

El Niño*-oscil·lació del sud (ENSO): característiques d'un fenomen climàtic anòmal al Pacífic

Òscar Marcos Valiente
Universitat de Barcelona

Introducció

L'experiència ens ha demostrat al llarg del temps que les fronteres físiques són inexistents, i que la globalitat, un terme tan utilitzat ara per parlar de les noves condicions econòmiques que s'estan configurant, ha estat sempre present en els elements físics de l'entorn geogràfic.

Un dels millors exemples de la manca de compartimentació geogràfica és la dinàmica climàtica. De fet, la circulació general atmosfèrica, pilar bàsic del coneixement climàtic terrestre, posa de manifest que, malgrat existir subsistemes ben definits, tots els elements es troben interconnectats. En aquest article es vol presentar un event climàtic que, per la seva capacitat de modificar les dinàmiques de circulació oceànica i atmosfèrica, genera fets climàtics extrems (és a dir, sequeres i inundacions), sobre determinats indrets del planeta, especialment els situats al voltant de l'oceà Pacífic.

* Aquest article forma part del treball d'investigació «Sequeres al nord-est del Brasil i el fenomen *El Niño*. Aproximació a l'estudi de la seva interrelació», guardonat amb un accèssit al Premi Lluís Casassas i Simó de la Societat Catalana de Geografia, edició de 1997. La investigació de la que forma part aquest treball està recolçada per una beca predoctoral (FPI, MEC), i queda inclosa en un projecte dirigit pel Dr. José Luis Luzón Benedicto (PB93-0773).

Es tracta d'*El Niño*, un fenomen desconegut pel públic en general, caracteritzat per un escalfament anòmal del Pacífic equatorial oriental, centrat especialment en el litoral de Perú i Equador, i que ha esdevingut, només en els darrers quinze anys, en una de les eines més vàlides per trobar el factor causant d'algunes alteracions climàtiques molt significatives a escala planetària. Com es podrà veure a mesura que avanci l'estudi, aquest fenomen produeix modificacions a l'atmosfera i els oceans que es projecten a indrets molt llunyans, manifestant-se en canvis en els règims de precipitacions, temperatures o pressió atmosfèrica, així com en alteracions dels ecosistemes marins i terrestres.

La perspectiva d'anàlisi predominant en l'estudi del fenomen *El Niño* no ha prestat excessiva atenció als efectes socioeconòmics que porten ímplicites les alteracions climàtiques associades a aquest fenomen, quan és la intensitat d'aquestes conseqüències la que determina la importància que les manifestacions climàtiques tenen per la vida humana. Per aquesta raó, és aconsellable dedicar una part d'aquest article al vessant socioeconòmic, indubtablement interessant, i malauradament poc tractat.

***El Niño*: breu presentació**

El fenomen *El Niño* és conegut com a tal des de fa més de cent anys, quan els pescadors de les costes de Perú i Equador experimentaven anualment l'entrada d'un corrent procedent del Nord amb aigües càlides, quan habitualment hi predominen les aigües fredes. Com que el fenomen fa la seva aparició regularment cap a les dates nadalenques, els pescadors de Païta (Perú) li van otorgar el nom d'*El Niño*, en honor a la festivitat del Nen Jesús que aquells dies es celebra (Idyll, 1973; Lockwood, 1984; Caviedes, 1984b; Yarnal, 1985; Ramage, 1986; Cucalon, 1987; Deser i Wallace, 1987; Allan, 1988; Enfield, 1989, 1992; Diaz i Kiladis, 1992).

La presència d'aigües fredes en latituds equatorials de la costa sudamericana del Pacífic oriental s'explica per la influència dels vents alisis, fluxos atmosfèrics predominants de l'Est que, en conjunció amb la força de Coriolis, s'emporten les aigües càlides a longituds més occidentals, fent que les aigües més fredes de nivells profunds aflorin amb facilitat per substituir la massa aquàtica perduda. L'aigua subsuperficial procedeix de la regió antàrtica, i es desplaça per tot el litoral occidental de Sudamèrica en el corrent de Humboldt o del Perú, proporcionant aigua amb temperatures relativament baixes sobre una extensa superfície d'uns 400.000 km². El resultat és un fort contrast tèrmic, encara que la dinàmica d'aflorament es redueixi a una estreta franja de 50 km al llarg del litoral del Nord de Xile, Perú i Sud d'Equador (Smith, 1981; Guillén i Calienes, 1981; Deser i Wallace, 1987).

En conjunt, la dinàmica d'aflorament posa en moviment ingents quantitats d'aigua freda procedents del fons oceànic. Però conjuntament amb l'aigua, són remoguts els elements químics del fons marí que s'havien acumulat durant

segles en forma de plantes i animals morts al llit oceànic (Margalef *et al.*, 1994). Aquests elements químics, en especial nutrients com fosfats i nitrats, són essencials per a l'activitat biològica, i la seva dispersió cap a la superfície oceànica forneix d'aliments als éssers vius marins.

L'elevada concentració de nutrients en aquesta regió afavoreix l'existència de fitoplàncton en abundància i de gran riquesa pesquera (Wooster i Reid, 1963; Idyll, 1973; Barber i Chavez, 1983, 1986; Huyer *et al.*, 1987; Wilkerson *et al.*, 1987). No podem parlar de biodiversitat, sinó que hi predominen unes poques espècies que, gràcies a la ingent disponibilitat de nutrients, desenvolupen poblacions molt nombroses. Aquesta abundància de pesca ha fet que l'activitat econòmica basada en aquest recurs sempre ha tingut força importància a la regió litoral peruana (Caviedes, 1984b; Ramage, 1986; Enfield, 1992).

L'escalfament oceànic característic d'aquest *El Niño* anual té lloc coincidint amb una lleugera debilitació temporal dels alisis del Sudest i del corrent del Perú, condicions que afavoreixen una entrada estacional d'aigües càlides provinents del golf de Panamà (Idyll, 1973; Wooster i Guillén, 1974; Zuta *et al.*, 1976; Enfield, 1980; Cicalon, 1987), molt a prop de l'equador. El debilitament dels alisis produeix una disminució en l'afloreament d'aigua freda, amb un subseqüent empobriment biològic per la manca en l'afloreament de nutrients cap als nivells superficials on es desenvolupa el fitoplàncton (Dugdale, 1967; Idyll, 1973; Feldman *et al.*, 1984; Rojas de Mendiola *et al.*, 1985; Huyer *et al.*, 1987; Tovar *et al.*, 1987; Wilkerson *et al.*, 1987; Jordán, 1991; Cole *et al.*, 1992).

Quan l'afloreament s'afebleix o cesa, com succeeix durant *El Niño*, el moviment de l'aigua disminueix, dificultant el subministrament dels elements químics del fons marí cap als nivells superficials. En conseqüència, els organismes consumiran els nutrients que tingui l'aigua càlida superficial, però com que aquests són limitats i no seran reemplaçats per altres provinents de nivells inferiors, s'esgoten, i l'activitat biològica dels organismes marins queda aturada (Idyll, 1973; Margalef *et al.*, 1994).

Durant l'estiu boreal, les aigües del golf de Panamà són càlides i amb baixa salinitat per efecte de l'elevada insolació, i es troben acompanyades per la zona de convergència intertropical (d'aquí en endavant ZCIT), que s'arriba a situar cap als 10° N, produint l'època de pluges sobre aquestes latituds. Durant l'hivern, i aprofitant la debilitació estacional dels alisis que s'inicia cap a finals de desembre, l'aigua càlida es desplaça cap al Sud acompanyada per la ZCIT, fent que les precipitacions disminueixin al llarg d'aquests mesos al sector centroamericà però que s'incrementin cap al Sud d'Equador i extrem Nord de Perú. La migració meridional de masses d'aire tropicals de curta durada no permet que les precipitacions siguin extremes entre l'equador i els 5° S, sinó que només determina l'època de pluges a la regió, que acostuma a finalitzar cap al març o l'abril, coincidint amb el final de l'estiu austral (Caviedes, 1975; Ramage, 1986; Cicalon, 1987; Aceituno, 1988).

Durant l'estiu, l'aigua càlida no es desplaça cap al Sud, però durant l'hivern el flux de vents meridionals es reforça per causa dels alisis del Nordest, més intensos durant aquests mesos, fent que una part de l'aigua càlida s'uneixi al corrent oceànic Sudequatorial, en tant que l'altra creua l'equador i se situa sobre les costes del Sud d'Equador i Nord de Perú, contribuint a la formació del corrent càlid d'*El Niño* cap a Nadal (Wyrтки, 1975; Wooster i Guillén, 1974; Enfield, 1976; Cocalon, 1987).

Així doncs, la variació de la dinàmica atmosfèrica propicia l'entrada d'aigües càlides. Aquest corrent anual d'*El Niño* no té major incidència sobre la regió, ja que no es prolonga en el temps, no té una gran intensitat, i no assoleix latituds més meridionals dels 2° S (Francou i Pizarro, 1985). No obstant, ocasionalment es pot veure intensificat, ja que una prolongació del debilitament dels alisis del Sudest redueix l'extensió de l'àrea d'aflorament d'aigües fredes, i possibilita que les aigües càlides es puguin estendre a latituds més meridionals de l'habitual. En condicions normals, hi ha una línia situada entre les illes Galàpagos i el litoral equatorià, que separa la massa d'aigua càlida de la freda, conformant un front oceànic amb condicions termomètriques, de salinitat i de productivitat biològica molt ben diferenciades entre els dos sectors (Wooster i Reid, 1963; Cocalon, 1987; Domingo i De Miró, 1989); els canvis d'intensitat dels vents fan, però, que aquest front es desplaci cap al Sud.

La intensificació del debilitament anual dels alisis al Pacífic oriental, repercuteix tant sobre l'atmosfera com a l'oceà. Per una banda, la ZCIT creua l'equador fins a situar-se cap als 5° S, i per altre costat, les temperatures superficials del mar continuen pujant a tot el Pacífic equatorial central i oriental, costes de Perú i Equador incloses, més enllà dels mesos habituals, desencadenant una sèrie d'anomalies meteorològiques, oceàniques, biològiques i socioeconòmiques sobre aquesta regió litoral. Els estudis científics (Caviedes, 1975, 1984b; Rasmusson i Carpenter, 1982; Ramage, 1986; Glantz, 1991; Trenberth, 1991; Enfield, 1992; Quinn i Neal, 1992) parlen d'*El Niño* en referència al fenomen oceànic anòmal que produeix les conseqüències ecològiques més greus sobre l'ecosistema marí de la regió, considerant el suau escalament anual del litoral com una manifestació més de la dinàmica oceànico-atmosfèrica habitual a la regió.

L'oscil·lació del sud: el component atmosfèric

De l'exposició presentada a l'anterior apartat, es deriva que el component atmosfèric juga un paper important per entendre la dinàmica del fenomen *El Niño*. Bona part dels canvis que experimenta el camp de pressions al Pacífic, el qual condueix les configuracions baromètriques i determina la disposició i intensitat dels vents, principalment els alisis (que a la seva vegada determinen la intensitat de l'aflorament d'aigües fredes al Pacífic oriental), s'expliquen amb el concepte d'Oscil·lació del Sud.

L'Oscil·lació del Sud (d'aquí en endavant SO, acrònim anglès de *Southern Oscillation*),¹ és un enllaç de sistemes baromètrics a l'Oceà Pacífic, vist com un balanceig de pressions entre el Pacífic tropical sudoriental i la regió d'Australia, que controla les variacions de pressió superficial, vents, temperatura i precipitacions als tròpics d'aquesta conca oceànica (Horel i Wallace, 1981; Yarnal, 1985; Yarnal i Kiladis, 1985; Ramage, 1986; Deser i Wallace, 1987; Allan, 1988; Enfield, 1992; Diaz i Kiladis, 1992; Quinn i Neal, 1992).

Segons aquesta relació baromètrica, quan les pressions pugen a l'anticicló situat sobre el Sudest del Pacífic, tendeixen a disminuir al sistema de baixes pressions d'Indonèsia i Nord d'Àustràlia, i a la inversa (Horel i Wallace, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982; Lockwood, 1984; Ramage, 1986; Allan, 1988; Aceituno, 1988). Els dos sistemes de pressions queden connectats amb un flux d'aire de l'Est cap a l'Oest, conegut amb el nom d'alisi, que presenta intensitat variable en funció de les diferències baromètriques existents en cada moment (Yarnal, 1985; Ramage, 1986; Allan, 1988; Enfield, 1992; Diaz i Kiladis, 1992; Quinn i Neal, 1992).

La intensitat i variació d'aquesta relació es va sintetitzar amb l'establiment de l'Índex d'Oscil·lació del Sud (d'aquí en endavant SOI, de l'anglès *Southern Oscillation Index*), que mesura la diferència de pressió entre el Pacífic central/oriental i l'occidental, que són les regions on la SO domina la circulació atmosfèrica (Caviedes, 1984b; Yarnal, 1985; Ramage, 1986; Allan, 1988; Trenberth, 1991; Diaz i Kiladis, 1992).

