





# Inhoudsopgave

<b>INHOUDSOPGAVE</b> .....	<b>3</b>
<b>INLEIDING</b> .....	<b>5</b>
<b>CONSTRUCTIE VAN DE SYTEMP</b> .....	<b>7</b>
BRUIKBARE EN BESCHIKBARE BOVENLUCHTGEGEVENS .....	7
BOVENLUCHTINFORMATIE: AMDAR .....	7
GRONDNIVEAU-INFORMATIE: METAR.....	10
COMBINATIEPROCEDURE VOOR AMDAR- EN METAR- GEGEVENS .....	10
<b>BEREKENING EN BETEKENIS VAN AFGELEIDE METEOROLOGISCHE PARAMETERS</b> .....	<b>15</b>
NIVEAUS MET BETREKKING TOT OPSTIJGENDE LUCHTPAKKETJES .....	16
ONSTABILITEITSPARAMETERS.....	19
DEFINITIE EN BERECENING VAN VERTICALE WINDSCHERING EN HELICITEIT .....	22
<b>VOORBEELDEN VAN CONVECTIEVE SITUATIES</b> .....	<b>25</b>
VOORBEELD 1: 28-30 JULI 2003 .....	25
VOORBEELD 2: 16 JULI 2003.....	28
VOORBEELD 3: 21 JULI 2003.....	30
<b>CONCLUSIES</b> .....	<b>33</b>
<b>AANBEVELINGEN</b> .....	<b>34</b>
<b>REFERENTIES</b> .....	<b>35</b>



# Inleiding

Het project Syntemp, uitgevoerd door de afdeling R&D Waarnemingen in opdracht van de afdeling Weersverwachtingen & Adviezen, is in februari 2003 gestart en in augustus voorlopig afgerond. De deelnemers aan het project zijn:

**Oscar van der Velde:** projectuitvoering

**Iwan Holleman:** begeleiding en contactpersoon

**Jitze van der Meulen:** AMDAR expert

**Sylvia Barlag:** hoofd R&D Waarnemingen

Het tweeledig doel van dit project is:

- 1) het samenbrengen van alle beschikbare bovenluchtwarnemingen, anders dan radiosondewarnemingen, op basis van nu beschikbare remote sensing technieken en vliegtuigwarnemingen verkregen via AMDAR (Aircraft Meteorological DATA Relay system), én weergave van het profiel in een thermodynamisch diagram (bijv. Bijvoet)
- 2) het ontwikkelen van nieuwe presentatievormen voor de thermodynamische informatie, bijvoorbeeld in de vorm van tijdreeksen van meteorologische parameters

Verticale profielinformatie van het Nederlandse luchtruim werd tot november 2002 vier maal daags verkregen door het oplaten van een radiosonde vanaf het weerstation De Bilt. In verband met bezuinigingen is het aantal oplatingen nu gereduceerd tot twee per dag. Desondanks heeft de operationele meteorologie een grote behoefte aan gedetailleerde profielinformatie ten behoeve van het monitoren van, en waarschuwen voor potentieel maatschappij-ontwrichtende weersomstandigheden. Uit andere bronnen, zoals metingen verricht door verkeersvliegtuigen en remote-sensing apparatuur, is ook veel informatie beschikbaar voor het maken van verticale profielen. Tot op heden bestaat er geen algemeen bruikbare presentatievorm voor deze gegevens en zijn ze bovendien slecht geordend, waardoor de operationele gebruikswaarde beperkt is.

Het samenbrengen van bovenluchtgegevens levert één verticaal profiel op welke onder andere geplot kan worden in het bekende Bijvoetdiagram (theta-s,p diagram). Uit dergelijke diagrammen kunnen eigenschappen zoals stabiliteit en de hoogte van de wolkenbasis snel grafisch worden bepaald. Van deze synthetische temp ("Syntemp") zullen vervolgens afgeleide parameters worden berekend en weergegeven worden. Dit maakt verbeterde monitoring van de bovenlucht in kritieke weersituaties mogelijk voor de operationele meteoroloog. Het doel is dan ook om behalve de klassieke weergave in een Bijvoet diagram ook alternatieve presentatievormen te ontwikkelen die zich beter lenen voor de weergave van de afgeleide parameters, zoals bijvoorbeeld tijdreeksen.

De synthetische temp is bedoeld om een aanvulling te bieden op de verminderde standaard radiosonde oplatingen. Overigens heeft dit project niet tot doel om de randvoorwaarden te vervullen voor het definitief uitfaseren van de radiosonde.

Een van de resultaten van dit project is een intranet pagina waarop de meeste recente Syntemp-profielen worden gepresenteerd samen met tijdreeksen van afgeleide meteorologische parameters. De bijbehorende intranet link is:

**<http://info.knmi.nl/~holleman/syntemp.html>**

# Constructie van de Syntemp

## Bruikbare en beschikbare bovenluchtgegevens

Het idee van de Syntemp is om met alle bruikbare meetmethoden die beschikbaar zijn een zo compleet mogelijk verticaal profiel te construeren. Modelgegevens worden buiten beschouwing gelaten omdat een profiel uit uitsluitend waarnemingen gewenst is, waarmee het model desgewenst vergeleken kan worden. De radiosondegegevens worden niet gebruikt voor de Syntemp, omdat juist de bedoeling van dit project is om te laten zien wat er naast de radiosonde mogelijk is.

De waarneemmethoden die van belang zijn voor de Syntemp, waarvan de gegevens op dit moment operationeel gegenereerd en bewaakt worden, zijn vliegtuigwaarnemingen (AMDAR) en waarnemingen van grondstations. De grondstations leveren informatie over de wolkenhoogte, wolkenbedekkingsgraad, temperatuur en vocht aan de grond.

Gegevens van remote-sensing technieken die verticale wind- en (virtuele) temperatuurprofielen kunnen leveren, zoals de op Cabauw gestationeerde windprofiler en het Radio Acoustic Sounding System (RASS) en de Doppler radar windprofielen van Den Helder en De Bilt, zijn op dit moment nog niet in operationele vorm beschikbaar. Daarom zijn deze vooralsnog niet inzetbaar voor de Syntemp. Ook de metingen van de sensoren op de 213 meter hoge meetmast van Cabauw zijn nog niet volledig operationeel. Dit impliceert dat de Syntemp in de toekomst kan worden uitgebreid met informatie uit meer bronnen en daardoor in potentie meer heeft te bieden dan in dit project is gedemonstreerd.

De nieuwe remote-sensing technieken die vochtprofielen kunnen genereren, zoals een DIAL lidar, staan nog in de kinderschoenen en zullen op zijn vroegst pas over enige jaren beschikbaar worden. Ook de plaatsing van vochtsensoren op AMDAR-vliegtuigen zal nog even op zich laten wachten.

## Bovenluchtinformatie: AMDAR

De voor de Syntemp op dit moment belangrijkste bron van bovenluchtinformatie zijn de wind- en temperatuurwaarnemingen van opstijgende en dalende vliegtuigen onder de naam AMDAR (Aircraft Meteorological DATA Relay system). Deze waarnemingen bieden de mogelijkheid tot het maken van verticale profielen. Dit is de belangrijkste informatie bron voor de Syntemp op dit moment. Ongeveer 300 Europese AMDAR vliegtuigen rapporteren hun gegevens, waarvan gemiddeld 50% binnen 15 minuten en 99.6% binnen twee uur aankomt bij de meteorologische centra (bron: J. van der Meulen, E-AMDAR Quality Evaluation Centre, Eumetnet). Het betreffen vliegtuigen die deel uitmaken van het internationale luchtvaart verkeer. Voor Europa doen hieraan mee: KLM, BA, Air France, Lufthansa en SAS.

Periodiek worden de AMDARs onderworpen aan een kwaliteitscontrole, waarbij de richtlijnen zijn dat de temperatuurwaarnemingen maximaal 0.5 K mogen afwijken van het Hirlam weersverwachtingsmodel, windsnelheden maximaal 2.0 m/s en windrichting maximaal 20 graden. Veelvuldig te veel afwijkende vliegtuigen worden uitgeschakeld. De gemiddelde afwijking over het vierde kwartaal van 2002 (50% van de data voldoet hieraan) bedraagt  $-0.2$  tot  $+0.4$  K in temperatuur,  $-0.2$  tot  $+0.4$  m/s in windsnelheid, en 13 graden verschil in windrichting ten opzichte van het HiRLAM model dat als achtergrond voor de te toetsen waarneming dient (QEvC 2002-IV).

De verticale resolutie van vliegtuigprofielen hangt af van de frequentie waarmee waarnemingen worden gerapporteerd tijdens het opstijgen of landen. In de FM42 gecodeerde AMDARs wordt er vanaf de grond tot circa 900 hPa om de 10 hPa gerapporteerd, daarboven om de 50 hPa (AMDAR Reference Manual). BUFR-gecodeerde AMDARs hebben doorgaans een hogere rapporteerfrequentie. Dalende vliegtuigen rapporteren alleen vanaf 500 hPa tot de grond, sommige stijgende vliegtuigen rapporteren tot hoogtes boven het 350 hPa niveau.

AMDARs worden over een rechthoekig gebied over Nederland geselecteerd voor de samenstelling van de Syntemp. In onderstaande grafiek is de beschikbaarheid van bruikbare profielen van 13 maart tot 18 juni 2003 in dit gebied afgebeeld:

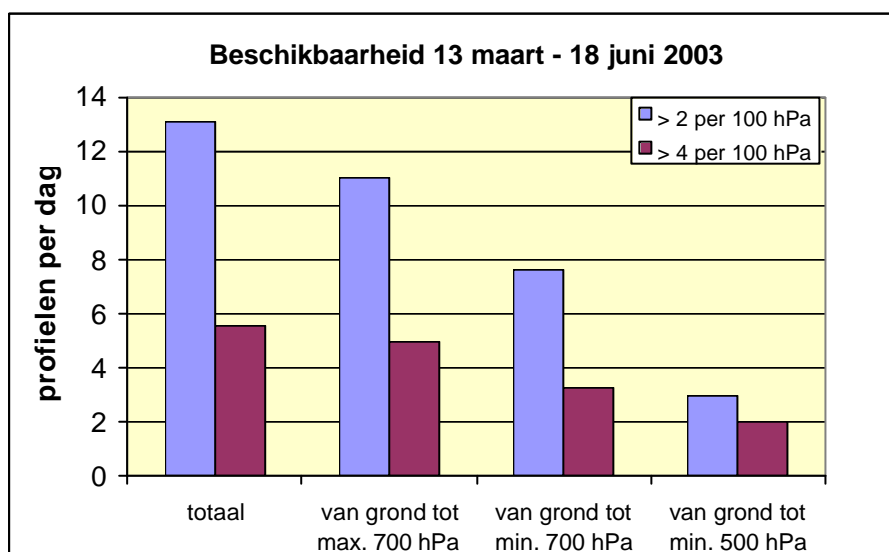


Fig. 1 Het gemiddeld aantal profielen per dag voor Schiphol, gerangschikt naar hoogte en kwaliteit.

Er zijn dus gemiddeld ongeveer 8 profielen per dag die tenminste vanaf de grond tot het 700 hPa niveau komen, waarvan 3 profielen met een gemiddelde verticale resolutie van meer dan vier metingen per 100 hPa. Van die 8 profielen per dag reiken gemiddeld 2 à 3 profielen vanaf de grond tot minimaal het 500 hPa-niveau. Deze lange profielen bezitten doorgaans een goede verticale resolutie.

Er blijkt ook een verschil te bestaan in de gemiddelde hoogte tot waar de vliegtuigen hun profielen maken: 62% van de dalende vliegtuigen rapporteren profielen vanaf het 700 hPa-niveau tot aan de grond, en slechts 1% van de



dalende vliegtuigen rapporteren vanaf het 500 hPa niveau tot aan de grond. Stijgende vliegtuigen rapporteren meestal tot hogere niveaus: 75% rapporteert vanaf de grond tot tenminste tot het 700 hPa-niveau en 47% tot tenminste het 500 hPa-niveau. Het gemiddelde drukniveau (vanaf de grond) waar het profiel ophoudt is bij dalende vliegtuigen gelijk aan 639 hPa en bij stijgende vliegtuigen is dat gelijk aan 538 hPa.

