

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE
Corso di laurea in Scienze Ambientali

La deossigenazione degli oceani nel clima che cambia

Tesi di laurea in Climatologia

Relatore:

Prof. Marco Zavatarelli

Presentata da:

Nicolò Vergari

Sessione Unica Anno Accademico 2020/2021

INDICE

Abstract	5
CAPITOLO 1	6
INTRODUZIONE	6
1.1 Il cambiamento climatico e gli oceani	7
1.2 Il riscaldamento dell'oceano.....	8
1.2.1 La stratificazione verticale	11
1.3 L'acidificazione degli oceani.....	13
1.3.1 Lo stato di saturazione di CaCO ₃ negli oceani	16
CAPITOLO 2	19
LA VENTILAZIONE DEGLI OCEANI.....	19
2.1 La solubilità di O ₂ negli oceani e la legge di Henry	21
2.1.1 La dipendenza della solubilità da Temperatura e Salinità	22
2.2.1 Il modello di Liss	24
2.3 Fotosintesi e respirazione negli oceani.....	27
2.3.1 L'utilizzo apparente di ossigeno.....	29
2.4 La ventilazione degli oceani.....	31
CAPITOLO 3	36
LA DEOSSIGENAZIONE NELL'OCEANO GLOBALE E COSTIERO.....	36
3.1 Il contenuto attuale di ossigeno negli oceani e la recente deossigenazione.....	36
3.3 L'ipossia e le zone di minimo di ossigeno (OMZ)	39
3.4 La deossigenazione e il riscaldamento degli oceani	43
3.5 La deossigenazione e l'eutrofizzazione nei sistemi costieri	45
CAPITOLO 4	48
LA POSSIBILE EVOLUZIONE FUTURA E GLI IMPATTI	48
4.1 I modelli climatici e i representative concentration pathways (RCPs)	48
4.2 Le proiezioni future di ossigeno per l'oceano globale	50

4.3 Gli effetti dell'ipossia sulla biologia degli organismi animali marini.....	55
4.3.1 L'indice metabolico	56
4.3.2 I cambiamenti nell'ecologia degli ecosistemi oceanici.....	59
4.3.3 Gli adattamenti biologici in risposta alla riduzione di ossigeno	60
CONCLUSIONI	61
BIBLIOGRAFIA	63

Abstract

Lo scopo della presente tesi, nel contesto attuale dei cambiamenti climatici, è quello di descrivere e analizzare uno dei tre maggiori fattori di stress degli oceani, ossia la deossigenazione.

Nella parte introduttiva sono esaminati i due fattori di stress che concorrono insieme alla deossigenazione a influenzare lo stato degli oceani, il riscaldamento e l'acidificazione: viene spiegato quindi come gli oceani odierni siano caratterizzati da una maggiore stratificazione di densità e come l'accumulo di grandi quantità di CO₂ stia conducendo ad un significativo abbassamento del pH nelle acque dell'oceano globale. In seguito, lo studio si dedica alla discussione dei diversi meccanismi chimici, fisici e biologici che regolano e controllano il contenuto di ossigeno nei sistemi marini: dagli scambi gassosi all'interfaccia atmosfera-oceano, agli effetti di temperatura e salinità sulla solubilità dell'ossigeno, fino ai processi di produzione (fotosintesi) e di consumo di ossigeno (respirazione aerobica) mediati dagli organismi marini nello strato oceanico superiore. Sono inoltre descritte le dinamiche generali della circolazione meridionale dell'oceano per definire il trasporto di ossigeno (ventilazione) dalla superficie allo strato oceanico profondo. Successivamente si giunge all'analisi delle cause e dei processi che determinano la deossigenazione negli oceani aperti e nell'oceano costiero. La diminuzione delle concentrazioni di ossigeno nei grandi oceani è il risultato dell'aumento del contenuto oceanico di calore che ha significato una minore solubilità di ossigeno e una intensificazione della stratificazione nel profilo verticale di densità, che limita la ventilazione. Nei sistemi costieri, invece, la principale causa di deossigenazione è l'eccesso di input antropogenici di nutrienti quali azoto (N) e fosforo (P), derivati dall'intenso consumo di fertilizzanti e dagli scarichi in mare di acque reflue.

Si conclude delineando quelle che sono le proiezioni sulla futura evoluzione della deossigenazione degli oceani. Modelli climatici stimano un'accelerazione della riduzione di ossigeno in risposta all'aumento delle emissioni di gas climalteranti e questo graverà sia sulla sopravvivenza di molte specie marine che sulla stabilità degli ecosistemi oceanici.

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

Questa tesi ha l'obiettivo di descrivere e analizzare il fenomeno della “deossigenazione degli oceani” come conseguenza del riscaldamento globale e del cambiamento climatico.

Il lavoro è articolato come segue:

1. L'introduzione offre una descrizione degli attuali fattori di stress che agiscono sui sistemi oceanici oltre alla deossigenazione, ossia il riscaldamento e l'acidificazione.
2. Nel secondo capitolo sono esposti i meccanismi chimici, fisici e biologici che regolano e controllano il contenuto di ossigeno nei sistemi marini: le interazioni atmosfera-oceano, la solubilità, la fotosintesi e la respirazione, la ventilazione oceanica e la circolazione termoalina.
3. Il terzo capitolo definisce la “storia” recente e lo stato attuale, i processi e le cause che determinano la deossigenazione dell'oceano globale e dell'oceano costiero.
4. Il quarto capitolo chiude la trattazione del tema proposto con una discussione sulle previsioni future e gli impatti della deossigenazione.

1.1 Il cambiamento climatico e gli oceani

Gli oceani ricoprono circa tre quarti della superficie terrestre e contengono il 96% delle specie viventi, forniscono la metà dell'ossigeno che respiriamo e costituiscono una importante fonte di sostentamento per la popolazione globale. Tuttavia, le attività umane stanno avendo un forte impatto su questa preziosa risorsa.

Nel futuro, lo stato degli oceani sarà fortemente influenzato da tre importanti fattori di stress, agenti in sinergia. L'innalzamento delle temperature, l'acidificazione e la deossigenazione degli oceani, che causeranno significativi cambiamenti nella struttura e nella dinamica dei processi fisici e chimici dei sistemi marini (Gruber, 2011). In futuro, molte aree oceaniche saranno probabilmente colpite da più di uno di questi fattori di stress contemporaneamente, poiché questi sono determinati dalla stessa causa, ossia l'aumento delle concentrazioni di CO₂ e altri gas serra in atmosfera. In queste regioni non solo si osserveranno temperature più calde, ma la loro struttura verticale sarà caratterizzata da una maggiore stratificazione di densità, le acque saranno più acide e conterranno meno ossigeno. L'azione combinata di questi tre fattori di stress influenzerà sicuramente molte specie marine e gli stessi ecosistemi oceanici, mettendo potenzialmente a repentaglio la loro stabilità.

Il presente capitolo è dedicato alla discussione dei fattori di stress oceanici già menzionati: il riscaldamento degli oceani e l'acidificazione, mentre la trattazione del terzo fattore di stress, la deossigenazione degli oceani, avverrà più nel dettaglio nei successivi capitoli.

1.2 Il riscaldamento dell'oceano

Il riscaldamento globale è causato principalmente dallo squilibrio energetico nel sistema climatico terrestre derivato dall'aumento delle emissioni antropogeniche di gas serra. Circa il 93% di questo squilibrio energetico si è accumulato nell'oceano, generando un incremento nel contenuto di calore (Trenberth et al., 2020). Il contenuto di calore dell'oceano (ocean heat content, OHC) è definito come la variazione della temperatura globale dell'oceano moltiplicata per la sua massa d'acqua e per la capacità termica dell'acqua di mare:

$$OHC = m_o c_{po} \Delta T_o$$

dove m_o è la massa dell'oceano (1.4×10^{21} kg), c_{po} è il calore specifico dell'acqua di mare a pressione costante alla superficie (4×10^3 J kg⁻¹ °C⁻¹) e ΔT_o è la variazione osservata della temperatura globale dell'oceano (Levitus et al., 2005).

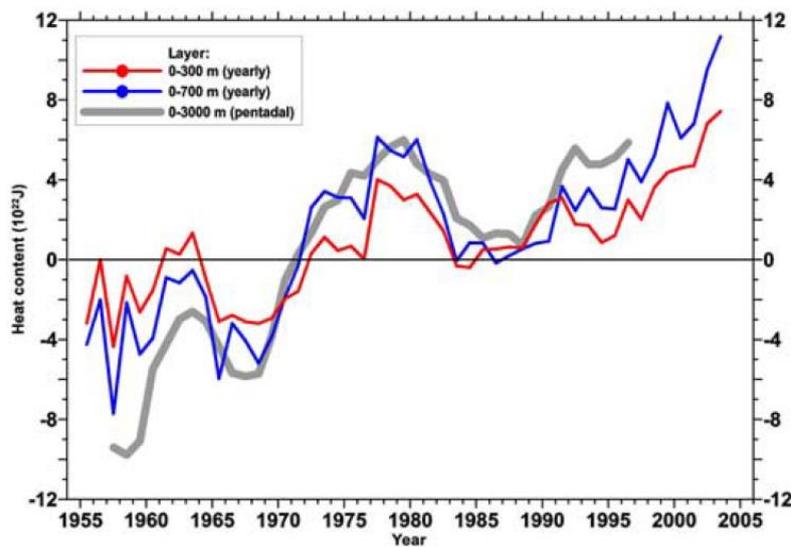


Figura 1: Serie temporali (1955-2005) della media annuale di OHC (10^{22} J) nell'oceano globale calcolate per lo strato 0-300 m (linea rossa) e 0-700 m (linea blu). La linea grigia rappresenta la serie temporale delle medie annuali di OHC calcolate come media mobile quinquennale per lo strato 0-3000 m. Fonte: Levitus et al., 2005.

La figura 1 riporta sull'asse delle ordinate il contenuto di calore (in 10^{22} J) per lo strato 0-300 m (linea rossa), 0-700 m (linea blu) e per lo strato 0-3000 m (linea grigia) nel periodo di tempo, indicato sull'asse delle ascisse, 1955-2005. Le stime sono medie annuali, ma per lo strato 0-3000 m è stata calcolata una media mobile quinquennale. Si osserva una stretta correlazione fra la serie temporale dello strato 0-700 m e quella dello strato al di sopra dei 3000 m. Un confronto fra le due serie temporali mostra come circa il 69% dell'aumento nel contenuto di calore dell'oceano si è verificato nello strato da 0-700 m. Il periodo 1955-1998 ha registrato un trend lineare del contenuto di calore globale degli oceani fra 0 e 3000 m pari a 0.33×10^{22} J all'anno, corrispondente ad un tasso di assorbimento di energia in media di circa di 0.20 W m^{-2} per unità di area della superficie terrestre (figura 1). Ciò si traduce con un assorbimento di calore da parte degli oceani di 14.5×10^{22} J fra il 1955 e il 1998, approssimativamente l'84% dell'aumento totale del contenuto di calore del sistema Terra nello stesso periodo (figura 2), che ha determinato un aumento della media globale delle temperature degli oceani di circa 0.037°C nel periodo 1955-1998.

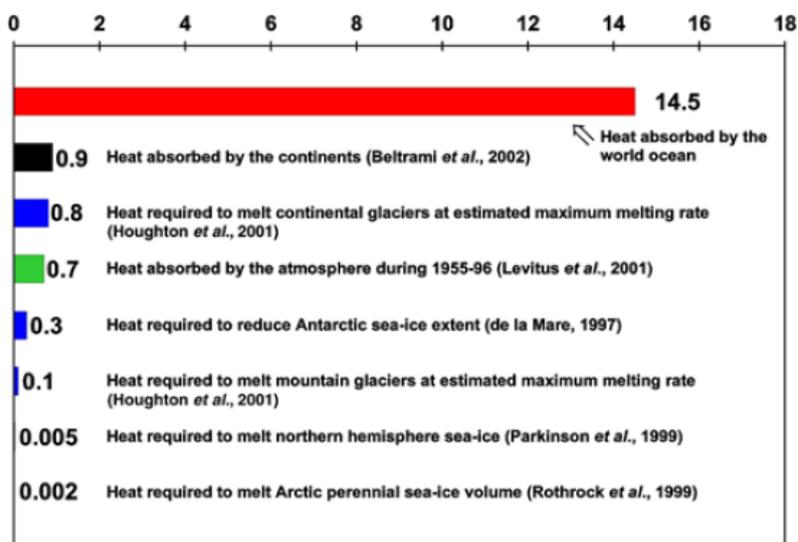


Figura 2: Stime del contenuto di calore assorbito (10^{22} J) dalle componenti del sistema climatico della Terra nel periodo 1955-1998. Fonte: Levitus et al, 2005

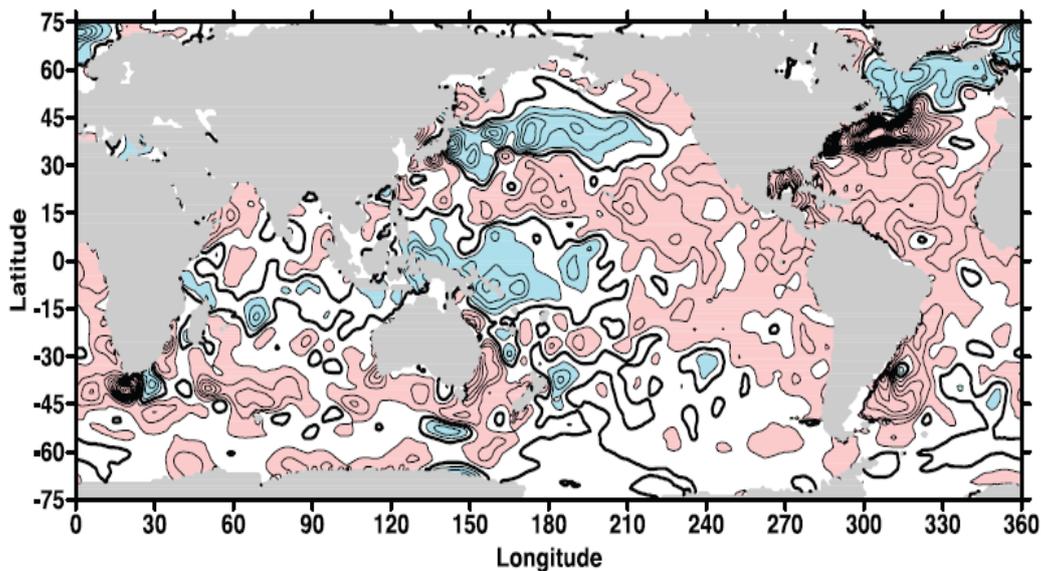


Figura 3: Mappa della distribuzione della variazione di OHC per unità di superficie (W m^{-2}) nello strato al di sopra dei 700 m, per il periodo 1955-2003. Basata sullo studio *Levitus et al., 2005*. Fonte: *Bindoff et al., 2007*.

La distribuzione spaziale della variazione di OHC per unità di superficie (W m^{-2}) nello strato al di sopra dei 700 m, dal 1955 al 2003, non è esattamente uniforme, come mostrato nella figura 3, dove le aree colorate di rosso indicano valori uguali o superiori a $+0.25 \text{ W m}^{-2}$, ovvero aree dove si osserva un assorbimento positivo di calore e quindi un riscaldamento, mentre le aree colorate di blu indicano valori inferiori a -0.25 W m^{-2} , ossia aree dove si riscontra una perdita di calore e quindi un raffreddamento. Gran parte dell'oceano Atlantico è caratterizzato da un riscaldamento, ad eccezione delle alte latitudini. In generale, circa la metà del calore assorbito (circa $7.7 \times 10^{22} \text{ J}$) si localizza nell'oceano Atlantico. L'oceano Indiano mostra un generale riscaldamento dal 1955 (circa $3,5 \times 10^{22} \text{ J}$). Anche l'oceano Pacifico, infine, è stato caratterizzato da un generale aumento nel contenuto di calore. Si osserva, quindi, un riscaldamento a quasi tutte le latitudini e in tutti i tre grandi bacini oceanici, mentre le regioni che mostrano un raffreddamento sono principalmente concentrate nelle regioni più superficiali all'Equatore e in qualche regione alle alte latitudini.

1.2.1 La stratificazione verticale

Questa differenza di riscaldamento ha però condotto ad una intensificazione del gradiente verticale di densità fra le acque di superficie e quelle profonde, aumentando così la stratificazione dell'oceano. La stratificazione verticale dell'oceano è definita come la variazione della densità con la profondità (Trenberth et al., 2020). Matematicamente, ci si riferisce alla stratificazione utilizzando il quadrato della frequenza di Brunt-Väisälä, conosciuta anche come *frequenza di galleggiamento*, ossia la frequenza angolare alla quale una particella oscilla quando è soggetta ad uno spostamento verticale entro un ambiente statisticamente stabile. Di seguito la formula matematica:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

dove g è la costante gravitazionale, ρ_0 è la densità di riferimento e ρ è la densità locale. L'acqua di mare ha una stratificazione stabile per $\partial \rho / \partial z < 0$. I tipici valori di N^2 per una stratificazione stabile si stabiliscono approssimativamente fra i 10^{-4} s^{-2} e i 10^{-3} s^{-2} negli strati superficiali dell'oceano. Se la stratificazione nella colonna d'acqua aumenta, ciò implica un aumento del valore di N^2 e questo si traduce in aumento della differenza di densità all'interno della colonna d'acqua.

Dagli inizi degli anni '60 è stata osservata la tendenza alla crescita della stratificazione verticale degli oceani (Trenberth et al., 2020). Per il periodo 1960-2018 è stato stimato un aumento della stratificazione per lo strato 0-2000 m di $1.5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ all'anno ed un aumento per lo strato 0-200 m di $10.7 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ all'anno. Basandosi sullo stato medio del clima nel periodo dal 1981 al 2010, questo equivale ad un incremento generale della stratificazione del 5.3% e del 6.9% per lo strato al di sopra dei 200 m, ad un tasso dello 0.90% per decennio.

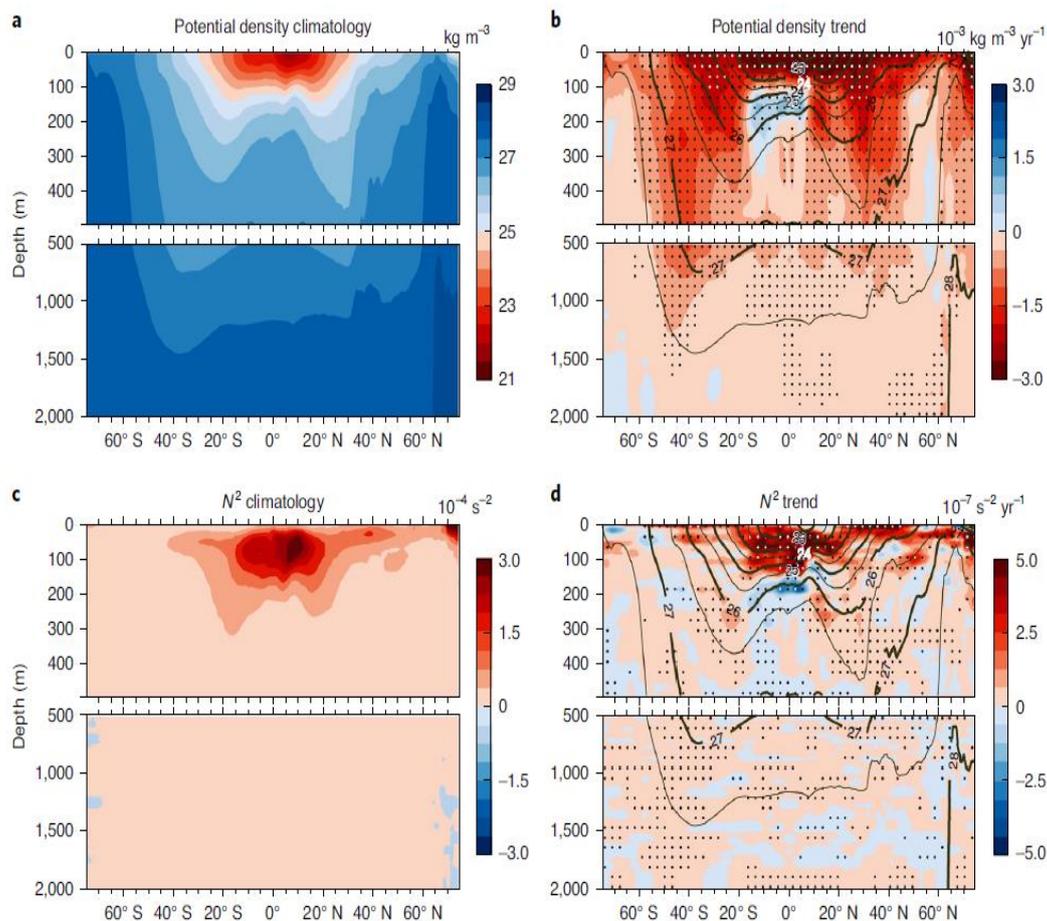


Figura 4: Media climatologica (4a e 4c) e i trend a lungo termine (4b e 4d) della media globale della densità degli oceani e della stratificazione per il periodo 1960-2018. Fonte: Trenberth et al., 2020.

