

Meteorologica, 2002-1, p 8-11

De invloed van El Niño op Oost Afrika

De gevolgen van El Niño en de Zuidelijk Oscillatie (ENSO) op grote delen van de wereld worden steeds duidelijker in kaart gebracht. Overstromingen, minder vis in tropische kustgebieden (bijv. Peru) en mislukte oogsten en bosbranden door aanhoudende droogte (bijv. Indonesië, zoals beschreven door van Oldenburgh in Meteorologica, juni 1998) zijn een paar verschijnselen met grote sociale en economische gevolgen. Er wordt dan ook veel onderzoek verricht naar El Niño en de gevolgen ervan. In dit artikel wordt aandacht geschonken aan de gevolgen van El Niño, en de tegenhanger ervan La Niña, op de atmosfeer boven Oost Afrika.

Een El Niño (EN) episode wordt gekarakteriseerd door hogere temperaturen van het zeewater (Sea Surface Temperature :SST) in de equatoriale Stille Oceaan en een verzwakking van de zogenaamde Walker Circulatie. Dit laatste uit zich in een kleiner luchtdrukverschil tussen het permanente hogedrukgebied in de zuidoostelijke Stille Oceaan en een uitgestrekt gebied met lagere luchtdruk in het westelijke deel. Hierdoor zijn ook de passaatwinden in dit deel van de wereld zwakker dan normaal. Tijdens een La Niña (LN) episode doet zich het tegenovergestelde voor: lagere SST's, een sterkere Walker Circulatie en een bijbehorend groter luchtdrukverschil en sterkere passaatwinden. Eerder in Meteorologica (Oldenburgh & Burgers, 1997) is er al verder ingegaan op de fysische en dynamische aspecten van El Niño. De gebieden waar deze verschijnselen zich het duidelijkst afspelen liggen echter ver verwijderd van Oost Afrika. Desondanks heeft onderzoek aangetoond dat een EN wel degelijk invloed kan hebben in Oost Afrika. Ropelewski en Halpert (1987) toonden aan dat er een grotere kans op neerslag is tijdens EN. Ogallo (1988) vond teleconnecties tussen de SOI en neerslag voor sommige delen van Oost Afrika. Indeje (2000) bevestigde de relatie tussen neerslag en EN voor Kenia, Tanzania en Oeganda. Naast een invloed op neerslag kan EN ook invloed hebben op de temperatuur. Of EN invloed heeft op de temperatuur in Oost Afrika is tot op dit moment nog niet duidelijk.

Begin en eind van El Niño en La Niña episodes

Om EN- en LN-episodes te kunnen bepalen, zijn indices nodig die deze episodes karakteriseren. Gewoonlijk worden hiervoor gebruikt de Niño3 index en de Southern Oscillation Index (SOI). De Niño3 index is een maat voor de SST anomalieën in het gebied van 5°N-5°S en 150°E-180°E in de Stille Oceaan. De SOI is de afwijking van het genormaliseerde drukverschil tussen Darwin, Australië en Tahiti. Beide indices worden op maandbasis gemaakt.

Vele studies zijn verricht om te bepalen wanneer er EN en LN episodes geweest zijn (o.a. Rasmusson and Carpenter, 1983; Kane, 1999). Deze geven echter de episodes aan in hele jaren. Daar wij met maandelijkse data werken, hebben wij de episodes in maanden nauwkeurig bepaald. Een combinatie van bovengenoemde indices met enkele aanvullende criteria leverde zeven EN en vijf LN episodes op tussen 1957 en 1995 (tabel 1). Deze episodes komen overeen met de in de literatuur genoemde jaren.

Data

De atmosferische data voor de analyse zijn verkregen van het 'reanalysis project' van NCEP/NCAR. Bij een reanalysis project wordt de nieuwste versie van het model, met een lagere resolutie, gebruikt voor het heranalyseren van waarnemingen uit het verleden. Dit is nodig omdat verwachtingsmodellen in de loop van de tijd sterk verbeterd en veranderd zijn, waardoor analyses van deze modellen over langere tijd onvergelykbaar zijn geworden. Door reanalysis is het mogelijk om lange tijdreeksen van analyses te gebruiken.

