

# **Charakterisierung des Einflusses der Initialisierung des Bodens auf mittelfristige Trends im Untergrund und in der Atmosphäre**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie  
vorgelegt von

**Arnulf Sehlinger**

April 2012



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG  
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent:

Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1	COSMO-Modell . . . . .	5
2.1.1	Modellgleichungen . . . . .	5
2.1.2	Numerik . . . . .	6
2.1.3	Koordinatensystem . . . . .	7
2.1.4	Das Boden-Vegetationsmodell TERRA_ML . . . . .	7
2.1.5	Modellkonfiguration . . . . .	9
2.2	Bodenfeuchte-Niederschlag-Wechselwirkung . . . . .	10
2.2.1	Die Rolle der Bodenfeuchte in der Wasserbilanz . . . . .	12
2.2.2	Behandlung der Bodenfeuchte im COSMO-CLM . . . . .	13
2.3	Angewandte Methoden zur Datenauswertung . . . . .	16
2.3.1	Effektiver Trockenheitsindex EDI . . . . .	16
2.3.2	Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung RMSD . . . . .	19
<b>3</b>	<b>Analyse der Referenzsimulation</b>	<b>21</b>
3.1	Klimatologische Unterschiede der Auswertgebiete . . . . .	21
3.2	Untersuchung auf sensitive Zeiträume für die Initialisierung . . . . .	28
3.2.1	Sensitive Zeiträume . . . . .	28
3.2.2	Initialisierungsverfahren . . . . .	31
<b>4</b>	<b>Einfluss der Initialisierung auf den Boden</b>	<b>35</b>
4.1	Bodenfeuchte . . . . .	35
4.2	Bodentemperatur . . . . .	40
4.3	Einschwingdauer der Auswertgebiete . . . . .	46
<b>5</b>	<b>Einfluss der Initialisierung auf den Wasserkreislauf</b>	<b>52</b>
5.1	Wechselwirkung . . . . .	52
5.2	Evapotranspiration . . . . .	56
5.3	Niederschlag . . . . .	59

<b>6</b>	<b>Untersuchung von Episoden mit großen Niederschlagsabweichungen</b>	<b>64</b>
6.1	Niederschlagszunahme in Mitteleuropa im Mai 1980 . . . . .	65
6.2	Änderung der Großwetterlagen . . . . .	77
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>83</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>87</b>
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>91</b>

# 1. Einleitung

Der Boden als Energie- und Wasserspeicher ist ein wichtiger Bestandteil des Klimasystems. Die Atmosphäre steht im Austausch mit dem Boden und wird durch den latenten und fühlbaren Wärmefluss beeinflusst. Diese Energieflüsse sind wiederum von der Bodenfeuchte abhängig. Die Bodenfeuchte beschreibt die gegenwärtige Wassermenge innerhalb eines Bodenvolumens und spielt eine wichtige Rolle im Wasserkreislauf. Über die Evaporation und Transpiration stellt der Boden der Atmosphäre das gespeicherte Wasser zur Verfügung. Dem gegenüber dient der von der Atmosphäre stammende Niederschlag als Quelle für die Bodenfeuchte. Zusammen stehen die drei Größen Bodenfeuchte, Evapotranspiration und Niederschlag in gegenseitiger Wechselwirkung (Seneviratne et al., 2010).

Die Bodenfeuchte weist selbst in einem kleinen Volumen eine heterogene Verteilung auf. Daher erweist es sich als schwierig die Bodenfeuchte großflächig zu messen. In-situ-Messungen des vertikalen Bodenfeuchteprofils sind sehr lokal (Vereecken et al., 2008). Für eine globale Messung kommt daher nur die Fernerkundung in Frage. Problematisch ist hierbei, dass die Satelliten lediglich die oberste Bodenschicht erfassen. Die Bodenfeuchtemessung wird zudem durch eine Störung der Bodensignale beeinflusst, die durch Vegetation, Topografie, Schnee, städtische Gebiete, Gestein und einen gefrorenen Boden entstehen (Kerr, 2007). Aufgrund der Schwierigkeit der Bodenfeuchtemessung gibt es nur unzureichende flächendeckende Messdaten, die darüber hinaus nicht lange in die Vergangenheit reichen.

Schließlich fehlen klimatologische Datensätze für die Bodenfeuchte, auf deren Basis eine Initialisierung von Klimamodellen durchgeführt werden kann. Daher erfolgt die Vorgabe der Bodenfeuchtwerte über unterschiedliche Initialisierungsmethoden, z.B. über klimatologische Werte (Rodell et al., 2005). Aufgrund der vergleichsweise niedrigen horizontalen und vertikalen Auflösung der Bodenmodelle gegenüber der räumlichen Heterogenität der Bodenfeuchte kann die Heterogenität lediglich grob vereinfacht in Klimamodellen wiedergegeben werden. Folglich sind die Startwerte für das subskalige dreidimensionale Bodengitter mit Unsicherheiten behaftet. Als Folge einer ungenauen Bodeninitialisierung können sich künstliche Trends im Boden entwickeln, die sich wegen der Kopplung des Bodenmodells mit dem Atmosphärenmodell auch auf die Atmosphäre auswirken (Dirmeyer, 2001). Dieses fundamentale Problem beeinträchtigt die Qualität der Vorhersagbarkeit des Klimas mit den Modellen. Um dem entgegen zu wirken, wird ein sogenannter Vorlauf durchgeführt, der die ersten zwei bis drei Jahre vor der eigentlichen Simulation beginnt zu simulieren. Dabei werden die Daten aus dem Vorlauf nicht in die Auswertung einbezogen. Durch den Vorlauf wird es dem Boden ermöglicht, sich nach anfänglicher Anomalie

der Bodenfeuchte für eine gewisse Zeit einzuschwingen, um näherungsweise sein dynamisches Gleichgewicht zu erreichen.

Im Vergleich zur Atmosphäre ist der Boden eine träge Komponente. Signale zurückliegender untypischer Wetterereignisse wie langanhaltende Trockenheit oder Starkniederschläge sind im Boden zu finden, bis sich das dynamische Gleichgewicht wieder eingestellt hat. Das bedeutet, dass der Boden sich für eine bestimmte Zeit an diese untypischen Wetterereignisse erinnern kann, während diese von der Atmosphäre „vergessen“ worden sind (Koster und Suarez, 2001). Dieses Gedächtnis des Bodens variiert mit der geographischen Lage, der Jahreszeit und der Bodentiefe (Wu und Dickinson, 2004). Dementsprechend reagiert jeder Boden abhängig von Klima, Bodenbeschaffenheit etc. unterschiedlich auf untypische Wetterereignisse. Zur Untersuchung der Variabilität wird in der vorliegenden Arbeit der Fokus auf verschiedene klimatische Regionen innerhalb Europas gelegt, wie sie im PRUDENCE Projekt definiert wurden (Christensen et al., 2007). Zu den definierten Regionen zählen die Britischen Inseln, Frankreich, die Iberische Halbinsel, Mitteleuropa, die Alpen, der Mittelmeerraum, Osteuropa und Skandinavien.

Die Variabilität des Bodeneinflusses in den europäischen Regionen wurde in dieser Arbeit mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM untersucht. Hierzu wurde mit diesem Modell eine Referenzsimulation für den Zeitraum 1968 bis 1999 erstellt. Für das regionale Klimamodell COSMO-CLM wurden zur Vergleichbarkeit mit Beobachtungen ERA-40 Reanalysedaten als globale Antriebsdaten verwendet (Uppala et al., 2005). Im dritten Kapitel werden in der Referenzsimulation die definierten Gebiete auf langanhaltende trockene und feuchte Perioden untersucht. Mit diesen Ergebnissen findet dann eine Identifizierung von sensitiven Zeiträumen und Gebieten für die Sensitivitätsstudie statt.

Für die Sensitivitätsstudie wurden die Bodenfeuchtwerte zu unterschiedlichen Initialisierungszeitpunkten gleichmäßig im Modellgebiet um einen prozentualen Anteil geändert, während die restlichen Variablen aus der Referenzsimulation beibehalten wurden. Mit den durchgeführten Sensitivitätsexperimenten werden im vierten Kapitel Gebiete bestimmt, die sensitiv auf eine Bodeninitialisierung reagieren. Infolgedessen werden für die einzelnen Gebiete die Dauer und die Stärke der Modelldrift im Boden bei Variation der Startbedingungen der Bodenfeuchte und des Startzeitpunktes abgeschätzt. Die Einschwingzeit bis zum Erreichen des Gleichgewichts wird in dieser Arbeit für die Gebiete genauer bestimmt. Denn es ist von praktischem Interesse, wie lange ein Vorlauf gerechnet werden muss, damit ein eingeschwungener Zustand des Bodens vorliegt. Schließlich muss die benötigte Einschwingzeit in der Dauer des auswertbaren Simulationszeitraums berücksichtigt werden.

Zusätzlich herrscht weiterhin Unklarheit über den weiterführenden Einfluss des Bodens auf die Klimaentwicklung nach dem Einschwingen. Die zentrale Frage hierbei ist, inwiefern Vorhersagen auf einer dekadischen Zeitskala von der Initialisierung beeinflusst werden und in welchem Maße sich dies auf den Niederschlag und die Evapotranspiration auswirkt. Der Einfluss der Initialisierung der Bodenfeuchte auf die Modellgrößen Niederschlag und Evapotranspiration wird für die einzelnen Gebiete im fünften Kapitel untersucht. Schließlich findet im sechsten Kapitel eine genauere Betrachtung der Ursache für die Niederschlagsabweichung zwischen den Sensitivitätsexperimenten und der Referenzsimulation statt.

## 2. Grundlagen

### 2.1 COSMO-Modell

Das COSMO-Modell (**C**onsortium for **S**mall-Scale **M**odelling) ist ein vom Deutschen Wetterdienst (DWD) entwickeltes nicht-hydrostatisches und voll kompressibles Modell. Das in dieser Arbeit verwendete COSMO-CLM (COSMO model in **C**limate **M**ode; Böhm et al., 2006) ist das dazugehörige regionale Klimamodell (RCM), hier mit einer räumlichen Auflösung von  $0,44^\circ$  (ca. 50 km) verwendet. Die Bezeichnung „regional“ bezieht sich hier auf einen definierten Bereich auf der Erdoberfläche und bezeichnet damit eingenesetzte Klimamodelle. Im Detail bedeutet dies, dass die regionalen Klimamodelle in einem begrenzten Gebiet über die Ränder des Modellgebiets mit den Werten eines allgemeinen Zirkulationsmodells (GCM) oder von Reanalysen angetrieben werden. Für den Simulationsbeginn werden als Anfangswerte alle Randwerte und zusätzliche Modellgrößen, wie z.B. die Bodenfeuchte, ebenfalls von GCMs und Reanalysen an das RCM übergeben. Bei den GCMs und den Reanalysen handelt es sich um globale Modelle bzw. Datensätze, die die Erde im Vergleich zu den eingenesetzten RCMs mit einer niedrigeren räumlichen und zeitlichen Auflösung umfassen. Schließlich wird mit einer dynamischen Gitterverfeinerung das Problem von grob aufgelösten globalen Klimamodellen umgangen. Auf diese Weise findet eine höhere Auflösung von geographischen Strukturen und das Vermeiden von Parametrisierungen subskaliger Prozesse statt. Das Resultat einer dynamischen Gitterverfeinerung sind hochaufgelöste Daten, mit denen die Klimaänderung auf einer regionalen Skala betrachtet werden können. Beim 1-Wege-Nesting gibt das RCM nichts an das GCM zurück (Meissner, 2008), so dass das RCM eine eigene Dynamik entwickelt und eigene Ergebnisse produziert.

#### 2.1.1 Modellgleichungen

In dem Modell COSMO-CLM basiert die physikalische Beschreibung der Atmosphäre auf den Grundgleichungen in advektiver Form. Dazu gehören die Impulsbilanzgleichung im rotierten Relativsystem (Gl. 2.1), die ideale Gasgleichung (Gl. 2.2), die Kontinuitätsgleichung (Gl. 2.3), die Bilanzgleichung für Massenbrüche (Gl. 2.4) und die prognostische Temperaturgleichung in Enthalpieform (Gl. 2.5).

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -\nabla p + \rho \vec{g} - 2\rho \vec{\Omega} \times \vec{v} - \nabla \cdot \underline{\Psi} \quad (2.1)$$

$$p = \rho RT \quad (2.2)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v} \quad (2.3)$$

$$\rho \frac{dq^x}{dt} = -\nabla \cdot \vec{J}^x + I^x \quad (2.4)$$

$$\rho c_p \frac{dT}{dt} = \frac{dp}{dt} + l_{wd} I^w + l_{ed} I^e - \nabla \cdot (\vec{J}_r + \vec{R}) - \sum_x c_{px} \vec{J}^x \cdot \nabla T + \epsilon \quad (2.5)$$

Für den Index  $x$  in Gl. 2.4 und 2.5 kann die Komponente trockene Luft ( $l$ ), Wasserdampf ( $d$ ), Flüssigwasser ( $w$ ) oder Eis ( $e$ ) eingesetzt werden. Diese bilden zusammen ein mehrkomponentiges ideales Gas als Luftgemisch. Die restlichen Variablen in den Gleichungen (Gl. 2.1 - 2.5) haben folgende Bedeutung.

$t$	Zeit	$\vec{\Omega}$	Winkelgeschwindigkeit
$\vec{v}$	Windgeschwindigkeit	$\vec{J}^x$	Diffusionsfluss
$\rho$	Luftdichte	$I^x$	Erzeugungs- Verlustrate
$T$	Temperatur	$l_{wd}$	Verdampfungswärme
$p$	Luftdruck	$l_{ed}$	Sublimationswärme
$\vec{g}$	Schwerebeschleunigung	$q^x$	Massenbruch
$\underline{\Psi}$	Reibungs-Spannungstensor (Tensor 2. Stufe)	$\epsilon$	kinetische Energiedissipation
$\vec{R}$	Strahlungsflussdichte	$\vec{J}_r$	reduzierter Wärmefluss
$c_p$	spezifische Wärmemenge bei konstantem Druck	$R$	allgemeine Gaskonstante

Bevor die prognostischen Gleichungen für die Temperatur, die Windgeschwindigkeit, den Druck und das Mischungsverhältnis und die diagnostische Gleichung für die Luftdichte abgeleitet werden können, werden in weiteren Rechenschritten Vereinfachungen vorgenommen und Annahmen getroffen. Die meteorologischen Größen werden über das Volumen der Gitterbox und das Zeitintervall gemittelt (Kap. 2.1.2). Außerdem werden die Größen in einen Mittelwert und eine Abweichung zerlegt ( $\xi = \bar{\xi} + \xi'$ ). Eine Transformation der Modellgleichungen von kartesischen Koordinaten in Kugelkoordinaten findet statt (Kap. 2.1.3). Zudem werden alle Gleichungen in ein zeitabhängiges, geländefolgendes Koordinatensystem mit der Vertikalkoordinate  $\zeta$  transformiert, da bei Einbeziehung des Geländes die Modellgleichungen wegen den unteren Randbedingungen numerisch schwer zu lösen sind (Doms und Schättler, 2002).

## 2.1.2 Numerik

Die prognostischen Gleichungen werden im COSMO-CLM mit dem Runge-Kutta-Verfahren oder Leapfrog-Verfahren gelöst. Hierbei gibt es Schwierigkeiten, da durch die zeitliche Integration Schall- und Schwerewellen zur Lösung dazugehören. Daher muss aus Stabilitätsgründen ein kleiner Zeitschritt  $\Delta t$  gewählt werden, der das Courant-Friedrichs-Levi-Kriterium (CFL-Kriterium) erfüllt (Gl. 2.6). Das bedeutet, der gewählte Zeitschritt muss kleiner sein als der Quotient aus

Maschenweite  $\Delta x$  und maximaler Phasengeschwindigkeit  $c$ .

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c} \quad (2.6)$$

Für die räumliche Diskretisierung wird eine konstante Maschenweiten  $\Delta\lambda$ ,  $\Delta\varphi$  und  $\Delta\zeta$  verwendet (Abb. 2.1). Alle prognostischen Variablen werden im Zentrum eines Gittervolumens definiert  $(i, j, k)$ . Ausnahme bilden die Windgeschwindigkeiten  $(u, v, w)$  und die turbulente kinetische Energie ( $TKE$ ). Die Windgeschwindigkeitskomponente  $u$  liegt am Punkt  $(i + \frac{1}{2}, j, k)$ ,  $v$  am Punkt  $(i, j + \frac{1}{2}, k)$  und  $w$  am Punkt  $(i, j, k + \frac{1}{2})$ . Die Mitte einer Modellschicht (Hauptfläche) wird durch  $k$  festgelegt und durch  $k \pm \frac{1}{2}$  (Nebenflächen) begrenzt.

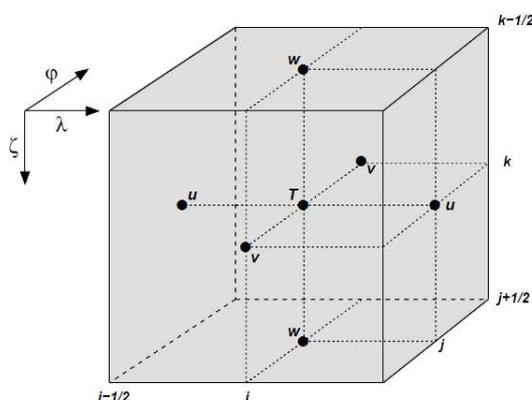


Abbildung 2.1: Gitterbox mit Anordnung der Modellvariablen (Doms und Schättler, 2002).

### 2.1.3 Koordinatensystem

Aufgrund der kugelförmigen Gestalt der Erde werden die Modellgleichungen in Kugelkoordinaten geschrieben. Dadurch treten zwei Probleme auf. Zum einen stellt der Pol eine Singularität dar. Zum anderen treten die konvergierenden Änderungen des horizontalen Gitters (geographische Länge  $\lambda$  und geographische Breite  $\varphi$ ) in Richtung Pol auf. Das zweite Problem kann gelöst werden, indem die  $(\lambda, \varphi)$ -Koordinaten (reguläres Gitter) rotiert werden, so dass der Äquator im Untersuchungsgebiet liegt und dadurch annähernd gleichförmige Gitterboxen erhalten werden. Das rotierte Koordinatensystem ist im COSMO-CLM implementiert und wird in den Modelleinstellungen durch die Position des Nordpols festgesetzt.

### 2.1.4 Das Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML

In Klimamodellen sind sogenannte SVAT-Modelle (Soil Vegetation Atmosphere Transfer Model) implementiert, die die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Boden beschreiben. Dabei legt das Boden-Vegetationsmodell die unteren Randbedingungen für das Atmosphärenmodell fest. Die Aufgabe eines Boden-Vegetationsmodelles ist die Beschreibung der thermischen und

hydrologischen Prozesse innerhalb des Bodens, wie den Austausch und Transport von Wasser. Die Bodenprozesse werden im CCLM mit dem Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML, einem Mehrschichtenmodell, parametrisiert. Im TERRA\_ML ist die Anzahl der Schichten variabel. Mit den Parametrisierungen wird der zeitliche Verlauf der Bodenfeuchte und der Bodentemperatur innerhalb eines Gitterelements prognostiziert.

Durch Konfigurationen im CCLM besitzt TERRA\_ML eine explizite Vegetationsschicht. Die Parametrisierung der Transpiration von Vegetation und die Evaporation von unbedecktem Boden findet nach dem Schema des biophysikalischen Landoberflächenmodells BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) statt. Die Besonderheit der biophysikalischen Modelle liegt in der Einschränkung der Transpiration durch die Blattöffnungen, welche über den Stomatawiderstand beschrieben wird (siehe Gl. 2.12) (Doms et al., 2011).

Viele Parameter eines Bodenmodells, wie z.B. die Feldkapazität, hängen stark vom Bodentyp ab (Tab. 2.3). Im TERRA\_ML wird zwischen acht verschiedenen Bodentypen unterschieden, die im gesamten Simulationsgebiet verteilt vorzufinden sind (Abb. 2.2). Zu den Bodentypen gehören der Sand, der sandige Lehm, der Lehm, der tonige Lehm und der Ton. Zusätzlich kommen Bodentypen mit besonderen hydrologischen Eigenschaften hinzu. Das sind zum einen Eis und Gestein, bei denen keine hydrologischen Prozesse auftreten und zum anderen Torf. Eis und Gestein sind in den Gebieten, die für die Auswertung festgelegt wurden (siehe hierzu Kap. 3.1), nicht vertreten. Sie liegen in geringer Menge außerhalb von den festgelegten Auswertebereichen. Jedes Gitterelement mit einem Landanteil größer als 50 % repräsentiert einen von den zuvor genannten 8 Bodentypen. Die restlichen Gitterelemente legen Wasserflächen als Meerwasser oder Meereis fest.

Der häufigste Bodentyp, der in den Auswertebereichen vorhanden ist, ist der Lehmboden. Der zweihäufigste Bodentyp ist der sandige Lehm. Hauptsächlich tritt dieser in Skandinavien auf (Tab. 2.1). Toniger Lehm liegt verstreut in ganz Europa vor. Sand befindet sich größtenteils nördlich des 50. Breitenkreises in Osteuropa und Skandinavien. Torf ist zu einem geringen Anteil ebenfalls nördlich des 50. Breitenkreises zu finden. Ton liegt nur im Mittelmeerraum und auf den Britischen Inseln vor.

Tabelle 2.1: Relative Häufigkeit [%] der verschiedenen Bodentypen im Modellgebiet für die Auswertebereiche Britische Inseln (BI), Iberische Halbinsel (IP), Frankreich (FR), Mitteleuropa (ME), Skandinavien (SC), Alpen (AL), Mittelmeerraum (MD), Osteuropa (EA). Die Daten wurden aus dem regionalen Klimamodell CCLM mit 50 km Auflösung entnommen.

<b>Gebiet</b>	<b>Sand</b>	<b>Sandiger Lehm</b>	<b>Lehm</b>	<b>Toniger Lehm</b>	<b>Ton</b>	<b>Torf</b>
BI	3,52	24,65	54,23	11,27	0,7	5,63
IP	1,23	7,36	80,98	10,43	-	-
FR	2,58	11,85	67,53	18,04	-	-
ME	6,25	20,48	61,81	11,11	-	0,35
SC	9,39	74,07	10,43	1,19	-	4,92
AL	-	17,96	56,29	25,75	-	-
MD	-	9,73	55,02	34,95	0,3	-
EA	9,76	29,79	54,01	6,27	-	0,17

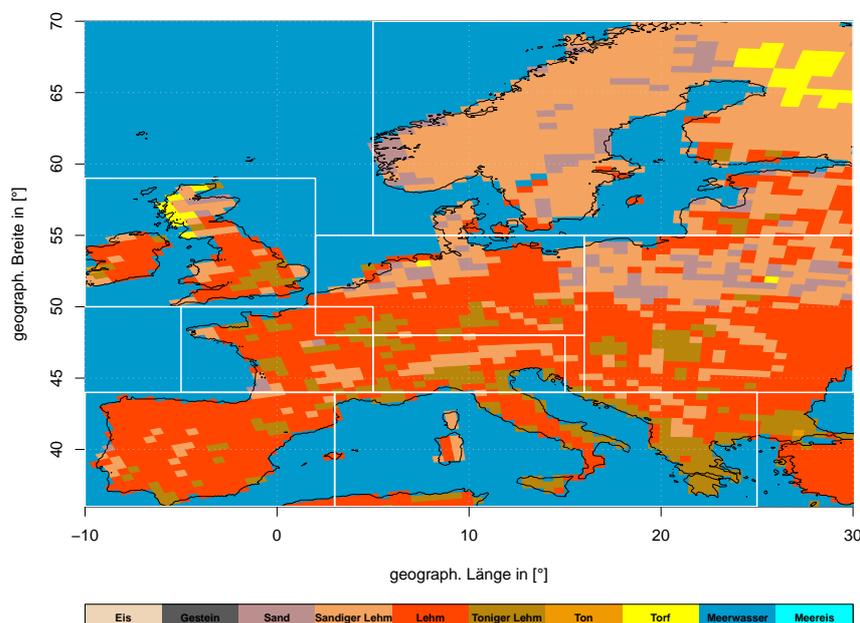


Abbildung 2.2: Verteilung der Bodentypen in den Auswertebieten im CCLM mit  $0,44^\circ \times 0,44^\circ$  Auflösung. Die durchgezogenen weißen Linien begrenzen die Auswertebiete im Modellgebiet Europa.

### 2.1.5 Modellkonfiguration

Die Simulationen mit COSMO-CLM wurden mit der Version COSMO4.8-CLM7 durchgeführt. Das regionale Klimamodell besitzt eine horizontale räumliche Auflösung von  $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ . Das entspricht ungefähr  $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$  im rotierten Koordinatensystem. Die vertikale Auflösung beträgt 40 Schichten. Für die Zeitintegration wird das Runge-Kutta-Verfahren verwendet. Ein Zeitschritt von  $\Delta t = 360 \text{ s}$  wurde festgelegt. Der rotierte Nordpol befindet sich im regulären Koordinatensystem im Nordpazifik mit einer geographischen Länge von  $\lambda = -162^\circ$  und einer Breite von  $\varphi = +39,25^\circ$  (Kap. 2.1.3). Die Anzahl der Gitterpunkte in West-Ost-Richtung beträgt  $i = 1, \dots, 118$  und in Süd-Nord-Richtung  $j = 1, \dots, 110$ . Die Startwerte für die Festlegung des Modellgebietes befinden sich am unteren linken Gitterpunkt bei  $\lambda = -29,53^\circ$  und  $\phi = -26,73^\circ$  im rotierten Koordinatensystem (Schättler et al., 2009). Das Modellgebiet umfasst Europa. Es reicht im Süden bis nach Nordafrika, im Nordwesten bis zum südlichen Zipfel Grönlands und im Osten bis zum Uralgebirge (Abb. 3.1). Die Berechnung der Bodenprozesse erfolgt mit dem Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML. Für TERRA\_ML liegen in dieser Arbeit zehn diskrete Schichten vor, die bis in eine Tiefe von rund 15 m reichen (siehe Tab. 2.2). Die angegebenen Schichttiefen in den Modelldaten beziehen sich auf die Schichtmitten  $z_{m,k}$ , die sogenannten Hauptflächen, auf denen die Variablen definiert sind (Kap. 2.1.2). Die Tiefe der hydrologisch ak-

tiven Schicht ist auf 2,5 m festgelegt. Unterhalb der aktiven Schicht kann kein Wasser aufwärts transportiert werden und wird alleinig durch die Schwerkraft abwärts bewegt.

Tabelle 2.2: Bodenschichten im Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML.

Schicht $k$	Schichttiefe [m]	Schichtdicke $\Delta z_k$ [m]	Schichtmitte $z_{m,k}$ [m]
1	0,0 - 0,01	0,01	0,005
2	0,01 - 0,04	0,03	0,025
3	0,04 - 0,1	0,06	0,07
4	0,1 - 0,22	0,12	0,16
5	0,22 - 0,46	0,24	0,34
6	0,46 - 0,94	0,48	0,7
7	0,94 - 1,90	0,96	1,42
8	1,90 - 3,82	1,92	2,86
9	3,82 - 7,66	3,84	5,74
10	7,66 - 15,34	7,68	11,5

Angetrieben wurde CCLM mit dem Reanalysedatensatz aus dem Projekt ERA-40 (**ECMWF Re-Analysis**), welches von ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) mit einem globalen Modell für den vergangenen Zeitraum von September 1957 bis August 2002 mit assimilierten Beobachtungen produziert wurde (Uppala et al., 2005). Der Vorteil der Reanalyse-daten liegt in dem direkten Vergleich von Modellausgabe mit den damaligen Beobachtungsdaten. Eine Aktualisierung der Randwerte mit den ERA-40-Daten erfolgte während einer laufenden Simulation alle sechs Stunden. Alle durchgeführten Simulationen wurden auf dem Hochleistungsrechner NEC SX9 in Stuttgart gerechnet.

Die Ausgabedaten werden bei Verwendung der geometrischen Höhe als Vertikalkoordinate alle sechs Stunden in eine Datei abgespeichert. Verfügbar sind die Daten jeweils um 00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 UTC. Bei Verwendung des Drucks als Vertikalkoordinate werden die Daten alle zwölf Stunden abgespeichert (00:00 UTC und 12:00 UTC). Für die Bearbeitung und Auswertung der Daten wurde das rotierte Koordinatensystem in ein reguläres Gitter rücktransformiert.

## 2.2 Bodenfeuchte-Niederschlag-Wechselwirkung

Im Allgemeinen bezeichnet die Bodenfeuchte die gespeicherte Wassermenge in einem Boden. Die Wassermenge im Boden wird hauptsächlich vom Niederschlag und der Evapotranspiration geregelt. Die Größen Bodenfeuchte, Evapotranspiration und Niederschlag sind untereinander gekoppelt und bilden demgemäß einen Zyklus (Abb. 2.3).

Die Beziehung zwischen Niederschlag und der resultierenden Änderung der Bodenfeuchte ist trivial. Der Niederschlag führt im Normalfall zu mehr Bodenfeuchte. Wenn der Boden jedoch nicht viel Wasser enthält oder gesättigt ist, kann dies bei Niederschlag zu einem oberflächlichen Abfließen führen. Das Gleiche gilt bei Starkniederschlägen für einen Bodentyp mit niedriger Infiltrationsrate, wie tonige Böden.

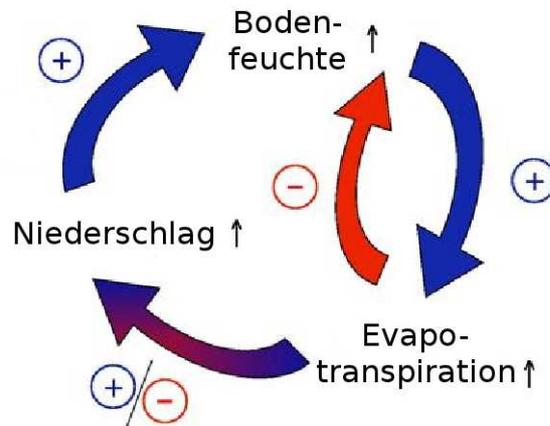


Abbildung 2.3: Wechselwirkung Niederschlag, Bodenfeuchte und Evapotranspiration. Ein blauer Pfeil zeigt eine Erhöhung und ein roter Pfeile eine Abnahme. Der blau-rote Pfeil gibt beide Möglichkeiten an (Seneviratne et al., 2010, verändert).

Die Evapotranspiration spielt eine indirekte und nicht zu unterschätzende Rolle in der Wechselwirkung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag. Ein Großteil vom Niederschlag wird über Landflächen vor allem in den Übergangsbereichen zwischen trockenem und feuchtem Klima zurück in die Atmosphäre evapotranspiriert (Koster et al., 2004). Dies erfolgt hauptsächlich durch Pflanzentranspiration (Seneviratne et al., 2010). Daher ist die Kenntnis des Pflanzenbedeckungsanteils für die Pflanzentranspiration in Klimamodellen erforderlich. Die Interaktion zwischen Evapotranspiration und Bodenfeuchte hängt von der Jahreszeit ab und trägt in der Pflanzenwachstumsphase vom Frühling bis zum Sommer zu einer Verringerung der Bodenfeuchte bei. Folglich ist die Bodenfeuchte in der Regel im Winter höher, da von den Pflanzen weniger transpiriert wird. Es muss bedacht werden, dass sich die Bodenfeuchte durch die Evapotranspiration verringert und daher eine negative Rückkopplung entsteht. Es kann weniger Bodenfeuchte evaporieren, da die Saugfähigkeit des Bodens steigt und den Pflanzenwurzeln weniger Wasser zur Verfügung steht. Bei weiterer Verringerung der Bodenfeuchte wird der Welkepunkt erreicht, ab dem schließlich keine Evapotranspiration mehr stattfinden kann.

Niederschlag und Evapotranspiration sind auf komplexe Weise gekoppelt. Die Kopplung ist abhängig von speziellen Bedingungen (z.B. Advektion). Daher ist es nicht immer gegeben, dass eine erhöhte Evapotranspiration zu erhöhtem Niederschlag führt. Jedoch wird in einigen Studien ein möglicher Zusammenhang zwischen erhöhter Evapotranspiration und erhöhtem Niederschlag festgestellt (Seneviratne et al., 2010). Es muss bedacht werden, dass die Ergebnisse der Modellstudien abhängig von dem verwendeten Modell, deren horizontaler Auflösung und der Parametrisierung unterschiedlicher Prozesse sind. Zusätzlich spielt das untersuchte Gebiet und der betrachtete Zeitraum eine Rolle. Von Hohenegger et al. (2009) wird gezeigt, dass im CCLM die parametrisierte Konvektion in den Simulationen mit 25 km Auflösung eine positive Kopplung zwischen Evapotranspiration und Niederschlag aufweist, während bei einer expliziten Behandlung der Kon-

vektion in den Simulationen mit 2,2 km Auflösung eine negative Kopplung festgestellt wird. Ein theoretisches Konzept für eine positive Kopplung von Evapotranspiration und Niederschlag wird von Eltahir (1998) dargelegt. Eine erhöhte Bodenfeuchte führt zu einer erhöhten Evapotranspiration und gleichzeitig zu einer Abnahme der Albedo, die mit dem Wassergehalt des Bodens negativ korreliert ist. Dies wiederum führt in der Grenzschicht über einem ausreichend großen Gebiet zu einer Zunahme von feucht-statischer Energie, die die potentielle Energie, latente und fühlbare Wärme umfasst. Dadurch wird ein erhöhter Niederschlag begünstigt.

### 2.2.1 Die Rolle der Bodenfeuchte in der Wasserbilanz

Die Landflächen sind mit ihrer Bodenfeuchte als Wasser- und Energiespeicher (latenter Wärmefluss) für das Klimasystem anzusehen. Kommt es zu Abweichungen in der Niederschlagsverteilung, so machen sich diese in der Bodenfeuchte und letztendlich im Wasser- und Energiehaushalt bemerkbar. Über eine bestimmte Zeit hinweg kann sich der Boden gewissermaßen an untypische Ereignisse wie Trockenheit und ergiebigen Niederschlag erinnern, während diese Ereignisse längst von der Atmosphäre „vergessen“ wurden. Dies wird als „Gedächtnis des Bodens“ bezeichnet und ist abhängig von der Bodentiefe. Das Erinnerungsvermögen wird im Wesentlichen durch die jahreszeitliche Abhängigkeit des Niederschlags und der solaren Einstrahlung, die Evapotranspiration und den Abfluss bestimmt (Koster und Suarez, 2001).

Die Bodenfeuchte spielt eine grundlegende Rolle in der Wechselwirkung zwischen Boden und Atmosphäre. Aufgrund dessen müssen Austausch- und Transportprozesse von Wasser in einem Boden-Vegetationsmodell berücksichtigt werden. Dies wird allgemein mit der Bilanzgleichung für die oberste Bodenschicht inklusive Vegetation ohne Austausch mit angrenzenden Bodenvolumen ausgedrückt durch

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R_s - R_g. \quad (2.7)$$

Auf der linken Seite der Gleichung steht die zeitliche Änderung der absoluten Bodenfeuchte  $S$ . Auf der rechten Seite befindet sich der Niederschlag  $P$ , die Evapotranspiration  $E$ , der Oberflächenabfluss  $R_s$  und der unterirdische Abfluss  $R_g$ . Resultierend stellt die Niederschlagsmenge die Quelle für die Wasserbilanzgleichung in der obersten Bodenschicht dar. Als Senke gilt der Verlust durch den Abfluss von Wasser und durch die Evapotranspiration. Dabei stellt die Evapotranspiration eine Wasserquelle für die Atmosphäre dar (Seneviratne et al., 2010). Die Evapotranspiration umfasst fünf verschiedene Quellen. Das sind die Pflanzentranspiration, die Evaporation vom Interzeptionsspeicher wie Tau und Reif, die von Oberflächenwasser und die von unbedecktem Boden, sowie die Schneesublimation (Abb. 2.4).

Im Modell auftretende Abweichungen in der Bodenfeuchte im Vergleich zu den Beobachtungen übertragen sich im Modell gemäß der Wasserbilanz (Gl. 2.7) auf die Evapotranspiration. Die Änderung des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre führt schließlich zu Anomalien im Niederschlag. Mit der Zeit akkumulieren sich die Abweichungen in der Wasserbilanz und es entsteht eine Drift des gekoppelten Land-Atmosphärenmodells (Dirmeier, 2001).

### 2.2.2 Behandlung der Bodenfeuchte im COSMO-CLM

Die Bodenfeuchte ist eine Größe, die vom Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML berechnet wird. Im CCLM ist die Bodenfeuchte eine Initialisierungsgröße, d.h. sie wird beim Start der Simulation für das gesamte Modellgebiet vorgegeben. In dieser Arbeit werden die Startwerte der Bodenfeuchte für das dreidimensionale Initialisierungsfeld von den Reanalysedaten ERA-40 übergeben. Die Übergabe der Bodenfeuchtwerte ist mit Ungenauigkeit behaftet, da diese Werte nicht dem wirklichen Zustand des Bodens entsprechen. Denn die Messung der Bodenfeuchte erweist sich als schwierig, da diese eine heterogene Verteilung sowohl horizontal als auch vertikal innerhalb eines kleinen Untersuchungsgebiets aufweist. In-situ-Messungen des vertikalen Bodenfeuchteprofils stellen zeitlich hochaufgelöste Messdaten bereit (Vereecken et al., 2008). Diese sind jedoch streng lokal begrenzt. Großflächige Messungen der Bodenfeuchte können nur über die Fernerkundung durchgeführt werden. Bei der Fernerkundung werden lediglich die obersten Zentimeter erfasst (Kerr, 2007). Außerdem treten bei der aktiven Satellitenmessungen Probleme durch die Vegetation auf, die für manche Frequenzbereiche nicht vollständig durchlässig ist. Ebenso beeinflussen Topografie, Schnee, etc. die Bodensignale, so dass letztlich für die Gewinnung der Bodenfeuchtedaten einige Einschränkungen vorliegen.

Die Werte der Bodenfeuchte werden in der Einheit Meter [m] für jede der zehn Schichten ausgegeben (Tab. 2.2). Die oberste Bodenschicht ist die dünnste Schicht. Die Schichtdicke  $\Delta z_k$  nimmt mit der Tiefe an Mächtigkeit zu. Die absolute Bodenfeuchte  $S_k$  [m] wird mit Hilfe der Schichtdicke der jeweiligen Schicht in den volumetrischen Wassergehalt  $\theta$

$$\theta = \frac{S_k}{\Delta z_k} \quad [mm/mm] \quad (2.8)$$

oder

$$\theta = \frac{S_k}{\Delta z_k} \cdot 100 \quad [Vol. \%] \quad (2.9)$$

umgerechnet. Diese Definition bezieht sich auf ein Volumen, in diesem Fall auf ein Gitterelement. Im Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML wird für die oberste Schicht  $k = 1$  unterhalb der Oberfläche die zeitliche Änderung des Bodenwassergehaltes  $S$  [m] mittels

$$\rho_w \frac{\partial S_k}{\partial t} = E_b + I + (1 - \alpha) P_r + F_{k,k+1} + T_{r_k} - R_s - R_g + M_k \quad (2.10)$$

berechnet. Auf der linken Seite ist  $\rho_w$  die Wasserdichte [ $kg\ m^{-3}$ ]. Auf der rechten Seite steht die Evaporation von unbedeckten Boden  $E_b$ , die Infiltration von Interzeptionen  $I$  und die Niederschlagsrate  $P_r$ , welche sich durch den Vorfaktor auf unbedeckten Boden beschränkt. Zusätzlich gibt es den gravitationsbedingten und kapillarischen Wassertransport  $F$  zwischen den Schichten  $k$ , was einem vertikalen Transport entspricht und mit der Richards-Gleichung (Gl. 2.13) beschrieben wird. Außerdem tritt die Wasseraufnahme durch Wurzeln  $T_{r_k}$ , die Abnahme durch den unterirdischen Abfluss  $R_g$  und den Oberflächenabfluss  $R_s$  auf. Zuletzt kommt noch ein Quellterm innerhalb der Bodenschicht durch tauende Frostböden  $M_k$  hinzu (Doms et al., 2011). Alle Terme besitzen die Einheit [ $mm\ s^{-1}$ ].

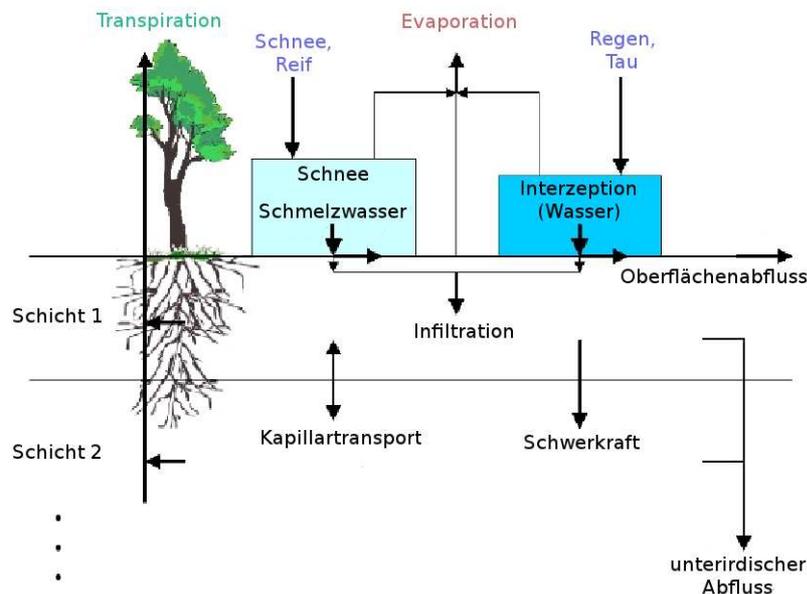


Abbildung 2.4: Hydrologische Prozesse im Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML (Doms et al., 2011, verändert).

In den Schichten unterhalb der obersten Schicht verhält sich die Berechnung der Bodenfeuchte abweichend von Gl. 2.10, da der Boden nicht mehr an die Atmosphäre angrenzt. Die Evaporation von unbedecktem Boden und die Infiltration von Interzeptionen an der Oberfläche treten nicht mehr auf. Hier erfolgt ein Austausch von Wasser durch abwärts- und aufwärtsgerichtete Kräfte zwischen den einzelnen Schichten. Die Gl. 2.10 verkürzt sich daher für die Schichten  $k > 1$  auf

$$\rho_w \frac{\partial S_k}{\partial t} = F_{k,k+1} - F_{k-1,k} + T_{r_k} - R_g + M_k. \quad (2.11)$$

In den Schichten, die unterhalb der Wurzeltiefe (0,12 m) liegen, entfällt die Wasseraufnahme durch Wurzeln. Zusätzlich entfällt unterhalb der aktiven Schicht (2,5 m) der kapillarische Wassertransport.

Die gesamte Bodenfeuchte in einem Gitterpunkt setzt sich aus den flüssigen und den gefrorenen Komponenten zusammen. Der gefrorene Wassergehalt berechnet sich anders und wird hier nicht aufgeführt.

