

Een eerste inschatting van het Urban Heat Island effect voor Rotterdam en omgeving – een modelstudie



G.J. Steeneveld
L.W.A. van Hove

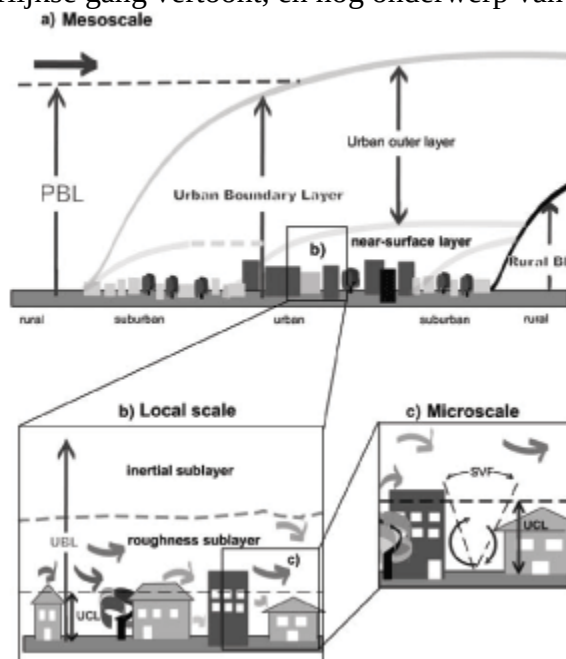


1. Inleiding

De meteorologie van stedelijke gebieden verschilt substantieel van het weer op het platteland (Oke, 1982; Arnfield, 2003). Dit wordt specifiek ervaren in het zomerseizoen tijdens episodes van mooi helder weer en weinig wind. In die periodes zijn de nachtelijke temperaturen in de stad relatief hoog. Deze hoge temperaturen beïnvloeden de gevoelstemperatuur en als zodanig de leefbaarheid in de stad. Daarnaast lijkt de stedelijke omgeving neerslag in of nabij de stad te beïnvloeden. Voor grote steden buiten Nederland is het stadeffect vastgesteld middels meetcampagnes, bijvoorbeeld voor onder andere Barcelona (Pino et al., 2004), Toulouse (Pigeon et al., 2008), Parijs (Lemonsu en Masson, 2002), Marseille (Lemonsu et al., 2004), Basel (Rotach et al., 2004), Oklahoma (Basara et al., 2009) en modelstudies (Hand en Shepard, 2009; Toudert and Mayer, 2006; Kusaka, 2002). Voor Nederlandse steden is kennis omtrent stadsmeteorologie tot nu toe beperkt (Floor, 1970).

Het warmte-eiland effect (WEE) ontstaat door een aantal oorzaken (zie figuur 1). Ten eerste is de hoeveelheid zonnestraling die door het stadsoppervlak netto wordt geabsorbeerd groter dan voor het platteland. Dit wordt veroorzaakt doordat zonlicht meerdere keren langs muren en gebouwen reflecteert voordat het terug de atmosfeer in gaat. Bij elke reflectie wordt een deel van de zonnewarmte geabsorbeerd door gebouwen. Ten tweede is de hoek of het oppervlak waarover 's nachts warmte van gebouwen kan wegstralen naar het heelal klein omdat de zogenaamde sky view factor (SVF) klein is: gebouwen verhinderen dat het aardoppervlak de hemel ziet. Een derde aspect is de waterbeschikbaarheid van de stad: Neerslag wordt normaliter snel afgevoerd via riolen en niet opgeslagen in de bodem. De beperkte waterbeschikbaarheid, en het beperkte groene oppervlak leiden tot een beperkte energieconsumptie door verdamping, en extra energie komt beschikbaar voor opwarming van de lucht. Ten vierde wordt warmte overdag wordt opgeslagen in bouwmaterialen en deze warmte dit komt 's nachts weer beschikbaar voor de atmosfeer.

Naast deze natuurlijke bronnen, dragen anthropogene warmtebronnen substantieel bij aan het warmtebudget van de stad, hoewel deze component vermoedelijk een sterke dagelijkse en jaarlijkse gang vertoont, en nog onderwerp van studie is (Arnfield, 2003).



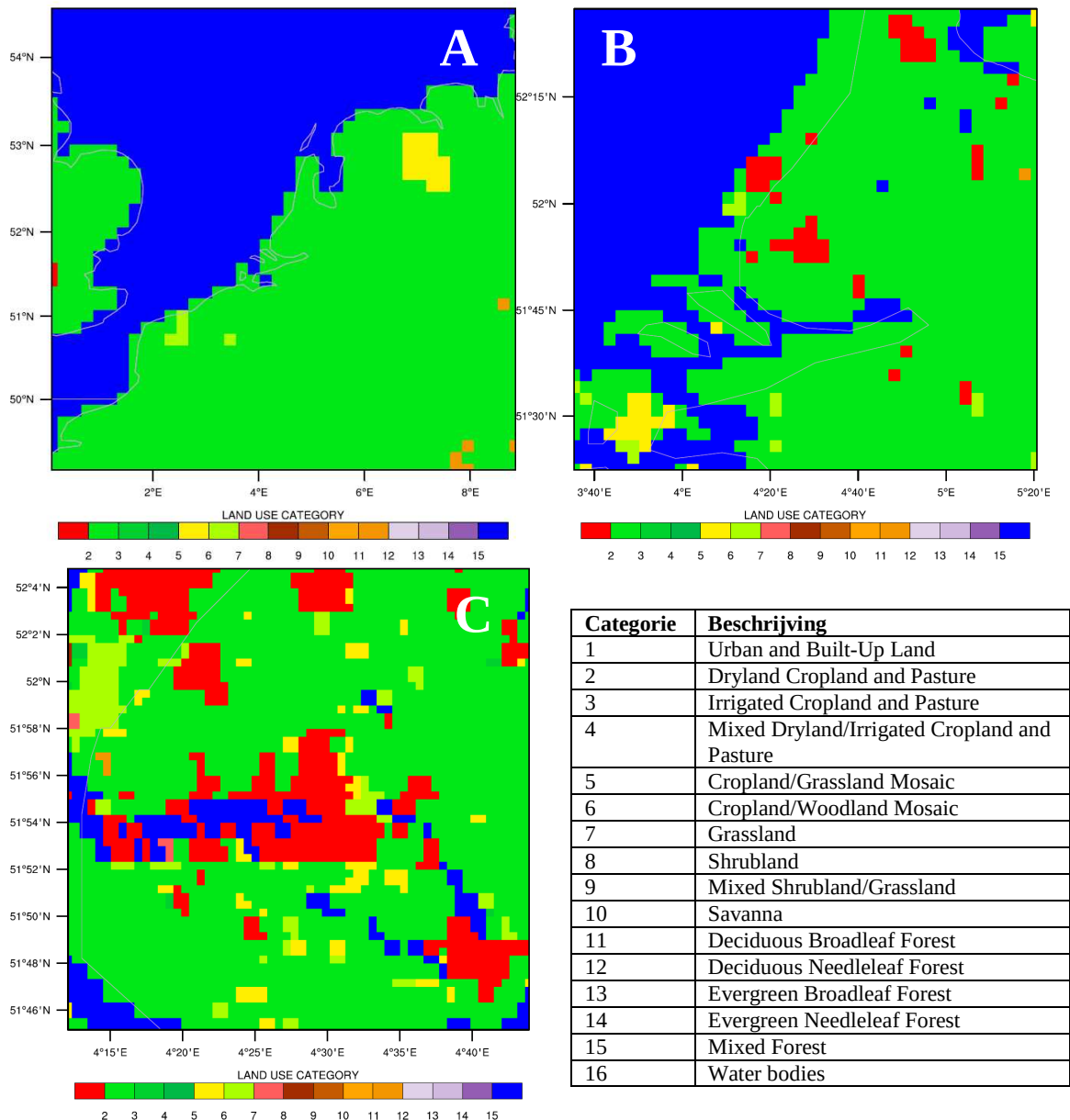
Figuur 1: Overzicht van meteorologische processen in de stad (naar Rotach et al, 2004)

