



Koninklijk Nederlands  
Meteorologisch Instituut  
*Ministerie van Infrastructuur en Milieu*

# Neerslagextremen in een veranderend klimaat

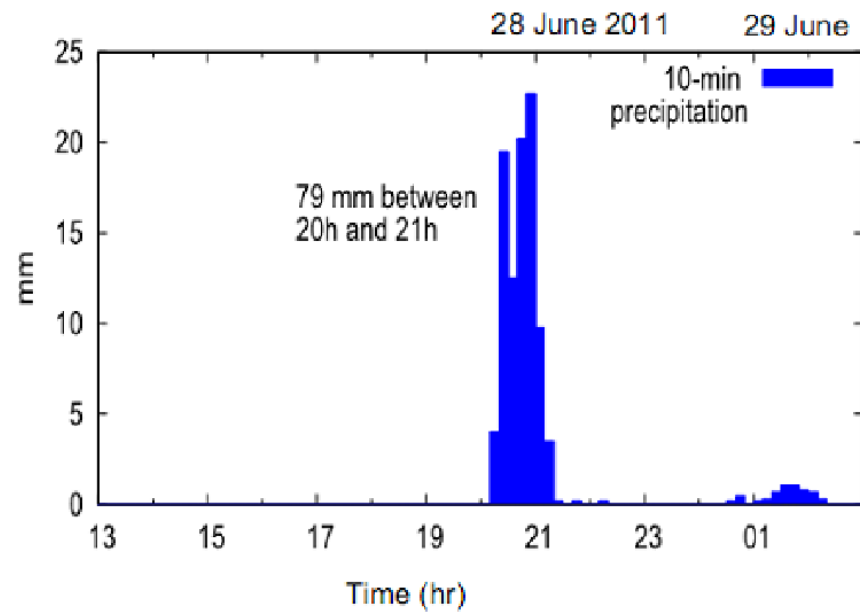
Geert Lenderink

m.m.v.: J. Attema, J. Loriaux,  
E. van Meijgaard & G. J van  
Oldenborgh



# Convectieve neerslagextremen

Herwijnen, Juni 2011



Cumulonimbus

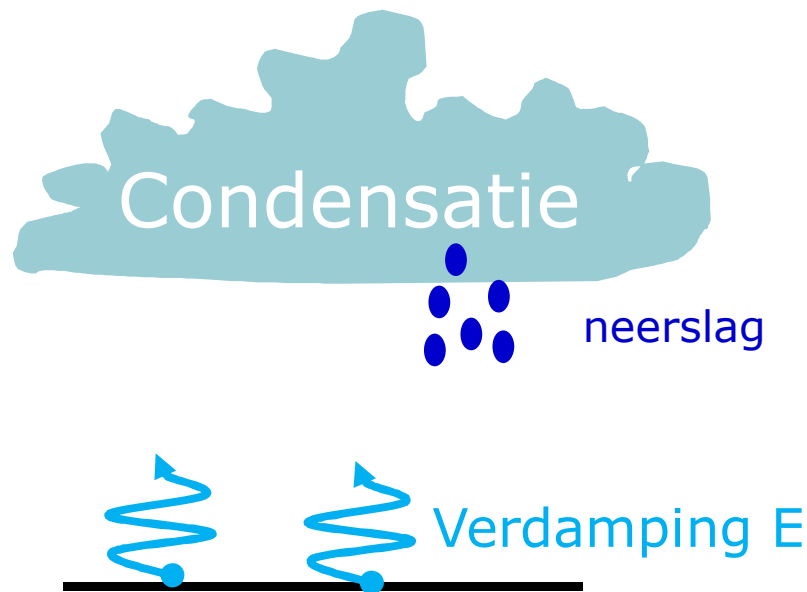


# Inhoud

1. Conceptuele ideeën over neerslagveranderingen in een opwarmend klimaat
2. Waargenomen relaties
3. Simpele modellen: een conceptueel model t.b.v. interpretatie waarnemingen
4. Complexe modellen: klimaatmodellen & mesoschaal atmosfeer modellen



# Verdamping, neerslag en klimaat: Energiebalans op wereldschaal



Op lange duur:

neerslag = verdamping

- 1 % meer neerslag is equivalent aan  $\sim 1 \text{ W/m}^2$  latente warmte

Bij verdubbeling  $\text{CO}_2$ :

- directe stralingsforcering van  $3.7 \text{ W/m}^2$
- 2-4 °C mondiale opwarming, na feedbacks.
- $\sim 2 \%$  meer neerslag en verdamping per graad opwarming



# Veranderingen in neerslagextremen bij klimaatveranderen: het ruwe idee

1. Door het broeikas effect wordt het warmer; 1.5 tot 4 graden tegen het eind van de eeuw
2. Warmere lucht kan meer vocht bevatten
3. Neerslagextremen worden in belangrijke mate bepaald door de (maximale) hoeveelheid vocht in de atmosfeer
4. Neerslagextremen zullen toenemen.



# Warmere lucht kan meer water "bevatten": de Clausius-Clapeyron relatie

$e_s$ : verzadigde dampdruk  
~ hoeveelheid waterdamp

$l_v$ : latente warmte bij verdamping  
( $2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ )

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{l_v e_s}{R_v T^2}$$

$T$ : absolute temperatuur (K)

$R_v$ : gas constante  
( $461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )



# De Clausius Clapeyron relatie is bij benadering exponentieel bij aardse temperaturen

$$\frac{de_s}{e_s dT} = \frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{l_v}{R_v T^2}$$

$$\frac{d \ln e_s}{dT_*} = \frac{l_v}{R_v 273.15^2 \left(1 + \frac{2}{273.15} T_* + \frac{1}{273.15^2} T_*^2\right)}$$

$T_*$  temperatuur in Celsius

$$\frac{d \ln e_s}{dT_*} \approx \frac{l_v}{R_v 273.15^2} \left(1 - \frac{2}{273.15} T_*\right)$$

$$\frac{d \ln e_s}{dT_*} \approx 0.07(1 - 0.007 T_*)$$

7 % per graad toename bij 0 °C  
6 % per graad bij ~ 20 °C



# De hoeveelheid vocht in de atmosfeer

De hoeveelheid vocht is:

$$q_v = q_{sat} RH$$

met  $RH$  de relatieve vochtigheid en

$q_{sat}$  de verzadiging specifieke vochtigheid

De hoeveelheid vocht in de atmosfeer verandert volgens:

$$\frac{\delta q_v}{q_v} = \frac{\delta q_{sat}}{q_{sat}} + \frac{\delta RH}{RH} + h.o.t$$





# Kleine veranderingen relatieve vochtigheid – een energetisch argument

De verdamping aan het oppervlak  $E$ :

$$E \cong \lambda(q_s - q) = \lambda(1 - RH)q_s$$

$$\delta E \cong (1 - RH)q_s \delta \lambda + \lambda(1 - RH)\delta q_s - \lambda q_s \delta RH + h.o.t.$$

$$\delta RH \cong (1 - RH) \left[ \frac{\delta q_s}{q_s} - \frac{\delta E}{E} + \frac{\delta \lambda}{\lambda} \right]$$

0.2-0.4      0.07 per C      0.02 per C      ? (relatief klein, behalve bij  
grootschalige uitdroging grond op  
continenten in zomer)

Kleine veranderingen in relatieve vochtigheid worden ondersteund door klimaatmodellen (behalve op continenten in de zomer).



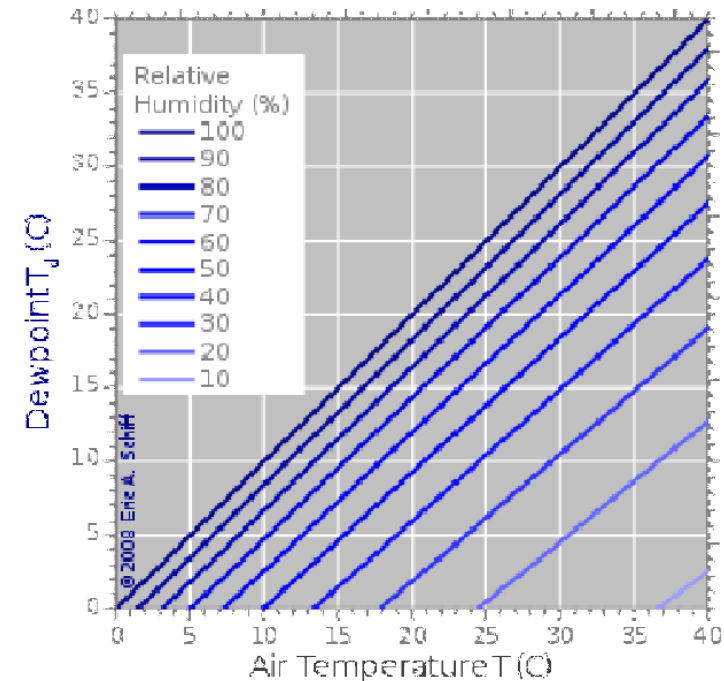
# Het dauwpunt: een maat voor de hoeveelheid vocht in de atmosfeer

