bereich einer Grundwassermessstelle ohne Grundwasserabfluss errechnet sich das nutzbare Porenvolumen als Ergebnis der Division von Grundwasserneubildungsrate durch den zugehörigen Grundwasserspiegelanstieg während eines in sich abgeschlossenen Neubildungsereignisses. Bei fehlender Evapotranspiration und bei einem Sättigungszustand der ungesättigten Deckschichten größer als die Feldkapazität (kein Bodenwasserhaushaltsdefizit) entspricht die Grundwasserneubildungsrate der Niederschlagsmenge eines Ereignisses.

Parallel zur Neubildung, die zu einer Anhebung des Grundwasserspiegels führt, wirkt in Gebieten in denen Grundwasserabfluss vorhanden ist, auch der hydraulische Rückgang des Grundwasserspiegels, sodass neben den wirksamen Niederschlägen auch der Grundwasserabfluss in Form einer Korrektur der Grundwasserstandsganglinie in die Ermittlung des nutzbaren Porenvolumens einzubeziehen ist.

Sind die natürliche Auslauffunktion des Grundwasserspiegels und das einer Messstelle zugehörige relative nutzbare Porenvolumen bekannt, erfolgt die Berechnung der Grundwasserneubildung für die Zeit zwischen zwei Messterminen folgendermaßen:

- aus der Grundwasserspiegellage zum Ausgangstermin und der Auslauffunktion wird für den nächsten Messtermin ein theoretischer Grundwasserspiegel errechnet, der ohne Grundwasserneubildung zwischen beiden Messterminen eintreten würde.

- Aus diesem berechneten Grundwasserspiegel und dem gemessenen Grundwasserspiegel wird die Differenz gebildet und die Grundwasserneubildung für den gewählten Auswertezeitschritt berechnet.
- Die Grundwasserneubildung für einen längeren Zeitraum errechnet sich durch Integration der einzelnen Grundwasserneubildungsraten über die Zeitintervalle der Messzeitpunkte. Wesentlich ist, dass die Zeitabstände der Grundwasserspiegelmessungen so klein gewählt sind, dass der natürliche Verlauf des Grundwasserspiegels detailliert erfasst wird.

An der Grundwassersonde im Bereich der Forschungsstation Wagna wird der zeitliche Verlauf des Grundwasserspiegels in zumindest täglichem Intervall erfasst. Unter Zugrundelegung eines ermittelten nutzbaren Porenvolumens von 13 % und berechneten Grundwasserauslauffunktionen errechnen sich aus der Grundwasserstandsganglinie Jahressummen der Grundwasserneubildung für das Jahr 1992 von 397 mm, für 1993 von 285 mm, für 1994 von 388 mm und für das Jahr 1995 von 399 mm. Die Ergebnisse dieser Auswertung sind sehr gut mit Ergebnissen aus Lysimetermessungen und mit Berechnungsergebnissen eines Bodenwasserhaushaltsmodells, sowie mit der Abschätzung aus der klimatischen Wasserbilanz vergleichbar.

In weiterer Folge wurde überprüft, inwieweit die Ergebnisse der Station Wagna auch dann noch plausibel sind, wenn zur Auswertung nicht tägliche Ablesungen, sondern nur wöchentliche Messungen zu Verfügung stehen. Eine derartige Auswertung, zu der von den Messdaten der Station Wagna nur alle Montagsablesungen herangezogen wurden, erbrachten bezüglich der Jahressummen der Grundwasserneubildung in den trockenen Jahren 1992 und 1993 Grundwasserneubildungsraten die etwa 5 % unter jenen der Auswertung mit Tageswerten lagen. In den feuchteren Jahren 1994 und 1995 lagen die Auswertungen auf Wochenbasis um weniger als 2 % unter jenen auf Tagesbasis.

8.3.4 Profilwassermengenänderungen

Gabriele Fuchs, Erwin Murer

Eine Hilfsmethode zur Abschätzung von Versickerungen bei nicht-messbarem Matrixpotenzial basiert auf Profilwassermengenänderungen. Die Grundüberlegung ist, dass jede Abnahme der Profilwassermenge gleich einer Versickerung und/oder Verdunstung ist. Zur Unterscheidung von Versickerung oder Verdunstung dient der Ausgangs-SWI (soil-water-index): wenn > 100 wird es jedenfalls zur Versickerung kommen. Voraussetzung dabei ist, dass die Summe der Profilwassermengenzunahmen gleich der Niederschlagssumme ist.

Für den Soil-Water-Index ist der volumetrische Wassergehalt auf die nutzbare Feldkapazität zu skalieren. Für die Profilwassermenge sind die volumetrischen Wassergehalte mit der Höhe der Bodenbereiche, in denen sie gelten, zu multiplizieren und die Produkte zum Gesamtprofil bzw. zu Profilteilen wie durchwurzelter Bereich und Unterboden aufzuaddieren.

Übliche und sinnvolle Aufzeichnungsintervalle der Wassergehalte sind Viertelstunden bis Stunden. Zur Differenzenbildung der Profilwassermenge ist eine zeitliche Mittelung erforderlich. Es empfiehlt sich eine 12-Stunden-Mittelung, wodurch das vielleicht taubedingte Pulsen des Wassergehaltes (Abbildung 8.4) eliminiert wird.

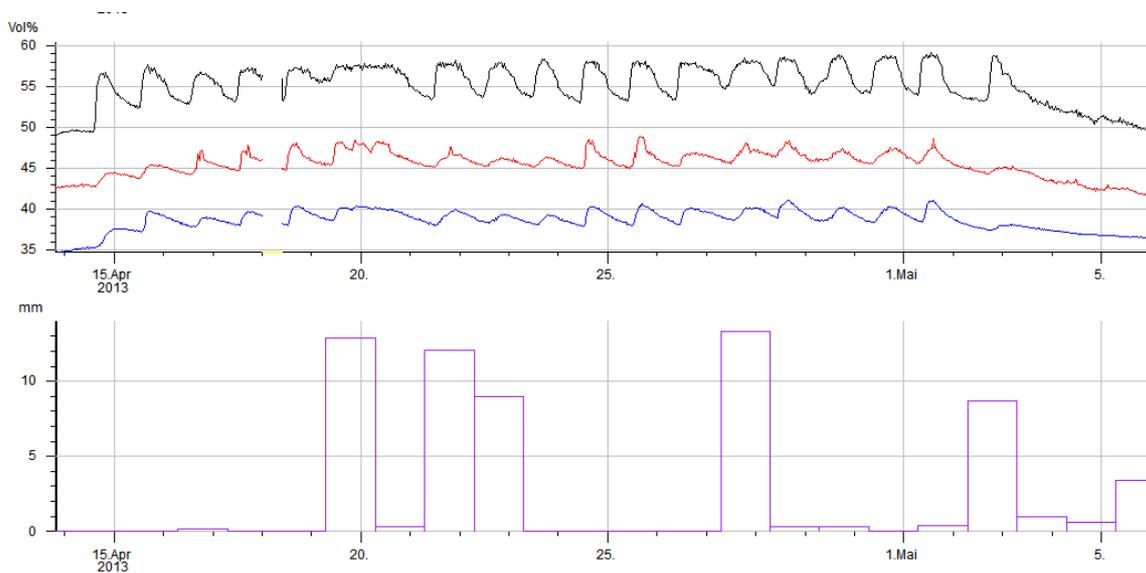


Abbildung 8.4: tiefengestufte Wassergehaltsmessungen (oben) und Niederschlagstagesummen in einem Alpinrasen

Quelle: aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

Nicht immer erreicht die Jahressumme der Profilwassermengenzunahmen die Niederschlagsjahressumme. Der Bilanzfehler kann mehrere Ursachen haben:

- Heterogene Strukturen, so dass die punktuellen Wassergehaltsmessungen nicht repräsentativ für die gesamte Bodenschicht sind.
- Bei der Schneeschmelze, bei Regen auf die Schneedecke oder bei Starkregenereignissen fließt Wasser an der Messstelle vorbei, wenn diese im geneigten Gelände situiert ist.
- Die Datenaufzeichnung ist lückenhaft.

- Der Schneefall und die Schneeschmelze finden in unterschiedlichen Summierungsintervallen statt. Um dies zu verhindern, empfiehlt sich ein Summierungsintervall von Oktober bis Oktober.
- Die Messstelle ist nicht tief genug, darunterliegende Bodenschichten tragen quantitativ zur Verdunstung bei.

Mögliche Ursachen für eine zu hohe Jahressumme der Profilwassermenge neben dem Tau:

- eine oberirdische seitliche Zuströmung zur Messstelle (bevorzugt bei Schneeschmelze)
- eine unterirdische seitliche Zuströmung (unstetig, durch nahegelegenes Gerinne ausgelöst)

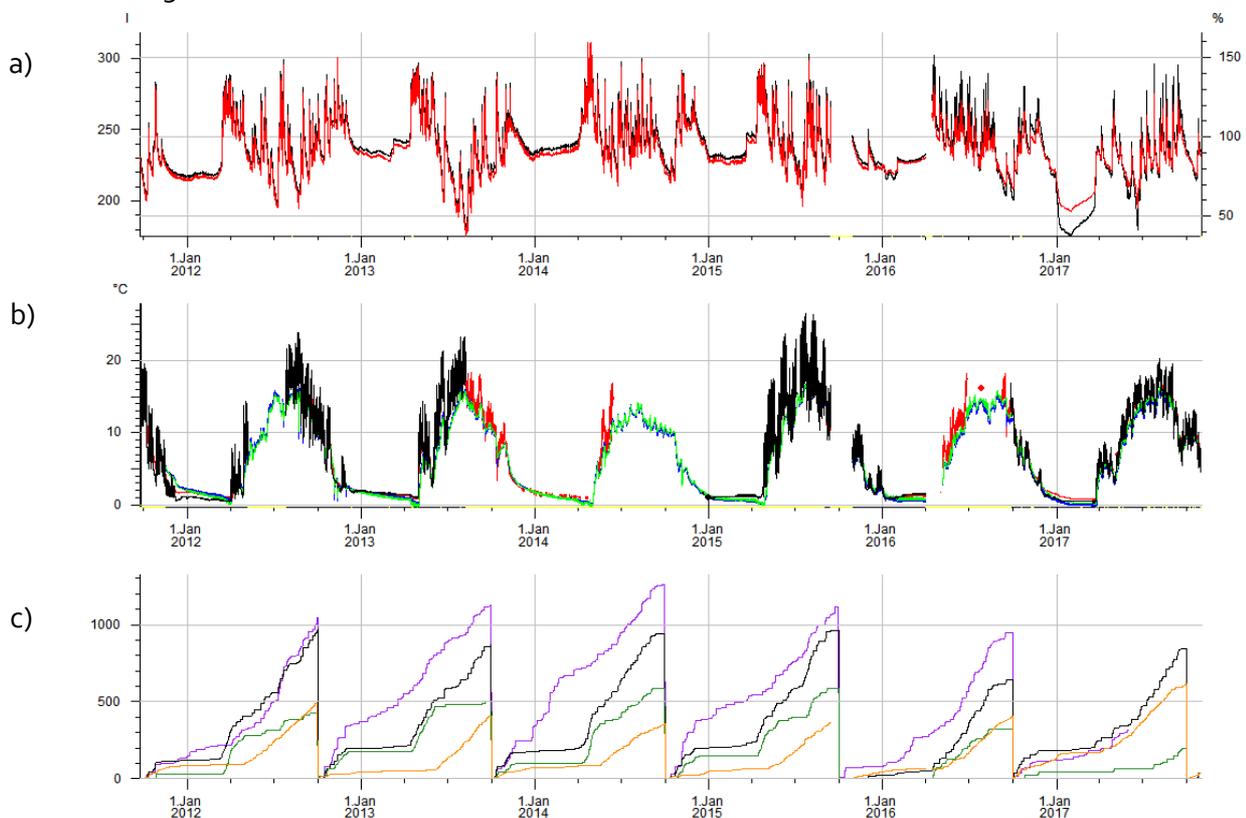


Abbildung 8.5: Zettersfeld 1: a) Profilwassermengen (schwarz) links in l skaliert, Profil-Soil-Water-Index (rot) rechts in % skaliert; b) Bodenwassertemperaturen der Tiefen 10 (schwarz), 20 (rot), 40 (blau) und 60 (grün); c) Jahressummenlinien des Niederschlages der Messstelle Iselsberg-Penzelsberg (violett), der Profilwassermengenzunahme (schwarz), der errechneten Versickerung (grün), der errechneten Verdunstung (orange)

Quelle: aus Programm HyDaMS (Hydrographisches Datenmanagement des Hydrographischen Dienstes)

Abbildung 8.5 zeigt Daten und Rechenergebnisse der Messstelle Zettersfeld. Da in einem im Bereich der Sensoren kaum beweideten Alpinrasen, im Winter im Randbereich einer Schipiste, nur die robusten Wassergehaltssensoren weitgehend lückenlos arbeiten, lässt sich durch den ggst. Ansatz eine Abschätzung der jährlich stark unterschiedlichen Verdunstungs- und Versickerungsanteile des Niederschlags ableiten.

Gut ersichtlich ist der stagnierende Wassergehalt in der Zeit der Schneedecke – eine etwaige Versickerung in dieser Zeit wird in die Schätzung nicht einbezogen - und die den Niederschlag deutlich übersteigende Profilwassermengenzunahme im Frühjahr. Vor allem in schneereichen Jahren erreicht die Summe der Profilwassermengenzunahmen nicht die Niederschlagsjahressumme.

In der Rechenmethode können verschiedene Versickerungskriterien implementiert sein: die Grenze des SWI kann erhöht oder vermindert werden, es kann der SWI von Profilteilbereichen herangezogen werden und mit Saugspannungsgradienten kombiniert werden, soweit dies die Datenlage zulässt.

Diese Hilfsmethode erlaubt einen Einblick in die zeitliche Variabilität der Jahressummen, ohne Anspruch auf Genauigkeit zu erheben. Dafür muss die Jahressumme der Profilwassermengenzunahme durch Wahl des zeitlichen Mittelungsintervalls und der Profiltiefe an die Jahressumme des Niederschlags abzüglich randlicher Abflüsse angeglichen werden.

8.3.5 Klimatische Wasserbilanz

Reinhard Nolz

Eine sehr einfache Ermittlung der Änderungen des Bodenwasseranteils (ΔW) erfolgt über die Bilanzierung von Niederschlag (P) und Verdunstung (Evapotranspiration, ET). Daraus folgt eine vereinfachte Wasserbilanzgleichung

$$\Delta W = P - ET.$$

Das bedeutet, dass der Bodenwasseranteil zunimmt, wenn die Niederschlagsmenge die Verdunstungsmenge in einem bestimmten Zeitraum übersteigt und umgekehrt. Während der Niederschlag gemessen wird, kann die Verdunstung üblicherweise nur abgeschätzt werden. Dazu dienen Verdunstungsformeln, welche es ermöglichen, die Verdunstung basierend auf meteorologischen Messdaten zu berechnen. Das Modell nach Penman und Monteith stellt dabei eine Standardmethode dar (Allen et al., 1998). Mit dieser Methode wird

die Referenzverdunstung (ET_0) – das ist die Verdunstung von einer definierten Grasfläche bei ausreichender Wasserversorgung – ermittelt. Die erforderlichen Eingangsdaten sind Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung. Die Verdunstung von einer mit Pflanzen bewachsenen Oberfläche (ET_c) kann mit Hilfe von spezifischen Pflanzenkoeffizienten (K_c -Wert) errechnet werden:

$$ET_c = ET_0 \cdot K_c$$

Der Nachteil dieser einfachen Methode ist, dass die tatsächliche Verdunstung vom verfügbaren Bodenwasser abhängt und unter Umständen geringer ist als die Referenzverdunstung. Das bedeutet, dass der berechnete Bodenwasseranteil tendenziell geringer ist als der tatsächliche. Außerdem ändern sich Pflanzenkoeffizienten im Verlauf der Wachstumsperioden der Pflanzen und sind deshalb oft schwer zu ermitteln.

Eine Versickerung kann abgeleitet werden, wenn ΔW einen bestimmten Wert, welcher von der Bodenart abhängt, übersteigt (Kapitel 8.3.4.). Dies stellt jedoch in Anbetracht der genannten Unsicherheiten eine sehr ungenaue Methode dar. Für längere Zeiträume und tendenzielle Betrachtungen hat diese Methode jedoch durchaus seine Berechtigung. So kann zum Beispiel für Jahresbilanzen eine Größenordnung der Sickerwassermenge abgeschätzt werden; unter der Annahme eines vernachlässigbaren Unterschieds im Bodenwasserspeicherinhalt zu Beginn und am Ende.

8.3.6 Bodenwasserhaushaltsmodelle

Christine Stumpp, Gerhard Kammerer

Mathematische Modelle für die Bodenwasserbewegung werden herangezogen, um einerseits das Zusammenwirken der Teilprozesse besser zu verstehen und andererseits Wasserflüsse in der ungesättigten Zone besser quantifizieren und vorhersagen zu können. Es gibt zahlreiche verschiedene Modelle, die sich in ihrem Ansatz und ihrer Komplexität unterscheiden. Neben einfachen Black Box- oder Speichermodellen, die hier nicht näher betrachtet werden, basieren die meisten physikalisch-deterministischen Modellansätze auf der Richards-Gleichung (Kapitel 3.1). Rein analytische Lösungen der Richards-Gleichung existieren nur für spezielle Initial- und Randbedingungen und werden für stationäre Strömungsprobleme herangezogen. Für die Berechnung zeitlich variabler (transienter) Wasserflüsse in der ungesättigten Zone ist eine numerische Lösung notwendig, und Initial- und Randbedingungen müssen aus Messungen bekannt sein bzw. festgelegt werden. Für die eigentliche Modellierung kann auf vorhandene Software zurückgegriffen werden. Eines der gängigsten Softwarepakete ist HYDRUS, welches in der 1D-Version frei oder als 2D/3D-

Version kommerziell verfügbar ist (www.pc-progress.com). Mit dieser Software lassen sich Wasserflüsse, Stofftransport und Wärmetransport in variabel gesättigten Substraten berechnen (Šimůnek et al., 2016). Ebenfalls integriert sind hier die Pflanzenwasseraufnahme und das Wurzelwachstum.

Ein Modell muss dabei für jeden Boden bzw. Standort individuell aufgesetzt, kalibriert und validiert werden. Bei der Kalibrierung erfolgt die Parametrisierung entweder direkt oder invers aus Messdaten oder/und Annahmen. Um das Modell zu erstellen, braucht man bei eindimensional-vertikalen Problemen konkret Informationen (i) über Bedingungen und deren zeitlichen Verlauf am oberen Rand des zu modellierenden Strömungsgebietes bzw. Bodenkörpers (z. B. atmosphärische Randbedingungen; d. h. Niederschlag, Evapotranspiration etc.), (ii) über Bedingungen am unteren Rand des Modellkörpers (z. B. Lage des Grundwasserspiegels oder definierter Fluss oder Druck bzw. Matrixpotenzial), (iii) zur räumlichen Verteilung der einzelnen Bodenhorizonte und ggf. Wurzeln, (iv) zu bodenhydraulischen Eigenschaften der einzelnen Horizonte (Retentionskurven und Leitfähigkeitsfunktion, und (v) zur Tiefenverteilung des Wassergehalts oder des Matrixpotenzials im Profil zu Beginn des Simulationszeitraums zur Festlegung der Initialbedingung.

Viele dieser Daten können (in-)direkt oder invers bestimmt werden. Retentionskurven und Leitfähigkeitsfunktionen müssen aus Feld- oder Labormessdaten bestimmt werden (Kapitel 3.3). Bei der direkten Modellierung (Vorwärtsrechnung) werden diese Funktionen oft aus Ergebnissen von Laboruntersuchungen (Kapitel 3.3) oder über Pedotransferfunktionen (Kapitel 9.3.1.1) indirekt abgeleitet. Deren Übertragbarkeit und Repräsentativität für Beschreibungen von Wasserflüssen im Feld ist dabei allerdings nur selten gegeben bzw. mit großen Unsicherheiten behaftet. Daraus resultierend können sich große Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung ergeben. Die Parametrisierung kann durch inverse Anpassung verbessert werden. Dabei werden unbekannte/unsichere Parameter invers so angepasst, dass Mess- und Simulationswert möglichst wenig voneinander abweichen. Zum Beispiel können die Retentionsfunktionen aus in-situ gemessenen Wassergehalten und/oder Matrixpotenzialen in den einzelnen Messtiefen optimiert werden. Diese Optimierung ist deutlich verbessert, wenn simultane Wassergehalts- und Matrixpotenzialmessungen aus derselben Tiefe vorliegen und Unsicherheiten können durch zusätzliche Tracerdaten noch weiter verringert werden (Groh et al. 2018). Wichtig ist die Plausibilität der inversen Anpassung zu überprüfen und eine Überparametrisierung zu vermeiden.

Die (inverse) Kalibrierung erfolgt idealerweise an einem Teildatensatz und die Güte der Kalibrierung wird durch Vergleich simulierter und gemessener Variablen eines anderen Teildatensatzes validiert. Idealerweise sollte das Modell auch für Zeiträume, die nicht zur

Kalibrierung herangezogen worden sind, sehr gute Ergebnisse liefern, sodass das Modell für Vorhersagen herangezogen werden kann. Für die Kalibrierung und Validierung können sowohl Modellkomplexität als auch gewählte Zeiträume entscheidend für die jeweiligen Ergebnisse sein (Moeck et al., 2018).

Die Modellkomplexität sollte je nach den vorherrschenden Prozessen und dem gegebenen Informationsgehalt gewählt werden. Neben der Beschreibung von Wasserflüssen in eher homogenen Böden durch die einfache Form der Richards-Gleichung und unter Vernachlässigung von Hystereseeffekten oder bimodalen Retentions- bzw. Leitfähigkeitsfunktionen (Durner, 1994; Priesack and Durner, 2006) gibt es andere, weiterführende Ansätze für stärker heterogene Böden (Šimůnek et al., 2016) wie zum Beispiel dual-porosity-Modelle (Šimůnek und van Genuchten, 2008) oder dual-permeability-Modelle (Gerke und van Genuchten, 1993). Diese sollten allerdings nur von Experten herangezogen werden, da eine Parametrisierung oft sehr schwierig ist. Ähnliches gilt für die Beschreibung präferenzieller Flüsse. Die Richards-Gleichung ist gerade bei Makroporenfluss nicht mehr gültig. Ein mechanistischer Ansatz nutzt hier das sogenannte Kinematic-Wave-Prinzip, welches im Softwarepaket MACRO integriert ist (Jarvis, 1994).

Unabhängig von der Modellwahl ist die Modellierung der Wasserflüsse eine grundlegende Notwendigkeit und Voraussetzung für weitere quantitative Erfassungen und Vorhersagen zum reaktiven Stofftransport in der ungesättigten Zone. Die Modellierung trägt somit entscheidend zum Ökosystemverständnis (Vereecken et al., 2016) bei und ermöglicht, Landnutzungen und den Bodenwasserhaushalt für landwirtschaftliche Zwecke oder zum Schutz des Trinkwassers zu optimieren.

8.4 Tracermethoden in der Bodenhydrologie

Christine Stumpp

In der Hydrologie werden Tracer unter anderem eingesetzt, um Fließ- und Transportprozesse zu identifizieren und zu quantifizieren. Man unterscheidet dabei zwischen der Verwendung von Umwelttracern und der Anwendung künstlicher Tracer (Leibundgut et al., 2009). Unter Umwelttracer versteht man Substanzen, die Teil des natürlichen Wasserkreislaufes sind. Sie gelangen über den Niederschlag oder über die Mineralisierung im Untergrund in den Wasserkreislauf. Zu dieser Kategorie gehören stabile und radioaktive Isotope, Edelgase, geochemische Komponenten und physiko-chemische Parameter wie Temperatur oder Leitfähigkeit. Umwelttracer geben zeitlich und räumlich integrative Information über Fließ- und Transportprozesse und werden auf sehr unterschiedlichen Skalen eingesetzt. Es können auch sehr große Skalen (Raum und Zeit) abgedeckt werden. Am häufigsten verwendet und

am ehesten als konservativ zu betrachten sind hier die stabilen Isotope des Wassers ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^2\text{H}/^1\text{H}$). Typisch sind Untersuchungen zu Fließ- und Transportprozessen auf Einzugsgebietsebene (McGuire und McDonnell, 2006) und im Grundwasser (Maloszewski und Zuber, 1982). Durch sensitivere Methoden im Bereich der Isotopenanalytik, werden die stabilen Isotope des Wassers auch vermehrt bei Fragestellungen in der Bodenhydrologie (Stumpp et al., 2018; Sprenger et al., 2019) und in der Ökohydrologie (Penna et al., 2018) eingesetzt.

Unter künstlichen Tracern versteht man Substanzen, die man für ein Experiment aktiv dem Wasser hinzufügt, um bestimmte Teile des Wasserflusses, oberirdisch oder unterirdisch, über eine definierte Zeit und in einem definierten Raum näher zu untersuchen. Häufig verwendete Substanzen sind Salze, (fluoreszierende) Farbstoffe, Radionuklide, deuteriertes Wasser oder auch Partikel. In der ungesättigten Zone werden v. a. Salze und deuteriertes Wasser (Stumpp et al. 2009a) oder Farbstoffe eingesetzt (Flury und Wai, 2003; Weiler und Flühler, 2004). Letztere geben v.a. qualitative Information über Fließheterogenitäten wie präferentielle Wasserflüsse oder instabile Infiltrationsfronten.

Tracer in Kombination mit mathematischer Modellierung liefern in der Bodenhydrologie quantitative Information zum Wasserfluss und zu Transportprozessen. Somit können Aussagen über mittlere Verweilzeiten (Stumpp et al., 2012), Verweilzeitverteilungen (Stumpp et al., 2009b; Sprenger et al., 2016; Sprenger et al., 2019), Grundwasserneubildungsraten (Chesnaux und Stumpp, 2018; Koeniger et al., 2016), Dispersivitäten (Stumpp et al. 2009b,c) und über die Wichtigkeit von Diffusionsprozessen (Knorr et al., 2016) getroffen werden. Gerade beim Einsatz numerischer Modelle (Kapitel 8.3.6) sind Tracer von großem Vorteil bei der inversen Kalibrierung. Durch Tracermessungen wird der Informationsgehalt entscheidend verbessert. Im Gegensatz zu punktueller Information (z. B. Wassergehalt oder Matrixpotenzial), liefern Tracer eben zusätzlich integrative Information entlang des gesamten Fließweges, sodass bodenhydraulischer Eigenschaften invers noch besser bestimmt werden können (Groh et al., 2018; Sprenger et al., 2015).

Literatur Kapitel 8

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M.: Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. In: FAO Food and agriculture organization of the United Nations (ed): Irrigation and drainage paper, Rome, 1998, 56.

Brooks, R.H. and A.T. Corey: Properties of porous media affecting fluid flow. In: J. Irrig. Drainage Div. ASCE Proc. 1966, 72(IR2): 61-88.

Chesnaux, R., Stumpp, C.: Advantages and challenges of using soil water isotopes to assess groundwater recharge dominated by snowmelt at a field study located in Canada. In: Hydrological Sciences Journal 2018, 63(5): 679-695. DOI:10.1080/02626667.2018.1442577

Dirksen, C.: Soil Physics Measurements, Catena-Verlag, Reiskirchen, Germany, 1999.

Durner, W.: Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. In: Water Resources Research 1994, 30, 211-224.

Einsele, G.: Eichung von Grundwasser-Ganglinien zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabflusses. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 1975, 126: 293-315.

Flury, M., Wai, N.N.: Dyes as tracers for vadose zone hydrology. In: Reviews of Geophysics 2003, 41(1).

Gerke, H. H., van Genuchten, M. Th.: A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. In: Water Resour. Res. 1993, 29:305–319. doi:10.1029/92WR02339

Groh, J., Stumpp, C., Lücke, A., Pütz, T., Vanderborght, J., Vereecken, H.: Inverse estimation of soil hydraulic and transport parameters of layered soils from water stable isotope and lysimeter data. In: Vadose Zone Journal 2018, 17, 170168, doi: 10.2136/vzj2017.09.0168.

Hillel D.: Environmental Soil Physics. Boston: Academic Press, 1998.

Jarvis, N.J.: The MACRO model (version 3.1): Technical description and sample simulations, Rep. Diss. 19. Dep. Soil Sci., Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala, 1994.

Knorr, B., Maloszewski, P., Krämer, F., Stumpp, C.: Diffusive mass exchange of non-reactive substances in dual-porosity porous systems – column experiments under saturated conditions. In: *Hydrological Processes* 2016, 30(6): 914-926. DOI:10.1002/hyp.10620.

Koeniger, P., Gaj, M., Beyer, M., Himmelsbach, T.: Review on soil water isotope-based groundwater recharge estimations. In: *Hydrological Processes* 2106, 30(16): 2817-2834. DOI:10.1002/hyp.10775

Kohnke, H., F. Dreibelbis, and J. Davidson: A survey and discussion of lysimeters and a bibliography on their construction and performance. USDA Misc. Publ. 1940, 372. US Gov. Print. Office, Washington, DC.

Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C.: Tracers in hydrology. Wiley & Sons Ltd., West Sussex, UK 2009, 415 pp.

Maloszewski, P., Zuber, A.: Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers : 1. Models and their applicability. In: *Journal of Hydrology* 1982, 57(3-4): 207-231.

McGuire, K.J., McDonnell, J.J.: A review and evaluation of catchment transit time modeling. In: *Journal of Hydrology* 2006, 330(3-4): 543-563.

Moeck, C., von Freyberg, J., Schirmer, M.: Groundwater recharge predictions in contrasted climate: The effect of model complexity and calibration period on recharge rates. In: *Environmental Modelling & Software* 2018, 103, 74-89, doi: 10.1016/j.envsoft.2018.02.005.

Mualem, Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. In: *Water Resources Research* 1976, 12: 513-522.

Penna, D., Hopp, L., Scandellari, F., Allen, S.T., Benettin, P., Beyer, M., Geris, J., Klaus, J., Marshall, J.D., Schwendenmann, L., Volkmann, T.H.M., von Freyberg, J., Amin, A., Ceperley, N., Engel, M., Frentress, J., Giambastiani, Y., McDonnell, J.J., Zuecco, G., Llorens, P., Siegwolf, R.T.W., Dawson, T.E., Kirchner, J.W.: Ideas and perspectives: Tracing terrestrial ecosystem water fluxes using hydrogen and oxygen stable isotopes – challenges and opportunities from an interdisciplinary perspective. In: *Biogeosciences* 2018, 15(21): 6399-6415. DOI:10.5194/bg-15-6399-2018.

Peters, A., T. Nehls, and G. Wessolek: Technical note: Improving the AWAT filter with interpolation schemes for advanced processing of high resolution data. In: *Hydrol. Earth Syst.*

Sci., 2016, 20, 2309–2315, 2016 www.hydrol-earth-syst-sci.net/20/2309/2016/
doi:15194/hess-20-2309-2016.

Peters, A., T. Nehls, H. Schonsky, and G. Wessolek: Separating precipitation and evapotranspiration from noise – a new filter routine for high-resolution lysimeter data. In: Hydrol. Earth Syst. Sci., 2014 18, 1189–1198, 2014 www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/1189/2014/ doi:10.5194/hess-18-1189-2014.

Priesack, E., Durner, W.: Closed-form expression for the multi-modal unsaturated conductivity function. In: Vadose Zone Journal 20056, 5, 121-124. doi:10.2136/vzj2005.0066.

Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th., Šejna, M.: Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages. In: Vadose Zone Journal 2016, 15, doi: 10.2136/vzj2016.04.0033.

Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th.: Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS. In: Vadose Zone J. 2008, 7:782–797. doi:10.2136/vzj2007.0074.

Singh, G., G. Kaur, K. Williard, J. Schoonover, and J. Kang: Monitoring of water and solute transport in the vadose zone: A review. In: Vadose Zone J. 2018, 17:160058. doi:10.2136/vzj2016.07.0058

Sprenger, M., Volkmann, T.H.M., Blume, T., Weiler, M.: Estimating flow and transport parameters in the unsaturated zone with pore water stable isotopes. In: Hydrology and Earth System Sciences 2015, 19(6): 2617-2635. DOI:10.5194/hess-19-2617-2015

Sprenger, M., Seeger, S., Blume, T., Weiler, M.: Travel times in the vadose zone: Variability in space and time. In: Water Resources Research 2016, 52(8): 5727-5754. DOI:doi:10.1002/2015WR018077

Sprenger, M., Stumpp, C., Weiler, M., Aeschbach, W., Allen, S.T., Benettin, P., Dubbert, M., Hartmann, A., Hrachowitz, M., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., Orlowski, N., Penna, D., Pfahl, S., Rinderer, M., Rodriguez, N., Schmidt, M., Werner, C.: The Demographics of Water: A Review of Water Ages in the Critical Zone. In: Reviews of Geophysics 2019, 57(3): 800-834. DOI:10.1029/2018rg000633

Stumpp, C., Nützman, G., Maciejewski, S., Maloszewski, P.: A comparative modeling study of a dual tracer experiment in a large lysimeter under atmospheric conditions. In: Journal of Hydrology 2009a, 375(3-4): 566.

Stumpp, C., Stichler, W., Maloszewski, P.: Application of the environmental isotope d18O to study water flow in unsaturated soils planted with different crops: Case study of a weighable lysimeter from the research field in Neuherberg, Germany. In: Journal of Hydrology 2009b, 368(1-4): 68-78.

