



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXV

COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

**"La crisi sinemuriana delle piattaforme carbonatiche
del Sudalpino orientale"**

Settore Scientifico Disciplinare **GEO/02**

Dottorando

Dott. Billy Figus

Tutore

Prof. Daniele Masetti

Anni: 2010/2012



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXV

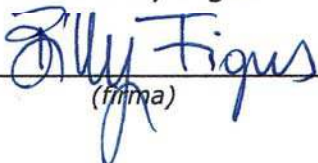
COORDINATORE Prof. Luigi Beccaluva

**"La crisi sinemuriana delle piattaforme carbonatiche
del Sudalpino orientale"**

Settore Scientifico Disciplinare **GEO/02**

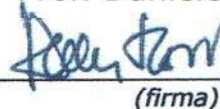
Dottorando

Dott. Billy Figus


(firma)

Tutore

Prof. Daniele Masetti


(firma)

Anni 2010/2012

INDICE

1. INTRODUZIONE E SCOPO DEL LAVORO	1
2. INQUADRAMENTO PALEOGEOGRAFICO	5
2.1 - <i>Il Sudalpino orientale</i>	5
2.1.1 - <i>Piattaforma di Trento</i>	6
2.1.2 - <i>Il settore centro-occidentale e nord orientale della Piattaforma di Trento</i>	7
2.1.3 - <i>Piattaforma Friulana</i>	11
2.1.4 - <i>Bacino di Belluno</i>	13
2.2 - <i>L'Appennino Meridionale: la Piattaforma Campano-Lucana</i>	15
3. UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE	19
3.1 - <i>Dolomia Principale</i>	19
3.2 - <i>Calccare del Dachstein</i>	22
3.3 - <i>Gruppo dei Calcari Grigi</i>	24
3.3.1 - <i>Formazione di Monte Zugna</i>	26
3.3.2 - <i>Calccare oolitico di Loppio</i>	28
3.3.3 - <i>Formazione di Rotzo</i>	30
3.3.4 - <i>Calccare oolitico di Massone</i>	32
3.4 - <i>Calcari a Palaeodasycladus</i>	33
3.5 - <i>Formazione di Soverzene</i>	35
3.6 - <i>Encrinite del Monte Verzegnis</i>	38
3.7 - <i>Encrinite di Fanes Piccola</i>	41
3.8 - <i>Calccare del Vajont</i>	42
3.9 - <i>Rosso Ammonitico Veronese (Membro inferiore)</i>	44
3.10 - <i>Formazione di Fonzaso</i>	46
4. SEZIONI STRATIGRAFICHE	48
4.1 - <i>Monte Cumieli</i>	51
4.2 - <i>Monte Verzegnis</i>	62
4.3 - <i>Col Moschin</i>	73
4.4 - <i>Foza</i>	77
4.5 - <i>Rotzo</i>	83
4.6 - <i>Val Gola</i>	85
4.7 - <i>Chizzola</i>	88
4.8 - <i>Madonna della Corona</i>	95
4.9 - <i>Valico di Chiunzi</i>	97

5. BIOSTRATIGRAFIA	103
5.1 - <i>Le piattaforme carbonatiche: limiti delle associazioni bentoniche</i>	103
5.1.1 - <i>Biozonazioni</i>	104
5.1.2 - <i>Biozonazione del Gruppo dei Calcarei Grigi</i>	105
5.1.3 - <i>Altri schemi biostratigrafici</i>	108
5.2 - <i>Dominio di piattaforma: associazioni a foraminiferi ed alghe dasicladali degli affioramenti indagati</i>	109
5.2.1 - <i>Piattaforma Friulana</i>	109
5.2.2 - <i>Piattaforma di Trento</i>	110
5.2.3 - <i>Piattaforma Campano - Lucana</i>	111
5.3 - <i>Dominio bacinale</i>	112
5.3.1 - <i>Successione bacinale del M. Verzegnis (Fm. di Soverzene)</i>	112
6. CHEMIOSTRATIGRAFIA	124
6.1 - <i>Ambiente di piattaforma carbonatica: considerazione diagenetiche</i>	127
7. STRATIGRAFIA ISOTOPICA DEL GIURASSICO INFERIORE	129
8. ANALISI ISOTOPICHE	136
8.1 - <i>Raccolta delle polveri</i>	136
8.2 - <i>Strumenti, metodi e standard di riferimento</i>	137
9. LE SEZIONI STUDIATE: DESCRIZIONE DELLE CURVE ISOTOPICHE DEL $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$	139
9.1 - <i>Monte Cumieli</i>	140
9.2 - <i>Monte Verzegnis</i>	145
9.3 - <i>Col Moschin</i>	150
9.4 - <i>Foza</i>	154
9.5 - <i>Rotzo</i>	158
9.6 - <i>Val Gola</i>	162
9.7 - <i>Chizzola</i>	166
9.8 - <i>Madonna della Corona</i>	171
9.9 - <i>Valico di Chiunzi</i>	176
10. CORRELAZIONE TRA LE CURVE ISOTOPICHE DEL CARBONIO	181
10.1 - <i>Anomalie del $\delta^{13}\text{C}$ identificate in bacino e piattaforma</i>	181
11. RELAZIONI TRA LA CIE DELLA "ZONA AD ARNIOCERAS" E LA CARBONATE FACTORY NEL SUDALPINO ORIENTALE	189

12. CRISI DELLE PIATTAFORME CARBONATICHE NELLA “ZONA AD ARNIOCERAS”:	198
 EVIDENZE AL DI FUORI DEL SUDALPINO ORIENTALE	
13. POSSIBILI CAUSE DELLA CIE DELLA “ZONA AD ARNIOCERAS”	203
14. SOMMARIO E CONCLUSIONE	205
15. BIBLIOGRAFIA	209

1. INTRODUZIONE E SCOPO DEL LAVORO

Le grandi modificazioni ambientali sono alla base degli eventi globali che caratterizzano la storia della Terra e rappresentano un argomento su cui molto è stato scritto negli ultimi anni. Tra questi, il limite Triassico – Giurassico è caratterizzato da evidenze a scala planetaria di una delle più grandi crisi biologiche della storia del nostro Pianeta. Nonostante la sua portata globale, questo evento non stravolge lo scenario paleogeografico che caratterizza le Alpi Meridionali alla fine del Triassico: l'apertura eogiuurassica del Bacino di Belluno è infatti compensata dalla chiusura dei bacini norico-retici, realizzata dalla progradazione delle piattaforme carbonatiche lombarde (Corna, Dolomia a *Conchodon*) al di sopra delle rampe retiche a sedimentazione calcareo-marnosa (Calcare di Zu); l'inizio del Giurassico è così caratterizzato dal largo prevalere di aree di mare sottile che si estendevano dalla Lombardia centrale fino al confine sloveno, interrotte solamente dal solco bellunese. Le successioni carbonatiche di mare sottile affioravano estesamente anche sulla parte restante del territorio italiano, dall'Appennino umbro-marchigiano-sabino (Calcare Massiccio) all'Appennino Meridionale (Calcarei a *Palaeodasycladus*) e alla Sicilia (Fm. Inici).

Se in gran parte delle Alpi Meridionali e dell'Appennino la crisi al limite Triassico – Giurassico non incide sullo scenario ambientale preesistente, l'evento che sembra invece innescare il suo completo riassetto è rappresentato dalla crisi delle piattaforme carbonatiche avvenuta in un ancora imprecisato momento prossimo al limite Sinemuriano – Pliensbachiano. In Lombardia, la piattaforma della Corna annega ed è ricoperta dal Medolo, su larghi settori della Piattaforma di Trento la successione peritidale hettangiano-sinemuriana del Gruppo dei Calcari Grigi (Fm. di Monte Zugna) viene ricoperta in discordanza dalla successione condensata pliensbachiana dell'Encrinite di Fanes Piccola, in Appennino il Calcare Massiccio è sostituito dalla Corniola e, sugli alti strutturali, dalla successione condensata del Bugarone. Laddove persiste una sedimentazione pliensbachiana di mare sottile, questa è caratterizzata da depositi calcareo-marnosi e dai classici banchi a "*Lithiotis*" che documentano entrambi la completa riorganizzazione dei sistemi deposizionali carbonatici (Fm. di Rotzo nella Piattaforma di Trento, Mb. a *Lithiotis* dei Calcari a *Palaeodasycladus* nell'Appennino Meridionale).

Nonostante la vasta estensione dell'area colpita da questa crisi della sedimentazione carbonatica di mare sottile ed i suoi vistosi effetti sul quadro paleogeografico, la maggioranza degli Autori che in passato si sono occupati dell'annegamento pliensbachiano delle piattaforme carbonatiche hanno generalmente riferito questo evento a fattori locali,

spesso messi in relazione ad un aumento della subsidenza indotta da movimenti del margine continentale giurassico. La profonda riorganizzazione del quadro paleogeografico giurassico sembra oggi verosimilmente associata ad un evento di possibile portata globale collocabile, come poc'anzi anticipato, in prossimità del passaggio Sinemuriano – Pliensbachiano, in corrispondenza del quale recenti studi condotti sugli isotopi stabili del carbonio hanno evidenziato un'importante perturbazione dell'omonimo ciclo, probabilmente connessa al rapido rilascio in atmosfera di metano isotopicamente leggero. La perturbazione è suggerita da una marcata escursione negativa riscontrata nelle curve degli isotopi stabili del carbonio ottenute dai rostri di belemniti inglesi (JENKYNs et al., 2002), dalla roccia totale dei coevi depositi bacinali dell'Appennino umbro-marchigiano-sabino (MORETTINI et al., 2002) e ancora da rostri di belemniti e gusci di bivalvi e brachiopodi provenienti dalla successione inglese del Cleaveland Basin (KORTE & HESSELBO, 2011). Recentemente un'escursione tardo sinemuriana, associata ad un significativo cambiamento ambientale di vasta portata, è stata documentata anche da RIDING et al. (2012) attraverso l'incrocio di dati geochimici del carbonio e palinologici, sia di origine marina che terrestre.

Anche nel settore Sudalpino, le curve di distribuzione degli isotopi stabili del carbonio (dati inediti) ottenute da campioni di roccia totale provenienti dalla Piattaforma di Trento (sezioni di Madonna della Corona e Rotzo), hanno evidenziato un'escursione negativa poco al di sotto del passaggio tra il Calcarea oolitico di Loppio (Sinemuriano medio-superiore) e la sovrastante Fm. di Rotzo (Pliensbachiano p.p.), associato ad un evidente cambio di litofacies che da quasi esclusivamente oolitiche divengono prevalentemente calcareo-marnose. Lo *shift* è stato interpretato come la possibile espressione nel Sudalpino della medesima perturbazione del ciclo del carbonio a cui sopra si fa riferimento.

Alla luce di quanto detto, questa tesi di dottorato, inquadrata nell'ambito del progetto PRIN 2008 dal titolo "*La crisi delle Piattaforme carbonatiche al limite Sinemuriano – Pliensbachiano: un nuovo evento globale?*" (coordinatore nazionale prof. D. Masetti), si propone di verificare se la crisi delle piattaforme carbonatiche del Sudalpino orientale possa essere o meno il risultato di un evento globale avvenuto nell'intervallo Sinemuriano – Pliensbachiano, in un momento non ancora ben determinato e che in questa sede si vuole meglio definire.

Al fine del raggiungimento di questi obiettivi è stato applicato un approccio stratigrafico integrato che ha visto l'utilizzo dell'analisi di facies, della biostratigrafia e chemiostratigrafia; con riferimento a quest'ultima disciplina, presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Oxford (supervisione del prof. H. Jenkyns) sono state eseguite le analisi

degli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno su campioni di polvere di roccia totale (*bulk rock*) provenienti dalle sezioni studiate. Il lavoro di tesi si è concentrato sulla realizzazione di un transetto stratigrafico che, da occidente verso oriente, attraversa tutto il Sudalpino orientale, dalla Piattaforma di Trento alla Piattaforma Friulana, passando per il Bacino di Belluno. La scelta delle sezioni stratigrafiche è stata suggerita dalla loro collocazione nell'ambito dei diversi comparti nei quali le classiche unità del margine continentale sudalpino sopra menzionate sono state ulteriormente suddivise da MASETTI et al. (2012).

In quest'ultimo lavoro si evidenzia che la superficie di *unconformity* che rappresenta la materializzazione sedimentaria dell'evento Sinemuriano – Pliensbachiano ricercato, assume variabili caratteristiche in funzione della diversa evoluzione paleogeografica del comparto di appartenenza. Nell'ambito della Piattaforma di Trento sono stati individuati alcuni settori che differiscono tra loro per la presenza o l'assenza dei depositi pliensbachiani di mare sottile della Fm. di Rotzo (Gruppo dei Calcarei Grigi) ovvero, le sezioni occidentali (Madonna della Corona, Chizzola, Rotzo, Val Gola) sono caratterizzate dalla loro presenza mentre quelle orientali (Col Moschin e Foza) dalla loro assenza, con la conseguente diretta sovrapposizione delle facies di annegamento dell'Encrinite di Fanes Piccola oppure pelagiche del Rosso Ammonitico Inferiore, al di sopra di quelle peritidali della Fm. di M. Zugna (Gruppo dei Calcarei Grigi). Per quanto riguarda il Bacino di Belluno, la grande diffusione della dolomitizzazione rende inservibili a fini biostratigrafici le classiche successioni bacinali bellunesi affioranti nella Valle del Piave, si è quindi scelto di utilizzare la sezione del M. Verzegnis (UD) che, sia pur decentrata rispetto al depocentro del bacino, è magnificamente esposta e immune dalla dolomitizzazione (Fm. di Soverzene). Infine, come rappresentativa della Piattaforma Friulana è stata scelta la sezione del M. Cumieli (Gemona del Friuli, UD), affiorante nel suo settore settentrionale caratterizzato, come quello orientale della Piattaforma di Trento, dalla diretta sovrapposizione dell'Encrinite di Fanes al di sopra della Fm. di M. Zugna. Lo studio è stato inoltre esteso alla Piattaforma Campano-Lucana, al fine di valutare l'estensione spaziale del segnale isotopico ricercato e realizzare un confronto con successioni di piattaforma esterni alle Alpi Meridionali; nella fattispecie è stata scelta la sezione del Valico di Chiunzi, nei Monti Lattari (SA).

Un altro degli obiettivi primari che questa ricerca si propone è quello di tracciare una linea tempo, corrispondente alla postulata perturbazione geochimica evidenziata dalle curve isotopiche del carbonio, che attraversi i diversi domini paleogeografici considerati. A questo proposito, è opportuno sottolineare l'importanza strategica che la sezione bacinale del M. Verzegnis riveste nel progetto di ricerca: il ritrovamento in essa di ammoniti, già

segnalate in letteratura, ed il loro aggancio con il segnale isotopico ricercato, permetterebbe infatti la taratura cronostratigrafica delle associazioni bentoniche di piattaforma (foraminiferi ed alghe dasicladali) la cui distribuzione stratigrafica è ancora oggi oggetto di ampia discussione. Un importante limite è infatti rappresentato dall'impossibilità di stabilire con certezza se la comparsa e la scomparsa delle varie specie siano effettivamente sincrone. Inoltre, i tentativi di calibrazione degli schemi biozonali di associazioni bentoniche di piattaforma con quelli bacinali basati su ammoniti sono alquanto rari (SEPTFONTAINE, 1984; 1985). A titolo di esempio, CHIOCCHINI & MANCINELLI (1994) attribuiscono al Carixiano sup. la comparsa del foraminifero *Mayncina termieri*, il primo dotato di struttura relativamente più complessa; secondo SEPTFONTAINE (1984; 1985), la medesima forma è invece già presente nel Sinemuriano sup. In modo analogo avviene per altre specie che sostanzialmente i primi Autori tendono a "ringiovanire" mentre il secondo ad "invecchiare". Nell'ambito della Piattaforma di Trento, alcuni lavori tra cui FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA (1998) distinguono tre biozone nella Fm. di Rotzo: la biozona a *Lituosepta recoarensis* nella parte basale, a *Orbitopsella* nella porzione centrale-inferiore e a *Lituosepta compressa* in quella restante. In accordo con la taratura cronostratigrafica di SEPTFONTAINE (1984; 1985), le biozone sono state rispettivamente attribuite al Sinemuriano sup., al tardo Sinemuriano – Pliensbachiano inf. e al Pliensbachiano sup.; la Fm. di Rotzo è stata perciò ascritta all'intervallo Sinemuriano p.p. – Pliensbachiano. Sulla base di alcune ammoniti rinvenute successivamente nella coeva formazione del Calcarea del Misone (SARTI, 1981; SARTI & FERRARI, 1999), la biozona a *Orbitopsella* e con essa l'unità stratigrafica stessa di Rotzo sono state recentemente attribuite al Pliensbachiano sup. (POSENATO & MASETTI, 2012).

Con riferimento alla Piattaforma Friulana, nelle facies di annegamento rappresentate dall'Encrinite di Fanes Piccola, PERNARCIC (2000) individua la biozona ad *Agerina martana* e l'attribuisce al Pliensbachiano sulla base di indicazioni fornite personalmente da FARINACCI e sulla scorta di quanto proposto da CHIOCCHINI et al. (1994). Tuttavia, secondo altri Autori (es., VELIC, 2007), l'*Agerina martana* compare nel Sinemuriano sup. e permane fino a tutto il Toarciano. Da questi pochi esempi risulta chiaro quanto la distribuzione verticale delle associazioni bentoniche di piattaforma necessiti ancora di esser calibrata. Nell'ambito dell'intervallo temporale studiato questo lavoro si propone, tra l'altro, di fornire elementi per una migliore taratura biostratigrafica.

2. INQUADRAMENTO PALEOGEOGRAFICO

2.1 - Il Sudalpino orientale

Il Sudalpino rappresenta una sezione del margine passivo giurassico appartenente alla porzione nord-occidentale della Placca Adriatica (WINTERER & BOSELLINI, 1981). L'attuale assetto paleogeografico e strutturale è associata all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese ed in particolare all'attività tettonica distensiva iniziata nel tardo Triassico (Norico) e proseguita, dopo un periodo di relativa quiescenza (Retico), nel corso del Giurassico inferiore (WINTERER & BOSELLINI, 1981; MASETTI et al., 2012). In particolare, si assiste all'attivazione di un sistema di faglie ad andamento Nord-Sud che determina lo smembramento di quella che fin'allora costituiva una vasta piattaforma peritidale dominata prevalentemente dalla Dolomia Principale. Ne consegue l'isolamento di alti e bassi strutturali delimitati da faglie dirette principali immergenti a Ovest ed Est e caratterizzati da tassi di subsidenza diversi (WINTERER & BOSELLINI, 1981; SARTI et al., 1992; BERTOTTI et al., 1993; FANTONI & SCOTTI, 2003; CARMINATI et al., 2010, MASETTI et al., 2012). Nel Sudalpino orientale si delineano, da Ovest verso Est, tre unità paleogeografiche strutturali (BOSELLINI et al., 1981a; WINTERER & BOSELLINI, 1981): la Piattaforma di Trento, il Bacino di Belluno e la Piattaforma Friulana (fig. 2.1.1; 2.1.4.1).

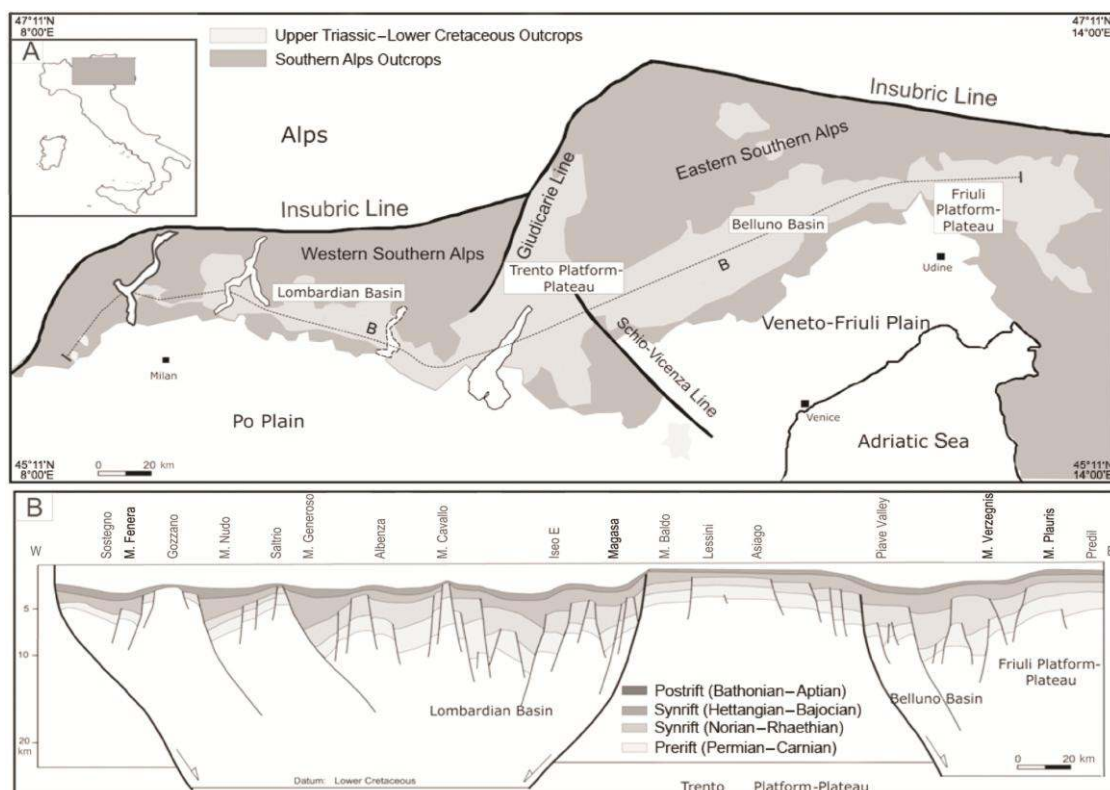


Fig. 2.1.1 - A. Dominio strutturale mesozoico del Sudalpino orientale. B. Sezione stratigrafica relativa al transetto punteggiato di figura A (da MASETTI et al., 2012).

Le Alpi Meridionali rappresentano la migliore sezione dell'area mediterranea che permette di osservare le originarie relazioni esistenti tra questi domini paleogeografici (BOSELLINI et al., 1981a; WINTERER & BOSELLINI, 1981). Recenti indagini stratigrafiche (MASETTI et al. 2012) hanno evidenziato una notevole variabilità delle successioni giurassiche all'interno della medesima unità paleogeografica, in gran parte legate alla diversa stratigrafia del Gruppo dei Calcari Grigi, la principale successione carbonatica che caratterizza la Piattaforma di Trento e quella Friulana.

2.1.1 - Piattaforma di Trento

La Piattaforma di Trento si estende grossomodo da Verona a Bolzano e Cortina d'Ampezzo, secondo la direttrice Nord-Sud e dal Lago di Garda al Monte Grappa, secondo quella Est-Ovest. Ad Est è delimitata dal Bacino di Belluno mentre ad Ovest dal Bacino Lombardo, dal quale è separata da un sistema di faglie appartenenti alla Linea Ballino-Garda (GAETANI, 1975; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990) che definiscono l'omonima scarpata (WINTERER & BOSELLINI, 1981; CASTELLARIN, 1982). L'evoluzione della Piattaforma di Trento può essere esemplificata in due fasi principali (MASETTI et al., 1996; 1998) testimoniate ciascuna da tipiche unità stratigrafiche. La prima fase si sviluppa nel corso del Giurassico inferiore ed è caratterizzata da una sedimentazione di mare sottile materializzata dalla potente successione del Gruppo dei Calcari Grigi. L'unità stratigrafica è limitata alla base dalla Dolomia Principale (Triassico sup.) mentre al tetto da una superficie di *unconformity*. Nella seconda fase si assiste ad una sedimentazione pelagica condensata rappresentata dal Rosso Ammonitico Inferiore (Bajociano sup. – Calloviano inf.), corrispondente al Mb. inferiore del Rosso Ammonitico Veronese, che poggia direttamente sopra la medesima *unconformity*. Sebbene l'età del tetto dei Calcari Grigi sia stata considerata isocrona ed in particolare attribuita al Domeriano sup. – Toarciano (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; WINTERER & BOSELLINI, 1981) o al Domeriano sup. (MASETTI & BIANCHIN, 1987; COBIANCHI & PICOTTI, 2001), la superficie di *unconformity* corrisponde ad una lacuna stratigrafica che si allarga da occidente verso oriente (MASETTI et al., 1998; *fig. 2.1.1.1*). Per quanto riguarda il significato dell'*unconformity*, ad oggi esistono ancora due scuole di pensiero che l'attribuiscono rispettivamente ad una prolungata emersione della piattaforma carbonatica (STURANI, 1971; ZEMPOLICH, 1993) oppure ad un rapido collasso della stessa con sua conseguente trasformazione in *plateau*, al cui tetto la deposizione dei sedimenti era impedita dalle correnti marine (WINTERER & BOSELLINI, 1981; WINTERER et al., 1991). Sulla base dei rapporti esistenti tra l'*unconformity* e le unità stratigrafiche costituenti il

Gruppo dei Calcari Grigi, MASETTI et al. (2012) suddividono la Piattaforma di Trento nel settore centro-occidentale e in quello nord-orientale. Riferendoci essenzialmente agli stessi AUTORI, di seguito vengono brevemente descritte le due aree.

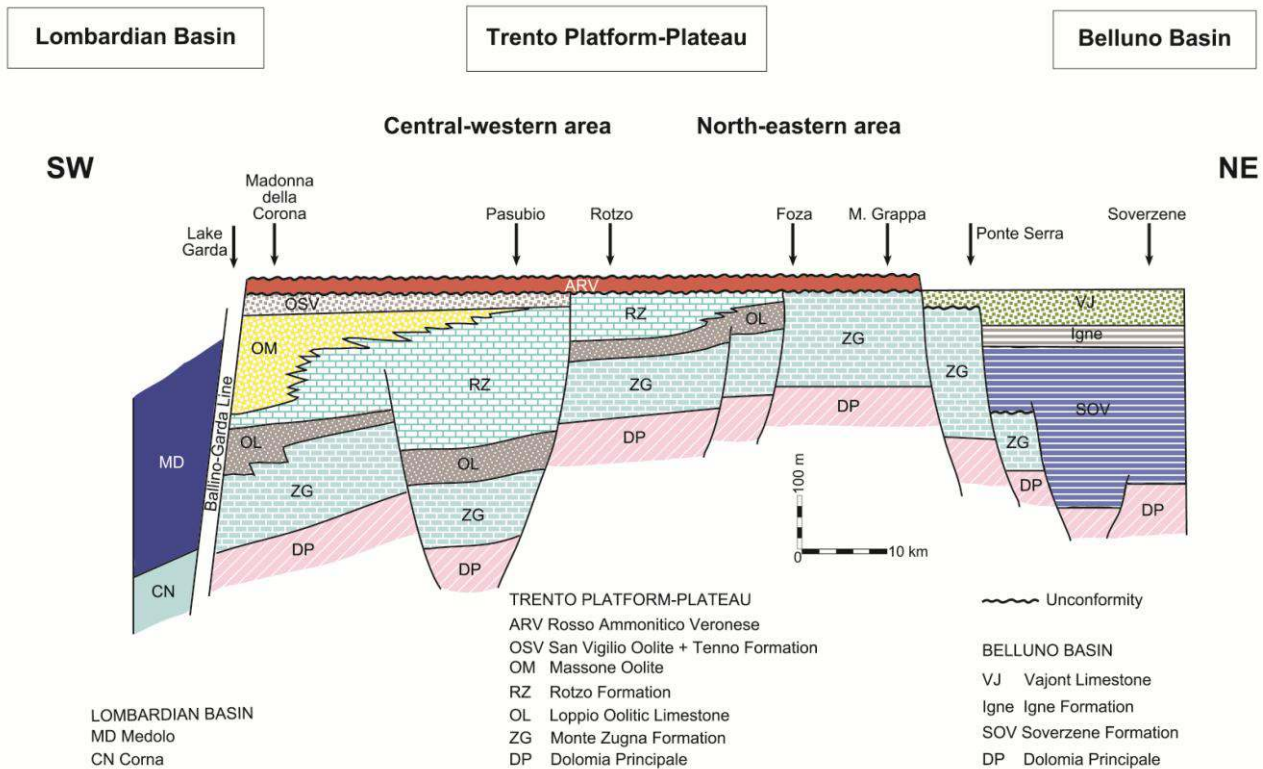


Fig. 2.1.1.1 - Schema dei rapporti litostratigrafici attraverso la Piattaforma-Plateau di Trento (da MASETTI et al., 2012 - modificata)

2.1.2 - Il settore centro-occidentale e nord-orientale della Piattaforma di Trento

I due settori (*figg. 2.1.1.1, 2.1.2.1*) sono caratterizzati dalla presenza della Fm. di M. Zugna (Hettangiano – Sinemuriano sup.) del Gruppo dei Calcari Grigi, sebbene le tipiche facies peritidali che la distinguono tendano a diminuire spostandosi verso Est, a favore di quelle subtidali. L'area centro-occidentale e quella nord-orientale si distinguono invece per la rispettiva presenza o assenza delle facies lagunari della Fm. di Rotzo (Pliensbachiano p.p.), la più conosciuta dei Calcari Grigi.

Il settore *centro-occidentale* si estende dal limite occidentale della Piattaforma di Trento all'attuale Altopiano di Asiago. Il Gruppo dei Calcari Grigi è completo di tutte le sue unità: alla base la Fm. di M. Zugna (Hettangiano – Sinemuriano sup.) quindi il Calcare oolitico di Loppio (Sinemuriano medio-superiore) ed infine la Fm. di Rotzo (Pliensbachiano p.p.). La sezione del Pasubio, nella parte centrale del settore, rappresenta la successione classica della Fm. di Rotzo, qui potente 250 m. Nell'ambito di questo lavoro è stata presa in

considerazione la sezione affiorante presso l'omonimo paese da cui prende nome l'unità, dove è stata dettagliatamente descritta da BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971).

Nella parte più occidentale del settore, grossomodo in corrispondenza della Val d'Adige ed il Massiccio del M. Baldo, i sedimenti fangosi della la Fm. di Rotzo sono lateralmente sostituiti da corpi oolitici che costituiscono l'unità dell'Oolite di Massone. Questa variazione laterale è esemplificata dalla sezione stratigrafica di Madonna della Corona (Val d'Adige). In questa sezione, oggetto anche del presente studio, l'Oolite di Massone raggiunge i 300 m. Attraverso la già citata *unconformity*, al Gruppo dei Calcari Grigi si sovrappone quindi la Fm. di Tenno e successivamente l'Oolite di San Vigilio (Toarciano – Aaleniano). Segue quindi il Rosso Ammonitico Inferiore (Bajociano sup. – Calloviano inf.).

Il *settore nord-orientale* si estende dall'Altopiano di Asiago verso Est, fino al limite occidentale del Bacino di Belluno. É caratterizzato dall'assenza della Fm. di Rotzo. Fatte salve alcune eccezioni (BARBIERI & GRANDESSO, 2007) all'*unconformity* presente al tetto dei Calcari Grigi si sovrappone localmente l'Encrinite di Fanes Piccola (Pliensbachiano sup.) oppure direttamente il Rosso Ammonitico Inferiore (MASETTI & BOTTONI, 1978; ROMANO et al., 2005), come avviene rispettivamente per la sezione di Col Moschin (Gruppo del M. Grappa) e di Foza (parte orientale dell'Altipiano di Asiago).

Alla luce di quanto esposto, viene di seguito fornita una versione aggiornata del modello evolutivo paleogeografico-paleostrutturale della Piattaforma di Trento originariamente proposto da MASETTI et al. (1998), a cui di conseguenza si fa di seguito costantemente riferimento.

Durante l'intervallo Hettangiano-Sinemuriano, sulla Piattaforma di Trento si deposita la Fm. di M. Zugna, caratterizzata da facies peritidali che da Ovest verso Est tendono a diminuire progressivamente a favore di altre facies subtidali (MASETTI et al., 2012). Anche ad occidente, nella porzione non ancora annegata della Piattaforma della Corna corrispondente all'alto strutturale di Botticino (CASSINIS & SCHIROLLI, 1994; PICOTTI & COBIANCHI, 1996; SCHIROLLI, 1997), si assiste ad una analoga sedimentazione, probabilmente caratterizzata da facies relativamente più ossigenate e profonde. L'annegamento completo della Corna è tuttavia rinviato al Sinemuriano inferiore (SCHIROLLI, 1997). L'evento coincide verosimilmente con un approfondimento ambientale generalizzato che coinvolge gran parte della Tetide, nonché la Piattaforma di Trento. In particolare, da Ovest verso Est, questo dominio paleogeografico conosce un graduale aumento del livello marino, accompagnato dalla deposizione di corpi calcarenitici litorali appartenenti al Calcare Oolitico di Loppio (Sinemuriano medio-superiore) unità stratigrafica

non sempre presente il cui spessore e la cui età diminuiscono progressivamente verso oriente.

Nel corso del Pliensbachiano, il settore centro-occidentale della piattaforma di Trento (MASETTI et al., 2012) evolve in un ambiente di laguna (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971) o rampa-laguna (MASETTI et al., 1998) in cui si deposita la Fm. di Rotzo. Nelle porzioni più profonde l'unità è caratterizzata da alternanze calcareo-marnose mentre in quelli più superficiali dai classici banchi a "*Lithiotis*" o da calcareniti bioclastiche. Nel margine occidentale, i sedimenti fangosi della Fm. di Rotzo sono racchiusi da corpi oolitici costieri ascrivibili all'Oolite di Massone. Nel settore nord-orientale (MASETTI et al., 2012), a partire dall'Altopiano di Asiago in direzione del Bacino di Belluno, la Fm. di Rotzo è invece assente e talora sostituita attraverso una superficie di *unconformity* dall'Encrinite di Fanes Piccola, formata da calcareniti a crinoidi interpretate come *sand-waves* tidali formatesi in condizioni di piattaforma aperta (MASETTI & BOTTONI, 1978).

Nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento (MASETTI et al., 2012), al di sopra della medesima *unconformity* si deposita invece la Fm. di Tenno (Toarciano – Aalenino), composta da marne e calcari marnosi contenenti prevalenti spicole di spugna e radiolari. L'unità segna una fase di annegamento che la piattaforma prima conosce e poi supera, come testimonia la successiva deposizione dei corpi oolitici di bassa profondità che costituiscono l'Oolite di San Vigilio.

Infine, nel Giurassico medio si assiste all'annegamento di tutti i settori della Piattaforma di Trento e alla sua conseguente trasformazione in *plateau* pelagico (BOSELLINI et al., 1981a; WINTERER & BOSELLINI, 1981), come testimonia la deposizione dei calcari selciferi del Mb. inferiore del Rosso Ammonitico Veronese (Bajociano sup. – Calloviano inf.).

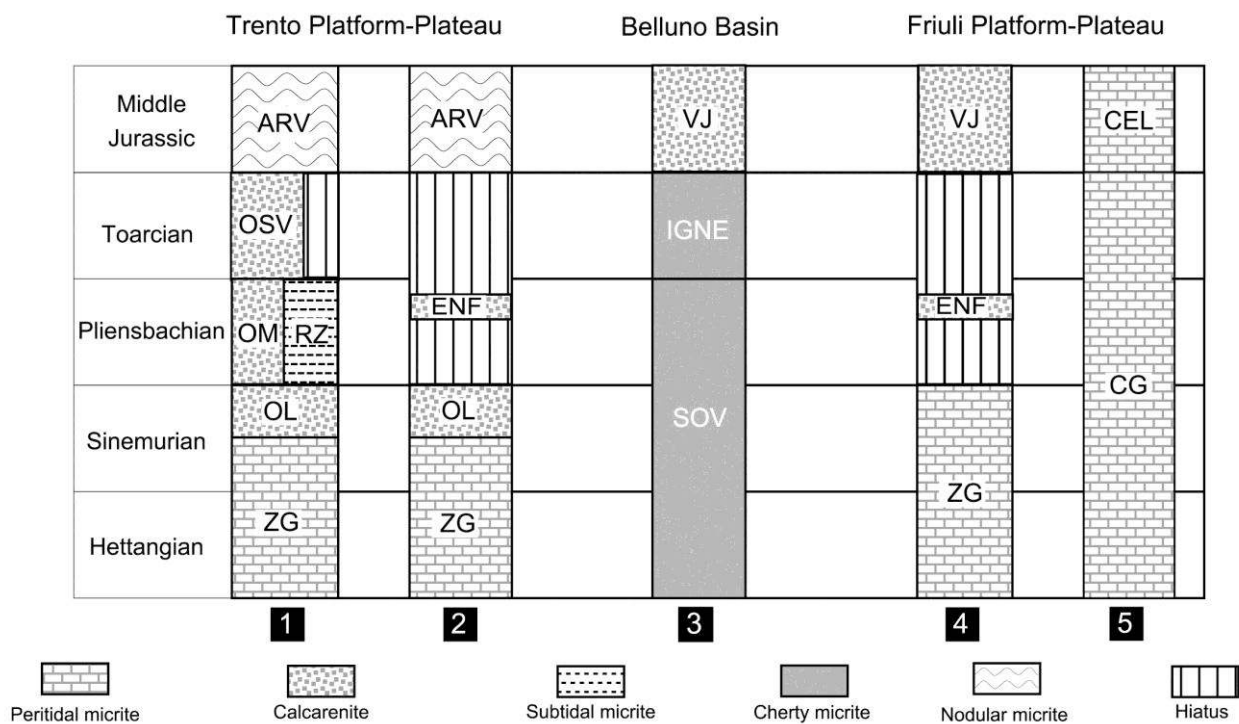
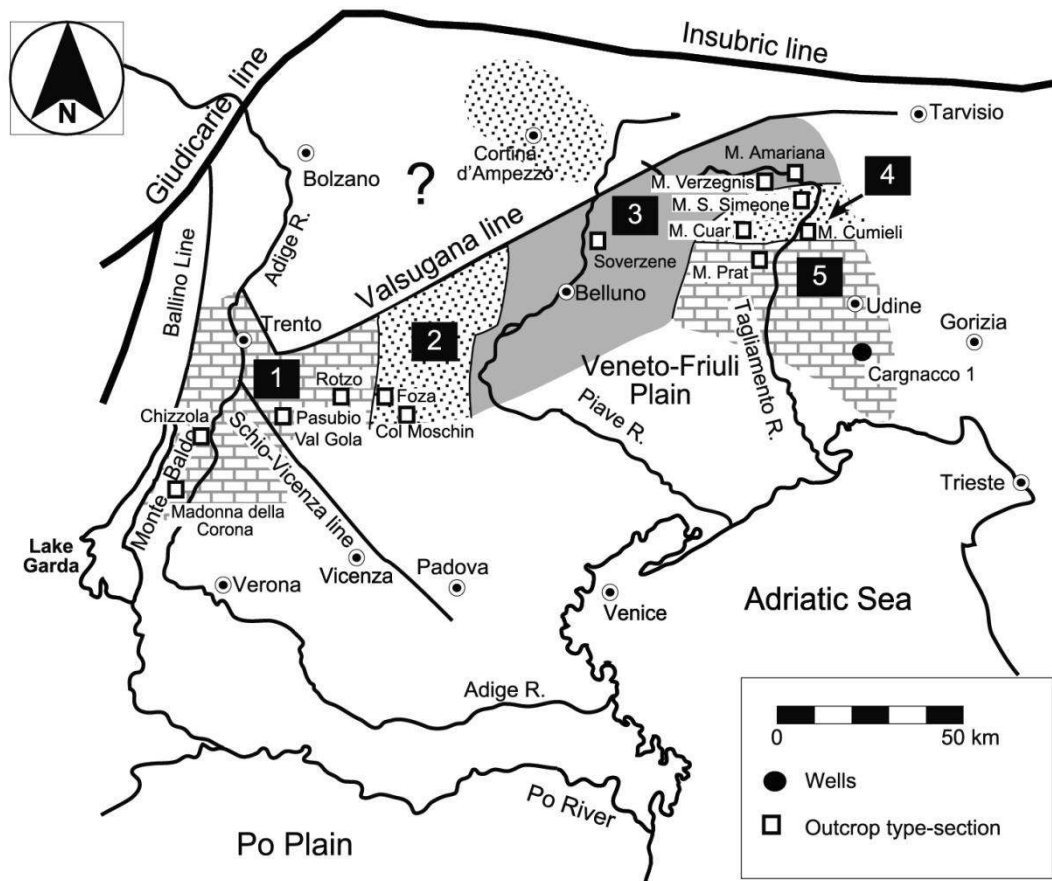


Fig. 2.1.2.1 - Quadro paleogeografico del Sudalpino orientale. Sopra: 1 e 2: rispettivamente settore centro-occidentale e nord-orientale della Piattaforma-Plateau di Trento; 3: Bacino di Belluno; 4 e 5: settore settentrionale e meridionale della Piattaforma-Plateau del Friuli. Sotto: 1,2,3,4,5: successioni tipo dei corrispondenti settori. ZG: Fm di M. Zugna; OL: Calcare oolitico di Loppio; OM: Oolite di Massone; RZ: Fm. di Rotzo; OSV: Oolite di San Vigilio; RAV Rosso Ammonitico Veronese; SOV: Fm. di Soverzene; ENF: Encrinite di Fanes Piccola; IGNE; Fm. di Igne; CG: Gruppo Calcari Grigi indistinto; VJ: Calcare del Vajont; CEL: Calcare del Cellina (da MASETTI et al., 2012 - modificata).

2.1.3 - Piattaforma Friulana

Nel corso del Triassico superiore – Giurassico inferiore, la Piattaforma Friulana è in gran parte delimitata da una serie di bacini di età diversa, verosimilmente connessi tra loro durante alcune fasi della loro storia evolutiva (CIARAPICA et al., 1987; CIARAPICA & PASSERI, 1990). Il Bacino di Belluno, impostatosi nel Giurassico inferiore se non già nel tardo Triassico (MASETTI et al., 2012) ne borda il margine occidentale e in parte settentrionale, mantenendo dapprima un andamento meridiano e successivamente piegando verso oriente, poco a Nord della città di Belluno da cui prende il nome (BOSELLINI et al., 1981a). Proseguendo verso Est si incontra il Bacino Carnico, attribuito al Norico (PODDA & PONTON, 1997) e successivamente, verso Sud-Est, quello Sloveno, già esistente nel Ladinico (BUSER, 1989). Questi due bacini, indicati anche come Bacino Carnico-Sloveno (POLI et al., 1995), definiscono il margine settentrionale ed orientale della Piattaforma Friulana.

Come già evidenziato da MASETTI et al. (2012), nell'ambito del Progetto CARG-FVG – Foglio 049 - Gemona del Friuli (ZANFERRARI et al., in stampa) la distribuzione delle facies giurassiche hanno permesso di riconoscere nella Piattaforma Friulana un settore settentrionale ed uno meridionale (*fig. 2.1.2.1*).

Così come avviene nel settore nord-orientale della Piattaforma di Trento, anche in quello settentrionale della Piattaforma Friulana il Gruppo dei Calcari Grigi è caratterizzato dall'assenza della Fm. di Rotzo (Pliensbachiano p.p.) e dalla presenza di quella di M. Zugna (Hettangiano – Sinemuriano sup.). Analogamente, quest'ultima unità è troncata da una superficie di *unconformity* (non sempre evidente, come al M. Cumieli), a cui sovrappongono le facies di annegamento dell'Encrinite di Fanes Piccola (Pliensbachiano sup.) e/o i depositi bacinali del Calcare del Vajont (tardo Bajociano – Bathoniano; COBIANCHI, 2002); seguono quelli della Fm. di Fonzaso (Bathoniano sup. – Titoniano inf.; COBIANCHI, 2002). Nel settore settentrionale si registra perciò il parziale annegamento della Piattaforma Friulana e la sua conseguente trasformazione in *plateau* pelagico (Giurassico inferiore-medio).

Per quanto concerne il settore meridionale della Piattaforma Friulana, la successione dei Calcari Grigi non è presente in affioramento ma bensì attraversata dai pozzi Eni realizzati nella Pianura Friulana negli ultimi decenni. I dati stratigrafici disponibili per questo settore, evidenziano (VENTURINI, 2002) il persistere di condizioni di piattaforma durante tutto il Giurassico e il Cretacico. Nell'ambito di tale successione, l'unità dei Calcari Grigi non è stata ulteriormente suddivisa e sembra attraversare tutto il Giurassico permanendo in

condizioni di mare sottile. Il Calcare del Cellina (Kimmerdgiario – Albiano p.p.) ed il Calcare del M. Cavallo (Albiano p.p. – Cenomaniano sup.) rappresentano la prosecuzione nel Giurassico sup. – Cretacico della sedimentazione di piattaforma carbonatica.

Come già osservato nel precedente paragrafo, durante il Giurassico medio i margini della Piattaforma Friulana alimentavano le torbiditi oolitiche del Calcare del Vajont. I flussi gravitativi procedevano da Ovest verso Est (BOSELLINI & MASETTI, 1972; BOSELLINI et al., 1981b) ovvero in direzione del Bacino di Belluno, fino a raggiungere il margine orientale del *Plateau* di Trento, livellando e addolcendo le morfologie ereditate.

BOSELLINI et al. (1981b) ipotizzano che nel Calloviano una brusca diminuzione del livello marino abbia determinato l'esposizione subaerea della Piattaforma Friulana. Questo evento avrebbe interrotto la produzione delle ooliti che si accumulavano sottoforma di *shoals* lungo i suoi margini e nel contempo determinato la cementazione degli stessi depositi. Successivamente, a seguito della trasgressione marina oxfordiana si sarebbero re-instaurate condizioni di mare sottile. Tuttavia, lungo i margini di piattaforma il substrato roccioso di origine oolitica avrebbe favorito il proliferare di *reef* a coralli e idrozoi corrispondenti al Calcare ad *Ellipsactinie* (Oxfordiano – Titoniano), determinando un evidente cambiamento della componente allochimica delle torbiditi provenienti dalla Piattaforma Friulana, non più oolitiche (Calcare del Vajont) ma bioclastiche (Fm. di Fonzaso). Alla luce di quanto fin'ora esposto nonché dei dati raccolti nell'ambito di questo stesso lavoro, il settore settentrionale della Piattaforma Friulana annega precocemente già nel Giurassico inferiore, divenendo un *plateau* pelagico. Il Calcare ad *Ellipsactinie* si deposita esclusivamente nel settore meridionale della piattaforma, lungo i margini esterni e le scarpate. Tuttavia, nelle sottostanti unità non sono segnalati indizi di emersione e successivo ritorno a condizioni di mare sottile. Riteniamo perciò non applicabile l'ipotesi di BOSELLINI et al. (1981b) che metteva in relazione la variazione del tipo di materiale risedimentato (Calcare del Vajont e Fm. di Fonzaso) con l'evoluzione della piattaforma alimentatrice.

La sezione stratigrafica del M. Cumieli (Gemona del Friuli), esemplifica la successione giurassico inferiore affiorante nel settore settentrionale (*fig. 2.1.2.1*). Essendo oggetto di questo lavoro, verrà descritta nelle pagine successive.

2.1.4 - Bacino di Belluno

La genesi del Bacino di Belluno è legata alla medesima fase di *rifting* e subsidenza differenziale che determina la formazione della Piattaforma di Trento nonché di quella Friulana. Si tratta di una depressione tettonica di forma stretta ed allungata comparabile dal punto di vista fisiografico al *Tongue of Ocean* bahamiano (BOSELLINI et al., 1981a). La nascita del solco bellunese è attribuibile al passaggio Triassico – Giurassico o forse già al tardo Triassico (MASETTI et al., 2012), in ogni caso associata all’annegamento di una porzione della piattaforma carbonatica materializzata nella Dolomia Principale.

L’integrazione di dati geofisici e stratigrafici, sia di pozzo che di affioramento, hanno permesso a MASETTI et al. (2012) di comprendere meglio l’architettura mesozoica del sottosuolo relativo alla Pianura Padana, Veneta e Friulana nonché al Nord Adriatico, e di realizzare un confronto tra le unità stratigrafiche sepolte e quelle corrispondenti affioranti nel Sudalpino e nell’Appennino centro-settentrionale. Con riferimento al settore indagato, hanno stimato che il bacino raggiungesse un’ampiezza media di 30 km e fosse delimitato ad Ovest e ad Est, rispettivamente in corrispondenza della piattaforma carbonatica di Trento e del Friuli, da singole faglie profonde verticali, caratterizzate da un elevato rigetto, stimato in più di 500 m nel margine occidentale.

L’integrazione dei profili sismici e il rinvenimento di depositi di mare sottile hettangiano-sinemuriani nel sottosuolo della Pianura Padana e del Nord Adriatico, hanno inoltre permesso a MASETTI et al. (2012) di ipotizzare che la chiusura verso Sud del bacino bellunese avvenisse poco a Nord di Venezia e che durante il Giurassico medio, il suo limite inferiore coincidesse con quello nord-occidentale di un ulteriore bacino (Bacino Nord Adriatico), dagli stessi riconosciuto sotto la Pianura Padana e Friulana (*fig. 2.1.4.1*).

Benché compreso tra la Piattaforma di Trento e quella Friulana e adiacente al Bacino di Belluno, MASETTI et al. (2012) hanno interpretato il Bacino Nord Adriatico come la possibile prosecuzione settentrionale di quello umbro-marchigiano. Questi ultimi bacini infatti, rispetto a quello bellunese, risultano verosimilmente più giovani: si sviluppano dopo l’annegamento dei depositi hettangiano-sinemuriani di mare sottile corrispondenti alla Fm. di M. Zugna, nel Sudalpino, e al Calcare Massico, nell’Appennino centro-settentrionale. In altre parole, le corrispondenti successioni pelagiche non poggiano su facies di piattaforma triassiche ma bensì giurassiche inferiori, al contrario di quanto avviene nel Bacino di Belluno. I due bacini sono inoltre molto più ampi di quello bellunese e delimitati da sistemi di faglie estensionali caratterizzate da rigetti e sviluppo lineare modesti (MARINO & SANTANTONIO, 2010; SANTANTONIO & CARMINATI, 2011; MASETTI et al., 2012).

Nell'Hettangiano, la paleolinea del Marmol (Dolomiti Bellunesi) definisce il limite tra il Bacino di Belluno e il margine orientale della Piattaforma di Trento. Rispetto questa faglia subverticale la sedimentazione risulta perciò diversificata (MASETTI & BIANCHIN, 1987): ad Ovest, le calcareniti oolitiche di piattaforma della Fm. di M. Zugna; ad Est, prevalenti micriti selciferi bacinali appartenenti alla Fm. di Soverzene (Hettangiano – Pliensbachiano inf.). Quando ormai gran parte della Piattaforma di Trento è annegata (Domeriano – Toarciano) e di conseguenza l'apporto carbonatico è notevolmente ridotto, nel Bacino di Belluno la sedimentazione prosegue con l'accumulo di prevalenti marne grigie e calcari marnosi toarciani-bajociani superiori appartenenti alla Fm. di Igne (MASETTI & BIANCHIN, 1987). L'unità registra al suo interno l'evento anossico oceanico Toarciano (JENKYN & CLAYTON, 1986; JENKYN, 1988) caratterizzato da *black shales* e micriti mangesifere che si depositano in piccole depressioni presenti sul fondo del bacino stesso e a cui seguono calcari nodulari in facies di Rosso Ammonitico appartenenti alla Zona a *Bifrons* e alla sottozona a *Sublevisoni* (JENKYN et al., 1985; MASETTI & BIANCHIN, 1987). Alla Fm. di Igne si sovrappone quindi il Calcere del Vajont, tardo Bajociano – Bathoniano (COBIANCHI, 2002). L'unità consiste in prevalenti torbiditi oolitico-bioclastiche che provengono dal margine occidentale dalla Piattaforma Friulana e progradano verso il *Plateau* di Trento, esaurendosi in corrispondenza del suo margine orientale. Il loro accumulo determina un generale livellamento dell'irregolare morfologia sottomarina, associata ai precedenti movimenti tettonici. In particolare, lo stretto e profondo Bacino di Belluno si trasforma in una dolce scarpata che raccorda le due unità paleogeografiche-strutturali adiacenti (BOSELLINI & MASETTI, 1972; BOSELLINI et al., 1981b).

Al Calcere del Vajont segue la Fm. di Fonzaso (Bathoniano sup. – Titoniano inf.; COBIANCHI, 2002), costituita da calcari micritici selciferi e da torbiditi prevalentemente bioclastiche provenienti ancora dalla Piattaforma Friulana. L'assenza della componente oolitica a favore di quella bioclastica viene associata da BOSELLINI et al. (1981b) alla momentanea esposizione subaerea (Calloviano oppure Bathoniano sup.) della piattaforma (interruzione della produzione delle ooliti e cementazione delle sabbie oolitiche) e alla successiva trasgressione marina (Oxfordiano) che l'investe (ripristino della piattaforma e sviluppo di *reef* organogeni sul substrato roccioso creatosi). Seguono quindi dei calcari nodulari rossi (BOSELLINI et al., 1981b; MASETTI & BIANCHIN, 1987) ascrivibili al Rosso Ammonitico Superiore (Kimmeridgiano – Titoniano p.p.).

Nell'ambito di questo lavoro la successione tipo del Bacino di Belluno è stata misurata e campionata nella sezione del M. Verzegnis (Prealpi Carniche), preferita a quelle classiche

affioranti nella Valle del Piave in quanto magnificamente esposta ed esente da dolomitizzazione (fig. 2.1.2.1). La sezione del M. Verzegnis si discosta in parte dalla descrizione fornita in queste pagine. In particolare, al tetto della Fm. di Soverzene, coincidente con una superficie di *unconformity*, si sovrappone una unità nota come Encrinite del Monte Verzegnis (CARULLI et al., 2000), i cui caratteri litologici si presentano affini alle facies nodulari del Rosso Ammonitico Inferiore, anziché la Fm. di Igne, qui assente. Seguono quindi il Calcare del Vajont e la Fm. di Fonzaso.

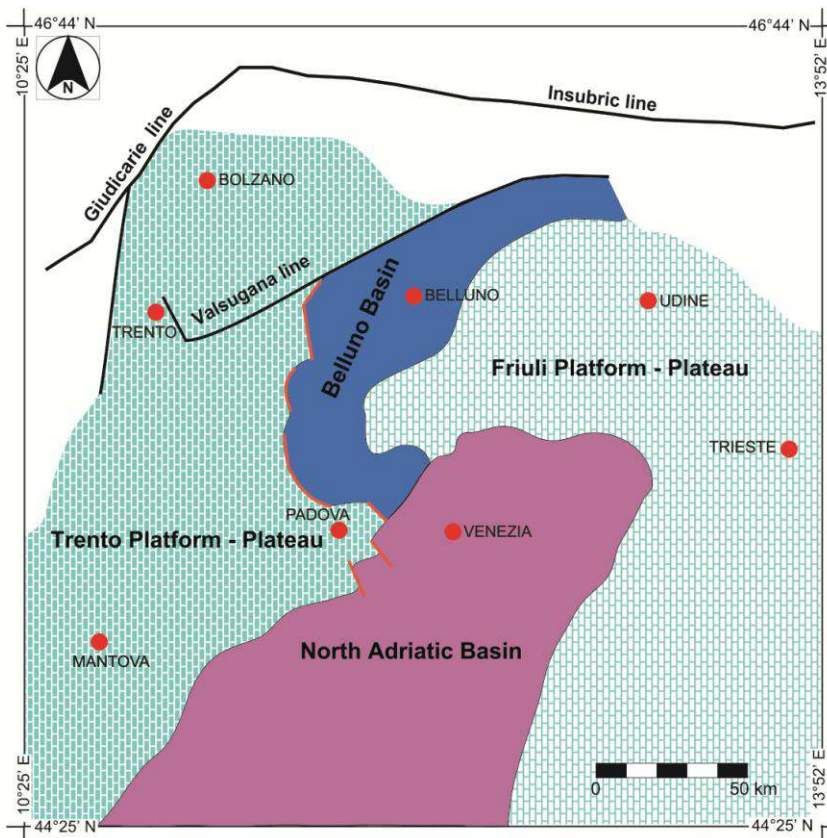


Fig. 2.1.4.1 - Quadro paleogeografico mesozoico del Sudalpino orientale. Descrizione nel testo (da MASETTI et al., 2012 - modificato).

2.2 - L'Appennino Meridionale: la Piattaforma Campano-Lucana

Così come il Sudalpino orientale, anche l'Appennino Meridionale rappresenta una porzione del margine continentale passivo mesozoico della Placca Adriatica.

Si tratta in particolare di una complessa catena montuosa a falde di ricoprimento a generale vergenza adriatica, sviluppatasi a partire dal tardo Oligocene-Miocene inferiore fino al Pleistocene (MONACO et al., 1998; NOGUERA & REA, 2000). I conseguenti accavallamenti, sviluppatasi dal margine Tirrenico verso quello Adriatico, hanno determinato la sovrapposizione di successioni mesozoiche e paleogeniche appartenenti a domini paleogeografici diversi, sia di piattaforma che di bacino, in principio anche molto distanti tra loro.