Het dauwpunt  $T_d$  is de temperatuur waarbij verzadiging optreedt:

$$q_{\text{sat}}(T_d) = q_v$$

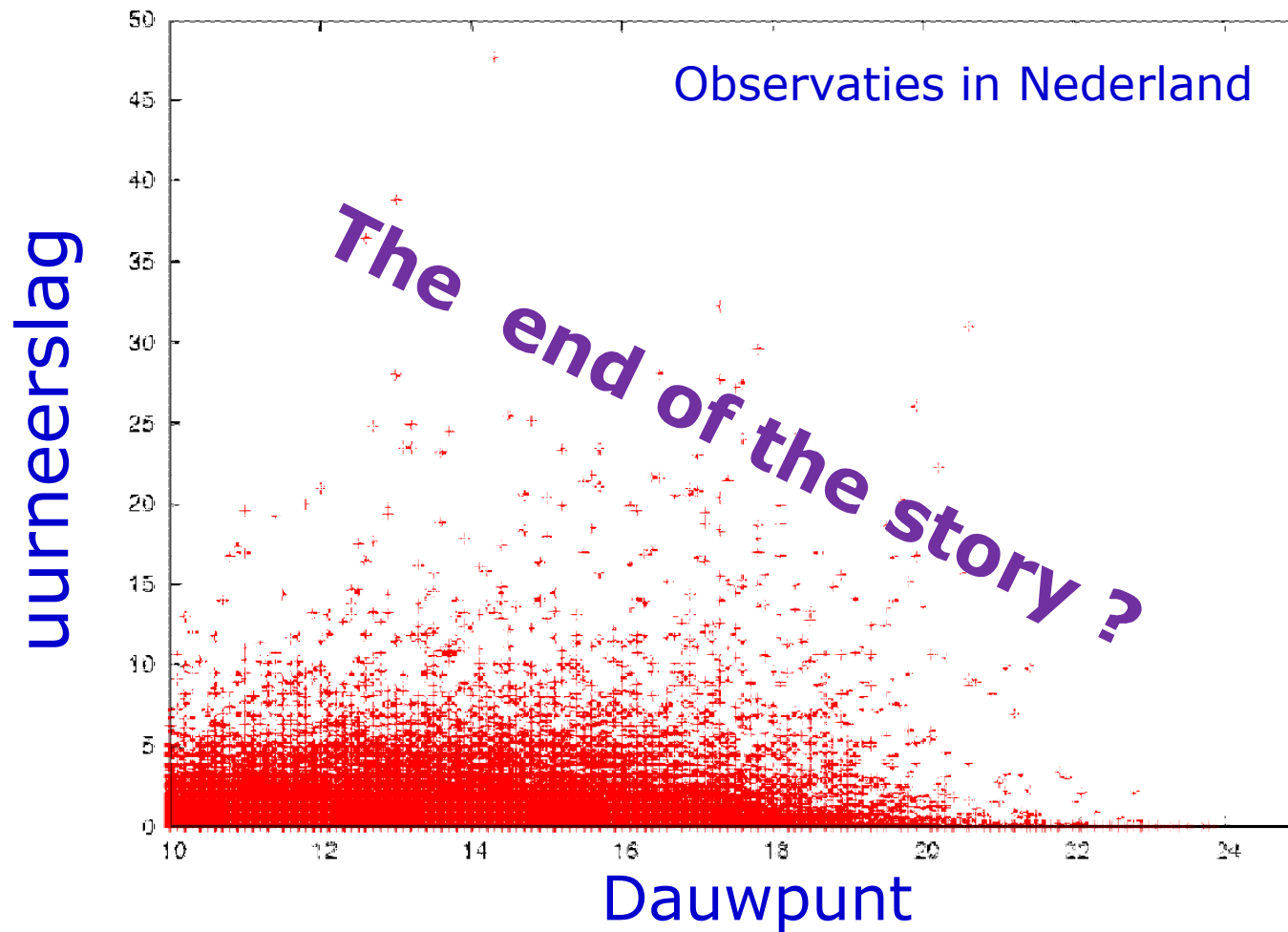
Het dauwpunt is een maat voor absolute vochtigheid

De dauwpuntdepressie  $T - T_d$  is een maat voor relatieve vochtigheid

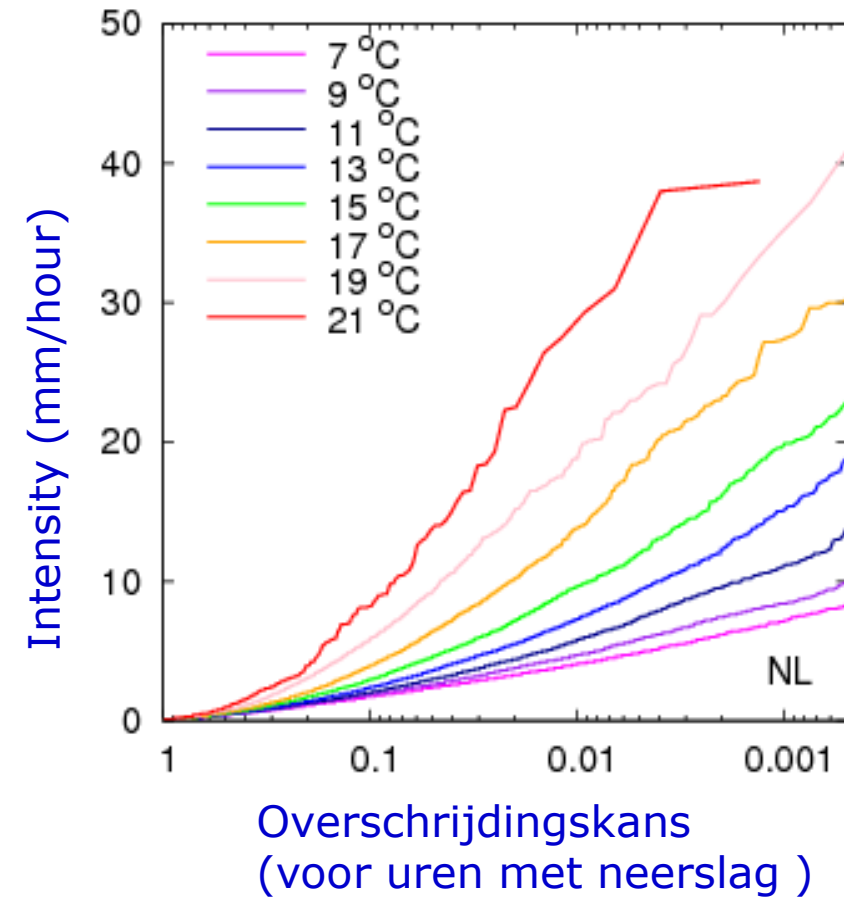
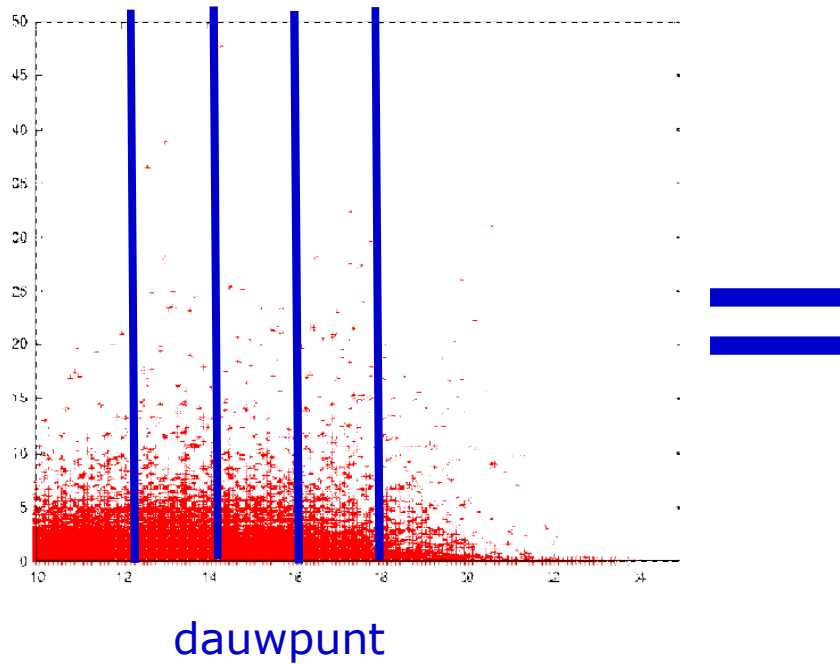


Als de temperatuur 1 graad stijgt bij constante relatieve vochtigheid stijgt het dauwpunt ook  $\sim 1$  graden

