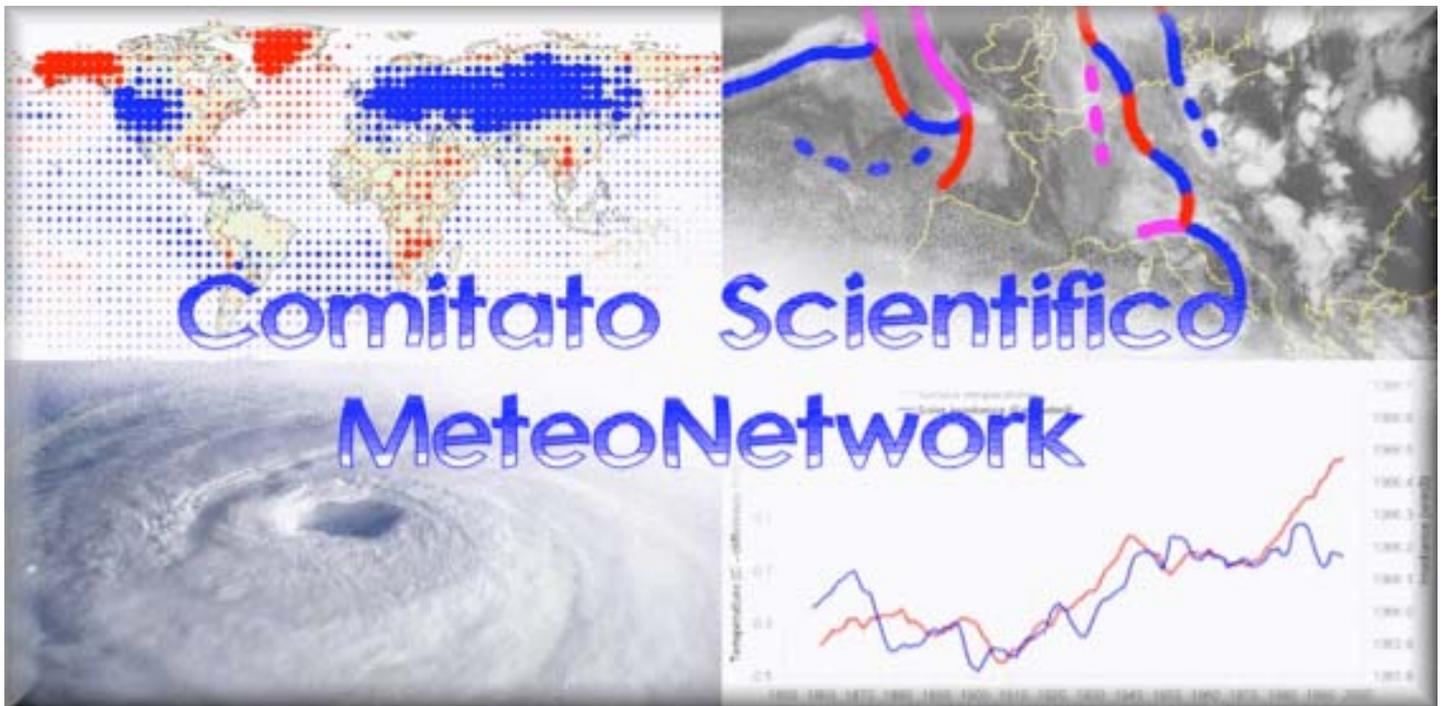


Caratteristiche della circolazione oceanica e impatto dell'Oceano Atlantico sul clima europeo

di **Claudio Stefanini**

Pubblicazione a cura del Comitato Scientifico MeteoNetwork.

Il Comitato ha per scopo lo sviluppo e la diffusione della conoscenza delle scienze meteorologiche, climatologiche, dell'ambiente, idrologiche e vulcanologiche e delle loro molteplici espressioni sul territorio, con particolare riguardo alle realtà microclimatologiche, topoclimatologiche e climatologiche, su scala locale, regionale, nazionale ed a scala globale ed alle realtà meteorologiche emergenti su Internet.



Il Comitato è parte integrante dell'Associazione MeteoNetwork.

www.meteonetwork.it

meteonetwork 

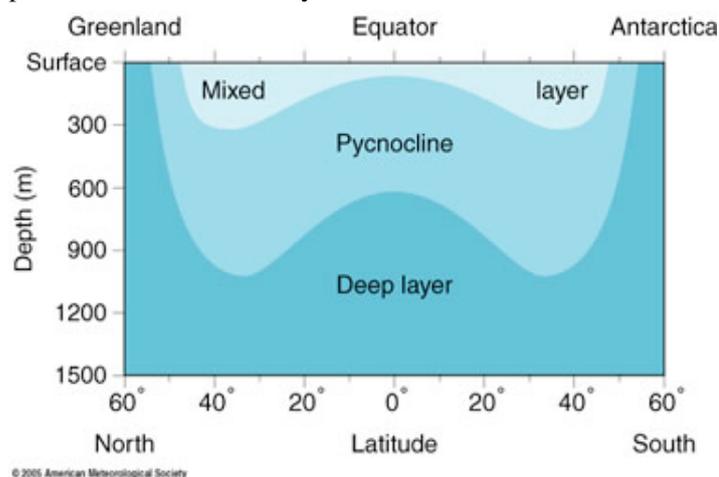
Introduzione

L'oceano ha un'influenza fondamentale sul clima, infatti l'azione della circolazione oceanica, insieme a quella atmosferica, contribuisce a ridistribuire verso i poli l'eccesso di calore ricevuto nella fascia equatoriale.

Sono essenzialmente due i tipi di movimento che caratterizzano la circolazione oceanica: le correnti causate dall'azione del vento tangenziale alla superficie che trasferisce quantità di moto agli oceani (*wind driven circulation*) e le correnti provocate dal gradiente termico e salino (*thermohaline circulation*). In realtà le correnti termoaline e quelle dovute all'azione del vento interagiscono in modi non lineari e non possono essere separate da misurazioni oceanografiche. Ci sono così due distinti meccanismi fisici di *forcing* ma non due distinte circolazioni separabili: una variazione dell'azione del vento andrebbe ad alterare la circolazione termoalina e una variazione della forzante termoalina cambierebbe le *wind driven currents*.

1.1 Profilo verticale dell'oceano

Eccetto che alle alte latitudini, l'oceano è diviso in tre zone di profondità orizzontali a seconda della densità: il *mixed layer* (strato di mescolamento), il picnoclino e il *deep layer* (strato profondo). Alle alte latitudini il picnoclino e il mixed layer sono assenti.



Sezione longitudinale dell'Oceano Atlantico da 60 gradi N a 60 gradi S. Lo strato profondo si estende fino a profondità di 6000m.

Le correnti di superficie guidate dal vento sono limitate essenzialmente allo strato superiore oceanico (100 m) ovvero a seconda della profondità del picnoclino. Questo perchè lo spessore dello strato di superficie di mescolamento è tipicamente di 100 m o meno.

Il picnoclino agisce come un confine poroso che permette a una certa quantità di energia cinetica di penetrare nelle acque profonde. Le correnti più forti generalmente sono presenti nello strato superficiale dell'oceano sebbene alcune correnti di superficie come ad esempio le correnti di confine come la Corrente del Golfo possano essere relativamente intense a profondità di centinaia di metri. Le correnti di superficie sono

variabili, dipendono dalle variazioni dei venti, delle precipitazioni e dal riscaldamento e dal raffreddamento. L'azione del vento sulle superfici marine produce uno strato ben rimescolato di densità pressochè uniforme. Per questo motivo la superficie dell'oceano è chiamata lo strato di mescolamento (*mixed layer*).

Il picnoclino è dove la densità dell'acqua aumenta rapidamente con la profondità a causa dei cambiamenti della temperatura e/o salinità. Si ricordi che la densità dell'acqua aumenta al diminuire della temperatura fino a 4 gradi per poi risalire avvicinandosi a zero gradi e che l'acqua salata più di quella dolce. Nel momento in cui un calo della temperatura con la profondità è responsabile dell'aumento della densità, il picnoclino è anche un termocline. Dall'altro lato, se un aumento della salinità è responsabile di un aumento della densità con la quota, il picnoclino è anche un aloclino. Tipicamente il picnoclino si estende da 500 a 1000m di profondità (tuttavia alle medie latitudini possono svilupparsi dei picnoclini stagionali all'interno del mixed layer). L'oscuro e freddo deep layer sotto il picnoclino include gran parte della massa dell'oceano. All'interno del deep layer la densità aumenta gradualmente con la profondità e i movimenti delle acque sono lenti; solo in pochi punti (di solito vicino al fondale) ci sono movimenti delle acque abbastanza veloci da poter essere considerati correnti.

La struttura a tre strati dell'oceano è un esempio di come la gravità separa i fluidi in strati diversi in modo che la densità di ciascuno strato sia minore di quella dello strato sottostante. Fluidi più densi affondano e fluidi meno densi risalgono.

Il picnoclino è molto stabile e così viene impedito un mescolamento tra il mixed layer e il deep layer; cioè il picnoclino agisce come una barriera ai moti verticali nell'oceano. Il concetto di stabilità è utile per capire questa proprietà del picnoclino. In questo senso la *stabilità* si riferisce ai moti verticali dell'acqua dell'oceano. Un sistema è definito stabile se tende a persistere nel suo stato originale senza cambiare. In seguito a un disturbo un sistema stabile ritorna al suo stato iniziale. Ad esempio una forte tempesta può temporaneamente disturbare questa stratificazione stabile dell'oceano portando acque più fredde del normale vicino alla superficie. Una volta che il vento si indebolisce presto si riforma l'originale struttura a strati.

1.2 Trasporto di Ekman

Una volta che il vento mette in movimento la superficie oceanica come una corrente, l'effetto di Coriolis, il trasporto di Ekman e la configurazione del bacino oceanico modificano la velocità e la direzione della corrente. Verranno ora prese in considerazione le forze coinvolte nell'interazione del vento con la superficie marina.

Il vento soffia sopra l'oceano e muove le sue acque in conseguenza dell'attrito con la superficie. Un vento che soffia costantemente al di sopra di uno strato di acque profonde per 12 ore a una velocità media di circa 1 m/s induce una corrente di 2 cm/s (il 2% della velocità del vento). Se la Terra non ruotasse l'interazione sotto forma di

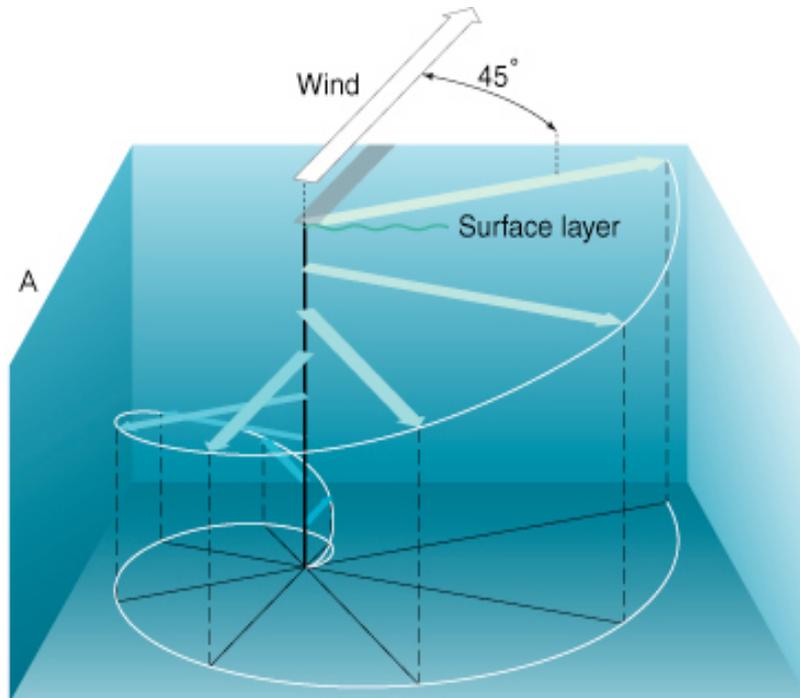
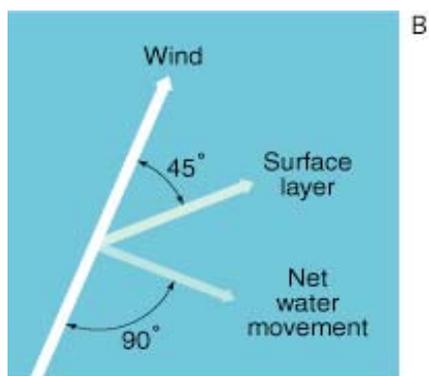
attrito tra l'aria e la superficie oceanica, spingerebbe uno strato sottile di acqua nella stessa direzione del vento. Questo strato superficiale in movimento trascinerebbe lo strato sottostante, mettendolo in movimento. Quest'interazione si propagherebbe verso il basso attraverso strati successivi, ciascuno con una velocità minore rispetto a quello sovrastante.

Tuttavia, a causa della rotazione terrestre, il piccolo strato superficiale messo in moto dal vento viene deviato alla destra della direzione del vento nell'Emisfero Nord (NH) e verso sinistra nell'Emisfero Sud (SH). Questa deviazione è nota come l'effetto di Coriolis. Tranne che all'equatore, dove questo effetto è nullo, ogni strato oceanico messo in movimento dallo strato superiore, si incurva a causa della rotazione della Terra.

La spirale di Ekman descrive come la circolazione orizzontale del vento mette in movimento la superficie oceanica. Come rappresentato dai vettori orizzontali, la velocità e la direzione del movimento dell'acqua cambia con l'aumentare della profondità.

Usando i vettori per visualizzare la direzione e la velocità degli strati oceanici a profondità successive, possiamo immaginarci un modello tridimensionale della corrente causata da un vento orizzontale stazionario (Figura A).

Questo modello è conosciuto come la **Spirale di Ekman**, dal fisico svedese che per primo la descrisse nel 1905.



Nell'Emisfero Nord guardandolo dall'alto lo strato oceanico superficiale si muove a 45 gradi a destra del vento. Il trasporto netto di acqua attraverso l'intera colonna che subisce l'effetto del vento (trasporto di Ekman) è di 90 gradi a destra del vento.

La spirale di Ekman indica che ciascuno strato in movimento è deviato alla destra del movimento dello strato sovrastante; quindi la direzione del movimento dell'acqua cambia con l'aumentare della profondità. In un caso ideale, un vento costante che soffia su un oceano di profondità e estensione illimitata indurrebbe le acque superficiali a muoversi di 45 gradi a destra (sinistra) della direzione del vento nel NH (SH). Ogni strato successivo si muove verso destra e a una velocità inferiore. A una profondità di circa 100-150m la spirale di Ekman ha fatto meno di mezzo giro. L'acqua si muove così lentamente (circa 4% della corrente di superficie) in una direzione contraria a quella del vento che questa profondità è considerata essere il limite inferiore dell'influenza del vento sull'oceano. Nel NH (SH) l'integrale di tutti i vettori fino a una profondità di 100-150m fornisce un flusso risultante di 90 gradi a destra (sinistra) della direzione del vento. Questo trasporto netto di acqua dovuto all'interazione tra vento e superficie oceanica è detto **trasporto di Ekman**.

Siccome gli oceani reali non hanno quelle condizioni ideali della spirale di Ekman, i movimenti marini indotti dal vento spesso differiscono sensibilmente dalle previsioni teoriche: in acque poco profonde ad esempio la profondità è insufficiente per lo sviluppo dell'intera spirale e quindi l'angolo tra la direzione del vento e la corrente marina di superficie può essere anche di 15 gradi.

Il picnoclino inibisce il trasferimento di energia cinetica agli strati oceanici più profondi, contribuendo a confinare le *wind-driven currents* allo strato di mescolamento; ovvero il picnoclino è una sorta di confine permeabile per il trasporto di Ekman e le correnti di superficie.

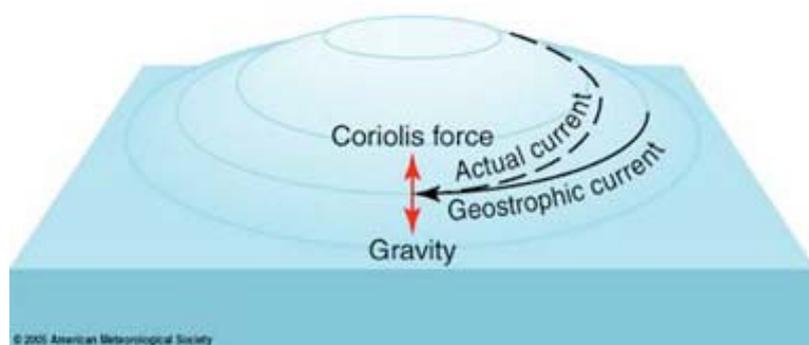
Il trasporto di Ekman induce un accumulo di massa d'acqua in alcune aree e una rimozione in altre, producendo delle variazioni nella superficie del mare; una conseguenza dell'inclinazione della superficie oceanica è la generazione di gradienti orizzontali di pressione. Questi gradienti barici, poi, incrementano il flusso geostrofico.

1.3 Il flusso geostrofico e i gyre

A una scala più vasta, il movimento orizzontale delle acque oceaniche rispecchia la circolazione media planetaria su lungo periodo dell'atmosfera. Tre fasce di venti superficiali circondano ciascun emisfero: gli alisei (dall'equatore a 30 gradi di latitudine), i venti occidentali (westerlies, da 30 a 60 gradi di latitudine) e i venti orientali polari (da 60 a 90 gradi di latitudine).

Nelle regioni subtropicali, le acque sono prese a tenaglia tra gli alisei a sud e i venti occidentali a nord. Questi due sistemi di venti, attraverso il meccanismo di trasporto di Ekman, trascinano le acque provocandone la convergenza, il livello dell'acqua si innalza e si crea una zona di alta pressione. La sovrapposizione dovuta al peso della massa d'acqua così accumulata comporta un riflusso d'acqua verso i lati? No, a causa della forza di Coriolis: infatti in profondità si instaurano correnti ad andamento circolare, che girano attorno al rigonfiamento in senso orario. La loro velocità si stabilisce in modo che la forza di Coriolis, diretta verso il centro del rigonfiamento, sia compensata dalla forza del gradiente di pressione, pure radiale, ma diretta verso l'esterno. Girando attorno al rigonfiamento, le forze si equilibrano (equilibrio geostrofico). Nascono così i giri (**gyre**) anticiclonici delle zone subtropicali.

Il movimento orizzontale della superficie oceanica che sorge dall'equilibrio tra forza del gradiente barico e forza di Coriolis è noto come **flusso geostrofico**. Come notato prima, visto da sopra, il flusso geostrofico in un gyre subtropicale è in senso orario (antiorario) nel NH (SH).



Il trasporto di Ekman induce la superficie marine a muoversi verso la regione centrale di un gyre subtropicale da tutti le direzioni, provocando un accumulo di massa d'acqua. La superficie oceanica comincia a scorrere verso l'esterno. Si sviluppa così un equilibrio tra la forza di Coriolis e la forza che sorge dal gradiente orizzontale di pressione dell'acqua tale che le correnti di superficie scorrono parallele al contorno di elevazione del livello del mare. Questa corrente è chiamata flusso geostrofico.

