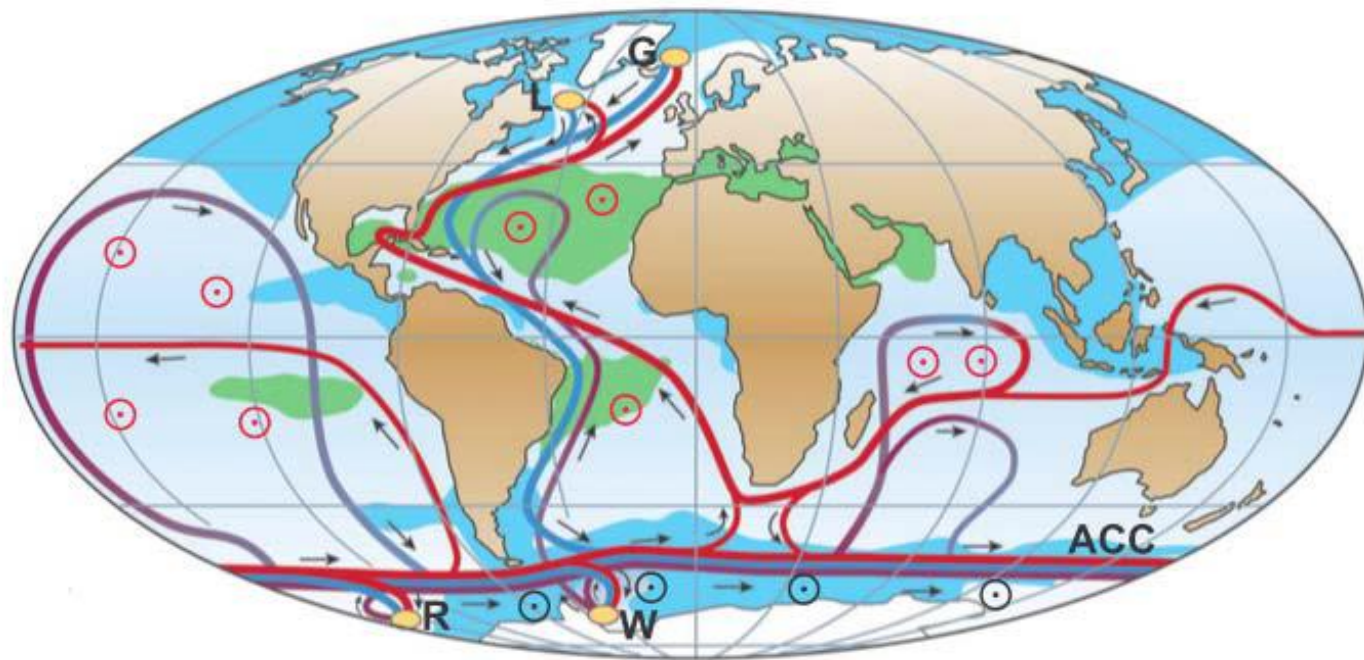


Circolazione termoalina

Global Conveyor Belt

Meridional overturning circulation



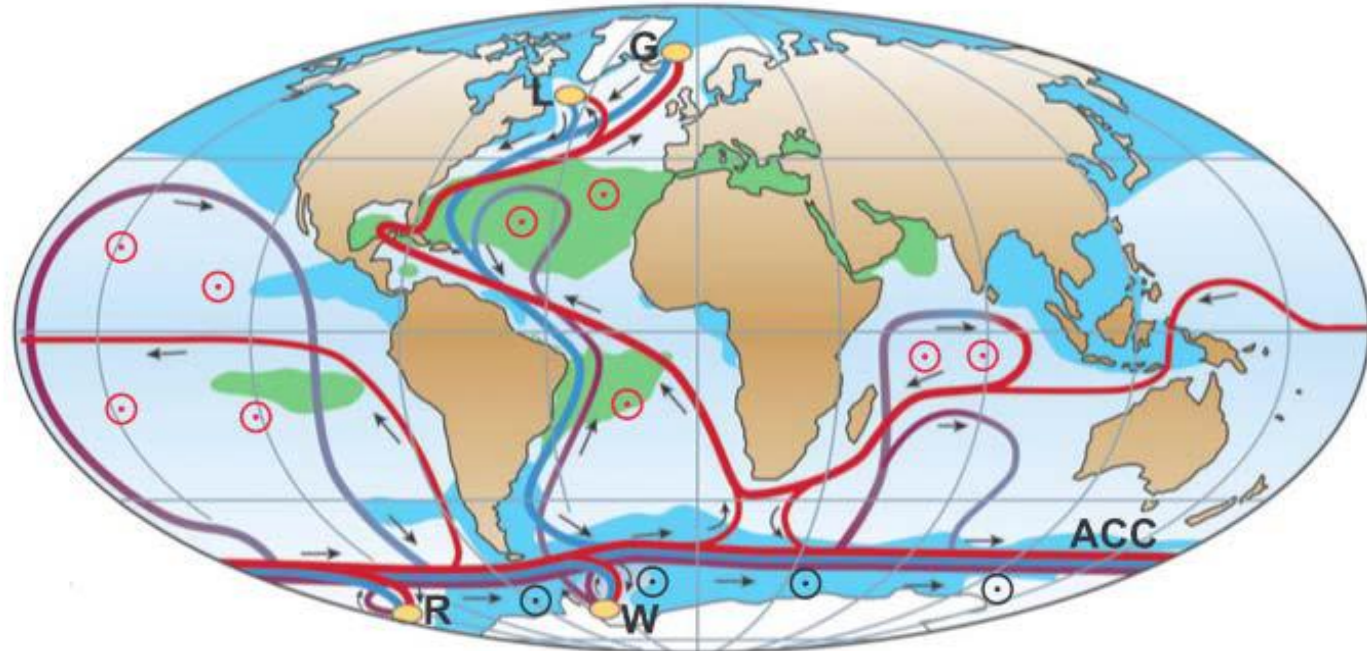
- | | | |
|----------------------|-------------------------|------------------------|
| Surface flow | Wind-driven upwelling | L Labrador Sea |
| Deep flow | Mixing-driven upwelling | G Greenland Sea |
| Bottom flow | Salinity > 36 ‰ | W Weddell Sea |
| Deep Water Formation | Salinity < 34 ‰ | R Ross Sea |

Per i fini di questo corso, volendo evidenziare il ruolo della circolazione profonda nel clima globale, utilizzeremo indifferentemente i tre termini:

Circolazione termoalina

Global Conveyor Belt

Meridional overturning circulation



— Surface flow
— Deep flow
— Bottom flow
● Deep Water Formation

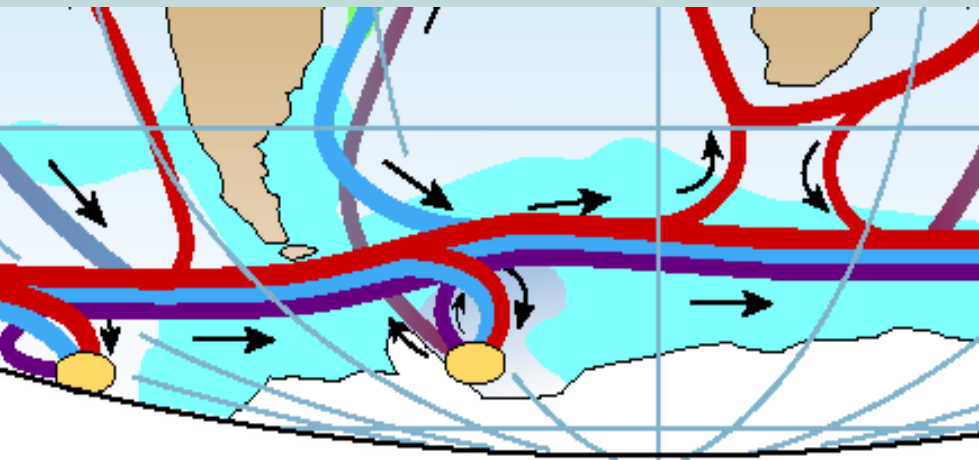
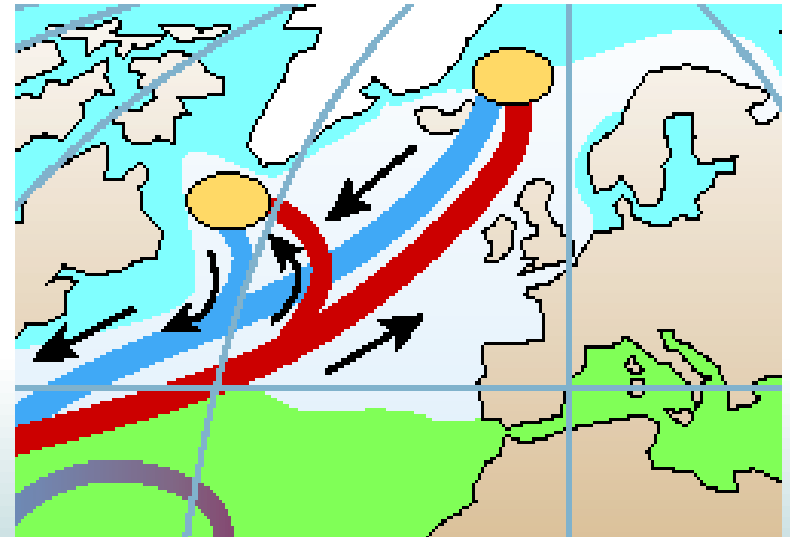
⊙ Wind-driven upwelling
⊙ Mixing-driven upwelling
■ Salinity > 36 ‰
■ Salinity < 34 ‰

L Labrador Sea
G Greenland Sea
W Weddell Sea
R Ross Sea

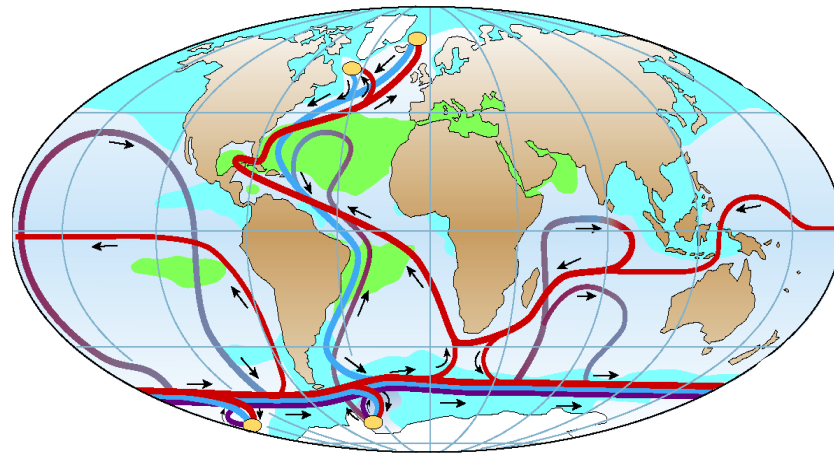
Ad alte latitudini l'aria fredda che soffia sull'oceano provoca la formazione di acque più dense sulla superficie del mare. Se il vento è freddo a sufficienza si forma il ghiaccio e questo fa accrescere la salinità dell'acqua, in quanto nel ghiaccio è disciolta una minore quantità di sali. Perciò accade 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

Nel mare di Weddell e nel Mare di Ross vicino all'Antartide



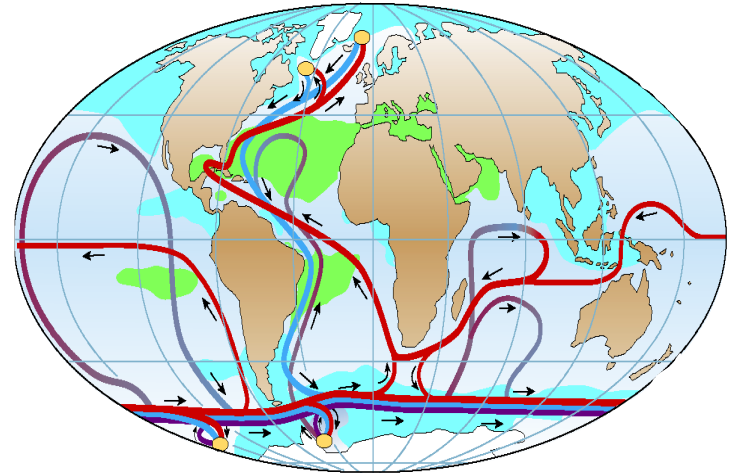
Le correnti verticali sono circa 1000 volte più lente rispetto a quelle orizzontali: le velocità sono dell'ordine di frazioni di millimetro al secondo (si tenga comunque presente che 1 mm/s equivale a 30 km in un anno, cioè quasi 10 volte la profondità media degli oceani). Dato che lo sprofondamento 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).



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

La circolazione termoalina - THC - è quella parte della circolazione oceanica che è guidata dai flussi di calore ed evaporazione attraverso la superficie marina e il successivo mescolamento interno di calore e sali, da cui il termine Termoalina

Un concetto complementare è quello di Meridional Overturning Circulation - MOC - si tratta di un flusso lungo la direzione nord-sud che varia in funzione della latitudine e della profondità.



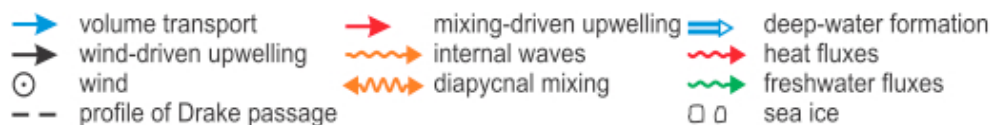
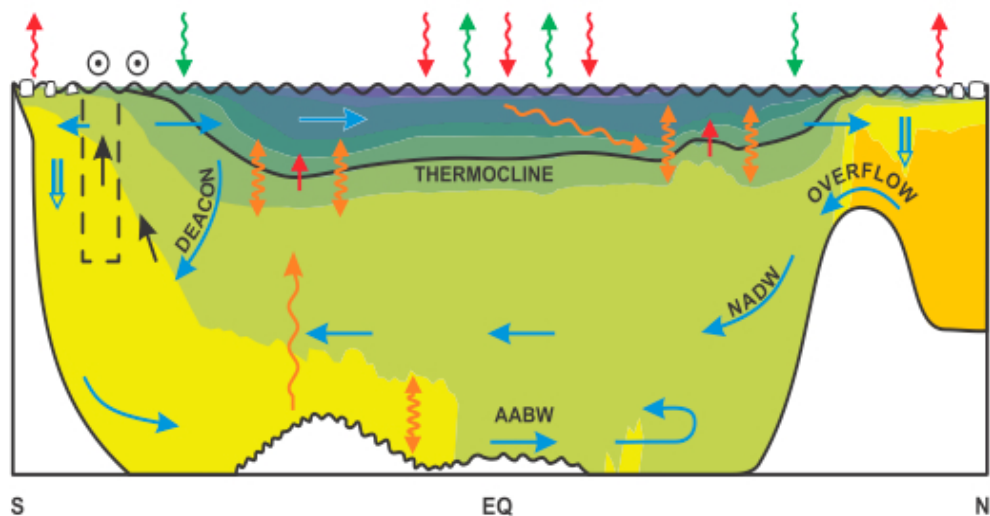
Rahmstorf, 2002 - Nature

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.

