

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

Sede Amministrativa del Dottorato di Ricerca

XV CICLO

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE AMBIENTALI, AMBIENTE FISICO, MARINO, COSTIERO

***CARATTERISTICHE PALEOAMBIENTALI
IN AMBIENTI MARINI ATTUALI E SUBATTUALI
MEDIANTE L'USO DI MARKERS BIOGEOCHIMICI***

Dottorando

Dott. Paola Del Negro

Coordinatore del Collegio dei Docenti

Prof. Roberto Bartole
Università degli Studi di Trieste

Relatore

Prof. Antonio Brambati
Università degli Studi di Trieste

Correlatore

Dott. Furio Finocchiaro
Università degli Studi di Trieste

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE

Sede Amministrativa del Dottorato di Ricerca

XV CICLO

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE AMBIENTALI, AMBIENTE FISICO, MARINO, COSTIERO

CARATTERISTICHE PALEOAMBIENTALI IN AMBIENTI MARINI ATTUALI E SUBATTUALI MEDIANTE L'USO DI MARKERS BIOGEOCHIMICI

Dottorando

Dott. Paola Del Negro 159

CS

Coordinatore del Collegio dei Docenti

Prof. Roberto Bartole
Università degli Studi di Trieste



Relatore

Prof. Antonio Brambati
Università degli Studi di Trieste

Correlatore

Dott. Furio Finocchiaro
Università degli Studi di Trieste

Why walk when
you can fly

1. INTRODUZIONE

Solo in tempi recenti la presa di coscienza che le attività umane possano interagire con i processi naturali che controllano l'evoluzione del pianeta, ha indotto le Istituzioni internazionali e i governi nazionali ad interrogarsi e confrontarsi su scala mondiale ed a stimolare la ricerca scientifica verso un concreto impegno riguardante lo studio dei processi interattivi tra clima ed ambiente che vengono comunemente definiti "cambiamenti globali" o *Global Change* (UNCED, agenda 21, 1992). Il cambiamento del clima è stato definito dall'IPCC (Intergovernmental Panel for Climate Change) come una variazione attribuibile, direttamente o indirettamente, alla attività dell'uomo che altera la composizione dell'atmosfera globale; il cambiamento climatico così inteso si aggiunge alla normale variabilità climatica su un periodo di tempo confrontabile.

Sebbene l'aspetto climatico costituisca la componente più visibile e nota dei cambiamenti globali, questi operano anche attraverso meccanismi più complessi e profondi che innescano reazioni, più o meno conosciute, sul pianeta terra ed i suoi ecosistemi. L'aumento delle conoscenze nel settore dei cambiamenti globali ha portato a concepire il sistema fisico terrestre come intimamente legato ai cicli biogeochimici ed ai processi della biosfera.

Oggi un approccio multidisciplinare allo studio del clima può consentire la comprensione dei rapporti fra i cambiamenti climatici globali e quelli locali che possono anche innescare fenomeni di risonanza con altre alterazioni umane come lo sfruttamento irrazionale delle risorse e l'inquinamento ambientale, amplificando ed accelerando la dimensione degli eventi sino alle catastrofi. Tra le iniziative scientifiche più vaste e rappresentative lanciate per realizzare questi obiettivi, la più importante è certamente l'IGBP (International Geosphere Biosphere Programme), programma coordinato dall'UNESCO, nella cui strategia di sviluppo assume un ruolo fondamentale lo studio delle aree polari poichè le interazioni fra atmosfera, ghiaccio, oceani e sistemi biologici che hanno luogo in queste regioni producono impatti sull'atmosfera e sugli oceani influenzando l'intero sistema terrestre. L'Antartide e l'Artide, seppure con le dovute distinzioni, sono ad un tempo i più raffinati sensori e le prime vittime del *Global Change*.

Altrettanto importanti sono i programmi dedicati allo studio del clima nel passato, a varie scale temporali: se infatti nella definizione di cambiamento globale vi è un confronto tra cambiamenti dovuti all'uomo e la normale attività climatica, gli studi di paleoclima risultano fondamentali per stabilire tempi e modalità dei cambiamenti climatici riferiti a periodi della storia della terra in cui l'uomo non aveva modo di interagire con i processi naturali.

Per la copertura di ghiaccio che lo ricopre l'Antartide è un grande archivio storico in cui è registrata la più importante sequenza di informazioni climatiche fino ad ora nota sul nostro pianeta. Partendo, infatti, dagli strati più superficiali del ghiacciaio si estraggono le sequenze dei dati paleoclimatici più recenti e, scendendo, si può arrivare a ricavare informazioni risalenti ad almeno 800.000 anni fa. I fondali marini, inoltre, con i depositi di fondo e gli organismi in essi presenti, consentono di estendere la conoscenza delle variazioni paleoambientali, a loro volta condizionate da fattori climatici fino a milioni di anni dal presente. Lo studio del ghiaccio e del sedimento consentono pertanto di ricostruire le sequenze climatiche e quindi, analizzando le loro variazioni, effettuare una diagnosi precoce dei cambiamenti in atto. L'Antartide pertanto è il luogo privilegiato per gli studi dei cambiamenti climatici del passato e il luogo dove anche i piccoli cambiamenti globali in corso potrebbero agire come precursori di altri eventi più significativi (Bentley, 1997).

Le regioni polari svolgono, infatti, un ruolo fondamentale nella definizione del clima del pianeta. In corrispondenza delle aree polari il bilancio fra l'energia dovuta alla radiazione solare e quella emessa dalla terra sotto forma di radiazione infrarossa è fortemente negativo e, di conseguenza, le temperature sono estremamente basse. La differenza di temperatura che si instaura tra poli ed equatore determina la forza di gradiente che, con la forza di Coriolis, governa la circolazione generale dell'atmosfera a cui è associata la redistribuzione dell'energia termica sulla superficie terrestre. Al trasporto di calore contribuisce, in maniera rilevante, la circolazione generale dell'oceano. Gli oceani rappresentano, infatti, la parte dinamica del sistema climatico terrestre. Con il 70% dell'estensione globale, una profondità media di 3.800 m ed una temperatura media di 3,5 °C, costituiscono il più grande serbatoio di calore della terra. La cella termoalina (THC) dell'oceano è il principale meccanismo attraverso il quale l'oceano contribuisce al controllo del budget radiativo globale e quindi comanda i principali cambiamenti climatici (Bigg *et al.*, 2003). La visione classica di questa circolazione è la convezione profonda che avviene nelle regioni polari di entrambi gli emisferi dove viene prodotta acqua particolarmente densa, fredda e salata che poi fluisce verso l'equatore sollevandosi lentamente sopra il termoclino. Questa circolazione a scala globale ha un'importante controllo sul clima. Nonostante questo

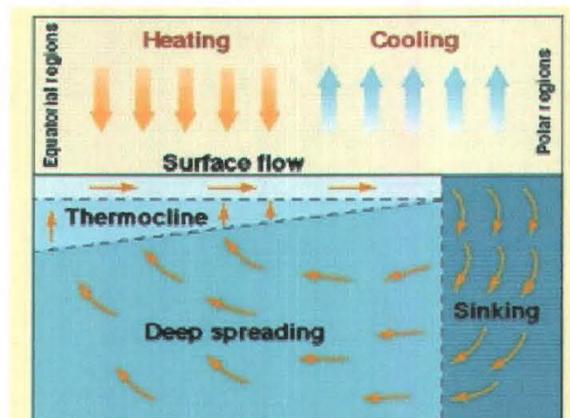


Fig. 1.1. Cella termoalina.

schema sia ritenuto corretto, i principali meccanismi che forzano il motore della cella convettiva sono ancora dibattuti (Houghton *et al.*, 2001). Uno di questi riguarda la formazione delle acque dense prodotte dal rilascio di sale durante la formazione di ghiaccio marino o durante l'accrescimento, nei mari polari di piattaforma continentale, dello spessore delle piattaforme ghiacciate.

L'importanza climatica dell'oceano non risiede soltanto nel trasporto di calore ma anche nel ruolo che svolge come regolatore dei livelli atmosferici di CO_2 . Una approfondita conoscenza del funzionamento del ciclo del carbonio in ambiente oceanico è fondamentale per predire le conseguenze di un incremento atmosferico nei livelli di CO_2 .

Ciclo del Carbonio

Per nessun elemento come per il carbonio l'aggettivo biogeochimico è dovuto. Gli esseri viventi sono, infatti, costituiti essenzialmente da una miriade di variegati composti del carbonio e tutta la circolazione di questo elemento è pertanto molto intensa all'interno della biosfera e all'interfaccia tra questa e le altre sfere geochimiche. Oltre alla rilevanza biologica, questo elemento, ed il suo ciclo, sono determinanti nei riguardi di problemi ambientali a scala globale.

Il carbonio non è un elemento molto abbondante: costituisce lo 0,027% della crosta terrestre. In atmosfera è presente prevalentemente come anidride carbonica (CO_2), gas che occupa solamente lo 0,035% del volume atmosferico (Keeling *et al.*, 1989) ma la sua concentrazione risulta attualmente in aumento a causa dell'utilizzo dei combustibili fossili e della massiccia deforestazione effettuata a scopo agricolo. La maggiore riserva di carbonio si trova nelle rocce sedimentarie della litosfera, sotto forma di carbonati, di kerogene, o di depositi di petrolio, carbone o metano. Nell'idrosfera il carbonio è in quantità 60 volte superiore che nell'atmosfera, ed è presente sia in forma inorganica (carbonati-bicarbonati) che organica (in fase disciolta, particellata e sedimentata). Il ciclo del carbonio, la ripartizione, cioè, tra le sue varie forme organiche ed inorganiche ed il suo trasporto dalla superficie al fondo degli oceani, è governato da processi fisici e biologici che vengono generalmente indicati come pompa fisica e biologica poiché determinano un incremento di CO_2 negli oceani. La pompa fisica è legata agli scambi gassosi all'interfaccia acqua/aria ed al trasporto della CO_2 nelle acque profonde. Le leggi dei gas regolano gli scambi gassosi acqua-atmosfera che sono fortemente dipendenti dalla differenza di pressione parziale, sono condizionati dalla velocità dei venti e sono funzione della temperatura. La solubilità aumenta con la dimi-

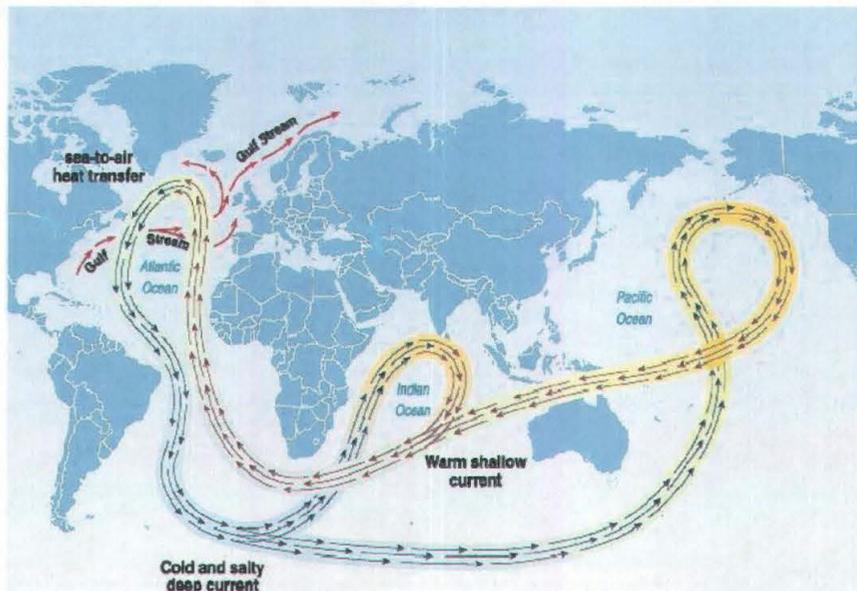


Fig.1.2. Conveyor Belt.

nuzione di temperatura e, quindi, le acque fredde concentrano più CO_2 rispetto alle acque calde. Le acque antartiche, pertanto, fungono da trappola per la CO_2 . Si arricchiscono di gas durante i processi di formazione e, sprofondando a causa dell'incremento di densità, entrano nella grande circolazione oceanica chiamata Conveyor Belt (Fig. 1.2). Riemergono in superficie dopo un ciclo completo di circa 1000 anni. Sono acque ricche di CO_2 e di sostanza organica la cui intensa mineralizzazione contribuisce ad arricchirle anche in nutrienti. In superficie, infatti, gli organismi fototrofi utilizzano la CO_2 atmosferica e grazie alla luce ed alla disponibilità di sali nutritivi, esplicano la fotosintesi, processo che consente l'organizzazione del C. Il carbonio organico così

sintetizzato circola attraverso le reti trofiche planctoniche ed in parte raggiunge i sedimenti. La quantità di C organico che raggiunge i sedimenti dipende dallo sviluppo delle catene trofiche: se percorre la strada della rete classica (fitoplancton di grandi dimensioni-zooplancton) verranno esportate verso il fondo ingenti quantità di sostanza organica mentre se viene degradato in colonna d'acqua da un efficiente circuito microbico, l'export sarà molto contenuto (Legendre & Michaud, 1998). Non bisogna dimenticare, peraltro, il ruolo di serbatoio rappresentato dalla frazione organica disciolta che, pur non raggiungendo i sedimenti, viene intrappolata nelle masse d'acqua densa e fluisce con la Conveyor Belt. Il ruolo della pompa biologica di CO₂ (fitoplancton-fotosintesi) è estremamente importante, basti pensare che, in assenza di fotosintesi oceanica, la CO₂ atmosferica potrebbe raggiungere i 1000 ppm partendo dai 365 ppm odierni. Al contrario se le pompe biologiche funzionassero alla massima efficienza la concentrazione di CO₂ atmosferica potrebbe scendere a 110 ppm.

Numerosi autori evidenziano il ruolo primario della diagenesi della materia organica nel ciclo globale del carbonio e nei processi che controllano la CO₂ atmosferica (Bacastow & Mainer-Reimer, 1991). Il carbonio organico viene convertito, infatti, a CO₂ e CH₄ in un processo "multi-step" che coinvolge i batteri. L'interfaccia acqua/sedimento, strato limite tra la fase acquosa e quella solida, rappresenta il luogo in cui avvengono la maggior parte delle reazioni di rimineralizzazione. Le particelle che si depositano all'interfaccia sono costantemente seppellite ad una velocità di sedimentazione pari ad alcuni millimetri all'anno, nelle aree costiere, ed a diversi centimetri all'anno, nei delta fluviali. Questo tipo di regime sedimentario viene definito come non pelagico per distinguerlo da quello pelagico, caratteristico di zone oceaniche dove la velocità di sedimentazione raggiunge, al massimo, alcuni millimetri ogni 1000 anni. La presenza di organismi bentonici nei primi centimetri di sedimento provoca il mescolamento da bioturbazione e la risospensione del materiale particellato, alterando notevolmente le reazioni chimiche in questa regione e contribuendo alla diffusione dell'ossigeno che rappresenta l'elettron-accettore più efficiente in termini energetici (Froelich *et al.*, 1979) e di conseguenza è la prima specie chimica ad essere utilizzata nella mineralizzazione. In condizioni subossiche vengono utilizzati come accettori di elettroni MnO₂, NO₃⁻ e Fe₂O₃, e, in condizioni di anossia, le reazioni di ossidazione coinvolgono lo ione solfato. In questi contesti la mineralizzazione è mediata principalmente da batteri anaerobi che, al contrario degli aerobi, presentano una richiesta specifica di substrato e pertanto il prodotto finale del metabolismo di alcuni serve come substrato ad altri. Il primo passaggio della rimineralizzazione è l'idrolisi dei biopolimeri ad opera di enzimi esocellulari che riducono le proteine a peptidi ed aminoacidi, a partire dalle catene dei carboidrati complessi liberano carboidrati solubili e convertono i lipidi in acidi grassi. I batteri hanno la capacità di produrre un grande numero di questi enzimi con precise specificità di substrato (Arnosti, 1998).

Si formano quindi composti solubili ed a peso molecolare inferiore a 1000 Da che possono essere metabolizzati dai batteri fermentativi e trasformati in CO₂ e molecole a basso peso molecolare quali acidi grassi volatili ed alcoli. Nel passaggio finale anche i prodotti di fermentazione vengono convertiti a CO₂ e CH₄ dai batteri terminali quali i solfato riduttori, se disponibile SO₄²⁻, oppure dai metanogeni. Molti dei prodotti idrolizzabili vengono distrutti o modificati nei primi strati di sedimento ed il residuo non degradabile diventa parte di strutture policondensate chiamate geopolimeri. Tuttavia non è ancora possibile spiegare il perché alcune molecole, intrinsecamente labili, permangono come refrattarie anche per migliaia di anni (Henrichs, 1992). Queste possono venire progressivamente seppellite nel sedimento diventando sempre più refrattarie e formando i kerogeni, cioè i composti precursori del petrolio.

Le reazioni di diagenesi vedono coinvolto, oltre al carbonio, anche l'azoto. La maggior parte dell'azoto presente nel sedimento è nella forma organica particellata (PON - Particulate Organic Nitrogen) e le reazioni diagenetiche a cui è soggetto possono essere raggruppate in quattro passaggi fondamentali: ammonificazione, nitrificazione, denitrificazione e riduzione del nitrato ad ammonio. La prima riguarda la deaminazione delle macromolecole organiche, principalmente

proteine e peptidi, con formazione di NH_4^+ ad opera di enzimi batterici. Il processo di nitrificazione consiste nell'ossidazione, sempre mediata dai batteri (chemio-lito-autotrofi), dell' NH_4^+ a NO_2^- e NO_3^- . La denitrificazione, biologicamente catalizzata, produce N_2 , N_2O o NO , NO_3^- e NO_2^- . Molti batteri denitrificanti sono anaerobi facoltativi e all'esaurimento di O_2 generano, in tempi brevi, gli enzimi necessari alla riduzione di NO_2^- e NO_3^- (Kowles, 1982). La riduzione del nitrito e del nitrato ad ammonio viene definita immobilizzazione dell'azoto e, in ambienti completamente anossici, rappresenta una reazione energeticamente favorita. I processi di degradazione della sostanza organica che si verificano nei sedimenti si riflettono sulla composizione dell'acqua interstiziale. I prodotti di decomposizione, quali carbonio organico disciolto (DOC), anidride carbonica totale, ione ammonio, nitrito, nitrato ecc. sono, infatti, disciolti nell'acqua interstiziale che rappresenta, pertanto, il principale veicolo per gli scambi acqua-sedimento.

1.1 Scopo della ricerca

Le interazioni che avvengono nella regione antartica tra atmosfera, ghiaccio, oceano e comunità biologiche influenzano il sistema globale attraverso meccanismi di *feedback* che coinvolgono i cicli biogeochimici, la circolazione oceanica profonda, il trasporto atmosferico dell'energia e degli agenti inquinanti e le variazioni nel bilancio di massa glaciale (Scar, 1992). Per questo motivo la distribuzione e le caratteristiche dei sedimenti antartici possono fornire indicazioni paleoclimatiche importanti in particolare sull'effetto delle modificazioni climatiche sul ciclo del carbonio.

Vista l'assenza di input antropici e continentali, la matrice organica sedimentata risulta tipicamente marina ed è riconducibile ai processi biologici che avvengono lungo la colonna d'acqua. E' possibile ipotizzare, pertanto, che le caratteristiche composizionali della sostanza organica sedimentata, stante i processi di degradazione e rimineralizzazione, riflettano le condizioni ambientali nelle quali c'è stata la produzione. Va comunque rimarcato che, per quanto riguarda l'ambiente antartico, sono note le quantità complessive di sostanza organica nelle successioni plio-quadernarie, ma quasi esclusivamente in termini di Carbonio organico e Silice biogenica, mentre sono scarsissimi le informazioni sulla composizione qualitativa.

Alla luce di queste osservazioni il lavoro della presente tesi è stato rivolto allo studio della composizione biochimica della sostanza organica dei sedimenti profondi antartici al fine di:

1. ottenere informazioni sulla distribuzione, lungo il sedimento, della frazione labile (proteine, lipidi, carboidrati) maggiormente legata ai processi biologici della colonna d'acqua
2. definire se le quantità in gioco sono associate a processi di produzione o a processi di preservazione/degradazione
3. verificare la possibilità di utilizzare le informazioni derivanti dalla composizione biochimica della sostanza organica in chiave paleoambientale.

A tal proposito è stato predisposto un protocollo sperimentale che prevedeva il campionamento di carote di sedimento in un bacino caratterizzato da elevati tassi di sedimentazione di materiale biogenico, a loro volta legati ad un intenso sviluppo delle comunità planctoniche.

Vista l'ipotesi di partenza che prevedeva di utilizzare parametri di tipo biologico, generalmente non considerati nel corso degli studi sedimentologici, si è scelto di operare in un'area in cui esistesse una conoscenza pregressa dei processi sedimentari e dell'evoluzione paleoambientale. La scelta è caduta sul bacino Joides, che rappresenta uno dei settori della piattaforma del Mare di Ross, in cui è maggiore lo spessore dei fanghi biogenici (Corradi *et al.*, 2003) e numerosi sono gli

studi condotti dai ricercatori italiani ed in particolare dal Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università di Trieste.

1.2. Il continente antartico

Il Continente Antartico si estende completamente al di sotto del 60° parallelo per 13,8 milioni di km², è attraversato dalla Catena Transantartica che, estendendosi per 3200 km² in direzione NNW-SSE, lo separa in due grandi province: l'Antartide Orientale (East Antarctica) e l'Antartide Occidentale (West Antarctica). L'Antartide Orientale rappresenta la porzione maggiore e risulta costituita da un unico blocco continentale mentre l'Antartide Occidentale, di forma irregolare e meno vasta, è costituito da un arcipelago composto da isole di diverse dimensioni. Oltre il 97% della superficie del continente è coperta dai ghiacci (Anderson *et al.*, 1984) che, con un volume complessivo di circa 30×10^6 km³ (Denton *et al.*, 1991) costituiscono il più grande ghiacciaio della Terra. La calotta glaciale antartica (*inlandsis*) concentra il 90% del ghiaccio terrestre, corrispondente al 70% circa dell'acqua dolce presente sull'intero pianeta e al 2% dell'acqua totale (Drewry *et al.*, 1982).

Il carico del ghiaccio deprime il basamento roccioso procurando un abbassamento isostatico valutabile intorno ai 600 m circa. La calotta poggia su un substrato roccioso articolato in rilievi e depressioni (bacini sottoglaciali), per vasti tratti al di sotto del livello del mare. I rilievi sepolti del basamento roccioso delimitano vasti bacini di deflusso lungo i quali avviene il drenaggio della massa glaciale. Il ghiaccio accumulato fluisce dal plateau polare verso l'oceano dove si distacca sotto forma di iceberg o si fonde ad opera delle acque marine mentre nuovo ghiaccio si forma per accumulo di precipitazioni sulla calotta. Lo spessore della calotta è variabile da luogo a luogo, in relazione all'andamento del basamento roccioso. Il profilo è tipicamente subpianeggiante nella porzione sommitale (oltre i 2000 m di quota) dove si estende il plateau polare e si assottiglia verso i margini.

La calotta glaciale antartica, assimilabile in prima approssimazione ad una cupola ellittica unitaria di forma abbastanza regolare e dal profilo piatto, è in realtà composta da diversi corpi glaciali raggruppati in due enormi calotte coalescenti: la Calotta Antartica Orientale (EAIS, *East Antarctic Ice Sheet*) e la Calotta Antartica Occidentale (WAIS, *West Antarctic Ice Sheet*).

Le caratteristiche delle due calotte risultano notevolmente diverse, non solo dal punto di vista dimensionale ma anche da quello prettamente glaciologico, in relazione al tipo di ancoraggio al substrato roccioso e alle caratteristiche del flusso glaciale.

La EAIS è la calotta più estesa, di tipo continentale (*terrestrial ice sheet*) ed è, come già detto, ancorata a un substrato roccioso prevalentemente al di sopra del livello del mare. Il profilo è convesso, con fianchi ripidi; il sistema di drenaggio glaciale è prevalentemente a linee di flusso radiali divergenti verso il margine costiero (Anderson *et al.*, 1984; Kellogg & Kellogg, 1988; Anderson & Molnia, 1989). La EAIS rientra in un modello glaciologico che assume un bilancio di massa costante e un flusso plastico (Hughes, 1973), il che implica uno scorrimento di tipo "dry-based", cioè senza fusione basale, con basse velocità di flusso e di ablazione.

La WAIS, di dimensioni più ridotte, è una calotta di tipo marino (*marine ice sheet*), in quanto poggiate su una superficie rocciosa (*grounding zone*) sita prevalentemente al di sotto del livello marino. Il profilo è concavo, con fianchi dolcemente inclinati; le linee di deflusso glaciale confluiscono per la massima parte nella piattaforma di Ross (Hughes, 1977). Il modello glaciologico è di tipo "wet-based" (Hughes, 1973) cioè lo scivolamento del ghiaccio avviene su uno strato basale di acqua di fusione che ne facilita lo scorrimento, aumentando la velocità di flusso e di ablazione rispetto alla EAIS (Hughes, 1973, 1977).

