

13 Folgen aufeinanderfolgender Trockenjahre für die Wasserverfügbarkeit in Wäldern

Bernd Ahrends, Wendelin Weis, Raphael Habel, Henning Meesenburg, Axel Wellpott

13.1 Einleitung

Drei aufeinanderfolgende Trockenjahre (2018, 2019, 2020) in Deutschland und weiten Teilen Mitteleuropas führten landnutzungsübergreifend zu gravierenden Einschränkungen hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit und Wasserqualität und unterstreichen die Notwendigkeit weiterer Anpassungsmaßnahmen (Blauhut et al., 2021; van der Wiel et al., 2022; Rakovec et al., 2022). Die fehlende Erholung in den dazwischen liegenden Wintern in Kombination mit vorangegangenen Stürmen (v.a. Orkantief Friederike im Januar 2018) und biotischen Schäden hat zu einem ungewöhnlich hohen Anteil an Kalamitätshieben geführt (Maitah et al., 2022; von Arnim et al., 2021; Toth et al., 2020). Zahlreiche Studien der Klimafolgenforschung betonen, dass in Mitteleuropa mit der globalen Erwärmung häufigere und länger andauernde Hitzeperioden mit geringen Niederschlägen auftreten werden (Grillakis et al., 2019; Samaniego et al., 2018; Thiele et al., 2017; Ziche et al., 2021). Durch den Klimawandel hervorgerufene Kombinationen aus Trockenheit und gleichzeitig hohen Temperaturen werden in der aktuellen Literatur als „global change-type drought“ oder „hotter droughts“ bezeichnet (Adams et al., 2009; Allen et al., 2015; Breshears et al., 2005; Overpeck & Udall, 2010). Bei entsprechend ausgeprägten Trockenperioden ist eine Zunahme des Trockenstress- und Mortalitätsrisikos von Bäumen zu erwarten (Allen et al., 2010; McDowell et al., 2008) und zwar sowohl direkt durch physiologische Wirkungen oder auch indirekt durch Wirkungen auf Schaderreger (Schlyter et al., 2006; Weed et al., 2013; Walthert et al., 2021).

Während in der Vergangenheit Trockenstressereignisse häufig auf ein Jahr beschränkt waren (z.B. 1959, 1964, 1976, 2003 – Puhlmann et al., 2019; Samaniego et al., 2013), zeigte sich für den Zeitraum von 2018-2020 für große Teile Europas eine Häufung an Trockenperioden, die für die letzten Jahrhunderte beispiellos ist (Buras et al., 2020; Rakovec et al., 2022). Entsprechend liegen aktuell nur wenige Studien über die Merkmale und Auswirkungen von wiederholten Trockenjahren vor. Aktuelle Arbeiten deuten jedoch darauf hin, dass sich die Wahrscheinlichkeit solcher Ereignisse unter verschiedenen zukünftigen Klimaszenarien erhöhen wird (Buras et al., 2020; Hari et al., 2020; Rakovec et al., 2022; van der Wiel et al., 2022). So ergab z.B. die Untersuchung von van der Wiel et al. (2022) eine Verdoppelung der Ereigniswahrscheinlichkeit mehrjähriger Trockenphasen bei 1 °C zusätzlicher Erwärmung. Basierend auf den Ergebnissen von Simulationen mit Klimamodellen für das RCP 8.5 Szenario fanden Hari et al. (2020) für die zweite Hälfte des Jahrhunderts eine siebenfache Zunahme von zweijährigen Trockenphasen im Vergleich zu den historischen Modellläufen. Entsprechend ist von einer überproportionalen Zunahme von mehrjährigen Trockenphasen auszugehen. Aufeinanderfolgende Trockenjahre sind dabei nicht als unabhängige Dürreereignisse anzusehen, da im Vergleich zu einjährigen Ereignissen eine immer weiter zunehmende Bodenaustrocknung im zweiten oder dritten Trockenjahr zu schwerwiegenderen Auswirkungen führen kann (van der Wiel et al., 2022).

Solche sich drastisch verändernden Rahmenbedingungen stellen neue Ansprüche an die Standortkartierung und an die zu verwendenden Indikatoren zur Charakterisierung von Trockenstressbedingungen. In der klassischen Ansprache des Standortwasserhaushaltes hat der pflanzenverfügbare Bodenwasservorrat eine große Bedeutung (Ahrends et al., 2023; Gauer et al., 2011), da die Wasserverfügbarkeit entscheidend für das Baumwachstum ist (Pasho et al., 2011). Als Bezugsgröße wird hierbei meist die nutzbare Feldkapazität (nFK) verwendet (Overbeck et al., 2011; Ahrends et al., 2023) und entsprechend von einer Auffüllung des Bodens auf Feldkapazität zu Beginn der Vegetationsperiode ausgegangen. Diese Vereinfachung war in der Vergangenheit im Mittel - insbesondere für Waldböden mit einer eher geringen nFK - meist zutreffend, da der Bodenwasserspeicher auch bei geringeren Winterniederschlägen wieder aufgefüllt werden konnte. Bei Standorten mit einer höheren nFK wird generell von einem geringeren Trockenstressrisiko ausgegangen (Cartwright et al., 2020). Wenn der Bodenwasserspeicher jedoch bei aufeinanderfolgenden Trockenjahren auch über den Winter hinweg nicht mehr vollständig gefüllt werden kann, ist diese Annahme für einige Standortstypen nicht mehr zutreffend (Schwarnweber et al., 2020).

Bei der Einschätzung der standörtlichen Wasserverfügbarkeit durch Wasserhaushaltsmodellierungen erscheint eine Charakterisierung über langfristige Mittelwerte nur so lange gerechtfertigt, wie es um die Erfassung und Beschreibung von langfristigen Wachstumsbedingungen geht. Sollen aber insbesondere Risiken für Extremereignisse analysiert werden, müssen zusätzlich auch singuläre Ereignisse betrachtet werden. Hierzu kann für die meisten Trockenstressindikatoren der betrachtete Zeitraum angepasst werden (Speich, 2019). Im Folgenden soll am Beispiel

der Jahre 2018 bis 2020 veranschaulicht werden, wie stark die jeweiligen Trockenjahre von der langfristigen Perspektive der Klimanormalperioden abweichen und welche Grenzen bei Aussagen aufgrund von langjährigen Mittelwerten bestehen. Der verwendete Transpirationsindex als integrierender Indikator wichtiger Wasserhaushaltskomponenten berücksichtigt dabei auch die für eine Betrachtung von mehrjährigen Trockenphasen wichtigen Bodenwassergehalte (Seneviratne et al., 2010; van der Wiel et al., 2022).

13.2 Methoden

13.2.1 Wasserhaushaltsmodellierung und Ansprache der Wasserhaushaltsstufe

Für eine statistische Analyse der Dynamik des Trockenstresses in den aufeinanderfolgenden Trockenjahren sollte ein breites Spektrum an Standorten mit sehr unterschiedlichen Standortsverhältnissen verfügbar sein. Exemplarisch wurde Bayern als Auswertungsregion gewählt, da hier die standörtlichen und klimatischen Grundlagen einen weiten Bereich abdecken (nFK_{1m}: 10 bis 360 mm, Jahresniederschlagssumme: 540 bis >2000 mm, Jahresmitteltemperatur: 1,5 bis 10,3 °C; Zeitraum 1961-1990). Außerdem war die Korrelation zwischen Niederschlag und nFK nur schwach ausgeprägt ($r_{\text{spear}} = -0,27$) und das Datenkollektiv hinsichtlich der Merkmalskombinationen (Niederschlag, nFK) relativ ausgewogen. Für alle Standorte in Bayern erfolgte die Wasserhaushaltsmodellierung mit LWF-Brook90 (Hammel und Kennel, 2001; Federer et al., 2003). Eine Zusammenstellung der standortsunabhängigen Modellparameter findet sich in Weis et al. (2023a), die Ableitung weiterer standortsabhängiger Parameter (Hangneigung, Exposition, Boden) und die Modellanwendung in Wellpott et al. (2023). Aus den Ergebnissen der Wasserhaushaltssimulationen wurde der jährliche Transpirationsindex (T/T_p) aus dem Verhältnis der Transpiration T (unter Berücksichtigung von auftretendem Wassermangel) zur potenziellen Transpiration T_p (bei uneingeschränkter Wasserversorgung) berechnet (Habel et al. 2023). Der jährliche Trockenstress wurde anschließend für die unterschiedlichen Untersuchungszeiträume durch Mittelwertbildung aggregiert. Betrachtet wurden die Zeiträume 1961-1990, 1991-2020 und die drei aufeinanderfolgenden Trockenjahre 2018-2020 jeweils separat. Für 843963 Standorte standen Simulationsergebnisse des Transpirationsindex (T/T_p) und die zusätzlich in Tabelle 13.1 angeführten Variablen zur Verfügung.

Tabelle 13.1: Für die statistische Auswertung verfügbare Variablen für 843963 bayerische Waldstandorte. Das Subskript UZR beschreibt die Untersuchungszeiträume: KP1: Klimanormalperiode 1961-1990; KP2: Klimanormalperiode 1991-2020; die Trockenjahre 2018; 2019; 2020; Winter- (November bis April) und Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober).