Le caratteristiche chiave della THC sono:

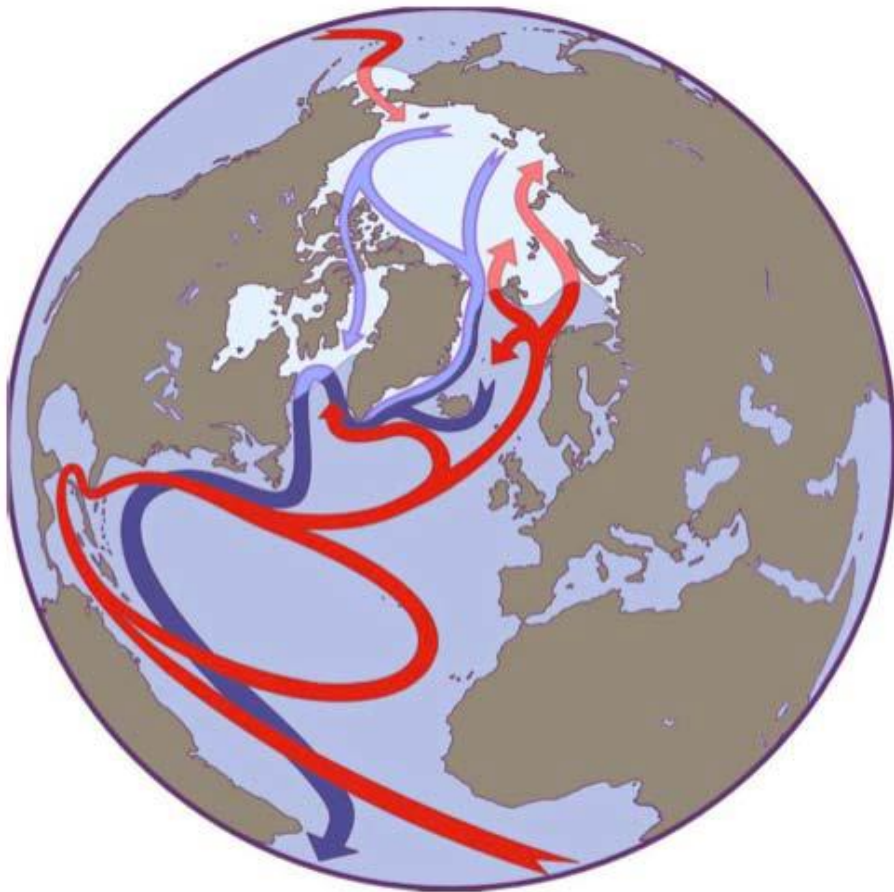
- la formazione di acque profonde: l'affondamento delle masse d'acqua, strettamente associato alla convezione, ovvero un processo di mescolamento verticale.
- La formazione di acque profonde avviene in poche aree localizzate quali il Mare di Norvegia-Groenlandia, il Mare del Labrador, il Mar Mediterraneo, 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)
- l'upwelling delle acque profonde a grande scala nelle divergenze originate dal trasporto di Ekman come nella Circumpolare Antartica



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).

Infine le correnti superficiali sono essenziali per chiudere il circuito. Nell'Atlantico le correnti di superficie compensano il flusso di acque profonde che affondando si dirigono verso l'equatore.

Tra queste correnti superficiali ricordiamo la Corrente del Golfo che però è sostanzialmente una corrente guidata dal vento, dove solo il 20% del suo flusso è relativo al richiamo di acqua superficiale dovuto all'affondamento delle acque profonde.



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.)

Meccanismo di funzionamento della THC

Nell'oceano profondo, la driving force predominante è il gradiente della densità generato dalle variazioni di salinità e di temperatura.

L'acqua meno densa galleggia su quella più densa, questo è una situazione nota come "stratificazione stabile". Appena si formano, le masse d'acqua densa non sono stabilmente stratificate e per raggiungere le posizioni più stabili le masse d'acque di densità differente devono scorrere, fornendo una driving force per le correnti profonde.



La THC è originata dalla formazione di masse d'acqua profonde nel nord Atlantico e nell'Oceano Meridionale e dal forcing termoalino causato da gradienti termici e salini dell'acqua.

Le masse d'acqua densa che affondano nei bacini profondi si formano, come già visto, in alcune aree specifiche del nord Atlantico e dell'Oceano Meridionale dette aree di polynya.

In queste regioni, l'acqua superficiale oceanica viene intensamente raffreddata dal vento. Il vento che soffia al di sopra dell'oceano provoca anche un'intensa evaporazione, portando a una diminuzione della temperatura.

L'evaporazione rimuove soltanto le molecole di acqua e quindi ne deriva un aumento della salinità dell'acqua rimanente e di conseguenza un aumento della sua densità.



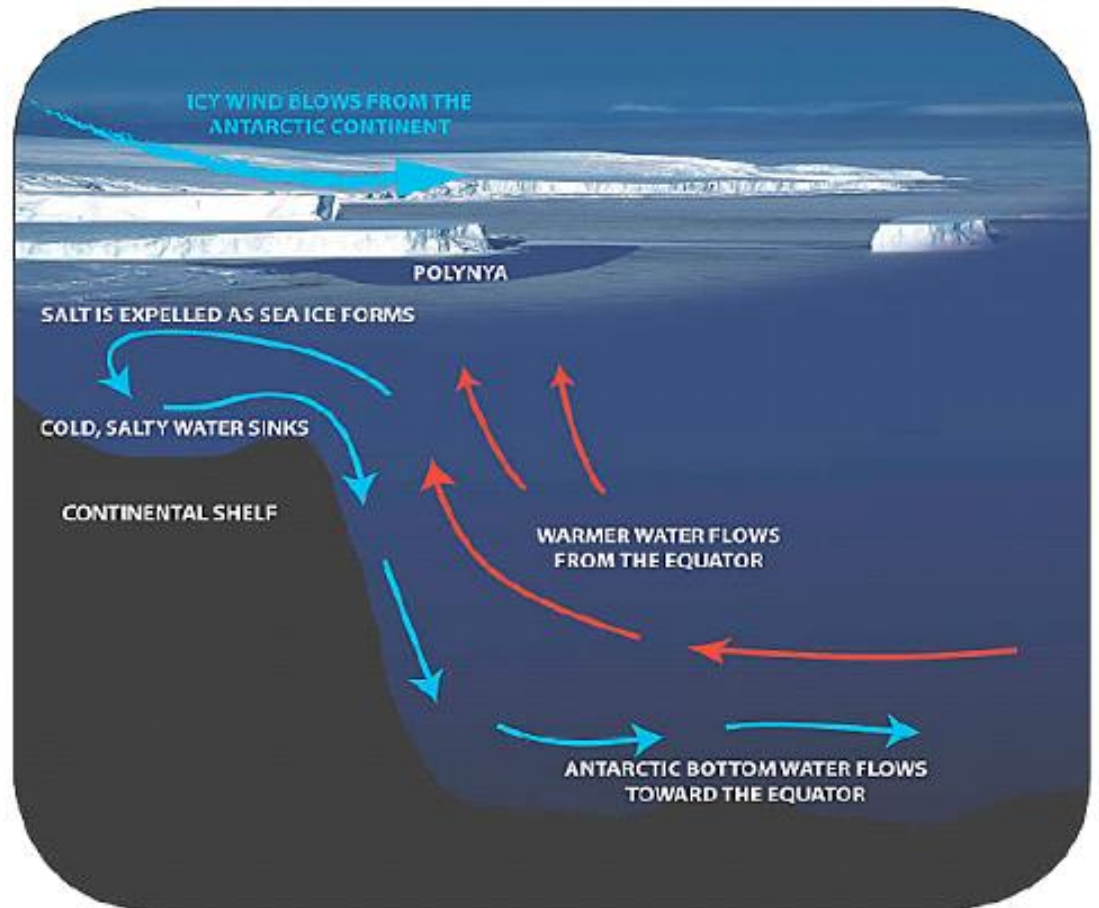
Nel Mar di Norvegia il raffreddamento da evaporazione è predominante, e l'affondamento della massa d'acqua (NADW) riempie il bacino e spinge verso sud attraverso le vallate sottomarine che collegano la Groenlandia, l'Islanda e la Gran Bretagna. Poi questa massa d'acqua scorre molto lentamente nelle piane abissali atlantiche sempre verso sud. Il flusso dall'Oceano Artico al pacifico, comunque, è bloccato dall'esigua larghezza dello Stretto di Bering.



In Antartide, la formazione di acqua densa e fredda avviene anche per interazione con il ghiaccio costiero.

La formazione di ghiaccio marino fa aumentare la salinità dell'acqua che affonda e interagisce con la piattaforma di ghiaccio continentale.

Da questa interazione è originata quindi un'acqua molto fredda e salata la AABW. La risultante AABW è tanto densa da scorrere al di sotto della NADW verso nord nel bacino Atlantico.



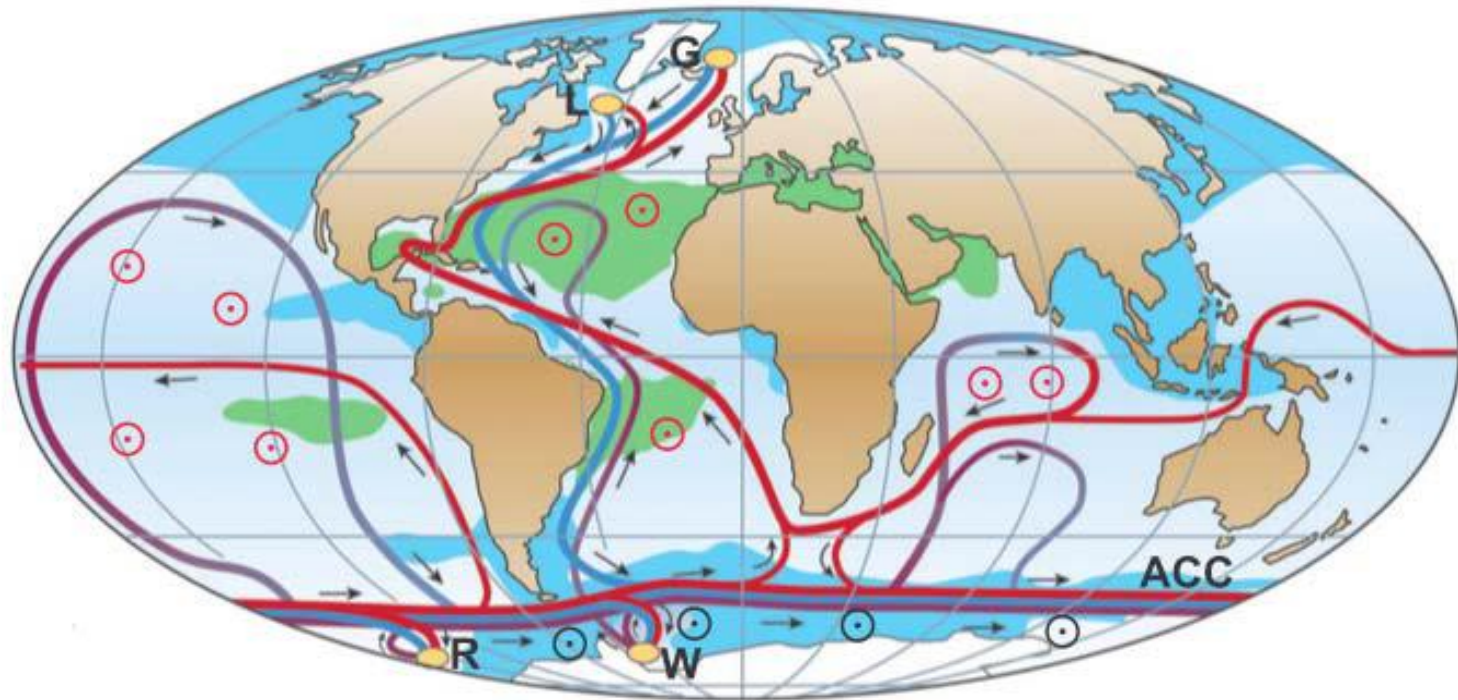
Il raffreddamento alle alte latitudini e riscaldamento alle basse latitudini guidano quindi il movimento delle acque profonde in un flusso che dai poli si dirige verso sud equivalente ad un export netto di freddo dalle zone polari.

Il flusso profondo di acqua fredda e salata attiva un vasto ma lento flusso di acqua calda e dolce superficiale dalla zona equatoriale dell'Atlantico alla zona polare per rimpiazzare la AABW fredda e salata. Quest'acqua andrà poi incontro al raffreddamento evaporativo e quindi affonderà chiudendo il circuito della circolazione oceanica profonda



Il circuito più completo della MOC-THC è osservabile solo nell'Oceano Atlantico, dove abbiamo la presenza di centri di produzione di acqua profonda in entrambi gli emisferi.

Nell'Oceano Pacifico la comunicazione tra l'Oceano e la zona polare è infatti ridottissima all'altezza dello stretto di Bering, mentre manca, ovviamente per l'Oceano Indiano.

