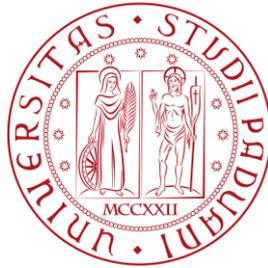


Università degli Studi di Padova  
Dipartimento di Biologia  
Corso di Laurea in Scienze Naturali



Stratigrafia isotopica del MIS 31 (Pleistocene Inferiore) nell'area di Crosia (Calabria Ionica)

Isotopic stratigraphy across MIS 31 (Lower Pleistocene) in the Crosia area (Ionia Calabria)

Tutor: Luca Capraro

Co-tutor: Patrizia Ferretti

Laureanda: Laura Michieletto

Anno accademico 2018/2019



*Grazie a mamma e papà per essere i miei punti di riferimento, per essermi sempre stati vicini, per avermi sostenuta e per avermi spinta a dare il massimo in ogni occasione.*

*Ai miei nonni, per avermi sempre fatta sentire amata.*

*A Nadia e Chiara, le mie rocce senza le quali non sarei mai riuscita ad arrivare fin qui.*

*Agli FF che mi hanno sopportata e consigliata nei momenti peggiori: Renato, Simone, Marco e, soprattutto, Giovanni.*

*Un particolare ringraziamento a Daria, Marco e al Professor Preto.*

## INDICE

|  |    |
|--|----|
| 1. INTRODUZIONE .....                            | 4  |
| 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO ..... | 5  |
| 3. MATERIALI E METODI.....                       | 11 |
| 4. ANALISI DEI DATI.....                         | 20 |
| 5. CONCLUSIONI.....                              | 24 |
| BIBLIOGRAFIA.....                                | 25 |

## 1. INTRODUZIONE

Questo elaborato ha come scopo la ricostruzione e l'analisi del record isotopico stabile bentonico di carbonio e ossigeno nell'intervallo che attraversa il probabile interglaciale MIS 31 nell'area di Crosia (Cosenza) nella Calabria Ionica. Questa tipologia di studio permette di ricavare accurate informazioni di tipo paleoclimatico e paleoceanografico, soprattutto in termini di oscillazioni glacioeustatiche, variazioni di produttività e tenori di ossigeno al fondo.

Per ricostruire e caratterizzare la curva degli isotopi, sono stati prelevati e studiati 44 campioni provenienti da una carota sedimentaria raccolta a terra. I diversi campioni sono stati ripuliti e, dal residuo, sono stati prelevati, al microscopio ottico, esemplari del foraminifero bentonico infaunale *Uvigerina peregrina*. Le successive analisi allo spettrometro di massa sono state svolte nel Dipartimento di Geoscienze.

Grazie ai dati raccolti, integrati con le informazioni derivanti dagli studi precedenti, è stato possibile migliorare la risoluzione cronostratigrafica della successione studiata, fornendo ulteriori informazioni riguardanti l'evoluzione del bacino di Calopezzati-Crosia nel corso del Pleistocene inferiore.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO

L'area di studio è ubicata ai piedi del versante nordorientale del Massiccio della Sila, lungo la costa ionica della Calabria settentrionale (Fig. 2.1). La Sila fa parte dell'Arco Calabro, una catena complessa costituita da unità tettoniche con vergenza europea accavallatesi a partire dal Miocene inferiore sulla catena appenninica in via di formazione (Rossi and Sartori, 1981; Barone et al., 1982; Van Dijk and Okkes, 1991). Diversamente dagli Appennini, l'Arco Calabro è quasi totalmente composto da rocce cristalline. Esso è infatti costituito da falde Nord-Est vergenti riferibili al blocco africano. L'Arco Calabro e la Catena Appenninica sono separate da uno svincolo tettonico che si estende, con direzione circa Est-Ovest, immediatamente a sud del massiccio calcareo del Pollino.

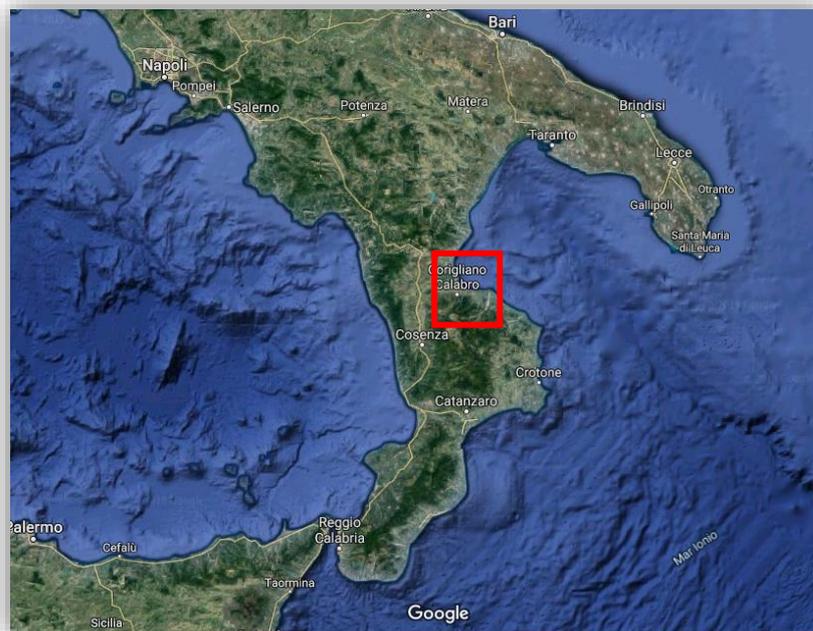


Fig. 2.1 - Localizzazione dell'area di studio (rettangolo rosso).