Variable	Beschreibung	Einheit	Beispiele
Bodenart	Bodenartengruppe	-	Feinlehm, milder Ton, Schluff, Moor
Bodentyp	Bodentyp	-	Gley, Rendzina, Pseudogley, Syrosem
Grundwasser	Grundwasseranschluss	0 1	ja; nein
EX	Exposition: Kennzeichnung der Hangrichtung	°	28; 150; 247; 260
HN	Hangneigung	°	3; 5; 8; 15; 24; 28; 35; 55
nFK	nutzbare Feldkapazität Mineralboden bis 1 m	mm	74; 128; 153; 189; 223
NI_{UZR}	Mittel der Jahresniederschlagssumme	mm	610;720;843;970;1240
WNI_{UZR}	Mittel der Winterniederschlagssumme	mm	336;396;464;534;682
SNI_{UZR}	Mittel der Sommerniederschlagssumme	mm	275;324;379;437;558
TE_{UZR}	Mittel der Jahresmitteltemperatur	°C	5,4; 6,4; 6,9; 7,8; 8,9; 9,1; 10,3
WTE_{UZR}	Mittel der Wintertemperatur	°C	3,4;3,4;3,9;4,8;4,9;5,1;6,3
STE_{UZR}	Mittel der Sommertemperatur	°C	8,4;10,4;10,9;12,8;13,9;14,1;16,3
T/T_p	Transpirationsindex	mm mm ⁻¹	0,99; 0,98; 0,97; 0,95; 0,92
WHHK	Wasserhaushaltsklasse	-	frisch, mäßig frisch, trocken

Tabelle 13.2: Ableitung der Wasserhaushaltsklassen aus der Anzahl der modellierten Trockenjahre und dem daraus abgeleiteten mittleren Verhältnis (T/T_p) von tatsächlicher (T) und potenzieller Transpiration (T_p).

Wasserhaushaltsklasse	Anzahl modellierter Trockenjahre ($T/T_p = 0,75$) in 30 Jahren	Mittelwerte T/T_p (von – bis)
sehr frisch	< 1	> 0,99167
frisch	1 bis < 3	> 0,975 – 0,99167
ziemlich frisch	3 bis < 6	> 0,95 – 0,975
mäßig frisch	6 bis < 12	> 0,90 – 0,95
mäßig trocken	12 bis < 18	> 0,85 – 0,90
trocken	18 bis < 30	> 0,75 – 0,85
sehr trocken	(≥) 30	≤ 0,75

Zur Visualisierung wurden die Transpirationsindizes in die bayerischen Wasserhaushaltsklassen übersetzt. Die Klassengrenzen für den mittleren Transpirationsindex orientierten sich dabei an der Anzahl von Jahren mit einer theoretischen Transpirationseinschränkung von 25 Prozent über einen Zeitraum von 30 Jahren (Tabelle 13.2; Weis et al. 2023b). Den qualitativ beschreibenden Bezeichnungen von „sehr trocken“ bis „sehr frisch“ konnte so eine klar definierte quantitative Grundlage zugewiesen werden. Die Wahl der Anzahl theoretischer Trockenjahre in 30 Jahren für die einzelnen Klassen erfolgte so, dass eine hinreichend ausgewogene Verteilung für bayerische Waldstandorte gewährleistet werden konnte.

13.2.2 Statistische Methoden

Die Verteilungen der Niederschlagssummen, der Jahresmitteltemperaturen und der Transpirationsindizes an den betrachteten Waldstandorten für die zwei Klimanormalperioden und drei Trockenjahre wurden mittels Violindigrammen mit Boxplot-Überlagerung dargestellt. Die Linien des Violindigramms zeigen die Werteverteilung als Kern-Dichte-Diagramm (geglättetes Histogramm, R-package *ggplot2*; Wickham, 2016). Alluvial-Diagramme (R-package *ggalluvial*; Brunson, 2020) wurden verwendet, um die Veränderungen der Wasserhaushaltsklassen in den verschiedenen Untersuchungszeiträumen darzustellen.

Der Einfluss der Standortparameter auf den Transpirationsindex wurde mit einem generalisierten additiven Modell (GAM) analysiert (Hastie & Tibshirani, 1990). In Anlehnung an Tredennik et al. (2021) lag der Schwerpunkt hierbei auf der „Erkundung“ der Effektstärke verschiedener Einflussfaktoren auf die Trockenstressintensität in den Trockenjahren 2018, 2019, 2020 und nicht in einer exakten Vorhersage des Standortwasserhaushalts. Da die kategorialen Variablen „Bodentyp“ und „Bodenartengruppe“ jeweils sehr viele Ausprägungen enthielten, wurden diese bei der statistischen Analyse der Änderungsdynamik nicht mit einbezogen. Die nutzbare Feldkapazität wurde als aggregierende Variable mit direktem Bezug zum Wasserhaushalt berücksichtigt und repräsentiert den Median der Werte aller der Bodeneinheit zugeordneten Bodenprofile. Berechnet wurde sie aus Bodentextur und Skelettingehalt des ausgewählten Profils. Zur generellen klimatischen Charakterisierung der Untersuchungsstandorte wurden die Jahresniederschlagssumme und die Jahresmitteltemperatur des jeweiligen Trockenjahres verwendet. Auf Grund der hohen Korrelation zwischen beiden Größen ($r_{\text{spear}} = -0,71$), wurden sie über eine zweidimensionale Glättungsfunktion in das Modell einbezogen (Heitkamp et al., 2021). Entsprechend wurde auch mit der nutzbaren Feldkapazität und den Sommerniederschlägen verfahren. Die Summe beider Parameter ist maßgeblich für die Wasserverfügbarkeit in der Vegetationsperiode verantwortlich. Ein möglicher Grundwasseranschluss ergab im Zuge der Variablenselektion keine Modellverbesserung und wurde dementsprechend nicht berücksichtigt. Aus den getroffenen Annahmen und den verfügbaren Datengrundlagen ergab sich die folgende Modellformulierung.

$$\text{Formel 13.1:} \quad (T/T_p)_s^J = \beta_0 + f_1^{1D}(EX_s) + f_2^{1D}(HN_s) + f_1^{2D}(nFK_s, SNI_s^J) + f_2^{2D}(NI_s^J, TE_s^J)$$

$(T/T_p)_s^J$: Transpirationsindex am Standort s im Jahr J (2018, 2019 oder 2020); β_0 : Regressionskonstante (Interzept); EX : Exposition [°]; HN : Hangneigung [°]; nFK : nutzbare Feldkapazität bis 1 m Mineralbodentiefe [mm]; SNI : Sommerniederschlagssumme der Monate Mai bis Oktober [mm]; NI : Niederschlagssumme [mm]; TE : Mitteltemperatur [°C]; f_x^{1D} : eindimensionale Regressionssplines; f_x^{2D} : zweidimensionale Regressionssplines.

Um den Einfluss der Füllung des Bodenwasserspeichers zu Beginn der Vegetationszeit auf Transpirationseinschränkungen auch direkt in die statistische Modellierung einbeziehen zu können, wurde das Bodenwasserdefizit (DEF) als Differenz des mittleren Bodenwassergehalts im April abzüglich der Feldkapazität jeweils bezogen auf den Mineralboden bis 1 m Tiefe herangezogen. Zur Berechnung mussten die Monatswerte der Wasserhaushaltsmodellierungen ausgewertet werden. Da dies in der Routineanwendung für ganz Bayern nicht vorgesehen war und bei der hohen Anzahl modellierter Standorte zu hohem Speicherplatzverbrauch geführt hätte, erfolgte die monatliche Auswertung an insgesamt 7491 Traktecken der bayerischen Punkte der 3. Bundeswaldinventur in Deutschland (BMEL, 2016). Das statistische Modell nach Formel 13.1 änderte sich damit zu:

$$\text{Formel 13.2:} \quad (T/T_p)_s^J = \beta_0 + f_1^{1D}(EX_s) + f_2^{1D}(HN_s) + f_3^{1D}(DEF_s^J) + f_1^{2D}(nFK_s, SNI_s^J) + f_2^{2D}(NI_s^J, TE_s^J)$$

13.3 Ergebnisse

Das Jahr 2018 war im Untersuchungsgebiet außergewöhnlich warm und gleichzeitig an vielen Standorten extrem trocken (Abbildung 13.1). In den Jahren 2019 und 2020 war es erneut wärmer und trockener als im langjährigen Durchschnitt der Klimanormalperioden 1961-1990 und 1991-2020, allerdings nicht ganz so extrem wie 2018.

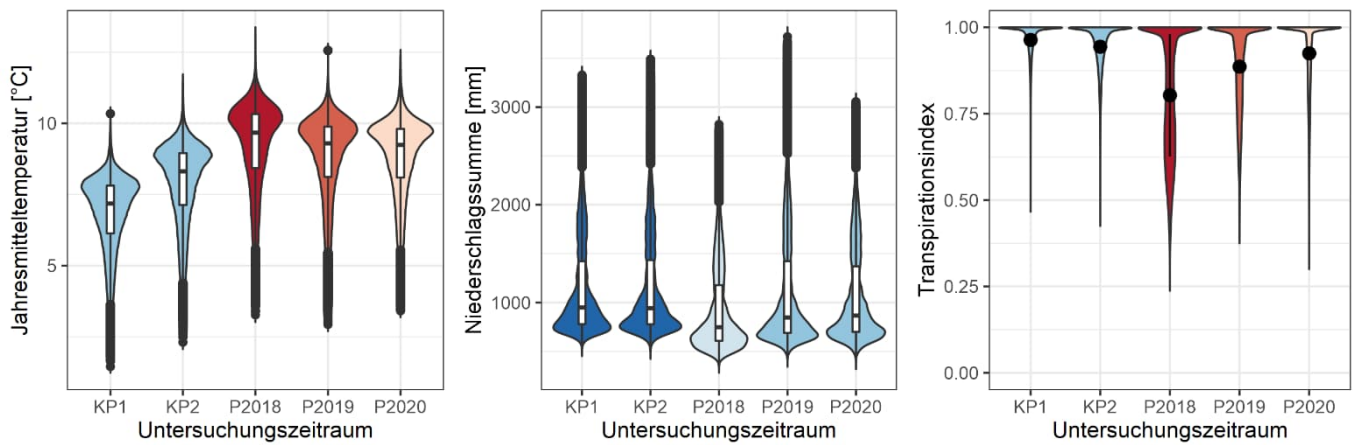


Abbildung 13.1: Werteverteilung für Jahresmitteltemperatur (links) und Jahresniederschlagssumme (Mitte) (Violindigramm mit Boxplot-Überlagerung) und der berechneten Transpirationsindizes (T/T_p) (rechts) (Violindigramm mit Mittelwert und Standardabweichung) während der Klimanormalperioden 1961-1990 (KP1), 1991-2020 (KP2) und der Trockenjahre 2018 (P2018), 2019 (P2019), 2020 (P2020).

