

Verifizierung des REMO-Niederschlages im Ostseebereich

Diplomarbeit
von
Tim Ober-Bloibaum

Kiel, 2005



Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät der
Christian - Albrechts - Universität zu Kiel
Leibniz - Institut für Meereswissenschaften
- FB1: Ozeanzirkulation und Klimadynamik -

Zusammenfassung

Der mit dem regionalen Klimamodell REMO simulierte Niederschlag im Ostseebereich wird in dieser Arbeit mit Hilfe von Beobachtungsdaten näher untersucht. Das Modellgebiet hat bei einer Auflösung von $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ eine Anzahl von 121×181 Gitterpunkten, erhält seine Antriebsdaten aus NCEP/NCAR-Reanalysen und wird mit der ECHAM4-Physik betrieben.

Bei Vergleichen mit Messdaten stellen sich zum Teil starke Abweichungen heraus, die räumlich und zeitlich unterschiedlich verteilt sind. Dabei erweist sich, dass der modellierte Niederschlag vor allem im Herbst über den Küstenbereichen vom gemessenen Niederschlag stark abweicht. So sind zum Teil massive Überschätzungen über den Westküstenbereichen speziell in dieser Jahreszeit zu beobachten. Der Sommer 1998 war eine flächendeckend besonders niederschlagsreiche Jahreszeit, wobei REMO in allen untersuchten Bereichen die Niederschlagshöhe unterschätzt. Die Niederschläge, die im Sommer 1997 zum Oderhochwasser geführt haben, werden von REMO ebenfalls unterschätzt.

Unterschiede sind auch über dem Ostseegebiet zu verzeichnen, was sich im Rahmen eines Vergleichs mit Schiffsmessungen herausgestellt hat. Dabei erweist sich der Frühjahr für einen Vergleich als schwierig, da in dieser Jahreszeit die Niederschläge häufig noch als Schnee fallen und Messungen gerade über See daher oft fehlerhaft sind.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
1 Einleitung	1
2 Theorie	3
2.1 Niederschlag und Niederschlagsbildung	3
2.1.1 Definition	3
2.1.2 Niederschlagsbildung	3
2.1.2.1 Kondensationswachstum	3
2.1.2.2 Koaleszens	4
2.1.2.3 Wegener-Findeisen-Bergeron-Theorie	4
2.2 Niederschlagsmessung	4
2.2.1 Einheit des Niederschlages	4
2.2.2 Messgeräte	5
2.2.2.1 Hellmann	5
2.2.2.2 Schiffsregenschirm	6
3 Daten	9
3.1 REMO	9
3.1.1 Beschreibung	9
3.1.2 Physikalische Parametrisierungen	11
3.1.2.1 Horizontal- und Vertikaldiffusion	11

3.1.2.2	Parametrisierung des Niederschlages	16
3.1.2.3	Strahlungsparametrisierung	19
3.1.2.4	Landoberflächenprozesse	24
3.1.3	Datensatz	28
3.2	Synoptische Daten im Rahmen des BALTEX	30
3.2.1	BALTEX	30
3.2.2	Fehlerkorrektur	30
3.2.3	Datensatz	32
3.3	Synoptische Daten aus Schiffsmessungen	32
4	Vergleiche	33
4.1	Vergleich zwischen REMO und Synop	33
4.1.1	Räumliche Verteilung	33
4.1.2	Gebietsvergleiche	39
4.1.2.1	Ostseeküstenregionen	39
4.1.2.2	Landgebiete	48
4.2	Vergleich zwischen REMO und Kriging	53
4.2.1	Vergleich ohne Berücksichtigung relativer Fehler	53
4.2.2	Vergleich mit Berücksichtigung relativer Fehler	58
4.3	Vergleich zwischen Synop und Kriging	60
4.4	Oderhochwasser	63
5	Schlussbetrachtungen	65
A	Anhang	69
A.1	Felder von Synop und Kriging kombiniert und entsprechende Felder von REMO	69
A.2	Felder von REMO und Synop für die Ostseeküstenregion unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung	79
	Abkürzungen	110

Abbildungen	111
Tabellen	115
Literatur	117

Kapitel 1

Einleitung

Der Niederschlag ist eine der wichtigsten Komponenten im hydrologischen Kreislauf. Durch Verdunstung wird der Atmosphäre Wasserdampf von der Erdoberfläche zugeführt. Dieser Wasserdampf gilt als Transportmittel von latenter Wärme, welche beim Kondensationsprozess wieder freigesetzt wird. Durch den Niederschlag erreicht das Wasser wieder die Erdoberfläche und somit den Boden, der es zum Teil als Grundwasser speichert. Unterirdisch oder durch Flüsse fließt das Wasser dann ab.

Von allen meteorologischen Größen ist der Niederschlag am schwierigsten zu modellieren, weil er auf den kleinsten räumlichen und zeitlichen Skalen stattfindet. Aufgeteilt wird der Niederschlag in konvektiven, stratiformen und orographisch bedingten Niederschlag. Konvektiver Niederschlag ist gebunden an starke vertikale Winde und weist im Allgemeinen hohe Intensitäten während eines kurzen Zeitraums auf. Das Niederschlagsgebiet ist lokal sehr begrenzt, entsprechend hoch ist die räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlages. Stratiformer Niederschlag ist gebunden an Warmfronten, wo warme Luft auf kalte Luft gleitet. Orographisch bedingter Niederschlag entsteht beim Überströmen eines Hindernisses. An der Luvseite kommt es zu Hebungsvorgängen, und bei ausreichender Hebung wird Niederschlag erzeugt, während es auf der Leeseite auf Grund des Absinkens zu einer Auflösung der Wolken kommt.

Olbrück (1967) fand heraus, dass Häufigkeit und Verteilung des Niederschlages in hohem Grade vom Relief abhängig sind. Das ist selbst in Landschaften der Fall, deren Relief relativ flach ist. So wurde anhand eines dichten Netzes von Stationen in Schleswig-Holstein gezeigt, dass selbst Hügel mit einer Höhe von einigen Zehn Metern die Niederschlagsmenge derart beeinflussen, dass es in einzelnen Fällen bis zur doppelten Niederschlagsmenge gegenüber einer vollends flachen Landschaft kam.

Prozesse in der Atmosphäre können durch physikalische Gesetzmäßigkeiten beschrieben werden. Formuliert werden diese Gesetze durch ein mathematisches Gleichungssystem. Dieses System beschreibt die atmosphärischen Zustandsvariablen. Dabei stellen prognostische und diagnostische Gleichungen ein *nichtlineares partielles Differentialgleichungssystem* dar, das keine bekannten analytischen Lösungen besitzt. Aus diesem Grund werden neue numerische Techniken entwickelt, um approximierete Lösungen zu erhalten. Alle benötigten Variablen werden dann in einem die Atmosphäre aufspannenden Gitter dargestellt. Durch eine endliche Anzahl von Werten der entsprechenden Variablen erfolgt die Beschreibung der Atmosphäre in einem solchen Modell. Um möglichst viele Vorgänge zu berücksichtigen, die die Entwicklung der Atmosphäre maßgeblich beeinflussen, ist eine feinauflösende Gitterstruktur notwendig. Es können jedoch nicht alle Prozesse vom Modellgitter erfasst werden. Turbulente Vorgänge sowie Strahlungsprozesse haben Abmessungen, die von der molekularen Ebene bis hin zu einigen Metern reichen und werden subskalige Prozesse genannt. Da solche Prozesse bei der Modellierung nicht aufgelöst werden, bedarf es spezieller Parametrisierungen. Das *Regionalmodell* (REMO) erhält die nötigen Parametrisierungen aus dem *Europa – /Deutschlandmodell* (EM/DM), oder aus ECHAM4 (Jacob und Podzun, 1997), wobei die für diese Arbeit zur Verfügung stehende Modellversion mit der ECHAM4-Physik gerechnet wurde. Eine ausführliche Beschreibung der Parametrisierung vom REMO folgt in Kapitel 3.1.2.

Die Simulation atmosphärischer Prozesse setzt außerdem die Kenntnis externer Parameter voraus. Als externer Parameter wird in REMO z.B. die Meeresoberflächentemperatur (SST) von den Analysedaten des *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) vorgegeben. Hennemuth und Jacob (2002) fanden heraus, dass diese vorgegebene SST zum Teil wesentlich von der gemessenen SST abweicht. Angetrieben wird das Regionalmodell am Rand bestehend aus Reanalysedaten des *National Center of Environmental Prediction* (NCEP).

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den von REMO modellierten Niederschlag mit Hilfe von Beobachtungsdaten zu validieren. Für die Untersuchung stehen Niederschlagsfelder von REMO auf Stundenbasis, Tageswerte der Messungen von über 4200 synoptischen Stationen des *Baltic Sea Experiment* (BALTEX) (Rubel und Hantel, 1999), sowie Schiffsmessungen in Form von saisonalen Kriging-Feldern (Clemens, 2002) zur Verfügung. Begonnen wird in Kapitel 2 mit einer Einführung in die Theorie der Niederschlagsbildung. Im Kapitel 3 folgt eine ausführliche Beschreibung der zur Verfügung stehenden Datensätze. Kapitel 4 widmet sich dem Vergleich zwischen REMO und den Messdaten. Eine Schlussbetrachtung und einen kurzen Ausblick findet man in Kapitel 5.

Kapitel 2

Theorie

2.1 Niederschlag und Niederschlagsbildung

2.1.1 Definition

Unter dem Niederschlag versteht man das Ausscheiden des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes in fester oder flüssiger Form an der Erdoberfläche.

Niederschlag bildet sich durch Kondensation von Wasserdampf zu Wasser oder durch Sublimation von Wasserdampf zu Eis in der Atmosphäre, wenn Sättigung des Wasserdampfes eintritt. Man unterscheidet zwischen fallenden Niederschlägen, wie z.B. Regen, Schnee, Hagel, und abgesetzten Niederschlägen, wie z.B. Tau, Reif, Raureif, Glatteis, Nebel und Eisnebel.

2.1.2 Niederschlagsbildung

2.1.2.1 Kondensationswachstum

Durch fortlaufende Abkühlung ist nach erfolgter Wolkenbildung ein weiteres Tröpfchenwachstum durch Kondensation möglich. Dies geschieht z.B. durch anhaltende Hebung oder durch Strahlungabkühlung an der Wolkenobergrenze. Da die durch dieses Wachstum erreichten Tröpfchengrößen aber sehr klein sind und daher die Fallgeschwindigkeit sehr gering ist, verdunsten die Tröpfchen in der Regel wieder sehr schnell, bevor sie den Boden erreichen (DWD, 1987). Durch Kondensation können Wolkentröpfchen höchstens die Größe von Nieseltröpfchen erreichen, also einen Durchmesser von 0,1 - 0,5 mm. Ein weiteres Tröpfchenwachstum durch Kondensation ist in außertropischen Breiten nicht möglich, da einerseits der Feuchtegehalt der Luft nicht ausreicht, andererseits stehen dem Kondensationsprozess so viele

Kondensationskerne zur Verfügung, dass nicht einige grosse, sondern viele kleine Regentropfen gebildet werden (Malberg, 1997).

2.1.2.2 Koaleszens

Bei der Koaleszens handelt es sich um die Vereinigung von Wolkentröpfchen. Große Wolkentröpfchen haben eine größere Fallgeschwindigkeit als kleinere Tröpfchen. Dabei ziehen sich Wolkentröpfchen mit unterschiedlicher elektrischer Ladung gegenseitig an, oder es kommt zu Kollisionen, wobei größere Tröpfchen auf Kosten der kleineren Tröpfchen wachsen. Die Tatsache, dass sich Wolkentröpfchen mit gleicher elektrischer Ladung abstoßen, führt dazu, dass sich in einer Wasserwolke stets Tröpfchen unterschiedlicher Größe befinden, was weitere Tröpfchenkollisionen begünstigt. Zur Entstehung eines Regentropfens mit dem Radius von 2,5 mm sind beispielsweise rund 15 000 000 Kollisionen nötig (DWD, 1987).

2.1.2.3 Wegener-Findeisen-Bergeron-Theorie

Hier geht man von der thermodynamischen Instabilität in einer Mischwolke aus, in der sich sowohl Wolkentröpfchen als auch Eiskristalle befinden. Da der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer als über Wasser ist, können Wassertropfen verdunsten, während Wasserdampf auf den Eiskristallen sublimiert. Es wachsen Eiskristalle auf Kosten der Wolkentröpfchen. Wegen der geringeren Anzahl im Gegensatz zu Wolkentröpfchen können Eiskristalle wesentlich größer werden und beim Fallvorgang mit Wolkentröpfchen kollidieren, wobei eine Ansammlung von Wolkentröpfchen dann eine poröse Hülle um den ursprünglichen Kristall bildet. Wenn auf dem Weg zur Erdoberfläche die Temperatur über den Gefrierpunkt steigt, dann schmilzt das Eis und es werden Regentropfen gebildet (Liljequist und Cehak, 1994).

2.2 Niederschlagsmessung

2.2.1 Einheit des Niederschlages

Die Höhe des Niederschlages wird in "Millimeter Wasserhöhe" angegeben. Sofern das Wasser nicht verdunstet, versickert oder abgelaufen ist, versteht man darunter die Tiefe der Wasserschicht auf einer ebenen Fläche (Liljequist und Cehak, 1994). Würde es sich um festen Niederschlag handeln, dann müsste dieser vor der Messung erst eingeschmolzen werden.

2.2.2 Messgeräte

Im Folgenden werden zwei Niederschlagsmessgeräte vorgestellt, mit denen für diese Arbeit relevante Messdaten erhoben wurden. Dabei steht der Hellmann Regenmesser stellvertretend für ein Messgerät, welches in synoptischen Stationen benutzt wird. Der Schiffsregenschiffmesser hingegen ist speziell für Messungen an windigen Standorten konzipiert und wird routinemäßig zur Messung des Niederschlages über der Ostsee auf Handelsschiffen eingesetzt.

2.2.2.1 Hellmann

Der Hellmann (siehe Abb. 2.1) ist ein wichtiges und weit verbreitetes Messgerät für die hydrologische Forschung und Praxis. Eine Auflistung, in welchen Staaten dieses Gerät benutzt wird und einen Überblick über andere Messgeräte sowie eine Zuordnung zu den jeweiligen Einsatzorten findet sich bei Rubel und Hantel (1999). Dieses Gerät besitzt eine horizontale Auffangfläche von 200 cm^2 , die sich nach unten hin trichterförmig verengt und das Wasser in ein Sammelgefäß mit schmalen Hals leitet, um die Verdunstung gering zu halten.

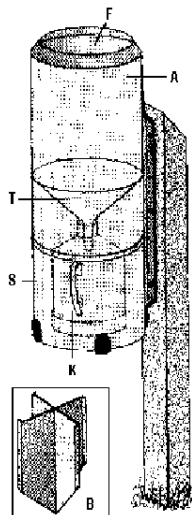


Abbildung 2.1: *Regenmesser nach Hellmann. F=Auffangöffnung mit 200 cm^2 , A=Auffanggefäß, T=eingebauter Trichter, S=Schutzgehäuse, K=Sammelkanne, B=Schneekreuz für den Winter (HÄCKEL 1999, S. 361.)*

Da sich bei starkem Wind um den Niederschlagsmesser Wirbel bilden, die einen Teil des Niederschlagswassers daran hindern, in das Sammelgefäß zu gelangen, wird die Auffangfläche von einem Schutzzolumen umgeben. Damit kein Spritzwasser in das Messgerät gelangt, wird es in 1 m Höhe aufgestellt. Fehler bei der Niederschlagsbestimmung entstehen hierbei durch Veränderung des Windfeldes, Verdunstung sowie Benetzungsverlust. Sie sind abhängig von Windstärke, Standortbedingungen, Temperatur und Art des Niederschlages (z. B. kann Schnee trotz aufgesetztem Schneekreuz leicht aus dem Auffanggefäß herausgeweht werden).

2.2.2.2 Schiffsregenmesser

Der Schiffsregenmesser (siehe Abb. 2.2) wurde speziell für Niederschlagsmessungen auf fahrenden Schiffen entwickelt. Mit diesem Messgerät ist es möglich, repräsentative Niederschlagsmessungen bei hohen Relativ-Windgeschwindigkeiten durchzuführen. Die Kalibrierung (Clemens, 2002) wurde mit Hilfe des optischen Disdrometers von Großklaus et al. (1998) abgeleitet. Im Vergleich zum Niederschlagsmesser nach Hellmann hat der Schiffsregenmesser ein durch die Formgebung aerodynamisch günstigeres Design und eine vertikale Auffangfläche, welche den Flüssigwassergehalt eines anströmenden Luftvolumens misst. Das anströmende Luftvolumen ergibt sich aus Querschnittsfläche der Auffangfläche und der relativen Windgeschwindigkeit. Der horizontale Sammeltrichter entspricht im wesentlichen dem eines Hellmanns. Jedoch ist hier eine aerodynamische Verbesserung aufgrund der Form des Sammeltrichters vorgenommen worden. An beiden Sammelflächen wird das Wasser separat aufgefangen und in kalibrierte Tropfen von 0,1 g umgewandelt. Mit Hilfe von Lichtschranken werden diese dann gezählt und elektronisch aufgezeichnet. Bei Windgeschwindigkeiten unterhalb von 9 m/s wird der Gesamtniederschlag nur von der horizontalen Sammelfläche bestimmt. In einem Bereich zwischen 9 m/s und 11 m/s werden die einzelnen Niederschläge beider Kollektoren linear gewichtet. Ab einer Windgeschwindigkeit von 13 m/s bestimmt dann nur noch die vertikale Auffangfläche den Gesamtniederschlag (Clemens, 2002).

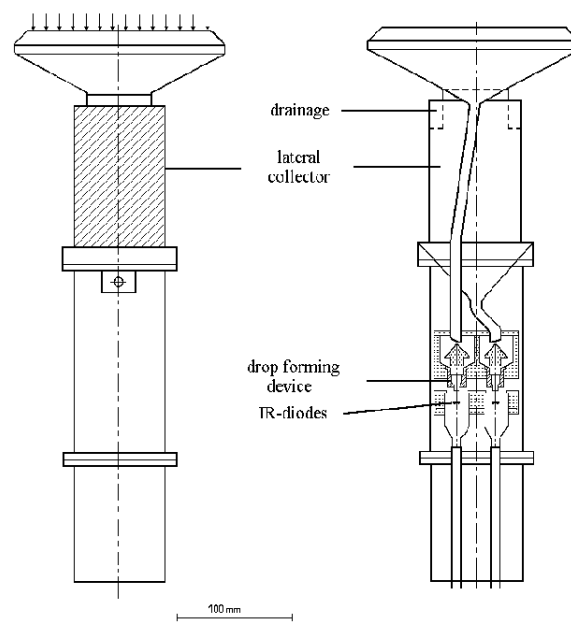


Abbildung 2.2: *Schiffsregenmesser* (Clemens, 2002)

Kapitel 3

Daten

Im folgenden Kapitel werden die zur Verfügung stehenden Datensätze vorgestellt. Nach einer kurzen Beschreibung von REMO folgt eine ausführliche Vorstellung der physikalischen Parametrisierungen des Regionalmodells. Im weiteren Verlauf werden die für den Vergleich vorliegenden synoptischen Datensätze beschrieben.

3.1 REMO

3.1.1 Beschreibung

Das dreidimensionale atmosphärische Regionalmodell REMO wurde entwickelt am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ), dem Forschungszentrum Geesthacht (GKSS) und dem Deutschen Wetterdienst (DWD).

Im wesentlichen basiert REMO auf dem Europa-Modell bzw. dem Deutschland-Modell (EM/DM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Diese Vorhersagemodelle wurden operationell betrieben und haben eine Auflösung von 0.5° (ca. 55km) bzw. 0.125° (ca. 14km). Während sich das Global-Modell (GM) des Deutschen Wetterdienstes auf geographische Koordinaten bezieht, bedienen sich EM/DM eines rotierten Koordinatensystems, welches aus dem geographischen System durch Rotation um die *Eulerschen Winkel* hervorgeht. Dadurch verschiebt sich der Nordpol auf eine neue Modellposition (170°W , $32,5^\circ\text{N}$), während der Äquator durch die Mitte des Modellgebietes verläuft. Das hat den Vorteil, dass der Maßstabsfaktor der Darstellung viel geringer mit der Breite variiert als bei normalen geographischen Koordinaten. Die Gitterpunktabstände bleiben dabei nahezu konstant.

Als Parametrisierungen stehen REMO zum einen die EM/DM-Physik des DWD, zum anderen die Hamburger ECHAM4-Physik zur Verfügung. Für diese Arbeit wurden die Parametrisierungen des ECHAM4 verwendet. Betrieben werden kann REMO sowohl als Klimamodell als auch als Vorhersagemodell. Im „Vorhersagemode“ wird jeweils eine 30 Stunden Vorhersage gemacht, wobei die ersten 6 Stunden als Einschwingzeit gelöscht werden und nur die letzten 24 Stunden für die Vorhersage verwendet werden. Im „Klimamode“ wird das Modell im gesamten Gebiet zu Beginn mit Daten aus den NCEP-Reanalysen initialisiert. Danach werden nur noch Randwerte eingespeist. Die Übergabe der Randwerte erfolgt alle 6 Stunden. Für diese Arbeit wurde der „Klimamode“ von REMO angewendet. Die daraus errechneten Niederschlagsfelder wurden von Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg bereitgestellt.

Die Vertikalkoordinate η definiert ein sogenanntes hybrides System, welches die Vorteile des p - und des σ -Systems ausnutzt. Dabei ist oberhalb eines zu definierenden Niveaus das η -System mit einem reinen p -System identisch. In der unteren Troposphäre nähert sich das η -System linear dem der Orographie folgenden σ -System an. Die vertikale Auflösung der Modellatmosphäre umfasst 20 Schichten, wobei für eine möglichst genaue Simulation der Temperatur-, Feuchte- und Windverhältnisse die planetare Grenzschicht (*PBL – Planetary Boundary Layer*) aus 5 bis 6 Schichten besteht.

Es wird ein vertikales Differenzenschema nach Simmons und Burridge (1981) verwendet. Die Atmosphäre wird dabei im η -System durch $KE+1$ Nebenflächen in KE Schichten eingeteilt. In den Hauptflächen im Massenschwerpunkt der Schichten sind die horizontalen Windkomponenten u, v , die spezifische Wärme h , der spezifische Gesamtwassergehalt q_{DW} sowie die weiteren prognostische Größen Temperatur T , spezifische Feuchte q und der spezifische Wolkenwassergehalt q_W definiert. Den Nebenflächen werden das Geopotential Φ , die Vertikalbewegung $\dot{\eta}$ sowie die vertikalen turbulenten Flüsse $\tau_\lambda, \tau_\phi, \eta_p, \eta_{DW}$ zugeordnet.

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt mithilfe des *Leap – Frog*-Schemas, wobei in der Berechnung der prognostischen Variablen im Zeitschritt $t + \Delta t$ auch die Werte zum Zeitpunkt $t - \Delta t$ mit einbezogen werden. Dies kann dazu führen, dass sich 2 Zeitfamilien mit unterschiedlichen Werten bilden. Zur Vermeidung dieses Effektes wird ein *Assilin*-Filter verwendet (Majewski, 1995), um eine Glättung des zeitlichen Verlaufs zu gewährleisten.

Für die obere und untere Grenze verschwindet die vertikale Geschwindigkeitskomponente. Die Übergabe der Randwerte an REMO erfolgt durch den *one – way* –

nesting–Ansatz, also nur in eine Richtung. Eine Angleichung der prognostischen Variablen an die Werte erfolgt durch ein Relaxationsschema nach Davies (1976). Die Relaxationsbedingung beschreibt die Mischung der prognostischen Variablen der NCEP-Daten mit denen des Regionalmodells. Die Abnahme des Randrelaxationsgewichtes α vom Rand hin zum Innern des REMO wird dabei durch die Funktion

$$\alpha_i = 1 - \tanh\left(0.5\frac{d_i}{\Delta}\right) \quad (3.1)$$

beschrieben. Hierbei ist d_i der Abstand eines Punktes i vom seitlichen Rand und Δ ist der Gitterpunktabstand. Durch diese numerische Verfahrensweise wird eine ungedämpfte Übertragung großer meteorologischer Systeme in das Regionalmodell gewährleistet. Kleinerskalige Systeme und Schwerewellen können so ohne Reflexion an den Rändern herausgelangen. Es werden alle 6 Stunden Randwerte bereitgestellt. Dazwischen werden die Werte auf die Modellzeitschritte hin linear interpoliert.

3.1.2 Physikalische Parametrisierungen

Im Folgenden werden die physikalischen Parametrisierungen von REMO beschrieben. Dabei dient die Horizontal- und Vertikaldiffusion der Simulation von subskaligen Vorgängen. Bei der Parametrisierung des Niederschlages findet eine Unterscheidung zwischen konvektivem und stratiformem Niederschlag statt. Die Strahlungsparametrisierung ist wichtig, da die Strahlung an sich als Energiequelle für das Klimasystem der Erde von elementarer Bedeutung ist, während bei der Parametrisierung der Landoberflächenprozesse der Energiehaushalt zwischen Atmosphäre und Erde geschlossen wird. Desweiteren werden Prozesse bezüglich des Wasserhaushaltes, der Bodenhydrologie, sowie der Feuchteflüsse beschrieben.

3.1.2.1 Horizontal- und Vertikaldiffusion

Mit REMO ist es nicht möglich, alle Prozesse wie Konvektionszellen, turbulente Transportvorgänge und auf molekularer Ebene ablaufende Vorgänge wie z.B. die Phasenumwandlung von Wasser oder Strahlungsprozesse explizit zu simulieren. Solche subskaligen Vorgänge müssen daher parametrisiert werden. Zu den physikalischen Parametrisierungen des EM/DM-Systems wurden für REMO zusätzlich die Parametrisierungen des globalen Klimamodells ECHAM4 implementiert. (Jacob und Podzun, 1997).

Die subskaligen Bewegungsformen werden über die horizontale und vertikale Diffusion beschrieben. Für die prognostische Gleichung einer Variablen ψ in einem Atmosphärenmodell gilt

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} = D^\psi + P^\psi + F_H^\psi, \quad (3.2)$$

wobei $\psi = u, v, T$, u.s.w., t die Zeit, D^ψ die dynamischen Tendenzen, P^ψ die Tendenzen aus den physikalischen Parametrisierungen und F_H^ψ die Tendenz durch die horizontale Diffusion bedeuten.

Die horizontalen Flüsse sind klein im Vergleich zu den vertikalen Flüssen, daher liegt ihre Bedeutung auch mehr bei der Dissipation von Energie bei kleinen Wellenlängen. Kleinskaliger Lärm aus der Diskretisierung der Gleichungen kann so teilweise unterdrückt werden. Dabei wird die Horizontaldiffusion im Innern des Modellgebietes nach einem linearen Schema vierter Ordnung für die subskaligen Prozesse durchgeführt:

$$F_H^\psi = -K_4 \nabla^2 (\nabla^2 \psi), \quad (3.3)$$

wobei $-K_4$ ein Diffusionskoeffizient ist, $\psi = h + \Phi, q_{DW}, u$ und v .

Die Diffusion wird auf den der Orographie folgenden Modellflächen durchgeführt. Zur Vermeidung einer künstlichen Erwärmung an den Berggipfeln wird die spezifische Wärme h bei der Diffusion um das Geopotential Φ erweitert. Mit $h + \Phi$ erhält man dann eine konservative Größe. Der spezifische Gesamtwassergehalt q_{DW} setzt sich aus dem spezifischen Wasserdampf- und Wolkenwassergehalt zusammen.

Für die zeitliche Diskretisierung mit der prognostischen Variablen ψ zum Zeitpunkt $t - \Delta t$ kann Gleichung (3.3) geschrieben werden als

$$F_H^\psi = -K_4 \nabla^2 (\nabla^2 \psi^{t-\Delta t}). \quad (3.4)$$

Für die horizontale Diskretisierung von Gleichung (3.3) wird ein dimensionsloser Operator ∇_*^2 definiert:

$$\nabla_*^2 \psi = a^2 \cos^2 \phi \Delta \lambda^2 \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \delta_\lambda (\delta_\lambda \psi) + a^2 \Delta \phi^2 \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \cos^2 \phi \delta_\phi (\cos \phi \delta_\phi \psi), \quad (3.5)$$

wobei a der Erdradius ist, λ bezeichnet die Länge und ϕ die Breite. Die Operatoren δ_λ und δ_ϕ ergeben sich zu

$$\delta_\lambda \psi|_{i,j} = \frac{\psi_{i+\frac{1}{2},j} - \psi_{i-\frac{1}{2},j}}{\Delta \lambda} \quad (3.6)$$

$$\delta_\phi \psi|_{i,j} = \frac{\psi_{i,j+\frac{1}{2}} - \psi_{i,j-\frac{1}{2}}}{\Delta \phi}. \quad (3.7)$$

Mit Hilfe des Operators aus Gleichung (3.5) erhält man die horizontal diskretisierte Form der Gleichung (3.3):

$$F_H^\psi = -\hat{K}_4 \nabla_*^2 (\nabla_*^2 \psi). \quad (3.8)$$

Der Diffusionskoeffizient hat dabei die Dimension s^{-1} .

Die Vertikaldiffusion in der Modellatmosphäre wird mit Hilfe eines Fluss-Gradient-Ansatzes parametrisiert. Hierbei ist der vertikale turbulente Fluss proportional zum mittleren vertikalen Gradienten der jeweiligen Variablen und einem Diffusionskoeffizienten K^ν .

Nach Stull (1988) erhält man die turbulenten Diffusionskoeffizienten über eine Schließung 2. Ordnung für die höheren Momente. Für den Fall einer unbewölkten Atmosphäre werden die Diffusionskoeffizienten als Funktion der turbulenten kinetischen Energie berechnet. Diese erhält man, wenn man den turbulenten Transport,

Erzeugung bzw. Vernichtung durch Windscherung, Auftrieb und Dissipation berücksichtigt. Für die bewölkte Atmosphäre kommt noch die freiwerdende bzw. verbrauchte Kondensationswärme hinzu.

Nach der Methode von Mellor und Yamada (1974) werden die Diffusionskoeffizienten auf die folgende Weise berechnet:

$$K_M^\nu = l^2 S^{\frac{3}{2}} [M^2 - \alpha_n G N^2]^{\frac{1}{2}} \quad (3.9)$$

$$K_H^\nu = \alpha_n G K_M^\nu. \quad (3.10)$$

In den Gleichungen (3.9) und (3.10) ist K_M^ν der Diffusionskoeffizient für den Impuls, K_H^ν ist der Wärmediffusionskoeffizient. α_n ist das Verhältnis der Diffusionskoeffizienten für Wärme und Impuls bei neutraler Schichtung. Die Mischungsweglänge l wird wie folgt berechnet:

$$l = \frac{\kappa z}{1 + \frac{z}{l_\infty}}, \quad (3.11)$$

wobei κ die *von – Karman – Konstante* und l_∞ der asymptotische Grenzwert ist. S und G sind Stabilitätsfaktoren

$$S = \frac{1 - \alpha_0 \Gamma}{G} \quad (3.12)$$

$$G = \frac{1 - b_1 \Gamma}{1 - b_2 \Gamma} \quad (3.13)$$

mit Γ als Stabilitätsparameter

$$\Gamma = \frac{R_f}{1 - R_f} \quad (3.14)$$

und R_f ist die *Fluss – Richardsonzahl*

$$R_f = c_1 \left[Ri + c_2 - \sqrt{Ri^2 - c_3 Ri + c_2^2} \right], \quad (3.15)$$

die man aus der *Gradient – Richardsonzahl* $Ri = N^2/M^2$ bzw. ihrer diskretisierten Form, der *Bulk – Richardsonzahl* Ri_B

$$Ri_B = \frac{g \left[\frac{\Delta T_\nu}{\Delta z} + \frac{g}{c_p} \right]}{\Phi_\nu \left(\frac{\Delta \vec{v}}{\Delta z} \right)^2} \quad (3.16)$$

erhält.

Desweiteren ist M^2 der Scherungsterm

$$M^2 = \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (3.17)$$

und N^2 bezeichnet die BRUNT-VÄISÄLLÄ-Frequenz

$$N^2 = \frac{g}{\Phi_\nu} \frac{\partial \Phi_\nu}{\partial z}. \quad (3.18)$$

Die Konstanten zur Bestimmung der Diffusionskoeffizienten sind der Tabelle (3.1) zu entnehmen.

Konstante	Wert	
α_n	1.0	
κ	0.4	
l_∞	500m	
	stabil	labil
α_0	3.7	4.025
b_1	2.5648	3.337
b_2	1.1388	0.688
c_1	0.8333	1.285
c_2	0.2805	0.2305
c_3	0.1122	-0.1023

Tabelle 3.1: Konstanten zur Bestimmung der vertikalen Diffusionskoeffizienten für Impuls K_M^ν und Wärme K_H^ν nach Majewski et al. (1995)

3.1.2.2 Parametrisierung des Niederschlages

Der von REMO simulierte Niederschlag wird unterteilt in den konvektiven und den stratiformen Niederschlag.

Der stratiforme Niederschlag tritt bei Übersättigung in einem Gitterelement auf. Man erhält ihn aus der Lösung der Bilanzgleichungen für die spezifischen Partialdichten der jeweiligen Wasserphasen:

$$\frac{\partial(\rho q_\chi)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho q_\chi \vec{v}) + \nabla \cdot \vec{F}_\chi + \nabla \cdot \vec{D}_\chi = \rho S_\chi, \quad (3.19)$$

wobei q_χ für die jeweiligen Wasserphasen Wasserdampf (q_D), Wolkenwasser (q_W), Regen (q_R) und Schnee (q_S) steht, \vec{F}_χ ist der turbulente Fluss, \vec{D}_χ ist der molekular-diffusive Fluss und S_χ steht für die Erzeugungs- und Vernichtungsraten der jeweiligen Wasserphasen. Eisförmige Niederschlagsphasen, hierzu zählen z.B. Graupel und Hagel, werden vernachlässigt, da sie so gut wie gar nicht zum stratiformen Niederschlag beitragen, während die Wolkeneisphase bei der Bildung von Schnee mit berücksichtigt wird.

Die Gesamtwassermasse bleibt erhalten, somit gilt für die Summe der Quellraten

$$S_D + S_W + S_R + S_S = 0 \quad (3.20)$$

Berücksichtigt werden in den Quellraten der jeweiligen Wasserphasen sowohl

diabatische Prozesse wie Turbulenz, Strahlung, Horizontaldiffusion und Feuchtekonvektion als auch adiabatische Prozesse wie dynamische Hebungsabkühlung oder Advektion.

In den Bilanzgleichungen werden auch mikrophysikalische Prozesse in den Wolken berücksichtigt. Dazu gehören Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser, primäre Bildung von Regentropfen durch Koaleszenzwachstum von Wolkentropfen (Autokonversion), Wachstum von Regentropfen durch Koaleszenz mit Wolkentropfen (Akkreszenz), Verdunstung von Regen, Nukleation von Schnee aus der unterkühlten Wasserphase, Depositionswachstum von Schnee, Kollision von Schneekristallen mit unterkühlten Wolkentropfen, Bildung von Regenwasser durch Abtropfen des von schmelzenden Eiskristallen aufgesammelten Wolkenwassers (Shedding) sowie das Schmelzen von Schnee.

Konvektion und konvektiver Niederschlag werden nach einem Massenflussverfahren von Tiedtke (1989), welches von Nordeng (1994) geändert worden ist, parametrisiert. Die Wirkung der subskaligen konvektiven Zirkulation und die mit ihr verknüpfte Energieumsetzung wird mit Hilfe eines stationären Wolkenmodells realisiert. Die parametrisierten mikrophysikalischen Prozesse sind hierbei Kondensation/Deposition, Verdunstung von Niederschlag in Abwindzonen (Downdraft), Verdunstung von Wolkenwasser in der Umgebung und die Verdunstung des Niederschlages unterhalb der Wolkenbasis.

Dabei lassen sich die Bulk-Gleichungen für Masse, Wärme, Feuchte, Wolkenwasser und Impuls für den Aufwindbereich (Index: u für updraft) des Cumuluswolkenensembles folgendermaßen schreiben:

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = E_u - D_u \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u s_u) = E_u \bar{s} - D_u s_u + L \bar{\rho} c_u \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u q_u) = E_u \bar{q}_v - D_u q_u - \bar{\rho} c_u \quad (3.23)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u l) = D_u l + \bar{\rho} c_u - \bar{\rho} G_p \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u u_u) = E_u \bar{u} - D_u u_u \quad (3.25)$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(M_u v_u) = E_u \bar{v} - D_u v_u \quad (3.26)$$

wobei der Index u die Variablen des Updraft und der Strich die großskaligen Variablen kennzeichnen. M_u ist der Massenfluss durch die lateralen Austauschprozesse, E ist das Entrainment, D das Detrainment und l der Wolkenwassergehalt im Updraft. Desweiteren ist $s = c_p T + gz$ die trockenstatische Energie, ρ die Luftdichte, q die spezifische Feuchte, u die Zonalwindkomponente und v die Meridionalwindkomponente. Den Nettobeitrag aus allen Wolken zum aufwärtsgerichteten Massenfluss M_u beschreibt c_u , G bezeichnet die Umwandlungsraten von Wolkenwasser bzw. Wolken Schnee in Niederschlag, L ist die latente Wärme. Analog zu den Gleichungen (3.21)-(3.26) wird zur Beschreibung des Abwindbereiches (Index: d für downdraft) des Cumuluswolkenensembles folgendes Gleichungssystem verwendet:

$$-\frac{\partial M_d}{\partial z} = E_d - D_d \quad (3.27)$$

$$-\frac{\partial}{\partial z}(M_d s_d) = E_d \bar{s} - D_d s_d + L \bar{\rho} e_d \quad (3.28)$$

$$-\frac{\partial}{\partial z}(M_d q_d) = E_d \bar{q}_v - D_d q_d - \bar{\rho} e_d \quad (3.29)$$

$$-\frac{\partial}{\partial z}(M_d u_d) = E_d \bar{u} - D_d u_d \quad (3.30)$$

$$-\frac{\partial}{\partial z}(M_d v_d) = E_d \bar{v} - D_d v_d, \quad (3.31)$$

wobei e_d den Nettobeitrag aus allen Wolken zum abwärtsgerichteten Massenfluss M_d beschreibt.

Man geht davon aus, dass der Downdraft eng mit dem konvektiven Niederschlag verknüpft ist. Durch die Verdunstung des Niederschlages beim Entrainment von Umgebungsluft kühlt die Wolkenluft aus dem Updraft bis zum Taupunkt herunter und sinkt ab. Die vertikale Integration beider Gleichungssysteme erfordert:

- die Kenntnis des Massenflusses M_u und der Variablen s_u, q_u, l, u_u und v_u an der Wolkenbasis als untere Randbedingung

- die Kenntnis des Massenflusses M_d und der Variablen s_d, q_d, l, d_d und v_d am Oberrand des Downdrafts als obere Randbedingung
- die Formulierung der Entrainmentraten E_u und E_d sowie der Detrainmentraten D_u und D_d und
- die Parametrisierung der mikrophysikalischen Prozesse c_u, e_d und G_p .

Es wird ein Sättigungsgleichgewicht angenommen. Die Wolkenprozesse werden nur grob behandelt. Die durch Koaleszenz bedingte Wechselwirkung zwischen Wolken- und Regenwasser wird beispielsweise ebenso wenig betrachtet wie die Prozesse des Gefrierens und Schmelzens.

Mit dem Massenflussverfahren können verschiedene Konvektionstypen beschrieben werden:

- Hochreichende Konvektion (*penetrative convection*), welche hauptsächlich durch lokale Instabilitäten verursacht wird, wenn in den unteren Schichten auf synoptischer Skala Konvergenz vorherrscht.
- Flache Konvektion (*shallow convection*), welche vorwiegend bei ungestörten Strömungen auftritt. Diese Konvektion kommt hauptsächlich im Bereich der Passatwinde vor und spielt in den mittleren Breiten eine eher untergeordnete Rolle.
- Mittelhohe Konvektion (*midlevel convection*), welche aus konvektiven Zellen besteht, die ihren Ursprung oberhalb der Grenzschicht haben. Diese Art von Konvektion ist häufig in Regenzonen bei Warmfronten und im Warmsektor von tropischen Zyklonen zu finden und entsteht durch Aufsteigen von feuchten Luftmassen aus den unteren Schichten.

3.1.2.3 Strahlungsparametrisierung

Die Strahlungsparametrisierung beruht auf dem ECMWF-Schema (ECMWF Research Department, 1991). Dabei wurden einige zusätzliche Treibhausgase und die Parametrisierungen für Wasserdampf und verschiedene optische Größen eingeführt.