La porzione Nord-vergente della catena è costituita da due porzioni: una inferiore, composta da Unità ofiolitifere metamorfosate (crosta oceanica della Tetide), e una superiore, rappresentata da Unità metamorfiche del margine continentale europeo (basamento cristallino varisico). Il settore orientale della Sila è occupato

dalla Falda di Longobucco, priva di metamorfismo alpino, che contiene lembi di copertura sedimentaria di età meso- e cenozoica (Gasperi, 1995).

L'intensa attività tettonica del Quaternario determina un rapido sollevamento dei margini della Sila, associato ad un'intensa attività erosiva dei rilievi e alla forte sismicità che anche oggi caratterizza la Calabria (Carobene, 2003). Ne derivano la parziale emersione del riempimento sedimentario dei bacini neogenici e la formazione di terrazzi marini lungo le coste tirreniche e ioniche.

L'area di Calopezzati-Crosia è situata tra il Bacino di Crotone, a sud, e il Bacino del Crati, a nord (Ogniben, 1962). Entrambi i bacini si collocano all'interno del "Calabrian accretionary wedge", la cui parte interna ha subito una fase distensiva durante il Pliocene medio-superiore e, successivamente, una fase compressionale nel Pleistocene inferiore. La tettonica medio-Pleistocenica avrebbe poi determinato il distacco dello slab in subduzione e l'inizio della fase di riaggiustamento isostatico, caratterizzata da sollevamento generalizzato (Van Dijk, 1992 e 1993; Scheepers, 1994; Van Dijk e Scheepers, 1995).

Il materiale qui studiato proviene dai dintorni del paese di Crosia (CS). L'area è caratterizzata da una linea di costa che si affaccia sul Mar Ionio con andamento circa NO-SE, dalla quale si alzano colline che raggiungono quote comprese fra i 200 e i 300 metri s.l.m. La topografia è molto varia, anche se non presenta rilievi particolarmente elevati. La costa è priva di falesie e scende molto dolcemente verso mare.

Da un punto di vista stratigrafico (Carobene, 2003), i depositi più antichi affioranti nell'area in esame sono costituiti da arenarie quarzoso-feldspatiche ben cementate. La loro età è comunemente riferita al Miocene superiore, anche se i vincoli cronostratigrafici sono molto vaghi. Questi depositi arenacei costituiscono il substrato di una successione marina pleistocenica molto articolata, che costituisce l'oggetto del presente studio. Lo spessore di tale successione varia da circa 60 m nella porzione meridionale dell'area in esame, dove dominano litologie sabbiose, a oltre 250 m nella parte a nord, dove prevalgono i sedimenti argillosi; questo dato si evince da pozzi effettuati nel comune di Crosia per la ricerca di acqua per uso agricolo. Anche in quest'ultimo settore, da cui provengono i

campioni studiati, sono presenti corpi sabbiosi di mare basso, che costituiscono la parte basale (trasgressiva) e sommitale (regressiva) della successione stratigrafica. Procedendo dalla costa verso l'interno, lo spessore dell'unità argillosa intercalata diminuisce in modo graduale ma rapido, tanto che appena fuori l'abitato di Crosia i due corpi sabbiosi sono separati solo da un sottile drappo di silti argillose. Questa geometria della successione stratigrafica, peraltro enfatizzata dalla presenza di *slumping* massivi al margine di bacino e da rapidissimi cambiamenti di facies su brevi distanze, suggerisce che il bacino di Crosia-Calopezzati fosse un golfo di piccole dimensioni e con bordi molto ripidi (Gozzer, 2011).

La successione in esame è sigillata al tetto da quattro diversi ordini di terrazzi (Carobene, 2003) sviluppatasi durante il tardo Pleistocene medio. La copertura sedimentaria più recente è costituita da depositi alluvionali e colluvio di versante. I dati biostratigrafici raccolti nel corso degli ultimi anni (Segalla, 2007; Reghellin, 2010; Gozzer, 2011) hanno permesso di restringere l'età della porzione argillosa della successione di Crosia all'intervallo compreso fra il tetto della Zona a "large" *Gephyrocapsa*, al MIS (Marine Isotope Stage 38-37, ca. 1.25 Ma, e il tetto della Zona a *Pseudoemiliana lacunosa* (MIS 12-11, ca. 0.4 Ma; Raffi et al., 2006). Di questo lungo intervallo, la parte meglio affiorante e più documentata è quella compresa fra il probabile MIS 31 (ca. 1.05 Ma) e il MIS 25, facilmente riconoscibile su basi biostratigrafiche (esplosione della *Gephyrocapsa* sp.3, base della Zona a *Pseudoemiliana lacunosa*, ca. 0.95 Ma; Raffi et al., 2006). Questa parte di stratigrafia è esposta in modo continuo sui versanti delle colline che declinano verso mare a nord di Crosia. In particolare, la sezione di riferimento è quella denominata "Vrichetta" (Fig. 2.2), dove affiora una serie di orizzonti laminitici (Rohling et al., 2015) talora associati ad orizzonti piroclastici, che facilitano l'identificazione e il riconoscimento delle singole laminiti e forniscono un utile strumento per le correlazioni a scala bacinale (Lourens, 2004).

