Toenemende luchtdruk?

Huug van den Dool en Henk de Bruin

Zal de luchtdruk toenemen in een warmer wordend klimaat? Dat zou kunnen want een warmere atmosfeer kan meer waterdamp bevatten, en waterdamp draagt bij aan de druk. We hebben het in dit artikel over de totale massa van de atmosfeer, en ook over de weerselementen vochtigheid en temperatuur voor zover ze iets met massa te maken hebben. De druk, zelfs gemeten met een ouderwetse barometer in eigen huis, is een directe weerslag van de massa van de atmosfeer inclusief alle gassen en deeltjes daarin. Variabele bestanddelen zijn interessant en extra interessant als het om het broeikasgas water gaat. Om drukverandering te onderzoeken kijken we eerst naar de jaarlijkse gang in het huidige klimaat, met aan het eind de vooruitzichten voor de massa van de atmosfeer in de toekomst.

Een vat met massa

De atmosfeer is strikt genomen geen gesloten vat. Beschouwen we een rechtopstaande kolom lucht met een doorsnede van 1 m2 die zich uitstrekt van de grond tot zeer hoog, dan is het vooral de horizontale uitwisseling van lucht waardoor druk, temperatuur en vochtigheid in onze kolom snel kunnen veranderen. Allesbehalve een vat. Maar als we over de hele wereld middelen, (integreren of sommeren) dan verdwijnt de horizontale uitwisseling uit de vergelijkingen: de wereldgemiddelde "advectie" is nul per definitie. De atmosfeer is mondiaal gemiddeld toch zoiets als een vat, maar wel met kleine lekkages aan twee kanten, namelijk met a) de wereldruimte, en b) met het onderliggende aardoppervlak. Deze uitwisselingen zijn lokaal klein, worden vaak verwaarloosd [1], maar zijn curieus genoeg het enige wat overblijft als je mondiaal middelt.

Onder de uitwisseling met de wereldruimte rekenen we inkomende meteorieten (duizenden meteorieten per jaar zijn detecteerbaar) die massa toevoegen, materiaal van zonne-uitbarstingen dat door het systeem aarde wordt ingevangen, alsmede enig verlies van lichte gassen die heel langzaam maar zeker naar de wereldruimte ontsnappen. Onder de uitwisseling met het aardoppervlak rekenen we verbranding (ook die van fossiele brandstof, zie de schatting in Trenberth en Smith(2005)), winderosie, vulkaanuitbarstingen, chemische wisselwerking en biologische activiteit aan het aardoppervlak, maar toch vooral het verschil tussen neerslag (P) en verdamping (E) dat netto massa kan toevoegen of wegnemen uit onze constructie: de mondiaal gemiddelde kolom.

Men kan schrijven:

$$dM/dt = E - P \qquad (1)$$

met de eenheid kg/(m^{2}s) . Deze metrische eenheid komt numeriek exact overeen met het voor P en E meer handzame mm/s.

Vergelijking (1) doet dus net alsof vulkanen, meteorieten etc te verwaarlozen zijn. Eigenlijk weten we maar weinig over deze processen. Wel kunnen we ze 'afschatten'. De sensationele meteoriet die in Rusland neer kwam in februari 2013 had een geschatte massa van ruim 10^7 kg. Als dat allemaal verbrandt en aan de atmosfeer wordt toegevoegd dan neemt de mondiale massa per vierkante meter met $2x10^{-8}$ kg toe. Dat is erg weinig. Het regent constant kleine meteorieten maar het duurt verschrikkelijk lang voor de massa van de atmosfeer (onze kolom heeft een massa van ongeveer 104 kg) op die manier meetbaar verandert. Catastrofale omstandigheden en heel lange tijdschalen daargelaten is P-E echt de reus onder de kleine processen en is (1) bij goede benadering geldig. Hadden we het over de planeet Mars in plaats van onze Aarde dan zouden we het verdampen/neerslaan van CO_2, op Mars dominant (zelfs lokaal), op dezelfde wijze moeten meenemen.