A partire dagli anni sessanta sono stati proposti molteplici modelli interpretativi riguardanti l'evoluzione paleogeografica pre-tettonica degli Appennini meridionali. Tutti prevedono l'esistenza ad occidente di un dominio bacinale più interno, interpretato come il limite meridionale della Tetide, fiancheggiato verso oriente da un più o meno complesso sistema di piattaforme e bacini; in funzione del numero e dell'estensione di queste due ultime tipologie di domini, ogni modello si differenzia dall'altro (PATACCA & SCANDONE, 2007).

Una breve rassegna delle principali ricostruzioni paleogeografiche diffuse tra gli anni '60 e la fine degli anni '90 è contenuta in D'ARGENIO (1988), CIARAPICA & PASSERI (1998) e PATACCA & SCANDONE (2007). Sebbene elaborati principalmente con riferimento alle zone più esterne dell'Appennino centro-meridionale, i modelli paleogeografici che hanno conosciuto la maggior diffusione sono certamente quello a due e a tre piattaforme. Il primo (tra cui MANFREDINI, 1963; PIERI, 1966; OGNIBEN, 1969) suggerisce l'esistenza della Piattaforma Campano-Lucana ad occidente, di quella Apula ad oriente e del Bacino Lagonegrese-Molisano in posizione intermedia. Il secondo, noto anche come modello della "Scuola napoletana" (tra cui D'ARGENIO et al., 1973) prevede, rispetto al primo, l'esistenza di un'ulteriore piattaforma in posizione intermedia nonché di un altro dominio bacinale. In particolare, dal margine tirrenico verso quello adriatico si individuano la Piattaforma Campano-Lucana (interna), il Bacino Lagonegrese, la Piattaforma Abruzzese-Campana (intermedia), il Bacino Molisano, la Piattaforma Apula (esterna) e il bacino Estgarganico. Una ricostruzione paleogeografica in passato piuttosto diffusa tra i petrolieri, supportata da dati geofisici e di perforazione, è quella proposta da MOSTARDINI & MERLINI, (1986) che da occidente verso oriente individuano il Bacino Tirrenico, la Piattaforma Appenninica, il Bacino Lagonegrese-Molisano e la Piattaforma Apula, distinta a sua volta in due piattaforme (Piattaforma Apula Interna e Piattaforma Apula Esterna) separate tra loro da un bacino interno (Bacino Apulo). Decisamente articolata è l'interpretazione paleogeografica fornita da SGROSSO (1988), il quale prevede l'esistenza durante il Mesozoico-Paleogene di cinque unità di piattaforma e cinque unità bacinali, comprese tra il bacino oceanico interno e la Piattaforma Apula. CIARAPICA & PASSERI (1998) fanno notare come questo modello goda di un buon supporto attualistico, in quanto i sistemi di piattaforma oggi esistenti (es.: Bahamas) sono costituiti da un insieme di piattaforme di mare basso separate da bracci di mare più o meno profondi.

Nell'ambito di questo lavoro è stata presa in esame la sezione stratigrafica del Valico di Chiunzi (SA), nei Monti Lattari, appartenenti al dominio della Piattaforma Campano-Lucana (D'ARGENIO, 1973) ovvero della Piattaforma Appenninica (*sensu* MOSTRADINI & MERLINI, 1986; *fig. 2.2.1*).

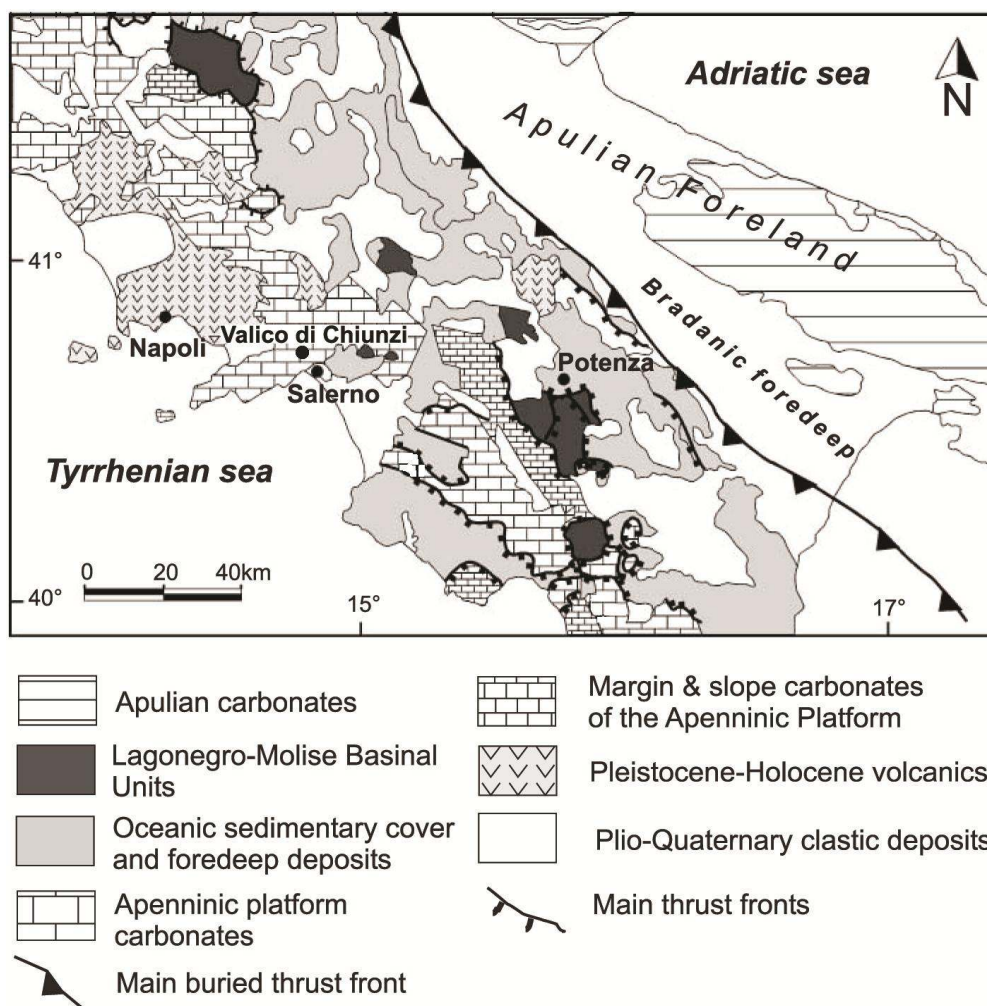


Fig. 2.2.1 - Schema geologico dell'Appennino Meridionale e ubicazione della sezione del Valico di Chiunzi (da BONARDI et al., 1988 - modificato).

La sezione è interamente rappresentata dalla formazione dei Calcari a *Palaeodasycladus* (Hettangiano p.p. – Toarciano p.p.), unità stratigrafica che raggiunge in questo settore la potenza di circa 300 m (DE CASTRO, 1962) e si inserisce in una più potente successione (alcune migliaia di metri) caratterizzata da *facies* di piattaforma carbonatica che si estendono dal Triassico sup. al Miocene inf. (ACCORDI & CARBONE, 1988; CIARAPICA & PASSERI, 1998). L'unità, dolomitizzata nella parte inferiore, è prevalentemente costituita da calcari bioclastici-oncolitici e caratterizzata dalla presenza di livelli laminati inter-sopratidali che verso l'alto tendono progressivamente a diminuire fino a scomparire. Nella parte sommitale si riscontra generalmente la presenza di livelli a "*Lithiotis*" (Membro a *Lithiotis*),

assimilabili all'omonima *facies* che nel Sudalpino orientale caratterizza la Fm. di Rotzo, associata ad un ambiente lagunare che denota un relativo approfondimento ambientale della piattaforma pre-esistente (Fm. di M. Zugna).

Attraverso un contatto netto marcato dalla scomparsa dei “*Lithiotis*”, ai Calcari a *Palaeodasycladus* si sovrappongono i depositi calcarenitici rappresentati dall'unità dei Calcari oolitici e oncolitici (Giurassico medio p.p.), riferibili ad un ambiente di piattaforma aperta (PAPPONE et al., 2009). Mentre nel Sudalpino orientale l'annegamento della Piattaforma di Trento e del settore settentrionale della Piattaforma Friulana è già completato, nella Piattaforma Campano-Lucana continuano a persistere condizioni di mare sottile fino al Miocene inferiore, a cui seguono i depositi bacinali silicoclastici della Fm. di Bifurto (Miocene medio).

3. UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE

3.1 - Dolomia Principale

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

La Dolomia Principale (BOSELLINI, 1965, 1967; HARDIE et al., 1986; BOSELLINI & HARDIE, 1988; BERRA et al., 2007 *cum bibl.*) è una potente e continua formazione di piattaforma carbonatica costituita quasi esclusivamente da dolomie da pure a calcaree, affiorante in tutto il Sudalpino e in diversi settori dell'Appennino centrale e meridionale. Sia verticalmente che lateralmente, la successione della Dolomia Principale è caratterizzata da notevoli variazioni di facies che hanno permesso la sua ulteriore suddivisione verticale in membri e la creazione di altre unità stratigrafiche di importanza locale (BOSELLINI & HARDIE, 1988; BERRA et al., 2007; CARULLI et al., 1998; JADOUL et al., 1994; MASETTI et al., 1985). A seconda del settore a cui si fa riferimento, la Dolomia Principale può essere perciò distinta in diverse unità di rango inferiore. Di seguito, facendo riferimento particolare alle aree oggetto di questo studio, si cercherà di definirne i caratteri essenziali.

Ad oriente del Lago di Garda (Prealpi Venete e gran parte delle dolomiti) BOSELLINI & HARDIE (1988) distinguono un Membro inferiore ed uno superiore. Il Membro inferiore occupa circa 2/3 dell'intera formazione, di cui rappresenta perciò la facies classica. Consiste in tipici cicli peritidali *shallowing upward* di spessore metrico. Ogni ciclo completo è costituito, dal basso verso l'alto, da un *lag* basale a intraclasti piatti stromatolitici, provenienti dalla rielaborazione delle facies peritidali presenti al tetto del ciclo sottostante. A questo segue un intervallo subtidale rappresentato da dolomie microcristalline bioturbate talora contenenti gasteropodi e megalodonti. Si sovrappone quindi un intervallo inter-sopratidale di dolomie laminate (*sensu* FISCHER, 1964) a stromatoliti e *fenestrae*, talora culminante con strutture (quali *mud-cracks*) e intraclasti piatti generati dal disseccamento del sedimento, a testimonianza di una prolungata esposizione subaerea (BOSELLINI, 1965, 1967; HARDIE et al., 1986; BOSELLINI & HARDIE, 1988). Il Membro superiore consiste invece in cicli subtidali di ordine metrico costituiti da dolomia massiccia vacuolare, direttamente sormontata da livelli sopratidali, senza l'interposizione di depositi inter-sopratidali. I livelli sopratidali sono caratterizzati da diagenesi subaerea e contengono *tepee*, *sheet-cracks* e pisoliti; talora sono accompagnati da livelli argillosi residuali interpretati come paleosuoli in via di formazione (HARDIE et al., 1986; BOSELLINI & HARDIE, 1988).

Nell'area delle Dolomiti e più ad oriente verso la Val Cellina, al di sopra del Membro subtidale è presente un terzo membro caratterizzato nuovamente da ciclicità peritidale, analogo a quello inferiore (BOSELLINI & HARDIE, 1988).

Spostandoci ulteriormente verso Est, in gran parte delle Prealpi Carniche e Giulie e con particolare riferimento al Foglio 049 - Gemona del Friuli (ZANFERRARI et al., in stampa), si riconoscono quattro membri. Alla base sono presenti dolomie scure organizzate in cicli prevalentemente subtidali, a cui si intercalano livelli pelitici e brecce intraformazionali (Membro del Monticello; MASETTI et al., in stampa a) corrispondente alla Fm. del Monticello, in Friuli (CARULLI et al., 1998), e al Membro della Valvestino, in Lombardia (BERRA et al., 2007). Segue un primo membro a cicli peritidali (Membro inferiore delle dolomie a cicli peritidali; MASETTI et al., in stampa a) con caratteri simili a quelli del Membro inferiore già descritto precedentemente. A questa unità se ne sovrappone una subtidale costituita da dolomicriti più o meno scure, fittamente stratificate, bituminose e fetide, alternate localmente a livelli stromatolitici (Membro delle dolomie bituminose; MASETTI et al., in stampa a). Talora sono presenti livelli a *black shales* informalmente definite come "unità a laminiti organiche del Rio Resartico" (FANTONI et al., 1998). Infine, si incontra ancora un membro a cicli peritidali (Membro superiore delle dolomie a cicli peritidali; MASETTI et al., in stampa a) con caratteristiche litologiche analoghe a quelle del membro peritidale inferiore.

Tra i settori indagati è stato preso in considerazione anche l'Appennino Meridionale. Sebbene nella corrispondente sezione stratigrafica indagata (Valico di Chiunzi, SA) la Dolomia Principale non affiori, si vuole concludere evidenziando come la stessa si presenti frequentemente attraverso facies di margine progradanti sui bacini limitrofi. Facendo riferimento a BERRA et al. (2007) e alla cui bibliografia contenuta si rimanda per maggiori dettagli, nei settori prospicienti i bacini di intrapiattaforma la Dolomia Principale si presenta con facies a serpulidi ed organismi incrostanti, analoghe a quelle che si possono incontrare nel Bacino Lombardo (BERRA & JADOUL, 1996) e Carnico (Cozzi & PODDA, 1998). Nei settori affacciati ai bacini più aperti le associazioni di margine sono invece dominate da coralli e spugne ed inoltre si possono osservare facies analoghe a quelle già descritte per il Sudalpino orientale.

Limiti stratigrafici

Nei settori indagati la Dolomia Principale poggia con apparente continuità stratigrafica sulla Fm. di Travenazes (Carnico sup.). Al tetto si sovrappone invece il Calcare del

Dachstein oppure la Fm. di M. Zugna (M. Cumieli, Foza, Chizzola, Col Moschin, Val Gola) nei settori in cui permangono condizioni di piattaforma, oppure la Fm. di Soverzene, in quelli caratterizzati da evoluzione bacinale.

Spessore

Nel settore Sudalpino orientale lo spessore è generalmente compreso tra i 250 e 1500 m, con un marcato aumento di potenza verso Est. A tal proposito, Cozzi (2000) riporta spessori massimi di 1500 - 2000 m per le Prealpi Carniche.

Fossili

Il contenuto fossilifero è piuttosto modesto, soprattutto in termini di forme stratigraficamente importanti. I macrofossili sono rappresentati (intervalli subtidali), da colonie di megalodonti in posizione di vita e da impronte esterne di gasteropodi del genere *Whortenia*; sono inoltre presenti alghe *Dasycladaceae* e, localmente, coralli, spugne e serpulidi. Segnalate anche piste di rettili terrestri. I microfossili sono rappresentati dai foraminiferi *Triasina hantkeni* e *Clypeina besici*. In alcune località della Carnia è segnalata la presenza di alcuni conodonti (RIGO et al., 2007) e di associazioni palinomorfe (ROGHI & DALLA VECCHIA, 1997; CARULLI et al., 1998).

Età

La base della Dolomia Principale è attribuita al Carnico sup. (Norico) mentre il suo tetto è eterocrono essendo sovrastata dal Calcare del Dachstein di età retica oppure dalla Fm. di M. Zugna o da quella di Soverzene, entrambe di età giurassica inferiore. L'unità può perciò esser attribuita al Carnico sup. – Norico oppure in altri settori al Carnico sup. – Retico, in tal caso la Dolomia Principale è eteropica al Calcare del Dachstein (MASETTI et al., in stampa a).

Ambiente deposizionale

Rampa carbonatica che si evolve successivamente in piattaforma carbonatica tidale. Verosimilmente esistevano aree di intrapiattaforma lievemente depresse e poco ossigenate in cui si depositavano le facies subtidali di dolomicrite scura, sottilmente stratificata, come il Membro delle dolomie bituminose (MASETTI et al., stampa a).

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento, Piattaforma Friulana, substrato del Bacino Carnico-Sloveno.

3.2 - Calcare del Dachstein

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Il Calcare del Dachstein, descritto da FISCHER (1964) presso l'omonimo gruppo montuoso austriaco, nelle Alpi Calcareae Settentrionali, consiste in una successione di prevalenti calcari micriti, da biancastri a grigio chiari, organizzata secondo cicli metrici peritidali *shallowing upward* (MASETTI et al., in stampa a). In realtà, l'arrangiamento regressivo (*shallowing upward*) piuttosto che trasgressivo (*deepening upward*) dei cicli, è ancor oggi elemento di discussione (Cozzi, 2000).

La formazione può essere informalmente suddivisa in un membro inferiore ed uno superiore (CIARAPICA & PASSERI, 1990; Cozzi, 2000; COZZI et al., 2005). Entrambi sono accumulati dalla medesima ciclicità peritidale mentre si distinguono per la presenza di sporadici livelli a *tepee* nella parte inter-sopratidale dei cicli (Membro inferiore) o di argille e marne rossastre e verdastre residuali, interpretate come paleosuoli, in quella sommitale (Membro superiore).

I cicli peritidali del Calcare del Dachstein sono simili a quelli presenti nella Dolomia Principale, rispetto ai quali si distinguono per la prevalenza dell'intervallo subtidale su quello inter-sopratidale. Si riconoscono perciò un *lag* basale, spesso talora tra i 10 e 30 cm, costituito da frammenti tabulari centimetrici di laminiti asportate dal tetto dei cicli sottostanti. Segue un intervallo subtidale massiccio e bioturbato, di spessore generalmente inferiore al metro: inizialmente granosostenuto a peloidi, intraclasti e bioclasti, tra cui frequenti gusci di megalodonti e gasteropodi, diviene successivamente fangosostenuto a prevalenti peloidi e con strutture concrezionate tipo *stromatactis* (*sensu* DEMICCO & HARDIE, 1994). Tale tessitura si mantiene salendo verticalmente nell'intervallo inter-sopratidale, in cui si osservano abbondanti *fenestrae* planari e irregolari, nonché livelli a *tepee* nel Membro inferiore, che passano al top a laminiti stromatolitiche planari e ondulate. Nel Membro superiore, meno frequentemente in quello inferiore, al di sopra del ciclo regressivo possono esser presenti argille e marne che testimoniano processi pedogenetici (FISCHER, 1964; CIARAPICA & PASSERI, 1990; Cozzi, 2000; COZZI et al., 2005; MASETTI et al., in stampa a).

Limiti stratigrafici

Il Calcarea del Dachstein poggia con limite rapido e transizionale sulla Dolomia Principale, rispetto cui è localmente eteropico (Cozzi, 2000). Al tetto generalmente passa con transizione alla Fm. di Soverzene (M. Verzegnis); talora è direttamente sovrastato dalla Fm. di M. Zugna (Gruppo dei Calcari Grigi).

Spessore

L'unità ha uno spessore variabile che nell'ambito della Piattaforma Friulana diminuisce da Est (800 m circa sul M. Canin, Alpi Giulie) verso Ovest (50 m circa sul M. Valcalda, Prealpi Carniche orientali), fino ad azzerarsi nelle Prealpi Carniche occidentali; analogamente avviene da Nord verso Sud, dove l'unità scompare (come sul M. Cuar e M. Raut, nelle Prealpi Carniche meridionali; PONTON 2000). Nel settore carnico considerato in questo studio e in particolare nella sezione stratigrafica del M. Verzegnis (Prealpi Carniche settentrionali), l'unità raggiunge e non supera lo spessore di 300 m circa (PIANO & CARULLI, 2002).

Fossili

Tra i macrofossili sono presenti abbondanti gusci di megalodonti in posizione di vita, bivalvi, gasteropodi e spicule di spugna. Tra i microfossili, significativi sono i foraminiferi *Triasina hantkeni* e *Aulotortus*. Presenti anche *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. *Glomospira* sp. e alghe calcaree tra cui *Thaumatoporella parvovesiculifera* (PIANO & CARULLI, 2002).

Età

Retico, sulla base dell'associazione a *Triasina hantkeni* e *Aulotortus* (GNACCOLINI & MARTINIS, 1974). La successione del M. Canin potrebbe avere in parte un'età norica, a conferma dell'esistenza di un'eteropia tra la parte superiore della Dolomia Principale e il Calcarea del Dachstein (Cozzi, 2000).

Ambiente deposizionale

Piattaforma carbonatica tidale.

Dominio paleogeografico

Piattaforma Friulana; substrato del Bacino di Belluno e del Bacino Carnico-Sloveno

3.3 - Gruppo dei Calcari Grigi

Il Gruppo dei Calcari Grigi è un'unità carbonatica tipica della Piattaforma di Trento che ha destato l'interesse di molti studiosi fin dal XIII secolo (si rimanda ad AVANZINI et al., 2007 *cum bibl.*).

BOSELLINI & SARTI (1978) & SARTI (1982) hanno applicato la medesima terminologia anche alla Piattaforma Friulana (Calcari Grigi del Friuli), riconoscendo una sostanziale uniformità evolutiva e di facies tra i coevi depositi delle due piattaforme del Sudalpino orientale. Tale corrispondenza è stata recentemente confermata nell'ambito della realizzazione del Foglio 049 - Gemona del Friuli, Progetto CARG-FVG.

Con riferimento all'area tipo della Piattaforma di Trento, BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1972) hanno fornito il primo moderno inquadramento stratigrafico e paleogeografico dell'allora formazione dei Calcari Grigi, suddividendola in tre membri (l'ultimo soltanto dei quali formalizzato): il "Membro inferiore", il "Membro medio" e il "Membro di Rotzo". Nell'ambito del Progetto CARG, i Calcari Grigi sono stati elevati al rango di gruppo e i corrispondenti membri a quello di formazione. In particolare, il "Membro inferiore" ha preso il nome di Formazione di Monte Zugna, il "Membro medio" quello di Calcare oolitico di Loppio mentre il "Membro di Rotzo" il termine di Formazione di Rotzo (AVANZINI et al., 2007). Nella parte occidentale della Piattaforma di Trento, l'unità di Rotzo è sostituita parzialmente dal Calcare oolitico di Massone (*sensu* BECARELLI BAUCK, 1988) che costituisce una quarta formazione del Gruppo dei Calcari Grigi.

Nell'ambito della Piattaforma di Trento, la potenza complessiva della successione aumenta da oriente verso occidente, da un minimo di 150-200 m a un massimo di 450-600 m (CLAPS, 1993). Per quanto concerne la Piattaforma Friulana (CARULLI et al., 2000), nelle zone marginali più subsidenti si registrano spessori che superano i 600 m mentre in quelle più interne gli stessi si aggirano attorno ai 200 m, benchè al M. Flagel (Trasaghis, UD) la potenza si riduca a 50 m circa.

Le associazioni a foraminiferi presenti hanno permesso di attribuire la successione dei Calcari Grigi ad un intervallo di tempo che va dall'Hettangiano al Pliensbachiano sup. (FUGANGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004).

Il limite inferiore del Gruppo dei Calcari Grigi viene generalmente collocato in corrispondenza della comparsa delle prime bancate calcaree e fatto coincidere con il passaggio Triassico – Giurassico (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1972), si tratta quindi di un limite litologico convenzionale privo di un reale significato stratigrafico.

Nei settori indagati della Piattaforma di Trento e Friulana, i Calcari Grigi poggiano sulla Dolomia Principale attraverso un limite non facilmente individuabile e verosimilmente diacrono (BOSELLINI & HARDIE, 1988), in quanto condizionato dalla dolomitizzazione tardiva, talora molto intensa ed irregolare, che generalmente interessa entrambe le unità. Di conseguenza, il riconoscimento di significativi *marker* biostratigrafici è piuttosto complicato, in particolare quello del foraminifero *Triasina hantkeni*, la cui scomparsa normalmente segna il passaggio tra il Triassico sup. e il Giurassico inf. (MASETTI et al., 1985; HARDIE et al., 1986). Inoltre, esiste una notevole affinità tra la tematica deposizionale della Fm. di M. Zugna e della Dolomia Principale. In BARBIERI & GRANDESSO (2007) la base dell'unità di Zugna viene posta indicativamente tra il ciclo peritidale più alto della Dolomia Principale e quello più basso subtidale della Fm. di M. Zugna.

In corrispondenza del margine occidentale della Piattaforma di Trento, i Calcari Grigi poggiano sul Calcare di Zu (Retico) mentre nel settore delle Dolomiti come in altri della Piattaforma Friulana, sul Calcare del Dachstein (Retico).

Il tetto dei Calcari Grigi nella Piattaforma di Trento coincide con una superficie di *unconformity* corrispondente ad una lacuna stratigrafica che si allarga da occidente verso oriente (MASETTI et al., 1998) e a cui si sovrappongono unità diverse. Nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento (MASETTI et al., 2012), in cui il Gruppo dei Calcari Grigi è caratterizzato dalla presenza della formazione pliensbachiana di Rotzo, sopra l'*unconformity* poggia la Fm. di Tenno a cui seguono l'Oolite di San Vigilio (Toarciano – Aaleniano) e il Rosso Ammonitico Inferiore (Bajociano sup. – Calloviano inf.), corrispondente al Mb. inferiore del Rosso Ammonitico Veronese.

Nel settore nord-orientale della medesima unità paleogeografica, caratterizzato dall'assenza della Fm. di Rotzo, (MASETTI et al., 2012) all'*unconformity* si sovrappongono, salvo alcune eccezioni (BARBIERI & GRANDESSO, 2007), le facies di annegamento dell'Encrinite di Fanes Piccola (Pliensbachiano sup.) oppure direttamente quelle bacinali del Rosso Ammonitico Inferiore (MASETTI & BOTTONI, 1978; ROMANO et al., 2005).

Nella Piattaforma Friulana, in cui analogamente al settore nord-orientale della Piattaforma di Trento la Fm. di Rotzo non affiora, sulla superficie di *unconformity* che tronca il tetto dei Calcari Grigi segue (CARULLI et al., 2000) l'Encrinite di Fanes Piccola oppure, quando assente, direttamente il Calcare del Vajont (tardo Bajociano – Bathoniano).

3.3.1 - Formazione di Monte Zugna

La Formazione di Monte Zugna è presente sia nella Piattaforma di Trento che nella porzione affiorante della Piattaforma Friulana (nel sottosuolo, accessibile tramite dati di pozzo, l'unità appare non differenziata). Nella parte nord-occidentale della Piattaforma di Trento e in quella Friulana, come esemplificato rispettivamente dalle sezioni di Foza e del M. Cumieli, la Fm. di M. Zugna rappresenta da sola l'intero Gruppo dei Calcari Grigi.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Nella formazione si possono generalmente distinguere due litofacies (CLAPS, 1993; LODI, 1994): una subtidale (parte inferiore) ed un'altra peritidale (parte superiore).

La litofacies subtidale è la più tipica e diffusa della Fm. di Monte Zugna. È ben rappresentata dalla sezione di Foza in cui si osserva la caratteristica tematica ciclica che si esprime in cicli di facies metrici e submetrici (CLAPS, 1993; MASETTI et al., 1998). Consiste in calcari prevalentemente micritici oppure oolitico-bioclastici.

La litofacies peritidale è caratterizzata da classici cicli peritidali *shallowing upward* a scala metrica. Per ogni ciclo si può distinguere un intervallo inferiore subtidale, micritico e bioturbato, la cui base coincide con un *lag* trasgressivo caratterizzato da una brecciolina a clasti piatti, provenienti dalla rielaborazione dell'intervallo stromatolitico presente al tetto del ciclo sottostante. All'intervallo subtidale ne segue verso l'alto un altro inter-sopratidale, caratterizzato da lamine stromatolitiche e strutture tipiche delle piane sopratidali, tra cui *mud-cracks* e *bird-eyes* (MASETTI et al., 1998).

Secondo CLAPS (1993) e nell'ambito della Piattaforma di Trento, la litofacies peritidale si assottiglia da occidente verso oriente a favore di quella subtidale.

Limiti stratigrafici

Con particolare riferimento ai settori esaminati, la Fm. di M. Zugna poggia sempre sulla Dolomia Principale. Nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento, l'unità è limitata al tetto dal Calcare oolitico di Loppio. Nel settore nord-orientale della medesima unità paleogeografica e nella Piattaforma Friulana, ovvero laddove la Fm. di M. Zugna rappresenta l'intero Gruppo dei Calcari Grigi, il tetto coincide invece con una superficie di *unconformity* al di sopra della quale poggia l'Encrinite di Fanes Piccola. In assenza di quest'ultima unità, sulla superficie si sovrappone direttamente il Rosso Ammonitico Inferiore (Piattaforma di Trento), il Calcare del Vajont o unità più giovani come il Biancone (Piattaforma Friulana; CARULLI et al., 2000).

Spessore

Nell'ambito della Piattaforma di Trento, lo spessore dell'unità varia da un minimo di 50-150 m, misurati nella parte centrale (BOSELLINI et al., 1981a) ed orientale, ad un massimo di 350 m, corrispondenti alla porzione più occidentale (CASTELLARIN & SARTORI, 1973).

Nella Piattaforma Friulana il Gruppo dei Calcari Grigi è rappresentato esclusivamente dalla Fm. di M. Zugna (MASETTI et al., 2012). Con riferimento a CARULLI et al., (2000), quando ancora queste unità non erano state formalizzate e si parlava genericamente di formazione dei Calcari Grigi, per le zone interne viene riportata una potenza che si aggira attorno ai 200 m ma che può raggiungere valori minimi di 50 m circa (M. Flagel); per le zone di margine maggiormente subsidenti gli spessori possono invece superare i 600 m.

Fossili

Tra i macrofossili sono presenti, in particolare nella litofacies peritidale, concentrazioni di bivalvi del genere *Gervilla buchi*, piccoli gasteropodi, coralli e resti di echinodermi. Nella medesima litofacies, in diversi settori della Piattaforma di Trento sono segnalate frequenti orme di dinosauri. Tra i microfossili sono comuni i foraminiferi agglutinanti (Textularidi e Ataxfragmidi) e Valvulinidi. Meno frequenti gli esemplari di Trocholine e Lituolidi. Generalmente nella parte alta compare *Paleomayncina termieri*, in associazione con *Lituosepta sp.*, *Amijiella amiji* e *Agerella martana*. Frequenti i frammenti di Alghe verdi Dasycladali (*Palaodasyclus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrosphera liasina*, *Tersella alpina*) e codiacee (*Cayeuxia*) e di *Thaumatoporella* spp. Presente anche *Aeolisaccus dunningtoni* (CARULLI et al., 2000; AVANZINI et al., 2007; BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

Età

Hettangiano – Sinemuriano inf. sulla base delle associazioni microfossilifere presenti (BARATTOLO & ROMANO, 2005; ROMANO et al., 2005). In modo analogo, viene anche attribuita più genericamente all'Hettangiano – Sinemuriano p.p. (FUGAGNOLI, 2004)

Ambiente deposizionale

Successione di piattaforma carbonatica di tipo peritidale (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1972).

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento e Piattaforma Friulana

3.3.2 - Calcare oolitico di Loppio

L'unità ricopre gran parte della Piattaforma di Trento mentre manca in quella Friulana, dove affiora esclusivamente la Fm. di M. Zugna (MASETTI et al., 2012). Con riferimento alla Piattaforma Friulana, in questo lavoro si desidera segnalare l'esistenza, nella porzione sommitale della sezione del M. Cumieli (Gemona del Friuli), di un corpo stratificato di 28 m le cui caratteristiche sedimentologiche e litologiche richiamano quelle del Calcare oolitico di Loppio, ipotesi non considerata in lavori precedenti (PERNARCIC, 2000; 2002; MASETTI et al., 2012). Il Calcare oolitico di Loppio presenta una buona resistenza agli agenti atmosferici e di conseguenza si presenta sottoforma di un cornicione suddiviso in banchi massici che sostengono la più dolce morfologia impostata sulla sovrastante e più erodibile, in quanto in parte marnosa, Fm. di Rotzo.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Si tratta di una successione monotona di calcareniti oolitiche organizzate in banchi generalmente metrici. Le strutture sedimentarie sono normalmente e sorprendentemente scarse, talora si riconoscono stratificazioni incrociate bisensoriali (MASETTI et al., 1998). La sorpresa è dovuta al fatto che pare lecito aspettarsi che una barra oolitica registri una abbondante presenza di strutture trattive. Dal punto di vista tessiturale corrispondono a *grainstone* e *packstone* contenenti prevalenti ooidi e peloidi e subordinati bioclasti, oncoidi e intraclasti. Gli ooidi sono privi di struttura microcristallina, si presentano per lo più micritici con involucri corticali mal distinguibili.

Limiti stratigrafici

Il limite inferiore con la Fm. di M. Zugna è generalmente transizionale e rapido, definito da un aumento della frequenza e degli spessori degli strati oolitici a discapito di quelli micritici (BARBIERI & GRANDESSO, 2007). Il limite superiore con la Fm. di Rotzo (Calcare oolitico di Massone nel margine occidentale della Piattaforma di Trento) viene posto (BARBIERI & GRANDESSO, 2007) lì dove le litofacies calcareo-marnose (CLAPS, 1993; MASETTI et al., 1998) che caratterizzano la parte inferiore di quest'ultima unità si alternano alle calcareniti oolitiche del Calcare oolitico di Loppio.

Spessore

L'unità ha la forma di un prisma il cui spessore diminuisce da Ovest verso Est (MASETTI et al., 1998). La potenza massima è di 200 m, raggiunti dalla sezione di Santa Massenza, nella Valle del Sarca (BOSELLINI et al., 1981a). Lo spessore minore lo si misura nell'Altopiano dei Sette Comuni ed è pari a 30-40 m; l'unità è assente per lacuna proseguendo verso oriente. In posizione intermedia, in corrispondenza del Gruppo del M. Baldo, la potenza è di 150 m (MASETTI et al., 1998).

Fossili

Il contenuto fossilifero è piuttosto scarso. Tra i macrofossili si segnalano rari molluschi, echinoidi, poriferi e coralli. Tra i microfossili si riconoscono Textularidi, Nodosaridi, Miliolidi e rari esemplari di Lituolidi (*Paleomaynicina termieri* e *Lituosepta*) associati ad Alghe Dasycladali (*Palaodasyclus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrosphera liasina*, *Tersella alpina*) e Solenoporacee (*Solenopora* cf., *liasina*).

Età

Sinemuriano medio-superiore, sulla base delle associazioni microfossilifere presenti (BARATTOLO & ROMANO, 2005; ROMANO et al. 2005). In modo analogo, viene anche attribuita più genericamente al Sinemuriano p.p. (FUGAGNOLI, 2004)

Il rinvenimento del foraminifero *Lituosepta* negli affioramenti orientali della Piattaforma di Trento hanno permesso di ipotizzare (MASETTI et al., 1998) che l'età del Calcare oolitico di Loppio diminuisca da Ovest verso Est.

Ambiente deposizionale

Formatasi in ambiente subtidale ad elevata energia, l'unità rappresenta corpi oolitici marginali che racchiudevano un ambiente lagunare (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1972) o di rampa-laguna (MASETTI et al., 1998) corrispondente alla Fm. di Rotzo.

La sua sovrapposizione alla Fm. di M. Zugna corrisponde ad un approfondimento ambientale generalizzato registrato dal dominio tetideo (BOSELLINI et al., 1981a). MASETTI et al. (1998) interpretano questa unità come la registrazione di una trasgressione che, procedendo dal Bacino Lombardo verso oriente, ricopre l'intera Piattaforma di Trento con un corpo oolitico.

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento.

3.3.3 - Formazione di Rotzo

Formalizzata da BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971) è certamente l'unità più nota del Gruppo dei Calcari Grigi, soprattutto per il suo ricco contenuto faunistico e floristico.

In base alla presenza o all'assenza della Fm. di Rotzo (MASETTI et al., 2012), la Piattaforma di Trento può essere distinta rispettivamente nel settore centro-occidentale e in quello nord-orientale. Nella parte più occidentale della Piattaforma di Trento (Val d'Adige e Massiccio del M. Baldo), l'unità stratigrafica è lateralmente sostituita dal Calcarea oolitico di Massone. Nel settore affiorante della Piattaforma Friulana la Fm. di Rotzo è assente.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Come descritto in MASETTI et al. (1998), la formazione è caratterizzata da sequenze di facies *coarsening e thickening upward* subtidali dal caratteristico profilo asimmetrico. In tali cicli si possono riconoscere tre litofacies diverse, di seguito elencate dal basso verso l'alto:

- alternanze calcareo-marnose organizzate in strati decimetrici (*packstone-wackestone* grigi a peloidi, intraclasti e bioclasti alternati a marne e calcari marnosi di colore grigio o verdastro). In prossimità del limite inferiore della formazione questa litofacies può presentare un elevato contenuto in sostanza organica sicché ai calcari-marnosi si intercalano talora *black shales* laminati.

- calcareniti in strati spessi (*packstone* grigio scuri peloidali in strati di circa 50 cm; *packstone-grainstone* nocciola a peloidi, oncoidi, intraclasti e bioclasti in strati spessi da 50 a 150 cm; *grainstone* biancastri ad ooidi ben selezionati organizzati in strati di 1-1,5 m) in cui si possono osservare strutture trattive.

- banchi a "*Lithiotis*", ovvero corpi sedimentari di spessore metrico, tabulari o lenticolari (*mound*), a grandi bivalvi coloniali di generi diversi (BROGLIO LORIGA & NERI, 1976). Oltre ai banchi, predominanti nella parte alta dell'unità, sono anche presenti calcareniti (*packstone-grainstone* oolitico-bioclastici) in strati medi e spessi, talora con stratificazioni incrociate.

Ogni sequenza è generata dalla sovrapposizione dei banchi a *Lithiotis* o delle calcareniti in strati spessi alle alternanze calcareo-marnose, sempre presenti alla base. Più in particolare, considerando la variabilità del tetto ciclo che può esser rappresentato sia da calcareniti che da banchi a "*Lithiotis*", MASETTI et al. (1998) hanno distinto quattro tipi di sequenze (potenti tra 1 e 6 m). Considerato che la messa in posto di questi cicli asimmetrici presupponeva la progradazione frontale di corpi sabbiosi o la presenza di

banchi a “*Lithiotis* che si spostavano lateralmente al di sopra di fondali meno profondi, gli AUTORI appena citati concludono che l’ambiente deposizionale della Fm. di Rotzo, corrispondente ad una laguna che si estendeva all’interno della Piattaforma di Trento, dovesse prevedere gradienti topografici diversi.

Limiti stratigrafici

Nel settore centro-occidentale (MASETTI et al., 2012), il tetto della Fm. di Rotzo coincide con quello del Gruppo dei Calcari Grigi ed è rappresentato da una superficie di *unconformity* corrispondente ad un lacuna stratigrafica che aumenta da Ovest verso Est (MASETTI et al., 1998). Al di sopra, poggia la Fm. di Tenno quando presente o direttamente l’Oolite di San Vigilio (Toarciano – Aaleniano). Segue quindi il Rosso Ammonitico Inferiore (Bajociano sup. – Calloviano inf.).

Spessore

Lo spessore dell’unità diminuisce da occidente verso oriente. Raggiunge la potenza di circa 250 m nel Gruppo del M. Pasubio e si riduce fino ad annullarsi nell’Altopiano di Asiago (MASETTI et al., 2012). La formazione è assente nella porzione affiorante della Piattaforma Friulana.

Fossili

Tra i macrofossili, i bivalvi della facies a “*Lithiotis*” (BROGLIO LORIGA & NERI, 1976) che caratterizzano la parte alta della formazione è certamente la più tipica e conosciuta. Oltre ai già menzionati *Lithiotis*, essa comprende anche altri generi quali *Cochlerites*, *Gervillioperna*, *Lithioperna*, *Mytiloperna* e *Pseudopachymytilus*. Associazioni oligotipiche a piccoli bivalvi del genere *Eomiodon* si rinvennero frequentemente nei *black shales* talora presenti a base ciclo (BASSI et al., 1999).

Frequenti le concentrazioni di gasteropodi turricolati *Aptixiella* e di brachiopodi *Lychnothyris rotzoana*. Diffusi i poriferi del genere *Chaetetes*, presenti anche echinodermi e coralli. Anche il contenuto floristico continentale è degno di nota (DE ZIGNO, 1856; 1885).

Molto abbondanti i Foraminiferi (*Orbitopsella* spp., *Glomospira* spp., *Planiinvoluta* spp., *Lituosepta recoarensis*, *Lituosepta compressa*, *Dutaxis metula*, *Bosniella oenensis*, *Haurania deserta*, *Amijiella amiji*, *Paleomayncina temieri*) e le associate Alghe Dasycladali (*Palaeodasycladus* spp., *Sestrospahera liasina*) ed incrostanti (*Thaumatoporella parvovesiculifera*).

Età

Pliensbachiano p.p., sulla base delle associazioni microfossilifere presenti (BARATTOLO & ROMANO, 2005; ROMANO et al. 2005). Analogamente, viene anche attribuita al Sinemuriano sup. – Pliensbachiano sup. (FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004). L'unità è stata recentemente riferita al Pliensbachiano sup. (POSENATO & MASETTI, 2012).

Ambiente deposizionale

L'unità è associata ad una laguna racchiusa da complessi oolitici marginali corrispondenti al Calcarea oolitico di Loppio (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1972) o di rampa-laguna (MASETTI et al., 1998) caratterizzata da un approfondimento graduale da occidente verso oriente.

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento

3.3.4 - Calcarea oolitico di Massone

L'unità affiora esclusivamente nella parte occidentale della Piattaforma di Trento, dove sostituisce lateralmente parte della Fm. di Rotzo (M. Lessini, Val d'Adige, Altipiani Trentini).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Consiste in strati decimetrici e banchi metrici di calcareniti (*packstone-grainstone*) grigio chiare fino a biancastre contenenti ooidi a struttura concentrica e involucri corticali diffusamente micritizzati, oncoidi e bioclasti, generalmente subordinati ai grani rivestiti. Talora nella parte inferiore sono presenti frammenti di bivalvi rimaneggiati della facies a "*Lithiotis*".

Limiti

L'unità è eteropica rispetto alla Fm. di Rotzo. Il limite inferiore con questa unità è netto (CASTELLARIN et al., 2005a; CASTELLARIN et al., 2005b) mentre quello superiore coincide con una superficie di *unconformity* al di sopra della quale si sovrappone la Fm. di Tenno o direttamente l'Oolite di San Vigilio.

Spessore

Lo spessore dell'unità diminuisce da Ovest verso Est fino ad annullarsi. A Madonna della Corona (Val d'Adige) raggiunge lo spessore di 300 m, si riduce invece a qualche decina di metri nel Gruppo del M. Pasubio.

Fossili

I macrofossili sono i resti fossili meno frequenti. Nella parte inferiore sono presenti bivalvi frammentati e rimaneggiati della facies a “*Lithiotis*”. Nell’unità in genere si segnalano anche gasteropodi turricolati *Aptixiella*, brachiopodi, coralli, echinodermi.

I Foraminiferi sono rappresentati principalmente da *Lituosepta compressa*, *Glomospira* sp. e *Agerella martana* mentre le Alghe da *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Cayeuxia* sp., *Solenopera* sp. e *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

Età

Pliensbachiano sup. (Domeriano), sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici presenti (FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004)

Ambiente deposizionale

Ambiente subtidale ad elevata energia. L’unità corrisponde agli accumuli sabbiosi litorali che racchiudevano i sedimenti più interni della Piattaforma di Trento (MASETTI et al., 1998).

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento

3.4 - Calcari a *Palaeodasycladus*

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

L’unità formazionale dei Calcari a *Palaeodasycladus* (CATENACCI et al., 1964; PETTI, 2007 *cum bibl.*) consiste in una successione monotona di calcari e calcari oolitici prevalentemente fangosostenuti di colore grigio, nocciola o biancastro. Gli strati sono generalmente ben definiti ed hanno spessore di norma compreso tra i 30 e gli 80 cm, sebbene possa variare da pochi centimetri fino a due metri circa. Intercalazioni metriche di dolomie cristalline grigie o bianche, talora laminate, sono spesso presenti nella parte centrale e soprattutto bassa della formazione (PAPPONE et al., 2009). Tra i componenti allochimici prevalgono oncoidi, ooidi e bioclasti. Si riconoscono inoltre lamine stromatolitiche e frequenti strutture da disseccamento planari (*sheet cracks*) e irregolari.

Nella parte sommitale della formazione si incontra generalmente il Membro a *Lithiotis*. La monotonia della successione viene meno, in quanto ai litotipi calcarei si intercalano frequenti livelli di marne argillose grigio-verdastre, corrispondenti verosimilmente a episodi di periodica emersione (SANTACROCE et al., in stampa); inoltre sono frequentemente presenti i caratteristici livelli a “*Lithiotis*” (DE CASTRO, 1962), ovvero accumuli di bivalvi di grosse dimensioni, talora

fino a 40 cm (PAPPONE et al., 2009), in posizione di vita o rimaneggiati, il cui modo di presentarsi in campagna (SCARSELLA, 1961) è molto simile a quelli della litofacies a “*Lithiotis*” della Fm. di Rotzo, nel Sudalpino orientale (BROGLIO LORIGA & NERI, 1976).

Limiti stratigrafici

Nella zona presa in esame (Valico di Chiunzi, nei Monti Lattari) i Calcari a *Palaeodasycladus* poggiano sulla Dolomia Superiore (Norico – Retico p.p.), sebbene la dolomitizzazione di origine tardiva renda talora problematica la loro distinzione. Verosimilmente il limite inferiore può esser posto in corrispondenza della scomparsa dei caratteristici livelli rossi di emersione ascrivibili all’intervallo Retico – Hettangiano (com. pers. di IANNICE contenuta in PETTI, 2007). Superiormente l’unità è limitata dai “Calcari oolitici e oncolitici” (Giurassico medio p.p.); lateralmente, il Membro a *Lithiotis* passa alle unità dei “Calcari e dolomie con selce dei M. Mai” e delle “Dolomie massive dei Quarani” (PAPPONE et al., 2009).

Spessore

Generalmente, la formazione dei Calcari a *Palaeodasycladus* raggiungono una potenza di 300 - 350 m (PAPPONE et al., 2009; PERRONE, in stampa), fino ad un massimo di 750 m (SANTACROCE et al., in stampa). Lo spessore del Membro a *Lithiotis* varia da 0 a 80 m (PAPPONE et al., 2009), mediamente è di 40-50 metri (CENTAMORE et al., in stampa; PAPPONE et al., 2009).

Fossili

Con particolare riferimento a PAPPONE et al. (2009), nella parte sommitale della formazione sono frequenti gli accumuli di grossi lamellibranchi appartenenti alla facies a “*Lithiotis*” (*sensu* SCARSELLA, 1961) tra cui *Megalodon*, *Ostrea*, *Opisoma*, *Isognomon*, *Pinna*, *Lithiotis problematica* (DE CASTRO, 1962). Sono inoltre presenti piccoli gasteropodi, brachipodi, coralli isolati e radioli di echinidi.

Caratteristica e molto diffusa in tutta l’unità stratigrafica è la presenza dell’alga dasicladale *Palaeodasycladus mediterraneus*, da cui prende il nome la formazione stessa. Tra le alghe sono presenti anche *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Rivularia piae*, *Cayeuxia* sp. ed oogoni di carofite. I foraminiferi sono rappresentati da *Paleomayncina termieri*, *Lituosepta recoarensis*, *Orbitopsella praecursor*, *Haurania deserta*, *Glomospira* sp., *Endothyridae*, *Amijiella amiji*, *Siphovalvulina variabilis*, *Duotaxis metula*, *Aeolisaccus dunningtoni*, Valvulinidi sifonati, Textularidi, Ammodiscidi. Sono anche presenti rari

ostracodi. Le specie *Cayeuxia* sp., *Paleomayncina termieri*, *Lituosepta recoarensis* e *Orbitopsella praecursor* non si rinvencono più a partire dai primi strati del membro a *Lithiotis* (PAPPONE et al., 2009).

Età

Hettangiano p.p. – Toarciano p.p. sulla base delle associazioni microfossilifere (DE CASTRO, 1991).

Ambiente deposizionale

Subambienti di piattaforma carbonatica variabili da laguna interna a piana tidale con frequenti emersioni (CENTAMORE & DRAMIS, 2010).

Dominio paleogeografico

Piattaforma carbonatica Campano-Lucana e Piattaforma carbonatica Laziale-Abbruzzese

3.5 - Formazione di Soverzene

La Formazione di Soverzene (BOSELLINI e COLLABORATORI, 1973; BOSELLINI et al., 1981; DELFRATI et al., 2000 *cum bibl.*) è ottimamente esposta nello strato tipo ubicato nella Valle del Piave. In questa area la formazione si presenta come una monotona successione essenzialmente fangosostenuta, caratterizzata da prevalenti dolomicriti e subordinate micriti grigie e brune selcifere, in strati tabulari di spessore compreso tra i 20 e i 40 cm a cui si intercalano sottili interstrati marnosi (MASETTI & BIANCHIN, 1987; MASETTI et al., in stampa b). Alle micriti si alternano talora calcareniti ad ooliti e peloidi di origine torbidityca (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

In questo lavoro di tesi la Fm. di Soverzene è stata campionata nella sezione stratigrafica del M. Verzegnis (Prealpi Carniche), in quanto magnificamente esposta e in minima parte dolomitizzata. La successione ricade nel Foglio 049 – Gemona del Friuli (ZANFERRARI et al., in stampa) nel quale la classica facies di Soverzene sopra descritta viene indicata (MASETTI et al., in stampa b) come *unità micritico-selcifera*, sebbene questa si differenzi dallo strato tipo per essere in prevalenza calcarea; solo la porzione più occidentale delle Prealpi Carniche si presenta nella sua tipica facies dolomitica (CARULLI et al., 2000). L'*unità micritico-selcifera* consiste in *mudstone-wackestone* e talora *packstone* fini a peloidi e rari bioclasti grigio bruni, in strati spessi da 5-10 cm a 30-40 cm caratterizzati da giunti ondulati tra i quali si intercalano sottili livelli marnosi, generalmente più frequenti nella parte alta; abbondante è la presenza di noduli talora decimetrici e livelli lenticolari di

selce grigia o nera spessi mediamente 15-20 cm (MASETTI et al., in stampa b). Al M. Verzegnis, questa componente è fortemente presente nella parte sommitale dell'unità, tanto da prevalere talvolta su quella calcarea.

Rispetto alla sezione tipo di Soverzene, nel Foglio Gemona del Friuli viene inoltre distinta un'unità *micritico-calcarenitica*, inizialmente eteropica e poi sovrapposta a quella micritica selcifera. Consiste generalmente in micriti (*wackestone*) e subordinate calcareniti (*packstone*) spesso oolitiche, di colore nocciola, prive di selce, in strati da spessi a molto spessi (MASETTI et al., in stampa b). Al M. Verzegnis, dove questa unità costituisce la parte sommitale della formazione ed è potente grossomodo 20 m, sulle micriti prevalgono le calcareniti (*packstone* e *grainstone*) a peloidi e bioclasti, in strati di spessore compreso tra i 50 cm e oltre 1 m al cui interno si possono osservare stratificazioni incrociate tabulari.

Limiti stratigrafici

Per quanto concerne il settore indagato (Gruppo del M. Verzegnis), la Fm. di Soverzene poggia sull'unità peritidale del Calcarea del Dachstein (Retico) mentre il tetto coincide con una superficie di *unconformity* a cui segue l'Encrinite del M. Verzegnis.

In altri settori, la base della successione poggia invece sul tetto di altre unità di piattaforma (Dolomia Principale; Fm. di M. Zugna, Gruppo dei Calcari Grigi) o di bacino (Calcarea di Chiampomano). Superiormente passa invece alla Fm. di Igne o, per troncatura erosiva, direttamente al Calcarea del Vajont.

Spessori

La Fm. di Soverzene ha una potenza piuttosto variabile probabilmente controllata dalla tettonica distensiva differenziata che agiva nel Giurassico inferiore. L'unità raggiunge spessori generalmente compresi tra i 200 e gli 800 m (BOSELLINI et al., 1981a; MASETTI & BIANCHIN, 1987). Nel settore indagato (M. Verzegnis) misura circa 220 m.

Fossili

La microfauna consiste essenzialmente in Foraminiferi, più rari nell'unità micritico selcifera, tra i quali *Involutina liassica*, *Lenticulina* sp., *Agerella martana*, ?*Glomospira* sp., ?*Meandroevoluta asiagoensis*, *Aeolisaccus dunningtoni*, Nodosaridi e Ataxophragmidi, radiolari, lamellibranchi pelagici, spicule di spugna; presenti anche ostracodi.

Il contenuto macrofossilifero è rappresentato da gasteropodi, crinoidi, ammoniti (tra cui il genere *Arnioceras*) e rari rostri di belemniti, questi ultimi presenti quasi esclusivamente

nella parte sommitale dell'unità micritico-calcarenitica della formazione affiorante al M. Verzegnis.

Età

Hettangiano – Pliensbachiano inf. (Carixiano) su base bio e litostratigrafica (MASETTI et al., in stampa b). Nelle dolomiti bellunesi (Gruppo dello Schiara; MASETTI & BIANCHIN, 1987) un orizzonte ad ammoniti e belemniti del genere *Aulacoceras* (zona a *Margaritatus*, subzona a *Subnodosus*) ha permesso di attribuire il limite superiore al Domeriano (JENKYNs et al., 1985). Per quanto concerne il settore indagato (Gruppo del M. Verzegnis) non è stato possibile determinare il genere dei belemniti. Un'ammonite del genere *Arnioceras* (prof. Federico Venturi, com. pers.) rinvenuta grossomodo venti metri al di sotto dell'unità micritico-calcarenitica, ha permesso di attribuire l'intervallo stratigrafico contenente la menzionata forma al passaggio tra il Sinemuriano inf. (zona a *Semicostatum*; zona *Turneri*) e il Sinemuriano sup. (zona a *Obtusum*; DOMMERGUES et al., 1994).

Ambiente deposizionale

Ambiente di scarpata e bacino.

La facies classica della Fm. di Soverzene, ovvero l'unità *micritico-selcifera*, deriva dall'accumulo di fanghi di peripiattaforma (*peri-platform ooze*) avvenuto sul fondo del bacino e sulla scarpata distale. L'unità micritico-calcarenitica si depositava nella porzione prossimale e intermedia della scarpata e testimonia condizioni di mare relativamente meno profondo (MASETTI & BIANCHIN, 1987; MASETTI et al., in stampa b).

Con riferimento al Foglio Gemona del Friuli, la sovrapposizione dell'unità micritico-calcarenitica sui depositi di mare basso, rappresenta l'annegamento delle corrispondenti piattaforme carbonatiche sottostanti mentre la successiva deposizione dell'unità micritico selcifera definisce un ulteriore approfondimento ambientale. La sovrapposizione dell'unità micritico-calcarenitica su quella micritico selcifera, corrisponde invece ad una diminuzione della profondità, connessa verosimilmente ad una fase progradazionale delle vicine piattaforme (MASETTI et al., in stampa b).

Dominio paleogeografico

Bacino di Belluno e Bacino Carnico-Sloveno.

3.6 - Encrinite del Monte Verzegnis

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

La formazione dell'Encrinite del M. Verzegnis è una unità informale utilizzata per la prima volta da CARULLI et al. (2000) per definire una successione costituita da encriniti e calcari nodulari affiorante in diversi settori delle Prealpi Carniche compresa tra la Fm. di Soverzene e il Calcare del Vajont.

Riferendosi in modo particolare al gruppo del M. Verzegnis, laddove l'unità è magnificamente esposta e presso cui affiora anche l'omonima sezione stratigrafica considerata in questo studio, CARULLI et al. (2000) e PIANO & CARULLI (2002) distinguono una parte inferiore essenzialmente encrinetica (Encriniti), con base marcata dalla netta scomparsa della selce che caratterizza la Fm. di Soverzene e da strati più spessi a grana medio-grossa, ed una parte superiore in facies di rosso ammonitico nodulare (Strati a *Posidonia alpina*) passante al Calcare del Vajont.

Si desidera evidenziare come la porzione inferiore (Encriniti) coincida, nell'ambito di questo lavoro, con l'unità micritico-calcarenitica della Fm. di Soverzene (descritta nelle pagine precedenti) e come la stessa non sia stata in tal senso interpretata da CARULLI et al. (2000) e PIANO & CARULLI (2002). Riteniamo che il limite inferiore delle Encriniti del M. Verzegnis debba esser posto più in alto, al tetto dell'unità micritico-calcarenitica della Fm. di Soverzene, individuato da una *unconformity* in corrispondenza della quale si riscontra un graduale cambiamento cromatico, da grigio verso rosa o rosso più o meno intenso. Il limite inferiore così ricalibrato coinciderebbe, con buona approssimazione, con la base dell'unità superiore (Strati a *Posidonia alpina*) di CARULLI et al. (2000).