Behalve effecten op straatniveau, mogen we op basis van literatuurstudie ook aannemen dat temperatuur en vocht effecten aan stroomafwaarts van de steden te vinden zullen zijn (Figuur 1a).

Tot nu toe is weinig bekend over het warmte-eiland effect in Nederland. Het doel van deze studie is om door middel van een modelstudie een eerste inschatting te maken van het warmte-eiland effect van de stad Rotterdam en naastgelegen omgeving, voor twee episodes in een hittegolf (in 2003, en 2006). Hiervoor wordt gebruik gemaakt van het mesoschaal meteorologisch model WRF, dat is uitgerust met een module die specifiek rekening houdt met bovengenoemde aspecten van de stad.

2 Model configuratie en geselecteerde weersituaties

In deze studie wordt het mesoschaalmodel WRF (versie 3.0, Skamarock, 2008) gebruikt om een eerste inschatting te maken van de grootte van het warmte-eiland effect voor Rotterdam en omgeving.



Figuur 2: Landgebruik in model domeinen

Hiervoor is een gebied geconfigureerd als in figuur 2a, met de stad Rotterdam (51.916677 N; 4.4667 E) in het centrum van het domein. Binnen dit gebied wordt ingezoomd met 2 domeinen (Fig. 2b,c) genest met respectievelijk gridcellen met een grid-afstand van 5 en 1 km respectievelijk. Verdere technische model specificaties zijn te vinden in Appendix A.

Geselecteerde episodes

Twee recente periodes gedurende een hittegolf zijn geselecteerd:

- a) 4-9 Augustus 2003
- b) 15-20 Juli 2006

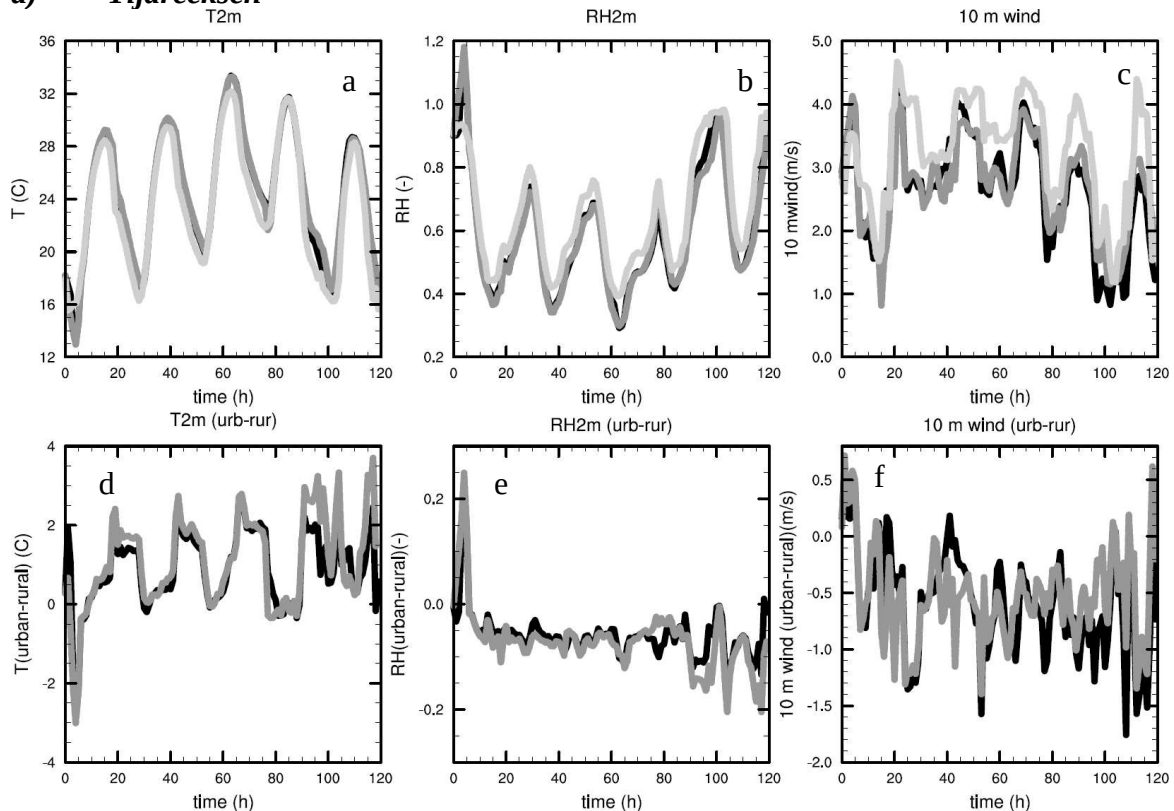
Een overzicht van de globale weersituatie gedurende deze dagen is te vinden in Appendices B en C.

3. Resultaten

3.1 Hittegolf 2003

Allereerst bespreken we de modelresultaten voor de hittegolfperiode van 2003. Voor de analyse van de tijdreeksen maken we gebruik van de modeluitvoer op locatie Rotterdam Noord (51°56'; 4°30'), Rotterdam Zuid (51°53'; 4°31'), en als vergelijking met het platteland het punt (51°58'; 4°40'), in de polders tussen Rotterdam en Gouda.

