

ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in **Biologia Marina**

**Paleo- ecologia dei Foraminiferi in ambiente estremo: un
caso di studio in Antartide**

Tesi di laurea in Sedimentologia degli ambienti marini

Relatore

Prof.ssa Rossella Capozzi

Presentata da

Francesca Petrocchi

Correlatore

Dott.ssa Lucilla Capotondi

III sessione

Anno Accademico 2014/2015

INDICE

1. Introduzione	1
2. Il Mare Antartico: contesto geologico - ambientale	2
2.1 Le Glaciazioni	4
2.2 Il Mare di Ross	5
2.2.1 Oceanografia fisica	6
2.2.2 La Biologia del Mare di Ross	8
2.2.3 Il "Pack Ice"	10
2.2.4 Il "microghiaccio"	11
2.2.5 La Vita nei ghiacci	13
2.2.6 La dissoluzione carbonatica nelle acque Antartiche	15
3. I Foraminiferi	16
3.1 Generalità	16
3.2 Morfologia della cellula	17
3.3 Il ciclo vitale	17
3.4 Il guscio dei Foraminiferi	19
3.5 La distribuzione dei Foraminiferi nel Mare di Ross	21
3.6 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	22
4. Materiali e metodi	24
4.1 Campionatura	24
4.2 Lavaggio dei campioni	25
4.3 Analisi micropaleontologica	26
4.4 Datazioni	27
5. Risultati	30
5.1 Carota KI13 C2	30
5.1.1 Litologia della carota KI13 C2	30
5.1.2 Distribuzione dei Foraminiferi nella carota KI13 C2	31
5.1.3 Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nella carota KI13 C2	32
5.1.4 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	34
5.1.5 <i>Milliammina arenacea</i>	35
5.2 Box Core C3	36
5.2.1 Litologia del Box core C3	36
5.2.2 Distribuzione dei Foraminiferi nel Box core C3	37
5.2.3 Distribuzione dei Foraminiferi bentonici	38
5.2.4 <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	40
5.2.5 <i>Milliammina arenacea</i>	41
5.3 Analisi al microscopio elettronico (ESEM)	42
6. Discussione	44
6.1 Ricostruzione paleoambientale	44
6.2 Ecologia di <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	47
6.3 Box Core C3	51
6.4 Paleo- ecologia dei Foraminiferi bentonici	52
7. Conclusioni	53
8. Riferimenti Bibliografici	55
APPENDICE A	60
APPENDICE B	61

1. INTRODUZIONE

Gli ecosistemi moderni sono solo una piccola parte di tutti gli ecosistemi esistiti durante la storia geologica della Terra. Nel corso di migliaia di anni diversi ambienti e condizioni climatiche si sono succeduti permettendo, o meno, la vita degli organismi. La **paleoecologia** indaga le risposte dinamiche degli organismi ai cambiamenti ambientali ed evidenzia come le specie hanno risposto alla variabilità dei fattori sia abiotici (fisici- chimici) che biotici (relazioni con altre entità viventi). Gli organismi fossili sia in ambiente terrestre che marino, di taglia microscopica o macroscopica, costituiscono una preziosa fonte di informazioni documentando le dinamiche adattative per la sopravvivenza nel tempo.

I Foraminiferi, microscopici organismi marini presenti a diverse latitudini, sono uno straordinario strumento per documentare i cambiamenti ambientali del passato. Le osservazioni su Foraminiferi viventi hanno evidenziato che la distribuzione delle diverse specie e la composizione chimica dei loro gusci riflettono le variazioni di temperatura, salinità, produttività, stratificazione ecc. delle masse d'acqua che costituiscono il loro habitat. Pertanto il loro ritrovamento allo stato fossile permette di caratterizzare gli ecosistemi del passato e di tracciarne le variazioni nel tempo.

Nel presente lavoro di tesi sono state studiate le distribuzioni quantitative dei Foraminiferi planctonici e bentonici presenti in una carota e in un box core prelevati nel Mare di Ross in Antartide durante la campagna KOPRI ANTA03B nel Febbraio 2013, al fine di delineare gli scenari paleoambientali e paleoecologici succedutisi in quest' area nel tardo Quaternario. Tale lavoro si inserisce nell'ambito di un ampio progetto di Ricerca congiunto Corea -Italia finanziato dal Progetto Nazionale di Ricerca in Antartide (PNRA). Le associazioni riscontrate hanno permesso di evidenziare tre distinti paleoambienti che evidenziano il passaggio da copertura glaciale a condizioni di mare aperto. Inoltre la distribuzione quantitativa e la morfologia di *Neoglobobulimina pachyderma* sia in stadio adulto che giovanile rinvenuto nel sedimento ha permesso di fornire ulteriori indicazioni circa la risposta biologica di questa specie a condizioni climatiche tipiche di un ambiente estremo quale quello polare.

2. IL MARE ANTARTICO: CONTESTO GEOLOGICO- AMBIENTALE

La regione antartica si estende per circa 40 milioni di km quadrati nell'emisfero Australe a sud del Circolo Polare Artico (Fig. 2.1).

L'esistenza del continente è stata accertata solo alla fine del 1800 e il primo sbarco sulla costa dell'Antartide Orientale avvenne nel 1895.

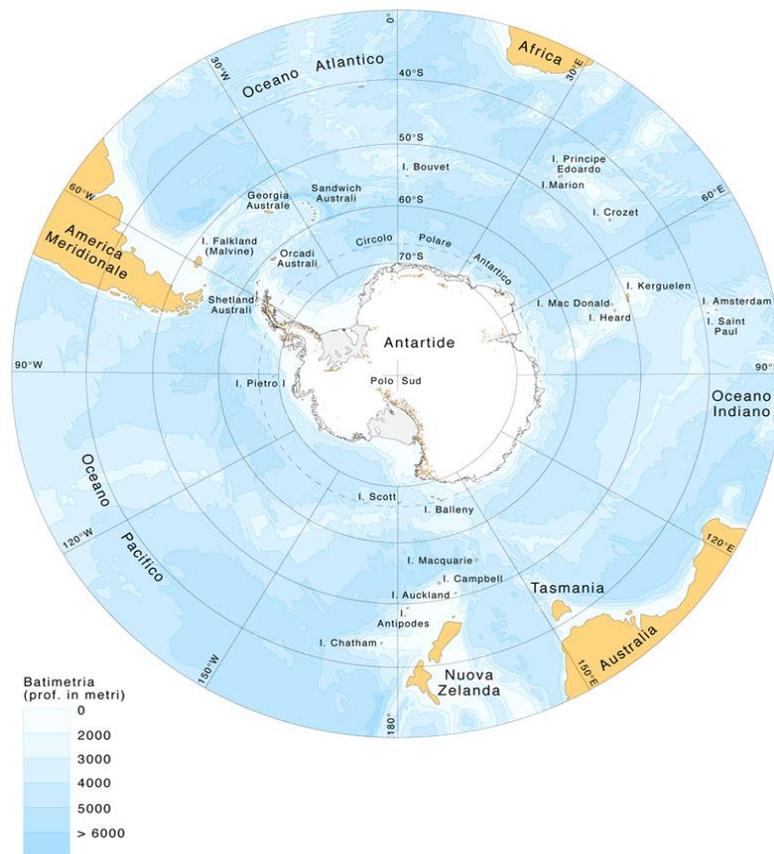


Figura 2.1. Posizione del continente Antartico in rapporto agli altri continenti

La calotta antartica costituisce la più antica ed estesa calotta glaciale del Pianeta Terra e la più grande riserva di acqua dolce del mondo. Poiché questo continente regola il bilancio termico del pianeta, questa regione è oggetto di studio per la variabilità climatica. Grazie agli studi sui ghiacci della calotta polare antartica è stato possibile studiare i mutamenti climatici della Terra passati.

I controversi studi sul cosiddetto “global warming” e sull’innalzamento delle temperature ha spostato negli ultimi decenni l’attenzione sul continente Antartico in cui è stato registrato un grande aumento di temperature negli ultimi cento anni, doppio rispetto alla media del pianeta. Lo scioglimento dei ghiacci ha importanti ripercussioni sull’innalzamento dei mari di tutto il mondo, con importanti e prevedibili ripercussioni su coste, città, e popolazioni.

Lo studio degli intervalli glaciali ed interglaciali permettono di caratterizzare la variabilità climatica naturale del passato e confrontarle con quelle attuali.

2.1 Le Glaciazioni

I sedimenti antartici contengono le prove geologiche delle variazioni (avanzamento e ritiro) della calotta antartica.

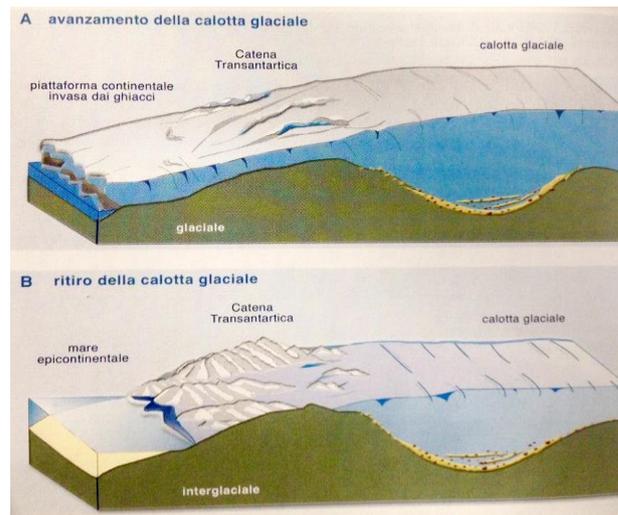


Figura 2.2. Esempio di avanzamento e ritiro della calotta glaciale (Courtesy of Chinn, 1990)

Durante la presenza di calotta glaciale le temperature medie restarono di 2-8 °C inferiori a quelle attuali, mentre nei periodi interglaciali le temperature hanno raggiunto valori fino a 2-3 °C superiori a quelli attuali (tranne, appunto, nel nostro periodo interglaciale) con vistose e rapide oscillazioni, sia nei periodi glaciali che interglaciali (Fig. 2.2).

Durante l'ultimo massimo glaciale, da 26 000 a 14 000 anni fa e culminato 20 000 anni fa, i ghiacci occuparono più di un quarto delle terre emerse dei due emisferi. Le temperature nella regione antartica erano più basse di circa 10°C rispetto all'attuale. Lo spessore della calotta era più alto di centinaia di metri rispetto a quella odierna. Attorno a 20 000 anni fa iniziò un miglioramento del clima. L'Olocene, (gli ultimi 10 000 anni) è caratterizzato da un ritiro lento della calotta e dei ghiacci, fino ai giorni nostri in cui ci troviamo in un intervallo interglaciale (Chinn, 1990).

2.2 Il Mare di Ross

Il mare di Ross è un mare costiero localizzato nel settore Pacifico dell'Oceano Meridionale tra Cape Colbeck (158° W) e Cape Adare (170° E), situato tra la Terra della Regina Victoria e a Terra Marie Byrd. La sua estensione è di $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$, di cui $1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ sono perennemente coperti di ghiaccio (Carmarck, 1997). Il confine meridionale è costituito dalla Ross Ice Shelf, una copertura di ghiaccio superficiale che si estende quasi fino alla metà della piattaforma continentale e raggiunge uno spessore di circa 250 m nella parte più settentrionale (Jacobs, 1989) (Fig. 2.3).

La scarpata si trova approssimativamente a 800 m e raggiunge i 3000 m di profondità.



Figura 2.3. Ubicazione geografica del Mare di Ross e della Ross Ice Shelf

2.2.1 Oceanografia fisica

Le masse d'acqua più rilevanti per i processi biologici, ecologici chimici e fisici sulla piattaforma del Mare di Ross sono la High Salinity Shelf water (HSSW), la Low Salinity Shelf Water (LSSW) e la Modified Circumpolar Deep Water (MCDW) (Carmarck, 1997) (Fig.2.4).

- High Salinity Shelf Water: si forma nel settore Occidentale del Mare di Ross, e si muove verso Nord in senso orario (Budillon et al., 1999). Tale massa d'acqua si presuppone che si formi durante l'inverno nella costa della Baia di Terra Nova (libera dai ghiacci per tutto l'anno, area di *polynya* (Budillon & Spezie, 2000). I venti catabatici spingono verso il largo il ghiaccio formato permettendo che i sali, rilasciati dal processo di congelamento, arricchiscano le acque circostanti; esse, più dense, sprofondano e contribuiscono alla formazione delle HSSW. Tali masse d'acqua hanno temperature prossime al punto di congelamento superficiale (-1,9°C) e valori di salinità tra 34,75 e 35 psu che aumentano con la profondità (Budillon et al., 1999).

Le HSSW scorrono poi vicino al fondale seguendo l'asse del Drygasky Basin sia in direzione Sud che in direzione Nord. Nei pressi del margine della piattaforma incontrano e si mescolano alle MCDW formando acque di fondo e intermedie (Jacobs e & Fairbanks, 1985). A sud invece, scorrono sotto la piattaforma ghiacciata e, interagendo con il ghiaccio sovrastante, si modificano generando le *Deep Ice Shelf waters* (DISW), che hanno temperature più basse del punto di congelamento superficiale e sono più dolci (34,62 psu) e meno dense (Jacobs e & Fairbanks, 1985; Jacobs & Comiso, 1989). Le DISW occupano lo strato più profondo della colonna d'acqua muovendosi verso Nord fino a raggiungere il margine della piattaforma dove incontrano e MCDW con le quali si mescolano dando un ulteriore contributo alla formazione delle acque profonde e intermedie dell'Oceano Meridionale (Jacobs e & Fairbanks, 1985).

- Low Salinity Shelf Water (LSSW): è localizzata tendenzialmente a profondità intermedie nel Mare di Ross centro- meridionale. Questa massa d'acqua è caratterizzata da salinità più basse e temperature più alte rispetto alla HSSW. La sua formazione avviene in seguito allo scioglimento dei ghiacci che durante l'estate Australe costituiscono acque a salinità minore (34,4- 34,5 psu) (Budillon et al., 1999).

- Modified Circumpolar Deep Water (MCDW): è una massa d'acqua generata dal mescolamento tra le acque fredde di piattaforma e quelle più calde della CDW, che, trasportata dalla *Antarctic Circumpolar Current* (ACC) tende a risalire in superficie dopo aver raggiunto il margine della piattaforma continentale. Costituisce la principale fonte di nutrienti per le acque costiere, ed essendo con temperatura più elevata (+1.0/ -1,5°C) regola la circolazione permettendo lo scioglimento dei ghiacci (Anderson et al., 1984).
- Ice Shelf Water (ISW): viene originata da masse d'acqua che vengono raffreddate dall'interazione con la base dell'*Ice shelf*; ha temperature inferiori al punto di congelamento (-2°C) e una salinità di circa 34,67 psu.

Studi sulle percentuali di materiale organico presenti e trasportate da tali masse d'acqua hanno evidenziato differenze significative tra esse: mentre le percentuali di materiale organico sono simili per la HSSW e la CDW (60% e 70%), il contenuto di particolato organico totale ha concentrazioni molto differenti, in quanto la HSSW ne sono povere, mentre la CDW ne è ricca. Inoltre, è stato osservato che la MCDW trasporta principalmente detrito biogenico (spicole di spugna, diatomee e materiale organico), mentre la HSSW trasporta prevalentemente verso nord materiale di origine continentale. Questo studio quindi, ha messo in rilevanza il fatto che nella piattaforma sono presenti due flussi di acqua opposti con carico di materiale differente (Budillon et al., 1999).

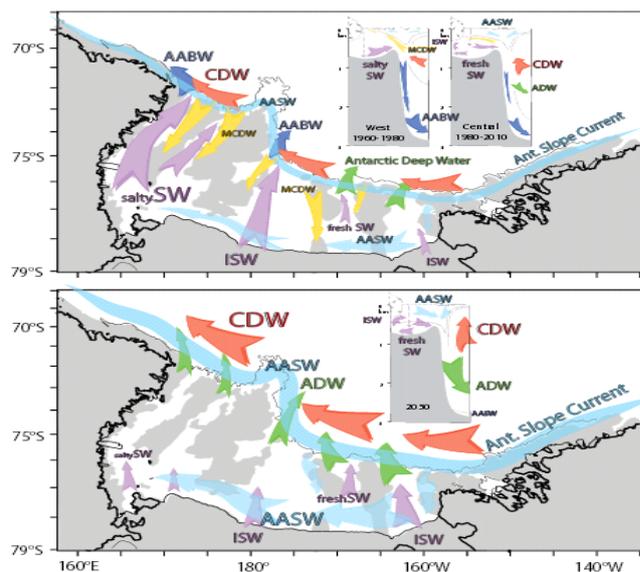


Figura 2.4. Circolazione del Mare di Ross. La prima figura indica le condizioni osservate durante gli ultimi 50 anni; la figura sottostante l'intensificazione potenziale del flusso e dell'interazione aria-mare-ghiaccio che porterebbe a una modalità di ventilazione dell'oceano profondo nuova nel prossimo secolo. La larghezza delle frecce indicano la relativa forza di ciascun flusso, e il colore rappresenta le masse d'acqua individuali. Antarctic Surface Water (AASW): azzurro. Shelf Water (SW): viola. Modified Circumpolar Deep Water (MCDW): arancione, Circumpolar Deep Water (CDW) : rosso, New Antarctic Deep Water: verde, New Antarctic Bottom Water: blu

2.2.2 La Biologia del mare di Ross

Il mare di Ross è forse l'unico Oceano sul pianeta terra a non essere intaccato particolarmente dall'impatto antropico e dall'over fishing tanto da venir definito "l'ultimo Oceano". È interesse recente da parte degli Stati di preservare infatti questo ambiente incontaminato e fondamentale da un punto di vista biologico ed ecologico. La biodiversità del Mare di Ross, nonostante le rigide temperature che raggiunge, è altissima. Oltre a svariate specie di mammiferi e uccelli, il mare di Ross è popolato da moltissime specie di pesci ed invertebrati che, evolvendosi in questo difficile ambiente, hanno adottato strategie per resistere alle basse temperature della zona. Le acque del mare di Ross sono estremamente fertili: grazie alle basse temperature le concentrazioni di ossigeno e CO₂ sono molto alte permettendo una grande fioritura di fitoplancton e di conseguenza di zooplancton e piccoli crostacei, rendendo questo ambiente estremamente produttivo e con una catena trofica ben delineata (Fig. 2.5).