Der verwendete Indikator für Wassermangel (Transpirationsindex T/T_p) zeigte eine entsprechende Reaktion im Transpirationsverhalten der Bäume für die unterschiedlichen Betrachtungszeiträume (Abbildung 13.1). Für die Klimanormalperiode von 1961-1990 ergab sich insgesamt die geringste Ausprägung von Trockenstress. Weniger als 5 % der Standorte wiesen einen durchschnittlichen Transpirationsindex von unter 0,85 auf. Dagegen lagen in der Klimaperiode von 1991-2020 fast 10 % und in den drei betrachteten Trockenjahren 20 % (2020), 32 % (2019) und 53 % (2018) der Standorte unter 0,85. Insbesondere das Jahr 2018 war geprägt von heißen und trockenen Wetterbedingungen. Ursache hierfür war der durch die hohen Temperaturen erhöhte Verdunstungsanspruch der Atmosphäre bei gleichzeitig unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen. Während die Waldstandorte Bayerns in der Klimanormalperiode 1961-1990 als Median 7,2°C Jahresmitteltemperatur und 950 mm Jahresniederschlagssumme aufwiesen, betragen 2018 die entsprechenden Werte 9,7°C und 750 mm.

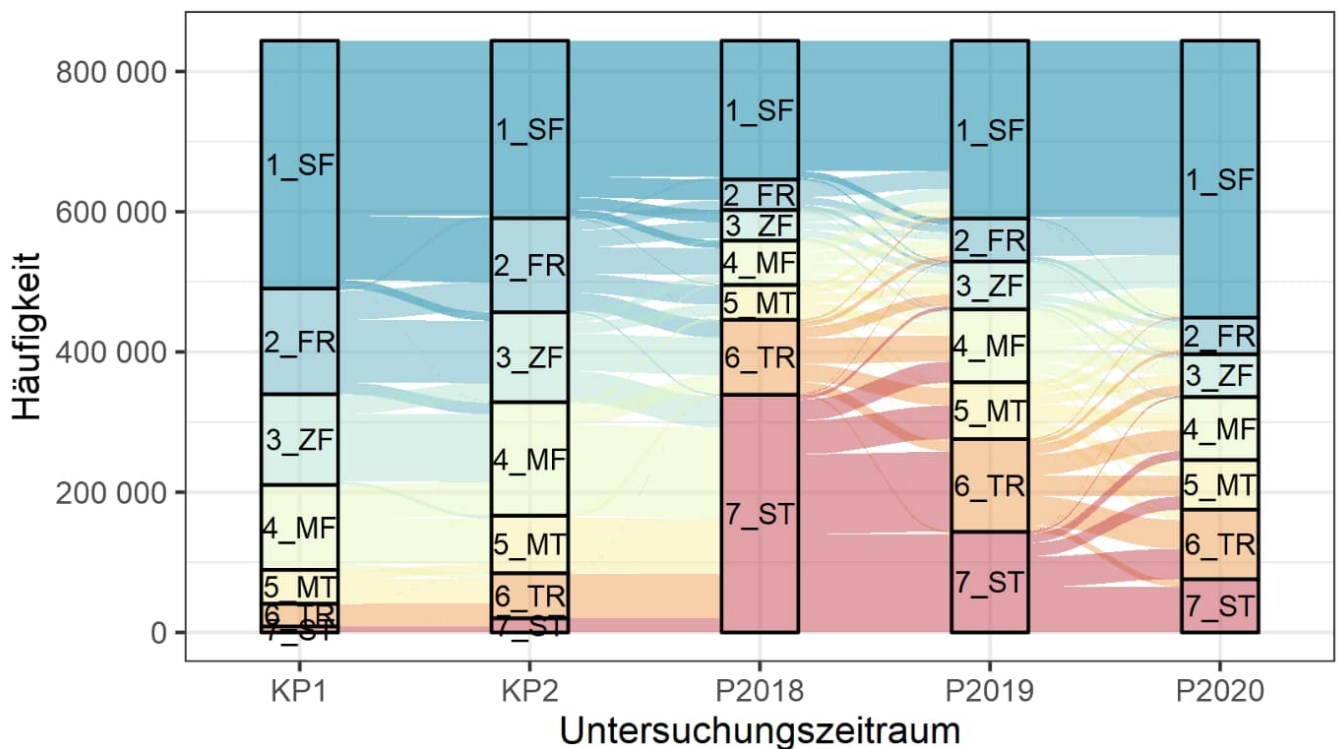


Abbildung 13.2: Alluvial-Diagramm zur Darstellung der Veränderung der Belegung von Wasserhaushaltsklassen in den verschiedenen Untersuchungszeiträumen (KP1: Klimaperiode 1961-1990; KP2: 1991-2020; P2018: Jahr 2018; P2019: Jahr 2019; P2020: Jahr 2020). 1_SF: sehr frisch; 2_FR: frisch; 3_ZF: ziemlich frisch; 4_MF: mäßig frisch; 5_MT: mäßig trocken; 6_TR: trocken; 7_ST: sehr trocken.

Die besondere Situation im Jahr 2018 und die weitere Entwicklung in den Folgejahren lässt sich anschaulich mit Hilfe der Wasserhaushaltsklassen visualisieren (Abbildung 13.2). Nach der in Tabelle 13.2 definierten Einteilung waren im Jahre 2018 mehr als die Hälfte der Standorte als „trocken“ oder überwiegend sogar als „sehr trocken“ einzustufen. Dies betraf auch Standorte, die im langjährigen Mittel der Jahre 1991-2020 als „frisch“ oder „ziemlich frisch“ klassifiziert wurden und dementsprechend generell eine gute Wasserversorgung aufwiesen. Auch wenn der Trockenstress als Standortfaktor die klimatischen Bedingungen über einen längeren Zeitraum berücksichtigen sollte (möglichst eine Klimanormalperiode), belegt die Betrachtung des Jahres 2018, wie ausgeprägt Trockenstress in Extremjahren werden kann. Im Vergleich zu 2018 ergab sich für 2019 eine leichte Erholung auf vielen Standorten. Allerdings hatte sich auf einigen Standorten im Gegensatz zum allgemeinen Trend die Trockenstresssituation im Jahr 2019 gegenüber 2018 weiter verschärft. Auch 2020 lag der Anteil der trockenen Standorte („sehr trocken“, „trocken“ und „mäßig trocken“) deutlich über dem langjährigen Mittel der Vergleichsperioden. Im Gegensatz zu den beiden vorangegangenen Trockenjahren war aber auch der Anteil der „sehr frischen“ Standorte sehr hoch. Die Trockenheit im Jahr 2020 betraf demnach augenscheinlich nur Teile Bayerns.

Unter welchen standörtlichen und klimatischen Rahmenbedingungen die jeweiligen Transpirationseinschränkungen auftreten, ließ sich durch die Ergebnisse der parametrisierten generalisierten additiven Modelle genauer beschreiben. Alle ausgewählten Parameter wiesen hochsignifikante Effekte hinsichtlich der Ausprägung des Trockenstresses in den drei Untersuchungsjahren auf (Tabelle 13.3).

Tabelle 13.3: Geschätzte Koeffizienten und statistische Kenngrößen der Modelle (vgl. Formel 13.1) zur Abschätzung des Transpirationsindex (T/T_p) für die Jahre 2018, 2019 und 2020. (Est. = geschätzter Parameterwert, SE = Standardfehler, edf = effektive Freiheitsgrade).