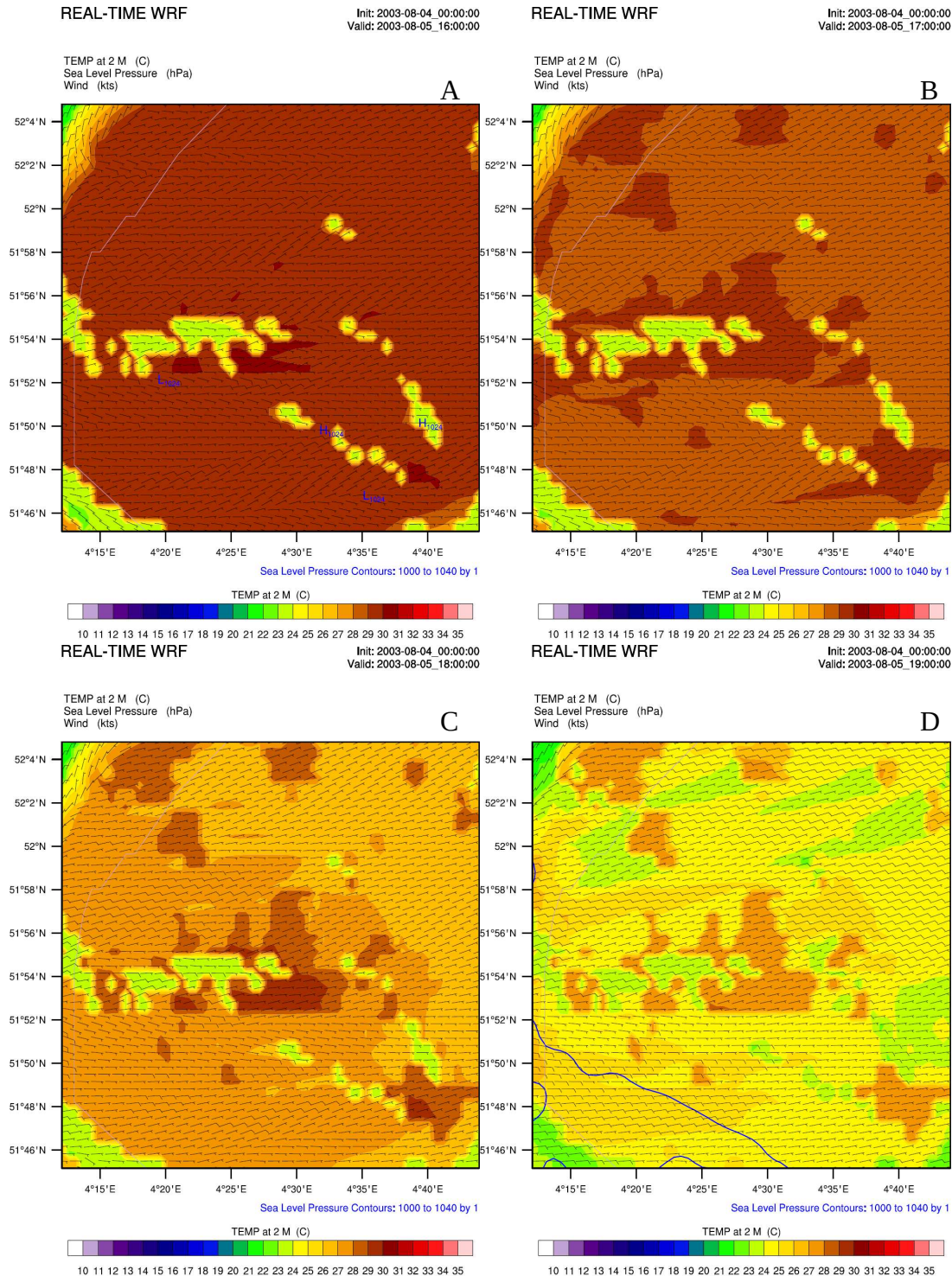
a) Tijdreeksen



Figuur 3: Gemodelleerde temperatuur (a), relatieve vochtigheid (b) en 10 m wind (c), en de verschillen tussen stad en platteland voor temperatuur (d), relatieve vochtigheid (e), en 10 m wind (f) voor 4-9 Augustus 2003 (modelsimulatie start 4 Augustus 2003 00.00 UTC). Zwart: Rotterdam Noord, Grijs: Rotterdam Zuid; Lichtgrijs: platteland.

Figuur 3 toont de ontwikkeling van de temperatuur, relatieve luchtvochtigheid en wind-

snelheid in de stad. De onderste rij toont het verschil tussen stad en platteland expliciet. Tot halverwege de modelrun zien we van de ene naar de andere dag een opwarming. Hierna is er een trendbreuk en koelt het langzaam af door een tijdelijke aanvoer van lucht uit westelijke richtingen. We zien dat aan het begin van de avond het ca. 2 K warmer is dan op het platteland, maar er zijn weinig verschillen tussen Rotterdam-Noord en –Zuid. Overdag is het temperatuursverschil tussen stad en platteland minimaal. In dit geval is de windsnelheid boven het platteland ca. $0.5\text{--}1\text{ ms}^{-1}$ hoger dan in de stad.



Figuur 4: Gemodelleerde temperatuur, windsnelheid en -richting voor 5 Augustus 2003 om 16:00 (a), 17:00 (b), 18:00 (c), en 19:00 UTC (d).

De berekende relatieve vochtigheid (Fig. 5b) is ten eerste overdag hier heel laag (ca 0.25-0.4) voor Nederlandse begrippen. De relatieve luchtvochtigheid in stad ligt 0.05 tot 0.1 lager dan op het platteland.

b) Ruimtelijke informatie.

Figuur 4 toont de temperatuurverdeling voor 5 augustus 2003. Deze periode is iets minder warmer dan de hittegolf in 2006 (zie par 3.2). De berekende maximumtemperatuur voor 5 augustus bedraagt ca. 30°C, terwijl de luchthaven 30.2°C als maximum rapporteerde. In dat opzicht produceert het model realistische uitvoer. Analooq aan eerdere modelresultaten is het warmte-eiland effect het grootst tijdens zonsondergang, en neemt het verschil langzaam af gedurende de nacht. Hier bedraagt het WEE tijdens de zonsondergang ca. 3 K. Opvallend is dat in dit geval een koude pluim achter dorpen en steden te zien (bijv. Delft, Zoetermeer, Gouda, Fig. 4d). Vermoedelijk kan dit verklaard worden door de wrijving die de stad genereert, waardoor achter de stad een lagere windsnelheid heerst dan stroomopwaarts. Bij een lagere windsnelheid koelt het daardoor 's avonds sneller af, en ontstaat een koude pool.