Durant els darrers anys, s'ha generalitzat com a base estandarditzada de mesura l'ús de les dades de pressió existents a dues estacions: Darwin (12°28' S, 130°50' E) al Nord d'Àustràlia, i Tahití (17°37' S, 149°27' W) al Pacífic central.² La gran majoria de la comunitat científica internacional fa servir un índex amb dades procedents d'aquestes dues estacions³ (Parker, 1983; Ropelewski i Jones, 1987; Aceituno, 1988, 1989; Kiladis i Diaz, 1989; Philander, 1990; Trenberth, 1991; Enfield, 1992; Diaz i Kiladis, 1992; i molts més).

El SOI és alt quan la diferència de pressió entre Tahití i Darwin és més alta de l'habitual, fet que implica una forta circulació de l'Est al Pacífic equatorial, i és baix quan la diferència de pressió és menor del normal, el que produeix un debilitament de la circulació atmosfèrica a la regió (Horel i Wallace, 1981; Lockwood, 1984; Kiladis i Diaz, 1989; Philander, 1990; Enfield, 1992). A trets generals, la incidència del SOI sobre la dinàmica oceànic-atmosfèrica fa

¹ Es farà servir l'acrònim anglès, ja que d'aquesta forma s'homogeneïtzen les sigles que fan servir els científics en l'àmbit internacional. Aquest raonament és vàlid tant en referir-se a l'Oscil·lació del Sud, com quan posteriorment es faci esment al fenomen ENSO (acrònim anglès de *El Niño-Southern Oscillation*, és a dir de *El Niño-Oscil·lació del Sud*), o de l'Índex d'Oscil·lació del Sud (SOI, acrònim anglès de *Southern Oscillation Index*).

² Segons Diaz i Kiladis (1992), la correlació entre els valors de pressió a nivell del mar entre Darwin i Tahiti és de -0,75, fet que evidencia la variació baromètrica negativa d'un extrem del Pacífic respecte l'altre, és a dir, la SO.

³ Les dades de Darwin ja es venien utilitzant gairebé des de la concepció de l'índex, però l'acord respecte a l'ús de l'estació de Tahiti com a representant del Pacífic central no arribà fins als anys 80, i encara es troben índexs que fan servir pel pacífic central l'estació d'Illa de Pasqua (Ramage, 1986; Quinn *et al.*, 1987).

que un índex baix propiciï l'aparició d'un fenomen *El Niño*, ja que el debilitament dels fluxos de l'Est al Pacífic equatorial oriental propicia una reducció de l'aflorament d'aigües fredes i afavoreix un increment de temperatures superficials del mar, en tant que un índex alt aniria acompanyat de l'anomenada *La Niña*, una fase durant la qual s'intensifiquen les condicions oceànico-atmosfèriques normals a la regió.

Donada l'estreta interrelació existent entre *El Niño*, com a element oceànic, i la SO, en el seu vessant atmosfèric, Rasmusson i Carpenter (1982) van proposar l'ús del terme *El Niño-Oscil·lació del Sud*, fent servir l'acrònim anglès ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*). Aquest terme, ha estat plenament acceptat per la comunitat científica i el seu ús s'ha generalitzat per parlar del fenomen climàtic anòmal amb sentit global.

Circulació atmosfèrica tropical al Pacífic

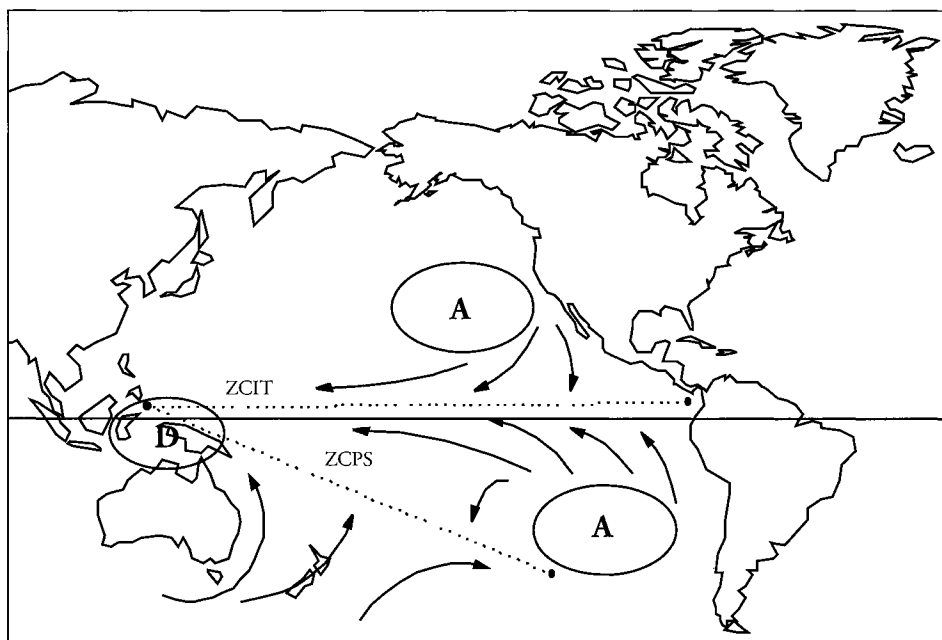
Jacob Bjerknes va fer una acurada explicació de la circulació atmosfèrica a l'oceà Pacífic tropical, mostrant l'estreta relació que manté amb el propi component oceànic a la regió. En els seus estudis, Bjerknes (1966, 1969) observà que les aigües càlides del Pacífic occidental condueixen una circulació termal en l'atmosfera al llarg de l'equador, amb l'aire fred i sec sobre les aigües fredes del Pacífic oriental fluïnt cap a l'Oest. Durant el viatge, l'aire es va escalfant i carregant de vapor d'aigua, fins a unir-se a la baixa d'Australàsia i ascendir en els moviments convectius que es formen en aquesta regió de baixes pressions, en forma de tempestes; bona part d'aquest aire retorna cap a l'Est, per subsistir eventualment sobre el Pacífic oriental, completant la circulació atmosfèrica a la regió, coneguda amb el nom de circulació de Walker, un científic que als anys 20 i 30 ja havia estudiat la incidència de la SO en la circulació atmosfèrica.

Segons Bjerknes (1969), és el gradient de temperatura entre els dos extrems del Pacífic el que genera el flux de vents de l'Est, i són aquests vents en superfície els que mantenen constant el gradient en transportar aigua calenta cap a l'Oest i facilitar l'aflorament d'aigua freda a l'Est, reactivant-se de nou el flux de vents en un *feedback* positiu. Ell considerava que el sistema deixaria de funcionar només quan disminuïssin els vents de l'Est, que és el que succeeix durant el desenvolupament d'un ENSO, amb una debilitació dels alisis del Sudest que reduiria l'aflorament d'aigües fredes i permetria l'entrada d'un corrent càlid del Nord.

Tanmateix, Bjerknes no en va trobar la causa. Probablement, ell esperava que el factor iniciador de l'alteració de la circulació de Walker fos una reducció del gradient de temperatura entre el Pacífic occidental i l'oriental, però tot apunta a que una reducció del SOI, en modificar les pressions als dos costats del Pacífic, seria la causa més probable d'alteració del flux de vents sobre el Pacífic, que eventualment facilitaria l'escalfament oceànic al sector oriental i el refredament a l'occidental.

Al Pacífic central i oriental es troben dos sistemes persistents d'altres pressions, un amb circulació antihorària al sudest del Pacífic (centrat a prop de l'illa de

Figura 1



Esquema de situació de les configuracions baromètriques sobre el Pacífic equatorial i tropical, on s'observa com el gradient de pressió empeny les masses d'aire cap a l'Oest. Allà on convergeixen els fluxos de vents, se situen la ZCIT i la zona de convergència del Pacífic Sud (ZCPS), en tant que al Pacífic occidental, on es troben unides totes dues zones de convergència, es pot comprovar la predominància de baixes pressions. (Basat en Trenberth, 1991).

Pascua) i un altre amb circulació horària al Pacífic Nord (centrat davant de la costa de Califòrnia). Sota aquesta situació, els vents alisis bufen cap a l'equador al llarg de les costes sud i nordamericana, respectivament, i, en arribar a l'equador, es dirigeixen cap a l'Oest, tal i com es pot veure a la figura 1, ja que el gradient baromètric entre el Pacífic oriental (amb pressions baixes) i l'occidental (amb pressions altes) força els vents en aquesta direcció.

Els alisis del Nordest (que bufen a velocitats màximes de 7-8 m/s) s'estenen cap a l'Est sobre el Pacífic equatorial Nord, barrejant-se amb el flux del Nordest del monso asiàtic sobre el Pacífic occidental, en tant que els alisis del Sudest (amb velocitats gairebé contínues d'entre un mínim de 3 i un màxim de 10 m/s) queden trencats per la zona de convergència del Pacífic Sud (d'aquí en endavant ZCPS), que s'estén cap al Sudest des de la regió d'Australàsia.⁴ Totes dues zones de convergència s'uneixen sobre el Pacífic occidental i sectors con-

⁴ La ZCPS s'origina entre l'Est de Nova Guineia (5° S, 140° E) i el Sud de Tahití (25° S, 150° W) (veure la figura nº 2), per la convergència dels vents de l'Est al Pacífic equatorial que, en apropar-se al continent australià prenen direcció Nordest, i dels fluxos del Sudest formats al sector anticiclònic que habitualment se situa a l'Est d'Australàia (Streten, 1975; Streten i Zillman, 1984; Yarnal i Kiladis, 1985).

tinentials adjacents, facilitant la predominància de l'activitat convectiva en aquesta regió (Rasmusson i Carpenter, 1982).

El flux de l'Est es desplaça paral·lel als corrents oceànics nordequatorial i sudequatorial, respectivament, sobre el Pacífic central i occidental i, segons Wyrтки (1973), la força de fregament resultant sobre la superfície oceànica fa incrementar el nivell del mar al Pacífic occidental uns 40 cm, amb acumulació progressiva d'aigua càlida en aquell sector. Així doncs, l'aigua acumulada fa incrementar el gruix de la capa oceànica calenta superficial, aprofundint la termoclina⁵ fins als 200 metres (Ramage, 1986; Wilkerson *et al.*, 1987; Trenberth, 1991).

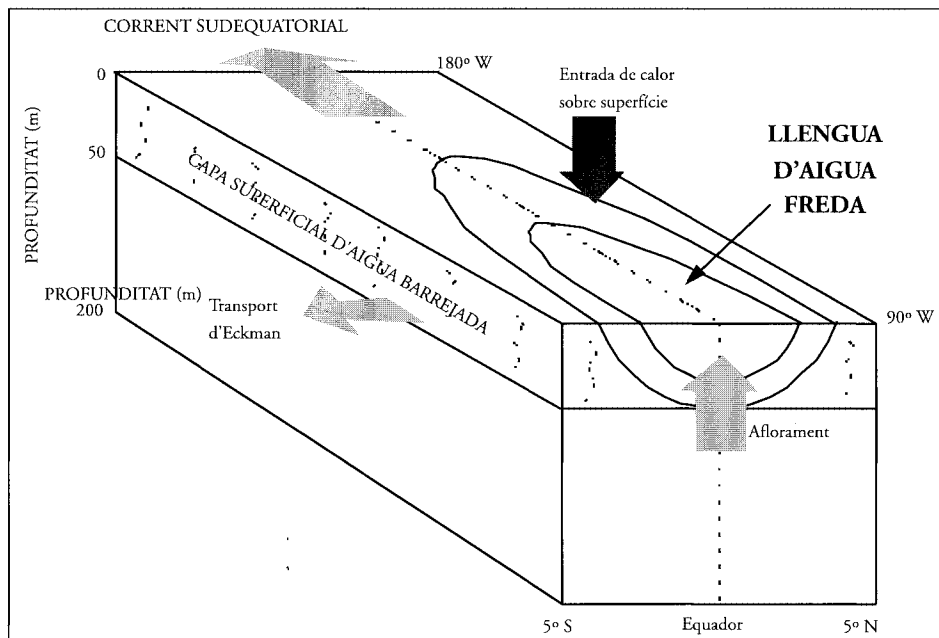
Habitualment, el corrent sudequatorial de l'Est s'emporta les aigües càlides de les costes sudamericanes cap a l'Oest, fent que la termoclina al litoral peruà se situï a poc menys de 50 metres de profunditat, en tant que els alisis del Sudest, en bufar de forma gairebé paral·lela al davant de les costes de Sudamèrica, faciliten l'entrada del corrent del Perú, que aporta aigua freda i a la vegada s'emporta l'aigua superficial mar endins. Tots dos fets permeten que més aigua freda i rica en nutrients aflori a la superfície (Ramage, 1986; Huyer *et al.*, 1987; Wilkerson *et al.*, 1987; Trenberth, 1991; Enfield, 1992). L'efecte dels alisis sobre la temperatura superficial del mar (d'aquí en endavant TSM) és tan essencial que, dintre del cicle normal, les aigües més fredes apareixen durant els mesos en que els alisis bufen amb major intensitat (Rasmusson i Carpenter, 1982); evidentment, si els fluxos de l'Est es debiliten, les temperatures al Pacífic oriental s'incrementen.

A més de l'efecte primari sobre la termoclina, el corrent de l'Est crea un buit a la capa superficial d'aigua que s'ha de compensar amb l'aflorament d'aigües de nivells més profunds, que seran fredes donada la poca profunditat de la pròpia termoclina (Yarnal i Kiladis, 1985). A això cal sumar l'acció conjunta de la rotació terrestre (efecte de Coriolis), que empeny l'aigua fora de l'equador, i dels vents predominants, que posen en marxa l'anomenat transport d'Eckman.