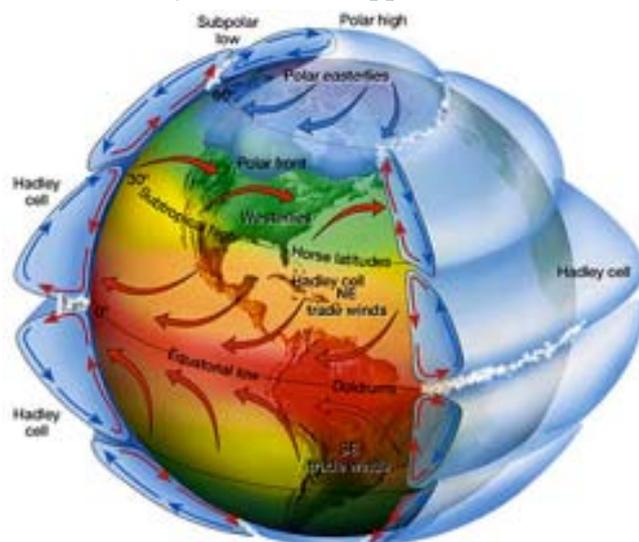
È il caso, nell'Atlantico, della Corrente del Golfo, della corrente delle Azzorre, della corrente delle Canarie e della corrente nord-equatoriale. In generale, il meccanismo di equilibrio geostrofico implica la comparsa di correnti nel momento in cui il livello del mare o la densità degli oceani cambiano.

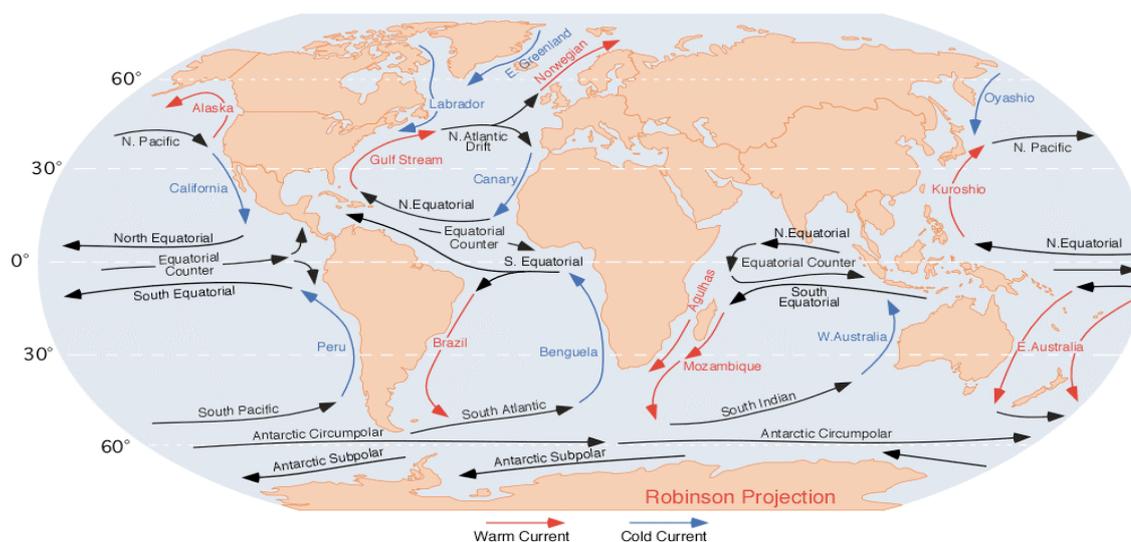
Questi gyre subtropicali hanno i loro "vicini" alle latitudini subpolari. I venti da ovest, muovendo attraverso il trasporto di Ekman le acque verso l'equatore, abbassano il livello del mare. Opera allora lo stesso fenomeno che abbiamo visto in precedenza, ma dato che ora si ha una depressione in luogo di una sovrapposizione, le correnti girano in senso opposto, ovvero antiorario (orario) nel NH (SH). E' questa l'origine delle correnti cicloniche dell'Alaska e dell'Atlantico settentrionale e anche, nel SH, della Corrente Circumpolare Antartica. In questo modo, anche se l'azione diretta del vento si limita a uno strato d'acqua di soli 100m di spessore, le convergenze e divergenze del trasporto di Ekman mettono in movimento masse d'acqua notevoli in tutta la profondità dell'oceano.

A nord dell'equatore, a 4 gradi di latitudine, la convergenza degli alisei dei due emisferi crea un accumulo d'acqua. Questo rigonfiamento si accompagna a una corrente geostrofica diretta verso est, in senso contrario a quello degli alisei. è questa la cosiddetta corrente nord-equatoriale. A sud di questo rigonfiamento e all'equatore, dove la forza di Coriolis è nulla, gli alisei spingono l'acqua nella parte occidentale dei bacini. Questo accumulo genera un gradiente orizzontale di pressione diretto verso est. Compensato in superficie dalla pressione del vento, il gradiente induce in profondità una corrente molto rapida diretta verso est, la sottocorrente equatoriale. In superficie la corrente equatoriale si instaura nel senso degli alisei.

Il meccanismo del trasporto di Ekman permette anche di spiegare la risalita di acqua fredda lungo il margine orientale dei bacini: qui i venti spirano parallelamente alla costa verso l'equatore e spingono verso il largo le acque di superficie, che vengono rimpiazzate dalla risalita di acque più profonde.

La mappa riportata di seguito riporta le correnti medie oceaniche di superficie. Alcune correnti sono relativamente calde mentre altre fredde. I venti associati al passaggio di un sistema perturbato possono disturbare la superficie dell'oceano e provocare una deviazione temporanea del flusso delle correnti dell'oceano dal loro pattern consueto.





Le correnti contenute nei gyre variano sensibilmente in lunghezza, larghezza e profondità. La Corrente del Golfo che scorre verso nord-est nell'Atlantico nord-occidentale e la Corrente di Kuroshio del Pacifico nord-occidentale sono le correnti di superficie più veloci con velocità

medie tra i 3 e i 4 km/h, con punte maggiori lungo i margini continentali. Queste correnti sono anche relativamente larghe e profonde, spesso le loro sezioni non misurano più di 50-100 km. Sulle parti orientali di questi gyre, le Correnti delle Canarie e della California (che scorrono verso sud), sono larghe centinaia di chilometri e raramente scorrono a più di 1 km/h.

La Corrente Sud Equatoriale che scorre verso ovest, collega i due gyre subtropicali dell'Oceano Atlantico. L'estensione verso est del Brasile divide la Corrente Sud Equatoriale in due parti: quella che scorre verso sud forma la parte occidentale del gyre del sud Atlantico (la Corrente del Brasile, una *western boundary current*); la parte che scorre verso nord si unisce con la Corrente Nord Equatoriale, che poi si divide in due correnti che si ricombinano quando escono dal Golfo del Messico, tra la Florida e Cuba per diventare la Corrente della Florida.

Questa corrente diventa la Corrente del Golfo che scorre verso nord-est e passa Capo Hatteras. In quella regione la velocità della corrente può raggiungere i 9 km/h. Presso la Baia di Chesapeake la quantità di acqua trasportata dalla Corrente del Golfo supera i 90 milioni di metri cubi di acqua al secondo (90 sverdrup, $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, per dare un'idea, tutti i fiumi del mondo nel loro insieme trasportano 1 sv); il volume d'acqua decresce a circa 40 Sv a sud di Terranova. Il gyre nord Atlantico comprende la Corrente del Golfo, che diventa la Corrente del Nord Atlantico a circa 40 gradi N e 45 gradi W e scorre verso est attraverso il nord Atlantico. Le fredde acque della corrente del Labrador scorrono verso sud tra il Canada e la Groenlandia mentre la Corrente della Groenlandia Orientale scorre verso sud-ovest tra la Groenlandia e l'Islanda. Ancora più a est, la Corrente del Nord Atlantico si divide nella Corrente Norvegese (che scorre verso nord-est tra l'Islanda e l'Europa lungo la costa norvegese) e la Corrente delle Canarie (che scorre verso sud lungo la costa occidentale spagnola, portoghese e nord africana). La Corrente delle Canarie si incontra con la Corrente Equatoriale del Nord Atlantico completando così il gyre subtropicale del nord Atlantico.

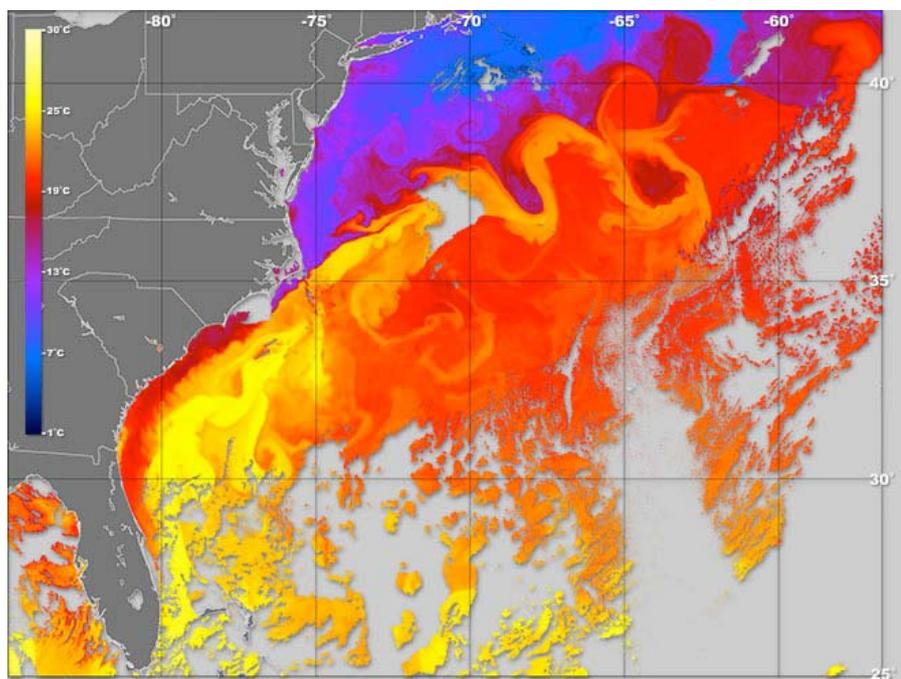
Come le loro controparti nel NH, nel sud Pacifico e sud Atlantico le correnti più strette e veloci sono quelle che scorrono lungo il loro margine occidentale (*western boundary current*) e quelle più larghe e lente si trovano lungo il loro margine orientale (*eastern boundary current*).

La circolazione (gyre) dell'Oceano Indiano varia più degli altri in conseguenza dell'alternarsi dei venti monsonici. In estate, i venti superficiali umidi soffiano dal mare verso la terraferma mentre in inverno, secchi venti soffiano dalla terraferma verso il mare.

Al di sopra delle regioni centrali dei bacini oceanici i venti sono in genere molto deboli o assenti per la presenza degli anticiloni semi-permanenti subtropicali centrati attorno ai 30 gradi di latitudine. Questi sistemi sono semi-permanenti in quanto persistono lungo tutto l'anno ma soggiacciono a variazioni stagionali di forza e posizione. Il bel tempo persistente e le alte temperature favoriscono l'aumento del tasso di evaporazione in queste aree degli oceani subtropicali e il risultato è una superficie marina con una salinità sensibilmente superiore alla media.

1.4 Le correnti sui bordi occidentali

Le correnti di superficie localizzate sulla parte occidentale dei gyre subtropicali, le *western boundary currents*, sono più veloci della loro controparte orientale. Sono anzi le più veloci correnti di superficie dell'oceano. Una spiegazione dell'intensificazione verso ovest del bordo delle correnti risiede nel rinforzo dell'effetto di Coriolis con la latitudine. L'effetto di Coriolis è maggiore alle latitudini delle westerlies che di quelle degli alisei. Il trasporto di acqua superficiale verso il bordo occidentale dei bacini oceanici provoca una maggiore inclinazione della

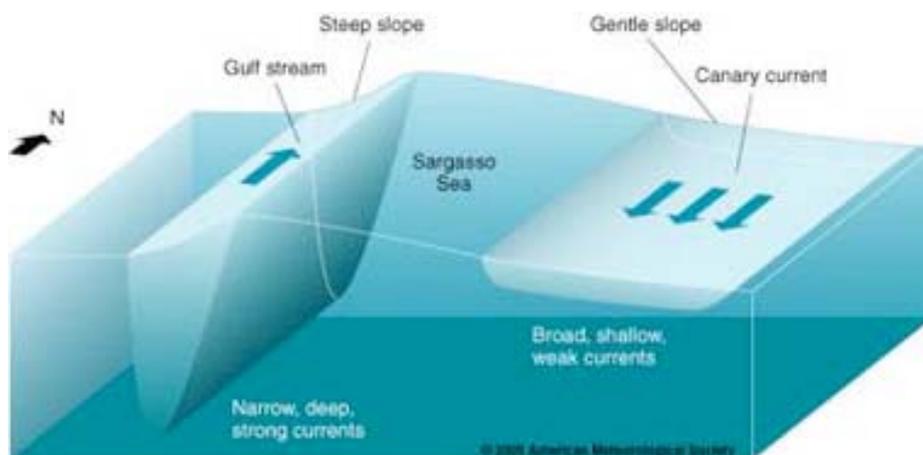


superficie oceanica (rispetto al bordo orientale) della parte occidentale di un gyre (in entrambi gli emisferi). Un'inclinazione maggiore della superficie marina si traduce in un flusso geostrofico più intenso su quella parte del gyre.

A sinistra, in grigio la costa orientale degli USA, in giallo e arancione le SST della Corrente del Golfo (MODIS, Terra satellite); in blu sono rappresentate temperature più fredde (1-10°C), in giallo e arancio temperature più calde (19-30°C). Norman Kuring, NASA/GSFC.

Le acque che si muovono nel bordo occidentale delle correnti adiacenti ai gyre maggiori trasportano una grande quantità di calore dai tropici verso i poli. Tra queste correnti di contorno ci sono la Corrente del Golfo e quella di Kuroshio (davanti al Giappone), che sono paragonabili in volume di flusso d'acqua alla Corrente Circumpolare Antartica. Le correnti di contorno occidentali del SH includono la Corrente di Agulhas (al largo dell'Africa sud-orientale), la Corrente del Brasile e la Corrente Australiana Orientale. Queste correnti sono più deboli di quelle dei bacini del NH, in parte perchè le correnti di contorno occidentali richiedono estese barriere continentali che sono generalmente assenti nel SH.

Come mostrato a lato per il nord Atlantico ma anche per tutti i bacini oceanici, l'inclinazione oceanica è maggiore sulla parte occidentale di un bacino oceanico che su quella orientale. Di conseguenza, le correnti di superficie sono più forti, strette e profonde in tutti i bordi occidentali. La scala verticale è stata esagerata per chiarezza.

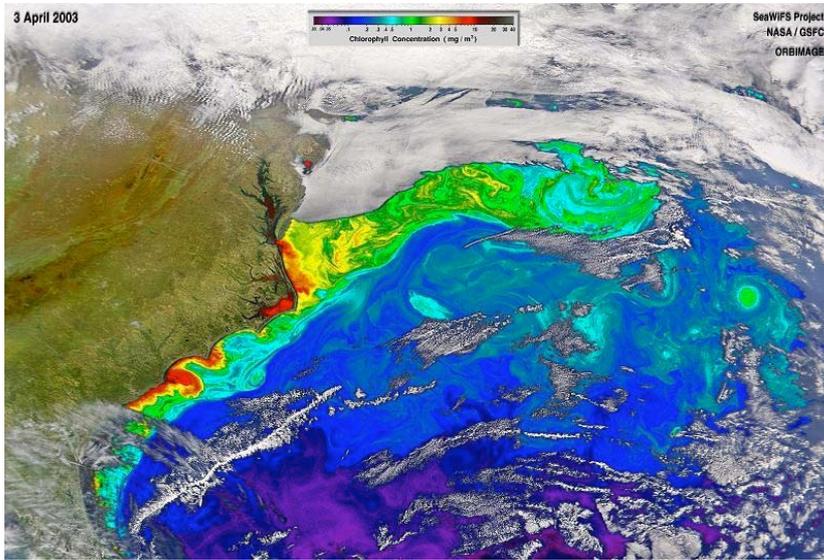


Le acque delle correnti dei bordi occidentali tipicamente percorrono dai 40 ai 120 km al giorno. Queste correnti inoltre si estendono più in profondità delle altre correnti superficiali, fino a una profondità di 1000m e oltre. Così, questo tipo di correnti sono tanto profonde da essere deviate dal margine continentale, che impedisce loro di scorrere al di sopra delle piattaforme continentali. Le correnti dei bordi orientali, come la Corrente della California o delle Canarie, sono più lente, larghe e sottili. Queste correnti trasportano acque più fredde verso i tropici dove sono riscaldate e ritrasportate verso i poli dalle correnti del bordo occidentale.

1.5 Gli anelli

Le immagini da satellite mostrano che l'oceano presenta una turbolenza simile a quella presente nell'atmosfera. Per esempio le relativamente veloci correnti del bordo occidentale possono produrre estesi vortici turbolenti in

rotazione a cuore caldo o freddo, anche conosciuti come **anelli**. Un anello si forma quando un meandro della corrente di contorno (o la Corrente Circumpolare Antartica) diventa un circolo che si separa dalla corrente principale e si muove indipendentemente come un vortice. Un anello può ruotare a più di 1 knot, isolando le acque e i microorganismi dalle acque circostanti.



Nel suo movimento verso est la Corrente del Golfo forma dei meandri che a volte si separano (vanno in cut-off) per formare a nord degli anelli a cuore caldo che ruotano in senso orario e a sud anelli a cuore freddo che ruotano in senso antiorario. Gli anelli a cuore caldo hanno dimensioni di 100-200 km e si estendono fino a 1500m, per cui non possono passare sulle piattaforme continentali ma possono comunque passarci abbastanza vicino da portare organismi inusuali vicino alle coste (tartarughe di mare, pesci tropicali).

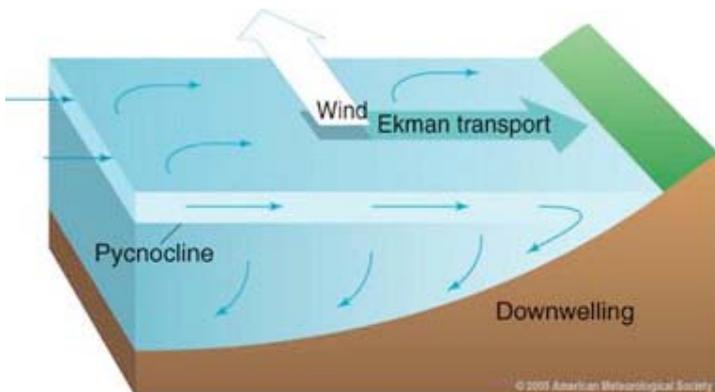
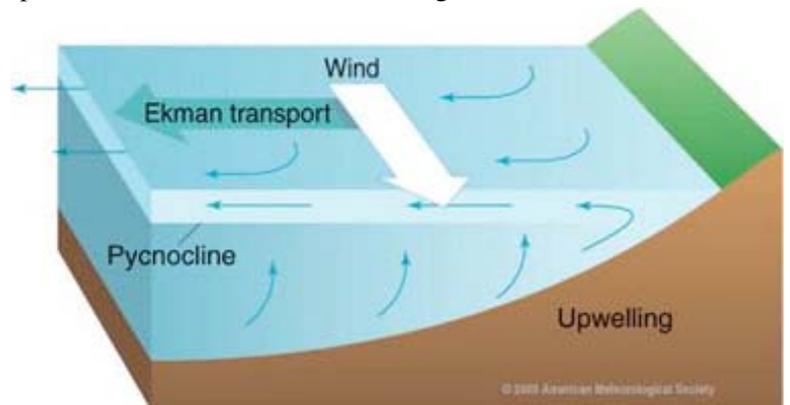
Gli anelli a cuore caldo sono chiaramente distinguibili anche per il loro tasso relativamente basso di produzione biologica. Gli anelli a cuore freddo hanno dimensioni di circa 300 km e sono più difficili da individuare via satellite ma siccome

raggiungono notevoli profondità (4000m) possono essere individuati da misurazioni di profili verticali di temperatura e salinità oppure per il loro elevato contenuto di organismi. Gli anelli nel nord Atlantico si muovono a circa 5-6 km al giorno.

