

Lunds Universitets Naturgeografiska Institution

Seminarieuppsatser Nr. 79

**El Niño Southern Oscillation
och dess atmosfäriska fjärrpåverkan**

Mattias Ullman



2001

Department of Physical
Geography,
Lund University
Sölvegatan 13, S-221 00
Lund, Sweden



Abstract

This paper is a literature study aiming to describe scientists newest theories and knowledge concerning the El Niño and Southern Oscillation. Firstly I have described the "normal" conditions with rising and sinking air in Hadley- and Walker-cells in the equatorial Pacific and from there moved on to explaining the reversed circulation patterns and higher sea surface temperatures (SST) leading to rising air and anomalous precipitation in eastern Pacific constituting the El Niño phenomenon. My outermost interest regarding El Niño has been the associated teleconnections, especially in non-tropical areas. I have described the El Niño effect on the Indian summer monsoon, on tropical cyclones and on storms and precipitation on higher latitudes. Recently there has been great concern due to increasing strength and frequency of El Niño-events and a possible influence from the greenhouse warming. However scientists do point to the fact that the series of contracted El Niños during the first half of the 1990's not being unique in a historical aspect. As for the increasing strength of El Niños (i.e. especially those in 1982, 1986 and 1997) together with major flooding and draft, scientists have found that anomalies in the El Niño per se (i.e. the SST) is not enough to explain a worldwide response. Some of the shown consequences and "teleconnections" are instead due to normal climate noise.

The El Niño have been found to affect higher latitudes especially during the northern winter, partly due to more frequent westerly flows during this period. The area with the greatest teleconnection anomalies is without a doubt the southeastern Asia, Indonesia and northern Australia where major drought occurs in strong El Niño years.

Research and evidence associated with ENSO is to a very high degree based upon statistics. A strong relationship is said to occur with a correlation coefficient of 0.3. My personal feel to this is that some scientists overestimate the use of statistics in defining relationships between different climatic phenomena. Also some scientists seem very eager, not to say desperate, to find new teleconnections associated with El Niño, when clearly the relationships are still quite vague and circulation patterns too complex to fully grasp.

Innehållsförteckning

Abstract	
Innehållsförteckning	
Syfte	1
Inledning	2
Avgränsningar	3
”Normal” cirkulation i Stilla Havet	4
El Niño, La Niña och Southern Oscillation	6
ENSO och dess fjärrpåverkan (teleconnections)	10
Atmosfäriska mönster involverade i Southern Oscillation	18
El Niño och Indoasiatiska monsunen	21
La Niñas inflytande på nederbörden i Afrika	25
El Niños inflytande på Europa	27
ENSO och tropiska cykloner	28
Tropiska cykloner i Atlanten	30
Tropiska cykloner i västra Stilla Havet	32
ENSO och tornados i USA	34
Fjärrpåverkan i Australien	34
En jämförelse av tropiska mesoskaliga konvektiva system under El Niño och La Niña	35
Nederbörd i siffror	36
Årtal för ENSO-händelser	37
ENSO-Historia	39
El Niño, La Niña och dess fjärrpåverkan i korthet	40
Southern Oscillation just nu (14/2 2001)	40
Avslutande kommentarer	42
Källförteckning/Litteraturlista	43
Seminarieuppsatser vid Naturgeografiska Institutionen i Lund	

Syfte

El Niño är ett fenomen som i massmedia ofta blir framställt som en slags katastrofhändelse, som en tropisk orkan som plötsligt dyker upp, ödelägger och sedan på nytt är borta. Vi hör och läser i tidningarna om plötsliga oväder, med enorma mängder regn som har dränkt all odlad mark, spolat bort byar och vägar, om svår torka och svält över stora områden; och alltid med känslan att nu har ”oturen, katastrofen” varit framme igen och en rad oturliga händelser har lett till det och det. Iallafall jag, har tidigare med en massmedial erfarenhet av tre kraftiga El Niños, fått den något snedvridna bild av fenomenet, och jag kan gott tänka mig att den är liknande för gemene man. Jag hade inte funderat särskilt mycket på vad jag skulle komma att lära mig om El Niño, men storskaliga luftrörelser, med transport och utbyte av värme och energi i latent och sensibel form har länge fascinerat mig. Även på våra ”breddgrader”, med relativt mildt och stabilt klimat kan naturens krafter vara häpnadsväckande. Människans litenhet och tillfällighet blir slående i en jämförelse med naturens krafter, äkthet och evighet.

Mitt syfte med uppsatsen har inte varit att visa hur El Niño/Southern Oscillation påverkar oss människor och våra marker eller hur mycket pengar som åtgår för att reda upp den förödelse som El Niño ibland kan innebära, utan enbart att beskriva den klimatologiska bakgrunden och processerna involverade i El Niño. Kanske är det så att vi istället för att se El Niño som en katastrof, människodödare och förstörare bör se fenomenet som en del av de storskaliga luftrörelser på vår jord som fördelar värme, luftfuktighet mm och som faktiskt är ett måste för att vi ska kunna överleva.

Det har sedan 1960-talet och framförallt sedan de tre senaste stora El Niño-händelserna skrivits otroligt mycket om fenomenet. Det finns nog flera olika anledningar till varför El Niño fångar så många intresse, men de viktigaste bör vara att fenomenet ännu inte är helt utforskat och att vi kan minimera risker och förstörelse om vi på ett tidigt stadium lär oss känna igen en El Niño.

Inom en ganska snar framtid kommer nog El Niño-fenomenet att betraktas som lika naturligt som Indiska monsunen – vilken det idag förefaller ganska meningslöst att ifrågasätta - om än ej som lika regelbundet.

Mitt syfte med uppsatsen har naturligtvis först och främst varit att lära mig så mycket som möjligt om El Niño, reda ut begreppen för mig själv, förstå hur El Niño/Southern Oscillation ingår som en naturlig del i luftrörelsernas ”eviga” kretslopp samt att göra mig av med de eventuella förutfattade meningar jag haft. Jag har valt att lägga tonvikten på de s.k. teleconnections (svenska: fjärrpåverkan), alltså hur ENSO påverkar lufthavet över väldigt stora ytor av vår jord och hur dessa samband ser ut. Den Indiska monsunen är en årligt förekommande, regelbunden och vid det här laget ganska väl kartlagd företeelse; den relativa närheten ifrån dess utbredning till västra Stilla Havet gör också att kopplingen till El Niño är både naturlig och angelägen.

Det finns också klara samband mellan ENSO och tropiska cykloner i Atlanten/regnoväder i Västafrika. Jag har varit mer intresserad av att förstå och kartlägga luftrörelselserna och sambanden mellan olika områden än att beskriva enskilda regn- och torkperioder.

Anledningen till att jag främst koncentrerar mig på teleconnections/fjärrpåverkan är att detta känns som den mest komplexa biten av El Niño och kanske det område där mest frågor fortfarande återstår och framför allt för att jag är intresserad av hur storskaliga luftcirkulationer sker. Jag söker även beskriva de skillnader som faktiskt finns mellan olika ENSO-tillfällen samt undersöka om ENSO-förekomsten, med avseende på frekvens, styrka, varaktighet och utbredning har förändrats de sista 30 åren.

Jag har också försökt ge en liten inblick i hur forskningen inom området bedrivs, hur statistiska samband beräknas osv. I korthet är syftet med denna deskriptiva uppsats att belysa forskningsfronten vad avser ENSO.

Inledning

De normala cirkulationsmönstren och klimatregionerna tycks sättas ur spel då de väldiga krafterna från tropiska Stilla Havet släpps loss. El Niño är dock inte att betrakta som något onormalt eller "katastrofartat", utan tvärtom som en mycket verklig och ganska regelbunden förekomst som funnits i tusentals år. El Niño är en naturlig del av cirkulationen i havet och atmosfären runt Stilla Havet där varmt ytvatten från västra delen transporteras över till den östra. Detta ger upphov till stigande luft, hög luftfuktighet och därmed energi i den annars förhållandevis torra östra delen av pacifiska atmosfären. Den stigande luften innebär också att det annars rätt stationära högtrycket utanför Sydamerikas västkust ersätts av ett lågtryck, vilket innebär omvända cirkulationsmönster. Vid kraftiga El Niño påverkas stora delar av tropikerna, både på låg höjd och högre upp i troposfären.

Då stora mängder nederbörd faller på dessa latituder uppstår obalans (med avseende på energi/luftfuktighet) i tryckförhållandena i atmosfären med alternerande låg- och högtryck som följd också i de utomtropiska områdena.

Då lufttrycket är högt i Stilla Havet tenderar det att vara lågt i Indiska Oceanen, från Afrika till Australien. Denna regelbundna fluktuation döpte Walker (i början av 1900-talet) till Southern Oscillation. Då man idag talar om denna oscillation avses framför allt förhållandet mellan den östra och den västra tropiska delen av Stilla Havet/Indiska Oceanen. Detta förhållande avgör naturligtvis vindmönstren och delvis också den storskaliga cirkulationen i regionen. Southern Oscillation inkluderar El Niño och dess motsatta fas La Niña. Tillsammans med El Niño brukar Southern Oscillation betecknas ENSO. La Niña, även kallad den kalla fasen ger överlag omvända förhållanden jämfört med El Niño, dock inte riktigt med samma kraft. Normalt sett råder ett ganska starkt negativt samband mellan lufttrycket i östra och västra Stilla Havet.

Forskarna har de senaste årtiondena uppmärksammat en viss ökning i frekvensen återkommande El Niños och som dessutom vid flera tillfällen uppträtt i kraftigare skala än tidigare. Vissa menar att detta är en effekt av den allmänna uppvärmningen, växthuseffekten på vår jord.

I mitt arbete söker jag förklara grundläggande cirkulationsmönster som Hadley- och Walker-cirkulationen och hur dessa påverkas av Southern Oscillation. Tonvikten är dock lagd på den inverkan El Niño och Southern Oscillation har på klimatet i utomtropikerna.

Vad gäller fjärrpåverkan finns två större områden, dels hur uppkomst och utbredning av stormar och cykloner påverkas, dels hur Indiska Monsunen (och Sydostasien) påverkas.

Avgränsningar

Jag har valt att utelämna ENSO i ett längre historiskt perspektiv, vilket naturligtvis dock har studerats noggrant genom trädringar, iskärnor mm. Kort, kan nämnas att ENSO, på liknande sett som nu verkat i åtminstone 6000 år.

Jag har inte heller försökt beskriva enskilda tillfällen med extrem nederbörd eller torka. Att summorna för förstörelse och för dödsfall har ökat markant betyder inte att El Niño som fenomen av nödvändighet blivit kraftigare eller att ytvattentemperaturerna i östra Stilla Havet har ökat de senaste årtiondena. Människor bebor idag, pga olika anledningar områden som ej beboddes för 30 år sedan. Dessa marginaliserade områden kan vara betydligt mer oskyddade för klimatologiska effekter osv.

När jag först satte mig ner med uppgiften inbillade jag mig att jag skulle finna ganska så precisa beskrivningar av hur de olika luftmassorna rörde sig, varför de rörde sig som de gjorde, hur de utvecklades, varför lågtryck med stigande luft förbyttes i högtryck med sjunkande och vice versa. Detta kopplat till naturliga drivkrafter som jordens/solens förhållande med varma/kalla årstider i ett någorlunda jämnt förlopp, sensibel och latent värme och de krafter som uppstår då fuktig ocean- och torr kontinentluft möts. Ganska snart insåg jag dock att riktigt så klara/enkla modeller av verkligheten går inte att göra. Hur luftmassorna sprider sig, utvecklas och förändras kan vi endast förstå på kortare avstånd samt vid vissa tillfällen. Överlag är de involverade luftmassorna (och även havsmassorna) alltför stora och processerna för många och för komplexa för att vi ska kunna peka på annat än samband (när vi talar om stora avstånd etc).

Mer och mer blev detta en uppvisning i statistik och statistiska samband (och då har jag ändå sållat rejält). I många fall bryr sig icke författarna (vilka ofta är de ledande i världen inom El Niño) ens att diskutera de inblandade luftmassorna utan nöjer sig med att redovisa mer eller mindre signifikanta statistiska samband. Detta var från början inte vad jag var ute efter. Det hela ger ändå en fingervisning om den komplexa klimatologiska värld vi lever i, med å ena sidan enorma krafter i ett El Niño-system och å andra sidan svårigheterna att reda ut hur dessa energimängder omsätts i luftcirkulation och påverkar atmosfären.

Jag har också valt att utelämna allt för mycket detaljer (framför allt vad gäller statistiska samband för vissa månader osv), utan istället koncentrerat mig på storskaliga mönster och generella trender.

”Normal” Cirkulation i Stilla Havet

Generellt sett sker den största uppvärmningen av luften på c:a 20-30° N,S om ekvatorn, på grund av att molnigheten här är mindre än över ekvatorn. Inom ett ekvatoriellt bälte mellan c:a 20° N och 20° S befinner sig den intertropiska konvergenzonen (ITCZ), vilken följer solen mellan dessa breddgrader (generellt sett). Inom ITCZ stiger den varma luften, vilket medför lågt tryck och ofta konvektiv nederbörd. Strax norr och söder om ITCZ, på latituderna 20°-30° N,S har vi de mer eller mindre stationära subtropiska högtrycks-cellerna, med sjunkande luft och soligt väder. Dessa celler är kraftigast utbildade i oceanernas östra delar. I det ekvatoriella området mellan högtrycken har vi normalt svaga till måttliga vindar; norr om ekvatorn från nordost och söder om från sydost (bl a under inverkan av jordens rotation, corioliseffekten). Dessa är de s.k. nordost- och sydostpassaderna.

Över de stora oceanerna är ITCZ alltid beläget där ytvattnet är varmest. Även under vår vinter är Atlanten och Stilla Havet varmest precis norr om ekvatorn.

Då den stigande luften över ITCZ så småningom avkyls breder den i övre troposfären ut sig mot norr och söder och sjunker sedan ner mot jordytan. Detta sker normalt runt de bägge vändkretsarna, på 30° N och S. Dessa områden präglas av högt lufttryck, svaga vindar och soligt, torrt väder. Detta är tex de normala förhållandena väster om Chile. Mellan de s.k. subtropiska högtryckscellerna och ITCZ blåser passadvindarna (som tidigare nämnts). De rör sig mot ekvatorn och västerut. Då luften ånyo värms upp stiger den igen och fullgör därmed en meridional cirkulation i de s.k. Hadley-cellerna.

Simultant med detta pågår också stora

luft rörelser i en zonal bana. Bjerknes introducerade 1966 begreppet Walker-cirkulationen för den luft som stiger och bildar moln och regn över västra delen av tropiska Stilla Havet, på hög höjd rör sig österut, så småningom avkyls, sjunker och återigen som passadvindar rör sig västerut över havsytan (Philander 1990). (Se bild). Denna zonala cirkulation är svagast under mars-april då tryckskillnaderna över havet är minst.

Passadvindarna för även det varma ytvattnet västerut vilket medför att kallt näringsrikt djupvatten förs upp längs Sydamerikas västkust (vilket är viktigt för fisket och den stora mängd fisk som normalt finns där). Humboldtströmmen späder dessutom på detta med nordgående kallt vatten ifrån Antarktis upp till Chiles och Perus kuster. Det kalla ytvattnet påverkar luften till den grad att vi här får en mycket stabil skiktning i de lägre delarna av atmosfären, vilket i sin tur ger upphov till de torra ökenområden som i princip når enda fram till havet här i sydvästra Sydamerika och till extrem närhet av ekvatorn. Liknande fenomen förekommer även i de sydvästra delarna av Australien och Afrika. Detta gör också att stora mängder varmt vatten samlas vid kusterna utanför Indonesien medförande konvektion och stora mängder nederbörd i detta område. Liknande Walker-celler finns också längs övriga delar av ekvatorn, med normalt sett stigande luft och nederbörd över regnskogarna i Indonesien, Sydamerika och Afrika, vid de västra delarna av världshaven.

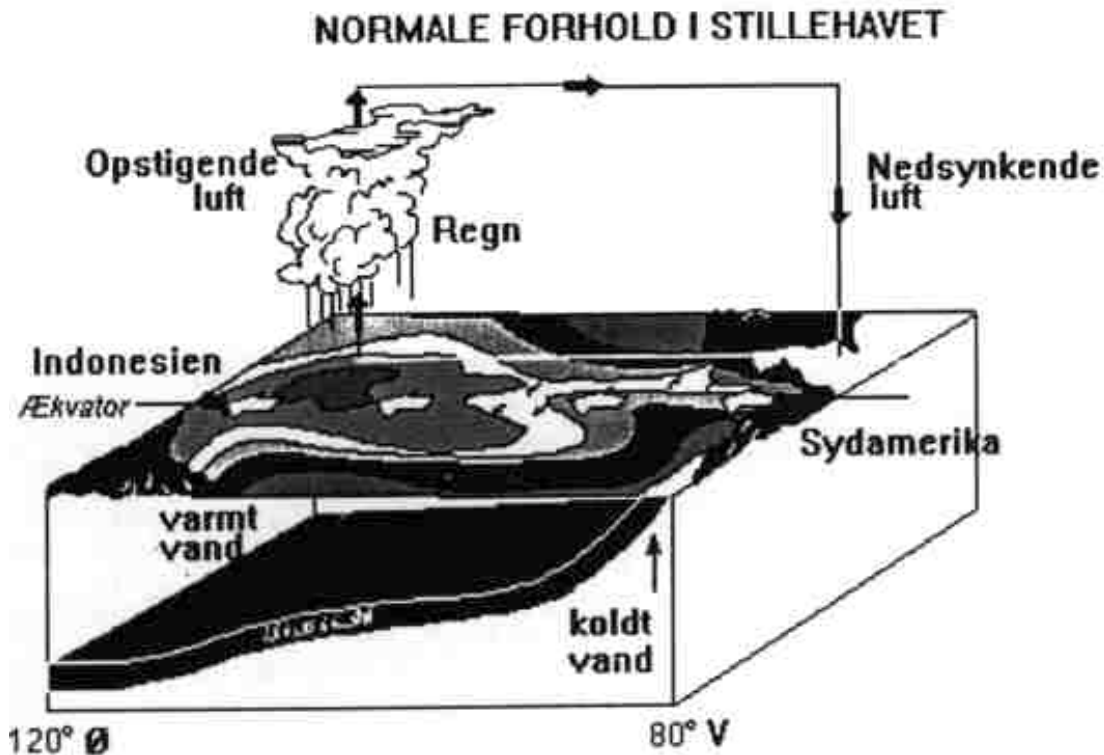


Fig 1: Normal Walker-cirkulation med stigande luft över västra tropiska Stilla Havet och sjunkande över östra delen (Kaas och Feddersen 1998).

I Stilla Havet sträcker sig bandet av tropisk nederbörd normalt i ganska rak ost-västlig riktning ifrån centralamerikanska kusten till Filippinerna. Området runt de låga breddgraderna mellan Indonesien och österut till de västra delarna av tropiska Stilla Havet är de mest nederbördsrika i tropikerna. Under vår sommar sprider sig detta område mot nordväst och Indien som då får sina monsunregn. Under vår vinter befinner sig regnområdet istället betydligt längre söderut över norra Australien och sydvästra tropiska Stilla Havet. Detta regnområde går under namnet Södra Stilla Havets konvergenzson och avbryts i öster under normala förhållanden av det kallare ytvattnet i centrala och sydöstra Stilla Havet.

På grund av rådande ytvattentemperaturer i Stilla Havet breder normalt högtryck ut sig över den tropiska östra delen och lågtryck över den västra. Tryckförhållandet över dessa regioner är starkt negativt korrelerat och svängningarna i lufttryck över Stilla Havet går under namnet Southern Oscillation (Philander 1990). Southern Oscillation Index (SOI) uttrycker tryckskillnaden (i hPa mätt) mellan Tahiti i sydöstra tropiska Stilla Havet och Darwin i nordligaste Australien (sydvästra Stilla Havet). (Andra har även blandat in ytvattentemperatur, SST i definitionen.) Normalt sett har vi alltså ett "positivt" SOI. Då man talar om positiva och negativa anomalier av SOI avser dessa dock förhållanden gentemot "det normala". Ett negativt SOI innebär alltså inte per definition att trycket över västra Stilla Havet är högre än över östra delen utan konstaterar endast en jämförelse med "det normala".

Ett positivt värde på SOI indikerar kraftig passadvindscirkulation i södra Stilla Havet och ekvatoriella ostvindar (eftersom vindarna på södra halvklotet blåser medsols runt ett högtryck) (Horel och Wallace 1981).

El Niño, La Niña och Southern Oscillation

Det är sedan 1960-talet känt att det finns ett samband mellan tryckvariationerna och havsyttemperaturerna i Stilla Havet. Ett ovanligt varmt ytvatten i östra delen innebär ofta lågt tryck, pga stigande luft, vilket medför nederbörd i de östra och centrala delarna (Philander 1990). Tillståndet kallas El Niño.

Ett annat lika viktigt och verkligt tillstånd, vilket dock icke ger samma omfattande effekt på sin omvärld, är då de omvända tryckförhållandena gäller. La Niña som detta kallas, innebär således högt tryck över sydöstra Stilla Havet, med medföljande sjunkande luft och kallt ytvatten samt lågt tryck och stigande luft i de västra delarna.