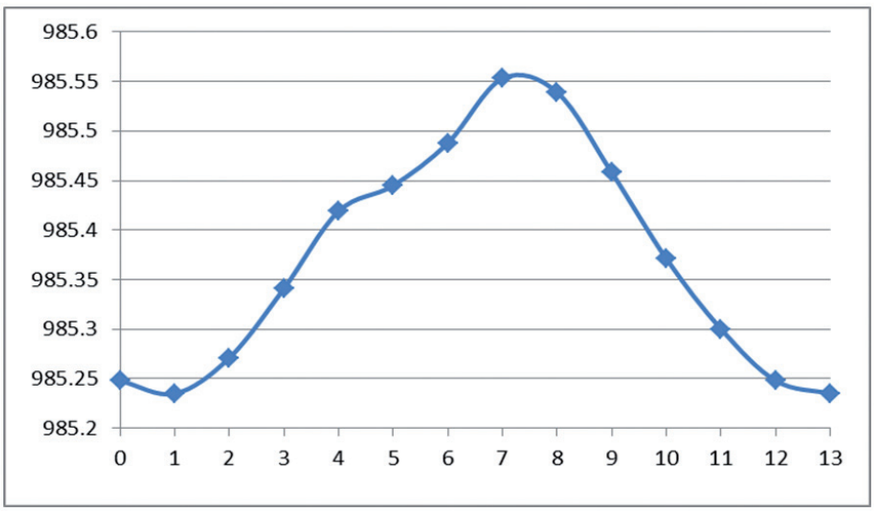
Vergelijking (1) is een speciale versie van de wet van behoud van massa, oftewel de continuïteitsvergelijking. Massa als zodanig is behouden in klassieke natuurkunde, dus het kan niet vernietigd worden of 'uit niets' worden gemaakt, maar men moet wel bronnen en putten meenemen. Die bronnen en putten stellen de communicatie voor met 'vaten' die buiten onze proefkolom vallen.

Massa en druk

Vergelijking (1) gaat over massa. Kan men dit schrijven in termen van (veel gemeten) druk? De statische druk is een kracht, dat wil zeggen massa maal versnelling. Als de effectieve versnelling van de zwaartekracht (g) overal hetzelfde was kon men (1) schrijven als:

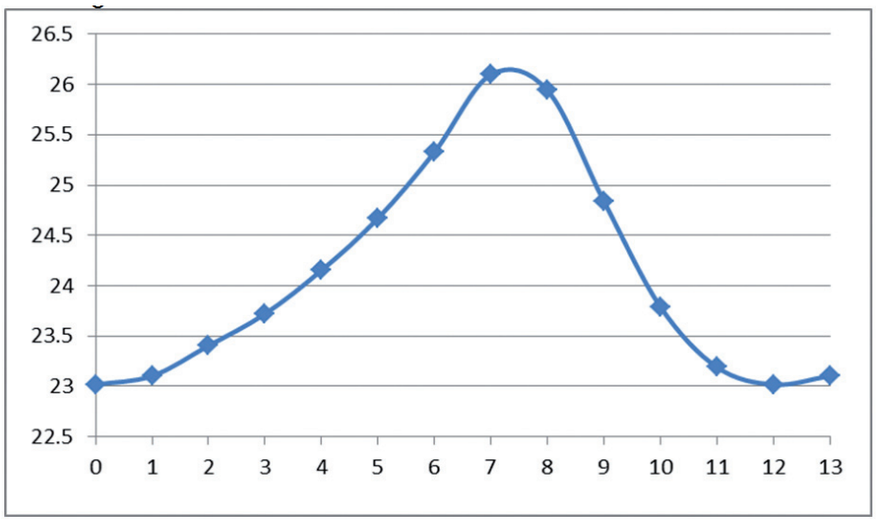
$$dp_s/dt = g\,(E - P) \qquad (2)$$

waarbij p_s = gM de mondiaal gemiddelde luchtdruk is **aan de grond**, met veel nadruk en hopelijk ten overvloede: dus niet de druk gereduceerd tot zeeniveau, zie kader voor meer details. Vergelijking (2) klopt alleen strikt als g ruimtelijk constant is, iets wat anno 2013 in de meeste modellen nog het geval is.[2] We zullen dus met vergelijking (2) werken.



Figuur 1. Maandelijkse waarden van klimatologisch en wereldgemiddelde luchtdruk aan de grond uitgerekend op het model rooster van CFSR (Saha et al 2010). Periode 31 jaar (1979-2009), eenheid is hPa. De maanden december (0) en januari (13) zijn toegevoegd voor de duidelijkheid.

Meteorologica-juni f.indd 22 4-9-2013 9:58:03



Figuur 2. Maandelijkse waarden van klimatologisch en wereldgemiddelde "precipitable water" uitgerekend op het model rooster van CFSR (Saha et al 2010). Periode 31 jaar (1979-2009), eenheid is mm. De maanden december (0) en januari (13) zijn toegevoegd voor de duidelijkheid.

Wat vergelijking (2) stelt is dat de druk aan het aardoppervlak toeneemt als de verdamping de neerslag overtreft, en dat druk afneemt als neerslag groter is dan verdamping. Dit is zowel volstrekt logisch als hoogst merkwaardig. De volstrekte logica is dat de statische druk gM moet toenemen als M toeneemt. Dus als er meer water in de atmosfeer komt, damp, water of ijs doet er niet toe, dan neemt de druk ps toe. Het merkwaardige is dat deze wet lokaal zo goed als NERGENS opgaat. Dat komt door de rol van vocht en temperatuur. Of we de onderste luchtlagen in onze proefkolom lokaal opwarmen dan wel van vocht voorzien (hogere virtuele temperatuur T_v), het maakt niet uit, want in beide gevallen neemt de druk minder met de hoogte af. Op enige hoogte is de druk in onze kolom dus hoger dan elders en begint lucht horizontaal weg te stromen. Resultaat: druk aan de grond, ps, daalt lokaal zowel bij verwarming als bevochtiging. De empirie zegt daarom dat temperatuur (en/of vochtigheid, maar samengevat als virtuele temperatuur T_v) in de onderste lagen negatief gecorreleerd is met ps. We voeren dat op als empirisch 'wet' nummer 1.