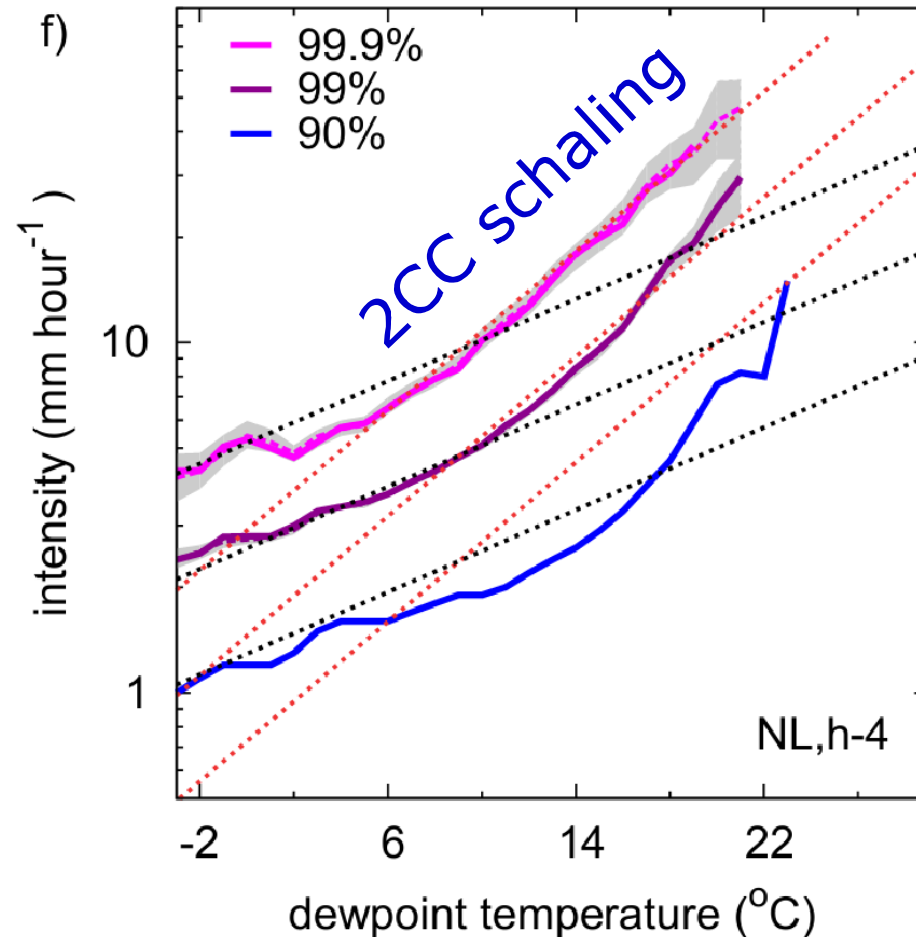
# Is er een relatie tussen absolute vochtigheid en neerslag intensiteit ?



# Opdelen data in temperatuurklassen geeft een ander beeld



# “schaling” voor uurneerslag in Nederland (30 stations, 15 years of data)

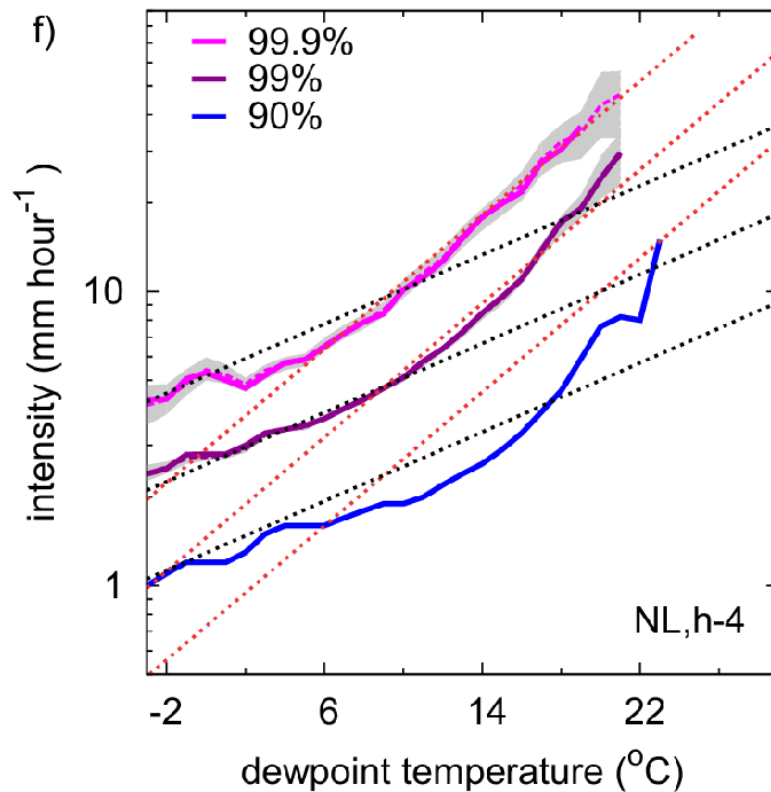


Dauwpunt: 4 uur voor de bui  
als proxy voor de  
vochtigheid van lucht waarin  
de bui zich ontwikkeld