Stumpp, C., Maloszewski, P., Stichler, W., Fank, J.: Environmental isotope (d18O) and hydrological data to assess water flow in unsaturated soils planted with different crops: Case study lysimeter station "Wagna" (Austria). In: Journal of Hydrology 2009c, 369(1-2): 198-208.

Stumpp, C., Stichler, W., Kandolf, M., Šimůnek, J.: Effects of land cover and fertilization method on water flow and solute transport in five lysimeters: A long-term study using stable water isotopes. In: Vadose Zone Journal 2012, doi:10.2136/vzj2011.0075.

Stumpp, C., Brüggemann, N., Wingate, L.: Stable Isotope Approaches in Vadose Zone Research. In: Vadose Zone Journal 2018, 17(1). DOI:10.2136/vzj2018.05.0096

van Genuchten, M.T.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. In: Soil Science Society of America Journal 1980, 44: 892-898.

Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J.W., Javaux, M., Or, D., Roose, T., Vanderborght, J., Young, M.H., Amelung, W., Aitkenhead, M., Allison, S.D., Assouline, S., Baveye, P., Berli, M., Brüggemann, N., Finke, P., Flury, M., Gaiser, T., Govers, G., Ghezzehei, T., Hallett, P., Hendricks Franssen, H.J., Heppell, J., Horn, R., Huisman, J.A., Jacques, D., Jonard, F., Kollet, S., Lafolie, F., Lamorski, K., Leitner, D., McBratney, A., Minasny, B., Montzka, C., Nowak, W., Pachepsky, Y., Padarian, J., Romano, N., Roth, K., Rothfuss, Y., Rowe, E.C., Schwen, A., Šimůnek, J., Tiktak, A., Van Dam, J., van der Zee, S.E.A.T.M., Vogel, H.J., Vrugt, J.A., Wöhling, T., Young, I.M.: Modeling Soil Processes: Review, Key Challenges, and New Perspectives. In: Vadose Zone Journal 2016, 15. DOI:10.2136/vzj2015.09.0131

Weiler, M., Fluhler, H.: Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. In: Geoderma 2004, 120(1-2): 137-153.

Weller, U., Ippisch, O., Köhne, M., Vogel, H.-J.: Direct Measurement of Unsaturated Conductivity including Hydraulic Nonequilibrium and Hysteresis. In: Vadose Zone Journal 2011, 10, doi:10.2136/vzj2010.0074.

9 Regionalisierung

9.1 Einleitung und Begriffsdefinition

Karsten Schulz

Wie in den vorangegangenen Kapiteln ausführlich dargestellt wurde, ist die direkte Messung von bodenhydrologischen Größen mit einem sehr hohen Aufwand und mit hohen Kosten bezüglich Messinstrumentierung und Personal verbunden. Das bedeutet, dass Messungen z. B. von bodenhydraulischen Eigenschaften, Bodenfeuchte oder Grundwasserneubildung räumlich auf einige wenige Punkte in der Landschaft bzw. zeitlich auf eine limitierte Anzahl an Zeitpunkte beschränkt bleiben müssen.

Landeskulturelle wasserwirtschaftliche Managemententscheidungen sind aber auch für Standorte und Einzugsgebiete dringend erforderlich, an denen keine direkten Messungen der relevanten bodenhydrologischen Größen vorliegen. Die Übertragung von Daten und Informationen aus instrumentierten Standorten und Messnetzen auf sogenannte „unbeobachtete Gebiet“ ist seit mehreren Dekaden ein wichtiges Forschungsfeld im Bereich der Hydrologie und landeskulturellen Wasserwirtschaft (Godina und Blöschl, 2006) und wurde im Rahmen mehrere Forschungsschwerpunktprogramme (z. B. DFG, 1992 „Regionalisierung in der Hydrologie“) bzw. langfristiger internationaler Forschungsinitiativen (z. B. IAHS - PUB - Prediction in Ungauged Basins; Hrachowitz et al., 2013) intensiv bearbeitet.

Verfolgt man die Literatur über diesen Zeitraum, muss man feststellen, dass sich die Interpretation und Verwendung des Begriffs „Regionalisierung“ durchaus verändert hat. Falkenmark und Chapman (1989) verwenden den Begriff „Regionalisierung“ noch klassisch im Kontext der „Ausweisung von Flächen gleicher hydrologischer Eigenschaften bzw. Regime“, wobei sie im globalen Maßstab grobe Unterteilungen in Bezug auf Gebirge-Flachland, Klimazonen und Insel-Küstenflächen vornehmen. Eine Erweiterung des Begriffs „Regionalisierung“ erfolgte seit den 1990er Jahren in Hinblick auf die Übertragbarkeit von bodenhydrologischen Kenngrößen unter Ausnutzung numerischer Beziehungen zwischen den Kennwerten und anderen (leichter) messbaren Einzugsgebietskennwerten. Ein weiterer Aspekt richtet sich auf den Prozess der Skalenübergänge und der Aggregation bzw. Disaggregation von Prozessen und Parametern, der sich ergibt, wenn sich die Skalen von Messung (Support, Volumen) und (Modell-)Anwendung deutlich unterscheiden (Kleeberg

und Cemus, 1990). Auf Basis dieser Erweiterungen kommt Becker (1992) zu folgender umfassenden Definition:

„Regionalisierung ist die regionale Übertragung oder flächenmäßige Verallgemeinerung (Generalisierung) einer Größe oder einer Funktion (eines Modells) beziehungsweise der Parameter dieser Funktion (dieses Modells).“

Dabei können unter Mitberücksichtigung des Skalenaspektes drei Hauptkategorien der Regionalisierung unterschieden werden:

1. Bestimmung der flächenmäßigen Verteilung einer bodenhydrologischen Kenngröße mit und ohne Verwendung geeigneter Übertragungsfunktionen durch Interpolation/Extrapolation oder durch einfache Zuordnung (Übertragung) der Größe von einem Ort (Messstation, Bezugsfläche) zu einer bodenhydrologisch ähnlichen Lokalität oder Bezugsfläche. Diese Übertragung kann ebenfalls mit oder ohne Berücksichtigung von gebietsspezifischen Kennwerten (Topographie, Landnutzung, etc.) erfolgen.
2. Flächenmäßige Aggregation bzw. Integration von lokalen oder elementarflächenbezogenen Informationen durch Bildung von Flächensummen und Flächenmittelwerten
3. Flächenmäßige Disaggregation von großflächigen Informationen (z. B. Satellitenbildern) auf Teil- bzw. Elementarflächen

Der Regionalisierungsprozess kann sich dabei auf die zu interessierende Größe selbst beziehen (z. B. Grundwasserneubildung), oder aber auch auf Grundlagengrößen, Funktionen oder Modelle (und deren Parameter und Eingangsgrößen), über die die interessierende Größe berechnet wird (Wasserhaushaltsmodell mit entsprechenden bodenhydraulischen Parametern und klimatischen Eingangsgrößen wie Niederschlag, Temperatur etc.). Becker (1992) unterscheidet dabei drei methodische Prinzipien bei der Vorgehensweise:

1. Die direkte Übertragung der bodenhydrologischen Größe; dabei ist jedoch eine weitgehende Einheitlichkeit des Regionalisierungsgebietes in Bezug auf klimatische und andere Einzugsgebietscharakteristika Voraussetzung. Des Weiteren ist eine ausreichende Anzahl an Messwerten der interessierenden bodenhydrologischen Größen erforderlich.
2. Die Entwicklung empirischer und semi-empirischer Funktionen oder Modelle, die den Zusammenhang zwischen der relevanten bodenhydrologischen Größe und anderen, oftmals einfacher zu erhebenden und flächig zur Verfügung stehenden Geodaten,

beschreiben. Voraussetzung sind idealerweise, wie unter 1., eine gewisse Einheitlichkeit des Gebietes und eine ausreichende Anzahl an Messpunkten/-stationen, über die diese Beziehungen abgeleitet werden können.

3. Die Entwicklung eines allgemeinen, physikalisch begründeten Modells zur Beschreibung der interessierenden bodenhydrologischen Größe, deren Parameter für beliebige Standorte/Gebiete aus generell verfügbaren Geodaten (DGM, Relief, Boden, Vegetation, etc.) abgeleitet werden können (Transferfunktionen). Mit Hilfe klimatischer Eingangsgrößen können so für jeden Standort im Regionalisierungsgebiet die gewünschten bodenhydrologischen Größen ermittelt werden. Voraussetzung für diesen Weg ist allerdings, dass es überhaupt einen Zusammenhang zwischen den (optimalen) Modellparametern und den verfügbaren Geodaten gibt und dieser Zusammenhang mathematisch formuliert werden kann. Diese Thematik stellt derzeit ein wichtiges und sehr aktives Forschungsfeld im Bereich der Hydrologie dar (z. B. Klotz et al., 2017).

9.2 Methoden

Karsten Schulz

9.2.1 Interpolation/Extrapolation

Die direkte Übertragung von punktuell gemessenen bodenhydrologischen Größen (Prinzip 1, Kapitel 9.1) geschieht häufig über räumliche Interpolationsverfahren. Diese können in deterministische (nicht-stochastische) und stochastische Verfahren unterschieden werden. Bei den deterministischen Interpolationsverfahren werden vorgegebene mathematische Funktionen unterschiedlichen Typs (linear, Polynome, etc.) an eine Anzahl vorhandener Stützstellen (Messungen) angepasst. Die Anpassung kann exakt oder glättend erfolgen. Die Wahl der mathematischen Funktion sollte idealerweise vom Verständnis der zugrundeliegenden Prozesse abhängig gemacht werden. Beispiele für deterministische Interpolationsverfahren, die in der Bodenhydrologie Anwendung finden, sind das k-Nächste-Nachbar Verfahren, die lineare Interpolation, Polynom-Interpolation oder die inverse Distanzwichtung.

Das k-Nächste-Nachbar-Verfahren erfordert die Definition eines Distanzmaßes (üblicherweise die Euklidische Distanz, aber andere sind möglich). Ein nicht beobachteter Standort erhält als Schätzung den Messwert der ihm am nächsten liegenden Messstelle zugeordnet. Im Falle von $k > 1$ wird entsprechend der Mittelwert der k-nächsten Messstellen zugeordnet. Für den Fall $k = 1$ im Bereich der zweidimensionalen Interpolation entspricht das Nächste-Nachbar-Verfahren den sogenannten Thyssen-Polygonen, welches vor allem für die

räumliche Schätzung von Niederschlagswerten auf Basis von Stationsdaten eine lange Tradition in der Hydrologie/Meteorologie hat (Maniak, 2016). Ein Vorteil der Thyssen-Polygone ist, dass die Messwerte bei den Schätzungen quasi erhalten bleiben, ein Kriterium welches das Verfahren auch im Bereich der Fernerkundung sehr beliebt macht.

Bei der linearen Interpolation werden Messstellen stückweise über Geraden bzw. ebene Flächen „verbunden“ bzw. interpoliert. Neben dem Nächste-Nachbar-Verfahren stellt es konzeptionell die einfachste Form der Interpolation dar, vermeidet dabei jedoch die Sprungstellen in den Schätzwerten auf der halben Distanz zwischen zwei Messstellen.

Bei der Polynom-Interpolation werden Polynome unterschiedlichsten Grades an die Messwerte der Stützstellen angepasst. Je höher der Grad des Polynoms, desto höher ist die Flexibilität der Funktion, um sich an die Messdaten anzupassen. Mit zunehmenden Grad steigt allerdings auch die Tendenz der Polynome zum „Überschwingen“, was in der Regel mit schlechten Validierungsergebnissen (Test der Interpolation an unabhängigen Messstellen, deren Daten nicht zur Anpassung genutzt wurden) einhergeht.

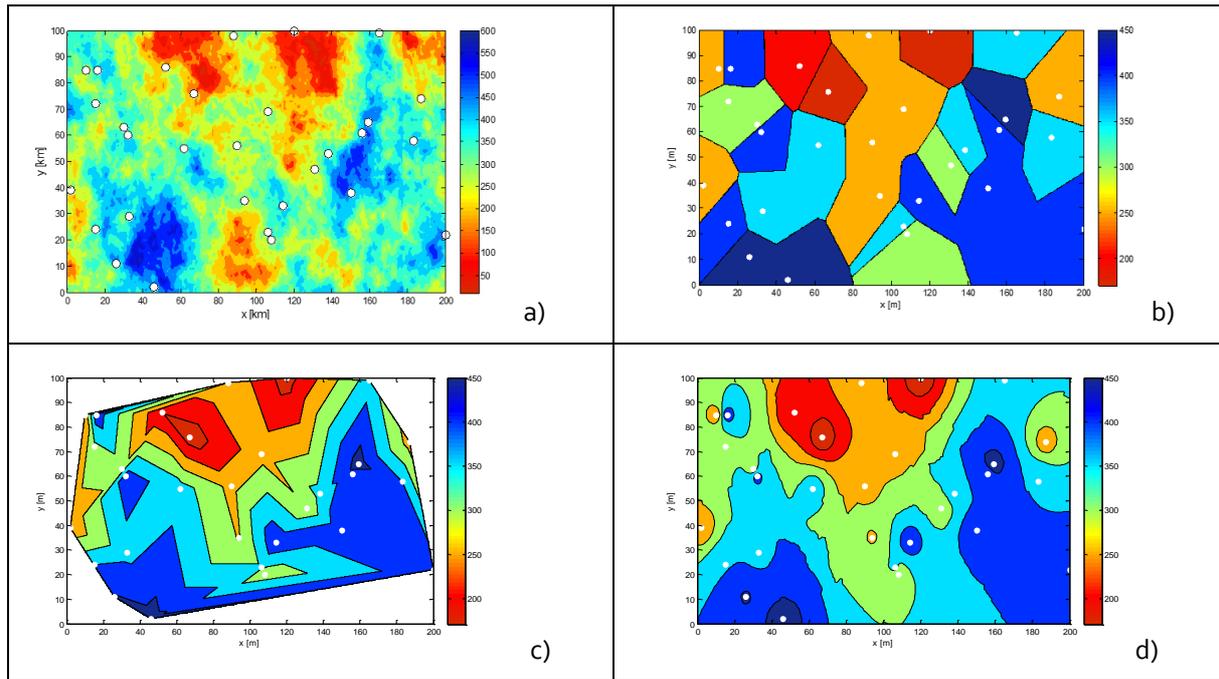


Abbildung 9.1: Vergleich verschiedener deterministischer Interpolationsverfahren bei gegebenem Messnetz (weiße Kreise). a) zeigt das tatsächliche Niederschlagsfeld (mm), b) die Interpolation der Stationsdaten mit Hilfe des 1-Nächsten-Nachbar-Verfahrens (Thyssen-Polygone). c) zeigt die Schätzung über lineare Interpolation und d) über inverse Distanzwichtung.

Quelle: Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, BOKU

Das Verfahren der inversen Distanzwichtung berücksichtigt, dass in der Natur häufig nahe beieinander liegende Messstellen „ähnlichere“ Messwerte aufzeigen, als solche die weiter auseinander liegen. Um diesen Sachverhalt bei der Schätzung an unbeobachtete Standorte Rechnung zu tragen, werden bei der Interpolation nahe Messstellen höher gewichtet werden ($1/\text{Distanz}$) als weiter entfernt liegende. Unberücksichtigt bleibt bei diesem Verfahren jedoch, wie ähnlich sich die Messdaten mit der Entfernung tatsächlich verhalten. Abbildung 9.2 zeigt einen Vergleich der verschiedenen Verfahren für eine (fiktive) Niederschlagsverteilung.

Die bislang vorgestellten deterministischen Verfahren sind zwar in der Lage, räumliche Schätzungen durchzuführen, allerdings basieren sie im Wesentlichen auf der Geometrie des Messnetzes (oder auf einer sehr genauen Kenntnis der anzupassenden mathematischen Funktion, was jedoch in der Regel nicht der Fall ist). Seit den 40er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden, vor allem von den Geowissenschaften angetrieben, Verfahren im Bereich der Geostatistik (Matheron, 1963) entwickelt, bei denen die Menge an Beobachtungspunkten als eine zufällige Realisierung aus einer unendlichen Menge möglicher

Realisierungen betrachtet wird. So werden z. B. die bodenhydrologischen Eigenschaften der Bodenoberfläche als Ergebnis eines zweidimensionalen stochastischen Prozesses betrachtet und entsprechend analysiert.

Die Eigenschaften dieses stochastischen Prozesses werden durch das sogenannte Semivariogramm charakterisiert. Es gibt Aufschluss darüber, wie sich die Varianz zweier Messwerte mit größer werdendem Abstand verändert (meist vergrößert) bzw. anders formuliert, sich die Autokorrelation zwischen Messwerten mit größer werdendem Abstand verringert. Die Korrelationslänge ist ein Abstandsmaß, ab dem zwei Messdaten nicht mehr voneinander abhängen (korreliert sind) und ist ein wichtiges Entscheidungskriterium beim Design von Messnetzen.

Eine Reihe von geostatistischen Interpolationsverfahren machen sich die Informationen des Semivariogramms zu Nutze. Beim Ordinary Kriging Verfahren – einem linearen Schätzverfahren – werden die Gewichte der einzelnen Messstationen so gewählt, dass die Schätzvarianz minimal wird. Das Ergebnis dieser Minimierung ist, dass die Gewichte entsprechend der Semivarianz und damit in Abhängigkeit der Distanz zum jeweiligen Messpunkt formuliert ist. Dieses Verfahren ist optimal (im Sinne der Schätzvarianz) solange die Annahmen des Verfahrens (Stationarität 2. Ordnung – Abhängigkeit der Kovarianz zweier Punkte einzig von der Distanz der beiden Punkte) eingehalten sind. Je nach bodenhydrologischer Größe, die regionalisiert werden soll, können die Semivariogramm-Eigenschaften auch räumlich differenziert betrachtet werden. Dies ist zum Beispiel bei Bodeneigenschaften wichtig, wenn die räumliche Variabilität vertikal deutlich größer ist als horizontal.

Eine Erweiterung des Ordinary Kriging ist das External-Drift-Kriging, welches die Berücksichtigung von nicht-stationären Zufallsprozessen erlaubt und lineare Abhängigkeiten der zu schätzenden Variable mit anderen Einflussgrößen berücksichtigt. Beispiele für solche Situationen sind die Schätzung von Temperaturen und Niederschlagsraten, die aus thermodynamischen Gründen eine gewisse Höhen- und Reliefabhängigkeit aufweisen.

Weiter Entwicklungen sind das Indikator-, External-Drift-Indikator-, Bayes-Markov- oder das Bayers Markov-Indikator-Kriging, die für den Fall von schiefen Verteilungen der interessierenden bodenhydrologischen Größe (Indikator) oder wenn qualitative Zusatzinformationen (Bayes-Markov) in den Schätz-/Regionalisierungsprozess mit eingebunden werden sollen, entwickelt wurden. Eine sehr gute Zusammenstellung und Beschreibung der Verfahren und ihrer Anwendung zur Interpolation von Bodenfeuchtedaten sind bei Lehmann (1995) und Bardossy und Lehmann (1998) nachzulesen.

Die Erweiterung geostatistischer Verfahren unter Verwendung von Copulas wurde von Bardossy (2006) in den Geowissenschaften vorgestellt und erlaubt eine spezielle Berücksichtigung des Zusammenhangs von Extremwerten, welche auf Basis multivariater Normalverteilungen nicht möglich ist.

9.2.2 Parameter Regionalisierung

Die in 9.1 unter 3. skizzierte Vorgehensweise zur Regionalisierung stellt derzeit einen wichtigen Forschungsbereich dar und soll daher an dieser Stelle etwas ausführlicher behandelt werden. Diese Regionalisierungsstrategie beinhaltet die Entwicklung eines allgemeinen, physikalisch begründeten Modells zur Beschreibung der interessierenden bodenhydrologischen Größe. Dabei werden die Modellparameter für beliebige Standorte oder Gebiete aus generell verfügbaren Geodaten (DGM, Relief, Boden, Vegetation, etc.) abgeleitet. Die Funktionen bzw. Abbildungen, die den Zusammenhang zwischen Modellparameter und Geodaten beschreiben, werden häufig als Transferfunktionen, oder im Zusammenhang mit bodenkundlich/-hydrologischen Anwendungen, als Pedo-Transferfunktionen bezeichnet (Tietje und Tapkenhinrichs, 1993).

In der kürzeren Vergangenheit wurde einige generelle Verfahren entwickelt, die sich insbesondere dadurch unterscheiden, ob die Parameter-Regionalisierung nach einer Modellkalibrierung (an Standorten mit vorhandene Messdaten der interessierenden bodenhydrologischen Größe) erfolgt (Post-Regionalisierung), oder ob die Regionalisierung als Teil eines globalen Optimierungsprozesses mit alle verfügbaren Messstandorte betrachtet wird, bei dem die Koeffizienten von a priori vorgegebene Transferfunktionen zwischen Modellparameter und Geodaten simultan geschätzt werden (Simultane Regionalisierung) (Samaniego et al., 2010).

“Post-Regionalisierung“-Techniken kalibrieren das Modell zunächst unabhängig an einer möglichst großen Anzahl an Standorten, für die die notwendigen Messdaten der interessierenden bodenhydrologischen Größe vorhanden sind. Nach der Kalibrierung versucht man mit Hilfe statischer Verfahren (z. B. multiple lineare Regression) oder mit Methoden aus dem Machine Learning (z. B. Random Forest, Neuronale Netze) einen Zusammenhang zwischen optimalen Modellparametern und den Geodaten abzuleiten, welcher mit Hilfe von Cross-Validierungen getestet werden kann (Abdulla und Lettenmaier, 1997; Parajka et al., 2005). Ein wesentlicher Nachteil dieser Vorgehensweise ist, dass Interaktionen zwischen einzelnen Modellparametern nicht berücksichtigt werden können (Parajka et al., 2005; Wagener und Wheeler, 2006; Samaniego et al., 2010) was möglicherweise zu schwachen Übertragungseigenschaften in andere Gebiete/Standorte führen kann.

Die "Simultane-Regionalisierungs"-Techniken versuchen diese Limitierungen, zumindest teilweise, zu beheben. Sie basiert ebenfalls auf der Auswahl einer ausreichenden Anzahl an Standorten für die Messdaten der interessierenden bodenhydrologischen Größe (und der klimatologischen Randbedingungen) vorliegen. Abhängig vom gewählten Modellsystem zur Beschreibung der bodenhydrologischen Größe müssen a priori Transferfunktionen zwischen Modellparametern und Geodaten definiert werden. Die (globalen) Parameter der Transferfunktionen werden anschließend auf Basis der Messdaten an den Messstandorten (global) kalibriert und über unabhängige Daten an weiteren Standorten über z. B. Cross-Validierung getestet (z. B. Fernandez et al., 2000; Bardossy, 2007; Göttinger and Bardossy, 2007; Pokhrel et al., 2008; Kim und Kaluarachchi, 2008; Troy et al., 2008). Ein Nachteil dieser Vorgehensweise ist, dass die Etablierung von Transferfunktionen auf der Skala der Modellauflösung erfolgt und auf diese Weise subskalige Informationen, die z. B. über hochaufgelöste digitale Geländemodelle vorhanden sind, keine Berücksichtigung finden (z. B. Troy et al., 2008). Hierzu haben Samaniego et al. (2010) ein sogenanntes "Multiscale Parameter Regionalization (MPR)" entwickelt, bei dem die Transferfunktionen auf der Skala der feinsten Auflösung verfügbarer Geodaten formuliert wird. Die feinskaligen Transferfunktionen werden mit verschiedenen Mittelungs- bzw. Aggregierungsoperatoren kombiniert (z. B. arithmetisches, geometrisches, oder harmonisches Mittel, Maximum- oder Minimum-Operatoren), um entsprechende effektive Modellparameter auf der größeren Skala abzuschätzen. Das Verfahren zeigt in einer Reihe von Anwendungen sehr gute Eigenschaften vor allem in Bezug auf die Übertragbarkeit auf andere Standorte (e.g. Kumar et al., 2013)

Ein Nachteil bei der Anwendung der "Simultanen Regionalisierung" ist, dass der funktionelle Zusammenhang zwischen den Modellparametern und den (leicht verfügbaren) Geodaten a priori bekannt sein muss bzw. als bekannt vorgegeben werden muss. Im besten Falle kann die Transferfunktion auf gut bekannten Zusammenhängen basieren, wie sie z. B. in der Bodenphysik zwischen Textureigenschaften des Bodens, Lagerungsdichte etc. und den bodenhydraulischen Eigenschaften z. B. in Form der van Genuchten-Parameter gut untersucht ist (Rawls, 1983; Tiedje und Tapkenhinrichs, 1993). Ob diese an kleinen Bodensäulen entwickelten Zusammenhänge jedoch auch auf größere Skala und beim Transfer dorthin ihre Gültigkeit beibehalten, ist grundsätzlich sehr fraglich. Ein erster Versuch im Rahmen des oben beschriebenen MPR-Verfahrens nicht nur die Koeffizienten von vorgegebenen Transferfunktionen zu schätzen, sondern gleichzeitig auch den (unbekannten) funktionellen Zusammenhang mit abzuleiten, wurde kürzlich von Klotz et al. (2017) für ein einfaches synthetisches Experiment erfolgreich durchgeführt und wird derzeit für komplexere Situationen weiterentwickelt.

Zukünftig wird auch die Frage interessant sein, welche (global) zur Verfügung stehenden Daten für die Regionalisierung von bodenhydrologischen Größen sinnvoll sind. Bislang sind häufig das DGM und daraus abgeleitete Größen, Vegetationseigenschaften sowie Boden- und geologische Karten als Geoinformationen genutzt worden. Die Verfügbarkeit von räumlich, zeitlich und spektral immer höher aufgelösten Satellitendaten mit globaler Abdeckung bietet zukünftig vollständig neue Möglichkeiten. Ein gutes aktuelles Beispiel ist z. B. die Nutzung von Zeitreihen von thermalen Aufnahmen, aus der hochaufgelöste Oberflächentemperaturdaten abgeleitet werden können. Die Oberflächentemperatur ergibt sich wiederum aus der Strahlungs- und Energiebilanz an einem Standort und ist damit auch von der Verdunstung und der Wasserverfügbarkeit für die Vegetation abhängig. Die Wasserverfügbarkeit bei gegebenen klimatischen Bedingungen ist unter anderem auch von den bodenhydraulischen Eigenschaften des Untergrunds gesteuert. Müller et al. (2014, 2016) konnten aufzeigen, wie die Hauptkomponenten der Thermalbilder aus einer 10-jährigen Datenreihe mit den Landschaftscharakteristika eines Luxemburgischen Einzugsgebietes zusammenhängen und konnte diese ebenfalls für eine verbesserte Abschätzung der Texturdaten nutzen. Diesen wertvollen Pool an Satelliten gestützten Geoinformationen zukünftig adäquat und zielgerichtet auszuschöpfen, wird eine der großen zukünftigen Herausforderungen, nicht nur in der Bodenhydrologie, sondern allgemein für die Umweltwissenschaften sein.

9.3 Regionalisierung der Grundwasserneubildung mit konkreten Anwendungen

Johann Fank, Erwin Murer, Harald Weyermayr

Es werden die konkreten Anwendungen mit realem Bezug und Nutzen vorgestellt, wobei der Bezug zu den Kategorien und den Prinzipien der Regionalisierung aus Kapitel 9.1 hergestellt wird und jeweils die Stärken und Schwächen der Anwendung angeführt werden.

9.3.1 Regionalisierung von Grundlagengrößen

Erwin Murer

9.3.1.1 Pedotransferfunktionen

Die Modellierung der Wasser- und Stoffflüsse im und am Boden eines Einzugsgebietes erfordert eine große Menge von experimentellen Daten, die meist nicht zur Verfügung

stehen bzw. mit aufwendigen Messungen im Feld und Labor ermittelt werden müssen. Dies kann jedoch bei größeren Einzugsgebieten schnell teuer und zeitaufwendig werden. Im Bereich Boden haben sich deshalb sogenannte Pedotransferfunktionen (PTF) etabliert, die aus häufig vorhandenen Daten bzw. leicht zu bestimmenden Größen (z. B. Korngrößenverteilung, organischen Kohlenstoffgehalt, Lagerungsdichte) Modellparameter für den Wasser- und Stofftransport ableiten. Die hydraulischen Eigenschaften der einzelnen Schichten des Bodens werden durch die Matrixpotenzial-Wasseranteilsfunktion (pF-Kurven) und Matrixpotenzial-Wasserleitfähigkeitsfunktion (kf-Kurven) beschrieben.

Modellergebnisse sind immer abhängig von der Qualität der Eingangsgrößen die ihnen zugrunde liegen. Deshalb ist es besonders wichtig, Basisdaten für realitätsnahe Modelle so präzise wie möglich zu bestimmen. Aufgrund der Vielzahl verschiedener verwendbarer PTF können bei der Bestimmung der Bodenparameter weitere Ungenauigkeiten auftreten. Diese gilt es, durch eine möglichst präzise Auswahl einer geeigneten PTF für das jeweilige Einzugsgebiet, so klein wie möglich zu halten.

Als flächenhafte Grundlegendaten stehen zwei Kartierungssysteme für die landwirtschaftliche Nutzfläche Österreichs digital zur Verfügung. Einerseits die Bodenkartierung im Maßstab 1:25.000 (www.bodenkarte.at) und der Bodenschätzung im Maßstab 1.000 (ÖBG, 2001). Ebenso existieren umfangreiche verortete bodenphysikalischen Punktdatensätze (gemessene pF- und ku-Funktionen) im Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt in Petzenkirchen.

Für die Parametrisierung der beiden hydraulischen Kennkurven (pF und ku) gibt es eine Vielzahl von mathematischen Modellen; zum Beispiel das in HYDRUS-1D implementierte Programm Rosetta Lite (Schaap et al., 2001). Ein weit verbreiteter empirisch-statistischer Ansatz ist der nach van Genuchten (1980), der die Kennkurven durch mathematisch glatte und vollständig differenzierbare Funktionen parametrisiert (Schäfer, 1999, Peters und Durner, 2008). Eine landnutzungsabhängige Bodenparametrisierung in hydrologischen Modellen wurde von Springer (2014) für Grünland und Waldböden durchgeführt

Beispiele einer Umsetzung aus Informationen der Bodenkartierung in bodenphysikalische Kennwerte sind in Murer (1998) und Murer und Stenitzer (2001) sowie für die Bodenschätzung in Murer et al. (2018) beschrieben. In der Bodendatenbank des Instituts für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt in Petzenkirchen sind für die Bodenformen der Bodenkartierung horizontweise pF- und ku-Funktionen umgesetzt worden und diese werden laufend verbessert.