Svängningarna i atmosfäriskt lufttryck mellan dessa två faser präglar Stilla Havet och utgör alltså Southern Oscillation. Denna tillsammans med El Niño brukar ges den samlade beteckningen ENSO. Southern Oscillation är en storskalig och naturlig del av det globala klimatsystemet och uppkommer ur interaktioner mellan oceanerna och atmosfären runt kärnområdena i tropiska och subtropiska Stilla Havet och Indiska Oceanen. Det är också över dessa områden och i deras absoluta närhet som vi ser de största effekterna av ENSO, men vid kraftiga tillfällen påverkas även andra stora delar av vårt klot. El Niño är en del av the Southern Oscillation, eller snarare ett tillstånd i vilket Southern Oscillation ibland befinner sig.

El Niño utgör inget entydigt begrepp, men prototypen för ett El Niño-tillstånd är då vi har varmt ytvatten och lågt tryck, alltså stigande luft i östra Stilla Havet, fr a utanför Sydamerikas västkust och högt tryck, sjunkande luft i västra Stilla Havet, här delvis liktydigt med västra Stilla Havet/Indiska Oceanen. El Niño svarar alltså mot ett lågt eller negativt Southern Oscillation Index, SOI. Definitionsmässigt befinner sig Southern Oscillation antingen i El Niño eller La Niña, det finns alltså inget s.k. normaltillstånd. (Philander, 1990).

ENSO är en mer eller mindre regelbunden förekomst, och dess två faser El Niño och La Niña återkommer normalt med 2-7 års intervaller. Pga svängningarna mellan de två faserna kallas fenomenet för en oscillation (Diaz och Markgraf 2000). Effekterna av El Niño och La Niña är normalt varandras motsatser men inget enskilt tillfälle är det andra likt, med avseende på dess rumsliga utbredning, varaktighet, styrka och klimatologiska effekter som vindar och nederbörd. Generellt gäller dock att La Niña ger svagare effekter. Under en El Niño leder uppvärmningen av luften över tropiska Stilla Havet och Indiska Oceanen till att de stora nederbördsproducerande områdena över kontinenterna istället hamnar över de nu nyss nämnda havsområdena, med andra förutsättningar än kontinenterna vad gäller lufttemperatur och luftfuktighet, och de normala klimatregionerna sätts ur spel. Med avseende på kontinental och oceanisk nederbörd sker det motsatta under La Niña (Diaz och Markgraf 2000). Styrkan hos en El Niño avgörs

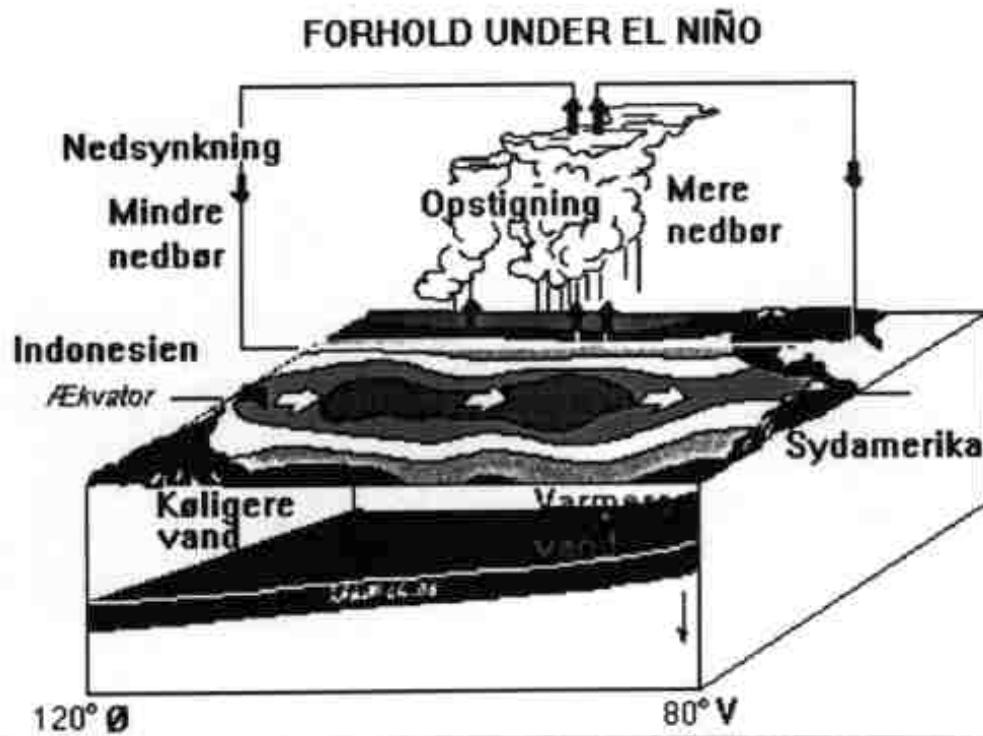


Fig 2: Det varme ytvattnet och medföljande stigande luft har rört sig österut vilket sätter den normala Walker-cirkulationen ur spel. Passadvinden försvagas och termoklinen sjunker djupare ner i östra delen vilket förhindrar kallt djupvatten att nå ytan (Kaas och Feddersen 1998).

delvis av SOI, alltså tryckskillnaden över tropiska Stilla Havet men framför allt av ytvattentemperaturerna, SST (sea surface temperature) utanför Sydamerikas västkust. ENSO och den Indo-asiatiska monsunen påverkar delvis varandra i de tropiska och subtropiska regionerna. Sambandet dem emellan har kallats "selektivt interaktivt". Under den boreala hösten och vintern är ENSO-signalen stark och Indo-asiatiska monsunen svag, med den omvända situationen under sommarhalvåret.

Naturligtvis samspelar även ENSO (mer eller mindre starkt och årstidsbundet) med ett antal andra klimatsystem världen över, framför allt havsströmmar. Forskarna menar att den största utmaningen just nu vad gäller att "förstå" ENSO och dess variabilitet ligger i samspillet med North Atlantic Oscillation (NAO), Arctic Oscillation (AO), North Pacific Oscillation (NPO) och Antarctic Circumpolar Wave (ACW). Svårigheten med att analysera och förutsäga ENSO ligger också i att fenomenet inte tycks vara rumsligt och temporärt stabilt på längre sikt, utan påverkas på ett flertal olika tidsskalor (Diaz och Markgraf 2000).

Då Southern Oscillation inte befinner sig i ett El Niño –tillstånd har vi alltså per definition ett La Niña-tillstånd, vilket innebär (förhållandesvis) högt lufttryck över östra tropiska Stilla Havet och lågt över västra delen. En La Niña-fas avslutas normalt i april-juni året efter det som betecknas som år 0. Det är ju dock så att både den varma och den kalla fasen (normalt 18-24 månader långa) alltid inleds året innan den "härjar som värst"

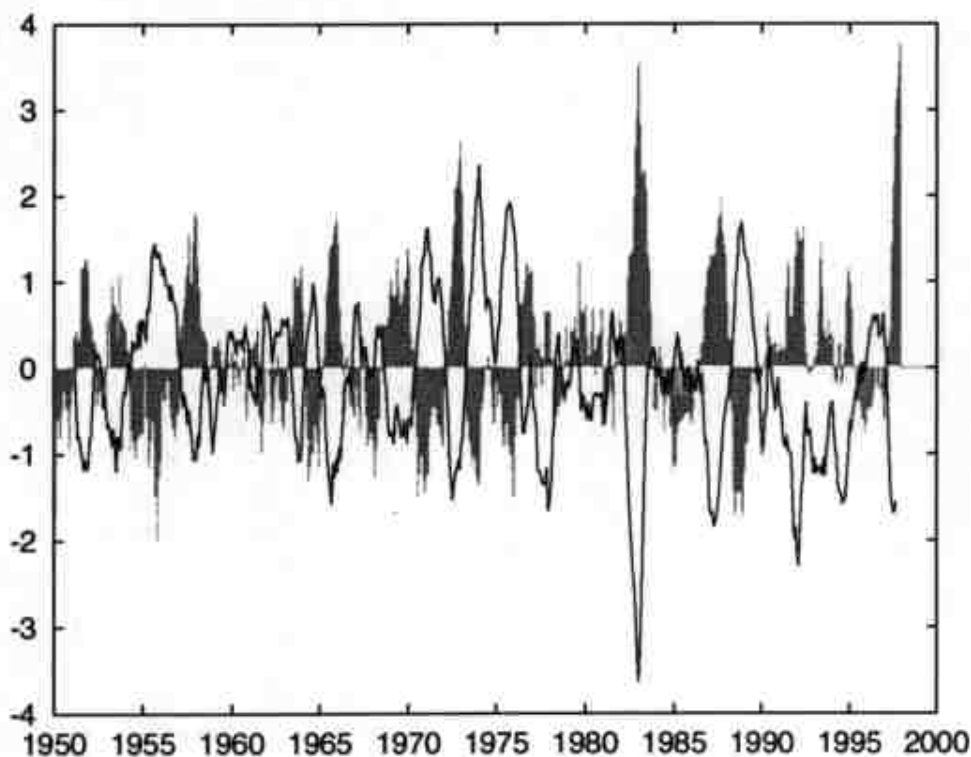


Fig 3: SST- SOI: SST-anomalier i region Niño-3 (fylld kurva) och SOI (ickefylld kurva). Som synes råder en mycket stark negativ korrelation (från Climate Prediction Center i Kaas och Feddersen 1998).

och eftersom året då händelsen är i sin fulla kraft alltid anges som årtal för händelsen brukar inledningsåret kallas "år -1" och avslutningsåret för "år +1".

La Niña beskrevs så sent som 1975 vara ett "överslag" från El Niño-förhållanden då Stilla Havet ställde om till en normal cirkulation. Numera erkänns dock La Niña som en egen identitet. El Niño initierar anomalier i vindmönstren i centrala Stilla Havet vilka verkar som positiv feedback (återkoppling) på de varma SST-anomalierna, framför allt genom vindpåverkade förändringar i det lokala termoklin-djupet (hur djupt ner vattnet påverkas av en förändring av temperaturen i ytvattnet) i östra delen. Det onormala vindmönstret ger också upphov till termoklina anomalier i västra delen, motsatta de i den östra delen (Goddard och Philander 2000).

Det som händer, eller har hänt vid ett El Niño-tillfälle är att Walker-cellen har ändrats eller tom omvänts; det relativt höga trycket över sydöstra delen av Stilla Havet har ersatts av ett lågtryck, med medföljande stigande luft, molnbildning och regn. Det normalt sett kalla ytvattnet har också ersatts av ett varmare och passadvindarna har försvagats eller t.o.m. blivit till västliga vindar (vilket naturligtvis är en följd av att tryckgradienten i Stilla Havet har minskat). (Se bild). Dessa olika faktorer är oftast sammankopplade. Det händer dock också att lufttrycket är relativt lågt men att ytvattentemperaturen ändå är den normala. Ett ovanligt lågt lufttryck utanför Sydamerika är inte heller av nödvändighet korrelerat med ett högt över Darwin och vice versa. Vissa forskare menar därför att man bör dela in El Niño i fyra olika kategorier, eller stadier: kraftig, måttlig, svag och mycket svag (Philander 1990).

En allmänt accepterad teori är att ett El Niño-tillfälle inleds i västra delen av det tropiska Stilla Havet varifrån en s.k. Kelvinvåg av varmt vatten i absoluta ytvattnet långsamt driver mot öster och når Sydamerikas kust flera månader senare, samtidigt med att ytvattentemperaturerna här börjar stiga (Feddersen och Kaas 1998). Denna Kelvinvåg är endast ett antal cm hög men hundratals, ibland tusentals km lång.

El Niño betyder på spanska ”pojken” och är ursprungligen de peruanska fiskarnas benämning på en varm, svag havsström som varje år löper längs Ecuadors och Perus kuster. El Niño tros vara uppkallad efter Jesusbarnet eftersom den varma sydgående strömmen ofta inträffade strax efter jul. I samband med att den varmaste årstiden inleds blir alltså ytvattnet under El Niño varmare än normalt, i extrema fall upp till 10° varmare än normalt. Vid ett typiskt El Niño-tillfälle börjar dock uppvärmningen av ytvattnet svagt redan under april-juni (år -1) och når sin topp runt jul och ofta, men inte alltid, börjar ytvattnet därefter kylas av (Feddersen och Kaas 1998). Ofta pågår avkylningen av vattnet så pass länge att Southern Oscillation istället går in i sin kalla fas, La Niña med ytvattentemperaturer under det normala i östra delen av tropiska Stilla Havet. Vid kraftiga ENSO-tillfällen förblir dock ytvattnet varmt i de centrala och östra delarna av tropiska Stilla Havet efter att den varma årstiden normalt avslutats.

Inte förrän 1966 föreslogs (av Bjerknes) för första gången att El Niño var kopplat till förhållanden i atmosfären, men tendensen i Southern Oscillation, att lufttrycket över Sydamerika och Indonesien ofta är i motfas har varit känt sedan förra hundraårsskiftet.

Korrelationen mellan havsytetrycket (SLP) för Tahiti (sydöstra Stilla Havet) och Darwin (norra Australien/sydvästra Stilla Havet) var för åren 1951-1978 -0.67 , vilket är ett mycket starkt negativt samband (Horel och Wallace 1981). (Se bild).

”Normala” förändringar som El Niño för med sig pga ändringen i Walker-cellen över Stilla Havet innebär ökad nederbörd över stora delar av Sydamerikas västkust och torka över Indonesien. Förändringen innebär dock också att andra Walker-celler förändras, vilket i sin tur innebär (åtminstone för 1998 års El Niño) torka i nordöstra Brasilien och delar av Sydafrika medan det i ekvatoriella Östafrika istället faller mer regn än normalt. Det regn som föll över Östafrika/västra Indiska Oceanen faller normalt över centrala och östra delen av Indiska Oceanen, vilken detta år förblev extremt torrt (Feddersen och Kaas 1998). Även utanför tropikerna påverkas klimatet; tex försvagas den Indiska monsunen, södra USA får ökad nederbörd och Alaska/västra Kanada går en mildare än normalt vinter till mötes. Även förekomst av och förutsättningar för tropiska cykloner ändras. Så får tex Karibien färre och området väster om Mexico fler cykloner än normalt. Vad gäller Europa, så är ännu mycket outforskat. Det har gjorts både statistiska studier av observationer och simuleringar av klimatmodeller för att undersöka sambanden. Vissa av studierna tyder på svag påverkan. Betydligt mer avgörande för vårt klimat är dock ”vår egen” oscillation, den Nordatlantiska (NAO) (Feddersen och Kaas 1998). Under det ”svåra” El Niño-året 1997 gjordes av DMI (Dansk Meteorologisk Institut) en studie om en eventuell korrelation mellan havsytetemperaturer i El Niños kärnområde och det årets sommartemperaturer i Europa. Inget signifikant samband kunde dock hittas. Däremot fanns en viss tendens till att sommarvärdet i Sydeuropa under en El Niño var något kallare än normalt (Feddersen och Kaas 1998).

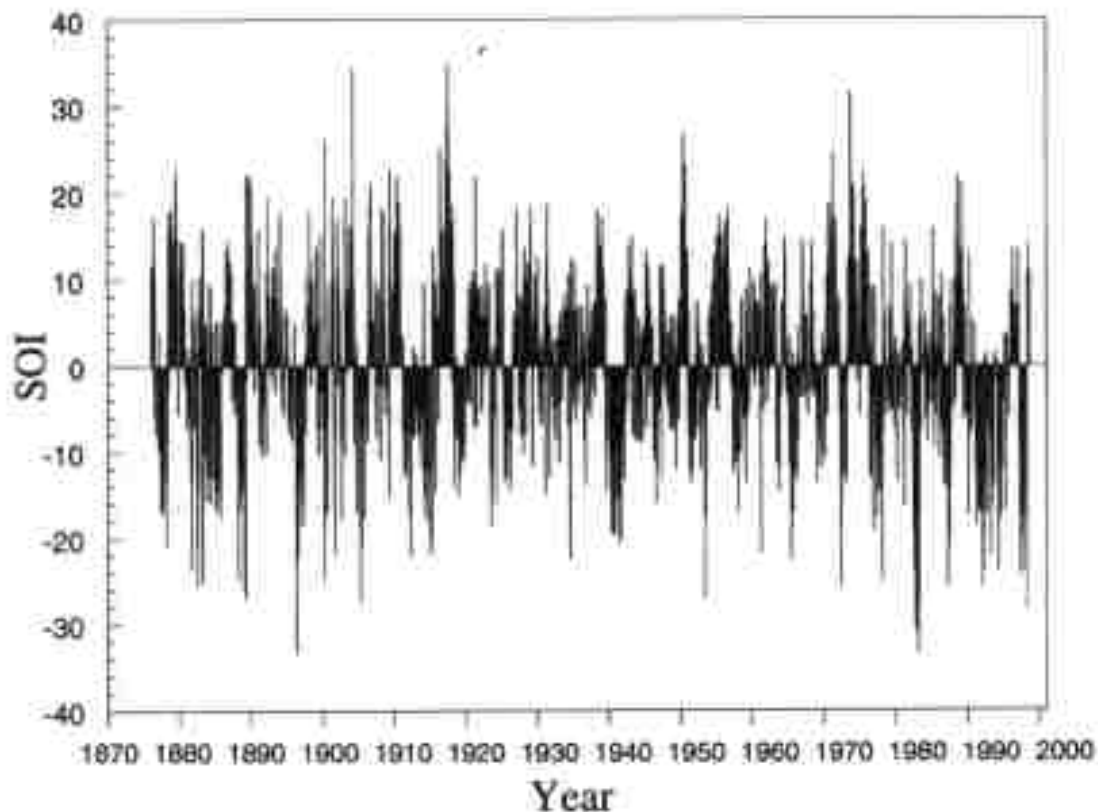


Fig 4: Tahiti minus Darwin normaliserat månatligt SOI (Southern Oscillation Index) från januari 1876 till september 1998. Notera det låga indexet under hela första halvan av 1990-talet. (Diaz och Markgraf 2000).

ENSO och dess Fjärrpåverkan (Teleconnections)

Nya rön tyder på att ENSO-fenomenet har ändrat karaktär sedan 1970-talets mitt. Vi har fått en övervikt av El Niño framför La Niña-tillstånd, relationen mellan ENSO och nederbörd har förändrats och en förlängd sekvens av El Niño har kännetecknat första halvan av 1990-talet. Dessa variationer kan ses i ingående studier av the Southern Oscillation Index, med data från 1876 och framåt (se bild ovan). Debatt pågår kring huruvida de senaste årtiondenas fluktuationer är unika i fenomenets historia och om de i så fall är en följd av en ökad växthuseffekt.

Vidare menar många forskare att de funnit bevis för en distinkt klimatförändring över Stilla Havs-sektorn de senaste 25 åren (Allan 2000). I fokus för denna diskussion ligger den långa, eller de efter varandra följande El Niño under 1990-95 (den längsta kända El Niño-perioden), där varmt ytvatten alltså samlas i östra ekvatoriella Stilla Havet med medföljande stigande luft och lågt tryck istället för i den västra delen, och vad som orsakat detta. Förklaringar växlar ifrån en naturlig dekad- eller flerdekad klimatvariation till bevis för en ökad växthuseffekt och dess inflytande på ENSO. En ny studie av Allan och D'arrigo (Allan 2000) visar dock att det under de senaste 100-120 åren har förekommit fyra förlängda, eller i följd sammanslagna, El Niño-perioder och sex La

Niña-perioder. De menar sig även hitta bevis för ett flertal andra dylika perioder innan mätningar gjordes, och även under den period tillbaka till 1700-talet då regelbundna klimatologiska mätningar gjorts, varav åtskilliga har varit likvärdiga med El Niño-perioden 1990-95 (Allan 2000). En noggrann undersökning av ytvattentemperaturen i västra och centrala Stilla Havet har påbörjats för att hitta den fysiska förklaringen bakom den långvariga El Niño-perioden. Strömmar runt Antarktis (ACW), med en omloppstid på c:a 10 år, misstänks kunna ha ett finger med i spelet här ty mycket är outrätt vad gäller dessa.

Det är numera allmänt känt att ENSO påverkar klimatet på både mellan- och högre latituder. Många obesvarade frågor återstår dock kring hur atmosfären uppför sig under ett ENSO-tillfälle. Dessa frågor är bl a känsligheten i utomtropikernas respons på den naturliga ENSO-cykeln över året, alltså om fjärrpåverkan är mer påtaglig under vissa årstider och hur denna respons avviker då ytvattentemperaturerna i kärnområdet fluktuerar samt hur fjärrpåverkan varierar i och med de anomalier i ytvattentemperatur som utgör skillnaderna från en El Niño till en annan. Utöver dessa problem undersöks också eventuella variationer i ENSO på en tidsskala av flera årtionden (och längre) och hur de i så fall uppkommer (Hoerling och Kumar 2000).

Atmosfären påverkas tusentals km utifrån kärnområdena i ekvatoriella Stilla Havet i och med uppvärmningen av ytvattnet i dessa vatten under en El Niño. Med anledning av detta kan det utomtropiska klimatet förutsägas till en viss del. Dock är inte alla regioner känsliga för El Niño och inte heller för dess påverkan under den årliga normala cykeln. Varje enskilt El Niño ger dessutom upphov till olika variationer i det utomtropiska klimatet.