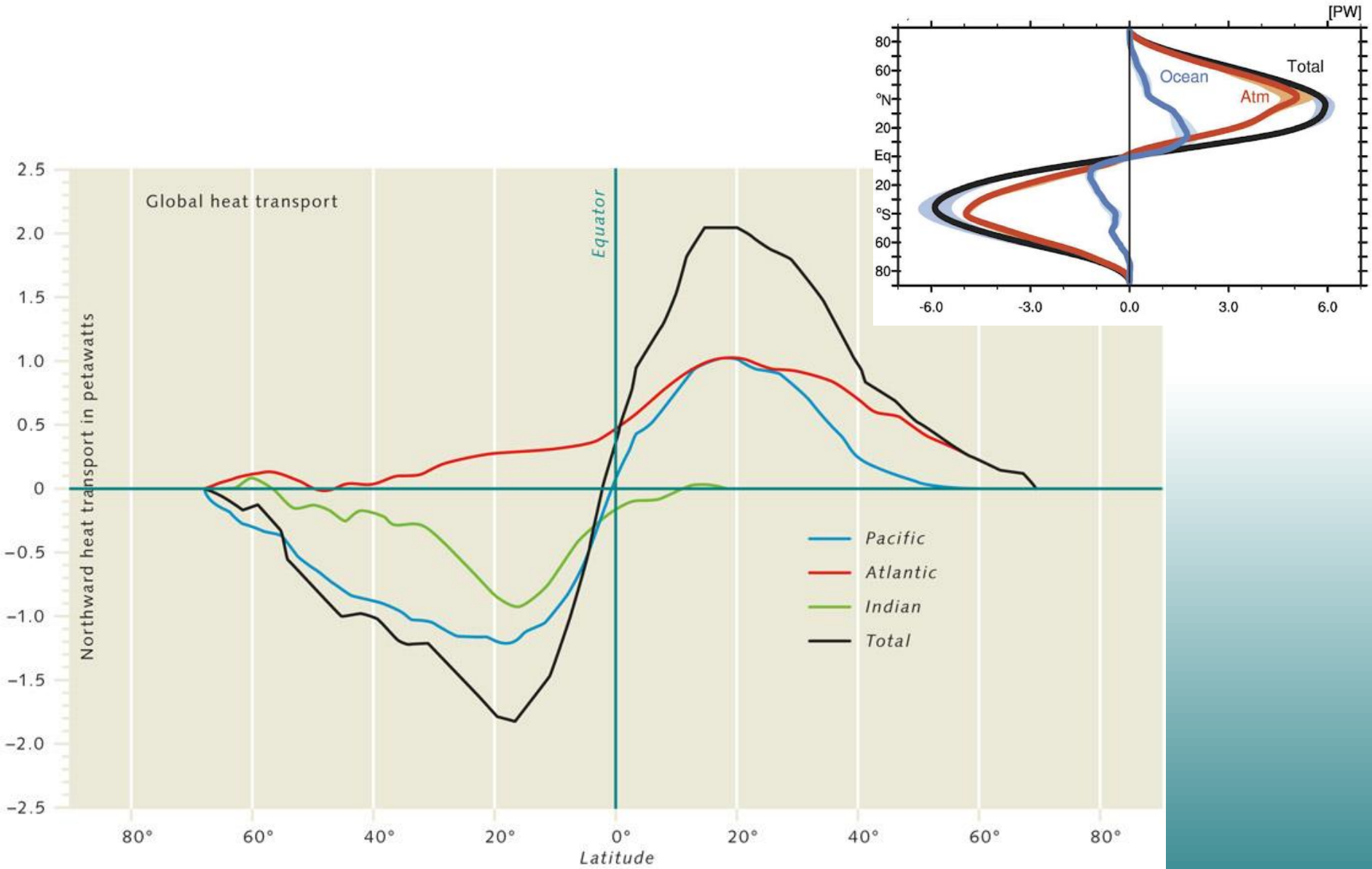


- Surface flow
- Deep flow
- Bottom flow
- Deep Water Formation

- Wind-driven upwelling
- ⊙ Mixing-driven upwelling
- Salinity > 36 ‰
- Salinity < 34 ‰

- L Labrador Sea
- G Greenland Sea
- W Weddell Sea
- R Ross Sea

Le differenze tra i diversi oceani hanno chiaramente delle ripercussioni sul contributo totale di questi al bilancio di calore globale.

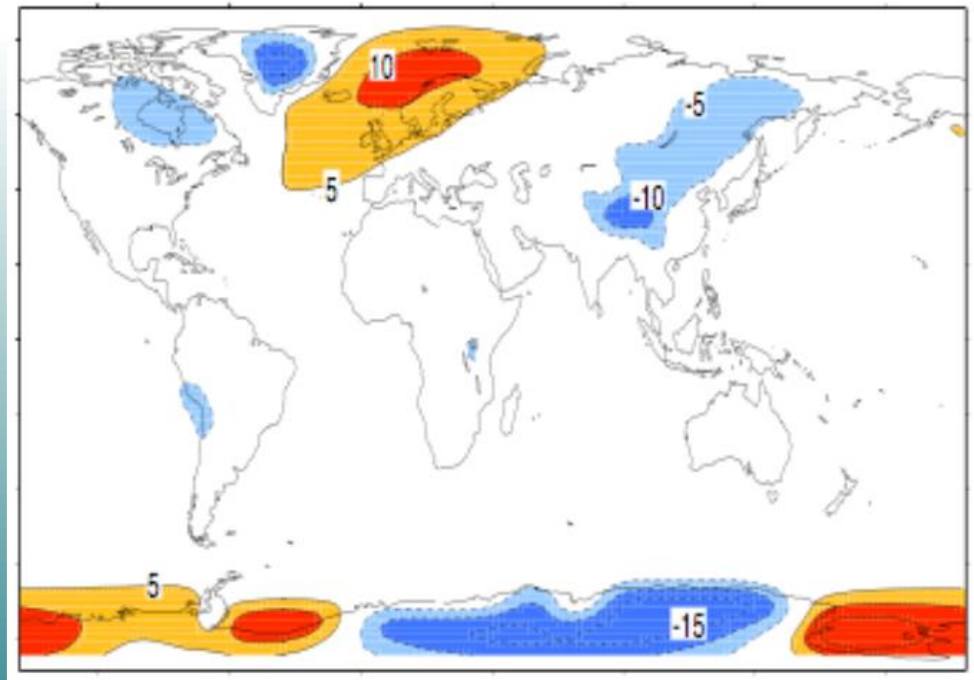


Effetti della circolazione atlantica sul clima

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.

La formazione di acque profonde, e quindi l'export di freddo verso la zona equatoriale, genera anche differenze regionali, si nota come al di sopra di queste regioni le temperature superficiali dell'aria siano più calde anche di 10 gradi in confronto con la media latitudinale.

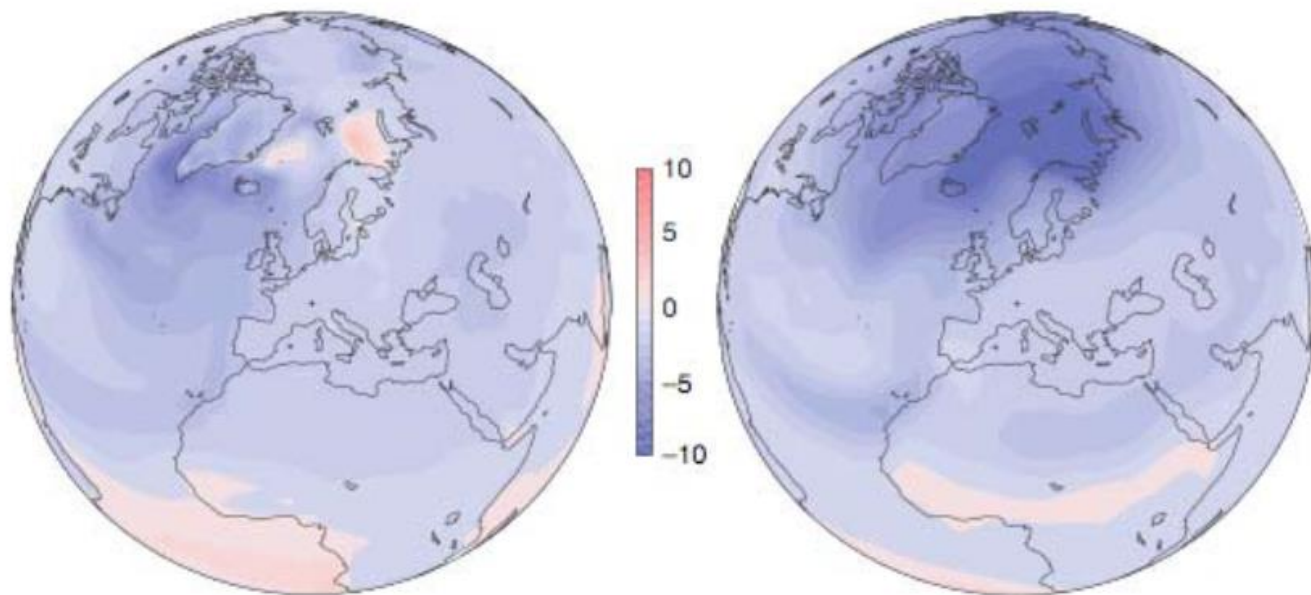


Un modo più quantitativo di stimare l'effetto della THC è quello di eliminare la formazione di NADW nei modelli climatici Tali esperimenti ci dicono che l'interruzione del flusso di NADW porterebbe ad un raffreddamento con un massimo di 10 gradi nei Mari Nordici.

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.

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.

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



Infine, un cambiamento della THC porterebbe a una variazione del livello del mare anche senza considerare eventuali processi di fusione dei ghiacciai.

Oggi il livello del mare nel nord Atlantico è infatti circa un metro più basso rispetto alla stessa latitudine nell'Oceano Pacifico, questo grazie al continuo affondamento di acque nell'Atlantico del Nord.

I modelli ci dicono anche che un ulteriore ma lento cambiamento del livello del mare risulterebbe nel caso di variazioni della temperatura nell'oceano profondo.

Gli strati profondi, se riscaldati sarebbero interessati da una espansione termica che innalzerebbe infatti il livello medio del mare.

L'Oceano come riserva di Anidride Carbonica

Gli oceani sono la riserva principale e prontamente disponibile di CO₂, un gas importante per l'effetto serra.

Gli oceani contengono 40 000 GtC di carbonio disciolto, una quantità pari a 50 volte quella atmosferica.

Ma gran parte di questo carbonio è immobilizzato in rocce, sedimenti, gusci calcarei....etc. e non può essere quindi facilmente scambiato con il carbonio in altre riserve e viene quindi sottratto al bilancio globale.

La CO₂ atmosferica si dissolve più facilmente nell'acqua fredda che in quella calda, per questo motivo le profonde e fredde acque dell'Oceano che si arricchiscono di CO₂ in superficie e poi si dirigono verso il fondo sono la maggiore riserva di CO₂ disciolta e sottratta all'atmosfera.

In media il 48% della CO₂ rilasciata nell'atmosfera si dissolve nelle fredde acque dell'oceano e molte di queste finiscono nell'oceano profondo.

Gli oceani fanno quindi da «tampon» alle immissioni antropogeniche e non di gas serra in atmosfera.

Le previsioni dei cambiamenti futuri del clima dipendono fortemente da quanta CO₂ è depositata nell'Oceano e per quanto tempo.

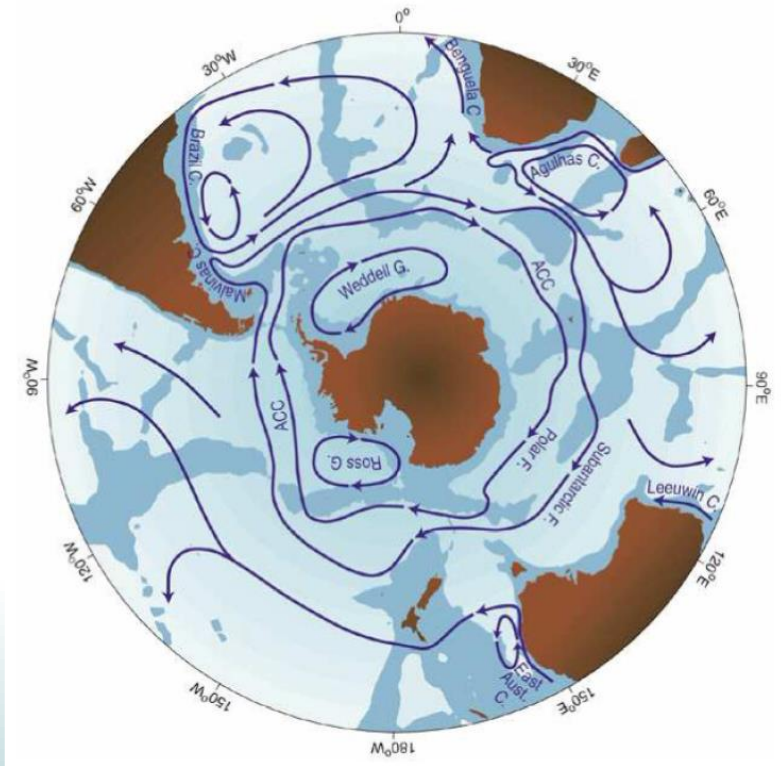
Quanta e per quanto a lungo la CO₂ è depositata nell'Oceano dipende dalla circolazione profonda ed il flusso netto del carbonio depositato sul fondo del mare.

La quantità che si dissolve dipende dalla temperatura dell'acqua profonda, ed il tempo di residenza nell'Oceano profondo dipende dal tasso al quale l'acqua profonda è rinnovata.

