

Friedrich- Schiller-Universität Jena

Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät

Institut für Geowissenschaften

Wissenschaftliche Arbeit im Rahmen des Bachelorabschlusses

Betreuer:

Dr. Miguel Machecha, Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Model-Data Integration Group

Dr. Dirk Merten, Institut für Geowissenschaften

**Vergleich eines Bodenfeuchte-Satellitendatensatzes mit einem Index für
Wasserverfügbarkeit in Europa (1991-2010)**

Vorgelegt von:

Marius Hasenheit

Studiengang: BioGeoWissenschaften

Matrikelnummer: 106162

Schlossgasse 2

07743 Jena

Jena, den 19.01.12

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	III
Formelverzeichnis	V
Abkürzungsverzeichnis.....	VI
Zusammenfassung	1
Summary	2
1 Einführung.....	3
2 Material und Methoden.....	9
2.1 Definition der Bodenfeuchte	9
2.2 Daten.....	10
2.2.1 Satellitenbasierter Bodenfeuchtedatensatz	10
2.2.2 Wasserverfügbarkeitsindex (water available index, WAI).....	13
2.3 Statistische Analyse.....	19
2.3.1 Verteilung und Lage der Daten	20
2.3.2 Standardabweichung	21
2.3.3 Quantilkarten	21
2.3.4 Saisonale Schwankungen und Anomalien	22
2.3.5 Gradienten über die Breitengrade	22
3 Ergebnisse der statistischen Analyse	23
3.1 Verteilung und Lage der Daten	23
3.2 Standardabweichung	27
3.3 Quantilkarten	29
3.4 Saisonale Schwankungen & Anomalien	32
3.5 Gradienten über die Breitengrade.....	38
4 Diskussion	40
4.1 Statistische Analyse.....	40
4.1.1 Verteilung und Lage der Daten	41

4.1.2	Standardabweichung	42
4.1.3	Quantilkarten	43
4.1.4	Saisonale Schwankungen & Anomalien	46
4.1.5	Gradienten über die Breitengrade	49
4.2	Generelle Diskussion	53
4.2.1	Prinzipieller Vorteil der Bodenfeuchtedatensatzkombination und mögliche Fehlerquellen 53	
4.2.2	Einschätzung von SM	54
4.2.3	Einschätzung von WAir	54
4.2.4	Alternative Lösungsstrategien	55
5	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	59
	Literatur	62
	Danksagung.....	64
	Selbstständigkeitserklärung.....	65

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Bodenfeuchte-, Evapotranspiration und Temperaturinteraktion (Seneviratne, Corti et al. 2010)
- Abb. 2: Bodenfeuchte-, Evapotranspiration und Niederschlagsinteraktion (Seneviratne, Corti et al. 2010)
- Abb. 3: Eigene Darstellung der Bodenfeuchteparameter
- Abb. 4: Europakarte der Lückenhäufigkeit des Satellitendatensatzes SM in Prozent (%), 1991-2010
- Abb. 5: Evapotranspirationsparameter λ als Box Plot von (Jung 2011)
- Abb. 6: WAI, FPAR OBS, FPAR MOD im nördlichen Gürtel der Savanne, 2006 - 2010, von (Jung 2011)
- Abb. 7: WAI, FPAR OBS, FPAR MOD am Horn von Afrika, 2006 - 2010, von (Jung 2011)
- Abb. 8: Histogramm von SM (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%), 1991-2010)
- Abb. 9: Histogramm von WAIr (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%), 1991-2010)
- Abb. 10: Boxplot (nach John W. Tukey) von SM (mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010
- Abb. 11: Boxplot (nach John W. Tukey) von WAIr (mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010
- Abb. 12: arithmetische Mittel von SM pro Pixel über gesamten Zeitraum (1991-2010) (mit Lücken) in %
- Abb. 13: arithmetische Mittel von WAIr pro Pixel über gesamten Zeitraum (1991-2010) (mit Lücken) in %
- Abb. 14: Streudiagramm der Mittelwerte (über den gesamten Zeitraum, 1991-2010) von SM und WAIr
- Abb. 15: Median pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM (mit Lücken) in %
- Abb. 16: Median pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von WAIr (mit Lücken) in %
- Abb. 17: Standardabweichung pro Pixel über den Zeitraum 1991-2010 von SM (Daten mit Lücken) in %
- Abb. 18: Standardabweichung pro Pixel über den Zeitraum 1991-2010 von WAIr (Daten mit Lücken) in %
- Abb. 19: Streudiagramm der Standardabweichungswerte (1991-2010) von SM und WAIr in %
- Abb. 20: 0,95-Quantil pro Pixel (1991-2010) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in %

Abb. 21: 0,95-Quantil pro Pixel (1991-2010) von WAir (monatliche Daten mit Lücken) in %

Abb. 22: . Streudiagramm der 0,95-Quantil-Wertepaare von SM und WAir (1991-2010) mit Lücken in %

Abb. 23: 0,05-Quantil pro Pixel (1991-2010) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in %

Abb. 24: 0,05-Quantil pro Pixel (1991-2010) von WAir (monatliche Daten mit Lücken) in %

Abb. 25: Streudiagramm der 0.05-Quantil-Wertepaare von SM und WAir in % 1991-2010

Abb. 26: Verlauf des arithmetischen Mittels der Bodenfeuchte über das Jahr von SM in (%), 1991-2010

Abb. 27: Verlauf des arithmetischen Mittels der Bodenfeuchte über das Jahr von WAir in (%), 1991-2010

Abb. 28: Verlauf der Anomalien über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM

Abb. 29: summierte Anzahl der Lücken im Datensatz über den gesamten Zeitraum (1991-2010)

Abb. 30: Verlauf der Anomalien (1991-2010) von SM. Ab einer Datenqualität von < 10% Lücken

Abb. 31: Verlauf der Anomalien (1991-2010) von WAir. Ab einer Datenqualität von < 10% Lücken

Abb. 32: Europakarte zum Zeitpunkt (August 1996) des SM-Pixels des negativsten Anomaliewertes

Abb. 33: zu SM korrespondierende WAir-Europakarte zum Zeitpunkt des negativsten SM-

Abb. 34: Streudiagramm von den monatlichen SM- und WAir-Werten (in %) im August 1996

Abb. 35: zum WAir korrespondierende SM-Europakarte zum Zeitpunkt des negativsten WAir- Pixels

Abb. 36: Europakarte zum Zeitpunkt (August 1994) des WAir-Pixels des negativsten Anomaliewertes

Abb. 37: Streudiagramm von den monatlichen SM- und WAir-Werten (im August 1994)

Abb. 38: Gradienten der SM-Mittelwerte (des gesamten Zeitraums) über die Breitengrade

Abb. 39: Gradienten der WAir-Mittelwerte (des gesamten Zeitraums) über die Breitengrade

Abb. 40: Gradienten der Standardabweichung (über die Zeit) von SM über die Breitengrade in Europa

Abb. 41: Gradienten der Standardabweichung (über die Zeit) von WAir über die Breitengrade in Europa

Abb. 42: Zeitreihe des Korrelationskoeffizienten (von WAir und SM) der Bodenfeuchtwerte

Abb. 43: Europakarte (Buckman and Brady 2007)

Abb. 44: Mittelwert pro Pixel über die Zeit von SM, in (%), mit roten Linie beim 42,75. Breitengrad

Abb. 45: Mittelwert pro Pixel über die Zeit von WAIr, in (%), mit roten Linie beim 42,75. Breitengrad

Abb. 46: SM-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

Abb. 47: WAIr-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

Abb. 48: WAIr-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Millimeter (mm)

Abb. 49: Europakarte European Commission, DG Joint Research Centre

Abb. 50: zwei Weltkarten nach dem GLACE-1-Projekt nach (Koster, Guo et al. 2005)

Formelverzeichnis

1. Formel: Bodenfeuchte als Wasservolumen pro Bodenvolumen
2. Formel: Bodenfeuchte als Sättigungsgrad (aktuelle Sättigung dividiert mit maximalster Sättigung)
3. Formel: Bodenfeuchteindex (vorherige Formel präzisiert mit permanenten Welkepunkt & Feldkapazität)
4. Formel: konzeptionelle Grundlage des water availability index (WAI)
5. Formel: Inputformel des water availability index (WAI)
6. Formel: Outputformel des water availability index (WAI)
7. Formel: wasserlimitierte Evapotranspiration des water availability index (WAI)
8. Formel: Gesamtformel des water availability index (WAI)
9. Formel: Formel zur Berechnung des arithmetischen Mittels
10. Formel: Formel zur Berechnung der Standardabweichung

Abkürzungsverzeichnis

Ebd. - ebenda

et al. - et alii

FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations

FPAR - Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation

FPAR MOD - Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation Modelled

FPAR OBS - Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation Observed

IPCC - Intergovernmental Panel On Climate Change

PDSI - Palmer Drought Severity Index

SM -soil moisture data set

WAI - water availability index

WAIr - water availability index

Zusammenfassung

Bodenfeuchte ist für die globalen Stoff- und Energiekreisläufe von Bedeutung; über die Transpiration der Pflanzen und Evaporation beeinflusst Bodenfeuchte das Klima (Seneviratne, Luthi et al. 2006). Das Erfassen der Bodenfeuchte ist demnach von Nötigkeit, um Stoff- und Energiekreisläufe analysieren und quantifizieren zu können, sowie um Klimavorhersagen zu treffen. Jedoch stellt die Erfassung von Bodenfeuchte große Ansprüche an die Messmethode, da Bodenfeuchte räumlich und zeitlich sehr heterogen verteilt vorliegt und nicht großräumlich durch in situ-Messmethoden erfasst werden kann. Eine Möglichkeit der Bodenfeuchteerfassung ist die satellitenbasierte Fernerkundung, eine weitere die Modellierung. In dieser Arbeit werden satellitenbasierte Fernerkundungsdaten mit einem Wasserverfügbarkeitsmodell verglichen, um Modell und Satellitendaten zu beschreiben. Bei diesem Vergleich werden viele Ähnlichkeiten der räumlichen und zeitlichen Bodenfeuchteverteilung in Europa festgestellt. Auch können Ähnlichkeiten in der räumlichen Verteilung vieler statistischer Merkmale wie Standardabweichung, arithmetische Mittel, 0,05-Quantilskarte und dem Verlauf des Mittelwertes über die Breitengrade ermittelt werden. Es liegen jedoch große Unterschiede in der Werteverteilung, dem jährlichen, gemittelten Jahresgang und der Sensitivität gegenüber extremeren Werten vor. Es wird außerdem deutlich, dass sich ein Wasserverfügbarkeitsmodell und Satellitendaten nur bedingt vergleichen lassen, da konzeptionelle Unterschiede bestehen. Des Weiteren weisen die Satellitendaten, vor allem in Dürreperioden, sehr viele Lücken auf und sind daher nur von durchschnittlicher Qualität. Dem Anspruch dieser Arbeit, die Dürreperioden genauer zu untersuchen, können die Satellitendaten nur eingeschränkt nachkommen.

Summary

Soil moisture plays a role in the water, energy and carbon cycles and has an effect on climate (Seneviratne, Luthi et al. 2006). Therefore, the measurement of soil moisture is important to analyze and quantify material and energy cycles and to forecast climate. But the estimation of soil moisture poses a challenge, because soil moisture is distributed very heterogeneously in time and geographical position. It cannot be measured by In-situ-methods. A possibility to measure soil moisture is remote sensing, another modeling. In this thesis a satellite based dataset and a water availability index are compared. Comparing those soil moisture products, a lot of similarities in spatial distribution of mean-, standard deviation-, 0,05 quantile map and the course of the mean over the latitudes is identified. However, there are big differences in the values distribution, the seasonal cycle and the sensitivity towards extreme values. It is also difficult to compare a water availability index with satellite data because of conceptual differences. Apart of that, there are a lot of gaps, especially in drought times. The focus of this thesis on drought can only be fulfilled in a limited way.

1 Einführung

Bodenfeuchte ist eine wichtige Variable im globalen Wasser-, Energie-, Kohlenstoffkreislauf und im Klimasystem. Das Bindeglied ist dabei oftmals die Biosphäre (Seneviratne, Corti et al. 2010). Das Speichermedium dieser Feuchtigkeit, das Bodengefüge, ist ein Dreiphasensystem. Dieses besteht aus einer Festphase (Bodenmatrix aus organischem und anorganischem Material), einer flüssigen Phase (Bodenwasser und darin gelöster organischer und anorganischer Stoffe) sowie einem gasförmigen Anteil (Bodenluft) (Scheffer and Schachtschabel 2009). Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der flüssigen Phase, welche einen großen Einfluss auf die terrestrische Biosphäre hat.

Bodenfeuchte hat aufgrund der physikalischen Eigenschaften von Wasser einen direkten Einfluss auf die globalen Energieflüsse. Für die Verdunstung von Wasser, Schmelze oder Sublimation von Eis braucht es relativ große Energiemengen, da die Wasserstoffbrückenbindungen des Wassers überwunden werden müssen (Scheffer and Schachtschabel 2009). Meist wird diese nötige Energie der Sonnenenergie entnommen. Auf den Boden treffende Sonnenstrahlen werden reflektiert oder vom Bodenmaterial (indirekt auch durch Porengas) und Wasser absorbiert. Verdunstet Bodenwasser, entnimmt es der Umgebung, dem Bodenmaterial (beziehungsweise Porengas), die dafür nötige Energiemenge. Das verdunstende Wasser fungiert demnach als Energiespeicher. Bei der Kondensation wird diese Energie, latente Wärme genannt, frei. Über diese Prozesse nimmt Bodenfeuchte auf die Lufttemperatur der bodennahen Luftschicht und Niederschlag Einfluss (Seneviratne, Corti et al. 2010). Des Weiteren wirkt Bodenfeuchte limitierend auf die Evapotranspiration. Evapotranspiration bezeichnet die physikalische Verdunstung von Wasser über unbewachsenen Oberflächen und freien Gewässern (Evaporation) sowie die Wasserabgabe von Pflanzen (Transpiration). Auch die Infiltration (Wasseraufnahme durch die Bodenoberfläche) von Niederschlag wird durch Bodenfeuchte beeinflusst (Wagner 2003). Die Infiltration von Wasser nimmt mit zunehmender Wassersättigung ab, da sich der verbleibende freie Wasserspeicher des Bodens durch bereits infiltriertes Wasser verringert.

Diese physikalischen Prozesse sind durch die Biosphäre gesteuert, so beeinflusst zum Beispiel die Vegetationsdichte den Wasserrückhalt auf Vegetationsbestandteilen (Interzeption). Auch die atmosphärische Feuchte wird durch die Biosphäre gesteuert. Entnehmen Pflanzen mehr Bodenwasser, so steigt die Transpirationsrate. Über diese Transpiration gelangt dieses Bodenwasser in die Atmosphäre, wo es kondensieren und als Niederschlag zurück zum Boden gelangen kann. Von dem

globalen Niederschlag über den Landflächen gelangen 60% erneut in die Atmosphäre (Oki and Kanae 2006). Der restliche Anteil des Niederschlags wird (verkürzt dargestellt) als ober- oder unterirdischer Abfluss Wasserkörpern zugeführt (Herrmann 1977).

Abbildung 1. zeigt den möglichen Einfluss einer negativen Bodenfeuchteanomalie auf die Temperatur.

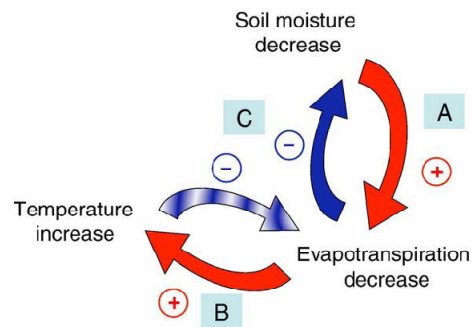


Abb. 1. Vereinfachte Darstellung der Interaktion von Bodenfeuchte, Evapotranspiration und Temperatur, nach (Seneviratne, Corti et al. 2010), die blauen Pfeile stellen negative, die roten positive Rückkopplungen dar

Nimmt die Bodenfeuchte ab, verringert sich neben der biologischen Wasserverfügbarkeit die Transpiration der Pflanzen. Des Weiteren verringert sich die Evaporation mit dem Wasserangebot. Daher steht weniger Wasser zur Verfügung, welches Wärmeenergie bei dessen Verdunstung aufnehmen und latente Energie speichern kann. Durch die Abnahme des Anteils der latenten Wärme und den damit verbundenen Anstieg der fühlbaren Wärme steigt die Temperatur (Abbildung 1). Der blau schraffierte Pfeil in Abbildung 1 verdeutlicht das mögliche Ansteigen der Evaporation durch die gestiegene Temperatur. In diesem Fall handelt es sich um eine positive Rückkopplung (Seneviratne, Corti et al. 2010). Doch ist es auch möglich, dass die Pflanzen aufgrund von Temperaturstress ihre Transpiration senken, und so die Evapotranspiration abnimmt. Die Wechselwirkungen von Bodenfeuchtigkeit, Evapotranspiration und Temperatur haben indirekt Einfluss auf das Klima vor allem in der bodennahen Bodenschicht und Niederschlagsbildung (Ebd.).

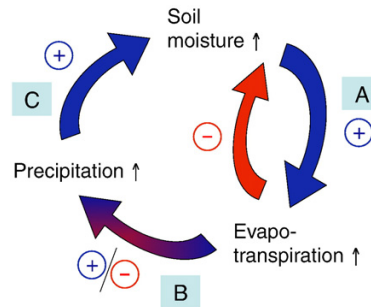


Abb. 2. vereinfachte Darstellung der Interaktion von Bodenfeuchte, Evapotranspiration und Niederschlag, nach (Seneviratne, Corti et al. 2010), die blauen Pfeile stellen negative, die roten positive Rückkopplungen dar

Wie in Abbildung 1 dargestellt, beeinflusst die Bodenfeuchte die Evapotranspiration, die die atmosphärische Feuchte maßgeblich bestimmt. Das Angebot von atmosphärischer Feuchtigkeit beeinflusst den Umfang des Niederschlags, welcher Input für die Bodenfeuchtigkeit ist (Abbildung 2). In der Luftfeuchte-Niederschlags-Interaktion gibt es zu beachtende Faktoren. So führt erhöhter Niederschlag über bereits gesättigtem Boden aufgrund einer verringerten Infiltrationsrate zu signifikantem Oberflächenabfluss (Horton 1933). Hingegen ist es in einer stark erwärmten Troposphäre möglich, dass fallender Niederschlag verdunstet und demnach keine direkte Auswirkung auf die Bodenfeuchtigkeit hat (Pal, Small et al. 2000). Auch das Wasser des Interzeptionsspeichers verdunstet teilweise unmittelbar und kann so den Kreislauf schließen ohne zwischenzeitlich im Boden gespeichert zu sein. Von diesen Fällen abgesehen gibt es eine direkte Abhängigkeit von Niederschlag und Bodenfeuchtigkeit.

Die Regionen, welche eine solche erhöhte Bodenfeuchte-Niederschlags-Interaktion aufweisen, entsprechen zu einem großen Anteil den Regionen mit einer hohen Bodenfeuchte-Temperatur-Interaktion (Abbildung 50 (c) und (d)). Besonders äquatoriale Gebiete, der mittlere Westen der USA, Regionen in Ostchina und Nordosteuropa weisen solche starke Interaktionen auf (Seneviratne, Corti et al. 2010).

Die Rückwirkungskopplungen der veränderten Bodenfeuchtigkeit in den Abbildungen 1 und 2 sind stark vereinfacht dargestellt. Es gibt eine Vielzahl weiterer Prozesse, die Einfluss nehmen. Eine erhöhte Evapotranspiration führt zum Beispiel, durch die einhergehende Wolkenbildung, unter Umständen zu verminderter Sonneneinstrahlung (Ebd.). Diese Rückkopplung vermag die Evapotranspiration zu

limitieren oder abzusenken. Alle möglichen Rückwirkungen sind nicht lokal beschränkt und können benachbarte Gebiete betreffen. In dieser Arbeit sind diese räumlichen sowie die zeitlichen Muster der Bodenfeuchte von Interesse.

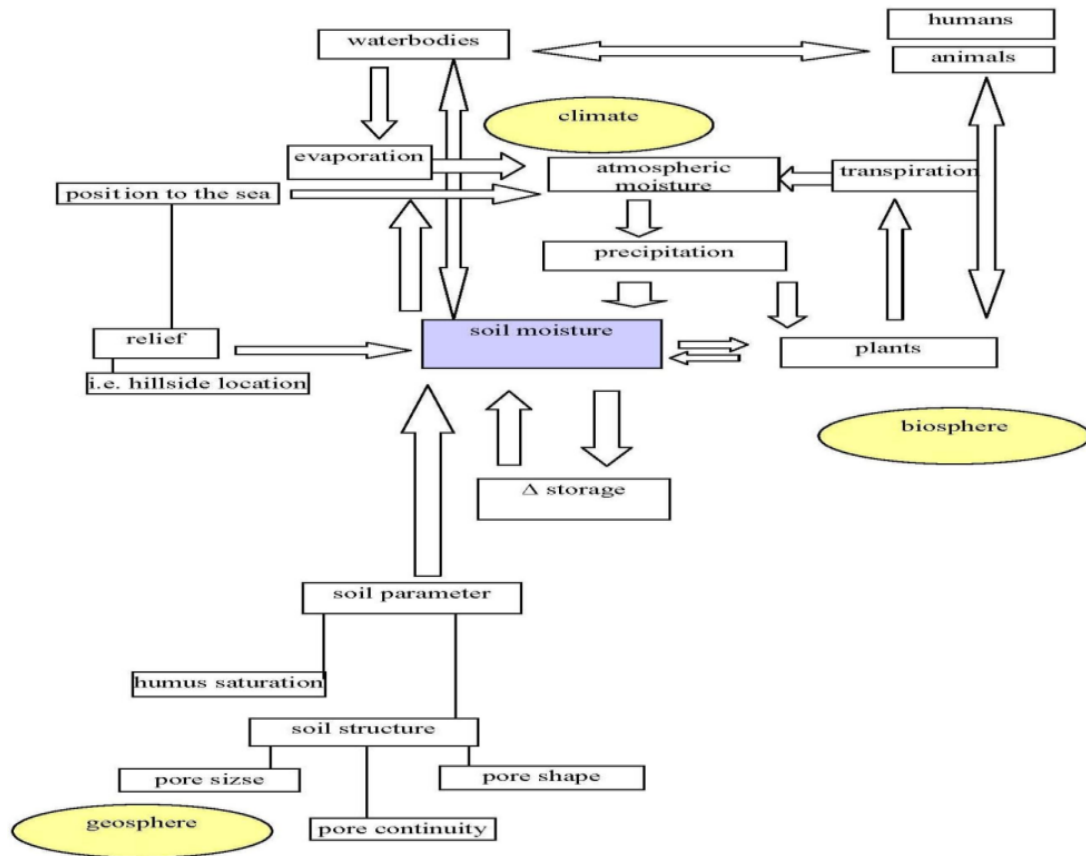


Abb. 3. Eigene Darstellung der Parameter, welche die Bodenfeuchte bedingen.