Die Entnahme des Bodenwassers über die Wurzeln und somit die Berechnung für die Pflanzentranspiration  $Tr$  findet im TERRA\_ML für den Fall statt, dass für die potentielle Evaporation bei Oberflächentemperatur  $E_{pot}(T_{sfc}) < 0$  gilt (laut Definition bedeutet negativ vom Erdboden weggerichtet). Folgendermaßen ergibt sich für alle Bodentypen außer Eis und Gestein, für die keine

Transpiration existiert,

$$Tr = f_{plnt} \cdot (1 - f_i) \cdot (1 - f_{snow}) \cdot \frac{E_{pot}(T_{sfc}) r_a}{r_a + r_f}. \quad (2.12)$$

Im Bruch befinden sich die biologischen Widerstände beim Wasserdampftransport. Das sind der atmosphärische Widerstand  $r_a$  und der Blattwerk-Widerstand  $r_f$ . Die Vorfaktoren vor dem Bruch geben den Bedeckungsanteil von Pflanzen  $f_{plnt}$ , Schnee  $f_{snow}$  und Wasser  $f_i$  auf der Erdoberfläche in einem Gitterelement an.

Nicht immer stellt die Evapotranspiration einen Wasserverlust für den Boden dar, bei der die Flussrichtung in die Atmosphäre gerichtet ist. Die Ausnahme bildet die Evaporation von Interzeptionen. Ein positives Vorzeichen bei der Evaporation von Interzeptionen, d.h. laut Definition zum Erdboden gerichtet, kann durch Bildung von Tau und Reif hervorgerufen werden. Dabei wird bei Reif die Bedingung  $E_{pot}(T_{snow,sfc}) > 0$  und  $T_{snow,sfc} < T_0$  gefordert, wobei  $T_0$  der Gefrierpunkt und  $T_{snow,sfc}$  die Oberflächentemperatur von Schnee ist. Bei Tau gilt  $E_{pot}(T_{sfc}) > 0$  und  $T_{sfc} > T_0$ .

In zwei Schritten berechnet das Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML zuerst die Evapotranspiration. Danach erfolgt die Berechnung des vertikalen Wassertransports zwischen zwei Bodenschichten über die Richards-Gleichung (Gl. 2.13) zusammen mit den thermischen Prozesse über die Wärmeleitungsgleichung (Gl. 2.17). Die Richards-Gleichung ist folgendermaßen definiert:

$$F = -\rho_w \cdot \left( -D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_w(\theta) \right). \quad (2.13)$$

Hier ist  $D_w$  die hydraulische Diffusion [ $m^2 s^{-1}$ ] und  $K_w$  die hydraulische Leitfähigkeit [ $m s^{-1}$ ]. Die beiden Größen sind Funktionen des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  und abhängig vom Bodentyp (Tab. 2.3). Für die hydraulische Diffusion gilt

$$D_w(\theta) = D_0 \exp \left[ D_1 (w_{PV} - \bar{\theta}) / (w_{PV} - w_{ADP}) \right] \quad (2.14)$$

und für die hydraulische Leitfähigkeit

$$K_w(\theta) = K_0 \exp \left[ D_1 (w_{PV} - \bar{\theta}) / (w_{PV} - w_{ADP}) \right]. \quad (2.15)$$

Hier ist  $\bar{\theta}$  das gewichtete Mittel des volumetrischen Wassergehalts von zwei angrenzenden Bodenschichten und berechnet sich über

$$\bar{\theta} = \frac{\Delta z_k \cdot \theta_k + \Delta z_{k+1} \cdot \theta_{k+1}}{2 \cdot (z_{m,k+1} - z_{m,k})}. \quad (2.16)$$

Die Wärmeleitungsgleichung lautet:

$$\frac{\partial T_{soil}}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_w \frac{\partial T_{soil}}{\partial z} \right). \quad (2.17)$$

In der Wärmeleitungsgleichung ist die Bodentemperatur  $T_{soil}$ , die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_w$  und die Wärmekapazität  $\rho c$ , die sich auf ein Volumen bezieht, enthalten. Die Wärmekapazität ist definiert

als

$$\rho c = \rho_0 c_0 + \rho_w c_w \theta + \rho_w c_{eis} \theta_{eis}, \quad (2.18)$$

mit der volumetrische Wärmekapazität für trockenen Boden  $\rho_0 c_0$  (Tab. 2.3), für Wasser  $\rho_w c_w = 4,18 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  und Eis  $\rho_{eis} c_{eis} = 2,10 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ .

Tabelle 2.3: Konstante Bodenparameter für die verschiedenen Bodentypen (Doms et al., 2011). Porenvolumen  $w_{PV}$  [1], Feldkapazität ( $w_{FC}$ ) [1], Bodenfeuchte im lufttrockenen Zustand ( $w_{ADP}$ ) [1], hydraulische Diffusivitätsparameter  $D_0$  [ $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ] und  $D_1$  [1], hydraulische Leitfähigkeitsparameter  $K_0$  [ $10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ ] und  $K_1$  [1], Wärmekapazität ( $\rho_0 c_0$ ) [ $10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ].

<b>Bodentyp</b>	<b>Sand</b>	<b>Sandiger Lehm</b>	<b>Lehm</b>	<b>Toniger Lehm</b>	<b>Ton</b>	<b>Torf</b>
$w_{PV}$	0.364	0.445	0.455	0.475	0.507	0.863
$w_{FC}$	0,196	0,260	0,340	0,370	0,463	0,763
$w_{ADP}$	0.012	0.030	0.035	0.060	0.065	0.098
$D_0$	18400	3460	3570	1180	442	106
$D_1$	-8.45	-9.47	-7.44	-7.76	-6.74	-5.97
$K_0$	47900	9430	5310	764	17	58
$K_1$	-19.27	-20.86	-19.66	-18.52	-16.32	-16.48
$\rho_0 c_0$	1,28	1,35	1,42	1,50	1,63	0,58

Das Porenvolumen  $w_{PV}$  gibt die Wassermenge an, die ein wassergesättigtes Bodenvolumen maximal enthalten kann (Tab. 2.3). Die Feldkapazität  $w_{FC}$  ist die Wassermenge, die von einem wassergesättigten Boden gegen die Schwerkraft zurückgehalten werden kann. Bei dem Bodentyp Sand ist diese sehr niedrig. Lehm ist wasserundurchlässiger als Ton. Dennoch haben beide eine relativ hohe Feldkapazität. Torf hat eine sehr hohe Feldkapazität. Die Bodenfeuchte im lufttrockenen Zustand  $w_{ADP}$  ist die minimale Wassermenge, die ein Bodenvolumen enthalten kann.

## 2.3 Angewandte Methoden zur Datenauswertung

### 2.3.1 Effektiver Trockenheitsindex EDI

Trockenheit tritt immer im Zusammenhang mit einem Rückgang oder Ausbleiben des Niederschlags über Land für eine gewisse Zeitspanne auf und macht sich schließlich in der Bodenfeuchte bemerkbar. Die Abnahme der Bodenfeuchte ist stark abhängig von der Dauer der Trockenheit und kann weitreichende Folgen haben. Zum Beispiel wirkt sich dies auf die bodennahe Temperatur aus und besitzt zudem einen Einfluss auf das Auftreten von Hitzewellen in Europa, die sich in Osteuropa durch den Wassermangel im Boden sogar verstärken können (Hirschi et al., 2011).

Eine geeignete Methode, Trockenheit zu quantifizieren ist mit dem sogenannten Trockenheitsindex EDI (Effective Drought Index) gegeben (Byun und Wilhite, 1999). Der EDI zeichnet sich mit einigen Vorteilen gegenüber anderen Trockenheitsindizes wie z.B. dem weit verbreitenden SPI (Standardized Precipitation Index) aus (McKee et al., 1993). Bei den beiden erwähnten Trockenheitsindizes wird nur die Niederschlagsmenge als absolute Größe für die Berechnung benötigt.

Vereinfacht gesagt beschreibt die Berechnung von EDI und SPI die Differenz des Niederschlags vom Mittel geteilt durch die Standardabweichung.

Der EDI verwendet bei der Berechnung täglich gemessene Niederschlagswerte, während der SPI lediglich die Monatssumme des Gesamtniederschlags in die Berechnung einbezieht. Somit kann EDI nicht nur lang anhaltende Trockenheit erfassen, sondern auch Trockenheiten mit einer kürzeren Zeitspanne (Byun und Kim, 2010). Zur Veranschaulichung werden zwei Sommermonate betrachtet, bei denen es nur am ersten Tag des ersten Monats und am letzten Tag des nachfolgenden Monats stark geregnet hat. Dazwischen liegen rund 60 Tage ohne Niederschlag. Die monatliche Niederschlagssumme offenbart dieses zwischenzeitliche Ereignis nicht und die Trockenheit wird demzufolge abgeschwächer erfasst. Des Weiteren berücksichtigt der SPI im Gegensatz zum EDI den zeitlichen Wasserverlust des Bodens durch den vorhanden unterirdischen Abfluss und die Evapotranspiration nicht (Gl. 2.19).

Die Berechnung des EDI beginnt mit der Berechnung des sogenannten effektiven Niederschlags (EP). Diese Gleichung (Gl. 2.19) beschreibt die tägliche Änderung der gespeicherten Wassermenge des Bodens über eine gewichtete Aufsummierung der zurückliegenden Niederschlagswerte. Für die Dauer der Aufsummierung des Niederschlags wurde ein Wert von  $i = 365$ , was einem Jahrzyklus entspricht, verwendet.  $P_{d-m}$  gibt die tägliche Niederschlagsmenge [mm] über Landflächen  $m$  Tage vor dem zu berechnenden Tag  $d$  für  $EP_d$  an. Die Zeitreihe mit den täglichen Niederschlagswerten und einem Datenumfang von mindestens  $k = 30$  Jahren verkürzt sich somit durch die rückläufige Aufsummierung um  $i = 365$  Tage auf  $k = k_r = k - 1$ . Die Schaltjahre werden berücksichtigt, indem die Anzahl der Schalttage durch die gleiche Anzahl der ersten Tage der Zeitreihe entfernt wurden. Damit besteht jedes Jahr aus 365 Tagen.

$$EP_d = \sum_{n=1}^i \left( \frac{\sum_{m=1}^n P_{d-m}}{n} \right), \quad d = i + 1, \dots, 365 \cdot k \quad (2.19)$$

Für ein besseres Verständnis vom effektiven Niederschlag wird exemplarisch die Berechnung von EP am 1. Juni 1973 mit einer Aufsummierung von  $i = 365$  aufgeführt.

$$EP_{01.06.73} = \frac{P_{31.05.73}}{1} + \frac{P_{31.05.73} + P_{30.05.73}}{2} + \dots + \frac{P_{31.05.73} + \dots + P_{01.06.72}}{365} \quad (2.20)$$

Nachfolgend ein graphisches Beispiel für EP (Abb. 2.5). Betrachtet werden zwei fiktive Jahre mit jeweils 365 Tage. Im ersten Jahr wurde eine tägliche Niederschlagssumme von 2 mm verzeichnet, was einer Jahressumme von 730 mm entspricht. Das darauffolgende Jahr verzeichnet lediglich am 1. Juni 20 mm Niederschlag. Die Darstellung des EP beginnt im zweiten Jahr, da die ersten 365 Werte für die Berechnung des EP benötigt werden. Durch die Gleichverteilung der täglichen Niederschlagssummen ergibt sich für den 1. Januar wie bei der Jahressumme ein EP von 730 mm. Der zeitliche Verlauf von EP zeigt eine fortschreitende Abnahme der Jahressumme bis zu dem eintretenden Niederschlagsereignis am 1. Juni. Dort ist ein sprunghafter Anstieg vom 1. zum 2. Juni auf ein EP von rund 300 mm zu sehen. Die derzeitige Jahressumme am 2. Juni beträgt 446 mm. Hingegen steigen die Werte durch die gewichtete Aufsummierung über ein Jahr lediglich

um 128 mm an. Danach nimmt der EP weiterhin ab. Die Abnahme geht nach 365 Tagen im zweiten Jahr wegen dem zwischenzeitlichen Niederschlagsereignis nicht vollständig auf 0 mm zurück. Am letzten Tag des Jahres wird wegen der gewichteten Aufsummierung ein EP von rund 11 mm erreicht.

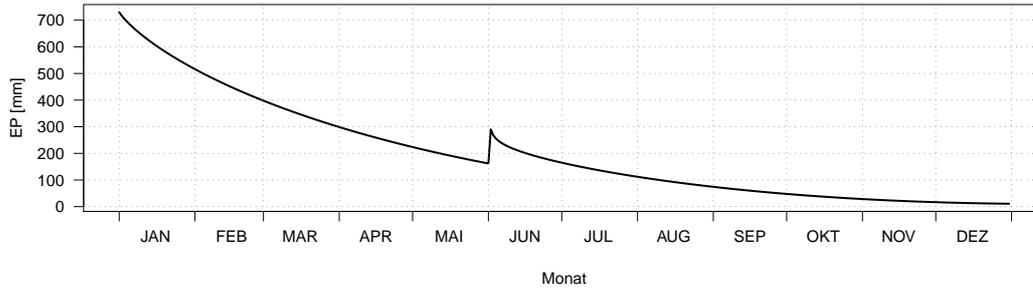


Abbildung 2.5: Zeitliche Variation des effektiven Niederschlags (EP).

Der nächste Schritt nach der Bestimmung des EP ist die Berechnung des langjährigen Mittelwertes ( $MEP$ ) von EP für jeden Tag in einem Kalenderjahr.

$$MEP_{d_k} = \sum_{d=1}^{365} \left( \frac{\sum_{n=1}^{k_r} EP_{((n-1) \cdot 365 + d)}}{k_r} \right) \quad (2.21)$$

$MEP$  besteht aus 365 Werten, die jeweils den Mittelwert für einen Tag im Kalenderjahr  $d_k$  über die gesamte Zeitreihe angeben. Mit den zuvor berechneten EP und MEP kann nun die Abweichung DEP ermittelt werden, die sich aus

$$DEP_d = \delta_{d,d_k} (EP_d - MEP_{d_k}) \quad (2.22)$$

ergibt.  $\delta_{d,d_k}$  ist das Kronecker-Delta und ist für jeden gleichen Kalendertag 1, ansonsten wird es 0. Negative Werte von DEP bedeuten ein Defizit, positive Werte ein Überfluss der Wasserressourcen im Boden. Für eine qualitative Beurteilung der Trockenperioden wird vorgeschlagen, die Dauer der Aufsummierung  $i$  für die Anzahl der aufeinanderfolgenden Tage mit negative DEPs  $d_a$  mit  $i = 365 + d_a - 1$  neu zu bestimmen und die Rechnung wieder für diese bestimmte Trockenperiode mit Gl. 2.19 zu beginnen. Ansonsten werden alle Trockenperiode, die länger als ein Jahr andauern, unterschätzt (Kim et al., 2009). In dieser Arbeit wurde dies nicht durchgeführt, weil keine Trockenperiode länger als ein Jahr auftrat.

Anschließend wird für die Zeitreihe die Standardabweichung  $\sigma$  von DEP für jeden Tag im Kalenderjahr berechnet.

$$STEP_{d_k} = \sigma \left( \sum_{d=1}^{365} \left( \sum_{n=1}^{k_r} DEP_{((n-1) \cdot 365 + d)} \right) \right) \quad (2.23)$$

Letztendlich berechnet sich der effektive Trockenheitsindex durch Anwendung der Gleichung

$$EDI_d = \delta_{d,d_k} \left( \frac{DEP_d}{STEP_{d_k}} \right). \quad (2.24)$$

Die Kategorisierung der Feucht- und Trockenperiode über EDI ist folgendermaßen. Gemäßigte Trockenheit wird bei  $-1,5 < EDI \leq -1$  festgelegt, starke Trockenheit bei  $-2 < EDI \leq -1,5$  und extreme Trockenheit bei  $EDI \leq -2$ . Der Bereich  $-1 \leq EDI \leq 1$  wird als nahezu normal bezeichnet. Die Einteilung in gemäßigte, starke und extreme Nässe ist für negative und positive Werte symmetrisch.

Zusammengefasst stellt der EDI Informationen über den Zustand des Bodens bereit und erweist sich als standardisierter Index für den Vergleich von verschiedenen klimatischen Regionen als geeignet.

### 2.3.2 Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung RMSD

Die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (RMSD) ist ein absolutes Maß für die Übereinstimmung zwischen Referenz und Beobachtung. Berechnet wird der RMSD über

$$RMSD(\psi_{ref}(t), \psi_{test}(t)) = \sqrt{\frac{\left( \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{ref,ij} - x_{test,ij}) \right)^2}{m \cdot n}}. \quad (2.25)$$

Die Größen  $\psi_{ref}(t) = x_{ref,ij}$  und  $\psi_{test}(t) = x_{test,ij}$  sind Matrizen (Abb. 2.6). Diese legen eine horizontale Fläche (Gitterstruktur) für die Referenzwerte und die Beobachtungswerte fest. Die Größen  $n$  und  $m$  im Nenner unter der Quadratwurzel geben die Anzahl der Reihen und Spalten der Matrizen an.

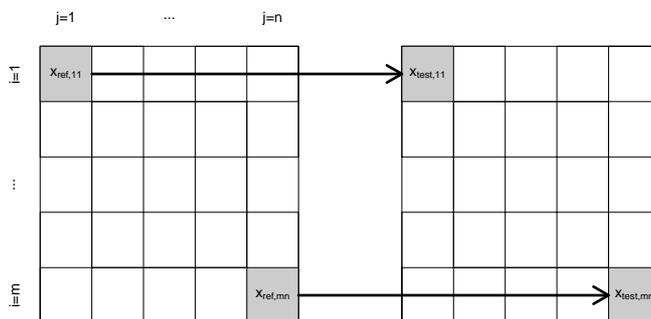


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der elementweisen Berechnung des RMSD für die Größen  $\psi_{ref}(t) = x_{ref,ij}$  (links) und  $\psi_{test}(t) = x_{test,ij}$  (rechts) innerhalb einer Gitterstruktur.

Der RMSD wird verwendet, weil er bei einer Fläche jeden einzelnen Gitterpunkt in die Berechnung einbezieht und sich auf kein Flächenmittel stützen muss, denn das Flächenmittel berücksichtigt eine einzelne gegebenenfalls starke Abweichung auf einer Fläche nicht. Beim RMSD treten daher große Unterschiede zwischen den Referenzwerten und Beobachtungswerten an einzelnen Gitterpunkten deutlicher hervor. Zu beachten ist, dass der RMSD keine Aussage über die Richtung der Änderung angibt. Das Vorzeichen vom RMSD ist stets positiv und beschreibt daher keine Zunahme oder Abnahme einer Größe.

Bei akkumulierten Größen ist es von Vorteil eine Normierung vorzunehmen, um eine Unabhängigkeit von der Gesamtmenge zu schaffen. Hierzu wird die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung RMSD (Gl. 2.25) normiert. Für die Bestimmung werden die minimalen und maximalen Werte der jeweiligen Größe  $x_{test,ij}$  aus den Beobachtungswerten verwendet. Die Berechnung wird mit

$$NRMSD(t) = \frac{RMSD(t)}{\max(x_{test,ij}(t)) - \min(x_{test,ij}(t))} \quad (2.26)$$

durchgeführt. Hiermit kann herausgelesen werden, um wieviel Prozent die Beobachtungswerte von der Referenz zu einem Zeitpunkt abweichen.

# 3. Analyse der Referenzsimulation

Vorbereitend für die Sensitivitätsstudie mit COSMO-CLM wird die Referenzsimulation ausführlich untersucht. Hierzu werden zuerst die klimatologischen Unterschiede verschiedener Regionen (PRUDENCE Regionen) bezüglich der Bodenfeuchte, des Niederschlags und der Evapotranspiration betrachtet. Anschließend werden diese Regionen auf kritische Zeiträume unter Verwendung des EDI untersucht, um den Zeitraum für die Testläufe festzulegen.

## 3.1 Klimatologische Unterschiede der Auswertgebiete

Für die vorliegende Arbeit wurde mit COSMO-CLM (CCLM), angetrieben mit Reanalysedaten von ERA-40, eine Basissimulation vom 1. Januar 1968 bis einschließlich 1999 für das Modellgebiet Europa erstellt, welche für die weitere Auswertung als Referenz gilt. Die räumliche Auflösung des regionalen Klimamodells beträgt 50 km. Die Modellkonfigurationen sind in Kapitel 2.1.5 zu finden. Für eine dreißigjährige Simulation wurden zusätzlich 2 Jahre als Vorlauf simuliert. Ein Vorlauf von 2 Jahren wurde durchgeführt, da der Boden erfahrungsgemäß mindestens zwei bis drei Jahre benötigt, um sich einzuschwingen und sich an sein dynamisches Gleichgewicht anzupassen. Die Daten aus dem Vorlauf bleiben für die weitere Untersuchung unberücksichtigt. In der vorliegenden Studie wurde das Modellgebiet Europa in acht verschiedene Auswertgebiete eingeteilt (Abb. 3.1), damit diese Regionen nach ihren klimatologischen Eigenschaften getrennt betrachtet werden können. Die Auswertgebiete umfassen die Britischen Inseln, die Iberische Halbinsel, Frankreich, Mitteleuropa, Skandinavien, die Alpen, der Mittelmeerraum und Osteuropa. Die Begrenzungen der geographischen Koordinaten für die Auswertgebiete sind in untenstehender Tabelle 3.1 aufgeführt.

Ein Überblick über die klimatologischen Unterschiede in den Auswertgebieten und dessen Charakterisierung wird im Folgenden gegeben. Dafür werden die Evapotranspiration und der Gesamtniederschlag, welche mit der Bodenfeuchte in Wechselwirkung stehen und einen Zyklus bilden (Kap. 2.2), aus der Referenzsimulation herausgegriffen. Der Gesamtniederschlag setzt sich aus dem Schneeanteil, den konvektiven und skaligen Niederschlagsanteilen zusammen. Die Bodenfeuchte ist nur in Landgitterpunkten vertreten. Deshalb wurden beim Niederschlag und der Evapotranspiration die Gitterpunkte mit Wasserflächen entfernt, damit die Variablen untereinander vergleichbar sind und der Zyklus getreu wiedergegeben werden kann.

Zuerst wird der Niederschlag in den Auswertgebieten betrachtet, da dieser dem Boden Wasser zuführt und neben der Evapotranspiration und dem Abfließen des Wassers aus einem Bodenvo-

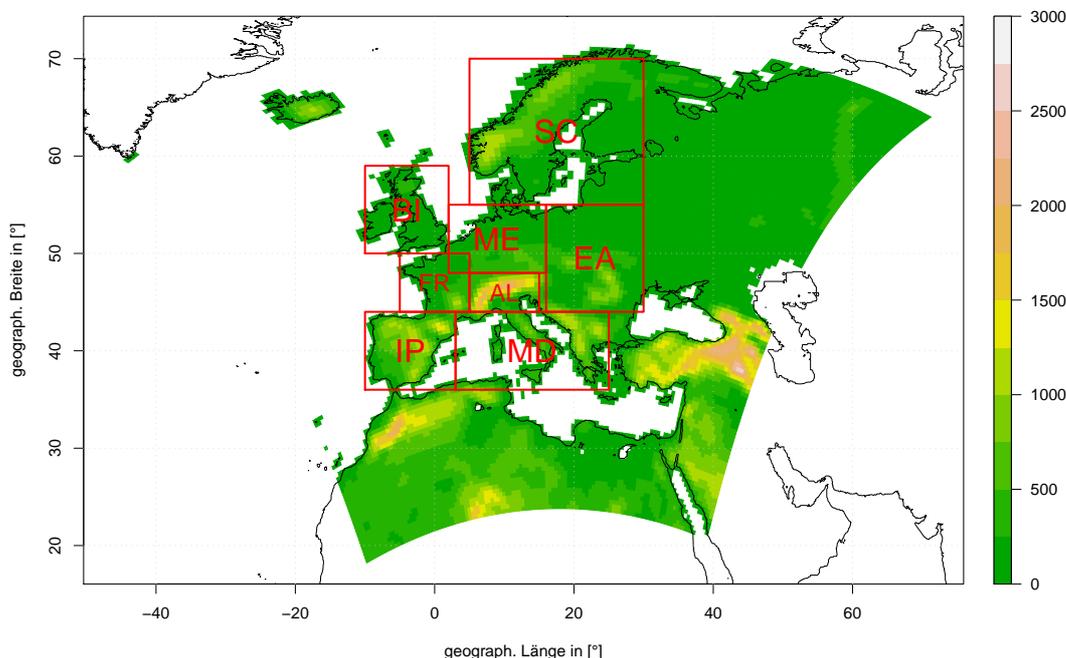


Abbildung 3.1: Landoberflächen und Höhenangaben im CCLM 50 km. Die durchgezogenen, roten Linien markieren die Auswertebereiche in Europa. Britische Inseln (BI), Iberische Halbinsel (IP), Frankreich (FR), Mitteleuropa (ME), Skandinavien (SC), Alpen (AL), Mittelmeerraum (MD), Osteuropa (EA).

lumen einen großen Einfluss auf die Bodenfeuchte besitzt. Nahezu alle Auswertebereiche zeigen unterschiedliche Jahrgänge des Niederschlags im CCLM (siehe Abb. 3.2). Als südliche und trockene Regionen lassen sich die Iberische Halbinsel und Mittelmeerraum seitens des Niederschlags zusammenfassen. Beide zeichnen sich durch trockene Sommer mit wenig Niederschlag ( $\leq 20$  mm pro Monat) und feuchte Winter aus. Mitteleuropa besitzt eine relativ gleichmäßige Verteilung der Monatssummen mit der Tendenz zu feuchten Wintern. Das Jahresmittel beträgt rund 74 mm pro Monat. In Skandinavien ist der meiste Niederschlag im Herbst vorzufinden. Osteuropa verzeichnet als einziges Gebiet die meisten Niederschläge im Sommer. Das Maximum befindet sich im Juni ( $\sim 80$  mm). In den Wintermonaten tritt wenig Niederschlag auf. Die Alpen sind zusammen mit den Britischen Inseln die niederschlagsreichsten Gebiete. Im Winterhalbjahr können sich in einem Monat bis zu 120 mm akkumulieren.

Zum Vergleich der Modelldaten des Gesamtniederschlags werden Beobachtungsdaten herangezogen. Dabei wird auf die Daten von „E-OBS“ (European Climate Assessment & Dataset) zurückgegriffen (Haylock et al., 2008). Diese beinhalten gemessene Niederschlagswerte in einem regulären Gitter mit einer räumlichen Auflösung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , was in etwa mit dem rotierten Gitter des Modells übereinstimmt. Die derzeit aktuelle Version 5.0 mit einer erhöhten Stationsdichte in Deutschland und Spanien wurde verwendet. Der Datensatz umfasst den Zeitraum 01.01.1950 bis

Tabelle 3.1: Begrenzung der Auswertgebiete mit geographischer Länge und Breite in [°].

Auswertgebiet	West	Ost	Süd	Nord
Britische Inseln (BI)	-10	2	50	59
Iberische Halbinsel (IP)	-10	3	36	44
Frankreich (FR)	-5	5	44	50
Mitteleuropa (ME)	2	16	48	55
Skandinavien (SC)	5	30	55	70
Alpen (AL)	5	15	44	48
Mittelmeerraum (MD)	3	25	36	44
Osteuropa (EA)	16	30	44	55

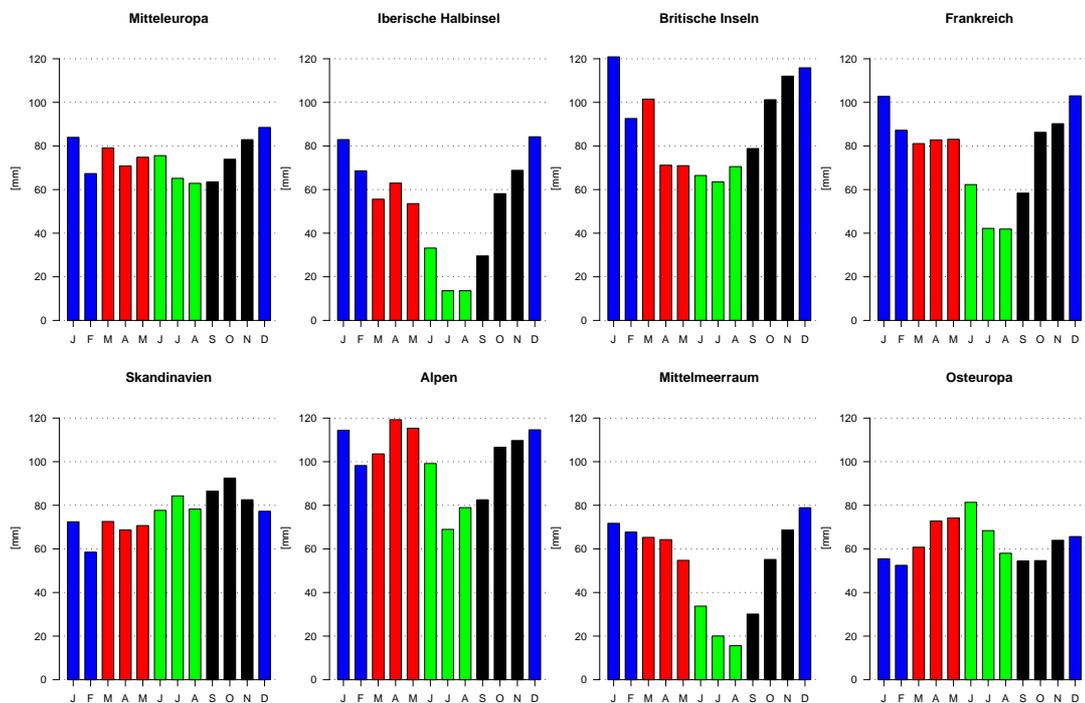


Abbildung 3.2: Mittlerer Jahreszyklus des Gesamtniederschlags [mm] (Monatssumme) über den Landflächen für die einzelnen Auswertgebiete. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen. Die Farben kennzeichnen die Jahreszeiten Winter (blau), Frühling (rot), Sommer (grün) und Herbst (schwarz).

30.06.2011 und gibt die tägliche Niederschlagssumme über Landflächen an.

Die Gegenüberstellung der Jahreszyklen (Abb. 3.2 und 3.3) zeigt, dass das Modell die Monate Dezember bis April in jedem Auswertgebiet zu feucht ausgibt. Die Überschätzung des Niederschlags im Winter in dem Modell CCLM ist konsistent mit anderen Studien (Feldmann et al., 2008; Jaeger et al., 2008). In Skandinavien wird in den einzelnen Monaten durchgehend mehr

Niederschlag im Modell ausgegeben. Die kleinste Differenz zu den beobachtenden Niederschlagswerten beträgt dabei 4,6 mm im August. Ansonsten ist von Dezember bis April in den Alpen, Osteuropa, Frankreich, Mitteleuropa und Skandinavien bis zu 30 mm mehr Niederschlag zu finden als gemessen wurden. In den südlichen Auswertebereichen Iberische Halbinsel und Mittelmeerraum werden die Sommer- und Herbstmonate im Modell trockener ausgegeben als die Beobachtungen zeigen, wobei die Differenz bis zu 10 mm pro Monat betragen kann. Die beiden Gebiete weisen den längsten Zeitraum auf, bei dem das Modell weniger Niederschlag ausgibt als die Beobachtungen verzeichneten. In Mitteleuropa findet sich in den Beobachtungsdaten keine gleichmäßige Verteilung der monatlichen Niederschlagssummen wie in den Modelldaten vor. Die Beobachtungsdaten erhalten im Sommer mehr Niederschlag als im Winter. In Osteuropa zeichnet sich ebenfalls solch ein Jahresgang stark ausgeprägt ab.

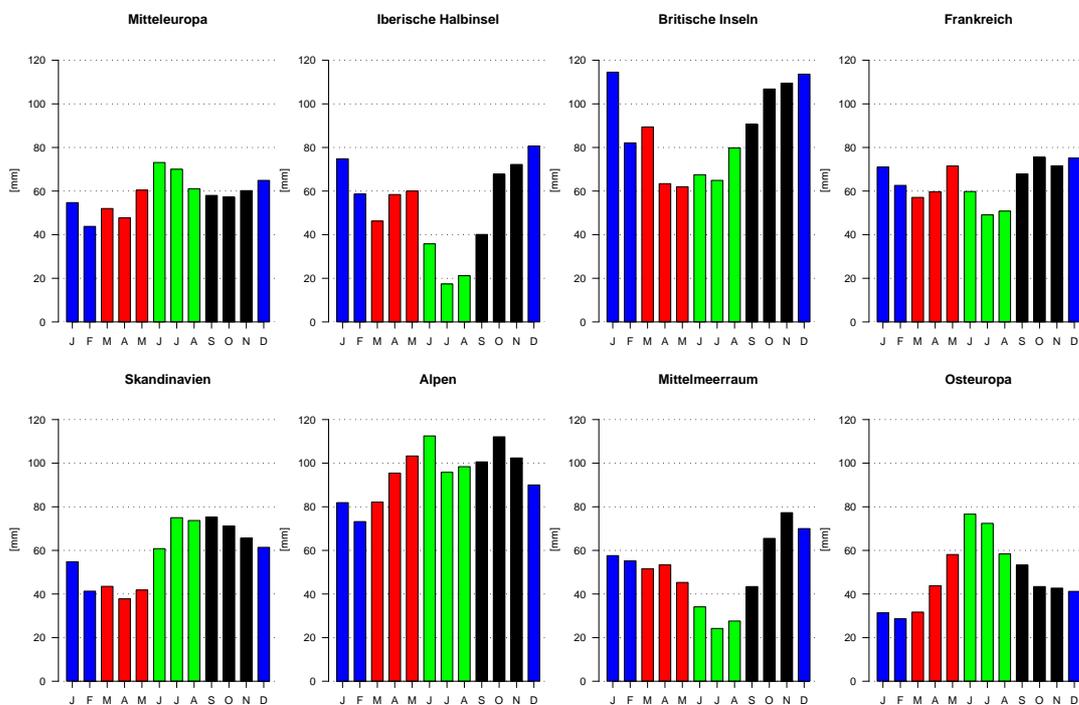


Abbildung 3.3: Mittlerer Jahreszyklus des Gesamtniederschlags [mm] (Monatssumme) über den Landflächen für die einzelnen Auswertebereiche. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus den Beobachtungsdaten (E-OBS mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen. Die Farben kennzeichnen die Jahreszeiten Winter (blau), Frühling (rot), Sommer (grün) und Herbst (schwarz).

Der Jahreszyklus der Bodenfeuchte zeigt eine zeitliche und räumliche Variation (Abb. 3.4 und 3.5). Von den zehn Bodenschichten im TERRA\_ML sind die obersten sieben aufgeführt, da ab Schicht 7 die Werte der Bodenfeuchte nahezu identisch mit minimalen Abweichungen sind. Der Grund dafür ist die Begrenzung der aktiven Schicht, die sich bis in 2,5 m Tiefe erstreckt (Kap. 2.2.2). Ab dieser Tiefe tragen in Gl. 2.11 nur wenige Terme zur zeitlichen Änderung der Bodenfeuchte bei. Es ist ersichtlich, dass sich die Schichten bis in Schicht 4 ähnlich verhalten und

Schwankungen in der Schwingung (Rauschen) aufweisen. Hier sind die Gründe die Wurzeltiefe, die 0,12 m im gesamten Modellgebiet in den Boden reicht, und die unmittelbare Nähe zur Erdoberfläche. Dementsprechend haben Gl. 2.10 und Gl. 2.11 ihre uneingeschränkte Gültigkeit und führen zu täglichen Schwankungen. In der Schicht darunter ist die Schwingung geglättet und hat einen kleinen Zeitversatz, der mit der Tiefe in den unterhalb liegenden Schichten weiterhin zunimmt. Ab 0,46 m Tiefe (Schicht 6) nimmt die Amplitude der Schwingung ab. Diese Schichten reagieren somit dämpfend.

Der Jahresgang der Bodenfeuchte hat in allen Auswertgebieten ein Maximum im Winter. Zum Sommer hin nehmen die Werte ab und erreichen ihr Minimum zumeist im August. Die Amplitude des Jahreszyklus ist abhängig von der geographischen Lage des Auswertgebietes und von dessen Niederschlagsverteilung. Ebenso hat die Evapotranspiration einen wesentlichen Einfluss auf den Betrag der Amplitude. Die Iberische Halbinsel und der Mittelmeerraum besitzen die größte Amplitude und erreichen im August von allen Auswertgebieten den niedrigsten volumetrischen Wassergehalt mit ca. 15 Vol. %. Die starke Abnahme der Bodenfeuchte ist auf die Evapotranspiration zurückzuführen, die den Niederschlag in den Sommermonaten übersteigt. Auf den Britischen Inseln sind die höchsten Bodenfeuchtwerte mit geringen Schwankungen im Jahresgang vorzufinden. Genauso besitzen die Alpen eine kleine Amplitude. Osteuropa und Mitteleuropa verhalten sich ähnlich beim Jahresgang. Lediglich der volumetrische Wassergehalt ist in jedem Monat um 5 Vol. % geringer. Skandinavien weicht von den anderen Gebieten ab. Dort ist die oberste Schicht bis August und September über das Jahr hinweg bis in 0,22 m Tiefe deutlich trockener. Das Minimum des Jahreszyklus ist bereits im Juni zu finden. Ausschlaggebend dafür ist der gefrorene Boden von November bis Anfang April, der sich in Skandinavien im Jahreszyklus der Bodentemperatur bis in einer Tiefe von rund 1 m (Schicht 6) widerspiegelt (siehe Anhang, Abb. A.1). Der Wassertransport in den Bodenschichten wird bedeutend reduziert, falls sich in einer Bodenschicht ein hoher Eisgehalt vorfindet (Doms et al., 2011).

Bei der Evapotranspiration besitzen die Auswertgebiete ähnliche Charakteristiken beim Jahresgang (Abb. 3.6). Während einige Gebiete ihr Maximum im Juni und Juli vorweisen, ist auf der Iberischen Halbinsel und im Mittelmeerraum das Maximum im Mai vorzufinden. Die Abgabe von Wasser an die Atmosphäre nimmt ab dem Frühling wegen der zunehmenden Aktivität von Pflanzen und den steigenden Temperaturen durch die solare Einstrahlung bis zum Sommerbeginn zu. Beim Vergleich der Auswertgebiete untereinander besitzt Skandinavien in den Wintermonaten die geringste Evapotranspiration, was wiederum mit den gefrorenen Böden zusammenhängt. Die größte Amplitude ist in Osteuropa zu finden. Im Winter wird rund 10 mm und im Sommer rund 80 mm evapotranspiriert. In den südlichen Auswertgebieten sind die Amplituden am kleinsten. Im Sommer ist die Wasserabgabe des Bodens in diesen Gebieten größer als der Beitrag von Niederschlag, was sich letztendlich in der Bodenfeuchte bemerkbar macht.

Die klimatische Wasserbilanz berechnet sich aus der Differenz von Niederschlag und Evapotranspiration (Abb. 3.7). Diese unterliegt, wie beim Niederschlag und bei der Evapotranspiration zu sehen, zeitlichen Schwankungen und stellt ein Maß für das Wasserangebot dar. Bei einer negativen klimatischen Wasserbilanz überwiegt die Evapotranspiration und bei einer positiven der Niederschlag. Im Herbst und im Winter liegen alle Gitterelemente im positiven Bereich. An der

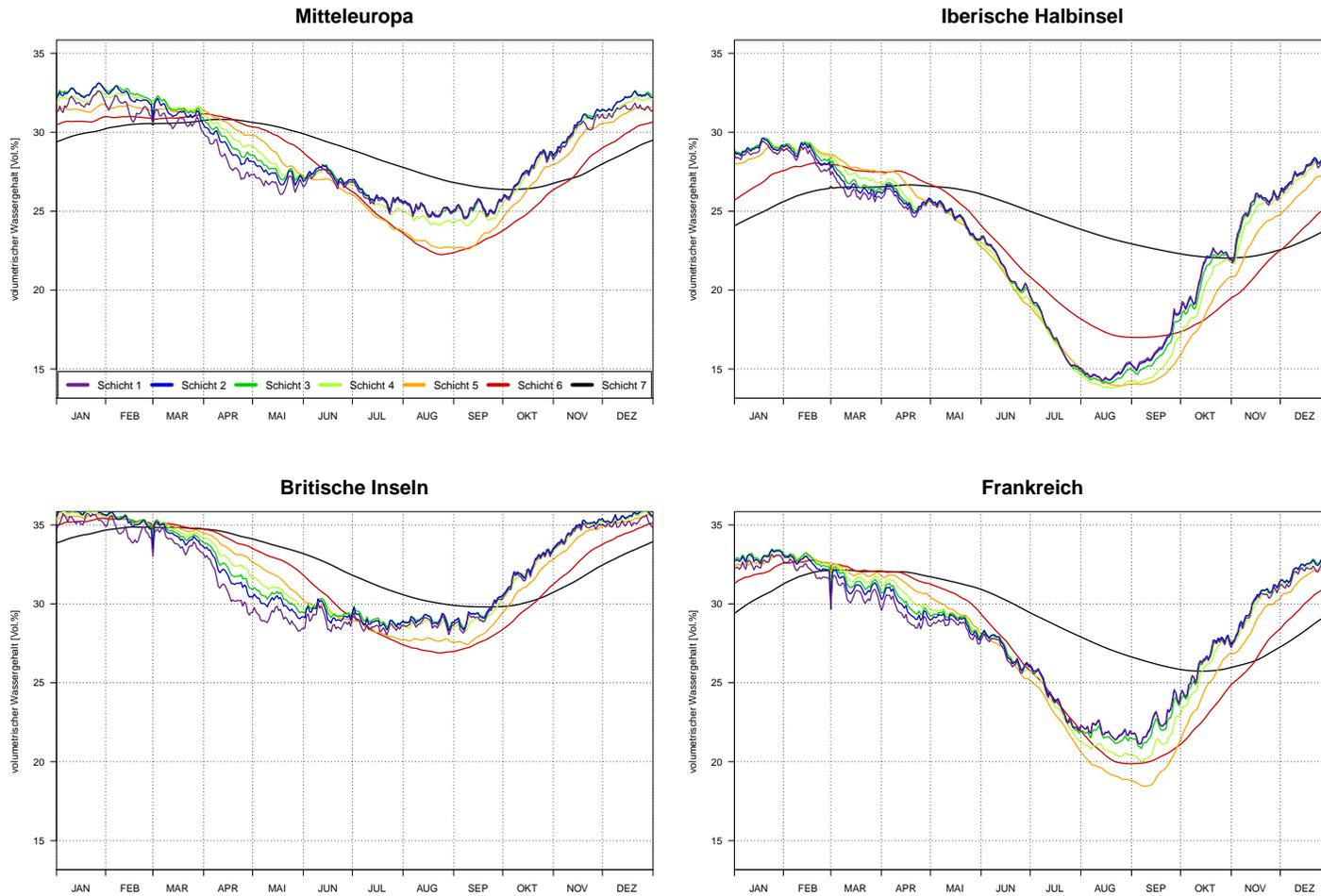


Abbildung 3.4: Mittlerer Jahreszyklus des volumetrischen Wassergehalts [Vol. %] (Tagesmittel) für die Auswertgebiete Mitteleuropa, Iberische Halbinsel, Britische Inseln und Frankreich. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen. Schicht 1 (0,00-0,01 m), Schicht 2 (0,01-0,04 m), Schicht 3 (0,04-0,10 m), Schicht 4 (0,10-0,22 m), Schicht 5 (0,22-0,46 m), Schicht 6 (0,46-0,94 m) und Schicht 7 (0,94-1,90 m).