La vicinanza della Corrente del Golfo alla costa limita il movimento verso nord degli anelli a cuore caldo. Tipicamente, dopo pochi mesi o al massimo un anno, un anello a cuore caldo diviene immobile tra Capo Hatteras, NC e la Corrente del Golfo; l'anello è poi riassorbito dalla Corrente del Golfo. Gli anelli a cuore freddo non hanno limitazioni nel loro movimento e possono persistere per diversi anni; in media un singolo anello a cuore freddo può durare un anno e mezzo.

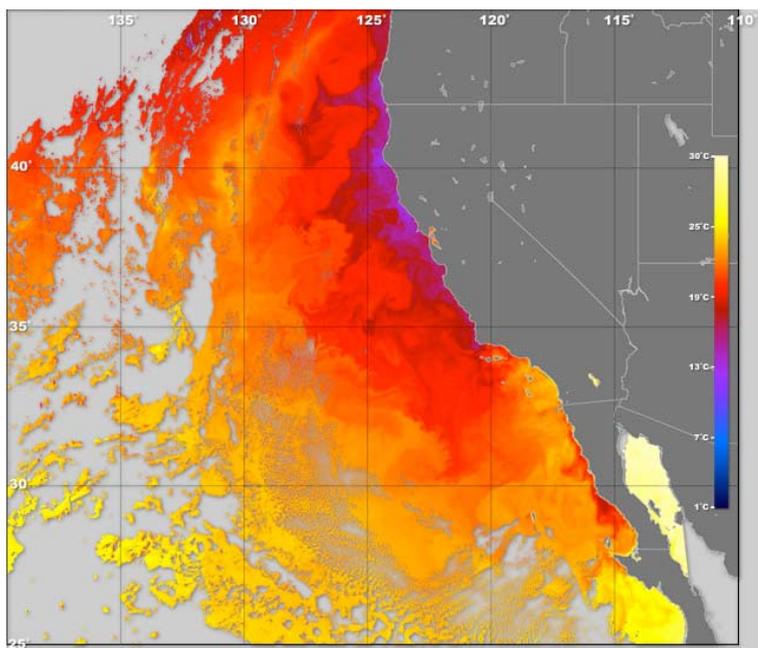
1.6 Upwelling e Downwelling

In alcune aree costiere dell'oceano (e grandi laghi) la combinazione di venti persistenti, rotazione della Terra (effetto di Coriolis) e limitazioni dei movimenti laterali dell'acqua indotti dalla linea costiera e bassi fondali, induce movimenti dell'acqua verso l'alto e verso il basso. Come spiegato prima, l'effetto di Coriolis e l'interazione col vento sotto forma di attrito inducono un movimento netto della delle acque di circa 90 gradi a destra (sinistra) della direzione del vento nel NH (SH). L'**upwelling** costiero si presenta dove il trasporto di Ekman muove la superficie marina lontano dalla costa e le acque superficiali sono sostituite da acque che risalgono dal basso. Nella figura, un esempio per il NH.

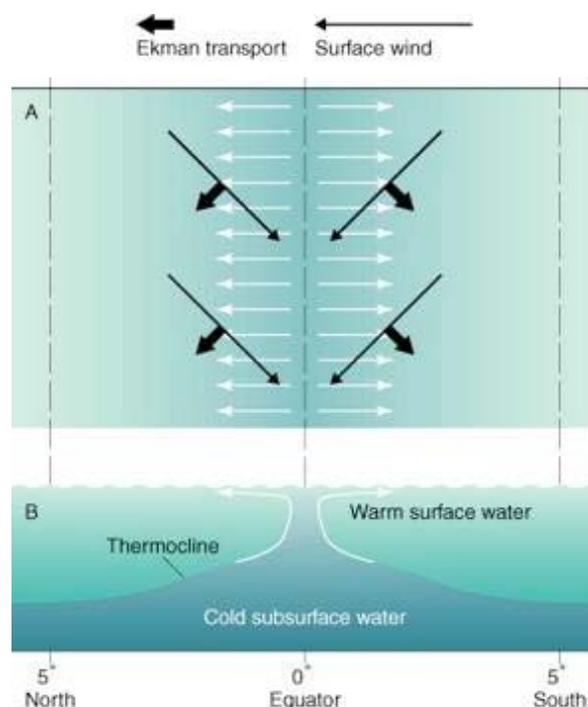


Dove il trasporto di Ekman muove le acque di superficie verso la costa, si accumula massa d'acqua che quindi affonda, secondo un processo chiamato **downwelling**. L'upwelling e il downwelling mostrano la continuità di massa nell'oceano; cioè l'acqua è un fluido continuo tale che un cambiamento della sua distribuzione in un'area è accompagnato da un cambiamento di compensazione in un'altra area. L'upwelling è abbastanza comune lungo le coste occidentali dei continenti (parti orientali dei bacini). Nel NH, l'upwelling si ha lungo le coste occidentali quando i venti soffiano da nord. I venti che soffiano da sud provocano upwelling lungo le coste orientali dei continenti. Sebbene non sia visibile chiaramente per via delle correnti del bordo occidentale.

L'immagine mostra, attraverso le SST, l'upwelling lungo la costa californiana. Norman Kuring, NASA/GSFC



L'upwelling e il downwelling possono avvenire anche in mare aperto dove i venti provocano una divergenza delle acque di superficie da una regione (causando upwelling) o convergere (causando downwelling). Per esempio l'upwelling ha luogo lungo gran parte dell'equatore. Si ricordi che la deviazione dovuta alla forza di Coriolis cambia direzione a seconda che ci si trovi a nord o sud dell'equatore. Le correnti di superficie attivate dal vento che scorrono verso ovest presso l'equatore piegano verso nord al di sopra dell'equatore e verso sud dall'altra parte. Le acque di superficie sono trasportate lontano dall'equatore e sostituite da acque di upwelling.



Upwelling equatoriale. (A) tra i 5 gradi N e S gli alisei dei due emisferi convergono vicino all'equatore. Il conseguente trasporto di Ekman permette l'upwelling, come mostrato nella sezione verticale (B).

Infine un forte e concentrato upwelling può presentarsi in presenza del passaggio di un ciclone tropicale (che abbia velocità inferiore a 8 km/h): questo può provocare la risalita di acque più fredde che hanno l'effetto di indebolire la tempesta stessa.

Questi due fenomeni influenzano la SST e la produttività biologica. Le acque di upwelling possono provenire da sotto il picnoclino e dunque essere più fredde delle acque che sostituiscono. A volte le acque di upwelling sono confinate allo strato di mescolamento a seconda dello spessore dello strato caldo. Dove il termocline è sottile, le acque di upwelling sono spesso ricche di nutrienti dissolti (composti di azoto e fosforo) necessari per la crescita del fitoplancton. Siccome il fitoplancton è alla base della catena alimentare marina, i luoghi di pesca più produttivi sono localizzati nelle aree di upwelling costiero che porta acque fredde e nutrienti verso la superficie (soprattutto nel bordo orientale dei gyre subtropicali).

Il downwelling riduce la produttività biologica, il trasporto di calore e sostanze disciolte. Questo succede lungo la costa occidentale dell'Alaska nel bordo orientale del gyre del Golfo d'Alaska (attivato dai venti della bassa pressione aleutina).

L'alternanza della presenza di acque ricche di nutrienti al largo della costa dell'Ecuador e del Peru è associata a episodi El Nino e la Nina nel Pacifico tropicale. Durante El Nino il picnoclino è così profondo che le acque di upwelling provengono da zone al di sopra del picnoclino con scarso contenuto di sostanze nutrienti. In casi estremi la mancanza di nutrienti insieme alla crisi della pesca può portare importanti ed estesi impatti economici. L'upwelling e downwelling costiero influenzano anche il tempo e il clima. Lungo la costa centrale e settentrionale della California, l'upwelling abbassa le SST e aumenta la frequenza di foschie estive: la superficie relativamente fredda del mare raffredda l'aria oceanica umida che scorre verso la costa portandola alla saturazione e permettendo quindi la formazione della nebbia. L'upwelling di acqua fredda inibisce la formazione di cicloni tropicali (es. uragani), perchè i cicloni tropicali traggono la loro energia dalle calde superfici marine. Durante El Nino e La Nina i cambiamenti delle SST associati alla risalita di acque calde o fredde lungo la costa del sud America e lungo il Pacifico equatoriale influenzano la distribuzione inter-annuale delle precipitazioni in gran parte del mondo.

1.7 Le correnti abissali

L'azione del vento come guida della circolazione oceanica è limitata al km più superficiale della colonna d'acqua, al di sotto del quale troviamo una vasta massa di acqua ($\approx 90\%$) che si estende fino alla profondità media di 4-5 km ed è ovunque a una temperatura inferiore ai 4°C .

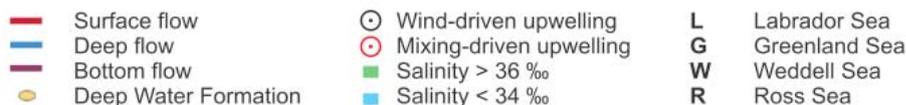
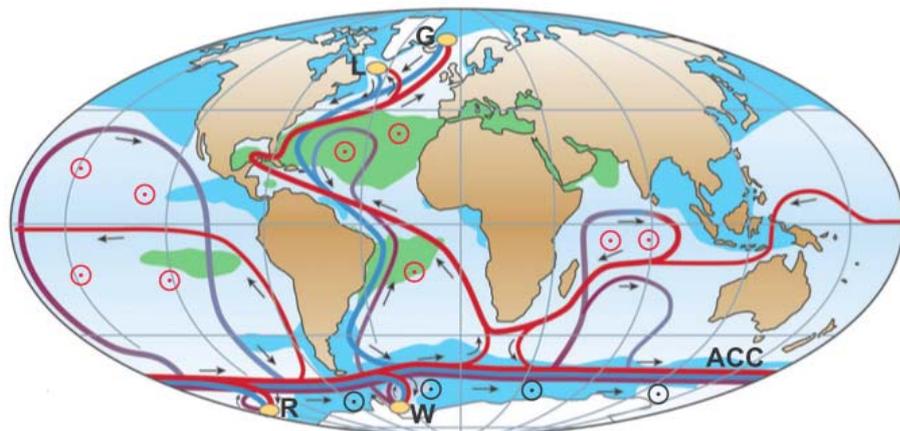
Dopo i venti, il secondo motore della circolazione oceanica è costituito dalle variazioni di densità dell'acqua; questa dipende dalla sua temperatura e salinità. Ad alte latitudini l'aria fredda che soffia sull'oceano provoca la formazione di acque più dense sulla superficie del mare. Se il vento è freddo a sufficienza si forma il ghiaccio e questo fa accrescere la salinità dell'acqua, in quanto nel ghiaccio è disciolta una minore quantità di sali. Perciò accade che l'acqua affondi a volte fino a 2000 m di profondità e oltre. Le masse di acqua abissale si formano nell'Atlantico tra Norvegia e Groenlandia, nel Mare del Labrador, di Weddell e nel Mare di Ross vicino all'Antartide: in altre regioni polari (Pacifico) si forma acqua fredda e densa, ma non è abbastanza salata da sprofondare sul fondale. A medie e basse latitudini la densità, anche in inverno, è sufficientemente bassa da consentire uno sprofondamento solo di alcune centinaia di metri al di sotto della superficie. Le uniche eccezioni sono alcuni mari, ad esempio il Mediterraneo: sottoposto a un'evaporazione molto più intensa degli oceani in quanto è un bacino chiuso, attira in continuazione acqua fredda atlantica attraverso lo stretto di Gibilterra. Poiché la profondità dello stretto è modesta si crea in superficie una corrente piuttosto impetuosa che si riversa dall'Atlantico verso il mar Mediterraneo. Più in profondità fluisce una corrente inversa, che va dal mar Mediterraneo verso l'Atlantico (vedi figura).

Le correnti verticali sono circa 1000 volte più lente rispetto a quelle orizzontali: le velocità sono dell'ordine di frazioni di millimetro al secondo (si tenga comunque presente che 1 mm/s equivale a 30 km in un anno, cioè quasi 10 volte la profondità media degli oceani). Dato che lo sprofondamento delle acque avviene su estensioni orizzontali amplissime, è facile calcolare che le correnti verticali, nonostante la loro lentezza, spostano masse d'acqua di centinaia di Sv. Anche le correnti di profondità e/o abissali sono molto lente (circa 1 mm/s).

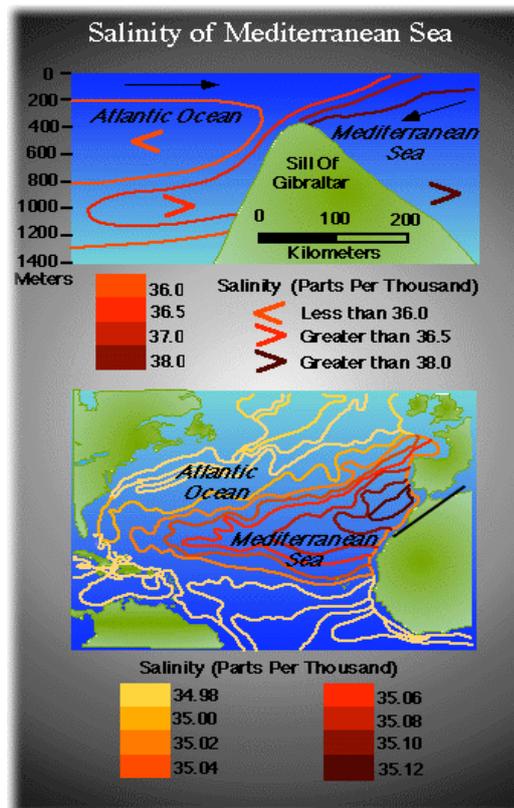
2.1 Thermohaline Circulation (THC) e Meridional Overturning Circulation (MOC)

La circolazione termoalina è quella parte della circolazione oceanica che è guidata dai flussi di calore e acqua dolce attraverso la superficie marina e il successivo mescolamento interno di calore e sali, da cui il termine termo-alina (che si riferisce quindi a un particolare meccanismo di trasporto ed è quindi un concetto fisico, non d'osservazione).

Rappresentazione schematica della circolazione termoalina globale. Modified after Broecker, 1991; from Kuhlbrodt, et al. submitted.



Nel 1751 sono state compiute le prime misure della temperatura degli abissi oceanici e fu scoperto che oltre un miglio al di sotto della superficie marina l'acqua è molto fredda, anche in zone subtropicali; nel 1797 B. Thompson spiegò correttamente questa scoperta: ipotizzò che esistessero delle correnti fredde provenienti dai poli. Un concetto complementare è quello di circolazione di rovesciamento meridionale (Meridional Overturning Circulation, MOC); si tratta di un flusso lungo la direzione nord-sud che varia in funzione della latitudine e della profondità. Sebbene i termini THC e MOC siano spesso incautamente usati come sinonimi, tra i due ci sono delle

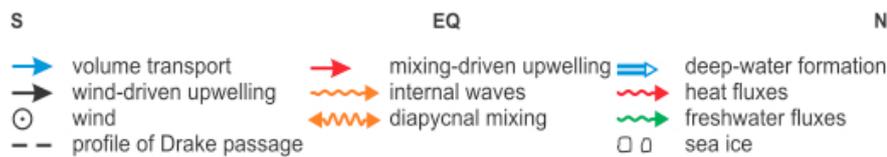
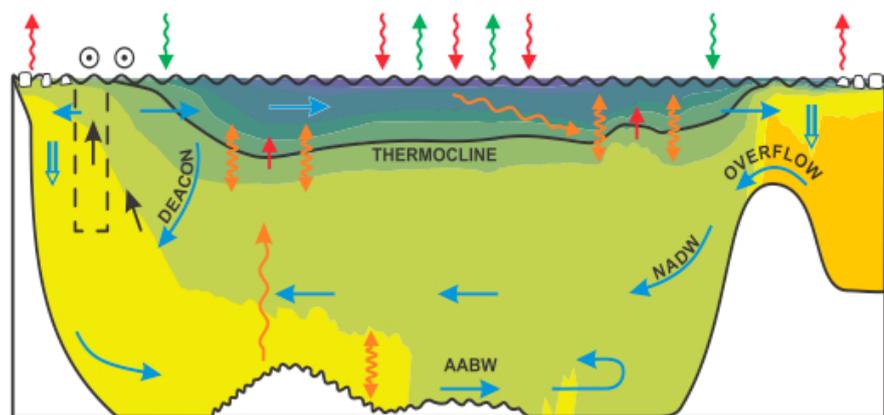


differenze fondamentali. La MOC include la componente eolica e quindi il trasporto di Ekman, la THC non ha solo la direttrice meridionale come modalità di azione ma può essere associata anche a celle a circolazione zonale. Quindi è opportuno prestare attenzione alla terminologia: la THC indica un particolare meccanismo di forcing (l'influenza del raffreddamento o delle acque dolci) sulla circolazione oceanica (è quindi un'interpretazione della realtà); il termine MOC va usato per descrivere un campo di flusso lungo i meridiani calcolato come media zonale del bacino oceanico (quindi è una quantità osservabile). In breve MOC = influenza del vento + THC.

Le caratteristiche chiave della THC sono:

→ la formazione di acque profonde: l'affondamento delle masse d'acqua, strettamente associato alla convezione, ovvero un processo di mescolamento verticale. La formazione di acque profonde avviene in poche aree localizzate: il Mare di Norvegia-Groenlandia, il Mare del Labrador, il Mar Mediterraneo, il Mare di Weddell, il Mare di Ross;

→ la diffusione delle acque profonde (ad esempio l'acqua profonda del nord Atlantico, NADW, e l'acqua abissale antartica, AABW), principalmente profonde come le correnti del bordo occidentale (DWBC);

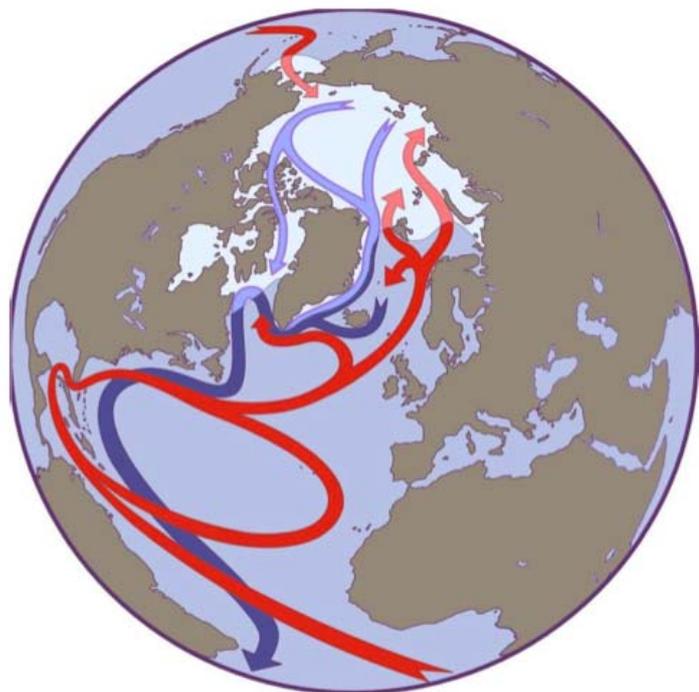


→ l'upwelling delle acque profonde: questo fenomeno non è localizzato come la convezione e non è difficile da osservare. Si ritiene che abbia luogo principalmente nella regione Circumpolare Antartica, forse con l'aiuto del vento (vedi fenomeno della divergenza);

Visione laterale della circolazione nell'Atlantico che mostra le componenti del flusso e i meccanismi discussi. L'area colorata mostra la stratificazione osservata sulla base della densità (acqua più densa in arancione, meno densa in blu).

circuito. Nell'Atlantico le correnti di superficie che compensano l'efflusso del NADW sono la Corrente del Bengala al largo del Sud Africa, la Corrente del Golfo e la Corrente del Nord Atlantico al largo della Scandinavia. È importante notare che la Corrente del Golfo è in primo luogo una *wind driven current*, che forma una parte del gyre subtropicale. La THC, qui approssimata dalla

quantità di acqua necessaria per compensare il fluire verso sud del NADW, contribuisce solo per il 20% circa al flusso della Corrente del Golfo.