Abbildung 3 zeigt eine Übersicht der Faktoren, die Bodenfeuchte beeinflussen. Unterteilt wurden diese Faktoren in Biosphäre, Geosphäre und Klima. Die klimatischen Faktoren sind vor allem der Hydrosphäre zuzuordnen. Grundlegende Parameter, die den Umfang der Bodenfeuchte beschreiben, sind Größe, Form und Kontinuität (Konnektivität) der Poren. Je kleiner, unregelmäßiger geformt und nicht miteinander verbunden die Poren sind, desto stärker wird das Bodenwasser durch zwischenmolekulare Kräfte gebunden (Scheffer and Schachtschabel 2009). Auch organisches Material (soil organic matter, SOM), dessen Anteil ein wichtiger Parameter der Bodenmatrix ist, weist ein hohes Potenzial solcher zwischenmolekularer Kräfte auf.

Auch die geografische Position des zu untersuchenden Areals ist entscheidend. Das kontinentale Klima der vom Meer entfernten geografischen Zonen ist trockener und unterliegt größeren jährlichen Temperaturschwankungen. Das maritime Klima der nahe am Meer exponierten geografischen Regionen weist hingegen einen häufigeren Niederschlag und geringere jährliche Temperaturschwankungen auf. Der Umfang und Variabilität sind dabei von der Meeresoberflächentemperatur abhängig (Paegle and Kingtse 2001).

Vernachlässigt wurde in der Abbildung 3 der anthropogene Einfluss auf die Vegetation und die Artenvielfalt, welche die Stoffspeicher (stocks) und -flüsse (fluxes) beeinflusst (Steinbeiss, Beßler et al. 2008). Auch auf das Relief und Wasserkörper nimmt der Mensch mit Flussbegradigungen, künstlicher Bewässerung, welche teilweise auf fossilem Wasser basiert, direkt Einfluss (Evenson and Pingali 2007). Des Weiteren beeinflussen Bodenverdichtung, Humusverlust, Erosion und Landnutzung den Boden und somit dessen Fähigkeit Wasser zu speichern (Jipp, Nepstad et al. 1998).

Mit dem vermehrten Ausstoß von Treibhausgasen scheint die langfristige Klimavariabilität Europas anzusteigen (Vidale, Lüthi et al. 2007). Eine Folge der ansteigenden Klimavariabilität sind häufiger auftretende Trockenzeiten. Diese Dürren beeinflussen, mit ihrer Bedeutung für die Wasserverfügbarkeit, Pflanzenwachstum und so auch die Bruttoprimaryproduktion (Gross Primary Productivity, GPP) und Atmung des terrestrischen Ökosystems (Terrestrial Ecosystem Respiration, TER). (van der Molen, Dolman et al. 2011) Die Bodenfeuchte, als Teil der Wasserverfügbarkeit, ist demnach wichtiger Indikator für die Produktivität und den Zustand der Biosphäre, und lässt Rückschlüsse über den Einfluss von klimatischen Faktoren zu.

Dürren nahmen in ihrer geographischen Ausbreitung innerhalb der letzten 40 Jahre signifikant zu. (Dai, Trenberth et al. 2004) Die meisten Klimaprojektionen des IPCC (Intergovernmental Panel On Climate Change) gehen von häufigeren und stärkeren Dürren im Vergleich zu den heutigen Umständen aus (IPCC and Pachauri 2007).

Es stellt sich nun die Frage, inwieweit sich die Biosphäre mit häufiger auftretenden Trockenzeiten verändert. Pflanzen reagieren physiologisch und strukturell auf Dürren. Grundsätzlich kann sich die Artenzusammensetzung bei vermehrt auftretenden Dürren verändern. Physiologische Veränderungen beinhalten eine veränderte Enzymaktivität und verändertes Verhalten der Spaltöffnungen des Blattes (Stomata). Strukturelle Veränderungen, welche außerdem die GPP beeinflussen können, beinhalten Veränderungen der Blattgröße und Stomataanzahl. Auch kann sich das Wurzelvolumen der Pflanze

verändern. Eine von einigen Pflanzen angewendete Strategie ist es, vermehrt Feinwurzeln zu bilden, um so mit minimalem Kohlenstoffverbrauch die Wasserversorgung sicher zu stellen. (Metcalf, Meir et al. 2008) Diese Pflanzenanpassungen haben eine Vielzahl von Auswirkungen. Wird die Stomataanzahl reduziert oder vorhandene Spaltöffnungen weniger geöffnet, so transpiert weniger Wasser in die Atmosphäre. Es wird demnach weniger Bodenfeuchte verbraucht, jedoch auch weniger Wasser für die Niederschlagsbildung zur Verfügung gestellt. Es gibt Hinweise auf eine verringerte Stomataaktivität der Pflanzen. Diese können ihren Kohlenstoffdioxidbedarf durch die anthropogen erhöhte Konzentration dieses Spurengases bereits bei geringerer Stomataaktivität decken. (Katul, Manzoni et al. 2010)

Es ist bei der großräumlichen Erfassung der Bodenfeuchte nicht möglich, auf Daten von In-situ-Messungen zurückzugreifen. Stattdessen können empirische Modelle oder die Fernerkundung (remote sensing) im Mikrowellenbereich genutzt werden. Aktive und passive Mikrowellensensoren können Bodenfeuchte erfassen und zu Datensätzen zusammengefasst werden (Liu, Parinussa et al. 2011). Mittels dieser Methode kann der Verlauf, die Variation und der langfristige Wandel von Bodenfeuchte auf lokaler und globaler Skala abgeschätzt werden (Wagner, Naeimi et al. 2006).

In dieser Arbeit werden solche satellitenbasierten Fernerkundungsdaten (SM) mit dem Wasserverfügbarkeitsindex (WAI) verglichen. Die statistische Beschreibung beider Datensätze und dessen Vergleich soll Gemeinsamkeiten und Unterschiede beider Erfassungen darstellen. Die räumlichen Muster von SM und WAI der statistischen Merkmalen wie Mittelwert, Standardabweichung und Quantilskarten beider Datensätze sollen verglichen werden. Ein besonderer Fokus der statistischen Betrachtung bezieht sich auf Extremwetterlagen wie Dürren. Dabei stellt sich die Frage, ob der WAI ausreichend sensibel auf Extremwetterlagen reagiert. Des Weiteren ist mit einer Analyse der Lückenhaftigkeit zu klären, ob die Qualität der satellitenbasierten Fernerkundungsdaten Dürrenanalysen ermöglicht.

2 Material und Methoden

2.1 Definition der Bodenfeuchte

Bodenfeuchte ist allgemein als Wasseranteil der wasserungesättigten (vadosen) Zone definiert, die exakten Definitionen können variieren (Seneviratne, Corti et al. 2010). Dieser Wasseranteil ist als absoluter, relativer oder indirekter Wert beschreibbar. Oft ist nur ein Teil der Bodenfeuchte relevant oder messbar, weshalb ein definiertes Vergleichsvolumen benötigt wird (Ebd.). Bodenfeuchte (θ) kann zum Beispiel als Wasservolumen pro Bodenvolumen (als volumetrischer Wassergehalt) angegeben werden (Ebd.).

$$\theta = \frac{V_{\text{H}_2\text{O}}}{V_{\text{Boden}}} [m^3 \cdot m^{-3}]; [mm \cdot mm^{-1}] \quad 1. \text{ Formel}$$

Eine weitere Definition beschreibt die Sättigung eines Bodenvolumens durch Wasser. Die aktuelle Sättigung $\theta_{\text{akt.}}$ wird dabei durch die maximale Sättigung $\theta_{\text{max.}}$ geteilt. Der entstehende Quotient, θ_s , gibt als Zahl zwischen 0 und 1 den Sättigungsgrad an. (Ebd.)

$$\theta_s = \frac{\theta_{\text{akt.}}}{\theta_{\text{max.}}} [m^3 \cdot m^{-3}]; [mm \cdot mm^{-1}] \quad 2. \text{ Formel}$$

Die maximale Sättigung ist dabei von der Porengröße, -form und -kontinuität abhängig. Dieser Quotient gibt nur bedingt den Anteil pflanzenverfügbaren Wassers an. Kohäsion und Adhäsion können Wasser so stark binden, dass es für Pflanzen nicht extrahierbar ist. Dieser Punkt wird permanenter Welkepunkt (PWP.) genannt. Die obere Grenze der Wassersättigung des Bodens wird Feldkapazität (FK.) genannt (Ebd.). Werden diese Grenzen berücksichtigt so lässt sich die Formel präzisieren.

$$\text{BFI} = \frac{\theta - \theta_{\text{PWP.}}}{\theta_{\text{FK.}} - \theta_{\text{PWP.}}} [m^3 \cdot m^{-3}] [mm \cdot mm^{-1}] \quad 3. \text{ Formel}$$

Von Extremsituationen wie Starkregenereignissen abgesehen hat auch der Bodenfeuchteindex (BFI) einen Wert von 0 bis 1. Starkregen oder Niederschlag auf einen bereits gesättigten Boden würden kurzfristig zu übergesättigtem Boden führen.

Neben der relativen Angabe von Bodenfeuchte als volumetrischer Wassergehalt in m^3/m^3 oder mm/mm lässt sich Bodenfeuchte auch in absoluten Werten wie Masse (kg) oder Wassersäulenhöhe (mm) angeben. Bodenfeuchte wird indirekt gemessen, zum Beispiel über die Dielektrizitätskonstante, über Variationen der Schwerkraft oder die Saugspannung des Bodens. Die jeweilige Messung bezieht sich dabei auf eine spezifische Definition von Bodenfeuchte (Ebd.).

2.2 Daten

2.2.1 Satellitenbasierter Bodenfeuchtedatensatz¹

Der verwendete Satelliten-Bodenfeuchtedatensatz (Liu, Parinussa et al. 2011) ist ein aus aktiven und passiven Mikrowellenmesswerten kombiniertes Produkt. Der Sensor, welcher mittels aktiver Mikrowellen misst, heißt Advanced Scatterometer, ASCAT. Der mit passiven Mikrowellen messende Sensor ist der Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS, AMSR-E.

Beide Sensoren haben verschiedene Eigenschaften, um die Vegetation zu erfassen. Empirische Untersuchungen lassen den Schluss zu, dass aktive Mikrowellenerfassungen bei saisonalen Vegetationsvarianzen vertrauenswürdige Ergebnisse liefern (Liu, Parinussa et al. 2011). Passive Mikrowellen erfassen hingegen die Bodenfeuchte besonders realistisch über spärlich bis moderat bewachsenen Flächen. Bei dichter bewachsenen Arealen haben beide (aktive und passive) Mikrowellentypen ähnliche Ergebnisse (Ebd.). Um die Vorteile beider Mikrowellentypen zu vereinen, ist ein kombiniertes Produkt aus beiden Datensätzen sinnvoll. Im Vergleich zu in-situ-Messungen zeigen die Satellitendaten einen Korrelationskoeffizienten von größer als 0.65 (Liu, Parinussa et al. 2011).

¹ Es wurde mit vorab veröffentlichten Daten gearbeitet, die endgültigen Satellitendaten werden 2012 veröffentlicht

Der aktive Mikrowellensensor Advanced Scatterometer (ASCAT) wurde zunächst bei den Satellitenprogrammen ERS 1 (ab 1992) und ERS2 (ab 1996) genutzt, und ist nun beim MetOp-Satellitenprogramm (ab 2006) im Einsatz. Es wird die Rückstreuung der von diesem aktiven Mikrowellensensor gesendeten Mikrowellen erfasst. Damit lässt sich unter anderem die Bodenfeuchte qualitativ und quantitativ bestimmen. Um diese aktiven Mikrowellendaten auszuwerten, entwickelte die TU-Wien einen Algorithmus (Liu, Parinussa et al. 2011). Angegeben werden die Bodenfeuchtwerte in Sättigungsprozent (%)(Ebd.), wobei die maximale gemessene Bodenfeuchte den 100%-Wert und die geringste Bodenfeuchte den 0%-Wert angibt. Der Arbeitsbereich des Sensors ASCAT liegt bei 5,255 GHz im C-Band-Frequenzbereich.

Die passiven Mikrowellendaten stammen von dem Sensor Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS, AMSR-E, welcher sich auf dem Satelliten Aqua befindet. Dieser NASA (National Aeronautics and Space Administration) -Satellit startete 2002. Der Satellit ist noch im Einsatz, allerdings fiel der sich auf diesem Satelliten befindliche Sensor AMSR-E 2011 im Oktober 2011 aus. Dieser Sensor misst die vom Boden natürlich ausgesendeten Mikrowellen. Deren Umfang ist bei hoher Bodenfeuchte geringer, sodass das Messsignal Rückschlüsse auf die Bodenfeuchte zulässt. Den Algorithmus, um diese passiven Mikrowellendaten auszuwerten, entwickelten die VU Amsterdam und die NASA (VUA-NASA). Dieser Algorithmus lässt sich auf alle Frequenzen im passiven Mikrowellenspektrum anwenden (Owe, de Jeu et al. 2008). Die VUA-NASA nutzt den 6.9 GHz oder den 10.7 GHz-Kanal im C und Ka-Band (Wagner, Naeimi et al. 2006). Angegeben werden die Bodenfeuchtedaten in Volumenanteil ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) (Liu, Parinussa et al. 2011).

Beide Mikrowellenprodukte sind gegen das Land-Oberflächen-Modell Noah, das seit dem Jahre 2000 erhältlich ist, reskaliert worden (Liu, Parinussa et al. 2011). Dieses, für die Reskalierung genutzte, Land-Oberfläche-Modell ist eine Komponente eines globalen Land-Daten-Assimilations-Systems (GLDAS). Es besitzt eine räumliche Auflösung von 0.25° (Ebd.). Das Modell teilt den Boden in 4 Schichten auf und berechnet Evapotranspiration, Infiltration, Oberflächenabfluss, Abfluss im Boden und Diffusion von Wasser zwischen den Schichten. Berechnet werden diese Prozesse in 3-Stunden-Schritten, anschließend werden diese modellierten Daten zu täglichen Daten akkumuliert.

Möglich war die Einheitenanpassung der aktiven und passiven Mikrowellendaten mittels einer kumulativen Verteilungsfunktion. Dabei wurden die Satellitendaten der aktiven und passiven Mikrowellensensoren mit linearen Regressionen in 10%-Percentilen der statistischen Verteilung, dem

Wertebereich von Noah, angepasst. Die zeitlichen Dynamiken der originalen Satellitendatensätze konnten während der Wertebereichsanpassung beibehalten werden. Durch die Anpassung der Originalsatellitendaten an Noah wurden die absoluten Bodenfeuchtwerte in Sättigungsprozent umgerechnet.

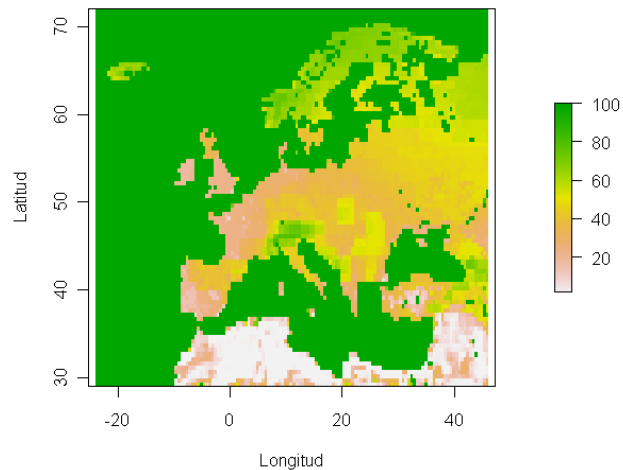


Abb. 4. Europakarte der Lückenhäufigkeit des Satellitendatensatzes SM in Prozent (%), 1991-2010

Die oberste Bodenschicht ist atmosphärenexponiert und reagiert besonders schnell auf Änderungen des Bodenfeuchtehaushaltes. Zu erwarten sind daher sensitive, unmittelbar auf klimatische Bedingungen reagierende Satellitendaten.

Die Bodenfeuchte messenden Mikrowellen werden in der Regel durch das Vorhandensein von Wolken nicht gestört (Liu, Parinussa et al. 2011). Jedoch können große Wassertropfen in Gewitterwolken das Signal streuen und so stören. Allgemein gibt es keine zuverlässigen Daten bei einer Bodenoberflächentemperatur von unter 0°C oder einer aufliegenden Schneedecke. Da diese Limitierung durch die Temperatur und Schneebedeckung bekannt ist, wurde eine Schneemaske ermittelt. Diese Schneemaske ist äquivalent zu den vermuteten Lücken und gibt an, welche Werte nicht zu betrachten sind. Ermittelt wird diese Schneemaske anhand einer Reanalyse der Lufttemperatur. Bei der Reanalyse wurden Messwerte mit einem Wettermodel kombiniert, um so vertrauenswürdige Daten zu erhalten. Die qualitätsbeeinträchtigenden Lücken im Datensatz treten vor allem in Gebirgsregionen auf, wie den Alpen, Kaukasus, Pyrenäen, Balkangebirge und Skandinavien (Abbildung 4). In diesen Regionen liegt eine im Jahresdurchschnitt niedrigere Luft- und Bodentemperatur sowie eine Schneedecke häufig vor.

In warmen Regionen, bei denen solche kalten klimatischen Bedingungen nicht vorkommen, wie der Iberischen Halbinsel gibt es ein geringeres Auftreten von Datenlücken. So wurde zum Beispiel in Spanien von dem zusammengesetzten Satellitenprodukt im Vergleich zu In-situ-Messwerten eines Messstationsnetzwerkes ein Korrelationskoeffizient von 0,74 festgestellt (Liu, Parinussa et al. 2011). Dieser Korrelationskoeffizient belegt die positive Korrelation von dem Satellitenprodukt mit gemessenen In-situ-Werten.

Um eine Verfälschung der Datenreihe zu vermeiden, wurden die Datenlücken nicht gefüllt. Bei einer Füllung der Lücken würde zum Beispiel ein Durchschnittswert von den räumlich und zeitlich benachbarten Bodenfeuchtwerten ermittelt werden. Da dieser Wert mathematisch angenommen werden würde und nicht tatsächlichen Messungen entspricht, wäre eine Qualitätsminderung der Datenreihe die Folge. Die Originaldaten wurden in ihrer Form und Qualität belassen.

2.2.2 Wasserverfügbarkeitsindex (water available index, WAI)

Die Basis für den Wasserverfügbarkeitsindex ist ein Bucketmodell beziehungsweise Eimermodell. Klimatische Faktoren wie Niederschlag bestimmen den Eingang von Wasser in das Modell. Biologische Faktoren wie Transpiration und klimatische Faktoren wie Evaporation bestimmen hingegen den Ausgang. Die Änderung des Speichers, des Buckets, ist durch dessen In- und Output, sowie durch die water holding capacity (Wasserspeicherkapazität) definiert.

Auf der Basis eines Bucketmodells errechnet diese Grundformel die Änderung des im Boden gespeicherten Wassers durch das Abziehen des Outputs vom Input. Grundlage ist dabei das aus dem vorherigen Zeitschritt vorhandene Wasser. Grundlage des Indexes ist demnach ein konzeptionelles Modell.

$$WAI_t = WAI_{t-1} + Input_t - Output_t \quad 4. \text{ Formel}$$

WAI_{t-1} = WAI des vorherigen Zeitschrittes t

t= Zeitindex

WAI_t = WAI des aktuellen Zeitschrittes t

$Input_t$ =Eingang im aktuellen Zeitschritt t

$Output_t$ = Ausgang im aktuellen Zeitschritt t

(Jung 2011)²

Der Anteil des Niederschlages, welcher gespeichert wird, ist von dem Umfang der Wasserspeicherkapazität abhängig. Der Anteil des bereits gespeicherten Wassers (WAI_{t-1}) wird von der Wasserspeicherkapazität (AWC) abgezogen. Der Wasserinput eines Zeitschrittes ist durch das Minimum dieses tatsächlich gespeicherten Niederschlags definiert.

$$Input_t = \min [P_t, AWC - WAI_{t-1}] \quad 5. \text{ Formel}$$

min= Minimum

P_t = Niederschlag [mm] des aktuellen Zeitschritts

AWC = Wasserspeicherkapazität [mm]

(Jung 2011)

²Martin Jung ist in der Vorbereitungsphase seiner Arbeit

Der Wasseroutput ist durch das Minimum der potenziellen Evapotranspiration (PET_t) und der wasserlimitierten Evapotranspiration (SET_t) definiert. Die wasserlimitierte Evapotranspiration (SET_t) ist von dem vorhandenen Wasservolumen, die potenzielle Evapotranspiration (PET_t) ist von der zur Verfügung stehenden Energie (v.a. Sonneneinstrahlung) abhängig.

$$Output_t = \min [PET_t, SET_t] \quad 6. \text{ Formel}$$

PET_t = potenzielle Evapotranspiration [mm] des Zeitschritts t

SET_t = wasserlimitierte Evapotranspiration [mm] des Zeitschritts t

(Jung 2011)

Die potentielle Evapotranspiration wird auf Grundlage der Priestley Taylor Methode (Priestley and Taylor 1972) berechnet, die Standardisierte meteorologische Variablen benötigt. Die wasserlimitierte Evapotranspiration ist ein Anteil des zur Verfügung stehenden Wassers im Eimer. Diese Annahme wurde in vielen Studien bestätigt (Teuling, Seneviratne et al. 2006).

$$SET_t = \lambda * (WAI_{t-1} + Input_t) \quad 7. \text{ Formel}$$

λ = Abnahmeparameter der Evapotranspiration [1/Tag]

(Jung 2011)

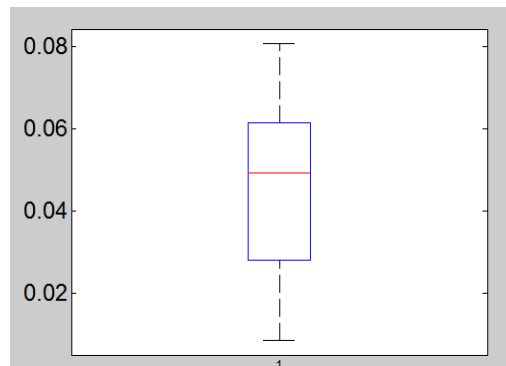


Abb. 5. Die statistische Verteilung der Abnahme des Evapotranspirationsparameter λ als Box Plot von (Jung 2011), erkennbar ist der Wertebereich von häufig auftretenden Werten von 0,03 bis 0,06 und der schließlich genutzte Median von 0,05. (Dessen Einheit ist 1/Tag)

Der Abnahmeparameter der Evapotranspiration, λ wurde von Teuling et al. statistisch ermittelt. Dabei wurden 19 Beobachtungen während des Trockenfallens eines Bodens gemacht. Teilweise wurden dabei die gleichen Standorte während unterschiedlicher Jahre für den Feldversuch genutzt (Teuling, Seneviratne et al. 2006). Durchgeführt wurden die Messungen an 15 Stationen, die eine große Bandbreite an trockenklimatischen und geographischen Bedingungen abdecken. Diese Areale weisen außerdem eine stark unterschiedliche Vegetationsdichte auf (Ebd.). Die Messstationen befinden sich in Europa, Afrika, Nordamerika und Neuseeland, die Vegetationszonen variieren von leicht bewaldeten Flächen, Busch- und Grasland bis hin zur Savanne. Aufgrund der Diversität der Messpunkte ist davon auszugehen, dass der gefundene Parameter λ für aride und semiaride Gebiete allgemeingültig ist.