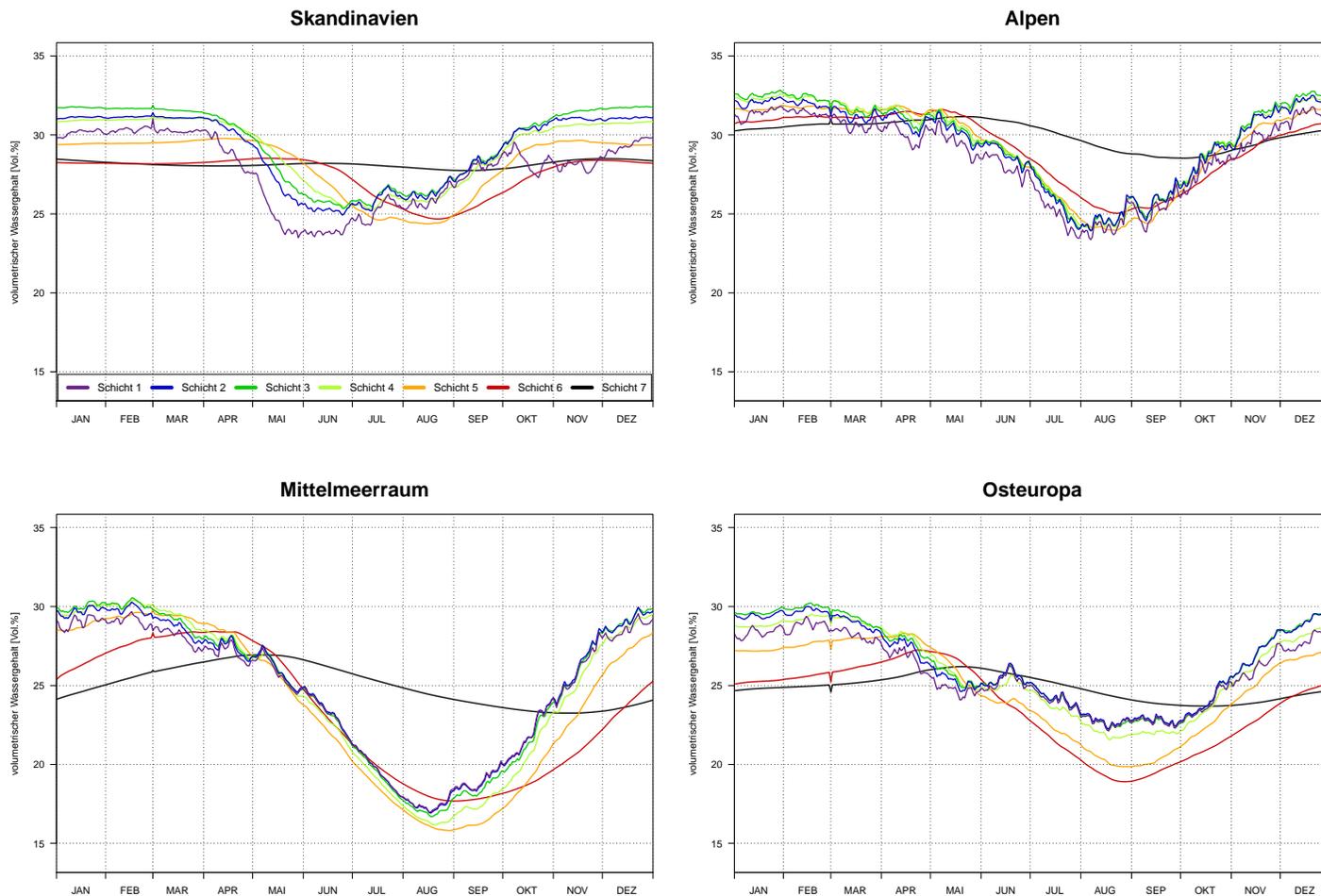


Abbildung 3.5: Mittlerer Jahreszyklus des volumetrischen Wassergehalts [Vol. %] (Tagesmittel) für die Auswertgebiete Skandinavien, Alpen, Mittelmeerraum und Osteuropa. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen. Schicht 1 (0,00-0,01 m), Schicht 2 (0,01-0,04 m), Schicht 3 (0,04-0,10 m), Schicht 4 (0,10-0,22 m), Schicht 5 (0,22-0,46 m), Schicht 6 (0,46-0,94 m) und Schicht 7 (0,94-1,90 m).

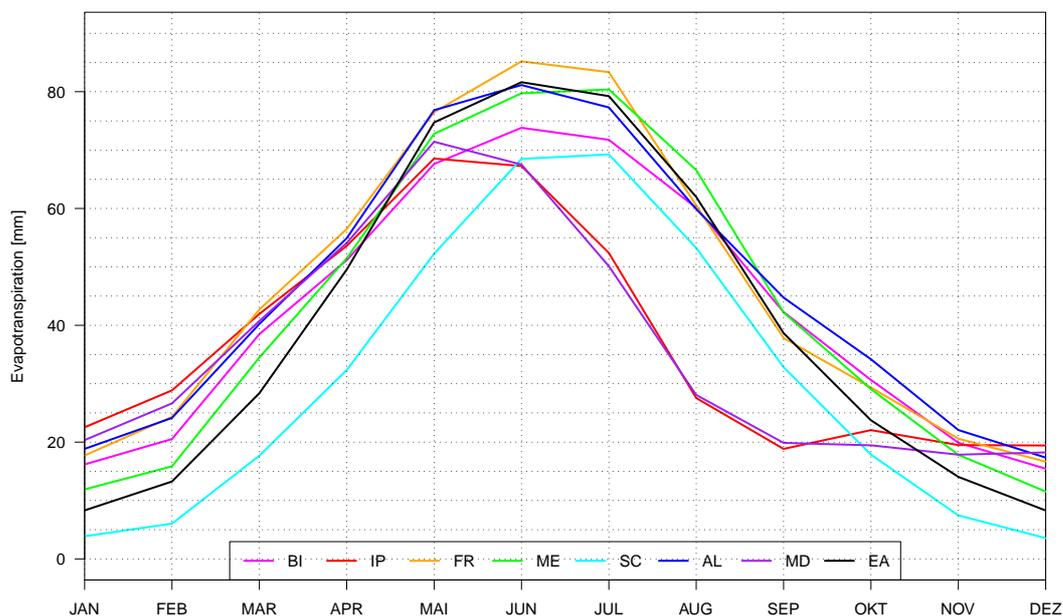


Abbildung 3.6: Mittlerer Jahreszyklus der Evapotranspiration [mm] (Monatssumme) über den Landflächen für die einzelnen Auswertebereiche. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen. Britische Inseln (BI), Iberische Halbinsel (IP), Frankreich (FR), Mitteleuropa (ME), Skandinavien (SC), Alpen (AL), Mittelmeerraum (MD), Osteuropa (EA).

Westküste von Skandinavien sind diese am höchsten. Im Frühling treten im Süden der Iberischen Halbinsel und des Mittelmeerraums negative Werte auf, die sich im Sommer teilweise verstärken und sich auf einen Großteil von Europa ausbreiten. In einem semiariden Klima ist die klimatische Wasserbilanz für sechs bis neun Monate im langjährigen Mittel negativ. Im Gegensatz dazu ist beim humiden Klima der Niederschlag zehn bis zwölf Monate höher als die Evapotranspiration. Demnach können über die Modelldaten die südlichen Auswertebereiche, die Iberische Halbinsel und der Mittelmeerraum, mit einem semiariden Klima charakterisiert werden. Die restlichen Auswertebereiche kennzeichnen ein humides Klima.

## 3.2 Untersuchung auf sensitive Zeiträume für die Initialisierung

### 3.2.1 Sensitive Zeiträume

Die Referenzwerte aus der Simulation mit COSMO-CLM für die Zeit von 1970 bis 1999 wurden mit dem effektiven Trockenheitsindex *EDI* (siehe Kap. 2.3.1) auf kritische Zeiträume, wie trockene oder nasse Perioden, in allen Auswertebereichen untersucht, damit ein geeigneter Zeitraum für die anschließende Sensitivitätsstudie gefunden werden konnte. Zur Bestimmung des effekti-

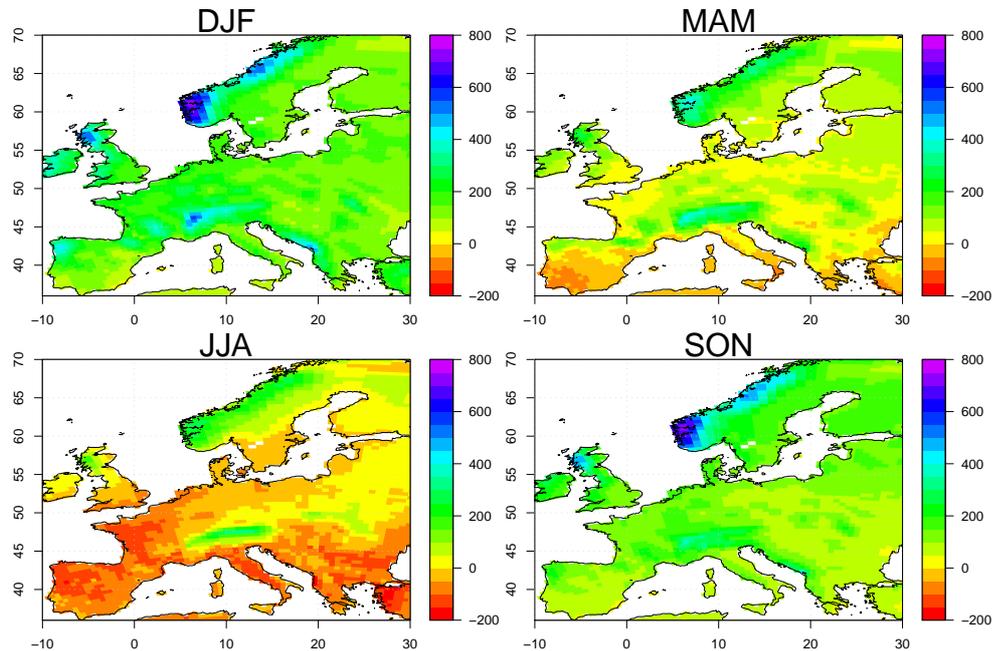


Abbildung 3.7: Langjähriges Mittel der klimatische Wasserbilanz [mm] (jahreszeitliche Summen) über den Landflächen für den Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON). Die Daten wurden aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen.

von Niederschlags  $EP$  wurde ein räumliches Mittel über den einzelnen Auswertebieten gebildet. Zu den Modelldaten werden zusätzlich Beobachtungsdaten von „E-OBS“ als Vergleichswerte herangezogen. Bei den Niederschlagsdaten vom COSMO-CLM werden nur die Landgitterpunkte in die Berechnung des EDI miteinbezogen, um eine Vergleichbarkeit mit den Beobachtungen herzustellen.

Zunächst werden die Auswertebiete Iberische Halbinsel und Mitteleuropa ausgewählt, weil sie deutliche klimatologische Unterschiede im jährlichen Niederschlag aufweisen. Die Iberische Halbinsel besitzt ein semiarides Klima, während in Mitteleuropa ein humides Klima herrscht. Die Ergebnisse des EDIs werden in Abbildung 3.8 und 3.9 gezeigt. Dargestellt wird der Simulationszeitraum 1971 bis 1999 für die Referenzsimulation.

Der effektive Trockenheitsindex zeigt, dass das Modell den Verlauf der Beobachtungen in allen Auswertebieten mit wenigen Ausnahmen annähernd nachbildet. Modell und Beobachtungen zeigen zu keiner Zeit ein gegenläufiges Verhalten. Vom Modell werden extreme Trocken- und Feuchtperioden erkannt, teilweise abgeschwächt oder verstärkt. Die Korrelation der berechneten EDI-Werte aus den Modell- und Beobachtungsdaten für den Zeitraum 01.01.1970 bis 31.12.1999 zeigt für die Auswertebiete unter Verwendung des Spearmans Rangkorrelationskoeffizienten Werte zwischen  $r_R = 0,72$  und  $r_R = 0,9$ . Im Auswertebiet Iberische Halbinsel ist der Rang-

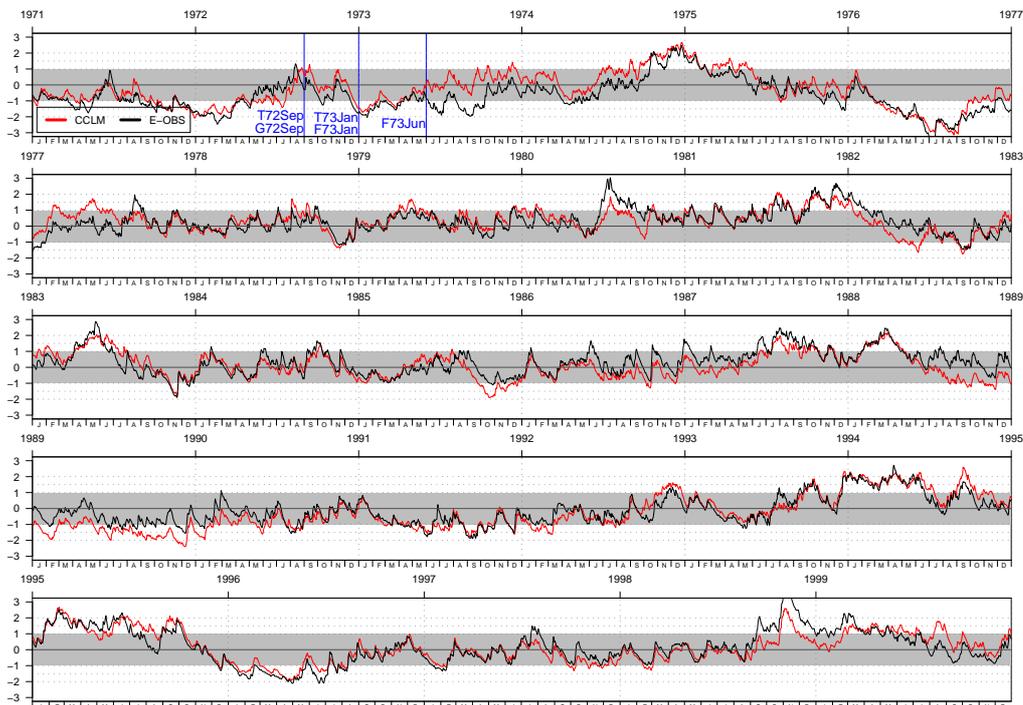


Abbildung 3.8: Zeitreihe des effektiven Trockenheitsindex in **Mitteleuropa** für die Referenzsimulation (rot) und die Beobachtungswerte von E-OBS (schwarz) mit einer räumlichen Auflösung von ungefähr 50 km. Die blauen vertikalen Linien geben den Simulationsstart der Testläufe an (Tab. 3.2).

korrelationskoeffizient am höchsten und in Osteuropa am niedrigsten. Mitteleuropa besitzt einen Wert von  $r_R = 0,82$ . Für den Vergleich zwischen einem Reanalysen angetriebenen Modell und Beobachtung stellt dieses Ergebnis eine relativ hohe Korrelation für alle Auswertgebiete dar. Damit wird für den weiteren Verlauf der Arbeit eine gute Basis für die Glaubwürdigkeit des Modells geschaffen.

In Mitteleuropa sticht die Trockenperiode im Jahr 1976 hervor (Abb. 3.8). Der effektive Trockenheitsindex verzeichnet im Modell eine über mehrere Monate anhaltende extreme Trockenheit mit den niedrigsten Werten ( $-2,0 \leq EDI < -3,2$ ) im gesamten Simulationszeitraum. Die Beobachtungen ergeben im Juli 1976 sogar niedrigere EDI-Werte ( $EDI < -3,5$ ) als die Simulation. Die typische Großwetterlage in diesem Jahr war die sogenannte meridionale Zirkulationsform HFA (Hoch Fennoskandien) (Werner und Gerstengarbe, 2010). Dieses kräftige Hoch blockierte die Westströmung und verhinderte somit Niederschlag. Die Folgen dieser Wetterlage mit einer extremen Trockenheit waren nach den Beobachtungs- und Modellwerten auch in Frankreich, in den Alpen, auf den Britischen Inseln und in Skandinavien zu spüren (siehe Anhang, Abb. A.2). Etwas abgeschwächt verursachte diese Wetterlage im Modell starke Trockenheit in Osteuropa. Die südlichen Auswertgebiete Iberische Halbinsel und Mittelmeerraum waren davon nicht betroffen (vgl. Abb. 3.9). Nach dieser Trockenperiode liegen die EDI-Werte des Modells in Mitteleuro-

pa rund 10 Monate über denen von den Beobachtung, was in dieser Zeit auf mehr Niederschlag hindeutet.

Im Juli 1980 ist in Mitteleuropa bei den Beobachtungen eine extrem nasse Periode vorzufinden, die jedoch vom EDI in der Modellsimulation lediglich als stark eingestuft wird ( $1,5 \leq EDI < 2$ ). Dieses Ereignis wird sich, wie sich im Kap. 4.1 zeigen wird, bei den Sensitivitätsstudien bemerkbar machen.

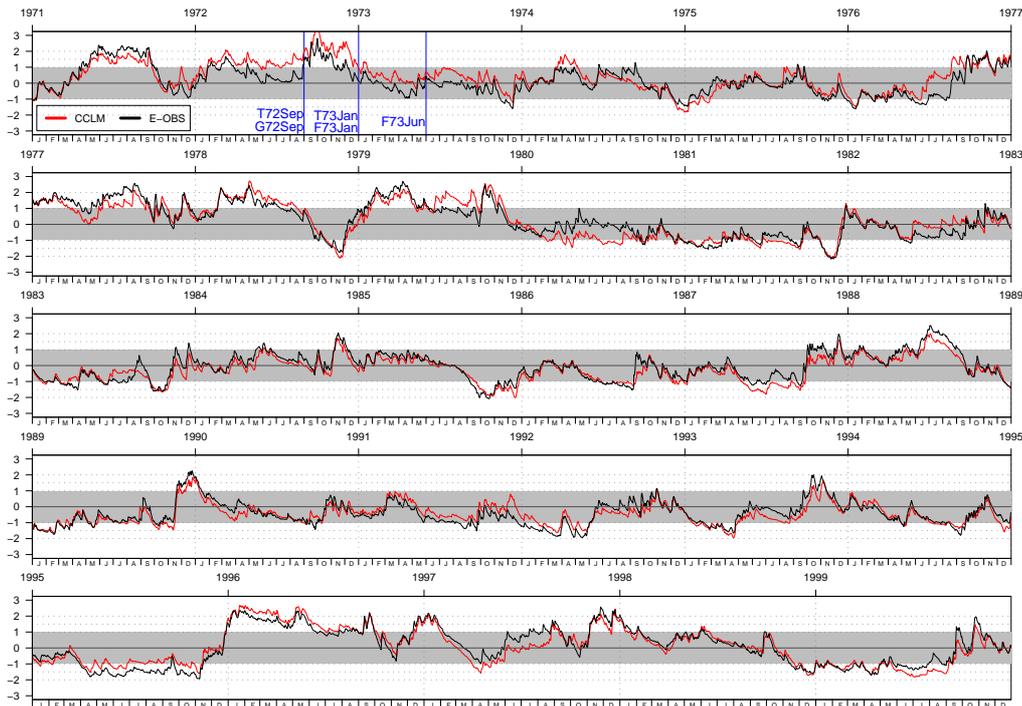


Abbildung 3.9: Wie Abb. 3.8, hier für das Auswertgebiet **Iberische Halbinsel**.

Auf der Iberischen Halbinsel treten im Modell weniger extreme Perioden als in Mitteleuropa auf (Abb. 3.9). Insbesondere die extremen Trockenperioden sind von kurzer Dauer. Im Herbst 1972 ist auf der Iberischen Halbinsel eine extrem nasse Periode im Modell und in den Beobachtungen vorzufinden. Dort erreicht der EDI die größten Werte in dem Zeitraum von 1971 bis 1999. Der effektive Trockenheitsindex verzeichnet im Modell einen maximalen Wert von  $EDI \approx 3,7$ . Zum selben Zeitpunkt beträgt bei den Beobachtungen der maximale Wert  $EDI \approx 2,8$ .

### 3.2.2 Initialisierungsverfahren

Änderungen der Bodenfeuchte führen über Jahre hinweg zu künstlichen Trends im Boden und in der Atmosphäre, bis sich ein dynamisches Gleichgewicht im Boden eingestellt hat. Um dieses Verhalten genauer zu untersuchen, wurde eine Sensitivitätsstudie mit mehreren Testläufen durchgeführt. Dabei wurden zu unterschiedlichen Initialisierungszeitpunkten nur die Bodenfeuchtwerte gleichmäßig im Modellgebiet um einen prozentualen Anteil geändert, während die restlichen

Variablen aus der Referenzsimulation beibehalten wurden. Da die Randwerte weiterhin gleich bleiben, wird eine Rekonstruktion der Referenzsimulation unter den veränderten Anfangsbedingungen ermöglicht.

Für den Eingriff in die Bodenfeuchtwerte in allen Bodenschichten und an jedem Gitterpunkt mussten Änderungen am Quellcode im COSMO-CLM vorgenommen werden. Hierzu wurde das Unterprogramm „*src\_output.f90*“ so verändert, dass in der Neustartdatei die Bodenfeuchtwerte um einen Faktor erhöht oder verkleinert werden konnten. Neustartdateien sind Sicherungsdateien, mit deren Hilfe die Ergebnisse einer bereits durchgeführten Simulation zu einem bestimmten Zeitpunkt reproduziert werden können. Dabei stammen die Neustartdateien für die Testläufe von der Referenzsimulation. Die Neustartdateien wurden alle 30 Tage in dem Simulationszeitraum von 1968 bis 1999 erstellt. Die Testläufe sind letztlich bei Simulationsbeginn abgesehen von den manipulierten Bodenfeuchtwerten mit der Referenzsimulation identisch, sodass sich die Simulation ausschließlich über den Boden unterscheidet.

Für die Untersuchung des Einflusses der Bodeninitialisierung auf mittelfristige Trends werden Sensitivitätsexperimente mit einer Dauer von einer Dekade durchgeführt. Insgesamt beinhaltet die Sensitivitätsstudie mit der Referenzsimulation sechs verschiedene Simulationen (Tab. 3.2). Der Simulationszeitraum für die Sensitivitätsstudie wurde mit Hilfe des effektiven Trockenheitsindex bestimmt (Kap. 3.2.1). Dabei wurde darauf geachtet, dass die extreme Trockenperiode des Jahres 1976 in dem Zeitraum und außerhalb des Vorlaufs lag. Diese Trockenperiode fand großflächig statt und ist bei der Untersuchung auf kritische Zeiträume unter Verwendung des EDI in nahezu ganz Europa wieder zu finden. In Forschungsarbeiten wurde gezeigt, dass die Initialisierung der Bodenfeuchte einen signifikanten Einfluss auf Trockenheit und Starkniederschläge besitzt (Conil et al., 2009).

Der Einfluss der Initialisierung auf den Boden und die Atmosphäre wird anhand folgender Punkte untersucht.

1. Eine zeitliche Verschiebung des Startzeitpunktes der Simulation.
2. Eine trockene und feuchte Initialisierung.
3. Die Änderungsstärke der Startwerte für die Bodenfeuchte.

Hierzu wurden beim dritten Punkt die Startwerte der Bodenfeuchte halbiert, um 15 % reduziert oder um 15 % erhöht. Damit das Porenvolumen in manchen Gitterpunkten nicht überschritten wurde, fand lediglich eine Erhöhung um 15 % statt. Eine Halbierung der Bodenfeuchtwerte wurde gewählt, um eine extreme Situation für den Boden zu erstellen und somit die Auswirkungen solch einer Initialisierung auf das Gedächtnis des Bodens zu testen.

Das Bodenfeuchteprofil zum Initialisierungszeitpunkt am 1. September 1972 00 UTC zeigt in der Referenzsimulation im Süden von Mitteleuropa und in den Alpen einen relativ feuchten Boden (30 - 40 Vol. %) bis in ca. 0,5 m Tiefe (Abb. 3.10). Dies ist beim Vergleich mit den jahreszeitlichen Schwankungen der Bodenfeuchte daran zu erkennen, dass der volumetrische Bodenwassergehalt über Mitteleuropa gemittelt im September 1972 höher als das langjährige Monatsmittel

Tabelle 3.2: Der Startzeitpunkt, das Ende und die prozentuale Änderung der Bodenfeuchtwerte für jeden Testlauf. Für den weiteren Verlauf der Studie erhalten die einzelnen Testläufe Abkürzungen mit folgender Bedeutung. Der erste Buchstabe kennzeichnet die Änderungsstärke der Bodenfeuchtwerte. *G* steht für gemäßigt trocken, *T* für trocken und *F* für feucht. Nachfolgend wird das Jahr und der Monat des Startzeitpunktes der Initialisierung angegeben.

Testlauf	Start	Änderung	Ende
G72Sep	01.09.1972 00:00 UTC	-15 %	01.01.1983 00:00 UTC
T72Sep	01.09.1972 00:00 UTC	-50 %	01.01.1983 00:00 UTC
F73Jan	01.01.1973 00:00 UTC	+15 %	01.01.1983 00:00 UTC
T73Jan	01.01.1973 00:00 UTC	-50 %	01.01.1983 00:00 UTC
F73Jun	01.06.1973 00:00 UTC	+15 %	01.01.1983 00:00 UTC

von 25 Vol. % ist (Abb. 3.4). In Mitteleuropa beträgt zu dem Zeitpunkt der effektive Trockenheitsindex  $EDI = 0,6$ , was noch unterhalb der Einstufung gemäßigter Nässe ( $1 \leq EDI < 1,5$ ) liegt (Abb. 3.8, Tab. 3.3). Ein feuchter Boden ist im nördlichen Teil der Iberischen Halbinsel in Schicht 6 und 9 zu sehen. Das langjährige Monatsmittel liegt im September 1972 in Schicht 6 geringfügig über 15 Vol. %. Der Boden ist somit für das semiaride Klima mit Werten von 20 - 30 Vol. % deutlich feuchter als das Monatsmittel. Der Mittelmeerraum zeigt ebenfalls für diesen Zeitpunkt einen sehr feuchten Boden. In Skandinavien ist der Boden im September 1972 trockener als üblich. Der effektive Trockenheitsindex beschreibt diesen Zeitpunkt in Skandinavien als starke Trockenheit.

Tabelle 3.3: Effektiver Trockenheitsindex (EDI) berechnet aus den Modelldaten der Referenzsimulation zu den Initialisierungszeitpunkten in den einzelnen Auswertebieten.

EDI	BI	IP	FR	ME	SC	AL	MD	EA
01.09.1972 00 UTC	-1,4	+2,0	+0,7	+0,6	-1,8	+1,1	+3,3	+1,0
01.01.1973 00 UTC	-1,2	+0,9	-0,9	-1,5	-0,8	-0,3	+0,9	-1,2
01.06.1973 00 UTC	-0,6	+0,7	-0,6	0	+0,3	-0,4	+0,9	-0,9

Bei der Betrachtung des Bodenfeuchteprofils in der Referenzsimulation am 1. Januar 1973, ist im Norden von Mitteleuropa ein trockener Boden und im Süden ein für den Monat normaler Boden zu erkennen. Im Norden der Iberischen Halbinsel ist der Boden mit Werten über 30 Vol. % relativ feucht und liegt damit oberhalb des langjährigen Monatsmittels. Vom effektiven Trockenheitsindex wird dieser Zeitpunkt in dem Gebiet als gemäßigte Trockenheit eingestuft (Abb. 3.9).

Am 1. Juni 1973 besitzen die Auswertebiete Mitteleuropa und die Iberische Halbinsel normale Bodenfeuchtwerte, wie es ebenso vom effektiven Trockenheitsindex berechnet wurde. Zu diesem Zeitpunkt zeigt jedes Auswertebiet einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq EDI \leq 1$ ).

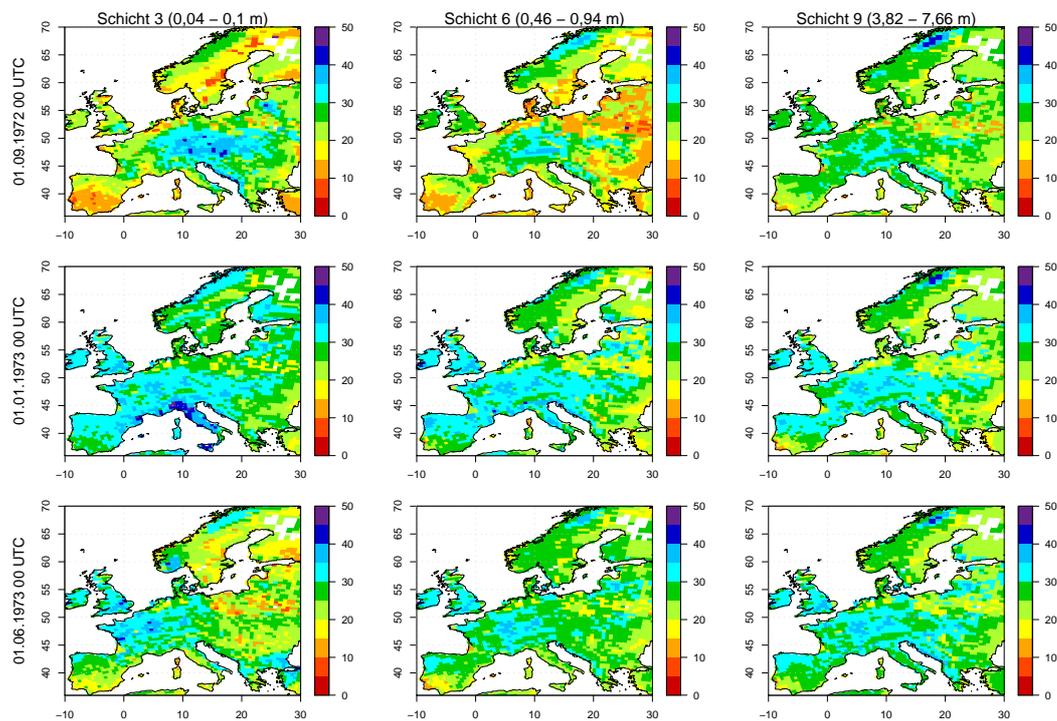


Abbildung 3.10: Der volumetrische Wassergehalt [Vol. %] in der Referenzsimulation zu den Initialisierungszeitpunkten (Reihe) in den Bodenschichten 3, 6 und 9 (Spalte). Alle Gitterelemente mit einem volumetrischen Wassergehalt über 50 Vol. % sind vom Bodentyp Torf und durch die Skaleneinstellung unberücksichtigt.

# 4. Einfluss der Initialisierung auf den Boden

Die Bodenfeuchte und deren Änderung war ausschlaggebend für den Verlauf der Simulation, da es bei der Initialisierung keine Veränderung der restlichen Variablen im Modellgebiet gab. Hierzu wird zunächst der Boden untersucht, weil dieser unmittelbar durch die Initialisierung der Bodenfeuchte betroffen ist. Im Detail wird auf die grundsätzliche Änderung des Bodens in den Auswertebereichen während des Simulationszeitraumes und auf das Einschwingverhalten der einzelnen Testläufe (Tab. 3.3) eingegangen.

## 4.1 Bodenfeuchte

Das Verhalten und die Anpassung der Bodenfeuchtwerte aus den Testläufen nach der Auslenkung aus dem Gleichgewicht gegenüber der Referenzsimulation innerhalb der Dekade wird mit der Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (RMSD) untersucht (Kap. 2.3.2). Hierfür wurde der RMSD für die Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in jeder Schicht gebildet. Dieser wurde für alle Auswertebereiche berechnet. Wegen der Überschaubarkeit wurden Schicht 3, 6 und 9 herausgegriffen (siehe Tab. 2.2). Die oberste Schicht wurde nicht genommen, weil sie sensitiv auf Niederschlag reagiert und daher größeren Schwankungen unterliegt. Zwischen den Schichten 2 bis 4 (0,01-0,22 m) treten keine größeren Unterschiede auf. Schicht 5 und Schicht 6 (0,22-0,94 m) sind sich relativ ähnlich. Bei beiden ist eine geglättete Amplitude zu sehen. Die letzten vier Schichten (0,94-15,34 m) sind, wie bereits in Kap. 3.1 erwähnt, nahezu identisch.

Zuerst wird der RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in **Mitteleuropa** betrachtet (Abb. 4.1). Dargestellt ist Testlauf T73Jan, beim dem die Bodenfeuchte am 01.01.1973 00 UTC um 50 % reduziert wurde (Tab. 3.2). Zu Beginn der Simulation treten in Mitteleuropa die größten Abweichungen in der Bodenfeuchte auf, die im Laufe der Zeit in den Schichten unterschiedlich lang abnehmen und schließlich in eine Schwingung übergehen. Nachdem sich Schicht 3 (0,04-0,10 m) eingeschwungen hat, sind in dieser Schicht in den einzelnen Jahren die Maxima bis zum Ende der Simulation immer zu den Sommermonaten Juni, Juli und August zu finden. Die größten Abweichungen sind in dieser Abbildung in Schicht 3 wegen der Nähe zur Erdoberfläche und der daraus folgenden Sensitivität des Bodens auf Niederschlag zu erkennen. Die Abweichungen werden mit zunehmender Tiefe immer kleiner. Die Maxima treten in den tiefe-

ren Schichten meistens zu einem späteren Zeitpunkt auf als in den höherliegenden Schichten. In Schicht 9 sind die Abweichungen weniger markant. Größere Abweichungen von der Referenzsimulation, egal in welcher Schicht, finden bis zum Ende der Simulation statt. Die RMSD-Werte gehen in den Wintermonaten beim Erreichen der Minimalwerte nicht auf 0 Vol. % zurück. Diese liegen geringfügig oberhalb davon. Damit ist zu keinem Zeitpunkt eine Übereinstimmung mit der Referenzsimulation gegeben.

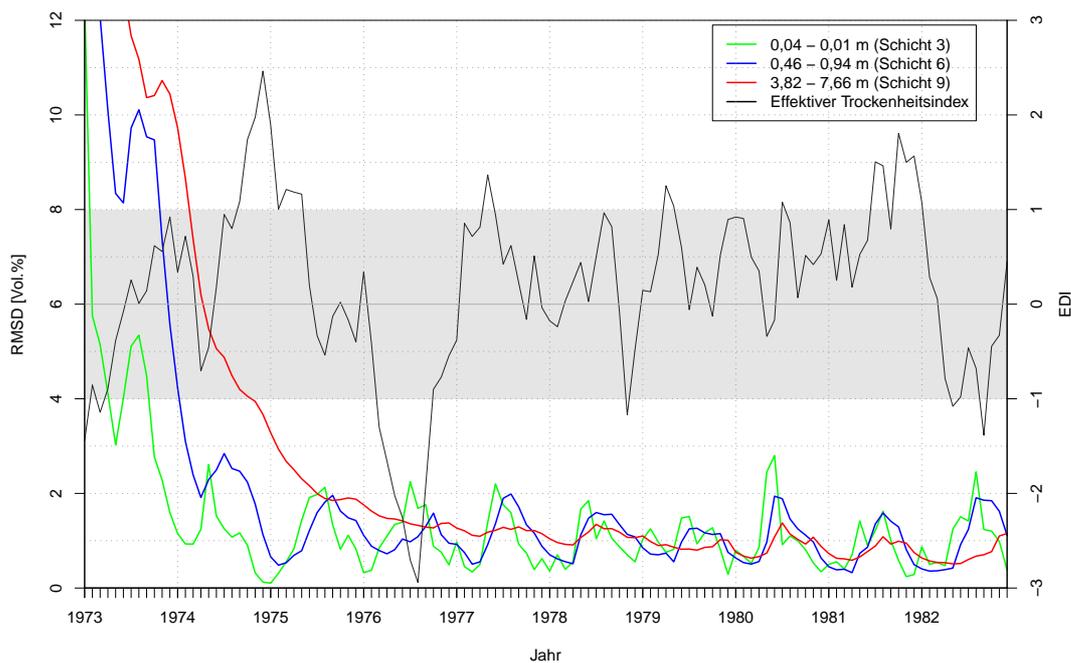


Abbildung 4.1: RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts in unterschiedlichen Schichten und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex EDI (Skala rechts) in dem Auswerteggebiet **Mittleuropa** (T73Jan). Der graue Bereich gibt einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq \text{EDI} \leq 1$ ) an.

Abgesehen von der Einschwingphase in den ersten beiden Jahren ist im Juni 1980 im Testlauf T73Jan die größte Abweichung in Schicht 3 mit rund 2,8 Vol. % zu finden, obwohl zu diesem Zeitpunkt der Zustand des Bodens vom Monatsmittel des EDI als normal eingestuft wird und das Jahr keine extremen Perioden aufweist. Nur im Juli 1980 verzeichnet der EDI eine gemäßigte Nässe. Die nächstgrößere Abweichung entsteht zwei Jahre später im August mit rund 2,5 Vol. %. Auch hier befindet sich der Boden in einem normalen Zustand, bei dem er erst einen Monat später in eine gemäßigte Trockenheit übergeht. Im Jahr 1976, in dem extreme Trockenheit herrschte, erreicht die Abweichung in diesem Testlauf den drittgrößten Wert mit rund 2,3 Vol. %.

Wird die Schicht 3 der einzelnen Testläufe untereinander verglichen (Abb. 4.2), so ist bei allen Testläufen in Mittleuropa ein ähnlicher Verlauf erkennbar. Am häufigsten treten die Maxima im Sommer auf, in seltenen Fällen sogar im Mai und September. Die Maxima werden von je-

dem Testlauf unterschiedlich stark und teilweise in anderen Monaten abgebildet. Testlauf T73Jan weicht im ersten Monat am stärksten von der Referenzsimulation ab, obwohl im Testlauf T72Sep die Bodenfeuchte ebenfalls um 50 % reduziert wurde. Dies gilt auch für die anderen Auswertebereiche. Der Grund dafür ist der hohe volumetrische Wassergehalt während des Winters (Abb. 3.4 und 3.5), der sich bei der Halbierung der Werte und der damit einhergehenden größeren Differenz beim RMSD bemerkbar macht. Auf die Einschwingdauer hat das keinen Einfluss, wie sich in Kapitel 4.3 zeigen wird. Ebenfalls gehen hier in keinem Testlauf die RMSD-Werte auf 0 Vol. % zurück.

Hervorzuheben ist, dass eine feuchte Initialisierung des Bodens eine verstärkte Abweichung bei der extremen Trockenperiode im Jahr 1976 hervorruft (Abb. 4.2). Dort besitzen Testlauf F73Jan und F73Jun im Juli auffallende Ausreißer, die wesentlich größer (ungefähr 1 Vol. %) als die anderen Testläufe sind. Im nachfolgenden Jahr zeigen F73Jan, F73Jun und G72Sep im August eine größere Abweichung gegenüber der Referenzsimulation, während die Maxima von T72Sep und T73Jan im Juni vorzufinden sind. Auch hier weicht F73Jan stärker als die anderen Testläufe von der Referenzsimulation ab. Ansonsten sind die Abweichungen von F73Jan kleiner oder gleich groß wie in den restlichen Testläufe. Im Jahr 1980 besitzt Testlauf T72Sep einen Ausreißer, wo ebenfalls T73Jan eine große Abweichung zeigt. Letztendlich ist der zeitliche Verlauf der Bodenfeuchte abhängig vom Testlauf, d.h. vom Initialisierungszeitpunkt, von der Erhöhung oder Verringerung der Anfangswerte und der Stärke seiner Änderung.

Wie in Mitteleuropa reagieren auch die Schichten nahe der Erdoberfläche im Auswertebereich **Iberische Halbinsel** am stärksten auf Niederschlagsänderungen und das ebenfalls zu den Sommermonaten (Abb. 4.3). Die Kurven der drei aufgeführten Schichten nähern sich ebenso nicht der Referenzsimulation an, sondern bleiben oberhalb eines Schwellwertes von ungefähr 0,3 Vol. %. Beim Vergleich der Testläufe untereinander zeigt sich auf der Iberischen Halbinsel ein nahezu gleiches Verhalten mit wenigen Ausnahmen. Im Testlauf T72Sep gibt es im Juli 1979 in Schicht 3 einen größeren Ausreißer, der eine mittlere Abweichung von 3,5 Vol. % im Gebiet beschreibt (siehe Anhang, Abb. A.3). Der wesentliche Unterschied zwischen der Iberischen Halbinsel und Mitteleuropa besteht in der Abnahme der hohen monatlichen RMSD-Werten zu Simulationsbeginn ab einer Tiefe von 0,94 m (Schicht 7). Diese benötigt auf der Iberischen Halbinsel mehr Zeit als in Mitteleuropa bis das Abklingen der anfänglich hohen RMSD-Werte in eine jahreszeitliche Schwingung übergeht.

Die Britischen Inseln, die Alpen, und Frankreich zeigen wie Mitteleuropa, je nach Betrachtung des Testlaufs, während der extremen Trockenheit im **Jahr 1976** größere Abweichungen in Schicht 3. Für den Testlauf F73Jan ist der RMSD in diesem Jahr in Frankreich das deutlichste Maximum (siehe Anhang, Abb. A.3). **Skandinavien** besitzt ein abweichendes Verhalten im Jahr 1976. Der RMSD hält sich in Schicht 3 auf einem konstanten Wert (bis zu 2 Vol. %) über den Winter hinweg bis in das nächste Jahr (Abb. 4.4). Normalerweise gehen die Abweichungen im Winter auf ein Minimum zurück. Bei den extrem trockenen Simulationen tritt dieses Verhalten stärker hervor (siehe Anhang, Abb. A.4). In den unteren Schichten bleiben in Skandinavien bis Simulationende die Unterschiede sehr hoch. Teilweise haben sich die Werte vom RMSD nicht an das Referenzniveau angepasst und klingen weiterhin ab. Insbesondere in Schicht 9 ist das zu sehen.