Trockenjahr	2018		2019		2020	
Parameterkoeffizienten:	Est.	SE	Est.	SE	Est.	SE
Intercept	0,8033	0,000051 ***	0,8859	0,000041 ***	0,9245	0,000043 ***
approximierte Signifikanz der glättenden Terme:	edf		edf		edf	
$f_1^{1D}(EX)$	4,000 ***		3,999 ***		4,000 ***	
$f_2^{1D}(HN)$	3,992 ***		3,992 ***		3,996 ***	
$f_1^{2D}(nFK, SNI)$	28,990 ***		28,993 ***		28,994 ***	
$f_2^{2D}(NI, TE)$	28,636 ***		28,909 ***		28,842 ***	
$R^2_{adj.}$	0,93		0,908		0,866	
n	843957		843957		843957	

EX: Exposition; HN: Hangneigung; nFK: nutzbare Feldkapazität; NI: Niederschlagssumme; TE: Jahresmitteltemperatur; n: Stichprobenumfang

Die nicht-linearen Effekte inklusive der Unsicherheiten (5 % Irrtumswahrscheinlichkeit) sind in Abbildung 13.3 dargestellt. In allen drei Trockenjahren zeigten sich besonders starke negative Effekte an Süd-exponierten Hängen mit Hangneigungen von etwas unter 30°. Trockenstress war auch auf Standorten mit einer geringen Wasserspeicherfähigkeit im Boden deutlich stärker ausgeprägt. Die Wasserverfügbarkeit in der Vegetationsperiode ergibt sich auf grundwasserfernen Standorten aus der Summe der Sommerniederschläge und der nutzbaren Feldkapazität, sofern in der Nichtvegetationsperiode eine vollständige Auffüllung des Bodenwasserspeichers erfolgt ist. Bei sehr geringen Werten der nutzbaren Feldkapazität (< 50 mm) schneidet in Abbildung 13.4 (oben) die Nulllinie des partiellen Effektes auf den Transpirationsindex bei etwas über 600 mm Sommerniederschlag. Mit steigender nutzbarer Feldkapazität verliert der Sommerniederschlag zunehmend an Bedeutung. In den Jahren 2018 und 2019 schnitt die Nulllinie des partiellen Effektes die x-Achse bei 250 bis 300 mm nutzbarer Feldkapazität. Im Jahr 2020 verlief die Abnahme der Bedeutung des Sommerniederschlages mit steigender nFK dagegen wesentlich langsamer als in den beiden vorangegangenen Jahren. Es ist somit ersichtlich, dass aufgrund von Bodenwasserdefiziten insbesondere bei hohen nutzbaren Feldkapazitäten die Bedeutung der nFK für die Ausprägung des Trockenstresses deutlich nachgelassen hatte. Die Winterniederschläge im Jahr 2020 lagen an vielen Standorten deutlich niedriger als in den Jahren 2018 und 2019 (Abbildung 13.5). Entsprechend fielen die Bodenwasserdefizite in diesem Jahr wesentlich höher aus (Abbildung 13.6). Die Wechselwirkung von Temperatur und Niederschlag präsentierte sich in einer plausiblen Größenordnung im zweidimensionalen Effektplot mit zunehmendem Trockenstress bei abnehmendem Niederschlag und steigender Temperatur (Abbildung 13.4, unten). Der beschriebene Einfluss dieser beiden Klimaparameter zeigte sich in den drei Trockenjahren in einer sehr ähnlichen Effektstärke.

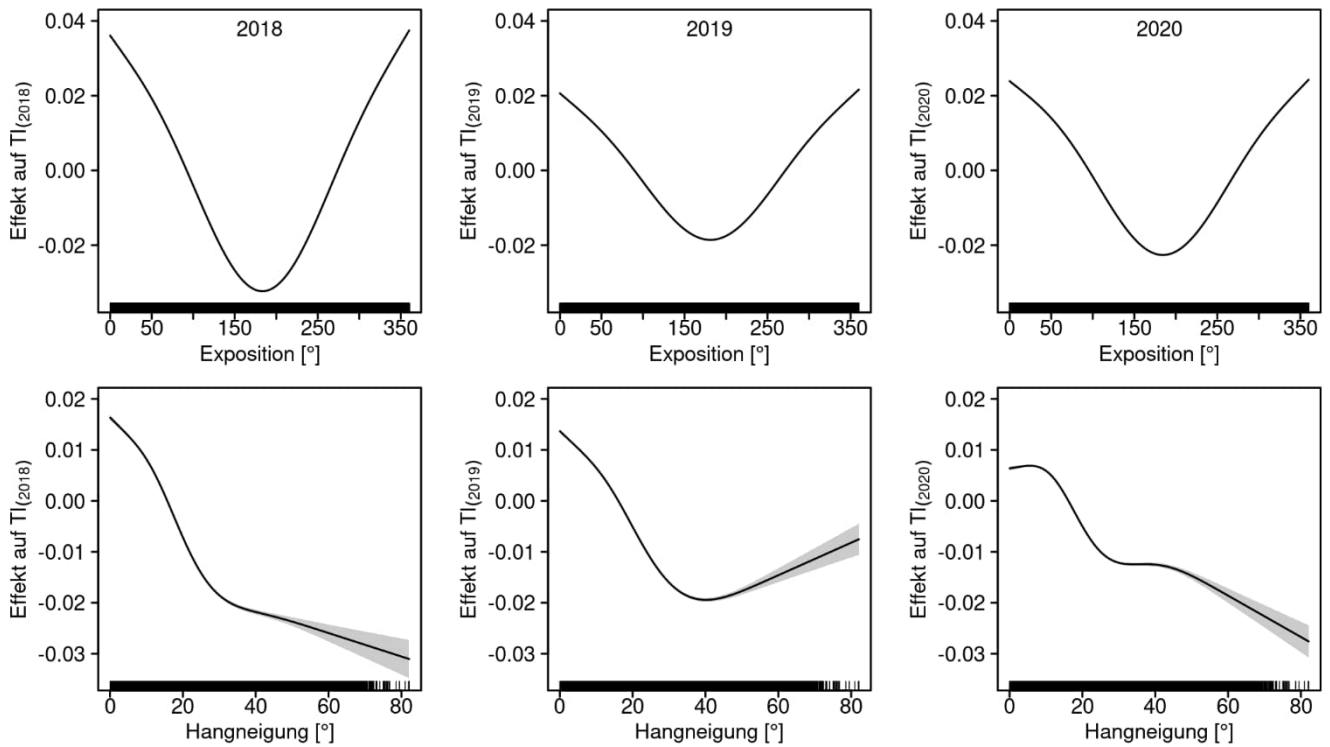


Abbildung 13.3: Effekte der Exposition (obere Reihe) und der Hangneigung (untere Reihe) auf den Transpirationsindex (TI) in den Trockenjahren 2018, 2019 und 2020.

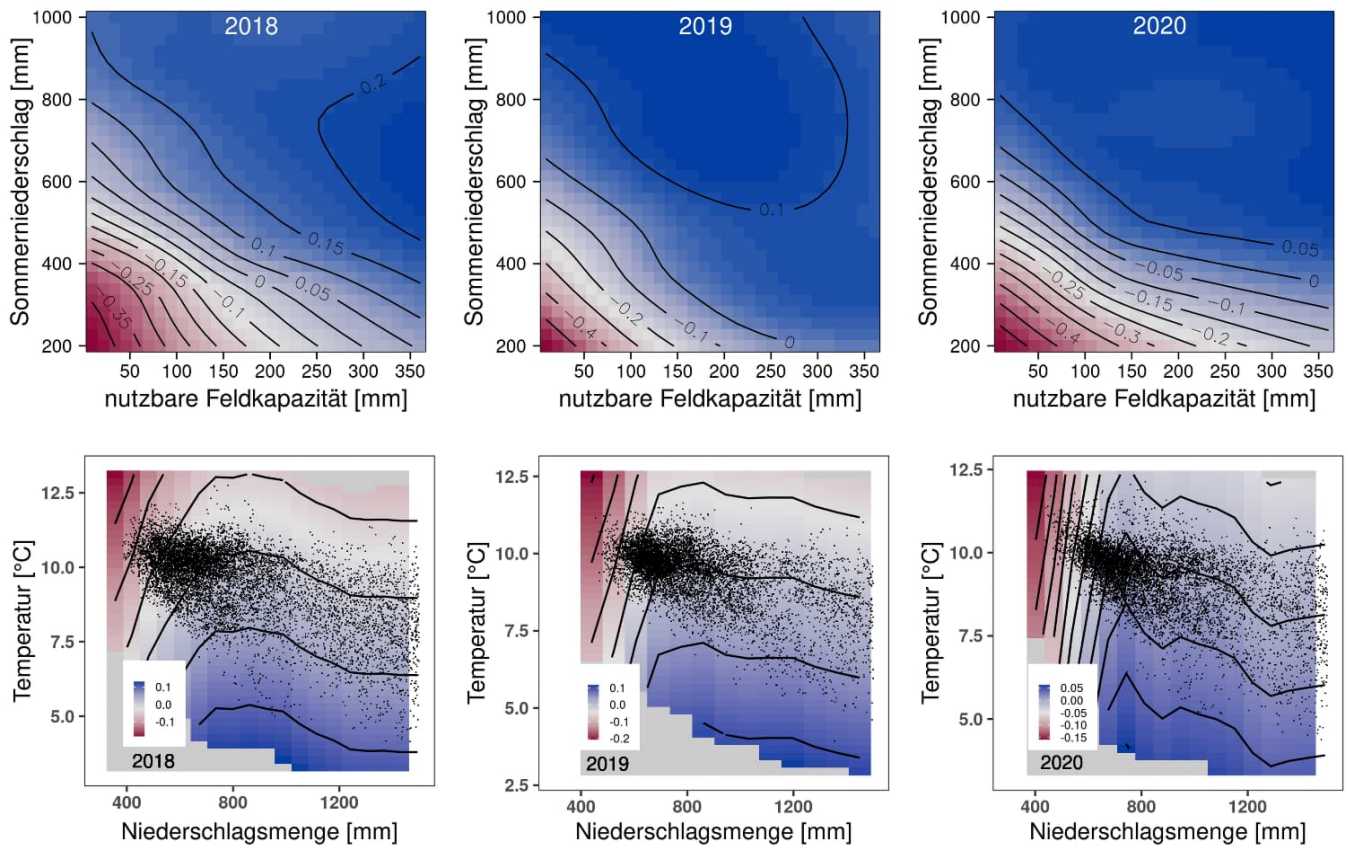


Abbildung 13.4: Lage der betrachteten Standortseinheiten (schwarze Punkte) und partielle Effekte der nutzbaren Feldkapazität (hier wurden aufgrund der Lesbarkeit die schwarzen Punkte nicht eingezeichnet) und der Sommerniederschlagssumme (Mai-Oktober) (obere Reihe) und partielle Effekte der Jahresmitteltemperatur und der Jahresniederschlagssumme (untere Reihe) auf den Transpirationsindex (T/T_p) in den Jahren 2018, 2019 und 2020. Um den trockensten Bereich besser ergründen zu können, wurden Jahresniederschlagssummen > 1500 mm und Sommerniederschläge > 1000 mm nicht dargestellt.