9.3.1.2 Hydrobod

Hydrobod-NÖ

Das Projekt Hydrobod-NÖ (Hydrologische Bodenkenndaten für Niederösterreich, Eder et al., 2012) hatte zum Ziel, die bodenhydrologischen Kennwerte Gesamtporenvolumen (GPV), nutzbare Feldkapazität (nFK) und gesättigte vertikale Wasserleitfähigkeit (k_s) flächendeckend zu modellieren und daraus Aussagen über das Abflussgeschehen bei extremen Niederschlagsereignissen abzuleiten. Aufgrund der Datenlage musste bei der Regionalisierung der Daten in den Landnutzungseinheiten Wald, waldfreie Hochlagen und landwirtschaftlich genutzter Raum methodisch unterschiedlich vorgegangen werden. Als Folge davon ist auch der Genauigkeitsanspruch an die generierten Daten differenziert zu betrachten. Im landwirtschaftlich genutzten Raum liegt der relative Fehler mit Werten von bis zu 20 % im üblichen Rahmen von Regionalisierungsverfahren in diesem Maßstabbereich (z. B. Hengl 2003, Hengl 2007). Der teilweise recht hohe Fehler im Wald und waldfreien Hochlagen ist eine Folge der sehr geringen Dichte regionalisierbarer Profildaten mit einem mittleren Punktabstand von 7 km bzw. dem Fehlen flächiger Bodenkartierungen. So konnte auch der Einsatz komplexer Regionalisierungsverfahren (Regressionskriging, neuronale Netze, Regressions- bzw. Klassifikationsbäume) unter Berücksichtigung von zahlreichen Zusatzinformationen aus dem Geländemodell bzw. aus Klimadaten keine Erhöhung der Genauigkeit bewirken. Die Analyse der Fehler bzw. Unsicherheiten für die Bereiche ohne kartierte Datengrundlage zeigt, dass auch durch aufwendige Verfahren die fehlende Datengrundlage nur unbefriedigend zu generieren ist. Die höchsten Fehlerwerte sind in allen untersuchten Teilregionen bei der vertikalen gesättigten Wasserleitfähigkeit festzustellen. Die Unsicherheiten, welche durch die Regionalisierung der bodenphysikalischen Parameter über die Fehlerquellen der Pedotransferfunktion bis hin zur hydrologischen Bewertung entstehen, wurden in einer Fehleranalyse dargestellt. Diese macht deutlich, dass die Ergebnisse der vorliegenden Studie als Hinweiskarten auf regionaler Bearbeitungsebene zu verwenden sind. Neben den bodenphysikalischen Datengrundlagen wurde durch die Verknüpfung mehrerer Informationsquellen (DKM, INVEKOS, ÖWK, Orthofotos) eine aktuelle Landnutzungskarte mit hoher inhaltlicher (35 Klassen) und räumlicher Auflösung (50 m) erstellt. Um das Ziel einer hydrologischen Klassifizierung der niederösterreichischen Böden zu realisieren, wurde nach einem geeigneten Modellansatz gesucht, der die erstellten pedologischen Basiskarten bestmöglich nutzt und keine weiteren Parameterkarten benötigt. Der Ansatz der Curve Numbers (CN) stellt auf Grund der vielfach fehlenden CN-Werte für die Vegetations-/Nutzungseinheiten Mitteleuropas sowie durch die Vernachlässigung der Niederschlagsdauer (Niederschlagsintensität) kein geeignetes Verfahren zur Bewertung der Abflusssituation dar. Auf Grund der spezifischen Datenlage wurde ein angepasstes Modell entwickelt, das die dominante Abflussreaktion eines Standortes während

Starkniederschlägen wiedergibt. Dieses Modell verfolgt den natürlichen Fluss des Niederschlags durch den Bodenkörper und berücksichtigt neben den bodenphysikalischen Parametern die Landnutzung, die Topologie und die Geologie. Als Resultat weist das HydroBod-Modell für beliebige Niederschlagszenarien den dominanten Abflussprozess an einem Standort aus. Darüber hinaus werden die Abflussprozesse Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Speicherung quantitativ beschrieben. Das Modell ist der Datengrundlage und dem Bearbeitungsmaßstab entsprechend einfach gehalten und geht von gleichförmigen Prozessen aus. Die Schwankungsbreite zeitlich hoch variabler Eingangsparameter, wie zum Beispiel der Verschlämmung von schluffreichen, unbedeckten Ackerstandorten, wird durch Simulation von Best Case- und Worst Case-Szenarien abgeschätzt. Mit dem HydroBod-Modell wurden insgesamt zehn Szenarien berechnet, wobei der 100-jährliche Niederschlag für zwölf Stunden sowie über das Projektgebiet konstante Niederschläge von 75 mm in einer Stunde und 150 mm in zwölf Stunden jeweils mit und ohne Verschlämmung verrechnet wurden. Generell bewirken Niederschläge mit höheren Intensitäten auch bei kürzerer Dauer mehr Oberflächen- aber auch Zwischenabfluss. Über Niederösterreich konstant verteilte Niederschläge führen im Vergleich zu den 100-jährlichen Niederschlägen besonders im Weinviertel zu vermehrtem Oberflächenabfluss. In den Abflussdispositionskarten sind die geologischen Landschaftseinheiten deutlich zu erkennen. Vor allem der Übergang von den Kalkalpen zum Alpenvorland ist augenscheinlich. Besonders auffallend ist weiters, dass bei den Szenarien mit Berücksichtigung der Verschlämmung die ackerbaulichen Gebiete sehr stark Oberflächenabfluss produzierend sind. Waldstandorte zeigen hingegen eine deutlich höhere Infiltrationsleistung. In Kombination mit der Hangneigung wird dadurch vor allem in den niederösterreichischen Kalkalpen Zwischenabfluss generiert. Immer wieder stechen in den Karten ein Bereich in Waidhofen, ein Bereich um Mödling und Baden sowie mehrere kleinere Bereiche um Mistelbach und Hollabrunn hervor, die sich deutlich von der Umgebung abgrenzen. Dies ist verursacht durch die großen Unsicherheiten bei den dort vorkommenden Bodenarten. Sehr kritisch ist darüber hinaus der tschechische Teil zu betrachten. Die verfügbare Bodeninformation dieser Gebiete war sehr spärlich, außerdem mussten sehr grobe Annahmen für eine Weiterbearbeitung vorgenommen werden. In Absprache mit den Auftraggebern wurde für das Projektgebiet keine Rauigkeitskarte erstellt. Auf Basis der in Österreich vorliegenden digitalen Datengrundlagen zur Vegetation und Landbedeckung ist eine Zuweisung von Rauigkeiten der Landoberfläche nur sehr eingeschränkt möglich. Die Bandbreite der Rauigkeitswerte, welche den einzelnen Einheiten zugeordnet werden können ist durch die unterschiedliche Ausprägung der Oberfläche aber auch durch die zeitliche Variabilität so groß, dass die Angaben nur mit hohen Unsicherheiten anwendbar sind. In diesem Projekt wurde zum ersten Mal versucht, flächendeckende bodenhydrologische Karten für ein österreichisches Bundesland zu erstellen. Diese können, wenn sie auch der Datengrundlage entsprechend mit Unsicherheiten behaftet sind, für eine Einschätzung der Abflussdisposition oder eine

weiterführende Abflussmodellierung herangezogen werden. Speziell die detaillierte Landnutzungskarte und die flächendeckenden Bodendaten stellen eine erhebliche Verbesserung der bisher verfügbaren Information dar. Die anschließende Modellierung ermöglicht den direkten Vergleich verschiedener Landnutzungen in Bezug auf die Abflusentstehung.

HYDROBOD NÖ II

Ziel des Projektes HYDROBOD NÖ II – Hydrologische Bodenkenndaten für Niederösterreich II (Sotier et al., 2015) – war, die in der ersten Projektphase gewonnenen Datengrundlagen zu erweitern bzw. zu optimieren und den HYDROBOD Modellansatz so zu modifizieren, dass das Modell auch für ungesättigte Bodenwasserverhältnisse und räumlich variable Bodenfeuchteverhältnisse anwendbar ist. Außerdem sollte eine Validierung des Modellansatzes an ausgewählten Einzugsgebieten mit natürlichen Szenarien durchgeführt werden. Der HYDROBOD II Modellansatz wurde für die interaktive Nutzung im regulären Betrieb der Niederösterreichischen Landesregierung und der Wildbach- und Lawinenverbauung angepasst.

Erweiterung der Datengrundlage

Eine Erweiterung der Basisdaten erfolgte durch Implementierung der Bodeninformationen des Kartierbereichs 218 (Waidhofen an der Ybbs - 2013 fertiggestellt) der digitalen Bodenkarte (eBOD). Zusätzlich wurden 615 Waldbodenprofile des BFW sowie Kartierungen der ÖBF und MA49 in die Regionalisierung der Basisdaten eingebettet, um die Unsicherheiten in der hydrologischen Bewertung von Waldstandorten zu vermindern.

Eine Anpassung der Durchlässigkeitsbeiwerte für Wald wurde durch Modifikation der Humusanteile erzielt.

Die hydrogeologische Bewertung, welche die Zwischenabflussdisposition im geologischen Untergrund auf Basis der geologischen Beschaffenheit des Standortes widerspiegelt, wurde modifiziert.

Eine Reihe neuer digitaler Basisinformationen, nämlich die räumliche Verteilung des topographisch bedingten Feuchteindex und die räumliche Verteilung der G-Werte über das Projektgebiet wurden erstellt.

Modifikationen im HYDROBOD II-Modellansatz

Der im Projekt entwickelte HYDROBOD II-Modellansatz stellt ein konzeptionelles Ereignismodell zur Berechnung von Abflussfrachten, Oberflächenabflussbeiwerten und dominanten Abflussprozesseinheiten dar. Als Steuerungsgrößen der Abflussbildung dienen verschiedene verfügbare Speicher (Interzeption, Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität, Oberflächen- bzw. Muldenspeicher) sowie die ungesättigte vertikale Leitfähigkeit. Die Rahmenbedingungen der Modellierung sind:

- keine Interaktion von benachbarten Zellen,
- die Prozesse finden von oben nach unten und zeitgleich statt,
- es wird nur eine Füllung und keine Entleerung berücksichtigt,
- der Niederschlag wird als Blockregen verwendet,
- es wird nur die Abflussbildung berechnet.

Modifikationen des ursprünglichen HYDROBOD-Ansatzes

Die größte Änderung betraf die Möglichkeit, dem Benutzer eine Wahl unterschiedlicher Vorfeuchtezustände zu ermöglichen. Dafür wurde im HYDROBOD II Modellansatz das von Woolhiser and Smith (1990) entwickelte Infiltrationsmodell für die ungesättigte Infiltration integriert. Die damit einhergehende Modellierung der ungesättigten Infiltration machte die Entwicklung zusätzlicher Basisdaten und einer zeitlichen Diskretisierung des Niederschlages notwendig. Im HYDROBOD II Modellansatz stehen nun vier Feuchteklassen (trocken, mittel, feucht, gesättigt) zur Auswahl.

Um die räumliche Verteilung der Vorfeuchte aufgrund naturräumlicher Gegebenheiten wiederzugeben, wurde ein topographisch basierter Feuchteindex berechnet.

Die Erweiterung um eine zusätzliche dritte Bodenschicht ermöglicht eine deutlich genauere Modellierung.

Validierung

Für eine Validierung des HYDROBOD II Modellansatzes wurde für zwölf Einzugsgebiete von 0,7 km² bis 80 km² Größe eine Niederschlags- und Abflusstrennung in Direkt- und Basisabfluss von relevanten Niederschlagsereignissen durchgeführt. Insgesamt konnten circa 200 Ereignisse abgetrennt und für die Validierung entsprechend aufbereitet werden.

Die Validierung über die beobachteten Einzugsgebiete zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der flächig gemittelten modellierten Direktabflussbeiwerte mit den gemessenen Direktabflussbeiwerten für kleinere Einzugsgebiete (bis 5 km²), mit einer mittleren Trefferquote von 94 %. Mit einer mittleren Trefferquote von 70 % zeigte sich für die größeren Einzugsgebiete eine höhere Differenz zwischen den modellierten und gemessenen Direktabflussbeiwerten. Die Ursachen dafür können unterschiedlich sein:

- Im Modell werden die Konnektivitäten zwischen einzelnen Rasterzellen nicht berücksichtigt und Retentionsspeicher werden außer Acht gelassen;
- Zusätzlich treten bei steigender Einzugsgebietsgröße Probleme mit der korrekten Erfassung von Niederschlägen auf. Eine im Modellansatz vorgegebene konstante Überregnung solcher Einzugsgebiete ist außerdem nur in Ausnahmefällen gegeben.
- Zur Validierung wurde zusätzlich ein Vergleich des Modells mit 18 Starkregenversuchen des BFW in Niederösterreich durchgeführt. Der Vergleich zeigt, dass für einige Starkregenversuche die Abflussbeiwerte gut abgebildet werden konnten. Unter gewissen Bedingungen (z. B. Hydrophobie) können die Ergebnisse des HYDROBOD II Modellansatzes allerdings auch erheblich von den Starkregenversuchen abweichen.

Zusätzlich zu den beobachteten Einzugsgebieten und den Starkregenversuchen wurde noch eine Validierung des Modellansatzes an sieben kartierten Einzugsgebieten durchgeführt. Die räumliche Gegenüberstellung der Ergebnisse zeigt, dass mit dem Modellansatz die kartierte hydrologische Situation gut wiedergegeben werden kann. Abstriche sind in der räumlichen Auflösung beziehungsweise dem Detailgrad sowie der Abbildung lokaler Phänomene hinzunehmen. Bei einer Betrachtung des räumlichen Mittelwertes des Oberflächenabflussbeiwertes zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der Kartierung und der Modellierung.

Software

Für die Nutzung im regulären Betrieb der WLV bzw. der entsprechenden Abteilungen des Landes NÖ wurde der HYDROBOD II Modellansatz als Toolbox für Esri ArcGIS™ bereitgestellt. Dazu wurden detaillierte Aufzeichnungen in Bezug auf Struktur und Datenbereitstellung, Modellsettings, Preprocessing, Abflussberechnung und Ergebnisdateien erstellt.

9.3.1.3 eBOD

eBOD ist eine Web-GIS-Applikation und entspricht der digitalen Bodenkarte. Es werden die Standorteigenschaften der landwirtschaftliche nutzbaren und kartierten Böden des Bundesgebietes dargestellt und diese können über den Link <https://bfw.ac.at/rz/bfwcms2.web?dok=7066> gebührenfrei eingesehen werden. So werden die Bodenformen in Form von Profilzeichnungen dargestellt, wodurch die charakteristischen Merkmale und die Schwankungsbreite der Horizontierung ersichtlich werden.

Unterschiedliche thematische Auswertungen vervollständigen die Anwendungsmöglichkeiten von eBOD und lassen Spielraum für zukünftige Erweiterungen.

Kartengrundlage liefert das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Form von hochauflösenden Farborthofotos (flächendeckend für ganz Österreich!) sowie die topographischen Karten ÖK50, ÖK200 und ÖK500.

Thematische Darstellungen und Auswertungen können durchgeführt werden. Eine Adresssuchfunktion und die Eingabe von Koordinaten erlauben das Auffinden von Objekten. Unterschiedliche Darstellungen können durch Ein- und Ausblenden von Basiskarten erfolgen und es sind individuelle Anpassungen durch Beschriftungs- und Legendentools möglich.

9.3.2 Regionalisierung der Zielgröße Versickerung

Johann Fank, Harald Weyermayr

9.3.2.1 Abschätzung aus Grundwasservolumsänderungen am Beispiel des Marchfeldkanals

Harald Weyermayr

Das Marchfeld mit einer Fläche von annähernd 1.000 km² birgt eines der größten zusammenhängenden Grundwasservorkommen Österreichs, dessen Volumen mit ca. 1,4 Mrd. m³ abgeschätzt wird. Aufgrund phasenweise extremer Grundwasserrückgänge und vielfältiger Grundwassernutzungen ist die Entwicklung der Grundwassermenge von besonderem Interesse.

Seitens der BM werden in regelmäßigen Abständen Grundwasserbilanzierungen vorgenommen, die auf verfügbaren Messdaten sowie geschätzten bzw. abgeleiteten Größen basieren.

Die Bilanzgleichung stellt sich dabei wie folgt dar:

$$\Delta V_{GW}(t) = + Q_z(t) - Q_a(t) + Q_i(t) - Q_e(t) - E_i(t) - E_T(t) - E_L(t) + Q_{GWA}(t) + GWNB_{NS}(t)^2$$

| | |
|-----------------|--|
| ΔV_{GW} | Änderung der Grundwasservolumens |
| $Q_{z,a}$ | unterirdischer Zu- und Abfluss |
| $Q_{i,e}$ | In- und Exfiltration über Oberflächengewässer |
| $GWNB_{NS}$ | Grundwasserneubildung aus Niederschlag |
| E_i, E_T, E_L | Entnahmen für Industrie und Gewerbe, Trinkwasserversorgung bzw. Landwirtschaft |
| Q_{GWA} | künstliche Grundwasseranreicherung |
| t | betrachtetes Zeitintervall |
| wobei | $GWNB_{NS}(t) = NS(t) - ET_a(t)$ |
| NS | Niederschlag |
| ET_a | aktuelle Evapotranspiration (Verdunstung) |

Die einzelnen Komponenten liegen naturgemäß in unterschiedlicher Genauigkeit bzw. Detailliertheit vor. Dabei handelt es sich teilweise um exakte Messdaten (z. B. Entnahmen zur Trinkwasserversorgung, Grundwasseranreicherung, Pumpmengen von Bewässerungsgenossenschaften oder Grundwasserstände). Andere Komponenten werden lediglich anhand von Referenzgrößen größenordnungsmäßig abgeleitet (z. B. unterirdische Zu- und Abflüsse über Untergrundinformationen über GW-Potenzialgefälle, Durchlässigkeit, Porenvolumen, Aquifermächtigkeit, Entnahmen über Hausbrunnen oder einzelne Bewässerungsbrunnen durch Ableitung von Großanlagen, gewerbliche Entnahmen als grobe Schätzung anhand von Wasserrechten). Diese Wasserhaushaltsbetrachtungen können daher lediglich als Abschätzung angesehen werden.

Wesentliche Grundlage ist die Veränderung der Grundwasserstände, sie bildet die Summe aller quantitativen Effekte direkt ab. Über die Fläche und das nutzbare Porenvolumen kann das Saldo der GW-Bilanz berechnet werden. Während die Grundwasserstandsmesswerte vergleichsweise präzise vorliegen, ist das nutzbare Porenvolumen wiederum mit größeren Unsicherheiten behaftet. Basierend auf Grundwasserströmungsmodellen, die für das Marchfeld erstellt wurden, wird einheitlich ein nutzbares Porenvolumen von 10 % angesetzt (Blaschke, A. P., TU Wien, 1992 und Fank, J. et al., Joanneum Research, 2008).

Punktuelle erdbautechnische Untersuchungen (Fross, M., TU Wien, 1995, unveröffentlicht) ergeben Werte in ähnlicher Größenordnung.

² In der Berechnung werden die einzelnen Komponenten auf das Grundwasser bezogen positiv (grundwassermehrend) bzw. negativ (grundwasserzehend) angesetzt.

In der oben dargestellten Gleichung stellt die Grundwasserneubildung aus Niederschlägen die verbleibende unbekannte Größe dar. Sie wird nach Umformung aus den anderen Komponenten berechnet:

$$GWN_{NS}(t) = \Delta V_{GW}(t) - Q_z(t) + Q_a(t) - Q_i(t) + Q_e(t) + E_I(t) + E_T(t) + E_L(t) - Q_{GWA}(t)$$

Die Ausarbeitungen für den Zeitraum 1991 bis 2017 ergeben für das Marchfeld jährliche Grundwasserneubildungsmengen zwischen rund 25 und über 100 Mio. m³. Bezogen auf die Fläche von ca. 1.000 km² entspricht das etwa den gleichen Werten in Millimeter.

9.3.2.2 Bodenwasserhaushaltsmodelle

Johann Fank

Für praktische Fragestellungen der Ressourcensicherung und der wasserwirtschaftlichen Planung gewinnt die Ausweisung von flächendifferenzierter Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen auf einer regionalen Skala, bei der unterschiedliche Landnutzungsarten ebenso Berücksichtigung finden wie unterschiedliche Bodenarten und variable meteorologische Rahmenbedingungen. Eine Möglichkeit zur Regionalisierung der Grundwasserneubildung aus infiltrierenden Niederschlägen ist die Anwendung von Bodenwasserhaushaltsmodellen (Kapitel 8.3.6), die an den Messdaten bodenhydrologischer Messstationen kalibriert und validiert werden und der direkten Modellierung der Sickerwassermengen.

Für die Grundwasserneubildung sind neben den klimatischen Einflüssen (Niederschlagsmenge und -verteilung, Verdunstungsleistung), die Bodenverhältnisse (Bodenart, Porenvolumen, Wasserleitfähigkeit, Humusgehalt, ...) und besonders die landwirtschaftlichen Kulturen (Pflanzenparameter, Bewirtschaftungsmaßnahmen, Düngeregime, ...) ausschlaggebend. Die Kombination dieser drei Faktoren wird in der regionalen Modellierung durch Hydrotope in einem geographischen Informationssystem (GIS) realisiert. Ein Hydrotop entspricht dabei einer Fläche mit gleicher Charakteristik hinsichtlich Wetter, Boden und landwirtschaftlicher Kulturführung. Die Grundwasserneubildung unter landwirtschaftlich genutzten Flächen kann dabei mit dem Simulationsmodell SIMWASER (Stenitzer, 1988) in Kombination mit dem Optimierungstool STOTRAPGEN (Klammler et al., 2012) berechnet werden.

Das numerische Simulationsmodell SIMWASER beschreibt die eindimensionalen, vertikalen Wasserflüsse in der ungesättigten Zone von Acker- und Wiesenstandorten. Die Berechnung der Wasserbilanz und des Pflanzenwachstums (für beliebig lange Fruchtfolgen) erfolgt dabei

auf Tagesbasis. Grundsätzlich sind an Wetterelementen auf Tagesbasis die Lufttemperatur, die relative Luftfeuchte, die mittlere Windgeschwindigkeit, die Globalstrahlung und der Niederschlag erforderlich. Die Basis für die modellhafte Charakterisierung der Böden bildet die Österreichische Bodenkartierung (eBOD, 2004). Die Bodendaten, die als Input für die Modellierung erforderlich sind (Horizontierung, pF-Kurve, ku-Kurve etc.), werden aus Pedotransferfunktionen abgeleitet. Die prozentuelle Kulturenverteilung für die Verwendung in STOTRAPGEN ist von Auswertungen der Invekos-Datenbank auf Ebene von Katastralgemeinden verfügbar.

Die Grundwasserneubildung unter Siedlungsgebiet kann unter der Berücksichtigung der Prozesse Grünlandversickerung (Berechnung der Grundwasserneubildung für nicht versiegelte Flächen mit SIMWASER), Direktversickerung (Niederschlagswasser, das von Dächern und versiegelten Flächen über Sickerschächte direkt in den Aquifer eingeleitet wird) und Ableitung (Niederschlagswasser, das von Dächern und versiegelten Flächen in Vorfluter eingeleitet wird) berechnet werden. Grundlage ist das Verhältnis von versiegelter Fläche zu nicht versiegelter Fläche. Dieses Verhältnis hängt sehr stark von der Bebauungsstruktur (Einfamilienhäuser, Ortskern, Einkaufszentren, Industrieflächen etc.) ab und kann daher sehr stark schwanken.

Das Ergebnis der Modellberechnungen stellt tagesbasierte Zeitreihen der Grundwasserneubildung an der Grundwasseroberfläche (oder einer festgelegten Tiefe) für jedes Hydrotop und für die Simulationsperiode dar. Daraus können regionale Verteilungen z. B. der mittleren Jahressumme der Grundwasserneubildung berechnet und in einem GIS visualisiert werden (Abbildung 9.2 für den Grundwasserkörper des westlichen Leibnitzer Feldes).

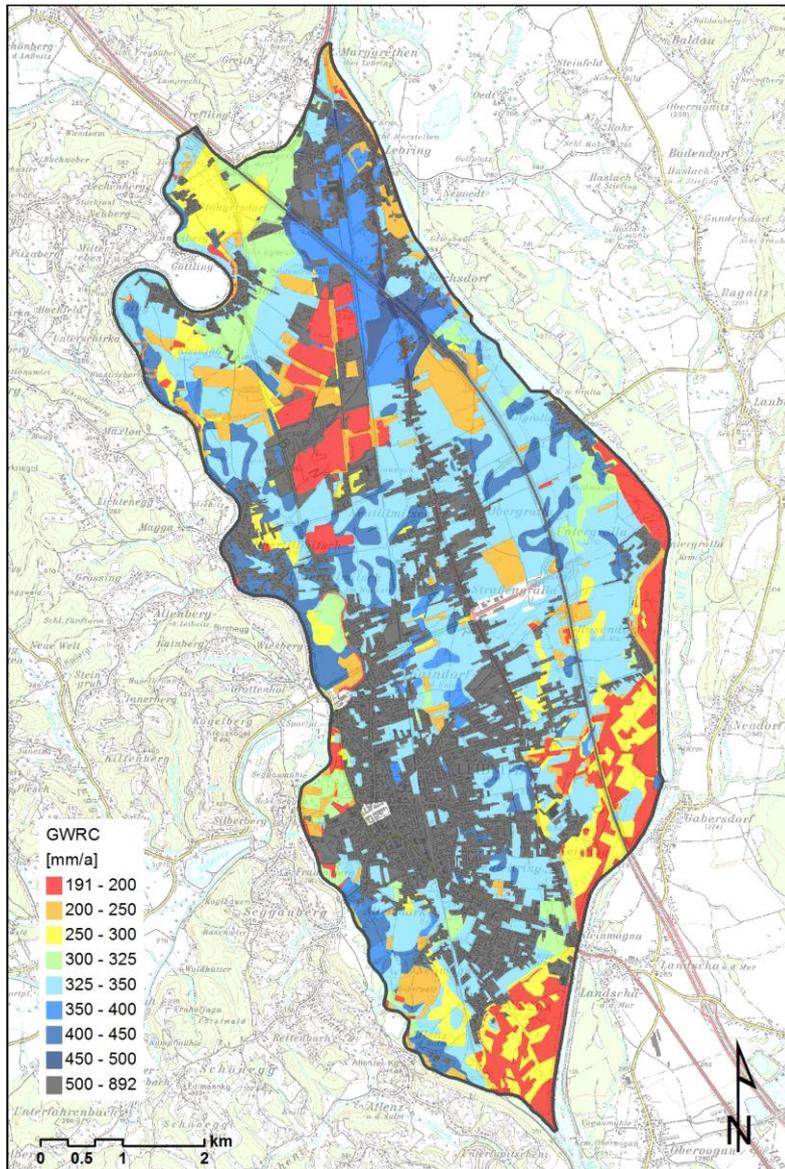


Abbildung 9.2: Mittlere Jahressumme der Grundwasserneubildung (GWRC [mm/a] der Periode 1993 – 2009) aus infiltrierenden Niederschlägen für das westliche Leibnitzer Feld

Quelle: Klammler et al. (2013)

9.5 Regionalisierung des Wassergehaltes/SWI

9.5.1 BMon – Bodenfeuchte-Monitor

Claudia Kristelly

Bei BMon („Bodenfeuchte-Monitor“) arbeiten Projektpartnern aus der Wissenschaft, öffentlichem Dienst und der Industrie zusammen. Ziel des Projekts ist, durch laufende Beobachtung die Bodenfeuchtigkeit auf einem 100 m-Raster über Österreich darzustellen. Dabei bedient man sich der neuen Generation von Satelliten, die Daten mit einer bisher unerreichten räumlichen und zeitlichen Auflösung liefern. Außerdem werden Daten von unterschiedlichen Quellen herangezogen und mittels rechenintensiver Modelle auf Hochleistungs-Cloudplattformen verbunden.

Sentinel-1 und ASCAT Daten dienen der Abschätzung der Bodenfeuchtigkeit und man nutzt Copernicus und EUMETSAT Datenservices. Über Modellsimulationen werden die Daten verschnitten, sodass man Bodenfeuchtigkeiten auf 100 m erhält. Dazu werden in der Hydrologie, Agronomie, und Meteorologie verwendete Prozessmodelle benutzt und mit Modellvorhersagen verknüpft. Dadurch erhofft man, Unsicherheiten aufgrund unterschiedlicher Eingangsdatensätze und Methoden zu ermitteln.

Die Validierung erfolgt mittels Vergleich der Daten mit Messwerten von Niederschlag, Abfluss, Grundwasser und Ernte.

Über die globale Vernetzung der Satellitendaten können BMon Systemkomponenten auf andere Regionen erfolgen (gezeigt wird es für Mali).

Literatur Kapitel 9

Abdulla, F., D. Lettenmaier: Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. In: J. Hydrol., 1997, 197, 230–257, doi:10.1016/S0022-1694(96)03262-3.

Bardossy, A., W. Lehmann: Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: Geostatistical analysis. In: Journal of Hydrology, 1998, 206, 1-15, doi 10.1016/S0022-1694(97)00152-2.

Bardossy, A.: Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. In: Hydrol. Earth Syst. Sci., 2007, 11, 703-710, doi:10.5194/hess-11-703-2007.

Bardossy, A.: Copula-based geostatistical models for groundwater quality parameters. In: Water Resour. Res., 2006, 42, W11416, doi:10.1029/2005WR004754.

Becker, A.: Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: H.B. Kleeberg (Hg.): DFG - Deutsche Forschungsgemeinschaft Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilungen der Senatskommission Wasser, Basel, New York, VCH-Verlag, 1992, pp16-32.

Blaschke, A. P. et al.: Grundwasserströmungsmodell Stallingerfeld – Modellerstellung, Studie im Auftrag der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal, TU Wien – Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, unveröffentlicht, 1992.

DFG – Deutsche Forschungsgemeinschaft: Regionalisierung in der Hydrologie. In: H.B. Kleeberg (Hg.): DFG - Deutsche Forschungsgemeinschaft Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilungen der Senatskommission Wasser, Basel, New York, VCH-Verlag, 1992

eBOD: Österreichische Bodenkartierung. Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Wien, 2004.

Eder A., B Sotier, K. Klebinder, R. Sturmlechner, J. Dorner, G. Markart, G. Schmid, P. Strauss: Endbericht: Hydrologische Bodenkenndaten der Böden Niederösterreichs (HydroBodNÖ. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 3252 Petzenkirchen und Bundesforschungszentrum für Wald, Institut für Naturgefahren, Innsbruck, 2012.

Falkenber, M., und T. Chapman: Comparative Hydrology. UNESCO, Paris, 1989.

Fank, J. et al.: Grundwasserströmungsmodell Marchfeld, Bearbeitung im Auftrag des Amtes der NÖ Landesregierung. JOANNEUM RESEARCH, Institut für WasserRessourcenManagement, Hydrogeologie und Geophysik, unveröffentlicht, 2008.

Fernandez, W., R. Vogel, A. Sankarasubramanian: Regional calibration of a watershed model. In: Hydrol. Sci. J., 2000, 45(5), 689–707, doi:10.1080/02626660009492371.

Fross, Manfred: Marchfeld-Hochterrasse, Vorversuche zur Ermittlung der Dichte, des Porenanteils und des Wassergehaltes des Marchfeldschotters in der Kiesgrube Rögner, Bericht über die Durchführung und Ergebnisse der Vorversuche, unveröffentlicht, 1995.

Genuchten, M.Th van: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. In: Soil science society American journal, 1980, Nr. 44, 1980, S. 892-898, (ZE 4752).

Godina, R., G. Blöschl: 2006 Aufgaben und Methoden der hydrologischen Regionalisierung. In: Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Technische Universität Wien, 2006, Bd. 197., pp.7-20.

Göttinger J., A. Bárdossy: Comparison of four regionalisation methods for a distributed hydrological model. In: J. Hydrol., 2007, 333, 2–4, 15, 374-384, ISSN 0022-1694, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.008.

Hengl 2003

Hengl 2007

Hrachowitz, M., H.H.G. Savenije, G. Blöschl, J.J. McDonnell, M. Sivapalan, J.W. Pomeroy, B. Arheimer, T. Blume, M.P. Clark, U. Ehret, F. Fenicia, J.E. Freer, A. Gelfan, H.V. Gupta, D.A. Hughes, R.W. Hut, A. Montanari, S. Pande, D. Tetzlaff, P.A. Troch, S. Uhlenbrook, T. Wagener, H.C. Winsemius, R.A. Woods, E. Zehe, C. Cudennec: A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) a review. In: Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques 2013, 58, 1198-1255, doi:10.1080/02626667.2013.803183.

Kim, U., J. Kaluarachchi: Application of parameter estimation and regionalization methodologies to ungauged basins of the upper Blue Nile River basin, Ethiopia. In: J. Hydrol., 2008, 362, 39–56, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.08.016.

Klammler G, G. Rock, J. Fank und H. Kupfersberger: Generating land use information to derive diffuse water and nitrate transfer as input for groundwater modelling at the aquifer scale. In: Oswald SE, Kolditz O, Attinger S (Hg.) Models—repositories of knowledge, ModelCARE2011, Leipzig/Germany, IAHS Publ, 2012, 355, 237–242.

Klammler, G., H. Kupfersberger, G. Rock -und J. Fank: Modeling coupled unsaturated and saturated nitrate distribution of the aquifer, Westliches Leibnitzer Feld, Austria. In: Environ Earth Sci., 2013, DOI 10.1007/s12665-013-2302-6.

Kleeberg, H.B., J. Cemus: Regionalisierung hydrologischer Daten. Definitionen. In: Regionalisierung hydrologischer Parameter, Deutsche Forschungsgemeinschaft Bonn, 1990.

Klotz, D., M. Herrnegger, K. Schulz: Symbolic regression for the estimation of transfer functions of hydrological models. In: *Water Resour. Res.*, 2017, 53, 9402-9423, 10.1002/2017wr021253.

Kumar, R., L. Samaniego, S. Attinger: Implications of distributed hydrologic model parameterization on water fluxes at multiple scales and locations. In: *Water Resources Research*, 2013, 49, 360-379, doi: 10.1029/2012wr012195.

Lehmann, W.: Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten. In: *Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe*, 1995, Bd. 52, pp.174.

Maniak, U.: *Hydrologie und Wasserwirtschaft – eine Einführung für Ingenieure*. Springer Vieweg, 2016, doi:10.1007/978-3-662-49087-7.

Matheron, G.: Principles of geostatistic. In: *Economic Ecology*, 1963, Vol. 58, pp.1246-1266.

Müller B., M. Bernhardt, C. Jackisch, K. Schulz: Estimating spatially distributed soil texture using time series of thermal remote sensing - a case study in central Europe. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2016, 20, 3765-3775, doi: 10.5194/hess-20-3765-2016.

Müller, B., M. Bernhardt, K. Schulz: Identification of catchment functional units by time series of thermal remote sensing images. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2014, 18, 5345-5359, 10.5194/hess-18-5345-2014.

Murer E. und E. Stenitzer: Bodenaufnahmesysteme in Österreich. In: *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft*, Wien 2001, Heft 62, 159-168.

Murer E., C. Krammer, G. Schmid und F. Aigner: Standortbewertung für die Wasserwirtschaft aus der Bodenschätzung. Projektbericht des Instituts für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Petzenkirchen, unveröffentlicht, 2018.

Murer E.: Die Ableitung der Parameter eines Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodelles aus den Ergebnissen der Bodenkartierung. Modelle für die gesättigte und ungesättigten Zone. In: *Schriftenreihe aus dem BAW*, 1998, Bd. 7, 89-103.

ÖBG: Bodenaufnahmesysteme in Österreich. In: *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft*, Wien, 2001, Heft 62.

Parajka, J., R. Merz, G. Blöschl: A comparison of regionalization methods for catchment model parameters. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2005, 9, 157–171, doi:10.5194/hess-9-157-2005.

Peters, A., W. Durner: Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. In: *Journal of Hydrology*, 2008, 356: 147-162.

Pokhrel, P., Gupta, H. V. und Wagener, T.: A spatial regularization approach to parameter estimation for a distributed watershed model. In: *Water Resources Research*, 2008, 44, doi:10.1029/2007wr006615.

Rawls, W. J.: Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. In: *Soil Sci.*, 1983, 135, 123–125.

Samaniego, L., R. Kumar, S. Attinger: Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. In: *Water Resour. Res.*, 2010, 46, W05523, doi:10.1029/2008WR007327.