La calotta glaciale è caratterizzata da zone ad alta velocità di flusso, da veri e propri "fiumi di ghiaccio" (*ice stream*), che costituiscono le vie di drenaggio preferenziale del ghiaccio stesso

all'interno della calotta, separate da aree in cui la velocità del ghiaccio è molto minore. Imponenti ghiacciai di sbocco (*outlet glacier*) scavano alvei nel substrato roccioso presso le coste e sulle catene montuose. Questi ghiacciai sono responsabili della formazione di truogoli di dimensioni talora enormi. La loro velocità è valutata nell'ordine di varie centinaia di metri all'anno. Gli *ice stream* sono simili ai ghiacciai di sbocco, ma al contrario di questi, non fluiscono confinati tra pareti rocciose bensì tra pareti di ghiaccio stratificato relativamente fermo; sono inoltre caratterizzati da velocità di flusso più elevate (spesso superiori a 1-2 km/anno). Esistono anche ghiacciai di minori dimensioni, costituiti da accumuli locali di neve trasportata dal vento e fluiscono generalmente nei ghiacciai di sbocco.

Nelle zone costiere caratterizzate da drenaggio glaciale a linee divergenti (EAIS) le velocità di flusso sono contenute ed è possibile osservare la presenza di falesie formate dall'erosione del fronte glaciale ad opera del moto ondoso. Nelle zone costiere caratterizzate da drenaggio a linee convergenti il ghiaccio fluisce velocemente verso il mare, dando generalmente origine a piattaforme (*ice shelf*) o a lingue di ghiaccio galleggianti (*ice tongue*). Le *ice tongue*, generalmente alimentate da ghiacciai di minori dimensioni, fluiscono con velocità tipiche degli *ice stream*, protendendosi in mare per decine e a volte anche per oltre un centinaio di km, prima di frammentarsi in *iceberg* che si allontanano alla deriva.

Le piattaforme di ghiaccio flottanti (*ice shelf*) bordano quasi il 45% delle coste ghiacciate dell'Antartide. Le più estese sono quella di Ross (525 840 km²) e di Filchner-Ronne (472 760 km²) che occupano ampie porzioni della piattaforma continentale del Mar di Ross e del Mar di Weddell rispettivamente e sono responsabili del 30% del drenaggio totale dell'intera calotta antartica (Drewry *et al.*, 1982). Le *ice shelf* sono costituite da un potente strato di ghiaccio galleggiante, dello spessore di centinaia di metri, che si estende anche per centinaia di chilometri verso il largo. Da un lato sono ancorate al suolo (*grounding line*) mentre dall'altro terminano in una falesia di ghiaccio (*ice front*) soggetta al distacco di *iceberg* (Bates & Jackson, 1980). Lungo il fronte della piattaforma, lo spessore varia generalmente tra 200 e 300 m, andando gradualmente ad ispessirsi procedendo verso la *grounding line*, ossia la linea di confine tra *ice shelf* (ghiaccio flottante) e *ice sheet* (ghiaccio ancorato al suolo), dove può superare i 1000 m.

Le condizioni di esistenza delle *ice shelf* e delle *ice tongue* sono legate al bilancio di massa tra accumulo e ablazione, che deve essere positivo per consentire la progressione verso mare del margine glaciale. Le piattaforme sono prevalentemente alimentate dalle *ice sheet*, o vengono generate per coalescenza di diverse lingue glaciali, ma una parte non trascurabile del ghiaccio deriva dalle precipitazioni che si accumulano alla loro superficie, e in alcuni casi, dal congelamento diretto di acqua marina in corrispondenza dello strato basale (Morgan, 1972; Robin, 1979).

Il continuo distacco di *iceberg* dall'*ice front*, quantificato in circa 1600 km³/anno (Jacobs *et al.*, 1979), costituisce il principale fattore di ablazione delle *ice shelf*, oltre che la principale voce negativa del bilancio di massa dell'intero corpo glaciale antartico. Un contributo considerevole deriva inoltre dalle *ice tongue* e dai ghiacciai di sbocco (*outlet glacier*) che sfociano direttamente in mare.

Gli *iceberg* si staccano dalle barriere sotto l'effetto di forti spinte prodotte da vento e correnti e le dimensioni raggiunte possono essere considerevoli: nel marzo 2000 si è staccato dalla Ross Ice shelf un *iceberg* di circa 300x40 km di ampiezza. La parte emersa varia tra 1/5 e 1/9 del totale (Bates & Jackson, 1980). Il pescaggio, in media tra 200 e 250 m, può a volte giungere a superare la profondità del ciglio della piattaforma continentale (*shelf break*); in tal caso essi rimangono relegati per lunghi periodi all'interno del margine continentale, dove possono interagire con i sedimenti degli alti morfologici, alterandoli (Ferrigno & Gould, 1987; Kellogg & Kellogg, 1988). In condizioni normali, gli *iceberg* sono soggetti alla deriva sospinti dall'*East Wind Drift*, la corrente superficiale che fluisce da est verso ovest al di sopra della piattaforma continentale, per effetto del vortice anticiclonico che borda stabilmente il perimetro del continente antartico. Il loro limite di spostamento massimo coincide approssimativamente con la Convergenza Antartica

con un tempo medio di permanenza nell'acqua oceanica è di circa 4 anni (Radok *et al.*, 1975), anche se la velocità di scioglimento risulta ovviamente condizionata dalla temperatura dell'acqua marina: si passa dai 4.3 m/anno (Morgan & Budd, 1978) stimati sulla piattaforma a causa della temperatura relativamente fredda dell'acqua (da -1.5 a -1.9 °C) a 10-20 m/anno sulla scarpata continentale dove possono venire a contatto con acque profonde "calde" in risalita, con temperature attorno a 0°C.

Il continente antartico è circondato da una cintura di ghiacci marini (*sea ice*), con spessore di pochi metri che mantiene un'estensione media pari a quella del continente stesso pur variando stagionalmente. La «banchisa» o *pack* si forma per congelamento diretto dell'acqua di mare secondo processi regolati da salinità e temperatura. Ulteriori importanti meccanismi di controllo sono costituiti dal vento, dalle correnti e dal moto ondoso. Queste coltri formano delle barriere impenetrabili verso il mare aperto che occupano circa 1/3 della costa, non impedendo però la vita.

In alcune aree il ghiaccio costiero resiste ai processi di fusione estivi e dà origine a strati di ghiaccio vecchio, il cui spessore aumenta lentamente di anno in anno. I «ghiacci perenni» costituiscono solo una piccola parte della banchisa, risultando confinati nel settore occidentale del Mare di Weddell, in quello orientale del Mare di Ross, nella parte centrale del Mare di Amundsen e lungo le coste della Terra di Oates.

Al di là del dominio del ghiaccio costiero esiste una parte di ghiaccio "mobile" di dimensioni variabili che, sotto l'azione dei venti catabatici, tendono a spostarsi sempre più al largo, dando luogo all'interno della banchisa alla formazione di vaste aree sgombre, chiamate *polynya* (dal russo poli'y=aperto, buco) la cui estensione può raggiungere anche diverse centinaia di chilometri quadrati (Anderson, 1999).

1.3. Il clima antartico

Le regioni polari svolgono un ruolo fondamentale nella definizione del clima planetario. Ai poli il bilancio fra l'energia dovuta alla radiazione solare e quella emessa dalla terra sotto forma di radiazione infrarossa è fortemente negativo e, di conseguenza, le temperature sono estremamente basse. L'Antartide, in particolare, è la regione meno riscaldata dai raggi del sole che vi arrivano, dopo la lunga notte polare, con una forte inclinazione rispetto alla verticale ed hanno, quindi, un minor potere calorico. A questo si aggiunge l'elevata albedo superficiale che riflette più dell'80% della radiazione incidente. Il continente presenta, infatti, rilievi montuosi che possono superare i 4000 m ed è coperto permanentemente da una spessa coltre di ghiaccio che funziona come uno specchio riflettente. Queste caratteristiche influenzano l'assorbimento di calore nonostante l'insignificante assorbimento di radiazione da parte di aerosol e vapore d'acqua sul continente dove, in condizioni ideali, la radiazione che arriva al suolo può essere anche il 90% di quella rilevata al top dell'atmosfera (Colacino, 2001).

Il bilancio di radiazione decisamente negativo condiziona il clima antartico a partire dal regime termico. Durante l'estate australe la temperatura dell'aria varia tra gli 0 °C della fascia costiera ed i -32 °C delle zone interne. Passando alla stagione invernale l'intervallo si allarga poiché lungo la costa la temperatura si aggira attorno a -20 °C mentre nell'area interna continentale, dove nel 1983 è stata registrata la temperatura minima assoluta (-89,6 °C; Phillipot, 1985), precipita a -70 °C.

L'andamento di altri parametri climatici quali l'umidità dell'aria e le precipitazioni è collegato al regime termico. La distribuzione delle isoterme si sovrappone a quella delle isoiete: una temperatura media di -25°C corrisponde ad una precipitazione media di 400 mm, mentre le temperature inferiori ai -55°C corrispondono a valori di precipitazione inferiori ai 50 mm. Questo si spiega con il fatto che a -55°C la pressione di saturazione del vapore è 30 volte inferiore rispetto a quella che si registra a -25°C: in altre parole, l'aria può contenere molto meno umidità. L'umidità, misurata come Umidità Relativa (UR), oscilla tra il 50% e l'80% valori che, date le basse tempe-

rature, corrispondono ad un'atmosfera sostanzialmente secca. La ridotta presenza d'acqua nell'atmosfera antartica si riflette anche sulle nubi e sulle precipitazioni. Grazie a tutte le informazioni rese disponibili con i satelliti, è stato possibile evidenziare che sia in estate che in inverno la maggior copertura si registra lungo la fascia costiera. La copertura diminuisce verso l'interno del continente con valori che passano dal 40-60 % a meno del 10% e sono strettamente dipendenti dalla topografia della regione. La distribuzione delle nubi guida il regime delle precipitazioni che sono molto ridotte e si riducono dalle zone costiere verso l'interno. A ciò concorrono sia l'effetto barriera esercitato dalle elevate altitudini continentali sia il fatto che la maggior parte del vapor acqueo è concentrato nei primi 3000 m di atmosfera, qui occupati dal ghiaccio.

Anche il regime dei venti risulta condizionato, oltre che dalla distribuzione della pressione barometrica, dalla temperatura. Alle alte quote giungono correnti miti subtropicali, con lo «scopo» di impedire il continuo raffreddamento del continente; queste masse d'aria, raffreddatesi sopra la calotta di ghiaccio, tendono a scendere per caduta gravitazionale sulle coste lungo i canali costituiti dai ghiacciai dando origine ai venti catabatici che, raggiungono velocità molto elevate che superano i 300 km/h. Questi venti gelidi, deviati nel loro moto di discesa verso sinistra dall'accelerazione di Coriolis, danno origine al sistema di circolazione anticiclonica dei venti orientali (East Wind Drift) che bordano il perimetro del continente antartico.

1.4. Storia climatica dell'Antartide

L'Antartide regola, quindi, il bilancio termico della terra agendo come refrigeratore. Ogni cambiamento nella calotta ha conseguenze globali sulla circolazione oceanica ed atmosferica e sul livello del mare, che si innalzerebbe di oltre 60 m se si sciogliesse completamente.

La stabilità dell'Antarctic Ice Sheet è fortemente correlata alle variazioni del livello marino, al fenomeno di calving (fratturazione della copertura e deriva di icebergs) e a fenomeni di fusione basale. Altro fattore condizionante è la fusione sottomarina delle Ice Shelves favorite dall'intrusione di masse d'acqua temperata in piattaforma (Anderson, 1999), direttamente correlabile alla situazione idrografica ed oceanografica della zona e del periodo.

Appare evidente che l'ice sheet attuale rappresenta soltanto un istante nella scala temporale. E' certo che in passato le calotte antartiche conobbero momenti alterni di maggiore o minore estensione, secondo reazioni di tipo più o meno lineare e complessi meccanismi di feed back a numerose variabili tra cui le variazioni di temperatura, di precipitazione, di circolazione oceanica e atmosferica, di livello del mare.

Dati di tipo geofisico e le perforazioni profonde dell'ODP hanno consentito di stabilire che la copertura glaciale sul settore orientale dell'Antartide si è formata nell'Eocene medio-inferiore, circa 50 ml di anni fa, mentre la prima grande espansione al di sopra della piattaforma continentale risale all'Oligocene (25-30 MI). Molto più recente la formazione della WAIS, che viene fatta risalire al Miocene Medio (14.5-14 MI) (Anderson, 1999).

La storia climatica dell'Antartide è legata principalmente alle oscillazioni della calotta glaciale condizionate sia da fattori astronomici legati principalmente all'inclinazione dell'asse terrestre ed alle sue variazioni (cicli di Milankovitch) (Imbrie *et al.*, 1984;) sia da fattori geologici che hanno portato all'isolamento climatico del continente come l'apertura, nel Miocene, dello stretto di Drake, tra la Penisola Antartica e l'America Meridionale, con un conseguente e progressivo raffreddamento sostenuto dall'instaurarsi della Corrente Circumpolare Antartica (Kennett, 1977) Quest'ultimo fenomeno è considerato al causa principale della formazione della calotta occidentale a partire dal Miocene. Da questo momento in poi, infatti, l'Antartide sembra non aver sperimentato più una vera fase interglaciale, tanto che alle volte si preferisce parlare di 'glacial maximum' e 'glacial minimum' invece di 'glaciale' ed 'interglaciale' (Anderson, 1999). Successivamente oscillazioni climatiche sembrano essere state governate principalmente da fattori astronomici tuttora oggetto di studio. Una sostanziale convergenza di ipotesi sembrerebbe tuttavia indicare che la massi-

ma espansione glaciale sarebbe stata raggiunta durante il Miocene superiore, intorno ai 7.5-8.0 Ma. Da allora le condizioni ambientali sarebbero drasticamente mutate, nel senso che le calotte avrebbero assunto caratteristiche francamente polari, con temperature nettamente più rigide e sostanziale assenza d'acqua di fusione (Baroni & Orombelli, 1995).

Il periodo dai 450 ka in avanti copre le ultime 5 maggiori glaciazioni a livello globale (Imbrie *et al.*, 1984; Pisias *et al.*, 1984; Prell *et al.*, 1986). I dati isotopici indicano una successione di periodi caldi (interglaciali) e freddi (glaciali). Le fasi salienti di avanzata e ritiro dei margini della calotta tardoquaternaria consistono in un improvviso ritiro dei ghiacci attorno a 122 ka (Eemiano, 115-140 ka) e una rapida avanzata nell'ultimo massimo glaciale (LGM, *Last Glacial Maximum*, 17-18 ka), quando i ghiacci marini raggiunsero un'estensione pari a 10 volte quella attuale. Durante questo periodo il volume dei ghiacci sembra essere fluttuato quasi-periodicamente tra valori estremi comparabili, indicando che negli ultimi 450 000 anni non vi sono state significative espansioni dell'*ice sheet* oltre quella del LGM, né ritiri significativi più marcati dell'attuale. Sembrerebbe quindi non sussistere alcuna evidenza che suffraghi l'ipotesi del collasso della calotta antartica durante l'optimum climatico dell'Eemiano.

Un sensibile miglioramento climatico ebbe infine luogo a partire da circa 14 000-12.000 anni, dando inizio ad un processo di fusione che è sostanzialmente proseguito fino al presente, sia pur mascherato da cicli minori di oscillazioni positive e negative.

L'estensione dalle calotte durante il LGM non è avvenuta contemporaneamente (Anderson, 1999): la EAIS è avanzata solamente all'altezza della linea mediana della piattaforma continentale mentre la WAIS sembra abbia raggiunto le zone più distali della piattaforma. Anche il ritiro non fu contemporaneo.

Una zona chiave per la definizione delle dimensioni della calotta antartica durante il LGM è il Mare di Ross. Risultati recenti suggeriscono che le calotte occidentale ed orientale siano avanzate nell'insenatura del Mare di Ross di oltre 1000 Km saldandosi tra loro fino ad occupare quasi interamente la piattaforma continentale (Baroni & Orombelli, 1995).

In questi ultimi anni gli studi si sono sempre più focalizzati sui differenti caratteristiche dei record glaciali in ambiente marino e costiero. Importanti nella comprensione del comportamento della calotta glaciale si sono rivelati studi sismici, sedimentologici ed anche geomorfologici (Baroni & Orombelli, 1995; Licht *et al.*, 1999). Dal punto di vista sedimentologico importanti risultano gli studi effettuati sia in piattaforma continentale con la caratterizzazione delle varie facies sedimentarie e delle superfici di discontinuità sia in ambienti di scarpata sia bacinali (Anderson, 1999; Domack *et al.*, 1999; Pudsey, 2000). Inoltre sono stati incrementati gli studi geochimici (Stein, 1990, 1991), sempre limitati dalla scarsità di carbonato di calcio nei sedimenti antartici, sulle correnti al fondo (Domack *et al.*, 1999; Harris, 2000), sullo spostamento spazio-temporale della facies sedimentarie e delle biozonazioni (Burckle & Cirilli, 1987) e sulle variazioni del livello marino (Nakada *et al.*, 2000).

1.5. Il Mare di Ross

La circolazione nell'Oceano Meridionale

Il continente antartico è circondato dall'Oceano Meridionale, l'unico grande oceano privo di barriere geografiche e pertanto non separato fisicamente dagli oceani Atlantico, Pacifico ed Indiano. All'interno dell'Oceano Meridionale scorre l'Antarctic Circumpolar Current (ACC), la più intensa corrente oceanica mondiale, che svolge una funzione di collegamento tra le acque dei tre grandi oceani, rivestendo, quindi, un ruolo fondamentale nella circolazione termoalina a livello globale. L'ACC (Fig. 1.4.1) fluisce verso E attorno all'Antartide e lungo il suo percorso tra-

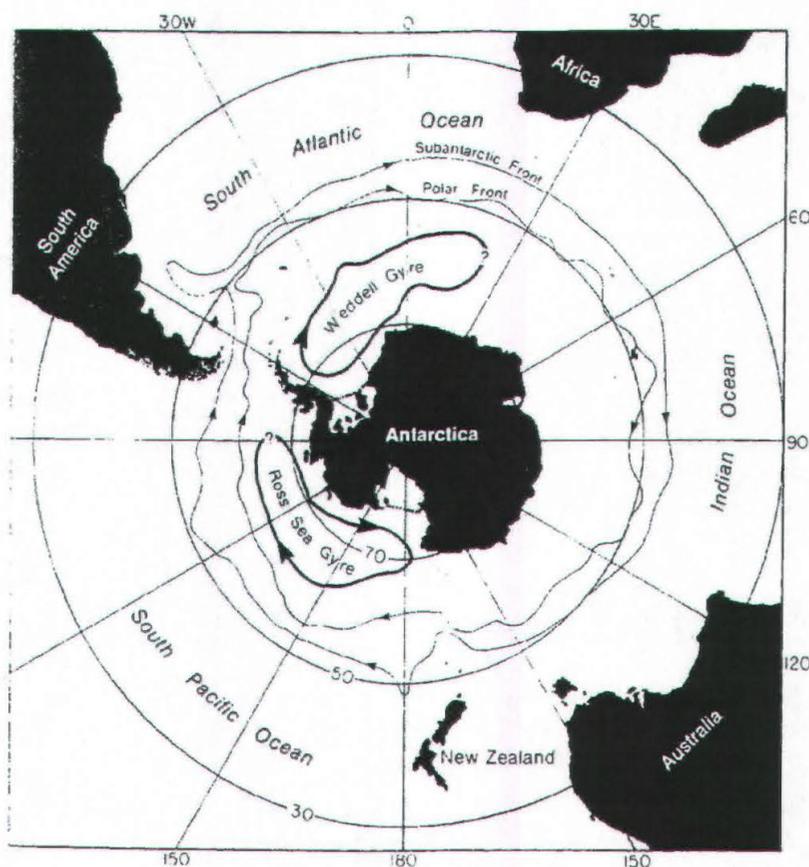


Fig. 1.3. L'Oceano Meridionale e l'Antarctic Circumpolar Current.

sporta verso S masse d'acqua diverse e permette lo scambio lento e graduale di calore, sostanze nutritive, ossigeno ed anidride carbonica tra le masse d'acqua in contatto.

Il trasporto medio dell'ACC, stimato in corrispondenza del Drake Passage tra l'Antartide e l'America meridionale, è pari a circa 130 Sv (1 Sverdrup= 10^6 m³/s). L'ACC non è caratterizzata da un unico flusso ma da singoli flussi associati alla presenza di zone frontali, dove ci sono forti gradienti di temperatura e di salinità e quindi di densità. Il limite settentrionale dell'ACC è il Fronte Subtropicale (STF), che separa le acque dell'Oceano Meridionale dalle acque più calde del regime subtropicale. Procedendo verso S ci sono altri due fronti: il Fronte Subantartico (SAF) ed il Fronte Polare (PF). Il PF, inizialmente definito Convergenza Antartica, è caratterizzato da un rapido cambiamento della temperatura superficiale. I fronti (Fig. 1.4) separano zone distinte, ognuna delle quali ha una propria stratificazione verticale per la temperatura e per la salinità.

A partire, quindi, dal STF e spostandosi verso il continente antartico troviamo: la Zona Subantartica (SAZ), la Zona del Fronte Polare (PFZ) e la Zona Antartica (AZ).

A S dell'ACC, l'effetto combinato del campo di vento e della topografia del fondale crea due circolazioni cicloniche (Fig. 1.3) a larga scala: il Weddell Gyre nel settore atlantico dell'Oceano Meridionale ed il Ross Gyre nel settore pacifico. Queste due strutture cicloniche caratterizzano il regime subpolare dell'Oceano Meridionale e sono il principale meccanismo di trasporto verso S di calore e di sale. Infatti, la Circumpolar Deep Water (CDW), la massa d'acqua più voluminosa all'interno dell'ACC, si stacca dal margine meridionale della corrente circumpolare, viene catturata dai lembi orientali dei due gyre e viene trasportata sulla piattaforma continentale antartica. La CDW non si forma nell'Oceano Meridionale, ma deriva dalla modificazione subita dalla North Atlantic Deep Water (NADW), quando entra in contatto con l'ACC. L'Oceano Atlantico, infatti, è una delle fonti principali di acqua di fondo oceanica e sembra che l'area di produzione di queste

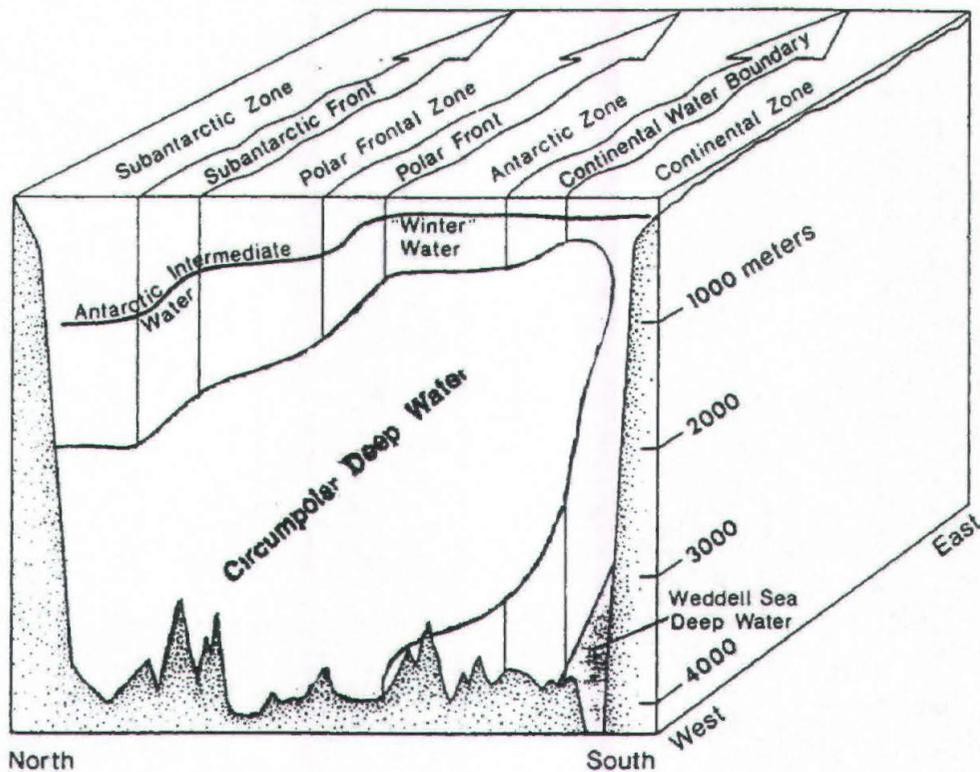


Fig. 1.4. Zonazione dell'Antarctic Circumpolar Current in corrispondenza del Drake Passage.

acque particolarmente dense, caratterizzate da valori di salinità più alti di quelli del Pacifico, sia il Mare di Labrador.