El transport d'Eckman sorgeix per l'acció conjunta de la rotació terrestre i els vents de l'Est predominants. La força de Coriolis sobre latituds equatorials al Pacífic oriental divergeix amb un angle proper als 90° respecte al vent de l'Est, i desvia l'aigua 45° a la capa superficial (cap a la dreta a l'hemisferi Nord i cap a l'esquerra a l'hemisferi Sud), per disminuir progressivament l'angle i la velocitat de transport a les capes més profundes (Stewart, 1969; Domingo i De Miró, 1989). Aquesta dinàmica ajuda a que la capa oceànica superficial s'hagi d'omplir amb les aigües fredes del Pacífic oriental, conformant l'aflorament i la presència de temperatures superficials del mar tan baixes en latituds gairebé equatorials (Ramage, 1986; Huyer *et al.*, 1987; Cane, 1991; Trenberth, 1991; Enfield, 1992).

⁵ La termoclina és la línia que marca el nivell de separació entre la capa superficial càlida i les capes profundes més fredes, i s'estableix on el gradient de temperatures és més elevat (Ramage, 1986; Trenberth, 1991). El moviment de les ones es difon cap al fons marí i facilita la barreja de l'aigua al llarg d'un nivell superficial, homogeneïtzant les seves característiques, especialment la temperatura, fent que les diferències termomètriques entre aquesta capa superficial i les aigües més profundes s'aguditzin, el qual genera la discontinuïtat tèrmica coneguda com a termoclina (Margalef *et al.*, 1994).

Figura 2

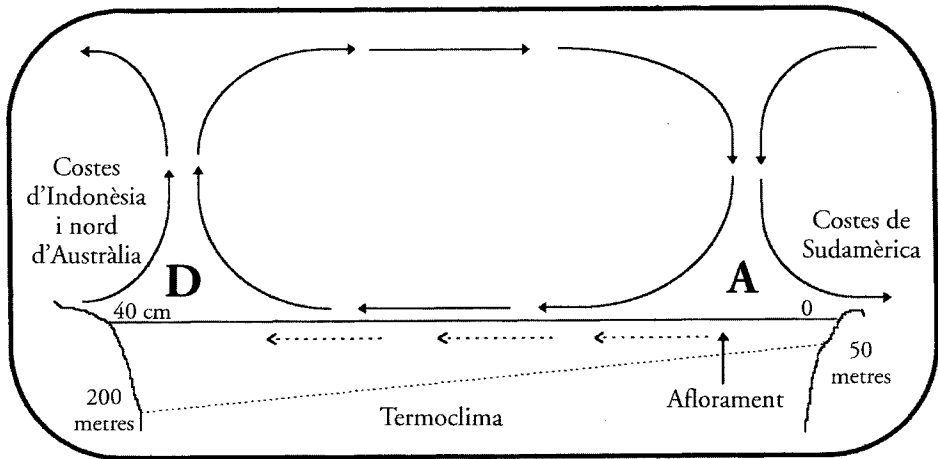


Esquema dels processos que intervien en la creació de la llengua d'aigües fredes al Pacífic equatorial oriental. El corrent sudequatorial, conduït pel flux de vents de l'Est en superfície, unit a la secundària però important acció afegida del transport d'Eckman, provoca l'aflorament d'aigües profundes fredes i poc barrejades amb els nivells càlids superiors. (Basat en Trenberth, 1991).

Les grans regions d'aflorament al planeta (Perú, amb el corrent de Humboldt, Nordamèrica, amb el corrent de Califòrnia, Àfrica del Sud, amb el corrent de Benguela, i el Sahara occidental, amb el corrent de les Canàries) apareixen a les costes occidentals dels continents allà on els corrents oceànics es desplacen paral·lels al litoral, sempre i quan la disposició de la costa permeti que el transport d'Eckman (amb presència de vents de l'Est predominants) s'emporti aigua mar endins (Domingo i De Miró, 1989). La figura 2 mostra en síntesi la dinàmica oceànica que, dirigida pels vents, incideix en la presència d'aigües inusualment fredes.

Però, que passa a latituds més occidentals de la conca Pacífica? El flux de l'Est transporta aire en aquella direcció, el qual es va carregant progressivament de calor i humitat fins arribar al sistema de baixes pressions sobre Indonèsia i el Nord d' Austràlia (Lockwood, 1984; Trenberth, 1991; Enfield, 1992). Allà, en trobar-se sobre aigües molt càlides i humides, amb predominància d'instabilitat atmosfèrica, i en convergir amb vents de l'Oest procedents de l'Oceà Índic, l'aire ascendeix i condensa les grans quantitats d'humitat que conté, produint-se intenses precipitacions i alliberant el calor latent (Lockwood, 1984; Yarnal i Kiladis, 1985; Ramage, 1986).

Figura 3



Fluxe atmosfèric habitual sobre l'Oceà Pacífic, amb corrents de l'Est als nivells superficials que provoquen acumulació d'aigües càlides i un lleuger increment del nivell del mar al Pacífic occidental, i ascens de la termoclina a poca profunditat al Pacífic oriental, facilitant l'aflorament d'aigües fredes. L'aport de calor i humitat, gràcies a la presència d'aigües càlides del Pacífic occidental, afavoreix l'ascens de les masses d'aire i la formació de tempestes sobre Indonèsia i el Nord d' Austràlia; l'aire retorna cap a l'Est per les capes altes de la troposfera, subsidint al Pacífic oriental i creant condicions d'estabilitat atmosfèrica sobre les costes de Perú i Equador, on el temps és extraordinàriament sec. (Basat en Ramage, 1986).

L'aire, una vegada sec, es desplaça de retorn cap a l'Est per les capes altes de la troposfera, entre els 9 i els 12 kilòmetres d'altitud, procés durant el qual es va refredant. En arribar al Pacífic central i oriental inicia el seu descens, i aquesta subsidència, unida a la presència d'aigües fredes, estabilitza les capes baixes atmosfèriques, el qual permet que predomini un temps sec i assolat (Bjerknes, 1969; Lockwood, 1984; Yarnal i Kiladis, 1985; Ramage, 1986; Trenberth, 1991; Enfield, 1992; Quinn i Neal, 1992). L'aridesa s'estén des del litoral peruà fins al nord de Xile, i mar endins cap a l'Oest, abastint gairebé tot el Pacífic central i oriental (Caviedes, 1984a, b; Diaz i Kiladis, 1992).

Canvis oceànic-atmosfèrics al Pacífic durant episodis *El Niño*

L'aparició d'un fenomen ENSO trenca l'aridesa, i vindria marcada (tal i com ja s'ha avançat prèviament) per un descens del SOI, conseqüència d'un descens de pressions a l'anticicló del Pacífic sudoriental cap al setembre de l'any previ al desenvolupament del fenomen i, poc més tard, d'un ascens al sector de baixes pressions del Pacífic occidental (Horel i Wallace, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982; Ramage, 1986). La debilitació dels anticiclons del Pacífic Nord i del Pacífic Sud per l'increment baromètric al Pacífic equatorial oriental inci-

deix d'immediat en una disminució dels alisis del Nordest i del Sudest, culminant en un debilitament dels fluxos superficials de l'Est (Bjerknes, 1966; Wyrski, 1975; Horel i Wallace, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982; Yarnal i Kiladis, 1985; Deser i Wallace, 1987; Allan, 1988; Diaz i Kiladis, 1992; Enfield, 1992).

En deixar de ser impulsats els vents alisis cap al Pacífic occidental, l'aigua càlida allà acumulada no pot ser retinguda, i per inèrcia inicia un flux de retorn cap a l'Est en forma de masses d'aigua subsuperficials conegudes amb el nom d'ones de Kelvin (Bjerknes, 1966; Hurlburt *et al.*, 1976; Lockwood, 1984; Yarnal i Kiladis, 1985; Ramage, 1986; Allan, 1988; Diaz i Kiladis, 1992; Quinn i Neal, 1992).

Aquestes ones llisquen fàcilment entre les dues capes oceàniques que la termoclina separa,⁶ i es propaguen al llarg de l'equador fins arribar a les costes de Sudamèrica dos o tres mesos més tard, on provoquen un increment del nivell del mar (Wyrski, 1975; Rasmusson i Carpenter, 1982; Yarnal i Kiladis, 1985; Cucalon, 1987; Huyer *et al.*, 1987; Allan, 1988; Jordán, 1991; Trenberth, 1991; Quinn i Neal, 1992). L'augment del nivell del mar al Pacífic oriental (que es produeix en detriment del Pacífic occidental, on les aigües baixen de nivell), assolí els 30 cm per sobre de l'habitual a La Libertad (Equador) durant gener de 1983 (Cucalon, 1987), i es creu que pot derivar en intensificació de l'erosió litoral (Jordán, 1991; Trenberth, 1991).

L'aport d'aigües càlides per les ones de Kelvin incideix en l'escalfament del Pacífic oriental, i redueix el contrast tèrmic amb el Pacífic occidental, el qual també contribueix a una disminució en la força dels corrents equatorials de l'Est (Cane, 1991; Diaz i Kiladis, 1992; Quinn i Neal, 1992). L'arribada de les ones de Kelvin explica que les màximes anomalies de TSM sobre el litoral peruà es produeixin entre abril i juny (Rasmusson i Carpenter, 1982), és a dir, entre quatre i sis mesos després de l'habitual escalfament nadalenc.

Culminada l'entrada massiva d'aigües càlides des de l'Oest, el típic fenomen *El Niño* nadalenc queda magnificat mitjançant l'extensió de l'escalfament oceànic en el temps (més d'un any) i en l'espai (cap al Pacífic central i occidental). S'estima que la velocitat de desplaçament cap a l'Oest de les aigües càlides està entre 0,5 i 1 m/s, ja que hi ha un retard en l'escalfament del Pacífic a la longitud de 170° O respecte al litoral peruà que oscil·la entre tres i sis mesos (Rasmusson i Carpenter, 1982).

En definitiva, les ones subsuperficials de Kelvin engegades per l'afebliment dels alisis, provoquen quatre efectes immediats a la conca Pacífica:

- a) generen corrents oceàniques anòmales cap a l'Est;
- b) causen un lleuger increment del nivell del mar (que va acompanyat per un descens al Pacífic occidental a causa de la manca de retenció de la massa oceànica que exercien els alisis);
- c) fan deprimir la termoclina de forma considerable; i

⁶ La termoclina arriba a dividir dues capes d'aigua de diferent densitat, pel qual es parla de picnoclina com a manifestació d'una discontinuïtat en el gradient vertical de densitat, i això permet que els dos nivells de contacte puguin ser recorreguts per ones subsuperficials de diferent velocitat i gruix que les ones superficials (Margalef *et al.*, 1994), fins i tot en direcció contrària. Les ones de Kelvin són un exemple d'aquest fet.

d) permeten l'aflorament d'aigües càlides, ja que les ones n'injecten també als nivells oceànics subsuperficials, i l'aigua d'aflorament que substitueix la que s'emporten els fluxos superficials és càlida en comptes de freda. Sota aquesta dinàmica oceànica anòmla, el corrent del Perú, amb les seves aigües fredes i salines, queda submergit sota l'aigua càlida procedent del Nord (aigua superficial tropical), de baixa salinitat (Cucalon, 1987).

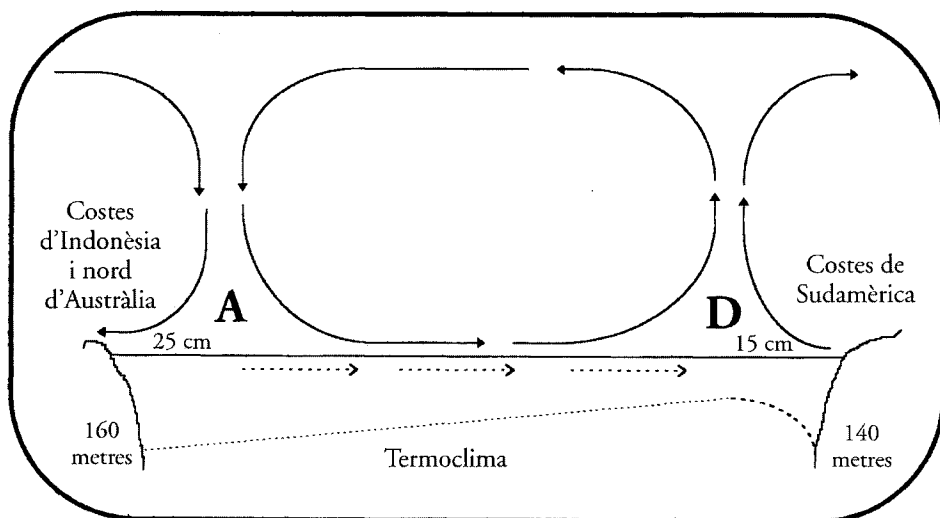
El resultat final de la conjunció de tots els esdeveniments exposats és un dràstic increment de TSM, és a dir, escalfament, a tot el Pacífic oriental i bona part del central, tant per causa de l'aport d'aigües càlides de l'Oest com per l'aflorament d'aigües càlides en comptes de fredes.