Die vorhergehenden Formeln ergeben zusammengefasst die gesamte WAI-Formel. WAI_t gibt die Wasserverfügbarkeit des Zeitpunktes t an.

8. Formel

$$WAI_t = WAI_{t-1} + \min[P_t, AWC - WAI_{t-1}] - \min[PET_t, 0.05 \cdot (WAI_{t-1} + \min[P_t, AWC - WAI_{t-1}])]$$

(Jung 2011)

Dieser ökoklimatische Index, WAI, der die Wasserverfügbarkeit global angibt wurde für den Zeitraum von 1901 bis 2010 errechnet. Entwickelt wurde dieser Index, um besonders trockene Klimabedingungen zu beschreiben und vorherzusagen (Jung 2011). Ziel ist es nicht, mit dem WAI möglichst realistische, absolute Daten zu modellieren, sondern einen simplen Index zu erstellen, der mit wenigen Inputdaten die zeitlichen Dynamiken der Realität entsprechend abbildet.

Wie in den folgenden Abbildungen 6 und 7 ersichtlich ist, gibt es große Übereinstimmungen der WAI-Dynamiken und gemessener Pflanzenaktivität in Afrika. Die saisonale Dynamik korreliert mit der Pflanzenaktivität mit dem WAI in Afrika besonders gut.

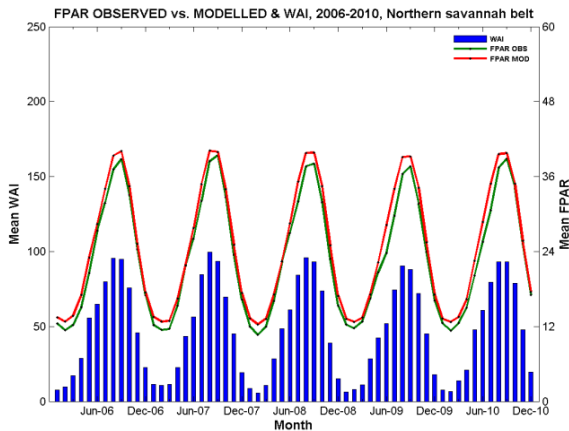


Abb. 6. Modellerte Wasserverfügbarkeit des WAIs (blaue Balken) im Vergleich zu der beobachteten Pflanzenaktivität FPAR OBS (grüne Linie) und nachmodellerte Pflanzenaktivität (unter anderem mittels des WAI) FPAR MOD (rote Linie) im nördlichen Gürtel der Savanne, 2006 - 2010, von (Jung 2011)

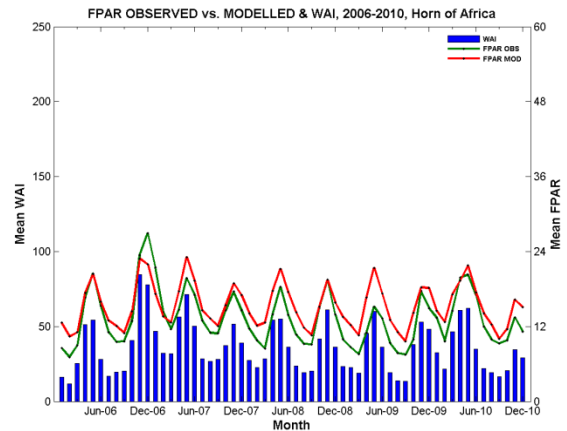


Abb. 7. Modellerte Wasserverfügbarkeit des WAIs (blaue Balken) im Vergleich zu der beobachteten Pflanzenaktivität FPAR OBS (grüne Linie) und nachmodellerte Pflanzenaktivität (unter anderem mittels des WAI) FPAR MOD (rote Linie) am Horn von Afrika, 2006 - 2010, von (Jung 2011)

Der WAI (blaue Balken in den Abbildungen 6 und 7) gibt absolute Werte der Bodenfeuchte in Millimeter (mm) an. Die Linien geben FPAR (Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation) als einen Bruch an. Dieser Bruch stellt die Dichte der Vegetationsbedeckung dar, wobei 1 bedeuten würde, dass der Boden komplett bedeckt ist, und 0, dass keine Vegetation vorhanden ist. Die grüne Linie stellt die beobachtete Pflanzenaktivität (FPAR OBS) dar. Diese korreliert sehr gut mit der nachmodellierten Pflanzenaktivität (rote Linie derselben Abbildungen). Nachmodelliert wurde die Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation unter anderem mithilfe des WAIs. Die gute Korrelation von WAI (blaue Balken) mit FPAR OBS weist auf gute Indexeigenschaften des WAIs hin. Auch die unter anderem mittels WAI nachmodellerte FPAR zeigt den gleichen Verlauf wie die beobachtete FPAR. Wasser ist in den hier beschriebenen afrikanischen Messpunkten stärkster das Pflanzenwachstum limitierender Faktor. Daher korreliert der Jahresgang der Niederschläge, welcher von den blauen Balken des WAIs dargestellt wird, besonders gut mit der Vegetationsdichte (hier als pflanzenbedeckende Bodenoberfläche dargestellt). Sichtbar ist in Abbildung 7, dass auch eine kleine Anomalie im Winter 2006 vom WAI modelliert wird. Die vom WAI modellierte Wasserverfügbarkeit sowie die

nachmodellerte Vegetationsbedeckung haben wie die beobachtete Vegetationsbedeckung in diesem Zeitraum leicht erhöhte Werte.

Der WAI arbeitet mit täglichen Daten in einer geographischen Auflösung von 0.5°, es wird mit einer Bodentiefe von einem Meter kalkuliert. Die dabei zu beachtende Wasserspeicherkapazität (AWC) basiert auf einem global harmonisierten Bodendatensatz von Ton-, Sand- und Schluffanteilen. Die absoluten Werte des WAIs werden in Millimeter (mm) angegeben. Der Satellitendatensatz hingegen gibt die Bodenfeuchte der oberen Bodenschicht in Sättigungsprozent an. Um den Datensatz SM und den Index WAI vergleichbarer zu machen, werden die absoluten Einheiten des WAI (mm) in relative (Sättigungsprozent) umgerechnet. Dazu werden die absoluten Werte des WAIs durch die Wasserspeicherkapazität der jeweiligen geografischen Position und des Zeitschritts geteilt und anschließend mit 100 multipliziert.

Um beide Bodenfeuchteprodukte zusätzlich vergleichbarer zu machen, werden die Lücken des SM-Datensatzes künstlich in den WAI induziert. Diese wurden jeweils in die exakt gleiche geographische und zeitliche Position eingefügt. Der Wasserverfügbarkeitsindex, welcher die Bodenfeuchte in relativer Einheit (Sättigungsprozent, %) angibt, wird für eine bessere Verständlichkeit im Folgenden WAIr genannt.

2.3 Statistische Analyse

Für die statistischen Betrachtungen wurde das Open-Source-Statistikprogramm R (Version 2.13.2, September 2011, R Development Core Team 2011) genutzt (R Development Core Team (2011) 2011).

Die Daten der statistischen Betrachtung stammen aus einem Zeitraum von 20 Jahren (1. Januar 1991 – 31. Dezember 2010). Für die statistische Betrachtung wurden die ursprünglich täglichen Bodenfeuchtedaten zu 240 monatlichen Werten zusammengefasst. Die Lücken der Satellitendaten wurden nicht entfernt, um die Qualität dieser Daten nicht zu verschlechtern. Stattdessen wurden diese qualitätsvermindernden Lücken in den Wasserverfügbarkeitsindex induziert, um beide Datenreihen vergleichbarer zu machen.

2.3.1 Verteilung und Lage der Daten

Um eine Übersicht über die Verteilung des Datensatzes SM und des Indexes WAIR zu erhalten, wurden Histogramme von der Verteilung der Messwerte beider Datenreihen erstellt. Diese geben die Verteilung und Häufigkeit der einzelnen Werte an. Erkennbar ist so, inwieweit sich die einzelnen Messwerte über das Spektrum von niedriger bis hoher Bodenfeuchte verteilen. Diese Werteverteilung wurde in 50 Säulen dargestellt, sodass jede Säule 2% des Wertebereiches beinhaltet. Das arithmetische Mittel, der Median, Spannweite, das 0,25 und 0,75 Quantil und die Extremwerte von SM und WAIR hingegen werden mittels Boxplots dargestellt.

Arithmetisches Mittel

Der Mittelwert \bar{x} gibt den Erwartungswert einer (Normal-) Verteilung an und ergibt sich wie folgt (Bosch 1997),

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N}$$

9. Formel

wobei x_i die Beobachtungswerte und N die Anzahl der Messwerte sind.

Der Median (oder 0,5 Quantil) und der Vergleich mit dem arithmetischen Mittel

Der Median gibt den Wert an, der größer und/oder genauso groß ist, wie die Hälfte der Messwerte. Damit ist der Median mit dem 0.5 Quantil identisch. Demnach ist der Median ein Lageparameter, der rein numerisch den Wert der Mitte der Verteilung angibt. Damit berücksichtigt der Median eher die Häufigkeit der einzelnen Messwerte, während der Mittelwert hingegen sensitiver auf die absoluten Werte reagiert. Damit ist der Median gegenüber Ausreißern (sehr großen oder kleinen Messwerten, die die Datensatzbetrachtung verfälschen können) robuster als der Mittelwert. Der Vergleich von Mittelwert und Median lässt auf die Verteilung der Messwerte schließen, ist diese symmetrisch so entsprechen sich Mittelwert und Median.

2.3.2 Standardabweichung

Die Standardabweichung gibt Informationen über die Streuung der Datensätze SM und WAIR und ergibt sich wie folgt.

$$s = \sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 / (N - 1)}$$

10. Formel

Diese gibt bei einer Normalverteilung mit dem Mittelwert an, in welchem Bereich sich die Werte verteilen (Bosch 1997).

2.3.3 Quantilkarten

Das 0,95-Quantil eines Pixels gibt den Wert an, unter dem 95% der einzelnen Werte der gesamten Zeitreihe liegen. Damit entfallen sehr hohe Messwerte (Ausreißer), die durch Starkregenereignisse oder ähnliches entstehen und die Messreihe verfälschen können.

Das 0,05-Quantil eines Pixels gibt den Wert an, unter dessen 5% der einzelnen Werte, der gesamten Zeitreihe liegen. Dieses Quantil gibt demnach die Größe der kleinsten Messwerte an. Es ist so möglich, die Menge an Bodenfeuchte bei trockenen Bedingungen abzuschätzen.

2.3.4 Saisonale Schwankungen und Anomalien

Um Anomalien der Bodenfeuchte in dem zu untersuchenden Zeitraum von 1991 bis 2010 zu ermitteln, muss das arithmetische Mittel des jährlichen Bodenfeuchteverlaufes errechnet werden. Um dieses arithmetische Mittel zu erhalten, werden die arithmetischen Mittel der einzelnen Monate (der Januarmonate, Februarmonate et cetera) über den gesamten Zeitraum von 20 Jahren ermittelt. Subtrahiert man von dem Bodenfeuchteverlauf den gemittelten, auf die Gesamtzeit vervielfachten Jahresgang so erhält man die gesuchten Anomalien. Das Aufkommen von Anomalien wird mit dem Aufkommen von Datenlücken verglichen. Des Weiteren werden diejenigen Anomalien extrahiert, die weniger als 10% Datenlücken aufweisen.

Zudem wird von den monatlichen Pixelwerten über die gesamte Zeit die größte negative Anomalie des SM- und WAlr-Datensatzes ermittelt. Diese Anomalien geben die Monate an, in denen jeweils ein Pixel die größte negative Abweichung vom Jahresverlauf aufweist. Die SM-Europakarte, welche den Pixel mit der größten, negativen Abweichung beinhaltet, wird mit der WAlr-Europakarte des selben Monats verglichen. Analog dazu wird die WAlr-Europakarte mit dem Pixel der größten negativen Abweichung mit der korrespondierenden SM-Karte verglichen.

2.3.5 Gradienten über die Breitengrade

Bei der statistischen Betrachtung der Gradienten über die Breitengrade wird der Durchschnitt der Messwerte der einzelnen Breitengrade gebildet. Angegeben wird der Verlauf des arithmetischen Mittels und der Standardabweichung der Bodenfeuchte über die Breitengrade Europas. Analog dazu wird mit den Werten der Standardabweichung verfahren.

3 Ergebnisse der statistischen Analyse

3.1 Verteilung und Lage der Daten

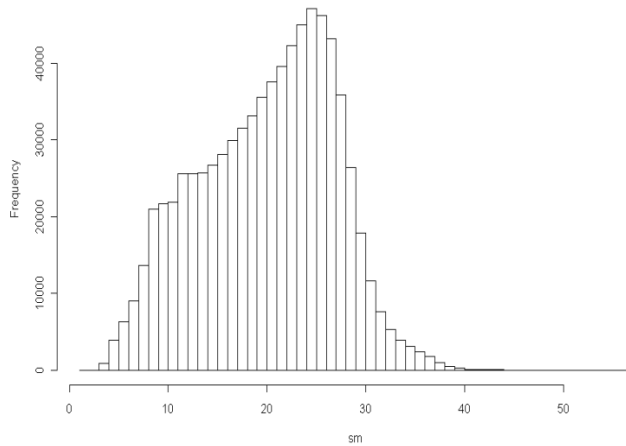


Abb. 8. Histogramm von SM (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%), 1991-2010). Angegeben wird die Häufigkeit (frequency) der Werte von unterschiedlicher Sättigung (0-50%).

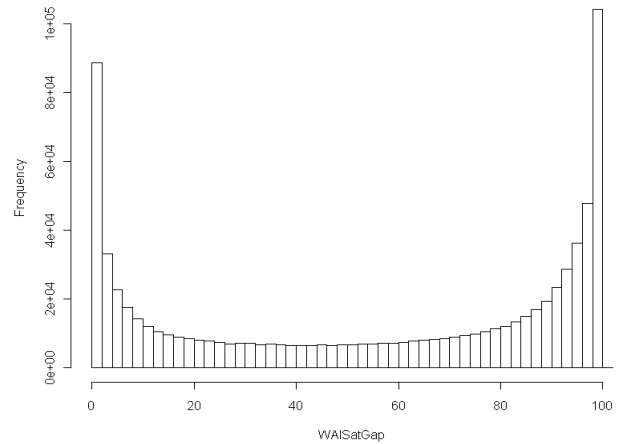


Abb. 9. Histogramm von WAIr (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%), 1991-2010) Angegeben wird die Häufigkeit (frequency) der Werte von unterschiedlicher Sättigung (0-100%).

Die absoluten Werte der x-Achse unterscheiden sich, da der WAIr die Bodenfeuchte eines größeren Bodenvolumens angibt und des Weiteren infolge der Einheitsumrechnung mit 100 multipliziert wurde. Demnach unterscheidet sich der Wertebereich beider Datensätze. Beide Histogramme besitzen 50 Säulen (bins). Die unterschiedliche Verteilung von WAIr und SM ist sehr auffällig. Der Wasserverfügbarkeitsindex WAI hat den größten Anteil seiner Werte im sehr trockenen oder sehr feuchten Bereich der Verteilung (Abbildung 9). Im Gegensatz dazu liegt der größte Anteil der SM-Daten im gemäßigten Bereich (Abbildung 8).

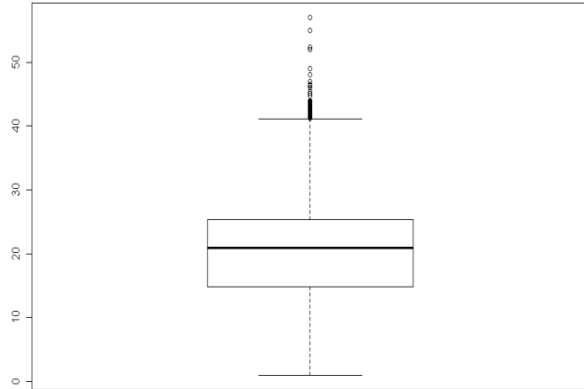


Abb. 10. Boxplot (nach John W. Tukey) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

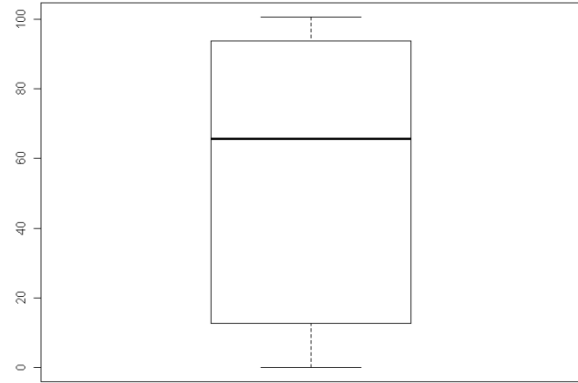


Abb. 11. Boxplot (nach John W. Tukey) von WAIR (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

Wie bei den Histogrammen im vorherigen Abschnitt unterscheidet sich die Skala der y-Achse der Boxplots des WAIRs von der des SMs aufgrund unterschiedlicher Referenzvolumina und der Einheitenumrechnung. Bei dem Boxplot der Satellitendaten sind große Werte (Extremwerte) als Punkte über dem oberen Whisker (obere Linie, welche die 1,5fache Länge des 0,75-Quartils angibt) abgebildet (Abbildung 10). Extremwerte sind bei dem Wasserverfügbarkeitsindex WAIR hingegen gar nicht, bei dem SM nicht im sehr niedrigen Bereich feststellbar (Abbildung 10 und 11).

Mittelwert:

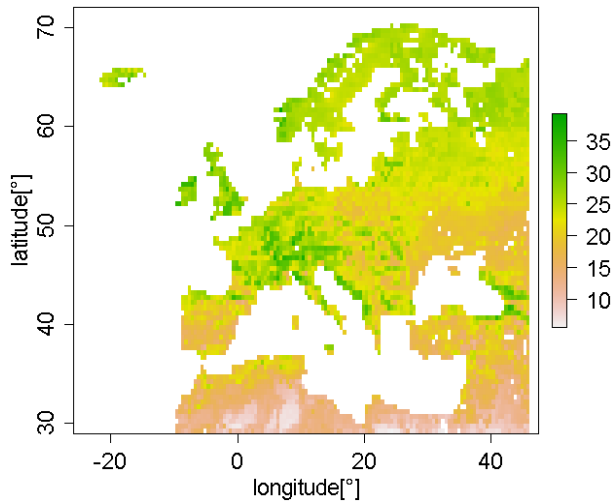


Abb. 12. arithmetische Mittel von SM pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

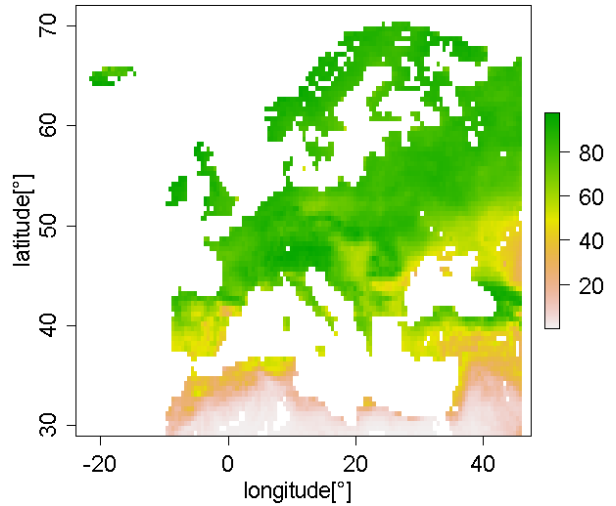


Abb. 13. arithmetische Mittel von WAIR pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

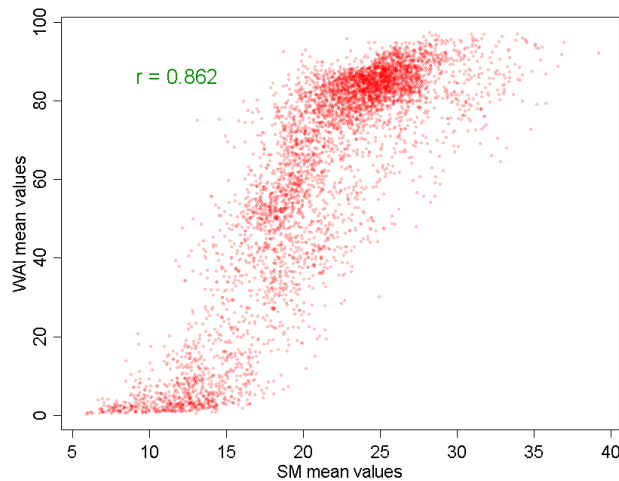


Abb. 14. Streudiagramm der Mittelwerte (über den gesamten Zeitraum, 1991-2010) von SM und WAIR (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%))

Die Mittelwerte von SM und WAIR haben unterschiedliche Werte, jedoch ähnliche geographische Muster (Abbildung 12 und 13). Diese ähnlichen Muster werden durch das Streudiagramm (Abbildung 14.), das

eine positive Korrelation zeigt, belegt. Der betreffende Korrelationskoeffizient beträgt 0,862. Es ist zum Beispiel möglich, den Verlauf des feuchteren Nordens der Iberischen Halbinsel zum trockeneren Süden zu erkennen. Der WAI und SM haben des Weiteren an gleichen geographischen Positionen im Durchschnitt höhere Werte, wie zum Beispiel an der Ostküste des Schwarzen Meeres. Insgesamt zeigt die WAIr-Mittelwertkarte größere Mittelwerte als die des SM-Datensatzes. Die WAIr-Mittelwertkarte ist des Weiteren räumlich weniger differenziert als die des SM-Datensatzes. Der Übergang von großen zu kleinen Werten des arithmetischen Mittels, zum Beispiel in Polen oder der Kaukasusregion, verläuft mit kleineren Gradienten als in der korrespondierenden SM-Karte (Abbildung 12 und 13).