Das Strahlungstransportschema wurde ursprünglich für das ECMWF-Modell entwickelt (Morcrette und Fouquart, 1985), (Morcrette et al., 1986). Für den langwelligen und kurzwelligen Bereich wird die Strahlung aus der Abwärts- und Aufwärtskomponente des monochromatischen Flusses F_ν bei der Wellenzahl ν beschrieben. Im

langwelligen Bereich wird eine nichtstreuende Atmosphäre im lokalen thermischen Gleichgewicht angenommen.

$$F_{\nu,i}^{\uparrow}(p) = [\pi B_{\nu}(T_s) - \pi B_{\nu}(T_a)]t_{\nu}(p_s, p; r) + \pi B_{\nu}(T_p) - \int_{p_s}^p t_{\nu}(p', p; r)d(\pi B_{\nu}) \quad (3.32)$$

$$F_{\nu,i}^{\downarrow}(p) = [\pi B_{\nu}(T_{top}) - \pi B_{\nu}(T_{\infty})]t_{\nu}(p, 0; r) + \pi B_{\nu}(T_p) - \int_{p_s}^p t_{\nu}(p, p'; r)d(\pi B_{\nu}). \quad (3.33)$$

Dabei ist B_{ν} die Planck-Funktion, T die Temperatur (die Indizes s , a , p und top repräsentieren die Oberfläche, die Luftschicht am Boden, das Druckniveau und den Oberrand der Atmosphäre). Die Größe $t_{\nu}(p_s, p; r)$ stellt die monochromatische Transmissionsfunktion des Flusses durch eine Schicht zwischen den Druckniveaus p und P_s dar. Die Transmissionsfunktion wird in einem Winkel θ bezüglich der Vertikalen berechnet, womit $r = \sec \theta$ den Diffusivitätsfaktor darstellt (Elasser, 1942).

Die Integrale in Gleichungen (3.32) und (3.33) werden numerisch unter Berücksichtigung des Temperatur- und Druckeinflusses berechnet (Morcrette und Fouquart, 1985). Die Integration über die Wellenzahl ν erfolgt entsprechend der *non-isothermal band emissivity*-Methode. Dazu wird das langwellige Strahlungsspektrum in sechs Intervalle entsprechend den Zentren der Absorptionsbanden eingeteilt (siehe Tab. 3.2).

Anschließend werden für die einzelnen Bereiche die Lösungen über den gesamten langwelligen Spektralbereich aufsummiert

$$F_{\nu}^{\uparrow}(p) = \sum_{i=1}^N F_{\nu,i}^{\uparrow}(p) \quad (3.34)$$

$$F_{\nu}^{\downarrow}(p) = \sum_{i=1}^N F_{\nu,i}^{\downarrow}(p), \quad (3.35)$$

wobei i die Anzahl der spektralen Intervalle ist.

Band Nr.	Spektrale Intervalle (cm^{-1})	Absorbtionsbanden
1	(0 - 350) und (1450 - 1880)	Rotation und Vibration-Rotation von H_2O
2	(500 - 800)	$15 \mu m CO_2$
3	(800 - 970) und (1110 - 1250)	atmosphärisches Fenster
4	(970 - 1110)	$9.6 \mu m O_3$
5	(350 - 500)	$25 \mu m$ Fenster
6	(1250 - 1450) und (1880 - 2820)	Vibration-Rotation von H_2O

Tabelle 3.2: *Spektrale Intervalle im terrestrischen Bereich*

Eine Berücksichtigung der Wolken erfolgt nach einer Methode von Washington und Williamson (1977). Dabei werden die Flüsse separat für eine bewölkte und eine unbewölkte Atmosphäre berechnet und anschließend für den jeweiligen Bewölkungsgrad gemittelt. Unter der Annahme, dass z.B. eine Wolke in der n -ten Schicht der Modellatmosphäre vorhanden ist, ergibt sich für die aufwärtsgerichteten Flüsse oberhalb der Wolke ($k \geq n$) und die abwärtsgerichteten Flüsse ($k < n$) unterhalb einer Wolke

$$F_n^\uparrow(k) = [F_c^\uparrow - \pi B_s]t(p_k, p_{n+1}; r) + \pi B_k + \int_{p_{n-1}}^{p_k} t(p_k, p'; r)d(\pi B) \quad (3.36)$$

$$F_n^\downarrow(k) = [F_c^\downarrow - \pi B_n]t(p_k, p_n; r) + \pi B_k + \int_{p_k}^{p_n} t(p', p_k; r)d(\pi B), \quad (3.37)$$

wobei B die Planck-Funktion integriert über das langwellige Spektrum darstellt. F_c^\uparrow und F_c^\downarrow sind die Flüsse an der Ober- und Unterseite der Wolke. Die Terme unter dem Integral entsprechen dem Energieaustausch zwischen den Schichten in der wolkenfreien Atmosphäre und werden im ersten Rechenschritt bestimmt nach der Methode von Morcrette und Fouquart (1985). Dieser Schritt wird für alle Wolkenschichten wiederholt. Die Flüsse in der aktuellen Atmosphäre ergeben sich dann aus der linearen Kombination der Flüsse aus dem letzten Berechnungsschritt.

Die Parametrisierung der kurzwelligen Strahlung erfolgt über die Berechnung der Streu-Phasen-Funktion. Die Strahlungstransportgleichung (STG) für die diffuse

Strahlung $L_\nu(\delta, \mu, \theta)$ bei der Wellenzahl ν in die durch den Azimuthwinkel ϕ und den Zenitwinkel ϑ ($\mu = \cos \vartheta$) gegebene Richtung lässt sich in folgender Weise schreiben:

$$\mu \frac{d}{d\delta} [L_\nu(\delta, \mu, \theta)] = L_\nu(\delta, \mu, \theta) - \frac{\omega_\nu(\delta)}{4} (P_1 - P_2) \quad (3.38)$$

mit

$$P_1 = P_\nu(\delta, \mu, \theta; \mu_0, \theta_0) F_\nu^0 e^{-\frac{\delta}{\mu_0}} \quad (3.39)$$

$$P_2 = \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_\nu(\delta, \mu, \theta; \mu', \theta') L_\nu(\delta, \mu', \theta') d\mu' d\theta', \quad (3.40)$$

wobei F_ν^0 die solare Einstrahlung in die Richtung $\mu_0 = \cos \theta_0$, δ die optische Dicke, ω_ν die Einfach-Streu-Albedo und $P_\nu(\delta, \mu, \theta; \mu', \theta')$ die Streu-Phasen-Funktion beschreiben. Die Streu-Phasen-Funktion definiert die Wahrscheinlichkeit, dass die in Richtung (μ', θ') einfallende Strahlung in die Richtung (μ, θ) gestreut wird. Die STG für die kurzwellige Strahlung wird durch Integration der Flüsse zwischen $0.2\mu m$ und $0.4\mu m$ gelöst. Die abwärts und aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse ergeben sich aus den Reflektivitäten und den Transmissivitäten der einzelnen Modellschichten. Für eine Trennung der Parametrisierung der Streuprozesse von denen der molekularen Absorption wird die *photon path distribution*-Methode angewandt. Die solare Strahlung wird durch absorbierende Gase wie Wasserdampf, CO_2 , O_2 und O_3 geschwächt. Die Rayleigh-Streuung wird durch Moleküle, Aerosole und Wolkenpartikel geschwächt. Für den Fall, dass Streuung und molekulare Absorption gleichzeitig auftreten, kann die Anzahl der Absorber nicht mehr exakt bestimmt werden. Bei der *photon path distribution*-Methode wird die Wahrscheinlichkeit $P(u)du$ berechnet, bei der ein Photon entsprechend dem Fluss F_c im konservativen Fall (d.h. keine Absorption: $\omega_c=1$ und Absorptionskoeffizient $k_\nu=0$) auf eine Absorbermenge zwischen u und $u + du$ trifft. Mit dieser Verteilung wird der Strahlungsfluss F_ν bei einer Wellenzahl ν zu dem Fluss F_c in Beziehung gesetzt:

$$F_\nu = F_c \int_0^\infty P(u) e^{-(k_\nu u)} du \quad (3.41)$$

Der über ein Intervall $\Delta\nu$ gemittelte Strahlungsfluss ergibt sich mit Hilfe der Transmissionsfunktion $t_{\Delta\nu}$ zu

$$F = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} F_\nu d\nu = F_c \int_0^\infty P(u) t_{\Delta\nu}(u) du. \quad (3.42)$$

Für die Bestimmung einer Verteilungsfunktion wird das Streuproblem zuerst für eine *first-guess*-absorbierende Atmosphäre gelöst. Um $P(u)$ zu erhalten, wird eine inverse Laplace-Transformation durchgeführt. Die Transmissionsfunktionen $t_{\Delta\nu}(u)$ werden für jeden Absorber einzeln gelöst und unter der Anwendung der *Padè Approximation*

$$t_{\Delta\nu}(u) = \frac{\left(\sum_{i=0}^N a_i u^{i-1} \right)}{\left(\sum_{j=0}^N b_j u^{j-1} \right)} \quad (3.43)$$

über die N Modellschichten aufsummiert. Die entsprechenden Wichtungsfunktionen werden durch a_i und b_i beschrieben.

Für die spektrale Integration werden zum einen das Intervall im sichtbaren Bereich ($0.2 - 0.68\mu m$) und zum anderen das Intervall des nahen Infrarot ($0.68 - 4.0\mu m$) des solaren Spektrums betrachtet. Unter der Annahme, dass die Atmosphäre in N homogene Schichten unterteilt ist, werden die aufwärts und abwärts gerichteten Flüsse an der j -ten Grenzschicht gegeben als:

$$F^\downarrow(j) = F_0 \prod_{k=j}^N T_b(k) \quad (3.44)$$

$$F^\uparrow(j) = F^\uparrow(j) R_t(j-1), \quad (3.45)$$

wobei $R_t(j)$ und $T_b(j)$ die Reflexion am Oberrand bzw. die Transmission am unteren Ende der j -ten Schicht sind. R_t und T_b hängen von der Wolkenbedeckung ab:

$$R_t = C R_c + (1 - C) R_{clr} \quad (3.46)$$

$$T_b = C T_c + (1 - C) T_{clr}. \quad (3.47)$$

Die Indizes c und clr beschreiben dabei den bewölkten bzw. den nicht-bewölkten Anteil der entsprechenden Schicht. Die Wolkenbedeckung wird von C beschrieben.

Die Reflexion R_{tc} am Oberrand und die Transmission T_{bc} an der unteren Grenze des bewölkten Teils werden entsprechend der *Delta-Eddington-Methode* angenähert.

Für eine gegebene optische Dicke der Wolkenschicht δ_c , der Aerosole δ_a , der molekularen Absorption δ_g sowie den Asymmetrie-Faktoren g_c und g_a lassen sich R_{tc} und T_{bc} als Funktionen der gesamten optischen Dicke δ der Schicht, der gesamten Einfach-Streu-Albedo ω , des gesamten Asymmetrie-Faktors g und der Reflexion des unter der Wolkenschicht-Grenze j liegenden Mediums berechnen, wobei δ , ω und g gegeben sind als:

$$\delta = \delta_c + \delta_a + \delta_g \quad (3.48)$$

$$\omega = \frac{\delta_c + \delta_a}{\delta_c + \delta_a + \delta_g} \quad (3.49)$$

$$g = \frac{g_c \delta_c}{\delta_c + \delta_a} + \frac{g_a \delta_a}{\delta_c + \delta_a}. \quad (3.50)$$

3.1.2.4 Landoberflächenprozesse

Das Bodenmodell teilt sich nach ECHAM4 in einen thermischen und einen hydrologischen Anteil auf.

Das Temperaturprofil im Boden ist eine numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung in einem 5-Schichten-Modell. Der Boden wird dabei in 5 Schichten aufgeteilt, deren Dicke mit der Tiefe von $0.065m$ an der obersten Schicht auf $5.7m$ an der untersten Schicht zunimmt (Warrilow und Slingo, 1986). Zur Schließung des Energiehaushaltes des Systems Erde-Atmosphäre wird der Wärmefluss an der untersten Schicht des Modells bei ca. 10m Tiefe gleich Null gesetzt. Dadurch können keine äußeren Wärmequellen oder -senken die Bilanz beeinflussen. Wenn Δz_n die Dicke der n -ten Bodenschicht ist, T_s die Oberflächentemperatur, T_{sn} die Temperatur der Schneedecke, T_n die Temperatur der n -ten Bodenschicht und F_s die Summe der Strahlungsflüsse und der turbulenten Flüsse an der Oberfläche ist, dann gelten folgende Beziehungen:

- Temperaturänderung der Schneedecke

$$\frac{\partial T_{Sn}}{\partial t} = \frac{F_S}{\rho_{Sn} C_{Sn} Sn}, \quad (3.51)$$

- Temperaturänderung der ersten Schicht

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{F_S}{\rho_g C_g \Delta z_1} + \frac{2\kappa(T_1 - T_2)}{\Delta z_i(\Delta z_1 + \Delta z_2)}, \quad (3.52)$$

- Temperaturänderung der übrigen Schichten

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{2\kappa(T_i - T_{i-1})}{\Delta z_i(\Delta z_{i-1} + \Delta z_i)} + \frac{2\kappa(T_{i+1} - T_i)}{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}}. \quad (3.53)$$

In den Gleichungen (3.51 - 3.53) hat κ den Wert $7.5 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ und beschreibt die Wärmediffusion im Boden, $\rho_g C_g$ ist die Wärmekapazität des Bodens pro Einheitsvolumen und hat den Wert $2.4 \cdot 10^6 J m^{-3} K^{-1}$, $\rho_{Sn} C_{Sn}$ ist Wärmekapazität des Schnees pro Einheitsvolumen mit dem Wert $0.6345 \cdot 10^6 J m^{-3} K^{-1}$ und Sn ist die Dicke der Schneeschicht.

Die Berechnung des Wasserhaushaltes erfolgt gemäß einer *Bucket-Methode*. Innerhalb des Buckets wird nur eine Bodenschicht angenommen, wobei drei Fälle unterschieden werden:

- Schneegehalt als Wasseräquivalent
- Wassergehalt im Interzeptionsspeicher während der Schmelz- bzw Regenphase
- Wassergehalt des Bodens

Die Parametrisierung der Bodenhydrologie beinhaltet drei Hauptgleichungen:

- Flüssigwassergehalt W_s des Bodens

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{J_{qv} - J_{qvi} + P_R - P_{Ri} + M_{Sn} - M_{Sn_i} - R_R - R_D}{\rho_w}, \quad (3.54)$$

- die durch die Vegetation aus Regen und Schneeschmelzen abgefangene Wassermenge W_l

$$\frac{\partial W_l}{\partial t} = \frac{J_{q_{vi}} + C_{ip}C_v(C_a P_R + M_{Sn})}{\rho_w}, \quad (3.55)$$

- der an der Oberfläche akkumulierte Schneegehalt Sn

$$\frac{\partial Sn}{\partial t} = \frac{J_{q_{Sn}} + P_{Sn} - M_{Sn}}{\rho_w}. \quad (3.56)$$

In Gleichung (3.54) ist J_{q_v} die mittlere Verdunstungsrate pro Gitterelement, $J_{q_{vi}}$ die Verdunstungsrate aus dem Interzeptionsspeicher, P_R die Niederschlagsrate pro Einheitsfläche, P_{Ri} die Niederschlagsrate pro Einheitsfläche aus dem Interzeptionsspeicher, M_{Sn_i} die Schneeschmelzrate pro Einheitsfläche aus dem Interzeptionsspeicher, R_R der Oberflächenabfluss, R_D der Abfluss durch Drainageprozesse und ρ_w ist die Dichte von Wasser.

In Gleichung (3.55) ist C_{ip} der Koeffizient für die Regen- und Schneespeicherung, C_v ein durch Vegetation bedeckter Bruchteil eines Gitterelementes und C_a der von Regen durchnässte Bruchteil in einem Zeitschritt.

In Gleichung (3.56) ist $J_{q_{Sn}}$ die Verdunstungsrate pro Einheitsfläche über einem schneebedeckten Gitterelement und P_{Sn} ist Schneefallrate pro Einheitsfläche.

Zur Bestimmung der Feuchteflüsse über Land wird die Gitterbox in 4 Partitionen aufgeteilt:

1. C_{Sn} für Schnee
2. $(1-C_{Sn})C_l$ für nassen Boden
3. $(1-C_{Sn})(1-C_l)(1-C_v)$ für unbewachsenen Boden
4. $(1-C_{Sn})(1-C_l)C_v$ für Vegetation.

C_{Sn} , C_l und C_v bezeichnen dabei den Bedeckungsanteil der entsprechenden Variablen. Der schneebedeckte Anteil C_{Sn} hängt von der Schneebedeckung Sn ab:

$$C_{Sn} = \min \left(1, \frac{Sn}{Sn_{cr}} \right) \quad (3.57)$$

mit der kritischen Schneebedeckung Sn_{cr} , die einer äquivalenten Wassertiefe von $0.015m$ entspricht. Der nasse Gitterboxanteil C_l wird durch den Bodenwasserinhalt bestimmt:

$$C_l = \min \left(1, \frac{W_l}{W_{lmax}} \right) \quad (3.58)$$

mit

$$W_{lmax} = W_{lmax}[(1 - C_v) + C_v L_f]. \quad (3.59)$$

Dabei stellt W_l die prognostische Variable des Bodenwassergehalts, W_{lmax} ist der maximale Wassergehalt, C_v der Anteil der Vegetation und L_f der Blattflächenindex. Die Größe W_{lmax} gibt die maximale Wassermenge an, die durch die Blätter der Pflanzen oder durch den unbewachsenen Boden aufgenommen werden kann ($2.0 \cdot 10^{-4}m$). Der von der Vegetation bedeckte Bruchteil wird im nicht trockenen Fall durch das klimatologische Feld C_{vcl} ersetzt. Bei trockenen Bedingungen wird der Vegetationsanteil durch die folgende empirische Beziehung reduziert:

$$C_v = \min \left(C_{vcl}, C_{vcl} \frac{W_s}{0.4W_{smax}} \right). \quad (3.60)$$

W_s ist der gesamte Wassergehalt in der Wurzelzone der Pflanzen und W_{smax} die Feldkapazität des Bodens ($0.2m$ Wasser). Die Verdunstung über dem schneebedeckten bzw. nassen Anteil eines Gitterelements ergibt sich entsprechend der potentiellen Verdunstungsrate zu:

$$J_q = \rho C_h V_{KE} (q_v - q_s(T_S, P_S)), \quad (3.61)$$

wobei q_v die Feuchte aus der untersten Modellfläche ist, q_s ist die Sättigungsfeuchte, T_s die Oberflächentemperatur und p_s der Bodendruck.

Unter der Annahme, dass bei einem unbewachsenen Boden die relative Feuchte h eine Funktion des Wassergehalts W_s und der Feldkapazität W_{smax} ist, gilt dann für die Verdunstung:

$$J_q = \rho C_h V_{KE} (q_v - h q_s(T_S, P_S)). \quad (3.62)$$

Die Verdunstung in einem Gitterelement mit trockener Vegetation (ohne Wasserspeicherung) ist proportional zur Verdunstungseffizienz E :

$$J_q = \rho C_h V_{KE} E (q_v - q_s(T_S, P_S)), \quad (3.63)$$

Nach Sellers et al.,(1986) lässt sich E darstellen als:

$$E = \left[1 + \frac{C_h |\vec{v}_h| R_{co} (PAR)^{-1}}{F(W_S)} \right]^{-1} \quad (3.64)$$

Dabei bezeichnet PAR die photosynthetisch aktive Strahlung, $F(W_S)$ die empirische Funktion des in der Wurzelzone verfügbaren Wassers, $|\vec{v}_h|$ ist die Horizontalgeschwindigkeit.

Daraus berechnet sich dann die totale Verdunstung in einem Gitterelement zu:

$$\begin{aligned} J_{q_v} &= \rho C_H |\vec{v}_h| [\{C_{Sn} + (1 - C_{Sn} C_l)\} \\ &\quad \{q_v - q_s\} + (1 - C_{Sn})(1 - C_l)(1 - C_v) \\ &\quad \{q_v - h q_s\} + (1 - C_{Sn})(1 - C_l) C_v \\ &\quad E \{q_v - q_s\}]. \end{aligned} \quad (3.65)$$

Die totale Verdunstung ergibt sich damit als Summe der einzelnen Flüsse.

3.1.3 Datensatz

Das Modellgebiet erstreckt sich über Mittel- und Nordeuropa. Es besteht aus 121×181 Gitterpunkten, was einer Auflösung von $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ entspricht. In REMO-Gitterkoordinaten (sphärisches Koordinatensystem) spannt sich das Modellgebiet zwischen 5°W , 14°S und 15°E , 16°N auf. In geographischen Koordinaten entspricht das 3.33°E , 43.25°N und 53.04°E , 68.62°N . Für die Untersuchungen stehen die Modell-Läufe für den Zeitraum vom 01.01.1996 bis zum 31.10.2003 jeweils als Stundensummen zur Verfügung. In Abbildung 3.1 kann man das Modellgebiet als solches erkennen und die Verteilung der darin modellierten Niederschlagshöhe über den gesamten oben genannten Zeitraum gemittelt. Eine Betrachtung der Küstengebiete ist trotz einer relativ hohen Auflösung von $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ nur eingeschränkt möglich. Deswegen wurde für die Untersuchung dieser Gebiete, und Gebieten, die von Wasserflächen jeglicher Art gekennzeichnet sind, eine Land-See-Maske (LSM) zur Verfügung gestellt. Die LSM gleicht in Auflösung und Größe dem REMO-Modellgebiet, wobei jeder Gitterbox ein Wert zwischen 0 und 1 zugeordnet ist. Wurde z.B. einer Gitterbox der Wert 0 zugewiesen, handelt es sich um eine reine Wasser-Gitterbox, während höhere Werte jeweils den Landanteil in einer Gitterbox repräsentieren. Multipliziert man diese Werte mit 100, dann erhält man die prozentuale Verteilung der Land- und Wasserflächen im REMO-Modellgebiet, wie in Abbildung 3.2 gezeigt ist.

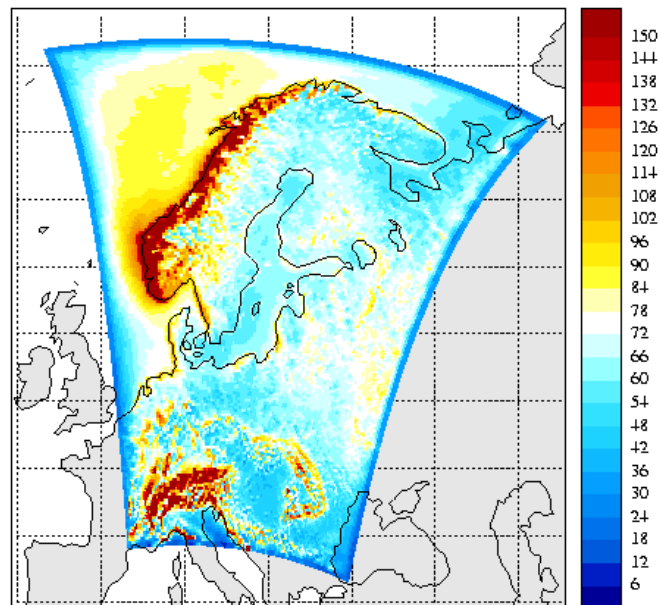


Abbildung 3.1: Räumliche Verteilung des REMO-Niederschlages für den gesamten Zeitraum in mm/Monat.

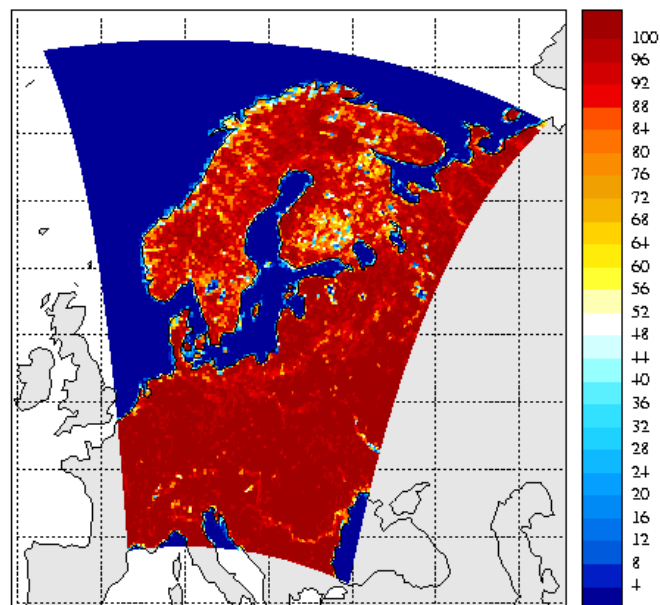


Abbildung 3.2: Prozentualer Anteil der Land- und Wasserflächen im REMO-Modellgebiet.

3.2 Synoptische Daten im Rahmen des BALTEX

3.2.1 BALTEX

Das *Baltic Sea Experiment* (BALTEX) ist die Europäische Version des *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX). Die wesentliche Aufgabe des BALTEX bestand darin, den Wasser- und Energiehaushalt im Ostseeinzugsgebiet zu bestimmen und diejenigen Prozesse zu identifizieren und zu verstehen, welche die Wasser- und Energiekreisläufe beeinflussen. Das BALTEX-Einzugsgebiet umfasst 14 Staaten. Es wurden daher für die synoptischen Niederschlagsmessungen unterschiedliche Messgeräte eingesetzt. Neben dem Hellmann (siehe Abb. 2.1) sind die gebräuchlichsten Geräte noch der SMHI- und der Tretjakov-Messtopf. Eine Auflistung aller benutzten Messgeräte, sowie eine Zuordnung zu den Staaten ist Rubel und Hantel (1999) zu entnehmen.

Zusätzlich wurde die räumliche Verteilung sowie der gesamte monatliche Niederschlagseintrag in das Einzugsgebiet der Ostsee berechnet (Rubel, 1996).

Insgesamt standen während der Messkampagne über 4200 klimatologische Messstationen zur Verfügung. Ein Überblick über die räumliche Verteilung der Stationen ist in Abbildung 3.3 gegeben.

3.2.2 Fehlerkorrektur

Niederschlagsmessungen weisen im Allgemeinen Fehler auf, die sich in einer systematischen Unterschätzung der Niederschlagshöhe äußern, was eine Korrektur der Messungen notwendig macht. Der hauptsächliche Fehler ist dabei auf den Umströmungseffekt des Messgerätes zurückzuführen und ist somit windgeschwindigkeitsabhängig. Einen nicht zu vernachlässigen Einfluss auf die Niederschlagsmessung haben daher Größe, Form und Höhe des Messgerätes.

Die synoptischen Daten wurden von Rubel in korrigierter Form bezüglich des aerodynamischen Fehlers, des Verdunstungs- und des Benetzungsfehlers zur Verfügung gestellt (Rubel und Hantel, 1999). Die Korrekturmethode basiert auf einem dynamischen Korrekturmodell von Allerup und Madsen (1980).

Zur Korrektur des aerodynamischen Fehlers sind Informationen über Windgeschwindigkeit, Form und Größe der Regentropfen bzw. Schneekristalle notwendig. Die Intensität der Niederschlagsereignisse wird dabei durch die Tropfengröße parametrisiert. Desweiteren wird die Temperatur zur Unterscheidung zwischen flüssiger und fester Phase benutzt. Nach Rubel und Hantel (1999) ergibt sich der korrigierte Niederschlagswert RR zu:

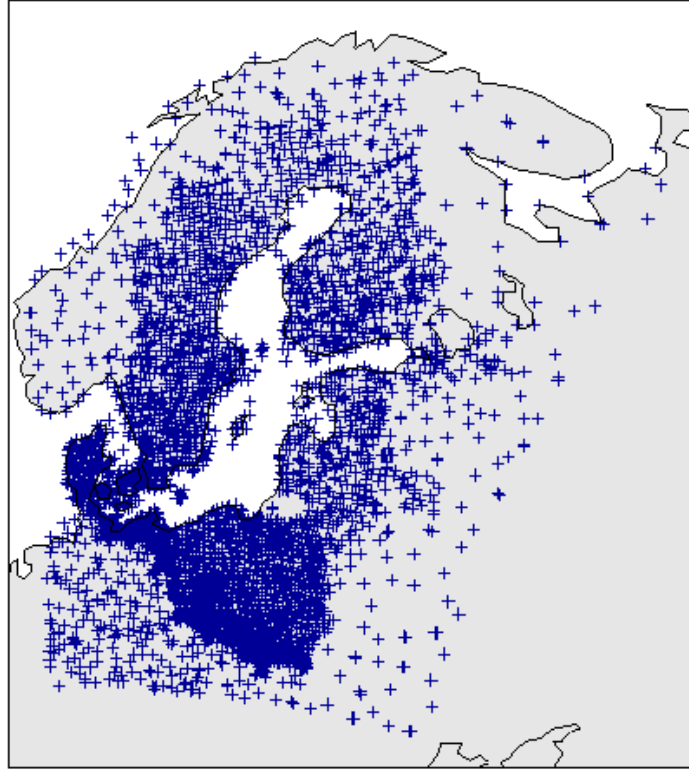


Abbildung 3.3: Räumliche Verteilung der synoptischen Stationen.

$$RR = k(RR_m + \Delta RR_b + \Delta RR_v), \quad (3.66)$$

Dabei ist k ein aerodynamischer Korrekturfaktor, RR_m ist der gemessene Niederschlagswert, ΔRR_b der Benetzungsverlust und ΔRR_v der Verdunstungsfehler. Der Benetzungs- und der Verdunstungsfehler sind geräteabhängig. Der aerodynamische Korrekturfaktor k ergibt sich aus der folgenden empirischen Beziehung:

$$k = \exp(-0.0010 \ln(RR_I) - 0.0122U \ln(RR_I) + 0.0343U + 0.0077 + c), \quad (3.67)$$

wobei RR_I die Niederschlagsintensität darstellt, während c eine gerätespezifische Konstante ist.

3.2.3 Datensatz

Die synoptischen Niederschlagsdaten liegen in korrigierter Form (vgl. Abschnitt 3.2.2) als Tagessummen vor. Der Datensatz steht für den Zeitraum vom 01.01.1996 bis 31.12.1999 zur Verfügung, wobei sich eine 24-stündige Messung von 6 UTC des laufenden Tages bis 6 UTC des darauffolgenden Tages erstreckt.

3.3 Synoptische Daten aus Schiffsmessungen

Im Bereich der Ostsee wurden seit 1995 mehrere Schiffe mit Schiffsregenmessern ausgestattet. Die meisten dieser Schiffe verkehren auf festgelegten Routen, die sich hauptsächlich zwischen Deutschland und Finnland befinden.

Eine Basis für die räumlichen Niederschlagsverteilungen bilden die Eingangsdaten, welche in Form von 8-Minuten-Messungen von den Schiffen erhoben wurden. Die Daten wurden dann mit Hilfe der Kriging-Methode räumlich interpoliert. Die Kriging-Methode ist eine allgemein gültige Methode zur Dateninterpolation. Diese wurde von Clemens (2002) benutzt, um eine objektive Analyse von Niederschlagsfeldern basierend auf räumlich zufällig verteilten Niederschlagsmessungen durchzuführen. Dadurch wurde eine Minimierung der Fehler gewährleistet, die aufgrund der hohen räumlichen Variabilität wegen der geringen Datendichte auftreten konnten. Eine ausführliche Beschreibung der Schiffsmessungen und der Kriging-Methode ist Clemens (2002) sowie Clemens und Bumke (2002) zu entnehmen.

Der Datensatz liegt in Form von saisonalen Niederschlagsfeldern, die im Folgenden als Kriging-Felder bezeichnet werden, mit einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ für einen Zeitraum vor, der sich von 1996 bis 2003 erstreckt. Dabei wurden die jeweiligen Wintermonate Dezember, Januar und Februar vernachlässigt, da der Schiffsregenmesser nur zur Messung von flüssigem Niederschlag geeignet ist. Die Kriging-Felder beinhalten jeweils saisonal die räumliche Verteilung der gemessenen Niederschlagshöhe in $\frac{mm}{h}$ sowie den relativen Fehler für jeden Gitterpunkt.

Kapitel 4

Vergleiche

Bei der Präsentation der Vergleiche wird sich auf die Jahreszeiten Frühjahr, Sommer und Herbst beschränkt, da im Winter durch den Einfluss von Schnee und Eis und der damit verbundenen Messungenauigkeiten keine brauchbaren Ergebnisse zu erwarten sind. Begonnen wird mit dem Vergleich zwischen REMO und den Messdaten der an Land liegenden Synop-Stationen auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen. Danach folgt der Vergleich von REMO mit den saisonalen Feldern, die aus Schiffsmessungen abgeleitet wurden. Zum Schluss richtet sich das Augenmerk auf einen Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Beobachtungen bezüglich des im Sommer 1997 aufgetretenen Oderhochwassers.

4.1 Vergleich zwischen REMO und Synop

Der zu Grunde liegende Zeitraum für die in diesem Abschnitt gezeigten Vergleiche umfasst die Jahre 1996 - 1999. Es erfolgt zunächst ein räumlicher Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Messdaten über Land. Im Anschluss werden Vergleiche über festgelegten Gebieten gezeigt.

4.1.1 Räumliche Verteilung

Beispiele für eine räumliche Verteilung des Niederschlages sind für den gesamten Vergleichszeitraum die Jahreszeiten Frühjahr (Abb. 4.1), Sommer (Abb. 4.2) und Herbst (Abb. 4.3). Die Messdaten der synoptischen Stationen wurden dabei auf ein $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -Gitter interpoliert.

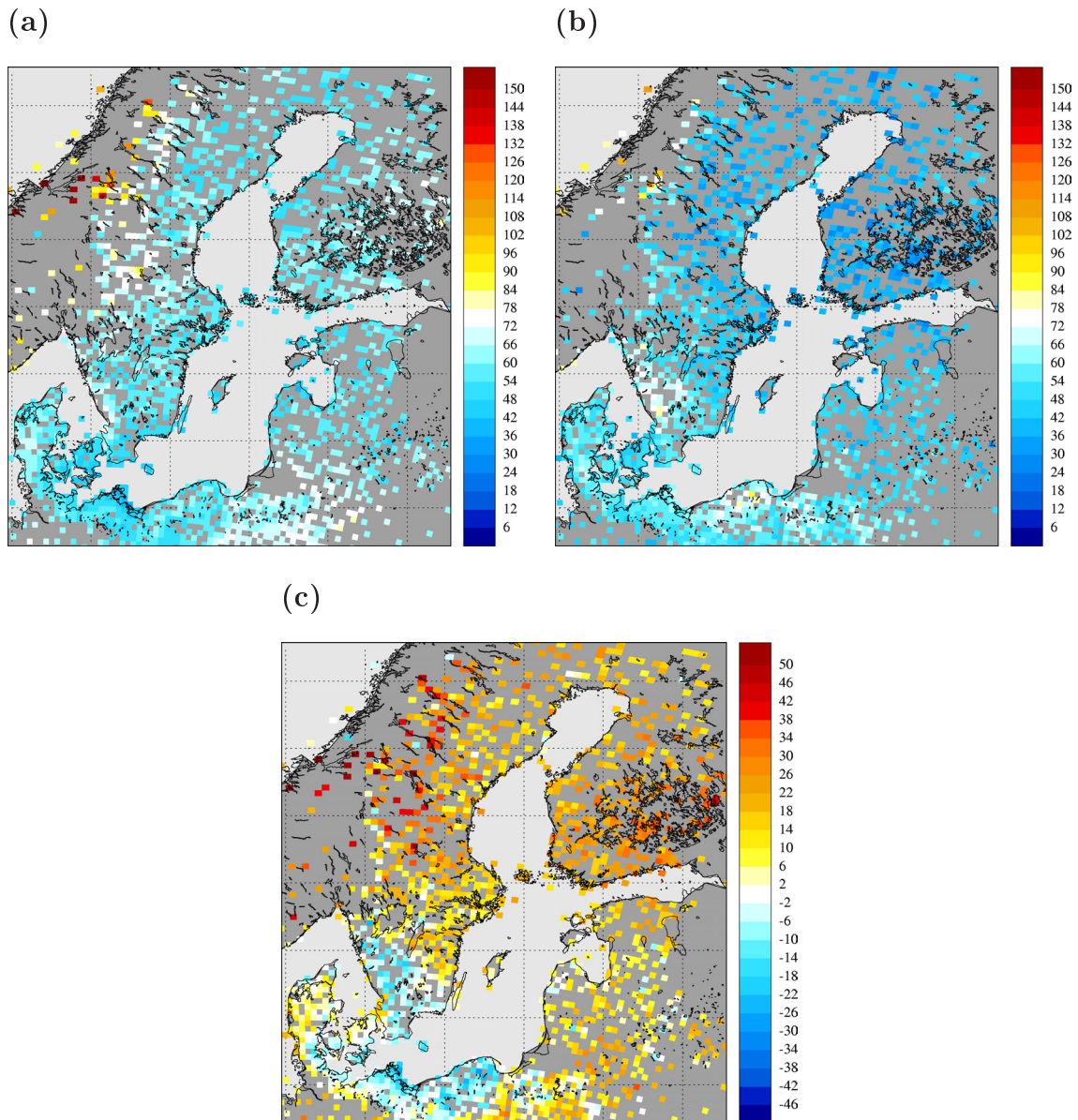


Abbildung 4.1: Räumliche Niederschlagsverteilung für die Frühjahrsmonate 1996-1999 in mm/Monat abgeleitet aus REMO (a), den synoptischen Beobachtungen (b) sowie die Verteilung der Differenz REMO-Synop (c).

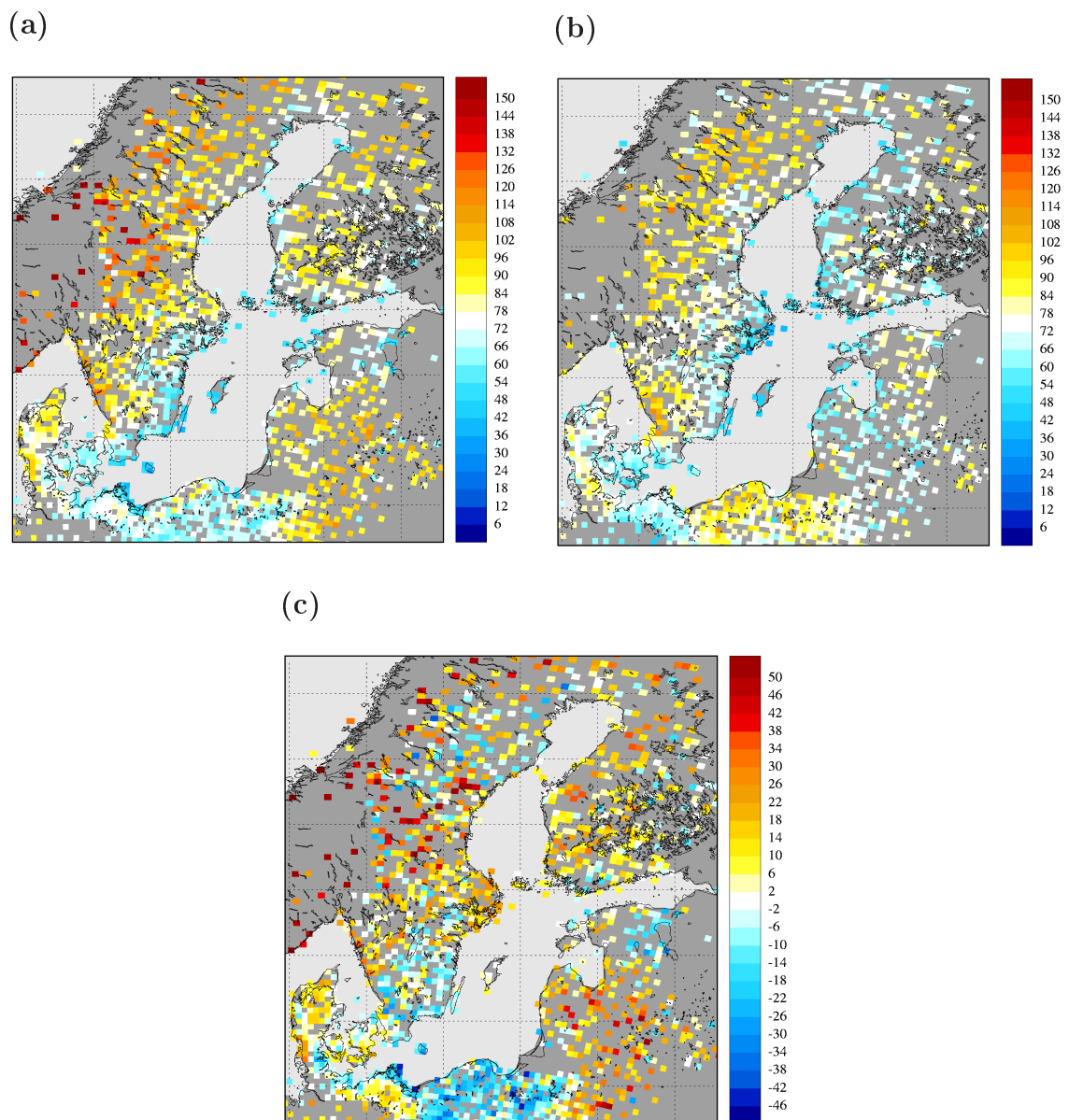


Abbildung 4.2: Räumliche Niederschlagsverteilung für die Sommermonate 1996-1999 in mm/Monat abgeleitet aus REMO (a), den synoptischen Beobachtungen (b) sowie die Verteilung der Differenz REMO-Synop (c).