Si tratta di un ambiente unico: possiede una forte stagionalità con ampie differenze fra la stagione estiva ed invernale, sono presenti diverse aree di polynya. L'Ice Shelf è particolarmente ampio (il più grande in Antartide) e la colonna d'acqua mostra significativi scambi "verticali" e "orizzontali" che rendono la catena trofica dinamica e complessa.

I gruppi funzionali della catena trofica sono diatomee, aptofite, dinoflagellati e criptofite. La "taglia" media dei produttori primari è sostanzialmente maggiore rispetto agli oceani tropicali e sub tropicali.

Le diatomee sono comuni in queste acque e possono essere gruppi dominanti del fitoplancton.

Le alghe criofiliche, grazie alla grande presenza di ghiaccio marino, sono importanti risorse di materiale organico per la rete trofica (Arrigo, 2003).

La maggior parte della produzione di fitoplancton viene consumata nella colonna d'acqua da flagellati eterotrofi, microzooplancton, mesozooplancton e macrozooplancton (krill) e Foraminiferi. La frazione di produzione primaria che non viene consumata entra nel "detrital pool" ed è decomposta dall'azione batterica o trasferita al benthos (Pinkerton & Briedford Grieve, 2010).

L'input della produzione primaria ai livelli medi della catena trofica passa prevalentemente attraverso il mesozooplankton, con l'importante contributo degli invertebrati bentonici e del krill.

I batteri bentonici sono estremamente importanti in quanto sono i maggiori responsabili della produttività batterica. La biomassa batterica è bassa in primavera e aumenta con la crescita del fitoplancton.

La grande maggioranza del materiale detritico viene decomposto per la maggior parte dai batteri nel ghiaccio marino, e nella colonna d'acqua e nei sedimenti.

La materia organica non consumata viene trasferita dal ghiaccio marino alla colonna d'acqua e in seguito al benthos o viene segregata direttamente nel sedimento.

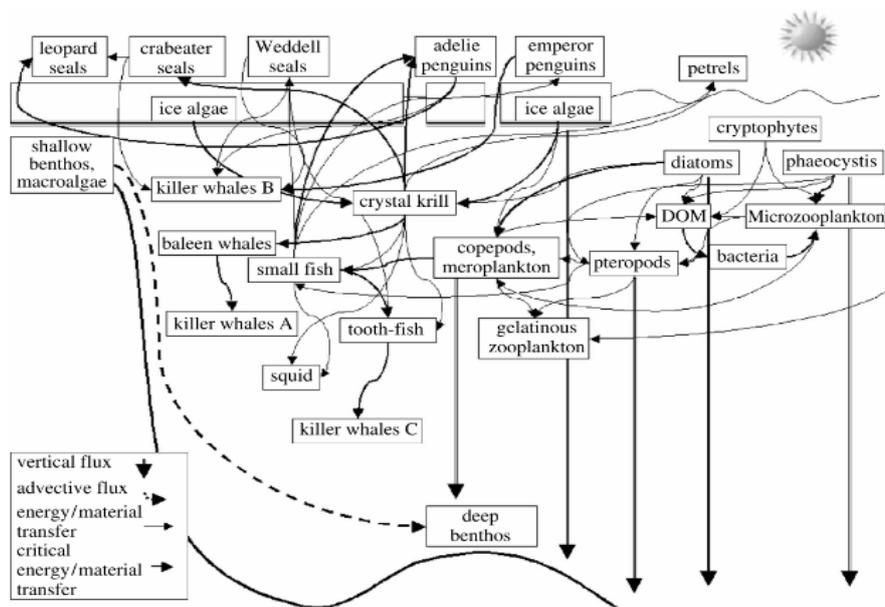


Figura 2.5. Modello di catena trofica del Mare di Ross. Le frecce indicano la direzione del flusso di Carbonio organico (Courtesy of Smith et al., 2007)

I batteri bentonici sono estremamente importanti in quanto sono i maggiori responsabili della produttività batterica. La biomassa batterica è bassa in primavera e aumenta con la crescita del fitoplancton.

2.2.3 Il "Pack Ice"

I ghiacci dell'Oceano Meridionale sono fondamentali per i processi geologici, fisici, biologici e chimici. Attraverso la copertura di ghiaccio gli scambi di calore, di CO₂, e di ossigeno sono fondamentali per la vita marina e per i processi sedimentari. Non solo hanno profonde implicazioni per i processi di interfaccia oceano- atmosfera, circolazione oceanica globale e processi climatici, ma anche per l'ecologia a larga scala dal plancton, ai grandi mammiferi, fino alle comunità bentoniche (Kattner et al., 2004).

La superficie del mare di Ross presenta una copertura ghiaccio marino definito "pack Ice" che raggiunge la sua massima estensione in Giugno- Luglio per diminuire poi durante l'estate Australe (da Novembre a Febbraio) (Fig.2.6). Il pack è uno strato di ghiaccio marino che deriva dallo sgretolamento della banchisa. Il Pack Ice è ritenuto più pericoloso degli Icebergs in quanto, nel momento in cui i pack si saldano tra loro, creano dei veri e propri banchi galleggianti estesi anche per molte migliaia di chilometri che possono "imprigionare" le navi.

Nonostante tale copertura sia particolarmente estesa, alcune zone presentano assenza di ghiaccio contornate da zone con sottile "pack" non consolidato, le *polynye*. La Polynya più ampia si estende a nord della Ross Ice Shelf e attorno all'isola di Ross (*Ross sea Polynya*), l'altra è individuabile nella Baia di Terra Nuova (Jacobs & Comiso, 1989). In inverno le polynye si formano grazie ai forti venti catabatici che giungono dal sud che spingono verso il largo il ghiaccio marino appena formatosi (Zwally et al., 1985). Quest'aria fredda provoca la formazione di nuovo ghiaccio sulla superficie libera. Questa continua produzione crea acqua densa e salata che sprofonda, provocando un overturn convettivo (Fig.2.6).

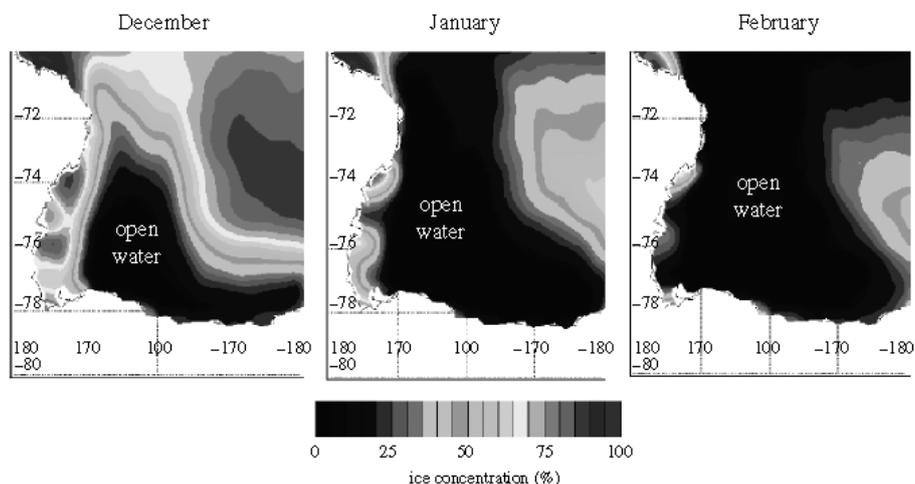


Figura 2.6. Progressione stagionale del ghiaccio nel Mare di Ross (Courtesy of Smith et al., 2007)

Le polynya cominciano ad espandersi velocemente in Novembre quando il calore atmosferico aumenta facilitando lo scioglimento e la cessazione della formazione di ghiaccio. La polynya si estende da nord ovest e est e dalla metà di Gennaio la gran parte della piattaforma continentale è libera dal ghiaccio.

Grandi variazioni possono incorrere negli anni e ciò risulta da processi a lunga scala controllati dalla pressione dell'aria e dalle tempeste. Nel Mare di Ross lo scioglimento del ghiaccio stagionale inizia alla fine di Ottobre- Primi di Novembre e procede dalla zona centrale (presso la Ross Ice Shelf) verso nord, e dal mare aperto verso sud.

2.2.4 Il "microghiaccio"

L'interfaccia ghiaccio - acqua di mare è un punto cruciale per gli organismi che vivono in questi ambienti estremi. La scoperta di forme di vita nei ghiacci risale al 1800 (Ehrenberg, 1841; Hooker, 1847). È risaputo che tali ambienti possono essere carenti di ossigeno o addirittura anossici. Era necessario perciò di definire come fosse possibile la vita in un ambiente tale e come microrganismi e altre specie riuscissero a cibarsi e a riprodursi nei ghiacci. I ghiacci infatti rappresentano un habitat unico per gruppi di batteri, microscopiche piante e animali "intrappolati" nella matrice del ghiaccio a basse temperature (Thomas & Dieckmann, 2002).

Nell'interfaccia ghiaccio- acqua, cioè negli strati che sono strettamente a contatto con l'acqua di mare è presente una complessa struttura di tipologie di ghiaccio differenti e di differente origine, mescolati o stratificati, che permettono la vita (Omstedt, 1985; Lange, 1988). Per analizzare la struttura cristallografica del ghiaccio vengono prelevate carote di ghiaccio a diverse profondità che vengono poi analizzate. Le tipologie di ghiaccio (Jeffries & Winks, 1992; Lange, 1988) (Fig.2.7) sono:

Ghiaccio granulare: suddiviso in poligonale e orbicolare. Il tipo poligonale si forma attraverso ricristallizzazione del ghiaccio durante il processo di scioglimento o filtrazione dell'acqua di mare. Il tipo orbicolare si ha per il consolidamento di "frazil ice".

Ghiaccio colonnare: è il prodotto della crescita ordinata cristalli paralleli nell'interfaccia acqua-ghiaccio. Quando questo processo è disturbato da correnti o cambiamenti rapidi della crescita di ghiaccio il risultato è ghiaccio intermedio colonnare granulare.

Platelet ice (Paige, 1966; Lewis & Weeks, 1971; Gow et al., 1982): la texture del platelet può essere confusa con quella del ghiaccio colonnare. Ma la struttura dei grani e dei cristalli è differente, indicando un'origine differente (Lange, 1988). E' formata dal consolidamento di uno strato di ghiaccio solido sotto la superficie del ghiaccio marino.

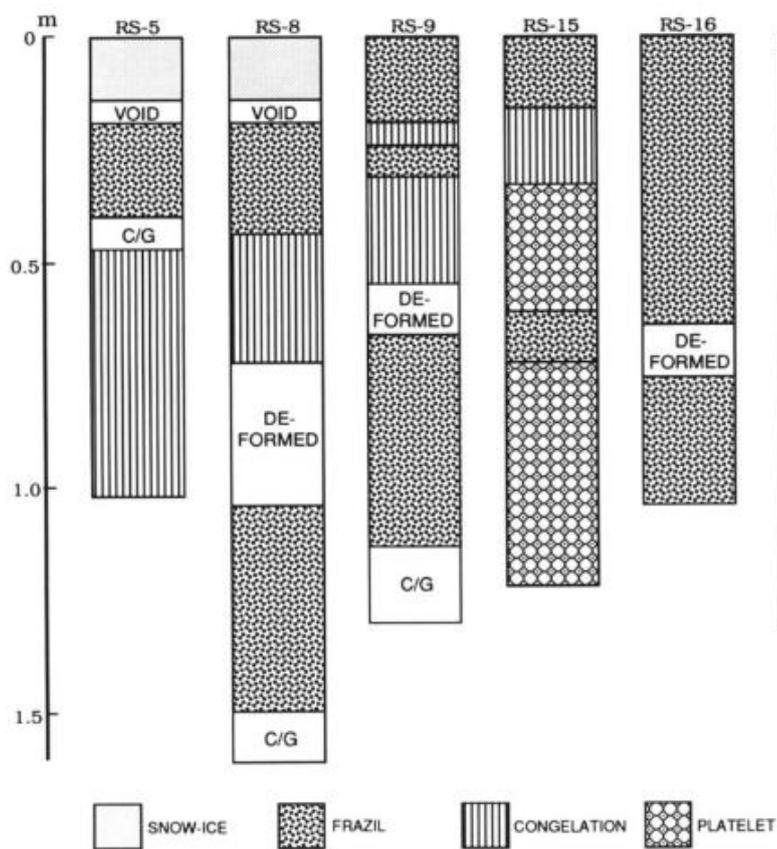


Figura 2.7. Diverse tipologie di ghiaccio che si riscontrano nell'interfaccia acqua-ghiaccio: Snow Ice, Frazil Ice, Congelation Ice e Platelet Ice

2.2.5 La Vita nei ghiacci

Poiché molti microrganismi vivono nel ghiaccio, è chiaro che le condizioni fisico-chimiche di questo ambiente sono cruciali.

Quando il ghiaccio si forma dall'acqua di mare (a circa -1.9° e 35 psu) i sali disciolti vengono esclusi dai cristalli di ghiaccio e si accumulano nella matrice di ghiaccio sotto forma di "brine cells" (celle di acqua salmastra). La salinità di tali celle dipende dalla temperatura in loco.

La differenza tra la temperatura atmosferica antartica e quella presente nella colonna d'acqua presenta una grande differenza e un gradiente che "attraversa" lo spessore del ghiaccio. La bassa temperatura e l'alta salinità sono quindi fattori fondamentali per la sopravvivenza di microrganismi nei ghiacci e controllano i processi biologici di questi ultimi, come anche la concentrazione di ossigeno (che può essere molto bassa) e la CO₂. Kottmeir & Sullivan (1988) hanno registrato temperature inferiori ai -10°C e una salinità di circa 150 psu nello strato di ghiaccio a contatto con l'acqua durante l'inverno, ma le temperature possono scendere fino a -40°C in base alla temperatura esterna atmosferica.

Nel ghiaccio "giovane" appena formato la concentrazione di nutrienti sembra simile a quella presente nell'acqua sottostante suggerendo che i processi fisici primari controllano la concentrazione di questi ultimi. Nel ghiaccio "vecchio" al contrario la concentrazione di nutrienti è differente da quella presente nell'acqua corrispondente alla struttura del ghiaccio e allo scambio con lo strato inferiore dell'acqua che si sta congelando (Garrison & Buck, 1986).

L'irradiazione solare è attenuata nel ghiaccio e la comunità di microrganismi varia in base alla quantità e qualità della luce (Sullivan & Palmisano, 1984). Questo elemento è fondamentale in particolare per le cellule algali che svolgono fotosintesi e per tutti quegli organismi che basano i propri processi biologici sull'utilizzo della luce.

La straordinaria scoperta nella metà dell'800' che cellule batteriche vive fossero presenti nei ghiacci aprì la strada per ulteriori studi e scoperte eccezionali non solo per gli ambienti estremi antartici, ma anche per tutti quegli habitat in cui si riteneva impossibile la vita. Nei ghiacci i batteri spesso sono associati a cellule algali viventi e diatomee con cui sono in veri e propri rapporti simbiotici. I protozoi eterotrofi rappresentano una parte fondamentale delle comunità presenti nei microghiacci includendo flagellati, ciliati e altri organismi facenti parte del cosiddetto "protozooplancton". Tali organismi si nutrono nei ghiacci di batteri e alghe sia attraverso meccanismi di fagotrofia o osmotrofia con cui assimilano particelle provenienti dal DOM (dissolved organic matter).

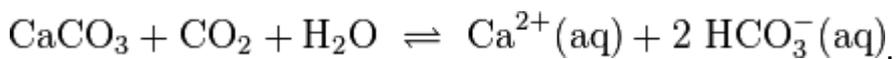
Nei ghiacci inoltre vivono forme di vita superiori facenti parte della classe dei Metazoi, larve, invertebrati bentonici, ampifodi, copepodi e alcuni pesci (Garrison & Buck, 1986) che si nutrono degli organismi provenienti dai livelli più bassi della food web e di alghe.

Lo sviluppo stagionale e a produttività degli assemblamenti degli organismi non è stato esaustivamente indagato ma i dati raccolti suggeriscono che le comunità algali raggiungono il loro massimo stagionale in estate, quando l'irradiazione solare è maggiore, di conseguenza anche gli organismi che si nutrono di tali forme viventi.

La struttura del microghiaccio ha effetti contrastanti sul grazing e sulla predazione. Se da un lato i protozoi e i metazoi nei canali del ghiaccio trovano alte concentrazioni di nutrienti senza dover disperdere alte concentrazioni di energia, dall'altro lato i minuscoli canali spesso impediscono i loro movimenti e spostamenti. Lo stesso vale per gli organismi predati (batteri e microalghe) che trovano nei ghiacci un utile luogo per sfuggire al grazing ma sono comunque grande soggetto di predazione a causa della ristrettezza degli spazi (Garrison & Buck, 1986; Arrigo & Thomas, 2003).

2.2.6 La Dissoluzione carbonatica nelle acque Antartiche

Gli oceani fungono da tamponi nei confronti dell'anidride carbonica. Infatti questi ambienti contengono enormi quantità di diossido di carbonio sotto forma di ioni carbonato e bicarbonato. Questo processo consuma gli ioni di carbonato, che sono richiesti dagli organismi ed essenziali per costruire e mantenere i loro gusci di carbonato di calcio seguendo l'equazione:



CaCO_3 e CO_2 sono più solubili in acque fredde e salate. E' per questo motivo che i mari polari sono soggetti maggiormente al fenomeno dell'acidificazione (aumento di ione idrogenocarbonato nelle acque con conseguente abbassamento del pH).

La calcificazione degli organismi marini con gusci carbonatici, come i Foraminiferi calcarei, è strettamente dipendente dallo stato di saturazione carbonatica, le acque di superficie contengono carbonato di calcio sostanzialmente insolubile e i gusci calcarei dei microrganismi deceduti cadono lungo la colonna d'acqua per poi depositarsi sul fondo oceanico rimanendo perlopiù inalterati. La Calcium Carbonate Compensation Depth (CCD) è la profondità in cui la solubilità dei carbonati aumenta in maniera considerevole e i gusci carbonatici vengono completamente dissolti, di conseguenza le particelle di sedimenti o plancton calcareo si possono trovare in forma stabile solamente al di sopra della CCD.

Nella maggior parte degli oceani la CCD è presente a circa 4000-5000 m di profondità mentre nei mari Antartici non supera i 500-1000 m di profondità.

Nel mare di Ross la CCD è presente a circa 550 m di profondità (Kennet, 1966), maggiormente superficiale rispetto alle altre aree oceaniche. Questo fattore può essere spiegato dalle basse temperature qui presenti.