Vergleich mit den Mediankarten:

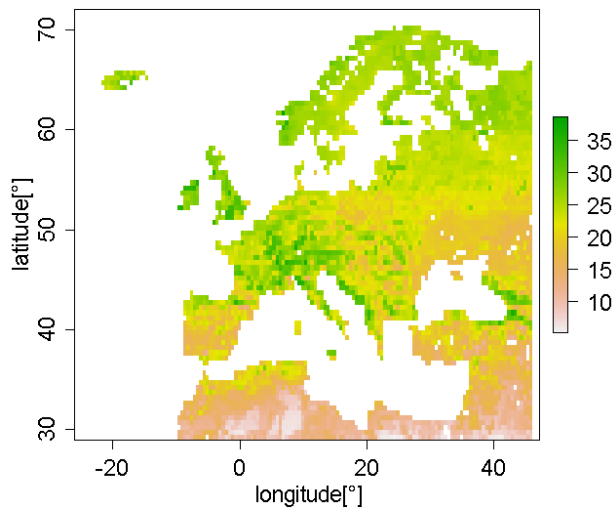


Abb. 15. Median pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

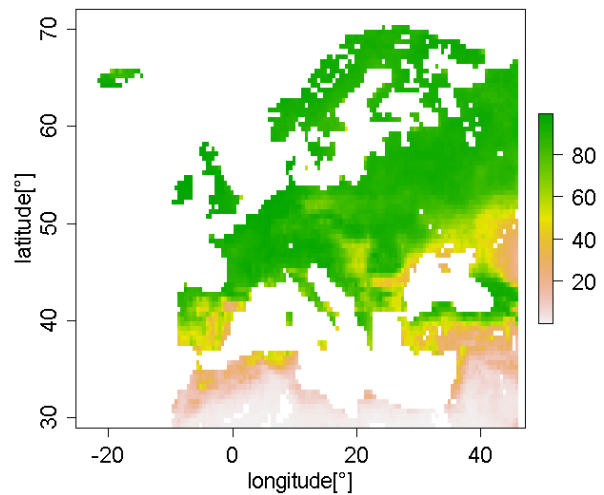


Abb. 16. Median pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von WAIr (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

Die Mediankarten von SM und WAIr haben nahezu die gleichen geographischen Muster wie die der jeweiligen Karte des arithmetischen Mittels. Wie auch im Vergleich der Mittelwertkarten, zeigt WAIr im Vergleich zu SM größere Medianwerte. Die WAIr-Mediankarte (Abbildung 16) zeigt außerdem wie die WAIr-Mittelwertkarte (Abbildung 13) weniger räumliche Gradienten als die jeweilige Karte des SM-

Datensatzes (Abbildung 15 und 12). Wie auch in den Karten des arithmetischen Mittels stellt WAir den Verlauf des Bodenfeuchtemedians mit kleineren Gradienten dar, als in die korrespondieren SM-Karte.

3.2 Standardabweichung

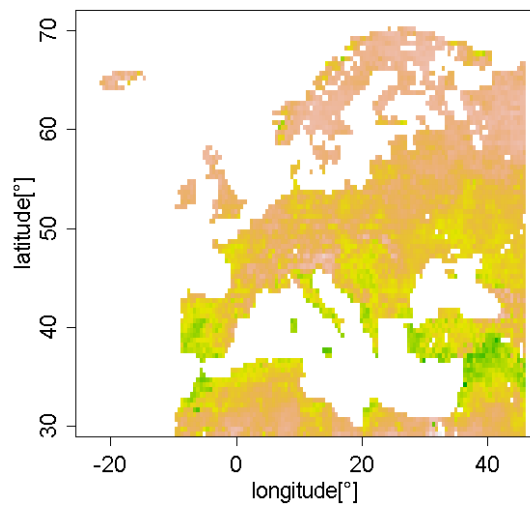


Abb. 17. Standardabweichung pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

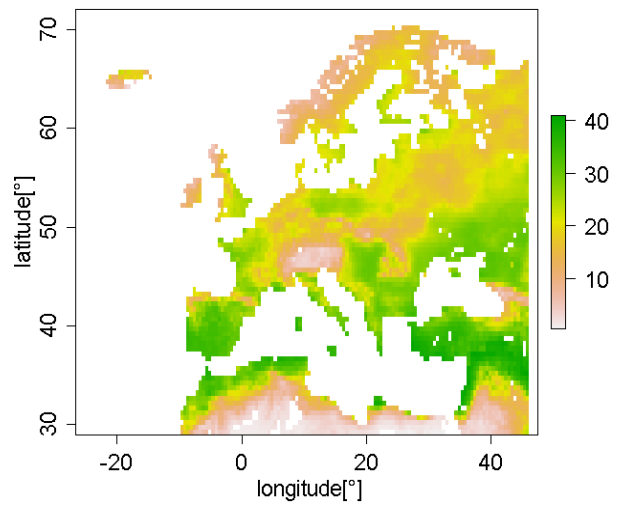


Abb. 18. Standardabweichung pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von WAir (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

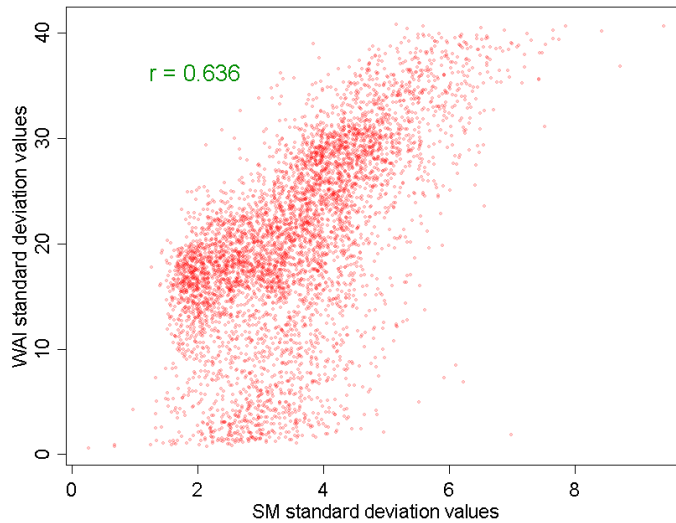


Abb. 19. Streudiagramm der Standardabweichungswerte über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM und WAIr (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%))

WAIr und SM haben ähnliche geografische Muster der Standardabweichung. Die vom WAIr modellierte größere Streuung im Mittelmeerraum, Westfrankreich, der Iberischen Halbinsel, Norddeutschland, Teilen Polens und Osteuropa sowie dem Balkangebiet decken sich mit einer erhöhten SM-Streuung in diesen Gebieten (Abbildung 17 und 18). Die Streuung von WAIr und SM ist im Mittelmeerraum größer als in Nordeuropa. Die räumlichen Muster von WAIr sind ausdifferenzierter, also von extremeren Werten, als die des SM-Datensatzes. Wie auch in den Median- und Mittelwertskarten stellt WAIr den Verlauf der Standardabweichung mit kleineren Gradienten als die korrespondierenden SM-Karte dar. Die WAIr-Streuung ist in vielen Regionen wie Südengland, Finnland, Schweden sowie der Küste Polens, Litauens, Lettlands und Estlands größer als die SM-Streuung. Des Weiteren modelliert WAIr im Gegensatz zu SM einen Gürtel in Osteuropa (vor allem in Südpolen und Weißrussland) von kleineren Standardabweichungswerten. Das Streudiagramm (Abbildung 19) weist einen Korrelationskoeffizienten von 0,636 auf.

3.3 Quantilkarten

Das 0,95-Quantil von SM und WAIr:

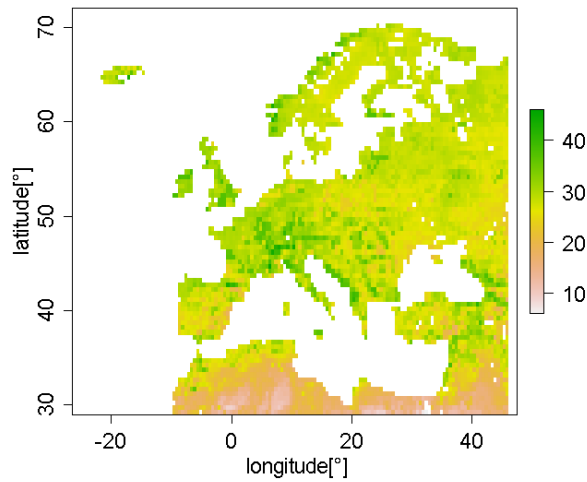


Abb. 20. 0,95-Quantil pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

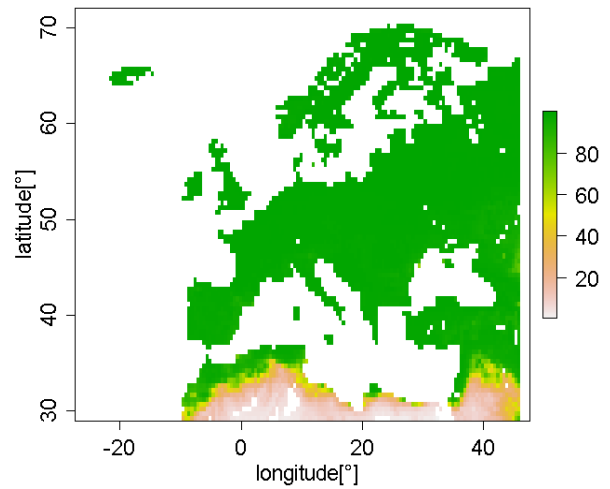


Abb. 21. 0,95-Quantil pro Pixel über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von WAIr (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%)

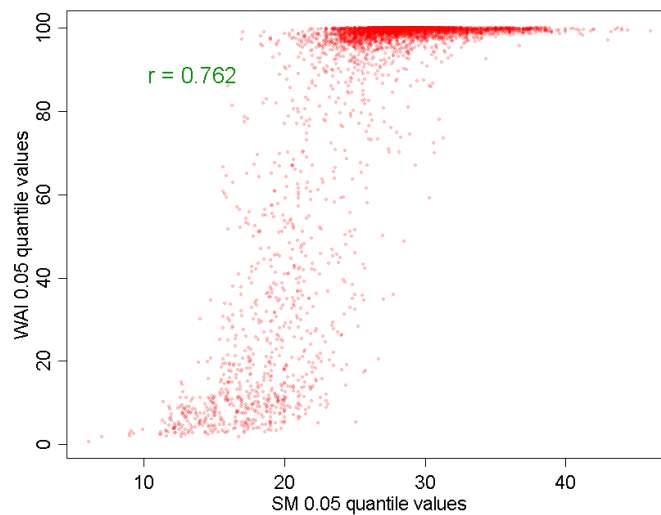


Abb. 22. Korrelation der 0,95-Quantil-Wertepaare von SM und WAIr über den gesamten Zeitraum (1991-2010) (monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent (%))

Die 0,95 Quantilkarten von WAIR und SM zeigen große Unterschiede. Die Werte des Wasserverfügbarkeitsindex WAIR sind in Europa einheitlich groß und weisen keinerlei Gradienten auf (Abbildung 21). Während der Boden Europas der WAIR-0,95-Quantilkarte komplett gesättigt ist, ist eine hohe Sättigung bei SM nur punktuell (zum Beispiel Alpenregion, norwegische Atlantikküste und Adriaküste der Balkanregion) der Fall (Abbildung 20). Ähnliche Muster weisen SM und WAIR hingegen in Nordafrika auf (Abbildung 20 und 21). Das Streudiagramm (Abbildung 22) zeigt die großen WAIR-Werte, welche vergleichsweise kleinen SM-Werten gegenüber stehen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,762.

Das 0,05-Quantil von SM und WAIR:

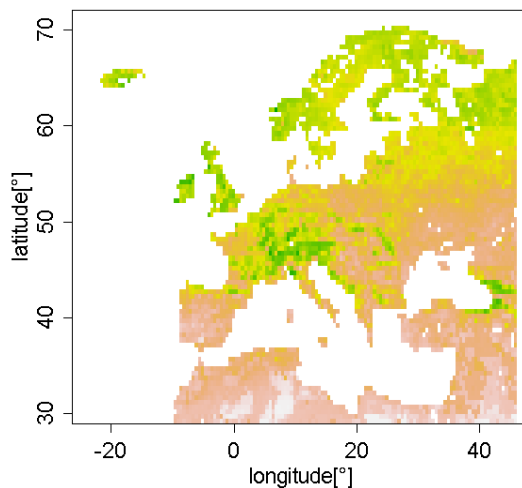


Abb.23. 0,05-Quantil pro Pixel über die Zeit von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

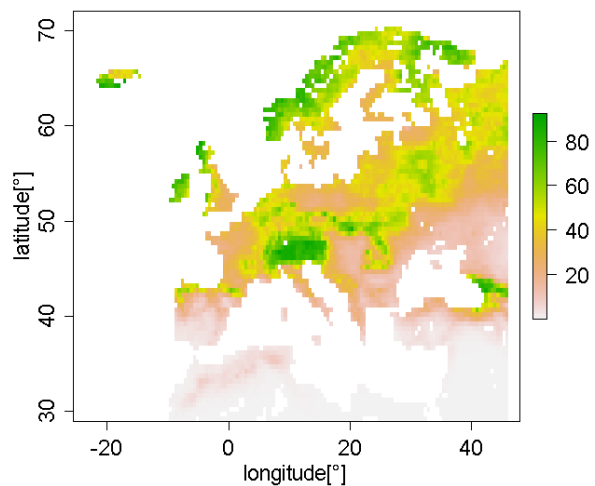


Abb. 24. 0,05-Quantil pro Pixel über die Zeit von WAIR (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

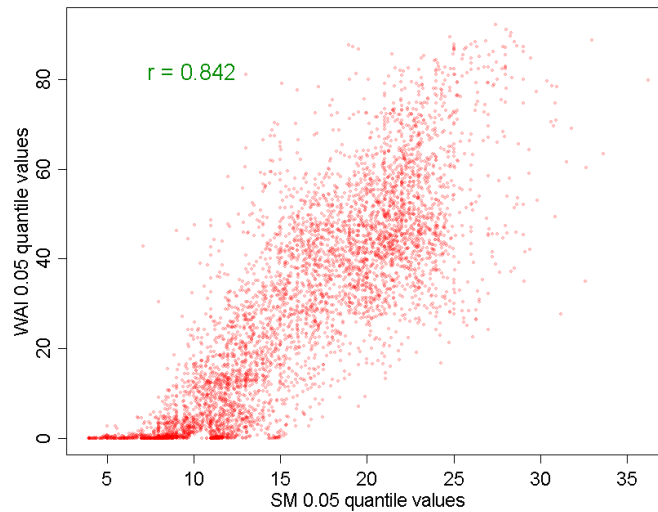


Abb. 25. Streudiagramm der 0.05-Quantil-Wertepaare von SM und WAIr (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

Verglichen mit den 0,95 Quantilkarten sind die Unterschiede in den 0,05 Quantilkarten deutlich geringer. Es gibt ähnliche räumliche Muster in Europa für den Wasserverfügbarkeitsindex WAIr und den Satellitendatensatz SM. Dieser potenziell niedrige Wert, welcher die unteren 5% der Messwerte umfasst, ist in Skandinavien (vor allem Norwegen), der Alpenregion sowie Schottland und Irland im Vergleich zu anderen Regionen relativ groß (Abbildung 23 und 24). Wie auch in den Karten des arithmetischen Mittels, des Medians und der Standardabweichung stellt WAIr den Verlauf von großen zu kleinen Werten mit kleineren Gradienten als die korrespondierende SM-Karte dar. Des Weiteren modelliert WAIr im Gegensatz zu SM einen Gürtel in Osteuropa (vor allem in Südpolen und Weißrussland) von größeren Werten. Das Streudiagramm (Abbildung 25) zeigt außerdem sehr geringe WAIr-Werte, welche mit vergleichsweise größerem SM-Werten korrelieren. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,842.

3.4 Saisonale Schwankungen & Anomalien

Saisonale Schwankungen

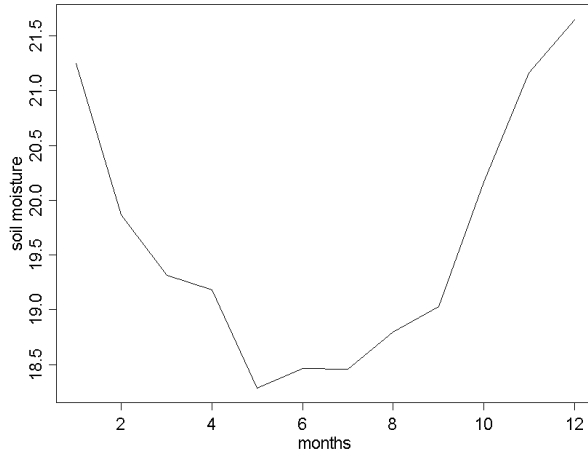


Abb. 26. Verlauf des arithmetischen Mittels der Bodenfeuchte über das Jahr von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

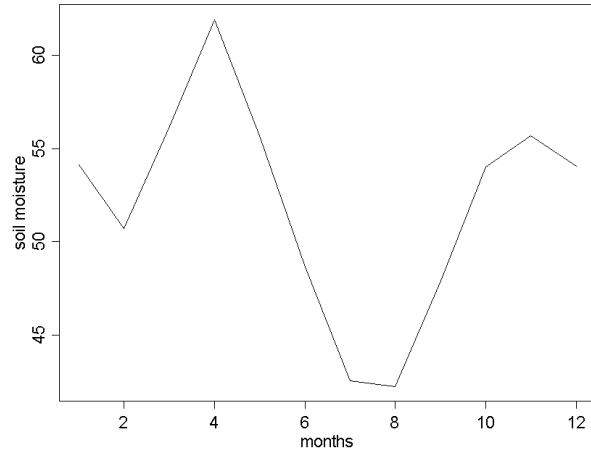


Abb. 27. Verlauf des arithmetischen Mittels der Bodenfeuchte über das Jahr von WAIr (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

Im SM-Jahresverlauf fällt die Bodenfeuchte zunächst von sehr großen Werten im Januar ab zu einem Tiefpunkt im Mai. Dann steigt diese langsam wieder an, ab Juli verläuft der Anstieg steiler. Der Anstieg verläuft bis zum Maximum der Bodenfeuchte im Dezember (Abbildung 26).

Das arithmetische Mittel der WAIr-Jahresverlaufes hat einen anderen Verlauf als das des SM-Datensatzes. Die WAIr-Bodenfeuchte fällt von Januar bis Februar zunächst ein wenig ab, steigt anschließend aber bis April auf ein Maximum an. Bis Juli sinkt die Sättigung der Bodenfeuchte und steigt dann bis November erneut an, um dann leicht abzufallen (Abbildung 27).

Anomalien

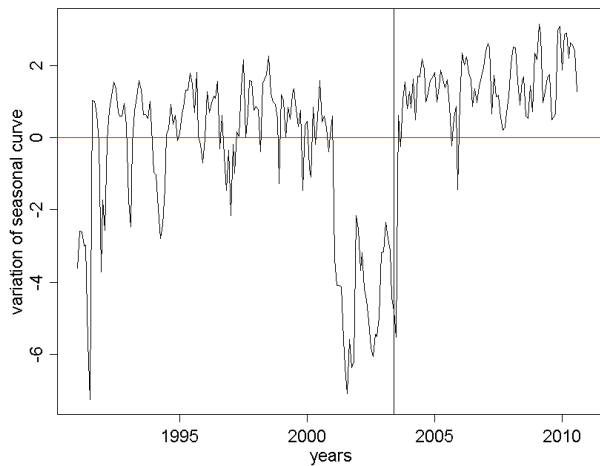


Abb. 28. Verlauf der Anomalien (Abweichungen des arithmetischen Mittels der saisonalen Bodenfeuchtekurve) über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM. Schwarze, die vertikale Linie markiert den Juni 2003

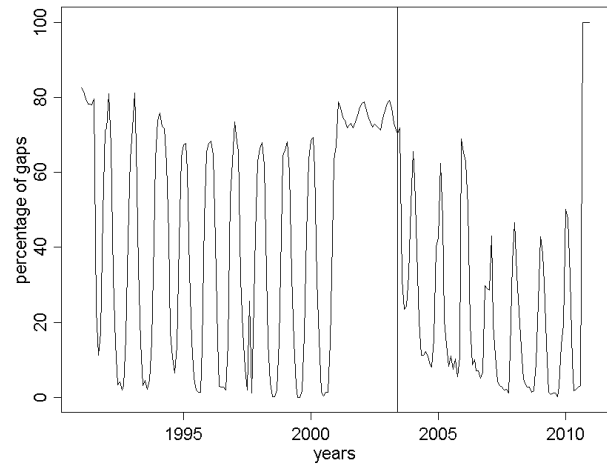


Abb. 29. summierte Anzahl der Lücken im Datensatz über den gesamten Zeitraum (1991-2010). Die SM-Lücken entsprechen den WAIR-Lücken, da die SM-Lücken in den WAIR-Datensatz induziert wurden. Schwarze, die vertikale Linie markiert den Juni 2003

In Abbildung 28 ist der Verlauf der SM-Anomalien über den gesamten zwanzigjährigen Zeitraum dargestellt. Um diesen Verlauf zu ermitteln, wurde von der gemessenen Zeitreihe der Bodenfeuchtedaten die auf 20 Jahre reproduzierte, saisonale Dynamik (Abbildung 26) subtrahiert. Festzustellen sind vereinzelt negative Anomalien (Werte unter der roten Linie) bis Juni 2003 (schwarze Linie). Es überwiegen jedoch positive Anomalien (Werte über der roten Linie). Ab Juni 2003 gibt es bis auf eine Ausnahme keinen negativen Peak (einer negativen Anomalie).