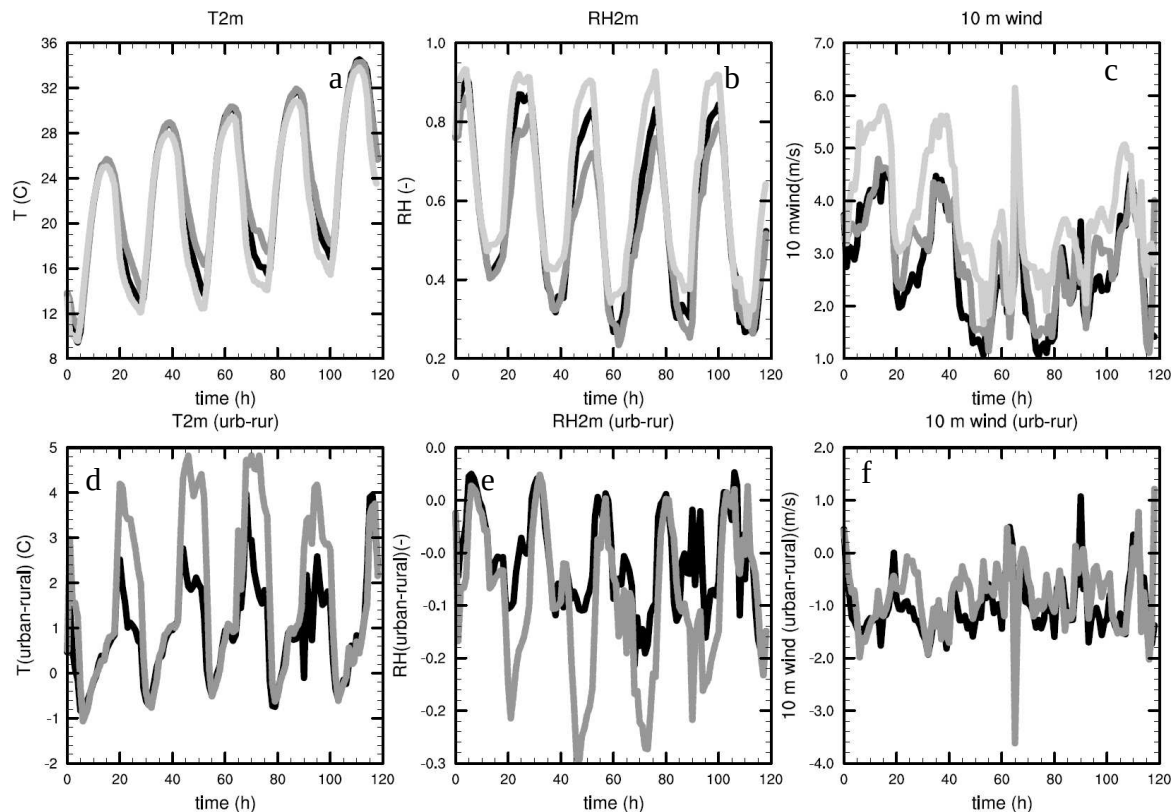
Verder dient opgemerkt te worden dat in deze periode op 7 augustus een zeewindcirculatie analooq aan de situatie op 17 Juli 2006 gemodelleerd (zie volgende paragraaf). Dit heeft een sterk verkoelend effect op de stad en omgeving.

3.2 Hittegolf 2006

a) Tijdsreeksen

De modelsimulatie laat zien dat voor deze periode de maximumtemperatuur in de stad ca. 1 K hoger is dan op het platteland. Dit gebeurt zowel in Rotterdam-Noord als Zuid. Het grootste effect vindt echter 's nachts plaats: in alle nachten koelt de stad substantieel langzamer dan het platteland. Dit verschil kan oplopen van 2-6 K. Hierbij is het opvallend dat het model een verschil berekent tussen de koeling in het noordelijke en zuidelijk deel van de stad. Het noordelijk deel koelt altijd sneller dan het zuidelijk deel. In hoeverre dit verschil binnen de stad ook in werkelijkheid optreedt, zal moeten blijken uit waarnemingen binnen de stad.

De berekende relatieve vochtigheid (Fig. 5b) is ten eerste overdag ook hier heel laag (ca 0.25-0.4) voor Nederlandse begrippen. Zowel overdag als 's nachts is de relatieve vochtigheid in de stad 0.1-0.2 lager dan op het platteland. Het model suggereert dat de relatieve vochtigheid in Rotterdam Noord hoger is dan in Rotterdam Zuid. De windsnelheid (panel 5c) bereikt overdag typisch 1-1.5 m/s hogere windsnelheid op het platteland dan in de stad. De windpiek rond modeluur 68 (avond/nacht van 17-18 juli) kan worden verklaard uit het passeren van het zeewindfront. 's Nachts valt de wind deels weg, maar het windsnelheidsverschil tussen stad en platteland blijft redelijk in takt. Er zijn qua windsnelheid geen substantiële verschillen tussen Noord en Zuid.