3. I FORAMINIFERI

3.1 Generalità

I Foraminiferi costituiscono un gruppo di microorganismi unicellulari dotati di nucleo appartenenti al regno dei Protisti con dimensione che variano da 0,01 cm fino a 10 cm. Vivono in tutti gli oceani e sono documentati fin dal Cambriano. Le forme fossili, la cui documentazione risale almeno a 570 Ma, testimoniano un lungo processo evolutivo e, nonostante venissero considerati come organismi primitivi a causa della struttura unicellulare, ormai è chiaro l'alto livello dell'efficacia adattativa e di strategia di sopravvivenza in diversi habitat del pianeta, anche i più estremi dalle acque gelide dell'Artico e Antartide fino ai laghi salati surriscaldati del Sahaara, da 5 a 5000 m di profondità. Alla fine del XX secolo, le specie conosciute erano più di 50000 ma questo numero è in continuo incremento, costituendo la parte più cospicua della biomassa in ambienti marini.

L'interesse biologico nei confronti di questi organismi si è accresciuto grazie alle applicazioni biostratigrafiche e di monitoraggio ambientale. I Foraminiferi infatti, sono dei veri e propri "marker" biostratigrafici, e grazie al loro guscio biomineralizzato, un vero e proprio documento storico, sono utili per delineare pattern paleoambientali e paleoclimatici.

Possono essere bentonici (fissi o mobili sul fondo degli oceani con movimento permesso da pseudopodi), o planctonici (trasportati passivamente dalle correnti nella colonna d'acqua).

Essi possono essere sia erbivori che carnivori. La loro alimentazione si basa principalmente di diatomee, dinoflagellati, Foraminiferi stessi e coccoliti. Alcune specie di Foraminiferi presentano all'interno della cellula nel citoplasma alghe unicellulari in rapporto simbiotico che forniscono grazie alla fotosintesi ossigeno e che ricevono CO₂ prodotto dal Foraminifero (Haq & Boersma, 1998).

3.2 Morfologia della cellula

La cellula dei Foraminiferi è formata dal protoplasma delimitato da una membrana. Il protoplasma si divide in uno o più nuclei e si differenzia in uno strato esterno (ectoplasma) e in uno interno (endoplasma). Può essere colorato grazie alla presenza di pigmenti organici (scuri per particelle grasse, ferrose o di scarto, verde per la presenza di microalghe fotosintetiche). L'endoplasma si trova all'interno del guscio contenente il nucleo, l'apparato di Golgi, i ribosomi, mitocondri e i vacuoli. Come i Radiolari i Foraminiferi possono essere uni o multi-nucleati. L'endoplasma inoltre si divide in camere separate tra loro da setti forati (da latino Foramen da cui deriva il nome Foraminiferi) che permettono la continuità del protoplasma all'interno del guscio. L'ectoplasma irradia verso l'esterno dei minuscoli filamenti che possono essere semplici o ramificati, gli pseudopodi, atti alla cattura del cibo, all'espulsione dei rifiuti organici e al movimento. Nel momento in cui il Foraminifero deve cibarsi, le particelle di cibo entrano in contatto con gli pseudopodi, vengono assorbite o ridotte a composti più facilmente assimilabili e poi veicolate dentro l'endoplasma. Lo stesso vale per il materiale di scarto che viene escreto dagli pseudopodi sotto forma di particelle scure dall'interno dell'individuo all'ambiente circostante.

Grazie agli pseudopodi inoltre i Foraminiferi riescono a spostarsi con facilità anche di circa 1cm/h, velocità considerevole per delle forme viventi così esigue. Anche i Foraminiferi planctonici, solitamente trascinati dalle correnti, sono in grado di spostarsi nella colonna d'acqua: grazie agli pseudopodi riescono a compiere delle vere e proprie migrazioni verticali verso la superficie marina (Haq & Boersma, 1998).

3.3 Il ciclo vitale

Uno degli aspetti più interessanti della biologia di questi organismi è la riproduzione, paragonabile a quella di alcune forme di vita vegetali. Il ciclo vitale di un foraminifero (Fig.3.1) è caratterizzato dall'alternanza di due generazioni di cellule: una asessuata (schizonte) e una sessuata (gamonte).

Nella riproduzione asessuata lo schizonte maturo di forma microsferica raccoglie il suo protoplasma con molti nuclei verso le ultime camere del guscio per poi suddividersi in tante

piccole cellule con ciascuna il proprio nucleo. Tali cellule sono gli embrioni che fuoriusciti dal guscio entreranno poi nella fase sessuata (Fig. 3.1 b e c)

La forma sessuata è caratterizzata dalla presenza di un solo nucleo che raggiunta la maturità, si divide in piccole cellule definite gameti. I gameti rilasciati si congiungono fra loro a coppie dando origine a una nuova cellula che diventerà un individuo assessuato.

I gusci delle generazioni assessuate sono generalmente più grossi rispetto a quelli della generazione sessuata. Al contrario, la camera iniziale del guscio (proloculo) della forma assessuata è più piccola della corrispondente camera della forma sessuata.

Spesso la riproduzione genera diverse tipologie morfologiche di cellula come osservato nel foraminifero bentonico *Cibicides* sp allevato in coltura (Fig.3.1 d) (Haq & Boersma, 1998).

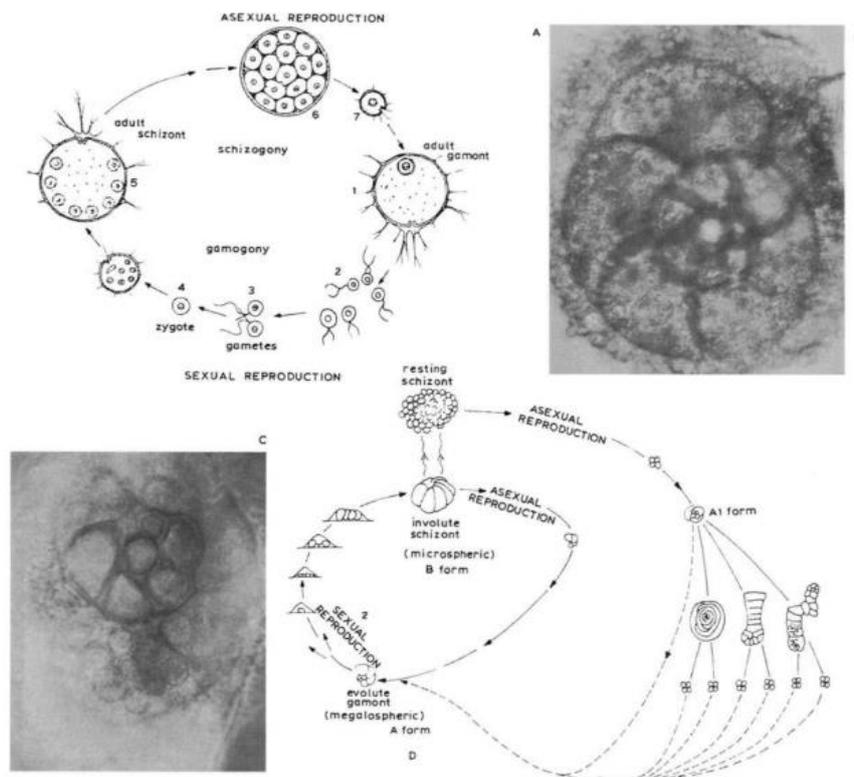


Figura 3.1. Il ciclo vitale dei Foraminiferi. Nella parte superiore della figura sono rappresentati i due cicli, asessuale e sessuale, rappresentati rispettivamente dallo schizonte adulto e dal gamonte adulto. Nella parte inferiore della figura sono rappresentati i diversi morfotipi originati dalla riproduzione in coltura di un esemplare del genere *Cibicides*. B: foto ingrandita 400X del foraminifero bentonico del genere *Rosalina*: è visibile in basso a sinistra lo sviluppo della progenie. C: Ingrandimento 420X della regione a spirale di B. È visibile la fase di schizogonia (Courtesy A. Boersma)

3.4 Il guscio dei Foraminiferi

La morfologia e composizione del guscio dei Foraminiferi è un fattore determinante per la loro classificazione. La struttura del guscio non dipende dalle condizioni ambientali in cui vive l'individuo ma è prettamente legato alla struttura genetica del Foraminifero.

Guscio calcareo: Costituito per la maggior parte da calcite, in rara parte da aragonite. I gusci carbonatici contengono circa il 80% di CaCO_3 , MgCO_3 in percentuale variabile, ferro e siliceo in piccole tracce. Il guscio calcareo si distingue in porcellaneo, microgranulare e ialino.

Il **guscio porcellaneo** (Fig.3.2 a) è costituito da uno strato interno sottile di cristalli disposti in modo irregolare e da uno strato esterno con disposizione regolare di cristalli romboedrici che, riflettendo la luce, conferiscono al guscio un aspetto brillante e porcellanaceo. Lo strato intermedio, con cristalli aciculari disposti irregolarmente, permette lo scambio di gas fra la cellula e l'ambiente.

Il **guscio microgranulare** presenta una parete con uno o più strati di granuli carbonatici cementati da un legante calcareo (Fig. 3.2 b). I granuli sono disposti irregolarmente o con regolarità in file perpendicolari alla superficie esterna conferendo al Foraminifero un aspetto granulare.

Il **guscio ialino** è trasparente e vitreo (Fig. 3.2 c). Presenta dei pori che permettono lo scambio dei gas con l'esterno.

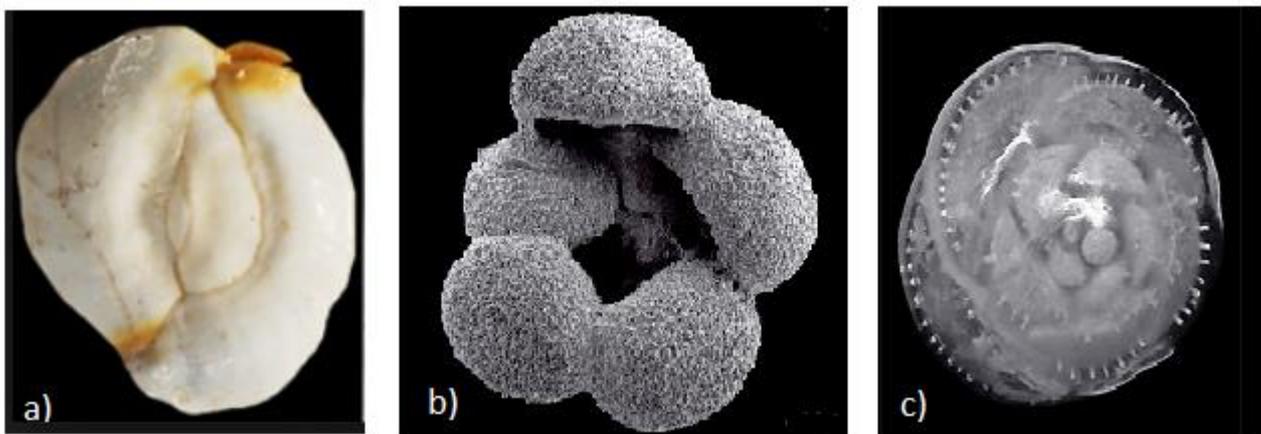


Figura 3.2. Esempio di Foraminiferi a guscio calcareo. a) guscio porcellanaceo in cui si può notare la superficie liscia e compatta, b) guscio microgranulare in cui sono evidenziabili i grani carbonatici, c) guscio ialino che conferisce all'individuo un aspetto vitreo

Guscio agglutinante: costituito da detrito e granuli che costituiscono il fondale cementati tra loro con materiale secreto dall'organismo stesso (Fig. 3.3). Il materiale può essere quindi di diversa tipologia e dimensione: cristalli di mica, spicole di spugna (Fig.3.3 a), grani di quarzo (Fig.3.3 c) o gusci di altri foraminiferi (Fig. 3.3 a). I Foraminiferi con guscio agglutinante sono bentonici.

Il cemento secreto può essere calcareo o organico (pseudochitina).

Si ritiene che le forme più primitive agglutinano diverse tipologie di materiale senza selettività. Le forme più evolute al contrario, operano una vera e propria "scelta" del materiale da agglutinare, come nel caso di *Reophax spiculifer* e *Trochammina inflata* (Fig 3.3 b e c) (Haq & Boersma, 1998).

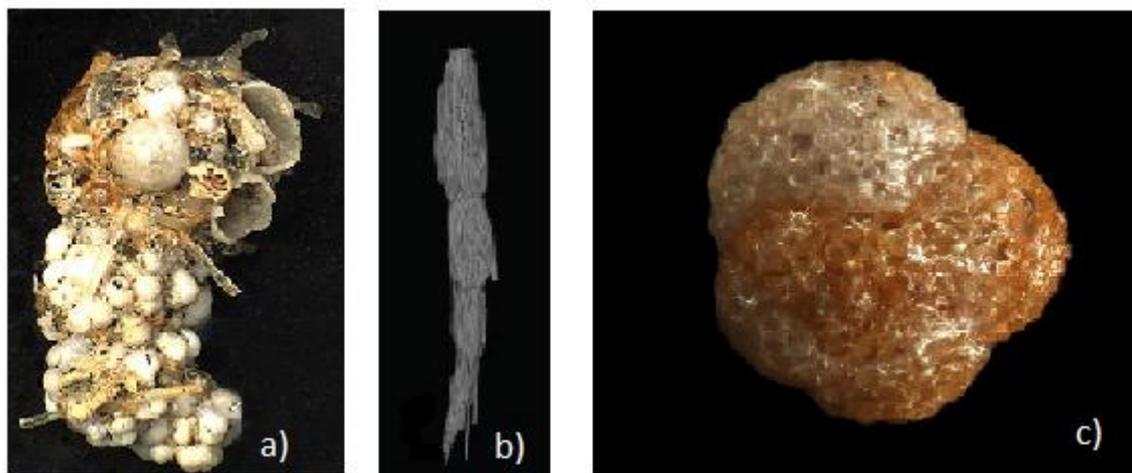


Figura 3.3. Esempio di Foraminiferi con guscio agglutinante. a) si possono notare distintamente diverse tipologie di materiale agglutinato, gusci di altri Foraminiferi, spicole di spugna e altri materiali, b) Individuo di *Reophax spiculifer* : questa forma agglutina solamente spicole di spugna, c) Individuo di *Trochammina inflata*; questa forma agglutina solamente grani di quarzo

3.5 La distribuzione dei Foraminiferi nel Mare di Ross

La distribuzione dei Foraminiferi è influenzata principalmente dalle caratteristiche fisiche e chimiche delle masse d'acqua che costituiscono il loro habitat, e in particolare dalle loro variazioni di temperatura e di salinità. In Antartide, la linea di compensazione dei carbonati (CCD) è sicuramente un fattore predominante per la distribuzione dei Foraminiferi. Al di sotto di una determinata profondità infatti la dissoluzione carbonatica scioglie i gusci carbonatici dei Foraminiferi calcarei rendendone impossibile il loro ritrovamento nelle carote. Pertanto la maggior parte degli organismi è a guscio agglutinante (Fig. 3.4).

Raramente gusci a composizione calcarea e agglutinante si riscontrano insieme (Osterman & Kellog, 1979).

Campioni con microorganismi carbonatici sono stati osservati nella parte sud-ovest del mare di Ross e sulla scarpata continentale. Questo dato è stato attribuito allo "slumping" (dislocamento) di sedimenti in profondità (Kennet, 1966). Le specie bentoniche calcaree più frequenti sono *Trifarina angulosa*, *Globocassidulina subglobosa*, *Cibicides lobatulus*. E tra gli agglutinanti *Miliammina arenacea*, *Recurvoides contortus* e i taxon *Lagenammina* sp, *Reophax* sp, *Trochammina* sp (Melis & Salvi, 2009).

I Foraminiferi bentonici nel settore occidentale del mare di Ross sono prevalentemente di tipo calcareo, mentre nella parte orientale a guscio arenaceo. La profondità nel mare di Ross e la sua oceanografia influenzano in maniera sostanziale la distribuzione di Foraminiferi. La CDW presente nel mare di Ross, poco ossigenata, alza la soglia della CCD provocando la dissoluzione di Foraminiferi calcarei ad alte profondità, mentre la ISW e la RSSW masse d'acqua particolarmente fredde con bassa salinità e alte concentrazioni di ossigeno, favoriscono la presenza di Foraminiferi arenacei (Melis & Salvi, 2009).

L'alta produttività nelle acque superficiali del settore ovest del Mare di Ross determina un alto flusso di materiale organico lungo la colonna d'acqua e la relativa deposizione sul fondale permettendo la grande abbondanza di Foraminiferi bentonici che se ne nutrono (Osterman & Kellogg, 1979).

Alcuni studi hanno strettamente correlato la presenza di Foraminiferi bentonici con specifiche masse d'acqua controllate da correnti (in particolare la CDW che trasporta acqua calda di natura corrosiva satura di CaCO_3) (Majewski & Pawloski, 2013, Mackensen et al., 1993, Igarashi et al., 2000).

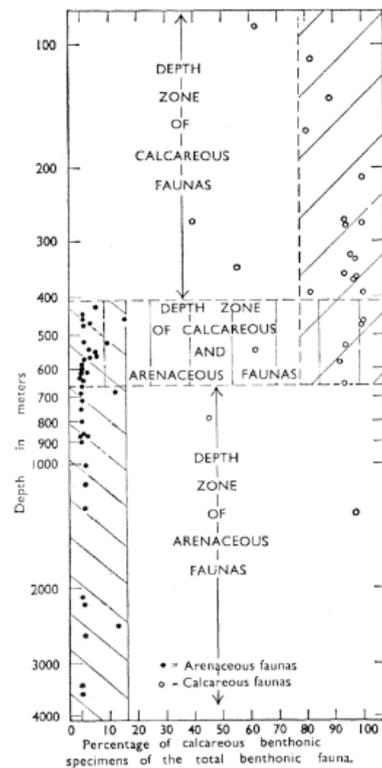


Figura 3.4. Distribuzione dei Foraminiferi calcarei e arenacei lungo la colonna d'acqua nel Mare di Ross (Courtesy of Kennet, 1966)

3.6 *Neogloboquadrina pachyderma*

Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg, 1861) è un Foraminifero planctonico calcareo con parete spessa perforata che compare nel tardo Miocene (Fig.3.5). Tale specie è formata da 4-5 camere e un'apertura ombelicale circondata da uno spesso labbro. *Neogloboquadrina pachyderma* è caratteristica delle masse d'acqua a bassa temperatura ed è la specie planctonica calcarea più diffusa nei mari polari (Bè, 1977). In genere individui ad avvolgimento destrorso

indicano temperature delle acque più temperate rispetto a quelli ad avvolgimento sinistrorso. Vilks nel 1975 ha documentato che *Neogloboquadrina pachyderma* con guscio spesso domina in oceano aperto ad alte profondità mentre le forme giovanili nelle masse d'acqua superficiali. Nel Mare di Ross tale specie si riscontra fino a circa 300 m di profondità e a circa -2°C di temperatura. La massima concentrazione di forme avviene al livello della zona con massimi valori di clorofilla, che risulta essere la maggior fonte di cibo insieme alle diatomee di questa specie (Bergami et al., 2009). Essa è stata suddivisa in 4 morfotipi che presentano un guscio diverso in base alla profondità in cui gli individui vivono (Bergami et al., 2009).