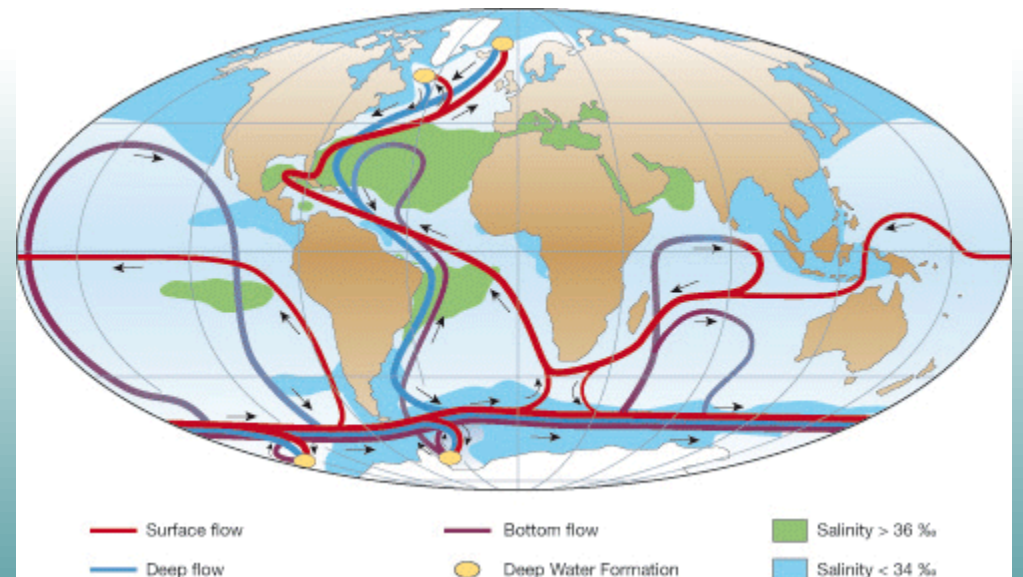
Il riscaldamento degli strati profondi potrebbe quindi rilasciare grandi quantità di gas nell'atmosfera.

Il deposito di carbonio nell'Oceano dipende anche dalla dinamica degli ecosistemi marini, dall'upwelling e dalla quantità di piante ed animali morti assorbiti nei sedimenti.

Antarctic Circumpolar Current ACC

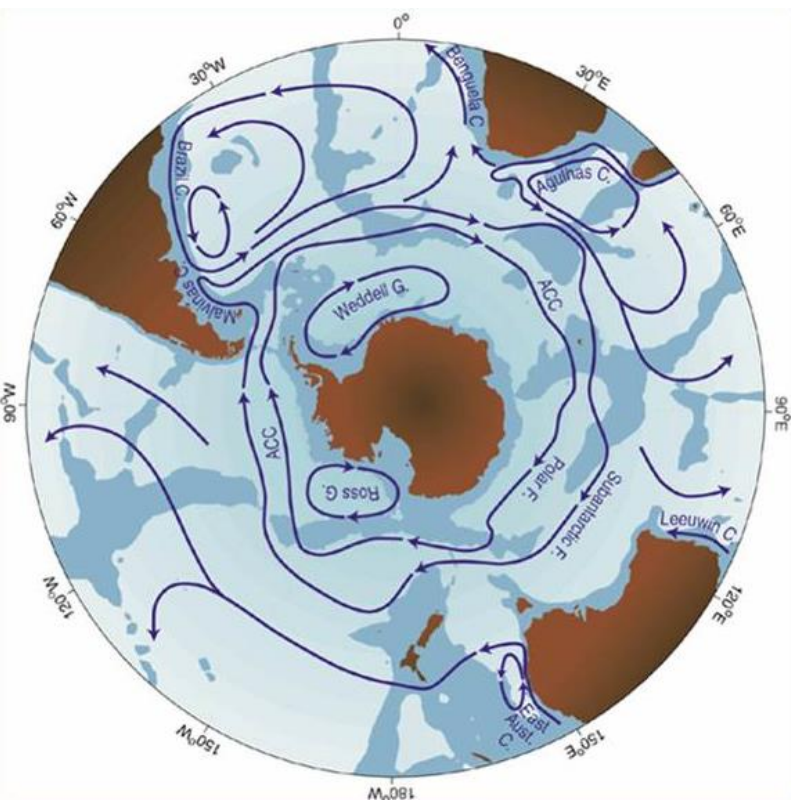
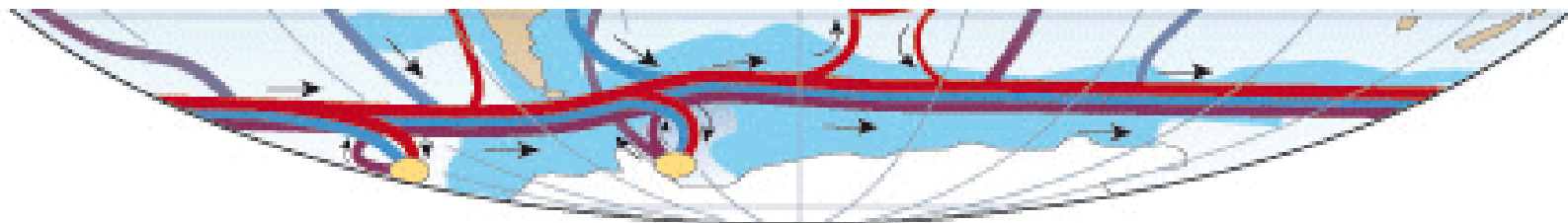


(Rintoul et al., 2001)

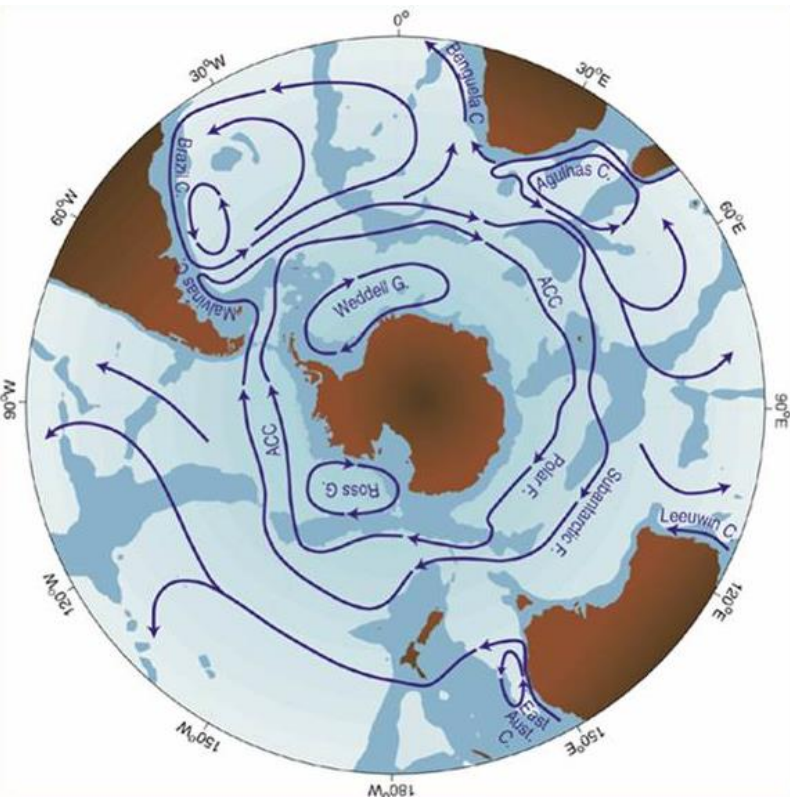
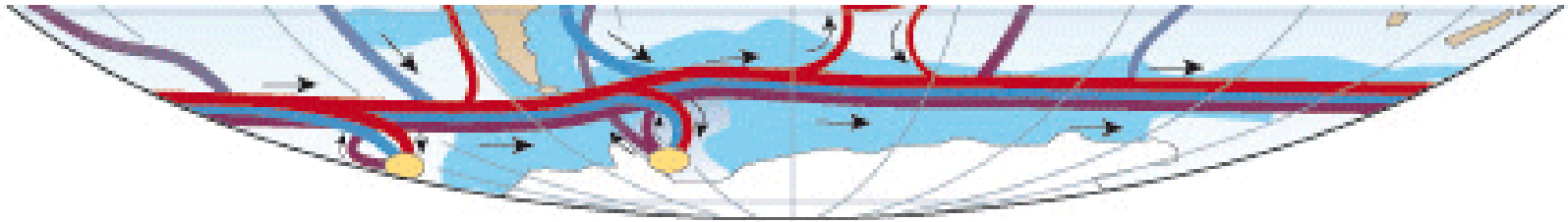


(Rahmstorf, 2002)

La Corrente Circumpolare Antartica è una caratteristica importante della circolazione profonda dell'Oceano perché trasporta l'acqua profonda e intermedia tra l'oceano Atlantico, Indiano e Pacifico, e perché contribuisce alla circolazione in tutti i bacini.



La Corrente Circumpolare Antartica – ACC - è prima di tutto una corrente indotta dal vento. Lo spirare dei venti in maniera ininterrotta attorno all'Antartide dà via a due processi principali, il trasporto di EKMAN e l'originarsi di correnti geostrofiche.



I forti venti occidentali con la velocità massima vicino a 50° S spingono le masse d'acqua superficiali ed il gradiente nord-sud della velocità del vento produce zone di convergenza divergenza legate al ben noto trasporto di Ekman.

La divergenza a sud della zona di velocità massima del vento, al di sotto dei 50°S provoca l'upwelling dell'acqua profonda circumpolare.

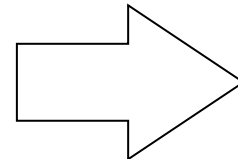
La convergenza a nord dei 50°S porta al downwelling della acqua intermedia Antartica dove l'acqua di superficie è relativamente dolce ma fredda, e quando affonda definisce le caratteristiche dall'acqua intermedia Antartica.