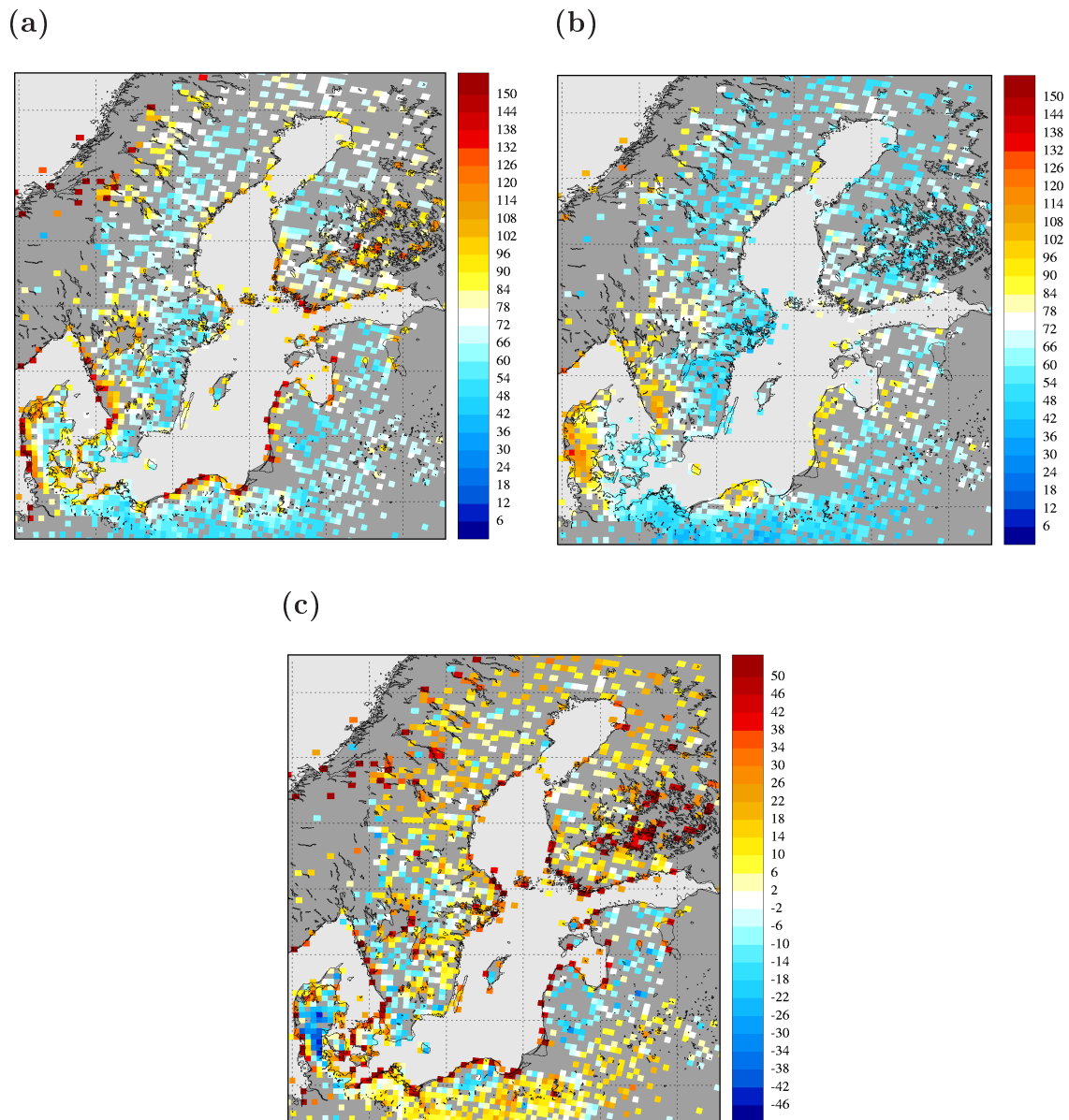


Abbildung 4.3: Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 in mm/Monat abgeleitet aus REMO (a), den synoptischen Beobachtungen (b) sowie die Verteilung der Differenz REMO-Synop (c).

Da nicht jede synoptische Station kontinuierlich Messdaten abgeliefert hat, wurden für den Vergleich nur die Stationen genommen, die im betrachteten Zeitraum mindestens 90% der Tage gemessen haben. Die Messwerte der Stationen, die weniger als 100% der Zeit gemessen haben, wurden anteilig auf die volle Anzahl der Tage hochgerechnet. Für den Fall, dass sich mehrere Stationen in einer Gitterbox befinden, wurden Werte dieser Stationen für jede Gitterbox gemittelt. Um den Vergleich mit REMO zu gewährleisten, wurden von den Modelldaten nur diejenigen Gitterboxen verwendet, in denen sich auch synoptischen Messstationen befinden.

Man sieht in den Frühjahrsmonaten (Abb 4.1) sowohl bei REMO als auch bei den synoptischen Beobachtungen Niederschlagsmaxima über den Gebirgsregionen Norwegens. Desweiteren sind bei den Messdaten Niederschlagsmaxima über der Küste Polens sowie über Südwestschweden zu erkennen sowie Niederschlagsminima über weite Bereiche im Nordteil des untersuchten Gebietes. Bei Betrachtung der Verteilung der Differenz zwischen REMO und Synop fallen mit Ausnahme der Gebiete Südwestschweden, der polnischen und der deutschen Ostseeküste sowie den dänischen Inseln flächendeckende Überschätzungen des Niederschlages von REMO auf.

In den Sommermonaten (Abb 4.2) erkennt man von REMO modellierte Niederschlagsmaxima über Skandinavien sowie Lettland, Litauen, Nordjütland und der Westküste Südjütlands. Minimaler Niederschlag ist über Südostschweden, Polen und über dem gesamten Ostseeküstenbereich zu finden. Die räumliche Niederschlagsverteilung der synoptischen Messstationen zeigt dagegen Niederschlagsmaxima über Polen und Skandinavien sowie Niederschlagsminima über den Bereichen von Lettland, Litauen, Finnland, der Westküste und Südküste von Schweden, den dänischen Inseln sowie Mecklenburg Vorpommern. Bei Betrachtung der Differenzen (REMO-Synop) fallen die deutlichen Überschätzungen des modellierten Niederschlages im Bereich von Lettland und Litauen sowie über Skandinavien auf. Unterschätzungen gibt es über Polen, Estland, der deutschen Ostseeküste, sowie Südostschweden. Auffällig ist das Nebeneinander von Über- und Unterschätzungen für weite Bereiche Schwedens.

Für die Herbstmonate (Abb 4.3) erkennt man von REMO modellierte Niederschlagsmaxima über den Küstengebieten. Auffällig sind hierbei die hohen Niederschläge über den Westküstengebieten. Niederschlagsminima treten dabei über den östlichen Landgebieten Skandinaviens, Ostjütland, sowie jeweils unmittelbar östlich der soeben erwähnten Niederschlagsmaxima über den Westküstengebieten auf. Bei den gemessenen Niederschlägen fällt auf, dass die Maxima über den Westküstengebieten im Gegensatz zu REMO viel weiter ins Landesinnere reichen. Das wird vor allem bei der Differenz deutlich. In unmittelbarer Nähe der Westküstengebiete ist eine

deutliche Niederschlagsüberschätzung von REMO in einer Größenordnung von zum Teil über 50 mm/Monat zu erkennen, während Unterschätzungen vor allem über dem Ostteil Jütlands, sowie häufig unmittelbar östlich der angesprochenen Überschätzungen über den Westküsten zu finden sind. Desweiteren treten Überschätzungen über der Seenlandschaft Zentralfinnlands auf. Auch im Herbst fällt auf, dass Über- und Unterschätzungen häufig in räumlicher Nähe zueinander auftreten.

Das Nebeneinander von Über- und Unterschätzungen ist besonders in hügeligen Regionen zu beobachten. Daher kann man nicht ausschließen, dass die Orographie bei der Verteilung der Intensität des Niederschlages eine Rolle spielt. Eine Untersuchung, bei der mit Hilfe einer linearen Interpolation der genaue Standort der Messstationen in der jeweiligen REMO-Gitterbox berücksichtigt wurde, hat jedoch zu keinen nennenswerten Änderungen in den Ergebnissen geführt.

Ebenfalls nicht auszuschließen ist, dass es aufgrund der Wolkenmodellierung zu Überschätzungen des modellierten Niederschlages kommen kann. Man könnte annehmen, dass die planparallel modellierten Wolken zu transparent sind und von daher Streu- und Absorptionsprozesse nicht realistisch genug simuliert werden (vgl. Abschnitte 3.1.2.2 und 3.1.2.3). Diese Vermutung wurde jedoch im weiteren Verlauf nicht näher untersucht.

Die Überschätzung des REMO-Niederschlages an den Westküstengebieten in den Herbstmonaten ist besonders auffällig. In dieser Jahreszeit herrschen im Mittel westliche Winde vor, die feuchte Luftmassen von der See an die Küste transportieren. Das Wasser kühlt sich im Vergleich zur Luft langsamer ab. Somit ist die Atmosphäre in dieser Jahreszeit über den Seegebieten häufig instabil geschichtet, was konvektive Bewölkung hervorruft, die sich über den Küstenregionen dann ausregnet. Dieses Ausregnen findet bei REMO nur unmittelbar an den Westküsten statt, wobei die Niederschlagshöhe weiter im Landesinneren dann rasch nachlässt, während man über den Ostküstengebieten so etwas nicht erkennen kann. Um eine mögliche Ursache dafür zu finden, sind Gebietsvergleiche notwendig, die in den folgenden Abschnitten vorgenommen werden.

4.1.2 Gebietsvergleiche

Um mögliche Ursachen für diese zum Teil deutliche Überschätzung des Niederschlages von REMO zu finden, sind Gebietsvergleiche notwendig. Dabei kommt die Land-See-Maske (vgl. Kapitel 3.1.3) zur Anwendung, die es erlaubt, speziell für die Küstengebiete, aber auch über Landgebieten den Einfluss der Intensität des modellierten Niederschlages auf das Verhältnis von Land- und Wasseranteilen zu untersuchen. Neben den Küstengebieten der Ostsee wurden im weiteren Verlauf noch Untersuchungen der Landgebiete rund um die Ostseeküste angefertigt. Für die folgenden Untersuchungen wurde das REMO-Modellgebiet vom bekannten $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -Gitter auf ein 1° -Gitter gebracht. Es wurden für verschiedene Werte der Land-See-Maske (*LSM*) jeweils die $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -Gitterboxen zu Grunde gelegt, die im zu untersuchenden Wertebereich der Land-See-Maske liegen. Verglichen wurden diese Ergebnisse mit den entsprechenden Synop-Stationen in den jeweiligen Gitterboxen, dessen Niederschlagswerte für jede $1^\circ \times 1^\circ$ Gitterbox räumlich gemittelt wurden. Auch hier wurden wieder die Synop-Stationen zu Grunde gelegt, die mindestens 90% des betrachteten Zeitraumes gemessen haben. Die Umrechnung auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter hat den Vorteil, dass pro Gitterbox möglichst viele synoptische Stationen sowie eine hinreichend große Anzahl von REMO-Gitterboxen gemittelt werden können, da durch die Anwendung der *LSM* die Anzahl der Gitterboxen abnimmt.

4.1.2.1 Ostseeküstenregionen

In diesem Abschnitt richtet sich das Augenmerk auf Untersuchungen der Ostseeküste. Hierfür wurde ein Gebiet ausgewählt, in dem jede $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox sowohl Kontakt mit dem Seegebiet der Ostsee, als auch mit dem daran angrenzenden Landgebiet hat. Mit Hilfe der *LSM* wurden diesem Gebiet Bereiche mit unterschiedlichen Land-/Seeanteilen zugeordnet, wobei ein 100-prozentiger Anteil von Wasser ausgegrenzt wurde. Dafür wurden folgende *LSM*-Wertebereiche ausgewählt: [0.0-0.2], [0.2-0.4], [0.4-0.6], [0.6-0.8] und [0.8-1.0]. Der erste Wertebereich bedeutet, dass lediglich REMO-Gitterboxen zu Grunde gelegt wurden, die einen Landanteil zwischen größer als 0% und maximal 20% haben. Im letzten Wertebereich wurden REMO-Gitterboxen mit einem Landanteil von mehr als 80% bis maximal 100% zu Grunde gelegt. Um eine qualitative Aussage über die folgenden Ergebnisse treffen zu können, wurden die Niederschlagsverteilungen von REMO und Synop jeweils der Anzahl der $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -REMO-Gitterboxen bzw. der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ -REMO-Gitterbox gegenübergestellt. Im folgenden Vergleich wird sich bei der Präsentation der Ergebnisse bezüglich der räumlichen Niederschlagsverteilung in diesem Gebiet auf den Herbst beschränkt, da in dieser Zeit die größten Abweichungen zu verzeichnen sind. Die übrigen untersuchten Jahreszeiten sind in Anhang A.2 dargestellt.

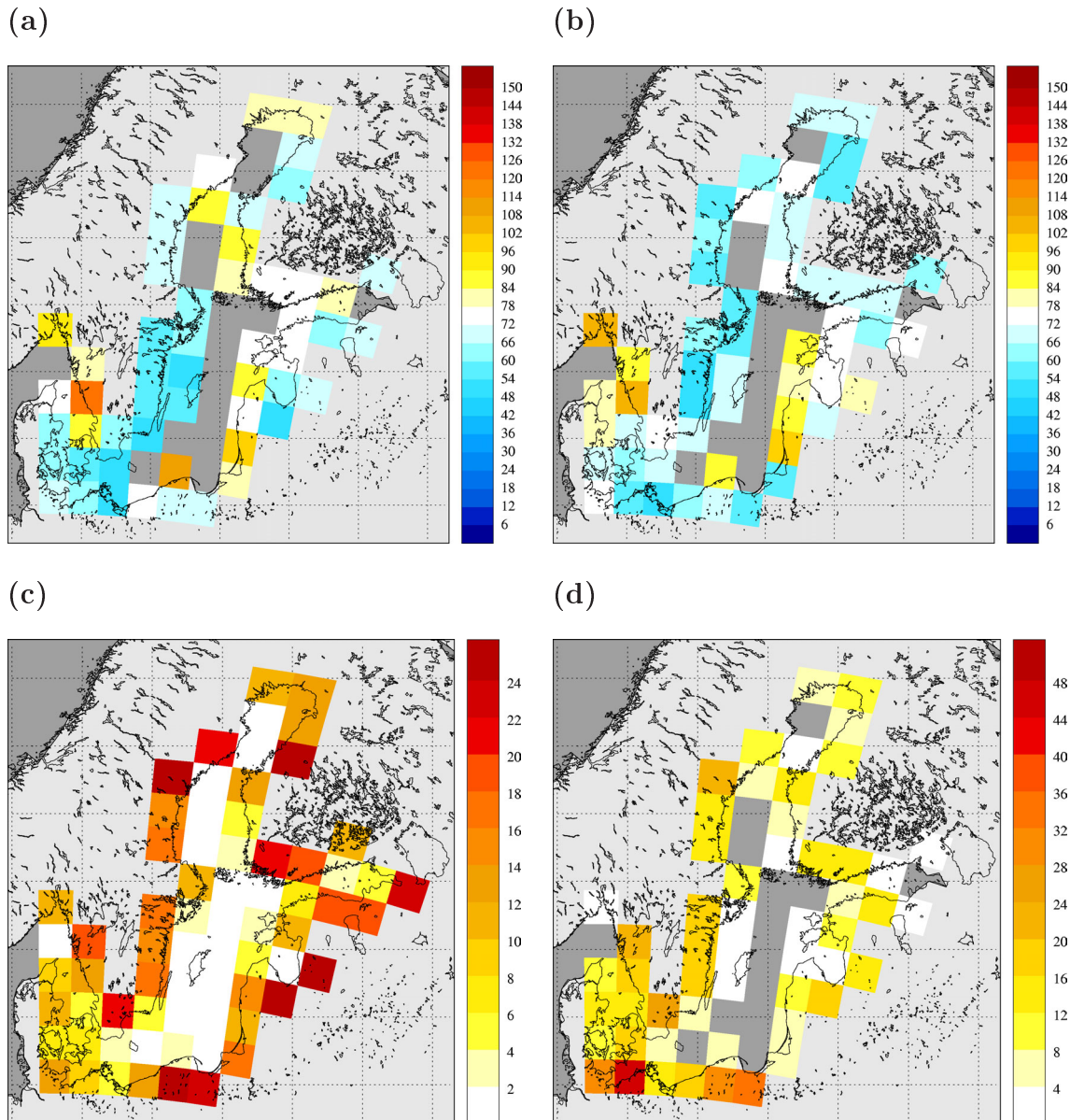


Abbildung 4.4: Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich $[0.8-1.0]$ in mm/Monat abgeleitet aus REMO (a) und den synoptischen Beobachtungen (b). (c) ist Anzahl der $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -REMO-Gitterboxen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox und (d) die Anzahl der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox.

Repräsentativ für einen hohen Landanteil ist die in Abbildung 4.4 gezeigte räumliche Niederschlagsverteilung für einen *LSM*-Wertebereich von $[0.8-1.0]$ in den Herbstmonaten 1996-1999. Man erkennt sowohl beim modellierten Niederschlag (Abb. 4.4 (a)) als auch bei den Messdaten (Abb. 4.4 (b)), dass die Niederschlagsverteilung geprägt ist von Niederschlagsmaxima an den jeweiligen Westküsten sowie von Niederschlagsminima an den jeweiligen Ostküsten. Die Anzahl der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ -REMO-Gitterbox (Abb. 4.4 (d)) ist im Westen des betrachteten Gebietes größer als im Osten. Die monatlichen Niederschlagshöhen betragen zwischen 40 mm/Monat und 120 mm/Monat . Im Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Messdaten sind diese aber regional unterschiedlich verteilt. Bei Betrachtung der Differenz zwischen REMO und den synoptischen Messdaten (Abb. 4.5) sieht man, dass im Nordteil des untersuchten Gebietes eine Überschätzung des REMO-Niederschlages vorherrscht, im südlichen Teil mit Ausnahme von Polen, Süd-Litauen, der Küste von Mecklenburg-Vorpommern sowie einigen Abschnitten der schwedischen Südküste sind Unterschätzungen von REMO zu finden. Insgesamt bewegen sich Über- und Unterschätzungen in einer Größenordnung von $\pm 30 \text{ mm/Monat}$.

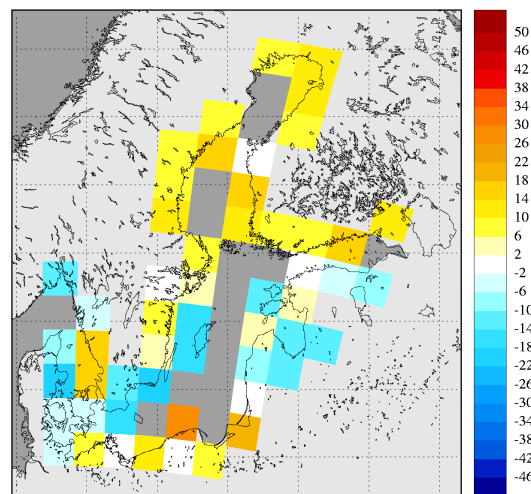


Abbildung 4.5: Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Synop im Ostseeküstenbereich für die Herbstmonate 1996-1999 im *LSM*-Wertebereich $[0.8-1.0]$ in mm/Monat .

Nachdem im vorangegangenen Vergleich der Ostseeküstenbereich für einen Landanteil von mindestens 80% untersucht wurde, richtet sich nun das Augenmerk auf die Gebiete, die sich in unmittelbarer Küstennähe befinden. Abbildung 4.6 zeigt die

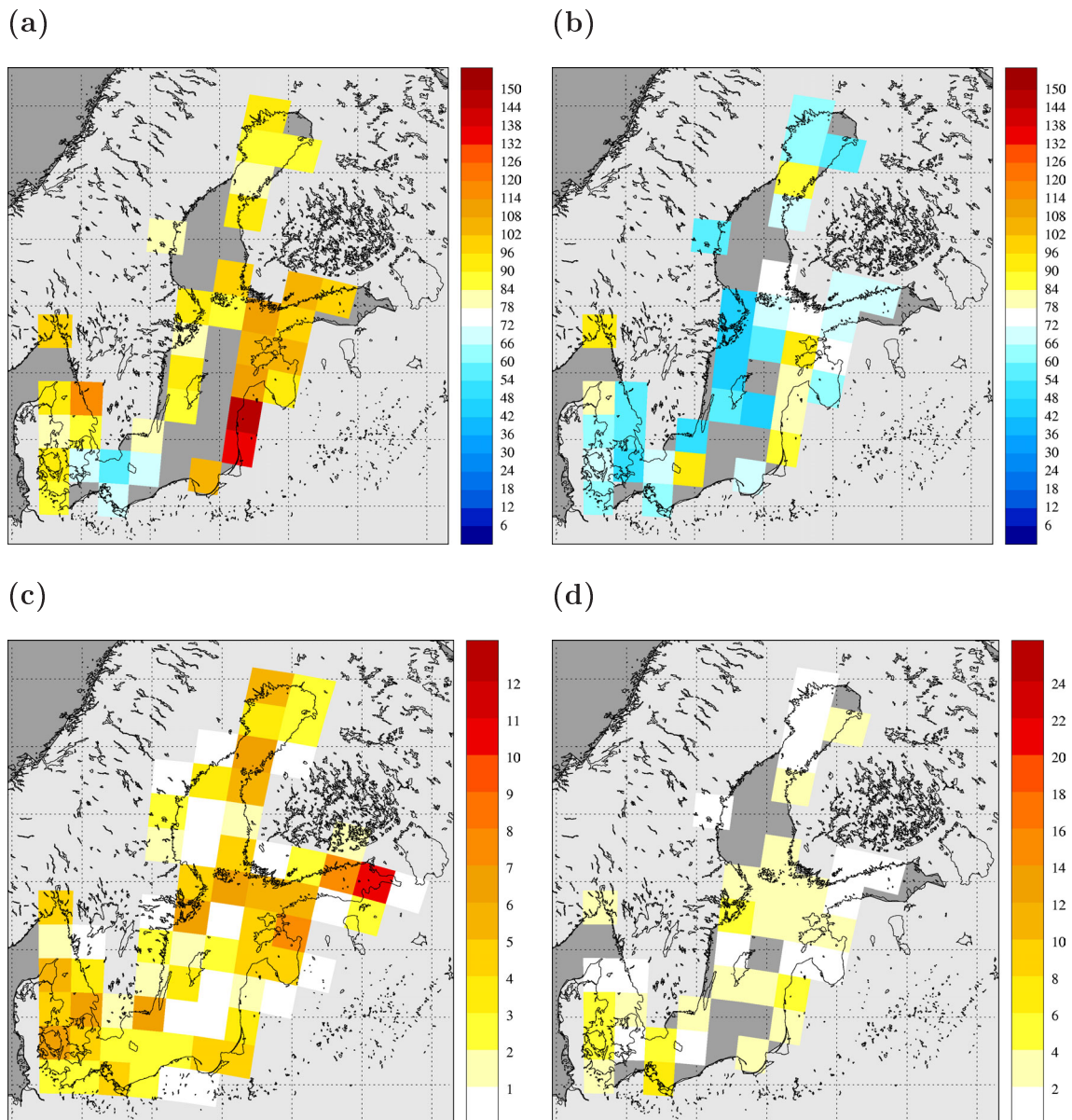


Abbildung 4.6: Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich $[0.0-0.2]$ in mm/Monat abgeleitet aus REMO (a) und den synoptischen Beobachtungen (b). (c) ist die Anzahl der $\frac{1}{6} \times \frac{1}{6}$ -REMO-Gitterboxen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox und (d) die Anzahl der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox.

räumliche Niederschlagsverteilung im Ostseeküstenbereich für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich $[0.0-0.2]$, wobei ein hundertprozentiger Wasseranteil unberücksichtigt bleibt. Eine quantitative Beurteilung dieser Ergebnisse ist aufgrund der geringen Anzahl der $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -REMO-Gitterboxen sowie der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox schwierig. So gibt es in weiten Bereichen des untersuchten Gebietes nur eine bis zwei für diesen LSM-Wertebereich repräsentative Synop-Stationen pro REMO-Gitterbox. Auffällig ist, dass die Höhe des gemessenen Niederschlages in Abbildung 4.6 (b) im Vergleich zum höheren Landanteil (vgl. Abb. 4.4 (b)) über einigen Gebieten geringer ist, während die Höhe des von REMO modellierten Niederschlages in Abbildung 4.6 (a) im Vergleich zu vorher (vgl. Abb. 4.4 (a)) deutlich zugenommen hat.

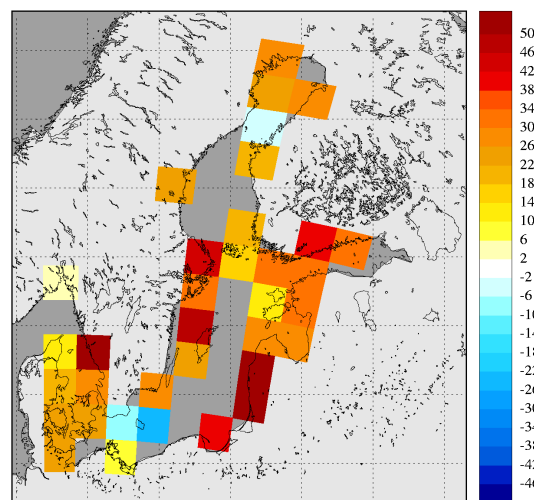


Abbildung 4.7: *Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Synop im Ostseeküstenbereich für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich $[0.0-0.2]$ in $mm/Monat$.*

Diese Unterschiede werden vor allem bei Betrachtung der Differenz zwischen REMO und den synoptischen Messungen in Abbildung 4.7 deutlich. Während sich Über- und Unterschätzungen vorher im Rahmen hielten und regional eingrenzen ließen (vgl. Abb. 4.5), überwiegen nun mit Ausnahme der Küste von Südschweden und Bornholm sowie einer Gitterbox im Norden des bottnischen Meerbusens Überschätzungen des REMO-Niederschlags, die teilweise mehr als 50 mm/Monat betragen.

Zusammenfassend läßt sich also sagen, dass die Unterschiede zwischen REMO und den synoptischen Messdaten größer werden, je weiter man sich in Richtung Küste bewegt. Ob denn das tatsächlich der Fall ist, konnte mit denselben Untersuchungen für die übrigen angesprochenen LSM-Wertebereiche herausgefunden werden, wobei hier bezüglich der Präsentation der übrigen Felder auf den Anhang A.2 verwiesen wird. Was man aus den bisherigen Untersuchungen für Schlüsse ziehen kann,

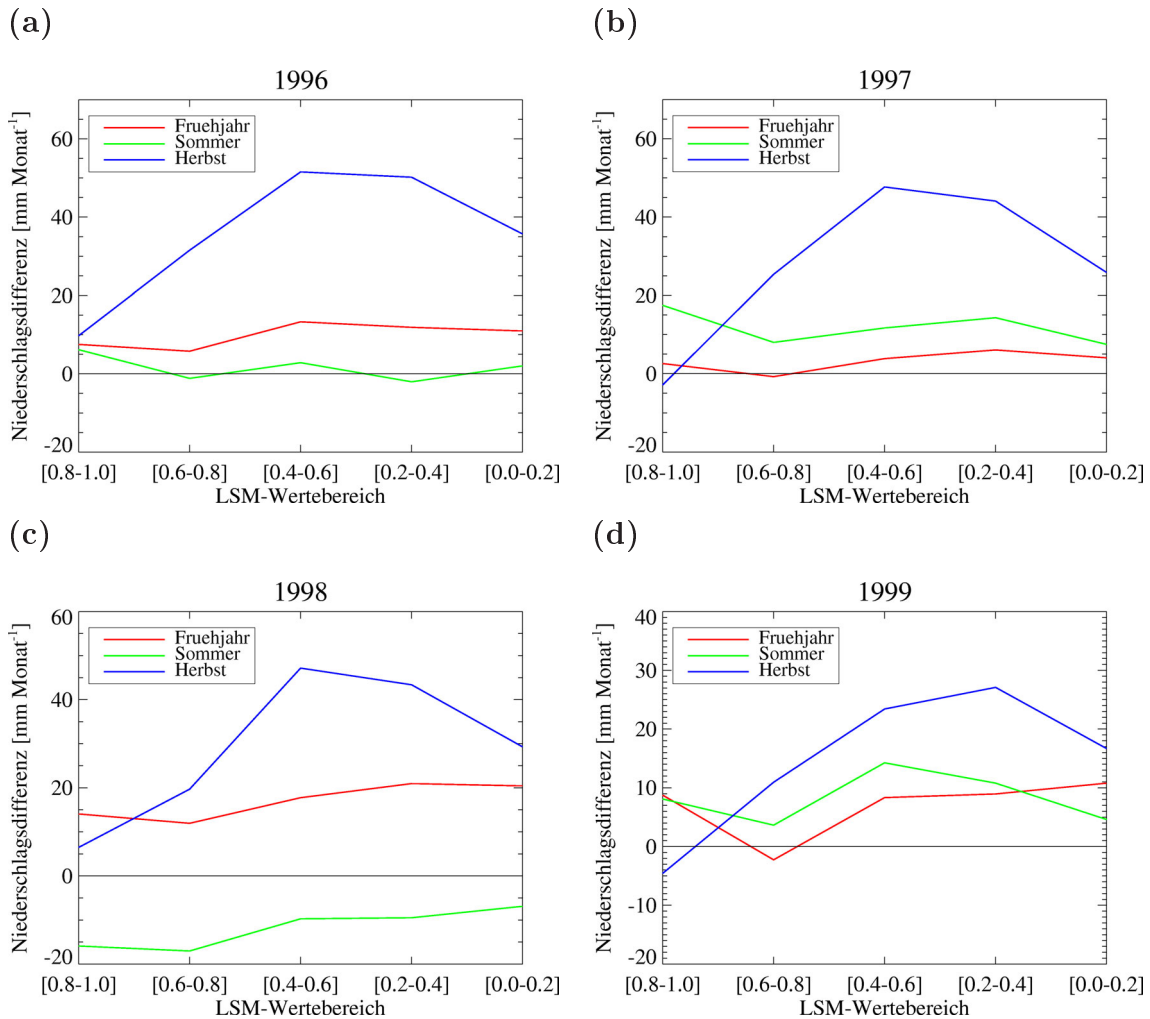


Abbildung 4.8: Räumliches Mittel der saisonalen Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) für die Jahre (a) 1996, (b) 1997, (c) 1998 und (d) 1999 in mm/Monat im Ostseeküstenbereich für die LSM-Wertebereiche [0.8-1.0], [0.6-0.8], [0.4-0.6], [0.2-0.4], [0.0-0.2].

wird im Folgenden gezeigt. Dafür wurde für alle Jahreszeiten in allen Jahren für alle untersuchten LSM-Bereiche jeweils das räumliche Mittel der Differenzen zwischen REMO und den synoptischen Messdaten gebildet und miteinander verglichen.

Abbildung 4.8 zeigt nun das räumliche Mittel dieser Niederschlagsdifferenzen für den Ostseeküstenbereich aufgetragen über die untersuchten LSM-Wertebereiche. Man kann in den Jahreszeiten Frühjahr und Sommer kaum Regelmäßigkeiten feststellen. Am auffälligsten ist, dass der Sommer 1998 unabhängig von der Verteilung zwischen Land und See komplett von REMO unterschätzt wurde. Das Besondere an diesem Sommer war, dass er flächendeckend höhere Niederschläge aufwies als die übrigen Sommer im untersuchten Zeitraum. Wenn man jedoch den Herbst betrachtet, gilt für alle untersuchten Jahre, dass die Niederschlagsdifferenz zwischen REMO und den synoptischen Messdaten für Gitterboxen mit einem Landanteil von mindestens 80% ein Minimum aufweist. Für die Jahre 1997 und 1999 weist das räumliche Mittel der Niederschlagsdifferenzen sogar eine Unterschätzung in REMO auf. Mit Abnahme des Landanteils nimmt die Überschätzung jedoch in allen Jahren zu und erreicht im LSM-Wertebereich [0.4-0.6] bzw. [0.2-0.4] jeweils ein Maximum. Mit weiter abnehmendem Landanteil nimmt das räumliche Mittel der Niederschlagsüberschätzungen von REMO wieder ab, bleibt aber trotzdem, wie vorher festgestellt wurde, hoch im Vergleich zu Gitterboxen mit großem Landanteil.

Die Aussage, dass die Unterschiede zwischen REMO und den synoptischen Messdaten größer werden, je weiter man sich in Richtung Küste bewegt, ist somit grundsätzlich richtig bis auf die Tatsache, dass die Differenz im weiteren Verlauf hin zu noch größer werdenden Seeanteilen pro Gitterbox wieder kleiner wird. Über reinen Seegebieten ist zu erwarten, dass die Differenz in dieser Größenordnung bleibt. Die Ergebnisse eines Vergleiches über der Ostsee kann man Kapitel 4.2 entnehmen, in dem der REMO-Niederschlag mit den aus den Schiffsmessungen abgeleiteten saisonalen Feldern verglichen wird.

Um diese Unterschiede zwischen REMO und Synop noch weiter zu analysieren, wurde für die einzelnen Jahreszeiten und LSM-Wertebereiche eine Regressionsanalyse durchgeführt. Tabelle 4.1 zeigt das Ergebnis dieser Analyse. Hierbei sieht man für die jeweilige Jahreszeit nebeneinander aufgelistet den LSM-Wertebereich, die gesamte Anzahl der untersuchten Gitterboxen, den räumlichen Mittelwert des REMO-Niederschlags für das untersuchte Gebiet in $mm/Monat$, die Standardabweichung des REMO-Niederschlags im untersuchten Gebiet in $mm/Monat$, die Differenz der räumlichen Mittelwerte zwischen REMO und Synop in $mm/Monat$ und die Standardabweichung in $mm/Monat$. Für die Regressionsgeraden $y = ax + b$ ist y der mittlere REMO-Niederschlag und x der mittlere gemessene Niederschlag, wobei a und b jeweils die Steigung bzw. den y-Achsenabschnitt dieser Geraden angibt. Die

Gleichung wird um so besser erfüllt, je näher der Korrelationskoeffizient, der in der letzten Spalte angegeben ist, bei 1 liegt. Für den linearen Zusammenhang sind die a - und b -Werte nicht relevant. Diese sind aber sehr wichtig, wenn man die Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen in den einzelnen Gitterboxen untersuchen will. Eine ideale Übereinstimmung beider Datensätze würde vorliegen, wenn a und r den Wert 1 hätten und b den Wert 0 annehmen würde. Da positive (negative) Korrelationskoeffizienten auf einen positiven (negativen) linearen Zusammenhang hindeuten, müssen r und a das gleiche Vorzeichen haben. Anzumerken ist, dass eine korrekte Regressionsanalyse in diesem Fall umso schwieriger wird,

Jahreszeit	LSM	Anzahl	REMO	s_R	Diff	s_D	a	b	r
Frühjahr	ohne	251	55.74	11.44	8.64	15.49	0.19	46.78	0.10
Frühjahr	0.8-1.0	215	56.73	11.69	8.20	14.93	0.27	43.73	0.17
Frühjahr	0.6-0.8	128	53.52	12.49	3.68	18.06	0.11	47.89	0.08
Frühjahr	0.4-0.6	123	57.82	13.30	10.79	17.29	0.23	46.96	0.12
Frühjahr	0.2-0.4	107	58.49	14.36	11.93	17.20	0.25	46.65	0.13
Frühjahr	0.0-0.2	136	54.99	12.47	11.50	16.49	0.12	49.68	0.01
Sommer	ohne	250	68.00	20.51	-1.24	23.22	0.41	39.76	0.49
Sommer	0.8-1.0	215	76.19	20.85	4.04	24.00	0.39	47.84	0.45
Sommer	0.6-0.8	128	66.61	21.69	-1.64	25.83	0.35	43.02	0.41
Sommer	0.4-0.6	122	71.13	24.37	4.90	25.55	0.45	41.00	0.53
Sommer	0.2-0.4	107	68.51	24.48	3.50	23.83	0.52	34.41	0.52
Sommer	0.0-0.2	137	60.53	18.74	1.78	20.95	0.42	35.96	0.53
Herbst	ohne	248	82.33	20.36	12.87	17.20	0.67	35.46	0.59
Herbst	0.8-1.0	213	72.07	20.67	2.22	18.14	0.63	27.81	0.57
Herbst	0.6-0.8	127	89.31	30.45	21.80	26.94	0.75	38.85	0.50
Herbst	0.4-0.6	124	109.97	34.00	42.49	27.13	1.23	27.13	0.58
Herbst	0.2-0.4	108	107.82	31.75	41.09	23.00	1.25	24.32	0.70
Herbst	0.0-0.2	142	93.63	25.18	26.82	22.16	0.70	46.81	0.51

Tabelle 4.1: *Regressionsanalyse für die Ostseeküste in den einzelnen Jahreszeiten für verschiedene LSM-Wertebereiche. Anzahl gibt die Anzahl der Gitterboxen an, REMO ist das räumliche Niederschlagsmittel von REMO in dem untersuchten Zeitraum in mm/Monat, s_R ist die Standardabweichung des REMO-Niederschlags in mm/Monat, Diff gibt die Differenz zwischen REMO und Synop in mm/Monat wieder, s_D ist die Standardabweichung dieser Differenzen in mm/Monat, a ist die Steigung der Regressionsgeraden, b der y-Achsen-Abschnitt und r bezeichnet den verteilungsfreien Korrelationskoeffizienten.*

je mehr die natürliche Variation, die sich hier durch die Standardabweichung des REMO-Niederschlages äußert, vergleichbar wird mit der Standardabweichung der Differenzen. Für den Fall, dass Standardabweichung der Differenzen und natürliche Variation gleich sind, ist es unmöglich, eine Regressionsgerade zu berechnen. Diese Anmerkung gilt auch für die nachfolgenden Regressionsanalysen.

Untersucht wurde der gesamte Zeitraum 1996 - 1999, wobei die Jahreszeiten der einzelnen Jahre zusammengefasst wurden, um eine für diese Analyse hinreichend große Anzahl an Daten zu erhalten. Bei Betrachtung der untersuchten Jahreszeiten fällt auf, dass der lineare Zusammenhang, ausgedrückt durch den verteilungsfreien Korrelationskoeffizienten zwischen REMO und Synop, im Frühjahr äußerst gering ist. Auch für die Sommer- und Herbstmonate ist kein großer linearer Zusammenhang gegeben, wobei anzumerken ist, dass dieser in allen Jahreszeiten dort am größten ist, wo ein Landanteil zwischen 20% und 60% vorliegt. Der systematische Fehler von REMO, ausgedrückt durch die Differenz zwischen REMO und Synop, spiegelt das wider, was in Abbildung 4.8 gezeigt wurde, und ist mit einer Überschätzung von REMO mit über 38% für einen Landanteil zwischen 20% und 60% maximal, wobei die zum Teil negativen Werte im Sommer auf das Jahr 1998 zurückzuführen sind, in dem REMO den Niederschlag komplett unterschätzt hatte. Wenn man sich den Fehler nach Abzug des systematischen Fehlers, hier ausgedrückt durch die Standardabweichung der Differenzen zwischen REMO und Synop betrachtet, sieht man, dass dieser im untersuchten Zeitraum eine Größenordnung von 15 *mm/Monat* bis 27 *mm/Monat* aufweist. Im Sommer und Frühjahr ist die Standardabweichung relativ einheitlich. Im Herbst weist sie ein Minimum bei einem hohem Landanteil auf, während das Maximum bei einem Landanteil zwischen 20% und 40% liegt. In den Frühjahrs- und Sommermonaten liegen natürliche Variation und Standardabweichung der Differenzen sehr nahe beieinander. Im Herbst ist die natürliche Variation von REMO groß, jedoch unterscheidet sie sich gerade für einen Landanteil zwischen 20% und 60% deutlich von der Standardabweichung der Differenzen, was sich dann in den relativ hohen Korrelationskoeffizienten in diesem Bereich widerspiegelt.

Eine mögliche Antwort auf die Frage, warum die Überschätzungen des REMO-Niederschlages gerade in dem angesprochenen Verhältnis zwischen Land und See maximal sind, ist möglicherweise in der Modellierung des Niederschlages bezüglich des Überganges von Wasser hin zum Land zu suchen. Man kann erkennen, dass Niederschlagsüberschätzungen von REMO gerade dort maximal sind, wo westliche Winde feuchte Luftmassen von der See an die Westküsten transportieren. Unmittelbar dort könnte es zu einer von REMO übermäßig stark modellierten Konvektion kommen, die Niederschläge hervorbringt, welche im Vergleich zu den Messdaten zu intensiv ausfallen (vgl. Kap. 3.1.2.2). Eine mögliche Ursache dafür könnte in der

Meeresoberflächentemperatur (SST) liegen, die für REMO vom *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) vorgegeben, auf das feinere REMO-Gitter transferiert und mit Hilfe einer Bulk-Formel zu turbulenten Bodenflüssen latenter und fühlbarer Wärme parametrisiert wird. Hennemuth und Jacob (2002) haben herausgefunden, dass es zum Teil große Unterschiede zwischen gemessener und vorgegebener SST in der Ostsee gibt. Im Rahmen dieser Untersuchung wurde herausgefunden, dass diese SST im Herbst und Winter höher und im Frühjahr und Sommer niedriger ist, als eine gemessene Vergleichs-SST aus dem jeweils selben Gebiet. Zur Erklärung dieser systematischen Abweichungen wurden diverse Mängel angesprochen. So basiert die vorgegebene SST z.B. auf Messungen von Bojen und Satelliten, wobei eine Anpassung dann erst nach Vorliegen der Daten erfolgt. Satellitengestützte Messungen werden nur im unbewölkten Fall gewährleistet. Ausserdem handelt es sich nicht um geostationäre Satelliten, was eine permanente Messung unmöglich macht. Die Anpassung der SST-Daten erfolgt somit unregelmäßig und verspätet. Schnelle Änderungen in der SST, z.B. für küstennahe Gebiete mit geringer Wassertiefe im Zusammenhang mit einem Kaltlufteinbruch können so nicht berücksichtigt werden. Außerdem liegt die HIRLAM SST auf einem mit $55km \times 55km$ wesentlich gröberen Gitter als dem von REMO vor, und wird nach der Vorgabe auf das REMO-Gitter transferiert. Somit können kleinskalige SST-Änderungen nicht adequat in Raum und Zeit berücksichtigt werden.