Nei sedimenti del mare di Ross, la distribuzione di *Neogloboquadrina pachyderma* è areale in base alla profondità della CCD. In ogni caso, questa specie risulta essere la forma planctonica preponderante nei sedimenti (Melis & Salvi, 2009) come anche osservato in altre zone antartiche (Igarashi et al., 2001).



Figura 3.5. Individuo di *Neogloboquadrina pachyderma* ad avvolgimento destrorso

4. MATERIALI E METODI

4.1 Campionatura

La carota KI13-C2 ed il box core KI13-BC3 sono stati prelevati a una profondità di 1800 m ($71^{\circ}52.4758'S$; $177^{\circ}48.0854'E$) nello slope-basin area del Joides Basin durante la missione KOPRI ANTA03B a bordo della IBRV ARAON nel Febbraio 2013 nell'ambito del progetto congiunto Italia-Corea (K-PORT e PNRA/ROSSLOPE) (Fig. 4.1).

La carota ed il box core sono stati aperti, fotografati e descritti presso il Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste. Successivamente i campioni sono stati prelevati, con una risoluzione centimetrica, dai ricercatori coinvolti nel progetto ROSSLOPE per le analisi di diverso tipo.

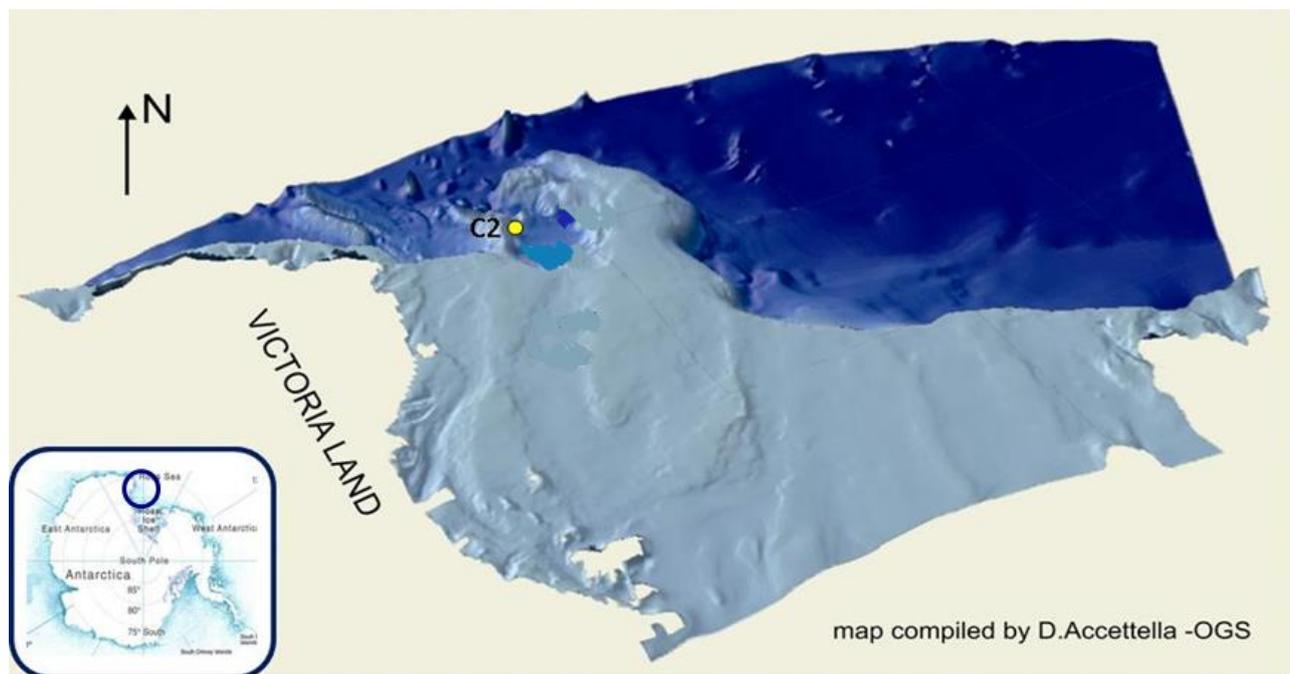


Figura 4.1. Mappa dell'area di studio e localizzazione della carota KI-13 C2 e del relativo box core

4.2 Lavaggio dei campioni

I campioni per le indagini micropaleontologiche e biostratigrafiche, oggetto del presente lavoro, sono stati lavati dalla sottoscritta presso il laboratorio Argille dell'Istituto ISMAR del CNR di Bologna. In via generale sono stati lavati campioni di circa 6-8 grammi di sedimento (peso umido). Per il lavaggio è stato seguito il protocollo adottato presso ISMAR. Ogni campione è stato essiccato in un forno a 60°C per 2 ore al fine di eliminare l'acqua interstiziale, successivamente è stato pesato (peso secco) e posto in un becker contenente acqua al fine di essere disgregato. Infine il campione è stato lavato con un filtro a maglie di 1/16 di millimetro (63 micron) in modo da trattenere solo la frazione di diametro superiore a questa dimensione granulometrica. Il residuo ottenuto è stato di nuovo messo in forno a 60 °C per 1 ora e poi inserito in sacchetti di plastica (Fig. 4.2 c), A tutti i campioni è stato assegnato un numero di protocollo seguendo la numerazione dei campioni del laboratorio lavaggi di ISMAR (Fig. 4.2 a, b, c).



Figura 4.2. a) setaccio adottato per il lavaggio, becker, vetrino per pesatura, setaccio con filtro > 63 micron. b) forno essiccatore, c) particolare del residuo di lavaggio(frazione >63 micron)

4.3 Analisi micropaleontologica

Per lo svolgimento del presente lavoro sono stati presi in considerazione 20 campioni dalla carota C2 e 10 campioni provenienti dal box core BC3.

I residui di lavaggio sono stati analizzati al microscopio ottico presso il laboratorio di micropaleontologia dell'Istituto ISMAR del CNR di Bologna

Le analisi sui residui di lavaggio hanno riguardato le seguenti fasi:

- Descrizione litologica: ovvero è stata considerata la tipologia del sedimento a livello granulometrico (presenza/assenza di clasti) e composizionale (presenza di Foraminiferi, di spicole di spugna, di radiolari, di materiale vulcanico, di quarzo o altro materiale). Quartazione tramite splitter (Fig. 4.3 b): i campioni con abbondante materiale sono stati quartati al fine di ottenere un quantitativo idoneo all'osservazione micropaleontologica. Alcuni campioni sono stati quartati soltanto una volta, mentre altri anche più volte. I campioni provenienti dal box core avendo un basso quantitativo di sedimento non sono stati splittati.
- Analisi qualitativa e quantitativa delle associazioni a Foraminiferi bentonici e planctonici di ogni campione. L'analisi qualitativa ha riguardato l'osservazione dello stato di preservazione dei gusci e la presenza di individui rotti. L'analisi quantitativa è consistita nel conteggio degli individui a Foraminiferi presenti. I dati ottenuti sono stati riportati come numero di individui per grammo di sedimento in funzione della profondità (Fig. 4.3 a).
- Piking per datazione radiometrica: da un campione sono stati prelevati 7 milligrammi (circa 800 individui) di *Neogloboquadrina pachyderma* inviati al laboratorio Poznań Radiocarbon Laboratory per essere datati con la metodologia del radiocarbonio (^{14}C AMS).
- Analisi al Microscopio elettronico a scansione (SEM): Alcuni individui di *Neogloboquadrina pachyderma* sono stati osservati al microscopio elettronico a scansione per un'analisi morfologica (evidenziare presenza/assenza di dissoluzione ed eventuali anomalie nella tessitura del guscio) presso l'Istituto per la Microelettronica e i Microsistemi (IMM) del CNR di Bologna (Fig. 4.4).

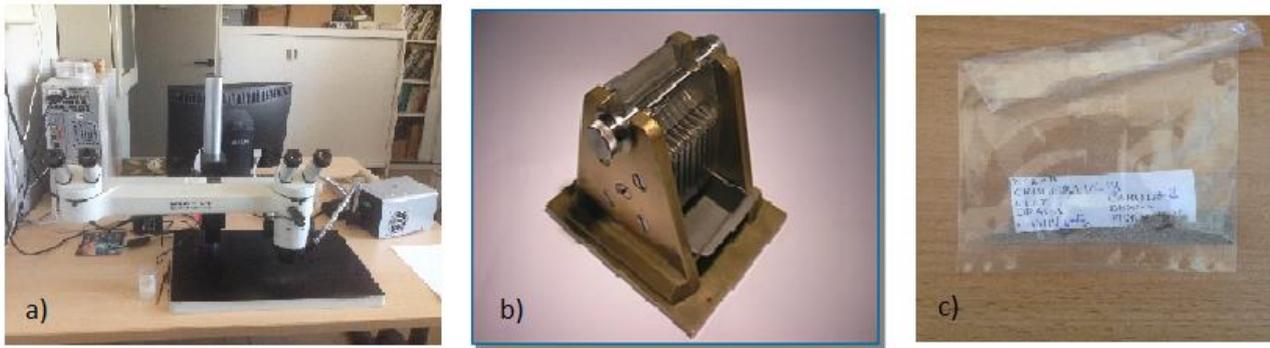


Figura 4.3. a) microscopio ottico b) Splitter c)) Frazione di sedimento per analisi micropaleontologica



Figura 4.4. Microscopio elettronico a scansione

4.4 Datazioni

Al fine di conoscere l'intervallo di tempo (la cronologia) in cui si è deposta la sequenza sedimentaria studiata sono stati datati 5 campioni utilizzando il decadimento radioattivo del radiocarbonio (^{14}C) attraverso la spettrofotometria di massa (AMS) presso il Poznań Radiocarbon Laboratory of Adam Mickiewicz University (Poznań, Poland (Tab. 1) (Mezgec, 2015). La spettrometria di massa offre il vantaggio di analizzare piccole quantità di materiale ed è quindi una tecnica utilissima per datare campioni provenienti da carotaggi dove il quantitativo disponibile non è molto.

Quattro datazioni sono state effettuate su materia organica (Tab. 1), mentre una è stata effettuata su individui di *Neogloboquadrina pachyderma* (Tab. 1). La sequenza dei dati ottenuti (non ci sono inversioni di età) indica che non ci sono fenomeni di risedimentazione lungo la carota.

Tab.1. Datazioni radiometriche utilizzate per il controllo cronologico della carota e del box indagati. Sono indicati i livelli, la tipologia di materiale analizzato, l'età strumentale e l'età calibrata ovvero corretta per l'effetto dovuto all'esplosione della bomba atomica (Courtesy of Karin Mezgec, 2015).

Core and Box Core	Location	Sample depth (cm)/material	Carbon Source	Lab code	Age 14 C (yr BP)	Calibrated age (yr BP)	1 σ error
KI13-bc3	Slope basin area	0-1(organic matter)	AIO	Poz-69634	5050	Recent	40
KI13-C2	Slope basin area	0-1(organic matter)	AIO	Poz-69635	7110	1995	40
KI13-C2	Slope basin area	14-15(organic matter)	AIO	Poz-69636	11780	7533	80
KI13-C2	Slope basin area	36-37	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	Poz-69639	16230	15644	90
KI13-C2	Slope basin area	48-49(organic matter)	AIO	Poz-69638	18730	16379	100

In base a queste datazioni è stato possibile ricostruire l'intervallo di tempo in cui la carota si è depositata. La differenza di età tra il livello superficiale della carota e del box core indica che nella carota mancano i sedimenti più recenti.

Riportando in un grafico le età in funzione della profondità è possibile ottenere il tasso di sedimentazione della carota studiata (Fig. 4.5).

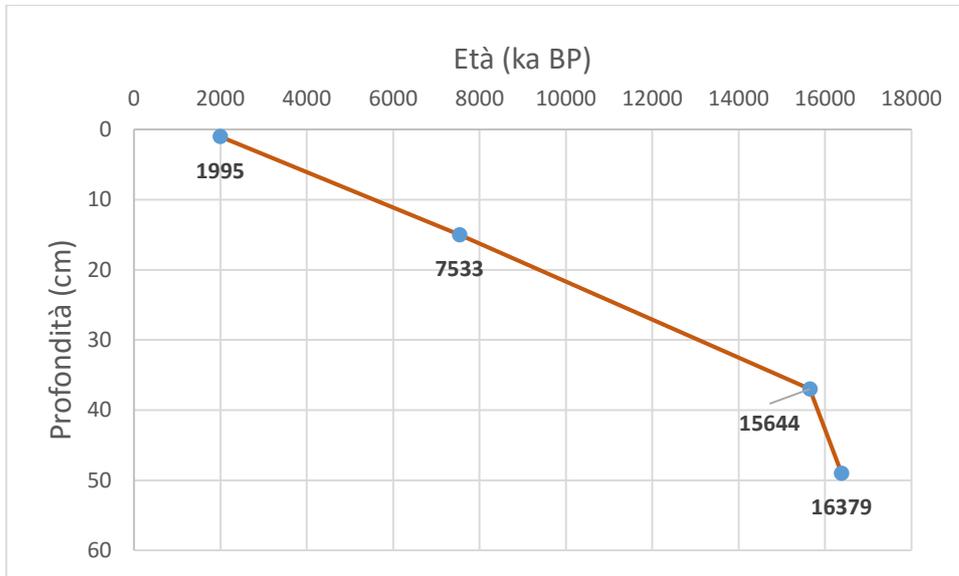


Figura 4.5. Tasso di sedimentazione della carota C2

5. RISULTATI

5.1 Carota KI13 C2

5.1.1 Litologia della carota KI13 C2

La carota C2 è lunga 239 cm ed è generalmente composta da silt e silt sabbioso con un intervallo da 170 a 130 cm di argilla. Clasti di dimensioni da decimetriche a centimetriche in maniera più o meno concentrata sono osservabili lungo tutta la carota ad eccezione dell'intervallo compreso tra 170 e 120 cm (Fig. 5.1). Nel dettaglio essi sono nei seguenti intervalli: tra 100 e 75 cm e dal cm 50 al cm 30. Attorno al cm 140 sono presenti ossidi e idrossidi di ferro e alla base della carota (dal cm 216 al bottom) sono stati riscontrati aggregati marnosi.

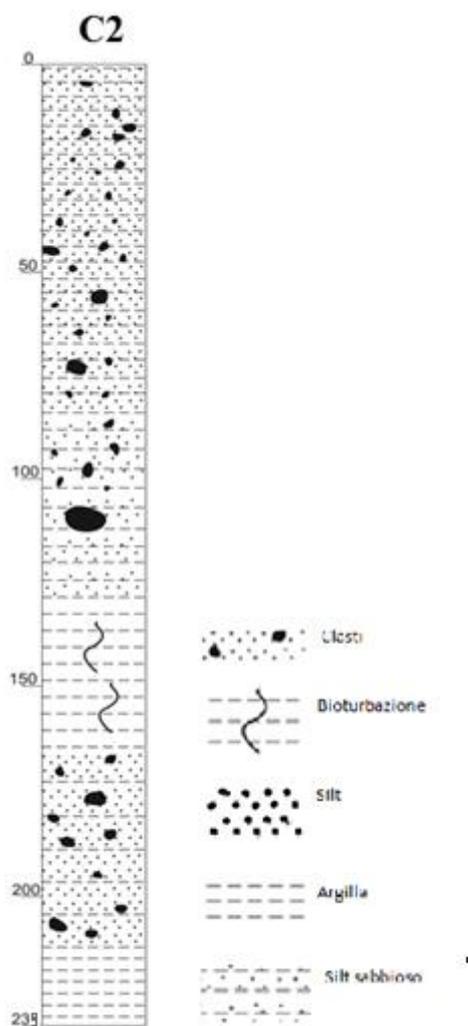


Figura 5.1. Litologia della carota C2

5.1.2 Distribuzione dei Foraminiferi nella carota KI13 C2

Lo studio micropaleontologico dei campioni ha messo in evidenza che i Foraminiferi presenti sono sia planctonici che bentonici; essi si presentano sia con guscio calcareo che agglutinante. In molti livelli della carota i Foraminiferi sono assenti. Tra i Foraminiferi planctonici l'unica specie presente è *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) ad avvolgimento sinistrorso. Tra i Foraminiferi bentonici le forme identificate sono: *Bulimina aculeata* (Brady), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Epistominella vitrea* (Brady), *Fissurina marginata* (Montagu), *Globocassidulina subglobosa (biora)* (Brady), *Nonionella bradyi* (Chapman), *Oolina squamososulcata* (Heron- Allen&Earland), *Stainforthia concava* (Hoglund), *Trifarina angulosa* (Williamson). Oltre a queste è presente *Miliammina arenacea*, unica specie a guscio agglutinante (Appendice A). La tassonomia adottata in questo studio ha seguito le tavole tassonomiche di Violanti, 1996.

In generale i gusci sono ben conservati. Da sottolineare comunque che in alcuni intervalli sono stati riscontrati molti individui rotti e presenza di frammenti ovvero parti di logge dalle quali non sempre è possibile risalire alla identificazione della specie corrispondente. Tuttavia al microscopio ottico non è stata notata la presenza di dissoluzione nei gusci calcarei.

Di seguito vengono riportate le densità (numero di individui/grammo di sedimento) in funzione della profondità, relative alle specie dei Foraminiferi individuate nei singoli campioni (Fig. 5.2).