Schaap, M.G., F.J. Leij and M.Th. van Genuchten: ROSETTA: A computer-program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransferfunctions. In: *Journal of Hydrology*, 2001, 251: 163-176.

Schäfer, D.: Bodenhydraulische Eigenschaften eines Kleineinzugsgebietes - Vergleich und Bewertung unterschiedlicher Verfahren. Karlsruhe, Universität Karlsruhe (TH), 1999.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. In: Blume, H.-P., Brümmer, G., Schwertmann, U., Horn, R., Kögel-Knabner, I., Stahr, K., Auerswald, K., Beyer, L., Hartmann, A., Litz, N., Scheinost, A., Stanjek, H. und Welp, G. (Hg.), Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 2002, 15. Auflage

Sotier B., K. Klebinder, T. Bauer, G. Markart, P. Strauss: Endbericht: Hydrologische Bodenkenndaten Niederösterreich – HYDROBOD NÖ II, zweite Projektphase. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 3252 Petzenkirchen und Bundesforschungszentrum für Wald, Institut für Naturgefahren, Innsbruck, 2015.

Springer, M.: Bestimmung von Bodenverteilung und bodenhydraulischer Parameter unter Nutzung hochaufgelöster standortkundlicher Bodendaten im Sachenbachgebiet, Bachelorarbeit: Studiengang Umweltingenieurwesen Technische Universität München, 2014. <https://www.hydrologie.bgu.tum.de/fileadmin/w00bpg/www/Christiane1/Lehre/Studentische>

_arbeiten/fertige_Arbeiten/B6_Rieger_BSc_MarcSpringer_WaSiM.pdf, abgerufen am 31.10.2018.

Stenitzer, E.: SIMWASER – Ein numerisches Modell zur Simulation des Bodenwasserhaushaltes und des Pflanzenertrages eines Standortes. In: Mitteilung Nr. 31, Bundesanstalt für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, 3252 Petzenkirchen, 1988, 203 S.

Tietje, O., M. Tapkenhinrichs: Evaluation of Pedo-Transfer Functions. In: Soil Science Society of America Journal, 1993, 57, 1088-1095.

Troy, T., E.F. Wood, J. Sheffield: An efficient calibration method for continental – scale land surface modeling. In: Water Resour. Res., 2008, 44, W09411, doi:10.1029/2007WR006513.

Wagener, T., H.S. Wheater: Parameter estimation and regionalization for continuous rainfall – runoff models including uncertainty. In: J. Hydrol., 2006, 320, 132-154, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.015.

Woolhiser and Smith (1990)

10 Multidisziplinäre Bedeutung

10.1 Anwendbarkeit in der Wasserwirtschaft

Reinhold Godina, Johann Fank, Lisa Huber

10.1.1 Grundwassermenge

Zwei Milliarden Menschen weltweit sind von Grundwasservorkommen abhängig (Jasechko et al. 2017), welche durch den Klimawandel aber zunehmend unter Druck geraten (Cuthbert et al. 2019). In Österreich beispielsweise wird 100% des Trinkwassers aus Grundwasser bezogen (UBA 2019). Die Grundwasserneubildung erfolgt durch Niederschläge oder Oberflächenwasser, die als Sickerwasser bis zum Grundwasser vordringen. Typischerweise übersteigt in humiden Klimazonen - so auch in Österreich - der jährliche Niederschlag und die daraus resultierende Infiltration die jährliche Evapotranspiration. Man kann also mit ausreichender Grundwasserneubildung pro Jahr rechnen, die höher als die jährlichen anthropogenen Wasserentnahmen ausfällt (Meisch et al. 2019). Jährliche Betrachtungen des Grundwassers sind aber für viele Fragestellungen nicht ausreichend: Die meisten Grundwasserspeicher in Österreich erreichen ihren Tiefststand im Herbst bevor sie sich im Winter bzw. durch die Schneeschmelze im Frühjahr wieder auffüllen. Besonders heiße und trockene Sommer, wie sie durch den Klimawandel immer häufiger erlebt werden, können zu sehr niedrigen Grundwasserständen führen. Neben den klima- bzw. witterungsbedingten Niederschlägen und Evapotranspirationen hängen die Menge und Verteilung der Grundwasserneubildung auch in großem Maße von den Bodeneigenschaften ab, wie dem Zusammenhang zwischen Matrixpotenzial einerseits und Wasserleitfähigkeit und Wassergehalt andererseits, sowie dem Infiltrationsvermögen (Blume et al. 2010). Das Wissen, wann und wo welche Mengen an Sickerwasser bzw. Grundwasserneubildung anfallen, hilft Grundwasserengpässe zu verstehen und vorherzusagen. Um Grundwasserneubildungen in höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung quantifizieren und vorhersagen zu können, sind also rein klimatische Wasserbilanzen nicht ausreichend, sondern sollten durch bodenhydrologische Charakteristiken des betrachteten Gebietes ergänzt werden. Bodenhydrologische Messstationen (z. B. Sickerwassersammler sowie auch durch Monitoring erfasste Profilwassermengenänderungen) ermöglichen hier Experimente, um die Grundwasserneubildung zeitabhängig und für lokale Bodengegebenheiten zu bestimmen. Aufbauend auf den Erkenntnissen von den bodenhydrologischen Messstationen können Simulationsmodelle kalibriert und validiert werden um Sickerwasser und Grundwasserneubildungen, auch für größere Gebiete, zu

quantifizieren und vorherzusagen (Stenitzer and Hoesch 2005, Chen et al. 2008, Lemke and Elbracht 2008, Moeck et al. 2013, Zepp et al. 2017).

10.1.2 Grundwasserqualität

Durch die Böden perkolierende Sickerwässer tragen nicht nur zur Erneuerung des Grundwassers bei, sondern verfrachten auch im Wasser gelöste Stoffe von der Oberfläche in tiefere Bodenschichten bzw. ins Grundwasser. Neben der punktuellen und linienhaften Versickerung von Schadstoffen aus unterschiedlichen Belastungsquellen ist in den Ackerbaugebieten der Austrag von Nitrat aus der ungesättigten Zone in das Grundwasser ein bis dato noch nicht gelöstes Problem.

Die Erfassung der Nitratkonzentration im Sickerwasser kann dabei mit relativ geringem Aufwand an einzelnen Messstandorten durch die Probenahme mittels Saugkerzen und die im Labor durchzuführende hydrochemische Analytik erfolgen. Allerdings liefern Nitratkonzentrationswerte im Sickerwasser nur einen ungenügenden Blick auf die Belastungssituation für das Grundwasser, da die aus der ungesättigten Zone ausgetragene Stickstofffracht nur als Kombination von Nitratkonzentration und Sickerwasserfracht berechnet werden kann. Alternativ kann der Stickstoffeintrag ins Grundwasser auch aus der Stickstoffbilanzierung abgeschätzt werden, dies allerdings – aufgrund der verfügbaren Datenlage – nur in den seltensten Fällen – für konkrete Standorte sondern für größere Bilanzierungseinheiten (Betriebe, Verwaltungseinheiten, Grundwasserkörper etc.).

Die hohe Relevanz der Kenntnis der Sickerwassermenge für die Beurteilung der Auswirkung von Stoffeinträgen in das Grundwasser zeigt folgendes Beispiel: Ein Stickstoffbilanzüberschuss von 30 kg N je ha und Jahr führt bei einer mittleren jährlichen Grundwasserneubildung von 60 mm zu einer mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser von mehr als 200 mg/l. Steigt die Grundwasserneubildung auf eine mittlere Jahressumme von 300 mm liegt die Nitratkonzentration im Sickerwasser unter dem Vorsorgewert von 45 mg/l (laut Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser [QZV Chemie GW, BGBl. II Nr. 98/2010 idgF]). Die Stickstofffracht (N [kg/ha]) an einem Messstandort für einen definierten Zeitraum berechnet sich aus der Grundwasserneubildung (GWNB [mm]) und der Nitratkonzentration (c_{NO_3} [mg/l]) nach der Formel $N = c_{NO_3} * GWNB / 443$.

Eine Möglichkeit zur Ermittlung und zur Regionalisierung des Eintrages von Stoffen aus der ungesättigten Zone in das Grundwasser ist die Anwendung (i) von Bodenwasserhaushalts- und Stofftransportmodellen, wobei der Wasserfluss an den Messdaten bodenhydrologischer Messstationen kalibriert und validiert wird und (ii) der direkten Modellierung der Stofffrachten und -konzentrationen.

Im numerischen Simulationsmodell SIMWASER/STOTRASIM beschreibt STOTRASIM (Feichtinger 1998) die eindimensionalen, vertikalen Stickstoffflüsse in der ungesättigten Zone von Acker- und Wiesenstandorten. Die Berechnung der Stickstoffumsetzungsprozesse erfolgt dabei auf Tagesbasis. Das Ergebnis der Modellberechnungen stellen tagesbasierte Zeitreihen des Stickstoffaustrags und der Nitratkonzentration an der Grundwasseroberfläche (oder einer festgelegten Tiefe) für jedes Hydrotop und für die Simulationsperiode dar. Daraus können regionale Verteilungen z. B. des mittleren jährlichen N-Austrags oder der mittleren Nitratkonzentration im Sickerwasser berechnet und in einem GIS visualisiert werden (Abbildung 10.1 für den Grundwasserkörper des westlichen Leibnitzer Feldes).

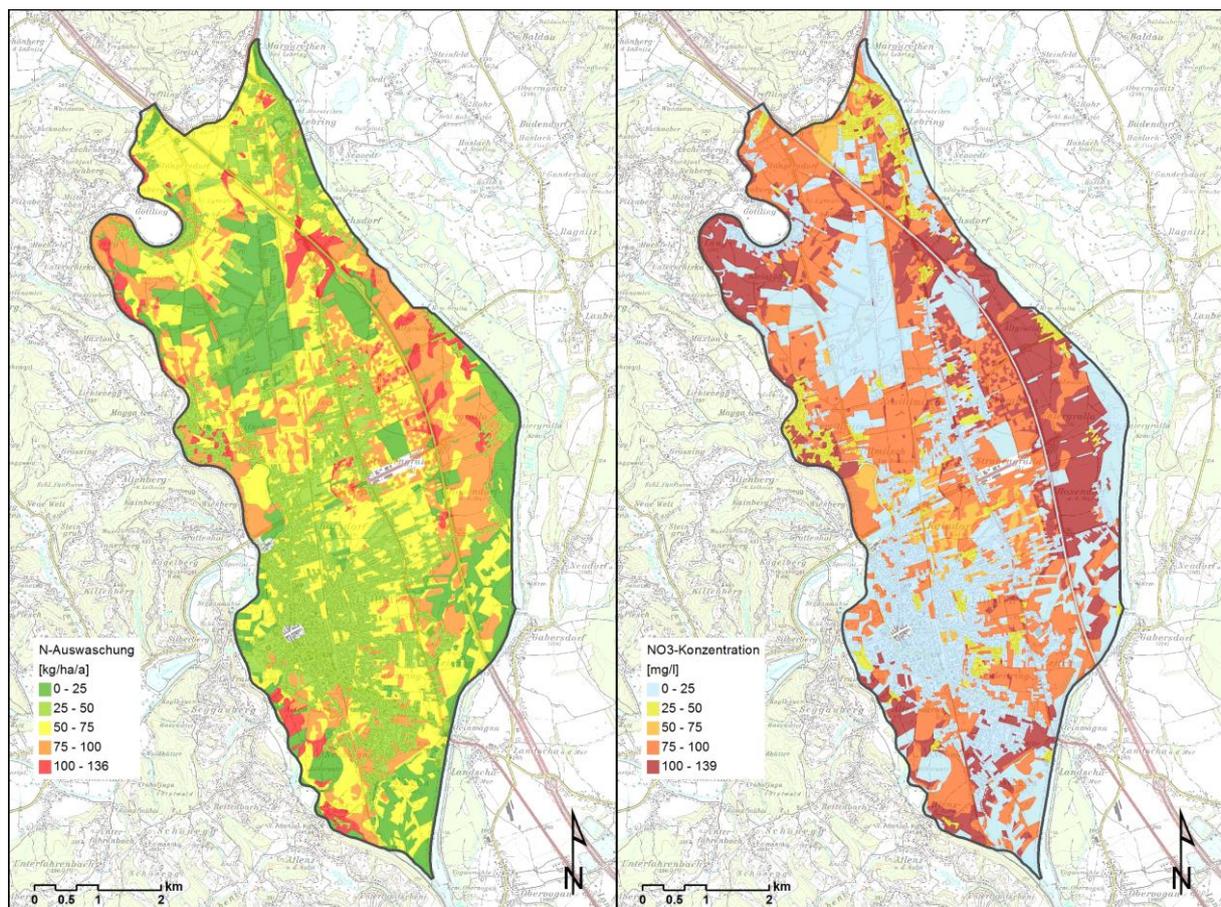


Abbildung 10.1: Mittlere Jahressumme des Stickstoffaustrages aus der ungesättigten Zone (N-Auswaschung [kg/ha/a]) und mittlere Nitratkonzentration (NO₃-Konzentration [mg/l]) der Periode 1993 – 2009 im Sickerwasser für das westliche Leibnitzer Feld

Quelle: Klammler et al. (2013)

10.1.3 Hochwasser

Die Bodenfeuchte stellt neben den physikalischen Eigenschaften der Böden, der Landbedeckung sowie Art und Intensität der Landnutzung den maßgeblichen Faktor für die Entstehung von Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss in den Böden dar. Es ist entscheidend, dass der Systemzustand eines Standortes (feucht, trocken...) auch in hydrologischen Modellen nachvollziehbar abgebildet werden kann. Flächendeckende Bodenfeuchtedaten für die Landoberfläche aus Fernerkundungsmethoden, z. B. über aktive und passive Aufnahmesysteme mit Mikrowellen abgeleitet, werden häufig als Information für hydrologische Modelle, Wetterprognosemodelle oder den Katastrophenschutz genutzt (Hasenauer et al. 2009). Ergebnisse rezenter einschlägiger Projekte (z. B. 4D-FORMAT) zeigen jedoch, dass z. B. über Fernerkundung gewonnene flächige Bodenfeuchteinformationen den tatsächlichen Wassergehalt des Bodens insbesondere unter hochwüchsigen Vegetationsformen nur unzureichend genau abbilden, auch die räumliche Auflösung ist limitiert. Daher erscheint es sinnvoll, die Bodenfeuchte an einer minimalen Anzahl von Testflächen auch permanent terrestrisch zu fassen. Der Hydrographische Dienst Tirol hat daher für das Osttiroler Einzugsgebiet der Drau in den letzten Jahren insgesamt sechs Bodenfeuchtemessstationen mit je 1-2 Bodenfeuchteprofilen und 1 Profil zur Erfassung des Matrixpotenzial ausgestattet. Die Stationsauswahl erfolgte nach folgenden Kriterien: i) möglichst ungestörter bzw. natürlicher Boden und ii) repräsentativ für weitere Bereiche der Umgebung.

Daten aus dem terrestrischen Bodenfeuchtemonitoring geben insbesondere bei Dauerregen hoher Intensität wertvolle Hinweise auf die verbleibende Aufnahmekapazität der Böden. Sie ermöglichen die Plausibilisierung von Ereignisnachrechnungen und stellen wichtige Informationen für die Abflussprognose dar. Ein großer Vorteil ist, dass Daten aus dem Bodenfeuchtemonitoring über Datenfernübertragung nahezu in Echtzeit zur Verfügung stehen, Fernerkundungsdaten häufig nur mit entsprechender zeitlicher Verzögerung.

10.2 Anwendbarkeit in der Landwirtschaft

Albert Bernsteiner, Daniel Pucher, Johannes Maßwohl

Österreich ist überwiegend von humiden oder semi-humiden Klimaten geprägt. Die wichtigen Ackerbauregionen in den niederschlagsärmeren Regionen sind mit zunehmender Tendenz mit Trockenheit (oft kombiniert mit Hitzestress bei Nutzpflanzen) konfrontiert. Trockenstress und/oder Hitzebelastung führen zu deutlichen Ertragseinbußen bei Nutzpflanzen.

Aufgrund der Herausforderungen des Klimawandels gewinnt die Bereitstellung von Bodenwasserinformationen für die Landwirtschaft auf regionaler Ebene zunehmend an Bedeutung.

10.2.1 Wasserbedarf

Der Wasserbedarf landwirtschaftlicher Kulturen ist insbesondere zum Zeitpunkt der Blüte und dem nachfolgenden Fruchtansatz am höchsten.

Durch die länger werdende Vegetationsperiode, steigenden Temperaturen und einer Verschiebung der Niederschläge in die Wintermonate ist eine gute Wasserversorgung zum optimalen Zeitpunkt nicht immer gegeben. Beispielsweise wird beim Mais der maximale Wasserbedarf im Juli erreicht. Wasserknappheit in diesen empfindlichen Phasen führt automatisch zu Ertragseinbußen. Im Bereich pF 1,8 bis 4,2 (nutzbare Feldkapazität) ist das vorhandene Bodenwasser für die Pflanzen theoretisch verfügbar. Ausschlaggebend für die Landwirtschaft ist nicht der permanente Welkepunkt (pF 4,2), sondern der kulturspezifische pF -Wert, ab dem Ertragseinbußen auftreten. Die permanente Messung von Wassergehalt, Wasserspannung und Bodentemperatur liefert Informationen, die dazu genutzt werden können, optimale Bereiche innerhalb der pF -Kurven für unterschiedliche landwirtschaftliche Kulturen auszumachen. Langfristig bedeutet dies, dass bei gehäufter Unterschreitung von kritischen pF -Werten im Juli, am Beispiel Mais, mit Ertragseinbußen zu rechnen ist. Gegensteuern könnte man durch folgende Maßnahmen:

- Beibehaltung der Kultur unter Sicherstellung der Wasserversorgung durch Bewässerung zum bestmöglichen Zeitpunkt
- Wechsel zu einer Kultur mit niedrigerem Wasserbedarf
- Wechsel zu einer Kultur mit Wasserbedarfsspitzen zu einem anderen Zeitpunkt

Zur Feststellung der Wasserspannung und des Wassergehalts im Boden gibt es unterschiedliche Sensoren. Die sachgerechte Verwendung der Messeinrichtungen in Wissenschaft und Praxis ist von grundlegender Bedeutung.

10.2.2 Bedarfsorientierte Bewässerung

Eine Bewässerung ist grundsätzlich notwendig, wenn die Wasserreserven im Wurzelraum für eine optimale Versorgung der Pflanze nicht mehr ausreichen. Für die Ermittlung des Bewässerungswasserbedarfes werden u. a. Kennwerte wie der spezifische Wasserbedarf der jeweiligen Kultur, die Bodenart, die bodenhydraulischen Eigenschaften (spezifische Aufnahmevermögen der Böden, nutzbare Feldkapazität, Durchlässigkeit usw.), die Bepflanzungsdichte und die klimatischen Verhältnisse herangezogen. Aus diesen Kennwerten ergeben sich die Technik, die Höhe und Häufigkeit der Wassergaben für eine ausreichende Versorgung der Pflanze mit Wasser. Eine objektive Methode zur bedarfsorientierten Bewässerung ist die regelmäßige Beobachtung des Bodenwasserstatus. Für eine optimale Wasserversorgung der Pflanze sollten sich die Messwerte (Wassergehalt, Wasserspannung) in einem definierten Bereich bewegen. „Für die Bewässerungssteuerung in bäuerlichen Betrieben

hat sich in den letzten Jahren die Kontrolle der Bodenwasserverhältnisse mittels Tensiometern bewährt, es wird jedoch auch noch gerne auf Gipsblöcke zurückgegriffen. Vollautomatische Steuerungen können mittlerweile ein wesentlicher und wichtiger Bestandteil von effizient betriebenen Bewässerungsanlagen jeglicher Art sein“ (ÖWAV, 2016).

Die nachfolgende Tabelle zeigt den Einfluss des Bodens auf die Wasserversorgung der Pflanze. Die Schaltwerte für Bewässerungsbeginn bzw. -ende liegen bei 50 % nFK bzw. 75 % nFK. Die Bewässerungsmenge resultiert aus dem effektiven Wurzelraum mal 25 % der nutzbaren Feldkapazität, inklusive Verlustausgleich (Verdunstung) bis zu einem festgesetzten Maximalwert (42 mm im angeführten Beispiel).

Tabelle 10.1: Einfluss des Bodens auf die Wasserversorgung der Pflanze.

| Bodenart | S | SI | sL | tL | T | IU |
|--|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|
| <i>Tiefe effektiver Wurzelraum (cm)</i> | 60 | 70 | 100 | 100 | 100 | 110 |
| nFK Vol% (= mm/dm Boden) | 10 | 14 | 16 | 14 | 13 | 22 |
| 100 % nFK eff. Wurzelraum (mm) | 60 | 100 | 160 | 140 | 130 | 242 |
| 50 % nFK eff. Wurzelraum (mm) | 30 | 50 | 80 | 70 | 65 | 121 |
| Tage bis Grenze Trockenstress erreicht bei 4 mm Verdunstung / Tag | 8 | 13 | 20 | 18 | 16 | 30 |
| <i>Gabenhöhe (mm) bis Maximum, incl. Verlustausgleich</i> | 20 | 33 | 42 | 42 | 42 | 42 |
| <i>Tage mit guter Wasserversorgung bei 4 mm Verdunstung pro Tag</i> | 5 | 8 | 10 | 10 | 10 | 10 |

Quelle: Schimmelpfennig et al., 2017

Berechnungstabelle für unterschiedliche Kulturen und Böden finden sich beispielsweise im ÖWAV-Regelblatt 407.

10.2.3 Nährstofffreisetzung

Die Nährstofffreisetzung (Mineralisierung) im Boden ist ein für die landwirtschaftliche Praxis wichtiger Prozess. Zwei wesentliche Faktoren, welche den Mineralisierungsprozess im Boden bestimmen, sind der Wassergehalt und die Bodentemperatur. Unter Mineralisierung versteht man die Umwandlung von organische in anorganische Substanz durch Aktivität der Bodenlebewesen.

Der Wassergehalt im Boden und der Nährstoffgehalt in der Bodenlösung sind für das Pflanzenwachstum zentrale Parameter, welche gemeinsam zu betrachten sind.

Nährstoffkonzentrationen in der Bodenlösung steuern pflanzenphysiologische Vorgänge. Die Konzentration der Bodenlösung ist eine Funktion der Wassermenge und der Nährstoffmenge. Das heißt, finden beispielsweise Getreidewurzeln im Bodenwasser eine ausreichende Nitratkonzentration vor, wird die Cytokininbildung in den Wurzeln stimuliert und somit die Bestockung gefördert. Für den Weizenanbau müssten demnach auf verschiedenen Böden mit ihren unterschiedlichen Feldkapazitäten die Düngemengen angepasst werden. Der für das Pflanzenwachstum notwendige Stickstoff wird überwiegend als Nitrat- bzw. Ammoniumstickstoff (N_{\min}) über die Wurzeln aufgenommen. Ein kleiner Teil des organisch gebundenen Stickstoffs im Boden wird über den Mineralisierungsprozess als anorganischer Stickstoff im Boden freigesetzt.

Der N_{\min} -Gehalt im Boden wird bei konstantem organischen Stickstoffgehalt überwiegend über Bodentemperatur und Bodenwassergehalt gesteuert. Aufgrund dieser Bodenparameter können Simulationsmodelle (z. B. EPIC) den N_{\min} -Gehalt im Boden darstellen.

In der landwirtschaftlichen Düngungspraxis ist das Sollwertesystem (SWS) insbesondere bei Hack- und Gemüsekulturen verbreitet, teilweise ist es aber auch gesetzlich vorgeschrieben oder Bestandteil von Qualitätsprogrammen. Ziel ist es, die notwendige Stickstoffmenge für eine weitere Düngegabe zu bestimmen und somit eine umweltverträgliche und bedarfsgerechte Versorgung der Pflanze zu gewährleisten. Im Zuge dessen muss die Landwirtin/der Landwirt zu festgelegten Zeitpunkten Bodenproben ziehen und labortechnisch analysieren. Die Implementierung von Modellen zur Simulation von N_{\min} -Gehalten reduziert den Aufwand für Probenziehung und Analyse und vermindert die Kosten für den Düngemiteleinsatz.

10.2.4 Bodenverdichtung

Die Erfassung des Bodenwassergehalts ist auch hinsichtlich Bodenverdichtung von entscheidender Bedeutung. Zunehmende Betriebsgrößen und Flächenzusammenlegungen in den letzten Jahrzehnten haben dazu geführt, dass die für die landwirtschaftliche Produktion eingesetzten Maschinen und Fahrzeuge größer, schwerer und leistungsfähiger geworden sind. Dieser Trend setzt sich auch in Zukunft fort.

Durch den höheren Bodendruck muss besonders auf die Tragfähigkeit und Stabilität des Bodens geachtet werden. Je höher der Wassergehalt des Bodens ist, umso niedriger ist die Bodenfestigkeit. Besonders auf Standorten mit hohem Feinanteil leidet die Stabilität unter nassen Bedingungen. Bei gegebenen Parametern für Reifendruck, Achslasten und Bodenbeschaffenheit lassen sich mithilfe des Wassergehalts Empfehlungen zur Befahrbarkeit des Bodens ableiten. Zur Berechnung des Bodendrucks sind entsprechende Anwendungen (z. B. Terranimo®) verfügbar (Abbildung 10.2).

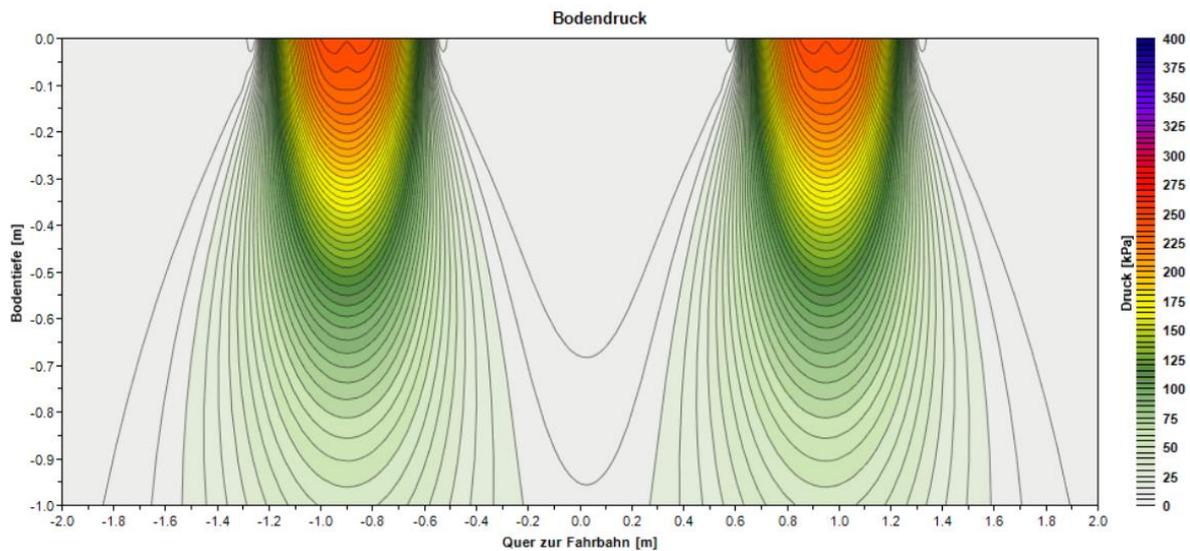
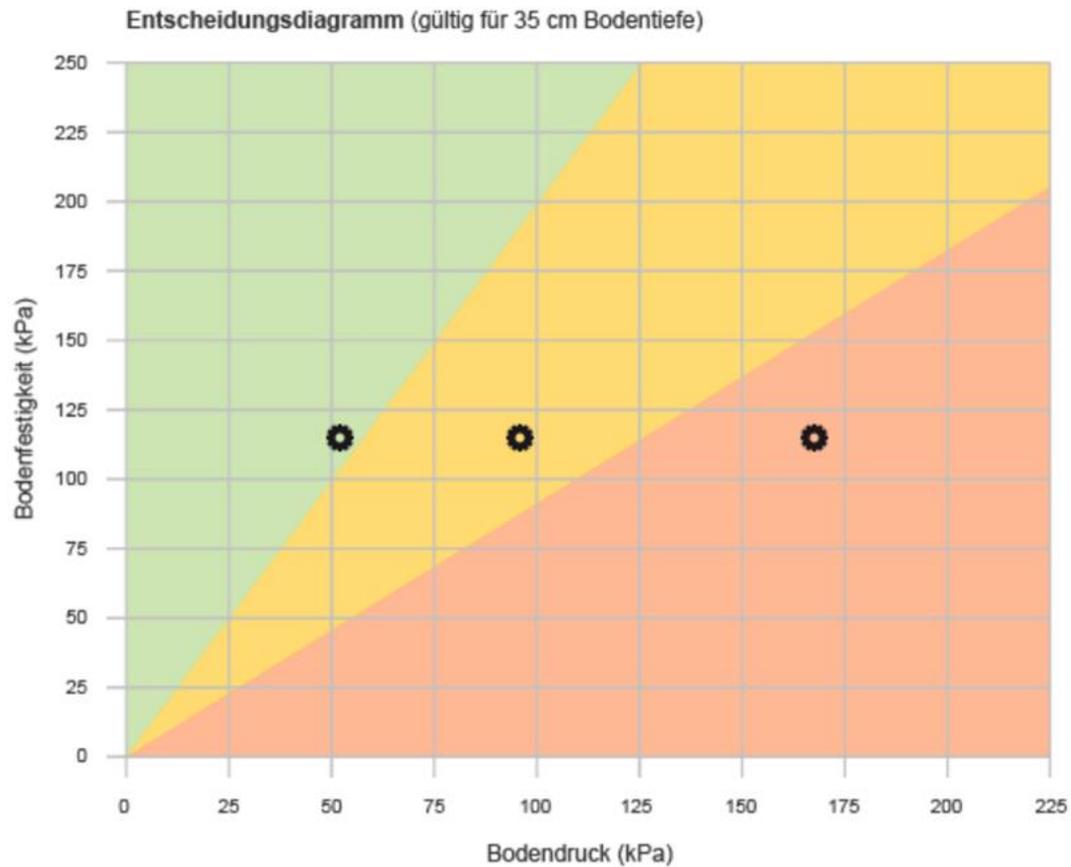


Abbildung 10.2: Bodendruck in unterschiedlichen Tiefen (Beispiel, das unter Eingabe spezifischer Kennwerte für Boden und Maschine auf der Internetseite <http://www.terrano.world/CH/Default.aspx> ermittelt werden kann)

Quelle: <http://www.terrano.world/CH/Default.aspx>

Terrano® ist ein Simulationsmodell für die Berechnung des Bodenverdichtungsrisikos beim Einsatz von landwirtschaftlichen Fahrzeugen (Abbildung 10.3). Mithilfe derartiger Simulationsprogramme kann unter den Landwirtinnen und Landwirten ein Bewusstsein für die Problematik von Bodenverdichtungen geschaffen werden. Die einfache, aussagekräftige grafische Aufarbeitung unterstützt die Landwirtinnen und Landwirte bei der Bewirtschaftung ihrer Böden. Bei Arbeiten mit schweren Geräten, die nicht termingebunden sind, sollte man den Bodenwassergehalt mitberücksichtigen.



| Grosser Traktor | Bodendruck | Bodenfestigkeit |
|---------------------------|--------------------|--------------------|
| linkes inneres Vorderrad | 52 kPa (0.52 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |
| rechtes inneres Vorderrad | 52 kPa (0.52 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |
| linkes inneres Hinterrad | 168 kPa (1.68 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |
| rechtes inneres Hinterrad | 168 kPa (1.68 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |

| Güllefass | Bodendruck | Bodenfestigkeit |
|-------------|-------------------|--------------------|
| linkes Rad | 96 kPa (0.96 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |
| rechtes Rad | 96 kPa (0.96 bar) | 115 kPa (1.15 bar) |

Legende

| |
|--|
| Keine Verdichtungsgefährdung |
| Beträchtliche Verdichtungsgefährdung - Radlast oder Reifendruck reduzieren |
| ACHTUNG: Schadverdichtung im Unterboden zu erwarten - Befahrung unterlassen |

100kPa = 1bar

Abbildung 10.3: Entscheidungsdiagramm (die Punkte markieren den Bodendruck der Fahrzeugachsen; (Beispiel, das unter Eingabe spezifischer Kennwerte für Boden und Maschine auf der Internetseite <http://www.terrano.world/CH/Default.aspx> ermittelt werden kann)

Quelle: <http://www.terrano.world/CH/Default.aspx>

10.2.5 Bodenfeuchtemonitoring in der Landwirtschaft

Die österreichische Bodenkartierung bietet bereits umfangreiche Informationen zur Bodenbeschaffenheit (siehe digitale Bodenkarte). Messstationen, die die Bodenfeuchte zur Verhinderung von Bodenverdichtungen erfassen, sind ein wichtiger Aspekt für eine schonende und nachhaltige land- und forstwirtschaftliche Nutzung unserer Böden.

Der Boden hat hinsichtlich Anpassung an den Klimawandel eine zentrale Bedeutung. Flächendeckende Bodeninformationen sind deshalb wichtig und mit entsprechenden Bodenfeuchtemessdaten zu ergänzen. Für ein Bodenfeuchtemonitoring sind folgende Umsetzungspunkte relevant:

- a. Echtzeit-Publikation der Messdaten und Datenarchiv auf einer öffentlichen Webseite mithilfe einer Online-Erfassung von Bodenfeuchte, Saugspannung, Temperatur und Niederschlag in unterschiedlichen klimatischen und landwirtschaftlichen Regionen.
- b. Informationssystem für verschiedene Nutzer zum angepassten Umgang mit veränderter Bodenfeuchte (z. B. Ampelsystem über WISA).
- c. Digitales Werkzeug zur Bewässerungsoptimierung basierend auf Bodenfeuchtemessungen.
- d. Messtechnische Grundlage zur Validierung von Bodenfeuchtemodellen und Satellitendaten.