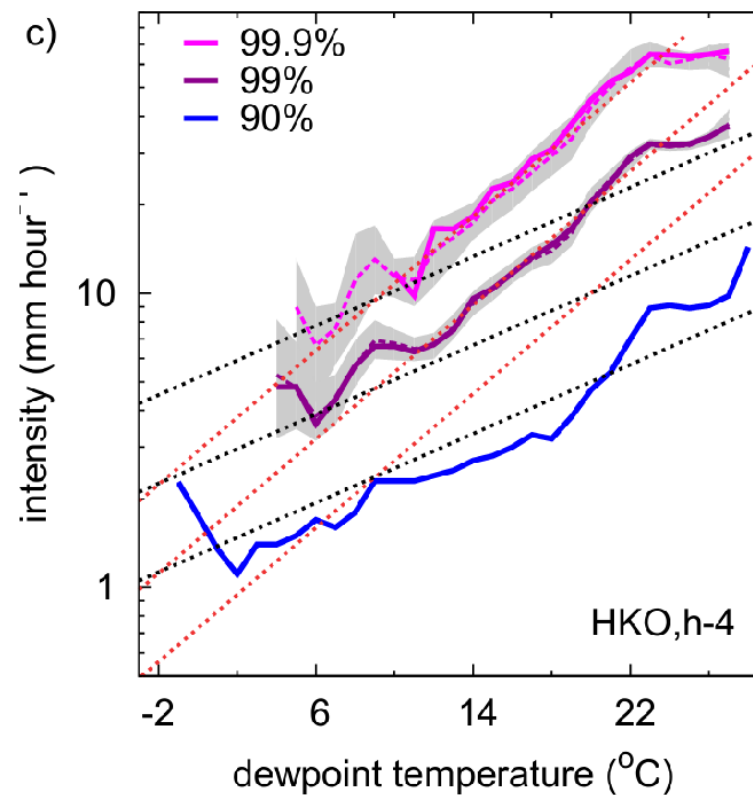


# Data van NL en Hong Kong laten hetzelfde verband zien

Nederland

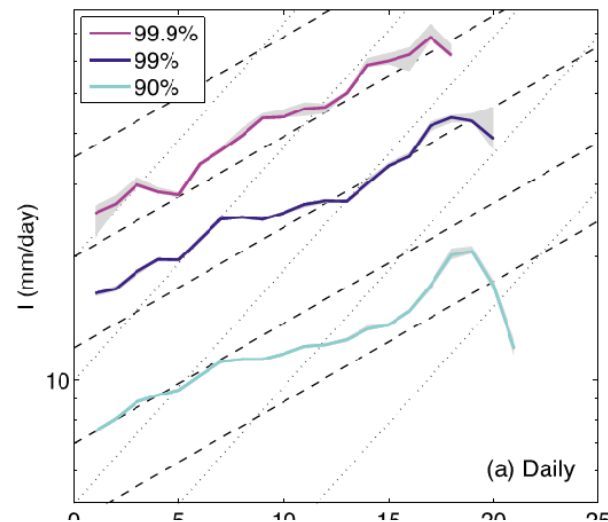


Hong Kong

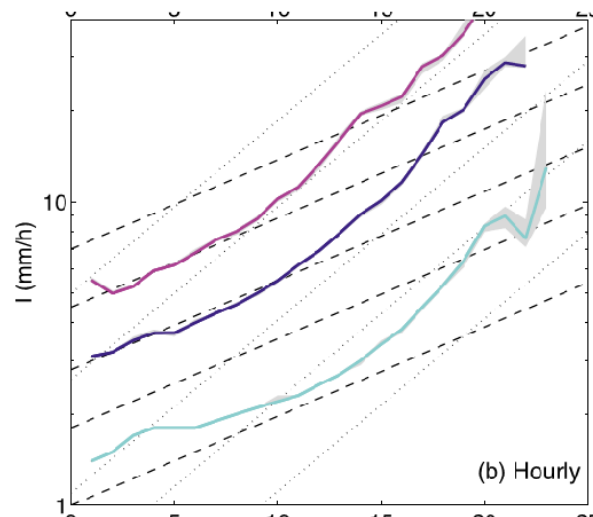


# Korte tijdschaal geeft grotere range van 2CC schaling

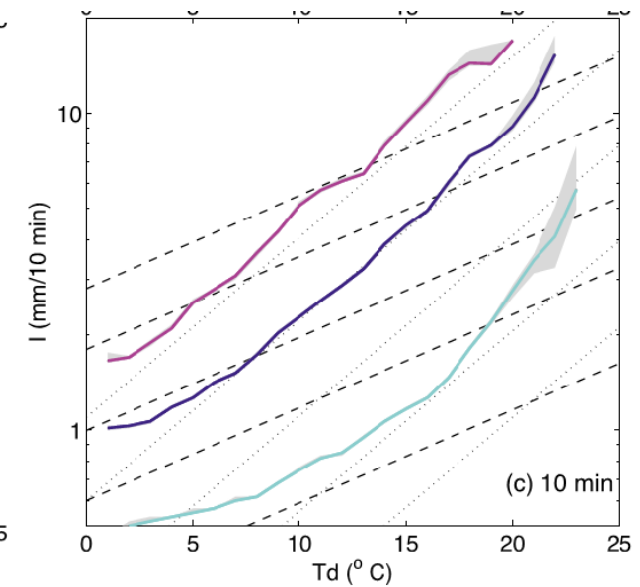
Dagsom



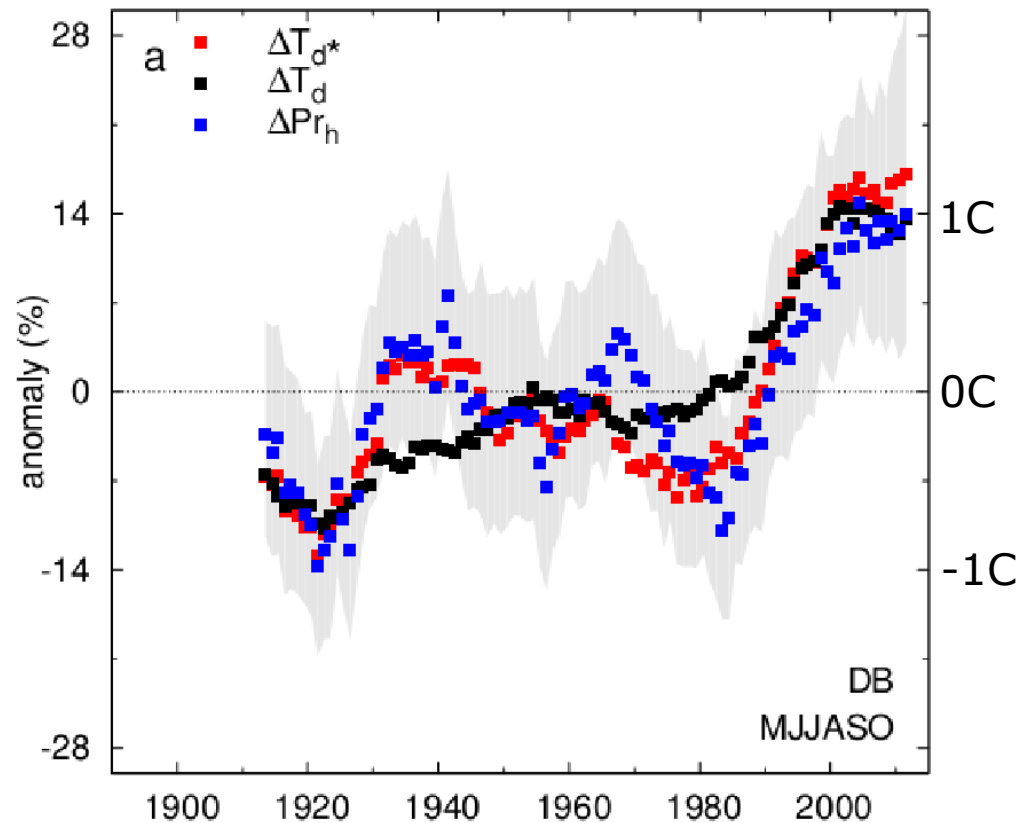
Uursom



10 minuten



# Langjarige trends in neerslagintensiteit & dauwpunt



Uurneerslag (extreem)

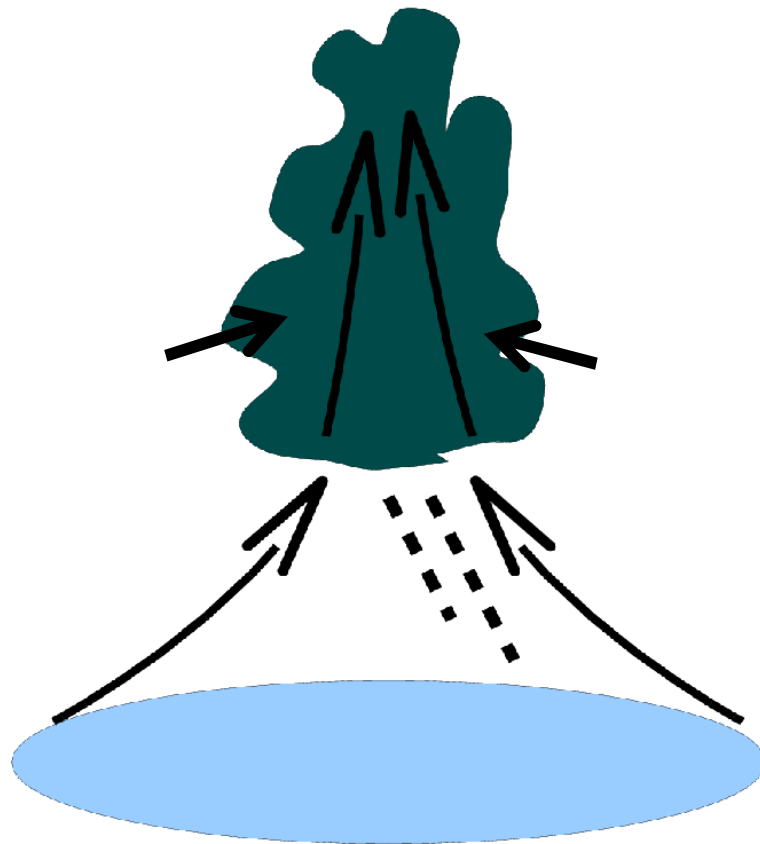
Dauwpunt op dagen met  
zware neerslag

Gemiddelde dauwpunt





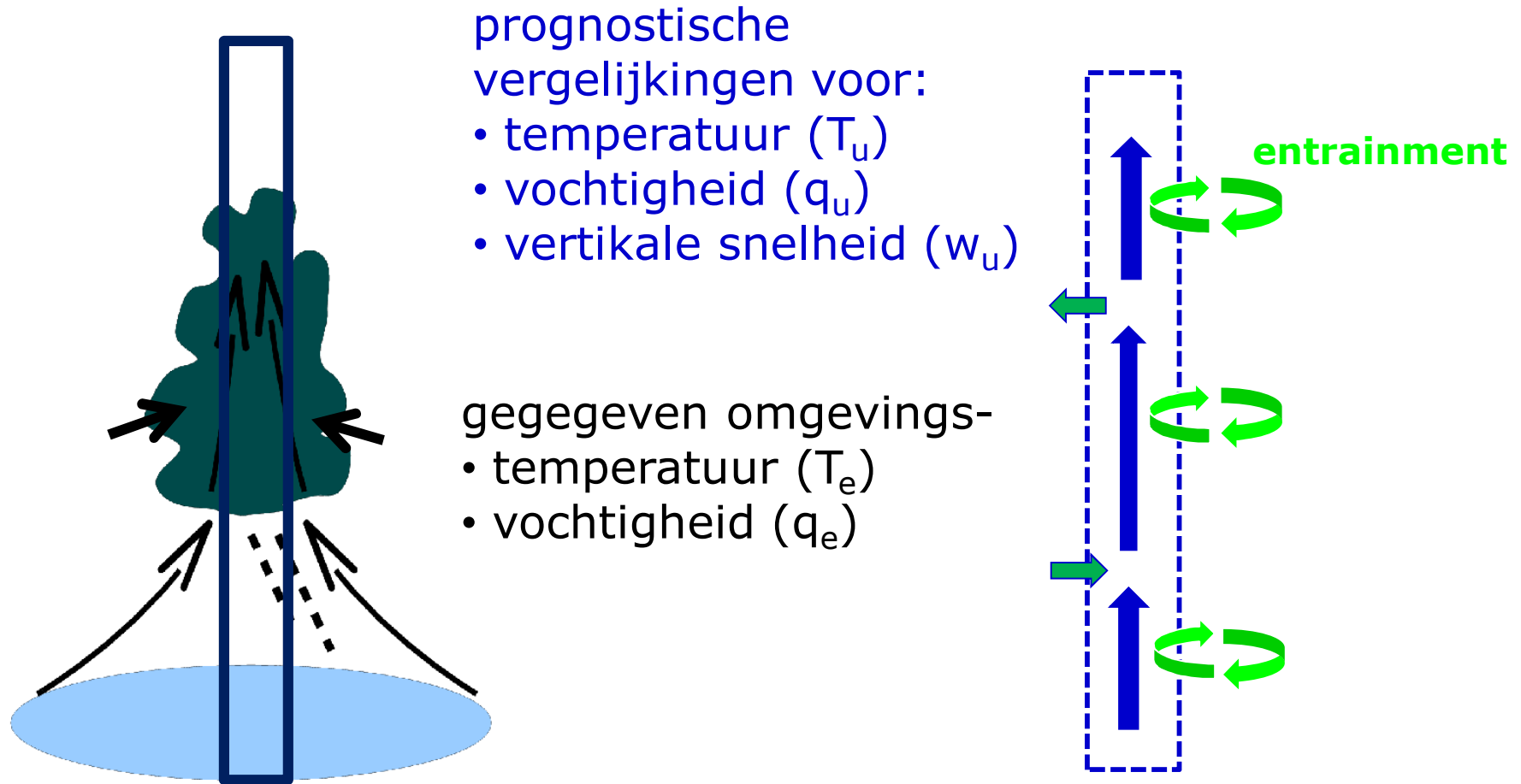
# Hypothese: wolkindynamica speelt een cruciale rol