Equator

Antarctic Convergence



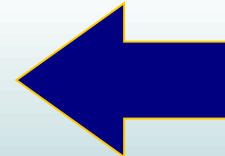
Ekman Transport



Polar Westerlies

Antarctic Divergence

W



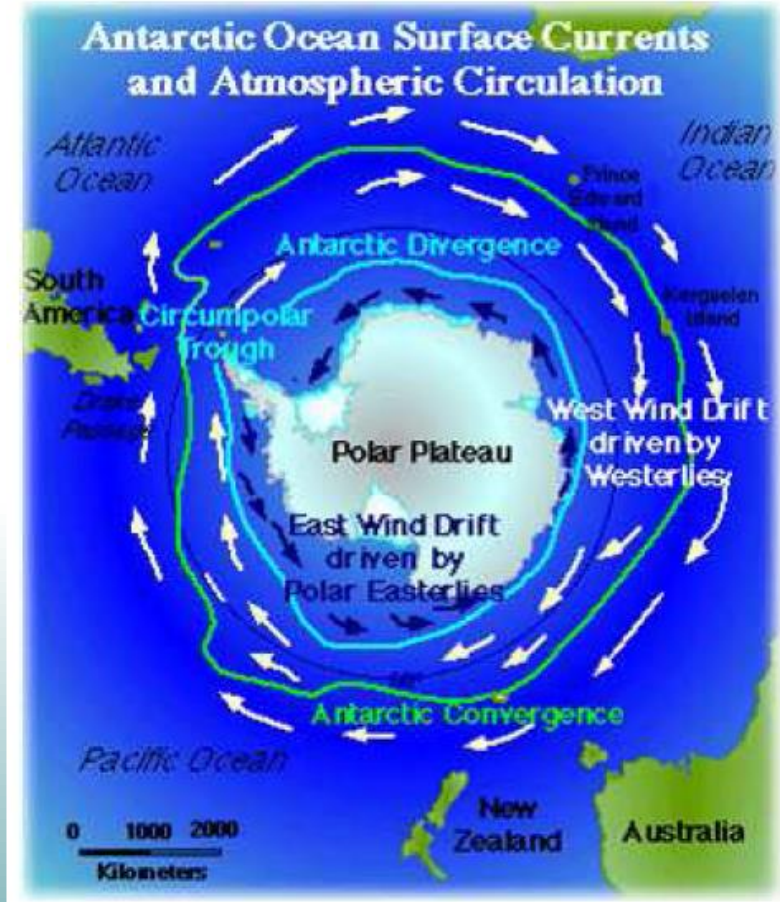
Polar Easterlies

E

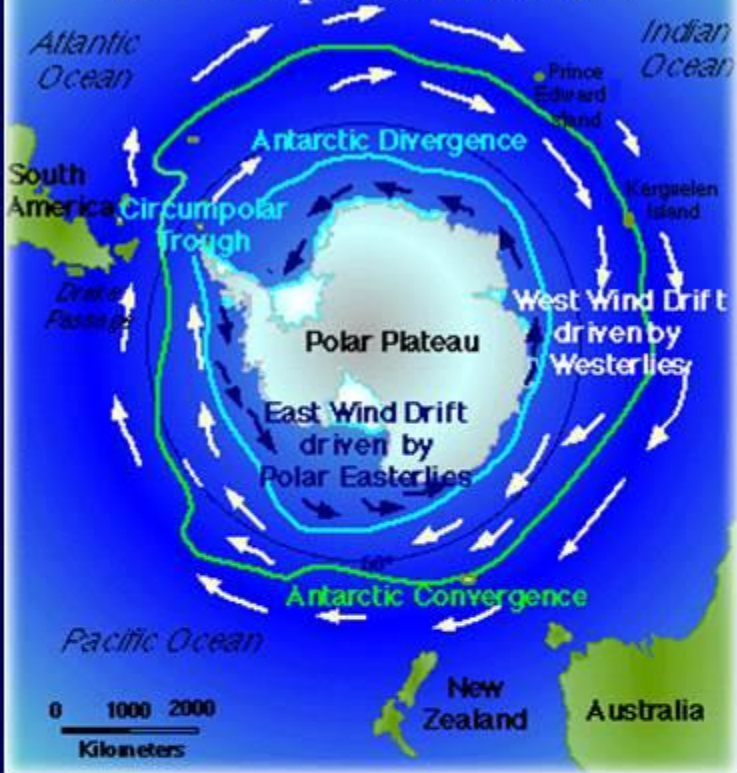
Ekman Transport



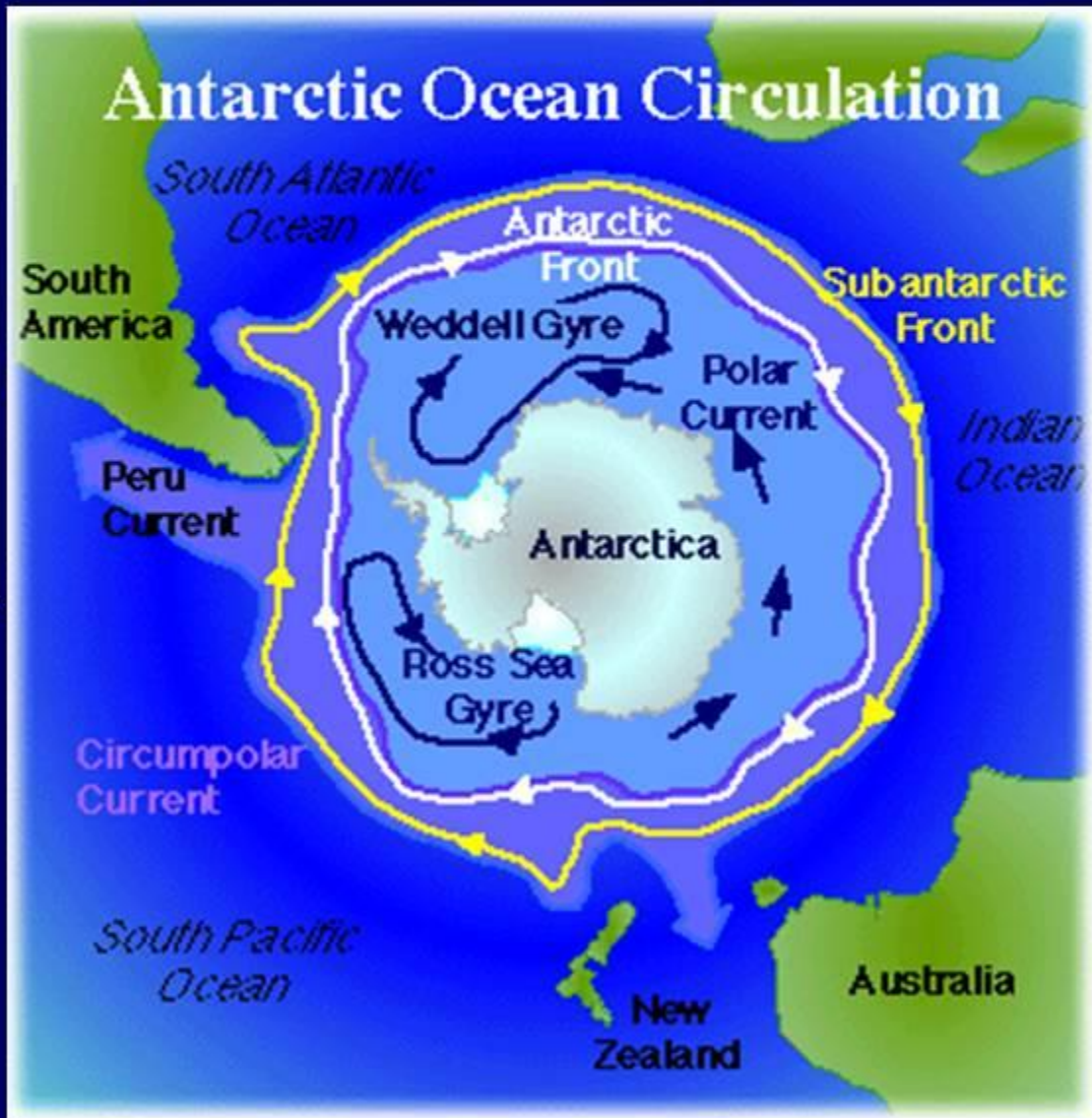
Antarctica



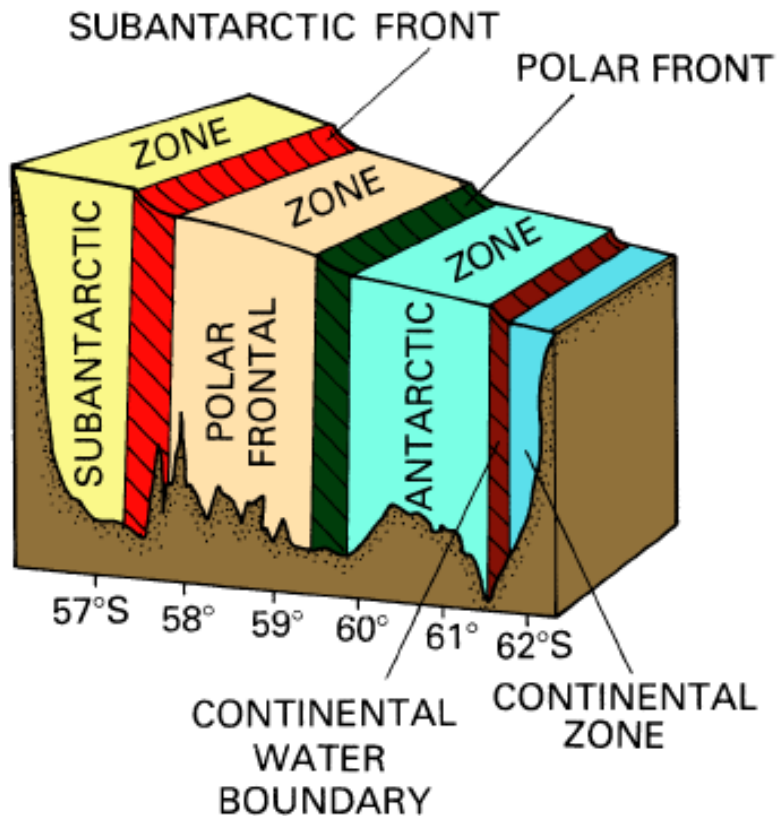
Antarctic Ocean Surface Currents and Atmospheric Circulation



Antarctic Ocean Circulation



Al suo interno la corrente è costituita da una successione di aree dove le proprietà delle acque cambiano bruscamente – dette fronti – e altre attraverso le quali le proprietà sono omogenee – dette zone.



Da Nord verso Sud incontriamo:

Il fronte subtropicale – STF

La subantarctic zone

Il fronte subantartico – SAF

La zona polare

Il fronte polare – PF

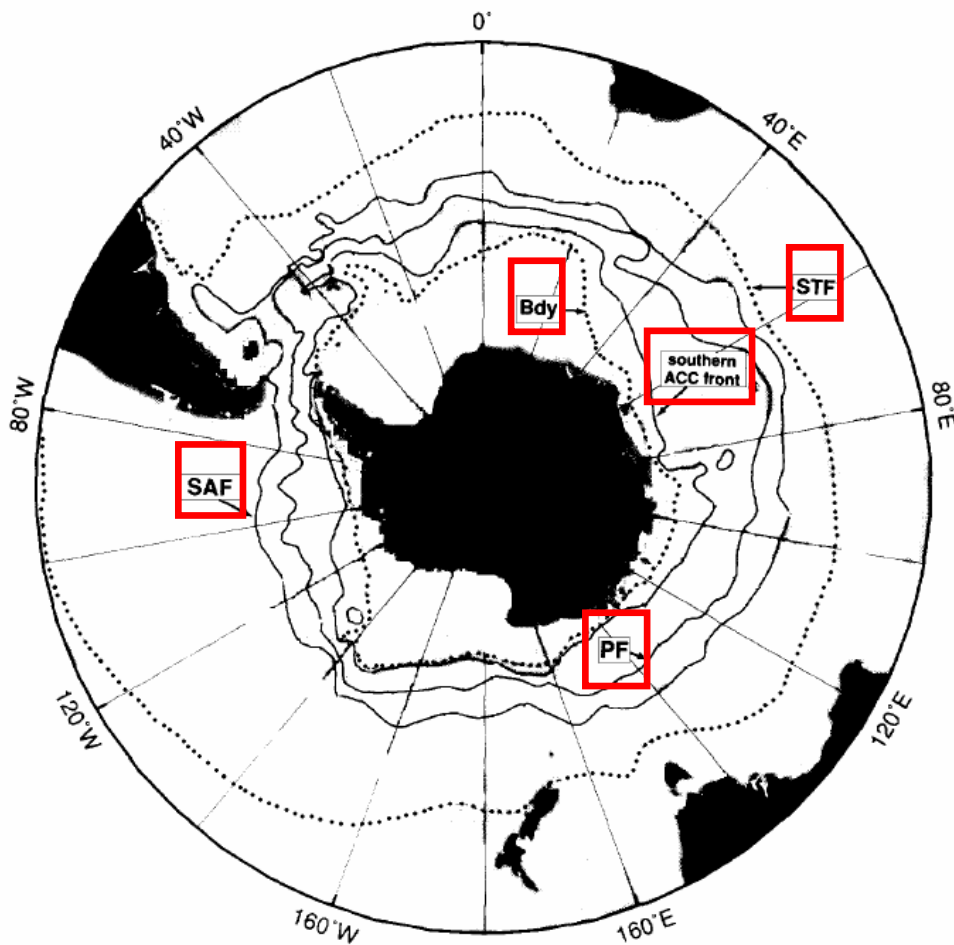
La zona antartica

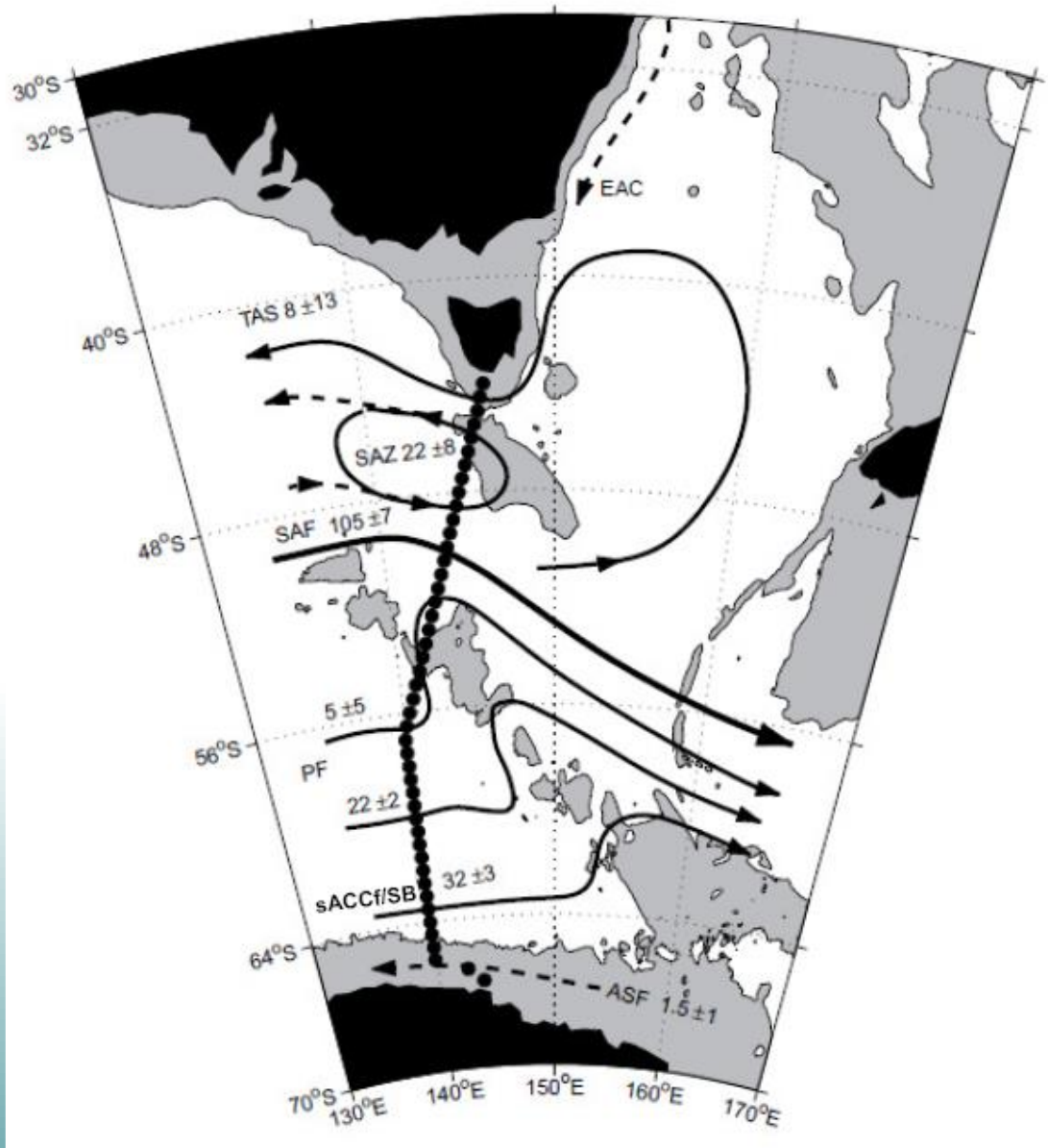
Il Southern ACC front – sACCF

E il Southern Boundary - Sby

Ogni fronte é continuo intorno come è continuo il vento che ha originato la corrente.

Ciascun fronte costituisce una linea di flusso principale della corrente che supera in profondità i 2000 metri, tanto da raggiungere il fondo oceanico in più di in punto.