Wij hebben maandgemiddelden gebruikt tussen 1957 en 1995 (37 jaar) voor het gebied tussen 10°N-35°S en 25°E-60°E (figuur 1). NCEP's hoogste resolutie is 2,5° bij 2,5°. Als neerslag gecorreleerde grootheden zijn

gekozen divergentie op 850 en 250 hPa en de verticale windsnelheid op 500 hPa. De temperatuur gecorreleerde grootheden zijn de geopotentiële hoogte (Φ) en de dikte van geselecteerde lagen (Z). Een hogere σ is een indicatie voor een hogere temperatuur of een hogere luchtdruk van de laag onder σ . Daarnaast is een grotere Z een indicatie voor een hogere temperatuur in de desbetreffende laag. Verder zijn de u- en v-wind op 850 hPa gebruikt om de windsnelheid en windrichting te bepalen.

Extreme maanden

De eerste methode die we gebruikt hebben om een invloed van ENSO op Oost Afrika te vinden maakt gebruik van extremen. Een extreem hebben we gedefinieerd als een anomalie die 1,5 keer de standaard deviatie ($1,5\sigma$) overschrijdt. Om σ te kunnen bepalen moet eerst een eventuele trend uit de datareeksen gehaald worden. Dit is per roosterpunt gedaan. Met name de geopotentiële hoogte van 850 hPa (Φ_{850}) gaf een duidelijke trend te zien over heel Oost Afrika (figuur 2). De Φ_{850} stijgt binnen 37 jaar ongeveer 20 meter. Dit is een indicatie voor opwarming van Oost Afrika in deze periode. Omdat er een trend gevonden is, zijn alle datareeksen gedetrend, voordat σ bepaald is.

Vervolgens is per maand bepaald hoeveel roosterzellen een waarde hebben die meer dan $1,5\sigma$ afwijkt van het langjarig gemiddelde. Daar het gedefinieerde gebied $19 \times 15 = 285$ roosterzellen bevat, is het maximale aantal extreem positieve of negatieve roosterzellen (n_{\max} of n_{\min}) per maand 285. Het netto resultaat per maand (n_{net}) is dan $n_{\max} - n_{\min}$. Uit bestudering van de data bleek dat n_{net} het duidelijkste inzicht gaf in welke maanden extreem zijn. Vrijwel altijd ging een grote n_{\max} namelijk samen met een kleine n_{\min} , en omgekeerd. Daardoor gaven de verschillen tussen n_{\max} en n_{\min} de extreme maanden beter aan dan n_{\max} en n_{\min} afzonderlijk.

Om te bepalen of tijdens EN/LN episodes n_{net} groter is dan gemiddeld (over 37 jaar), is n_{net} gemiddeld over alle EN/LN episodes en over het langjarig gemiddelde (inclusief de EN/LN episodes, tabel 2). Daaruit blijkt voor Φ_{850} dat tijdens EN n_{net} positief is (gemiddeld +16 extreme roosterzellen), tijdens LN negatief (-8) en het langjarig gemiddelde een positieve n_{net} van +14 geeft. Dus, vergeleken met het gemiddelde, is er tijdens LN een lagere Φ_{850} , terwijl er tijdens EN nauwelijks een verschil te zien is. Uit een zelfde analyse van zowel de windsnelheid als de windrichting blijkt dat er op deze grootheden geen significante invloed van EN/LN merkbaar is.