Det första steget i hur El Niño påverkar andra områden är då det varma ytvattnet ger upphov till att varm, fuktig luft stiger, vilket i sin tur gör att stora cumulonimbusmoln växer till sig. Dessa regnproducerande moln är jordens huvudsakliga sätt att ge ifrån sig värme till den fria atmosfären. Den rikliga mängd nederbörd som snart faller över sydöstra delen av Stilla Havet innebär frånvaro av nederbörd och alltså torka på många andra håll, tex över övärlden i västra Stilla Havet.

Andra länken i kedjan är av mer horisontell natur, och uppstår genom atmosfärens känslighet för förändringar i kraftig tropisk nederbörd. En kedja av vågor med alternerande låg- och högtryck utefter en stor cirkel uppstår och följer i den övre troposfären ifrån det område där den kraftiga nederbörden faller och kan ses som atmosfärens respons på de nya källor och sänkor för energi som El Niño ger upphov till. Kedjan får aktiva centra över både Stilla Havet/Nordamerika (PNA) och Stilla Havet/Sydamerika (PSA) och med dessa följer också förändringar i jetströmmen över mellanbredderna (Hoerling och Kumar 2000). Härvid påverkas de utomtropiska cyklonernas och anticyklonernas normala banor och därmed också de dagliga väderfluktuationerna på de högre breddgraderna. Interaktioner mellan de något sänär stationära rossbyvågorna och de vandrande lågtrycken är en viktig del i hur det övergripande väderläget ser ut under ENSO:s fjärrpåverkan. Förändringar i stormars banor och styrkor är den mest direkta orsaken till onormal nederbörd och temperatur i utomtropiska områden under ett ENSO (se även bild).

Att utgå ifrån hur den övre troposfären beter sig vid ENSO-relaterad fjärrpåverkan är lämpligt då detta ger den enklaste bilden över hur klimatanomalier uppstår och förhåller

sig till varandra. Trots den mycket långsamma utvecklingen av tropiska ytvattentemperaturförändringar uppvisar fjärrpåverkningarna stora variationer mellan säsongerna i ett årligt perspektiv. Den tidigare utbredda uppfattningen att fjärrpåverkan i atmosfären under olika perioder är lika varandra och motsatta under de extrema faserna

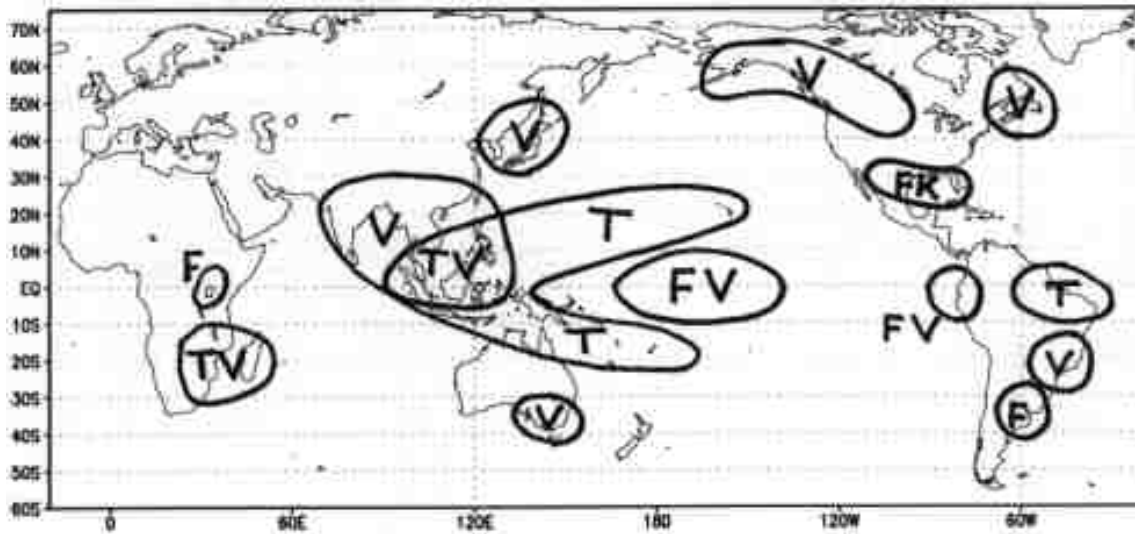


Fig 5: El Niño-påverkan under december, januari, februari: F=fuktigt, T=torrt, V=varmt och K=kallt i förhållande till det normala (från Climate Prediction Center i Kaas och Feddersen 1998).

av ENSO, har visat sig felaktig efter separata analyser av varma och kalla tillfällena. Det hela har visat sig vara mer komplicerat än så.

Ytvattentemperaturer har noggrant analyserats för perioden 1950-97 med hjälp av två olika dataset. Fram till 1981 finns det uppgifter för varje månad för varje punkt i havet i ett gridnät med 2° latitud/longitud. Efter 1982 ger observationer på plats tillsammans med satellitobservationer möjlighet till månatliga medelvärden för varje punkt i ett 1° latitud/longitud gridnät. För att utvärdera fjärrpåverkan associerad med ENSO används också uppgifter på 500 hPa-höjden från National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) för åren 1958-97. Dessa data täcker hela jorden vilket för första gången möjliggör en analys av fjärrpåverkan i södra hemisfären. Ett längre set data över 500 hPa-höjden ifrån NCEP finns för åren 1947-97 för områden norr om 20° N vilket används till en ytterligare analys av fjärrpåverkan på norra hemisfären.

Uppskattningar av variationer i nederbörd över tropikerna görs via fjärranalysdata rörande den utgående långvågiga strålningen (OLR) och finns för perioden mars 1974 och framåt (Hoerling och Kumar 2000).

Den årliga cykeln av observerad fjärrpåverkan bestäms genom att undersöka sambanden mellan de månatliga 500 hPa-höjderna och ytvattentemperaturen för tropiska Stilla Havet. Sambanden är mest väldefinierade för PNA- (Pacific North American) och PSA-sektorerna (Pacific South American). På norra hemisfären förekommer en distinkt årlig

cykel med ENSO-relaterad fjärrpåverkan, med ett svagt samband under sommaren och ett starkt under vintern. Denna cykel överensstämmer också med den årliga cykeln av säsongsvisa klimatvariationer. Klimatet på norra halvklotet varierar alltså mer från vinter till vinter än från sommar till sommar. Det utomtropiska sambandet är dock även då det är som starkast betydligt svagare än korrelationerna med variabiliteten över 500 hPa-

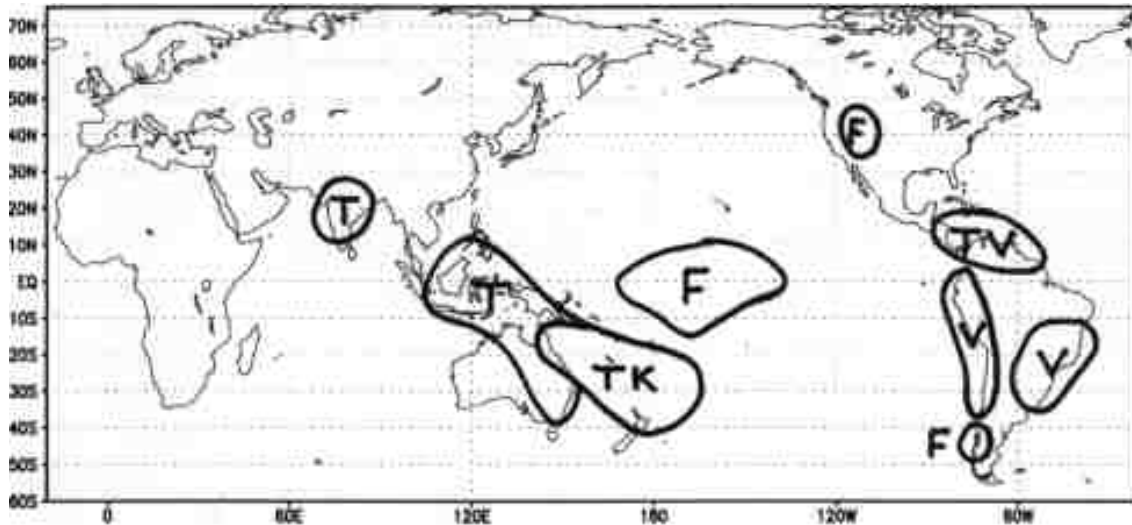


Fig 6: El Niño-påverkan under juni, juli, augusti: F=fuktigt, T=torrt, V=varmt och K=kallt i förhållande till det normala (från Climate Prediction Center i Kaas och Feddersen 1998).

höjderna under ett år. En stor del av den totala variansen av säsongsmedelvärden i utomtropikerna förblir alltså oförklarad av en endimensionell ENSO-signal. Hur mönstren för fjärrpåverkan tar sig uttryck från säsong till säsong varierar något mindre än dess amplitud, tex är områden som påverkas av regn eller torra normalt de samma medan mängden nederbörd från år till år kan variera högst betänkligt (se bilder sid 12 och 13). Vi har exempelvis en lågtrycksanomali över norra Stilla Havet som ett stående inslag i den årliga cykeln. Detta aktionscenter är del i det tåg av vågor som böjer in från tropiska Stilla Havet över den Nordamerikanska kontinenten (Hoerling och Kumar 2000).

På den södra hemisfären uppvisar de ENSO-relaterade fjärrpåverkningarna mycket mindre variation; helt i linje med den lilla klimatologiska förändring som där pågår mellan de olika årstiderna även under "normala" år. Det är dock så att fjärrpåverkan på södra hemisfären är mindre påtaglig under dess vinter (juli/augusti) än under sommaren, alltså tvärtom jämfört med norra halvklotet. Det är under den tidiga våren (sept/okt) som deras effekter av ENSO varierar som mest (vilket dock, som sagt, är förhållandevis lite).

Ser man till hela Stilla Havet så syns en påtaglig symmetri i responsen på fjärrpåverkningarna utifrån ekvatorn sett. Lågtrycksnomalier tex, över södra delen av Stilla Havet har under alla månader spegelvända motsvarigheter (dvs låg- och högtryck breder ut sig på ungefär samma breddgrader på bägge sidor ekvatorn) över norra delen (se bild sid 15). En liknande symmetri har beskrivits för de vandrande låg- och högtryck som utlöses av nederbördsanomalierna på bägge jordhalvorna.

Det som faktiskt styr fjärrpåverkan är ju inte ytvattentemperaturerna utan snarare dessas påverkan på mönster i tropiska regnområden. Responsen i nederbörd domineras av något

som kallas ”Stilla Havets dipol-mönster”, där som vi vet, varma faser av ENSO karakteriseras av ökad nederbörd i östra och centrala Stilla Havet och minskad över den västra delen och övärlden, mot normalt mest nederbörd över västra delen av tropiska Stilla Havet. (Detta gäller även generellt för alla världshav). Detta mönster är dock ganska intakt över året, alltså över alla säsonger. Den säsongsvissa skillnad i fjärrpåverkan som uppvisas på norra hemisfären bör ju därför komma ur klimatets normala säsongsvariation över året och inte ur påverkan från kärnområdet i tropikerna. På södra hemisfären, där klimatet överlag varierar mindre över året, är det dock så att den lilla årliga cykeln av variationer i fjärrpåverkan verkar vara korrelerade med de små förändringar som faktiskt sker i kärnområdet.

Vid en studie av var nederbörden i ekvatoriella Stilla Havet faller (baserad på utgående långvågig strålning som är linjärt relaterad till anomalier i SST) visas att mönstret är relativt intakt över året; dock med nederbörden något mer koncentrerad till västra/centrala delen under vintern (Hoerling och Kumar 2000).

Är 40 års erfarenhet av noggranna studier av El Niño tillräckliga för att svara på frågan om något har inträffat i mönstren hos fjärrpåverkan? Vad som är uppenbart är i alla fall att vi under alla månader under en El Niño-period har lågtrycksanomalier i norra Stilla Havet jämfört med normala år och att detta ej förändrats under de 40 år som data finns tillgängliga. Även den karakteristiska vågtåg-strukturen förekommer genom hela serien. En skillnad är däremot att vi de senaste 20 åren fått en kraftigare respons även under våren, jämfört med tidigare då de starkaste effekterna framför allt sågs under vintern..

Man frågar sig om det finns andra rumsliga mönster i atmosfärens påverkan ifrån anomalier i det tropiska ytvattnet, än de direkta tryckskillnader över Stilla Havet de ger upphov till. Man gjorde därför separata studier för var och en av de extrema faserna av ENSO, där 500 hPa-höjderna baserats på avvikelser (standardavvikelse) i ytvattentemperaturerna. Mönstren i fjärrpåverkan är generellt de motsatta för varma och kalla faser, vilket också visades i studien. Högtryck breder alltså ut sig på samma ställe som ett lågtryck under den andra fasen och vice versa (se bild sid). De uppvisade tryckmönstren under de olika faserna visade sig vara mycket lika det linjära, endimensionella mönstret enbart baserat på SST-anomalier, vilket tyder på att fjärrpåverkan i hög grad förklaras av anomalier i ytvattentemperaturer i Stilla Havet och att andra icke-linjära samband är av mindre betydelse (Hoerling och Kumar 2000).

Några olikheter finns dock mellan de varma och de kalla händelserna. Under vår höst (oktober till december) breder vågtåg ut sig längre österut under den varma fasen än dess motsvarighet under den kalla fasen (vilket gör att de alternerande låg- och högtrycken i princip ligger i fas under de motsatta faserna). Under perioden december till mars är också variationerna inom El Niños påverkan större än motsvarande för La Niña, den varma fasen är alltså större i amplitud. Dessa asymmetrier i övre delen av cirkulationsmönstren har också sina motsvarigheter i markskikten över Nordamerika.

Vidare finns ett intresse i huruvida fjärrpåverkan, oberoende av vilken fas ENSO är i, varierar i och med utbredningen för anomalier i tropiska ytvattentemperaturer. Observationerna påvisar stora skillnader mellan de säsongsvissa utomtropiska

anomalierna från en El Niño till en annan. Det är fr a platsen för det huvudsakliga centrat som varierar. De stora variationerna i cirkulationsmönster inom El Niño ställer också frågan om hur robust signalen för fjärrpåverkan är. Kanske är det i själva verket så att

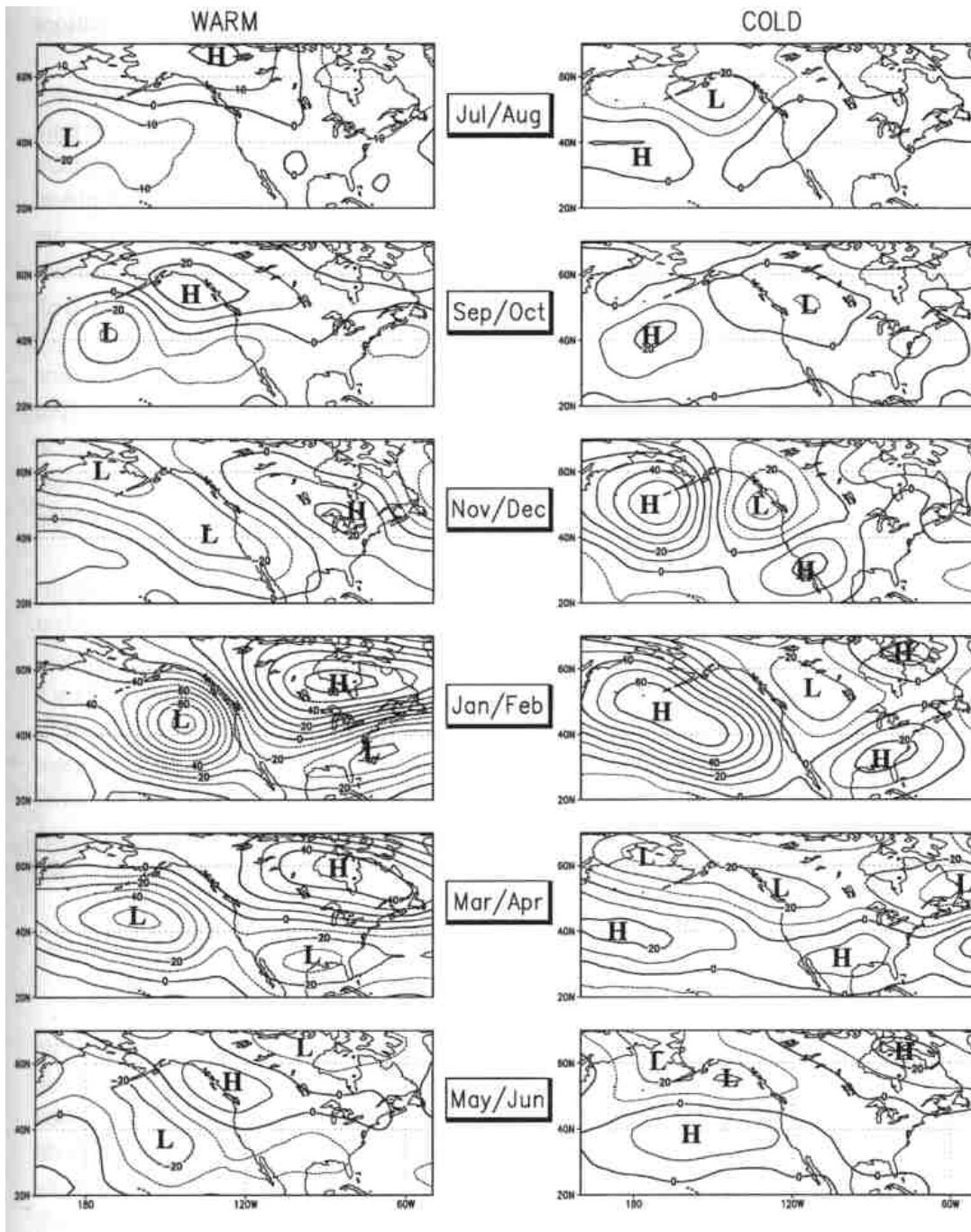


Fig 7: Observerade anomalier för 2-månaders-medelvärden för 500 hPa-höjderna för varma (vänster sida) och kalla (höger sida) händelser. Isobarerna baseras på de nio starkaste El Niño och de nio starkaste La Niña för varje 2-månaders period under 1947-97. Notera de något så när motsatta tryckförhållandena för varma och kalla händelser. (Diaz och Markgraf 2000).

olika uppvisade fjärrpåverkningar härstammar ur ett naturligt "klimat-brus" som inte har något med ytvattentemperaturerna i kärnområdet att göra.

Även förändringar mellan årtiondena av yttre faktorer kan påverka mönstren för fjärrpåverkan. Dessa krafter kan tex vara variationer i solutstrålning, vulkanaktivitet och förändringar i atmosfärens kemiska sammansättning.

De varma tillfällena av ENSO efter 1976 har varit kraftigare än de tidigare och dessutom har SST i kärnområdena sedan dess varierat som mest under senvintern istället

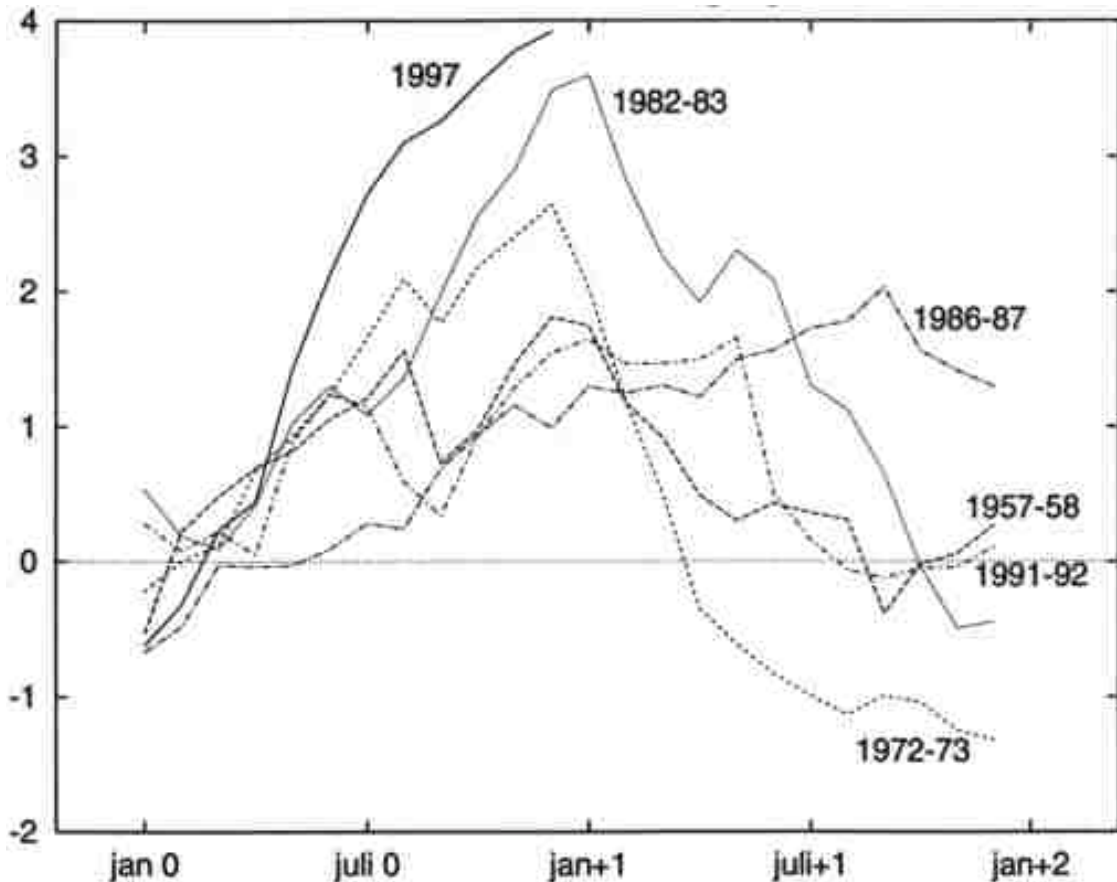


Fig 8: Nino-3 SST. Utvecklingen av SST-anomalier för sex olika El Niño-perioder. Skillnader på endast ett par grader kan ge stora konsekvenser. 1997/98 års händelse uppvisade en liknande, men med ännu starkare anomalier än kurvan för 1982/83 års händelse. Även här indexeras el niño-året som "+1". (Från Climate Prediction Center i Kaas och Feddersen 1998).

för som tidigare under förvintern. Detta gör bl a att fjärrpåverkan varierar mer under vinter- och vårsäsong än den gjorde tidigare.