Circolazione nel nord Atlantico e nell'Oceano Artico. Questa immagine semplificata mostra le correnti di superficie in rosso e le Acque Profonde del Nord Atlantico (NADW) in blu. La banchisa invernale (in bianco) viene ridimensionata nel settore Atlantico dalla tiepida Corrente del Nord Atlantico. (Figure by S. Rahmstorf, modified for the Arctic by G. Holloway.)

Il trasporto in volume della MOC a 24 gradi N nell'Atlantico è stato stimato (Roemmich and Wunsch, 1985) di 17 Sv, il suo calore trasporta 1.2 PW (1 PW = 10^{15} W). Più recentemente (Talley et al. 2003) è stata stimata la formazione di NADW in

La formazione di ghiaccio marino contribuisce ad aumentare la salinità. L'aumento della salinità causa l'abbassamento crioscopico dell'acqua marina quindi l'acqua fredda salata si forma in inclusione dei cristalli di ghiaccio. L'acqua salata progressivamente fonde il ghiaccio sotto di essa e alla fine esce dalla matrice di ghiaccio e affonda. Questo processo è chiamato "esclusione dell'acqua salata". Nel Mare di Weddell al largo della costa antartica presso il confine della banchisa, l'effetto del raffreddamento del vento viene intensificato dall'"esclusione dell'acqua salata".

La risultante AABW affonda e scorre verso nord nel bacino Atlantico ma è così densa che scorre al di sotto del NADW. Ancora, il flusso nel Pacifico è bloccato, questa volta dal Passaggio di Drake tra la Penisola Antartica e la Terra del Fuoco. Notare che l'acqua salata non ha un massimo di densità a 4 gradi ma diventa più densa man mano che si raffredda fino al suo punto di congelamento (circa -1.8 gradi).

La formazione e il movimento delle masse d'acque profonde nel nord Atlantico, crea masse d'acqua che affondano che riempiono il bacino e scorrono molto lentamente nelle piane abissali dell'Atlantico. Questo raffreddamento alle alte latitudini e riscaldamento alle basse latitudini guida il movimento delle acque profonde in un flusso polare verso sud: esse scorrono attraverso l'Oceano Artico fino attorno al sud Africa dove si dividono in due rami, uno verso l'oceano Indiano e uno verso l'Australia.

Nell'Oceano Indiano, parte dell'acqua fredda e salata che arriva dall'Atlantico, guidata dal flusso di acqua superficiale più calda e meno salata che arriva dal Pacifico subtropicale, provoca un ricambio verticale dell'acqua densa che affonda con quella più leggera sottostante. Nell'Oceano Pacifico, l'altra parte di acqua salata e fredda dall'Atlantico lentamente diventa più calda e dolce. Il flusso sottomarino di acqua fredda e salata rende il livello del mare dell'Atlantico leggermente più basso che nel Pacifico e la salinità maggiore. Questo provoca un vasto ma lento flusso di acqua calda e dolce superficiale dal Pacifico tropicale all'Oceano Indiano attraverso l'Indonesia per rimpiazzare la AABW fredda e salata. Quest'acqua più calda e dolce scorre dal Pacifico verso il sud Atlantico e la Groenlandia dove si raffredda e va incontro al raffreddamento evaporativo e quindi affonda fino al fondo oceanico, chiudendo la circolazione.

2.3 Effetti della circolazione atlantica sul clima

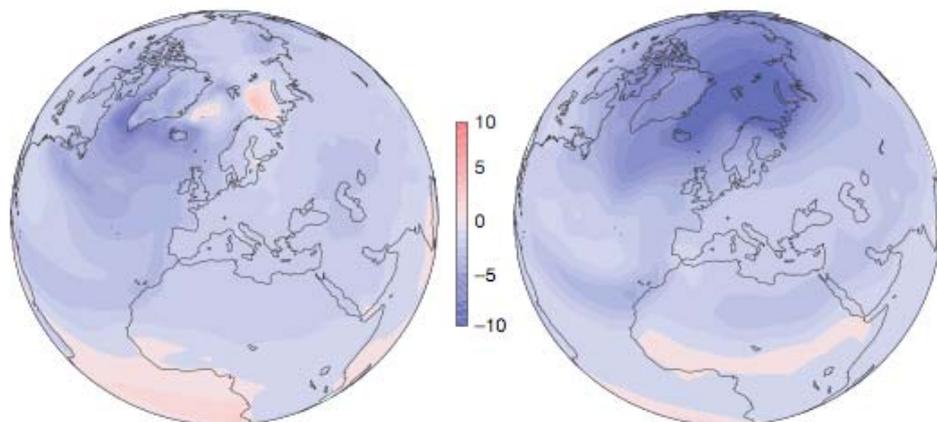
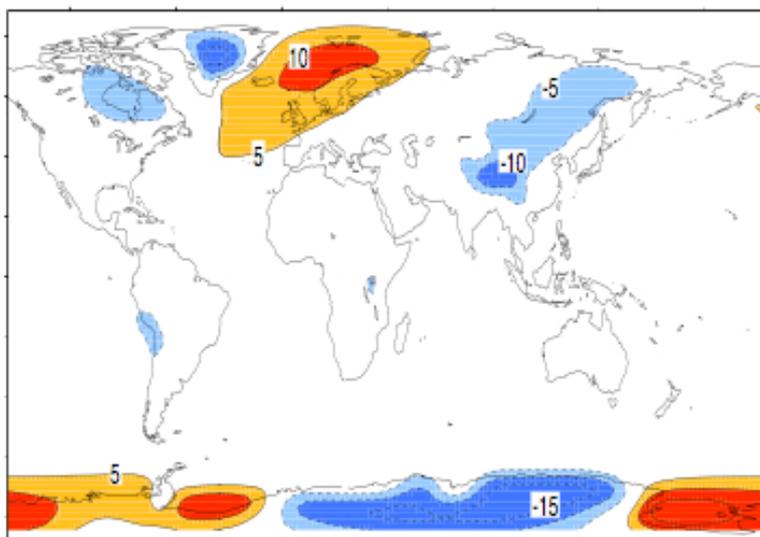
L'effetto climatico della MOC è dovuto al suo grande trasporto di calore, fino a 1 PW nel nord Atlantico. Alcuni calcoli indicano che questa quantità di calore trasportato nel nord Atlantico settentrionale (a nord di 24 gradi N) dovrebbe riscaldare questa regione di 5 gradi circa. Questa è

infatti all'incirca la differenza tra le SST del nord Atlantico e del nord Pacifico a latitudini simili. Uno sguardo ai margini del ghiaccio marino suggerisce che questi sono respinti dalle miti correnti del settore Atlantico, che di conseguenza porta a una riduzione dell'albedo e quindi a un riscaldamento. Si nota (a destra) come al di sopra delle tre principali regioni di formazione delle acque profonde degli oceani globali le temperature superficiali dell'aria siano più calde anche di 10 gradi in confronto con la media latitudinale.

Queste osservazioni non sono tuttavia una prova quantitativa dell'effetto climatico della THC, infatti possono esserci anche altre spiegazioni come ad esempio le onde planetarie nell'atmosfera, bloccate dalla geografia. Un

modo di stimare l'effetto della THC è quello di eliminare la formazione di NADW nei modelli climatici (aggiungendo una vasta anomalia di acqua dolce nel nord Atlantico). Approssimativamente questo porta a un raffreddamento con un massimo di 10 gradi nei Mari Nordici.

Variatione della temperatura dell'aria in seguito all'interruzione della formazione di NADW in due diversi modelli climatici. From Stocker, 2002.



Il massimo tende a verificarsi presso il margine della banchisa a causa del feedback positivo dell'albedo del ghiaccio che provoca un maggior raffreddamento della temperatura dell'aria piuttosto che delle SST. L'ampiezza e l'estensione spaziale del raffreddamento dipendono dai modelli. Molti modelli tendono a raffreddare le

temperature sulle terre emerse dell'Europa nord-occidentale (Scandinavia, Isole Britanniche) di alcuni gradi, altri mostrano un forte raffreddamento sul Canada.

Nei modelli il NH si raffredda e il SH si riscalda se la THC si interrompe, perchè il trasporto trans-equatoriale di calore nell'oceano viene ridotto. Questo cambiamento nella partizione del calore tra i due emisferi sposta l'equatore termico a sud e quindi l'ITCZ.

Infine, un cambiamento della THC porterebbe a una variazione del livello del mare. Oggi il livello del mare nel nord Atlantico è circa un metro più basso rispetto alle latitudini confrontabili del Pacifico, questo perchè le acque profonde si formano solo nell'Atlantico. Questo a causa del bilancio geostrofico delle correnti di superficie e dell'inclinazione della

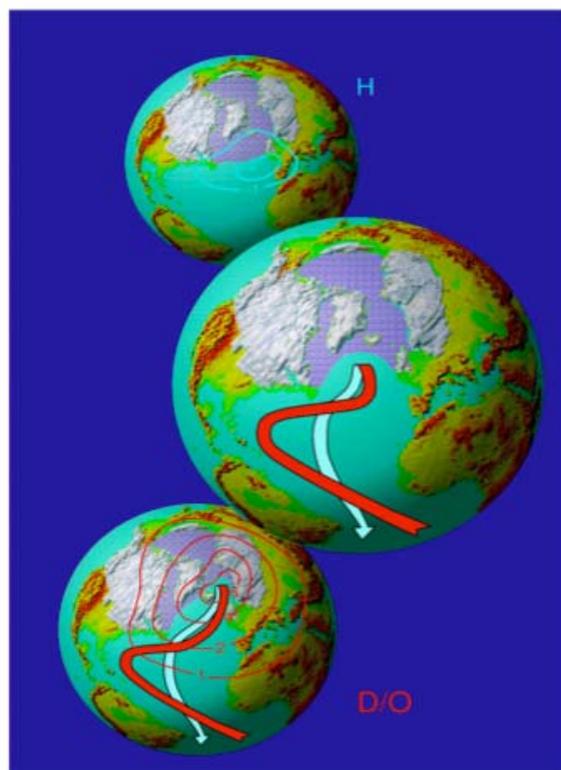
superficie marina. Qualsiasi cambiamento delle correnti superficiali è associato a un rapido aggiustamento della topografia della superficie marina (con nessun effetto sul livello del mare medio); nel caso di un'interruzione della formazione di NADW, il livello del mare attorno al nord Atlantico aumenterebbe rapidamente di un metro (vedi figura a lato). Un ulteriore ma lento cambiamento del livello del mare risulterebbe nel caso di variazioni della temperatura nell'oceano profondo.

2.4 Il ruolo della THC nei cambiamenti climatici del quaternario

Dati sedimentari indicano che la THC è andata incontro a importanti cambiamenti nel Quaternario. Sono stati identificati tre principali pattern circolatori: una modalità calda simile all'Atlantico odierno, una modalità fredda con la formazione di NADW a sud dell'Islanda nel Mar di Irminger, ed una modalità bloccata senza la formazione significativa di NADW.

Quest'ultima sembra abbia avuto luogo in seguito all'ingresso massiccio di acqua dolce, sia dal frangente della banchisa glaciale (eventi di Heinrich) sia da inondazioni di acque di fusione (ad esempio il Younger Dryas). L'evento climatico più drammatico mai registrato in Groenlandia, l'evento di Dansgaard-Oeschger (DO), può essere spiegato da spostamenti nord-sud nella convezione locale, ad esempio la transizione tra la modalità calda e fredda della THC atlantica.

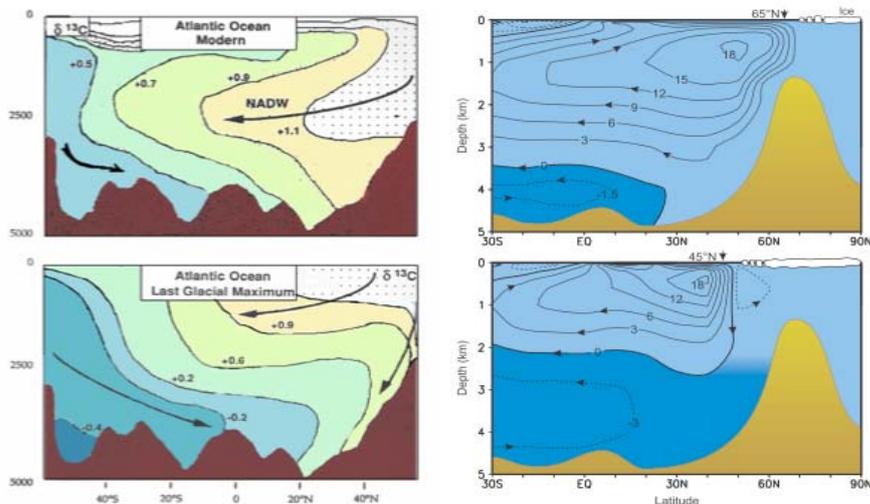
La coincidenza dei cambiamenti della circolazione oceanica e del clima, così come gli effetti climatici e le proprietà di stabilità della THC suggeriscono che le variazioni della circolazione oceanica giocano una parte fondamentale nell'avvento improvviso di un clima glaciale. I dati proxy mostrano che il sud Atlantico si raffredda quando il nord si raffredda e viceversa. Gli eventi di Heinrich si pensano che siano il risultato dell'instabilità del pack glaciale: il rilascio episodico di un iceberg porterebbe una grande ingresso di acqua dolce nell'Atlantico, dell'ordine di 0.1 Sv, per molti secoli (Roche et al. 2004). I modelli indicano che ciò sarebbe abbastanza per fermare l'intera formazione di NADW a causa della ridotta densità delle acque superficiali dell'oceano; questo di conseguenza spiegherebbe il raffreddamento trovato nei dati proxy, specialmente nell'Atlantico delle medie latitudini. In Groenlandia, gli eventi di heinrich sembrano avere un effetto marginale, presumibilmente avvennero durante le fasi fredde (modalità fredda) quando la THC già non si spingeva abbastanza a nord per riscaldare il clima della Groenlandia. Gli eventi DO sono violenti episodi di riscaldamento che hanno un grande impatto in Groenlandia (da 8 a 16 gradi in un decennio, Severinghaus et al. 2003) e nelle aree circostanti nel nord Atlantico. Un vasto aumento di salinità nel Mar di Irminger suggerisce una spinta verso nord di acque atlantiche calde e salate nei Mari Nordici (Krevelde et al. 2000), che possono spiegare un intenso riscaldamento. Ciò che attiva questi cambiamenti della circolazione oceanica è sconosciuto. Il ruolo dei



cambiamenti della circolazione oceanica su scale di tempo più lunghe, per esempio i cicli delle glaciazioni, è ancora in discussione.

Per il clima ha importanza, più del tasso di formazione delle acque profonde, la latitudine alla quale questo avviene. I dati e alcuni modelli indicano uno spostamento verso sud dei siti di formazione delle acque profonde dai Mari Nordici a una regione al sud dell'Islanda, che implica un ridotto trasporto di calore alle alte latitudini e un'espansione del ghiaccio marino.

Circolazione dell'Atlantico oggi e nei periodi glaciali; ricostruzione dai proxy data a sinistra (after Duplessy et al. 1988) e dalla simulazione di un modello a destra (after Ganopolski et al. 1998). Notare il flusso più sottile di NADW e l'espansione verso l'alto e verso nord del AABW (blu scuro) nei periodi glaciali, e uno spostamento verso sud della formazione delle acque profonde in questo modello.



I modelli suggeriscono che questi fattori possono aver ampliato il raffreddamento glaciale, sebbene i cambiamenti della circolazione oceanica non siano probabilmente un fattore cruciale per l'inizio di una glaciale. Nei periodi post-glaciali, la fusione di ghiacci nel nord Atlantico hanno apparentemente portato ad un influsso episodico di acque di fusione nell'oceano. L'effetto di queste acque di fusione sulla THC potrebbe spiegare le oscillazioni e l'improvviso cambiamento verso il freddo osservato ad esempio nelle carote di ghiaccio groenlandesi durante questi periodi, incluso il Younger Dryas e l'evento freddo di 8000 anni fa.

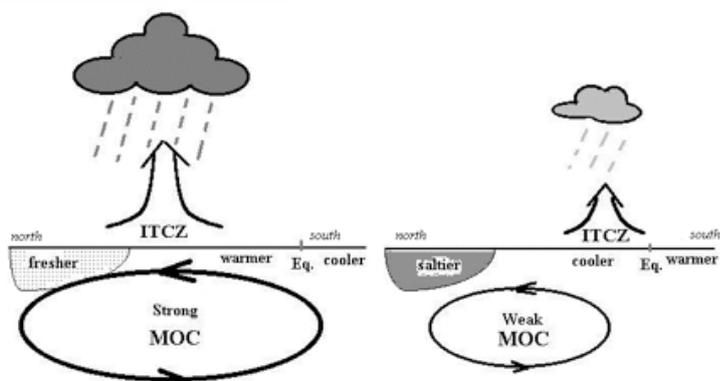
2.5 Circolazione atlantica: una sintesi

Riassumendo il calore viene trasportato dall'equatore verso i poli prevalentemente dall'atmosfera ma anche dalle correnti oceaniche, che riscaldano le acque vicino alla superficie e la raffreddano a livelli più profondi. Il ramo più nota di questa circolazione è la Corrente del Golfo, una circolazione *wind-driven*, che trasporta acque calde dai Caraibi verso nord. La MOC descrive la circolazione oceanica calcolata come media zonale; il ramo atlantico consiste di una parte guidata dal vento e dalla THC. Sebbene sia il Pacifico che l'Atlantico abbiano forti correnti di superficie verso nord nel loro margine occidentale (Corrente di Kuroshiro e Corrente del Golfo), solo nell'Atlantico, che è più salato del Pacifico le acque oceaniche diventano dense abbastanza alle alte latitudini per iniziare la convezione profonda. Questo guida la THC atlantica, parte di un grande *nastro trasportatore* globale. Uno studio (Trenberth and Canon 2001) attribuisce all'atmosfera il 78% del trasporto totale meridionale di calore a 35 gradi N. Seager et al. (2002) su questa base criticò la responsabilità della Corrente del Golfo del fatto che la regione del nord Atlantico sia più calda rispetto alla media delle zone con la stessa latitudine.