10.3 Anwendung in der Ökologie

Georg Leitinger, Lisa Huber

10.3.1 Wasser im Boden und Ökohydrologie

Die systematische Erfassung bodenhydrologischer Kennwerte ist aus ökologischer Sicht von unschätzbarem Wert, um Grundlagendaten für ein besseres Verständnis der Ökosysteme (aquatisch und terrestrisch) zu erhalten und speziell die Parametrisierung für eine große Bandbreite an Anfangsbedingungen und Systemzuständen für die boden- und ökohydrologische Modellierung zu ermöglichen. Viele Bereiche der Ökologie beschäftigen sich mit Fragestellungen, die sich aus veränderten Umweltbedingungen für das Ökosystem Boden und damit das Boden-Pflanzen-Atmosphäre-Kontinuum (soil-plant-atmosphere continuum (SPAC)) ergeben. Die Verdunstung (in/aus terrestrischen Ökosystemen) ist das Kraftwerk des Wasserhaushaltes unserer Erde. Obwohl der Wasserkreislauf auch ohne

Lebewesen der Umwelt (Biota) ablaufen würde, beeinflusst speziell die Fotosynthese der Pflanzen die Wasserflüsse in bedeutsamer Art und Weise und verbindet den Wasserkreislauf direkt mit dem Kohlenstoffkreislauf. Messungen zur Quantifizierung der Wasserflüsse im Boden-Pflanzen-Atmosphäre-Kontinuum sind notwendige Voraussetzungen, um zukünftige Einflüsse der Klimaänderung und des Landnutzungswandels auf landwirtschaftliche Produktion einerseits und die Wasserhaushaltsgleichung andererseits zu bewerten. Hier gehören Lysimeter mitunter zu den bedeutsamsten Messanlagen, um zu Standortwerten der aktuellen Evapotranspiration zu gelangen und die signifikanten Auswirkungen unterschiedlicher Vegetationen auf den Wasserhaushalt zu untersuchen (Obojes et al, 2015). Kürzlich publizierte Experimente von wägbaren Kleinlysimetern beschäftigten sich mit den Auswirkungen von veränderten Klimabedingungen (erhöhte Lufttemperatur, Trockenperioden) auf Produktivität und Wassernutzungsstrategien von alpinem Grasland (Frenck et al., 2018; Tello-García et al, 2020). Gewonnene Erkenntnisse sind sowohl relevant für vorausschauende Grünlandwirtschaft als auch nachhaltiges Wasserressourcenmanagement in Zeiten des globalen Wandels. Aus ökohydrologischer Sicht besonders wichtig ist die Situation, wenn Pflanzen Bodenwasser aufnehmen und damit weniger Wasser für andere Organismen verfügbar bleibt, und vice versa. Wassermangel führt dabei zu verringertem Biomasseaufbau durch reduzierte Kohlenstoffaufnahme aus der Atmosphäre bzw. durch die geringere Nährstoffverfügbarkeit aufgrund fehlender Lösung und sinkender Aktivität von nährstoffmobilisierenden Mikroorganismen. Eine quantitative Veränderung des Wassers im Boden kann dann bei der Bewässerung von landwirtschaftlichen Flächen aus Fließgewässern zu einem Zielkonflikt (Trade-off) mit anderen Interessen (z. B. Erhalt von Lebensraum für Organismen im Flusslauf, Wasserkraft) führen. Inwieweit dabei die Natur in der Lage ist, die Bedürfnisse von uns Menschen zu decken, kann durch die Ableitung von Ökosystemleistungen, die mit Wasser im Boden in Verbindung stehen, erfolgen.

10.3.2 **Wasser im Boden als Indikator für Ökosystemleistungen**

Ökosystemleistungen (ÖSL) sind definiert als „Vorteile“ oder „Nutzen“ (engl. benefits), die Menschen von Ökosystemen beziehen. Das Konzept der ÖSL wurde entwickelt, um eine Verbindung von natürlichen Prozessen und Funktionen der Umwelt mit dem Nutzen für die Menschen herzustellen und dadurch eine Bewertung von Leistungen der Natur zu ermöglichen (Costanza et al. 1998, Haines-Young and Potschin 2010). Laut CICES-Klassifikation für ÖSL (Common International Classification of Ecosystem Service, CICES (Haines-Young and Potschin-Young, 2018)) lassen sich ÖSL in drei Kategorien einteilen: (a) Versorgungsleistungen (*provisioning ecosystem services*), (b) Regulierungsleistungen (*regulating and maintaining ecosystem services*) und (c) kulturelle Leistungen (*cultural ecosystem services*). Die Versorgungsleistungen umfassen die Bereitstellung von Nahrungsmitteln, Wasser, Rohstoffen und medizinischen und genetischen Ressourcen.

Regulierungsleistungen sind beispielsweise Klimaregulierung, Erosionsschutz, Lärmschutz, Regulierung der Boden-, Luft- und Wasserqualität, Naturgefahrenregulierung oder Wasserhaushaltsregulierung. Kulturelle Leistungen umfassen Ästhetik, Inspiration, Erholung, Bildung und Wissen, Spiritualität und Wohlbefinden durch die Natur.

Bodenwasser spielt dabei eine wichtige Rolle in der Bereitstellung zahlreicher ÖSL (Robinson et al. 2008). Die systematische Erfassung bodenhydrologischer Kennwerte bildet daher einen wesentlichen Bestandteil der Quantifizierung und Bewertung von ÖSL. Obwohl der quantitative Anteil des Bodenwassers am gesamten globalen Wasserkreislauf mit 0,05 % relativ gering ist (Dingman 2002), beeinflusst die Bodenfeuchte maßgeblich das Niederschlags-Abfluss Verhalten. Die Bodenfeuchte hat daher Einfluss auf die zeitliche und quantitative Verfügbarkeit von Süßwasser für menschliche Nutzung (Versorgungsleistung *Wasserversorgung*) sowie auch auf das Abflussverhalten bei Starkregenereignissen (Regulierungsleistung *Naturgefahrenregulierung*). Das Bodenwasser löst Nährstoffe im Boden und steuert die mikrobielle Aktivität; und beeinflusst dadurch Bodenqualität und -fruchtbarkeit (Regulierungsleistung *Bodenqualität*). Durch die Aufnahme von Bodenlösung (Wasser + essentielle Nährstoffe) über die Wurzeln kann das Pflanzenwachstum und die Biomasseproduktion für die Land- und Forstwirtschaft gesichert werden (Versorgungsleistungen *Nahrungsmittelproduktion*, *Futtermittelproduktion* und *Rohstoffproduktion*).

Die quantitative Erfassung von Wasser im Boden sowie Grundlagenforschung zum besseren Verständnis der Funktion von Wasser im Boden in unseren Ökosystemen ist daher als notwendige Basis zur Beantwortung ökohydrologischer Fragestellungen zu sehen. Dadurch werden Auswirkungen der sich ändernden Systembedingungen (globaler Wandel) sichtbar, und ein Monitoring wichtiger Ökosystemleistungen sichergestellt.

Literatur Kapitel 10

Blume, H.-P., G. W. Brümmer, R. Horn, E. Kandeler, I. Kögel-Knabner, R. Kretschmar, K. Stahr, and B.-M. Wilke: In: Lehrbuch der Bodenkunde, Scheffer/Schachtschabel (Hg.), Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 2010, 16th edition.

Chen, X., Z.-C. Zhang, X.-N. Zhang, Y.-Q. Chen, M.-K. Qian, and S.-F. Peng: Estimation of Groundwater Recharge from Precipitation and Evapotranspiration by Lysimeter Measurement and Soil Moisture Model. In: Journal of Hydrologic Engineering, 2008, 13:333-340.

Costanza, R., R. d'Arge, R. de Groot, S. Farber, M. Grasso, B. Hannon, K. Limburg, S. Naeem, R. V. O'Neill, J. Paruelo, R. G. Raskin, P. Sutton, and M. van den Belt: The value of the world's ecosystem services and natural capital. In: *Ecological Economics*, 1998, 25:3-15.

Cuthbert, M. O., T. Gleeson, N. Moosdorf, K. M. Befus, A. Schneider, J. Hartmann, and B. Lehner: Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. In: *Nature Climate Change*, 2019, 9:137-141.

Dingman, S. L.: *Physical hydrology*, 2002, 2nd edition. Prentice Hall.

Feichtinger F.: STOTRASIM—Ein Modell zur Simulation der Stickstoffdynamik in der ungesättigten Zone eines Ackerstandortes. In: *Modelle für die gesättigte und ungesättigte Bodenzone*. Schriftenreihe des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Vienna, 1998, 7:14–41.

Feichtinger, F.: Vorläufiges Handbuch zur Datenaufbereitung bei den Messstellen „ungesättigte Zone“ Hydrographischer Dienst. Bundesamt für Wasserwirtschaft, IKT, 07.12.2010

Frenck, G., Leitinger, G., Obojes, N., Hofmann, M., Newesely, C., Deutschmann, M., Tappeiner, U., Tasser, E.: Community-specific hydraulic conductance potential of soil water decomposed for two Alpine grasslands by small-scale lysimetry. In: *Biogeosciences*, 2018, 15, 1065–1078.

Haines-Young, R., and M. Potschin: The links between biodiversity, ecosystem services and human well-being. In: C. L. J. Frid and D. G. Raffaelli (Hg.): *Ecosystem Ecology: A New Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 2010, Pages 110-139.

Haines-Young, R., and M. Potschin-Young: Revision of the Common International Classification for Ecosystem Services (CICES V5.1): A Policy Brief. In: *One Ecosystem* 3, 2018.

Hasenauer, J., J. Komma, J. Parajka, W. Wagner, and G. Blöschl: Bodenfeuchtedaten aus Fernerkundung für hydrologische Anwendungen. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 2009, 61:117-123.

Jasechko, S., D. Perrone, K. M. Befus, M. Bayani Cardenas, G. Ferguson, T. Gleeson, E. Luijendijk, Jeffrey J. McDonnell, R. G. Taylor, Y. Wada, and J. W. Kirchner: Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. In: *Nature Geoscience* 2018, 10:425-429.

Klammler, G., H. Kupfersberger, G. Rock, and J. Fank: Modeling coupled unsaturated and saturated nitrate distribution of the aquifer Westliches Leibnitzer Feld, Austria. In: *Environmental Earth Sciences*, 2013, 69:663-678.

Lemke, D., and J. Elbracht: Grundwasserneubildung in Niedersachsen. Ein Vergleich der Methoden Dörhöfer & Josopait und GROWA06V2. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Hannover, 2008.

Meisch, C., U. Schirpke, L. Huber, J. Rüdiger, and U. Tappeiner: Assessing Freshwater Provision and Consumption in the Alpine Space Applying the Ecosystem Service Concept. In: *Sustainability*, 2019, 11.

Moeck, C., P. Brunner, V. Prasuhn, and D. Hunkeler: Modellierung der zukünftigen Grundwasserneubildung in der Schweiz basierend auf hochauflösenden Lysimeterdaten. Gumpensteiner Lysimetertagung, Irdning, 2013, Pages 217-220 15.

Obojes, N., Bahn, M., Tasser, E., Walde, J., Inauen, N., Hiltbrunner, E., Saccone, P., Lochet, J., Clément, J.C., Lavorel, S., Tappeiner, U., Körner, C.: Vegetation effects on the water balance of mountain grasslands depend on climatic conditions. In: *Ecohydrology*, 2015, 8, 552–569.

Österreichischer Wasser- und Abwasserverband: ÖWAV-Regelblatt 407, Empfehlungen für die Bewässerung, überarbeitete Neuauflage des ÖWAV-Arbeitsbehelfs Nr. 11 (2003), Wien 2016

Robinson, D. A., C. S. Campbell, J. W. Hopmans, B. K. Hornbuckle, S. B. Jones, R. Knight, F. Ogden, J. Selker, and O. Wendroth: Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. In: *Vadose Zone Journal* 2008, 7.

Schimmelpfennig Sonja, Jano Anter, Claudia Heidecke, Stefan Lange, Klaus Röttcher, Florian Bittner: Bewässerung in der Landwirtschaft, Tagungsband zur Fachtagung am 11./12.09.2017, Suderburg, Thünen, Working Paper 85

Stenitzer, E., and J. Hoesch: Grundwasserneubildung im Marchfeld – Lysimetermessungen und Modellrechnungen. 11. Gumpensteiner Lysimetertagung, Irdning, 2005.

Tello-García, E., Huber, L., Leitinger, G., Peters, A., Newesely, Ch., Ringler, M.-E., Tasser, E.: Drought- and heat-induced shifts in vegetation composition impact biomass

production and water use of alpine grasslands. In: Environmental and Experimental Botany 2020, 169.

UBA: Trinkwasser. 2019

<https://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/wasser/trinkwasser/>.

www.terrano.world/CH/Default.aspx: Bodendruck in unterschiedlichen Tiefen bzw. Entscheidungsdiagramm, abgerufen am: 27.6.2019

Zepp, H., C. König, J. Kranl, M. Becker, B. Werth, and M. Rathje: Implizite Berechnung der Grundwasserneubildung (RUBINFLUX) im instationären Grundwasserströmungsmodell SPRING. In: Eine neue Methodik für regionale, räumlich hochaufgelöste Anwendungen. Grundwasser 2017, 22:113-126.

11 Anhang

Claudia Kristelly

11.1 Ausgewählte Messstandorte und Institutionen

Auszug aus dem Abschlussbericht der Lysimeterdatenerhebung „LYSIMETERDATEN – Akquise der Daten ausgewählter Messstationen in Österreich mit Schwerpunkt in NÖ, OÖ, dem Burgenland und Salzburg“, Claudia Kristelly, 2017

11.1.1 Zielsetzung der Lysimeterdatenerhebung

Zur Absicherung der abgeschätzten Sickerwassermengen an den Messstellen und in weiterer Folge zur Veröffentlichung der Jahrbuchseiten der Messstellen werden Jahressummen benötigt. Deshalb wurden Lysimeterbetreiber kontaktiert und Sickerwassermengenmessdaten angefragt und gesammelt. Weiters wurden für die Interpretation erforderliche Daten wie Bewuchs, künstliche Bewässerung, temporäre Überdachung, Bodenbearbeitung etc. gesammelt und zur weiteren Verwendung aufbereitet.

Für diesen Zweck sind auch nur einzelne wenige Rohdaten und auch Rohdaten von weiter zurückliegenden Jahren interessant, auch wenn die Daten nicht lückenlos sind.

Ziel ist es u. a., fundierte Interpolationen in den Lücken der Lysimetergewichtsdaten der Messstelle Frauenkirchen machen zu können und fundierte Vergleiche mit den Daten der Messstelle Petzenkirchen zu ermöglichen.

11.1.2 Verfügbare Daten

Für die Datenakquise wurden folgende Institutionen kontaktiert:

- Austrian Institute of Technology AIT
- Bio Forschung Austria
- Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt BAW-IKT Petzenkirchen
- Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt für Landwirtschaft (HBLFA) Raumberg-Gumpenstein

- Joanneum Research-AquaConSol
- Landwirtschaftskammer Oberösterreich
- Österreichische Agentur für Ernährungssicherheit AGES
- Umweltbundesamt UBA
- Universität für Bodenkultur, Institut für Hydraulik und Landeskulturelle Wasserwirtschaft IHLW
- Universität Innsbruck, Institut für Ökologie

Aus diesen Gebieten wurden Sickerwassermengen übermittelt:

- Nördliches Burgenland
- NÖ: Marchfeld, Neufeld, Lobau, Tulln, Groß-Enzersdorf, Hirschstetten, Seibersdorf
- OÖ: Deponie St. Martin, Stoderzinken, Eferding, Schwertberg, Traun, Freistadt
- Salzburg: Winklhof/Hallein
- Steiermark: Wagna, Höhenhansl, Bierbaum
- Tirol: Stubaital

Die Daten zu Sickerwasser, Messstationen, Boden und Bodenbearbeitung wurden in digitaler Form an die Auftraggeber übermittelt. Zur ergänzenden Übersicht sind Informationen zu Messstationen samt Bodenbeschreibungen und Zusatzinformationen aus Mails im Folgenden zusammengefasst.

11.1.2.1 Marchfeld/nördliches Burgenland

Das Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt (BAW-IKT Petzenkirchen) in Petzenkirchen stellt Sickerwasserdaten für drei Messstellen im Osten Österreichs zur Verfügung, die im Folgenden beschrieben werden.

3.1.1.1 Messstellen des BAW-IKT Petzenkirchen (Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt) im Osten Österreichs

Bei den Messstellen handelt es sich um sogenannte virtuelle Lysimeter, d. h. die Sickerwasserraten sind alle nach Kalibrierung des Simulationsmodelles am Standort mit Stotrasim berechnet. Verwendet werden dazu auch Klima- und Grundwasserdaten.

Es sind Bodenwassermessstellen, die der Abschätzung der Nitratverlagerung unter landwirtschaftlicher Nutzung dienen

An den Messstellen des Projektes „Nitrat nördliches Burgenland“ wurde die Saugspannung und der Wasseranteil gemessen. Bei den beiden anderen nur die Saugspannung.

Projekt Nitrat nördliches Burgenland (Nickelsdorf)

Die Messstelle liegt ein paar km südlich von Nickelsdorf (Abbildung 11.1 und Abbildung 11.2). Die Ausstattung aller sechs Messstellen am Kleylehof ist identisch. In einer Entfernung von drei bis sieben Metern zur Messstelle ist ein isolierter Container eingegraben, sodass sich der Deckel etwas über dem Niveau des umgebenden Geländes befindet. Dieser Container dient als Sammel- und Aufbewahrungsbehälter für die Sickerwasserproben. Auf dem Mast neben dem Container sind in einem Schaltschrank die Mess- und Steuergeräte installiert sowie ein Regenmesser (Kley_3) und ein Solarpanel montiert. Dieses stellt in Kombination mit einer Pufferbatterie die Stromversorgung sicher. Auf den Masten ist eine Antenne für eine Datenfernübertragung montiert. Die Daten werden auf einen Web-Server fernübertragen und sind dort für jederzeitigen Abruf bereitgestellt.

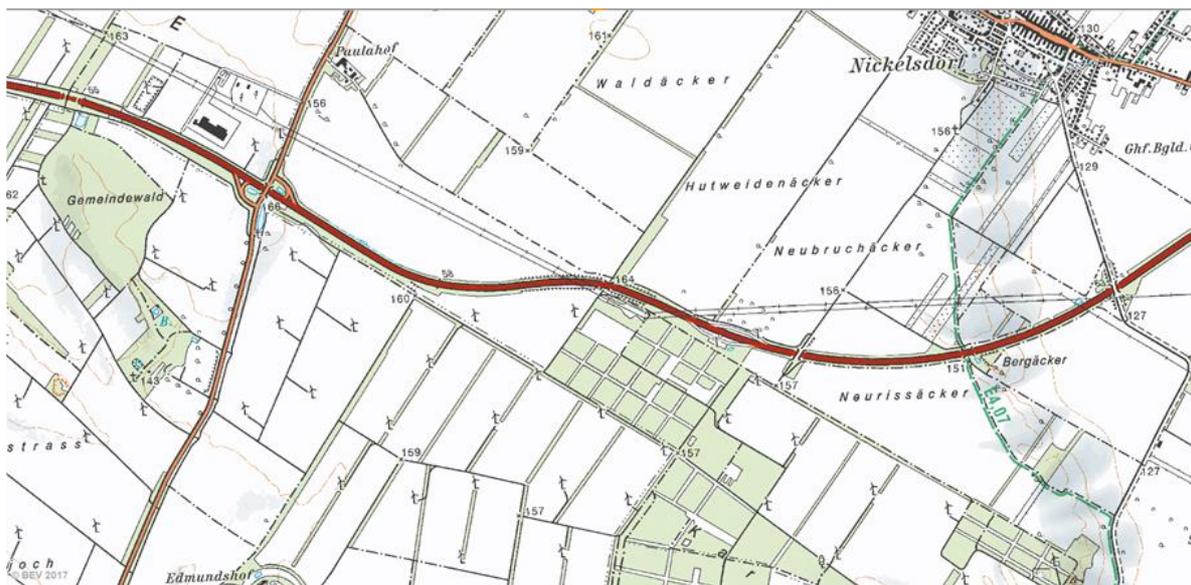


Abbildung 11.1: Lage der Messstelle "Nitrat nördliches Burgenland"

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

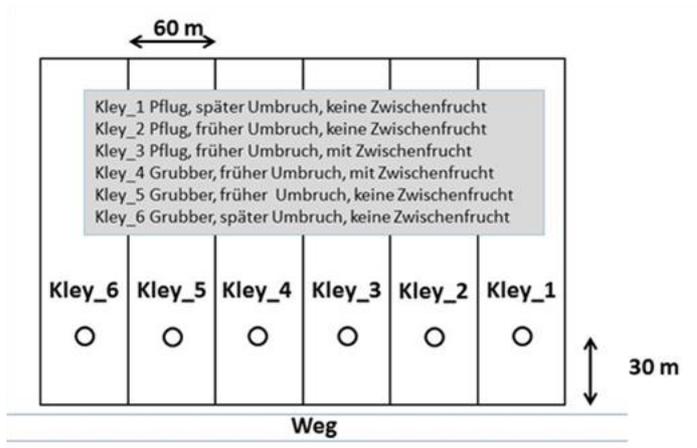


Abbildung 11.2: Messstellenanordnung "Nitrat nördliches Burgenland"

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

An den Messstellen sind in 50 cm unter Geländeoberkante (GOK) zwei Saugkerzen installiert (Abbildung 11.3), mit welchen die Bodenlösung bei Sickerwasseranfall gewonnen wird. Zur Erfassung der Dynamik des Bodenwasserhaushalts sind Wasseranteils-(EC-5, DECAON) und Saugspannungssensoren (MPS-1, DECAGON) in 35 und 50 cm unter GOK installiert. Der Messbereich der MPS-1-Sensoren reicht von +100 bis +5000 hPa. In 50 cm unter GOK ist ein SIS Sensor (Saugspannungssensor, UMS München) installiert der die Vakuumpumpe steuert. Wird der Saugspannungswert von 100 hPa unterschritten, erfolgt die Aktivierung der Vakuumpumpe und ein Unterdruck von 120 hPa wird an den Saugkerzen angelegt.

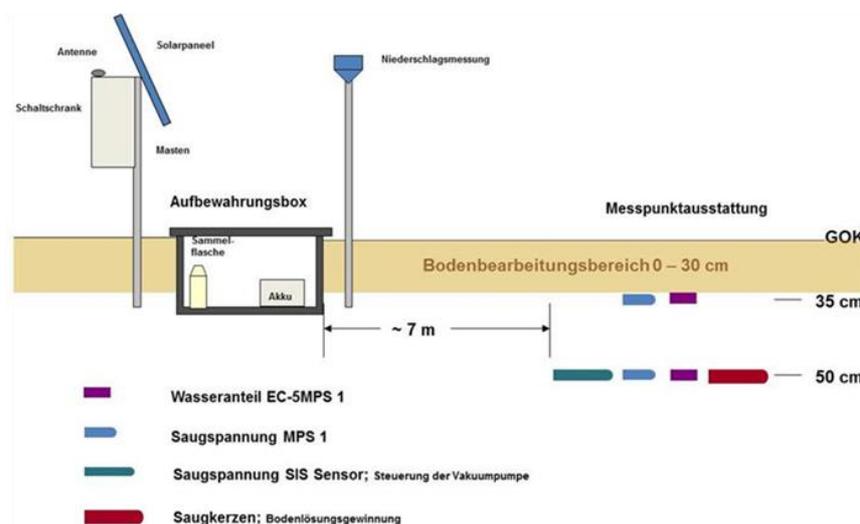


Abbildung 11.3:
Anordnung der
Messeinrichtung
Nickelsdorf

Quelle: BAW-IKT
Petzenkirchen

Projekt N-Monitoring Lichtenwörth Neufeld

Die Messstelle liegt zwischen Lichtenwörth und Neufeld (Abbildung 11.4 und Abbildung 11.5).

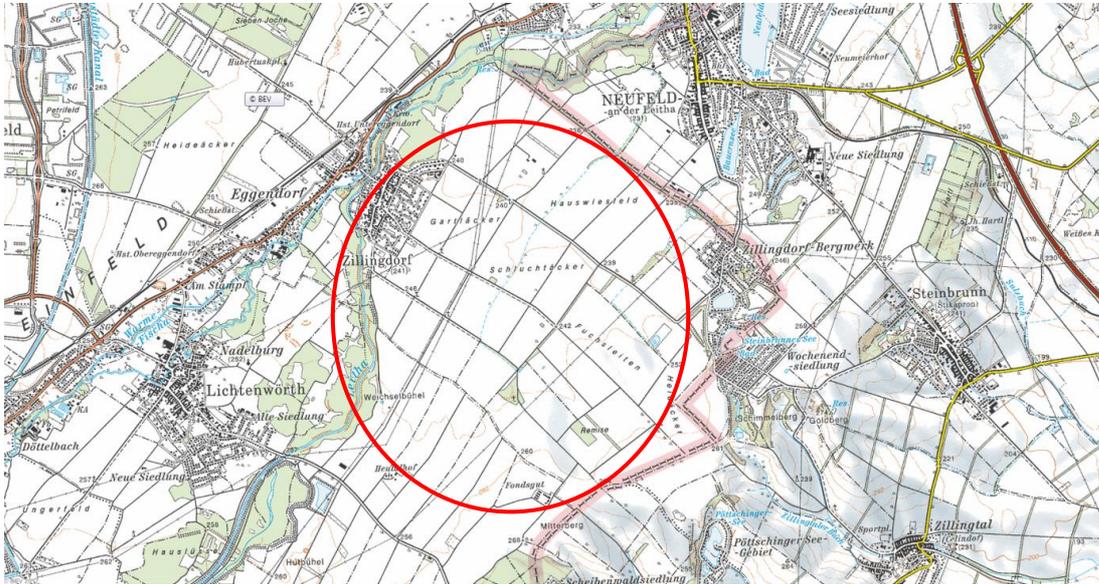


Abbildung 11.4: Lage Projekt N-Monitoring Lichtenwörth Neufeld

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

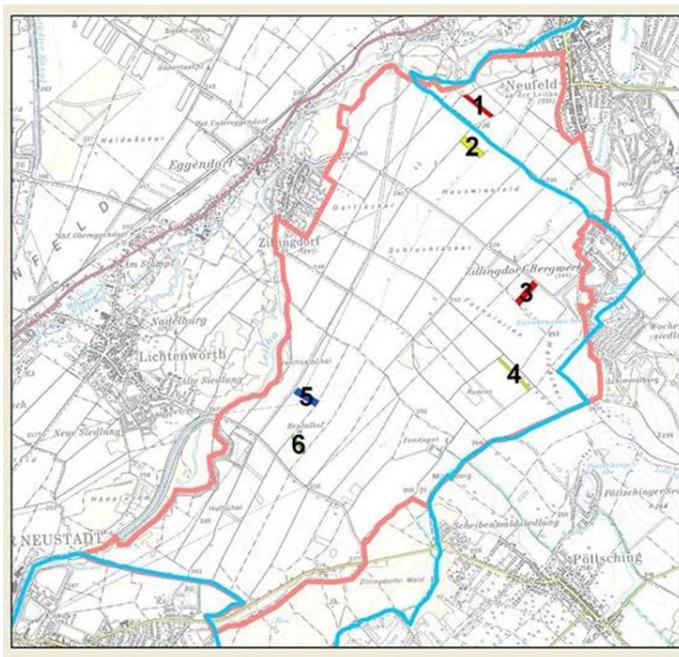


Abbildung 11.5: Lage der Messstellen Lichtenwörth Neufeld, Detail

Quelle BAW-IKT Petzenkirchen

Die Ausstattung aller sechs Messstellen ist identisch. Auf Messstelle 3 ist zusätzlich ein Regenschirm samt Fernübertragung der Regenmengen aufgestellt.

Jeweils am Feldrand ist ein isolierter Container eingegraben, sodass sich der Deckel etwa auf Niveau des umgebenden Geländes befindet. In diesem Messcontainer sind Mess- und Steuergeräte installiert. Auf dem Mast neben der Truhe sind ein Regenschirm und ein Solarpanel montiert (Abbildung 11.6). Dieses stellt in Kombination mit einer Pufferbatterie die Stromversorgung sicher. Auf einen der beiden Masten ist eine Antenne für eine Datenfernübertragung montiert. Etwa 8 Meter entfernt von der Truhe in Richtung der bewirtschafteten und untersuchten Äcker sind verschiedene Messelemente in den Boden installiert. Es sind dies SIS Sensoren (60, 90 und 120 cm u. GOK), die die Saugspannung im Bodenwasser im Bereich von +50 bis +2000 hPa messen. Ein Tensiometer in 150 cm u. GOK misst die Saugspannung im Bereich -1000 bis +700 hPa. In 150 cm u. GOK sind zusätzlich zwei Saugkerzen installiert, mit welchen die Bodenlösung im Fall von Sickerwasseranfall gewonnen wird. Die mit dem Tensiometer gemessene Saugspannung dient der Beurteilung der Wasserdynamik im Bodenprofil. In der Kühltruhe befindet sich weiters ein Datalogger - Fernübertragungssystem zur Messung der SIS-Sensoren und des Tensiometers sowie zur Datenspeicherung der gemessenen Daten (MY DATA EASY). Die Daten werden auf einen Web-Server fernübertragen und sind dort für jederzeitigen Abruf bereitgestellt.

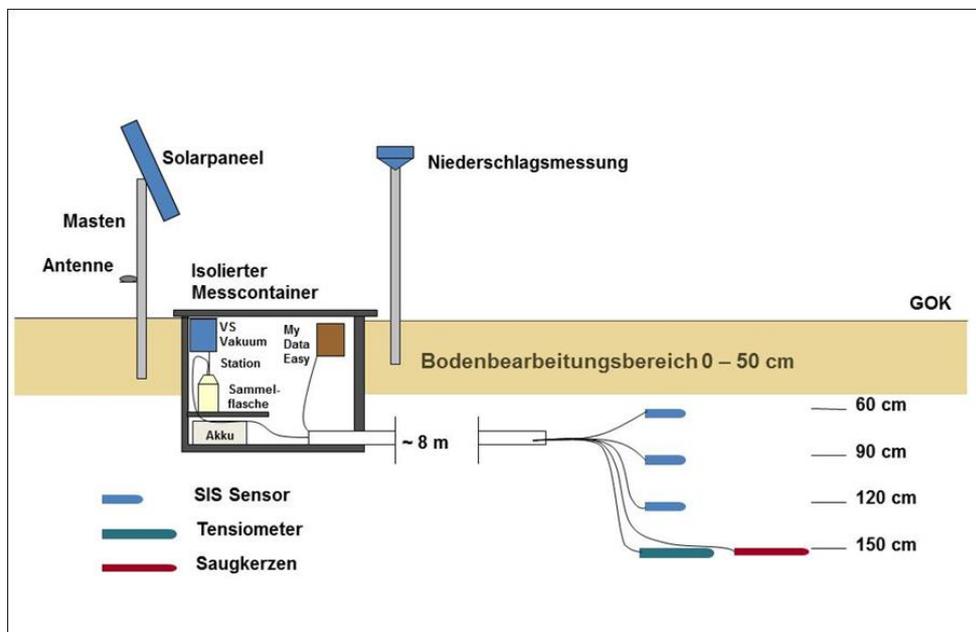


Abbildung 11.6: Anordnung der Messeinrichtung Lichtenwörth
Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

Projekt N-Monitoring Marchfeld

Die Lage der Messstellen im Marchfeld können Abbildung 11.7 und Abbildung 11.8 entnommen werden.

