

Bimestrale di Scienze

darwin



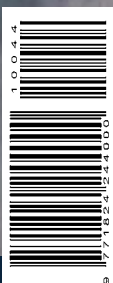
NUMERO 44

EURO 6,50

TROPPO INTELLIGENTI PER LA CATTIVITÀ?

Monta il dibattito tra chi rivendica
il diritto alla libertà dei delfini
e chi vede nei parchi acquatici
una risorsa per la ricerca scientifica

SPED. ABB. POST. 45% ART. 2, C. 20/B, L. 662/96 FILIALE DI VERONA - LUGLIO/AGOSTO 2011



ARCHEOLOGIA
QUANDO LA SABBIA
RIVELA IL PASSATO

PSICOLOGIA
COME SCONFIGGERE
IL DIAVOLO CHE È IN NOI

OCEANOGRAFIA
VALANGHE LIQUIDE
RIMESCOLANO GLI ABISSI

SPECIALE

La geografia delle malattie

Combattere le malattie
infettive nel Terzo Mondo
richiede dati affidabili
stanziamenti costanti
e vaccini economici

www.darwinweb.it



VALANGHE LIQUIDE RIMESCOLANO GLI ABISSI

Le cascate di acqua che scivolano verso i fondali oceanici hanno un ruolo fondamentale nella circolazione termalina

ANDREA BERGAMASCO

Chi di voi non ha mai fatto una nuotata estiva al mare? Avrete allora avuto modo di notare due caratteristiche fondamentali delle masse d'acqua. Nuotando da riva al largo o dopo un tuffo nell'acqua profonda certamente vi sarete imbattuti, magari non facendoci troppa attenzione, in una brusca differenza di temperatura. In profondità, infatti, l'acqua è più fredda e generalmente lo è anche più al largo di quanto non lo è sotto riva. E come non notare il sapore di sale sulla pelle dopo un bagno al mare mentre ci si asciuga al sole. Ma non tutta l'acqua è salata alla stessa maniera: nelle vicinanze di un fiume ad esempio avremo dell'acqua più dolce di quella che avremo in alto mare. E ancora, queste due caratteristiche, temperatura e salinità, ne determinano un'altra meno appariscente, più difficilmente misurabile ma non meno importante anzi ancora più fondamentale per la dinamica degli oceani. Temperatura e salinità ne determinano, infatti, la densità: una bottiglia riempita di acqua di mare pesa circa 3% in più della stessa bottiglia di acqua minerale. E più l'acqua di mare è fredda e più pesa, così più dolce è meno pesa. È chiaro che staticamente parlando l'acqua in profondità deve pesare di più dell'acqua superficiale, perché se così non fosse, essa si mescolerebbe ritornando in equilibrio, che in termini tecnici viene chiamato equilibrio idrostatico.

Ecco allora come sono misurate queste due variabili fondamentali: si immerge uno strumento detto sonda multi parametrica che misura contemporaneamente la temperatura, la conducibilità (l'acqua più salata è più conduttrice di elettricità di quella meno salata) e la pressione dell'acqua (una colonna di acqua di 10 metri pesa quanto tutta l'atmosfera sopra di noi, quindi in profondità, circa ogni 10 metri la pressione aumenta di una atmosfera). Si costruisce così un profilo verticale di temperatura e di salinità e, attraverso un'equazione di stato, opportunamente calibrata, un profilo di densità. Le brusche variazioni di temperatura e di salinità si chiamano rispettivamente termoclini e aloclini, mentre le brusche variazioni di densità si chiamano picnoclini.

Cielo e mare giocano da sempre una partita complessa e continueranno ancora per molto tempo senza avere un vinto e un vincitore. Continueranno a scambiarsi massa, movimento (o momento) ed energia: quindi continueranno a interagire. Il vento che scompiglia i capelli, i temporali che riversano in poco tempo grandi quantitativi di pioggia, per non parlare delle tempeste e degli uragani che possono cambiare addirittura le linee di costa, sono alcuni esempi delle interazioni tra



Mare di Ross, fine estate australe del 2003. Un grosso iceberg tabulare che si è staccato dalla piattaforma ghiacciata. È circondato dal pack che si è formato dal ghiaccio marino dell'inverno precedente.