$$\text{Correlatie } (p_s, T_v) < 0 \text{ lokaal} \qquad \text{(E1)}$$

Dit is vrijwel het tegenovergestelde van vergelijking (2). Die gaat dan ook alleen maar op voor het wereldgemiddelde omdat in dat geval lucht niet horizontaal kan wegstromen: massa moet ergens blijven. E1 is niet een kwantitatieve wet, de correlatie is niet overal -1, en een actieve lezer kan vast een uitzonderlijke plek op aarde vinden waar de correlatie niet negatief is. T_v is ook wat vaag omdat het op de onderste lagen slaat zonder heel precies te zijn tot hoe hoog dat is. We zullen de kwalitatieve geldigheid van (E1) later overduidelijk zien als we twee communicerende vaten (voor de twee halfronden) beschouwen.

Natte en droge druk

We kunnen vergelijking (2) verder ontwikkelen door de massa van het water in de atmosfeer apart te beschouwen. Dwz, $p_s = p_{droog} + p_{nat}$. Het begrip p_{nat} stemt overeen met het bekende *precipitable water* (symbool w) waarvan de atmosfeer mondiaal gemiddeld 20-30 mm heeft; mm water is wederom hetzelfde als kg per m^2. De druk p_{nat} is dus gw, dat is dus 2 à 3 hPa. Men kan naast vergelijking (2) dus ook schrijven:

$$dp_{droog}/dt = 0 \qquad \text{(3a)}$$

$$dp_{nat}/dt = g (E - P) \qquad \text{(3b)}$$

en de som van (3a) en (3b) is vergelijking (2). Vergelijkingen (2) en (3a/b) openen de mogelijkheid met geheel onafhankelijke metingen vast te stellen dat de atmosferisch massa varieert door zijn variabele waterinhoud, namelijk enerzijds met gewone barometers die de totale druk meten, en anderzijds met (veel moeilijker) verticaal geïntegreerde vochtmetingen.

De jaarlijkse gang

Ons proeftuintje is om te beginnen de jaarlijkse gang, een enorm experiment dat jaarlijks gratis wordt uitgevoerd en dat ons hopelijk iets kan leren over klimaatverandering. De "metingen" komen uit de Reanalysis 1979-2009 van de hele atmosfeer+oceaan+land die is gedaan (Saha et al 2010) om uitgangstoestanden voor het NCEP seizoensverwachtingsmodel (CFS) te maken. De CFS Reanalysis (CFSR) is een data-assimilatie systeem, tamelijk ondoorgrondelijk, dat niet kan garanderen dat we aanvaardbare antwoorden op iedere vraag vinden. De luchtdruk aan de grond is namelijk slechts een van de zeer vele variabelen. De waarnemingen die worden geassimileerd variëren geweldig in de tijd (in zowel aantal als aard van de meting), en betreffen veel meer dan luchtdruk aan de grond en water in de atmosfeer. We hebben de laatste twee uitgerekend op de resolutie van het model (T384, 64 lagen), en met voldoende precisie in de grib uitvoer. (Zonder op deze laatste details toe te zien kan de jaarlijkse variatie in ps niet correct worden berekend, de lezer zij gewaarschuwd.)

Figuur 1 laat de jaarlijkse gang van p_s zien. De waarde voor iedere maand is gemiddeld over 31 jaar. Hoewel de variatie niet groot is, de verticale schaal is slechts 0.4 hPa, is er weinig twijfel over het signaal dat we zien. De druk is het hoogst aan het eind van juli, en het laagst in begin januari; we zien deze variatie in ieder jaar (zie [1]). Jaargemiddeld is de druk in deze Reanalysis 985.39 hPa, hetgeen overeenkomt met 5.125×10^{18} kg aan massa. Figuur 2 laat hetzelfde zien maar nu voor w (in mm). Die gaat wereldgemiddeld enkele millimeters op en neer, en heeft extremen in dezelfde tijd van het jaar als p_s. Die enkele millimeters corresponderen met tienden hPa, dus is de overeenstemming tussen figuur 1 en 2 werkelijk heel goed, en is de theorie in vergelijkingen (2) en (3b) empirisch bevestigd.

