

Auswirkung von Trockenheit auf die Kohlenstoffflüsse im Wald

Erstellt am

Geographischen Institut der Universität Zürich (GIUZ)

in Zusammenarbeit mit der

Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL)



Masterarbeit vorgelegt von

Matthias Erni
Gehrstrasse 25
8908 Hedingen

Datum: 31.01.2014

Betreuer: Dr. Frank Hagedorn, WSL
Fakultätsverantwortlicher: Prof. Dr. Michael W. I. Schmidt, GIUZ

Auswirkung von Trockenheit auf die Kohlenstoffflüsse im Wald

Erstellt am

Geographischen Institut der Universität Zürich (GIUZ)

in Zusammenarbeit mit der

Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL)

Masterarbeit vorgelegt von

Matthias Erni
Gehrstrasse 25
8908 Hedingen

Datum: 31.01.2014

Betreuer: Dr. Frank Hagedorn
Eidg. Forschungsanstalt WSL
Birmensdorf 8903
Zürcherstrasse 111
frank.hagedorn@wsl.ch

Fakultätsverantwortlicher: Prof. Dr. Michael W. I. Schmidt, GIUZ

Inhaltsverzeichnis

1	EINLEITUNG	1
2	STAND DES WISSENS UND THEORETISCHE GRUNDLAGEN	3
2.1	Klimawandel und seine Auswirkungen	3
2.2	Globaler Kohlenstoffkreislauf	3
2.3	Bedeutung des Waldes	4
2.4	Kohlenstofffluss im Boden	5
2.5	Bodenatmung	6
2.5.1	Bedeutung	6
2.5.2	CO ₂ -Produktion im Boden	8
2.5.3	Einflussfaktoren und Auswirkungen von Trockenheit	9
2.5.4	Fick'sche Gesetz – Angewandt auf die Bodenatmung	11
2.6	Dissolved Organic Carbon (DOC)	12
2.6.1	Bedeutung	12
2.6.2	DOC-Produktion im Boden	13
2.6.3	DOC Auswaschung	14
2.6.4	Einflussfaktoren und Auswirkungen von Trockenheit	14
2.7	Karbonat im Boden	15
2.8	Bodenfeuchte und Wiederbefeuchtungsereignisse	16
2.9	Die Buche unter Trockenheit	17
3	ZIELSETZUNG UND LEITFRAGEN	19
4	DATEN UND METHODEN	20
4.1	Versuchsanlage MODOEK	20
4.2	Zwei unterschiedliche Böden	21
4.3	Versuchsablauf	22
4.4	Bodenwassergehalt und Bodentemperatur	22
4.5	Messung der Bodenatmung	23
4.6	Messung des DOC	24
4.7	Berechnungen und statistische Auswertungen	25
4.7.1	Statistische Tests	25
4.7.2	Lineares Regressionsmodell	25
4.7.3	Konzentrationsgradienten und Diffusionskoeffizienten	26
4.7.4	Kalk-Kohlenstoffgleichgewicht	27
5	RESULTATE UND DISKUSSION	28
5.1	Bodenwasser und Bodentemperatur	28
5.2	CO ₂ -Oberflächenflüsse	31
5.3	CO ₂ -Konzentrationen im Boden	33
5.4	Konzentrationsgradienten – Efflux und Diffusionskoeffizienten	39
5.5	Lineares Modell der CO ₂ Tiefenkonzentrationen – Bodenwassergehalt und Bodentemperatur	43
5.6	DOC	44
6	SYNTHESE	48
6.1	Grösserer Einfluss der Bodentemperatur	48
6.2	CO ₂ -Zunahme mit der Tiefe	48
6.3	Absinken der CO ₂ -Gehalte - Anstieg der DOC-Konzentrationen während Trockenheit	48
6.4	CO ₂ -Flush und allmählicher Anstieg im Unterboden – Kombination mit DOC	49
6.5	Höhere CO ₂ -Werte im sauren Boden	49

7	FEHLERQUELLEN UND UNSICHERHEITEN	50
8	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK	52
9	DANKSAGUNGEN	54
10	BEGRIFFSVERZEICHNIS	55
11	ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	56
12	LITERATUR	57

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Überblick über die Kohlenstoffflüsse in Milliarden Tonnen (Pg) der Erde (MUKE, 2013).	4
Abb. 2: Kohlenstoffflüsse im Boden und zwischen verschiedenen Ökosystemen (MPG, 2013).....	6
Abb. 3: Grundlegendes Konzept der Bodenkohlenstoffdynamik (Kutsch et al., 2009).....	8
Abb. 4: Konzeptionelles Model zur Bildung von gelöstem organischem Material (DOM) und bodenorganischem Material (SOM). (Verändert nach Kalbitz et al., 2000).....	13
Abb. 5: Überblick zur Modellökosystemanlage (MODOEK) auf dem Gelände der Forschungsanstalt der WSL Birmensdorf (WSL2, 2013).	20
Abb. 6: Modellökosystemanlage (MODOEK) und seine Behandlungen. Trockenbehandlung (gelb), bewässerte Behandlung (violett) (Verändert nach WSL Gruppe Boden und Biogeochemie, 2013)	21
Abb. 7: Einblick in mit Buchen bewachsene Open-Top (OT) - Anlage (WSL2, 2013).	21
Abb. 8: Übersicht zu Behandlungen und Zeitpunkten der Messreihen. W= Widerbewässerung.....	22
Abb. 9: Dynamisches geschlossenes Kammersystem zur Messung der CO ₂ - Oberflächenflüsse.....	23
Abb. 10: Pumpe mit Licore und Anschlusschläuchen (In/Out)	24
Abb. 11: Vakuumbasierte Methode zur Messung der CO ₂ - Konzentration in der Tiefe.	24
Abb. 12: Filtration mit 0.45 Mikrometer Filter.....	24
Abb. 13: Bodenfeuchte in 10, 30 und 60 cm Tiefe. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.	29
Abb. 14: Bodentemperatur in 10, 30 und 60cm Tiefe. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.	30
Abb. 15: Kontrolle (control) und trockene Behandlung (drought) der Oberflächenflüsse mit Standardfehler. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.	32
Abb. 16: Verteilungen der CO ₂ Tiefenkonzentrationen.....	35
Abb. 17: Bewässerte Behandlung (control) versus trockene Behandlung (drought) über alle Tiefen im kalkreichen Boden. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.	36
Abb. 18: Bewässerte Behandlung (control) versus trockene Behandlung (drought) über alle Tiefen im sauren Boden. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.....	37
Abb. 19: Tiefengradienten der Messzyklen zwei (Start), acht (höchste Trockenheit) und zehn (nach der Wiederbewässerung). Rot der kalkreiche, blau der saure Boden, jeweils mit den Behandlungen trocken (drought) und Kontrolle (control).	38
Abb. 20: Zusammenhang zwischen Konzentrationsgradient und oberflächlichem Efflux im kalkreichen Boden. 40	
Abb. 21: Zusammenhang zwischen Konzentrationsgradient und oberflächlichem Efflux im sauren Boden.....	41
Abb. 22: Diffusionskoeffizienten im Boden unter Trockenheit (drought, gelb) und Wiederbewässerung. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.	42
Abb. 23: Überblick zu den DOC-Daten im kalkreichen Boden mit Standardfehler, fehlende Werte in Messzyklus 2 (Juni) aufgrund der Trockenheit. In Gelb dargestellt die Messung unter Trockenheit.	46
Abb. 24: Überblick zu den DOC-Daten im sauren Boeden mit Standardfehler, fehlende Werte in Messzyklus 2 (Juni) aufgrund der Trockenheit. In Gelb dargestellt die Messung unter Trockenheit.	47

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Übersicht Buklim und die Einbindung der vorliegenden Arbeit. Weiss hinterlegt sind Projekte mit denen im Rahmen der Arbeit ein direkter Austausch (Daten, Grundlagen) erfolgte. Blau hinterlegte Projekte wurden noch nicht gestartet oder es fand kein Austausch statt.	2
Tabelle 2: Eigenschaften der beiden Böden (verändert nach Kuster et al., 2011).....	22
Tabelle 3: Konzentrationsgradient und sein Zusammenhang mit dem Efflux an der Oberfläche.	43
Tabelle 4: R^2 für ein lineares Model in den Tiefen 10, 30 und 60 cm. Mit Hilfe der Signifikanzcodes wurde auch der Einfluss der einzelnen Variablen (T und WG) angegeben: "****"=0,0001; "***"=0.001; "**"=0.01; "."=0.05; ""=0.1, sowie R^2 für die einzelnen erklärenden Variablen berechnet.	44

Zusammenfassung

Die vorliegende Masterarbeit ist eingebettet in das Projekt "Die Buche unter dem Einfluss des Klimawandels" (Buklim). Es wurden die Auswirkungen einer experimentellen Trockenheit und Wiederbefeuchtung auf den Fluss und die Konzentration von Kohlenstoff in Waldböden mit Buchenvegetation untersucht. Hierzu wurden die Konzentrationen von CO_2 und gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) in verschiedenen Bodentiefen und die CO_2 -Flüsse an der Oberfläche während einer experimentellen Austrocknung in Open-Top-Kammern in zwei Böden gemessen. Die Experimente wurden an der Modellökosystemanlage (MODOEK) der Forschungsanstalt für Wald Schnee und Landschaft (WSL) durchgeführt. Die wichtigsten Einflussgrößen (Bodenwassergehalt/Bodentemperatur) wurden in einem linearen Modell mit den CO_2 -Gehalten der unterschiedlichen Böden, Behandlungen und Tiefen verglichen. Die Bodenaktivität wurde unter verschiedenen Bedingungen abgeschätzt und es wurde nach einem Zusammenhang zwischen Konzentrationsgradienten und oberflächlichem Efflux gesucht. Zudem werden Diffusionskoeffizienten für das CO_2 in der Bodenluft abgeschätzt und Rückschlüsse auf das Klima gezogen.

Aufgrund der Messungen sind die CO_2 -Konzentrationen in einem dichten, sauren Boden deutlich höher, als in einem lockeren, kalkreichen. Das widerspricht der erwarteten höheren Bodenaktivität im kalkreichen Boden. Berechnungen zeigten, dass die Karbonatpufferung höchstens einen kleinen Einfluss darauf hat, da der CO_2 -Absorptionsfaktor nur rund 4,8% beträgt. Für die höheren Werte könnte deswegen auch zurückgehaltenes CO_2 im dichteren, sauren und feuchteren Boden verantwortlich sein. Die Bodenatmung nahm unter Trockenheit ab. Das deutet auf eine verringerte Bodenaktivität hin. Dementsprechend ist die Freisetzung von CO_2 aus dem Boden in die Atmosphäre während Trockenereignissen eingeschränkt. Nach der Wiederbewässerung konnte an der Oberfläche ein kurzzeitiger CO_2 -Flush beobachtet werden. Im Unterboden nahmen die CO_2 -Konzentrationen innerhalb von zwei Wochen mit anhaltender Bewässerung wieder zu. Ob der geringere CO_2 -Fluss durch vermehrte Trockenheit oder der höhere CO_2 -Ausstoss nach Wiederbefeuchtungsereignissen dominiert, ist nicht einfach abschätzbar und hängt wohl mit der Frequenz und der Intensität der Niederschläge zusammen. Die Bodentemperatur hat aufgrund statistischer Analysen einen grösseren Einfluss auf den CO_2 -Gehalt, als der Bodenwassergehalt.

Im Oberboden treten während Trockenheit keine DOC-Flüsse auf, da kein vertikaler Bodenwassertransport stattfindet. Im Gegensatz dazu sind die DOC-Konzentrationen im Unterboden erhöht. Möglicherweise ist dies ein Konzentrationseffekt. Während der Wiederbewässerung stagnieren die DOC-Konzentrationen oder sie sind wie im sauren Oberboden nach einigen Tagen deutlich erhöht. Das könnte in Verbindung mit der Bodenaktivität oder einer C-Freisetzung aus abgestorbener mikrobieller Biomasse stehen.

1 Einleitung

Der Klimawandel, verursacht durch die Emission von Treibhausgasen wie Kohlendioxid und Methan, wird wahrscheinlich bereits in naher Zukunft die Bedingungen auf der Erde verändern (IPCC, 2012). In vielen Regionen ist aufgrund veränderter Niederschlagsmuster mit längeren Trockenperioden zu rechnen (Kap. 2.1). Trockenheit beeinflusst den Waldboden und ändert dadurch die Produktionsleistung von Wäldern (Brando et al., 2008) und die Kohlenstoffflüsse in Waldböden (Frühwald et al., 2002; Graf-Pannatier, 2012; IPCC, 2012). Sinkt der Wassergehalt durch Trockenheit, sinkt auch die Aktivität der Mikroorganismen und der Wurzeln (Manzoni, 2012), welche insbesondere für die Bodenatmung eine wichtige Rolle spielen (Rey et al., 2002) (Kap. 2.5.2 und 2.6.2).

Im Vergleich mit der Bodenatmung (Kap. 2.5) weiss man bis heute wenig über die Entstehung von gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC) (Kap. 2.6) im Boden und seine Reaktion auf Veränderungen von Umgebungseinflüssen (Kalbitz et al., 2000). Der organische Kohlenstoff ist jedoch Voraussetzung für die Bodenbildung und für die Erhaltung seiner Fruchtbarkeit (Körschens, 2010; Worall et al., 2012). Deshalb ist es wichtig Auswirkungen von Trockenperioden auf DOC zu untersuchen. Die Untersuchung der Bodenatmung und des DOC sind deshalb Gegenstand der vorliegenden Masterarbeit.

Im Rahmen des Projektes Buklim, die Buche (*Fagus Sylvatica*) unter dem Einfluss des Klimawandels wurden Jungpflanzen von je 16 Mutterbäumen, welche zwölf Buchenpopulationen entnommen wurden in die WSL Modellökosystemanlage (MODOEK) verpflanzt (Kap. 4.1). Dort wurden sie einer kontrollierten Trocken- oder Bewässerungsbehandlung (Kontrolle) ausgesetzt. Anhand der morphologischen und physiologischen Reaktionen wurde ihre Trockenheitstoleranz beurteilt (WSL, 2013).

Als besonders wertvoll erachte ich es, die Masterarbeit im Rahmen des Projektes Buklim an der Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) schreiben zu dürfen. Die Arbeit ist damit in einen grösseren Kontext eingebunden und Synergien mit anderen Forschungen können genutzt werden. Tabelle 1 zeigt die aktuellen Forschungsfragen und Projekte des Buklim. Zudem machen die angedeutete Komplexität und die Relevanz des Themas eine Analyse von eigenen Daten besonders spannend und wertvoll. Neben den für die Arbeit eigens gemessenen CO₂- und DOC- Daten konnten auch Daten von Matthias Arend (Bodenwassergehalte und Bodentemperatur) genutzt werden.

Wer	Abteilung	Was	Details
Matthias Arend, Marcus Schaub	Walddynamik	Stressphysiologie, unter anderem Wasserpotenzial, Photosynthese, Transpiration	Läuft, Datennutzung Bodenfeuchte, Bodentemperatur
Patrick Fonti, Matthias Arend		Dendroökologie	ab 2014
Pierre Vollenweider		Makroskopische/mikroskopische Stresssymptome	läuft
Martina Peter, Karin Pritsch		Mykorrhiza	ab 2014
Beat Frey	Waldböden, Biogeochemie	Bodenmikroorganismen	läuft
Frank Hagedorn, Jörg Luster, Matthias Erni		Nährstoffe im Boden (unter anderem DOC) und Bodenatmung	U. a. vorliegende Masterarbeit
Judy Simon, Heinz Rennenberg	Baumphysiologie	Stressmetaboliten	ab 2014
Laura Cuervo, Konstantin Krutovsky	Forstgenetik und Forstpflanzenzüchtung	Buchengenetik	ab Ende 2013

Tabelle 1: Übersicht Buklim und die Einbindung der vorliegenden Arbeit. Weiss hinterlegt sind Projekte mit denen im Rahmen der Arbeit ein direkter Austausch (Daten, Grundlagen) erfolgte. Blau hinterlegte Projekte wurden noch nicht gestartet oder es fand kein Austausch statt.

2 Stand des Wissens und theoretische Grundlagen

2.1 Klimawandel und seine Auswirkungen

Die Frequenzen und Intensitäten, sowie das räumliche und zeitliche Auftreten von Wetter- und Klimaextremen verändern sich (IPCC, 2012). Dazu gehören hydro- und klimameteorologische Ereignisse, wie Trockenheit, Starkniederschläge oder tropische Zyklone. Einige Klimaextreme (Trockenheit) sind das Resultat einer Akkumulation von Wetter- oder Klimaereignissen, welche nur zusammen das Potenzial für ein Extremereignis haben. Im 21. Jahrhundert werden in verschiedenen Regionen, insbesondere auch in Zentraleuropa während bestimmten Jahreszeiten aufgrund geringerer Niederschläge und erhöhter Evapotranspiration intensivere Trockenperioden und erhöhte Temperaturen erwartet (IPCC, 2012, Joos et al., 2010). Solche Trockenperioden können Folgeereignisse, wie Waldbrände, Versteppung, Trockenrisse oder in Gebieten von Windwurfschäden starken Käferbefall oder Käferkalamitäten auslösen (Engesser et al. 2008; SZ 2013; EN 2013).

Ausgedehnte Sommertrockenheit und Perioden intensiver Niederschläge haben einen dramatischen Einfluss auf die Vegetation und die biogeochemischen Prozesse und Nährstoffflüsse im Boden (Hentschel et al., 2007). Bis heute ist jedoch unklar, wie sich die langfristige Speicherung und die Flüsse von Kohlenstoff in den terrestrischen Ökosystemen, als Folge von deren Produktivität bei extremen Veränderungen der Niederschläge verhalten werden (Ciais et al., 2005; Boriken et al, 2006). Savage und Davidson (2001) sind der Ansicht, dass der Klimawandel voraussichtlich die Bodenatmung in trockenen Lagen senkt und in feuchten Lagen erhöht. Im Gegensatz dazu folgern aufgrund einer experimentellen Trockenheit mit simulierten Starkniederschlagsereignissen in Mooregebieten Reiche et al. (2008), dass eine Steigerung extremer Wetterkonditionen, wie Sommertrockenheit oder Starkniederschläge mit hoher Wahrscheinlichkeit keinen Einfluss auf die Kohlenstoffspeicherung haben werden. Dies könnte damit zusammenhängen, dass in einem Mooregebiet der Wassergehalt generell hoch ist und deswegen Trockenheit oder Starkniederschläge keinen bedeutenden Einfluss haben. In der Schweiz wird sich besonders die Sommertrockenheit verstärken (WSL, 2013), wobei Vorhersagen der Kohlenstoffflüsse auf lokaler Ebene speziell schwierig sind. Denn viele Parameter, wie Niederschlag oder Wind können nur schwer vorhergesagt werden (Rennenberg et al., 2004).

2.2 Globaler Kohlenstoffkreislauf

Der Kohlenstofffluss kann in Bezug auf den Boden als modellhafter Kreislauf zwischen Ökosystem und Atmosphäre verstanden werden (Egli et al., 2001: In Paul et al. 2009; Schrumpf und Trumbore, 2012). Um die mögliche Rolle des Bodens für die Einlagerung oder Freisetzung von Kohlenstoff unter veränderten klimatischen Konditionen zu verstehen und um Informationen zu möglichen Konsequenzen von Landnutzungsänderungen und Kohlenstoffflüssen, beziehungsweise Kohlenstoffspeicher auf grösseren Skalen (räumlich/zeitlich) zu erhalten, ist die Extrapolation von kleinräumigen Experimen-

ten wichtig (Subke et al., 2009). Abb. 1 zeigt die globalen Kohlenstoffspeicher (schwarze Schrift) und jährlichen Kohlenstoffflüsse (natürlich verursacht: blaue Schrift; anthropogen verursacht: rote Schrift). Bereits hier ist zu sehen, dass der Boden mit 1580 Pg C einer der grössten Kohlenstoffspeicher überhaupt ist. Aufgrund der Bodenatmung ist der Partialdruck an CO₂ im Boden höher als in der Atmosphäre, weswegen ein Fluss aus dem Boden in die Atmosphäre entsteht. Bereits eine kleine Veränderung in der Bodenatmung könnte den atmosphärischen Anstieg an CO₂ intensivieren oder abschwächen (Kutsch et al., 2009). Aufgrund dieser zentralen Rolle des Bodens im terrestrischen Kohlenstoffkreislauf wurde der Boden-CO₂-Efflux über verschiedenste Biome und Vegetationstypen hinweg bestimmt (Subke et al., 2009).

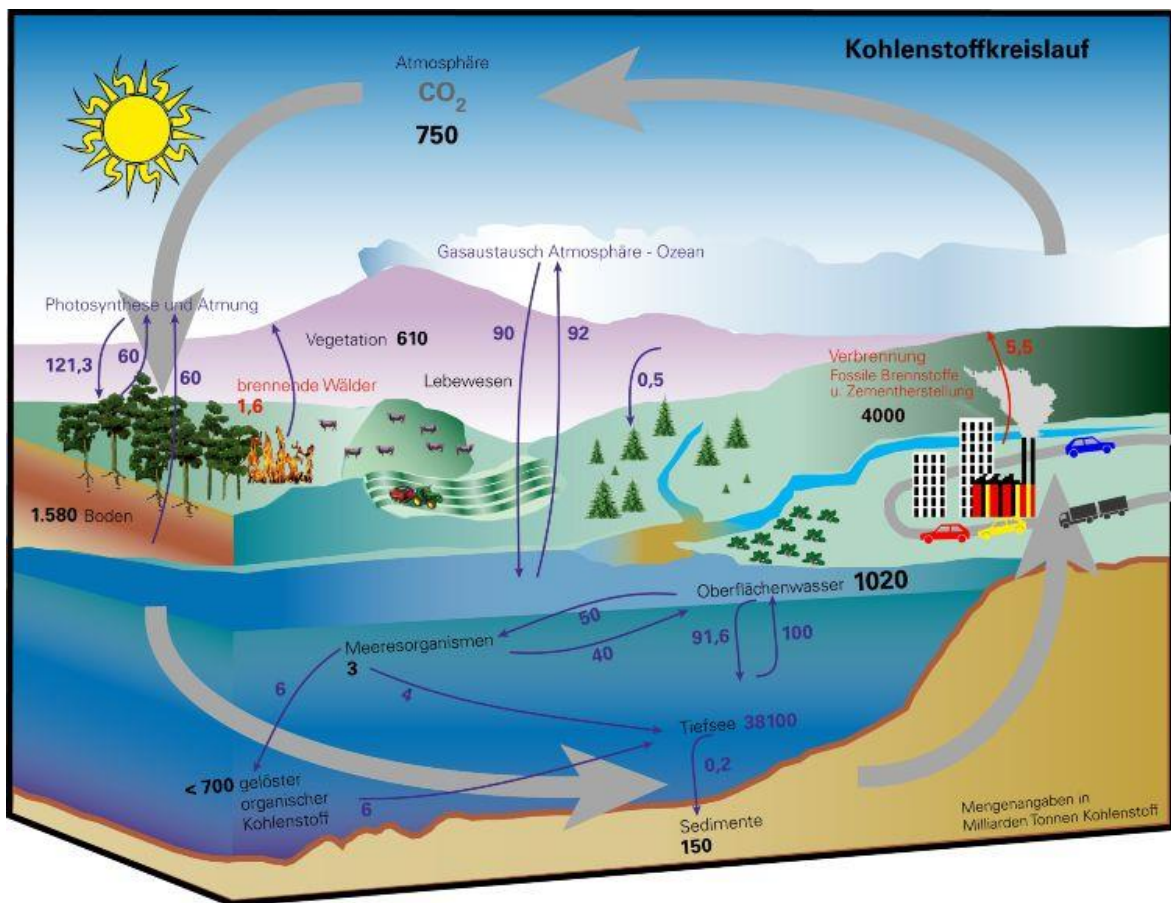


Abb. 1: Überblick über die Kohlenstoffflüsse in Milliarden Tonnen (Pg) der Erde (MUKE, 2013).

2.3 Bedeutung des Waldes

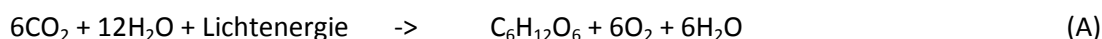
Rund ein Drittel der Welt (Küchli und Blaser, 2011), respektive 65% der Landoberfläche (Landsberg 1997 in Stith, 2003) und ein Drittel der Schweiz sind heute bewaldet (BAFU, 2013). Alle Wälder der Erde enthalten 90% des in der terrestrischen Vegetation gespeicherten Kohlenstoffs und 80% des totalen Bodenkohlenstoffs terrestrischer Ökosysteme. Ausserdem assimilieren sie 67% des totalen CO₂, welches von allen terrestrischen Ökosystemen über die Atmosphäre aufgenommen wird (Landsberg 1997 in Stith, 2003).

Wälder leisten sowohl national, wie auch global einen wichtigen Beitrag zum Klimaschutz, indem sie durch den Aufbau von Biomasse und die Anreicherung von organischem Material im Boden der Atmosphäre aktiv Kohlendioxid entziehen (Klein und Schulz, 2011). Die Wälder der Schweiz können, sofern die Nutzung im bisherigen Rahmen bleibt, auch in den nächsten Jahrzehnten als Kohlenstoffsenken wirken. Für diesen Effekt sind unter wärmeren Bedingungen vor allem das Einwachsen von bisher anderweitig genutzten Flächen und das Verschieben der Waldgrenze in höhere Gebiete verantwortlich. Allerdings ist das Potenzial des schweizer Waldes als Kohlenstoffsenke begrenzt. Vielerorts in der Schweiz ist der Holzvorrat bereits sehr hoch, weshalb der weitere Zuwachs und eine damit verbundene Kohlenstoffaufnahme begrenzt sind. Auf längere Frist wird sich deswegen der Wald als Kohlenstoffsenke erschöpfen (Wolf, 2008).

2.4 Kohlenstofffluss im Boden

In Abb. 2 sind die Prozesse dargestellt, welche im Boden und zwischen verschiedenen Ökosystemen stattfinden. Zudem werden die wichtigsten Kohlenstoffflüsse und ihre Umsetzung im Wald und im Boden gezeigt. Die Abbauprozesse der Bodenorganismen werden beeinflusst durch die Verfügbarkeit von Kohlenstoffquellen, die Temperatur, die Bodenfeuchte, die Nährstoffverfügbarkeit und den pH-Wert (Schrumpf und Trumbore, 2012).