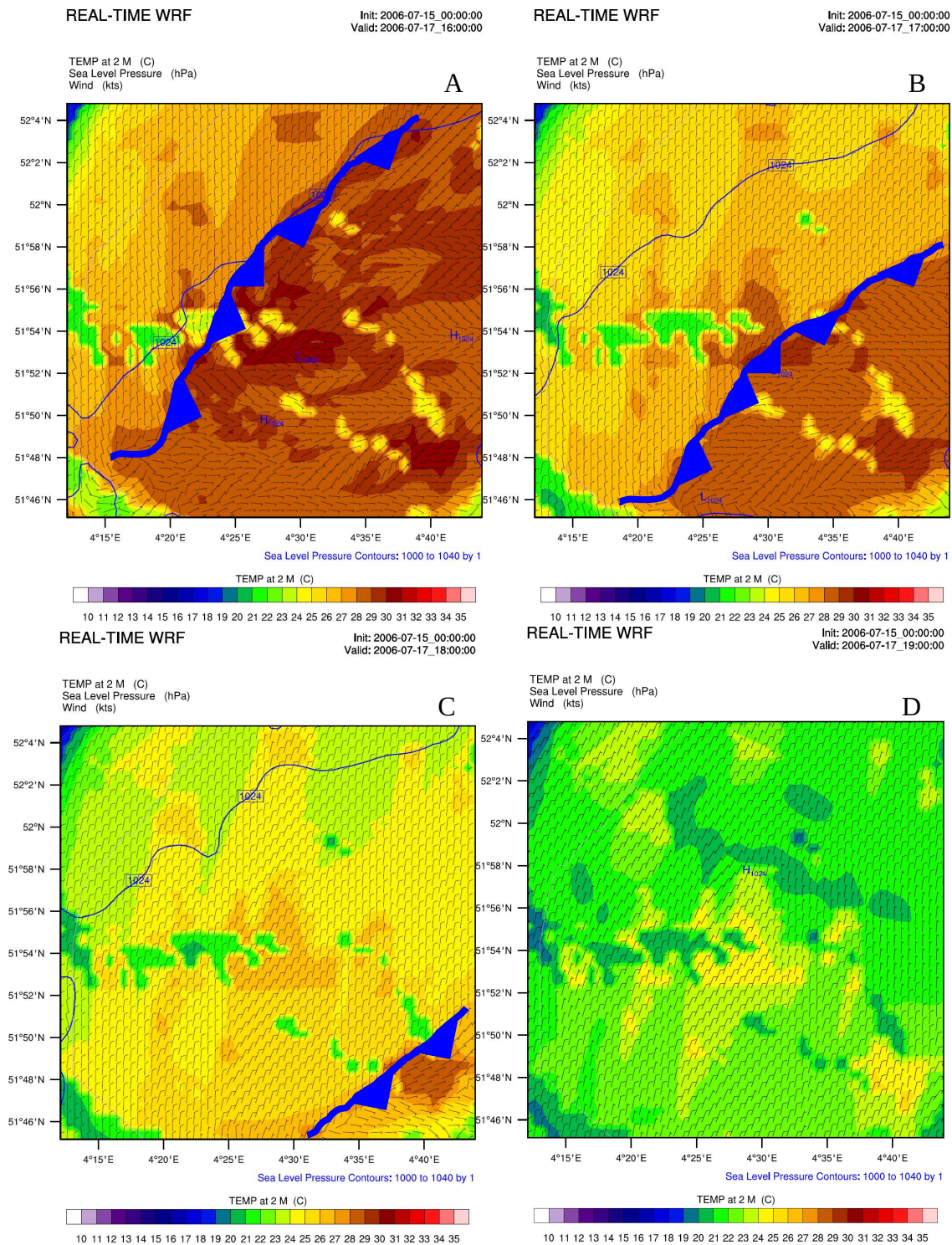


Figuur 5: Gemodelleerde temperatuur (a), relatieve vochtigheid (b) en 10 m wind (c), en de verschillen tussen stad en platteland voor temperatuur (d), relatieve vochtigheid (e), en 10 m wind (f) voor 15-20 Juli 2006 (modelsimulatie start 15 Juli 2006 00.00 UTC). Zwart: Rotterdam Noord, Grijs: Rotterdam Zuid; Lichtgrijs: platteland.

b) Ruimtelijke verdeling temperatuur.

Vervolgens bespreken we de ruimtelijke verdeling van de temperatuur voor 2 contrasterende dagen: 17 Juli 2006 waarop een verkoelende zeewindcirculatie optreedt, en 19 Juli 2006 waarop geen zeewindcirculatie optreedt.

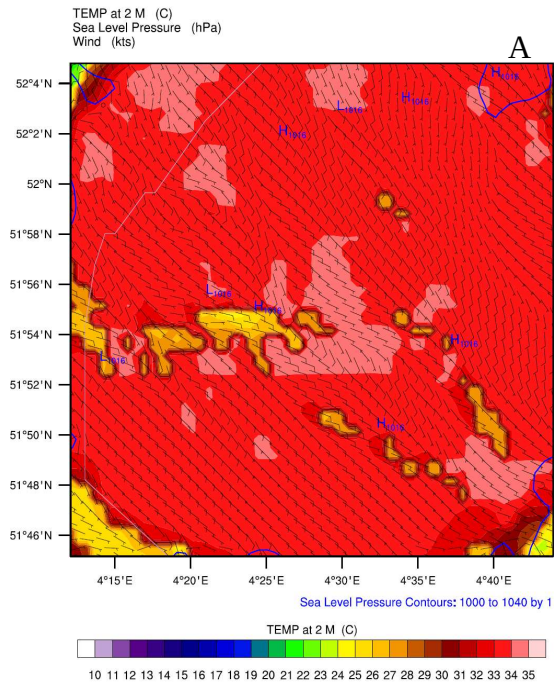
Figuur 6 toont voor de middag van 17 Juli de ruimtelijke verdeling van temperaturen en wind. Allereerst is duidelijk dat de grote wateroppervlakken in de buurt van Rotterdam in de middag een verkoelend effect tot maximaal 8 K heeft (op het water). Daarnaast toont figuur 6a dat de passage van een zeewindfront (dikke blauwe lijn in Fig. 6a) een sterk verkoelend effect heeft (4-5 K), en dat achter het zeewindfront de temperatuurverschillen tussen stad en platteland verdwijnen. Het zeewindfront trekt langzaam oostwaarts, passeert om 18.00 UTC de stad Dordrecht. Om 19.00 UTC is Rotterdam slechts 2 K warmer dan de omgeving. Bovendien draait de wind bij de passage van noordoost naar noordwest, en neemt toe.



Figuur 6: Gemodelleerde temperatuur, windsnelheid en -richting voor 17 Juli 2006 om 16:00 (a), 17:00 (b), 18:00 (c) , en 19:00 UTC (d). De dikke blauwe lijn toont de positie van het zeewindfront.