CORTESIA AUTORE

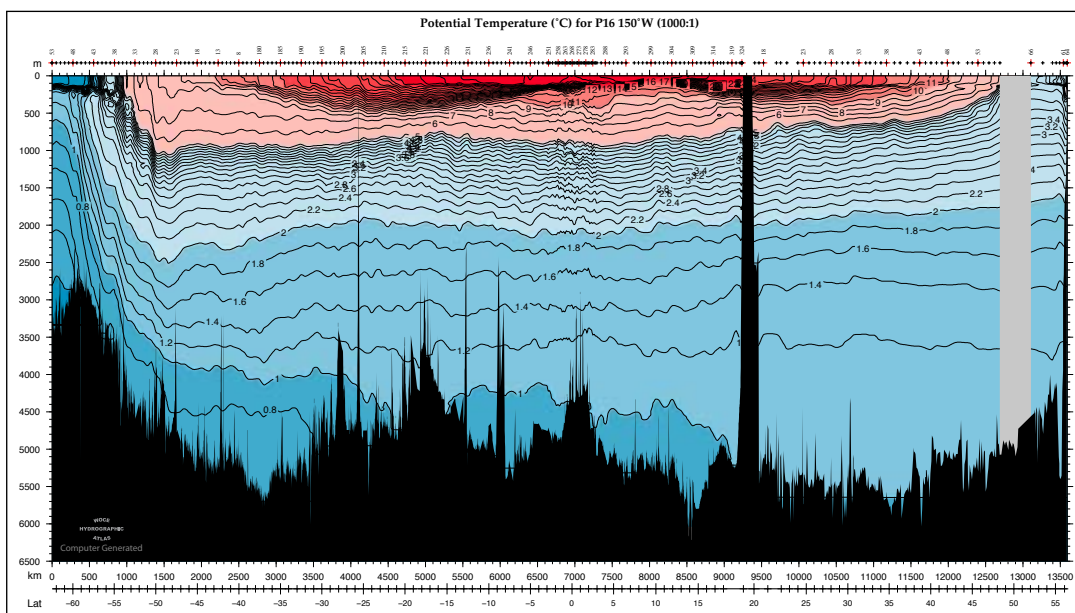
l'oceano e l'atmosfera. Senza essere catastrofisti e invocare eventi estremi, tutti i giorni nell'interfaccia tra aria e mare si hanno scambi energetici e di materia: ovvero flussi termico-evaporativi, veri e propri riscaldamenti o raffreddamenti, precipitazione di acqua dolce o evaporazioni.

Tali flussi vanno a modificare proprio quelle due variabili, la temperatura e la salinità, di cui abbiamo parlato prima. L'interazione con l'atmosfera quindi può influire non solo sui movimenti meccanici indotti dall'attrito del vento e che danno origine alla cosiddetta «wind driven circulation» ma, influenzando la stabilità della colonna d'acqua, può fornire l'energia necessaria a rimescolare tutta o in parte tale colonna d'acqua. I movimenti verticali, come vedremo, giocano un ruolo fondamentale in un tipo particolare di circolazione, quella detta circolazione termoalina.

La circolazione termoalina è come un grande sistema vitale, simile alla circolazione sanguigna che porta ossigeno e sali nutritivi da un punto all'altro del globo. Detta anche conveyor belt (nastro trasportatore) collega tutti i bacini oceanici, muove e trasporta acqua e tutto quello che vi è contenuto da un pun-

to all'altro del globo in un paio di migliaia d'anni. L'acqua che ora è pronta ad iniziare la sua corsa al polo nord era partita all'epoca di Cristo. Attraverso la conveyor belt l'oceano contribuisce al controllo del calore che arriva sulla Terra dal Sole, distribuendone circa il 50% (l'altro 50% è distribuito dall'atmosfera), trasportandolo dall'equatore (dove è in eccesso) ai poli (dove c'è un deficit). La circolazione termoalina è quindi un ingranaggio fondamentale del clima.