Pflanzen sind der wichtigste Lieferant für Bodenkohlenstoff (Schrumpf und Trumbore, 2012). Durch den biochemisch-physiologischen Prozess der Photosynthese nehmen die Pflanzen CO_2 auf. Aus anorganischen Stoffen entstehen unter katalytischer Mitwirkung des Blattgrüns (Chlorophyll) und unter Ausnutzung des Lichtes (Sonnenenergie) Kohlenhydrate. Diese Assimilation des Kohlendioxids und des Wassers verläuft nach der Gleichung (Gebhardt et al., 2007; Kutsch et al., 2009):



Ein Drittel bis die Hälfte der assimilierten organischen Substanz wird von den Pflanzen wieder veratmet (IPCC, 2001; Paul et al., 2009). Mit der Atmung werden die organischen C-Verbindungen wieder in anorganisches CO_2 zerlegt, welches in die Atmosphäre zurück gelangt. Der Rest entspricht der Nettoprimärproduktion und wird als kohlenstoffhaltige Syntheseprodukte in der ober- und unterirdischen lebenden Biomasse gespeichert. Abgestorbene Biomasse, welche nicht von Tieren aufgenommen wird, sammelt sich auf der Bodenoberfläche und im Boden an. Dieses Material kann über eine gewisse Zeit im Boden gespeichert bleiben (Paul et al., 2009; Schmidt et al., 2011) oder von Zersettern allmählich mineralisiert und in Humusstoffe umgewandelt und umgebaut werden (Schrumpf und Trumbore, 2012). Sie werden durch Bodentiere mit den mineralischen Bestandteilen wie Kalk, Tonmineralien, Silikaten vermischt. So gebundener Kohlenstoff wird als "organischer Kohlenstoff" (SOC) bezeichnet. Hierzu gehört auch der DOC. Teile des Humus werden durch die Zersetzung über

mehrere Zwischenstufen durch die mikrobielle Atmung abgebaut. Dadurch gelangt der darin gebundene Kohlenstoff wieder als CO_2 in die Atmosphäre zurück. Allerdings entstehen daneben auch nicht weiter zersetzbare, stabile Humusformen (Paul et al, 2009). Darin gebundener Kohlenstoff wird dem Kohlenstoffkreislauf über längere Zeit (bis zu 10'000 a) entzogen (Egli et al., in Paul et al., 2009). Bis heute ist aber nicht klar, warum ein Teil des Bodenkohlenstoffs schnell umgesetzt wird, während ein anderer für Jahrzehnte bis Jahrtausende im Boden verbleibt (Schmidt et al., 2011).

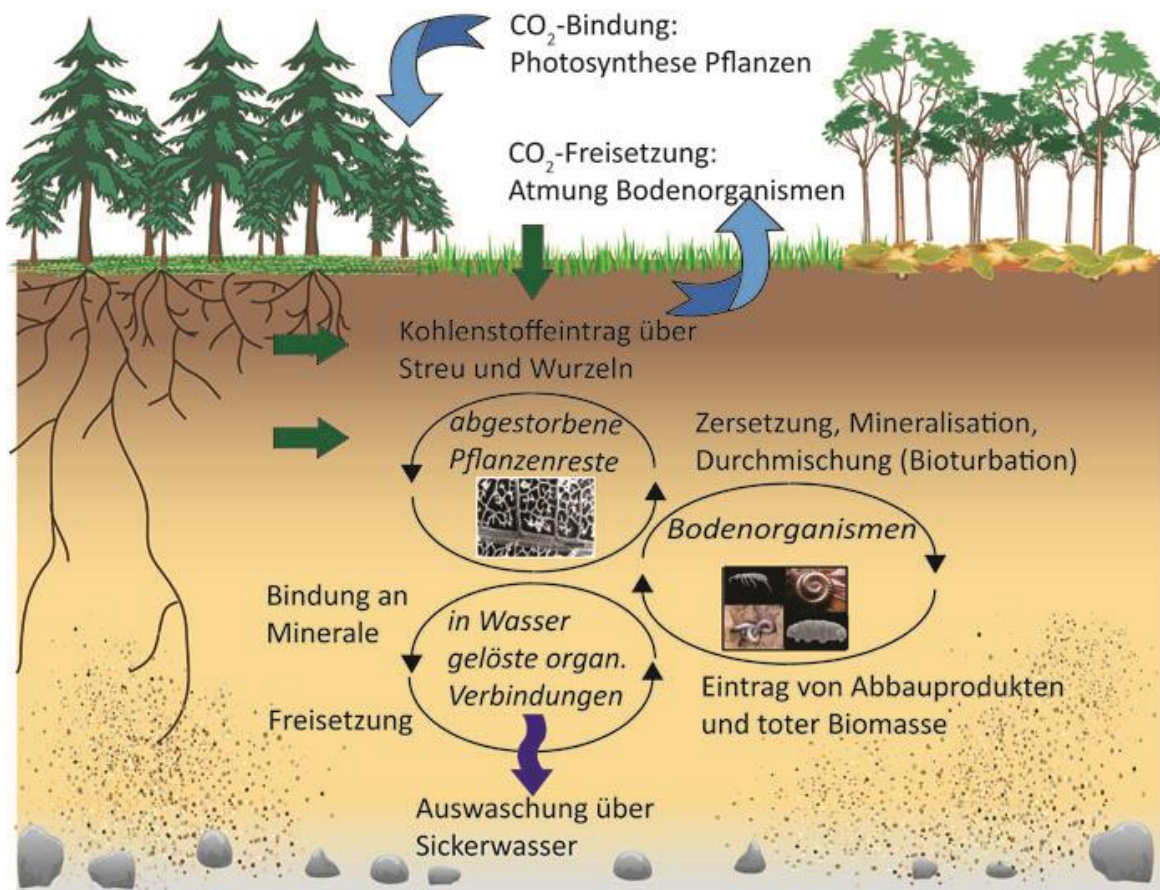


Abb. 2: Kohlenstoffflüsse im Boden und zwischen verschiedenen Ökosystemen (MPG, 2013).

2.5 Bodenatmung

Als Bodenatmung wird die Sauerstoffaufnahme und/oder Kohlendioxidabgabe der Bodenorganismen und der Wurzeln bezeichnet (Dunger und Fiedler, 1997; Blonquist et al., 2008). Im Boden erzeugtes CO_2 ist ein Indikator für die biologische Aktivität der gesamten Boden Flora und Fauna, welche Mikroorganismen (Bakterien, Pilze, Algen), Makroorganismen (Regenwürmer, Insekten, Nematoden) und Pflanzenwurzeln beinhaltet (Asensio et al, 2007).

2.5.1 Bedeutung

Die Bodenatmung ist die grösste Komponente der Ökosystematmung (Rayan und Law, 2005) und gilt global als grösste terrestrische Quelle von CO_2 , welches in die Atmosphäre abgegeben wird (Risk et al., 2002) (Abb. 1). Die globalen Flussmengen und Verteilungen der Bodenatmung sind nur schwach

quantifiziert (Raich und Schlesinger 1992). Die starke Beziehung zwischen ober- und unterirdischen Kohlenstoffpools verkompliziert die Möglichkeit, Bodenatmung als Indikator für Veränderungen im Kohlenstoffspeicher von Ökosystemen zu nutzen (Rayan und Law, 2005) (Abb. 3).

Der mittlere jährliche CO₂-Fluss aus dem Boden wird auf 50 bis 80 Pg C/a geschätzt (Marland und Rotty 1984; Boone et al, 1998; Schlesinger und Andrews 2000; Schlesinger und Andrews, 2000; Raich et al., 2002; Houghton, 2007). Der durch die Bodenatmung bedingte CO₂-Fluss variiert räumlich und zeitlich (Boone et al., 1998). Der mittlere Ausstoss beträgt 7.2 Mg C ha⁻¹ (Raich und Schlesinger, 1992). Im Gegensatz dazu wird die Verbrennung fossiler Brennstoffe auf gerade 5 bis 6 Pg C/a geschätzt, was ungefähr einem zehntel der Bodenatmung entspricht (Marland und Rotty 1984; Schlesinger und Andrews 2000; Houghton, 2007). Höchste Bodenatmungsraten wurden unter hohen Temperaturen und Feuchtigkeitsgehalten in tropischen Wäldern beobachtet. Tiefste Raten findet man in den kältesten (Tundra) und trockensten (Wüsten) Biomen der Erde (Raich und Schlesinger, 1992). Im Jahresverlauf finden Rey et al. (2002) höchste Bodenatmungsraten im Frühjahr und im Herbst, tiefste Werte während der Sommertrockenheit. Ebenso finden Asensio et al. (2007) höchste Werte im Frühjahr und tiefste im Sommer. Dagegen haben Raich et al. (2002) höchste Werte im Juli/August festgestellt und tiefste im Winter (Februar). Zudem können sehr hohe Bodenatmungsraten nach Regenerationsereignissen im Sommer gemessen werden (Rey et al., 2002) (Kap. 2.8). Diese teils unterschiedlichen Ergebnisse könnten auf verschiedene Messregionen zurückgeführt werden, wo jeweils andere Faktoren die Bodenatmung massgeblich beeinflussen (Kap. 2.5.2).

Während viele Studien die CO₂-Flüsse an der Bodenoberfläche betrachten (Norman et al, 1997; Borken et al., 1999; Ming und Ye, 2001; Borken et al, 2002; Asensio et al., 2007), gibt es nur relativ wenige Information über die CO₂-Konzentrationen und -Produktion in verschiedenen Bodentiefen (Risk et al., 2002; Davidson et al., 2004; Kutsch et al., 2009). So konnten Davidson et al., 2004 in einem immergrünen Wald in der Nähe von Santarém in Brasilien eine bedeutende CO₂ Produktion bis in einen Meter Tiefe feststellen. Eine geringe Produktion an CO₂ fand sogar bis in elf Meter Tiefe statt.

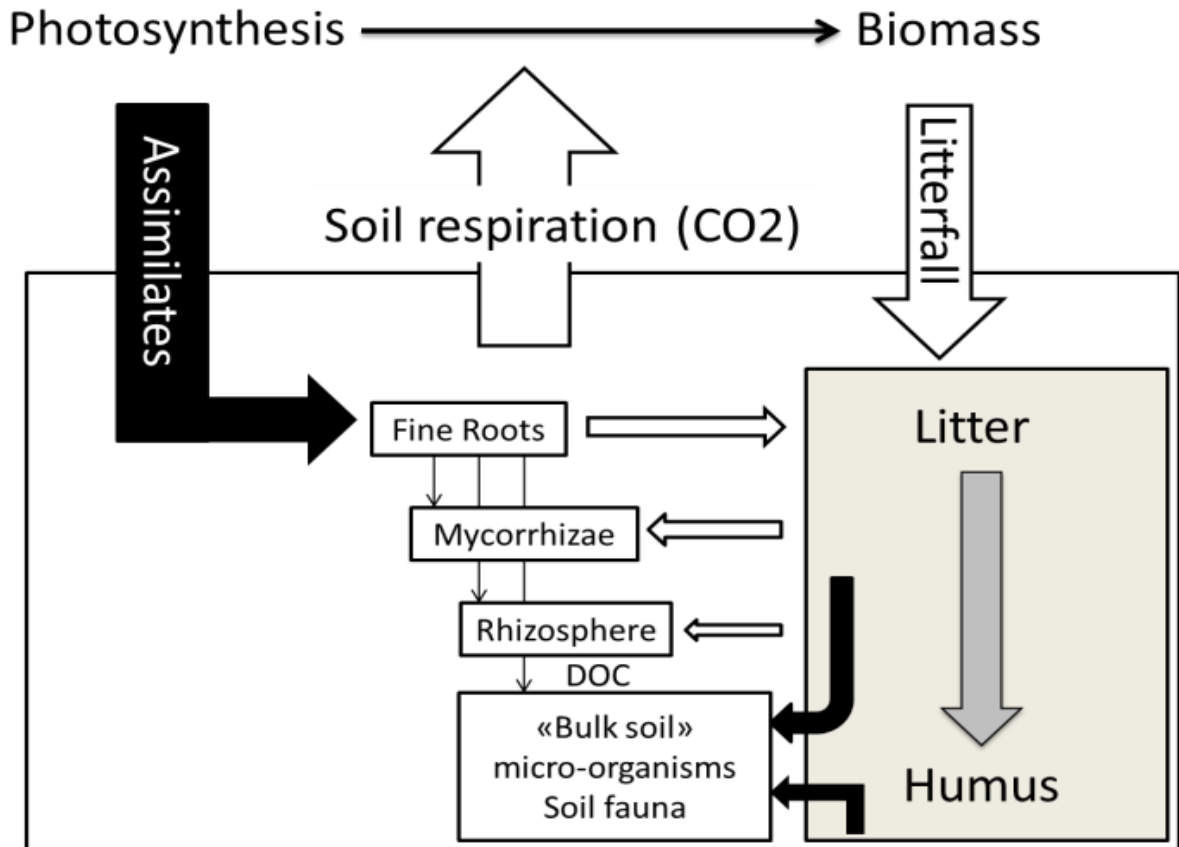


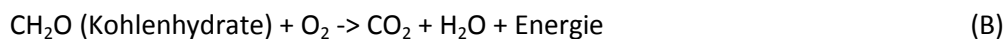
Abb. 3: Grundlegendes Konzept der Bodenkohlenstoffdynamik (Kutsch et al., 2009).

2.5.2 CO₂-Produktion im Boden

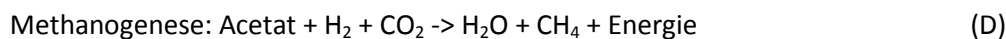
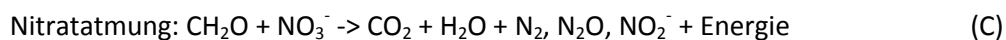
Im Boden wird CO₂ von den Wurzeln, den Bodenorganismen und zu einem kleineren Anteil durch chemische Oxidation von kohlenstoffhaltigen Materialien produziert (Lundegardh, 1927 in Raich und Schlesinger 1992; Nay et al., 1994). Demnach können drei hauptsächliche Komponenten der Bodenatmung definiert werden: Wurzelatmung, Streu-Atmung und die Atmung der organischen Bodensubstanz (SOM) (Raich und Schlesinger, 1992). Nach Rey et al. (2002) ist der CO₂-Efflux durch den Boden das Resultat von autotrophischer Atmung von Wurzeln, dazugehörend die Mykorrhizen und von heterotrophischer Atmung, zu welcher die Bodenfauna gehört. Wie Denton et al. (2006) belegen, sind die Anteile der Bodenatmungsraten und ihrer Komponenten nur schwer bestimmbar. Ungefähr 66% der Bodenatmungsraten entstammen der Stoffwechselaktivität der Mikroorganismen und 30% aus der Wurzelatmung. Nur ein sehr geringer Anteil stammt von den Bodentieren (Trolldenier, 1971). Wurzeln und dazu gehörende Mykorrhizen produzieren rund die Hälfte der Bodenatmung (Rayan und Law, 2005). Diese Werte können zwischen verschiedenen Studien stark variieren, so etwa liegen die Werte für die Wurzelatmung zwischen 10 und 90% (Hanson et al., 2000). Das Entfernen der Streuschicht reduzierte die jährliche Bodenatmung in einem Graslandökosystem um 15% und in einem Zitronenobstgarten um 27% (Wang et al., 1999). Da im Wald wohl noch wesentlich mehr Streu

vorhanden ist, könnte das Entfernen oder Reduzieren der Streuschicht die Bodenatmung noch stärker verändern.

Die Atmung kann aerob (durchlüfteter Boden) oder anaerob (mit Wasser gesättigter Boden) stattfinden. Durch die Atmung gewinnt ein überwiegender Teil der Bodenorganismen für die Entwicklung, das Wachstum und die Vermehrung Energie aus der Oxidation organischer Verbindungen. Dabei werden im aeroben Bereich des Bodens Kohlenhydrate unter Sauerstoff zu Kohlenstoffdioxid und Wasser bei gleichzeitiger Freisetzung von Energie umgebaut (Luo und Zhou, 2006).



Im anaeroben Fall, unter sauerstofffreien Bedingungen mit teilweise oder vollständig mit Wasser gesättigten Bodenhorizonten können Spezialisten unter den Mikroorganismen anorganische Verbindungen wie Nitrat, Sulfat, Eisen- und Manganoxide oder einfache organische Verbindungen zur Reduktion nutzen. Beispielhaft wird hier die Nitratatmung und die Methanogenese erwähnt. Bei der Methanogenese wird CO_2 verbraucht, jedoch CH_4 (Methan) gebildet (Luo und Zhou, 2006), welches wesentlich länger als CO_2 als Treibhausgas in der Atmosphäre verbleiben kann (Gebhardt et al., 2007).



Der CO_2 -Gehalt im Boden ist aber auch durch die Verteilung (Heterogenität) der verschiedenen Faktoren beeinflusst. Die abiotische Bodenumgebung (Temperatur, Wassergehalt) beeinflusst stark die Rate bei welcher CO_2 -Mineralisation auftritt. Die biotischen Faktoren, wie die Verteilung der Wurzeln oder Bodenpilze, zeigen räumliche und zeitliche Variationen. Die Wurzeldichte ist beeinflusst durch die Bodenstruktur und die Bodentiefe, die Verteilung von Nährstoffen und die Wasserverfügbarkeit (Subke et al., 2009). Die Bodenatmung durch Mikroorganismen wird stimuliert durch das Vorhandensein von kohlenstoffhaltigen Materialien in der Rhizosphäre, welche besonders gute Bedingungen für Mikroorganismen stellt (Luo und Zhou, 2006).

2.5.3 Einflussfaktoren und Auswirkungen von Trockenheit

Viele verschiedene Faktoren machen die Vorhersagen für die Bodenatmung und der daraus resultierenden Kohlenstoffvorräte von Böden und Ökosystemen schwierig (Joos und Hagedorn, 2013). Niederschläge (Frequenz, Intensität, Art), Temperatur, Evapotranspiration, Sonneneinstrahlung, Wind und Vegetation sind wichtige Größen (vgl. Raich und Schlesinger, 1992; Goulden et al., 1996; Boone et al., 1998; Borken et al., 2006; Rey et al., 2002; Yuste et al., 2003; Dunn et al., 2007; Joos und Hagedorn, 2013). Insbesondere spielen Variationen der Niederschläge und des Bodenwassergehalts eine

wichtige Rolle für das Verständnis der saisonalen Variationen der Bodenatmung (Asensio et al., 2007; Savage und Davidson, 2001; Rey et al., 2002; Yuste et al., 2003).

Beim Vergleich der saisonalen Bodenatmung von gut getrockneten mit feuchten Lagen stellte sich heraus, dass die hauptsächliche Ursache für die saisonalen Unterschiede der Bodenatmung durch Frühlings- und Sommertrockenheitsperioden erklärt werden können (Savage und Davidson, 2001). Auch Rey et al. (2002) fanden, dass die Bodenatmung merklich über das Jahr variiert und weisen zusätzlich auf die interannuellen Differenzen hin (Kap. 2.5.1), welche mit Unterschieden in der Anzahl und Intensität von Niederschlagsereignissen erklärbar sind. Auch Asensio et al. (2007) sind der Ansicht, dass die interannuellen und saisonalen Variationen der Bodenatmung hauptsächlich durch die Bodenfeuchte gesteuert werden. Vincent et al. (2006) fanden einen klaren saisonalen Verlauf, welcher jener der Bodentemperatur und des Bodenwassergehalts, speziell während der Sommertrockenheit widerspiegelt.

Trockenheit hat einen starken Effekt auf die Quellen von veratmetem CO₂ (vgl. Kap. 2.8). Dabei wurde ein stärkerer Effekt auf den Streuhorizont, als auf das im Unterboden veratmete CO₂ festgestellt (Joos et al., 2010). In einem gemässigtem maritimen Kiefernwald fanden Yuste et al. (2003), dass während regenfreien Perioden mit einem Bodenwassergehalt von weniger als 15% die Bodenatmung dramatisch, um bis die Hälfte absank und der Bodenwassergehalt, anstelle der Temperatur die Kontrolle über die Bodenatmung übernahm. Unter einer bestimmten Schwelle ist die Bodenatmung durch Trockenheit gehemmt (Vincent et al., 2006). Der Wert von 15% Bodenwassergehalt wird deswegen von Yuste et al. 2003 als "kritischer Wert" bezeichnet. Während solchen Trockenperioden stimulierten Regenevents teilweise die Bodenatmung und führten dazu, dass die Temperatur wieder die Kontrolle über die Bodenatmung erlangte (Yuste et al., 2003). Dies war besonders der Fall, wenn der Bodenwassergehalt im Mineralboden tief war.

Auf gut getrockneten Lagen (Kuppen, "upland") fanden Savage und Davidson (2001) konstant höhere Raten der Bodenatmung als in ganz feuchten Lagen (Moorgebiet, "wetland"). Anhaltende Trockenperioden führten zu sinkenden Bodenatmungsraten in Gebieten mit trockenen Lagen. Im Gegensatz dazu stieg die Bodenatmung in den ganz feuchten Lagen aufgrund der Austrocknung an. Das könnte daran liegen, dass keine reduzierenden Verhältnisse mehr im Boden vorlagen. Die Stärke mit welcher die Bodenatmung beeinflusst wurde, hing jeweils von der Zeitdauer und der Stärke der Trockenheit ab (Savage und Davidson, 2001). Zudem fanden Davidson et al. (2004) in einem feuchten tropischen Waldboden, bei einer Simulation einer Trockenperiode keinen veränderten CO₂-Haushalt. Solche Resultate zeigen, wie verschieden die Ergebnisse aus Messungen von unterschiedlichen Ökosystemen sein können. Generell scheint es einen optimalen Feuchtigkeitsbereich für die Bodenatmung zu geben.

Mit Ausnahme von nassen Böden und Feuchtgebieten (vgl. Savage und Davidson, 2001) scheint erhebliche Trockenheit zu einem (schnellen) Abfall der Bodenatmungsraten zu führen (vgl. Boone et al, 1998; Rey et al. 2002; Borken et al. 2006; Asensio et al., 2007; Joos und Hagedorn, 2013). Hagedorn und Joos (2013) fanden bei einer experimentellen Sommertrockenheit reduzierte Bodenatmungsraten von 25 bis 65%. Ein besonders starker Effekt konnten Borken et al. (2006) im O-Horizont feststellen, wo anhaltende Sommertrockenheit hauptsächlich die heterotrophe Atmung senkte, was die Einlagerung an bodenorganischem Kohlenstoff steigern könnte. Ebenso fanden Joos und Hagedorn (2013) eine empfindlichere Reaktion der Bodenatmung auf Trockenheit in der Streuschicht von Schweizer Wiesen. Unter Trockenheit nahmen gesamthaft die Kohlenstoffflüsse im Boden stärker ab als die Pflanzenproduktivität, das heisst durch die relativ höhere Produktivität wird von den Pflanzen mehr Kohlenstoff aufgenommen, als in den Boden abgegeben wird. Das deutet darauf hin, dass eine längere Frequenz der Sommertrockenheit zu Kohlenstoffeinlagerung in gemässigten Wiesenökosystemen führen könnte (Joos und Hagedorn, 2013). Denton et al. (2006) stellten fest, dass sich während einer extremen Trockenperiode die heterotrophische Bodenatmung, verglichen mit der rhizosphärischen Komponente stärker reduzierte. Das könnte einen Stau von Pflanzenmaterial auslösen, was die Menge an Kohlenstoff im Boden erhöhen könnte. Dieses Fazit deckt sich in der Tendenz mit den Aussagen von Joos und Hagedorn (2013). Ob solche, durch Trockenheit induzierte atmosphärische Kohlenstoffsinken nur kurzfristiger oder auch längerfristiger Wirkung sind, ist unklar (Borken et al., 2006). Denn der Kohlenstoff kann während Wiederbefeuchtungsereignissen und in feuchteren Jahren plötzlich wieder freigesetzt werden (vgl. dazu auch Kap. 2.8).

2.5.4 Fick'sche Gesetz – Angewandt auf die Bodenatmung

In Bodenatmungsmodellen werden diffusive Flüsse häufig mit dem Fick'schen Gesetz berechnet (Simunek und Suarez, 1993; Freijer und Leffelaar, 1996). Die Diffusion entlang eines Konzentrationsgradienten ist der primäre Mechanismus für den Gastransport im Boden und vom Boden in die Atmosphäre, er kann mit dem Fick'schen Gesetz wie folgt beschrieben werden (Blonquist et al., 2008):

$$J = D_s * \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (1)$$

Wobei J dem Gas-Fluss (Efflux) in $[\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ entspricht. D_s repräsentiert den Diffusionskoeffizienten des Gases im Boden in $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}]$. C ist die Gaskonzentration in $[\text{mol m}^{-3}]$ und z ist die Bodentiefe in [m]. Weiter entspricht $\Delta C/\Delta z$ dem Konzentrationsgradienten (K), welcher den Gas-Fluss (Efflux) steuert (Blonquist et al., 2008). Es wird davon ausgegangen, dass der diffusive Efflux proportional zum Konzentrationsgradienten verläuft und unabhängig von anderen Gasen ist (Freijer und Leffelaar, 1996).

Nach dem Fick'schen Gesetz ist der Gasfluss abhängig vom Konzentrationsgradienten und der Diffusion durch den Boden. Der CO_2 -Fluss im Boden ist normalerweise aufwärts gerichtet und resultiert in

einem CO₂-Fluss aus dem Boden. Die Diffusion von CO₂ ist abhängig von der Porosität der Bodenhorizonte, vom Bodenwassergehalt, der Dicke der Horizonte und vom Konzentrationsgradienten zwischen den Horizonten (Luo und Zhou, 2006; Pumpanen et al., 2009). Gradienten von CO₂-Konzentrationen sind nur schwer in Flüsse konvertierbar, da die Diffusionsfähigkeit des Bodens heterogen ist und sich bei Änderungen der Bodenfeuchte ebenfalls ändert (Pumpanen et al., 2009).

2.6 Dissolved Organic Carbon (DOC)

Gelöste organische Substanz (DOM) sind organische Partikel kleiner als 0.45 Mikrometer, welche im Wasser vorliegen (vgl. Kap. 4.6). Dementsprechend ist DOM die mobile Komponente der bodenorganischen Substanz (SOM) (Kalbitz et al., 2000). Gemessen wird DOM über die Konzentration des gelösten organischen Kohlenstoffs (DOC). DOC ist demnach ein analytisches Proxy für DOM. Das DOC kann analytisch, als Mass erfasst werden, beziehungsweise in Stellvertretung für die DOM.