Med hjälp av simuleringar med Global Circulation Models (GCM), där forskarna jämför ett antal "perfekta analogier" av en El Niño-händelse, lyckas de på ett statistiskt vis ta bort den brus-komponent från atmosfären som inte alls är relaterad till ytvattentemperaturernas påverkan. På så vis kan de titta på den fjärrverkan som varje enskild El Niño-händelse utgör. Det visar sig då att de rumsliga strukturerna i dessa mönster är mycket lika varandra för de olika El Niño-tillfällena, i motsats till de stora

”mellan-El Niño-variationer” som uppnås i samspelet med hela naturen. Det kan tom vara så att anomalier i tropisk nederbörd för varje år inte är tillräckligt olika varandra för att kunna orsaka olika mönster i fjärrpåverkan. GCM-modellen befanns också på ett realistiskt vis simulera variabiliteten över tropiska nederbördsanomalier mellan olika ENSO-tillfällen. Resultaten visade att en stor del av den variabilitet som atmosfären i utom-tropikerna uppvisar vid de olika El Niño-händelserna, inte har med SST eller ENSO-signalen för varje tillfälle att göra, utan istället framför allt är ”normalt” klimatbrus (Hoerling och Kumar 2000).

Amplituden hos vågtågen varierar dock ordentligt. Data i modellen för de varma händelserna i tropiska Stilla Havet under 1950-95 uppvisar också en kvasi-linjär relation mellan hur kraftig atmosfärens respons är och hur kraftiga SST-anomalier är (se bild sid 16).

En starkare El Niño gör också att mönstren för fjärrpåverkan, tex områden med nederbörd flyttats något längre österut. Regionalt sett kan naturligtvis en dylik liten fasförskjutning få stora konsekvenser; som tex längs USA:s västkust, där en förändring i longitud av vågtågen på 10° avgör om anomalier i nederbörd blir positiva eller negativa.

Liknande simuleringar i GCM för en tänkt evig serie januari-månader över tropiska Stilla Havet har också gjorts för att åskådliggöra de regionala skillnaderna. Ett set använder SST-variationer på som mest 2° C, vilket är likvärdigt med en måttlig El Niño medan ett andra set använder samma utbredning av SST-anomalier men istället den dubbla amplituden i SST, alltså 4° C. Tillsammans med dessa anomalier i ytvattentemperaturer längs ekvatorn och medelvärden från de 48 tänkta januari-månaderna för cirkulation och nederbörd, visar experimentet att en kraftig El Niño innebär ökad nederbörd för hela Nordamerikas västkust (mot Stilla Havet), medan en måttlig enbart ger ökad nederbörd över centrala och södra Californien och nordvästra Stilla Havet förblir torr.

På liknande sett går det också att visa att extrema El Niños ger klart större variationer i fjärrpåverkan än dess kallare motsvarighet.

Mer än 50% av variabiliteten för 200 hPa-nivån är orsakade av variationerna i SST i tropikerna. Däremot är överensstämmelsen mellan tropisk nederbörd och SST inte lika hög, vilket faktiskt är intressant. Enligt samma GCM-simuleringar förklarar ENSO mindre än 30% av den totala höjdvariansen för lufttryck i utomtropikerna, även i centrum av kärnområdena för fjärrpåverkan. I allmänhet är alltså oddsen för att göra vettiga väderprognoser för säsongen dåliga utanför tropikerna.

Med utgångspunkt av månatliga medelvärden för globala SST och en GCM-simulering beräknades anomalier för 500 hPa-höjden för åren 1950-94, vilka sedan jämfördes med observerade höjder. Tidsserierna utfördes över PNA-sektorn, 20°N-70°N och 180°-60°W, och stora skillnader i möjligheten att förutsäga uppvisades mellan de olika säsongerna. Vinter- och tidig vårsäsongerna kräver störst noggrannhet, i enlighet med den större amplituden för fjärrpåverkans respons på ENSO-signalen under denna period.

Naturligtvis måste man vara försiktig med allt för mycket statistik och naturligtvis är också statistiken svår att utföra då sambanden i verkligheten inte heller är riktigt utredda. Så tex, beror variationer i nederbörden över vissa delar av Brasilien, Afrika och Australien inte bara av ENSO, utan även av variationer i ytvattentemperaturer mellan åren i tropiska Atlanten och Indiska Oceanen. Sambanden här emellan kan utredas via

separata analyser av SST-variationer som inte är linjärt relaterade med ENSO (Hoerling och Kumar 2000).

Atmosfäriska mönster involverade i Southern Oscillation

Förändringar i havsytetryck, SLP (sea level pressure) för de två ”SOI-stationerna” sker normalt sett inte samtidigt. Ofta stiger trycket i den australienska/indonesiska (sydvästra Stilla Havet) regionen en eller två säsonger efter att högtrycket över sydöstra Stilla Havet börjat försvagas. Då SST utanför Sydamerikas västkust börjar stiga (ofta i januari) innan en ordentlig El Nino-händelse, är SLP vid öarna Rapa (27°S , 144°W) och Påskön (27°S , 109°W) redan under det normala medan SLP vid Tahiti har börjat sjunka men fortfarande är nära det normala. SOI når normalt inte sitt lägsta värde förrän följande september, då SST vid västra Sydamerika ofta redan börjat sjunka (Horel och Wallace 1981).

Fluktuationerna i SLP mellan Darwin och Tahiti är ungefär ekvivalent med en förändring på åtta meter för den geopotentiella 1000 hPa-nivån. Här ur följer att skillnaden över Stilla Havet på 200 hPa-nivån är minst den dubbla och sålunda måste det finnas en stark temporär korrelation mellan 200 hPa-höjden och tjockleken på luftlagret 1000-200 hPa över tropikerna. En 200 hPa-nivå över den normala indikerar alltså en varm troposfär (lokalt sett). Korrelationen mellan 200 hPa-nivån och SST för 10 stationer mellan 20°N och 20°S i ett ekvatoriellt band runt jorden var 0.80 för åren 1951-78 (vilket är ett mycket starkt samband) (Horel och Wallace 1981).

Svängningar i medeltemperaturen över tropikerna och höjdnivån för en 200 hPa-kurva har visats sig variera simultant med ytvattentemperaturen, inte bara i tropiska Stilla Havet utan över hela tropikerna.

Norra hemisfären får under varma episoder följande karakteristik:

1) Jetströmmen över Stilla Havet är kraftigare och går längre söderut än normalt, så att Hawaii kommer att befinna sig vid dess anticyklonala sida i en region med sjunkande luft. Detta förhållande syns också i korrelationen mellan nederbörd över Hawaii och SOI samt den negativa korrelationen mellan ytvattentemperaturen i regionen $10^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{S}$ och $180^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ och nederbörden över Hawaii.

2) Negativa geopotentiella höjd-anomalier breder ut sig i mellersta troposfären över norra Stilla Havet (500 hPa-nivån tex, ligger alltså lägre än normalt). Detta bör synas i trycket vid vattenytan eftersom fluktuationerna i denna region tenderar att vara mycket barotropiska.

3) Vi får positiva geopotentiella höjdanomalier i mellersta troposfären över västra Kanada, vilket bör synas tydligare i yttemperatur än i lufttryck vid havsytan eftersom fluktuationerna i denna region ofta är mycket baroklina.

4) Ett negativt höjd-anomali-center över sydöstra USA, vilket bör ge utslag både i yttemperatur och i lufttryck vid havsytan eftersom trycket vid havsytan här är positivt

korrelerat med 500 mb-höjden och tjockleken på luftlagret 1000-500 hPa (Horel och Wallace 1981).

Noggranna mätningar har gjorts över trycket vid havsytan, geopotentiella höjder för 700 hPa och 300 hPa och tjockleken på luftlagret 1000-700 hPa på norra hemisfären norr om 20° N under åren 1951-78. De starkaste sambanden mellan den varma fasen av Southern Oscillation och dess utomtropiska fjärrpåverkan verkar förekomma under vår vinter. Sålunda finns tex god korrelation under månaderna december, januari och februari mellan höga ytvattentemperaturer i ekvatoriella Stilla Havet och ett brett lågtrycksbälte (lågt tryck vid markytan innebär i allmänhet högt tryck rakt ovanför i mellersta/övre troposfären) över norra Stilla Havet västerut till Sibirien, högt tryck över västra Kanada och lågtryck över sydöstra USA. Wright kom fram till liknande resultat efter jämförelser mellan SOI och ytvattentemperaturer på olika stationer i norra hemisfären. Det är känt att klimatvariationerna på ”mellanbredderna” vintertid har en barotropisk struktur (med parallella tryck- och temperatyrutor), med god korrelation mellan 700 hPa-höjden och ytvattentemperaturen, så likheterna är väntade (Horel och Wallace 1981).

Eftersom variationerna i 200 hPa-höjd tyder på variation i tjockleken på luftlagret 1000 – 200 hPa, följer att perioder med hög ytvattentemperatur i ekvatoriella Stilla Havet här karakteriseras av högre temperatur än normalt i hela troposfären. Denna slutledning överensstämmer med resultat ifrån bl a Walker och flera senare forskare, vilka jämförde Southern Oscillation med fluktuationer i ytvattentemperatur. (Det beräknas att skillnaderna i 200 hPa-höjd över tropikerna i detta fall ”mellan högt och lågt 200 hPa-index” är c:a 50 m vilket betyder att den motsvarande skillnaden i temperatur i tropiska troposfären är c:a 1° C) (Horel och Wallace 1981).

Det går även att göra tillförlitliga prognoser för fjärrpåverkan på mellan- och övre troposfären under vår vinter då ytvattentemperaturen är över den normala i El Niños kärnområde. Vi får då västliga subtropiska jetströmmar på båda hemisfärerna som är starkare än normalt samt ostliga vindar över ekvatorn, vilka också är starkare än normalt.

En tänkbar bild av vad som sker är (som tidigare nämnts) alternerande ”vågtåg” med positiva och negativa geopotentiella höjdanomalier (dvs hög- och lågtryck uppe i atmosfären) c:a 2000 km från varandra, vilka pressas fram ur regionen där anomalier i nederbörd uppstått. De mest framträdande av dessa tåg-vågor är orienterade så att de först rör sig mot polerna, sen österut och slutligen mot ekvatorn längs en ”stor cirkelbana” (se bild sid 20). Om energikällan är belägen vid eller nära ekvatorn blir de första centra i strömmen av anomalier i övre troposfären högtryck belägna på subtropiska latituder. Även om den största oron vad gäller vorticitet förekommer i de första av dessa vågor så är höjdanomalierna större i de efterföljande (med centra över norra Stilla Havet och västra Kanada i bilden). Dessa teoretiska resultat indikerar att kraftig fjärrpåverkan på mellanbredderna är möjlig endast då vi har västvindar inom hela troposfären från ovanför energikällan (ekvatorn) upp till dessa latituder. På norra hemisfären är dessa krav endast uppfyllda under vinterhalvåret samt söder om de lågtrycksområden i övre troposfären över mellersta Stilla Havet och Atlanten. Detta är en tänkbar förklaring till varför fjärrpåverkan på högre latituder endast förekommer under vinterhalvåret.

Dessa tredimensionella vågtåg med medföljande vertikala hastighetsmönster ger en mer hållbar dynamisk förklaring till atmosfärens reaktion på tropiska SST-anomalier än den tvådimensionella reaktion som Hadley- och Walker-cirkulationen utgör i enlighet med Bjerknæs teori (1969, i Horel och Wallace 1981).

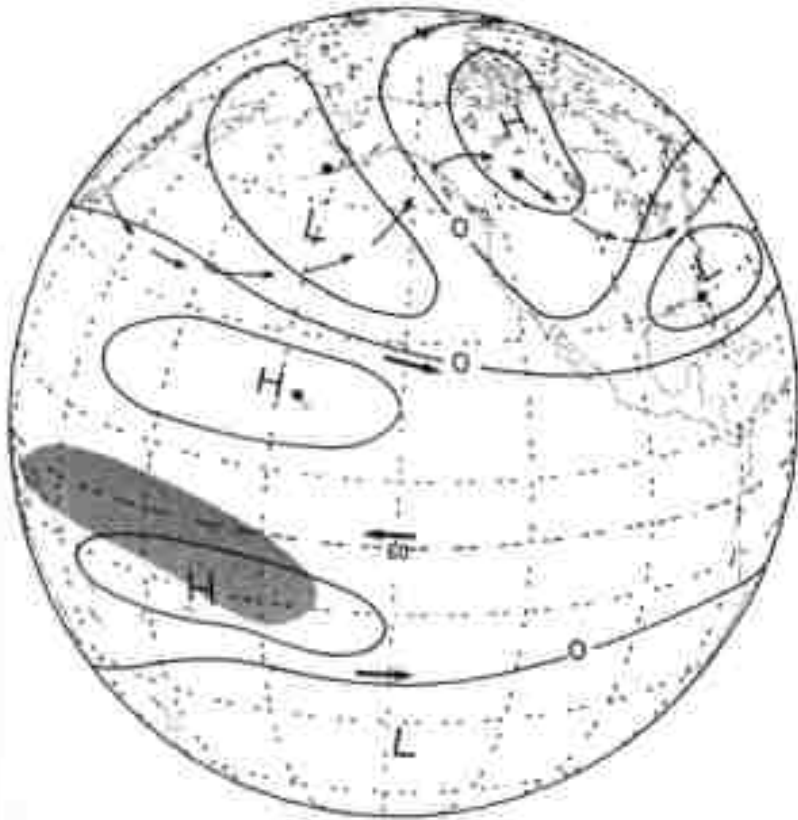


Fig 9: Tredimensionell bild av geopotentiella höjdanomalier (solida linjer) i mellan- och övre troposfären under norra hemisfärens vinter vilka sammanfaller med höga SST i ekvatoriella Stilla Havet. De mörka pilarna visar de förstärkta subtropiska jetströmmarna på båda hemisfärerna och starkare ostvindar än normalt över ekvatorn. Det skuggade området indikerar ökad molnighet och nederbörd (Horel och Wallace 1981).

Den andra vintern under en varm fas är den period då det regnar mest över ekvatorn, då det är varmast i troposfären över tropikerna (och därmed med den högsta 200 hPa-höjden) och då den tydligaste utomtropiska fjärrpåverkan förekommer på norra hemisfären (se bild sid 21).

Det varma ytvattnet utanför Sydamerikas västkust breder långsamt ut sig mot väster; förändringarna tar 3-6 månader att fortplanta sig hela vägen. Det är dock inte alltid så att förhållandena under andra året går tillbaka till de normala. Efter exempelvis de varma episoderna 1957-58 och 1976-77 följde flera år i rad med högre temperaturer än normalt under mars – juli längs Sydamerikas kust och även med efterföljande nederbördsrika vintrar i ekvatoriella centrala Stilla Havet. Inledningen på en varm fas sker som tidigare nämnts i och med att trycket i södra Stilla Havets högtryck sjunker. Med hjälp av detta

sjunkande tryck har forskare framgångsrikt förutsagt riklig nederbörd på öar i ekvatorns närhet både en och två säsonger framåt. Även långsiktiga temperaturprognoser över västra Kanada och sydöstra USA bör kunna ges då dylika förändringar uppmärksammas. Detta samband föreslogs av Walker och Bliss redan 1932 efter att de funnit en god korrelation mellan SOI under vårt sommarhalvår och temperaturer över västra Kanada för efterföljande vintersäsong. Det visar sig att det inte är helt nödvändigt att förstå vad som

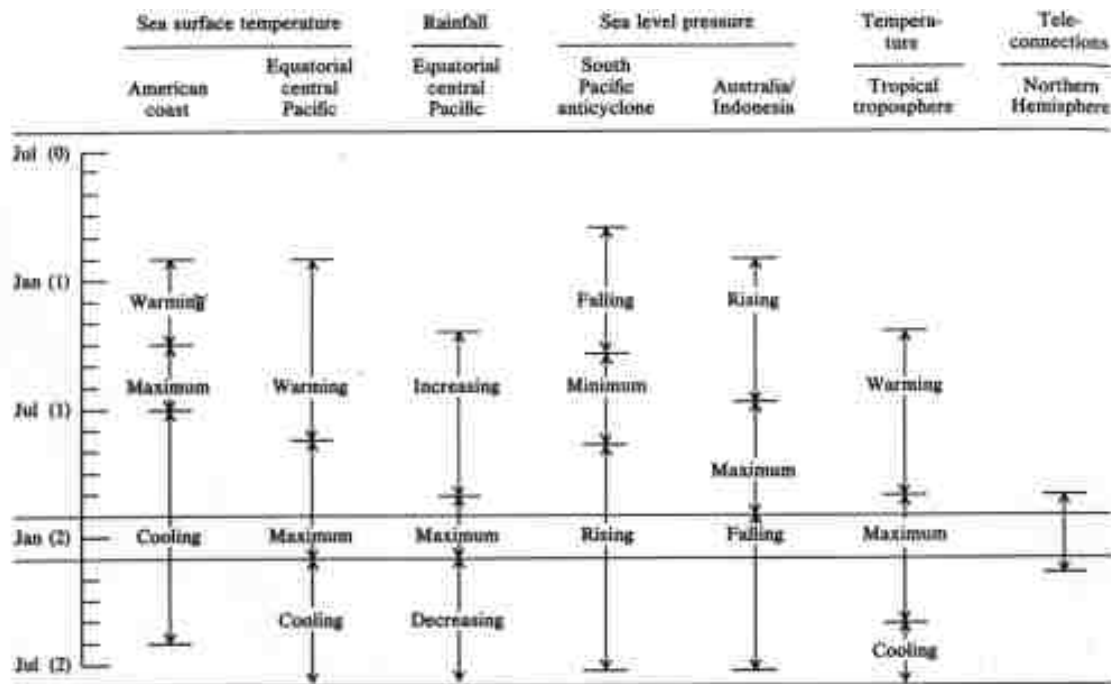


Fig 10: Tabell visande förändringarna hos några valda parametrar under utvecklingen av en typisk El Niño-händelse. Tidsskalan (till vänster) går alltså uppifrån och ner. Notera dock att kalenderåret (1) här refererar till El Niño-året (till skillnad från övriga ställen här i uppsatsen) (Horel och Wallace 1981).

orskar variationer i Southern Oscillation för att kunna förutsäga dess effekter. Vad gäller den amerikanska kontinenten verkar dock sambanden endast finnas för vinterhalvåret och för den nordvästra och sydöstra delen (Horel och Wallace 1981).

El Niño och Indoasiatiska monsunen

Den nordliga sommaren 1997 dominerades av en El Niño utan motstycke under 1900-talet. Den orsakade storskaliga väderanomalier i fr a stora delar av tropikerna, tex långvarig torka med medföljande stora skogsbränder i Indonesien. Hastigheten med vilken El Niño-episoden 1997-98 utvecklades var ovanlig och till stora delar annorlunda än för andra El Niño på senare tid, så till vida att det multivariata ENSO-index MEI nådde sin högsta punkt redan under sommar/tidig höst första året. (MEI är ett sätt att mäta styrkan hos en El Niño. Det baseras på sex observerade huvudvariabler i tropiska Stilla Havet: havsytetryck, zonala och meridionala vindkomponenter, SST, lufttemperatur, och

andel molnighet. MEI beräknas sedan via en principal-komponent-analys (PCA) (Slingo och Annamalai 2000).

ENSO:s inverkan på nederbörden över Indien, AIR (All Indian Rainfall), har varit känd sedan 1920-talet (Walker 1923 i Slingo och Annamalai 2000) och har sedan dess studerats mycket noggrant. Typiska mönster för fjärrpåverkan av SST i tropikerna på AIR visar signifikant negativ korrelation för de centrala och östra delarna av Stilla Havet och även med ett typiskt hästsko-format mönster av positiv korrelation för norra och sydvästra Stilla Havet under en El Niño. Svår torka över Indien sammanfaller ofta (men inte alltid) med ovanligt höga SST i centrala och östra delarna av ekvatoriella Stilla Havet samtidigt som år med riklig nederbörd ofta sammanfaller med La Niña, den kalla fasen. Sambandet för El Niño verkar vara något mer stabilt än för La Niña.