In Abbildung 29 ist der Verlauf der summierten Lücken über den kompletten Zeitraum dargestellt. Von der kompletten Anzahl der Lücken wurde die gleichbleibende Anzahl der durch Meer und Eis verursachten Lücken abgezogen. Anschließend ist das Ergebnis durch die Gesamtanzahl der Pixel geteilt und mit 100 multipliziert wurden. Aus diesem Grund bezieht sich die Lückenanzahl nur auf das Festland und hat die Einheit Prozent (%). Es gibt eine Dynamik in dem Auftreten der Lücken, die durch eine teilweise regelmäßige Kurve widerspiegelt wird (Abbildung 29). Auffällig in diesem Verlauf ist eine von Anfang 2001 bis Ende 2003 andauernde hohe Anzahl von Lücken, sowie ein starker Anstieg der Lückenanzahl in den ersten und letzten Monaten des betrachteten Zeitraumes.

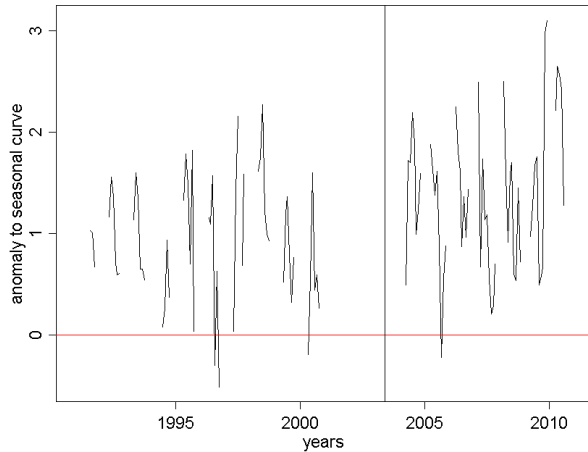


Abb. 30. Verlauf der Anomalien (Abweichungen des arithmetischen Mittels der saisonalen Bodenfeuchtekurve) über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von SM. Ab einer Datenqualität von < 10% Lücken. Die schwarze, vertikale Linie markiert den Juni 2003.

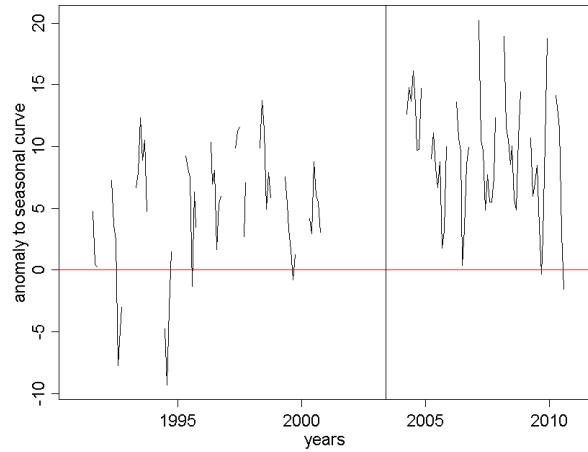


Abb. 31. Verlauf der Anomalien (Abweichungen des arithmetischen Mittels der saisonalen Bodenfeuchtekurve) über den gesamten Zeitraum (1991-2010) von WAIr. Ab einer Datenqualität von < 10% Lücken. Die schwarze, vertikale Linie markiert den Juni 2003

Abbildung 30 und 31 stellen den Verlauf der Anomalien von SM und WAIr dar. In diesen Abbildungen wurden nur die Daten einbezogen, die weniger als 10% Lücken aufweisen. Beide Grafiken weisen keinen geschlossenen Verlauf auf, sondern sind sehr lückenhaft. Die Anomalien befinden sich fast ausschließlich im positiven Bereich (über der roten Linie).

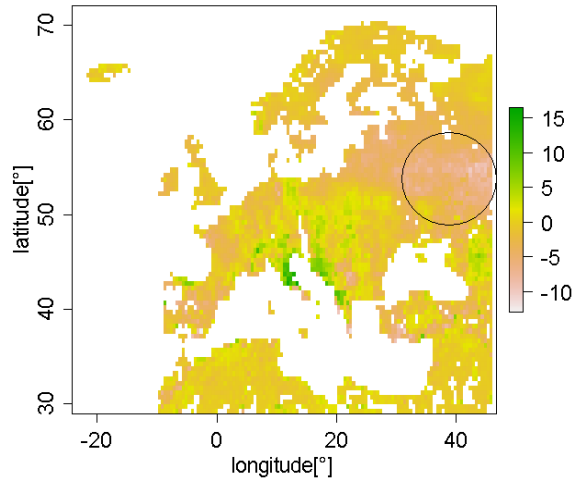


Abb. 32. Europakarte zum Zeitpunkt (August 1996) des SM-Pixels des negativsten Anomaliewertes (Dürre) (des ganzen Zeitraums, von Monaten mit weniger als 10% Lücken, 1991-2010, in Sättigungsprozent)

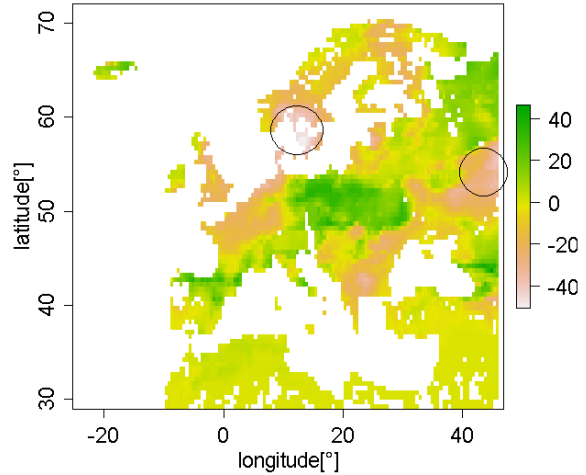


Abb. 33. zu SM korrespondierende WAIr-Europakarte zum Zeitpunkt des negativsten SM-Pixels (August 1996), in Sättigungsprozent

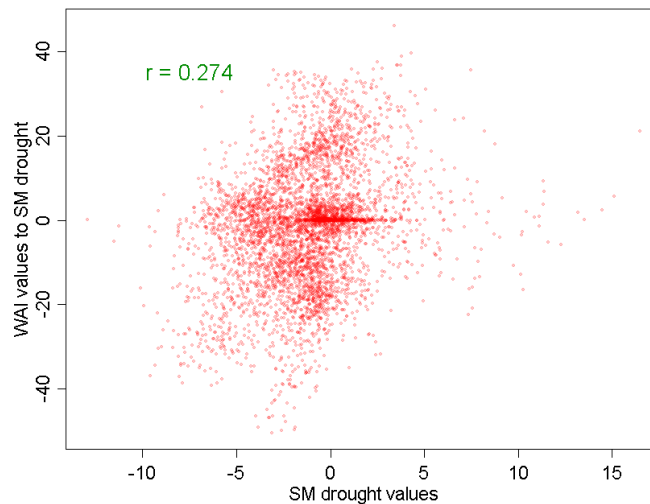


Abb. 34. Streudiagramm von den monatlichen SM- und WAIR-Werten (mit Lücken, in Sättigungsprozent) im August 1996 (Monat der größten negativen SM-Anomalie des Zeitraumes 1991-2010)

Abbildung 32 zeigt die Europakarte des negativsten Anomaliewertes eines Pixels der SM-Datenreihe. Negative Anomaliewerte gibt es im europäischen Teil Russlands, Weißrussland und der Ukraine. Die Abbildung 33 zeigt die zu diesem Zeitpunkt (August 1996) korrespondierende WAIR-Karte. In dieser

WAIr-Karte ist in der Region, in der die SM-Anomalie auftritt, ebenfalls eine negative Anomalie erkennbar. Die räumlichen Muster der satellitenbasierten Fernerkundungsdaten stimmen nur teilweise mit denen des WAIr überein. Der WAIr modelliert im östlichen Europa, Island, Irland, Schottland und der Iberischen Halbinsel positive Anomalien. Diese treten in der korrespondierenden SM-Karte nicht auf (Abbildung 32). Mit SM übereinstimmende, von WAIr modellierte, positive Anomalien gibt es östlich des Schwarzen Meeres, Ostdeutschland, Asturien (Spanien) und Italien. Des Weiteren sind positive SM-Anomalien an der Adriaküste des Balkangebietes erkennbar (Abbildung 32 und 33).

Abbildung 34 zeigt das Streudiagramm der SM- und WAIr-Anomaliewerte zum Zeitpunkt der größten negativen Anomalie des SM-Datensatzes (August 1996). Erkennbar ist eine linienähnliche Häufung der Werte bei 0 des WAIr-Indexes (y-Achse). Des Weiteren ist eine weite Streuung (von positiven bis zu negativen Anomaliewerten) des WAIr erkennbar. Die SM-Werte befinden sich vor allem im Bereich der negativen Anomalie. Der Korrelationskoeffizient der Wertepaare dieser Streuung beträgt 0,274.

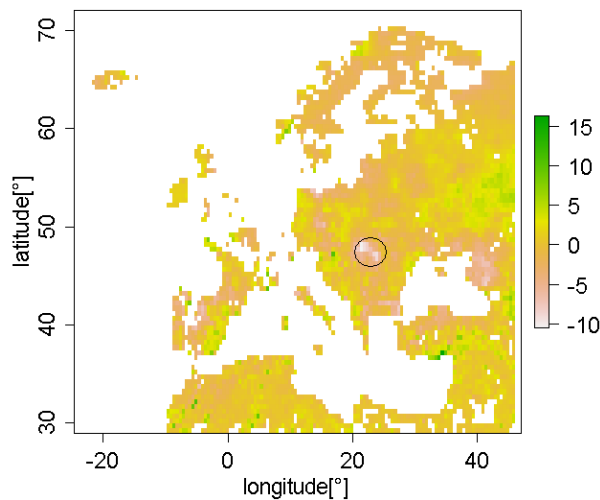


Abb. 35. zum WAIr korrespondierende SM-Europakarte zum Zeitpunkt des negativsten WAIr-Pixels (August 1994), in Sättigungsprozent

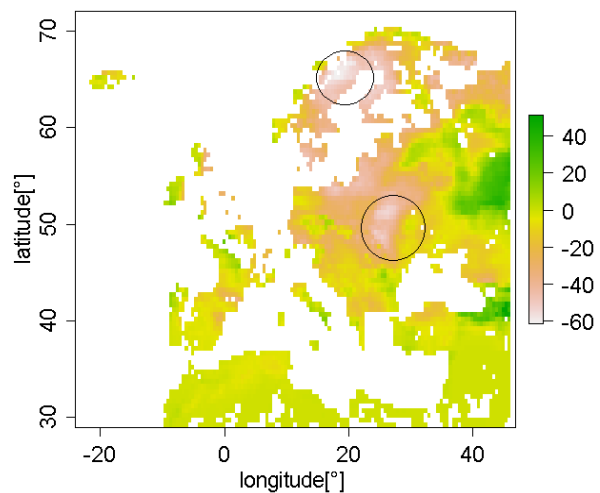


Abb. 36. Europakarte zum Zeitpunkt (August 1994) des WAIr-Pixels des negativsten Anomaliewertes (Dürre) (des ganzen Zeitraums, von Monaten mit weniger als 10% Lücken, 1991-2010, in Sättigungsprozent)

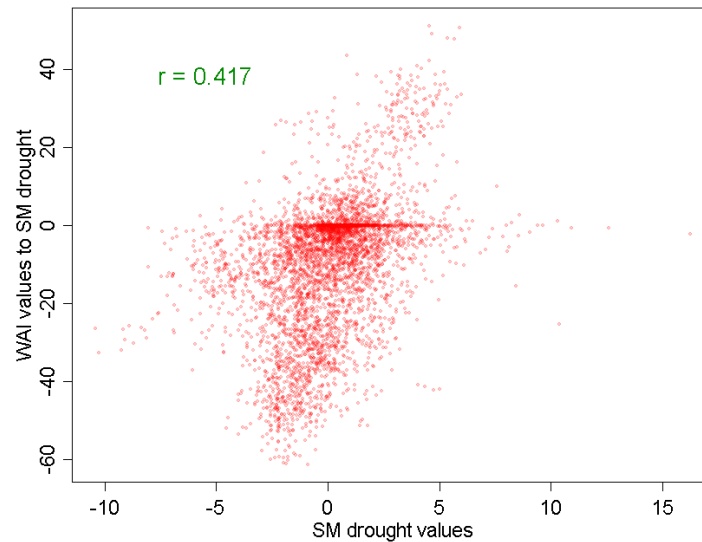


Abb. 37. Streudiagramm von den monatlichen SM- und WAIr-Werten (mit Lücken, in Sättigungsprozent) im August 1994 (Monat der größten negativen WAIr-Anomalie des Zeitraumes 1991-2010)

Abbildung 36 zeigt die Europakarte mit dem negativsten Anomaliewert der WAIr-Datenreihe. Die Anomalie tritt im Bereich von Nordschweden, Polen (vor allem an der Ostseeküste), Ungarn und Weißrussland auf. In Nordschweden befinden sich die größten Werte einer negativen Anomalie. Abbildung 35 zeigt die zu diesem Zeitpunkt (August 1994) korrespondierende SM-Karte. In dieser SM-Karte ist nur eine kleinräumliche negative Anomalie in Ungarn erkennbar. Polen hingegen weist eine leicht positive Anomalie, Nordschweden weist keinerlei Anomalie auf.

Abbildung 37 zeigt das Streudiagramm der SM- und WAIr-Anomaliewerte zum Zeitpunkt der größten negativen Anomalie des WAIr-Datensatzes (August 1994). Erkennbar ist wie bei dem vorherigen Streudiagramm eine linienförmige Häufung der Werte bei 0 des WAIr-Indexes (y-Achse). Des Weiteren ist eine weite Streuung (von positiven bis negativen Anomalien) der SM-Werte erkennbar. Die WAIr-Werte befinden sich vor allem im negativen Anomaliebereich. Der Korrelationskoeffizient der Wertepaare dieses Streudiagramms beträgt 0,417.

3.5 Gradienten über die Breitengrade

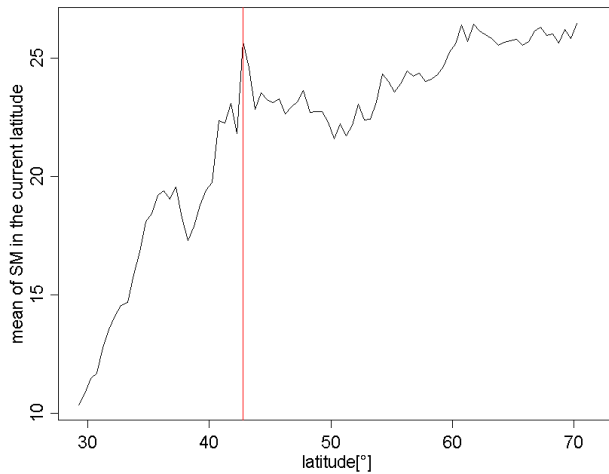


Abb. 38. Gradienten der SM-Mittelwerte (des gesamten Zeitraums) über die Breitengrade in Europa, monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent, die rote Linie markiert einen Peak bei 42,75°.

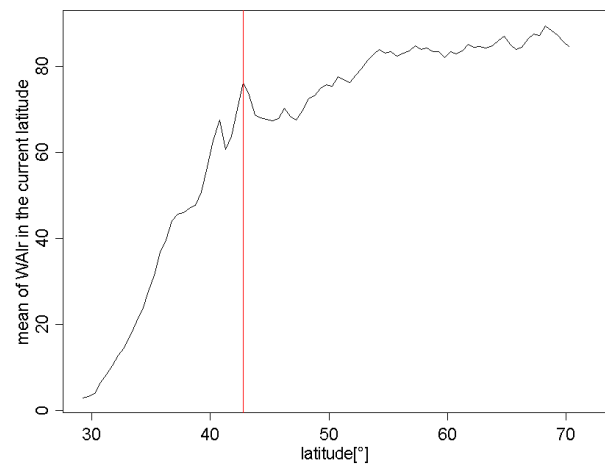


Abb. 39. Gradienten der WAIR-Mittelwerte (des gesamten Zeitraums) über die Breitengrade in Europa, monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent, die rote Linie markiert einen Peak bei 42,75°.

In Äquatorrichtung nimmt das arithmetische Mittel der Bodenfeuchtwerte von SM und WAIR ab (Abbildungen 38 und 39). Ein auffälliger Peak von kurzfristig ansteigenden Bodenfeuchtedaten ist beim 42,75. Breitengrad bei SM sowie bei WAIR feststellbar (rote Linie in den Abbildungen 38 und 39). Der Verlauf des arithmetischen Mittels von SM und WAIR gleicht sich sehr. Die absoluten Werte unterscheiden sich aufgrund des unterschiedlichen Referenzvolumens des Bodens und der Einheitenrechnung von WAIR.

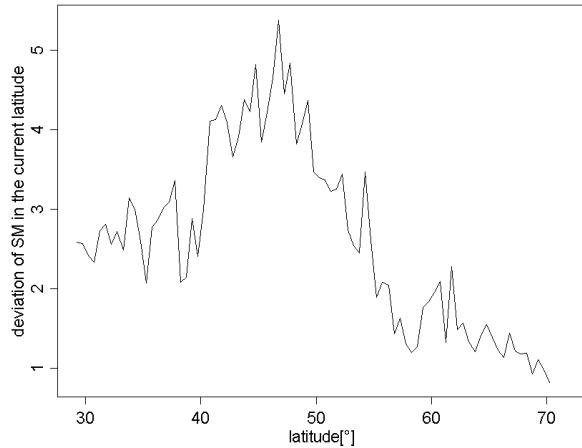


Abb. 40. Gradienten der Standardabweichung (über die Zeit) von SM über die Breitengrade in Europa, monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent, (1991-2010)

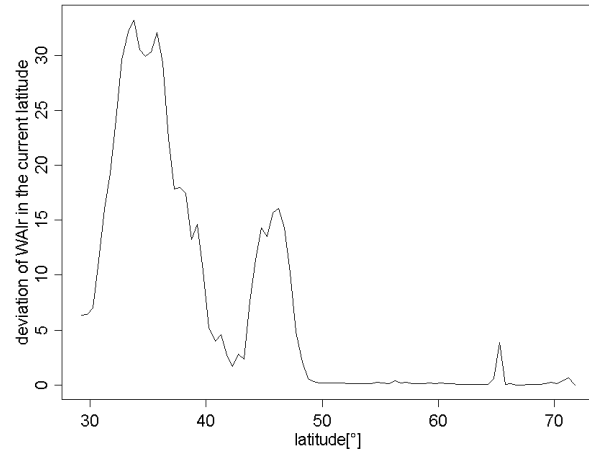


Abb. 41. Gradienten der Standardabweichung (über die Zeit) von WAIR über die Breitengrade in Europa, monatliche Daten mit Lücken in Sättigungsprozent, (1991-2010)

Die gemittelten SM- und WAIR-Standardabweichung pro Breitengrad nehmen über die einzelnen Breitengrade in Richtung Äquator zunächst zu und schließlich ab (Abbildung 40 und 41). Der Verlauf des Satellitendatenproduktes unterscheidet sich stark von dem korrespondierendem Verlauf des Wasserverfügbarkeitsindexes. Die Standardabweichung von SM nimmt zunächst bis 48° unter Schwankungen zu und fällt dann unter Schwankungen ab (Abbildung 40). Die Standardabweichung von WAIR nimmt hingegen erst bis zum 35. Breitengrad stark zu und fällt dann stark ab. Erneut steigt diese bis zum 48. Breitengrad stark, jedoch nicht auf ein solch hohes Niveau wie beim vorherigen Peak. Anschließend fällt der Verlauf ab. Nach der konstant niedrig verlaufenden Kurve der Standardabweichung gibt es beim 66. Breitengrad einen weiteren, jedoch sehr kleinen Peak (Abbildung 41).

4 Diskussion

4.1 Statistische Analyse

Histogramme von WAir und SM:

In der Verteilungsdarstellung mittels Histogrammen wird deutlich, dass sich das SM-Histogramm erheblich von dem WAir-Histogramm unterscheidet. Im Gegensatz zum SM liegt ein großer Anteil der WAir-Werte im Bereich der extremen Bedingungen (Abbildung 9). Diese Form der Histogramme bleibt auch bei veränderter Binanzahl bestehen. Der WAir reagiert demnach sensitiver auf extreme Bedingungen als SM. Im Bereich von sehr trockenen oder feuchten Umständen reagiert WAir schneller und tendiert zu höheren Werten als SM. In Trockenzeiten weist der SM-Datensatz vermehrt Lücken auf (Abbildung 29), jedoch sind diese in WAir induziert und kein Grund für die ungleiche Werteverteilung.