2.6.1 Bedeutung

DOC hat eine wichtige Rolle in der Biogeochemie von Stickstoff, Phosphor, aber auch in der Pedogenese und beim Transport von Schadstoffen im Boden (Kalbitz et al., 2000). In den meisten Ökosystemen ist DOC eine wichtige Quelle für den Transfer von Energie, Kohlenstoff und Nährstoffen von terrestrischen in aquatische Ökosysteme (Neff und Asner, 2001). Wegen ihrer Rolle bei der Kohlenstoffspeicherung sind DOC-Flüsse und ihr potentieller Einfluss auf die CO₂-Levels der Atmosphäre (Worall et al, 2012) sowie ihre Relevanz in der terrestrischen und der aquatischen Biogeochemie wichtig. Beispielsweise kann der Export von DOC aus Grasökosystemen ein wichtiger Kohlenstofffluss sein, welcher direkt die Kohlenstoffbilanz von Ökosystemen beeinträchtigt (Don und Schulze, 2008; Hagedorn und Joos, 2013). Da bewaldete Gebiete rund einen Drittel der globalen Fläche beanspruchen (vgl. Kap. 2.3) (Küchli und Blaser, 2011) könnten auch DOC-Flüsse aus bewaldeten Gebieten einen Einfluss haben.

Generell sind DOC-Gehalte eher gering und betragen in Europa zusammen mit dem gelösten inorganischen Kohlenstoff (DIC) rund 20 g C m⁻² a⁻¹ (Rodghiero et al., 2009). Trotz des relativ kleinen Kohlenstoffflusses kann die DOC-Auswaschung zur langfristigen Kohlenstoffspeicherung beitragen, da das DOC im Unterboden mit der Mineralphase interagiert und dadurch Kohlenstoff langfristig stabilisiert (Giesler et al., 2007; Don und Schulze, 2008; Kaiser und Kalbitz, 2012)

Die DOC-Konzentrationen in der Bodenlösung zeigen typischerweise einen starken saisonalen Verlauf mit tiefsten Konzentrationen im beginnenden Frühling und den Höchsten im Spätsommer und Herbst (Clark et al., 2005).

2.6.2 DOC-Produktion im Boden

DOC im Boden kann durch mikrobielle Aktivität, Wurzeladsorption und Auswaschung von Humus und Litter gebildet werden (Hongve, 1999; Kalbitz et al., 2000; Sanderman et al.; 2008; Hagedorn und Joos, 2013) (vgl. Abb. 4). Diese Quellen sind jedoch je nach Ökosystem verschieden (Kalbitz et al., 2000; Hagedorn et al., 2004 und Sanderman et al., 2008). Dementsprechend beschreibt Tipping (1998), dass ein Pool von potentiell DOM als Teil des SOM existiert. Es ist nicht in Lösung, hat aber als Teil der Bodenfeststoffe die Möglichkeit unter geeigneten Bodenbedingungen in Lösung zu gehen. A in Abb. 4 steht für physikalische und chemische Veränderungen des Litters während der Zersetzung, der Auswaschung von Substanzen aus dem Litter und der Formation von löslichen Humussubstanzen. Die Konzentration des DOM in der Bodenlösung ist hauptsächlich durch abiotische Prozesse (B in Abb. 4) (Niederschläge, Diffusion) bestimmt (Kalbitz et al., 2000). Sowohl biotische, wie abiotische Prozesse sind involviert in die Bildung von potentiell und effektivem DOM. Der DOM-Pool kann weiter in eine immobile und eine mobile (DOC) Komponente unterteilt werden. Dies erfolgt abhängig von der Porengröße und der Bodenmatrix (Tipping, 1998). Nur die mobile Komponente des DOM, welche in Makro und Mesoporen existiert ist Gegenstand des konvektiven Transports durch Versickerung. DOM in den Mikroporen ist immobil und interagiert mit der mobilen Fraktion durch Diffusion. DOM kann durch Zersetzung in einzelne Verbindungen zerlegt (C) oder durch verschiedene Prozesse wieder zu potentiell DOM werden (B) (Kalbitz et al., 2000). Andere Beobachtungen von Giesler et al. (2007) zeigen einen direkten Zusammenhang von der Photosynthese der Pflanzen zu den Wurzeln und Mykorrhizen Pilzen hin zur Chemie der Bodenlösung. Dieser Zusammenhang beeinflusst den Stofftransport und seine Ausprägungen, wie die Mineralverwitterung und Kohlenstoffdynamiken im Boden.

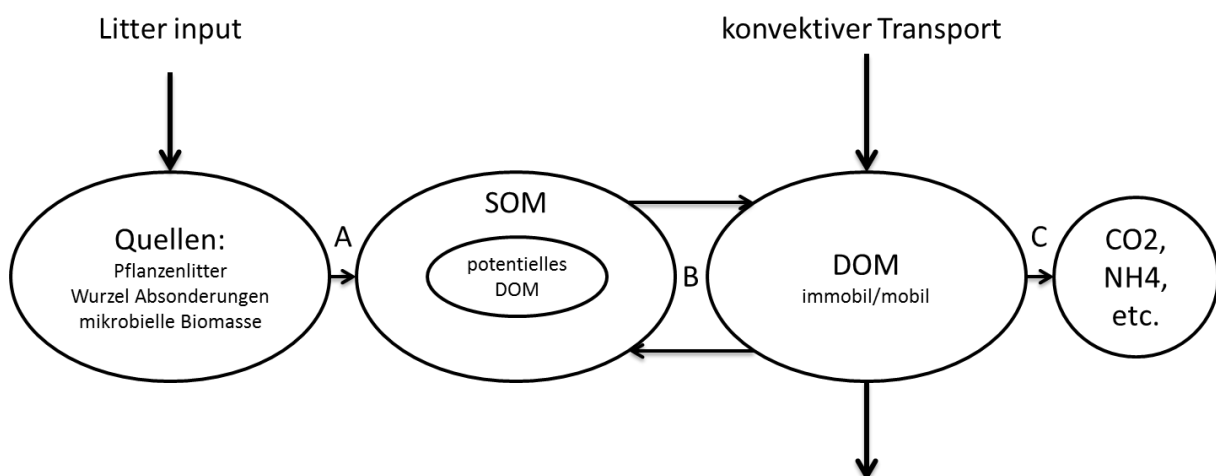


Abb. 4: Konzeptionelles Model zur Bildung von gelöstem organischem Material (DOM) und bodenorganischem Material (SOM). (Verändert nach Kalbitz et al., 2000).

2.6.3 DOC Auswaschung

Die Auswaschung von DOC vom Waldboden ist ein wichtiger Kohlenstofffluss und beeinflusst andere biogeochemische Flüsse der Wälder (Christ und David, 1996). Kindler et al. (2010) untersuchten die Auswaschung von DOC in Böden und zeigten, dass sie eine wichtige Komponente der Nettokohlenstoffbilanz ist. Die Auswaschung repräsentiert einen vergleichsweise kleinen, aber kontinuierlichen Verlust an Kohlenstoff in terrestrischen Ökosystemen. Dieser ist generell kleiner als derjenige der Bodenatmungsraten (Sanderman et al., 2008; Kindler et al., 2010). Der Verlust von Treibhausgasen durch Auswaschung erlangt besonders über längere Zeitperioden auf kleinen Skalen unter lokaler Betrachtung Bedeutung (Kindler et al. 2010). Sanderman et al. (2008) quantifizierten die Magnitude der Auswaschung von DOC und die anschließende Speicherung in Böden in einem Nadelwald- und einem Küstenprärieökosystem. Dabei spielt die DOC-Auswaschung eine wichtige Rolle im Transport, wie auch in der Einlagerung von Kohlenstoff aus Oberflächenhorizonten in den Mineralboden (Sanderman et al. 2008; Kaiser und Kalbitz, 2012). Die Sorption von DOC im Mineralboden kann zur langzeitlichen Akkumulation und Erhaltung von organischem Kohlenstoff beisteuern (Kaiser und Kalbitz, 2012).

2.6.4 Einflussfaktoren und Auswirkungen von Trockenheit

Über den Effekt von Trockenheit auf die DOC-Konzentrationen existieren unterschiedliche Resultate. Das deutet daraufhin, dass Trockenheit alleine den DOC-Fluss nicht erklären kann. Auch die Temperatur, der pH und unterschiedliche Ökosysteme (Vegetation, Feuchtgebiete, Graslandschaften) scheinen eine wichtige Rolle zu spielen (vgl. Worall et al. 2004; Clark et al. 2005; Worall und Burt 2007; Jager et al. 2008; Hagedorn 2013; Tang et al. 2013).

Worall und Burt (2007) fanden unter den klimabedingten Veränderungen signifikant steigende, wie auch signifikant sinkende DOC-Konzentrationen in britischen Flüssen borealer und subborealer Gebiete. Die steigenden Konzentrationen wurden hauptsächlich in Einzugsgebieten von mit Torf bedeckten Ufern gefunden. Der Effekt von anhaltender Trockenheit auf die Biogeochemie der DOC-Produktion könnte eine mögliche Erklärung für den vielerorts beobachteten Anstieg in der Konzentration und im Fluss des DOC in subborealen Einzugsgebieten auf der nördlichen Hemisphäre sein. Sinkende DOC-Flüsse und -Konzentrationen wurden in der Bodenlösung von Schweizer Wiesen mit anhaltender Trockenheit beobachtet (Joos und Hagedorn 2013). Joos und Hagedorn (2013) fanden darin, unter einer experimentellen Trockenheit um 80 bis 100% reduziertes DOC. Ebenfalls konnten Clark et al. (2005) unter Trockenheit in der Bodenlösung sinkende DOC-Konzentrationen feststellen. Zudem kamen Tang et al. (2013) zum Schluss, dass die Simulation einer Trockenheit der dominante Faktor für die Veränderung der DOC-Levels war. Jedoch konnten Worall und Burt (2007) trotz den Veränderungen des Klimas (Kap. 2.1) die Trends der DOC-Konzentrationen in Grossbritannien nicht mit dem Auftreten von Trockenperioden korrelieren.

In einer Studie von Jager et al. (2008) führte die Schneeschmelze in einem Moorgebiet in Finnland während trockenen Phasen zu einem vermehrten Export von DOC. Während der Trockenheit waren die DOC-Konzentrationen um 25% erhöht. Diese erhöhten DOC-Konzentrationen verringerten sich wieder mit der Schneeschmelze des nächsten Jahres. Das demonstriert, dass Schnee in borealen Regionen wohl ein wichtiger Faktor zur Beschränkung von langzeitlichen, hydrologischen und biochemischen Effekten einer Trockenheit sein kann (Jager et al., 2008) und dass, wie bereits bei der Bodenatmung erwähnt, unterschiedliche Ökosysteme eine wichtige Rolle spielen.

2.7 Karbonat im Boden

Kalk kann säure-, wasserlöslich oder gebunden im Boden vorliegen. Er enthält einerseits Basen zur Abpufferung von Bodensäuren und andererseits Ca-Ionen (Ca^{2+}) zur Verbesserung der Bodenstruktur. Biologisch ist die Tätigkeit der Bodenorganismen vom pH-Wert des Bodens und von den physikalischen Eigenschaften abhängig. Kalk führt zu hoher biologischer Aktivität (Galler, 2007; Gebhardt et al., 2007) und damit ist eine höhere CO_2 Produktion zu erwarten (Kap. 2.5.2). In kalkreichen Böden erfolgt die Auflösung des Karbonates vorrangig durch das CO_2 in der Bodenluft (Galler 2007). Gesättigte Bedingungen hemmen die Diffusion des CO_2 in die Atmosphäre. Deswegen ist die Entkalkung in durchlüfteten Böden oder Bodenhorizonten langsamer, als in gesättigten (Van den Berg und Loch, 2000). Je aktiver das Bodenleben desto stärker die Umsetzung von Karbonaten, CO_2 und Wasser. CO_2 wird aus der Bodenluft zusammen mit Karbonat (CaCO_3) und Wasser verbraucht und in Hydrogencarbonat (HCO^-) und Ca-Ionen (Ca^{2+}) umgewandelt (Galler 2007). Produziertes CO_2 wird so wieder abgebaut. Erhöhter Partialdruck des CO_2 , wie er in der Bodenluft vorhanden ist (Kap. 2.2), löst die Calcium-Karbonate nach der Gleichung (Van den Berg und Loch, 2000):



Es ist jedoch fraglich, ob aufgrund des Zeithorizonts des Experiments diese sogenannte Karbonatpufferung wirklich einen grossen Einfluss auf den CO_2 -Gehalt im Boden hat. Wie schnell ein Boden unter humiden Klimabedingungen versauern kann, hängt neben dem Protoneneintrag pro Zeiteinheit auch von seiner Fähigkeit ab, Säureeinträge abzupuffern. Schwach alkalische bis leicht saure Böden sind in der Lage Säureeinträge rasch und vollständig abzupuffern, da Karbonate oder zumindest eine hohe Basensättigung der Austauscheroberflächen vorhanden sind (Scheffer und Schachtschabel, 2010). Enthält der Boden kein oder nur wenig Karbonat (CaCO_3), dann wirkt die Kohlensäure (H_2CO_3) bodenversauernd, da sie dann zu Hydrogencarbonat (HCO^{3-}) und zu sauren Wasserstoff Ionen (H^+) dissoziiert (Galler, 2007). Es wird also kein gebildetes CO_2 aus der Bodenluft verbraucht.

2.8 Bodenfeuchte und Wiederbefeuchtungsereignisse

Bodenfeuchte beeinflusst die Dynamik des bodenorganischen Materials stark und ist eine wichtige Umgebungsvariable in allen Modellen, welche Vorhersagen über die Bodenkohlenstoffspeicher auf lokalen bis globalen Skalen machen (Moyano et al., 2013). Auf der Ebene der Pflanze variiert die Aufnahme von Kohlenstoffhydraten aufgrund der Pflanzenart, dem Alter und der Wachstumsbedingungen (Luo und Zhou, 2006). Die Austrocknung des Bodens reduziert die gelösten Stoffe und die Enzymmobilität und deswegen die Substratverfügbarkeit für die Zersetzer (Or et al., 2007). Deshalb beeinflusst die Bodenfeuchte generell die mikrobielle Zersetzung von organischer Bodensubstanz sowie die rhizosphärische Atmung (Borken et al. 2006; Moyano et al., 2013) und hat einen wichtigen Einfluss auf das im Unterboden produzierte CO₂ (Risk et al., 2002). Zudem ist die autotrophische und heterotrophische Aktivität im Boden durch das Vorhandensein von Substraten gesteuert (Rayan und Law, 2005). Die heterotrophische Atmung und die Nährstoffmineralisation sind stark beeinflusst durch Fluktuationen der Bodenfeuchte, ausgelöst durch Regenereignisse. Besonders schnell reagiert die Mikrofauna auf solche Veränderungen, während Pilze und Bakterien erst später folgen (Manzoni et al., 2012). Der Anteil an CO₂, welcher durch Wurzelatmung produziert wird, hängt von der Wurzelbiomasse und von der Wurzelatmungsrate ab. Die Wurzelmasse in einem Ökosystem hängt von der Ökosystemproduktion und der Allokation der Pflanzenart, den Wachstumsbedingungen (Bodenfeuchte) und damit auch den Jahreszeiten ab (Luo und Zhou, 2006).

Wiederbefeuchtungsereignisse könnten besonders starke Veränderungen hervorrufen. Denn nach solchen Ereignissen wurden pulsartig erhöhte Bodenatmungsraten festgestellt (Ochard und Cook, 1983; Borken et al., 1999; Lee et al., 2004; Manzoni et al., 2012). So erhöhte in einer Feld-Studie von Borken et al. (1999), eine Wiederbefeuchtung die CO₂-Emissionen von 48 bis 144% deutlich. Ebenso reagierte auf starken Regen (Stürme) die Bodenatmung in einem Mischwald im Süden Neu Englands augenblicklich mit erhöhten CO₂-Werten. Auch in sandigen Böden führt Wiederbefeuchtung zu hohen CO₂-Flüssen (Borken et al., 2002). Kurz nach dem Stopp der Regenereignisse kehren wieder die normalen Bodenatmungsraten ein. Diese pulsähnlichen Flüsse könnten die Folge sein von (Bottner, 1985):

- absterbenden Mikroorganismen während der Trockenphase
- der Freisetzung von Zellinhaltsstoffen durch Mikroorganismen, die während der Trockenperiode zur Anpassung produziert wurden
- der Zerstörung von Aggregaten und Desorption während der Trockenphase oder der Wiederbefeuchtung

Aus meiner Sicht könnte zusätzlich die Perkolation von Wasser in den Poren das CO₂ während Wiederbewässerung aus den Poren drücken. Die CO₂-Schübe sind bei hohen Bodentemperaturen am höchsten und stark abhängig von der jährlichen Bodenatmungsrate (Borken et al., 1999).

Verluste durch DOC können während Regenereignissen durchaus hoch sein (Rodghiero et al., 2009). In einer Studie von Hentschel et al. (2007) bewirkte eine Erhöhung der Wassermenge, dass die mittlere DOC-Konzentration in der Bodenlösung anstieg. Ausserdem konnte ein kleiner zusätzlicher DOC-Input vom organischen Horizont in den Mineralboden aufgrund von „Trocknen und Wiederbefeuchten“ festgestellt werden.

Die Trocknung und Wiederbefeuchtung von Böden übt signifikanten Stress auf die mikrobielle Bodengesellschaft aus. Durch einen intensiven Sturm kann so in sehr kurzer Zeit ein Verlust von 5 bis 10% der Nettoökosystemproduktion von Wäldern mittlerer Höhenlagen bewirkt werden (Lee et al., 2004). Die Frequenz von Trockenheit und Wiederbefeuchtung hat dementsprechend Konsequenzen auf der Ebene von Ökosystemen (Fierer und Schimel, 2002).

2.9 Die Buche unter Trockenheit

Die Buche hat volumenmässig einen Holzvorrat von 18% und damit den zweithöchsten Wert am Gesamtvorrat der Schweiz (LFI, 2013; TA, 2013). Trotz einem bisher ungeahnten Potenzial zur Anpassung an eine verstärkte Variabilität der Trockenheit (Bolte und Czajkowski, 2006), gilt die Buche allgemein als wenig tolerant gegenüber Trockenheit, was eine besondere Gefährdung durch den Klimawandel (zunehmende Sommertrockenheit) bedeutet (Kap. 2.1). Um die Gefährdung besser einschätzen zu können, müssen lokale Anpassungen von Buchenprovenienzen an Trockenheit berücksichtigt werden. Bisher ist wenig bekannt über das Vorkommen solcher Provenienzen in der Schweiz. Allerdings gibt es in den inneralpinen Tälern der Rhone und des Rheins Buchenpopulationen, die auf sehr trockenen Standorten wachsen (WSL, 2013).

Während Trockenheit reagieren Pflanzen mit verschiedenen Methoden (Laubfall, Schliessung von Poren) um exzessiven Wasserverlust zu vermeiden (Van der Molen et al., 2011). Insbesondere kann Trockenheit die Nettoökosystemproduktion von Pflanzen reduzieren (Zhou et al. 2013). Bodenatmung und DOC sind stark mit dem Stoffwechsel der Pflanze, der Photosynthese und dem Streufall gekoppelt. Dieses Zusammenspiel dominiert sowohl Basisraten, als auch die kurzzeitigen Fluktuationen in der Bodenatmung (Rayan und Law, 2005; Giesler et al., 2007). Der Biomassenzuwachs für Derbholz und Äste kann sich nach einer Trockenheit im folgenden Jahr um rund die Hälfte verringern und die Entwicklung der Höhentriebe kann noch mehrere Jahre eingeschränkt bleiben (Eichhorn et al., 2008). Dementsprechend führt eine geringere Photosynthese während Trockenperioden auch zu Zuwachsverminderungen (Högberg et al., 2001; Steyer, 2007; Eichhorn et al, 2008). Durch die redu-

zierte Photosynthese kann auch die Wurzelatmung eingeschränkt werden. Das führt zu geringerem Wurzelwachstum und möglicherweise zu erhöhter Wurzelmortalität (Domec und Gartner 2003) sowie Veränderungen in der Kohlenstoffsequestration (Goulden et al. 1996).

Kurzfristig könnte während Trockenheit durch verdorrte Buchenblätter der Kohlenstoffkreislauf aufgrund eines erhöhten Streuanfalls angeregt werden. Bei länger anhaltenden Trockenperioden sind aber Zuwachsminderungen (Eichhorn et al., 2008) - und deswegen eine Reduktion des Kohlenstoffkreislaufs zu erwarten. Da der obere Bodenbereich im direkten Kontakt mit der Atmosphäre steht und dementsprechend zuerst austrocknet, könnten unter Trockenheit in den oberen Bodenbereichen vermehrt Lebewesen absterben, was Folgen für die Zersetzung haben könnte. Fraglich ist, ob in den unteren Bodenbereichen eine verstärkte Aktivität der Bodenatmung auftritt. Das könnte davon abhängen, ob die Buche vermehrt ihre unteren Wurzelbereiche nutzt oder sich Bodentiere in tiefere Bereiche zurückziehen (Bolte und Czajkowski 2006; Höke et al., 2011) (Regenwürmer). Wäre dies der Fall, könnte dementsprechend während Trockenereignissen in tieferen Bodenbereichen die Bodenatmung etwa gleich bleiben oder sich gar erhöhen. Aufgrund des veränderten Wasserhaushalts verändert sich vermutlich die Auswaschung von DOC. Zusätzlich verändern sich die Parameter für die Bildung von DOC, die Auswaschung von Humus, die mikrobielle Aktivität, die Wurzel-Adsorption und der Streuhaushalt (Kap. 2.6.2).

3 Zielsetzung und Leitfragen

Im Zuge des Klimawandels ist mit veränderten Niederschlagsmustern und stärkeren Trockenperioden zu rechnen (IPCC, 2012). Basierend auf dem aktuellen Stand des Wissens (Kap. 2) und einer wissenschaftlichen Herleitung wird im Feldexperiment untersucht, wie sich Trockenheit und Wiederbefeuchtung auf den Fluss und Gehalt von Kohlenstoff in Waldböden auswirken. Dazu werden zwei unterschiedliche Waldböden mit Buchenvegetation (Kap. 4.2) einer Trockenheitsbehandlung und einer bewässerten Behandlung (Kontrolle) ausgesetzt und miteinander verglichen (Kap. 4.1).

Die Messung von CO₂-Flüssen an der Oberfläche, CO₂-Konzentrationen und DOC-Gehalten in verschiedenen Bodentiefen sollen zeigen wie Trockenheit die Kohlenstoffdynamik auf der Profilskala beeinflusst. Folgende Fragen werden geprüft:

1. Was sind die Faktoren, welche die Kohlenstoffflüsse unter Trockenheit beeinflussen?
2. Wie verändern sich die Konzentrationen von Boden-CO₂ und DOC mit der Tiefe in zwei verschiedenen Bodentypen?
3. Wie wirkt sich eine experimentelle Trockenheit und Wiederbefeuchtung auf die Bodenatmung und die DOC-Konzentrationen aus?

4 Daten und Methoden

4.1 Versuchsanlage MODOEK

Die Experimente werden an der Modellökosystemanlage (MODOEK) der Forschungsanstalt für Wald Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf ausgeführt (Abb. 5). Die Modellanlage umfasst 16 Open-Top-Kammern, bei welchen das Dach geschlossen, beziehungsweise geöffnet werden kann. Die Anlage besteht aus vier Strängen, welche in Abb. 6 durch die Zahlen 1 bis 4 gekennzeichnet sind. Acht der Open-Top-Kammern werden als Kontrolle behandelt und sind normaler Bewässerung (violett eingefärbt) ausgesetzt. Bei den anderen erfolgt eine Trockenbehandlung (gelb eingefärbt) mit Wiederbewässerung. In jeder Open-Top-Kammer wurden 16 Buchen gepflanzt. Jeweils acht stammen von einem nassen, beziehungsweise von einem trockenen Standort. Jede der Open-Top-Kammern hat je einen Messstandort mit Messschläuchen von CO₂ auf den beiden Böden (sauer, kalkreich) in drei bis vier Tiefen und verfügt über Saugkerzen (auf 10, 30 und 60 cm Tiefe) für die Messung des DOC aus der Bodenlösung. Für die Messung des CO₂-Flusses an der Bodenoberfläche wurden zusätzlich pro Open-Top-Anlage zwei CO₂ Ringe (für jeden Boden einen) eingelassen um den Oberflächenfluss des CO₂ zu messen (vgl. Abb. 7).



Abb. 5: Überblick zur Modellökosystemanlage (MODOEK) auf dem Gelände der Forschungsanstalt der WSL Birmensdorf (WSL2, 2013).

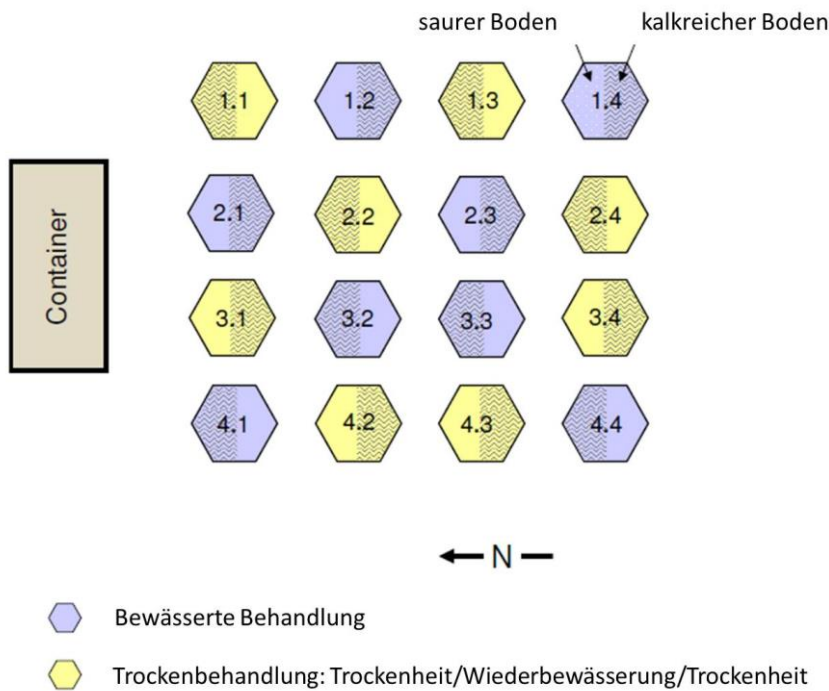


Abb. 6: Modellökosystemanlage (MODOEK) und seine Behandlungen. Trockenbehandlung (gelb), bewässerte Behandlung (violett) (Verändert nach WSL Gruppe Boden und Biogeochemie, 2013)



Abb. 7: Einblick in mit Buchen bewachsene Open-Top (OT) - Anlage (WSL2, 2013).