Una branca settentrionale della Corrente del Golfo, la Corrente Nord Atlantica, trasporta calore verso il nord Atlantico, dove il suo effetto nel riscaldare l'atmosfera contribuisce al riscaldamento dell'Europa. Sono tuttavia importanti anche altri fattori, come le onde atmosferiche che portano aria subtropicale verso nord, che si ritiene influenzino il clima delle Isole Britanniche e zone limitrofe più della Corrente del Golfo (vedi capitolo 5.1).

2.6 Il futuro della circolazione oceanica dell'Atlantico

L'evaporazione dell'acqua oceanica nel nord Atlantico aumenta la salinità delle acque e nelle stesse regioni ne avviene anche il raffreddamento; entrambi questi meccanismi aumentano la densità dell'acqua di superficie, ulteriormente favorita dalla formazione di ghiaccio. Questa acqua densa affonda e il flusso della circolazione continua verso sud. Il riscaldamento globale può influenzare la THC in due modi: il riscaldamento superficiale e la diminuzione di salinità superficiale, entrambi riducono la densità delle acque di superficie delle alte latitudini e così inibiscono la formazione di acqua profonda. Molti modelli predicono un indebolimento significativo della formazione di NADW (del 20-50%). L'aumento di acqua dolce potrebbe derivare dalla fusione dei ghiacci della Groenlandia e dall'aumento delle precipitazioni, specialmente lungo i fiumi siberiani.



Un indebolimento maggiore o un'interruzione della formazione di NADW potrebbe avere importanti ripercussioni sugli ecosistemi marini, sul livello del mare e il clima, compreso un mutamento dell'ITCZ (vedi a lato).

Uno dei rischi è la possibilità di un'oscillazione improvvisa delle temperature come avvenuto durante l'ultima era glaciale: una serie di eventi DO che possono essere attribuiti al forcing di acque dolci alle alte latitudini capace di interrompere la THC. Comunque questi eventi pare che in realtà siano stati causati dall'efflusso massiccio di acqua dolce dai ghiacci della Laurentide (l'immenso ghiacciaio continentale che durante l'ultima era glaciale ricopriva gran parte del nord America), piuttosto che dalla fusione dei ghiacci marini e dalle variazioni delle precipitazioni.

Nel dicembre 2005 Bryden et al. (National Oceanographic Centre, UK) riportarono la notizia del rallentamento del 30% della MOC tra il 1957 e il 2004 misurata sulla base del trasporto di calore alla latitudine di 25N, in particolare il cambiamento maggiore si concentra negli anni seguenti al 1992.

	1957	1981	1992	1998	2004
Shallower than 1,000 m depth					
Gulf Stream and Ekman	+35.6	+35.6	+35.6	+37.6	+37.6
Mid-ocean geostrophic	-12.7	-16.9	-16.2	-21.5	-22.8
Total shallower than 1,000 m					
1,000-3,000 m	+22.9	+18.7	+19.4	+16.1	+14.8
3,000-5,000 m	-10.5	-9.0	-10.2	-12.2	-10.4
5,000-10,000 m	-14.8	-11.8	-10.4	-6.1	-6.9
Deeper than 10,000 m	+2.4	+2.1	+1.2	+2.2	+2.5

Values of meridional transport are given in Sverdrups. Positive transports are northward.

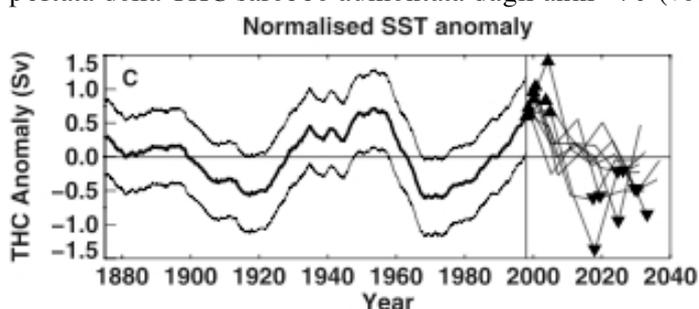
Trasporto meridionale a diverse profondità lungo 25N. From Bryden et al. 2005

In realtà è difficile distinguere in questi cambiamenti una tendenza a lungo termine o una semplice variabilità naturale; per fare questo occorrono serie storiche più lunghe e soprattutto continuative (non misurazioni di solo pochi, singoli anni, come quelle

usate da Bryden et al.) che non sono attualmente disponibili. Dei primi studi sulla naturale variabilità del sistema (Cunningham et al. 2007) hanno analizzato, attraverso misurazioni giornaliere, l'andamento della MOC atlantica dall'aprile 2004 all'aprile 2005, e quindi la variabilità che può esserci giorno per giorno, lungo un intero anno. Lo studio mostra che questa variabilità è alquanto elevata (abbastanza da includere le 5 misure riportate da Bryden et al.). Quindi questo potrebbe suggerire che il trend a lungo termine presentato da Bryden et al. Potrebbe essere nient'altro che un artefatto della variabilità già presente nel sistema. Ulteriori dati e studi aiuteranno comunque a chiarirlo. Del resto un calo del 30% della MOC si sarebbe ripercosso in un calo delle temperature nel nord Atlantico e in misura minore sull'Europa mentre negli ultimi anni l'anomalia termica positiva non ha fatto altro che aumentare.

In gran parte dei modelli di circolazione generale (GCM) considerati dal rapporto del 2007 dell'IPCC, la THC tende non tanto a fermarsi quanto a indebolirsi e il riscaldamento supererebbe il raffreddamento, a causa del maggior impatto dei gas serra; infine forzando un blocco della THC il raffreddamento (fino a 8 gradi) avverrebbe sul nord Atlantico, non sulla terraferma.

Inoltre uno studio di Knight et al. (2005) ha ricostruito l'andamento della THC per gli ultimi 125 anni sulla base della simulazione di un modello climatico e delle SST osservate (si veda il capitolo sull'AMO) e il risultato è che la portata della THC sarebbe aumentata dagli anni '70 (vedi figura), in contrasto con il risultato di Bryden et al.

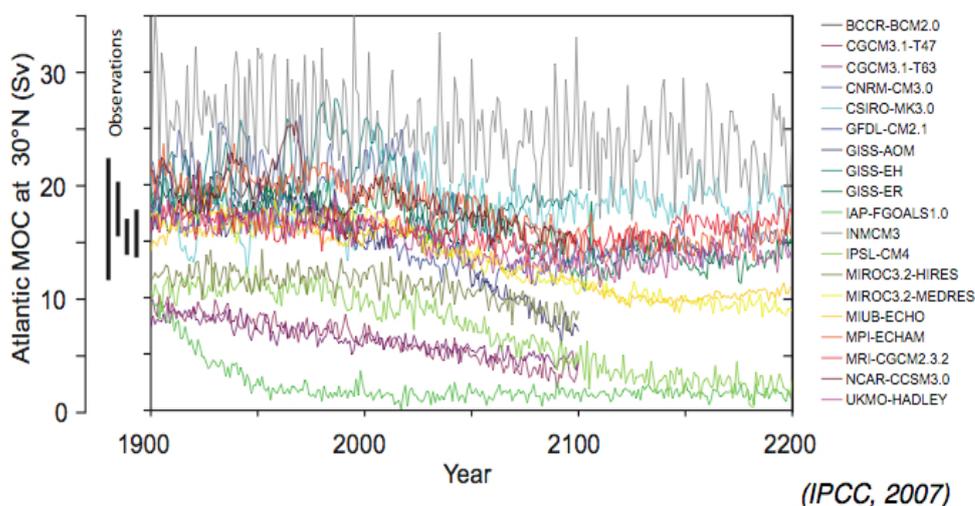


A sinistra, ricostruzione e previsione della THC (e intervallo di confidenza); tutti i membri dell'ensemble mostrano un calo della sua forza nei prossimi 3 decenni (in virtù del passaggio ad una fase di AMO-). From Knight et al. 2005. L'andamento del grafico contrasta fortemente con i risultati di Bryden et al. (2005) che indicano un calo della portata del nastro trasportatore atlantico del 30%.

Sulla base delle SST è stato concluso che il trasporto della MOC è aumentato di circa il 10% dal 1970 agli anni '90 (Knight et al. 2005, Latif et al. 2006). In sintesi è molto probabile che alla fine del secolo scorso la MOC abbia subito dei cambiamenti significativi a scale pluriannuali/decennali ma non c'è un'evidenza coerente sul trend della forza media della MOC.

L'IPCC nel suo ultimo rapporto, sulla base delle simulazioni dei modelli, afferma che è molto probabile un rallentamento della MOC durante il ventunesimo secolo: la riduzione prevista è in media del 25% (in un range da 0 al 50%), tuttavia puntualizza anche che questo rallentamento sarà graduale e non porterà a un'improvvisa transizione delle sue caratteristiche (meno del 10% di possibilità).

Model projections for the Atlantic MOC over the next century:

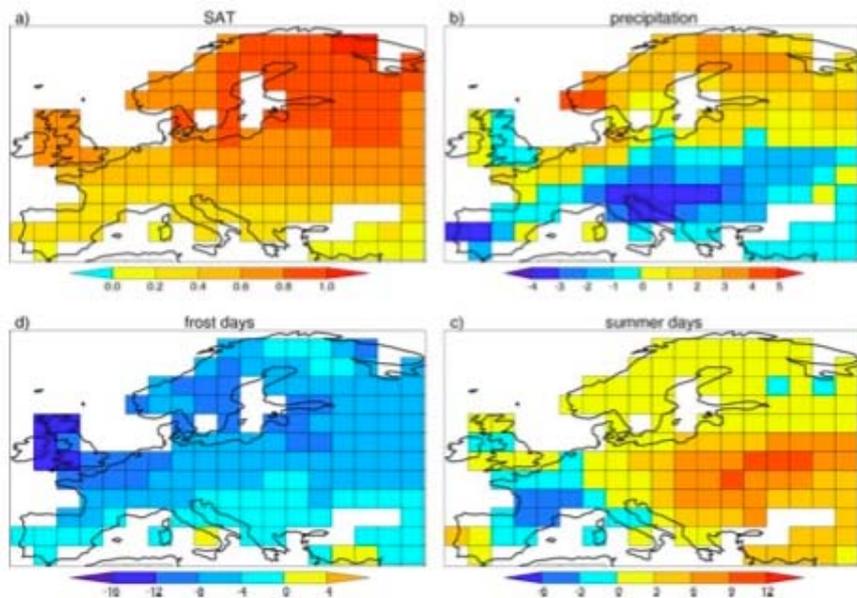


Comunque, certamente un arresto della MOC non darebbe il via a una nuova era glaciale, bloccare completamente la Corrente del Golfo (che è in gran parte una corrente *wind-driven*) o causare l'estinzione dell'umanità o solo degli europei e quindi lo scenario prospettato dal celebre film "The day after tomorrow" è pura fantascienza. In breve, sebbene un evento di oscillazione della MOC improvviso a vasta scala e forte impatto sia improbabile, la possibilità non nulla e gli effetti potenziali motivano ulteriori ricerche per la spiegazione dei meccanismi climatici che coinvolgono la circolazione oceanica.

2.7 Influenza della variabilità della MOC sul clima europeo

In questo paragrafo verrà discusso più approfonditamente il ruolo della MOC atlantica nel condizionare il clima del Vecchio Continente. I dati strumentali della MOC come abbiamo visto sono molto scarsi e le osservazioni esistenti forniscono una stima della forza attuale della MOC ma non della sua evoluzione passata. Le simulazioni dei modelli climatici forniscono una misura della stima della variabilità della MOC, della sua predicibilità e del suo impatto sul clima.

L'intensità della MOC è legata all'attività convettiva nelle regioni di formazione delle acque profonde, in particolare il Mare del Labrador che è molto sensibile ad anomalie di acque dolci provenienti dall'Artico (Jungclauss et al. 2004). Le fluttuazioni della MOC vanno di pari passo con le variazioni del trasporto verso nord di calore e quindi hanno una potenziale influenza sul clima dell'Atlantico e in misura minore dell'Europa continentale. L'influenza della MOC sul clima europeo non può essere separata da quella della NAO su scala interannuale, ma su scale temporali più lunghe è la variabilità della MOC atlantica che guida la variabilità climatica europea, indicando una influenza oceanica sulle vicende atmosferiche.



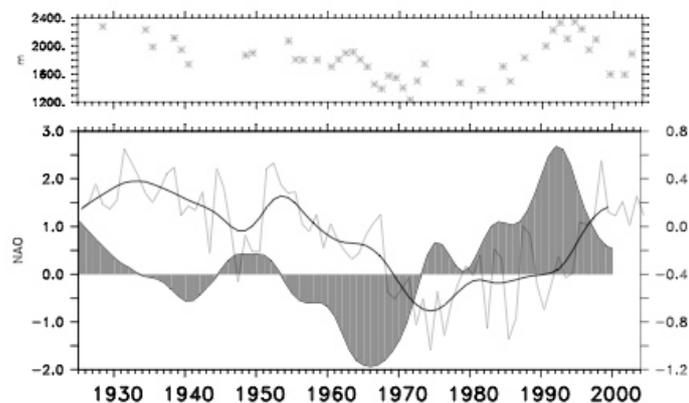
Differenza tra gli anni con condizioni di MOC atlantica forte e debole (oltre ± 0.44 volte la varianza) della temperatura dell'aria in $^{\circ}\text{C}$ (a), precipitazioni mm/mese (b), giorni in un anno con temperatura sotto 0°C (c), e sopra i 25°C (d).

Dalla figura a lato si nota come in caso di MOC debole le temperature medie sull'Europa siano più fredde che nel caso di MOC forte (la differenza media calcolata sull'intero continente è di 0.5°C). Le maggiori differenze si riscontrano nelle regioni baltiche e un'ulteriore analisi su scala stagionale mostra che le differenze sono maggiori in inverno.

La differenza delle precipitazioni medie a seconda che si abbia una MOC forte o debole mostra un dipolo nord-sud, con un incremento nel nord Europa e un calo al sud (le differenze maggiori si riscontrano in Norvegia, nella Penisola Iberica e nell'Adriatico). Una forte MOC porta a un minor numero di giorni di gelo su tutto il continente (la riduzione è maggiore nelle Isole Britanniche). La differenza nel numero delle giornate estive (giorni che raggiungono i 25°C) mostra un dipolo est-ovest, ovvero una riduzione sull'Europa occidentale e un aumento su quella orientale.

2.8 MOC e NAO

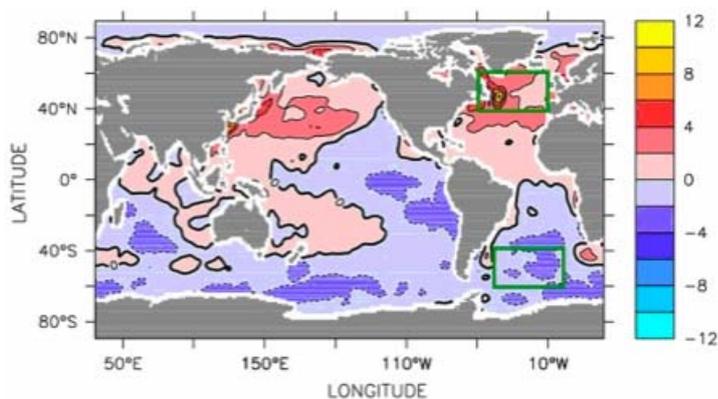
La densità delle acque profonde nella regione subartica atlantica è determinata da due contributi principali: l'efflusso di acque abissali dai Mari Nordici attraverso le regioni comprese tra Scozia, Islanda e Groenlandia e le acque sovrastanti che si formano durante episodi di forte raffreddamento invernale nel Mare del Labrador (LSW). La variabilità della formazione di LSW è guidata in gran parte dalla North Atlantic Oscillation (NAO). Variazioni dell'indice NAO, una misura della forza delle westerlies e dei flussi di calore sul nord Atlantico, influenza profondamente la convezione profonda nel Mare del Labrador e si riflettono nelle proprietà delle LSW.



A sinistra, NAO invernale (area scura) e dipolo atlantico delle SST (linee continue); è evidente come il valore del dipolo varia con un ritardo di un decennio rispetto alla NAO, suggerendo che una parte significativa della variabilità a bassa frequenza della MOC sia guidata dalla NAO. Il grafico in alto mostra lo spessore annuale delle LSW, una misura della convezione nel Mare del Labrador.

Un possibile modo (indiretto, visto che finora non sono stati individuati dati proxy validi) di stimare la forza della MOC è quello di usare le SST: in particolare molti studi modellistici indicano come le variazioni della MOC su scala multidecennale sono accompagnate da un pattern caratteristico delle SST, ovvero un dipolo di segno opposto nel nord e sud Atlantico (vedi immagine a destra). Latif et al. (2004) hanno stimato che la variazione di 0.5-1 gradi del dipolo dovrebbe corrispondere a circa 1.5-3 Sv di variazione della MOC.

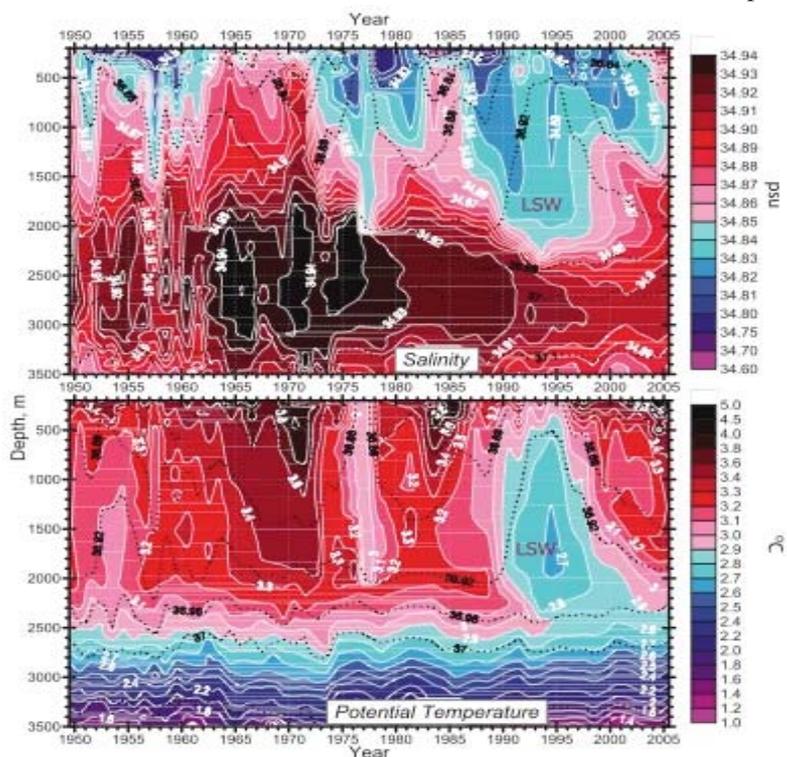
I modelli indicano che le variazioni legate alla NAO dei flussi di calore sul Mare del Labrador inducono una risposta



(lag di 2-3 anni) della MOC (Eden and Willebrand 2001, Hakkinen 1999); su scale di tempo più lunghe le variazioni corrispondenti del trasporto interemisferico di calore inducono il dipolo delle SST prima descritto (la correlazione tra NAO e dipolo con un lag di 5-20 anni è 0.2-0.3). Ecco che quindi la tendenza al ribasso della NAO invernale che si osserva dall'inizio degli anni '90 potrebbe portare entro i prossimi 10-15 anni a una riduzione della portata della MOC.