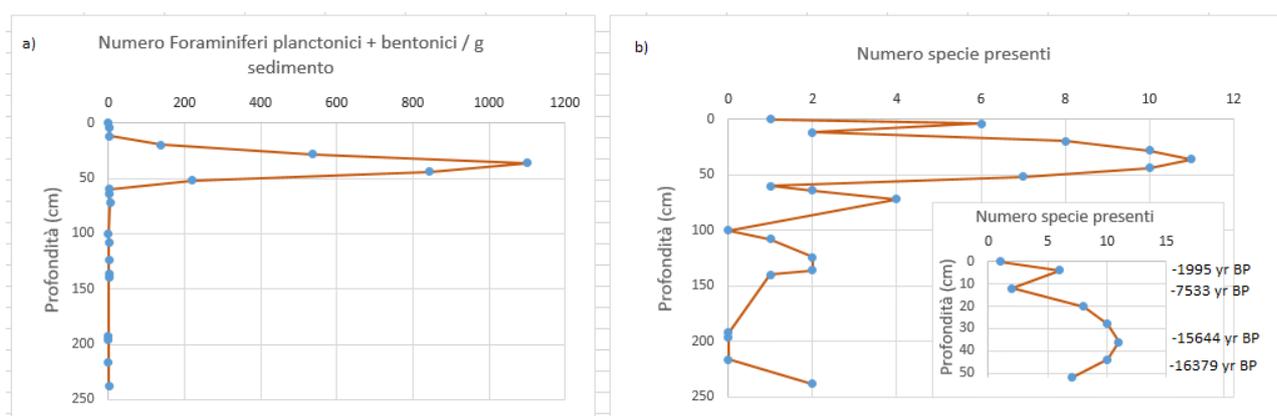


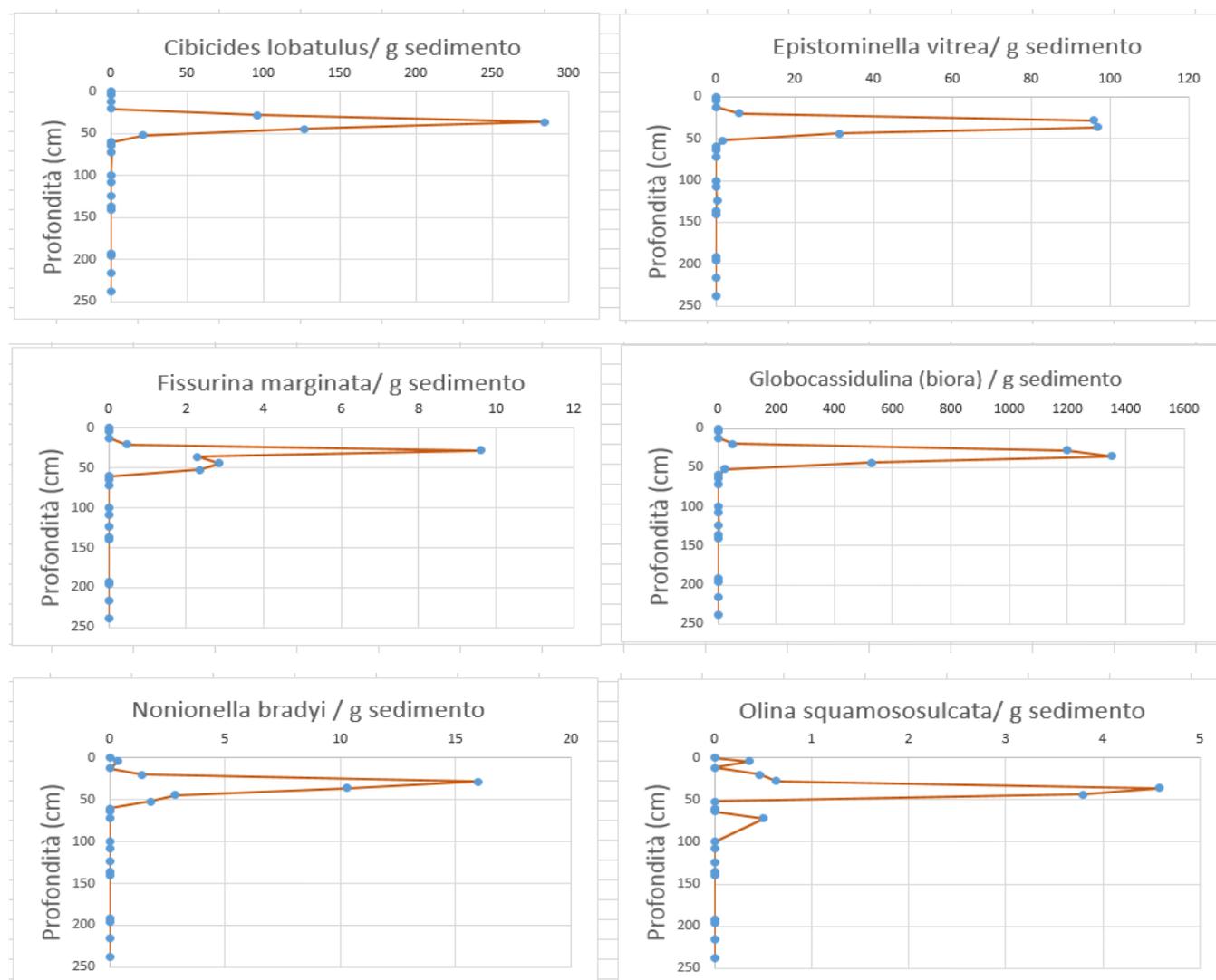
Figura 5.2. a) Numero di Foraminiferi totali planctonici e bentonici/ g sedimento in base alla profondità. Come si può notare dal grafico al cm 36 si ha il massimo della presenza degli individui. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare i valori quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE A)

b) Numero di specie individuate per ogni campione in funzione della profondità e focus nei cm 0-50 con relative datazioni. Il picco di specie si riscontra al cm 3

Come evidenziato nel primo grafico i Foraminiferi sono presenti dal cm 100 al cm 2. Alla base della carota le forme sono rare o assenti. I valori vanno da un minimo di poche forme / g sedimento (0,2) a un massimo di circa 500 forme/ g sedimento. I valori più alti si riscontrano dal cm 44 al cm 20 con un picco al cm 36 (Fig. 5.2 a).

Il maggior numero di specie sia planctoniche che bentoniche si riscontra dal cm 44 al cm 20 con un picco al cm 36 (11 specie riscontrate) (Fig. 5.2 b).

5.1.3 Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nella carota KI13 C2



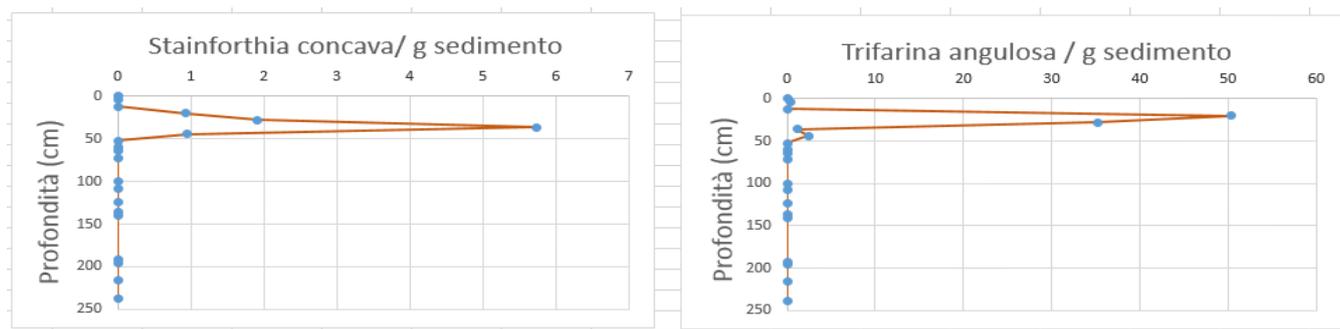


Figura 5.3. Numero di ogni specie bentonica riscontrata/ g sedimento. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE A)

Come si può notare dai grafici, tutte le specie identificate presentano un picco di abbondanza dal cm 44 al cm 20. In particolare al cm 44 si osserva un picco di abbondanza di *Globocassidulina subglobosa biora* mentre *Cibicides lobatulus*, *Epistominella vitrea*, *Oolina squamososulcata*, *Stainforthia concava*, aumentano per poi raggiungere il massimo di abbondanza al 36 cm per poi diminuire nuovamente. *Fissurina marginata* e *Nonionella bradyi* invece, presentano il massimo di frequenza al cm 28 e *Trifarina angulosa* al cm 20 (Fig. 5.3).

5.1.4 *Neogloboquadrina pachyderma*

Neogloboquadrina pachyderma risulta essere l'unica specie tra i Foraminiferi planctonici identificati nella carota C2. Essa si presenta sempre con individui ad avvolgimento sinistrorso. La presenza di *Neogloboquadrina pachyderma* è scarsa e sporadica dal cm 238 (base della carota) al cm 52. Verso il top della carota, il taxon aumenta con un picco di abbondanza al cm 36-37. Successivamente si nota una diminuzione nell'intervallo compreso tra il cm 20 e il cm 12 e diventa praticamente assente al top della carota (Fig. 5.4) (appendice A).

Si sottolinea la presenza di individui di piccole dimensioni/giovanili nell'intervallo compreso tra il cm 52 e il cm 28. Gli individui di piccole dimensioni presentano un picco di abbondanza al cm 36-37 (Fig. 5.5 b) (appendice A).

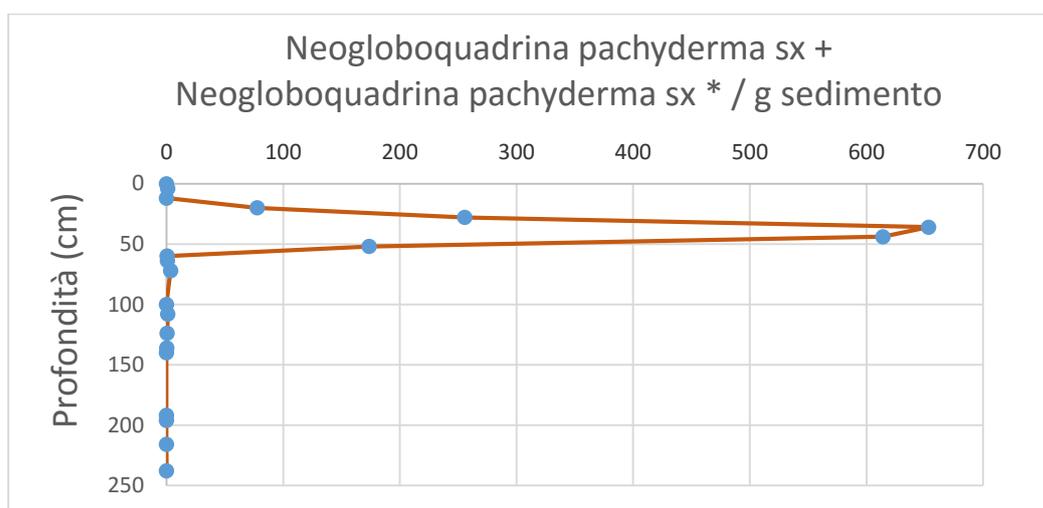


Figura 5.4. *Neogloboquadrina pachyderma* sx e *Neogloboquadrina pachyderma* sx* in relazione alla profondità. *: Individui di *Neogloboquadrina pachyderma* di piccole dimensioni (<125 micron). Il picco delle forme si osserva al cm 36-37. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso

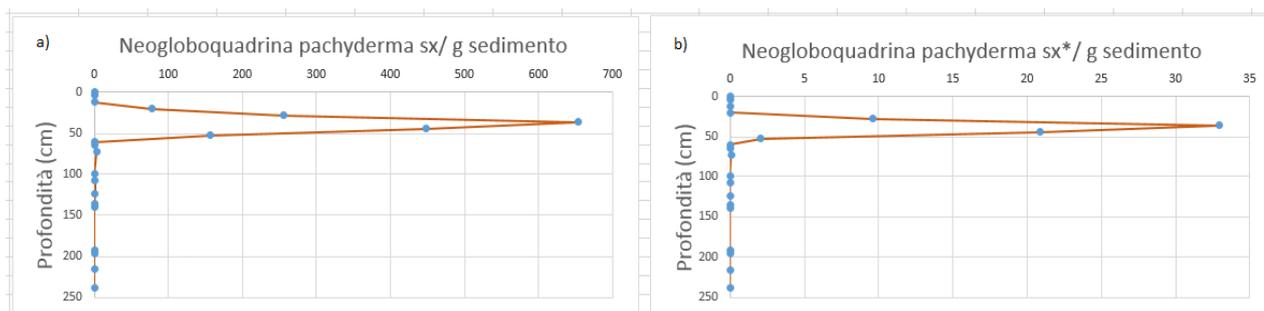


Figura 5.5. a) *Neogloboquadrina pachyderma* sx / g sedimento in relazione alla profondità

b) *Neogloboquadrina pachyderma* sx* di piccole dimensioni (<125 micron) / g sedimento in relazione alla profondità. In entrambi i grafici l'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso

5.1.5 *Miliammina arenacea*

Miliammina arenacea è il Foraminifero agglutinante bentonico prevalente nella carota C2 (Fig.5.6) (Appendice A). *Miliammina arenacea* è stata riscontrata prevalentemente in forma integra.

Rare forme di questa specie sono state osservate nei campioni 140-136 cm. Successivamente essa si riscontra dal cm 52 al top della carota con un aumento di individui al cm 12. Da sottolineare che questa forma sembra avere una distribuzione antitetica alla distribuzione di *Neogloboquadrina pachyderma*.

Al cm 12 è stato riscontrato il numero maggiore di forme con una progressiva diminuzione fino al cm 52 coincidente con l'aumento delle altre forme calcaree bentoniche e di *Neogloboquadrina pachyderma*.

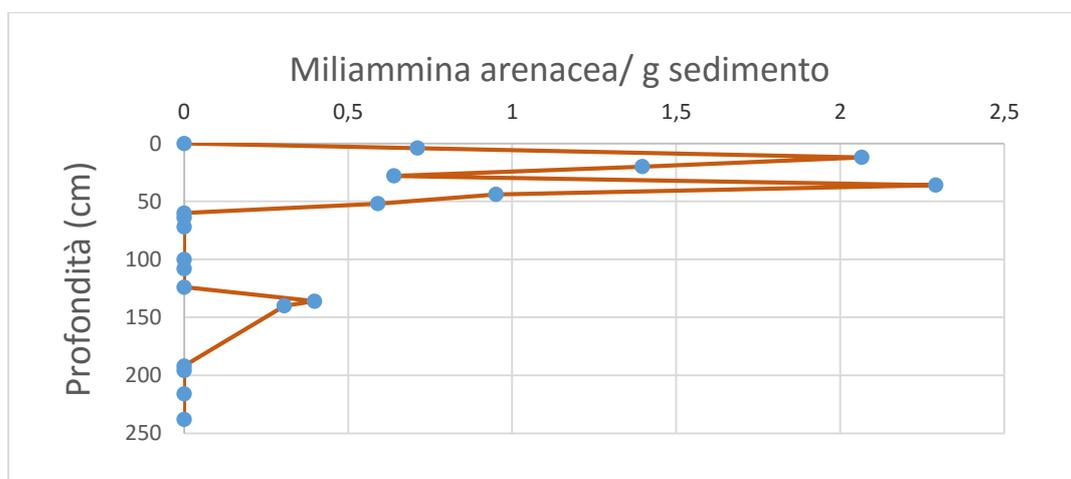


Figura 5.6. *Miliammina arenacea*/ g sedimento in relazione alla profondità. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE A)

5.2 Box core C3

5.2.1 Litologia del box core C3

Il box-core C3 è lungo 37 cm ed è prevalentemente marnoso di colore ocra marrone con livelli centimetrici più scuri (tra il cm 22 e il cm 17 e tra il cm 10 e il cm 9). Esso non presenta evidenti disturbi sedimentari (Fig. 5.7). Il top (0-0.5 cm) presenta un feltro di spicole di spugna. Al di sotto fino a circa 4 cm il sedimento è un silt sabbioso che gradatamente diventa silt più argilloso. Attorno ai cm 28-29 il sedimento diventa leggermente più compatto. In tutto lo spezzone sono presenti clasti sparsi, e diffusa bioturbazione.

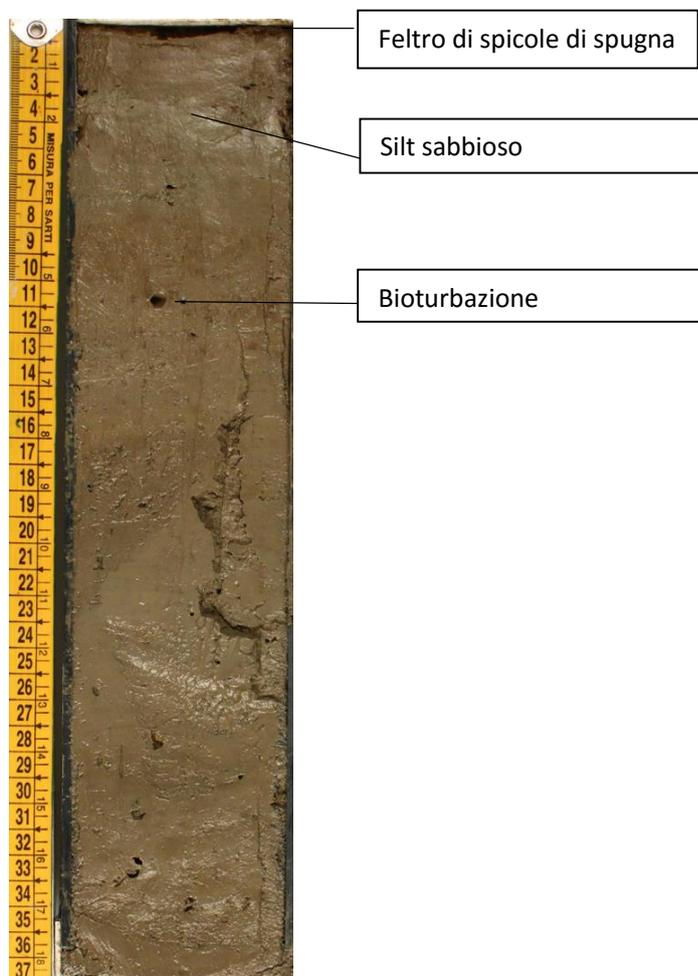


Figura 5.7. Litologia del box core C3

5.2.2 Distribuzione dei Foraminiferi nel Box core C3

Le associazioni a Foraminiferi identificate nel box presentano le stesse forme identificate nella carota sopra descritte. Gli individui si presentano integri eccetto nella parte basale dove sono presenti individui (in particolare di *Neogloboquadrina pachyderma*) rotti e riscontrati un numero elevato di frammenti (appendice B).