4.2 Zwei unterschiedliche Böden

Die beiden Böden wurden künstlich aufgeschüttet. Der Skelettanteil ist sehr gering, da das Material beider Böden mit einem Zwei-Millimeter-Sieb bearbeitet wurde. Zur Verhinderung von Trockenrissen wurden auf der Oberfläche Holzstreusel verteilt, weswegen sich ein dünner (5mm) Ah-Horizont ausgebildet hat. Die Streuschicht wurde entfernt. Der saure Boden hat eine höhere Bodendichte, da sich im kalkreichen Boden Krümel gebildet haben, weil Calcium-Ionen Ton und Humusteilchen zu größe-

ren stabilen Bodenkrümeln verbinden (Galler, 2007). Die weiteren Daten zu den beiden Böden sind gemäss Kuster et al. 2011 in Tabelle 2 zusammengefasst.

Eigenschaften	Saurer Boden	Kalkreicher Boden
Herkunft	Eiken (haplic Alisol)	Brugg (Fluvisol)
Sand, Silt, Ton in %	87, 8, 5	71, 18, 12
pH	4.0	6.9
C _{tot} in %	0.48	1.97
CEC (mmol _c *kg ⁻¹)	24	85
Basensättigung in %	40	99

Tabelle 2: Eigenschaften der beiden Böden (verändert nach Kuster et al., 2011).

4.3 Versuchsablauf

Bis Ende April waren die Dächer noch nicht geschlossen und es fand noch keine Bewässerung statt. Im Mai wurden die Dächer aller Open-Tops geschlossen. Während drei Wochen fand in allen Open-Top-Kammern keine Bewässerung statt, um den Boden in allen Kammern auf dasselbe Feuchte- und Temperaturniveau zu bringen. Die Trocken- und Bewässerungsbehandlung starteten am 29. Mai 2013. Acht der Open-Top-Kammern wurden jetzt zwei Mal wöchentlich bewässert. Die anderen acht wurden trocken belassen. Vom 14. bis 16. August fand dann eine Wiederbewässerung (W) statt. Sie richtete sich nach dem Verhalten der Buche. Kriterien zur Wiederbewässerung waren erste Trockenstresssymptome der Buche. Die Wiederbewässerung erfolgte in den trockenen Kammern über einen Zeitraum von zwei Tagen mit einer täglichen Menge von 30 Litern pro Halbschale (intensivere Bewässerung am ersten Tag mit 2 x 30 Litern). Ziel war es die Bodenfeuchte wieder auf das Niveau der bewässerten Kammern zu bringen. Dies gelang unterschiedlich gut (Kap. 5.1). Anschliessend wurde in allen Open-Tops zweimal wöchentlich bewässert. Die Dächer blieben geschlossen (vgl. Abb. 8).

April		Mai		Juni		Juli		August		Sept.	
Schiebedäc her offen	Schiebedäc her geschlossen	Trockenbehandlung/ Bewässerung								W	Bewässerung
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Messreihe Tiefenmessungen											
		1	2	3	4	5	6	8	7		
Messreihe Oberflächenmessungen											
		1		2				3	4		
Messreihe DOC											

Abb. 8: Übersicht zu Behandlungen und Zeitpunkten der Messreihen. W= Wiederbewässerung.

4.4 Bodenwassergehalt und Bodentemperatur

Die Daten wurden von Matthias Arend (WSL Gruppe Walddynamik) ebenfalls innerhalb des Buklimprojekts erhoben. Gemessen wurde jeweils in 10, 30 und 60 cm Tiefe. Die Bodenfeuchte wurde als VWC (volumetric water content in % (VWC)) erhoben. Die Daten wurden von März bis Oktober 2013

aufbereitet und anschliessend von fehlerhaften Messwerten befreit. Die Daten enthielten durch ausgefallene Sensoren einige Datenlücken. Um trotzdem eine gute VWC- und Bodentemperaturkurve zu erhalten wurden diese Werte in der vorliegenden Arbeit jeweils mit einem linear interpolierten Wert aufgefüllt. Insbesondere auf 60 cm waren nur noch wenige Sensoren betriebsbereit, weswegen dort nur wenige Messdaten vorhanden waren. Im Gegensatz dazu konnte das Problem auf 10 und 30 cm durch laufenden Ersatz mit neuen Sensoren minimiert werden. Die Messungen wurden mit dem Decagon 5TM (Temperature and Moisture) Sensor gemacht.

4.5 Messung der Bodenatmung

Die CO₂-Tiefenprofile wurden mit CO₂-Flussmessungen an der Bodenoberfläche und den DOC-Messungen verglichen beziehungsweise kombiniert. Es wurden die Konzentrationsgradienten bestimmt und mit dem oberflächlichen Efflux verglichen. Mit Hilfe des Fick'schen Gesetzes (Kap. 2.5.4 und 4.7.3), konnten die Diffusionskoeffizienten unter den verschiedenen Bedingungen abgeschätzt werden.



Abb. 9: Dynamisches geschlossenes Kammersystem zur Messung der CO₂-Oberflächenflüsse.

Die Messung der Bodenatmung fand an der Oberfläche mit Hilfe von CO₂-Ringern und einem geschlossenen dynamischen Kammersystem statt (Abb. 9). Gemessen wurde der CO₂-Fluss an der Oberfläche mittels eines Gradienten. Dieser Wert wurde anschliessend mit Hilfe des Programms Vaisala umgerechnet in $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{h}$, geteilt durch 3600 erhält man $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$.

Bei den Tiefenmessungen wurde die Konzentration in ppm gemessen. Es wurden in drei bis vier verschiedenen Tiefen Schläuche in den Boden eingelassen und mit Farben markiert (10 cm schwarz, 30 cm weiss, 60 cm gelb, 90 cm blau). Auf der jeweiligen Tiefe haben die Schläuche eine CO₂ durchlässige, jedoch Wasser abhaltende Teflon-Membran (Gut et al., 1998). So kann Gas in die Schläuche diffundieren, ohne dass sie sich mit Wasser füllen. Die Schläuche können luftdicht verschlossen werden. Mit Hilfe einer Pumpe kann das CO₂ aus den Schläuchen in das CO₂-Analysegerät (LI-840) (Abb. 10) an der Oberfläche geleitet und mittels nicht streuenden Infrarots (LICOR, 2003) gemessen werden.

Um für die Tiefenmessungen eine möglichst schnelle Messart mit stabilen Werten zu finden wurden Testmessungen durchgeführt. Die erste fand mit 5 Minuten zirkulärer Messung die zweite mittels Vakuum statt. Zirkuläre Messung bedeutet beide Discifix wurden an der Pumpe angeschlossen und die Luft zirkuliert. Für den Vakuumversuch wird die Pumpe nur an einen geöffneten Discifix angeschlossen, der andere bleibt zu (Abb. 11). Mit der Vakuummethode konnte wesentlich schneller ein stabiler Wert gefunden werden, weswegen sie als kontinuierliche Messmethode verwendet wurde.

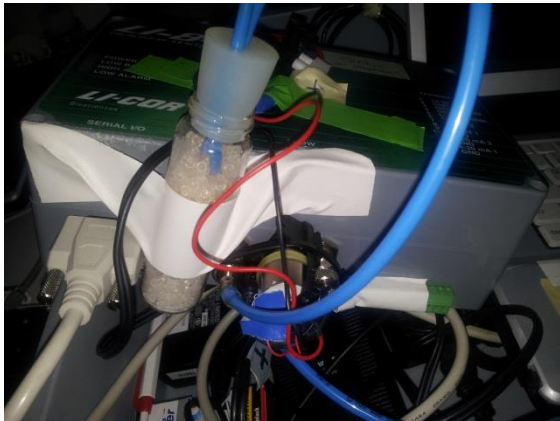


Abb. 10: Pumpe mit Licore und Anschlusschläuchen (In/Out)

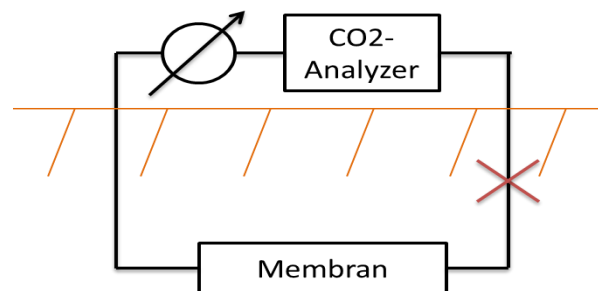


Abb. 11: Vakuumbasierte Methode zur Messung der CO₂-Konzentration in der Tiefe.

4.6 Messung des DOC

Das DOC wird im Bodenwasser, mittels Saugkerzen (Bodenlösung) in drei verschiedenen Tiefen (10cm, 30cm und 60cm) gesammelt, in welchem das DOC gemessen wird. Die gesammelte Bodenlösung



Abb. 12: Filtration mit 0.45 Mikrometer Filter.

wird mit einem 0.45 Mikrometer Filter behandelt (Abb. 12). Danach wird anorganischer Kohlenstoff durch die Zugabe von Salzsäure entfernt und anschliessend die DOC-Konzentration mit einem TOC-TN-Analyzer mittels Verbrennung bei 850 °C gemessen.

Da während der Trockenheit viele Werte aufgrund zu geringer Bodenlösung nicht mehr ermittelt werden konnten wurden die Auswertungen auf möglichst unterschiedliche Arten vorgenommen und miteinander verglichen. So wurden die einzelnen Open-Tops untersucht, alle Open-Top-Anlagen zusammen oder nur bestimmte Messzyklen betrachtet. Da die Resultate in sich ähnlich waren, wurde in der vorliegenden Arbeit zum Überblick eine Gesamtschau gewählt.

4.7 Berechnungen und statistische Auswertungen

4.7.1 Statistische Tests

In SPSS wurde mit Mann-Whitney-Tests geprüft, ob die zentrale Tendenz zwischen Kontrolle und Trockenbehandlung unterschiedlich ist (UZH, 2013). Dies wurde für die Oberflächenflüsse (Kap. 5.2), die Tiefenkonzentrationen (Kap. 5.3) und die DOC-Messwerte (Kap. 5.6) über alle Messreihen (und Tiefen) geprüft. Als Nullhypothese (H_0), respektive Alternativhypothese (H_A) wurden jeweils verwendet:

H_0 : Die Verteilungen zwischen Kontrolle und Trockenbehandlung einer Messreihe (und Tiefe x) sind gleich ($p > 0.05$).

H_A : Die Verteilungen zwischen Kontrolle und Trockenbehandlung einer Messreihe (und Tiefe x) sind unterschiedlich ($p < 0.05$).

Bei den Oberflächenflüssen wurde zusätzlich geprüft, ob Unterschiede zwischen den beiden Kontrollen (sauer, kalkreich) bestehen. Dazu wurden jeweils die Verteilungen der einzelnen Messreihen (sauer, kalkreich) der Kontrollen mit Hilfe eines Mann-Whitney-Tests in SPSS verglichen. Als H_0 beziehungsweise H_A wurden verwendet:

H_0 : Die Verteilungen der CO_2 -Oberflächenflüsse zwischen Kontrolle sauer und Kontrolle kalkreich sind gleich ($p > 0.05$).

H_A : Die Verteilungen der CO_2 -Oberflächenflüsse zwischen Kontrolle sauer und Kontrolle kalkreich sind über die Kategorien Boden unterschiedlich ($p < 0.05$).

4.7.2 Lineares Regressionsmodell

Für die CO_2 -Tiefenmessungen wurde ein lineares Regressionsmodell mit Hilfe der Software R geprüft. Dies aufgrund der Leitfrage, was sind die Faktoren, welche Kohlenstoffflüsse unter Trockenheit beeinflussen? Für eine erklärende Variable wurde Formel (2), für zwei erklärende Variablen Formel (3) verwendet (Zeileis, 2009):

$$y_i = \beta + \beta_1 * x_{i_1} + E_i \quad (2)$$

$$y_i = \beta + \beta_1 * x_{i_1} + \beta_2 * x_{i_2} + E_i \quad (3)$$

Dabei sind β die unbekannt, zu schätzende Regressionskoeffizienten, x_i die Datenpunkte (Bodentemperatur, Bodenwassergehalt) und y_i die CO_2 -Konzentration in einer bestimmten Tiefe. E_i beschreibt den Fehlerterm. Es stellt sich die Frage wie viel der Varianz durch ein Modell erklärt werden kann. Dazu wurde das Bestimmtheitsmas (R^2), abhängig vom Bodentyp der Behandlungsart und den

verschiedenen Tiefen für die oberen 60 cm berechnet. Es wurde geschaut, wie sich R^2 über die Behandlungen, Bodentypen und Tiefen verändert. In das Modell wurden die in der Literatur als sehr wichtig beschriebenen Parameter - Bodentemperatur und Bodenfeuchte (Kap. 2.5.2 und 2.8; Savage und Davidson, 2001; Risk et al., 2002; Vincent et al., 2006; Asensio et al., 2007; Joos et al., 2010; Manzoni et al., 2012; Moyano et al., 2013) als erklärende Variablen miteinbezogen und zusammen, beziehungsweise einzeln betrachtet. Bei der Betrachtung beider erklärenden Variablen wurde zusätzlich berechnet auf welchem Niveau die geprüften Werte noch als signifikant anzusehen sind. Dadurch konnte ermittelt werden, welche der erklärenden Variablen im Modell den grösseren Einfluss hat.

4.7.3 Konzentrationsgradienten und Diffusionskoeffizienten

Es wurden die Konzentrationsgradienten zwischen 0 und 10, 0 und 30, 0 und 60 und 0 und 90 cm wie folgt berechnet:

$$K = \frac{\Delta(CO_2)}{\Delta z} \quad (4)$$

$\Delta(CO_2)$ wurde in ppm eingesetzt und durch die Bodentiefe, Δz geteilt um den Konzentrationsgradienten K zu erhalten. Es werden die Konzentrationsgradienten gegenüber dem CO_2 -Efflux aufgetragen und nach einem Zusammenhang gesucht. Um möglichst anschauliche Grafiken zu erhalten wurde der Betrag von K dargestellt. Die Zusammenhänge wurden mit Hilfe der Software Origin wie folgt berechnet:

$$Y = A + B * X \quad (5)$$

$$Y = A + B_1 * X + B_2 * X^2 \quad (6)$$

Dabei ist A der Y-Achsenabschnitt, B die Steigung, B_1 und B_2 geschätzte Parameterwerte, X repräsentiert den Efflux und Y die Konzentrationsgradienten.

In der Formel 1 kann für $\frac{\Delta C}{\Delta z}$ der Konzentrationsgradient K in mol/m^3 zwischen zwei Datenpunkten des Konzentrationsprofils (Abb. 19) eingesetzt werden. Die Formel aus Kap. 2.5.4 nimmt dann folgende Form an:

$$J = D_s * K \quad (7)$$

An der Oberfläche ist der Efflux J bekannt, da er gemessen wurde. Die CO_2 -Konzentration in der Tiefe wurde ebenfalls gemessen. Als Konzentration der Oberfläche kann von 400 ppm ausgegangen werden. Dadurch kann D_s für verschiedene Tiefen abgeschätzt werden:

$$D_s = \frac{J}{K} \quad (8)$$

Um nach Blonquist et al. (2008) (Formel 1) die Diffusionskoeffizienten zu berechnen, wurden die folgend beschriebenen Umrechnungen gemacht:

Der Konzentrationsgradient, K aus Formel 4 wurde wie folgt von ppm CO₂ in mol/m³ umgerechnet:

Mit Hilfe des idealen Gasgesetzes, Formel 9 kann die Anzahl Mol (n) berechnet werden (Hammer et al. 1997):

$$n = \frac{P \cdot V}{R \cdot T} \quad (9)$$

P ist der Druck, welcher mit 101325 Pa angenommen wird. Dies ist der atmosphärische Druck an der Oberfläche. V ist das Volumen, wobei unter gleichem Zustand (Temperatur und Druck) verschiedene Gase nach dem Gesetz von Avogadro bei gleichem Volumen gleich viele Moleküle enthalten (Hammer et al., 1997). Weil dem so ist, entspricht ppm auch dem Volumenanteil (ppmv). R ist die Gaskonstante (8.31441 JK⁻¹mol⁻¹) und T ist die Temperatur (Angenommen wird hier 293 K). Nun sind P , V , R , T bekannt, können eingesetzt werden. Dadurch erhalten wir mol/m³.

Nach Formel 8 wurde dann D_s berechnet, wobei J an der Oberfläche gemessen wurde und mit mol*m⁻²s⁻¹ eingesetzt wurde.

4.7.4 Kalk-Kohlenstoffgleichgewicht

In Anlehnung an Schrupf et al. (2013) konnte der CO₂-Absorptionsfaktor A unter bestimmten pH-Bedingungen für den kalkreichen Boden berechnet werden:

$$A = K_1 * \frac{K_1 * K_2}{[H^+]} + \frac{K_1 * K_2 * K_3}{[H^+]^2} \quad (10)$$

Angenommen werden 288.15K. K_1 (Henry-Gesetz-Konstante) beträgt 4.79*10⁻² mol* L⁻¹atm⁻¹. K_2 beträgt 3.81*10⁻⁷ mol*L⁻¹ und K_3 ist gleich 3.71*10⁻¹¹ mol*L⁻¹. $[H^+]$ ist gleich 10^{-pH}. Es wurde für den kalkreichen Boden der gemessene pH (Kap. 4.2) von 6.9 verwendet.

5 Resultate und Diskussion

5.1 Bodenwasser und Bodentemperatur

Die Bodenwassergehalte unterscheiden sich zwischen den einzelnen Tiefen 10, 30 und 60 cm kaum, sehr wohl aber zwischen den Bodentypen und Behandlungsarten. Die Bewässerungszyklen können durch pulsartige Ausbrüche gut erkannt werden. Das könnte bedeuten, dass sich die erwähnten Tendenzen und Dynamiken auch in grössere Tiefen (90 cm) fortsetzen, wobei der Wassergehalt ähnlich wie in den anderen drei Tiefen wäre.

In allen Tiefen kann die kalkhaltige Kontrolle verglichen mit der sauren etwas weniger Wasser aufnehmen. In 60 cm Tiefe erreicht der kalkreiche trockenbehandelte Boden deutlich früher den kritischen Wert von weniger als 15% Bodenwassergehalt (vgl. auch Kap. 2.5.3) und sinkt in 10 cm auf bis fast 5%, während die Kontrolle im sauren Boden bis unter 10% fällt. In 60 cm Tiefe ist der Wassergehalt des sauren trockenbehandelten Bodens tiefer, als jener des kalkreichen. Das war in 10 und 30 cm anders. Nach der Wiederbewässerung steigen die Werte der Trockenbehandlungen jeweils sprunghaft an, erreichen allerdings den Wert der Kontrolle nicht mehr. Insbesondere der saure trockenbehandelte Boden kann nach der Bewässerung in 60 cm Tiefe nicht wieder auf den vorherigen Wert, geschweige denn auf den Wert der Kontrollen gebracht werden. Er steigt nur langsam an. Der Wassergehalt sinkt auch im Unterboden unter kritische Werte. Dies mit nur einer geringfügigen zeitlichen Verzögerung (Abb. 13).

In allen Bodentiefen ist ein deutlicher Jahresgang der Temperatur erkennbar. Die Variationen sind im Unterboden geringer als im Oberboden. In 10 cm Tiefe sind witterungsspezifischen Veränderungen (mittlere Variationen), sowie Tag-, Nachtzyklen (kleine Variationen) zu sehen. In grösseren Tiefen findet eine "Glättung" der Kurven statt.

Es gibt nur wenige Differenzen zwischen den Böden und Behandlungsarten. Die verschiedenen Böden zeigen dieselben Dynamiken. Ausser dem sauren trockenbehandelten Boden, welcher deutlich kühler ist, haben die Böden auch sehr ähnliche Temperaturen. Es könnte am tieferen Wassergehalt und daher einer geringeren Wärmeleitfähigkeit als in der sauren Kontrolle liegen.

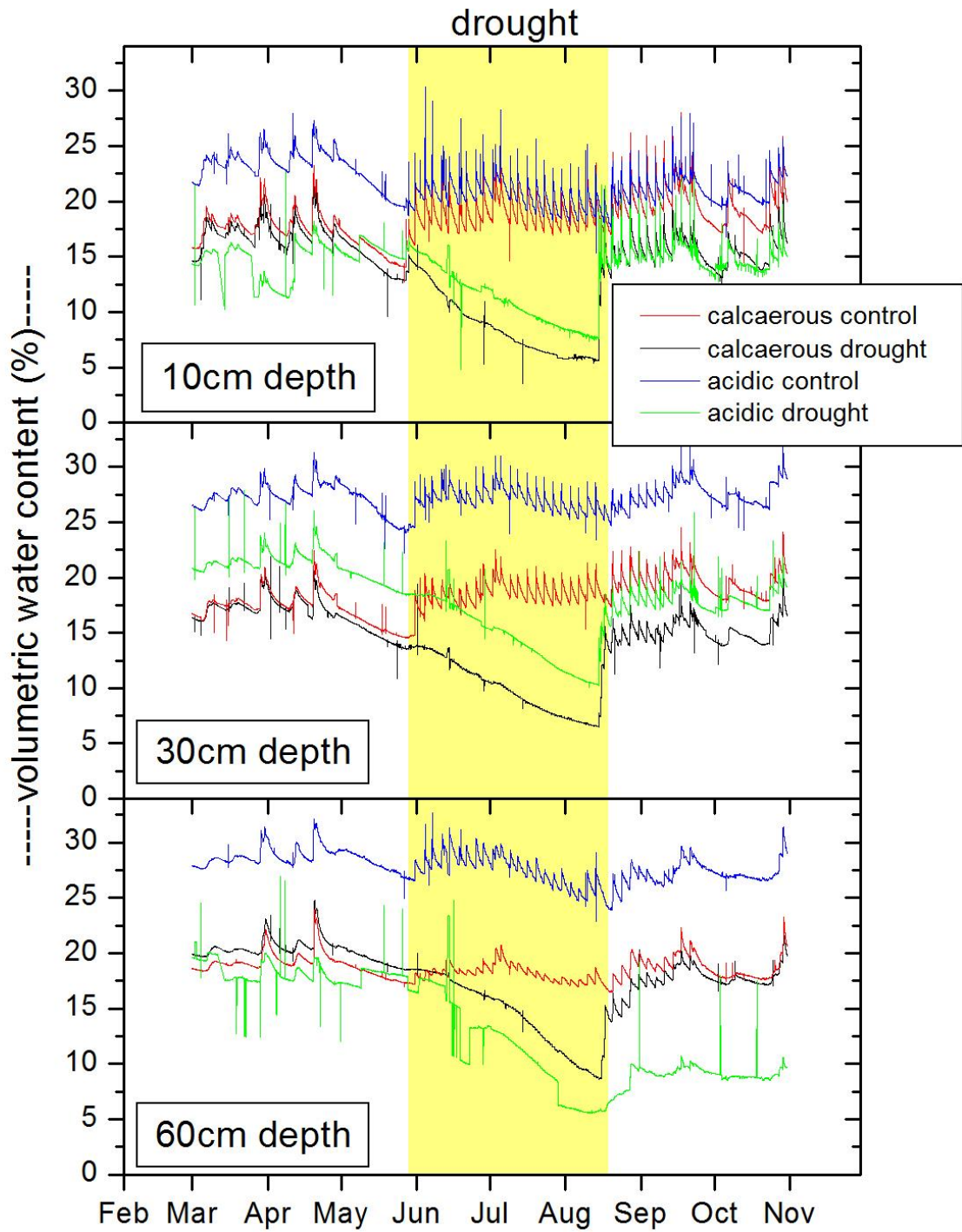


Abb. 13: Bodenfeuchte in 10, 30 und 60 cm Tiefe. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

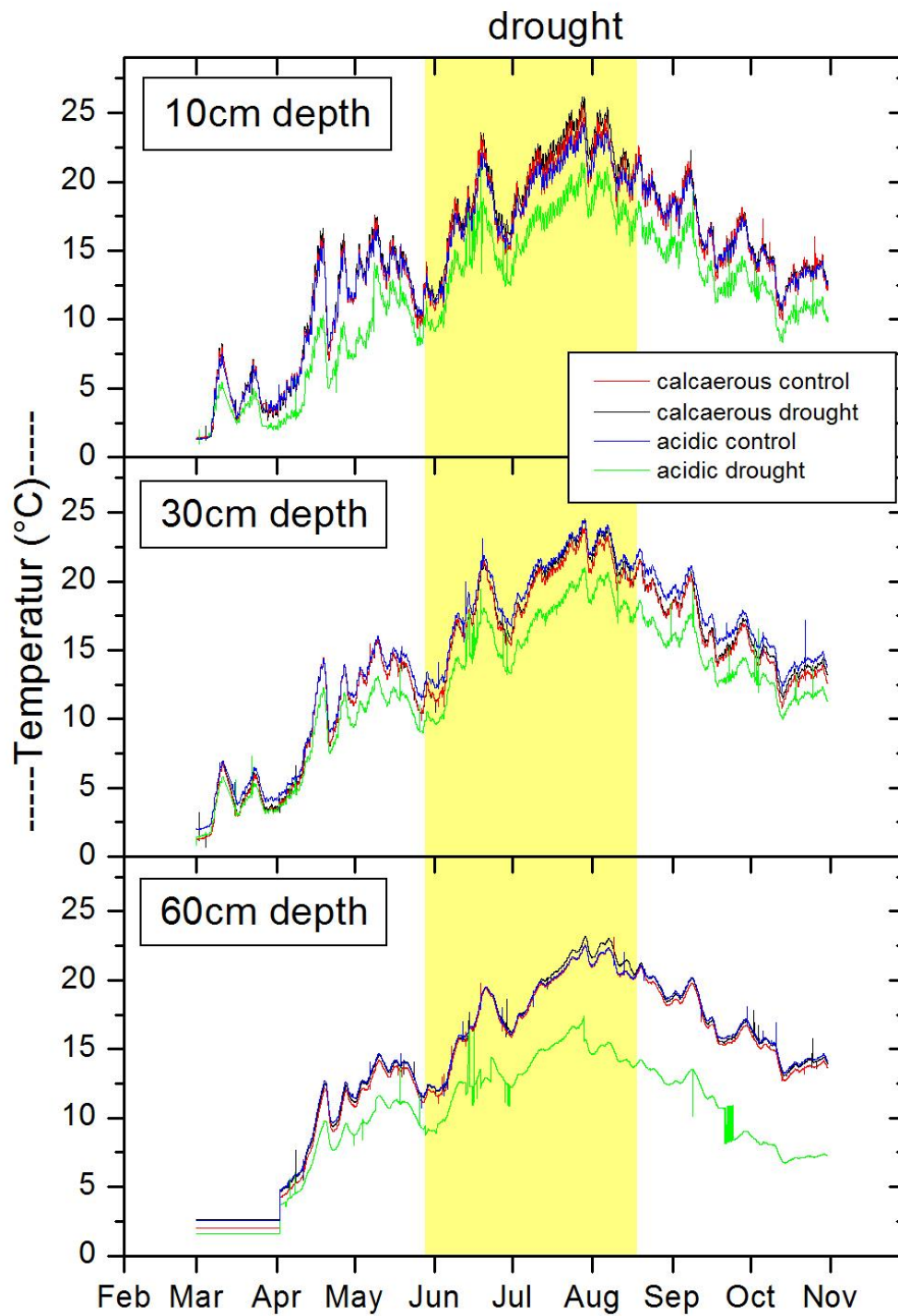


Abb. 14: Bodentemperatur in 10, 30 und 60cm Tiefe. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

5.2 CO₂-Oberflächenflüsse

Am Anfang (Messreihe 1) konnte in den jeweiligen Bodentypen gemäss Mann-Whitney Tests keine Hinweise auf Unterschiede zwischen Trockenbehandlung und Kontrolle gefunden werden ($p > 0.05$). Am Ende der Trockenbehandlung unterscheiden sich die Werte ($p < 0.05$). Dies ist auch in Abb. 15 gut erkennbar. Die Standardfehler in der Abbildung weisen zusätzlich auf eine hohe Streuung hin. In der Kontrolle erkennbar ist ein Jahresgang mit Ausnahme von Messzyklus vier, bei dem die Werte einbrechen und zwar in der Kontrolle noch stärker als im trockenen Boden. Da der Einbruch in allen vier Bodenbehandlungen vorkommt, ist er wohl nicht auf statistische Ausreisser zurück zu führen, sondern eher auf veränderte Umgebungsbedingungen. Der Einbruch könnte allenfalls mit tieferen Temperaturen und damit verringerter Bodenaktivität (Höke et al., 2011) anfangs Juni zusammenhängen (Kap. 5.1). Ob allerdings eine solche Verzögerung möglich ist, ist fraglich.