Com és lògic, el major increment de TSM es produeix allà on l'aigua és més freda i la termoclina es troba habitualment més a prop de la superfície, és a dir, a les costes de Perú, i les anomalies es redueixen cap a occident i, especialment, quan ens allunyem del Pacífic tropical. Durant aquesta fase càlida, les desviacions en la TSM mitjana acostumen a ser d'entre uns 2 i 3° C al Pacífic equatorial oriental, i es redueixen cap a l'Oest fins a ser inferiors als 0,5° C al voltant de la línia de canvi de data (Rasmusson i Carpenter, 1982; Kiladis i Diaz, 1986, 1989; Cole *et al.*, 1992). No obstant, cal tenir en compte la intensitat del fenomen, ja que si és moderat l'escalfament màxim de la TSM serà entre 2,5 a 3° C, en tant que si és fort pot arribar a ser entre 3 i 5° C, o si té una intensitat especialment destacable (com l'ENSO de 1982-83) es poden assolir anomalies màximes entre 6 i 12° C (Quinn *et al.*, 1987; Quinn i Neal, 1992).

En consonància amb les alteracions termomètriques oceàniques, també es produeix un increment de temperatures de l'aire a la costa Pacífica de Sudamèrica, que assoleix els valors més elevats sobre la costa peruana, on l'elevada TSM i les fortes adveccions d'aire càlid tropical durant un fenomen ENSO fan que s'arribi a superar entre 4 i 10 °C la temperatura habitual (Horel i Wallace, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982; Aceituno, 1988; Walsh i Cerveny, 1990). Més al Sud (a latituds mitjanes, entre 18 i 35° S) les variacions de temperatura es produeixen durant la tardor i l'hivern australs, ja que l'anticicló del Sudest del Pacífic en condicions normals es reforça en aquelles dates, facilitant una major advecció d'aire fred procedent de les regions subantàrtiques (Rasmusson i Carpenter, 1982; Aceituno, 1988); com que en anys ENSO el major debilitament anticiclònic també té lloc en els mateixos mesos, la variació tèrmica és màxima (a la incidència de l'escalfament oceànic se li afegeix la manca d'entrada d'aire fred).

Sota aquestes condicions, i amb un SOI persistentment baix, el cicle desencadenat es va intensificant i es configura l'ENSO típic. Amb el progressiu descens baromètric al Pacífic oriental i l'ascens a l'occidental, les ones de Kelvin es reforçen, en tant que el flux superficial de l'Est es pot arribar a debilitar fins al punt de cesar i prendre sentit invers sobre el Pacífic central. En aquests casos extrems s'observa una veritable circulació de l'Oest (Rasmusson i Carpenter, 1982; Barber i Chavez, 1983; Cane, 1983; Caviedes, 1984b; Ramage, 1986; Cucalon, 1987; Huyer *et al.*, 1987; Cole *et al.*, 1992; Enfield, 1992; McGlone *et al.*, 1992), tal i com va succeir amb l'ENSO de 1982-83.

Figura 4



Circulació atmosfèrica sobre l'Oceà Pacífic durant el desenvolupament d'un ENSO extrem; la reducció en el SOI deriva en una manca de retenció de l'aigua càlida al Pacífic occidental; per tant, s'inicia un flux de retorn cap a l'Est en forma d'ones subsuperficials de Kelvin. El resultat és una depressió de la termoclina i un lleuger increment del nivell del mar al Pacífic (compensat amb un descens al Pacífic occidental). En trobar-se les aigües més càlides al Pacífic central i oriental, amb intens aport de calor i humitat, l'atmosfera s'inestabilitza i les masses d'aire ascendeixen (en forma d'intenses tempestes) sobre les costes de Perú i Equador. (Basat en Ramage, 1986).

Quan es produeixen, els fluxos de l'Oest arriben a la seva màxima intensitat cap a finals de l'any de desenvolupament de l'ENSO, assolint velocitats superiors als 2 m/s i arribant més a l'Est dels 160° E de longitud (Rasmusson i Carpenter, 1982). En general, es pot dir que a mesura que l'àrea de TSM més càlides es desplacen cap a l'Oest, els vents anòmals de l'Oest arriben a latituds més orientals. A principis de l'any posterior a l'inici del fenomen, el desplaçament de l'escalfament oceànic arriba al seu punt màxim, i és llavors quan els vents de l'Oest poden trobar-se en la seva posició més oriental, tan a l'Est com 130° O (Rasmusson i Carpenter, 1982).

A la figura 4 s'evidencien les modificacions de la circulació de Walker, amb una redistribució total en la localització de les àrees convectives sobre la conca Pacífica, de tal forma que l'habitual ascens de masses d'aire sobre la regió d'Australàsia es desplaça cap a l'Est fins a situar-se sobre el Pacífic central (Francou i Pizarro, 1985; Philander, 1985; Yarnal i Kiladis, 1985; Gage i Reid, 1986; Ardanuy i Krishnamurti, 1987; Ardanuy *et al.*, 1987; Allan, 1988). És per això que es parla del desenvolupament d'una circulació de Walker bicel·lular, amb una regió de subsidència al Pacífic occidental des dels mesos d'hivern austral (juny-juliol-agost) fins a l'estiu (desembre-gener-febrer), i predominància de l'activitat convectiva al Pacífic central/oriental i al centre de l'oceà Índic (Garcia, 1985; Allan, 1983, 1985, 1988), que determinen vents de l'Oest a

superfície i fluxos de l'Est a les capes altes troposfèriques, justament al contrari de la circulació habitual.

Un dels principals factors que determina la inversió de la circulació atmosfèrica durant aquests episodis és la presència de la màxima concentració d'aigua càlida al Pacífic central i oriental, i com que l'ascens d'aire sempre tendeix a produir-se al punt de màxima TSM,⁷ l'impuls ascendent es desplaça cap a l'Est. Això obliga els vents de l'Oest a reforçar-se darrera d'aquest flux ascendent, reestructurant tot el sistema circulatori. A més a més, els alisis de l'Est, debilitats però encara actius, avancen cap al sistema de baixes pressions d'Australàsia, però abans d'arribar al Pacífic central ja es troben amb els vents superficials de l'Oest, convergint. En definitiva, la branca ascendent acaba desplaçant-se cap al Pacífic central i oriental, on s'incrementa notablement la pluviositat d'una regió normalment seca (Caviedes, 1984b; Yarnal, 1985; Ramage, 1986; McGlone *et al.*, 1992).

Els efectes del sistema es transmeten a latituds extratropicals mitjançant les ones oceàniques de Kelvin, que en topar amb el continent sudamericà, a més d'escalfar tot el Pacífic oriental, es dirigeixen cap a latituds polars en paral·lel al litoral (Caviedes, 1984b; Glantz, 1991). Aquestes masses d'aigua no poden progressar cap al Sud per la presència del corrent de Humbolt, però tenen suficient capacitat com per bloquejar-lo i impedir l'entrada d'aigües fredes (Wyrтки, 1975; Lockwood, 1984; Jordán, 1991), la manca de les quals aguditza l'escalfament de les costes equatorials de Sudamèrica. El desplaçament cap al Nord no troba obstacles significatius, sinó que l'aigua càlida de les ones de Kelvin s'uneix al contracorrent equatorial i aporta quantitats molt significatives d'aigües càlides cap al Pacífic Nord; el resultat és l'aparició d'alteracions ecològiques en l'ecosistema oceànic d'aquesta regió d'altres latituds on les aigües són normalment fredes (Glantz, 1991).

Pel que fa referència al sistema atmosfèric, la modificació de les pressions i l'escalfament oceànic provoquen un reforçament en la circulació de Hadley (Reiter, 1978; Horel i Wallace, 1981), de sentit meridional, a costa del debilitament de la circulació de Walker, fet que implica, entre altres conseqüències, un desplaçament anòmal de la ZCIT⁸ cap al Sud (Rasmusson i Carpenter, 1982; Caviedes, 1984a; Rasmusson, 1991). La migració anòmala de la ZCIT també

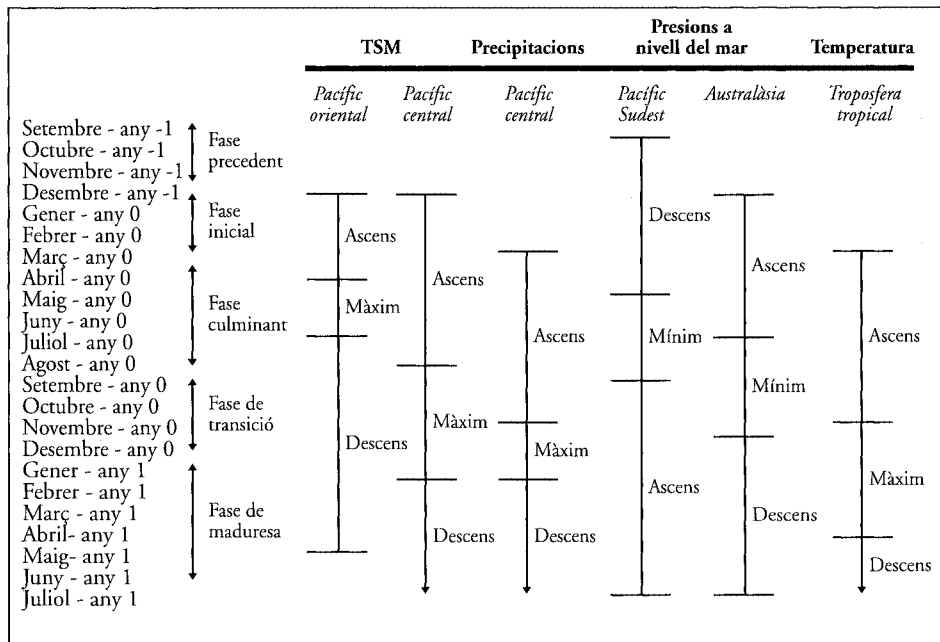
⁷ El paper de l'escalfament oceànic com a factor determinant en la convergència de masses d'aire ha estat significat per diversos autors (Bjerknes, 1969; Cornejo-Garrido i Stone, 1977; Ramage *et al.*, 1980). Segons Rasmusson (1991), el valor absolut de TSM és molt significatiu per determinar la distribució de precipitacions, existint evidència empírica que hi ha un valor límit situat a partir dels 27-28° C que pot ser una condició necessària, encara que insuficient, per la convergència de masses d'aire i la producció de pluviositat. Aquest factor, però, només és actiu quan el flux de calor latent es produeix a gran escala i no quan l'evaporació és de caràcter local; per això, l'habitual escalfament nadalenc del litoral equato-peruà no produeix les alteracions atmosfèriques generals que sí es capaç de generar el característic increment de TSM a tota la conca pacífica durant un fenomen ENSO.

⁸ La ZCIT és una banda d'intensa nuvolositat amb disposició Est-Oest clarament distingible en imatges de satèl·lit, tant a l'oceà Pacífic com a l'Atlàntic i a l'Índic; les cèl·lules convectives van acompanyades per precipitacions, i al llarg de tota la ZCIT predomina la inestabilitat i la formació de fortes i nombroses tempestes per causa de la pròpia convergència dels vents (Caviedes, 1984a; Yarnal i Kiladis, 1985; Ramage, 1986; Diaz i Kiladis, 1992; Liu *et al.*, 1994).

es troba propiciada per la presència d'aigües càlides a latituds més meridionals del normal, ja que, segons Aceituno (1988), la franja d'activitat convectiva coincideix en el seu emplaçament amb el cinturó de baixes pressions i amb la regió d'aigües més càlides, desplaçant-se totes elles simultàniament en la mateixa direcció, en funció dels canvis que es puguin produir en qualsevol dels tres elements.

En condicions normals, la ZCIT mai no creua l'equador per l'efecte inhibitor de l'activitat convectiva que exerceixen les aigües fredes del Pacífic oriental (Yarnal i Kiladis, 1985), però amb l'escalfament oceànic la migració de la ZCIT oscil·la entre els 4° N de latitud als voltants del mes d'abril i els 8° S cap al setembre. El resultat és una modificació de l'habitual estabilitat atmosfèrica de la regió costanera del Pacífic oriental, ja que l'anòmala formació de borrasques i tempestes sobre les costes del Sud d'Equador i Nord de Perú, situades entre els 2 i els 10° S de latitud, té conseqüències, tal i com es tindrà l'oportunitat de comprovar, greus i catastròfiques. La migració de la ZCIT s'aguditza especialment cap a finals de primavera i inicis d'estiu, fet que provoca que la discrepància respecte a la seva localització habitual assoleixi el seu punt màxim, i que la formació de tempestes sobre el litoral sudamericà al voltant dels 5° S sigui especialment intensa durant aquesta época (Rasmusson, 1991).

Figura 5



Evolució temporal dels paràmetres climàtics sobre el Pacífic durant el desenvolupament d'un fenomen ENSO intens i de durada plurianual. L'any 0 és aquell en que es desenvolupa l'ENSO, en tant que els anys -1 i 1 són, respectivament, l'anterior i el posterior. Les diferents fases del fenomen són les definides per Rasmusson i Carpenter (1982), i permeten distingir l'evolució de la dinàmica des dels estats inicials fins al seu final, passant pel moment culminant, que té lloc entre març i juliol, moment en que els efectes a la conca pacífica són més devastadors. (Basat en Horel i Wallace, 1981).