Twee communicerende vaten

De vraag die we vervolgens willen beantwoorden is waarom de luchtdruk het hoogst is in juli. Klaarblijkelijk speelt het Noordelijk Halfrond (NH) een dominerende rol in het wereldgemiddelde, maar hoe? Om dat nader te analyseren beschrijven we eerst wat we verwachten van de twee halfronden apart. Dat komt overeen met het beschrijven van twee communicerende vaten, want de twee wereldhalfronden wisselen flink massa uit gedurende de loop van het jaar. We schrijven:

$$dp_s(N_{droog})/dt = U_{droog} \qquad \text{(4a)}$$

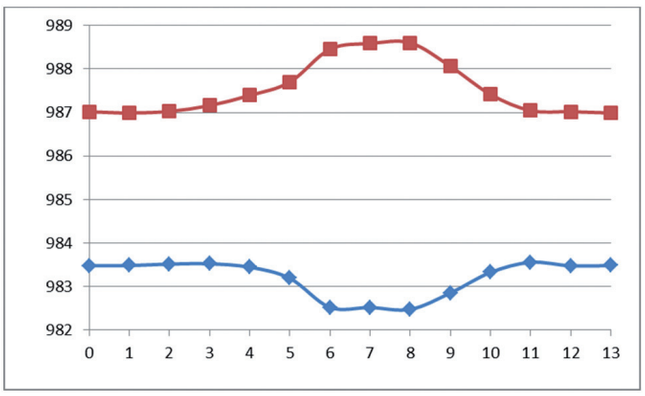
$$dp_s(Z_{droog})/dt = - U_{droog} \qquad \text{(4b)}$$

$$dp_s(N_{nat})/dt = U_{nat} + g (E^N - P^N) \qquad \text{(4c)}$$

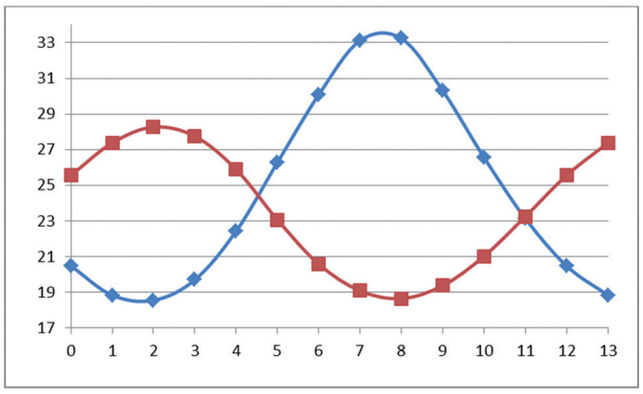
$$dp_s(Z_{nat})/dt = -U_{nat} + g (E^Z - P^Z) \qquad \text{(4d)}$$

In deze vergelijkingen zijn p_s, E en P

Meteorologica-juni f.indd 23 4-9-2013 9:58:03



Figuur 3. Maandelijkse waarden van klimatologisch en halfrondgemiddelde luchtdruk aan de grond uitgerekend op het model rooster van CFSR (Saha et al 2010). Het zuidelijk halfrond in rood, het noordelijk halfrond in blauw. Periode 31 jaar (1979-2009), eenheid is hPa. De maanden december (0) en januari (13) zijn toegevoegd voor de duidelijkheid.



Figuur 4. Maandelijkse waarden van klimatologisch en halfrondgemiddelde "precipitable water" uitgerekend op het model rooster van CFSR (Saha et al 2010). Het zuidelijk halfrond in rood, het noordelijk halfrond in blauw. Periode 31 jaar (1979-2009), eenheid is mm. De maanden december (0) en januari (13) zijn toegevoegd voor de duidelijkheid.

gemiddeld over een halfrond, waarbij de index N en Z het noordelijk en zuidelijk halfrond zijn. U is de uitwisseling tussen de twee halfronden, positief gerekend als de massaflux naar het noorden is gericht. In principe speelt de uitwisseling tussen de twee vaten een rol, een grote rol zelfs naar zal blijken. Maar de som van 4a en 4b levert 3a, en 4c en 4d samen 3b.

Figuur 3 laat de jaarlijkse gang van p_s zien op de twee halfronden. Allereerst zien we dat de hogere waarden worden gevonden op het ZH (rood), en dat is omdat de hemisferisch gemiddelde orografie daar lager is. Het gaat ons echter om het variabele deel: de jaarlijkse gang. De beide halfronden variëren ongeveer 1-2 hPa tussen zomer en winter; dit is 2-5 keer zo veel als we in figuur 1 zagen. Het minimum (maximum) in ps wordt bereikt in de respectievelijke zomer (winter). Dit is een manifestatie van empirische wet E1, dat wil zeggen dat vanaf het warme zomerhalfrond een grote hoeveelheid lucht is weggestroomd naar het koude winterhalfrond.