In sostanza, l'ACC trasporta le acque dense di origine atlantica presenti nella CDW, le quali, ricirkolate nei due gyre ciclonici, vengono modificate dalle forti interazioni con le acque della piattaforma antartica e contribuiscono alla formazione delle Antarctic Bottom Waters (AABWs). Le acque particolarmente dense prodotte nel Mare di Ross sono ridistribuite dall'ACC nell'Oceano Pacifico, chiudendo in questo modo il meccanismo della circolazione termoalina.

Descrizione generale del bacino del Mare di Ross

Il Mare di Ross (RS) è un ampio corpo d'acqua, che si estende sulla piattaforma continentale antartica in corrispondenza del settore pacifico dell'Oceano Meridionale. Il suo limite settentrionale è costituito dalla linea ideale, che congiunge Cape Adare a 170°E a Cape Colbeck a 158°W. La parte occidentale del RS è limitata dalle coste di Victoria Land, mentre la parte orientale dalle coste di Edward VII Land. Ad una latitudine di circa 78.5°S si estende il fronte del Ross Ice Shelf (RIS), che ha un'area di circa 530000 km² e rappresenta il bordo meridionale del RS. Il RIS si estende su quasi metà della piattaforma continentale e lo spessore del ghiaccio nella sua parte più settentrionale è di circa 250 metri. Fra la base del RIS ed il fondale c'è una cavità di profondità variabile, in cui le acque possono circolare più o meno liberamente. I processi, dunque, che avvengono in corrispondenza del RIS influenzano la circolazione e modificano le caratteristiche delle acque, che sprofondano nella cavità. L'evoluzione stagionale dell'estensione del pack nel RS determina le caratteristiche delle acque superficiali e subsuperficiali. I processi di fusione del

ghiaccio durante la breve estate australe e di formazione del ghiaccio determinano la variabilità di quest'area. La coltre di ghiaccio che ricopre per un lungo periodo il RS, infatti, riduce gli scambi di calore all'interfaccia atmosfera/acqua e l'azione del vento. Anche la topografia del fondale influenza in modo determinante la circolazione.

A causa della pressione isostatica durante l'ultima glaciazione, la piattaforma continentale si estende fino ad una profondità media di circa 500 metri, mentre negli altri continenti giunge al massimo fino a circa 250 metri. Il settore occidentale del RS è caratterizzato da un'alternanza di banchi e depressioni, queste ultime più profonde del bordo della piattaforma continentale. Le aree più profonde, quindi, si comportano come serbatoi di acque particolarmente dense, che

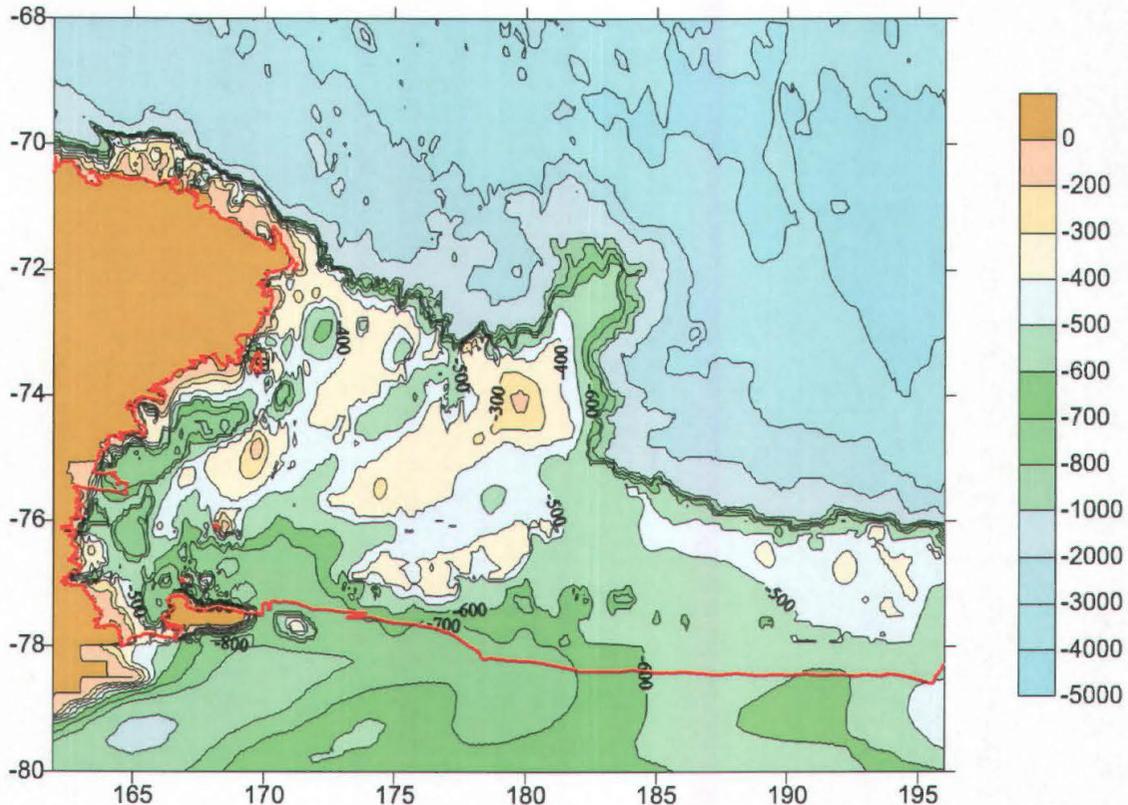


Figura 1.4. Batimetria del bacino del Mare di Ross.

hanno un ruolo chiave nei processi di formazione di acqua di fondo ma anche come trappole geologiche, accumulando grandi quantità di sedimenti pelagici biogenici prodotti nelle acque superficiali. La topografia di quest'area è, dunque, piuttosto irregolare: la piattaforma profonda circa 500 metri è separata dalla costa da un canyon, il Drygalski Basin, che ha una profondità superiore a 1000 metri. Questo bacino, orientato in direzione NE, è separato che si trova nella parte centrale del bacino, si raggiunge una profondità minima pari a 106 metri.

Le masse d'acqua caratteristiche del Mare di Ross

Il RS è caratterizzato dalla presenza delle acque più dense del settore pacifico dell'Oceano Meridionale. A causa della sua morfologia e posizione geografica è sede di processi complessi, che formano e trasformano le masse d'acqua caratteristiche dell'area ed influenzano meccanismi importanti per l'intero pianeta.

Le principali masse d'acqua caratteristiche del RS sono: l'Antarctic Surface Water (AASW), le Shelf Waters (SWs), la Circumpolar Deep Water (CDW) e la Modified Circumpolar Deep Water (MCDW).

L'AASW si estende dal PF ai margini continentali dell'Antartide ed è caratterizzata da temperature superiori a $-1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ e salinità compresa tra 33.5 e 34.5 psu. Durante l'estate australe, questa massa d'acqua occupa sull'intera area di piattaforma uno strato di circa 50 metri, mentre in inverno il suo spessore è minore, in quanto viene raffreddata e sprofonda, andando a ricostituire in parte le acque della piattaforma.

Al di sotto dell'AASW, si trova una massa d'acqua più calda e relativamente più salata, la CDW, che occupa un volume notevole all'interno dell'ACC.

Le SWs si formano durante l'inverno australe, quando gli strati superficiali si raffreddano e ghiacciano, rilasciando parte del loro contenuto salino, che va ad aumentare la salinità delle acque subsuperficiali. In genere hanno temperature vicine al punto di congelamento superficiale (tra -1.95 e $-1.75\text{ }^{\circ}\text{C}$) e mostrano valori di salinità più elevati nel settore occidentale rispetto a quello orientale. Il contatto e l'interazione di queste acque con la piattaforma ghiacciata del RS creano le condizioni favorevoli alla formazione delle acque di fondo antartiche (AABWs). Ci sono essenzialmente due tipi di SWs: l'Ice Shelf Water (ISW) e l'High Salinity Shelf Water (HSSW).

L'ISW è caratterizzata da temperature inferiori rispetto al punto di congelamento superficiale. Quest'acqua superfredda, è prevalentemente localizzata in corrispondenza della parte centrale del RIS, da cui diffonde verso N, contribuendo alla formazione delle AABWs.

L'HSSW è l'acqua più salata ($S > 34.75$ psu) della zona e quindi più densa che si trova in quest'area. Quest'acqua supersalata si forma nelle aree di polynya, dove il ghiaccio viene continuamente rimosso dai forti venti catabatici ed il sale rilasciato dalla formazione di nuovo ghiaccio va ad aumentare la salinità delle acque subsuperficiali.

Processi sedimentari

Il mare di Ross, come tutti i mari delle alte latitudini, è caratterizzato da una piattaforma continentale profonda e a morfologia irregolare (Vanney *et al.*, 1981). Il ciglio è situato tra i 500 e i 600 m di profondità, ben superiore ai 150-200 m delle piattaforme di media latitudine. All'interno della piattaforma si hanno rilievi (Mawson, Crary e Pennell Bank) e depressioni (Drygalski, Joides, Glomar Challenger, Little America Basin), di forma allungata con assi maggiori orientati da NE-SE a NNE-SSW, alternati tra loro. Le profondità delle zone bacinali sono maggiori verso il continente, con massimi ben superiori ai 1000 m, in corrispondenza della parte più interna del Drygalski Basin), provocando una sorta di inclinazione della piattaforma verso l'interno. Questo tipo di morfologia è stata descritta da Vanney *et al.* (1981), che sostengono che la tettonica è il principale elemento modellante, pur ammettendo che l'erosione glaciale e, in parte, il vulcanesimo, abbiano accentuato la struttura tettonica. Più recentemente Anderson (1999) considera invece l'erosione glaciale il principale fattore a determinare la morfologia della piattaforma.

In particolare il Joides basin risulta allungato in direzione NNE-SSW e si estende per oltre 180-200 miglia nautiche da Franklin Island all'orlo della Piattaforma continentale. Verso Sud degrada progressivamente verso i massimi di profondità a nord della Ross Island, anche se la parte meridionale del bacino viene denominata Terror Basin in Vanney *et al.* (1981) La larghezza è variabile tra 20 e 40 miglia. In corrispondenza del parallelo 74° , corrispondente all'incirca alla latitudine di Cape Washington, vi è una soglia che divide il bacino in due sottobacini.

La sedimentazione attuale sulla piattaforma è controllata dall'interazione di processi glaciali, biologici ed oceanografici (Dunbar *et al.*, 1985). Il modello sedimentario proposto per il Mare di Ross (Anderson, 1991) è legato all'evoluzione della calotta glaciale. Durante il LGM la Ross Ice Shelf era ancorata al margine della piattaforma continentale (Kellogg *et al.*, 1979; Anderson *et*

al., 1984) nel settore orientale del Mare di Ross e ricopriva vaste aree della piattaforma esterna nel mare di Ross centro-occidentale. In queste aree si depositava diamicton sub glaciale. L'innalzamento postglaciale del l.m.m., probabilmente generato in risposta al declino delle calotte nell'emisfero settentrionale causò un rapido "scollamento" dell'*ice shelf* dai bassi fondali della piattaforma esterna, che si tradusse in un collasso dell'*ice shelf* stessa e in un arretramento della *grounding line* di circa 500 km su una nuova serie di punti di ancoraggio più vicini al continente. In certe settori (mar di Ross centro orientale) il ritiro della RIS fu talmente rapido da dar luogo alla deposizione direttamente sopra il diamicton di sedimenti silicei, caratteristici delle zone sgombre dai ghiacci, la cui estensione cresceva al ritirarsi della calotta. In altre aree l'arretramento della linea di ancoraggio ha implicato la formazione di una *ice shelf* e tra sedimenti glaciali e sedimenti silicei si ritrovano sedimenti glaciomarini transizionali, formati al di sotto del ghiaccio galleggiante, le cui caratteristiche variano al variare della distanza dalla linea di ancoraggio in arretramento. Nelle piattaforme di ghiaccio, prevalentemente alimentate dagli *ice stream*, il trasporto del detrito risulta essenzialmente confinato alla zona basale. I detriti che cadono sulla superficie dell'*ice sheet* vengono gradualmente sepolti sotto il ghiaccio di nuova formazione. Nelle *ice shelf* la sedimentazione dei detriti dipende essenzialmente dal tipo di regime termico, e quindi in pratica dalle dimensioni. Nelle *ice shelf* di grandi dimensioni il regime termico è tale da permettere lo scioglimento del ghiaccio basale prima che questo raggiunga la linea di distacco degli iceberg (*calving line*), con conseguente deposizione di gran parte del detrito alla base della piattaforma; gli iceberg che si staccano dalle grandi *ice shelf* risultano pertanto caratterizzati da una scarsa quantità di detrito basale (Anderson *et al.*, 1983, 1984). Al contrario, nelle *ice shelf* di dimensioni ridotte e nei ghiacciai di sbocco come quelli che sfociano lungo la Terra Vittoria settentrionale, il rapido allontanamento del calore favorisce il congelamento basale, aumentando la probabilità che il detrito basale venga trasportato fino alla *calving line* (Robin, 1979; Drewry & Cooper, 1981) e inglobato negli iceberg. Il destino ultimo del detrito trasportato dagli iceberg (IRD, *ice rafted debris*) dipende dalla traiettoria di deriva e dalla velocità di fusione di questi ultimi. La disomogeneità della circolazione oceanica implica una deposizione di IRD disuniforme sia in termini spaziali che temporali. Generalmente gli iceberg, raggiungendo il margine della piattaforma continentale, vengono a contatto con le acque calde in risalita lungo la scarpata (CDW e MCDW), che ne incrementano la velocità di fusione e quindi la quantità di IRD rilasciato; ciò fa sì che comunemente si rinvenivano maggiori quantità di detrito glaciotrasportato (IRD, *ice-rafted debris*) nei sedimenti della scarpata superiore rispetto a quelli dell'adiacente piattaforma. I depositi superficiali del Mare di Ross includono un'ampia varietà di tipi sedimentologici, indicanti l'attuale predominanza dei processi sedimentari marini sui processi glaciali; cionondimeno, tali depositi ricoprono depositi diamictitici e fanghi ghiaiosi che riflettono la prevalenza di condizioni glaciali (Anderson *et al.*, 1984).

Per quanto riguarda il mare di Ross, i primi dati sui depositi glaciali sono stati messi in luce negli anni 70 dallo studio del Leg 28 del DSDP (Barrett, 1975; Kellogg *et al.*, 1979; Domack *et al.*, 1980; Anderson *et al.*, 1984), posizionato al centro del mare di Ross.

L'unità inferiore, dello spessore di circa 1 km, è costituita da un'alternanza di fanghi ciottolosi (*pebbly mud*) e fanghi ricchi in diatomee (*diatomaceous mud*), collocabile tra il tardo Oligocene (~25-26 Ma) e il Miocene sup. (~3-5 Ma) (Hayes & Frakes, 1975). La sequenza è tipicamente glaciomarina, con depositi massivi molto mal classati indicativi di periodi di intenso *ice rafting*, e sottili stratificazioni di materiale fine ben selezionato attribuibili all'influenza di correnti trattive a bassa velocità (Barrett, 1975).

L'unità superiore, dello spessore medio di circa 20 m e massimo di 45 m, è costituita da un diamicton massivo sovraconsolidato ($>0.25 \text{ kg/cm}^2$, Anderson *et al.*, 1999), contenente fossili marini rimaneggiati e in frammenti, databile Pleistocene-recente (Kellogg *et al.*, 1979). Il diamicton appare tessituralmente e mineralogicamente molto omogeneo e fortemente coesivo (Anderson *et al.*, 1999), e non risulta aver subito alcuna rielaborazione da parte delle correnti marine (Barrett,

1975). L'insieme dei caratteri ne suggerisce un'origine per deposizione diretta al piede di un *ice sheet* ancorata (*basal till*), piuttosto che per processi di *ice rafting* (Kellogg *et al.*, 1979; Domack *et al.*, 1980); tale interpretazione risulterebbe suffragata dalla presunta origine glaciale della RSU. La mineralogia e la litologia dei clasti del till basale indicano aree sorgenti localizzate sia nell'Antartide Orientale (Victoria Land) che nell'Antartide Occidentale (Marie Byrd Land), e quindi un concorso sedimentario da parte di entrambe le *ice sheet* (Anderson *et al.*, 1984). Inoltre, il rinvenimento nel till basale di mescolanze di microfaune marine (diatomee e foraminiferi bentonici) rimaneggiate e frammentate appartenenti a epoche discordanti, dal Miocene sino al

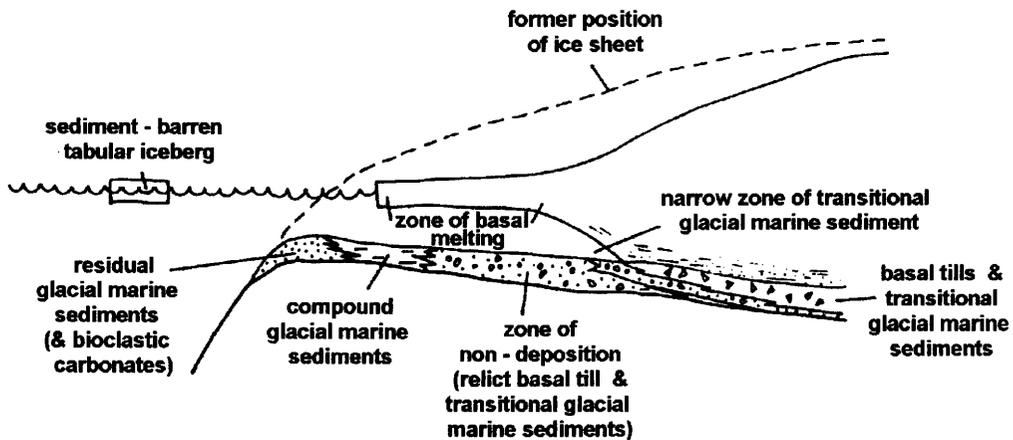


Fig. 4.1 - Modello di sedimentazione per il Mare di Ross (da Anderson *et al.*, 1991).

tardo Quaternario (Kellogg *et al.*, 1979), e il considerevole spessore dell'unità (>18.5 m; Hayes *et al.*, 1975a) testimonierebbero fasi multiple di avanzata e ritiro dell'*ice sheet*.

Datazioni con il ^{14}C dei sedimenti olocenici ricoprenti il till basale suggeriscono per l'ultima fase di espansione della WAIS sulla piattaforma continentale di Ross un'età approssimativa di 18.000-20.000 anni, corrispondente a quella dell'ultimo massimo glaciale (LGM).

2. MATERIALI E METODI

2.1. CAMPIONAMENTO

Le carote studiate sono state raccolte nel corso di due diverse campagne oceanografiche effettuate dalla M/N Italice nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerca in Antartide (PNRA). Durante la XVI campagna (2000-2001) è stata campionata la carota ANTA01-07 mentre la carota ANTA03-01 è stata prelevata nel corso della XVIII spedizione (2002-2003) (Fig. 2.1.1.). Il campionamento è stato realizzato utilizzando un carotiere a gravità da 2.3 ton, con diametro interno di 90 mm.

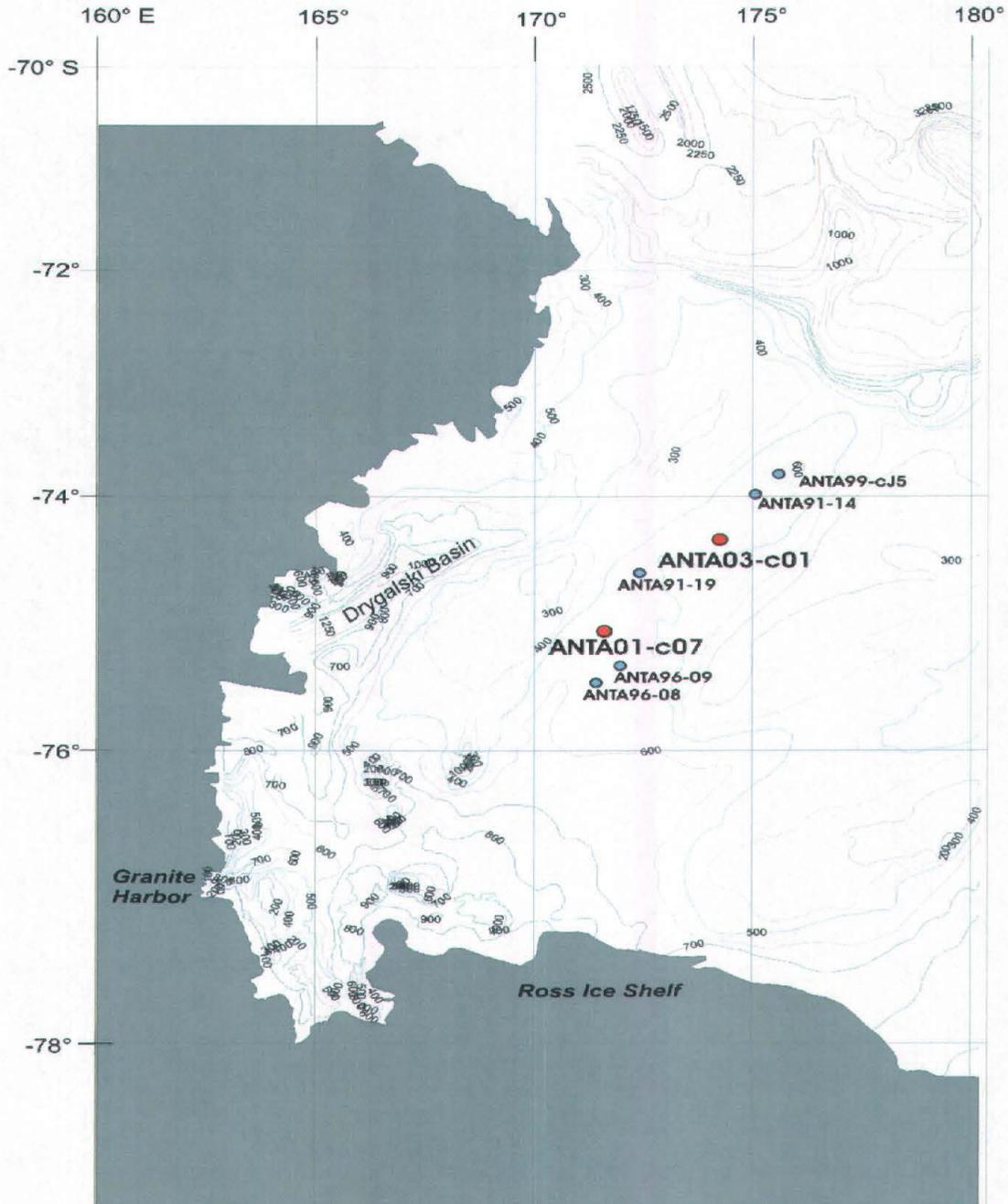


Fig. 2.1.1. Area di campionamento con tutte le carote campionate nell'ambito del PNRA.

La carota ANTA01-07 è stata prelevata in gennaio 2001 a 74°59'17 S e 171°50'05 E. Il recupero è stato pari a 148 cm. Immediatamente dopo la raccolta la carota è stata conservata a -20 °C. Le operazioni sono state condotte dal dott. Leonardo Langone (ISMAR, CNR Bologna) afferente al progetto BIOSESO, coordinato dalla dott.ssa Mariangela Ravaoli.

In laboratorio la carota è stata sezionata longitudinalmente in due emicilindri che sono stati descritti macroscopicamente per le variazioni granulometriche e cromatiche, mediante Tavole comparative di Munsell, per le strutture sedimentarie, per l'eventuale presenza di resti organogeni e di sostanza organica. L'intera carota è stata fotografata. Una delle due metà è stata campionata mentre l'altra è conservata in cella frigorifera a +4 °C. Il campionamento è stato effettuato ad intervalli regolari di 2 cm.

La carota ANTA03-01 è stata raccolta a 74°14'70 S e 174°22'60 E in febbraio 2003. Il recupero è stato pari a 485 cm per una penetrazione visibile di circa 5 m. La carota, una volta a bordo, è stata separata in 4 spezzoni numerati e sottoposta a misura della suscettività magnetica. Successivamente, sempre a bordo dell'Italica è stata sezionata e fotografata. Una metà è stata subcampionata con una risoluzione di 2 cm ed i campioni sono stati in parte analizzati direttamente ed in parte conservati a -20 °C. La rimanente semicarota è stata stoccata a +4°C. Tutte le operazioni sono state coordinate dal dott. Federico Giglio (ISMAR, CNR Bologna) afferente al progetto BIOSESO, coordinato dalla dott.ssa Mariangela Ravaoli.

Questo diverso trattamento iniziale ha consentito di effettuare una serie di analisi sul campione appena raccolto che non era stato possibile effettuare sulla carota ANTA01-07 ma ha reso necessario modificare i protocolli analitici per la valutazione della suscettività magnetica e delle analisi granulometriche.

2.2. METODI ANALITICI

2.2.1. Contenuto d'acqua

Per la determinazione del contenuto d'acqua, da ogni campione è stata prelevata un'aliquota, pari a circa 10-20 g, che è stata pesata (peso umido) e successivamente essiccata in forno ventilato a 60 °C per 24 h al fine di non modificare la struttura cristallina dei minerali argillosi. Al termine della procedura è stato determinato il peso secco. La differenza tra le pesate rappresenta il contenuto d'acqua.