La dinàmica d'un ENSO té una duració variable, en funció de la severitat del fenomen, pel qual pot oscil·lar entre menys d'un any en els de menor intensitat, o pot arribar a tenir longevitat plurianual en alguns dels més intensos (com en els de 1887-88, 1925-26, 1972-73, 1982-83). Normalment, cap a finals de l'any en que s'ha desenvolupat l'ENSO, s'observa un ascens en el SOI que facilita el progressiu retorn a les condicions normals (Ramage, 1986; Deser i Wallace, 1987), encara que els efectes sobre la TSM de la conca pacífica encara es mantenen fins als primers mesos de l'any següent. Indubtablement, l'ascens de pressions al Sudest del Pacífic torna a reforçar els alisis, possibilitant que els fluxos superficials de l'Est sobre el Pacífic equatorial reprenguin la seva intensitat habitual, amb les condicions oceànic-atmosfèriques que prèviament s'han descrit. A la figura 5 s'ofereix una síntesi temporal de l'evolució dels principals paràmetres climàtics sobre el Pacífic durant un fenomen ENSO.

El Niño, tal i com es pot deduir del discurs fins ara exposat, és només el component oceànic del complex sistema dual oceà-atmosfera (Rasmusson i Carpenter, 1982; Rasmusson i Wallace, 1983; Yarnal, 1985; Wilkerson *et al.*, 1987). Per tant, les fases positiva i negativa de la SO són les representatives del component atmosfèric, en tant que *El Niño* i *La Niña* (extrem oposat a *El Niño*), són els indicadors del component oceànic, existint correspondència entre la fase alta de la SO i *La Niña*, i entre la fase baixa de la SO i *El Niño*, respectivament.

Així doncs, en sentit estricte, el terme *El Niño* s'hauria de referir exclusivament al fenomen costaner sudamericà del Sud d'Equador, Perú, Nord de Xile i aigües adjacents, que els propis pescadors peruans van definir amb aquest nom, però com que l'escalfament litoral està associat amb un increment de TSM a tot el Pacífic tropical fins a la línia de canvi de data, Bjerknes (1966) amplia el seu àmbit d'ús a la totalitat de la conca Pacífica i des de llavors ha estat considerat com a sinònim del fenomen global (Wyrтки, 1975; Lockwood, 1984; Deser i Wallace, 1987; Allan, 1988; Trenberth, 1991). Per solucionar aquesta incorrecció semàntica, i donat que la SO és un element essencial en el desenvolupament del procés i que existeix una estreta relació entre aquest factor i el fenomen oceànic, en els darrers anys s'ha estés l'ús del terme ENSO.

Una vegada analitzat el fenomen, es pot arribar a discutir la seva definició sistemàtica, que ens ha de servir per identificar quan ens trobem amb un *El Niño* en sentit estricte (aquell que produeix greus efectes sobre les costes del Sud d'Equador i Nord de Perú). Una de les definicions estandaritzades és la que proporcionà el Comité Científic de Recerca Oceànica (SCOR, acrònim anglés del *Scientific Committee on Oceanic Research*) l'any 1983 en un dels seus grups de treball (*Working Group 55*):

– *El Niño* és l'aparició d'aigua anòmalament freda al llarg de la costa d'Equador i Perú tan al Sud com Lima (12° S), durant la qual una TSM normalitzada ha d'excedir una desviació predeterminada durant, com a mínim, quatre mesos consecutius a tres estacions costaneres de les cinc següents: Talara, Puerto Chicama, Chimbote, Isla don Martín i Callao (SCOR, 1983; DeVries, 1987; Quinn *et al.*, 1987; Quinn i Neal, 1992).

Altres científics accepten la definició plantejada per Rasmusson i Carpenter (1982), que marquen l'inici de la fase càlida quan el SOI canvia de signe positiu a negatiu, i les anomalies de TSM al Pacífic equatorial central i oriental assoleixen valors fortament positius (Rasmusson i Carpenter, 1982; Kiladis i Diaz, 1989). L'avantatge d'aquesta definició és que, a més de considerar el fenomen amb les seves implicacions dintre del conjunt de la conca pacífica, permet precisar igualment la fase oposada d'un ENSO (és a dir, l'anti-ENSO), que s'iniciaria quan el SOI canviés de signe negatiu a positiu, i les aigües del Pacífic equatorial central i oriental assolissin valors més baixos de l'habitual, és a dir, anomalies negatives.

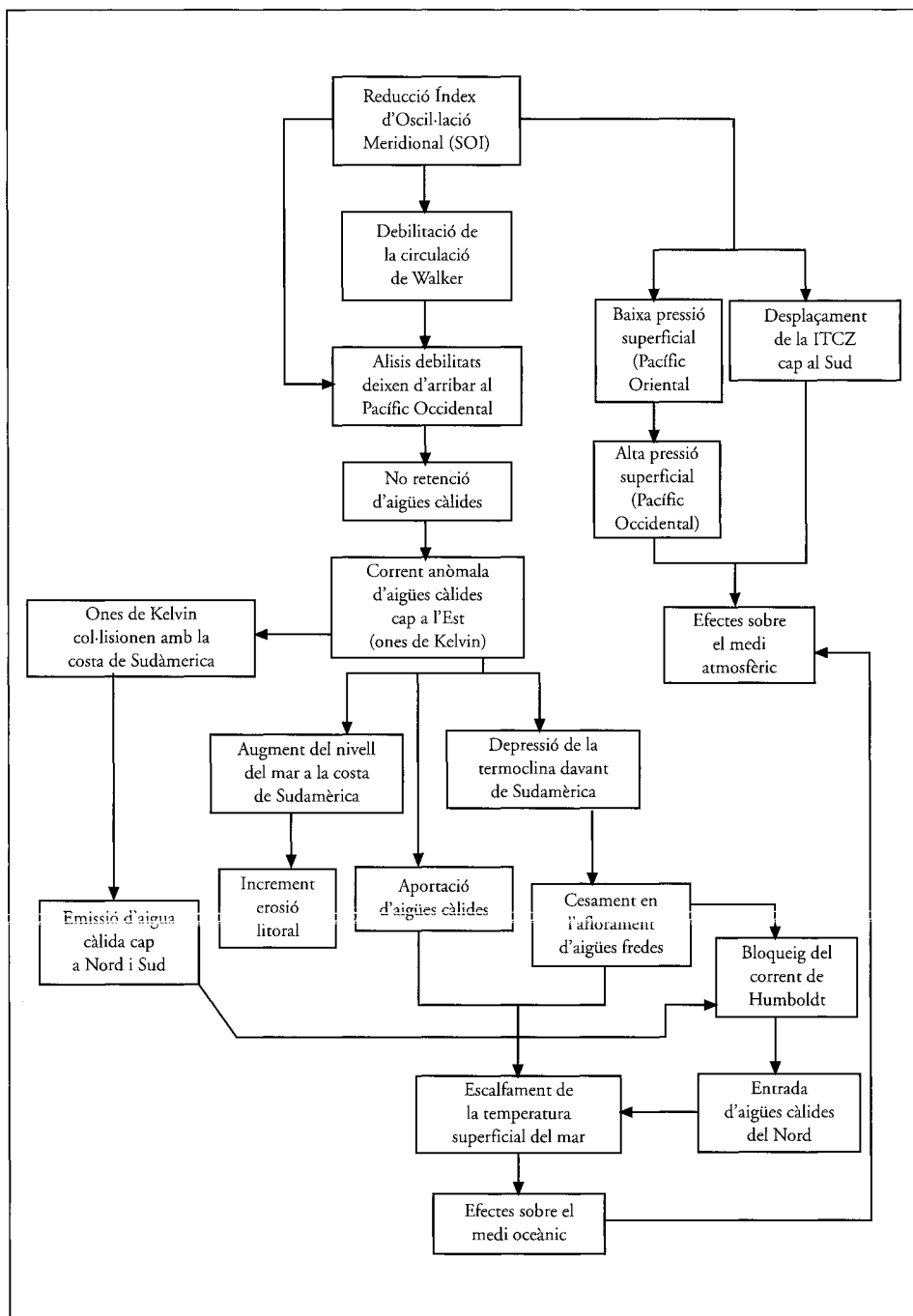
Existeixen nombroses definicions que reflecteixen les diferents perspectives científiques al llarg de la història en la consideració del fenomen, ja que uns només l'analitzen com una manifestació local sobre les costes sudamericanes (*El Niño* en sentit estricte), i d'altres l'estudien en funció de la seva composició dual oceànic-atmosfèrica en l'àmbit transpacífic (el fenomen ENSO). Aquest canvi en l'àmbit d'acció del fenomen es troba en consonància amb l'aprofundiment en els estudis, que ha permès relacionar el fenomen climàtic amb els sistemes oceànic i atmosfèric sobre el Pacífic, i amb altres alteracions a escala planetària, però a la vegada ha provocat, en no poques ocasions, una confusió terminològica. Per tal d'evitar tota possibilitat d'equívoc, tot seguit es descriuen els diferents termes utilitzats per anomenar el fenomen i quina aplicació se li pot otorgar a cadascun:

<i>El Niño</i>	– Escalfament del Pacífic oriental i manifestacions meteorològiques (precipitacions torrencials) sobre les costes de Perú i Equador. – Component oceànic del fenomen ENSO transpacífic.
Oscil·lació del Sud (SO)	– Component atmosfèric del fenomen ENSO transpacífic.
ENSO	– Alteracions que es produeixen sobre tot l'oceà Pacífic com a conseqüència de la interacció de dues dinàmiques, l'oceànica (que es manifesta en <i>El Niño</i>) i l'atmosfèrica (representada per la SO).

La complexa dinàmica que porta a l'aparició d'instabilitats en el sistema dual oceà-atmosfera, i que depenen en el seu desenvolupament de la interacció entre els dos components del sistema, s'intenta sintetitzar en la figura 6.

Malgrat que la dinàmica exposada sigui vàlida per la majoria d'events ENSO esdevinguts fins el moment, les característiques del fenomen poden variar significativament en funció de cada aparició, i segons quina sigui la intensitat i la duració de la variació en el camp de pressions. Així, quan la fase negativa del SOI és numèricament petita i de curta duració, les anomalies es manifesten amb baixa intensitat, en tant que si l'anomalia negativa del SOI és molt baixa

Figura 6



Es mostra el desenvolupament de la dinàmica bàsica que comporta l'aparició d'un ENSO partint de les variacions en el SOI. No s'aprofundeix en les alteracions específiques sobre els medis atmosfèric i oceànic, ja que aquests elements es presenten per separat posteriorment. Vegeu el text per aclariments.

i persistent, les característiques fins ara exposades tindran un caràcter extremadament greu.

Rasmusson i Carpenter (1982) van realitzar una completa descripció de l'ENSO típic, que és considerada com el model canònic del fenomen. L'exposició aquí desenvolupada s'ajusta en general a aquest ENSO canònic, però la variabilitat del fenomen dificulta l'establiment de generalitzacions. L'ENSO de 1982-83 és un bon exemple d'aquest extrem, ja que en iniciar-se durant l'estiu de l'hemisferi Nord a latituds del Pacífic pròximes a la línia de canvi de data, va avançar-se en sis mesos al seu inici habitual i va desplaçar-se milers de kilòmetres a l'Oest del seu punt de començament normal.

De fet, la irregularitat dels fenòmens ENSO ha anat prenent importància com a tema d'estudi de la comunitat científica, i alguns dels treballs més recents destaquen aquesta qüestió: Philander (1994), Jin *et al.* (1994), i Tziperman *et al.* (1994). Les conclusions a les que arriben indiquen que el fenomen presenta un comportament caòtic, reflectint la pròpia caoticitat del sistema climàtic (Laíta, 1995). Aquest plantejament,⁹ permetria explicar les diferències entre un fenomen i l'altre, però tancaria algunes portes respecte a la possibilitat de predir l'aparició d'un fenomen ENSO i, en conseqüència, d'anticipar els comportaments dels sistemes oceànic i atmosfèric tant a escala temporal (amb mesos o setmanes d'antel·lació) com espacial (a diferents indrets del globus que es troben teleconnectats amb les anomalies del Pacífic equatorial).

Però fins i tot prescindint d'aquesta darrera teoria, i en base al que s'ha pogut veure fins ara, queda demostrada la dificultat que planteja la predicció dels fenòmens, donada la seva complexa estructura i la multiplicitat de factors que intervenen en el seu inici i/o desenvolupament. Per això, la dinàmica exposada representa només una situació modèlica i amb un cert nivell d'abstracció, del comportament observat en els fenòmens ENSO analitzats per la comunitat científica en els darrers anys, sense que tingui un caràcter plenament predictiu ni pugui ser extrapolat a tots els events.

***La Niña* anti-ENSO: l'extrem oposat de la oscil·lació del sud**

El fenomen ENSO s'alterna amb períodes d'intensificació en les condicions normals, que van acompanyades per una sèrie d'anomalies climàtiques similars a les anteriorment descrites, però contràries en signe:

- increment en el gradient de pressions de la SO,
- reforçament dels corrents oceànics superficials cap a l'oest,
- ascens de la termoclina que comporta un refredament més intens del Pacífic equatorial oriental,

⁹ És una línia de reflexió que s'insereix dintre de la teoria del caos, un corrent de pensament que destaca la multiplicitat de factors (encara que siguin aparentment poc importants o massa llunyans per exercir cap influència sobre el cor del sistema) que intervenen en els sistemes naturals.

- major aflorament d'aigües fredes,
- major gradient de TSM,
- reforçament de la circulació de Walker que sosté els vents predominants, etc.