La visione semplicistica che vuole il riscaldamento del Sole come il motore del clima della Terra, pur essendo vera in sostanza, deve essere rivista e perfezionata. Infatti, non è tanto il riscaldamento equatoriale degli oceani a fare da motore per l'oceano, quanto il raffreddamento polare. Ecco il perché. L'atmosfera del nostro pianeta è in sostanza trasparente all'energia radiante che proviene dal Sole. Questa penetra l'atmosfera, viene a contatto con le masse continentali che si scaldano e riscaldano anche l'atmosfera dal basso. L'aria riscaldata che è più leggera sale verso gli alti strati dell'atmosfera. Il riscaldamento maggiore avviene nelle zone tropicali. Ai poli il raffreddamento dell'aria chiude questa



Il grafico mostra la distribuzione verticale della temperatura potenziale lungo il transetto denominato P16 e relativo al meridiano di longitudine 150W che taglia da nord a sud l'Oceano Pacifico. È ben evidente lo strato oceanico superficiale e subsuperficiale (zona rossa e rosa). Si vede chiaramente il termoclino permanente: è la zona dove il rosso diventa rosa e le isoterme (le linee nere) si addensano. Più sotto c'è lo strato intermedio in azzurrino chiaro e ancora più in profondità si vede come lo strato abbia una temperatura molto uniforme, meno di un grado sotto i 2000 metri fino al fondo. Ancora si può notare la segnatura dell'acqua fredda polare antartica che arriva alla superficie a sud dei 53°S.

cella verticale di circolazione: l'aria più fredda ridiscende verso il basso per muoversi poi dai poli verso l'equatore.

Per l'oceano invece non è così: il riscaldamento tropicale ed equatoriale, che pur c'è, non può far muovere le masse d'acqua verticalmente; al contrario lo inibisce, perché più l'acqua è calda, più è leggera e quindi ha una maggiore galleggiabilità sopra gli strati più freddi e più densi e pesanti. Il vento può forzare la superficie e dare così moto alle masse marine (wind driven circulation), ma esso agisce in prevalenza orizzontalmente: la sua efficacia nello spingere acqua dagli strati superficiali verso le zone profonde è molto limitata. È invece l'enorme flusso termico ed evaporativo dei poli che rende densa l'acqua e quindi in grado di sprofondare negli abissi. Esiste anche un modo relativamente semplice per intuire che è proprio così.

Mediamente l'oceano è profondo quasi quanto è alto il Monte Bianco, circa 4000 metri. Se misuriamo la temperatura nelle profondità oceaniche, ci accorgiamo che sotto i 1000 ÷ 1500 metri, il suo valore è simile in tutte le parti del globo, intorno a 1,2 °C.

Le acque abissali sono molto simili se non identiche alle acque polari. È lì, infatti, che si originano. Sono però due processi distinti ma concorrenti quelli che formano le acque dense artiche e antartiche.

Durante l'inverno nel mare del Labrador gli in-

tensi flussi termico evaporativi che si hanno in mare aperto riescono a innescare un processo detto «Open Ocean Deep Convection» (Oodp), un ribaltamento della colonna d'acqua, simile a quello che succede in una pentola d'acqua che bolle, ma contrario nel segno. Non è il calore del fuoco sotto la pentola a far rimescolare l'acqua, quanto il raffreddamento superficiale. La convezione profonda prende gioco in mare aperto, dove sono più intensi gli scambi con l'atmosfera. L'energia sottratta dal raffreddamento dell'aria sovrastante rende più densa e quindi pesante l'acqua più superficiale che quindi sprofonda. Quando si arresta lo sprofondamento? Dipende dalle densità della nuova acqua prodotta. Ecco allora che la variabilità inter-annuale dei flussi scambiati tra atmosfera e oceano, modula la quantità di nuova acqua e le profondità massime raggiunte. Nell'emisfero australe, data la presenza dell'enorme massa continentale antartica è possibile una convezione profonda mediata dalla topografia e dai ghiacci. Durante il raffreddamento invernale l'acqua dell'oceano meridionale ghiaccia. Questo ghiaccio marino è sostanzialmente diverso dal ghiaccio che forma la calotta e le piattaforme ghiacciate. La calotta polare e le piattaforme sono formate da ghiaccio continentale. Ma il ghiaccio continentale è di acqua dolce, mentre quello marino è salato. Durante la produzione di ghiaccio marino, parte del sale contenuto nell'acqua