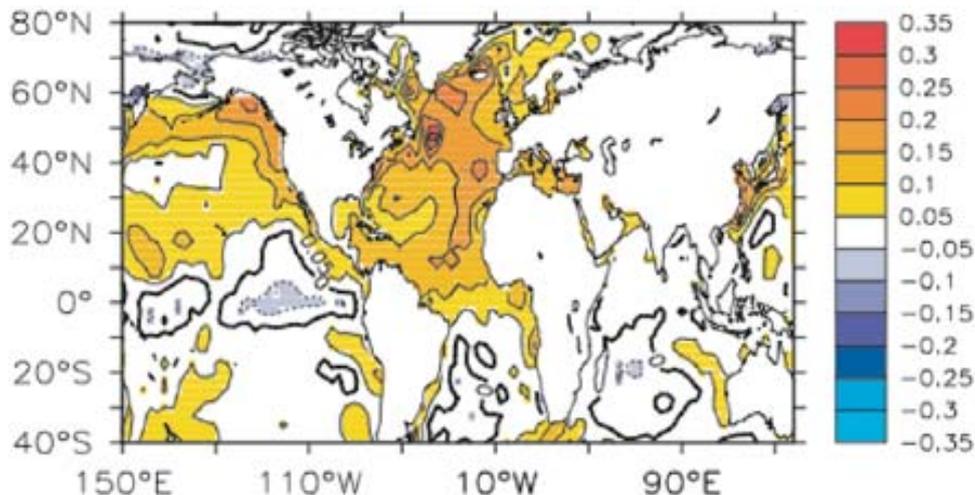
Riguardo invece i cambiamenti legati all'efflusso di acque fredde abissali dai Mari Nordici, sembra (almeno nel clima attuale) che questi, essendo il maggior fonte di acque dense per il trasporto verso sud della MOC, siano potenzialmente di maggior impatto sulla MOC rispetto ai forcing atmosferici (NAO) e sarebbero la prima causa connessa con l'indebolimento della MOC a seguito del riscaldamento globale (si legga il paragrafo 3.4).

La più lunga serie storica disponibile della salinità e della temperatura nel Mare del Labrador. From IPCC 2007.



3.1 Il ciclo AMO

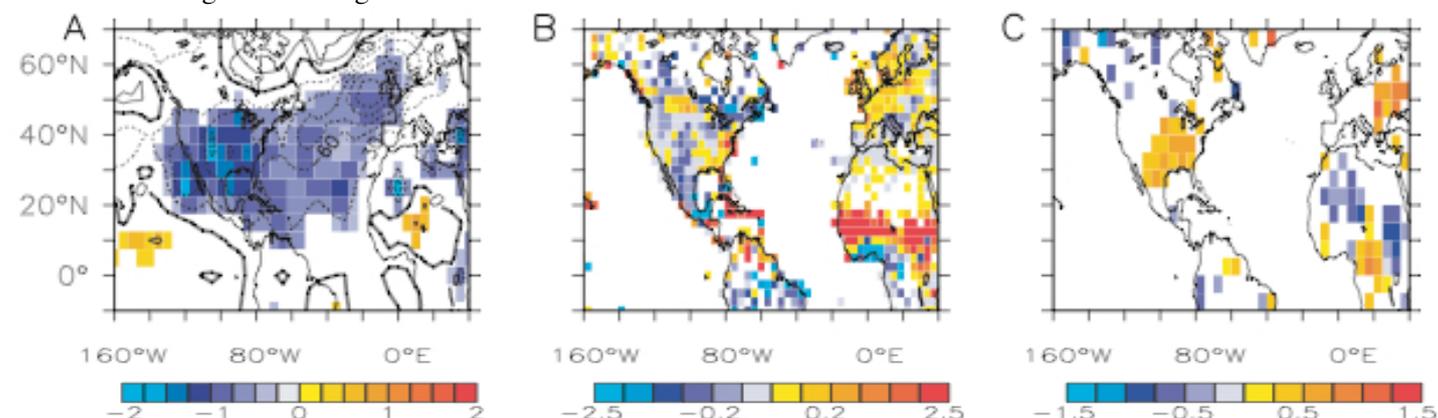
Le SST del nord Atlantico mostrano un chiaro segnale di variabilità multidecadale (Bjerknes 1964; Folland et al. 1984; Schlesinger and Ramakutty 1994). La differenza del pattern delle SST (dell'ordine di mezzo grado) tra gli anni relativamente caldi 1950-1964 e gli anni relativamente freddi 1970-1984 mostra anomalie negative presso terranova e positive nel resto del bacino oceanico (Kushnir 1994).



A sinistra, pattern delle SST associato all'AMO nel periodo 1871-2003. From Hodson and Sutton 2005.

Da analisi successive di serie di dati più lunghe e migliori di SST e SLP, questo pattern di variabilità multidecennale è stato caratterizzato più accuratamente (Moron et al. 1998; Tourre et al. 1999). Nel periodo 1870-1999 i periodi caldi misurati sono stati: il periodo dagli anni '30 agli anni '50, i periodi freddi dal 1900 agli anni '20 e dagli anni '60 agli anni '80. Da metà anni '90 l'AMO è nella sua fase positiva.

Pur essendo intrinsecamente difficile individuare un'oscillazione multidecennale in solo un secolo e mezzo di dati strumentali, Delworth e Mann (2000) estesero le misure dirette con dati proxy e dimostrarono che esiste un picco spettrale significativo nella banda di frequenza di 50-70 anni. Questa variabilità è stata chiamata Oscillazione Atlantica Multidecennale (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) da Kerr (2000); Enfield et al. (2001) e altri (Goldenberg et al. 2001) definirono l'indice AMO come il pattern a bassa frequenza residuo delle anomalie delle SST atlantiche dall'equatore fino ai 60 gradi N in seguito alla detrendizzazione lineare delle SST. Questo metodo viene utilizzato per rimuovere qualsiasi potenziale segnale forzato che non dipende dalla variabilità intrinseca dell'Atlantico, assumendo che questo sia lineare nel tempo; se così non fosse questa procedura può produrre una falsa oscillazione apparente come artefatto del processo di aliasing (fenomeno per cui due valori possono diventare indistinguibili se soggetti a un campionamento a frequenza insufficiente) del trend secolare non lineare. E infatti ci sono forti indicazioni che i forcing esterni (GW) lungo l'ultimo secolo non abbiano un andamento lineare; torneremo in seguito sull'argomento.



In alto: differenza tra i periodi 1931/1960 e 1961/1990 (giugno-luglio-agosto) delle SLP (A); precipitazioni (mm/giorno) (B); temperatura dell'aria (C). From Hodson and Sutton 2005.

Sebbene in molti casi i meccanismi dettagliati non siano molto chiari, ci sono variazioni climatiche che sono ben correlate con l'AMO. Enfield et al. (2001) hanno mostrato che esiste una significativa correlazione negativa con le precipitazioni degli USA, ovvero meno (più) pioggia su gran parte degli USA centrali durante un periodo di AMO+ (AMO-). Per esempio, la portata del Mississippi è circa il 5% in meno rispetto alla media durante una fase AMO+ (in realtà riguardo il clima americano gioca un ruolo importante anche un'altra oscillazione multidecennale: la PDO). Elevate correlazioni positive sono state individuate tra l'AMO e le precipitazioni nel Sahel e (Folland et al. 1986; Rowell et al. 1995), con le precipitazioni del Brasile nord-orientale (Folland et al. 2001), tra l'AMO e l'intensità e la frequenza degli uragani nell'Atlantico (Gray et al. 1997; Goldenberg et al.

2001). Durante l'AMO+ nel periodo 1950-1964, ci furono 28 uragani intensi (classe 4, 5) originatisi a est di 60 gradi W. Nel periodo di ugual lunghezza 1970-1984 in AMO-, ce ne furono solo 12 (vedi grafico).

Una variabilità multidecennale è stata individuata anche nelle osservazioni a lungo termine della concentrazione del ghiaccio marino nell'Artico (Venegas and Mysak 2000). I periodi in cui la concentrazione di ghiaccio marino è minore (maggiore) della media coincidono a grandi linee con i periodi di AMO+. Recentemente Sutton and Hodson (2005) studiarono gli effetti climatici nel NH dell'AMO e dimostrarono che la differenza del pattern delle precipitazioni estive tra i periodi di AMO positiva e negativa mostra un aumento del 5-15% sull'Europa occidentale. A seconda del pattern le temperature atmosferiche mostrano anomalie positive sugli USA e l'Europa centrale. Delworth and Mann (2000) hanno suggerito un legame con la variabilità della THC e Dama e Lohmann

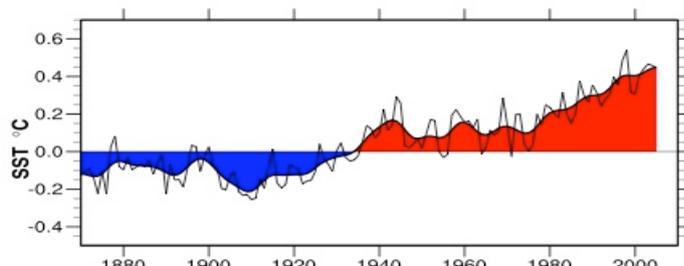
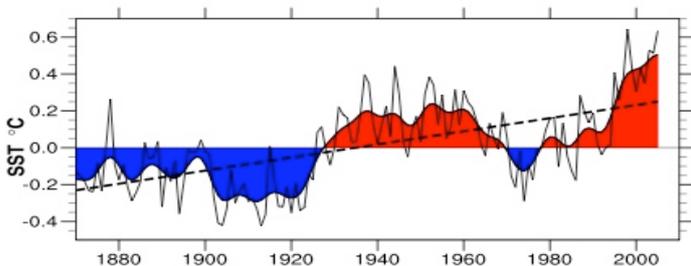
(2007) hanno spiegato in che modo avviene l'interazione tra AMO e circolazione termoalina.

Hodson e Sutton (2005) hanno mostrato come le variazioni sul clima siano determinate dal ciclo AMO attraverso un modello di circolazione atmosferica in cui introdussero le SST osservate nel periodo 1871-1999. Il risultato in termini di SLP e precipitazioni mostra un buon accordo con le osservazioni della figura sopra. Quindi le variazioni climatiche legate all'AMO possono essere riprodotte in un modello forzato con le sole SST osservate; il che implica che le variazioni osservate siano forzate dalle variazioni delle SST.

In seguito è stata fatta una distinzione tra

quale parte dell'oceano forzi queste oscillazioni climatiche; alcuni esperimenti hanno preso in considerazione solo la parte extratropicale (30-60N) o tropicale (0-30N) del pattern AMO. Questi mostrano che le SST dell'Atlantico tropicale influiscono gli USA e il Messico mentre quelle dell'Atlantico extratropicale l'Europa occidentale.

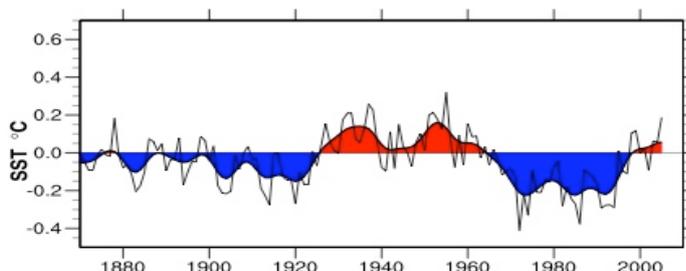
I dati strumentali coprono soltanto due cicli dell'oscillazione ma studi paleoclimatici indicano che l'AMO era presente anche nei secoli precedenti. Da alcune simulazioni dei modelli sono giunte indicazioni del collegamento con la forza della THC, accompagnata da cambiamenti nel trasporto del calore verso nord nell'Oceano Atlantico ma non si accordano con l'apparente indebolimento osservato.



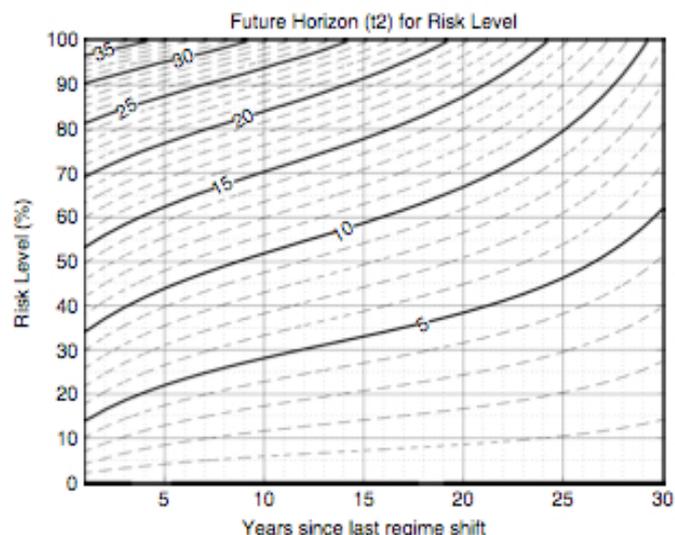
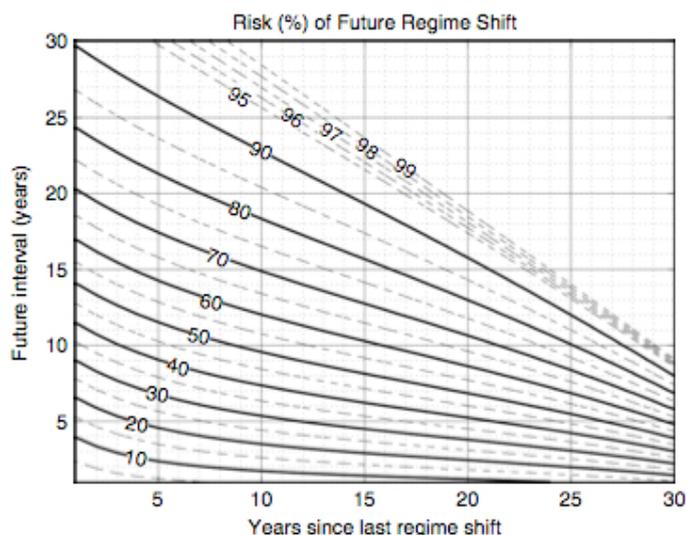
Riprendendo il discorso sul trend dell'oscillazione, la principale difficoltà che si riscontra con l'indice AMO tradizionale (in alto, primo grafico) è l'impossibilità di discriminare tra variazioni derivanti dalla THC e altri fenomeni con origini nel nord Atlantico e i cambiamenti globali antropogenici. In particolare, il recente riscaldamento del nord Atlantico è inquadrato come parte dell'aumento delle SST medie globali (in alto, secondo grafico). Per trattare puramente con la variabilità atlantica, è desiderabile rimuovere il segnale a scala globale legato al riscaldamento globale dei decenni recenti. Per questo motivo le SST globali sono state sottratte per ottenere un nuovo indice AMO (in basso).

La magnitudine dell'AMO è modesta: il suo range è meno di 0.4 gradi. L'aumento a partire da metà anni novanta nell'AMO tradizionale è fortemente mutato nell'ultimo grafico e il suo valore è di poco sopra la media storica. Il nuovo indice è circa 0.35 gradi più basso dell'originale dopo il 2000, sottolineando il fatto che gran parte del riscaldamento recente è globale.

I tre grafici rappresentano rispettivamente (in senso orario) le SSTA atlantiche (0-60N, 0-80W) per il periodo 1870-2005 rispetto alla media 1901-1970; le SSTA globali (60S-60N) per lo stesso periodo e la differenza tra i due grafici. From Trenberth and Shea 2006.



3.2 Previsione probabilistica dell'AMO



I modelli numerici non sono ancora in grado di fare previsioni deterministiche della variabilità climatica decennale e multidecennale. Comunque lo sviluppo recente di ricostruzioni paleoclimatiche (ad esempio Gray et al. 2004) attraverso dati proxy dendrologici permette l'utilizzo di una via alternativa: calcolare la *probabilità* di evenienza di questi cambiamenti climatici.

Utilizzando il metodo di Ebisuzaki (1997), la serie di oltre 400 anni dell'AMO ottenuta da Gray et al. (2004) può essere usata per generare altre serie della stessa lunghezza e dello stesso spettro (ultimi tre grafici). Fare ciò è equivalente a considerare l'AMO su un periodo più lungo in cui si assume che le sue caratteristiche statistiche rimangono stazionarie.

Enfield e Serrano (2006) hanno calcolato la probabilità di un cambiamento della fase AMO nei prossimi Y anni (in ordinato), considerati che siano passati X anni dall'ultimo cambiamento (in ascissa). L'AMO è positiva dal 1995 (X=13) e questo porta a un 30% di probabilità di un cambio di segno del ciclo entro i prossimi 5 anni e 70% per i prossimi 15.

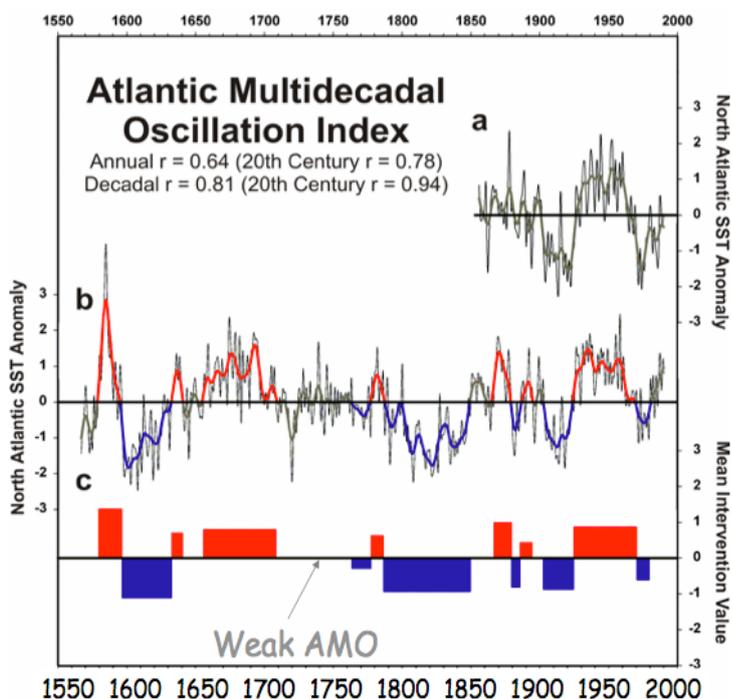
Years	Phase	Mag. ^a	Intensity ^b
1580–1596	+	23.2	1.37
1597–1632	–	–39.9	–1.11
1633–1640	+	5.6	0.70
1641–1655	NS		
1656–1708	+	42.2	0.80
1709–1763	NS		
1764–1777	–	–4.0	–0.29
1778–1786	+	5.7	0.63
1787–1849	–	–58.5	–0.93
1850–1866	NS		
1867–1879	+	12.7	0.93
1880–1885	–	–4.9	–0.81
1886–1894	+	3.9	0.44
1895–1902	NS		
1903–1924	–	–19.2	–0.87
1925–1970	+	39.7	0.86
1971–1979	–	–5.4	–0.60

^aMag. = Magnitude; calculated by subtracting the long-term mean from each reconstructed annual SSTA value within a regime, and summing these values over the entire regime.

^bIntensity = the ratio between magnitude and duration, equivalent to average magnitude for an event.