La sezione "Vrichetta" non comprende la parte basale della successione, quella cioè che separa il probabile MIS 31 dalle sabbie trasgressive al letto.



Fig. 2.2 – Panoramica sulla sezione “Vrichetta”.

Per ovviare a questo problema, nel 2011 è stata recuperata nei dintorni di Crosia una carota sedimentaria (PCS core; Figg. 2.3, 2.4) che copre l'intera successione affiorante e arriva a lambire le sabbie basali, senza purtroppo attraversarle (Fig. 2.5). Il pozzo è stato effettuato in una posizione più prossimale rispetto a quella della “Vrichetta” (Fig. 2.4), così da sfruttare la rastremazione della stratigrafia verso l'entroterra. In effetti, la comparazione fra i profili sinora descritti (Fig. 2.5) mostra come la carota PCS testimoni la massima condensazione stratigrafica nell'area in esame, pur preservando gran parte della storia osservata alla “Vrichetta”.



Fig. 2.3 – Il sito di perforazione della carota PCS.



Fig. 2.4 – A sinistra: panoramica sull'abitato di Crosia con, in primo piano, il sito di perforazione. A destra: aspetto dei segmenti sommitali della carota PCS; ciascuno spezzone è lungo 1 m. La parte frammentata corrisponde al regolite.

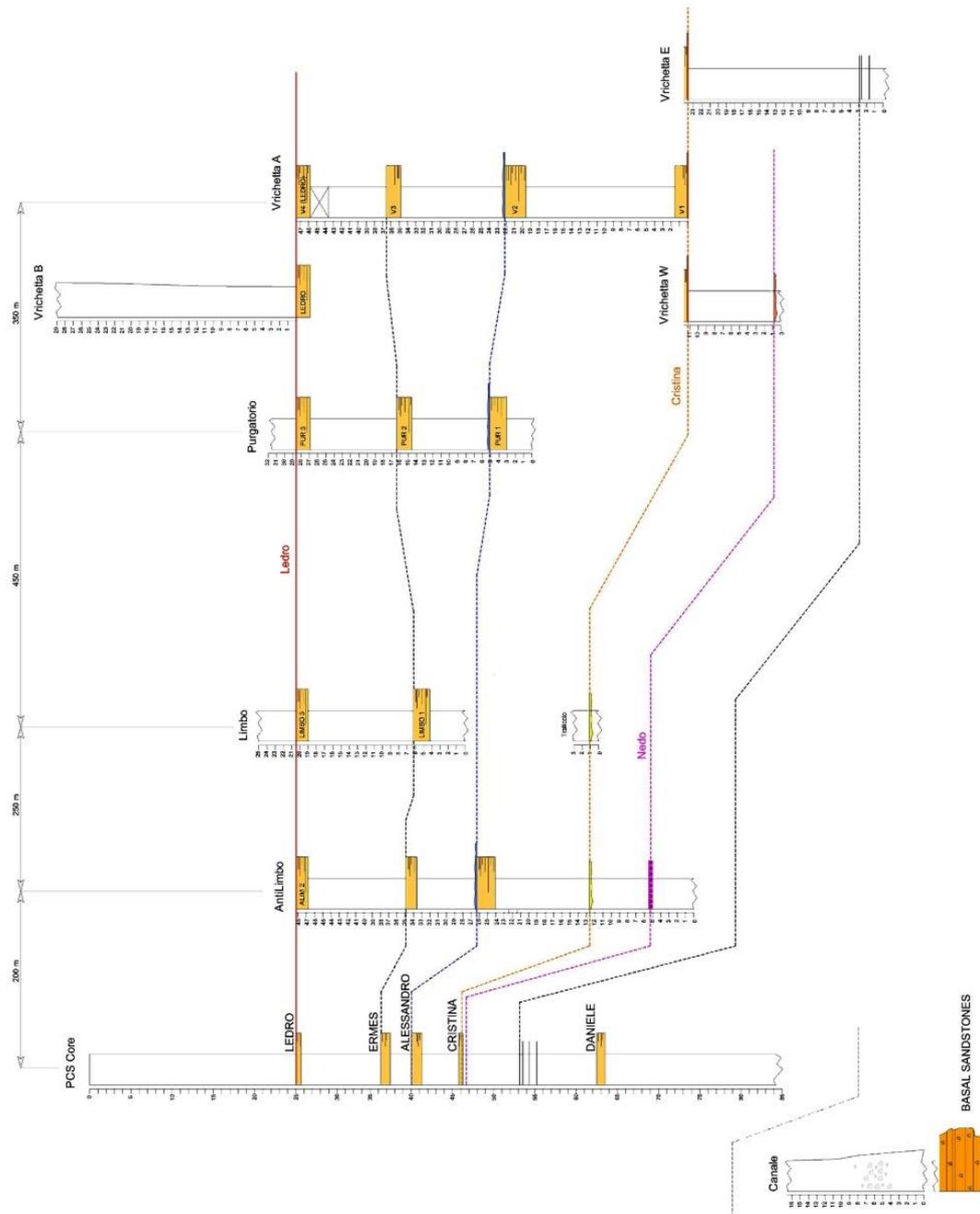


Fig. 2.5 - Schema stratigrafico della successione di Crovia lungo un ideale transetto verso mare (a destra) che mostra l'espansione stratigrafica in zona "Vrichetta" e la rastremazione presso l'abitato di Crovia, dove è stata recuperata la carota PCS (da Reghellin, 2010).