De wekelijkse gang in het aantal AMDAR-profielen per dag is minder groot dan de dagelijkse gang. Maar er zijn zeker duidelijke effecten door een verhoogd aantal vliegtuigbewegingen op maandagmorgen en vrijdagmiddag. De verdeling van het aantal AMDAR-profielen over de dag is weergegeven in onderstaande figuur:

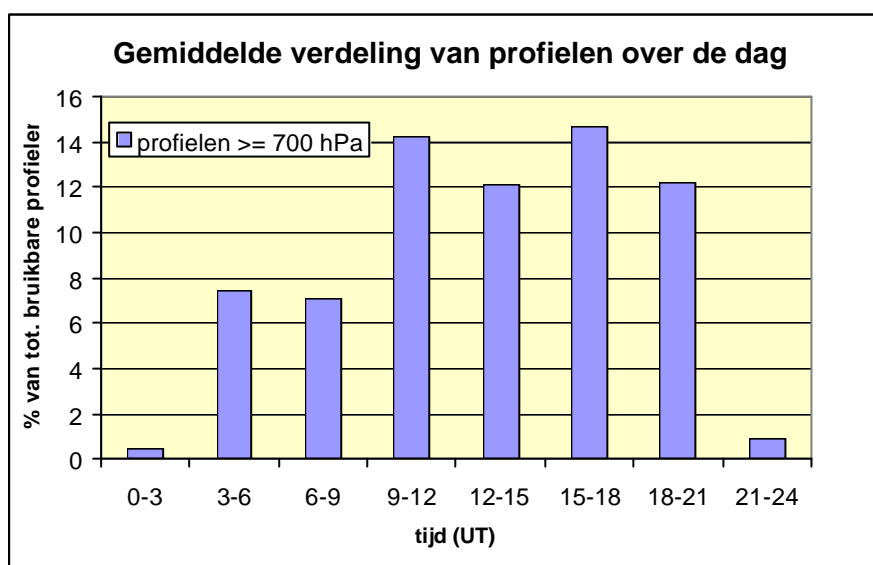


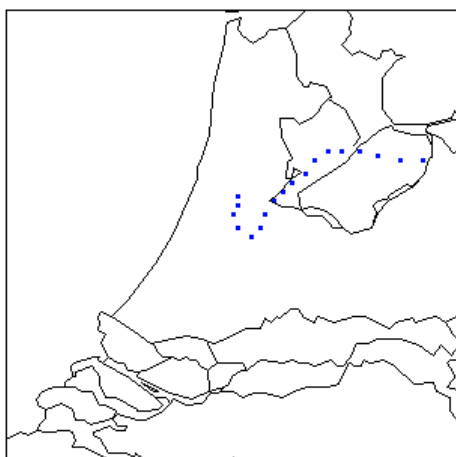
Fig. 2 Gemiddelde verdeling van de bruikbare profielen over de dag voor Schiphol.

Uit bovenstaande grafiek blijkt dat er 's nachts amper gevlogen wordt, zoals verwacht. De meeste AMDARs komen gedurende de middag en avond binnen. Tijdens de ochtenduren is de beschikbaarheid ongeveer de helft van dat van de middag en avond. Van de korte profielen, die niet hoger reiken dan het 700 hPa-niveau (niet afgebeeld), ligt de piek in de middaguren en komen er 's ochtends meer binnen dan 's avonds.

De huidige BUFR-formaat AMDARs zijn afkomstig van Lufthansa vliegtuigen op weg naar óf afkomstig uit Duitsland. De profielen lopen dus in oostelijke richtingen van en naar Schiphol. De FM-42-formaat AMDARs (KLM en BA) zijn vaak afkomstig van vliegtuigen die de Noordzee over gaan steken óf over gestoken hebben. Deze profielen lopen dus in westelijke richting van en naar Schiphol.

In figuur 3 is de route weergegeven van een op Schiphol landend vliegtuig op 26 mei 2003 in het gebied, waarbinnen voor de Syntemp de AMDAR- en METAR-waarnemingen samengesteld worden. Overigens krijgen de grote luchthavens van Frankfurt, Londen en Parijs zoveel verkeer van rapporterende vliegtuigen dat binnen een even groot gebied als om Schiphol er meestal genoeg AMDARs binnenkomen om elk uur (tussen zonsopkomst en –ondergang) een nieuwe Syntemp te genereren. Deze reiken vaak vanaf de grond tot 300 hPa of hoger.

Door de rapportagestrategie verder te optimaliseren zou de profielfrequentie ook voor Schiphol tot dit niveau verbeterd kunnen worden. Schiphol heeft een bescheiden rol hierin omdat de bijdrage van KLM aan het aantal AMDARs zeer gering is ten opzichte van die van BA, Air France, Lufthansa, en SAS.



*Fig. 3 Voorbeeld van de route van een landend vliegtuig in het gebied waarbinnen AMDAR en METAR gegevens worden gecombineerd: tussen 51.5°-53.0° noorderbreedte en 3.5°-6.0° oosterlengte.*

## **Grondniveau-informatie: METAR**

Op alle vliegvelden worden waarnemingen verricht ten behoeve van de luchtvaart. Deze waarnemingen worden elk half uur gerapporteerd in de vorm van een METAR en bevatten naast temperatuur, dauwpunt, luchtdruk en wind ook de hoogte van de basis en bedekkingsgraad van maximaal vier wolkenlagen. Deze worden bepaald door ceilometers, die op elk vliegveld geïnstalleerd zijn. Het dauwpunt uit deze waarnemingen is op dit moment de enige meetbare grootte voor de luchtvochtigheid in de Syntemp en is daarom van groot belang voor de bepaling van de latente onstabiele. De halfuurlijkse waarnemingen van de grondstations op de vliegvelden worden verder kortweg METARs genoemd.

## **Combinatieprocedure voor AMDAR- en METAR-gegevens**

AMDAR- en METAR-gegevens worden opgehaald uit de Real-Time Waarnemingen Database (RTWNDB) met behulp van speciaal hiervoor geschreven toegangsroutines. Met deze routines is het mogelijk een selectie te maken uit de gegevens in tijd en ruimte.

Het huidig ingestelde gebied waarbinnen AMDAR- en METAR gegevens voor de Syntemp geselecteerd worden is afgebeeld in figuur 3. Dit gebied is klein genoeg gekozen dat er geen AMDARs binnenkomen van vliegtuigen die landen op of opstijgen van vliegveld Zaventem (België), Düsseldorf (Duitsland), of Londen (Engeland).

Over het aangegeven tijdvak met een lengte van 2 uur worden de METAR-gegevens van Schiphol (ICAO code "EHAM") opgehaald uit de real-time waarnemingen database. Deze gegevens worden vervolgens gebruikt om voor de AMDAR-waarnemingen in dit tijdsvak de druk bij de gerapporteerde hoogte uit te rekenen met behulp van de formule van de ICAO standaardatmosfeer. Van de AMDARs worden alleen de vliegtuigen met Eumetnet-AMDAR identificatienummer meegenomen. Enige maatregelen moeten voorkomen dat foutieve waarnemingen doordringen tot de Syntemp. Deze maatregelen zijn beperkt tot het instellen van grenzen waarbinnen de waarden van de waargenomen grootheden zich mogen bewegen.

De AMDAR-waarnemingen die geselecteerd zijn binnen het tijd- en ruimtevak worden vervolgens over de drukvakken van het profiel (25 hPa, instelbaar) gemiddeld. Dit wordt gedaan om ruis in het gecombineerde temperatuurprofiel van vliegtuigen die in verschillende richtingen vliegen bij grote horizontale temperatuurgradiënten (kou en warmte fronten) te onderdrukken. Bij de middeling van wind worden de cartesische u- en v-componenten gebruikt in plaats van windsnelheid en -richting. De gemiddelde druk van de AMDARs binnen een drukstap geldt na de middeling als bijbehorende luchtdruk voor de temperatuur- en windinformatie in het profiel.

Als de hoogste luchtdruk van het AMDAR-profiel lager is dan die van de METAR van het dichtstbijzijnde vliegveld (het profiel begint dan niet aan de grond), wordt de meest recente METARs in het gekozen tijdvak en gebied toegevoegd aan het profiel als waarneming aan de grond. De temperatuur- en dauwpuntinformatie in de beschikbare METARs worden gemiddeld tot grondwaarnemingen die representatief zijn voor een groter gebied. De windinformatie wordt niet verkregen uit een middeling maar uit de meest recente waarneming op het dichtstbijzijnde vliegveld teneinde een betere continuïteit met de AMDAR-windwaarnemingen te verkrijgen. Als de METAR luchtdruk lager is dan de grootste luchtdruk in het AMDAR-profiel (dit is mogelijk bij snelle drukdalingen) worden de onderste AMDAR niveaus verwijderd en vervangen door de METAR grondwaarnemingen.

De wolkenhoogte-informatie die aanwezig is in de METARs wordt omgezet naar wolkenbasis-luchtdruk met behulp van de ICAO standaard atmosfeer. Dit is nodig voor de weergave van de wolkenbasishoogten in het Bijvoetdiagram. De gemiddelde bedekkingsgraad (SCT/FEW/BKN/OVC) van de METAR-stations in het gebied wordt per niveau berekend.

In het kort bevat de Syntemp dus:

#### **Bovenlucht:**

- AMDAR wind en temperatuur gemiddeld over 2 uur en 25 hPa verticaal, én binnen een vierkant van 51.5 tot 53.0 graden NB en 3.5 tot 6.0 graden OL (instelbaar).
- Wolkenbasishoogten en bedekkingsgraad uit de meest recente METAR-rapporten van de vliegvelden binnen het geselecteerde gebied.

#### **Grondniveau:**

- Van de meest recente METARs de gemiddelde temperatuur en dauwpunt over de stations in het geselecteerde gebied
- Van de meest recente METAR van het dichtstbijzijnde vliegveld de windsnelheid en -richting

Als de module elk uur gedraaid wordt, zijn de Syntemp-profielen een lopend gemiddelde: oude AMDAR waarnemingen vallen af, nieuwe komen erbij.

De output van de Syntemp-module met samengevoegde bovenluchtinformatie en grondwaarnemingen bestaat uit een ASCII-bestand met daarin de volgende kolommen:

Luchtdruk (Pa) - Temperatuur (K) - Dauwpunt (K) - Windrichting (deg) - Windsnelheid (m/s) - Wolkenbasis (m) - Aantal observaties - Gemiddelde bedekking (1-4)

Als voorbeeld is een deel van een uitvoerbestand hieronder weergegeven:

```

100200 288. 6 285. 8 20 5. 6 -999 -999 -999
98699 288. 0 -999. 0 2 7. 1 -999 -999 -999
96600 -999. 0 -999. 0 -999 -999. 0 304 2 2
96500 -999. 0 -999. 0 -999 -999. 0 304 1 2
96299 286. 4 -999. 0 7 7. 0 -999 -999 -999

```

Hierbij zijn ontbrekende waarden ingesteld op –999. De gegevens zijn gerangschikt van hoge luchtdruk (boven) naar lage luchtdruk (onder) in de eerste kolom van het bestand. Dit uitvoerbestand kan worden geplott in het Theta-s,p diagram (Bijvoet), zie het voorbeeld in figuur 4. Fraai is de figuur te zien hoe kou advectie achter een koufront (krimpende wind met de hoogte) onder de inversie tot een scherpere inversie leidt. Ook de dagelijkse gang is duidelijk zichtbaar in de METAR grondwaarnemingen. De afkoeling aan de grond heeft de convectieve bewolking (de grijze balken in het linker diagram) laten verdwijnen. In het volgende hoofdstuk zal worden ingegaan op de tijdseries van meteorologische parameters die af te leiden zijn uit de Syntemp-profielen.