Secondo le nostre osservazioni, al M. Verzegnis l'omonima formazione encrinetica consiste in strati di circa un metro di prevalenti *wackestone* nodulari con tromboliti, in facies di Rosso Ammonitico Inferiore, di colore rossiccio che sfuma lateralmente al grigio-rosato, contenenti echinodermi e lamellibranchi pelagici; ad essi si alternano *weackestone-packstone*, *packstone* e *grainstone* a medesimo contenuto bioclastico, di colore rosso più o meno intenso, con laminazioni parallele e incrociate, in strati spessi generalmente tra i 30 e 60 cm. Il rapporto calcari nodulari in facies di Rosso Ammonitico/encriniti è estremamente variabile, verosimilmente legato all'interazione tra le fasi di progradazione di *sand-waves* encritiche e la deposizione delle facies condensate di Rosso Ammonitico nelle aree di interbarra. Nella parte basale dell'unità sono inoltre presenti concentrazioni ferro-manganesifere che definiscono noduli o livelli lentiformi spessi fino a 20 cm circa, interpretati da CARULLI et al. (2000) e PIANO & CARULLI (2002) come *hardground*.

L'orientazione di alcuni di questi livelli mineralizzati, discordante rispetto alla stratificazione, suggeriscono anche una loro possibile origine diagenetica. Nel risalire la successione si osservano invece piccoli filoni, con sviluppo inizialmente subverticale e poi laterale, riempiti da sedimento proveniente dai livelli soprastanti.

La colorazione rossastra che caratterizza la formazione non costituisce sempre un suo carattere distintivo, si ritiene infatti che la colorazione sia legata a processi diagenetici secondari. All'interno di uno stesso strato si possono perciò osservare variazioni sia verticali che laterali non solo di tonalità, ma anche di tinta con passaggi più o meno graduali da grigio chiaro a rosso mattone (PIANO, 1997).

Limiti stratigrafici

L'Encrinite del M. Verzegnis poggia sulla Fm. di Soverzene; al tetto è invece ricoperta dal Calcarea del Vajont, talora con contatto disconforme.

Con particolare riferimento al M. Verzegnis si precisa che, diversamente da CARULLI et al. (2000) e PIANO & CARULLI (2002), il limite inferiore è posto al tetto dell'unità micritico-calcarenitica della Fm. di Soverzene; tale unità coincide con la parte inferiore dell'Encrinite del M. Verzegnis definita dagli stessi AUTORI poc'anzi citati.

Spessore

CARULLI et al. (2000) riportano spessori complessivi compresi tra circa 10 m e 50 m; sebbene, in virtù della diversa definizione del limite inferiore dell'unità, questi valori non possano esser considerarsi veritieri, è ragionevole supporre che l'Encrinite del M. Verzegnis non superi comunque il valore massimo da loro riportato. Al M. Verzegnis l'unità, con limite inferiore ridefinito è di circa 20 m.

Fossili

Il contenuto macrofossilifero consiste essenzialmente in Ammoniti di solito mal conservate e rostri di belemnite. I microfossili generalmente sempre presenti sono rappresentati da piastrine di crinoidi, lamellibranchi pelagici (*Posidonia alpina*), Nodosaridi (tra cui *Nodosaria* sp. e *Lenticulina* sp.), radiolari e protoconche di ammoniti. PIANO e CARULLI (2002) riscontrano nelle calcareniti la presenza anche di *Vidalina martana* (= *Agerella martana*), *Glomospira* sp., Textularidi, *Thaumatoporella* sp., *Orbitopsella* sp. e Protoglobigerinoidi.

Età

Pur riconoscendone i caratteri condensati e lacunosi, la parte superiore (Strati a *Posidonia alpina*) viene riferita da PIANO (1997) al Toarciano – Bajociano a seguito del rinvenimento, a circa 2/3 della successione, dell'ammonite toarciana *Lytoceras cereis* e, al tetto, del foraminifero planctonico *Globuligerina oxfordiana*.

Si ritiene che l'Encrinite del M. Verzegnis presenti diversi caratteri litologici e sedimentologici (tra cui la nodularità e le tromboliti) affini a quelli del Rosso Ammonitico Inferiore affiorante nell'Altopiano di Asiago e nei M. Lessini, zone presso cui l'unità appena citata è riferita al Bajociano sommitale – Calloviano inf. Tuttavia il Calcare di Campotorondo, un litosoma presente nell'area bellunese alla base del Rosso Ammonitico Inferiore (DELLA BRUNA & MARTIRE, 1984), virtualmente indistinguibile da quest'ultimo in termini di litofacies e considerato membro di significato locale del Rosso Ammonitico Veronese, ha un'età sensibilmente diversa, riferibile all'Aaleniano inf. – Bathoniano inf. (MARTIRE, 2007).

Ammoniti del Bajociano inf. rinvenute all'interno dell'Encrinite del M. Verzegnis, ovvero *Teloceras* cf. *triptolemus* (Buskman) e *Holophylloceras* sp., permettono di proporre come ipotesi di lavoro che l'unità in questione abbia una distribuzione cronostratigrafica simile a quella del Calcare di Campotorondo, conseguentemente il limite inferiore dell'Encrinite del M. Verzegnis potrebbe esser ulteriormente "invecchiato" e riferito all'Aaleniano inf. mentre quello superiore "ringiovanito" e attribuito al Bathoniano inf.

Ambiente deposizionale

Ambiente di *plateau* spazzato da correnti e caratterizzato da una sedimentazione condensata e lacunosa. *Sand-waves* costituite da sedimento prevalentemente encrinítico, prodotto da praterie a crinoidi insediatesi nei settori anegati di piattaforma, erano modellate da correnti tidali bisensoriali e messe in posto in tempi geologicamente brevi. Livelli condensati in facies di Rosso Ammonitico si depositavano invece, con tassi minimi di sedimentazione, nelle aree di interbarra per poi venir ricoperte dalle encriniti durante le brevi fasi progradazionali delle *sand-waves*, istantanee se considerate alla scala temporale geologica. È opportuno evidenziare che questa fase di *plateau*, instaurata verosimilmente nel Pliensbachiano e perdurata fino alla messa in posto del Calcare del Vajont rappresenta un caso unico nell'evoluzione giurassica del Bacino di Belluno (MASETTI et al., in stampa a).

Dominio paleogeografico

Bacino di Belluno

3.7 - Encrinite di Fanes Piccola

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Il termine Encrinite di Fanes Piccola è stato introdotto in stratigrafica da MASETTI & BOTTONI (1978) per indicare, inizialmente nell'ambito del settore dolomitico della Piattaforma di Trento, i depositi calcarenitici e calciruditici a prevalenti echinodermi, limitati dal Gruppo dei Calcari Grigi alla base e dal Rosso Ammonitico Veronese al tetto.

Si tratta nello specifico di *packstone* e *grainstone* a prevalenti bioclasti (*in primis* crinoidi), e subordinata componente oolitica ed intraclastica, organizzati in strati spessi 50-100 cm che definiscono corpi metrici lenticolari. Al loro interno si possono osservare frequenti strutture trattive tra cui stratificazioni incrociate unidirezionali talora bisensoriali e laminazioni piano-parallele (MASETTI & BOTTONI, 1978; NERI et al., 2007; MASETTI et al., in stampa b).

La messa in posto del sedimento avveniva attraverso la migrazione di *sand waves* encrinitiche sotto l'azione di correnti tidali che spazzavano *plateau* pelagici in via di sprofondamento, sui quali la produttività carbonatica era esclusivamente garantita da estese praterie di crinoidi (MASETTI & BOTTONI, 1978). Considerati i meccanismi rapidi che determinano la messa in posto delle *sand waves*, l'Encrinite di Fanes Piccola non testimonia una sedimentazione continua ma rappresenta eventi deposizionali discreti, istantanei dal punto di vista geologico, preceduti e seguiti da lunghi periodi di non deposizione corrispondenti a lacune stratigrafiche (MASETTI et al., in stampa b).

Limiti stratigrafici

L'unità si sovrappone attraverso una superficie di *unconformity* alla Fm. di M. Zugna (Gruppo dei Calcari Grigi). Questo contatto, sempre netto, può essere erosionale (Col Moschin) oppure caratterizzato da apparente continuità stratigrafica (M. Cumieli, sezione tipo di Fanes; MASETTI & BOTTONI, 1978). L'unità è limitata superiormente dal Membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese (Col Moschin) oppure, in alcuni settori friulani, dal pressappoco tempo-equivalente Calcare del Vajont (M. Cumieli).

Spessore

Si tratta di corpi discontinui, lenticolari, il cui spessore varia quindi anche lateralmente, fino ad annullarsi. La potenza massima raggiunta dall'unità, generalmente modesta, si aggira intorno ai 20 m circa. Al M. Cumieli raggiunge quasi 6 m mentre al Col Moschin misura 3,5 m circa.

Fossili

Il contenuto fossilifero è rappresentato da prevalenti piastrine di crinoidi a cui si associano foraminiferi bentonici tra cui Nodosaridi e Trocoline, spicule di spugna, brachiopodi, bivalvi e gasteropodi.

Età

Domeriano (Pliensbachiano sup.), sulla base della macrofauna a brachiopodi presente (BENIGNI, 1978).

Ambiente deposizionale

Plateau carbonatico. L'Encrinite di Fanes Piccola marca l'annegamento di vasti settori della Piattaforma di Trento e Friulana divenuti *plateau* pelagici in approfondimento spazzati da correnti tidali.

Dominio paleogeografico

Piattaforma di Trento e Piattaforma Friulana.

3.8 - Calcare del Vajont

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Nella sua facies classica, il Calcare del Vajont (MARTINIS & FONTANA, 1968; BOSELLINI & MASETTI, 1972; BOSELLINI et al., 1981a; 1981b; MASETTI et al., 2012) si presenta in strati generalmente metrici, talora amalgamati in grossi banchi e/o gradati, costituiti da calcareniti torbiditiche oolitico-bioclastiche (*packstone* e/o *grainstone*), biancastre, nocciola chiaro e grigio chiaro, in cui spesso sono riconoscibili laminazioni parallele e incrociate. Alle calcareniti si intercalano straterelli sottili, generalmente decimetrici, di micriti pelagiche (*mudstone-wackestone*) di analogo colore, talora nodulari. Lo spessore degli strati è generalmente controllato dalla granulometria del materiale risedimentato, sebbene spesso si possano osservare stratificazioni diagenetiche non corrispondenti ad eventi deposizionali.

A seguito di una maggiore densità e granulometria del sedimento trasportato, le correnti di torbida potevano assumere i caratteri di *debris flow*. Intercalati alle torbiditi oolitiche si possono così osservare corpi plurimetrici di ruditi a clasti poligenici, in gran parte asportati dai sedimenti litificati sottostanti, immersi in matrice oolitica (MASETTI et al., 2012).

Presso la sezione stratigrafica del M. Cumieli, indagata nell'ambito di questo lavoro, il Calcare del Vajont presenta un *trend coarsening- e thickening-upward*, evidenziato da torbiditi fini basali intercalate a micriti pelagiche a cui si sovrappongono torbiditi più

grossolane oolitico-bioclastiche-intraclastiche in strati metrici (CARULLI et al., 2000; MASETTI et al., in stampa b).

Limiti stratigrafici

Generalmente il Calcarea del Vajont poggia con contatto netto sulle unità sottostanti. Con riferimento ai settori indagati, nella Piattaforma Friulana (M. Cumieli), l'unità è limitata inferiormente dall'Encrinite di Fanes Piccola, benché in altre sezioni vicine (M. Raut, M. Cuar) non direttamente considerate, il Calcarea del Vajont poggia direttamente sul Gruppo dei Calcari Grigi (CARULLI et al., 2000). Nel Bacino di Belluno (M. Verzegnis), dove raggiunge spessori piuttosto modesti, poggia invece sull'Encrinite del M. Verzegnis.

Superiormente, in entrambi i domini, l'unità passa gradualmente alla Fm. di Fonzaso attraverso la progressiva diminuzione del sedimento oolitico e il parallelo aumento del detrito bioclastico.

Spessore

Lo spessore della formazione è estremamente variabile, anche tra settori limitrofi, in quanto determinato dal tipo di processo deposizionale, dalla distanza dalla piattaforma alimentatrice e dalla paleomorfologia giurassica (BOSELLINI et al., 1981b). Gli spessori massimi, pari a 800-1000 m vengono registrati vicino al settore orientale della Piattaforma Friulana (BOSELLINI et al., 1981a). Nelle Prealpi Carniche, si misurano spessori compresi tra i 25 m (2 m nella sezione ridotta di C.ra S. Simeone) e 150 m (MASETTI et al., in stampa b), in particolare al M. Cumieli l'unità misura circa 50 m mentre al M. Verzegnis non raggiunge i 10 m.

Fossili

I microfossili presenti nelle calcareniti consistono in foraminiferi bentonici (tra cui *Protopeneroplis striata*, *Trocolina elongata*, *T. alpina* e *T. conica*), Valvulinidi, Miliolidi. I macrofossili sono invece rappresentati da frammenti di alghe, resti di crinoidi, coralli, briozoi e molluschi. Le micriti pelagiche sono caratterizzate dalla presenza di radiolari, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna (BOSELLINI et al., 1981a; MASETTI et al., in stampa b), talora anche da rostri di belemnite e rare ammoniti (CARULLI et al., 2000). Nanofossili calcarei sono presenti nei rari livelli marnosi (COBIANCHI, 2002).

Età

Nelle Prealpi Carniche (Foglio 049 – "Gemona del Friuli"), la formazione è stata attribuita al Bathoniano p.p. sulla base delle associazioni a nanoplancton calcareo contenute nei rari livelli marnosi presenti (MASETTI et al., in stampa b). Nel Bacino di Belluno, la medesima unità è stata attribuita al tardo Bajociano-Bathoniano (COBIANCHI, 2002).

Ambiente deposizionale

Scarpata e bacino.

Dominio paleogeografico

Bacino di Belluno e Bacino Carnico-Sloveno.

3.9 - Rosso Ammonitico Veronese (*Membro inferiore*)

Con riferimento alle sezioni stratigrafiche studiate nell'ambito di questa tesi di dottorato il Rosso Ammonitico Veronese (RAV) è rappresentato dal solo Membro inferiore, meglio noto come Rosso Ammonitico Inferiore (RAI). Si fornisce di seguito una sintesi del RAV al fine di inquadrare meglio il RAI, di cui si fornisce una più articolata descrizione.

La formazione del Rosso Ammonitico Veronese (DAL PIAZ, 1956; BARBIERI & GRANDESSO, 2007 *cum bibl.*; MARTIRE, 2007 *cum bibl.*) è una successione pelagica condensata e lacunosa, rosso-rosata oppure localmente bruna o biancastra, le cui tessiture e strutture presenti variano considerevolmente a seconda della località e dei tre membri, non sempre tutti presenti, in cui può esser suddivisa: Membro inferiore, Membro intermedio e Membro superiore.

Nella Piattaforma di Trento il RAV poggia su facies di piattaforma (Oolite di San Vigilio, Fm. di Rotzo, Fm. di M. Zugna) o *plateau* (Encrinite di Fanes Piccola); Nella Piattaforma Friulana affiora invece solo il Membro superiore, quello intermedio ed inferiore sono infatti rispettivamente sostituiti dalle grossomodo tempo-equivalenti unità rappresentate dalla Fm. di Fonzaso e dal Calcarea del Vajont. Al tetto si sovrappongono le micriti pelagiche del Biancone. Con riferimento alle due unità paleogeografiche poc'anzi citate, il RAV raggiunge uno spessore massimo di 20-30 m.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da ammoniti, belemniti, aptici, brachiopodi, coralli, bivalvi pelagici, frammenti di echinodermi tra cui articoli di crinoidi, foraminiferi ed alghe planctoniche, calpionellidi, radiolari e spicule di spugna (BARBIERI & GRANDESSO, 2007; MASETTI et al., in stampa b).

Con riferimento al Foglio 082 – Asiago (BARBIERI & GRANDESSO, 2007), il RAV è riferito al Bajociano sup. – Titoniano sup. Nel Foglio 049 – Gemona del Friuli (ZANFERRARI et al., in stampa), la formazione è attribuita invece al Bajociano sup. – Titoniano inf. Il limite inferiore (vedi Membro inferiore) può talora esser ulteriormente invecchiato.

Membro Inferiore

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Il Membro inferiore o Rosso Ammonitico Inferiore (RAI), è rappresentato da calcari (da *wackestone* a *packstone*) rossastri o localmente biancastri, in banchi metrici, massicci, apparentemente non nodulari (pseudonodulari). Localmente, al tetto il membro termina con strati di *grainstone-packstone* a bivalvi, ammoniti e foraminiferi, bioturbati. La nodularità, evidente sulle superfici levigate, è verosimilmente legata alla diagenesi precoce che agiva su un sedimento eterogeneo (OGG, 1981), in cui erano presenti proporzioni variabili di argilla detritica, gusci aragoniti di ammoniti, strutture criptoalgali, come oncoliti e duomi stromatolitici/tromboliti, bioclasti e intraclasti (BARBIERI & GRANDESSO, 2007; MARTIRE, 2007).

Limiti stratigrafici

Attraverso una superficie di *unconformity* corrispondente ad una lacuna stratigrafica di estensione regionale che si allarga da occidente verso oriente (MASETTI et al., 1998), il RAI si sovrappone in modo netto alle facies di piattaforma. Nella Piattaforma di Trento poggia, da Est verso Ovest, sull'Oolite di San Vigilio (Madonna della Corona, Chizzola, Val Gola), sulla Fm. di Rotzo (Rotzo), su quella di M. Zugna (Foza) e sull'Encrinite di Fanes Piccola (Col Moschin). Il limite superiore, anch'esso netto, coincide spesso con un *hardground*.

Il RAI è invece assente nella Piattaforma Friulana (Foglio 049 – Gemona del Friuli), dov'è sostituito dal grossomodo coevo Calcarea del Vajont (MASETTI et al., in stampa b).

MARTIRE (2007) segnala la possibile presenza di altri litosomi alla base del RAI, indicati in letteratura con i nomi di "Lumachella a *Posidonia Alpina*", "Calcari a *Skirroceras*" e "Calcarea di Campotorondo", concludendo che gli stessi potrebbero esser distinti come membri di significato locale del Rosso Ammonitico Veronese.

Spessore

Generalmente compreso tra i 6 e 10 m (MARTIRE, 2007), raggiunge localmente i 14 m (BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

Fossili

Piccoli bivalvi pelagici (tra cui *Posidonia alpina*), ammoniti, belemniti, articoli di crinoidi, foraminiferi planctonici (tra cui *Conoglobigerina*), radiolari (BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

Età

Il classico Rosso Ammonitico Inferiore affiorante nell'Altopiano di Asiago e sui M. Lessini è riferito al Bajociano sommitale – Calloviano inf. Qualora alla base della formazione sia presente uno dei litosomi noti in letteratura come “Calcarei a *Skirroceras*” (Aaleniano – Bajociano inf.), “Calcare di Campotorondo” (Aaleniano inf. – Bathoniano inf.) o “Lumachella a *Posidonia Alpina*” (Aaleniano sup. – Bathoniano inf.), il limite inferiore del RAI (e conseguentemente anche quello del RAV) può essere ulteriormente riferito rispettivamente all'Aaleniano, all'Aaleniano inf. o Aaleniano sup. (MARTIRE, 2007; DELLA BRUNA & MARTIRE, 1984).

Ambiente deposizionale

Il RAI (così come l'intera formazione in cui si inserisce) rappresenta un ambiente di *plateau* pelagico in progressivo approfondimento, spazzato da correnti che rendevano molto rallentata e discontinua la sedimentazione, creando le condizioni adatte per lo sviluppo della struttura nodulare (MARTIRE, 2007). L'unità documenta il definitivo annegamento della Piattaforma di Trento e di alcuni settori di quella Friulana.

Dominio paleogeografico

Bacino di Belluno e Bacino Carnico-Sloveno.

3.10 - Formazione di Fonzaso

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Nella sua facies classica, la Formazione di Fonzaso (BOSELLINI & DAL CIN, 1968; BOSELLINI et al., 1981a; 1981b) consiste in calcari micritici selciferi (*mudstone* o *wackestone*) a prevalenti bivalvi pelagici e radiolari, da nocciola a grigiastri, sottilmente stratificati, alternati in modo irregolare a calcareniti e calciruditi torbiditiche bioclastiche/bioclastiche-intraclastiche (*packstone* e/o *grainstone*), in strati metrici, talora gradati e/o amalgamati, di colore da biancastro a nocciola chiaro, in cui si possono spesso osservare laminazioni piano-parallele e stratificazioni incrociate. Agli strati micritici talora si intercalano sottili interstrati di calcari argillosi e di argilliti verdastre. La selce presente può presentarsi in noduli, liste e strati di colorazione piuttosto variegato che va dal biancastro al verdastro, dal rosa al rosso scuro e al grigio più o meno scuro; in genere fortemente presente la selce può talora essere rara, come al M. Prat e Lenadria, nelle Prealpi Carniche (MASETTI et al., in stampa b).

Limiti stratigrafici

La Fm. di Fonzaso si sovrappone al Calcarea del Vajont; il passaggio si realizza attraverso un decremento delle torbiditi, il cambiamento compositivo delle stesse, che da prevalentemente oolitiche divengono esclusivamente bioclastiche, e la comparsa di selce abbondante. L'avvicinamento nel tipo del materiale risedimentato rispecchia l'evoluzione della piattaforma alimentatrice nella quale, a partire dall'Oxfordiano, gli *shoals* oolitici vengono sostituiti da *reef* organogeni (BOSELLINI et al., 1981a). L'unità passa superiormente ai calcari del Rosso Ammonitico Veronese; il passaggio, netto, è marcato dalla comparsa delle litofacies nodulari, dal colore rosato delle micriti e dalla sensibile riduzione o completa scomparsa della selce. In alcuni settori vicini alla Piattaforma Friulana, l'unità passa al Calcarea del Soccher o al Calcarea di M. Cavallo (GNACCOLINI, 1968).

Spessore

Lo spessore rispecchia i processi deposizionali e la distanza dalla piattaforma alimentatrice (MASETTI et al., in stampa b), generalmente va da 20-25 m (M. San Simeone, Prealpi Carniche; M. Vallaraz, Dolomiti Bellunesi; MASETTI & BIANCHIN, 1987) ad oltre 200 m (M. Covria, Prealpi Carniche, dove manca la base); al M. Cumieli l'unità raggiunge un centinaio di metri.

Fossili

Gli intervalli micritici contengono radiolari, lamellibranchi pelagici e nanofossili calcarei. Nelle calcareniti e calciruditi sono frequentemente presenti *Tubiphytes morronensis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Trocholina elongata* frammenti di idrozoi, coralli poriferi, echinodermi, gasteropodi e bivalvi (MASETTI et al., in stampa b).

Età

Sulla base delle associazioni a nanofossili calcarei presenti, l'unità è stata attribuita al Bathoniano sup. – Titoniano inf. nel Bacino di Belluno (COBIANCHI, 2002) mentre al Bathoniano sup. – Kimmeridgiano inf. nella Piattaforma Friulana (M. Cumieli, Prealpi Carniche; MASETTI et al., in stampa b).

Ambiente deposizionale

Depositi di base scarpata e bacino che si accumulavano sottoforma di conoidi torbiditici coalescenti (MASETTI et al., in stampa b).

Dominio paleogeografico

Base scarpata della Piattaforma Friulana, Bacino di Belluno e Bacino Carnico-Sloveno.

4. SEZIONI STRATIGRAFICHE

Questa ricerca intende far chiarezza sulle cause che avrebbero indotto la crisi delle piattaforme carbonatiche del Sudalpino orientale, avvenuta in un momento non ben definito dell'intervallo Sinemuriano – Pliensbachiano e il cui preciso inquadramento stratigrafico è uno degli obiettivi del progetto stesso. La crisi sarebbe associata ad un evento di portata almeno regionale corrispondente ad un'importante perturbazione riscontrata nel ciclo del carbonio. Come meglio evidenziato nei capitoli successivi, la distribuzione dei valori degli isotopi stabili del carbonio (dati inediti pregressi) provenienti dal settore occidentale della Piattaforma di Trento (*Rotzo e Madonna della Corona*) hanno evidenziato l'esistenza di un evidente *shift* negativo poco al di sotto del passaggio tra il Calcarea oolitico di Loppio e la sovrastante Fm. di Rotzo, rispettivamente attribuiti (BARATTOLO & ROMANO, 2005; ROMANO *et al.* 2005) al Sinemuriano medio-sup. e al Pliensbachiano p.p.; in prima approssimazione, questo *shift* è stato ricondotto a quello ottenuto dai rostri di belemnite inglesi in corrispondenza del limite Sinemuriano – Pliensbachiano (JENKYNS *et al.*, 2002; KORTE & HESSELBO, 2011). La scelta delle sezioni è di conseguenza avvenuta tenendo conto di questi ragionevoli presupposti di lavoro.

Le sezioni stratigrafiche sono state selezionate, tra le molte note in letteratura, lungo un transetto che si sviluppa da occidente verso oriente attraverso la Piattaforma di Trento, il Bacino di Belluno e la Piattaforma Friulana (*fig. 4.1*). Nell'ambito della Piattaforma di Trento, le sezioni si differenziano essenzialmente per la presenza oppure l'assenza dei depositi pliensbachiani di piattaforma rappresentati dalla Fm. di Rotzo: lì dove questa è presente, permangono condizioni di sedimentazione di mare sottile e il segnale isotopico è stato ricercato, come già detto, nella parte sommitale della sottostante unità oolitica di Loppio. Dove invece l'unità pliensbachiana è assente, la stessa è sostituita dai sedimenti in parte coevi dell'Encrinite di Fanes Piccola che testimoniano l'instaurarsi di condizioni di *plateau* pelagico, oppure direttamente dal Rosso Ammonitico Inferiore (Bajociano sup. – Calloviano inf.) che sancisce il definitivo annegamento della piattaforma; si è supposto che l'anomalia isotopica del carbonio si collocasse grossomodo in corrispondenza dell'*unconformity* ubicata tra le unità appena citate e il sottostante tetto dei Calcari Grigi, rappresentati in questo caso dalla Fm. di M. Zugna. Nello specifico, il settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento è caratterizzato dalla presenza della Fm. di Rotzo: sono qui state scelte le sezioni di *Madonna della Corona, Rotzo, Val Gola e Chizzola*. L'assenza dell'unità pliensbachiana si riscontra invece nel settore nord-orientale della medesima unità paleogeografica, in cui sono state selezionate le sezioni di *Col Moschin e Foza*. Nella Piattaforma Friulana la

successione giurassica dei Calcari Grigi affiora solo nella porzione settentrionale ed è rappresentata, come in quella nord-orientale della Piattaforma di Trento, dalla sola Fm. di M. Zugna. Come rappresentativa è stata scelta la sezione del *M. Cumieli*.

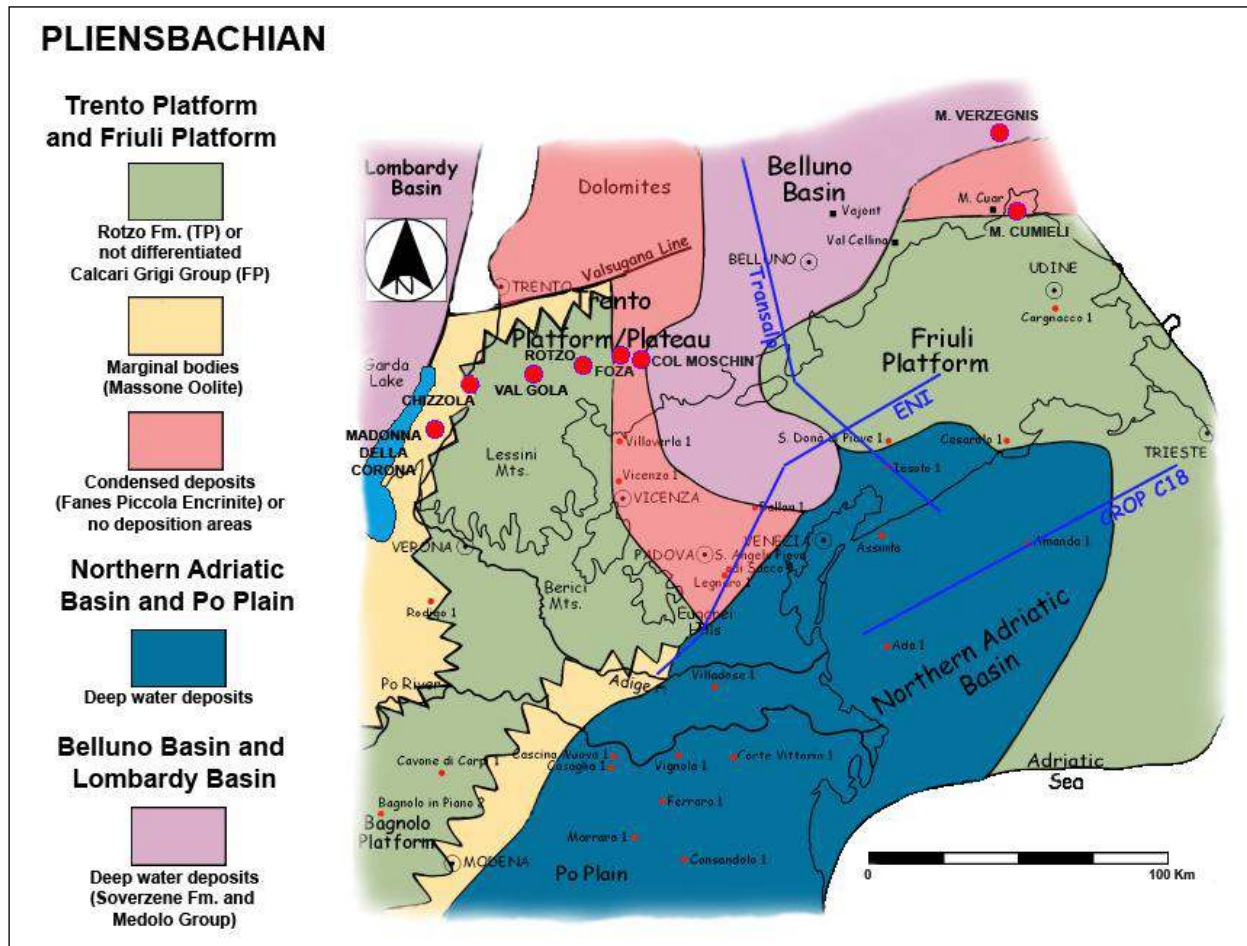


Fig. 4.1 - Quadro paleogeografico pliensbachiano del Sudalpino orientale. I pallini rossi indicano l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche indagate (da MASETTI et al., 2012 - modificato).

Per quanto riguarda il Bacino di Belluno si è optato per la sezione del *M. Verzegnis*; seppur decentrata rispetto al depocentro del bacino, è stata preferita a quelle classiche affioranti nella Valle del Piave in quanto non dolomitizzata (fig. 4.1).

Al fine di valutare la valenza globale dell'anomalia isotopica ricercata, lo studio è stato inoltre esteso a settori esterni alle Alpi Meridionali. In collaborazione con l'unità di Napoli afferente allo stesso Progetto PRIN, è stata selezionata la sezione stratigrafica, rappresentativa dell'intervallo Hettangiano – Pliensbachiano, affiorante al Valico di Chiunzi, nei M. Lattari (SA), appartenenti alla Piattaforma Campano-Lucana o Piattaforma Appenninica (fig. 4.2).

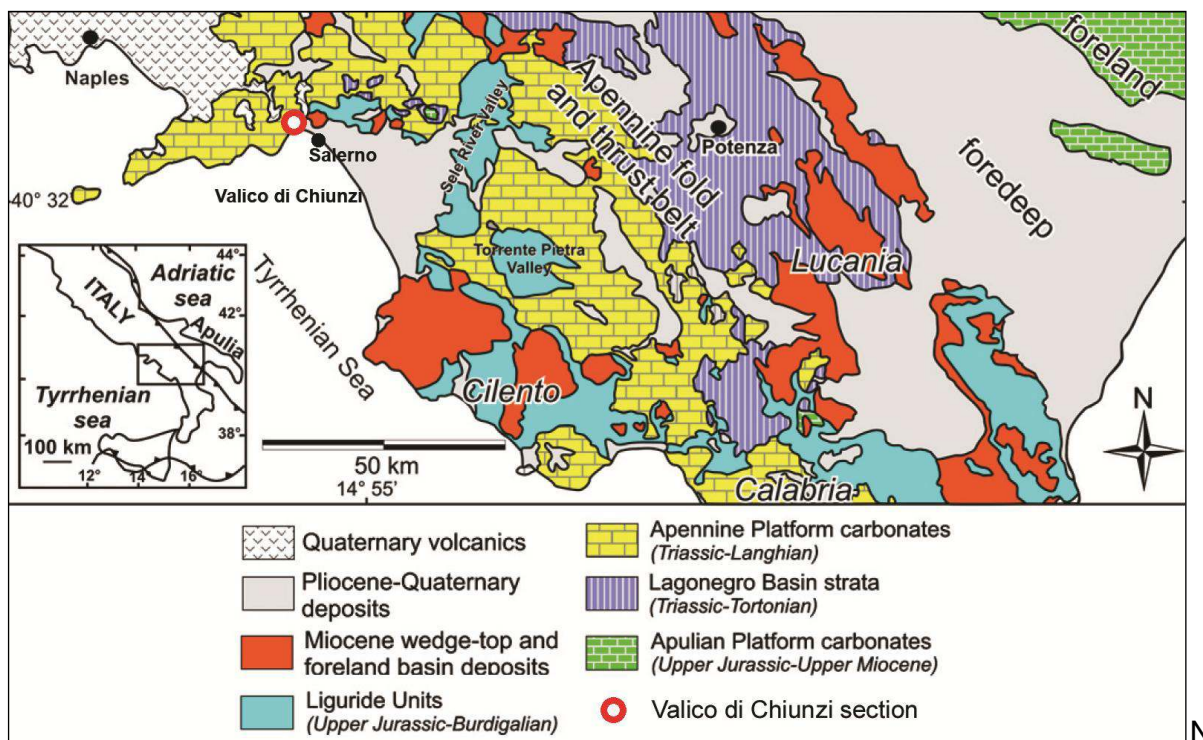


Fig. 4.2 - Carta geologica schematica dell'Appennino centro-meridionale e localizzazione della sezione studiata (da Vitale et al., 2011 - modificato).

Nel corso del lavoro, è emerso che l'anomalia isotopica ricercata nelle diverse sezioni stratigrafiche risultasse relativamente più vecchia di quanto originariamente supposto, poiché attribuibile alla parte alta del Sinemuriano inf. e quella bassa del Sinemuriano sup. anziché in prossimità del passaggio Sinemuriano – Pliensbachiano. In corso d'opera è stato quindi necessario estendere verso il basso l'intervallo stratigrafico indagato, al fine di definire meglio la curva isotopica e verificare l'esistenza della medesima escursione. Si desidera specificare che non si nega l'esistenza, tra l'altro ben comprovata (es., JENKYNs et al., 2002; KORTE & HESSELBO et al., 2011) di un evento associato al limite Sinemuriano – Pliensbachiano, ma piuttosto si segnala l'esistenza di un ulteriore evento che lo precede.

Prima di procedere alla descrizione delle singole sezioni stratigrafiche, si precisa che la sezione di *Val Gola* è stata "accantonata" durante l'evolversi del progetto, in quanto si è rivelata non più coerente con gli obiettivi perseguiti in questa ricerca, ne viene perciò fornita una descrizione sintetica. Per quanto concerne le sezioni di *Madonna della Corona* e *Rotzo*, la campionatura e le analisi utilizzate in questo lavoro di tesi, erano già state acquisite in precedenza e non ex-novo. Anche per esse, viene perciò fornito un breve inquadramento mentre per maggiori dettagli si rimanda alla bibliografia contenuta.

4.1 - Monte Cumieli

Il M. Cumieli (562 m), nelle Prealpi Carniche, costituisce il prolungamento più occidentale della catena del M. Chiampon (1709 m), che mette in luce tutta la successione stratigrafica di età compresa tra il Norico ed il Senoniano (*foto 4.1.1*). Parte della successione è facilmente accessibile e magnificamente esposta lungo la strada militare che da Ospedaletto conduce a Sella Sant'Agnese; la porzione relativa alla piattaforma carbonatica giurassica inferiore studiata, affiora poco a monte delle rovine del Forte di M. Ercole (306 m) che si incontrano nel risalire il percorso. Benché la sezione del M. Cumieli sia stata studiata già in passato da diversi autori (COUSIN & NEWMANN, 1971; AMADESI et al., 1973; GNACCOLINI & MARTINIS, 1974), solo nel 2001 né è stato evidenziato un raddoppio tettonico, che determina la sovrapposizione della parte alta della Fm. di M. Zugna sugli strati basali dell'unità bacinale del Calcare del Vajont (PERNARCIC, 2000; 2002), non avvalorando l'ipotesi secondo la quale la Piattaforma Friulana avrebbe subito un doppio annegamento intervallato da una sua breve ripresa (COUSIN, 1981).



Foto 4.1.1 - Strati subverticali mesozoici affioranti al M. Cumieli

La sezione stratigrafica di seguito descritta raggiunge la potenza complessiva di 138 metri. I primi 120 m appartengono alla parte superiore della Fm. di M. Zugna e rappresentano perciò facies di piattaforma carbonatica; quelli successivi sono riferibili all'Encrinete di Fanes Piccola e alla porzione iniziale del Calcare del Vajont, corrispondenti rispettivamente a facies di annegamento e bacinali. La porzione della Fm. di M. Zugna descritta corrisponde con buona approssimazione a quello che PERNARICIC (2000a; 2000b) definisce membro superiore dei Calcari Grigi del Friuli, in cui osserva un progressivo aumento delle facies oolitiche e la contemporanea diminuzione dei sedimenti inter-sopratidali, più frequentemente presenti in quello che lo stesso AUTORE citato indica come membro inferiore.

Sulla base delle litofacies presenti, la Fm. di M. Zugna è stata suddivisa in tre unità informali grossomodo coincidenti con quelle già individuate da PERNARICIC (2000; 2002), ovvero in:

- *unità peritidale*
- *unità subtidale nodulare*
- *unità calcarenitica*

Si desidera precisare che i termini utilizzati per identificare queste unità, in particolare la peritidale e la subtidale nodulare, non coincidono con quelli omonimi o quasi introdotti in passato (vedi CLAPS, 1993 oppure MASETTI et al., 1998) per descrivere la medesima Fm. di M. Zugna affiorante in altre località.

Unità peritidale

Come l'aggettivo che la qualifica lascia intendere, l'unità presenta un'organizzazione ciclica peritidale, per quanto spesso non ben apprezzabile a causa del cattivo stato di questa porzione di successione, localmente determinato dalla vegetazione insistente e dalla fratturazione tettonica. I livelli peritidali sono costituiti da laminiti microbialitiche di spessore variabile da 5 a 15 cm a *fenestrae planari* e *bird's eyes*, spesso biancastre per effetto della dolomitizzazione precoce e successiva alterazione della roccia. Nell'ambito del ciclo, i livelli laminati si collocano normalmente al tetto di intervalli fangosostenuti; in altri casi l'unità subtidale ha tessitura prevalentemente calcarenitica. La base dell'unità subtidale è marcata dalla presenza di intraclasti piatti, talora centimetrici, provenienti dalle lamine microbialitiche immediatamente sottostanti, delle quali oltre ad avere la medesima tessitura e colore, ricalcano anche la disposizione spaziale (*foto 4.1.2, 4.1.3, 4.1.4*).



Foto 4.1.2 - Intervallo a lamine microbialitiche nell'unità peritidale.



Foto 4.1.3 e 4.1.4 - Unità peritidale. A sinistra, superficie di strato caratterizzata dalla presenza di intraclasti piatti biancastri. A destra, intervallo a lamine microbialitiche: al tetto si notano alcuni intraclasti piatti.

Dal punto di vista litologico, nell'unità prevalgono calcareniti, di colore grigio chiaro o nocciola, in strati di spessore variabile da 20 cm a più di un metro. Si tratta di *grainstone* e subordinati *packstone* contenenti ooliti micritiche, associate a subordinati bioclasti e oncoliti nella parte superiore dell'unità; nella porzione centrale le medesime tessiture consistono soprattutto in peloidi e bioclasti a cui si aggiungono spesso oncoliti. Alle calcareniti si alternano micriti grigie, meno frequentemente brunastre, talora vagamente nodulari nella parte medio alta dell'unità, in strati spessi da 10 cm, talora meno, fino al più 70 cm. Le micriti sono maggiormente presenti nella parte inferiore dell'intervallo e consistono in prevalenti *mudstone* e subordinati *wackestone* contenenti in misura diversa peloidi, bioclasti e oncoliti; presenti raramente anche *weakestone/packstone* ad analogo contenuto allochimico. Nell'unità sono si osservano inoltre rare intercalazioni sottili di argilla.

Il contenuto microfossilifero è rappresentato da foraminiferi Valvulinidi, tra cui *Sipovalvulina sp.*, Textularidi, Glomospire, *Agerella martana* e *Aeolisaccus dunningtoni*; in associazione sono presenti *Thaumatoporella parvovesiculifera* ed Alghe calcaree Dasicladali, in particolare *Palaeodasycladus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrosphaera liasina* e, nella parte alta, *Tersella sp.* Si riconoscono talora coproliti del genere *Favreina*.

L'unità è spessa complessivamente poco più di 44 m.

Unità subtidale nodulare

L'unità, intensamente tettonizzata e negli ultimi metri ricoperta da croste di travertino, consiste in prevalenti micriti scure bioturbate, talvolta fetide alla percussione, spesso a struttura nodulare, più o meno marcata, determinata dallo smistamento diagenetico della frazione argillosa. Ad esse si intercalano localmente delle calcareniti. Verosimilmente rispecchia condizioni subtidali a circolazione ristretta.

Nello specifico, consiste in un intervallo iniziale potente grossomodo 3,6 m caratterizzato da micriti nodulari in strati centimetrici e decimetrici, di colore scuro (*foto 4.1.5, 4.1.6*). I successivi 8 m sono anch'essi caratterizzati da prevalenti micriti nerastre-grigio scure, in strati metrici, contenenti spesso evidenti oncoidi. L'unità prosegue quindi per poco più di 10 m con preminenti calcareniti, ancora del medesimo colore, rappresentate da *grainstone* oolitico-bioclastici e subordinati *packstone* e *weakestone-packstone* oncoidali, in strati spessi in genere non meno di 80 cm e che superano talvolta il metro; alla base di questa porzione è presente un livello laminato inter-sopratidale, sebbene decisamente rovinato a causa dell'intensa fratturazione tettonica. La successione continua per altri 21 m con

ulteriori micriti scure in strati in prevalenza metrici, spesso parzialmente nodulari, classificabili come *mudstone* e, sebbene poco frequenti, *wackestone* a peloidi e bioclasti.

L'associazione microfossilifera appare relativamente impoverita; è rappresentata in prevalenza da Valvulinidi sifonati e rari esemplari di Alghe Dasicladalidi.

L'unità è spessa complessivamente 43 m circa.



Foto 4.1.5 e 4.1.6 - Porzione basale (sopra) e superiore (sotto) dell'unità subtidale nodulare (M. Cumieli).

Unità calcarenitica

L'unità consiste quasi esclusivamente in calcareniti grigio chiaro, in strati di spessore in prevalenza metrico, per quanto variabile da un paio di decimetri fino ad oltre due metri (foto 4.1.7). Si tratta soprattutto di *grainstone* oolitici oppure oolitico-oncolitici; sono frequentemente presenti peloidi, talora come componente principale, e bioclasti, tra cui frammenti di echinodermi nella parte sommitale

Le ooliti sono in genere moderatamente classate e presentano ultrastruttura micritica e/o in parte micritica (generalmente la parte più interna) e in parte fibroso-raggiata; in ogni caso non si osservano indizi di attività endolitica (*microborings*). Talora, per effetto del costipamento le ooliti risultano compenstrate tra di loro: si riconoscono spesso contatti concavo-convessi; si possono anche osservare involucri esterni spezzati e scollati dal resto del corpo.

Le caratteristiche sedimentologiche e litologiche emerse da questo intervallo rispecchiano condizioni subtidali relativamente più aperte ed ossigenate di quelle rappresentate dalla sottostante unità nodulare, richiamano inoltre quelle del Calcare oolitico di Loppio; nell'ambito di questo lavoro ci limitiamo ad individuare l'unità descritta con l'aggettivo "calcarenitica".

Tra i foraminiferi sono ancora presenti *Glomospire*, *Meandrovoluta asiagoensis*, Valvulinidi (*Siphovalvulina sp.*), Trocholine, *Agerella martana*. Grossomodo tre metri sopra la base dell'unità, si riscontra la prima comparsa di *Paleomayncina termieri*, primo foraminifero dotato di struttura relativamente complessa; seguono quindi nella parte sommitale la comparsa di *Haurania deserta* e *Lituosepta sp.*

Frequenti le Alghe Dasicladali, soprattutto di *Palaodasycladus mediterraneus*, subordinatamente presenti anche *Sestrophaera liasina*, *Tersella sp.*, *Fanesella sp.* e rari esemplari di *Boueina hochstetteri var liasina*. Presenti articoli di cirnoidi.

L'unità raggiunge la potenza di 33 m circa.

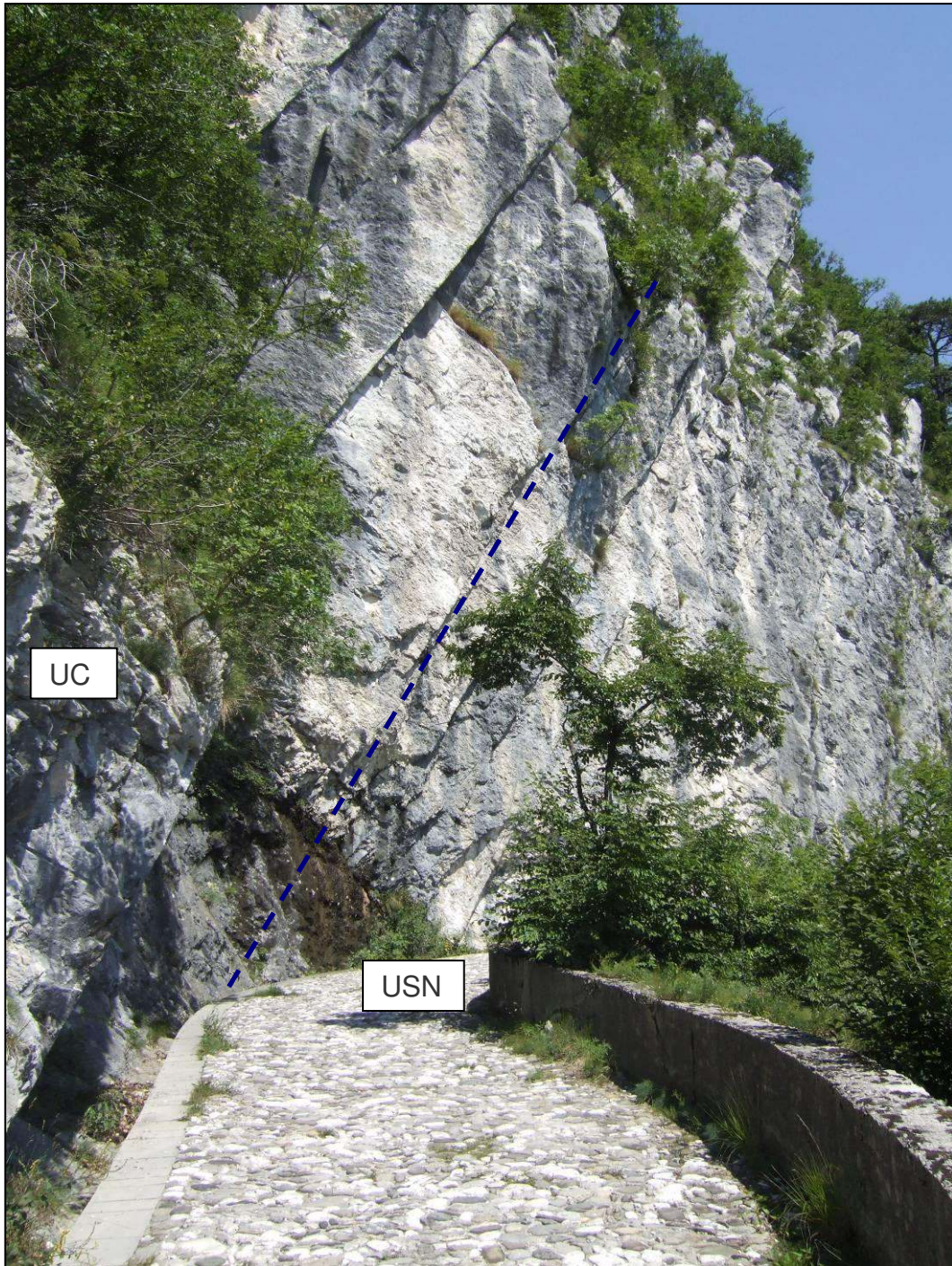


Foto 4.1.7 - Contatto tra l'unità subtidale nodulare (USN) e i banchi metrici della sovrastante unità calcarenitica (UC).

Encrinite di Fanes Piccola

L'unità ha uno spessore complessivo di quasi 6 m e registra l'annegamento della piattaforma carbonatica (foto 4.1.8).

Consiste in calcareniti a frammenti di echinodermi, in strati decimetrici di solito non superiori agli 80-90 cm, di colore grigio più o meno chiaro. Si tratta nello specifico di *packstone* e *grainstone* encrinitici contenti anche altri bioclasti (tra cui spicule di spugna, foraminiferi, meno frequenti alghe e frammenti di brachiopodi), peloidi e subordinati oncoidi e intraclasti. Solo sporadicamente sono presenti ooidi.

Le piastrine di echinodermi, decisamente più abbondanti che nell'unità sottostante, si presentano tipicamente screziate; nella parte inferiore dell'unità sono generalmente contornate da un sottile film micritico che ne smussa le angolosità, talora quando questo diviene più spesso sembrano costituire il nucleo di probabili oncoidi (che in alternativa potrebbero esser interpretati come intraclasti). I cementi sintassiali, generalmente associati a questa tipologia di grani, non sono frequenti.

In modo netto e rapido l'unità passa superiormente al Calccare del Vajont.

Nell'unità sono presenti foraminiferi tra i quali *Agerella martana*, *Lenticulina sp.* ed *Involutina liasica*.

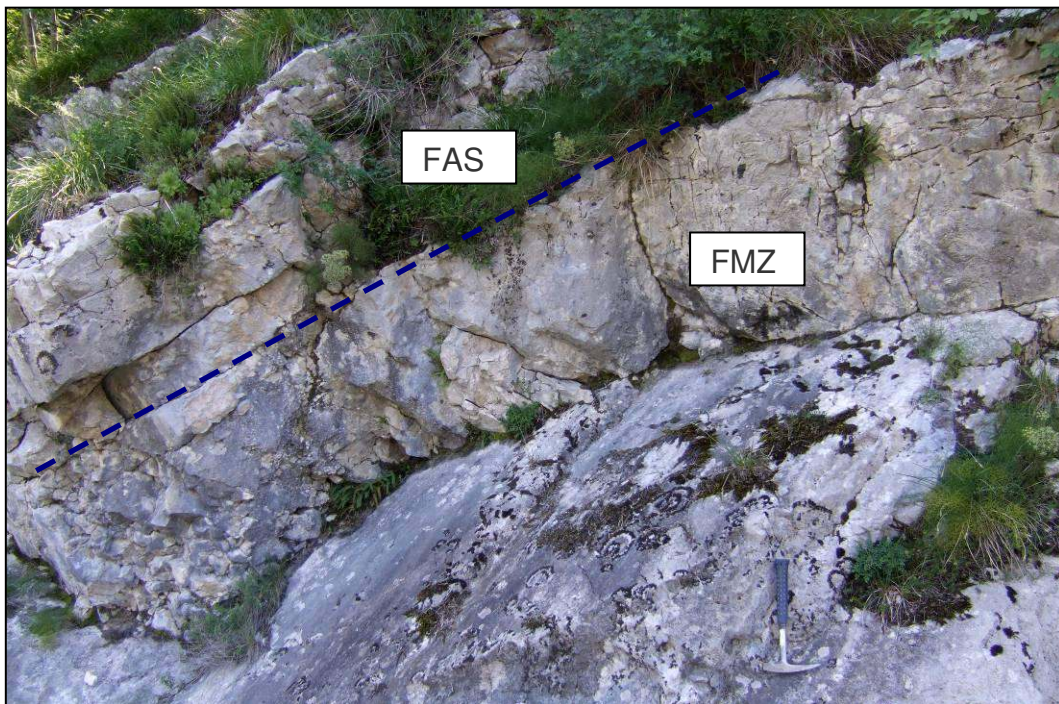


Foto 4.1.8 - Contatto tra l'unità oolitica della Fm. di M. Zugna (FMZ) e la sovrastante Encrinite di Fanes Piccola.

Calcare del Vajont


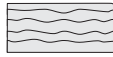
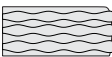

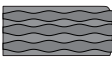



Al M. Cumieli l'unità raggiunge uno spessore di circa 50 m (PERNARCIC, 2000; 2002), in questa sede ne sono stati descritti solamente i primi dodici. L'unità consiste in prevalenti micriti, talora nodulari, e subordinate calcareniti, di colore da grigio a nocciola, in strati decimetrici, a cui si intercalano talora sottili livelli marnoso-argillosi.

Inizialmente si tratta di *wackestone* e meno frequenti *wackestone-packstone*, contenenti piccole ooliti, peloidi, crinoidi, lamellibranchi pelagici (*Bosistra buchii* e/o *Lentilla humilis*) e intraclasti; seguono *wackestone* a radiolari, lamellibranchi pelagici e spicule di spugna. Verso l'alto si passa a prevalenti *mudstone* a cui si alternano *wackestone-packstone* a bivalvi pelagici.

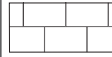

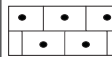
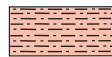


Tra i foraminiferi sono presenti *Globuligerina oxfordiana* e (PERNARCIC, 2000; 2002) *Protopeneroplis striata*.