Aufgrund der bisherigen Ergebnisse ist zu vermuten, dass ein Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Messungen über Landgebieten ebenfalls Unterschiede aufgrund von Wasserflächen, jedoch in diesem Fall in Form von Flüssen und Seen mit sich bringen könnte. Den Abbildungen 4.1 bis 4.3 war zu entnehmen, dass es durchaus Unterschiede gibt, nur ist es schwierig, mit den gegebenen Mitteln einen detaillierten Vergleich hinsichtlich des Auftretens von Über- und Unterschätzungen dicht nebeneinander durchzuführen.

4.1.2.2 Landgebiete

Aus den oben genannten Gesichtspunkten wurde ein Vergleich angefertigt, der in Aufbau und Durchführung identisch ist mit dem vorangegangenen Vergleich. Dafür wurde ein willkürlich ausgesuchtes Gebiet rund um die Ostseeküste untersucht. Es wurde darauf geachtet, dass die Gitterboxen unmittelbar an die der Ostseeküste (vgl. Kapitel 4.1.2.1) angrenzen und keinen Kontakt mit den Wasserflächen der Ostsee haben. Um einen möglichen Einfluss der sich in diesem Gebiet befindlichen Wasserflächen (Flüsse, Seen, etc.) auf die Niederschlagsverteilung zu berücksichtigen, kam auch hier die LSM zur Anwendung. Da sich die Anzahl der zu vergleichenden Gitterboxen mit Abnahme des Landanteils in diesem Bereich stark verringert, wurde hier ein LSM-Wertebereich zwischen 0.8 und 1.0, was einem

Landanteil pro Gitterbox von 80% bis 100% entspricht, zu Grunde gelegt. In diesem Zusammenhang wurden die folgenden LSM-Wertebereiche gewählt: [1.0], in dem ausschließlich reine Land-Gitterboxen berücksichtigt werden, [0.9-1.0] und [0.8-0.9].

Jedoch wurde auf eine Präsentation der räumlichen Niederschlagsverteilung bezüglich der einzelnen LSM-Wertebereiche hier bewusst verzichtet, da dieser Vergleich keine neuen Erkenntnisse gebracht hat. Daher wird sich im Folgenden auf eine Präsentation des Gebietes, auf den Vergleich der räumlichen Mittel der Niederschlagsdifferenzen sowie eine Regressionsanalyse beschränkt.

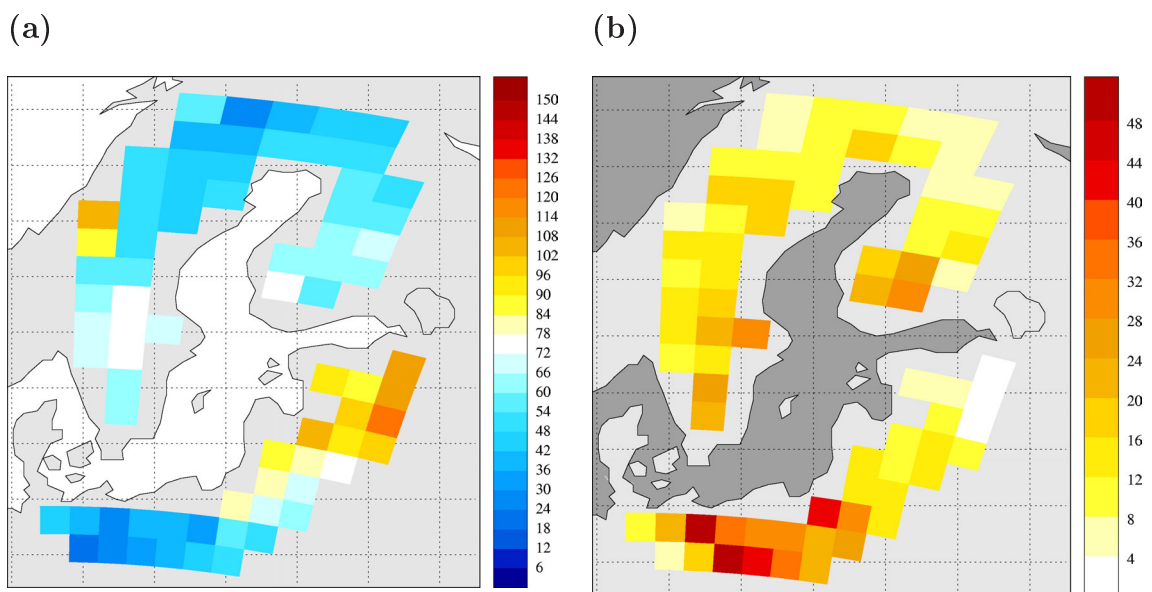


Abbildung 4.9: Räumliche Verteilung der 1° REMO-Gitterboxen in einem Landgebiet um die Ostseeküste herum im Herbst 1997. (a) Räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen in mm/Monat, (b) Anzahl der Synop-Stationen pro 1° REMO-Gitterbox.

In Abbildung 4.9 wird die räumliche Verteilung des gemessenen Niederschlages (a) und die Anzahl der Synop-Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox (b) am Beispiel des Herbstes 1997 gezeigt. Hierbei handelt es sich um eine Mittelung ohne Zuhilfenahme der LSM. Da nicht alle synoptischen Stationen im untersuchten Zeitraum kontinuierlich gemeldet haben, wurden auch hier nur die Stationen berücksichtigt, die mindestens 90% der Zeit gemeldet haben. Im Allgemeinen sieht man, dass die Stationsdichte im Süden mit bis zu 50 Stationen pro $1^\circ \times 1^\circ$ REMO-Gitterbox hinreichend hoch ist. In Richtung Norden und Osten ist die

Dichte des Messnetzes um Einiges geringer, was natürlich auch hier Schwierigkeiten bei der qualitativen Bewertung der Ergebnisse unter Anwendung der LSM mit sich bringt. Die Verteilung des Niederschlages zeigt die wesentlichen Charakteristika des Herbstes von 1997 bezogen auf dieses Gebiet. Eine vollständige Darstellung vom Herbst 1997 ist in Abbildung A.3 (c) im Anhang A zu finden.

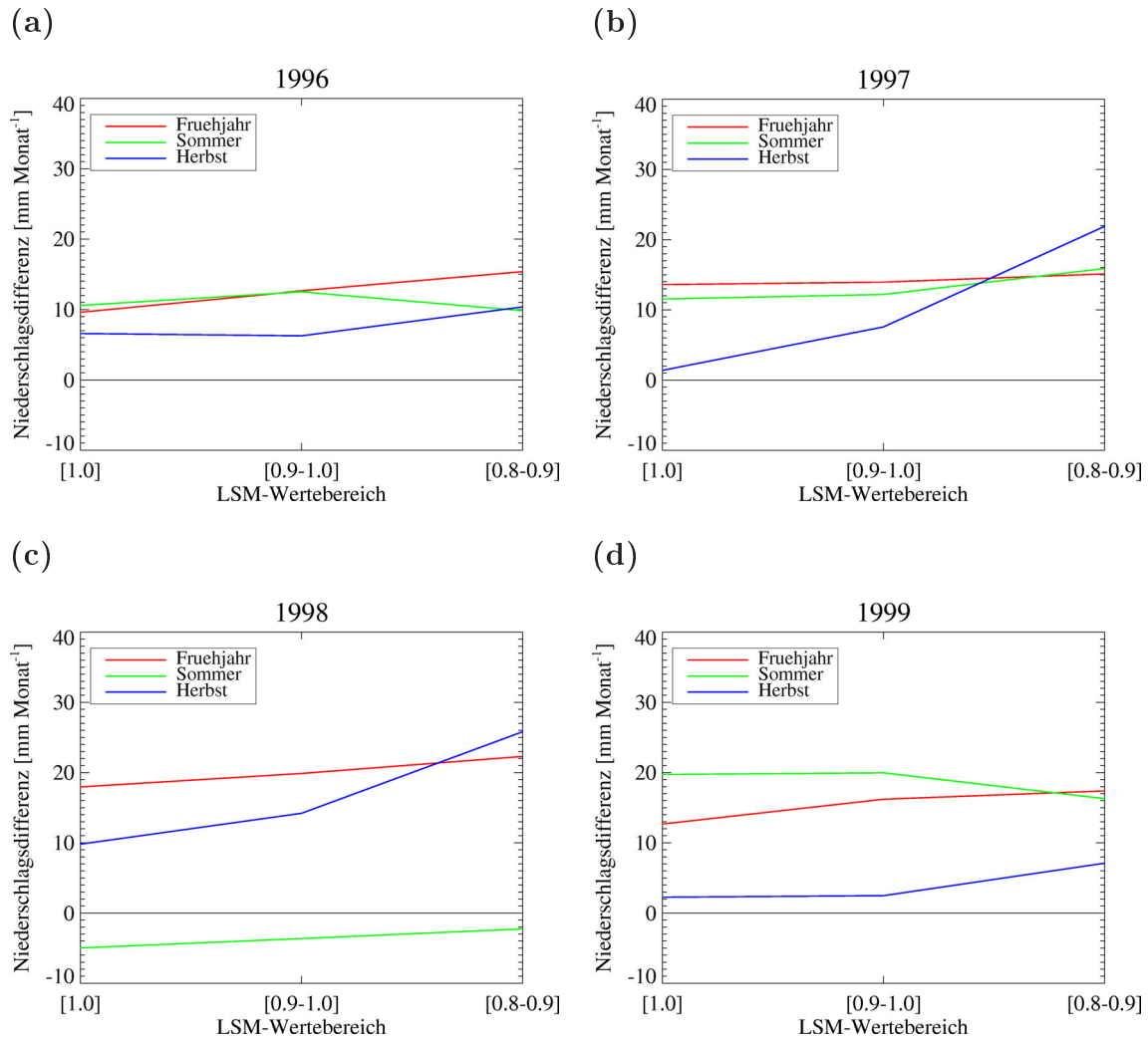


Abbildung 4.10: Räumliches Mittel der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) für die Herbstmonate 1996-1999 in mm/Monat im Landgebiet um die Ostseeküste herum für die LSM-Wertebereiche, [1.0], [0.9-1.0] und [0.8-0.9].

Die Abbildung 4.10 zeigt das räumliche Mittel der Niederschlagsdifferenzen für das Landgebiet um die Ostseeküste herum aufgetragen über die untersuchten LSM-Wertebereiche in den Jahren 1996 bis 1999. Mit Ausnahme des niederschlagsreichen Sommers 1998, der von REMO auch hier unterschätzt wurde, sind für alle Jahreszeiten in allen Jahren durch alle untersuchten LSM-Wertebereiche hindurch Überschätzungen zu beobachten.

Wenn man das Ergebnis mit den Abbildungen 4.1, 4.2 und 4.3 vergleicht, sind diese Überschätzungen jedoch das Mittel der zum Teil sehr nahe beieinander liegenden Differenzen (vgl. Kapitel 4.1.1). Wie man hier sehen kann, überwiegen die Überschätzungen. Bei Betrachtung des Herbstes kann man vor allem in den Jahren 1997 und 1998 eine ähnliche Tendenz wie für die Ostseeküste (vgl. Abb. 4.8) hin zu ansteigenden Überschätzungen mit zunehmendem Einfluss von Wasserflächen sehen. In diesem Gebiet bringt ausschließlich der Einfluss von Flüssen und Seen ein solches Ergebnis hervor. Diese Tatsache bekräftigt die Annahme aus dem vorigen Abschnitt bezüglich der Problematik, die die Vorgabe der SST mit sich bringt.

Man hat also gesehen, dass auch für ein Gebiet um die Ostseeküste herum in den Herbstmonaten ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der von REMO modellierten Niederschlagshöhe und der Land-/Seeverteilung auszumachen ist, während für die Frühjahrs- und Sommermonate ein solcher Zusammenhang nicht zu erkennen ist.

Auch für die Landgebiete wurde eine Regressionsanalyse durchgeführt, die der Tabelle 4.2 auf der nächsten Seite zu entnehmen ist.

Jahreszeit	LSM	Anzahl	REMO	s_R	Diff	s_D	a	b	r
Frühjahr	ohne	298	63.30	14.67	15.86	14.42	0.52	38.78	0.28
Frühjahr	1.0	210	61.50	14.20	13.42	13.86	0.38	43.09	0.39
Frühjahr	0.9-1.0	250	63.04	17.00	15.60	14.53	0.47	40.75	0.31
Frühjahr	0.8-0.9	183	63.96	12.65	17.52	16.85	0.51	40.36	0.17
Sommer	ohne	298	86.57	23.60	9.63	24.33	0.47	50.63	0.45
Sommer	1.0	210	86.40	23.18	9.44	28.48	0.30	63.41	0.29
Sommer	0.9-1.0	249	87.37	26.85	10.36	24.64	0.44	53.67	0.43
Sommer	0.8-0.9	186	87.26	23.19	9.91	26.36	0.52	47.11	0.49
Herbst	ohne	290	71.52	19.31	11.13	17.92	0.60	35.49	0.48
Herbst	1.0	206	63.73	17.80	4.91	18.14	0.53	32.44	0.53
Herbst	0.9-1.0	242	68.47	17.75	7.61	16.76	0.56	34.52	0.50
Herbst	0.8-0.9	183	78.28	18.73	16.42	18.55	0.45	50.56	0.32

Tabelle 4.2: *Regressionsanalyse für die Landgebiete um die Ostseeküste herum in den einzelnen Jahreszeiten für verschiedene LSM-Wertebereiche. Anzahl gibt die Anzahl der Gitterboxen an, REMO ist das räumliche Niederschlagsmittel von REMO in dem untersuchten Zeitraum in mm/Monat, s_R ist die Standardabweichung des REMO-Niederschlags in mm/Monat, Diff gibt die Differenz zwischen REMO und Synop in mm/Monat wieder, s_D ist die Standardabweichung dieser Differenzen in mm/Monat, a ist die Steigung der Regressionsgeraden, b der y-Achsen-Abschnitt und r bezeichnet den verteilungsfreien Korrelationskoeffizienten.*

Für den Zeitraum von 1996 - 1999 wurden hier ebenfalls die Jahreszeiten der einzelnen Jahre zusammengefasst. Der lineare Zusammenhang zwischen REMO und den synoptischen Messdaten ist in allen Jahreszeiten gering und zeigt im Herbst für reine Landgebiete mit einem Wert von 0.53 ein Maximum. Die Bias-Werte sind in den Sommer- und Frühjahrsmonaten einheitlich und positiv. Im Frühjahr hat der systematische Fehler von REMO einen maximalen Wert von mehr als 27%. In den Herbstmonaten schwankt er in etwa zwischen 5 *mm/Monat* und 16 *mm/Monat* und ist den Gebieten mit dem jeweils geringsten untersuchten Landanteil maximal. Die Standardabweichung der Differenzen zwischen REMO und Synop ist in allen Jahreszeiten jeweils unabhängig von der Verteilung zwischen Land und Wasseranteilen einheitlich, ist in den Sommermonaten am größten und weicht nur unwesentlich von der natürlichen Variation ab (siehe Tab. 4.2).

4.2 Vergleich zwischen REMO und Kriging

4.2.1 Vergleich ohne Berücksichtigung relativer Fehler

Die bisher erzielten Ergebnisse für den Ostseeküstenbereich und die Tatsache, dass Hennemuth und Jacob (2002) Unterschiede zwischen vorgegebener und gemessener SST für die Ostsee herausgefunden haben, lassen vermuten, dass es auch Unterschiede zwischen dem modellierten Niederschlag von REMO speziell über der Ostsee und synoptischen Niederschlagsdaten aus Schiffsmessungen gibt. Der zur Verfügung stehende Datensatz besteht aus saisonalen Niederschlagsfeldern und den entsprechenden Feldern mit den relativen Fehlern aus den Schiffsmessungen (vgl. Kapitel 3.3). Für den Vergleich wurden die entsprechenden auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter übertragenen REMO-Niederschlagsfelder auf die selbe Anzahl der Gitter eines jeweiligen Kriging-Feldes gebracht. Durch die LSM wurden dabei nur Gitterboxen verwendet, die keine Landgebiete enthalten.

Wie schon in den Untersuchungen zuvor wurden auch hier saisonale Vergleiche in Form von Differenzfeldern und einer Regressionsanalyse durchgeführt. Abbildung 4.11 zeigt die Niederschlagsdifferenzen *REMO* – *Kriging* gemittelt über den gesamten Zeitraum in *mm/Monat* für (a) Frühjahr 1996-2003, (b) Sommer 1996-2003 und (c) Herbst 1996-2002. Gezeigt werden hier nur Gitterboxen, für die über den gesamten Zeitraum auch Messungen vorliegen.

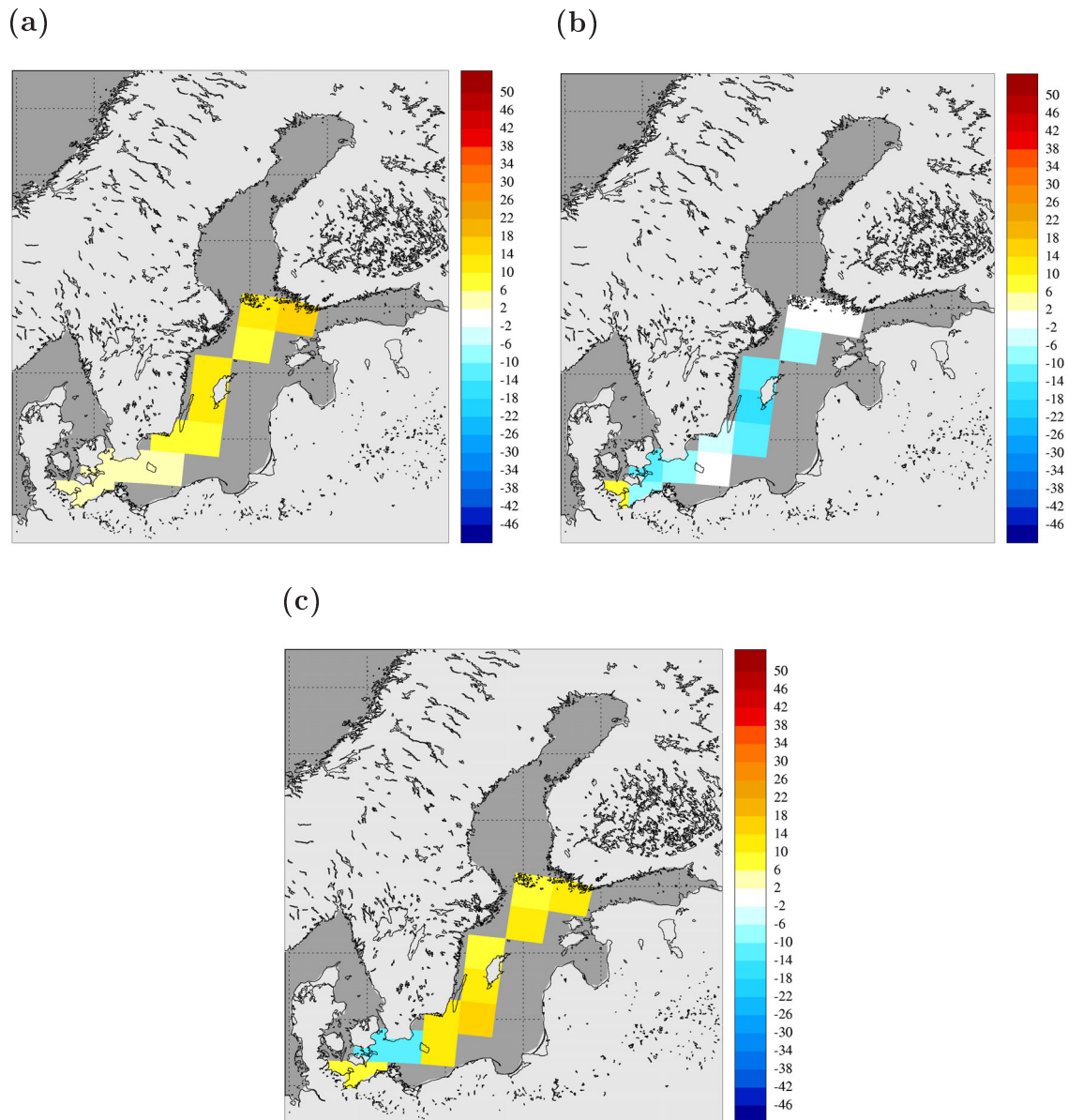


Abbildung 4.11: Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Kriging über der Ostsee in mm/Monat. (a) Frühjahr 1996-2003, (b) Sommer 1996-2003, (c) Herbst 1996-2002.

Der relative Fehler wird hier noch unberücksichtigt gelassen. Man erkennt für das Frühjahr eine flächendeckend zu hohe Modellierung des Niederschlages von REMO, die im Norden mit bis zu 18 mm/Monat stärker ausgeprägt ist, als im Süden mit bis zu 6 mm/Monat . Im Sommer ist der Niederschlag vom REMO über der Ostsee um bis zu 20 mm/Monat zu niedrig, wobei im Südwesten des untersuchten Gebietes eine Überschätzung vorliegt. Diese liegt zwischen der Küste Schleswig-Holsteins und Lolland und hat eine Größenordnung von ca. 10 mm/Monat . Im Herbst überschätzte REMO den Niederschlag über weite Bereiche der Gebietes vor der Küste Südschwedens und Seelands, wo der modellierte Niederschlag etwa um 14 mm/Monat zu niedrig ausfällt. Die Überschätzungen betragen bis zu 20 mm/Monat . Beim Vergleich der Niederschlagsdifferenzen im Herbst, die zwischen REMO und den synoptischen Messdaten in unmittelbarer Küstenähe angefertigt wurden (siehe Abb. 4.7) und den Differenzen zwischen REMO und den Kriging-Daten (siehe Abb. 4.11 (c)) fällt auf, dass über der Ostsee zwar ebenfalls Überschätzungen vorliegen, sie aber nicht die Größenordnung aufweisen, wie sie unmittelbar an der Küste der Fall sind. Die Ergebnisse von Hennemuth und Jacob (2002) bezüglich der SST bestätigen die Resultate für die Jahreszeiten Sommer und Herbst. Im Frühjahr wäre aufgrund dessen jedoch das Gegenteil zu erwarten gewesen.

Eine mögliche Ursache könnte darin zu finden sein, dass es gerade im Frühjahr noch zu Niederschlägen in Form von Schnee kommen kann. Das könnte Auswirkungen auf die Messergebnisse in der Form haben, dass sich dies in zu gering gemessenen Niederschlagshöhen äußert. In diesem Zusammenhang wäre ein direkter Vergleich nicht möglich. Desweiteren muss angemerkt werden, dass REMO zwar grundsätzlich zwischen flüssigem und festem Niederschlag unterscheiden kann (vgl. Kap. 3.1.2.2), der Datensatz enthält diese Unterscheidung jedoch nicht.

Jahreszeit	Anzahl	REMO	s_R	Diff	s_D	a	b	r
Frühjahr	82	50.47	11.07	9.44	15.78	-0.26	61.31	-0.28
Sommer	92	53.83	15.65	-2.30	21.98	0.32	35.61	0.49
Herbst	86	84.12	19.74	20.23	22.32	0.39	59.43	0.39

Tabelle 4.3: *Regressionsanalyse für die Ostsee in den einzelnen Jahreszeiten. Anzahl gibt die Anzahl der Gitterboxen an, REMO ist das räumliche Niederschlagsmittel von REMO in dem untersuchten Zeitraum in mm/Monat, s_R ist die Standardabweichung des REMO-Niederschlages in mm/Monat, der Diff gibt die Differenz zwischen REMO und Synop in mm/Monat wieder, s_D ist die Standardabweichung dieser Differenzen in mm/Monat, a ist die Steigung der Regressionsgeraden, b der y-Achsen-Abschnitt und r bezeichnet den Korrelationskoeffizienten.*

Eine Regressionsanalyse in der Form, wie sie für den Vergleich zwischen REMO und Synop vorliegt, wurde auch für die Ostsee durchgeführt und ist der Tabelle 4.3 zu entnehmen. Man sieht, dass die jeweilige Anzahl der Gitterboxen um Einiges geringer ist, als bei den Vergleichen vorher, aber für diesen Zweck ist sie noch hinreichend groß. Die Differenz ist im Sommer am geringsten und fällt negativ aus, während sie sich für den Herbst in einer 24-prozentigen Überschätzung von REMO äußert und im Vergleich zu den anderen untersuchten Jahreszeiten ein Maximum darstellt. Auch die Standardabweichung ist in dieser Jahreszeit am höchsten. Auffällig ist im Frühjahr, dass Niederschläge von REMO und Kriging einen negativen linearen Zusammenhang aufweisen. Bei Betrachtung des Streudiagrammes zwischen REMO und Kriging für die untersuchten Jahreszeiten in Abbildung 4.12 sieht man vor allem im Frühjahr, aber auch im Sommer und Herbst, dass hohe Schwankungen vorliegen, während die Differenzen ebenfalls groß sind. Die Anordnung der Punktwolken lässt den Schluss zu, dass Simulation und Beobachtung eigentlich nicht sehr viel miteinander zu tun haben. Diese Aussage wird bekräftigt durch einen Signifikantest. Dabei kam der t-Test (Schönwiese, 2000) zur Anwendung. Für die Jahreszeiten Sommer und Herbst ist die Korrelation signifikant auf allen Niveaus, während für den Frühjahr die Korrelation auf keinem Niveau Signifikanz aufweist. Desweiteren wurde für alle Jahreszeiten das Konfidenzintervall berechnet. Es stellte sich dabei heraus, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit die jeweiligen Korrelationskoeffizienten in einem besonders großen Konfidenzintervall zu erwarten sind. Beispielsweise folgt für das Frühjahr mit einer 99,99 prozentigen Wahrscheinlichkeit, dass der Korrelationskoeffizient von $r=-0.28$ in dem Intervall $[-0.66, 0.10]$ zu erwarten ist.

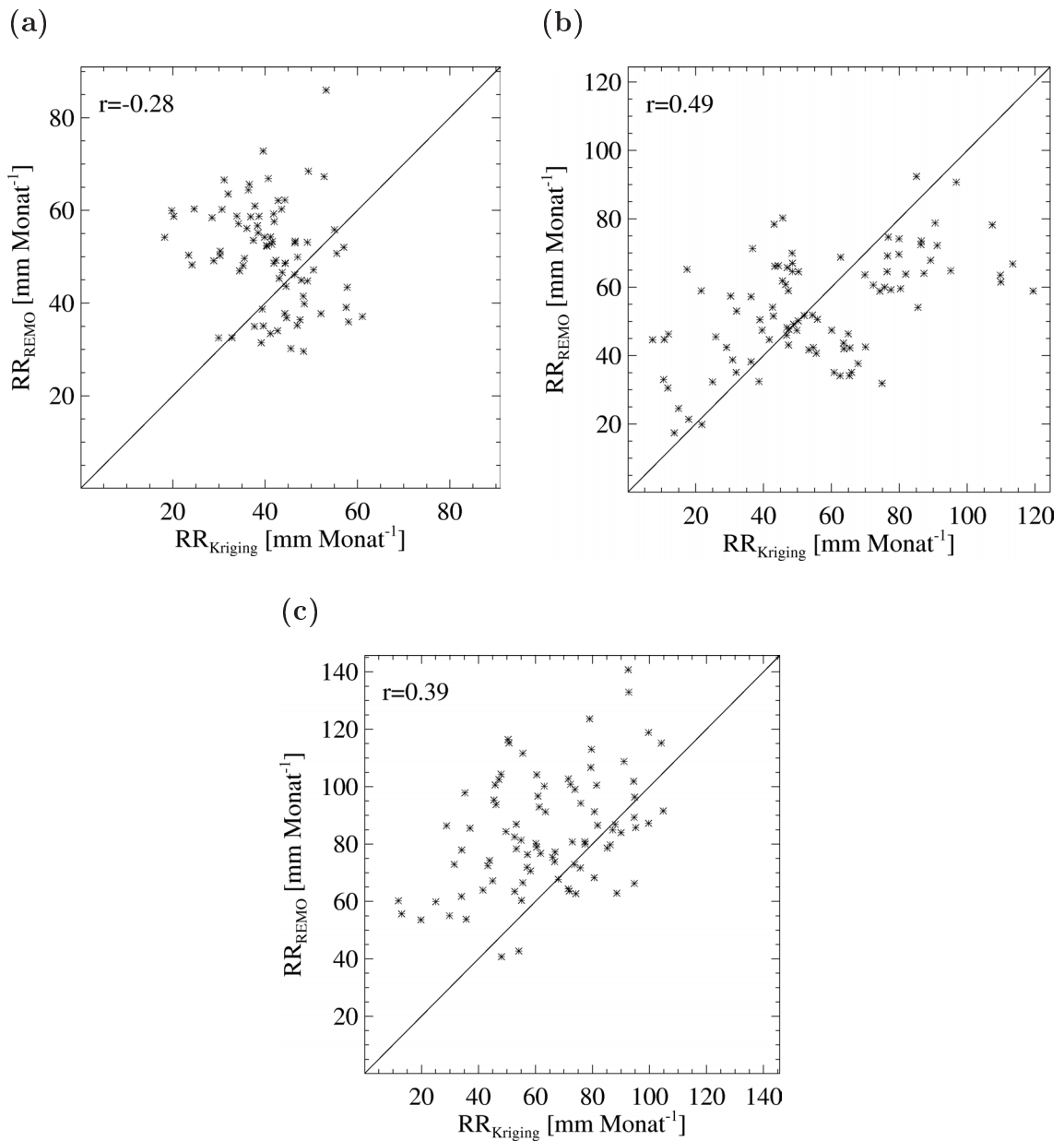


Abbildung 4.12: Streudiagramme REMO gegen Kriging 1996 - 1999 für den Zeitraum (a) Frühjahr, (b) Sommer und (c) Herbst.

4.2.2 Vergleich mit Berücksichtigung relativer Fehler

Der relative Fehler in den Kriging-Daten resultiert aus der geringen Dichte der vorliegenden Rohdaten aus den Schiffsmessungen. Er ist stets dort am größten, wo die Datendichte am geringsten ist. In der Regel ist dies im Norden des untersuchten Ostseegebietes der Fall, da dort die wenigsten Schiffe verkehren. Daher liegt es nahe, einen detaillierteren Vergleich zwischen REMO und den Kriging-Daten unter Berücksichtigung des relativen Fehlers anzufertigen, der je nach Jahreszeit und Gebiet zwischen etwa 5% und 25% pro Gitterbox liegt, in wenigen Fällen auch darüber oder darunter. Es ist daher nicht immer möglich, für jede Jahreszeit eine hinreichend große Anzahl von Gitterboxen für eine Mittelung zu finden. Daher wurde als Grundlage für den folgenden Vergleich im untersuchten Zeitraum für die jeweiligen Jahreszeiten die Anzahl der Gitterboxen ermittelt, die unter Berücksichtigung des relativen Fehlers noch für eine Mittelung übrig bleiben. Das Ergebnis kann man der Tabelle 4.4 entnehmen. Erwartungsgemäß ist die Anzahl der Gitterboxen ohne Berücksichtigung des relativen Fehlers am größten und nimmt ab, sobald man nur noch die Gitterboxen für die Berechnung zu Grunde legt, deren relativer Fehler kleiner ist, als eine bestimmte obere Fehlergrenze. Diese Grenzen wurden hier bei $< 25\%$, $< 20\%$, $< 15\%$ und $< 10\%$ angesetzt.

Man kann sehen, dass der relative Fehler in einigen Jahreszeiten flächendeckend so hoch ist, dass die Anzahl der Gitterboxen mit einem kleinen relativen Fehler für eine Mittelung nicht mehr repräsentativ ist bzw. schnell gegen Null geht. Das ist vor allem im Sommer 1999 der Fall. Diese Tatsache könnte einen Vergleich beeinflussen. Daher ist es sinnvoll, für den Vergleich nur solche Zeiträume zu wählen, in denen die Anzahl der Gitterboxen stetig abnimmt und für die kleinste obere Fehlergrenze noch einen repräsentativen Wert hat.

Ein Zeitraum, der diese Kriterien erfüllt, ist das Jahr 1998. In Abbildung 4.13 sieht man für das Jahr 1998 das räumliche Mittel der Niederschlagsdifferenzen *REMO – Kriging* über der Ostsee jeweils in den Jahreszeiten Frühjahr, Sommer und Herbst. Man sieht für die Jahreszeiten Frühjahr und Herbst zu hoch modellierten Niederschlag in REMO. Wie schon in den Abbildungen 4.8 und 4.10 zu sehen war, modellierte REMO im Sommer 1998 den Niederschlag auch über der Ostsee zu niedrig. Man kann erkennen, dass in allen Jahreszeiten die Niederschlagsdifferenz mit kleiner werdender oberer Fehlergrenze sich dahingehend verändert, dass diese im Falle einer Überschätzung von REMO abnimmt, wohingegen Unterschätzungen von REMO mit kleiner werdender oberer Fehlergrenze größer werden. Das gleiche gilt auch für die hier nicht gezeigten Zeiträume, in denen eine repräsentative Anzahl von Gitterboxen nach Berücksichtigung des relativen Fehlers bis zur kleinsten oberen Fehlergrenze vorliegt. Gründe für diese Entwicklung der Niederschlagsdif-

Jahr	relativer Fehler				
	ohne	< 25%	< 20%	< 15%	< 10%
Frühjahr					
1996	15	15	15	13	6
1997	24	24	22	15	1
1998	26	24	23	21	14
1999	17	17	17	16	10
2000	22	22	22	17	5
2001	23	23	23	17	13
2002	12	12	11	9	0
2003	12	10	5	2	0
Sommer					
1996	15	15	5	0	0
1997	24	8	5	1	0
1998	28	28	28	25	12
1999	25	2	0	0	0
2000	24	22	20	17	11
2001	21	20	13	2	0
2002	12	12	11	9	3
2003	25	21	18	12	6
Herbst					
1996	21	21	20	15	5
1997	22	21	18	14	3
1998	27	27	24	21	9
1999	16	12	12	7	1
2000	17	17	16	15	9
2001	20	16	12	0	0
2002	12	12	12	12	10

Tabelle 4.4: Anzahl der für die Mittelung relevanten Gitterboxen nach Berücksichtigung des relativen Fehlers.

ferenzen liegen darin, dass relative Fehler, wie oben bereits erwähnt, im Norden des untersuchten Gebietes jeweils am größten sind. Somit fallen die Gebiete, die sich weiter im Süden befinden, mit kleiner werdender oberer Fehlergrenze immer mehr ins Gewicht, bis sich der Vergleich zum Schluss nur noch auf diese Gebiete beschränkt.

Zusammenfassend kann man sagen, dass dieses Ergebnis zumindest für den Sommer und den Herbst das widerspiegelt, was man aus den Ergebnissen von Hennemuth und Jacob (2002) schlussfolgern kann. Dort wurde wie bereits in Abschnitt 4.1.2.1

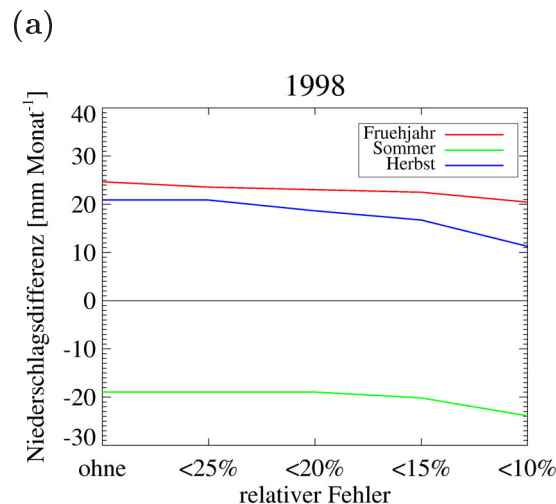


Abbildung 4.13: *Räumliches Mittel der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Kriging) über der Ostsee für das Jahr 1998.*

erwähnt, dass gemessene und für REMO vorgegebene SST derart voneinander abweichen, dass dies Folgen für die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme hat. Daher ist es nicht verwunderlich, dass gemessener und modellierter Niederschlag über der Ostsee in der Form voneinander abweichen, dass sich dies in einer Unterschätzung für den Sommer und einer Überschätzung für den Herbst äußert.

4.3 Vergleich zwischen Synop und Kriging

Aufgrund der Tatsache, dass es sich bei den synoptischen Messdaten und den Niederschlagsfeldern abgeleitet aus den Schiffsmessungen jeweils um gemessene Niederschläge handelt, ist es möglich, diese Felder miteinander zu kombinieren.

Als Grundlage für weitergehende Untersuchungen wurden saisonale Felder auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter angefertigt. Der relative Fehler in den Schiffsdaten wurde dabei nicht berücksichtigt. Für die Synop-Daten wurden die Stationen zu Grunde gelegt, die mindestens 90% der Tage eines jeweiligen Zeitraumes gemessen haben.

In den Fällen, wo Gitterboxen von Land und der Ostsee an der selben Stelle auftrafen, wurde mit Hilfe der LSM das Verhältnis von Land zu Wasser in einer jeweiligen

Gitterbox ermittelt. Beide Niederschlagswerte wurden dann unter Berücksichtigung dieses Verhältnisses zu einem gewichteten Mittelwert zusammengefasst.

Beispiele für die Kombination beider Felder sind in der Abbildung 4.14 (a) und (b) gezeigt. Man erkennt für die Sommermonate 1996-1999 (Abb. 4.14 (a)) die typischen Merkmale der Niederschlagsverteilung einer solchen Jahreszeit, die sich in hohen Niederschlägen über den Landgebieten sowie niedrigeren Niederschlägen über dem Ostseegebiet äußern. Auch für die Herbstmonate 1996-1999 (Abb. 4.14 (b)) erkennt man, dass sich das Niederschlagsfeld aus den Schiffsmessungen gut in das Feld mit den synoptischen Messdaten einnistet. Um einen qualitativen Vergleich zu ermöglichen, sind die jeweiligen REMO-Felder in Abbildung 4.14 (c) und (d) beigefügt. Zu erkennen sind die vorher bereits erwähnten Unterschiede zwischen REMO und den Messdaten in den hier gezeigten Jahreszeiten Sommer und Herbst.

Eine vollständige Übersicht aller berechneten Niederschlagsfelder, bestehend aus den kombinierten Feldern und den entsprechenden REMO-Feldern, ist im Anhang A.1 dieser Arbeit gegeben.

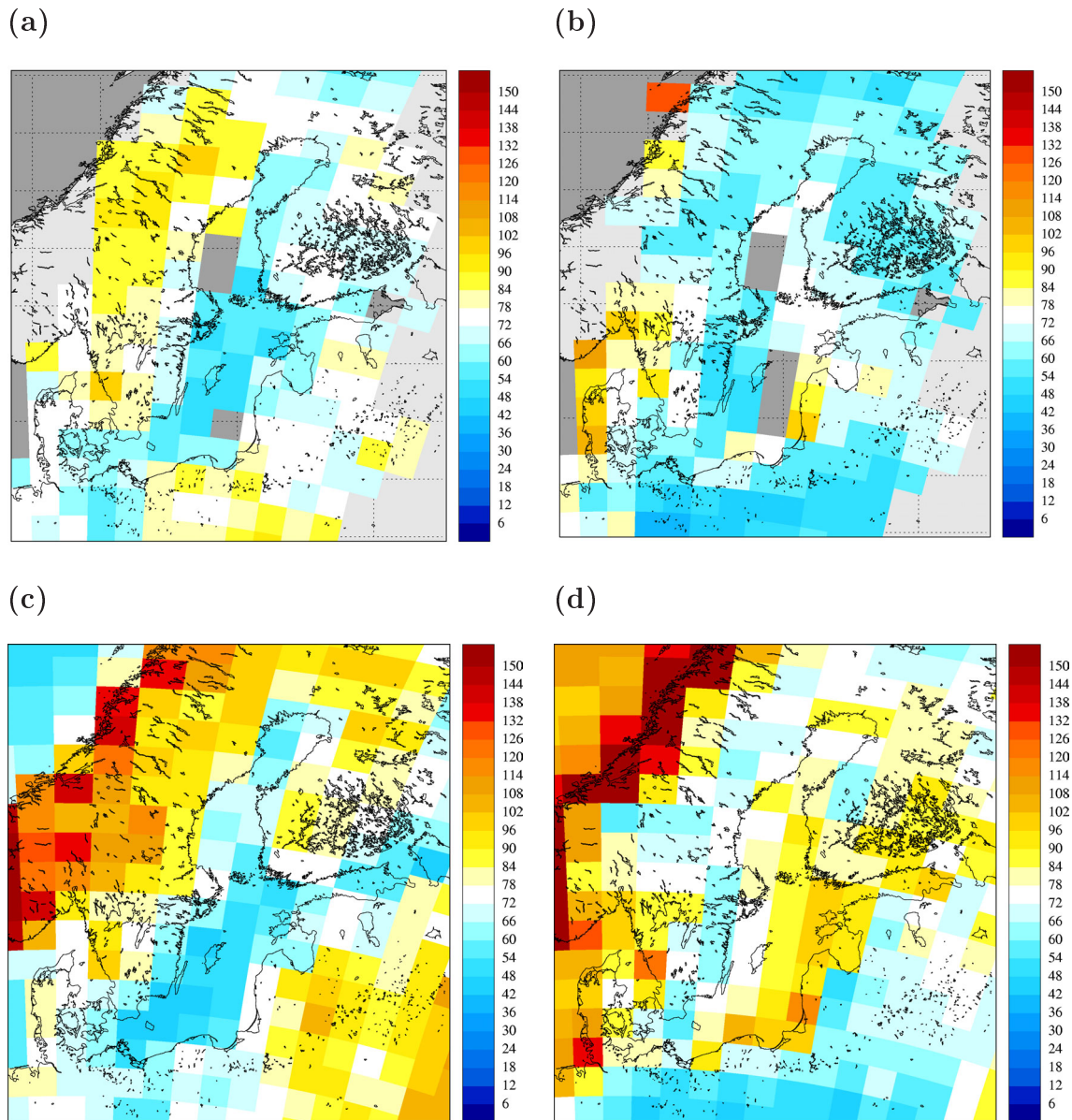


Abbildung 4.14: *Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging und entsprechende Felder von REMO in mm/Monat. (a) Synop und Kriging im Sommer 1996-1999, (b) Synop und Kriging im Herbst 1996-1999, (c) REMO im Sommer 1996-1999, (d) REMO im Herbst 1996-1999*

4.4 Oderhochwasser

In diesem Abschnitt wird untersucht, inwieweit REMO im Stande ist, Starkniederschlagsereignisse, die mit besonderen Wetterlagen verknüpft sind, zu simulieren. Das Oderhochwasser, bei dem im Sommer 1997 etwa ein Drittel der Landfläche Tschechiens sowie weite Teile der Oderregion in Polen und Deutschland überflutet wurden, war die Folge von extremen Niederschlagsereignissen. Ursache hierfür war eine sogenannte Vb-Wetterlage, wobei das Tief etwa nordöstlich von Italien lag. Die Luft nahm hierbei einen Weg über das östliche Mittelmeer, wo sie aufgrund der hohen Temperaturen entsprechende Mengen an Wasserdampf aufnahm. Diese Luft gelangte mit einer nordöstlichen Strömung nach Mitteleuropa, wo sie dann auf wesentlich kältere Luftmassen vom Ural traf. Dabei kam es zu Aufgleiteffekten. Deshalb entstehen bei dieser speziellen Wetterlage großräumige Starkniederschlagsfelder. Die erste Vb-Lage trat am Anfang des Monats Juli auf. Die Gebirgskette zwischen Polen und Tschechien verstärkte dabei noch den Aufgleiteneffekt.