Möglich ist, dass der WAir die Rolle der Vegetation nicht ausreichend erfasst. Zwar wird die Transpiration im WAir einbezogen, jedoch eventuell nicht umfassend genug. Die Vegetation entzieht im Frühjahrswachstum dem Boden eine große Menge Wasser und wirkt so der Wassersättigung entgegen. Dies wird jedoch im arithmetischen Mittel des WAir-Jahresverlaufes nicht widerspiegelt. Im Gegensatz dazu gibt der WAir im April die höchsten Bodenfeuchtwerte an (Abbildung 27). Des Weiteren kann Wasser trockenen Boden nicht so schnell infiltrieren, wie vom WAir angenommen. Da die Kohäsionskräfte von bereits im oberen Boden vorhandenen Wassermolekülen fehlen, gibt es bei einem Niederschlagsereignis zunächst einen größeren Oberflächenabfluss (Scheffer and Schachtschabel 2009). Bei sehr großer Trockenheit wäre dieser Effekt jedoch obsolet. Dann würden sich Risse in der Bodenoberfläche bilden, welche die Infiltration vereinfachen. Die unterschätzte Rolle der Vegetation und die überschätzte Infiltration könnten Gründe für eine vom WAir zu groß modellierte Bodenfeuchte sein. Durch den Vergleich der Histogramme von WAir und SM wird deutlich, dass sich diese beiden Datensätze schon allein aufgrund ihrer Verteilung nur schwerlich vergleichen lassen.

Boxplots:

Beim SM-Boxplot sind Extremwerte im Bereich sehr großer Messwerte erkennbar (Abbildung 10). Es liegen also vereinzelte, sehr große Bodenfeuchtwerte im SM-Datensatz vor. Demnach wurden einzelne Starkniederschlagsereignisse oder saisonale Überschwemmungen in der satellitenbasierten

Fernerkundung erfasst, welche über dem normalen Wertebereich der Bodenfeuchtwerte liegen. Diese Extremwerte beeinflussen alle statistischen Eigenschaften, vor allem das arithmetische Mittel und das 0,95-Quantil des SM-Datensatzes. Extremwerte wurden beim WAIR nicht und bei SM nicht im Bereich niedriger Bodenfeuchtwerte festgestellt (Abbildung 10 und 11).

4.1.1 Verteilung und Lage der Daten

Mittelwert:

Bodenfeuchte variiert regional nicht nur aufgrund unterschiedlicher Niederschläge stark, sondern auch aufgrund von Bodenparameterheterogenität, Topografie und Vegetationsbedeckung (Owe, de Jeu et al. 2008). Wie in Abbildung 12 und 13 gezeigt, unterscheiden sich die Mittelwerte Europas pro Pixel im Vergleich zu benachbarten Pixeln. Die Unterschiede zwischen den Werten vereinzelter benachbarter Pixel sind in der SM-Mittelwertkarte größer als in der WAIR-Mittelwertkarte. Demnach ist die Verteilung der Bodenfeuchte bereits in kleinen Regionen heterogener, als es die vielen kleinen Gradienten von großen zu kleinen Werten des WAIR vermuten lassen. Die Qualität der SM-Daten ist jedoch aufgrund der Lückenanzahl (Abbildung 29) mittelmäßig und lässt so nur bedingt Aussagen über die tatsächliche Verteilung der Bodenfeuchte in Europa zu.

Regionen von größerem Mittelwert sind beim SM-Datensatz Skandinavien (vor allem Norwegen), die Ostküste des Schwarzen Meeres, Alpenregion, Schottland, Island, Irland und die Adriaküste der Balkanregion (Abbildung 12). Demnach scheint für eine größere Bodenfeuchtigkeit in Europa nach SM eine Exposition zum Meer der wichtigste Faktor zu sein. Bei der WAIR-Mittelwertkarte weisen ebenfalls Skandinavien, die Adriaküste der Balkanregion und die Ostküste des Schwarzen Meeres wie bei SM große Bodenfeuchtemittelwerte auf. Auffällig sind die im Vergleich zu SM größeren WAIR-Bodenfeuchtemittelwerte in Mittel- und Nordosteuropa (Abbildung 13). Die in den WAIR eingehenden meteorologischen Daten, welchen von Zyklonen beeinflusst werden (Bielec-Bakowska 2009), könnten diesen Unterschied erklären.

Vergleich mit den Mediankarten:

Aufgrund der hohen Ähnlichkeit der räumlichen Muster von WAIR und SM von der jeweiligen Mittelwert- und Mediankarten (Abbildung 12 und 13, sowie 15 und 16) ist zu schlussfolgern, dass WAIR und SM annähernd spiegelsymmetrisch verteilt sind.

4.1.2 Standardabweichung

WAIR und SM haben bei der Standardabweichung pro Pixel in Europa einige ähnliche räumliche Muster. Mittels dieser Karten sind jedoch auch Unterschiede in diesen Mustern feststellbar. Die von WAIR modellierte erhöhte Streuung der Bodenfeuchte in der Mittelmeerregion, Westfrankreich, Norddeutschland, dem Balkangebiet sowie Teilen Polens und Osteuropas wird durch die SM-Fernerkundung bestätigt (Abbildung 17 und 18.). Des Weiteren modelliert WAIR eine erhöhte Streuung der Bodenfeuchtwerte in Großbritannien, Island, Schweden, Finnland und der Ostseeküste Polens, Litauens, Lettlands und Estlands. Diese erhöhte Streuung stimmt nicht mit den Messwerten von SM überein (Abbildung 17 und 18). Auch modelliert WAIR im Gegensatz zu SM in Osteuropa einen Gürtel (vor allem in Polen und Weißrussland) von niedrigeren Standardabweichungswerten. Erklärt werden kann dies durch eine etwa gleichbleibende, nie komplett abfallende Bodenfeuchte. Da der WAIR unter anderem mit meteorologischen Daten modelliert, haben die in dieser Region verlaufenden Zyklon-Zugstraßen (zum Beispiel die Vb-Zugstraße, nach W.J. v. Bebbber, 1891) großen Einfluss. Die dort verlaufenden Zyklone führen oft zu starken Niederschlagsereignissen in ihrem Zuggebiet (Bielec-Bakowska 2009). Allgemein bestätigt sich im Vergleich der Standardabweichungskarten (Abbildung 17 und 18) die Neigung des WAIR zu extremeren Werten. In der betreffenden WAIR-Karte liegen (wie auch bei Abbildung 13 und 16) viele Gradienten vor, die weiche Übergänge von großen zu kleinen Werten darstellen, jedoch auch insgesamt größere und kleinere Werte aufweisen als SM.

Das Streudiagramm (Abbildung 19) der SM- und WAIR-Standardabweichung ist einer Punktwolke und keiner diagonalen Linie (welche eine sehr gute positive Korrelation belegen würde) ähnlich. Damit würde das Streudiagramm graphisch auf eine eher durchschnittliche Korrelation hinweisen. Der Korrelationskoeffizient beträgt jedoch 0,636 und belegt eine positive Korrelation.

Die teilweise größere Streuung des WAIr gegenüber SM lässt darauf schließen, dass WAIr eine größere jährliche und/oder interannuale Variabilität der Bodenfeuchte beschreibt. Da die jährliche Varianz (Sommer-Winter) der Bodenfeuchte in der Regel größer ist als die interannuale, trifft diese Analyse der Standardabweichung eher über die jährliche Varianz eine Aussage. Diese ist im Mittelmeer besonders groß und wird durch die Abbildungen 17 und 18 bestätigt. Des Weiteren bilden diese Abbildungen die durch das zunehmend kontinentale Klima steigenden jährlichen Bodenfeuchteschwankungen in Richtung (Süd-)Osten Europas ab.

4.1.3 Quantilkarten

Das 0,95-Quantil:

Wie bei den vorherigen Betrachtungen liegen Unterschiede der Werteskala aufgrund des unterschiedlichen Referenzbodenvolumens von WAIr und SM sowie der WAIr-Einheitenumrechnung vor. Die WAIr-0,95-Quantilkarte zeigt entsprechend große Werte, dass ein räumliches Muster in Europa nicht erkennbar ist (Abbildung 21). Diese Karte beweist demnach, dass der WAIr sensitiver auf extreme, in diesem Fall sehr feuchte, Bedingungen reagiert als SM. Des Weiteren liegt die Vermutung nahe, dass WAIr kaum Informationsspeicher (memory effect) aufweist. Demnach wird der verfügbare Wasserspeicher eines trockenen Jahres anscheinend innerhalb eines Winters wieder aufgefüllt. Dies ist nach der Abbildung 21 auch in Südeuropa der Fall. Abwegig ist diese Modellierung nicht, wenn man den durchschnittlich geringeren, schnell auffüllbaren Umfang des Wasserspeichers von südeuropäischen Böden (Abbildung 49) einbezieht.

Die entsprechende SM-Karte (Abbildung 20) weist nachvollziehbare räumliche Muster auf. Regionen von großen 0,95-Quantilswerten entsprechen den Regionen von großen Median- und Mittelwertswerten (wie Alpenregion, Adriaküste des Balkangebietes, Norwegens Atlantikküste et cetera) (Abbildung 12, 15 und 20). Das Streudiagramm (Abbildung 22) zeigt sehr große WAIr-0,95-Quantilswerte, welche kleinere SM-0,95-Quantilswerte als Wertepaar aufweisen. Des Weiteren sind die SM- und WAIr-Werte der Gradienten in Nordafrika und dem Nahen Osten abgebildet. Dieses Streudiagramm ähnelt somit einer Sättigungskurve. Der Korrelationskoeffizient dieser WAIr- und SM-0,95-Quantilswerte beträgt 0,762 und weist damit auf eine starke positive Korrelation beider Datensätze in dem 0,95-Quantil hin. Somit

konnten in Europa keine ähnlichen räumlichen Muster, jedoch eine relativ starke Korrelation der 0,95-Quantilwerte von SM und WAIR nachgewiesen werden. Die Korrelation wird jedoch durch die Einbeziehung der Gradienten Nordafrikas und des Nahen Ostens maßgeblich beeinflusst.

Das 0,05-Quantil:

Die 0,05-Quantilkarten von SM und WAIR korrelieren besser als die 0,95-Quantilkarten der Bodenfeuchtedaten. Es gibt aufgrund der unterschiedlichen WAIR- und SM-Referenzbodenvolumina und der WAIR-Einheitenumrechnung Unterschiede zwischen der SM- und der WAIR-Werteskala, jedoch liegt eine sehr ähnliche räumliche Verteilung der 0,05-Quantilswerte vor (Abbildung 23 und 24). Bei trockenen klimatischen Zuständen bis Dürren zeigen die Satellitendaten demnach einen anderen Umfang der Bodenfeuchte als der WAIR, jedoch gleiche Regionen von größeren oder niedrigeren Werten. Regionen mit größeren Werten, also einer seltenen oder nie geringen Bodenfeuchtigkeit, sind nachvollziehbar. Die Alpenregion mit Steigungsregen erzeugendem Relief und die am Meer exponierten, nördlichen Regionen Schottland, Irland und Norwegen weisen jährliche Niederschläge von großem Umfang und Regelmäßigkeit auf (Abbildung 12 und 13). Wie auch bei der Standardabweichung modelliert WAIR einen sich von dem SM-Daten unterscheidenden Gürtel in Osteuropa (vor allem Polen und Weißrussland) (Abbildung 18). Dort liegen größere 0,05-Quantilswerte vor. Dies belegt die Vermutung, dass hier durch die meteorologischen Daten des WAIR (welche durch Zyklone stark beeinflusst sind) hohe Bodenfeuchtwerte modelliert wurde.

Auch die 0,05-Quantil-Karten von SM und WAIR belegen die Sensitivität des WAIR. Das Streudiagramm der 0,05-Quantilwerte von SM und WAIR (Abbildung 25) zeigt unter anderem ein größere Menge von sehr kleinen WAIR-0,05-Quantilwerten, während die SM-0,05-Quantilwerte größer sind. Daher ist bei 0 des WAIR-Index eine linienförmige Wertehäufung erkennbar. Der Korrelationskoeffizient dieser WAIR- und SM-0,05-Quantilwerte beträgt 0,842 und weist damit auf eine starke positive Korrelation beider Datensätze in dem 0,05-Quantil hin. Somit gibt es trotz der Neigung von WAIR zu Extremwerten eine statistisch relevante, stark positive Korrelation zwischen den SM und WAIR-0,05-Quantilswerten.

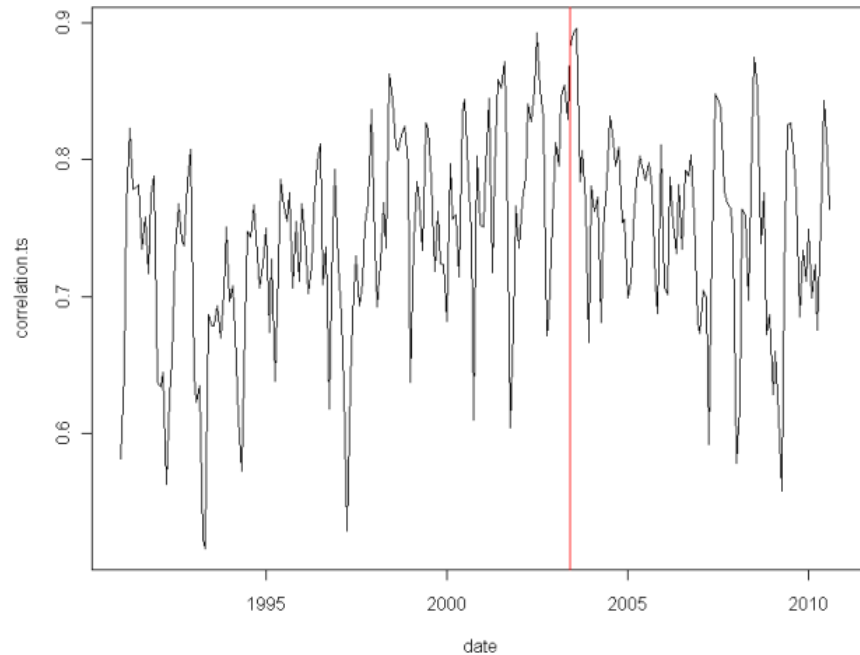


Abb. 42 Zeitreihe des Korrelationskoeffizienten (von WAIr und SM) der europäischen Bodenfeuchtwerte (monatliche Daten mit Lücken, 1991-2010), die rote Linie markiert den Juni 2003

Abbildung 42 zeigt eine gute Korrelation der SM- und WAIr-Werte im Juni 2003. In diesem Jahr gab es in Mitteleuropa eine Hitzewelle mit bedeutendem Einfluss auf das Klima und die Biosphäre Europas (Rouault, Candau et al. 2006). Diese Hitzewelle verursachte eine Dürre, also sehr niedrige Bodenfeuchtwerte. Die positive Korrelation, welche in dem Streudiagramm und mit dem Korrelationskoeffizienten von 0,842 ersichtlich ist, wird durch die gute Korrelation von SM und WAIr im Sommer 2003 gestützt. Allerdings weisen die Daten in diesem Jahr sehr viele Lücken auf und sind daher nur bedingt aussagekräftig (Abbildung 28 und 29).

4.1.4 Saisonale Schwankungen & Anomalien

Saisonale Schwankungen

Die saisonalen Schwankungen von SM und WAIR widersprechen einander. Die hohen Bodenfeuchtwerte des WAIR von März bis Juni spiegeln sich nicht in den tatsächlichen Satellitenmesswerten wider. Große Bodenfeuchtwerte im Frühjahr, wie vom WAIR modelliert, können nicht durch saisonale Überschwemmungen oder Schneeschmelze verursacht werden, da nur der Niederschlag als Input eingeht. Demnach modelliert der WAIR anscheinend mit großen April-Niederschlagswerten des Zeitraumes 1991-2010. Eine weitere Erklärung dieses Peaks könnte eine zu gering eingeschätzte Evapotranspiration sein.

Des Weiteren ist der Bodenfeuchtetiefpunkt des SM-Durchschnittsjahres im Mai (Abbildung 26) verwunderlich. Die höchste Sonneneinstrahlung mit einhergehender hoher Temperatur findet im Sommer statt, weshalb der Bodenfeuchtetiefpunkt eher im Juli oder August zu erwarten ist.

Anomalien

Starke oder lang andauernde Trockenzeiten mit einhergehenden kleinen Bodenfeuchtwerten, welche stark vom mittleren Jahresgang abweichen, werden durch negative Anomalien beschrieben. Positive Anomalien werden analog dazu durch Starkregenereignisse oder erhöhten Gesamtniederschlag verursacht. Es wurden vor allem positive Anomalien festgestellt (Abbildung 28, 30 und 31). Die Qualität des SM-Datensatzes ist durch dessen Lückenhaftigkeit jedoch nur sehr durchschnittlich, und dessen Potenzial, Anomalien zu untersuchen, eingeschränkt. Da die Lücken der Vergleichbarkeit halber in den WAIR induziert wurden, sind auch diese Daten von gleicher Qualität. Der Verlauf der Lücken ist zum Teil regelmäßig saisonal (Abbildung 29). Dies bestätigt die Annahme, dass die Lücken vor allem im Winter durch Bodentemperaturen von unter 0°C und Schneebedeckung hervorgerufen werden. Die Lücken sind im Zeitraum des Zeitreihenbeginns (1991), Anfang 2001 bis Ende 2003 sowie zum Ende der Zeitreihe (2010) besonders zahlreich. In dem Zeitraum von Anfang 2001 bis Ende 2003 liegen auch in den wärmeren Monaten viele Lücken vor (Abbildung 29). Die Lücken beeinträchtigen die Datenqualität und damit deren Aussagekraft stark. Aufgrund dessen können das Dürrejahr 2003, und seine zahlreichen Auswirkungen (Rouault, Candau et al. 2006) nicht ausreichend präzise genug evaluiert werden. Die

Spanne der negativen Anomalie von Anfang 2001 bis Ende 2003 ist anzuzweifeln. Im Sommer 2003 gab es in Europa eine Hitzewelle (Rouault, Candau et al. 2006). In dem Zeitraum von Anfang 2001 bis Ende 2002 gab es keine Hitzewelle mit einhergehenden niedrigen Bodenfeuchtedaten. Stattdessen gab es im August 2002 starke Regenfälle in Mitteleuropa, die schließlich zu Überschwemmungen führten (Ulbrich, Brücher et al. 2003). Dies widerspricht der von SM dargestellten Dauer der Dürreperiode (Abbildung 28).

Unter anderem treten die Lücken Anfang 2001 bis Ende 2003 sehr zahlreich auf, weil ERS2 von Februar 2001 bis Juli 2003 keine Daten bereitstellt. Auf diesem Satelliten befindet sich der Sensor ASCAT, welcher die aktiven Mikrowellen misst (TU Wien IPF 2012). Die Messwerte des AMSR-E-Sensors, welcher die passiven Mikrowellen misst, könnten diese Lücken kompensieren. Jedoch startete der Satellit Aqua, auf dem sich AMSR-E befindet, erst am 4. Mai 2002. Dennoch ist nicht erklärt, warum die Datenlücken von 2002-2003 nicht wenigstens teilweise durch Messwerte des passiven Mikrowellensensors AMSR-E kompensiert sind.

Abbildung 32 zeigt die Europakarte der Anomalien zum Zeitpunkt der negativsten Anomalie im SM-Datensatz. Diese Anomalienkarte wird mit der korrespondierenden WAlr-Karte des betreffenden Zeitpunktes (August 1996) verglichen. Analog dazu wird die SM-Anomalieneuropakarte mit der WAlr-Anomalieneuropakarte der größten negativen WAlr-Anomalie zu dessen Zeitpunkt verglichen. Die negativen Extremwerte der Datensätze lassen dabei nur eine Dürreperiode vermuten. Die monatlichen, sehr niedrigen Bodenfeuchtwerte eines Pixels sagen nichts über die räumliche oder zeitliche Verteilung der Trockenheit aus. Der Umfang der Arbeit erlaubt es nicht, den zeitlichen Verlauf des trockensten SM- und WAlr-Monates, vor und nach den betreffenden trockenen Monaten näher zu betrachten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in anderen Zeiträumen punktuell nicht so niedrige Bodenfeuchtwerte während des dry downs (Trockenfallen) erreicht werden, die Trockenphase dafür aber länger andauerte oder räumlich weiter verteilt war.

Abbildung 32 zeigt die größte negative SM-Anomalie im europäischen Teil Russlands, Weißrussland und der Ukraine im August 1996. Die WAlr-Karte zu diesem Zeitpunkt zeigt im europäischen Teil Russlands ebenfalls eine niedrige Anomalie, jedoch nicht von dem extremen Ausmaße wie es von dem Satellitenprogramm beobachtet wurde. Stattdessen werden im Vergleich zu SM größere negative Anomalien in Südschweden durch WAlr errechnet (Abbildung 33). Des Weiteren werden von WAlr positive Anomalien modelliert. Räumlich erinnert das Aufkommen der positiven Anomalien an den Korridor im Raum Polen und Weißrusslands von erhöhten Bodenfeuchtedaten, welcher bereits in der

Betrachtung der 0,05-Quantilskarte (Abbildung 24) und der Standardabweichungskarte (Abbildung 18) auffällt.

Das Streudiagramm der SM- und WAIR-Werte dieser SM-Anomaliekarten (Abbildung 32 und 33) beweist die Beobachtung, dass sehr negative SM-Anomaliewerte sehr verteilten WAIR-Werten gegenüber stehen. Auffällig ist zudem eine Konzentration von Punkten bei 0 des WAIR-Anomalieindex (y-Achse). Demnach sind im August 1996 viele Pixel ohne jegliche Anomalie von WAIR modelliert worden. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,274 und belegt damit den nur durchschnittlichen, positiven linearen Zusammenhang der SM- und WAIR-Werte zum Zeitpunkt des negativsten SM-Anomaliewertes.

Abbildung 36 zeigt die größte negative WAIR-Anomalie in der Region Nordschwedens, Polen, Ungarn und Weißrussland im August 1994. Die Karte der SM-Fernerkundungsdaten zu diesem Zeitpunkt zeigt nur kleinräumlich in Ungarn ebenfalls eine niedrige Anomalie (Abbildung 35).