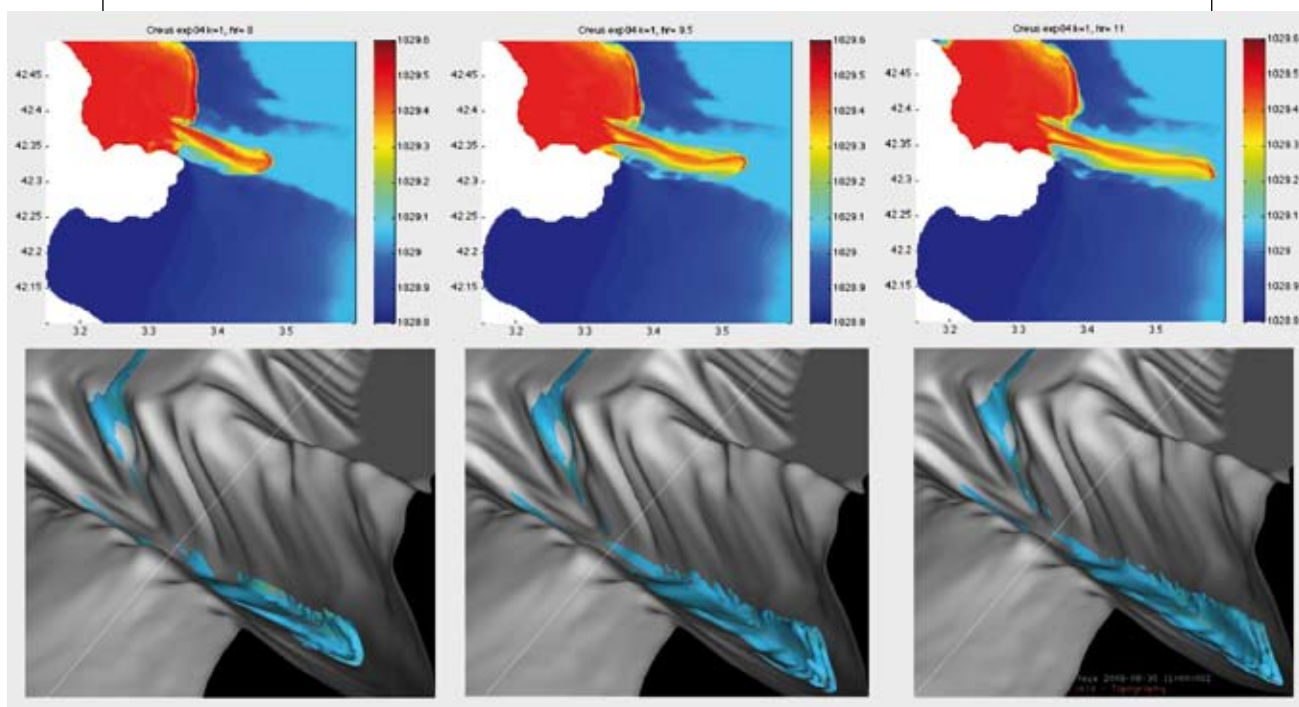


Grafico in alto: l'esperimento numerico simula lo sprofondamento dell'acqua densa che si è originata nel Golfo del Leone da un evento di Mistral che produce anomalie di densità dell'ordine di $29,5 \text{ Kg/m}^3$. La lingua sprofonda nel canyon di Capo Creus e la sequenza è relativa allo strato di fondo dopo 8, 9.5, e 11 ore dall'inizio dello sprofondamento. In basso: come nell'esperimento precedente, ma viene simulata anche l'interazione della cascata con il sedimento. La vista tridimensionale mostra in azzurro la cascata che sta scendendo all'interno del canyon dopo 8, 9.5 e 11 ore dall'inizio della simulazione.

di mare che sta ghiacciando, è espulso e rilasciato. Si forma così un'acqua più salata fredda e quindi più densa dell'acqua circostante. Per gravità sprofonda e si raccoglie nei bacini più o meno profondi sotto costa antartici. Tutto intorno all'Antartide, per effetto dell'era glaciale passata, il fondale oceanico è più profondo sotto costa che al largo. Questi bacini sono riempiti di quest'acqua densa fredda e salata che aumentando di volume si muove sul fondo avvicinandosi alla scarpata continentale. Quando la raggiunge e trabocca si formano le cascate di acqua densa. L'Artico ha una conformazione morfologica diversa dall'Antartide che è, di fatto, un continente. Nell'Artico mancano o comunque sono ridotti i bacini che possono far da serbatoi all'acqua densa, per cui avviene prevalentemente l'inabissamento Oodp del primo tipo. In Antartide ci sono diverse piattaforme continentali che sono solcate da bacini profondi che fanno da serbatoi e che rilasciano nel tempo questa acqua densa proprio come fiumi che solcano i fondali, arrivano nella scarpata per poi scendere rovinosamente verso gli abissi oceanici più profondi.