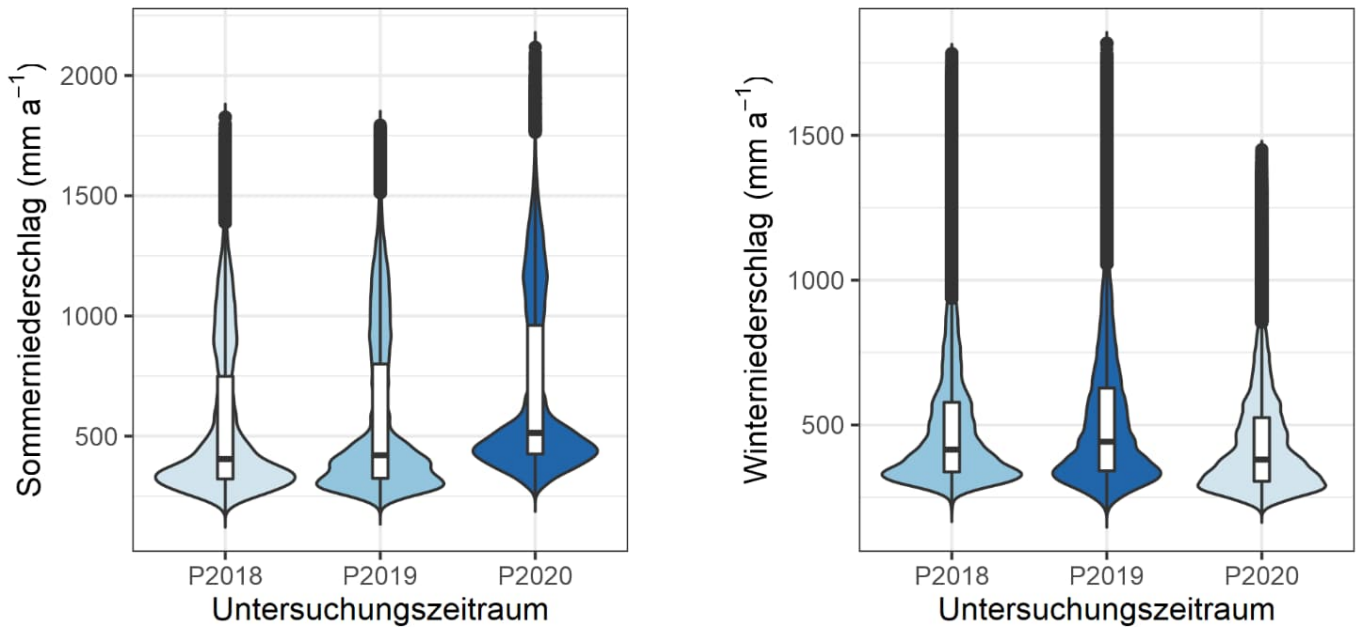


Abbildung 13.5: Werteverteilung für die Sommerniederschlagssumme (Mai-Oktober) (links) und die Winterniederschlagssumme (November bis April) (rechts) (Violindigramm mit Boxplot-Überlagerung) während der Trockenjahre 2018 (P2018), 2019 (P2019), 2020 (P2020). Die Farbintensität beschreibt das relative Niveau der Mediane innerhalb der Variablen (Sommer- und Winterniederschlag).

Bei der Gegenüberstellung des Transpirationsindex und des Bodenwasserdefizits im April konnte zunächst keine offensichtliche Abhängigkeit beobachtet werden (Abbildung 13.6). Die Auswertung erfolgte nicht flächig für Bayern, sondern nur für die Traktecken der bayerischen BWI-Trakte (primäre Stichprobeneinheit). Ihre hohe Repräsentativität zeigte sich aber darin, dass die Modellgüte gemäß dem adjustierten Bestimmtheitsmaß trotz deutlich geringerer Anzahl modellierter Punkte ähnlich hoch war wie im Modell für die gesamte bayerische Waldfläche. Selbst ohne Berücksichtigung des Bodenwasserdefizits erreichte das adjustierte Bestimmtheitsmaß (R^2_{adj}) im generalisierten additiven Modell nach Formel 13.1 Werte von 0,918 für 2018, 0,733 für 2019 und 0,869 für 2020. Generell ergaben sich für Jahre mit starker Transpirationseinschränkung die höchsten Werte für R^2_{adj} .

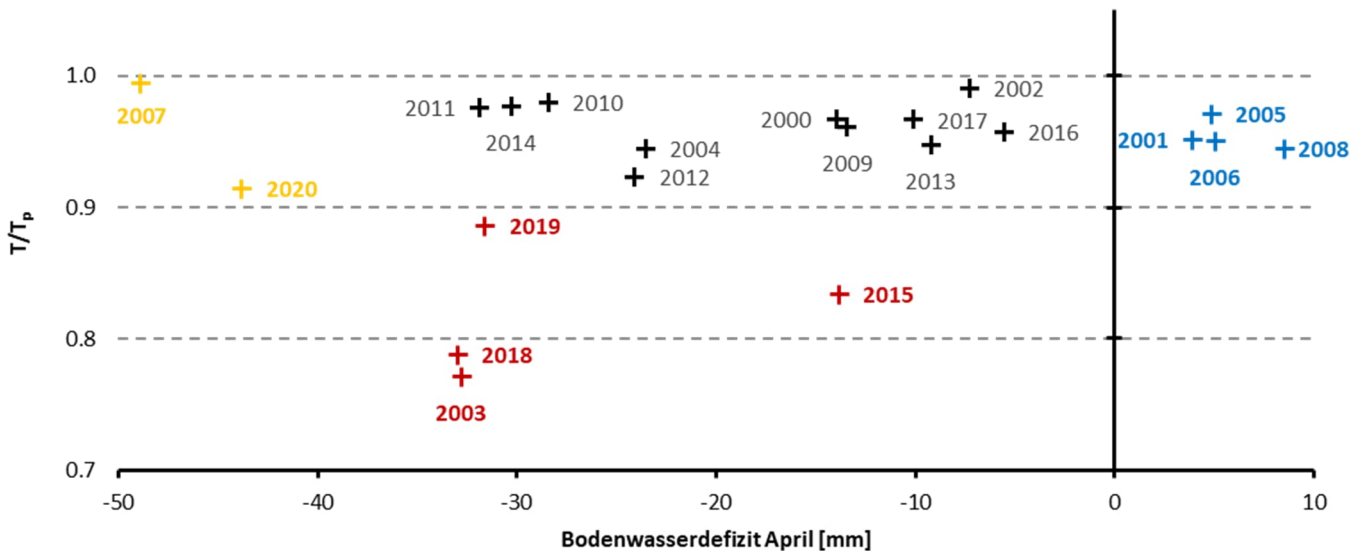


Abbildung 13.6: Gegenüberstellung des mittleren Transpirationsindex T/T_p und des mittleren Bodenwasserdefizits im April (Mineralboden bis 1 m; negative Werte bedeuten trockenere Verhältnisse) für die Traktecken der bayerischen BWI-Trakte (weitere Erläuterungen im Text).

In Abbildung 13.6 wurden die Jahre 2000 bis 2020 grob in vier Gruppen eingeteilt: trockene Jahre mit geringer bis mittlerer Bodenaustrocknung im April (rot), Jahre mit deutlichem Bodenwasserdefizit im April aber nur geringer Transpirationseinschränkung (orange), viele Jahre mit geringer Transpirationseinschränkung und geringer bis mittlerer Bodenaustrocknung im April (schwarz) sowie einige Jahre, die auf Grund der hohen Aprilniederschläge im

Mittel Bodenwassergehalte oberhalb der Feldkapazität aufwiesen (blau). Jahre mit besonders deutlicher Transpirationseinschränkung waren 2003 und 2018 aber auch 2015 und 2019. Keines dieser Jahre zeigte ein besonders starkes Bodenwasserdefizit, vor allem, weil außer für 2019 die jeweiligen Vorjahre gut wasserversorgt waren. So war der geringe Bodenwasservorrat im April der extremen Trockenjahre 2003 und 2018 Folge der bereits im Frühjahr warm-trockenen Verhältnisse und der damit einhergehenden deutlichen Transpiration der Nadelbäume im modellierten Fichten-Buchen-Mischbestand. Im Jahr 2015 waren die Bodenwasserspeicher gemessen an den Jahren mit geringer Transpirationseinschränkung gut gefüllt und auch 2019 zeigte trotz des sehr trockenen Vorjahres im Mittel nur ein moderates Bodenwasserdefizit und von allen vier Jahren die geringste Transpirationseinschränkung. Insgesamt galt für diese Jahre deshalb, dass der sommerliche Wassermangel mit vielerorts starker Transpirationseinschränkung (geringes T/T_p) in der Regel Folge der hohen Temperaturen und niedrigen Niederschläge in der Vegetationszeit und nicht einer unzureichenden Auffüllung des Bodenwasserspeichers im Winter war. Die beiden Jahre mit dem am stärksten ausgeprägten Bodenwasserdefizit waren 2017 und 2020. Während 2017 keine deutliche Transpirationseinschränkung erkennen ließ, war 2020 unter den gezeigten Jahren immerhin das fünftrockenste und lag mit einem mittleren Transpirationsindex von 0,91 nur wenig hinter 2019 (0,89). Eine unzureichende Auffüllung des Bodenwasserspeichers im Winter als zusätzlicher Faktor für Wasserstress im Sommer konnte hier am ehesten vermutet werden.