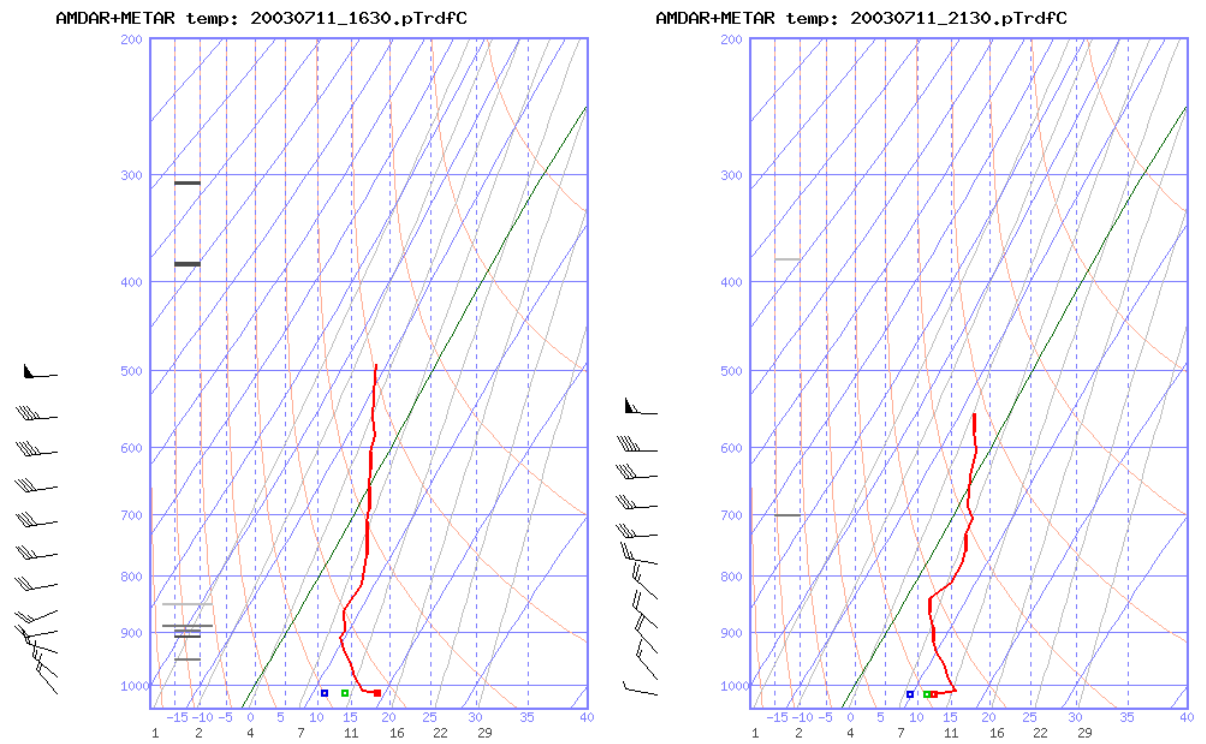


Fig. 4 Syntemps voor Schiphol op 11 juli 2003 van 1630 UT en 2130 UT weergegeven in een Bijvoet diagram.



# Berekening en betekenis van afgeleide meteorologische parameters

De hoge frequentie van ontvangst van nieuwe Syntemp profielen (gemiddeld circa 8 lange profielen overdag, vanaf de grond tot minimaal het 700 hPa-niveau) maakt deze profielen zeer geschikt om tijdseries van meteorologische parameters te genereren. De meest bruikbare parameters worden in enkele tijdreeksgrafieken gepresenteerd, waardoor een goed beeld van de evolutie van de weersomstandigheden in de bovenlucht kan worden verkregen.

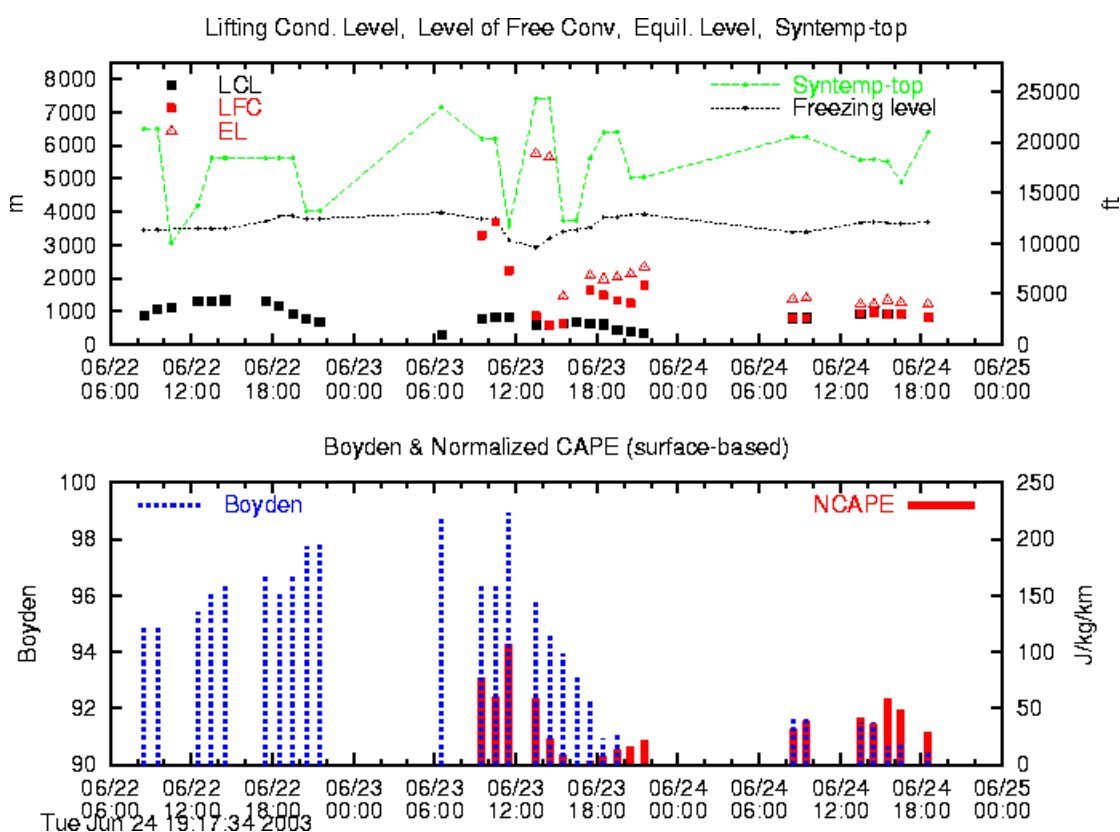


Fig. 5 Voorbeeld van tijdreeksen van meteorologische parameters in een grafiek. Afgebeeld zijn de onstabieleit en niveaus in de periode 22 juni tot 25 juni 2003. Op 23 juni was er enige onweersactiviteit rond Nederland. Op 24 juni waren er ondiepe cumuluswolken onder een inversie te zien, zoals ook af te leiden valt uit de grafiek.

Het berekenen van de meteorologische parameters gebeurt in een aparte module dat het uitvoerbestand van de Syntemp-module verwerkt. Hierbij worden de gegevens per drukniveau uit het Syntemp-bestand gelezen, waarbij temperatuur, dauwpunt en wind (u- en v-component) afzonderlijk van elkaar op tussenliggende drukwaarden met een stap van 1 hPa via lineaire interpolatie bepaald worden. Vervolgens worden de hoogtes van de luchtdruk niveaus berekend door integratie van de barometrische hoogtevergelijking. Omdat de dichtheid niet alleen afhankelijk is van de temperatuur, maar ook van de hoeveelheid waterdamp, moet in principe de virtuele temperatuur gebruikt worden. Omdat een vochtprofiel ontbreekt wordt voor de virtuele temperatuur aangenomen dat het verschil tussen temperatuur en dauwpunt aan de grond de beste benadering is voor dit verschil in

het hele profiel. Dit is uiteraard in werkelijkheid niet het geval. Het totaal niet meewegen van de vochtigheid zal resultaten opleveren die nog meer afwijken van de werkelijkheid. Bij de berekening van de hoogte van het 700 hPa niveau zou dit een afwijking van ongeveer 10 meter opleveren. Hoewel het slechts een klein hoogteverschil (0.3%) is, levert een 10 meter dikteverschil bij de berekening van de Boyden index een afwijking van 1 punt op.

Er zijn drie verschillende soorten meteorologische parameters die afgeleid worden van de Syntemp-profielen:

- Niveaus met betrekking tot opstijgende luchtpakketjes
- Onstabiliteit
- Verticale windschering

De meeste afgeleide meteorologische parameters (zie bijv. Rasmussen et al., 1998) zijn niet afhankelijk van vaste drukk niveaus, zoals traditionele indices (bijv. Boyden index), maar relatief ten opzichte van het aardoppervlak. Daarom maakt de geografische ligging en hoogte geen verschil voor de beoordeling van deze parameters en kunnen onderzoeksresultaten overal toegepast worden.

## **Niveaus met betrekking tot opstijgende luchtpakketjes**

Niveaus die betrekking hebben op fysische processen die plaatsvinden bij opstijgende luchtpakketjes (parcels) geven aan op welke hoogte deze luchtpakketjes verzadigd raken, condenseren, en waar er sprake is van vrije convectie. Deze niveaus zijn daarom erg bruikbaar voor de schatting van de wolkenbasis en voor de diepte van convectie.

### **Definitie en berekening van het "Lifting Condensation Level", het "Level of Free Convection" en het "Equilibrium Level"**

De niveaus met betrekking tot opstijgende luchtpakketjes zijn aangegeven in het Bijvoetdiagram in figuur 6.

Een luchtpakketje met een zekere temperatuur en waterdampgehalte wordt opgetild vanaf een zeker drukk niveau naar een niveau waar de druk lager is. Door de adiabatische decompressie zal de temperatuur in het opgetilde pakketje lager worden met toenemende hoogte, terwijl het waterdampgehalte constant blijft. Op het moment dat de temperatuur in het afkoelende pakketje gelijk wordt aan het dauwpunt condenseert de waterdamp tot wolkendruppeltjes. De druk waarbij dit gebeurt wordt het "Lifting Condensation Level" (LCL) genoemd, in het Nederlands ook wel het optillingscondensatieniveau genoemd.

Terwijl het luchtpakketje verder stijgt, condenseert er meer waterdamp. Hierbij komt condensatiewarmte vrij, waardoor het temperatuurverval met toenemende hoogte van het luchtpakketje lager wordt. Over het algemeen is het luchtpakketje ter hoogte van het LCL iets kouder dan zijn omgeving. Kent de omgeving echter een sneller temperatuurverval met de hoogte (6.5 tot 10 Kelvin per km), dan kan het luchtpakket bij verdere stijging weer warmer worden dan de omgeving. De hoogte waarop dit gebeurt wordt het "Level of Free Convection" (LFC) genoemd,



ofwel het vrije convectie-niveau. Er is nu geen arbeid meer nodig om hem verder op te tillen tegen de negatieve buoyancykrachten in, want nu het luchtpakket warmer is geworden dan zijn omgeving zorgen de buoyancykrachten ervoor dat het luchtpakketje vanzelf verder stijgt. Het luchtpakket vergaart nu kinetische energie in de vorm van CAPE, die omgezet wordt in opwaartse beweging. Wanneer de omgeving weer koeler wordt dan het luchtpakket, wordt de opwaartse beweging weer tegengewerkt door de buoyancykrachten. Het niveau waarop dat gebeurt is het evenwichtsniveau ofwel "Equilibrium Level" (EL).