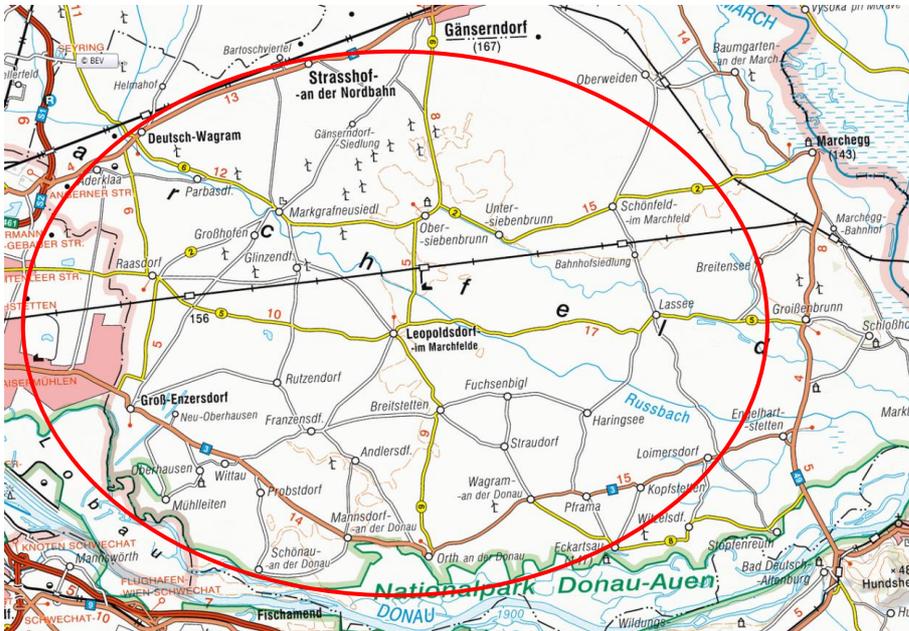


Abbildung 11.7: Lage Projekt N-Monitoring Marchfeld

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

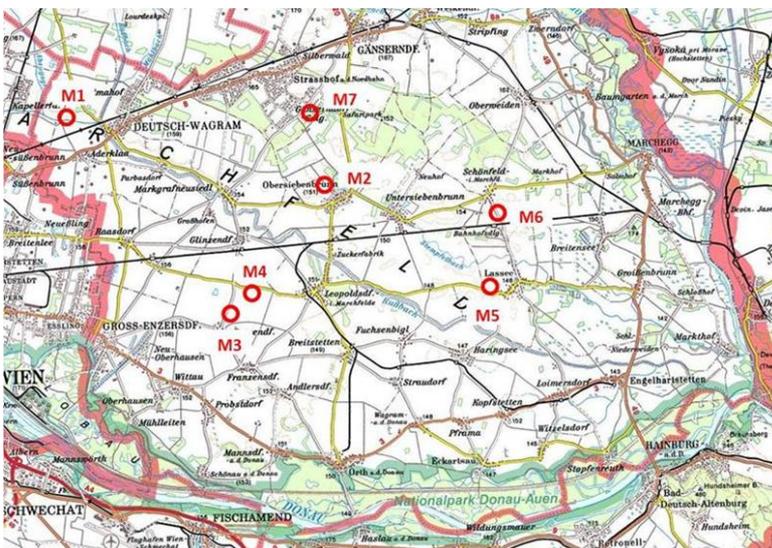


Abbildung 11.8: Lage der Messstellen "Marchfeld"

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

Zur Installation der Sensoren im Feld wurden Gruben mit einer Fläche von rund 1 m x 1,5 m und einer Tiefe von 160 cm ausgehoben. Bei der Errichtung wurde weitestgehend auf den Pflanzenbestand Rücksicht genommen; wo es notwendig war, wurden die Pflanzen abgeerntet (M2 Obersiebenbrunn und M4 Rutzendorf). Die Materiallagerung erfolgte höchstmöglich kulturschonend. In die Vorderwand der Grube (Blickrichtung vom Messcontainer zum Acker) erfolgte der Einbau der Sonden und der Saugkerzen, welche etwa 50 cm tief in die Wand in den ungestörten Bereich der Messstelle eingepolt wurden (Abbildung 11.9). Nach dem Einbau der Sonden und der Entnahme von Bodenproben wurden die Gruben horizontweise verfüllt. Die Sickerwassersammler wurden bis auf Messstelle M7 Gänserndorf Robinie etwa 3 bis 6 Meter entfernt von den Sonden und Saugkerzen in eigens dafür vorgesehenen Gruben installiert (Einbautiefe Unterkante Sickerwassersammler 170 cm unter GOK).

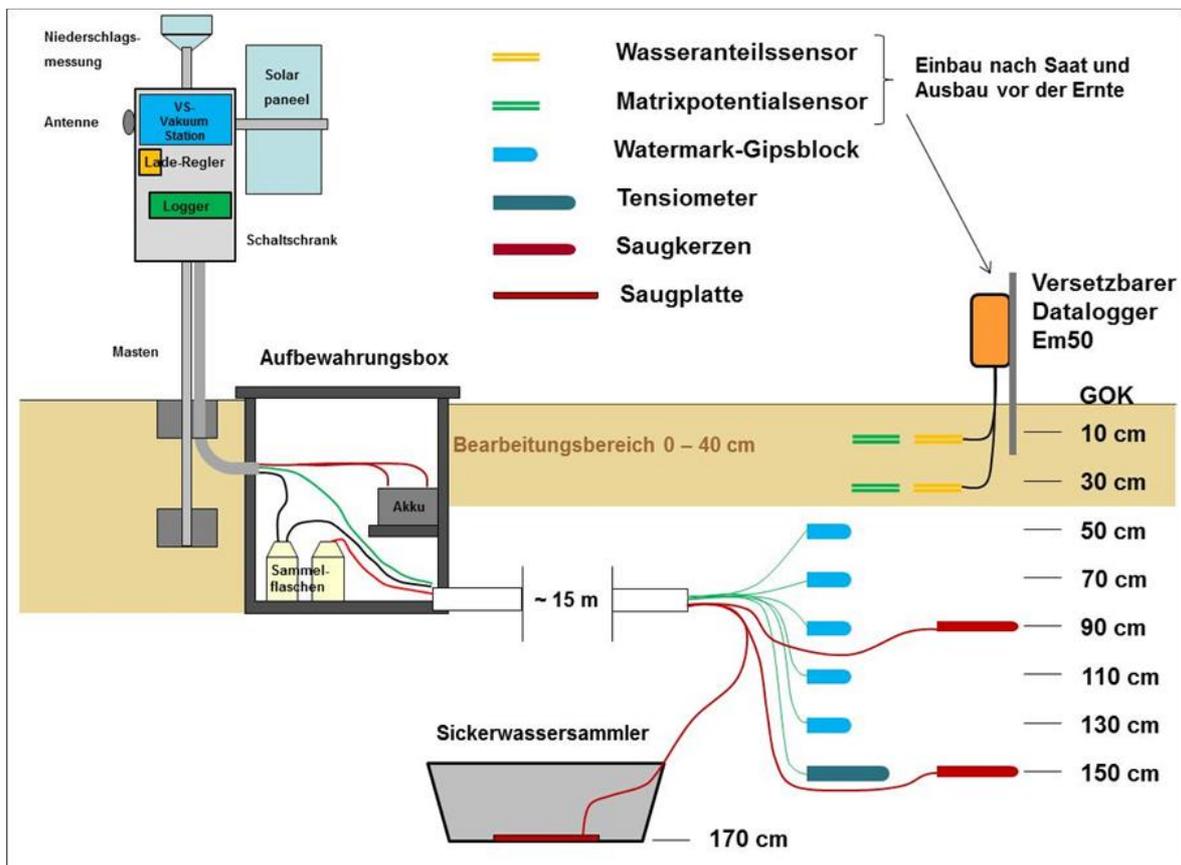


Abbildung 11.9: Anordnung der Messeinrichtung Marchfeld

Quelle: BAW-IKT Petzenkirchen

11.1.2.1.1 Ergebnisse der Simulationsrechnungen mit den Sickerwasserdaten

Die Sickerwasserraten wurden mittels Stotrasim berechnet und als erg-Datei übermittelt. Verwendet werden dazu auch Klima- und Grundwasserdaten.

Weiters erhielt man Information zu den Standorten wie Bewirtschaftung, Wasseranteil und Matrixpotenzial.

Für folgende Zeiträume wurden Daten übermittelt:

- Nördliches Burgenland: August 2011-Jänner 2015
- Marchfeld: April 2012-Dezember 2016
- Neufeld: September 2015-April 2017

11.1.2.2 3.2 Langes Feld

Vom Standort Langes Feld liegen am Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt keine Messwerte vor, da die Sickerwassersammler in sehr steiler Böschung eingebaut wurden und dadurch nicht geeignet sind. Es wurden keine zusätzlichen Berechnungen angestellt.

11.1.2.3 St. Martin

Es liegen Messwerte von Boden (25.09.2013) und Sickerwasser (Jänner 2015-September 2017) von St. Martin vor, die vom Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt übergeben wurden.

Weiters kann auf den Artikel „Modifizierte Wasserhaushaltsschicht für Deponien in Regionen mit positiver klimatischer Wasserbilanz“ von MURER et al. (2017) verwiesen werden.

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00506-017-0374-3>

11.1.2.4 Lobau

Bio Forschung Austria hat im Moment kein Budget, deshalb kann nur die publizierten Ergebnisse verwiesen werden.

Feichtinger F. et al., 2017

Untersucht wurde am Standort Lobau 1996-2012.

11.1.2.5 Fuchsenbigl, Marchegg

Das Austrian Institute of Technology stellt Daten von Versuchen mit Böden aus Fuchsenbigl und Marchegg zur Verfügung.

In der Lysimeteranlage Seibersdorf sind Monolithen von zwei Bodentypen eingebaut:

- Tschernosem aus dem Marchfeld (T): lehmiger, höherer Humusgehalt
- Luvisol aus dem Bereich der March (M): sandig, geringer Humusgehalt

Der Standort Marchfeld (Fuchsenbigl, T) selbst liegt auf dem Grundstück der Bundesversuchswirtschaft Fuchsenbigl bei 16°45' Ost, 48° 13' Nord. Die Höhenlage wird einmal mit 148 m.ü.A. und einmal mit 152 m.ü.A. angegeben.

Der Standort bei Marchegg (March, M) liegt beim Bahnhof Marchegg, wobei die Höhenlage einmal mit 147 m.ü.A. und einmal mit 144 m.ü.A. angegeben wird. Lagekoordinaten sind 16°55' Ost, 48° 15' Nord (Abbildung 11.10).

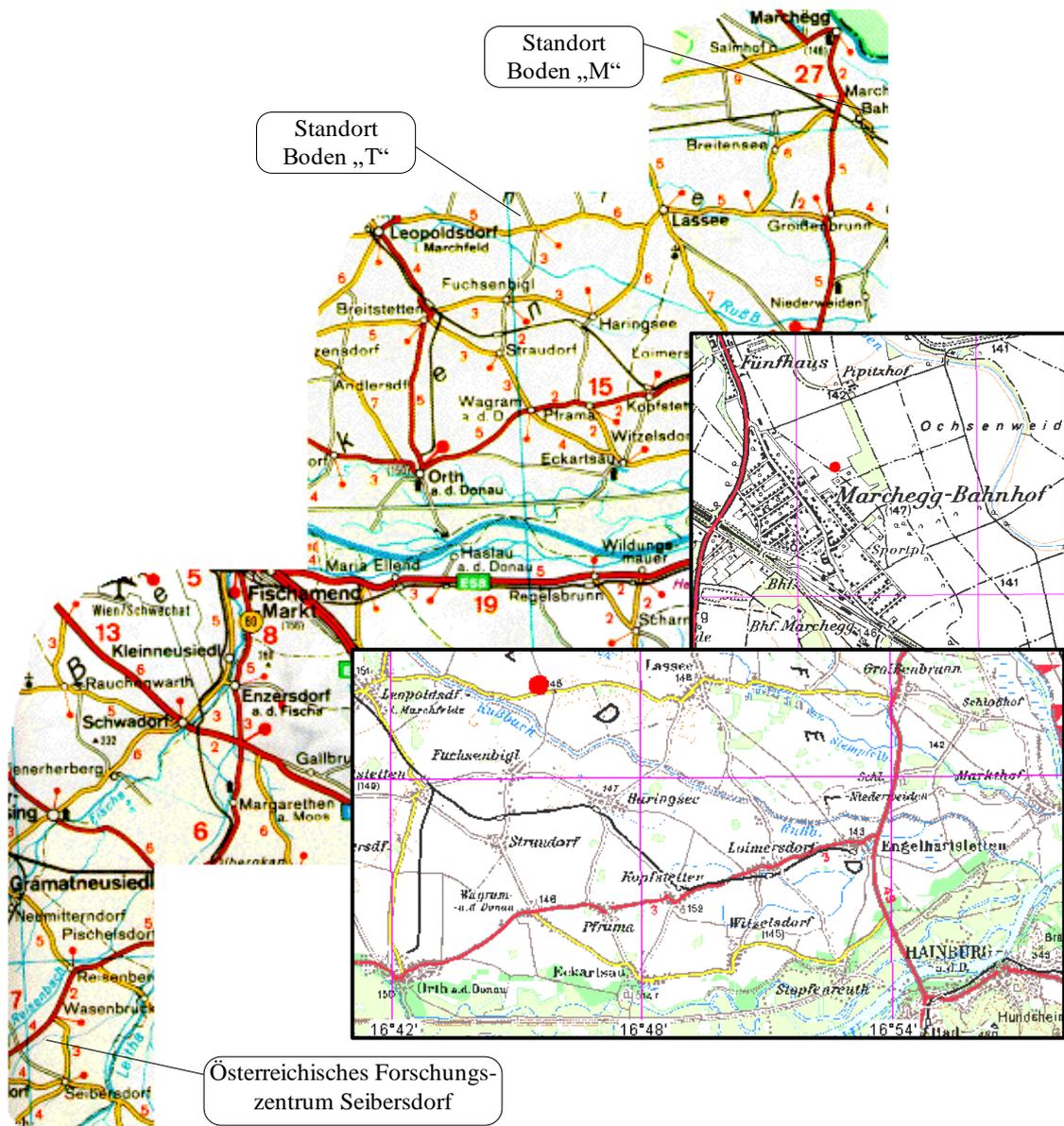


Abbildung 11.10: Kartenausschnitt der Standorte der beiden entnommenen Böden und des Österreichischen Forschungszentrums Seibersdorf (Lysimeterstandort)

Quelle: Österr. Straßenatlas 1:250000

Zu Fuchsenbigl (T) ist folgende Profilbeschreibung vorhanden:

- A1: 0 - 25cm: erdfrisch; lehmiger Schluff, mittelhumos (Mull), stark kalkhaltig, deutlich krümelig, stark mittelporös, leicht zerdrückbar; dunkelgrau; gut durchwurzelt, starke Regenwurmtätigkeit, Übergehend.

- A2: 25 - 55cm: erdfrisch, lehmiger Schluff, mittelhumos (Mull), stark kalkhaltig, deutlich krümelig, mittelporös, leicht zerdrückbar; dunkelgrau; gut durchwurzelt, starke Regenwurmtätigkeit; allmählich übergehend.
- AC: 55 - 70cm: erdfrisch, lehmiger Schluff, schwach humos, stark kalkhaltig, deutlich feinblockig/Kanten gerundet, mittelporös, leicht zerdrückbar; dunkelgrau; wenig durchwurzelt, geringe Regenwurmtätigkeit, allmählich übergehend.
- C1 70 - 110cm: erdfrisch, sandiger Schluff, stark kalkhaltig, undeutlich feinblockig/Kanten gerundet, stark mittelporös, leicht zerdrückbar, lichtolivbraun, wenig durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, allmählich übergehend.
- C2 ab 110cm: erdfrisch, Sand, stark kalkhaltig; ohne Struktur, lose, zerfallend; lichtgelblichbraun; nicht durchwurzelt.

Das Ausgangsmaterial sind kalkhaltige Feinsedimente. Der Boden wird als vergleyter Norm-Tschernosem mit der Horizontfolge eAxp, eA_{xh} und eC bezeichnet. (WRB: Calcic Chernozem (silt loam)).

Die Wasserverhältnisse des Bodens werden durch mäßige Speicherkraft, mäßige Durchlässigkeit und mäßige Trockenheit beschrieben. Der Boden reagiert auf Grund des Kalkgehaltes alkalisch und ist infolge der Gefügebildung nicht erosionsgefährdet.

Die Analysen können mit den Ergebnissen des Bodens „T“ der Lysimeteranlage Hirschstetten verglichen werden. Sie wurde am selben Standort entnommen.

Zu Marchegg (M) ist folgende Profilbeschreibung vorhanden:

- A1p 0 - 25cm: erdfrisch; lehmiger Sand, schwach humos (Mull), kalkfrei; ohne Struktur, lose, zerfallend; dunkelbraun; gut durchwurzelt; geringe Regenwurmtätigkeit; übergehend.
- A2 25 - 50cm: erdfrisch; lehmiger Sand, schwach humos, ohne Struktur, lose, zerfallend; dunkelbraun; wenig durchwurzelt, geringe Regenwurmtätigkeit, übergehend.
- C1 50 - 80cm: erdtrocken; Sand, kalkfrei; ohne Struktur, lose, zerfallend; braun; wenig durchwurzelt; keine Regenwurmtätigkeit; übergehend.
- C2 ab 80cm: erdtrocken; Sand, kalkfrei; ohne Struktur, lose, zerfallend; blassbraun, nichtdurchwurzelt.

Ausgangsmaterial ist sandiges kalkfreies Schwemmmaterial.

Der Boden besitzt eine geringe Wasserspeicherkapazität, eine hohe Durchlässigkeit und ist dadurch sehr trocken. Weiters ist er durch das lose Gefüge mäßig windgefährdet und reagiert durch das Fehlen von Kalk neutral bis sauer.

Laut aktueller deutscher Systematik kann der Boden als Acker-Eurogosol mit der Horizontfolge Ap, Ah, Ah-C, Cv1 und Cv2 bezeichnet werden. (WRB: Eutric Arenosol (loamy sand)).

Von beiden Boden liegen Daten der Kornverteilung vor sowie pF-Kurven, Leitfähigkeit und chemische Parameter.

Die Lysimeter sind Schwerkraftlysimeter, sie haben an der Basis keine Saugvorrichtung, um das Matrixpotenzial der Umgebung einstellen zu können! Der Durchmesser der Lysimeter beträgt 1 m².

Sickerwasserdaten wurden von den Jahren 1999, 2006, 2007 und 2008 als Jahressummen übergeben. Im Jahr 2006 waren die Lysimeterpositionen 4, 6, 8, 10 Teil eines „Global Change“ Versuches mit Bodenheizung (2-3 °C höhere Bodentemperatur).

Nachgereicht wurden Sickerwasserdaten der Jahre 2004 bis 2010 in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung.

11.1.2.6 Tulln

Vom Sickerwassersammler in Tulln, der vom Institut für Hydraulik und landeskulturelle Wasserwirtschaft betrieben wird, liegen Jahressummen der Sickerwasserwerte über die Jahre 1992 bis 2001 vor. Der Sammler in 105 cm Tiefe bestand aus einer keramischen Saugplatte (Durchmesser 29 cm) in einem nach unten abgeschlossenen PVC-Rohr (Durchmesser 30 cm, Höhe 40 cm). Im Bericht (IWHW. 2002) sind zwar Ganglinien über die Jahre 1992 bis 1996 enthalten, die dazugehörigen Daten und darüberhinausgehende Daten sind allerdings nicht verfügbar.

11.1.2.8 Hirschstetten

Von der Agentur für Ernährungssicherheit wurden Lysimeter mit drei verschiedenen Böden mit jeweils sechs Wiederholungen untersucht:

- Lysimeter S01, S04, S07, S10, S13, S16 sandiger Tschernosem
- Lysimeter T03, T06, T09, T12, T15, T18 tiefgründiger Tschernosem
- Lysimeter F02, F05, F08, F11, F14, F17 Feuchtschwarzerde

Die Lysimeter wurden in gestörter Form befüllt. Die Bodenprofiltiefe beträgt 2 m. Bei jedem Lysimeter ist unter dem Boden eine einheitliche Filterkiesschicht von 0,5 m zum freien Abfluss eingebaut. Somit ergibt sich eine Lysimetertiefe von 2,5 m. Die Lysimeter sind "frei abfließend" – es wird kein Unterdruck angelegt.

Bodenprofilbeschreibungen liegen vor. Die Böden sind aus BVW-Fuchsenbigl, Umgebung Fuchsenbigl und Orth an der Donau. Bodenphysikalische und bodenmechanische Kennwerte sind bekannt.

Sickerwassermengen sind nur von Lysimetern mit den Bodentypen "Sandiger Tschernosem" und "Tiefgründiger Tschernosem" vorhanden! Die Lysimeter mit dem Boden "Feuchtschwarzerde" wurde bereits im zweiten Jahr nach Inbetriebnahme der Anlage verschlossen (Grundwassereinfluss).

Die Daten des Lysimeters S04 werden von den Jahren 1998 bis 2004 als 10-Minuten-Werte übergeben. Von allen Versuchen liegen Sickerwassertagessummen der Jahre 1999 bis 2010 vor.

Die Sickerwasserwerte sind in ml angegeben – das Ergebnis einer Wippenfüllung der Kippwaage, mit der die Abflussmengen erfasst werden. Ein Lysimeter hat eine Oberfläche von 3,02 m².

Sämtliche Maßnahmen zur Bodenbearbeitung fanden händisch statt (keine mechanische Bearbeitung).

Daten zur Fruchtfolge, Umbruch, Anbau und Ernte liegen vor.

Es fanden Zusatzbewässerungen statt und die Mengen werden in l/m² angegeben. Ab 2005 wurde keine Zusatzberegnung durchgeführt. Die Lysimeteranlage wurde im Frühjahr 2011

mit einem Foliendach versehen, sodass ab diesem Zeitpunkt ausschließlich "künstlich" bewässert wurde.

11.1.2.9 Groß-Enzersdorf

Die Universität für Bodenkultur Wien betreibt seit 1983 in Groß-Enzersdorf zwei Lysimeter (Abbildung 11.11). Dabei handelt es sich um grundwasserfreie, wägbare Lysimeter mit zylindrischem Mantel und gewölbtem Boden aus glasfaserverstärktem Polyesterharz. Die Oberfläche der Behälter beträgt 2,84 m², der Innendurchmesser 1,9 m, die maximale Tiefe 2,5 m. Jeder Behälter fasst 7 m³ und das entspricht einem Gesamtgewicht von ca. 12 Tonnen (Neuwirth und Mottl, 1983, Abbildung 11.12; Mottl, 1983, Nolz et al., 2013). Die Bodenbehälter stehen in einem Waagenschacht auf dem mechanischen Wiegesystem.

Es wurden kumulierte Sickerwasserdaten eines Gras-Lysimeters des Zeitraums 08.06.2004 bis 01.01.2012 übermittelt. Die Messung erfolgte täglich um 7.07 Uhr.



Abbildung 11.11: Lysimeter Groß Enzersdorf

Quelle: BOKU

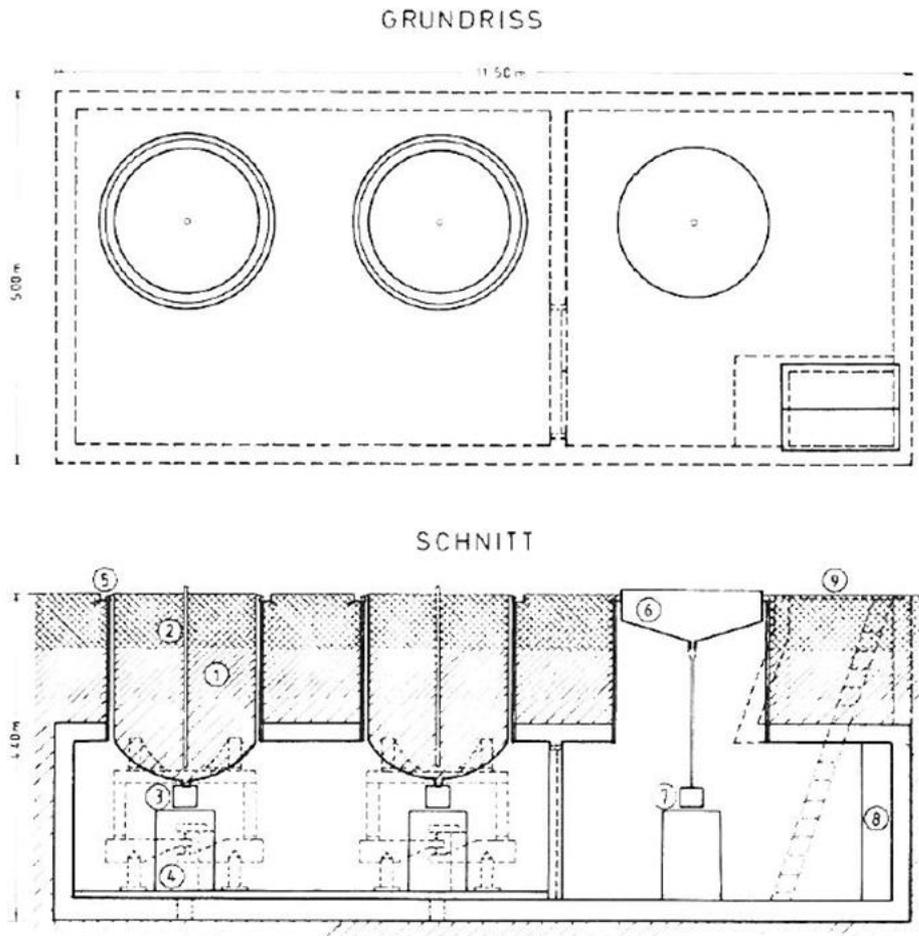


Abbildung 11.12: Grundriss und Schnitt der Lysimeteranlage: 1 Bodenkörper, 2 Sonderführungsrohr, 3 Sickerwassermessung, 4 Wiegeeinrichtung, 5 Spritzwasserrinne, 6 Niederschlagsauffangtrichter, 7 Niederschlagsmessung, 8 Datenerfassungsanlage, 9 Einstiegsschacht (CC-BY)

Quelle: Neuwirth und Mottl, 1983

11.1.2.10 Eferding

Die Lysimeteranlage liegt in Eferding, Wörth 20, beim Hof von Manfred Schauer (Abbildung 11.14). Der Einbau erfolgte ca. 1998 vom Institut für Kulturtechnik & Bodenwasserhaushalt. Es handelt sich um Feldlysimeter (gestörter Einbau), wobei ein begleitender Saugkerzeneinbau in ungestörten Boden erfolgte (Abbildung 11.13). Die eingebauten Sickerwassersammelbehälter haben einen Durchmesser von 58 cm, das ergibt eine Grundfläche von 0,264 m². Die Anlage wurde 2015 stillgelegt und ausgebaut.

2002 übernahm die Landwirtschaftskammer Oberösterreich die Feldlysimeter vom Land Oberösterreich. Das Projekt „Grundwasserverträglicher Gemüsebau“ wurde durchgeführt.

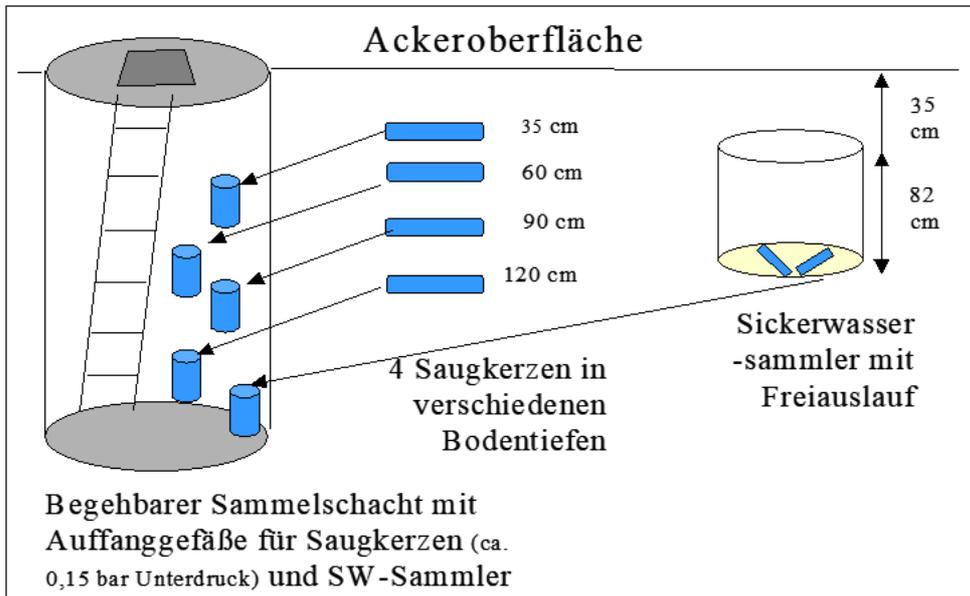


Abbildung 11.13: Lysimeter Eferding, Aufbau

Quelle: LWK OÖ

Die Landwirtschaftskammer Oberösterreich übergibt Wochensummen von Sickerwasserwerten aus vier Lysimetern vom Zeitraum Oktober 2002 bis Juli 2015. Das Hochwasser im August 2002 hat die Sammelschächte überschwemmt und die Probenahme bis ins Frühjahr 2003 erschwert.

Bodenuntersuchungsergebnisse und Bewirtschaftungsart werden übermittelt.

11.1.2.11 Schwertberg

2002 und 2003 wurden am Betrieb Gusenleitner in Aisting 48, 4311 Schwertberg, zwei Feldlysimeter, ähnlich der in Eferding, installiert – eines gestört (Abbildung 11.15), das zweite ungestört (Abbildung 11.16). Der Lysimeterdurchmesser beträgt 111,7 cm, woraus sich eine Grundfläche von ca. 1 m² ergibt. Beim gestörten Einbau wurde der Sickerwassersammelbehälter im Feld eingegraben und mit dem Boden befüllt (Abbildung 11.15).



Abbildung 11.15. Einbau Lysimeter Schwertberg

Quelle: LWK OÖ

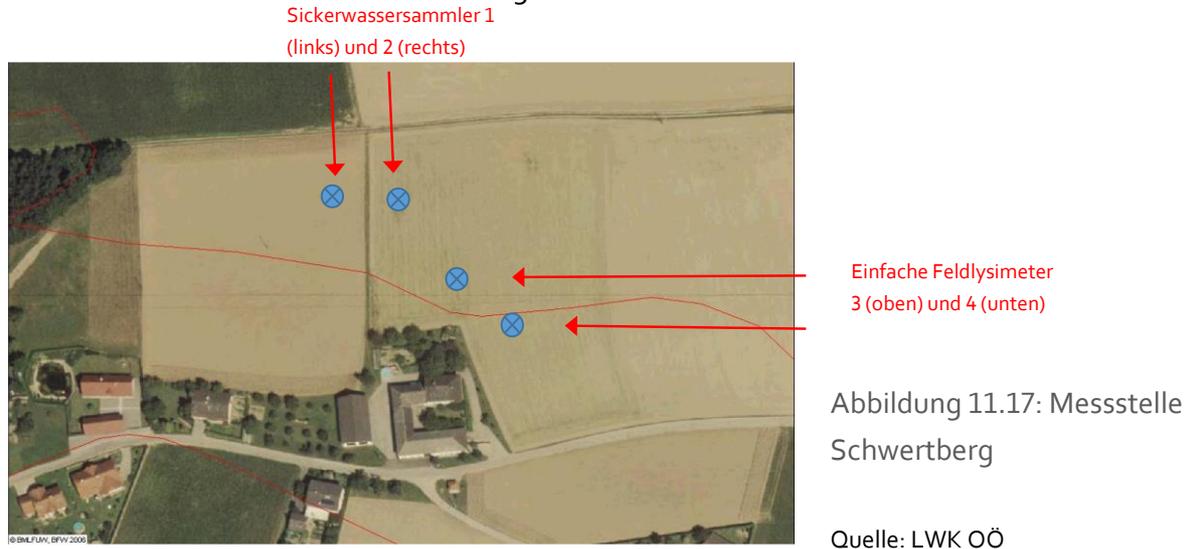
Beim monolithischen Einbau wurde das Bodenprofil im Ganzen aus dem Boden gestochen und ohne es zu zerstören in den Sickerwassersammelbehälter eingefügt.



Abbildung 11.16: Ausstechen und Einbau des monolithischen Lysimeter

Quelle: LWK OÖ

Betreiber der zwei Lysimeter ist die Landwirtschaftskammer Oberösterreich, die auch die Sickerwasserwochensummen der Jahre 2003 bis 2016 zur Verfügung stellte. Bodenbearbeitung und Fruchtfolge sind dazu bekannt. Die Anordnung der Sickerwassermessstellen ist in Abbildung 11.17 ersichtlich.



Zwei einfache Sickerwassersammler wurden in Form von schwarzen Maurertrögen in ca. 1,2 m Tiefe eingegraben (Abbildung 11.18). Darin befinden sich Keramikplatten mit einer Absaugvorrichtung. Befüllt wurde mit Sand. An der Bodenoberfläche stehen Gasflaschen, mit deren Hilfe Vakuum erzeugt wurde, um das anfallende Sickerwasser hinauf zu saugen.

Die Umrechnung der Fläche der Maurerwanne auf einen m^2 ist aufgrund der möglichen Randwirkung fehlerbehaftet.

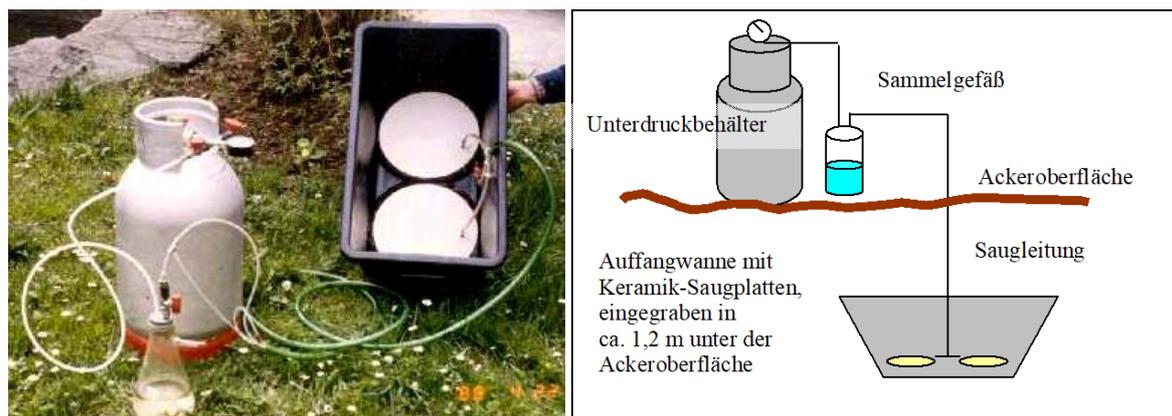


Abbildung 11.18: Sickerwassersammler 1 und 2 in Schwertberg

Quelle: LWK OÖ

Von den Sickerwassersammlern sind Wochensummen der Jahre 1991 bis 2009 vorhanden.