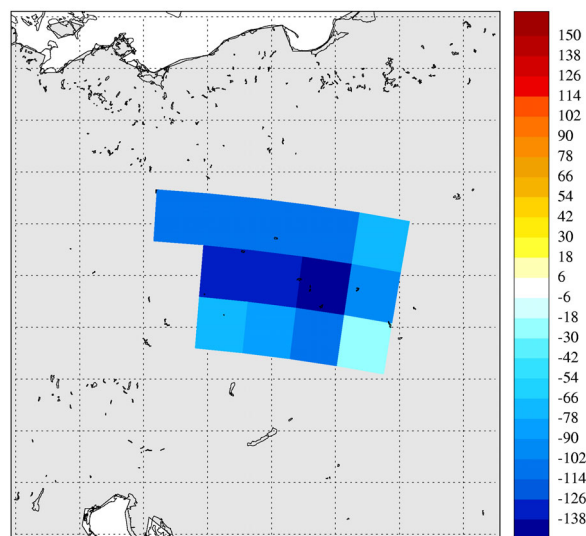


Abbildung 4.15: Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) im Juli 1997 in mm/Monat über den Bereich Südwestpolens und dem nordwestlichen Teil Tschechiens.

In Abbildung 4.15 sieht man die räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) im Juli 1997 für das Gebiet, wo nachweislich die höchsten Niederschläge aufgetreten sind. Das Gebiet umfasst einen Bereich, der sich über den Südwesten Polens und den Nordwesten Tschechiens erstreckt. Man erkennt flächendeckend zu niedrig modellierte Niederschlagshöhen. Die Unterschätzungen

liegen in einer Größenordnung von 30 mm/Monat bis 140 mm/Monat .

Ein Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Beobachtungen ist aufgrund der Tatsache, dass die hier zur Verfügung gestellten Modelldaten alle 6 Stunden vorgegeben werden, eigentlich nur auf hinreichend großen Zeitskalen möglich, da durch den Klimamode die Modelldaten in gemittelter Form vorliegen. Auf einen Vergleich in Form einer Zeitserie, in der Tageswerte miteinander verglichen werden, wurde jedoch nicht verzichtet. Eventuelle Verschiebungen, die auf solch kurzen Zeitskalen vorkommen können, haben in diesem Fall keinen gravierenden Einfluss auf das Ergebnis.

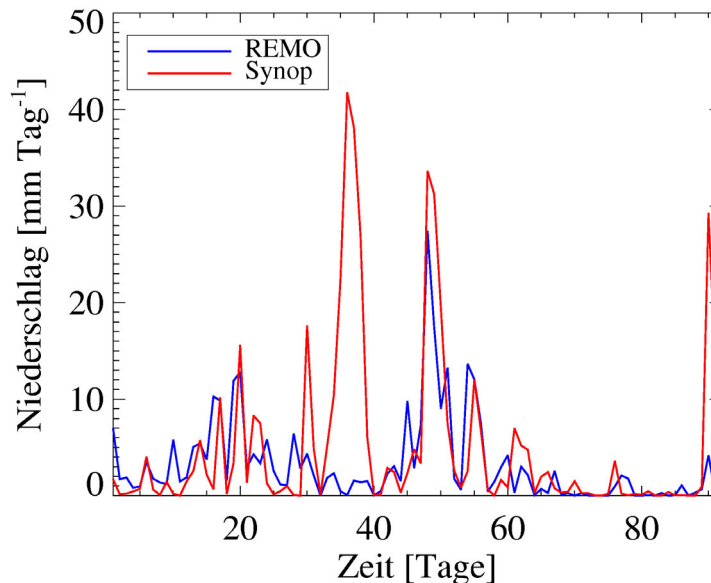


Abbildung 4.16: Zeitserie der Niederschlagshöhe in mm/Tag über den Bereich Südwestpolens und dem nordwestlichen Teil Tschechiens im Sommer 1997. Die Zeit beschreibt die Zahl der laufenden Tage in diesem Zeitraum.

Abbildung 4.16 zeigt die Zeitserie über das räumliche Mittel der Tagesniederschlagshöhen für den Sommer 1997 in mm/Tag . Die Zeitskala umfasst die laufenden Tage des Sommers 1997. Man sieht, dass in den Monaten Juni (1. bis 30. Tag) und August (62. bis 92. Tag) sich REMO und die synoptischen Messungen, abgesehen von einer Abweichung am Ende des Monats August, durchaus im Einklang bewegen. Am Anfang des Monats Juli sind dagegen Niederschlagshöhen von teils über 40 mm/Tag gemessen worden, die von REMO im Klimamode nicht simuliert wurden.

Kapitel 5

Schlussbetrachtungen

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin, die Unterschiede in der Niederschlagsverteilung und Niederschlagshöhe zwischen REMO und synoptischen Messungen aufzudecken, zu analysieren und Gründe dafür zu suchen.

Es wurde gezeigt, dass der modellierte Niederschlag von den gemessenen Werten zum Teil stark abweicht. Diese Abweichungen sind räumlich und zeitlich unterschiedlich verteilt.

Bei Betrachtung der Unterschiede auf dem $\frac{1}{6}^\circ \times \frac{1}{6}^\circ$ -Gitter fiel auf, dass Über- und Unterschätzungen von REMO oft dicht nebeneinander auftraten. Das war vor allem in Gebieten der Fall, deren Orographie starke Erhebungen aufweist. Eine weiterführende Untersuchung, in der mit Hilfe einer linearen Interpolation der genaue Standort von Messstationen berücksichtigt wurde, führte zu keinen nennenswerten Änderungen in den Ergebnissen. Trotzdem ist anzunehmen, dass ein Grund dafür im Standort der Messstationen bezüglich des Reliefs der betroffenen Gebiete sein könnte.

Eine Besonderheit im untersuchten Zeitraum war der Sommer 1998, welcher im Vergleich zu den anderen Sommern flächendeckend hohe gemessene Niederschläge aufwies. Ebenso wurden im Sommer 1997 außergewöhnlich hohe Niederschläge gemessen, die jedoch räumlich begrenzt waren. Der Vergleich mit REMO äußerte sich in beiden Fällen in Form einer Unterschätzung von REMO.

In den Herbstmonaten war eine Überschätzung des REMO-Niederschlages in unmittelbarer Nähe von Westküstengebieten der Ostsee besonders auffällig. Eine nähere Untersuchung ergab, dass vor allem Gitterboxen mit einem Landanteil von

20% bis 60% in dieser Jahreszeit eine solche Differenz aufwiesen. Für die Frühjahrs- und Sommermonate war kein solcher Zusammenhang zu erkennen. Jedoch zeigte REMO im niederschlagsreichen Sommer 1998 eine deutliche Unterschätzung der Niederschlagshöhe

Eine Untersuchung der Landgebiete um die Ostseeküste herum führte zu keiner weiteren Erkenntnis. Auch hier war in Einfluss der Wasserflächen, die in diesem Gebiet in Form von Flüssen und Seen anzutreffen sind, auf den REMO-Niederschlag im Herbst zu erkennen. So ließ sich ein ähnlicher Verlauf der Niederschlagsdifferenzen in Abhängigkeit mit der Land-/Seeverteilung in dieser Jahreszeit, wie an der Küste gezeigt, nachweisen.

Auch über der Ostsee wurden große Unterschiede nachgewiesen, die sich im Frühjahr und Herbst in einer Überschätzung, im Sommer in einer Unterschätzung des Niederschlages von REMO geäußert haben. Jedoch entsprach das Ergebnis für den Frühjahr nicht den Erwartungen. Messungenauigkeiten wegen Schneefalls könnten hier eine mögliche Ursache darstellen. Desweiteren fiel die Überschätzung im Herbst nicht so hoch aus, wie die an der Ostseeküste. Eine Untersuchung unter Berücksichtigung des relativen Fehlers führte nur dazu, dass sich das zu vergleichende Gebiet wegen dem Wegfall der fehlerbehafteten Gitterboxen im Norden weiter in den Süden verschoben hat.

Im Allgemeinen weisen modellierter und gemessener Niederschlag hohe Schwankungen bei großen Differenzen auf, was sich in einer sehr geringen linearen Abhängigkeit äußert.

Die Ergebnisse bestätigen im Wesentlichen das, was Hennemuth und Jacob (2002) bezüglich der Unterschiede zwischen vorgegebener und gemessener SST herausgefunden haben. Somit sind Gründe für die Unterschiede über der Ostsee, aber auch an der Ostseeküste und in ostseeküstennahen Gebieten darin zu finden, dass die für REMO vorgegebene SST in den Sommermonaten in der Regel zu niedrig und in den Herbstmonaten zu hoch ist. Zusammen mit dem Einfluss des Reliefs und den im Mittel vorherrschendem Westwind kommt es zu einer übermäßig starken Simulation von konvektivem Niederschlag, welche sich dann in den großen Überschätzungen vor allem über den Westküstenbereichen für die Herbstmonate äußert.

Ein Vergleich zwischen REMO und den synoptischen Beobachtungen in Bezug auf Extremniederschlagsereignisse gestaltete sich als nicht unproblematisch, da die zur Verfügung stehenden Modelldaten im Klimamode errechnet wurden. Im zeitlichen Mittel ergab die Untersuchung eine Unterschätzung des Niederschlages

von REMO für den Monat, in dem die meisten Niederschläge gemessen wurden. Bei Betrachtung der Tageswerte konnte man sehen, dass diese Unterschätzung gerade an den Tagen mit den meisten Niederschlägen stattfand. An den übrigen Tagen stimmte die Höhe der gemessenen und modellierten Niederschläge im Wesentlichen überein.

Es zeigte sich, dass der Zeitraum für die saisonalen Vergleiche aus klimatologischer Sicht mit 4 bzw. 8 Jahren zu klein ist. Für eine hinreichende Analyse empfiehlt sich daher ein wesentlich größerer Zeitraum, der 20 bis 30 Jahre umfassen sollte.

Anhang A

A.1 Felder von Synop und Kriging kombiniert und entsprechende Felder von REMO

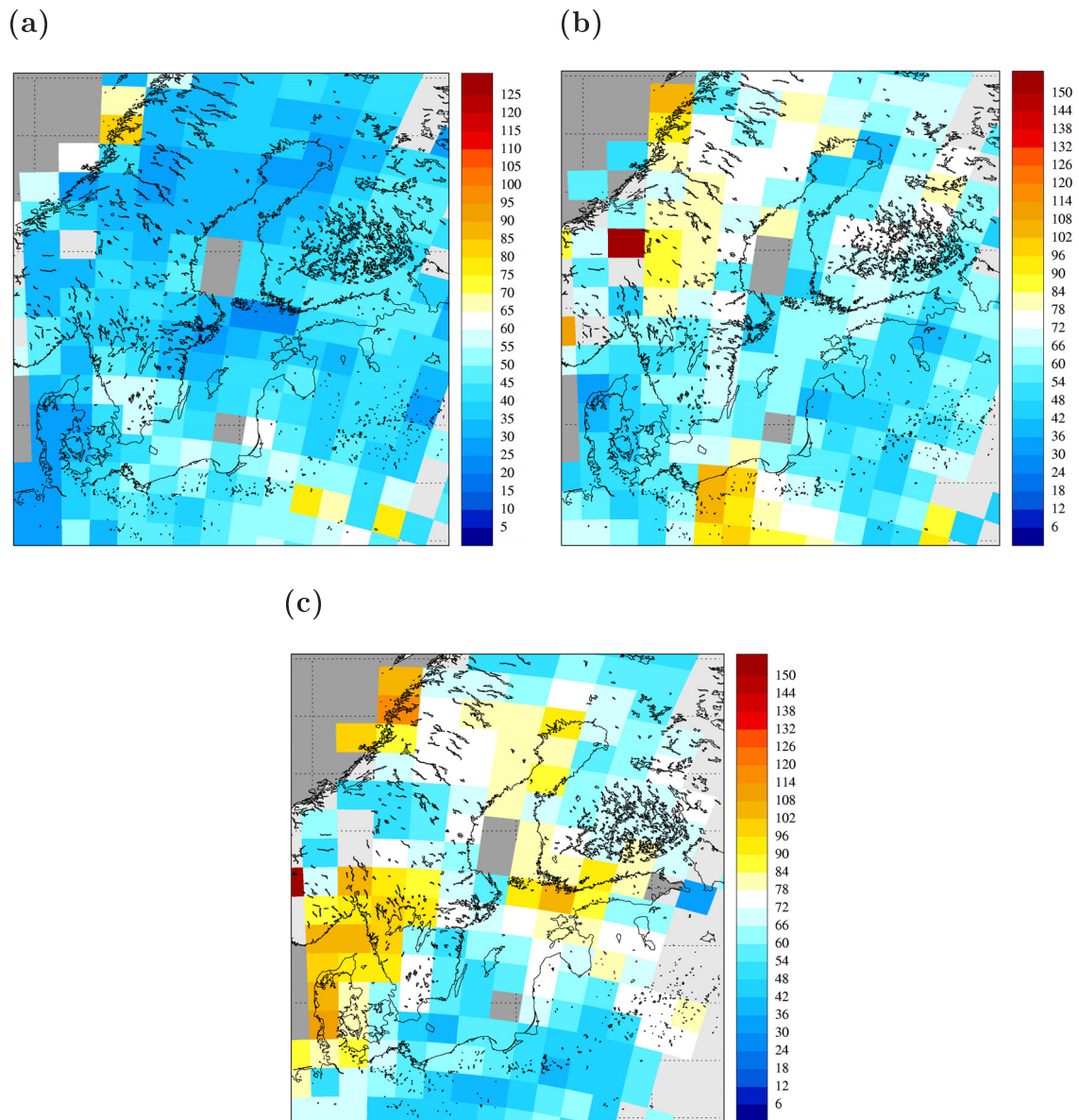


Abbildung A.1: Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1996, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

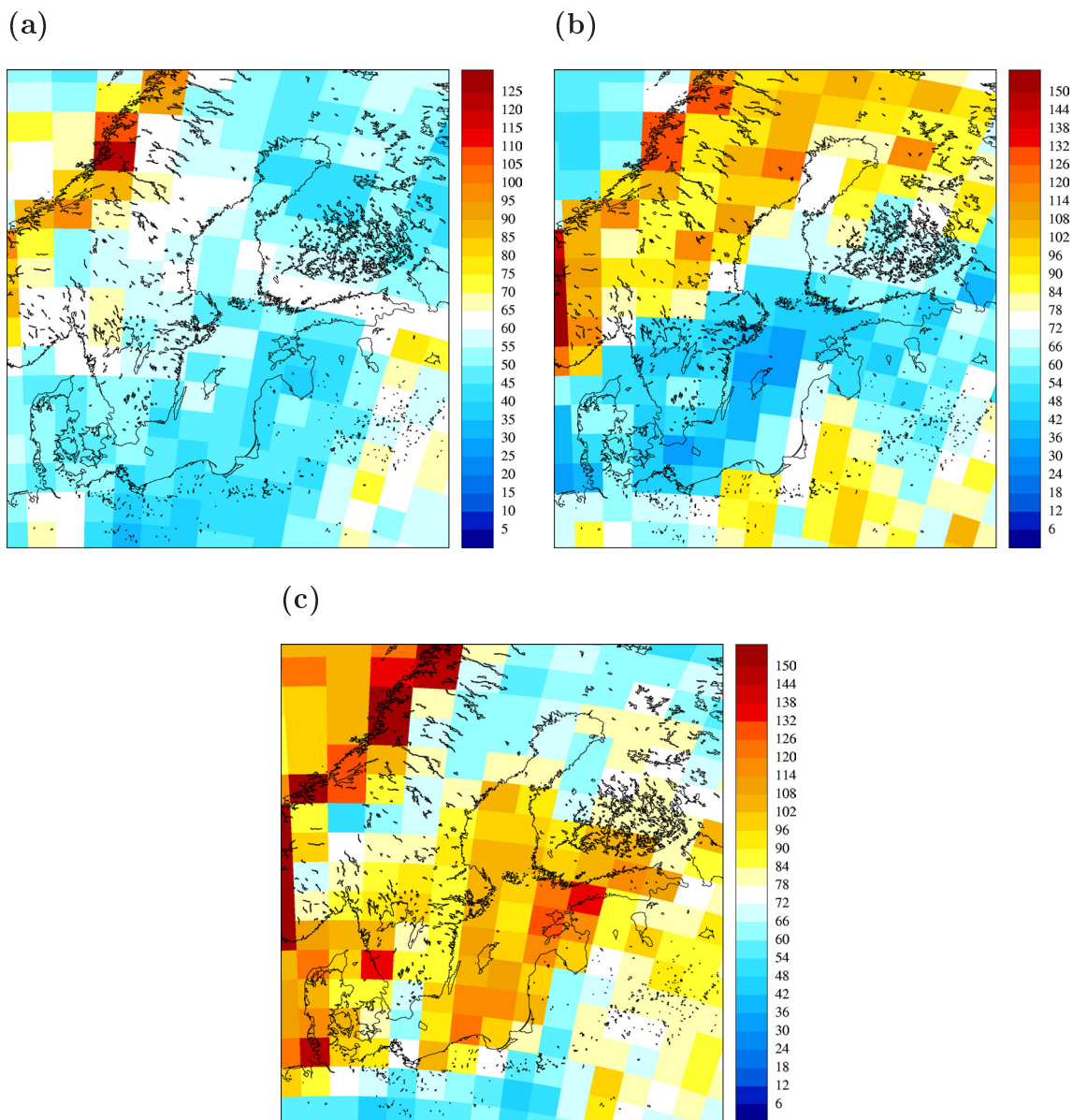


Abbildung A.2: Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1996, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

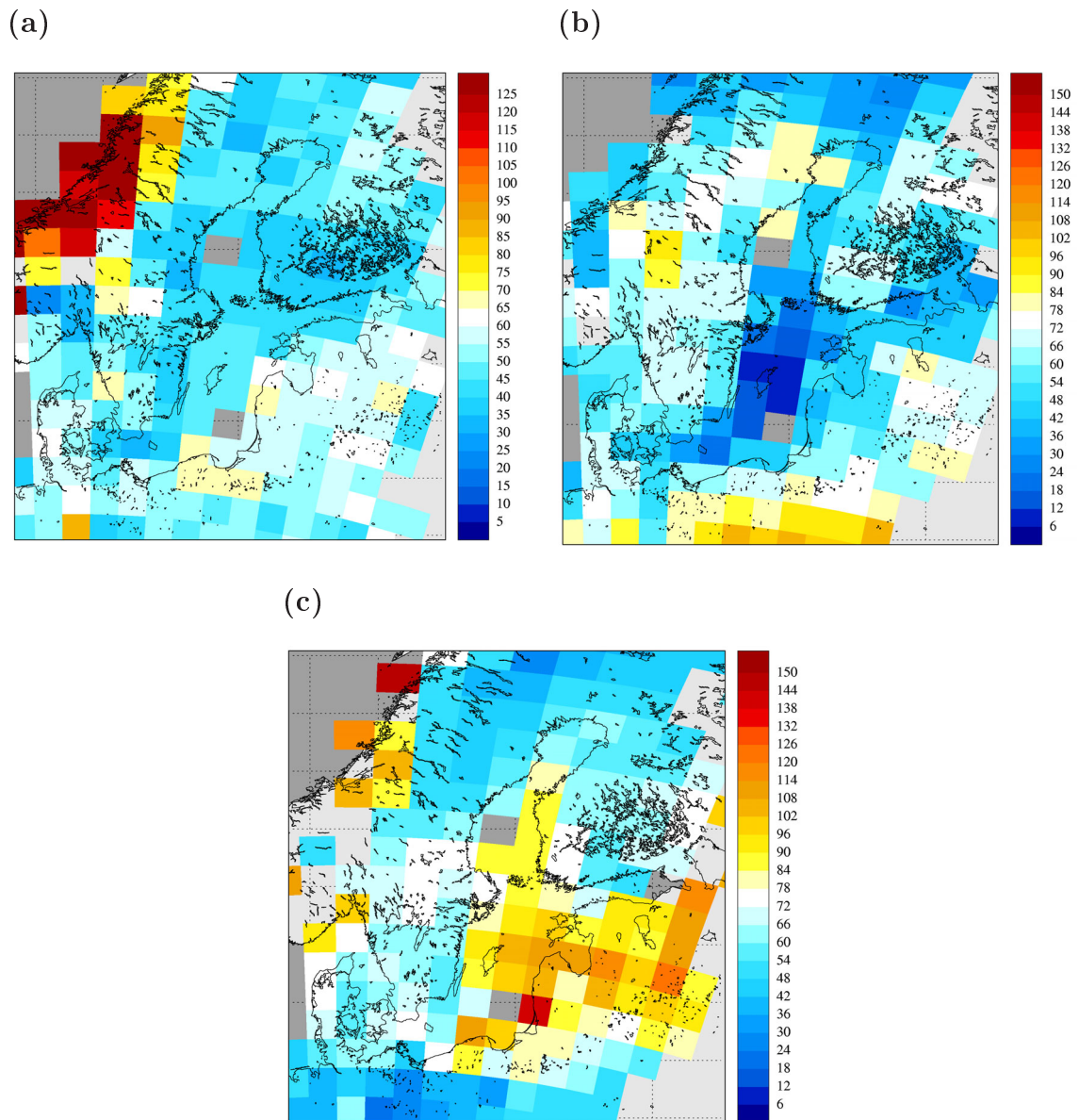


Abbildung A.3: Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1997, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

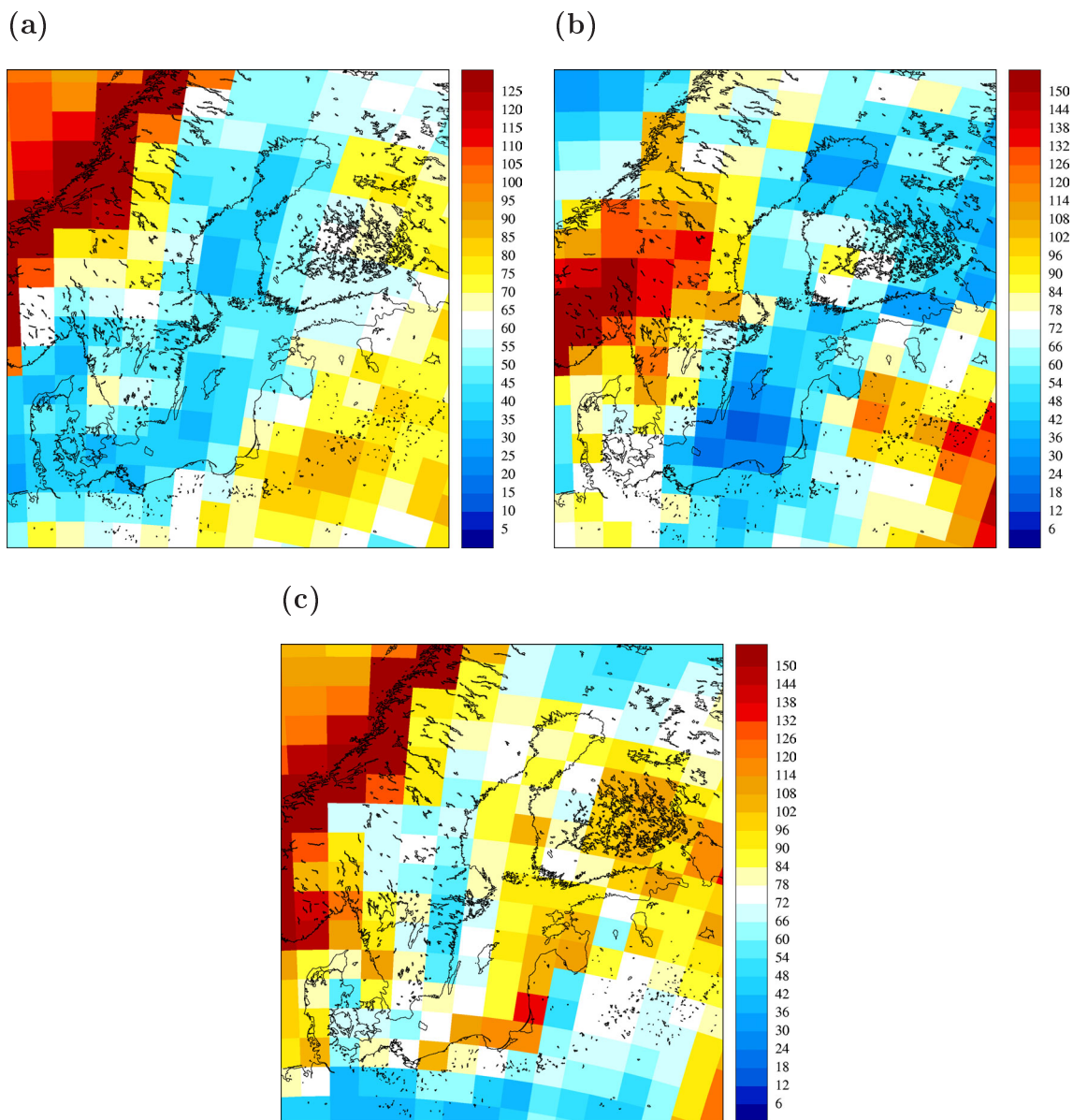


Abbildung A.4: Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1997, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

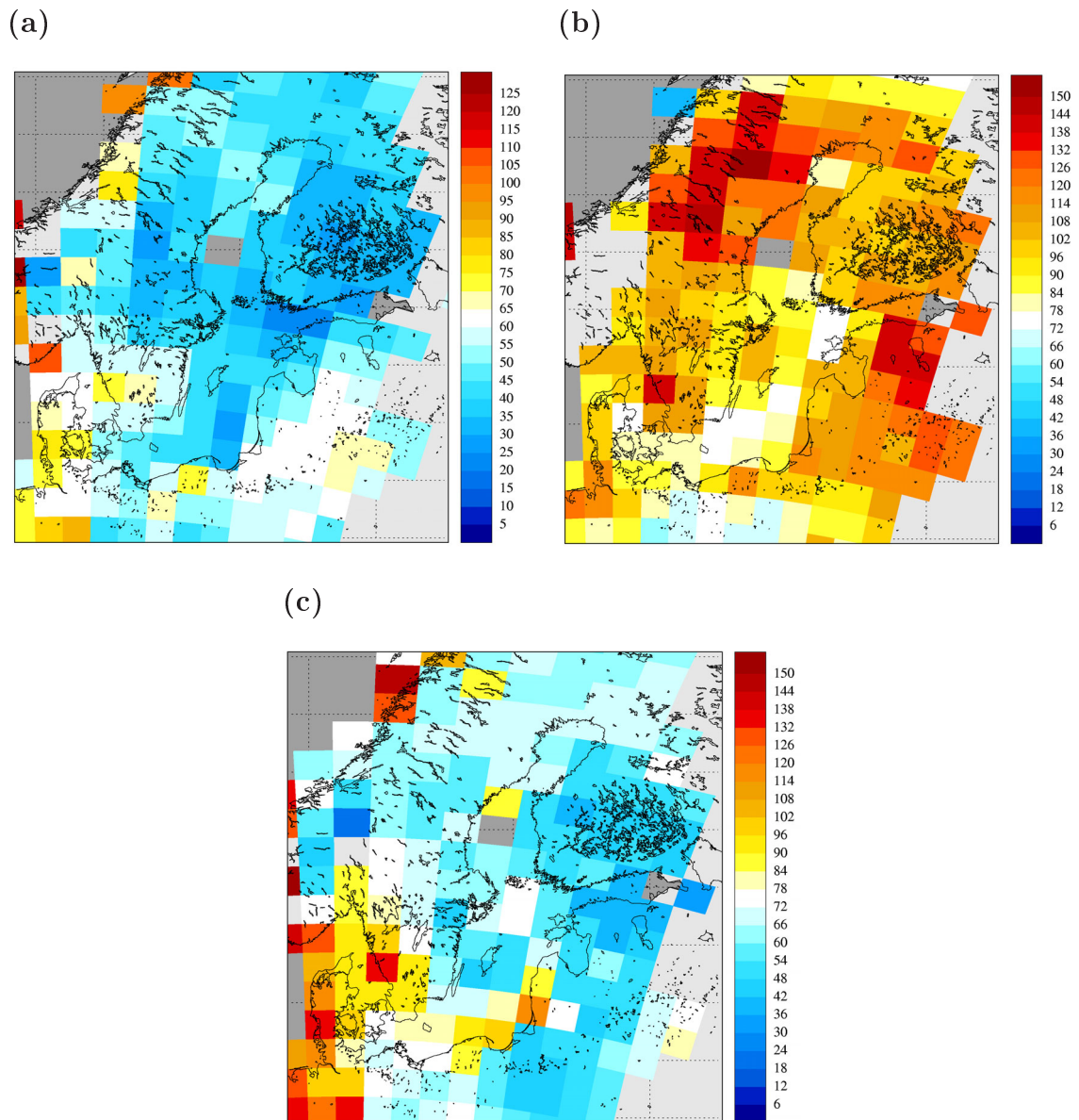


Abbildung A.5: Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1998, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

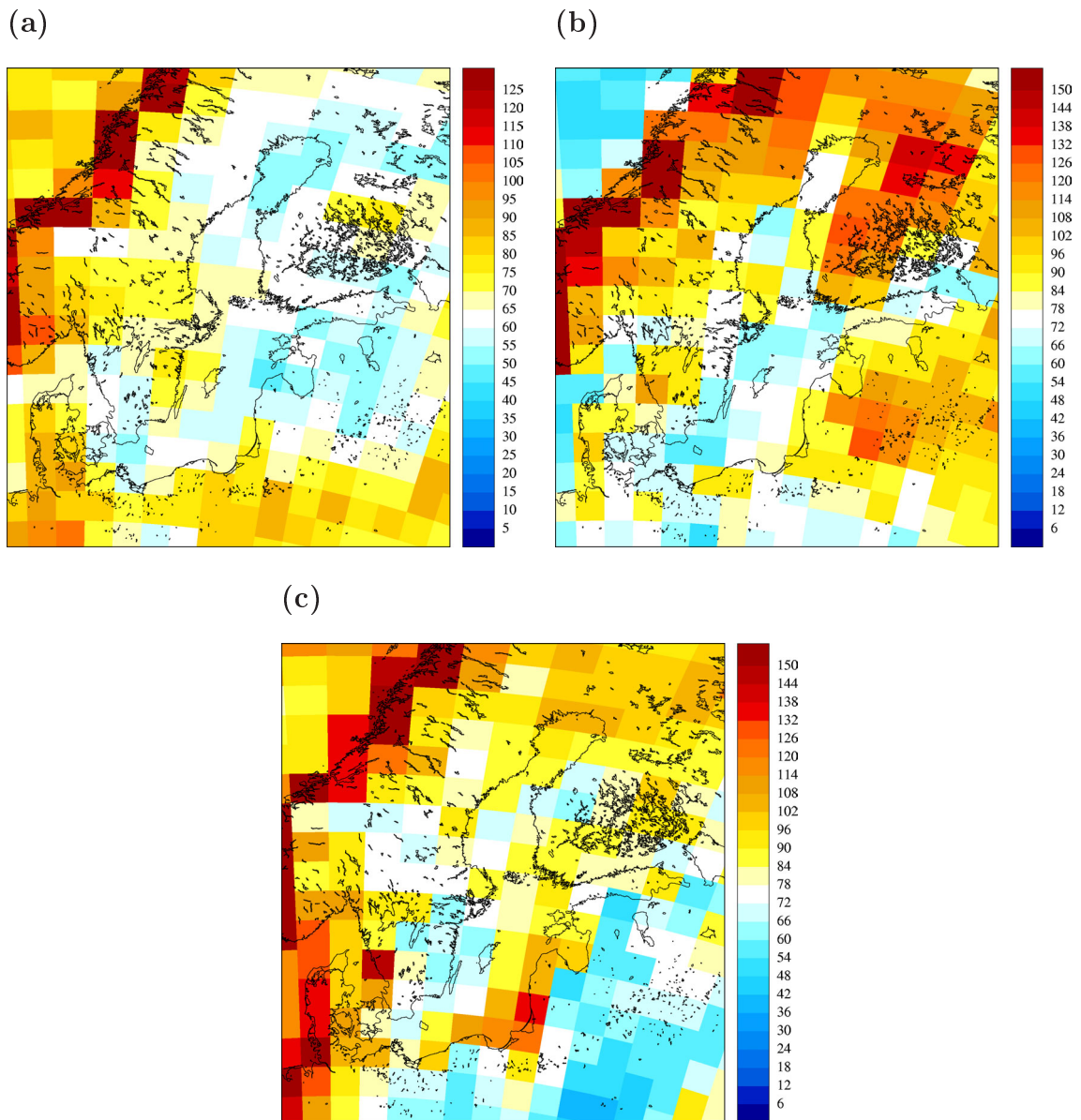


Abbildung A.6: Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1998, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

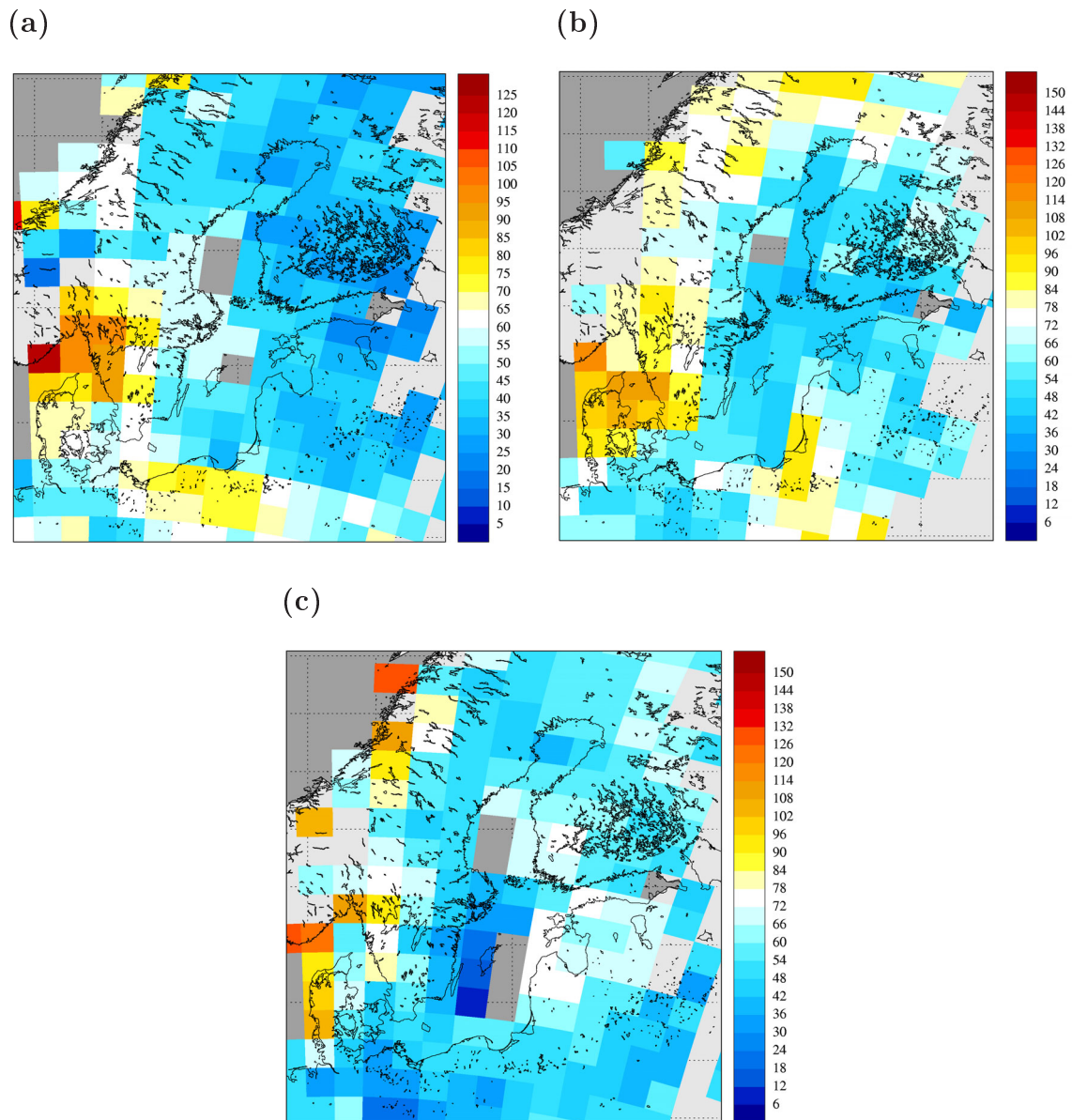


Abbildung A.7: Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1999, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

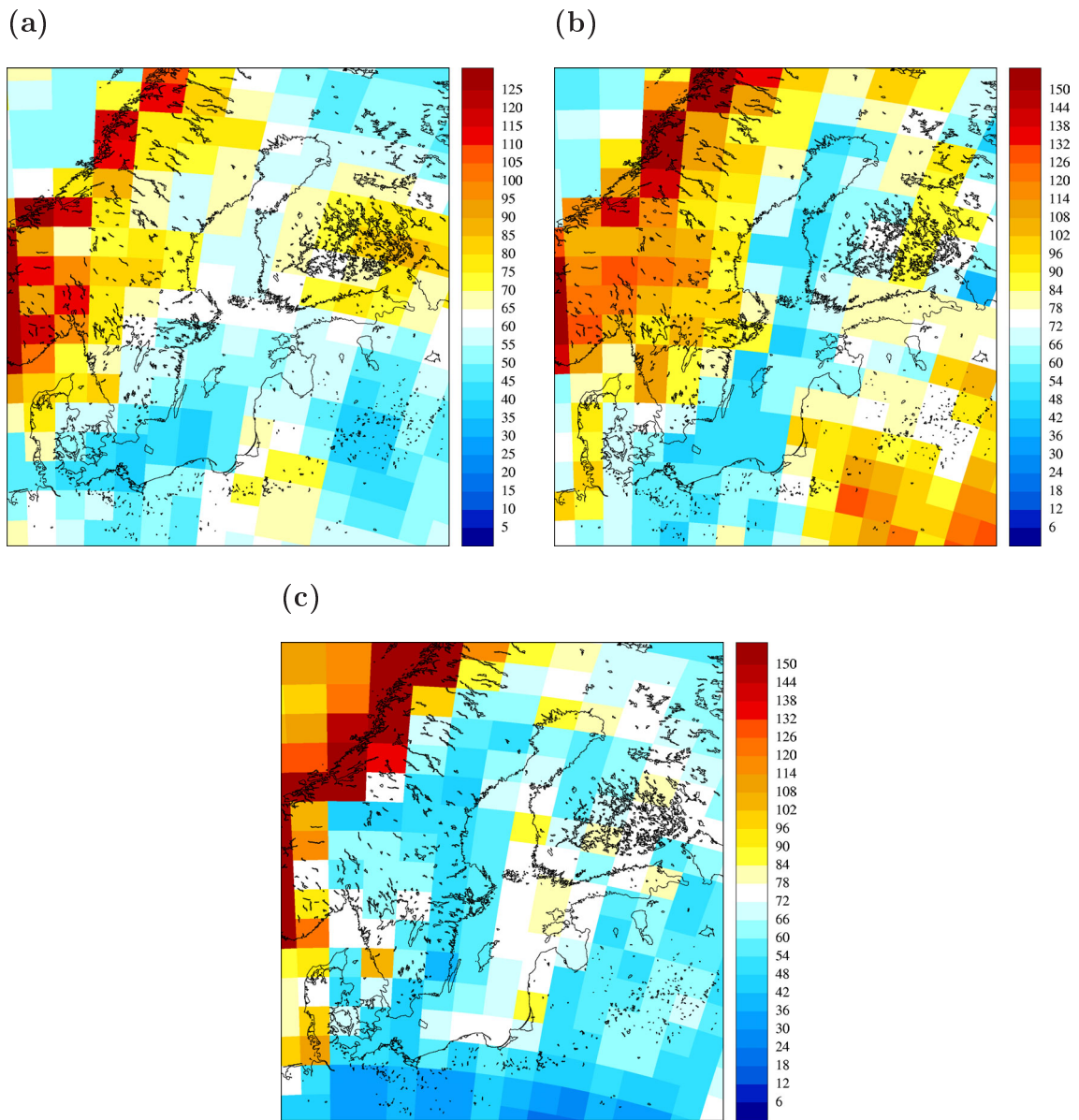


Abbildung A.8: Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1999, (a) Frühjahr, (b) Sommer, (c) Herbst.