Durant aquests períodes freds, s'incrementa el gradient transtropical de pressió a nivell del mar, s'intensifica l'aflorament al Pacífic oriental i els vents de l'Est són més forts de l'habitual. La convecció sobre Australàsia s'incrementa, amb major quantitat de precipitació i inundacions esporàdiques, en tant que les illes del centre i Est del Pacífic equatorial observen una disminució de pluviositat i les costes equatorials sudamericanes experimenten majors condicions d'aridesa per un reforçament de la subsidència (Caviedes, 1984b; Philander, 1990; Trenberth, 1991; Cole *et al.*, 1992; Diaz i Kiladis, 1992).

Aquesta fase freda, per tractar-se d'una manifestació extrema del desenvolupament normal d'una llengua d'aigua freda sobre el Pacífic oriental, ha aixecat poca atenció entre els científics. No va ser estudiada en profunditat fins als anys 80, en especial després de l'aparició de la fase freda de l'any 1988, que va anar lligada a una sequera extensa i persistent sobre Amèrica del Nord (Trenberth, 1991). Fins llavors rebia el nom d'anti-*El Niño*, per presentar característiques oposades a la fase càlida, però Philander (1985, 1990) li va assignar el nom de *La Niña*, actualment acceptat per la comunitat científica.

Pel que fa referència a la denominació de l'extrem oposat al fenomen ENSO encara es continua mantenint l'ús del concepte anti-ENSO. Tant Philander com altres autors (Kiladis i Diaz, 1989; Diaz i Kiladis, 1992; Nicholls, 1992) es mostren d'acord en que les fases càlida i freda representen els dos pols oposats del cicle ENSO, existint una forta tendència per part del sistema a desplaçar-se d'un extrem a l'altre en èpoques successives.

D'igual forma que els fenòmens ENSO podien ser datats mitjançant la utilització del SOI, observant quan arriba l'índex al seu nivell més baix, també es pot fer servir aquest mateix paràmetre per desenvolupar una cronologia de l'extrem oposat de la SO. El llistat de fenòmens ENSO i anti-ENSO que apareix a la Taula I, ha estat elaborat en base a les dades del SOI disponibles pels darrers més de cent anys.

Taula I

Anys ENSO	Anys anti-ENSO
1882-83, 1884-85, 1888, 1891, 1896-97, 1899-1900, 1901-02, 1905, 1911-12, 1913-14, 1919, 1923, 1926, 1932, 1940-41, 1946, 1951-52, 1953, 1957-58, 1963, 1965-66, 1969, 1972, 1982-83, 1987, 1990-92, 1993-94	1886-87, 1890, 1892-93, 1898, 1903-04, 1906, 1908, 1909-10, 1916-17, 1921-22, 1924, 1927, 1928-29, 1931, 1938, 1942-43, 1945, 1947, 1950, 1955-56, 1960, 1964, 1967, 1970-71, 1974-75, 1981, 1984-85, 1995-96

Llistat d'anys amb fenòmens ENSO i anti-ENSO entre 1882 i 1997, realitzat en funció dels valors extrems del SOI. Les dates són orientatives, ja que el moment precís d'aparició i cesament del fenomen pot quedar alterat per la intervenció d'altres factors aliens a les variacions baromètriques de la conca pacífica. En el cas dels anys anti-ENSO, els valors són consistents amb els presentats per Van Loon i Madden (1981) i Ropelewski i Halpert (1989), amb la introducció de petites variacions.

En aquest estudi no s'aprofundirà en l'anàlisi del paper de *La Niña* i el fenomen anti-ENSO a l'hora de determinar les diferents alteracions climàtiques sobre diferents punts del planeta, ni en la dinàmica precisa d'aquestes fases oposades a *El Niño* i el fenomen ENSO, respectivament, sinó que el lector s'haurà de remetre a la bibliografia especialitzada exposada al llarg d'aquest mateix apartat. Posteriors referències a la fase positiva de la SO i les seves implicacions seran utilitzades amb la intenció principal de significar el seu caràcter invers respecte a la fase negativa, que es manifesta amb paràmetres climàtics (a nivell atmosfèric i/o oceànic) de sentit oposat sobre el mateix indret.

Com s'ha pogut comprovar, els fenòmens ENSO suposen una de les variacions interanuals meteorològiques i climàtiques més destacables de tot el planeta, fet que es fa especialment evident quan s'analitzen en profunditat les connexions a gran escala que comporten i les greus implicacions sobre l'economia, la societat i la política causades per les alteracions dels sistemes oceànic i atmosfèric. Aquestes qüestions són el centre d'interès dels següents apartats.

Alteracions climàtiques i ecològiques directes al Pacífic equatorial

El procés engegat per *El Niño* al Pacífic oriental produeix tota una sèrie d'alteracions climàtiques als sistemes oceànic i atmosfèric. A continuació es podran veure els efectes immediats que s'evencien sobre el Pacífic equatorial, molts d'ells ja presentats als anteriors apartats, i que es resumeixen en forma d'introducció a la Taula II.

La diferència entre un fenomen ENSO moderat o dèbil, i un altre intens amb conseqüències devastadores sobre els sistemes oceànic i atmosfèric, l'hem de trobar als voltants del mes de setembre. És llavors quan els alisis acostumen a reforçar-se, però si aquest fet no es produeix, o té lloc amb poca intensitat, les alteracions del sistema iniciades els mesos anteriors resisteixen per inèrcia el lleuger retorn a la normalitat, possibilitant que al mes de desembre, quan es torni a iniciar l'entrada estacional d'aigües tropicals, el procés continui desenvolupant-se. D'aquesta forma, l'escalfament oceànic supera els dotze mesos de durada, que és quan realment ens trobem amb una propagació completa de les alteracions oceàniques i atmosfèriques, i amb l'aparició d'un ENSO sever.

L'increment de temperatures a la conca Pacífica anteriorment descrit, unit al descens baromètric i la debilitació del sistema d'altres pressions al Sudest del Pacífic, afavoreix la disminució dels vents cap a l'Oest, produint-se així un bloqueig en l'aflorament d'aigües fredes. El resultat és el ja referit escalfament del litoral equato-peruà, el qual facilita que la ZCIT no tingui obstacles per desplaçar-se cap al Sud (l'habitual regió d'aigües fredes amb intensa estabilitat

Taula II

Manifestació	Àmbit
Escalfament de la temperatura superficial del mar.	Oceà Pacífic equatorial central i costes occidentals d'Amèrica entre 30° N i 30° S (sobretot el litoral de Perú).
Increment de precipitació, tempestes tropicals i inundacions.	Oceà Pacífic equatorial central i illes d'aquest sector del Pacífic.
Entrada d'aigües càlides i aparició d'espècies tropicals.	Costa de Sudamèrica, especialment de Perú.
Reducció concentració de nutrients.	Oceà Pacífic equatorial i costes d'Amèrica entre 30° N i 30° S (sobretot la costa de Perú).
Increment de precipitació, inundacions.	Costa del Nord de Perú i Sur d'Equador.
Sequera, menor nombre de tempestes i ciclons tropicals.	Indonèsia, Nord i Est d' Austràlia i Melanèsia.
Increment de temperatures de l'aire.	Costa Oest de Sudamèrica entre 5 i 35° Sud.
Disminució en la població d'anxoveta i altres espècies autòctones.	Costa de Perú.
Reducció de precipitacions.	Costa pacífica d'Amèrica Central.
Reducció població d'aus.	Costa peruana i illes del Pacífic equatorial.

Quadre de manifestacions climàtiques sobre les diferents regions de l'oceà Pacífic i terres circumdants, relacionades amb l'aparició d'un fenomen ENSO.

atmosfèrica desapareix), apropant-se cap a l'equador més enllà de l'habitual, fins al punt de creuar-lo. Així, les alteracions oceàniques i atmosfèriques, en incidir sobre la restructuració de la circulació de Walker, i la subseqüent intensificació de la circulació de Hadley, provoquen modificacions sobre la ZCIT que multipliquen encara més les alteracions al Pacífic oriental.

Les anàlisis d'imatges per satèl·lit mostren com, durant un fenomen *El Niño*, la franja compacta de núvols i tempestes tropicals es troba situada entre l'equador i els 13° S de latitud i entre els 110 i els 170° O de longitud (Caviedes, 1984a), incidint en la formació de tempestes sobre una zona normalment àrida. La presència de masses d'aire molt humides portades per la ZCIT i d'aigües molt càlides provinents de l'Oest al llarg de tot el litoral d'Equador i Perú actuen com a font de combustible per la formació de tempestes, ja que el calor i el vapor d'aigua abundants permeten l'ascens de les masses d'aire, la condensació, la formació de tempestes i la presència de pluges torrencials (Caviedes, 1975, 1984a; Fler, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982; Lockwood, 1984; Yarnal, 1985; Yarnal i Kiladis, 1985; Horel i Cornejo-Garrido, 1986; Waylen i Caviedes, 1986; Deser i Wallace, 1987; Goldberg *et al.*, 1987; Aceituno, 1988, 1989; Glantz, 1991; Jordán, 1991; Nicholls, 1991;

Rasmusson, 1991; Diaz i Kiladis, 1992; Enfield, 1992; McGlone *et al.*, 1992; Thompson *et al.*, 1992).

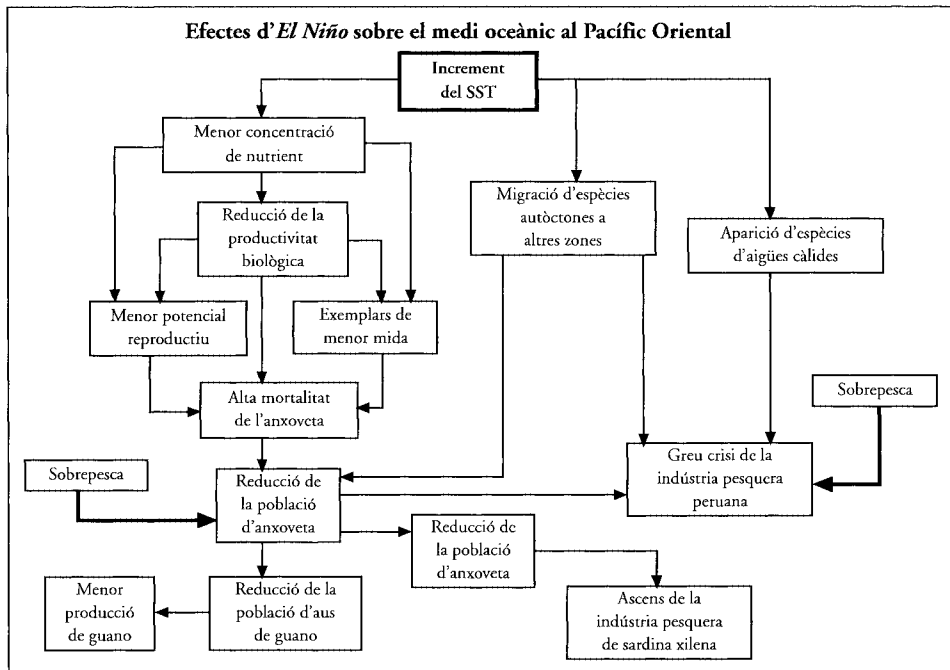
El desplaçament de la ZCIT cap al Sud, que produeix un augment de l'activitat convectiva al litoral equatorial de Sudamerica occidental, no només afecta aquesta regió, sinó que es fa extensiu longitudinalment cap a l'Oest fins als 165° E de longitud (Ramage, 1975; Rasmusson i Carpenter, 1982), conformant un increment de precipitacions a tot el Pacífic equatorial central i oriental al Sud de l'equador. De fet, al Pacífic central l'increment de TSM, que ja s'ha descrit com un dels factors bàsics per determinar l'aparició de sectors d'inestabilitat, és només una mica inferior al del Pacífic oriental (Quinn i Burt, 1970; Rasmusson i Wallace, 1983; Caviedes, 1984a, b; Ardanuy *et al.*, 1987; Lau i Sheu, 1991; Trenberth, 1991; Cole *et al.*, 1992), però el fet que les precipitacions i tempestes es produeixin majoritàriament sobre superfície oceànica fa que les repercussions siguin molt menys plausibles.

Així, a les illes del Pacífic central i l'oceà circumdant els efectes són notoris sense arribar a la qualificació de catastròfics, però a les planes costaneres del Nord de Perú i Sud d'Equador sí que prenen un caràcter especialment devastador, donat que les inundacions tenen lloc sobre una regió extremadament àrida i gens preparada per admetre les ingents quantitats de precipitació que es produeixen durant aquests períodes.

El fenomen ENSO, amb les alteracions associades d'intensitat i situació sobre les circulacions atmosfèriques zonals i meridionals, comporta una migració de la ZCPS cap al Nordest, en direcció a l'equador (el debilitament de l'anticicló del Pacífic sudoriental durant un ENSO afebleix el flux de l'Est al llarg del Pacífic equatorial, facilitant que els vents del Sudest predominants sobre Australàsia empenyin la ZCPS cap al Nordest), i un desplaçament de la ZCIT cap al Sud, fent que totes dues s'apropin suficientment a la regió del Pacífic equatorial central com per a que l'activitat convectiva es desplaci més a l'Est de la línia de canvi de data, amb un notable increment de tempestes i precipitacions a la regió (Horel i Wallace, 1981; Rasmusson i Carpenter, 1982, 1983; Ramage, 1986; Allan, 1988; Rasmusson, 1991; Trenberth, 1991; Diaz i Kiladis, 1992; McGlone *et al.*, 1992; Quinn i Neal, 1992).