2.2.2. Granulometria

Le analisi granulometriche sono state eseguite presso il Laboratorio Antartide del Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine dell'Università degli Studi di Trieste utilizzando metodi messi a punto per lo studio di sedimenti antartici.

Dai campioni relativi alla carota ANTA01-07 è stata prelevata un'aliquota, pari a circa 10-20 g di materiale umido, che è stata sottoposta ad essiccazione in forno ventilato a 50 °C per 24 h al fine di non modificare la struttura cristallina dei minerali argillosi. Al termine della procedura il campione è stato pesato determinando così il contenuto d'acqua. Successivamente, per eliminare la sostanza organica, il campione è stato trattato 4 volte con 10 ml di H₂O₂ 10 vol, a caldo (bagnomaria a 60 °C), per 24 h. A reazione ultimata la frazione pelitica è stata separata da quella sabbiosa e ghiaiosa mediante un setaccio di luce 62,5 mm ad umido. Il materiale pelitico è stato recuperato mediante filtrazione su membrane in fibra di vetro (GF/F Whatman). I filtri sono stati riposti in forno ventilato a 50 °C fino a completa essiccazione. Dopo la determinazione del peso delle frazioni sabbiosa e pelitica è stata condotta l'analisi granulometrica della pelite utilizzando un sedigrafo (*Sedigrafo* Micromeritics 5000ET), strumento atto a determinare la curva granulometrica delle particelle fini, simulando la sedimentazione in condizioni naturali. Lo strumento consiste in

una piccola cella di sedimentazione (alta 2.54 cm), con le pareti di plastica trasparente, attraversata, nella parte inferiore, da un fascio di raggi X. Una pompa peristaltica consente di collegare il contenitore con il campione, che viene mantenuto in agitazione mediante un'ancoretta magnetica, con la cella di sedimentazione. Alla sospensione viene preventivamente aggiunto Sodio Esametafosfato (0,5 g/l), come antiflocculante. Lo strumento registra le variazioni dell'attenuazione dei raggi X, dovuti all'arrivo, sul fondo della cella di sedimentazione di particelle via via più fini. Utilizzando la legge di Stokes la curva attenuazione-tempo viene trasformata in una curva granulometrica cumulativa

La frazione sabbiosa è stata analizzata alla bilancia di sedimentazione (Macrogranometr, Granometry) strumento che fornisce le percentuali della frazione sabbiosa, suddivise in classi granulometriche comprese tra -0,5 e 4 F. Lo strumento consiste in un tubo di vetro, lungo 180 cm e con 20 cm di diametro, alla cui estremità inferiore vi è un sensore di pressione. Il campione sabbioso viene introdotto nell'estremità superiore del tubo mediante una serie di lamine d'acciaio (simili alle stecche dei tendaggi alla veneziana) che possono essere ruotate contemporaneamente di 90°, passando da una posizione orizzontale ad una verticale e fatte vibrare. Il sensore di pressione registra, naturalmente, l'incremento di peso a mano che particelle sempre più fini attraversano il tubo di sedimentazione. Si genera quindi una curva peso-tempo che, tramite algoritmi abbastanza complessi, viene trasformata in una curva pesi-diametri.

A causa della scarsità di materiale, i sedimenti della carota ANTA03-c1 sono stati analizzati mediante diffrazione laser, tecnica di recente utilizzo in Sedimentologia.

Nella diffrazione laser, più correttamente Low Angle Laser Light Scattering, un campione in sospensione acquosa o asciutto, viene esposto ad un fascio di luce laser secondo una direzione di incidenza assegnata, che viene diffratta dal campione secondo angoli che dipendono dalla dimensione caratteristica delle particelle. Gli strumenti sono dotati di un banco ottico con la sorgente laser, che permette di operare su di un *range* dimensionale ampio, dalle sabbie alle argille, da un sistema di rilevatori ottimizzati, da un'unità di dispersione del campione. L'elaborazione delle informazioni generate dallo *scattering* delle particelle viene elaborato a mezzo *software* attraverso la teoria di Mie, fino ad associare gli angoli di diffrazione alla dimensione delle particelle. Vi è infatti una relazione di proporzionalità inversa tra la dimensione della particella e l'angolo di diffrazione.

Le analisi sono state eseguite utilizzando un Malvern Mastersizer 2000S, con due sorgenti laser, in grado di misurare il diametro di particelle dai 2000 ai 0.02 μm

I dati relativi ai due metodi sono stati elaborati al fine di ottenere le percentuali delle classi granulometriche, di ampiezza $\frac{1}{2}$ unità phi, dalle sabbie alle argille (intervallo +1/-1).

2.2.3. Suscettività magnetica

La suscettività magnetica rivela la presenza di minerali ferromagnetici e paramagnetici, spesso derivanti da materiali detritici di derivazione continentale (idrossidi di Fe e solfuri di Fe). Per tale ragione il materiale detritico terrigeno è contraddistinto da elevati valori di suscettività mentre i sedimenti biogenici non presentano proprietà ferromagnetiche. Nei sedimenti antartici valori elevati di suscettività indicano quindi la presenza di materiale detritico grossolano mentre i valori più bassi corrispondono a fanghi con elevate percentuali di silice biogenica.

La carota ANTA01-07 è stata analizzata presso i laboratori dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste. La scansione di misura è stata eseguita su una semicarota utilizzando un Multisensor Core Logger (GEOTEK) ad intervalli di 1 cm.

La misura della suscettività della carota ANTA03-01 è stata effettuata a bordo della nave Italice utilizzando un sensore ad anello ed un Barlington Meter (modello MS2). La scansione di misura è stata eseguita ad intervalli di 2 cm.

Per convenzione la suscettività magnetica si esprime con valori adimensionali (SI).

2.2.4. Analisi radiografiche

L'indagine radiografica consente di individuare caratteristiche granulometriche e strutture sedimentarie non sempre visibili macroscopicamente. La carota ANTA01-C7 è stata sottoposta ad analisi ai raggi X presso i laboratori della Värtsilä NSD Italia S.p.A. di Bagnoli della Rosandra (Trieste).

2.2.5. Datazioni

Da ogni carota sono state prelevate, a 2 quote ritenute significative, aliquote di sedimento per la datazione con il radiocarbonio. Le analisi sono state effettuate presso i laboratori Geochron di Cambridge (MA, USA) che utilizza la spettrometria di massa in accelerazione (Accelerated Mass Spectrometry – AMS). Questo metodo consente di superare il limite rappresentato dall'esiguità di carbonio organico presente nei sedimenti marini.

2.2.6. Carbonio e Azoto

Le analisi sono state eseguite su alcuni campioni scelti dopo aver effettuato le analisi granulometriche.

Aliquote pari a 0.8 g di materiale secco sono state polverizzate in mortaio di agata e setacciate al vaglio 250 µm. Successivamente subaliquote pari a circa 6-10 mg, pesate utilizzando un'ultramicrobilancia (Perkin Elmer AD-4) con risoluzione di 0.1 µg, sono state acidificate con HCl a diversa concentrazione per eliminare la frazione carbonatica (Hedges, 1992). Le analisi sono state effettuate su tre repliche utilizzando un analizzatore elementare (Perkin Elmer 2400 CHNS/O) alla temperatura di 950 °C. Tale strumento ha consentito di calcolare le percentuali di carbonio organico e azoto contenute nel sedimento mettendole a confronto con una sostanza a contenuto di carbonio e azoto noto (acetanilide).

2.2.7. Sostanza organica labile

La concentrazione di carbonio organico associata alla frazione labile della sostanza organica (carbonio biopolimerico) è stata ottenuta sommando la concentrazione di carbonio delle tre componenti principali (carboidrati + lipidi + proteine)

2.2.8. Carboidrati totali

Usando differenti protocolli di estrazione è possibile suddividere operazionalmente i carboidrati in più frazioni: la frazione colloidale, più labile, risulta solubile in acqua e corrisponde ai carboidrati extracellulari. La frazione più strettamente associata alle particelle di sedimento viene estratta in acido etilen diamino tetracetico (EDTA) (de Brouwer & Stal, 2001).

La determinazione dei carboidrati, sia colloidali che estraibili in EDTA, è stata condotta su aliquote pari a 100 mg di sedimento liofilizzato. Ogni aliquota è stata estratta con 1,5 ml di acqua grado reagente (MilliQ) per 1 h a 30 °C. L'estratto è stato centrifugato per 5 min a 7500 rpm (Eppendorf 5804R). Il surnatante è stato sottoposto alla determinazione della concentrazione di carboidrati colloidali.

Il pellet è stato addizionato con 500 µl di Na₂EDTA, incubato per 16 h a temperatura ambiente e quindi centrifugato per 5 min a 7500 rpm. Il supernatante è stato sottoposto alla determinazione della concentrazione di carboidrati estraibili in EDTA.

La concentrazione di carboidrati è stata quantificata per via spettrofotometrica usando il saggio dell'acido fenol-sulfurico (Dubois *et al.* 1956) adattato al sedimento (Gerchacov & Hatcher, 1972). Il campione (200 μ l) è stato diluito 1:1 in fenolo al 5% w/v. Trascorsi 10 min è stato aggiunto 1 ml di acido solforico concentrato. La miscela è stata incubata per 35 min fino al completo raffreddamento. La reazione con H₂SO₄ è, infatti, esotermica e provoca un riscaldamento della miscela. Le letture spettrofotometriche (Perkin Elmer Lambda 2) sono state effettuate utilizzando celle di vetro con cammino ottico di 1 cm a 490 e 600 nm. Per eliminare eventuali interferenze dovute alla matrice del campione, il valore di assorbanza a 600 nm, che rappresenta il bianco di torpidità del campione, è stato sottratto ai valori di assorbanza ottenuti a 490 nm.

La concentrazione di carboidrati è stata espressa in μ g g⁻¹ (unità glucosio-equivalenti/s.s.) in accordo con lo standard utilizzato per la retta di taratura preparata con soluzioni di D(+) glucosio a concentrazioni crescenti.

I valori ottenuti sono stati trasformati in equivalenti di carbonio utilizzando il fattore di conversione 0.45 g C g⁻¹ proposto da Fichez (1991).

2.2.9. Lipidi

La concentrazione di lipidi è stata determinata seguendo il protocollo sperimentale proposto da Bligh & Dyer (1959) e Marsh & Weinstein (1966) applicati al sedimento. Aliquote pari a 100 mg di sedimento liofilizzato sono state sospese in 1 ml di MilliQ e sonicate per immersione (Branson 2210) per 3 x 1 min con un intervallo di 30 sec. I lipidi totali sono stati estratti utilizzando una miscela cloroformio : metanolo 2 : 1 e dopo centrifugazione a 2000 rpm per 10 min (Heraeus Sepatech–Omnifuge 2.0 RS) il surnatante è stato trattato con una miscela cloroformio : MilliQ 1 : 1. La fase acquosa è stata rimossa tramite aspirazione ed il cloroformio è stato fatto evaporare a 90°C fino a completa eliminazione (30 min). Dopo l'aggiunta di 2 ml di H₂SO₄ concentrato i campioni sono stati sottoposti a carbonizzazione su mantello riscaldante a 200°C per 15 min. La reazione è stata bloccata abbassando la temperatura con un bagno di acqua e ghiaccio. La lettura spettrofotometrica è stata eseguita, previa aggiunta di 3 ml di MilliQ, a 375 nm utilizzando celle di vetro con cammino ottico di 1 cm. Per ogni campione sono state analizzate quattro repliche. La concentrazione di lipidi, espressa come μ g g⁻¹ (unità triptalmitina-equivalenti/peso s.s.). Soluzioni di tripalmitina a concentrazioni crescenti sono state utilizzate come standard per la retta di taratura. I valori ottenuti sono stati trasformati in equivalenti di carbonio utilizzando il fattore di conversione 0.75 g C g⁻¹ proposto da Fichez (1991).

2.2.10. Proteine

La concentrazione di proteine è stata determinata secondo il metodo proposto da Hartree (1972). Aliquote pari a 100 mg di sedimento liofilizzato sono state sospese in 1 mL di MilliQ, sonicate per immersione (Branson 2210) per 3 x 1 min con un intervallo di 30 sec e addizionate con 1 mL di NaOH 0.5 M. Dopo un'incubazione di 4 h a temperatura ambiente, i campioni sono stati centrifugati a 3000 rpm per 10 min (Heraeus Sepatech–Omnifuge 2.0 RS) per separare la fase acquosa contenente le proteine estratte. Il surnatante è stato addizionato con 2.2 ml di reagente biureto (CuSO₄ 0.75 mM; NaOH 94 mM; tartrato, iodato e carbonato in tracce). Dopo 10 min sono stati aggiunti 0.1 mL di reattivo di Folin Ciocalteu's (Sigma). Trascorso il tempo necessario allo sviluppo della reazione (30 min a temperatura ambiente), il campione è stato sottoposto a lettura spettrofotometrica a 725 nm utilizzando celle di vetro con cammino ottico di 1 cm. Per ogni campione sono state analizzate 4 repliche. La concentrazione di proteine è stata espressa μ g g⁻¹ (unità albumina bovina-equivalenti/s.s.) in accordo con gli standards utilizzati nella retta di taratura preparata con soluzioni di albumina bovina (Sigma-Aldrich) a concentrazioni crescenti (0, 75, 150, 225 e 300 μ g mL⁻¹). I valori ottenuti sono stati trasformati in equivalenti di carbonio

utilizzando il fattore di conversione 0.50 g C g^{-1} proposto da Fichez (1991).

Per una più approfondita valutazione della natura dell'azoto organico, le concentrazioni di proteine sono state convertite in azoto organico (N-PRT) utilizzando il fattore moltiplicativo 0.16 (Fabiano *et al.* 1995) ed espresse anche come percentuale di ON (N-PRT:ON).

2.2.11. Conteggio delle diatomee

Per la preparazione dei campioni è stata adottata la metodologia di Barde, 1981, modificata secondo le procedure in uso presso il Dip. Te. Ris di Genova che prevede una delicata frantumazione del sedimento essiccato, una successiva dissoluzione di 2 g in 100 mL di una soluzione 1 : 1 acqua distillata : acqua ossigenata a 35 % per 24 h, fino a completa disgregazione del sedimento, una serie di lavaggi in acqua distillata mediante centrifugazione (1200 giri per 3-5 min). Il pellet umido viene nuovamente essiccato a 60 °C, successivamente addizionato con HCl a 10 vol per 30-40 min e sottoposto ad un ulteriore ciclo di lavaggi. Il pellet finale viene risospeso in acqua distillata addizionata con 2 gocce di formaldeide.

Per l'osservazione microscopica, un'aliquota di campione viene distribuita su un vetrino portaoggetti precedentemente sgrassato in ipoclorito di sodio e ammoniaca. Il vetrino è stato riposto su piastra calda a 50-60 °C per consentire l'evaporazione dell'acqua di risospensione. Sul preparato sono state aggiunte poche gocce di collante (Naphrax) ed alcune gocce di xylene) e quindi il vetrino coprioggetti.

L'osservazione preliminare è stata condotta utilizzando un microscopio ottico (Leitz) con un ingrandimento di 250 X per ottenere una stima semiquantitativa di spicole, radiolari, silicoflagellati ed altri organismi e strutture silicee. La classificazione è stata condotta utilizzando un obiettivo 100X ad immersione per un ingrandimento finale di 1000 X.

Per l'identificazione tassonomica sono stati utilizzati i seguenti testi: Tappan, 1980; Priddle & Fryxell, 1985; Ricard, 1987; Medlin & Priddle, 1990; Round *et al.*, 1990; Cox, 1992; Tomas *et al.*, 1996).

2.2.12. Attività esoenzimatica batterica

Metodo dei substrati fluorogenici artificiali

L'uso di substrati fluorogenici artificiali, introdotto da Hoppe nel 1983, ha permesso di approfondire il significato dell'attività enzimatica in ambiente marino. I substrati artificiali sono costituiti da un fluorocromo legato covalentemente ad una o più molecole naturali; esso diventa fluorescente nel caso in cui l'idrolisi enzimatica del legame covalente lo separi dalla molecola naturale a cui è legato (Fig. 2.2.2). La misura spettrofluorimetrica consente di ottenere la concentrazione di fluorocromo prodotto e, indirettamente, di stimare la velocità d'idrolisi enzimatica. I fluorocromi maggiormente utilizzati sono il 4-metilumbelliferone (MUF) e la 7-amino-4-metilcurarina (AMC). Il fluorocromo MUF legato ad una molecola di glucosio mediante legame β -glucosidico (4-metilumbelliferil β -D-glucoside, MUF- β) viene idrolizzato dall'enzima β -glucosidasi (β -D-glucoside glucoidrolasi) analogamente a quanto accade nella molecola di cellulosa formata da una lunga catena di molecole di glucosio legate tra loro mediante legami glucosidici. Il MUF legato all'acido oleico con un legame carbossilico (4-metilumbelliferil oleato) viene idrolizzato dall'enzima lipasi.

Il fluorocromo AMC (Fig. 2.2.2), legato ad una molecola dell'amminoacido leucina mediante legame peptidico, viene idrolizzato dall'enzima leucina-amminopeptidasi. Questo enzima non è specifico per la leucina, ma catalizza l'idrolisi degli amminoacidi N-terminali realizzando, così, la degradazione di proteine e polipeptidi in amminoacidi e/o peptidi più piccoli di 7 residui amminoacidici.

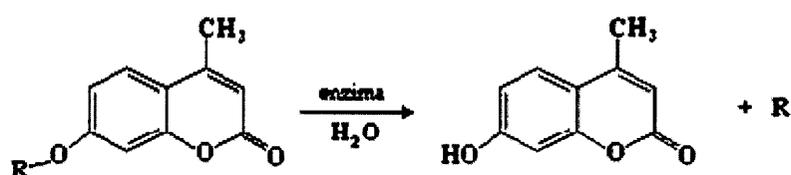


Fig. 2.2.2. Reazione enzimatica in cui viene liberato il fluorocromo.

L'attività glucosidica è stata misurata come tasso di idrolisi del MUF- β -D-glucoside, l'attività proteasica come tasso di idrolisi della leucina-AMC. Il MUF-oleato è stato utilizzato per stimare l'attività lipasica. Il tasso di produzione di MUF e AMC che si verifica nel tempo, dopo l'aggiunta del substrato artificiale, corrisponde ai valori delle attività esoenzimatiche. La fluorescenza viene misurata immediatamente dopo l'aggiunta del substrato artificiale (T_0) e dopo un periodo di incubazione (T_1) che si realizza alla temperatura di campionamento ed al buio. L'incremento di fluorescenza durante l'intervallo di tempo ΔT viene comparato alla fluorescenza del fluorocromo (standard) attraverso una curva di taratura. Le misure sono state effettuate utilizzando uno spettrofluorimetro (Shimadzu) alla lunghezza d'onda di eccitazione 380 nm e di emissione di 440 nm per l'AMC, ed alla lunghezza d'onda di eccitazione di 365 nm e di emissione di 455 nm per il MUF, scelte sulla base dei rispettivi picchi di fluorescenza. La fluorescenza dello standard (MUF e AMC) è proporzionale alle concentrazioni di substrato che aumentano nel tempo, in seguito ai tagli enzimatici.

La velocità di idrolisi di un substrato fluorogenico viene calcolata mediante la seguente formula:

$$V = C_s \cdot (\text{Fluo } T_1 - \text{Fluo } T_0) / (\text{Fluo } s - \text{Fluo } B) \cdot \Delta T$$

V: velocità di idrolisi del substrato (nM/h)

Cs: concentrazione dello standard (μM)

Fluo T_0 : fluorescenza misurata al tempo T_0

Fluo T_1 : fluorescenza misurata al tempo T_1

Fluo s: fluorescenza dello standard Fluo B: fluorescenza del bianco

ΔT : tempo di incubazione

La curva di taratura permette di ottenere l'equazione seguente:

$$\text{Fluo } s - \text{Fluo } B = a \cdot C_s + b$$

quando la concentrazione dello standard tende a zero il valore di **b** diventa trascurabile e quindi $\text{Fluo } s - \text{Fluo } B \approx 0$. Modificando la formula (1) otteniamo il tasso di idrolisi del substrato fluorogenico:

$$V = (\text{Fluo } T_1 - \text{Fluo } T_0) \cdot (1/a) / \Delta T$$

dove la $1/a$ corrisponde al coefficiente di calibrazione e la stima delle attività enzimatiche corrisponderà alla velocità di idrolisi dei substrati fluorogenici.

Procedura

Per ogni determinazione enzimatica sono state preparate 6 provette sterili da 10 ml. In ogni provetta sono stati pesati 0,5 g di sedimento a cui sono stati aggiunti 6 ml di SW 0.2 μm . Dopo omogeneizzazione meccanica con vortex a 4 provette è stato aggiunto il substrato mentre le restanti 2 provette rappresentavano il bianco. La lettura spettrofluorimetrica è stata eseguita sul surnatante ottenuto dopo centrifugazione a 3000 rpm per 5 min.

I substrati MUF- β e MUF-oleato sono stati solubilizzati in monometil etilen glicole (Metilcellosolve-Sigma), al fine di ottenere concentrazioni pari a 10 mM per MUF- β e concentrazione pari a 5mM per MUF-oleato. Secondo Hoppe (1983) il metilcellosolve, utilizzato per solubilizzare i substrati, non interferisce nelle reazioni enzimatiche. L'AMC-leucina è stato solubilizzato in metilcellosolve e MilliQ per ottenere concentrazioni pari rispettivamente a 10 mM ed a 5 mM. Le soluzioni così preparate sono state conservate a 4 °C per alcune ore. Gli standard MUF e AMC sono stati preparati in concentrazione 500 μM .

Poiché le determinazioni sono state effettuate in concentrazione saturante di substrato, ad ogni provetta sono stati aggiunti 100 μl di substrato per ottenere una concentrazione finale pari a 200 μM per MUF- β e per AMC-leucina e 100 μM per il MUF-oleato.

3 RISULTATI

3.1. CAROTA ANTA 01-07

3.1.1. Descrizione della carota

Già la descrizione stratigrafica evidenzia la sequenza sedimentaria tipica per le aree bacinali della piattaforma continentale del Mare di Ross: al di sopra del diamicton che, in genere, si trova in forma massiva, eterometrica, con basso contenuto d'acqua e basso contenuto di componenti biogeniche, si rinvia una sequenza di transizione (depositi glaciomarini), di spessore variabile da pochi cm a più di un metro, caratterizzata da alternanza di sedimenti a variabile contenuto di sabbia, sulla quale si sono depositi i sedimenti biogenici con caratteristiche di mare aperto (Fig. 3.1.1).

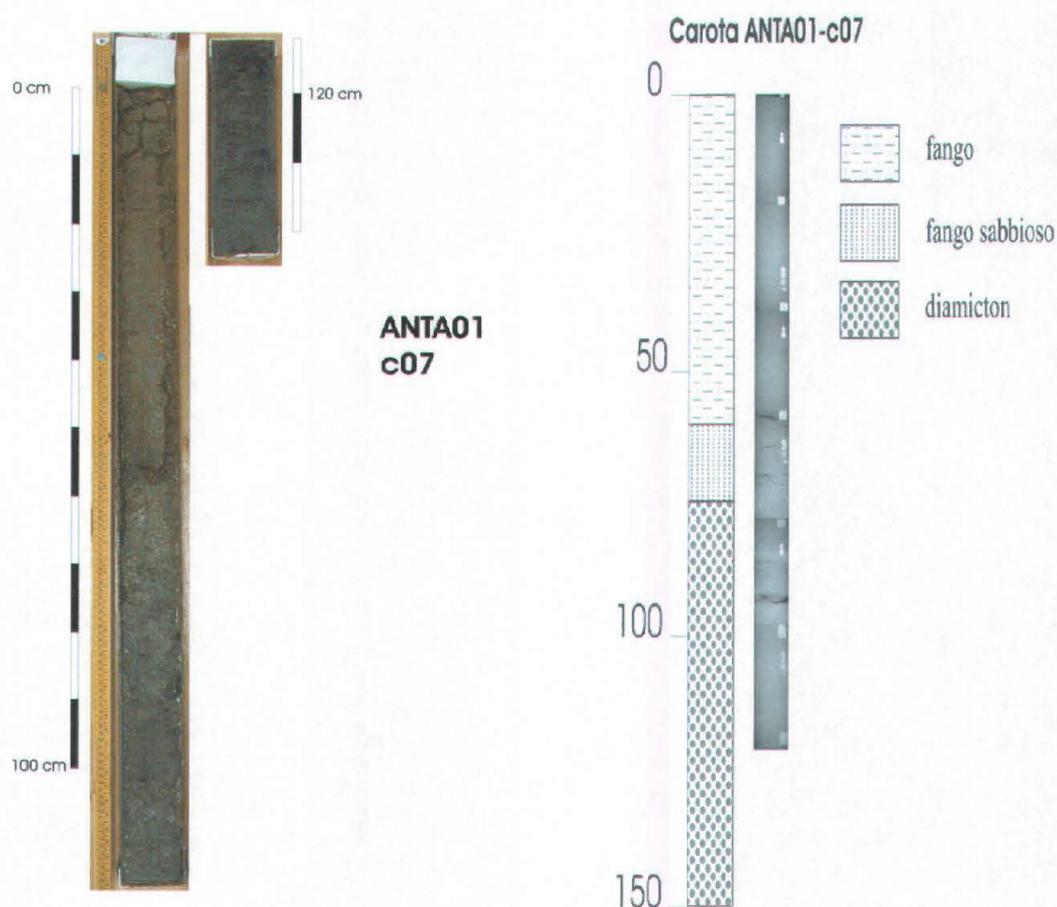


Fig. 3.1.1. Caratteristiche stratigrafiche della carota e radiografia ai raggi X.