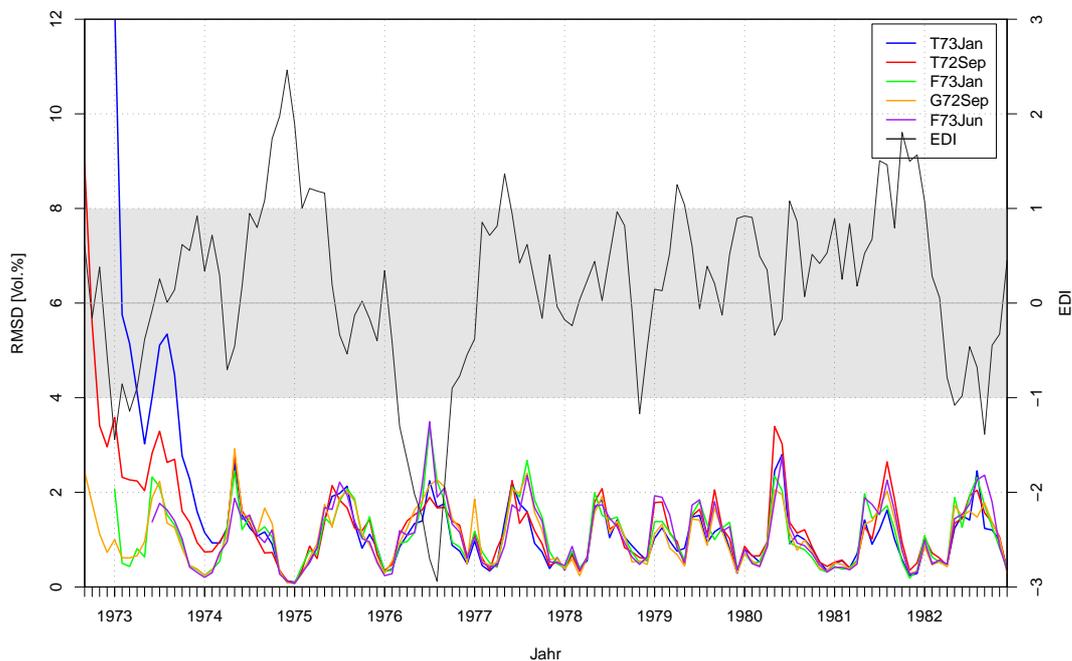


Abbildung 4.2: RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in Schicht 3 (0,04 - 0,10 m) für alle Testläufe und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex EDI (Skala rechts) in dem Auswertebereich **Mitteleuropa**. Der graue Bereich gibt einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq \text{EDI} \leq 1$ ) an.

Hingegen im feuchten Testlauf F73Jan passen sich die Schichten in Skandinavien schneller einen eingeschwungenen Zustand an. Kein anderes Auswertebereich zeigt ein solch stark abweichendes Verhalten bei einer trockenen Initialisierung. Daraus lässt sich schließen, dass das Auswertebereich Skandinavien am stärksten auf eine Initialisierung der Bodenfeuchte reagiert und bei einer trockenen Initialisierung am meisten Zeit benötigt, bis es ein dynamisches Gleichgewicht erreicht hat.

Wie bereits erwähnt sind in den Testläufen die Abweichungen der Bodenfeuchte zur Referenzsimulation von der Jahreszeit abhängig. Es treten hauptsächlich relativ geringe RMSD-Werte im Winter und hohe RMSD-Werte im Sommer bis in einer Tiefe von 0,22 m (bis Schicht 4) auf (Abb. 4.1 - 4.4). Unterhalb dieser Schicht verschieben sich die hohen und niedrigen RMSD-Werte zeitlich (vgl. Abb. 4.1). Die Abweichungen von der Referenzsimulation bei Trocken- oder Feuchtperioden machen sich nur im geringen Maße beim RMSD in den Monaten von Dezember bis Februar bemerkbar. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 4.5) beweist dies exemplarisch für die genannten Bodenschichten in Mitteleuropa. Die in geringer Anzahl vorhandenen hohen RMSD-Werte stammen vom Einschwingprozess und müssen nicht berücksichtigt werden. Grundsätzlich ist eine Ordnung der jahreszeitlichen Werte zu sehen. Die RMSD-Werte des Winters befinden sich in großer Anzahl auf der linken Seite bei den niedrigen RMSD-Werten, ungeachtet welchen Wert die Bodenfeuchte

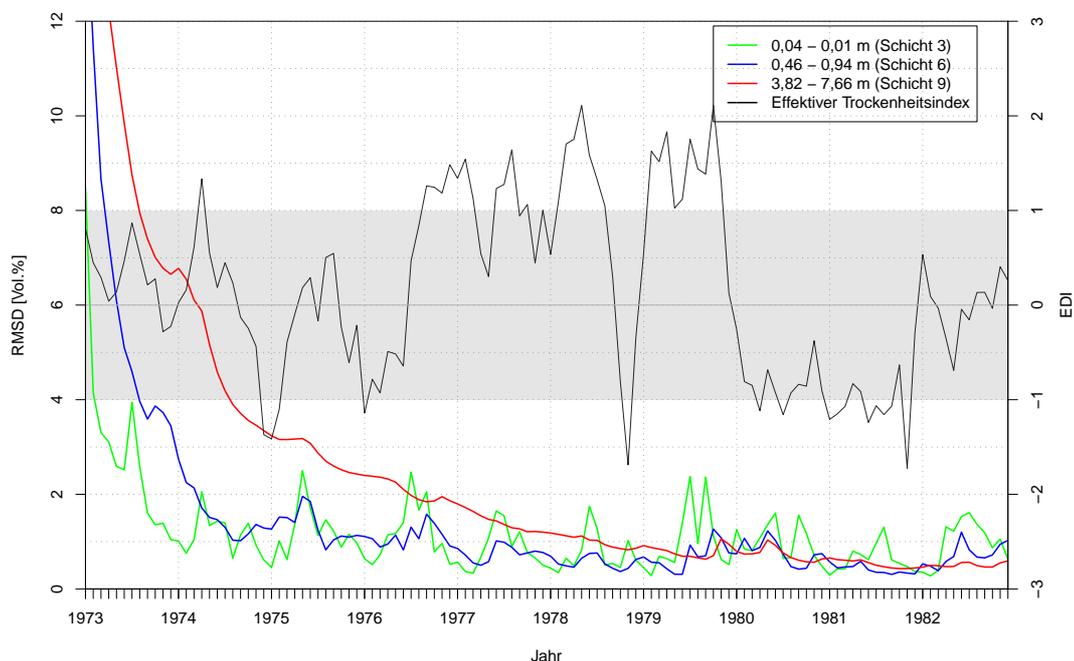


Abbildung 4.3: RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts in unterschiedlichen Schichten und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex EDI (Skala rechts) in dem Auswertebiet **Iberische Halbinsel** für Testlauf T73Jan. Der graue Bereich gibt einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq \text{EDI} \leq 1$ ) an.

annahme und wie der atmosphärische Zustand in dem entsprechenden Monat war. Am häufigsten treten die Werte aus den Sommermonaten auf der rechten Seite bei den hohen Abweichungen auf. Dazwischen liegen die Werte des Frühlings und des Herbsts. Jedes Auswertebiet und jeder Testlauf zeigt diese Anordnung. In den Schichten die unterhalb von 0,22 m liegen, verschiebt sich das Maximum der Abweichungen nach der Einschwingphase mit zunehmender Tiefe zeitlich stets weiter gegen den Herbst, denn es vergeht eine gewisse Zeit, bis die Niederschlagssignale von der obersten Schicht nach unten transportiert werden.

Es wurde gezeigt, dass Gebiete unterschiedlich stark von einer Initialisierung des Bodens betroffen sind bzw. im weiteren Verlauf der Simulation beeinflusst werden. Wird nach einem eingeschwungenen Verhalten vom RMSD gesucht, so findet sich dieses abhängig vom Auswertebiet und der Initialisierung frühestens nach den ersten zwei Jahren in den unteren Schichten wieder (siehe Kapitel 4.3). Skandinavien stellt hier mit dem Einschwingverhalten einen Sonderfall dar. Ein weiterer Punkt ist die jahreszeitliche Abhängigkeit der Abweichungen der Testläufe von der Referenzsimulation. Im Winter erfolgt eine geringere Beeinflussung der Bodenfeuchte und damit einer besseren Übereinstimmung mit der Referenzsimulation. Weiterhin gehen die Zeitreihen mit den RMSD-Werten nie ganz auf Null zurück und zeigen damit keine Übereinstimmung mit der Referenzsimulation. Nach dem eingeschwungenen Zustand fluktuieren die RMSD-Werte

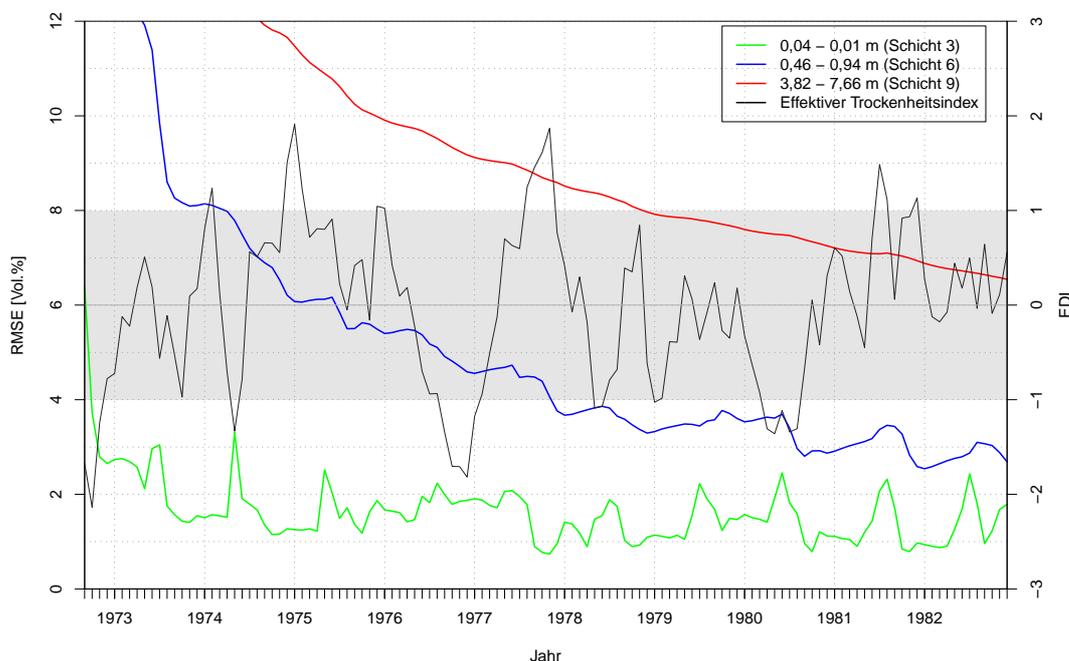


Abbildung 4.4: Wie Abb. 4.3, hier für Testlauf T72Sep und das Auswertegbiet **Skandinavien**.

dauerhaft in den zehn Jahren zwischen 0 und 4 Vol. %. In Osteuropa, Skandinavien und im Mittelmeerraum halten sich die Werte im Winterhalbjahr immer oberhalb eines Schwellwertes ( $\text{RMSD} > 0,4$  Vol. %). Somit besitzen die genannten Auswertegebiete bei der Bodenfeuchte die größten Abweichungen gegenüber der Referenzsimulation. Dagegen nähern sich die Britischen Inseln am meisten der Referenzsimulation an, mit einer minimalen mittleren Abweichung von 0,05 Vol. %. Die Abweichungen der Bodenfeuchte hängen mit der Niederschlagsverteilung zusammen. Daher müssen die Ursachen für die jahreszeitlichen Abweichungen am Niederschlag liegen und anhand diesem genauer untersucht werden (siehe Kap. 5).

## 4.2 Bodentemperatur

Es stellt sich die Frage, inwiefern sich die Initialisierung der Bodenfeuchte auf die Bodentemperatur auswirkt. Die thermischen Prozesse im Boden sind abhängig von der Bodenfeuchte. Diese Abhängigkeit ist im Boden-Vegetationsmodell TERRA\_ML in der Wärmeleitungsgleichung (Gl. 2.17) bei der volumetrischen Wärmekapazität  $\rho c$  (Gl. 2.18) vorzufinden. Die Wärmekapazität setzt sich zusammen aus der Wärmekapazität für trockenen Boden, für Wasser und für Eis. Die Wärmekapazität für trockenen Boden ist ausschließlich abhängig vom Bodentyp (Tab. 2.3). Bei Ton ist diese am höchsten und bei Torf am niedrigsten. Die Wärmekapazität für Wasser ist direkt vom volumetrischen Wassergehalt abhängig. Außerdem ist die Wärmekapazität umso geringer, je

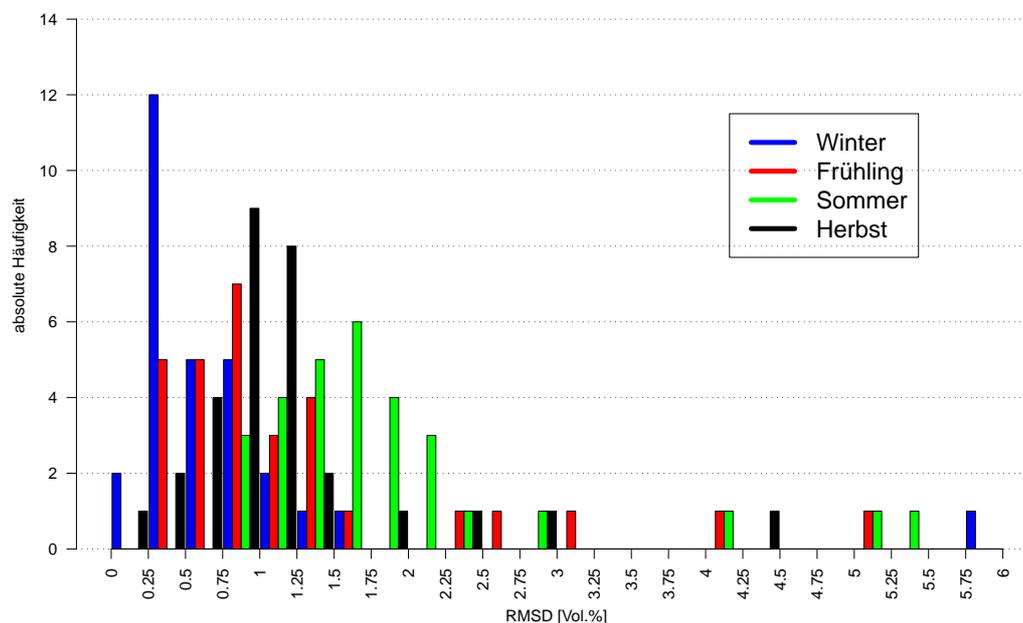


Abbildung 4.5: Absolute Häufigkeit für die jahreszeitliche Verteilung des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in Schicht 3 (0,04 - 0,10 m) in Abhängigkeit von der Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (RMSD) in **Mitteleuropa** (T73Jan). Die Klassenbreite beträgt 0,25 Vol. % und auf der Abszisse sind die untere und obere Klassengrenze angegeben.

mehr Eis in einem Bodenvolumen enthalten ist. Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_w$ , die ebenfalls in der Wärmeleitungsgleichung enthalten ist, ist abhängig von Bodenparametern wie der Feldkapazität, jedoch unabhängig von der Bodenfeuchte. Somit ergibt sich bei einer Reduzierung der Bodenfeuchtwerte eine schnellere zeitliche Änderung der Bodentemperatur als bei einer Erhöhung.

Analog zur Bodenfeuchte existieren für die Bodentemperatur zehn Bodenschichten mit gleichen Hauptflächen  $z_{m,k}$  (Tab. 2.2). Die unterste Schicht (7,66 - 15,34 m) ist die sogenannte klimatologische Schicht mit zeitunabhängigen Temperaturwerten, d.h. keinem Jahresgang. Als klimatologischer Wert dient der Jahresmittelwert der Lufttemperatur in 2 m Höhe und wird jedem Gitterpunkt als Randwert bei Simulationsbeginn vorgegeben.

Bei der Betrachtung der Bodentemperatur in **Mitteleuropa** ist ein Einschwingverhalten im Testlauf T73Jan in den untersten Schichten schwach zu erkennen (Abb. 4.6). Im ersten Sommerhalbjahr weicht die Bodentemperatur aus diesem Testlauf am stärksten von der Referenzsimulation ab, wobei jede Schicht unterschiedlich starke Abweichungen aufweist. Im Gegensatz zur Bodenfeuchte sind bei der Bodentemperatur die Schichten 7 bis 10 nicht mehr nahezu identisch, wie bei Schicht 8 und Schicht 9 zu sehen. Die vorletzte Schicht (Schicht 9) zeigt nach anfänglichem Anstieg der RMSD-Werte nach ungefähr einem Jahr ein Einschwingverhalten und benötigt mehrere Jahre bis sie eingeschwungen ist. Anschließend ist diese Schicht keinen großen Abweichungen

unterworfen und nimmt nahezu konstante RMSD-Werte der Bodentemperatur an, die knapp oberhalb von 0 K liegen. Auch hier gleicht sich die Bodentemperatur in den Bodenschichten aus den Testläufen nicht der Bodentemperatur aus der Referenzsimulation an. Ausgenommen ist hierbei die letzte Bodenschicht. In der klimatologischen Schicht sind keine Unterschiede zwischen Referenzsimulation und Testlauf, aufgrund der für die Simulation vorgegebenen konstanten Randwerte, zu sehen. Daher besitzt diese Schicht identische Werte. Im Mai 1980 und Juli 1982 heben sich bei der Bodentemperatur in der oberen Schichten hohe RMSD-Werte hervor, die gleichermaßen beim RMSD der Bodenfeuchte auftraten (Abb. 4.1).

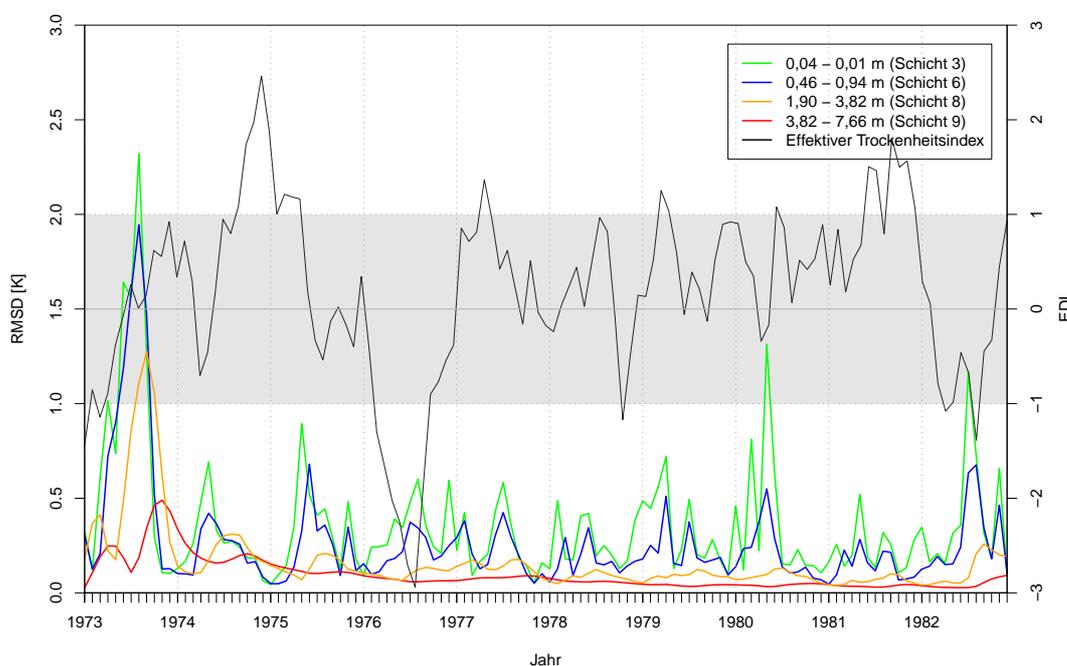


Abbildung 4.6: RMSD für das Monatsmittel der Bodentemperatur [K] in unterschiedlichen Bodenschichten und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex (Skala rechts) in dem Auswertebereich **Mitteleuropa** für Testlauf T73Jan. Der graue Bereich gibt den normalen Zustand des Bodens an.

Bei der Bodentemperatur zeigt Skandinavien erneut wie bei der Bodenfeuchte ein abweichendes Verhalten (Abb. 4.7). In diesem Auswertebereich unterscheiden sich im Testlauf T73Jan die Werte im Mittel im ersten Monat der Simulation, Januar 1973, in der obersten Schicht um 5 K von der Referenzsimulation. Die Abweichung nimmt mit der Tiefe bis in Schicht 8 (ca. 4 m) zu und nicht ab, wie in Mitteleuropa beobachtet. Dementsprechend benötigen die unteren Schichten mehr Zeit, um abhängig von der Bodenfeuchte ein dynamisches Gleichgewicht zu erhalten. In der Referenzsimulation bewegen sich die Monatsmittelwerte der Bodentemperaturen in Schicht 8 (1,90 - 3,82 m) im Januar 1973 zwischen 271 und 281 K. Während der Median  $T_{soil8,med} = 275 K$  und das obere Quartil  $T_{soil8,q.75} = 278 K$  im Testlauf und in der Referenzsimulation unge-

fähr gleich bleiben, unterscheidet sich das untere Quartil. Bei der Referenzsimulation sind es  $T_{soil8,q.25} = 273 \text{ K}$  und bei Testlauf T73Jan  $T_{soil8,q.25} = 266 \text{ K}$ . Der Interquartilabstand verbreitert sich von 5 K auf 12 K in dem Testlauf. Folglich nimmt im Testlauf die Bodentemperatur in einigen Gitterelementen im ersten Monat der Simulation ab.

Im Testlauf T73Jan sind im Januar im polaren Teil Skandinaviens hauptsächlich die Gitterelemente im nördlichen bzw. polaren Teil des Gebietes von einer Temperaturabnahme betroffen. Vor allem zeigt der Bodentyp Torf eine Temperaturabnahme. Dieser Bodentyp besitzt im Vergleich zu den anderen Bodentypen die niedrigste volumetrische Wärmekapazität für trockenen Boden  $\rho_0 c_0$  und den höchsten volumetrischen Wassergehalt. Folglich führt die Reduzierung der Bodenfeuchte um die Hälfte bei Torf zu einer stärkeren Gewichtung der Wärmekapazität für Wasser  $\rho_w c_w$  und somit zu einer kleineren Wärmekapazität  $\rho c$  (Gl. 2.18). Dadurch können die Temperaturen von der Oberfläche schneller als bei Normalzustand des Bodens in die darunterliegenden Bodenschichten weitergeleitet werden.

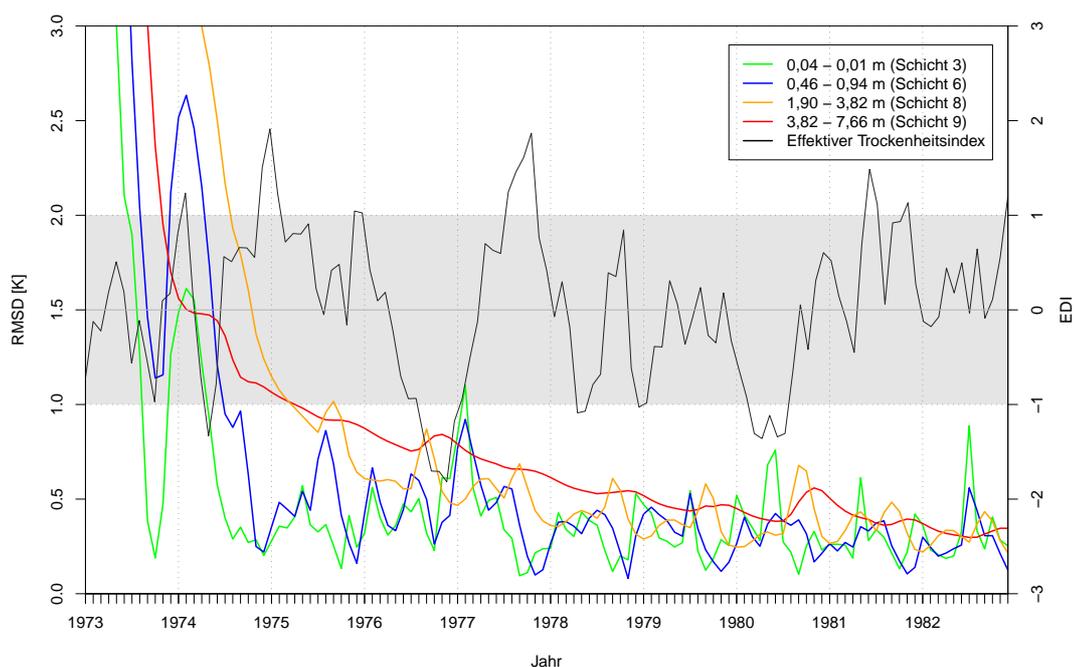


Abbildung 4.7: Wie Abb. 4.6, hier für Testlauf T73Jan und das Auswertegbiet **Skandinavien**.

Wie Testlauf T73Jan besitzt auch Testlauf T72Sep in Skandinavien die größten Abweichungen gegenüber der Referenzsimulation. Die maximale Abweichung in allen Schichten tritt in Testlauf T72Sep in Schicht 8 (1,90 - 3,82 m) im ersten Monat der Simulation im September 1972 auf. Hierbei bewegen sich die Monatsmittelwerte der Bodentemperatur in der Referenzsimulation in dieser Schicht im September 1972 zwischen 270 und 281 K. Hier beträgt im Testlauf das untere Quartil  $T_{soil8,q.25} = 265 \text{ K}$ , der Median  $T_{soil8,med} = 278 \text{ K}$  und das obere Quartil  $T_{soil8,q.75} =$

282 K. In der Referenzsimulation beträgt das untere Quartil  $T_{soil8,q.25} = 273$  K, der Median  $T_{soil8,med} = 274$  K und das obere Quartil  $T_{soil8,q.75} = 277$  K. Der Interquartilabstand verbreitert sich durch die Bodeninitialisierung von 3 K auf 17 K.

Im Testlauf F73Jan sind in Skandinavien die Abweichungen in der Anfangsphase der Simulation geringer als bei den trockenen Initialisierungen (Abb. 4.8). In diesem Fall zeigt Schicht 9 im ersten Monat der Simulation die größten Abweichungen gegenüber der Referenzsimulation. In Schicht 9 treten im Januar 1973 in diesem Auswertebereich keine Unterschiede beim Median  $T_{soil9,med} = 276$  K und oberen Quartil  $T_{soil9,q.75} = 279$  K zwischen Testlauf und Referenzsimulation auf. Das untere Quartil verschiebt sich lediglich von  $T_{soil9,q.25} = 273,0$  K auf  $T_{soil9,q.25} = 273,1$  K beim Testlauf. In diesem Testlauf besitzt der Boden wie in den anderen Testläufe im gesamten Modellgebiet einen anderen Zustand, da auch hier keine Übereinstimmung in den Schichten 1 bis 9 (0 bis 7,66 m) mit der Referenzsimulation gegeben ist.

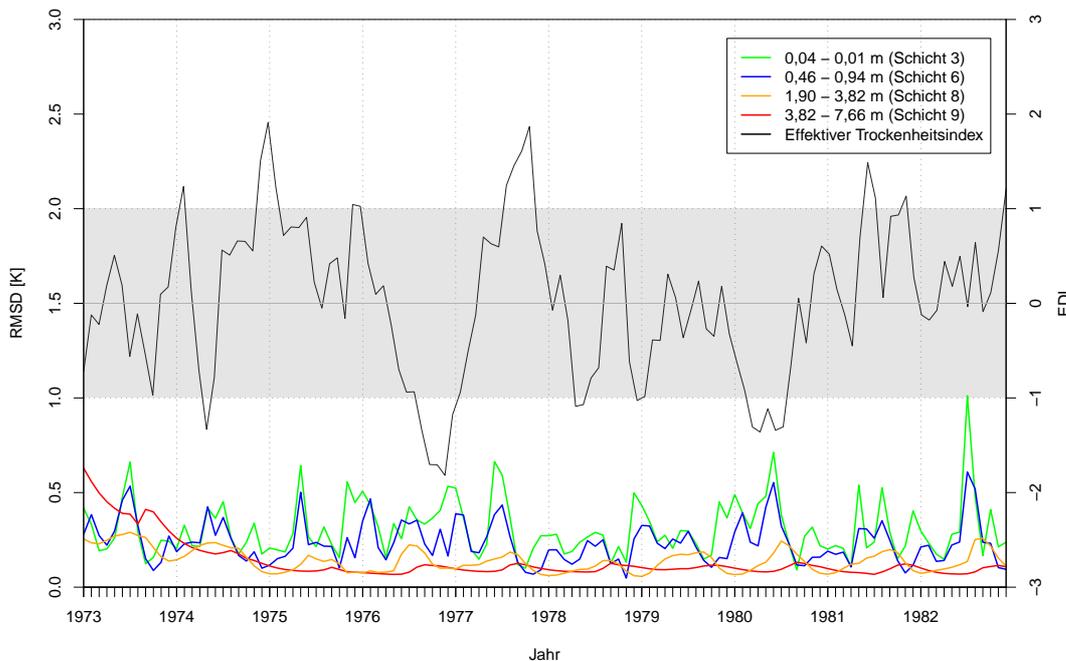


Abbildung 4.8: RMSD für das Monatsmittel der Bodentemperatur in unterschiedlichen Schichten und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex in dem Auswertebereich Skandinavien für Testlauf F73Jan. Der graue Bereich gibt den normalen Zustand des Bodens an.

Die Abweichungen der Bodentemperatur von der Referenzsimulation sind im Vergleich zu den anderen Auswertebereichen in Skandinavien in den Schichten 7 bis 9 (0,94 - 7,66 m) zu Beginn der Testläufe am höchsten. Die selben Bodenschichten zeigten in Skandinavien eine lange Einschwingdauer bei einer trockenen Initialisierung der Bodenfeuchte. In diesen Bodenschichten verfügt Skandinavien in Testlauf T73Jan und T72Sep über die längste Einschwingzeit des Bodens aller Testläufe. Der Grund hierfür sind gefrorene oder aufgetaute Bodenschichten. In diesen

Testläufen zeigte sich eine Temperaturabnahme in Schicht 8 zu Simulationsbeginn, was auf eine Zunahme von Frostboden hindeutet. Tatsächlich sind in dieser Schicht in den ersten beiden Winter bis zu 5% mehr Landgitterpunkte als in der Referenzsimulation vorzufinden, die unterhalb von 273,15 K liegen (Abb. 4.9). Im weiteren Verlauf der Testläufe kehrt sich das Verhältnis der Anzahl der Gitterpunkte mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt um. Alle Testläufe mit einer trockenen Bodeninitialisierung zeigen beim jährlichen Minimum im Herbst die größte Abweichung zur Referenzsimulation, welche sich bis an das Ende der Simulationen hält. Im Herbst liegen bei Testlauf T73Jan und T72Sep bis zu 5% weniger Landgitterpunkte unter dem Gefrierpunkt als in der Referenzsimulation. Folglich gibt es in dieser Jahreszeit mehr aufgetaute Gitterelemente in der Bodenschicht. Die feuchten Testläufe F73Jan und F73Jun unterscheiden sich bei der Anzahl der Gitterpunkte unter dem Gefrierpunkt nur geringfügig von der Referenzsimulation.

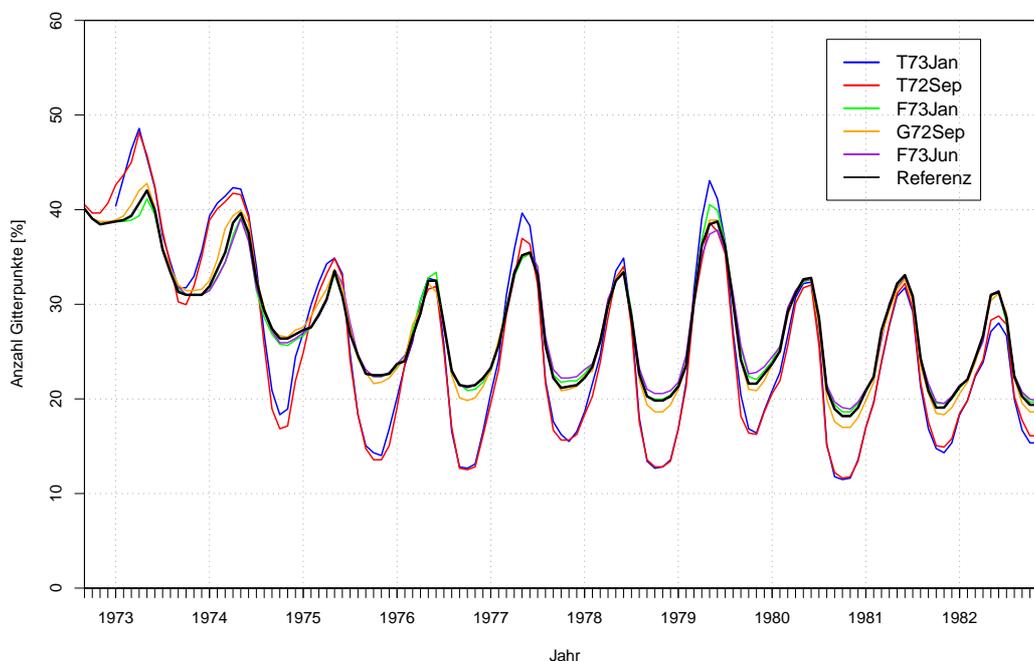


Abbildung 4.9: Prozentualer Anteil der Landgitterpunkte in **Skandinavien** mit einer Bodentemperatur unter 273,15 K für alle Testläufe in Schicht 8 (1,90 - 3,82 m). Die Anzahl der Landgitterpunkte beträgt 671 in Skandinavien.

Bei der Bodentemperatur gilt: je größer die Anomalie der Startwerte der Bodenfeuchte, desto größer die Abweichungen bei der Bodentemperatur. Ebenso beeinflusst die Initialisierung eines feuchten oder trockenen Bodens in Abhängigkeit von der Jahreszeit die Bodentemperatur. Die feuchten Testläufe F73Jan und F73Jun nähern sich am meisten der Referenzsimulation an. Bei einem Vergleich der Auswertgebiete untereinander, auf die geringste Abweichung der Bodentemperatur zur Referenzsimulation, zeigt sich, dass das Auswertgebiet Skandinavien sich am wenigsten wegen dem Phasenwechsel des Bodenwassers an die Referenzsimulation annähert. Ne-

ben Skandinavien wirkt sich die Bodeninitialisierung in dem Auswertebereich Alpen verstärkt auf die Bodentemperatur aus. Am meisten nähern sich die Bodentemperaturen auf den Britischen Inseln an die Referenzsimulation an.

### 4.3 Einschwingdauer der Auswertebereiche

Der Einschwingprozess des Bodenmodells ist ein Angleichungsprozess an sein Gleichgewicht nach einem ungewöhnlichen Wetterereignis (z.B. Trockenheit). Die Zeit des Einschwingens ist abhängig von der Feldkapazität und der Initialisierung der Bodenfeuchte. Zusätzliche Faktoren, die das Einschwingen beeinflussen, sind unter anderem der Niederschlag, die solare Einstrahlung und die Vegetation (Yang et al., 1995). In diesem Kapitel wird nun überprüft, ob die angesetzte Einschwingdauer des Bodens für den Vorlauf für die einzelnen Auswertebereiche zutrifft.

Der eingeschwungene Zustand wird hier über den ersten Durchgang der RMSD-Kurve durch den Median definiert, der sich länger als einen Monat unterhalb dessen befindet. Der Median wird verwendet, weil er robust gegenüber Ausreißer ist. Zur Bestimmung des Medians werden die letzten 5 Jahre betrachtet, da die Kurven in den unteren Schichten langsamer exponentiell abfallen als in den oberen Schichten und ungefähr 5 Jahre brauchen, bis ein eingeschwungener Zustand zu erkennen ist. Nicht immer ist ein deutlich eingeschwungener Zeitpunkt wie in Mitteleuropa vorzufinden (Abb. 4.1). Zum Beispiel ist in Skandinavien selbst nach 10 Jahren bei den extrem trockenen Testläufen T72Sep und T73Jan kein dynamisches Gleichgewicht zu erkennen. Somit gelten die unteren Schichten in diesem Auswertebereich als schwer bestimmbar (Abb. 4.4).

Zu Beginn wird der Testlauf T73Jan mit der um die Hälfte reduzierten Bodenfeuchte betrachtet (Abb. 4.10). Hier stellt sich heraus, dass die Böden in den Auswertebereichen mit zunehmender Tiefe stets mehr Zeit benötigen, bis sie sich eingeschwungen haben. Abgesehen von Skandinavien benötigen alle Auswertebereiche bis Schicht 6 (bis 0,94 m) weniger als 5 Jahre bis sich ein dynamisches Gleichgewicht eingestellt hat. Im Detail bedeutet dies für das Vertikalprofil von Testlauf T73Jan, dass bis in Schicht 3 (bis 0,1 m) alle Auswertebereiche außer Osteuropa und Skandinavien rund eineinhalb Jahre benötigen bis sie eingeschwungen sind. In den Schichten 4 bis 6 (0,1 - 0,94 m) zeichnet sich ein Auseinanderlaufen der Einschwingdauer der verschiedenen Auswertebereiche ab. Dabei vergrößert sich die Zeitspanne der Einschwingdauer der Auswertebereiche auf ein bis drei Jahre. Schicht 7 bis 10 (0,94 - 15,34 m) besitzen in allen Auswertebereichen nahezu identische Bodenfeuchtwerte und weisen demzufolge die gleiche Einschwingdauer auf. Die Einschwingdauer beträgt für jedes Auswertebereiche zwischen 4 und 8 Jahren. Die lange Einschwingdauer der unteren Schichten wird durch den langsamen Wassertransport der Niederschlagssignale von der Erdoberfläche bis in tiefere Schichten bei einem trockenen Boden hervorgerufen. In den unteren Schichten können die Auswertebereiche grob nach ihrer Einschwingdauer charakterisiert werden. Gebiete, die die längste Einschwingdauer besitzen sind Skandinavien, Osteuropa, der Mittelmeerraum und die Iberische Halbinsel.

Mit einem abweichenden Verhalten bezüglich der Einschwingdauer tritt Skandinavien hervor. Dort ist der größte Einfluss der Initialisierung des Bodens auf die Bodenfeuchte in den unteren Schichten zu finden. Skandinavien ist das Gebiet, das in der obersten Schicht am kürzesten und

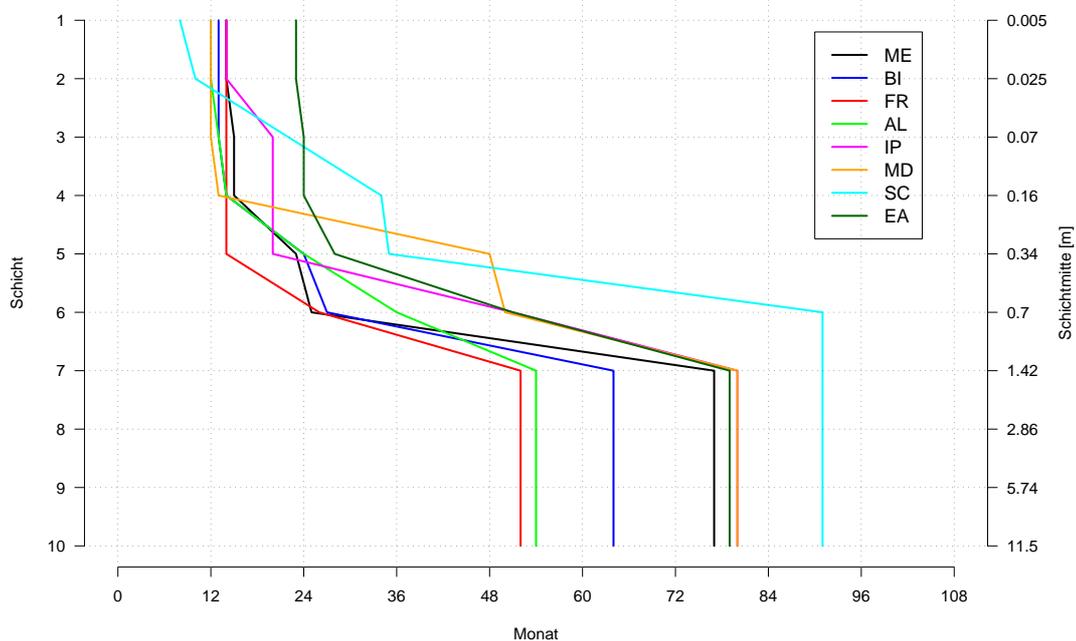


Abbildung 4.10: Eingeschwungener Zustand des Bodens in allen Schichten und Auswertegebieten für den Testlauf T73Jan. Die Namen der Auswertegebiete wurden abgekürzt mit ME (Mitteleuropa), BI (Britische Inseln), FR (Frankreich), AL (Alpen), IP (Iberische Halbinsel), MD (Mittelmeerraum), SC (Skandinavien) und EA (Osteuropa).

ab Schicht 6 (ab 0,46 m) am meisten Zeit benötigt bis es eingeschwungen ist. In den Schichten 7 bis 10 (0,94 - 15,34 m) reicht die angegebene Einschwingdauer von 91 Monate für den Testlauf T73Jan nicht aus, um das dynamische Gleichgewicht zu erreichen. Vermutlich werden mehr als 10 Jahre benötigt (vgl. Abb. 4.4). Das hier verwendete Verfahren zur Ermittlung der Einschwingdauer gibt bei einem nicht eingeschwungenen Zustand der Bodenschicht die tatsächliche Einschwingdauer verfälscht wieder, denn die RMSD-Kurve schneidet den zugehörigen Median immer. Deshalb müssen diese Schichten in dem Auswertegbiet Skandinavien mit Vorsicht betrachtet werden. Der Grund für die lange Einschwingzeit der unteren Schichten in Skandinavien liegt an dem gefrorenen Boden in den oberen und unteren Schichten (siehe Kap. 4.2). Ein vertikaler Wassertransport kann in der Zeit, in dem das Bodenwasser gefroren ist, nicht stattfinden. Dadurch wird das Erreichen des eingeschwungenen Zustands in den unteren Schichten zeitlich hinausgezögert. Darüber hinaus besitzt der häufig vorkommende Bodentyp sandiger Lehm einen Einfluss auf die Einschwingzeit. Dieser Bodentyp benötigt bei einem trockenen Boden mehr Zeit das Wasser abwärts zu transportieren als z.B. der zweithäufigste Bodentyp Lehm (Abb. 4.13).

Ähnlich verhält es sich mit dem Einschwingverhalten in den Auswertegbieten in dem Testlauf T72Sep (siehe Anhang, Abb. A.5). Anders als im Testlauf T73Jan unterscheiden sich alle Auswertegbiete, außer Osteuropa und Skandinavien, bis in eine Tiefe von 0,46 m (bis Schicht 5) gering-

fällig. Diese Auswertebereiche benötigen in diesen Schichten 14 bis 20 Monate zum Einschwingen. Unterhalb von Schicht 5 beginnen die Gebiete sich stärker zu unterscheiden. Skandinavien zeigt ein unverändertes Einschwingverhalten. In der obersten Schicht passt sich das Auswertebereich am schnellsten an und in den unteren benötigt es die längste Zeit. Auch in diesem Testlauf benötigen alle Auswertebereiche zwischen 4 und 8 Jahre bis sie eingeschwungen sind. Dabei benötigen Skandinavien, Osteuropa, der Mittelmeerraum und die Iberische Halbinsel in den unteren Schichten wieder am meisten Zeit, um sich dem dynamische Gleichgewicht anzupassen.