## Positieve feedback

1. warmer
2. meer vocht komt in de wolk
3. meer condensatie & latente warmte komt vrij
4. sterkere bewegingen in wolk
5. meer vocht convergentie in wolk

# Simpele weergave: “Entraining plume” model



# Entraining plume model

condensatie

verticale advection

$$w_c \frac{\partial s_c}{\partial z} = L_v c - \epsilon w_c (s_c - s_e),$$

“temperatuur”

entrainment

$$w_c \frac{\partial q_{v,c}}{\partial z} = -c - \epsilon w_c (q_{v,c} - q_{v,e}),$$

waterdamp

$$w_c \frac{\partial q_{l,c}}{\partial z} = c - G - \epsilon w_c q_{l,c},$$

wolkenwater

neerslag

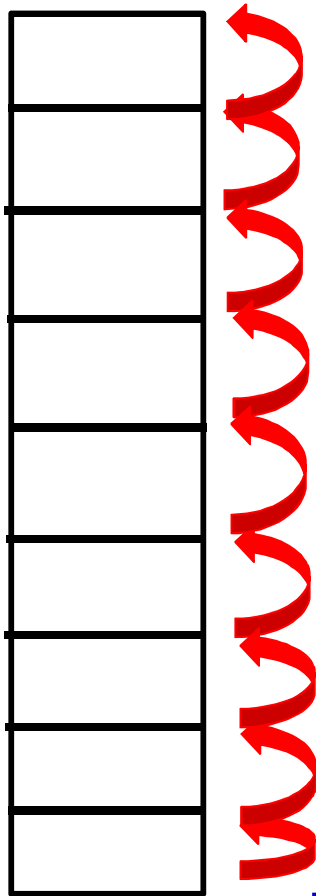
$$\frac{1}{2} \frac{\partial w_c^2}{\partial z} = -\alpha_1 \epsilon w_c^2 + \alpha_2 B, \quad \text{where} \quad B = g \frac{T_{v,c} - T_{v,e}}{T_{v,e}}.$$

verticale snelheid

NB: horizontale advection + tijdsafhankelijkheid verwaarloosd



# Implementatie van het "entraining plume" model



randconditie:  $T, q, w$  oppervlak

Iteratieve loop van het oppervlak naar de top van de atmosfeer

1. Toepassen vergelijkingen voor temperatuur, wolkenwater, waterdamp

$$w_c \frac{\partial s_c}{\partial z} = L_v c - \epsilon w_c (s_c - s_e),$$

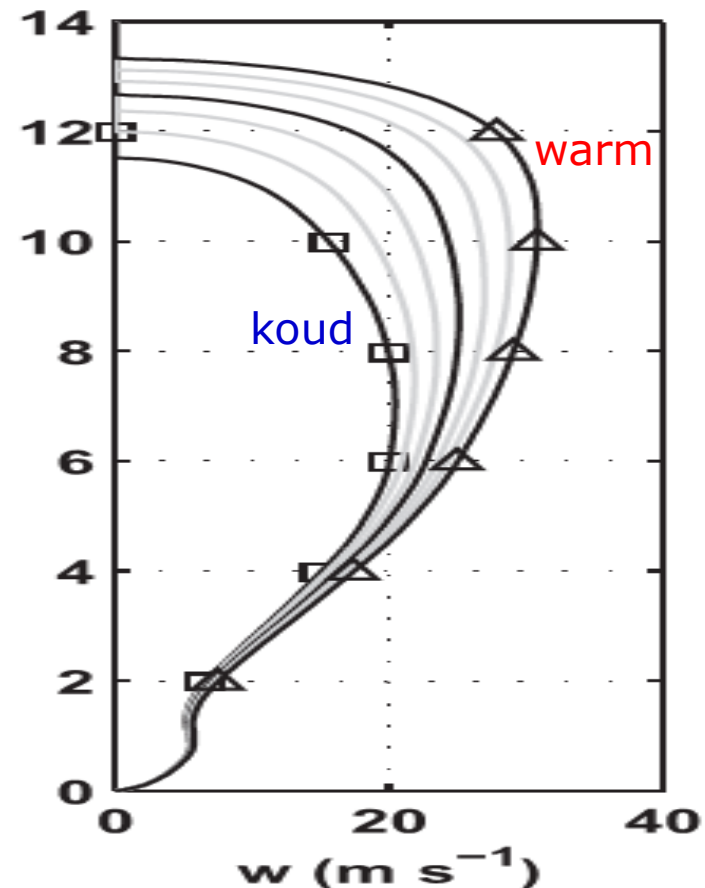
2. Doe condensatie wanneer  $q > q_{\text{sat}}$  (er is een wolk) (**extra warmte !**)
3. wanneer te veel wolkenwater -> neerslag
4. Bereken verticale snelheid
5. Stop wanneer verticale snelheid = 0 (wolKentop bereikt)



# Runs met entraining plume model onder verschillende atmosferische temperaturen

omgeving: temperatuur & vochtigheid op basis van waarnemingen van een convectieve dag

Herhaal experiment bij -3 .... 3 graden koudere/warmere atmosfeer, bij gelijke relatieve vochtigheid



# Neerslag in het entraining plume model

Aanname: geen entrainment ( $\varepsilon = 0$ )

$$P = \int_{z_b}^{top} c dz = - \int_{z_b}^{top} w_c \frac{\partial \rho q_{s,c}}{\partial z} dz \quad (1)$$

c: condensatie;  $q_{s,c}$  saturatie waarde

Herschrijven (1)

$$P = \boxed{w_c \rho q_{s,c} |_{z_b}} + \boxed{\int_{z_b}^{z_t} \frac{\partial(\rho w_c)}{\partial z} q_{s,c} dz}$$