Den typiska cykeln för en El Niño pågår i två år medan monsunen är en årlig händelse. Det är därför viktigt att sätta sig in i El Niños påverkan på den senare under den förras olika skeden. Om monsunperioden sammanfaller med El Niño i dess utvecklings- eller mogna fas (år noll) blir AIR mindre än normalt, vilket varit fallet för åren 1957, 1965, 1972, 1982 och 1986. Om El Niño å andra sidan är i sin nedåtgående fas (år + ett) under monsunsäsongen verkar AIR bli större än normalt.

Under våren 1997 förutsades en försvagad monsyncirkulation och något mindre monsunregn än normalt över Indien, baserat på ett antal olika dynamiska säsongutsikter. Det visade sig dock att säsongmedelnederbörden blev 2 % över den normala; sålunda hade man inte till fullo kunnat förutsäga El Niños inverkan (Slingo och Annamalai 2000). Monsunen jämfördes med de två tidigare under kraftiga El Niño-år, 1982 och 1987, då El Niño var i sin utvecklings- eller mogna fas. Under dessa båda år var MEI signifikant positivt, indikerande starkt inflytande ifrån El Niño och under bägge åren var nederbörden över Indien (AIR) klart under den normala.

Jämfört med de två tidigare, relativt kraftiga El Niño 1982 och 1987 var 1997 års händelse ändå både till styrka och rumslig utbredning mer omfattande. Ytvattnet i östra Stilla Havet var varmare och samtidigt bidrog även Indiska Oceanen med varma anomalier, vilka tenderar att utvecklas under en El Niños senare fas. Även den tunga med kallt vatten som sträcker sig ifrån övärlden, Oceanien, ner i södra hemisfären var mer utvecklad än normalt (även denna brukar uppkomma under El Niños senare hälft). Dessa detaljer av anomalier i ytvattentemperaturer kan spela in i variationer av nederbörds- och cirkulationsmönster i västra Stilla Havet/Indiska Oceanen.

Då det varma ytvattnet under El Niños inledningfas rör sig österut, förflyttar sig även områden med nederbörd och konvektion till centrala Stilla Havet samtidigt som ett högtryck utvecklas över Indonesien/Oceanien vilket där omöjliggör konvektion. Detta är konsistent med de förändringar i Walker-cirkulationen som förväntas under en El Niño. Att luften inte kunde stiga över Indonesien och östra Indiska Oceanen 1997 medförde svår torka och utbredda skogsbränder. Ovanliga ytvattentemperaturer på östra hemisfären är förbundna med en förändring av nederbördsmönster med tex minskad nederbörd längs södra Stilla Havets konvergenszon.

Svagare monsuner under El Niño-år har traditionellt förknippats med en ändring i Walkercirkulationen, orsakad av höga ytvattentemperaturer i östra och centrala Stilla Havet. Detta har lett till ytterligare sjunkande luft över Indien och sydöstra Asien.

Då nederbördsområdet över Stilla Havet rör sig österut, tyder en onormal vindhastighetspotential på 200 hPa-höjden för åren 1982, 1987 och 1997 på ovanligt mycket stigande luft vid och öster om datumlinjen samt onormalt mycket sjunkande luft över östra hemisfären. Detta indikerar en longitudinell förändring i Walkercirkulationen.

Den storskaliga cirkulationen över sydöstra Asien under 1997 påverkades ovanligt starkt av El Niño. Anomalierna i hastighetspotential var betydligt större än de under 1982 och 1987, vilket tyder på stor oro i Walker-cirkulationen, med ovanligt mycket stigande luft över östra halvan av Stilla Havet och sjunkande över Indonesien/östra Indiska Oceanen. Medan subsidensen under El Niño-perioden 1987 präglade Indien/sydöstra Asien, förekom den under 1982 istället betydligt längre söderut, över södra Indiska Oceanen.

Det finns också tecken på svaga negativa hastighetsanomalier över Arabiska Havet och indiska subkontinenten för år 1982 vilket tyder på förändringar i den lokala Hadley-cirkulationen över Indiska Oceanen och Oceanien, förutom förändringarna i Walker-cirkulationen. Även under 1997 förekom en stor meridional gradient i hastighetspotential mellan longituderna över Indonesien och östra Indiska Oceanen, vilka igen förmodligen härrör ur ovanliga rörelser i Hadley-cirkulationen med stigande luft norr om ekvatorn och sjunkande i söder mellan ekvatorn och 20° S. Normalt sjunker luften vid 30° S, vilket ger upphov till Mascarene-högtrycket (Slingo och Annamalai 2000).

Några forskare (1992) visade att ENSO också kan ha ordentlig effekt på västvindarna i lägre skikt och på östvindarna i höjden över monsunområdet. Under ett El Niño-år är normalt de lägre (övre) västliga (östliga) monsunvindarna svagare än normalt. Ett La Niña-år medför istället ett starkare flöde än normalt. Vidare visade Annamalai et al. (2000) att år med lågt AIR karakteriserades av generellt svagare västvindar på lägre höjder över Indiska halvön och ett karakteristiskt nordvästflöde över norra Indien, innebärande advektion och ansamling av torr luft och ett reducerat monsumlågtrycksområde. Vindanomalierna för åren 1982, 1987 och 1997 indikerar samtliga att nordvästvindar förekom på 850 hPa-nivån över norra Indien, vilket tyder på ökande advektions- ansamling av torr luft (Slingo och Annamalai 2000).

Resultat (1995) visade att ytvattentemperaturerna i Arabiska Havet och norra Indiska Oceanen snabbt påverkas av monsunvindarna på låg höjd. Det närliggande sambandet mellan ytvattentemperaturer och vindar på lägre höjd är också uppenbart med varmt ytvatten under år med svag monsyncirkulation. Indiska Oceanen uppvisade som effekt av den dramatiskt försvagade monsyncirkulationen 1997 varmt ytvatten utanför Somalia (mer än 1° C varmare än normalt). Eftersom ekvatoriella Indiska Oceanen hade ostliga vindar under 1997 vällde kallt vatten upp längs Sumatras västkust vilket hjälpte till att motverka konvektionen i denna region och verkade sålunda som positiv feedback på effekterna av förändringarna i Walkercirkulationen orsakade av El Niño.

Även om forskarna är ense om att ENSO påverkar den Indiska monsunen ser de inte sambandet som särskilt robust. Små förändringar i El Niño kan ge vitt skilda responser i monsunen, vilket tex konfirmeras av hur trycken vid havsytan fördelade sig under åren 1982, 1987 och 1997. Variationer i Walker-cirkulationen gör också att stora delar av den sjunkande luften faller söder och öster om Indien, och att Indien därmed påverkas både av zonala och meridionala divergerande flöden, dvs Walker-cirkulation mot den lokala Hadley-cirkulationen.

Forskare (1992) visade att El Niños största påverkan på monsunen sker under monsunens inledningsfas och Slingo (2000) tittade på mönstren för påverkan mellan AIR och ytvattentemperaturernas fördelningar och kom fram till att det bara är i september som den starka kopplingen till El Niño är synlig. Variationerna i den månatliga responsen på ENSO tyder på att det är under inledning och avslutningsfas, dvs juni och september, som monsunsystemet är mest stört av de direkta effekterna av förändringar i Walker-cirkulationen orsakade av El Niño. Det är under dessa övergångsfaser som monsunen är mest ömtålig. Under den etablerade fasen i juli-augusti är systemet så starkt drivet av den lokala utbredningen av latent värmeavgivning att en eventuell påverkan ifrån El Niño sker i skymundan av denna monsyncirkulation. Den rikliga konvektiva verksamheten i västra Stilla Havet och över området för den asiatiska sommarmonsunen når sin nordligaste utbredningen under juli och augusti och det är då som de stora anomalierna i den lokala Hadley-cirkulationen är mest framträdande (Slingo och Annamalai 2000).

Soman och Slingo (1997 i Slingo och Annamalai 2000) menar att den lokala Hadley-cirkulationen är en viktig del av monsunvariationen, vilket bevisas av att ytvattentemperaturen i västra Stilla Havet bestämmer mängden konvektion i denna region och därmed också styrkan hos den lokala Hadley-cirkulationen och dess effekt på monsunen. I juli och augusti 1997 var ytvattentemperaturerna i södra Kinesiska Sjön och i nordvästra Stilla Havet uppe i över 29° C. Den svåra torkan över Indonesien under 1997 var också mycket anmärkningsvärd och var uppenbarligen relaterad till förändringen i Walker-cirkulationen orsakad av El Niño. Det är därför rimligt att svängningarna i den lokala Hadley-cirkulationen påverkas av tillbakahållandet av konvektionen över Indonesien tillsammans med utsträckningen av varmt och kallt ytvatten i västra Stilla Havet. Det innebär att fjärrpåverkan mellan monsunen och El Niño inte är direkt utan inkluderar de cirkulationsanomalier som uppstår genom uppvärmningen av västra Stilla Havet, i sin tur orsakad av El Niño.

Slingo och Annamalais undersökning ger stöd för tesen att styrkan hos den Indiska monsunen under El Niño-år influeras av svängningar i Walker-cirkulationen, under vilken vi får mycket sjunkande luft över västra Stilla Havet och Sydostasien. Modulationen i Walker-cirkulationen uppkommer genom den systematiska ”förflyttningen” av konvektionen österut i Stilla Havet orsakad av det varma ytvattnet under El Niño-anomalier. Detta verkar dock inte vara tillräckligt för att förklara den onormalt stora mängden nederbörd i Indien 1997. Förändringar i den lokala Hadley-cirkulationen kan spela en viktig roll. Under både 1982 och 1997 då stigande luft över ekvatoriella Indiska Oceanen och över Indonesien förhindrades, var istället den tropiska konvergenszonen (ITCZ) över kontinenten norrut desto mer aktiv, speciellt under 1997. Den storskaliga anomali-cirkulationen i samband med ett aktivt monsun-lågtrycksområde tillsammans med normala ytvattentemperaturer i nordvästra Stilla Havet gynnade de intensiva tropiska stormarna i nordvästra Stilla Havet och utvecklandet av det kraftiga monsunlågtrycket (Slingo och Annamalai 2000).

En analys av variationen i monsunens uppträdande visar att effekterna av en minskad Walker-cirkulationen var mer framträdande i juni och september medan effekterna av den kraftiga lokala Hadley-cirkulationen gav utslag i juli och augusti. Osäkerheten i nederbörden över Indien med omnejd består i denna subtila balans mellan Walker- och Hadley-cirkulationerna. Det är dock också så att en förändring i den lokala Hadley-cirkulationen förmodligen orsakas av tillbakahållandet av konvektionen i Sydostasien, i

sin tur orsakat av Walker-cirkulationen som en respons på El Niño. Det faktum att monsun-cirkulationen under 1997 var ovanligt svag bidrog också till att ITCZ låg längre norrut än normalt över kontinenten. Kallt ytvatten vällde upp i östra ekvatoriella Indiska Oceanen på grund av de på denna låga höjd ovanliga ostvindarna, vilket bör ha bidragit till tillbakahållandet av konvektionen i detta område.

Jämförelsen mellan de olika El Niño-åren tyder på att styrkan hos El Niño avgör i vilket område den stora cirkulationen kommer att ske. Under 1987, och till viss del 1982, påverkade El Niño-fenomenet huvudsakligen Walker-cirkulationen, vilket därmed medförde otillräckligt regn över Indien. Under 1997 däremot, då El Niño var kraftig, nådde cirkulationen ett område där den lokala Hadley-cirkulationen över Indiska Oceanen och Indonesien (den "maritima kontinenten") påverkades ordentligt av förändringen i Walker-cirkulationen, vilket förde ITCZ längre norrut än normalt över den Asiatiske sommarmonsunen med medföljande nederbörd (Slingo och Annamalai 2000).

La Niñas inflytande på nederbörden i Afrika

Det är sedan länge känt att El Niño utövar starkt inflytande på variabiliteten hos nederbörden i många delar av Afrika. Fenomenet indikerar torka i södra Afrika, nederbörd över det normala i ekvatoriella Östafrika och reducerad nederbörd i Sahel/Västafrika. För både El Niño och La Niña gäller att deras inflytande på nederbörden i Afrika går via SST i Atlanten och Indiska Oceanen.

I likhet med El Niño, uppvisar La Niña ett samband mellan fuktiga förhållanden i kontinentala Afrika och låga SST i Atlanten och Indiska Oceanen samt mellan torra

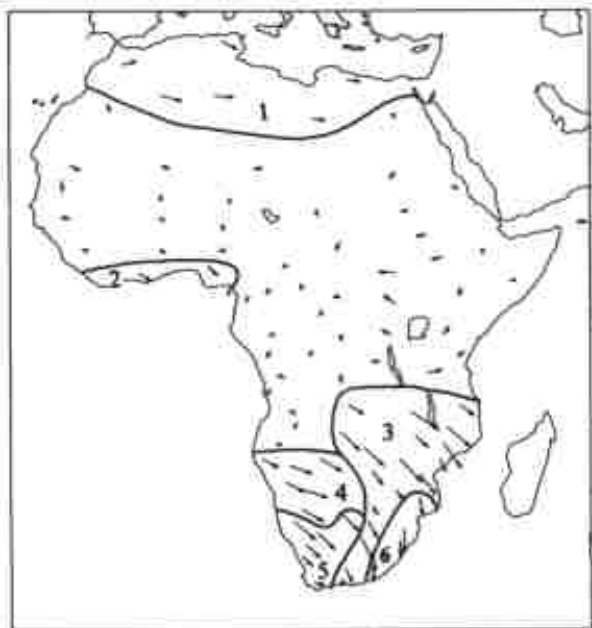


Fig 11: Nederbörd i Afrika under La Niña (24 månaders-period). Samtliga de sex markerade regionerna får ökad nederbörd under La Niña, speciellt under andra halvan av fasen. (Sambandet med region 2 är något svagare.) Under samma period råder torka i Östafrika. (Pilarna indikerar under vilken månad de högsta positiva nederbörds-anomalierna inträffar utifrån en tänkt urtavla med kl. 12 som jan(0), kl. 3 som juli(-1), kl. 6 som jan(+1) och kl. 9 som juli(0)). (Nicholson och Selato 2000).

förhållanden och höga SST för samma områden. La Niña har sitt största inflytande på nederbörden i södra Afrika, där regnet framför allt faller i riklig mängd i början av ett post-La Niña-år. En svagare tendens för nederbörd under det normala i Östafrika föreligger under samma tid. En stark signal utövas även i det utomtropiska Nordafrika och ett visst inflytande finns längs kusten i Guinea-bukten. Starka positiva anomalier föreligger i södra Afrika, Nordafrika och i norra delen av Guinea-bukten (se bild sid 25) under slutet av La Niña-året (år 0) och början av post-La Niña-året (år +1). Denna fuktiga period är uppenbar i c:a 6-8 månader. I samma region utövar El Niño ett negativt inflytande under ungefär samma tidsperiod. Generellt sett gäller alltså i dessa områden att

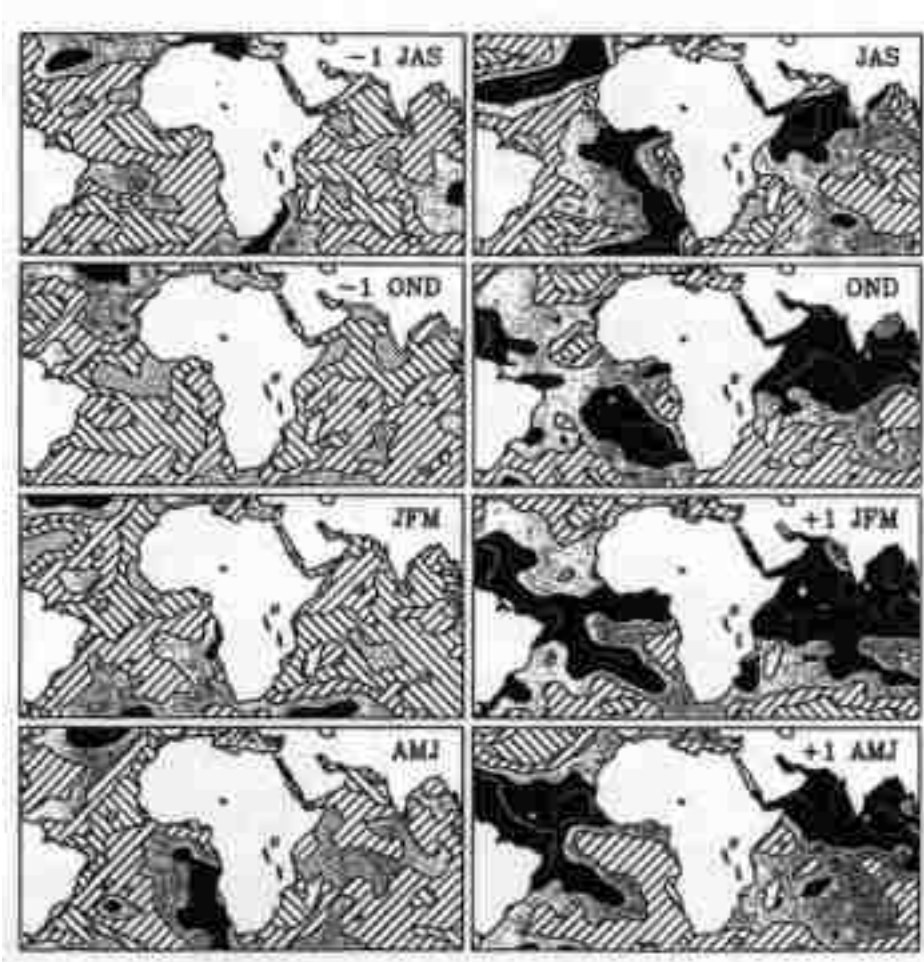


Fig 12: Utvecklingen av SST i Atlanten och Indiska Oceanen under La Niña. Sammanställningarna är gjorda för 3-månaders-säsonger med början i JAS året innan en La Niña. Skuggade områden visar positiva anomalier, med gradvis mörkare skugga indikerande anomalier på 0-0.25, 0.25-0.5 och större än 0.5° C anomalier. Negativa anomalier indikeras av högerstreckning (0-0.25), vänsterstreckning (0.25-0.5) och prickning (>0.5° C). (Nicholson och Selato 2000).

La Niña-signalen är klart starkast under andra halvan av händelsen (vilket även gäller för El Niño; skillnaden är dock att La Niña under andra halvan är inne i sin kalla fas medan El Niño är i sin varma), då nederbörden på många håll är ovanligt riklig.

I södra delen (Mozambique, Malawi, Zambia, Zimbabwe och Botswana) är nederbörden över den normala i DJF (år 0) och under den normala för ASO (år -1), men anomalierna är ganska svaga. Även i sydvästra Afrika (Namiböknen) faller mer nederbörd än normalt under början av post-La Niña-året (år +1). Två av de ”våtaste” åren i södra Afrikas historia. 1974 och 1976, var post-La Niña-år.

För det direkta sambandet mellan La Niña och SST gäller starka positiva anomalier för de tre första ”säsongerna” (JAS (-1), OND (-1) och JFM (0)) för Atlanten och Indiska Oceanen runt Afrika. ”Säsongerna” JAS (0) – JFM (+1) domineras av kalla anomalier i bägge haven (se bild sid 26). Det finns alltså en tendens till höga SST i Atlanten och Indiska Oceanen under första halvan av La Niña och låga SST under andra halvan.

Överlag stämmer resultaten med andras tidigare misstanke att det är SST i Atlanten och Indiska Oceanen som har det dominerande inflytandet på variationerna i nederbörd över Afrika. Det observerade inflytandet från El Niño/La Niña är snarare manifestationer av deras inflytande på SST i dessa oceaner. (Den senaste tidens kraftiga El Niños är inte med i denna undersökning) (Nicholson och Selato 2000).

El Niños inflytande på Europa

Många har ställt sig frågan om ENSO-fenomenet på något vis påverkar Europa eller vissa delar av Europa, när nu så många andra delar av världen uppvisar en korrelation. En del undersökningar har gjorts, men i allmänhet med mycket svaga samband. Den senaste tidens kraftiga El Niños har dock möjliggjort nya undersökningar. Som vanligt när det gäller ENSO och dess eventuella fjärrpåverkan, finns inga mer exakta teorier om vad som händer i troposfären, vilka luftmassor som breder ut sig, vilka som drar med sig stora mängder fuktighet osv, utan vi får istället hålla till godo med mer eller mindre signifikanta korrelationer. Några forskare har tidigare hittat samband under vår vinter mellan låg temperatur och minskad nederbörd i Skandinavien och El Niño-förhållanden. Detta påpekade även Berlage (1966) som menade att sambanden speciellt gällde året efter en kall fas (då en El Niño följer direkt efter en La Niña) (Oldenborgh et al. 2000).