Appena inizia la caduta di quest'acqua densa dalla «gengiva» dove la piattaforma continentale si trasforma in scarpata (le pendenze variano da qualche metro al km fino a un centinaio di metri al km), l'acqua

è mossa principalmente dalla gravità. È come una vera e propria cascata. Essa segue quindi una traiettoria particolare, detta di maggior pendenza. Ma le dinamiche che si originano non sono così semplici. Questo perché la Terra gira su se stessa, non è quindi un sistema inerziale. Sulla Terra, infatti, si origina una forza particolare, detta Forza di Coriolis, che gioca un ruolo fondamentale sulla futura traiettoria della cascata. Ogni corpo, infatti, che si muove in un sistema rotante riceve una spinta proporzionale alla sua velocità. Quindi tanto maggiore sarà la velocità di caduta tanto più intensa sarà la spinta di Coriolis. Una massa d'acqua in movimento nell'emisfero Nord è spinta dalla forza di Coriolis verso destra, mentre nell'emisfero australe verso sinistra.

La nostra massa d'acqua antartica arrivata nella scarpata, supponiamo quasi ferma, inizia a cadere lungo la traiettoria di massima pendenza, ma appena acquista velocità, la forza di Coriolis la devia verso sinistra, riducendone un po' la velocità. Il processo di aggiustamento si arresta quando la forza di gravità – che farebbe cadere verso gli abissi la massa d'acqua – viene bilanciata dalla forza di Coriolis. La massa d'acqua è quindi intrappolata dalla topografia del fondo (tali correnti di fondo sono anche dette «bottom trapped currents») e correrebbe inde-

finitamente parallela alle isobate se altri fenomeni non intervenissero nell'equilibrio tra le due forze. Le cause di squilibrio possono essere parecchie, l'attrito del fondo per esempio, il cambiamento di pendenza del fondale, l'*entrainment*, ovvero l'intrappolamento dell'acqua ambiente nella massa d'acqua che sta rovinosamente sprofondando. Tale intrappolamento fa mescolare le masse d'acqua, rallentandone la caduta, il moto dell'acqua densa quindi viene soggetto a un nuovo equilibrio con la forza di Coriolis.

Queste *plumes* sottomarine alcune volte somigliano più a delle valanghe di acqua densa che a delle cascate, perché nel loro moto molto energetico, sprofondando verso gli abissi, sollevano parecchio sedimento, diventano torbide, travolgendo nel loro moto quello che è lungo il percorso. È così che si modulano alcuni canyon sottomarini. Paradossalmente però non sono distruttive come le valanghe, anzi, spesso sostengono la vita di alcuni coralli profondi che così sono alimentati da materiale organico relativamente giovane che viene dalla superficie.

Durante la prima fase di formazione dell'acqua densa, raffreddamento, evaporazione, rilascio del sale quando si forma il ghiaccio marino, viene coinvolta la zona fotica della colonna d'acqua, la zona dove c'è intensa attività biologica. Inoltre durante la convezione verticale, le masse d'acqua più profonde sono messe a contatto con l'atmosfera. L'acqua densa quindi è di nuova formazione e carica di ossigeno e materiale organico, mentre durante la fase di *entrainment* con le acque circumpolari antartiche si carica anche di sostanze nutrienti. Ecco perché lungo le traiettorie di caduta sono presenti e numerose forme di vita che altrimenti sarebbe difficili da incontrare.

L'oceano polare non è solo una macchina termica che aiuta la regolazione del nostro clima attraverso il bilancio termico radiativo. Le interazioni tra idrosfera, atmosfera e biosfera che avvengono nelle regioni polari, sia artiche che antartiche, influenzano tutto il sistema terrestre attraverso meccanismi complessi, che coinvolgono oltre alla circolazione oceanica profonda i cicli biogeochimici e il trasporto atmosferico. Le acque antartiche svolgono, ad esempio, un ruolo importante nel regolare i livelli atmosferici di anidride carbonica (CO_2). La sua solubilità nell'acqua, processo regolato dalle leggi dei gas, aumenta con la diminuzione della temperatura. Pertanto, le acque fredde concentrano più CO_2 rispetto alle acque calde, sottraendo così gas all'atmosfera. In Antartide, quindi, le acque fredde superficiali si arricchiscono di gas e, sprofondando per la dinamica oceanografica, entrano nella grande circolazione oceanica intrappolando la CO_2 disciolta per circa 1000-2000 anni. Questo è, infatti, un tempo medio per ritornare in

superficie.