Aufgrund von Mann-Whitney-Tests konnten auch keine Unterschiede in den Verteilungen der Oberflächenflüsse zwischen kalkreicher Kontrolle und saurer Kontrolle gefunden werden ($p > 0.05$). Aus Kap. 2.7 und 6.5 wissen wir aber, dass dies nicht bedeuten muss, dass in den beiden Böden die Bodenaktivität identisch ist, denn auch die Sättigung (Van den Berg und Loch, 2000), die Bodendichte und das Karbonat (Galler, 2007) könnten einen Einfluss haben. Dass die Mittelwerte der Böden nicht signifikant verschieden sind, ist umso erstaunlicher, als dass die beiden Böden im Untergrund sehr wohl verschiedene CO₂-Gehalte haben (Kap. 5.3).

Die Trockenbehandlung reduziert den CO₂-Oberflächenfluss vom Boden (vgl. Abb. 15). Bei der Wiederbewässerung kommt es, wie beschrieben in Studien von Orchard und Cook (1983), Bottner (1985), Lee et al. (2004), Borken et al. (1999), Borken et al. (2002) und Manzoni et al. (2012) zu einem CO₂-Flush (vgl. auch Kap. 2.8). Die Flusswerte der Trockenbehandlungen übersteigen dabei, auch wenn wohl nur kurzfristig jene der Kontrollen (Messzyklen sieben und acht). Um festzustellen, wie schnell der Anstieg erfolgte hätten zusätzliche Messungen direkt vor der Wiederbewässerung gemacht werden müssen.

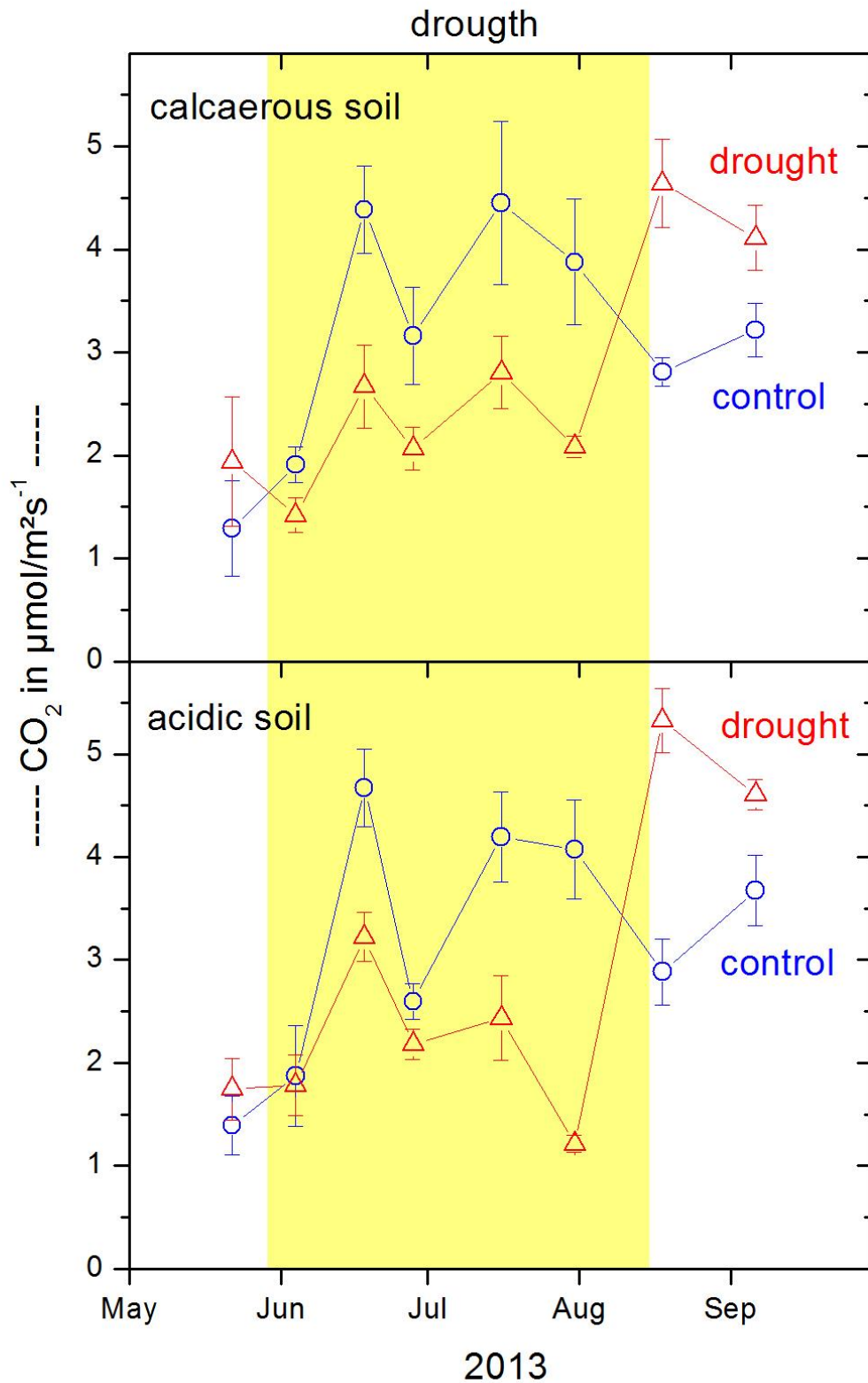


Abb. 15: Kontrolle (control) und trockene Behandlung (drought) der Oberflächenflüsse mit Standardfehler. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

5.3 CO₂-Konzentrationen im Boden

Die CO₂-Konzentrationen im Boden zeigen in den Kontrollen, wie in den Oberflächenmessungen einen deutlichen Jahresgang (Mitte April bis Mitte September). Über die Bodentiefen gibt es keine nennenswerten Verschiebungen der Spitzenwerte (Abb. 16). In den Messreihen eins bis drei (vor der Trockenbehandlung) sind aufgrund der Daten keine Hinweise auf Unterschiede zwischen Kontrolle und Trockenbehandlung in den jeweiligen tiefen ersichtlich (Mann-Whitney-Tests mit p jeweils > 0.05). Ab Messreihe fünf sind die Messwerte mit einer Ausnahme (kalkreicher Boden Messreihe 7, 60 cm Tiefe) unterschiedlich (p jeweils < 0.05). Die höchsten CO₂-Werte finden sich während den Sommermonaten - im kalkreichen Boden um Messreihe sieben/acht (15.7.2013/30.7.2013) - im sauren Boden um Messreihe sechs (27.6.2013). Das stimmt mit Studien von Raich et al. 2002 überein, wo im Sommer höchste CO₂-Konzentrationen an der Oberfläche gemessen wurden (vgl. auch Kap. 2.5.1). Meiner Ansicht nach können die Verzögerungen der Höchstwerte zwischen kalkreichem und saurem Boden aufgrund der unterschiedlichen Bodenfeuchtegehalte (Kap. 5.1) und der Porosität des Bodens (Durchlüftung) und damit unterschiedlich schneller Diffusion des CO₂ (Van den Berg und Loch, 2000; Galler 2007) erklärt werden (Abb. 16 bis Abb. 18).

In einem Waldboden mit Buchenvegetation sinkt während einer Trockenperiode der CO₂-Gehalt über alle Tiefen relativ zur Kontrolle ab. Diese Resultate werden unter anderem durch Resultate von Boone et al., (1998), Rey et al. (2002), Risk et al. (2002), Yuste et al. (2003), Borken et al. (2006) Asensio et al. (2007) sowie Joos und Hagedorn (2013) gestützt. Wie oben erwähnt ist eine Ausnahme in Messreihe sieben im kalkreichen Boden auf 60 cm Tiefe erkennbar. Dort steigen die Werte der Trockenbehandlung plötzlich sprunghaft an und sinken wieder ab. Ebenfalls ist ein hoher Standardfehler zu sehen (Abb. 17). Dieser entstand aufgrund von zwei Ausreißern nach oben mit ppm Werten von weit über 10'000 (Abb. 16). Ausserdem ist der Standardfehler im sauren Boden in 90 cm bei Messreihe fünf sehr hoch (Abb. 17). Dieser Standardfehler ist auf einen Ausreisser nach unten zurückzuführen (Abb. 16). Die hohen, beziehungsweise tiefen Messwerte könnten auf die hohe Heterogenität der Bodenaktivität (Subke et al., 2009) zurückzuführen sein. Die Streuung der Werte ist allerdings allgemein sehr gering. Demnach könnten auch Messfehler für die Ausreisser verantwortlich sein.

Bei Messzyklus fünf gibt es in allen Tiefen und Behandlungen einen sprunghaften Anstieg (Abb. 16 bis Abb. 18). Auch die Oberflächenflüsse steigen in diesem Zeitraum (Messzyklus 3 in Abb. 15) extrem an. Es ist zu vermuten, dass der Anstieg auf plötzlich veränderte Umgebungsbedingung zurück zu führen ist. Zu diesem Zeitpunkt (Mitte Juni) sind in den Daten der Bodenwassergehalte leichte Schwankungen erkennbar. Woher das Wasser kommt ist mir unklar, da ja die Dächer der Open-Tops geschlossen waren. Vielleicht eine sehr hohe Luftfeuchtigkeit oder Tau oder ganz einfach fehlerhafte Sensoren. Allerdings wäre es komisch, wenn die Sensoren zur gleichen Zeit an so vielen Orten ausfal-

len würden. Deswegen muss von zumindest kurzzeitig erhöhten Wassergehalten ausgegangen werden. Das würde in Anlehnung an Orchard und Cook (1983), Borken et al. (1999), Lee et al. (2004) oder Manzoni et al. (2012) auf einen kleinen CO₂-Flush hindeuten. Zusätzlich sind die Bodentemperaturen zur selben Zeit leicht erhöht. Erhöhte Temperaturen im Bereich zwischen 6 und 30°C erhöhen die mikrobielle Aktivität (Höke et al., 2011) und damit auch die CO₂-Gehalte (Asensio, 2007).

Nach der Wiederbewässerung sind zunächst im sauren Oberboden (0-30 cm) deutlich und im kalkreichen Oberboden leicht erhöhte CO₂-Konzentrationen ersichtlich. Im Unterboden (60-90 cm) steigen die Konzentrationen leicht an. Im Gegensatz zum kalkreichen Boden steigen die CO₂-Konzentrationen zwei Wochen nach der Wiederbewässerung (Anfangs September) im sauren Boden deutlich an. Bottner et al., 1985 liefert mögliche Erklärungen für diesen Anstieg. Absterbende Mikroorganismen während der Trockenphase, die Freisetzung von Zellinhaltsstoffen durch Mikroorganismen, die während der Trockenperiode zur Anpassung produziert wurden oder die Zerstörung von Aggregaten und Desorption während der Trockenphase oder der Wiederbefeuchtung könnten dafür verantwortlich sein. Aus meiner Sicht könnte zusätzlich die Perkolation von Wasser das CO₂ aus den Poren drücken (vgl. Kap. 2.8). Der wesentlich geringere „Anstieg“ im kalkreichen Boden könnte mit dem Verbrauch von CO₂ aus der Bodenluft (Pufferung von Karbonaten), erleichterter Diffusion durch geringere Sättigung und geringe Bodendichte erklärt werden. Allerdings kann der Anstieg im Unterboden über einige Wochen andauern.

Erzeugtes CO₂ ist ein Indikator für die biologische Aktivität der gesamten Bodenflora und -fauna (Kap. 2.5) (Asensio et al., 2007). Zudem ist in sauren Böden die biologische Aktivität geringer, als in kalkreichen (Gebhardt et al. 2007). Trotzdem sind im sauren Boden die Messwerte über alle Tiefen deutlich höher als im kalkhaltigen (Abb. 16 bis Abb. 19). Möglicherweise wurde ein Teil des produzierten CO₂ in der Bodenlösung als anorganischer Kohlenstoff gelöst. Meine Berechnungen mittels des Kalk-Kohlenstoffgleichgewichts (Kap. 4.7.4) für eine Temperatur von 288.15K ergaben jedoch, dass nur 4.79% in Lösung gingen. Zusätzlich wäre möglich, dass im dichteren, sauren und feuchteren Boden das CO₂ weniger schnell diffundieren kann (Van den Berg und Loch, 2000).

Die Abb. 19 zeigt die Konzentrationsprofile der Messzyklen zwei (02.05.2013), acht (30.07.2013) und zehn (05.09.2013) für den kalkreichen und den sauren Boden. Sie wurden exemplarisch ausgewählt, da sie den Start, das Ende der Trockenbehandlung und die Wiederbewässerung symbolisieren. Am 30. Juli sind die trockenbehandelten Werte in beiden Böden über alle Tiefen gegenüber den Kontrollen deutlich abgesunken. Im sauren Boden sind die Differenzen zwischen Kontrolle und Trockenbehandlung grösser. Das könnte auf eine bessere Durchlüftung im kalkreichen Boden hindeuten. Am Ende der Trockenbehandlung (05.09.2013) sind die Werte teilweise noch immer verschieden, schei-

nen sich aber wieder anzunähern. Die Abb. 19 zeigt zusätzlich, dass die CO₂-Konzentrationen zumindest bis in 60 cm Tiefe linear zunehmen könnten.

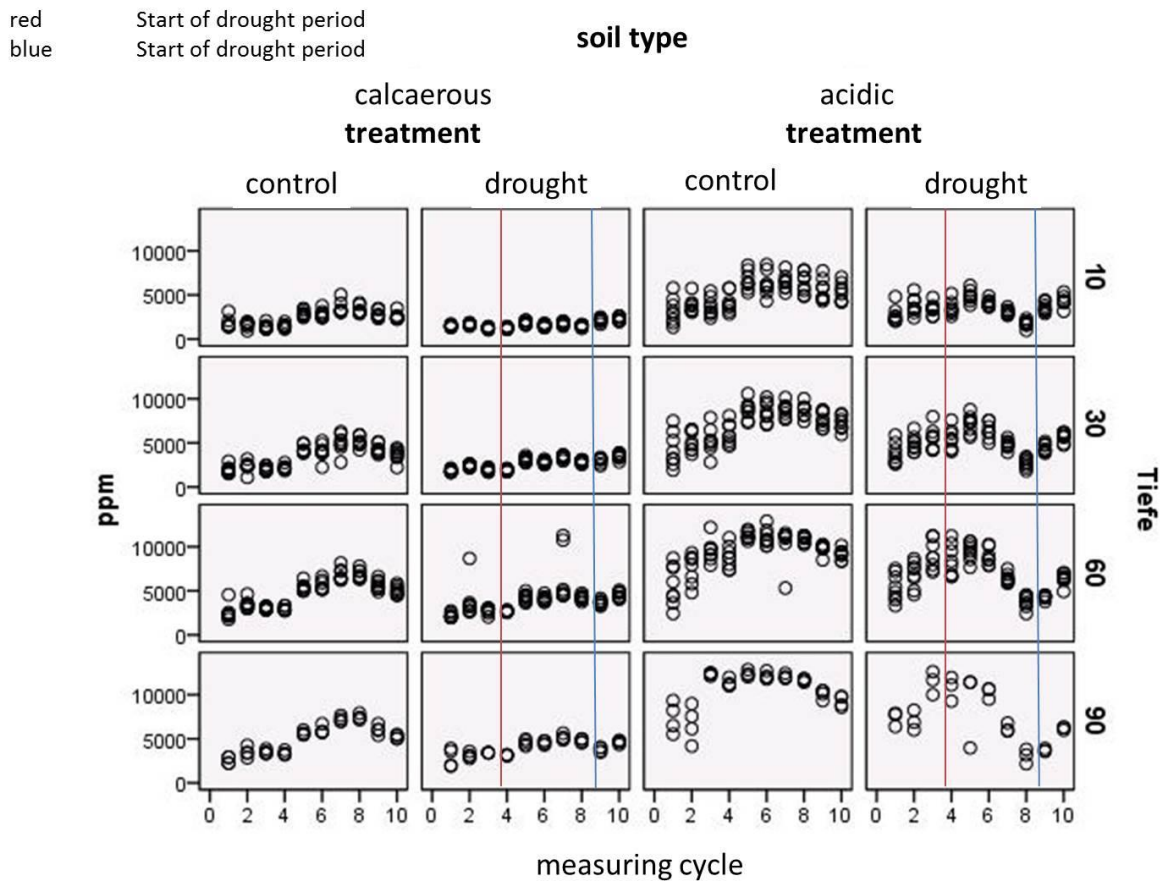


Abb. 16: Verteilungen der CO₂ Tiefenkonzentrationen.

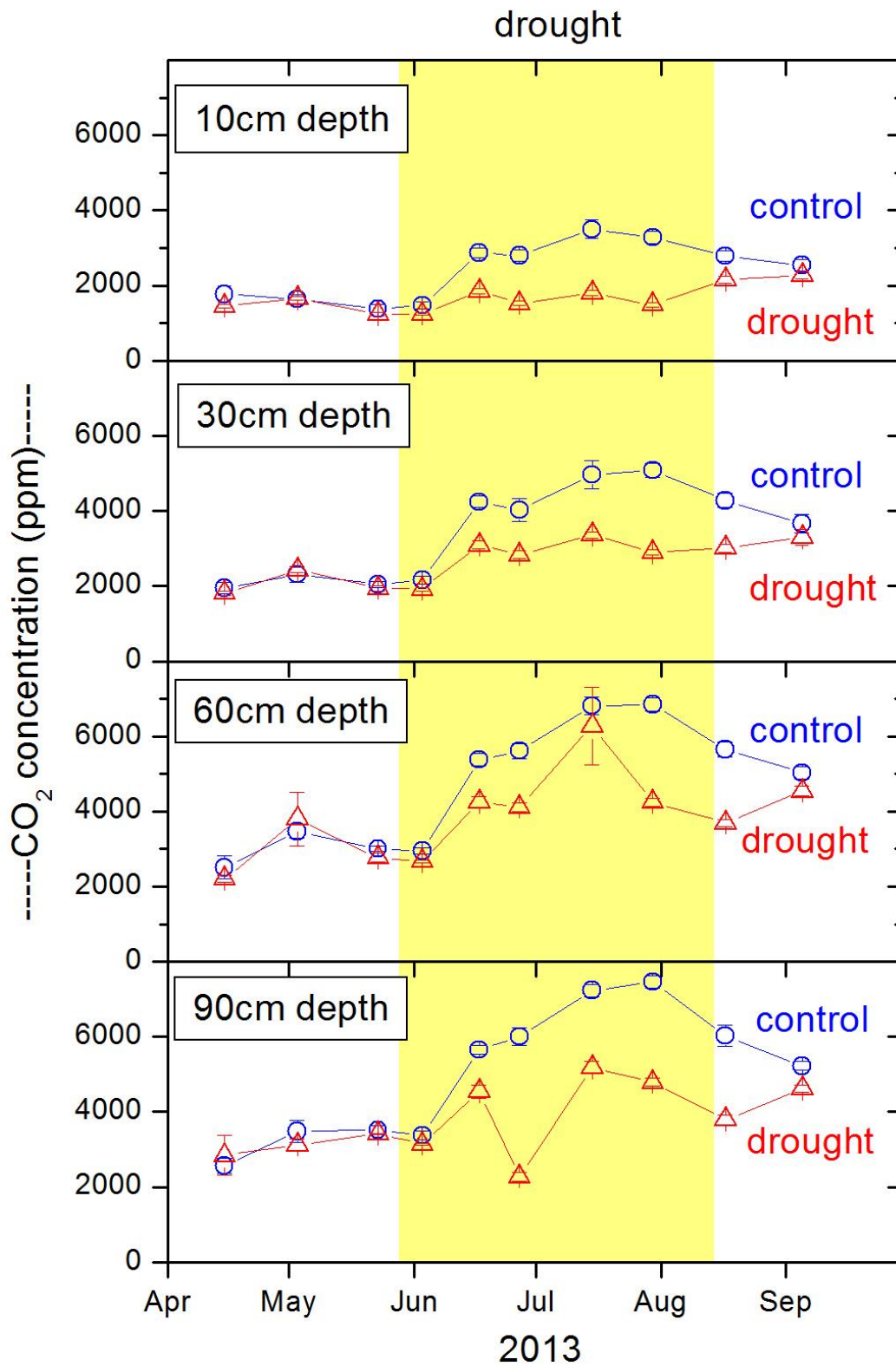


Abb. 17: Bewässerte Behandlung (control) versus trockene Behandlung (drought) über alle Tiefen im kalkreichen Boden. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

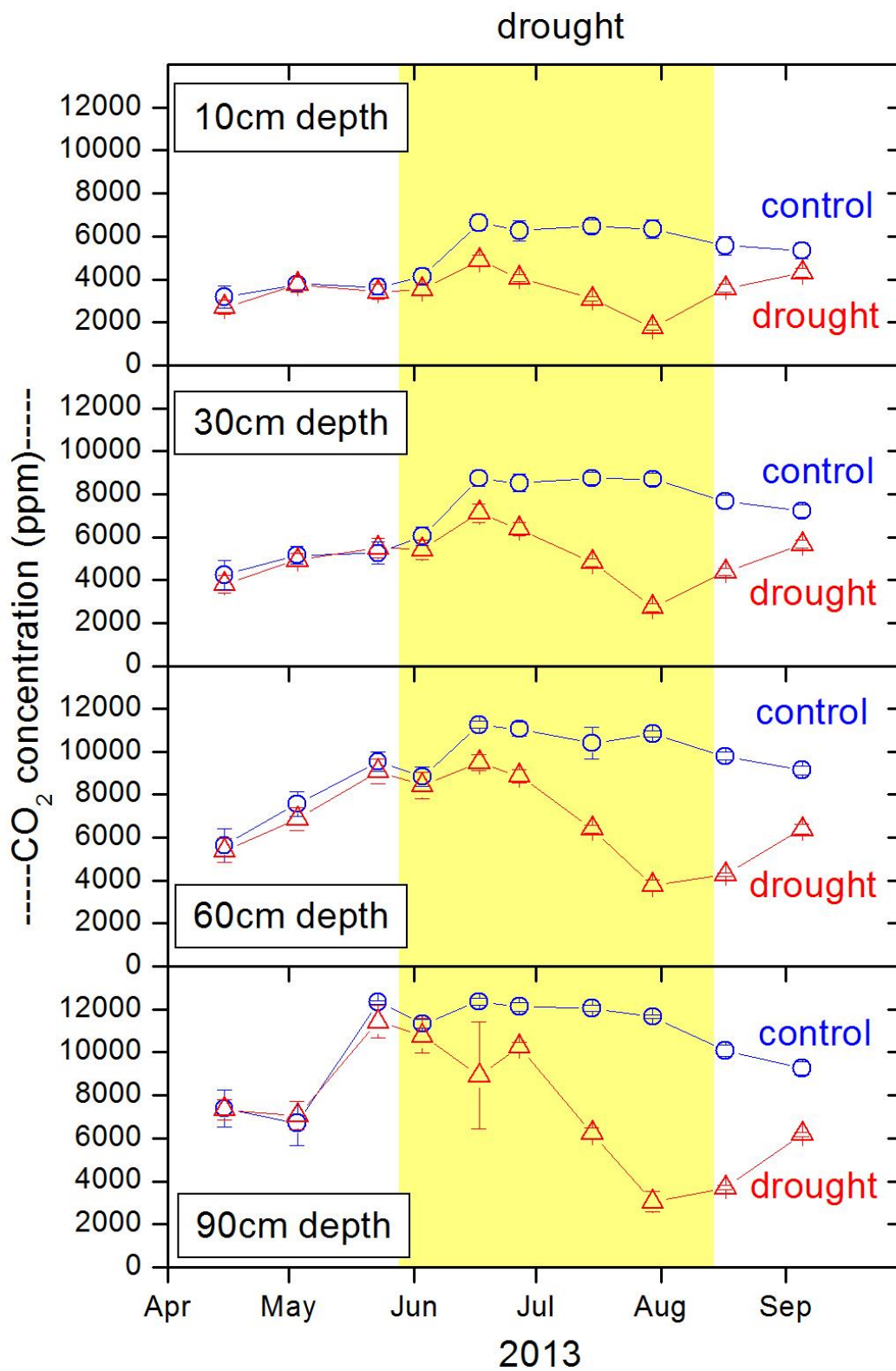


Abb. 18: Bewässerte Behandlung (control) versus trockene Behandlung (drought) über alle Tiefen im sauren Boden. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