I grafici delle figure 4a e 4c mostrano rispettivamente lo stato medio del gradiente verticale di densità, in kg m^{-3} , e della stratificazione (N^2) negli oceani globali nel periodo 1981-2010 per lo strato 0-2000 m (Trenberth et al., 2020): si può osservare che il gradiente verticale di densità è più forte nella banda latitudinale fra i 20°N e 20°S nello strato 0-300 m (fig. 4a), in corrispondenza di una maggiore stratificazione verticale (fig. 4c). Le figure 4b e 4d, invece, mostrano il trend a lungo termine dal 1960 al 2018, rispettivamente del gradiente verticale di densità dell'oceano e della stratificazione. I due grafici suggeriscono rispettivamente una diminuzione della densità per lo strato 0-1000 m (fig. 4b) in tutte le bande zonali ed un aumento della stratificazione verticale, in particolare nei primi 200 m di profondità (fig. 4d), nell'intervallo temporale considerato. Confrontando i due gradienti temporali (fig. 4b e 4d) si deduce quindi come la

stratificazione dell'oceano tenda ad essere più significativa dove ci sono forti diminuzioni nel profilo verticale di densità.

1.3 L'acidificazione degli oceani

L'acidificazione degli oceani è la diretta conseguenza dell'assorbimento da parte dell'oceano della CO₂ antropogenica. Si stima che fra il 1800 e il 1994, gli oceani abbiano assorbito una quantità di anidride carbonica uguale a 118 PgC, circa il 48% delle emissioni totali prodotte dall'uso di combustibili fossili e dalla cementificazione (Sabine et al, 2004).

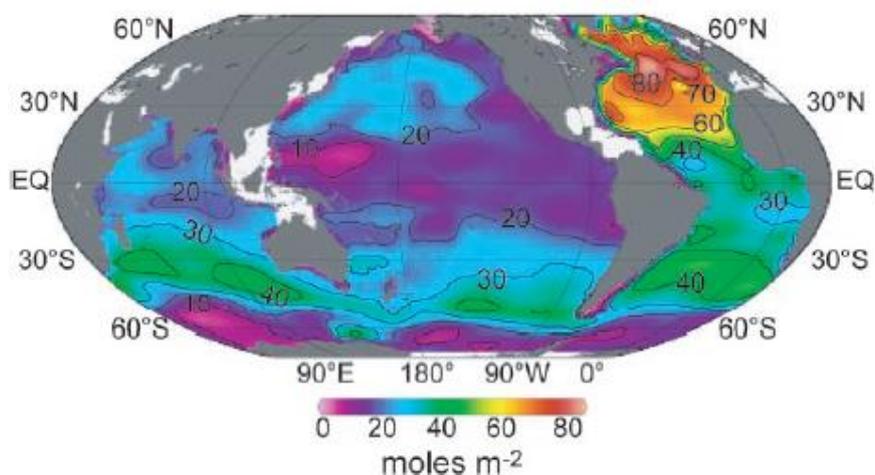


Figura 5: Mappa della distribuzione globale di CO₂ antropogenica (in mol m⁻²) per il periodo 1800-1994. Le regioni in bianco, i bacini ai margini dei continenti, sono regioni oceaniche per cui non c'è disponibilità di dati. Fonte: Sabine et al, 2004.

La mappa della distribuzione zonale di CO₂ antropogenica assorbita (figura 5), misurata in mol m⁻² indica per questo processo notevoli differenze fra i bacini oceanici. In termini assoluti, più del 60% della CO₂ totale si trova negli oceani dell'Emisfero Australe. Se si osservano però le moli di anidride carbonica per unità di superficie, si nota che il Nord Atlantico è decisamente il bacino con i valori più alti, questo a causa della maggiore solubilità dei gas in acque fredde e salate come quelle atlantiche.

L'assorbimento oceanico di CO₂ è il risultato del processo di interazione fra superficie oceanica e atmosfera. Le variazioni della concentrazione superficiale di CO₂ sono funzioni del tempo in cui le acque hanno interagito con l'atmosfera e della capacità tampone dell'acqua di mare, denominata anche fattore di Revelle (Sabine et al, 2004). Il fattore di Revelle è dato dal rapporto fra la variazione istantanea di CO₂ e la variazione istantanea di carbonio inorganico disciolto (DIC) costituito da carbonati, bicarbonati e CO₂. Questo fattore descrive come la pressione parziale dell'anidride carbonica oceanica (pCO_2) cambi in funzione della variazione di DIC. Il suo valore è proporzionale non solo al DIC ma anche all'alcalinità, termine che definisce la quantità di sali disciolti in acqua. Bassi valori del fattore di Revelle si osservano generalmente nelle acque calde tropicali e subtropicali, al contrario i valori più alti si registrano nelle acque alle latitudini più fredde. La capacità degli oceani di assorbire CO₂ antropogenica è inversamente proporzionale al fattore di Revelle; perciò, più bassi sono i valori, maggiore è la concentrazione di anidride carbonica all'equilibrio. La figura 6 conferma quanto affermato precedentemente: la mappa della distribuzione del fattore di Revelle nei bacini oceanici mostra che la più alta concentrazione di CO₂ antropogenica si trova nelle acque superficiali dell'Atlantico subtropicale, poiché qui i valori del fattore di Revelle sono più bassi. Al contrario, le acque vicino alla superficie nel Nord Pacifico sono povere di anidride carbonica, poiché qui i valori del fattore di Revelle aumentano anche a causa di un'alcalinità di circa 100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ dovuta ai forti tassi di evaporazione.

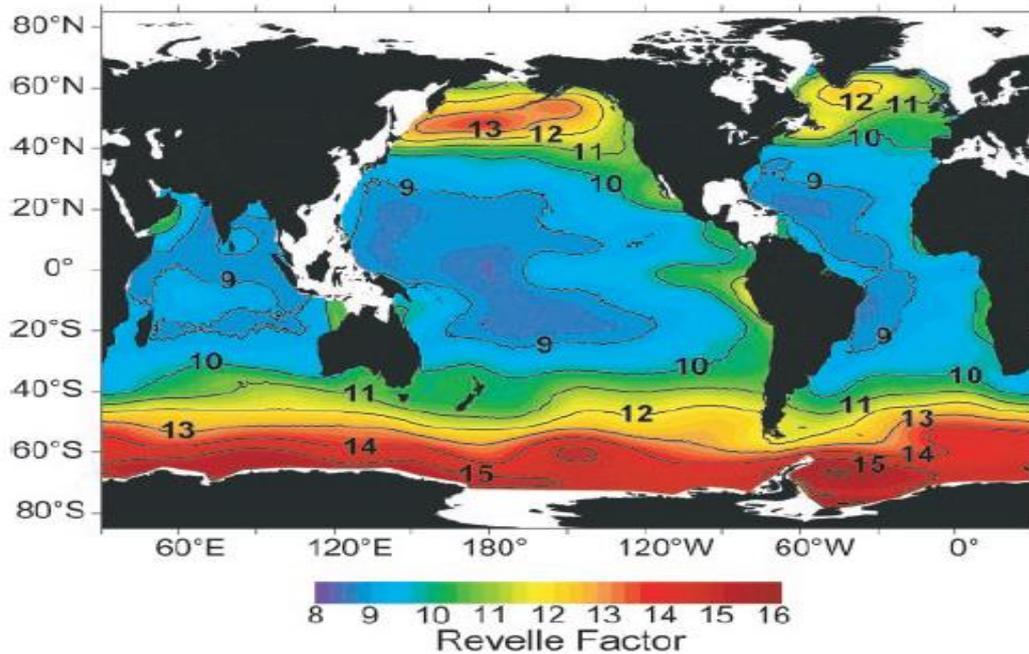


Figura 6: Mappa della distribuzione del fattore di Revelle nei primi 50 m di profondità della colonna d’acqua, per il periodo 1800-1994. Fonte: Sabine et al, 2004.

L’assorbimento di CO₂ antropogenica da parte degli oceani permette di limitare il riscaldamento degli strati più bassi dell’atmosfera e di mitigare gli effetti del cambiamento climatico. Tuttavia, le conseguenze sulla chimica del carbonio sono significative (Orr et al, 2005). La CO₂ disciolta reagisce con l’acqua di mare portando alla formazione di acido carbonico (H₂CO₃), un acido debole che si dissocia spontaneamente in ioni bicarbonato (HCO₃⁻) e rilascia protoni (H⁺). Il bicarbonato può ulteriormente dissociarsi in ioni carbonato (CO₃²⁻) e ioni idrogeno. L’idrolisi dell’anidride carbonica aumenta la concentrazione di H⁺ e abbassa così il pH dell’acqua di mare. Valori di pH (= - log [H⁺]) tipici per l’oceano si trovano in un range fra 7.7 e 8.2 unità di pH, (Haugen & Grange, 1996), con fluttuazioni naturali dei valori. Il pH della superficie degli oceani è già diminuito di 0.1 unità di pH rispetto ai valori preindustriali per le stime di assorbimento di anidride carbonica fra il 1750 e il 1994 (Raven et al, 2005), con una minore diminuzione (0.06 unità di pH) ai tropici e ai subtropici e con una maggiore riduzione alle alte latitudini (0.12 unità di pH), in accordo con i bassi valori del fattore di Revelle alle alte latitudini rispetto alle basse latitudini. Le previsioni dell’IPCC per lo scenario IS92a, uno scenario definito “*business-as-usual*” dove le emissioni di gas serra continuerebbero ad aumentare in assenza di rigide politiche climatiche, prevedono però

che entro la fine del secolo il pH degli oceani si abbasserà di ulteriori 0.2-0.3 unità di pH, con un incremento delle concentrazioni di ioni H^+ del 100-150% (Orr et al, 2005).

1.3.1 Lo stato di saturazione di $CaCO_3$ negli oceani

La formazione di ioni bicarbonato generati dall'idrolisi della CO_2 causa la diminuzione della concentrazione di ioni carbonato, i quali influenzano la concentrazione di saturazione dei minerali di carbonato di calcio ($CaCO_3$), aragonite e calcite, negli oceani (Findlay & Turley, 2021). La concentrazione di saturazione (Ω) è usata per esprimere il grado di saturazione del carbonato di calcio nell'acqua di mare. Di seguito la formula:

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{ps}}$$

dove K_{ps} è il prodotto di solubilità del carbonato di calcio e $[Ca^{2+}]$ e $[CO_3^{2-}]$ sono le concentrazioni locali rispettivamente dello ione calcio e dello ione carbonato. Quando $\Omega > 1$, l'acqua di mare è soprassatura rispetto al carbonato di calcio e più grande è questo valore, più è favorita la formazione del minerale e quindi anche il tasso di calcificazione per gli organismi marini che producono gusci e scheletri di aragonite o calcite. Quando $\Omega < 1$, l'acqua è sottosatura e si ha quindi la dissoluzione delle fasi minerali. Questo impedisce agli organismi marini di formare i loro gusci carbonatici. Il livello al quale l'aragonite e la calcite si trovano all'equilibrio termodinamico ($\Omega = 1$) è denominata profondità di saturazione e definisce il confine che separa le acque soprassature da quelle sottosature. Come illustrato dalla mappa di distribuzione della profondità di saturazione, questa profondità è inferiore per l'aragonite (figura 7a) rispetto alla calcite (figura 7b), a causa della maggiore solubilità dell'aragonite (Feely et al, 2004).

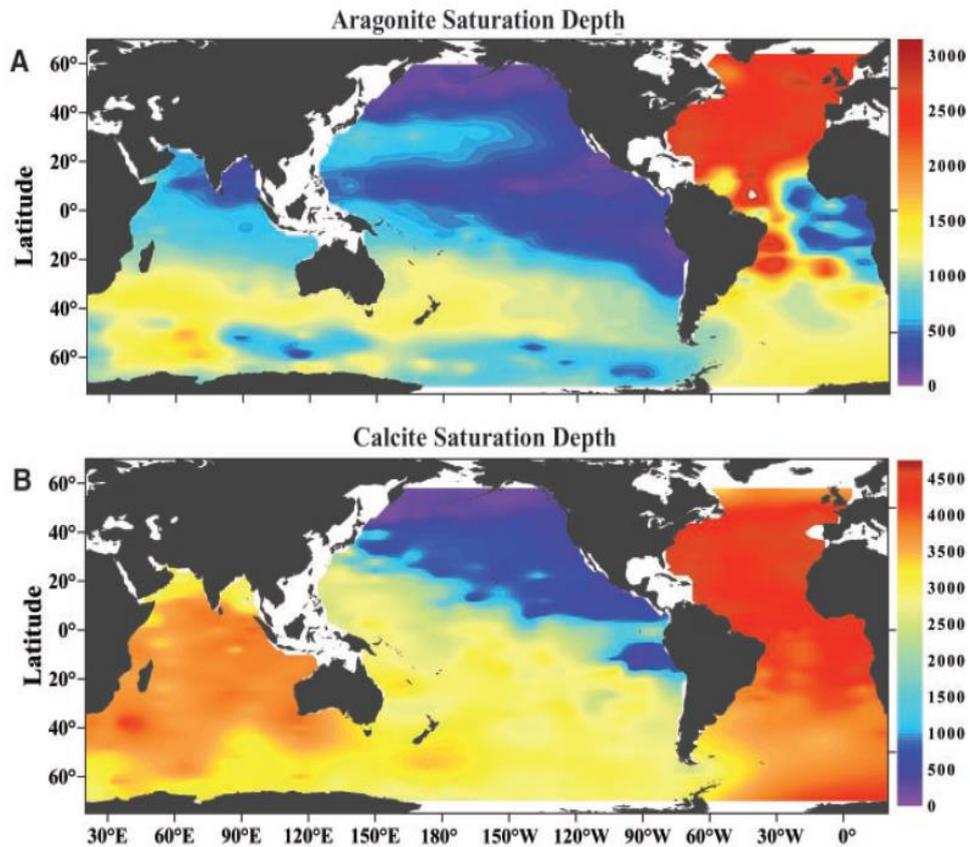


Figura 7: Mappa della distribuzione della profondità di saturazione ($\Omega = 1$) negli oceani per l'aragonite (fig. a) e per la calcite (fig. b). Fonte: Feely et al, 2004.

Ad oggi le acque superficiali degli oceani sono sostanzialmente soprasature, sebbene in misura variabile, ma l'aumento di anidride carbonica sta abbassando il pH degli oceani e le concentrazioni di ioni carbonato, riducendo così lo stato di saturazione di CaCO_3 . Evidenze sperimentali suggeriscono che se il trend di emissioni di anidride carbonica rimarrà costante, i tassi di calcificazione di organismi chiave per gli ecosistemi marini, come i coralli e alcune specie planctoniche, subiranno alcuni cambiamenti entro la fine del secolo (Orr et al., 2005). Secondo lo scenario IS92a o “*business-as-usual*” ipotizzato dall'IPCC ed illustrato in figura 8, nell'Oceano Artico ed Antartico si osserveranno acque superficiali sottosature rispetto all'aragonite già entro la metà del secolo presente, se le concentrazioni di CO_2 atmosferica raggiungeranno le 600 ppm, ma si stima un forte abbassamento nella profondità di saturazione anche negli altri bacini oceanici. Le previsioni del modello stimano infatti che la profondità di saturazione sarà

considerevolmente ridotta (in media di 800-2200 m), entro il 2100 sia nel Sud Pacifico che nell'Atlantico (Orr et al., 2005).

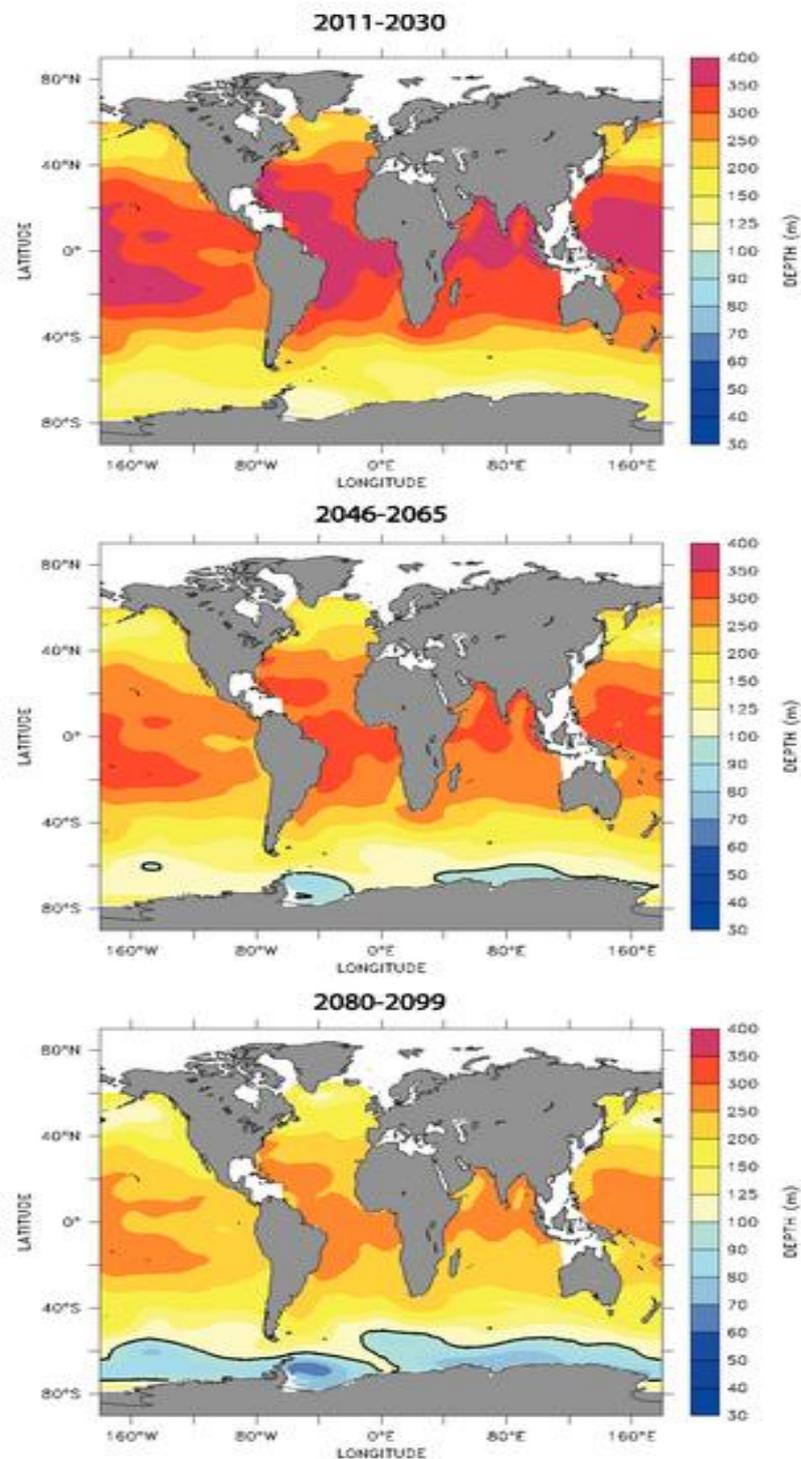


Figura 8: Stime della variazione nella profondità di saturazione per il carbonato di calcio in (aragonite) previste dallo scenario IS92a dell'IPCC per i periodi 2011-2030 (mappa in alto), 2046-2065 (mappa al centro) e 2080-2099 (mappa in basso). Figura basata sullo studio di Orr et al, 2005. Fonte: Meehl et al., 2007.

CAPITOLO 2

LA VENTILAZIONE DEGLI OCEANI

L'ossigeno è un elemento fondamentale per la maggior parte degli organismi marini e svolge un ruolo importante anche nell'influenzare i processi ecologici che avvengono negli oceani. L'ossigenazione degli oceani è determinata da processi di diversa natura dai quali dipende la distribuzione verticale di ossigeno (Millero, 2013).