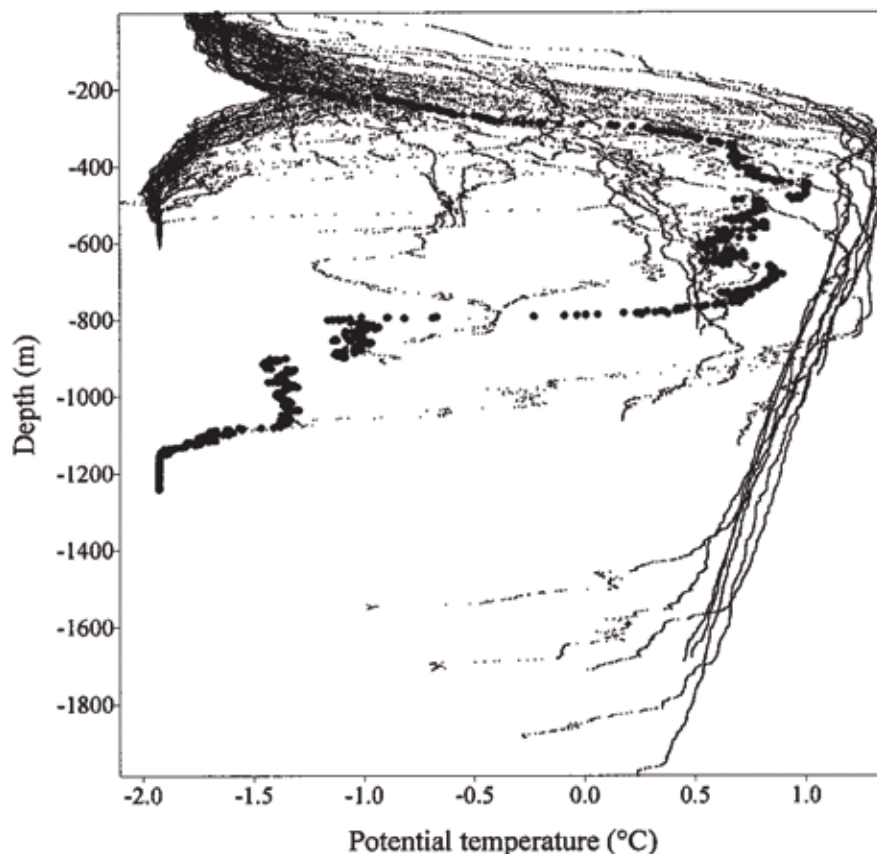
In superficie avvengono anche i processi fotosintetici per opera degli organismi planctonici (fitoplancton), che utilizzano la CO_2 atmosferica e grazie alla luce, all'acqua e ai sali nutritivi disciolti, la trasformano in molecole organiche. Le acque superficiali antartiche sono ricche di fitoplancton e di sali nutritivi, la luce durante il periodo primaverile-estivo è continua e pertanto i processi fotosintetici che si realizzano sono intensi e giocano un ruolo importante nel bilancio globale del carbonio in mare.

In gergo oceanografico si dice che quest'acqua è giovane, perché ha un anno di vita. Come possiamo affermare il fatto e cosa vuol dire? Abbiamo un modo molto interessante per capire e misurare perché la chiamiamo giovane.

Nell'acqua tra le sostanze presenti e disciolte, ce ne sono alcune molto particolari, i Cfc (Clorofluorocarburi). Comunemente noti con il nome di Freon sono composti di origine antropica utilizzati nell'industria come refrigeranti, propellenti e solventi. La loro produzione – e quindi il conseguente rilascio nell'atmosfera – sono iniziati negli anni '30 e il loro uso è cresciuto in modo esponenziale nei decenni successivi fino agli anni '80. Dal 1970 fino a quasi al 1990 la crescita della concentrazione in atmosfera è stata in pratica lineare e dopo il 1990, in seguito della loro messa al bando, si è osservata una riduzione significativa. Anche se la quasi totalità della produzione e del rilascio di questi composti avviene nell'emisfero boreale, in seguito al rapido mescolamento nella bassa atmosfera e grazie alla loro elevata stabilità, la distribuzione appare omogenea a tutte le latitudini.