Figuur 4 laat zien hoe w per halfrond flink varieert door het jaar heen, makkelijk 10-15 mm, veel meer dan in figuur 2. Op beide halfronden zien we een maximum in de zomer, maar de variatie op het NH (blauw) is enkele mm groter. Op een (qua land en zee) symmetrische aarde zouden de blauwe en rode curve gelijk zijn, alleen 6 maanden verschoven, en dus mondiaal nul. Figuur 4 is helemaal geen verklaring voor figuur 3 in termen van vergelijking (2), want de curves in figuur 3 en 4 zijn geheel uit fase. Wat we hier zien is wet E1. Als temperatuur en vochtigheid hoog zijn op een bepaald halfrond is de totale druk aan de grond daar juist het laagst. Droge lucht, hoewel sterk uitwisselend tussen de halfronden, kan p_s wereldgemiddeld niet veranderen. Figuur 1 kan alleen door w variatie komen. Wereldgemiddeld overheerst volgens figuur 4 het gedrag van de atmosferische vochtigheid op het NH, en dat zien we dus terug in zowel p_s in figuur 1 als in w in figuur 2.

De verklaring is geheel sluitend, en theorie en empirie stemmen goed overeen. Met de eigenaardigheid dat ps zijn maximum in juli-augustus heeft vanwege de dominantie van het NH, hoewel het NH zelf op dat moment een minimum in de halfrond-gemiddelde druk heeft (door export van droge lucht naar het winterhalfrond).

De grootte van drukvariaties

Het maximum treedt dus op eind juli, maar we hebben niet kwantitatief verklaard waarom de variatie tussen januari en juli 0.4 hPa bedraagt. Waarom niet 0.04, of 4 hPa? Dat heeft te maken met hoeveel vocht de atmosfeer kan bevatten, en hier voeren we een tweede empirische wet op:

Relatieve Vochtigheid (RV) is klimatologisch constant (E2)

Deze merkwaardige wet, die zowel lokaal als globaal bij (grove) benadering opgaat, was al bekend bij Arrhenius (1896) en is voor het gemak in sommige klimaatmodellen expliciet toegepast, bijvoorbeeld in Manabe en Wetherald (1967) en wordt sindsdien heel vaak van stal gehaald om iets kwalitatief te verklaren in klimaatmodellen. Doen we dat hier dan gaat het als volgt (voor mondiaal gemiddelde variabelen):

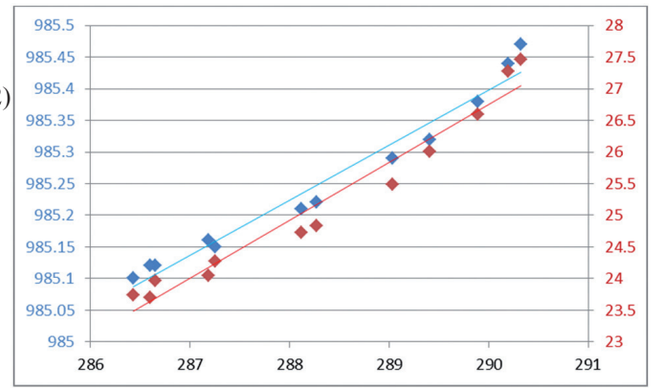
(1) de jaarlijkse gang in T wordt bepaald door het NH (meer land),

(2) de verzadigingswaterdampdruk gaat vanwege Clausius-Clapeyron omhoog met T,

(3) bij ruwweg constante RV gaat w dus net zo op en neer als T. Bij RV=70% komt men dan tot variaties van tienden van een hPa in de druk. Het argument blijft geldig zolang RV niet al te veel afneemt met toenemende T.

Dat RV klimatologisch constant is zou men kunnen zien als luiigheid of een superparametrisatie. Het ontslaat ons van de plicht het verschil tussen E en P netjes uit te rekenen (dat gebeurde in de CFSR overigens wel en E2 werd daar niet toegepast als zijnde onnodig). We stappen met de E2 automatisch over het feit heen dat als T toeneemt, E een korte tijd groter is dan P zodat de lucht meer water zal gaan bevatten.

Figuur 5 laat zien hoe w en p_s variëren



Figuur 5. De maandelijkse wereldgemiddelde luchtdruk aan het aardoppervlak (blauw) uitgezet tegen de maandelijkse wereldgemiddelde temperatuur op 2 meter hoogte langs de horizontale as. De rode punten en lijn geven hetzelfde voor "precipitable water". De eenheden zijn hPa en mm, respectievelijk. De periode is 1979-2009.

Meteorologica-juni f.indd 24 4-9-2013 9:58:04

met de temperatuur. Gedurende de jaarlijkse gang gaat de wereldgemiddelde temperatuur een graad of vier op en neer. Er blijkt een zeer goede relatie te zijn tussen w (rood) en T, en een even goede relatie tussen p_s (blauw) en T. Dit is wat uitdrukking (E2) suggereert. Wie goed kijkt ziet bovendien dat de helling van de relatie toeneemt met T, net als bij de Clausius Clapeyron vergelijking. Dat de actuele vochtigheid het T-afhankelijke dampdrukmaximum op een afstandje volgt is onlangs nog eens geïllustreerd in Stevens en Bony (2013, zie hun figuur 2).