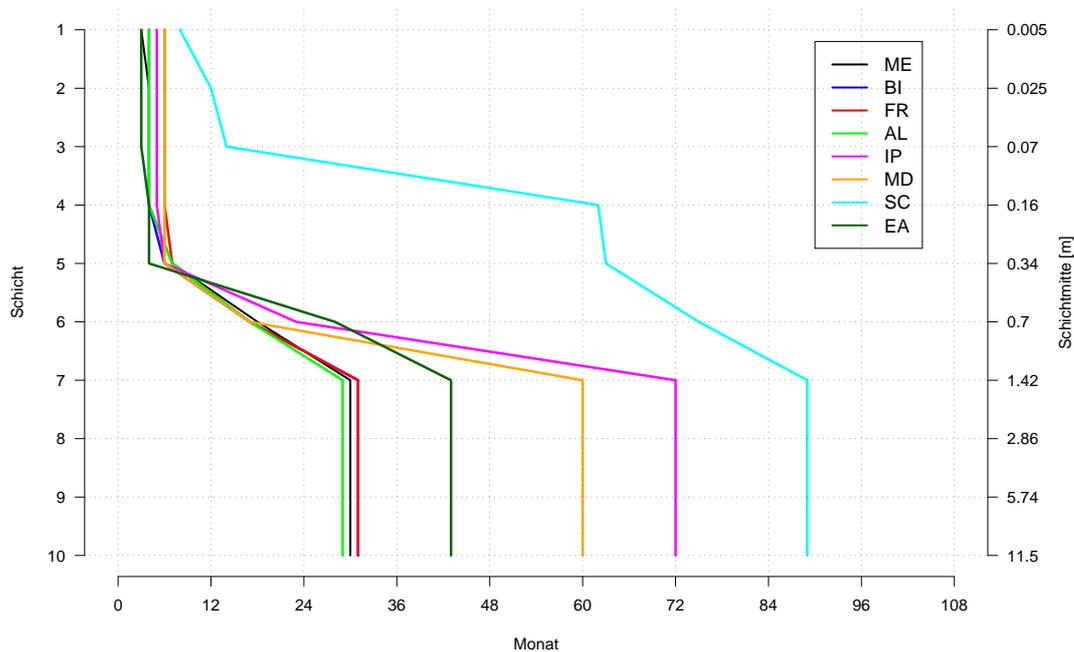


Abbildung 4.11: Wie Abb. 4.10, hier für Testlauf G72Sep.

Beim Testlauf G72Sep gibt es ein leicht verändertes Einschwingverhalten in den Auswertebereichen im Gegensatz zu den extrem trockenen Bodeninitialisierungen (Abb. 4.11). In der obersten Schicht benötigen alle Auswertebereiche weniger als ein Jahr, mit Ausnahme von Skandinavien, das bis in Schicht 5 (bis in 0,46 m) unverändert bleibt. In Skandinavien erhöht sich die Einschwingdauer bis in 0,46 m Tiefe auf mehr als 5 Jahre. Die Britischen Inseln, Frankreich, Mitteleuropa und die Alpen benötigen in den letzten vier Schichten lediglich zwischen 29 und 31 Monate. Die restlichen Auswertebereiche benötigen zwischen 3 und 8 Jahren, wobei Skandinavien wieder am längsten braucht. Jedoch ist die Einschwingdauer in den Schichten 7 bis 10 in jedem Auswertebereich kürzer als im Testlauf T72Sep, dessen Simulation zum gleichen Zeitpunkt gestartet wurde. Demzufolge macht sich eine Abhängigkeit der prozentualen Änderungsstärke der Bodenfeuchte bei einer trockenen Initialisierung in der Einschwingdauer bemerkbar.

In dem feuchten Testlauf F73Jan sieht das Einschwingverhalten anders aus als bei den trockenen

Initialisierungen. Ein schnelleres Erreichen des eingeschwungenen Zustands ist in jedem Auswertegebiet erkennbar (Abb. 4.12). Im Testlauf F73Jan zeichnet sich ebenso die unterschiedliche Charakteristik der Auswertegebiete merklich ab. Es gibt Auswertegebiete, die schneller und somit besser mit einer feuchten Bodeninitialisierung zurechtkommen. Diese sind wie bei den trockenen Testläufen in Mitteleuropa, auf den Britischen Inseln, in den Alpen und Frankreich zu finden. Die Gebiete befinden sich allesamt zwischen  $44^\circ$  und  $59^\circ$  nördlicher Breite und sind im Osten durch die geographische Länge  $\lambda = +16^\circ$  begrenzt. Eine weitere Ausnahme im Testlauf F73Jan bildet Skandinavien. Dort benötigt der Boden in den unteren Schichten laut dem Verfahren zur Ermittlung der Einschwingdauer weniger Zeit. Alle Auswertegebiete brauchen hier in den obersten Schichten mindestens 1 Jahr und in den letzten vier Schichten höchstens 6 Jahre.

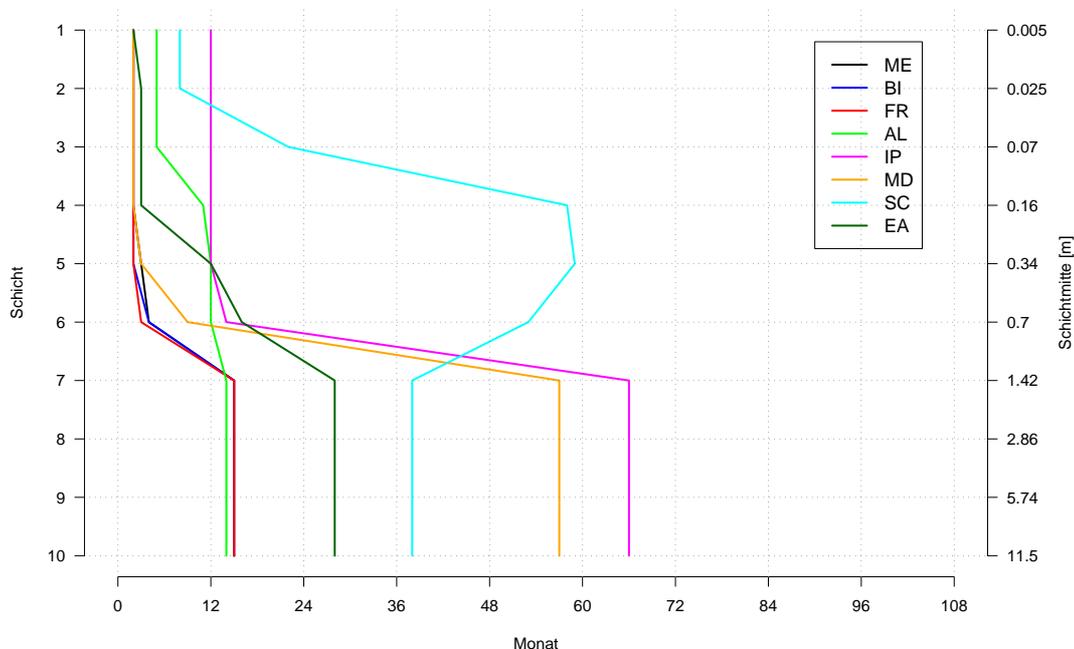


Abbildung 4.12: Wie Abb. 4.10, hier für Testlauf F73Jan.

Ein ähnliches Ergebnis wie in Testlauf F73Jan wird im Testlauf F73Jun erhalten (siehe Anhang, Abb. A.5). Obwohl bei beiden Testläufen zum Initialisierungszeitpunkt die Bodenfeuchte um 15 % erhöht wurde, unterscheidet sich die Einschwingdauer in den einzelnen Auswertegebieten geringfügig. Die Einschwingdauer variiert demnach auch mit dem Initialisierungszeitpunkt. In Mitteleuropa zum Beispiel benötigen im Testlauf F73Jun die Schichten bis in eine Tiefe von 1 m (Schicht 6) 4 Monate mehr Zeit zum Einschwingen als im Testlauf F73Jan. Unterhalb von diesen Schichten kehren sich die Verhältnisse um und Testlauf F73Jun benötigt 4 Monate weniger Einschwingzeit. Auf der Iberischen Halbinsel besitzt der Testlauf F73Jan bis zu Schicht 5 (0 bis 0,46 m) eine Einschwingdauer von 12 Monaten, während es im Testlauf F73Jun 7 bis 8 Monate

sind. Die Schichten unterhalb von Schicht 5 sind hingegen in beiden Testläufen nahezu gleich. Die schnelle Einschwingdauer eines Bodens bei einer feuchten Initialisierung lässt sich über die Richards-Gleichung erklären (Gl. 2.13). In dieser Gleichung ist die hydraulische Diffusion und die Leitfähigkeit enthalten, die eine Abhängigkeit vom Bodentyp und vom volumetrischen Wassergehalt besitzen. Die hydraulische Diffusion (Gl. 2.14) und die Leitfähigkeit (Gl. 2.15) beschreiben Exponentialfunktionen, die ihre größten Werte bei einer hohen Bodenfeuchte erreichen. Der Term in der Klammer gibt die Richtung des vertikalen Wassertransports zwischen zwei angrenzenden Schichten an und besitzt als Einheit eine Geschwindigkeit [ $m s^{-1}$ ]. Ist dieser Ausdruck positiv, findet ein abwärtsgerichteter Transport statt. Ausschlaggebend für das Vorzeichen dieses Ausdrucks ist der vertikale Gradient des volumetrischen Wassergehalts. Ist eine Bodenschicht feuchter als die darunterliegende, so ist dieser Gradient negativ und ein abwärtsgerichteter Wassertransport ergibt sich. Demzufolge addieren sich bei einem negativen Gradienten die beiden Exponentialfunktionen (Abb. 4.13). Schließlich breiten sich bei einem negativen Gradienten, nach einem Niederschlagsereignis, die Niederschlagssignale von der Oberfläche in die unterhalb liegenden Schichten bei einem Boden mit hohem Wassergehalt schneller aus. In anderen Worten, ein trockener Boden leitet die Niederschlagssignale langsamer weiter, weil in solch einem Bodenvolumen das Fassungsvermögen für Wasser größer ist als bei einem feuchten Boden.

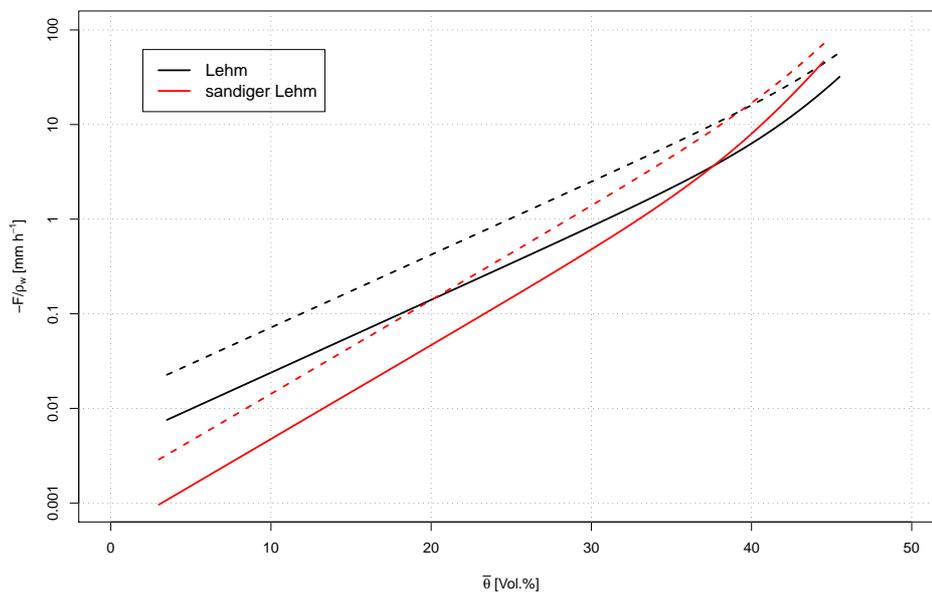


Abbildung 4.13: Vertikaler Wassertransport abwärts gerichtet. Auf der Ordinate (logarithmisch skaliert) ist die Richards-Gleichung geteilt durch die Wasserdichte in Millimeter pro Stunde aufgetragen. Die Abszisse gibt das gewichtete Mittel des volumetrischen Wassergehalts an. Dargestellt sind die Bodentypen sandiger Lehm und Lehm mit  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 1 m^{-1}$  (durchgezogene Linie) und  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 3 m^{-1}$  (gestrichelte Linie).

Es lässt sich die Schlussfolgerung ziehen, dass das Gedächtnis des Bodens im Wesentlichen von

der geographischen Lage und der Tiefe der Bodenschicht abhängig ist. Die Auswertgebiete Iberische Halbinsel, Mittelmeerraum, Osteuropa und Skandinavien schwingen sich mit zunehmender Tiefe länger ein als die restlichen Auswertgebiete. Diese Auswertgebiete sind bis auf Skandinavien von einem semiariden oder kontinentalen Klima geprägt. Skandinavien als nördlichstes Gebiet braucht bei einer trockenen Bodeninitialisierung am meisten Zeit in allen Testläufen. Die Ausnahme bilden in Skandinavien die feuchten Testläufe F73Jan und F73Jun, bei denen sich die untersten vier Bodenschichten schneller an das Gleichgewicht anpassen als die oberhalb davon liegende Bodenschicht. Allgemein trifft für alle Auswertgebiete zu, dass eine feuchte Initialisierung den Boden in jeder Schicht schneller einschwingen lässt. Die Durchführung einer Simulation mit dem Bodenfeuchteprofil aus den Reanalysendaten von ERA-40 wird daher durch die extrem niedrigen Startwerte der Bodenfeuchte in den letzten beiden Schichten zu einer langen Einschwingdauer des Bodens führen. Schließlich reicht für den Vorlauf die anfangs angesetzte Einschwingdauer von 2 Jahren für das Modellgebiet nicht aus, da einige Auswertgebiete die berechnete Einschwingzeit in den unteren Schichten überschreiten. Demzufolge sind selbst nach dem zweijährigen Vorlauf Einflüsse durch die Initialisierung der Bodenfeuchte auf die Klimasimulationen zu erwarten. Die kürzeste Einschwingdauer im gesamten Modellgebiet wird im Testlauf F73Jun erreicht. Die längste Einschwingzeit besitzt in diesem Testlauf das Auswertgebiet Iberische Halbinsel mit 64 Monaten. Letztlich spielen bei der Einschwingdauer der Bodenschichten der Initialisierungszeitpunkt und die Einstellung der Bodenfeuchte, ob trocken oder feucht, eine Rolle.

# 5. Einfluss der Initialisierung auf den Wasserkreislauf

## 5.1 Wechselwirkung

Die Folgen und Auswirkungen einer Änderung der Bodenfeuchte zu Simulationsbeginn wird nachfolgend an den mit der Bodenfeuchte in Wechselwirkung stehenden Modellgrößen Evapotranspiration und Niederschlag untersucht. Hierfür wird zuerst die absolute Differenz der räumlich gemittelten Monatssummen bzw. Monatsmittel zwischen dem Testlauf T73Jan und der Referenzsimulation für **Mitteleuropa** betrachtet (Abb. 5.1). Dargestellt ist dies für den Gesamtniederschlag, den volumetrischen Wassergehalt und die Evapotranspiration. Im ersten Jahr nach Simulationsbeginn ist in dem extrem trockenen Testlauf T73Jan eine starke Verringerung der Evapotranspiration sichtbar. Da deutlich weniger Bodenfeuchte vorhanden war, konnte auch weniger evapotranspiriert werden. Dies hat wiederum eine Abnahme des Gesamtniederschlags zur Folge. Dieser Trend setzt sich im folgenden Jahr leicht fort. Jedes Auswerteggebiet zeigt dieses Verhalten im ersten Jahr mit einer unterschiedlich starken Ausprägung. Hauptsächlich sind die Auswerteggebiete Osteuropa, Skandinavien, die Iberische Halbinsel und der Mittelmeerraum von einer starken Abnahme des Niederschlags und der Evapotranspiration betroffen, was unter anderem mit dem langen Einschwingverhalten zusammenhängt. In den genannten Auswertegebieten ist im Testlauf T73Jan bis ins Jahr 1976 teilweise eine geringere Evapotranspiration als bei der Referenzsimulation zu beobachten. Auf der Iberischen Halbinsel ist eine Anomalie der Evapotranspiration hauptsächlich in den Sommermonaten deutlich erkennbar (siehe Anhang, Abb. A.6). Außerdem halten sich die Abweichungen zur Referenzsimulation beim Gesamtniederschlag auf der Iberischen Halbinsel im Vergleich zu den anderen Auswertegebieten gering. Zusammenfassend wirkt sich eine extrem trockene Bodeninitialisierung abhängig vom Auswerteggebiet nahezu ein Jahr lang auf einen verringerten Niederschlag und verringerte Evapotranspiration aus. In dem Testlauf T72Sep, bei dem die Startwerte der Bodenfeuchte ebenfalls halbiert wurden, zeigt sich eine ähnliche Beeinflussung der Bodenfeuchte auf den Niederschlag und die Evapotranspiration. Der Testlauf T73Jan verzeichnet in Mitteleuropa während der extremen Trockenperiode im Jahr 1976 geringfügig mehr Niederschlag als die Referenzsimulation. Daraus resultiert ein feuchterer Boden. Infolgedessen wird die Trockenperiode in diesem Testlauf abgeschwächt wiedergegeben. Des Weiteren treten im Testlauf T73Jan in den letzten drei Jahren beim Gesamtniederschlag und bei der Bodenfeuchte in Schicht 3 zwei Zeitpunkte hervor, die bereits bei der Bodenfeuchte in

Kap. 4.1 aufgefallen sind: Der Mai 1980 mit knapp 20 mm mehr und der August 1982 mit knapp 20 mm weniger Niederschlag als in der Referenzsimulation. Für diese Abweichungen muss der konvektive oder der skalige Niederschlagsanteil verantwortlich sein. Zur selben Zeit verhält sich die Evapotranspiration in Mitteleuropa gegenläufig. Im Testlauf wird im Mai 1980 wesentlich weniger und im August 1982 mehr evapotranspiert als in der Referenzsimulation.

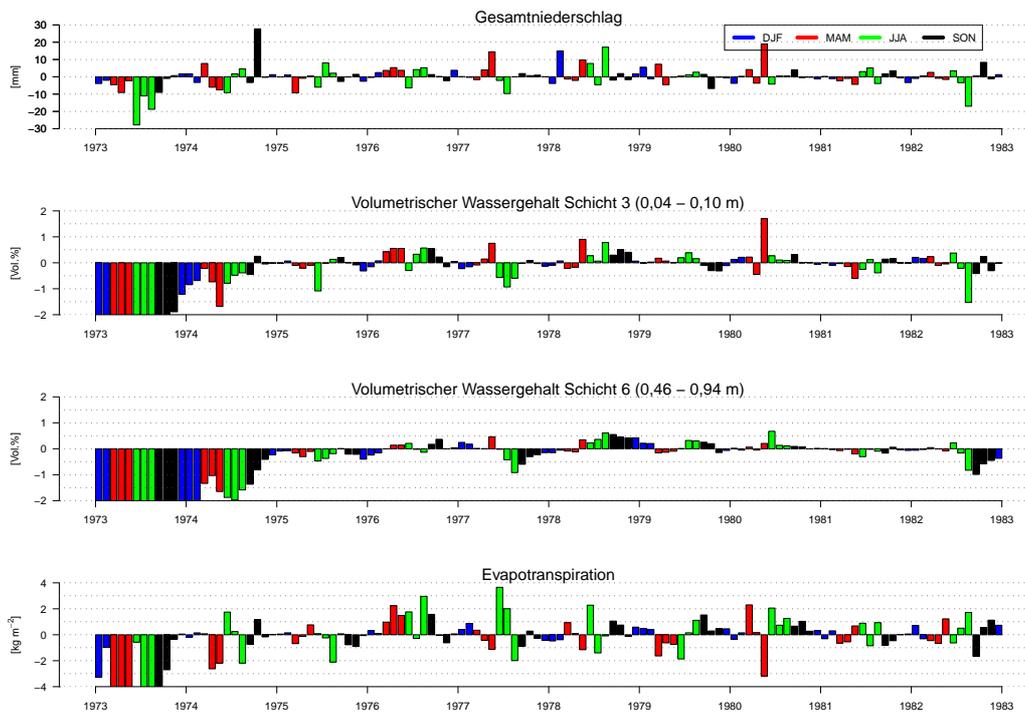


Abbildung 5.1: Absolute Differenz vom Gesamtniederschlag, dem volumetrischen Wassergehalt und der Evapotranspiration zwischen Testlauf T73Jan und Referenzsimulation in **Mitteleuropa**. Positive Werte zeigen eine Zunahme der aufgeführten Modellgrößen von Testlauf T73Jan an. Die Farben kennzeichnen die Jahreszeiten Winter (blau), Frühling (rot), Sommer (grün) und Herbst (schwarz).

Die zeitliche Entwicklung bei einer feuchten Initialisierung in **Mitteleuropa** verhält sich anders als bei einer extrem trockenen Initialisierung. Im feucht initialisierten Testlauf F73Jan ist eine deutlich schnellere Anpassung der Bodenfeuchte an die Referenzsimulation zu erkennen, bedingt durch die geringeren Änderung der Anfangswerte (Abb. 5.2). Eine Übereinstimmung der Anpassung liefert die ermittelte Einschwingdauer aus Kap. 4.3. Dort schwingt sich der Boden in Schicht 3 nach zwei Monaten und in Schicht 6 nach vier Monaten ein. Da zu Beginn mehr Wasser im Boden enthalten ist, kann auch mehr evapotranspiert werden. Dies ist im ersten Simulationsjahr jedoch nicht mit einer deutlichen Zunahme des Niederschlags verbunden. Der Niederschlag nimmt sogar teilweise ab. Besonders stark fällt die Abnahme im Juni 1973 aus. Auch in den anderen Auswertebereichen tritt im ersten Simulationsjahr eine erhöhte Evapotranspiration auf und führt nicht gleichzeitig zu mehr Niederschlag. Im Testlauf F73Jun führt eine erhöhte Bodenfeuchte im ers-

ten Simulationsjahr ebenfalls zu keiner eindeutigen Zunahme des Niederschlags. Schließlich ist zwischen Bodenfeuchte und Evapotranspiration eine stärkere Kopplung zu erkennen als zwischen Evapotranspiration und Niederschlag.

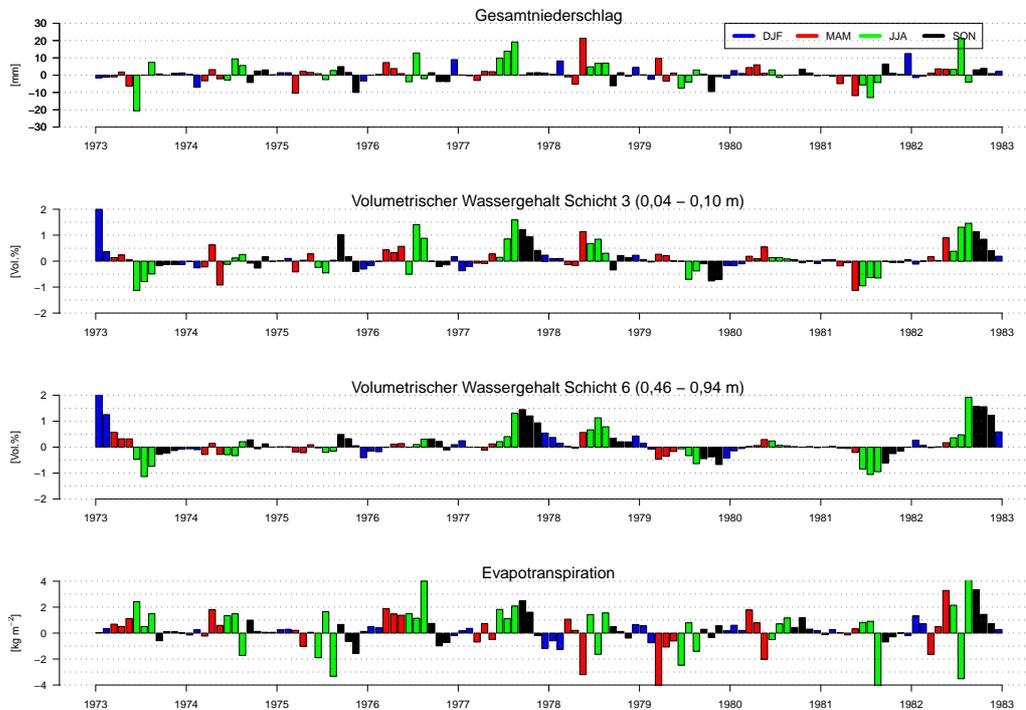


Abbildung 5.2: Wie Abb. 5.1, hier für Testlauf F73Jan in **Mittleuropa**.

Im Testlauf F73Jan weichen im Vergleich zum Testlauf T73Jan beim Gesamtniederschlag andere Monate von der Referenzsimulation stark ab, die sich ebenso beim RMSD der Bodenfeuchte hervorheben (vgl. Abb. 4.2). Dazu gehört zum Beispiel der Juli 1976 und der August im darauffolgenden Jahr.

Um eine bessere Vergleichbarkeit der Modellgrößen Bodenfeuchte, Evapotranspiration und Gesamtniederschlag untereinander zu erhalten, wird der RMSD normiert. Der NRMSD (Gl. 2.26) angewendet auf Mitteleuropa im Testlauf T73Jan zeigt nach der Einschwingphase des Bodens, dass die monatlichen Werte des Gesamtniederschlags und der Evapotranspiration stärker von der Referenzsimulation abweichen als die Bodenfeuchte (Abb. 5.3). Beim Niederschlag wirkt sich die stark variable räumliche Verteilung auf den NRMSD aus. Verzeichnet zum Beispiel in einem Testlauf ein Gitterelement keinen Niederschlag, während in der Referenzsimulation viel Niederschlag verzeichnet wurde, so führt diese Gegebenheit zu einer merklichen Erhöhung des NRMSD. Da der Boden eine träge Komponente ist und somit eine geringe zeitliche Variabilität besitzt, treten kleinere NRMSD-Werte als beim Niederschlag und der Evapotranspiration auf. Während der Einschwingphase überschreitet der volumetrische Wassergehalt in den tieferen Schichten, ab Schicht 4 (0,10-0,22 m), die anfängliche Auslenkung um 50 Vol. %. Dies zeigt eine kurzzeitige

Verstärkung der Abweichungen, welche auf die trockenen Wintermonate im Jahr 1973 zurückzuführen sind und sich für Mitteleuropa im EDI wiederfinden lassen (Kap. 3.2.1). Entsprechend den Abweichungen der Bodenfeuchte zur Referenzsimulation zeigen die Abweichungen des Gesamtniederschlags und der Evapotranspiration jahreszeitliche Schwankungen. Das Maximum der genannten Größen wird innerhalb eines Jahres ebenfalls hauptsächlich in den Sommermonaten erreicht. Vereinzelt sind die Maxima in Mitteleuropa in einigen Jahren bereits im Mai zu finden. Die NRMSD-Werte des Gesamtniederschlags und der Evapotranspiration besitzen ein relativ ähnliches Verhalten. Beide Modellgrößen zeigen eine nahezu gleichstarke Abweichung zur Referenzsimulation.

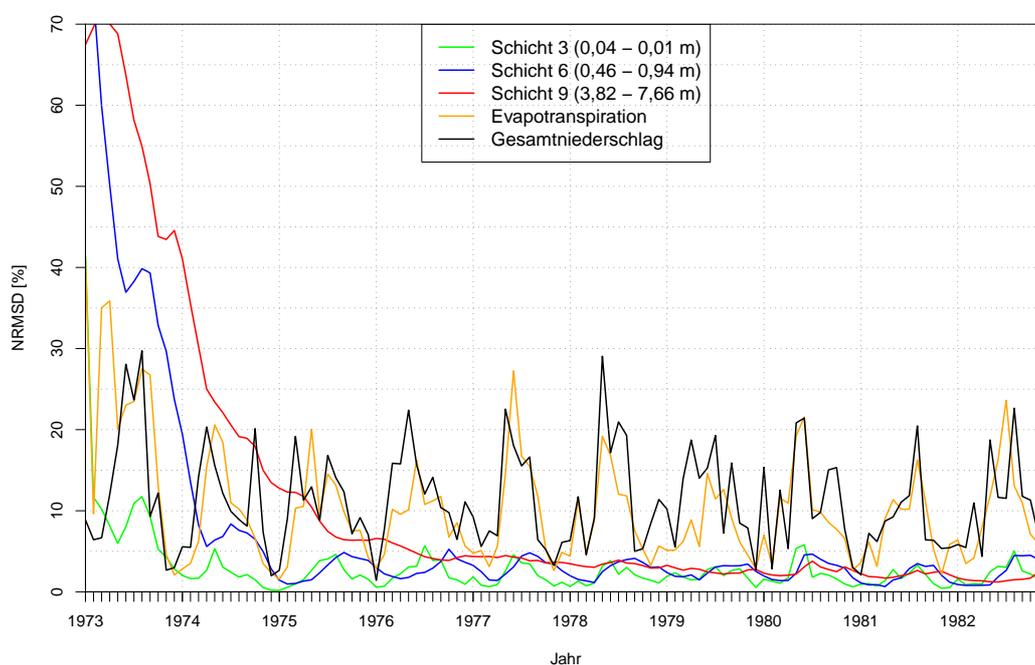


Abbildung 5.3: NRMSD für die monatlichen Werte des volumetrischen Wassergehalts, der Evapotranspiration und des Gesamtniederschlags in dem Auswertebiet **Mitteleuropa** für Testlauf T73Jan.

Bei einem Vergleich der Iberischen Halbinsel mit Mitteleuropa zeigt sich für den Testlauf T73Jan, dass in Mitteleuropa nach der Einschwingphase die Abweichungen zur Referenzsimulation im Niederschlag und der Evapotranspiration größer sind als auf der Iberischen Halbinsel (Abb. 5.4). Durchschnittlich weichen die jährlichen Maxima des Niederschlags auf der Iberischen Halbinsel um 18 % von der Referenzsimulation ab, während es in Mitteleuropa 22 % sind. Bei der Evapotranspiration ist der Unterschied noch deutlicher. Die maximalen Abweichungen betragen auf der Iberischen Halbinsel rund 12 % und in Mitteleuropa rund 22 %. Demzufolge wirkt sich der Einfluss einer Initialisierung der Bodenfeuchte auf den Niederschlag und die Evapotranspiration abhängig vom Auswertebiet unterschiedlich stark aus.

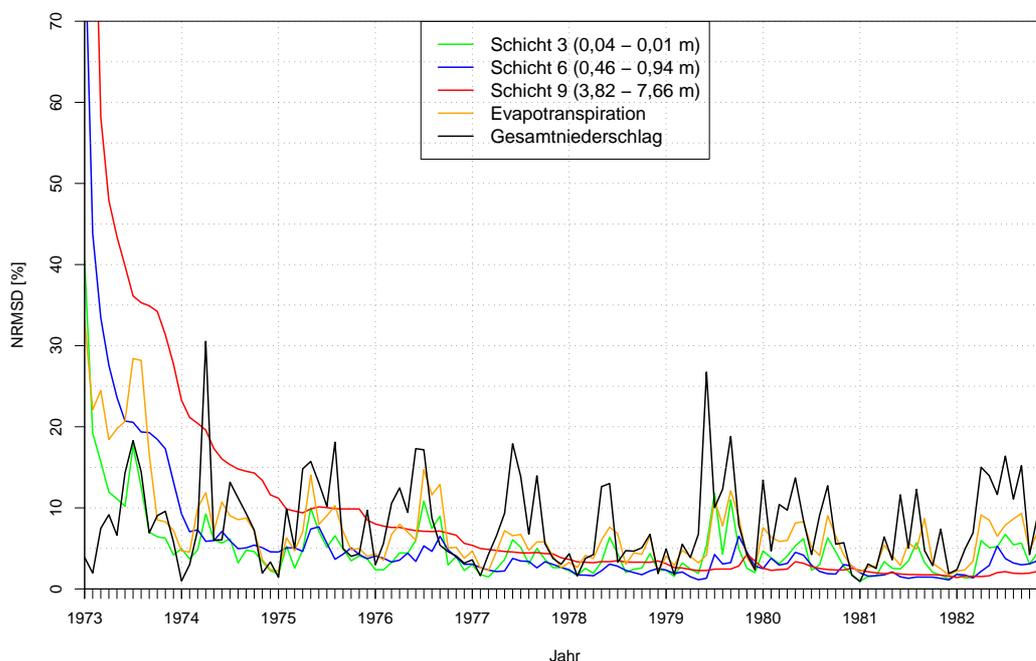


Abbildung 5.4: Wie Abb. 5.3, hier für Testlauf T73Jan und das Auswertebiet **Iberische Halbinsel**.

## 5.2 Evapotranspiration

Für die Untersuchung der Evapotranspiration wurden die Monatssummen nur für Landgitterpunkte gebildet und darüber der NRMSD berechnet. Diese Modellgröße besitzt negative Werte, denn laut Definition im CCLM sind von der Erdoberfläche zur Atmosphäre gerichtete Flüsse negativ. Positive Werte, d.h. Bildung von Tau und Reif (Kap. 2.2.2), sind bei den Tagessummen der Evapotranspiration vorzufinden und treten hauptsächlich in den hohen Breiten auf.

Wie bereits in Kapitel 5.1 gezeigt, sind die NRMSD-Werte der Evapotranspiration abhängig vom Auswertebiet unterschiedlich hoch, d.h. eine Änderung der Bodenfeuchte wirkt sich in den Auswertebieten unterschiedlich stark auf die Evapotranspiration aus. Daher wurde der Median aus den NRMSD-Werten berechnet, mit dem ein Maß der durchschnittlichen Beeinflussung einer Initialisierung der Bodenfeuchte auf die Modellgröße erstellt wird. Das Ergebnis zeigt, dass in den Testläufen die Auswertebiete durchschnittlich zwischen 4 % und 10 % von der Referenzsimulation abweichen (Tab. 5.1). Dabei zeigen die Auswertebiete eine Reihenfolge bei der Beeinflussung der Bodeninitialisierung auf die Evapotranspiration, die von jedem Testlauf ausgenommen von einer kleinen Änderung der Reihenfolge in Testlauf T72Sep und F73Jun wiedergegeben wird. In diesen Testläufen weicht Mitteleuropa durchschnittlich stärker von der Referenzsimulation ab als Osteuropa. In der Reihenfolge ist eine Abhängigkeit der Auswertebiete von der geographischen Lage ersichtlich. Den geringsten Einfluss übt die Bodeninitialisierung auf die

Evapotranspiration in dem nördlichsten Auswertebereich Skandinavien und auf das südwestlichste Auswertebereich Iberische Halbinsel aus. Danach folgen die Britischen Inseln und Frankreich. Diese vier Auswertebereiche grenzen alle am Atlantik an. Osteuropa als östlichstes Auswertebereich ist das Gebiet, das gefolgt von Mitteleuropa, dem Mittelmeerraum und den Alpen am stärksten beeinflusst wird.

Tabelle 5.1: Auswirkung der Initialisierung der Bodenfeuchte auf die Evapotranspiration in den Auswertebereichen. Angegeben ist die durchschnittliche monatliche Abweichung der Evapotranspiration in den Testläufen gegenüber der Referenzsimulation [%]. Die Auswertebereiche wurden abgekürzt mit Skandinavien (SC), Iberische Halbinsel (IP), Britische Inseln (BI), Frankreich (FR), Alpen (AL), Mittelmeerraum (MD), Mitteleuropa (ME) und Osteuropa (EA).

<b>Auswertebereich</b>	<b>SC</b>	<b>IP</b>	<b>BI</b>	<b>FR</b>	<b>AL</b>	<b>MD</b>	<b>ME</b>	<b>EA</b>
T73Jan	4,2	5,9	6,2	6,4	8,0	8,1	9,0	9,4
F73Jan	4,3	5,7	5,8	6,4	7,6	7,6	8,5	8,9
F73Jun	4,3	5,5	6,6	7,2	7,7	7,7	9,6	8,2
T72Sep	4,3	6,0	6,1	6,2	7,4	8,3	9,8	9,2
G72Sep	4,2	5,5	6,1	6,5	7,2	8,1	8,4	8,6

Obwohl Skandinavien die längste Einschwingdauer besitzt, ist dies nicht in der Evapotranspiration bemerkbar. Zum Vergleich werden Skandinavien und Osteuropa in Abb. 5.5 gegenüber gestellt. Bei der Evapotranspiration ist im Gegensatz zu der Bodenfeuchte kein Einschwingvorgang feststellbar. Daher weicht die Evapotranspiration im ersten Jahr der Simulation grundsätzlich nicht am stärksten in Skandinavien ab. Ausgenommen sind die extrem trockene Testläufe T73Jan und T72Sep. Testlauf T73Jan ist im ersten Monat der Simulation aufgrund der geringeren Evapotranspiration im Winter (Abb. 3.6) in allen Auswertebereichen stets niedriger als Testlauf T72Sep. In Skandinavien ist der NRMSD gleichbleibend niedrig und geht im Winter auf eine minimale Abweichung zur Referenzsimulation von 1,2 % herunter. Zwischen den Testläufen treten ab 1974 keine wesentliche Unterschiede auf. In Osteuropa ist die jährliche Amplitude größer als in Skandinavien und einzelne Testläufe treten stärker hervor, z.B. im Juni 1977 und Juli 1982 bei Testlauf T72Sep. Außerdem sind in Osteuropa im Winter die Abweichungen zur Referenzsimulation größer als in Skandinavien. Diese liegen in Osteuropa in den Wintermonaten knapp unterhalb von 5 %.

Letztendlich zeigt die Evapotranspiration, genau wie die Bodenfeuchte, jahreszeitliche Schwankungen, die im Mai und in den Sommermonaten ihr Maximum in der Abweichung zur Referenzsimulation erreichen. Die maximalen Abweichungen treten in den Monaten auf, in denen die Evapotranspiration am aktivsten ist. Eine Übereinstimmung der Testläufe mit der Referenzsimulation bei der Evapotranspiration ist in den Auswertebereichen zu keinem Zeitpunkt gegeben. Weiterhin konnten die Auswertebereiche nach ihrer Sensitivität klassifiziert werden. Bei der Evapotranspiration reagieren die vier Auswertebereiche Osteuropa, Mittelmeerraum, Alpen und Mitteleuropa am sensitivsten auf eine Initialisierung der Bodenfeuchte. In Skandinavien zeigt sich ein geringer Einfluss der Bodeninitialisierung auf die Evapotranspiration.

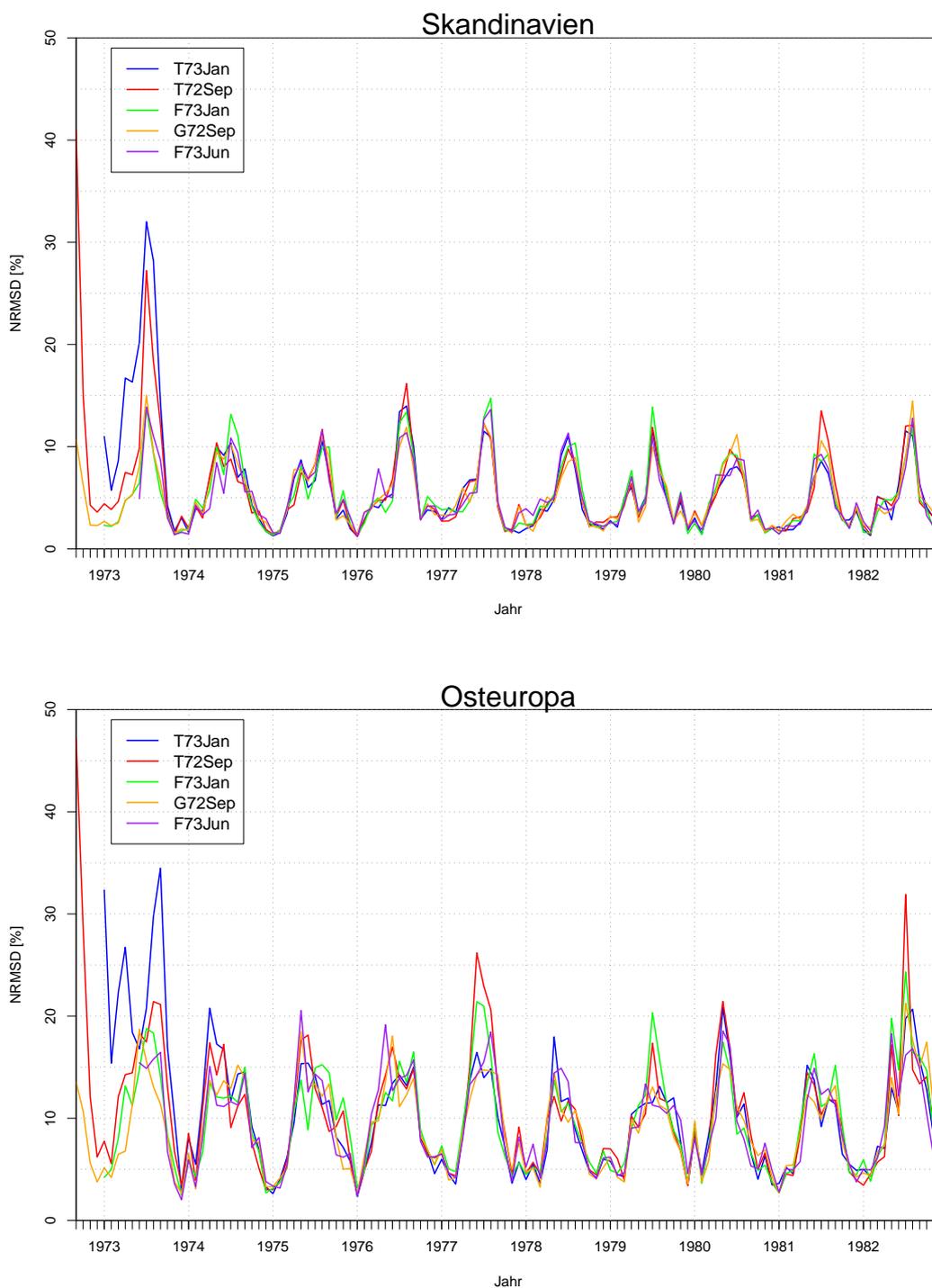


Abbildung 5.5: Gegenüberstellung des NRMSE der monatlichen Evapotranspiration [%] in **Skandinavien** (oben) und **Osteuropa** (unten) für die verschiedenen Testläufe.

### 5.3 Niederschlag

Welchen Einfluss die Initialisierung der Bodenfeuchte auf den Niederschlag ausübt und wie sich der Niederschlag in den einzelnen Jahren verhält, wird im Folgenden untersucht.

Werden die Jahressummen des Gesamtniederschlags der Testläufe über **Mitteleuropa** gemittelt gegenübergestellt (Tab. 5.2), ist bei Testlauf T73Jan im ersten Jahr ein starker Rückgang der Jahressumme des Niederschlags zu erkennen. Bei dem feuchten Testlauf F73Jan sind in den ersten zwei Jahren während des Einschwingvorgangs keine feuchten Jahre erkennbar, was durch eine Abgabe von Wasser vom Boden an die Atmosphäre mittels einer verstärkten Evapotranspiration erwartet würde. Gleiches gilt für den feuchten Testlauf F73Jun. Wie bereits in Abb. 5.1 und 5.2 gezeigt wurde, besteht in der Einschwingphase des Bodens kein direkter Zusammenhang zwischen Evapotranspiration und dem Gesamtniederschlag. In allen Testläufen wird das Jahr 1976 feuchter als die Referenzsimulation abgebildet, insbesondere von Testlauf F73Jun. Somit ergibt sich in jedem Testlauf eine Abschwächung der extremen Dürreperiode im Jahr 1976. In den zwei darauffolgenden Jahren setzt sich eine Niederschlagszunahme unterschiedlich stark ausgeprägt in den einzelnen Testläufen fort. Die fünf Testläufe weisen 1980 wieder gemeinsam ein feuchteres Jahr auf, das im nächsten Jahr trockenerer abgebildet wird. Die Dekade wird in Mitteleuropa mit Ausnahme von Testlauf T73Jan von allen feuchter dargestellt, am meisten von Testlauf T72Sep mit der extrem trockenen Bodeninitialisierung.