Centraleuropeiska vintrar har befunnits visa den motsatta tendensen, med varma och nederbördsrika vintrar korresponderande mot den varma fasen. En viss korrelation för SST i östra Stilla Havet föreligger också gentemot låga temperaturer i sydvästra Europa och Nordafrika samt mot kraftiga anomalier av torrt väder i östra Spanien.

Gray (1984) har tidigare visat att El Niño har en hämmande effekt på aktiviteten av tropiska stormar i Atlanten, vilket även förmodades påverka Europa. Med hjälp av nya dataserier, vilket medför en högre signifikans, har dock det starkaste sambandet visat sig vara mot en ökad nederbörd under våren efter en El Niño-händelse.

För att utröna El Niños fjärrpåverkan användes ett dataset från US National Data Climate Center (NCDC) över global nederbörd 1851-1993. Det visar sig att den starkaste korrelationen mellan ENSO och Europa alla kategorier, är att nederbörden under våren efter en El Niño ökar i ett zonalt bälte från England och Frankrike till Ukraina, med ett

svagare samband österut, in i Asien. Europa uppvisar två maxima, med korrelationskoefficienter över 0.3; ett över södra England, norra Frankrike, Holland, Belgien och Tyskland, och det andra i Ukraina, runt Kiev (med $r = 0.43$). Detta gäller förmodligen för månaderna mars, april och maj (MAM)). Motsvarande korrelation för månaderna DJF över samma region når bara värdet 0.22 (och är inte på 99% nivån). Det går även ett band med statistiskt signifikant korrelation över norra Afrika och östra Spanien, men här är sambandet mellan nederbörden och ytvattentemperaturerna i östra Stilla Havet (NINO3; $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$, $150^{\circ} - 90^{\circ}\text{W}$) negativt ($r = -0.35$) (Oldenborgh et al. 2000).

Sambandet med ENSO blir ännu klarare om man jämför MAM-nederbörden (mars, april, maj) i ett band runt 50°N från 5°W till 35°E (norra Frankrike till västra Vitryssland) med NINO3 för månaderna DJF (alltså 3 månader tidigare). Korrelationen blir då 0.49. Denna tidsförskjutning är inte lätt att förklara. Det är rimligt med en atmosfärisk fördröjning på som mest en månad för påverkan från östra Stilla Havet på Europa, men nu är "huvudsignalen" fördröjd 3-6 månader. Denna fördröjning anses även vid en historisk jämförelse mellan MAM NINO3-index och havsytryck för åren 1873-1995, vilken uppvisar ett ganska lågt, men ändå signifikant samband (Jones 1987 i Oldenbergh et al. 1999). I likhet med tidigare uppvisar bandet södra England till Ukraina ett lägre lufttryck under en El Niño-period ($r = -0.20$), vilket också är i linje med den ökade nederbörden. Med en tidsförskjutning på 3 månader (en lag-3 signal) blir sambandet även här lite starkare ($r = -0.26$) (Oldenborgh et al. 2000).

Denna fördröjning på 3-6 månader indikerar att det förutom den direkta fjärrpåverkan även finns en mellanliggande variabel, förmodligen SST i en tredje region, vilken påverkas av ENSO och i sin tur ger ökad nederbörd i Europa under våren.

Med hjälp av ett enormt historiskt dataset innehållande havsytttemperaturer och temperaturer två meter över marken för ett antal intressanta områden i världen, gjordes korrelationer mellan dessa områdens temperaturer och NINO3 index respektive MAM nederbörd över 50°N i Europa. Om endast en mellanliggande variabel hade förekommit hade korrelationen varit likvärdig värdet 0.49. Så var naturligtvis fallet icke, men fyra områden av intresse kunde ändå skiljas ut; de centrala delarna av ekvatoriella Stilla Havet, Sydostasien och delar av Indiska Oceanen, dipolen i norra Stilla Havet och den subtropiska Atlanten. "Förskjutnings-korrelationerna" mellan dessa och NINO3 index multiplicerades med deras respektive korrelation med MAM nederbörden i 50°N Europa. Både med avseende på tidsförskjutningen och korrelationen uppvisar området $60^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$ i Sydostasien bäst värde. Korrelationen med nederbörden i Europa är dock bara 0.35, mot en förväntad korrelation på ett värde högre för en mellanliggande variabel. Detta beror antingen på att även andra samband finns och/eller att signalen mellan Sydostasien och Europa på något vis försvagas. Betydelsen av SST i Sydostasien för cirkulationen i norra hemisfären har visats även i andra dataanalyser (Trenberth et al. 1998 i Oldenbergh et al. 2000).

ENSO och Tropiska Cykloner

Den kanske mest dramatiska effekten som El Niño har på klimatsystemet är påverkan på uppträdande och utbredning hos de tropiska cyklonerna i skilda delar av den tropiska världen. På högre latituder regleras det dagliga vädret istället bland annat av utomtropiska stormar och dessas banor.

En tropisk cyklon är en allmän term för ett frontlöst lågtryckssystem i synoptisk skala som utvecklas över tropiska eller subtropiska vatten med medföljande riklig konvektion och kraftiga cyklonala vindar i ytskikten. Energi hos dylika cykloner hämtas framför allt från evaporation vid havsytan och åtföljande flöden av latent värme som frigörs vid kondensation samt från sensibel värme från havet. En cyklon med en ihållande vindhastighet på mindre än 18 m/s kallas för en tropisk försvagad depression, och när hastigheten över 18 m/s kallas det en tropisk storm och blir tilldelad ett namn. När vindhastigheterna över 33 m/s kallas stormen för "orkan" (bl a i Nordatlanten), "tyfon" (Sydostasien), "allvarlig tropisk cyklon", "allvarlig cyklonisk storm" eller för en "tropisk cyklon" beroende på geografisk plats. Utöver detta kan cyklonerna i Atlanten tilldelas begreppet "intensiv orkan" för vindhastigheter på minst 50 m/s. Detta motsvaras av kategori 3,4 eller 5 på Safir-Simpson-skalan över intensiva orkaner (Simpson 1974 i Goldenberg och Shapiro 1996). Dessa definitioner är ofta ganska godtyckliga då de flesta angivna vindhastigheter är uppskattningar, tex gjorda via satellitbilder.

Ett flertal faktorer är nödvändiga men ej tillräckliga för att en tropisk cyklon ska kunna utvecklas (Landsea 2000).

1. Varmt oceanvatten (minst 26.5°) på ett obestämt djup men åtminstone ner till 50 m. Varmt ytvatten är nödvändigt som energikälla.
2. En atmosfär som snabbt avkyls med höjden så att den potentiellt är instabil för konvektion av fuktig luft.
3. Ganska fuktig luft i mellersta troposfären. Är luften torr torkas och avkyls det stigande luftpaketet och vidare utveckling omöjliggörs.
4. Cyklogenesen måste ske minst 500 km från ekvatorn. Om inte en tillräcklig Coriolis-kraft vrider den mot lågtryckscentrat inkommande luften åt höger (norra halvklotet) fylls lågtrycket ut.
5. En ursprunglig oro i luften nära ytan med tillräcklig vorticitet och konvergens. En tropisk cyklon kan ej genereras spontant.
6. Låga värden (mindre än 10 m/s) av vertikal vindskjuvning mellan nivåerna 850 hPa och 200 hPa. Är vindskjuvningen kraftig förhindras cyklogenesen eller så störs konvektionen.

Även i ett globalt perspektiv påverkas de tropiska cyklonerna av ENSO eftersom detta cirkulationsfenomen innebär stora förändringar för Walker- och Hadley-cellerna över tropiska Stilla Havet. Genom att ENSO förändrar vindriktningarna påverkas också källorna till vorticitet (virvling, rotation; matematisk term beräknad som cirkulationen kring en yta per ytenhet) (Liljequist 1962) i den lägre troposfären och den vertikala

skjuvningsprofilen (se nedan). Olika delar av världshaven reagerar naturligtvis inte lika på ett ENSO-tillfälle. Vissa uppvisar en förändring i frekvensen av cykloner, andra en förändring i var cyklogenesen förekommer. Variationerna beror på vid vilken tid på året som havet har sin högsta cyklon-aktivitet i jämförelse med ENSO:s årliga cykel, var havet ligger i förhållande till centrala ekvatoriella Stilla Havet och naturligtvis de grundläggande klimatologiska faktorerna i havet. Stora vattenområden inom Stilla Havet kan delvis påverkas direkt genom förändringar i ytvattentemperatur men normalt påverkas de flesta hav av förändringar i vindmönster i troposfären.

Det varma ytvattnet i östra tropiska Stilla Havet ger som tidigare nämnts upphov till riklig konvektion med cumulusmoln över dessa breddgrader. Det normala högtrycket har ersatts av ett lågtryck och Walker-cirkulationen blir omvänd vilket leder till ovanligt starka och ihållande västvindar i den övre troposfären över Karibiska Havet och ekvatoriella Atlanten. Tropiska orkaner i Atlanten utvecklas normalt ur kraftiga ostliga vindar och därmed finns en signifikant korrelation mellan El Niño-år och låg aktivitet på orkaner i Atlanten (Gray 1984).

Nicholls (1979 i Landsea 2000) visade att de tropiska cyklonerna kring Australien (90° E till 165° E) reducerades i antal under den varma fasen av ENSO. Detta kompenseras dock av en ökning i södra Stilla Havet öster om 165° E, pga att centrum för cyklogenesen har flyttats. De tropiska cyklonerna verkar då också ha en tendens att utvecklas lite närmare ekvatorn. Det motsatta gäller under den kalla fasen, La Niña. Förmodligen beror detta på att det australiensiska monsunlågtrycket försvagas i västra delen och når en utbredning längre österut än normalt under El Niño. Tillgången på storskalig cykloncirkulation och konvergens i lägre troposfären, vilket krävs för att stormar ska utvecklas, ändras härmed.

Tropiska cykloner i Atlanten

De flesta tropiska cykloner i Nordatlanten (inkluderande Karibiska Havet och Mexikanska Golfen) härstammar ur ostliga vågor. Dessa vågor har sitt ursprung över Afrika, med största förekomsten mellan 10° och 15°N. Förutom dessa verkar de flesta tropiska cykloner i Atlanten bildas norr om 25° N. Även om antalet ostliga vågor i tropiska delen av Atlanten är relativt frekvent från år till år, varierar andelen som utvecklar sig till cykloner högst betänkligt mellan åren. Inte bara antalet utan även styrkan och deras geografiska utbredning är olika från år till år. En lång rad undersökningar har gjorts för att utröna vad som avgör huruvida en tropisk cyklon verkligen uppkommer, varav vissa studier har sökt länka variabiliteten till fluktuationer i tropiskt och globalt klimat. Shapiro (i Goldenberg och Shapiro 1996) var den förste som lyckades etablera ett signifikant statistiskt samband mellan aktiviteten hos tropiska cykloner i Atlanten och storskaliga mönster över genomsnittligt havsytetryck (SLP), ytvattentemperaturer och 500 hPa-höjder för Atlanten. Lägre SLP och varmare SST i Atlanten innebär mer aktivitet hos cyklonerna. I andra studier har kraftiga El Niño-tillfällen med inflöde av stora, ovanligt varma vattenmassor i östra ekvatoriella Stilla

Havet visat sig vara associerat med tillbakahållen aktivitet hos de tropiska cyklonerna i Atlanten (Gray 1984).

Nyligen har Gray (1990) och Landsea och Gray (1992) (i Goldenberg och Shapiro 1996) lyckats etablera ett mycket signifikant samband mellan riklig (ringa) nederbörd i Västafrika och hög (låg) aktivitet hos atlantcyklonerna. Detta samband gäller extra starkt för svåra orkaner (MH).

Kraftig lokal, vertikal skjuvning mellan högre och mellersta troposfären försvårar uppkomsten och utvecklingen av tropiska cykloner, förmodligen eftersom det försvårar en ordentlig konvektion. Atlanten överlag är inte ett särskilt gynnsamt område för tropiska cykloner att utvecklas i, men under år med reducerad skjuvning kan ändå en liten andel av vindmönstren utvecklas till cykloner.

Gray (1984) menade att förhållandet mellan El Niño och aktiviteten av tropiska cykloner i Atlanten beror av förändringar av vindarna på hög höjd över södra delen av Atlanten. Han föreslog att de ökade västvindarna på högre höjd som El Niño för med sig var ofördelaktigt för uppkomst av cykloner i Atlanten bl. a. på grund av att de ökade den vertikala skjuvningen. Shapiro (1987) kunde bekräfta den ökade vertikala skjuvningen som uppkommer ur en Walker-cell-liknande cirkulation nära ekvatorn. Landsea och Gray (1992) visade också att vindar på 200 hPa nivån över Karibiska Havet är negativt korrelerade med nederbörd i Västafrika. Speciellt starkt är sambandet mellan riklig nederbörd och ostliga vindanomalier på 200 hPa-nivån, vilka minskar den vertikala skjuvningen i området (Goldenberg och Shapiro 1996).

Även om det finns en stark relation mellan nederbörd i Västafrika och MH-aktivitet (major hurricane) i Atlanten har de stora orkaner som påverkar Mexikanska Golfen ingen stark koppling till variationer i Västafrikas nederbörd, förmodligen pga att många av dessa har ett icke-ostligt ursprung.

Mer än 95% av alla orkaner i Nordatlanten inträffar under perioden augusti – oktober. De 25 åren från 1968 – 1992 kännetecknar en ganska inaktiv period med avseende på orkaner, med ett årligt MHI (major hurricane index, antalet orkaner med en uppmätt vindhastighet på över 50 m/s) på 0-3 och ett snitt på 1.6. Motsvarande för perioden 1943-1967 är 2.6. Under de flesta av åren 1968-1992 har även svår torka förekommit i Sahelområdet. Sambandet mellan lågt MHI och medelnederbörd under det normala är ordentligt undersökt men sambanden mellan dessa företeelser och El Niño är dock mer subtila. Kanske kan man dock se en koppling till det ökade antalet El Niños sedan 1970-talet och framåt som vissa forskare talar om.

Statistik över medelvindar över Atlanten från 0° till 30° N för åren 1968-1992 visar på en klar tendens för västliga vindar i övre delen av luftrummet och ostliga i den undre delen. Nettot för den vertikala skjuvningen ($|V_z|$), skillnaden mellan vindar på högre och lägre nivå, är västlig över större delen av regionen. Den mesta vertikala skjuvningen förekommer från c:a 15° N i Karibiska Havet till 20° N vid Afrikas västkust. Detta område som har en skjuvning > 10 m/s är också det område där de flesta tropiska cykloner i Atlanten utvecklas (Goldenberg och Shapiro 1996).

Den negativa korrelation som föreligger mellan ENI (El Niño Index; högt ENI=ovanligt höga SST) och MHI tillskrivs de anomalier av västvindar över den karibiska och tropiska delen av Atlanten som medföljer en El Niño, vilket alltså ökar den vertikala skjuvningen. Som väntat är sambandet mellan ENI och $|V_z|$ som starkast i sydvästra delen av Atlanten, närmast kärnområdet med varmt ytvatten i Stilla Havet. Korrelationen

mellan ENI och kraftig skjuvning gäller för hela området söder om 20° N. Detta stöder tidigare funna resultat att uppkomsten av orkaner försvåras under en El Niño-period pga den ökade skjuvningen.

Den positiva korrelationen mellan ENI och $|V_z|$ avtar längs en öst-västlig linje 20° N från Nordvästafrika till östra Kuba, och i Mexikanska Golfen nära 25° N. Detta pga en förändring i skjuvningsanomalierna. Norr om denna tänkta linje och upp till ca 30-35° N råder istället en negativ korrelation, där riktningen på skjuvningsanomalierna igen förändras. Här är alltså ett positivt ENI associerat med ett lågt $|V_z|$. Även om dessa negativa korrelationer inte är statistiskt signifikanta, tyder mönstren på att en förändring av $|V_z|$ i norra delen är orelaterat till, eller kanske ur fas med, en förändring av $|V_z|$ söder om 20° N.

Det råder en stark negativ korrelation mellan Sahelian Rainfall Index, SI och $|V_z|$ i Atlanten söder om 25° N, vilket alltså innebär att riklig nederbörd i Sahel förknippas med liten skjuvning. Detta tyder på att medan SI ger en hel del information om den årliga variationen i MH-aktivitet, förutom kopplingarna till ENI, så ger ENI ingen ytterligare kunskap kring fluktuationer i MH-aktivitet efter det att sambandet med SI tagits bort. Sambanden på 700 hPa-nivån förändras mycket lite även om variabiliteten associerad med El Niño utesluts, däremot minskas överensstämmelsen och området med signifikant korrelation avsevärt på 200 hPa-höjden. Denna reducering tyder på att en stor del av den variabilitet som tillskrivs förhållandet mellan SI och vindarna på 200 mb-nivån i själva verket beror av relationen mellan SI och ENI, och följdaktligen också mellan ENI och 200 mb-vindarna (Goldenberg och Shapiro 1996).

På det hela taget så inverkar SI i Atlanten i högre grad på $|V_z|$ än vad ENI gör. Däremot dominerar inflytandet ifrån ENI i områdena 0-10° N och 20-30° N i Atlanten. Att en av de fysiska mekanismer som påverkar El Niños inflytande på MHI är den vertikala skjuvningen är uppbart. Det visar sig dock att förutom El Niños koppling till variationer i $|V_z|$ så ger det (El Niño) i princip ingen ytterligare information angående MHI. Däremot påverkar SI, bortom sitt inflytande på $|V_z|$, uppkomst och utveckling av tropiska cykloner (Goldenberg och Shapiro 1995). Naturligtvis påverkar också ett antal andra orsaker. Slutsatsen är att vindarna på hög och låg nivå i området 10 –20° N är av avgörande betydelse för hur många svåra orkaner som bildas varje säsong. Mönstren för skjuvningen verkar dock etablera sig flera månader innan orkanerna uppkommer, så även andra faktorer spelar in. Även om statistiskt signifikanta förhållande hittades i denna undersökning är 25 år en i klimatologiska sammanhang ganska kort period så en viss försiktighet bör naturligtvis iakttagas. Alla dessa 25 år faller dessutom inom den långa torkperiod som rådde i västra Sahel.

Nya studier visar på att det finns två olika El Niño-typer med medföljande faser av atmosfäriska förhållanden som kontrollerar fjärrpåverkan mellan anomalier av SST i ekvatoriella delen av östra Stilla Havet och mängden monsunregn i Sahel. Anomalier i SST associerade med El Niño i östra Stilla Havet är störst under våren, vilket är ur fas med sommarens orkansäsong i Atlanten. Andra forskare har funnit en tidsförskjutning i atmosfärens reaktion på anomalier i SST i Stilla Havet, tex med en maximal korrelation mellan variationer i SST och troposfäriska temperaturer i Curacao (i sydvästra Karibiska Havet) ungefär tre och en halv månad senare. Denna tidsförskjutning mellan El Niño och dess fjärrpåverkan kommer att studeras närmare (Goldenberg och Shapiro 1996).

Tropiska cykloner i västra Stilla Havet

Det har länge varit känt att aktiviteten hos tropiska cykloner i de flesta oceaner växlar kraftigt mellan åren. I västra delen av norra Stilla Havet (WNP) är denna skillnad i aktivitet bevisligen relaterad till den varma fasen av ENSO (Chan 1985 i Chan 2000). Studier har gjort gällande att ändrad aktivitet hos de tropiska cyklonerna i WNP orsakad av El Niño, beror av en longitudinell förändring i de uppåtströmmande och nedåtströmmande grenarna av Walker-cirkulationen. Chen et al. (1998 i Chan 2000) gjorde jämförande studier över var de tropiska cyklonerna bildades under respektive år med varma och kalla faser. De hittade avsevärda skillnader i ursprungsplatser, speciellt under sommarmånaderna, och tillskrev dessa skillnader en zonal och meridional förändring hos monsunlågtrycket.

El Niño år i denna undersökning är: 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1991, 1994 och La Niña år är 1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1995. Året innan en El Niño bryter ut verkar TC-aktiviteten vara över den normala i södra delen av Kinesiska sjön (SCS) (här definierat som området (0° – 23° N, 105° – 120° E och i ett band mellan longituderna 120° och 135° E), men klart mindre sydöst om Japan. Detta mönster härrör fr a ur varierande TC-aktivitet under september och oktober. Under sex av de åtta år innan en El Niño bröt ut, hade SCS en aktivitet över den normala hos de tropiska cyklonerna (TC). TC-aktiviteten är också avsevärt över den normala under ett El Niño-år i östra delen av WNP, vilket överensstämmer med tidigare resultat (Chan 2000). Även här är det under september och oktober som TC-aktiviteten ökar. Över hela södra Kinesiska Sjön är däremot aktiviteten mindre än normalt under denna period. Motsvarande gäller för november. Året efter en El Niño (vid samtliga tillfällen förutom 1966 och 1992) är TC-aktiviteten under den normala över nästan hela nordvästra Stilla Havet. Här gäller liknande resultat för hela säsongen.

På liknande sett som året innan en El Niño är TC-aktiviteten året innan en La Niña-händelse över den normala i större delen av WNP öster om 130° E. Värdena för dessa år ligger dock nära de "normala". Vad som också bör påpekas är att hälften av dessa år (1969, 1972 och 1994) även är El Niño-år.