Dal fondo della carota (158 cm) fino a 78 cm è presente, infatti, sabbia fangosa (diamicton) con diffusi clasti color grigio scuro. Nella parte superiore si possono distinguere alcuni allineamenti di clasti. La compattazione dei livelli tende ad aumentare con la profondità.

Lo strato compreso tra 61 e 78 cm è composto da fango sabbioso con clasti mentre i primi 61 cm di sedimento superficiale sono costituiti da fango argilloso color verde oliva, privo di strutture in radiografia, molto idrato.

3.1.2. Suscettività magnetica

I valori di suscettività (Fig. 3.1.2) sono molto bassi ed omogenei nei primi 30 cm di sedimento ($m=9.5 \pm 0.6 \times 10^5$ SI) ed aumentano gradualmente fino a 68 cm dove raggiungono 92.9×10^5 SI. Segue un picco a 69 cm (171.8×10^5 SI) per tornare a valori medi pari a 72×10^5 SI fino a 128 cm. Da 128 cm alla fine della carota (non vengono considerati i valori relativi alla parte prossimale al taglio dello spezzone) i valori aumentano, pur con una variabilità dovuta alla presenza di clasti.

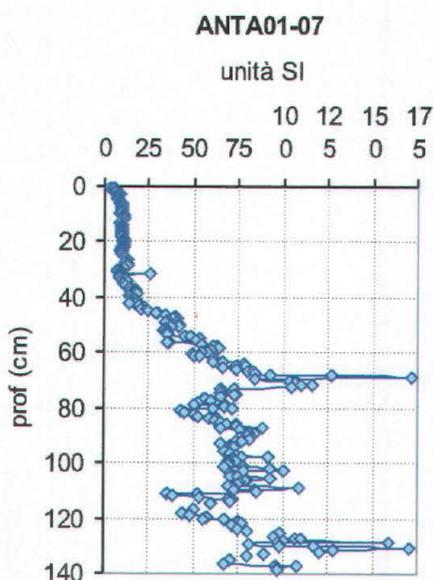


Fig. 3.1.2. Distribuzione dei valori di suscettività magnetica.

Il profilo di suscettività evidenzia una significativa variazione nel tipo di sedimentazione. I bassi valori sommitali sono tipici del fango biogenico mentre i valori sottostanti, piuttosto costanti, sono associabili alla presenza di diamicton.

3.1.3. Contenuto d'acqua

Il contenuto d'acqua (Fig. 3.1.3) tende a diminuire progressivamente lungo tutti i primi 100 cm. In superficie il sedimento appare molto idrato con percentuali d'acqua superiori al 60% nei primi 10 cm. Tra 50 e 80 cm si osserva una sensibile diminuzione fino a raggiungere il 30%. La base della carota è caratterizzata da un sedimento poco idratato.

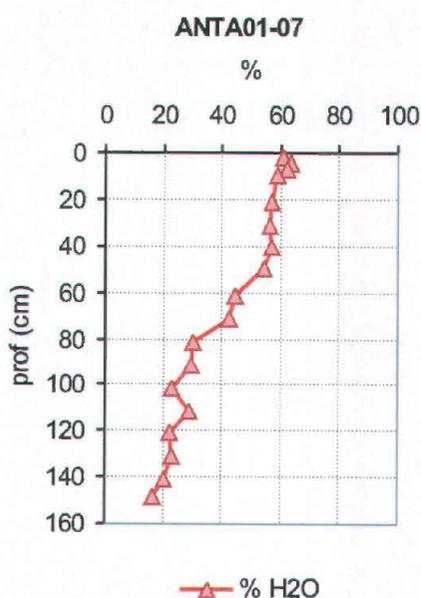


Fig. 3.1.3. Contenuto d'acqua.

3.1.4. Tessitura

Sulla base del rapporto sand-silt-clay (Fig. 3.1.4) si possono distinguere 3 unità: sedimenti prevalentemente fangosi nella parte più superficiale, un livello di transizione tra i 60 e gli 80 cm ed il diamicton basale (80-158 cm) caratterizzato da rapporti molto costanti tra sabbia, silt e argilla.

Queste caratteristiche granulometriche vengono evidenziate dai 3 grafici della Fig 3.1.5. In particolare la successione delle curve granulometriche analizzate nell'intervallo di transizione evidenzia in modo chiaro il passaggio da fanghi argillosi, con una coda di sabbia medio-fine, a sabbie siltose con la moda della sabbia progressivamente più grossolana.

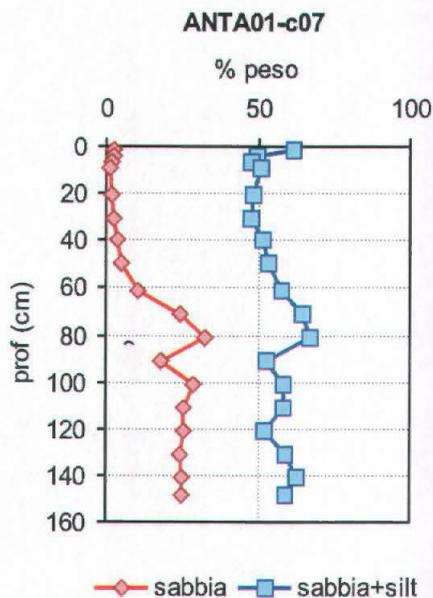


Fig. 3.1.4. Tessitura della carota.

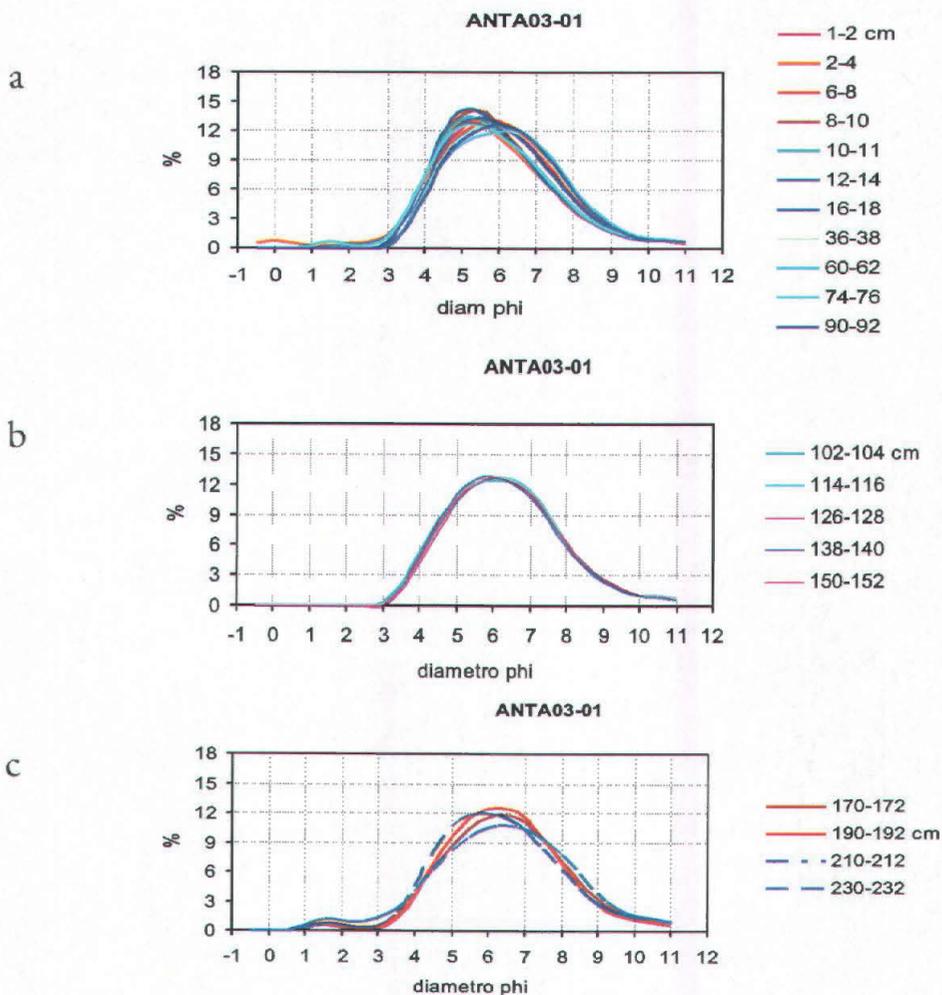


Fig. 3.1.5. Curve granulometriche: livelli 1-92 cm (a), 102-152 cm (b) e 170-232 cm (c).

3.1.5. Carbonio Organico Totale (TOC)

A partire dal fondo della carota e fino ad 80 cm la concentrazione di carbonio organico (Fig. 3.1.6) evidenzia solo deboli variazioni intorno ad un valore medio di 0.35%. Dagli 80 ai 30 cm il TOC aumenta progressivamente raggiungendo il valore massimo (1.2%) in corrispondenza di questo ultimo livello. Diminuisce quindi progressivamente verso la superficie ma i valori si mantengono al di sopra dell'1%.

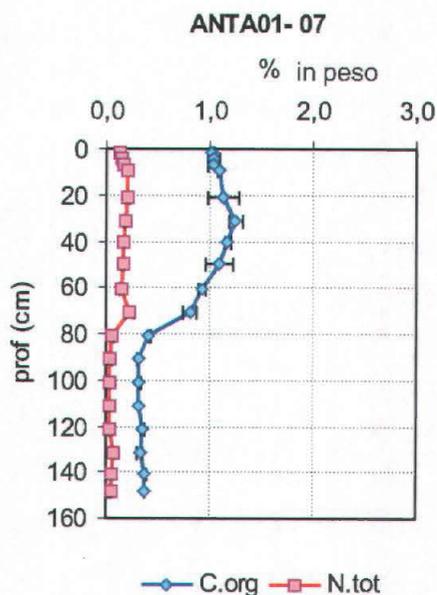


Fig. 3.1.6. Distribuzione del carbonio organico e dell'azoto totale; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

3.1.6. Azoto totale

La concentrazione dell'azoto (Fig. 3.1.6) evidenzia un andamento molto più lineare rispetto al carbonio. I valori più elevati corrispondono ai primi 70 cm e sono compresi tra 0.13 e 0.23% mentre le concentrazioni negli strati più profondi oscillano tra lo 0.03 e lo 0.06%. E' interessante osservare come tra gli 80 ed i 70 cm si rilevi un brusco incremento che corrisponde ad un analogo incremento nella concentrazione di carbonio. Si passa, infatti, da 0.06 a 0.23%.

3.1.7. Rapporto TOC/N

Il rapporto C/N (Fig. 3.1.7) risulta compreso tra 4.3 e 11.6. L'andamento è molto irregolare con minimi a 130 e 70 cm ed il valore massimo assoluto a 110 cm. Nei 60 cm superficiali i valori sono mediamente pari a 7.6 ± 0.9 e risultano poco dispersi ad eccezione di una riduzione tra 6 e 20 cm. Nei livelli inferiori aumenta la variabilità ed il rapporto sale ($m = 8.2 \pm 2.3$).

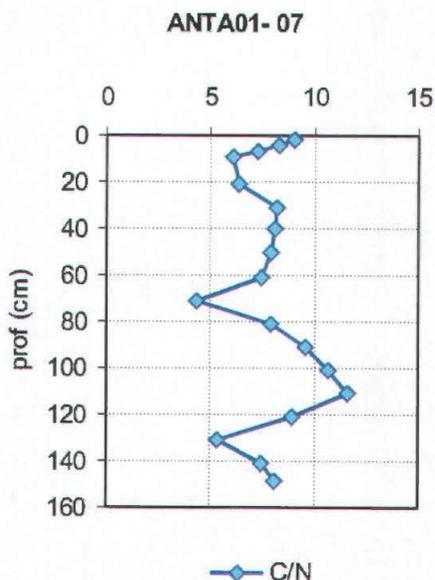


Fig. 3.1.7. Distribuzione del rapporto carbonio organico e azoto totale.

3.1.8. Proteine

La concentrazione di proteine varia tra 305 ± 16 e $2250 \pm 54 \mu\text{g/g}$, valori dello stesso ordine di grandezza di quelli rilevati da Fabiano & Danovaro (1998) nei primi 15 cm di sedimento superficiale di una stazione posizionata nel bacino Joides (Mare di Ross).

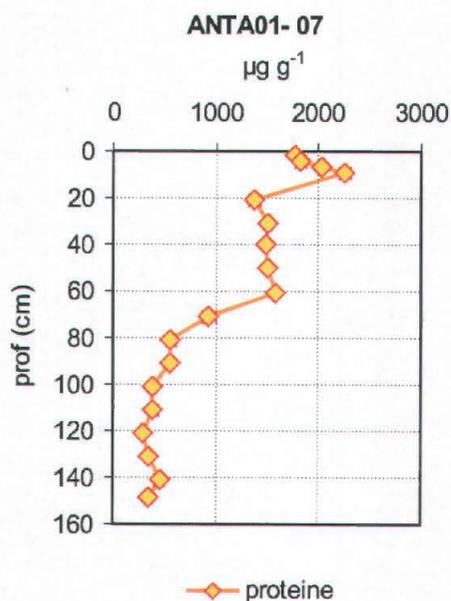


Fig. 3.1.8. Distribuzione delle proteine; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

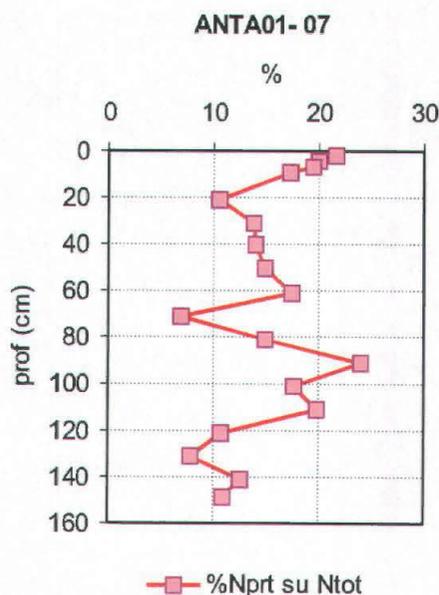


Fig. 3.1.9. Rapporto percentuale tra azoto proteico e azoto totale.

Nella carota considerata le concentrazioni più elevate corrispondono ai primi 10 cm mentre, dopo un brusco decremento, i valori si mantengono pressoché inalterati da 20 a 60 cm. Una progressiva riduzione si manifesta tra i 60 e gli 80 cm al di sotto dei quali non si evidenziano modificazioni rilevanti (Fig. 3.1.8). Valutando la percentuale dell'azoto proteico sull'azoto totale (Fig. 3.1.9) si rileva come il peso della componente proteica diminuisca progressivamente nei primi 20 cm, si mantenga poi inalterato fino a 60 cm e diminuisca considerevolmente a 70 cm, livello a cui si osserva invece un incremento di azoto totale. Dai 70 ai 90 cm il contributo dell'azoto proteico aumenta per poi ridiscendere progressivamente verso gli strati profondi dove raggiunge i valori più bassi. In termini di C, le proteine rappresentano mediamente il 7% del TOC. Il loro contributo è più elevato in corrispondenza ai fanghi biogenici.

3.1.9. Lipidi

La concentrazione di lipidi è compresa tra 158 ± 15 e $663 \pm 39 \mu\text{g/g}$ in accordo con precedenti osservazioni relative ai sedimenti superficiali della stessa area (Fabiano & Danovaro, 1988). La distribuzione dei lipidi risulta piuttosto variabile nei primi 10 cm di sedimento. Da 20 a 60 cm l'andamento è abbastanza regolare fatta eccezione per un modesto incremento evidenziabile a 30 cm. Fino ai 90 cm la concentrazione decresce lievemente in modo progressivo e quindi si mantiene inalterata fino alla fine della carota (Fig. 3.1.10).

Il carbonio lipidico rappresenta mediamente il 3.6% del TOC ma la sua importanza aumenta negli strati di fondo della carota. Nella zona dei fanghi superficiali la frazione lipidica costituisce soltanto il 3% del TOC mentre nel sedimento glaciale (diamicton) raggiunge il 4.6%.

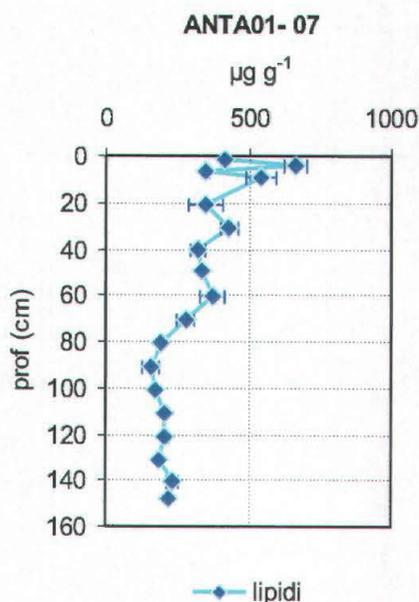


Fig. 3.1.10. Distribuzione dei lipidi; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

aumenta progressivamente nei primi 10 cm rimanendo quindi abbastanza costante fino a 50 cm. E' interessante osservare come le più elevate concentrazioni non corrispondano allo strato più superficiale a causa, probabilmente, dell'immediato utilizzo di questa componente da parte del popolamento batterico presente all'interfaccia acqua-sedimento (Fabiano & Danovaro, 1988). A

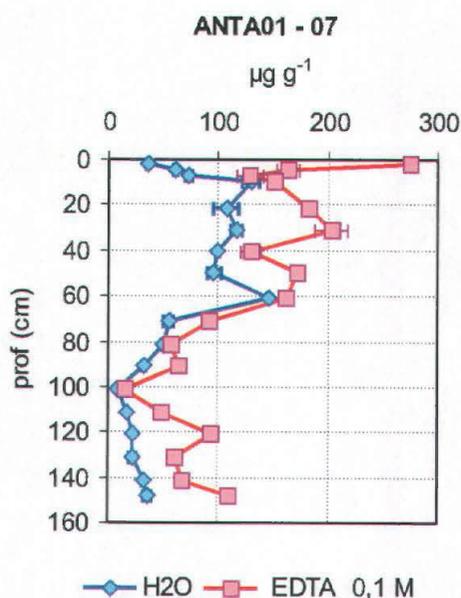


Fig. 3.1.11. Distribuzione dei carboidrati estratti in acqua ed in EDTA. Ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

3.1.10. Carboidrati

L'analisi della concentrazione di carboidrati è stata condotta utilizzando due diverse metodiche di estrazione al fine di evidenziare diversi tipi di composti. I carboidrati solubili in acqua rappresentano le molecole più labili, quelle, cioè, che vengono degradate più velocemente, mentre i carboidrati estratti utilizzando EDTA sono costituiti da molecole più strettamente associate alle particelle di sedimento, più refrattarie all'attacco batterico e pertanto più difficilmente degradabili (de Brouwer & Stal, 2001).

La frazione costituita dalle molecole più labili (Fig. 3.1.11) varia tra $9,0 \pm 0,9$ e $146,3 \pm 2,1$ $\mu\text{g/g}$, e rappresenta circa il 34% del comparto glucidico. Fabiano & Danovaro (1998), analizzando il sedimento di una stazione posizionata nel bacino Joides, evidenziano un minor contributo della frazione di glucidi solubili in acqua che costituiscono circa il 10% dell'intero pool glucidico.

La concentrazione di molecole estraibili in acqua aumenta progressivamente nei primi 10 cm rimanendo quindi abbastanza costante fino a 50 cm. E' interessante osservare come le più elevate concentrazioni non corrispondano allo strato più superficiale a causa, probabilmente, dell'immediato utilizzo di questa componente da parte del popolamento batterico presente all'interfaccia acqua-sedimento (Fabiano & Danovaro, 1988). A 60 cm si osserva un ulteriore incremento a cui segue una diminuzione, dapprima rapida e poi più lenta fino a 100 cm. Da qui la concentrazione rimane costante. La distribuzione della frazione refrattaria (Fig. 3.1.11) è più variabile: la concentrazione, compresa tra $15,4 \pm 0,8$ e $274,8 \pm 0,8$ $\mu\text{g/g}$, è massima in superficie, diminuisce nei primi cm, aumenta progressivamente fino a 30 cm dove raggiunge il valore più elevato dopo quello superficiale. Segue un rapido decremento a 40 cm e quindi la concentrazione rimane più o meno inalterata fino a 60 cm. Da 60 a 100 cm la diminuzione prosegue in modo progressivo. La porzione inferiore della carota è caratterizzata da valori variabili, di regola inferiori a 55 $\mu\text{g/g}$. Il carbonio glucidico rappresenta mediamente l'1.8% del TOC. La frazione estraibile in acqua incide maggiormente negli stati di fango biogenico mentre la componente più refrattaria è maggiormente importante nel diamicton.

3.1.11. Carbonio Biopolimerico (Biopolimeric Organic Carbon-BPC)

La somma del carbonio contenuto nelle proteine, nei lipidi e nei carboidrati rappresenta il carbonio biopolimerico (BPC, Fig. 3.1.12). Le concentrazioni sono piuttosto uniformi nei primi 60 cm, con valori compresi tra 1,08 e 1,66 mg/g ($m=1.29$ mg/g oppure 0.13% w/w), e si riducono considerevolmente nella parte terminale della

carota con un valore medio pari a 0,44 mg/g (Fig. 3.1.12). Il rapporto BCP/TOC (Fig. 3.1.13) è più basso nella parte superiore della carota ($m=7.55$), aumenta tra 20 e 70 cm raggiungendo il valore di 10 fatta eccezione per un brusco decremento a 60. Al di sotto degli 80 cm il rapporto risulta costante intorno ad un valore medio di 8.7.

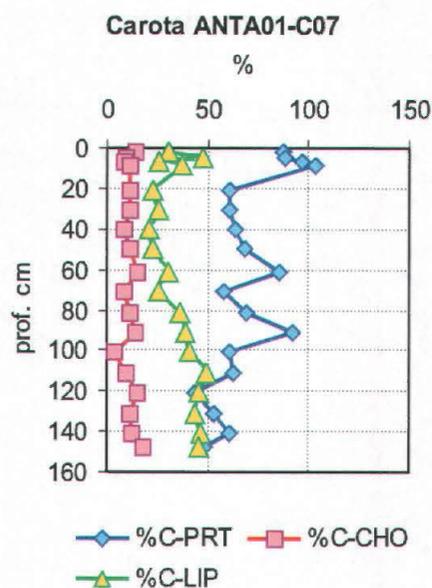


Fig. 3.1.12. Percentuale delle singole porzioni sul carbonio biopolimerico

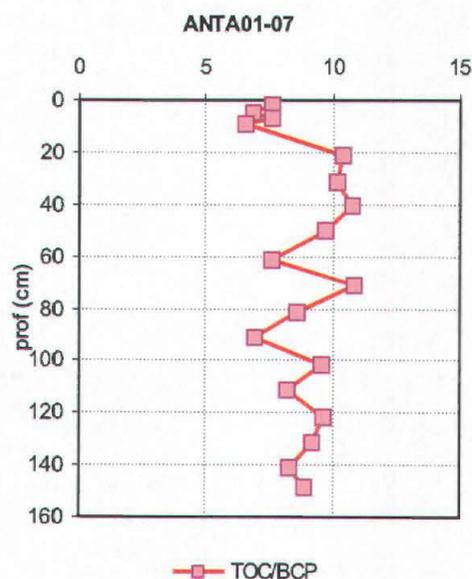


Fig. 3.1.13. Percentuale del carbonio organico totale sul carbonio biopolimerico.

3.1.12. Associazioni di diatomee

Le osservazioni, condotte su campioni prelevati a 0, 10 e 50 cm, hanno rivelato differenti tassi di conservazione. Oltre alle diatomee sono stati evidenziati silicoflagellati, archeomonadi e pellets (probabilmente fecal pellets).

A 50 cm l'abbondanza valvare si è attestata su 3.79×10^5 (valve/g). Sono risultate dominanti le specie *Eucampia antarctica* e *Fragilariopsis obliquecostata* ma sono state osservate anche *Porosira glacialis* e *Thalassiosira gracilis* nonché spore di *Chaetoceros*.

A 10 cm le abbondanze valvari risultano più limitate (1.64×10^5 valve/g) con frustuli frammentati. Alcune specie, come *F. obliquecostata*, sono caratterizzate da segni di dissoluzione del frustulo che, in altre (*F. curta* e *Choretton*), appare selettivamente frammentato. Sono risultate dominanti le specie *F. curta* e *F. obliquecostata* ma sono state osservate anche *Eucampia antarctica*, *Thalassiosira lentiginosa* e spore di *Chaetoceros*.