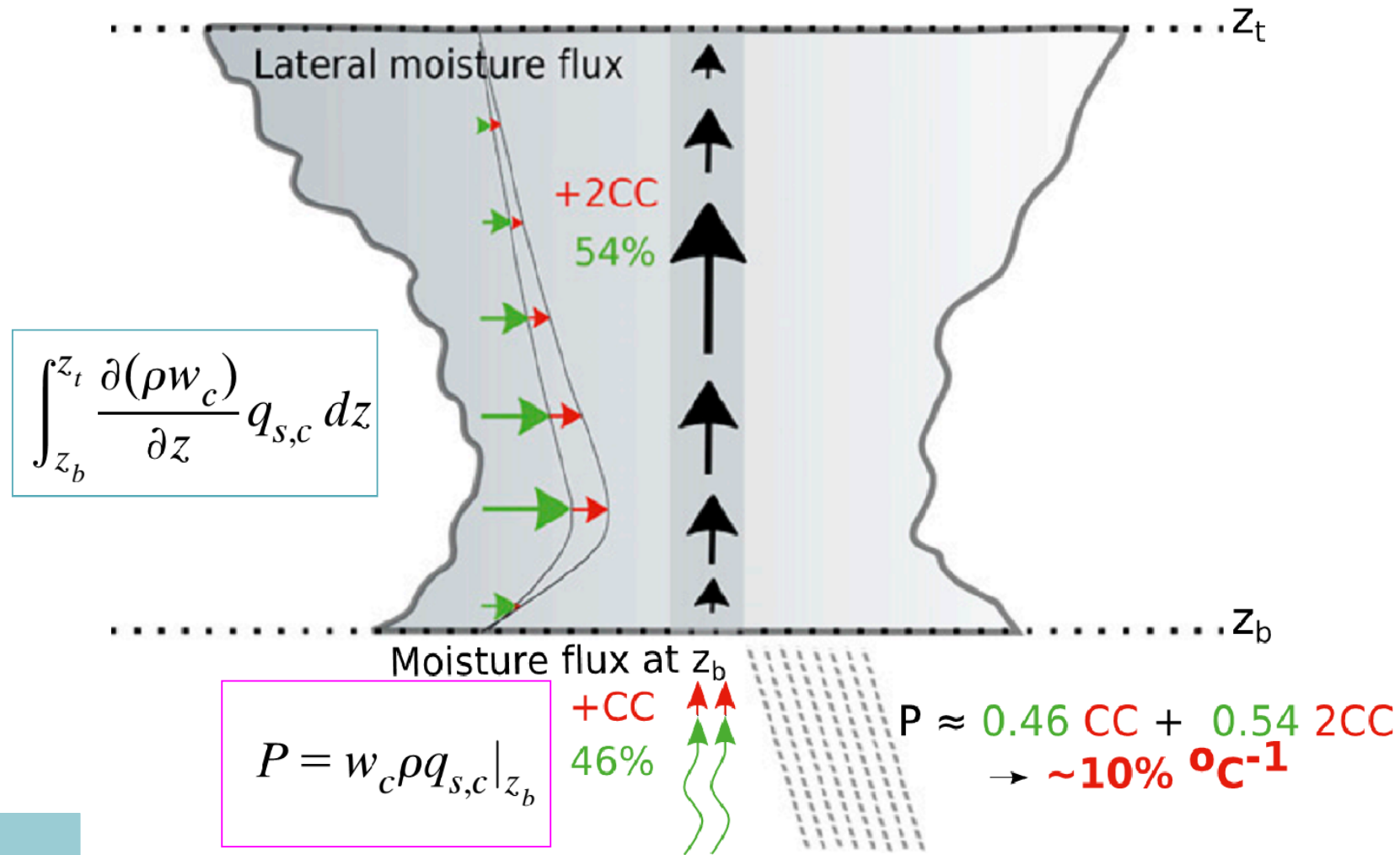
flux op wolkenbasis



laterale flux



# Neerslag in het entraining plume model (2)



# Klimaatmodellen

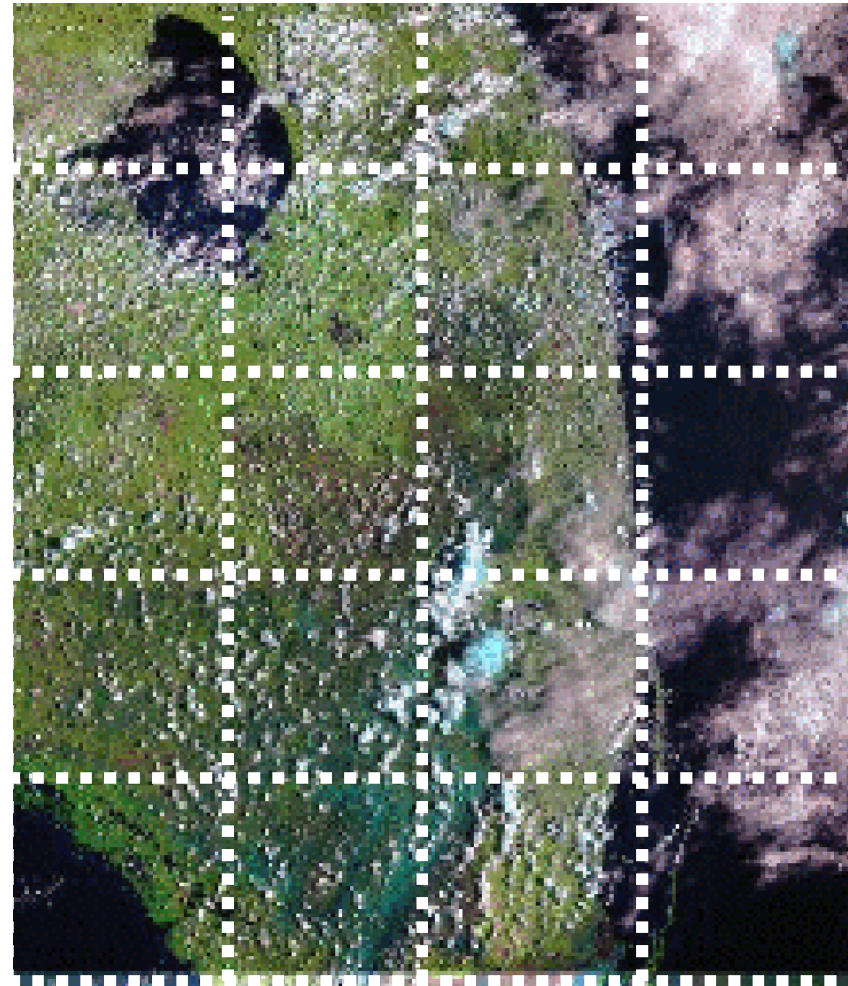
Klimaten modellen rekenen op een relatief grof grid

Gobale klimaatmodellen  $\sim 100$  km

Regionale klimaatmodellen  $\sim 25$  km

De meeste wolkenprocessen worden niet opgelost

Deze modellen gebruiken ***parameterisaties*** om wolkenprocessen te representeren

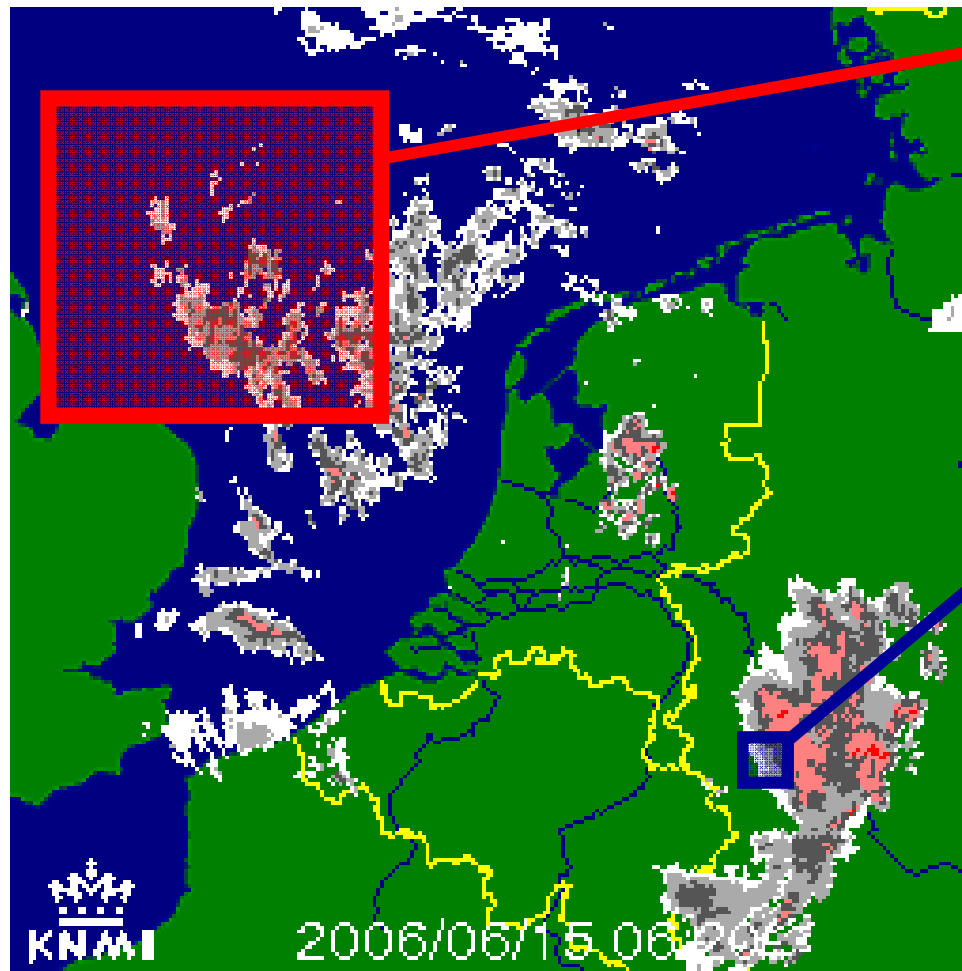


50 km





# Klimaatmodellen



Mondiaal klimaatmodel  
(Mondiaal, 100-200 km  
resolutie)

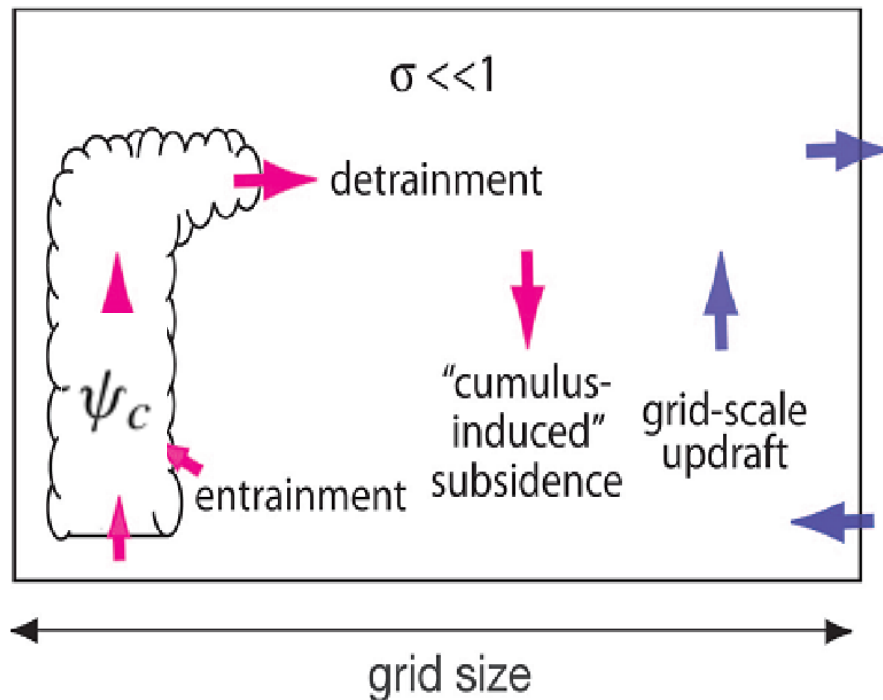
“lichte regen”