Im generalisierten additiven Modell nach Formel 13.2 ergab die Berücksichtigung des Bodenwasserdefizits für alle berechneten Jahre (2000 bis 2020) höchst signifikante Effekte. Für 2018 erhöhte sich R^2_{adj} um 1,3 % auf 0,931, für 2019 um 0,8 % auf 0,741 (2019) und für 2020 um 2,5 % auf 0,892. Im Mittel der Jahre 2000 bis 2020 lag der relative Effekt auf R^2_{adj} bei 1,1 %. Der deutlichste zusätzliche Effekt des Bodenwasserdefizits war nach 2014 für das Jahr 2020 zu beobachten, während der Transpirationsindex für 2019 trotz des trockenen Vorjahrs nur mäßig vom Bodenwasserdefizit im April beeinflusst wurde.

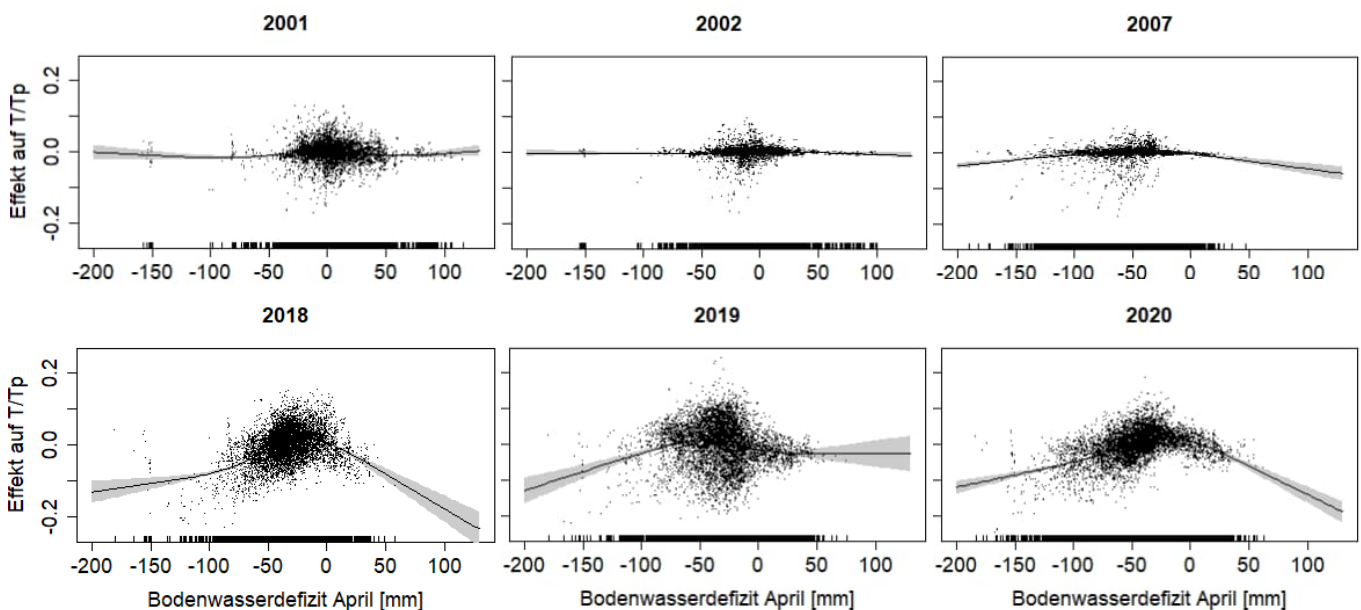


Abbildung 13.7: Effekt des Bodenwasserdefizits im April (negative Werte bedeuten trockenere Verhältnisse) auf den Transpirationsindex T/T_p für die Traktecken der bayerischen BWI-Trakte im generalisierten additiven Modell (Formel 13.2). Obere Reihe: Beispieljahre mit geringer Transpirationseinschränkung; untere Reihe: die Trockenjahre 2018 bis 2020.

Bei der Betrachtung des Effekts im statistischen Modell für einzelne Jahre (Abbildung 13.7), wird deutlich, dass eine Transpirationseinschränkung nur dann als Folge einer unzureichenden Auffüllung des Bodenwasserspeichers vor Beginn der Vegetationsperiode interpretiert werden konnte, wenn mehrere Kriterien erfüllt waren: Ein Großteil der Standorte mussten deutliche Transpirationseinschränkung zeigen und vor Vegetationsbeginn Wassermangel im Boden (negative Werte für das Bodenwasserdefizit) aufweisen. Für die feuchten Jahre 2001 und 2002 war dies zum Beispiel klar nicht der Fall. 2007 war der Boden im April zwar sehr trocken, durch ausreichende Sommerniederschläge kam es aber nur an wenigen Standorten zu Wasserstress in der Vegetationsperiode. Für die Trockenjahre 2018 bis 2020 waren beide Kriterien erfüllt. Allerdings war nur für das Jahr 2020 ein linearer Zusammenhang zwischen negativeren Werten für das Bodenwasserdefizit und dem Transpirationsindex klar erkennbar, während 2018

und besonders 2019 eher durch eine hohe Streuung in den Effektplots auffielen. Das Jahr 2020 konnte damit zumindest für Bayern als erstes Jahr in der jüngeren Vergangenheit identifiziert werden, für das trockene Verhältnisse im Vorjahr und eine unzureichende Wiederauffüllung des Bodenwasserspeichers im Winter den Wasserstress im Sommer auf vielen Standorten verstärkte. Dieser Effekt ist sicher regional unterschiedlich ausgeprägt und kann in anderen Teilen Deutschlands bereits häufiger und in anderen Jahren (z.B. in 2019) aufgetreten sein. Vor dem Hintergrund der aktuellen Klimaänderung muss auch davon ausgegangen werden, dass Verhältnisse wie die hier in Bayern für 2020 belegten in Zukunft häufiger und deutlicher auftreten werden.

13.4 Diskussion

Der Sommer 2018 war in vielen Regionen Europas außergewöhnlich heiß und trocken (Philip et al., 2020; Salomón et al., 2022). Klimaanalysen über einen historischen Zeitraum zeigen, dass es in Deutschland seit Beginn der Messungen im Jahr 1881 im Zeitraum von März bis November noch nie so trocken war, wie im Jahr 2018 (Zscheischler & Fischer, 2020). Neben den geringen Niederschlagsmengen ist insbesondere die Anomalie der Lufttemperatur hervorzuheben. Entscheidend ist hierbei, dass das Sättigungsdefizit der Luft exponentiell zur Temperaturerhöhung während der Trockenperioden zunimmt (Allen et al., 2015). Auch wenn in der hier präsentierten Arbeit strenggenommen Einzelereignisse (die Trockenjahre 2018, 2019 und 2020) mit den durchschnittlichen Bedingungen von Klimanormalperioden (1961-1990 und 1991-2020) verglichen wurden, zeigte sich dennoch die außergewöhnliche Intensität der Trockenheit im Jahr 2018 aber auch in den Folgejahren. Die beschriebenen Zusammenhänge stehen dabei in Einklang mit anderen Studien, die auf die Bedeutung des Klimawandels für die Ereigniswahrscheinlichkeit mehrjähriger Trockenphasen hinweisen (van der Wiel et al., 2022; Hari et al., 2020). Wie zu erwarten, erwiesen sich südexponierte Hanglagen mit für die Sonneneinstrahlung optimalen Neigungswinkeln von etwas unter 30° als besonders trockenheitsanfällig. Hangneigung und Exposition werden in LWF-Brook90 für die Strahlungsberechnung verwendet und steuern die Verdunstung am Standort. Entsprechend weisen südseitige Hanglagen zwangsläufig höhere Verdunstungsraten und einen entsprechend höheren Wasserbedarf auf. Auch Cartwright et al. (2020) betonen die große Bedeutung der Topographie für die Dürreempfindlichkeit von Wäldern. Neben den Geländeverhältnissen kommt auch den Bodenverhältnissen eine entscheidende Rolle zu. Standorte mit einer hohen Wasserspeicherkapazität sind durch eine deutlich geringere Dürreempfindlichkeit und ein geringes Mortalitätsrisiko gekennzeichnet (Cartwright et al., 2020; Peterman et al., 2012; Thiele et al., 2017). Bei den in dieser Studie untersuchten Effekten zeigte sich in allen drei Jahren, dass oberhalb einer nutzbaren Feldkapazität bis 1 m Mineralbodentiefe von 250 mm die Trockenheitsempfindlichkeit eines Standortes kaum mehr vom Boden beeinflusst wird. Nach Mette et al. (2016) weisen solche Standorte selbst bei Niederschlägen von unter 300 mm in der Vegetationszeit ein äußerst geringes Trockenstressrisiko auf. Das besondere an der vorliegenden Auswertung ist jedoch, dass das Trockenjahr 2018 erst der Anfang einer länger andauernden forsthydrologischen Trockenperiode der Jahre 2018-2020 war. In einigen Regionen Europas zeigt sich erst nach 2018 eine besonders intensive Ausprägung des Trockenstresses. Ein möglicher Grund ist eine unzureichende Füllung des Bodenwasserspeichers zu Beginn der Vegetationszeit 2019. Allerdings hat ein entsprechender Effekt in den vorliegenden Auswertungen für Bayern keine bedeutsame Rolle gespielt. Die Winterniederschläge scheinen ausgereicht zu haben, um in den drei Trockenjahren die Auffüllung der Bodenwasservorräte zu Beginn der Vegetationszeit zu gewährleisten. Dies erscheint plausibel, da bedeutsame Bodenaustrocknungen in Mitteleuropa überwiegend in Regionen wie Ostdeutschland, Tschechien und Polen auftraten (Borgens et al., 2020). Trotz insgesamt geringerem klimatischen Trockenstress im Jahr 2019, blieben dort die Bodenwasserdefizite hoch (Blauhut et al., 2021). In Untersuchungsgebiet zeigen sich stärkere Defizite der Bodenwasserspeicher zu Beginn der Vegetationsperiode nur im Frühjahr des Jahres 2020, da die Winterniederschläge in diesem Jahr geringer ausgefallen sind. Entsprechend gibt es Standorte, bei denen im Winter die Bodenwasservorräte nicht vollständig aufgefüllt werden konnten. Neben den relativ konstanten Standorteffekten, wie Hangneigung und Exposition zeigte die nutzbare Feldkapazität im Jahr 2020 einen veränderten Einfluss auf die partielle Effektstärke des Trockenstresses. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass die in diesem Jahr geringeren Winterniederschläge offensichtlich nicht ausgereicht haben, um die Bodenwasserdefizite des vorangegangenen Sommers wieder auszugleichen.