Dal grafico a sinistra, sottraendo la probabilità per Y=5 e per Y=15 (in X=13) è possibile ottenere la probabilità che abbia luogo un cambio di segno tra i prossimi 5 e 15 anni (circa 45%).

In alternativa, dal grafico a destra si può calcolare l'anno (ottenuto dal grafico come differenza con l'anno corrente) in cui si avrà la probabilità di cambio di segno dell'AMO (in ordinata). Ad esempio se X=13 (2008) la probabilità di avere un'inversione del ciclo del 60% (Y=60) si avrà 11 anni dopo (nel 2019).



SLP che si raggiunge (vedi mappa in basso a sinistra), si ha il massimo gradiente sullo Stretto di Fram, che aumenta sensibilmente l'efflusso di ghiaccio artico e di acqua dolce (Fram Strait Sea Ice Export). Di conseguenza, il mescolamento meridionale nell'oceano viene ridotto a causa di questi flussi di acqua dolce nel nord Atlantico (10-20 anni) e il ciclo entra nella sua fase opposta. Quindi il feedback negativo del ciclo deriva dall'interazione di oceano, atmosfera e ghiaccio marino nell'Atlantico, Pacifico e Oceano Artico.

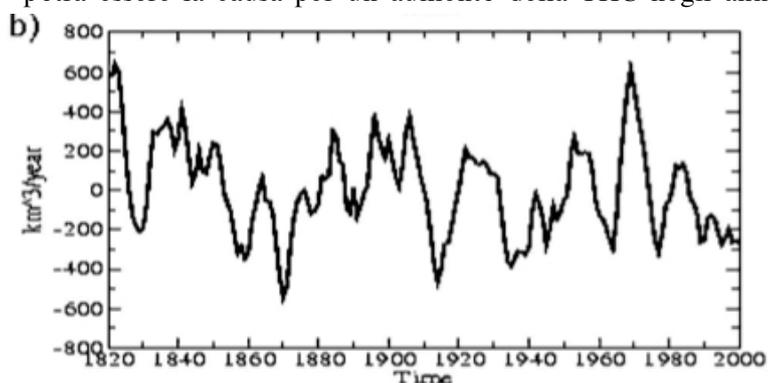
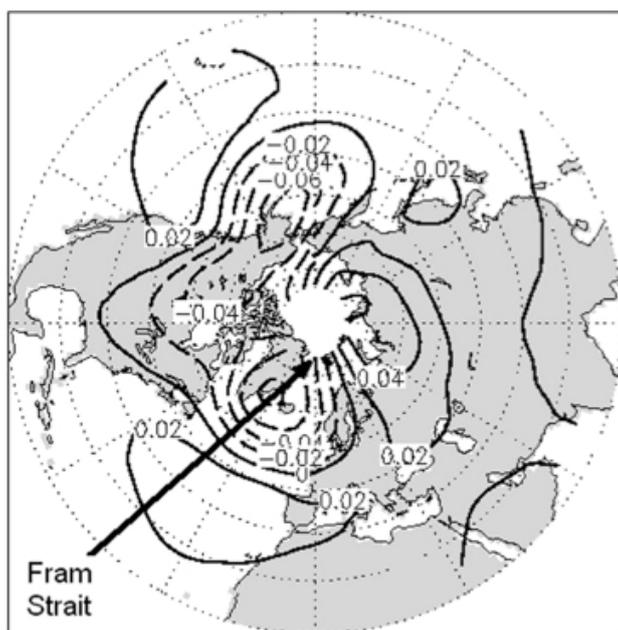
Sulla base di questo meccanismo, la memoria dell'AMO ha una natura eterogenea, risultando da molti diversi processi fisici.

Il tempo necessario per un cambiamento della THC fornisce una parte della memoria (~15 anni).

Le SST dell'Atlantico si manifestano con un lag rispetto ai mutamenti della THC di parecchi anni, come affermato anche dai modelli elaborati da Latif et al. (2004). Un'altra parte di memoria (~10 anni) è fornita dal nord Pacifico attraverso il feedback positivo oceano-atmosfera che coinvolge alterazioni oceaniche (Wu et al. 2003). Infine sono necessari molti anni per le alterazioni del ghiaccio marino in seguito al forcing del vento associato alle SLP. In questo modo la memoria cumulativa è di circa 30-35 anni, proprio la metà della periodicità del ciclo AMO.

Per esempio, negli anni '40 nell'Atlantico c'erano SSTA+ che hanno contemporaneamente causato la presenza di un'intensa bassa pressione. Circa un decennio dopo, durante la fine degli anni '50 e soprattutto negli anni '60, il segnale multidecennale si è riflesso nella struttura emisferica delle SLP che hanno incentivato il trasporto verso sud dei ghiacci attraverso lo stretto di Fram (vedi grafico in basso a destra) e quindi quella che è stata chiamata la "Grande Anomalia Salina" che ha indebolito la THC nel giro di 10-20 anni e quindi provocato SSTA- nel nord Atlantico, osservate negli anni '70 e '80 (periodo di AMO-).

Su questa base è possibile un tentativo di previsione climatica su scala multidecennale nella regione del nord Atlantico; l'efflusso minimo di ghiaccio marino attorno all'anno 2000 potrà essere la causa per un aumento della THC negli anni



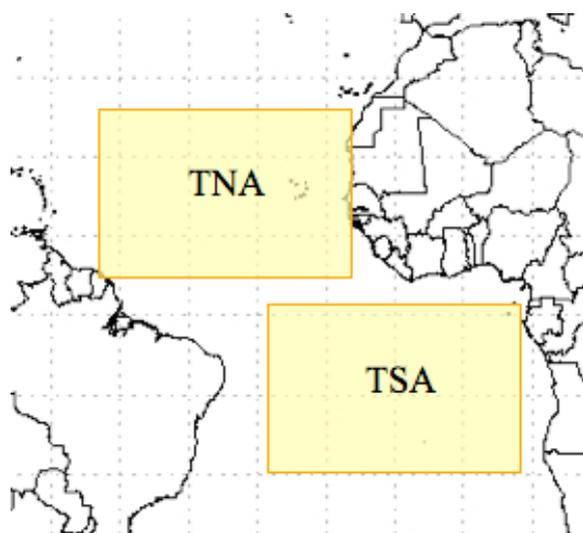
2010-15 che si tradurrebbe in condizioni più miti sull'Europa e il nord America nei decenni successivi. Questa visione contrasta con le previsioni di un calo della THC esposta prima, a supporto di quanto lo studio dei meccanismi oceanici e climatici sia recente (la definizione del ciclo AMO

ad esempio è stata formulata correttamente solo nel 2000) e ancora in sviluppo.

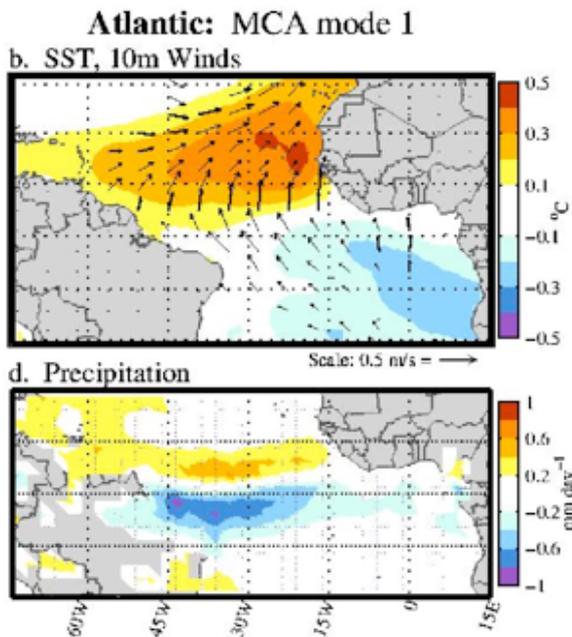
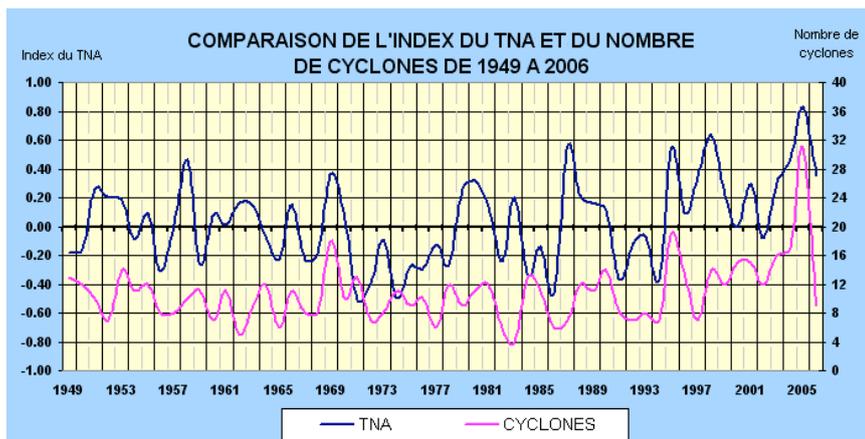
4.1 Variabilità dell'Atlantico Tropicale

La TAV (Variabilità dell'Atlantico Tropicale) è una fluttuazione dell'insieme dei seguenti parametri: SST, SLP, cella di Hadley, ITCZ, direzione dei venti. La sua manifestazione più chiara è a livello dei mesi di marzo, aprile e maggio (MAM). La TAV è soggetta a cambiamenti annuali e decennali. È spesso chiamata l'El Nino dell'Atlantico ed è infatti associata agli alisei come El Nino nel Pacifico. A causa della direzione degli alisei (sud-est) essi alternamente riscaldano le acque dell'oceano verso sud dell'equatore, poi verso nord, poi ancora verso sud.

Gli indici oceanografici dell'Atlantico tropicale sono il TNA (Tropical Northern Atlantic index, SST in 15-55°W, 5-25°N), il TSA (Tropical Southern Atlantic index, SST in 10°E-30°W, 0-20°S) e l'AMM (Atlantic Meridional Mode, = TNA-TSA). Contrariamente al Nino la cui oscillazione avviene lungo la direzione est-ovest, la TAV oscilla lungo l'asse nord-sud. L'area atlantica grossomodo fra i 20N e i 20S soggiace ad una sorta di ciclico dipolo che coinvolge, con meccanismi di feedback auto-rafforzanti e non, sia le SST che l'atmosfera (SLP e il relativo regime dei venti) su scala temporale



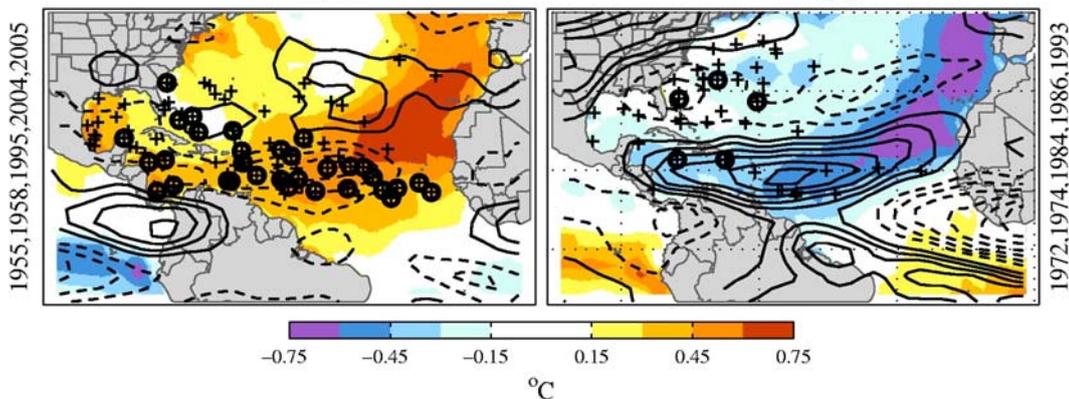
variabile; a volte si genera un anomalo gradiente di SST tale per cui nella zona TNA si hanno SSTA+ e nella zona TSA SSTA-, di conseguenza lungo l'equatore si rafforzano venti anomali verso nord a causa di un più forte gradiente di pressione al suolo in queste zone, a causa della forza di Coriolis questi venti meridionali che attraversano l'equatore si dispongono da sud-ovest verso nord-est nelle regioni subtropicali boreali, mentre in quelle australi soffiano da sudest verso nord-ovest. Questi venti contribuiscono così a rallentare gli alisei boreali e invece a rafforzare quelli australi e a questa diminuzione della forza dei venti nell'emisfero nord tropicale segue una riduzione dell'evaporazione e quindi un rafforzamento del flusso di calore superficiale nell'oceano nel NH, mentre per la stessa ragione ma opposta c'è un indebolimento del flusso di calore superficiale nell'oceano nel SH quindi un rafforzamento del dipolo iniziale nelle SSTA, dunque SSTA+ (SSTA-) nella zona TNA (TSA) che persistono e un ulteriore rafforzamento dei venti anomali che attraversano l'equatore. Altri parametri (quali il trasporto di calore indotto dalle correnti oceaniche) tendono invece a inibire questo meccanismo, dando luogo ciclicamente ad un bilancio di feedback positivi e negativi che probabilmente auto-sostiene l'oscillazione. In realtà la vera struttura a dipolo, ovvero SSTA opposte di valore assoluto maggiore di 0.2 gradi, non è molto frequente (15%), ma esiste comunque un importante gradiente di SST attraverso



l'equatore che è presente per il 50% di tutti i mesi di cui si abbiano i dati. Questa fluttuazione interannuale del dipolo di cui sopra pare sia ampiamente influenzata dall'ENSO. L'impatto dell'ENSO (in particolare del Nino) sull'Atlantico è più forte nell'oceano tropicale boreale rispetto a quello australe; statisticamente le fluttuazioni delle SST nord atlantiche in TNA indotte dall'ENSO (circa 0.2 gradi) hanno un lag di circa 4-8 mesi (Trenberth et al. 2002; Chikamoto and R. Tanimoto 2005; cioè spesso quando inizia la fase del Nino in Pacifico, si hanno SSTA+ nella zona TNA in Atlantico perlopiù 4-8 mesi dopo). È stato provato che la NAO ha degli effetti sul TNA (e quindi sulla TAV) ma non è una condizione strettamente necessaria per la variazione dell'Atlantico tropicale. L'ENSO esercita un'influenza considerevole sul TAV durante la primavera boreale. Esso può aumentare la variabilità delle SST a sud e a nord dell'Atlantico tropicale ma anche nell'Atlantico equatoriale.

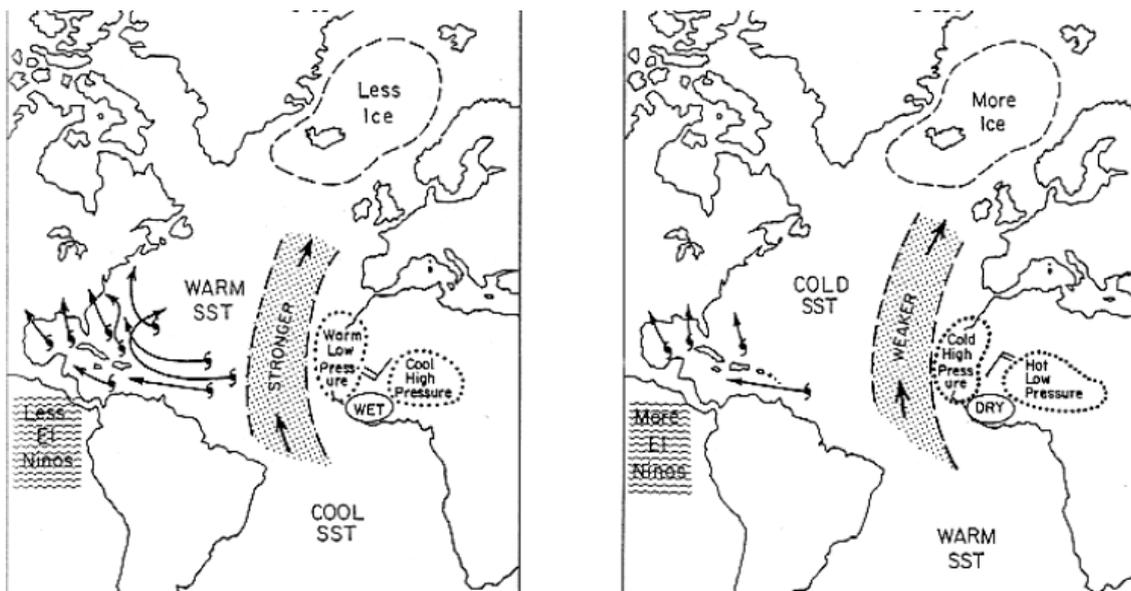
Approssimativamente il 25% della variazione del TNA può essere spiegato dall'effetto dell'ENSO. Le SSTA del TNA sono positive soprattutto durante gli anni con ENSO+. Quest'ultimo è associato a SSTA+ nel nord-est dell'Atlantico tropicale. Le oscillazioni delle SST del TNA sono associate anche all'Atlantic Multi-decadal Oscillation. Sono stati introdotti anche altri due indici per le SST che coprono

Composites around AMM
AMM(+) **AMM(-)**



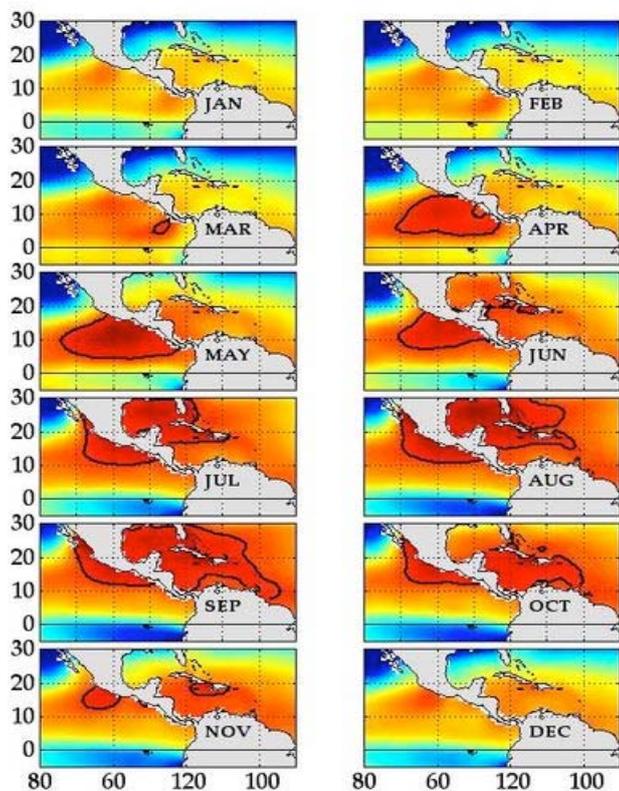
regioni più piccole: il NAT (North Atlantic Tropical: 5-20N, 40-20W), il SAT (South Atlantic Tropical: 5S-5N, 15W-5E) e il TASI (differenza tra NAT e SAT).

Le anomalie precipitative del Sahel (Lamb 1978) e del nord-est del Brasile (Hastenrath et Heller 1977) e altre, sono legate alla TAV. La regione della TNA è quella in cui si formano i cicloni tropicali. Dunque una variazione delle SST in questa zona ha degli effetti sul numero degli uragani. Nel 2005 (da giugno a ottobre), questo numero è stato molto elevato (record assoluto) per via di una forte anomalia positiva delle SST (+0.92, massimo precedente +0.71 nel 1998) in unione a un seppur debole El Nino dell'inverno 2004-05, e alle particolari configurazioni atmosferiche ha avuto come conseguenza tempeste di forza e dimensioni eccezionali.