A.2 Felder von REMO und Synop für die Ostseeküstenregion unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung

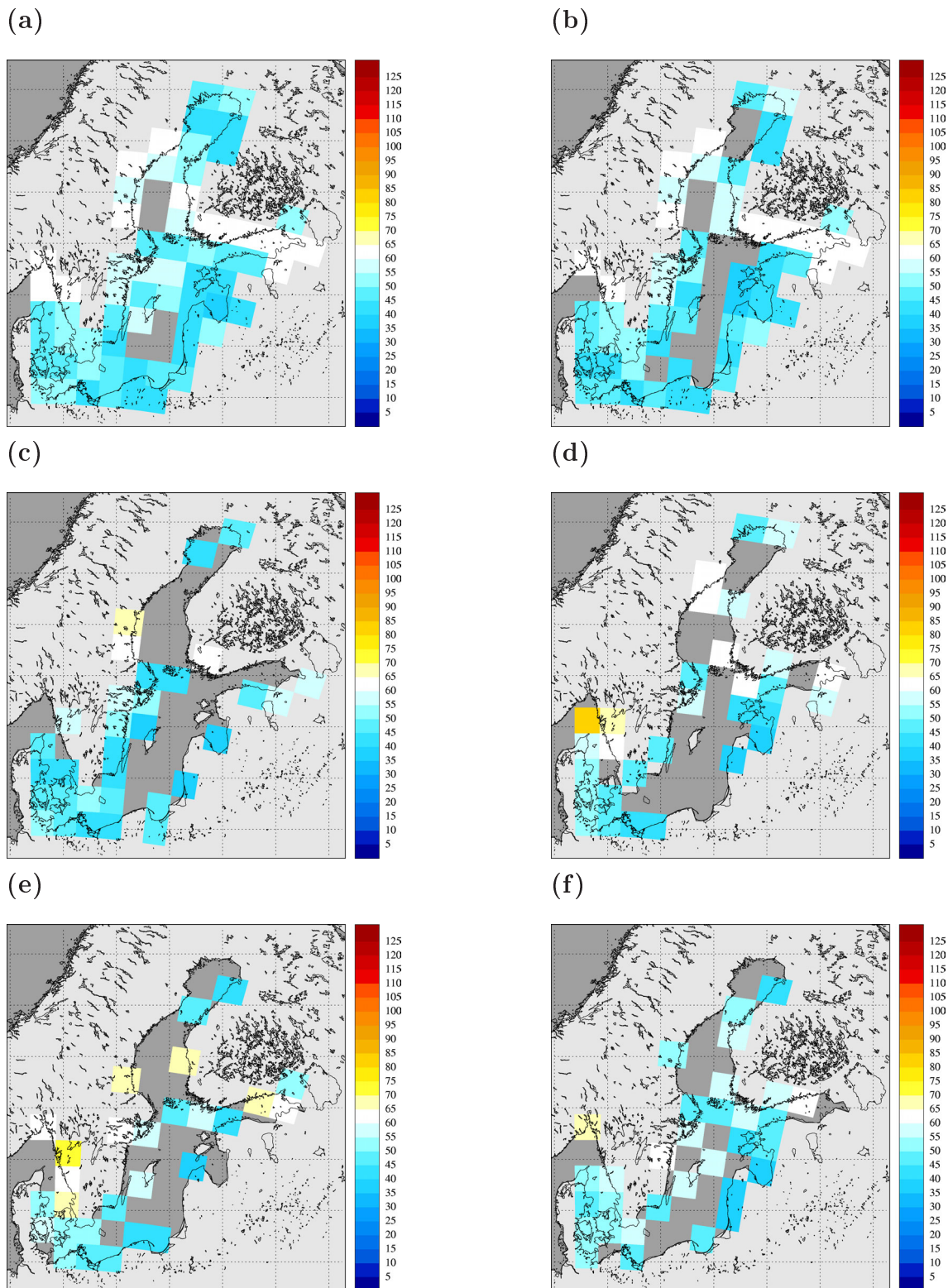


Abbildung A.9: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

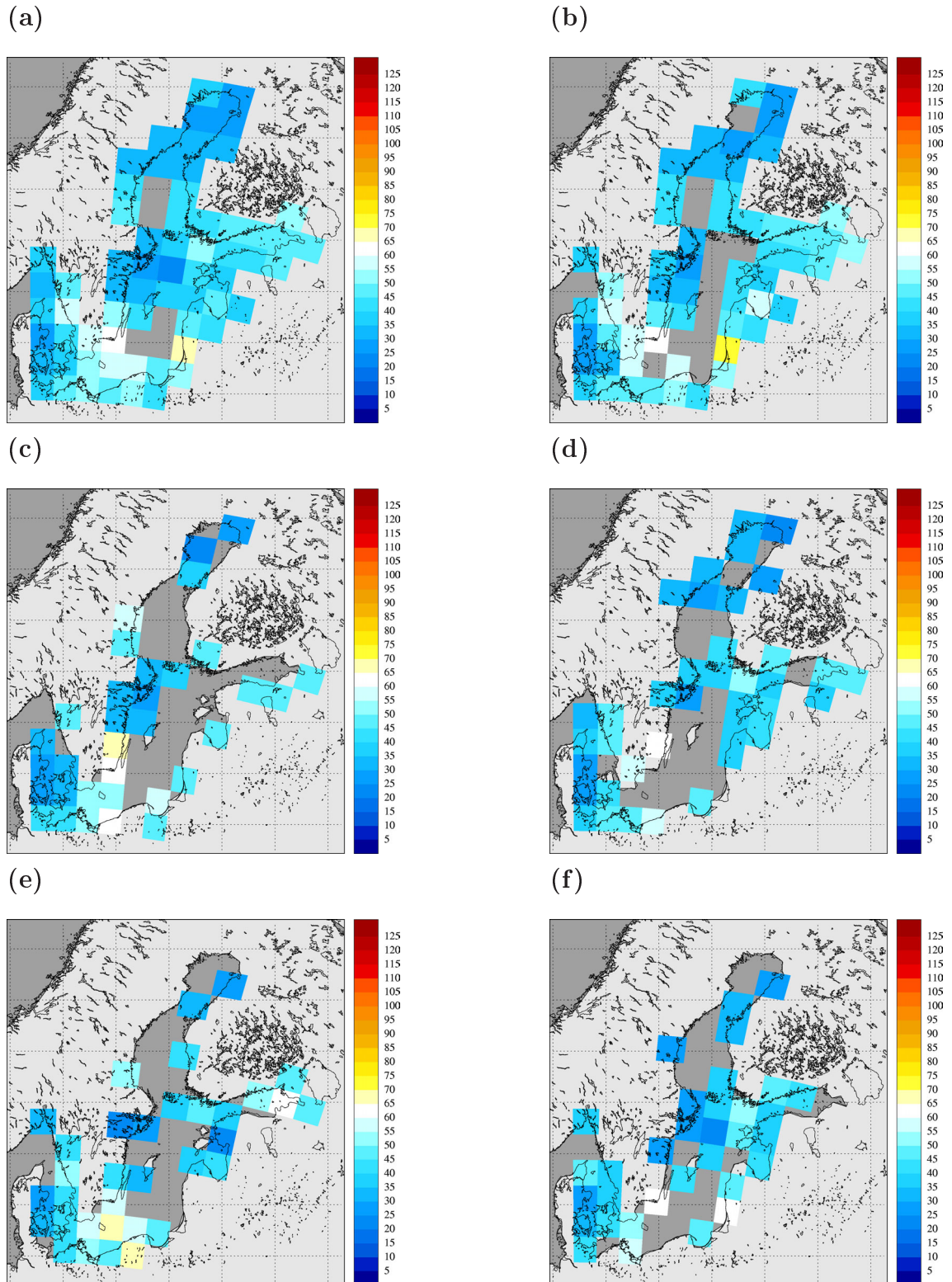


Abbildung A.10: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

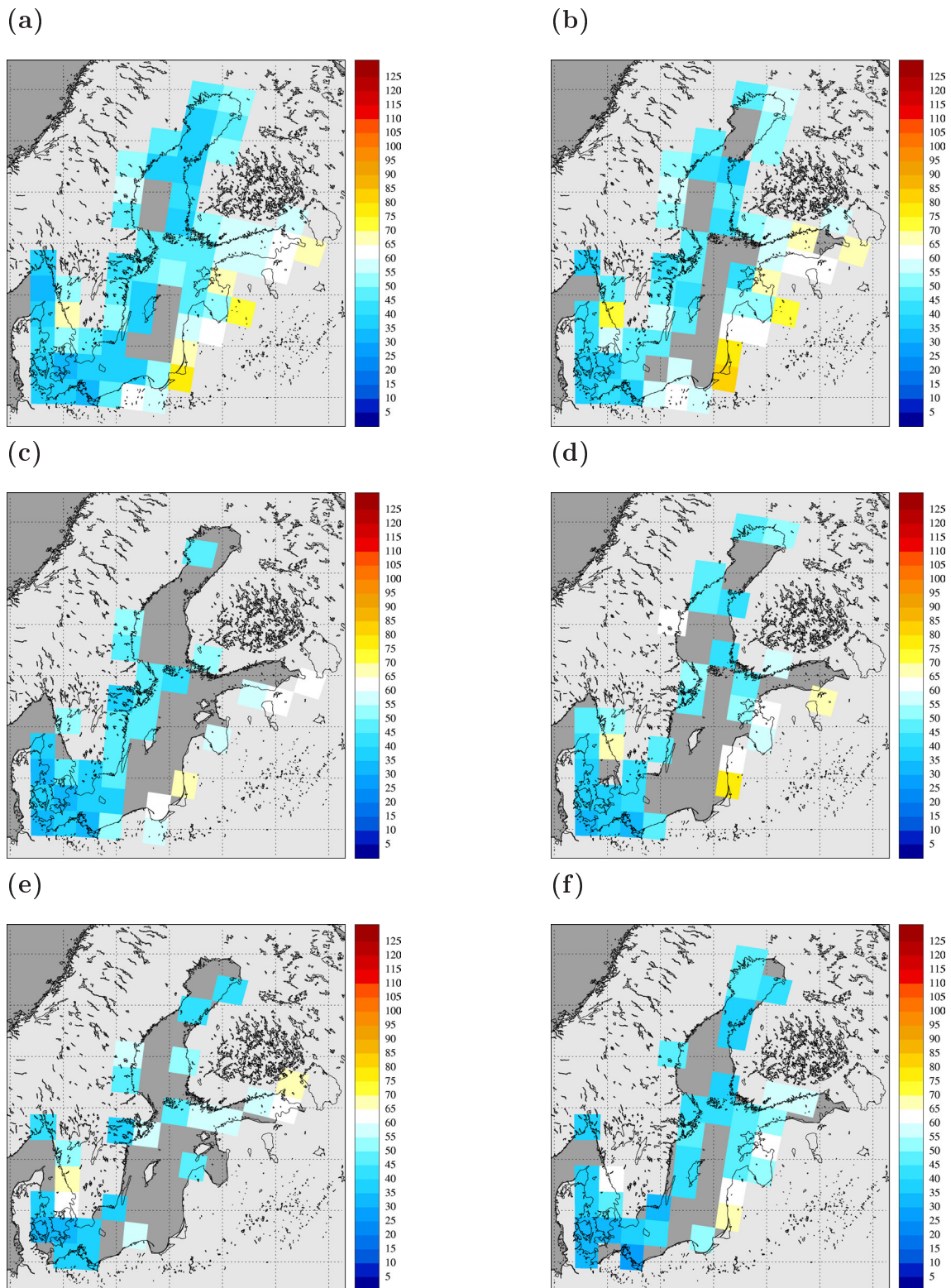


Abbildung A.11: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

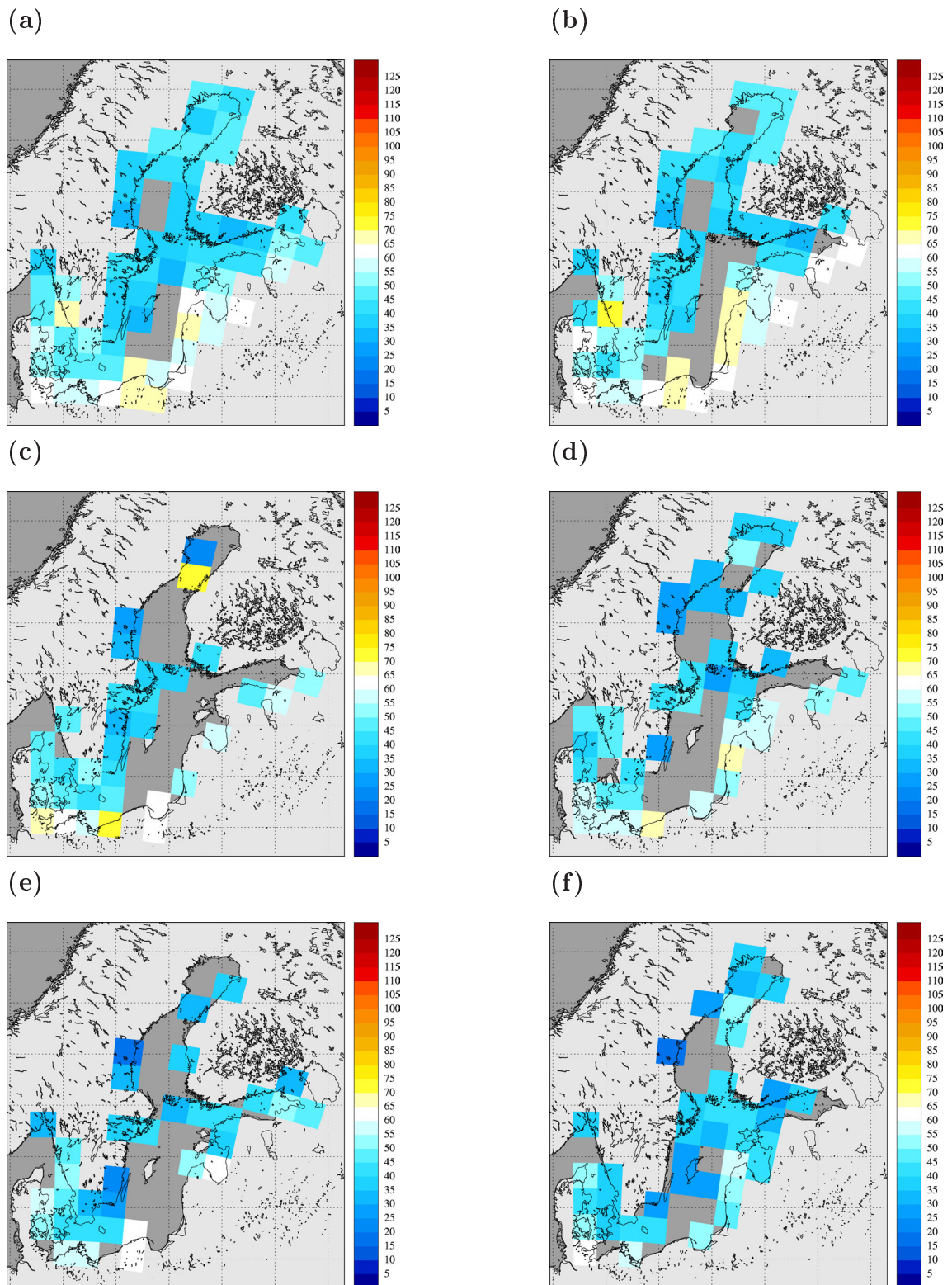


Abbildung A.12: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

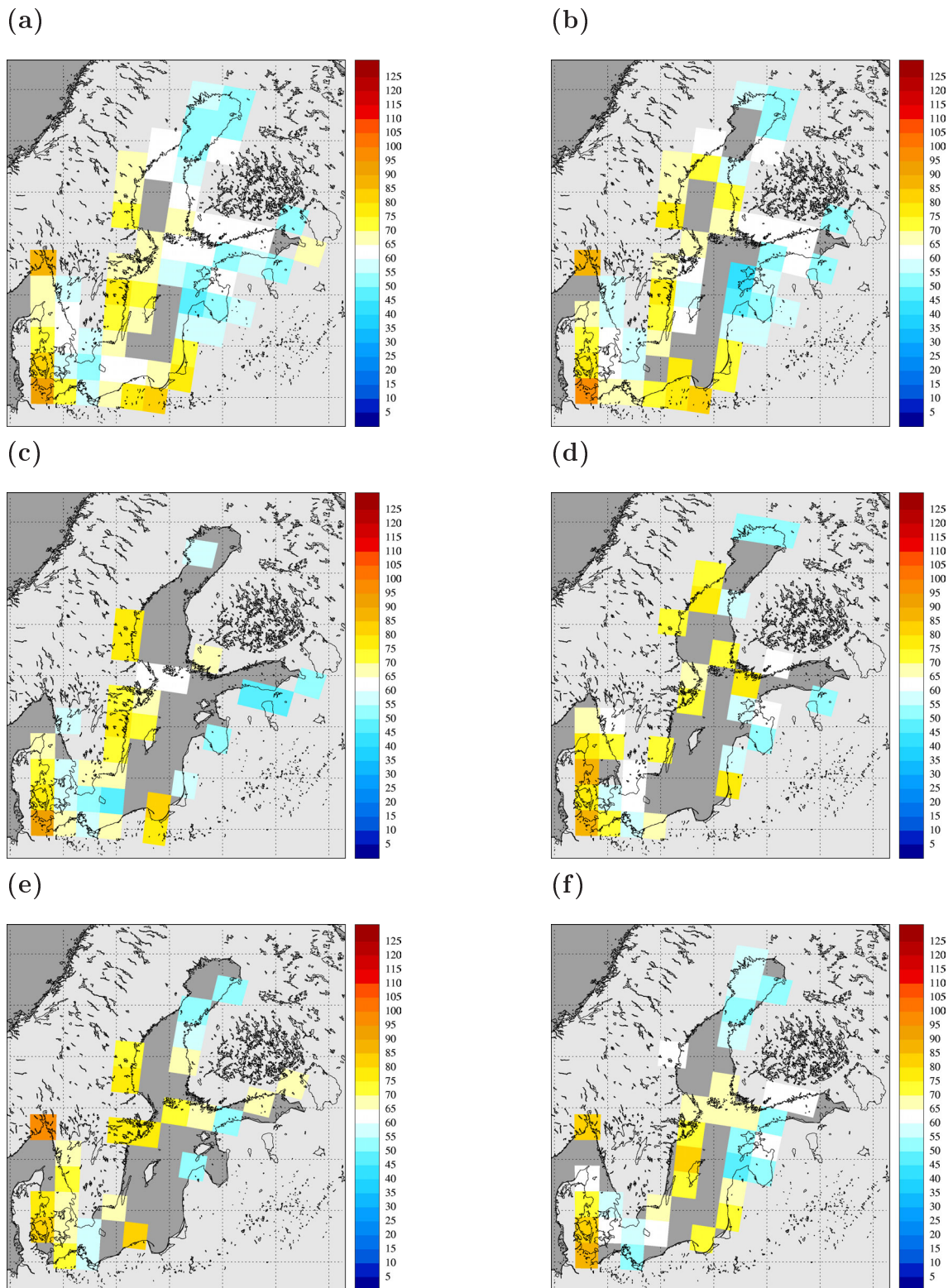


Abbildung A.13: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

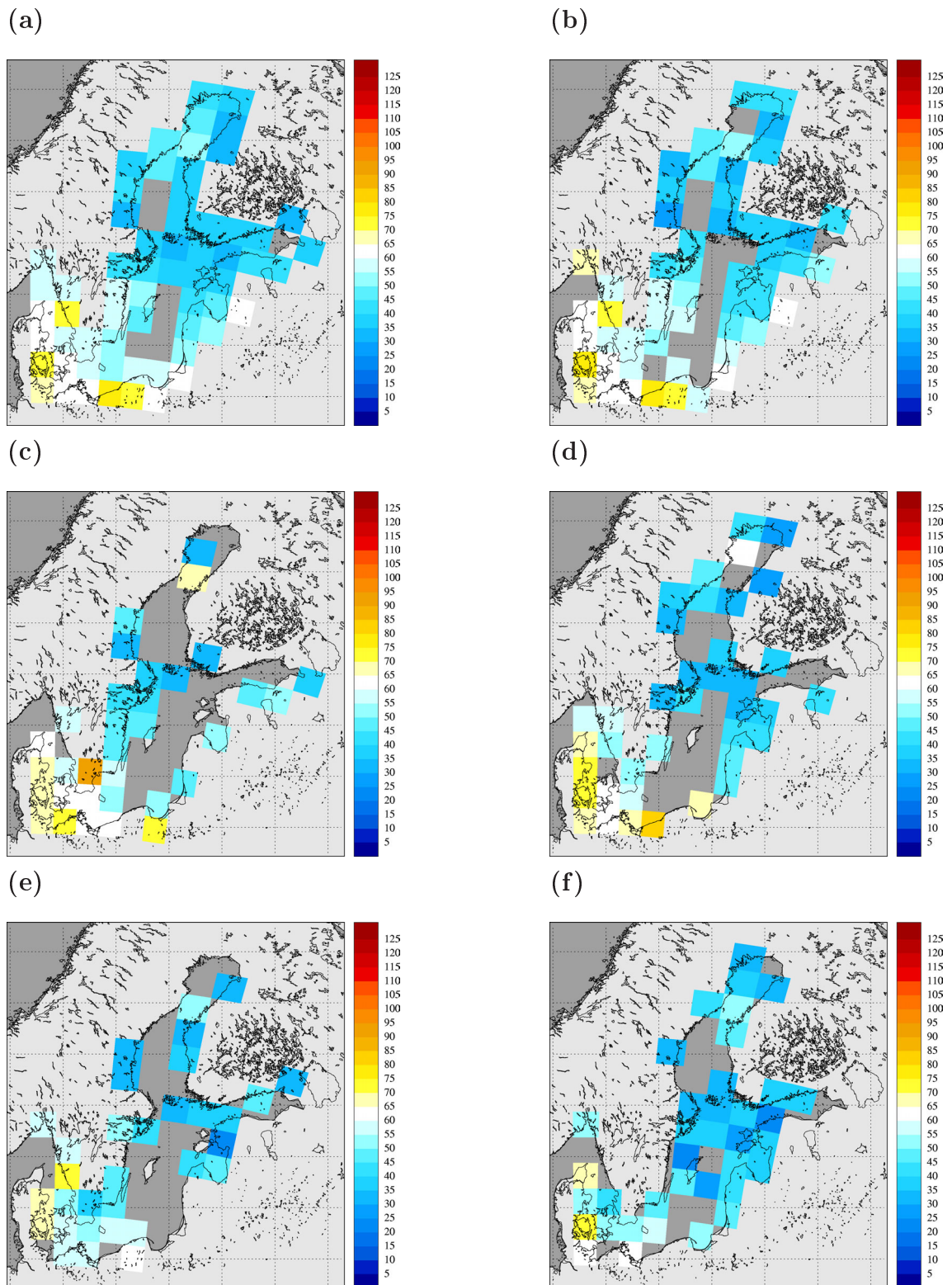


Abbildung A.14: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

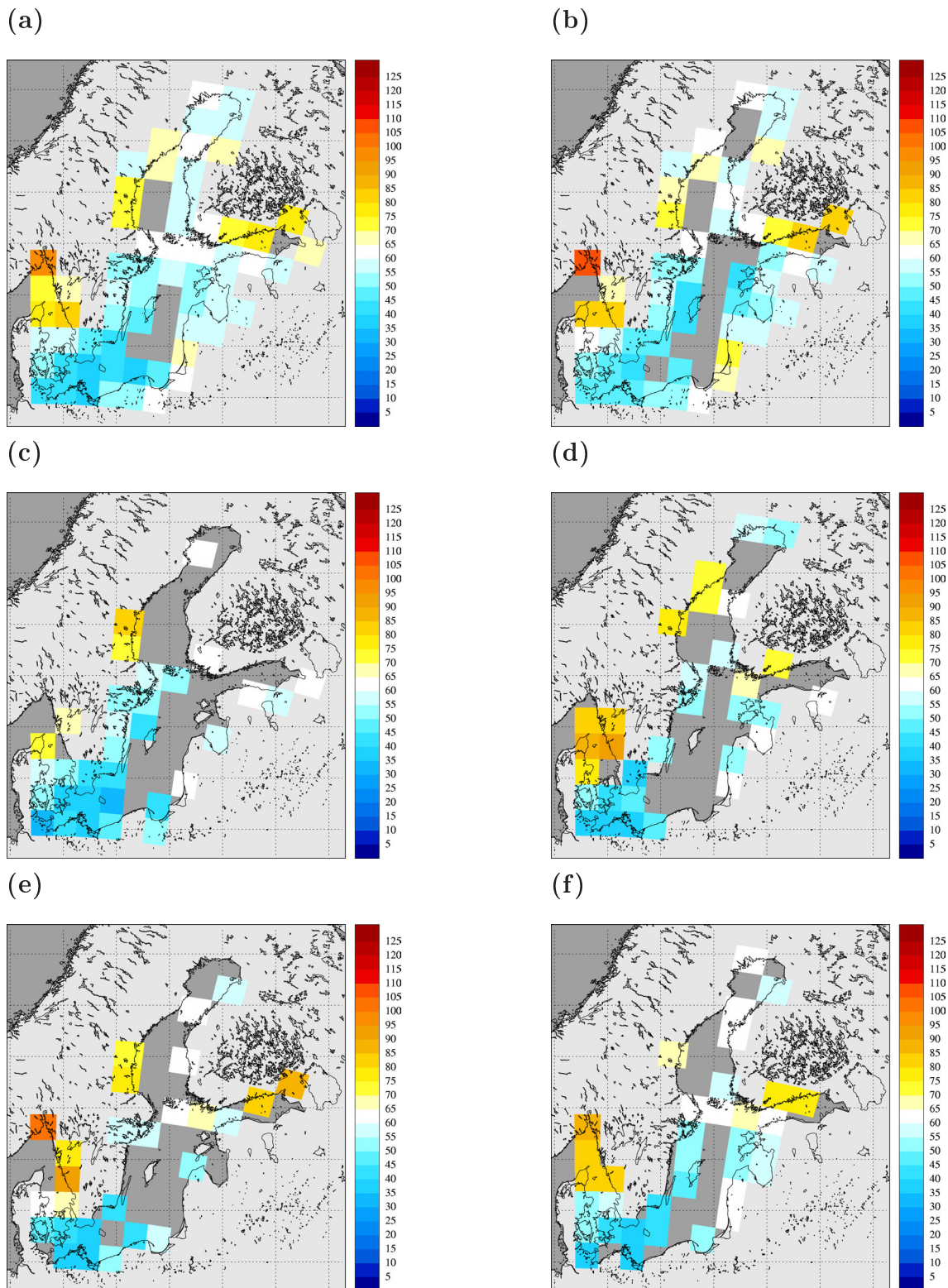


Abbildung A.15: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

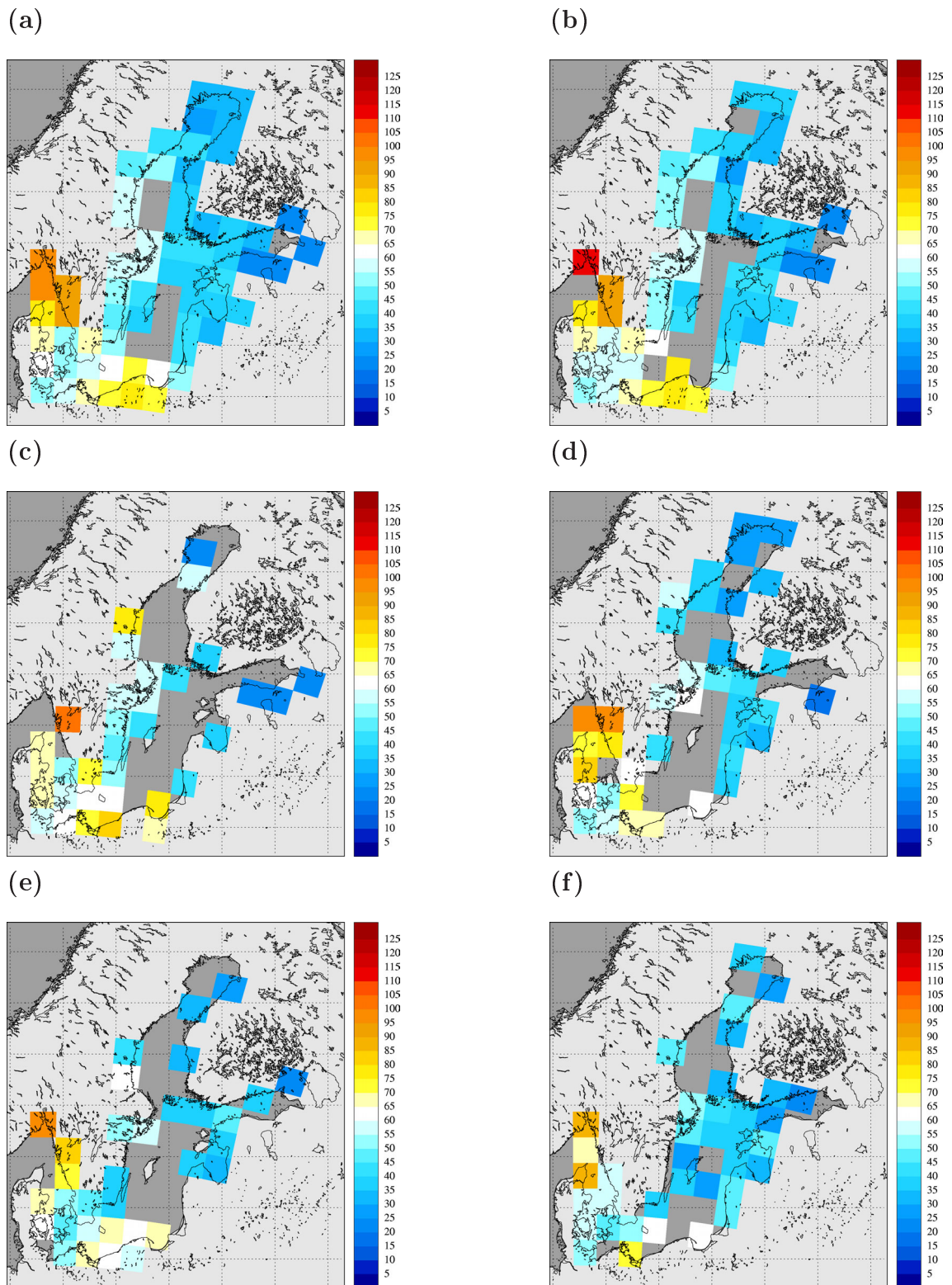


Abbildung A.16: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

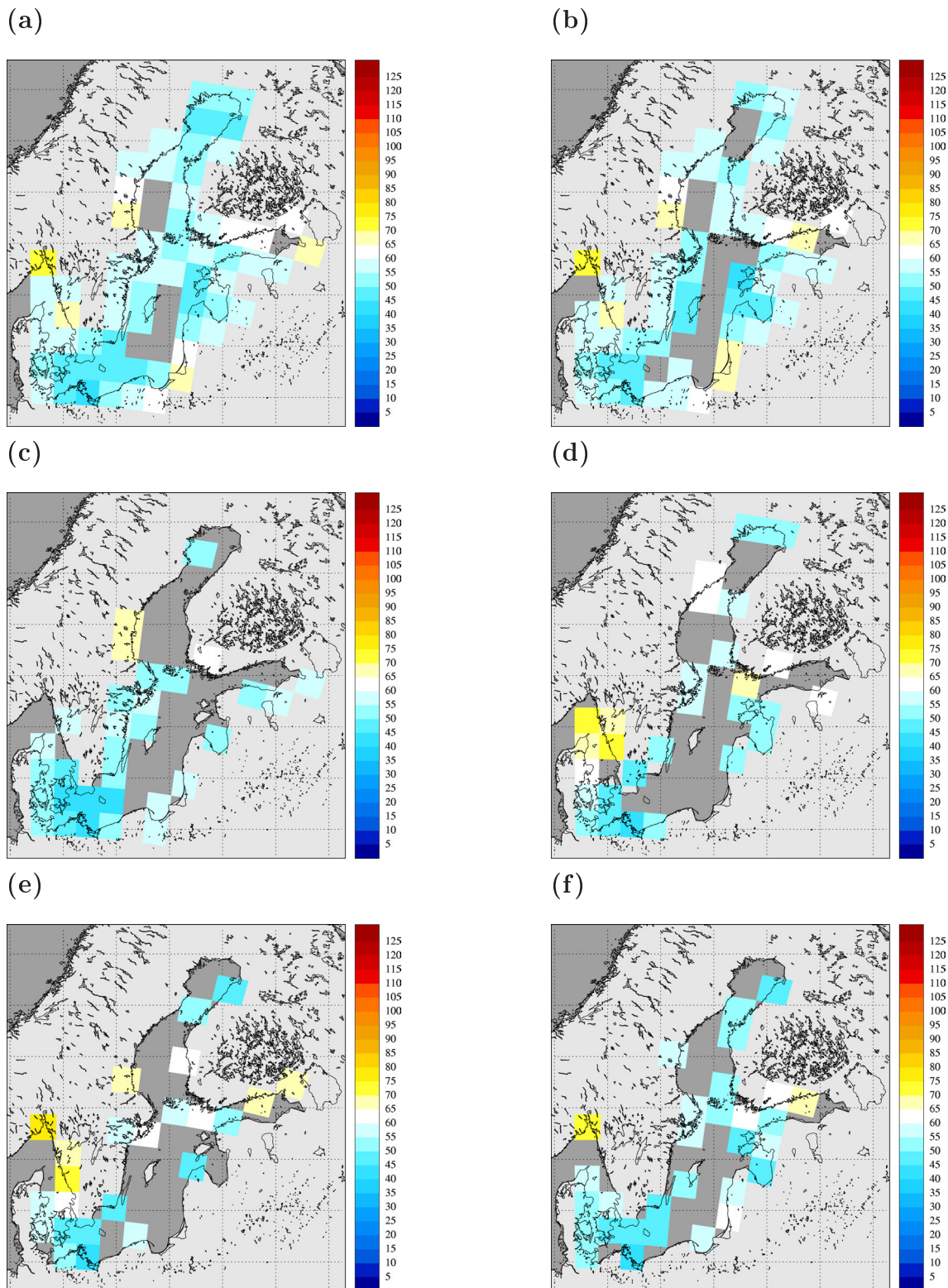


Abbildung A.17: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

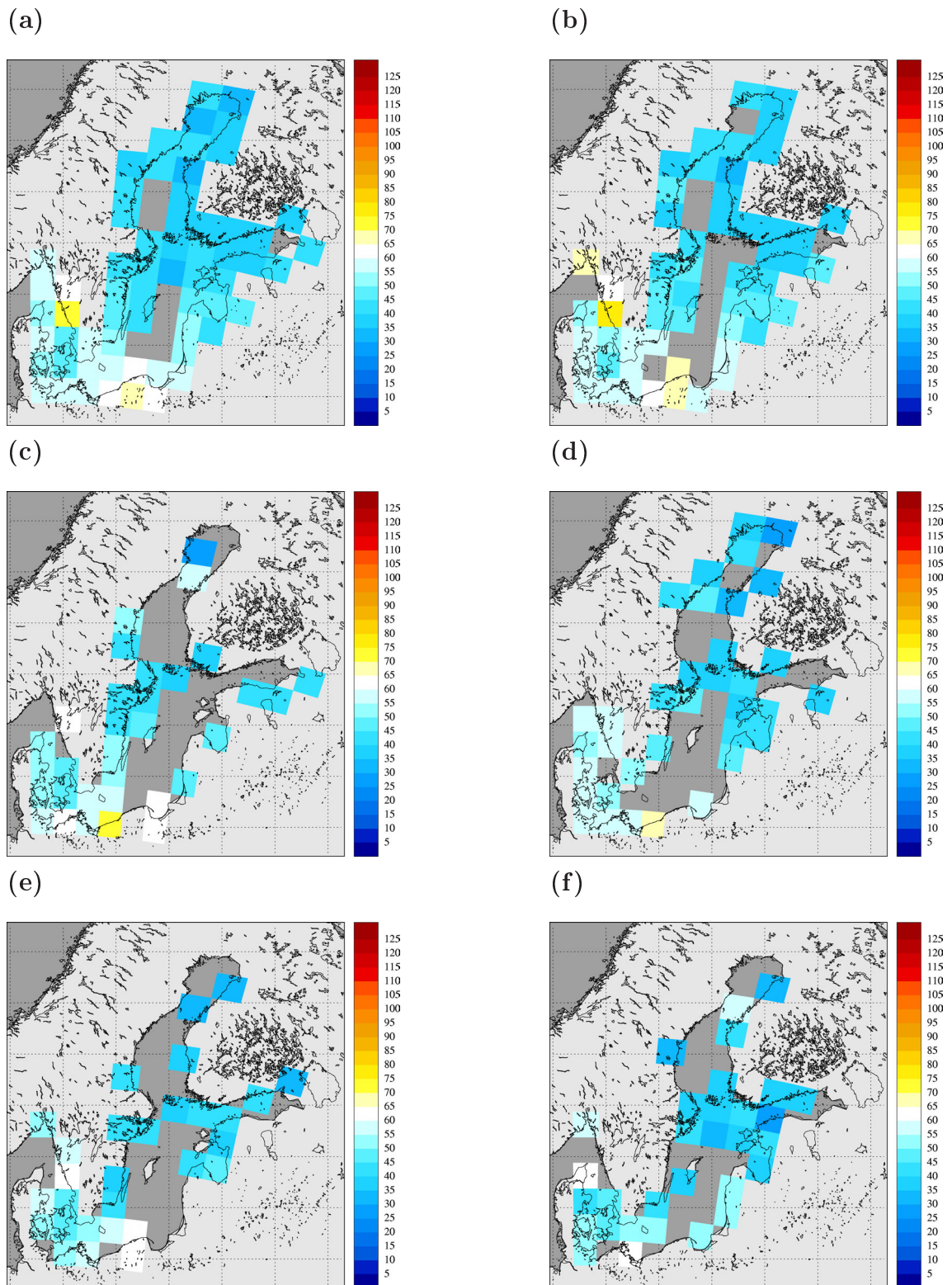


Abbildung A.18: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

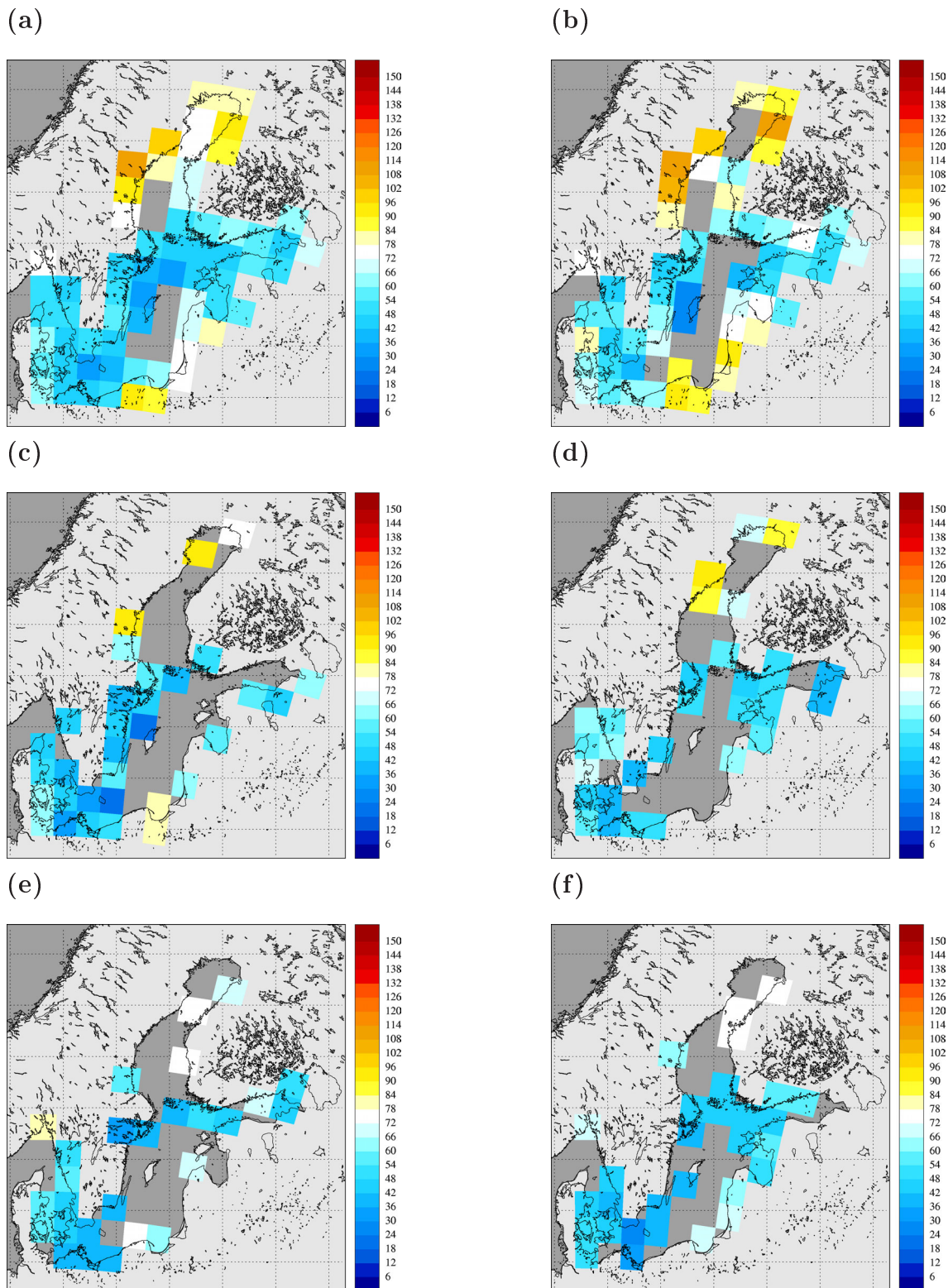


Abbildung A.19: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

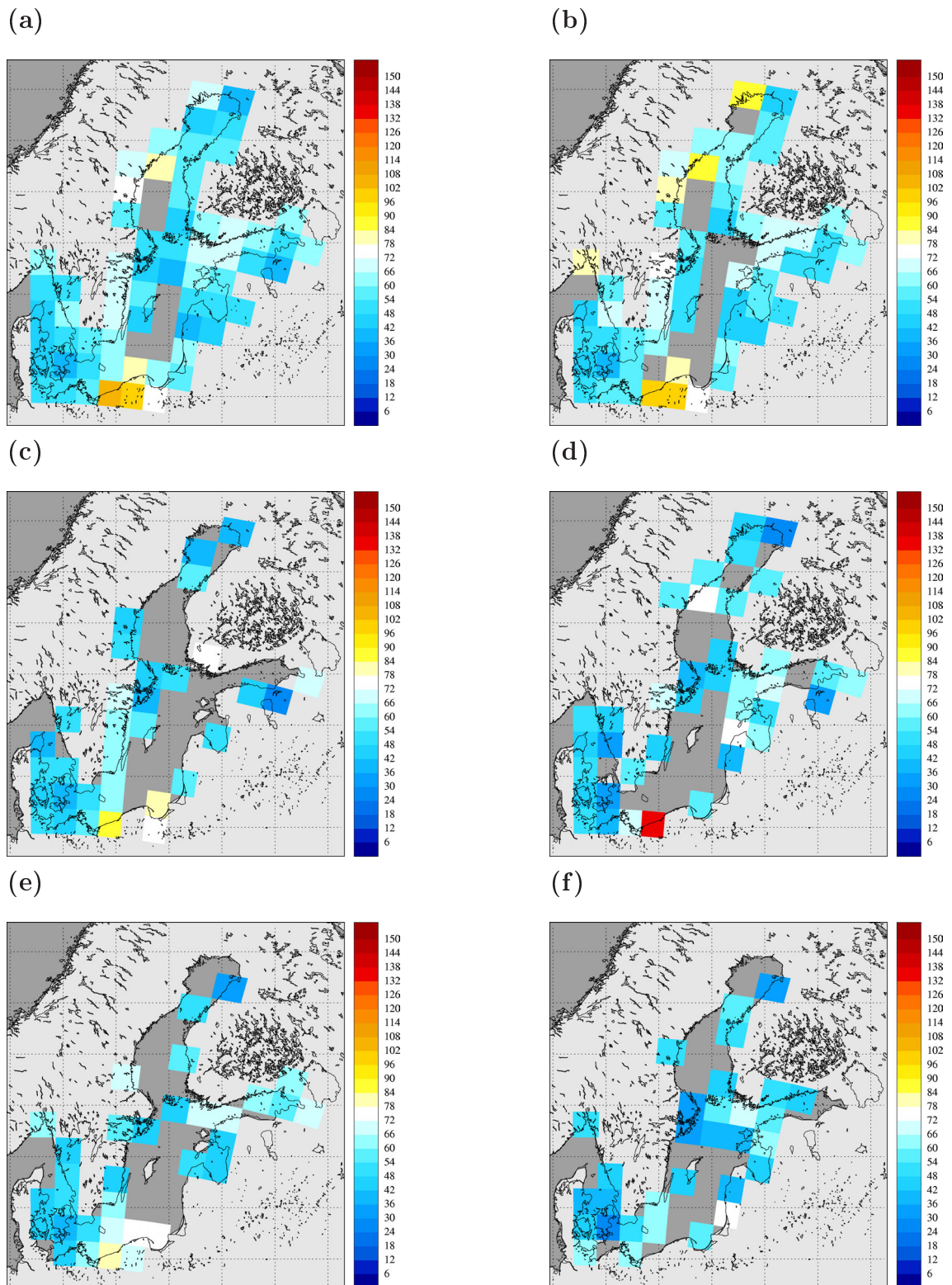


Abbildung A.20: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

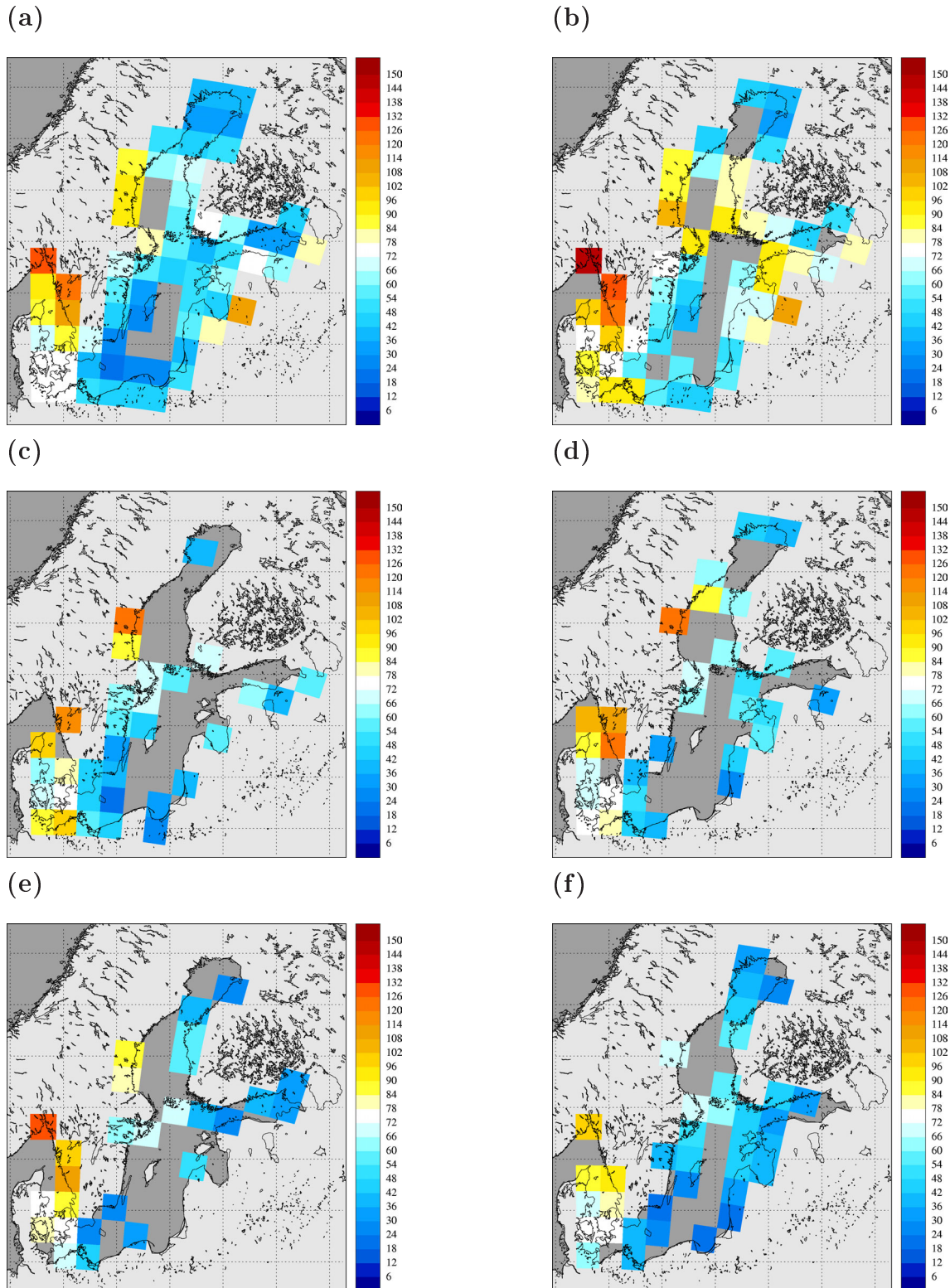


Abbildung A.21: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

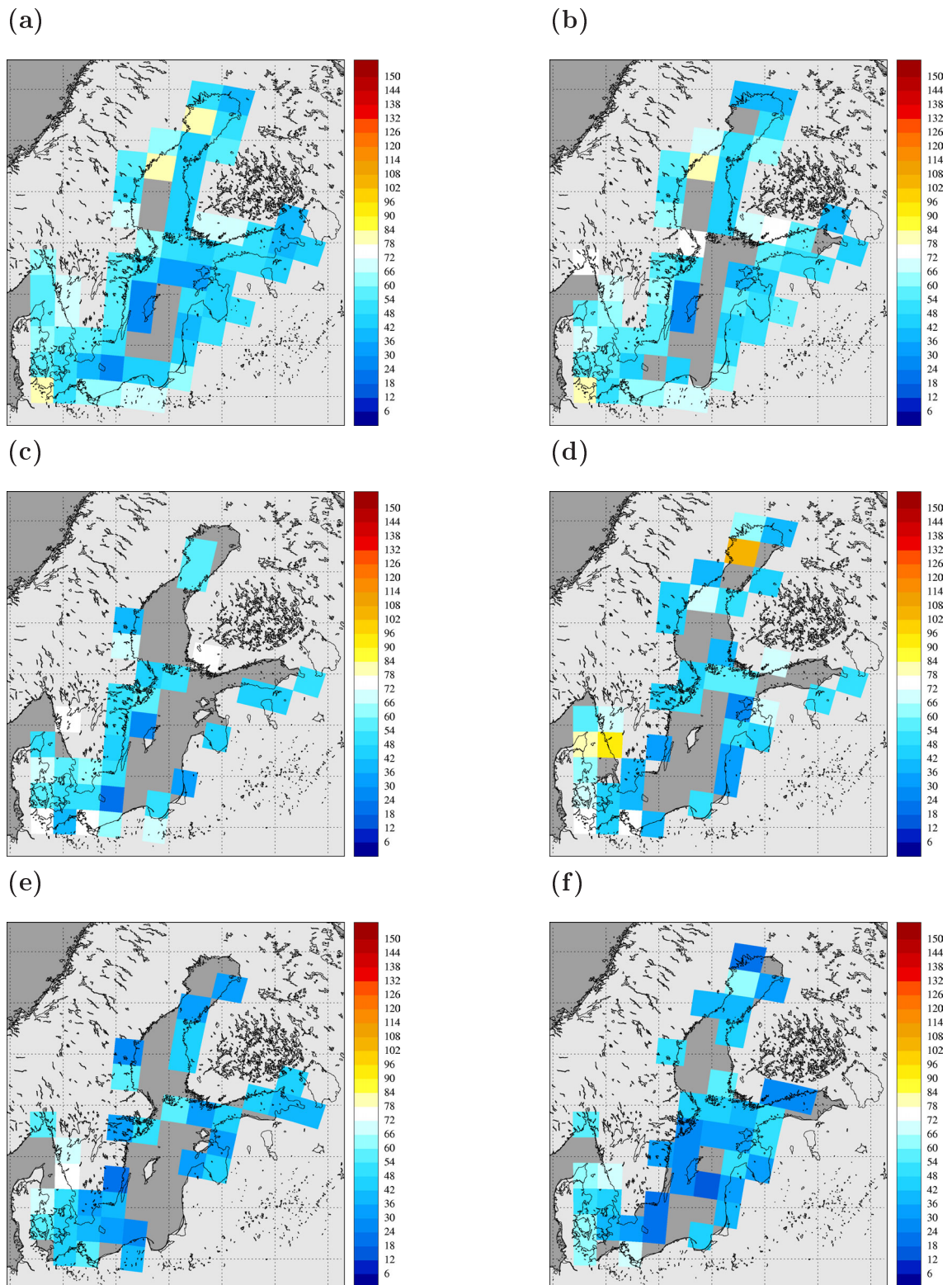


Abbildung A.22: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

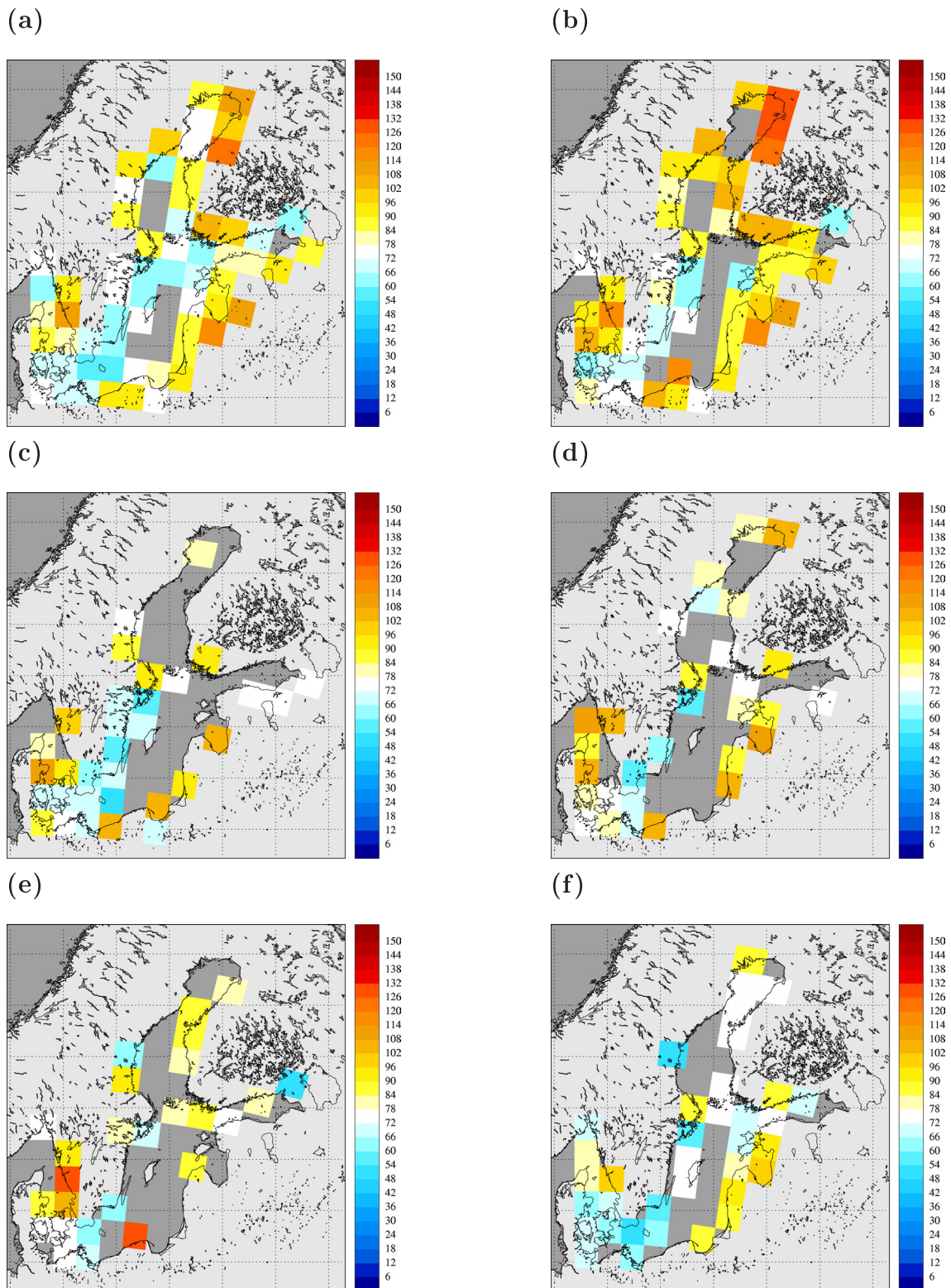


Abbildung A.23: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

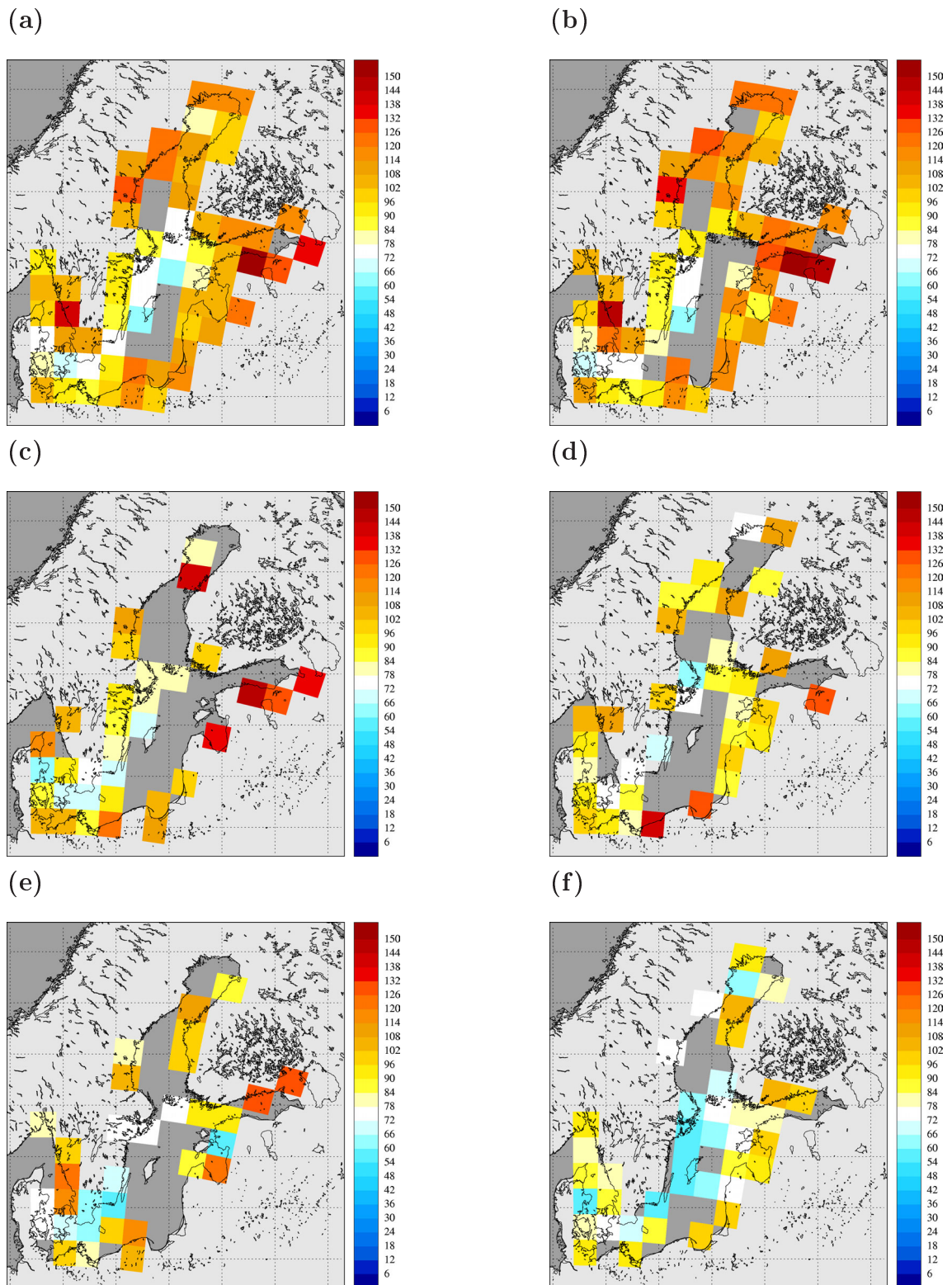


Abbildung A.24: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

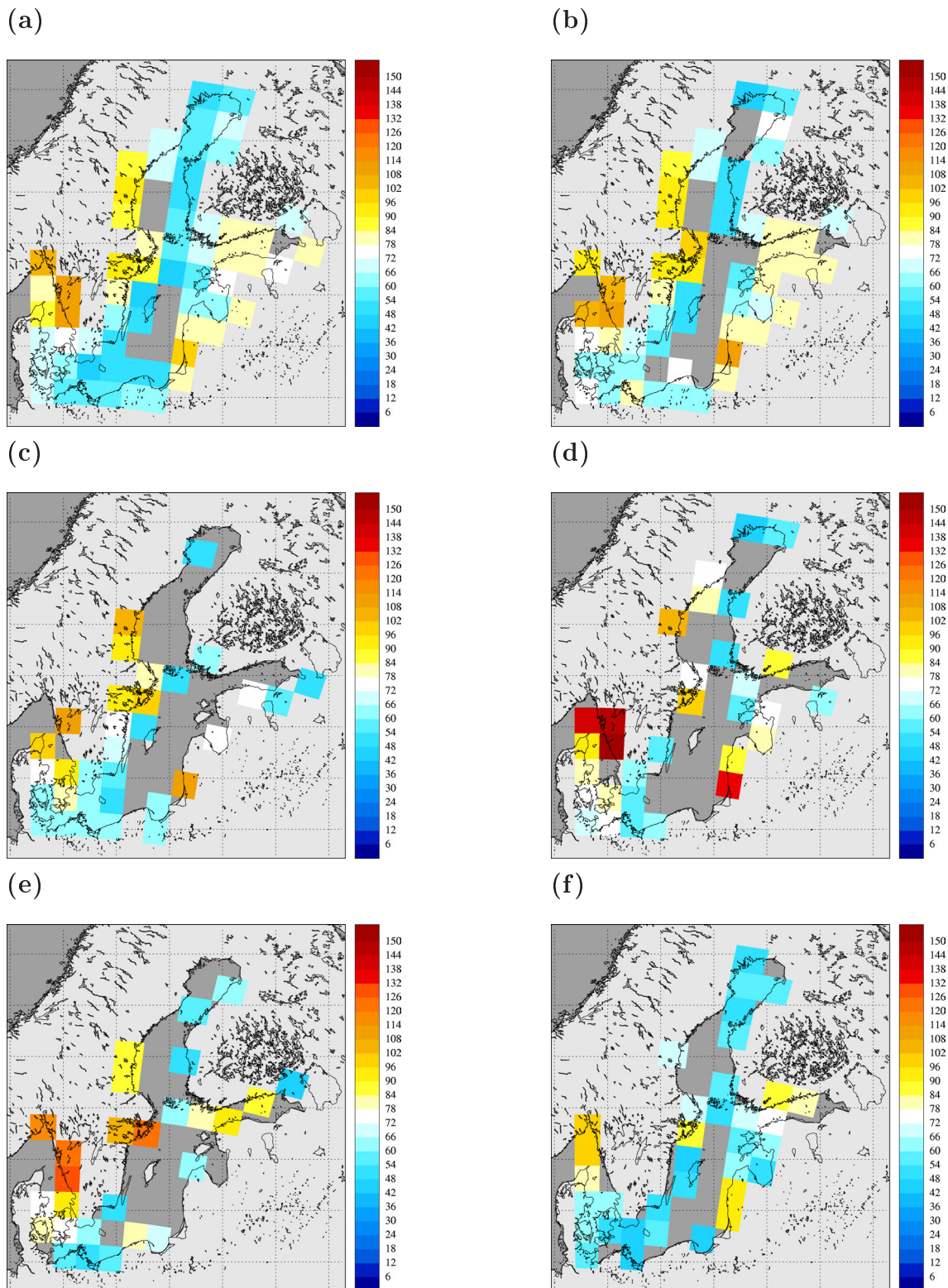


Abbildung A.25: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

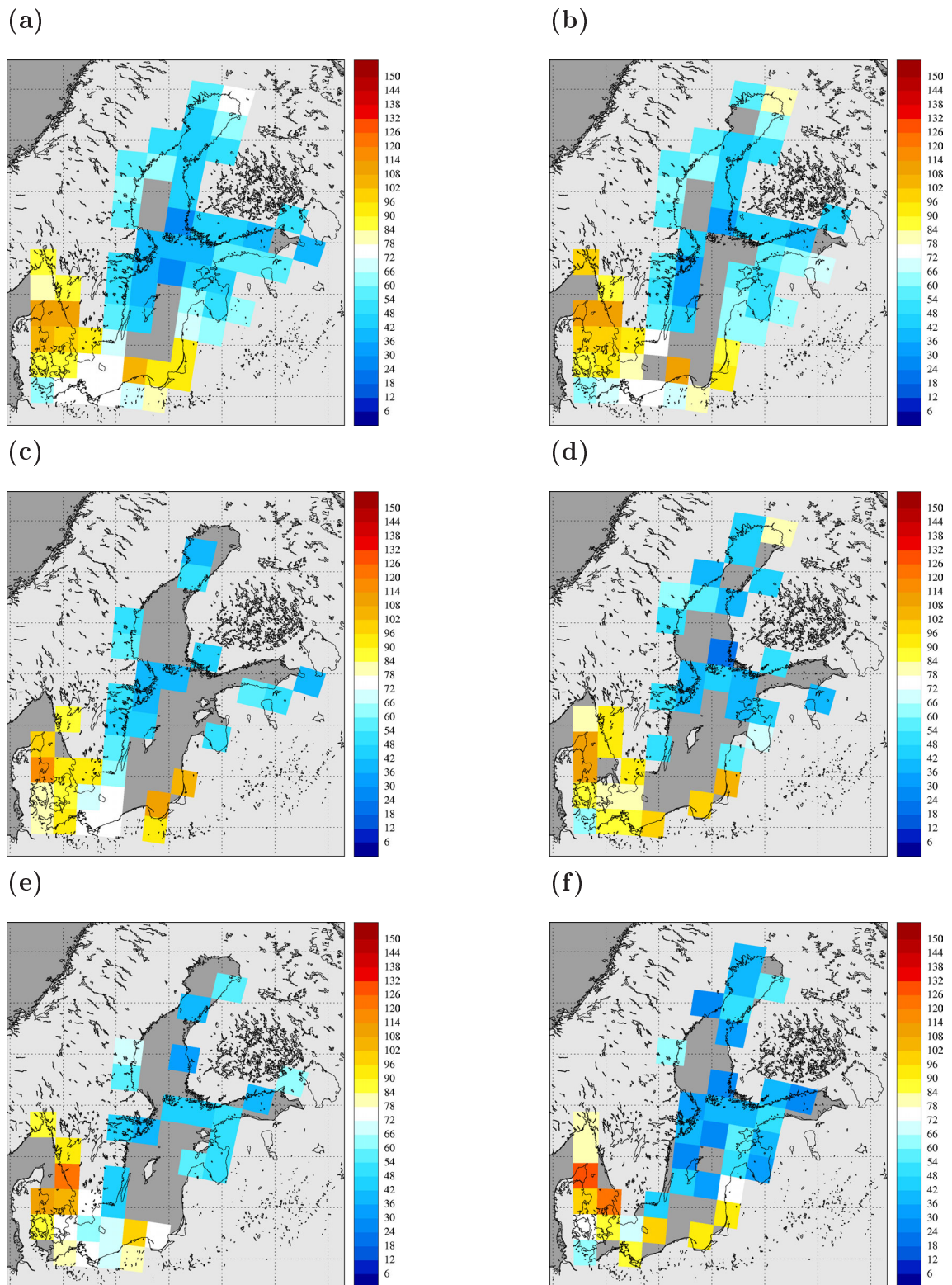


Abbildung A.26: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

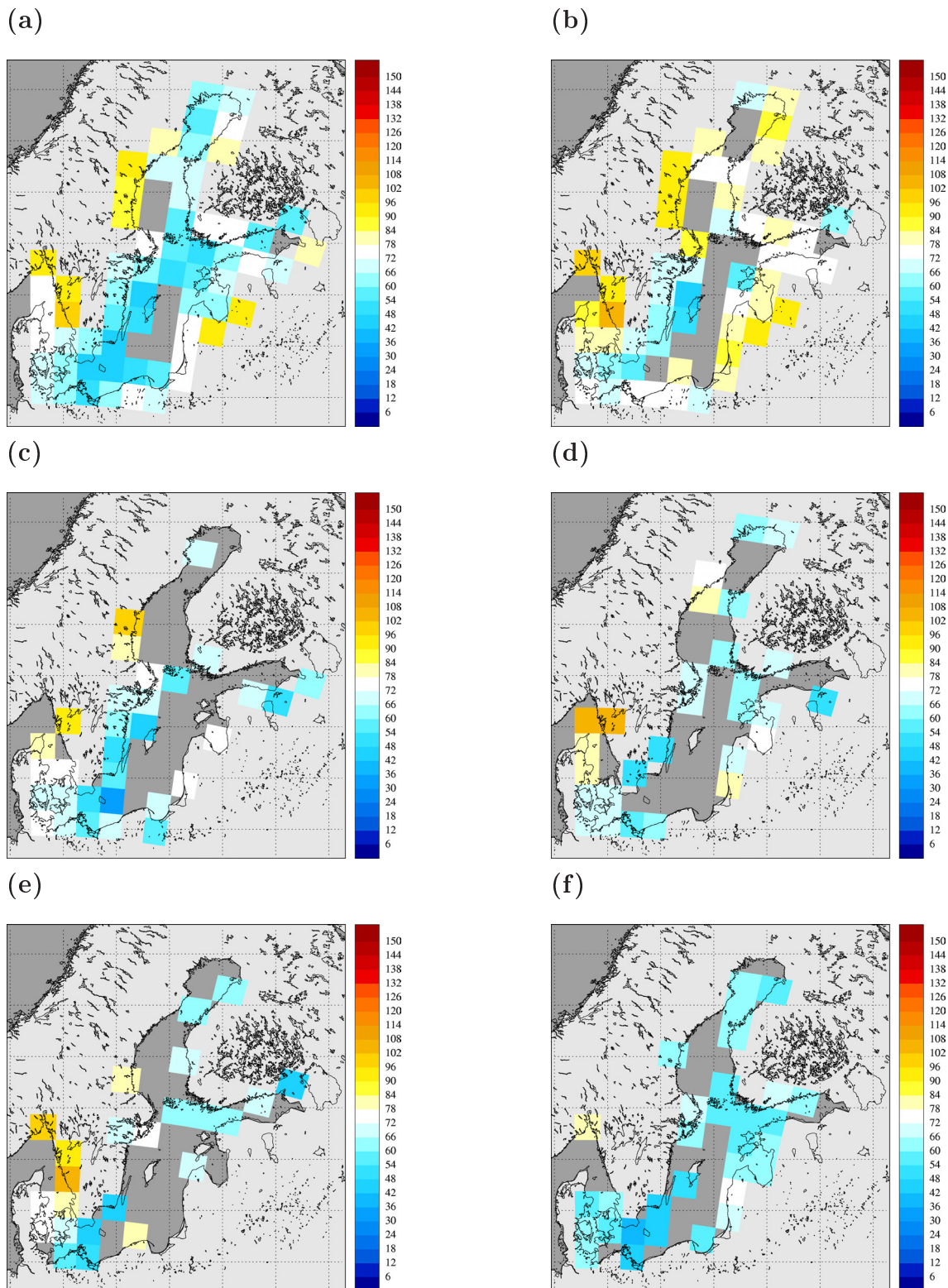


Abbildung A.27: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

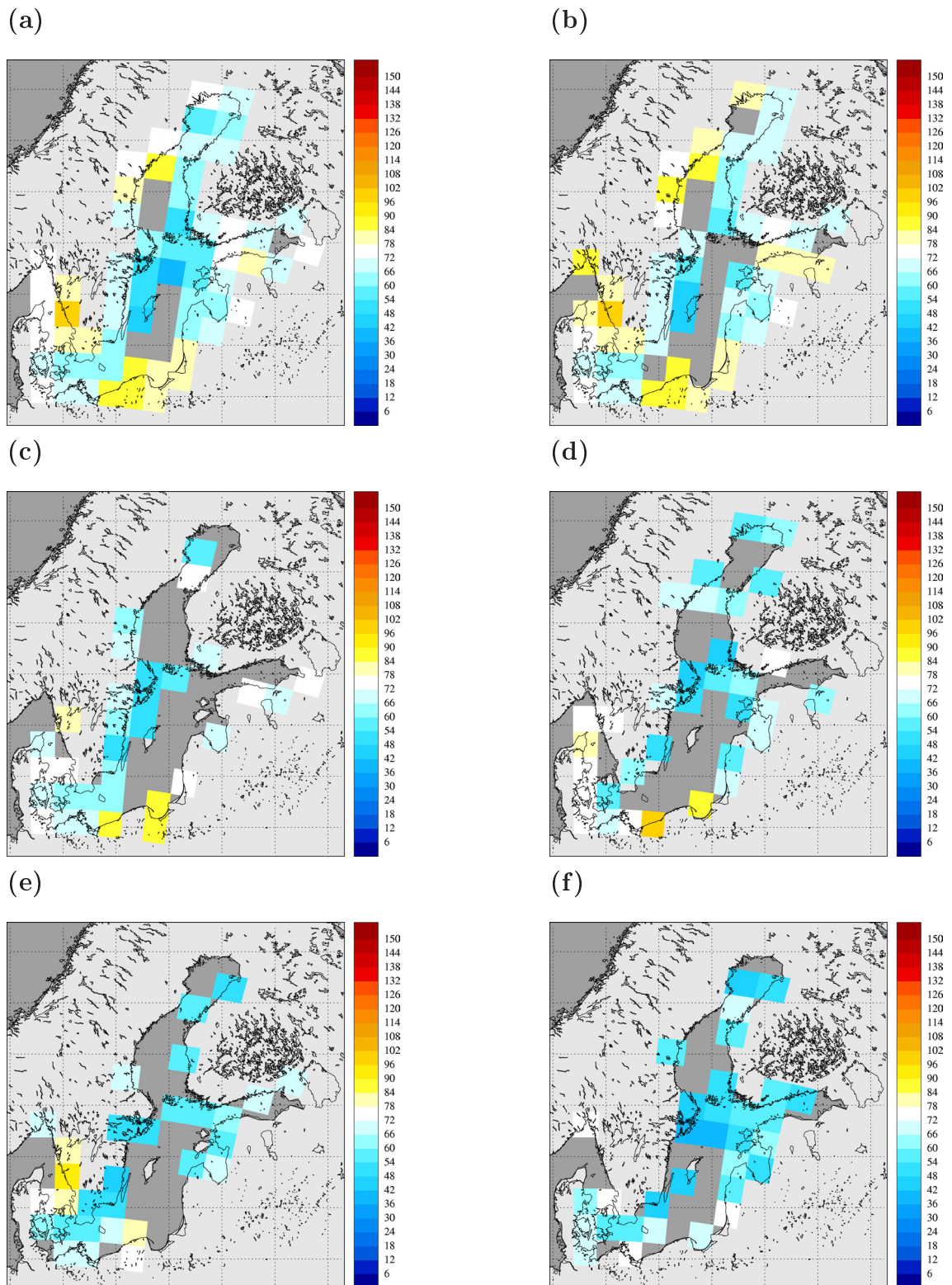


Abbildung A.28: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

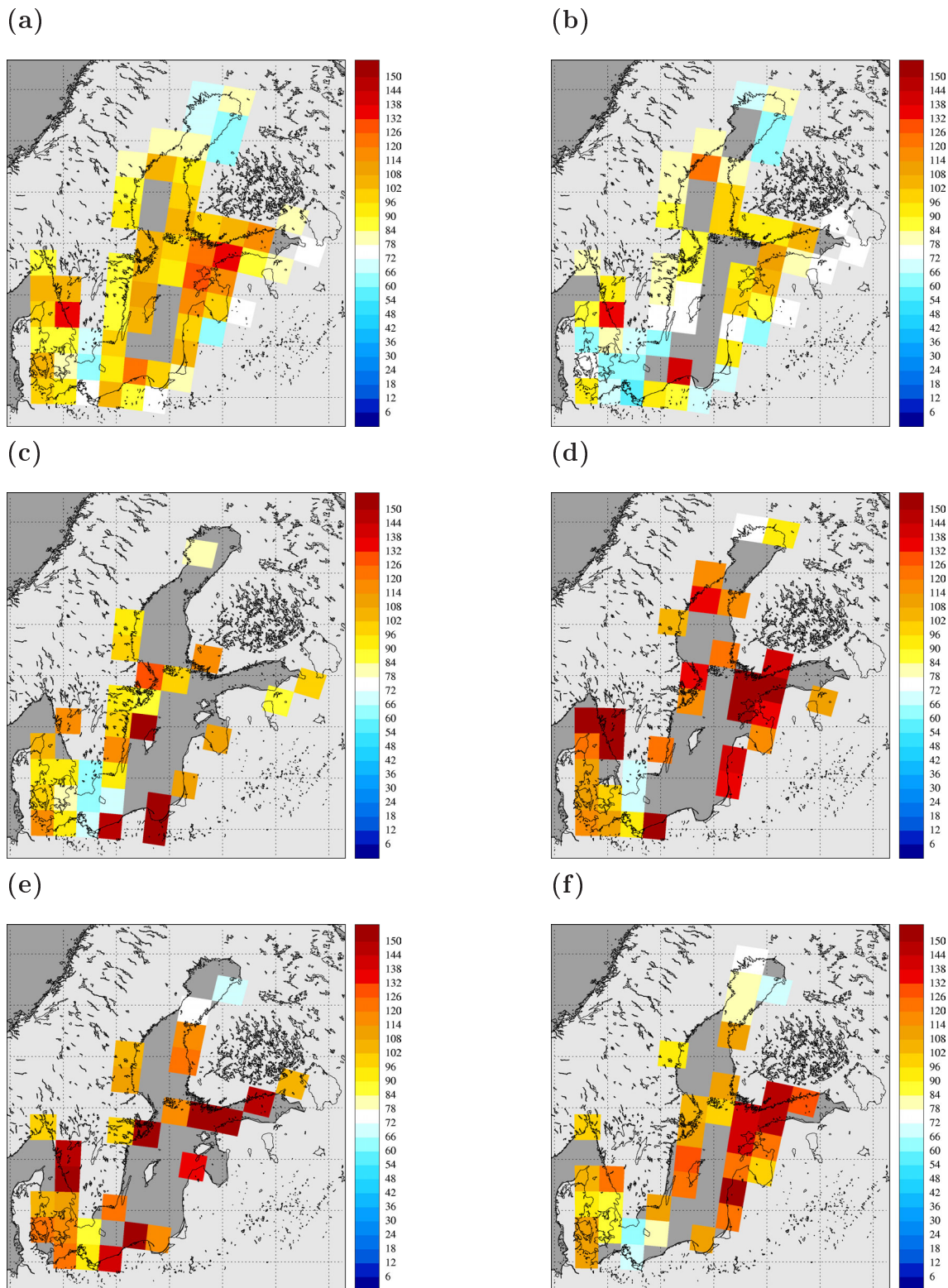


Abbildung A.29: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

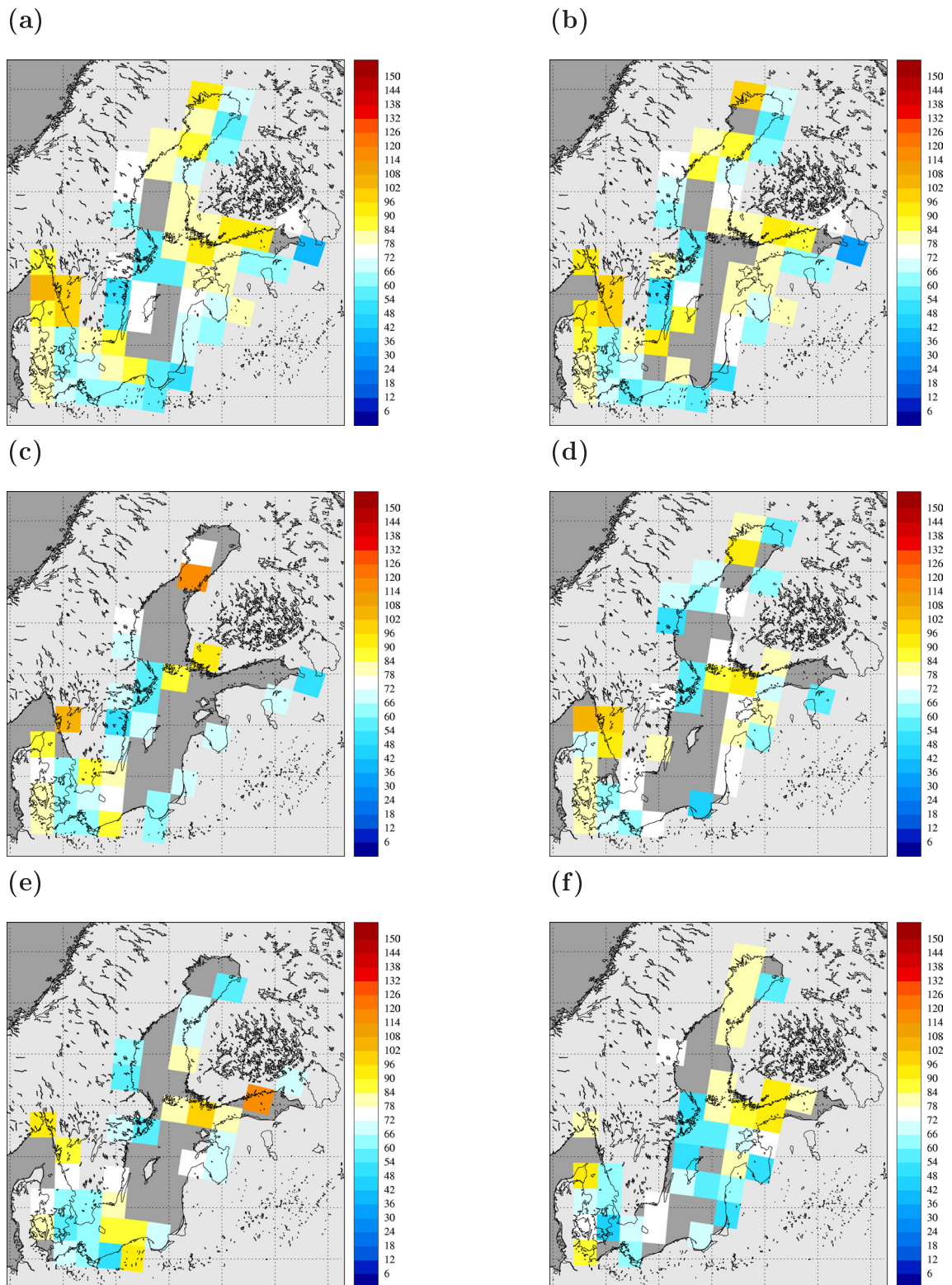


Abbildung A.30: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

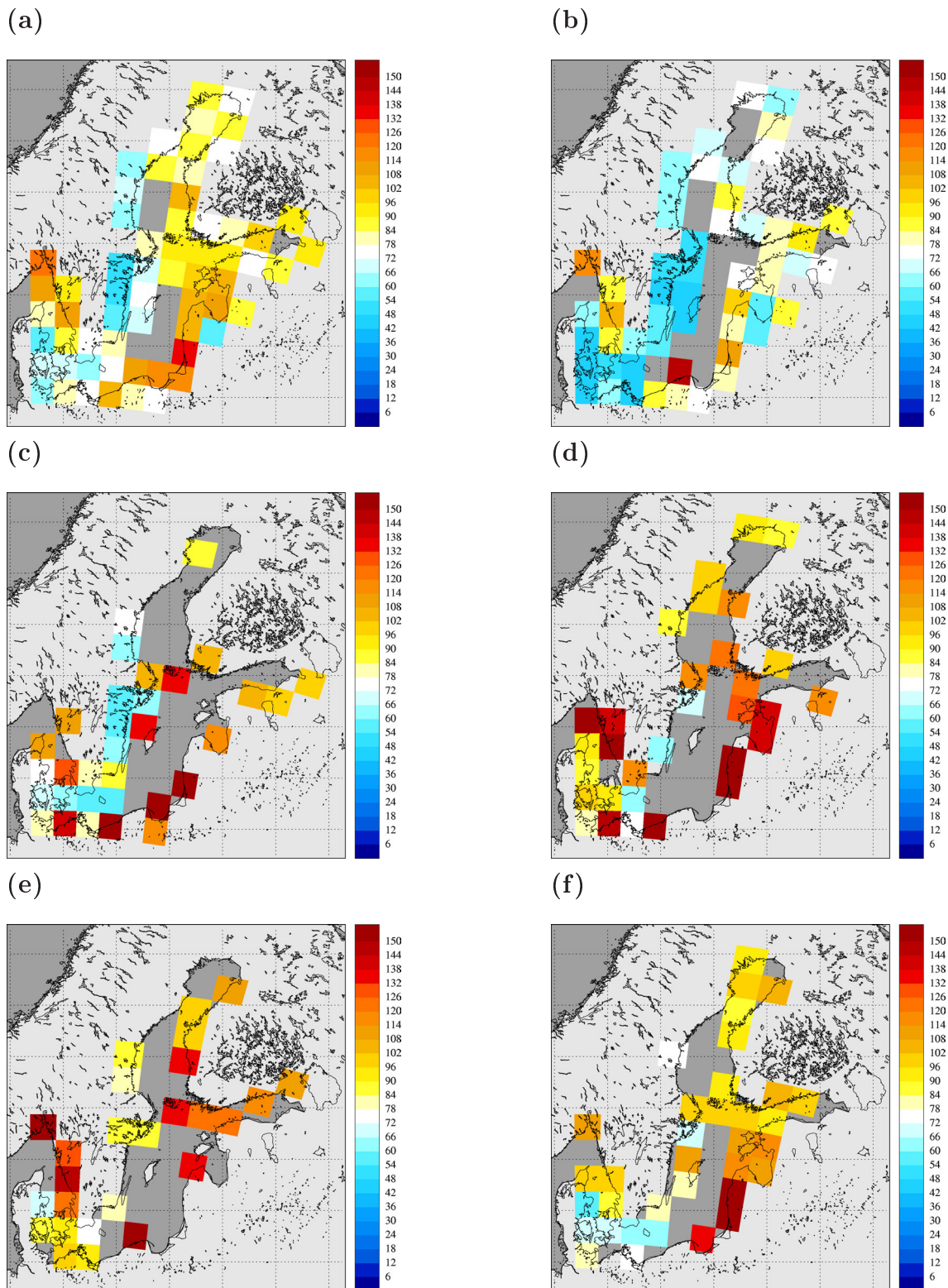


Abbildung A.31: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

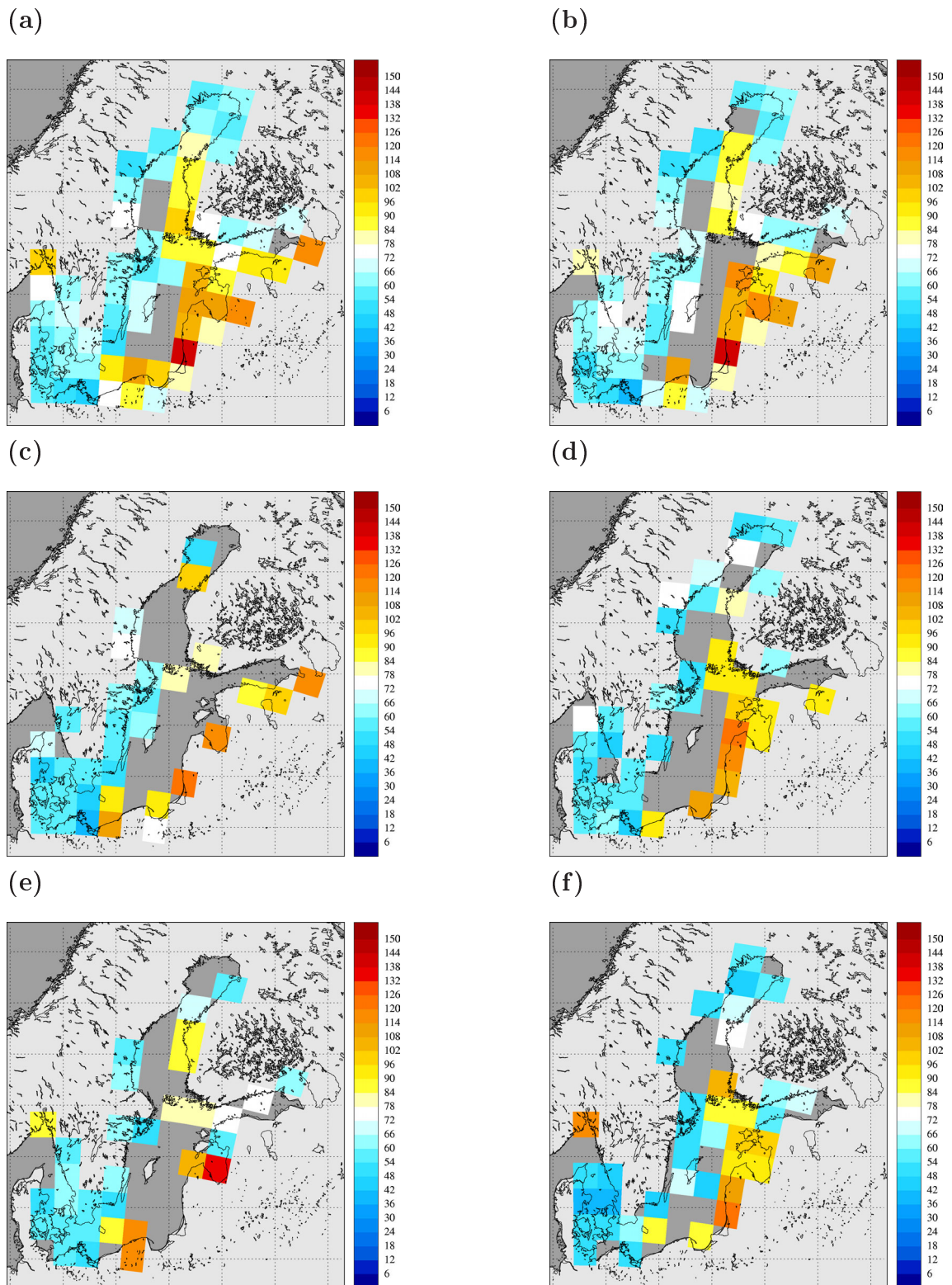


Abbildung A.32: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1997 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

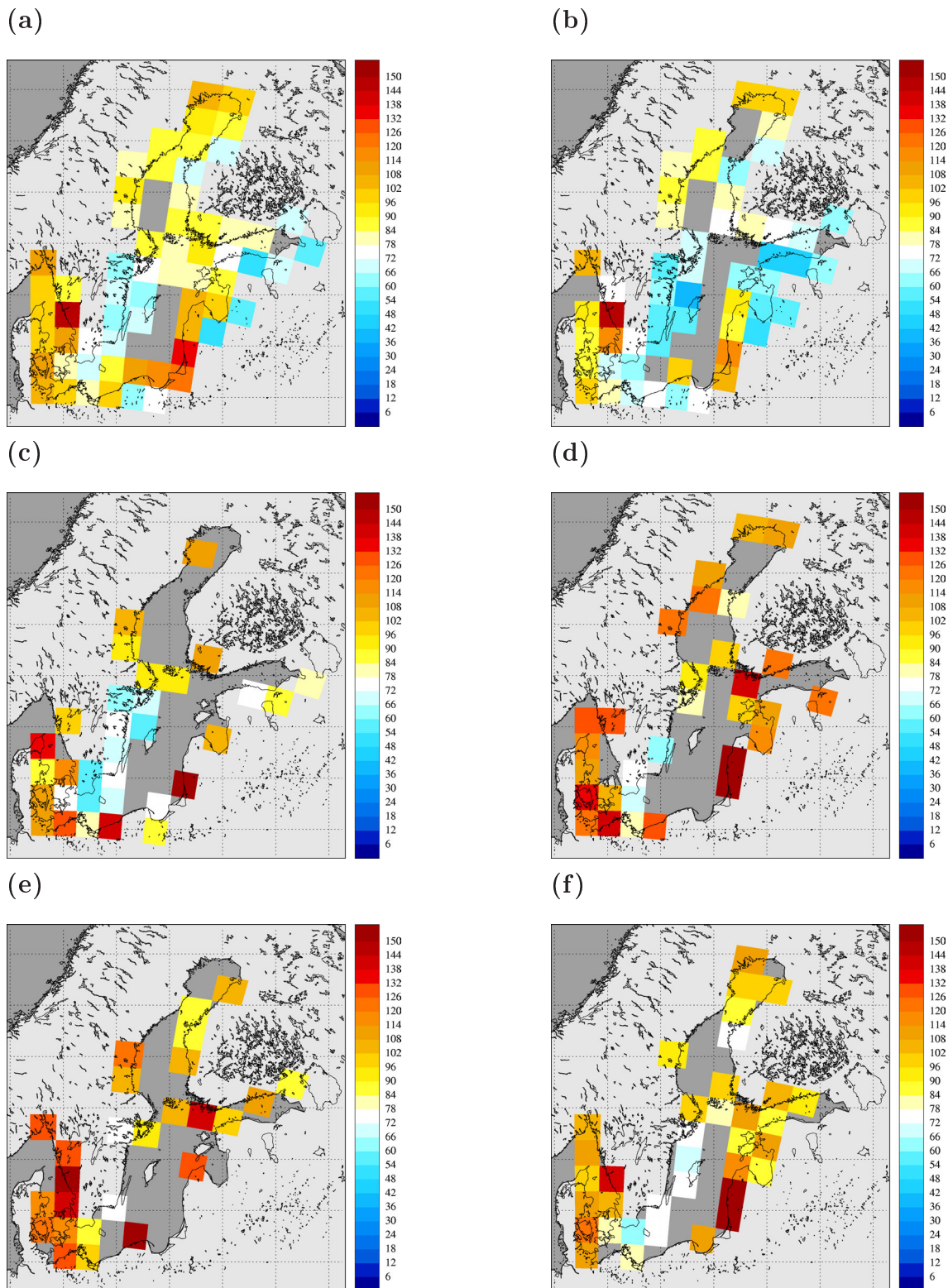


Abbildung A.33: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

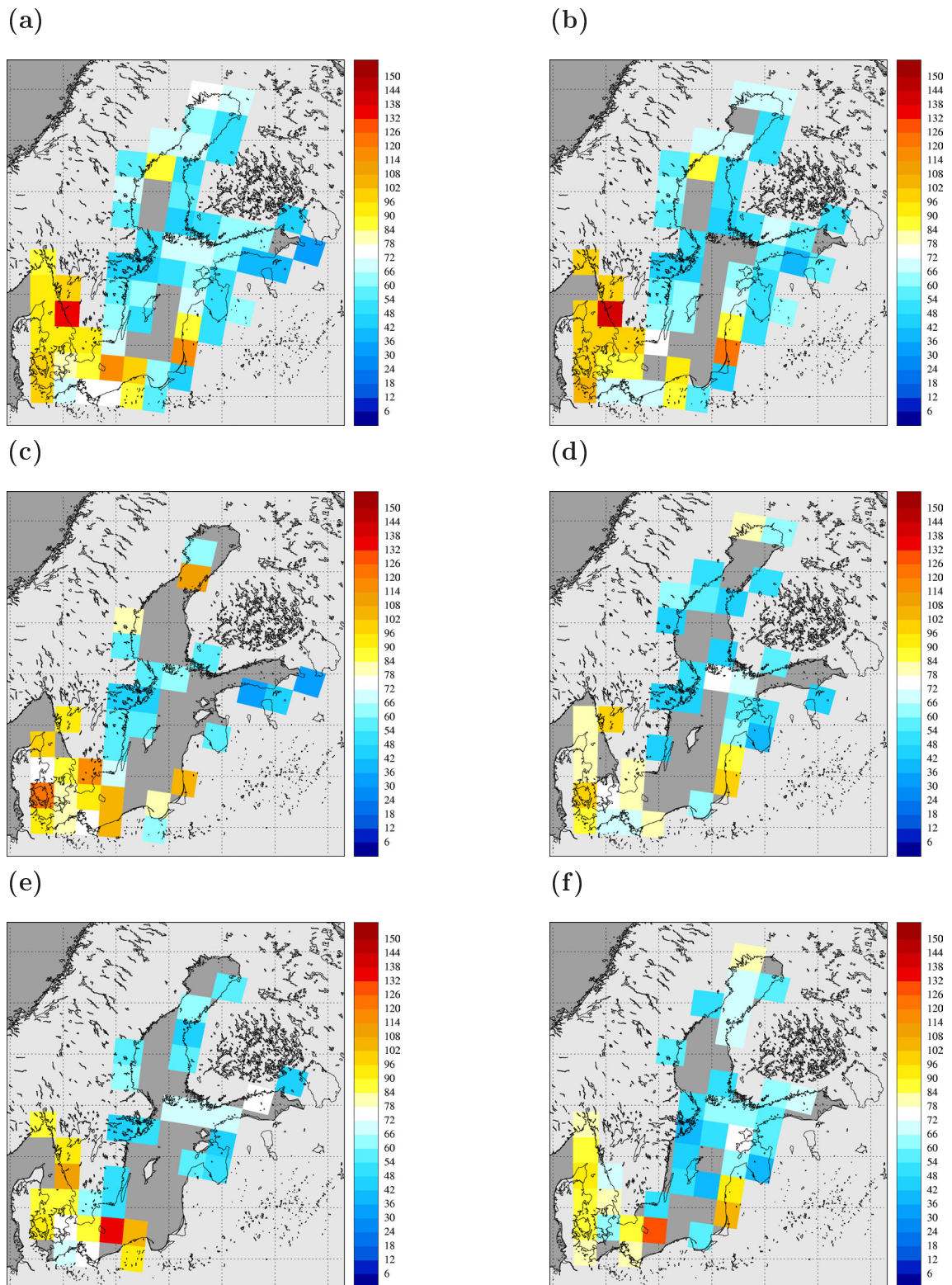


Abbildung A.34: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1998 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

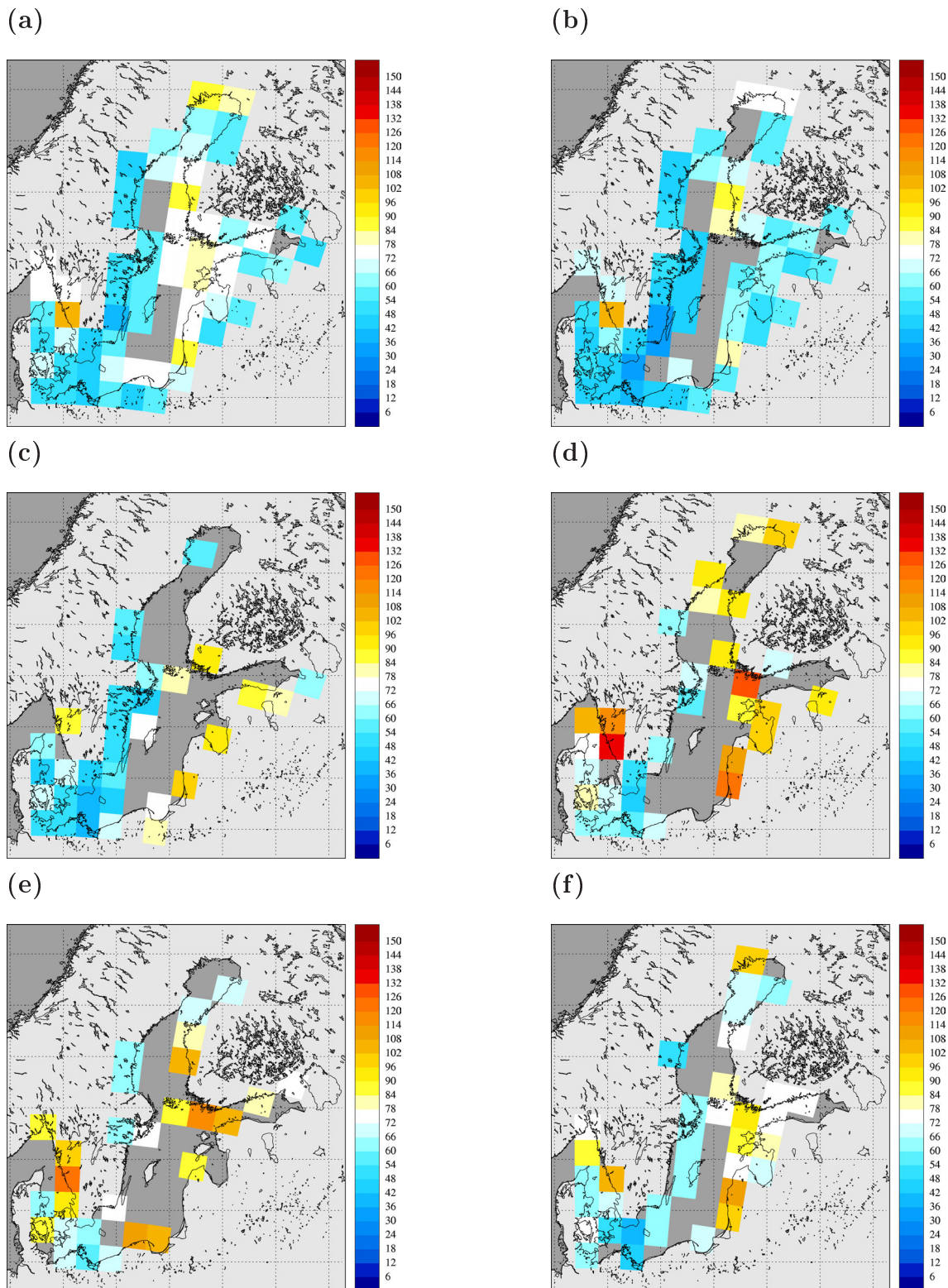


Abbildung A.35: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

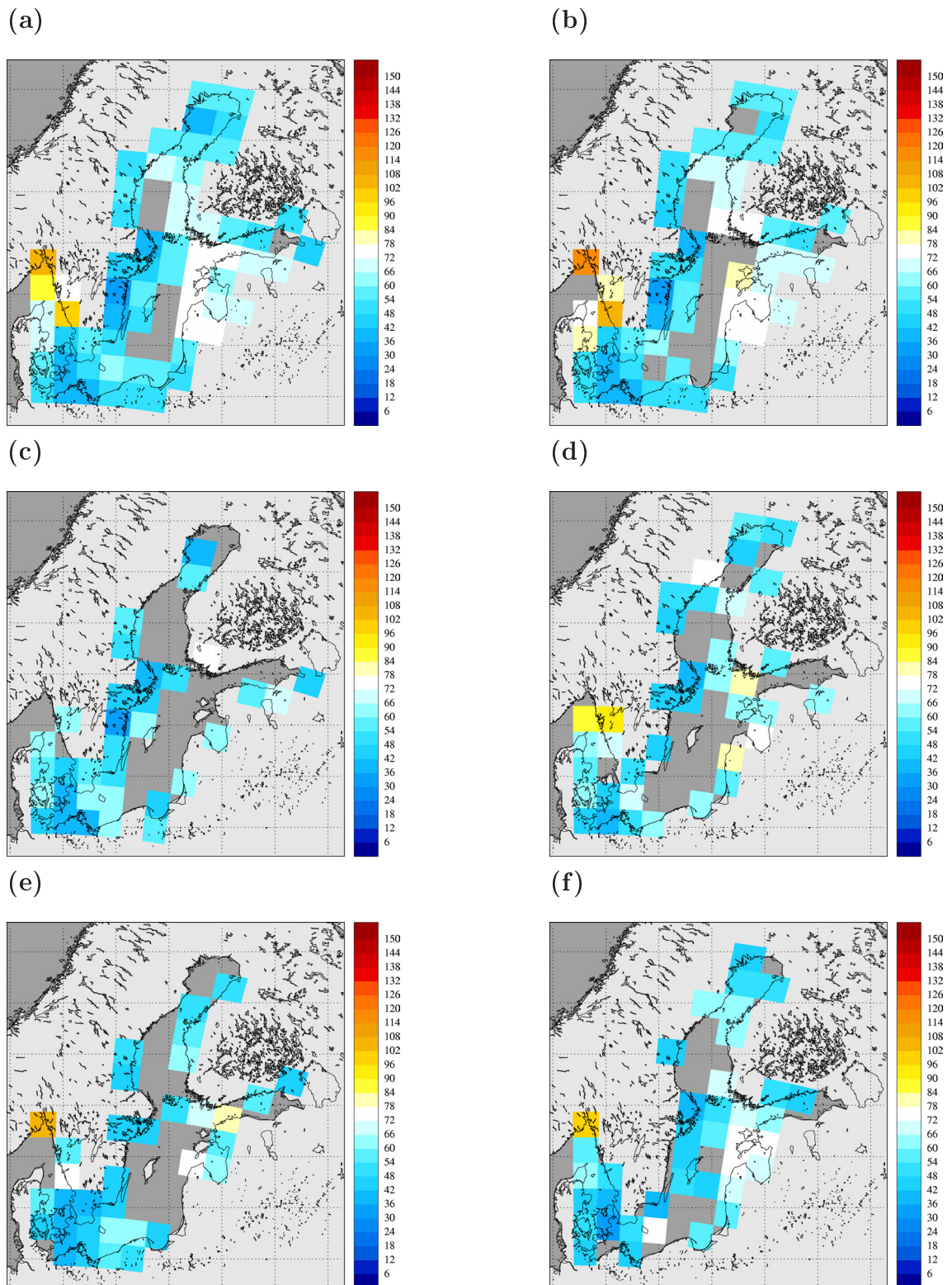


Abbildung A.36: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

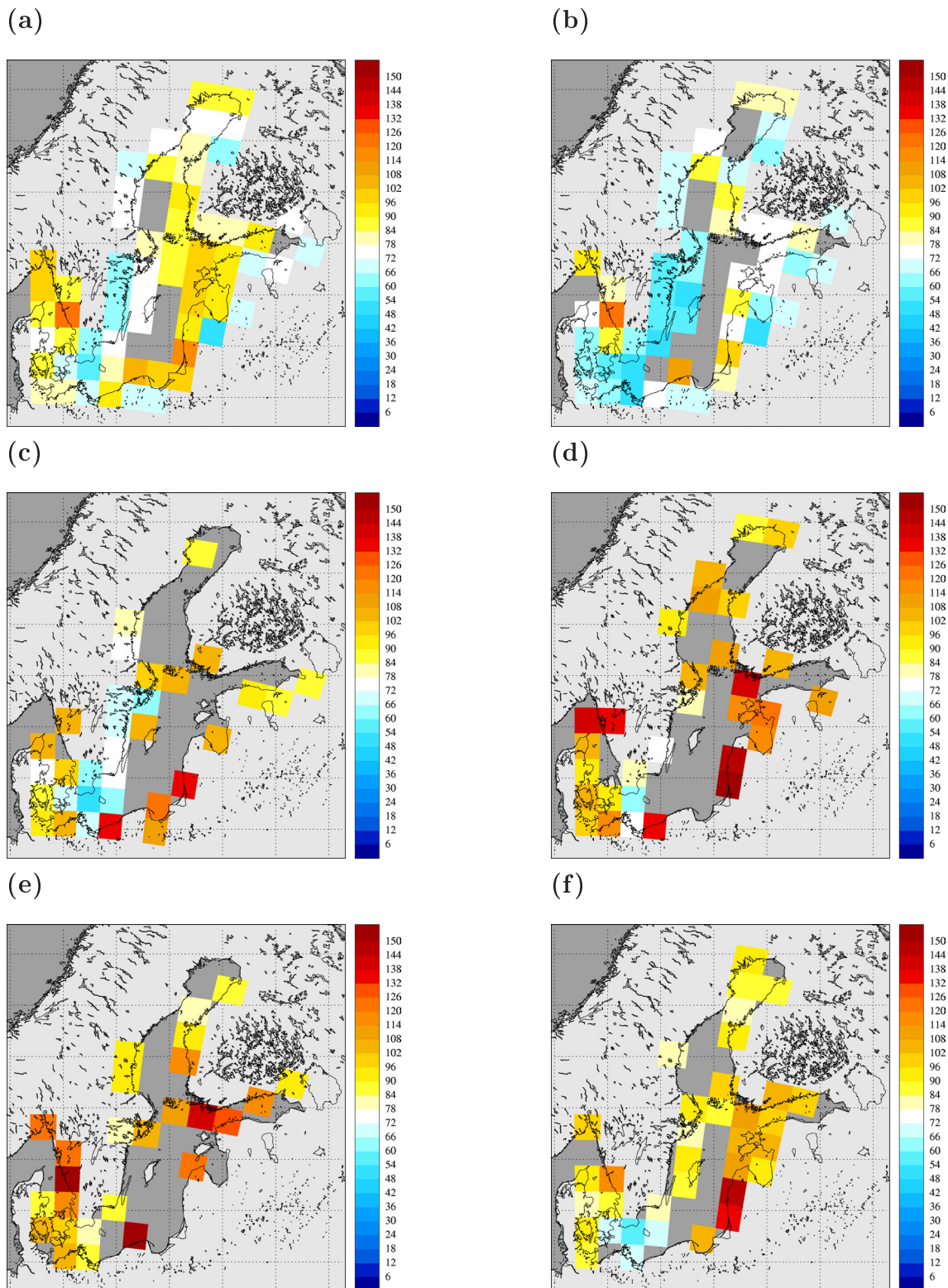


Abbildung A.37: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

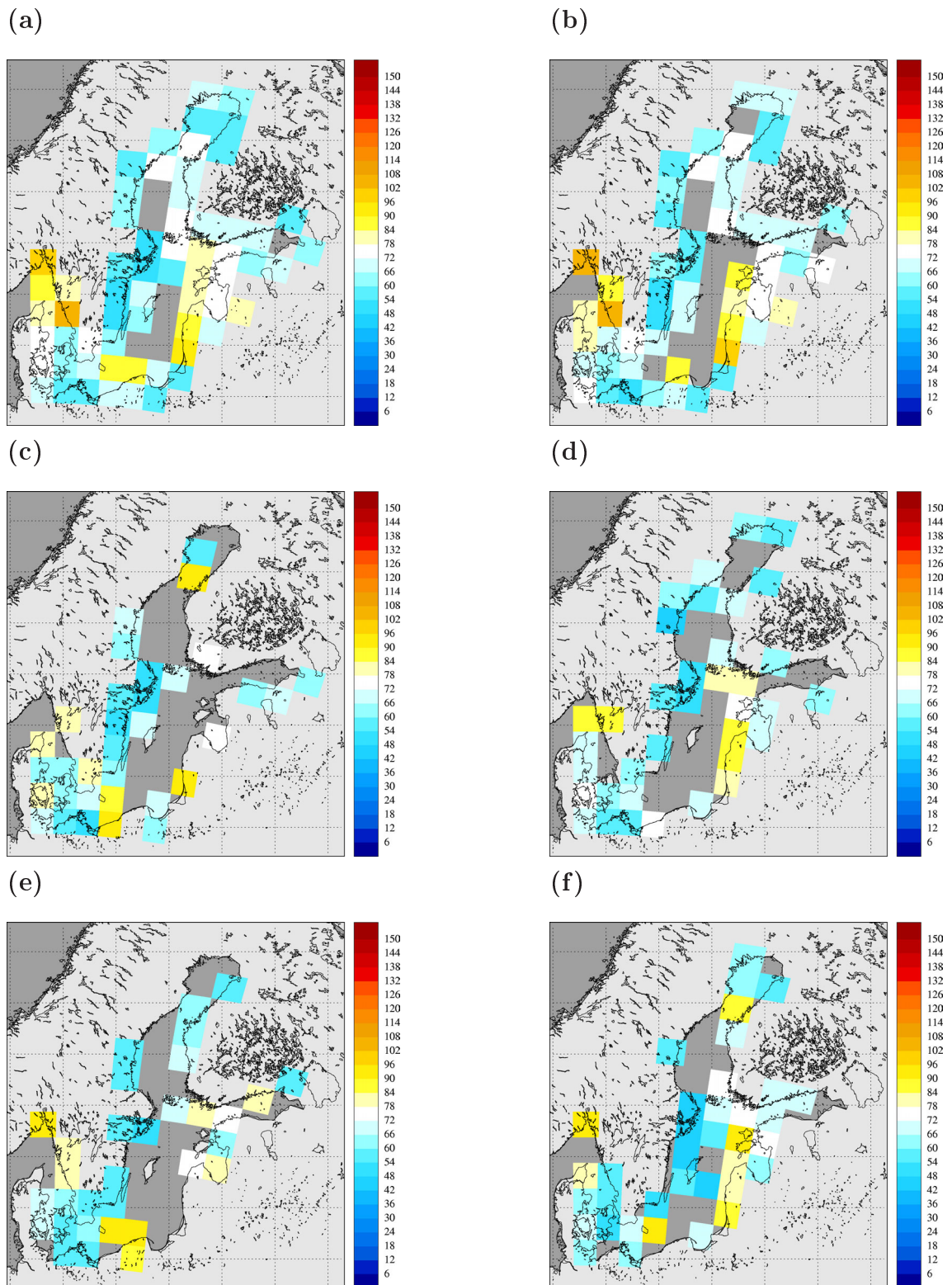


Abbildung A.38: Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996-1999 in mm/Monat für die LSM-Wertebereiche: (a) ohne, (b) 0.8-1.0, (c) 0.6-0.8, (d) 0.4-0.6, (e) 0.2-0.4 und (f) 0.0-0.2.

Abkürzungen

BALTEX	Baltic Sea Experiment
DM	Deutschland-Modell des Deutschen Wetterdienstes
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
ECHAM	Ergänzung des ECMWF Modells mit Hamburger Parametrisierungen
EM	Europa-Modell des Deutschen Wetterdienstes
GEWEX	Energy and Water Cycle Experiment
GM	Global-Modell
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
LSM	Land-See-Maske
MPIFM	Max-Planck-Institut für Meteorologie
NCEP	National Center of Environmental Prediction
REMO	Regional Modell
SST	Sea Surface Temperature
STG	Strahlungstransportgleichung
UTC	Universal Time

Abbildungsverzeichnis

2.1	Regenmesser nach Hellmann	5
2.2	Schiffsregenmesser	7
3.1	Räumliche Verteilung des REMO-Niederschlags	29
3.2	Prozentualer Anteil der Land- und Wasserflächen im REMO- Modellgebiet	29
3.3	Räumliche Verteilung der synoptischen Stationen	31
4.1	Räumliche Niederschlagsverteilung für die Frühjahrsmonate 1996-1999	34