Regionaal Klimaatmodel  
(Europe, 10-50 km resolutie)

“indicatie intensiteit bui”

# Parameterisaties van convectie: "massa flux"

$\sigma$  wolkenfractie



$$\bar{\psi} = \sigma \psi_c + (1 - \sigma) \tilde{\psi}.$$

temperatuur of  
abs. vochtigheid

$$\bar{w} = \sigma w_c + (1 - \sigma) \tilde{w}$$

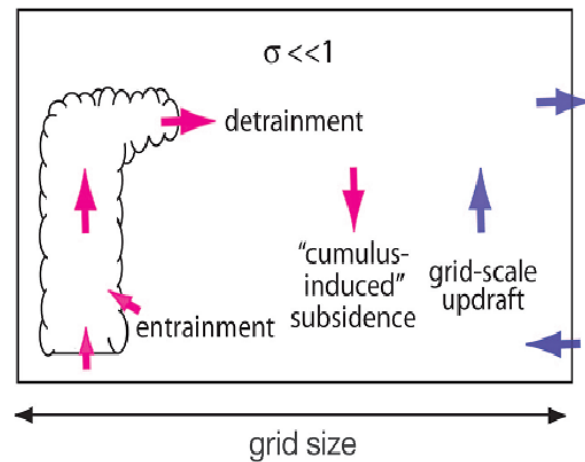
$$\overline{w\psi} - \bar{w} \bar{\psi} = \frac{\sigma}{1 - \sigma} (w_c - \bar{w}) (\psi_c - \bar{\psi}).$$

Assuming,  $\sigma \ll 1$ ,  $|\tilde{w}| \ll w_c$

$$M_c \equiv \rho \sigma w_c$$

$$\rho (\overline{w\psi} - \bar{w} \bar{\psi}) \approx M_c (\psi_c - \bar{\psi}),$$

# Parameterisatie versus werkelijkheid



$\neq$

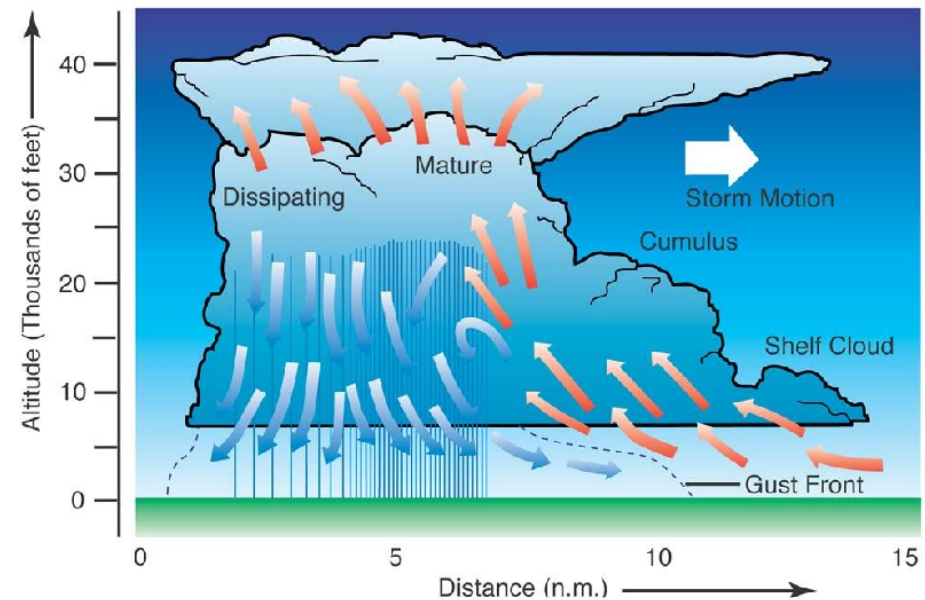
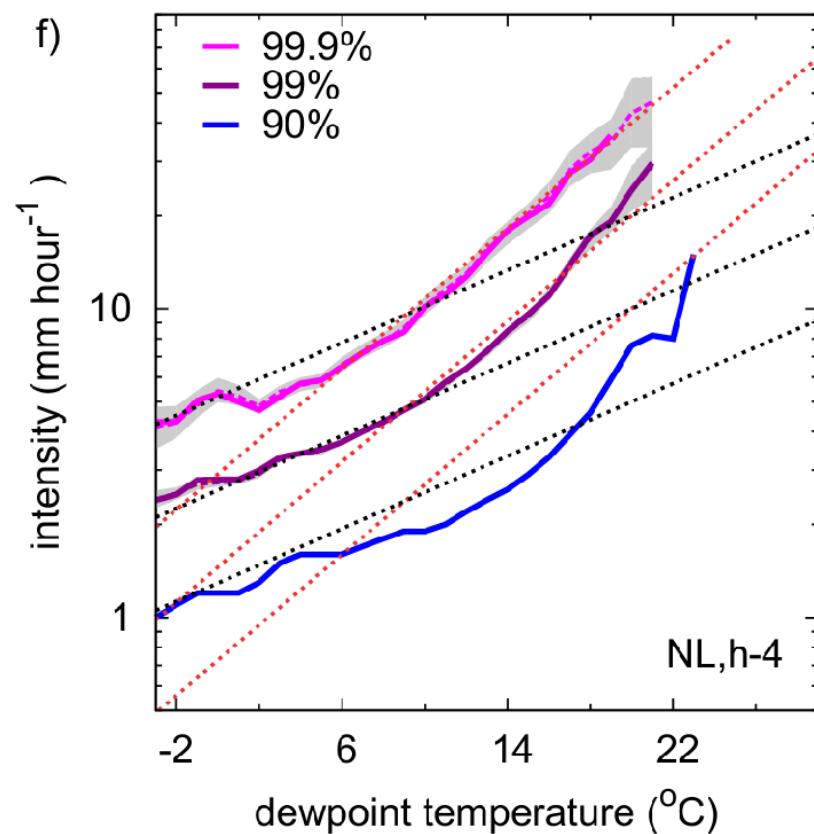


FIG 09-12  
© Jeppesen, Inc. 2004, 2007 All Rights Reserved  
Aviation Weather

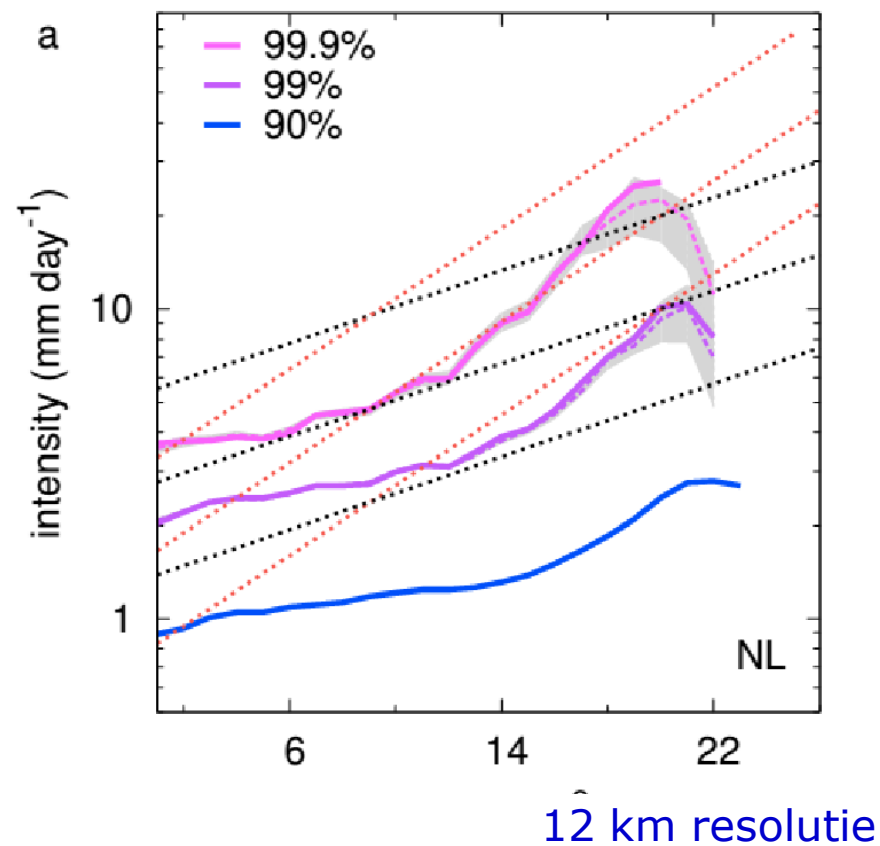


# klimaatmodel versus waarnemingen

OBSERVATIES



MODEL (RACMO2)