Die extremen Abweichungen in der Wasserversorgung - insbesondere im Trockenjahr 2018 – verdeutlichen, dass waldbauliche Planungen, die auf langjährigen Mittelwerten basieren, das Trockenstressrisiko in Extremjahren nur teilweise abbilden können. Die Auswertungen haben gezeigt, dass sogar „frische“ Standorte unter den extremen klimatischen Bedingungen im Trockenjahr 2018 eigentlich als „trocken“ anzusprechen wären. Dies ist auch vor dem Hintergrund bedeutsam, dass starke Schäden an Bäumen direkt mit hohen Trockenheitsniveaus verbunden sind

(Walthert et al., 2021) und Hitzewellen einen überproportional starken und unter Umständen irreparablen Einfluss auf Waldökosysteme haben (Allen et al., 2010; Schlyter et al., 2006; Salomón et al., 2022). Die von Adams et al. (2009) zusammengestellten Studien deuten ebenfalls darauf hin, dass das Mortalitätsrisiko aufgrund der prognostizierten künftigen Erwärmung und Trockenheit zunehmen wird, selbst in Regionen, die bisher nicht als wasserarm gelten.

13.5 Zusammenfassung und Ausblick

Die Wasserversorgung im Wald wird stark durch Klimaveränderungen beeinflusst. In dieser Studie haben wir die jüngsten Trockenjahre (2018-2020) aus einer langfristigen Perspektive der Klimanormalperioden verglichen und dabei lokale Besonderheiten wie Bodenwasserspeicherkapazität und Topographie berücksichtigt. Unsere Trockenstressanalyse basiert auf dem Transpirationsindex, der als Indikator für Wassermangel durch die Einbeziehung der Bodenwasservorräte sowohl die gegenwärtigen hydro-meteorologischen Bedingungen als auch eine nicht vollständige Auffüllung des Bodenwasserspeichers nach Trockenjahren berücksichtigt. Das eingesetzte Verfahren kann auch auf Klimaprojektionen angewendet werden, um die Wahrscheinlichkeiten entsprechender Ereignisse in der Zukunft für unterschiedliche Klimaszenarien zu ermitteln. Ein entsprechendes Instrumentarium erlaubt so einen vorsichtigen Blick in die Zukunft und eine verbesserte Risikovorsorge. Anhand der drei aufeinanderfolgenden Trockenjahre wurde verdeutlicht, dass die Wasserverfügbarkeit der Wälder nicht immer mit den langjährigen mittleren Bedingungen des Geländewasserhaushaltes ausreichend bewertet werden kann. Die Simulationsergebnisse zeigen, dass schon unter den aktuellen klimatischen Bedingungen in extremen Trockenjahren mehrere Wasserhaushaltsklassen übersprungen werden können. Für Bayern konnte das Jahr 2020 als erstes Jahr in der jüngeren Vergangenheit identifiziert werden, für das trockene Verhältnisse im Vorjahr und eine unzureichende Wiederauffüllung des Bodenwasserspeichers im Winter den Wasserstress im Sommer auf vielen Standorten verstärkte. Dieser Effekt ist sicher regional unterschiedlich ausgeprägt und kann in anderen Teilen Deutschlands bereits in den vorangegangenen Jahren aufgetreten sein. Vor dem Hintergrund der aktuellen Klimaänderung muss auch davon ausgegangen werden, dass Verhältnisse, wie die hier in Bayern für 2020 belegten, in Zukunft häufiger und deutlicher auftreten werden, da die Wahrscheinlichkeit für eine Häufung von aufeinanderfolgenden Trockenjahren durch die höheren Temperaturen und die Zunahme von niederschlagsarmen Perioden im Zuge des Klimawandels ansteigen wird. Aktuelle Studien (z.B. Buras et al., 2020) zeigen, dass durch das Erreichen der CO₂-Emissionsziele für niedrige und mittlere Szenarien (RCP 2.6 und RCP 4.5) sich nicht nur die absoluten Temperaturen, sondern auch das künftige Risiko für das Auftreten künftiger aufeinanderfolgender Trockenjahre verringern lässt. Entsprechend besteht eine zusätzliche Notwendigkeit, weitere Maßnahmen zur Emissionsminderung zu ergreifen.

13.6 Literatur

- Adams, H.D., Guardiola-Claramonte, M., Barron-Gafford, G.A., Villegas, J.C., Breshears, D.D., Zou, C.B., Troch, P.A. & Huxman, T.E. (2009). Temperature sensitivity of drought-induced tree mortality portends increased regional die-off under global-change-type drought. *PANS*, 106, 7063-7066.
- Ahrends, B., Heitkamp, F., Buresch, M., Evers, J., Hentschel, S., Bialozyt, R. & Meesenburg, H. (2023). Neue Herausforderungen an das Waldmanagement: Möglichkeiten und Grenzen des "Digital Soil Mapping" bei der Bereitstellung flächenhafter Datensätze für die Forstplanung am Beispiel von Hessen. *Allg. Forst- u. J.-Ztg.*, 192, 193-218.
- Allen, C.D., Macalady, A.K., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Vennetier, M., Kritzberger, T., Rigling, A., Breshears, D.D., Hogg, E.H., Gonzalez, P., Fensham, R., Zhang, Z., Castro, J., Demidova, J., Lim, J.-H., Allard, G., Running, S.W., Semerci, A. & Cobb, N. (2010). A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals merging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Management*, 259, 660-684.
- Allen, C.D., Breshears, D.D. & McDowell, N.G. (2015). On underestimation of global vulnerability to tree mortality and forest die-off from hotter drought in the Anthropocene. *Ecosphere*, 6, art129.
- Blauhut, V., Stoelzle, M., Ahopelto, L., Brunner, M.I., Teutschbein, C., Wendt, D.E., Akstinas, V., Bakke, S.J., Barker, L.J., Bartošová, L., Briede, A., Cammalleri, C., Kalin, K.C., De Stefano, L., Fendeková, M., Finger, D.C., Huysmans, M., Ivanov, M., Jaagus, J., Jakubínský, J., Krakovska, S., Laaha, G., Lakatos, M., Manevski, K., Neumann Andersen, M., Nikolova, N., Osuch, M., van Oel, P., Radeva, K., Romanowicz, R.J., Toth, E., Trnka, M., Urošev, M., Urquijo Reguera, J., Sauquet, E., Stevkov, A., Tallaksen, L.M., Trofimova, I., Van Loon, A.F., van Vliet, M.T.H., Vidal, J.P., Wanders, N., Werner, M., Willems, P. & Živković, N. (2022). Lessons from the 2018–2019 European droughts: a collective need for unifying drought risk management. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 22, 2201-2217.
- BMEL. (2016). *Der Wald in Deutschland – Ausgewählte Ergebnisse der dritten Bundeswaldinventur*. Bundesministerium für Ernährung und Landwirtschaft (BMEL), Berlin, 2. korrigierte Auflage, 56 S.
- Boergens, E., Güntner, A., Dobslaw, H. & Dahle, C. (2020). Quantifying the Central European Droughts in 2018 and 2019 With GRACE Follow-On. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL087285.