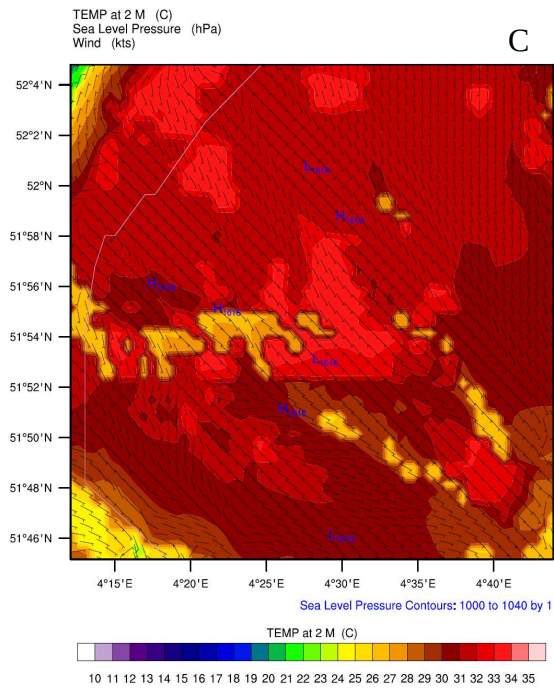
REAL-TIME WRF

Init: 2006-07-15 00:00:00
Valid: 2006-07-19 16:00:00



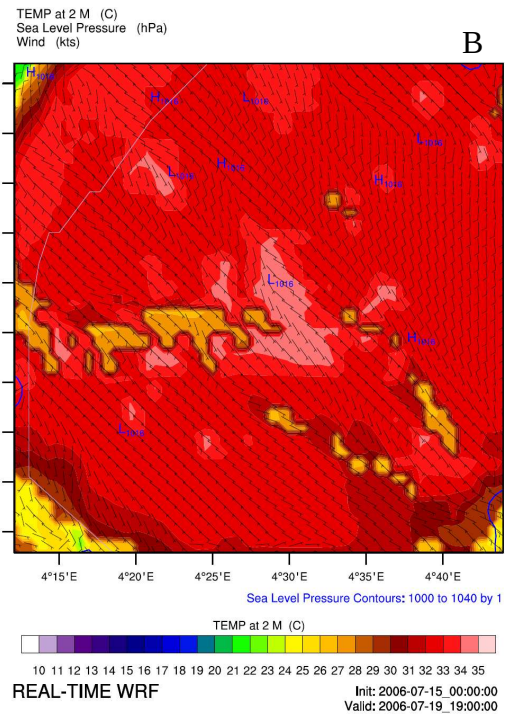
REAL-TIME WRF

Init: 2006-07-15 00:00:00
Valid: 2006-07-19 18:00:00



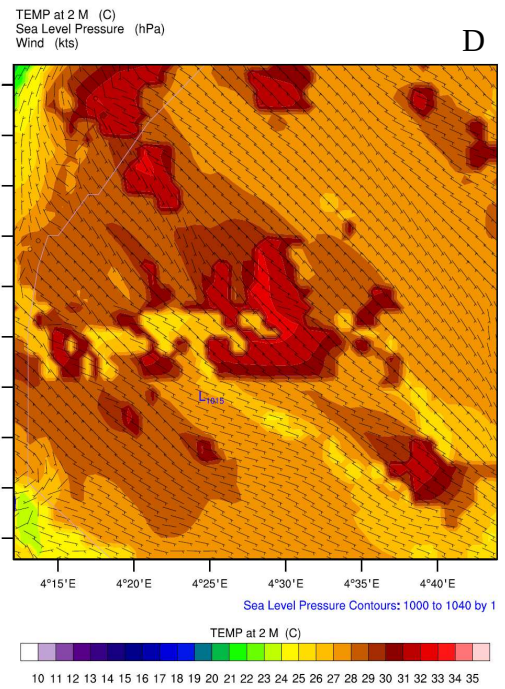
REAL-TIME WRF

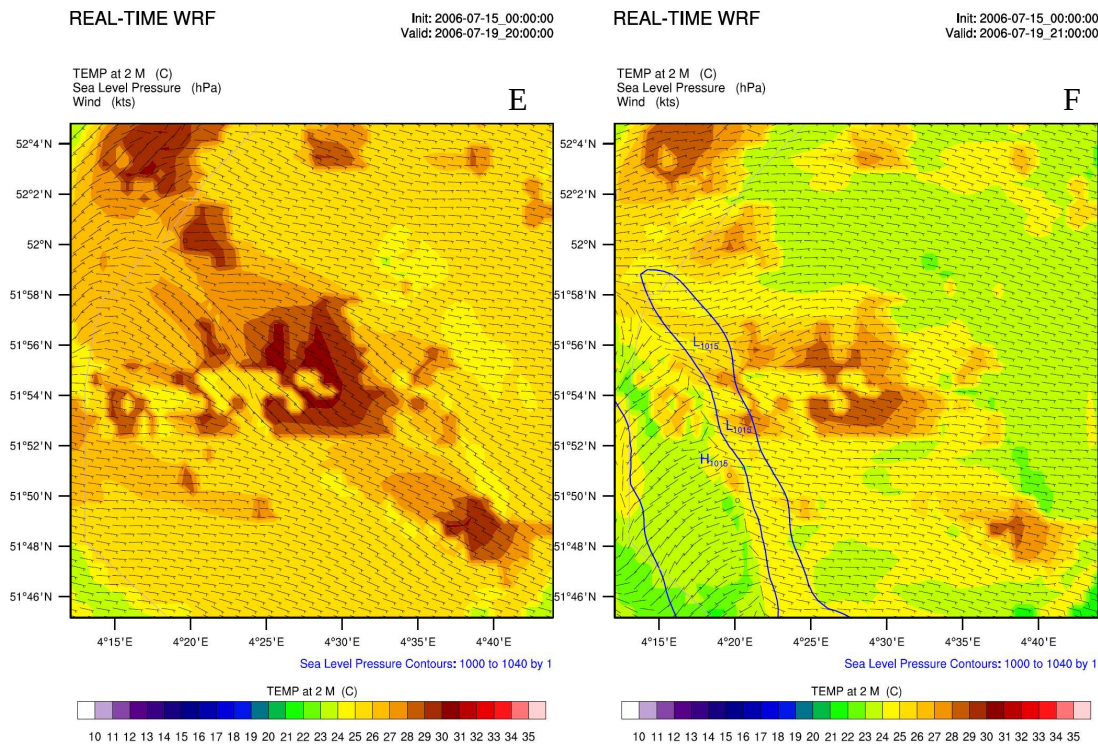
Init: 2006-07-15 00:00:00
Valid: 2006-07-19 17:00:00



REAL-TIME WRF

Init: 2006-07-15 00:00:00
Valid: 2006-07-19 19:00:00





Figuur 7: Gemodelleerde temperatuur, windsnelheid en -richting voor 19 Juli 2006 om 16:00 (a), 17:00 (b), 18:00 (c), en 19:00 UTC (d), 20:00 (e), en 21:00 UTC (f).

Voor 19 Juli, de warmste dag van de hittegolf van 2006, vinden we dat overdag het temperatuurverschil tussen de stad en het platteland beperkt blijft tot enkele graden (Fig. 7). In de stad wordt een temperatuur van ca. 35 °C berekend, terwijl 34.7°C werd geobserveerd als maximumtemperatuur op Rotterdam Airport. Na zonsondergang koelt het platteland snel af terwijl de steden nog relatief lang warm blijven, en blijft het temperatuurverschil tussen stad en platteland ca 5K. Daarnaast valt op dat de stroomafwaarts diverse warme pluimen achter de steden en dorpen te zien is (Fig. 7d, e). Het effect van de stad is dus tot ca 10 km achter de stad nog terug te vinden. Later in de nacht ebt het warmte-eiland effect langzaam weg (Fig. 7f), maar bedraagt nog steeds 5 K om 21.00 UTC.

4. Discussie

De huidige simulaties moeten worden geïnterpreteerd als een eerste inschatting van het WEE. Een aantal modelspecificaties, waaronder de opgelegde anthropogene bronnen, gemiddelde eigenschappen gebouwhoogte t.o.v. straatbreedte, van en de eigenschappen van de gebruikte bouwmaterialen, asfalt, sky-view factor, etc zijn op dit moment niet bekend voor de stad Rotterdam. Verder is de verdeling van de anthropogene bronnen over de dag en de nacht nog onbekend. Daarom is voor de huidige simulaties gerekend met de standaard instellingen in het WRF model (Chen et al., 2006). Toekomstig onderzoek zal meer informatie over deze model parameters moeten bieden.

Behalve de missende parameters, behoeft dit model nog verdere validatie voor de stad. Hiervoor zijn meteorologische metingen van regionale schaal tot straatniveau nodig.

Daarnaast moeten deze resultaten niet worden geïnterpreteerd als temperaturen op individueel straatniveau. Individuele straten worden beïnvloed door schaduwen door individuele gebouwen, windcirculaties rondom gebouwen, en lokale aanwezigheid van waterpartijen en vegetatie. Vertaling van de huidige modelresultaten op de mesoschaal naar straatniveau vraagt om schalingsregels die kunnen worden afgeleid uit waarnemingen of

modellen op microschaal.