### 3. MATERIALI E METODI

Il materiale studiato proviene dalla carota PCS, nell'intervallo stratigrafico che copre l'intero episodio interglaciale associato al MIS 31. Questo orizzonte stratigrafico è ben riconoscibile alla "Vrichetta" e nei dintorni, perché caratterizzato dalla presenza di una laminite di colore nocciola (spessore ca. 50 cm) alla cui base si riconosce uno straterello molto distintivo, costituito da materiale piroclastico grossolano di colore arancio per ossidazione, denominato "Cristina" (Fig. 3.1). Il binomio è unico, e permette pertanto facili correlazioni.



Fig. 3.1 - Il livello piroclastico "Cristina" (colore arancio) in affioramento (a sinistra) e nella carota PCS (a destra).

In carota, il riconoscimento di questo livello è molto meno semplice, poiché la mancanza di ossidazione rende laminite e livello "Cristina" quasi indistinguibili dalle argille incassanti. Solo una flebile laminazione e la presenza di granuli più

grossolani ne permette l'identificazione, che va comunque avvalorata sulla base di stime di spessore e per inquadramento generale (Fig. 3.1).

Il livello "Cristina" è stato utilizzato come marker per indicare la base della porzione studiata su terra presso la sezione "Vrichetta", dove la risoluzione di campionatura (75 cm) è stata molto bassa. Lo stesso orizzonte ha marcato il tetto della parte di carota PCS studiata nel 2010 da Reghellin per il suo lavoro di Tesi. In questo caso, la campionatura è stata effettuata con risoluzione maggiore (25 cm). Va però ricordato che, a parziale compensazione di questa maggiore risoluzione, la sedimentazione nell'area della carota PCS è più condensata. Ne consegue che, paradossalmente, l'intervallo interpretato come MIS 31 era sino ad oggi il punto di riferimento più importante ma, nel contempo, la parte di successione documentata in modo meno continuo.

L'intervallo stratigrafico in oggetto riveste un particolare interesse perché il MIS 31 è considerato uno degli interglaciali più marcati di tutto il Pleistocene (e.g., Lisiecki e Raymo, 2004). Sorprendentemente, la documentazione relativa a questo periodo, soprattutto in area mediterranea, è a dir poco lacunosa. E' pertanto di primario interesse caratterizzare in modo puntuale e dettagliato questo intervallo cronostratigrafico. Come già detto, il probabile MIS 31 a Crosia è stato sinora documentato in modo molto discontinuo. Reghellin (2010) ne ha studiato la porzione basale, ossia dalla terminazione del glaciale MIS 32 verso il basso, mentre non esistono informazioni sul segnale isotopico bentonico a partire dal livello "Cristina" verso l'alto (Fig. 3.2).