Under ett La Niña-år är förekomsten nästan den omvända jämfört med ett El Niño-år, med en betydligt lägre (högre) aktivitet än normalt över nordvästra Stilla Havet (södra Kinesiska Sjön). För dessa år är det fr a under perioden augusti-november som anomalierna föreligger. För alla de sex La Niña-åren i undersökningen är cyklon-aktiviteten över den normala under september och oktober i området öster om Filippinerna till södra Kinas kust.

Under år LN + 1 är aktiviteten över den normala för större delen av WNP (gäller alla år förutom 1976). Även över SCS var aktiviteten över eller runt den normala under år LN + 1 (förutom 1976).

De samband man ändå kan konstatera är att TC-aktiviteten över SCS är den komplett motsatta under varma och kalla år samt att samma motsats-förhållande gäller för hela nordvästra delen av Stilla Havet under år EN + 1 och LN + 1.

De flesta tropiska cykloner i WNP förekommer från maj till november, varför det fr a är avvikelser i luftcirkulationen under dessa månader som undersökts. Huvudsakligen är det också luftmönster på låg höjd (850 hPa) som avses här, då det är här som tropiska cykloner normalt uppkommer.

Den ökade TC-aktiviteten över södra Kinesiska Sjön i september och oktober året innan en El Niño kan förklaras av anomalier i vindflödet på 500 hPa-nivån. Ostvindar längs 20°–30° N under dessa månader styr de tropiska cyklonerna västerut mot SCS och östra Kinas kust. Under samma tid har vi ett nordligt flöde sydöst om Japan, vilket förklarar den låga frekvensen av tropiska cykloner där. Dessa anomalier i vindflöde orsakas av ett högtryck som befinner sig över WNP. En liknande anticyklonal cirkulation utbreder sig också på 850 hPa-höjden, vilken har föreslagits vara den ansvariga för igångsättandet av den varma fasen (Wang 1995 i Chan 2000). Samma förhållande som utlöser en El Niño orsakar med andra ord även anomalier i TC-aktivitet över vissa delar av WNP någon gång innan den varma fasen inleds. Om dessa förhållanden kan förutsägas kan alltså kortare säsongutsikter för TC-aktiviteten göras.

Under ett El Niño-år blåser ganska stadiga västvindar söder om 10° N i september, innan den varma fasen har blommat upp. Dessa (ovanliga) västvindar ger upphov till stora positiva anomalier i relativ vorticitet öster om 130° E (mellersta Stilla Havet), vilket därmed gynnar uppkomst av tropiska cykloner i detta område. I oktober har västvindarna spridit sig västerut och ersatts av dominerande ostvindar över södra Kinesiska sjön. Detta flöde utgör den nedåtriktade delen av den förändrade Walker-cirkulationen under den varma fasen. Denna fördelning av vindarna leder till negativ (positiv) relativ vorticitet över södra Kinesiska Sjön (nordvästra Stilla Havet), vilket alltså förklarar den mindre (större) frekvensen av tropiska cykloner i detta område (Chan 2000).

ENSO och Tornados i USA

Södra och centrala USA är förmodligen den region i världen som råkar ut för flest tornados. Det är också här som ENSO-signalen har ett signifikant inflytande, med färre tornados än normalt under en El Niño och fler än normalt under La Niña. (Detta gäller för tornados modell kraftigare) Huvudsäsong för tornados i USA är under perioden februari till juli .

Rossby-vågor är storskaliga cirkulationsmönster i övre troposfären vilka påverkar tryckförhållanden och atmosfärisk stabilitet. Dessa varierar i utbredning över region, säsong och år. Storskalig termodynamisk instabilitet i atmosfären är nödvändig för att tornados ska kunna uppkomma. För att denna instabilitet ska kunna utvecklas krävs ett stort ”lock”, i form av en temperaturinversion som begränsar eller håller tillbaka den stigande luften. De omvända förhållanden med en högtryggsrygg över de centrala samt östra staterna och ett lågtrycksområde i västra delarna som den kalla fasen för med sig innebär ofta torr luft vilket gärna ger upphov till ett ordentligt lock. Ett anticyklont luftflöde på mellanhöjd över Mexiko som följer av en La Niña innebär samtidigt sydvästliga, torra varma vindar i USA. Denna varma, kontinental-tropiska luft, med lägre daggpunkt, kan producera en ordentlig temperaturinversion som står sig tills

termodynamiska eller dynamiska krafter bryter sönder inversionen och bidrar till att tornados bildas. Under den varma fasen gäller omvända tryckförhållanden, vilket är ofördelaktigt för uppkomsten av tornados i södra och centrala USA (Monfredo 1999).

Fjärrpåverkan i Australien

Vad gäller Australien har även en hel del blivit sagt tidigare i avsnitten om Sydostasien pga den rumsliga närheten och likheterna i luftcirkulation och lufttryck.

ENSO har en stor effekt på australasiatiska (här inkluderande Indonesien, Nya Guinea, Australien, Nya Zeeland och sydvästra Stilla Havet) klimatet. Fenomenet amplifierar variabiliteten under året och sätter tillsammans med de olika säsongerna tidsliga mönster för torra och utbredda episoder med kraftig nederbörd. Redan 1888 upptäckte Todd att klimatet i Australien visade stark korrelation med det i Indien, efter erfarenheter av flera år med högt lufttryck och svår torka över bägge länderna (Diaz och Markgraf 1992).

Statistik visar att mer än 80 % av landet under tre av åren 1950 – 1969 fick nederbörd över det normala och att mindre än 20 % av landet under tre andra år i samma period fick nederbörd över den normala. Sannolikheten att ett enda av dessa år skulle avvika så långt ifrån de förväntade 50 % av landet som fick mer regn än normalt är ytterst liten, tom negligerbar, om inte ett starkt rumsligt samband fanns. De regioner, med mycket varierande mängd nederbörd, som påverkas av ENSO uppvisar ofta sammanhängande våta eller torra perioder på c:a 12 månader, vilka naturligtvis också påverkas av säsongsvisa skillnader. Landet uppvisar också en cykel på ungefär två år så att torra ofta direkt åtföljs av en våt period och vice versa. Dessa resultat skiljer sig markant ifrån tex klimatet över mellanbredderna på norra halvklotet (Nicholls i Diaz och Markgraf 1992).

Som tidigare nämnts vid flera tillfällen sammanfaller torra och högt tryck i denna region med El Niño-förhållanden i Stilla Havet och ett lågt SOI.

En jämförelse av tropiska mesoskaliga konvektiva system under El Niño och La Niña

Ett mesoskaligt konvektivt system (MCS) är en långlivad multicellulär struktur uppbyggd av cumuliforma (konvektiva) och stratiforma moln. MCSs bidrar med över 70% av nederbörden över tropikerna, men utgör en betydligt mindre andel i molntäcket. Walker-cirkulationen, ett atmosfäriskt mönster som syns om man tar bort den genomsnittliga zonala cirkulationen, manifesteras som tidigare nämnts av stigande luft över ekvatoriella västra Stilla Havet och sjunkande över den östra delen. Under El Niño blir rörelserna de omvända. Även den Indiska och den Australiensiska monsunen hålls tillbaka under den varma fasen. Torrare förhållanden än normalt uppvisas också, under åtminstone vissa säsonger, över sydöstra Afrika och Madagaskar medan luft som är fuktigare än normalt återfinns i delar av ekvatoriella Östafrika under El Niño. Dessa anomalier beror delvis av längre regnsäsong över de "fuktiga" områdena och en kortare över de torra (Zolman och Zipser 2000). Länken mellan dessa förhållanden i Afrika anses vara en dipol (med stark negativ korrelation) och förklaras som en förändring i konvergens-zonen. En liknande

dipol återfinns även i norra och sydöstra Sydamerika. Centralamerika och området runt Hawaii tenderar också att vara torrare än normalt under en El Niño.

Under La Niña är det i allmänhet samma områden som påverkas, fast med det omvända resultatet och ofta i något svagare form än under El Niño. La Niña innebär ofta torra förhållanden över centrala Stilla Havet, ekvatoriella Östafrika samt norra Mexiko och Mexikanska Golfen. Mer nederbörd än normalt förväntas över västra Stilla Havet, Australien och Indien under monsunen.

Bildningen av MCCs (mesoscale convective complex), vilket är en klass av MCSs med stora, nästan cirkulära, långvariga och kalla molntäcken, har studerats över Sydamerika med hjälp av IR-satelliter, vilket visade att de gärna utvecklades över land och nattetid (Zolman och Zipser 2000). Andra har funnit liknande resultat.

Ett nytt satellitdatasystem med kanaler för mikrovågar, tex 85 GHz-kanalen, responderar på ispartiklar i molnen som är tillräckligt stora för att producera nederbörd. Dessa återfinns ofta mitt inne i molnsystemet. Ju rikligare konvektion, desto fler och större ispartiklar bildas, vilket leder till att mängden reflekterad strålning sjunker (Zolman och Zipser 2000).

Med hjälp av 85 GHz-kanalen visades att MCSs bildade över land är förhållandesvis små och intensiva. Medelstorleken för en MCS fanns vara ungefär 4500 km² och de flesta MCSs hittades över Nordamerika och Nordatlanten, subtropiska Sydamerika och södra Stilla Havet. Även en klar dygnsrytm återfanns bland MCS, med fler oceaniska MCSs runt solnedgång och de över land framförallt runt soluppgång. De flesta studerade MCCs hade en livstid på åtta till sjutton timmar (men de flesta MCSs i denna studie var inte alls tillräckligt stora för att bli klassade som MCCs).

Vid en jämförelse av 3-månaders medelvärde för SOI under El Niño (november 1992 – oktober 1993) och La Niña (maj 1995 – april 1996) för de tre regionerna NINO-1 + 2 (0° – 10°S, 90° – 80° W), NINO-3 (5°N - 5°S, 150° – 90°W) och NINO-4 (5°N – 5°S, 150° – 160°W) syns att alla perioderna innebär ett lägre SOI för El Niño (med ungefär 1 hPa). Vid motsvarande studie över SST syns att La Niña är i snitt 0.6° – 0.8° C kallare för både DJF (december-februari) och JJA (juni-augusti) (Dessa anomalier är naturligtvis svagare än om de kraftiga El Niño-åren hade använts) (Zolman och Zipser 2000).

Vid jämförelsen av utbredning och förekomst av MCSs under El Niño respektive La Niña blev resultaten ungefär de förväntade. Centrala och östra Stilla Havet har mer MCSs under 1993 (El Niño) än 1995 (La Niña) och Indonesien med omnejd i västra Stilla Havet har färre. Även södra Stilla Havet hade färre MCSs under 1993 än 1995 vilket förklaras av att en El Niño ger en nordlig förflyttning av Södra Stilla Havets Konvergenzon (Ropelewski och Halpert i Zolman och Zipser 2000). Den största säsongsvisa skillnaden förekommer under DJF då 1993 års värde uppvisar fyra gånger så många MCSs som 1995:s, i ekvatoriella centrala Stilla Havet.

Trots att 1993 års och 1995 års händelser i jämförelse med framför allt andra El Niño, var förhållandesvis svaga ger de en bra fingervisning om utbredningen i tropikerna av MCSs och därmed också om nederbörd under varma och kalla faser. Som väntat är det områden i närheten av El Niños kärnområden, centrala och östra Stilla Havet samt Indonesien med angränsande områden i västra Stilla Havet som uppvisar de största skillnaderna mellan åren (framför allt den ekvatoriella subregionen 5°N – 5°S). Även om oscillationen uppvisar många skillnader under kalenderåret, verkar inte egenskaperna hos MCSs förändras signifikant (Zolman och Zipser 2000).

Nederbörd i siffror

Afrika: Sydöstra Afrika får under den varma fasen (lågt SOI) 50-150 mm nederbörd mindre än ”normalt”. Under den kalla fasen (högt SOI) påverkas inte mängden nederbörd betänkligt. För Afrika gäller att både El Niño och La Niña, med avseende på nederbördens utbredning, varierar ganska mycket från tillfälle till tillfälle varför det är svårt att göra generella slutsatser.

Indien: Under monsunen (juni – september) minskar medelnederbörden under den varma fasen med minst 50 mm över större delen av Indien. Under samma period faller under den kalla fasen något mer regn än normalt i södra Indien. Även här är variationerna stora från år till år.

Stilla Havet: Under perioden september (0) – mars (+1) faller i västra delen minst 200 mm mindre regn än normalt under den varma fasen. Öster om 160° E är nederbörden under den varma fasen 200-800 mm större än medelvärdet. Under den kalla fasen får västra Stilla Havet 200 mm eller mer nederbörd över det normala och öster om 160° E är nederbörd minskad med minst 400 mm.

Australien: Norra delen får under perioden september (0) – januari (+1) under den varma fasen minst 150 mm mindre än normalt och även övriga delar av landet får generellt sett något mindre regn än brukligt. Under den kalla fasen ökar nederbörden med minst 200 mm i Queensland (nordöstra Australien). I övriga delar är ökningen något mindre.

Sydamerika: Sydöstra delen: ENSO-signalen för nederbörd är under den varma fasen som starkast under november (0) – februari (+1) och under den kalla fasen för juni (0) – december (0). El Niño för med sig mer nederbörd än normalt och La Niña mindre. Nordöstra delen: Mindre nederbörd än normalt under El Niño och mer än normalt under La Niña. (Ropelewski och Halpert 1996).

Årtal för ENSO-händelser

El Niño-år: 1877, 1880, 1884, 1888, 1891, 1896, 1899, 1902, 1904, 1911, 1913, 1918, 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986

La Niña-år: 1886, 1889, 1892, 1898, 1903, 1906, 1908, 1916, 1920, 1924, 1928, 1931, 1938, 1942, 1949, 1954, 1964, 1970, 1973, 1975, 1988

(Fram tom 1989. Baserad på klassifikationsmetodologi i Kiladis och Diaz (1989) i (Diaz och Markgraf 1992).)

El Niño år:

Kraftiga: 1957, 1965, 1972.

Svaga: 1951, 1953, 1963, 1969, 1975 (Rasmusson och Carpenter 1982). (Under perioden 1950- 1975)

ENSO-Historia

Spektrala analyser av globala historiska SST och genomsnittligt havsytetryck (MSLP; mean sea level pressure) ger signifikanta klimatologiska signaler i intervaller på 2-2.5, 2.5-7, 11-13, 15-20, 20-30 och 60-80 år och en mer långsiktig trend. ENSO-signalen har visat på svängningar över ungefär vartannat år (quasi-biennal QB, 2-2.5 år) och med längre frekvens (lower frequency, LF, 2.5-7 år) som ger svängningarna i fenomenet. Även influenser som återkommer på tiotals år och under längre perioder påverkar. Jag undrar egentligen vad denna statistik säger (och vad den inte säger). Förlängda El Niños och La Niñas har visat sig vara en konsekvens av sammanslagna kvasi-dekadala (på 11-13 år) och mellan-dekadala (på 15-20 år) ENSO-signaler med QB på högre frekvenser och ENSO-komponenter på lägre frekvenser (de olika intervallen sammanfaller helt enkelt så att vi tex får flera El Niño i rad). ENSO-likna mönster i LF-tidsskalan av global SST och MSLP når över flerdekadala tidsskalor och kan ses i det 60-80 åriga intervallet för nederbörden i Sahel och i den inom-hemisfäriska temperatursignalen. Den långvariga trenden, som visar på en global uppvärmning, avslöjar SSP- och MSLP-anomalier som är neutrala till lätt La Niña-likna i Stilla Havet.

Både El Niño- och La Niña-episoder kan vara synkrona eller icke-synkrona med El Niño- och La Niña-signaler i ett längre perspektiv, kanske några årtionden; vilket naturligtvis avgör hur kraftig händelsen blir. En av de stora utmaningarna i framtiden blir att undersöka den klimatologiska variationen och sambanden mellan ENSO och oscillationen i Nordatlanten (NAO), den arktiska oscillationen (AO), oscillationen i norra Stilla Havet (NPO) och den cirkumpolära vågen runt Arktis (ACW).

När en fas har inletts pågår den normalt i 18-24 månader och uppvisar effekter som följer säsongernas cykler. Möjligheten kunna förutsäga vädret (på längre sikt) är dock minst under den boreala (norra hemisfärens) våren, tiden för den s.k. ”vårens skörhet”, då nya händelser normalt uppkommer och rådande förhållande försvagas (vilket gör osäkerheten större) (Allan 2000). Relationen mellan ENSO och det Indo-asiatiska monsunsystemet beskrivs vara ”selektivt interagerande”, på så vis att ENSO utgör stor påverkan under den boreala hösten/vintern och Indo-asiatiska monsunen under den australa hösten/vintern.

Ny forskning menar på att ENSO-fenomenet har genomgått en förändring sedan mitten på 1970-talet, med en förstärkning av El Niño framför La Niña och med förändringar i relationen mellan ENSO och nederbörd. Flera av dessa aspekter av fenomenet kan upptäckas vid en grundlig studie av enbart SOI, vilket går tillbaka till 1876 (Allan 2000).

Detta har av flera forskare setts som bevis för ett distinkt klimatskifte. Denna teori stöds av andra som har hittat liknande förändringar i klimatmönster på mellan- och högre latituder i södra hemisfären, på mellan- och högre latituder i norra Stilla Havet, i norra Atlanten, och speciellt med avseende på NAO, i cirkulationen i norra hemisfären i allmänhet samt globalt namn namn.

Studier kring vattnen runt Antarktis gällande den s.k ACW (Antarctic Circumpolar Wave), visar att den opererar med en period av 4-5 år och att den tar 8-10 år på sig att helt och hållet cirkulera Antarktis. Studierna visar att ACW potentiellt är en stor källa till

variationer för SST i El Niño-3 regionen under ett intervall på några år till tiotalet år, men hittills föreligger endast något mer än 10 års data av oscillationen.

Fluktuationer i ENSO rapporteras även från andra håll; i Australien, Indien och Sydostasien visar studier att korrelationsmönster och statistik för förhållandet mellan nederbörd och SOI har förändrats åtskilligt de senaste dekaderna.

Redan 1904 kunde en sir John Eliot, en brittisk meteorolog verksam i Indien sedan 1870-talet, konstatera anomalier i klimatet. Eliot var väl insatt i Indiska monsunsystemet och under hans ledning började man nu även titta på förhållanden över områden som Indiska Oceanen, Nordöstantafrika och sydöstra Australien för att kunna förstå vad som påverkade den Indiska monsunen. Efter några år av misslyckade ”väderutsikter” talade han i efterhand i sina skrifter om åren 1894-1902 som unika. Redan 1908 blev Eliots efterföljare Sir Gilbert Walker ombedd av indiska regeringen att undersöka en eventuell förändring i Indiens klimat och om människans aktivitet var ansvarig för en dylik förändring. Walkers arbete visade på en naturlig fluktuation i klimatmönster över den Indiska subkontinenten, men att människan ej påverkade. Denna förändring i klimatet kan ses i förluster för jordbruk och boskapsskötsel i länderna runt Indiska Oceanen (södra, östra, centrala Afrika, Australien; Mauritius och Indien). Dess vidare påverkan ledde till underskott på nederbörd över de stora slätterna i USA under andra halvan av 1890-talet och torka i norra Kina under 1890-talet. Även studier av trädringar visar på onormalt lite nederbörd i Indonesien 1895-1903, i nordöstra Brasilien under de fem första åren av nya seklet, i sydöstra England under de sju åren innan 1901 samt i centrala och östra Ryssland 1901-1903, vilket orsakade hungersnöd i denna region. I Australien var allmän torka utbredd 1895-1903, i södra Afrika var det extremt torrt och kallt under perioden, speciellt under åren 1902-1903 och i östra och centrala Afrika rådde torka under ungefär samma år. Eliot sammanfattar (1905) perioden som: ”Det är uppenbart att det under den torra perioden 1895-1901 har förekommit förödande aktioner i stor skala vilka gett upphov till stora generella variationer i lufttryck, förmodligen över åtminstone halva den östra hemisfären. Nuvarande data ger ingen kännedom om den region där motsatta och kompenserade variationer i luftmassa och tryck har förekommit”. Mycket forskning har naturligtvis gjorts kring vad som hände under dessa år och man talar nu om en förändring av flödet i indiska monsunsystemet, som var meridionalt innan 1890, och vilket under perioden 1890-1900 ingick i ett mer zonalt atmosfäriskt flöde. Utöver detta, stärktes dessa skiften av ENSO-liknande mönster (Allan 2000).

Nästa stora klimatfluktuation med vidlyftiga konsekvenser för stora delar av klotet skedde under 1920-1930-talen. Under denna tid rådde svår torka under långa perioder i USA, södra Afrika, Australien, delar av Amazonas och östra Kina. Epoken är mest känd för ”The Great Plains Drought” i centrala USA under andra halvan av 1930-talet men även för den svåra torkan i Australien 1939-1945 vilken uppenbarligen är kopplad till den förlängda El Niño-sekvensen 1939-1942.