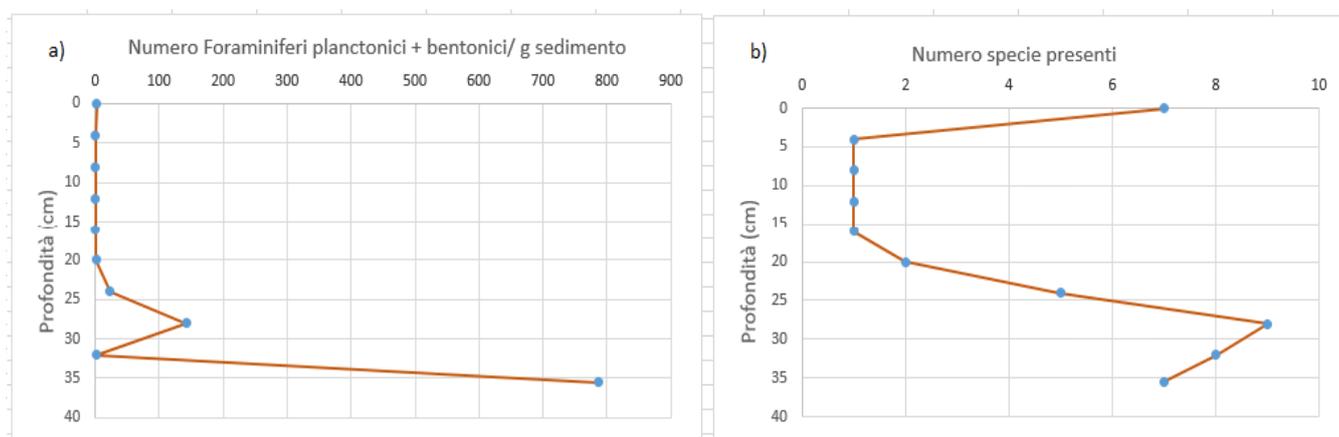


Figura 5.8. a) Numero Foraminiferi totali planctonici e bentonici totali / g sedimento in relazione alla profondità

b) numero specie presenti/ g sedimento in relazione alla profondità. In entrambi i grafici l'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE B)

In figura 5.8 a sono stati riportati il numero di Foraminiferi planctonici e bentonici identificati nei campioni prelevati nel box core. Come si evidenzia dal grafico, il maggior numero di individui (circa 9000) si riscontra alla base del box, successivamente esso diminuisce per poi risalire, sebbene con valori inferiori al cm 28. Tra il cm 16 e il cm 8 il numero di individui è basso per poi aumentare nuovamente in corrispondenza dei centimetri superficiali. Il numero di specie identificate sia bentoniche che planctoniche presenta valori medi di 4-5 specie con aumento nell'intervallo tra il cm 36 e il cm 24 (9) e nel livello più superficiale (cm 0) (7) (Fig. 5.8 b).

5.2.3 Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nel Box core C3

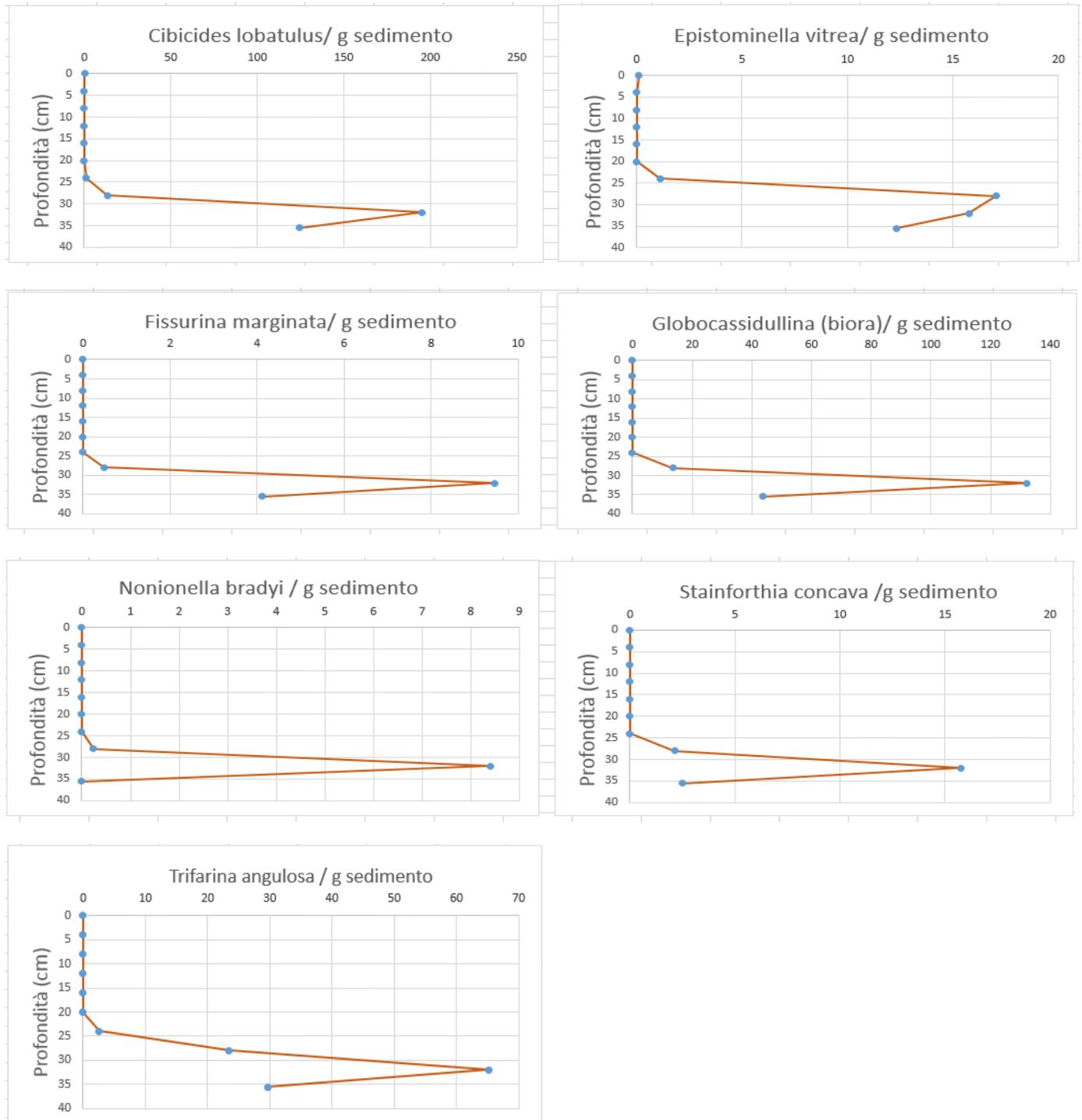


Figura 5.9. Numero totale delle principali specie bentoniche identificate / g sedimento. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero della specie è molto basso (vedi APPENDICE B)

Come si può notare dai grafici in Figura 5.9, il maggior numero di forme di ogni specie bentonica si riscontra dal cm 35,5 al cm 28 (base del box core). *Cibicides lobatulus*, *Globocassidulina subglobosa*(*biora*), *Nonionella bradyi*, *Fissurina marginata* e *Stainforthia concava* presentano un picco di abbondanza al cm 32, mentre *Epistominella vitrea* e *Trifarina angulosa* al cm 28.

Cibicides lobatulus risulta essere il Foraminifero bentonico più abbondante nel box core.

Nel box core sono stati anche rilevate rare forme di Foraminiferi agglutinanti appartenenti alle specie *Ammodiscus incertus*, *Erembergina* sp e *Recurvoides* sp (Appendice B).

5.2.4 *Neogloboquadrina pachyderma*

Come si può notare dai grafici sottostanti la presenza di individui di *Neogloboquadrina pachyderma* nel box core si riscontra dal cm 35,5 al cm 24. Dal cm 20 fino al top del box core le forme di questo taxon sono assenti o sporadiche. Da sottolineare la presenza di individui giovanili di *Neogloboquadrina pachyderma* negli ultimi due intervalli del box (Fig. 5.10, Fig.5.11) (APPENDICE B).

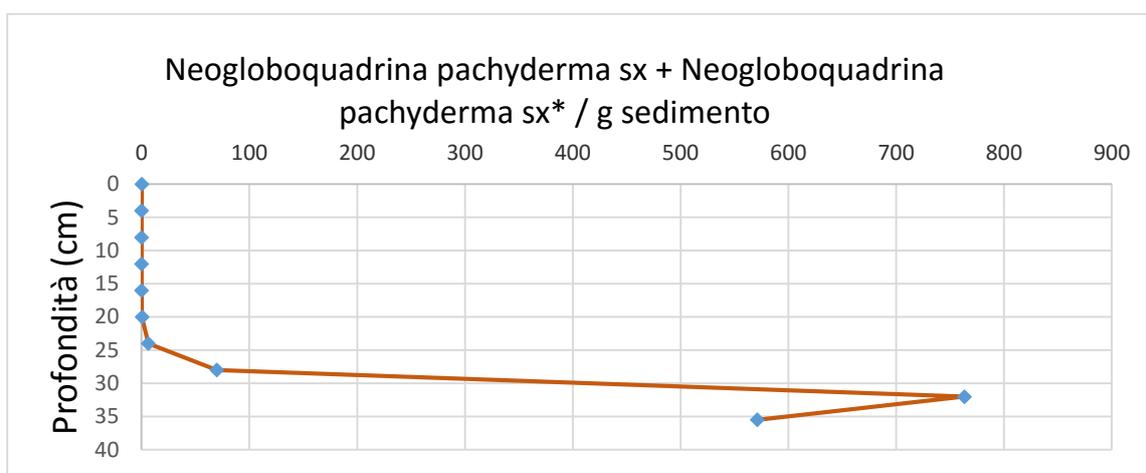


Figura 5.10. *Neogloboquadrina pachyderma* sx e *Neogloboquadrina pachyderma* sx* in relazione alla profondità. *: Individui di *Neogloboquadrina pachyderma* di piccole dimensioni (<125 micron). L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE B)

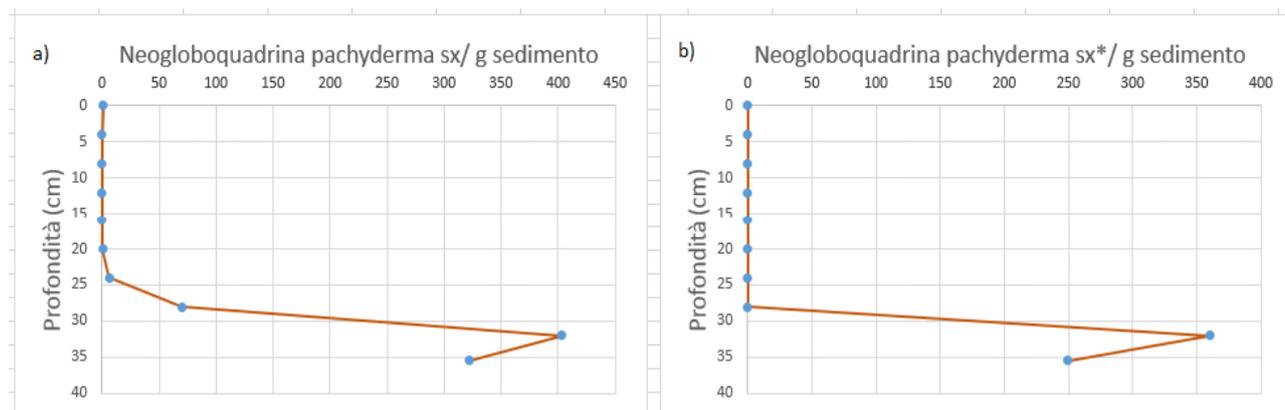


Figura 5.11. a) *Neogloboquadrina pachyderma* sx / g sedimento in relazione alla profondità

b) *Neogloboquadrina pachyderma* sx di piccole dimensioni (<125 micron) / g sedimento in relazione alla profondità. In entrambi i grafici l'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE B)

5.2.5 *Miliammina arenacea*

Il maggior numero di individui di *Miliammina arenacea* è stato riscontrato nell'intervallo compreso tra il cm 28 e il cm 20. Nei campioni soprastanti la specie decresce fino a raggiungere la totale assenza nei livelli più superficiali del box core (Fig. 5.12) (Appendice B).

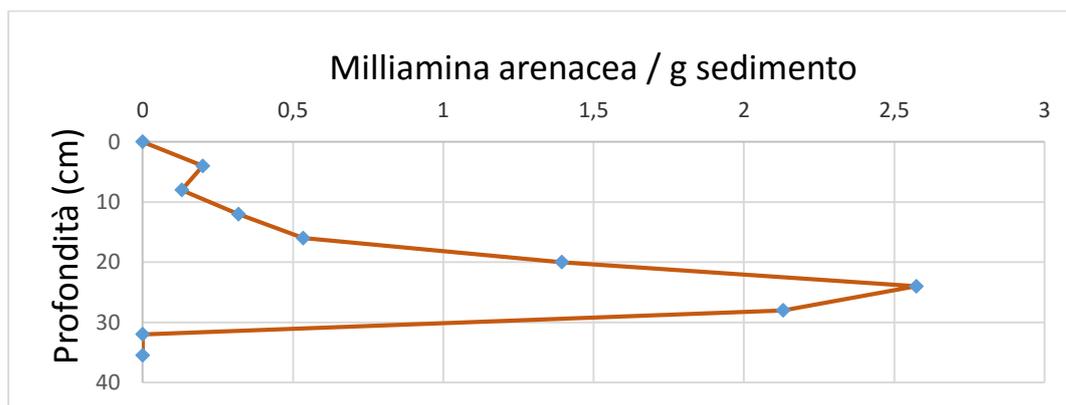


Figura 5.12. *Miliammina arenacea*/g sedimento in relazione alla profondità. L'esagerazione della scala non permette di visualizzare quando il numero delle forme è molto basso (vedi APPENDICE B)

5.3 Analisi al microscopio elettronico (ESEM)

La struttura e l'integrità dei gusci di *Neogloboquadrina pachyderma* sono state osservate al microscopio elettronico (ESEM). Sono stati osservati individui sia allo stadio adulto che allo stadio giovanile (Fig. 5.13 e 5.14).

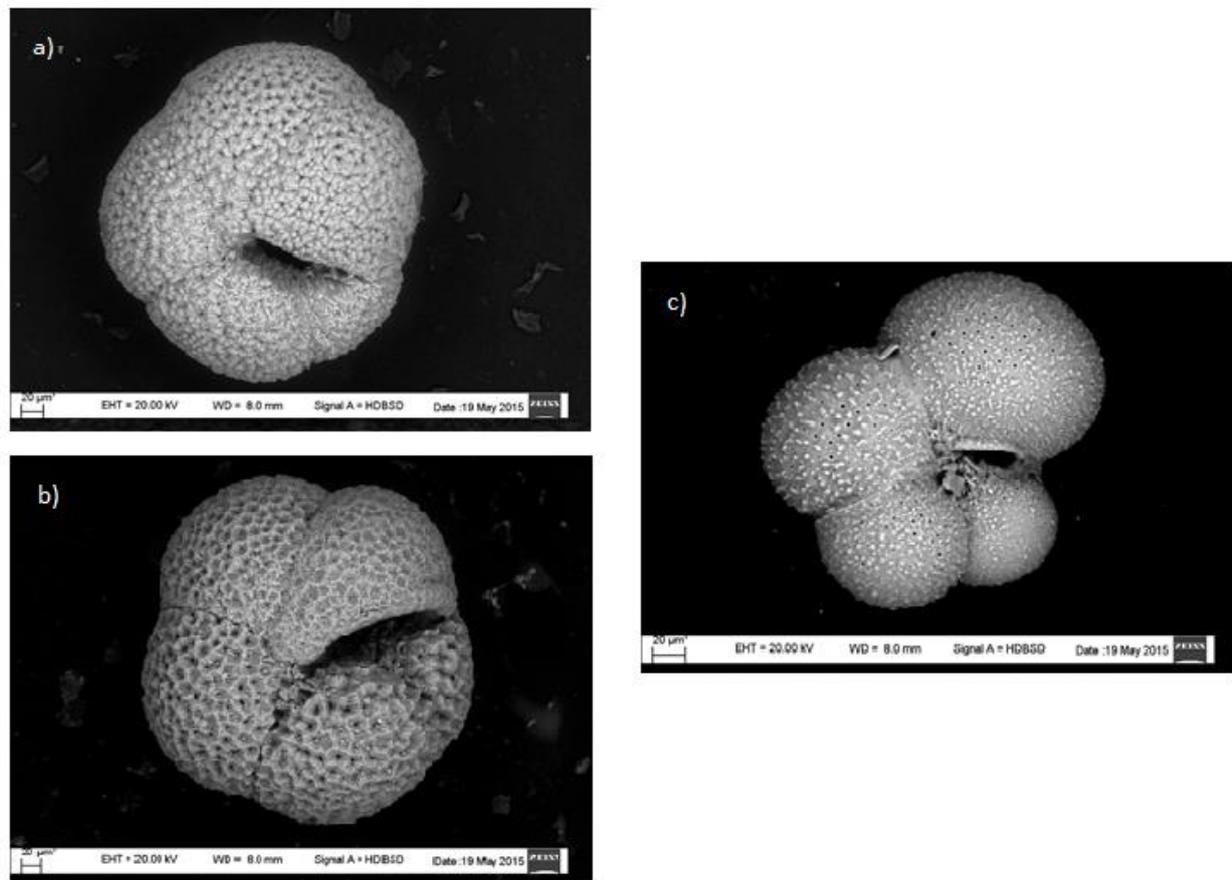


Figura 5.13. Foto al microscopio elettronico (ESEM) con ingrandimento 400X di *Neogloboquadrina pachyderma*. a e b: individui adulti, c: individuo giovanile

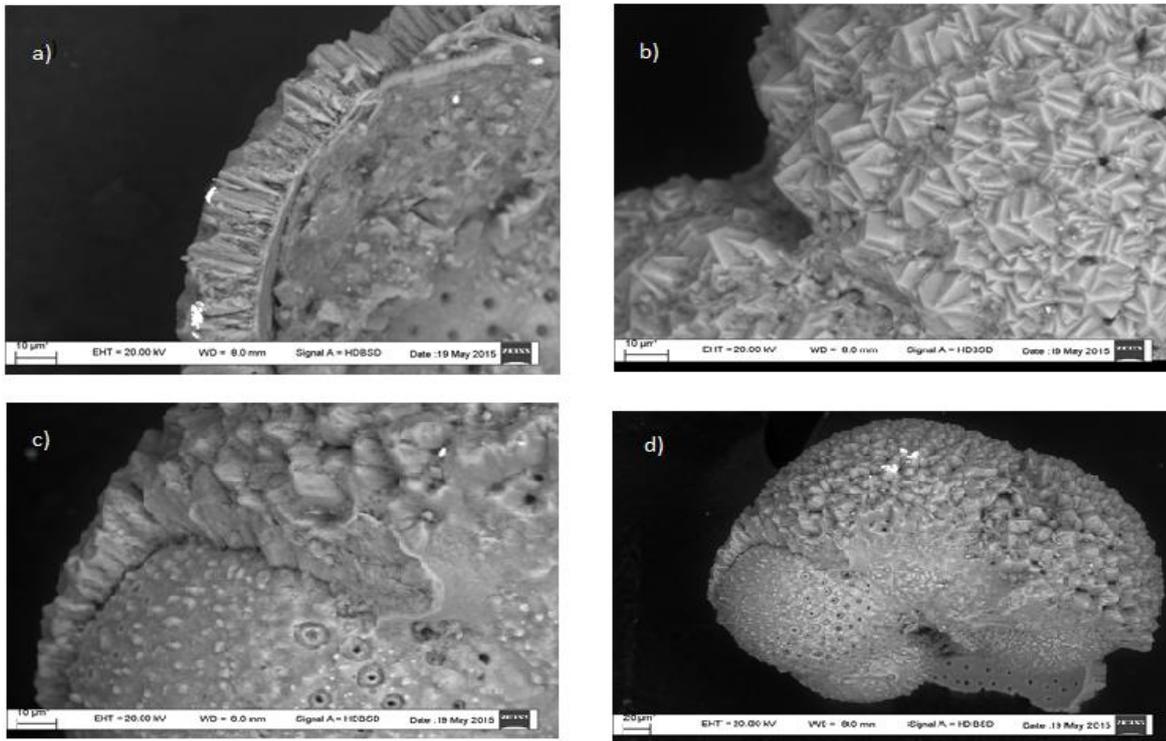


Figura 5.14. *Neogloboquadrina pachyderma*. a- Dettaglio della struttura dello strato esterno di *Neogloboquadrina pachyderma*. E' visibile la struttura a palizzata dello strato esterno

b e c: Dettaglio della superficie esterna del guscio in cui si possono notare gli strati di accrescimento corrispondenti ad un ispessimento della corteccia. Lo strato inferiore appartiene alla fase giovanile dell'individuo

d) Frammento di guscio in cui si possono notare i pori da cui fuoriescono gli pseudopodi

6. DISCUSSIONE

Le analisi micropaleontologiche effettuate sulle associazioni a Foraminiferi nella carota C2 e box core C3 hanno permesso la ricostruzione paleoambientale del Tardo Quaternario nel Mare di Ross.