LEGENDA COLONNE STRATIGRAFICHE

























LITOFACIES

	Calcare generico chiaro (a), scuro (b), rossastro (c)		Calcare a giunti ondulati
	Calcare nodulare chiaro		Marna/argilla
	Calcare nodulare scuro		Black shale
	Calcare nodulare rossastro (RAI)		Unconformity












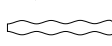






LITOLOGIE

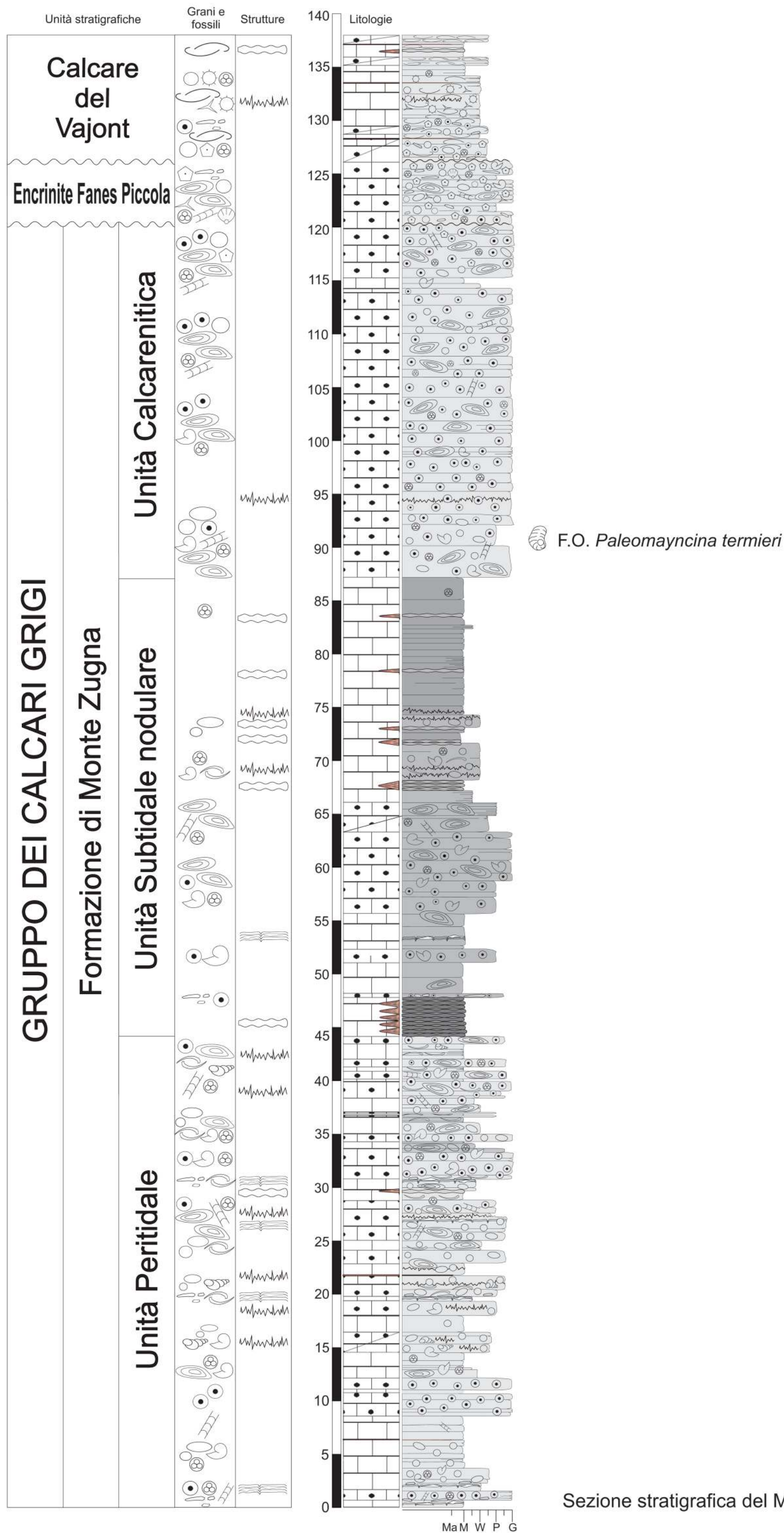
	Micrite		Dolomia
	Calcarenite		Pelite
	Calcarenite/micrite		Selce

GRANI E FOSSILI

	Bioclasti generici		Ooliti
	Gasteropodi		Oncoidi
	Brachiopodi		Micro-oncoidi (oncoidi < 2 mm)
	Gusci di bivalvi macroscopici		Peloidi
	Bivalvi pelagici		Intraclasti
	Bivalvi gen. <i>Gervillia</i>		
	Bivalvi gen. <i>Eomiodon</i>		
	Bivalvi della facies a " <i>Lithiotis</i> "		
	Coralli		
	Foraminiferi		
	Foraminifero gen. <i>Orbitopsella</i>		
	Foraminifero sp. <i>Paleomayncina termieri</i>		
	Alghe		
	Echinodermi		
	Spicule di spugna		
	Radiolari		
	Ammoniti		
	Belemniti		
	Radici vegetali		

STRUTTURE SEDIMENTARIE E DIAGENETICHE

	Laminazione trattiva piano-parallela
	Laminazione obliqua
	Stratificazione incrociata
	Herring-bone
	Bioturbazione
	Bioturbazione con riempimenti spatici
	Tempestitute
	Stromatoliti - lamine microbialitiche
	Tromboliti
	Fenestrae/sheet cracks/bird's eyes
	Stromatactis
	Stiloliti
	Nodularità
	Giunti ondulati
	Filoni sedimentari
	Noduli/liste di selce scura
	Noduli/liste di selce chiara
	Livelli mineralizzati ferro-manganesiferi



Sezione stratigrafica del M. Cumieli

4.2 - Monte Verzegnis

Il M. Verzegnis (1914 m) è la cima principale dell'omonimo Gruppo montuoso che si sviluppa nelle Prealpi Carniche, a Sud-Ovest di Tolmezzo (UD). Nell'ambito di questo gruppo affiora una successione di rocce carbonatiche di età compresa tra il Norico e il Kimmeridgiano.

La porzione di successione giurassica presa in esame rappresenta facies bacinali appartenenti alla Fm. di Soverzene (Hettangiano – Pliensbachiano inf.); l'unità, potente 217 m, è delimitata alla base dal Calcarea del Dachstein (Retico) e al tetto dall'Encrinite del M. Verzegnis (Aaleniano inf. – Bathoniano inf.), con cui è a contatto diretto attraverso una superficie di *unconformity*.

La Fm. di Soverzene affiora in gran parte a Colle dei Larici, lungo una vecchia *decauville* ("via del marmo") in passato adibita al trasporto del noto Marmo Rosso di Verzegnis (Encrinite del M. Verzegnis), ancora oggi estratto nella vicina cava "Lavoreit Ros", sul M. Lovinzola (*foto 4.2.1*).



Foto 4.2.1 - Formazione di Soverzene. Unità micritico-selcifera affiorante lungo la vecchia *decauville*.

All'interno di quest'ultima sono stati misurati i 40 metri sommitali dell'unità (*foto 4.2.2*). La sezione stratigrafica è nel complesso ben esposta, continua e facilmente accessibile, ad eccezione dei primi 20 metri basali e di un transetto potente grossomodo 25 m affiorante lungo gli acclivi versanti dei rilievi appena citati, indispensabile per raccordare le due corrispondenti porzioni di successione

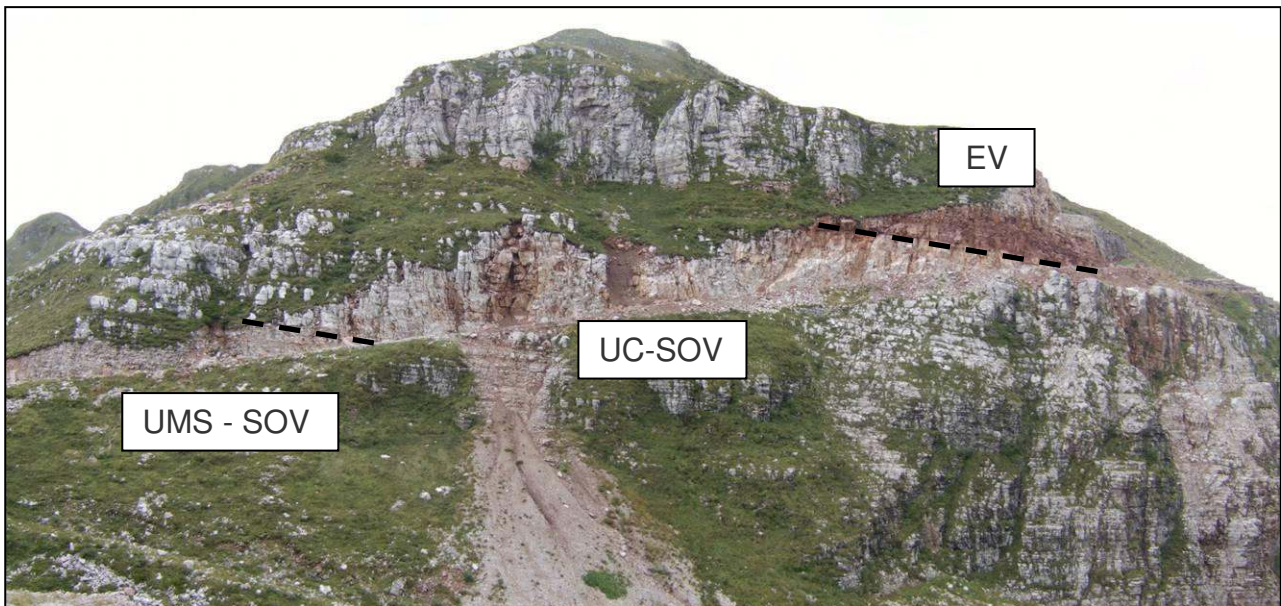


Foto 4.2.2 - Sezione stratigrafica affiorante in cava. UMS— SOV e UC-SOV: rispettivamente unità micritico-selcifera e calcarenitica della Fm. di Soverzene; EV: Encrinite del M. Verzegnis

La Fm. di Soverzene viene distinta da MASETTI et al. (in stampa b) in *unità micritico-selcifera* e *unità micritico-calcarenitica*, rispettivamente interpretate come l'accumulo di fanghi di peri-piattaforma avvenuto in ambiente bacinale e l'accumulo di sedimenti avvenuto in condizioni di mare relativamente meno profondo, verosimilmente durante una fase progradazionale delle vicine piattaforme.

In questo lavoro l'*unità micritico-selcifera* è stata ulteriormente suddivisa, dal basso verso l'alto, in *unità transizionale*, *unità micritico selcifera s.s.* e *unità calcarenitica selcifera*. Per finire è stato scelto di indicare l'unità micritico-calcarenitica come *unità calcarenitica*, in quanto al M. Verzegnis risulta essere esclusivamente granosostenuta. Fatte queste premesse, di seguito si fornisce la loro descrizione nonché quella delle unità stratigrafiche formali che delimitano la formazione al letto e al tetto.

Calcarea del Dachstein (parte sommitale)

La porzione sommitale del Calcarea del Dachstein (Retico) è qui rappresentata da prevalenti micriti grigie subtidali bioturbate, contenenti peloidi, intraclasti e bioclasti, in strati da decimetrici a metrici; sul terreno si osservano caratteristiche strutture indicate in letteratura con il nome *stromatactis*, ovvero cavità a geometria appiattita, da centimetriche a decimetriche, con pareti concrezionate da più generazioni di lamine isopache di cemento calcitico marino fibroso ed internamente occluse da calcite spatica a mosaico nonché spesso da *silt* geopetale verdastro (foto 4.2.3).

Tra i microfossili sono presenti Nodosaridi, frammenti di echinodermi, radiolari, lamellibranchi pelagici, spicule di spugna.

Al M. Verzegnis, il Calcarea del Dachstein raggiunge lo spessore complessivo di 300 m, quello qui descritto è di circa di circa 22 m.



Foto 4.2.3 - Strutture stromatactis che caratterizzano il Calcarea del Dachstein affiorante al M. Verzegnis..

Unità transizionale

L'unità affiora lungo un ripido versante ed è mascherata dalla vegetazione in modo irregolare ma costante; l'affioramento (ad eccezione della parte sommitale) risulta perciò descrivibile ma non attraverso una visione d'insieme e continua.

Consiste in una alternanza di micriti (*mudstone* e *wackestone*) grigie, bioturbate, in strati sottili spessi tra i 10 e 40 cm contenenti noduli di selce chiara rossastra, e banchi metrici anch'essi grigi e fangosostenuti ma di privi di selce. Strati sottili e strati spessi sono organizzati tra loro a costituire cicli di scala metrica all'interno dei quali lo spessore degli strati tende ad aumentare verso l'alto secondo un trend *thickening upward* (foto 4.2.4).

Il contenuto microfossilifero è rappresentato da radiolari e lamellibranchi pelagici, sono anche presenti resti di echinodermi tra cui alcuni radioli, spicule di spugna e rari esemplari di foraminiferi ialini nodosariformi (*Lenticulina* sp.) e di *Aeolisaccus dunningtoni*.

La litofacies, non rispecchiando quella tipica del sottostante Calcarea del Dachstein né quella classica della soprastante Fm. di Soverzene è stata definita transizionale. Il limite inferiore con i Calcarea del Dachstein è stato posto in corrispondenza dei primi strati sottili contenenti la selce mentre quello superiore è verosimilmente mascherato da una copertura.

La presenza di una copertura di 11,2 m al tetto dell'unità, non permette di stimare con precisione lo spessore complessivo della stessa, verosimilmente compreso tra i 40 e 51 m.



Foto 4.2.4 - *Trend thickening upward che caratterizza l'unità transizionale.*

Unità micritico-selcifera s.s. (Fm. di Soverzene)

Rappresenta la facies classica della Fm. di Soverzene. L'unità consiste in prevalenti micriti di colore grigio scuro-grigio bruno, in strati a giunti ondulati, di spessore variabile compreso grossomodo tra i 5 e i 40 cm, caratterizzati dalla presenza di abbondante selce nera e grigia, meno frequentemente bruna e rossastra, in noduli decimetrici o lenti spesse fino a 15-20 cm. Si tratta di prevalenti *mudstone* e *wackestone*, questi ultimi presenti soprattutto nella parte alta dell'unità, contenenti peloidi e rari bioclasti. Nella parte inferiore dell'unità in particolare, alle micriti si intercalano livelli marnosi/argillosi, spessi da 1 fino al più 4 cm. La monotonia dell'unità è sporadicamente interrotta da strati decimetrici di *packstone* e *wackestone-packstone* bioclastico-peloidali (foto 4.2.5, 4.2.6).



Foto 4.2.5 - Fm. di Soverzene (unità micritico-selcifera). Strati a giunti ondulati e noduli di selce nera. In corrispondenza del martello si osserva una intercalazione argillosa.



Foto 4.2.6 - Unità micritico-selcifera della Fm. di Soverzene, in questa porzione caratterizzata dalla presenza di evidenti liste di selce nera.

Il contenuto fossilifero è analogo a quello dell'unità sottostante, ovvero rappresentato ancora da radiolari e lamellibranchi pelagici, seppur meno frequenti verso l'alto, da resti di echinodermi, spicule di spugna, alcuni Nodosaridi (tra cui *Lenticulina*), *Agerella martana* e *Aeolisaccus dunningtoni*.

Durante la ricerca, nel detrito proveniente dalla parte sommitale di questa unità è stata rinvenuta un'ammonite. L'ammonite è stata riferita dal prof. F. Venturi (Università di Perugia) al genere *Arnioceras* (foto 4.2.7) e permette di attribuire l'unità micritico-selcifera in questione al passaggio tra il Sinemuriano inferiore (zona a *Semicostatum*; zona a *Turneri*) e il Sinemuriano superiore (zona a *Obtusum*).

La presenza di due coperture, rispettivamente al tetto e alla base dell'unità, non permette di stimare con esattezza lo spessore complessivo della stessa, verosimilmente compreso tra i 130 e 143 m.



Foto 4.2.7 - L'ammonite del genere *Arnioceras* rinvenuta al M. Verzegnis

Unità calcarenitica selcifera (Fm. di Soverzene)

Con questa unità si vuole evidenziare l'aumento relativo della granularità che si riscontra nel risalire la successione di Soverzene. Rispetto all'unità sottostante infatti, si passa progressivamente da prevalenti *wackestone-packstone* a prevalenti *packstone* e *grainstone* ben classati a peloidi e bioclasti, grigio scuri, in strati decimetrici generalmente non superiori ai 50 cm, con bande di selce biancastra molto abbondanti, tanto da prevalere talora sulla controparte carbonatica (foto 4.2.8).

Il contenuto microfossilifero è caratterizzato dall'abbondanza di frammenti di echinodermi, dalla maggior frequenza di foraminiferi bentonici tra cui ancora *Lenticulina* ed altri generi nodosariformi, *Agerella martana*, *Involutina liassica*, ?*Glomospira* sp., *Aeolisaccus dunningtoni*. Si osserva una sensibile diminuzione delle spicule di spugna e l'assenza di radiolari e di lamellibranchi pelagici.

L'unità ha uno spessore compreso tra i 14 e 16 m.

Unità calcarenitica (Fm. di Soverzene)

L'unità costituisce la parte sommitale della Fm. di Soverzene. Consiste quasi esclusivamente in calcareniti (*packstone* e *grainstone*) di colore grigio chiaro contenenti prevalenti peloidi e bioclasti, in strati spessi generalmente da 50 cm a più di un metro caratterizzati dalla completa assenza di selce (*foto 4.2.8*). Si possono talora apprezzare stratificazioni incrociate bisensoriali tabulari.

L'unità è delimitata al tetto da una superficie di *unconformity*, coincidente con buona approssimazione con la base degli *Strati a Posidonia alpina* di CARULLI et al. (2000). Gli ultimi 80 cm che precedono la discontinuità, sono rappresentati da *wackestone* bioclastici di colore grigio, tendente al rosa e al rosso.

Il contenuto microfossilifero è analogo a quello dell'unità sottostante; sono presenti abbondanti di spicule di spugna, inoltre si riconoscono foraminiferi della specie *?Meandroevoluta asiagoensis* e *?Duotaxis metula*; nella litofacies transizionale, si osservano frequenti lamellibranchi pelagici. Negli ultimi metri sono presenti macrofossili rappresentati da alcuni esemplari di belemniti e da rare ammoniti.

L'unità ha uno spessore di circa 20 m.



Foto 4.2.8 - *Formazione di Soverzene. Contatto tra l'unità calcarenitica-selcifera (UCS) e la soprastante unità calcarenitica (UC), caratterizzata dall'assenza di selce.*

Encrinite del M. Verzegnis

La parte basale dell'unità consiste in prevalenti *wackestone* bioclastici nodulari trombolitici e stromatolitici, in facies di Rosso Ammonitico Inferiore (RAI; *foto 4.2.9, 4.2.10*), di colore rossiccio che sfuma lateralmente al grigio-rosato, in strati di circa un metro contenenti abbondanti echinodermi e lamellibranchi pelagici; ad essi si sovrappongono prevalenti *packstone* e *grainstone* a medesimo contenuto bioclastico, definibili come encriniti di colore rosso più o meno intenso, con laminazioni parallele e incrociate (*foto 4.2.11, 4.2.12*), in strati spessi generalmente tra i 30 e 60 cm organizzati in pacchi metrici.

È opportuno evidenziare che nella sezione del M. Verzegnis il rapporto calcari nodulari/encriniti è estremamente variabile su brevi distanze, verosimilmente indotto dalla rapida chiusura laterale di *sand-waves* encrinitiche. Si ricorda infatti (paragrafo “3.6 – *Encrinite del M. Verzegnis*”) che l'ambiente deposizionale era quello di un *plateau* spazzato da correnti su cui veniva ridistribuito, sotto forma di *sand-waves*, il detrito bioclastico-encrinitico prodotto da praterie a crinoidi insediate nei settori annegati di piattaforma. Nelle aree che si aprivano tra le *sand-waves* si accumulava la successione condensata in facies di Rosso Ammonitico.

Il colore rossastro che caratterizza l'unità non rappresenta necessariamente un carattere distintivo, essendo talora determinato da processi diagenetici (PIANO, 1997). Nei primi metri sono presenti mineralizzazioni ferro-manganesifere (GNACCOLINI & MARTINIS, 1974) rappresentate da noduli e livelli lentiformi spessi fino a 20 cm circa (*foto 4.2.15, 4.2.16*) ed interpretate come *hardground* (CARULLI et al., 2000; PIANO & CARULLI, 2002). In aggiunta a questa interpretazione, l'origine delle mineralizzazioni potrebbe esser legata ad una rimobilizzazione diagenetica, suggerita dall'orientazione discordante di una parte dei livelli Fe-Mn stessi rispetto alla stratificazione. Nella parte alta dell'unità sono invece presenti piccoli filoni, con sviluppo inizialmente subverticale e poi laterale, riempiti da sedimento proveniente dai livelli soprastanti (*foto 4.2.13, 4.2.14*).

Come già si può comprendere, il contenuto microfossilifero consiste in prevalenti resti di echinodermi e in lamellibranchi pelagici; sono presenti anche rari Nodosaridi (*Lenticulina sp.* e *Nodosaria ssp.*) e *Agerella martana*; al tetto si associano anche radiolari. Si osservano anche ammoniti, tra cui *Teloceras cf. triptolemus* (Buskman) e *Holophylloceras sp.*, e rostri di belemnite, questi ultimi soprattutto nella parte basale.

L'unità è potente poco più di 21 m.



Foto 4.2.9 - Stromatoliti nella porzione nodulare dell'Encrinite del M. Verzegnis. Questo livello caratterizza anche il RAI del Plateau di Trento.

Foto 4.2.10 - Tromboliti nelle facies nodulare (Encrinite del M. Verzegnis).

Foto 4.2.11 - Stratificazione piano-parallela e incrociata (sotto il martello) nella facies calcarenitica dell'Encrinite del M. Verzegnis.

Foto 4.2.12 - Encrinite del M. Verzegnis (facies calcarenitica). Stratificazione incrociata bisensoriale visibile sulla superficie di taglio di un blocco cavato.

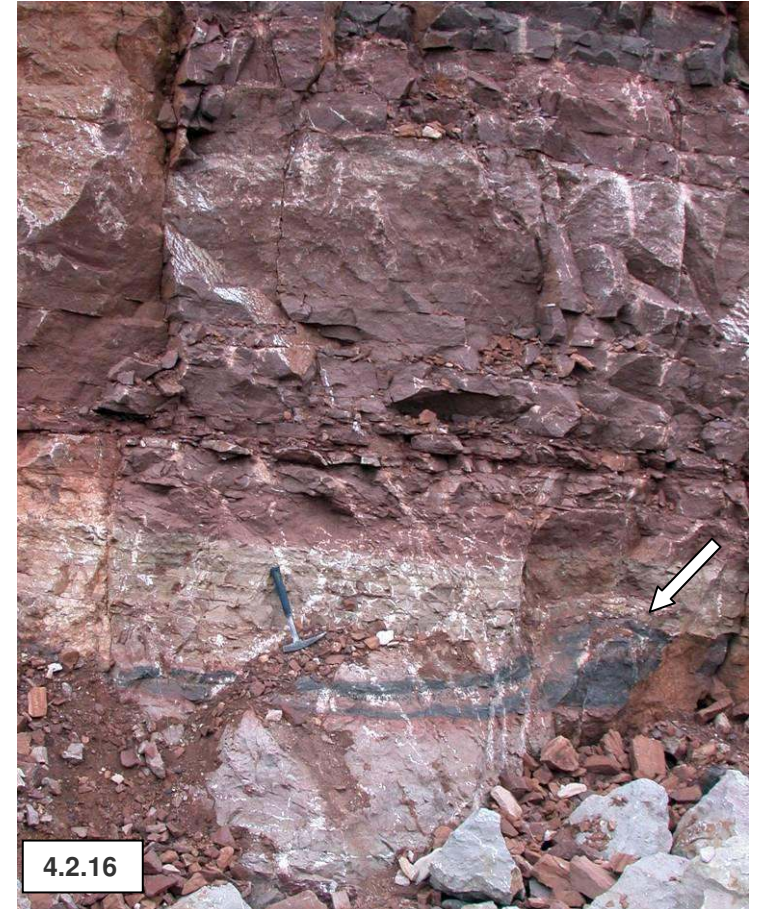
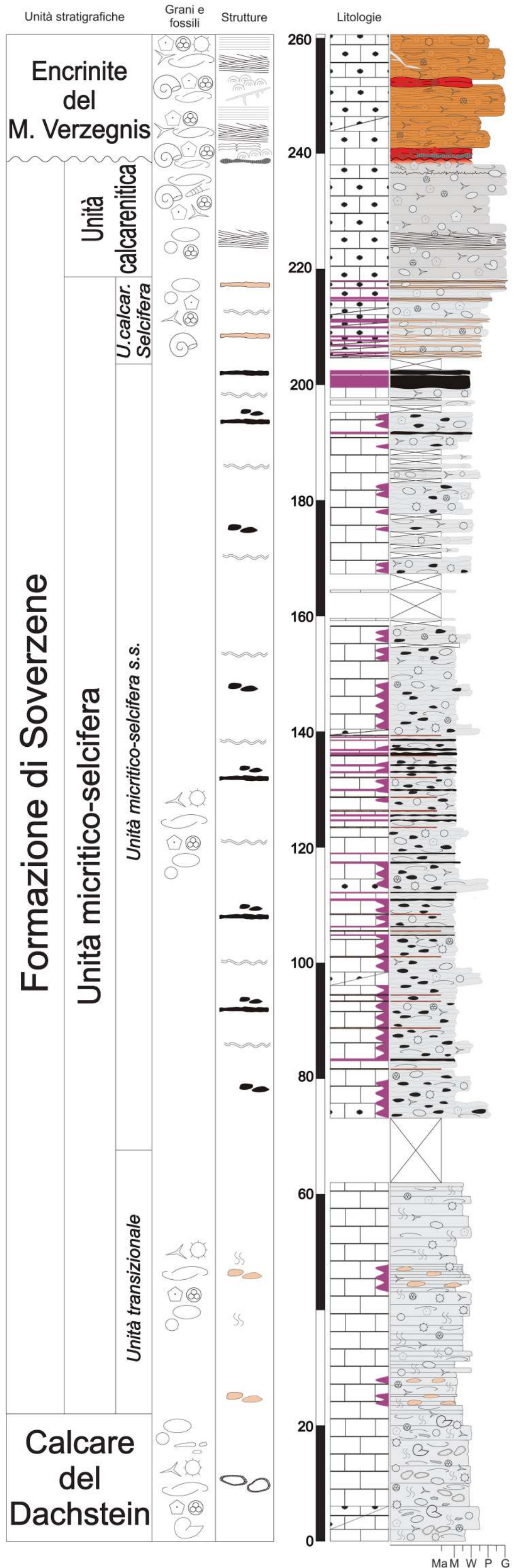


Foto 4.2.13 e 4.2.14 - Dicchi nettuniani riempiti di micrite grigia nella facies calcarenitica.
Foto 4.2.15 e 4.2.16 - Impregnazione ferro-manganesifera rispettivamente concordante e discordante (freccia) rispetto alla stratificazione.



Sezione stratigrafica del M. Verzegnis

4.3 - Col Moschin

La sezione stratigrafica affiora sul Col Moschin (*foto 4.3.1*), nel gruppo del M. Grappa, lungo la mulattiera n° 38 che scende al paese di Carpanè, in Valsugana. Essa comprende la parte superiore della Fm. di M. Zugna e la sovrastante Encrinite di Fanes Piccola; superiormente è chiusa dal Rosso Ammonitico Inferiore. Dal basso verso l'alto la porzione indagata della Fm. di M. Zugna può esser distinta in una *unità subtidale* ed una *unità calcarenitica*. Le due unità, in particolar modo la prima, sono piuttosto fratturate e ricoperte da patine che mascherano eventuali strutture sedimentarie presenti.



Foto 4.3.1 - Sezione stratigrafica di Col Moschin

Unità subtidale

É costituita da calcari micritici bioturbati di colore grigio oppure nocciola chiaro, in strati metrici massicci. Dal punto di vista tessiturale si tratta di prevalenti *wackestone* e subordinati *mudstone*; la componente allochimica consiste principalmente in bioclastici e/o oncoidi, presenti talora anche peloidi o piccoli ooidi. Alle micriti si intercalano banchi metrici di calcareniti nocciola chiaro, rappresentate da *grainstone* oolitico bioclastici peloidali o *packstone* ad analogo contenuto allochimico, al quale si possono aggiungere oncoidi e intraclasti. Le ooliti sono in generale moderatamente classate; presentano inoltre ultrastruttura micritica in cui si possono talora distinguere alcuni involucri concentrici.

L'unità è potente poco meno di 31 m.

Unità calcarenitica

Consiste in banchi metrici di calcareniti nocciola, rappresentate esclusivamente da *grainstone* a prevalenti ooliti micritici, da poco a moderatamente classate, subordinati bioclasti e intraclasti; talvolta presenti anche peloidi o rari oncoidi. Localmente si osservano stratificazioni incrociate.

L'unità, potente grossomodo 17 m, è delimitata al tetto da un'evidente superficie erosionale a cui segue in modo rapido e netto l'unità dell'Encrinite di Fanes Piccola (foto 4.3.3, 4.3.4).

Il contenuto microfossilifero che caratterizza l'unità *subtidale* e quella *calcarenitica* consiste in foraminiferi semplici quali Valvulinidi, Nodosaridi, Textularidi ed altri dotati di struttura complessa tra cui *Paleomayncina termieri*, *Lituosepta recoarensis*, *Haurania deserta*. In associazione sono presenti alghe dasicladali (*Paleodasyclus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Fanesella*, *Tersella*, *Sestrophæra*), codiacee (*Cayeuxia*) e *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Tra i macrofossili si riconoscono frammenti di bivalvi e gasteropodi.

Encrinite di Fanes Piccola

Si tratta di calcareniti rossastre, in strati decimetrici, rappresentate da *grainstone* a prevalenti echinodermi a cemento sintassiale e subordinati bioclasti di altro tipo; nella parte basale, sono anche presenti ooliti e intraclasti oolitici provenienti dall'unità sottostante. Per quanto non sempre ben conservate, si riconoscono stratificazioni incrociate bisensoriali (foto 4.3.2, 4.3.3, 4.3.4).

L'unità è spessa 3,5 m e passa bruscamente al Rosso Ammonitico Inferiore.

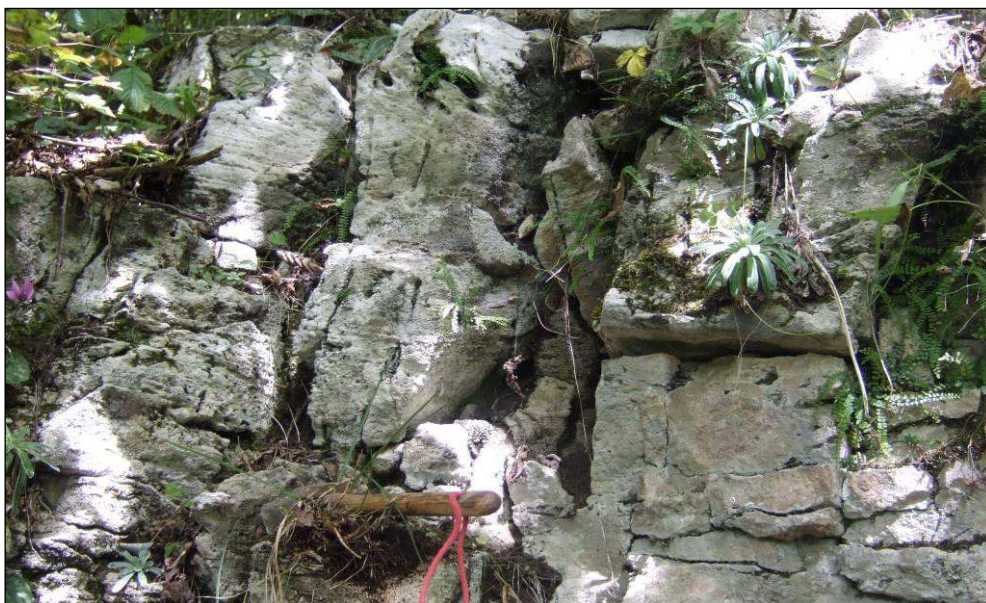


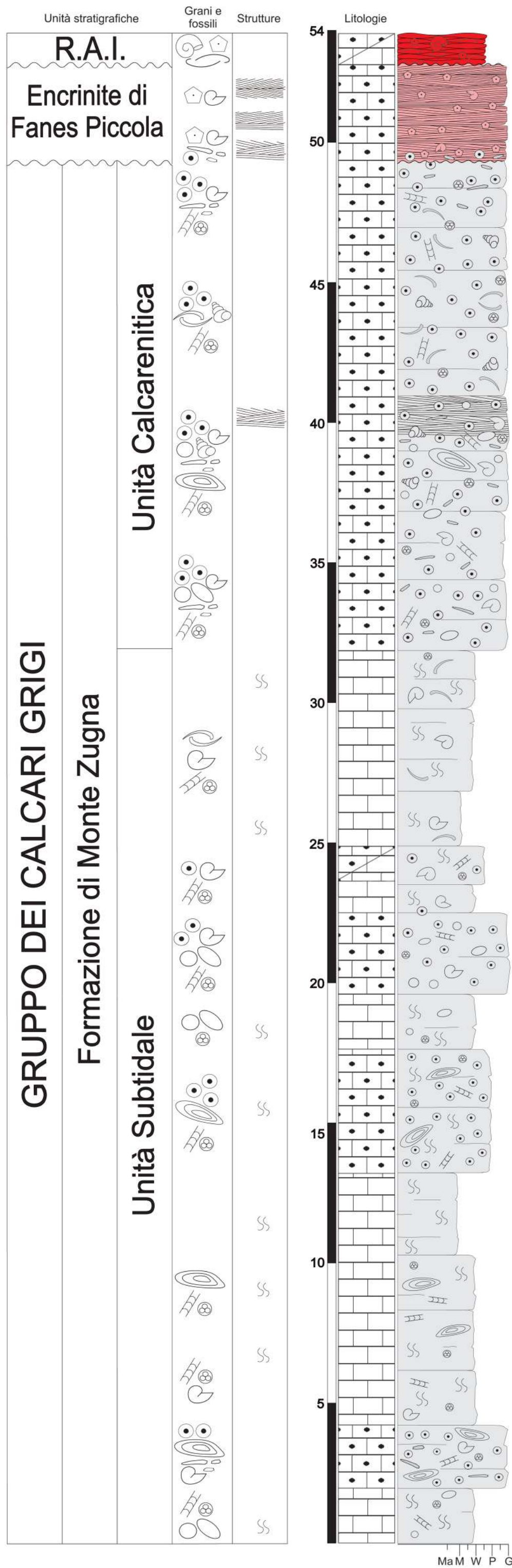
Foto 4.3.2 - Stratificazione incrociata nell'Encrinite di Fanes Piccola (Col Moschin).



Foto 4.3.3 - Contatto tra la Fm. di M. Zugna (unità calcarenitica) e la sovrastante Encrinite di Fanes Piccola (Col Moschin).



Foto 4.3.4 - Sezione lucida relativa al medesimo contatto stratigrafico illustrato nella foto precedente.



Sezione stratigrafica di Col Moschin

4.4 - Foza

Lungo la Strada Provinciale 73 che collega l'abitato di Valstagna (Valsugana) al paese di Foza (Altopiano di Asiago orientale), affiora una successione che si estende dal Triassico superiore al Cretacico inferiore, mettendo in luce le unità stratigrafiche compresa tra la Dolomia Principale al letto ed il Biancone al tetto. Particolarmente esposta è la Fm. di M. Zugna che da sola qui rappresenta l'intero Gruppo dei Calcari Grigi. In questa sezione, l'unità è stata approfonditamente descritta a fini ciclostratigrafici da CLAPS (1993) e successivamente MASETTI et al. (1996; 1998) i quali distinguono, dal basso verso l'alto:

- l'Unità *subtidale* organizzata secondo cicli metrici e submetrici *shallowing upward*;
- l'Unità *indifferenziata*, in prevalenza nodulare, caratterizzata da una tematica ciclica difficilmente inquadrabile;
- il *Membro di Grigno* (di TREVISANI, 1991), corrispondente ad una facies granulare di natura oolitica.

Recentemente ROMANO et al. (2005), hanno inoltre condotto studi biostratigrafici dettagliati. Secondo gli AUTORI citati, il Gruppo dei Calcari Grigi raggiunge in questa sezione lo spessore di almeno 250 m, il limite inferiore con la Dolomia Principale è infatti posto convenzionalmente in coincidenza della comparsa delle prime bancate calcaree, senza un reale criterio stratigrafico; alcune evidenze biostratigrafiche permettono però di ipotizzare che la porzione inferiore dei Calcari Grigi, tradizionalmente interpretata come Dolomia Principale, corrisponda con tutta probabilità ad una sua porzione dolomitizzata (ROMANO et al., 2005). Superiormente i Calcari Grigi sono delimitati dal Rosso Ammonitico Inferiore, il contatto avviene attraverso una superficie di *unconformity*.

Per gli scopi di questo lavoro, sono stati indagati gli ultimi 71 m circa della parte alta della Fm. di M. Zugna. Nell'ambito di questo lavoro, questa porzione è stata indicata come *unità subtidale nodulare* e comprende sia l'Unità indifferenziata che il sovrastante Mb. di Grigno.

L'*unità subtidale nodulare* consiste in una alternanza irregolare di micriti da grigio scure a brune, massicce oppure a struttura nodulare, e calcareniti grigio-nocciola, in strati da decimetrici a metrici, frequentemente caratterizzati da giunti argillosi grigio-verdastri (*foto 4.4.1*). Le micriti consistono in prevalenti *mudstone* e subordinati *wackestone* contenenti in proporzioni diverse peloidi, oncoidi e bioclasti, talora intraclasti; le calcareniti consistono soprattutto in *grainstone* prevalentemente oolitico-bioclastici. Nei primi 30-35 m, le tessiture fangosostenute e granosostenute sono distribuite grossomodo in ugual proporzione, le intercalazioni argillose e la nodularità sono inoltre piuttosto frequenti; nella

porzione restante le calcareniti sono relativamente più abbondanti mentre la frazione argillosa e la nodularità, talora molto spinta da presentarsi sottoforma di noduli micritici distintamente isolati, tendono a diminuire progressivamente.



Foto 4.4.1 - Foza. Alternanza tra calcari massicci e calcari nodulari

Nel descrivere la tematica ciclica che caratterizza la porzione inferiore (Unità subtidale) della Fm. di M. Zugna, CLAPS (1993) considera i livelli argillosi come il tetto di cicli subtidali *shallowing upward*; la litofacies argillosa, priva di caratteri diagnostici di condizioni intersopratidali o in grado di suggerire una prolungata esposizione subaerea, viene da lui interpretata come il prodotto della concentrazione della frazione terrigena fine in sospensione al tetto della piattaforma, durante una fase di arresto della produttività carbonatica. È ragionevole supporre una analoga genesi anche per le intercalazioni argillose che caratterizzano la porzione superiore indagata.

A circa 30 m dal tetto dell'unità, si osservano alcuni strati decimetrici costituiti da *rudstone* a gusci di bivalvi centimetrici della specie *Gervilla buchi* (foto 4.4.2), in posizione di vita; i gusci sono immersi in matrice micritica. Tra i *rudstone* a bivalvi si distingue un livello argilloso verdastro di 20 cm circa contenente i medesimi gusci, in questo caso facilmente isolabili; sono inoltre presenti alcuni intervalli micritici compatti in cui si rinviene la prima comparsa del foraminifero *Paleomayncina termieri*.



Foto 4.4.2 - Intervallo a *Gervillia buchi* (riferimento: 5 cm)

Le strutture sedimentarie, piuttosto scarse in tutta l'unità, sono rappresentate da accenni di lamine trattive presenti in alcuni strati calcarenitici (foto 4.4.3). Alla base della sezione è presente un livello a lamine inter-sopratidali e *fenestrae*, benché l'unità mantenga nel complesso una natura decisamente subtidale (foto 4.4.4).



Foto 4.4.3 - Laminazioni trattive piano parallele nelle calcareniti oolitiche



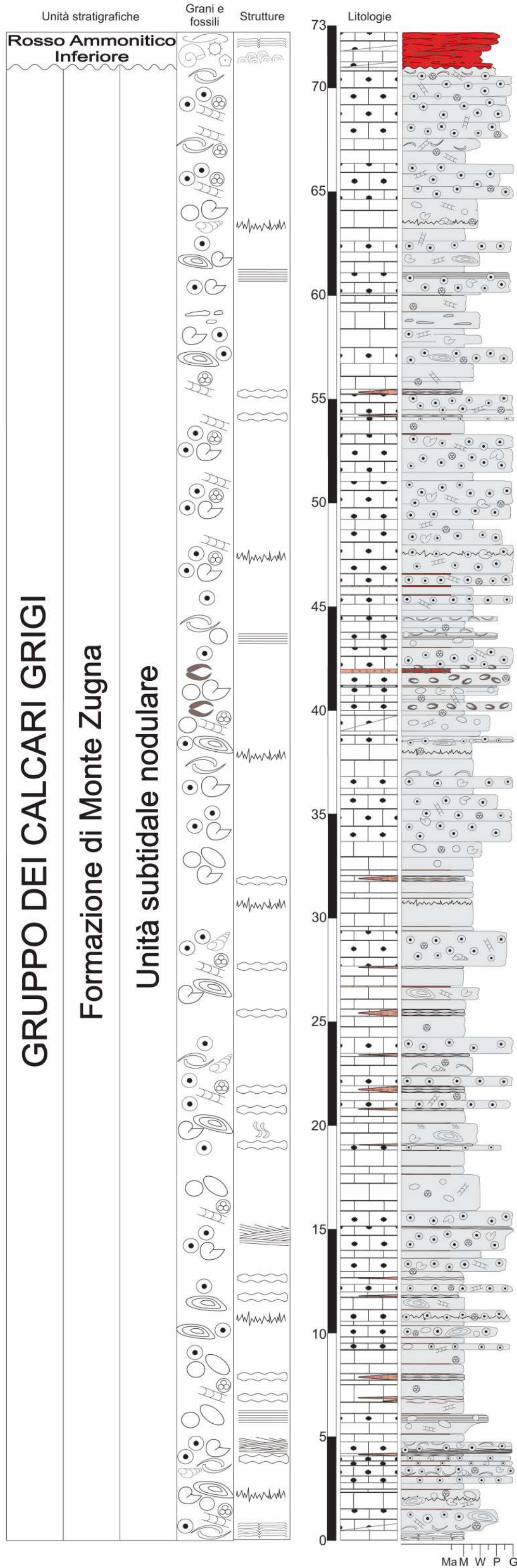
Foto 4.4.4 - Allineamento di fenestrae planari associate ad una laminazione di natura inter-sopratidale poco conservata.


L'unità è superiormente chiusa da calcari massicci nodulari (*wackstone* a *packstone*) a stratificazione metrica, grigio-rosati, appartenenti al Rosso Ammonitico Inferiore (foto 4.4.5). Sono principalmente presenti stromatoliti LLH, tromboliti e lamellibranchi pelagici, in associazione con protoglobigerine, radiolari e frammenti di echinodermi. Il passaggio con la sottostante Fm. di M. Zugna avviene attraverso una superficie di *unconformity*.



Foto 4.4.5 - Lamine stromatolitiche (freccia) nel Rosso Ammonitico Inferiore affiorante a nella sezione di Foza.

Il contenuto macrofossilifero dell'unità *subtidale nodulare* è rappresentato principalmente da gasteropodi e concentrazioni di gusci di bivalvi disarticolati e non, tra questi ultimi si riconoscono in particolare colonie di *Gervillia buchi*, 30 m circa dal tetto della Fm di M. Zugna. Nei calcari micritici compresi tra i livelli a *Gervillia buchi* si rinviene la prima comparsa del foraminifero *Paleomayncina termieri* e di *Everticyclammina praevirguliana*; lungo tutta l'unità si rinvencono inoltre esemplari di Valvulinidi tra cui *Siphovalvulina* sp., *Nodosaridi*, *Textularidi* e *Aeolisaccus dunningtoni*. Sono fortemente presenti le alghe verdi dasicladali *Palaeodasycladus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Tersella* e *Sestrosphaera liasina*, nella parte alta compare anche *Fanesella*. Sempre presenti *Thaumatoporella parvovesiculifera*, alghe cianoficee tipo *Cayeuxia* sp. Come in precedenza già accennato, un dettagliato studio biostratigrafico è stato condotto da ROMANO *et al.* (2005) a cui si rimanda per eventuali approfondimenti.



 *F.O. Paleomayncina termieri*

Sezione stratigrafica di Foza

4.5 - Rotzo

In questo paragrafo si forniscono alcune brevissime informazioni utili ad inquadrare la sezione stratigrafica presa in esame nell'ambito di questa ricerca, rimandando alla bibliografia citata per maggiori dettagli.

Sulla sinistra idrografica della Val d'Astico, lungo la Strada Provinciale 78 che collega il paese di Peschada a quello di Rotzo (Altopiano di Asiago), il taglio stradale mette in luce la successione stratigrafica compresa tra la Dolomia Principale e il Biancone; particolarmente ben esposto è l'intervallo corrispondente al Gruppo dei Calcari Grigi. BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971) descrissero dettagliatamente questo intervallo, fornendo il primo inquadramento sedimentologico e paleontologico dell'allora formazione dei Calcari Grigi che qui suddivisero nel Membro inferiore, Membro medio e Membro di Rotzo; come già riportato nel capitolo relativo alla descrizione delle "Unità Litostratigrafiche", solo di recente, nell'ambito del progetto CARG, la formazione è stata elevata al rango di Gruppo e i membri a quello di Formazione, rispettivamente indicate con i nomi di Formazione di M. Zugna, Calcare oolitico di Loppio e Formazione di Rotzo.

Il gruppo, limitato alla base dalla Dolomia Principale e al tetto dal Rosso Ammonitico Veronese, raggiunge la potenza complessiva di 159 m di cui 39 m appartenenti alla Fm. di M. Zugna, 35 m al Calcare oolitico di Loppio e 85 m alla Formazione di Rotzo (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971). La sezione stratigrafica considerata in questa ricerca corrisponde grossomodo agli ultimi 8 m del Calcare oolitico di Loppio e ai successivi 36 m della sovrastante Fm. di Rotzo, raggiunge perciò lo spessore complessivo di 44 m.

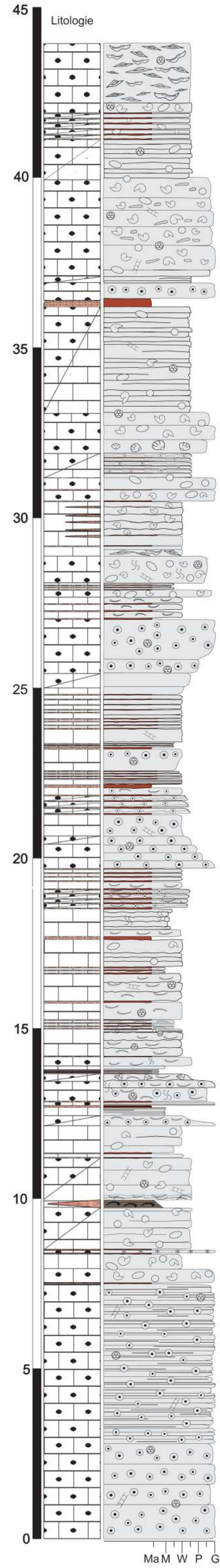
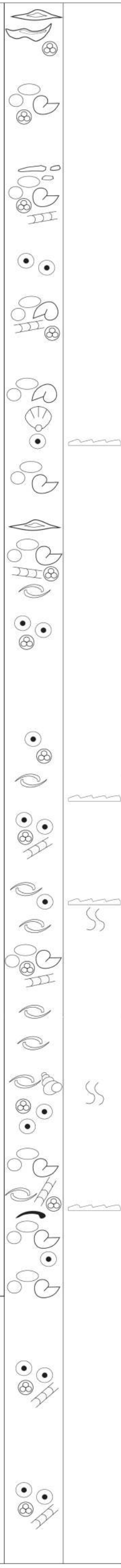
Dal punto di vista microfossilifero, all'incirca 7 metri al di sopra del tetto del Calcare oolitico di Loppio si riscontra la F.O. del formainifero *Orbitopsella*. BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971), evidenziano inoltre la comparsa del foraminifero *Mayncina* cfr. *termieri* (= *Paleomayncina termieri*) nell'ex Mb. inferiore dei Calcari Grigi (zona atipica inferiore).


Unità stratigrafiche Grani e fossili Strutture

GRUPPO DEI CALCARI GRIGI

Formazione di Rotzo

Calcare oolitico di Loppio



 F.O. *Orbitopsella*

Sezione stratigrafica di Rotzo

MaM W P G

4.6 - Val Gola

La sezione affiora sull'Altopiano di Folgaria (TN), lungo una vecchia strada militare che si imbecca dalla frazione di Fontani (Folgaria Ovest) e risale il versante orografico sinistro della Val Gola. Potente grossomodo 27 m, la sezione comprende quasi esclusivamente la Fm. di Rotzo, interessando solo in piccolissima parte (meno di un metro) la porzione sommitale del sottostante Calcarea oolitico di Loppio. La sezione è stata oggetto di studi di carattere biostratigrafico (FUGAGNOLI, 2004) e paleoecologico (POSENATO & MASETTI, 2012; POSENATO et al., 2013). Con particolare riferimento a questi ultimi due lavori (e a cui si rimanda per maggiori approfondimenti), di seguito si fornisce una breve descrizione della sezione stratigrafica.



Foto 4.6.1 - Alternanza calcareo-marnosa (Fm. di Rotzo) nella sezione di Val Gola.

Nei primi metri la Fm. di Rotzo consiste in *wackestone-packstone* grigi contenenti oncoliti, peloidi e bioclasti, talora ooidi. Nei successivi 10 m circa prevalgono *mudstone* e *wackestone* bioclastico-peloidali, ai quali si intercalano talora *packstone* e *grainstone* oolitico-oncoidali. Questo intervallo è caratterizzato dalla presenza di alcuni livelli nerastri, spessi tra i 5 e 20 cm, costituiti da marne e argilliti ricche di sostanza organica (*black shales*), contenenti alte concentrazioni di gusci di bivalvi del genere *Eomiodon* (foto 4.6.2 e 4.6.3).

Nella restante porzione della sezione stratigrafica si osservano alternanze calcareo-marnose (foto 4.6.1), costituite da prevalenti *wackestone* contenenti peloidi e bioclasti, in strati decimetrici talora a giunti ondulati, a cui si intercalano più sottili livelli marnosi. L'alternanza è interrotta da *wackestone-packstone* e meno frequenti *packstone* a peloidi, bioclasti e talora anche oncoliti, in strati da decimetrici a metrici.

Per quanto concerne il contenuto microfossilifero, si desidera evidenziare la prima comparsa del foraminifero *Orbitopsella* a circa 6-8 m dalla base della Fm. di Rotzo.



Foto 4.6.2- Argilliti e marne nerastre contenenti concentrazioni di bivalvi del genere *Eomiodon* (foto sotto).



Foto 4.6.3 - Dettaglio dell'immagine precedente: lumachella a *Eomiodon*.

Unità stratigrafiche

Grani e fossili

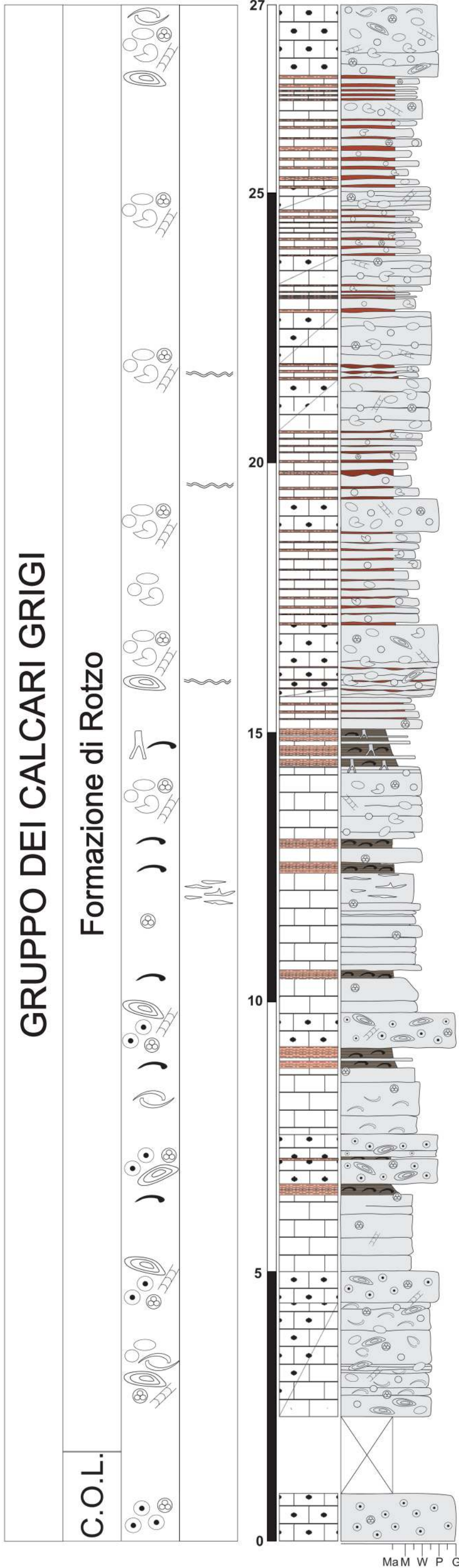
Strutture

Litologie

GRUPPO DEI CALCARI GRIGI

Formazione di Rotzo

C.O.L.



 F.O. Orbitopsella

Sezione stratigrafica di Val Gola

(da Posenato, inedito - modificato)

4.7 - Chizzola

La sezione stratigrafica di Chizzola (Trento) affiora sulla destra orografica della Val d'Adige. È composta da due transetti che si sviluppano lungo la Strada Provinciale 90, rispettivamente nel tratto che collega Chizzola a Mori e nelle vicinanze dell'abitato di Nomi, ad una quindicina di chilometri dal primo.

Il primo spezzone potente 112 m corrisponde alla parte alta della Fm. di M. Zugna (circa 92 m) e a gran parte del sovrastante Calcarea oolitico di Loppio, ovvero a 20 dei suoi 32 metri totali, gli ultimi 12 m sono infatti qui inaccessibili. Complessivamente lo spezzone è ben esposto lungo il taglio stradale, purtroppo l'elevato traffico veicolare e l'ampiezza ridotta della strada, tra l'altro piuttosto articolata, ne complicano notevolmente l'osservazione e la campionatura (*foto 4.7.1*).

Il secondo spezzone, potente circa 6 m, corrisponde alla parte alta del Calcarea oolitico di Loppio; sebbene la fitta vegetazione nei limiti in parte l'osservazione complessiva, la fruibilità è decisamente migliore dal punto di vista della sicurezza.

La Fm. di M. Zugna è stata qui distinta in *unità peritidale* ed *unità subtidale nodulare*; si precisa che i termini utilizzati per identificarle e le corrispondenti porzioni di affioramento non coincidono con quelli già introdotti in passato da altri Autori (CLAPS, 1993; MASETTI et al., 1998).

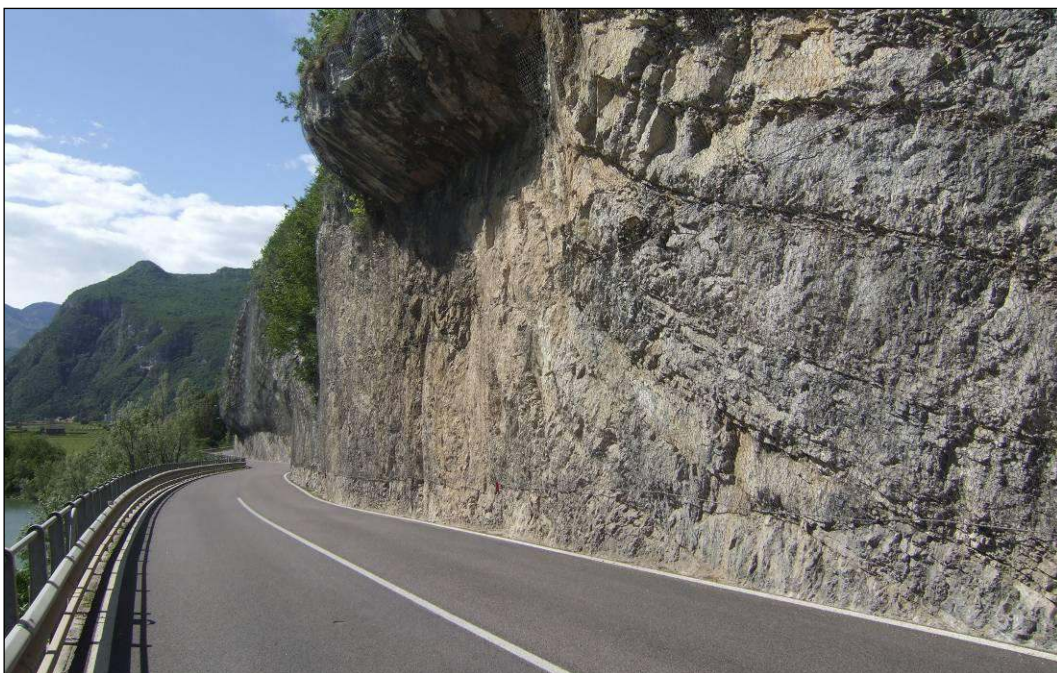


Foto 4.7.1 - Vista parziale della sezione stratigrafica di Chizzola, lungo la Val d'Adige.

Unità peritidale

Si distingue per la classica tematica ciclica peritidale *shallowing upward*, da cui deriva il nome dell'unità stessa MASETTI et al. (1998), interpretano questa tematica come l'espressione di fasi progradazionali di piccole piane di marea impostate sul fianco interno di cordoni litorali.

Ogni ciclo ha spessore mediamente metrico ed è generalmente costituito, dal basso verso l'alto, da un sottile *lag* basale trasgressivo, rappresentato da breccioline intraformazionali a *flat pebbles* dolomitici provenienti dalla rielaborazione dei livelli stromatolitici presenti alla sommità del ciclo sottostante. Si passa quindi alla porzione subtidale ovvero quella più consistente del ciclo. La litofacies corrispondente è rappresentata da prevalenti calcareniti grigio chiare ben classate (*grainstone* e *packstone*) a ooliti, bioclasti, talora anche oncoliti, in strati mediamente spessi 70-80 cm. Frequentemente gli intervalli subtidali sono caratterizzati da una tendenza *coarsening upward*, materializzata da strati in cui si riscontra il progressivo passaggio da tessiture fangose ad altre granosostenute oppure mediante tempestiti calcarenitiche la cui granulometria e frequenza aumenta talora verso l'alto, tanto da presentarsi spesso amalgamate nella parte che precede immediatamente le lamine stromatolitiche inter-sopratidali; tutto ciò denota una possibile tendenza evolutiva della porzione subtidale verso profondità minori (MASETTI et. al., 1998).

Nella porzione subtidale del ciclo possono inoltre esser presenti *floatstone* e *rudstone* costituiti da bivalvi centimetrici (*Gervillia buchi*) in probabile posizione di vita o da gusci disarticolati; gli accumuli bioclastici definiscono livelli spessi 2-3 decimetri e costituiscono talora la parte basale dell'intervallo subtidale (foto 4.7.2).