Uit het voorgaande is gebleken dat met name LN invloed heeft op Φ_{850} . Nu gaan we kijken of dat voor de gehele LN-episode geldt, of dat er alleen in bepaalde maanden een grotere invloed merkbaar is. In plaats van alle maanden van een episodes te middelen, worden nu dezelfde maanden van de verschillende episodes gemiddeld. In figuur 3 is n_{net} van Φ_{850} weergegeven voor maart(0) tot maart(+1). Deze notatie komt voort uit het feit dat EN begint in december(-1) aan de kust van Peru. EN duurt vervolgens gemiddeld ongeveer 1,5 jaar. Het volledige jaar volgend op december(-1) wordt aangegeven met (0), het (halve) jaar daarna met (+1). Het blijkt dat EN de hoogste Φ_{850} geeft te zien in januari(+1) en februari(+1) en LN de laagste Φ_{850} in juli(0) tot en met september(0). Wederom gaven de windsnelheid en windrichting geen significante verschillen te zien.

Regionale verschillen

Gegeven de bovenstaande resultaten concentreren wij ons bij de bestudering van de regionale verschillen binnen Oost Afrika op de maanden januari(+1) (EN_1) en augustus(0) (LN_8). Daarbij betrekken we dan ook de dikte (Z), divergentie en verticale windsnelheid.

In deze analyse wordt de situatie tijdens EN_1 (gemiddeld over de 7 episodes) en LN_8 (gemiddeld over de 5 episodes) vergeleken met de gemiddelde situatie over 37 jaar (1957-1994), voor alle twaalf maanden. Eerst zullen we de dikte van de laag 1000-500 hPa ($Z_{1000-500}$) gaan bekijken. Deze grootte is direct gerelateerd aan de over die laag gemiddelde waarde van de temperatuur. Wanneer $Z_{1000-500}$ groter is dan gemiddeld, zal de temperatuur van die laag ook hoger zijn dan gemiddeld. Tijdens EN_1 is $Z_{1000-500}$ groter dan gemiddeld en tijdens LN_8 kleiner dan gemiddeld. Het blijkt dat de laag 1000-850 hPa geen grote verschillen te zien geeft tussen EN_1 of LN_8 en het langjarige gemiddelde, echter voor de laag 1000-500 hPa (figuur 4) is dit wel het geval. Voor $Z_{1000-500}$ zijn deze anomalieën resp. +8 meter (EN_1) en -6 meter (LN_8). Dit betekent dat we in het algemeen kunnen zeggen dat de temperatuur van met name de laag tussen 850 en 500 hPa tijdens EN_1 hoger dan gemiddeld is en tijdens LN_8 lager dan gemiddeld is. Ook de regionale maxima komen redelijk overeen. Zowel Φ_{500} (+16m) als $Z_{1000-500}$ (+14m) geven een maximaal (positief) verschil boven Zuid Afrika

tijdens EN₁. Tijdens LN₈ geven zowel Φ_{500} (-27m) als $Z_{1000-500}$ (-16m) een maximaal (negatief) verschil ten zuidoosten van Madagaskar. Opmerkelijk is dat het Mozambique Kanaal niet afwijkt van het gemiddelde tijdens LN₈ voor beide grootheden. Eerder onderzoek heeft aangetoond dat temperatuur anomalieën boven het Mozambique Kanaal inderdaad een ander patroon te zien geven vergeleken met de rest van Oost Afrika. De oorzaak hiervan zou in de SST kunnen liggen (King'Uyu et al., 2000).

Aan de hand van divergentie op 850 en 250 hPa en verticale windsnelheden op 500 hPa hebben we gezocht naar regio's met een grotere (of kleinere) kans op neerslag tijdens EN/LN. De indicatie voor meer neerslag is gevonden tijdens LN₈ ten oosten van het Victoriameer. Het omgekeerde, een indicatie voor minder neerslag, is gevonden ten noorden en zuiden van het Victoriameer tijdens EN₁. Deze resultaten zijn in tegenspraak met bestaand onderzoek over neerslag in Oost Afrika. In de literatuur wordt er melding gemaakt van een maximale neerslag respons tijdens EN rond het Victoriameer (Nicholson, 1997; Indeje, 2000).