- Breshears, D.D., Cobb, N.S., Rich, P.M., Price, K.P., Allen, C.D., Balice, R.G., Romme, W.H., Kastens, J.H., Floyd, M.L., Belnap, J., Anderson, J.J., Myers, O.B. & Meyer, C.W. (2005). Regional vegetation die-off in response to global-change-type drought. *PNAS*, 102, 15144-15148.
- Brunson, J. C., (2020). ggalluvial: Layered Grammar for Alluvial Plots. *Journal of Open Source Software*, 5(49), S. 2017, <https://doi.org/10.21105/joss.02017>
- Buras, A., Rammig, A. & Zang, C.S. (2020). Quantifying impacts of the 2018 drought on European ecosystems in comparison to 2003. *Biogeosciences*, 17, 1655-1672.
- Cartwright, J.M., Littlefield, C.E., Michalak, J.L., Lawler, J.J. & Dobrowski, S.Z. (2020). Topographic, soil, and climate drivers of drought sensitivity in forests and shrublands of the Pacific Northwest, USA. *Scientific Reports*, 10, 18486.
- Federer, C.A., Vörösmarty, C. & Feketa, B. (2003). Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. *J. Hydrometeorol.*, 4, 1276-1290.
- Gauer, J., Feger, K.H. & Schwärzel, K. (2011). Erfassung und Bewertung des Wasserhaushalts von Waldstandorten in der forstlichen Standortskartierung: Gegenwärtiger Stand und künftige Anforderungen. *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz*, 7-16.
- Grillakis, M.G. (2019). Increase in severe and extreme soil moisture droughts for Europe under climate change. *Science of the Total Environment*, 660, 1245-1255.
- Habel, R., Ahrends, B., Falk, W., Weis, W., Fleck, S., Puhlmann, H., Stelzer, A.-S. & Nowack, R. (2023) Indikatorenvergleich für Trockenstress im Wald. *Forstliche Forschungsberichte München*, 224, 79-93.
- Hammel, K. & Kennel, M. (2001), Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90. *Forstliche Forschungsberichte München*, 185, 117 S.
- Hari, V., Rakovec, O., Markonis, Y., Hanel, M. & Kumar, R. (2020). Increased future occurrences of the exceptional 2018–2019 Central European drought under global warming. *Scientific Reports*, 10, 12207.
- Hastie, T.J. & Tibshirani, R.J. (1990) *Generalized Additive Models*. Chapman & Hall, London.
- Heitkamp, F., Ahrends, B., Evers, J. & Meesenburg, H. (2021). Spatial 3D mapping of forest soil carbon stocks in Hesse, Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, <https://doi.org/10.1002/jpln.202100138>.
- Maitah, M., Toth, D., Malec, K., Appiah-Kubi, S.N.K., Maitah, K., Paňka, D., Prus, P., Janků, J. & Romanowski, R. (2022). The Impacts of Calamity Logging on the Sustainable Development of Spruce Fuel Biomass Prices and Spruce Pulp Prices in the Czech Republic. *Forests*, 13, 97.
- McDowell, N., Pockman, W.T., Allen, C.D., Breshears, D.D., Cobb, N., Kolb, T., Plaut, J., Sperry, J., West, A., Williams, D.G. & Yezpe, E. (2008). Mechanisms of plant survival and mortality during drought: why do some plants survive while others succumb to drought? *New Phytol.*, 178, 719-739.
- Mette, T., Osenstetter, S., Brandl, S., Falk, W. & Kölling, C. (2016). Klassifikation oder Kontinuum: Wasserhaushalt in der traditionellen Standortskartierung und neuartigen physiographischen Standortsinformationssystemen. *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz*, 16, 55-68.
- Overbeck, M., Schmidt, M., Fischer, C., Evers, J., Schultze, A., Hövelmann, T. & Spellmann, H. (2011). Ein statistisches Modell zur Regionalisierung der nutzbaren Feldkapazität von Waldstandorten in Niedersachsen. *Forstarchiv*, 82, 92-100.
- Overpeck, J. & Udall, B. (2010). Climate change. Dry times ahead. *Science*, 328, 1642-1643.
- Pasho, E., Camarero, J.J., de Luis, M. & Vicente-Serrano, S.M. (2011). Impacts of drought at different time scales on forest growth across a wide climatic gradient in north-eastern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 1800-1811.
- Peterman, W., Waring, R.H., Seager, T. & Pollock, W.L. (2013). Soil properties affect pinyon pine – juniper response to drought. *Ecohydrology*, 6, 455-463.
- Philip S, Kew S, Van der Wiel K, Wanders N, Van Oldenborgh G (2020). Regional differentiation in climate change induced drought trends in the Netherlands. *Environ. Res. Lett.* 15(9):094,081. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab97ca>
- Puhlmann, H., Schmidt-Walter, P., Hartmann, P., Meesenburg, H. & von Wilpert, K. (2019). Soil Water Budget and Drought Stress. Status and Dynamics of Forests in Germany: Results of the National Forest Monitoring (eds N. Wellbrock & A. Bolte), *Ecol. Studies* 237, 55-91. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-15734-0_3.
- Rakovec, O., Samaniego, L., Hari, V., Markonis, Y., Moravec, V., Thober, S., Hanel, M. & Kumar, R. (2022). The 2018–2020 Multi-Year Drought Sets a New Benchmark in Europe. *Earth's Future*, 10, e2021EF002394.
- Salomón, R.L., Peters, R.L., Zweifel, R., Sass-Klaassen, U.G.W., Stegehuis, A.I., Smiljanic, M., Poyatos, R., Babst, F., Cienciala, E., Fonti, P., Lerink, B.J.W., Lindner, M., Martinez-Vilalta, J., Mencuccini, M., Nabuurs, G.-J., van der Maaten, E., von Arx, G., Bär, A., Akhmetzhanov, L., Balanzategui, D., Bellan, M., Bendix, J., Berveiller, D., Blaženc, M., Čada, V., Carraro, V., Cecchini, S., Chan, T., Conedera, M., Delpierre, N., Delzon, S., Ditmarová, L., Dolezal, J., Dufrêne, E., Edvardsson, J., Ehekircher, S., Forner, A., Frouz, J., Ganthaler, A., Gryc, V., Güney, A., Heinrich, I., Hentschel, R., Janda, P., Ježík, M., Kahle, H.-P., Knüsel, S., Krejza, J., Kuberski, Ł., Kučera, J., Lebourgeois, F., Mikoláš, M., Matula, R., Mayr, S., Oberhuber, W., Obojes, N., Osborne, B., Paljakka, T., Plichta, R., Rabbal, I., Rathgeber, C.B.K., Salmon, Y., Saunders, M., Scharnweber, T., Sitková, Z., Stangler, D.F., Stereńczak, K., Stojanović, M., Štrélcová, K., Světlík, J., Svoboda, M., Tobin, B., Trotsiuk, V., Urban, J., Valladares, F., Vavřík, H., Vejpustková, M., Walthert, L., Wilmking, M., Zin, E., Zou, J. & Steppe, K. (2022) The 2018 European heatwave led to stem dehydration but not to consistent growth reductions in forests. *Nature communications*, 13, 28.
- Samaniego, L., Kumar, R. & Zink, M. (2013). Implications of Parameter Uncertainty on Soil Moisture Drought Analysis in Germany. *J. Hydrometeorol.*, 40, 47-68.
- Samaniego, L., Thober, S., Kumar, R., Wanders, N., Rakovec, O., Pan, M., Zink, M., Sheffield, J., Wood, E.F. & Marx, A. (2018). Anthropogenic warming exacerbates European soil moisture droughts. *Nature Climate Change*, 8, 421-426.

- Schlyter, P., Stjernquist, I., Barring, L., Jönsson, A.M. & Nilsson, C. (2006). Assessment of the impacts of climate change and weather extremes on boreal forests in northern Europe, focusing on Norway spruce. *Climate Res.*, 31, 75-84.
- Scharnweber, T., Smiljanic, M., Cruz-García, R., Manthey, M. & Wilmking, M. (2020). Tree growth at the end of the 21st century - the extreme years 2018/19 as template for future growth conditions. *Environmental Research Letters*, 15, 074022.
- Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B. & Teuling, A.J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125-161.
- Speich, M.J.R. (2019). Quantifying and modeling water availability in temperate forests: a review of drought and aridity indices. *iForest*, 12, 1-16.
- Thiele, J.C., Nuske, R., Ahrends, B., Panferov, O., Albert, M., Staupendahl, K., Junghans, U., Jansen, M. & Saborowski, J. (2017). Climate change impact assessment—A simulation experiment with Norway spruce for a forest district in Central Europe. *Ecol. Model.*, 346, 30-47.
- Toth, D., Maitah, M., Maitah, K. & Jarolínová, V. (2020). The Impacts of Calamity Logging on the Development of Spruce Wood Prices in Czech Forestry. *Forests*, 11, 283.
- Tredennick, A.T., Hooker, G., Ellner, S.P. & Adler, P.B. (2021). A practical guide to selecting models for exploration, inference, and prediction in ecology. *Ecology*, 102, e03336.
- Van der Wiel, K., Batelaan, T.J. & Wanders, N. (2022). Large increases of multi-year droughts in north-western Europe in a warmer climate. *Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00382-00022-06373-00383>.
- Von Arnim, G., Möhring, B. & Paul, C. (2021). Constrained liquidity during forest calamities: an explorative study for adaptation in private forest enterprises in Germany. *Austrian J. of Forest Science*, 138, 395-412.
- Walthert, L., Ganthaler, A., Mayr, S., Saurer, M., Waldner, P., Walser, M., Zweifel, R. & von Arx, G. (2021). From the comfort zone to crown dieback: Sequence of physiological stress thresholds in mature European beech trees across progressive drought. *Science of the Total Environment*, 753, 141792.
- Weed, A.S., Ayres, M.P. & Hicke, J.A. (2013). Consequences of climate change for biotic disturbances in North American forests. *Ecological Monographs*, 83, 441-470.
- Weis, W., Ahrends, B., Fleck, S., Habel, R., & Wellpott, A. (2023). Modellparameter zur Abbildung des Standortswasserhaushalts mit LWF-Brook90. *Forstliche Forschungsberichte München*, 224, 22-52.
- Weis, W., Wellpott, A., & Falk, W. (2023). Neubeurteilung des Wasserhaushalts in der bayerischen Standortskartierung. *Forstliche Forschungsberichte München*, 224, 94-111.
- Wellpott, A., Weis, W., & Falk, W. (2023). Bayernweite Wasserhaushaltsbewertung im Standortinformationssystem BaSIS. *Forstliche Forschungsberichte München*, 224, 112-121.
- Wickham, H (2016). *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag, New York, 2016.
- Ziche, D., Riek, W., Russ, A., Hentschel, R. & Martin, J. (2021). Water Budgets of Managed Forests in Northeast Germany under Climate Change—Results from a Model Study on Forest Monitoring Sites. *Applied Sciences*, 11, 2403.
- Zscheischler, J. & Fischer, E.M. (2020). The record-breaking compound hot and dry 2018 growing season in Germany. *Weather and Climate Extremes*, 29, 100270.