5. Conclusies

In deze studie wordt middels modelsimulaties een eerste indicatie gegeven voor de grootte van het warmte-eiland effect voor de stad Rotterdam en omgeving. Het volgende kan worden geconcludeerd voor de berekende episodes:

- 1) Het warmte-eiland effect voor Rotterdam is evident aanwezig, en bedraagt ca. 5 K en 1-2 K voor de hittegolven van 2006 en 2003 respectievelijk.
- 2) De grootte van het warmte-eiland effect voor Rotterdam verschilt van hittegolf tot hittegolf.
- 3) Er wordt een substantieel temperatuurverschil tussen Rotterdam Zuid en Rotterdam Noord gemodelleerd.
- 4) Het warmte-eiland effect in Rotterdam is sterk afhankelijk van het optreden van een (geregelde voorkomende) zeewindcirculatie.
- 5) Stroomafwaarts van de steden in de regio Rotterdam wordt er 's nachts soms een 'warme pluim' en soms een koude pluim berekend.

Dankwoord

De auteurs bedanken het KNMI voor het beschikbaar stellen van het weerkaartenarchief en de klimatologische waarnemingen.

Referenties

- Basara, J., P.K. Hall, A. Schroeder, B.G. Illston, and K. L. Nemunaitis, 2008: Diurnal cycle of the Oklahoma urban heat island. *J. Geophys. Res.*, **113**, D20109.
- Chen F., M. Tewari, H. Kusaka, and T. T. Warner, 2006: Current status of urban modeling in the community Weather Research and Forecast (WRF) model, 6th Symp. *Urban Environment*, AMS, Atlanta, GA, 28 January–3 February.
- Ek, M.B., K.E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno and J.D. Tarpley, 2003, Implementation of the Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res.*, **108** (D22), 8851, doi:10.1029/2002JD003296, 2003.
- Floor, C., 1970: Onderzoek Utrechts stadsklimaat met weerbus. *Hemel en Dampkring*, **68**, 107-111.
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Hand, L.M., and J.M. Shepard, 2009: An Investigation of Warm-Season Spatial Rainfall Variability in Oklahoma City: Possible Linkages to Urbanization and Prevailing Wind Speed. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **48**, 251-269.
- Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa, F. Kimura, 2001: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and slab models, *Bound.-Layer Meteor.*, **101**, 329-359.
- Lemonsu A., V. Masson, 2002: Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Bound.-Layer Meteor.*, **104**, 463-490.
- Lemonsu A., C.S.B. Grimmond, V. Masson, 2004: Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city: Marseille. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 312-327.
- Pigeon, G., A. Lemonsu, V. Masson, J. Hidalgo, 2008: De l'observation du microclimat urbain à la modélisation intégrée de la ville. *La Meteorologie*, **62**, 39-47.
- Pino, D., J. Vila-Guerau de Arellano, A. Comeron, and F. Rocadenbosch, 2004: The boundary layer growth in an urban area, *Sci. Total. Environ.*, **334-335**, 207-213.
- Rotach, M.W., S-E. Gryning, E. Batchvarova, A. Christen, and R. Vogt, 2004: Pollutant dispersion close to an urban surface- the BUBBLE tracer experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **87**, 39-56.
- Synnefa, A., A. Dandou, M. Santamouris, M. Tombrou, N. Soulakellis, 2008: On the use of cool materials as a heat island mitigation strategy. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **47**, 2846-2856.
- Toudert, F.A., and H. Mayer, 2006: Numerical Study on the Effects if Aspect ratio and orientation of an urban street canyon on outdoor thermal comfort in hot and dry climate. *Build. Environ.*, **41**, 94-108.

Appendix A: Technische specificaties WRF configuratie.

Voor deze runs maken we gebruik van het Grell convectieschema (Grell, 1993), het NOAH landoppervlakteschema (Ek et al, 2003) dat is uitgerust met een urban tile (Kusaka, 2001). De begin- en randvoorwaarden worden geleverd door NCEP final analysis (1 x 1 ° ruimtelijke resolutie), en het model draait met een tijdstap van 180 sec. Verder gebruikt het model 28 vertical levels op de volgende eta niveaus:

eta_levels¹ = 1.000, 0.996, 0.990, 0.978, 0.964, 0.946, 0.922, 0.894, 0.860, 0.817, 0.766, 0.707, 0.644, 0.576, 0.507, 0.444, 0.324, 0.273, 0.228, 0.188, 0.152, 0.121, 0.093, 0.069, 0.048, 0.029, 0.014, 0.000.

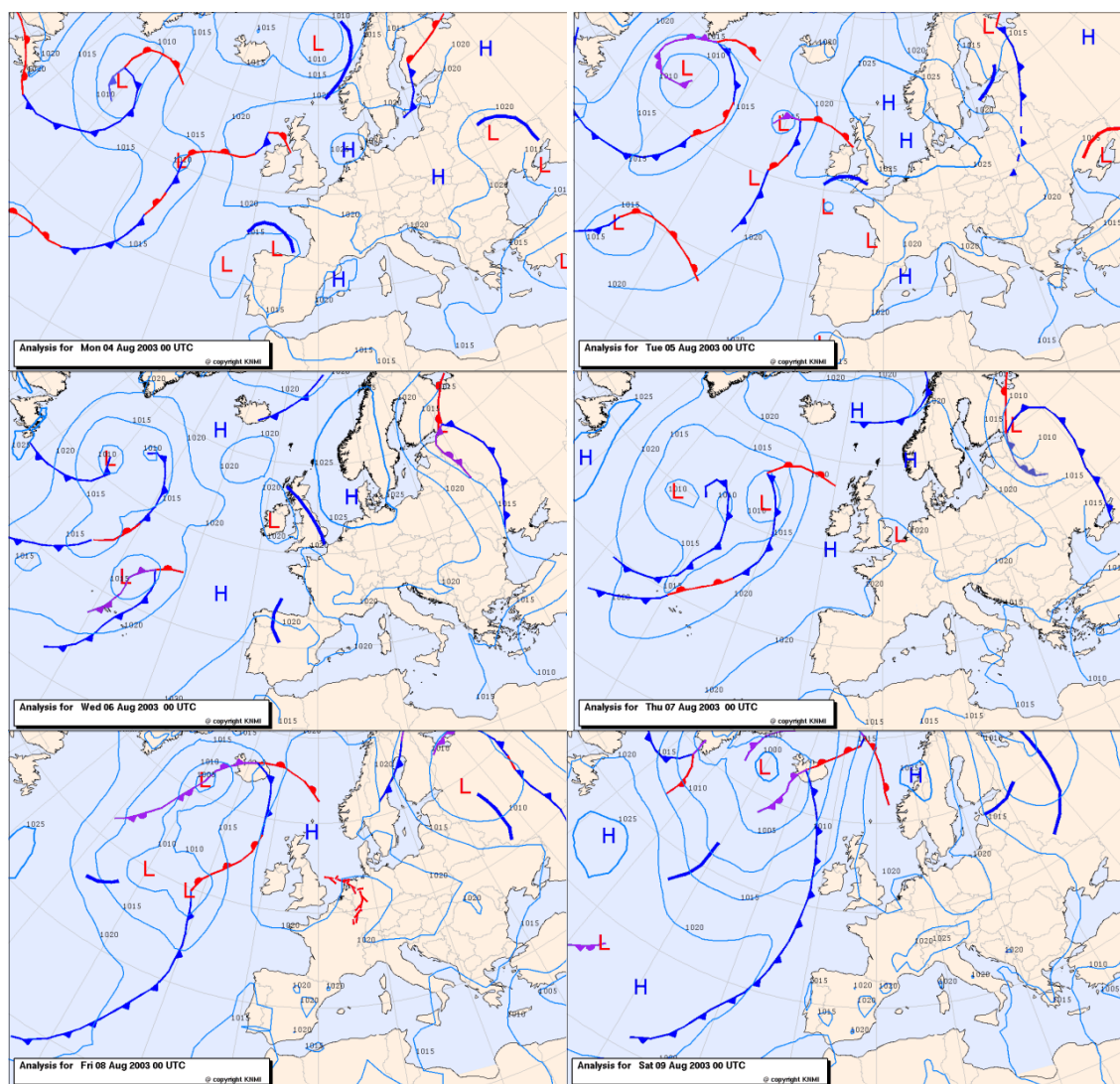
Resolutie domein 1: 25 km (41 bij 41 cellen)