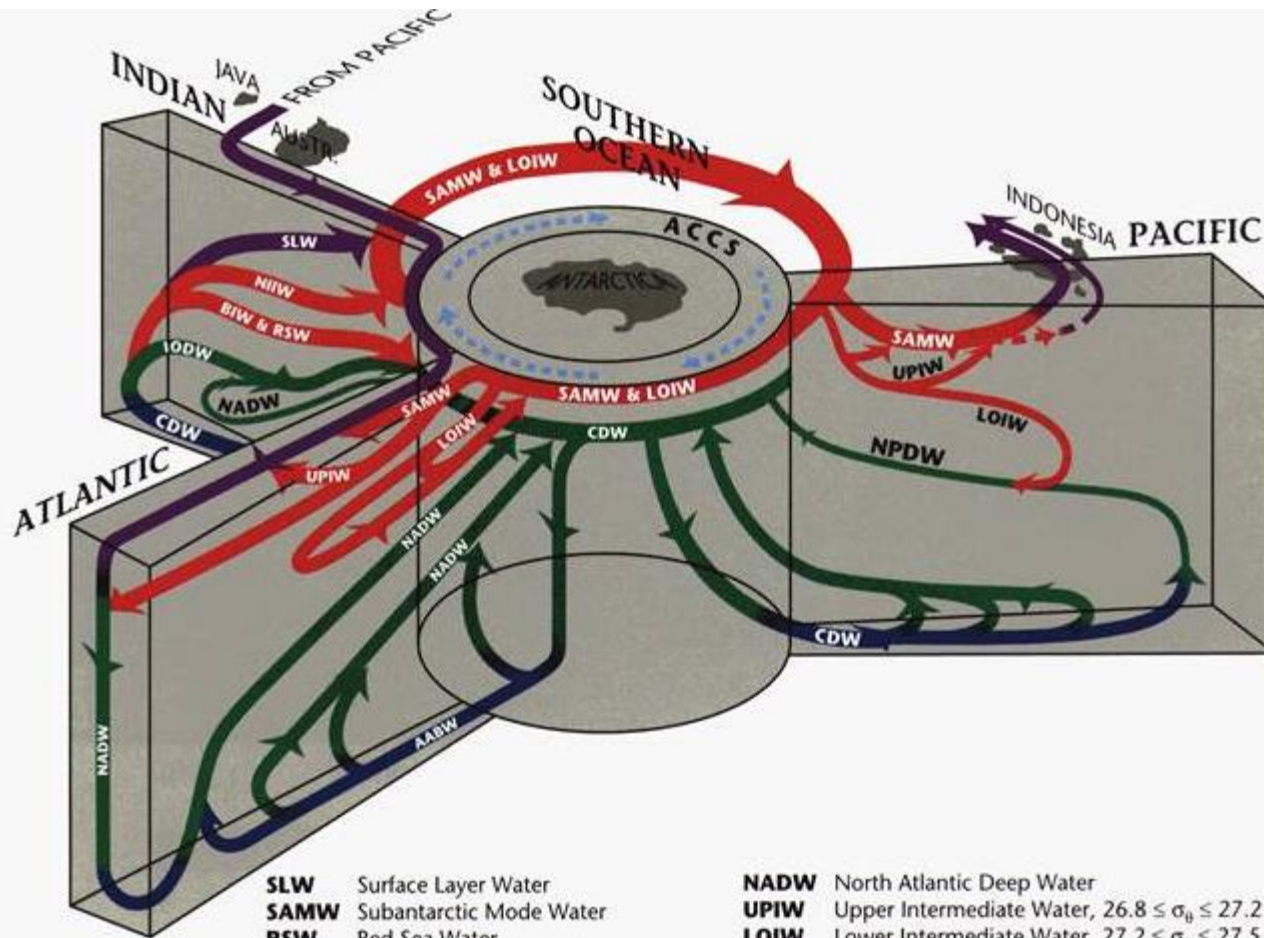


Il risultato finale è una poderosa corrente oceanica con un percorso di circa 26000 km e un trasporto di oltre 100 Sv

137±9 Sv
Passaggio di Drake

147±9 Sv
Australia - Antartide

(Rintoul & Sokolov, 2001)



- | | | | |
|-------------|--------------------------------------|-------------|---|
| SLW | Surface Layer Water | NADW | North Atlantic Deep Water |
| SAMW | Subantarctic Mode Water | UPIW | Upper Intermediate Water, $26.8 \leq \sigma_\theta \leq 27.2$ |
| RSW | Red Sea Water | LOIW | Lower Intermediate Water, $27.2 \leq \sigma_\theta \leq 27.5$ |
| AABW | Antarctic Bottom Water | IODW | Indian Ocean Deep Water |
| NPDW | North Pacific Deep Water | BIW | Banda Intermediate Water |
| ACCS | Antarctic Circumpolar Current System | NIIW | Northwest Indian Intermediate Water |
| CDW | Circumpolar Deep Water | | |



Anche la ACC partecipa al trasferimento di calore nella direzione Nord-Sud, ma lo fa grazie a perturbazioni del flusso. In particolare, l'interazione con il fondale genera instabilità nella corrente che si evolvono in meandri. Quando un meandro si chiude su se stesso genera eddies che intrappolano acqua calda o fredda e la esportano a latitudini diverse da quella che occuperebbe normalmente.

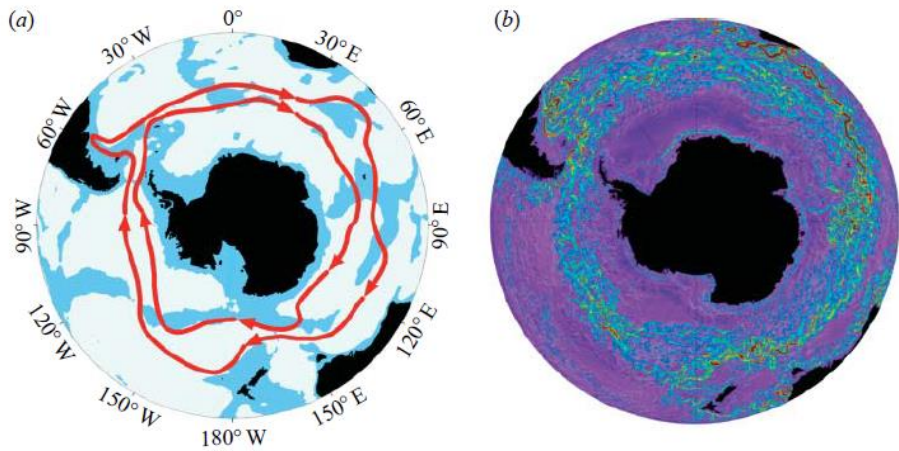


Figure 1. (a) Schematic path of the ACC. Regions shaded blue have depths shallower than 3500 m. (b) Snapshot of the surface current speed from the OCCAM 1/12° ocean model (Lee & Coward 2003), where the filamentary structure of the ACC's jets is clear (courtesy of Andrew Coward).



Gli eddies sono presenti lungo tutto il percorso della ACC e sono una caratteristica ubiquitaria dell'oceano meridionale.

Tuttavia le zone principali di generazione degli eddies sono ben localizzate in presenza degli stress batimetrici più forti.

Tra queste la zona a sud della Nuova Zelanda è tra le meglio studiate.

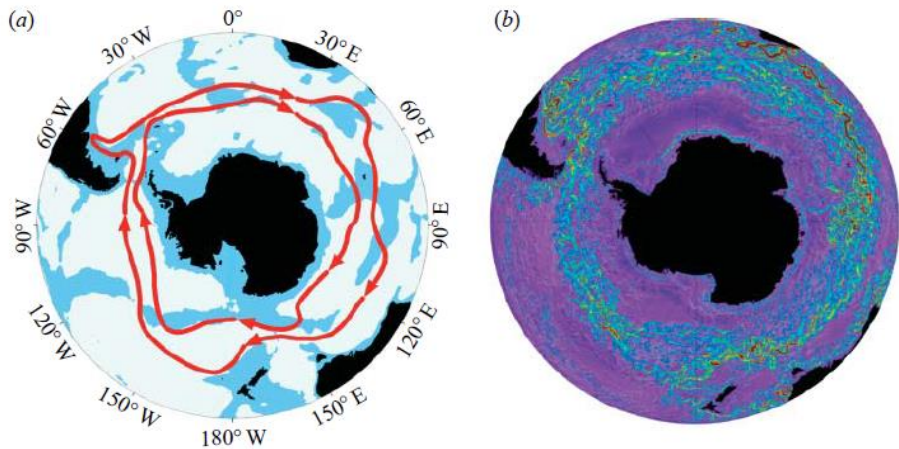
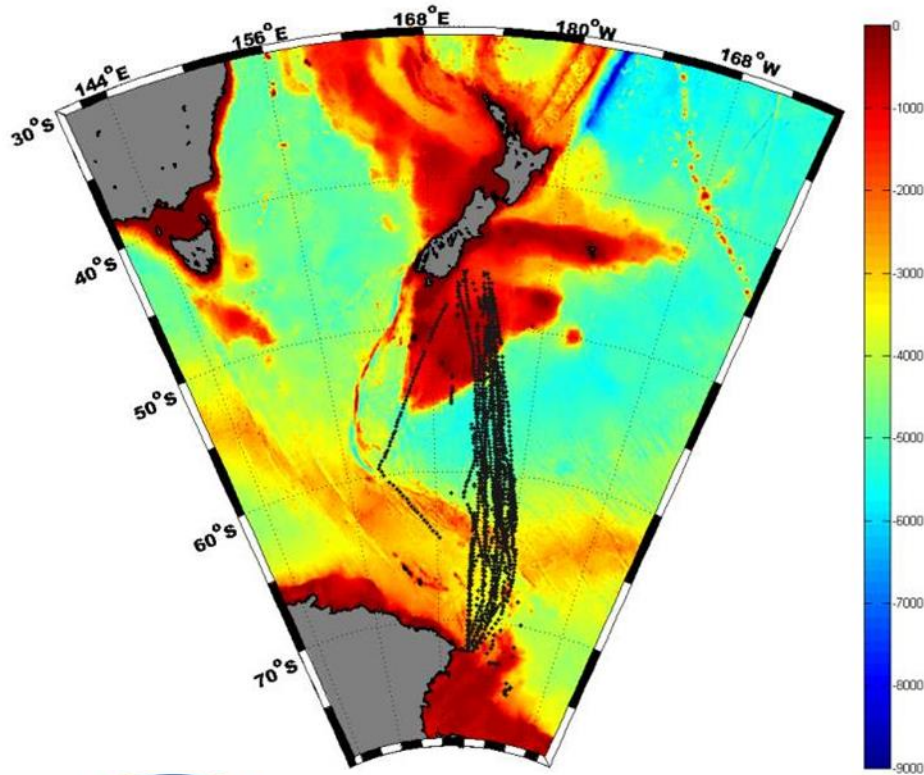


Figure 1. (a) Schematic path of the ACC. Regions shaded blue have depths shallower than 3500 m. (b) Snapshot of the surface current speed from the OCCAM 1/12° ocean model (Lee & Coward 2003), where the filamentary structure of the ACC's jets is clear (courtesy of Andrew Coward).



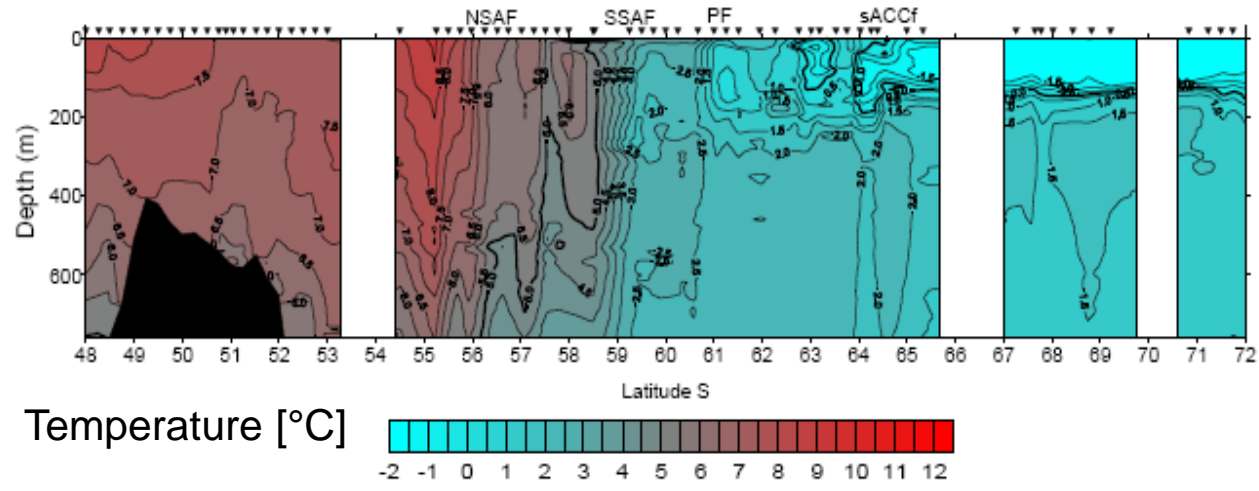
UNIVERSITÀ
 PARTHENOPE
DiST
 DIPARTIMENTO DI SCIENZE
 E TECNOLOGIE

Dal 1994 l'Università Parthenope porta avanti una serie di progetti, svolti nell'ambito del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide – PNRA – focalizzati sullo studio della variabilità a piccola e grande scala della ACC.

Lungo il transetto tra la Nuova Zelanda e l'Antartide vengono raccolti dati sulle caratteristiche fisiche, chimiche e biologiche della colonna d'acqua

Identificazione degli eddies generati dalla ACC

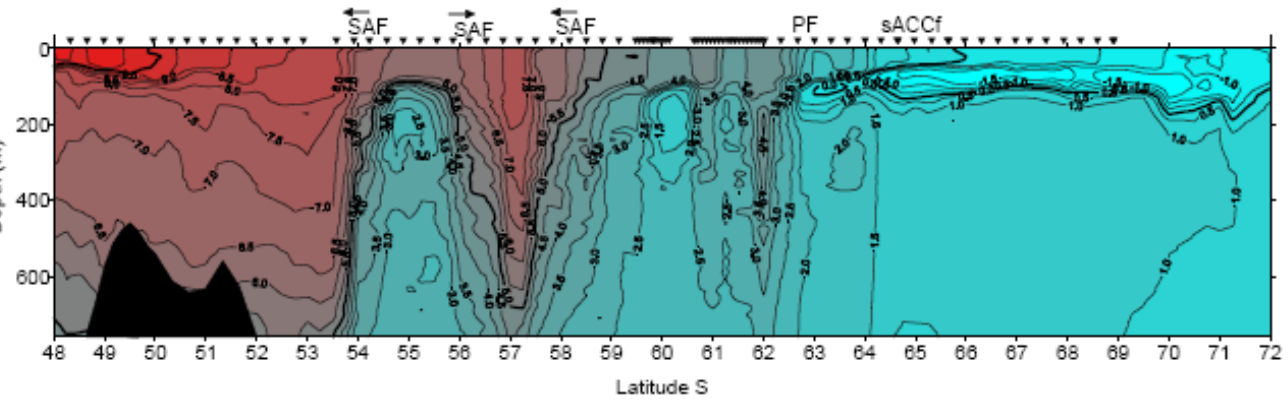
SPANNING TIME: 23-11-97 TO 30-11-97



Temperature [°C]