Les pluges torrencials del Pacífic central moltes vegades es troben relacionades, a més d'amb l'escalfament oceànic i el subseqüent increment de la convectivitat, amb una major freqüència de formació de ciclons tropicals, que afecten zones normalment absents d'aquests fenòmens, com les illes Hawaii o les Marqueses (Rasmusson i Carpenter, 1983; Enfield, 1992). La causa és el desplaçament del centre generador de ciclons des del Nord d'Austràlia, conjuntament amb la ZCPS, fins a longituds més orientals de la línia de canvi de data, migració produïda pels vents anòmals de l'Oest que es poden observar durant el desenvolupament del fenomen anòmal sobre la conca pacífica (Rasmusson i Wallace, 1983; Kiladis i Diaz, 1986).

Figura 7



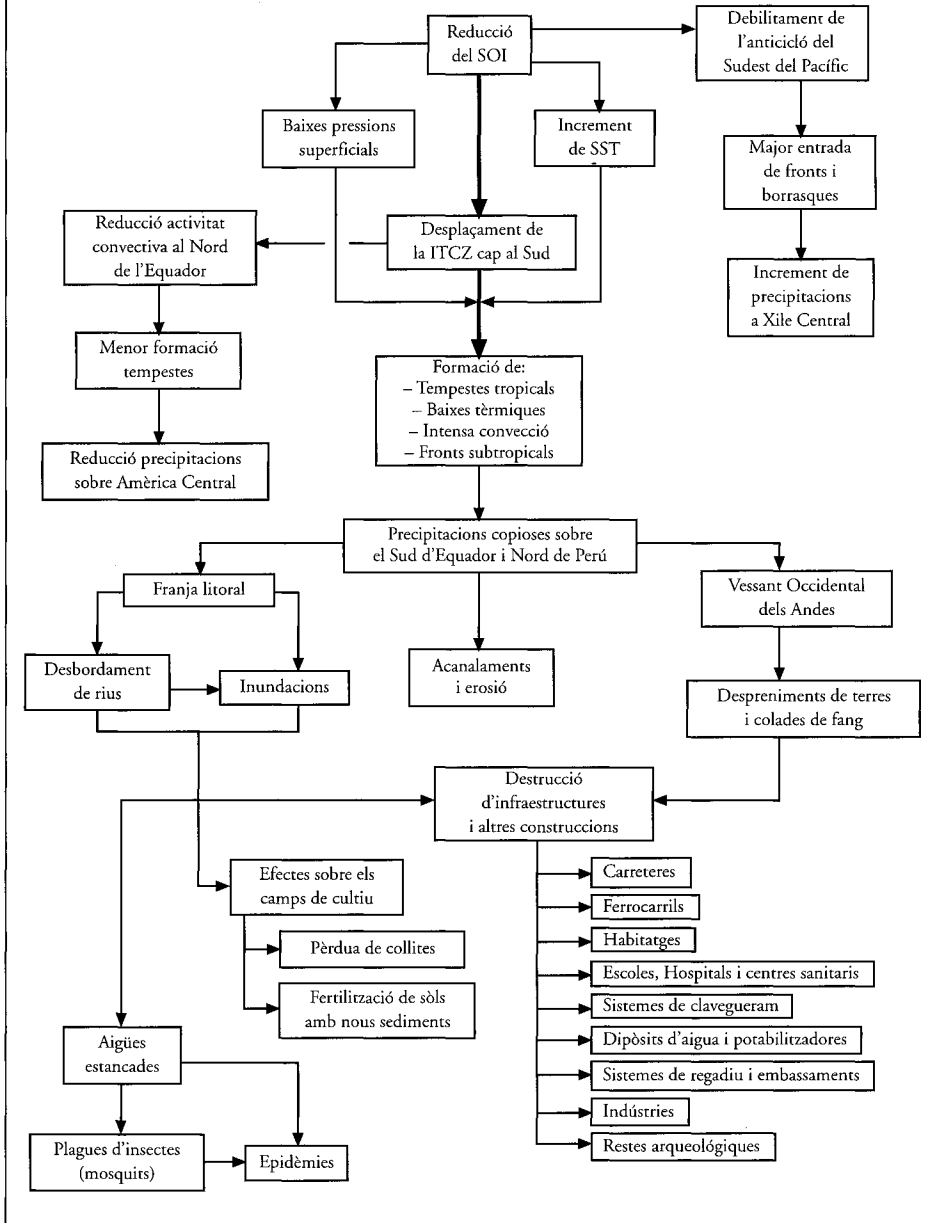
Dinàmica de les alteracions ecològiques i sobre l'economia engegades per l'escalfament oceànic que caracteritza el desenvolupament d'El Niño a l'oceà Pacífic oriental.

L'increment de precipitacions sobre el Pacífic oriental i central fa que les distribucions pluviomètriques a tota la franja equatorial es reorganitzin, pel qual necessàriament s'ha de produir una reducció de pluges en alguna altra regió del cinturó equatorial (Caviedes, 1984b; Diaz i Kiladis, 1992). Efectivament, a l'Oest dels 180° hi ha un increment baromètric que comporta la migració cap al Nordest del sistema de baixes pressions d'Indonèsia, el qual, sumat a la modificació en la circulació de Walker, produeix un reajust de la precipitació i la circulació de vents en aquell sector del planeta.

Sota condicions ENSO, la zona de major activitat convectiva i alliberament de calor latent, situada normalment sobre Indonèsia i el Nord d'Austràlia, no es desenvolupa, sinó que es desplaça cap al Pacífic equatorial central, incidint en una reducció de l'ascens de masses d'aire sobre la regió (Rasmusson i Carpenter, 1982, 1983; Krishnamurti *et al.*, 1983; Ardanuy *et al.*, 1987; Allan, 1988; Kuhnel, 1989; Suppiah, 1993). Aquest procés, en potenciar que a la regió d'Australàsia predomini la subsidència on abans hi havia convergència, provoca una eventual disminució de les precipitacions que pot conduir a l'aparició de sequeres en els episodis extrems. El desplaçament cap a orient de l'activitat convectiva, comporta un major nombre de tempestes i precipitacions sobre el Pacífic central, tal i com ja s'ha indicat prèviament.

Figura 8

Alteracions d'El Niño sobre el medi atmosfèric i efectes socioeconòmics al Pacífic Oriental



Manifestacions meteorològiques d'El Niño al Pacífic oriental i efectes socioeconòmics sobre la població del litoral equato-peruà.

La regió més afectada pel fenomen *El Niño*, i pel seu reflex global, l'ENSO, és el focus generador de les anomalies, és a dir, el Pacífic oriental. Els efectes d'*El Niño* sobre el litoral equato-peruà són suficientment greus com per merèixer un tractament en profunditat, que malauradament no pot ser desenvolupat en aquest estudi més enllà del que ja ho ha estat al llarg dels anteriors apartats.

Per tal de tenir una idea general de les alteracions que, de forma recurrent, experimenta el litoral peruà, a les figures 8 i 9 es resumeixen els processos que es desenvolupen durant un ENSO dintre del medi oceànic i del sistema atmosfèric-socioeconòmic, respectivament. Si el lector troba en aquests diagrames un punt de partida útil per aprofundir en el tema d'estudi, pot remetre's a l'article de Jordán (1991) per conèixer els canvis que el fenomen *El Niño* produeix sobre l'ecosistema marí, i a l'estudi de Caviedes (1984a) per una descripció en profunditat de les conseqüències sobre la població i l'economia de la regió costanera del Perú.

Reflexió final

Voldria remarcar dos aspectes importants en referència al fenomen *El Niño* a les últimes línies d'aquest article. En primer lloc, destacar que les anomalies generades pel fenomen al Pacífic equatorial es projecten més enllà de la seva zona d'influència directa, generant variacions climàtiques a latituds tropicals i mitjanes.

Evidentment, l'increment de precipitacions sobre el Pacífic central i oriental característic d'*El Niño*, ha de comportar necessàriament una alteració pluviomètrica en altre/s lloc/s del planeta, ja que el mecanisme atmosfèric d'autoequilibri sempre tendirà a recompensar les variacions. Són les anomenades teleconnexions, definides per Fleer (1981) com a «correlacions en el temps i en l'espai d'anormalitats a gran escala de la circulació atmosfèrica, determinades estadística i empíricament». El lector podrà trobar a Marcos (1997) una anàlisi en profunditat d'aquestes teleconnexions, que afecten indrets tan diversos com el Nordest del Brasil, el Sud d'Estats Units i Nord de Mèxic, el Sud de Brasil i Nord d'Argentina, l'Índia, el Nordest de Xina, el Sud d'Àfrica, la meseta d'Etiòpia o Europa occidental.

Un segon aspecte, que es deriva de l'anterior, és la possibilitat de predicció climàtica que ofereix l'ENSO als indrets del nostre planeta que presenten anomalies de precipitació i/o temperatura relacionades amb l'escalfament del Pacífic. Una de les principals línies d'investigació que es treballa als centres especialitzats d'Estats Units i Europa, és l'elaboració de models computeritzats de circulació general oceànic-atmosfèrics. Aquests models integren les alteracions oceàniques per assolir uns resultats més acurats, i malgrat que encara es troben en fase experimental, podem considerar que ens permetran millorar les opcions de predir èpoques de pluja i/o de sequera amb un mínim de precisió.

En definitiva, el fenomen *El Niño*, a més de produir espectaculars canvis climàtics i de circulació oceànica i atmosfèrica, és una eina d'investigació útil que, malgrat tenir lloc a un indret molt llunyà de Catalunya mereix rebre tota la nostra atenció com a geògrafs oberts a un món sense fronteres físiques.

Bibliografia

- ACEITUNO, P. (1988): «On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate», *Monthly Weather Review*, 116, pp. 505-524.
- ACEITUNO, P. (1989): «On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II: Upper-air circulation», *Journal of Climate*, 2, pp. 341-355.
- ALLAN, R.J. (1983): «Monsoon and teleconnections variability over Australasia during the southern hemisphere summers of 1973-77», *Monthly Weather Review*, 110, pp. 113-142.
- ALLAN, R.J. (1985): *The Australasian summer monsoon, teleconnections, and flooding in the Lake Eyre Basin*, Royal Geographical Society of Australasia, South Australian Geographical Review Papers. 247 pp.
- ALLAN, R.J. (1988): «El Niño-Southern Oscillation influences in the Australasian region», *Progress in Physical Geography*, 12, pp. 313-348.
- ARDANUY, P.E. i KRISHNAMURTI, T.N. (1987): «Divergent circulations inferred from the Nimbus-7 ERB: Application to the 1982-1983 ENSO event», *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65, pp. 353-371.
- ARDANUY, P.E., CUDDAPAH, P. i LEE KYLE, H. (1987): «Remote Sensing of Water Vapor Convergence, Deep Convection, and Precipitation Over the Tropical Pacific Ocean During the 1982-1983 El Niño», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.204-14.216.
- BARBER, R.T. i CHAVEZ, F.P. (1983): «Biological consequences of El Niño», *Science*, 222, pp. 1203-1210.
- BARBER, R.T. i CHAVEZ, F.P. (1986): «Ocean variability on relation to living resources during the 1982-83 El Niño», *Nature*, 319, pp. 279-285.
- BJERKNES, J. (1966): «A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature», *Tellus*, 18, pp. 820-829.
- BJERKNES, J. (1969): «Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific», *Monthly Weather Review*, 97, pp. 163-172.
- CANE, M.A. (1983): «Oceanographic events during El Niño», *Science*, 222, pp. 1189-1194.
- CANE, M.A. (1991): «Forecasting El Niño with a geophysical model», a GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press. Cambridge. 535 pp. (pp. 345-369).

- CAVIEDES, C.N. (1975): «El Niño 1972: its climatic, ecological, human, and economic implications», *Geographical Review*, vol. 65, pp. 493-509.
- CAVIEDES, C.N. (1984a): «El Niño 1982-83», *Geographical Review*, 74, pp. 267-290.
- CAVIEDES, C.N. (1984b): «Geography and the lessons from El Niño», *The Professional Geographer*, 36, pp. 428-436.
- COLE, J.E., SHEN, G.T., FAIRBANKS, R.G. i MOORE, M. (1992): «Coral monitors of El Niño/Southern Oscillation dynamics across the equatorial Pacific», a DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 349-370.
- CORNEJO-GARRIDO, A.G. i STONE, P.H. (1977): «On the heat balance of the Walker circulation», *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, pp. 1.155-1.162.
- CUCALON, E. (1987): «Oceanographic Variability off Ecuador Associated With an El Niño Event in 1982-1983», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.309-14.322.
- DESER, C. i WALLACE, M. (1987): «El Niño Events and Their Relation to the Southern Oscillation: 1925-1986», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.189-14.196.
- DEVRIES, T.J. (1987): «A review of geological evidence for ancient El Niño activity in Peru», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.471-14.479.
- DIAZ, H.F. i KILADIS, G.N. (1992): «Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation», a DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, Cambridge. pp. 7-28.
- DOMINGO, M. i DE MIRÓ, M. (1989): *Breviario de oceanografía*, Oikos-Tau (Col. Opera Geographica Minora). Barcelona.
- DUGDALE, R.C. (1967): «Nutrient limitation in the sea; Dynamics, identification, and significance», *Limnological Oceanography*, 12, pp. 685-695.
- ENFIELD, D.B. (1976): «Oceanografía de la región norte del frente ecuatorial: Aspectos físicos», *FAO Fishing Reports*, 185, pp. 299-334.
- ENFIELD, D.B. (1980): «El Niño: Pacific eastern boundary response to interannual forcing», GLANTZ, M. i THOMPSON, D. (eds.) (1980): *Resource management and environmental uncertainty*, John Wiley, Nova York (pp. 213-254).
- ENFIELD, D.B. (1989): «El Niño, past and present», *Reviews in Geophysics*, 27, pp. 159-187.
- ENFIELD, D.B. (1992): «Historical and prehistorical overview of El Niño/Southern Oscillation», DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 95-117.