Das Streudiagramm der SM- und WAIR-Werte dieser Karten (Abbildung 37) belegt die Beobachtung, dass sehr negative WAIR-Anomaliewerte weiter verteilten SM-Werten gegenüber stehen. Wie auch bei dem vorhergehenden Streudiagramm (Abbildung 34) ist hier eine Konzentration von Punkten bei 0 des WAIR-Anomalieindex (y-Achse) auffällig. Demnach sind im August 1994 viele Pixel ohne jegliche Anomalie oder in einem Bereich von großer, negativer Anomalie von WAIR modelliert worden. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,417 und belegt damit den mäßig positiven linearen Zusammenhang der SM- und WAIR-Werte zum Zeitpunkt des negativsten WAIR-Anomaliewertes.

4.1.5 Gradienten über die Breitengrade

Gradienten über die Breitengrade des arithmetischen Mittels

Der Verlauf der arithmetischen Mittel von SM und WAIR gleichen sich weitestgehend. Eine hohe Ähnlichkeit dieser Art wurde erwartet, da bereits ähnliche räumliche Muster in der SM- und WAIR-Mittelwertskarte festgestellt wurden. Wie zu erwarten ist, ist ein Abfall der durchschnittlichen Bodenfeuchte in Richtung Süden feststellbar. Da die Sonneneinstrahlung in Äquatorrichtung wächst, nimmt die Evapotranspiration zu.

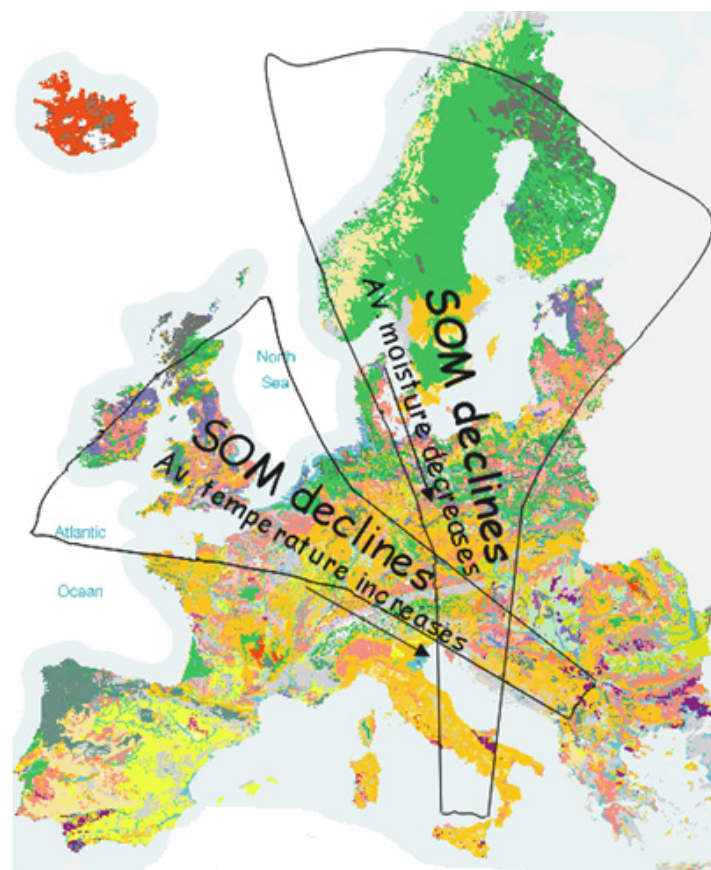


Abb. 43. Europakarte mit dargestelltem Verlauf der durchschnittlichen Bodenfeuchte (Av. moisture), organische Bodenbestandteile (SOM) und Temperatur (temperature). Die farblich unterschiedenen Regionen geben Bodentypen an, spielen jedoch in diesem Falle keine Rolle. (Buckman and Brady 2007)

Auch der organische Bodenanteil nimmt in Richtung Süden ab (Abbildung 43). Der organische Bodenanteil weist eine große Wasserspeicherkapazität auf, die damit ebenfalls abnimmt (Scheffer and Schachtschabel 2009). Jedoch lässt sich dieser Zusammenhang auch umgekehrt begründen. Da der Boden Richtung Süden an Bodenfeuchte verliert, nimmt der Luftkontakt und damit die Oxidation der organischen Bodenbestandteile zu (Scheffer and Schachtschabel 2009). Aufgrund von Lufttemperaturzunahme, Anstieg der Evaporation und Abnahme der organischen Bestandteile in Richtung Süden ist eine Abnahme der Bodenfeuchte naheliegend.

Die Bodenfeuchte ist nicht als absoluter Wert, sondern als relative Sättigung angegeben, die sich auf eine Wasserspeicherkapazität bezieht. Bei einer kleiner werdenden Wasserspeicherkapazität würde der Effekt der Abnahme der Bodenfeuchte in absoluten Werten abgefedert werden. Da sich die sinkenden absoluten Bodenfeuchtwerte auf einen teilweise ebenfalls sinkenden Wasserspeicher beziehen, nehmen die relativen Werte weniger stark ab. So liegt zum Beispiel in Italien, Korsika, Sizilien, Teilen Spaniens, Südfrankreichs und des Balkangebietes Cambisol (nach FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations) vor. Diese Bodengruppe gehört zu der Klasse der Braunerden. Diese sind oftmals flachgründig, besitzen oft einen hohen Skelettanteil (Ausgangsgesteinsanteil) und weisen oftmals eine geringe Feldkapazität auf (Scheffer and Schachtschabel 2009) (gelborange in Abbildung 49 dargestellt, Hauptverteilungsgebiet orange eingerahmt). In Spanien liegt vor allem Calcisol (FAO) vor (in der Abbildung 49 gelb dargestellt, Hauptverteilungsgebiet gelb eingerahmt). Dieser in ariden und semiariden Arealen vorkommende Boden weist einen Anteil von mindestens 15% an Sekundärkalk (Kalkanreicherungen) auf. Der Humusanteil und damit die Wasserspeicherkapazität dieses Bodentyps ist gering (Scheffer and Schachtschabel 2009). Demnach sind eine starke Abnahme der absoluten Bodenfeuchte und eine abgefederte Abnahme der relativen Bodenfeuchtigkeit zu erwarten.

Feststellbar ist neben der Abnahme der relativen Bodenfeuchte (Abbildung 38 und 39) ein Peak beim 42,75° Breitengrad. Dieser Peak kann nicht durch die im Mittelwert größere Bodenfeuchte der Alpenregion (ersichtlich in den Abbildungen 12 und 13) erklärt werden, da diese Region nördlicher liegt. Das Kaukasusgebirge und die ebenfalls gebirgige Balkanregion liegen jedoch in diesem Breitengrad. Aufgrund des Reliefs können feuchte Luftmassen unter Umständen dem Luftdruckgradienten nicht folgen. Köhlen sich warme und wassergesättigte Luftmassen dieser Art ab, kondensiert das in den Luftmassen enthaltene Wasser. Jedoch sind große Teile des Dinarischen Gebirges in der Balkanregion durch Karst geprägt (Frančišković-Bilinski, Barišić et al. 2004). Karstgestein ist durch chemische Verwitterung und Ausfällung von biogenen Kalksteinen geprägt. Durch seine geologischen Eigenschaften

wird Niederschlag in der Regel schnell infiltriert und dem Grundwasser zugeführt. Die oberen Bodenschichten sind daher meist trocken (Scheffer and Schachtschabel 2009).

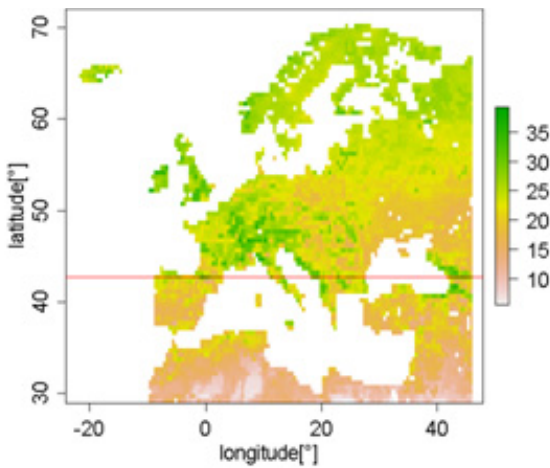


Abb. 44. Mittelwert pro Pixel über die Zeit von SM (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010, mit einer beim 42,75. Breitengrad eingezeichneten roten Linie

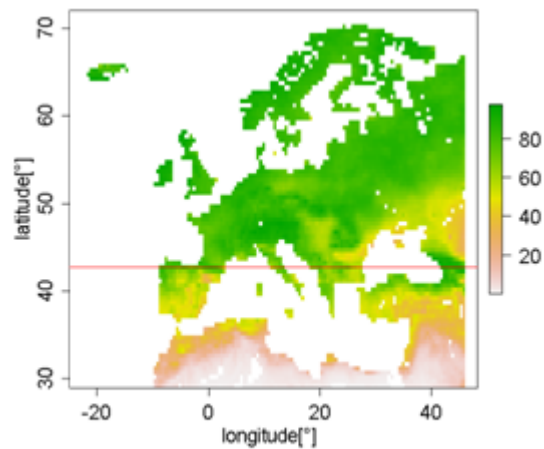


Abb. 45. Mittelwert pro Pixel über die Zeit von WAIr (monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010, mit einer beim 42,75. Breitengrad eingezeichneten roten Linie

Wie in Abbildung 44 und 45 ersichtlich befinden sich bei 42,75° nördlicher Breite in Europa viele Wasserflächen, wie der Atlantik, Mittelmeer, Adria und das Schwarze Meer. Diese entfallen von vornherein der Bodenfeuchtemessung. Die sich auf dem 42,75. Breitengrades befindlichen Landflächen besitzen eine im Vergleich zu benachbarten Breitengraden größere Bodenfeuchte. Die spanischen Regionen Galizien und Asturien, die Pyrenäen, Italien, die Adriaküste des Balkangebietes und vor allem die georgische und russische Küste des Schwarzen Meeres weisen eine größere Bodenfeuchte auf als benachbarte Regionen. Es liegen demnach auf dem 42,75. Breitengrad vor allem große Bodenfeuchtwerte oder wegfallende Wasserflächen vor. Dieser Umstand erklärt den Peak an diesem Breitengrad.

Gradienten über die Breitengrade der Standardabweichung

Wie aus Abbildung 40 und 41 ersichtlich wird, ist der Verlauf der Standardabweichung von SM und WAIR über die Breitengrade sehr unterschiedlich. Die SM-Standardabweichung ist in vom 40. bis 55. Breitengrad besonders groß. In diesem großen Bereich liegen Mitteleuropa, die Balkanregion, Südosteuropa, die Pyrenäen, und Alpen. Auch befindet sich in dieser Region der festgestellte Peak bei $42,75^\circ$ von der, im Vergleich zur Umgebung, größerer Bodenfeuchte.

Die WAIR-Standardabweichung hingegen ist vom 33. bis 39. Breitengrad, sowie vom 46. bis 48. Breitengrad groß (Abbildung 41.). Des Weiteren gibt es einen kleinen Peak beim 66. Breitengrad. Neben diesen Breiten von größerer Standardabweichung der Bodenfeuchte, ist die Standardabweichung sehr gering und keinesfalls so schwankend wie bei SM. Die satellitenbasierte Fernerkundung erfasst wesentlich mehr Extremwetterereignisse und damit auch Extremwerte der Bodenfeuchte als WAIR. Extremwerte von Starkregenereignissen, saisonalen Überschwemmungen et cetera wurden mittels des SM-Boxplots dargestellt (Abbildung 10). Damit schwankt die SM-Standardabweichung allgemein mehr als die des WAIRs. Der WAIR modelliert demnach eher größere Regionen von einheitlich großer oder kleiner Streuung (Abbildung 18).

Die unterschiedliche Schwankung erklärt jedoch nicht die unterschiedlichen Regionen von großer Standardabweichung von SM und WAIR. Die Unterschiede in den Standardabweichungswerten Europas werden auch in den jeweiligen Europakarten deutlich (Abbildung 17 und 18). Der positive Korrelationskoeffizient beider Standardabweichungsdaten (Abbildung 19) von 0,636 belegt jedoch eine positive Korrelation der SM- und WAIR-Standardabweichungswerte. Aufgrund der sich widersprechenden Verläufe der Standardabweichungs über die Breitengrade ist es schwer, die einzelnen sich widersprechenden Regionen von kleiner oder großer Streuung klimatisch zu erklären.

4.2 Generelle Diskussion

4.2.1 Prinzipieller Vorteil der Bodenfeuchtedatensatzkombination und mögliche Fehlerquellen

Kein Bodenfeuchteprodukt ist in allen klimatischen oder biologischen Bedingungen allen anderen überlegen. Oft besitzt ein Bodenfeuchteprodukt einen Vorteil in seinem spezifischen Anwendungsbereich. Daher bietet es sich an, mehrere Bodenfeuchteprodukte zu kombinieren. Nach Dirmeyer et al. (2004) bieten kombinierte Bodenfeuchtedaten realistischere Daten als individuelle Produkte (Dirmeyer, Paul et al. 2004). Einen Bodenfeuchtedatensatz mit einem Wasserverfügbarkeitsindex zu vergleichen ist sinnvoll, da die Wasserverfügbarkeit die Basis der Bodenfeuchte ist. Jedoch ist die Vergleichbarkeit aufgrund der unterschiedlichen Bodenvolumina, auf denen sich die Datensätze beziehen, und des unterschiedlichen Anspruches beider Erfassungen begrenzt.

Vor der Betrachtung und dem Vergleich des Wasserverfügbarkeitsindex und dem Satellitendatensatz wurden die in dem SM-Datensatz vorhandenen Lücken nicht gefüllt (gapfilling). Stattdessen wurden diese Lücken an ihrer jeweiligen räumlichen und zeitlichen Position bei WAIR induziert. So konnte die qualitätsvermindernde Wirkung durch gefüllte Lücken vermieden werden. Eine nicht ausgeschlossene Fehlerquelle ist jedoch die Einbeziehung von Nordafrika in den statistischen Analysen. Der verwendete Kartenausschnitt vom 29. bis 72. Breitengrad und 24. westlichen bis 46. östlichen Längengrad beinhaltet den Nahen Osten und Nordafrika. In diesen trockenen Regionen liegen kaum Lücken vor (Abbildung 4) und die Werte sind allgemein niedrig. Daher wurden die Werteverteilungen (Abbildung 8 und 9), die Streudiagramme, die Lückenanzahl (Abbildung 29) und die Betrachtung der Anomalien (Abbildung 28) etwas verfälscht.

4.2.2 Einschätzung von SM

Der Satellitendatensatz weist neben den saisonal auftretenden Lücken der kalten Jahreszeiten in Trockenphasen besonders viele Lücken auf (Abbildung 29). Aufgrund dieses Umstandes ist der Datensatz für eine Analyse von Trockenzeiten ungeeignet. Allgemein sind die SM-Karten in der räumlichen Struktur ungleichmäßiger als die korrespondierenden WAIR-Karten. Es liegen demnach größere Werteunterschiede zwischen benachbarten Pixeln vor. Ein Grund dafür ist die statistische Ungenauigkeit von Messmethoden und der Datennachbereitung. Jedoch ist auch in Betracht zu ziehen, dass die Verteilung der Bodenfeuchte nicht nur zeitlich, sondern auch kleinräumlich sehr heterogen ist. Die Aufteilung von Europas Landfläche in Pixel bedeutet demnach, dass sich der Bodenfeuchte eines Pixels mit einem Wert angenähert wird. Diese wird jedoch nicht in ihrer kleinräumlichen Verteilung oder in ihrem absoluten Umfang erfasst. Aufgrund der Schwierigkeiten der Bodenfeuchteerfassung sind jedoch Modellierung und Fernerkundungserfassung die einzigen Möglichkeiten der großräumlichen Bodenfeuchtemessung.

4.2.3 Einschätzung von WAIR

WAIR zeigt gute Korrelationen mit der Vegetationsbedeckung in Regionen in denen Wasser stärkster Pflanzenwachstum limitierender Faktor ist (Abbildung 6 und 7). Die gute WAIR-Indexeigenschaft wird des Weiteren durch den Korrelationskoeffizient von 0,417 der SM- und WAIR-Werte zum Zeitpunkt der WAIR-Dürre (Abbildung 37) belegt. Auch modelliert WAIR den gleichen Peak von kurzfristig ansteigender Durchschnittsbodenfeuchte (Abbildung 39), wie es durch SM beobachtet ist. Der ökoklimatische Index reagiert jedoch besonders sensitiv auf extreme klimatische Bedingungen und besitzt daher von den Satellitenbeobachtungen abweichende Bodenfeuchtedaten. Erkennbar ist dies in der Verteilung der Messwerte, welche in dem WAIR-Histogramm dargestellt sind. Im Gegensatz zu SM liegen die meisten Werte nicht im mittleren, sondern im Bereich sehr niedriger oder sehr hoher Bodenfeuchtwerten (Abbildung 8 und 9). Auch der Vergleich der 0,05- und 0,95-Quantilkarten von SM und WAIR belegt diese Einschätzung. Die sehr niedrigen WAIR-0,05-Quantilwerte entsprechen größeren SM-0,05-Quantilwerten (Abbildung 25). Analog dazu entsprechen sehr große WAIR-0,95-Quantilwerte kleineren SM-0,95-Quantilwerten (Abbildung 22). Auch der gemittelte zeitliche Verlauf der

Bodenfeuchte in einem Jahr widerspricht dem SM-Datensatz teilweise (Abbildung 26 und 27). Die räumlichen Muster vieler statistischer Eigenschaften des WAIs jedoch stimmen mit den räumlichen Mustern des SM-Datensatzes überein. So entsprechen sich die räumlichen Muster des arithmetischen Mittels (Abbildung 12 und 13), der Standardabweichung (Abbildung 17 und 18) und des Medians (Abbildung 15 und 16.).

WAIr modelliert im Vergleich zu SM teilweise stärkere, jährliche Schwankungen (Abbildung 17 und 18), modelliert jedoch im Vergleich weniger starke Anomalien (Abbildung 34 und 37). Der Index entspricht seinem Anspruch, dynamische Änderungen der Bodenfeuchte darzustellen und stellt Extremwerte gut dar (Abbildung 23 und 24).

4.2.4 Alternative Lösungsstrategien

Um die Bin- (Säulen-) Anzahl der Histogramme von WAIr und SM zu optimieren, wurde zunächst eine Funktion von Hideaki Shimazaki³ benutzt. Jedoch stellte sich heraus, dass die Satellitendaten gerundet wurden und demnach für diese Optimierung zu unpräzise sind. Um Datenartefakte aufgrund der Rundungen zu vermeiden, wurde die Anwendung dieser Formel verworfen und die Datenverteilung mittels 50 Bins dargestellt.

³ Hideaki Shimazaki arbeitet in der Kyoto University (Department of Physics).

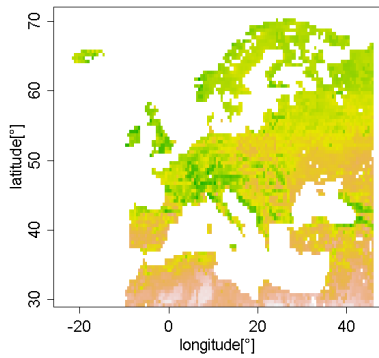


Abb. 46. SM-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

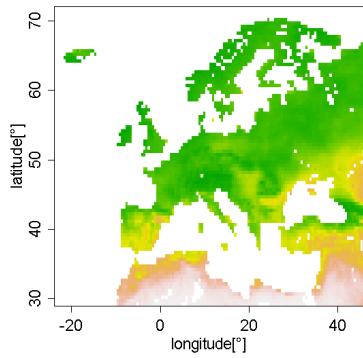


Abb. 47. WAIR-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Sättigungsprozent (%), 1991-2010

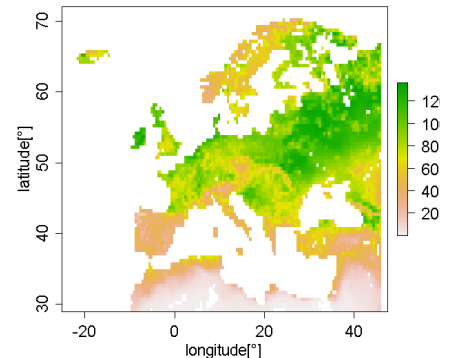


Abb. 48. WAI-Mittelwert (pro Pixel über die Zeit, monatliche Daten mit Lücken) in Millimeter (mm), 1991-2010

Vergleicht man SM mit dem Wasserverfügbarkeitsindex WAI in absoluten Werten (mm) so erhält man unterschiedliche Muster und ausdifferenziertere Karten (siehe Mittelwertkarten, Abbildung 46, 47 und 48). Gebirgsregionen erscheinen zum Beispiel bei WAI (in Millimeter, mm) im Vergleich zu WAIR (in Sättigungsprozent, %) trockener. Erklären lässt sich das mit der Eimertiefe, die beim WAIR in Betracht gezogen wird. So ist der Mineralboden, das heißt die wasserspeichernde Bodenschicht über dem Ausgangsgestein (C-Horizont), in Gebirgsregionen reicher an Sand und Steinen. Dieses Material besitzt eine niedrige water holding capacity (Wasserspeicherkapazität). Gleichzeitig liegen in diesen Regionen geringere Schluff-, Humus- und Tonanteile vor, welcher eine größere Wasserspeicherkapazität besitzen. Aus diesem Grund sind die absoluten Bodenwasserwerte geringer. Die relativen Werte, welche sich auf die Eimertiefe der jeweiligen Region beziehen, sind jedoch mit anderen Regionen vergleichbar.

Im Vergleich zu der Mittelwertskarte des WAIR in relativen Werten, gibt es in der Mittelwertskarte des WAI in absoluten Werten in Nordosteuropa auffallend hohe Werte. Demnach ist in dieser Region das Bucket, der verfügbare Wasserspeicher, besonders groß. Der verfügbare Wasserspeicher ist durch die höhere Wasserspeicherkapazität größer. In Nordosteuropa liegt in weiten Gebieten die Bodengruppe Albeluvisol vor, die in folgender Abbildung 49 altrosa dargestellt und schwarz eingerahmt ist.