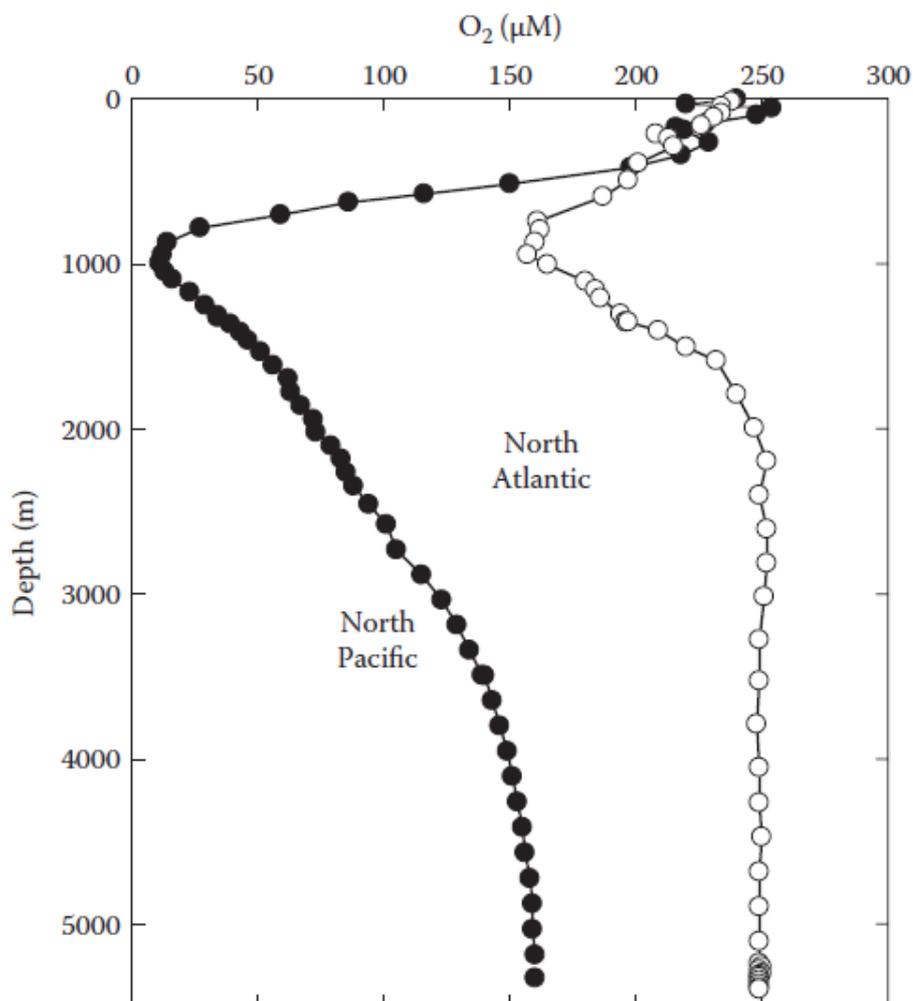


Figura 9: Profilo verticale di ossigeno per l'oceano Atlantico e Pacifico. Fonte: Millero, 2013.

Il profilo verticale di ossigeno nel bacino del Nord Atlantico e del Nord Pacifico (figura 9) mostra la variazione della concentrazione di ossigeno espressa in $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in funzione della profondità (in metri). Dalla figura si evince che alte concentrazioni di ossigeno si trovano in superficie, approssimativamente nei primi 150-200 m di profondità. In questa porzione superficiale dell'oceano avvengono gli scambi gassosi fra atmosfera ed oceano e, inoltre, i processi fotosintetici svolti da organismi marini vegetali come il fitoplancton e le alghe producono ossigeno che viene rilasciato nella colonna d'acqua. Per questi due motivi, le acque superficiali sono generalmente sature di ossigeno.

All'aumentare della profondità, tuttavia, l'ossigeno disciolto (*dissolved oxygen*, DO) diminuisce e arriva ad un minimo di concentrazione nello strato compreso fra i 200 m e i 1000 m di profondità. Questo strato oceanico è chiamato "strato di minimo di ossigeno" (*oxygen minimum layer*). Il minimo di ossigeno è il risultato degli elevati tassi di respirazione aerobica e di degradazione della sostanza organica che utilizzano O_2 e che eccedono la fotosintesi (Millero, 2013) nelle acque intermedie. A queste profondità, infatti, le masse d'acqua non interagiscono più con l'atmosfera e non penetra sufficiente luce per permettere che la fotosintesi avvenga. Questo è ciò che si osserva in entrambi gli oceani, ma in modo particolarmente evidente nel bacino del Pacifico settentrionale. È necessario, in questo caso, considerare anche l'effetto della salinità sulla solubilità dell'ossigeno in acqua di mare: le acque superficiali del Nord Pacifico, a parità di temperatura, sono più dolci e possono perciò contenere meno ossigeno a saturazione rispetto a quelle più salate che si trovano nell'Atlantico.

Al di sotto dello strato di minimo di ossigeno, a grandi profondità (> 1000 m) si nota un aumento nelle concentrazioni di ossigeno disciolto. Le masse d'acqua sul fondo (*bottom water*) contengono più ossigeno rispetto alle acque intermedie (*intermediate water*) e la ragione è dovuta al meccanismo della circolazione oceanica profonda, la quale verrà ripresa più nel dettaglio con il procedere della trattazione del presente capitolo. Nelle regioni polari dell'Atlantico le acque fredde e salate in superficie, per effetto della solubilità, accumulano più ossigeno e, spinte dalla loro elevata densità, sprofondano sul

fondale e si muovono verso sud in direzione dell'oceano Pacifico. Durante la risalita, queste acque profonde perdono parte del loro ossigeno che viene rimosso dalla respirazione aerobica svolta dagli organismi marini negli strati superiori dell'oceano. Questo spiega perché i livelli di ossigeno disciolto nelle acque profonde del Pacifico sono più bassi rispetto a quelli dell'Atlantico.

Nei paragrafi che seguono verranno presentati e spiegati in modo più accurato i processi chimici, fisici e biologici già citati da cui dipende l'ossigenazione degli oceani, ossia gli scambi all'interfaccia aria- mare, i processi biologici di produzione e consumo (fotosintesi, respirazione) e i processi fisici di distribuzione (avvezione e diffusione).

2.1 La solubilità di O₂ negli oceani e la legge di Henry

In riferimento ad un gas, è corretto utilizzare la pressione parziale piuttosto che la concentrazione. In una miscela di gas, come ad esempio l'atmosfera, la pressione parziale (p_i) è la pressione esercitata da un determinato gas qualora questo occupasse, da solo, il volume a disposizione dell'intera miscela alla medesima temperatura (Millero, 2013). Secondo la legge di Dalton, dalla somma delle pressioni parziali di ogni componente gassoso della miscela si ottiene la pressione totale (P_T) della miscela di gas, in un volume fissato. Se il gas obbedisce alla legge ideale dei gas, allora la sua pressione parziale sarà calcolata come segue:

$$p_i = \frac{n_i RT}{V}$$

dove n_i sono le moli del gas considerato, R è la costante dei gas ($= 0.082057 \text{ dm}^3 \text{ atm mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e T è la temperatura assoluta in gradi Kelvin. Il concetto di pressione parziale può essere applicato ai gas disciolti in soluzioni acquose utilizzando la legge di Henry, che descrive la relazione fra la pressione parziale di un gas in soluzione e la sua concentrazione.

$$[i] = H_i p_i$$

dove $[i]$ è la concentrazione del gas disciolto in soluzione e H_i è la costante di Henry.

La concentrazione di un gas in soluzione può essere espressa in diversi modi. Per ragioni pratiche, l'unità di misura che si usa comunemente sono le moli di gas per chilogrammo di acqua di mare ($\text{mol kg}^{-1} \text{H}_2\text{O}$), quando la pressione parziale è uguale a quella totale e si trova in condizioni standard di 1 atm. Il parametro H_i varia in base al gas considerato e dipende dalla salinità, dalla forza ionica, dalla temperatura e dalla pressione parziale. La legge di Henry dice che a temperatura costante, la solubilità di un gas è direttamente proporzionale alla pressione che il gas esercita sulla soluzione. Raggiunto l'equilibrio, il liquido si definisce saturo di quel gas a quella pressione. Tale stato di equilibrio permane fino a quando la pressione esterna del gas resterà inalterata. Altrimenti, se essa aumenta, altro gas entrerà in soluzione. Se diminuisce, il liquido troverà una situazione di sovrasaturazione ed il gas si libererà tornando all'esterno fino a quando le pressioni saranno nuovamente equilibrate.

2.1.1 La dipendenza della solubilità da Temperatura e Salinità

La solubilità in acqua di mare è un fattore importante nel controllo dell'assorbimento dei gas atmosferici da parte degli oceani. In base alla solubilità, i gas si ripartiscono infatti fra la superficie del mare e l'atmosfera (Chester, 1990). La solubilità di elementi gassosi come l'ossigeno (O_2) nelle acque oceaniche è funzione di tre variabili: temperatura (T), salinità (S) e pressione parziale (p_i). Gli effetti più significativi sulla solubilità sono dati dalla temperatura e dalla salinità. Generalmente, all'aumentare delle temperature e della salinità, i gas diventano meno solubili. Al contrario, al diminuire delle temperature e della salinità, aumenta la solubilità. Ciò significa che, acque fredde e più salate possono contenere maggiori quantità di ossigeno a saturazione, mentre acque calde e meno salate ne possono contenere meno a saturazione. L'equazione di Weiss descrive la dipendenza della solubilità dei gas (C), espressa in $\mu\text{mol kg}^{-1}$, in funzione di temperatura e salinità:

$$\ln C = A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T} \right) + A_3 \ln \left(\frac{T}{100} \right) + A_4 \left(\frac{T}{100} \right) + S\% [B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100} \right) + B_3 \left(\frac{T}{100} \right)^2]$$

dove i coefficienti A_i e B_i sono valori costanti che variano in base al tipo di gas e alla sua solubilità, T è la temperatura assoluta in gradi Kelvin ed S è la salinità.

2.2 Il trasferimento di O_2 all'interfaccia aria-mare

L'atmosfera è la principale sorgente di elementi e composti gassosi per gli oceani. L'ossigeno penetra negli oceani attraverso interazioni fra la superficie del mare e la bassa atmosfera, in quella che viene chiamata interfaccia aria-mare (Chester, 1990). Esistono diversi modelli per descrivere gli scambi gassosi all'interfaccia aria-mare (Millero, 2013).

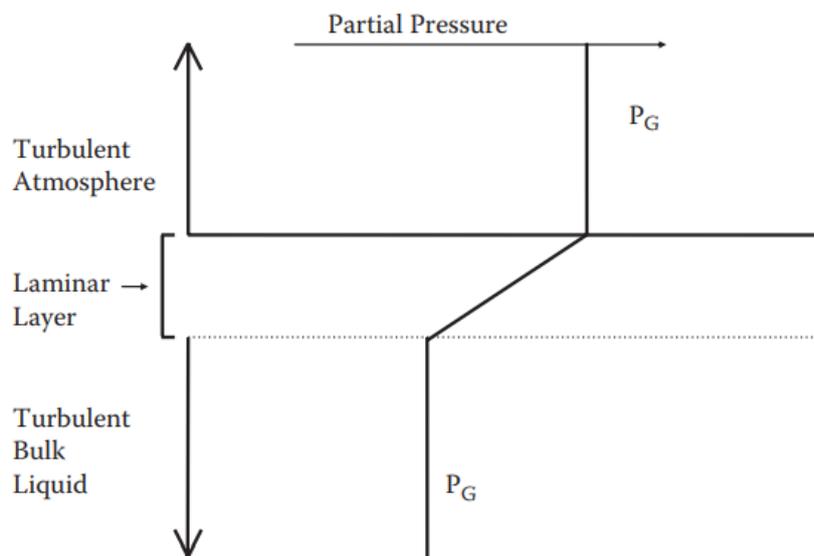


Figura 10: Modello a film stagnante ad uno strato per il trasporto di gas all'interfaccia aria-mare. Fonte: Millero, 2005.

Il modello più semplice è denominato modello a film stagnante (*stagnant-film model*) (figura 10) e considera tre distinte fasi:

- Una fase gassosa atmosferica (in alto)
- Una fase liquida (in basso)
- Uno strato laminare intermedio che separa le due fasi.

Si assume che le due fasi siano ben mescolate e che le pressioni parziali dei gas al loro interno siano uniformi. Si assume inoltre che l'ossigeno venga trasportato dalla fase gassosa allo strato laminare per diffusione molecolare. Esso si presume invariabile con uno spessore costante τ . Il flusso di gas che attraversa l'interfaccia fra le due fasi è descritto dalla prima legge di Fick:

$$\frac{dC_i}{dt} = A D_i \left(\frac{dC_i}{dz} \right)$$

dove A è l'area dell'interfaccia aria-mare, dC/dt è il gradiente di concentrazione nel tempo, D_i è il coefficiente di diffusione molecolare o diffusività della specie gassosa considerata, mentre dC/dZ è il gradiente verticale di concentrazione. Unendo questa equazione alla legge di Henry si ottiene:

$$\frac{dC_i}{dt} = \left(\frac{A D_i}{\tau H_i} \right) [P_{i(gas)} - P_{i(sol)}]$$

Questo modello assume che il flusso di ossigeno che attraversa l'interfaccia aria-mare sia direttamente proporzionale alla diffusività e inversamente proporzionale alla costante di Henry. La differenza fra la pressione parziale di ossigeno nella fase gassosa e in soluzione è ciò che guida lo scambio di ossigeno fra l'oceano e l'atmosfera.

2.2.1 Il modello di Liss

Il modello più utilizzato in oceanografia per descrivere il flusso di gas attraverso l'interfaccia aria-mare è il modello di Liss (1975), un modello a film stagnante a due strati. In questo caso, si utilizza una diversa equazione per descrivere la legge di Fick:

$$F = \frac{dC}{dt} = k \Delta C$$

dove F è il flusso ($\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), ΔC è la variazione di concentrazione attraverso l'interfaccia aria-mare (mol cm^{-3}) e k è la velocità di trasferimento del gas, nota anche come coefficiente di permeabilità (cm s^{-1}). Il valore di k dipende da molti fattori, fra cui

il grado di turbolenza nelle fasi su entrambi i lati dell'interfaccia e la reattività chimica del gas.

Nel modello il gas si muove sempre per diffusione molecolare, ma in questo caso si considera anche la resistenza presente all'interfaccia fra le due fasi. Il reciproco della velocità di trasferimento ($1/k$) è una misura della resistenza al trasferimento di gas attraverso l'interfaccia aria-mare. Si distinguono due diverse resistenze, rispettivamente una per la fase gassosa (R_g) e una per la fase liquida (R_l). Il flusso totale è uguale ai valori del flusso attraverso le due fasi:

$$F = k_g(C_g - C_{sg}) = k_l(C_l - C_{sl})$$

dove C_g è la concentrazione del gas nella fase gassosa, C_{sg} e C_{sl} sono le concentrazioni del gas alla superficie del rispettivo strato, C_l è la concentrazione del gas nella fase liquida, mentre k_s e k_l sono le velocità di trasferimento nella fase gassosa e liquida. Se gli scambi gassosi obbediscono alla legge di Henry, allora:

$$C_{sg} = H C_{sl}$$

con H che è la costante di Henry. Sostituendo nell'equazione del modello di Liss:

$$F = \frac{(C_g - H C_l) \left(\frac{C_g}{H} - C_l \right)}{\left(\frac{1}{k_g} + \frac{H}{k_l} \right) \left(\frac{1}{k_l} + \frac{H}{k_g} \right)}$$

Se si definiscono:

- $\frac{1}{K_g} = \left(\frac{1}{k_g} + \frac{H}{k_l} \right)$
- $\frac{1}{K_l} = \left(\frac{1}{k_l} + \frac{H}{k_g} \right)$

allora è possibile riscrivere l'equazione del flusso in questo modo:

$$F = K_g (C_g - HC_l) = K_l \left(\frac{C_g}{H - C_l} \right)$$

Quindi, la resistenza totale (R) al trasporto di gas attraverso l'interfaccia aria-mare è data dalla somma della resistenza (R_g) nella fase gassosa e della resistenza (R_l) nella fase liquida:

$$R = R_g + R_l = \frac{1}{K_g} + \frac{1}{K_l}$$

Il valore di R dipende dai valori dei coefficienti di permeabilità e della costante di Henry per il gas considerato. Per molte specie gassose, la resistenza di una fase domina sull'altra e controlla la resistenza totale (Millero, 2005). In base ai valori di R_g ed R_l , si possono distinguere due gruppi di gas (Chester, 1990):

- I gas per i quali $R_g \gg R_l$ hanno generalmente valori bassi per la costante di Henry, possiedono una solubilità maggiore nella fase liquida e perciò si ripartiscono prevalentemente in acqua di mare. Di questo gruppo fanno parte il biossido di zolfo (SO_2), l'ammoniaca (NH_3) e l'acido cloridrico (HCl).
- I gas per i quali $R_l \gg R_g$ hanno generalmente valori alti per la costante di Henry, possiedono una solubilità inferiore nella fase liquida e perciò sono maggiormente distribuiti nella fase gassosa (atmosfera). Fra questi gas rientra l'ossigeno (O_2), l'anidride carbonica (CO_2) e il metano (CH_4).

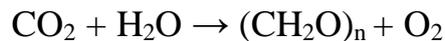
Lo scambio o il trasferimento di un gas come l'ossigeno all'interfaccia aria-mare dipendono quindi dalla differenza di concentrazione attraverso l'interfaccia e dalla velocità di trasferimento. Queste, a loro volta, dipendono da fattori fisici come la temperatura, la solubilità, la diffusività e la reattività dei singoli gas.

2.3 Fotosintesi e respirazione negli oceani

Nonostante la concentrazione di ossigeno nello strato mescolato sia prevalentemente regolata dagli scambi gassosi fra l'atmosfera e la superficie dell'oceano e dalla sua solubilità, la sua distribuzione nella colonna d'acqua è influenzata da due processi biologici in competizione: la fotosintesi e la respirazione cellulare.

Si definisce “zona eufotica” lo strato oceanico superficiale dove la disponibilità di luce permette la vita degli organismi fotosintetici. La fotosintesi utilizza la luce e l'acqua di mare per trasformare la CO₂ disciolta in composti organici e produrre ossigeno.

Luce

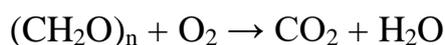


La fotosintesi è un processo biochimico complesso svolto da organismi fotoautotrofi come alghe e fitoplancton, i quali sono dotati di particolari pigmenti che catturano la luce, le clorofille (Millero, 2013). La struttura molecolare delle clorofille è costituita da un sistema risonante di doppi legami che permette agli elettroni di assorbire fotoni (le particelle di luce) e passare ad uno stato eccitato a maggiore energia. Parte di questa energia luminosa viene convertita in energia chimica attraverso una serie di reazioni enzimatiche che portano alla formazione di un composto ad alta energia, l'adenosina trifosfato o ATP. La restante parte, invece, viene utilizzata per produrre un composto riducente, la nicotinammide adenina dinucleotide fosfato o NADPH.



Questo è il passaggio in cui si genera ossigeno, il quale essendo un gas, viene liberato dalla cellula e si discioglie in soluzione nell'acqua marina. La CO₂ estratta dall'acqua di mare viene assimilata successivamente in un ciclo di reazioni enzimatiche (Ciclo di Calvin), utilizzando l'energia fosforilativa contenuta nella molecola di ATP e il potere riducente del NADPH. Queste reazioni, che non richiedono luce, portano alla formazione di macromolecole organiche chiamate carboidrati.

Al contrario, la respirazione aerobica consuma l'ossigeno disciolto e libera CO₂ in soluzione. Anche la decomposizione della materia organica da parte dei microrganismi aerobi utilizza l'ossigeno in soluzione e rilascia anidride carbonica.



Nei primi metri alla superficie, lo scambio di gas fra l'oceano e l'atmosfera è sufficientemente veloce da portare l'ossigeno quasi a saturazione in acqua di mare. Tuttavia, lungo la colonna d'acqua è proprio il bilancio fra fotosintesi e respirazione ciò che determina la concentrazione di ossigeno disciolto. Nella zona eufotica, è la fotosintesi a dominare sulla respirazione e la concentrazione di ossigeno raggiunge la saturazione. La profondità alla quale il livello di luce solare è circa l'1% costituisce il limite inferiore della zona eufotica ed è chiamato profondità di compensazione: qui, il tasso di respirazione e di consumo di ossigeno si bilancia con il tasso di fotosintesi e quindi di produzione di O₂. Questa profondità di compensazione varia in base alla posizione geografica e nel tempo sulla base del ciclo diurno e del ciclo stagionale. Al di sotto della profondità di compensazione, il processo fotosintetico non può avvenire e predominano quindi i processi di respirazione e decomposizione della sostanza organica.

2.3.1 L'utilizzo apparente di ossigeno

Per valutare la quantità di ossigeno consumato biologicamente dai processi di respirazione e decomposizione della sostanza organica al di sotto della zona eufotica, negli oceani profondi (Millero, 2013), viene spesso utilizzato il concetto di “utilizzo di ossigeno” (*oxygen utilization*, OU). A causa degli alti tassi di respirazione e decomposizione della materia organica negli strati profondi, queste acque lontane dalla superficie sono sottosature rispetto all'ossigeno disciolto. Questa misura si basa sull'assunzione che alla superficie dell'oceano, l'ossigeno si trovi in uno stato di equilibrio, o di saturazione, con l'atmosfera sovrastante. È comune usare come parametro “l'utilizzo apparente di ossigeno” (*apparent oxygen utilization*, AOU), dato che spesso le acque superficiali possono essere soprasature fino al 3-5% a causa del surplus di ossigeno dato dalla combinazione di scambi gassosi fra atmosfera ed oceano e dal processo fotosintetico. L'utilizzo apparente di ossigeno è espresso come la differenza fra la concentrazione a saturazione dell'ossigeno e la concentrazione di ossigeno osservata in acqua di mare alla stessa temperatura e salinità. L'utilizzo apparente di ossigeno esprime la “storia” di una particella d'acqua, la quale cresce con il tempo a mano a mano che la particella “invecchia” allontanandosi dalla superficie. Pertanto, le variazioni nell'AOU possono fornire informazioni sul cambiamento della circolazione che non possono essere ottenute dalle misurazioni di proprietà fisiche come la temperatura e la salinità.

$$AOU = [O_2]_{saturazione} - [O_2]_{osservata}$$

Dalla mappa di distribuzione di ossigeno e di AOU negli oceani (in $\mu\text{mol kg}^{-1}$), ad una profondità di 4000 metri (figura 11), si può osservare come le acque “giovani”, fredde e dense, nel Nord Atlantico e nell'oceano Antartico abbiano alte concentrazioni di ossigeno, ma mostrino bassi valori di AOU. Diversamente accade per le acque profonde nell'oceano Pacifico settentrionale e nelle regioni di upwelling, dove si registrano alti valori di AOU, ma basse concentrazioni di O_2 : questo si spiega perché le acque nelle zone di upwelling sono “più vecchie” e sono caratterizzate da elevati tassi di respirazione e

decomposizione della materia organica a causa della risalita di nutrienti dalle profondità oceaniche.