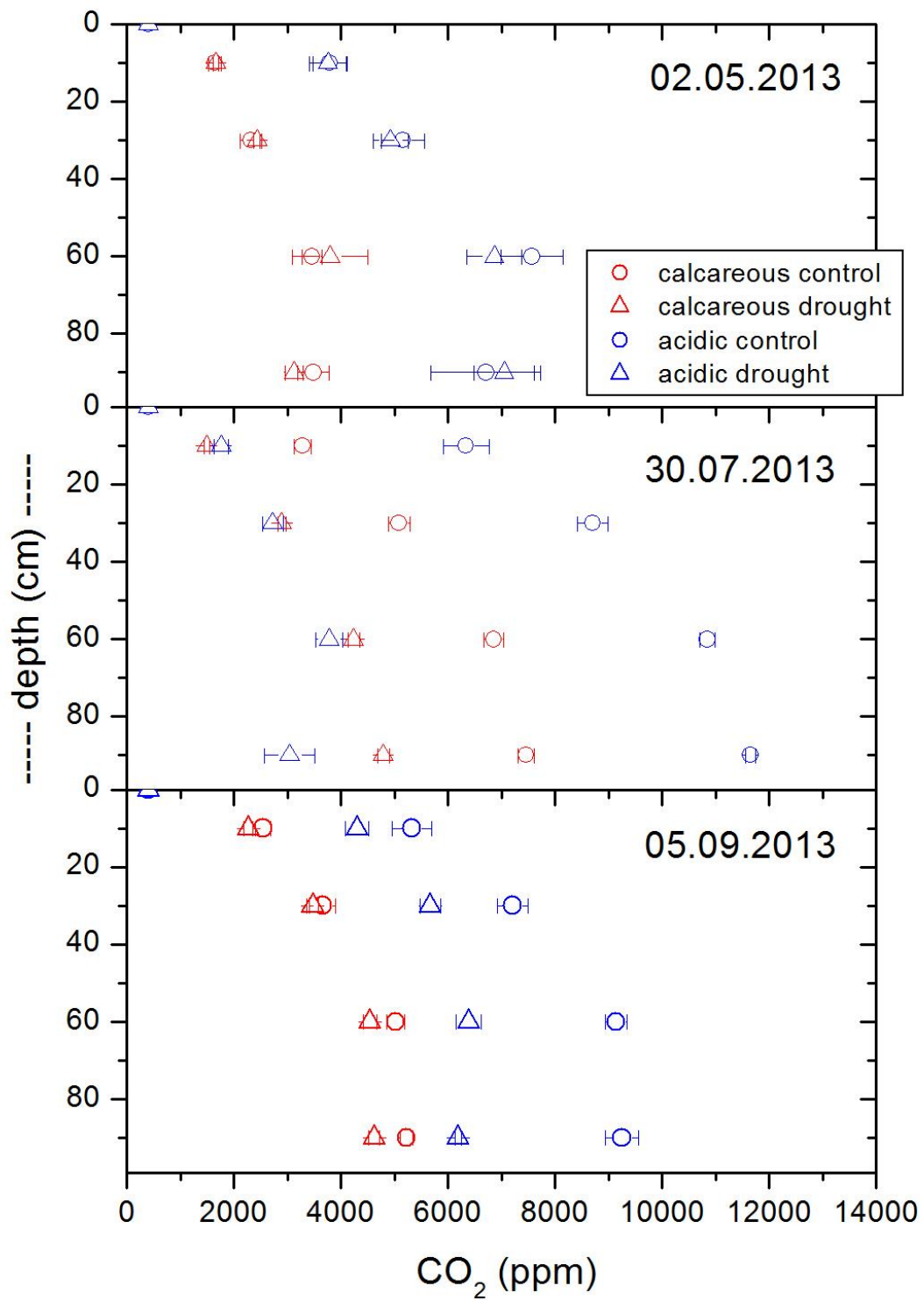


Abb. 19: Tiefengradienten der Messzyklen zwei (Start), acht (höchste Trockenheit) und zehn (nach der Wiederbewässerung). Rot der kalkreiche, blau der saure Boden, jeweils mit den Behandlungen trocken (drought) und Kontrolle (control).

5.4 Konzentrationsgradienten – Efflux und Diffusionskoeffizienten

Die Konzentrationsgradienten [ppm/m] sind im Oberboden grösser, als im Unterboden (Abb. 20 und Abb. 21). Zudem sind die Konzentrationsgradienten in einem dichten, sauren Boden grösser, als in einem lockeren kalkreichen. Da sich die Effluxe zwischen den beiden Kontrollen nicht signifikant unterscheiden (Kap. 5.2), ist stark davon auszugehen, dass zumindest in der sauren Kontrolle das CO₂ wegen kleinerer Poren (Galler et al. 2007; vgl. auch 2.5.4) oder höherem Wassergehalt (Van den Berg und Loch, 2000, vgl. auch 2.7 und 6.5) zurückgehalten wird. Das wird mit tieferen Diffusionskoeffizienten im sauren Boden (insbesondere im trockenbehandelten), verglichen mit dem kalkreichen Boden bestätigt (Abb. 22).

Vergleicht man die Konzentrationsgradienten mit dem CO₂-Efflux, so scheint es, als ob tendenziell die Kontrolle einem linearen Zusammenhang folgt, während die trockenbehandelten Böden eher mit einem Polynom zweiten Grades beschrieben werden können (Abb. 20, Abb. 21 und Tabelle 3). Im ersten Fall steigen die Konzentrationsgradienten meist mit dem Efflux an, im zweiten nehmen sie ab einem bestimmten Efflux (ungefähr drei $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) wieder ab. Die Konzentrationsgradienten der Kontrolle sind generell höher, als jene der Trockenbehandlung. Höchste Gradienten können in der sauren Kontrolle im Oberboden gemessen werden. In 30 cm Tiefe konnte in der sauren Kontrolle weder mit einem Polynom zweiten Grades, noch mit einem linearen Zusammenhang ein hohes R² erzielt werden. Deswegen wurde auf eine Plotlinie verzichtet.

Die Diffusionskoeffizienten (Abb. 22) werden mit zunehmender Tiefe grösser. Dementsprechend breitet sich das CO₂ im Unterboden schneller aus, als im Oberboden. Ein Grund dafür könnte die grössere CO₂-Konzentration (Kap. 5.3) und der damit verbundene höhere Druck sein.

Während der Widerbewässerung steigen die Diffusionskoeffizienten stark an und sinken innert kurzer Zeit wieder ab. Das CO₂ diffundiert also während solchen Ereignissen besser, obwohl der Wassergehalt wieder ansteigt (Kap. 5.1). Einerseits könnte perkolierendes Wasser das CO₂ aus den Bodendporen drücken, andererseits die wieder ansteigende Bodenaktivität (Bottner, 1985) den CO₂-Gehalt sowie den Druck erhöhen und dadurch die Ausbreitung des CO₂ steigern.

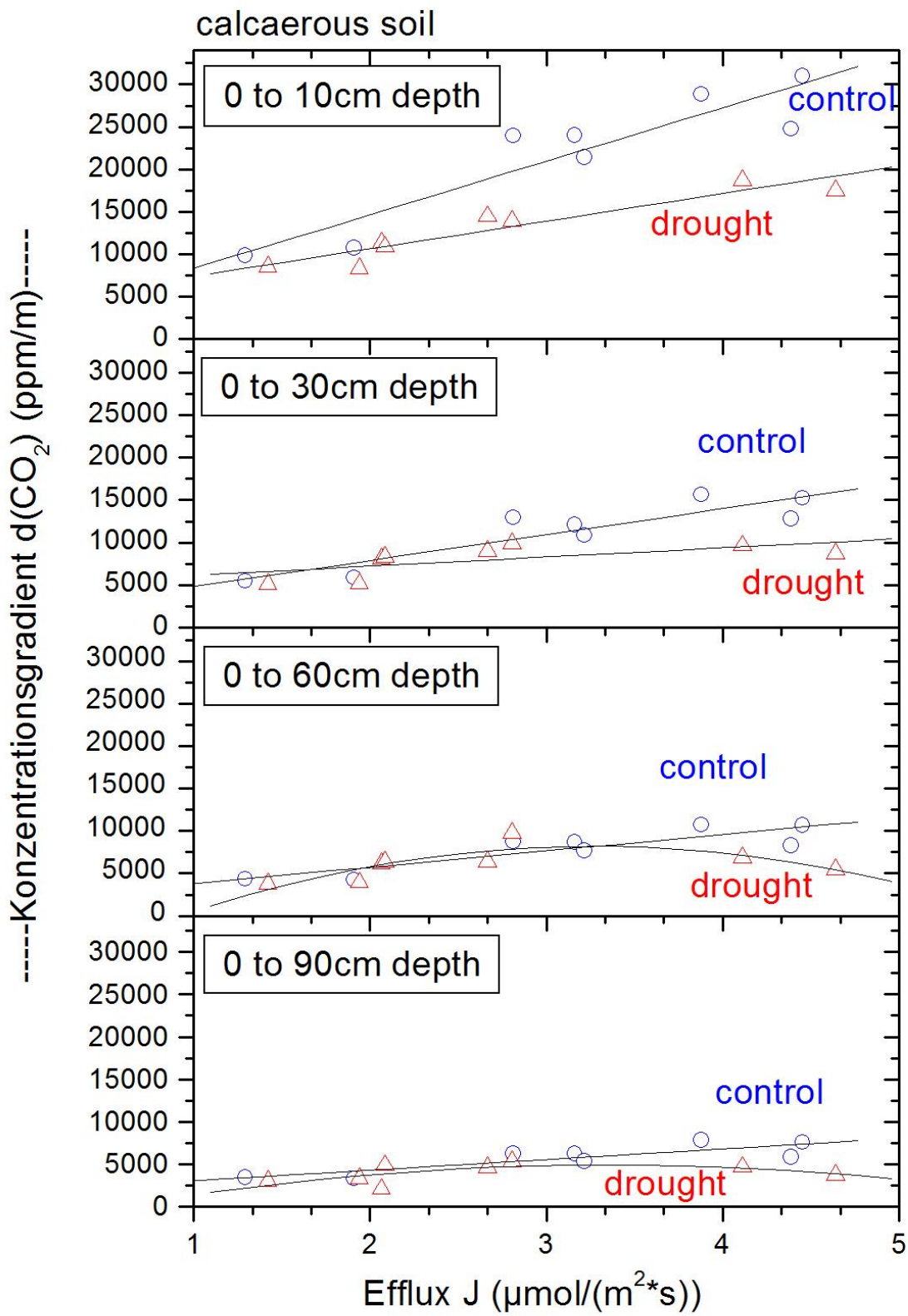


Abb. 20: Zusammenhang zwischen Konzentrationsgradient und oberflächlichem Efflux im kalkreichen Boden.

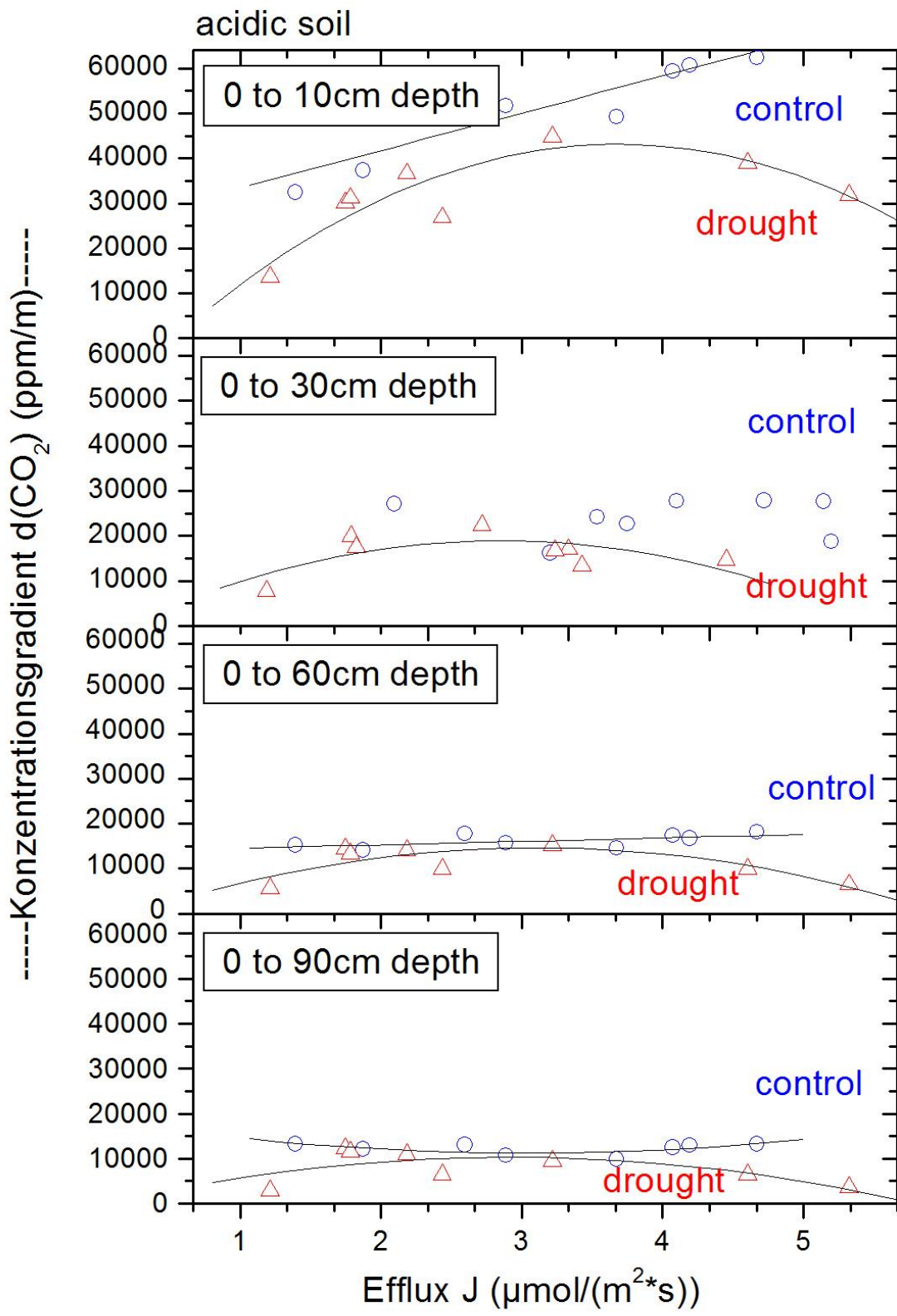


Abb. 21: Zusammenhang zwischen Konzentrationsgradient und oberflächlichem Efflux im sauren Boden.

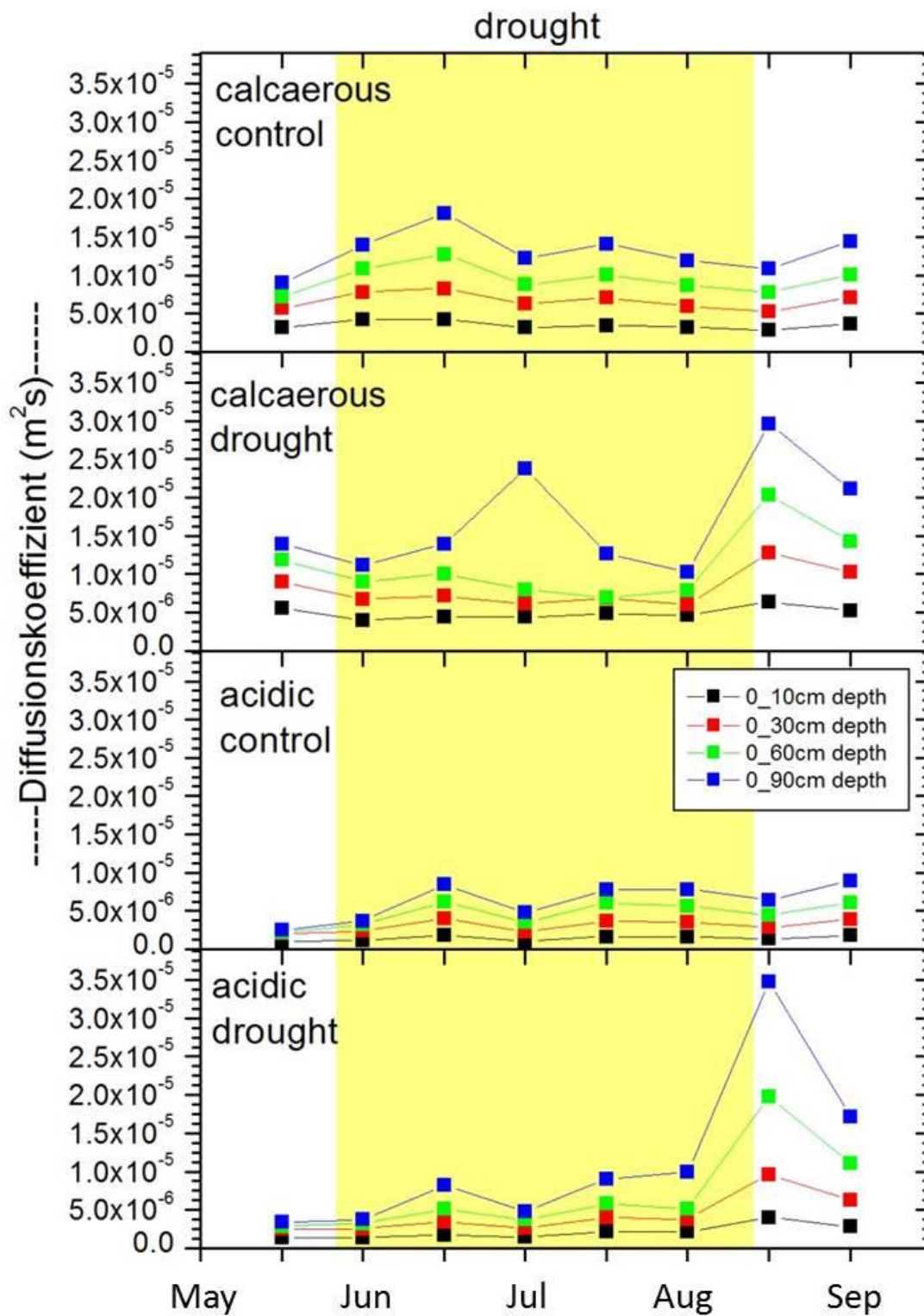


Abb. 22: Diffusionskoeffizienten im Boden unter Trockenheit (drought, gelb) und Wiederbewässerung. In Gelb dargestellt die Dauer der Trockenphase für die trockenbehandelten Böden.

Bodentyp, Behandlungsart und Tiefe	Art des Zusammenhangs (vgl. Kap. 4.7.3)	R²
<i>Kalk trockenbehandelt 10cm</i>	Linear	0.88
<i>Kalk trockenbehandelt 30cm</i>	Linear	0.41
<i>Kalk trockenbehandelt 60 cm</i>	Polynomisch	0.65
<i>Kalk trockenbehandelt 90 cm</i>	Polynomisch	0.42
<i>Kalk Kontrolle 10cm</i>	Linear	0.91
<i>Kalk Kontrolle 30cm</i>	Linear	0.79
<i>Kalk Kontrolle 60cm</i>	Linear	0.74
<i>Kalk Kontrolle 90cm</i>	Linear	0.71
<i>Sauer trockenbehandelt 10cm</i>	Polynomisch	0.76
<i>Sauer trockenbehandelt 30cm</i>	Polynomisch	0.42
<i>Sauer trockenbehandelt 60cm</i>	Polynomisch	0.61
<i>Sauer trockenbehandelt 90cm</i>	Polynomisch	0.44
<i>Sauer Kontrolle 10cm</i>	Linear	0.74
<i>Sauer Kontrolle 30cm</i>	Kein Zusammenhang ersichtlich	-
<i>Sauer Kontrolle 60cm</i>	Linear	0.34
<i>Sauer Kontrolle 90cm</i>	Polynomisch	0.42

Tabelle 3: Konzentrationsgradient und sein Zusammenhang mit dem Efflux an der Oberfläche.

5.5 Lineares Modell der CO₂ Tiefenkonzentrationen – Bodenwassergehalt und Bodentemperatur

In Kap. 4.7.2 wurde die Prüfung des linearen Regressionsmodells beschrieben. Zusammen beschreiben die Bodentemperatur (T) und der Bodenwassergehalt (WG) das lineare Modell recht gut und haben meist ein hohes R² von weit über 0.6. Nur im sauren, trockenbehandelten Boden auf 30 cm Tiefe kann mit einem R² von 0.058 praktisch nichts erklärt werden. Tief ist das R² auch auf 10 cm Tiefe im sauren trockenbehandelten Boden.

Das Regressionsmodell zeigt, dass die T aufgrund des Signifikanzniveaus meist einen grösseren Einfluss auf den CO₂-Gehalt hat als der WG. Besonders interessant ist auch, dass die T und der WG alleine im sauren trockenbehandelten Boden (Tiefe 10 cm) kaum den linearen Zusammenhang zu beschreiben vermögen. Zusammen haben sie aber ein R² von 0.38. Nur im sauren trockenbehandelten Boden in 30 cm Tiefe kann weder T und WG zusammen, noch T oder WG alleine die Varianz der CO₂-Konzentration erklären (Tabelle 4).

Bodentyp, Behandlungsart und Tiefe	R ² Bodentemperatur (T) + Bodenwassergehalt (WG)	Einfluss T	Einfluss WG	R ² T	R ² WG
Kalk trockenbehandelt 10cm	0.9097	***		0.4563	0.0241
Kalk trockenbehandelt 30cm	0.8496	**		0.8195	0.2588
Kalk trockenbehandelt 60 cm	0.5827			0.5607	0.3851
Kalk Kontrolle 10cm	0.8465	**		0.8305	0.4284
Kalk Kontrolle 30cm	0.9230	***	.	0.9169	0.4657
Kalk Kontrolle 60cm	0.9216	***		0.8995	0.1059
Sauer trockenbehandelt 10cm	0.3825			0.1800	0.0017
Sauer trockenbehandelt 30cm	0.0576			0.0474	0.0137
Sauer trockenbehandelt 60cm	0.7465	*	**	0.0619	0.4453
Sauer Kontrolle 10cm	0.7881	**		0.7723	0.2995
Sauer Kontrolle 30cm	0.8135	***		0.8129	0.0001
Sauer Kontrolle 60cm	0.6040	*		0.1083	0.5855

Tabelle 4: R² für ein lineares Model in den Tiefen 10, 30 und 60 cm. Mit Hilfe der Signifikanzcodes wurde auch der Einfluss der einzelnen Variablen (T und WG) angegeben: "****"=0,0001; "***"=0.001; "**"=0.01; "."=0.05; ""=0.1, sowie R² für die einzelnen erklärenden Variablen berechnet.

5.6 DOC

Zu Beginn (21. Mai) sind in den jeweiligen Tiefen keine Hinweise auf Unterschiede in den Behandlungsarten sichtbar (Abb. 23 und Abb. 24., Mann-Whitney-Tests mit p jeweils > 0.05).

Am 25. Juni sind nur in 60 cm Tiefe Werte für beide Behandlungsarten vorhanden. Die trockenbehandelten Werte sind höher als die Kontrollen. Allerdings zeigen die Werte der Kontrolle und des trockenbehandelten Bodens gemäss Mann-Whitney-Test (für den kalkreichen und den sauren Boden) keinen Hinweis auf Unterschied (P jeweils > 0.05), was den Eindruck aus der Grafik relativiert. Zusätzlich sollte berücksichtigt werden, dass der Effekt wohl kleiner ist, als die Abbildungen vermuten lassen, denn während Trockenheit ist weniger Wasser vorhanden, weshalb eher höhere Konzentrationen nicht zwingend eine absolut höhere Menge an C bedeuten muss. Eine andere, aufgrund der Resultate der CO₂-Oberflächenflüsse und -Konzentrationen (Kap. 5.2 und 5.3) eher unwahrscheinliche Variante wäre eine erhöhte Bodenaktivität (Feger et al., 2013) im Unterboden. In der Theorie wurden während Trockenheit sinkende DOC-Flüsse und DOC-Konzentrationen in den Bodenlösungen beobachtet (Clark et al., 2005; Worall und Burt, 2007; Hagedorn und Joos, 2013). Dagegen fanden Jager et al. in borealen Gebieten (2008) steigende Werte (vgl. auch Kap. 2.6.4).

Direkt nach der Wiederbewässerung (18. August) waren die Werte im trockenbehandelten sauren Boden tiefer (10 cm und 30 cm Tiefe) oder stagnierten verglichen mit der Kontrolle. Im kalkreichen Boden waren die Werte der Trockenbehandlung eher relativ höher als jene der Kontrollen. Im kalkreichen Boden auf 60 cm Tiefe sind die DOC-Konzentrationen sogar deutlich erhöht. im sauren Boden hingegen eher relativ tiefer. Der Standardfehler ist in der Trockenbehandlung meist gross. Zusammenfassend ist direkt nach der Wiederbewässerung nur sehr schwer eine allgemeine Aussage zum DOC-Gehalt möglich. Wahrscheinlich dauert es eine gewisse Zeit, bis sich die erhöhte Bodenaktivität (Kap. 5.2) auch in der Bodenlösung aufgrund erhöhter Huminstoffeinträge (Feger et al., 2013) zeigt.