L'intervallo inter-sopratidale costituisce la parte più alta del ciclo; la litofacies sommitale che lo chiude è rappresentata da *bindstone* stromatolitici (foto 4.7.3), di colore spesso biancastro, probabilmente legato alla precoce dolomitizzazione delle lamine millimetriche che gli costituiscono. Sono presenti evidenti strutture da disseccamento, tra le quali *fenestrae planari* e *sheet-cracks*. In genere ogni singolo livello ha spessore compreso tra i 5 e 30 cm circa, più frequentemente attorno ai 20 cm; la loro morfologia è soprattutto planare ma non mancano esempi di strutture cupoliformi appiattite.

Nella porzione subtidale sono inoltre presenti intercalazioni marnose/argillose, talora anche carboniose (foto 4.7.4), spesse da pochi millimetri fino a 10 cm. Esse sono spiegabili come l'effetto dell'arresto temporaneo della produttività carbonatica, ipotesi con cui CLAPS (1993) spiega l'origine dei livelli argillosi presenti nell'Unità subtidale

(come da lui intesa) che caratterizza la parte inferiore della Fm. di M. Zugna; in alternativa od anche possono rappresentare una fase di emersione, in particolare quando assumono la forma di sottili livelli che marcano il top di alcuni orizzonti stromatolitici.



Foto 4.7.2 - Intervallo a gusci di bivalvi *Gervillia buchi* alla base di un ciclo peritidale



Foto 4.7.3 - Lamine stromatolitiche alla sommità di un ciclo peritidale.



Foto 4.7.4 - *Giunto marnoso-carbonioso nell'unità peritidale.*

L'unità peritidale è potente poco più di 16 m; l'avvicendamento con la successiva unità subtidale nodulare avviene gradualmente.

Come accennato, tra i macrofossili sono presenti concentrazioni di bivalvi della specie *Gervillia buchi*, disarticolati e non. Alla microscala si osservano piccoli foraminiferi (Texutularidi, Valvulinidi, *Aeolisaccus dunningtoni*) e Alghe verdi Dasycladali, ovvero *Palaeodasycladus mediterraneus* e *P. gracilis*, *Sestrosphaera liasina*, *Fanesella sp.* e *Tersella sp.* Presenti *Thaumatoporella spp.*

Unità subtidale nodulare

Consiste in una monotona successione costituita da prevalenti micriti di colore grigio scuro, in strati da decimetrici a metrici, frequentemente nodulari, in cui si possono essere presenti in proporzioni diverse peloidi, oncoidi, bioclasti (*foto 4.7.5*). La struttura nodulare, più o meno marcata, deriva dallo smistamento diagenetico della frazione argillosa allora contenuta e generalmente interessa la parte superiore e/o inferiore dello strato, il corpo restante si presenta invece massiccio. Soprattutto nella parte inferiore dell'unità, alle micriti si intercalano uno più strati calcarenitici analoghi a quelli dell'unità peritidale sopra descritta; con frequenza decisamente minore, sono ancora presenti laminiti stromatolitiche inter-sopratidali. In tutta l'unità si osservano intercalazioni marnose e argillose spesse da meno di un centimetro ad un paio di decimetri, talora associate a strutture nodulari.



Foto 4.7.5 - Unità subtidale nodulare che caratterizza la parte sommitale della Fm. di M. Zugna affiorante a Chizzola.

L'unità è potente poco più di 76 m, 12 dei quali sono tuttavia obliterati da un filone verticale che l'attraversa. Il filone è costituito da *grainstone* a prevalenti ooliti mal sortiti provenienti dal soprastante Calcarea oolitico di Loppio e testimonia la ripresa della tettonica distensiva nell'ambito del margine continentale sudalpino (MASETTI et al., 1996; 1998). Il passaggio dell'unità subtidale con il sovrastante Calcarea oolitico di Loppio è netto e rapido.

Nell'unità non sono più presenti le concentrazioni a bivalvi. Il contenuto microfossilifero è analogo a quello dell'unità peritidale; nella parte superiore, grossomodo in corrispondenza del limite con il sovrastante Calcarea oolitico di Loppio, BARATTOLO & ROMANO (2005) segnalano la comparsa del foraminifero *Paleomayncina termieri*.

Calcarea oolitico di Loppio

Come anticipato nella parte iniziale, questa unità si compone di due transetti affioranti ad alcuni chilometri di distanza l'uno dall'altro. Sebbene appartenenti alla medesima unità, si presenta con due litofacies diverse, dal basso verso l'alto così distinte:

Litofacies A

Costituisce la parte più cospicua dell'unità, ovvero i primi 20 m circa affioranti tra Chizzola e Mori, in continuità stratigrafica con la sottostante unità subtidale nodulare.

Corrisponde alla litofacies classica del Calcarea oolitico di Loppio, è infatti rappresentata da banchi metrici e plurimetrici da grigio chiari a biancastri, di calcareniti (*grainstone*)

moderatamente classate a ooliti dalla tipica ultrastruttura micritica, botroidi e subordinati bioclasti. Non si apprezzano strutture sedimentarie se non qualche accenno di laminazione parallela.

Non si osservano macrofossili; il contenuto microfossilifero è analogo a quello dell'unità sottostante.

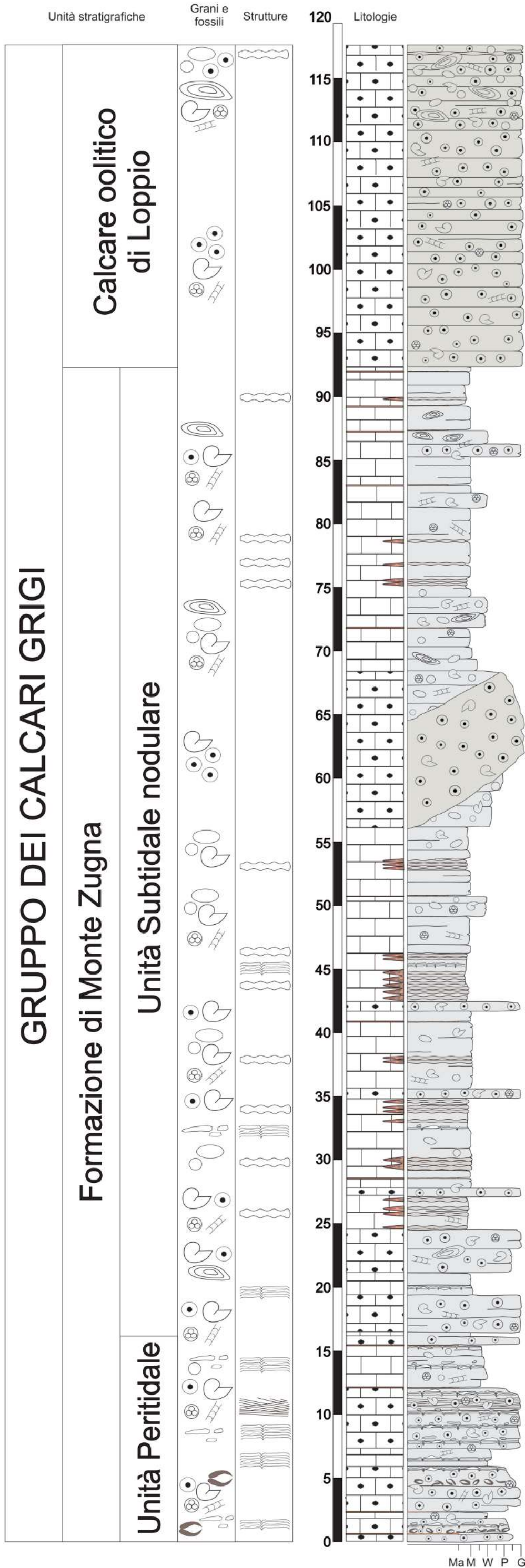
Litofacies B

Corrisponde alla parte superiore dell'unità, ovvero agli ultimi 6 m circa affioranti presso Nomi. È caratterizzata da calcareniti grigie, (soprattutto *grainstone*) da moderatamente a mal classate, contenenti peloidi, oncoidi, ooliti micritici e bioclasti. Gli strati hanno dimensione da decimetrica a metrica; nella parte grossomodo intermedia dell'unità si osserva un inusuale intervallo di circa 60 cm caratterizzato da struttura nodulare, a testimoniare la presenza di una frazione argillosa (*foto 4.7.6*). Non si osservano strutture sedimentarie. La *litofacies B* si discosta da quella tipica del Calcarea oolitico di Loppio. Verosimilmente potrebbe rappresentare una litofacies di transizione tra quest'ultimo e la soprastante Fm. di Rotzo.

Tra i macrofossili si riconoscono frammenti di gusci di bivalvi. Il contenuto microfossilifero è analogo a quello della *litofacies A*.



Foto 4.7.6 - Calcarea oolitico di Loppio affiorante a Nomi. Si noti l'intervallo nodulare in corrispondenza del martello. In alto a destra, foto di dettaglio in cui si osserva la presenza di oncoidi.



Filone
(Calcare oolitico di Loppio)

Sezione stratigrafica di Chizzola

Ma M W P G

4.8 - Madonna della Corona

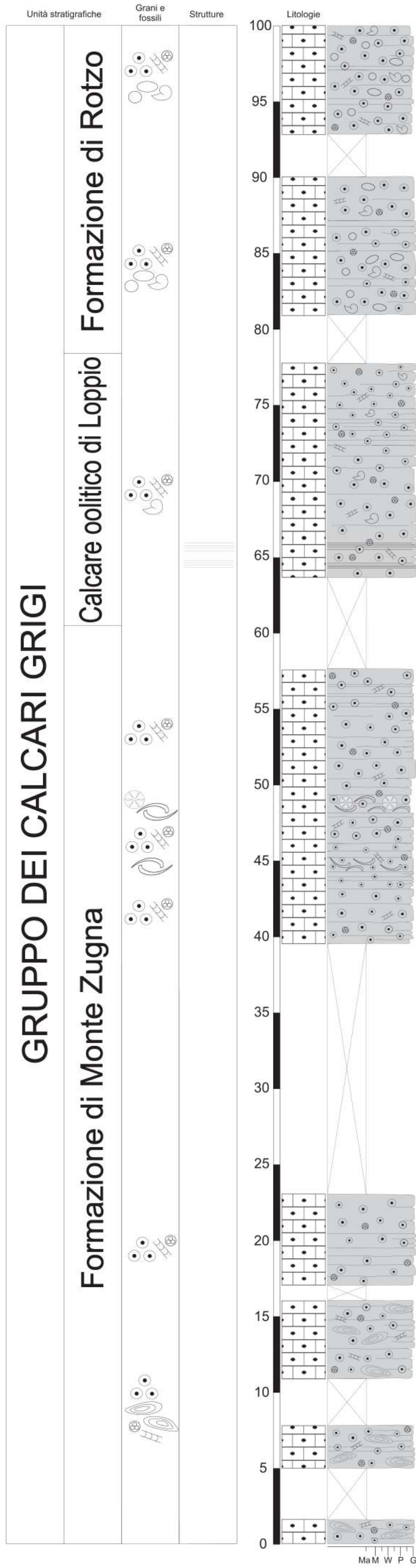
Di seguito fornisce un breve inquadramento della sezione stratigrafica di Madonna della Corona; si rimanda alla bibliografia citata per maggiori dettagli.


La sezione stratigrafica affiora sul fianco orientale del M. Baldo, ad Est del Lago di Garda; si sviluppa lungo il primo tratto del “sentiero dei pellegrini” che dall’abitato di Brentino di Belluno (137 m s.l.m.) in Val d’Adige, sale al Santuario della Madonna della Corona (774 m s.l.m.); in alternativa la sezione può essere raggiunta scendendo lungo il medesimo percorso che si diparte dalla sovrastante frazione di Spiazzi (858 m s.l.m.).

La sezione presa in esame, spesso discontinua o male esposta a causa di alcune coperture vegetali, raggiunge la potenza complessiva di 100 m distribuiti tra la Fm. di M. Zugna (60 m), il Calcare oolitico di Loppio (18 m) e la Fm. di Rotzo (22 m su 200 m totali); come noto si tratta di unità stratigrafiche appartenenti al Gruppo dei Calcari Grigi, che nel caso specifico raggiunge una potenza complessiva compresa tra 380 e 460 m. In questo settore della Piattaforma di Trento, la porzione sommitale del Gruppo è infatti rappresentata dall’Oolite di Massone il cui spessore varia tra i 100 e 180 m, in quanto lateralmente passa alla Fm. di Misone.

La sezione costituisce una modesta porzione di una più vasta sequenza stratigrafica che in questa località raggiunge una potenza superiore ai 900 m, abbracciando un intervallo di tempo che si estende dal Norico al Titoniano, materializzato dalle formazioni comprese tra la Dolomia Principale e il Membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese. Studi stratigrafici “classici” e altri di carattere prevalentemente chemostratigrafico, inerenti anche l’intervallo qui considerato, sono stati condotti rispettivamente da BOSELLINI & COLLABORATORI (1973) e da WOODFINE (2002) e WOODFINE et al., (2008) a quali si rimanda per maggiori dettagli.

Per quanto concerne il contenuto microfossilifero, si evidenzia la prima comparsa del foraminifero *Orbitopsella* a circa 7-8 m dalla base della Fm. di Rotzo.



 F.O. *Orbitopsella*

Sezione stratigrafica di Madonna della Corona

Ma M W P G

4.9 - Valico di Chiunzi

La sezione stratigrafica affiora nell'immediato entroterra della penisola sorrentina, presso il Valico di Chiunzi (656 m), un passo dei M. Lattari che collega la costiera amalfitana con l'agro nocerino-sarnese. La catena montuosa è costituita da rocce carbonatiche di età compresa tra il Triassico superiore e il Cretacico superiore appartenenti alla Piattaforma Campano-Lucana. Un contributo fondamentale alla conoscenza del Giurassico di questo settore si deve a DE CASTRO (1962), che ne segnala la presenza e fornisce una descrizione dei caratteri litologici e paleontologici principali; fino ad allora, gran parte del mondo scientifico era concorde nel ritenere che i M. Lattari fossero costituiti da un complesso prevalentemente dolomitico di età triassica e da uno calcareo-dolomitico sovrastante di età cretacica (DE CASTRO, 1962 *cum bibl.*). Recentemente alcuni settori dei M. Lattari tra cui lo stesso Valico di Chiunzi sono stati oggetto di ulteriori studi e ricerche, condotti principalmente nell'ambito del Progetto CARG - Fogli geologici 466 Sorrento (PERRONE, in stampa) e 467 Salerno (PAPPONE et al., 2009) oppure inerenti essenzialmente i corpi dolomitici presenti e i relativi processi di dolomitizzazione (es., IANNICE et al., 2011). Nel complesso, le conoscenze relative alla sezione presa in esame nell'ambito di questa tesi sono piuttosto limitate (*foto 4.9.1*).



La sezione stratigrafica studiata ha uno spessore complessivo di 110 m e rappresenta una porzione dell'unità formazionale dei Calcari a *Palaeodasycladus*, qui potenti 300 m circa e limitati alla base dalla Dolomia Superiore mentre al tetto dai Calcari oolitici e oncolitici (PAPPONE et al., 2009). Nel caso specifico, il limite inferiore della sezione è definito da banchi massici per lo più metrici generalmente dolomitizzati (anch'essi apparenti alla formazione dei Calcari a *Palaeodasycladus*), quello superiore coincide invece con i primi strati in cui si osserva la comparsa dell'*Orbitopsella*. Nell'insieme, la sezione indagata è facilmente accessibile, i primi metri basali si possono osservare sul fronte di una cava abbandonata (foto 4.9.2) ubicata sul M. Albino di Sant'Egidio (Valico di Chiunzi) mentre quelli successivi lungo il versante del medesimo rilievo, dove gli strati rocciosi più o meno intensamente carsificati, affiorano con una caratteristica morfologia a gradoni interrotta talora da modeste coperture (foto 4.9.1). Dal basso verso l'alto si possono distinguere le seguenti due unità:

- *Unità peritidale*
- *Unità subtidale*



Foto 4.9.2 - Il fronte di cava presso il Valico di Chiunzi. Le frecce evidenziano due orizzonti lentiformi biancastri corrispondenti a porzioni dolomitizzate dell'affioramento.

Unità peritidale

È caratterizzata dalla presenza di intervalli laminati inter-sopratidali di natura microbialitica a *fenestrae planari* (foto 4.9.3) che nell'insieme definiscono una tipica organizzazione ciclica peritidale. Generalmente mal preservate a seguito dell'alterazione meteorica dell'affioramento, le laminiti hanno spessore variabile compreso tra i 5 e 10 cm e sono prevalentemente granosostenute. L'unità è rappresentata da prevalenti *wackestone* grigi o nocciola ad oncoidi, micro-oncoidi (dimensione inferiore a due millimetri), bioclasti, peloidi e meno frequentemente intraclasti (talora nerastri), in strati spessi generalmente tra i 30 e gli 80 cm, ai quali si intercalano *packstone* e *grainstone* di analogo colore, spessore e componente allochimica; gli strati sono talvolta separati da sottili intercalazioni argillose di colore verdastro-giallastro. Nei primi metri sono inoltre presenti corpi lentiformi dolomitizzati biancastri (IANNACE et al., 2011), ben osservabili nella cava dismessa (foto 4.9.2).

Si sottolinea la frequentemente presenza di alte concentrazioni di porosità irregolari pervasive riempite da cementi spatici, lievemente sporgenti rispetto alla superficie esposta degli strati a seguito dell'erosione selettiva operata dagli agenti atmosferici; verosimilmente queste strutture testimoniano un'intensa bioturbazione del sedimento (foto 4.9.4) e spesso coinvolge anche i livelli microbialitici.

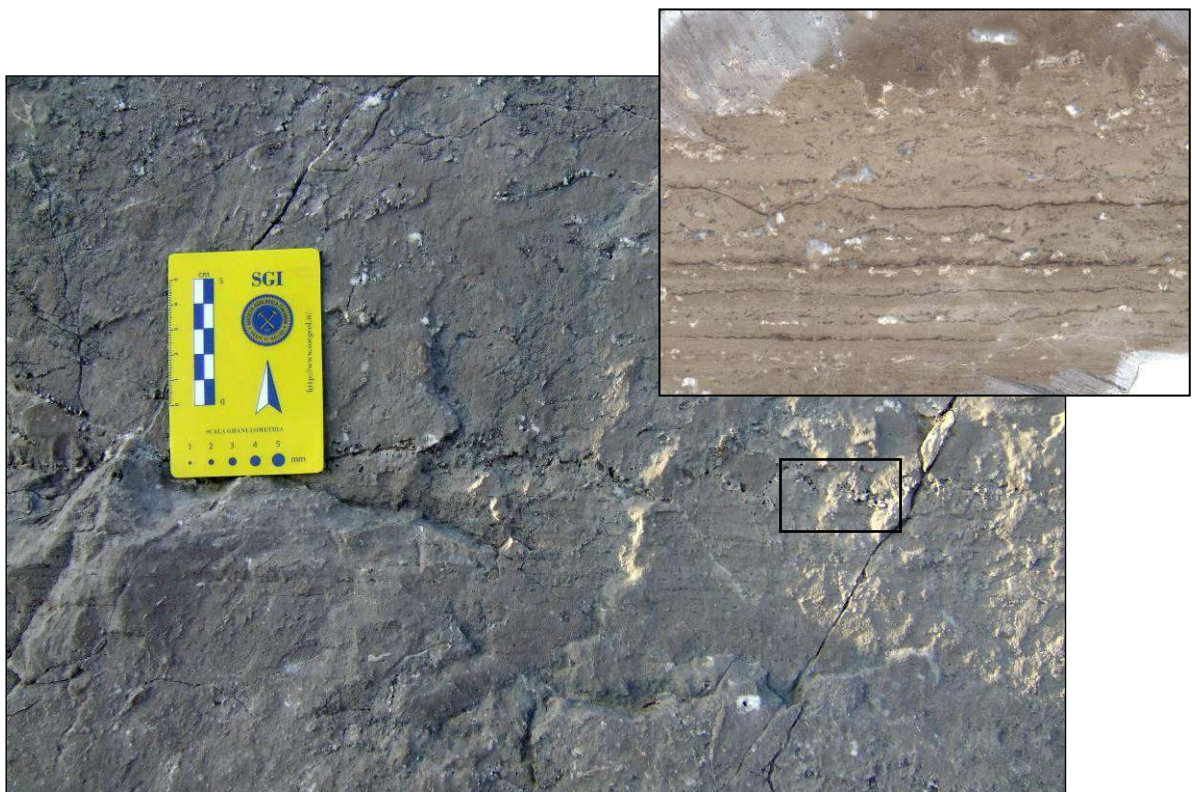


Foto 4.9.3 - Valico di Chiunzi. Intervallo a lamine inter-sopratidali e sezione lucida corrispondente al riquadro nero.



Foto 4.9.4 - Valico di Chiunzi. Porosità irregolari pervasive nei calcari micritici

In tutta l'unità sono molto abbondanti le alghe, rappresentate principalmente da *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Dasicladaceae* (*Paleodasyclus mediterraneus* e *P. gracilis*) e *Codiaceae* (*Cayeuxia*). Molto spesso gli oncoidi/micro-oncoidi presenti sono costituiti da esemplari di *Thaumatoporelle* a cui si associano frequentemente altri bioclasti (DE CASTRO, 1990). Tra i foraminiferi si riconoscono Textularidi, Valvulinidi (*Siphovalvulina* sp.), *Glomospira* sp., *Meandrovoluta asiagoensis*, *Pseudopfenderina* sp., *Aeolisaccus dunningtoni*, *Involutina liasica*, *Spirillina* sp., *Everticyclammina praevirguliana*; a circa 28 m dalla base, si segnala la prima comparsa di *Paleomayncina termieri*, seguono poi quella di *Amijiella amiji* e *Haurania deserta* e *Lituosepta recoarensis*.

Lo spessore dell'unità è di 55 m

Unità subtidale

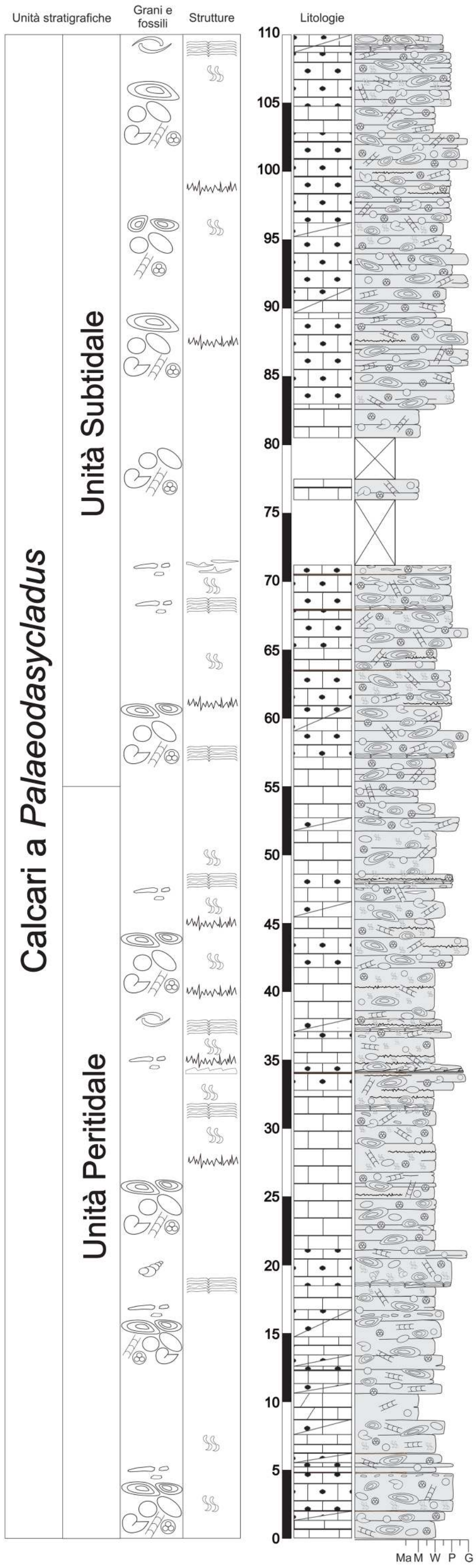
Si tratta di un'unità prevalentemente calcarenitica; il limite transizionale con la sottostante *unità peritidale* è stato posto lì dove si riscontra il sostanziale aumento delle tessiture granosostenute (rappresentate soprattutto da *packstone*) rispetto a quelle fangosostenute. I componenti allochimici presenti sono gli stessi già sopra riportati, ovvero: oncoidi, micro-oncoidi, bioclasti e peloidi, a cui si possono aggiungere intraclasti nella porzione inferiore. Alcuni livelli microbialitici sono ancora presenti nella parte basale ma diminuiscono sensibilmente verso l'alto, fino ad essere sostanzialmente assenti. Benché sempre

presenti, lungo tutta l'unità si riscontra una minor frequenza dei riempimenti spatici associati all'intensa bioturbazione.

La sovrapposizione di questa unità al di sopra di quella *peritidale* denota un graduale approfondimento ambientale legato verosimilmente ad una fase trasgressiva. Ancora più in alto fa la sua comparsa la facies a *Lithiotis* (DE CASTRO, 1962).

Il contenuto microfossilifero è analogo a quello dell'unità sottostante, rispetto alla quale si riscontra la comparsa dell'*Orbitopsella* una decina di metri al di sotto del tetto.

L'unità raggiunge lo spessore di 45 m.



Calcari a *Palaeodasycladus*

Unità Subtidale


Unità Peritidale

Unità stratigrafiche

Grani e fossili

Strutture

Litologie

 *F.O. Orbitopsella*

 *F.O. Paleomayncina termieri*

Sezione stratigrafica del Valico di Chiunzi

Ma M W P G

5 - BIOSTRATIGRAFIA

Come già detto in precedenza, uno degli scopi di questa tesi consiste nella taratura biostratigrafica dell'anomalia isotopica utilizzando le scale biozonali già esistenti, al fine di definire una linea tempo attraverso i domini di piattaforma e bacino.

5.1 - Le piattaforme carbonatiche: limiti delle associazioni bentoniche

Per quanto concerne le piattaforme carbonatiche mesozoiche, in assenza di *marker* classici di facies di mare aperto come le ammoniti, foraminiferi planctonici e calpionelle, il quadro biostratigrafico è fornito essenzialmente dal gruppo dei foraminiferi e secondariamente dalle alghe dasycladali (BASSOULLET et al., 1978) ovvero dalle associazioni bentoniche che questi organismi definiscono assieme. I tentativi di calibrazione degli schemi biozonali ottenuti da queste ultime attraverso l'aggancio con le scale ad ammoniti, sono piuttosto rari; tra questi, fondamentali sono i lavori di SEPTFONTAINE (1984; 1985). Il potere di risoluzione delle associazioni bentoniche rimane perciò piuttosto limitato, verosimilmente confinato, nelle migliori delle ipotesi, al sottopiano oppure all'epoca, a seconda che si operi a scala regionale oppure superiore (SEPTFONTAINE et al., 1991). Le specie bentoniche sono infatti morfologicamente stabili per lunghi periodi, mentre le forme *marker* non sono sempre presenti nelle associazioni per ragioni di facies (SEPTFONTAINE, 1980). A tal proposito CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977) evidenziano un importante limite delle suddivisioni biozonali relative all'ambiente di piattaforma carbonatica. Solo in prima approssimazione, questo ambiente può essere considerato costante nel lungo periodo; in realtà è invece caratterizzato da variazioni laterali e verticali di litofacies che si ripercuotono sugli *habitat* delle associazioni bentoniche, impedendo di seguire con continuità l'evolversi dei diversi *phyla*. In altri termini, affermano gli AUTORI citati, non è possibile stabilire con certezza se la comparsa e la scomparsa delle varie specie bentoniche siano dovute a processi evolutivi oppure a variazioni, spesso locali, ma talvolta più ampie, di alcuni fattori ambientali, strettamente connesse alle modalità secondo le quali si evolve nel tempo la piattaforma carbonatica considerata. Ne consegue che l'estensione stratigrafica di molte specie caratteristiche, controllabile localmente, non è quella totale ma rappresenta soltanto una estensione parziale (CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977).

5.1.1 - Biozonazioni

A partire dalla metà del secolo scorso si sono succeduti molteplici ed importanti contributi nell'ambito della biostratigrafia delle successioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; in questo lavoro non si ha la pretesa di riportarli tutti, si intende piuttosto citarne alcuni.

A DE CASTRO (1962) si deve il primo schema biostratigrafico relativo ad una successione giurassica di mare sottile, realizzato sulla base di alcuni affioramenti della Penisola Sorrentina. Successivamente, nello stesso anno, SARTONI & CRESCENTI (1962) elaborano lo schema biozonale del Mesozoico in facies di piattaforma dell'Appennino Meridionale. Basati ancora su successioni appenniniche giungono ulteriori contributi, tra cui quelli di FARINACCI & RADOIČIĆ (1964), CRESCENTI (1969), CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977, 1978), DE CASTRO, (1991) e ancora CHIOCCHINI et al. (1994; 2008). Nel contempo, dalle successioni di piattaforma carbonatica marocchina del Giurassico inferiore, arriva il contributo di SEPTFONTAINE (1984, 1985), il quale realizza uno schema biozonale a foraminiferi calibrato con le biozone ad ammoniti e brachiopodi: più preciso rispetto a quelli esclusivamente ad associazioni bentoniche, diviene presto un importante riferimento; si segnala anche SEPFONTAINE et al. (1991). Dalla vicina Croazia, in cui affiorano successioni di piattaforma carbonatica affini a quelle appenniniche possiamo inoltre citare i contributi di NICKLER & SOKAČ (1968) e VELIĆ (1977; 2007).

Tra gli schemi attualmente più diffusi, si incontrano senz'altro quelli di CHIOCCHINI et al. (1994) e DE CASTRO (1991). I due schemi (*fig. 5.1.3.1*) si basano sulla distribuzione di pochi *taxa*, come le alghe dasycladali per l'Hettangiano – Sinemuriano e i macroforaminiferi bentonici per il Pliensbachiano, si differenziano invece per la diversa posizione dei limiti biozonali piuttosto che per i *taxa* indice scelti (BARATTOLO & ROMANO, 2005). In CHIOCCHINI et al. (1994), la zona a *Thaumatoporella parvovesiculifera* si estende fino al Sinemuriano inf. mentre in DE CASTRO (1991), la zona a *Thaumatoporella* è attribuita all'Hettangiano p.p.; secondo lo stesso ordine, la successiva zona a *Palaeodasycladus mediterraneus* è invece rispettivamente attribuita all'intervallo Sinemuriano medio – Toarciano e a quello Hettangiano sup. – Toarciano p.p. Nella parte mediana della zona a *Palaeodasycladus mediterraneus*, CHIOCCHINI e Collaboratori individuano la subzona a *Orbitopsella spp.* (Pliensbachiano inf. p.p. – Pliensbachiano sup.) in cui si individua anche la presenza, tra gli altri, del lituolide *Mayncina termieri*; DE CASTRO invece, preferisce individuare nella medesima unità biostratigrafica la subzona di distribuzione a *Mayncina termieri* (Sinemuriano p.p. – Toarciano p.p.) che include al suo interno l'orizzonte a *Orbitopsella preacursor*. Si desidera precisare che, a seguito di una

revisione nomenclaturale dei foraminiferi agglutinati (KAMINSKI, 1996) la specie *Mayncina termieri* è attualmente indicata con il nome di *Paleomayncina termieri*, termine conseguentemente utilizzato anche nell'ambito di questa tesi di dottorato.

5.1.2 - Biozonazione del Gruppo dei Calcari Grigi

Anche per la successione di piattaforma carbonatica corrispondente al Gruppo dei Calcari Grigi è stato fornito un inquadramento biostratigrafico basato esclusivamente sui foraminiferi bentonici e subordinatamente sulle alghe verdi (es.: BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004). Nell'intervallo stratigrafico corrispondente al Calcare oolitico di Loppio e alla Fm. di M. Zugna, si riconosce la Biozona a *Dasycladali* mentre in quello corrispondente alla Fm. di Rotzo si distinguono la Biozona a *Lituosepta recoarensis* nella parte basale, la Biozona a *Orbitopsella* nella porzione centrale-inferiore e, infine, la Biozona a *Lituosepta compressa* in quella restante (FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004). In accordo con la zonazione ad ammoniti e brachiopodi proposta da SEPTFONTAINE, (1984; 1985) per le piattaforme del Giurassico inf. del Marocco, la biozona a *Orbitopsella* è stata attribuita (FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA, 1998; FUGAGNOLI, 2004) al tardo Sinemuriano – Pliensbachiano inf. (Carixiano) mentre quella a *Lituosepta compressa* al Pliensbachiano sup. (Domeriano); gli stessi dati hanno permesso di ascrivere la Fm. di Rotzo al Sinemuriano p.p. e al Pliensbachiano (fig. 5.1.2.1).

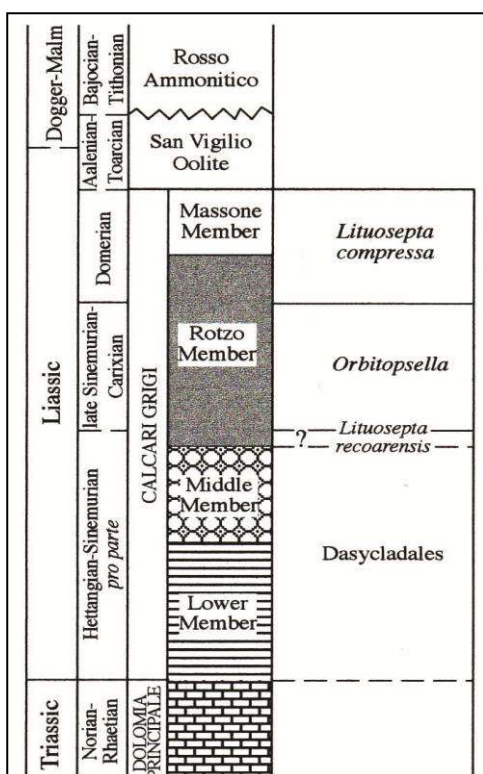


Fig. 5.1.2.1 - Schema crono-biostratigrafico della Piattaforma di Trento (FUGAGNOLI, 1998).

Le ammoniti presenti nel Gruppo dei Calcari Grigi sono molto rare e non autoctone, in quanto ritrovate nel detrito. POSENATO & MASETTI (2012) riportano una sintesi cronobiostratigrafica della Fm. di Rotzo, corredata da importanti riferimenti bibliografici; questi autori fanno rilevare come SARTI & FERRARI (1999) abbiano segnalato la presenza di *Protogrammoceras isseli* trans. *marianii* nella parte inferiore della Zona ad *Orbitopsella* del M. Baldo, in Val d'Adige; l'ammonite si colloca nella parte intermedia della Subzona *Stokesi* (parte inferiore della Zona a *Margaritatus*), corrispondente al tardo Pliensabachiano. POSENATO & MASETTI (2012) citano anche i dati di SARTI (1981) il quale segnala una ammonite raccolta nel detrito proveniente, secondo lo stesso AUTORE, dalla parte superiore della Fm. di Rotzo affiorante nell'Altopiano di Lavarone. La provenienza dell'ammonite è stata successivamente riferita (SARTI & FERRARI, 1999) ai livelli basali del Calcare di Misone, che in questo settore della Piattaforma di Trento si interdigita al Calcare oolitico di Massone e alla Fm. di Rotzo. L'ammonite è stata classificata come *Protogrammoceras* gr. *celebratum-italicum* e perciò riferita alla parte superiore della Subzona *Stokesi* (parte inferiore della Zona a *Margaritatus*; SARTI & FERRARI, 1999).

Verosimilmente le due ammoniti permettono di attribuire la zona a *Orbitopsella* al tardo Pliensabachiano, inoltre la Fm. di Rotzo si sarebbe depositata in un intervallo di tempo relativamente ristretto, confinato nella parte inferiore della Zona a *Margaritatus* (tardo Pliensabachiano; POSENATO & MASETTI, 2012).

Una relativa brevità del lasso di tempo corrispondente alla messa in posto della Fm. di Rotzo è confermata anche da una analisi ciclostratigrafica dell'unità effettuata da MASETTI et al. (1998). In questo lavoro infatti, vengono identificati 90 cicli di V ordine lungo l'intera formazione affiorante nella sezione di Carbonare, nei pressi di Folgaria. Ognuno dei cicli di V ordine ha una durata di circa 21 mila anni, ciò suggerisce che l'intera Fm. di Rotzo si sia depositata in meno di 2 milioni d'anni (fig. 5.1.2.2).

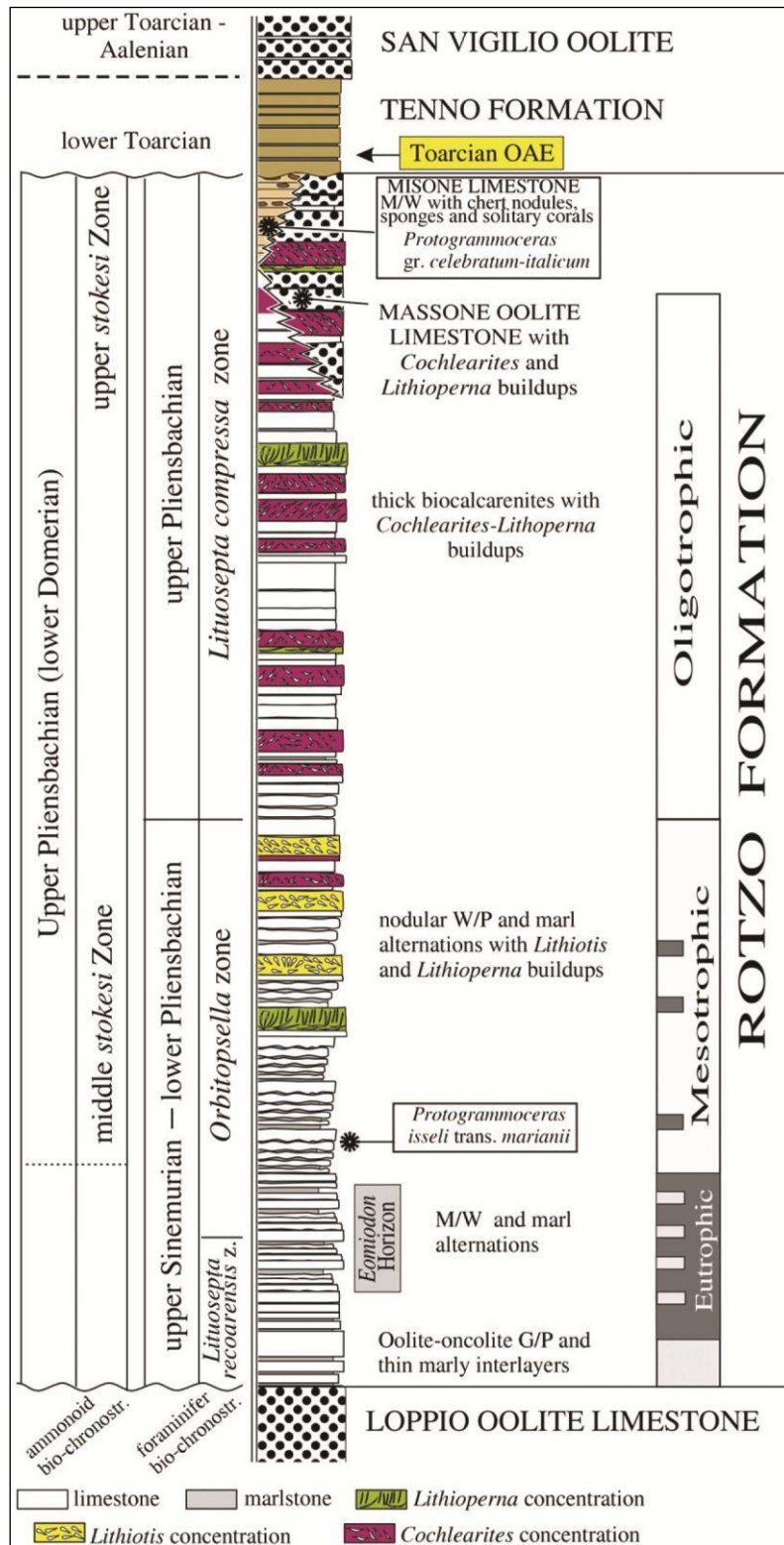


Fig. 5.1.2.2 - Colonna stratigrafica della Fm. di Rotzo affiorante nel settore nord occidentale della Piattaforma di Trento, tratta da POSENATO & MASETTI (2012). Crono-biostratigrafia e regime trofico da FUGAGNOLI (2004); crono-biostratigrafia ad ammonoidi da SARTI & FERRARI (1999); inquadramento stratigrafico della parte alta della Fm. di Rotzo e dell'Oolite di San Vigilio da SCHMIDT & SCHWEIGERT (1991).

5.1.3 - Altri schemi biostratigrafici

BARATTOLO & ROMANO (2005) hanno condotto uno studio biostratigrafico su diverse sezioni stratigrafiche del Giurassico inferiore affioranti nelle Prealpi Venete e Bresciane, nell'Appennino centro-meridionale, in Sicilia e in Grecia. Tra le unità stratigrafiche coinvolte, il Gruppo dei Calcari Grigi e i Calcari a *Palaeodasycladus*, entrambe oggetto della presente tesi. Gli AUTORI citati hanno riconosciuto in ciascuna sezione quattro associazioni microfossilifere principali che si sovrappongono l'una rispetto all'altra secondo la medesima sequenza, ovvero (fig. 5.1.3.1):

- Associazione ad Alge e Foraminiferi Triassici (TA): Retico terminale (limite superiore).
- Associazione a *Thaumatoporella* ed *Aeolisaccus dunningtoni* (LA): Hettangiano basale – Hettangiano sup.
- Associazione a dasicladali liassici (LB): Hettangiano sup. – Sinemuriano sup.
- Associazione a macroforaminiferi liassici dotati di endoscheletro complesso (LC): Sinemuriano sup. – Domeriano.

CHRONOSTRATIGRAPHIC SCALE		CHIOCCHINI <i>et alii</i> (1994)		DE CASTRO (1991)		Present paper
		Biozone	Sub-zone	Biozone	Sub-zone	Assemblage
Liassic	TOARCIAN	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	Orbitopsella	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	<i>Mayncina termieri</i>	LC
	PLIENSACHIAN					
	SINEMURIAN	<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>	<i>Thaumatoporella</i>	Informally: Fossiliferous beds with large megalodontids, <i>Triasina hantkeni</i> , etc	TA	
	HETTANGIAN					
Upper Triassic	RHAETIAN	<i>Triasina hantkeni</i> <i>Griphoporella curvata</i>				

Fig. 5.1.3.1 - Distribuzione stratigrafiche delle associazioni microfossilifere individuate da BARATTOLO & ROMANO (2005) e schemi biozonali di CHIOCCHINI et al. (1994) e DE CASTRO (1991) a cui hanno fatto riferimento.

L'associazione LB si compone di una sottoassociazione LB1 (Hettangiano sup. – Sinemuriano medio) ed un'altra LB2 (Sinemuriano medio – Sinemuriano sup.): nella prima le alghe dasicladali non sono abbondanti mentre nella successiva le stesse divengono dominanti e compaiono i primi foraminiferi dotati di struttura complessa, primo tra tutti *Paleomayncina termieri* (BARATTOLO & ROMANO, 2005; ROMANO et al., 2005).

5.2 - Dominio di piattaforma: associazioni a foraminiferi ed alghe dasicladali degli affioramenti indagati

Un prezioso contributo nella raccolta mirata di campioni di roccia a fini biostratigrafici nonché nel riconoscimento dei microfossili caratterizzanti le sezioni stratigrafiche indagate è stato fornito dal prof. Filippo Barattolo (Università degli Studi di Napoli). Le associazioni a foraminiferi ed alghe dasicladali di piattaforma rispecchiano verosimilmente la suddivisione proposta da BARATTOLO & ROMANO (2005) e ROMANO et al. (2005) sopra riportata. Come meglio discusso nei capitoli successivi, la prima comparsa di *Paleomayncina termieri* attribuita da SEPTFONTAINE (1984) e DE CASTRO (1991) al Sinemuriano sup. si colloca, nelle serie studiate, poco sotto ad una evidente anomalia negativa degli isotopi stabili del carbonio. Nei paragrafi seguenti in cui viene descritto brevemente il contenuto microfossilifero delle sezioni di piattaforma, si farà spesso riferimento a questa forma. A fine capitolo, sono allegate le tavole fotografiche relative ad alcune delle forme (tavv. 1, 2) e microfaccies (tavv. 3, 4) osservate.

5.2.1 - Piattaforma Friulana

M. Cumieli

In tutta la sezione si riscontra la presenza costante di foraminiferi semplici rappresentati da Valvulinidi (*Sipovalvulina* sp.), Textularidi, Glomospire, *Agerella martana*, *Meandrovoluta asiagoensis*, *Everticyclammina praevirguliana* e *Aeolisaccus dunningtoni* in associazione con *Thaumatoporella parvovesiculifera* ed alghe dasicladali, in particolare *Palaeodasycladus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrosphaera liasina* e; a queste ultime forme si aggiungono esemplari di *Tersella* nella parte alta dell'unità peritidale e di *Boueina hochstetteri* var *liasina* nell'unità calcarenitica. Presenti nella parte inferiore della sezione coproliti del genere *Favreina*. Nella parte basale dell'unità calcarenitica, a circa 30 m dal tetto, si segnala la prima comparsa del foraminifero stutturato *Paleomayncina termieri*; seguono quindi *Haurania deserta*, *Amijiella amiji* e, nella parte sommitale, *Lituosepta* sp. Verosimilmente, questi foraminiferi individuano l'associazione LB2 proposta da BARATTOLO & ROMANO (2005) e ROMANO et al. (2005).

5.2.2 - Piattaforma di Trento

Col Moschin

In accordo con quanto già evidenziato da BURELLI (2003), nella sezione indagata si riscontra la costante presenza di alghe dasicladali, il genere *Palaeodasycladus* sembra piuttosto raro mentre compaiono progressivamente *Tersella* sp., *Sestrophæra liasina* e *Fanesella* sp.; presenti anche *Thaumatoporella* spp., alghe codiacee tipo *Cayeuxia*. Tra i foraminiferi, abbondanti sono i piccoli Valvulinidi sifonati (*Siphovalvulina* sp.) e *Aeolisaccus dunningtoni*; da subito si riscontra la presenza di *Paleomayncina termieri*, a cui presto si associano alcuni foraminiferi a struttura complessa tra cui *Haurania deserta* e *Lituosepta recoarensis* (associazione LB2).

Foza

Lungo tutta la sezione si riscontra la presenza abbondante di alghe dasicladali rappresentate *in primis* da *Palaeodasycladus mediterraneus* e *P. gracilis*; frequenti anche gli esemplari di *Setrosphaera liasina*, *Fanesella* sp. e *Tersella* sp.; queste ultime due forme sono assenti nella parte alta della sezione, in cui si riscontra una consistente diminuzione verso l'alto della diversità tassonomica delle alghe dasicladali (ROMANO et al., 2005). Presenti *Thaumatoporella parvovesiculifera* e alghe tipo *Cayeuxia*.

I foraminiferi sono rappresentati prevalentemente da Valvulinidi, tra cui *Siphovalvulina* sp., Nodosaridi, Textularidi, *Aeolisaccus dunningtoni*; nei calcari micritici compresi tra livelli a *Gervillia buchi*, a circa 30 m dal tetto, si segnala la prima comparsa di forme dotate di struttura relativamente più complessa ovvero del lituolide *Paleomayncina termieri*; immediatamente prima si segnala la presenza di *Everticyclammina praevirguliana*. Diversamente da ROMANO et al. (2005), *Paleomayncina termieri* compare prima rispetto quanto da loro segnalato; verosimilmente, si può supporre un possibile ampliamento verso il basso dell'intervallo stratigrafico occupato dall'associazione LB2 a discapito di quella LB1. Si desidera inoltre evidenziare l'assenza dell'associazione LC ovvero a foraminiferi con endoscheletro complesso dominanti (ROMANO et al., 2005).

Val Gola

La sezione è stata accantonata in quanto nel corso della tesi si è rivelata non più utile per il raggiungimento degli obiettivi perseguiti in questa ricerca. Si rimanda a POSENATO & MASETTI (2012, *cum bibl.*) e POSENATO et al., (2013 *cum bibl.*), in cui si fornisce una sintesi dell'inquadramento biostratigrafico ed una descrizione paleoecologica della Fm. di Rotzo

affiorante. Con riferimento ai lavori citati si desidera qui evidenziare la comparsa di *Orbitopsella* a circa 6-8 m dalla base della Fm. di Rotzo.

Rotzo e Madonna della Corona

Rappresentano le sezioni stratigrafiche dalle quali provengono i profili isotopici di partenza, mai pubblicati, attorno ai quali si è poi sviluppata questa ricerca. Non sono stati condotti studi biostratigrafici nell'ambito di questa tesi; a tal proposito si rimanda, con particolare riferimento alla Fm. di Rotzo relativa all'omonima sezione, ai lavori di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971), FUGAGNOLI & BROGLIO LORIGA (1998) e FUGAGNOLI (2004).

Ci si limita qui a segnalare la prima comparsa del foraminifero strutturato *Orbitopsella* nella Fm. di Rotzo, a circa 7-8 m metri dal tetto del Calcere oolitico di Loppio.

Chizzola

Come già anticipato nella parte relativa alla descrizione delle sezioni stratigrafiche, l'elevato traffico veicolare e l'ampiezza ridotta della strada, piuttosto articolata, lungo cui si sviluppa l'affioramento, hanno complicato notevolmente l'osservazione e la campionatura.

Il contenuto microfossilifero rispecchia quanto già riportato da BARATTOLO & ROMANO (2005). Associati a Valvulinidi, Textularidi e *Aeolisaccus dunningtoni* si riscontra la frequente presenza di alghe dasicladali, ovvero *Palaedasycladus mediterraneus*, *P. gracilis*, *Sestrophaera liasina*, *Fanesella* sp., *Tersella* sp., nonché di *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Per quanto *Paleomayncina termieri* (Sinemuriano sup. p.p. – Pliensbachiano inf. p.p., SEPTFONTAINE, 1984; Sinemuriano sup. – Toarciano p.p., DE CASTRO, 1991) sia stata segnalata da BARATTOLO & ROMANO (2005) nella parte terminale della Fm. di M. Zugna, in corrispondenza del limite inferiore dell'associazione LB2, il lavoro di misurazione e campionatura della sezione di Chizzola effettuato nel corso di questa tesi non ha potuto confermarne presenza.

È ragionevole supporre, per analogia con la vicina sezione di Chizzola-Brentonico (BARATTOLO & ROMANO, 2005), che l'associazione LB2 interessi tutto il Calcere oolitico di Loppio, così come ipotizzare la presenza dell'associazione LC in corrispondenza della Fm. di Rotzo, che chiude entrambe le sezioni stratigrafiche.

5.2.3 - Piattaforma Campano-Lucana

Valico di Chiunzi

Nell'unità si riscontra la presenza costante di *Thaumatoporella parvovesiculifera*, spesso a costituire oncoidi (DE CASTRO, 1990) ed alghe dasicladali, rappresentate soprattutto da *Palaedasycladus mediterraneus* e *P. gracilis*; frequenti anche le alghe codiacee tipo

Cayeuxia. In associazione, si rinvencono Valvulinidi (*Siphovalvulina sp.*), Textularidi, *Agerella martana*, *Aeolisaccus dunningtoni*, *Meandrovoluta asiagoensis*, *Involutina liasica*, *Everticyclammina praevirguliana*, *Glomospira sp.*, *Spirillina sp.* e *Pseudopfenderina sp.*

A circa 25-30 m dalla base, si riscontra la prima comparsa di *Paleomayncina termieri*, a cui segue verso l'alto quella di altri foraminiferi strutturati, tra cui *Haurania deserta*, *Amijiella amiji*, *Lituosepta recoarenis* e, a circa dieci metri dal tetto, di *Orbitopsella primaeva*.

5.3 - Dominio bacinale

La cronostratigrafia delle successioni bacinali del Giurassico è affidata alla biostratigrafia ad ammoniti; a causa del diverso grado di preservazione e di provincialismo, il loro recupero non è sempre e dovunque possibile. I cefalopodi inoltre non sono generalmente abbondanti e distribuiti con continuità, di conseguenza la datazione biostratigrafica è spesso associata a orizzonti discreti piuttosto che a intervalli stratigrafici continui (MATTIOLI & ERBA, 1999). Ciò si verifica laddove i depositi risedimentati di piattaforma si intercalano a depositi bacinali ad ammoniti, in base ai quali è possibile procedere alla taratura delle associazioni bentoniche di mare basso, in cui possono esser presenti altri gruppi importanti come gasteropodi, bivalvi, brachiopodi e foraminiferi (CHIOCCHINI et al., 1994). Per quanto concerne il Giurassico inferiore e medio, ottime potenzialità biostratigrafiche sono offerte dal nanoplankton calcareo. In quel intervallo di tempo il nanoplankton conosce infatti una rapida evoluzione ed è comunemente sempre presente nei sedimenti, non solo con forme delicate ma anche con altre relativamente più resistenti, in grado sostenere l'azione della diagenesi e perciò di garantire comunque una buona risoluzione stratigrafica (MATTIOLI & ERBA, 1999 *cum bibl.*).

5.3.1 - Successione bacinale del M. Verzegnis (Fm. di Soverzene)

Per quanto concerne la successione bacinale del M. Verzegnis, rappresentata dalla Fm. Soverzene, ad oggi non esiste un suo inquadramento crono-biostratigrafico esauriente; ad eccezione di alcune ammoniti rinvenute nella parte medio-superiore o sommitale di alcune sezioni, al momento non sono ancora stati individuati altri *marker* biostratigrafici importanti. L'età stessa della formazione è essenzialmente dedotta attraverso criteri prettamente stratigrafici piuttosto che paleontologici. Come già anticipato, nella sezione tipo affiorante nelle Dolomiti Bellunesi (Gruppo dello Schiara; MASETTI & BIANCHIN, 1987) la Fm. di Soverzene poggia sulla Dolomia Principale, di età norico-retica mentre la presenza di un orizzonte ad ammoniti e belemniti del genere *Aulacoceras* (zona a *Margaritatus*, subzona a *Subnodosus*)

permette di ascrivere il limite superiore al Domeriano (JENKYNS et al., 1985). Questa attribuzione è avvalorata dalla presenza al tetto di marne e calcari marnosi toarciati-bajociani superiori appartenenti alla Fm. di Igne (MASETTI & BIANCHIN, 1987). In questa unità si collocano i *black shales* e le micriti mangesifere che rappresentano la materializzazione del noto evento anossico toarciano (JENKYNS & CLAYTON, 1986; JENKYNS, 1988), seguono quindi calcari nodulari in facies di Rosso Ammonitico appartenenti alla zona a *bifrons*, subzona a *Sublevisoni* (JENKYNS et al., 1985; MASETTI & BIANCHIN, 1987).

Nelle Prealpi Carniche (Gruppo del M. Verzegnis) la Fm. di Soverzene poggia invece sui calcari retici del Dachstein mentre il tetto è definito da una superficie di *unconformity* a cui si sovrappone l'unità stratigrafica nota come Encrinite del M. Verzegnis (CARULLI et al., 2000; si rimanda al paragrafo "3.6 - *Encrinite del M. Verzegnis*" e più avanti ripreso). La Fm. di Igne è assente.

Al M. Verzegnis, la Fm. di Soverzene può essere distinta, dal basso verso l'alto, in una potente unità micritico-selcifera (poco più di 195 m) ed una decisamente più modesta unità calcarenitica (circa 20 m; MASETTI et al., stampa b).

PIANO & CARULLI (2002) segnalano la presenza di un ammonite del genere *Arnioceras* nella porzione corrispondente verosimilmente alla parte superiore dell'unità micritico-selcifera. Nel corso di questa ricerca, nel detrito proveniente dalle pareti immediatamente sottostanti all'unità calcarenitica (grossomodo una quarantina di metri dal tetto della Fm. di Soverzene) è stata rinvenuta una ammonite, attribuita dal prof. Federico Venturi dell'Università di Perugia al medesimo genere. *Arnioceras* è una forma indicativa del passaggio tra il Sinemuriano inferiore e il Sinemuriano superiore, collocabile tra la zona a *Semicostatum* e la zona a *Obtusum* (DOMMERGUES et al., 1994; fig. 5.3.1.1). È ragionevole attribuire a questo intervallo di tempo la porzione corrispondente all'unità micritico-selcifera che avrebbe contenuto l'ammonite.

CARULLI et al. (2000) suddividono la sovrastante Encrinite del M. Verzegnis in una parte inferiore essenzialmente encrinitica (Encriniti), con base marcata dalla netta scomparsa della selce, ed una parte superiore in facies di rosso ammonitico nodulare (Strati a *Posidonia alpina*) passante al Calcere del Vajont. Nell'ambito di questa ricerca riteniamo che il limite superiore dell'unità calcarenitica (MASETTI et al., in stampa b) coincida grossomodo con la base dell'unità a Strati a *Posidonia alpina* di CARULLI et al. (2000). Pur riconoscendone i caratteri condensati e lacunosi, la parte superiore (Strati a *Posidonia alpina*) viene riferita da PIANO (1997) al Toarciano – ?Bajociano a seguito del rinvenimento, a circa 2/3 dell'unità, dell'ammonite toarciana *Lytoceras cereis* e, al tetto, del foraminifero planctonico *Globuligerina oxfordiana*.