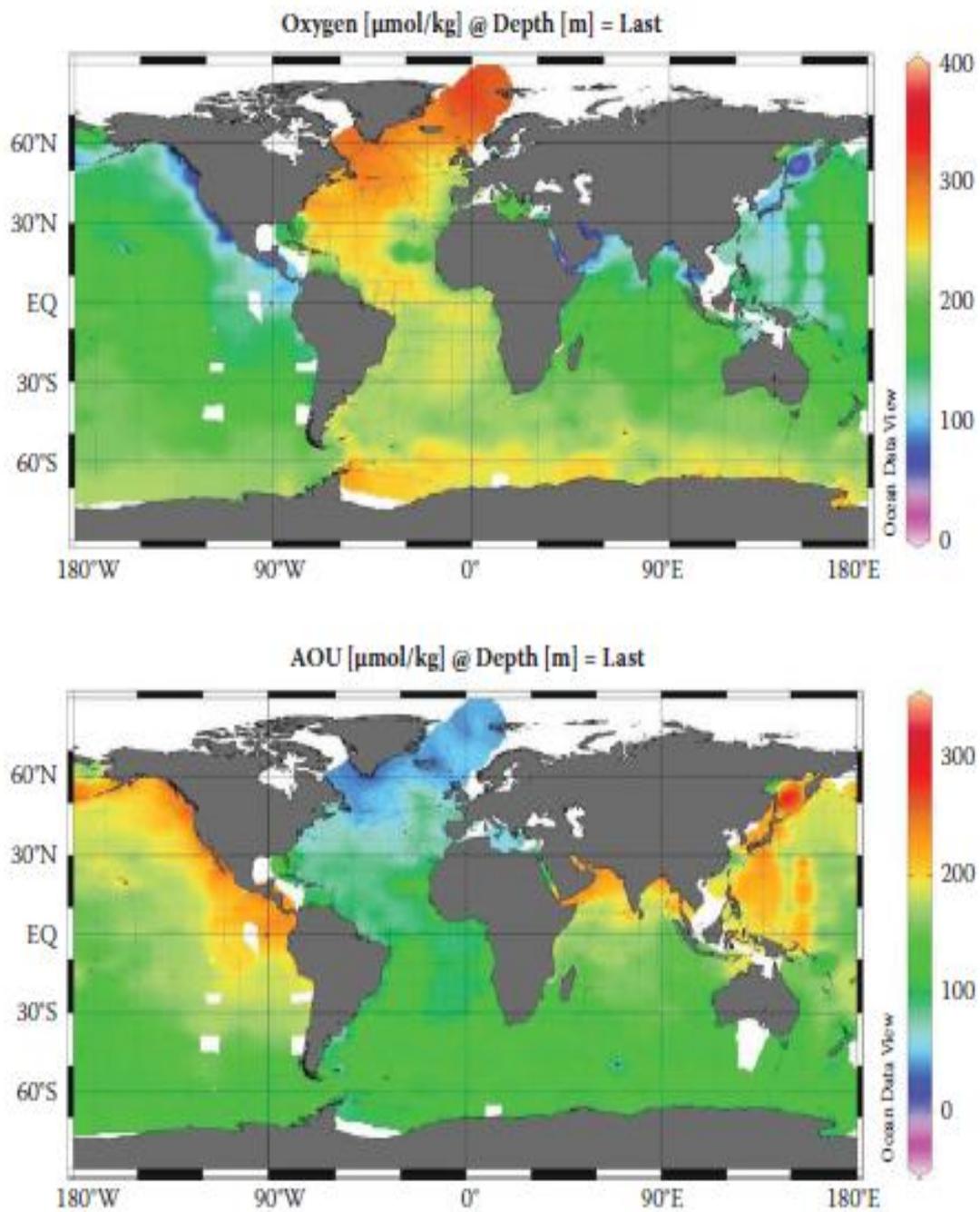


Figura 11: Mappa di distribuzione di O_2 e AOU alla profondità di 4000 m. Fonte: Millero, 2013.

2.4 La ventilazione degli oceani

All'interno dei grandi oceani l'ossigeno è distribuito dalla circolazione termoalina (THC), schematizzata dalla cosiddetta Great Ocean Conveyor Belt (figura 12) o Grande Nastro Trasportatore dell'Oceano.

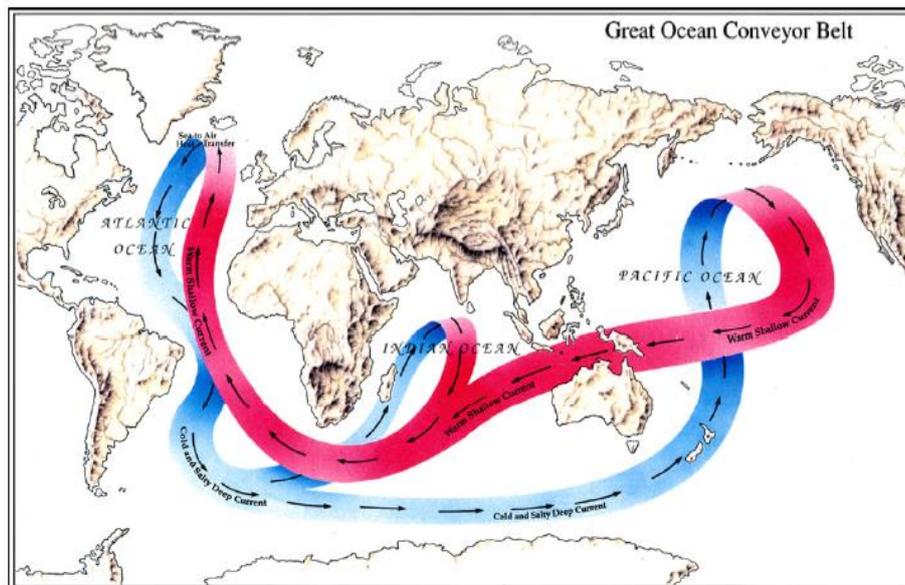


Figura 12: schema generale della Great Ocean Conveyor Belt definito da Broecker e illustrato da Joe Le Monnier. Fonte: Broecker, 1991.

La Great Ocean Conveyor Belt, illustrata graficamente in figura 12, mostra in blu il trasporto delle correnti fredde profonde, mentre in rosso il trasporto delle correnti calde superficiali. La circolazione del Grande Nastro Trasportatore comincia nel bacino del Nord Atlantico, nel Mar di Groenlandia e nel Mare del Labrador, dove masse d'acqua fredde affondano in profondità e si propagano fino all'Atlantico meridionale. Queste correnti fredde e profonde formano il ramo inferiore del Nastro Trasportatore. In seguito, le masse d'acque fredde raggiungono il continente antartico e da qui si diramano e risalgono rispettivamente nell'oceano Indiano e nel Nord Pacifico. Queste correnti diventano più calde a causa del riscaldamento superficiale dovuto ai flussi di calore aria-mare. Si forma così il ramo superiore della Conveyor Belt, Queste correnti calde

superficiali si muovono verso nord e riportano le masse d'acqua al luogo di origine nell'Atlantico settentrionale, chiudendo la circolazione.

La circolazione descritta dalla Great Ocean Conveyor Belt è pressoché uno schema generale della più complessa circolazione termoalina. Il suo nome deriva dalla dipendenza dalla differenza di temperatura e salinità (e quindi di densità) che si stabilisce fra varie regioni dell'oceano in particolare fra le regioni delle alte e delle basse latitudini. Questo determina un gradiente meridionale di densità, che è il motore principale di questa circolazione. Se mediato zonalmente, il trasporto meridionale di acque superficiali fredde in profondità prende il nome di circolazione di capovolgimento meridionale o Meridional Overturning Circulation (MOC). Come si osserva in figura 13, la circolazione meridionale può essere rappresentata graficamente da una funzione di flusso (*stream function*) nord-sud che varia in funzione della latitudine (indicata in ascissa) e della profondità (indicata in ordinata, in metri). A destra del grafico è riportata l'intensità del trasporto di massa della circolazione meridionale dell'oceano misurata in Sverdrup (Sv), dove 1 Sv equivale a 10^6 m^3 d'acqua trasportati al secondo. Sostanzialmente la figura descrive lo sprofondamento (*downwelling*) di acque fredde e dense alle alte latitudini nell'emisfero boreale (60°N) e il loro lento scorrimento verso sud. Nel loro spostamento meridionale queste masse d'acqua profonde si riscaldano mescolandosi con le acque più calde alle basse latitudini. Una volta diventate più leggere e calde queste risalgono in superficie (*upwelling*) nell'oceano dell'emisfero opposto (a circa 20°S).

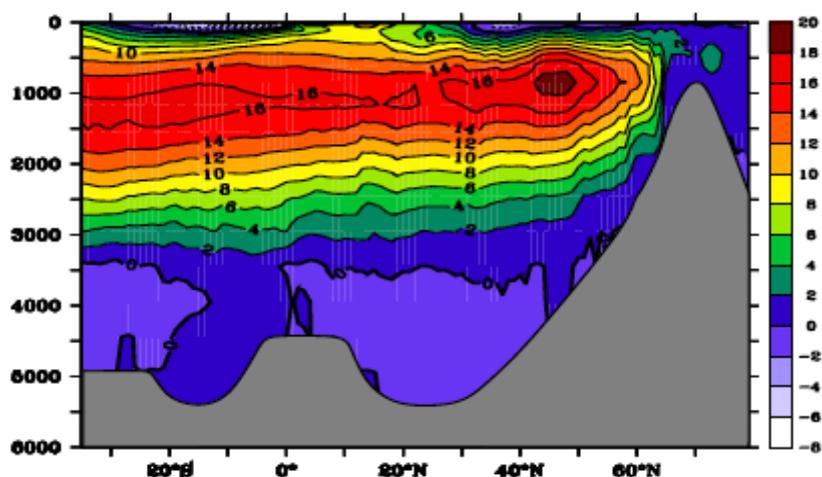


Figura 13: Funzione di flusso della circolazione meridionale nell'Atlantico (AMOC). Fonte: Rahmstorf, 2006.

La circolazione meridionale ha inizio alle alte latitudini, nel Nord Atlantico, dove le interazioni atmosfera-oceano fanno sì che le acque superficiali, a seguito del raffreddamento evaporativo (generato dai venti polari) e dell'estrusione di sale dovuta alla formazione di ghiaccio marino, diventino fredde e più salate. Ciò determina un aumento di densità che induce queste acque a sprofondare verso il basso in profondità. Queste masse d'acqua dense sostituiscono quelle più calde e leggere, le quali risalgono in superficie. Nel momento in cui queste acque entrano in contatto con l'atmosfera fredda, si raffreddano e affondano cosicché l'intera colonna d'acqua diventa una massa fredda e densa. La formazione di acque profonde avviene quindi per convezione, ovvero un processo di mescolamento verticale. La pressione che agisce su queste acque profonde le spinge verso sud, innescando la circolazione. Questa massa d'acqua densa e profonda che parte dal Nord Atlantico, vicino all'Islanda, e si diffonde fino alla punta meridionale del continente africano è nota come North Atlantic Deep Water (NADW). La formazione di acque profonde si verifica anche in due aree oceaniche situate rispettivamente nel Mare di Weddell, al largo della costa antartica, e nel Mare di Ross: qui hanno origine le Antarctic Bottom Water (AABW), masse d'acqua fredde e salate che formano una corrente abissale molto più densa rispetto alla NADW e che pertanto scorre al di sotto. La sezione meridionale di salinità dell'Oceano Atlantico a cui fa riferimento la figura 14 mostra la stratificazione fra le due correnti profonde, la NADW e l'AABW.

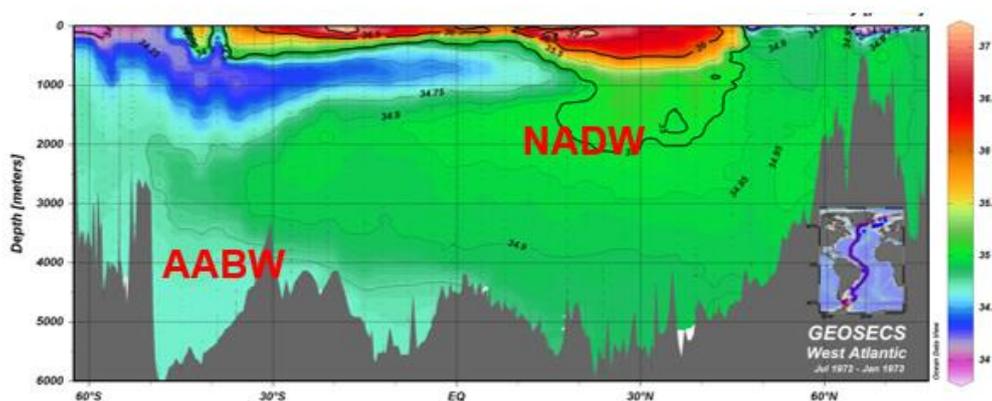


Figura 14: Sezione meridionale di salinità dell'oceano Atlantico. Fonte: Geochemical Oceans Sections Study program (GEOSECS).

Il rimescolamento turbolento, o mescolamento diffusivo di calore, riscalda lentamente le acque fredde profonde della NADW ed impedisce che queste sostituiscano le acque

calde alle medie e basse latitudini. Se ciò accadesse, le profondità oceaniche ospiterebbero solo acque fredde e dense, mettendo fine così alla circolazione profonda. Il trasporto di calore dalla superficie permette alle acque profonde di risalire e garantire così il proseguimento della circolazione. Alle basse latitudini, quindi, parte di queste acque in profondità ritornano in superficie a nord dell'oceano Indiano e Pacifico per mescolamento convettivo, altre invece risalgono nel canale di Drake, uno stretto passaggio nella Corrente Circumpolare Antartica (Antarctic Circumpolar Current, ACC), spinte dai forti venti occidentali antartici. Queste acque calde e più leggere si muovono superficialmente verso nord in direzione dell'Atlantico, chiudendo così la circolazione termoalina.

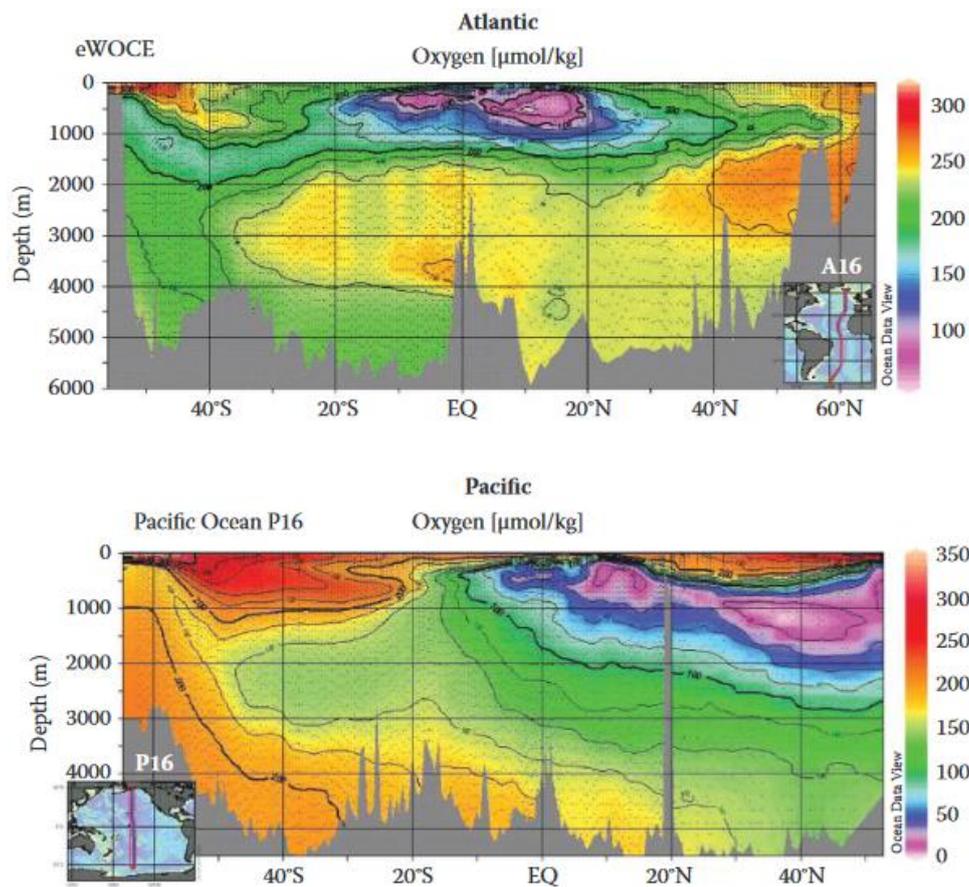


Figura 15: sezioni meridionali del bacino dell'Atlantico (pannello superiore) e del Pacifico (pannello inferiore) e il loro contenuto di contenuto di ossigeno disciolto ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in funzione della profondità. Fonte: Millero, 2013.

La figura 15 mostra la sezione meridionale di ossigeno rispettivamente per l'oceano Atlantico (fig. 15 pannello superiore) e per l'oceano Pacifico (fig. 15 pannello inferiore). La sezione meridionale di ossigeno dell'oceano Atlantico ricalca similmente quella di salinità (figura 14): si distinguono anche in questo caso le due diverse masse d'acqua fredde ma di diversa densità, rispettivamente le NADW al di sopra e le AABW al di sotto. Dal punto di vista della concentrazione di ossigeno, si evince che la NADW e l'AABW siano caratterizzate da elevate concentrazioni di ossigeno, in particolare lo strato oceanico profondo al di sotto dei 2000 m. Come già detto precedentemente, questo è il risultato dato dagli effetti combinati della solubilità e dalla ventilazione oceanica. La formazione delle NADW e delle AABW costituisce quindi uno dei principali processi fisici di trasporto di ossigeno dell'oceano profondo. La NADW perde gradualmente ossigeno durante il suo spostamento in risalita verso il Nord Pacifico nell'emisfero boreale, come si può vedere nel pannello inferiore in figura 15, a causa dei processi di respirazione aerobica che consumano l'ossigeno disciolto nelle acque intermedie. Nel bacino del Pacifico settentrionale le concentrazioni di ossigeno riprendono ad avere valori più alti nello strato superiore dell'oceano, alla superficie 100-250 m, grazie ai forti tassi di fotosintesi e ai flussi di ossigeno all'interfaccia atmosfera-oceano. Il confronto fra le acque intermedie del Nord Atlantico (figura 15, pannello superiore) con quelle del Nord Pacifico (figura 15, pannello centrale), ci dimostra ancora una volta come quest'ultime mostrino concentrazioni di ossigeno più basse rispetto a quelle atlantiche per le ragioni già motivate ad inizio capitolo.

CAPITOLO 3

LA DEOSSIGENAZIONE NELL'OCEANO GLOBALE E COSTIERO

Gli oceani stanno cambiando rapidamente. La pressione ambientale delle attività umane sulla dinamica del sistema Terra sta causando cambiamenti senza precedenti recenti (Limburg et al, 2020). La deossigenazione, ovvero la riduzione del contenuto di ossigeno disciolto, è considerata uno dei più grandi e significativi cambiamenti che si stanno verificando negli oceani, insieme al riscaldamento e all'acidificazione (Oschlies et al., 2018; Schmidtke et al, 2017).

3.1 Il contenuto attuale di ossigeno negli oceani e la recente deossigenazione

L'attuale contenuto totale di ossigeno disciolto negli oceani raggiunge circa le 227 Pmol di O₂ ma, come illustrato in figura 16a, questo non è distribuito omogeneamente (Schmidtke et al., 2017) poiché varia in funzione dei volumi oceanici, della batimetria e dei processi di ventilazione e degli effetti di solubilità. Le maggiori concentrazioni di ossigeno si trovano nell'oceano Atlantico, in particolare nel Nord Atlantico, e nell'oceano Antartico dove, come già detto nel precedente capitolo, è prevista la formazione di masse d'acqua fredde e profonde. Grandi quantità di ossigeno si osservano proprio a profondità elevate, fra i 2000 e i 4000 m per merito dei processi di ventilazione. Al contrario, l'oceano Pacifico mostra livelli di ossigeno più bassi, in particolare nel bacino nordorientale e in quello equatoriale orientale a ridosso delle coste del Sud America; qui le acque di upwelling sono più “vecchie” e dunque povere di ossigeno.