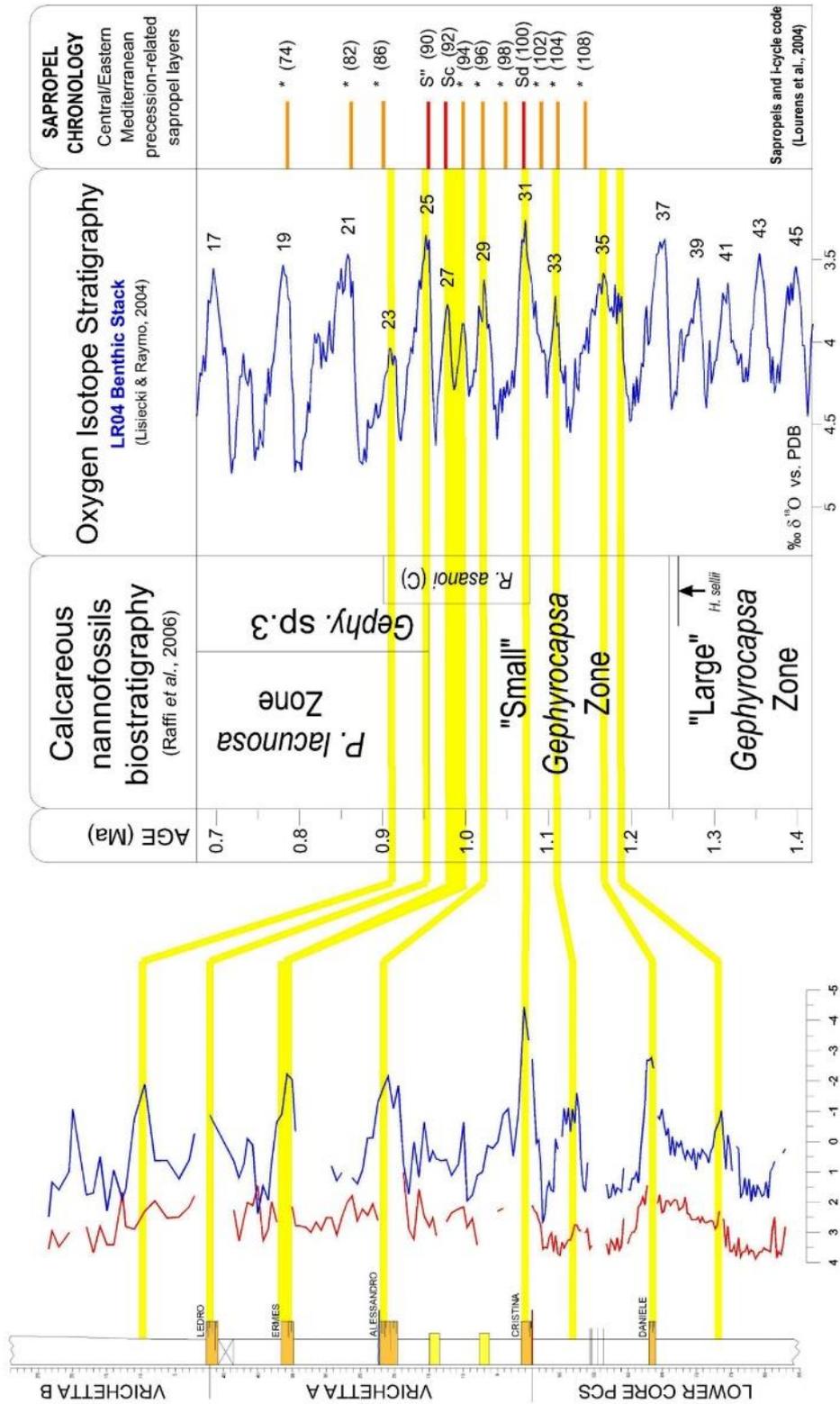


Fig. 3.2 - Tentativo di inquadramento cronostratigrafico delle curve del  $\delta^{18}\text{O}$  ricostruite nella sezione di Crosia (Vrichetta + PozzoPCS; curva rossa = benthos, blu = plankton) e correlazione con lo stack isotopico bentonico di Lisiecki & Raymo (2004). Da Reghelli (2010).

Abbiamo pertanto deciso di procedere ad una nuova campionatura della carota PCS nell'intervallo a cavallo del MIS 31 con una risoluzione migliore di quella sinora disponibile, pari a 10 cm. Sulla base dei dati disponibili, questa risoluzione permette un dettaglio cronologico nell'ordine di 0.2-0.3 kyr, sufficiente a permettere il riconoscimento di eventi climatici e oceanografici a scala suborbitale (i.e., secolare e millenaria). L'intervallo campionato si estende per 10 m, da -40 a -50 m di profondità. Per una mera questione pratica e di correlazione, è stato deciso di attribuire al campione CCR 1, raccolto a quota -40 m, un valore di profondità pari a zero, attribuendo quindi al campione CCR 102 una quota pari a -10 m. Del totale di 102 campioni, per questo lavoro ne sono stati studiati 44, limitatamente a quelli con numerazione dispari; i campioni rimanenti sono stati oggetto di tesi triennale da parte di due colleghi di Scienze Geologiche.

#### *PULIZIA DEI CAMPIONI*

Le casse contenenti i segmenti della carota PCS sono attualmente conservate nel seminterrato del complesso Paolotti dell'Università di Padova, dove è stato necessario effettuare la campionatura. I campioni sono stati quindi trasferiti al laboratorio di Micropaleontologia del Dipartimento di Geoscienze. Una volta selezionati, i campioni sono stati ripuliti, frammentati e messi in ammollo in acqua deionizzata per almeno 24h, così da ridurli in poltiglia. Successivamente, il sedimento è stato setacciato ad umido con filtro a maglia 63  $\mu\text{m}$ , sempre con l'aiuto di abbondante acqua deionizzata.

La frazione residua è stata quindi trasferita in forno ad asciugare per almeno una notte a 50 °C, e successivamente versata in bustine singole di plastica antistatica.

#### *PICKING*

Il picking consiste nell'individuare al microscopio ottico (Fig. 3.3), prelevare e conservare i gusci che saranno poi analizzati allo spettrometro di massa. Questa fase operativa è stata svolta presso il Laboratorio di microscopia del Dipartimento di Geoscienze. Innanzitutto è stata necessaria un'ulteriore fase di setacciatura dei campioni, questa volta a secco con maglia 150  $\mu\text{m}$ , così da limitare la quantità di

residuo da analizzare (Fig. 3.4). Successivamente, utilizzando un pennello a setole estremamente sottili inumidite con acqua deionizzata, da ogni campione è stato prelevato un numero minimo prefissato (almeno 10-15, in condizioni standard) di esemplari del foraminifero bentonico *Uvigerina peregrina*. In alcuni campioni sono stati ritrovati esemplari di *Uvigerina peregrina* che presentavano un colore particolarmente scuro, dovuto alla abbondante presenza di sostanza organica, oppure una patina dorata dovuta alla presenza di pirite. Entrambe queste tipologie, insieme agli individui troppo piccoli perché giovani o agli esemplari adulti ma frammentati, sono stati esclusi dal picking perché inadatti alle analisi. Una volta raccolti, gli esemplari selezionati sono stati inseriti in slide di plastica in attesa dell'analisi allo spettrometro (Fig. 3.5).



Fig. 3.3 - Microscopio ottico usato nella fase di picking.



Fig. 3.4 – Associazione a foraminiferi al microscopio ottico (campione CCR 95)



Fig . 3.5 - Slide contenenti gli esemplari isolati di *Uvigerina peregrina*.