Tabelle 5.2: Räumliches Mittel der Jahressummen des Gesamtniederschlags [mm] in **Mitteleuropa**. Grauhinterlegte Zahlen geben einen trockeneren Zustand als die Referenzsimulation an.

Jahr	Referenz	T73Jan	F73Jan	T72Sep	G72Sep	F73Jun
1973	913	-87	-28	-18	-19	-
1974	1071	+16	-19	+6	+11	-13
1975	819	-8	-16	-9	-9	-4
1976	697	+21	+21	+23	+9	+30
1977	972	+9	+1	+49	+29	+25
1978	893	+38	+39	+42	+17	+17
1979	990	+5	+1	-15	-1	-10
1980	931	+14	+45	+21	+5	+5
1981	1071	-3	-27	-21	-22	-42
1982	807	-8	+22	+37	+19	+38
Summe	9164	-3	+39	+115	+39	+46

Zum Vergleich werden die räumlich gemittelten Jahressummen der einzelnen Testläufe auf der **Iberischen Halbinsel** in Tabelle 5.3 dargestellt. Bei den Jahressummen des Gesamtniederschlags zeigen die Testläufe im letzten Jahr eine Übereinstimmung. Alle weisen ein trockeneres Jahr auf als die Referenzsimulation. Ansonsten verhalten sich die Testläufe in jedem Jahr verschieden mit unterschiedlich großen Differenzen. Die Abweichungen von der Referenzsimulation erreichen meist nicht so hohe Werte wie in Mitteleuropa. Eine feuchte Bodeninitialisierung bildet auf der Iberischen Halbinsel die Referenzsimulation in der Dekade am besten ab. Bei der trockenen In-

initialisierung sind am Ende der zehn Jahre die Niederschläge in der Summe geringer und somit trockener.

Tabelle 5.3: Wie Tab. 5.2, hier für die **Iberische Halbinsel**.

<u>Jahr</u>	<u>Referenz</u>	<u>T73Jan</u>	<u>F73Jan</u>	<u>T72Sep</u>	<u>G72Sep</u>	<u>F73Jun</u>
1973	620	-42	+4	-27	-14	-
1974	567	-17	-13	-1	-17	+22
1975	623	+9	-22	-5	-13	-11
1976	722	+9	+10	-11	-8	-18
1977	734	-2	+19	-5	+2	+6
1978	692	+5	+1	-1	+4	-2
1979	824	-3	+8	-22	+2	+27
1980	479	+11	-6	+18	+2	-3
1981	565	+3	+5	-7	+4	+1
1982	600	-22	-1	-20	-18	-20
Summe	6426	-79	+5	-81	-56	+2

Eine feuchte und trockene Bodeninitialisierung haben letztlich nicht in jedem Auswertebiet die gleichen Auswirkungen auf den Gesamtniederschlag. Die Auswirkungen halten sich innerhalb einer Dekade aufrecht und variieren abhängig vom Testlauf, Jahr und Auswertebiet. Des Weiteren ist eine Tendenz in Richtung einer trockeneren oder feuchten Dekade abhängig von einer trockenen oder feuchten Initialisierung nicht erkennbar. Die Testläufe bleiben nicht durchgängig trockener oder feuchter als die Referenzsimulation.

Wie die räumliche Verteilung des Gesamtniederschlags im Modellgebiet aussieht, wird anhand des Testlaufs T72Sep demonstriert (Abb. 5.6). Die Abweichung der Jahressummen zwischen Testlauf T72Sep und der Referenzsimulation zeigen im Jahr 1973 mit wenigen Ausnahmen weniger Niederschlag im Modellgebiet als in der Referenzsimulation verzeichnet wurde, größtenteils in Osteuropa. Kein Gebiet weist über mehrere Jahre eine anhaltende Zunahme oder Abnahme der Niederschlagswerte auf. Es wechselt viel mehr zwischen einer jährlichen Zunahme und Abnahme der Niederschlagssumme. Die Abweichungen zur Referenzsimulation können in einzelnen Gitterelementen bis zu  $\pm 50\%$  betragen. Dies zeigt eine starke räumliche Variabilität des Gesamtniederschlags. Tendenziell sind die Abweichungen der Niederschlagsverteilung im östlichen Teil des Modellgebietes relativ groß.

Die Auswertebiete weichen bei der Niederschlagsverteilung wie bei der Evapotranspiration unterschiedlich stark von der Referenzsimulation ab (vgl. Abb. 5.3 und 5.4). Deshalb wird der NRMSD (Gl. 2.26) für den Gesamtniederschlag in allen Auswertebieten bestimmt und wie bereits im Kapitel zuvor wird der Median für die Zeitreihe berechnet. Mit dieser berechneten Größe bildet sich auch hier eine Reihenfolge der Auswertebieten ab, die unterschiedlich stark vom Gesamtniederschlag beeinflusst werden (Tab. 5.4). Die durchschnittliche Abweichung der Testläufe von der Referenzsimulation liegt in allen Auswertebieten zwischen 5 % und 13 %. Der Referenzsimulation am ähnlichsten ist an erster Stelle Skandinavien, gefolgt von der Iberischen Halbinsel. Die Niederschlagsverteilung weist die größten Abweichungen in den Alpen, im Mit-



telmeerraum, in Mitteleuropa und Osteuropa auf. Mittlere Abweichungen sind auf den Britischen Inseln und in Frankreich zu finden. Hiermit wurde für die Auswertgebiete die gleiche Reihenfolge, wie bei der Evapotranspiration, erhalten. Die Gebiete, die am stärksten von einer Änderung des Gesamtniederschlags betroffen sind, liegen alle östlich und befinden sich südlich von Skandinavien.

Tabelle 5.4: Auswirkung der Initialisierung der Bodenfeuchte auf den Gesamtniederschlag in den Auswertgebieten. Angegeben ist die durchschnittliche monatliche Abweichung des Gesamtniederschlags in den Testläufen gegenüber der Referenzsimulation [%]. Die Auswertgebiete wurden abgekürzt mit Skandinavien (SC), Iberische Halbinsel (IP), Britische Inseln (BI), Frankreich (FR), Alpen (AL), Mitteleuropa (ME), Mittelmeerraum (MD) und Osteuropa (EA).

<b>Auswertgebiet</b>	<b>SC</b>	<b>IP</b>	<b>FR</b>	<b>BI</b>	<b>AL</b>	<b>ME</b>	<b>MD</b>	<b>EA</b>
T73Jan	5,8	6,6	7,7	8,2	8,8	9,8	10,0	11,7
F73Jan	5,4	6,4	8,3	8,4	9,0	9,8	10,0	12,8
F73Jun	5,6	6,3	8,8	9,0	9,4	11,0	9,4	12,7
T72Sep	5,6	6,8	8,3	8,4	9,1	10,4	9,7	12,4
G72Sep	6,1	6,8	8,1	8,5	9,0	9,8	9,9	12,7

Eine Initialisierung der Bodenfeuchte wirkt sich auf den Gesamtniederschlag in dem Auswertgebiet Osteuropa am meisten und in Skandinavien am wenigsten aus. Der Vergleich des NRMSD zwischen diesen beiden Auswertgebieten zeigt in Osteuropa eine große jährliche Amplitude der Abweichungen der Testläufe gegenüber der Referenzsimulation (Abb. 5.7). In Osteuropa sind im Sommerhalbjahr die Abweichungen, die unter den Testläufen vorzufinden sind, ebenfalls größer als in Skandinavien. In Skandinavien verhalten sich beim Gesamtniederschlag die Testläufe über den Simulationszeitraum hinweg ähnlich. Für Osteuropa bedeutet dies eine verhältnismäßige starke Variation des Gesamtniederschlags abhängig vom Initialisierungszeitpunkt und der Änderungsstärke einer trockenen oder feuchten Initialisierung. In Skandinavien gehen die NRMSD-Werte im Winter bis auf 1 % zurück, während in Osteuropa in den meisten Fällen der Wert 5 % beträgt.

Insgesamt führt eine trockene oder feuchte Initialisierung nicht gleichzeitig zu einem Trend in der Niederschlagsabnahme oder -zunahme. Lediglich bei einer extrem trockenen Initialisierung zeichnet sich im ersten Jahr der Simulation ein trockeneres Jahr als in der Referenzsimulation ab. Die Abweichungen zur Referenzsimulation sind beim Niederschlag und bei der Evapotranspiration in Osteuropa am größten. Weitere sensitive Auswertgebiete sind die Alpen, der Mittelmeerraum und Mitteleuropa. In Skandinavien sind die kleinsten Abweichungen trotz der langen Einschwingdauer zu finden.

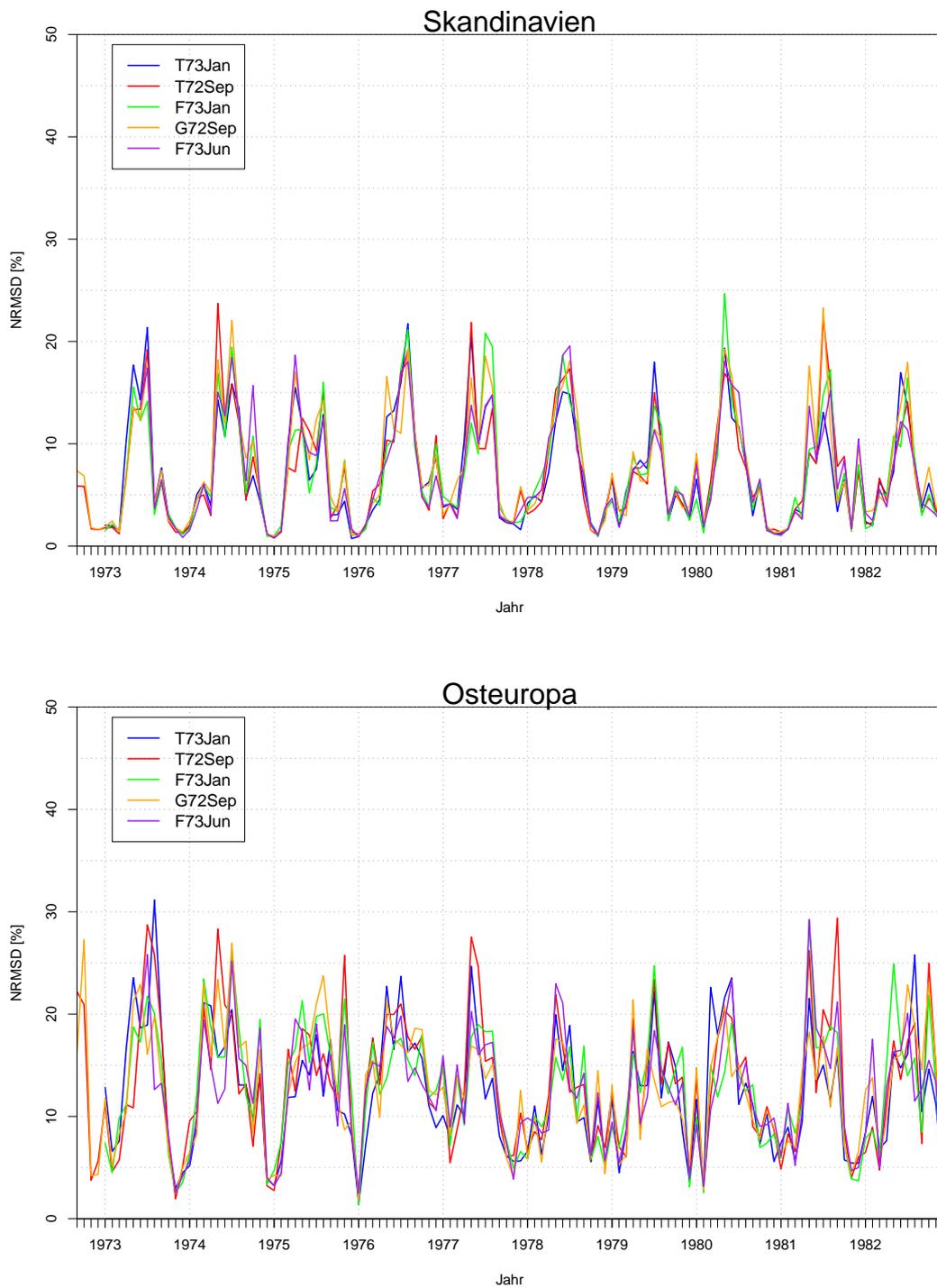


Abbildung 5.7: Gegenüberstellung des NRMSD des monatlichen Gesamtniederschlags [%] in **Skandinavien** (oben) und **Osteuropa** (unten) für die verschiedenen Testläufe.

## 6. Untersuchung von Episoden mit großen Niederschlagsabweichungen

Abweichungen zwischen den Testläufen und der Referenzsimulation sind selbst noch gegen Ende des zehnjährigen Testlaufs in der Bodenfeuchte und im Niederschlag vorzufinden. Dabei sind die Abweichungen zwischen Testlauf und Referenzsimulation im Sommerhalbjahr stärker ausgeprägt als im Winterhalbjahr. Diese treten in den Testläufen je nach prozentualer Änderung der Bodenfeuchte bei der Initialisierung und dem festgelegten Initialisierungszeitpunkt unterschiedlich stark hervor. Die Unterschiede zur Referenzsimulation entstehen im Inneren des Modellgebiets, da die Randwerte über die ERA-40 Reanalysedaten stets fest vorgegeben und für die Referenzsimulation und die Testläufe gleich sind. Exemplarisch wurde ein Zeitraum mit einer starken Abweichung gegenüber der Referenzsimulation im Sommerhalbjahr herausgegriffen und genauer untersucht, damit eine Aussage über die auftretenden Unterschiede getroffen werden kann.

Das Jahr 1980 wird für sich betrachtet, weil in Mitteleuropa die RMSD-Werte der Bodenfeuchte im Sommerhalbjahr in Schicht 3 plötzlich auf über 2 Vol. % ansteigen, während in den zwei Jahren zuvor die jahreszeitlichen Schwankungen im Boden recht klein waren (Abb. 4.2). Dieses Verhalten ist in Mitteleuropa in jedem Testlauf zu beobachten. Die Maxima der Abweichungen sind bei allen Testläufen im Mai und Juni vorzufinden und treten neben den Alpen und Osteuropa am deutlichsten in Mitteleuropa auf. Dabei weist Testlauf T73Jan das größte Maximum mit einer mittleren Abweichung von 2,8 Vol. % im Mai 1980 in Mitteleuropa auf. Ebenso besitzt Testlauf T73Jan im Mai 1980 bei der Monatssumme des Gesamtniederschlags über Mitteleuropa gemittelt mehr Niederschlag als die Referenzsimulation. Die Referenzsimulation registriert 44 mm und Testlauf T73Jan 63 mm in diesem Monat. Die restlichen Testläufe verzeichnen ebenfalls im Mai 1980 mehr Niederschlag als die Referenzsimulation.

Das Monatsmittel der Bodenfeuchte im Testlauf T73Jan zeigt im Mai 1980 in den oberen Bodenschichten im Gegensatz zur Referenzsimulation einen höheren volumetrischen Wassergehalt in Mitteleuropa, mit Werten über 5 Vol. % (Abb. 6.1). Dies trifft auch auf das Auswerteggebiet Osteuropa zu. Im Auswerteggebiet Mittelmeerraum ist im Testlauf T73Jan der gegenteilige Effekt mit einem niedrigeren volumetrischen Wassergehalt vorzufinden. Bei Betrachtung der Schicht 9 lassen sich die Auswerteggebiete Skandinavien, Osteuropa, Mittelmeerraum und Iberische Halbinsel mit einer langen Einschwingdauer über die Abweichungen wiedererkennen. Zu welchem Zeitpunkt diese Feuchtezunahme in den oberen Bodenschichten auftritt, muss am Niederschlag untersucht werden.

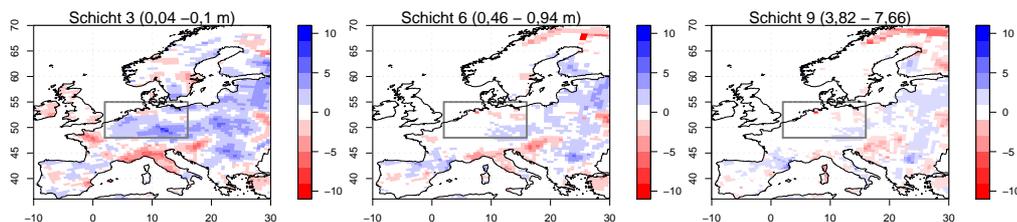


Abbildung 6.1: Absolute Differenz des volumetrischen Wassergehalts [Vol. %] (Monatsmittel) zwischen Testlauf T73Jan und Referenzsimulation im Modellgebiet im Mai 1980 in ausgewählten Bodenschichten. Die Farbe Blau bedeutet feuchter und Rot trockener als die Referenzsimulation. Die graue Umrahmung kennzeichnet das Auswerteggebiet Mitteleuropa.

Der Gesamtniederschlag setzt sich aus dem Schneeanteil, dem konvektiven und skaligen Niederschlagsanteil zusammen. Die Tagessummen des Gesamtniederschlags, des skaligen und konvektiven Niederschlags über Landflächen wurden über das Auswerteggebiet Mitteleuropa gemittelt und für alle Testläufe ermittelt. Die Zeitreihen der Testläufe zeigen beim Gesamtniederschlag für das Jahr 1980 im Winter und Herbst sowie Spätsommer eine gute Übereinstimmung mit der Referenzsimulation (Abb. 6.2). Gegen Ende April beginnen die Testläufe auseinanderzulaufen. Die Maxima der Tagessummen fangen an, sich zeitlich zu verschieben und die Niederschlagsintensität der Testläufe beginnen, sich zu unterscheiden. Ab Mitte Juni zeigen die Testläufe wieder nahezu eine Übereinstimmung mit der Referenzsimulation. Am 16. und 17. Mai 1980 sticht der Testlauf T73Jan bei den Tagessummen mit mehr als 5 mm Niederschlag hervor, während die Referenzsimulation weniger als 3 mm verzeichnet. Ein Vergleich der skaligen und konvektiven Niederschlagsanteile zeigt, dass in den genannten Tagen der konvektive Niederschlag nur geringfügig zum Gesamtniederschlag beiträgt.

In den zu Mitteleuropa benachbarten Auswerteggebieten Alpen und Osteuropa sind am 16. und 17. Mai ebenfalls Niederschlagsabweichungen zu beobachten. Die Alpen verzeichnen 8 mm Gesamtniederschlag im Testlauf T73Jan. Ein ähnliches Ergebnis zeigt Osteuropa am 16. Mai mit rund 8 mm in dem selben Testlauf, während die Referenzsimulation weniger als die Hälfte registriert. Deshalb wird für die weitere Untersuchung von Testlauf T73Jan der Mai verwendet, da sich offensichtlich eine großflächige Störung auf die Großwetterlage und somit auf den skaligen Niederschlag auswirkt.

## 6.1 Niederschlagszunahme in Mitteleuropa im Mai 1980

Wie im vorherigen Abschnitt erwähnt, liegt der Unterschied für die Niederschlagsdifferenz am 16. Mai 1980 weniger am konvektiven Niederschlag, sondern vielmehr am skaligen Niederschlag. Die räumliche Verteilung des konvektiven Niederschlags im Modellgebiet zeigt, dass im Testlauf T73Jan in der Zeit von 14. bis 17. Mai wenige Gitterelemente innerhalb des Auswerteggebietes

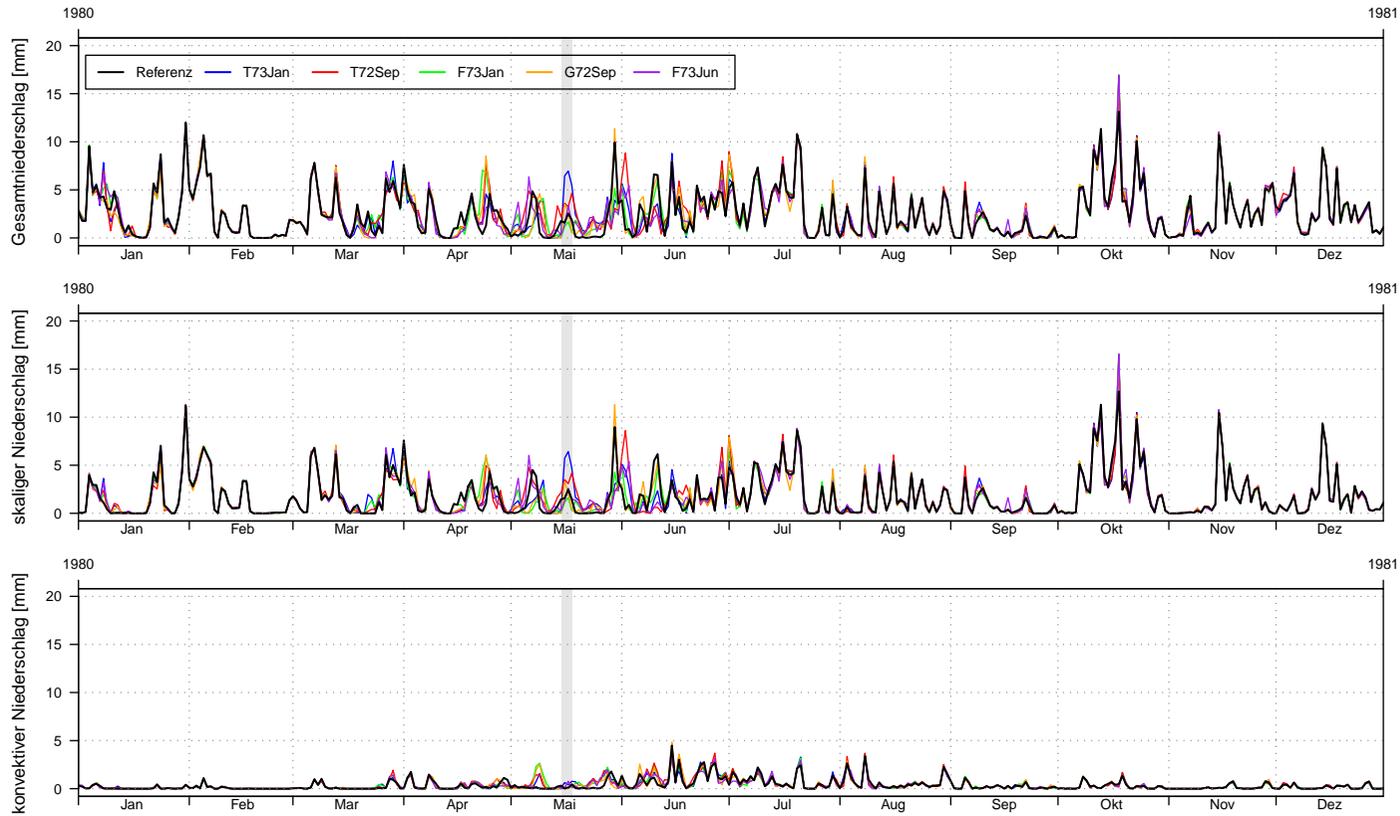


Abbildung 6.2: Tagessummen des Gesamtniederschlags (oben), der skaligen (Mitte) und konvektiven (unten) Niederschlagsanteile über Landflächen für alle Testläufe in **Mittleuropa**. Die Tagessummen sind über das Auswertegebiet gemittelt. Der grau hinterlegte Bereich kennzeichnet den 16. und 17. Mai 1980.

Mitteleuropa konvektiven Niederschlag registrieren (Abb. 6.3). Die Niederschlagsmengen, die sich dabei in einem Gitterelement maximal ergeben, betragen lediglich 5 mm. Demgegenüber wird in der Referenzsimulation weniger konvektiver Niederschlag als im Testlauf verzeichnet, insbesondere am 16. Mai.

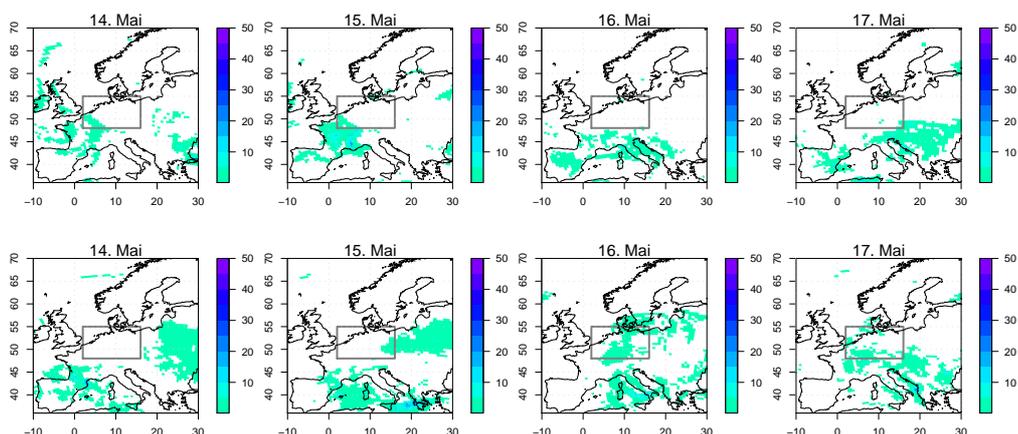


Abbildung 6.3: Tagessumme des konvektiven Niederschlaganteils [mm] in der Referenzsimulation (oben) und im Testlauf T73Jan (unten) im Mai 1980. Das umrahmte Gebiet markiert das Auswertebereich Mitteleuropa.

Beim skaligen Niederschlag unterscheiden sich Testlauf T73Jan und Referenzsimulation ab dem 14. Mai bei der Niederschlagsverteilung im Modellgebiet deutlich. Im Testlauf sind am 14. und 15. Mai die größeren Niederschlagsgebiete weiter südlich vorzufinden. Am 16. und 17. Mai sind in den Auswertebereichen Mitteleuropa, Alpen, Mittelmeerraum und Osteuropa in einigen Gitterelementen über 20 mm zu verzeichnen (Abb. 6.4). In der Referenzsimulation befinden sich die Niederschlagsgebiete vom 14. bis 17. Mai zumeist außerhalb des Auswertebereichs Mitteleuropa. Zuerst werden die Bodendruckverhältnisse für die Auswertung betrachtet. Entsprechend zeigt der auf Meeressniveau reduzierte Bodendruck in dem Zeitraum 14. bis 18. Mai im Modellgebiet vom Testlauf T73Jan einen zyklonalen Charakter der Luftdruckverteilung (Abb. 6.5). Am 14. Mai 1980 00 UTC ist in der Referenzsimulation ein kräftiges, stabiles Bodenhoch mit einem Kerndruck über 1035 hPa über Skandinavien zu sehen, das im Testlauf schwächer ausfällt und eine kleinere Ausdehnung besitzt. Im Testlauf ist über dem Mittelmeer ein ausgeprägtes Bodentief erkennbar, das sich täglich vertieft und sich mit dem schwachen Tief über Osteuropa verbindet. Am 16. Mai 12 UTC hat sich das Zentrum über Mitteleuropa verlagert und erreicht in den nachfolgenden 12 Stunden einen Kerndruck unter 1000 hPa. In der Referenzsimulation befindet sich am 16. Mai 00 UTC hingegen ein sehr schwaches Bodentief über Teilen der Alpen. In den anderen Testläufen befindet sich am 16. Mai 1980 ebenfalls ein starkes Bodentief im Modellgebiet (siehe Anhang, Abb. A.7). Das Zentrum des Bodentiefs liegt je nach Testlauf in unterschiedlichen Teilen

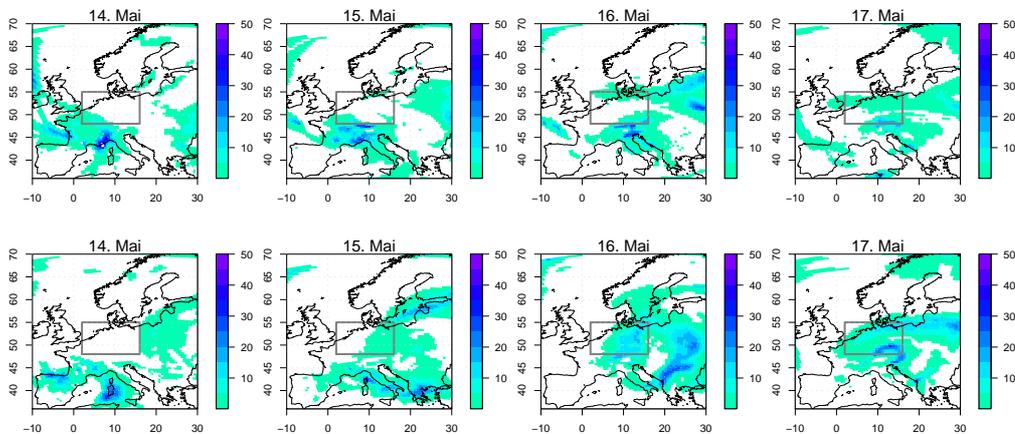


Abbildung 6.4: Tagessumme des skaligen Niederschlaganteils [mm] in der Referenzsimulation (oben) und im Testlauf T73Jan (unten) im Mai 1980. Das umrahmte Gebiet markiert das Auswertgebiet Mitteleuropa.

Europas und ist unterschiedlich stark ausgeprägt.

Die Klassifikation der Großwetterlage in der Zeit vom 16. bis 22. Mai 1980 zeigt, dass die damaligen Großwetterlage eine Nordostlage (Abk.: NEA) war (Werner und Gerstengarbe, 2010). Diese ist überwiegend antizyklonal geprägt. Es erstreckt sich eine Hochdruckbrücke von den Azoren über die Britischen Inseln bis nach Nordeuropa. Kontinentale Luft wird über den Südostrand nach Mitteleuropa transportiert. Häufig befindet sich dabei über Osteuropa ein ausgedehntes Tief. In den Tagen davor herrschte vom 10. bis 15. Mai die Großwetterlage Hoch Fennoskandien (Abk.: HFA) mit einem blockierenden Bodenhoch über Skandinavien, das für trockenes Wetter in Mitteleuropa sorgte. Diese Druckverhältnisse finden sich in der Referenzsimulation wieder.

Der Antrieb für Zyklogenese findet im Allgemeinen in der mittleren Troposphäre statt, weshalb sich das Geopotential in 500 hPa für die Untersuchung anbietet (Abb. 6.6). Auf 500 hPa zeigt sich am 14. Mai 1980 00 UTC in beiden Simulationen eine ähnliche Struktur. Gekoppelt mit dem Bodenhoch befindet sich ein abgeschlossenes Höhenhoch über Skandinavien und der Nordsee. Im Testlauf ist am Ostrand des Modellgebietes das Höhentief stärker ausgeprägt. Der in der Referenzsimulation am 15. Mai 12 UTC über Frankreich liegende Trog befindet sich im Testlauf T73Jan weiter südlicher und reicht sogar bis nach Nordafrika. Im weiteren Verlauf vertieft sich der Trog im Testlauf. Im Bereich dieses Troges wandert das Höhentief von Osteuropa zu den Alpen.

Damit sich ein Bodentief entwickeln kann, muss zunächst in der Höhe Divergenz im Windfeld herrschen, die am Boden zu Konvergenz mit aufsteigender Luftbewegung führt. In der mittleren Troposphäre erreicht die Vertikalgeschwindigkeit in der Regel ihr Maximum. Deshalb bietet sich an, die Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  im p-System in 500 hPa zu betrachten. Diese gibt eine Druckänderung pro Zeiteinheit an. Am 16. Mai 12 UTC findet über Mittel- und Osteuropa im Testlauf

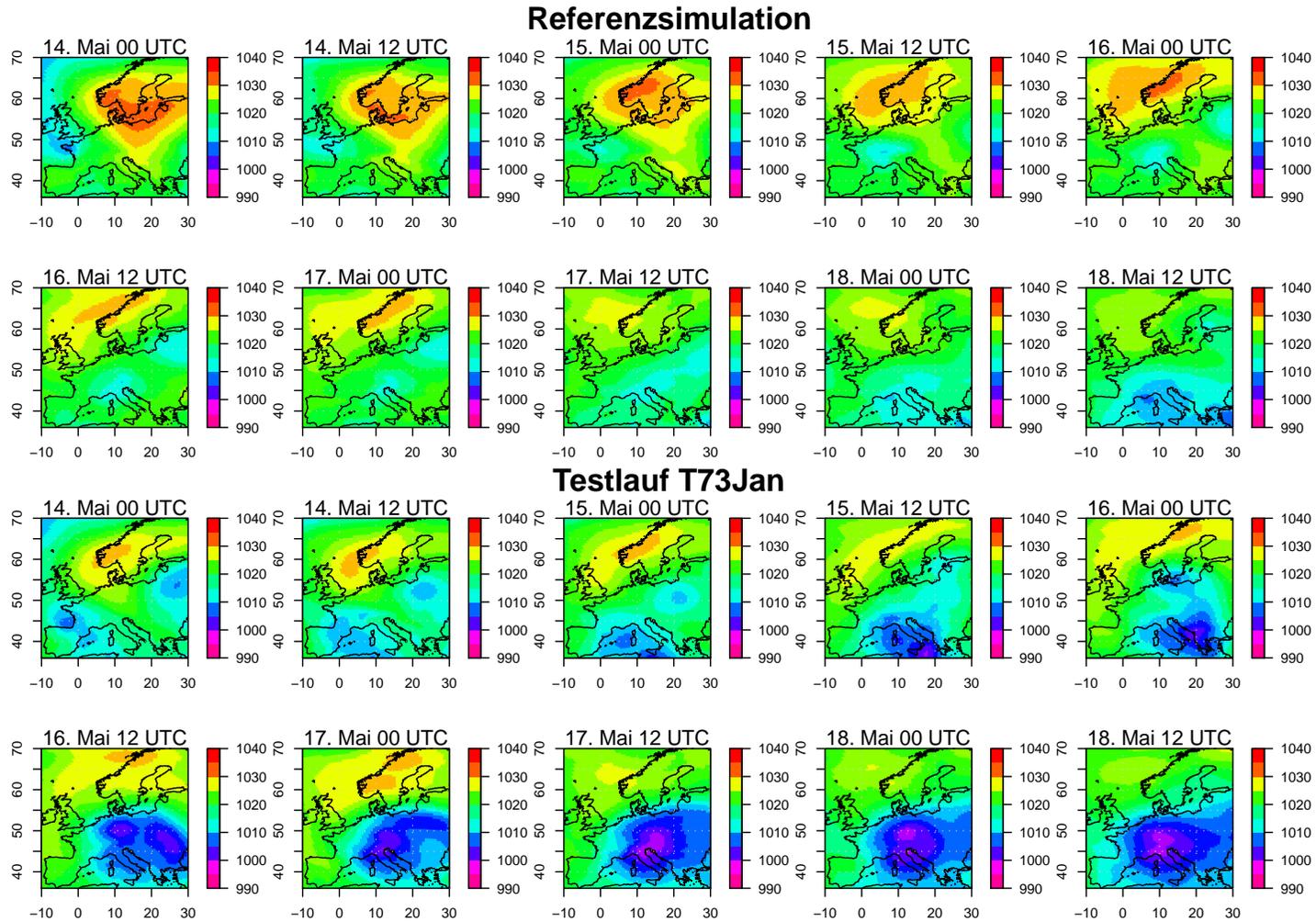


Abbildung 6.5: Luftdruck auf Meeressniveau [hPa] im Mai 1980 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf T73Jan.

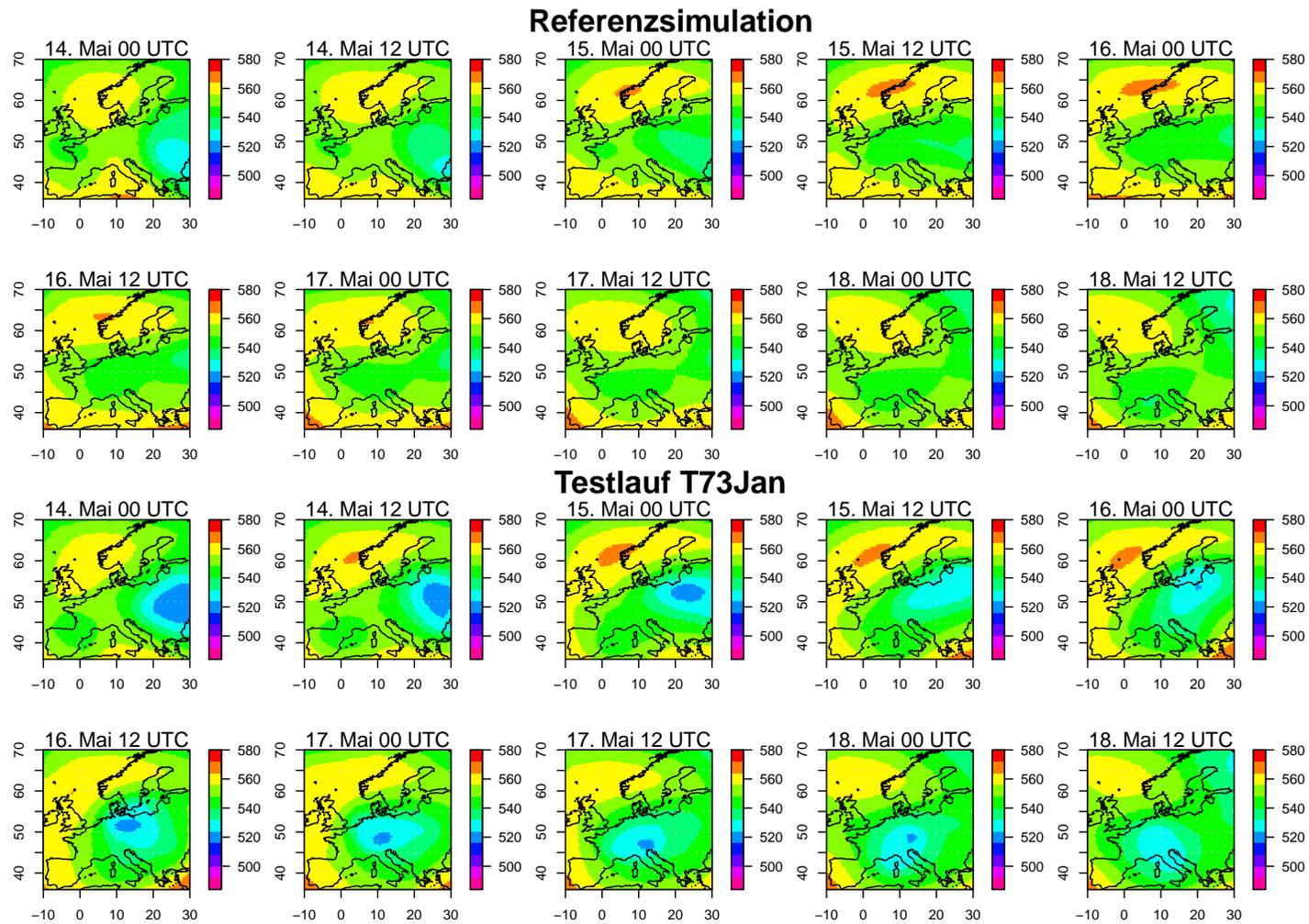


Abbildung 6.6: Geopotential in 500 hPa [gpdam] im Mai 1980 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf T73Jan.

T73Jan großflächige Hebung an der Trogvorderseite statt (Abb. 6.7), einhergehend mit einer Intensivierung des Bodendrucks. Der Grund dafür ist eine positive Schichtdickenadvektion, die sich an der erkennbaren vertikalen Rechtsdrehung des Horizontalwindes am 16. Mai 00 UTC und in einer Temperaturzunahme in 500 hPa Höhe vom 15. Mai 00 UTC bis zum 16. Mai 12 UTC offenbart (Abb. 6.8). Zudem zeigt sich dies durch eine Verlagerung des Troges nach Deutschland. Schließlich lassen sich durch die verstärkten Hebungsprozesse im Testlauf T73Jan die Zunahme des Niederschlags erklären.

An den Tagen vor dem 16. Mai brachte im Testlauf T73Jan der bodennahe Horizontalwind Luftmassen von Skandinavien über Mitteleuropa nach Osteuropa. Schließlich ändern sich die horizontalen Windverhältnisse am 16. Mai, an dem im Testlauf die Hauptströmungsrichtung aus Westrussland über Osteuropa nach Mitteleuropa erfolgt (Abb. 6.9). Eine Konvergenzlinie erstreckt sich von der Balkanhalbinsel in die Mitte von Osteuropa. In der Referenzsimulation liegt hingegen am 16. Mai für Mitteleuropa eine Strömung aus Skandinavien vor.

Das ausfällbare Niederschlagswasser gibt den integrierten Wasserdampf über einem Gitterelement wieder  $[kg\ m^{-2}]$ . Der Zeitraum 14. bis 16. Mai wurde genauer betrachtet, indem die absolute Differenz zwischen Referenz und Testlauf T73Jan gebildet wurde (Abb. 6.10). Bei dem täglichen Mittel des ausfällbaren Niederschlagswassers ist am 14. Mai 00 UTC im Südwesten von Mitteleuropa bis zu den Britischen Inseln weniger Feuchtigkeit in der Atmosphäre im Testlauf als in der Referenzsimulation enthalten, während in den restlichen Gebieten die Unterschiede nicht so markant sind. Am 15. Mai 12 UTC findet sich in Mitteleuropa bereits mehr ausfällbares Niederschlagswasser, welches am 16. Mai 00 UTC weiterhin an Menge zunimmt. Dies sind bis zu  $10\ kg\ m^{-2}$  mehr ausfällbares Niederschlagswasser als in der Referenzsimulation. Schließlich kommt es am 16. und 17. Mai in Mitteleuropa, Osteuropa, im Mittelmeerraum und in den Alpen zu Niederschlag (Abb. 6.4). Dieser wird eindeutig vom großskaligen Niederschlag dominiert. Im Mittelmeerraum ist am 16. Mai die erwähnte Konvergenzlinie zu sehen.

Der KO-Index beschreibt das Entwicklungspotential hochreichender Konvektion als Folge potentieller Instabilität. Die Berechnung des KO-Index findet unter Verwendung der pseudopotentieller Temperatur  $T_{qs}$  [K] in verschiedenen Druckniveaus über

$$KO = \frac{1}{2} \cdot (\theta_{ps,500} + \theta_{ps,700}) - \frac{1}{2} \cdot (\theta_{ps,850} + \theta_{ps,1000}) \quad (6.1)$$

statt. Die pseudopotentielle Temperatur gibt die Temperatur in einem Luftpaket an, wenn der darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck vollständig kondensiert, das Luftpaket instantan verlässt und anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Ab einem KO-Index von größer 6 K ist eine potentielle Stabilität und  $\leq 2$  K eine potentielle Instabilität der Atmosphäre gegeben. Großräumige Hebungsprozesse können zur Auslösung von potentieller Instabilität führen.