4.2	Räumliche Niederschlagsverteilung für die Sommermonate 1996-1999	35
4.3	Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 .	36
4.4	Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich (0.8-1.0) im Ostseeküstenbereich	40
4.5	Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Synop im Ostseeküstenbereich für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich (0.8-1.0)	41
4.6	Räumliche Niederschlagsverteilung für die Herbstmonate 1996-1999 im LSM-Wertebereich (0.0-0.2) im Ostseeküstenbereich	42
4.7	Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Synop im Ostseeküstenbereich für die Herbstmonate 1999 im LSM-Wertebereich (0.0-0.2)	43
4.8	Räumliches Mittel der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) für die untersuchten Jahreszeiten 1996-1999 im Ostseeküstenbereich . . .	44
4.9	Räumliche Niederschlagsverteilung und Anzahl der Synop-Stationen pro Gitterbox in einem Landgebiet um die Ostseeküste herum für den Herbst 1997	49

4.10	Räumliches Mittel der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) für die Herbstmonate (a) 1996, (b) 1997, (c) 1998 und (d) 1999 im Landgebiet um die Ostseeküste herum	50
4.11	Niederschlagsdifferenzen zwischen REMO und Kriging über der Ostsee	54
4.12	Streudiagramme REMO gegen Kriging für Frühjahr, Sommer und Herbst 1996 - 1999	57
4.13	Räumliches Mittel der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Kriging) über der Ostsee für das Jahr 1998	60
4.14	Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging und entsprechende Felder von REMO für 1996-1999	62
4.15	Räumliche Verteilung der Niederschlagsdifferenzen (REMO-Synop) im Juli 1997 über den Bereich Südwestpolens und dem nordwestlichen Teil Tschechiens	63
4.16	Zeitserie der Niederschlagshöhe über den Bereich Südwestpolens und dem nordwestlichen Teil Tschechiens im Sommer 1997	64
A.1	Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1996	70
A.2	Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1996	71
A.3	Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1997	72
A.4	Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1997	73
A.5	Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1998	74
A.6	Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1998	75
A.7	Kombinierte Niederschlagsfelder von Synop und Kriging für das Jahr 1999	76
A.8	Niederschlagsfelder von REMO für das Jahr 1999	77
A.9	Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996	80
A.10	Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996	81

A.11 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1997	82
A.12 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1997	83
A.13 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1998	84
A.14 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1998	85
A.15 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1999	86
A.16 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1999	87
A.17 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996-1999	88
A.18 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Frühjahr 1996-1999	89
A.19 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996	90
A.20 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996	91
A.21 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1997	92
A.22 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1997	93
A.23 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1998	94
A.24 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1998	95

A.25 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1999	96
A.26 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1999	97
A.27 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996-1999 . . .	98
A.28 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Sommer 1996-1999	99
A.29 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996	100
A.30 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996	101
A.31 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1997	102
A.32 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1997	103
A.33 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1998	104
A.34 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1998	105
A.35 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1999	106
A.36 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1999	107
A.37 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet von REMO unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996-1999	108
A.38 Räumliche Niederschlagsverteilung abgeleitet aus den synoptischen Beobachtungen unter Berücksichtigung der Land-/Seeverteilung im Herbst 1996-1999	109

Tabellenverzeichnis

3.1	Konstanten zur Bestimmung der vertikalen Diffusionskoeffizienten . .	16
3.2	Spektrale Intervalle im terrestrischen Bereich	21
4.1	Regressionsanalyse für die Ostseeküste	46