11.1.2.12 Traun

Von der Landwirtschaftskammer Oberösterreich wurden einfache Sickerwassersammler betrieben. Der Standort liegt im Niederterrassenbereich der Welser Heide – Oberer Flözerweg 77, 4050 Traun (Abbildung 11.19). Der Boden ist kalkhaltige Lockersediment-Braunerde (ca. 30 cm), darunter ist meterweise Schotter.

Über einer Anlage wird Ackerbau betrieben – mit Getreide und Leguminosen im Wechsel und im Wesentlichen ohne Düngung. Die Stickstoffverlagerung wird von Bodenbearbeitung, Grundwasserneubildung und den Leguminosen beeinflusst. Der Heideboden reagiert sehr sensibel auf alle Einflüsse.

Über der anderen Anlage befindet sich seit 1997 Brache (Stilllegung). Die Pflanzen sind aus einem größeren Bereich mit ihren Wurzeln bis in die Auffangwanne (Maurertrog) gewachsen und bedienen sich dort am Sickerwasser. Daher kommt zeitweise sehr wenig oder kein Sickerwasser unter diese Anlage (Brache).

Vom Vakuum hängt ab, was hinaufgesaugt wird. Die Randwirkung kann groß sein und somit ist die Hochrechnung auf 1 m² fraglich. Die Messwerte dienen der Bewertung von Tendenzen und dem Vergleich Acker/Brache.



Abbildung
11.19:
Lysimeter-
standort Traun

Quelle: LWK OÖ

Die Ablesungen fanden 2003 bis 2005 in unregelmäßigen Abständen von 3 Tagen bis 3-4 Wochen statt. Danach wurden Monatssummen übergeben.

11.1.2.13 Freistadt

Von Freistadt sind keine zuverlässigen Daten vorhanden, diese Sickerwassersammler wurden nur kurze Zeit von der Fachschule in Freistadt verwendet.

11.1.2.14 Höhenhansl

In Höhenhansl lief im Zeitraum 1993 bis 1996 ein Versuch. Die Daten sind allerdings unsicher und werden daher nicht weitergegeben.

11.1.2.15 Wagna

Das Testgelände umfasst 4,4 ha und liegt im Murtal zwischen Graz und Bad Radkersburg (Abbildung 11.20). Es besteht aus 32 Versuchsflächen zu je 1.000 m² und liegt auf einer Schotterterrasse der Würmeiszeit. Tonig-sandige Braunerden sind vorherrschend (heterogene Bodentiefen zwischen 15 und 230 cm). Der Tonanteil beträgt 15 %, der Sandanteil 52 %, der Humusanteil liegt zwischen 1,3 und 2,2 %. Die Wasserspeicherkapazität ist gering, was typisch ist für Böden des Murtals zwischen Graz und Bad Radkersburg.

Seit 2005 wird der Unterschied zwischen der Landwirtschaft bei niedrigen Düngerraten und Biolandbau untersucht. Zwei Versuchsflächen wurden mit Hochpräzisionslysimetern (Abbildung 11.20) ausgestattet. Zum Vergleich wurde ein Graslysimeter mit einer Wetterstation eingebaut.

2004 wurden in Wagna zwei wägbare, monolithische Lysimeter gebaut – SCI 1 für Niedrigstickstoffdüngung und SCI 2 für Biolandbau. Durch Abnahme des obersten Ringes (Abbildung 11.21) ist Bodenbearbeitung Mittels Traktor und Pflug möglich. Am Lysimeterboden kann mittels Saugkerzen ein bestimmtes Wasserpotenzial eingestellt werden.

Die Lysimeter sind 2 m tief und haben einen Durchmesser von 1 m². Bewuchs und Bodenbearbeitung sind bekannt. Alle Daten können Klammler und Fank (2014) entnommen werden. Es liegen Tagessummen der Jahre 2005 und 2016 vor.

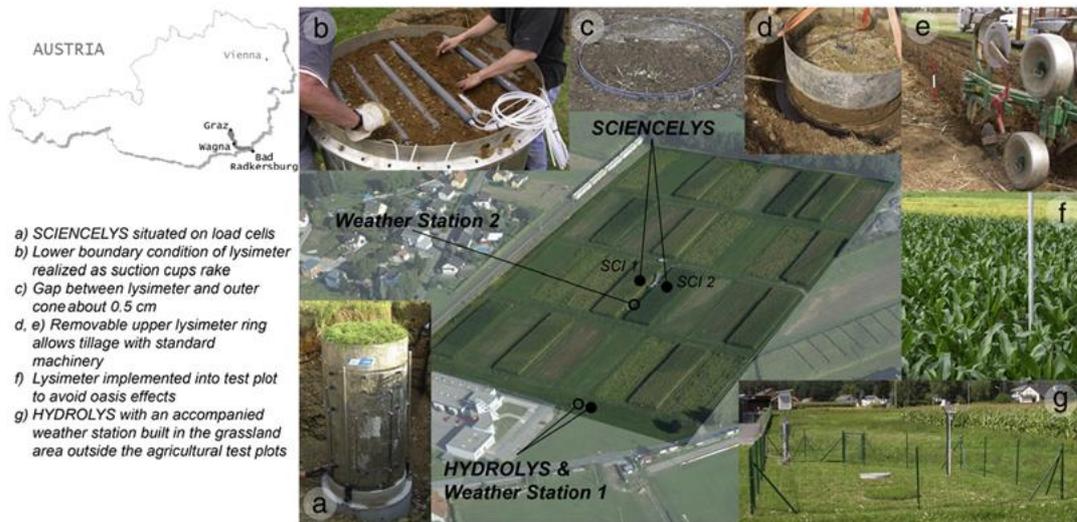


Abbildung 11.20: Anordnung Versuchsfläche Wagna

Quelle: Klammler und Fank, 2014



Abbildung 11.21: Lysimeter Wagna

Quelle: Klammler und Fank, 2014

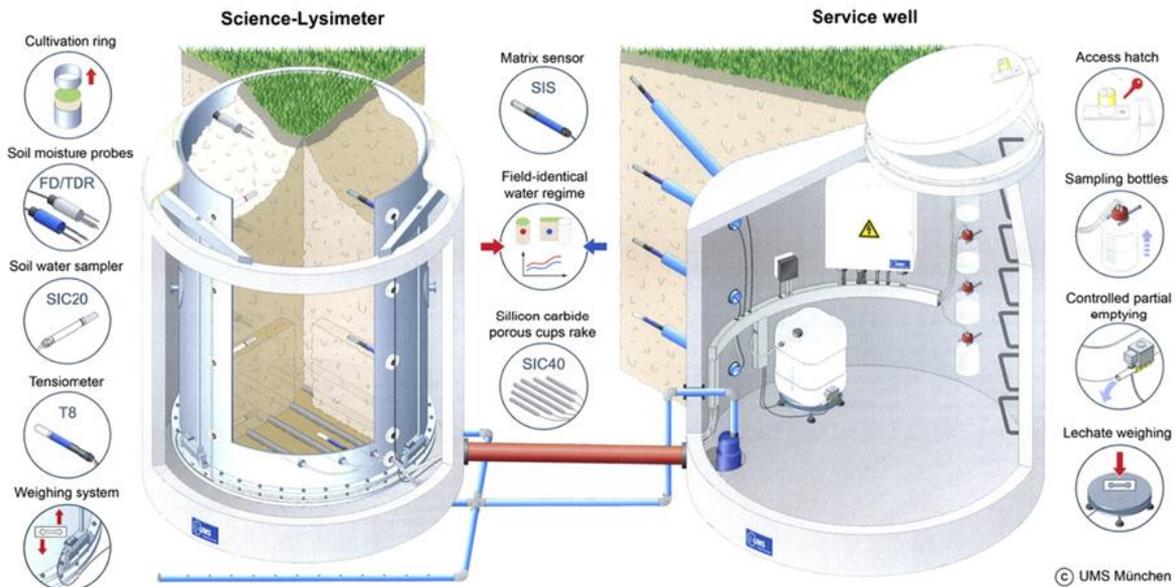


Abbildung 11.22: Lysimeteraufbau

Quelle: Klammler und Fank, 2014

11.1.2.16 Bierbaum

Im westlichen Grazer Feld wurde vom Institut für Wasserressourcenmanagement, Hydrogeologie und Geophysik (WRM) der JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH (JR) in Graz in Zusammenarbeit mit dem Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt des Bundesamtes für Wasserwirtschaft in Petzenkirchen (BAW-IKT Petzenkirchen) und der Landwirtschaftlichen Umweltberatung Steiermark 2002 bis 2005 der Einfluss des Feldgemüsebaus auf die Grundwassersituation untersucht. Den Lysimetereinbau führte BAW-IKT Petzenkirchen im Herbst 2002 durch. Die Firma UMS (Umweltanalytische Mess-Systeme GmbH, München) baute die Messsonden und die Datenlogger ein.

Die vorhandenen Messergebnisse werden von Herrn Dr. Fank als unsicher beschrieben.

Der Boden im Untersuchungsgebiet besteht zu etwa 2/3 aus Lockersedimentbraunerden). Kooperiert wurde mit einem seit Jahrzehnten biologisch wirtschaftendem Landwirt (Messstellen TP1 und TP2, Abbildung 11.23) und einem Landwirt, der nach der ÖPUL 2000 Maßnahme „Integrierte Produktion im gärtnerischen Anbau von Gemüse sowie Heil- und Gewürzpflanzen im Freiland“ (kurz: IP Gemüse, Messstellen HP1 und HP2, Abbildung 11.24) arbeitet.

Der biologisch bewirtschaftete Standort liegt auf der Niederterrasse des Grazer Feldes. Auf der Feldmessstelle TP1 wurde eine tiefgründige, am Standort TP2 eine mittelgründige karbonatfreie Braunerde aufgegraben. Der Cu- bzw. D-Horizont, zusammengesetzt aus Sand, Kies und Schotter (teilweise in Wechsellagerung), steht in 70 bzw. 55 cm Tiefe an. Bemerkenswert am Boden war die außerordentlich hohe biologische Aktivität, die sich in einer sehr hohen Anzahl an Regenwurmgängen manifestierte (ca. 10/dm²).

Auf beiden Einzelmessstellen der Feldmessstelle IP Gemüse, die ebenfalls auf der Niederterrasse des Grazer Feldes liegen, wurden mittelgründige karbonatfreie Braunerden vorgefunden. Der Cu- bzw. D-Horizont (Kies, Schotter) steht jeweils in 60 cm Tiefe an. Bemerkenswert waren die offensichtlichen Verdichtungserscheinungen im Ap2-Horizont in 20-30 cm Tiefe.

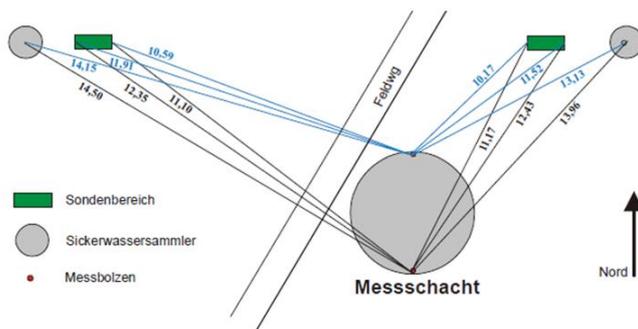


Abbildung 11.23:
Messstellenanordnung Biobetrieb

Quelle: Ortner et al., 2006

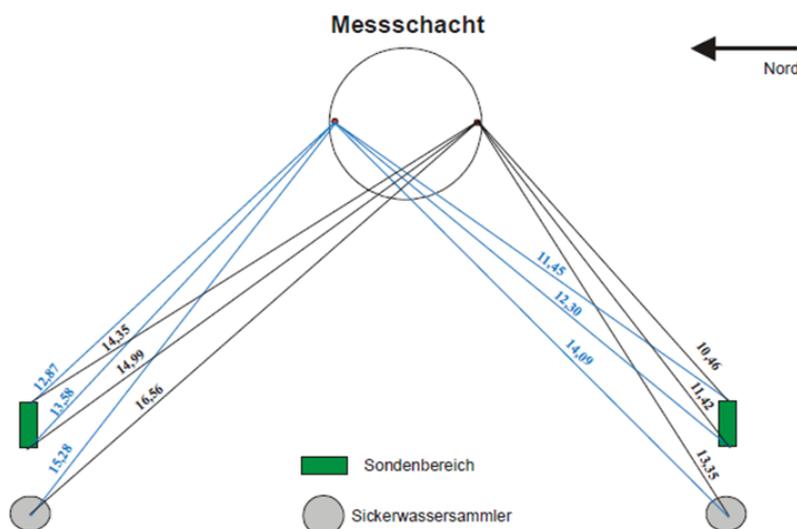


Abbildung 11.24:
Messstellenanordnung
IP Gemüse

Quelle: Ortner et al. 2006

Die Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchung sind in Ortner et al. (2006) beschreiben.

Zwei Bewirtschaftungsschläge wurden auf einen Messschacht zusammengeführt. Es gibt im Prinzip zwei Standorte bzw. zwei Feldmessstellen, einen biologisch bewirtschafteten Standort und einen nach IP Gemüse bewirtschafteten Standort. An jeder Feldmessstelle werden zwei Schläge beobachtet. Demzufolge setzt sich eine Feldmessstelle aus einem Messschacht, einer Grundwassersonde und zwei Einzelmessstellen zusammen. Letztere bestehen aus je einem Messprofil und einem Sickerwassersammler. Ein Messprofil ist in fünf Tiefenstufen (35, 60, 100, 150 und 200 cm) mit je einer Sonde zur Erfassung des Wassergehaltes, mit je einer Sonde zur Messung der Saugspannung und mit je einer Saugkerze zur qualitativen Erfassung des Bodenwassers bestückt. Ein Messprofil wurde zudem in fünf Tiefenstufen mit Bodentempersensoren ausgestattet. Die Aufzeichnung der Daten erfolgte im zehn Minuten Intervall mit DL2e Datenloggern von Delta-T Devices Ltd. Das Sickerwasserbeprobungsintervall wurde den Witterungsbedingungen angepasst.

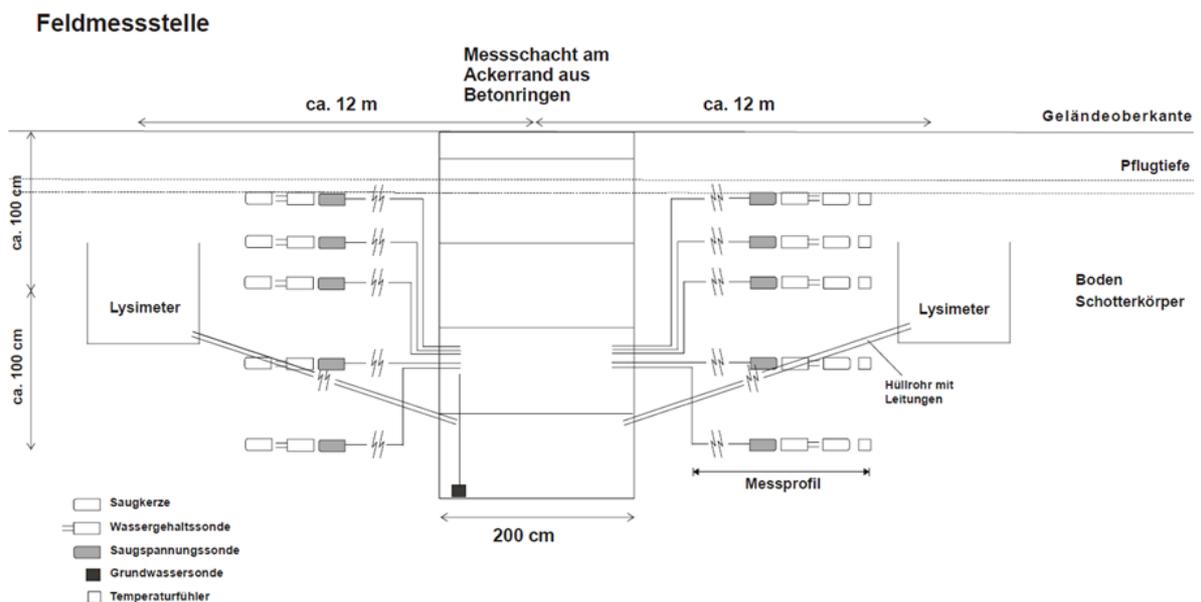


Abbildung 11.25: schematischer Aufbau der Messstelle

Quelle: Ortner et al. 2006

Vom Typ her handelt es sich um Sickerwassersammler, bei denen jedoch die Bodenhorizonte oberhalb des C-Horizontes monolithisch entnommen wurden und daher ungestört eingebaut werden konnten. Die Lysimeter bestehen aus einem Kunststoffbehälter mit einem Fassungsvermögen von 1m³ und einem Durchmesser von 116 cm. Die Lysimetersohle liegt jeweils 1,5 m unter GOK. Am Lysimeterboden befindet sich eine Öffnung für den Freiauslauf, für die am Lysimeterboden eingebauten vier Saugkerzen und für das Tensiometer. Der

Lysimeterbehälter wurde zuerst entsprechend dem Schichtaufbau des natürlichen Schotterkörpers gestört verfüllt. Dann wurde dem Schotter der monolithisch entnommene Mineralboden aufgesetzt.

Sickerwasser:

An den Feldmessstellen wurde in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen die Sickerwasserbeprobung durchgeführt. Nach jedem Entleeren der Sammelflaschen wurde an den Saugkerzen ein Unterdruck von 500 mbar angelegt.

Im Messschacht wurden im ein bis zwei Wochen Intervall Sickerwässer von den Sickerwassersammlern und Bodenlösungen mittels Saugkerzen gesammelt und anschließend teilweise analysiert.

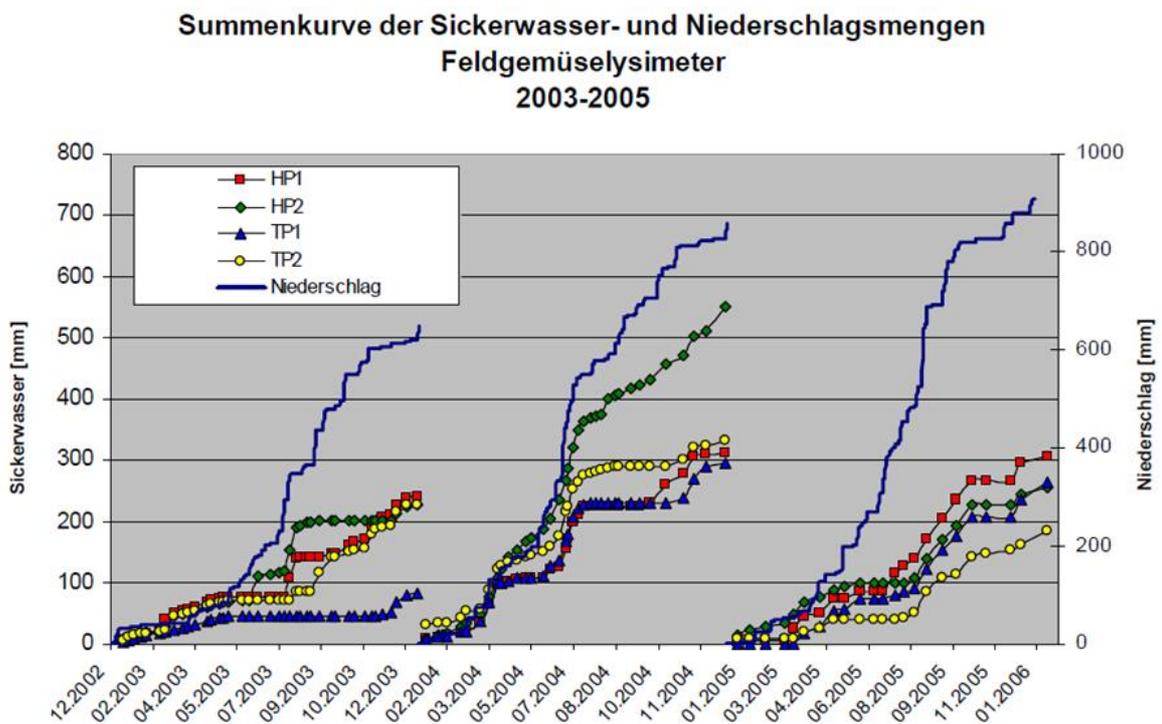


Abbildung 11.26: Sickerwassermengen auf den Feldmessstellen HP1, HP2, TP1 und TP2 für die Jahre 2003-2005

Quelle: Ortner et al. 2006

Die je Beprobungstermin pro Lysimeter angefallenen Sickerwassermengen können Datenblättern entnommen werden. 2003 und 2004 gab es erhebliche Abweichungen bei den Mengen. Die Jahressummen sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Tabelle 11.1: Sickerwasser Jahressummen an den Lysimeterstandorten

| | | Sickerwasser | Sickerwasser | Sickerwasser | Sickerwasser | Sickerwasser |
|---------------|---------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | | HP1 | HP2 | TP1 | TP2 | Mittel |
| | NS [mm] | mm | mm | mm | mm | |
| 2003 | 652 | 240 | 228 | 81 | 227 | 194 |
| 2004 | 858 | 311 | 551 | 294 | 332 | 372 |
| 2005 | 906 | 305 | 255 | 264 | 185 | 252 |
| Mittel | | 252 | 239 | 234 | 219 | |

Quelle: Ortner et al. 2006

Für den Zeitraum November 2002 bis Februar 2006 liegen Messwerte von Wasseranteil, Matrixpotenzial und Bodentemperaturen im Stundenintervall vor. Diese Daten dienen der Kalibrierung des Simulationsmodells SIMWASER/STOTRASIM.

Für den Zeitraum November 2002 bis Februar 2006 liegen Messwerte von Wasseranteil, Matrixpotenzial und Bodentemperaturen im Stundenintervall vor. Diese Daten liegen vor.

11.1.2.17 Hallein

Die Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt für Landwirtschaft (HBLFA) Raumberg-Gumpenstein betreibt eine Lysimeteranlage auf 452 m.ü.A. an der Außenstelle des LFZ Raumberg-Gumpenstein in Winklhof/Oberalm bei Hallein, Salzburg (Abbildung 11.27). Seit 1998 werden dort Feldversuche bezüglich Saatgutmischungen im Dauergrünland, Düngung und Nutzungsintensitäten sowie Fruchtfolgeversuche, Basisvermehrungen von eingetragenen Sorten und Lysimeterversuche in Zusammenarbeit mit der dort ansässigen landwirtschaftlichen Fachschule Winklhof durchgeführt. 1,4 ha Versuchsfläche stehen dem Lehr- und Forschungszentrum Raumberg-Gumpenstein von der Fachschule zur Verfügung (Klopf, 2012).



Abbildung 11.27: Standort Lysimeter Hallein

Quelle: Klopff, 2012

Die Versuchsfläche liegt auf einer post-würmeiszeitlich (jüngste im Alpenraum aufgetretene großräumige Vergletscherung) angelegten fluviatilen Flur etwa 8-10 m über dem jetzigen Haupttalboden der Salzach. Die vorherrschende Bodenform ist eine entkalkte Lockersediment-Braunerde mit mäßig trockenen Wasserverhältnissen (Hein und Murer, 2002).

Der Boden ist wie folgt aufgebaut:

- Ap-Horizont: 0-25 cm, durch landwirtschaftliche Bearbeitung geprägt, besteht aus lehmigem Schluff mit geringem Grobanteil (Kies und Schotter bis 7 cm Ø), stark humos, schwach kalkhaltig, mäßig durchwurzelt.
- AB-Horizont: 25-45 cm, lehmiger Schluff mit hohem Grobanteil (Kies und Schotter bis 7 cm Ø), stark humos, mäßig kalkhaltig
- BC-Horizont: ab 45 cm, sandiger Lehm mit vorherrschendem Grobanteil (Kies und Schotter bis 15 cm Ø), stark kalkhaltig (Friedl, s.a.).

Im Oktober 2001 wurden auf den Versuchspartellen der LFS Winklhof in Salzburg zwei Lysimeteranlagen mit jeweils drei verfüllten Schwerkraftlysimetern und zwei Saugkerzenanlagen mit jeweils drei Mal zwei Saugkerzen auf insgesamt 12 Parzellen errichtet (Murer, 2001). Von je drei Lysimetern wird das Sickerwasser direkt zu einem Messschacht geleitet, der außerhalb der Versuchspartelle liegt. Das Lysimeter besteht aus einem Kunststoffbehälter aus Polyethylen mit einem Freiauslauf zu einem Messschacht und wurde horizontweise mit gestörtem Boden, aber in seinem ursprünglichen Bodenaufbau, befüllt.

Der Boden des Kunststoffbehälters befindet sich in 1,40 Meter Tiefe, wo auch das Sickerwasser entnommen wird. Die mittlere Höhe des Behälters beträgt 111,1 cm, wodurch er im eingebauten Zustand mit seiner Oberkante bis knapp 30 cm unter die Geländeoberkante (geschätzte größte Bearbeitungstiefe) reicht.

Düngung und Nutzung des Bodens während des Versuchs wird in Klopff (2012) für die Jahre 2007 bis 2010 beschrieben. Für jede Schwerkraftlysimeter- und Saugkerzenparzelle wurde das Sickerwasser getrennt/einzeln erhoben. Alle drei bis fünf Wochen (je nach Sickerwasseranfall) wurde das Sickerwasser beprobt.

im Jahr 2007 wurde die gesamte Versuchsfläche umgepflügt und die Feldfuttermischung IM angesät. Diese Flächen werden 4x im Jahr geschnitten. Diese Versuchsanstellung wurde bis 2017 beibehalten und ist somit noch aktuell.

11.1.2.18 Stubaital

Es werden Ergebnisse von Kleinlysimeter-Messungen an 24 unterschiedlichen Standorten im Stubaital übergeben (Abbildung 11.28). Die Höhenlage der Bodenmonolithe reicht von 950 bis 2.300 m.ü.A..

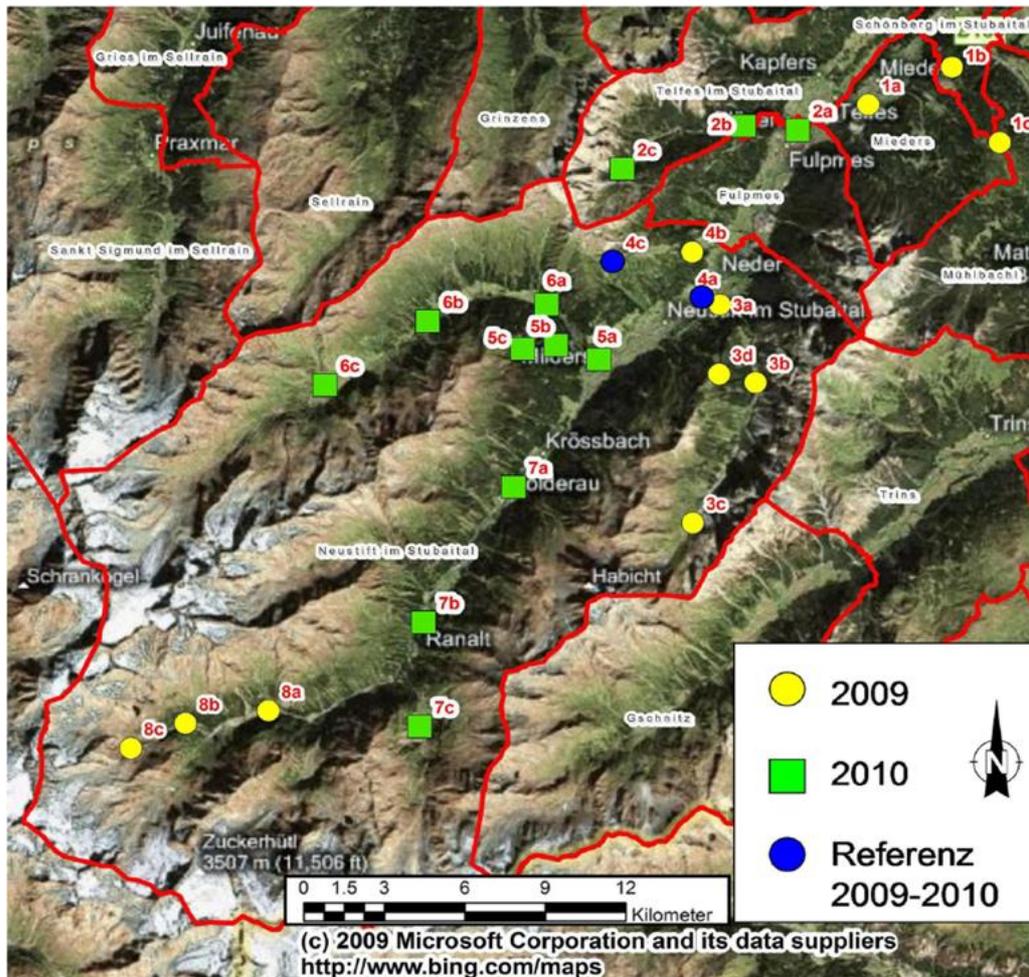


Abbildung 11.28: Messstellenübersicht, Stubaital

Quelle: Uni Innsbruck, 2010

Die Stationen sind in Uni Innsbruck (2010) beschrieben und die Koordinaten der Messstationen bekannt. Unterschiedliche Vegetationstypen wurden für den gleichen Messzeitraum untersucht. An den acht Messstandorten kennt man die Bodentypen, wobei bei jedem Bodentyp jeweils ein Talboden, eine Hangstufe und eine (sub-)alpine Stufe unterschieden wurden (Tabelle 11.2). Die Ergebnisse der bodenphysikalischen Analysen für die einzelnen Standorte sind bekannt.

Tabelle 11.2: Bodentypen der Messstationen im Stubaital

| Transekt | Fläche | Lage | Bodentyp |
|----------|--------|-------|----------------------|
| 1 | A | Tal | Braunerde |
| | B | Mitte | Braunerde |
| | C | Berg | Braunerde |
| 2 | A | Tal | Schüttboden |
| | B | Mitte | Braunerde |
| | C | Berg | Rendzina |
| 3 | A | Tal | Braunerde |
| | B | Mitte | Rendzina |
| | C | Berg | Braunerde |
| | D | Berg | Braunerde-Semipodsol |
| 4 | A | Tal | Schwemmboden |
| | B | Mitte | Braunerde |
| | C | Berg | Braunerde |
| 5 | A | Tal | Braunerde |
| | B | Mitte | Braunerde |
| | C | Berg | Staupodsol |
| 6 | A | Tal | Rendzina |
| | B | Mitte | Schwemmboden |
| | C | Berg | Braunerde |
| 7 | A | Tal | Braunerde |
| | B | Mitte | Schwemmboden |
| | C | Berg | Braunerde-Kolluvium |
| 8 | A | Tal | Schwemmboden |
| | B | Mitte | Schwemmboden |
| | C | Berg | Ranker-Semipodsol |

Quelle: Quelle: Uni Innsbruck

Es gab noch weitere Unterscheidungen:

- zwei Standorttypen (IS...intensiv genutzte Standardvegetation, AS...alpine Standardvegetation) zur Analyse des Einflusses der räumlichen Faktoren (Topografie, Mikroklima)
- ungeschnitten (Biomassehöchststand)
- geschnitten (direkt nach der Mahd)
- hochwüchsig L
- niederwüchsig K
- mit Wasser gefüllte Lysimeter (zur Abschätzung der potenziellen Verdunstung)

Außerdem wurden an fünf Stellen Bodenfeuchtemessungen durchgeführt – außerhalb der Lysimeter, um zu vergleichen, inwieweit die Bedingungen übereinstimmen.

Die Lysimeter haben einen Durchmesser von 20 cm.

Die Installation der Lysimeter erfolgte am 04.08.2010, die Sickerwassermessungen wurden an vier Messtagen pro Station im Wochenrhythmus durchgeführt.

In unmittelbarer Nähe des Standorts 4a (etwas Richtung Westen, damit Stromversorgung gewährleistet ist) wird seit 2012 eine Lysimeteranlage mit sechs Lysimetern betrieben, zu der Rohdaten der Jahre 2014 bis 2016 zur Verfügung gestellt wurden.

Aus den gemessenen Gewichtsdaten von fünf Lysimetern (1, 2, 4-6) kann auf die Sickerwassermengen geschlossen werden. Es handelt sich um monolithische Lysimeter.

2015 und 2016 wurde künstlich bewässert (langjähriger mittlerer Niederschlag).

Die Daten sind hinsichtlich Verdunstung ausgewertet.

Es wird darauf hingewiesen, dass für die Richtigkeit der Daten nicht garantieren kann, weil Praktikanten mit den Messungen damit betraut waren. Es blieb bisher keine Zeit, diese Daten wissenschaftlich zu publizieren und damit wurde auch keine abschließende Qualitätskontrolle durchgeführt.

11.1.3 Fazit

Großteils gab es von Seiten der kontaktierten Institutionen Bereitschaft, Sickerwasserdaten aus Projekten für die Absicherung der Messdaten aus dem Messnetz des Hydrographischen Dienstes zur Verfügung zu stellen. Wenn Projekte bereits seit längerer Zeit abgeschlossen sind, fällt es aus zeitlichen oder organisatorischen Gründen oft schwer, die Daten herauszusuchen.