### PREPARAZIONE PER L'ANALISI ISOTOPICA

Al picking segue un processo di preparazione dei campioni che si è svolto, ancora una volta, presso il Laboratorio di micropaleontologia. Per ciascun campione, gli esemplari di *Uvigerina peregrina* sono stati ulteriormente contati e spostati all'interno di provette grazie all'utilizzo di un pennello a setole sottili e di acqua deionizzata (Fig. 3.6). Una volta concentrati sul fondo della provetta, è stato necessario aprirne le camere del guscio grazie all'ausilio di un punteruolo, eseguendo una leggera pressione. Ad ogni provetta è stata quindi aggiunta acqua ossigenata ( $H_2O_2$ ) in ragione di 3-4 gocce, e la soluzione è stata lasciata a riposo per 20 min. A questo punto è stato aggiunto acetone ( $C_3H_6O$ ) concentrato, e le provette sono state inserite a gruppi in una vasca ad ultrasuoni per circa 30 secondi (Fig. 3.7). Con fogli di carta assorbente è stata rimosso quanto più liquido possibile, e le provette sono state messe in forno ad asciugare a circa 40 °C per una notte.

Sono stati quindi preparati campioni di riferimento (standard), il cui peso è stato misurato presso il Laboratorio di Analisi spettrometriche del Dipartimento di Geoscienze utilizzando una bilancia a 3 cifre decimali (Fig. 3.8). Le provette sono state quindi inserite nel rack dello spettrometro di massa insieme agli standard, che hanno rappresentato 1/7 del totale delle analisi effettuate. Le analisi spettrometriche sono state effettuate con l'aiuto del Prof. Nereo Preto sul diossido di carbonio ( $CO_2$ ) ottenuto per acidazione del carbonato dei gusci, che ha permesso di ottenere i valori relativi al  $\delta^{18}O$  e al  $\delta^{13}C$ .



Fig. 3.6 – Trasferimento del materiale per l'analisi allo spettrometro di massa dalle slide in plastica alle provette.



Fig. 3.7 – Pulizia dei campioni in provetta per mezzo della vasca a ultrasuoni.



Fig. 3.8 – La bilancia a tre cifre decimali utilizzata per pesare gli standard.

## 4. ANALISI DEI DATI

Le analisi dei campioni hanno permesso di ottenere una sequenza di dati che sono stati calibrati e valutati a tavolino in base all'intensità del picco emesso (più alto il picco, più affidabili i risultati) e dalla deviazione dei risultati stessi rispetto a quanto ottenuto dall'analisi degli standard di calibrazione. Due campioni, in particolare CCR 63 e 65, sono stati caratterizzati da un picco molto basso, a causa dell'esiguo numero di esemplari disponibili. Tutti gli altri campioni hanno invece mostrato picchi molto elevati, a dimostrazione di una generale buona qualità del dato. Sulla scorta dei risultati ottenuti abbiamo ricavato due curve che indicano gli andamenti di  $\delta^{18}\text{O}$  e del  $\delta^{13}\text{C}$  nell'intervallo studiato.

### *CURVA DEL $\delta^{18}\text{O}$*

Descrivendo la successione con andamento senso pozzo, ossia dall'alto verso il basso (Fig. 4.1), notiamo che il nostro intervallo si apre con valori di ossigeno che possiamo definire relativamente "leggeri", ossia più negativi ( $\delta^{18}\text{O} = 2.54 \text{‰}$ ). Tali valori si mantengono stabili per circa 1.5 m. Successivamente, osserviamo una brusca variazione che porta i valori a salire sino a 3.4 ‰ circa. Segue una lieve risalita, per poi ritornare a valori più pesanti. A una profondità di -4.5 m si nota una brusca caduta che spinge i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  a 2.6 ‰, per arrivare quindi a un picco pari a 2.35 ‰. Questo intervallo "leggero" precede un ulteriore picco con valori bassi a ca. -5.5m, rispetto al quale è separato da un appesantimento molto marcato (circa 3.3 ‰ a -5 m. A circa -7 m si osservano i valori più "leggeri" di tutta la successione studiata (nell'ordine di 2.3 ‰). Da questo picco "leggero" a scendere, il trend è di graduale ma severo appesantimento, con l'esclusione di un singolo punto a quota -7.75 ca, che mostra un effimero ritorno a valori più negativi. La curva si rettifica a -8 m circa, dove i valori si assestano e oscillano attorno al 3.4 ‰ con fitte ma limitate oscillazioni.

I valori misurati sono perfettamente compatibili, in termini di ampiezza e di posizione stratigrafica, con quanto precedentemente emerso da indagini sulla carota PCS. In particolare, la parte superiore del record studiato (Fig. 4.1) è in

perfetta analogia con i dati emersi durante la tesi del collega Zanon, che ha analizzato i campioni pari nell'intervallo fra 0 e -5m (curva viola). Parimenti, la parte basale dell'intervallo studiato (da -7 m, corrispondenti alla cinerite "Cristina", fino alla base del record) è in sovrapposizione con le misure effettuate in più bassa risoluzione da Daniele Reghellin (curva verde). E' da notare che il record costruito sulla base dei campioni raccolti alla sezione "Vrichetta" era molto lacunoso, specialmente nella parte immediatamente superiore al livello "Cristina", cosa che ha impedito ulteriori confronti con la stratigrafia affiorante.

Pertanto, possiamo correlare gli intervalli con valori isotopicamente "leggeri" a periodi interglaciali, e viceversa. Ne consegue che la fase di pieno interglaciale si colloca fra circa -4.5 m e -8 m, in accordo con quanto preventivato.