Correlaties met SOI

De SOI is een van de meest gebruikte indicatoren voor EN/LN. Om de significantie van de voorgaande resultaten aan te geven, hebben we de correlaties tussen de voorgaande grootheden en de SOI bepaald. Dat is gedaan voor de roosterpunten die een maximaal verschil te zien gaven tussen EN₁ of LN₈ en het langjarig gemiddelde (figuur 5a). Het blijkt dat alleen voor Φ_{850} en Φ_{500} de correlatie met de SOI significant is tijdens EN₁ en LN₈. Voor $Z_{1000-850}$ en $Z_{1000-500}$ is de correlatie met de SOI alleen significant in april en dus niet tijdens EN₁ en LN₈. Uit figuur 5b blijkt verder dat de correlatie tussen de divergentie op 250 en 850 hPa en de verticale bewegingen op 500 hPa met de SOI in geen enkele maand voor alle drie significant is.

Conclusies

Tijdens EN januari(+1) is de temperatuur in de laag 1000-500 hPa gemiddeld hoger dan het langjarig gemiddelde, met een maximum boven Zuid Afrika. Tijdens LN₈ is blijkt het tegenovergestelde te gelden. Opmerkelijk bij dit laatste is dat tijdens LN₈ de 1000-500 hPa temperatuur geen verandering te zien geeft boven het Mozambique Kanaal. Deze resultaten zijn bij alle gebruikte methodes significant.

De in eerste instantie gevonden gebieden met een indicatie voor een afwijkende neerslag tijdens EN/LN zijn nog maar net significant te noemen. Daar de correlaties van de divergentie en de verticale windsnelheid met de SOI niet significant waren, concluderen wij dat de indicatie voor meer of minder neerslag tijdens EN/LN een hoge onzekerheid bevat.

Literatuur

- Brinkman, S., 2001: ENSO and its influence on East Africa. MSc-thesis Wageningen Universiteit.
- Indeje, M., F.H.M. Semazzi & L.J. Ogallo, 2000: ENSO signals in East African rainfall seasons. Int. J. Climatol., 20, 19-46.
- Kane, R.P., 1999: El Niño timings and rainfall extremes in India, Southeast Asia and China. Int. J. Climatol., 1999, 653-672.
- King'Uyu, S.M., L.A. Ogallo and E.K. Anyamba, 2000: Recent trends of minimum and maximum surface temperatures over Eastern Africa. J. of Climate, 13, 2876-2886.
- Nicholson, S.E. and J. Kim, 1997: The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall. Int. J. Climatol., 17, 117-135.
- Ogallo, L.J., 1988: Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation. J. Climatol., 8, 31-43.
- Oldenburgh, 1998, El Niño en de grote droogte in Indonesië, Meteorologica, 2-98
- Oldenburgh & Burgers, 1997, De El Niño van 1997, Meteorologica 4-97
- Rasmusson, E.M. and Carpenter, T.H., 1983: Variation in the tropical sea surface temperatures and sea wind fields associated with the Southern scillation/El Niño. Mon Weather Rev., 110, p. 354-384.
- Ropelewski, C.F. and Halpert, M.S., 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with ENSO. Mon Weather Rev., 115, 1606-1626.

Onderschriften figuren en tabellen:

Figuur 1 *Overzicht van locatie en topografie van het onderzoeksgebied*

- Figuur 2* NCEP/NCAR reanalysis waarden van de geopotentiële hoogte van 850 hPa, gemiddeld over heel Oost Afrika
- Figuur 3* Netto aantal roosterpunten met extreme waarden van de geopotentiële hoogte van 850 hPa voor alle maanden tijdens EN en LN episodes
- Figuur 4* De dikte van de laag 1000-500 hPa. Verschil in tussen het langjarig gemiddelde en (a) EN januari(+1) en (b) LN augustus (0)
- Figuur 5* Correlatie voor geselecteerde roostercellen (a) tussen de SOI en Φ/Z , en (b) en tussen de SOI en divergentie en verticale bewegingen.
- Tabel 1* EN en LN episodes tussen 1957 en 1995
- Tabel 2* Aantal extreme roostercellen per maand voor EN, LN en langjarig gemiddelde

Auteur: Sander Brinkman