Riteniamo che l'Encrinite del M. Verzegnis (come da noi definita) presenti caratteri litologici e sedimentologici (nodularità e tromboliti) affini a quelli del Rosso Ammonitico Inferiore, classicamente riferito al Bajociano sup. – Calloviano inf. nella sua zona tipica di affioramento (Altopiano di Asiago, M. Lessini; MARTIRE, 2007). Si è già fatto riferimento alla presenza di membri di importanza locale del Rosso Ammonitico Inferiore (3.9 - Rosso Ammonitico Veronese). Tra questi menzioniamo il Calcere di Campotorondo, con litofacies simile a quella del RAI classico ma diversa distribuzione stratigrafica (Aaleniano inf. – Bathoniano inf.). Nel corso della campionatura, nell'unità del Verzegnis sono stati rinvenuti alcuni esemplari di ammoniti che il prof. Giulio Pavia dell'Università di Torino ha determinato; tra questi citiamo *Teloceras* cf. *triptolemus* (Buskman) e *Holophylloceras* sp., riferibili al Bajociano inf. Queste determinazioni permettono di stabilire che l'Encrinite del M. Verzegnis e il Rosso Ammonitico Inferiore presentano non solo affinità litostratigrafiche ma anche una collocazione cronostratigrafica comparabile a quella del Calcere di Campotorondo.

Stante il carattere non sistematico della raccolta delle ammoniti non si hanno dati precisi né sull'età della porzione più bassa dell'unità nodulare, in cui potrebbero essere rappresentati anche il Toarciano e l'Aaleniano, né sull'età del suo tetto rappresentato dal Calcere del Vajont. Per queste limitazioni si assume, come ipotesi di lavoro, che l'intervallo stratigrafico della Encrinite del M. Verzegnis coincida con quello del Calcere di Campotorondo ovvero sia riferibile all'Aaleniano inf. – Bathoniano inf. Inoltre, visto che ammoniti sicuramente riferibili al Bajociano inf. (*Teloceras* cf. *triptolemus*; *Holophylloceras* sp.) sono state rinvenute in prossimità della base dell'unità, lo spessore di un eventuale intervallo toarciano-aaleniano sarebbe comunque molto sottile. Detto questo, la Fm. di Soverzene avrebbe un'età compresa tra il tetto del Retico e il Sinemuriano sup. e l'*unconformity* che la separa dalla sovrastante Encrinite del M. Verzegnis rappresenterebbe una lacuna sedimentaria molto ampia, verosimilmente estesa dal Pliensbachiano fino ai primi depositi condensati la cui età più antica documentata è il Bajociano inf.

Dal punto di vista microfossilifero, la Fm. di Soverzene è apparentemente caratterizzata dall'assenza di forme nanoplanctoniche (E. ERBA, com. pers.). I foraminiferi, piuttosto rari, sono invece rappresentati da *Nodosaridi* (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp.), *Agerella martana*, *Involutina liasica*, *Glomospira* sp. e *Aeolisaccus dunningtoni*. Alla sommità della formazione (in cui compaiono alcune beleminti e piccole ammoniti) si osservano anche *?Meandrovoluta asiagoensis* e *?Duotaxis metula*. Frequenti invece i radiolari, le spicole di spugna, i lamellibranchi pelagici ed i frammenti di echinodermi. Questi ultimi divengono prevalenti nella sovrastante Encrinite del M. Verzegnis (Tav. 5).

CHRONOSTRATIGRAPHIE		
ETAGE	Chrono-Zone	Sous-chronozone
	PLIENSBACHIEN	Spinatum
Apyrenum		
Margari-tatus		Gibbosus
		Subnodosus
		Stokesi
Davoei		Figulinum
		Capricornus
		Maculatum
Ibex		Luridum
		Valdani
		Masseanum
Jamesoni		Jamesoni
		Brevispina
		Polymorphus
		Taylori
SINEMURIEN SUP.		Raricos-tatum
	Macdonnelli	
	Raricostatum	
	Densinodulum	
Oxynotum	Oxynotum	
	Simpsoni	
Obtusum	Denotatus	
	Stellare	
	Obtusum	
SINEMURIEN INF.	Turneri	Birchi
		Brooki
	Semicos-tatum	Sauzeanum
		Scipionianum
		Lyra
Bucklandi	Bucklandi	
	Rotiforme	
	Conybeari	
HETTANGIEN	Angulata	Depressa
		Complanata
		Extranodosa
Liassicus	Laqueus	
	Portlocki	
Planorbis	Johnstoni	
	Planorbis	

"Zona ad Arnioceras"



Fig. 5.3.1.1 - Cronostratigrafia ad Ammoniti del Giurassico inferiore (da DOMMERMUES, 1994 - modificato). In colore arancio viene evidenziata la distribuzione del genere *Arnioceras*, a cui appartiene l'ammonite rinvenuta alla sommità dell'unità micritico-selcifera affiorante al M. Verzegnis. Il genere *Arnioceras* è collocabile tra la zona a *Semicostatium* e la zona a *Turneri* (DOMMERMUES et al., 1994), intervallo in questa ricerca informalmente indicato come "Zona ad *Arnioceras*".

TAVOLA 1

1	<i>Aeolisaccus dunningtoni</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 79)
2	<i>Meandrovoluta asiagoensis</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,1 mm (CZ 114)
3	<i>Siphovalvulina sp.</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 44)
4	<i>Pseudopfenderina sp.</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 13)
5	<i>Agerella martana</i>	Monte Cumieli, scala di riferimento 0,1 mm (MC 18)
6	<i>Spirillina sp.</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 60)
7	<i>Everticyclammina praevirguliana</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 13)
8	<i>Involutina liasica</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 62-7)
9	<i>Paleomaynicina termieri</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 195)
10	<i>Paleomaynicina termieri</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 49-2)
11	<i>Paleomaynicina termieri</i>	Foza scala di riferimento 0,2 mm (BA 2090)
12	<i>Haurania deserta</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 71A)
13	<i>Lituosepta recoarensis</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 219)
14	<i>Orbitopsella primaeva</i>	Positano scala di riferimento 0,4 mm (99)
15	<i>Favreina sp.</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 21)

TAVOLA 1

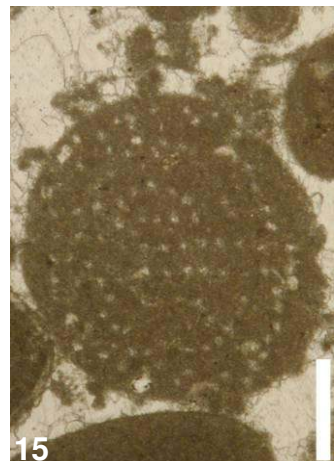
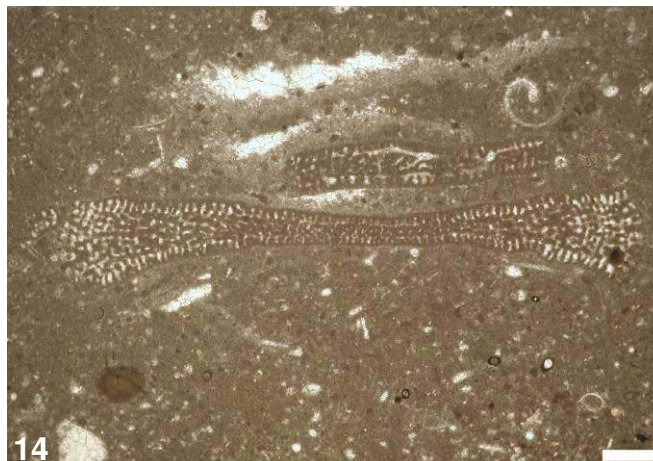
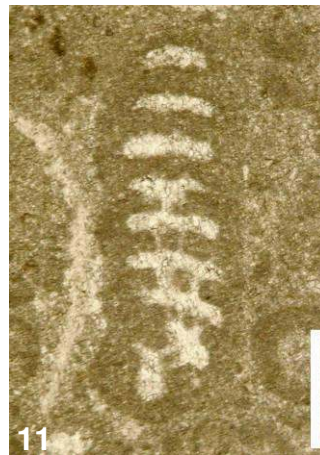
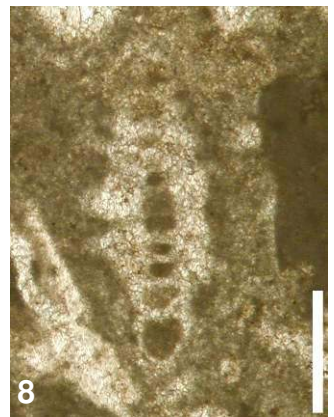
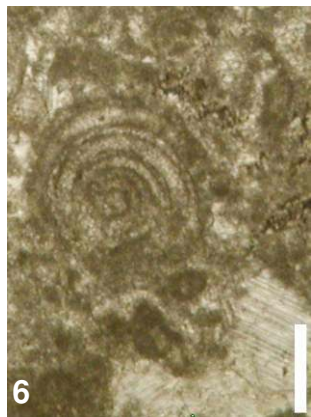
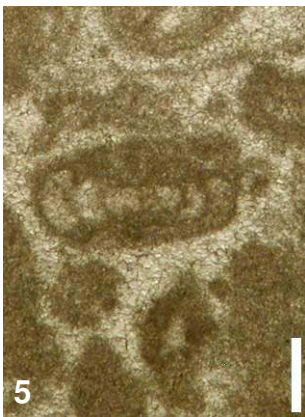
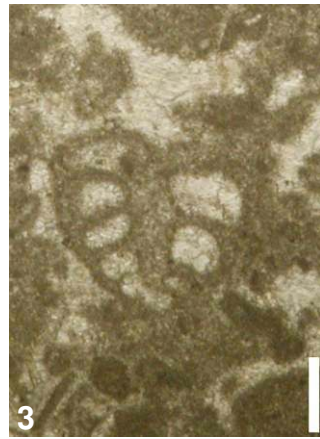
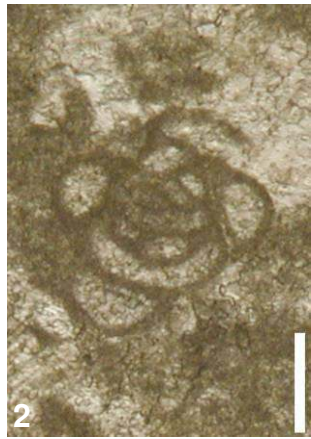
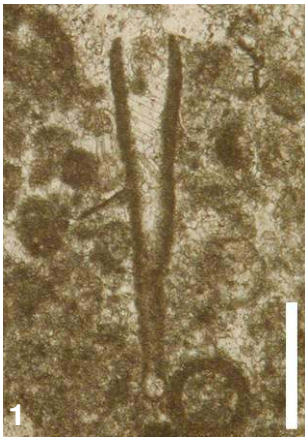


TAVOLA 2

1	<i>Thaumatoporella parvovesicuifera</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,5 mm (CZ 71)
2	<i>Cayeuxia sp.</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,2 mm (CZ 182)
3	<i>Palaeodasycladus gracilis</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,5 mm (CZ 44)
4	<i>Palaeodasycladus gracilis</i>	Valico di Chiunzi scala di riferimento 0,5 mm (CZ 176)
5	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	Foza scala di riferimento 0,5 mm (BA 2079)
6	<i>Tersella sp.</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 21)
7	<i>Sestrophæra liasina</i>	Foza scala di riferimento 0,5 mm (BA 2082)
8	<i>Boueina hochstetteri var liasica</i>	Monte Cumieli scala di riferimento 0,2 mm (MC 49-2)

TAVOLA 2

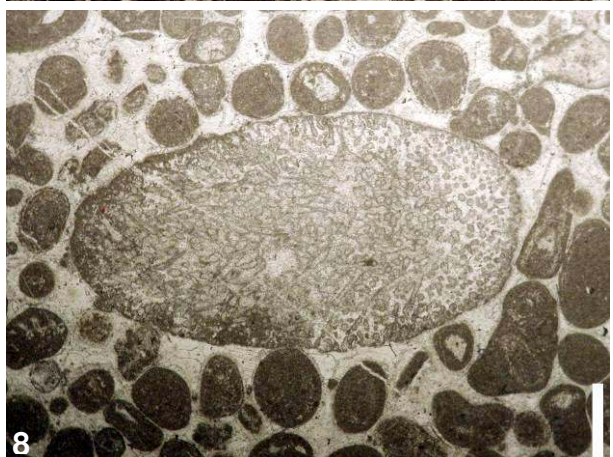
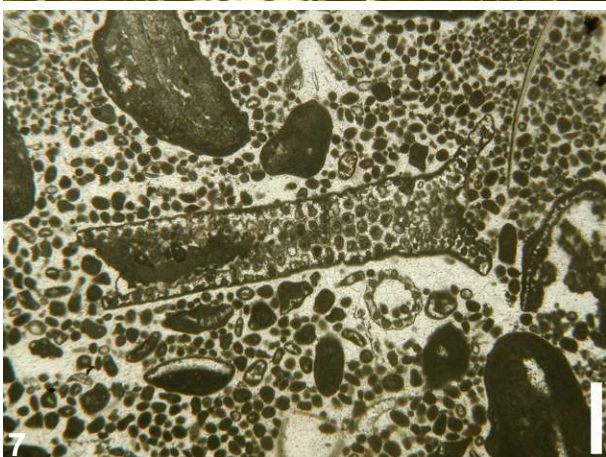
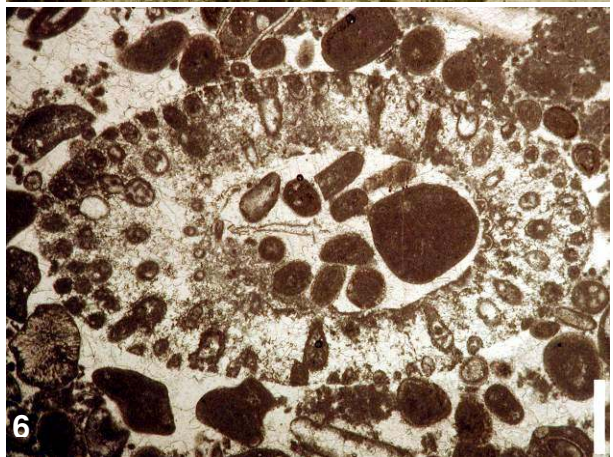
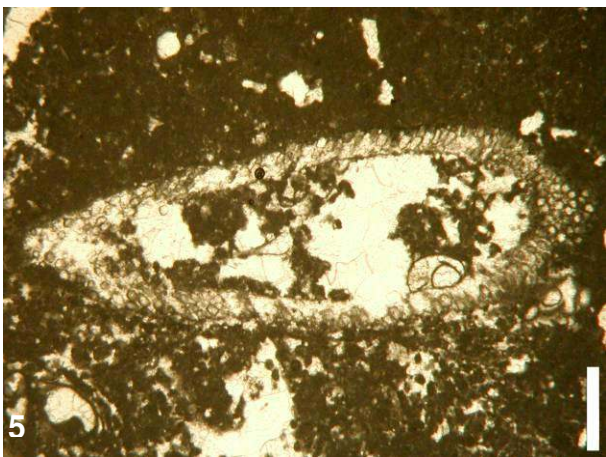
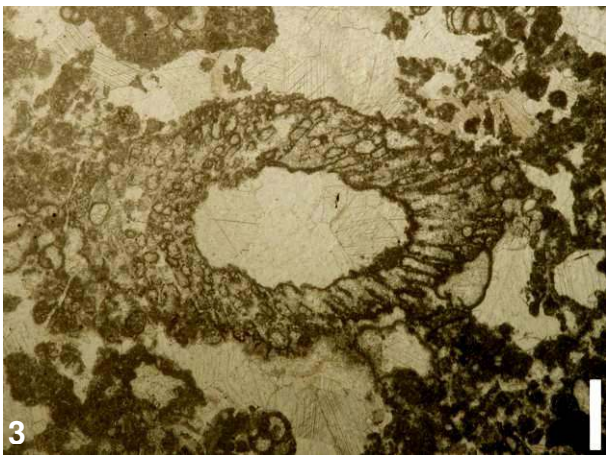
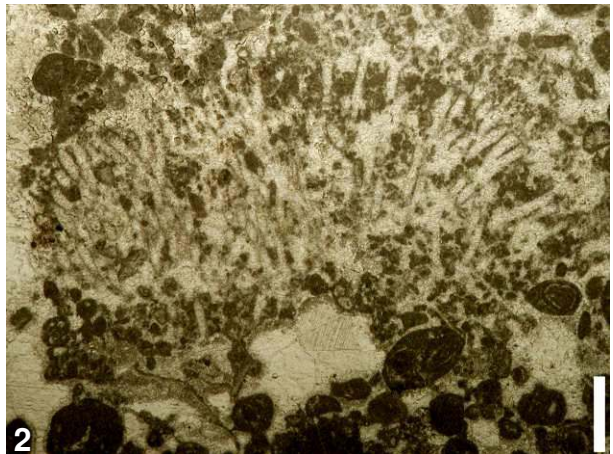


TAVOLA 3

- 1 *Wackestone a peloidi, piccoli intraclasti e Siphovalvuline* (Fm. di M. Zugna - Foza). Scala di riferimento 0,5 mm (BA 2073).
- 2 *Grainstone a prevalenti grani rivestiti, peloidi e bioclasti, tra cui Cayeuxia, Lituosepta e Agerella martana.* (Fm. di M. Zugna - M. Cumieli). Scala di riferimento 0,5 mm (MC 71).
- 3 *Grainstone oolitico-intraclastico-bioclastico. Si riconoscono Paleomayncina termieri e Aeolisaccus dunningtoni* (Fm. di M. Zugna - M. Cumieli). Scala riferimento 0,5 mm (MC 49-2).
- 4 *Wackestone-packestone a peloidi, piccoli intraclasti, Siphovalvuline, Haurania deserta, Paleomayncina termieri e Palaeodasycladus mediterraneus* (Calcari a Palaeodasycladus - Valico di Chiunzi). Scala di riferimento 1 mm (CZ 166).

TAVOLA 4

- 1 *Wackestone-packestone a oncoidi, micro-oncoidi e peloidi* (Calcari a Palaeodasycladus - Valico di Chiunzi). Scala di riferimento 1 mm (CZ 66).
- 2 *Grainstone a ooliti, peloidi, piccoli intraclasti e bioclasti. Tra questi si riconoscono Paleomayncina termieri e frammenti di Tersella. Al centro dell'immagine coproliti del genere Favreina* (Fm. di M. Zugna - M. Cumieli). Scala di riferimento 1 mm (MC 49-2).
- 3 *Packstone a peloidi, intraclasti ed esemplari di Thaumtoporella parvovesiculifera, Paleomayncina termieri e Lituosepta* (Calcari a Palaeodasycladus - Valico di Chiunzi) scala di riferimento 1 mm (CZ 66).
- 4 *Contatto discordante tra la Fm. di M. Zugna (grainstone oolitico) e l'Encrinite di Fanes Piccola (grainstone a frammenti di echinodermi). In corrispondenza del limite si osservano alcuni evidenti boringi subverticali* (Col Moschin). Scala di riferimento 1 mm (CM 22-A).

TAVOLA 5

- 1 *Wackestone a spicule di spugne, crinoidi e lamellibranchi pelagici* (Fm. di Soverzene - M. Verzegnis). Scala di riferimento 0,5 mm (VB 41).
- 2 *Grainstone a prevalenti peloidi e articoli di crinoidi. Presenti rai nodosaridi, textuaridi e spicule di spugna* (Fm. di Soverzene - M. Verzegnis). Scala di riferimento 0,5 mm (E 4).
- 3 *Packstone a spicule di spugna, crinoidi ed altri bioclasti* (Encrinite del M. Verzegnis - M. Verzegnis). Scala di riferimento 0,5 mm (E 4).
- 4 *Encrinite del M. Verzegnis, caratterizzata dalla presenza di frammenti di echinodermi, lamellibranchi pelagici e peloidi* (M. Verzegnis). Scala di riferimento 0,5 mm (VC 34).

TAVOLA 3

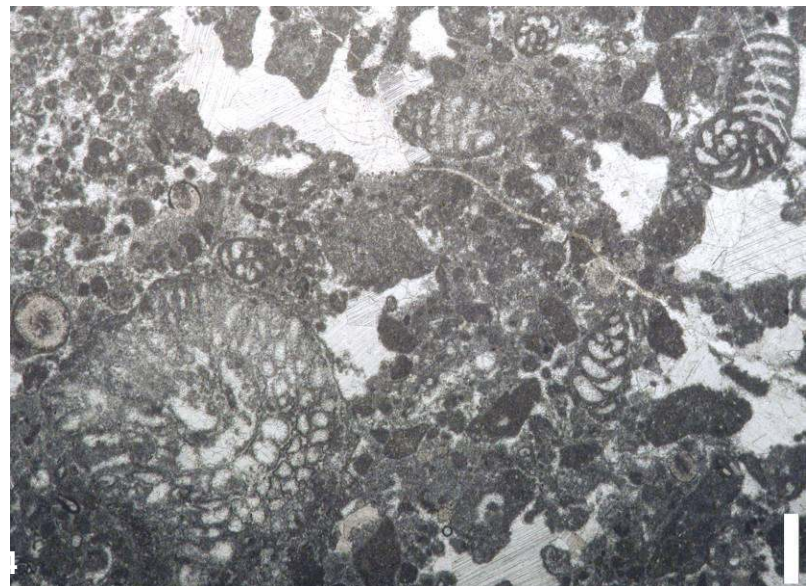
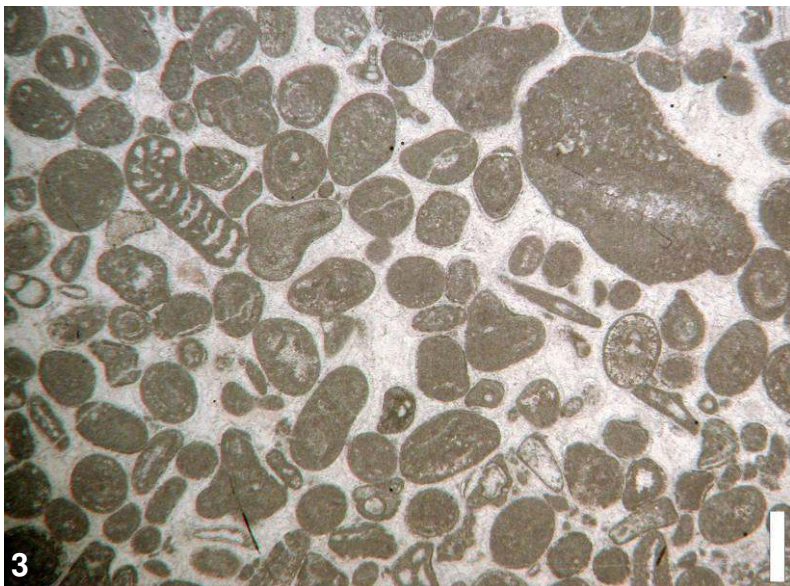
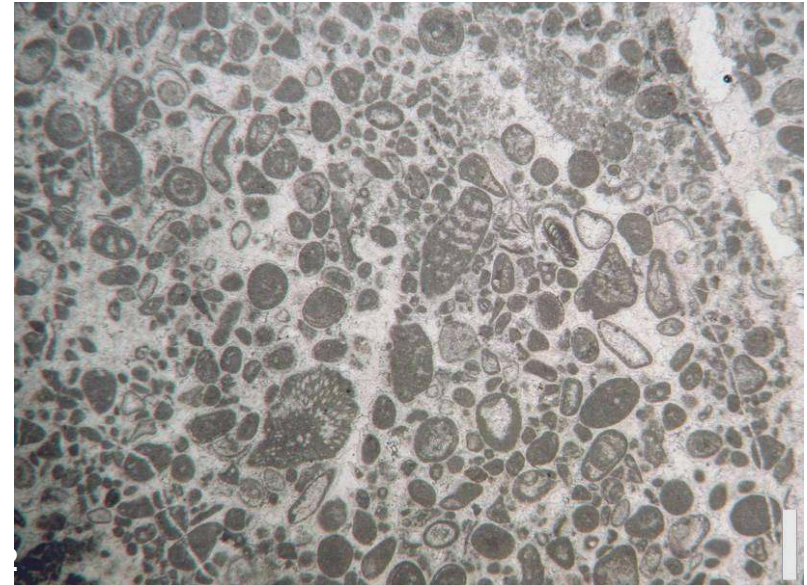
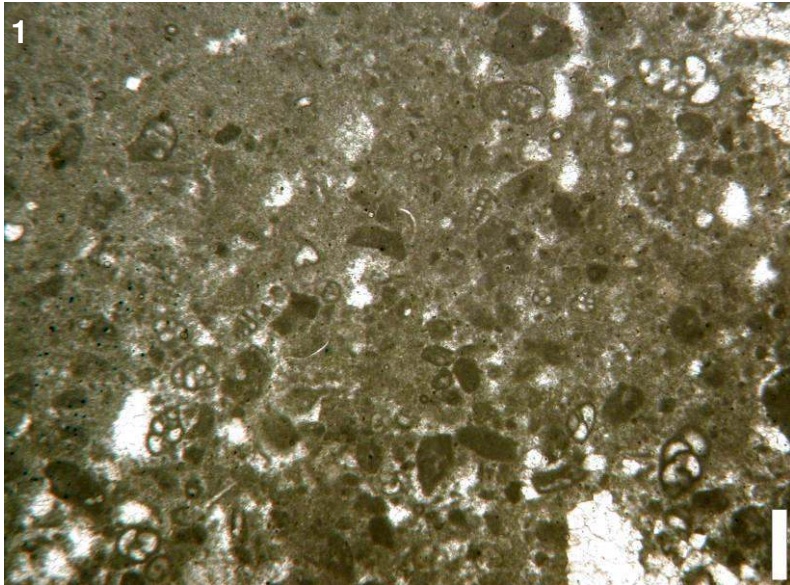


TAVOLA 4

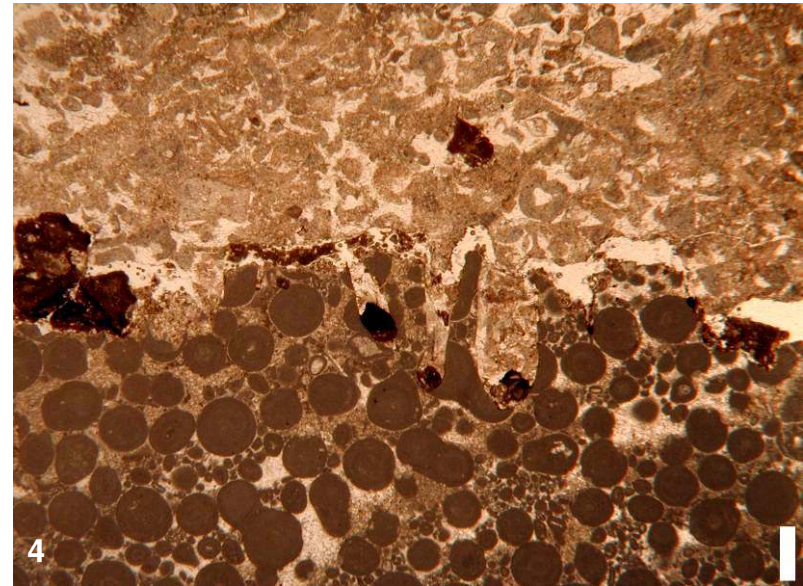
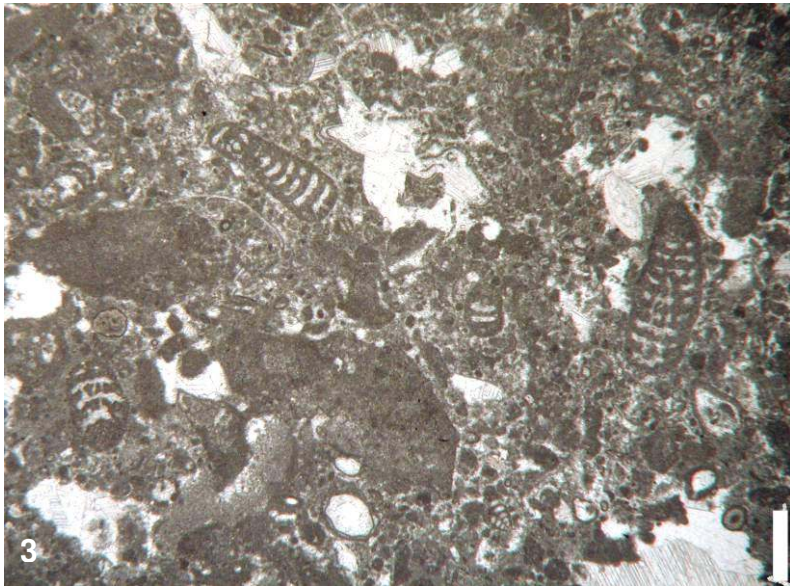
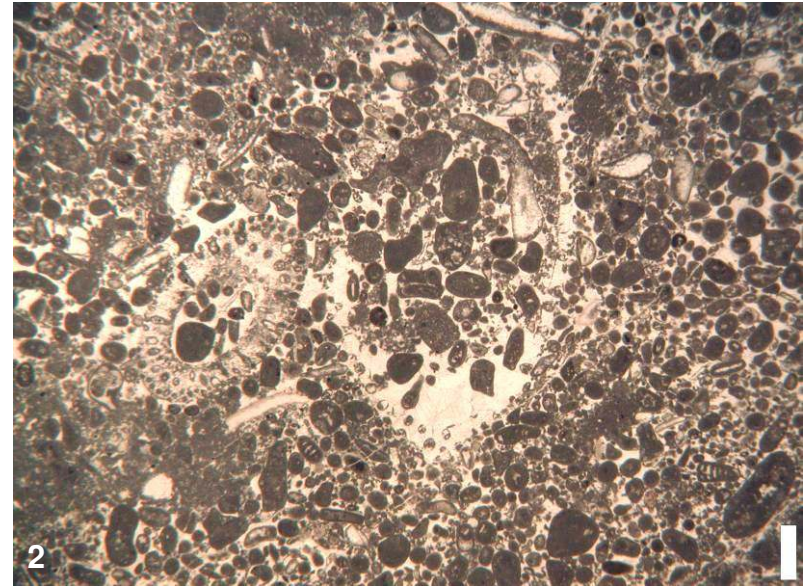
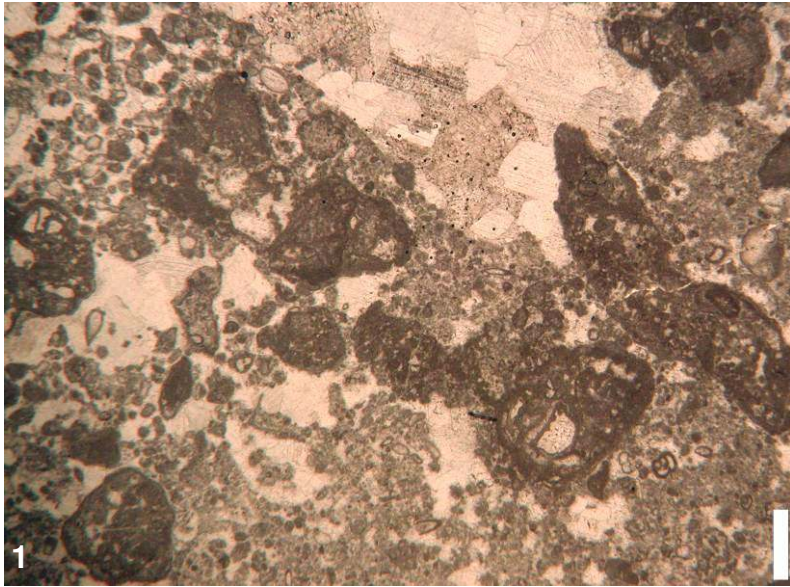
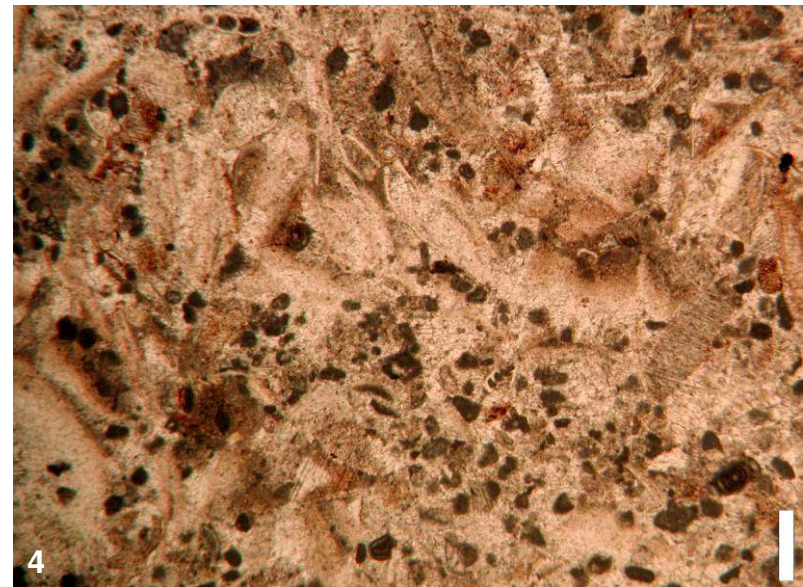
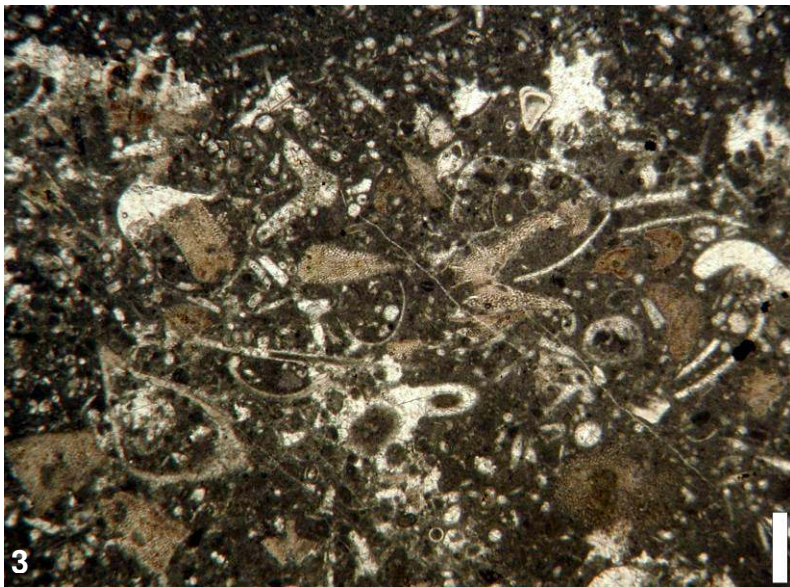
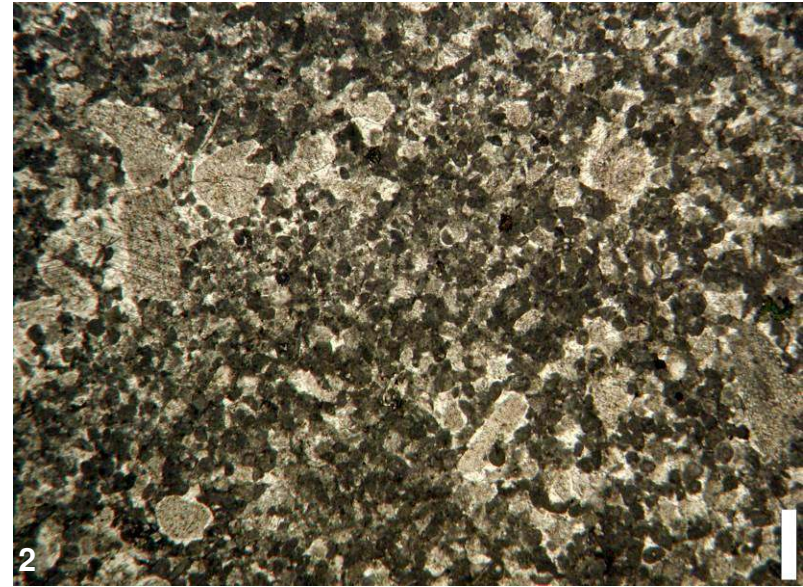
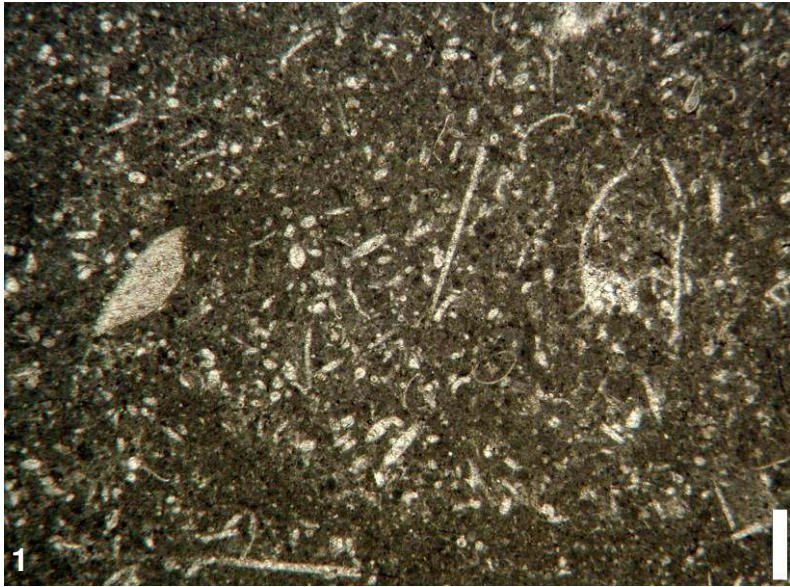


TAVOLA 5



6. CHEMIOSTRATIGRAFIA

La chemiostratigrafia o stratigrafia chimica nasce dall'applicazione della geochimica alla stratigrafia; questa disciplina impiega la firma chimica presente nelle successioni sedimentarie per realizzare correlazioni stratigrafiche; qualora venga affiancata con la bio- e magnetostratigrafia, costituisce un efficace strumento stratigrafico (WEISSERT, 2008).

Lo strumento più potente di cui dispone la chemiostratigrafia è la geochimica degli isotopi stabili, in questo caso si parla più propriamente di stratigrafia isotopica, in quanto studia le variazioni intervenute nel corso del tempo geologico nel rapporto tra gli isotopi stabili di alcuni elementi significativi presenti nelle rocce sedimentarie. La stratigrafia degli isotopi stabili del carbonio è attualmente tra le più impiegate. Nelle successioni sedimentarie, la composizione isotopica di questo elemento è registrata dai carbonati marini e dalla sostanza organica. Essa riflette gli scambi di carbonio, nelle sue diverse forme, avvenuti tra i diversi serbatoi (atmosfera, idrosfera, geosfera, biosfera) attraverso i processi che costituiscono il ciclo del carbonio (BERNER, 1999), di cui perciò riflette gli equilibri e i disequilibri. A tal proposito, nel *record* geologico sono documentate repentine variazioni ad ampia scala del $\delta^{13}\text{C}$ che riflettono altrettanto brusche perturbazioni del ciclo globale del carbonio, generalmente associate a sensibili cambiamenti paleoambientali e paleocenaografici, come ad esempio testimoniano gli eventi anossici oceanici (*AOEs*, *Oceanic Anoxic Events*).

Il frazionamento isotopico che avviene durante i processi fotosintetici comporta da parte dei produttori primari l'utilizzo preferenziale dell'isotopo leggero ^{12}C e il conseguente relativo arricchimento del sistema oceano-atmosfera nel più pesante ^{13}C ; la rapida ossidazione *post mortem* della materia organica che normalmente segue, determina la reintroduzione dell'isotopo leggero nel ciclo del carbonio, garantendo l'equilibrio isotopico. Quest'ultimo può venir modificato attraverso il brusco aumento del tasso di seppellimento della materia organica, in quanto comporta l'allontanamento dell'isotopo ^{12}C dal ciclo geochimico; la perturbazione così intervenuta si traduce in un'escursione positiva del rapporto isotopico $\delta^{13}\text{C}$ del sistema oceano-atmosfera, stante l'invarianza dell'isotopo pesante. Inversamente, un considerevole flusso di carbonio isotopicamente leggero nel sistema oceano-atmosfera determina una relativa negativizzazione del $\delta^{13}\text{C}$. Le ipotesi maggiormente accreditate attraverso cui viene spiegata l'introduzione di considerevoli quantità di ^{12}C sono: l'emissione di anidride carbonica ($^{12}\text{CO}_2$) durante fasi di intensa attività vulcanica su larga scala (PÁLFY & SMITH, 2000; KURODA et al. 2007; MÉHAY et al.,

2009; KORTE et al., 2010); la dissociazione consistente dei gas idrati immagazzinati nei sedimenti dei margini continentali, con conseguente rapida introduzione di metano isotopicamente leggero ($^{12}\text{CH}_4$) e sua successiva ossidazione (DICKENS et al., 1995; JHAREN et al., 2001; HESSELBO et al., 2000; PADDEN et al., 2001; KEMP et al., 2005; McELWAIN et al. 2005); il rilascio di metano di origine termogenica, poi ossidato, connessa al metamorfismo di contatto di rocce particolarmente ricche di sostanza organica (McELWAIN et al. 2005; SVENSEN et al. 2007; KORTE et al., 2010). Il risultato comune di questi processi è la consistente immisione nel sistema oceano-atmosfera di CO_2 . Come ben esemplificato da JENKYN (1999; 2003; 2010), l'elevato tenore di questo gas, una volta stabilito che lo stesso viene rilasciato in atmosfera durante una fase di intensa attività vulcanica, determina una serie di significativi cambiamenti ambientali concatenati tra di loro (figg. 6.1, 6.2). Dapprima si assiste all'innalzamento significativo della temperatura globale e all'acidificazione degli oceani, con conseguente maggiore dissoluzione dei carbonati presenti; l'incremento termico può concorrere a destabilizzare i gas idrati, provocando un'ulteriore significativa introduzione di CO_2 nel sistema ed una conseguente amplificazione del riscaldamento globale (escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$). Verosimilmente si assiste quindi all'accelerazione del ciclo idrologico a seguito dell'aumentata evaporazione delle acque oceaniche: ne deriva un aumento dei processi d'erosione fluviale e di dilavamento della crosta continentale, con conseguentemente incremento degli apporti di nutrienti verso l'oceano, soprattutto in prossimità delle terre emerse.

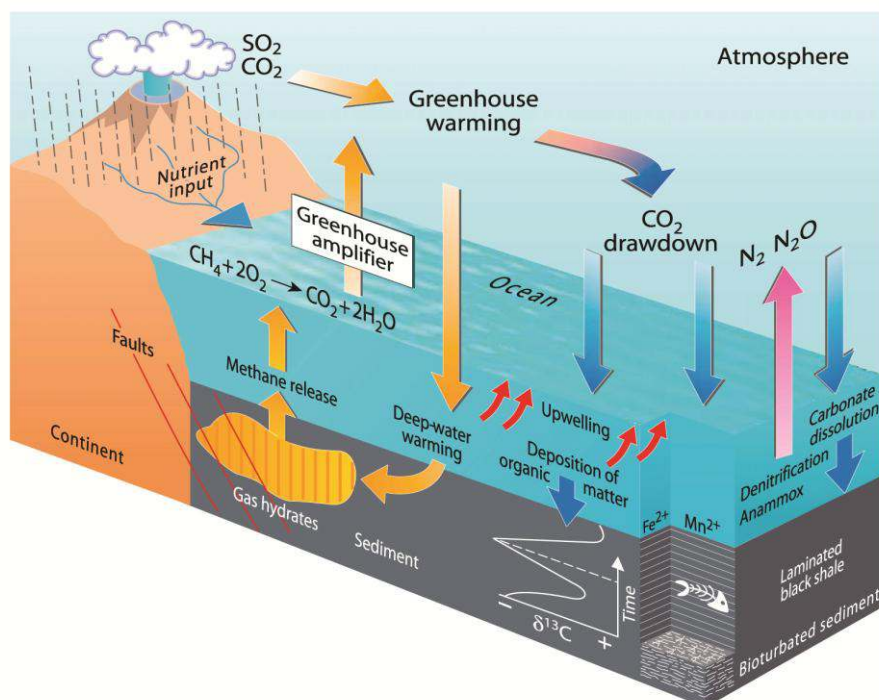


Fig. 6.1 - Processi geochimici che caratterizzano gli eventi anossici oceanici (da JENKYN, 2010).

Qualora inoltre il clima generi venti forti, nelle zone costiere, di margine continentale ed equatoriali si riscontra una intensificazione delle correnti nutritive di *upwelling*. I nutrienti stimolano a loro volta la produttività di plancton oceanico che si traduce in un maggior flusso di sostanza organica al fondo dei mari; l'ossidazione della stessa materia determina una ulteriore progressiva diminuzione dell'ossigeno, il conseguente innalzamento del minimo di ossigeno degli oceani e l'instaurazione di condizioni anossiche (escursione positività del $\delta^{13}\text{C}$). Successivamente viene ripristinato l'equilibrio dell'ecosistema globale. L'accumulo spinto della materia organica, unitamente ai fenomeni di degradazione continentale, richiamano la CO_2 presente in eccesso nell'atmosfera, innescando il raffreddamento del clima; nel contempo l'evento anossico determina anche il sequestro dei nutrienti, la conseguente diminuzione della produttività biologica e quindi anche del flusso di sostanza organica.

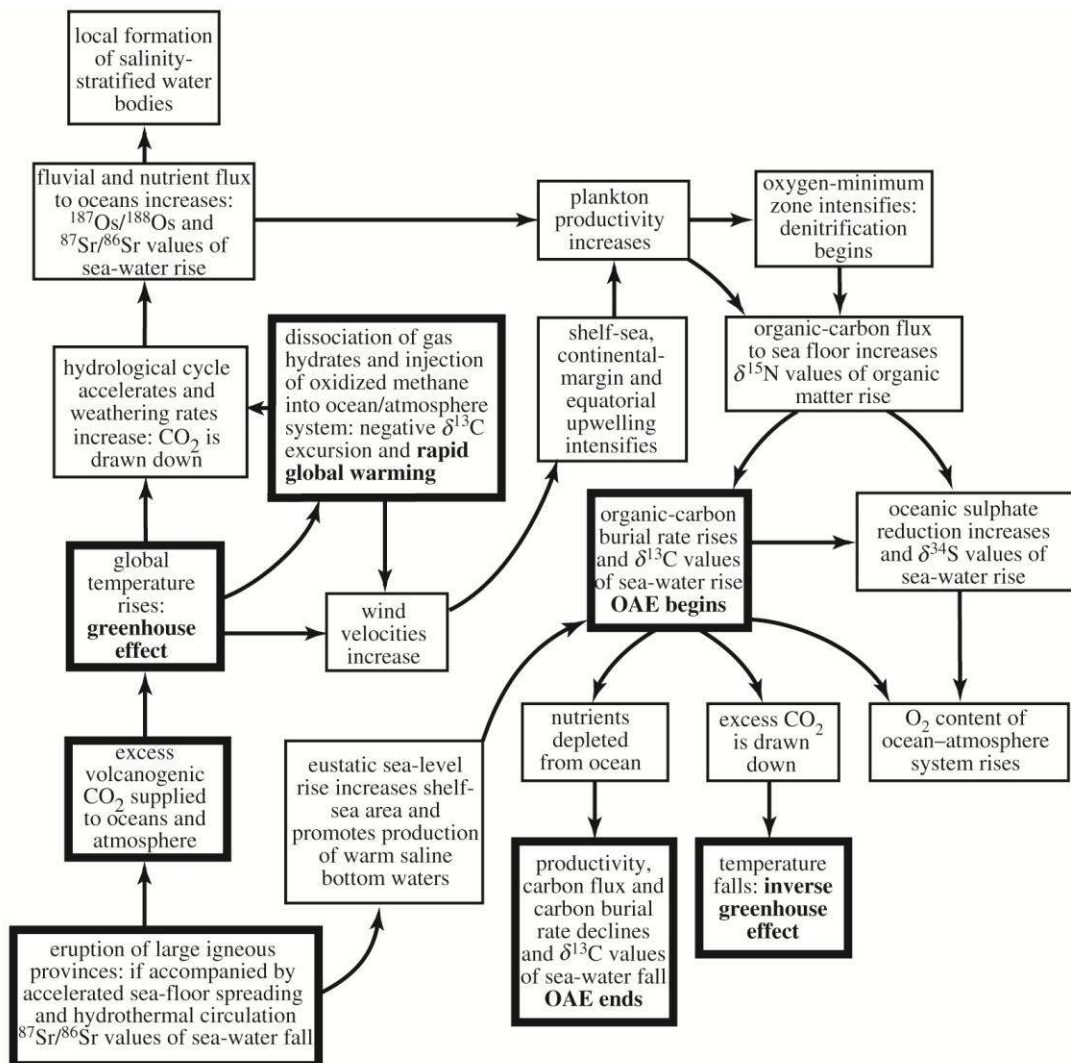


Fig. 6.2 - Possibili relazioni tra vulcanismo, dissociazione dei gas idrati, cambiamenti climatici ed eventi anossici oceanici (da JENKYNs, 2003).

6.1 - Ambiente di piattaforma carbonatica: considerazione diagenetiche

SCHOLLE & ARTHUR (1980) furono i primi a comprendere le potenzialità della stratigrafia isotopica del carbonio; per primi la utilizzarono come strumento per correlare stratigraficamente successioni carbonatiche pelagiche del Cretacico, riconoscendo in ciascuna di esse le equivalenti escursioni principali del $\delta^{13}\text{C}$. Negli anni successivi questa disciplina continuò ad essere applicata alle successioni di mare profondo in quanto si riteneva, a differenza di quelle di mare basso, che la firma isotopica originale venisse maggiormente preservata; furono VAHRENKAMP (1994; 1996) e JENKYNS (1995), i primi a riconoscere sia nelle une che nelle altre successioni tempo equivalenti i medesimi *trend* geochimici, dimostrando perciò l'applicabilità del $\delta^{13}\text{C}$ anche nelle sequenze di piattaforma carbonatica, come dimostra l'ampia bibliografia (es.: WEISSERT et al., 1998; DAVEY & JENKYNS, 1999; GROSSMAN et al., 2002; IMMENAUSER et al., 2003; WOODFINE et al., 2008; KORTE & HESSELBO, 2011; TRECALI et al., 2012).

Generalmente, gran parte dei sedimenti carbonatici peritidali non conservano la firma isotopica originale dell'ambiente deposizionale, in quanto sono di solito esposti all'acqua meteorica prima che abbiano raggiunto la stabilità mineralogica. In ambiente meteorico la dissoluzione, la cementazione e la sostituzione agiscono in modo pervasivo e in condizioni geochimicamente molto diverse da quelle in cui si è deposto inizialmente il sedimento (ALLAN & MATTHEWS, 1982; MARSHALL, 1992). Nelle attuali piattaforme carbonatiche, i sedimenti sono inoltre prevalentemente costituiti da aragonite e da calcite alto magnesiacca, minerali la cui stabilità è limitata nel tempo e che tendono a raggiungere trasformandosi in altri polimorfi come la calcite basso magnesiacca piuttosto che la dolomite (SWART & EBERLI, 2005).

Durante la diagenesi, la composizione isotopica del carbonio di gran parte delle rocce carbonatiche non cambia tuttavia sensibilmente, in quanto il volume di carbonio presente all'interno della roccia è enormemente superiore a quello contenuto nell'acqua presente nei pori, ovvero nel fluido diagenetico. Inoltre, il frazionamento isotopico non è influenzato significativamente dalle variazioni di temperatura (EMRICH et al., 1970). Al contrario avviene per la composizione isotopica dell'ossigeno, quest'elemento è infatti decisamente più abbondante nel fluido rispetto a quello già contenuto nella roccia. Inoltre, il corrispondente frazionamento isotopico risente maggiormente della temperatura e può perciò avere un ruolo importante durante la diagenesi di seppellimento (FRIEDMAN & O'NEIL, 1977). Considerato anche il relativo impoverimento del fluido in ^{13}C e ^{18}O ,

generalmente la diagenesi dei carbonati determina la riduzione spesso pronunciata dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ mentre raramente quella del $\delta^{13}\text{C}$. Valori estremamente negativi del $\delta^{18}\text{O}$ possono esser considerati dei probabili artifici diagenetici. La firma isotopica originale del carbonio può venir alterata sensibilmente a seguito del deterioramento della sostanza organica dei suoli intervenuta durante periodi di esposizione subaerea. Il rilascio di carbonio isotopicamente leggero, determina la negativizzazione del segnale $\delta^{13}\text{C}$ (ALLAN & MATTHEWS, 1982; LOHMANN, 1988; MARSHALL, 1992).

In ambiente meteorico la dissoluzione, la cementazione e la sostituzione agiscono in modo pervasivo e in condizioni geochimicamente molto diverse da quelle in cui si è depositato in origine il sedimento (MARSHALL, 1992). È lo stile della diagenesi piuttosto che la sua intensità ad influire sulla firma isotopica originaria del carbonio (SCHOLLE & ARTHUR, 1980). Se la stabilizzazione del minerale avviene in un sistema aperto in cui è presente una notevole quantità di acqua, la composizione di quest'ultima cambierà relativamente poco a seguito della dissoluzione del carbonato con cui interagisce e che risulterà fortemente ridistribuito. La nuova fase avrà una composizione simile a quella del fluido e rispecchierà l'equilibrio con l'ambiente diagenetico. In un sistema chiuso, in cui la dissoluzione del carbonato avviene in un volume relativamente piccolo di acqua, implica invece un cambiamento composizionale marcato di quest'ultima e la nuova fase minerale che precipiterà avrà composizione simile a quella del carbonato originario (MARSHALL, 1992).

7. STRATIGRAFIA ISOTOPICA DEL GIURASSICO INFERIORE

Nel corso del Giurassico inferiore, la Pangea conosce una profonda riorganizzazione paleogeografica nell'ambito della quale si collocano due importanti eventi di portata globale, ampiamente documentati anche dalla stratigrafia isotopica del carbonio e dell'ossigeno: da un lato, l'estinzione di massa di primo ordine in corrispondenza del passaggio Triassico – Giurassico (es.: HALLAM & GOODFELLOW, 1990; McROBERTS et al., 1997; PÁLFY et al., 2001; HESSELBO et al., 2002; GALLI et al., 2005; WILLIFORD et al., 2007; KORTE et al., 2009; BACON et al., 2011), dall'altro, il noto evento anossico toarciaco, AOE - T (es.: JENKYN & CLAYTON, 1986; 1997; JENKYN, 1988; 2010; MORETTINI & BARTOLINI, 1999; BAILEY et al., 2003; WOODFINE et al., 2008; HESSELBO & PIENKOWSKI, 2011; TRECALI et al., 2012). Molto meno è stato indagato l'intervallo di tempo compreso tra questi due eventi; a tal proposito la geochimica isotopica del carbonio si è concentrata principalmente sul tardo Pliensbachiano (es.: BAILEY et al., 2003; WOODFINE et al., 2008; KORTE & HESSELBO, 2011) mentre decisamente pochi sono i lavori condotti nell'intervallo al limite Sinemuriano – Pliensbachiano.

JENKYN (2002) evidenzia nella curva degli isotopi stabili ottenuta da rostri di belemniti e gusci di ostriche inglesi e portoghesi una possibile escursione negativa nell'Hettangiano, seguita da un'escursione positiva nel Sinemuriano medio; inoltre individua una marcata escursione negativa, ben definita, grossomodo a cavallo tra il Sinemuriano e il Pliensbachiano, ottenuta da rostri di belemniti inglesi e confermata anche da quelli provenienti da sezioni del Portogallo e della Germania (Fig. 7.1).

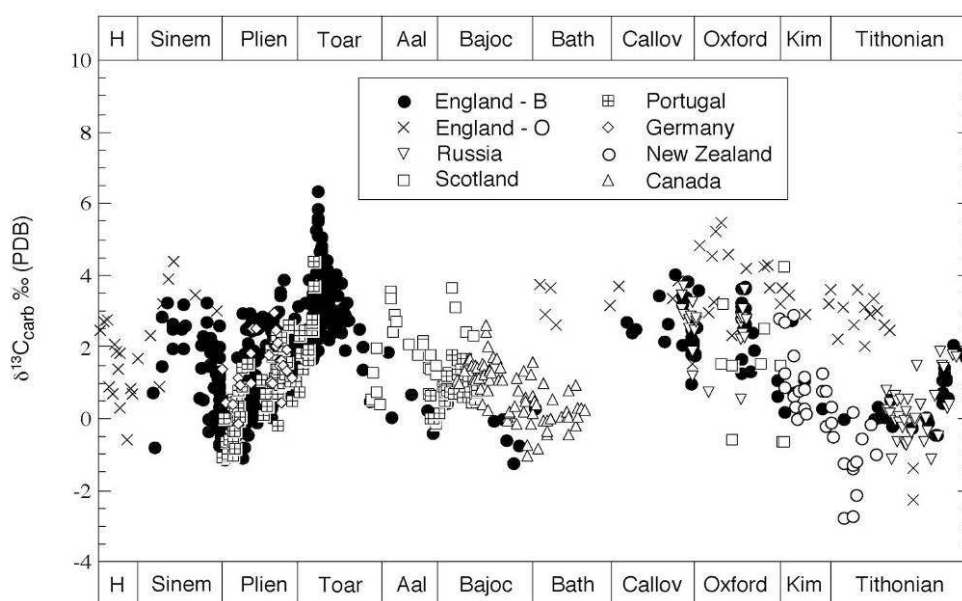


Fig. 7.1 - Curva degli isotopi stabili del carbonio relativa al periodo Giurassico; descrizione nel testo (da JENKYN, 2002).