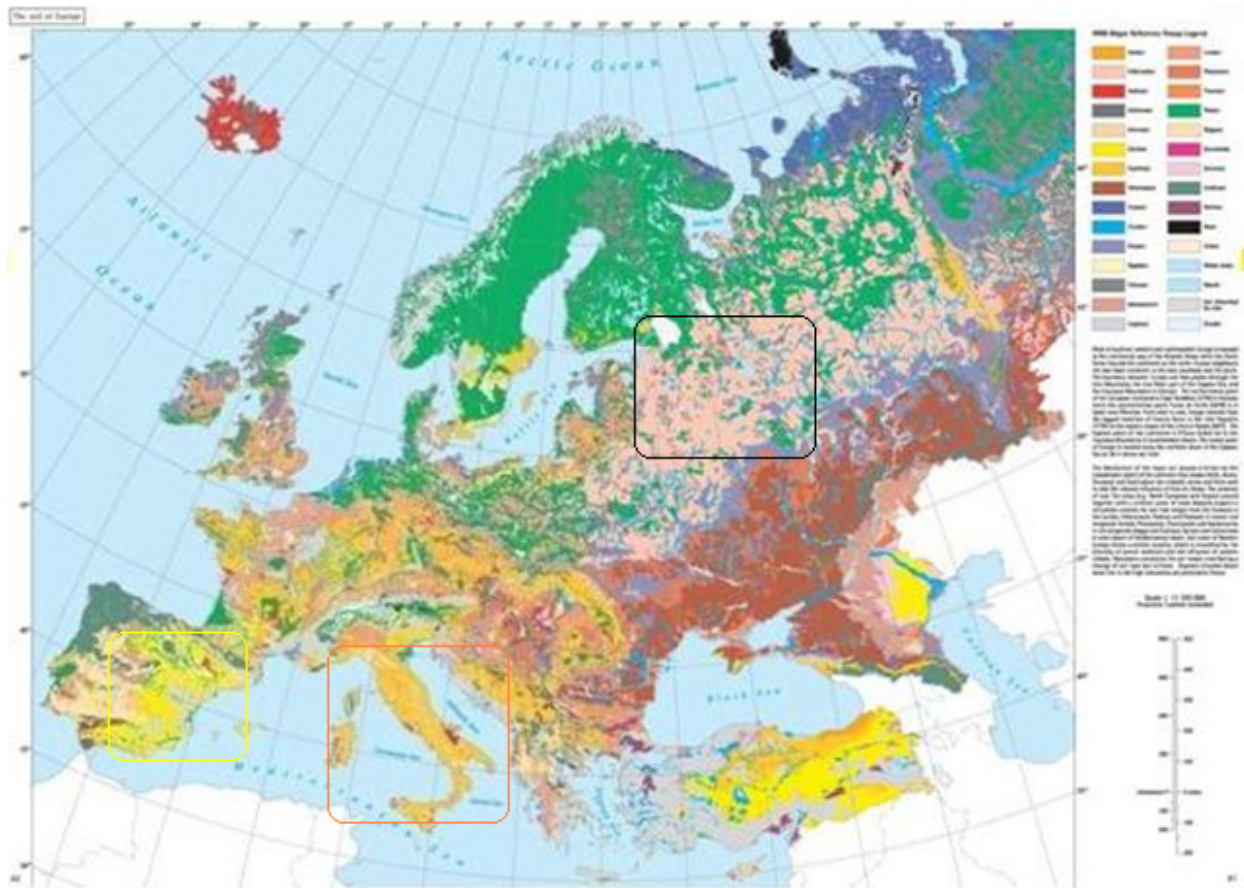


Abb. 49 Europakarte der Bodentypen (Soil Atlas of Europe), bereitgestellt durch European Commission, DG Joint Research Centre, Institute for Environment and Sustainability, Land Management and Natural Hazards Unit in Zusammenarbeit mit European Soil Bureau Network

Die Böden der Albeluvisols weisen meist einen hohen Schluff- und Tonanteil auf. Demnach ist die Eimertiefe durch die höhere Wasserspeicherkapazität größer. Deshalb sind die Bodenfeuchtwerte in relativen Werten wiederum nicht durch große Werte auffällig. In dieser Region wurde des Weiteren eine besonders starke Interaktion zwischen Bodenfeuchte und Temperatur und Niederschlag nachgewiesen (Koster, Guo et al. 2005; Seneviratne, Corti et al. 2010).

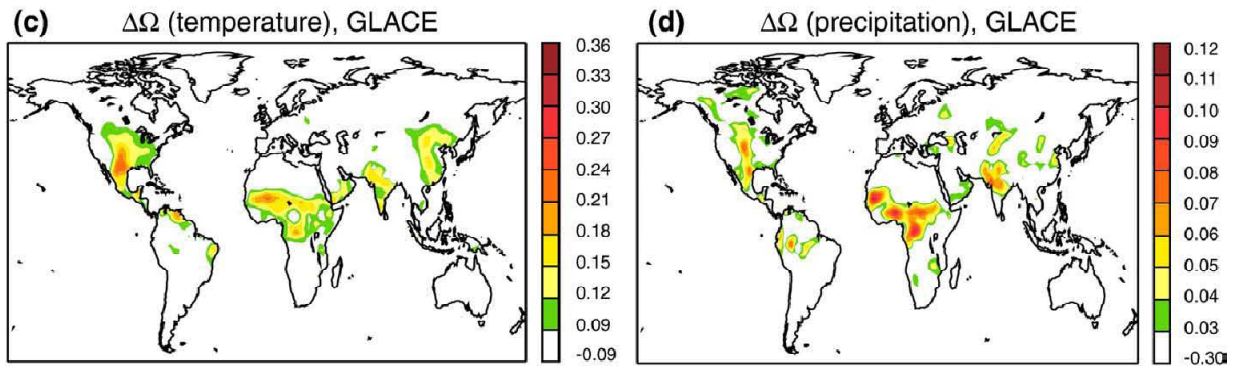


Abb. 50. (c) & (d) Abbildung (c) zeigt die Regionen der Erde die eine besonders starke Interaktion von Bodenfeuchte und Temperatur aufweisen. Abbildung (d) zeigt Regionen von starker Bodenfeuchte-Niederschlags-Interaktion. Diese Regionen beider Interaktionen stimmen weitestgehend überein. Diese Abbildung entstammt dem GLACE-1-Projekt nach (Koster, Guo et al. 2005)

Auch wenn die Bodenfeuchtedaten Nordosteuropas in relativen Werten zunächst nicht auffallen, haben diese aufgrund ihrer großen absoluten Werte signifikanten Einfluss auf die örtliche Temperatur und Niederschlag. Für einen angemesseneren allgemeinen Vergleich von dem Wasserverfügbarkeitsindex und den Satellitenbodenfeuchtedaten ist ein Wechsel von absoluten zu relativen Einheiten dennoch sinnvoll.

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

Der Satellitendatensatz SM weist eine andere Werteverteilung als der Wasserverfügbarkeitsindex WAIr auf. Erklären lässt sich dies, neben konzeptionellen Unterschieden der Erfassung der Bodenfeuchte, mit den unterschiedlichen Bodenvolumina, welche der jeweiligen Erfassung als Referenzvolumen dienen. Der Unterschied des Referenzvolumens bleibt bei der SM-Anpassung der ursprünglich absoluten WAI-Werte erhalten. Die Werte des WAI und des WAIr beziehen sich dabei auf die obere Bodenschicht von einem Meter. Die Satellitendaten hingegen wurden mittels eines Land-Oberflächen-Modell reskaliert, welches mit der oberen Bodenschicht von 10cm kalkuliert. Beide Datensätze messen demnach Werte von unterschiedlich mächtigen Bodenschichten.

Es gibt Unterschiede zwischen SM und WAIr in der Häufigkeit der einzelnen Bodenfeuchtwerte, sowie der Größe der absoluten Bodenfeuchtwerte. Jedoch weisen beide Datensätze Ähnlichkeiten in den räumlichen Mustern einzelner Merkmale auf. So stimmen die räumlichen Muster des arithmetischen Mittels der einzelnen Pixel von SM und WAIr zu einem großen Teil überein. Auch die räumlichen Muster der Standardabweichung und des Medians stimmen zu einem großen Teil überein. Die Korrelationskoeffizienten der 0,95- und 0,05-Quantilskarten belegen ebenfalls eine gute Korrelation beider Datensätze.

Die Dürren können aufgrund der schlechten Datenqualität des SM-Datensatzes nicht ausreichend genau untersucht werden. Zudem ist der Korrelationskoeffizient der SM- und WAIr-Werte zum Zeitpunkt des negativsten Anomaliewertes eines SM-Pixels nur gering positiv. Die modellierte Wasserverfügbarkeit korreliert demnach nur mäßig mit den beobachteten Bodenfeuchtedaten. Der durchschnittliche Korrelationskoeffizient belegt die schwache Aussagekraft des Satellitendatensatzes. Die SM- und WAIr-Werte des Monats des negativsten Anomaliewertes eines WAIr-Pixels hingegen korrelieren mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,417 deutlich besser. Der WAIr modelliert demnach weniger große Anomalien als SM, vorhandene modellierte Anomalien werden jedoch durch die Satellitenbeobachtung bestätigt.

Aufgrund der Bedeutung der Bodenfeuchte in Stoff- und Energiekreisläufen sowie dem Klimasystem gibt es vermehrten Forschungsbedarf der Rolle, Verteilung und des jährlichen und interannualen Verlaufes der Bodenfeuchte. Wasser, also unter anderem Bodenfeuchte, ist in vielen Regionen größter pflanzenwachstumslimitierender Faktor. Die kurzfristige oder langfristige Aufnahme von Nährstoffen

und Spurengasen wie Kohlenstoffdioxid durch Pflanzen ist demnach unter anderem von der Bodenfeuchte limitiert. Um die Aufnahme oder Abgabe des Bodens und der Vegetation von unter anderem anthropogen freigesetzten Treibhausgasen wie Kohlenstoffdioxid zu erstellen, ist eine qualitative und quantitative Bodenfeuchteanalyse notwendig.

Des Weiteren sind Forschungen zu Bodenfeuchte-Vegetations-Interaktionen notwendig. Die Vegetation bedingt die Transpiration und damit indirekt den Niederschlag (Seneviratne, Corti et al. 2010). Da mit dem vermehrten Ausstoß von Treibhausgasen die langfristige Klimavariabilität Europas zunimmt (Vidale, Lüthi et al. 2007), ändert sich auch die Vegetationszusammensetzung schrittweise (Bakkenes, Alkemade et al. 2002). Zukünftig wird sich die Zusammensetzung der weltweiten Vegetation durch die wachsende Weltbevölkerung (United Nations 2011), den global wachsenden Fleischkonsum, der Nachfrage nach Biokraftstoffen und damit folgenden Agrarflächennachfrage verändern. Unter Voraussetzung von effektiver Landwirtschaftstechnologie sind nach Wolf et al. 55% der heutigen globalen landwirtschaftlichen Flächen nötig, um im Jahr 2050 ausreichend Nahrung für die Weltbevölkerung zu produzieren. Gibt es das Niveau von effektiver, landwirtschaftlicher Technologie nicht, verbleibt nicht genügend Land für die Biomassenproduktion (zum Beispiel für Biokraftstoffe) (Wolf, Bindraban et al. 2003) oder Biosphärenschutz.

Häufiger auftretende Dürren (Dai, Trenberth et al. 2004) sind eine Gefahr für diese landwirtschaftliche Produktion. Diese vorherzusagen oder mit einem Wechsel der anzubauenden Kulturpflanzen oder einer angepassten Bewirtschaftung zu reagieren, ist daher von starkem Nutzen. Dafür braucht es Klimavorhersagen von unterschiedlichem Zeithorizont und größtmöglicher Sicherheit. Da Klimamodelle umso genauer sind, je mehr Parameter und Variablen sie aus dem Ist-Zustand erfasst haben, ist die präzise Erfassung der Bodenfeuchte und deren Interaktion mit anderen Parametern notwendig.

Um die Gültigkeit und Genauigkeit von Klimamodellen zu evaluieren, ist es sinnvoll, Klimamodelle der Vergangenheit mit aktuellen Messbeobachtungen zu vergleichen. Bodenfeuchte wird aufgrund der Schwierigkeit, diese zu messen, erst seit vergleichbar kurzer Zeit global (durch Mikrowellenmessungen) erfasst. Modellierete Wasserverfügbarkeitsindexe wie der WAI/WAIr sind eine Alternative, um räumliche und zeitliche Muster mit einem geringen Dateninput nachvollziehen zu können.

Die qualitative und quantitative Analyse von interannualen Trends konnte aufgrund des gegebenen zeitlichen Rahmens nicht durchgeführt werden. Der Zeitraum ist ausreichend für eine Trendanalyse. Der

Mann-Kendall-Trendtest wäre auch auf diese lückenhaften Daten anwendbar (Mann 1945). Um Trends zu ermitteln, können auch die arithmetischen Mittel der einzelnen Jahre verglichen werden (Hirsch, Slack et al. 1982). Gut vergleichbar wären satellitenbasierte Fernerkundungsdaten der Sommermonate. Da Mikrowellensensoren vor allem durch Bodenoberflächentemperaturen von unter 0°C und Schneebedeckung gestört werden, treten in diesem Zeitraum wenig Lücken auf. Verwenden kann man den vorliegenden SM-Datensatz dafür jedoch nicht, da dieser auch in Sommermonaten viele Lücken aufweist. Auffällig ist bei SM außerdem die Lückenhäufigkeit bei Trockenzeiten. Diese Häufigkeit zu erklären, ist Teil der aus dieser Arbeit resultierenden Fragestellung. Des Weiteren ist zu klären, welche Faktoren die Bodenfeuchte in Gebieten von geringer Interaktion mit Temperatur oder Niederschlag neben den Bodenparametern beeinflussen. Auch könnte der Grund für den unterschiedlichen SM- und WAIR-Jahresgang und deren verschiedener Werteverteilung, trotz gleicher Muster in den Karten des Mittelwerts, Varianz, Medians, geklärt werden. Möglich wäre es dafür, Europa mittels Klimazonen, Vegetationszonen oder einem Mixtyp aufzuteilen und die Regionen einzeln zu analysieren.

Um die Fähigkeit von SM und WAIR zu überprüfen, zeitliche Dynamiken und räumliche Verteilungen der Bodenfeuchte abzubilden, bietet sich ein Vergleich mit In situ-Messwerten an. Die Daten des FLUXNET-Netzwerks (Baldocchi, Falge et al. 2001) wären dafür geeignet. Die 140 Messstation dieses Netzwerkes verteilen sich auf 5 Kontinenten zwischen 70° nördlicher und 30° südlicher Breite. Gemessen wird neben der Bodenfeuchte auch die wasserlimitierte, tatsächliche Evapotranspiration. Diese Messwerte der wasserlimitierten Evapotranspiration könnten für den WAIR genutzt werden. Mit den Messwerten der Bodenfeuchte könnten die SM- und WAIR-Daten verglichen werden.

Um die Sensitivität des WAIR zu überprüfen, könnte dieser ökoklimatische Index außerdem mit dem Palmer Drought Severity Index (PDSI) verglichen werden (Dai, Trenberth et al. 2004). Der PDSI ist der am weitesten verbreitete Trockenphasenindex und vielfach modifiziert, und bietet sich daher für einen solchen Vergleich an.

Literatur

- Bakkenes, M., J. R. M. Alkemade, et al. (2002). "Assessing effects of forecasted climate on the diversity and distribution of European higher plants for 2050." Global Change Biology **8**: 390-407.
- Baldocchi, D., E. Falge, et al. (2001). "A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities." Bulletin of the American Meteorological Society **82**(11): 2415-2434.
- Bielec-Bakowska, Z. (2009). "A classification of deep cyclones over Poland (1971-2000)." Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C **35**(9-12): 491-497.
- Bosch, K. (1997). "Elementare Einführung in die angewandte Statistik." Vieweg Verlag **6.**: 210.
- Buckman, H. O. and N. C. Brady (2007). "The nature and properties of soils." Addison Wesley Pub Co Inc **14**: 565.
- Dai, A., K. E. Trenberth, et al. (2004). "A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming." Journal of Hydrometeorology **5**: 1117 - 1130.
- Dirmeyer, A. Paul, et al. (2004). "Comparison, Validation, and Transferability of Eight Multiyear Global Soil Wetness Products." Journal of Hydrometeorology **5**: 1011–1033.
- Evenson, R. E. and P. Pingali (2007). "Handbook of Agricultural Economics - Agricultural Development: Farmers, Farm Production and Farm Markets." **3**: 2933-2977
- Frančičković-Bilinski, S., D. Barišić, et al. (2004). "Characterization of tufa from the Dinaric Karst of Croatia: mineralogy, geochemistry and discussion of climate conditions." Facies **50**(2): 183-193.
- Herrmann, R. (1977). Einführung in die Hydrologie. Stuttgart, Teubner Verlag.
- Hirsch, R. M., J. R. Slack, et al. (1982). "Techniques of Trend Analysis for Monthly Water Quality Data." Water Resources Research **18**(1): 107-121.
- Horton, R. E. (1933). "The role of infiltration in the hydrologic cycle." Transactions, American Geophysical Union: 14446–14460.
- IPCC and R. K. a. R. Pachauri, A. (2007). "Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change." Cambridge University Press.
- Jipp, P. H., D. C. Nepstad, et al. (1998). "Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia." Climatic Change **39**: 395-412.
- Jung, M. (2011). "Model Data Integration Group (Max-Planck-Institute for Biogeochemistry)." in prep.
- Katul, G., S. Manzoni, et al. (2010). "A stomatal optimization theory to describe the effects of atmospheric CO₂ on leaf photosynthesis and transpiration." Annals of Botany **105**(3): 431-442.
- Koster, R. D., Z. Guo, et al. (2005). "GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview." Journal Of Hydrometeorology **7**.
- Liu, Y. Y., R. M. Parinussa, et al. (2011). "Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals." Hydrology and Earth System Sciences **15**(2): 425-436.
- Mann, H. B. (1945). "Nonparametric Tests Against Trend." Econometrica **13**(3): 245-259.
- Metcalfe, D. B., P. Meir, et al. (2008). "The effects of water availability on root growth and morphology in an Amazon rainforest." Plant and Soil **311**(1-2): 189-199.
- Oki, T. and S. Kanae (2006). "Global hydrological cycles and world water resources." Science **313**(5790): 1068–1072.
- Owe, M., R. de Jeu, et al. (2008). "Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture." Journal of Geophysical Research **113**.
- Paegle, J. N. and C. M. Kingtse (2001). "Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies." Journal of Climate **15**(12): 1389–1407.

- Pal, J. S., E. E. Small, et al. (2000). "Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM." Journal of Geophysical Research **105**.
- Priestley, C. H. B. and R. J. Taylor (1972). "On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters." Monthly Weather Review **100**(2): 81-92.
- R Development Core Team (2011), Ed. (2011). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rouault, G., J.-N. Candau, et al. (2006). "Effects of drought and heat on forest insect populations in relation to the 2003 drought in Western Europe." Annals of Forest Science **63**(6): 613-624.
- Scheffer, F. and P. Schachtschabel (2009). "Lehrbuch der Bodenkunde." Spektrum Akademischer Verlag **15**.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, et al. (2010). "Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review." Earth-Science Reviews **99**(3-4): 125-161.
- Seneviratne, S. I., D. Luthi, et al. (2006). "Land-atmosphere coupling and climate change in Europe." Nature **443**(7108): 205-209.
- Steinbeiss, S., H. Beßler, et al. (2008). "Plant diversity positively affects short-term soil carbon storage in experimental grasslands." Global Change Biology **14**(12): 2937-2949.
- Teuling, A. J., S. I. Seneviratne, et al. (2006). "Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture." Geophysical Research Letters **33**.
- TU Wien IPF. (2012). "ERS/MetOp Soil Moisture, Level 3 Data: Monthly SWI, Zugriff 04.01.12." Vienna University of Technology - Institute of Photogrammetry and Remote Sensing - Microwave Remote Sensing Group Retrieved 4. January, 2012, from http://www.ipf.tuwien.ac.at/radar/index.php?go=a3_data.
- Ulbrich, U., T. Brücher, et al. (2003). "The central European floods of August 2002: Part 1 – Rainfall periods and flood development." Weather **58**(10): 371-377.
- United Nations (2011). "World Population Prospects: The 2010 Revision." UN Population Division: Department of Economic and Social Affairs.
- van der Molen, M. K., A. J. Dolman, et al. (2011). "Drought and ecosystem carbon cycling." Agricultural and Forest Meteorology **151**(7): 765-773.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, et al. (2007). "European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble." Climatic Change **81**(S1): 209-232.
- Wagner, W. (2003). "Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data." Journal of Geophysical Research **108**(D19).
- Wagner, W., V. Naeimi, et al. (2006). "Soil moisture from operational meteorological satellites." Hydrogeology Journal **15**(1): 121-131.
- Wolf, J., P. S. Bindraban, et al. (2003). "Exploratory study on the land area required for global food supply and the potential global production of bioenergy." Agricultural Systems **76**(3): 841-861.

Danksagung

Ohne die direkte und indirekte Hilfe einiger Menschen wäre diese Bachelorarbeit nicht möglich gewesen. Als allererstes danke ich meinen Betreuern Dr. Miguel Mahecha und Dr. Dirk Merten für die Bereitstellung und Betreuung des Bachelorthemas. Des Weiteren danke ich Matthias Forkel, ob nun R-Gott oder R-Papst, er half mir mit diesem Statistikprogramm voller Potenzial und mysteriöser Fehlermeldungen und gab inhaltliche Hilfe. Auch möchte ich Martin Jung für seine Hilfe in der Beschreibung des WAIs danken. Außerdem möchte ich Bernhard Ahrens für seine Hilfestellungen, sowie Familie und Freunden für ideelle und familiäre Unterstützung danken.

Marius Hasenheit

Jena, 19.01.12

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe. Alle Stellen der Arbeit, die aus anderen Veröffentlichungen entnommen wurden, wurden kenntlich gemacht.

Jena, den.....