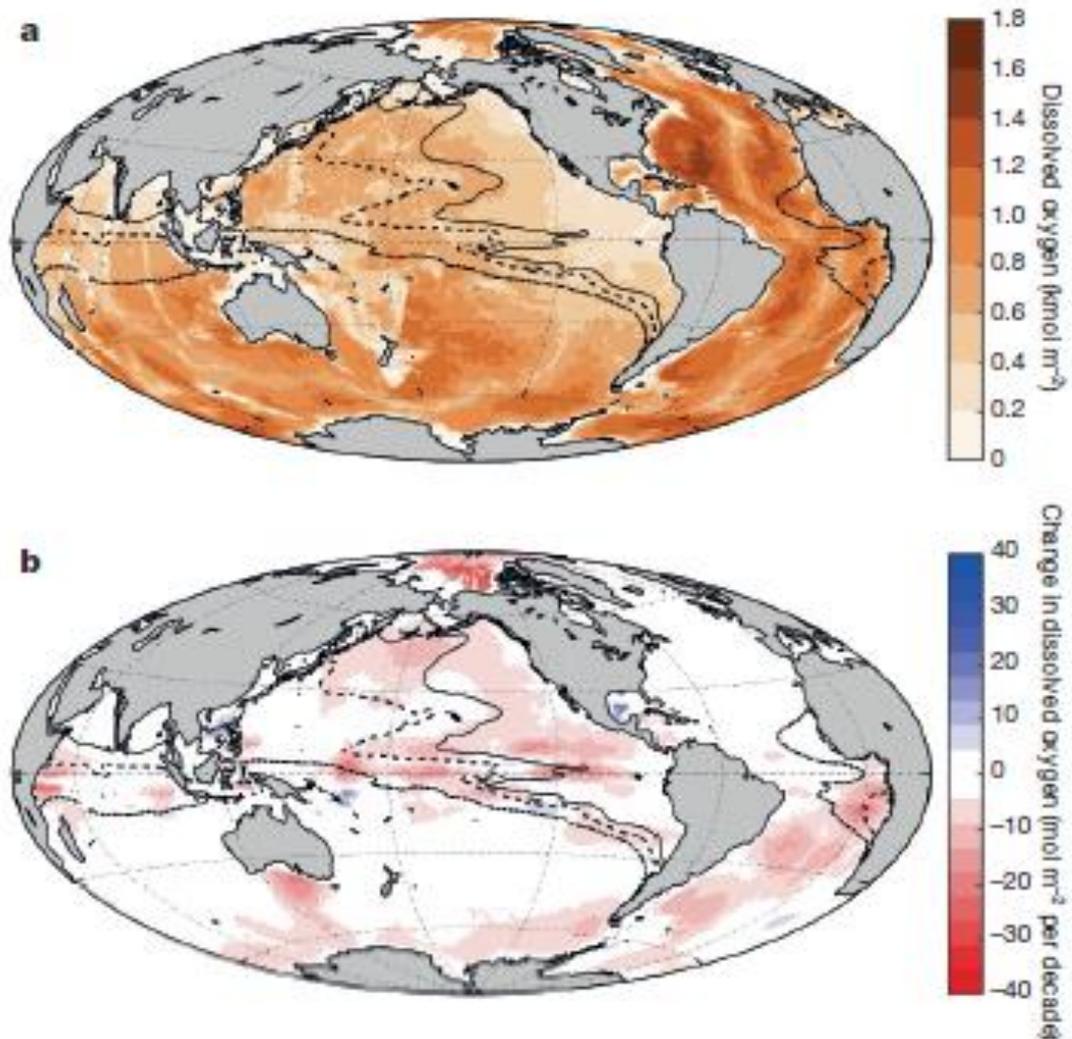


Figura 16: Contenuto di ossigeno disciolto (in kmol m^{-2}) negli oceani (fig. 16a) e variazione di DO per decennio (mol m^{-2} per decade) dal 1960 (fig. 16b). Le linee tratteggiate e continue contraddistinguono zone di minimo di ossigeno. Le aree indicate dalle linee tratteggiate sono regioni con concentrazioni di ossigeno inferiori a $80 \mu\text{mol kg}^{-1}$, mentre le aree indicate dalle linee continue sono regioni con concentrazioni di ossigeno inferiori ai $40\text{-}20 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Fonte: Schmidtko et al., 2017.

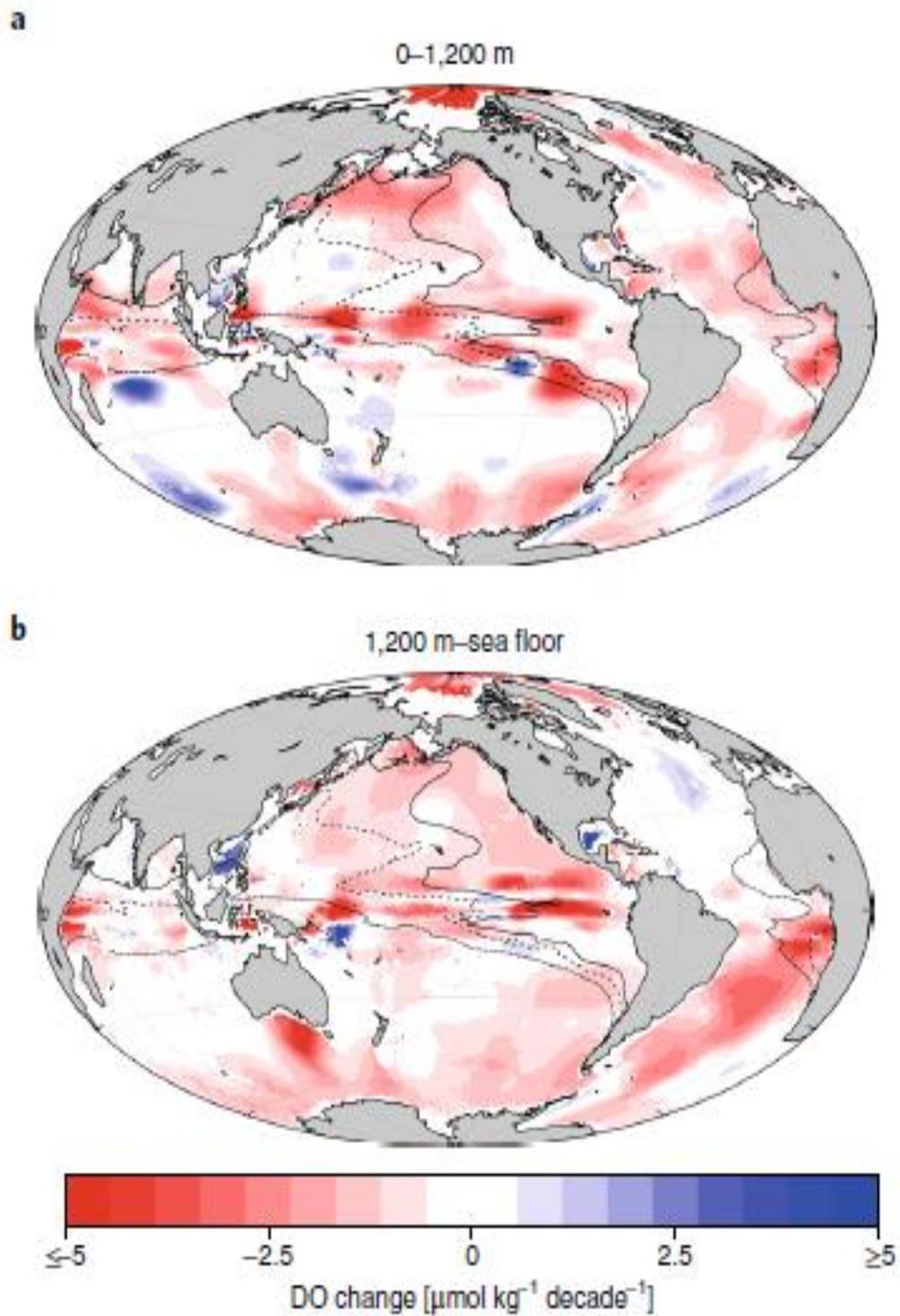


Figura 17: Stime della variazione di ossigeno disciolto (DO) espresse in $\mu\text{mol kg}^{-1}$ per il periodo 1960-2010 nello strato superficiale (0-1200 m, fig. 17a) e nei bacini profondi (> 1200 m, fig 17b) degli oceani globali. Le aree indicate dalle linee tratteggiate e continue contraddistinguono le zone di minimo di ossigeno. Fonte: Oschlies et al., 2018.

La figura 16b mostra la variazione della concentrazione di ossigeno disciolto negli oceani dalla seconda metà del ventesimo secolo ai giorni nostri. Dal 1960 ad oggi è stato stimato che gli oceani abbiano perso globalmente circa il 2% del loro contenuto di ossigeno (Schmidt et al., 2017) ossia 4.8×10^{15} moli di ossigeno (4.8 Pmol), l'equivalente di quasi 77 miliardi di metri quadrati di O_2 (Breitburg et al., 2018). Le maggiori perdite di O_2 si sono osservate generalmente nell'oceano Artico, nell'Atlantico orientale, nel Pacifico settentrionale ed equatoriale e più complessivamente nei bacini degli oceani nell'emisfero australe. La riduzione di ossigeno disciolto negli oceani mostra una visibile variabilità non solo spaziale ma anche in funzione della profondità. La figura 17 (a e b) confronta la perdita di ossigeno fra le acque dello strato superiore dell'oceano e quelle profonde. Secondo Oschlies et al (2018) le acque superficiali, per lo strato 0-1200 m, hanno registrato una perdita di 96×10^{14} moli all'anno ($96 \text{ Tmol year}^{-1}$), invece, gli oceani profondi, al di sotto dei 1200 m di profondità, hanno subito un calo nei livelli di ossigeno pari a 70×10^{14} moli all'anno ($70 \text{ Tmol year}^{-1}$) negli ultimi cinquant'anni.

3.3 L'ipossia e le zone di minimo di ossigeno (OMZ)

Il contenuto di ossigeno è naturalmente insufficiente o assente quando il consumo biologico di ossigeno mediante la respirazione eccede il tasso di produzione di ossigeno tramite fotosintesi e gli scambi all'interfaccia aria-mare. Il termine ipossia è utilizzato per indicare concentrazioni di ossigeno disciolto inferiori a valori arbitrari ritenuti indicativi di condizioni normali (Seibel, 2010). Generalmente, l'ipossia definisce il valore di concentrazione di ossigeno per cui le funzioni fisiologiche e i processi ecologici sono limitati (Limburg et al, 2020). In ambito oceanografico, l'ipossia è espressa come la concentrazione di ossigeno in acqua di mare inferiore ai 2 mg L^{-1} , equivalente a 1.4 mL L^{-1} . I biochimici, invece, utilizzano frequentemente per l'ipossia le micromoli su chilogrammo. Utilizzando questa unità di misura, lo stato ipossico è raggiunto ad una concentrazione di ossigeno minore di $63 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Limburg et al, 2020).

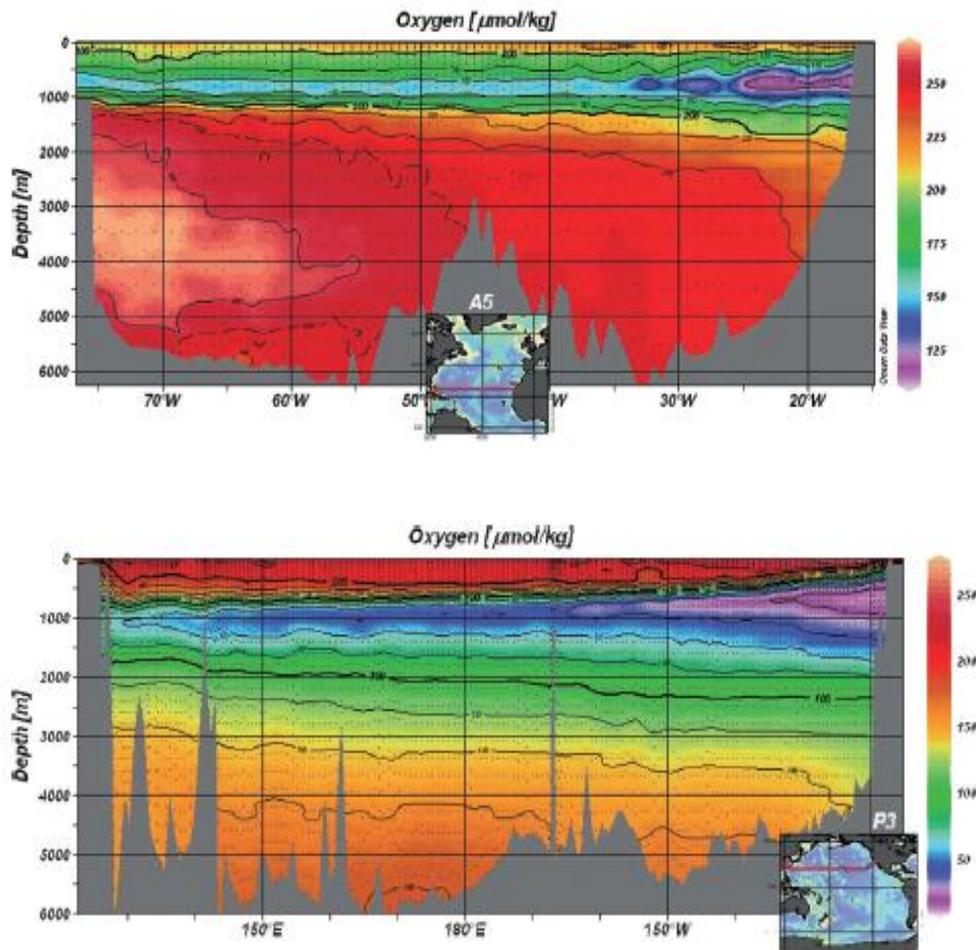


Figura 18: sezioni zonali dell’oceano Atlantico (pannello superiore) e dell’oceano del Pacifico (pannello inferiore) e il loro contenuto di ossigeno in $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Fonte: Glasby et al, 2010.

Masse d’acqua con bassi livelli di ossigeno sono legate alla formazione delle zone minime di ossigeno (*oxygen minimum zone*, OMZ). Si ha la formazione di OMZ quando il naturale consumo di ossigeno da parte della respirazione o della decomposizione di materia organica eccede la produzione fotosintetica di ossigeno e i processi fisici di ventilazione. (Rabalais et al., 2010). Le OMZ negli oceani aperti sono localizzate generalmente nello strato oceanico che si estende fra i 200 m e i 1000 m di profondità. Lo dimostrano le sezioni zonali rispettivamente del bacino dell’Atlantico (fig. 18, pannello superiore) e del bacino del Pacifico (fig. 18, pannello inferiore), dove si può vedere come basse concentrazioni di ossigeno ($< 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$) si registrino esattamente a quelle profondità a causa degli elevati tassi di respirazione biologica che caratterizzano le acque intermedie.

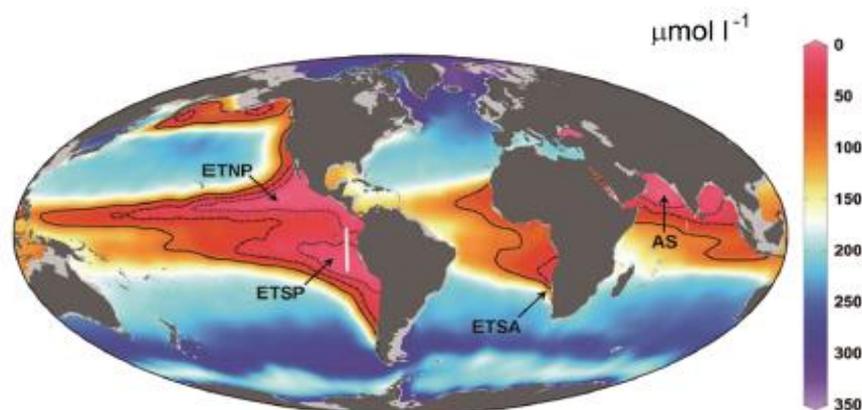


Figura 19: Mappa delle concentrazioni di ossigeno negli oceani ($\mu\text{mol L}^{-1}$) alla profondità di 300 m e posizione geografica delle maggiori OMZ. ETNP, eastern tropical North Pacific; ETSP, eastern tropical South Pacific; ETSA, eastern tropical South Atlantic; AS, Arabian Sea. Fonte: Breitburg et al., 2018.

Le zone di minimo di ossigeno mostrano un'ampia variabilità temporale e spaziale. Le scale temporali variano da giorni ad anni, mentre geograficamente, le più vaste ed importanti OMZ negli oceani aperti (figura 19) sono situate nell'oceano Pacifico tropicale settentrionale (ETNP) e meridionale (ETSP), a nord dell'oceano Indiano, più precisamente nel Mar Arabico (AS), e nell'oceano Atlantico tropicale meridionale (ETSA). Si possono però individuare piccole zone di minimo di ossigeno anche nei sistemi di upwelling sulle coste della California, del Perù e della Namibia, nei bacini chiusi e semi-chiusi come il Mar Nero e il Mar Baltico, oppure nei fiordi profondi (Breitburg et al, 2018). I bassi livelli di ossigeno disciolto nelle OMZ nel Pacifico tropicale orientale e nell'Atlantico tropicale orientale sono determinati prevalentemente dalla debole e lenta circolazione causata dall'asimmetria nella forma dei giri oceanici, la quale determina una riduzione nella ventilazione ai loro lati orientali, a volte indicati per tale motivo come zone d'ombra (shadow zones) (Keeling et al., 2010). Inoltre, i forti tassi di respirazione aerobica che interessano queste zone contribuiscono a ridurre ossigeno. Il confronto fra le zone di minimo di ossigeno nel Pacifico e nell'Atlantico suggerisce che le acque atlantiche hanno concentrazioni di ossigeno relativamente maggiori, questo per merito dei processi di ventilazione che trasportano acque più "giovani" e pertanto recentemente ossigenate (Keeling et al., 2010). I più bassi livelli di ossigeno nell'oceano Indiano, invece, si osservano nel Mar Arabico, il quale contiene il più grande volume di acque subossiche al di fuori del Pacifico tropicale (Keeling et al, 2010).

Esistono diversi termini, oltre all'ipossia, per descrivere le condizioni di ossigeno nelle OMZ: ci si trova in uno stato subossico quando le concentrazioni di ossigeno raggiungono la soglia che determina il passaggio dalla reazione di riduzione del nitrato a nitrito (Rabalais et al., 2010). Invece, il termine anossia esprime l'assenza di ossigeno disciolto, o valori di ossigeno che non possono essere rilevati strumentalmente (Limburg et al., 2020). L'anossia è associata anche ad alti livelli di solfuri, dei prodotti metabolici che vengono rilasciati nella colonna d'acqua dai processi anaerobici: questo accade, ad esempio, nel Mare Nero dove le condizioni anossiche si estendono entro i 100-200 m dalla superficie. Quando le concentrazioni di solfuri raggiungono valori elevati, si parla generalmente di acque euxiniche. A causa dei bassi livelli di ossigeno, ci si riferisce erroneamente alle OMZs con il termine *dead zones*. In realtà, questo appellativo non è appropriato, poiché il ridotto contenuto di ossigeno o la sua assenza non esclude la presenza di organismi marini in grado di sopravvivere a tali condizioni. Al contrario, pur non essendoci presenza di macrofauna, queste zone ospitano piccoli organismi come foraminiferi e nematodi, oltre a vaste comunità microbiche (Rabalais et al., 2010).

Le OMZ sono aree oceaniche di origine naturale, ma negli ultimi cinquant'anni, alcune zone di minimo di ossigeno nell'oceano globale si stanno gradualmente espandendo verticalmente a causa del cambiamento climatico generato dall'incremento delle attività antropiche (Schmidtko et al., 2017). Fino al 1960, 45 erano i siti che mostravano episodi cronici di ipossia, ma nei decenni successivi, il tasso di nuovi siti è raddoppiato per ogni decennio trascorso. Ad oggi si stima che il numero di OMZ sia salito circa a 1000, una area superficiale corrispondente all'8% dell'area globale occupata dagli oceani (Limburg et al., 2020).

3.4 La deossigenazione e il riscaldamento degli oceani

Il cambiamento climatico sta assumendo un ruolo sempre più importante nel condizionare lo stato di deossigenazione degli oceani (Limburg et al., 2020).