6.1 Ricostruzione paleoambientale

In base alla distribuzione delle associazioni a Foraminiferi la sequenza sedimentaria studiata può essere suddivisa in tre intervalli che corrispondono a tre principali fasi paleoceanografiche/paleoclimatiche (A, B, C Fig. 6.1).

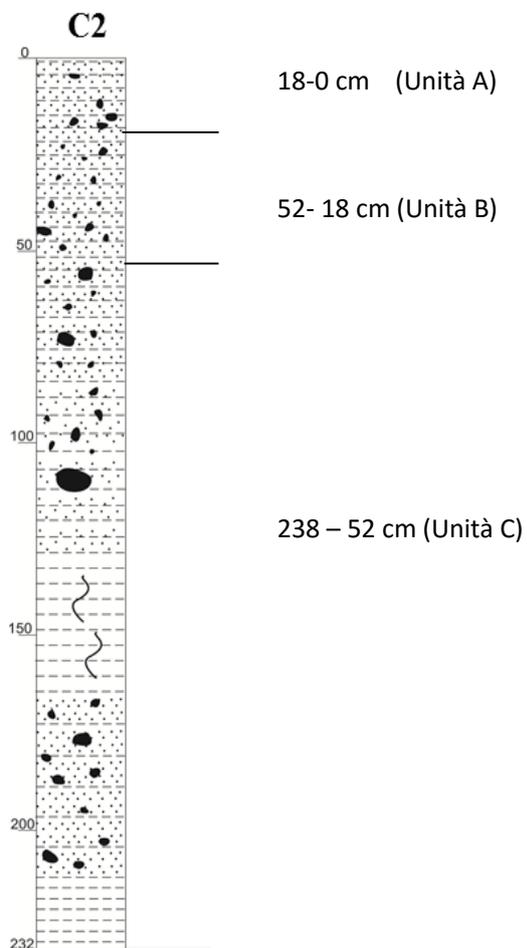


Figura 6. 1. Log litologico con indicati i tre intervalli (A,B,C) corrispondenti alle tre fasi paleoceanografiche/ paleoclimatiche individuate

Di seguito viene riportata la descrizione degli ambienti seguendo l'ordine cronologico ovvero dal più antico al più recente:

- **Unità C (238- 52 cm):** nell'intervallo stratigrafico compreso tra il cm 238 e il cm 52 i Foraminiferi bentonici e planctonici sono rari e nella maggior parte dei casi assenti. Questa assenza di forme fa ipotizzare una generale presenza di copertura glaciale con conseguente assenza di flusso di materiale organica sul fondo. Queste deduzioni sono confermate dallo studio delle associazioni a diatomee (Mezgec, 2015) che evidenziano in questo intervallo la presenza della specie *Thalassiosira antarctica*, un taxon indicatore di copertura glaciale (Mezgec, 2015).

Tuttavia queste condizioni ambientali risultano interrotte da alcune variazioni. Tra il cm 140 e il cm 136 la presenza di *Milliammina arenacea*, specie molto resistente alle basse temperature ed alla dissoluzione dei carbonati indica la presenza di acque corrosive e fredde. Negli intervalli tra il cm 126 - cm 108 e da 72 a 52 cm la presenza sebbene in basse percentuali, di *Neogloboquadrina pachyderma*, specie a guscio calcareo, potrebbe riflettere un miglioramento delle condizioni climatiche e/o una minore corrosività delle acque. Questo Intervallo, in base alle datazioni disponibili è più antico di 18 ka.

- **Unità B (52-18 cm) :** l'elevato numero di individui sia bentonici (*Trifarina angulosa*, *Cibicides lobatulus*, *Globocassidulina subglobosa (biora)*, *Epistominella vitrea*, *Stainforthia concava*, *Fissurina marginata*, *Oolina squamososulcata*, *Nonionella bradyi*, *Bulimina aculeata* e *Milliammina arenacea*) che planctonici (*Neogloboquadrina pachyderma*) e di diversità specifica (in media 10-11 specie) presenti in questo intervallo può essere diagnostico di migliorate condizioni ambientali e probabilmente associate a oscillazioni climatiche temperate con copertura glaciale relativa (stagionale) e ad un flusso maggiore di materia organica sul fondale. Questo è particolarmente evidente nel cm 36- 28 cm dove dominano *Epistominella vitrea* e *Globocassidulina subglobosa (biora)*. Queste due forme sono specie opportuniste che si nutrono di fitodetrito e si riscontrano in ambienti con alte concentrazioni di materia organica (e.g., Mackensen et al., 1989, Jorissen et al., 2007). Pertanto l'associazione

micropaleontologica riscontrata documenta acque superficiali altamente produttive almeno a scala stagionale.

La contemporanea presenza di clasti osservati in questo intervallo indicano l'inizio del ritiro glaciale e/o la presenza di iceberg melting come evidenziato dalla presenza di *Eucampia antarctica*, taxon tipico di ambienti caratterizzati da passaggi di iceberg (Mezgec, 2015). In particolare a cm 20 la dominanza di *Trifarina angulosa* unitamente all'assenza di *Neogloboquadrina pachyderma* indica il culmine di questa fase di ritiro glaciale. Tale associazione è stata documentata anche da Melis et al. (2009) nella stessa area di indagine e spiegata come il risultato di ritiro della copertura glaciale.

Le datazioni disponibili indicano che questo intervallo si è depositato tra ~18 ka e ~ 8 ka.

- **Unità A (18- 0 cm):** Nell'intervallo A sono presenti prevalentemente Foraminiferi agglutinanti (tra cui *Milliammina arenacea*). In base alle associazioni a diatomee l'ambiente è di mare aperto. La presenza di *Milliammina arenacea* e l'assenza di forme a guscio calcareo potrebbe documentare un aumento delle HSSW che sono acque di fondo corrosive.

In base alle datazioni radiometriche questo ambiente si è depositato tra ~ 8 ka e ~2 ka. In letteratura (Melis et al., 2009) la presenza di Foraminiferi agglutinanti può essere riconducibile alla presenza acque corrosive, all'aumento di produttività responsabile della presenza della CCD in acque superficiali durante l'Olocene e a drastici cambiamenti ecologici dati da fluttuazioni del ghiaccio che avrebbero avvantaggiato specie agglutinanti opportuniste. Inoltre, la dissoluzione carbonatica può aver agito sulle forme post- mortem durante la rimozione della copertura glaciale.

6.2 Ecologia di *Neogloboquadrina pachyderma*

La distribuzione di *Neogloboquadrina pachyderma* nella carota C2 ha rappresentato un dato interessante per la ricostruzione paleoambientale e paleobiologica dei sedimenti analizzati. In via generale si presenta con guscio ben preservato e senza tracce di dissoluzione. Essa è costituita essenzialmente da un guscio composto da carbonato di calcio (Fig. 6.2).



Figura 6.2. Confronto tra il guscio calcareo di un individuo di *Neogloboquadrina pachyderma* (a sinistra) e i cristalli di calcite (a destra)

Risultato di particolare interesse in questo lavoro è stata la documentazione di alte percentuali di individui di *Neogloboquadrina pachyderma* di piccole dimensioni nell'intervallo 52 -28 cm.

Questo ritrovamento, veramente eccezionale in quanto poco documentato in bibliografia, consente di avanzare le conoscenze inerenti l'ecologia di questa specie in ambiente estremo, argomento attualmente in corso di indagine.

La consapevolezza che forme di Foraminiferi possano vivere, crescere e svilupparsi nel ghiaccio antartico risale agli anni 50 quando furono rinvenuti esemplari di *Neogloboquadrina pachyderma* intrappolati nel ghiaccio (Carsola, 1953). Tuttavia, risultano ancora poco chiare le dinamiche con cui Foraminiferi planctonici risiedono nel ghiaccio. Lipps e Krebs osservarono nel ghiaccio una complessa catena trofica, in cui i Foraminiferi vivi rappresentavano il secondo livello, cioè consumatori di cellule algali (diatomee) sviluppatasi in questo ambiente. I gameti o gli zigoti fluttuanti sulla superficie marina potrebbero venire incorporati nel ghiaccio e

svilupparsi nei pori del microghiaccio granulare fino allo stadio giovanile. In questo stadio l'individuo potrebbe entrare in uno stadio di "dormienza" fino alla primavera successiva per poi essere liberato durante lo scioglimento estivo dei ghiacci e continuare il suo ciclo vitale nella colonna d'acqua in forma planctonica. E' noto come microorganismi possano sopravvivere nei pori del cosiddetto "microghiaccio" nutrendosi di alghe e diatomee "intrappolate" durante la solidificazione del ghiaccio. Dopo il rilascio nella colonna d'acqua, i cambiamenti fisico chimici e l'aumento del tasso di predazione ridurrebbe di molto il numero di individui giovanili che poi si sviluppano fino allo stadio adulto. Il ghiaccio quindi rappresenterebbe un ottimo habitat per sfuggire alla predazione di organismi superiori (ampifodi, policheti e piccoli pesci) (Lipss & Krebs, 1974).

Splinder e Dieckmann (1986) inoltre, hanno quantificato il numero di individui di *Neogloboquadrina pachyderma* nel ghiaccio del mare di Weddell evidenziando che il numero di individui è di un ordine di grandezza superiore rispetto alla concentrazione riscontrata nella colonna d'acqua. Questa discrepanza fu spiegata grazie alla grande abbondanza di forme giovanili di *Neogloboquadrina pachyderma* negli strati superiori della colonna d'acqua nel periodo di formazione del ghiaccio con conseguente incorporazione degli stessi nei pori del microghiaccio e del "frazil ice" e migrazione negli strati superiori durante lo sviluppo. Ulteriori osservazioni quantitative ripetute diversi anni dopo, hanno confermato la presenza di individui di Foraminiferi 70 volte superiori nel ghiaccio rispetto alla colonna d'acqua sottostante nel ghiaccio granulare. I ricercatori hanno spiegato il dato con la resistenza di *Neogloboquadrina pachyderma* ad elevate concentrazioni di salinità e basse temperature. Tali osservazioni documentano la possibilità di migrazione di *Neogloboquadrina pachyderma* all'interno del ghiaccio per nutrirsi e trovare rifugio dai predatori. Il ghiaccio quindi rappresenterebbe una vera e propria area di "nursery" per le forme giovanili (Melis et al., 2001). Un'ulteriore ipotesi attribuisce a *Neogloboquadrina pachyderma* cambiamenti morfologici (morfologia delle camere, spessore del guscio e distribuzioni dei pori) a seguito di sviluppo dei ghiacci. Questo dato non può stupire, in quanto *Neogloboquadrina pachyderma* è particolarmente resistente a basse temperature e ad alti valori di salinità (Dieckmann et al., 1991).

Il ritrovamento di individui di piccole dimensioni nei nostri campioni è in corrispondenza dell'Unità B dove si è ricostruito un ambiente caratterizzato da scioglimento degli Icebergs (vedi 6.1). Poichè, come documentato dalle foto (Fig. 6.3) gli individui di piccole dimensioni sono identici alle forme rinvenute nel ghiaccio antartico da Spindler e Dieckmann (1986)

l'elevato numero di questi individui potrebbe essere dovuto al melting degli strati inferiori del ghiaccio che ha svolto il ruolo di "nursery". La contemporanea presenza di individui sia adulti che allo stadio giovane del tutto identiche a quelle che attualmente vivono in Antartide (Fig. 6.4), ci permettono di supportare l'ipotesi di Lipps e Krebs per cui i gameti e gli zigoti di questa specie potrebbero venir incorporati e rimanere "intrappolati" negli strati inferiori del ghiaccio marino o secondo la tesi di Spindler e Dieckmann venir incorporati già in fase giovanile, svilupparsi e entrare in uno stato di "dormienza" fino al successivo scioglimento dei ghiacci per poi entrare nella fase di sviluppo e crescita planctonica.

Inoltre, la presenza di numerosi individui in stadio giovanile nel sedimento potrebbe confermare la tesi di Dieckmann che ipotizza che la vita planctonica in mare aperto rappresenterebbe un rischio per la vita di *Neogloboquadrina pachyderma* e che al momento dello scioglimento dei ghiacci, molti individui non riuscirebbero a raggiungere lo stadio adulto a causa degli importanti cambiamenti chimico- fisici riscontrati nel mare aperto o, che a causa dell'insuccesso di incorporamento nei ghiacci nella stagione invernale, le forme giovanili potrebbero non essersi accresciute sufficientemente ed essere decedute nella colonna d'acqua.

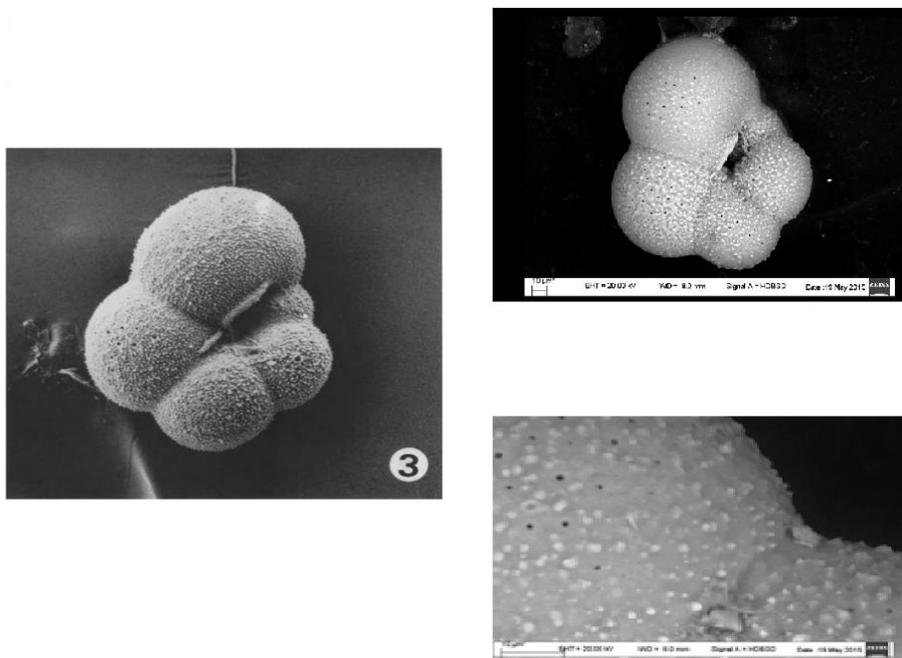


Figura 6.3. Foto di un individuo allo stadio giovane di *Neogloboquadrina pachyderma* proveniente dal ghiaccio antartico (Courtesy of Spindler e Dieckmann, 1986) a sinistra, e la foto di un individuo allo stadio giovane di *Neogloboquadrina pachyderma* a destra. In basso: dettaglio del guscio dell'individuo