Verwachting

Gebaseerd op figuur 5 is dan de voorspelling dat p_s (w) ongeveer 0.1hPa (1mm) zal toenemen per 1 graad temperatuurtoename. Kunnen we dat al zien gebeuren in de laatste 30 jaar? Ja en nee. We zien wel dat w toeneemt in CFSR: er is een toename van ongeveer 1 mm over 30 jaar, overigens met flinke uitslagen naar boven en onderen in jaren als we bijvoorbeeld een El Niño of La Niña hebben. Maar dan, de langjarige verandering in de luchtdruk (de rode lijn in figuur 6) lijkt helemaal nergens op. De luchtdruk varieert om onduidelijke redenen van jaar tot jaar, vele malen meer dan verklaard kan worden door de waterdamp alleen. Hier is op dit moment geen fysische verklaring voor (Berrisford et al 2011). Als alleen variërende waterdamp een rol speelde dan zou ps met niet meer dan 0.1 hPa mogen toenemen, en zou ook het verschil tussen een El Niño en La Niña jaar niet meer dan 0.1 mogen zijn.

Misschien is CFSR (rood in figuur 6) wel uniek in deze fout? Daarom hebben we ook naar de luchtdruk in twee andere Reanalyses (1979-2009) gekeken maar helaas, figuur 6 lijkt dus nergens op, ook niet in ERA-Interim, dan wel de 20th century Reanalysis van Compo et al (2011). CFSR en ERA-Interim volgens elkaar vrij precies, maken dus "dezelfde fout(en)". CR20 ziet er nog wat slechter uit; hun aanpak is in het algemeen veel onnauwkeuriger want men gebruikt alleen luchtdrukgegevens aan de grond (voor ons doel had dat een voordeel kunnen zijn). De afname van 1999 tot heden in CFSR en ERA-Interim (fictief naar onze mening) heeft consternatie veroorzaakt bij geodeten. Hoe kan de massa van de atmosfeer in korte tijd zoveel afnemen? Dat kan dus niet, dat wil zeggen wij zouden niet weten hoe, en dat het wel gebeurt in de analyses is omdat we zelfs na 5 à 10 Reanalyses nog steeds niet weten wat we met zeer sterk variërende waarnemingen (zowel qua aantal als aard) aan moeten. Dus hoe maakt men een data assimilatie systeem dat zeer grote variaties in de te assimileren gegevens aankan zonder fictieve klimaatveranderingen te produceren? Dit blijkt veel moeilijker te zijn dan werd gehoopt in 1990 toen de eerste grote Reanalysis werd aangekondigd als dé oplossing voor klimaatstudies. Dat blijft natuurlijk wel de hoop en het doel.

Onze verwachting blijft dus gebaseerd op de theorie, en de jaarlijkse gang als empirisch gegeven. De druk zal 0.1 hPa per graad verwarming toenemen. Dit tempo neemt toe als het echt 2-3 (of meer) graden warmer wordt. Maar dat de druk meer dan een hPa toeneemt is niet erg waarschijnlijk op een termijn van een eeuw.

Atmosferische massa en luchtdruk

Het artikel gaat over de massa van de atmosfeer, maar die wordt meestal uit metingen van de luchtdruk gehaald. De statische luchtdruk aan de grond op een bepaalde locatie wordt gegeven door de integraal

$$p_s = \int_{arond}^{\infty} g\rho \, dz$$

Zolang de versnelling van de zwaartekracht (g) constant is in de verticaal kunnen we schrijven $p_s = g\ M$, met M de integraal van de dichtheid ρ over de verticaal (M is uitgedrukt als kg/m^2 voor een kolom met 1 m^2 doorsnede). Waar is de grond? De grond is de bodem van de atmosfeer en de hoogte daarvan varieert van negatief (Dead Valley, de Zuidplaspolder) via z = 0 (per definitie) op gemiddeld zeeniveau tot hoge bergpieken (z = 5 km of meer). Luchtdruk aan de grond en luchtdruk op zeeniveau is natuurlijk hetzelfde boven de oceaan, en ook op een paar plekjes laaggelegen land. Daar leest men van oudsher waarden van ruwweg 760mm kwik af, een rond getal dat men kan onthouden. Het concept van een drukeenheid van 1 atmosfeer is 760mm kwik, 1013,25hPa in moderne eenheden. De wereldgemiddelde luchtdruk aan de grond van 985,39 hPa berekend uit CFSR ziet er numeriek anders uit, want boven de continenten nemen gebergten als het ware een hap uit de atmosfeer, niet een echte hap want de verplaatste lucht heeft al bijgedragen aan de waarde 1013,25; het getal 1013,25 zou lager uitvallen (ongeveer 985) als we als gedachtenexperiment ineens alle bergen zouden elimineren. Het is wel curieus dat de atmosfeer gemiddeld een druk heeft die lager is dan 1 atmosfeer.