SPANNING TIME: 28-02-95 TO 02-03-95



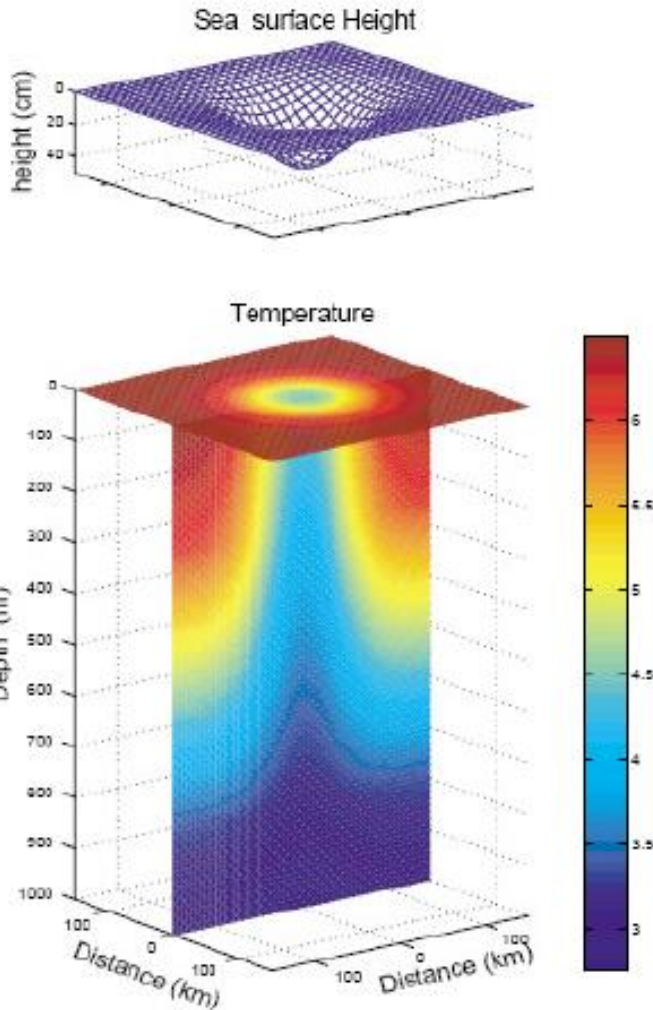
Temperature [°C]



In particolare i dati di temperatura raccolti nei primi 1000 metri di oceano ci consentono di osservare la variabilità della ACC e della sua temperatura in presenza di eddies che isolano masse d'acqua calda o fredda e la esportano in zone esterne al flusso principale.

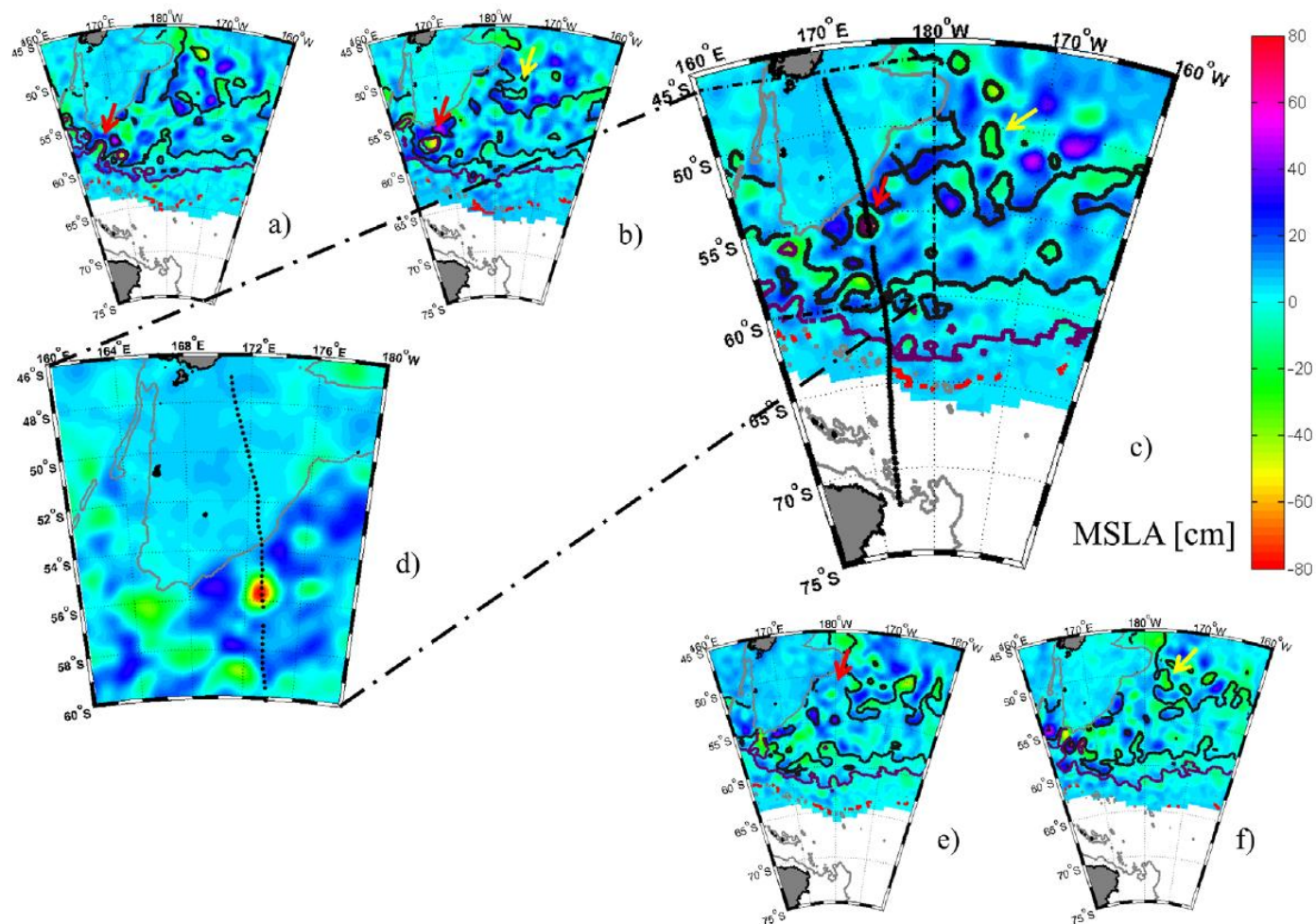
Sfortunatamente dati di questo tipo possono essere raccolti solo durante la breve estate australe e non ci consentono di osservare gli eddies durante il loro percorso migratorio

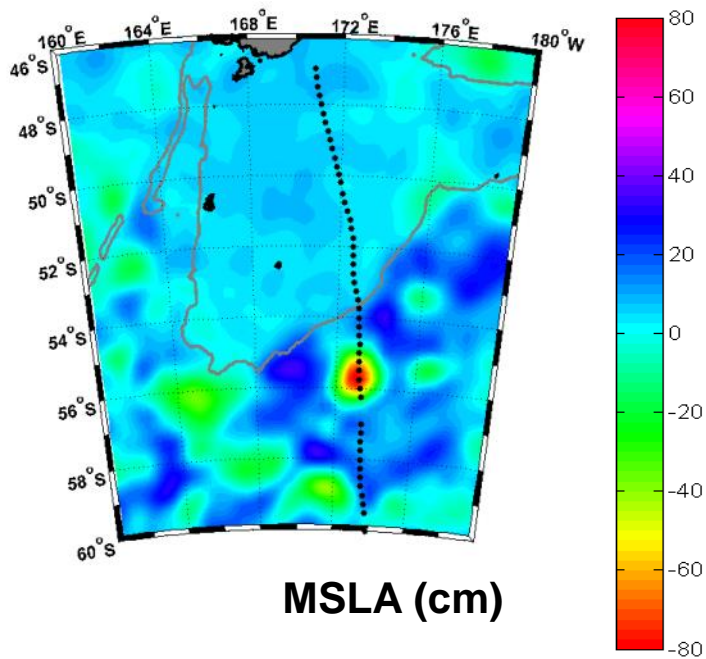
Per verificare il grado di separazione degli eddies dalla ACC, studiare le loro dimensioni, il loro percorso ed il loro ciclo di vita ci avvaliamo di dati satellitari di diverso tipo.



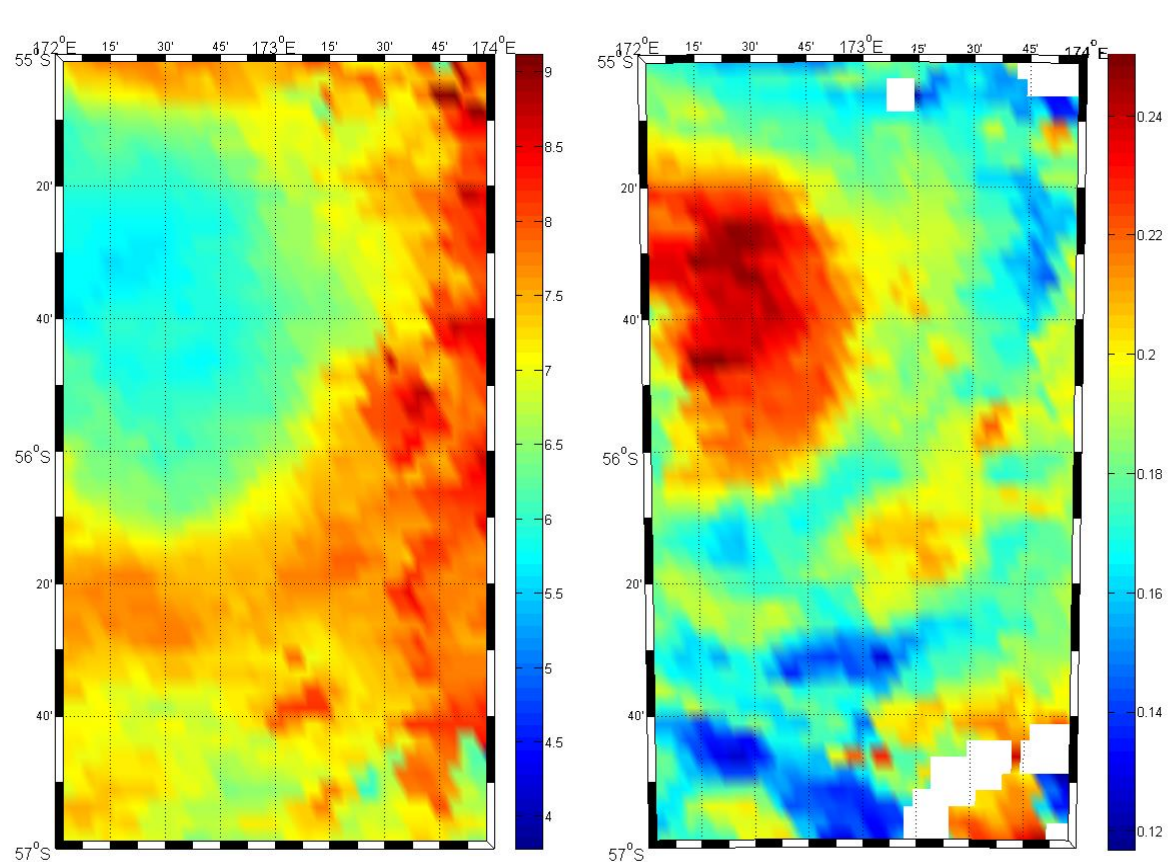
Ad esempio, un eddy a cuore freddo, quindi caratterizzato al suo interno dalla risalita di acqua fredda e profonda è facilmente identificato attraverso i dati altimetrici satellitari come una depressione isolata della superficie del mare.

Questa proprietà ci permette di verificare il grado di separazione degli eddies dalla ACC, studiare le loro dimensioni, il loro percorso ed il loro ciclo di vita avvalendoci di dati satellitari di diverso tipo. Questi dati completano la nostra osservazione degli eddies fornendoci informazioni sulle caratteristiche nello spazio e sulla evoluzione nel tempo dell'eddy.