- FELDMAN, G., CLARK, D. i HALPERN, D. (1984): «Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the eastern equatorial Pacific during the 1982-83 El Niño», *Science*, 226, pp. 1.069-1.071.
- FLEER, H.E. (1981): «Teleconnections of rainfall anomalies in tropics and subtropics», LIGHTHILL, J. i PEARCE, R.P. (eds.) (1981): *Monsoon dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 5-18.
- FRANCOU, B. i PIZARRO, L. (1985): «El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales: (Perú y Bolivia)», *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 14, pp. 1-18.
- GAGE, K.S. i REID, G.C. (1986): «The tropical tropopause and the El Niño of 1982-1983», *Journal of Geophysical Research*, 91, pp. 13.315-13.317.
- GARCIA, O. (1985): *Atlas of highly reflective clouds for the global tropics: 1971-1983*, US Department of Commerce, NOAA, ERL.
- GLANTZ, M.H. (1991): «Introduction», GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (eds.) (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 5-11.
- GOLDBERG, R.A., TISNADO, G. i SCOFIELD, R.A. (1987): «Characteristics of Extreme Rainfall Events in Northwestern Peru During the 1982-1983 El Niño Period», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.225-14.241.
- GUILLÉN, O. i CALIENES, R. (1981): «Upwelling off Chimbote», RICHARDS, F.A. (ed.) (1981): *Coastal Upwelling, Coastal and Stuarine Sci.*, AGU, Washington DC, pp. 312-326.
- HOREL, J.D. i CORNEJO-GARRIDO, A.G. (1986): «Convection along the coast of Northern Peru during 1983: spatial and temporal variation of clouds and rainfall», *Monthly Weather Review*, 114, pp. 2.091-2.105.
- HOREL, J.D. i WALLACE, J.M. (1981): «Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation», *Monthly Weather Review*, 109, pp. 813-829.
- HURLBURT, H.E., KINDLE, J.C. i O'BRIEN (1976): «A numerical simulation of the onset of El Niño», *Journal of Physical Oceanography*, 6, pp. 621-631.
- HUYER, A., SMITH, R.L. i PALUSZKIEWICZ, T. (1987): «Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981-1984», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.297-14.307.
- IDYLL, C. P. (1973): «La crisis de la anchoveta peruana», MOORE, J. R. (de.) (1975): *Oceanografía*, H. Blume Ediciones, Madrid, pp. 456-464.
- JIN, F.-F., NEELIN, J.D. i GHIL, M. (1994): «El Niño on the Devil's Staircase: Annual subharmonic steps to chaos», *Science*, 262, pp. 70-72.
- JORDÁN, R. (1991): «Impact of ENSO events on the Southeastern Pacific region with special reference to the interaction of fishing and climate variability», a GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 401-430.

- KILADIS, G.N. i DÍAZ, H.F. (1986): «An analysis of the 1977-78 ENSO episode and comparison with 1982-83», *Monthly Weather Review*, 114, pp. 1.035-1.047.
- KILADIS, G.N. i DÍAZ, H.F. (1989): «Global climatic anomalies associated with extremes of the Southern Oscillation», *Journal of Climate*, 2, pp. 1.069-1.090.
- KRISHNAMURTI, T.N., SURGI, N. i MONOBIANCO, J. (1983): «Recent results on divergent circulations over the global tropics», *Papers of Meteorological Research, Journal of Meteorology of the Socialist Republic of China*, 6, pp. 41-62.
- KUHNEL, Y. (1989): «Spatial and temporal variations in Australo-Indonesian region cloudiness», *International Journal of Climatology*, 9, pp. 395-405.
- LAÍTA, M. i GRIMALT, M. (1995): «Relación entre perturbaciones b́aricas del Mediterráneo occidental y extremos del fenómeno “El Niño/Oscilación Sur” (ENOS)», CREUS, J. (ed.) (1995): *Situaciones de riesgo climático en España*, II Reunión del Grupo de Climatología de la A.G.E. Jaca, Huesca, 15-17 de septiembre de 1995. Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., pp. 215-222.
- LAU, K.-M. i SHEU, P.J. (1991): «Teleconnections in global rainfall anomalies: Seasonal to inter-decadal time scales», a GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 227-256.
- LIU, W.T.H., MASSAMBANI, G i NOBRE, C.A. (1994): «Satellite recorded vegetation response to drought in Brazil», *International Journal of Climatology*, 14, pp. 343-354.
- LOCKWOOD, J.G. (1984): «The Southern Oscillation and El Niño», *Progress in Physical Geography*, 8, pp. 102-110.
- MARCOS, O. (1997): «Evolución en el estudio del fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur): de anomalía “local” a la predicción de variaciones climáticas globales», *Revista de Geografía*, vol. XXXI. En premsa.
- MARGALEF, R. *et al.* (eds.) (1994): *Biosfera, volum 10: Litorals i oceans*, Enciclopèdia Catalana, Barcelona, pp. 36-43.
- McGLONE, M.S., KERSHAW, A.P. i MARKGRAF, V. (1992): «El Niño/Southern Oscillation climatic variability in Australasian and South America paleoenvironmental records», a DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.435-462.
- NICHOLLS, N. (1991): «Teleconnections and health», GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press. Cambridge, pp. 493-510.
- NICHOLLS, N. (1992): «Historical El Niño/Southern Oscillation variability in the Australasian region», a DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 151-173.

- PARKER, D.E. (1983): «Documentation of a southern oscillation index», *Meteorological Magazine*, 112, pp. 184-188.
- PHILANDER, S.G.H. (1985): «El Niño and La Niña», *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, pp. 2.652-2.662.
- PHILANDER, S.G.H. (1990): *El Niño, la Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego.
- PHILANDER, S.G.H. (1994): «Tropical climate chaos», *Physical World*, 7, pp. 7-27.
- QUINN, W.H. i BURT, W.V. (1970): «Prediction of abnormally heavy precipitation over the equatorial Pacific Dry Zone», *Journal of Applied Meteorology*, 9, pp. 20-28.
- QUINN, W.H. i NEAL, V.T. (1992): «The historical record of El Niño events», BRADLEY, R.S. i JONES P.D. (eds.): *Climate Since A.D. 1500*, Routledge, Chapman and Hall, Londres, pp. 623-648.
- QUINN, W.H., NEAL, V.T. i ANTÚNEZ DE MAYOLO, S.E. (1987): «El Niño over the past four and a half centuries», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.449-14.461.
- RAMAGE, C.S. (1975): «Preliminary discussion of the meteorology of the 1972-73 El Niño», *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, pp. 234-242.
- RAMAGE, C.S. (1986): «El Niño», *El clima*. Prensa Científica (Col. Libros de Investigación y ciencia), Barcelona, pp. 67-75.
- RAMAGE, C.S., ADAMS, C.W., HORI, A.M., KILONSKY, B.J. i SADLER, J.C. (1980): *Meteorological atlas of the 1972-73 El Niño*, UHMET 80-03, Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu.
- RASMUSSEN, E.M. (1991): «Observational aspects of ENSO cycle teleconnections», GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 309-343.
- RASMUSSEN, E.M. i CARPENTER, T.H. (1982): «Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño», *Monthly Weather Review*, 110, pp. 354-384.
- RASMUSSEN, E.M. i CARPENTER, T.H. (1983): «The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka», *Monthly Weather Review*, 111, pp. 517-528.
- RASMUSSEN, E.M. i WALLACE, J.M. (1983): «Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation», *Science*, 222, pp. 1.195-1.202.
- REITER, E.A. (1978): «Long-term wind variability in the tropical Pacific; its possible causes and effects», *Monthly Weather Review*, 106, pp. 324-330.
- ROJAS DE MENDIOLA, B., GÓMEZ, O. i OCHOA, N. (1985): «Efectos del fenómeno "El Niño" sobre el fitoplancton», *Boletín del Instituto del Mar del Perú*, volum extraordinari, pp. 33-40.
- ROPELEWSKI, C.F. i HALPERT, M.S. (1989): «Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation», *Journal of Climate*, 2, pp. 268-284.

- ROPELEWSKI, C.F. i JONES, R.D. (1987): «A extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index», *Monthly Weather Review*, 115, pp. 2.161-2.165.
- SCIENTIFIC COMMITTEE ON OCEANIC RESEARCH (SCOR), Working Group 55 (1983): «Prediction of El Niño», *S.C.O.R. Proceedings (Paris, September 1983) 19*, Halifax, Nova Scotia, Canadá, pp. 47-51.
- SMITH, R.L. (1981): «A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, northwest Africa and Peru», RICHARDS, F.A. (ed.) (1981): *Coastal Upwelling, Coastal and Stuarine Sci.*, AGU, Washington D.C, pp. 107-118.
- STEWART, R.W. (1969): «La atmósfera y el océano», MOORE, J.R. (ed.) (1975): *Oceanografía*, H. Blume Ediciones, Madrid, pp. 37-47.
- STRETEN, N.A. (1975): «Satellite derived inferences to some characteristics of the South Pacific atmospheric circulation associated with El Niño event of 1972-73», *Monthly Weather Review*, 103, pp. 989-995.
- STRETEN, N.A. i ZILLMAN, J.W. (1984): «Climate of the South Pacific Ocean», VAN LOON, H. (ed.) (1984): *World survey of climatology. Volume 15: Climates of the oceans*, Elsevier, Amsterdam, pp. 263-429.
- SUPPIAH, R. (1993): «ENSO phenomenon and 30-50 day variability in the australian summer monsoon rainfall», *Intenational Journal of Climatology*, 13, pp. 837-851.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E. i THOMPSON, P.A. (1992): «Reconstructing interannual climate variability from tropical and subtropical ice-core records», a DIAZ, H.F. i MARKGRAF, V. (1992): *El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 295-322.
- TOVAR, H., GUILLÉN, V. i CABRERA, D. (1987): «Reproduction and Population Levels of Peruvian Guano Birds, 1980 to 1986», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.445-14.448.
- TRENBERTH, K.E. (1991): «General characteristics of El Niño-Southern Oscillation», a GLANTZ, M.H., KATZ, R.W. i NICHOLLS, N. (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 13-42.
- TZIPERMAN, E., STONE, L., CANE, M.A. i JAROSH, H. (1994): «El Niño chaos: overlapping of resonances between the seasonal cycle and the Pacific Ocean-Atmosphere oscillator», *Science*, 264, pp. 72-74.
- VAN LOON, H. i MADDEN, R.A. (1981): «The Southern Oscillation. Part I: global associations with pressure and temperature in northern winter», *Monthly Weather Review*, 109, pp. 1.150-1.162.
- WALSH, K.J. i CERVENY, R.S. (1990): «Thermal patterns of pacific South America associated with El Niño/Southern Oscillation», *International Journal of Climatology*, 10, pp. 451-457.
- WAYLEN, P.R. i CAVIEDES, C.N. (1986): «El Niño and annual floods on the north Peruvian litoral», *Journal of Hydrology*, 89, pp. 141-156.

- WILKERSON, F.P., DUGDALE, R.C. i BARBER, R.T. (1987): «Effects of El Niño on New, Regenerated, and Total Production in Eastern Boundary Upwelling Systems», *Journal of Geophysical Research*, 92, pp. 14.347-14.353.
- WOOSTER, W.S. i GUILLÉN, O. (1974): «Characteristics of El Niño in 1972», *Journal of Marine Research*, 32, pp. 387-404.
- WOOSTER, W.S. i REID, J.L. Jr. (1963): «Eastern boundary currents», HILL, M.N. (ed.) (1963): *The Sea*, Interscience, Nova York, pp. 253-280.
- WYRTKI, K. (1973): «Teleconnections in the equatorial Pacific», *Science*, 180, pp. 66-68.
- WYRTKI, K. (1975): «El Niño-the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing», *Journal of Physical Oceanography*, 5, pp. 572-584.
- YARNAL, B. (1985): «Extratropical teleconnections with El Niño/Southern Oscillation (ENSO) events», *Progress in Physical Geography*, 9, pp. 315-352.
- YARNAL, B. i KILADIS, G. (1985): «Tropical teleconnections associated with El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) events», *Progress in Physical Geography*, 9, pp. 524-556.
- ZUTA, S., ENFIELD, D., VALDIVIA, J., LAGOS, P. i BLANDIN, C. (1976): «Aspectos físicos del fenómeno “El Niño” 1972-73», *FAO Fishing Reports*, 185, pp. 3-61.