Er zijn twee types luchtdruk op zeeniveau. De eerste is als je echt druk meet op z=0, daar waar dat mogelijk is. Geen probleem. De tweede is als je meet op z>0 en dan de druk wil herleiden tot zeeniveau door fictieve lucht in plaats van de berg te veronderstellen. Die fictieve lucht heeft ook een fictieve temperatuur en je kunt hydrostatisch naar beneden integreren om een "herleide" druk op zeeniveau te krijgen. Je krijgt op die manier een wereldgemiddelde luchtdruk op zeeniveau die dichter bij 1013hPa ligt. Vanuit het oogpunt van massa is dit fout.

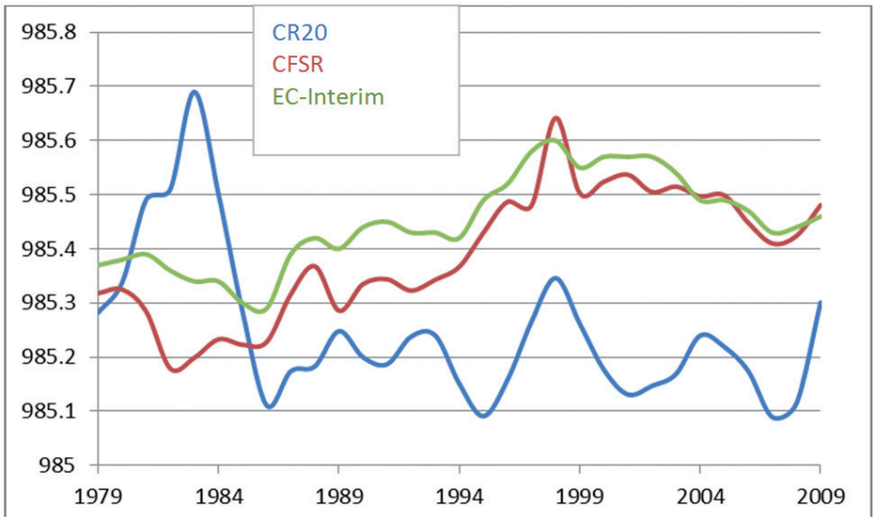
De concept luchtdruk op zeeniveau (Engelse afkorting MSLP) is ongeveer een eeuw geleden bedacht zodat men druk op een synoptische weerkaart kan plotten. Zonder de reductie tot zeeniveau krijgt men iedere dag dezelfde talloze isobaren rond orografie en is het weer nauwelijks te zien in het luchtdrukveld aan de grond. Wat deed men voor die tijd? Tot in de laat 19de eeuw plotte men de afwijking van normaal (van de luchtdruk aan de grond) als trucje om voor de hoogte van het station te corrigeren. Vanuit het oogpunt van massa een betere aanpak, bedacht door Buys Ballot. Maar deze aanpak had bezwaren voor de synoptische meteorologie die zich toen snel ontwikkelde. Bovendien moet je enkele jaren gemeten hebben voor je de normaal kunt aftrekken, niet ideaal voor een nieuw of een verplaatst station.

Naast vele voordelen is MSLP een probleem om verschillende redenen:

1. Veel onderzoekers maken nauwelijks onderscheid tussen de twee. Lees de literatuur er maar op na. Surface en sea level klinkt zo'n beetje hetzelfde.
2. De methode van reductie is niet overal hetzelfde en varieert op niet altijd te achterhalen wijze in de tijd, veelal via aangepaste instructies van de WMO.
3. Teruggaan naar de enige echte meting, namelijk luchtdruk aan de grond, als alleen de MSLP bewaard is gebleven, is onmogelijk. Dit speelt een negatieve rol in de CR20. Men laat dat aspect "verder maar zo".

MSLP creëert lucht die niet bestaat. Of vernietigt lucht die wel bestaat (Death Valley).

Meteorologica-juni f.indd 25 4-9-2013 9:58:04



Figuur 6. Jaargemiddelde wereldgemiddelde waarden voor de luchtdruk voor ieder jaar afzonderlijk in de periode 1979-2009. De rode lijn is voor NCEP's CFSR (Saha et al 2010), de groene voor ERA-Interim (Berrisford et al 2011), en de blauwe lijn voor de 20th Century Reanalysis (Compo et al 2011). De eenheid is hPa.

De toename van waterdamp is een klein maar in principe meetbaar effect in de druk, maar het belang van het onafhankelijk vaststellen van de toename van het broeikasgas H_2O ligt in de sfeer van een zichzelf versterkend broeikaseffect. Geïnitieerd door een CO_2-toename wordt door een begeleidende H_2O-toename in de atmosfeer het netto effect op de temperatuur ruim verdubbeld, zie de vele schattingen samengevat in Stevens en Bony (2013).

Met dank aan Dick Dee en Gil Compo voor het beschikbaar stellen van de luchtdrukwaarden die voor ERA-Interim en CR20 in figuur 6 zijn opgenomen. We danken ook Aarnout van Delden en Robert Mureau voor hun reviews.