# Mesoschaal atmosfeer modellen

1. Zeer hoge resolutie: grid van 2.5 km
2. Dynamica niet-hydrostatisch

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad \Rightarrow \quad \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Hydrostisch:  
druk wordt bepaald door gewicht  
atmosfeer

Niet-hydrostisch:  
ook dynamische effecten op druk

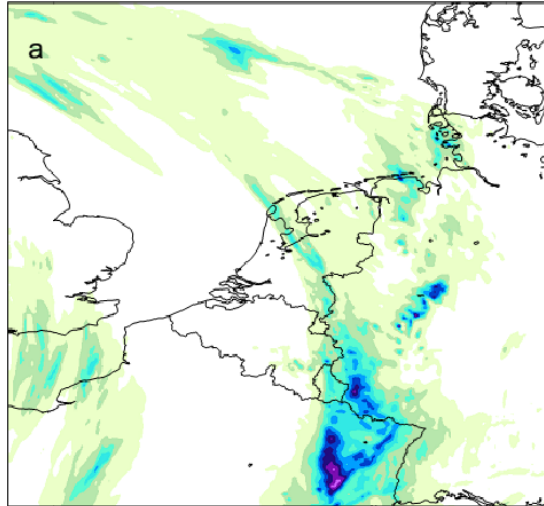
3. Zeer rekenintensief (geen klimaatintegraties mogelijk)



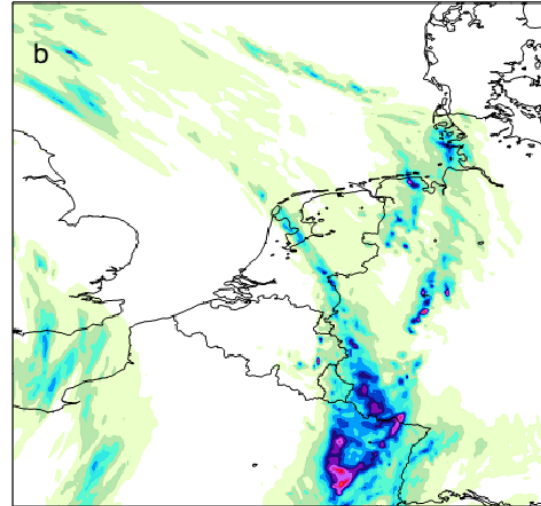
# Simulaties met het mesoschaal model

referentie

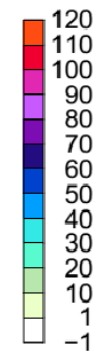
reference



plus\_2

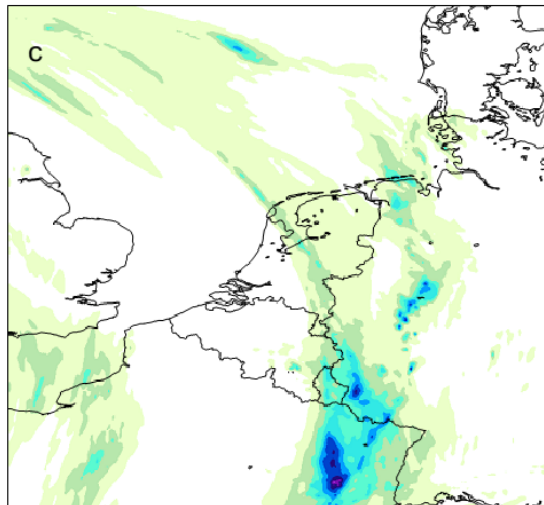


+2 graden

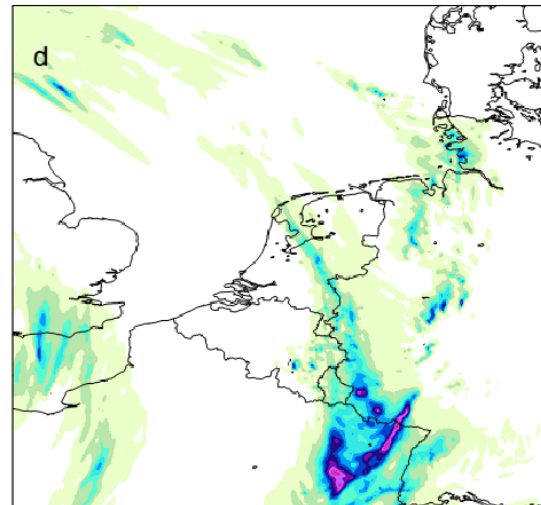


-2 graden

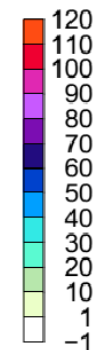
min\_2



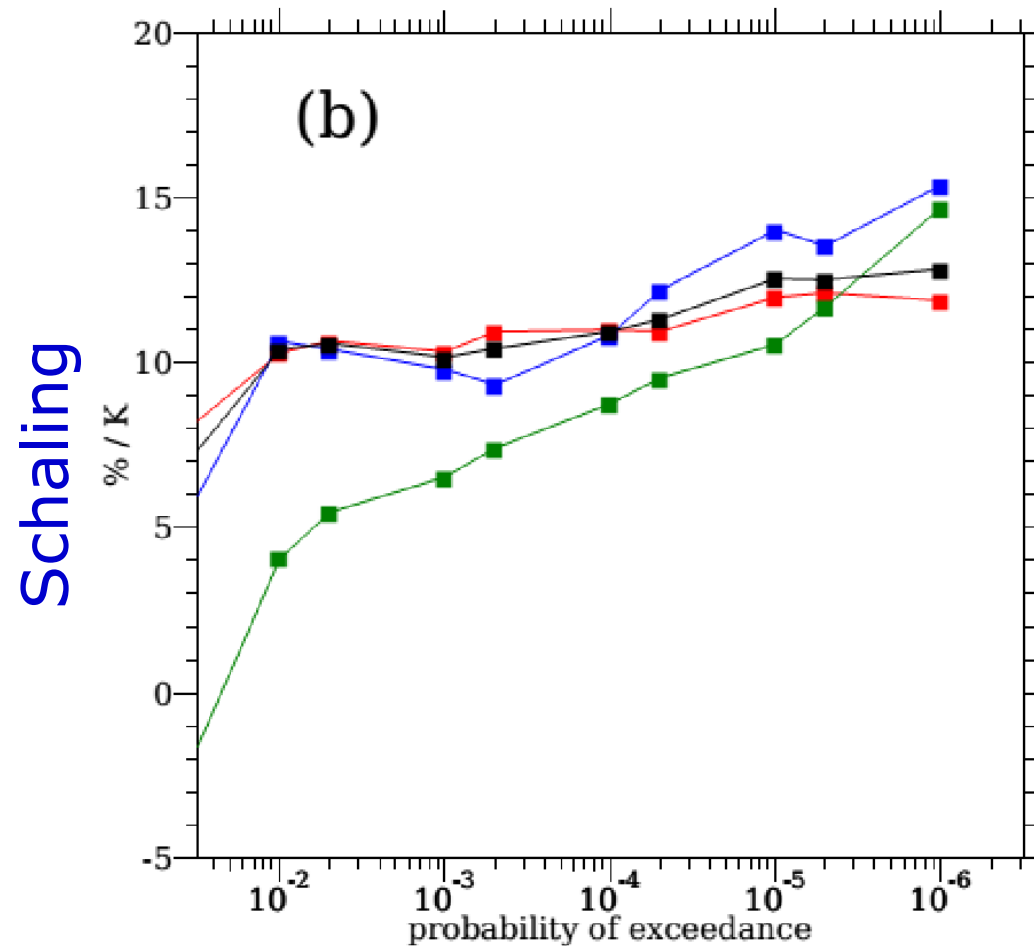
plus\_climate



+2 degrees,  
"realistic  
profile  
perturbation"



# Verandering uurneerslag op basis van 10 cases



In de staart van de verdeling  
11-14 % toename  
van uurneerslag  
per graad  
opwarming



# Samenvatting

1. De hoeveelheid vocht in de atmosfeer neemt toe bij opwarming door het broeikaseffect
2. Hiermee nemen neerslagextremen toe
3. Op basis van observaties: de intensiteit van neerslagextremen in convectieve buien kan 2 maal zo snel toenemen als de hoeveelheid vocht, tot zo'n 12-14 % per graad (2CC relatie)
4. Met conceptuele modellen begrip 2CC relatie (maar niet volledig verklaard)
5. Klimaatmodellen: onderschatting geobserveerd verband door onvoldoende resolutie en modelvereenvoudigingen (parameterisatie) convectie voor hoge temperaturen
6. Mesoschaal modellen: voorzichtige ondersteuning 11-14 % per graad