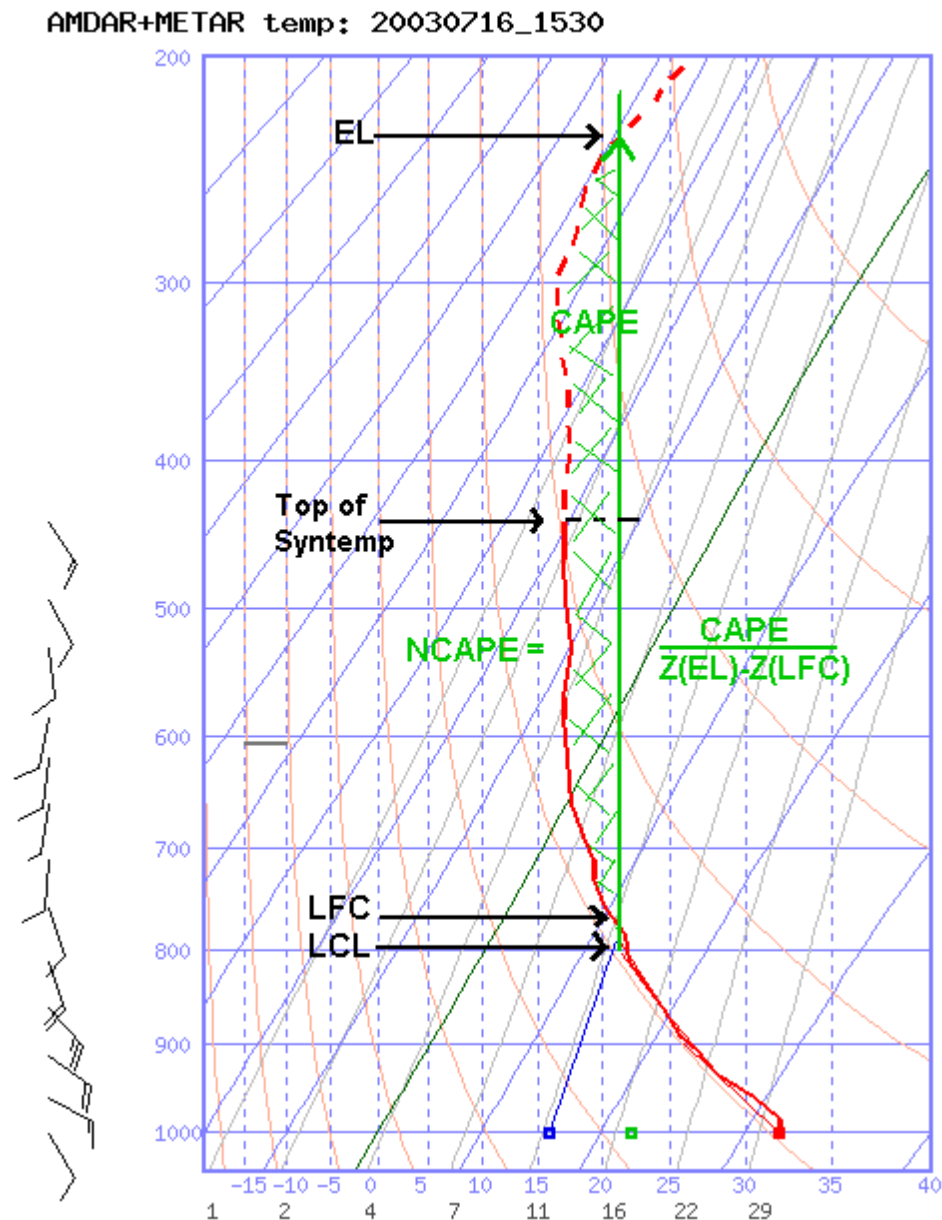


Fig. 6 Grafische presentatie van CAPE, genormaliseerde CAPE en de niveaus waarop condensatie (LCL) en vrije convectie (LFC) plaatsvinden, en het niveau waar de parcel gaat afremmen (EL). De dikke kromme is het temperatuurprofiel dat door de AMDARs gemeten is. De vierkantjes onderaan geven respectievelijk dauwpunt (links), natteboltemperatuur (midden) en temperatuur (rechts) aan die afkomstig is uit de gemiddelde METARs.

De niveaus met betrekking tot opstijgende luchtpakketjes worden in de Syntemp-module op drie manieren berekend:

- Op basis van gemiddelde waarnemingen van lucht- en dauwpunttemperaturen aan de grond uit METARs: "surface-based"
- Op basis van bovenstaande temperaturen, maar dan een met twee Kelvin lager dauwpunt. Op deze manier wordt de gemiddelde hoeveelheid waterdamp in de gemengde grenslaag benaderd. Uit ervaring blijkt dat het dauwpunt op de top van de mast van Cabauw meestal 2-3 Kelvin lager is dan die aan de grond.
- Aan de hand van de gemiddelde hoogte van de laagste wolkenbasis. Deze dient als LCL luchtdruk (voor de berekening van CAPE), waarbij de temperatuur vastgelegd wordt door de gemiddelde potentiële temperatuur over de 50 hPa net boven de grond in het Syntemp-profiel.

De niveaus die weergegeven worden in de tijdseriegrafieken worden berekend met de "surface-based" optillingsmethode.

### **Het gebruik van Lifting Condensation Level, het Level of Free Convection en het Equilibrium Level**

Het LCL is de laagste wolkenbasis die door optilling van een luchtpakket vanaf de grond mogelijk is. In de praktijk zal bij een goed gemengde grenslaag (dus vooral na de ochtend) de wolkenbasis iets hoger liggen dan het LCL.

Als het LFC even hoog ligt als het LCL, wil dat zeggen dat er gemakkelijk convectie plaats zal vinden. Het thermische "deksel" (Cap in het Engels) is dan als het ware zo goed als afwezig en er is slechts een lichte forcering nodig om een bui te doen ontstaan. Is daarentegen de verticale afstand tussen LCL en LFC groter, dan moet eerst een zekere hoeveelheid energie overwonnen worden om het luchtpakket tot het vrije convectie-niveau te brengen. De temperatuur aan de grond is per definitie gelijk aan de "convectieve temperatuur" als de thermische deksel nul is. Als de convectieve temperatuur niet gehaald wordt, wil dat nog niet zeggen dat er geen buien zullen ontstaan, want door sterke stijgende bewegingen, bijv. convergentie aan de grond of dynamische stijgende bewegingen rond fronten, kan lokaal de hoeveelheid energie overwonnen worden die nodig is om de thermische deksel te doorbreken.

Een laag LCL en LFC, bijvoorbeeld onder de 1 kilometer, betekent dat er gemakkelijk convectie zal ontstaan, aangezien de grenslaag zich doorgaans wel tot deze hoogte zal opbouwen. Ook is uit onderzoek (Craven et al, 2002a; Edwards en Thompson, 2000) gebleken dat LCLs beduidend lager zijn in situaties met significante (F2-F5) tornado's in de Verenigde Staten dan bij andere onweerssituaties.

Een hoog LFC en/of LCL, bijvoorbeeld hoger dan 2 à 2.5 kilometer, betekent dat er een diepe grenslaag nodig is om tot convectie te komen. Er moet echter ook rekening gehouden worden met de mogelijkheid dat er zich een vochtige laag in de onderste 2 kilometer kan bevinden die gemakkelijker aanleiding tot onweersbuien kan geven dan convectie vanaf de grond. Dit wordt wel "elevated"

convectie genoemd. De Syntemp-profielen bieden nog geen volledig vochtprofiel, wel geven ze de hoogte van de waargenomen wolkenbases. Vanaf deze wolkenbasis kan in sommige gevallen dan wel degelijk convectie plaatsvinden.

Een EL (convectieve wolkentop) boven het  $-15$  à  $-20$  graden Celsius niveau duidt erop dat de wolkentop voldoende ijs bevat, en dat er onweer kan gaan optreden in buien. Samen met de sterkte van de stijgende bewegingen (NCAPE), de hoeveelheid aanwezige waterdamp en de organisatiegraad van het onweerscomplex bepaalt dit de elektrische activiteit.

De top van het Syntemp-profiel is 's zomers vaak te laag (4-6 km) om de convectieve wolkentop te bepalen, die bij zomers onweer meestal tussen de 8 en 13 km hoogte ligt. Daarom wordt in de tijdreeksgrafiek ook de top van het Syntemp-profiel weergegeven. Als er wel een LFC weergegeven is, maar geen EL, dan betekent dit dat EL boven de top van het Syntemp-profiel ligt.

## Onstabiele parameters

Onstabiele parameters geven aan of de thermische opbouw van de troposfeer gunstig is voor het ontstaan van onweersbuien. Twee van deze parameters worden berekend op basis van de Syntemp-profielen: de Convective Available Potential Energy (CAPE) en de Boyden index.

### Definitie en berekening van CAPE

CAPE is de arbeid (J/kg) die verricht wordt door opwaartse bewegingen van een luchtpakketje ten gevolge van buoyancy. Dit zijn dichtheidsverschillen (virtuele temperatuurverschillen) tussen een opstijgend luchtpakketje en zijn omgeving, waardoor er opwaartse krachten op het luchtpakketje gaan werken.

CAPE is in een thermodynamisch diagram bij benadering het oppervlak tussen de omgevingstemperatuurkromme en de kromme van de temperatuur van een opstijgend luchtpakketje (over een lijn van gelijke theta-s, verticaal in een Bijvoetdiagram). Dit komt neer op de volgende integraal:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \left( \frac{T_v^p - T_v^e}{T_v^e} \right) dz$$

Waarbij  $T_v$  de virtuele temperatuur is. De superscripts  $p$  en  $e$  duiden respectievelijk op parcel en environment.

De ondergrens voor de berekening van CAPE is het LFC, het niveau waarop de temperatuur van het luchtpakketje hoger wordt dan die van zijn omgeving. Op het moment dat het luchtpakketje kouder wordt dan zijn omgeving, op het EL (ook wel: Level of Neutral Buoyancy), zal de verticale snelheid gaan afnemen. Dit conceptuele model blijkt goed de globale processen in cumuli en onweersbuien te beschrijven. Uit studies gedaan in de Verenigde Staten blijkt dat de kans op zwaar weer toeneemt met de hoeveelheid CAPE (Craven et al., 2002a; Rasmussen en Blanchard, 1998). In tegenstelling tot de meeste onweersindices is de CAPE een fysische maat voor de latente onstabiele. De hoeveelheid CAPE kan worden

omgezet in kinetische energie, waaruit de opwaartse snelheid kan worden afgeleid:

$$W = \sqrt{2 * CAPE}$$

Deze opwaartse snelheid wordt echter zelden bereikt, omdat in werkelijkheid processen als inmenging van droge lucht en zwaartekracht en wrijving op vallende neerslag de opwaartse snelheid zullen tegenwerken.

Er zijn verschillende methodes om CAPE te berekenen. Standaard worden voor de berekening van CAPE de mengverhouding en de potentiële temperatuur voor de luchtpakket gemiddeld over de onderste 50 of 100 hPa. Volgens Craven et al. (2002b) is deze vorm van CAPE representatiever bij onweersbuien die ontstaan bij een goed gemengde grenslaag, omdat het LCL dan beter overeenkomt met de waargenomen wolkenbasis.

Omdat in de Syntemp-profielen geen volledig vochtprofiel aanwezig is, is gekozen voor de weergave van surface-based CAPE in de tijdreeksen (zie ook de beschrijving van de niveaus en verschillende berekeningen van het LCL). Om dezelfde reden wordt de gewone temperatuur in plaats van de virtuele temperatuur gebruikt voor de berekening van CAPE.

De surface-based CAPE is de meest standaard methode van de drie berekeningswijzen voor de berekening van de optillingsniveaus, en geeft meestal en snellere indicatie voor de mogelijkheid tot convectie. In gevallen waarbij de grenslaag veel droger is dan de lucht aan de grond, zal de surface-based CAPE echter de convectiediepte en –intensiteit overschatten en de wolkenbasis hoger liggen dan het berekende condensatieniveau.

Omdat de Syntemp-profielen zelden hoog genoeg komen om de totale hoeveelheid CAPE te bepalen in zomerse onweerssituaties, is er voor gekozen om de CAPE te delen door de diepte waarover hij berekend is. Deze Normalized CAPE (NCAPE, ook wel CAPE density genoemd) geeft als het ware de dichtheid van de CAPE per hoogte-eenheid weer (Blanchard, 1998). NCAPE is een maat voor de gemiddelde temperatuursverschillen tussen het opstijgende luchtpakketje en zijn omgeving, oftewel de feitelijke potentiële sterkte van de buoyancy (versnellende opwaartse bewegingen) over de laag waarin vrije convectie kan plaatsvinden. Het is daarom van belang deze parameter altijd in samenhang met de hoogte van het EL (het evenwichtsniveau, bij benadering de wol Kentop) en de maximale hoogte van het Syntemp-profiel te bekijken.