Literatuur

Arrhenius, Svante, 1896: On the Influence of Carbonic Acid in the air upon the Temperature of the Ground. Philosophical Magazine and Journal of Science, Series 5, Vol 41, pp 237-276.
Berrisford, P, P Kållberg, S Kobayashi, D Dee, S Uppala, A J Simmons,P Poli and H Sato, 2011: Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. Quart J Roy Met Soc, 137 (659). pp. 1381-1399.
Dool, H van den and S Saha, 1993: Seasonal Redistribution and Conservation of Atmospheric Mass in a General Circulation Model. J. Climate, 6, 22–30.
Dool, H van den en H. de Bruin 2010: De massa van de atmosfeer. Zenit, blz 443-448.
Everdingen, E van, 1913: Over het waarom en de beweging van depressies. Hemel en Dampkring, jaargang 10, blz 145. { Dit is een verslag door van Lohuizen over een lezing gegeven door van Everdingen.}
Compo, G P et al., 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. Quart J Roy Met Soc, 137, issue 654, January 2011, 1-28.
Manabe, S, and R T Wetherald, 1967: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. J. Atmos. Sci., 24, 241–259.
Saha, S, and Coauthors, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91, 1015–1057.
Stevens, B and S. Bony, 2013: Water in the Atmosphere. Physics Today, June 2013 p 29-34.
Stigter, K, 2009: Traditionele kennis en bossen als biotische pomp. Meteorologica, 18, no.3
Trenberth, K E and L Smith, 2005: The Mass of the Atmosphere: A Constraint on Global Analyses. J. Climate, 18, 864–875.

Weblink

[1] http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsreanl/CFSRR/2009/200912/validation/CPC/sfc/validation.CPC.sfc.t.monthly.200912.glbmpsfc.gif

Voetnoten

[1] en vervolgens ook wel eens vergeten, maar zie Van Everdingen 1913, Van den Dool en Saha 1993 en Stigter 2009 voor slechts enkele van de diverse herontdekkingen van het neerslag min verdampingseffect op de druk.

[2] Deze vergelijking is niet strikt geldig, want g varieert in de ruimte (9.78 equator tot 9.83 m/s^2 aan de pool), dus kunnen we schrijven dat [gM] = [g][M] of moet [g'M'] meegenomen worden?. [ ] is het symbool voor mondiale middeling, en het accent een lokale afwijking van dat gemiddelde. De massa zou bij lage g kunnen schuilen en zich zodoende niet manifesteren in de mondiaal gemiddelde druk. Dit komt inderdaad berekenbaar voor, zie Van den Dool en de Bruin (2010), en we hebben het hier niet eens over zelf-zwaartekracht (dat speelt een rol in de oceaan, maar minder in de atmosfeer).

Vaker hoge maxima?

Robert Mureau en Wim van den Berg (Meteo Consult)
Wilco Hazeleger en Erik Min (KNMI)

Diverse keren deze zomer bereikte de maximum temperatuur weer dusdanig hoge waarden dat er allerlei discussies losbarstten over of er wel of geen records zouden worden gebroken. De eerste twee auteurs wilden daarom eens nagaan of hun persoonlijke gevoel klopt dat tegenwoordig steeds vaker extreme maximum temperaturen optreden. De andere twee auteurs hebben recent een artikel gepubliceerd over stijging van de maximumtemperatuur in waarnemingen en in modellen in de laatste 50 jaar (Min et al., 2013). Dus we besloten de handen ineen te slaan.

In tabel 1 is te zien dat in de Bilt sinds 1901 op zes dagen een maximum temperatuur boven de 35 graden is waargenomen, waarvan drie keer sinds 1990. Iets soortgelijks geldt voor Maastricht. We willen dat iets beter uitzoeken. Statistiek bedrijven op zes getallen is hachelijk, en stations vergelijken die verschillende klimatologie hebben (Maastricht is zeker 1 graad warmer dan De Bilt) is natuurlijk ook niet zoals het hoort. We hebben daarom de Top 100 van de maximum temperaturen genomen en gekeken of daar een trend in te ontdekken valt. Dat levert meer getallen op en stations kunnen iets beter worden vergeleken. De Top 100 grens ligt voor de Bilt bij ongeveer 32.2 °C en voor Maastricht bij 33.3 °C. Toen de temperaturen uitgezet waren tegen de jaren (figuur 1) waren we om twee redenen een beetje verbaasd. In de eerste plaats was er helemaal niet zo'n duidelijke trend: als je de grens voor de Bilt bij 35 graden legt is het plaatje minder overtuigend dan verwacht. Bij een drempel van 34 en 33 zie je eigenlijk hetzelfde. Laat er geen misverstand zijn: er is wel degelijk een temperatuurstijging in beide stations. De stijging van de gemiddelde temperatuur

Meteorologica-juni f.indd 26 4-9-2013 9:58:04