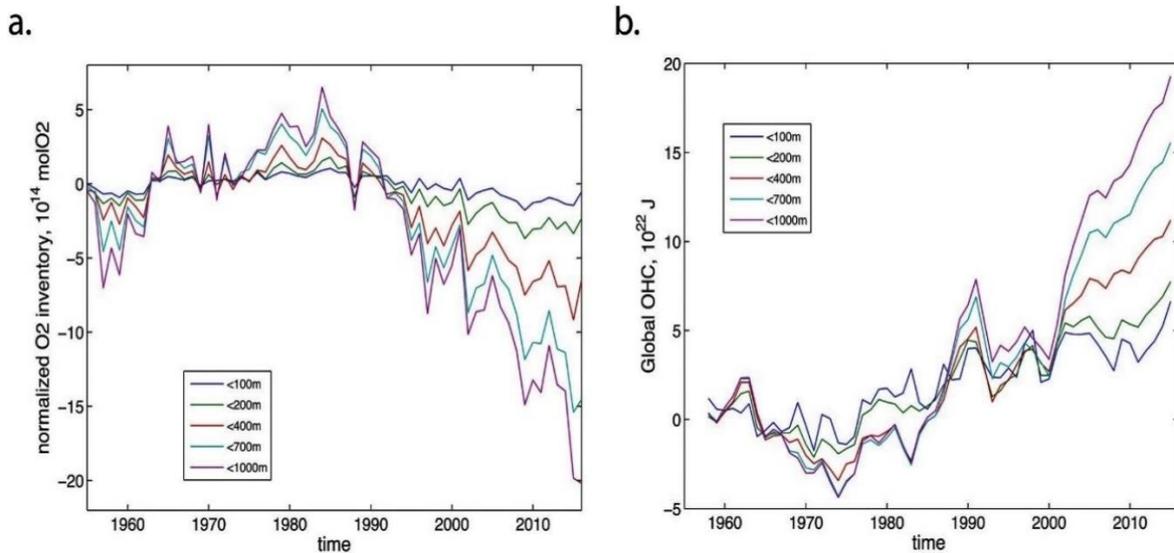


Figura 20: Contenuto totale di ossigeno negli oceani in 10^4 moli a diverse profondità (100 m linea blu, 200 m linea verde 400 m linea rossa, 700 m linea azzurra e 1000 m linea viola) nel periodo di tempo 1958-2015 (fig. 20a). Andamento temporale del contenuto globale di calore degli oceani (Global OHC), espresso in 10^{22} J, misurato alle medesime profondità (fig. 20b).

Secondo lo studio di Ito et al. (2017), risultati ottenuti da misurazioni effettuate nei primi 1000 m di profondità degli oceani hanno mostrato una stretta relazione fra le moli di ossigeno disciolto e il riscaldamento degli oceani. Lo studio spiega come la quantità di ossigeno immagazzinata negli oceani (espressa in 10^{14} mol) per il periodo 1958-2015, misurata a diverse profondità nello strato 0-1000 m (100 m, 200 m, 400 m, 700 m, 1000 m) abbia subito un forte declino dalla seconda metà degli anni '80 (fig. 20a) ad oggi. Parallelamente a ciò è stato osservato, alle medesime profondità, un andamento temporale positivo del contenuto di calore dell'oceano (espresso in 10^{22} J) misurato alle medesime profondità (figura 20b). L'evoluzione temporale del contenuto di calore (OHC) è visibilmente dominata infatti da una tendenza di riscaldamento pluridecennale. Il confronto fra le due serie temporali rivela una relazione inversa fra la quantità di ossigeno disciolto e il contenuto oceanico di calore: a valori elevati di OHC, le moli di ossigeno

diminuiscono nello strato superiore dell'oceano, a sostegno del fatto che la deossigenazione degli oceani è principalmente determinata dal riscaldamento globale in atto. Ciò è in linea con le conclusioni tratte dallo studio di Schmidtko et al. (2017). In un oceano che si riscalda, l'aumento della temperatura (e quindi di calore) di fatto riduce la solubilità dell'ossigeno; come già spiegato nel capitolo precedente, acque più calde possono contenere meno ossigeno a saturazione rispetto ad acque più fredde. La diminuzione della solubilità indotta dal riscaldamento antropogenico degli oceani ha generato una perdita equivalente di 130 Tmol di O₂ dal 1960 (Schmidtko et al., 2017) e si stima essere responsabile di più del 50% della deossigenazione dello strato superiore dell'oceano, vale a dire al di sopra dei 1000 m di profondità (Schmidtko et al., 2017). Se si scende al di sotto, invece, la percentuale si riduce al 15% (Schmidtko et al., 2017).

Un ulteriore effetto del riscaldamento che ha conseguenze sull'ossigenazione degli oceani è (come detto in precedenza) l'intensificazione della stratificazione verticale, la quale si stima essere responsabile del restante 85% della perdita globale di ossigeno negli oceani (Breitburg et al., 2018). La stratificazione definisce un picnoclino più forte, ossia quello strato dell'oceano in cui la densità dell'acqua aumenta con la profondità al variare della temperatura e/o salinità, il quale a sua volta comporta una minore diffusione di ossigeno dalle acque superficiali a quelle profonde, con il risultato finale di un abbassamento del contenuto di ossigeno disciolto in profondità. Complessivamente, una forte stratificazione dello strato superiore dell'oceano limita quindi il trasporto di acque sature di ossigeno dalla superficie alle profondità oceaniche. Più di tre quarti della perdita totale di ossigeno è di fatto avvenuta negli oceani profondi (> 1200 m) a causa dei cambiamenti nei tassi di ventilazione e nelle dinamiche della MOC (Schmidtko et al., 2017). Negli ultimi decenni è stato osservato un generale riscaldamento ma anche una diminuzione di salinità delle NADW e delle AABW nel ramo di upwelling negli oceani dell'emisfero australe. Queste variazioni di densità, dovute all'aumento di OHC e alla fusione dei ghiacci marini nell'oceano Antartico, hanno portato ad un complessivo indebolimento della circolazione meridionale che ha significato una perdita di circa 12 Tmol di ossigeno per decennio dal 1960 ad oggi nell'oceano australe profondo (Schmidtko et al., 2017).

L'aumento delle temperature generato dal riscaldamento degli oceani aumenta i tassi metabolici degli organismi marini (Breitburg et al., 2018). La velocità delle reazioni chimiche è infatti direttamente proporzionale alla temperatura. Sia la fotosintesi sia la respirazione risentono delle variazioni di temperatura, sebbene la prima sia maggiormente dipendente dalla disponibilità di luce e di nutrienti. Sia il tasso di respirazione che quello di degradazione microbica sono invece vincolati alla quantità del substrato disponibile, ovvero la materia organica disciolta (DOC). Il riscaldamento degli oceani stimola la fotosintesi e la produzione di carbonio organico in superficie, il quale a sua volta alimenta la respirazione aerobica e quindi il consumo di ossigeno lungo la colonna d'acqua. Non solo, l'accelerazione del tasso di respirazione, indotta da un aumento delle temperature negli oceani, riduce la deposizione di carbonio organico sul fondale (Oschlies, 2019): una diminuzione della materia organica sepolta nei sedimenti significa più carbonio organico utilizzabile come substrato per la respirazione e la degradazione aerobica e pertanto un maggiore uso di ossigeno. La riduzione del carbonio organico sepolto contribuisce, tuttavia, solo al 2% della deossigenazione degli oceani (Oschlies, 2019), così come meno del 15% della diminuzione di ossigeno disciolto è riconducibile alle variazioni della respirazione aerobica indotta dal riscaldamento globale negli oceani.

3.5 La deossigenazione e l'eutrofizzazione nei sistemi costieri

La deossigenazione non riguarda soltanto gli oceani aperti, ma anche molte zone costiere in tutto il mondo hanno riportato concentrazioni uguali o inferiori di 2 mg L^{-1} , valore limite che definisce la soglia di ipossia. Dalla seconda metà del ventesimo secolo ad oggi, la popolazione umana è triplicata e le attività antropiche si sono intensificate per soddisfare le esigenze di una popolazione globale in rapida crescita (Breitburg et al., 2018). L'uomo ha rilasciato nell'ambiente sempre più composti reattivi dell'azoto (Nr-N) attraverso la combustione di fonti fossili e la produzione industriale di fertilizzanti, così come l'attività estrattiva delle miniere ha liberato negli ecosistemi terrestri ed acquatici enormi quantitativi di fosforo, ben oltre le quantità presenti nelle riserve naturali. In particolar modo, dall'inizio degli anni '80 i flussi di questi nutrienti verso le acque costiere sono triplicati, eccedendo così i naturali tassi di produzione negli oceani (Rabalais et al., 2009). Lo sviluppo di tali attività antropiche ha accelerato la deossigenazione specialmente nelle zone costiere. Il numero di siti costieri colpiti da

ipossia è considerevolmente salito dalla fine degli anni '60, con un approssimato raddoppio dal 1960 al 2009 per ogni decennio (figura 21). Ad oggi (Limburg et al., 2020) questo numero si assesta a circa 700 siti in tutto il mondo, ma è previsto aumentare al crescere della popolazione umana e all'intensificarsi dello sfruttamento di risorse da cui dipendono alcune attività antropiche.

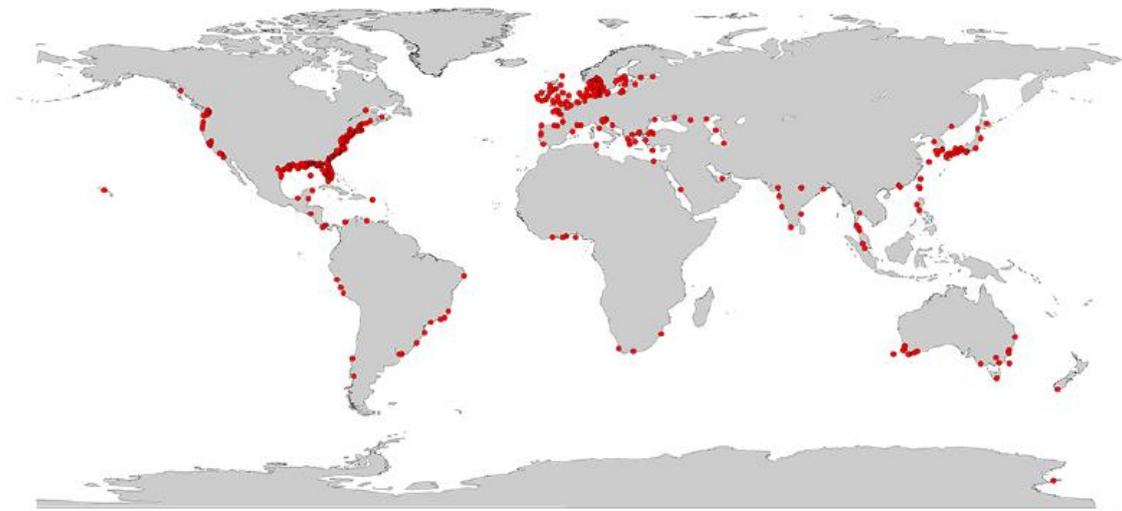


Figura 21: mappa globale degli odierni siti costieri colpiti da fenomeni di ipossia (punti rossi) Fonte: Limburg et al., 2020.

La deossigenazione delle acque costiere è determinata dall'eccesso di input antropogenici di azoto (N) e fosforo (P), derivati dall'intenso consumo di fertilizzanti, dagli scarichi in mare di acque reflue e dalla deposizione di composti dell'azoto (NO_x) in seguito alla combustione di risorse fossili (Rabalais et al., 2014). I nutrienti che vengono riversati negli ecosistemi costieri alimentano la crescita algale e la produzione di materiale organico (produzione primaria) che si accumula in superficie, in un processo chiamato eutrofizzazione. Gli organismi vegetali alla fine del ciclo vitale sprofondano sul fondale per effetto della gravità e qui il carbonio organico disciolto (dissolved organic carbon, DOC) viene decomposto dalla degradazione aerobica mediata dalle comunità microbiche; il metabolismo di questi microrganismi degrada il particolato organico (POC) e nel processo sottrae ossigeno dalla colonna d'acqua, generando così condizioni di ipossia, subossia o anossia negli strati profondi. Sia il DOC che il POC sono quindi

determinanti nel causare la riduzione di ossigeno disciolto in questi ecosistemi. Le fonti di carbonio organico che promuovono l'eutrofizzazione possono talvolta essere autoctone, ossia appartenere al sistema stesso (Rabalais et al., 2014): la diminuzione di ossigeno può originarsi anche dalla degradazione aerobica di materiale organico come fecal pellets di zooplancton, aggregati marini o cellule senescenti.

Il passaggio ad uno stato anossico delle acque del fondale è segnato dalla crescita di solfuro (H_2S) in soluzione come prodotto della respirazione anaerobica che riduce il solfato presente come ione disciolto ad H_2S (Rabalais et al., 2014). Talvolta, questi ambienti privi di ossigeno e contraddistinti da accumulo di composti ridotti dello zolfo, sono definiti euxinici. Il solfuro viene rilasciato dai microrganismi anaerobi presenti nei sedimenti: all'interfaccia sedimento-acqua, infatti, si possono osservare delle chiazze nere generate dalla precipitazione del solfuro di ferro in seguito all'intensa degradazione microbica della materia organica. Un'altra evidenza del processo di riduzione del solfato è la comparsa di macchie di diverso colore all'interfaccia sedimento-acqua a significare la presenza di diversi solfobatteri, fra cui i batteri verdi, rossi e purpurei. La tossicità del solfuro limita la sopravvivenza della macrofauna e riduce il potenziale di bioturbazione, ostacolando così la diffusione di ossigeno nei sedimenti marini, i quali assumono una distinta colorazione nera, indice di assenza di vita aerobica. L'aumento della concentrazione dei solfuri promuove a sua volta la formazione di ossido nitroso (N_2O), un gas ad elevatissimo potenziale di riscaldamento globale. L'ossido nitroso è uno degli intermedi di reazione della denitrificazione, vale a dire la riduzione del nitrato (NO_3^-) ad azoto molecolare. Questo processo biochimico avviene naturalmente in acque normossiche, ma esso è vincolato dalla disponibilità di nitrato prodotto dal processo opposto, quello di nitrificazione, il quale invece richiede ossigeno (Rabalais et al., 2014). Le aree costiere caratterizzate da bassi livelli di ossigeno disciolto contribuiscono in larga parte all'emissione oceanica totale di N_2O in atmosfera (Breitburg et al., 2018) e l'espansione di questi sistemi può solo aggravare l'aumento di questi flussi.

CAPITOLO 4

LA POSSIBILE EVOLUZIONE FUTURA E GLI IMPATTI

Nel precedente capitolo, è stato spiegato come il riscaldamento globale di origine antropica sia il principale driver della riduzione del contenuto di ossigeno disciolto negli oceani. Sono stati analizzati quindi i processi coinvolti e che determinano la deossigenazione nei sistemi oceanici, ossia la diminuzione della solubilità di ossigeno e la stratificazione verticale dell'oceano, la quale a sua volta induce dei cambiamenti nei tassi di ventilazione. Differenti modelli climatici prevedono una rapida accelerazione della deossigenazione degli oceani sotto gli effetti del cambiamento climatico causato dall'uomo entro il 2100 (Oschlies et al., 2018; Keeling et al., 2010).

4.1 I modelli climatici e i representative concentration pathways (RCPs)

Le proiezioni dei futuri cambiamenti degli oceani sono realizzate attraverso una gerarchia di modelli climatici, da quelli più semplici a quelli più elaborati e complessi come i Modelli del Sistema Terra (*Earth System Models*, ESMs): questi modelli simulano le variazioni del sistema climatico terrestre sulla base di una serie di scenari relativi ai forzanti di origine antropica (gas serra). Gli ESMs sono costruiti su modelli climatici globali (GCMs), che accoppiano modelli di circolazione dell'atmosfera, dell'oceano e modelli della dinamica della criosfera (Collins et al, 2013). I più recenti ESMs utilizzano un set di scenari, i Percorsi Rappresentativi di Concentrazione (*Representative Concentration Pathways*, RCPs) relativi a diverse ipotesi di future concentrazioni di gas serra realizzati nell'ambito del *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5), un quadro collaborativo progettato nel 1995 dal Programma Mondiale di ricerca sul clima (*World Climate Research Programme*, WCRP) al fine di migliorare le conoscenze sul cambiamento climatico.

Gli RPCs utilizzati come simulazioni dei modelli climatici terrestri sono quattro (RCP2.6 o anche chiamato RCP3-PD, RCP4.5, RCP6 e RCP8.5) e descrivono diversi futuri scenari climatici in funzione di differenti andamenti di concentrazione di gas ad effetto serra emessi nel corso del secolo presente (Collins et al, 2013). Tali scenari sono identificati dal forzante radiativo totale (espresso in W m^{-2}) approssimato al 2100 rispetto al 1750: rispettivamente si ha $+2.6 \text{ W m}^{-2}$ per RCP2.6, $+4.5 \text{ W m}^{-2}$ per RCP4.5, $+6 \text{ W m}^{-2}$ per RCP6.0 e infine $+8.5 \text{ W m}^{-2}$ per RCP8.5 (Collins et al., 2013).

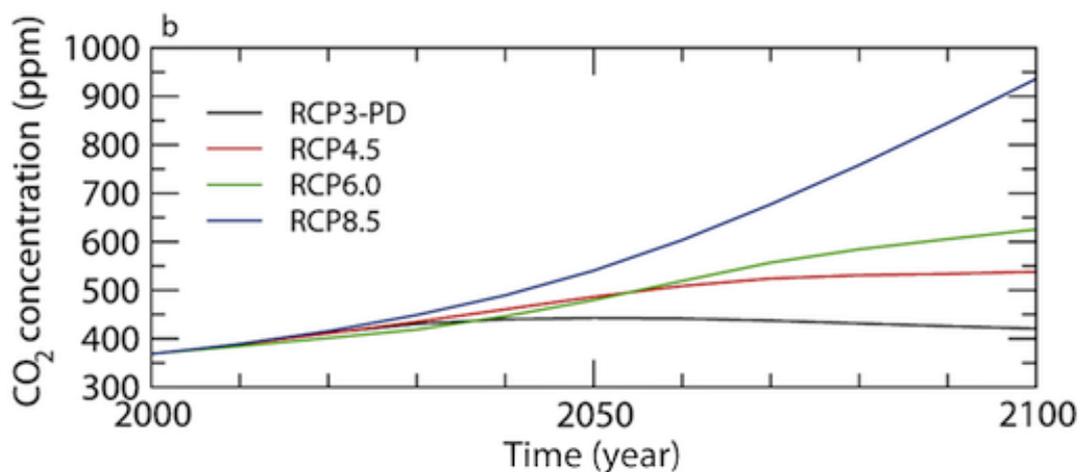


Figura 22: Previsioni future delle concentrazioni di CO_2 (ppm) al 2100 in base ai quattro Representative Concentration Pathways (RCP2.6 linea nera, RCP4.5 linea rossa, RCP6.0 linea verde e RCP8.5 linea blu). Fonte: Goosse H. et al., 2010.

L'incremento del forzante radiativo è causato dall'aumento delle emissioni antropogeniche di gas serra, in particolare di anidride carbonica. Come dimostra la figura 22, la quale riporta la serie temporale della futura concentrazione (in ppm) di anidride carbonica in atmosfera, tutte le simulazioni RCPs sono accomunate da una crescita delle concentrazioni di CO_2 rispetto alle attuali nei prossimi decenni. Lo scenario RCP2.6 prevede ad esempio un picco di concentrazioni a 421 ppm, RCP4.5 a 538 ppm mentre RCP6.0 a 670 ppm. Lo scenario RCP8.5 contempla invece il raggiungimento del più alto picco di concentrazione a 936 ppm (Collins et al., 2013). Si può intuire perciò che fra le diverse simulazioni, RCP2.6 è quella che descrive uno scenario di estrema mitigazione e stabilizzazione delle concentrazioni di anidride carbonica a seguito di rigide politiche climatiche ed ambientali. RCP4.5 e RCP6.0 contemplano scenari intermedi di parziale

diminuzione delle emissioni, mentre RCP8.5 descrive invece uno scenario definito “*business-as-usual*”: questo scenario futuro non prevede alcuna riduzione delle emissioni di gas come anidride carbonica, metano, ossido nitroso e gas fluorurati; quindi, il trend di emissioni prosegue senza azioni di cambiamento (Collins et al., 2013). Pertanto, fra i diversi scenari ipotizzati, quest’ultimo risulta il più pessimistico.