I Cfc possono attraversare rapidamente l'interfaccia aria-mare e si disciolgono nelle acque superficiali, dove la loro concentrazione dipende, oltre che dalla concentrazione atmosferica, anche dalla salinità e dalla temperatura del mare. In acqua essi sono inerti, non interagiscono o interferiscono con le attività biologiche, ma si possono mescolare con le correnti e le altre masse d'acqua. Alti valori di Cfc quindi indicano un'alta concentrazione che può essere dovuta a un recente contatto con l'atmosfera o un mescolamento con le acque più superficiali. Inoltre, grazie alle relazioni che legano la concentrazione dei diversi Cfc in acqua a quella in atmosfera, note e misurabili, si può risalire all'anno in cui la massa d'acqua si trovava in superficie e ha assorbito quella determinata concentrazione.

I Cfc permettono quindi di determinare l'età dell'acqua come periodo di tempo dall'ultimo contatto con l'atmosfera, consentono di discriminare le acque più giovani da quelle più vecchie e osservare



La sequenza di punti in grassetto rappresenta il profilo di temperatura potenziale nella scarpata, con temperatura al fondo $-1,97^{\circ}$ (temperatura inferiore a quella di congelamento superficiale, la pressione mantiene liquida la cascata di acqua superfredda e molto densa). La temperatura a 1280m è simile a quella misurata sul fondale della piattaforma intorno ai 600 m di profondità.

quelle ventilate di recente dalle acque che da anni non hanno più avuto contatto con l'atmosfera perché intrappolate negli strati intermedi o profondi.

Nel caso delle acque del mare di Ross questa metodologia ci permette di dire che praticamente ogni anno avviene il rinnovamento e la formazione di queste acque dense nel bacino del Drigalsky che poi sprofondano negli abissi dell'Oceano Pacifico, mentre le acque circumpolari antartiche che vengono intrappolate nella caduta hanno un'età di una trentina d'anni.

Le cascate di acqua densa non avvengono solo nei poli, anche se in queste zone si verificano i fenomeni più intensi e importanti per il clima terrestre. Ci sono altre zone caratteristiche, tra le altre vale la pena ricordarne alcune vicino a noi. Si perché anche nel Mediterraneo e nel mar Rosso succedono eventi simili. Naturalmente il ghiaccio alle nostre latitudini non c'è, ma il processo base, aumento della densità dovuto o a diminuzione di temperatura (per raffreddamento) o a un aumento della salinità (per evaporazione) è lo stesso e opera allo stesso modo. Eventi tipici si osservano nel Golfo del Leone, in Adriatico e lungo l'arco di Creta, anche se al Golfo del Leone va riservato un ruolo principe.

Andrea Bergamasco, Ismar-Cnr Venezia

Bibliografia

- Celussi M. *et al.* Water Masses Bacterial community and microbial activity in the Ross Sea, *Antarctica. Antarctic Science*, vol. 22(4), pp. 361 – 370.
- Petrelli P., N.L. Bindoff, Bergamasco A., 2008. The sea ice dynamics of Terra Nova Bay and Ross Ice Shelf Polynyas during spring and winter simulation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, pp. 1.
- Bergamasco A. *et al.*, 2005. Cryosphere-hydrosphere interactions: Numerical modelling using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) at different scales. *Il Nuovo Cimento*, vol. 28 C (2), pp. 173 – 181, DOI 10.1393/ncc/i2005-10181-6.
- Rivaro P. *et al.* 2004. Chlorofluorocarbon distribution in the Ross Sea water masses. *Chemistry and Ecology*, June 2004, Vol. 20 (supplement 1), pp. S29-S41.
- Bergamasco A., V. Defendi, G. Budillon, G. Spezie, 2004. Downslope flow observations near Cape Adare shelf break. *Antarctic Science*, 16 (2), 199-204.
- Rivaro P. *et al.* 2003. Dissolved Oxygen, NO and PO as tracers for Ross Sea Ice Shelf Water overflow. *Antarctic Science*, 15 (3), 399-404.
- Bergamasco A., V. Defendi, E. Zambianchi & G. Spezie. 2002. Evidence of dense water overflow on the Ross Sea shelf-break. *Antarctic Science*, 14 (3), 271-277.