**Weekly MSLA data from aviso
1/3° grid**

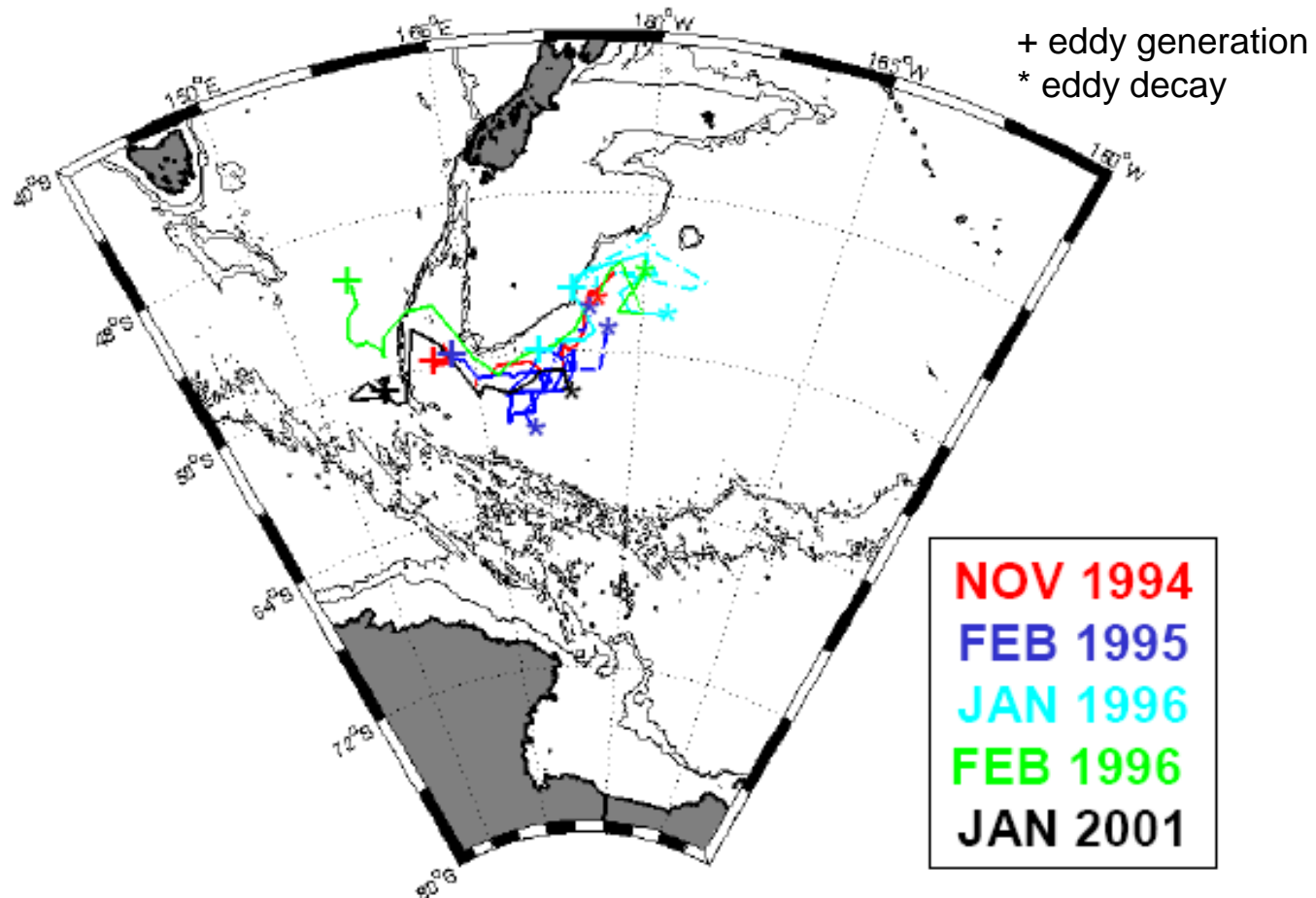


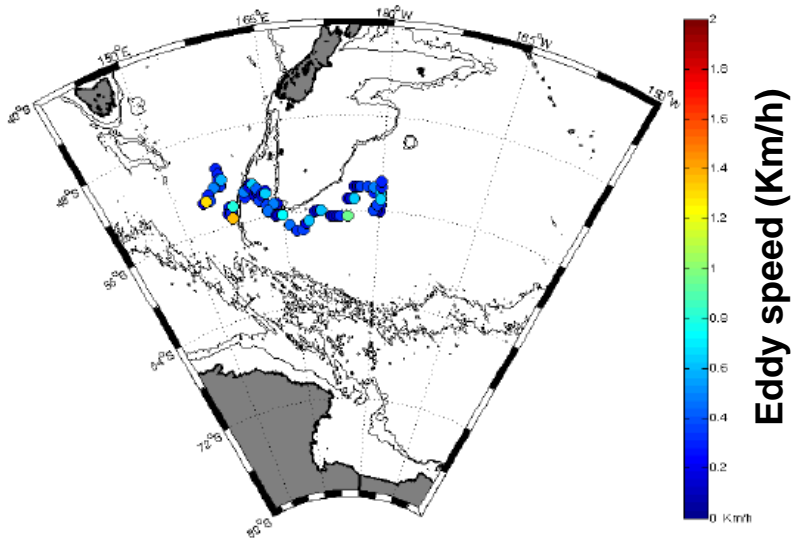
Temperature (°C)

Chla (mg/m³)

Weekly SST data from Ocean Color – MODIS 4 Km

Non solo i dati altimetrici, ma una vasta gamma di dati satellitari come quelli di temperatura e concentrazione di clorofilla ci permettono di studiare gli eddies e le loro caratteristiche fisiche e biochimiche anche in assenza di navi oceanografiche





Velocità media 0.1 ms^{-1} (0.35 Km/h)

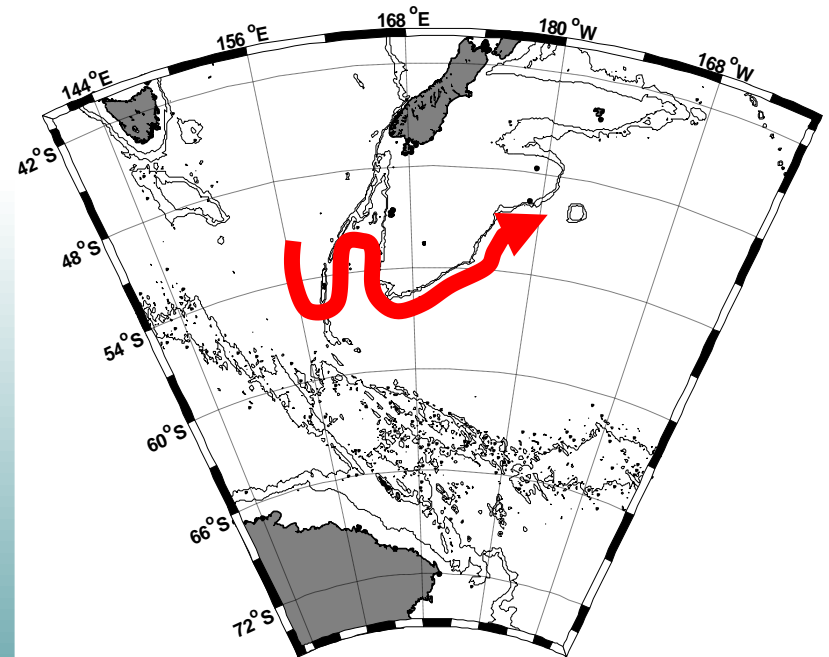
Percorso medio

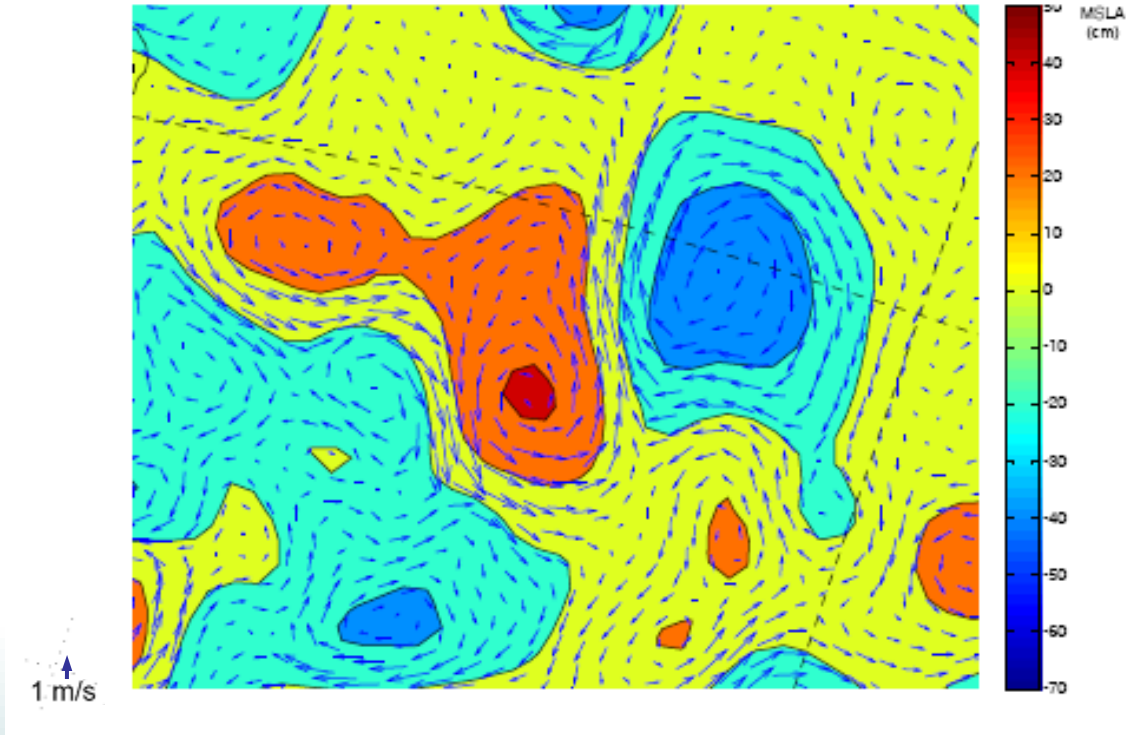
SE fino ai 168°E poi NE

lungo il margine del Campbell Plateau

Vita media di un eddy 79 settimane

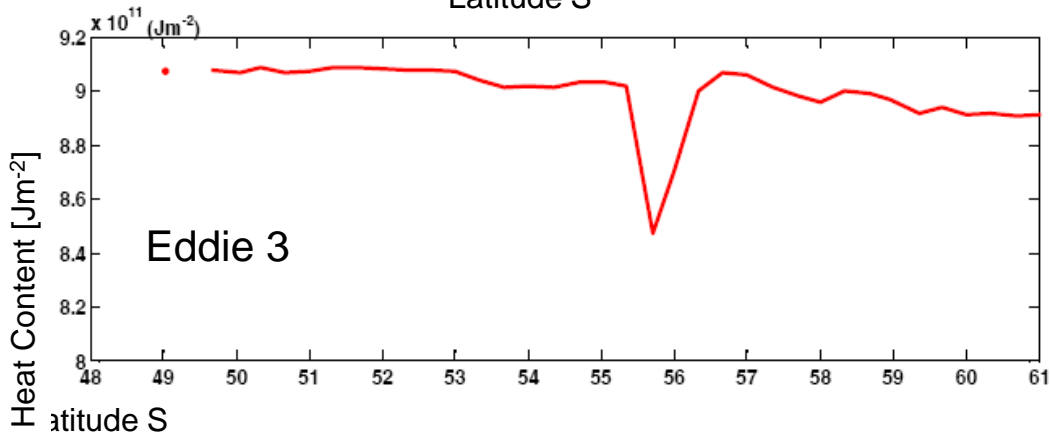
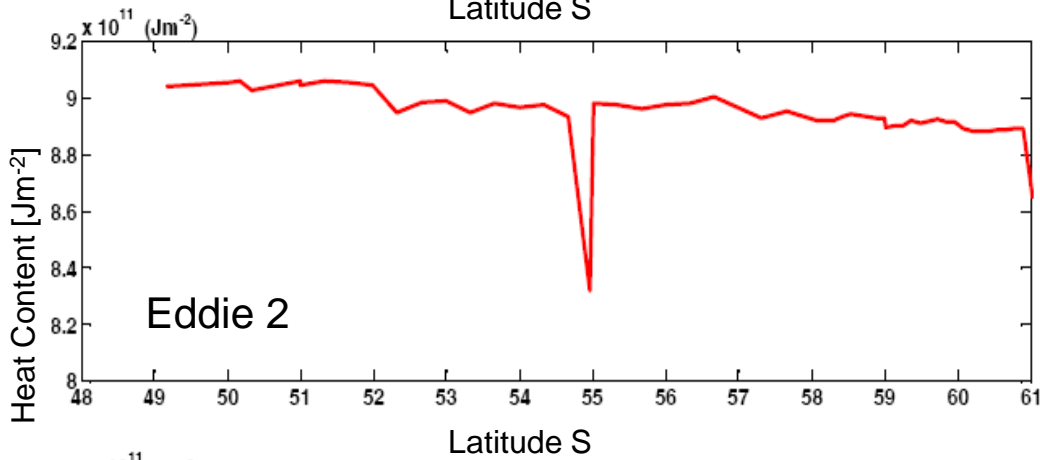
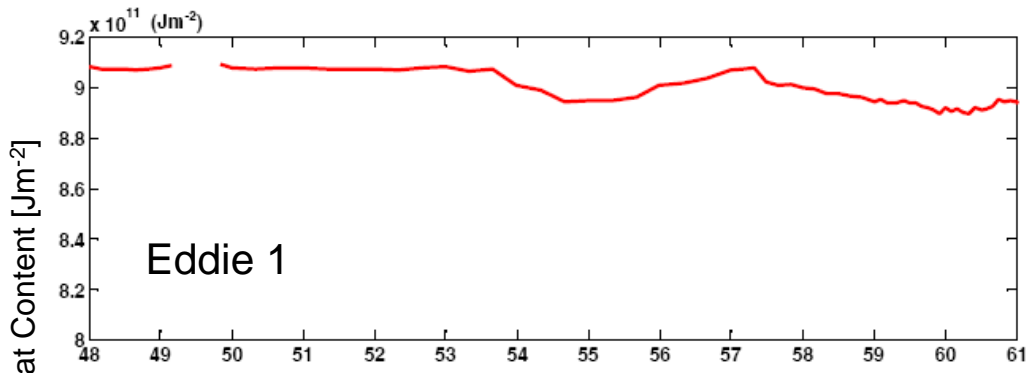
Diametro medio 95 Km





min vel 0.9 cms⁻¹
max vel 76.8 cms⁻¹
min msla -36.4 cm
max delta msla 53.5 cm

Contenuto di calore degli eddies

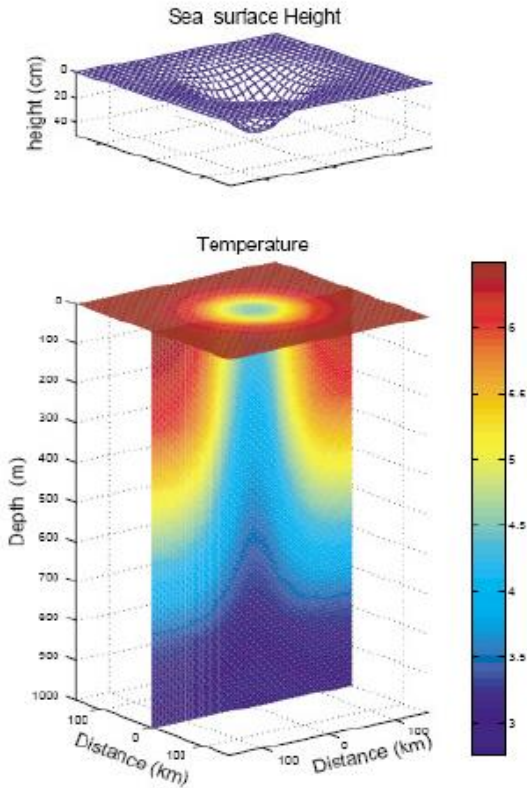


$$\text{Heat content } (\text{Jm}^{-2}) = \int_0^{500} \rho c_p T_z dz$$

Raggio medio 50 Km
Profondità media 500 m
Geometria cilindrica

Heat Content = $4 \times 10^{20} \text{ J}$

Sebbene basata su un ridotto numero di campioni, questa stima è in accordo con Morrow et al. (2004), che integrando sull'intero percorso della ACC stimano nel 10% del bilancio totale di calore il contributo fornito dagli eddies.



Stanton & Morris (2000)