Die Stabilitätsverhältnisse unterscheiden sich zwischen Testlauf T73Jan und Referenzsimulation vom 14. bis 18. Mai (Abb. 6.11). Am 15. Mai 1980 12 UTC und in den nachfolgenden 12 Stunden ist im Testlauf der östliche Teil von Osteuropa potentiell instabil, während sich in der Referenzsimulation eine Stabilität abzeichnet. Am 16. Mai 1980 12 UTC, wenn das Tiefdruckzentrum

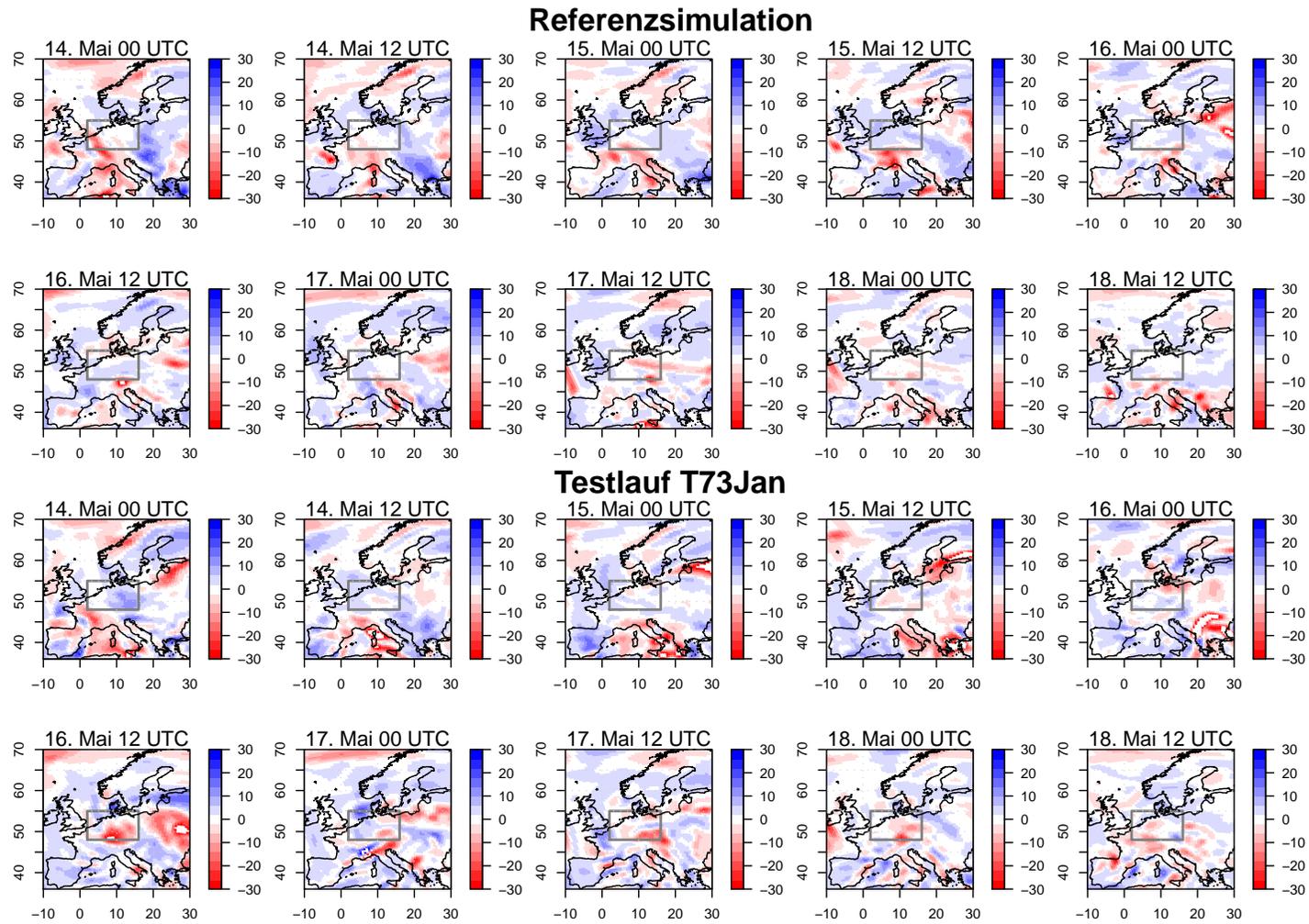


Abbildung 6.7: Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  in 500 hPa [ $hPa h^{-1}$ ] im Mai 1980 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf T73Jan. Negative Werte bedeuten Hebung und positive Werte Absinken.

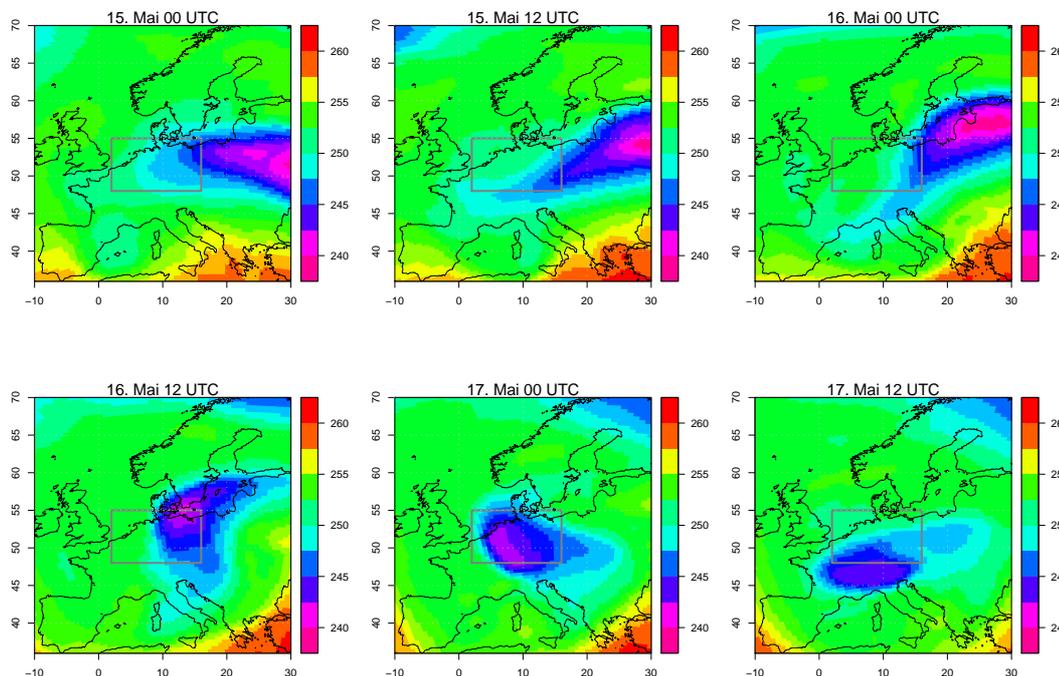


Abbildung 6.8: Lufttemperatur in 500 hPa [K] im Mai 1980 (12-stündig) in Testlauf T73Jan.

über Mitteleuropa liegt und großräumige Hebung vorhanden ist, finden sich in Mitteleuropa im Testlauf instabilere Verhältnisse im Gegensatz zur Referenzsimulation vor. Ab dem nächsten Zeitpunkt nähert sich der Testlauf immer mehr der Referenzsimulation an. In manchen Gebieten treten nur noch wenige Abweichungen des KO-Index auf.

Die Großwetterlage hat sich im Testlauf T73Jan am 16. Mai 1980 von einem Hoch Fennoskandien (HFA) zur zyklonalen Nordostlage (Abk.: NEZ) entwickelt und nicht wie in der Referenzsimulation zum antizyklonalen Pendant, also zur NEA. Bei der NEZ ist der langgestreckte Trog über Mitteleuropa von Nordost bis Südwest mit Kaltluft gefüllt. Warme und feuchte Luft wird von Westrußland auf die mitteleuropäische Kaltluft geführt.

Letztendlich wirkt sich im Modellgebiet die Initialisierung der Bodenfeuchte auf den skaligen Niederschlagsanteil aus. Die Anomalien des Niederschlags zeigen sich selbst noch nach 7 Jahren, obwohl der Boden in allen Auswertebieten mit Ausnahme von Skandinavien einen eingeschwungenen Zustand besitzt. Am 16. Mai 1980 sind die Auswertebiete unterschiedlich stark von den Unterschieden im Niederschlag betroffen. Am deutlichsten zeigt sich dies mit einer Niederschlagszunahme in Mitteleuropa und Osteuropa. Das sind genau die Auswertebiete, die beim Niederschlag als sensitiv identifiziert wurden (Kap. 5.3). Die Niederschlagszunahme wurde durch eine Zyklogenese im östlichen Teil des Modellgebiets ausgelöst. Insgesamt führte eine Großwetterlage mit Ostlage und einem Hochdruckgebiet über Skandinavien zu dieser Veränderung. Für die Veränderung könnte das lange Gedächtnis des Bodens in Skandinavien verantwortlich sein.

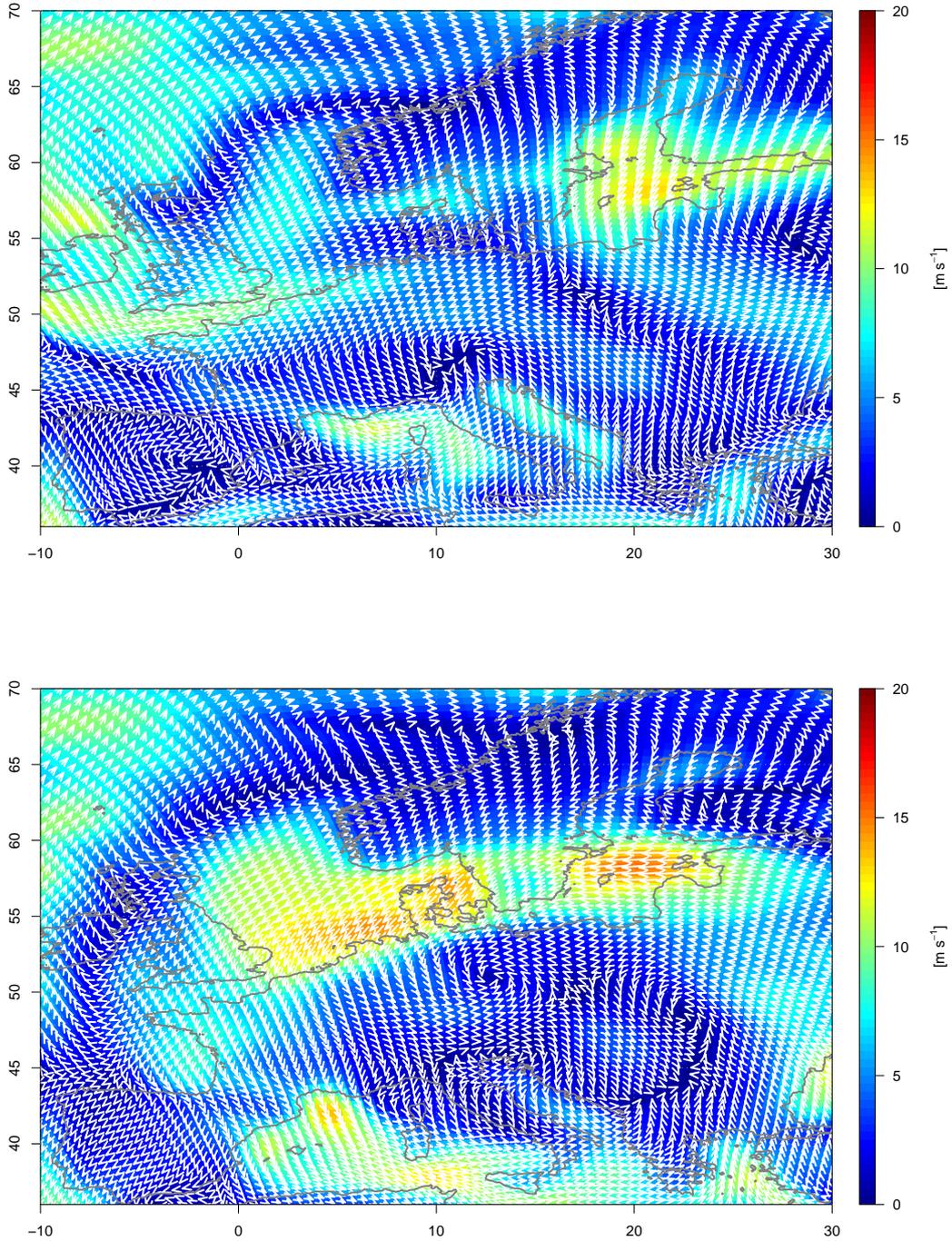


Abbildung 6.9: Tagesmittel der horizontalen Windrichtung und -geschwindigkeit in 1000 hPa  $[m s^{-1}]$  am 16. Mai 1980. Oben: Referenzsimulation. Unten: Testlauf T73Jan.

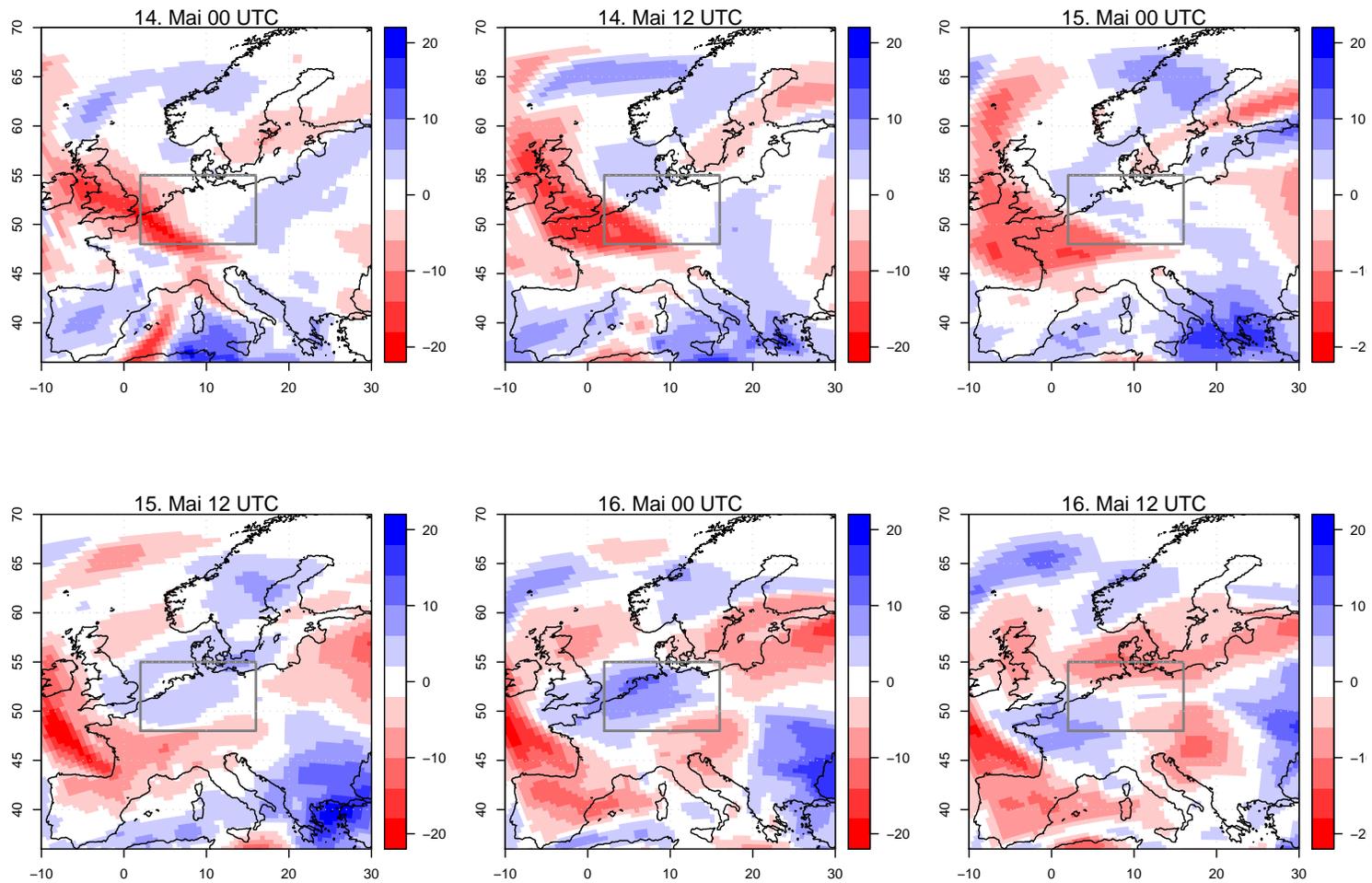


Abbildung 6.10: Absolute Differenz des ausfällbaren Niederschlagswasser [ $kg\ m^{-2}$ ] zwischen Testlauf T73Jan und Referenzsimulation. Die Farbe Blau gibt einen höheren Gehalt des ausfällbaren Niederschlagswasser im Testlauf an, rot bedeutet einen geringeren Gehalt.

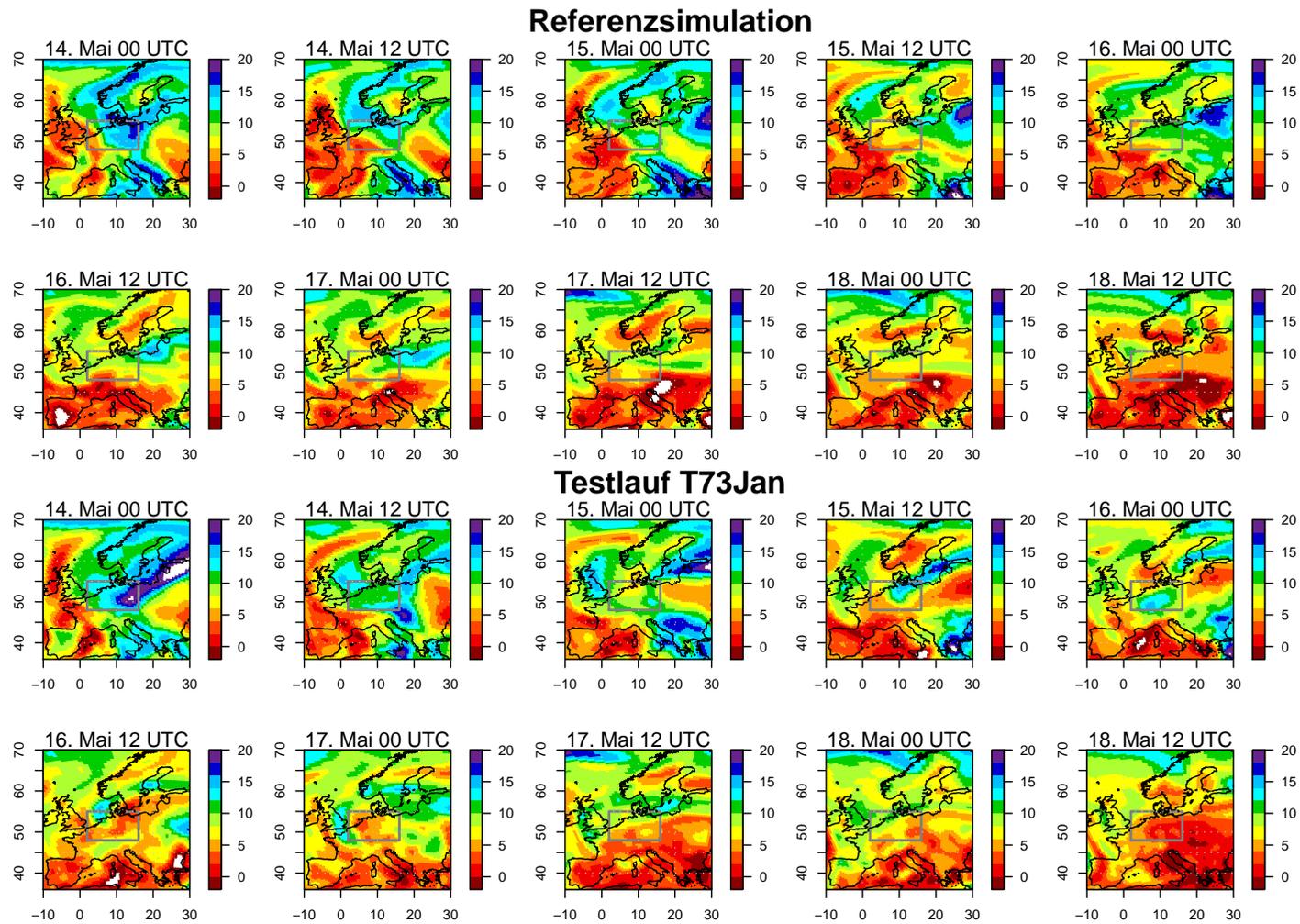


Abbildung 6.11: KO-Index [K] im Mai 1980 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf T73Jan.

## 6.2 Änderung der Großwetterlagen

Die Analyse der Bodenfeuchtwerte aus den Testläufen zeigten in Kapitel 4.1, dass in Mitteleuropa nicht allein im Mai 1980 größere Unterschiede zur Referenzsimulation auftraten, sondern auch zu anderen Zeitpunkten. Daher werden zunächst die feuchten Testläufe F73Jan und F73Jun für das Jahr 1976 exemplarisch untersucht, da diese während der Dürreperiode in **Mitteleuropa** verstärkt bei den RMSD-Werten der Bodenfeuchte von den anderen Testläufen abweichen (Abb. 4.2).

Bei Betrachtung der Jahressummen des Gesamtniederschlags zeichnete sich in Mitteleuropa in dem trockenen Jahr 1976 in jedem Testlauf ein feuchteres Jahr ab als in der Referenzsimulation (Tab. 5.2). Die Niederschlagszunahme beispielsweise im Testlauf F73Jan von 21 mm über das Auswertegbiet Mitteleuropa gemittelt muss sich in dem Jahr bei den täglichen Niederschlagssummen zeigen (Abb. 6.12). Der erste Zeitpunkt ab Jahresbeginn, bei dem sich Testlauf F73Jun von der Referenzsimulation auffällig unterscheidet, ist der 11. **März**. Nach der Klassifikation der Großwetterlagen lag damals vom 4. bis 11. März eine Großwetterlage mit Ostlage vor und zwar das Hoch Fennoskandien (HFA) (Werner und Gerstengarbe, 2010). Bereits bei der Falluntersuchung am 16. Mai 1980 war das Hoch Fennoskandien bei einer Niederschlagsänderung beteiligt (Kap. 6.1). Beim Vergleich der Niederschlagsanteile am 11. März 1976 zeigt sich, dass weder der skalige noch der konvektive Niederschlag für die Niederschlagszunahme verantwortlich ist. Zu diesem Zeitpunkt dominiert der Schneeanteil des Gesamtniederschlags in Mitteleuropa. Das Gegenteil mit einer Niederschlagsabnahme zeigt der feuchte Testlauf F73Jun, obwohl wie im Testlauf F73Jan die gleiche Änderung an der Bodenfeuchte vorgenommen und die Simulation lediglich ein halbes Jahr später gestartet wurde. An diesem Beispiel lässt sich wieder die hohe Variabilität der Bodeninitialisierung erkennen.

Eine weitere auffällige Abweichung mit mehr Niederschlag ist nach einer mehrtägigen Trockenphase Anfang **Juli** in **Mitteleuropa** und den umliegenden Auswertegebieten zu finden. Im Testlauf F73Jun ist dieser beim Gesamtniederschlag am 7. Juli mit 7 mm sehr gut zu erkennen. An diesem Tag ist der Anteil des skaligen Niederschlags größer als der des konvektiven Niederschlags. Einen Tag zuvor, am 6. Juli, erreicht in den beiden Testläufen der konvektive Niederschlagsanteil mit mehr als 2,5 mm eine höhere Niederschlagssumme als die Referenzsimulation. Im Fall des skaligen Niederschlagsanteil ist nicht das Hoch Fennoskandien an der Niederschlagsabweichung beteiligt, sondern die Großwetterlage Hoch Nordmeer-Inland (Abk.: HNA) ist der Auslöser für die Abweichung. Die Großwetterlage HNA weist eine nördliche Strömung auf, bei der Störungen wie Kurzwellentröge von Westrußland südwärts nach Mitteleuropa wandern (Werner und Gerstengarbe, 2010). Zudem ist am 7. Juli nicht allein Mitteleuropa von der nördlichen Strömung betroffen. Zusätzlich treten größere Niederschlagsabweichungen in den Alpen am 7. Juli und in Osteuropa einen Tag später auf. Diese Auswertegebiete verzeichnen mehr Niederschlag, insbesondere die Alpen mit mehr als 8 mm gegenüber der Referenz. Bei Betrachtung des Geopotentials in 500 hPa sind am 7. Juli 00 UTC in Testlauf F73Jun über den Alpen mehrere Randtröge an der zonal ausgerichteten 564 gpdam Isohypse zu erkennen (Abb. 6.13). Zwölf Stunden später vergrößert sich die Amplitude der Störung und trogvorderseitig kommt es zu Hebungs Vorgängen, die zu einer Ver-

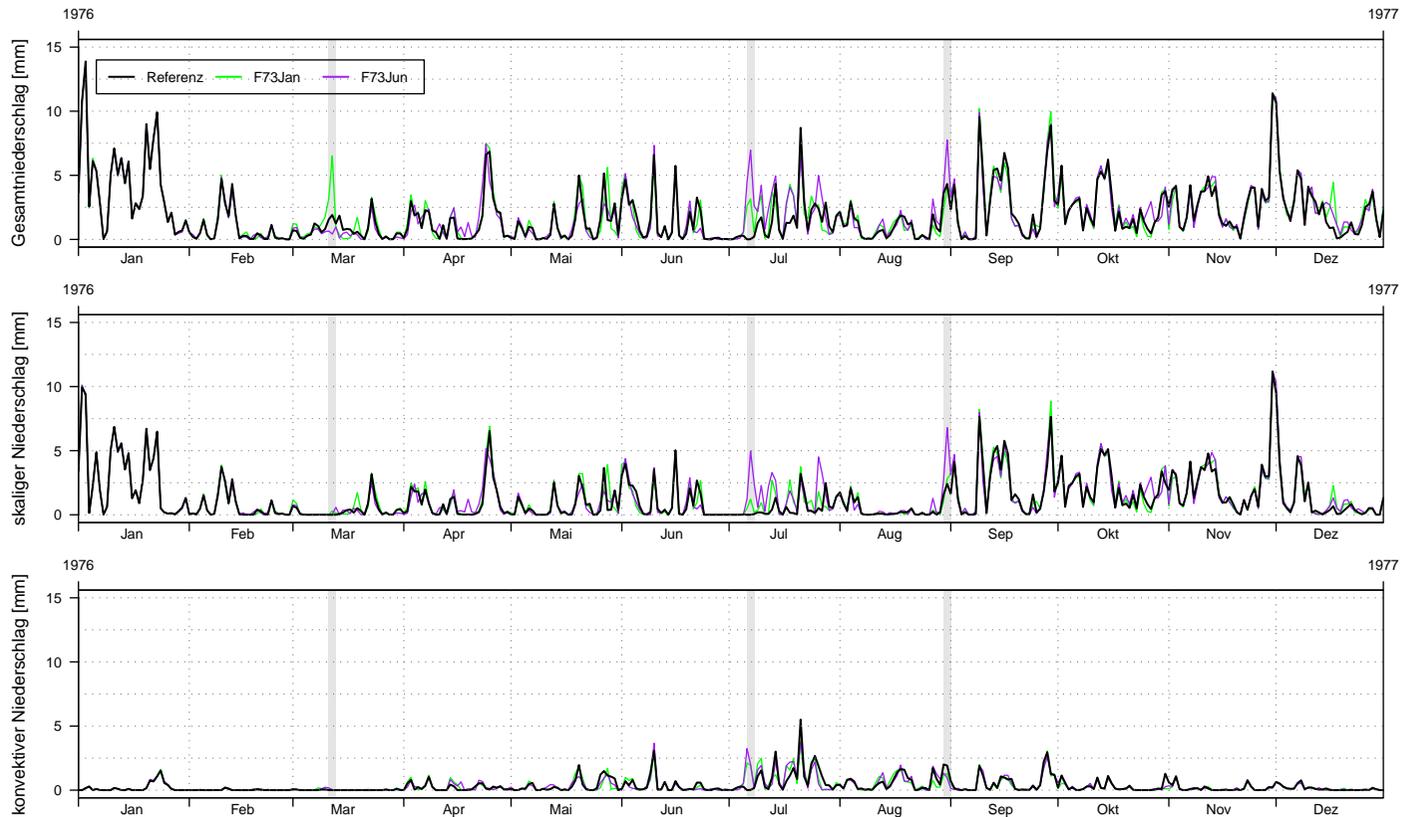


Abbildung 6.12: Tagessummen des Gesamtniederschlags [mm] (oben), der skaligen (Mitte) und konvektiven (unten) Niederschlagsanteile [mm] von Referenzsimulation, von Testlauf F73Jan und Testlauf F73Jun im Jahr 1976 in **Mitteleuropa**. Der grau hinterlegte Bereich kennzeichnet den 11. März, 7. Juli und den 30. bis 31. August.

tiefung des Bodendrucks und zur Auslösung von Niederschlägen führen. Entsprechend befindet sich in diesem Gebiet ein Tiefdruckgebilde am Boden (siehe Anhang, Abb. A.8).

Die letzte markante Niederschlagsabweichung von der Referenzsimulation im Jahr 1976, die über den skaligen Niederschlagsanteil bestimmt wird, ist vom 30. bis 31. **August** im Testlauf F73Jun zu finden (Abb. 6.13). Am 27. bis 29. August trat als Großwetterlage die zyklonale Nordostlage NEZ auf.

Werden nun von 1977 bis zum Simulationsende der Testläufe die Zeitpunkte mit den größten Unterschieden im Niederschlag und der Bodenfeuchte in den Auswertebereichen herausgegriffen und die jeweilige Wetterlage betrachtet, offenbart sich häufig eine Großwetterlage mit Ost- oder Nordlage wie das Hoch Fennoskandien vor dem Auftreten der Unterschiede (Tab. 6.1). Die Luftmassen kommen in diesem Fall von Osteuropa oder Skandinavien. In den Jahren 1978 und 1979 sind in Mitteleuropa die mittleren Abweichungen der Bodenfeuchte relativ gering und demzufolge sind die Niederschlagsabweichungen zur Referenzsimulation klein.

Im letzten Jahr, im **Juli 1982**, ist in einigen Auswertebereichen eine abweichende Niederschlagsverteilung im Vergleich zur Referenzsimulation vorhanden. Im Detail zählen dazu Mitteleuropa, Frankreich, Osteuropa und die Alpen (Abb. 6.14). Das Auswertebereich Osteuropa zeigt Anfang Juli in den Testläufen eine gute Übereinstimmung mit der Referenzsimulation, welches sich ab dem 11. Juli deutlich ändert. Vom 11. bis 15. Juli 1982 wurde damals die Großwetterlage als Hoch Fennoskandien charakterisiert. Wie in all den Falluntersuchungen zuvor liegt bei den Abweichungen der Hauptanteil des Gesamtniederschlags beim skaligen Niederschlag. Die Testläufe in den Auswertebereichen Mitteleuropa und Frankreich beginnen ebenfalls am 11. Juli nach vorheriger Übereinstimmung, sich von der Referenzsimulation zu unterscheiden. Es findet in den Testläufen eine zeitliche Verschiebung der Niederschlagsmaxima und eine Abnahme der Niederschlagssumme statt. Gegen Ende des Monats fällt in diesen Gebieten (ausgenommen Osteuropa) in der Referenzsimulation nahezu kein Niederschlag. Trotzdem wird in den Testläufen Niederschlag registriert. Die Menge beträgt 3 bis 10 mm pro Tag. Die Iberische Halbinsel und Skandinavien weisen die geringsten Unterschiede auf.

Tabelle 6.1: Großwetterlagen mit Ostlagen (Werner und Gerstengarbe, 2010).

<b>Zyklonal</b>	<b>Antizyklonal</b>
Nordostlage (NEZ)	Nordostlage (NEA)
Hoch Fennoskandien (HFZ)	Hoch Fennoskandien (HFA)
Hoch Nordmeer-Fennoskandien (HNFZ)	Hoch Nordmeer-Fennoskandien (HNFA)
Südostlage (SEZ)	Südostlage (SEA)

Zusammenfassend gilt, dass die abweichende Niederschlagsverteilung in den Testläufen gegenüber der Referenzsimulation durch eine interne Änderung der Wetterlage, d.h. innerhalb des Modellgebiets, verursacht wird. Dabei treten diese Abweichungen jährlich im Simulationszeitraum hauptsächlich von Mai bis August und größtenteils bei Großwetterlagen mit Ostlagen auf. Zu erklären ist dies über den schwächeren synoptischen Antrieb bei Ostlagen, insbesondere im Som-

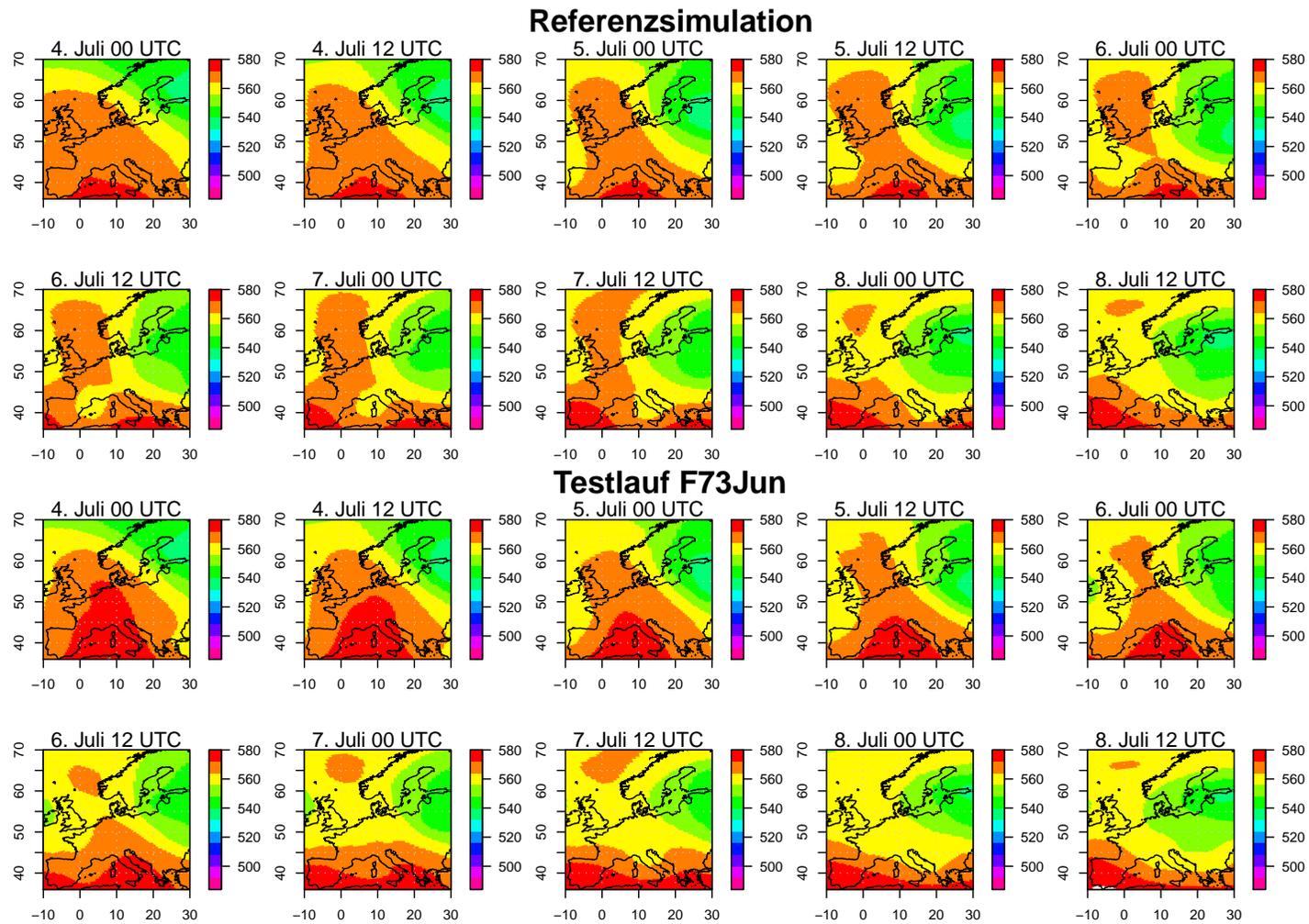


Abbildung 6.13: Geopotential in 500 hPa [gpdam] im Juli 1976 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf T73Jan.

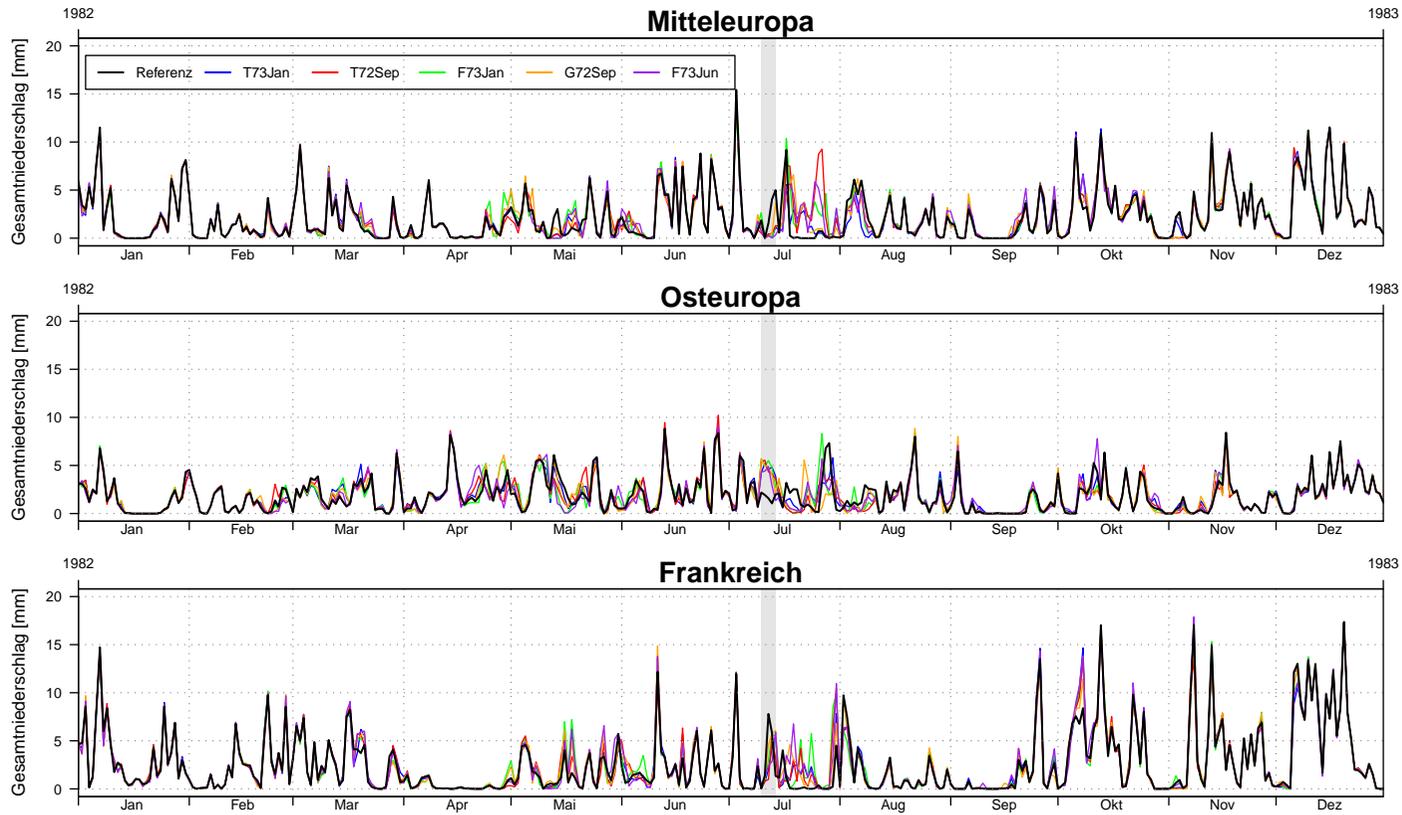


Abbildung 6.14: Tagessummen des Gesamtniederschlags [mm] in Mitteleuropa (oben), in Osteuropa (Mitte) und Frankreich (unten) im Jahr 1982 für alle Testläufe. Der grau hinterlegte Bereich kennzeichnet den 11. bis 15. Juli 1982.

mer.

Durch die Störung des Initialisierungsfeldes der Bodenfeuchte entwickelt das regionale Klimamodell CCLM ein Eigenleben und führt dazu, dass die Druckverteilung anders simuliert wird. Dies kann eine Niederschlagsabweichung zur Folge haben und wirkt sich dadurch wiederum auf die Änderungen der Bodenfeuchte und Evapotranspiration aus. Nach einiger Zeit gelangt das abweichende Bodenwasser von den oberen in die tieferen Bodenschichten. Durch das lange Gedächtnis der tieferen Bodenschichten kann sich dieses Verhalten von Jahr zu Jahr wiederholen.

## 7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluss einer Initialisierung der Bodenfeuchte auf mittelfristige Trends im Boden und in der Atmosphäre für Europa untersucht. Hierzu wurde in verschiedenen Sensitivitätsexperimenten mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM das dreidimensionale Initialisierungsfeld des Bodens systematisch gestört. In dieser Sensitivitätsstudie wurden die Simulationen mit ERA-40 Reanalysedaten angetrieben. Auf diese Weise konnte das zeitliche Verhalten des Modells mit den in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungsdaten von E-OBS verglichen werden.

Die Untersuchung der Referenzsimulation auf unterschiedliche klimatologische Eigenschaften der einzelnen europäischen Regionen hat ergeben, dass das regionale Klimamodell COSMO-CLM im Allgemeinen im Winterhalbjahr mehr Niederschlag vorhersagt als die Beobachtungen ergeben. Südlich von Skandinavien zeigt die Referenzsimulation in den Sommermonaten geringere Niederschläge als beobachtet. Des Weiteren fand eine Identifizierung von extremen Perioden in den europäischen Gebieten mit dem effektiven Trockenheitsindex EDI statt. Die Analyse der Referenzsimulation über den Zeitraum vom 01.01.1970 zum 31.12.1999 und der Vergleich mit Beobachtungsdaten haben gezeigt, dass feuchte und trockene Perioden, wie beispielsweise die langanhaltende Dürreperiode in Mitteleuropa im Jahre 1976, von der Referenzsimulation relativ genau wiedergegeben werden. Die Korrelation zwischen den Zeitreihen mit dem aus den Modell- und Beobachtungsdaten berechneten EDI ist relativ hoch. Die Korrelation ist in den Auswertebieten größer gleich 0,72.