Ifrån 1960-talet, då ett mer intensivt intresse för storskaliga klimatsystem uppkom och utvecklades, och framåt har fokus legat på två olika klimatvariationer; dels torkan i Sahel, dels ”klimatskiftet” för ENSO-faktorer i Stilla Havet. Under 1970- och 1980-talet uttrycktes stor oro, och gjordes mycket forskning angående den långa torrperioden i Sahel som inleddes 1968. Denna pågick fram till början av 1990-talet och har gett

upphov till en debatt huruvida det är biogeofysiska eller storskaliga klimatologiska fluktuationer som är huvudansvariga för den förlängda torkan och klimatförändringen. De flesta verkar dock numer vara överens om den senare som den mer viktiga faktorn, med förklaringar från en förändrad bana i västafrikanska monsunsystemet till förändringar i de större mönstren av interaktioner mellan Atlantluft och hav och globala SST.

Under 1990-talet har dock intresset koncentrerats till de långgående klimatförändringarna i Stilla Havet (Allan 2000).

El Niño, La Niña och dess fjärrpåverkan i korthet

Då **La Niña**-lika förhållanden råder i Stilla Havet förstärks Hadley-cirkulationen vilket under framför allt vår vinter och vår medför stigande luft över Indonesien och västra Stilla Havet med medföljande ökad molnighet och nederbörd över dessa områden och Malaysia/norra Australien. Samtidigt får vi över ekvatoriella östra Stilla Havet sjunkande luft och förhållanden som är torrare än normalt.

Även över nordöstra Brasilien och södra Afrika förväntas nederbörd över det normala vintertid under den kalla fasen. Västra och södra Sydamerika och längs nordamerikanska delen av Gulf-kusten får istället torrare förhållanden än normalt under respektive vinter-säsong. Under sommaren för Indiska monsunen med sig mer regn än normalt, speciellt över nordvästra Indien.

Lågtryckssystemen är vintertid under La Niña svagare än normalt på mellanbredderna i Stilla Havet vilket ger Alaska och västra Kanada kallare luft än annars. Sydöstra USA blir istället varmare och torrare (Climate Prediction Center - http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/cold_impacts.html).

El Niño: Walker-cirkulationen försvagas under den varma fasen under vinter och vår. Vid kraftiga tillfällen kan den tom bli omvänd. Detta innebär sjunkande luft och torra förhållanden över Indonesien/norra Australien/västra Stilla Havet och stigande luft och riklig nederbörd över östra Stilla Havet. En östlig förflyttning av stormarna i tropikerna från Indonesien till centrala Stilla Havet bidrar till torra förhållanden i området norra Australien till Filippinerna under bägge säsongerna. Under vintern blir sydöstra Afrika och norra Brasilien också torrare än normalt och sommartid försvagas Indiska monsunen med medföljande torka över nordvästra Indien. Tropiska delen av sydamerikas västkust, och subtropiska latituder i Nordamerika (Gulf-kusten) och i Sydamerika (södra Brasilien och centrala Argentina) blir våtare än normalt.

Aktiva lågtryckssystem i nordöstra Stilla Havet för vintertid också med sig abnormt varm luft till västra Kanada/Alaska. Stormar i Mexikanska Golfen är mer aktiva än normalt under den varma fasen vilket innebär riklig nederbörd i dessa regioner.

Den stigande luften över östra Stilla Havet leder också till de atmosfäriska förhållandena påverkar jetströmmarna i subtropikerna och i de tempererade latituderna på vinterhemisfären. Så blir tex jetströmmen över östra Stilla Havet

starkare än normalt

(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/impacts/warm_impacts.html).

Southern Oscillation just nu (14/2 – 2001)

Ytvattentemperaturerna i ekvatoriella Stilla Havet har sedan augusti 2000 gradvis sjunkit. Till följd av detta har ostvindarna på låg höjd ökat i styrka över de centrala och västra delarna och SOI har ökat markant. Ovanligt lite regn har fallit i centrala Stilla Havet, i enlighet med mönstren för tropisk nederbörd under den kalla fasen, och ytvattnet i östra delen uppvisar för närvarande en negativ anomali på minst -3°C .

Efter den mycket kraftiga El Niño 1997/98 har tre år med lägre temperaturer än normalt följt i tropiska Stilla Havet. Detta påminner starkt om atmosfärens och oceanens uppträdande under perioden efter den kraftiga El Niño 1982/83. Flera effekter uppvisar distinkta årliga cykler under dessa perioder av den kalla fasen, då den nordliga vintern får: mycket låga SST, mycket högt SOI, mycket höga värden för OLR (utgående långvågig strålning), kraftiga ostvindar på låg höjd västliga vindanomalier i övre troposfären över centrala Stilla Havet.

Man har nu i flera månader förgäves förväntat sig att La Niña-förhållandet ska försvagas. Den rörelse mot väster av (det varma) ytvattnet som normalt avslutar en kall fas har ännu inte blivit av men förväntas ändå ske innan sommaren.

Ytvattentemperaturerna i centrala Stilla Havet mellan datumlinjen och 160°W har under januari 2001 varit minst 1°C under det normala. Anomali-mönstret för SST är liknande, men något svagare än under januari 1999 och 2000. Zonala vindmönster och uppträdande av nederbörden under januari uppvisar också en remarkabel likhet för det tre åren, med ostliga anomalier på 850 hPa-nivån och nederbörd under det normala i centrala/västra ekvatoriella Stilla Havet.

Slutningen på termoklin-strukturen har också varit större än normalt under denna period, med positiva (negativa) anomalier under ytan i västra/centrala (östra) ekvatoriella Stilla Havet. Utvecklingen av de atmosfäriska och oceaniska anomalimönstren har liknat, men ändå varit starkare än de uppvisade under 1984-86 efter den kraftiga El Niño 1982/83. Bägge dessa "efter-perioder" till kraftiga El Niños har följts av ett förstärkt australiensiskt monsunsystem (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/index.html).

Avslutande kommentarer

Jag tror att El Niño inom en snar framtid inte längre kommer att betraktas som något ”spökfenomen” utan istället kommer att ses som något naturligt förekommande, som tex den Indoasiatiska monsunen och de regnområden den för med sig, även om den förra inte är lika regelbunden i sitt uppträdande. Det är uppenbart att ENSO är del i ett storskaligt och naturligt fenomen, så det vore fåfängt att ifrågasätta dess konsekvenser. De cirkulationssystem som El Niño ingår i är liknande de system som för värme upp till polerna och som distribuerar nederbörd (på ett någorlunda jämnt sätt) över jorden och som tex gör att vi får fiskerika vatten på vissa ställen. Att klimatet varierar är egentligen inget konstigt.

De skillnader som bevisligen finns mellan olika El Niño-tillfällen beror delvis av klimatets eget ”brus”, av att ENSO-signalen påverkas av en mängd andra faktorer än ytvattentemperaturerna i sydöstra tropiska Stilla Havet och vi får nog acceptera att vi inte till fullo kan förutse eller förklara ENSO:s konsekvenser.

Det är också slående att en skillnad på 2° C i ytvattentemperatur i El Niño-3 området faktiskt kan få väldigt stora klimatologiska konsekvenser över stora ytor, framför allt med avseende på nederbörd.

Den ökade frekvensen av den varma fasen som noterats under de senaste årtiondena står sig ändå ganska kort i ett längre perspektiv och menar forskarna, faller inom den naturliga variationen.

Den statistik som vissa forskare anger som ”bevis” för signifikanta samband mellan ytvattentemperaturen i El Niños kärnområde och företeelsen i fråga känns många gånger överdriven. Dessa forskare verkar vara besatta av att hitta nya områden och aspekter rörande hur El Niño påverkar klimatet och luftcirkulationen i sin omvärld. Sambanden känns ibland för svaga och ”sökta”. Med statistik kan allt bevisas. Det har som sagt visats att en stor del av variabiliteten över fjärrpåverkan härstammar ur klimatets eget brus, alltså utan samband till SST eller SOI över tropiska Stilla Havet.

Källförteckning/Litteraturlista

- Allan, R. *ENSO and climatic variability in the past 150 years* i Diaz och Markgraf 2000.
- Chan, J. C. L., 2000. Tropical cyclone activity over the western north Pacific associated with the El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13: 2960-2972.
- Collins, M., 2000. The El Niño – Southern Oscillation in the Second Hadley Centre Coupled Model and its response to greenhouse warming. *Journal of Climate*, 13: 1299-1312.
- Diaz, H. F & Markgraf, Vera, 1992. *El Niño. Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. 476 p. Cambridge University Press, Cambridge.
- Diaz, H. F & Markgraf, Vera, 2000. *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. 496 p. Cambridge University Press, Cambridge.
- Feddersen, H & Kaas, E., 1998. El Niño 1997/1998. *Vejret* 74: 28-38.
- Goddard, Lisa & Philander, G., 2000. The energetics of El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 13: 1496-1516.
- Goldenberg, S. B & Shapiro, L. J., 1996. Physical mechanisms for the association of El Niño and West African rainfall with the Atlantic major hurricane activity. *Journal of Climate*, 9: 1169-1187.
- Gray, W. M., 1984. Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part 1: El Niño and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation Influences. *Monthly Weather Review*, 112: 1649-1668.
- Hoerling, M & Kumar, A. *Understanding and predicting extratropical teleconnections related to ENSO* i Diaz och Markgraf 2000.
- Horel, J. D & Wallace, J. M., 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109: 813-829.
- Landsea, C. *El Niño/Southern Oscillation and the seasonal predictability of tropical cyclones* i Diaz och Markgraf 2000.
- Liljequist, G., 1962. *Meteorolog*. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm.
- Monfredo, W., 1999. Relationships between phases of the El Niño - Southern Oscillation and character of the tornado season in southern – central United States. *Physical Geography*, 20: 413-421.
- Oldenborgh van, G. J, Burgers, G. & Tank, A. K., 2000 On the El Niño teleconnection to spring precipitation in Europe. *International Journal of Climatology*, 20: 565-574.
- Nicholson, S.E. & Selato, J.C., 2000. The influence of La Niña on african rainfall. *International Journal of Climatology*, 20: 1761-1776.
- Philander, G. S., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego.
- Rasmusson, E & Carpenter, T., 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110: 354-384.
- Ropelewski, C. F & Halpert, M.S., 1996. Quantifying Southern Oscillation – Precipitation relationships. *Journal of Climate*, 9: 1043-1059.

Slingo, J. M. & Annamalai, H, 2000. 1997: The El Niño of the century and the response of the Indian Summer Monsoon. *Monthly Weather Review*, 128: 1778-1797.

Zolman, Jody L & Zipser, E. J, 2000. A comparison of tropical mesoscale convective systems in El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 13:3314-3326.

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/impacts/warm_impacts.html

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/

Lunds Universitets Naturgeografiska institution. Seminarieuppsatser. Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens bibliotek, Sölvegatan 13, 223 62 LUND.

The reports are available at the Geo-Library, Department of Physical Geography, University of Lund, Sölvegatan 13, S-223 62 Lund, Sweden.

1. Pilesjö, P. (1985): Metoder för morfometrisk analys av kustområden.
2. Ahlström, K. & Bergman, A. (1986): Kartering av erosionskänsliga områden i Ringsjöbygden.
3. Huseid, A. (1986): Stormfällning och dess orsakssamband, Söderåsen, Skåne.
4. Sandstedt, P. & Wällstedt, B. (1986): Krankesjön under ytan - en naturgeografisk beskrivning.
5. Johansson, K. (1986): En lokalklimatisk temperaturstudie på Kungsmarken, öster om Lund.
6. Estgren, C. (1987): Isälvsstråket Djurfälla-Flädermo, norr om Motala.
7. Lindgren, E. & Runnström, M. (1987): En objektiv metod för att bestämma läplanteringsläverkan.
8. Hansson, R. (1987): Studie av frekvensstyrd filtringsmetod för att segmentera satellitbilder, med försök på Landsat TM-data över ett skogsområde i S. Norrland.
9. Matthiesen, N. & Snäll, M. (1988): Temperatur och himmelsexponering i gator: Resultat av mätningar i Malmö.
- 10A. Nilsson, S. (1988): Veberöd. En beskrivning av samhällets och bygdens utbyggnad och utveckling från början av 1800-talet till vår tid.
- 10B. Nilson, G., 1988: Isförhållande i södra Öresund.
11. Tunving, E. (1989): Översvämning i Murcia-provinsen, sydöstra Spanien, november 1987.
12. Glave, S. (1989): Termiska studier i Malmö med värmebilder och konventionell mätutrustning.
13. Mjölbo, Y. (1989): Landskapsförändringen - hur skall den övervakas?
14. Finnander, M-L. (1989): Vädrets betydelse för snöavsmältningen i Tarfaladalen.
15. Ardö, J. (1989): Samband mellan Landsat TM-data och skogliga beståndsdata på avdelningsnivå.
16. Mikaelsson, E. (1989): Byskeälvens dalgång inom Västerbottens län. Geomorfologisk karta, beskrivning och naturvärdesbedömning.
17. Nhilen, C. (1990): Bilavgaser i gatumiljö och deras beroende av vädret. Litteraturstudier och mätning med DOAS vid motortrafikled i Umeå.
18. Brasjö, C. (1990): Geometrisk korrektion av NOAA AVHRR-data.
19. Erlandsson, R. (1991): Vägbanetemperaturer i Lund.
20. Arheimer, B. (1991): Näringsläckage från åkermark inom Brååns dräneringsområde. Lokalisering och åtgärdsförslag.
21. Andersson, G. (1991): En studie av transversalmoräner i västra Småland.
- 22A. Skillius, Å., (1991): Water harvesting in Bakul, Senegal.
- 22B. Persson, P. (1991): Satellitdata för övervakning av höstsådda rapsfält i Skåne.
23. Michelson, D. (1991): Land Use Mapping of the That Luang - Salakham Wetland, Lao PDR, Using Landsat TM-Data.
24. Malmberg, U. (1991): En jämförelse mellan SPOT- och Landsatdata för

- vegetations-klassning i Småland.
25. Mossberg, M. & Pettersson, G. (1991): A Study of Infiltration Capacity in a Semiarid Environment, Mberengwa District, Zimbabwe.
 26. Theander, T. (1992): Avfallsupplag i Malmöhus län. Dränering och miljö-påverkan.
 27. Osaengius, S. (1992): Stranderosion vid Löderups strandbad.
 28. Olsson, K. (1992): Sea Ice Dynamics in Time and Space. Based on upward looking sonar, satellite images and a time series of digital ice charts.
 29. Larsson, K. (1993): Gully Erosion from Road Drainage in the Kenyan Highlands. A Study of Aerial Photo Interpreted Factors.
 30. Richardson, C. (1993): Nischbildningsprocesser - en fältstudie vid Passglaciären, Kebnekaise.
 31. Martinsson, L. (1994): Detection of Forest Change in Sumava Mountains, Czech Republic Using Remotely Sensed Data.
 32. Klintonberg, P. (1995): The Vegetation Distribution in the Kärkevagge Valley.
 33. Hese, S. (1995): Forest Damage Assessment in the Black Triangle area using Landsat TM, MSS and Forest Inventory data.
 34. Josefsson, T. och Mårtensson, I. (1995). A vegetation map and a Digital Elevation Model over the Kapp Linné area, Svalbard -with analyses of the vertical and horizontal distribution of the vegetation.
 35. Brogaard, S och Falkenström, H. (1995). Assessing salinization, sand encroachment and expanding urban areas in the Nile Valley using Landsat MSS data.
 36. Krantz, M. (1996): GIS som hjälpmedel vid växtskyddsrådgivning.
 37. Lindegård, P. (1996). Vinterklimat och vårbakslag. Lufttemperatur och kåd-flödessjuka hos gran i södra Sverige.
 38. Bremborg, P. (1996). Desertification mapping of Horqin Sandy Land, Inner Mongolia, by means of remote sensing.
 39. Hellberg, J. (1996). Förändringsstudie av jordbrukslandskapet på Söderslätt 1938-1985.
 40. Achberger, C. (1996): Quality and representability of mobile measurements for local climatological research.
 41. Olsson, M. (1996): Extrema lufttryck i Europa och Skandinavien 1881-1995.
 42. Sundberg, D. (1997): En GIS-tillämpad studie av vattenerosion i sydsvensk jordbruksmark.
 43. Liljeberg, M. (1997): Klassning och statistisk separabilitetsanalys av marktäckningsklasser i Halland, analys av multivariata data Landsat TM och ERS-1 SAR.
 44. Roos, E. (1997): Temperature Variations and Landscape Heterogeneity in two Swedish Agricultural Areas. An application of mobile measurements.
 45. Arvidsson, P. (1997): Regional fördelning av skogsskador i förhållande till mängd SO₂ under vegetationsperioden i norra Tjeckien.
 46. Akselsson, C. (1997): Kritisk belastning av aciditet för skogsmark i norra Tjeckien.
 47. Carlsson, G. (1997): Turbulens och supraglacial meandring.
 48. Jönsson, C. (1998): Multitemporala vegetationsstudier i nordöstra Kenya med AVHRR NDVI
 49. Kolmert, S. (1998): Evaluation of a conceptual semi-distributed hydrological

- model – A case study of Hörbyån.
50. Persson, A. (1998): Kartering av markanvändning med meteorologisk satellitdata för förbättring av en atmosfärisk spridningsmodell.
 51. Andersson, U. och Nilsson, D. (1998): Distributed hydrological modelling in a GIS perspective – an evaluation of the MIKE SHE model.
 52. Andersson, K. och Carlstedt, J. (1998): Different GIS and remote sensing techniques for detection of changes in vegetation cover - A study in the Nam Ngum and Nam Lik catchment areas in the Lao PDR.
 53. Andersson, J., (1999): Användning av global satellitdata för uppskattning av spannmålsproduktion i västafrikanska Sahel.
 54. Flodmark, A.E., (1999): Urban Geographic Information Systems, The City of Berkeley Pilot GIS
 - 55A. Lyborg, Jessic & Thurfell, Lilian (1999): Forest damage, water flow and digital elevation models: a case study of the Krkonose National Park, Czech Republic.
 - 55B. Tagesson, I., och Wramneby, A., (1999): Kväveläckage inom Tolångaåns dräneringsområde – modellering och åtgärdssimulering.
 56. Almqvist, E., (1999): Högfrekventa tryckvariationer under de senaste århundradena.
 57. Alstorp, P., och Johansson, T., (1999): Översiktlig buller- och luftföroreningsinventering i Burlövs Kommun år 1994 med hjälp av geografiska informationssystem – möjligheter och begränsningar.
 58. Mattsson, F., (1999): Analys av molnklotter med IRST-data inom det termala infraröda våglängdsområdet
 59. Hallgren, L., och Johansson, A., (1999): Analysing land cover changes in the Caprivi Strip, Namibia, using Landsat TM and Spot XS imagery.
 60. Granhäll, T., (1999): Aerosolers dygnsvariationer och långväga transporter.
 61. Kjellander, C., (1999): Variations in the energy budget above growing wheat and barley, Ilstorp 1998 - a gradient-profile approach
 62. Moskvitina, M., (1999): GIS as a Tool for Environmental Impact Assessment - A case study of EIA implementation for the road building project in Strömstad, Sweden
 63. Eriksson, H., (1999): Undersökning av sambandet mellan strålningstemperatur och NDVI i Sahel.
 64. Elmqvist, B., Lundström, J., (2000): The utility of NOAA AVHRR data for vegetation studies in semi-arid regions.
 65. Wickberg, J., (2000): GIS och statistik vid dräneringsområdesvis kväveläckagebeskrivning i Halland.
 66. Johansson, M., (2000): Climate conditions required for re-glaciation of cirques in Rassepautasjtjåkka massif, northern Sweden.
 67. Asserup, P., Eklöf, M., (2000): Estimation of the soil moisture distribution in the Tamne River Basin, Upper East Region, Ghana.
 68. Thern, J., (2000): Markvattenhalt och temperatur i sandig jordbruksmark vid Ilstorp, centrala Skåne: en mättnings- och modelleringsstudie.
 69. Andersson, C., Lagerström, M., (2000): Nitrogen leakage from different land use types - a comparison between the watersheds of Graisupis and Vardas, Lithuania.
 70. Svensson, M., (2000): Miljökonsekvensbeskrivning med stöd av Geografiska Informationssystem (GIS) – Bullerstudie kring Malmö-Sturup Flygplats.

71. Hyltén, H.A., Ugglå, E., (2000): Rule-Based Land Cover Classification and Erosion Risk Assessment of the Krkonoše National Park, Czech Republic.
72. Cronquist, L., Elg, S., (2000): The usefulness of coarse resolution satellite sensor data for identification of biomes in Kenya.
73. Rasmusson, A-K., (2000): En studie av landskapsindex för kvantifiering av rumsliga landskapsmönster.
74. Olofsson, P., Stenström, R., (2000): Estimation of leaf area index in southern Sweden with optimal modelling and Landsat 7 ETM+Scene.
75. Ugglå, H., (2000): En analys av nattliga koldioxidflöden i en boreal barrskog avseende spatial och temporal variation.
76. Andersson, E., Andersson, S., (2000): Modellerings och uppmätta kväveflöden i energiskog som bevattnas med avloppsvatten.
77. Dawidson, E., Nilsson, C., (2000): Soil Organic Carbon in Upper East Region, Ghana - Measurements and Modelling.
78. Bengtsson, M., (2000): Vattensänkningsar - en analys av orsaker och effekter.
79. Ullman, M., (2001): El Niño Southern Oscillation och dess atmosfäriska fjärrpåverkan.