4.2	Regressionsanalyse für die Landgebiete um die Ostseeküste herum . .	52
4.3	Regressionsanalyse für die Ostsee	55
4.4	Anzahl der Gitterboxen nach Berücksichtigung des relativen Fehlers .	59

Literaturverzeichnis

- Allerup, P. und Madsen, H., 1980. Accuracy of point precipitation measurements. *Nordic Hydrology*, 11, 57–70.
- Clemens, M., 2002. *Machbarkeitsstudie zur räumlichen Niederschlagsanalyse aus Schiffsmessungen über der Ostsee*. Doktorarbeit, Instiut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Clemens, M. und Bumke, K., 2002. Precipitation fields over the Baltic Sea derived from ship rain gauge measurements on merchant ships. *Boreal Enviroment Research*, 7, 425–436.
- Davies, H., 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 102, 405–418.
- DWD, 1987. *Allgemeine Meteorologie*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.
- Elasser, W., 1942. *Heat transfer by infrared radiation in the atmosphere*. Harvard Meteorological Studies No.6, Harvard University Press, Cambridge, Mass.
- Großklaus, M., Uhlig, K., und Hasse, L., 1998. An Optical Disdrometer for Use in Hugh Wind Speeds. *J.Atmos.Oceanic Technol*, 15, 1051–1059.
- Hennemuth, B. und Jacob, D., 2002. One year measurement and simultion of turbulent heatfluxes over the Baltic Sea. *Meteorologische Zeitschrift*, 2, 105–118.
- Jacob, D. und Podzun, R., 1997. Sensivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 119–129.
- Liljequist, H. und Cehak, K., 1994. *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig.
- Majewski, D. e. a., 1995. *Dokumentation des EM/DM-Systems*. Deutscher Wetterdienst, Zentralamt,Abteilung Forschung, Postfach 10 0465, 63004 Offenbach.
- Malberg, H., 1997. *Meteorologie und Klimatologie*. Springer Verlag, Heidelberg.

- Mellor, G. und Yamada, T., 1974. A hierarchy of turbulent closure models for planetary boundary layers. *J. o. a. Science*, 31, 1791–1806.
- Morcrette, J. und Fouquart, Y., 1985. On systematic errors in parametrized calculations of longwave radiation transfer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 111, 691–708.
- Morcrette, J., Smith, L., und Fouquart, Y., 1986. Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parametrizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 59, 455–469.
- Nordeng, T., 1994. Extended version of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *ECMWF Technical Memorandum*.
- Olbrück, G., 1967. *Untersuchung der Schauertätigkeit im Raume Schleswig-Holsteins in Abhängigkeit von Orographie mit Hilfe des Radargerätes..* Schriften des Geographischen Instituts der CAU, Kiel.
- Rubel, F., 1996. PIDCAP QUICK LOOK PRECIPITATION ATLAS. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 15, 1–95.
- Rubel, F. und Hantel, M., 1999. Correction of Daily Rain Gauge Measurements in the Baltic Sea Drainage Basin. *Nordic Hydrology*, 30, 191–208.
- Schönwiese, C., 2000. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.* Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.
- Simmons, A. und Burridge, D., 1981. An energy and angular momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, 109, 758–766.
- Stull, R., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology.* Kluwer Academic Publishers, Bordrecht/Boston/London.
- Tiedtke, M., 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117, 1779–1800.
- Warrilow, D. und Slingo, A., 1986. Modeling of land surface processes and their influence of European climate. *Monthly Weather Review*, 117, 1779–1800.
- Washington, W. und Williamson, D., 1977. A description of NCAR GCM's In General Circulation Models of Atmosphere. *Methods in Computational Physics*, 17, 111–172.

Danksagung

Ich möchte mich als erstes bei Herrn Prof. Dr. M. Latif für die Vergabe dieses interessanten Themas bedanken. Außerdem danke ich Dr. K. Bumke sowie Dr. M. Clemens für die Betreuung der Arbeit. Dabei geht mein Dank an Marco für die Bereitstellung der Datensätze, Hilfestellung, sowie den konstruktiven Anregungen gilt. Karl danke ich für die Anregungen und die schnelle Durchsicht der Arbeit. Bei Heike bedanke ich mich für die freundliche Hilfestellung bzgl. des Einrichtens diverser PC's und Terminals.

Außerdem danke ich den übrigen Kollegen aus der Alten Botanik, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen.

Besonders dankbar bin ich meinen Eltern Barbara und Hans Ober-Bloibaum, ohne deren Unterstützung die Durchführung dieses Studiums nicht möglich gewesen wäre.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich diese Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit zur Erlangung eines Diplomgrades noch nicht an anderer Stelle eingereicht worden ist.

(Tim Ober-Bloibaum)