In den durchgeführten Testläufen wird nach der Auslenkung der Bodenfeuchte zu Simulationsbeginn deren Annäherung an die Referenzsimulation beobachtet. Der Boden benötigt je nach Stärke der Auslenkung unterschiedlich viel Zeit, sich an sein dynamisches Gleichgewicht anzupassen. Hierzu wurden in den definierten Bodenschichten die Einschwingdauer aller europäischer Regionen verglichen. Dabei weisen dieselben Bodenschichten in verschiedenen Gebieten unterschiedliche Einschwingdauern auf. Zudem wird eine vertikale Variation der Einschwingdauer festgestellt. In den tieferen Bodenschichten (ca. ab 1 m) benötigt der Boden generell am meisten Zeit, da die Niederschlagssignale an der Oberfläche von oben nach unten transportiert werden müssen. Insbesondere im Auswertebereich Skandinavien besitzt der Boden bei einer trockenen Initialisierung in den tieferen Schichten ein langes Gedächtnis. Aufgrund des langsamen vertikalen Wassertransports von sandigem Lehm bei einem trockenen Boden und das Gefrieren des Bodens benötigt

der Boden dort deutlich mehr Zeit (mehr als 7 Jahre), um sich einzuschwingen. Diese Zeitspanne übersteigt signifikant die Dauer des üblicherweise in regionalen Klimasimulationen verwendeten zwei- bis dreijährigen Vorlaufs, durch den der Boden sein dynamisches Gleichgewicht erreichen soll. Auch für die Gebiete Iberische Halbinsel, Mittelmeerraum und Osteuropa genügt, unabhängig von der prozentualen Änderung der Bodenfeuchte bei einer trockenen Initialisierung, eine Einschwingdauer bis zu 3 Jahren nicht. Allerdings liegt die Einschwingdauer der tieferen Schichten in diesen Gebieten unterhalb der Einschwingdauer von Skandinavien. Die Gebiete Alpen, Frankreich, Britische Inseln und Mitteleuropa benötigen in den tieferen Schichten bei einer moderaten trockenen Initialisierung zwischen 2 und 3 Jahre, um sich einzuschwingen. Andernfalls erhöht sich die Einschwingdauer bei einer trockeneren Initialisierung auf mindestens 4 Jahre. Schließlich sind auch nach einem dreijährigen Vorlauf Einflüsse durch die Unsicherheiten des Initialisierungsfelds der Bodenfeuchte auf die Klimasimulationen zu erwarten.

Eine feuchte Initialisierung liefert in jedem Gebiet eine schnellere Einschwingdauer des Bodens als eine trockene Initialisierung. Gemäß der Richards-Gleichung ist der vertikale Wassertransport bei einer hohen Bodenfeuchte schneller als bei einem trockenen Boden. Die oberen Bodenschichten schwingen sich schnell ein. Alle Auswertgebiete mit Ausnahme von Skandinavien erreichen bis zur fünften Schicht (ca. 0,5 m) nach weniger als einem Jahr ein dynamisches Gleichgewicht. Jedoch benötigen die letzten vier Schichten in den südlichen Auswertgebieten Mittelmeerraum und Iberische Halbinsel ungefähr 5 Jahre, was im Vergleich zu einer trockenen Initialisierung kürzer ist. Deshalb empfiehlt es sich, eine feuchte Initialisierung wegen der kürzeren Einschwingdauer des Bodens aller Gebiete einer trockenen Initialisierung vorzuziehen. Um sicher zu stellen, dass der Boden in jedem Gebiet seinen eingeschwungenen Zustand erreicht hat, ist ein Vorlauf von 5 Jahren in Klimasimulationen zu berücksichtigen.

Erreicht der Boden seinen eingeschwungenen Zustand, sind die Abweichungen bei der Bodenfeuchte zwischen den Testläufen und der Referenzsimulation jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Von Mai bis September treten die größten mittleren Abweichungen in der Bodenfeuchte mit bis zu 4 Vol. % auf, die durch den Niederschlag verursacht werden. Dementsprechend ist das Sommerhalbjahr sensitiver für Niederschlagsänderungen als das Winterhalbjahr. Jedoch gleichen sich die Werte der Bodenfeuchte aus dem Testlauf weder im Sommer- noch im Winterhalbjahr völlig an die Referenzsimulation an. Während der zehnjährigen Simulation findet somit in den Gebieten eine Annäherung, aber keine vollständige Angleichung an die Referenzsimulation statt. Die minimale mittlere Abweichung der Testläufe von der Referenzsimulation beträgt zwischen 0,05 Vol. % und 0,45 Vol. %. Diese sind auf den Britischen Inseln am niedrigsten und in Skandinavien am höchsten.

Die Untersuchung der Bodentemperatur ergab, dass in dem Auswertgebiet Skandinavien bei einer trockenen Bodeninitialisierung ein verstärkter Einfluss auf die Bodentemperatur in den untersten Bodenschichten erfolgt. Die Bodentemperatur ist abhängig von der Wärmeleitung und diese wiederum von der Bodenfeuchte und dem Eisgehalt in einem Volumen. Daher führt eine Re-

duzierung der Bodenfeuchte zu einer schnellen zeitlichen Änderung der Bodentemperatur. Dies wirkt sich verstärkt auf gefrierende und tauende Böden in Skandinavien und wiederum auf die Einschwingdauer des Bodens aus.

Die relativ geringen Abweichungen der Bodenfeuchte haben allerdings einen spürbaren Einfluss auf die Atmosphäre. Die Auswirkung einer Bodeninitialisierung zeigt sich an den mit der Bodenfeuchte in Wechselwirkung stehenden Modellgrößen Evapotranspiration und Niederschlag. Diese weisen genau wie die Bodenfeuchte jahreszeitliche Schwankungen bei der Abweichung gegenüber der Referenzsimulation auf. Abhängig vom Gebiet weicht bei den Testläufen im Mittel der Niederschlag zwischen 5 % und 13 % und die Evapotranspiration zwischen 4 % und 9 % von der Referenzsimulation ab. Es stellte sich heraus, dass das östlich liegende und kontinentale Gebiet Osteuropa, gefolgt von Mitteleuropa, Mittelmeerraum und den Alpen, die stärkste Änderung beim Niederschlag und bei der Evapotranspiration verzeichnet hat. Der geringste Einfluss der Initialisierung auf den Niederschlag und die Evapotranspiration herrscht in den zum Atlantik angrenzenden Gebieten, insbesondere auf der Iberischen Halbinsel und in Skandinavien. Obwohl der Boden in Skandinavien die meiste Zeit benötigt, um sich einzuschwingen, führt dies im Mittel nicht gleichzeitig zu einer verstärkten Beeinflussung von Niederschlag und Evapotranspiration in diesem Gebiet. Außerdem führt eine feuchte oder trockene Initialisierung nicht zwangsläufig zu einer Zunahme oder Abnahme des Niederschlags.

Bei genauerer Betrachtung der Wetterlagen lassen sich die Ursachen der Niederschlagsabweichungen innerhalb der Dekade in den meisten Fällen durch Großwetterlagen mit Ostlage erklären. Dabei kann das lange Gedächtnis des Bodens in Skandinavien, Osteuropa und den südlichen semiariden Gebieten in Betracht gezogen werden. Störungen, verursacht durch das Gedächtnis des Bodens, können mit einer östlichen Strömung in das Modellgebiet transportiert werden. Diese wirken sich dort auf die Wetterlage aus, indem sie zu einer verstärkten Abweichung im Niederschlag führen. Der Auslöser für die Zunahme des Niederschlags ist in einigen Fällen die Bildung einer Zyklone, die in der Referenzsimulation nicht vorhanden ist. Die Testläufe zeigen untereinander und gegenüber der Referenzsimulation ein leicht verändertes Druckfeld am Boden und in 500 hPa und demzufolge ein verändertes Windfeld.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass eine Bodeninitialisierung innerhalb von 10 Jahren zu dauerhaften Änderungen im Boden und in der Atmosphäre führt, welche sich spürbar in einer Änderung der Bodenfeuchte, der Evapotranspiration und dem Niederschlag bemerkbar machen. Die Folge der Bodeninitialisierung ist innerhalb des Modellgebiets Europa eine Drift des Bodens und der Atmosphäre in einen veränderten Zustand, die sich in der Atmosphäre vor allem auf Großwetterlagen mit östlicher Strömung auswirken. Vermutlich bleibt der Einfluss der Bodeninitialisierung über die Dekade hinaus bestehen.

# Danksagung

Hiermit möchte ich mich bei allen bedanken, die zum Gelingen meiner Diplomarbeit beigetragen haben. Insbesondere danke ich:

- Herrn Prof. C. Kottmeier und Herrn Prof. K. D. Beheng für die Übernahme des Referats bzw. des Korreferats,
- Herrn Dr. G. Schädler für die Möglichkeit, die Diplomarbeit in seiner Arbeitsgruppe durchzuführen und die Zweitkorrektur der Diplomarbeit,
- Herrn Dipl.-Geoph. H. Feldmann und Frau Dr. S. Khodayar für die Betreuung der Diplomarbeit, konstruktive Gespräche, zahlreiche Ideen und die Erstkorrektur der Diplomarbeit,
- Herrn Dr. H.-J. Panitz für die Einarbeitung in COSMO-CLM und die Hilfsbereitschaft bei Problemen mit dem Modell,
- Herrn Dipl.-Met. H. Mahlke für anregende Diskussionen bezüglich der Synoptik,
- dem Höchstleistungsrechenzentrum Stuttgart (HLRS) für die Durchführung der Simulationsrechnungen.

Dankbar bin ich auch meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht haben.

# Literaturverzeichnis

- Böhm, U., M. Kücken, W. Ahrens, A. Block, D. Hauffe, K. Keuler, B. Rockel, und A. Will, 2006: CLM The climate version of LM: Brief Description and long-term applications. *COSMO Newsletter*, **6**, 225–235.
- Byun, H. R. und D. W. Kim, 2010: Comparing the Effective Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *Option Méditerranéennes, A no.95, Economics of drought and drought preparedness in a climate change context*, 85–89.
- Byun, H. R. und D. A. Wilhite, 1999: Objective Quantification of Drought Severity and Duration. *J. Clim.*, **12**, 2747–2756.
- Christensen, J. H., T. R. Carter, M. Rummukainen, und G. Amanatidis, 2007: Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Clim. Change*, **81**, 1–6.
- Conil, S., H. Douville, und S. Tyteca, 2009: Contribution of realistic soil moisture initial conditions to boreal summer climate predictability. *Clim. Dyn.*, **32**, DOI 10.1007/s00382-008-0375-9, 75–93.
- Dirmeyer, P. A., 2001: Climate Drift in a Coupled Land-Atmosphere Model. *J. Hydrometeor.*, **2**, 89–100.
- Doms, G. und U. Schättler, 2002: A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach*, 9–27.
- Doms, G., et al., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model Part II: Physical Parameterization. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach*, 107–129.
- Eltahir, E. A. B., 1998: A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. *Water Resour. Res.*, **34** (4), 765–776.
- Feldmann, H., B. Früh, G. Schädler, H.-J. Panitz, K. Keuler, D. Jacob, und P. Lorenz, 2008: Evaluation of the precipitation for South-western Germany from high resolution simulations with regional climate models. *Meteorol. Z.*, **17** (4), 455–465.
- Haylock, M. R., N. Hofstra, A. M. G. Klein Tank, E. J. Klok, P. D. Jones, und M. New, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20119, doi:10.1029/2008JD010201, 1–12.

- Hirschi, M., et al., 2011: Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nat. Geosci.*, **4**, 17–21.
- Hohenegger, C., P. Brockhaus, C. S. Bretherton, and C. Schär, 2009: The Soil Moisture-Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection. *J. Clim.*, **22**, 5003–5020.
- Jaeger, E. B., I. Anders, D. Lüthi, B. Rockel, C. Schär, and S. I. Seneviratne, 2008: Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. *Meteorol. Z.*, **17** (4), 349–367.
- Kerr, Y. H., 2007: Soil moisture from space: Where are we? *Hydrogeol. J.*, **15**, 117–120.
- Kim, D. W., H. R. Byun, and K. S. Choi, 2009: Evaluation, modification, and application of the Effective Drought Index to 200-Year drought climatology of Seoul, Korea, Republic of Korea. *J. Hydrol.*, **378**, 1–12.
- Koster, R. D. and M. J. Suarez, 2001: Soil Moisture Memory in Climate Models. *J. Hydrometeor.*, **2**, 558–570.
- Koster, R. D., et al., 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993, Anaheim, California*.
- Meissner, C., 2008: High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *PhD thesis, Fakultät für Physik, Karlsruher Institut für Technologie*, 12–22.
- Rodell, M., P. R. Houser, A. A. Berg, and J. S. Famiglietti, 2005: Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. *J. Hydrometeor.*, **6**, 146–155.
- Schättler, U., G. Doms, and C. Schraff, 2009: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model Part VII: User's Guide. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach*, 10–142.
- Seneviratne, S., E. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Sci. Rev.*, **99**, 125–161.
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (612), 2961–3012.
- Vereecken, H., J. A. Huisman, H. Bogen, J. Vanderborght, J. A. Vrugt, and J. W. Hopmans, 2008: On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resour. Res.*, **44** (W00D06, doi:10.1029/2008WR006829), 1–21.

- Werner, P. C. und F.-W. Gerstengarbe, 2010: Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881-2009).  
Nach Paul Hess und Helmut Brezowsky 7., verbesserte und ergänzte Auflage. *Potsdam Institut für Klimafolgenforschung*, (119), 1–17.
- Wu, W. und R. E. Dickinson, 2004: Time Scales of Layered Soil Moisture Memory in the Context of Land-Atmosphere Interaction. *J. Climate*, **17**, 2752–2764.
- Yang, Z.-L., R. E. Dickinson, A. Henderson-Sellers, und A. J. Pitman, 1995: Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1(a). *J. Geophys. Res.*, **100 (D8)**, 16 553–16 578.



# A. Anhang

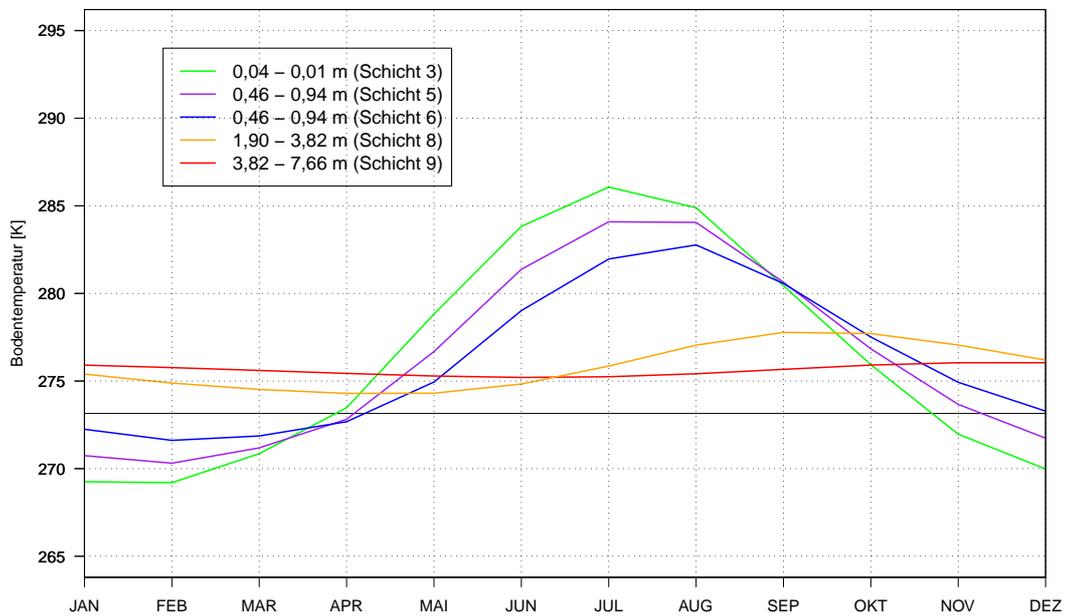


Abbildung A.1: Mittlerer Jahreszyklus der Bodentemperatur [K] (Monatsmittel) für verschiedene Schichten in dem Auswertebiet **Skandinavien**. Die Daten wurden räumlich gemittelt und aus der Referenzsimulation (COSMO-CLM mit 50 km Auflösung, 1970 bis 1999) entnommen.

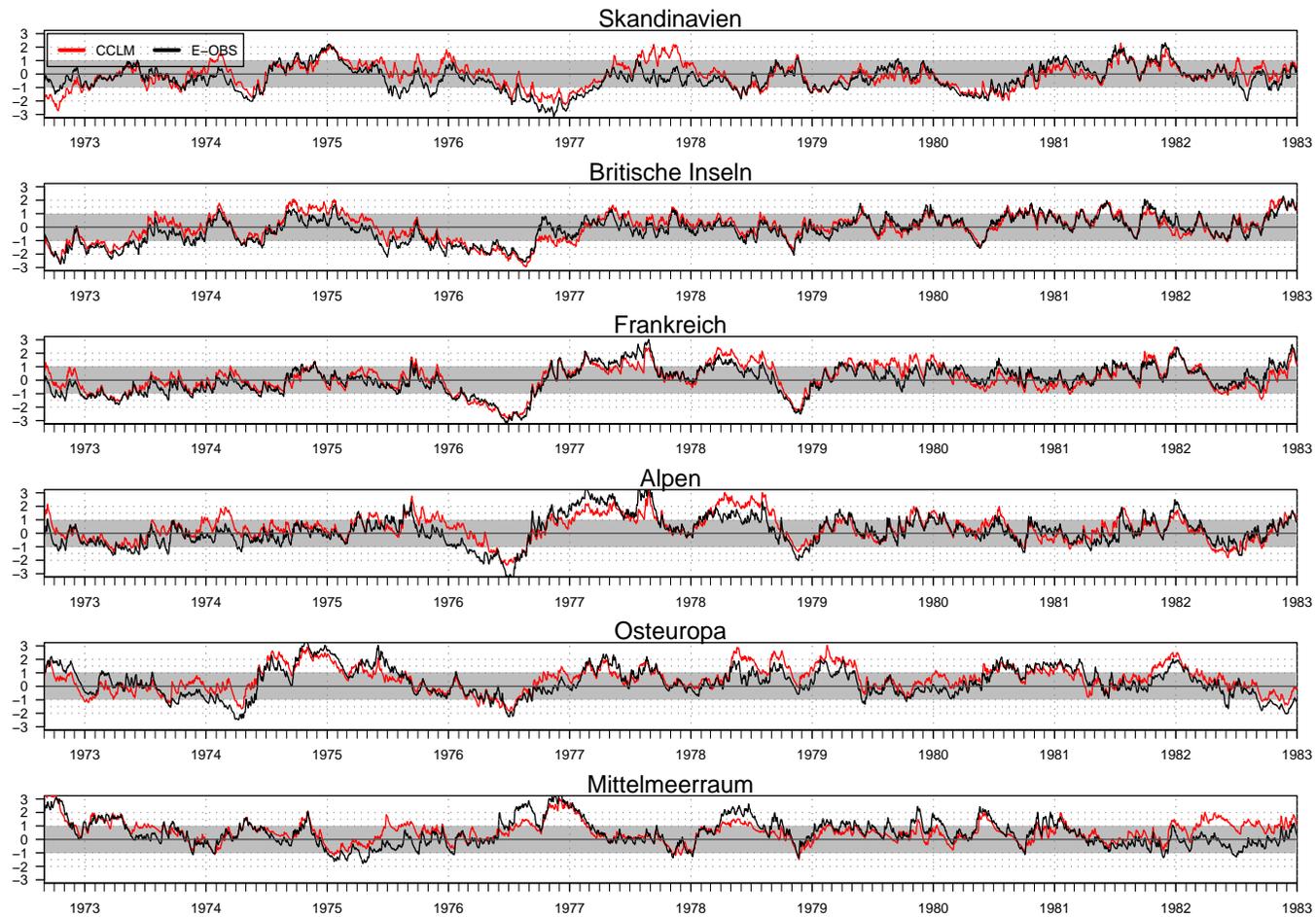


Abbildung A.2: Zeitreihe des effektiven Trockenheitsindex in den Auswertebereiche Skandinavien, Britische Inseln, Frankreich, Alpen, Osteuropa und Mittelmeerraum für die Referenzsimulation (rot) und die Beobachtungswerte von E-OBS (schwarz) von 01.09.1972 bis 31.12.1982 mit einer räumlichen Auflösung von ungefähr 50 km.

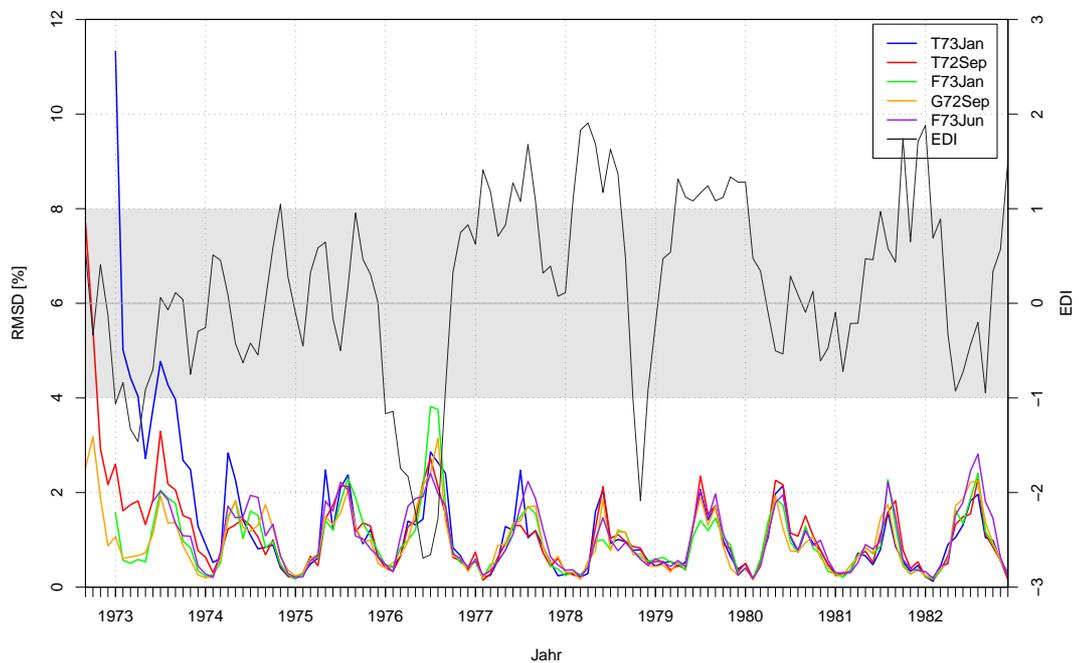
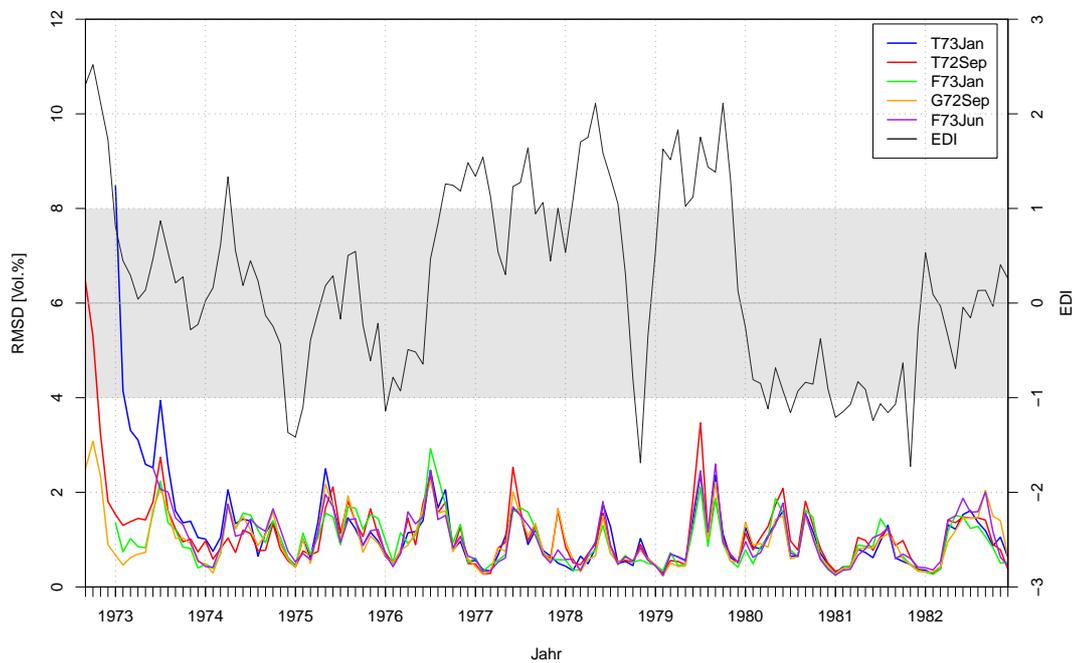


Abbildung A.3: RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in Schicht 3 (0,04 - 0,10 m) für alle Testläufe und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex EDI (Skala rechts) in den Auswertebieten **Iberische Halbinsel** (oben) und **Frankreich** (unten). Der graue Bereich gibt einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq EDI \leq 1$ ) an.

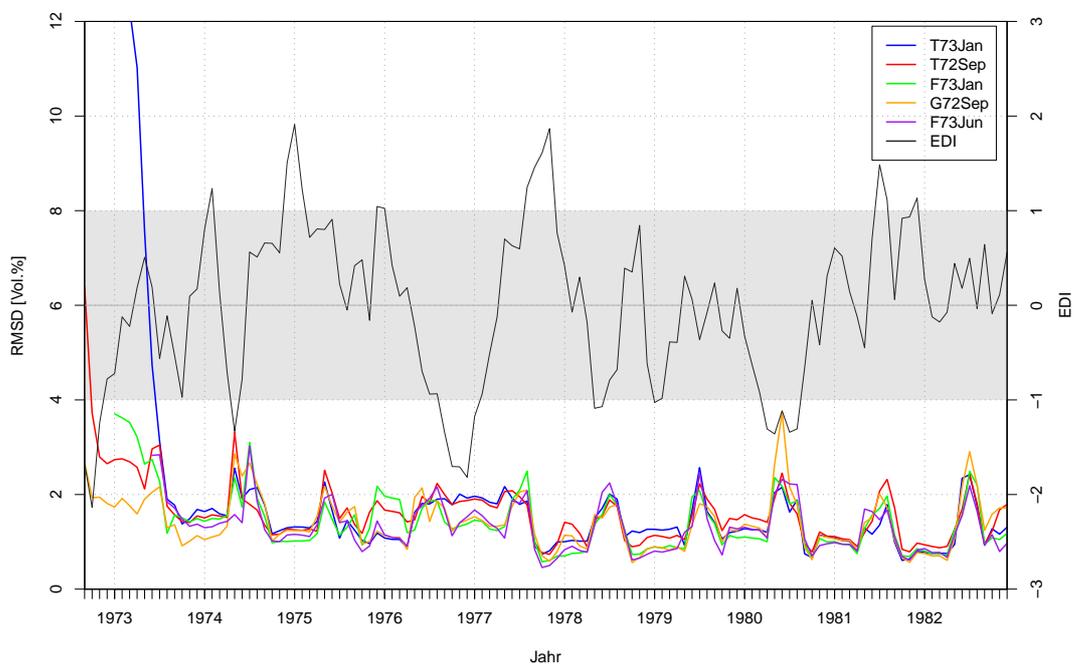


Abbildung A.4: RMSD für das Monatsmittel des volumetrischen Wassergehalts  $\theta$  in Schicht 3 (0,04 - 0,10 m) für alle Testläufe und das Monatsmittel des effektiven Trockenheitsindex EDI (Skala rechts) in dem Auswertgebiet **Frankreich**. Der graue Bereich gibt einen normalen Zustand des Bodens ( $-1 \leq \text{EDI} \leq 1$ ) an.

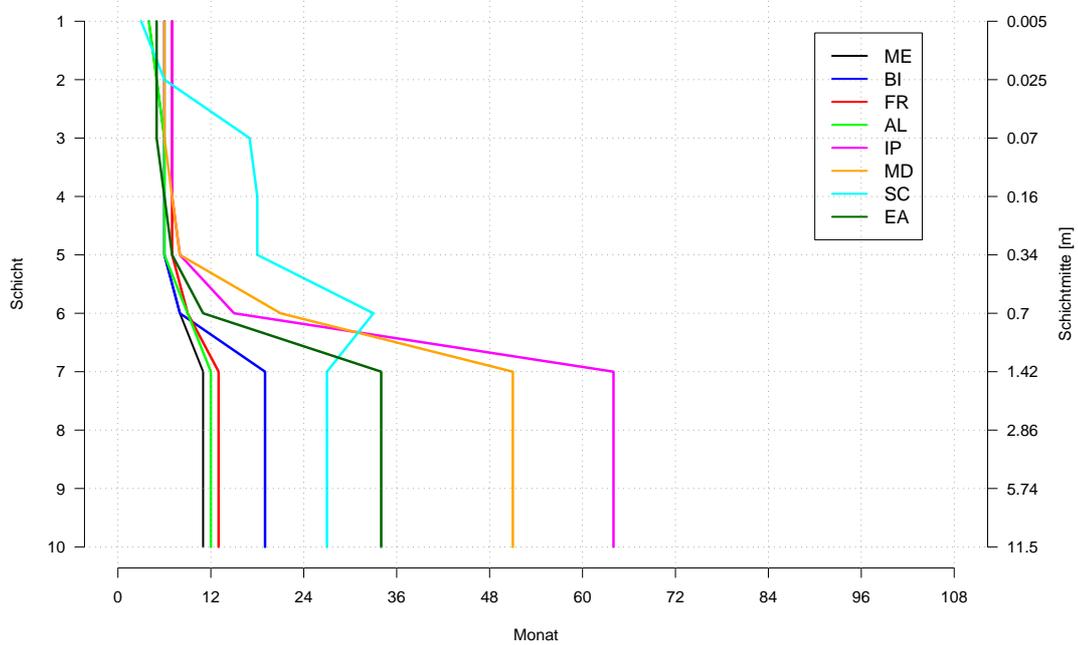
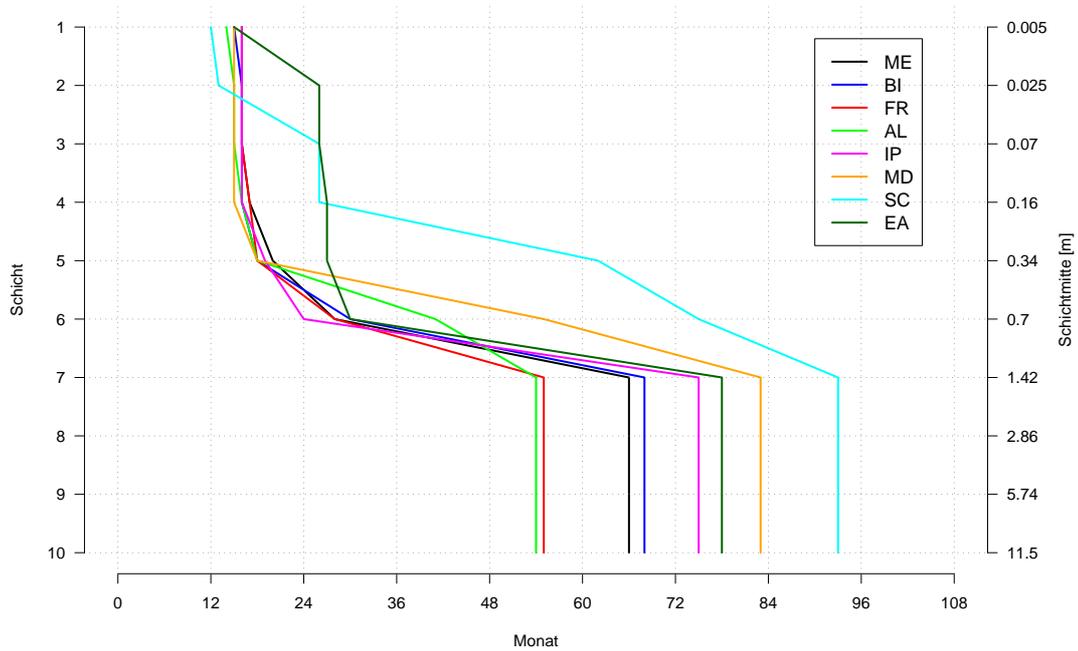


Abbildung A.5: Eingeschwungener Zustand des Bodens in allen Schichten und Auswertebereichen für den Testlauf T72Sep (oben) und Testlauf F73Jun (unten). Die Namen der Auswertebereiche wurden abgekürzt mit ME (Mitteleuropa), BI (Britische Inseln), FR (Frankreich), AL (Alpen), IP (Iberische Halbinsel), MD (Mittelmeerraum), SC (Skandinavien) und EA (Osteuropa).

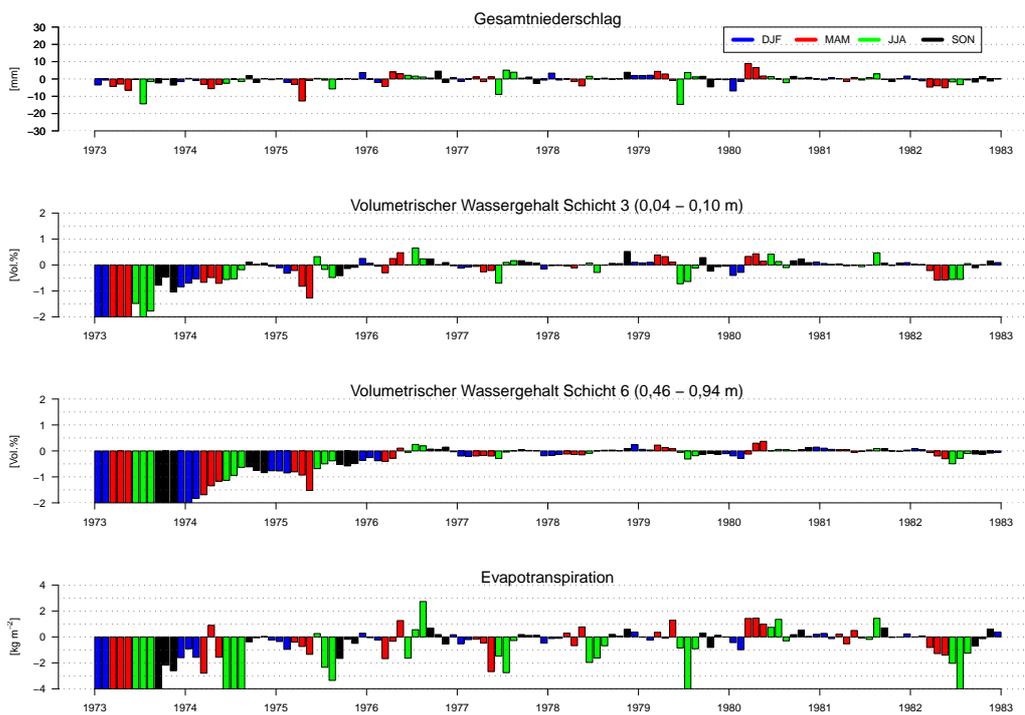


Abbildung A.6: Absolute Differenz vom Gesamtniederschlag, dem volumetrischen Wassergehalt und der Evapotranspiration zwischen T73Jan und Referenzsimulation auf der **Iberischen Halbinsel**. Positive Werte zeigen eine Zunahme der aufgeführten Modellgrößen von T73Jan an. Die Farben kennzeichnen die Jahreszeiten Winter (blau), Frühling (rot), Sommer (grün) und Herbst (schwarz).

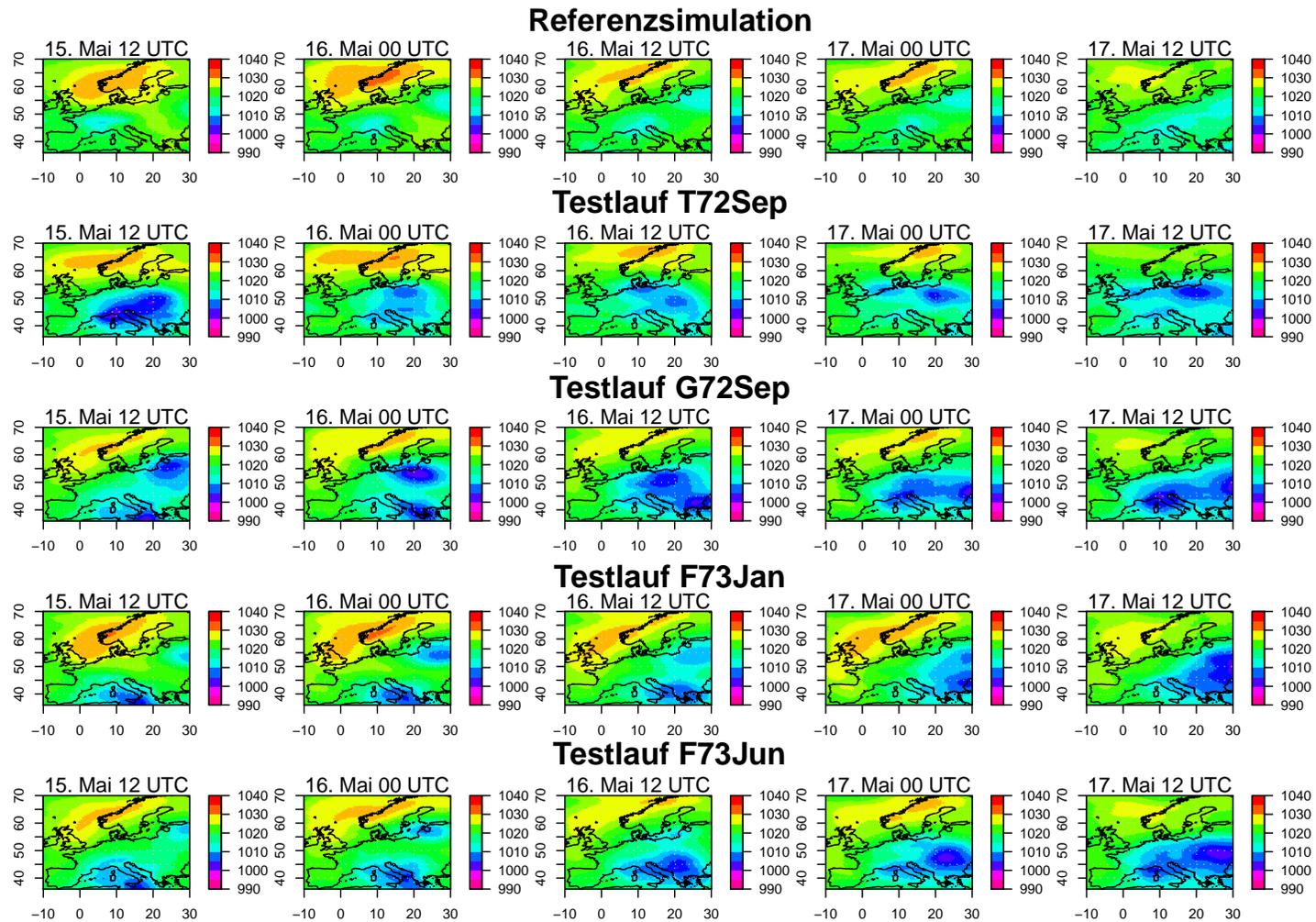


Abbildung A.7: Luftdruck auf Meeresniveau [hPa] im Mai 1980 (12-stündig) in der Referenzsimulation, im Testlauf T72Sep, G72Sep, F73Jan und F73Jun.

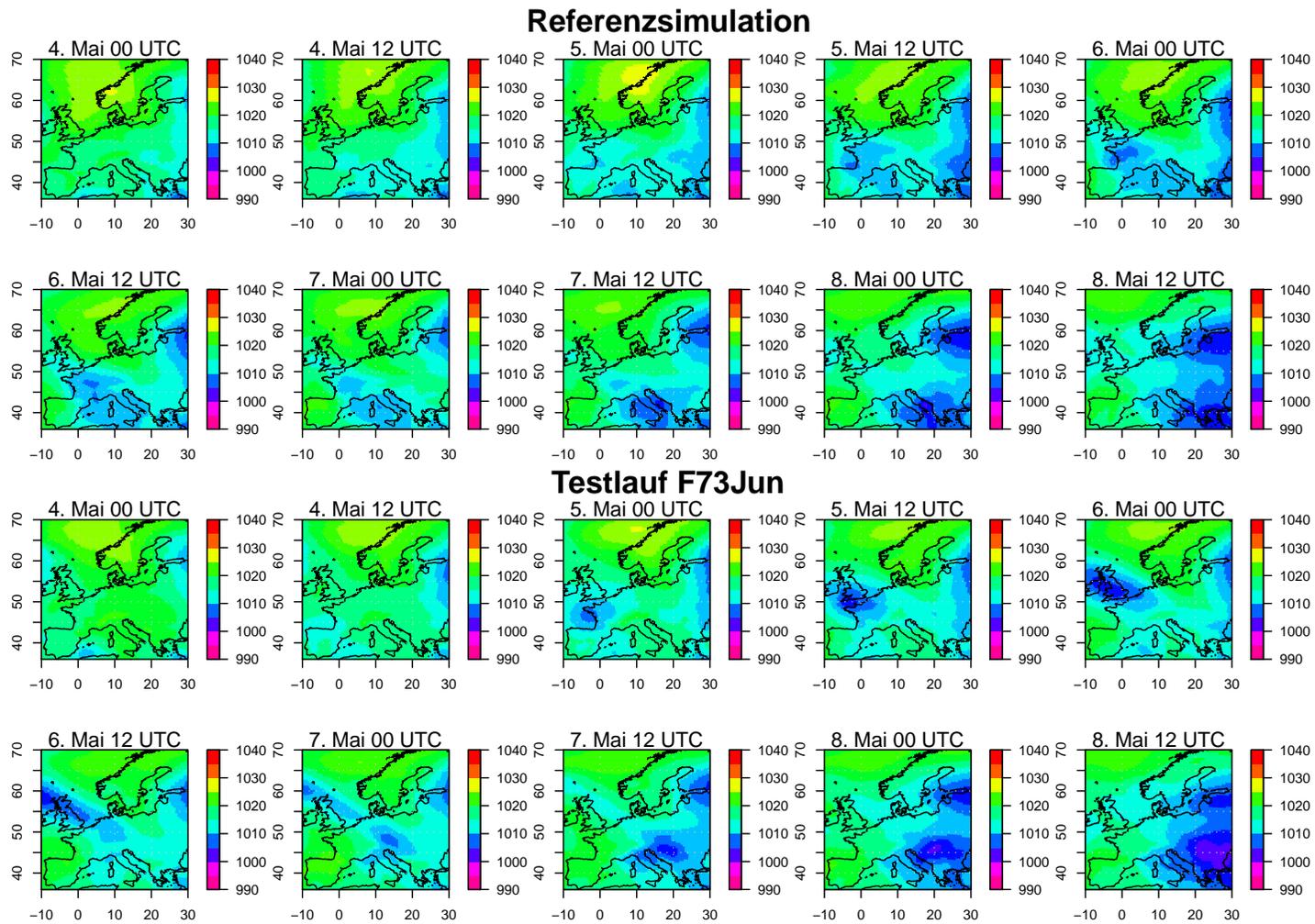


Abbildung A.8: Luftdruck auf Meeresniveau [hPa] im Juli 1976 (12-stündig) in der Referenzsimulation und Testlauf F73Jun.

# Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 18. April 2012

Name