Da campioni di roccia totale provenienti dalla successione carbonatica bacinale della Fm. della Corniola (Appennino umbro-marchigiano-sabino), MORETTINI et al. (2002) si limitano a segnalare uno *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}$ al limite Sinemuriano – Carixiano (fig. 7.2). Gli stessi riscontrano invece un'escursione positiva nel Carixiano medio che associano ad una crisi ecologica della fabbrica del carbonato determinata da un alto livello eutrofico delle acque. L'introduzione di CO_2 in atmosfera avrebbe generato un clima più umido e fresco e conseguentemente intensificato il ciclo dell'acqua: la degradazione e il dilavamento dei continenti avrebbe determinato un maggiore apporto di nutrienti al mare, causando un consistente aumento della produttività.

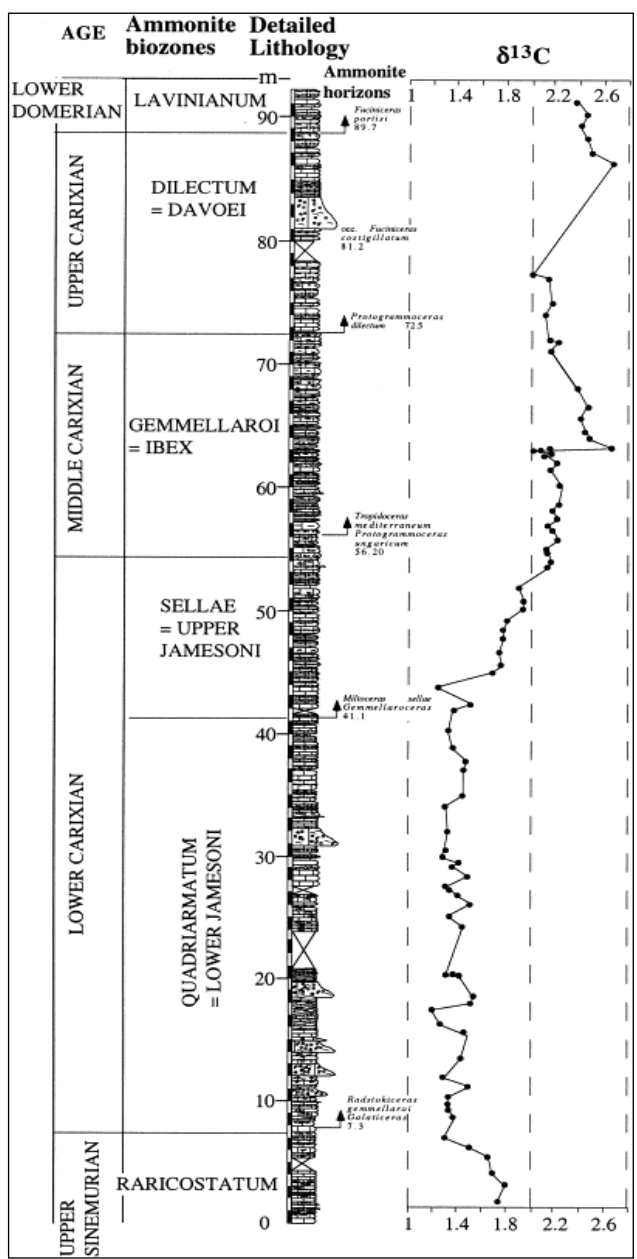


Fig. 7.2 - Formazione della Corniola (Appennino umbro-marchigiano-sabino; descrizione nel testo (da MORETTINI et al., 2002).

Nell'ambito di un lavoro incentrato sulla risposta delle piattaforme carbonatiche del Sudalpino e dell'Appennino Meridionale nei confronti dell'evento anossico toarciaco, a Madonna della Corona (Piattaforma di Trento) WOODFINE et al. (2008) segnalano nel Gruppo dei Calcari Grigi (fig. 7.3) un'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ (roccia totale) che assegnano al limite Sinemuriano – Pliensbachiano, in quanto comparabile a quelle descritte da JENKYN et al. (2002) e MORETTINI et al. (2002).

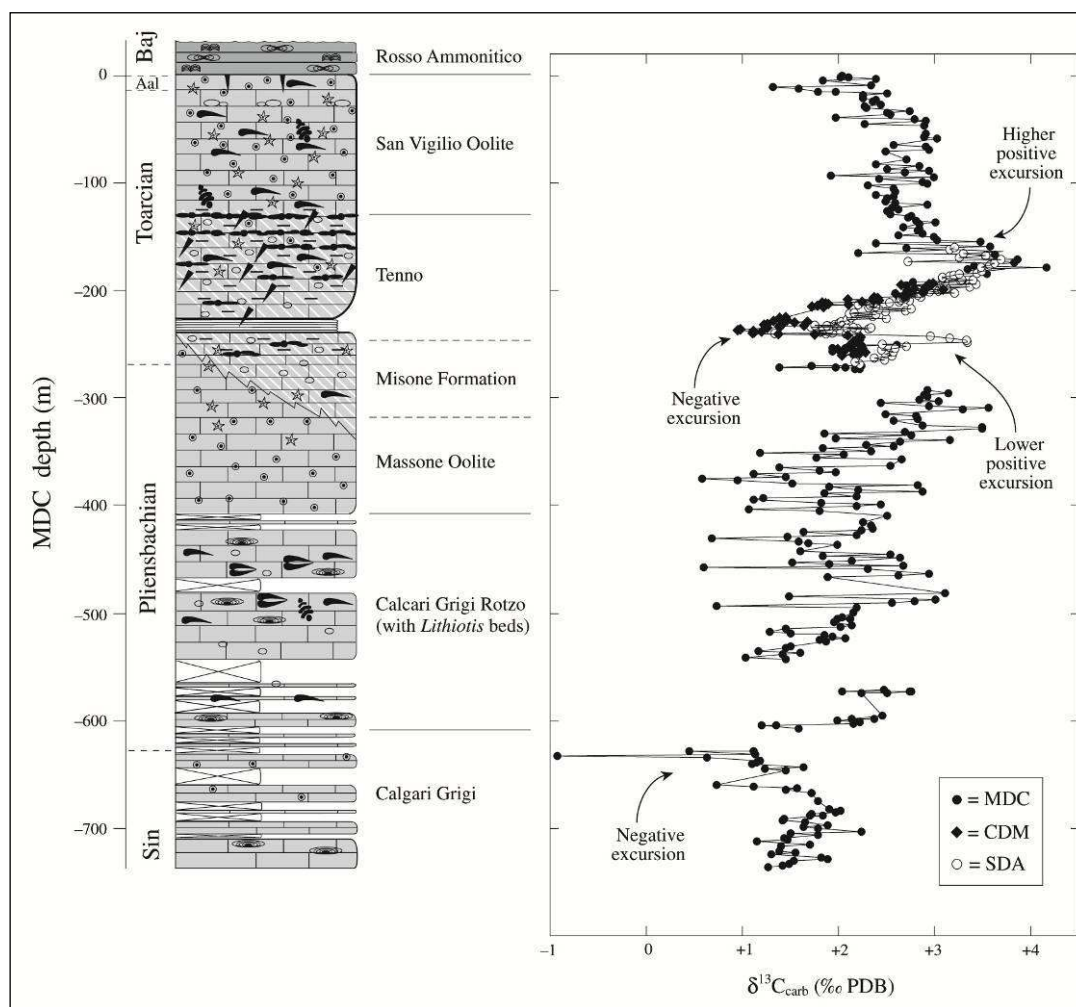


Fig. 7.3 - Descrizione nel testo (da WOODFINE et al., 2008).

Un'escursione isotopica al limite Sinemuriano – Pliensbachiano è individuata anche da KORTE & HESSELBO (2011), i quali riscontrano il medesimo *trend* isotopico del $\delta^{13}\text{C}$ in due curve distinte ottenute da campioni provenienti dalla successione *shallow-water* del Cleveland Basin, Inghilterra nord-orientale. Nella prima curva, i campioni sono rappresentati da rostri di belemniti e gusci di bivalvi e brachiopodi, nella seconda consistono invece in legno fossile; il parallelismo tra le due curve isotopiche confermerebbe la natura primaria del segnale e il carattere globale dell'evento (fig. 7.4). Il *trend* opposto osservato nella corrispondente curva del $\delta^{18}\text{O}$ viene invece interpretato come un raffreddamento delle acque profonde (di 4°- 6° C)

verificatosi, considerando il quadro complessivo, durante un aumento del tenore della CO₂ atmosferica, associato ad un rapida immissione nel sistema di carbonio isotopicamente leggero proveniente da sorgenti remote (dissociazione dei gas idrati, paludi, metamorfismo termico, decomposizione di sedimenti ricchi di sostanza organica).

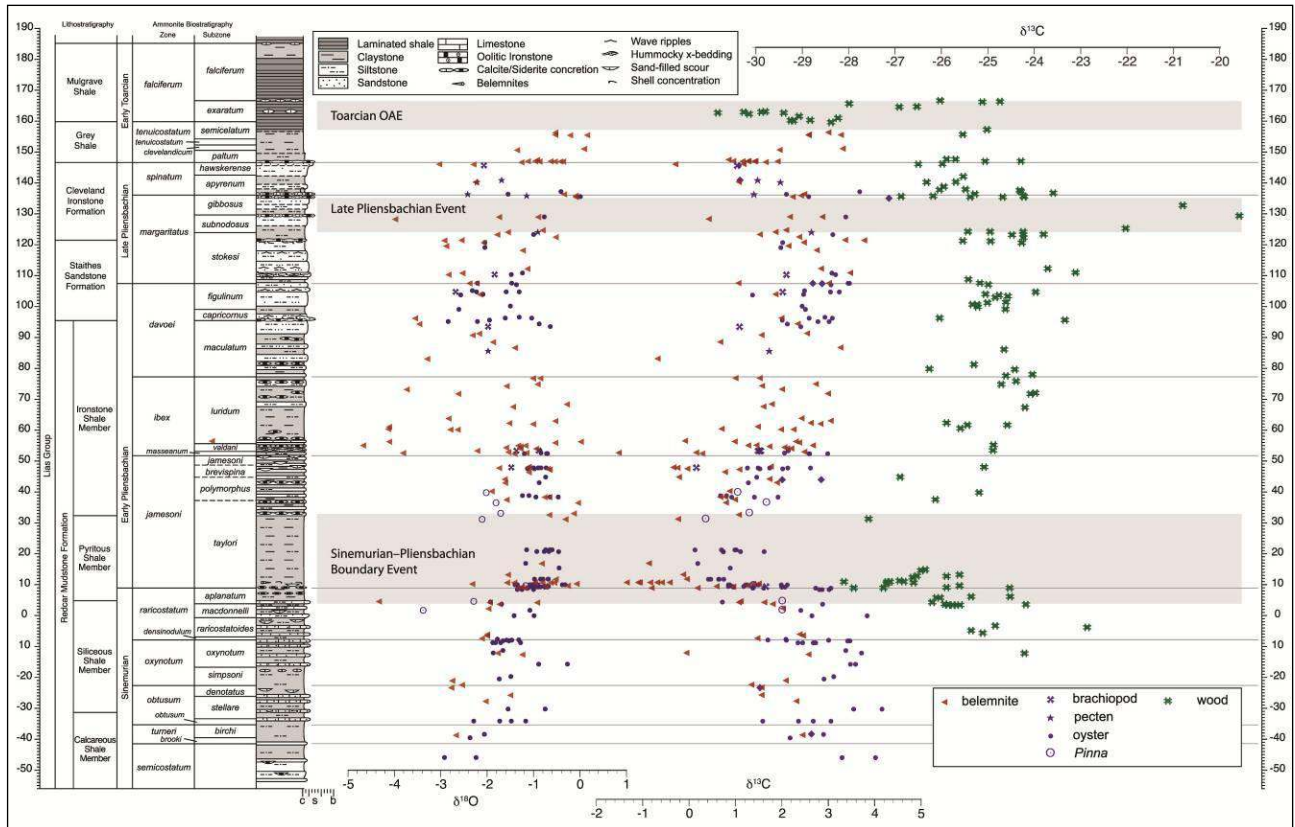


Fig. 7.4 - Descrizione nel testo (da KORTE & HESSELBO, 2011).

RIDING et al., (2012) segnalano nel tardo Sinemuriano un evento di probabile portata globale attraverso l'incrocio di dati geochimici e palinologici, sia di origine marina che terrestre, provenienti dalla successione di mare aperto di Copper Hill Quarry (Inghilterra orientale). Gli AUTORI evidenziano la medesima escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ in tre distinte curve, due delle quali ottenute dal carbonio organico (rispettivamente legno fossile - TOC e palinomorfi concentrati) ed una da frammenti di belemniti; l'anomalia isotopica coincide con le acme di palinomorfi marini e terrestri. Con particolare riferimento al $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$, lo *shift* si presenta simile nella forma a quello riscontrato in corrispondenza degli eventi del Toarciano (AOE), Aptiano (AOE 1) e Paleogene (PETM), per i quali viene postulata una rapida immissione di carbonio isotopicamente leggero nel sistema oceano-atmosfera (fig. 7.5a); l'anomalia tardo sinemuriana viene spiegata in modo analogo. La corrispondenza tra dati geochimici e quelli palinologici suggerisce che la perturbazione del ciclo del carbonio sia connessa ad un significativo cambiamento ambientale; verosimilmente

l'evento si verificò durante una fase d'innalzamento almeno regionale del livello marino, compatibile con un periodo di riscaldamento globale suggerito dalle associazioni polliniche e dagli isotopi dell'ossigeno (fig 7.5b).

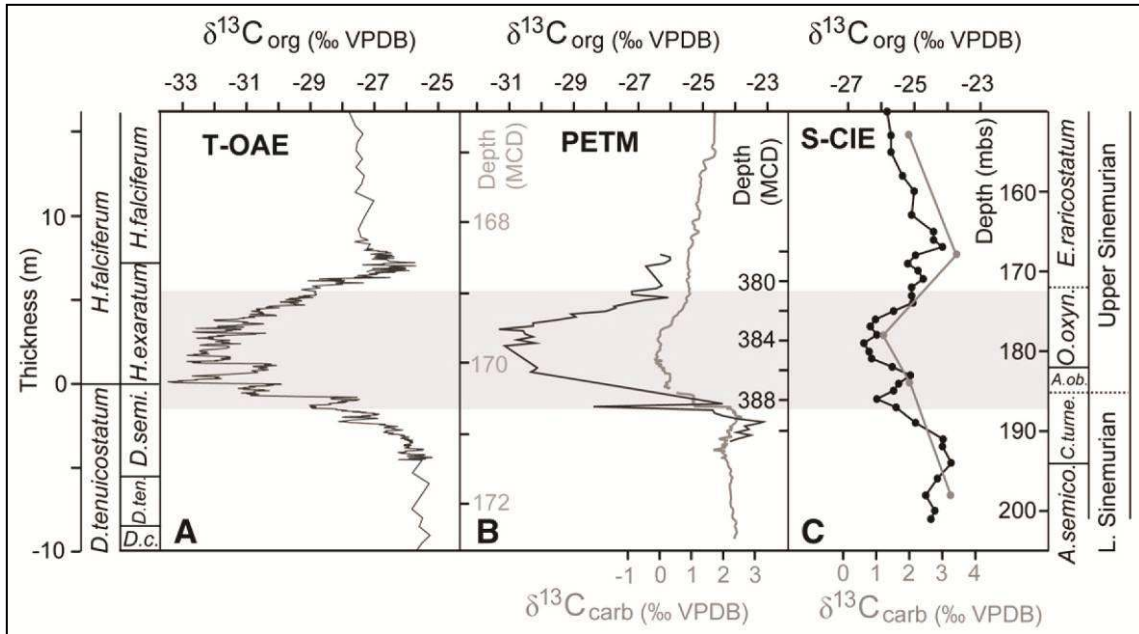


Fig. 7.5a - Descrizione nel testo (da RIDING et al., 2012).

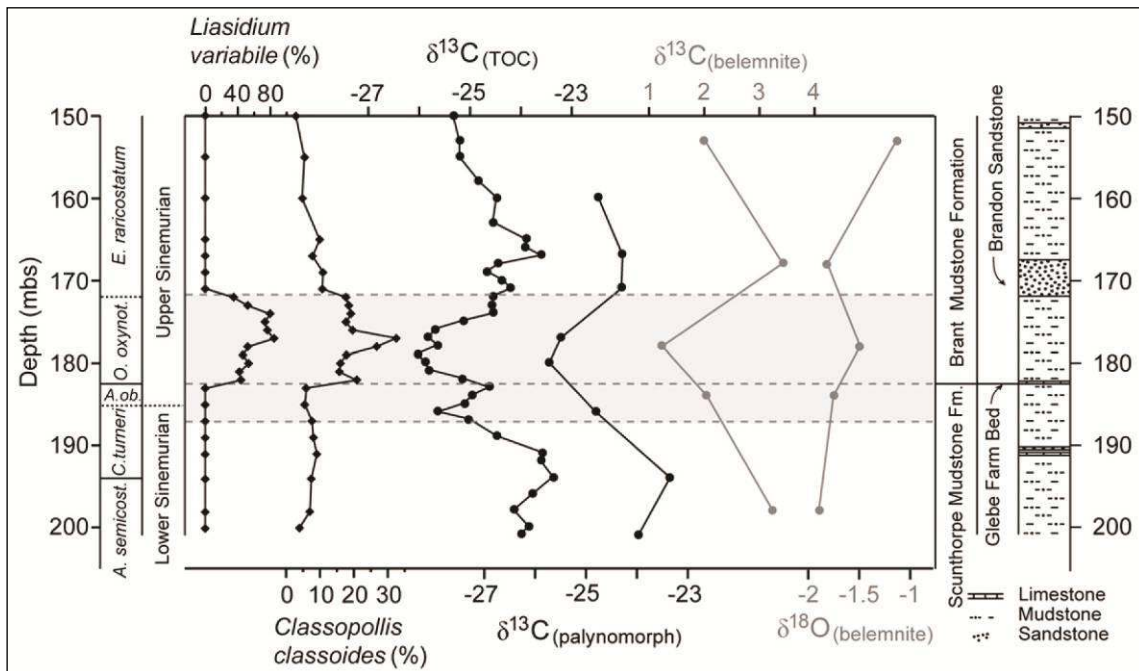


Fig. 7.5b - Da destra verso sinistra: acme della palinoflora marina; acme dei palinomorfi terrestri; curve isotopiche del carbonio e dell'ossigeno. Descrizione nel testo (da RIDING et al., 2012).

Le curve ad alta risoluzione degli isotopi stabili del carbonio (dati inediti pregressi), ottenute da campioni di roccia totale provenienti dal settore occidentale della Piattaforma di Trento (Gruppo dei Calcari Grigi), nella fattispecie dalle sezioni stratigrafiche di Madonna della Corona e di Rotzo, hanno evidenziato l'esistenza di un'escursione negativa poco al di sotto del passaggio tra il Calcare oolitico di Loppio e la sovrastante Fm. di Rotzo (*fig. 7.6*). Le due unità, rispettivamente attribuite (BARATTOLO ROMANO, 2005; ROMANO et al. 2005) al Sinemuriano medio-sup. e al Pliensbachiano p.p., denotano un'evidente cambio di litofacies che da quasi esclusivamente oolitiche divengono prevalentemente calcareo-marnose, implicando un evidente riorganizzazione dei sistemi deposizionali e delle condizioni paleoecologiche (es.: FUGAGNOLI, 2004; POSENATO & MASETTI, 2012).

Lo *shift* è stato interpretato come la possibile espressione nel Sudalpino della medesima perturbazione del ciclo del carbonio riscontrata da JENKYNS et al. (2002) e da KORTE & HESSELBO (2011) in corrispondenza del limite Sinemuriano – Pliensbachiano. In prima approssimazione, sulla base di quanto sopra riportato si è supposto ragionevolmente che l'evento ricercato in questa tesi di dottorato si collocasse in corrispondenza del passaggio tra i due piani. Tra gli obiettivi di questo lavoro si intende verificare l'appena menzionata ipotesi, ovvero definire meglio la posizione cronostratigrafica dell'anomalia geochimica. Le curve isotopiche di Madonna della Corona e Rotzo e quanto a corredo riportato in questo capitolo, costituiscono i dati di partenza e i presupposti iniziali della presente ricerca.

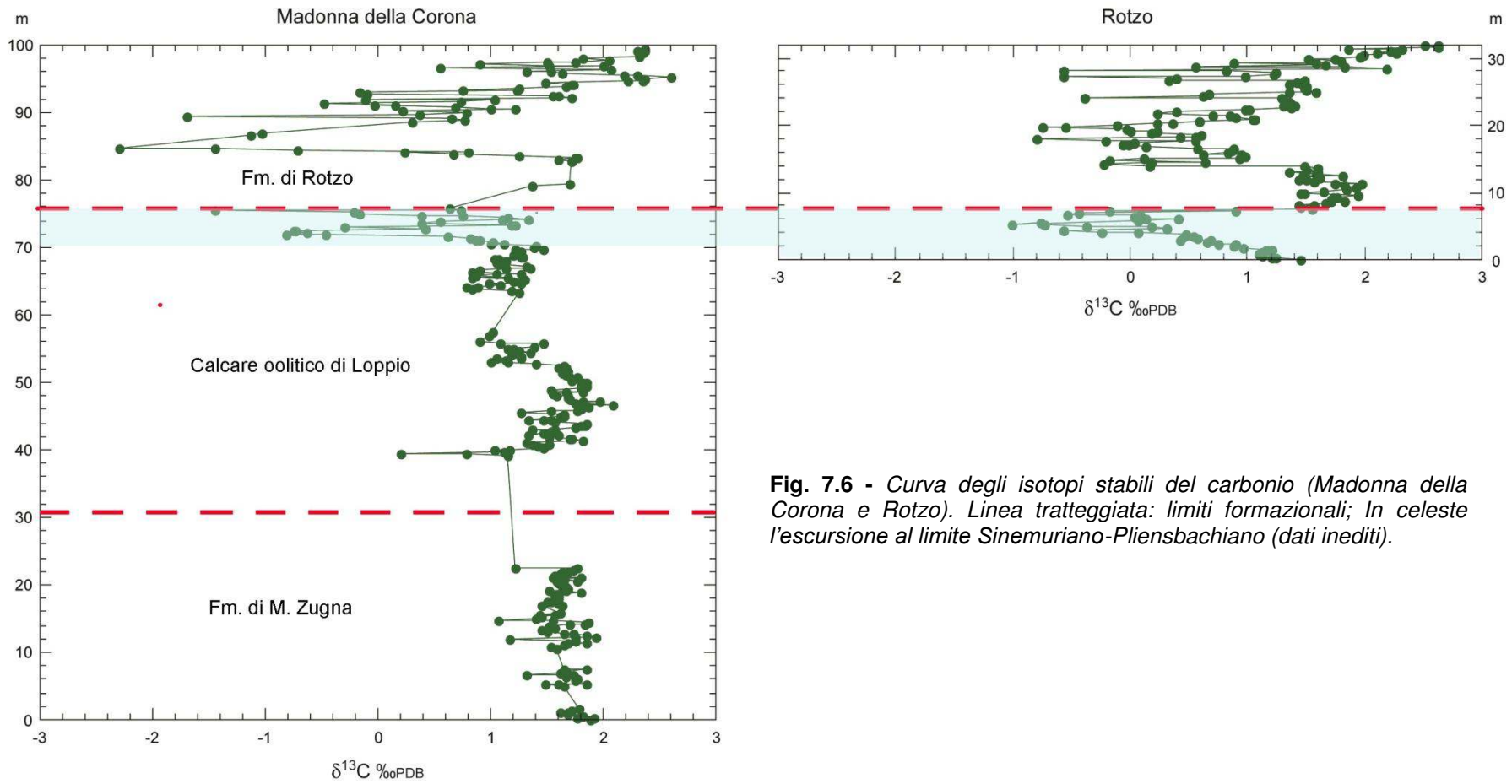


Fig. 7.6 - Curva degli isotopi stabili del carbonio (Madonna della Corona e Rotzo). Linea tratteggiata: limiti formazionali; In celeste l'escursione al limite Sinemuriano-Pliensbachiano (dati inediti).

8. ANALISI ISOTOPICHE

Sono state condotte le analisi degli isotopi stabili del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) e dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) su poco meno di 2000 campioni di roccia totale (*bulk rock*), distribuiti su più sezioni stratigrafiche potenti complessivamente poco più di 700 m.

8.1 - Raccolta delle polveri

Le polveri sono state raccolte utilizzando un trapano a percussione munito di punta in widia di 6 mm, in massima parte direttamente in campagna attraverso il supporto di un gruppo elettrogeno da due cavalli (*foto 8.1.1*). Ogni foro è stato praticato in due tempi: prima, penetrando qualche millimetro nella roccia al fine di eliminare la superficie esposta e raggiungere quella fresca, quindi proseguendo la perforazione allo scopo di raccogliere la polvere da analizzare; tra un passaggio e l'altro la punta è stata sistematicamente pulita. Per quanto questa tecnica non permetta di discernere tra un tipo di grano piuttosto che un altro, garantisce tuttavia una buona omogeneità del campione; in ogni caso, si è prestata la massima cura nell'evitare che la polvere fosse significativa di un *bulk* roccia proveniente da cementi tardivi di calcite spatica (es. riempimenti di cavità, sostituzione di gusci macroscopici) o da orizzonti dolomitizzati.



Foto 8.1.1 - Trapano e gruppo elettrogeno.

Inizialmente le polveri sono state raccolte ogni 1,5 - 2 m (M. Cumieli, M. Verzegnis, Col Moschin, Foza e Chiunzi): ciò ha permesso di elaborare delle curve isotopiche preliminari, a bassa risoluzione, in grado comunque di evidenziare dei possibili *trend* dei valori.

Successivamente, la campionatura è stata eseguita ogni 20 cm (M. Cumieli, M. Verzeznis, Valico di Chiunzi) ed è stata concentrata su intervalli stratigrafici specifici, individuati sulla base delle curve preliminari e dei dati biostratigrafici nel frattempo raccolti; questa fase ha permesso di ottenere delle curve meglio definite, ad alta risoluzione. Per quanto concerne la sezione di Val Gola, la campionatura è avvenuta con un passo variabile, compreso tra 20 cm e 1,6 m. La sezione di Chizzola è stata invece fin da subito campionata, con un passo di 20 cm lungo tutto il suo sviluppo di quasi 120 m, nel corso della ricerca si è infatti rivelata di fondamentale importanza, in quanto completa di tutti i termini stratigrafici, assenti o solo in parte presenti nelle altre. Per quanto concerne le sezioni stratigrafiche di Madonna della Corona e Rotzo, i profili isotopici, già disponibili all'inizio di questa tesi di dottorato, sono stati ottenuti da una campionatura eseguita ogni 20 cm (foto 8.1.2).



Foto 8.1.2 - Raccolta dei campioni di polvere eseguita ogni 20 cm (M. Verzeznis).

8.2 - Strumenti, metodi e standard di riferimento

Le analisi degli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno sono state eseguite presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Oxford, sotto la supervisione del prof. Hugh Jenkyns. I campioni di polvere (alcuni mg) sono stati dapprima posizionati su appositi provini metallici, quindi trattati con acetone ($(\text{CH}_3)_2\text{CO}$) e lasciati asciugare a 60°C . Gli stessi sono stati successivamente caricati in batterie da quaranta, assieme ad otto provini di polvere di marmo di Carrara utilizzati come standard di riferimento interno (quattro all'inizio e quattro alla fine), sul porta campioni rotante dello spettrometro di massa VG Isogas Prism II. I campioni sono stati fatti reagire con acido ortofosforico (H_3PO_4) puro alla temperatura di 90°C

mediante il sistema VG Isocarb, collegato in linea allo spettrometro; quest'ultimo ha poi analizzato il biossido di carbonio (CO_2) sviluppatosi (foto 8.2.1, 8.2.2). I risultati isotopici sono stati opportunamente corretti al fine di eliminare ogni possibile effetto connesso alla presenza degli isotopi ^{14}C ed ^{17}O (Craig correction; CRAIG, 1957) ed espressi come deviazione in parti per mille dallo standard internazionale Pee Dee Belemnite (PDB), usando la notazione δ :

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \left[\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{campione}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}} \right] / \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}} \right\} \times 1000$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{campione}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}} \right\} \times 1000$$

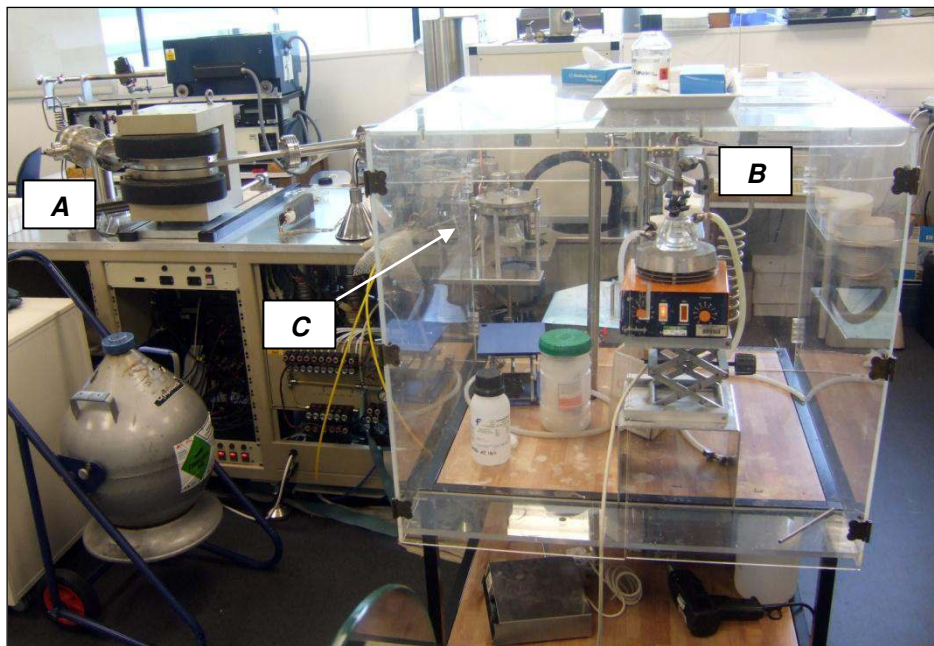


Foto 8.2.1 - A. VG Isogas Prism II; B. Sistema VG Isocarb; C. Porta

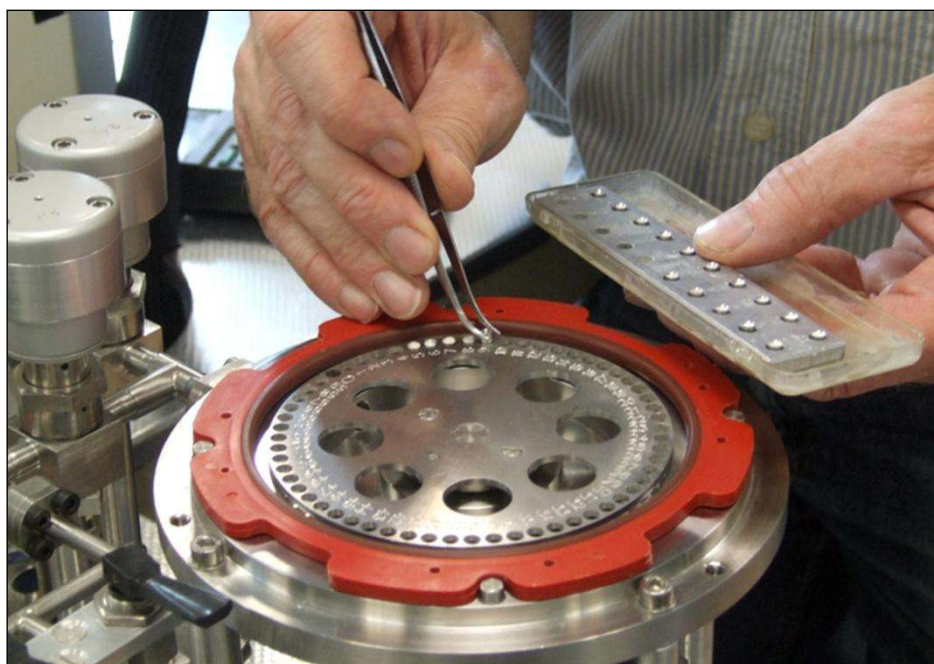


Foto 8.2.2 - Porta campioni rotante.

9. LE SEZIONI STUDIATE: DESCRIZIONE DELLE CURVE ISOTOPICHE E DEL $\delta^{13}\text{C}$ E DEL $\delta^{18}\text{O}$

Con riferimento alle sezioni stratigrafiche studiate nell'ambito di questa ricerca, di seguito viene fornita la descrizione particolareggiata delle corrispondenti curve degli isotopi stabili del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) e dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$). Maggior spazio viene dedicato ai profili del $\delta^{13}\text{C}$, in quanto sono stati utilizzati per le successive correlazioni chemiostratigrafiche (vedi capitolo 10). Come meglio spiegato nel paragrafo "6.1 – Ambiente di piattaforma carbonatica: considerazione diagenetiche" generalmente la diagenesi non determina un sensibile cambiamento della composizione isotopica del carbonio, inoltre i processi di frazionamento isotopico non sono sostanzialmente influenzati dalle variazioni di temperatura; il contrario avviene invece per la composizione isotopica dell'ossigeno (EMRICH et al., 1970; FRIEDMAN & O'NEIL, 1977). Normalmente, i profili isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ risultano quindi più attendibili oltre che di più semplice lettura rispetto a quelli del $\delta^{18}\text{O}$; al fine di evitare erronee interpretazioni, questi ultimi non sono stati perciò utilizzati come strumento di correlazione.

Si desidera evidenziare che, ad eccezione di alcune sezioni stratigrafiche, le curve isotopiche di seguito descritte sono state ottenute attraverso una campionatura eseguita in gran parte ad alta frequenza (ogni 20 cm). Inoltre, come si vedrà anche nel successivo capitolo, in tutte le sezioni studiate, sia del Sudalpino che dell'Appennino Meridionale, i profili isotopici del carbonio risultano sostanzialmente ben definiti e caratterizzati dalla presenza di evidenti escursioni che si individuano in corrispondenza delle medesime-equivalenti unità stratigrafiche; queste escursioni isotopiche, considerato anche il diverso tasso di sedimentazione, sono comparabili tra loro in termini di ampiezza verticale. Le evidenze appena riportate permettono di ritenere, a maggior ragione, che i profili isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ abbiano un'origine primaria e rispecchino sostanzialmente la firma isotopica originale del carbonio.

Per una maggior chiarezza espositiva, ogni descrizione che segue è corredata da tre grafici in cui si possono rispettivamente osservare i profili del $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, del solo $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ affiancati alla sezione stratigrafica corrispondente.

9.1 - Monte Cumieli

Sono stati sottoposti ad analisi geochimiche 319 campioni ottenuti da una sezione stratigrafica di circa 138 m. I primi 41 campioni di polvere (78,5 m) sono stati raccolti ogni 2 m circa, i successivi 278 (58,3 m) ogni 20 cm.

Curva del carbonio

Il profilo della curva del carbonio è nel complesso ben definito e di natura primaria; sebbene eventuali alterazioni diagenetiche possano aver determinato delle oscillazioni dei valori, si distingue chiaramente un evidente *trend* che ricalca verosimilmente quello originale. I valori della curva sono compresi tra +0,38‰ (106,8 m) e +3,53‰ (125,9 m). Pur essendo presenti alcune rapide e puntuali negativizzazioni, dalla base fino a quota +42,8 m il profilo tende a svilupparsi prevalentemente in senso verticale, con andamento relativamente costante che oscilla intorno al valore +2‰. Questo intervallo coincide con l'unità peritidale della Fm. del M. Zugna.

La curva tende quindi a spostarsi verso destra ovvero ad assumere nel complesso valori relativamente più positivi, per quanto si possano riconoscere tre pronunciate negativizzazioni, la principale delle quali si colloca a 66,6 m ed è pari a +0,79‰. Il tratto di curva descritto comprende l'unità subtidale nodulare e i primi 3,2 m della sovrastante unità oolitica della Fm. di M. Zugna.

Si distingue quindi una terza porzione in cui la distribuzione dei punti definisce una evidente ed ampia escursione negativa, interamente confinata nell'unità calcarenitica. Nella parte iniziale l'escursione è caratterizzata da una lineare e costante negativizzazione dei valori che in pochi metri passano da 2,91‰ (89,8 m) a +0,79‰ (92,6 m); attraverso alcune rapide pulsazioni la curva raggiunge il valore massimo negativo di 0,38‰ (106,8 m); i valori tendono quindi a divenire maggiormente positivi fino a quota 119,8 m (+1,74‰) in corrispondenza della quale si chiude l'escursione negativa, grossomodo in coincidenza con il limite inferiore dell'Encrinite di Fanes Piccola. La curva tende quindi a negativizzarsi gradualmente fino a raggiungere quota 125,6 m (+1,84‰), ovvero il tetto dell'Encrinite di Fanes. Un evidente *shift* positivo che a 126 m registra il valore di +3,53 ‰ sembra marcare il passaggio con il sovrastante Calcarea del Vajont; segue quindi una rapida altrettanto veloce negativizzazione (+1,36‰ a 127,4 m), dopo la quale i valori tendono a crescere progressivamente mantenendosi grossomodo attorno al valore 3 ‰.

Curva dell'ossigeno

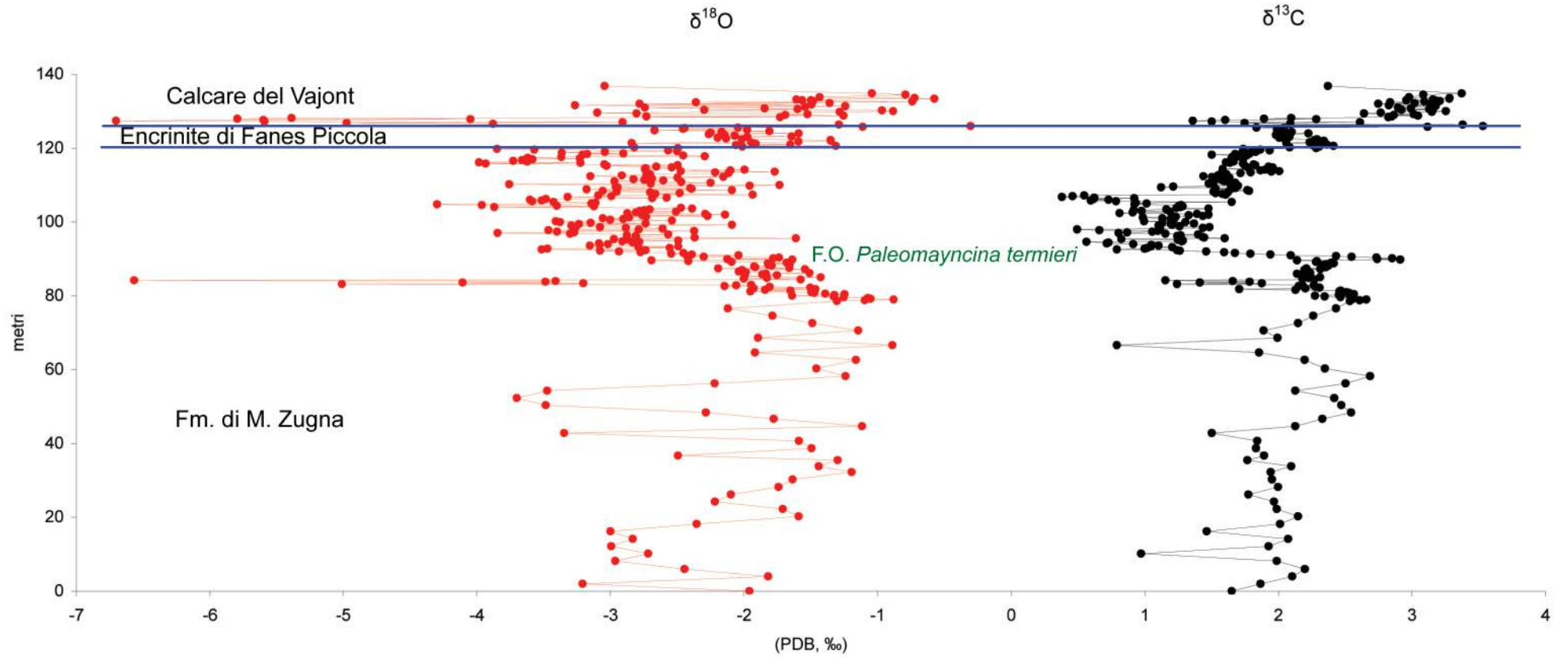
Tutto il profilo è caratterizzato da valori che non superano mai lo zero. Quello maggiormente positivo lo si incontra a 126 m ed è pari a $-0,30\text{‰}$, mentre quello più negativo raggiunge $-6,70\text{‰}$ a +127,4 m. Da 0 a 78,9 m, attraverso una serie di negativizzazioni e positivizzazioni, i valori medi passano nel complesso da $-2,50\text{‰}$ a $-1,4\text{‰}$.

Da 78,9 m fino al tetto si riscontra la continua e repentina oscillazione dei valori isotopici che determina la distribuzione relativamente sparpagliata dei punti (*scattering*).

Ciò nonostante, tralasciando per il momento i due evidenti picchi negativi a 84,2 m ($-6,70\text{‰}$) e 127,4 m ($-6,66\text{‰}$), si distingue un evidente *trend* che porta ad un graduale negativizzazione dei valori. Raggiunto grossomodo quota 104 m ($-4,30\text{‰}$), si assiste ad una loro progressiva e costante positivizzazione.

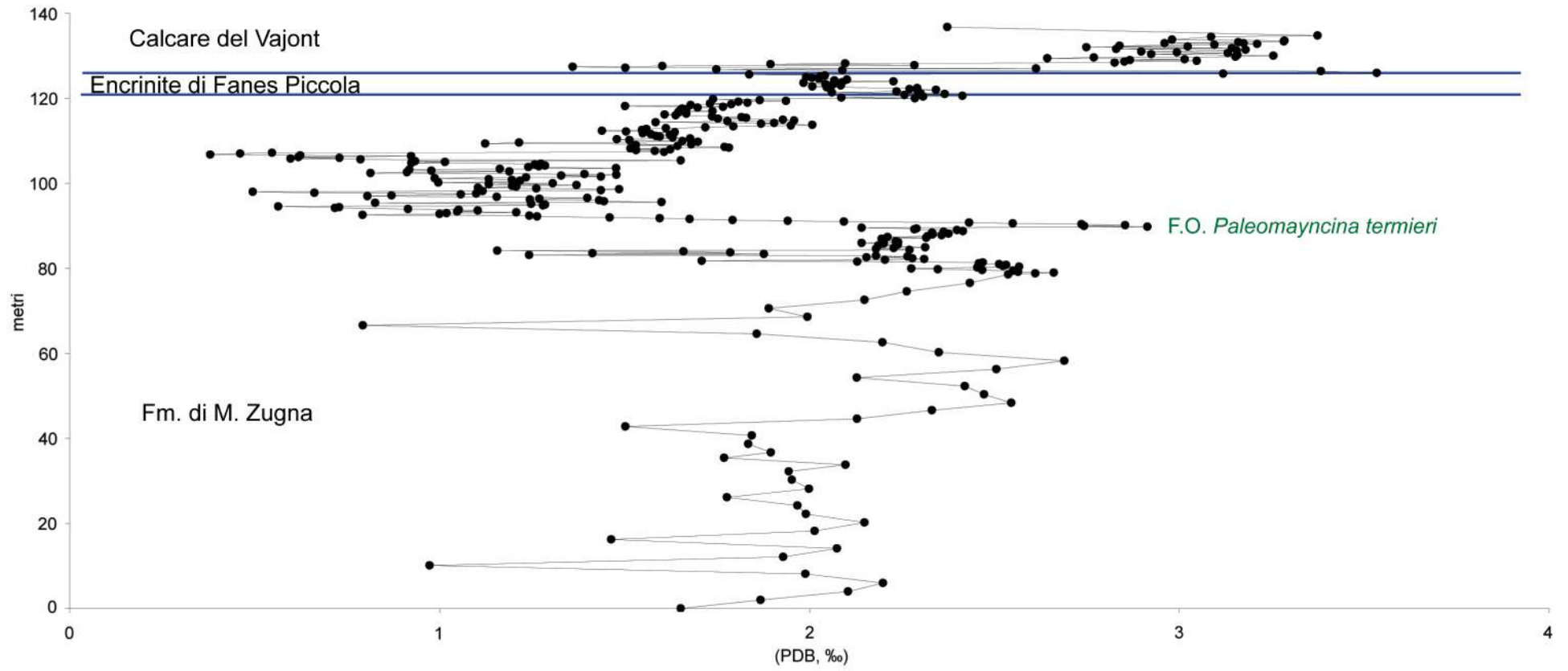
Per quanto non si possa escludere con certezza che si tratti di segnali primari, la forte negativizzazione di alcuni punti delle curva del $\delta^{18}\text{O}$ è verosimilmente imputabile ai processi post-deposizionali intervenuti. A ciò possono essere ricondotti i due evidenti picchi dell'ossigeno a 84,2 m e 127,4 m. A sostegno di questa ipotesi, la superficie esposta corrispondente a buona parte dei campioni associati al primo picco (84,2 m) risulta incrostata da travertino: sebbene i fori siano stati eseguiti in profondità al fine di evitarlo, è molto probabile che vi sia stato un inquinamento isotopico. Di conseguenza, i valori isotopici misurati, in particolare dell'ossigeno ma anche quelli corrispondenti del carbonio, sono da considerarsi (in termini assoluti) minori degli originali.

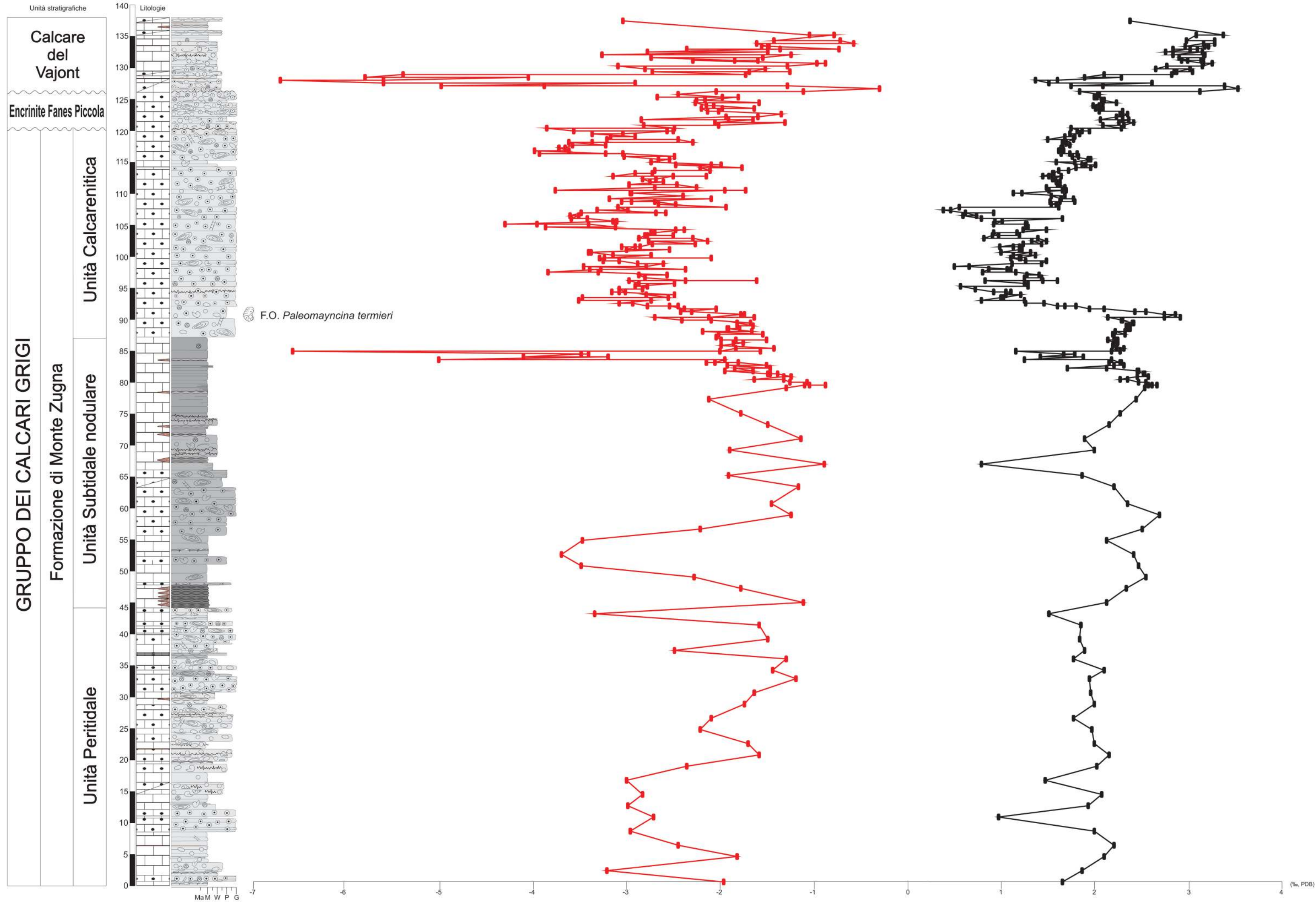
M. CUMIELI



M. CUMIELI

$\delta^{13}\text{C}$





9.2 - Monte Verzegnis

Sono stati analizzati 444 campioni distribuiti su una successione stratigrafica potente 261 m. Nei primi 146 m e negli ultimi 18 sono stati raccolti rispettivamente 74 e 16 campioni ogni 2 o 1,5 m; nell'intervallo compreso tra 146 e 240 m (94 m) sono stati estratti 354 mantenendo un passo di campionatura di 20 cm.

Curva del carbonio

Il profilo isotopico del carbonio è decisamente ben definito; i valori sono sempre superiori a +1‰, compresi tra +1,40‰ (195,6 m) e +3,97‰ (239,9 m). Nei primi 43,1 m la curva si sviluppa verticalmente oscillando tra +1,53‰ (0 m) e +2,73‰ (40,1 m). Il profilo tende quindi a negativizzarsi e a 55,7 m si misura il valore di +1,97‰, si assiste quindi ad una inversione del *trend*, si incontra una copertura di 11,2 m e a 74,9 m si registra il valore di +2,63‰. Fino a 151 m, i valori della curva tendono ad assestarsi intorno a 2,5‰, si osservano tuttavia alcuni *shift* - rapide escursioni negative (+2,25‰ a 77,9 m; +2,27‰ a 101,0 m) e positive (+2,96‰ a 114,4 m). Il profilo tende quindi ad assumere progressivamente valori decisamente meno positivi e a 195,6 m si misura quello minimo, pari a +1,40‰. Si assiste quindi ad una inversione di tendenza altrettanto ben definita: i valori si positivizzano e si raggiunge +3,56‰ a 236,4 m. Nel complesso si distingue un'evidente e pronunciata escursione negativa che (prendendo come riferimento per l'intera curva il valore di 2,40-2,50‰) interessa in massima parte l'unità micritico selcifera della Fm. di Soverzene.

Subito dopo quota 236,4 m, si nota una repentina negativizzazione dei valori (+2,57‰ a 237,9 m) seguita da una altrettanto loro rapida positivizzazione (239,9 m, +3,97‰): questa brusca inversione corrisponde con ottima approssimazione al passaggio tra l'unità calcarenitica della Fm. di Soverzene e la sovrastante Encrinite del M. Verzegnis. Il profilo della curva tende quindi ad orientarsi verso valori gradualmente meno positivi.

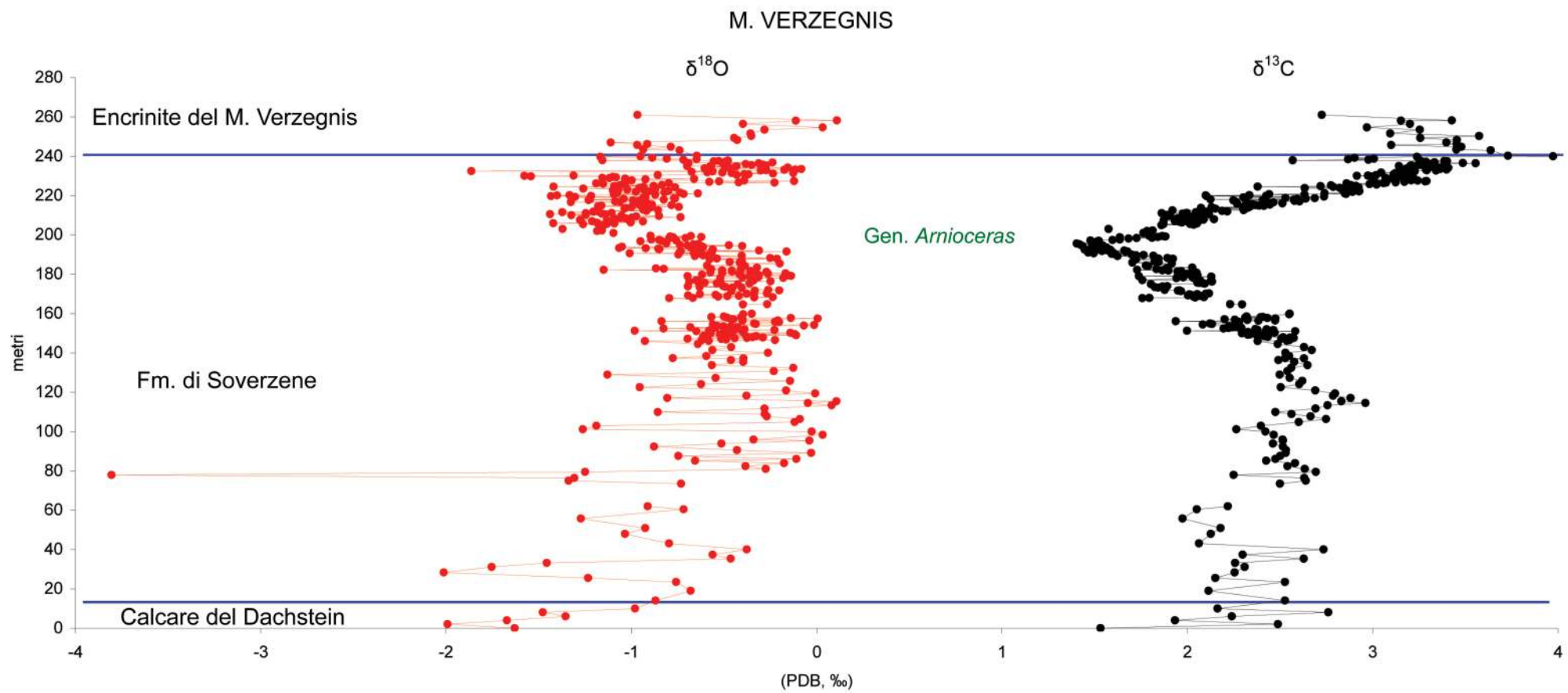
Curva dell'ossigeno

La curva degli isotopi dell'ossigeno varia da -3,80‰ (77,9 m), probabilmente un valore a se stante non primario (*flier*) che registra un processo post deposizionale, a +0,11‰ (258,2 m). Sebbene un intenso *scattering* caratterizzi la porzione di curva compresa tra gli 80 e 240 m, nel complesso è possibile distinguere un *trend* primario.

Da 0 a 80,9 m, i valori aumentano da circa -2,0 a +0,11‰ (non considerando il possibile *flier* a 77,9 m). Successivamente, fino grossomodo 185 m il profilo tende a mantenersi relativamente stabile, con valori che si assestano attorno a -0,35‰.