Resolutie domein 2: 5 km (41 bij 41 cellen)

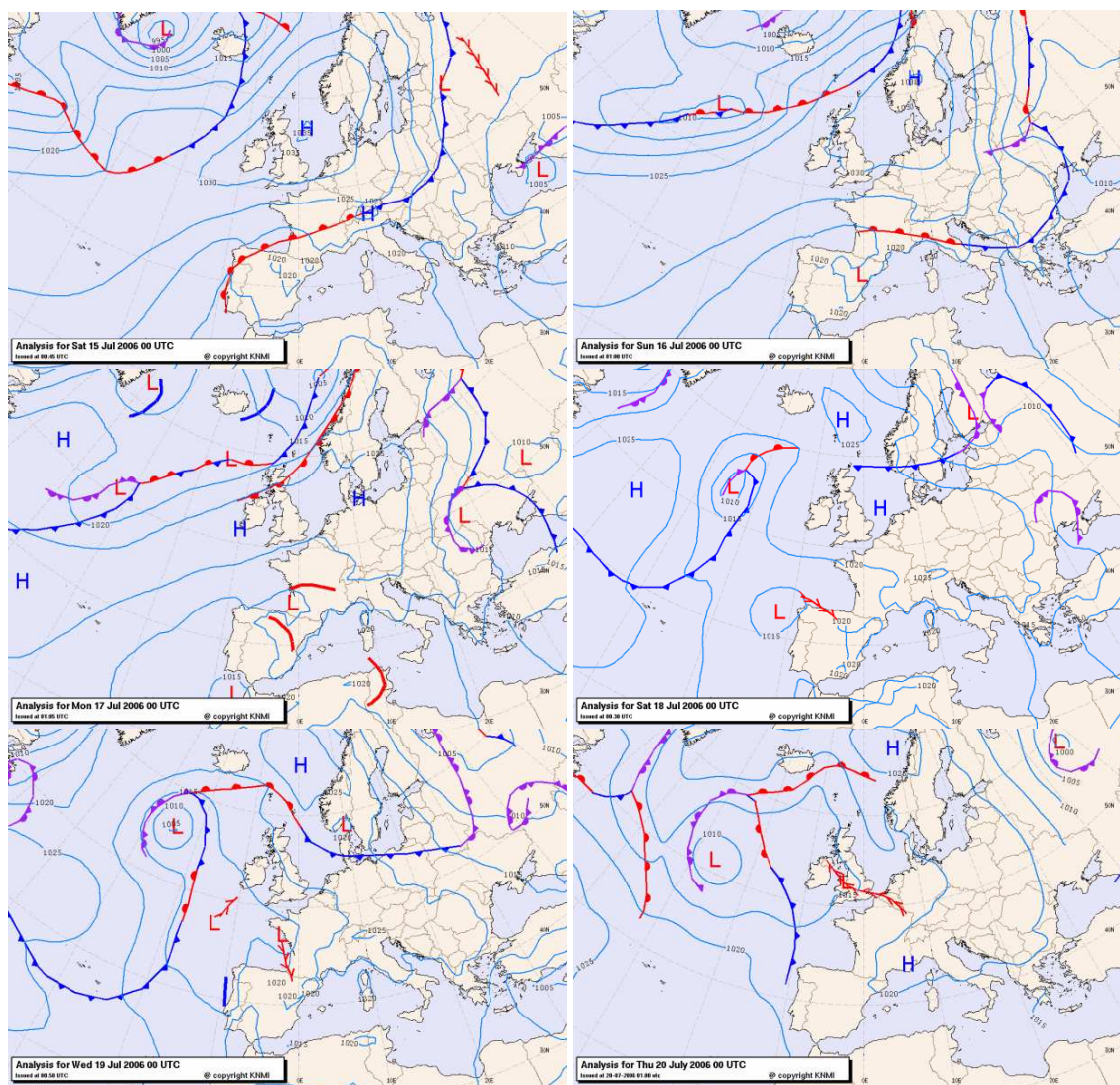
Resolutie domein 3: 1 km (61 bij 61 cellen).

¹ $\eta = \frac{p - p_{\text{modeltop}}}{p_{\text{oppervlak}} - p_{\text{modeltop}}}$

Appendix B: Grootchalige weersituatie Augustus 2003



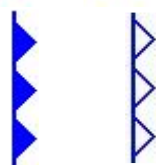
Appendix C: Grootchalige weersituatie Juli 2006



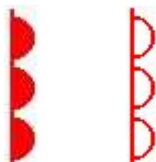
Symbolen weeraart

L **H**

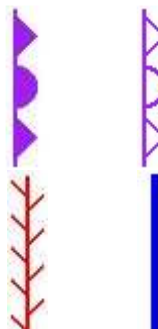
positie van kern lagedrukgebied
en centrum hogedrukgebied



koufront, punten geven bewegingsrichting aan
dichte symbolen: aan de grond
open symbolen: in de hogere luchtlagen



warmtefront, bolletjes geven bewegingsrichting aan
dichte symbolen: aan de grond
open symbolen: in de hogere luchtlagen



occlusie, symbolen geven bewegingsrichting aan
dichte symbolen: aan de grond
open symbolen: in de hogere luchtlagen

trog (verschillende tekenwijzen)