Einige Tage nach der Wiederbewässerung (22. August) sind die DOC-Konzentrationen von Kontrolle und Wiederbewässerung sehr ähnlich. Einzig im sauren Boden in 10 cm Tiefe ist eine deutliche Zunahme erkennbar. In den anderen Fällen nimmt das DOC der trockenbehandelten Böden wieder die Werte der Kontrollen an, was allerdings auch auf gesunkene Konzentrationen bei den Kontrollen zurückzuführen ist. Trotzdem ist nach einer gewissen Zeit der Wiederbewässerung eher von einem Anstieg auszugehen. Rodghiero et al. (2009) spricht sogar von hohen Verlusten während Regenereignissen. Dies deutet auf einen erhöhten Huminstoffgehalt in der Bodenlösung hin. Damit ist anzunehmen, dass auch die Bodenaktivität erhöht ist (Feger et al., 2013). Eine erhöhte DOC-Konzentration zeigt sich vorerst vor allem im sauren Oberboden. Gut möglich, dass sie sich mit einer Verzögerung nach unten fortsetzt.

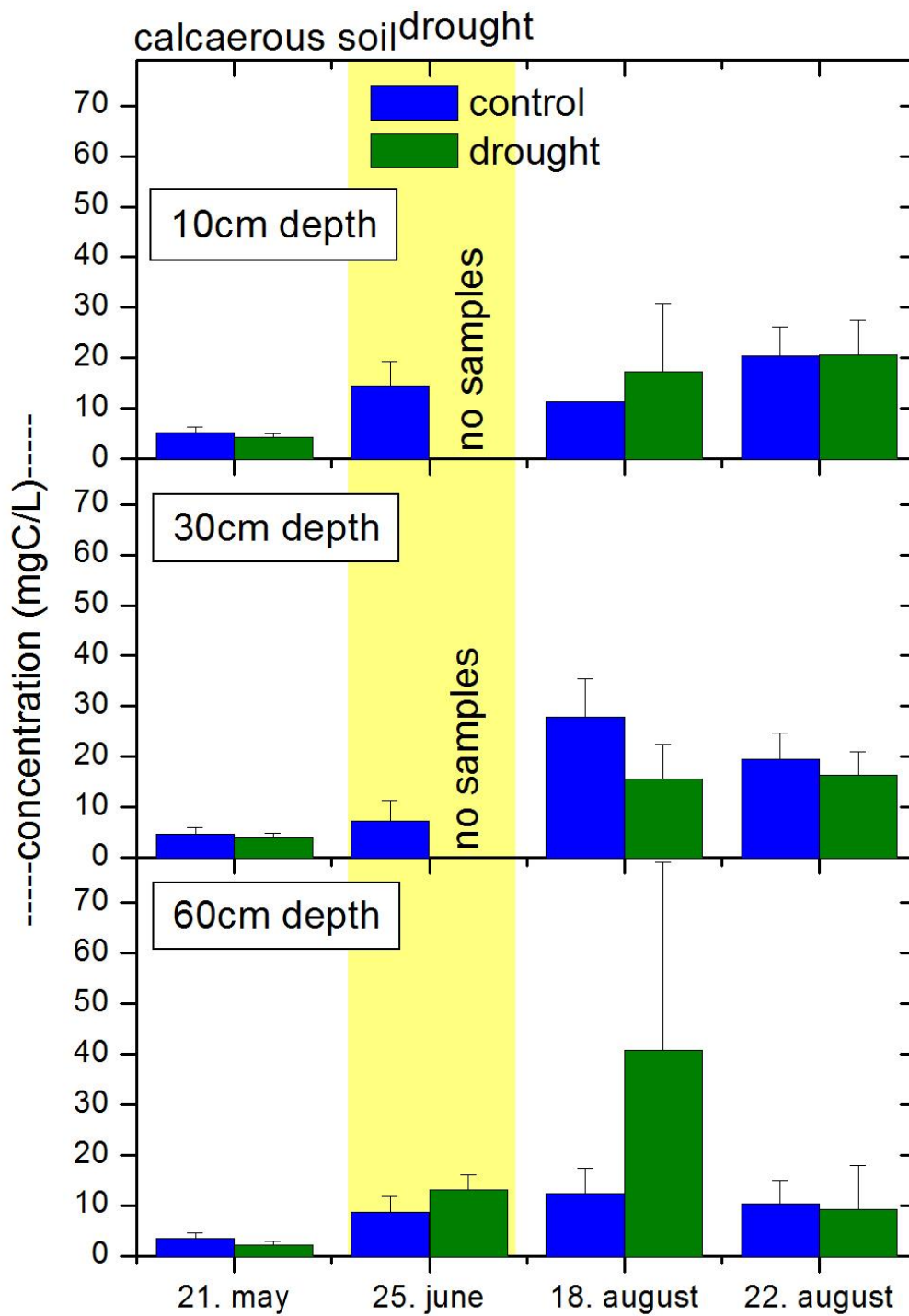


Abb. 23: Überblick zu den DOC-Daten im kalkreichen Boden mit Standardfehler, fehlende Werte in Messzyklus 2 (Juni) aufgrund der Trockenheit. In Gelb dargestellt die Messung unter Trockenheit.

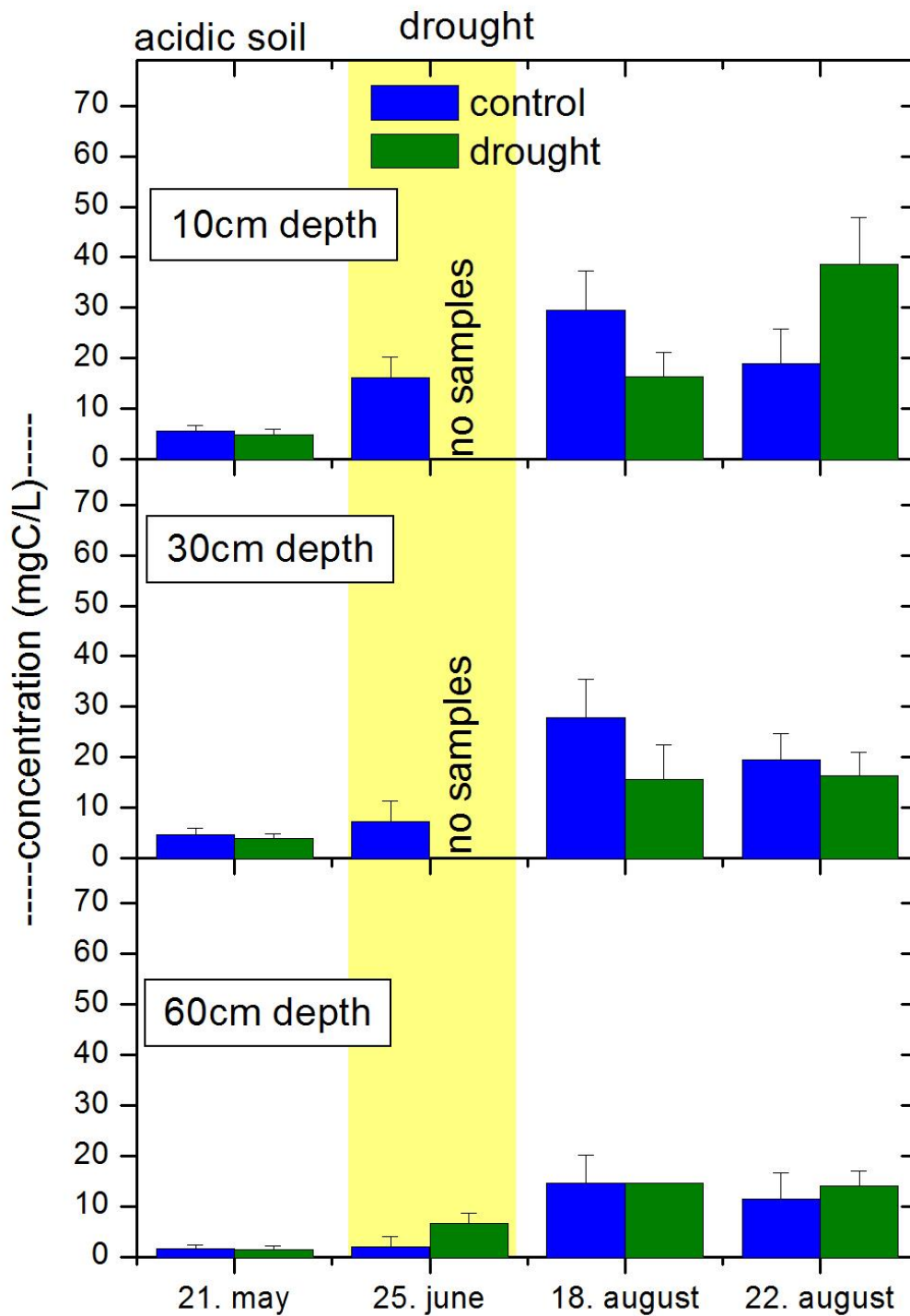


Abb. 24: Überblick zu den DOC-Daten im sauren Boeden mit Standardfehler, fehlende Werte in Messzyklus 2 (Juni) aufgrund der Trockenheit. In Gelb dargestellt die Messung unter Trockenheit.

6 Synthese

Die wichtigsten Ergebnisse werden in diesem Kapitel in Bezug auf die Leitfragen zusammengefasst. Leitfrage eins wird hauptsächlich in Kapitel 6.1, Leitfrage zwei in Kapitel 6.2 und Leitfrage drei in den Kapiteln 6.3 bis 6.5 behandelt.

6.1 Grösserer Einfluss der Bodentemperatur

Für die in der Literatur, als sehr wichtig angenommenen Einflussfaktoren auf die Bodenatmung (Bodentemperatur und Bodenfeuchte) (Risk et al, 2002; Vincent et al., 2006), wurde ein lineares Regressionsmodell geprüft (Kap. 5.5). Gemäss diesem Modell hat die Bodentemperatur einen grösseren Einfluss auf die CO₂-Konzentrationen. Dies sowohl in trockenbehandelten Böden, wie auch in den Kontrollen. Zusätzlich stellte sich heraus, dass meist die Bodentemperatur alleine bereits einen sehr grossen Anteil der Varianz erklären kann. Ist das nicht der Fall kann oft zusammen mit dem Bodenwassergehalt ein grosser Anteil erklärt werden. Weitere Faktoren, welche die Kohlenstoffflüsse beeinflussen werden in den Kapiteln 2.5.3 und 2.6.4 betrachtet.

6.2 CO₂-Zunahme mit der Tiefe

Messwerte (Kap. 5.2 und 5.3) zeigen, dass die CO₂-Konzentrationen im Unterboden höher sind, als im Oberboden. In den Kontrollen ist dies speziell gut zu sehen. Auch Pumpanen et al. (2008) fanden im Unterboden erhöhte CO₂-Konzentrationen. Die Atmungsaktivität jedoch zeigte eine deutlich vertikale Verteilung und war im A-Horizont mit rund 70% am höchsten, im B-Horizont betrug sie 20% und im C-Horizont nur noch 10%. Pumpanen et al., (2008) weisen daraufhin, dass neben der Atmungsaktivität auch der Transport des CO₂ eine wichtige Rolle auf die CO₂-Konzentrationen hat. Meines Erachtens ist davon auszugehen, dass der Transport nicht nur vertikal aufwärts, sondern auch abwärts statt findet.

6.3 Absinken der CO₂-Gehalte - Anstieg der DOC-Konzentrationen während Trockenheit

Während der Trockenbehandlung treten im Oberboden keine DOC-Flüsse auf, da kein vertikaler Bodenwassertransport stattfindet. Dagegen steigt in 60 cm Tiefe die Konzentration an DOC in der Bodenlösung verglichen mit der Kontrolle tendenziell an. Das könnte einerseits auf eine erhöhte Huminstoffkonzentration im Boden und damit auf eine erhöhte Bodenaktivität hindeuten (Feger et al., 2013). Wahrscheinlicher ist jedoch, dass die erhöhten Werte nur auf den geringeren Wassergehalt zurückzuführen sind. Denn die CO₂-Konzentration in der Bodenluft sinkt über alle Tiefen ab (5.3). Diese Reaktion ist wesentlich deutlicher, als jene des DOC. Ich würde deswegen davon ausgehen, dass während Trockenheit Lebewesen absterben und weniger Huminstoffe, beziehungsweise CO₂ produzieren. Die Bodenwassergehalte sinken auch im Unterboden unter kritische Werte von 15%. Wie wir aus Kap. 2.5.2 wissen, fand besonders Yuste et al. (2003) unter extremer Trockenheit eine

dramatisch abgesunkene Bodenatmung vor. Dies könnte erklären, weshalb die CO₂-Gehalte bei den trockenbehandelten Böden auch im Unterboden deutlich absanken.

6.4 CO₂-Flush und allmählicher Anstieg im Unterboden – Kombination mit DOC

In den Oberflächenmessungen ist nach der Wiederbewässerung bereits nach kurzer Zeit (2d) ein deutlicher CO₂-Flush zu sehen. Dies zeigten auch Studien von Orchard und Cook, 1983; Borken et al., 1999; Lee et al., 2004 und Manzoni et al., 2012. Übereinstimmend damit ist im Oberboden eine Stagnation oder im sauren Boden sogar ein Anstieg der DOC-Konzentration direkt nach der Wiederbewässerung zu beobachten. Dieser Effekt verstärkt sich nach einigen Tagen sogar noch. Es ist anzunehmen, dass der Boden in den obersten Zentimetern das Wasser sofort aufnimmt (Kap. 5.1). Während Trockenheit abgestorbene Mikroorganismen, durch Mikroorganismen freigesetzte Zellinhaltsstoffe, welche zur Anpassung an die Trockenheit gebildet wurden und zerstörte Aggregate sowie Desorption können die Flora und Fauna anregen (Bottner, 1985; vgl. Kap. 2.8). Aus meiner Sicht könnte zusätzlich perkolierendes Wasser das CO₂ aus den Poren drücken. An der Oberfläche dürfte die Zerstörung von Aggregaten besonders deutlich ausfallen, da die Regentropfen direkt auftreffen und auch der Wind zur Verwitterung beitragen kann. Das könnte ein Grund für die unterschiedlich schnellen Anstiege zwischen CO₂-Fluss an der Oberfläche und CO₂-Konzentrationen im Boden sein (vgl. Kap. 5.2 und 5.3). Der Anstieg des DOC nach einigen Tagen der Wiederbewässerung könnte in Anlehnung an Feger et al. (2013) Ausdruck von einem Anstieg der Huminstoffkonzentration (Kap. 5.6) in der Bodenlösung und damit ebenfalls ein Indiz für eine erhöhte Bodenaktivität nach der Wiederbewässerung sein.

Die CO₂-Konzentrationen lassen sich mit den DOC-Resultaten während der Trockenphase nur bedingt kombinieren. Während der Wiederbewässerung und kurz danach können sie gut verglichen werden. Nach beiden Messungen scheint es, dass sich die Mikroorganismen und Wurzeln zuerst an der Oberfläche erholen können. An dieser Stelle kann leider nur wenig über die unterschiedliche Bodenaktivität in kalkreichen, beziehungsweise sauren Böden ausgesagt werden. Der Grund dafür wird im Kap. 6.5 genauer besprochen.

6.5 Höhere CO₂-Werte im sauren Boden

Aus den Messungen geht hervor, dass die saure Kontrolle höhere CO₂-Konzentrationen, als die kalkreiche hat (Kap. 5.3). Das widerspricht einer erwarteten höheren Bodenaktivität im kalkreichen Boden (Gebhardt et al., 2007) und könnte die Folge von verringerter Diffusion wegen Sättigung sein (Van den Berg und Loch, 2000; vgl. auch Kap. 5.4). Berechnungen zeigten, dass die Karbonatpufferung höchstens einen kleinen Einfluss darauf hat, da der CO₂-Absorptionsfaktor bei pH 6.9 nur 4.79% beträgt. Zumindest müsste ein weiterer Einflussfaktor die CO₂-Konzentration im kalkreichen Boden

unerwartet senken oder im sauren Boden erhöhen. Dieser Faktor könnte die Bodendichte oder der Wassergehalt sein.

7 Fehlerquellen und Unsicherheiten

Bei den Messungen der CO₂-Oberflächenflüsse muss mit grosser räumlicher und zeitlicher Variabilität sowie Abhängigkeit von vielen Umgebungseinflüssen wie der Charakteristik der Substrate und der Nährstoffe gerechnet werden (Norman et al., 1997). In offenen und geschlossenen dynamischen Kammersystemen kann die künstliche Luftzirkulation, generiert durch die Pumpe den Luftdruck direkt über dem Boden modifizieren. Dadurch können Störungen im vertikalen Druckgradienten entstehen. Sogar kleine Druckänderungen (1 Pa) zwischen der inneren Kammer und der Atmosphäre können signifikante Fehler des gemessenen CO₂-Flusses zur Folge haben (Kutsch et al., 2001). Zudem ist es in einer geschlossenen dynamischen Kammer besonders schwer den natürlichen vertikalen Druckgradienten aufrecht zu halten (Fang und Moncrieff, 1999). Unterdruck kann zu einem künstlichen Massenfluss aus dem Boden in die Kammer führen, während Überdruck blockierend wirkt. Denn in geschlossenen Systemen basiert die Bestimmung des CO₂-Efflux auf der Annahme, dass die Konzentration von CO₂ innerhalb der Kammer homogen ist (Pumpanen et al., 2009). Mit Hilfe eines Ventilators in der Kammer konnte die Luft zirkulieren und so für eine möglichst hohe Homogenität sorgen.

Bei den Tiefenkonzentrationen bestehen bei der vakuumbasierten Methode, als auch bei der zirkulären Methode Fehlerquellen. Bei der zirkulären Methode vermischt sich Atmosphärisches CO₂ aus den Pumpschläuchen und der Trockenfalle der Pumpe nach Anschluss der Pumpe, mittels ungefähr 10 cm langen Pumpschläuchen mit Boden-CO₂. Generell kann CO₂ durch limitierte Diffusion aufgrund der Bodenmatrix im Boden zurückgehalten werden. Andere Fehlerfaktoren sind Massentransport aufgrund von Wind und Druckveränderungen der Atmosphäre sowie Unterschiede zwischen den gas- und wassergefüllten Porenvolumina (Washington et al., 1994; In Risk et al., 2002; Hillel, 1998).

Um einen Eindruck zu erhalten betreffend Einfluss von Bodentemperatur und Bodenwassergehalt wurde einfachheitshalber, im Sinne einer ersten Näherung, ein lineares Regressionsmodell geprüft. Offensichtlich ist aber der Verlauf der erklärenden Variablen nicht nur linear (vgl. Abb. 13 und Abb. 14). Dadurch wird die Aussagekraft relativiert und der Einfluss wäre noch mit besser abgestimmten Modellen zu prüfen. Wie viel der Varianz durch das Modell erklärt werden kann, kann den R²-Werten aus Tabelle 4 entnommen werden.

Im kalkreichen Boden findet eine Pufferung statt (Van den Berg und Loch 2000; Galler 2007; Scheffer und Schachtschabel, 2010), wodurch CO₂ verbraucht wird. Der Einfluss dieser Pufferung scheint aufgrund des Kalk-Kohlenstoffgleichgewichts aber gering (Kap. 5.3). Andererseits könnte CO₂ durch limi-

tierte Diffusion (hohe Sättigung und Bodendichte) im sauren Boden zurückgehalten werden (Van den Berg und Loch, 2000; Luo und Zhou, 2006; Pumpanen et al., 2009). Beide Einflüsse (Pufferung und limitierte Diffusion) stützen die Annahme, dass die gemessenen CO₂-Flüsse und -Konzentrationen nicht unbedingt identisch mit dem effektiv produzierten sind. Das würde bedeuten, dass der CO₂-Gehalt in der Bodenluft kein ausreichender Indikator für die Feststellung der biologischen Aktivität ist. Im sauren Boden ist die Näherung wohl besser, als im kalkreichen. Zudem ist im kalkreichen Boden die Sättigung tiefer und es bestehen die in Kapitel 4.2 erwähnten Unterschiede gegenüber dem sauren Boden. Ein Vergleich zwischen dem kalkreichen und dem sauren Boden ist deswegen im vorhandenen Fall nur bedingt möglich.

Beim DOC konnte insbesondere während der Trockenphase nur noch in wenigen Open-Tops Bodenlösung gewonnen werden. Das führte zu Datenlücken. Teilweise sind sehr hohe Standardfehler ersichtlich (Abb. 23 und Abb. 24). Bei den Messungen ist zu beachten, dass einerseits ein Konzentrationseffekt auftritt, wenn mehr oder weniger Wasser vorhanden ist, andererseits je nach C-Sättigung weniger oder mehr C in Lösung gehen kann.

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die experimentelle Trockenheit führt zu einem deutlichen Rückgang der Bodenatmung. Dabei sinken durch Trockenheit die CO_2 -Konzentrationen in allen Böden auch im Unterboden deutlich ab. Das deutet auf verringerte Bodenaktivität oder auf verbesserte Durchlüftung hin. Nach der Wiederbewässerung nimmt der CO_2 -Fluss an der Oberfläche wohl kurzfristig, dafür pulsartig zu – während der CO_2 -Gehalt im Unterboden erst stagniert und dann langsam innerhalb von zwei Wochen wieder ansteigt.

Aus den Tiefenmessungen der Kontrollen wird klar, dass die CO_2 -Konzentration in einem dichten, sauren Boden deutlich höher ist, als in einem lockeren, kalkreichen. Das spricht gegen die erwartete höhere Bodenaktivität (und damit auch höheren CO_2 -Gehalte) im kalkreichen Boden. Neben dem pH-Wert ist der CO_2 -Gehalt im Boden dementsprechend abhängig von mindestens einem weiteren Parameter. Einen Einfluss könnten die Bodendichte und die unterschiedlichen Bodenfeuchten haben. Dagegen ist der Einfluss der Pufferung eines kalkreichen (lockeren) Bodens eher gering und kann die Unterschiede nicht erklären.

In den experimentell untersuchten Waldböden treten während Trockenheit im Oberboden keine DOC-Flüsse auf, da kein vertikaler Bodenwassertransport stattfindet. Im Gegensatz dazu sind die DOC-Konzentrationen im Unterboden erhöht. Möglicherweise ist dies aber ein Konzentrationseffekt, da weniger Wasser vorhanden ist. Während der Wiederbewässerung stagnieren die DOC-Konzentrationen oder sie sind wie im sauren Oberboden nach einigen Tagen deutlich erhöht. Das könnte in Verbindung mit der Bodenaktivität oder einer C-Freisetzung aus abgestorbener mikrobieller Biomasse stehen.

Ob nun die geringeren CO_2 -Flüsse durch vermehrte Trockenheit, der erhöhte CO_2 -Fluss nach Wiederbewässerung oder die Einlagerung, beziehungsweise Auswaschung von Kohlenstoff nach Niederschlagsereignissen dominiert, ist nicht einfach abschätzbar und hängt mit der Frequenz und der Intensität der Niederschläge (Wiederbewässerung) zusammen. Sollte die Phase der Trockenheit überwiegen, wäre anzunehmen, dass der Boden weniger als CO_2 -Quelle dienen würde.

In einem linearen Modell vermögen die Bodentemperatur und der Bodenwassergehalt zusammen meist einen grossen Anteil der Varianz der CO_2 -Gehalte zu beschreiben. Die Bodentemperatur hat verglichen mit dem Bodenwassergehalt meist einen wesentlich grösseren Einfluss.

Weiterer Forschungsbedarf besteht in der Quantifizierung der Differenzen (Kap. 6.5) zwischen gemessenen Werten und effektiv produziertem CO_2 -Gehalt (Kap. 7). Nur mit Hilfe der Differenzen zwischen Messung und effektivem Wert kann mit Hilfe der CO_2 -Konzentration eine exakte Aussage über die biologische Aktivität im Boden gemacht werden. Der bisher angenommene Indikator zur Bestim-

mung der Bodenaktivität - "im Boden erzeugtes CO₂", ist dementsprechend noch nicht der perfekte Indikator. Besser wäre man könnte den CO₂-Gehalt oder Efflux direkt an der Quelle messen. Wobei eine Differenzierung zwischen autotrophischer und heterotrophischer Atmung wertvoll wäre.

Zudem wäre es sehr spannend den Effekt der Wiederbewässerung über eine längere Zeit zu beobachten. So könnte festgestellt werden, ob sich die CO₂- und DOC-Konzentrationen tatsächlich nur angleichen, beziehungsweise tendenziell nach längerer Wiederbewässerung ansteigen oder eben mit der Zeit die Kontrollen übersteigen und einen pulsartigen Verlauf, wie die Oberflächenflüsse zeigen würden. Ausserdem wäre interessant zu sehen, ob eine Trockenheit Auswirkungen auf die C-Flüsse folgender Vegetationsperioden hat.

9 Danksagungen

Ich bedanke mich bei Herrn Prof. Dr. Michael Schmidt (GIUZ) für die Vertretung und Betreuung als Fakultätsverantwortlicher, Herrn Dr. Frank Hagedorn (WSL) für die Betreuung der Masterarbeit. Ebenfalls bedanke ich mich bei Herrn Dr. Jörg Luster (WSL) für die Unterstützung mit den DOC-Messungen und Analysen. Herrn Dr. Matthias Arend (WSL) für die mündlichen Mitteilungen, die Versuchssteuerung und Daten (Bodenwassergehalte und Bodentemperaturen). Herrn Alois Zürcher (WSL) für die Hilfe bei der Berechnung der Oberflächengradienten (CO₂-Oberflächenflüsse) mit Vaisala und Herrn Noureddine Hajjar (WSL) für die Hilfe bei den Analysen der DOC-Konzentrationen mit dem TOC-TN-Analyzer. Weiter bedanke ich mich bei meinen Freunden und Bekannten für die tolle Unterstützung während des gesamten Studiums.

10 Begriffsverzeichnis

Acetate: Salze oder Ester der Essigsäure (Weiss et al., 1999)

Autotrophische Atmung: Bei der autotrophen Atmung ernähren sich die Lebewesen selbst, das heißt sie sind nicht auf organische Stoffe angewiesen, sondern fähig, anorganischen Substanzen in körpereigene organische Substanzen umzusetzen (Weiss et al., 1999).

CO₂-Efflux: Ist ein vertikal gerichteter Fluss von CO₂, als Summe aller Atmungsaktivitäten im Boden (Subke et al., 2009).

Derbholz: Stamm und Äste mit einem Durchmesser von mindestens sieben Zentimeter (Bayerhuber et al., 1998).