### **Het gebruik van CAPE en Normalized CAPE**

De genormaliseerde CAPE uit de Syntemp-profielen is een maat voor de latente onstabiele in de laag waarin vrije convectie mogelijk is. Een hoge genormaliseerde CAPE betekent dat temperatuursverschillen tussen de omgeving en de opstijgende luchtpakketten groot zijn, wat tot sterke opwaartse versnelling zal leiden. Dit alleen is nog niet voldoende om een onweersbui te genereren: de convectieve laag moet wel diep genoeg zijn om een grote hoeveelheid ijs te genereren in de top van de wolk. Van een convectieve wol Kentop die het –15 tot –

20 graden Celsius niveau bereikt, wordt meestal aangenomen dat de mogelijkheid op onweer bestaat. De elektrische activiteit van het onweer en de kans op zomerhagel zullen groter zijn naarmate de hoeveelheid NCAPE groter is. De sterkte van de onstabiele is ongeveer als volgt aan te duiden: 0-50 J/kg/km zwakke onstabiele; 50-100 J/kg/km matige onstabiele; 100-200 J/kg/km sterke onstabiele; >200 J/kg/km zeer sterke onstabiele. In de literatuur wordt naast de eenheid J/kg/m ook vaak  $m/s^2$  gebruikt. Deze laatste eenheid geeft aan dat NCAPE een verticale versnelling voorstelt.

### **De definitie en berekening van de Boyden index**

De Boyden index (Boyden, 1963) is een combinatie van de dikte van de luchtlaag tussen 1000 en 700 hPa (ongeveer 3 km hoogte) en de temperatuur aan de top van die laag:

$$B = \text{Dikte}_{1000-700 \text{ hPa}} [\text{dam}] - T_{700} [^{\circ}\text{C}] - 200$$

De index geeft hogere waarden als de temperatuur op 700 hPa lager is en de laag eronder dikker (dus warmer). Feitelijk stelt de index dus een gemiddeld verval van de temperatuur met de hoogte voor: voorwaardelijke onstabiele. Zonder voldoende grenslaagvocht kunnen zich immers geen convectieve wolken vormen. Een probleem bij de berekening van de index is dat de luchtdruk aan de grond minimaal 1000 hPa moet zijn - anders ligt het 1000 hPa-vlak onder de grond en kan de dikte van die luchtlaag niet berekend worden. Een extrapolatie is dan noodzakelijk, met afnemende nauwkeurigheid tot gevolg.

In de module voor de berekening van de meteorologische parameters wordt inderdaad een extrapolatie toegepast voor de dikte. Bij deze methode wordt het temperatuurverval boven de grond doorgezet ondergronds, op een manier dat ondergronds een asymmetrische spiegeling ontstaat van het temperatuurprofiel bovengronds. Zoals gezegd, is dit slechts een noodoplossing waarvan de nauwkeurigheid afneemt naarmate de gronddruk verder onder de 1000 hPa komt.

### **Het gebruik van de Boyden index**

Als een maat voor de gemiddelde afname van temperatuur met de hoogte, geeft deze index een indicatie voor voorwaardelijke onstabiele. Al naar gelang de hoeveelheid vocht in de grenslaag kunnen zich al dan niet buienwolken vormen, waarvan de toppen, wolkenbases en stijgsnelheden eveneens afhangen van de beschikbare hoeveelheid waterdamp in de grenslaag. De Boyden index is dan ook ontwikkeld voor het aangeven van de kans op onweer in fronten, waar doorgaans aan grenslaagvocht geen gebrek is. Omdat in vele Nederlandse onweerssituaties de lucht toch voldoende vochtig is, kan de Boyden index desondanks een goede indicatie geven over de mogelijkheid op onweer (Boyden > 94.5, Haklander 2002). Er is echter geen goed verband gevonden tussen deze index en onweersactiviteit (INDECS project, M. Schmeitz, KNMI).

Beter is het om de Boyden index samen met de NCAPE te bekijken in de tijdreeksgrafieken. Als NCAPE groter is dan nul (liefst rond 50 J/kg/km of hoger, omdat de surface-based methode de convectie kan overschatten) en de Boyden index boven de 94.5 uitkomt, is er een gereede kans op onweer. Het onweer zal actiever zijn naarmate de NCAPE groter is.

## Definitie en berekening van verticale windschering en helicheit

De 0-6 km verticale windschering ("deep layer shear") en de 0-1 km verticale windschering ("low level shear") geven het verschil aan tussen de wind op 10 meter en de wind op de betreffende hoogte. Dit is niet het snelheidsverschil, maar de grootte van de verschilvector over een bepaalde laag ("bulk vector shear"), zodat ook windrichting meespeelt:

$$U_s = U_z - U_{10m}$$

$$V_s = V_z - V_{10m}$$

$$Shear = \sqrt{(U_s^2 + V_s^2)}$$

Zo levert bijvoorbeeld een zuidelijke wind van 5 m/s aan de grond bij een westenwind van 15 m/s op 6 kilometer hoogte een 0-6 km scheringsvector op van 16 m/s. De verticale windschering is van belang voor processen als scheiding van stijg- en dalstroom, interacties tussen inflow en outflow en rotatie bij onweersbuien. Rotatie kan ontstaan als de horizontale vorticheit, die aanwezig is in een windveld met grote verticale windschering, naar de verticaal gekanteld wordt door een sterke stijgstroom in een onweersbui.

Algemeen kan gesteld worden dat hoe hoger de verticale windschering, hoe beter de organisatie, hoe langer de levensduur van onweersbuien en hoe zwaarder/meer kans op gevaarlijkweersverschijnselen zoals zomerhagel, windstoten, onweer en windhozen.

Dit verband geldt ook voor de helicheit ("storm-relative helicity", SRH). Deze fysische parameter representeert de zogeheten geïntegreerde "streamwise vorticity", ofwel de rotatie die de stijgstroom over een bepaalde diepte kan verkrijgen door toedoen van het windprofiel in combinatie met de trekrichting en -snelheid van de onweersbui. In de meeste gevallen drijft de bui met de gemiddelde 0-6 km wind mee en verkrijgt hierbij nauwelijks rotatie. Echter, in gevallen waarbij de wind sterk ruimend toeneemt met de hoogte, is er meer kans dat er helicheit gegenereerd wordt als de bui met de gemiddelde wind meedrijft. Door interne krachten die veroorzaakt worden door grote windschering kan de beweging van een bui gaan afwijken van de gemiddelde wind. Meestal zal dat naar rechts zijn. In dat geval genereert de bui nog meer helicheit in vanwege de grotere hoek met de windscheringsvectoren. In de gangbare berekeningen van de helicheit wordt deze afwijking ten opzichte van de gemiddelde wind in rekening gebracht.

De berekening van SRH:

$$SRH = -\int_0^h \vec{k} \cdot \left[ \left( \vec{V} - \vec{V}_{storm} \right) \times \frac{d\vec{V}}{dz} \right] dz$$

ofwel

$$SRH = \sum_0^z (\vec{v}_{avg} - \vec{v}_{storm}) * dU - (\vec{u}_{avg} - \vec{u}_{storm}) * dV$$

Waarbij  $U_{avg}$  en  $V_{avg}$  de gemiddelde windcomponenten voorstellen in het betreffende laagje, en  $U_{storm}$  en  $V_{storm}$  de componenten van de bewegingsvector van de onweersbui voorstellen, en  $k$  de eenheidsvector in de z-richting. Verder zijn  $dU$  en  $dV$  de verschillen in  $U$  en  $V$  tussen de boven- en onderkant van de betreffende laag. De helicititeiten van alle laagjes worden bij elkaar opgeteld om zo tot de totale helicititeit te komen. Standaard wordt de storm-relative helicity over de laag 0-3 kilometer berekend. Details over de betekenis en berekening van de helicititeit staan beschreven in Markowski et al. (1998).

In de module voor de berekening van de meteorologische parameters wordt de bewegingsvector van de onweersbui berekend met behulp van de methode van Bunkers et al. (2000), die doorgaans een goede indicatie geeft van de werkelijke trekrichting. Bij deze methode wordt een afwijking van de gemiddelde 0-6 km wind in rekening gebracht van 7.5 m/s loodrecht op de richting van de 0.5-6 km windscheringsvector. Voor toepassing van deze methode op de Syntemp-profielen, die niet altijd tot de vereiste 6 km hoogte reiken, is een alternatieve versie geïmplementeerd die uitgaat van de 700 hPa wind en de 0.5-3 km windscheringsvector.

Nadelen van helicititeit: in situaties met weinig windschering kan deze onbetrouwbaar worden vanwege de grotere onzekerheid in de richting van de windscheringsvector. De trekrichting van de waargenomen onweerscel moet bovendien overeenkomen met de berekende trekrichting, wil de helicititeit ook daadwerkelijk ervaren worden door de onweersbui.

Een nadeel van 0-6 km "bulk shear vector" verticale windschering is dat deze de windschering onderschat indien er onder 6 km hoogte sterkere winden voorkomen.

### Het gebruik van verticale windschering en helicititeit

Windschering heeft grote invloed op de organisatie van onweersbuien en de configuratie van stijg- en dalstromen in een onweerscel. Ook rotatie van de stijgstream en het splitsen van onweerscellen wordt veroorzaakt door de interactie tussen op- en neerwaartse stromingen en de dynamische krachten die door sterke verticale windschering veroorzaakt worden. De hoeveelheid windschering (vooral 0-6 km) in samenwerking met de onstabieliteit en de aard van de forceringsbron bepalen wat voor soort onweersbuien er zullen ontstaan.

Bij kleine forceringen of bij sterke forceringen met een grote thermische deksel zullen in eerste instantie losse onweersbuien "single cells" ontstaan. Door de interactie van de verticale windschering met de bewegingsrichting van de onweersbui kunnen op de windstotenfronten direct naast de oude bui nieuwe cellen ontstaan, waardoor zich een cluster vormt. Onweerscomplexen met een eigen circulatie (Mesoschaal Convectieve Systemen) en hoge graad van organisatie vormen zich bij matige tot sterke windschering ( $> 10$  m/s tussen 0-6 km), en sterke stijgende bewegingen op grote schaal, liefst op koufronten. Hierbij is er bij sterke 0-1 km windschering ( $> 10$  m/s, Craven et al., 2002a) toenemende kans op zware windstoten en windhozen (dat laatste vooral als ook de LCLs laag zijn, en de 0-6 km windschering groter is dan 20 m/s).

Supercells zijn buitengewoon goed georganiseerde cellen die hun (roterende) stijg- en dalstroom effectief van elkaar gescheiden houden, zodat zij elkaar niet belemmeren. De neerslag wordt door de sterke bovenwind weggevoerd van de stijgstroom. Hierbij kunnen zeer sterke stijgende en dalende bewegingen kunnen optreden, waarbij grote hagelstenen ( $> 2$  cm) en zeer zware windstoten waarschijnlijk worden. Door de rotatie van de stijgstroom kunnen bovendien windhozen optreden als de rotatie zich naar de grond toe weet uit te strekken. Dit type onweersbui wordt waarschijnlijker naarmate de 0-6 km windschering boven de 17 à 20 m/s komt (Rasmussen et al, 1998; Craven et al, 2002a), er liefst ook grote heliceiteit is ( $> 150$  m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) en de onstabilliteit (NCAPE) groot is. Supercells kunnen los voorkomen, bijvoorbeeld op een prefrontale convergentielijn, of ingebed in een MCS.



# Voorbeelden van convectieve situaties

Hier volgen enkele voorbeelden van de onstabiliteits- en windscheringstijdreeksen uit de Syntemp-profielen en de daaruit af te leiden weersgesteldheid met betrekking tot onweer.