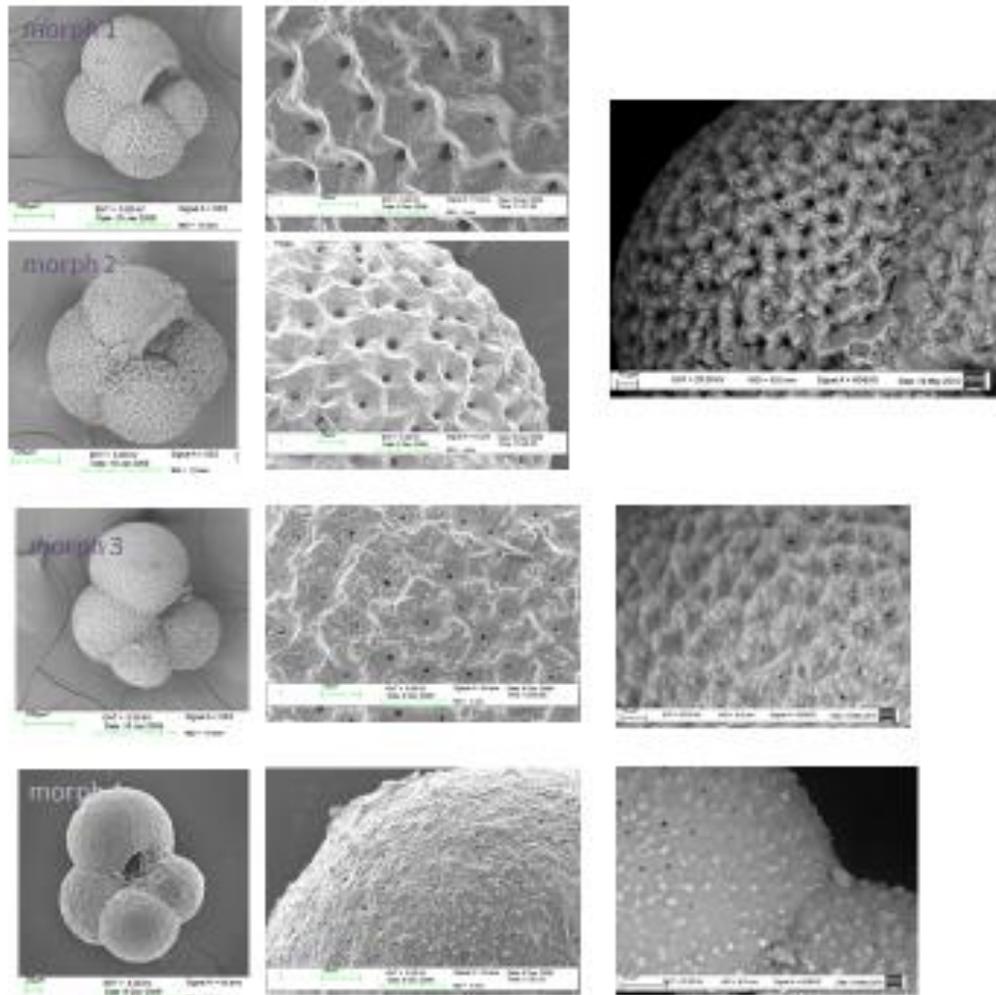


Figura 6.4. Similarità tra morfologia dei gusci di individui viventi in colonna d'acqua di *Neogloboquadrina pachyderma* prelevati nel 2009 nel mare di Ross (Bergami et al., 2009) a sinistra, e individui prelevati nella carota C2 dell'unità B durante il nostro studio, a destra. Il morfotipo 1 appartiene a un individuo giovanile ai primi stadi mentre il morfotipo 2 a un individuo adulto agli ultimi stadi di sviluppo. I morfotipi 3 e 4 appartengono a individui con stadio di accrescimento intermedio

6.3 Box core C3

In base alla distribuzione dei Foraminiferi è possibile correlare il box core con la carota. Poiché in entrambe le sequenze sedimentarie studiate è presente un livello in cui si ha l'ultima presenza (in senso stratigrafico) di *Neogloboquadrina pachyderma* e la drastica riduzione dei Foraminiferi bentonici (APPENDICE A, APPENDICE B), è possibile assumere che questi due livelli si siano depositi durante lo stesso intervallo temporale. Questo dato biostratigrafico identificato sia nel box core che nella carota, permette di correlare il livello a cm 12 della carota con il livello a cm 20 del box evidenziando pertanto uno scarto di circa 8 cm tra la carota e il box core. Da queste osservazioni risulta che il livello 0-1 della carota non corrisponde alla sedimentazione recente che invece è presente nel box core. Tale conclusione è supportata dalle datazioni radiometriche (Tab.2) che evidenziano per i due livelli superficiali età (età calibrate) molto simili.

Nei sedimenti dei primi centimetri del box core si riscontra il medesimo ambiente dell'Unità A descritto per la carota C2 cioè caratterizzato dalla presenza di Foraminiferi agglutinanti e assenza o presenza sporadica di forme calcaree. La presenza al top del box core di *Neogloboquadrina pachyderma* evidenzia che attualmente questa specie si preserva nei sedimenti.

Tab. 2. Datazioni radiometriche utilizzate per il controllo cronologico della carota e del box core effettuate nel livello 0-1 cm della carota C2 e BOX CORE C3

Core and Box Core	Location	Sample depth (cm)/material	Carbon Source	Lab code	Age 14 C (yr BP)	Calibrated age (yr BP)	1 σ error
KI13-bc3	Slope basin area	0-1(organic matter)	AIO	Poz-69634	5050	Recent	40
KI13-C2	Slope basin area	0-1(organic matter)	AIO	Poz-69635	7110	1995	40

6.4 Paleo-ecologia dei Foraminiferi bentonici

- *Cibicides lobatulus*: nella carota C2 *Cibicides lobatulus* è il Foraminifero calcareo bentonico più abbondante. Sono stati rilevati individui di questa specie anche al cm 52 (base dell'intervallo B) in cui le altre specie bentoniche sono rare o assenti. Questa osservazione evidenzia le capacità adattative di *Cibicides lobatulus* durante fasi di passaggio tra ambienti diversi dal punto climatico. In letteratura, *Cibicides lobatulus* è un Foraminifero estremamente abbondante nel benthos antartico. Questa specie possiede caratteristiche morfologiche e fisiologiche uniche fra i Foraminiferi calcarei bentonici. Grazie a caratteristiche particolari dello pseudopodo e al parassitismo sopravvive anche in ambienti oligotrofi (Alexander & Delaca, 1987).
- *Epistominella vitrea*: è una specie opportunistica che si ciba di fitodetrito. Nella carota C2 il maggior numero di individui si riscontra nell'intervallo B. Tale dato è coerente con le condizioni ambientali stagionali favorevoli qui riscontrate, che avrebbero permesso un apporto di materia organica e un'alta produttività primaria, indispensabili per la crescita di tale specie (Schmiedl & Mackensen, 1997). La sua presenza al cm 20 corrispondente con una fase di culmine di ritiro glaciale avvalsa la tesi di specie opportunistica in ambienti non favorevoli allo sviluppo di altre specie bentoniche.
- *Globocassidulina subglobosa (biora)*: predilige ambienti freddi e con alto tasso di produttività e flusso di carbonio organico corrispondente a un ambiente di mare aperto stagionale privo di copertura glaciale. Tale dato è coerente con il rilevamento di tale forma nell'Unità B. Come per *Cibicides lobatulus*, *Globocassidulina subglobosa (biora)* è stata riscontrata al cm 52. Questo dato è coerente con le caratteristiche ecologiche della specie, resistente ad ambienti oligotrofi e inospitali
- *Trifarina angulosa*: Foraminifero bentonico infaunale, che può vivere a basse temperature e a basse salinità. Nella carota C2 la sua distribuzione risulta antitetica a quella di *Neogloboquadrina pachyderma* suggerendo l'ipotesi di specie opportunistica non influenzata dalla presenza di acque corrosive (Alexander & Delaca, 1987).

7. CONCLUSIONI

Nel presente lavoro è stato analizzato il sedimento proveniente dalla carota KI13C2 e dal box core BC3, prelevati durante la Campagna KOPRI ANTA03B nel Febbraio 2013 nel Central Basin del Mare di Ross in Antartide nell'ambito del progetto congiunto Corea - Italia Ross Slope (finanziato dal PNRA).

Obiettivo principale di questo studio è stato quello di analizzare le distribuzioni a Foraminiferi planctonici e bentonici al fine di ricostruire gli scenari paleoambientali, paleoclimatici e paleoecologici che si sono succeduti in questa area geografica durante il Tardo Quaternario. I risultati ottenuti possono essere così sintetizzati:

- La sequenza sedimentaria della carota KI13 C2 è stata suddivisa in tre intervalli sedimentari corrispondenti a tre diversi ambienti (intervalli A, B, C).

L'intervallo C, più antico di 18 ka è caratterizzato dall'assenza o rarità di forme documentando un ambiente con presenza di copertura glaciale e conseguente diminuzione di apporto di materia organica sul fondale. La sporadica presenza di forme riscontrate in alcuni campioni indica fasi di miglioramento ambientale.

L'intervallo B, depositatosi tra 18 ka e ~8 ka presenta una maggiore variabilità intraspecifica indicando un miglioramento delle condizioni climatiche. La presenza di clasti indica il passaggio di Icebergs e conseguente melting degli strati inferiori degli stessi, dato coerente con il rilevamento di numerosi individui giovanili di *Neogloboquadrina pachyderma* in questo intervallo.

L'intervallo A corrisponde ad un periodo compreso tra ~8 ka e ~2 ka in cui, le forme agglutinanti e l'assenza di Foraminiferi bentonici e planctonici a guscio calcareo suggeriscono una fase di ambiente marino libero da copertura glaciale con presenza di dissoluzione sul fondale.

- Inoltre il presente studio ha permesso di ottenere nuove informazioni sull'ecologia di *Neogloboquadrina pachyderma*, la specie planctonica più abbondante in Antartide. La somiglianza morfologica tra individui giovanili di *Neogloboquadrina pachyderma* riscontrata nei sedimenti a livello fossile con individui giovanili della stessa specie

provenienti da campioni di ghiaccio marino antartico documentati in bibliografia, ha permesso di supportare la tesi dello sviluppo di tali forme nei pori del “microghiaccio”. Con molta probabilità, la formazione di ghiaccio stagionale ha incorporato gli individui di *Neogloboquadrina pachyderma* che vivevano negli strati superficiali della colonna d’acqua. Il ghiaccio ha agito da “nursery” per questi individui che sono stati successivamente rilasciati in seguito allo scioglimento dei ghiacci nella stagione successiva. Alcune forme sono morte e depositate sul fondo mentre altre hanno continuato il loro ciclo vitale raggiungendo lo stadio adulto.

8. REFERENZE BIBLIOGRAFICHE

Anderson J.B., Brake C.F., Myers N.C., 1984. Sedimentation on the Ross Sea continental Shelf, Antarctica. *Mar. Geol.* 57: 295-333.

Arrigo K. R., Primary production In *Sea ice: an introduction to its physics, chemistry, biology and geology*, Blackwell Science, pp. 143-183, ed. D. N. Thomas & G. S. Dieckmann, 2003.

Bè A.W., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *Ocean. Micropaleontol.* 1: 1- 100.

Bergami C., Capotondi L., Langone L., Giglio F., Ravaioli M., 2009. Distribution of living planktonic foraminifera in the Ross Sea and the Pacific sector of the Southern Ocean (Antarctica). *Mar. Micropaleontol.* 73:37-48.

Brady H.B., Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873-1876. *Repts. Sc. Res.* 9: 1-814.

Budillon G., Spezie G., 2000. Thermohaline structure and variability in the Terra Nova Bay polynya, Ross Sea. *Antarctic. Sci.* 12: 493-508.

Budillon G., Tucci S., Artegiani A., Spezie G., 1999. Water masses and suspended matter characteristics of the western Ross Sea. In *Ross Sea Ecology, Italian Antarctic Expeditions (1987-1995)*. 6:63-81.

Carmarck E. C., 1997. Water characteristics of the Southern Ocean South of the Polar Front. In *a voyage of discovery*. *Deep-sea Res.* 24: 15-31.

Carsola A. J., 1953. Possible planktonic occurrence of *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). *Journ. Paleontol.* 27: 742-743.

Chapman F., 1916. Report on the Foraminifera and Ostracoda from elevated deposits on the shores of the Ross Sea. *Repts. Sc. Inv. Brit. Antarctic Exped.* 2:27-52.

Chinn TJH., The Dry Valleys. In: Hatherton T., DSIR Publ., ed Antarctica. The Ross Sea Region. pp 137-155, 1990.

Delaca T., Tephren T., 1987. Feeding adaptations of the foraminiferan *Cibicides refulgens* living epizoically and parasitically on the Antarctic scallop *Adamussium Colbecki*. Biol. Bull. 173: 136-159.

Dieckmann G.S., Spinder M., Lange M.A., Ackley S.F., Eicken H., 1991. Antarctic sea ice: A Habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. J. Foraminiferal Res. 2: 182-189.

Ehrenberg, C.G., 1841. Einen Nachtrag zu dem Vortrage über verbreitung und Einfluß des mikroskopischen Lebens in Süd- und Nordamerika. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Monatsberichte.

Ehrenberg C.G., Elemente des tiefen Meeresgrundes im Mexikanischen Golfstrome bei Florida. Über die Tiefgrund- Verhältnisse des Oceans am Eingange der Davsstrasse und bei Island . K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin Monatsber., 275-315, 1861.

Garrison, D.L., K.R. Buck, 1986. Organism losses during ice melting: a seroiys bias in a sea ice community studies. Polar Biol. 6:237-239.

Gow A. J., Ackley S. F., Weeks W. F., Govoni J. W., 1982. Physical and structural characteristics of Antarctic sea ice, Ann. Glaciol. 3:113-117.

Jacobs S. S., Comiso J. C., 1989. Sea ice and oceanic processes on the Ross Sea continental shelf. J. Geophys. 94: 18195- 18211.

Jacobs S.S., Fairbanks R.G., 1985. Origin and evolution of water masses near the Antarctic continental margin: evidence from 18 H₂O and 16 H₂O ratios in seawater. Antarct. Res. Ser. 43: 59-85.

Jeffries M.O., Weeks W.F., 1992. Structural characteristics and development of sea ice in the western Ross Sea. Antarct. Sci. 5 (1): 63-75.

Haq B, Boersma A., Introducion to marine micropaleontology, Elsevier, 1998.

Heron- Allen E., Earland A., 1922. Protozoa and Foraminifera in Antarctic ("Terra Nova") Exped., 1010. Zool. 6 (2): 25-268.

Hoglund H., 1947. Foraminifera in the Gullmar Fjord and the Skagerak. Zool. 26:1-328.

- Hooker, J.D., The botany of the Antarctic voyage of H.M. Discovery ships Erebus and Terror in the years 1838–1843. Part 1. Flora Antarctica. London: Reeve Brothers, 1847.
- Igarashi A., Numanami H., Tsuchiya Y., Fukuchi M., 2001. Bathymetric distribution of fossil Foraminifera within marine sediment cores from the eastern part of Lutzow- Holm Bay, East Antarctica, and its paleoceanographic implications. *Mar. Micropaleontol.* 42:125-162.
- Kattner G., Thomas D. N., Haas C., Kennedy H., Dieckmann G. S., 2004. Surface ice and gap layers in Antarctic sea ice highly productive habitats. *Mar. Ecol.-progress S.* 277: 1-12.
- Kennet, J.P., 1966. Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, *Antarct. Sci.* 153: 191-193.
- Kottmeier, S.T., Sullivan C.W., 1988. Sea ice microbial communities (SIMCO). Effects of temperature and salinity on rates of metabolism and growth of autotrophs and heterotrophs. *Polar Biol.* 8: 293-304.
- Lange M.A., 1988. Basic properties of Antarctic sea ice as revealed by texture analysis of ice cores. *Ann. Glaciol.* 10:95-101.
- Lewis E. L., Weeks W. F., 1971. Sea ice: some polar contrasts. Symposium on Antarctic Ice and Water Masses. *Antarct. Res.* 15: 23-34
- Lipps J.H., Krebs W.N., 1974. Planktonic foraminifera associated with Antarctic sea ice. *J. Foraminiferal Res.* 4 (2): 80-85.
- Mackensen A., Futterer D.K., Grobe H., Schmiedl G, 1993. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57° S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Mar. Micropaleontol.* 22: 33-69.
- Majewski W., Pawlowski J., 2010. Morphologic and molecular diversity of the foraminiferal genus *Globocassidulina* in Admiralty Bay, King George Island. *Antarct. Sci.* 22 (3): 271-281.
- Melis R., Bonaccorsi R. Persistence of living planktonic foraminifera (*Neogloboquadrina pachyderma*) in Antarctic sea-ice inferred from a study of a sediment core (Ross Sea continental margin), *First Steps in the Origin of Life in the Universe*, pp 255-260, Springer Netherlands, 2001.

- Melis R., Salvi G., 2009. Late Quaternary foraminiferal assemblages from western Ross Sea (Antarctica) in relation to the main glacial and marine lithofacies. *Mar. Micropaleontol.* 70: 39-53.
- Mezgec K., 2015. Palaeoceanographic changes during the post-LGM deglaciation phases in the polar areas (Ross Sea-Antarctica and Barents Sea-Arctic case studies), Ph.D Thesis, University of Trieste.
- Montagu G., 1803. *Testacea Britannica, or natural history of British Shells marine, land and fresh water, including the most minute.* 6:600-640.
- Omstedt A., An investigation of the crystal structure of sea ice in the Bothnian Bay 1985. Winter Navigation research board research report n. 41, 1985.
- Osterman L. E, Kellogg T.B., 1979. Recent benthic foraminiferal distributions from the Ross sea, Antarctica: Relation to ecologic and Oceanographic conditions. *J. Foraminiferal Res.* 9(3):250-269.
- Paige R. A., 1966. Crystallographic studies of sea ice in McMurdo Sound, Antarctica. *J. Glaciol.* 18(79): 315-323.
- Pinkerton M.H., Bradford-Grieve J.M., 2010. A balanced model of the food web of the Ross Sea, Antarctica. *CCAMLR Science.* 17: 1-31.
- Schmiedl G., Mackensen A., 1997. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 130(1-4): 43-80
- Smith W.O., Ainley D.G., Cattaneo- Vietti R., 2007. Trophic interactions within the Ross seacontinental shelf ecosystem. *Biol. Science.* 362 (1477): 95-111
- Spindler M., Dieckmann G., 1986. Distribution and abundance of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddel Sea (Antarctica). *Polar Biol.* (5):185-191.

Sullivan C.W., Palmisano A.C., 1984. Sea ice microbial communities: distribution, abundance, and diversity of ice bacteria in Mc Murdo Sound, Antarctica in 1980. *Appl. Env. Microbiol.* 47: 788-795.

Thomas D. N., Dieckmann G. S., 2002. Oceanscience Antarctic Sea Ice, a Habitat for Extremophiles. *Science.* 295: 641-644.

Vilks, G., 1975. The distribution of planktonic Foraminifera in the sediment and water of the Northwest passage and Northern Baffin Bay: a tool for paleoceanographic Offshore Geology of Eastern Canada. *Geol. Surv.* 1:109-121.

Walker G., Jacob E., 1798. In Kanmaher F.- Adam's Essays on the Microscope. Dillon & Keating, 3: 1-712.

Williamson W.C., 1858. On the recent foraminifera of Great Britain. *Ray Soc.* 7: 1-107.

Zwally H.J., Comiso J.C., Gordon A.L., 1985. Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects. *Antarct. Res.* 43:203-223.