4.2 Le proiezioni future di ossigeno per l’oceano globale

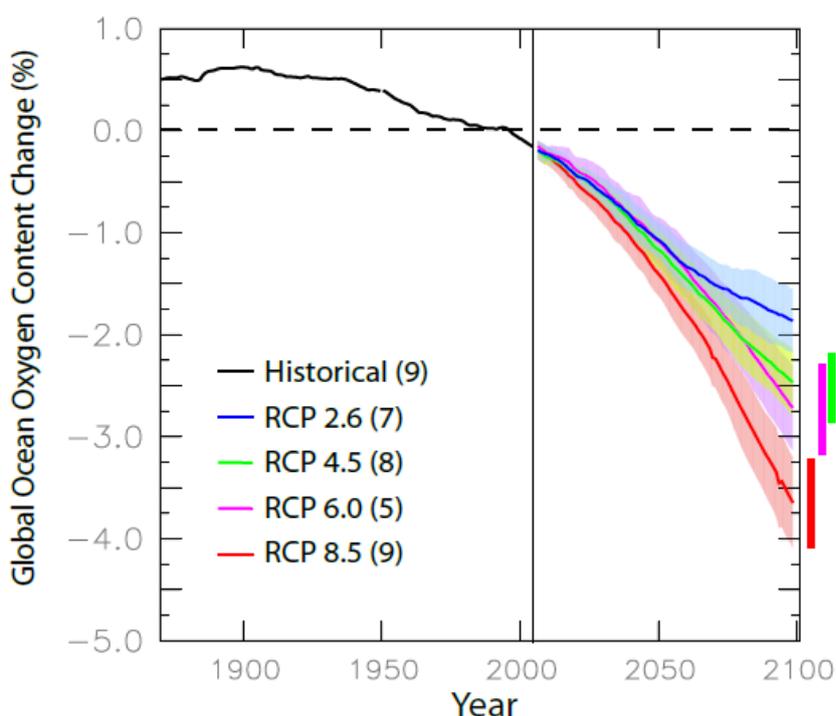


Figura 23: Simulazioni della variazione media di ossigeno disciolto nell’oceano globale (espressa in percentuale) relativa al periodo 1990-2090 secondo i Representative Concentration Pathways (RCP2.6 linea blu, RCP4.5 linea azzurra, RCP6.0 linea arancione, RCP8.5 linea rossa). Le aree sfumate indicano il range di valori (incertezza) per ogni simulazione del modello, mentre la linea nera rappresenta la variazione percentuale della media storica (1870-2000). Fonte: Bopp et al., 2013.

Secondo un insieme di modelli nell’ambito del quadro CMIP5 si ipotizza un’accelerazione della deossigenazione degli oceani nel corso del ventunesimo secolo a causa degli effetti a lungo termine del riscaldamento globale. La figura 23 riporta la serie temporale della variazione media percentuale di ossigeno disciolto negli oceani in base ai diversi scenari descritti dalle simulazioni RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5

relativamente al 1990 fino al 2090. Come si può osservare seguendo la linea nera in figura, la quale indica la variazione percentuale della media storica (1870-2000), la riduzione di ossigeno negli oceani ha inizio dalla seconda metà del ventesimo secolo e prosegue nel suo declino durante tutto il secolo successivo. Per tutti e quattro gli RCPs si prevede una perdita di ossigeno disciolto sotto gli effetti del riscaldamento globale: la riduzione media del contenuto globale di ossigeno negli oceani rispetto al 1990 arriva a $-3.45 (\pm 0.44) \%$, $-2.57 (\pm 0.30) \%$, $-2.37 (\pm 0.30) \%$ e $-1.81 (\pm 0.31) \%$ nel 2100 rispettivamente per RCP8.5, RCP6.0, RCP4.5 e RCP2.6 (Bopp et al., 2013). Le incertezze associate ai valori sono relative alla variabilità naturale interna al sistema climatico che influenza il processo stesso di deossigenazione e all'imprevedibilità degli scenari di emissioni. In uno scenario pessimistico come quello “*business-as-usual*” si stima quindi una ulteriore diminuzione di ossigeno negli oceani di circa 3-4% entro la fine del secolo corrente. Ciò si traduce in una cifra equivalente a $-9.03(\pm 1.15)$ Tmol di ossigeno che gli oceani perderanno entro il 2100 (Bopp et al., 2013).

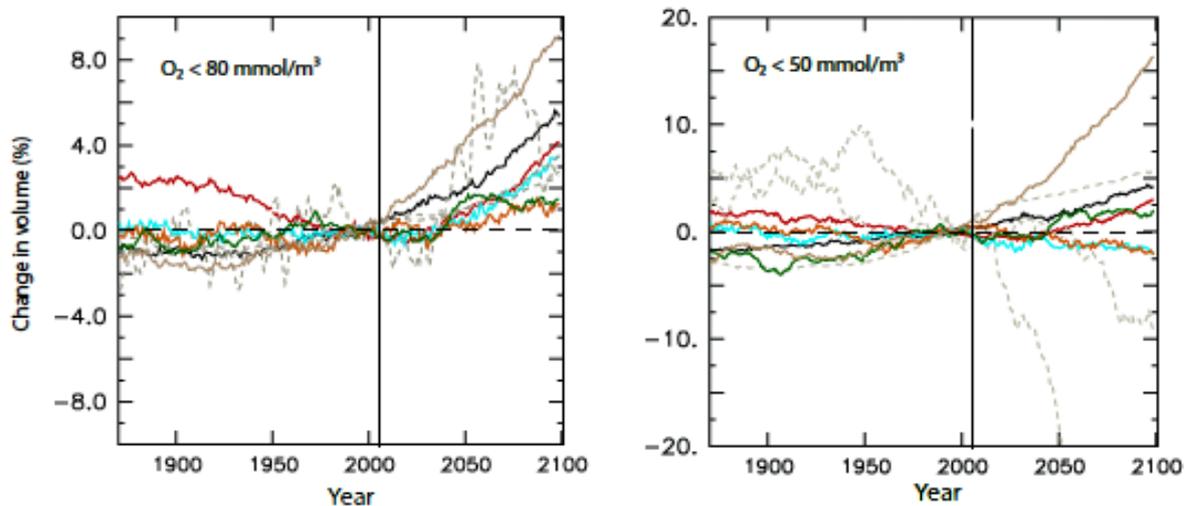


Figura 24: Future variazioni percentuali del volume di acque ipossiche ($O_2 < 80 \text{ mmol m}^{-3}$, grafico a sinistra) e del volume di acque subossiche ($O_2 < 50 \text{ mmol m}^{-3}$, grafico a destra) secondo lo scenario RCP8.5 per il periodo 1870-2100. Fonte: Bopp et al., 2013.

A seguito della futura riduzione di ossigeno negli oceani aperti, i modelli climatici prevedono un generale incremento nel volume di acque oceaniche con bassi livelli di ossigeno. La figura 24 riporta rispettivamente la variazione percentuale di acque ipossiche

(fig. 24, grafico a sinistra), ossia con concentrazioni di ossigeno inferiori a 80 mmol m^{-3} (o $\mu\text{mol kg}^{-1}$), e la variazione percentuale di acque subossiche (fig. 24, grafico a destra), dove invece le concentrazioni di ossigeno si riducono al di sotto dei 50 mmol m^{-3} , sulla base dello scenario “*business-as-usual*” descritto da RCP8.5 per l’intervallo temporale 1870-2100. Entro il 2100, tutte le simulazioni dei modelli climatici, rappresentati nei grafici dalle linee continue di diverso colore, suggeriscono un aumento nel volume di acque ipossiche che varia da +1% al +9% (Bopp et al., 2013). Contrariamente, per valori di ossigeno più bassi, si osserva un maggiore disaccordo fra i differenti modelli, come si evince dal grafico di destra in figura 24. In linea di massima, mentre alcuni modelli suggeriscono una lieve diminuzione, altri prevedono che il volume di acque subossiche potrebbe aumentare dal 2% al 16% entro la fine del secolo corrente (Bopp et al., 2013). Questo rende, ad oggi, incerto il futuro riguardo all’espansione delle OMZ negli oceani aperti a causa del riscaldamento globale (Bopp et al., 2013).

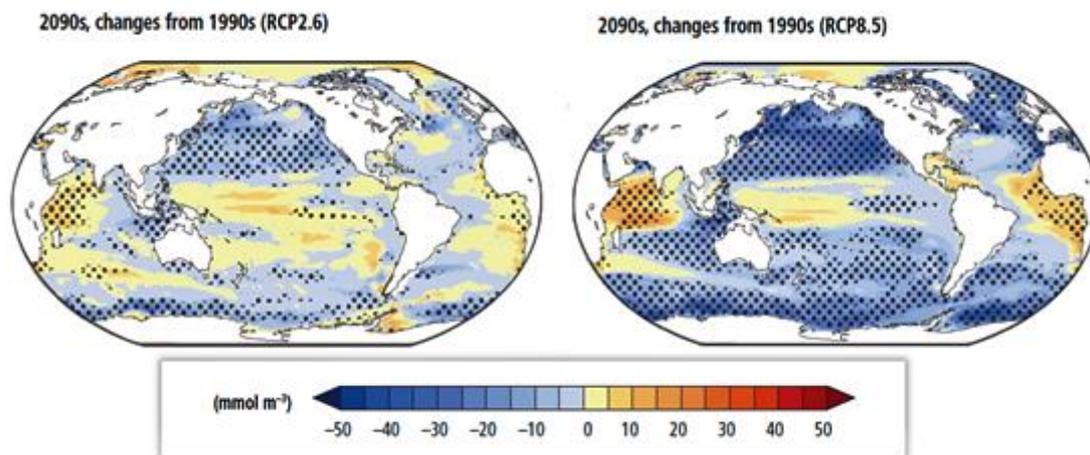


Figura 25: Mappe delle variazioni regionali di ossigeno disciolto (mmol m^{-3}) nello strato oceanico superiore, fra i 200m e i 600 m di profondità, per il periodo 1990-2090 rispettivamente per la simulazione RCP2.6 (mappa di sinistra) e RCP8.5 (mappa di destra). Basato sullo studio di Bopp et al., 2013. Fonte: Collins et al, 2013.

Le maggiori variazioni nel contenuto di ossigeno secondo le simulazioni di modelli climatici per il periodo 1990-2090 sono concentrate nello strato superiore dell’oceano, fra i 200 m e i 600 m (Bopp et al., 2013) e sono caratterizzate da distinte differenze regionali, come è visibile dalle mappe in figura 25. Confrontando le simulazioni RCP2.6 (fig. 25, mappa di sinistra) e RCP8.5 (fig. 25, mappa di destra) si può vedere che,

nonostante la diversa intensità nel processo di deossigenazione in relazione alle differenti future concentrazioni atmosferiche di gas serra, è riconoscibile un comune pattern spaziale della diminuzione della concentrazione di ossigeno. In entrambi gli scenari descritti, i bacini oceanici alle alte latitudini saranno quelli colpiti dalle maggiori perdite di ossigeno a causa degli effetti del riscaldamento superficiale sulla solubilità di ossigeno e sulla stratificazione verticale dell'oceano. Nello specifico, la massima perdita di ossigeno si registra nel Nord Pacifico secondo lo scenario “business-as-usual” indicato da RCP8.5 e raggiunge circa -50 mmol m^{-3} di O_2 (Bopp et al., 2013). Alla generale diminuzione di ossigeno fanno però eccezione l'oceano Atlantico tropicale orientale, l'oceano Indiano tropicale e il Pacifico equatoriale occidentale dove, al contrario, si registra un lieve aumento nelle concentrazioni di ossigeno per entrambe le simulazioni RCP2.6 e RCP8.5 (Bopp et al., 2013).

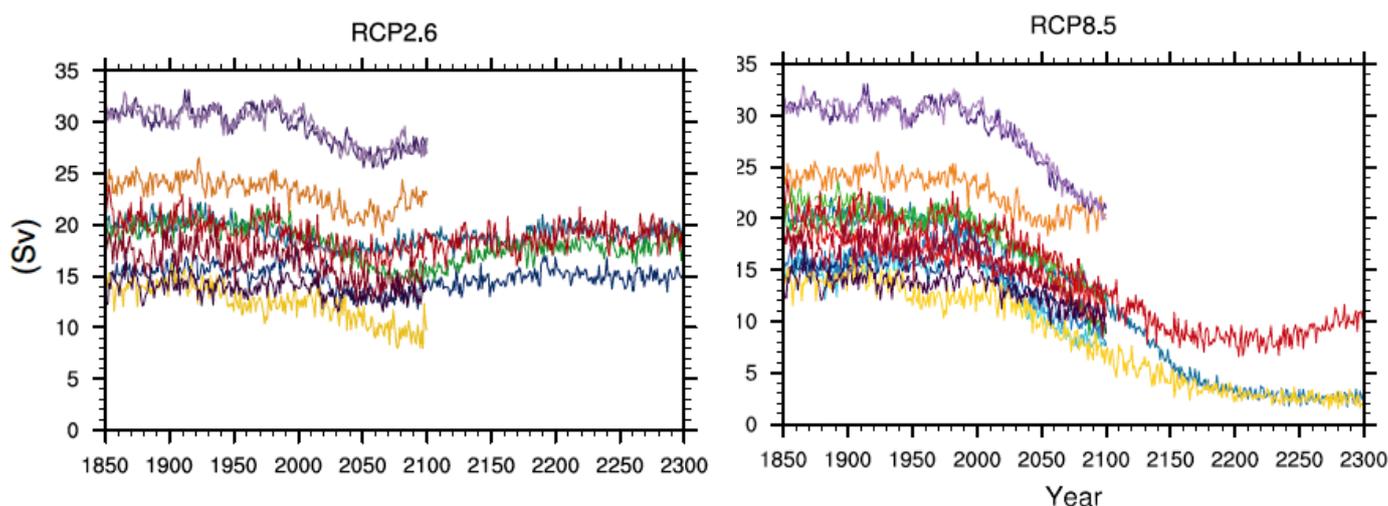


Figura 26: Previsioni delle simulazioni RCP2.6 e RCP8.5 di modelli climatici (linee continue colorate) nell'ambito CMIP5 sulle variazioni nel trasporto di massa di AMOC dal 1850 al 2300. Fonte: Collins et al., 2013.

Per quanto riguarda l'oceano profondo (Collins et al, 2013), in linea di principio, è molto probabile che la circolazione meridionale atlantica (AMOC) subirà un indebolimento lungo il decorrere del ventunesimo secolo a causa del riscaldamento globale degli oceani. I due grafici in figura 26 riportano rispettivamente la variazione temporale del trasporto di massa (misurato in Sverdrup) di AMOC al 2100 e oltre, in base alle simulazioni RCP2.6 (fig. 26, grafico a sinistra) e RCP8.5 (fig. 26, grafico a destra) di

differenti modelli climatici, rappresentanti nei grafici dalle linee continue di diverso colore. Secondo lo scenario RCP2.6, la maggioranza dei modelli stima un complessivo mantenimento del trasporto di massa della circolazione meridionale atlantica, approssimativamente fra i 15 e i 20 Sv. Al contrario, passando allo scenario “*business-as-usual*” descritto da RCP8.5, l’indebolimento di AMOC risulta più notevole: il trasporto di massa raggiunge infatti un minimo di 5 Sv che pressoché si stabilizza durante i due secoli successivi. In confronto alle condizioni attuali, le previsioni dei modelli nel quadro CMIP5 stimano quindi una variazione percentuale nel trasporto di massa dell’1% in base allo scenario di estrema mitigazione descritto da RCP2.6 ed una variazione percentuale del 34% secondo lo scenario “*business-as-usual*” rappresentato da RCP8.5 (Collins et al, 2013). Le conseguenze di un rallentamento di AMOC si manifesterebbero in una più lenta formazione di NADW e perciò una ridotta ventilazione degli oceani profondi. Secondo Keeling et al. (2010), a seguito di ciò, si stima una perdita di ossigeno disciolto nelle acque profonde e abissali nell’oceano Atlantico pari a circa $30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entro il 2100. Nonostante questo cambiamento nella dinamica della circolazione meridionale atlantica, pare improbabile assistere ad una improvvisa interruzione o collasso di AMOC nel corso del ventunesimo secolo (Collins et al, 2013).

4.3 Gli effetti dell'ipossia sulla biologia degli organismi animali marini

La sopravvivenza della maggior parte degli organismi animali marini dipende dall'ossigeno disciolto nella colonna d'acqua. Respirare negli ambienti marini è molto più difficile che respirare negli ambienti terrestri. Al 100% di saturazione, la quantità di ossigeno disponibile in un litro d'acqua marina è circa 35 volte inferiore rispetto a quella in un equivalente volume d'aria; precisamente, ad una temperatura di 15°C, un litro d'acqua può solamente contenere 8.2 mg O₂ contro i 280 mg O₂ nello stesso volume di aria (Claireaux & Chabot, 2019). Questo significa che per gli organismi marini al fine di ottenere una pari quantità di ossigeno respirata dagli organismi terrestri essi devono filtrare un volume 35 volte superiore attraverso l'area superficiale dedicata agli scambi gassosi. In confronto alle specie terrestri, però, le specie marine possiedono un sistema respiratorio molto più efficiente che permette di estrarre fino all'80% dell'ossigeno presente nel mezzo (Claireaux & Chabot, 2019).

Ciò che regola l'ossigenazione dei tessuti negli organismi aerobi non è la concentrazione di O₂ ma la sua pressione parziale (pO_2). I sistemi di trasporto biologici di ossigeno e le diverse vie biochimiche degli organismi marini si sono evolute nel tempo per controllare la pressione parziale dell'ossigeno al loro interno o semplicemente per migliorarne l'affinità e così favorire la sintesi di ATP in base alle concentrazioni di ossigeno presenti nel loro habitat (Seibel, 2010). Un criterio per stabilire il limite di tolleranza per basse quantità di ossigeno disciolto (Seibel, 2010) è quello di utilizzare come riferimento la pressione parziale critica di ossigeno (P_{crit}). La pressione parziale critica di ossigeno indica il livello a cui un organismo non può più sostenere il proprio metabolismo aerobico. Talvolta è definita quindi come il valore di pO_2 per cui si ha l'inizio del metabolismo anaerobico, dato dall'accumulo di prodotti metabolici come il lattato (Seibel, 2010), oppure come il limite di ossigeno al quale gli organismi marini riescono ancora a sviluppare modifiche fisiologiche per regolare il loro tasso metabolico in risposta ai bassi livelli ambientali di ossigeno.

La mancanza di ossigeno influisce particolarmente sul metabolismo aerobico di molte specie animali marine (Limburg et al., 2020). Il metabolismo aerobico richiede ossigeno per sintetizzare efficientemente ATP. Nonostante alcuni organismi marini siano in grado di effettuare anche la respirazione anaerobica, il metabolismo aerobico che consuma

ossigeno ha rese energetiche maggiori rispetto al metabolismo anaerobico: l'ossidazione aerobica di glucosio, la più comune fonte organica di energia, produce 39 ATP, ma la stessa molecola di glucosio se consumata per via anaerobica produce solamente 3 ATP (Limburg et al., 2020).

4.3.1 L'indice metabolico

Affinché un habitat marino possa essere vitale, dal punto di vista metabolico, il tasso di apporto di ossigeno nell'ambiente deve superare la domanda biologica di ossigeno dovuta ai tassi di respirazione aerobica (Deutsch et al., 2015). L'apporto di ossigeno aumenta al crescere della pressione parziale di ossigeno nell'ambiente circostante e con l'efficienza respiratoria (Deutsch et al., 2015). Esso è definito come segue:

$$S = \alpha_S B^\delta pO_2$$

Dove α_S è il tasso di trasferimento di ossigeno fra il mezzo (l'acqua di mare) e l'organismo marino per unità di massa, B^δ è una scala che tiene conto della massa corporea B della specie considerata e pO_2 è la pressione parziale di ossigeno. Anche la domanda metabolica a riposo (D) scala con B e con la temperatura assoluta (T) nella seguente espressione:

$$D = \alpha_D B^\varepsilon e^{\left(-\frac{E_o}{Tk_B}\right)}$$

È importante includere la temperatura assoluta nell'espressione, poiché come già detto nel terzo capitolo, la temperatura (T) controlla le reazioni chimiche e biologiche: all'aumentare della temperatura, cresce la velocità di reazione e ciò vale anche per il metabolismo. Nell'espressione scritta sopra, α_D esprime il tasso metabolico minimo specie-specifico, ε è la scala allometrica, E_o è il termine che indica la dipendenza dalla temperatura del metabolismo, mentre k_B è la più nota costante di Boltzmann.

A questo punto, è possibile definire l'indice metabolico (Φ) come il rapporto fra l'apporto di ossigeno (S) e la domanda metabolica a riposo (D). La formula matematica si scrive come segue:

$$\Phi = A_o B^n \frac{pO_2}{e^{\left(-\frac{E_o}{Tk_B}\right)}}$$

Dove $A_o = \alpha_S/\alpha_D$ è il rapporto fra il coefficiente di apporto di ossigeno e quello del tasso metabolico minimo o a riposo, n è invece un termine che indica la differenza fra le due scale allometriche ($n = \delta - \varepsilon$). Per $\Phi < 1$, l'organismo marino deve necessariamente attuare una soppressione metabolica o passare ad un metabolismo anaerobico, entrambe condizioni fisiologicamente difficili da mantenere, ma necessarie per la sopravvivenza. Al contrario, per $\Phi > 1$ il tasso metabolico aumenta di un fattore Φ sopra il livello di metabolismo a riposo, permettendo la funzionalità di attività vitali come la crescita, la riproduzione, la difesa dai predatori e l'alimentazione (Deutsch et al., 2015). Si definisce il valore critico dell'indice metabolico (Φ_{crit}) quella soglia al di sotto della quale è richiesta energia addizionale per il mantenimento delle funzioni biologiche ed ecologiche. Questo termine funge inoltre come barriera energetica di riferimento per l'habitat di una determinata specie (Deutsch et al., 2015). Se la riduzione di ossigeno conduce ad una diminuzione dell'indice metabolico al di sotto della soglia critica specie-specifica, ciò significa che quel particolare habitat non è più in grado di sostenere le richieste energetiche dell'organismo. L'indice metabolico è utile quindi per quantificare la perdita di habitat "metabolicamente vitale" dovuta alla deplezione di ossigeno causata al riscaldamento degli oceani.