## Voorbeeld 1: 28-30 juli 2003

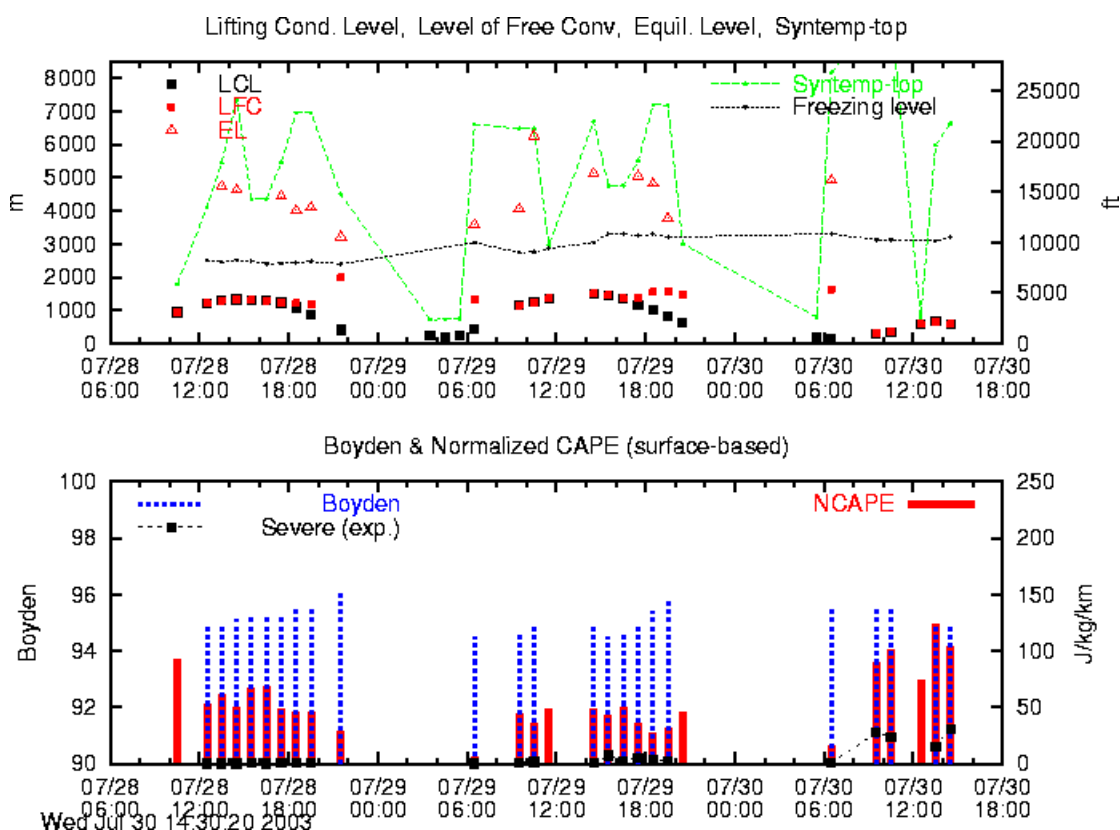


Fig. 7 Onstabiliteit en convectieve niveaus voor Nederland.

Uitgaande van de Boyden index, die tussen de 94 en 96 in schommelt, zou het regelmatig moeten onweren in deze periode in Nederland. Aan de NCAPE-balken, oftewel de hoeveelheid buoyancy blijkt ook dat de opbouw licht onstabiel is. Deze onstabiliteit komt waarschijnlijk ook gemakkelijk vrij overdag, gezien het samenvallen van het optillingscondensatieniveau (LCL) met het vrije convectie niveau (LFC). Aan de hoogte van het evenwichtsniveau is echter te zien dat de convectie maar tot ongeveer 4-5 km hoogte reikt. Aangezien dit nog onder het  $-20$  graden Celsius niveau ligt, is onweer niet waarschijnlijk. Op 30 juli liggen de evenwichtsniveaus boven de top van de Syntemp-profielen, die dan rond de 6 km ligt, en is ook de genormaliseerde CAPE bijna twee keer zo hoog als voorgaande dagen. Bij de niet veranderde Boyden waarden blijkt nu wel onweer mogelijk. Er trok een buienlijn over Noord-Holland en Friesland waarop het SAFIR systeem enige bliksemactiviteit detecteerde. De dagen ervoor was er geen onweersactiviteit.

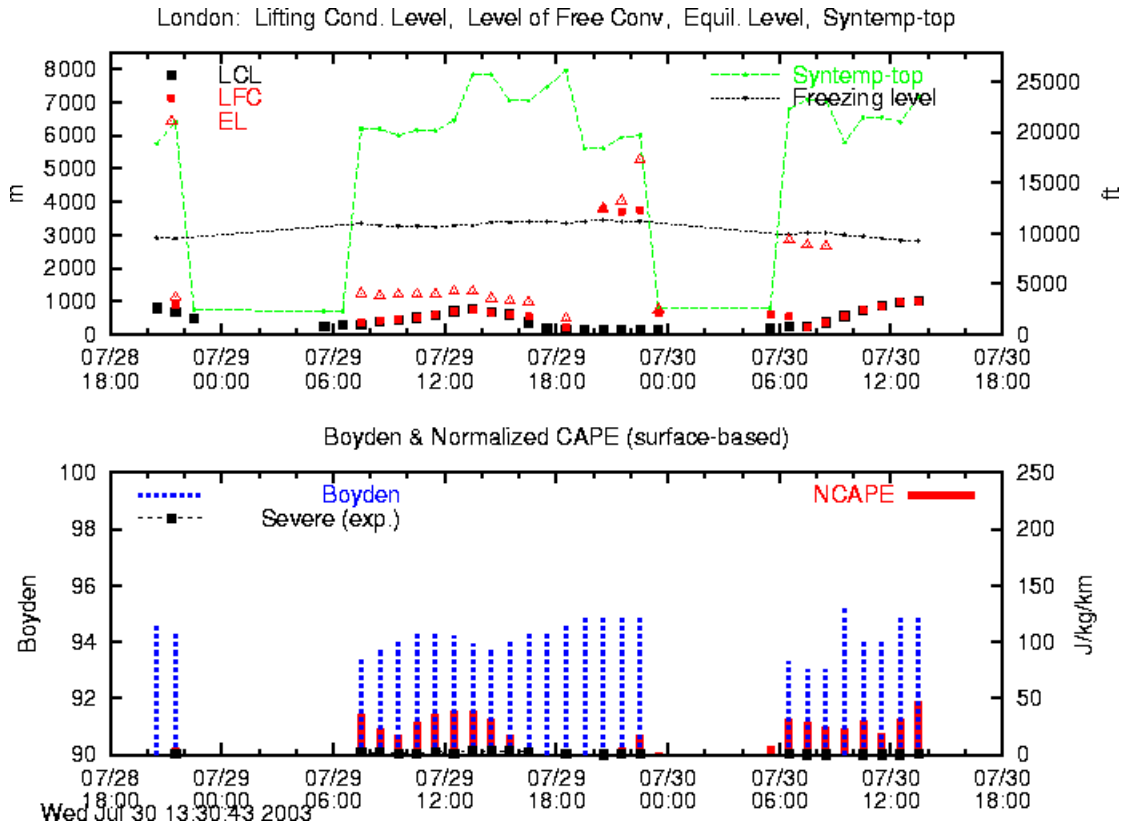


Fig. 8 Onstabilliteit en convectieve niveaus voor zuidoost-Engeland.

In de omgeving van Londen is er tot 30 juli geen kans op onweer: de waarden van NCAPE zijn laag en bovendien komen de convectieve wolke toppen (EL) maar tot 1.5 kilometer op 29 juli. Op 30 juli is er al wat diepere convectie mogelijk in de vroege ochtend. In de late ochtend en middag komen de wolke toppen echter tot boven de Syntemp-top die op ongeveer 6 km ligt, en zou er dus lichte onweersactiviteit mogelijk zijn. De NCAPE waarden zijn slechts laag, wat inhoudt dat opstijgende luchtpakketjes nauwelijks warmer zijn dan hun omgeving en derhalve geen grote stijgsnelheden zullen ontwikkelen. Ook moet er dan rekening gehouden worden met het feit dat gemengde luchtpakketjes wellicht *niet* tot grote hoogte kunnen stijgen en minder energie zullen hebben.

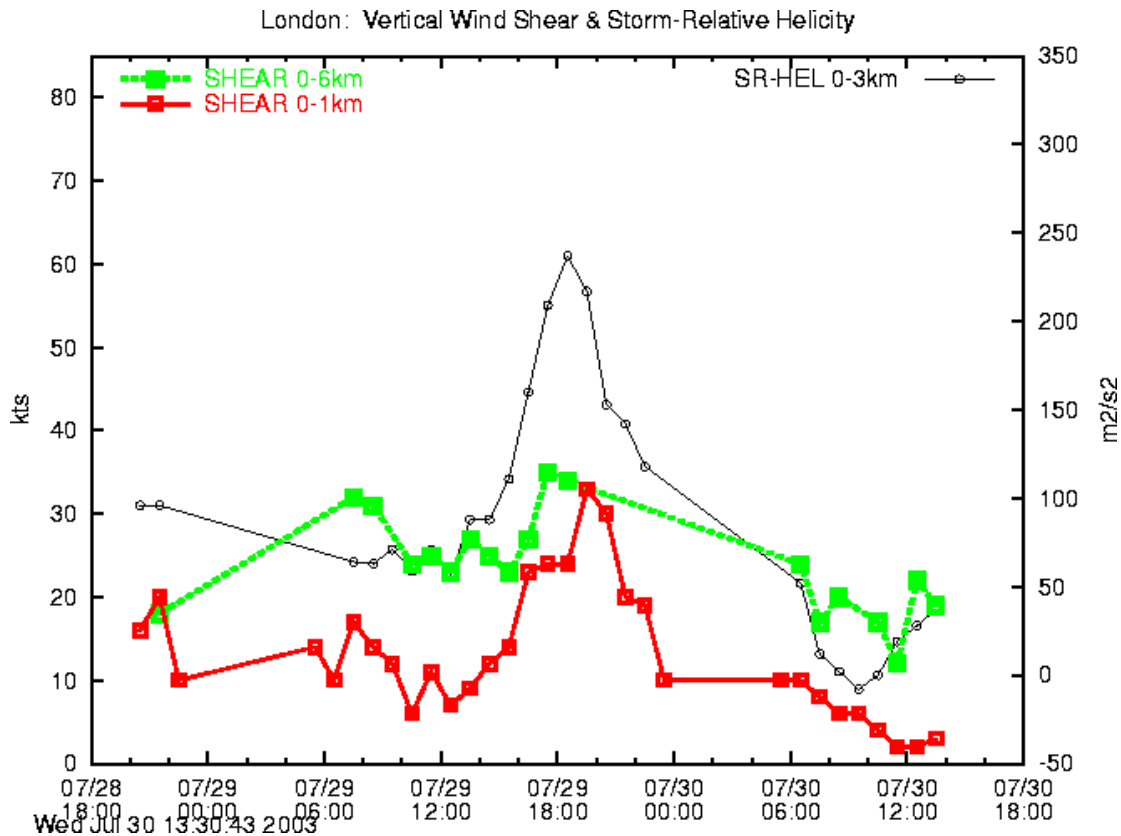


Fig. 9 Verticale windschering en heliciteit voor omgeving zuidoost-Engeland. Merk op dat 1 kt gelijk is aan 0.5 m/s.

De bijbehorende tijdreeks van de windschering laat een interessante piek zien van 0-3 km heliciteit en van 0-1 km schering. Er worden waarden bereikt van respectievelijk ongeveer 250 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> en ongeveer 17 m/s. Als onder deze omstandigheden de opbouw goed onstabiel zou zijn geweest, bijvoorbeeld meer dan 50 J/kg/km genormaliseerde CAPE over grote diepte (hoog EL), dan zou dit zware onweersbuien op kunnen leveren met een kans dat er supercells ontstaan met kans op grote hagelstenen en misschien een windhoos, dat laatste vooral als het LCL ook nog erg laag is. Maar zoals we in figuur 8 zien was er juist geen onstabieleit. In dit geval passeerde een frontensysteem, waarbij in de warme sector door warmte-advectie de wind ruimt (en toeneemt) met de hoogte van zuid aan de grond tot zuidwest op 2 kilometer hoogte. Heliciteit is daar gevoelig voor. De 0-1 km schering reageerde op toename van de wind op 1 kilometer hoogte naar 17 m/s, terwijl de 10 meter-wind matig bleef.