In superficie le diatomee sono numerose (1.10×10^6 valve/g) e caratterizzate da dimensioni medio-piccole. Le specie dominanti sono *F. curta*, *F. obliquecostata* e *Chaetoceros*, presente come spora. Abbondante è risultata anche la presenza di *Porosira glacialis*, *F. sublineata* ed *Eucampia antarctica*.

3.1.13. Datazioni con il ^{14}C

Sono state eseguite 2 datazioni: la prima in corrispondenza del top e la seconda del livello 60-62 cm. In superficie è stata calcolata un'età di 3550 ± 40 yr, valore che rientra nell'intervallo 2.0-4.0 kyr documentato per il sedimento superficiale della piattaforma continentale antartica (Domack et al., 1999). L'elevata età superficiale è dovuta all'intenso effetto *reservoir* esercitato dal

sedimento ma anche all'arricchimento da parte di carbonio "vecchio" proveniente da diverse fonti (DeMaster *et al.*, 1996; Andrews *et al.*, 1999; Domack *et al.*, 1999).

Il livello più profondo (60-62 cm) ha indicato un'età di 9460 ± 50 yr e pertanto il settore di carota che corrisponde ai sedimenti fangosi copre un intervallo temporale di circa 5910 anni. Il tasso di sedimentazione calcolato risulta pari a 10.3 cm/kyr.

3.2 CAROTA ANTA 03-01

3.2.1 Descrizione della carota

L'osservazione visiva evidenzia la presenza di fango biogenico fine, composto presumibilmente da argilla biosilicea, per i primi 170 cm di sedimento (Fig. 3.2.1). Tra i 180 ed i 250 cm aumenta la componente più grossolana ed il sedimento diventa prettamente sabbioso a circa 280 cm. In profondità rimane prevalente la matrice grossolana, detritica, di probabile origine glaciale.

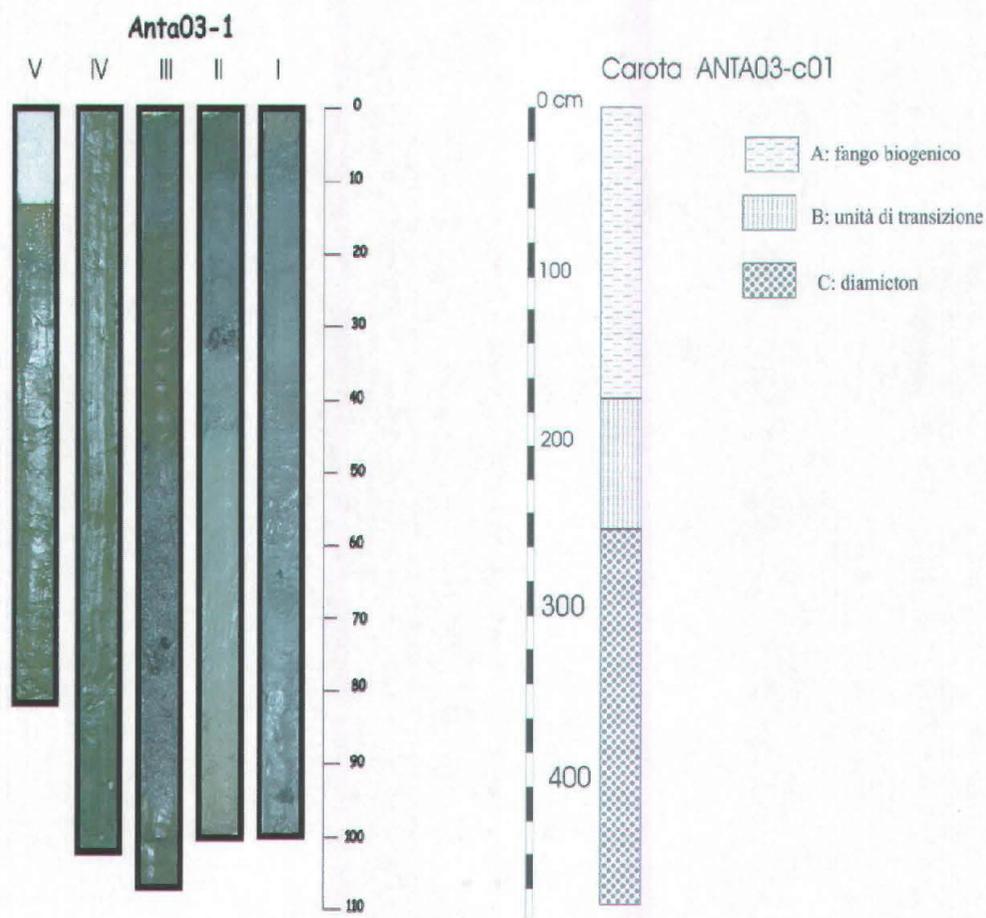


Fig. 3.2.1. Caratteristiche stratigrafiche della carota.

3.2.2 Suscettività magnetica

I valori di suscettività (Fig. 3.2.2) sono molto omogenei nei primi 170 cm fatta eccezione per un picco superficiale che potrebbe essere associato al rilascio di materiale detritico grossolano conseguente al passaggio di un iceberg. Da 170 a 200 cm i valori aumentano progressivamente e, di seguito, risultano variabili in relazione alla presenza di clasti. Il profilo di suscettività evidenzia una significativa variazione del regime di sedimentazione.

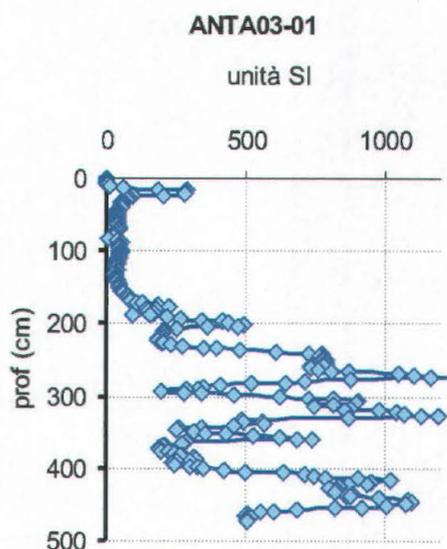


Fig. 3.2.2. Distribuzione dei valori di suscettività magnetica.

3.2.4. Tessitura

Le analisi granulometriche, effettuate con il sistema laser Malvern, vengono presentate in Fig. 3.2.4-6. Da un confronto con la Fig. 3.1.5 relativa alla carota ANTA01-07, emerge come le curve derivanti dall'analisi con il laser siano molto più uniformi e semplici rispetto a quelle

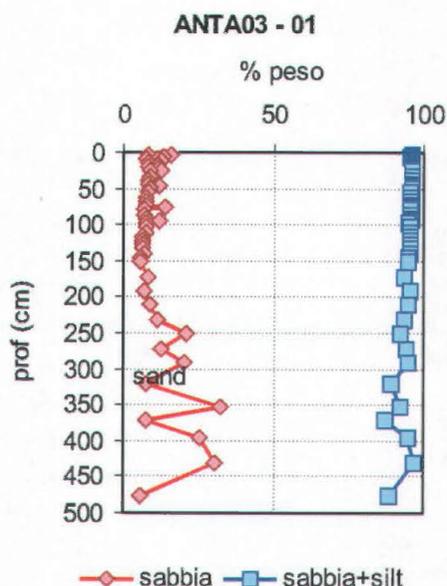


Fig. 3.2.4. Tessitura della carota.

3.2.3. Contenuto d'acqua

In superficie il sedimento appare molto idratato con percentuali d'acqua superiori al 65% nei primi 80 cm (Fig. 3.2.3). Fino a 88 cm l'acqua diminuisce per poi aumentare nuovamente da 198 cm a 210 cm, quindi decresce fino a 220 cm ed aumentare nuovamente tra 220 e 260 cm. Una brusca riduzione si osserva fino a 270 cm a cui fa seguito un decremento progressivo verso il fondo.

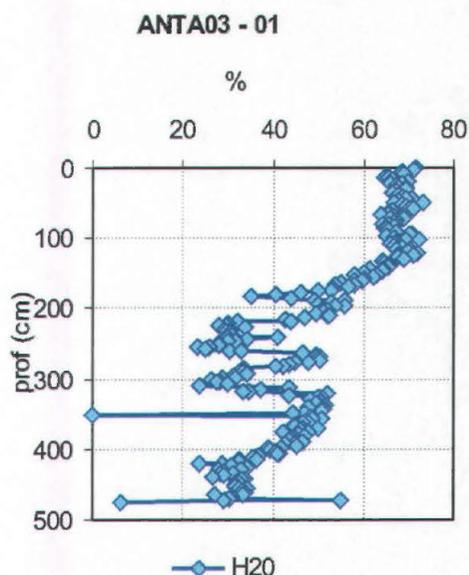


Fig. 3.2.3. Contenuto d'acqua.

ottenute con il sistema bilancia e sedigrafo. Lo strumento Malvern, infatti, non sembra in grado di evidenziare tutte le classi modali presenti nel sedimento. Nonostante le differenze evidenziate, entrambe le metodologie sono in grado di descrivere le caratteristiche generali della granulometria del sedimento.

Nella carota ANTA03-01 sono presenti, in superficie, fanghi biosilicei ed in particolare silt medio grossolano con moda (classe di maggior frequenza) tra 11 e 16 micron. Le curve sono ben classate, simili tra loro con poca sabbia fine, in continuità tessiturale con il silt. Tra 100 e 150 cm sono evidenti livelli molto uniformi con tenori minimi di sabbia (Fig. 3.2.4).

Tra i 150 ed i 250 cm sono presenti sedimenti glaciomarini, di transizione. Prevale sempre il silt, con la stessa moda dell'unità superiore, ma si rileva una moda secondaria in sabbia medio fine (250-350 micron).

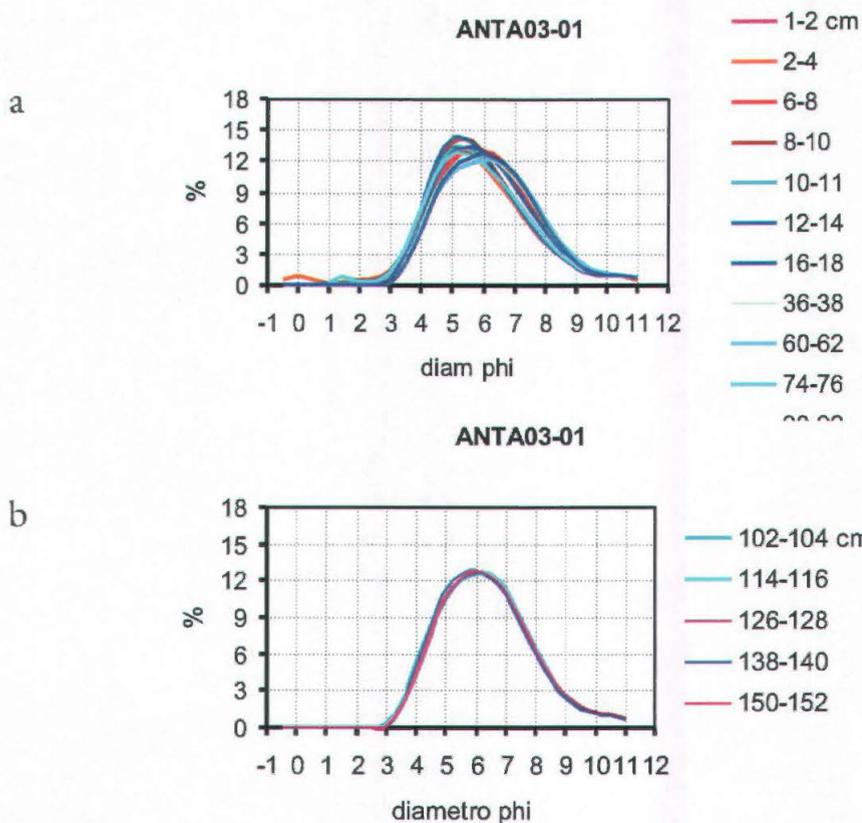


Fig. 3.2.5. Curve granulometriche: livelli 1-92 cm (a), 102-152 cm (b).

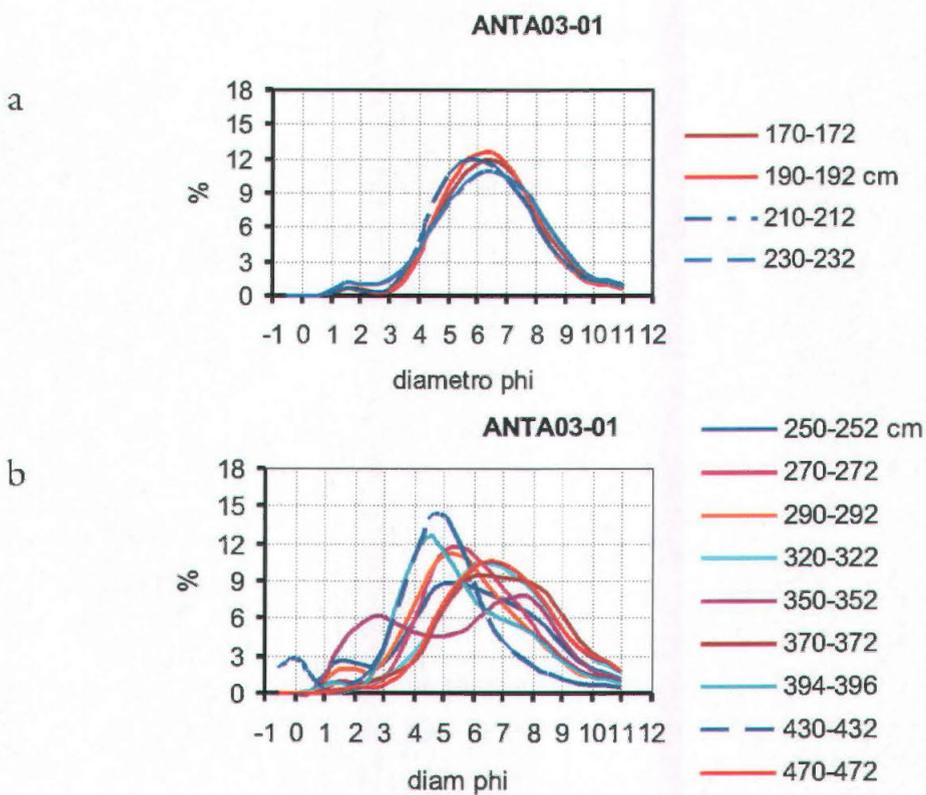


Fig. 3.2.6. Curve granulometriche: livelli 170-232 cm (a), 250-472 cm (b).

Sotto i 250 cm aumenta di molto la sabbia, le curve sono più aperte, meno classate, in qualche caso bimodali, con mode in sabbia fine e silt grossolano. La scarsa classazione è tipica del trasporto glaciale.

3.2.5. Carbonio Organico Totale (TOC)

Tra il fondo ed i 290 cm il profilo (Fig. 3.2.7) non evidenzia variazioni rilevanti con un valore medio di 0.28%. A 270 cm si osserva un picco (0.7%), i valori poi decrescono fino a 230 cm e aumenta successivamente fino a 150 cm. Da 140 cm alla superficie le concentrazioni di carbonio organico rimangono piuttosto costanti intorno ad un valore medio di 1.1%. I massimi sono associati agli strati compresi tra 116 e 96 cm e tra 80 e 54 cm.

3.2.6. Azoto totale

La concentrazione di azoto (Fig. 3.2.7) è massima nello strato superficiale dove raggiunge lo 0.78 % ma scende a 0.11 già a 7 cm. L'andamento è quindi molto lineare fino a 210 cm quando la concentrazione diminuisce drasticamente fino a 250 cm. Aumenta nuovamente da 270 a 290 cm e raggiunge i valori minimi al fondo.

3.2.7. Rapporto TOC/N

Il rapporto risulta compreso tra 1.5 e 10.1 (Fig. 3.2.8). Il valore minimo corrisponde al livello superficiale oltre al quale il rapporto aumenta per raggiungere il valore di 10 a 100 cm. Segue una brusca riduzione tra 115 e 130 cm, un ulteriore incremento a 150 cm che si protrae fino a 230 cm ed infine una diminuzione fino alla fine della carota, fatta eccezione per un picco a 250 cm ed un secondo a 395 cm che rappresenta il massimo assoluto.

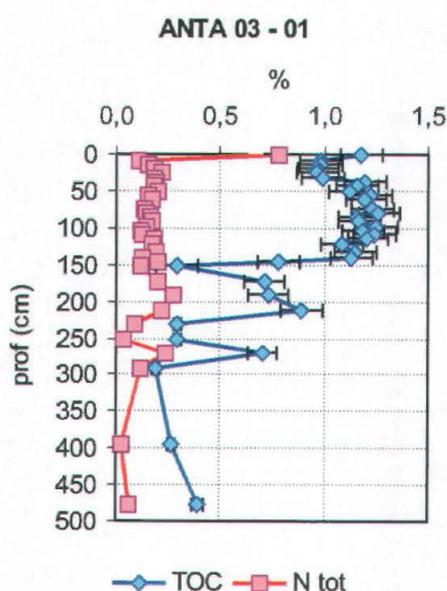


Fig. 3.2.7. Distribuzione del carbonio organico e dell'azoto totale. Ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni..

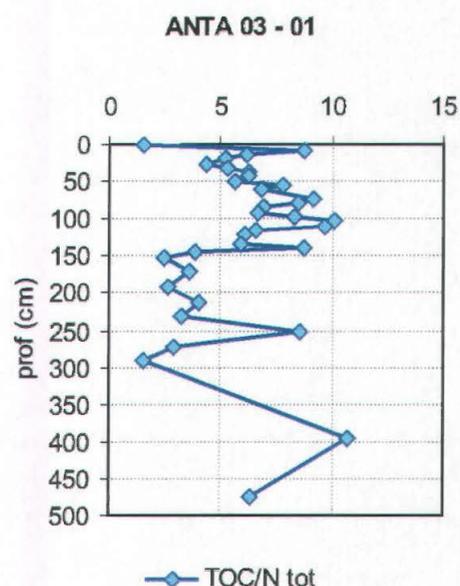


Fig. 3.2.8. Distribuzione del rapporto tra carbonio organico e azoto totale.

3.2.8. Carboidrati

La frazione rappresentata dalle molecole più labili (Fig. 3.2.9), estraibili in acqua, varia tra $12,7 \pm 1,3$ e $186,2 \pm 2,9$ $\mu\text{g/g}$, diminuisce progressivamente nei primi 6 cm mantenendosi poi pressoché costante su 80 $\mu\text{g/g}$ fino a circa 150 cm. Solo in alcuni livelli la concentrazione supera i 100 $\mu\text{g/g}$. Il decremento che si osserva sotto i 150 cm è notevole con concentrazioni medie pari a $28,8$ $\mu\text{g/g}$. Come già osservato, le concentrazioni più elevate di carboidrati estraibili in acqua non corrispondano allo strato più superficiale.

La distribuzione della frazione più refrattaria (Fig. 3.2.9) è più variabile: la concentrazione, compresa tra $65,0 \pm 1,9$ e $536,2 \pm 37,5$ $\mu\text{g/g}$, è molto elevata fino a 25 cm con un massimo a 6 cm, diminuisce lievemente fino a 100 cm ed a 102 presenta un minimo relativo. Aumenta nuovamente fino a 250 cm e poi scende drasticamente.

Il carbonio glucidico rappresenta mediamente l'1.4% del TOC. La frazione estraibile in acqua incide maggiormente negli stati di fango biogenico e poi si riduce drasticamente mentre la componente più refrattaria, pur diminuendo con la profondità, rimane considerevolmente presente anche nel sedimento di origine glaciale.

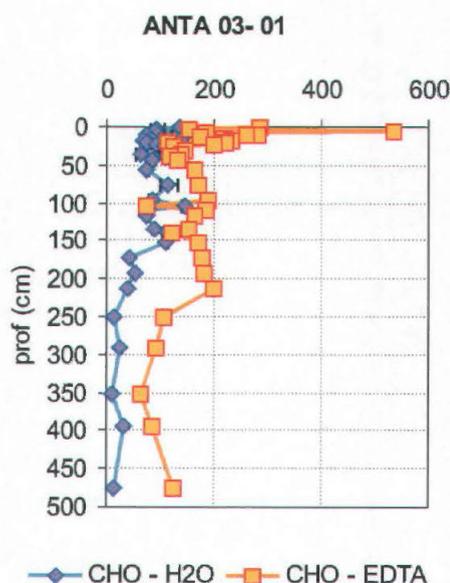


Fig. 3.2.9. Distribuzione dei carboidrati estratti in acqua ed in EDTA; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

superficiali antartici come rilevato da Fabiano & Danovaro (1988) e confermato dalle analisi della carota ANTA01-07. Al di sotto dei 30 cm l'attività si riduce considerevolmente ma viene rilevata fino a 100 cm.

Andamenti simili con velocità idrolitiche più contenute caratterizzano gli enzimi lipasi e β -glucosidasi. La lipasi, in particolare, raggiunge tassi di degradazione pari a $11,2 \pm 1,9$ $\mu\text{M/g/h}$ in superficie (Fig. 3.2.11) poi l'attività decresce notevolmente per aumentare a 18 - 20 cm. Al di sotto dei 25 cm non viene più rilevata. Lievemente inferiore risulta l'attività β -glucosidasica, responsabile della scissione dei legami β -glucosidici, che raggiunge un tasso di idrolisi pari a $5,8 \pm 0,8$ $\mu\text{M/g/h}$ in superficie, decresce progressivamente per aumentare a 20 cm (Fig. 3.2.12). Oltre

3.2.9. Datazioni con il radiocarbonio

Le datazioni eseguite su questa carota interessano il sedimento compreso tra la sommità ed i 160 cm. In superficie è stata calcolata un'età di circa 3710 ± 40 yr mentre il livello più profondo ha indicato un'età di 9550 ± 50 yr. E' pertanto verosimile ritenere che questo settore di carota racchiuda un intervallo temporale di circa 5840 anni. Il tasso di sedimentazione calcolato risulta pari a $36,7$ cm/kyr.

3.2.10. Attività enzimatiche degradative

L'analisi delle attività enzimatiche, condotta per valutare la degradazione della sostanza organica sedimentata, ha confermato un'intensa idrolisi molecolare nei primi 30 cm prevalentemente rivolta alla rottura dei legami peptidici. L'enzima più attivo risulta, infatti, la leucina aminopeptidasi che raggiunge velocità particolarmente elevate a 7 ed a 20 cm (215 $\mu\text{M/g/h}$) (Fig. 3.2.10). Le proteine, infatti, rappresentano la frazione di carbonio organico biopolimerico più abbondante nei sedimenti

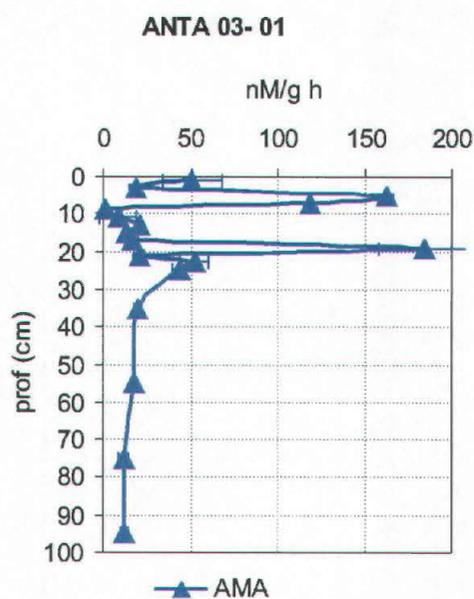


Fig. 3.2.10. Distribuzione dell'attività proteasica; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni..