#### *CURVA DEL $\delta^{13}C$*

I dati riguardanti l'andamento del  $\delta^{13}C$  nell'intervallo da noi studiato sono riportati in Fig. 4.1. A differenza di quanto emerso dall'analisi della curva dell'ossigeno, che risente fondamentalmente del fenomeno glacioeustatico, quella del carbonio mostra trend meno facilmente interpretabili a causa dell'elevato numero di variabili (es. trasporto da terra, produttività primaria, respirazione al fondo, circolazione, etc.) che sono in grado di influenzare i valori del  $\delta^{13}C$  in contesti marino-marginali quale il bacino di Crosia. Tuttavia, è possibile osservare che la curva isotopica del carbonio è costituita da 5-6 segmenti caratterizzati da valori estremi. In particolare, si nota la presenza di tre picchi "leggeri" centrati a -1 m, -6.5 m e -9.5 m circa ("S" in Fig. 4.1), che sono separati da lunghi intervalli con valori isotopicamente più "pesanti". Per confronto con i dati in letteratura e sulla base di evidenze sedimentologiche e faunistiche (i.e., laminazione, presenza di solfuri, faune bentoniche impoverite e mal preservate), gli episodi "leggeri" possono essere interpretati come eventi di disossia-anossia al fondo, compatibili con condizioni sapropel-equivalenti. Non è dato interpretare in modo accurato il segnale negli intervalli intercalati, a causa – come detto – della complessa origine del record isotopico del carbonio in contesti sedimentari marginali. In base al confronto coi record precedenti, confermiamo quindi la posizione stratigrafica

dell'orizzonte laminitico, sapropel-equivalente, immediatamente sovrastante il livello "Cristina". Al top della successione studiata è evidente il ripetersi di condizioni simili a quanto sopra descritte, i.e. valori molto "leggeri" sia per il  $\delta^{13}\text{C}$  che per il  $\delta^{18}\text{O}$ . Sulla base delle ricostruzioni precedenti, tale intervallo è pienamente in accordo con la posizione relativa del livello "Alessandro", caratterizzato dalla presenza di una laminite sovrastata da un orizzonte piroclastico a grana fine, di aspetto spugnoso e colore grigio. Meno chiara l'attribuzione dell'evento con  $\delta^{13}\text{C}$  "leggero" riconosciuta alla base della successione, che curiosamente si correla ad un intervallo con  $\delta^{18}\text{O}$  "pesante".