## Voorbeeld 2: 16 juli 2003

Op deze dag naderde een convergentielijn uit het zuiden, gevolgd door een koufront. Onweer ontstond in de vroege avond op de convergentielijn boven het midden van Nederland en trok 's avonds op uitgebreide schaal over de noordelijke helft van het land.

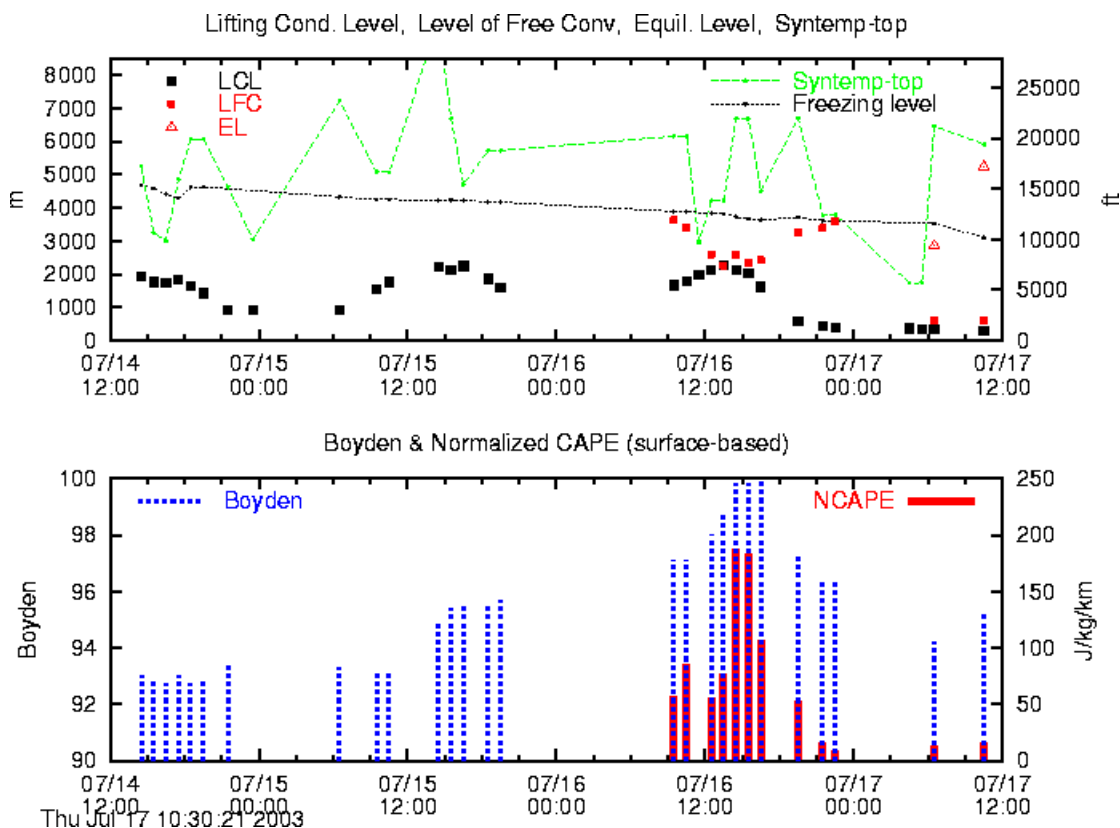


Fig. 10 Onstabilliteit en convectieve niveaus voor Nederland van 14 tot 17 juli 2003

De Boyden index komt op 15 juli boven de 95 en neemt nog langzaam toe. Duidelijk ontbrak het vocht en de forcering, want onweer ontstond pas in de avond van de 16<sup>de</sup>. In de ochtend van 16 juli is er nu duidelijk ook latente onstabilliteit, zoals NCAPE aanduidt. Met het warmer worden als gevolg van de dagelijkse gang hoeft er een steeds geringere thermische deksel (de afstand tussen LCL en LFC) overwonnen te worden. Uiteindelijk is de deksel zo gering dat de convergentielijn de daar aanwezige grote hoeveelheid convectieve energie los kan maken: het onweer ontstaat. Door de uitstroom van koude lucht uit de onweersbuien neemt de temperatuur aan de grond af en daardoor daalt het LCL. Nu blijft er nog "elevated" convectie over: convectie vanaf lagen waar nog geen afkoeling plaats heeft gevonden. De volgende dag zijn er slechts kleine buien en cumuli mogelijk achter het koufront (zie EL hoogte), die weinig energie bevatten (NCAPE).

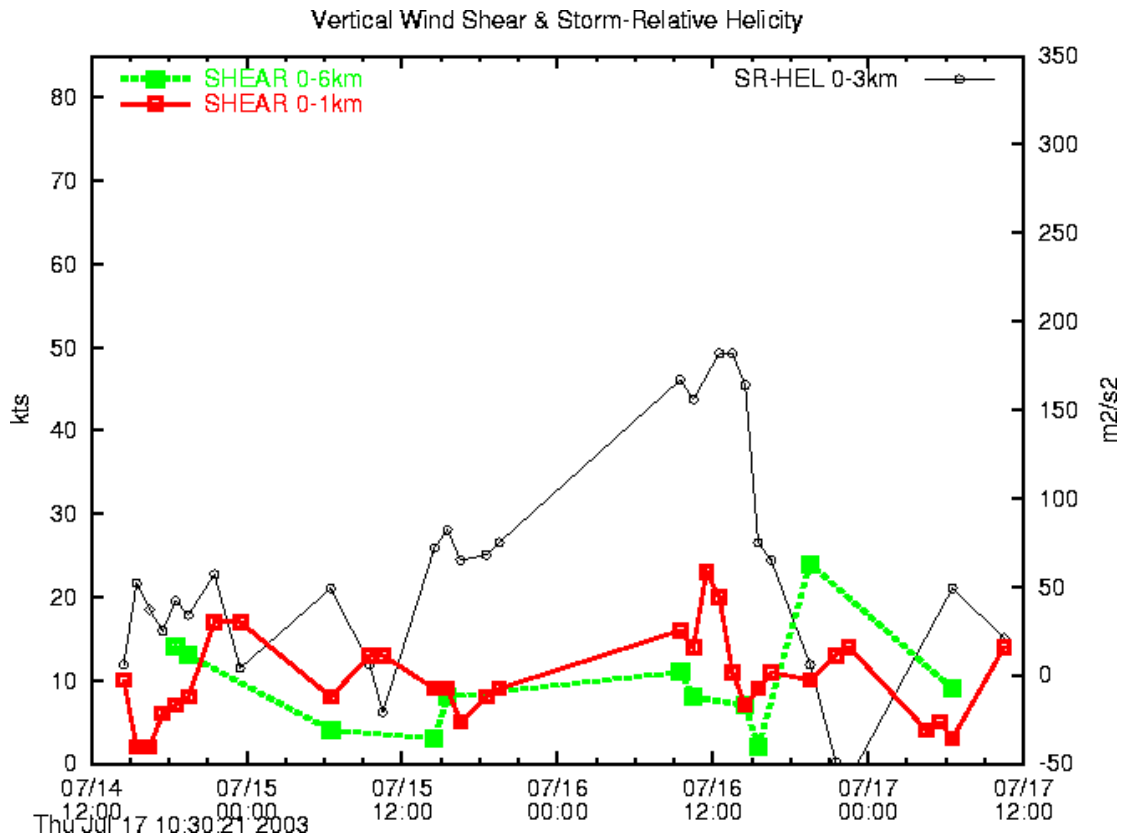


Fig. 11 Verticale windschering en heliceiteit voor Nederland van 14 tot 17 juli 2003

Uit de grafiek met verticale windschering en heliceiteit blijkt dat de heliceiteit en 0-1 km schering net vóór de convergentie lijn uit, waar de winden gekrompen zijn, behoorlijk groot was. Mogelijk konden sommige onweersbuien van de grote heliceiteit en low-level windschering profiteren. De schering over een diepe laag was echter maar klein. Bij de geringe thermische deksel en de uitgebreide forceringsbron ontstonden daarom geclusterde onweersbuien, waarin de afzonderlijke buien meestal maar een korte levensduur hadden doordat de stijgen en dalstroom elkaar teveel in de weg zaten door het gebrek aan windschering. Toch waren er meldingen van hagel van 3 cm doorsnede, zware windstoten (127 km/uur in Ruurlosebroek) met schade, en wateroverlast. Ook zouden er enkele windhozen zijn waargenomen. Gezien de zeer hoge onstabiele (surface-based CAPE totaal rond 1800 J/kg) alleen al is dit niet vreemd.

De 10 meter-wind heeft grote invloed op de afgeleide heliceiteit en 0-1 km windschering. Aangezien deze van Schiphol afkomstig is, is het ook nuttig om SYNOP kaartjes met winden te bekijken en te controleren waar de windrichting aan het oppervlak het meest gekrompen is ten opzichte van de bovenwind.

### Voorbeeld 3: 21 juli 2003

Op deze dag lag er een oud, stationair koufront net ten oosten van Nederland. Een golf in het koufront ontstaat eind van de ochtend boven België en ligt aan het eind van de middag in de buurt van de Achterhoek. Gedurende de middag heeft zich een kleine noordwest-zuidoost georiënteerde trog gevormd die aansluit op de golf.

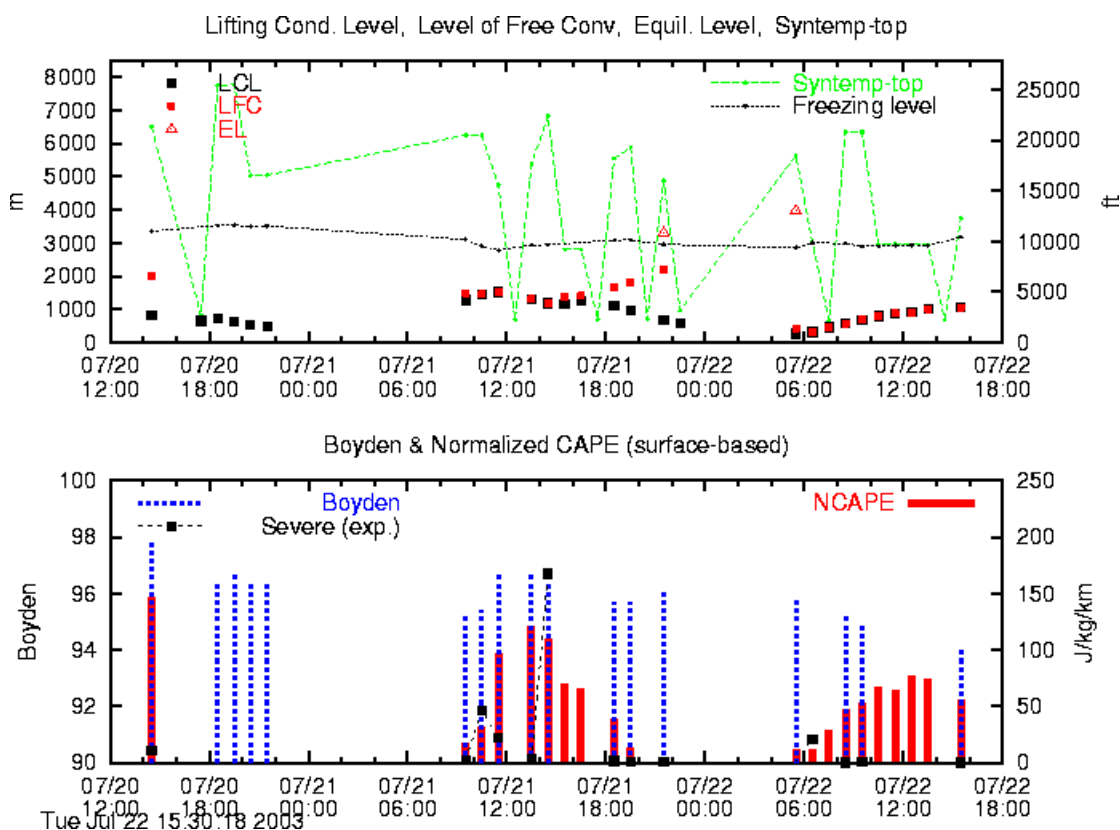


Fig. 12 Onstabilliteit en convectieve niveaus voor Nederland voor de periode 20-22 juli.