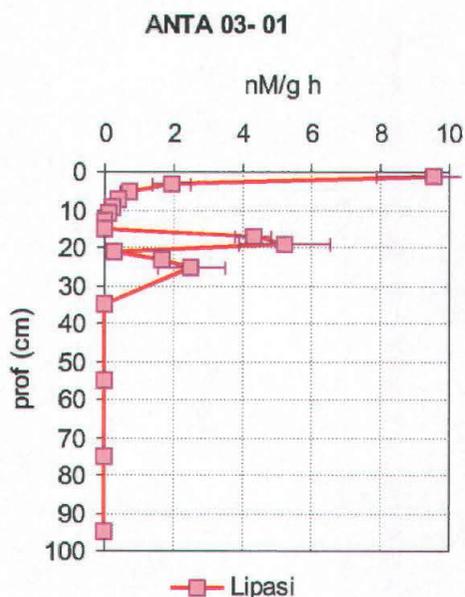


Fig. 3.2.11. Distribuzione dell'attività lipasica; ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

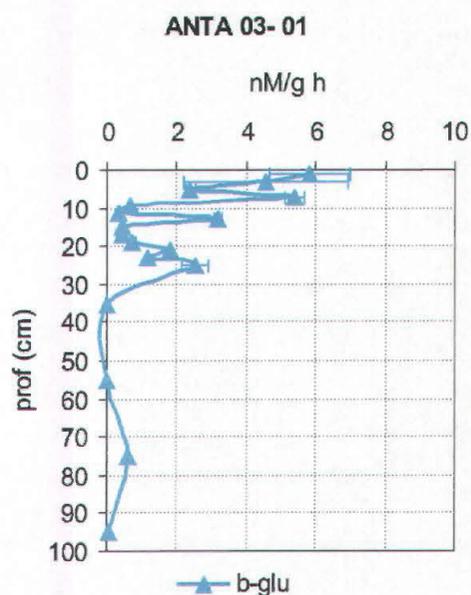


Fig. 3.2.12. Distribuzione dell'attività β -glucosidasica ogni punto rappresenta la media (\pm dev.st) di tre determinazioni.

i 20 cm, l'attività degradativa rimane evidente, seppur ridotta, fino a 100 cm. Al di sotto risulta inferiore ai limiti di sensibilità del metodo analitico adottato. L'intensità dei processi degradativi a carico delle molecole organiche riflette la composizione della matrice biopolimerica con prevalenza di proteine e, di seguito, lipidi e carboidrati. L'azione idrolitica degli enzimi è in grado di mobilizzare, in un'ora, circa lo 0.4% del carbonio organico presente. Tutto ciò si riflette in una modificazione delle diverse frazioni: l'idrolisi glucidica, ad esempio, è in grado di spostare parte dei carboidrati dal pool dei composti più refrattari a quello dei più labili. I tassi d'idrolisi glucidica risultano, infatti, significativamente correlati con le concentrazioni di carboidrati estraibili in acqua ($r=0.841$, $p<0.001$). È ragionevole supporre che l'attività degradativa modifichi le molecole glucidiche adese alle particelle di sedimento rendendole disponibili nella fase acquosa.

4. DISCUSSIONE

Confrontando i profili di suscettività magnetica delle carote ANTA01-07 e ANTA03-01 con quelli relativi a carote precedentemente raccolte nelle stesse aree (Fig. 4.1.) è emersa una sostanziale omogeneità che, associata alle osservazioni radiografiche, ai risultati ottenuti dalle analisi sedimentologiche, ed dalle datazioni (Fig. 4.2.) porta a definire le due carote campionate tipiche dell'area del Joides Basin.

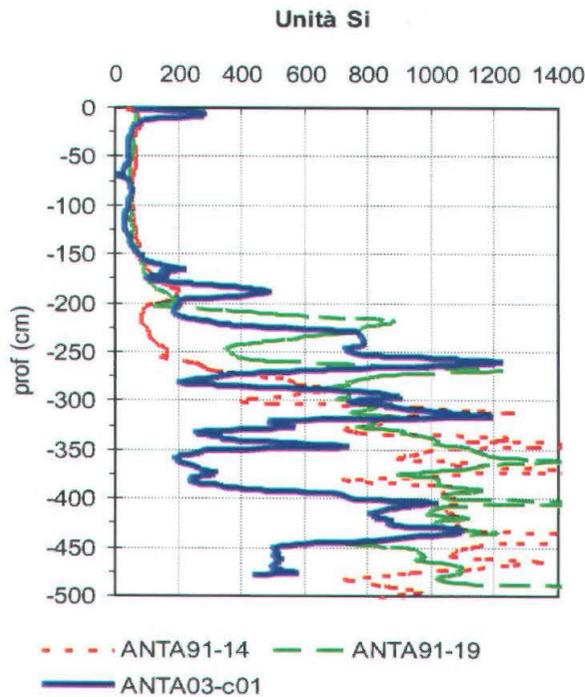


Fig. 4.1. Profili di suscettività magnetica in carote campionate nel bacino Joides.

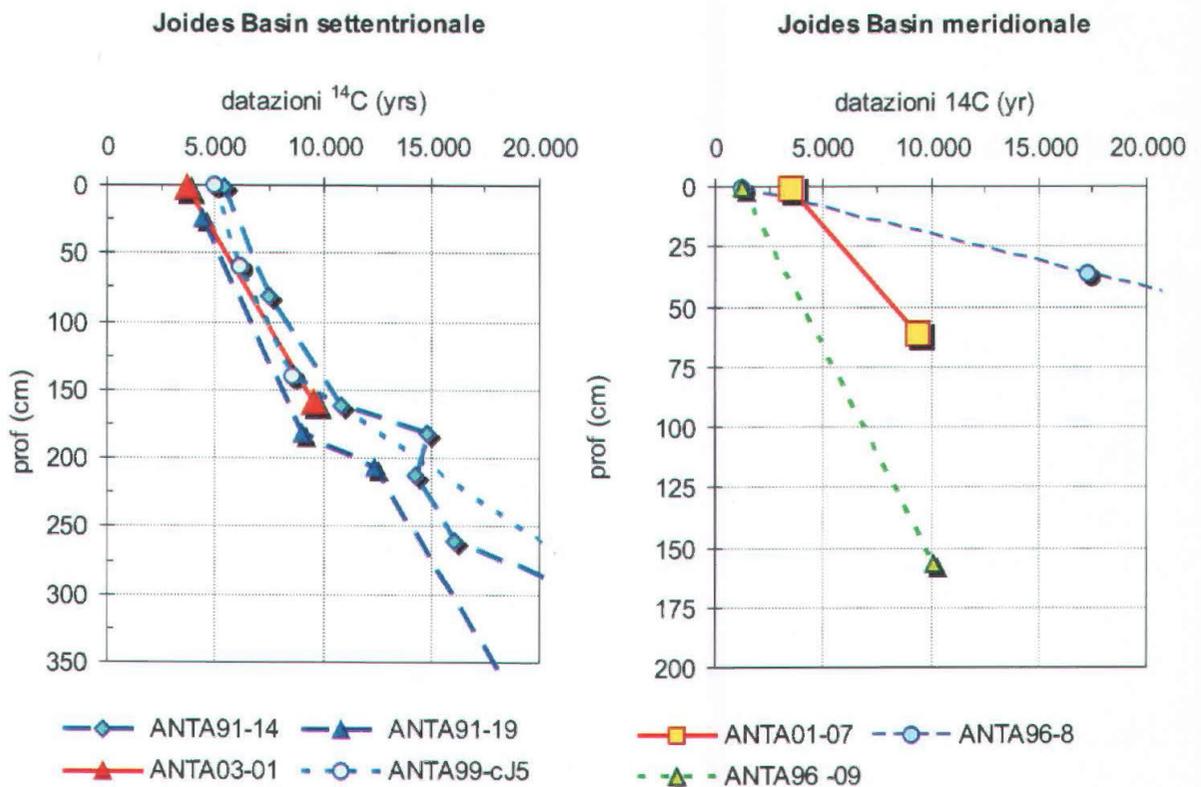


Fig. 4.2. Datazioni su carote campionate nel bacino Joides.

In particolare la carota ANTA01-07 è stata raccolta nel settore meridionale del bacino mentre la carota ANTA03-01 nel settore settentrionale. Studi recenti sulla morfologia del Joides Basin e sulle caratteristiche dei sedimenti hanno evidenziato che la soglia morfologica che divide il bacino in due sottobacini potrebbe corrispondere a uno dei punti di ancoraggio della calotta in questo settore del mare di Ross (Licht *et al.*, 1996; Shipp *et al.*, 1999; Brambati *et al.*, 2002). Le due aree, pertanto, potrebbero essere state soggette ad un diverso tipo di sedimentazione: Brambati *et al.* (2002) propongono, per il settore settentrionale, la sedimentazione di un diamicton glaciomarino mentre Finocchiaro *et al.* (2000) suggeriscono, per l'area meridionale, la deposizione di un diamicton subglaciale. La suddivisione tra i due tipi di diamicton, proposta originariamente da Licht *et al.* (1996), è determinata dalla presenza di una sottile lama d'acqua tra la calotta glaciale ed il fondale. Nel caso del diamicton glaciomarino la lamina è presente mentre il diamicton subglaciale si forma quando la calotta appoggia sul fondo, provocando il sovraconsolidamento del materiale.

La litologia dei campioni esaminati varia tra diamicton e fango biogenico. I livelli più antichi, risalenti quasi certamente all'ultimo massimo glaciale, sono costituiti da diamicton e sono caratterizzati da alti valori di suscettività magnetica e da un basso contenuto di componenti biogeniche. Nella carota ANTA01-07 il diamicton è presente fino a 78 cm, mentre nella carota ANTA03-01 raggiunge i 280 cm. Le diverse concentrazioni di TOC rientrano negli intervalli indicati da Licht *et al.* (1999) per la suddivisione del diamicton rispettivamente in subglaciale e glaciomarino.

Al di sopra del diamicton si rileva una sequenza di transizione caratterizzata da alternanza di sedimenti a variabile contenuto di sabbia che presenta valori di suscettività magnetica tanto maggiori quanto più abbondante è la sabbia. Secondo Kellog *et al.* (1979) i livelli di transizione dovrebbero essere riferibili ad una deposizione nei pressi della linea d'ancoraggio della calotta glaciale e pertanto dovrebbero essere relazionabili alle fasi iniziali di scioglimento dei settori basali del ghiaccio. Nelle carote esaminate la sequenza di transizione è evidenziabile tra 61 e 78 cm (ANTA01-07) e tra 180 e 280 cm (ANTA03-01). Questa sequenza evolve verso i sedimenti biogenici di mare aperto caratterizzati da bassi valori di suscettività magnetica, che indicano scarsi apporti di materiale continentale, e dalla presenza di residui biologici quali frustuli di diatomee, spicole di spugne, gusci di foraminiferi, ecc. Questa tipica litologia post glaciale è il risultato del ritiro della EAIS dal mare di Ross. La cronologia degli eventi è già nota in letteratura: il ritiro delle linee di ancoraggio nel mare di Ross è iniziato circa 11 ka e condizioni di ice shelf, successive quindi al ritiro delle grounding lines, si sono stabilite, nel Joides Basin, all'incirca 8-10 ka fa (Domack *et al.*, 1999; Brambati, 2000).

Le datazioni effettuate con il metodo del ^{14}C confermano le differenze legate ai due sottobacini: la velocità di sedimentazione, calcolata per semplice rapporto tra le età misurate e lo spessore tra i livelli datati, è pari a 10.3 cm/ka nel settore meridionale ed a 27.2 cm/ka in quello settentrionale. Nel bacino Joides la velocità di sedimentazione varia da un massimo di 38 cm/ka a meno di 1 cm/ka (Brambati *et al.*, 1999; Finocchiaro *et al.*, 2000; Frignani *et al.*, 1998; Giglio, 1996). La maggior parte delle informazioni disponibili riguardano, peraltro, i fanghi olocenici del settore settentrionale mentre esiste un solo dato di confronto per il bacino Joides meridionale dove Finocchiaro *et al.* (2000) hanno misurato un tasso pari a 18 cm/ka.

Le concentrazioni di TOC sono elevate come già riportato da Dunbar *et al.* (1985), DeMaster *et al.* (1996), Langone *et al.* (1998) e Finocchiaro *et al.* (2000) e si attestano su valori massimi di 1.1-1.2 % evidenziati a livelli subsuperficiali (80-30 cm nella carota ANTA01-07 e 116-96 cm e 80-54 cm nella carota ANTA03-01). L'arricchimento in TOC nel Mare di Ross occidentale è normalmente attribuito ai processi di fusione precoce del ghiaccio marino che si verificano durante l'estate australe e che sostengono lo sviluppo di intense fioriture fitoplanctoniche. L'ingressione, inoltre, di acque più calde con elevati tenori di nutrienti, come la Circumpolar Deep Water (CDW), crea le condizioni per il perdurare delle fioriture. L'apporto di acqua circumpolare è maggiore nel

settore settentrionale dove la CDW si incunea tra le acque antartiche (Locarnini, 1994) e condiziona maggiormente la produzione planctonica e, di conseguenza, i tassi di sedimentazione.

I flussi di TOC al fondo non sempre corrispondono all'effettiva produzione nella sovrastante colonna d'acqua ma sono influenzati da processi di importazione ed esportazione soprattutto di particelle fini. Il destino della sostanza organica prodotta dalle microalghie dipende, infatti, dalla struttura della comunità planctonica, e soprattutto delle dinamiche che regolano i flussi trofici al suo interno (Fonda Umani *et al.*, 2002). Una comunità fitoplanctonica dominata da diatomee di grandi dimensioni favorisce il trasferimento di energia prevalentemente lungo la rete del pascolo con conseguente flusso di esportazione sotto forma di fecal pellets di predatori erbivori. Al contrario, un popolamento fototrofo dominato da *Phaeocystis* sostiene lo sviluppo di un'efficiente rete microbica ed il materiale biogenico viene riciclato negli strati superficiali della colonna d'acqua determinando flussi sedimentari molto ridotti o nulli.

La sostanza organica raggiunge il fondo sotto forma di particelle di varie dimensioni costituite da organismi planctonici senescenti, resti di organismi, fecal pellets o aggregati macromolecolari. Particelle di piccole dimensioni possono subire, infatti, durante la discesa lungo la colonna d'acqua, processi di aggregazione che, aumentandone le dimensioni, favoriscono la sedimentazione. Il particellato inizia il processo diagenetico lungo la colonna d'acqua attraverso la degradazione batterica che avviene in maniera più o meno spinta a seconda delle caratteristiche della massa d'acqua in cui precipita ed in relazione alla sua composizione molecolare. Per questo motivo la composizione chimica del sedimento che si accumula può essere molto diversa da quella del materiale planctonico originario (DeMaster *et al.*, 1996). Il rapporto TOC/azoto evidenzia le modificazioni diagenetiche avvenute: i bassi valori rilevati alla superficie del sedimento si discostano, infatti, dal valore di 7, tipico rapporto C/N nelle diatomee antartiche (Burckle & Abrams, 1987). In profondità, invece, il rapporto TOC/azoto aumenta considerevolmente indicando un diverso grado di preservazione delle molecole contenenti i due elementi.

Successivamente alla deposizione la cinetica della degradazione della sostanza organica sedimentata subisce notevoli modificazioni. Una frazione viene degradata velocemente in presenza di ossigeno ma una parte sfugge alla degradazione e, secondo Henrichs (1992), ciò è in relazione principalmente alla velocità di sedimentazione.

La velocità di sedimentazione ha una grande influenza sulla reattività e sulla preservazione della sostanza organica poiché condizionando il tasso di seppellimento determina la più o meno rapida sottrazione del carbonio organico dai processi diagenetici rapidi che avvengono nel benthic boundary layer (BBL). Utilizzando i valori delle velocità di sedimentazione sono stati calcolati i tassi di accumulo (S) secondo la formula $S = \rho (1 - \Phi)$ (Carpenter *et al.*, 1981)

Dove:

S = tasso lineare di sedimentazione (cm/yr)

ρ = densità del sedimento secco (2.5 g/cm³)

Φ = porosità.

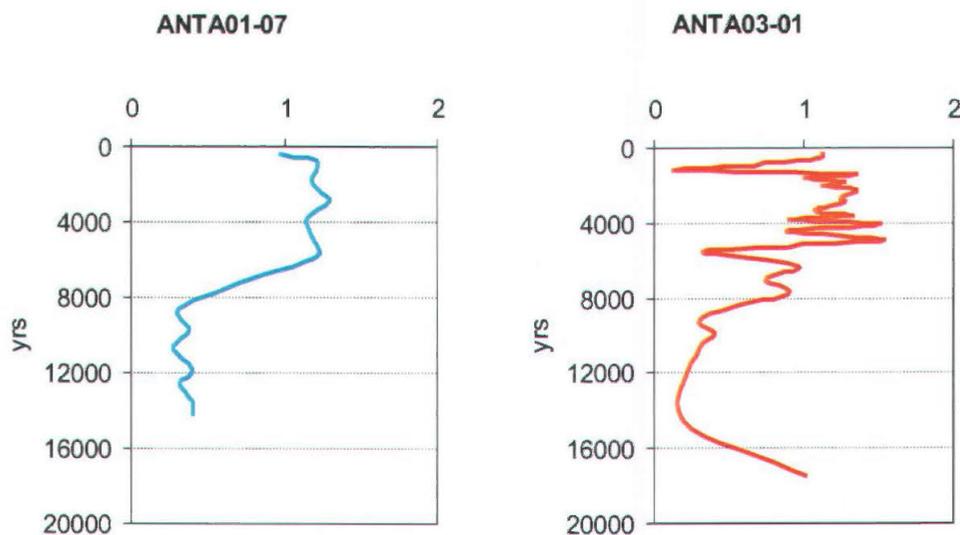
Moltiplicando il tasso di accumulo per la concentrazione di TOC si ottiene il flusso sedimentario del carbonio organico o tasso di seppellimento. I flussi di TOC così calcolati variano tra 0.04 e 0.23 g/cm² ka, valori analoghi a quanto riportato da Giglio (1996) per il bacino Joides. Risultano molto bassi e molto omogenei nella carota meridionale (ANTA01-07) e maggiormente variabili nella carota ANTA03-01.

Il calcolo dell'efficienza di seppellimento (BE - Burial Efficiency), il rapporto, cioè, tra il flusso sedimentario di carbonio organico ed il tasso di accumulo sovrastante (Hedges & Keil, 1995), permette di evidenziare valori estremamente bassi rispetto a quanto determinato da Hartnett *et al.* (1998) nei sedimenti dell'oceano Pacifico settentrionale. Nel bacino Joides l'indice BE risulta

compreso tra 0.3 e 1.3 % indicando come il materiale biogenico venga rapidamente degradato. L'efficienza di seppellimento del carbonio organico è una funzione della concentrazione di O_2 (Harnett *et al.*, 1998). Nei sedimenti a contatto con acque ad elevato contenuto di O_2 l'indice BE risulta estremamente basso ($\ll 2\%$). Le acque di fondo della piattaforma antartica non sono caratterizzate da concentrazioni di ossigeno disciolto particolarmente basse, condizione tipica dell'acqua circumpolare che fluisce, però, nel Mare di Ross a livelli intermedi.

La distribuzione dei valori BE lungo la carota (Fig. 4.3.) mette in evidenza una variazione nell'efficienza di seppellimento tra 5ka e 2.7-2.9 ka periodo indicato da Licht *et al.* (1998) e Emslie *et al.* (2003) come un massimo climatico con alte concentrazioni di carbonio organico nel Mare di Ross. Viste le relazioni dell'indice con la concentrazione di O_2 , è possibile ipotizzare che le condizioni climatiche favorevoli abbiano sostenuto i processi di produzione primaria incrementando, di conseguenza, anche la sedimentazione di materiale biogenico. L'incremento di materiale organico al fondo ha determinato l'aumento delle attività degradative sostenute dai batteri che hanno, probabilmente, consumato l'ossigeno disponibile determinando condizioni di ipossia-anossia favorevoli alla preservazione del materiale organico sedimentato.

Il materiale biogenico è costituito prevalentemente da biopolimeri (proteine, lipidi, carboidrati, acidi nucleici) la cui degradazione avviene velocemente in condizioni ossiche o subossiche. Le molecole possono però adsorbirsi alle particelle minerali e così resistere alla degradazione for-



4.3. Distribuzione dell'indice BE (Burial Efficiency) nelle due carote.

mando un monolayer che ricopre le sinuosità morfologiche e gli spazi interni impedendo stericamente le reazioni idrolitiche enzimici-mediate. La preservazione della sostanza organica dipende quindi dall'equilibrio che si instaura tra l'adsorbimento e la degradazione, supportata dalle condizioni di ossigenazione e dai processi di diffusione dell'ossigeno negli spazi interstiziali del sedimento. Numerose ricerche hanno messo in evidenza, infatti, la relazione esistente tra la preservazione della sostanza organica e la superficie delle particelle di sedimento (Hedges & Keil, 1995).

Per verificare il grado di preservazione delle molecole biopolimeriche nei sedimenti del Joides Basin, è stata valutata la loro concentrazione lungo il sedimento. I risultati ottenuti rappresentano le prime informazioni disponibili sulla concentrazione di tali macromolecole lungo la carota poi-

ché la maggior parte delle ricerche è stata rivolta alla determinazione della frazione refrattaria della sostanza organica costituita prevalentemente da acidi umici e fulvici, indicatori del processo di umificazione (Zegouagh *et al.*, 1999) e dei prodotti di degradazione come l'acetato (Welisbury *et al.*, 1997). I pochi dati disponibili nel Mare di Ross relativi alla composizione biopolimerica del sedimento si riferiscono a studi effettuati sui primi 15 cm di sedimento (Fabiano & Danovaro, 1998). La parte più superficiale del sedimento, infatti, è interessata dai processi biologici legati al comparto bentonico. Gli organismi di fondo traggono energia dal sedimento ed in particolare dai biopolimeri in esso contenuti che rappresentano un'importante fonte energetica. La composizione della sostanza organica costituisce, pertanto, un fondamentale tassello nella comprensione del grado trofico del sistema di fondo. Geologi e geotecnici, al contrario, sono molto interessati allo studio dei processi profondi che portano alla generazione di idrocarburi liquidi e gassosi. Per questo motivo sono disponibili informazioni scarse e frammentarie sulla presenza di biopolimeri negli strati profondi del sedimento ed in particolare in aree antartiche.

Nelle carote esaminate la componente biopolimerica rappresenta circa il 10% della sostanza organica totale e le sue concentrazioni risultano estremamente elevate rispetto a quanto rilevato in sedimenti profondi di aree costiere a latitudini temperate e simili a quanto osservato in ambienti fortemente produttivi (Fabiano & Danovaro, 1998; Mayer, 1989). Negli strati superficiali il suo contributo al TOC è maggiore e decresce con la profondità ma senza evidenziare variazioni considerevoli. Le proteine rappresentano la percentuale più rilevante, seguite da lipidi e carboidrati. La considerevole presenza di proteine caratterizza il sedimento antartico dove, secondo alcuni autori, sono prevalentemente presenti in forma solubile (Fabiano & Danovaro, 1998). I sedimenti profondi sono, infatti, generalmente arricchiti in carboidrati che rappresentano la classe principale di biopolimeri soprattutto in sistemi oligotrofici (Danovaro *et al.*, 1993; Danovaro, 1996). La distribuzione delle macromolecole, ed in particolare di lipidi e carboidrati, è fortemente influenzata dalle caratteristiche del sedimento: le concentrazioni lipidiche sono correlate significativamente ($p > 0.001$) con il silt in maniera diretta mentre indirettamente si relazionano alla sabbia. Questo conferma quanto già osservato da Hedges & Keil (1995) che relazionano la preservabilità della sostanza organica alla dimensione del sedimento sulla base di meccanismi di adsorbimento. Mayer (1994) sostiene che in sedimenti a granulometria fine sono presenti particelle minerali che possono influenzare la reattività della sostanza organica durante i primi stadi dei processi diagenetici. In particolare il materiale proteinaceo può essere stabilizzato da associazioni organo-minerali più efficientemente che quello glucidico e quindi, come osservato, preservarsi più efficacemente (Pantoja & Lee, 1999). Le proteine, inoltre, possono formare delle strutture micellari incapsulate in molecole alifatiche difficilmente attaccabili dagli enzimi (Knicker & Hatcher, 1997).

La distribuzione dei biopolimeri lungo il sedimento ha permesso di confermare le informazioni ottenute dalla distribuzione del TOC (Fig. 4.4.) soprattutto in relazione agli eventi paleoambientali che ne hanno favorito la sedimentazione e/o la conservazione. I carboidrati, in particolare, molecole meno conservate rispetto alle proteine e presenti in concentrazioni più ridotte, risultano più concentrati nello strato corrispondente al massimo climatico (Fig. 4.5.). Queste informazioni fanno ipotizzare o una più intensa produzione nella zona fotica della colonna d'acqua o una produzione specie-specifica sostenuta da un organismo in grado di rilasciare la maggior parte del materiale fotosintetizzato. Alcune diatomee, infatti, in condizioni di limitazione o di stress possono liberare all'esterno, molecole organiche, prevalentemente polisaccaridiche. Queste molecole tendono ad assumere conformazioni ordinate che le portano alla formazione di aggregati caratterizzati da una maggior velocità di sedimentazione. Le analisi in corso per la valutazione su tutti i livelli campionati delle associazioni di diatomee contribuirà alla comprensione del processo e potrà fornire un contributo alle conoscenze paleoclimatiche. Un'ulteriore ipotesi, collegata alla diminuzione di ossigeno nelle acque di fondo, potrebbe essere supportata da modificazioni nella produzione di acque dense legate all'optimum climatico. Questo determinerebbe un minor ricambio soprattutto ai livelli profondi e, di conseguenza, una maggior ingressione di CDW caratteriz-

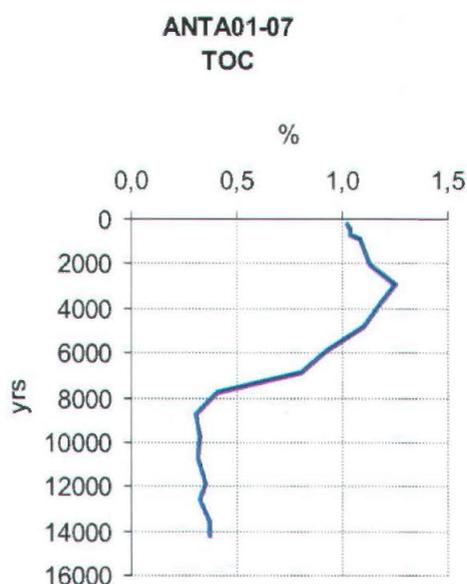


Fig. 4.4. Distribuzione del TOC in funzione dell'età del sedimento.