Detritus: Frei schwebende, allmählich absinkende Stoffe aus abgestorbenen, sich zersetzenden Tier und Pflanzenresten (Weiss et al. 1999).

Dissimilation: Ist der energieliefernder Abbau körpereigener Substanzen in lebenden Zellen von Organismen (Atmung, Gärung) (Weiss et al., 1999).

Heterotrophische Atmung: Bei der heterotrophen Atmung sind die Lebewesen ganz oder teilweise auf die Körpersubstanzen oder die Stoffwechselprodukte anderer Organismen angewiesen (Weiss et al., 1999)

Mykorrhizen: "Eine Mykorrhiza ist eine Wurzel, die von einem Mykorrhizapilz besiedelt ist und unter dem Einfluss dieses Pilzes morphologisch verändert wird: der Pilz hüllt die äussersten, feinsten Wurzeln mit einem dichten Fadengeflecht (sogenannter Mycel) ein und bildet einen Pilzmantel. Je nach Art des Mykorrhiza pilzes sehen die Mykorrhizen ganz unterschiedlich aus" (WSL, 2011)

Nettobiomproduktion: Gesamte Kohlenstoffflüsse eines Ökosystems (Bayerhuber et al., 1998).

Nettoökosystemproduktion: Nettobiomproduktion – Holzernte und Verbrennung (IPCC, 2001)

Nettoprimärproduktion: Durch ein Ökosystem aufgenommenes und veratmeter Kohlenstoff (IPCC, 2001).

Provenienzen: Herkunft einer Pflanze innerhalb ihrer Art (Weiss et al., 1999)

Rhizosphäre: Zone, welche sich gleich neben der Wurzeloberfläche im angrenzenden Boden, wo eine starke Pflanzen-Mikroben Interaktion auftritt befindet (Luo und Zhou, 2006).

Wurzelatmungsrate: Ist die Atmungsrate pro Einheit Wurzelbiomasse (Luo und Zhou, 2006)

11 Abkürzungsverzeichnis

a	Jahr
Buklim	Projekt der WSL zu "Die Buche unter dem Einfluss des Klimawandels"
C	Kohlenstoff
CEC	Kationenaustauschkapazität
CO₂	Kohlenstoffdioxid
C_{tot}	Totaler Kohlenstoff
d	Tag
DOC	Dissolved organic Carbon (gelöster organischer Kohlenstoff)
DOM	Dissolved organic Matter (gelöste organische Substanz)
K	Kelvin
Kap.	Kapitel
L	Liter
mg	Milligramm
Mg	Megagramm
MODEEK	Modellökosystemanlage
mündl.	mündlich
Pg	Petagramm, 1 Pg = 10 ¹⁵ g
ppm	Parts per million
R	Opensource Software für Statistik
SE	Standard error (Standardfehler)
SOM	Soil organic matter (bodenorganische Substanz)
SPSS	Statistical Package for Social Sciences von der Firma International Business Machines (IBM).
SR	Systematische Rechtssammlung
T	Bodentemperatur
TN	Total Nitrogen
TOC	Total Carbon
vgl.	Vergleiche
vs.	Versus
WG	Bodenwassergehalt
WSL	Forschungsanstalt für Wald Schnee und Landschaft

12 Literatur

- Asensio, D., Penuelas, J., Llusia, J., Ogaya, R., Filella, I. (2007) Interannual and interseasonal soil CO₂ efflux and VOC exchange rates in a Mediterranean holm oak forest in response to experimental drought, *Soil Biology and Biochemistry* 39, p. 2471-2484.
- Bayrhuber, H., Kull, U., Bläser, U., Hopmann, J., Rüdiger, W. (1998) *Linder Biologie*, 21. Auflage, Schroedel Verlag, Hannover, p. 480.
- Blonquist, J., Jones, S., Bugbee, B. (2008) Estimation of soil respiration: Improved techniques for measurement of soil gas, 93rd Ecological Society of America Annual Meeting, Midwest Airlines Center, Milwaukee, Wisconsin.
- Bolte, A., Czajkowski, T. (2006) Die Buche – eine Baumart mit Zukunft im östlichen Mitteleuropa?, *Bundesamt für Naturschutz-Skripten* 185, p.130-137.
- Boone, R., Davidson, E., Belk, E. (1998) Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest, *Global Change Biology* 4, 217-227.
- Borken, W., Savage, K., Davidson, E., Trumbore, S., (2006) Effects of experimental drought on soil respiration and radiocarbon efflux from a temperate forest soil, *Global Change Biology* 12, p. 177-193.
- Borken, W., Xu, Y., Brumme, R., Lamersdorf, N. (1999) A Climate Change Scenario for Carbon Dioxide and Dissolved Organic Carbon Fluxes from a Temperate Forest Soil Drought and Rewetting Effects, *Soil Science Society of America Journal* 63 (6), p. 1848-1855
- Borken, W., Xu, Y., Davidson, E., Beese, F. (2002) Site and temporal variation of soil respiration in European beech, Norway spruce, and Scots pine forests, *Global Change Biology* 8, p. 1205-1216.
- Bottner, P. (1985) Response of microbial biomass to alternate moist and dry conditions in a soil incubated with ¹⁴C- and ¹⁵N-Labelled plant material, *soil biology and biochemistry* 17 (3), p. 329-337.
- Brando, P., Nepstad, D., Davidson, E., Trumbore, S., Ray, D., Camarago, P. (2008) Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest: results of a throughfall reduction experiment, *Philosophical Transactions: Biological Sciences* 363, p. 1839-1848.
- Christ, M. und David, M. (1996) Temperature and Moisture Effects on the Production of Dissolved Organic Carbon in a Spodosol, *Soil Biology and Biochemistry* 28, p. 1191-1199.
- Clark, J., Chapman, P., Adamson, J., Lane, S., (2005) Influence of drought induced acidification on the mobility of dissolved organic carbon in peat soils, *Global Change Biology* 11, p. 791-809.
- Davidson, E., Ishida, F., Nepstad, D. (2004) Effects of an experimental drought on soil emissions of carbon dioxide, methane, nitrous oxide, and nitric oxide in a moist tropical forest, *Global Change Biology* 10, p. 718-730.
- Denton, L., Rosenstiel, T., Monson, R. (2006) Differential controls by climate and substrate over the heterotrophic and rhizospheric components of soil respiration, *Global Change Biology* 12, p. 205-216.
- Domec, J., Gartner, B. (2003) Relationship between growth rates and xylem hydraulic characteristics in young, mature and old growth ponderosa pine trees, *Plant, Cell and Environment* 26, p. 471-483.
- Don, A., Schulze, E. (2008) Controls on fluxes and export of dissolved organic carbon in grasslands with contrasting soil types, *Biogeochemistry* 91, p.117-131.

- Dunger, W., Fiedler, H. (1997) Methoden der Bodenbiologie, Gustav Fischer Verlag Jena, Villengang 2, p. 539.
- Dunn, A., Barford, C., Wofsy, S., Goulden, M., Daube, B. (2007) A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends, *Global Change Biology* 13, p. 577-590.
- Egli, S. und Brunner I. (2011) Merkblatt für die Praxis, Mykorrhiza: Eine faszinierende Lebensgemeinschaft im Wald, p. 8.
- Eichhorn, J., Dammann, I., Schönenfelder, E., Albrecht, M., Beck, W., Paar, U. (2008) Assessment of the drought resistance of beech exemplified by the 2003 extreme weather conditions, *Beiträge aus der Nordwestdeutschen Forstlichen Versuchsanstalt* 3, p. 109-113.
- Engesser R., Forster B., Meier F., Odermatt O. (2008) Waldschutzsituation 2007 in der Schweiz. *Allg Forst Z Waldwirtsch Umweltvorsorge* 63: 370–372
- Fang, C., Moncrieff, J. (1999) A Model for Soil CO₂ Production and Transport 1: Model development, *Agricultural and Forest Meteorology* 95, p. 225-236.
- Feger, K., Benning, R., Wahren, A. (2013) Die Bedeutung der Waldböden für Wassermenge und –qualität in Einzugsgebieten, *Forum für Wissen* 2013, p. 91-98.
- Fierer, N., Schimel, J. (2002) Effects of drying-rewetting frequency on soil carbon and nitrogen transformations, *Soil Biology and Biochemistry* 34, p. 777-787.
- Freijer, J. und Leffelaar, P. (1996) Adapted Fick's law applied to soil respiration, *Water Resources Research* 32 (4), p. 791-800.
- Frühwald, A., Heuvelink, J., Thore, C. (2002) Stellenwert der Forst- und Holzwirtschaft in der Klimapolitik, *Holzforschung*, Forschungsreport, p. 35-39.
- Galler (2007) Kalkdüngung: Basis für fruchtbare Böden, *Landwirtschaftskammer Salzburg, Betriebsentwicklung und Umwelt*, p. 28.
- Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U., Reuber P. (2007) *Physische Geographie und Human-geographie*, Spektrum Akademischer Verlag, Deutschland, München, p. 1096.
- Giesler, R., Höglberg, M., Strobel, B., Richter, A., Nordgren, A., Höglberg, P. (2007) Production of dissolved organic carbon and low-molecular weight organic acids in soil solution driven by recent tree photosynthate, *Biogeochemistry*, p. 1-12.
- Goulden, M., Munger, W., Fan, S., Daube, B., Wofsy, S. (1996) Exchange of Carbon Dioxide by a Deciduous Forest: Response to Interannual Climate Variability, *Science, New Series* 271, p. 1576-1578.
- Graf-Pannatier, E., Dobbertin, M., Heim, A., Schmitt, M., Thimonier, A., Waldner, P., Frey, B (2012) Response of carbon fluxes to the 2003 heat wave and drought in three mature forests in Switzerland, *Biogeochemistry* 107, p. 295-317
- Gut, A., Blatter, A., Fahrni, M., Lehmann, B., Neftel, A., Staffelbach, T. (1998) A new membrane tube technique for continuous gas measurements in soils, *Plant and Soil* 198, p. 79-88.
- Hagedorn, F., Saurer, M. and Blaser, P. (2004) A ¹³C tracer study to identify the origin of dissolved organic carbon in forested mineral soils, *Eur. J. Soil Sci.*, 55, p. 91-100.
- Hammer, A., Hammer, K. (1997) *Taschenbuch der Physik*, J.Lindauer Verlag, 8. Auflage, p. 272.

- Hanson, P., Edwards, N., Garten, C., Andrews, J. (2000) Separating root and soil microbial contributions to soil respiration : A review of methods and observations, *Biogeochemistry* 48, p. 115-146.
- Hentschel, K., Borken, W., Matzner, E. (2007) Leaching losses of inorganic N and DOC following repeated drying and wetting of a spruce forest soil, *Plant Soil* 300, p. 21-34.
- Hillel, D. (1998) *Environmental Soil Physics*, Academic, San Diego, p. 771.
- Högberg, P., Nordgren, A., Buchmann, N., Taylor, A, Ekblad A., Högberg, M., Nyberg, G., Ottosson-Lofvenius, M. and Read, D. (2001). Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature* 411, p. 789-792.
- Höke, S., Denneborg, M., Kaufmann, C. (2011) Klimabedingte Veränderung des Bodenwasser- und Stoffhaushaltes und der Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Emscher, *dynaklim* 11, p. 87.
- Hongve, D. (1999) Production of dissolved organic carbon in forested catchments, *Journal of Hydrology* 224, p. 91-99.
- Houghton R. (2007) Balancing the global carbon budget, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 35, p.313-347.
- IPCC, *Intergovernmental Panel of Climate Change* (2001) The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, p. 183-237.
- IPCC, *Intergovernmental Panel of Climate Change* (2012) *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.
- Jager, D., Wilmking, M., Kukkonen, J. (2008) The influence of summer seasonal extremes on dissolved organic carbon export from a boreal peatland catchment: Evidence from one dry and one wet growing season, *Science of the Total Environment* 407, p. 1373-1382.
- Joos, O., Hagedorn, F. (2013) Experimental summer drought reduces soil CO₂ effluxes and DOC leaching in Swiss grassland soils along an elevational gradient, *Plant and Soil or Biogeochemistry*, p. 54-78.
- Joos, O., Hagedorn, F., Heim, A., Gilgen, A., Schmidt, M., Siegwolf, R., Buchmann, N. (2010) Summer drought reduces total and litter-derived soil CO₂ effluxes in temperate grassland – clues from a ¹³C litter addition experiment, *Biogeosciences* 7, p. 1031-1041.
- Kaiser, K., Kalbitz, K. (2012) *Cycling downwards – dissolved organic matter in soils*, *Soil Biology and Biochemistry*, 52, p. 29-32.
- Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J. H., Michalzik, B. and Matzner, E. (2000) Controls on the Dynamics of Dissolved Organic Matter in Soils: A Review, *Soil Science*, 165, p. 277-304.
- Kindler, R., Siemens, J., Kaiser, K., Walmsley, D. C., Bernhofer, C., Buchmann, N., Cellier, P., Eugster, W., Gleixner, G., Gruenwald, T., Heim, A., Ibrom, A., Jones, S. K., Jones, M., Klumpp, K., Kutsch, W., Larsen, K. S., Lehuger, S., Loubet, B., McKenzie, R., Moors, E., Osborne, B., Pilegaard, K., Rebmann, C., Saunders, M., Schmidt, M. W. I., Schrumpp, M., Seyfferth, J., Skiba, U., Soussana, J.-F., Sutton, M. A., Tefs, C., Vowinkel, B., Zeeman, M. J. and Kaupenjohann, M. (2010) Dissolved carbon leaching is a crucial component of the net ecosystem carbon balance, *Glob. Change Biol.* 17 (2), p. 1167–1185.
- Klein, D. und Schulz, C., (2011) Kohlenstoffspeicher: Eine Betrachtung zur Klimaschutzleistung der Wälder in Bayern, *Land Wald und Forstwirtschaft* aktuell 85, p. 40-43.

- Körschens, M. (2010) Der organische Kohlenstoff im Boden (Corg) – Bedeutung, Bestimmung, Bewertung, Archives of Agronomy and Soil Science, Volume 56 (4), p. 375-392.*
- Küchli, C., Blaser, J. (2011) Schweizer Waldpolitik – zwischen internationaler Verantwortung und nationaler Interessen, Schweizerisches Forstwesen 162, p. 96-106.*
- Kuster, T., Arend, M., Bleuler, M., Günthardt-Goerg, M., Schulin, R. (2011) Water regime and growth of young oak stands subjected to air- warming and drought on two different forest soils in a model ecosystem experiment, Plant Biology 15, p. 138-147.*
- Kutsch, W., Bahn, M., Heinemeyer, A. (2009) Soil carbon relations: an overview, Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology, p. 1-15.*
- Kutsch, W., Staack, A., Wötzel, J., Middelhoff, U., Kappen, L. (2001) Field Measurements of Root Respiration and total Soil Respiration in an Alder Forest, New Phytologist 150, 157-168.*
- Lee, X., Wu, H., Sigler, J., Oishi, C., Siccama, T. (2004) Rapid and transient response of soil respiration to rain, Global Change Biology 10, p. 1017-1026.*
- LI-COR (2003) LI-840, CO₂/H₂O Gas Analyzer, Instruction Manual, LI-COR Biosciences, p. 107.*
- Luo, Y., Zhou, X. (2006) Soil Respiration and the Environment, Academic Press, Elsevier, p. 328.*
- Manzoni, S., Schimel, J., Porporato, A. (2012) Responses of soil microbial communities to water stress: results from a meta-analysis, Ecology 93 (4), p. 930-938.*
- Marland, G., Rotty, R. (1984), Carbon dioxide emissions from fossil fuels: a procedure for estimation and results for 1950-1982, Tellus 36B, p. 232-261.*
- Ming, X. und Ye, Q. (2001) Soil-surface CO₂ efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California, Global Change Biology 7, p. 667-677.*
- Moyano, F., Manzoni, S., Chenu, C. (2013) Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability : An exploration of processes and models, Soil Biology and Biochemistry 59, p. 72-85.*
- Nay, S., Mattson, K., Bormann, B. (1994) Biases of Chamber Methods for Measuring soil CO₂ Efflux Demonstrated with a Laboratory Apparatus, Ecology 75 (8), p. 2460-2463.*
- Neff, J., Asner, G. (2001) Dissolved Organic Carbon in Terrestrial Ecosystems: Synthesis and a Model, Ecosystems 4, p. 29-48.*
- Norman, J., Kucharik, C., Gower, S., Baldocchi, D., Crill, P., Rayment, M., Savage, K., Striegl, R. (1997) A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes, Journal of Geophysical Research 102, p.771-777.*
- Ochard, V., Cook, F. (1983) Relationship between Soil Respiration and Soil Moisture, Soil Biology Biochemistry 15 (4), p. 447-453.*
- Or, D., Smets, B., Wraith, J., Dechesne A., Friedman, S. (2007) Physical constraints affecting bacterial habitats and activity in unsaturated porous media – a review, Advances in water sources 30, p. 1505-1527.*
- Paul, C., Weber, M., Mosandl, R. (2009) Kohlenstoffbindung junger Aufforstungsflächen, Technische Universität München, p. 64.*

- Pumpanen, J., Ilvesniemi, H., Kulmala, L., Siivola, E., Laakso, H., Kolari, P., Helenelund, C., Hari, P. (2008)* Respiration in Boreal Forest Soil as Determined from Carbon Dioxide Concentration Profile, *Soil Science Society of America* 72, p.1187-1196.
- Pumpanen, J., Longdoz, B., Kutsch, W. (2009)* Field measurements of soil respiration principles and constraints, potentials and limitations of different methods, *Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology*, p. 16-33.
- Raich, J. und Schlesinger, W. (1992)* The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate, *Tellus* 44 (B), p. 81-99.
- Raich, J., Potter, C., Bhagawati, D. (2002)* Interannual variability in global soil respiration, 1980-1994, *Global Change Biology* 8, p. 800-812.
- Rayan, M., Law, B. (2005)* Interpreting, Measuring, and Modeling Soil Respiration, *Biogeochemistry* 73(1), p. 3-27.
- Reiche, M., Hädrich, A., Lischeid, G., Küsel, K. (2008)* Impact of Manipulated Drought and Heavy Rainfall Events on Peat Mineralization Processes and Source-Sink Functions of an Acidic Fen, *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences*, p. 28-52.
- Rennenberg, H., Seiler, W., Matyssek, R., Gessler, A., Kreuzwieser, J. (2004)* Die Buche (*Fagus sylvatica* L.) – ein Waldbaum ohne Zukunft im südlichen Mitteleuropa?, *Allgemeine Forst und Jagdzeitung* 175, p. 210-224.
- Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., Parri, I., Jarvis P. and Valentini R. (2002)* Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy, *Global Change Biology* 8, 851-866.
- Risk, D., Kellmann, L., Beltrami, H. (2002)* Soil CO₂ Production and surface flux at four climate observatories in eastern Canada, *Global Biogeochemical Cycles* 16, p. 1-12.
- Rodghiero, M., Heinemeyer, A., Schrumpf, M., Bellamy, P. (2009)* Determination of soil carbon stocks and changes, *Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology*, p.49-75.
- Sanderman, J., Amundson, R. (2008)* A comparative study of dissolved organic carbon transport and stabilization in California forest and grassland soils, *Biogeochemistry* 89, p. 309–327.
- Savage, K., Davidson E. (2001)* Interannual variation of soil respiration in two New England forests, *Global Biogeochemical Cycles*, Volume 15, Number 2, p. 337-350.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P., Blume, H., Brümmer, G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kertschmar, R., Stahr, K., Wilke, B. (2010), *Lehrbuch der Bodenkunde*, Spektrum Akademischer Verlag, p. 570.
- Schlesinger, W. und Andrews, J. (2000)* Soil respiration and the global carbon cycle, *Biogeochemistry* 48, p. 7-20.
- Schmidt, M., Torn, S., Abiven, S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens, A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, C., Nannipieri, P., Rasse, P., Weiner, S., Trumbore, E. (2011)* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property, *Nature* 478, p. 49-56.
- Schrumpf, M. und Trumbore, S. (2012)* Soil Carbon Storage: How the thin skin of the Earth influences global biogeochemical cycles and climate, *Forschungsbericht 2012 - Max-Planck-Institut für Biogeochemie*. Auch auf: www.mpg.de.
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I., Schulze, E. (2013)* Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals, *Biogeosciences* 10, p.1675-1691.

- Simunek, J, Suarez, M. (1993)* modelling of carbon dioxide transport and production in soil: Model development, *Water Resources* 29, p. 487-497.
- Steyer G.(2007)* Trocken- und Hitzeschäden brachten “frühen Herbst”, *Forstschutz Aktuell* 41, p. 32-34.
- Stith, G. (2003)* Patterns and Mechanisms of the forest carbon cycle, *Annual Review of Environmental Resource*, 28, p. 169-204.
- Subke, J., Heinemeyer, A., Reichstein, M. (2009)* Experimental design: scaling up in time and space, and its statistical considerations, *Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology*, p. 34-48.
- TA, Tagesanzeiger vom 3.9.2013 (2013)* So schnell stirbt der Wald nicht, p. 36
- Tang, R., Clark, J., Bond, T., Graham, N., Hughes, D., Freeman, C. (2013)* Assessment of potential climate change impacts on peatland dissolved organic carbon release and drinking water treatment from laboratory experiments, *Environmental Pollution* 173, p. 270-277.
- Tipping, E. (1998)* Modelling the properties and behavior of dissolved organic matter in soils, *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 87, p. 237-252.
- Trolldenier, G. (1971)* Bodenbiologie, Die Bodenorganismen im Haushalt der Natur, Kosmos Studienbücher, Franckh'sche Verlagshandlung, p.152.
- Van den Berg, G., Loch, J. (2000)* Decalcification of soils subject to periodic waterlogging, *European Journal of Soil Science*, 51, p.27-33.
- Van der Molen, M., Dolman, A., Ciais, P., Eglin, E., Gobron, N., Law, B., Meir, P., Peters, W., Phillips, O., Reichstein, M., Chen, T., Dekker, S., Doubkova, M., Friedl, M., Jung, M., van der Hurk, B., Jeu, R., Kruijt, B., Ohta, T., Rebel, K., Plummer, S., Seneviratne, S., Sitch, S., Teuling, A., van der Werf, G., Wang, G. (2011)* Drought and ecosystem carbon cycling, *Agricultural and Forest Meteorology* 151, p. 765-773.
- Vincent, G., Shahriari, A., Lucot, E., Badot, P., Epron, D. (2006)* Spatial and seasonal variations in soil respiration in a temperate deciduous forest with fluctuating water table, *Soil Biology and Biochemistry* 38, p. 2527-2535.
- Wang, Y., Amundson, R., Trumbore, S. (1999)* The impact of land use change on C turnover in soils, *Global Biogeochemical Cycles* 13, p. 47-57.
- Weiss, J., Anders, S., Astor, E., Braunbehrens, A., Butzek, U., Garotti, S., Geiss, D., Hotz, J., Retzlaff, E., Schuller, B., Strzyscg, M. (1999)* Meyers Taschen Lexikon, Weltbild, Taschenbuchverlag, p. 3960.
- Wolf, A. (2008)* Die Kohlenstoff-Senkenkapazität des Schweizer Waldes, *Schweiz Z Forstwes* 159, p. 273-280.
- Worall, F und Burt, T. (2007)* Trend in DOC concentration in Great Britain, *Journal of Hydrology* 346, p. 81-92.
- Worall, F., Burt, T., Adamson, J. (2004)* Can climate change explain increases in DOC flux from upland peat catchments?, *Science of the Total Environment* 326, p. 95-112.
- Worall, F., Davies, H., Bohgal, A., Lilly, A., Evans, M., Turner, K., Burt, T., Barraclough, D., Smith, P., Merrington, G. (2012)* The flux of DOC from the UK – Predicting the role of soils, land use and net watershed losses, *Journal of Hydrology* 448-449, p. 149-160.
- Yuste, Y., Janssens, I., Carrara, A., Meiresonne, L., Ceulemans, R. (2003)* Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest, p.1263-1270.

Zhou, J., Zhang, Z., Sun, G., Fung, X., Zha, T., McNulty, S., Chen, J., Jin, Y., Noormets, A. (2013) Response of ecosystem carbon fluxes to drought events in a popular plantation in Northern China, *Forest Ecology and Management*, p. 2-10.

Internet:

BAFU, Bundesamt für Umwelt (2013) bafu.admin.ch, letzter Zugriff: 6.3.2013.

EN, Euro News, <http://de.euronews.com/2009/02/07/australia-hit-by-fire-and-flooding/>, letzter Zugriff: 08.08.2013

Haynes, W. (2014) CRC Handbook of Chemistry and Physics (Internet Version), 94, <http://www.hbcnetbase.com/>, letzter Zugriff: 26.11.2013

http://www.wsl.ch/fe/walddynamik/projekte/modoek/fotogalerie/index_DE, letzter Zugriff: 08.08.2013

LFI, Landesforstinventar , <http://www.lfi.ch/resultate/resultate.php?zigrNr=4&befundNr=90&invNr=350&auswNr=&p=theme&frmFnc=Resultate+anzeigen&prodNr=2&itNr=9731> Letzter Besuch: 8.4.2013

MPG, Max Planck-Gesellschaft, http://www.mpg.de/4705567/Kohlenstoffspeicher_Boden?print=yes, letzter Zugriff: 28.3.2013

MUKE, Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft, Baden-Württemberg, <http://www.themenpark-umwelt.baden-wuerttemberg.de/servlet/is/25672/?path=3968;25670;&btID=2>, Letzter Zugriff: 28.3.2013

SZ, Süddeutsche Zeitung, <http://www.sueddeutsche.de/wissen/folgen-des-klimawandels-hochzeit-von-naivitaet-und-xenophobie-1.1232343>, letzter Zugriff: 08.08.2013

UZH, <http://www.methodenberatung.uzh.ch/datenanalyse/unterschiede/zentral/mann.html>, Letzter Zugriff: 19.01.2013

WSL, Forschungsanstalt für Wald Schnee und Landschaft:
http://www.wsl.ch/fe/walddynamik/projekte/BuKlim/index_DE, letzter Zugriff: 8.4.2013

WSL2, Forschungsanstalt für Wald Schnee und Landschaft:

Zeileis, A. (2009) Lineare Modelle in R: klassische lineare Regression, <http://statmath.wu.ac.at/courses/multverf2/tutorien/LiMo1.pdf>, letzter Zugriff: 26.11.2013

PERSÖNLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen kenntlich gemacht habe.

Zürich, 31. Januar 2014

Matthias Erni