Al vroeg op 21 juli (0930 UT) blijkt dat er diepe convectie mogelijk is. NCAPE neemt snel waarden rond 100 J/kg/km aan in de buurt van de trog die omstreeks 14 UT Schiphol passeert. Het ligt EL hoog, en er is amper een temperatuurdeksel te doorbreken (verschil LFC-LCL klein) dus de onweersbuien zullen niet lang op zich laten wachten. Inderdaad ontstaan er op de trog in de vroege middag al enkele kleine onweersbuien. Het stabiele profiel uit de radiosondeoplating van De Bilt van 12 UT geeft daarom een vreemde indruk. In de late middag ontstaat er een cel in de buurt van de Veluwe, die gestaag groeit boven de Achterhoek. Dit is blijkbaar de plaats waar de trog en de golf in het stationaire koufront elkaar raken en de forcering het grootst is. Deze cel krijgt het uiterlijk van een supercell: een zware kern aan de zuidzijde met een veeg van lichter wordende neerslag aan de noordzijde. De naar rechts afbuigende trekrichting bevestigt dit vermoeden. Vanuit Duitsland komen er meldingen van 3-6 cm grote hagelstenen, wateroverlast en er worden op grote schaal bomen omgeblazen. Dit zware weer was te voorzien geweest door de tijdreeksen van meteorologische parameters op basis van de Syntemp-profielen te bekijken, waarbij gaten in de

waarnemingen door bijvoorbeeld modeldata, radiosondes en waarnemingen van grondstations opgevuld kunnen worden. Vooral de windschering verdient de aandacht:

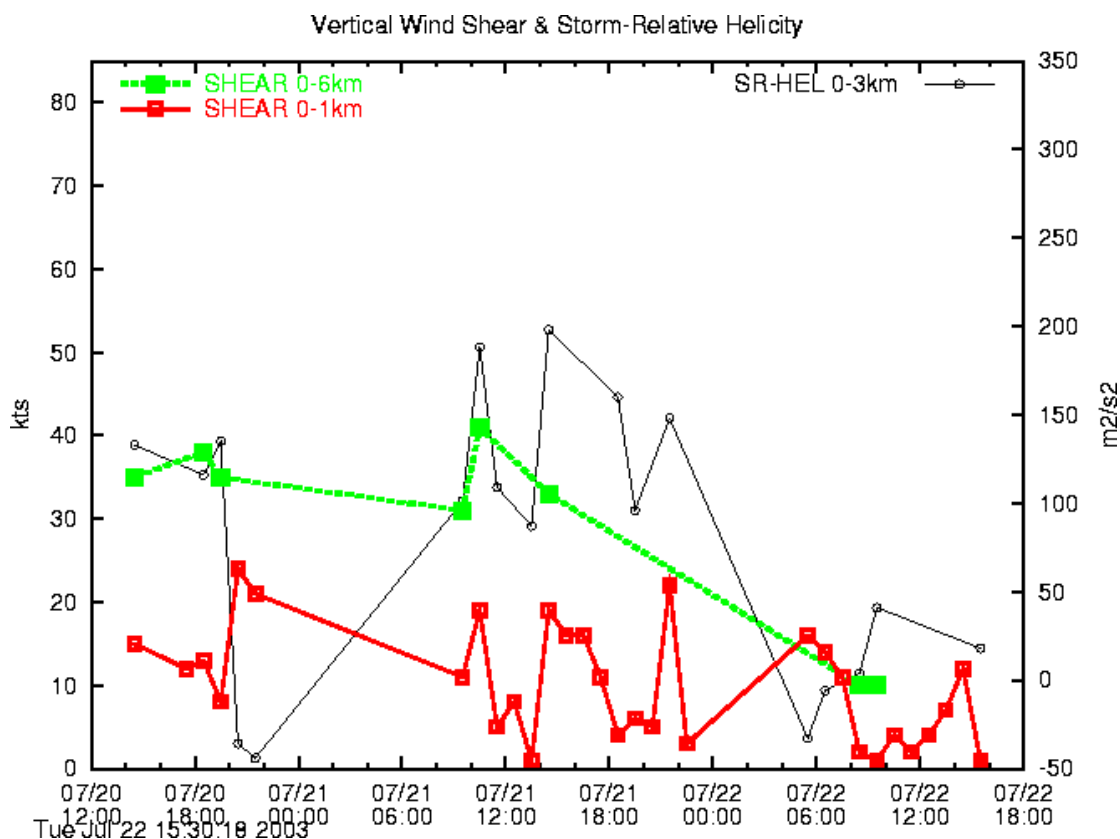


Fig. 13 Verticale windschering en heliceit uit de Sytem-profielen van Nederland tussen 20 en 22 juli 2003.

De 0-6 km windschering bedraagt ongeveer 17.5 m/s. Dit is ook het geval in Frankfurt en ook in de omringende radiosondeoplatingen (niet afgebeeld). Dit betekent dat er erg goed georganiseerde onweersbuien tot ontwikkeling kunnen komen, misschien wel supercells. Dit idee wordt versterkt door de hoge heliceit ( $150-200 m^2/s^2$ ) en vrij sterke 0-1 km windschering van tegen de 10 m/s. Deze waarden gelden echter voor omgeving Schiphol, en kunnen gunstiger (of ongunstiger) zijn geweest in de Achterhoek, bijvoorbeeld als de gekrompen wind aan het oppervlak daar sterker is geweest.





# Conclusies

De eerste versie van de Syntemp, die opgebouwd is uit AMDAR en METAR gegevens, is een zeer waardevolle aanvulling op de radiosonde. De wekelijkse en dagelijkse gang in het aantal AMDARs vormt wel een beperking bij het operationeel gebruik.

Sinds 1 november 2002 worden er slechts 2 bovenluchtprofielen per dag gemaakt, met de Syntemp komen daar overdag boven Nederland gemiddeld 8 profielen bij die vanaf de grond tenminste tot het 700 hPa niveau reiken, waarvan gemiddeld 3 tot minstens het 500 hPa niveau reiken. Incidenteel komen er slechts een paar profielen binnen op een dag, maar meestal is er elke 2 uur een geheel nieuw Syntemp-profiel beschikbaar. De verticale resolutie, van gemiddeld 25 tot 50 hPa, is hoger dan de verticale resolutie van de progtemps uit HiRLAM (50 hPa). Hiermee kunnen inversies beter worden beschreven dan met het model. De Syntemp-profielen kunnen als controle dienen voor de progtemps. De radiosonde biedt echter een onovertroffen verticale resolutie en tevens een vochtprofiel, waardoor deze voorlopig nog unieke informatie biedt.

Voor de grotere luchthavens van Frankfurt, Londen en Parijs komen de AMDARs met een hogere frequentie binnen dan op Schiphol, waardoor er op die luchthavens elk uur een geheel vernieuwd Syntemp-profiel beschikbaar komt en er nauwelijks gaten in de tijdreeksen van afgeleide meteorologische parameters vallen. Bovendien reiken de Syntemp-profielen op deze luchthavens dikwijls van de grond tot voorbij het 300 hPa niveau, terwijl de AMDAR-gegevens uit even grote gebieden zijn geselecteerd als voor Schiphol.

De korte tijdsintervallen tussen de Syntemp-profielen op andere vliegvelden dan Schiphol bieden perspectief voor het gebruik van de Syntemp-profielen voor het bewaken van de bovenluchtomstandigheden. Zo kan men bijvoorbeeld snelle veranderingen van inversies, in windprofielen en de mate van onstabielheid waarnemen. Bovendien kan de dagelijkse gang in de profielen en van de verschillende meteorologische parameters op de voet gevolgd worden. De toevoeging van METAR-wolkeninformatie aan het Bijvoetdiagram versterkt de beeldvorming van de meteoroloog die het temperatuurprofiel wil analyseren.

Dankzij de intensieve controle door het E-AMDAR Quality Evaluation Centre komen er nauwelijks waarnemingen met grote afwijkingen voor in de Syntemp-profielen. De Syntemp-profielen lijken goed overeen te komen met die van radiosondeoplatingen – de grootste afwijkingen worden waarschijnlijk veroorzaakt door verschillen in ruimtelijke en temporele representativiteit. Schiphol ligt dicht bij de kust dan De Bilt, en daarom is er bijvoorbeeld meestal een ondiepere grenslaag dan in De Bilt. Het midden van vliegtuigwaarnemingen waarvan de tijd en plaats ver uit elkaar kunnen liggen, namelijk tot 2 uur en enkele honderden kilometers, kan onnauwkeurigheden opleveren bij grote horizontale verschillen zoals bij de passage van fronten.

# Aanbevelingen

De belangrijkste zaken voor het gebruik van de Syntemp-profielen betreffen de representativiteit, de beschikbaarheid van voldoende lange profielen en de verticale resolutie. Op dit vlak zijn er daarom enkele aanbevelingen te constateren.

Er zijn relatief meer AMDAR-profielen van *stijgende* vliegtuigen gewenst, omdat dit steilere en dus meer representatieve profielen oplevert. De hoge waarneemfrequentie van de Lufthansa AMDARs, met name in de grenslaag, is zeer waardevol. Het zou nog beter zijn waarneemfrequentie over het hele profiel te hebben, zodat inversies beter waargenomen kunnen worden. Het is echter nog belangrijker dat de waarneemfrequentie van de standaard FM-42 formaat AMDARs verhoogd wordt, aangezien deze boven de grenslaag slechts om de circa 50 hPa gegevens bevatten.

Gezien de hogere frequentie van Syntemp-profielen op de luchthavens Frankfurt, Parijs en Londen, moet het ook mogelijk zijn om in overleg met KLM de AMDAR-strategie voor Schiphol te verbeteren. Hierdoor komen er mogelijk ook "langere" profielen beschikbaar. Langere AMDAR profielen zullen leiden tot een verhoogde beschikbaarheid van de meteorologische parameters die over een diepe laag berekend worden, zoals CAPE en windschering.

Zodra de gegevens van de Cabauw mast, de Doppler radar, wind profilers en andere remote sensing technieken operationeel beschikbaar worden, kunnen deze aan de Syntemp worden toegevoegd. Op die manier kunnen gaten in de continuïteit opgevuld worden en kan mogelijk de kwaliteitscontrole nog verder verbeterd worden.

Verder is het beschikken over een nauwkeurig vochtprofiel voor de operationele meteoroloog van groot belang, vooral voor de beoordeling van stratiforme wolkenhoogten en ijsaanzetting in de luchtvaart. Daarom is het van belang dat gewerkt wordt aan het operationeel toepasbaar maken van vochtprofielen uit nieuwe remote-sensing technieken, zoals LIDAR en GPS. Bovendien is de introductie van vochtwaarnemingen aan boord van vliegtuigen en transmissie van deze waarnemingen via AMDAR van groot belang.

# Referenties

Blanchard, D. O. 1998: Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting*: **13**, 870–877.

Boyden, C. J., 1963: A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteor. Mag.*, **92**, 198-210.

Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*: **15**, 61–79.

Craven, J. P., H. E. Brooks, and J. A. Hart, 2002a: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms*, San Antonio, Texas, American Meteorological Society, 643-646.

Craven, J. P., R. E. Jewell, and H. E. Brooks, 2002b: Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. *Wea. Forecasting*: **17**, 885-890.

Edwards, R., and R. L. Thompson, 2000: RUC-2 supercell proximity soundings, part II: an independent assessment of supercell forecast parameters. *Preprints, 20th Conference on Severe Local Storms*, Orlando, Amer. Meteor. Soc., 435-438.

Haklander, A., 2002: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Report VO2-08*, Institute for Marine and Atmospheric Research, Utrecht, The Netherlands, 63p.

Markowski, P. M., S. M. Straka, E. N. Rasmussen, and D. O. Blanchard, 1998: Variability of storm-relative helicity during VORTEX. *Mon. Wea. Rev.*: **126**, 2959–2971.

Rasmussen, E. N., and D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tonradox forecast parameters. *Wea. Forecasting*, **12**, 1148-1164.

Quarterly reports of the E-AMDAR Quality Evaluation Centre on AMDAR data, *EUMETNET*, 2002 and 2003.