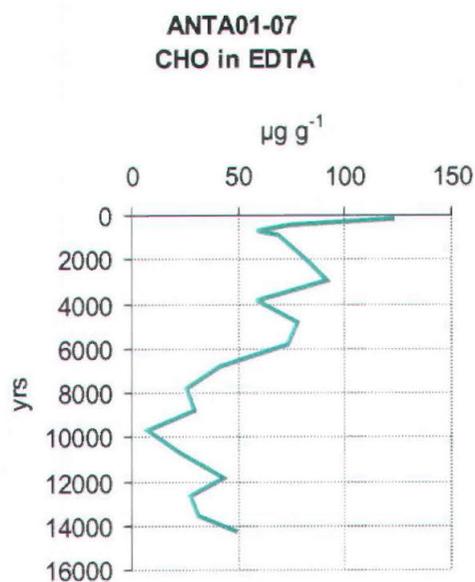


Fig. 4.5. Distribuzione dei carboidrati (CHO) estratti in EDTA in funzione dell'età del sedimento.

zata da bassi livelli di O₂.

Uno dei problemi principali nello studio dei processi di degradazione/preservazione della sostanza organica nei sedimenti riguarda la verifica della efficienza dei processi degradativi mediati dagli enzimi anche a seppellimento avvenuto. Analizzando l'attività di alcuni enzimi idrolitici, in grado cioè di rompere specifici legami C-C e C-N, è stato possibile evidenziare come i processi di modificazione della matrice organica siano attivi, nel bacino Joides, fino a circa 1 m di profondità.

Come già riportato per sedimenti profondi di aree temperate (Dell'Anno *et al.*, 2000), l'enzima aminopeptidasi che rompe il legame peptidico tra gli aminoacidi, risulta il più attivo seguito dalla lipasi e dalla glucosidasi, enzimi che degradano rispettivamente lipidi e glucidi. L'attività enzimatica risulta substrato-indotta: le proteine, infatti, sono la componente più abbondante, seguita da lipidi e glucidi. È interessante osservare come l'enzima glucosidasi risulti fortemente correlato alla concentrazione di zuccheri più labili, estraibili in acqua. Questo conferma il ruolo dell'attività enzimatica nella modificazione della sostanza organica: tali zuccheri, infatti, essendo molto solubili in acqua subiscono processi di mobilizzazione molto intensi. La loro concentrazione negli strati profondi del sedimento risulta estremamente scarsa; in profondità, infatti, sono più concentrati gli zuccheri più intensamente legati al sedimento, estraibili in EDTA, probabilmente adsorbiti sulle particelle inorganiche. L'azione degli enzimi idrolitici, quindi, è quella di mobilizzare la frazione glucidica adesa alle particelle rendendola solubile e quindi meno preservabile.

Nel loro insieme gli enzimi idrolitici testati sono in grado di mobilizzare, potenzialmente, quantità piuttosto rilevante di carbonio organico diminuendo la preservabilità delle macromolecole e condizionandone la trasformazione. L'azione degli enzimi, infatti, è in grado di modificare la struttura conformazionale delle molecole eliminando i sostituenti e arricchendo la matrice organica in composti ad elevato contenuto di C. Evidente risulta, infatti, l'incremento del rapporto C/N con la profondità del sedimento.

5. CONCLUSIONI

La ricerca condotta al fine di verificare la possibilità di utilizzare parametri biochimici quali markers paleoambientali ha fornito risultati interessanti sia perché ha permesso di indagare più approfonditamente la distribuzione della sostanza organica sia perché ha evidenziato l'entità dei processi di decomposizione.

Dai risultati ottenuti emerge come la sostanza organica di origine biogenica, sedimentata nel bacino Joides, sia costituita, per circa il 10% da biopolimeri (lipidi, proteine, carboidrati), concentrazioni analoghe a quanto rilevato in sedimenti profondi di zone temperate fortemente produttive.

Questa frazione labile della sostanza organica subisce degli intensi processi di degradazione ai livelli superficiali che si protraggono fino a profondità che raggiungono il metro. La presenza di ossigeno nelle acque di fondo facilita, infatti, la degradazione aerobia diminuendo la preservabilità delle molecole più labili.

La sostanza organica sedimentata risulta fortemente arricchita in materiale proteico che viene velocemente degradato poiché rappresenta un'importante serbatoio di azoto. Il rapporto C/N, infatti, aumenta con la profondità del sedimento a dimostrazione del progressivo arricchimento in carbonio.

I maggiori input di materiale organico, corrispondenti ai periodi di optimum climatico, si riflettono in una più elevata concentrazione della frazione biopolimerica ed in particolare dei carboidrati facendo ipotizzare una loro possibile utilizzazione come markers paleoambientali. Questa frazione organica risulta diversamente concentrata nelle due carote studiate sottolineando le differenze esistenti tra il bacino Joides settentrionale e quella meridionale.

I risultati ottenuti rappresentano un primo approccio ad una problematica estremamente complessa che riguarda, nell'aspetto più ampio, il ciclo del carbonio ed il ruolo del sedimento come serbatoio sia di molecole organiche che, e forse soprattutto, di informazioni pregresse.

6. BIBLIOGRAFIA

- Anderson JB (1999) *Antarctic Marine Geology*, Cambridge University Press, Cambridge (UK), pp 289.
- Anderson JB, Brake CF, Domack E, Myers N, Wright R (1983) Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. In: Molnia BF (ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York, pp. 233-264.
- Anderson JB, Brake CF, Myers NC (1984) Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Mar Geol* 57 : 295-333.
- Anderson JB, Molnia BF (1989) *Glacial Marine-Sedimentation*. Short Course in Geology, v. 9, 28th Int. Geological Congress, Washington, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., pp.127
- Anderson JB (1991) The Antarctic continental shelf: results from marine geological and geophysical investigations. In: Tingey RJ (ed.) *The Geology of Antarctica*, Oxford monographs on geology and geophysics, vol. 17, Clarendon Press, Oxford, pp. 285-334.
- Andrews JT, Domack EW, Cunningham WL, Leventer A, Licht KJ, Jull AJT, DeMaster DJ, Janning AE (1999) Problems and possible solutions concerning radiocarbon dating of surface marine sediments, Ross Sea, Antarctica. *Quaternary Research* 52: 206-216.
- Arnosti C (1998) Rapid potential rates of extracellular enzymatic hydrolysis in Arctic sediments. *Limnol Oceanogr* 43: 315-324.
- Bacastow R, Meiner-Reiner E (1991) Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production. *Global Biogeochem Cycles* 5: 71-85.
- Baroni C, Orombelli G (1995) Variazioni glaciali e climatiche in Antartide. *Le Scienze* 324: 22-31.
- Barrett PJ (1975) Textural characteristics of Cenozoic preglacial and glacial sediments at site 270, Ross Sea, Antarctica. In: Hayes DE, Frakes LA. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C., 757-767.
- Bates RL, Jackson JA (Eds.) (1980) *Glossary of Geology*. 2nd ed., American Geological Institute, Falls Church, Virginia, pp 751.
- Bentley MJ (1997) *Antarctic Ice at the Last Glacial Maximum and its impact on global sea level change*. European Union of Geosciences, Strasbourg, pp 158.
- Bigg GR, Jickell TD, Liss PS, Osborn TJ (2003) The role of the oceans in climate *Int J Climatol* 23: 1127-1159.
- Bligh EG, Dyer W (1959) A rapid method for total lipid extraction and purification. *Can J Biochem Physiol* 37: 911-917.
- Brambati A (2000) Paleoclimatic and paleoenvironmental records in sediments from the Southern Ocean (Strait of Magellan and Ross Sea). *Terra Antarctica Reports* 4: 1-42.
- Brambati A, Corradi N, Finocchiaro F, Giglio F (2002) The position of the Last Glacial Maximum grounding line in the Joides Basin: an interpretation based on sedimentological and geotechnical data. *Royal Soc New Zealand Bull* 35: 365-372.

- Brambati A, Fanzutti GP, Finocchiaro F, Melis R, Pugliese N, Salvi G, Faranda F (1999) Some paleoecological remarks on the Ross Sea Shelf, Antarctica. In: Faranda F, Guglielmo L, Ianora A (eds) Ross Sea Ecology, ItaliAntartide Expeditions (1987-1995), Springer-Verlag, pp.51-61.
- Burckle LH, Abrams N (1987) Regional late Pliocene-early Pleistocene hiatuses of the Southern ocean: Diatom evidence. *Mar Geol* 77: 207-218.
- Burckle LH, Cirilli J (1987) Origin of diatom ooze belt in the Southern Ocean: implications for late Quaternary paleoceanography. *Micropal* 33 (1): 82-86.
- Carpenter R, Bennet JT, Peterson ML (1981) ²¹⁰Pb activities and fluxes to sediments of the Washington continental slope and shelf. *Geochem Cosmochim Acta* 45: 1155-1172.
- Colacino M (2001) L'atmosfera ed il clima. In: Antartide. Terra Antartica publ. pp. 37-44.
- Corradi N, Giordano F, Ivaldi R, Langone L, Pittà A (2003) High-resolution seismic mapping of the Holocene diatomaceous Muddy Drape in the northern Joides Basin (Ross Sea, Antarctica). *Terra Antartica Reports* 9: 83-88.
- Cox EJ (1992) Identification of Freshwater Diatoms from Live Material. Chapman & Hall, London, UK, pp 157.
- Danovaro R (1996) Detritus-bacteria-meiofauna interactions in a seagrass bed (*Posidonia oceanica*) of the NW Mediterranean. *Mar Biol* 127: 1-13.
- Danovaro R, Fabiano M, Dalla Croce N (1993) Labile organic matter and microbial biomasses in deep-sea sediments (Eastern Mediterranean Sea) *Deep Sea Res* 40: 953-965.
- de Brouwer JFC, Stal LJ (2001) Short-term dynamics in microphytobenthos distribution and associated extracellular carbohydrates in surface sediments of an intertidal mudflat. *Mar Ecol Prog Ser* 218: 33-44.
- Dell'Anno A, Fabiano M, Mei ML, danovaro R (2000) Enzymatically hydrolysed protein and carbohydrate pools in deep-sea sediments: estimates of the potentially bioavailable fraction and methodological considerations. *Mar Ecol Prog Ser* 196: 15-23.
- DeMaster DJ, Raguenaud O, Nittrouer CA (1996) Preservation efficiencies and accumulation rates for biogenic silica and organic C, N, and P in high-latitude sediments: the Ross Sea. *J Geophys Res.* 101: 501-518.
- Denton GH, Prentice ML, Burckle LH (1991) Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. In: R.J. Tingey (Ed.), *The Geology of Antarctica*, Oxford monographs on geology and geophysics, vol. 17, Clarendon Press, Oxford, pp. 365-433.
- Domack EW, Jacobson EA, Shipp S, Anderson JB (1999) Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice Sheet system in the Ross Sea: Part 2. Sedimentologic and stratigraphic signature. *Geol Soc Am Bull* 111: 1517-1536.
- Domack EW, Anderson JB, Kurtz DD (1980) Clast shape as an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments. *J Sed Petrol* 50: 813-820.
- Drewry DJ, Cooper APR (1981) Processes and models of Antarctic glacio-marine sedimentation. *Annals of Glaciology* 2: 117-122.
- Drewry DJ, Jordan SR, Jankowski E (1982) Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Ann Glaciol* 3: 83-91.

- Dubois M, Gilles KA, Hamilton JK, Rebers PA, Smith F (1956) Colorimetric method for determination of sugar and related substances. *Analyt Chem* 28: 350-356.
- Dunbar RB, Anderson JB, Domack EW, Jacobs SS (1985) Oceanographic influences on sedimentation along the Antarctic continental shelf. In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf* (Jacobs SS ed.) Antarctic Research Series, A.G.U. 43: 291-312.
- Emslie SD, Berkman PA, Ainley DG, Coats L, Polito M (2003) Late-Holocene initiation of ice-free ecosystems in the southern Ross Sea, Antarctica. *Mar Ecol Prog ser* 262: 19-25.
- Fabiano M, Danovaro R, Frascetti S (1995) A three-year time series of elemental and biochemical composition of organic matter in subtidal sandy sediments of the Ligurian Sea (North-western Mediterranean). *Continental Shelf Res* 15: 1453-1469.
- Fabiano M, Danovaro R (1998) Enzymatic activity, bacterial distribution, and organic matter composition in sediments of the Ross Sea (Antarctica) *Appl Environ Microbiol* 64: 3838-3845.
- Ferrigno JG, Gould WG (1987) Substantial changes in coastline of Antarctica revealed by satellite imagery. *Polar Rec* 23: 577-583.
- Fichez R (1991) Composition and fate of organic matter in submarine cave sediments; implications for the biogeochemical cycle of organic carbon. *Oceanol Acta* 14: 369-377.
- Finocchiaro F, Melis R, Tosato M (2000) Late Quaternary environmental events in two cores from southern Joides Basin (Ross Sea, Antarctica). *Terra Antarctica Reports* 4: 125-130.
- Fonda Umani S, Accornero A, Budillon G, Capello M, Tucci S, Cabrini M, Del Negro P, Monti M, De Vittor C (2002) Particulate matter and plankton dynamics in the Ross sea polynya of Terra Nova Bay during the austral summer 1997-98. *J Mar Systems* 36: 29-49.
- Frignani M, Giglio F, Langone L, Ravaioli M, Mangini A (1998) Late Pleistocene-Holocene sedimentary fluxes of organic carbon and biogenic silica in the northwestern Ross Sea, Antarctica. *Annals of Glaciology* 27: 697-703.
- Froelich PN, Klinkhammer GP, Bender ML, Luedtke Nanviroon, Heath GR, Cullen D, Dauphin P, Hammond D, Hartman B, Maynard V (1979) Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim Cosmochim Acta* 43: 1075-1090.
- Gerchacov SM, Hatcher PG (1972) Improved technique for analysis of carbohydrates in sediments. *Limnol Oceanogr* 17: 938-943.
- Giglio F (1996) *Flussi sedimentari di carbonio e silice biogena in bacini di piattaforma continentale del Mare di Ross (Antartide): correlazioni con le variazioni climatiche oloceniche*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Roma.
- Harris PT (2000) Ripple cross-laminated sediments on the East Antarctic Shelf: evidence for episodic bottom water production during the Holocene? *Mar Geol* 170: 317-330.
- Hartnett HE, Keil RG, Hedges JI, Devol AH (1998). Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572-574.
- Hartree EF (1972) Determination of proteins: a modification of the Lowry method that give a linear photometric response. *Analyt Biochem* 48: 422-427.
- Hayes DE, Frakes LA (1975) General synthesis. In: Hayes DE, Frakes LA (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C., Hayes D.E. et al.,

- 1975a - Sites 270, 271, 272. In: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C., pp. 211-334.
- Hedges JI (1992) Global biochemical cycles: progress and problems. *Mar Chem* 39: 63-69.
- Hedges JI, Keil RG (1995) Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar Chem* 49: 81-115.
- Henrichs SM (1992) Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Mar Chem* 39: 119-149.
- Hoppe HG (1983) Significance of exoenzymatic activities in the ecology of brackish water: measurements by means of methylumbelliferyl substrates. *Mar Ecol Prog Ser* 11: 299-308.
- Houghton J, Ding Y, Griggs D, Noguer M, van der LINDEN, Xiaosu D (2001) *Climate Change 2001: the scientific basis*. IPCC, Cambridge University Press.
- Hughes TJ (1973) Is the West Antarctic Ice Sheet disintegrating? *J Geophys Res* 78: 7884-7910.
- Hughes TJ (1977) West Antarctic ice streams. *Rev Geophys Space Phys* 15: 1-46.
- Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AL, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL, Shackleton NJ (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from revised chronology of the marine ^{18}O record. In: Berger AL (ed) *Milankovitch and climate, part I*, Reidel, Dordrecht, 269-305.
- Keeling CD, Bacastow RB, Carter AF, Piper SC, Whorf TP, Heimann M, Mook WG, Roeloffzen H (1989) A three-dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds. 1. Analysis of observational data. In: *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*. *Geophys Monogr* 55 (Peterson DH ed) pp 165-235.
- Kellogg TB, Kellogg DA (1988) Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 67: 51-74.
- Kellogg TB, Truesdale RS, Osterman LE (1979) Late Quaternary extent of the West Antarctic Ice Sheet: new evidence from Ross Sea cores. *Geology* 7: 249-253.
- Kellogg TB, Osterman LE, Stuiver M (1979) Late Quaternary sedimentology and benthic foraminiferal paleoecology of the Ross Sea, Antarctica. *Jour For Res* 9: 322-335.
- Kennett JP (1977) Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J Geophys Res* 82: 3843-3860.
- Knicker H, Hatcher PG (1997) Survival of protein in an organic-rich sediment: possible protection by encapsulation in organic matter. *Naturwissenschaften* 84: 231-234.
- Krom MD, Berner RA (1980) The diffusion coefficients of sulfate, ammonium and phosphate ions in anoxic marine sediments. *Limnol Oceanogr* 25: 327-337.
- Kowles R (1982) Denitrification. *Microbiol Rev* 46: 43-70.
- Langone L, Frignani M, Labbrozzi L, Ravaioli M (1998) Present-day biosiliceous sedimentation in the NW Ross Sea (Antarctica). *J Mar Systems* 17: 459-470.
- Legendre L, Michaud J (1998) Flux of biogenic carbon in oceans: size-dependent regulation by pelagic food webs. *Mar Ecol Prog Ser* 164: 1-11.

- Locarnini AR (1994) Water masses and circulation in the Ross Gyre and environs. PhD dissertation, Texas A&M University.
- Licht KJ, Cunningham WL, Andrews JT, Domack EW, Jennings AE (1998) Establishing chronologies from acid-insoluble organic ¹⁴C dates on Antarctic (Ross Sea) and Arctic (North Atlantic) marine sediments. *Polar Res* 17: 203-216.
- Licht KJ, Dunbar NW, Andrews JT, Jennings AE (1999) Distinguishing subglacial till and glacial marine diamictos in the western Ross Sea, Antarctica: Implications for a last glacial maximum grounding line. *GSA Bulletin* 111 (1): 91-103.
- Licht KJ, Jennings AE, Andrews JT, Williams KM (1996) Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. *Geology* 24: 223-226.
- Marsh JB, Weinstein DB (1966) Simple charring method for determination of lipids. *J Lipid Res* 7: 574-576.
- Mayer LM (1989) Extracellular proteolytic enzyme activity in sediments of an intertidal mudflat. *Limnol Oceanogr* 34: 973-981.
- Medlin LK, Priddle J (1990) Polar Marine Diatoms. British Antarctic Survey, Natural environment Research Council ed. Cambridge, UK., pp 214.
- Morgan VI (1972) Oxygen isotope evidence for bottom freezing on the Amery Ice Shelf. *Nature* 238: 393-394.
- Morgan VI, Budd WF (1978) Distribution, movement and melt rates of Antarctic icebergs. In: Husseiny AA (ed.) International Conference and Workshop on Iceberg Utilization for Fresh Water Production, Weather Modification and Other Application, Pergamon Press, New York.
- Nakada M, Rimura R, Okuno J, Moriwaki K, Miura H, Maemoku H (2000) Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Mar Geology* 167: 85-103.
- Pantoja S, Lee C (1999) Molecular weight distribution of proteinaceous material in Long Island Sound sediments. *Limnol Oceanogr* 44: 1323-1330.
- Phillpot HR (1985) Physical Geography - Climate. Key Environments - Antarctica. Pergamon Press, 23-38.
- Pisias NG, Martinson DG, Moore TC, Shackleton NJ, Prell WL, Hays JD, Boden G (1984) High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Mar Geol* 56: 119-136.
- Prell WL, Imbrie J, Martinson DG, Morley JJ, Shackleton NJ, Streeter HF (1986) Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. *Paleoceanography* 1: 137-162.
- Priddle J, Fryxell G (1985) Handbook of the common planktonic Diatoms of the Southern Ocean, Centrales except the Genus *Thalassiosira*-Natural Environment Research Council, British Antarctic Survey, pp159-106.
- Pudsey CJ (2000) Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles. *Mar Geol* 167: 313-338.
- Radok U, Streten N, Weller G (1975) Atmosphere and ice. *Oceanus* 18: 17-27.

- Ricard M (1987) Atlas du Phytoplancton Marin – Diatomophycées”. Editions du CNRS, Paris, vol. 2, pp 297.
- Robin G de Q (1979) Formation, flow and disintegration of ice shelves. Jour Glaciology 24: Jacobs SS, Gordon AL, Amos AF 1979 - Effect of glacial ice melting on the Antarctic surface water. Nature 277: 469-471.
- Round FE (1996) Ecology and taxonomy – Is there a relationship in the diatoms? 14th Diatom Symp., Mayama, Idei & Koizumi (eds.), Koeltz Scient. Books, Koenigstein, 35-48.
- Shipp S, Anderson JB, Domack E (1999) Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 1- Geophysical results. GSA Bull 111: 1486-1516.
- Siegert MJ (2001) Ice sheets and Late Quaternary environmental changes. Wiley & Son, UK pp231.
- Sucevic P, Dujmov J (1988) Distribution of phosphorus and organic carbon in surface marine sediments of the near-shore area of Split. Acta Adriatica 29: 21-40.
- Tappan H. (1980) The paleobiology of Plant Protists. W.H. Freeman and Company, San Francisco, pp 1028.
- Tomas CR, Hasle G, Syversten EE, Steidinger KA, Jansen K (1996) Identifying Marine Diatoms and Dinoflagellates. Tomas C.R. (Ed.), Academic Press, Inc., London, pp 598.
- Vanney JR, Falconer RKH, Johnson GL (1981) Geomorphology of the Ross Sea and adjacent oceanic provinces. Mar Geol 41: 73-102.
- Welisbury P, Goodman K, Barth T, Cragg BA, Barnes SP, Parkes RJ (1997) Deep marine biosphere fuelled by increasing organic matter availability during burial and heating. Nature 388: 573-576.
- Zegouagh Y, Derenne S, Largeau C, Bertrand P, Sicre MA, Saliot A, Rousseau B (1999) Refractory organic matter in sediments from the North-West African upwelling system: abundance, chemical structure and origin. Org Geochem 30: 101-117.

Ringraziamenti

Dovrei scrivere 1000 pagine per citare tutti coloro che mi hanno aiutato, confortato, spronato esopportato!

Tra i primi il prof. Brambati, impareggiabile presidente del Laboratorio di Biologia Marina che mi ha consentito di intraprendere questo dottorato. Un doveroso grazie alla dott.ssa Ravaioli, coordinatrice del progetto BIOSESO.

E poi Sergio Predonzani, amico più che collega, compagno di stanza per tanti anni, sempre disposto ad ascoltare e sempre pronto a discutere, consigliare, suggerire. Non posso dimenticare Furio Finocchiaro che ha approvato la mia scelta iniziale pentendosene, penso amaramente, quanto ha conosciuto la mia impreparazione geologica e la mia aggressiva durezza. Ancora Tullio Quaià, ancora di salvezza in un momento tragico e maestro con la sua tesi di dottorato e Mauri Bussi per la pronta e solerte analisi dei campioni. E poi Raffaella Tolotti per la scienza delle diatomee.

Un grazie riconoscente a Federico Giglio ed a Nicoletta Calace ed a tutti i colleghi, tecnici e scientifici, che durante la XVIII campagna PNRA mi hanno fatto provare l'ebbrezza di un campionamento col carotiere. Grazie soprattutto al capospedizione ing. Nino Cucinotta ed al responsabile scientifico prof. Giancarlo Spezie.

E vengo finalmente al mio Laboratorio: senza Francesco Tamberlich, Checco de Prà ed Annalisa Valeri non sarei mai riuscita ad arrivare alla fine. Devo tutto a loro ma soprattutto a Cinzia De Vittor che qui, come in Antartide, mi ha sempre aiutato dimostrandosi la persona migliore del mondo, quella che ognuno vorrebbe avere sempre vicino. Un ringraziamento sentito al Direttore per tutto ed ai soliti carissimi Bruno Cataletto e Marina Cabrini per il sostegno psicologico. Ed anche a tutto il mio gruppo di ricerca che ha dovuto farsi carico di quello che io non sono riuscita a fare ed in particolare ad Ana Karuza e a Chiara Larato che sono riuscite a fare l'impossibile con la grafica e l'impaginazione di questa tesi, sopportando le mie ansie, ed a Erica Crevatin per lo sprint finale.

Ultima la mia famiglia che ha rinunciato a me per tanto tempo consentendomi di studiare, scrivere, elaborare e.....rompere. Grazie Lorenzo, grazie Elena e grazie Maria che, pur non condividendo la scelta, l'avete accettata e rispettata rendendomi, ancora una volta, tangibile il vostro amore.

Mamma e papà non posso dimenticarmi di voi, mi avete costruita così: ostinata e curiosa. Ma vi voglio tanto bene.