Es sollte daher angedacht werden, abgesicherte und verlässliche Lysimeterdaten aus diversen Projekten und Messstationen zentral und unmittelbar nach Projektabschluss zu sammeln. Voraussetzung dafür wäre allerdings eine bessere Vernetzung der Akteure und die Bereitschaft zur Zusammenarbeit im Sinne einer nachhaltigen Arbeitsweise aller Institutionen, die Sickerwasserdaten messen. Eine Vereinheitlichung der Erhebungs- und Auswertemethoden wäre ebenfalls anzustreben.

Eine ähnliche Problematik (Verfügbarkeit und Unterschiedlichkeit von Messdaten) gab es in Österreich im Bereich der Schwebstoffmessung. Abhilfe schuf dabei die Herausgabe des „Leitfaden zur Erfassung des Schwebstofftransportes“ (BMLFUW, 2008). Im Leitfaden sind die Methodik und die Monitoringstrategie ebenso wie die Messanleitung und die Auswertung und Interpretation der Daten beschrieben, wodurch eine wesentliche Grundlage für eine einheitliche Vorgangsweise gelegt wurde. Mit dem Hydrographischen Jahrbuch von Österreich 2008 wurden die ersten Schwebstoffmessdaten veröffentlicht.

Analog dazu kann ein „Leitfaden zur Versickerungsmessung in der ungesättigte Zone“ erarbeitet werden, der den Grundstein für die Datenerfassung, -aufbereitung und schließlich Veröffentlichung der Versickerungsdaten im Hydrographischen Jahrbuch legt.

Der Begriff „Nachhaltigkeit“ würde dadurch mit Leben erfüllt: Einerseits würden Daten, die meist durch öffentliche Mittel gewonnen wurden, einer Mehrfach- bzw. Dauernutzung zugeführt, andererseits kann erst durch die Verfügbarkeit konkreter Daten in entsprechender Qualität und Quantität seriös auf die derzeitigen und zukünftigen Herausforderungen in Landwirtschaft und Wasserwirtschaft reagiert werden. Das betrifft sowohl die Forschung als auch die Anwendung in der Praxis.

Außerdem trägt die Sickerwassermessung in Österreich zur Umsetzung der Sustainable Development Goals (SDGs) bei. Von den 193 UN-Mitgliederstaaten (darunter auch Österreich) wurden auf dem UN-Nachhaltigkeitsgipfel in New York am 25. September 2015 17 Ziele und 169 Unterziele für nachhaltige Entwicklung formuliert, die es bis 2030 umzusetzen gilt; festgeschrieben in der Agenda 2030, einer politischen Erklärung mit einem Maßnahmenpaket zur Umsetzung der Ziele und einem System zur Messung und Kontrolle des jeweiligen Fortschritts in der Umsetzung (BMEIA und BKA, 2017). „Wirtschaft, Gesellschaft und Umwelt dürfen nicht getrennt voneinander betrachtet werden – Nachhaltigkeit muss sämtliche Bereiche durchdringen. Gemeinsam gilt es, die Ziele der Agenda 2030 konsequent umzusetzen.“ (Vorwort von BM Andrä Rupprechter in BMLFUW, 2015).

Hier ein Auszug aus den (Unter-)Zielen, die in Österreich die Lysimeterdatenerhebung betreffen:

- Ziel 2.4: Bis 2030 die Nachhaltigkeit der Systeme der Nahrungsmittelproduktion sicherstellen und resiliente landwirtschaftliche Methoden anwenden, die die Produktivität und den Ertrag steigern, zur Erhaltung der Ökosysteme beitragen, die Anpassungsfähigkeit an Klimaänderungen, extreme Wetterereignisse, Dürren, Überschwemmungen und andere Katastrophen erhöhen und die Flächen- und Bodenqualität schrittweise verbessern.
- Ziel 6.4: Bis 2030 die Effizienz der Wassernutzung in allen Sektoren wesentlich steigern und eine nachhaltige Entnahme und Bereitstellung von Süßwasser gewährleisten, um der Wasserknappheit zu begegnen und die Zahl der unter Wasserknappheit leidenden Menschen erheblich zu verringern.
- Ziel 6.6: Bis 2020 wasserverbundene Ökosysteme schützen und wiederherstellen, darunter Berge, Wälder, Feuchtgebiete, Flüsse, Grundwasserleiter und Seen.

- Ziel 12.2: Bis 2030 die nachhaltige Bewirtschaftung und effiziente Nutzung der natürlichen Ressourcen erreichen.
- Ziel 12.4: Bis 2020 einen umweltverträglichen Umgang mit Chemikalien und allen Abfällen während ihres gesamten Lebenszyklus in Übereinstimmung mit den vereinbarten internationalen Rahmenregelungen erreichen und ihre Freisetzung in Luft, Wasser und Boden erheblich verringern, um ihre nachteiligen Auswirkungen auf die menschliche Gesundheit und die Umwelt auf ein Mindestmaß zu beschränken.

„Österreich setzte sich ... für ein effektives Monitoring der Implementierung der 2030 Agenda auf internationaler Ebene ein. Diese beinhaltet auch die zentrale Rolle nationaler Kontrollinstanzen wie Parlamente und Rechnungshöfe bei der nationalen Überprüfung der Umsetzung.“ (BKA und BMEIA, 2016). Umso wichtiger wäre die zu Beginn dieses Kapitels vorgeschlagene einheitliche bzw. vergleichbare Erhebung und Auswertung und die Mehrfachnutzung der erhobenen Daten durch die in einem „Leitfaden zur Versickerungsmessung in der ungesättigte Zone“ festgeschriebene Methodik.

11.1.4 Lysimeter – Betreiber inkl. Kontakt

| Örtlichkeit | Betreiberorganisation | Ansprechperson | Mail | Telefonnummer |
|----------------------------------|--|--|--|--|
| Marchfeld, Neufeld, nördl. Bgld. | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | Ing. Andreas Scheidl | andreas.scheidl@baw.at | 0676 9169838 07416 52108 21 |
| Pucking | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | DI Erwin Murer | erwin.murer@baw.at | 0664 9267482 07416 52108 45 |
| Eberstallzell | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | DI Erwin Murer | erwin.murer@baw.at | 0664 9267482 07416 52108 45 |
| Petzenkirchen | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | DI Erwin Murer | erwin.murer@baw.at | 0664 9267482 07416 52108 45 |
| Deponie St. Martin | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | DI Erwin Murer | erwin.murer@baw.at | 0664 9267482 07416 52108 45 |
| Langes Feld | Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt | DI Erwin Murer | erwin.murer@baw.at | 0664 9267482 07416 52108 45 |
| Tulln | IHLW, Cepuder | Dr. Peter Cepuder | peter.cepuder@boku.ac.at | 01 47654-19211 0664 1013828 |
| Groß-Enzersdorf | IHLW, Cepuder | Dr. Peter Cepuder Dr. Reinhard Nolz | peter.cepuder@boku.ac.at reinhard.nolz@boku.ac.at | 01 47654-19211, 0664 1013828 +43 (1) 47654-81552 |
| Hirschstetten | AGES | DI Hösch | johannes.hoesch@ages.at | 05055 534203 |
| Seibersdorf | AIT | Dr. Bernhard Wimmer | bernhard.wimmer@ait.ac.at | 050550 3544 0664 620 77 37 |
| Winklhof/Hallein | HBLFA Raumberg-Gumpenstein | Dr. Graiss | wilhelm.graiss@raumberg-gumpenstein.at martina.schink@raumberg-gumpenstein.at | 03682 22451 346 |
| Gumpenstein | HBLFA Raumberg-Gumpenstein | Dr. Markus Herndl | markus.herndl@raumberg-gumpenstein.at martina.schink@raumberg-gumpenstein.at | 03682 22451 340 +43 3682 22451-333 |
| Stoderzinken | HBLFA Raumberg-Gumpenstein | Dr. Markus Herndl DI Martina Schink | markus.herndl@raumberg-gumpenstein.at martina.schink@raumberg-gumpenstein.at | 03682 22451 340 +43 3682 22451-333 |
| Eferding | OÖ LWK | Johannes Recheis-Kienesberger | johannes.recheis-kienesberger@lk-ooe.at | 050 6902 1424 |
| Schwertberg | OÖ LWK | Johannes Recheis-Kienesberger | johannes.recheis-kienesberger@lk-ooe.at | 050 6902 1424 |
| Traun | OÖ LWK | Johannes Recheis-Kienesberger | johannes.recheis-kienesberger@lk-ooe.at | 050 6902 1424 |
| Freistadt | OÖ LWK | Johannes Recheis-Kienesberger | johannes.recheis-kienesberger@lk-ooe.at | 050 6902 1424 |
| Wagna | Joanneum Research-AquaConSol | Dr Johann Fank | Johann.fank@jr-aquaconsol.at | 0664 80454501 |
| Höhenhansl | Joanneum Research-AquaConSol | Dr Johann Fank | Johann.fank@jr-aquaconsol.at | 0664 80454501 |
| Bierbaum | Joanneum Research-AquaConSol | Dr Johann Fank Mag. Dr. Klammler | Johann.fank@jr-aquaconsol.at gernot.klammler@jr-aquaconsol.at | 0664 80454501 43 664 80 45 45 12 |
| Stubaital | Uni Innsbruck | Dr. Georg Leitinger | georg.leitinger@uibk.ac.at | 0512 50751620 0699-15660608 |
| Zöbelboden | UBA | Dr. Thomas Dirnböck | thomas.dirnboeck@umweltbundesamt.at | 01 313 04 3442 |
| Lobau | Bio Forschung Austria | Dr. Wilfried Hartl, Dr. Eva Erhart | w.hartl@bioforschung.at, e.erhart@bioforschung.at | 0043 1 4000 49152, 0676 8118 49152 0043 1 4000 49173, 0676 8118 49173 |

Literatur Kapitel 11.1

BKA und BMEIA: Vortrag an den Ministerrat, Gipfeltreffen der Vereinten Nationen vom 25.-27. September 2015: Annahme der 2030 Agenda für Nachhaltige Entwicklung, Umsetzung durch Österreich“, 07.01.2016.

BMEIA und BKA: Beiträge der Bundesministerien zur Umsetzung der Agenda 2030 für nachhaltige Entwicklung durch Österreich, Darstellung 2016“, 2017.

BMLFUW: Schwebstoffe im Fließgewässer, Leitfaden zur Erfassung des Schwebstofftransportes, 2008.

BMLFUW: Indikatorenbericht MONE 2015, „Auf dem Weg zu einem nachhaltigen Österreich“, 2015.

Friedl, H.: Bodenverhältnisse der Versuchsfläche an der LFS Winklhof. Bundesamt und Forschungszentrum für Landwirtschaft, Institut für Bodenwirtschaft, Außenstelle Graz, unveröffentlicht.

Hein, W. und Murer, E.: Lysimeteranlage Winklhof – Aufbau und erste Ergebnisse. Bericht Alva-Jahrestagung 2002 zum Thema Lebensmittelsicherheit pflanzlicher Produkte Obst, Wein, Gemüse, 27.-29.05.2002 an der Höheren Bundeslehranstalt und Bundesamt für Wein und Obstbau, Klosterneuburg, 2002, 263-264.

IWHW: Studie über Maßnahmen zur Senkung des Stickstoffeintrags in das Grundwasser, Endbericht, der Untersuchungsjahre 1996 bis 2001, 2002.

Klammler, G., Fank, J.: Determining water and nitrogen balances for beneficial management practices using lysimeters at Wagna test site (Austria). In: Science of the Total Environment 2014, 499.

Klopf, K.: Einfluss unterschiedlicher Düngungsintensitäten auf standortbedingte Nährstoffauswaschungen im Feldfutterbau. Masterarbeit 2012.

Mottl, W.: Die neue Lysimeteranlage auf der Versuchswirtschaft der Universität für Bodenkultur in Großenzersdorf“, 1983.

Murer, E.: Bericht über die Errichtung von Lysimeter- und Saugkerzenanlagen am Versuchsfeld der LFS-Winklhof – Sbg. Petzenkirchen: Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt am Bundesamt für Wasserwirtschaft, 2001, 1-16.

Murer, E., Jachs, Ch., Schuster, M., Thürriedl, K.: Modifizierte Wasserhaushaltsschicht für Deponien in Regionen mit positiver klimatischer Wasserbilanz. In: Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 2017, Volume 69, Issue 5–6, pp 275–282.

Neuwirth, F., Mottl, W.: Errichtung einer Lysimeteranlage an der agrarmeteorologischen Station Großenzersdorf. In: Sonderdruck aus „Wetter und Leben“, 1983, Jahrgang 35.

Nolz, R., Cepuder, P., Kammerer, G.: Determining soil water-balance components using an irrigated grass lysimeter in NE Austria. In: Journal of Plant, Nutrition and Soil Science, 2013.

Ortner, G., Dalla-Via, A., Fank, J.: Der Einfluss des Feldgemüsebaus im westlichen Grazer Feld auf die Nitratgehalte im Grundwasser. Institut für Wasserressourcenmanagement, Hydrologie und Geophysik, 2006.

Uni Innsbruck, Institut für Ökologie: TOP-KLIMA-SCIENCE
(SPA/01/2007/133/A/Klimawandel), Wasserhaushalt und globaler Wandel:
Zukunftsperspektiven im Berggebiet angesichts der Veränderungen in Klima und
Landnutzung Endverwendungsnachweis Dezember 2010.

11.2 Qualifizierte Empfehlungen, Anleitungen - Normen

ÖNORM B 2400: Hydrologie – Hydrologische Fachausdrücke und Zeichen

ÖNORM B 4412: Erd- und Grundbau; Untersuchung von Bodenproben;
Korngrößenverteilung (Bestimmung Textur Grobböden)

ÖNORM L 1050: Boden als Pflanzenstandort – Begriffe und Untersuchungsverfahren

ÖNORM L 1053: Bodenuntersuchungen - Allgemeine Grundlagen

ÖNORM L 1054: Probenahme von Böden - Allgemeines, Terminologie

ÖNORM L 1055: Probenahme von ackerbaulich genutzten Böden

ÖNORM L1056: Probenahme von Dauergrünland (inklusive Parkanlagen, sowie Zier- und Sportrasen)

ÖNORM L 1057: Probenahme von wein- und obstbaulich genutzten Böden und Böden von Baumschulen

ÖNORM L 1058: Probenahme von Böden in geschütztem Anbau, Substraten und Nährlösungen

ÖNORM L 1059: Probenahme von Waldböden

ÖNORM L 1061-1: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenverteilung des Mineralbodens -Teil 1: Grobboden

ÖNORM L 1061-2: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenverteilung des Mineralbodens - Teil 2: Feinboden

ÖNORM L 1062: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung des Wassergehaltes und des Wasseranteils.

ÖNORM L 1063: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung des Wasserrückhaltevermögens mittels Drucktopf mit keramischer Platte

ÖNORM L 1065: Physikalische Bodenuntersuchungen; Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in gesättigten Zylinderproben

ÖNORM L 1066: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Versickerungsintensität mit dem Doppelring-Infiltrimeter (Feldmethode)

ÖNORM L 1067: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung des Tensiometerpotenzials

ÖNORM L 1068: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Dichte von Mineralböden

ÖNORM L 1069: Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Feldkapazität von Böden (Feld-methode)

ÖNORM L 1075: Grundlagen für die Bewertung der Gehalte ausgewählter chemischer Elemente in Böden

ÖNORM L 1076: Grundlagen zur Bodenfunktionsbewertung

ÖNORM EN ISO 10381: Soil quality -- Sampling Guidance on the design of sampling programmes

ÖNORM EN ISO 10930: Bodenbeschaffenheit - Messung der Stabilität von Bodenaggregaten gegen Wasserbewegung

ÖNORM EN ISO 11074: Bodenbeschaffenheit - Wörterbuch (ISO 11074:2015) (mehrsprachige Fassung: de/en/fr)

ÖNORM EN ISO 15175: Bodenbeschaffenheit - Ermittlung von Kennwerten des Bodens hinsichtlich des Wirkungspfad Bodens (ISO/DIS 15175:2017)

ÖNORM EN ISO 25177: Bodenbeschaffenheit - Bodenbeschreibung im Felde

ÖNORM EN ISO 11274: Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des Wasserrückhaltevermögens – Laborverfahren

ÖNORM EN ISO 11276: Bodenbeschaffenheit - Bestimmung des Porenwasserdrucks - Tensiometerverfahren

ÖNORM EN ISO 19258: Bodenbeschaffenheit - Leitfaden zur Bestimmung von Hintergrundwerten

ÖNORM EN ISO 16133: Bodenbeschaffenheit - Leitfaden zur Einrichtung und zum Betrieb von Beobachtungsprogrammen

ASTM D 4696: Standard Guide for Pore-Liquid Sampling from the Vadose Zone

ASTM D 5299/D 5299M: Standard Guide for Decommissioning of Groundwater Wells, Vadose Zone Monitoring Devices, Boreholes, and Other Devices for Environmental Activities

ASTM D 5126: Standard Guide for Comparison of Field Methods for Determining Hydraulic Conductivity in the Vadose Zone(Reapproved 2004)

ASTM D 5730: Standard Guide for Site Characterization for Environmental Purposes With Emphasis on Soil, Rock, the Vadose Zone and Ground Water

ASTM D 3404: Standard Guide for Measuring Matric Potenzial in Vadose Zone Using Tensiometers

ASTM D 4700: Standard Guide for Soil Sampling from the Vadose Zone

DIN 4047-3: Landwirtschaftlicher Wasserbau - Begriffe - Teil 3: Bodenkunde, Bodensystematik und Bodenuntersuchung

11.3 Glossar

| Nr | Begriff | Zeichen | Einheit | Erklärung |
|----|---------------------------------|---------|---------|---|
| 1 | Aktuelle Verdunstung | | | Die tatsächliche Verdunstung |
| 2 | Bodenart | | | Zusammensetzung des Bodens bezüglich der Hauptbodenarten Sand, Schluff und Ton, die ihrerseits auf der Korngrößenzusammensetzung der mineralischen Bodensubstanz beruhen. Ohne weitere Angaben bezieht sich die Bodenartenangabe auf die Bodenart mit einem Äquivalentdurchmesser der Körner von kleiner als zwei Millimeter (ÖWAV, 2014). |
| 3 | Bodenhorizont | | | Bodenhorizonte sind das Ergebnis bodenbildender Prozesse, die das Ausgangsgestein verändern. Die verschiedenen Bodenhorizonte werden durch bestimmte Merkmale gekennzeichnet (ÖWAV, 2014) |
| 4 | Bodenprofil | | | zweidimensionaler Vertikalschnitt durch den Bodenkörper (ÖWAV, 2014). |
| 5 | Bodentyp | | | Böden mit identischem Entwicklungsstatus, der sich durch eine bestimmte Horizontkombination ausdrückt, bilden einen Bodentyp. Die moderne Systematik der Böden beruht auf der Bodengenetik und gliedert Böden nach ihren Eigenschaften, die sie durch bodenbildende Prozesse erworben haben. Dabei werden Böden mit gleichartigen pedogenen Merkmalen, die sich in charakteristischer Weise von Böden eines anderen Entwicklungszustandes unterscheiden, zu einem Bodentyp zusammengefasst (ÖWAV, 2014) |
| 6 | Bodenversiegelung | | | Als Bodenversiegelung wird die permanente Abdeckung einer Landfläche und des entsprechenden Bodens mit einer wasserundurchlässigen Schicht (z. B. aus Asphalt oder Beton) bezeichnet (EU-Kommission, 2012). |
| 7 | Bodenwasser | | | siehe auch ungesättigte Zone |
| 8 | Messstellen des Basismessnetzes | | | Ortsfeste, in Anbetracht der klimatischen und hydrologischen Schwankungen über lange Zeiträume betriebene Einrichtungen zur Erstellung von Wasserhaushaltsbilanzen von Flussgebieten und Grundwasserkörpern und zum Nachweis von natürlichen oder vom Menschen verursachten Änderungen des Wasserkreislaufes. Das Basismessnetz hat auch in sinngemäßer Anwendung die Ziele der überblicksweisen Überwachung gemäß § 59e WRG 1959 zu |

| | | | |
|----|----------------------------|---------------------------------|--|
| | | | berücksichtigen. |
| 9 | Evaporation | | Verdunstung aus der Boden- bzw. Wasseroberfläche |
| 10 | Evapotranspiration | | Summe der Verdunstung aus der Boden- bzw. Wasseroberfläche und Wasserabgabe durch die Pflanze. |
| 11 | Feldkapazität (FK) | ml Wasser/1 00ml Boden | Maximale Haftwassermenge, gemessen am natürlich gelagerten Boden mit freiem Wasserabzug (Schroeder, 1992) Wassergehalt als Volumenanteil in Prozent, den ein Boden in ungestörter Lagerung maximal gegen die Schwerkraft speichern kann (konventionell angegeben als Wassergehalt 2 bis 3 Tage nach voller Wassersättigung bei freier Drainage und ohne Evapotranspiration) (Ad-hoc. AG Boden, 2005). pF 1,8 |
| 12 | Gesättigte Zone | | Die das Grundwasser und den geschlossenen Kapillarsaum umfassende Zone. |
| 13 | Grundwasser | | Als Grundwasser bezeichnet man alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone, das in unmittelbarer Berührung mit dem Boden oder dem Untergrund steht. |
| 14 | Grundwasserkörper | | Ein abgegrenztes Grundwasservolumen innerhalb eines oder mehrerer Grundwasserleiter. Die Fläche Österreichs wird durch die Ausweisung von 138 Grundwasserkörpern lückenlos erfasst. |
| 15 | Grundwasserleiter | | eine unter der Oberfläche liegende Schicht oder Schichten von Felsen (Gesteinen) oder anderen geologischen Formationen mit hinreichender Porosität und Permeabilität (Durchlässigkeit), so dass entweder ein nennenswerter Grundwasserstrom oder die Entnahme erheblicher Grundwassermengen möglich ist |
| 16 | Grundwasser- messstelle | | Eine ortsfeste Messeinrichtung zur regelmäßigen Erfassung bzw. Kontrolle der Höhe der Grundwasserdruckfläche, der Grundwassertemperatur in einzelnen oder mehreren Tiefen sowie in ausgewählten Fällen der elektrischen Leitfähigkeit bei Tiefen- oder Thermalgrundwasserkörpern und Thermalgrundwasserkörpergruppen. |
| 17 | Grundwasserneubildun g | | Die Bodenteilfunktion „Grundwasserneubildung“ beschreibt das Leistungsvermögen eines Bodens, Sickerwasser aus der durchwurzelten Bodenzone in das Grundwasser abzugeben (BMNT, 2013). |
| 18 | Grundwasserstand | | die auf eine Vergleichsebene bezogene Höhe der Grundwasserdruckfläche. Die Höhe der Bezugsebene ist auf das staatliche Höhennetz zu beziehen. |

| | | | |
|----|--|--|---|
| 19 | Haftwasser | | Wasser, das gegen die Schwerkraft im Boden als Adsorptionswasser an Oberflächen fester Bodenpartikel oder als Kapillarwasser in Kapillaren und Poren festgehalten wird (mit gleitenden Übergängen) (Schroeder, 1992) |
| 20 | Hydraulische Leitfähigkeit (Wasserleitfähigkeit) | | Eigenschaft eines Bodens, Wasser in seinem teilgesättigten Porenraum zu leiten (ÖWAV, 2014). |
| 21 | Hydrographischer Dienst | | |
| 22 | Hydro-Pedotransfer-Funktionen | | Empirischen Regressionsgleichungen mit denen Standort-, Klima- und Nutzungsfaktoren zueinander in Beziehung gesetzt werden (ÖWAV, 2014) |
| 23 | Infiltration | | Bewegung des Sickerwassers im Boden von oben nach unten. Der Verlauf der Infiltration wird durch die Infiltrationsrate gekennzeichnet, die angibt, welche Wassermenge (cm WS) je Zeiteinheit versickert (BOKU, 1990). Wasseranteil der in Abhängigkeit von Wasseranteil und Wasserdurchlässigkeit des Bodens versickert (ÖWAV, 2014). |
| 24 | Interzeption | | Anteil der Niederschläge, der zur Benetzung der Oberflächen der Vegetation dient und nicht auf den Boden gelangt. |
| 25 | Karstgrundwasser | | Grundwasser in verkarsteten Gesteinen |
| 26 | Kluftgrundwasser | | Grundwasser in geklüfteten, nicht verkarsteten Gesteinen. |
| 27 | Lysimeter | | Behälter, der ein Boden- oder Erdvolumen zwischen Bodenoberfläche und einer gegebenen Tiefe isoliert und an seinem unteren Ende eine Vorrichtung zur Sickerwassersammlung aufweist (Muller, 1996) |
| 28 | Matrixpotenzial, Saugspannung, Wasserspannung | $pf = \log$ $cm\ WS$ (z. B.: 1 $bar = 10^3$ $cm\ WS =$ $pf\ 3)$ | Entspricht der Wasserspannung im Boden: Arbeit, die verrichtet werden muss, um dem Boden unter den Gasdruck- und Temperaturbedingungen in einer bestimmten Höhe eine Mengeneinheit Bodenlösung zu entziehen. Es entsteht infolge des Wirkens von Adhäsions- und Kapillarkräften und ist negativ |
| 29 | Messnetz für unterirdisches Wasser einschließlich Quellen: | | Die Gesamtheit der in einem Grundwasserkörper oder in einer Gruppe von Grundwasserkörpern gelegenen Grundwassermessstellen, die Messstellen der ungesättigten Zone und die Quellmessstellen. Das staatliche Messnetz setzt sich aus dem Basismessnetz und dem Sondermessnetz zusammen. |
| 30 | Messzeitreihe | | |
| 31 | Messstelle der ungesättigten Zone | | Eine ortsfeste Messeinrichtung zur tiefengestufteten kontinuierlichen Erfassung der maßgeblichen Parameter |

| | | | |
|----|-------------------------------------|--------------------------|---|
| | | | der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone (Wassergehalt, Wasserspannung, Wassertemperatur) in Hinblick auf die Ermittlung der Grundwasserneubildung und der tatsächlichen Verdunstung. |
| 32 | Nutzbare Feldkapazität | nFK | Anteil der bei Feldkapazität im Boden befindlichen Wassermenge, der pflanzenverfügbar ist. Bereich zwischen FK und PWP (pF 1,8-4,2) (BOKU, 1990). Differenz zwischen Feldkapazität und permanentem Welkepunkt (ÖWAV, 2014) |
| 33 | Permanenter Welkepunkt | PWP | ist bei einer Pflanze dann erreicht, wenn der Wassergehalt des Bodens so weit gesunken ist, dass die Pflanze das durch Transpiration abgegebene Wasser nicht mehr ergänzen kann und irreversible Schäden auftreten (pF 4,2). |
| 34 | pF-Kurve | | funktionale Beziehung zwischen Bodenwassergehalt und Wasserspannung |
| 35 | pF-Wert | | entspricht dem logarithmierten Wert des Betrages des Matrixpotenzials (pF log cm WS, hPa). |
| 36 | Porenanteil | | Volumenanteil der Bodenporen, bezogen auf das Gesamtvolumen eines Bodens (ÖWAV, 2014). |
| 37 | Porengrundwasser | | Grundwasser in Locker- oder Festgesteinen, deren durchflusswirksame Hohlräume überwiegend aus Poren gebildet werden. |
| 38 | Porenvolumen | | gesamtes, mit Luft oder Wasser gefüllte Hohlraumvolumen des Bodens (ÖWAV, 2014). |
| 39 | Potenzielle Evapotranspiration | mm oder l/m ² | Mögliche Verdunstung von freier Wasserfläche oder wassergesättigter, vegetationsloser Bodenoberfläche |
| 40 | Potenzielle Evaporation/Verdunstung | | die unter den gegebenen klimatischen Bedingungen mögliche Verdunstung von einer mit Pflanzen bestandenen Landoberfläche bei ungehinderter Versorgung mit Wasser. |
| 41 | Sachgebiete | | |
| 42 | Wasserspannung | | siehe Matrixpotenzial |
| 43 | Sickerwasser | | Unterirdisches Wasser, das sich unter Einwirkung der Schwerkraft abwärts bewegt (ÖWAV, 2014). |
| 44 | Soil Water Index SWI | | Der Boden-Wasser-Index (SWI) repräsentiert den relativen Feuchtigkeitsgehalt eines Bodens zwischen Welkepunkt und Feldkapazität. |
| 45 | Sondermessnetz | | Messstellen für Planungs- und Versuchszwecke (wasserwirtschaftliche Projekte, Forschung, Erprobung neuer Geräte oder Verfahren) und Messstellen für besondere Zwecke (zur Erreichung bestimmter wasserwirtschaftlicher Ziele, wie z. B. für den |

| | | | | |
|----|--|---------------------------------|-----------|--|
| | | | | Wasserstands- und Hochwassernachrichtendienst, für die Informationsverdichtung oder wenn das Risiko der Verfehlung des guten mengenmäßigen Zustands eines Grundwasserkörpers gegeben ist) |
| 46 | Tensiometer | | | Gerät zur Bestimmung des Matrixpotenzials bzw. der Wasserspannung des Bodenwassers |
| 47 | Transpiration | | | Wasserabgabe durch die Pflanze |
| 48 | Ungesättigte Wasserleitfähigkeit | | | |
| 49 | Verdunstung | | | Ein Vorgang, bei dem Wasser/Eis bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes vom flüssigen oder festen in den gasförmigen Zustand (Wasserdampf) übergeht. Grundsätzlich wird zwischen der Verdunstung von unbewachsenen Oberflächen (Erdboden, Wasserflächen, Schnee und Eis) – der so genannten Evaporation – und der durch biotische Prozesse (Wasserabgabe an den Spaltöffnungen der Pflanzenoberflächen) verursachten Transpiration unterschieden. Ist immer genügend Wassernachschub vorhanden, wird von potenzieller Evapotranspiration gesprochen. |
| 50 | Verdunstungsmessung | | | Die potenzielle Evaporation von freien Wasseroberflächen ist an den Messstellen mittels einer Verdunstungswanne vom Typ GGI-3000 zu messen. Diese wird im Boden eingegraben, damit die Wassertemperatur von der Erdbodentemperatur mitbestimmt wird. Die Verdunstungsmessung erfolgt bei eisfreier Wasseroberfläche der Verdunstungswanne um 7.00 Uhr MEZ im Zuge der Niederschlags- und Lufttemperaturmessung. |
| 51 | Versickerung | | | Siehe Infiltration |
| 52 | Versiegelung | | | Überbauung und Bedeckung des Bodens mit schwer oder nicht wasser- und luftdurchlässigem Material |
| 53 | Wasserleitfähigkeit, gesättigte Zone | K _F -Wert kf-Wert | cm/d | Eigenschaft eines Bodens, Wasser in seinem vollständig gesättigten Porenraum zu leiten (ÖWAV, 2014). Quotient aus Filtergeschwindigkeit und Druckgefälle. Maß für die Durchlässigkeit eines wassergesättigten Bodens (Ad-hoc-AG Boden, 2005). |
| 54 | Wasserleitfähigkeit, ungesättigte Zone | ku-Wert | m/s, cm/d | Auf ungesättigte Wasserbewegung im Boden angewandter Proportionalitätsfaktor der Darcy-Gleichung als Maß für die Wasserdurchlässigkeit eines nur teilweise wassergesättigten Bodens (Ad-hoc-AG Boden, 2005) |
| 55 | Welkepunkt | WP | | Wassergehalt des Bodens, bei dem die meisten Pflanzen permanent welken, bei pF 4,2 |

12 Autorenliste

Folgende Personen waren am Zustandekommen des Sammelbandes beteiligt:

Albert Bernsteiner, Landwirtschaftliche Umweltberatung, Landwirtschaftskammer Steiermark

Alfred Chalupka, IMS Wien, Physiker, senior scientist in Ruhe

Martina Eller, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

Michael Englisch, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Johann Fank, JR-AquaConSol GmbH, Graz

Gabriele Fuchs, Abteilung I/4: Abteilung Wasserhaushalt, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Karl Gartner, Institut für Waldökologie und Boden, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Reinhold Godina, Abteilung I/4: Abteilung Wasserhaushalt, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Markus Herndl, HBLFA Raumberg-Gumpenstein

Lisa Huber, Universität Innsbruck, Institut für Ökologie

Gerhard Kammerer, Institut für Bodenphysik und landeskulturelle Wasserwirtschaft, Universität für Bodenkultur, Wien

Ilse Kogelbauer, Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

Bernhard Kohl, Institut für Naturgefahren, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

Claudia Kristelly, selbstständige Kulturtechnikerin

Max Kuderna, wpa Beratende Ingenieure GmbH, Wien

Veronika Lechner, Wildbachprozesse und Hydrologie, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

Georg Leitinger, Universität Innsbruck, Institut für Ökologie

Gerhard Markart, Institut für Naturgefahren, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

Johannes Maßwohl, Landwirtschaftliche Umweltberatung, Landwirtschaftskammer Steiermark

Erwin Murer, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Petzenkirchen

Fabian Nagl, Wildbachprozesse und Hydrologie, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

Klaus Niedertscheider, Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

Reinhard Nolz, Institut für Bodenphysik und landeskulturelle Wasserwirtschaft, Universität für Bodenkultur, Wien

Daniel Pucher, Landwirtschaftliche Umweltberatung, Landwirtschaftskammer Steiermark

Karsten Schulz, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität für Bodenkultur

Christine Stumpp, Institut für Bodenphysik und landeskulturelle Wasserwirtschaft, Universität für Bodenkultur, Wien

Harald Weyermayr, Betriebsgesellschaft Marchfeldkanal

Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Stubenring 1, 1010 Wien

[bmnt.gv.at](https://www.bmnt.gv.at)