Le previsioni al 2100 secondo i modelli matematici, come già discusso nel capitolo presente, stimano una riduzione nel contenuto di ossigeno degli oceani in seguito agli effetti a lungo termine del riscaldamento globale. La futura evoluzione della deossigenazione degli oceani porterà ad un cambiamento nella distribuzione spaziale dell'indice metabolico (Deutsch et al., 2015).

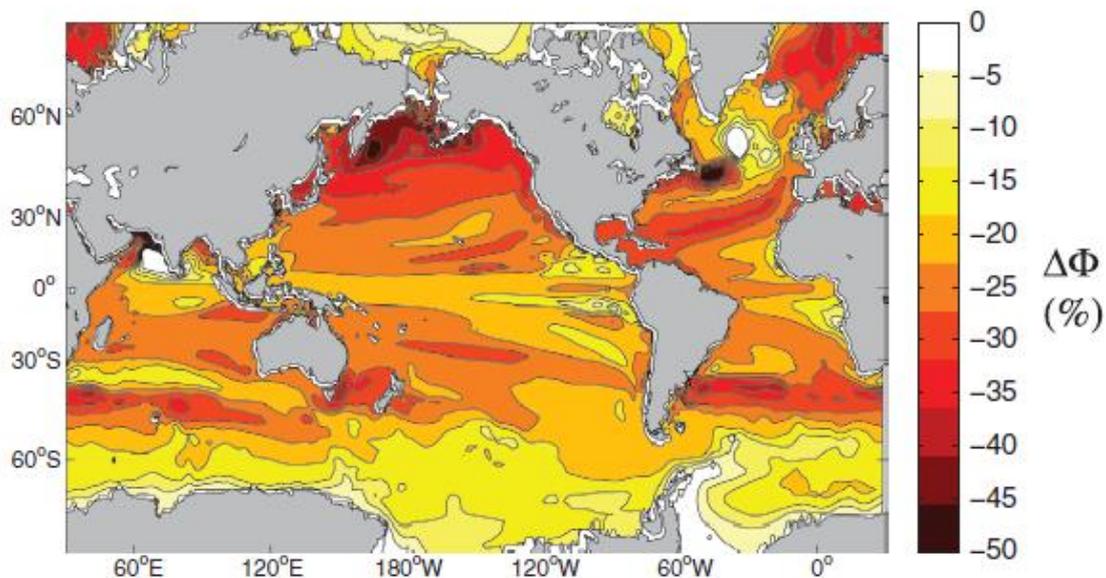


Figura 27: Mappa della variazione percentuale futura dell'indice metabolico ($\Delta\Phi$) calcolata nello strato oceanico 0-200m secondo le simulazioni RCP8.5 di modelli climatici per il periodo 1971-2100. Fonte: Deutsch et al., 2015.

La figura 27 mostra la variazione dell'indice metabolico ($\Delta\Phi$) espressa in percentuale misurata nello strato oceanico 0-200 m secondo lo scenario “*business-as-usual*” dal 1971 al 2100. Le aree colorate nelle diverse sfumature di giallo, arancione e rosso indicano variazioni negative dell'indice metabolico, al contrario le aree colorate in bianco indicano variazioni nulle di Φ . La mappa rivela una generale ed evidente riduzione dell'indice metabolico in tutti gli oceani, con una variazione globale media del 21% (Deutsch et al., 2015). La maggiore variazione percentuale negativa interessa il bacino oceanico del Pacifico, in particolar modo il Nord Pacifico, dove si raggiunge una diminuzione del tasso metabolico quasi del 50% (Deutsch et al., 2015). Questa previsione è consistente con le proiezioni future del contenuto di ossigeno che stimano infatti la più severa perdita di ossigeno proprio nel bacino del Pacifico settentrionale. Le minori variazioni negative si osservano invece dove ad oggi sono presenti le più grandi OMZ negli oceani aperti.

I cambiamenti nell'indice metabolico hanno ripercussioni non solo sulla biologia e sui processi fisiologici delle specie marine, ma anche sull'intera ecologia dei sistemi oceanici.

4.3.2 I cambiamenti nell'ecologia degli ecosistemi oceanici

È stato spiegato nel precedente paragrafo come l'indice metabolico possa essere impiegato per quantificare la perdita di habitat "metabolicamente vitale". Negli ecosistemi oceanici, la distribuzione verticale e orizzontale delle specie marine aerobie obbligate segue infatti sia il gradiente della concentrazione di ossigeno (Breitburg et al., 2018) che il gradiente di indice metabolico. Dove le concentrazioni di ossigeno rasentano i valori ipossici o addirittura raggiungono valori tali da instaurare condizioni subossiche o anossiche, le specie sessili, ossia quelle legate al fondale oceanico e che quindi non sono in grado di spostarsi, soffrono maggiormente della riduzione di ossigeno disciolto e talvolta vanno incontro eventualmente alla morte. Le specie sessili che tollerano bassi livelli di ossigeno e non subiscono modifiche al loro metabolismo, invece, sfruttano questa situazione apparentemente svantaggiosa per sfuggire ai propri predatori naturali (Breitburg et al., 2018). Diversamente, gli organismi mobili incapaci di tollerare basse concentrazioni di ossigeno, poiché non riuscirebbero a sostenere i propri tassi metabolici, tendono a migrare in superficie, nella zona eufotica o dove i livelli di ossigeno sono più alti (Limburg et al., 2020). Questi organismi marini vanno dunque a concentrarsi in habitat più ventilati: è il caso, ad esempio, di molte specie di pesci cartilaginei (in particolare gli squali) e di pesci ossei (specialmente i tonni), i quali a causa dei loro elevati tassi di respirazione aerobica, sono stati osservati spostarsi sempre più frequentemente in acque meno profonde e più ossigenate. La migrazione di organismi marini verso luoghi le cui caratteristiche ambientali e fisiche sono ottimali per i loro tassi metabolici può però aumentare la probabilità degli incontri preda-predatore, poiché questo comporta una coesistenza di specie diverse in uno stesso habitat ristretto e limitato (Breitburg et al., 2018; Limburg et al., 2020). A causa del sovrappopolamento, non solo aumentano le interazioni fra predatori e prede, ma cresce anche la competizione intra- ed interspecifica per l'occupazione del proprio spazio, per l'approvvigionamento di fonti di cibo e costruire così la propria nicchia ecologica, ossia quell'insieme di condizioni fisiche, chimiche e biologiche che permettono l'esistenza della specie in un determinato ambiente (Breitburg et al., 2018). La perdita di habitat (*habitat compression*) determinata dai cambiamenti nella distribuzione dell'indice metabolico e dalla deplezione di ossigeno negli oceani si traduce complessivamente in una riduzione della distribuzione verticale e orizzontale delle specie marine, in una perdita di biodiversità e in una riconfigurazione di tutta la rete

trofica (Limburg et al., 2020), ovvero quella rete in un ecosistema che mette in relazione prede e predatori attraverso flussi di materia ed energia.

4.3.3 Gli adattamenti biologici in risposta alla riduzione di ossigeno

Bassi livelli di ossigeno possono compromettere molte funzioni biologiche legate al metabolismo, ad esempio la crescita. Non solo, poiché quantità insufficienti di ossigeno possono influenzare la riproduzione (interferendo con la gametogenesi), la visione, la funzione neuroendocrina, la produzione di ormoni, indebolire il sistema immunitario e aumentare quindi la probabilità di essere colpiti da malattie (Breitburg et al., 2018).

Per sopperire a condizioni di ossigeno estremamente ridotte e limitare la riduzione del proprio metabolismo, gli organismi marini hanno attuato diverse modifiche fisiologiche, fra cui l'aumento della frequenza cardiaca, l'incremento dell'area della superficie branchiale nei pesci, una produzione maggiore di globuli rossi o altri trasportatori di ossigeno, una migliore regolazione del sistema enzimatico ed elevati tassi di ventilazione (Seibel, 2010). Esistono poi adattamenti biochimici per sopperire alla carenza di ossigeno: come già accennato precedentemente, alcuni organismi marini passano da un metabolismo aerobico ad uno anaerobico. Sebbene alcune vie metaboliche anaerobiche siano efficienti, tuttavia esse rimangono svantaggiose energeticamente rispetto al metabolismo ossidativo aerobico. Inoltre, adottare un metabolismo anaerobico ha delle conseguenze come quella di necessitare un maggiore apporto nutritivo o di possedere grandi depositi di glicogeno (un polimero naturale) da degradare in glucosio (Seibel et al., 2010). Anche la soppressione metabolica rappresenta un'ulteriore soluzione per sopravvivere alle condizioni ipossiche. La soppressione metabolica consiste nell'interrompere tutte quelle attività cellulari energeticamente dispendiose (Seibel et al., 2010) come la biosintesi o la pompa ionica. Questa tecnica di adattamento, seppure rara e non è molto diffusa fra gli organismi marini, è stata osservata in alcune specie di copepodi (piccoli crostacei), i quali sono in grado di raggiungere una soppressione metabolica del 50-95%, riuscendo così a sopravvivere ad estreme condizioni ipossiche per ore o giorni (Seibel et al., 2010).

CONCLUSIONI

Questo studio si è posto l'obiettivo di descrivere il fenomeno della deossigenazione degli oceani, uno dei fattori di stress insieme al riscaldamento e all'acidificazione, che sta agendo sui sistemi marini a causa degli effetti del cambiamento climatico di origine antropica.

La parte introduttiva ha permesso di comprendere come l'oceano, dalla seconda metà del secolo scorso, abbia accumulato grandi quantità di calore generato dalle emissioni antropogeniche di gas serra (CO₂, metano, etc). L'aumento del contenuto oceanico di calore (OHC) osservato nei decenni trascorsi ha generato una riduzione del gradiente verticale di densità, intensificando così la stratificazione dell'oceano, in particolare nei primi 300m di profondità, mentre l'assorbimento di anidride carbonica ha alterato la chimica degli oceani determinando una diminuzione del pH e una variazione nello stato di saturazione del carbonato di calcio.

Successivamente, prima di definire i meccanismi e le cause che determinano la deossigenazione, sono stati esaminati i diversi processi chimici e biologici che contribuiscono all'ossigenazione degli oceani. I maggiori input di ossigeno derivano dai continui scambi gassosi all'interfaccia atmosfera-oceano, i quali sono descritti da modelli fisico-matematici che considerano la diffusività molecolare dell'ossigeno. È importante, inoltre, considerare gli effetti di temperatura e di salinità sulla solubilità dell'ossigeno nello strato superficiale dell'oceano: l'equazione di Weiss e la legge di Henry suggeriscono infatti che acque più calde e meno salate (e quindi meno dense) possono contenere meno ossigeno a saturazione, al contrario di quelle fredde e più salate. Anche la componente biologica partecipa attivamente al bilancio di ossigeno degli oceani, poiché mentre alghe e fitoplancton producono ossigeno attraverso la fotosintesi, gli organismi marini aerobi lo consumano per mantenere i propri tassi metabolici. Il trasporto fisico di ossigeno negli oceani profondi è invece determinato dal processo di ventilazione e dalle dinamiche di circolazione meridionale: partendo dalla formazione di acque fredde, dense e sature di ossigeno nel Nord Atlantico, queste scorrono in profondità in direzione dell'emisfero sud, risalgono in superficie nell'oceano Indiano e Pacifico e ritornano infine

nel loro luogo di origine, chiudendo così la circolazione dell'oceano schematizzata dalla Great Ocean Conveyor Belt.

Si è giunti in seguito ad analizzare le variazioni di ossigeno disciolto dovute al riscaldamento globale degli oceani. Il trend positivo di OHC che ha avuto inizio negli anni '60, e che ha proseguito fino ad oggi, ha generato una perdita di circa 4.8×10^{15} moli di ossigeno, l'equivalente del 2% del contenuto totale di ossigeno disponibile negli oceani odierni. Di questo 2%, la riduzione di solubilità ha contribuito per il 15%, mentre l'intensificazione della stratificazione verticale è stata responsabile del restante 85%. Si è dedotto dalle mappe delle variazioni delle concentrazioni di ossigeno che le più severe perdite si sono osservate nello strato oceanico fra i 200m e i 1000m di profondità, in particolare nel Pacifico e nell'Atlantico tropicale e in generale negli oceani dell'emisfero australe, dove attualmente si collocano le più importanti zone di minimo di ossigeno (OMZ). La deplezione di ossigeno non interessa solamente gli oceani aperti, ma anche più di 700 sistemi costieri nel mondo: qui la riduzione nel contenuto di ossigeno disciolto è prevalentemente causata dall'eutrofizzazione, ossia l'eccesso di input antropogenici di nutrienti come azoto (N) e fosforo (P).

Per ultimo, è stato possibile delineare un quadro generale di quelle che sono le previsioni future riguardo alla deplezione di ossigeno negli oceani aperti, in base alle stime fatte da simulazioni effettuate su diversi modelli climatici. In un ipotetico scenario definito "*business-as-usual*", secondo il quale le emissioni di gas serra non subiranno alcuna riduzione e le concentrazioni di CO₂ raggiungeranno i 936 ppm, si stima un'ulteriore perdita di ossigeno fra il 3-4%, con un aumento approssimato al 9% del volume di acque ipossiche e una diminuzione nel trasporto di massa della circolazione meridionale atlantica fino al 34% entro il 2100. Tuttavia, se le emissioni di anidride carbonica e di altri gas ad alto potenziale di riscaldamento globale saranno contenute per mezzo di reali azioni di mitigazione, la deossigenazione degli oceani potrebbe essere limitata ad una variazione percentuale stimata a meno del 2%. Gli impatti più significativi della deossigenazione si manifestano sugli organismi marini la cui sopravvivenza è vincolata all'ossigeno, a causa dei propri tassi metabolici che richiedono ossigeno. L'aumento del volume di acque con bassi livelli di ossigeno non solo indurrà modifiche nei processi fisiologici e biologici delle specie marine, ma determinerà inoltre una alterazione delle interazioni ecologiche su cui sono costruiti gli ecosistemi oceanici.

BIBLIOGRAFIA

- Bindoff N.L., Willebrand J., Artale V., Cazenave A., Gregory J., Gulev S. et al., 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J., and Vichi, M. (2013): *Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models*, in *Biogeosciences* 10, pp 6225–6245.
- Breitburg, D., Levin, L.A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F.P., Conley, D.J., Garçon, V., Gilbert, D., Gutiérrez, D., Isensee, K., et al., 2018: *Declining oxygen in the global ocean and coastal waters*, in *Science* 359, doi: 10.1126/science.amm7240
- Broecker W. S., 1991: The Great Ocean Conveyor, in *Oceanography*, Volume 4, Issue 2, pp 79-89, doi: 10.5670/oceanog.1991.07
- Chester Roy, 1990: *Marine Geochemistry*, Edizione No 1, Springer & Dordrecht, pp 702.
- Claireaux G. & Chabot D., 2019: *The significance of ocean deoxygenation for the physiology of marine organisms*, in *Ocean Deoxygenation: Everyone's Problem. Causes, Impacts, Consequences and Solutions*. D. Laffoley and J.M. Baxter, eds. (IUCN), pp 461-484.
- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner, 2013: *Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility*, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Deutsch C., Ferrel A, Seibel B., Pörtner HO., Huey RB., 2015: *Climate change tightens a metabolic constraint on marine habitats*, in *Science* 348, pp 1132-1135, doi: 10.1126/science.aaa1605
- Feely R., Sabine C., Lee K., Berelson W., Kleypas J., Fabry V., Millero F., 2004: *Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans*, in *Science* 305, pp 362-366, doi: 10.1126/science.109732

- Findlay H. & Turley C., 2021: *Ocean acidification and climate change*, in *Climate Change: Observed Impacts on Planet Earth*, Chapter 13, Elsevier, pp 251-279, doi: 10.1016/C2019-0-01498-7
- Glasby G., Mountain B., Vineesh T., Banakar V., Rajani R., Ren X., 2010: *Role of Hydrology in the Formation of Co-rich Mn Crusts from the Equatorial N Pacific, Equatorial S Indian Ocean and the NE Atlantic Ocean*, in *Resource Geology*, Volume 60, Issue 2, pp 165-177, doi: 10.1111/j.1751-3928.2010.00123.x
- Goosse H., P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre and V. Zunz, (2008-2010). *Introduction to climate dynamics and climate modelling*, testo digitale disponibile al link: <http://www.climate.be/textbook>.
- Gruber Nicolas, 2011: *Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change*, in *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. (2011) 369, doi: 10.1098/rsta.2011.000
- Haugen Peter M. & Drange Helge, 1998: *Effects of CO₂ on the ocean environment*, in *Energy Conversion and Management*, Volume 37, Issues 6-8, pp 1019-1022, doi: 10.1016/0196-8904(95)00292-8
- Ito T., Minobe S., Long MC., Deutsch C., 2017: *Upper ocean O₂ trends: 1958-2015*, in *Geophysical Research Letters*, Volume 44, Issue 9, pp 4214-4223, doi: 10.1002/2017GL07361
- Keeling R., Krötzing A., Gruber N., 2010: *Ocean Deoxygenation in a Warming World*, in *Annual Review of Marine Science*, Volume 2, pp 199-229, doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163855
- Levitus S., Antonov J., Boyer T., 2005: *Warming of the world ocean 1955-2003*, in *Geophysical Research Letters*, Volume 32, Issue 2, doi: 10.1029/2004GL021592
- Limburg K., Breitburg D., Swaney D., Jacinto G., 2020: Ocean deoxygenation: A Primer, in *One Earth*, Volume 2, Issue 1, pp 24-29, doi: 10.1016/j.oneear.2020.01.001
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 2007: *Global Climate Projections*, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Millero J. Frank, 2013: *Chemical Oceanography*, Edizione No 1, CRC Press, pp 591
- Orr J., Fabry V., Aumont O., Bopp L. et al., 2005: *Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms*, in *Nature* 437, pp 681-886.
- Oschlies A., Brandt P., Stramma L., Schmidtko S., 2018: *Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation*, in *Nature Geoscience* 11, pp 467-473.
- Oschlies Andreas, 2019: *Ocean deoxygenation from climate change*, in *Ocean Deoxygenation: Everyone's Problem. Causes, Impacts, Consequences and Solutions*. D. Laffoley and J.M. Baxter, eds. (IUCN), pp 105-116.
- Rabalais N.N., Díaz R. J., Levin A., Turner R, Gilbert D., Zhang J., 2010: *Dynamics and distribution of natural and human caused hypoxia*, in *Biogeosciences* 7, pp 585-619, doi: 10.5194/bg-7-585-2010
- Rabalais N.N., Cai Wei-Jun, Carstensen Jacob et al., 2015: *Eutrophication-Driven Deoxygenation in the Coastal Ocean*, in *Oceanography*, Volume 27, No 1, pp 172-183.
- Rahmstorf Stefan, 2006: *Thermal Ocean Circulation*, in *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Elsevier, Amsterdam 2006.
- Raven J., Caldeira K., Ederfield H., Hoegh-Guldberg O., P.S. Liss, Riebesell U., Sheperd J., Turley C., Watson A., 2005: *Ocean Acidification due to Increasing Atmospheric Carbon Dioxide*, in *The Royal Society* 2005.
- Sabine C., Feely R., Gruber N., Key R., Lee K., Bullister L., et al., 2004: *The oceanic sink for anthropogenic CO₂*, in *Science* 305, pp 367-371, doi: 10.1126/science.1097403
- Schmidtko S., Stramma L., Visbeck M., 2017: *Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades*, in *Nature* 542, pp 335-339, doi: 10.1038/nature21399.
- Seibel Brad A., 2010: *Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones*, in *Journal of Experimental Biology* 214, pp 326-336, doi: 10.1242/jeb.049171
- Trenberth K., Cheng L., Zhu J., Li G., Abraham J., 2020: *Increasing ocean stratification over the past half-century*, in *Nature Climate Change* 10, pp 1116-1123, doi: 10.1038/s41558-020-00918-2
- url:https://odv.awi.de/fileadmin/user_upload/odv.awi.de/user_upload/odv/data/GEOSECS/WAtl_Salinity.gif

RINGRAZIAMENTI

Vorrei innanzitutto rivolgere i miei più sentiti ringraziamenti al mio relatore, il professor Marco Zavatarelli, per avermi trasmesso la passione per il suo insegnamento, la climatologia, per avermi dedicato il suo tempo nella realizzazione di questa tesi e per avermi indirizzato nella giusta strada.

Ringrazio dal più profondo del cuore i miei più convinti sostenitori: mia nonna, mia mamma, mio babbo e mio fratello. Senza l'appoggio e l'amore della mia famiglia nei momenti più delicati e difficili, non sarei stato in grado di raggiungere questo importante traguardo. Spero di poterli ripagare un giorno per tutti i sacrifici fatti al fine di far avverare i miei sogni.

Infine, ringrazio tutti i miei amici, ma un ringraziamento speciale va a Silvia, o meglio Sissi, l'amica che per me vale come una sorella: il suo affetto, la sua forza e il suo incoraggiamento mi hanno spronato a non mollare mai e a credere sempre nelle mie capacità.