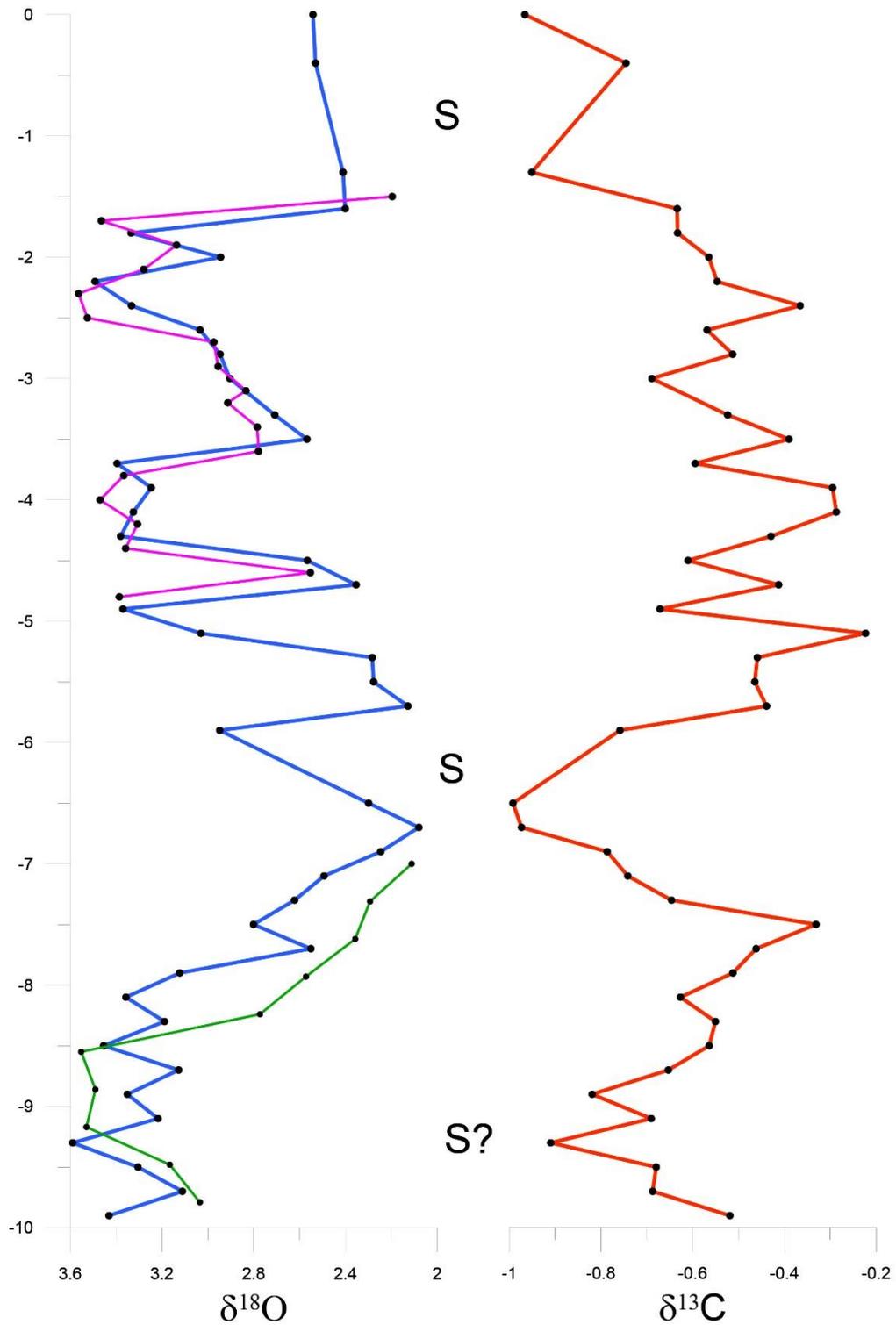


Fig. 4.1 - Curve del  $\delta^{18}\text{O}$  e del  $\delta^{13}\text{C}$  per *U. peregrina* ricostruite durante questo studio (curve blu e rossa, rispettivamente). Il record dell'ossigeno è confrontato coi dati del  $\delta^{18}\text{O}$  bentonico di Reghellin (2010) e Zanon (2019) (curve verde e viola, rispettivamente).

## 5. CONCLUSIONI

I dati emersi durante questo lavoro di Tesi avvalorano la ricostruzione stratigrafica proposta da Reghellin (2010) (Fig. 3.1). Si conferma infatti che l'interglaciale marcato dal livello "Cristina" corrisponde al MIS 31, implicando quindi che è valida la correlazione del livello "Alessandro" con il MIS 29. Rispetto a quanto sinora prodotto, il record isotopico qui ricostruito permette quindi di caratterizzare l'intervallo compreso fra il MIS 29 e il MIS 32(?) con una risoluzione molto elevata che, in base ai tassi di sedimentazione stimati (fra 30 e 40 cm/kyr), permette un dettaglio a scala submillenaria. Una volta disponibili i dati relativi al plankton, sarà quindi possibile caratterizzare il MIS 31 in modo estremamente dettagliato e documentare la risposta climatica e oceanografica del Mediterraneo centrale durante lo stress ambientale generato da questo interglaciale così estremo.

## BIBLIOGRAFIA

BARONE, A., FABBRI, A., ROSSI, S., SARTORI, R., 1982. *Geological structure and evolution of the marine area adjacent to the Calabrian Arc*. Earth Planet. Sci. Lett. 3, 207-221.

CAROBENE, L., 2003. *Genesis, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia- Calopezzati (Costa Ionica della Calabria-Italia)*. Il Quaternario, 16(1), 43-90.

GASPERI, G., 1995. *Geologia Regionale*. Pitagora Edizioni, Bologna, 464 pp.

GOZZER, L., 2011. *Evoluzione deposizionale del bacino pleistocenico di Calopezzati-Crosia, (Cosenza, Calabria)*. Tesi di Laurea Specialistica in Scienze Geologiche, Università di Padova.

LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E., 2005. *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $d18O$  records*. Paleoceanography, 20, doi:10.1029/2004PA001071.

LOURENS, L.J., 2004. *Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the  $\delta18O$ , tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr*. Paleoceanography 19, PA3010.

OGNIBEN, L., 1962. *Le argille scagliose ed i sedimenti messiniana sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza)*. Geologica Romana, 1, 255-282.

RAFFI, I., BACKMAN, J., FORNACIARI, E., PÄLIKE, H., RIO, D., LOURENS, L., HILGEN, F., 2006. *A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years*. Quat. Sci. Rev. 25, 3113-3137.

- REGHELLIN, D., 2010. *Paleoclimatic and paleoenvironmental history of the Lower Pleistocene interval in the Crosia-Calopezzati Basin (Ionian Calabria, Southern Italy)*. Tesi di Laurea Specialistica in Scienze della Natura, Università di Padova.
- ROHLING, E.J., MARINO, G., GRANT, K.M., 2015. *Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels)*. *Earth–Science Rev.*, 143, pp.62–97.
- ROSSI, S., SARTORI, R., 1981. *A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean)*. *Mar. Geophys. Res.* 4, 403-426.
- SEGALLA., M., 2007. *Caratterizzazione stratigrafica, cronologica e paleoambientale della successione pleistocenica di Crosia - Calopezzati (Calabria ionica)*. Tesi di Laurea Specialistica in Scienze della Natura, Università di Padova.
- SHEEPERS, P.J.J., 1994. *Tectonics rotations in the Tyrrhenian Arc system during the Quaternary and Late Tertiary*. *Geologica Ultraiectina*, 112, 350 pp
- VAN DIJK, J.P., 1992. *Late Neogene fore-arc basin evolution in the Calabrian Arc (Central Mediterranean); tectonic sequence stratigraphy and dynamic geohistoty. With special reference to the geology of Central Calabrian*. *Geologica Ultraiectina*, 92, 288 pp
- VAN DIJK, J.P. 1993. *Three-dimensional quantitative restoration of Central Mediterranean Neogene basin*. In: Spencer A.M. (Editor), *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons III*. Special publication, European Association of Petroleum Geologists, 3, 267-280.

VAN DIJK, J.P., OKKES, M., 1991. *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. *Tectonophysics* 196, 23-60.

VAN DIJK, J.P., SCHEEPERS, P.J.J., 1995. *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc: implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. *Earth Sci. Rev.* 39, 207-246.

ZANON, G., 2019. *Caratterizzazione isotopica del MIS 31 (Pleistocene Inferiore) nell'area di Crosia (Calabria Ionica)*. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Geologiche, Università di Padova.