In alto, un'altra immagine del legame tra SST atlantiche e uragani; a sinistra, attività tropicale intensa con SSTA+ (SSTA) nel nord (sud) Atlantico e una forte corrente meridionale, bassa pressione al largo della costa nord africana, a destra la modalità opposta. From Landsea.

Il legame tra attività convettiva tropicale e SST può anche derivare dall'indice AMM. L'immagine sopra mostra in colore le SST e le anomalie dello shear verticale del vento (luglio-novembre), le croci indicano i luoghi di genesi delle tempeste tropicali e i cerchi quelle diventate uragani di classe >3. È mostrato che gran parte della variabilità dell'attività degli uragani che dipende dal numero di tempeste, dalla loro durata e intensità, può essere spiegata da spostamenti sistematici delle regioni di ciclogenisi. Esiste anche una correlazione positiva tra fasi dell'AMM ed estensione verso est della regione di genesi (Kossin and Vitmer 2007). Questi spostamenti sono strettamente collegati con l'AMM su scala sia interannuale che pluriennale in quanto quest'indice pur mostrando la varianza massima durante la primavera boreale, esibisce una certa variabilità anche durante la stagione degli uragani (Xie et al. 2005). Vimont e Kossin (2007) puntualizzano che mentre l'AMM è fortemente correlato con gli uragani su scala interannuale e decennale, il legame con l'AMO appare solo su scala decennale, mostrandosi così come il principale fattore di influenza dell'AMM e manifestandosi attraverso di quest'ultimo su scala stagionale. Mann and Emanuel (2006) hanno mostrato come l'AMM stia potenzialmente aumentando a causa dell'effetto serra.



4.2 Western Hemisphere Warm Pool

La WHWP (Western Hemisphere Warm Pool) è la regione delle acque più calde di 28.5 °C che si estende dal nord Pacifico orientale al Golfo del Messico e i Caraibi e, alla sua massima estensione (minore della Indo-Pacific Warm Pool), occupa anche il nord

Atlantico tropicale. Ha un lungo ciclo stagionale (vedi a lato) e sono significative le sue fluttuazioni annuali in termini di valore di SST. I flussi di calore, che riscaldano la WHWP dalla primavera boreale fino a un massimo annuo di intensità ed estensione nella tarda estate/inizio autunno, sono correlati con l'attività temporalesca del nord Pacifico orientale, gli uragani atlantici, e le precipitazioni del sud America settentrionale e del sud degli USA. SSTA e anomalie nell'estensione anche di lieve intensità possono avere un forte impatto sulla convezione tropicale. Osservazioni indicano che un feedback positivo tra oceano e atmosfera che opera attraverso le radiazioni a grande lunghezza d'onda e associato alla nuvolosità, sia responsabile delle SSTA della WHWP. Una diminuzione della SLP e un aumento della convezione e della nuvolosità è correlato a un aumento delle SST. L'aumento dell'attività convettiva e della nuvolosità è evidente nel calo di OLR, che rinforza le SSTA. Durante gli inverni boreali normalmente il calore sopra l'Amazzonia guida la cella di Hadley con i venti discendenti associati che formano un forte anticiclone a nord di 20°N nel nord Atlantico subtropicale e gli alisei. El Nino indebolisce la cella amazzonica e la TNA si scalda più del normale in primavera. A metà circa di El Nino, l'acqua insolitamente calda nel nord Pacifico orientale acquista ancora più calore durante la primavera e il riscaldamento si espande lungo la WHWP durante l'estate. Inoltre siccome la WHWP è la maggior fonte di umidità estiva portata nel nord America e nel nord Pacifico orientale dagli alisei dell'Atlantico orientale, è un fattore chiave per capire il sistema dei monsoni estivo del nord America. Comunque poco si sa sui meccanismi fisici riguardo lo sviluppo della WHWP delle sue anomalie.

L'indice CAR misura invece solo l'anomalia delle SSTA nel Mar dei Caraibi. Esiste anche un'altra, più estesa "warm pool": la Western Pacific Warm Pool; alla sua massima estensione copre il Mar Cinese Meridionale e almeno un terzo del Pacifico e, a differenza della WHWP, presenta un'intensa ciclogenesi tutto l'anno (media di 34 cicloni tropicali annui).

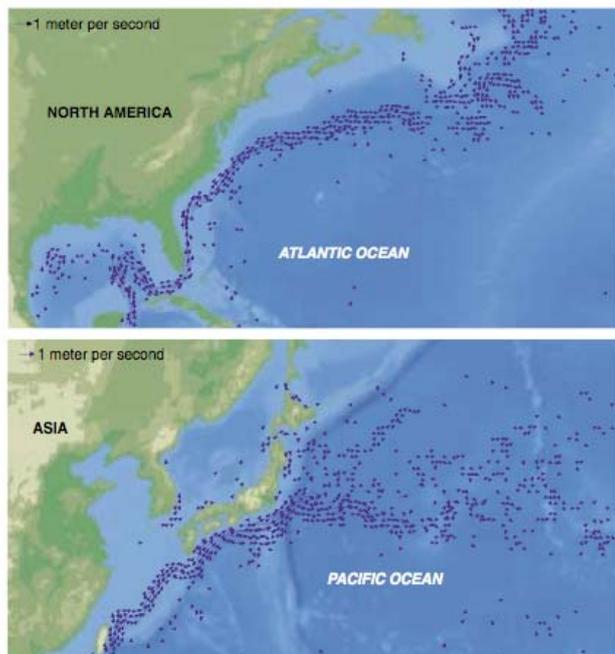


5.1 Epilogo: sulle cause reali della differenza tra i climi delle due sponde dell'Atlantico

La Corrente del Golfo pur contribuendo a riscaldare il clima europeo, non è la causa della differenza climatica tra le due sponde dell'oceano, in particolare se si guarda il confronto con i rigidi inverni della costa orientale americana, più freddi rispetto alle stesse latitudini dell'Europa di 15-20 gradi.

L'opinione diffusa che la Corrente del Golfo contribuisca in misura determinante al tiepido clima europeo sembra sia nata intorno alla metà dell'800, quando i meccanismi della Corrente venivano spiegati in termini di una circolazione convettiva, del tutto equivalente a quella di Hadley nell'atmosfera, per cui le acque calde superficiali si muovevano verso nord-est per via del gradiente termico polo-equatore e per l'effetto della forza di Coriolis; questa spiegazione non teneva assolutamente conto dell'effetto del vento che invece, come abbiamo visto, ha un ruolo determinante (ricordo che tecnicamente la Corrente del Golfo è una wind-driven current del bordo occidentale di un gyre -un esteso sistema di correnti circolare- subtropicale messo in moto dalle westerlies e gli alisei).

La prova della non-implicanza della Corrente del Golfo (a sinistra, in alto) nella differenza tra il clima delle due sponde dell'Atlantico risiede nello studio della sua "parente stretta" nel Pacifico: la Corrente di Kuroshio (a sinistra, in basso).



Questa corrente scorre verso nord lungo la costa orientale asiatica per poi piegare bruscamente verso est nell'Oceano Pacifico centrale e si dirige verso la costa californiana; quindi essa non trasporta calore verso nord, in particolare verso le latitudini della Colombia Britannica o di Washington che però godono di un clima (invernale) molto più mite rispetto alle stesse latitudini asiatiche (es. Vladivostok).

Ciò che provoca le differenze climatiche attraverso il nord Atlantico e il nord Pacifico è la direzione delle correnti atmosferiche: l'acqua oceanica, in virtù del suo grande calore specifico rispetto alla roccia e al suolo, ha la capacità di scaldarsi e raffreddarsi meno rispettivamente in estate e in inverno rispetto alla terraferma e quindi l'escursione termica annua sulla superficie marina è molto minore delle regioni non occupate dai mari alla stessa latitudine. Inoltre il diverso scambio di calore superficie terrestre - atmosfera dipende anche dal diverso assorbimento di energia termica in profondità: mentre il ciclo termico stagionale influenza la temperatura di diverse decine di metri nell'oceano (il mixed layer), nella terraferma questo accade solo nei primi 1-2 metri questo sempre a causa della diversa capacità termica, nonostante la densità dell'acqua sia molto minore di quella del suolo.

Ciò che differenzia un clima marittimo da uno continentale è, ovviamente, l'influenza dell'oceano; ma

quest'influenza può manifestarsi solo nel caso in cui le correnti atmosferiche dominanti scorrono dal mare verso la terraferma e, nel nostro caso, nelle regioni occidentali dei continenti alle quali le westerlies permettono di beneficiare degli effetti moderatori dell'oceano. Ciò non avviene per i climi continentali dell'Asia e del nord America orientale, non soggetti all'effetto mitigante di correnti provenienti dal mare.

Uno studio di Seager et al. (2006), ha confrontato i risultati di due versioni di un modello climatico: la prima (che rispecchia la realtà) in cui si ammette che le SST siano influenzate dal calore trasportato dalle correnti oceaniche, l'assorbimento dei raggi solari e lo scambio di calore tra oceano e atmosfera; la seconda non tiene invece conto del trasporto orizzontale di calore dell'oceano. L'esito è che la differenza delle temperature invernali attraverso le due sponde dell'Atlantico è sempre la stessa, indicando perciò che il trasporto oceanico di calore non spiega affatto i diversi climi dell'Europa e del nord America. Lo studio conclude che le differenze siano da imputare ad altre cause, probabilmente l'assorbimento e rilascio stagionale di calore da parte dell'oceano e l'effetto mitigante del vento.

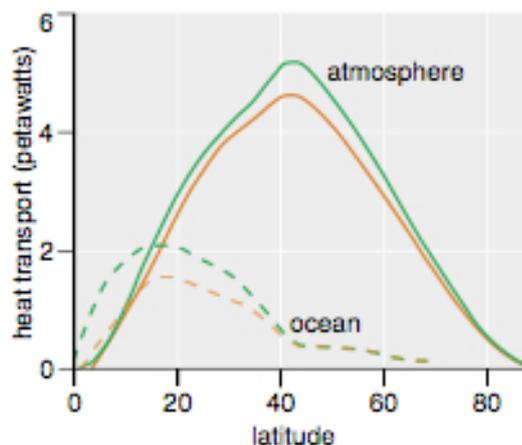
Tuttavia eliminare il trasporto oceanico di calore dal modello ha la conseguenza di riscaldare la zona equatoriale e raffreddare le altre regioni

Risultato di due diversi modelli (verde e arancione) dimostra che alle medie latitudini gran parte del calore trasportato verso nord dai tropici deriva non dall'oceano ma dall'atmosfera.

In accordo con studi modellistici e teorici, sebbene la quantità di calore trasportata dall'atmosfera e dall'oceano sia la stessa nelle regioni tropicali, alle medie latitudini l'atmosfera trasporta circa 4-5 volte più calore dell'oceano (vedi figura a lato).

Ma per capire il clima europeo è necessario considerare anche altri elementi; uno dei quali è la localizzazione delle aree in cui la Corrente del Golfo cede la propria energia (sotto forma di calore) all'atmosfera, il primo si trova nella regione in cui la corrente scorre verso nord dopo aver lasciato il Golfo del Messico e la punta della Florida. Durante l'inverno i venti prevalenti sono freddi e secchi provenienti dal continente, soffiano sulla Corrente e a causa della grande differenza termica e igrometrica tra aria e acqua l'energia ceduta dall'oceano attraverso l'evaporazione e il trasferimento diretto di calore è immensa (centinaia di Watt per metro quadrato). Quest'energia viene utilizzata per la formazione di perturbazioni che colpiscono gli USA orientali e il Canada e che mitigano *parzialmente* quello che invece sarebbe un clima continentale molto più freddo.

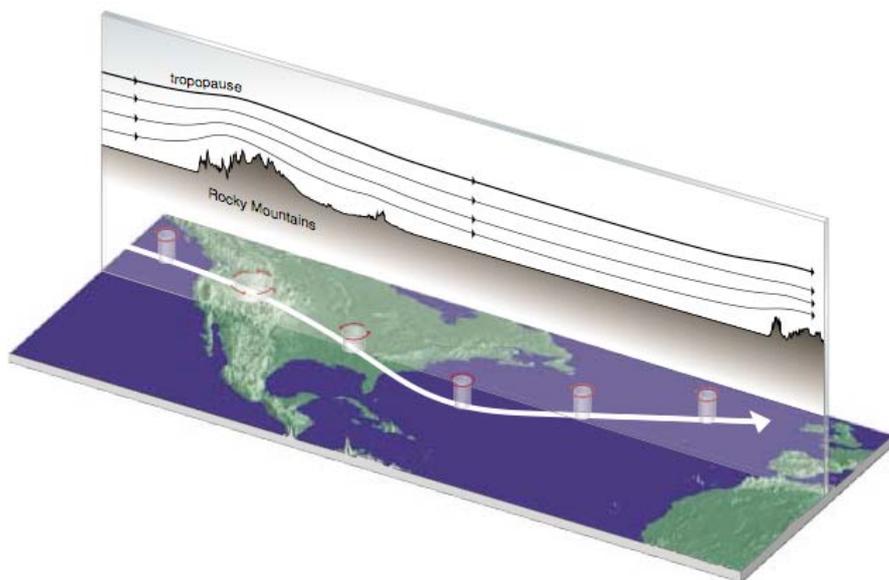
Dopo aver lasciato la costa americana un ramo della Corrente del Golfo diventa la Corrente Nord Atlantica e in



seguito la Corrente Norvegese che dopo aver contribuito anche qui alla formazione di fronti perturbati nell'Atlantico, si dirige verso la punta settentrionale della Scandinavia dove il calore rimasto viene effettivamente trasportato verso est dai venti prevalenti riscaldando il nord-ovest europeo. Di conseguenza il trasporto di calore che ha luogo nel nord Atlantico scalda in ugual misura (di pochi gradi) entrambi i lati dell'oceano. La differenza di 15-20 gradi nel clima invernale va perciò spiegata da altri processi.

Il motivo risiede nell'effetto di un'importante legge fisica: la conservazione del momento angolare, in breve significa che il flusso atmosferico di una colonna

d'aria deve conservare il momento angolare totale. Il momento angolare dell'aria ha due componenti: il primo deriva dalla rotazione della Terra (componente planetaria, in direzione antioraria nel NH, massima ai poli e nulla all'equatore) e l'altro dalla curvatura del flusso del fluido stesso. La troposfera ha come limite superiore la tropopausa, una regione di stabilità la cui altitudine varia di qualche chilometro tra i poli e l'equatore, che si comporta come un coperchio nei confronti della circolazione troposferica. Così, quando una corrente d'aria



incontra una catena montuosa, viene compressa verticalmente e quindi si estende maggiormente orizzontalmente in ossequio alla conservazione del momento angolare, inoltre la corrente piega verso sud in modo da diminuire parte della componente anitoraria della sua rotazione. Migliaia di chilometri dopo aver scavalcato la catena montuosa succede il processo inverso: l'aria comincia ad espandersi verticalmente e contrarsi orizzontalmente e questo avviene acquisendo una maggior rotazione antioraria, quindi virando verso la propria sinistra (ovvero nord). Infatti essendosi diretta verso sud dopo aver scavalcato le montagne, la massa d'aria si trova ora a una latitudine in cui la componente planetaria del suo momento angolare è meno di quanto fosse originariamente. Per bilanciare la riduzione del momento angolare, viene acquisita una maggior rotazione antioraria curvando verso nord. Nella realtà geografica, questo meccanismo vede come protagonista le Montagne Rocciose del nord America.

Questa deflessione verso sud e poi verso nord provoca un'ondulazione nel flusso occidentale dall'America all'Europa. Queste onde planetarie portano aria artica verso sud, raffreddando fortemente gli inverni della costa orientale degli USA, mentre il flusso verso nord che ha luogo nell'Atlantico orientale e l'Europa occidentale porta aria subtropicale verso nord riscaldando gli inverni europei (nel modello di Seager et al. l'eliminazione delle Montagne Rocciose ha come effetto l'eliminazione di questa differenza nelle temperature invernali).

La conclusione è che la differenza del clima invernale dei due lati dell'oceano è causata sia dal contrasto tra clima marittimo da una parte e continentale dall'altra, sia dalle ondulazioni atmosferiche provocate dalle Montagne Rocciose.

INDICE

Introduzione

- 1.1 Profilo verticale dell'oceano
- 1.2 Trasporto di Ekman
- 1.3 Il flusso geostrofico e i gyre
- 1.4 Le correnti sui bordi occidentali
- 1.5 Gli anelli
- 1.6 Upwelling e downwelling
- 1.7 Le correnti abissali

- 2.1 Thermohaline Circulation (THC) e Meridional Overturning Circulation (MOC)
- 2.2 Meccanismi di funzionamento della THC
- 2.3 Effetti della circolazione atlantica sul clima
- 2.4 Il ruolo della THC nei cambiamenti climatici del quaternario
- 2.5 Circolazione atlantica: una sintesi
- 2.6 Il futuro della circolazione oceanica dell'Atlantico
- 2.7 Influenza della variabilità della MOC sul clima europeo
- 2.8 MOC e NAO

- 3.1 Il ciclo AMO
- 3.2 Previsione probabilistica dell'AMO
- 3.3 Influenza dell'Oscillazione Atlantica sul clima europeo
- 3.4 I processi fisici che danno vita all'AMO

- 4.1 Variabilità dell'Atlantico tropicale
- 4.2 Western Hemisphere Warm Pool

- 5.1 Epilogo: sulle cause reali della differenza tra i climi delle due sponde dell'Atlantico

FONTI BIBLIOGRAFICHE

- “Atlantic hurricanes and natural variability in 2005” – Kevin E. Trenberth and Dennis J. Shea, 2006
- “A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate” – Jeff R. Knight, Robert J. Allan, Chris K. Folland, Michael Vellinga and Michael E. Mann, 2005
- “Projecting the risk of future climate shifts” – David B. Enfield and Luis Cid-Serrano, 2005
- “Climate response to a multidecadal warming/cooling of the North Atlantic Ocean” – Dan Hudson and Rowan Sutton, 2005
- “Thermohaline Ocean Circulation” – Stefan Rahmstorf, 2006
- “A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation” – Mihai Dama and Gerrit Lohmann, 2007
- “Influence of the multidecadal Atlantic meridional overturning circulation variability on European climate” – Holger Pohlmann, Frank Sienz and Mojib Latif, 2004
- “The Atlantic Meridional Mode and hurricane activity” – Daniel J. Vimont and James P. Kossin, 2007
- “The source of Europe’s Mild Climate” – Richard Seager, 2006
- “Wally was right: predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change” – Richard B. Alley, 2007
- “A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D.” – Stephen T. Gray, Lisa J. Graumlich, Julio L. Betancourt and Gregory T. Pederson, 2004
- “Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25N” – Harry L. Bryden, Hannah R. Longworth and Stuart A. Cunningham, 2005
- “Is the Thermohaline Circulation Changing?” - M. Latif, C. Böning, J. Willebrand, A. Biastoch, J. Dengg, N. Keenlyside and G. Madec, 2005
- “Teleconnessioni – Introduzione Generale” – Marco Magnani

<http://la.climatologie.free.fr/sommaire.htm>

<http://oceanmotion.org/>

<http://www.ipcc.ch/>

http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php

<http://sam.ucsd.edu/>

<http://www.atmos.berkeley.edu/~jchiang/Workpage/MM.html>