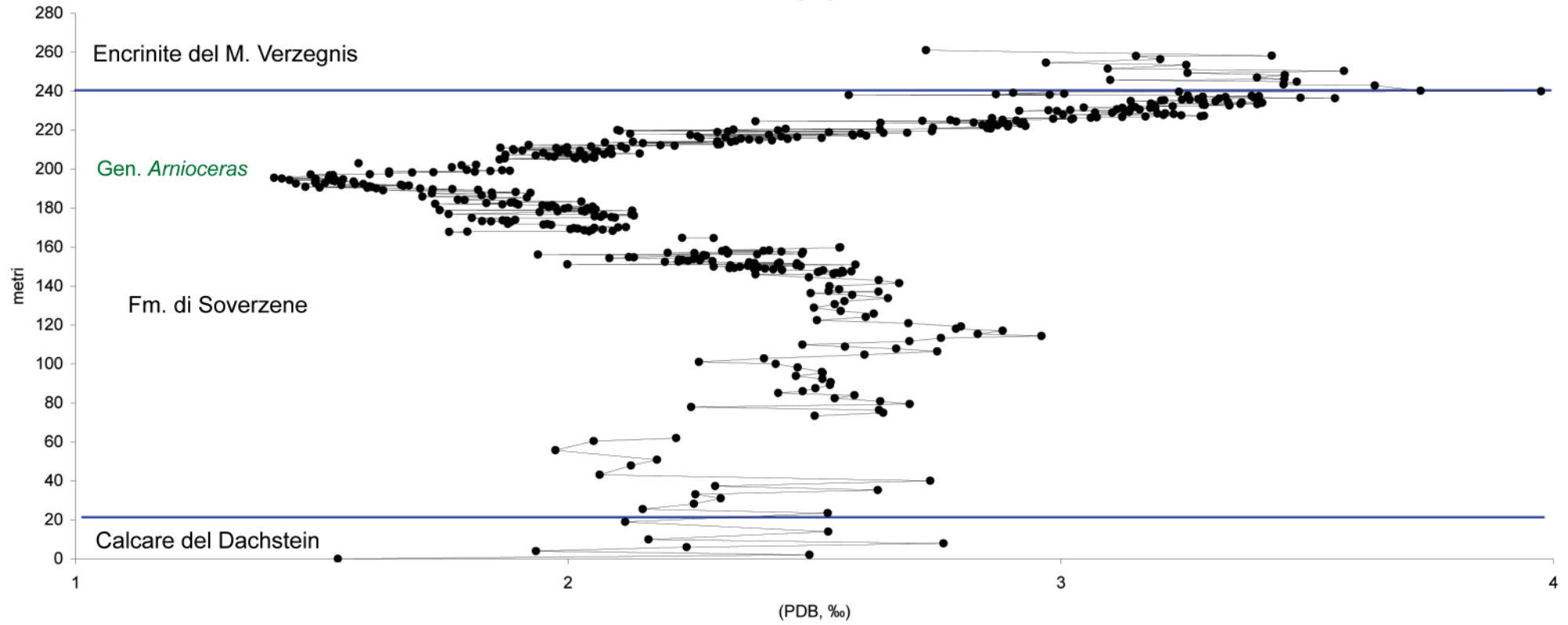
Si osserva quindi un evidente escursione negativa: da 185 m i valori decrescono progressivamente fino a raggiungere i 210,6 m (-1,44‰); in corrispondenza di questa quota il *trend* si inverte e i valori divengono meno negativi, dapprima gradualmente ed infine con un brusco slittamento culminante a 227,4 m (-0,12‰).

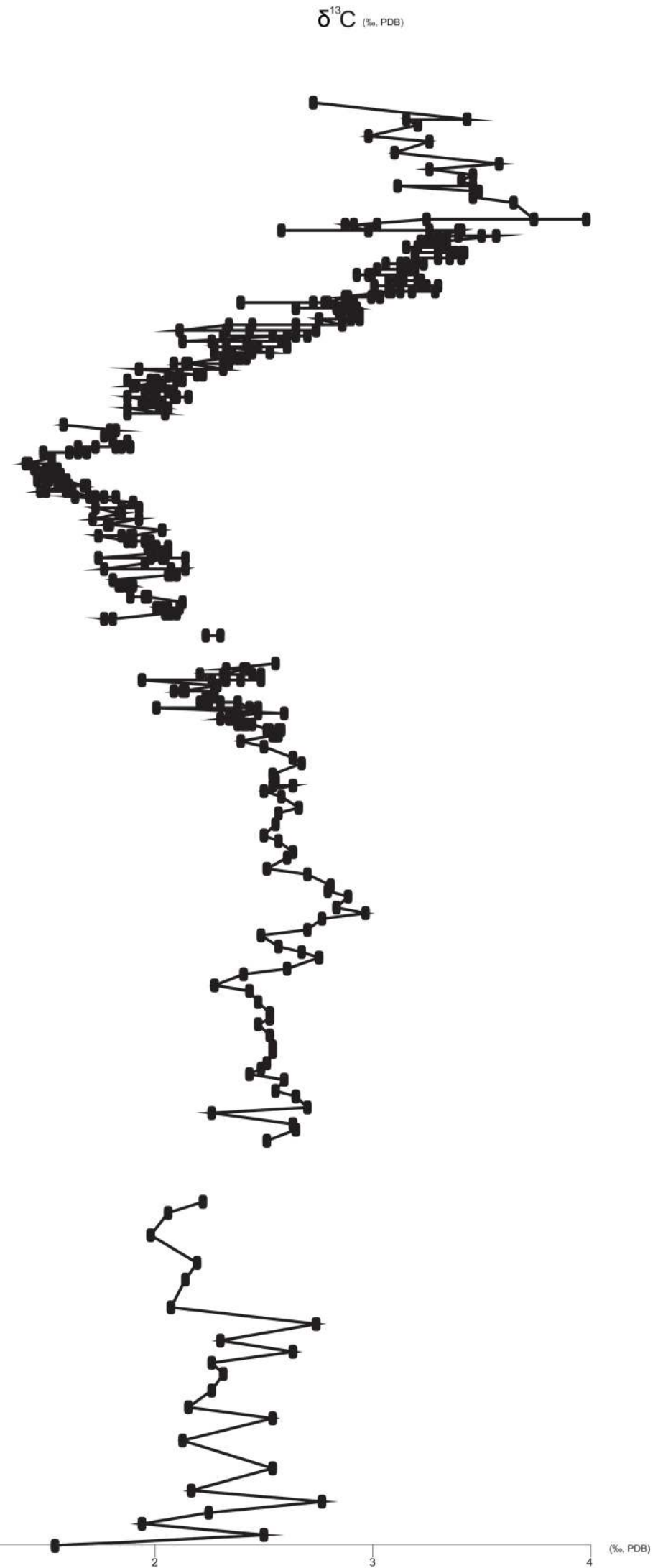
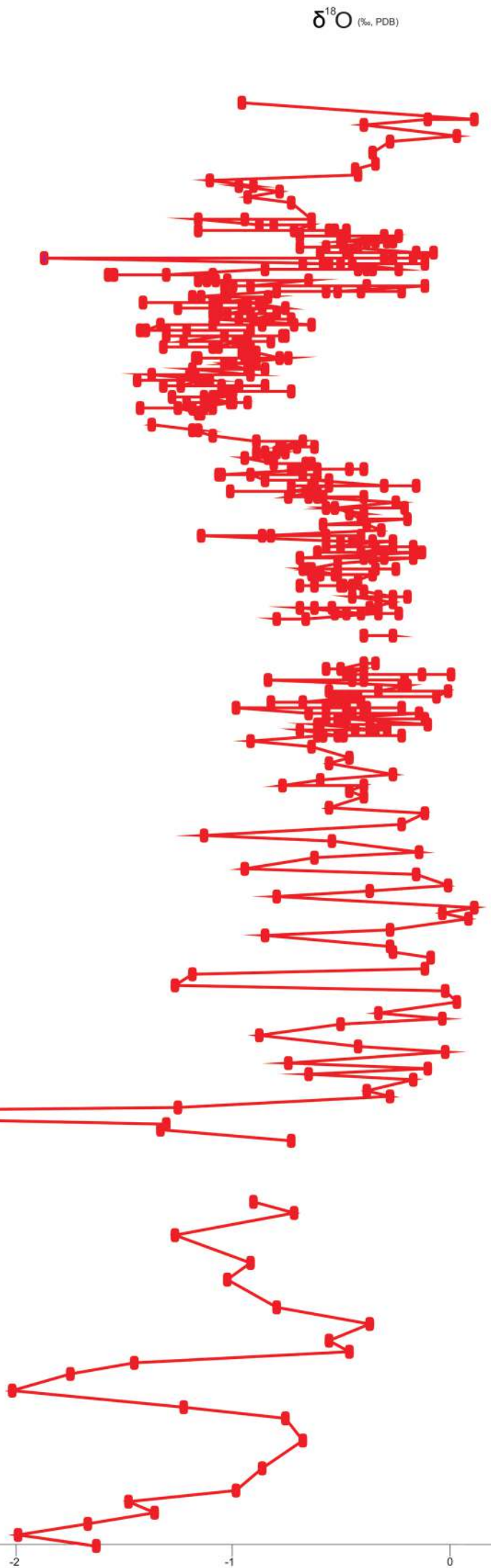
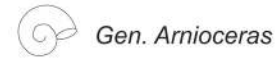
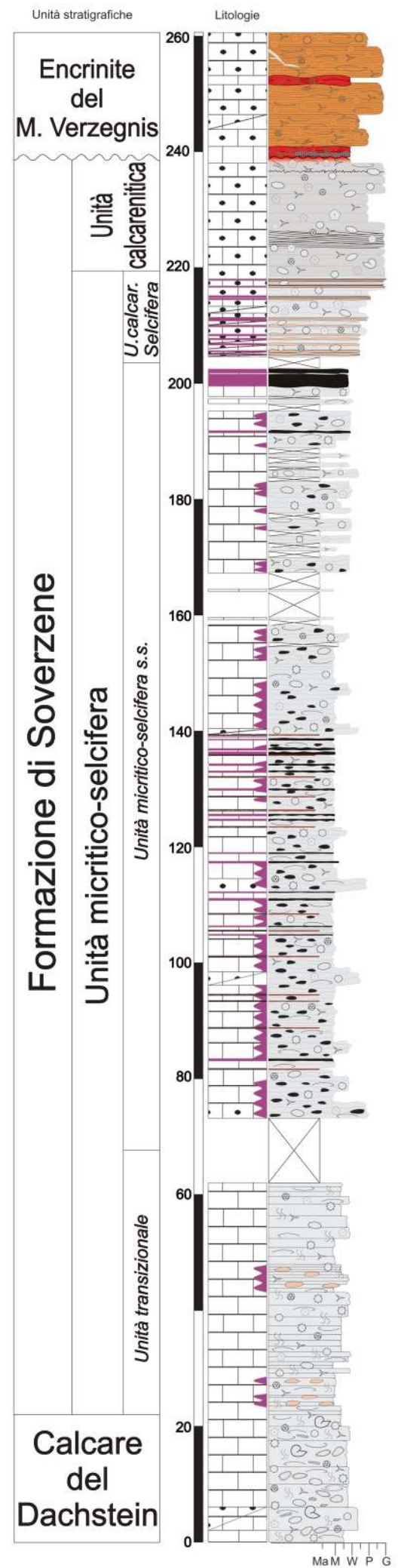
Dopo un rapido shift negativo (-1,58‰, 229,9 m) segue una escursione positiva compresa tra 229,9 e 239,6 m (picco di -0,081 ‰ a 233,5 m). Il tetto dell'escursione si colloca poco sotto l'*unconformity* tra l'unità calcarenitica della Fm. di Soverzene e l'Encrinite del M. Verzegnis. Negli ultimi 18 m circa il profilo dapprima tende verso valori negativi, raggiungendo -1,11‰ a 246,9 m, quindi inverte tendenza toccando -0,11‰ a 258,1 m.



M. VERZEGNIS

$\delta^{13}\text{C}$





9.3 - Col Moschin

Si tratta di una curva a bassa risoluzione ottenuta da 29 campioni di polvere di roccia raccolti ogni 2 m lungo una sezione stratigrafica potente poco meno di 54 m.

Curva del carbonio

La curva è quasi esclusivamente confinata nella Fm. di M. Zugna; i valori sono compresi tra $-3,91\text{‰}$ (5,3 m) e $+2,79\text{‰}$ (51,2 m).

Il *trend* generale è caratterizzato dalla positivizzazione costante dei valori isotopici. Nei primi 24 m si distinguono due evidenti rapidi *shift* negativi, rispettivamente a quota 5,3 m ($-3,91\text{‰}$) e 21 m ($-2,30\text{‰}$), tra i quali si interpone un tratto di 8,5 m di affioramento non campionabile, in quanto fortemente disturbato e/o inaccessibile. I due *shift* e l'andamento complessivo del profilo suggeriscono l'esistenza di una possibile escursione negativa verosimilmente confinata nei primi 24 m circa della sezione stratigrafica.

I successivi 25 m sono caratterizzati dal zigzagare piuttosto regolare della curva isotopica, con valori che oscillano tra $+0,62\text{‰}$ e $+1,84\text{‰}$. A 49,2 m ($+1,53\text{‰}$) si sviluppa un rapido *shift* positivo che porta il valore della curva a $+2,64\text{‰}$ (49,65 m); lo *shift* corrisponde grossomodo con il limite tra la Fm. di M. Zugna e quella sovrastante dell'Encrinite di Fanes Piccola. Segue immediatamente, all'interno di quest'ultima unità stratigrafica, un altrettanto rapido *shift* negativo ($1,20\text{‰}$, 49,9 m) dopo il quale i valori continuano a positivizzarsi.

Curva dell'ossigeno

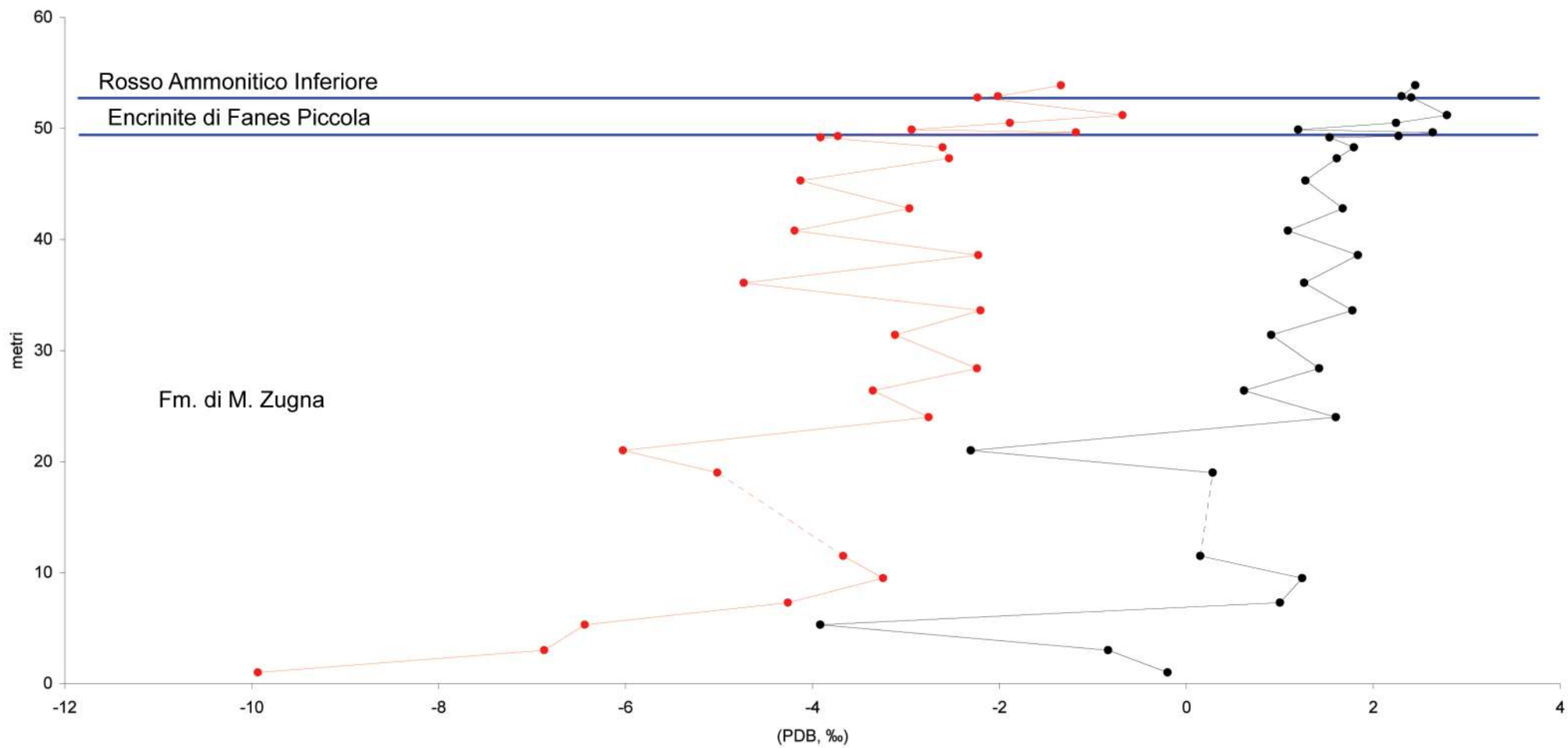
La curva isotopica dell'ossigeno ha valori compresi tra $-9,93$ (0 m) e $-0,68$ (51,2 m). Ad eccezione dei primi 7 m circa, il suo profilo ricalca in gran parte quello della curva isotopica del carbonio. Generalmente, qualora la distribuzione dei valori dell'ossigeno e del carbonio si traduca in un andamento parallelo delle due corrispondenti curve, è probabile che il segnale isotopico originale sia stato modificato. Ciò interessa in particolare la curva dell'ossigeno; quest'ultimo elemento è infatti maggiormente propenso a venir isotopicamente alterato rispetto al carbonio, il quale risulta in tal senso maggiormente conservativo (paragrafo 6.1).

.

COL MOSCHIN

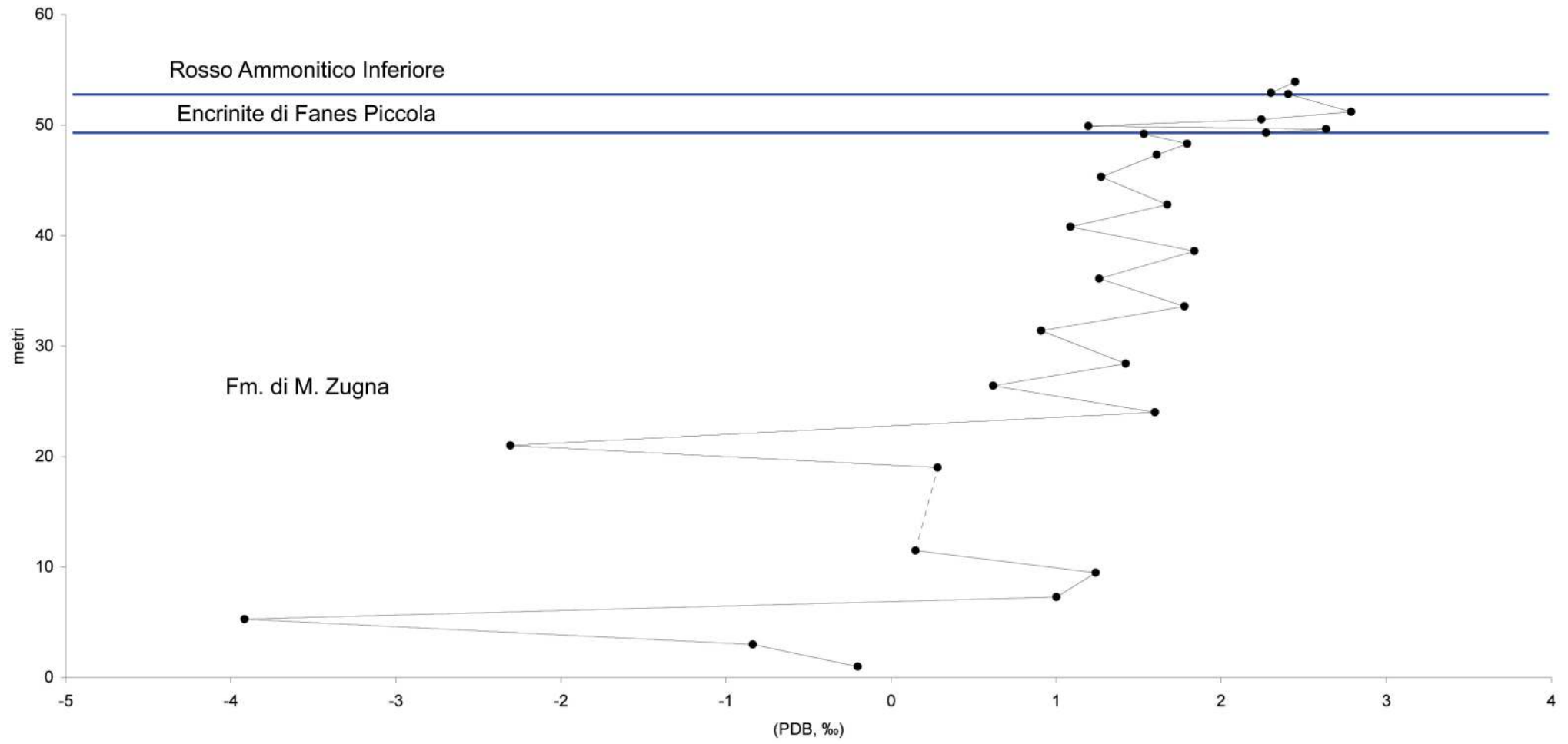
$\delta^{18}\text{O}$

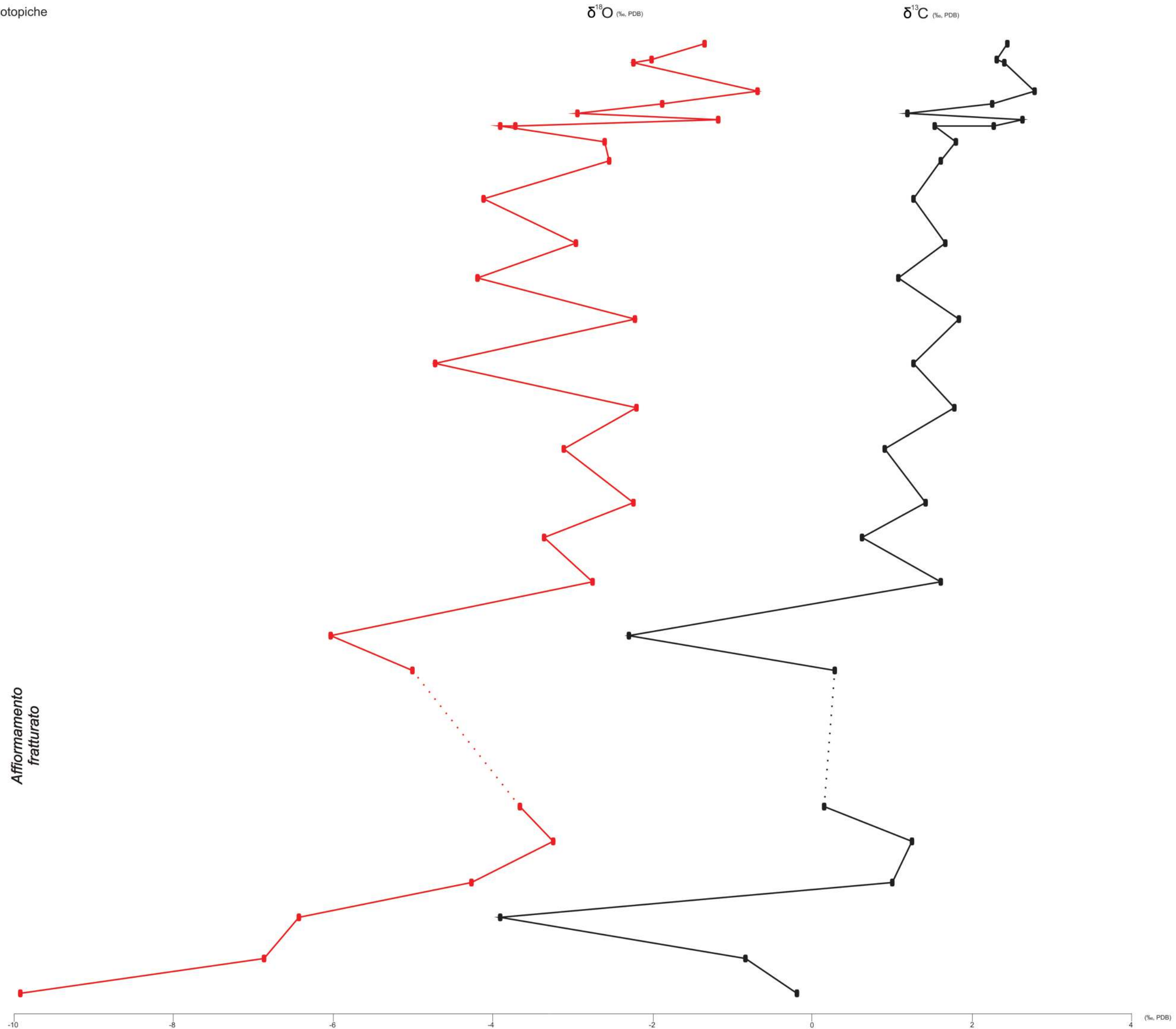
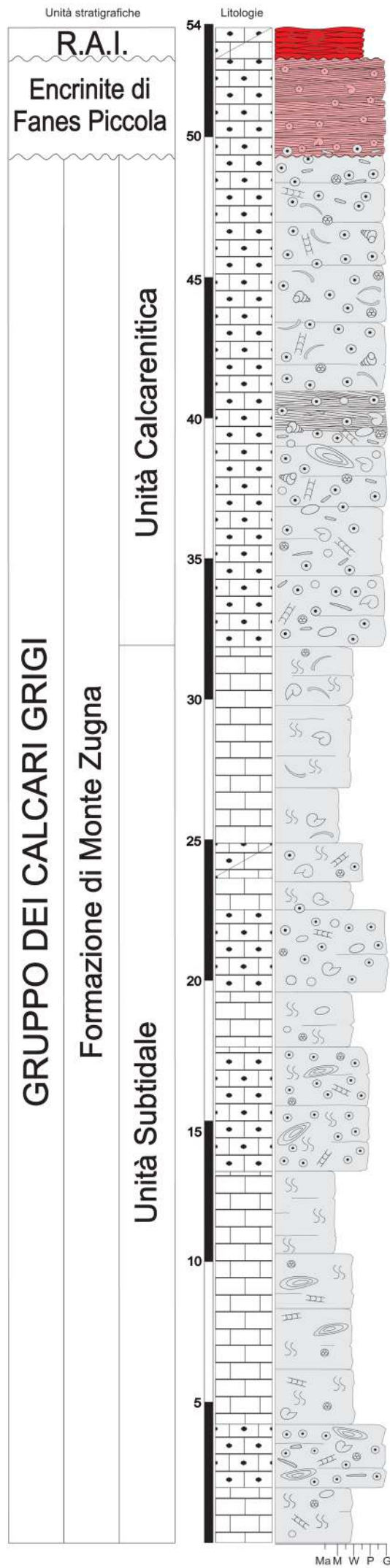
$\delta^{13}\text{C}$



COL MOSCHIN

$\delta^{13}\text{C}$





9.4 - Foza

Si tratta di una curva a bassa risoluzione, ottenuta da 25 campioni di polvere raccolti mediamente ogni 2 m lungo un intervallo stratigrafico potente poco più di 51 m. Questo intervallo si inserisce in una più ampia sezione potente circa 73 m, in particolare si sviluppa a partire da circa 20 m dalla sua base.

Curva del carbonio

I valori della curva, sostanzialmente confinata nell'unità subtidale nodulare della Fm. di M. Zugna, sono compresi tra -2,19‰ (30,2 m) e +2,58‰ (43,5 m).

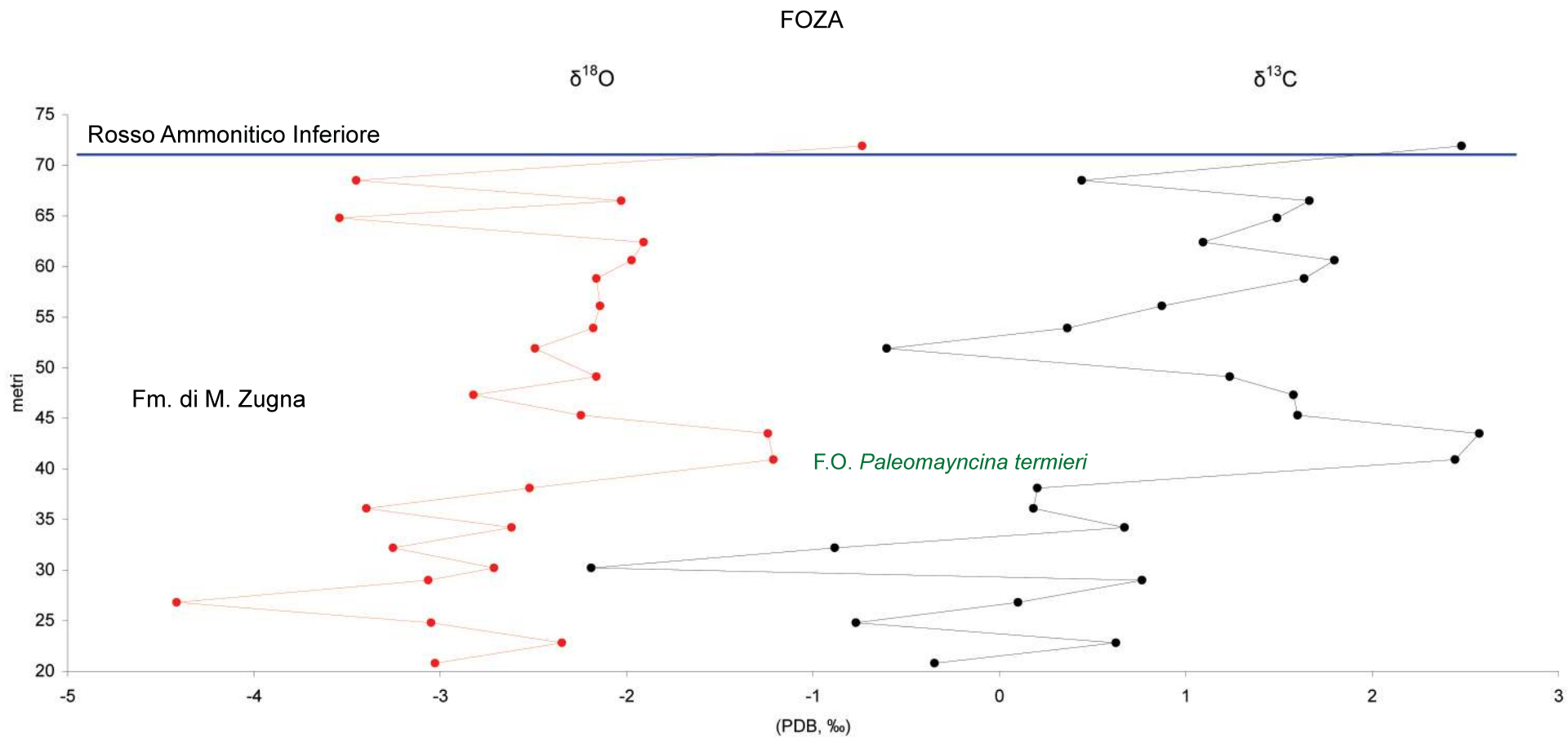
Nei primi 20 m è caratterizzata da una serie di evidenti *shift* negativi che nell'insieme definiscono verosimilmente un'ampia escursione negativa culminante a quota 30,2 m con il valore di -2,19‰. Segue un'escursione positiva il cui apice si colloca a 43,5 m (+2,58‰). La curva tende quindi a negativizzarsi progressivamente fino a raggiungere i 51,9 m (-0,60‰); successivamente il *trend* si inverte fino a raggiungere quota 60,6 m (+1,78‰): nel complesso si delinea una seconda, meno ampia, escursione negativa.

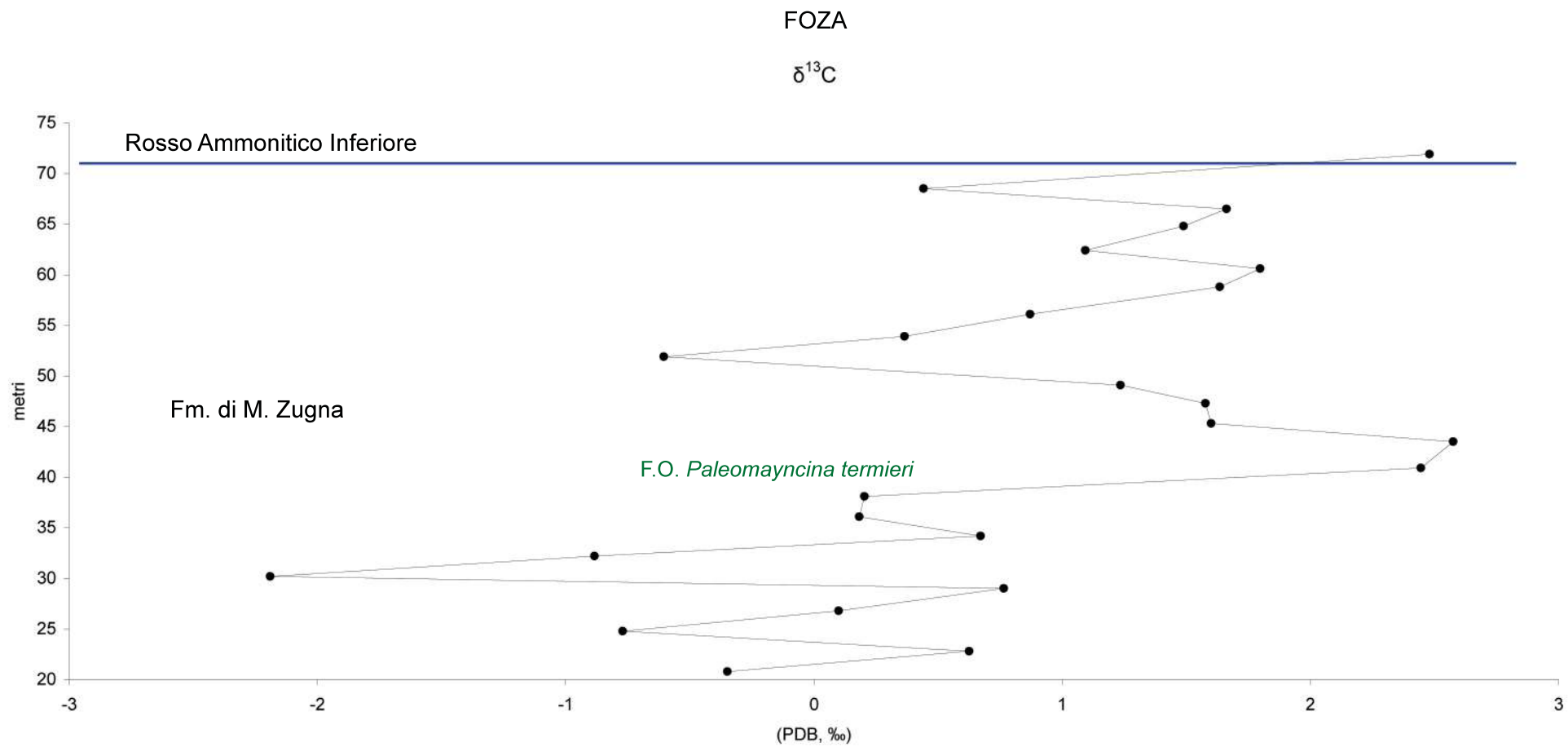
Negli ultimi 12 m circa, il profilo della curva si sposta gradualmente verso valori maggiormente positivi.

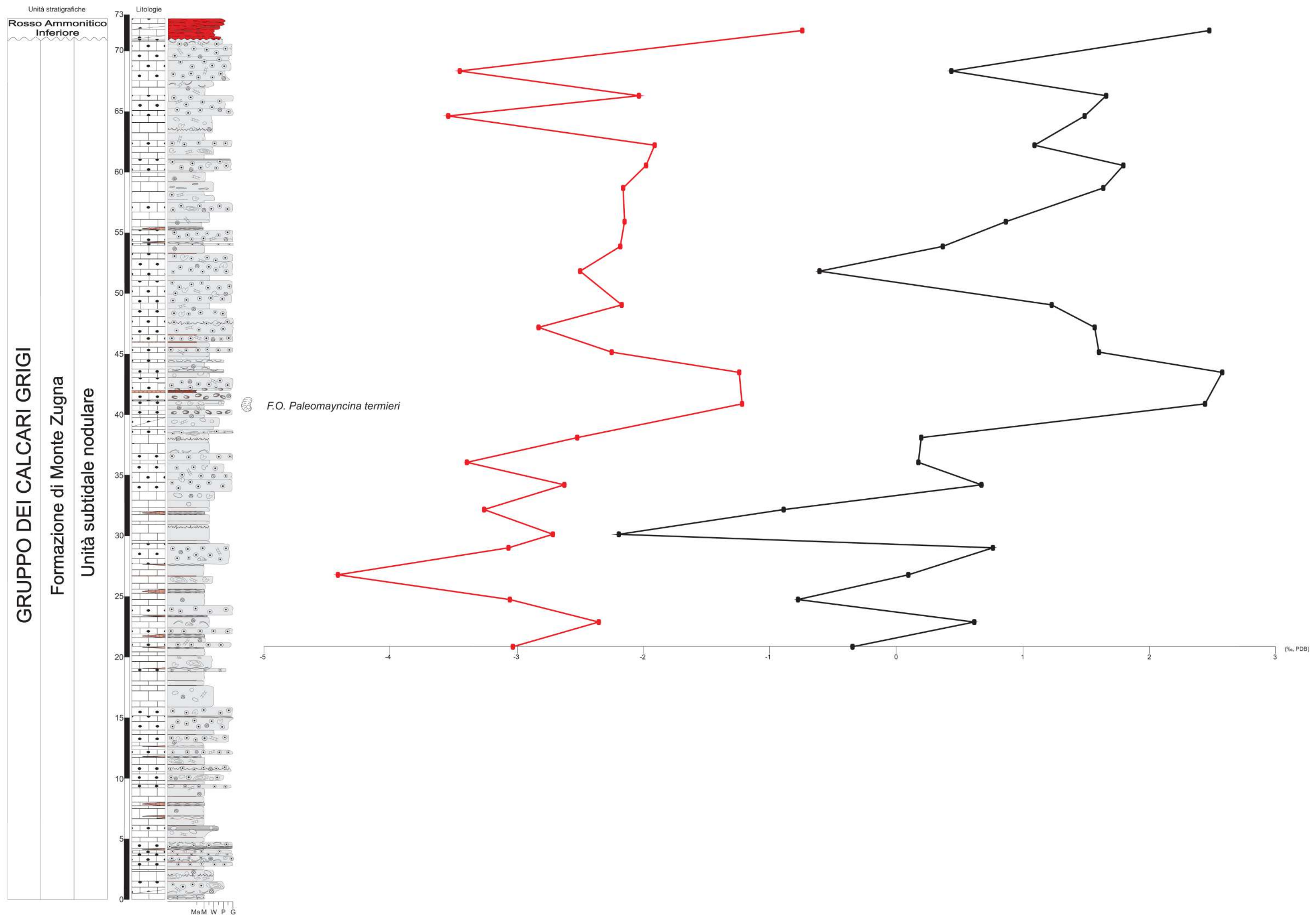
Curva dell'ossigeno

La curva dell'ossigeno ha valori compresi tra -4,41 (26,6 m) e +0,74‰ (71,9 m).

In prima approssimazione, il profilo sembra ricalcare in gran parte quello relativo alla curva del carbonio, suggerendo una possibile alterazione diagenetica della firma isotopica. A tal proposito si comparino i primi 47 m: in entrambi i casi si distinguono una chiara escursione negativa seguita da una meno ampia escursione positiva. Una osservazione più accurata permette tuttavia di distinguere ampi tratti in cui la distribuzione dei singoli punti della curva dell'ossigeno è indipendente-sfasata rispetto quella dei corrispondenti punti della curva del carbonio, ad esempio tra i 24,8 e 38,1 m e 45,3 e 64,8 m.







9.5 - Rotzo

Sono stati analizzati 219 campioni raccolti ogni 20 cm da una successione potente circa 44 m.

Curva del carbonio

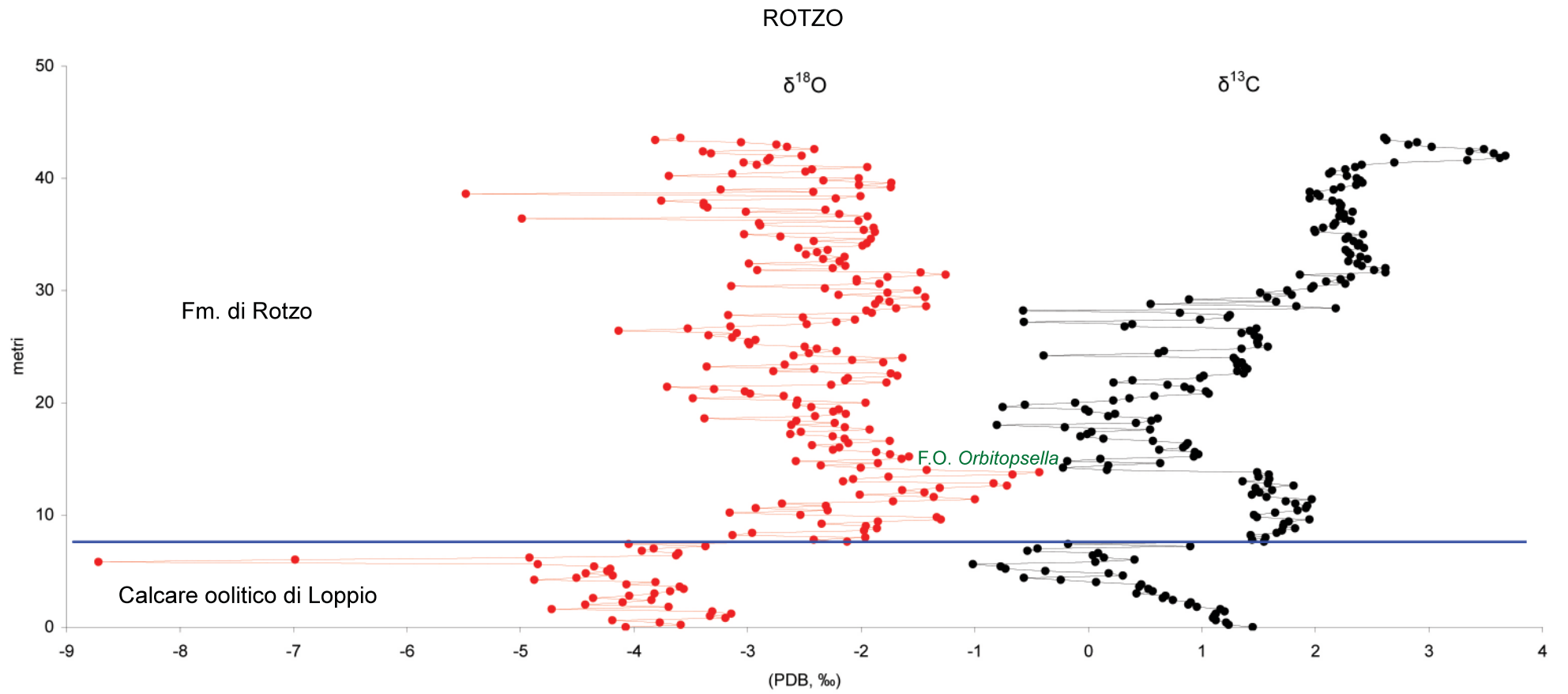
Nei primi 7,5 m si osserva una escursione negativa seguita, nei successivi 6 m circa, da un'altra altrettanto chiara fluttuazione di segno opposto. Il passaggio pressoché lineare e repentino da un'escursione all'altra, coincide con il contatto tra il Calcare oolitico di Loppio e la sovrastante Fm. di Rotzo. In particolare, tra 0 e 5,6 m i valori diminuiscono gradualmente, passando rispettivamente da +1,45‰ a -1,01‰ (apice escursione negativa); la curva inverte quindi il *trend*, con punti il cui valore cresce dapprima progressivamente fino a 7,4 m (-0,18‰) e poi bruscamente fino a 7,6 m (+1,55‰). I valori tendono allora a stabilizzarsi attorno a +1,6‰ fino a quota 13,6 m (escursione positiva). Immediatamente dopo, i punti slittano bruscamente verso sinistra definendo una rapida escursione negativa culminante a 14,2 m (-0,22‰). Questa escursione si colloca all'interno di un più ampio tratto di curva (circa 18 m) in cui si individuano una serie di continue e repentine fluttuazioni che si traducono complessivamente nella progressiva positivizzazione del profilo, il quale raggiunge il valore di +2,62‰ a 32 m.

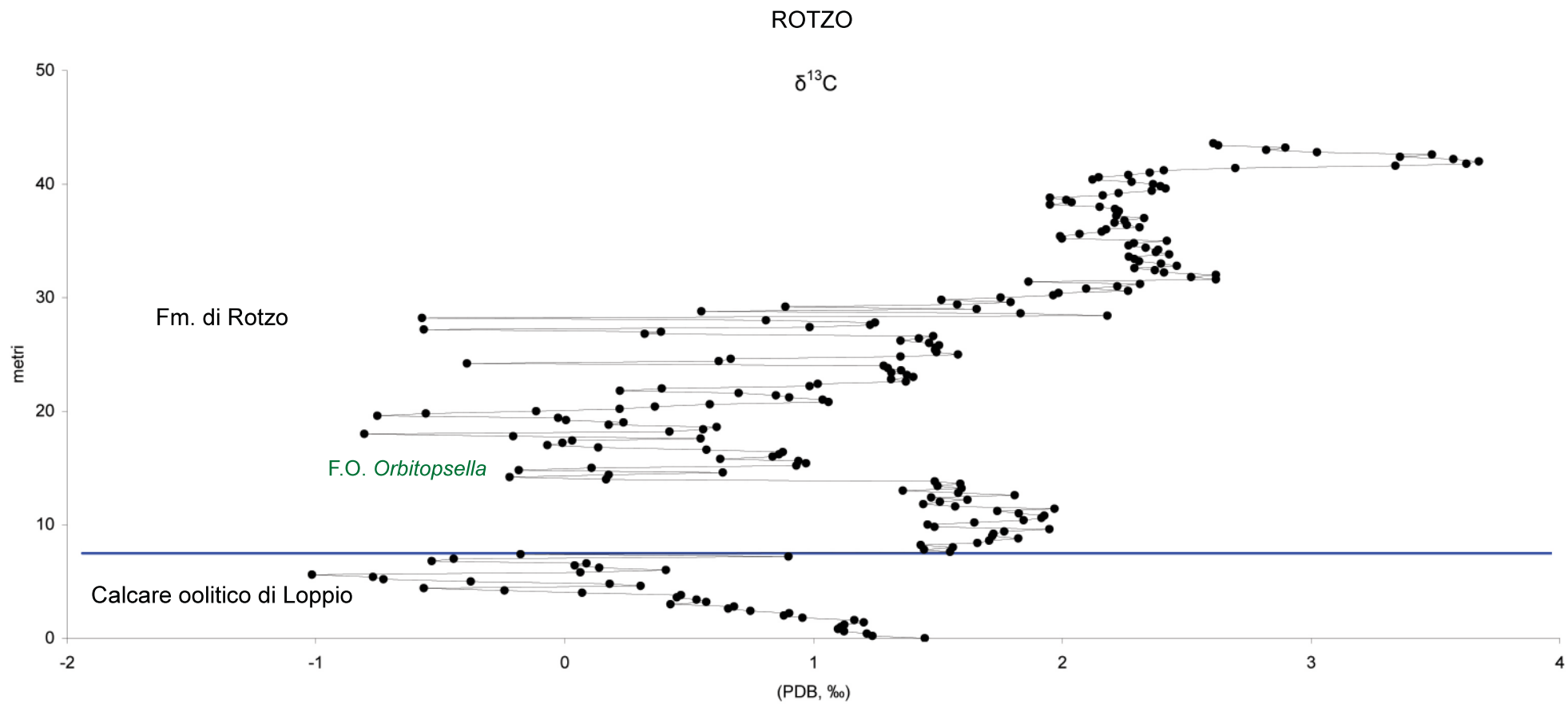
Da questa quota, i punti si assestano poi attorno al valore approssimativo di +2,2‰ fino a 41,2 m; segue un brusco salto verso valori maggiori e a 42,0 m si misura +3,68‰. Si assiste infine ad una loro progressiva diminuzione.

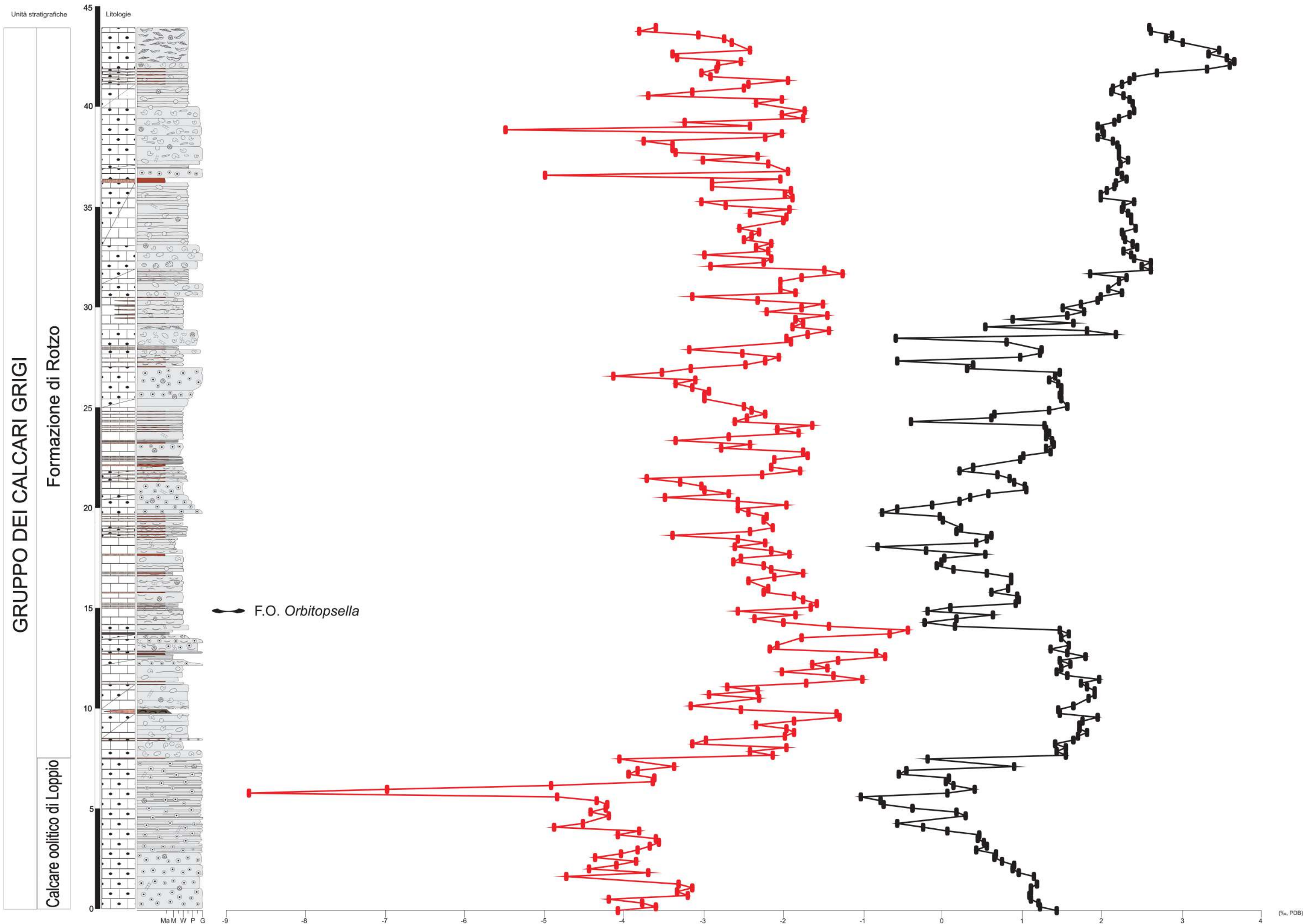
Curva dell'ossigeno

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ ha valori compresi tra -8,79‰ (5,8 m), verosimilmente un artefatto diagenetico, e -0,43‰ (13,8 m). È caratterizzata da un chiaro *scattering* dei punti.

Nei primi metri il *trend* è simile a quello che si riscontra per gli isotopi del carbonio: si distingue un'escursione negativa seguita dallo slittamento dei punti verso valori meno negativi che marca grossomodo il passaggio tra Fm. di M. Zugna e Calcare Oolitico di Loppio. A differenza della curva del carbonio, si osserva una graduale positivizzazione dei valori fino a 13,8 m (-0,43‰), seguita da una loro altrettanto lenta negativizzazione fino a 18,4 m (-2,57‰). La curva tende quindi ad oscillare: dapprima, attorno al valore approssimativo di -2,60‰ fino a 26,8 m, poi intorno a quello di 1,75‰ fino quota 31,7 m ed infine attorno a -2,35‰ sino a raggiungere i 34,4 m. Nel restante tratto, la curva tende nel complesso a negativizzarsi lentamente.







GRUPPO DEI CALCARI GRIGI

Formazione di Rotzo

Calcare oolitico di Loppio

Unità stratigrafiche

Litologie

F.O. Orbitopsella

(‰, PDB)

9.6 - Val Gola

Sono stati analizzati 60 campioni di polvere distribuiti su 26 m circa di successione stratigrafica; la campionatura è stata eseguita con un passo variabile compreso tra 0,20 e 1,60 m.

Curva del carbonio

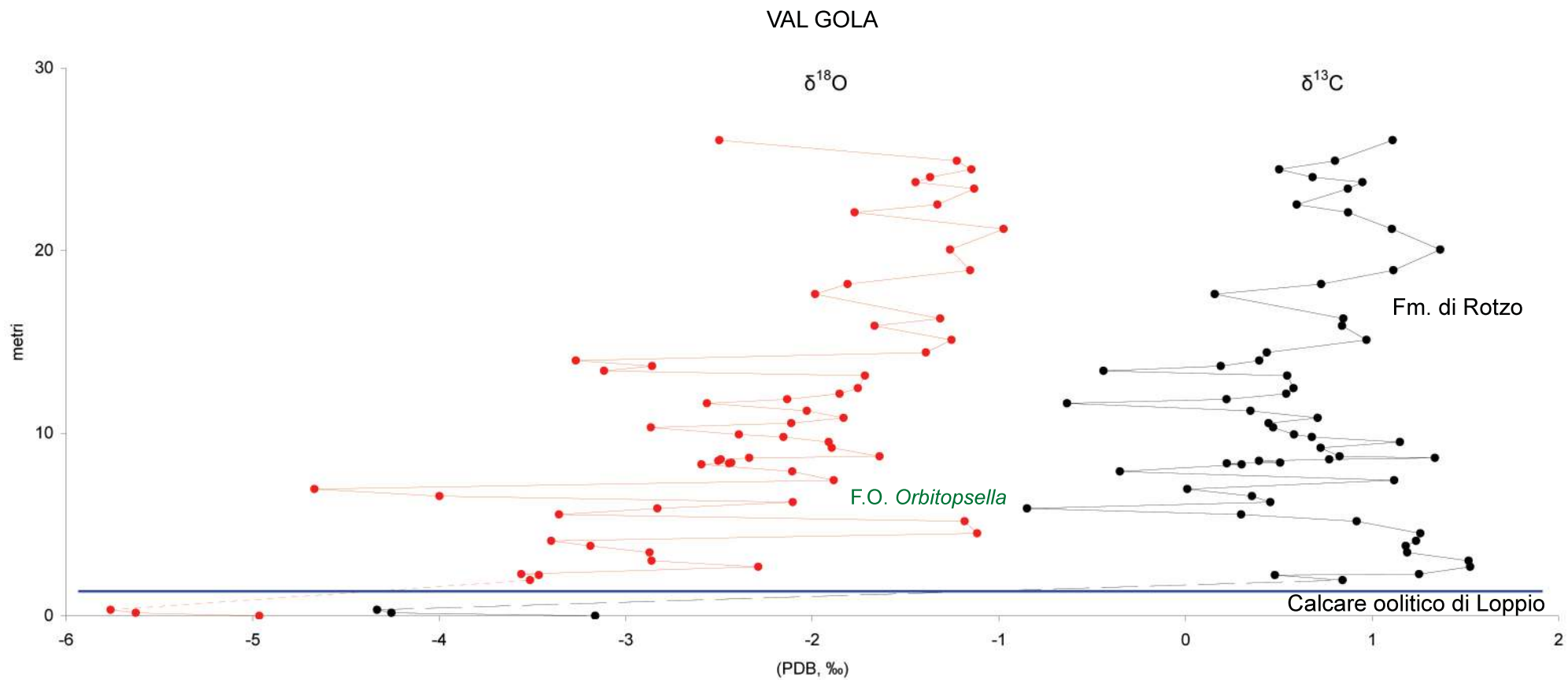
Benché sia presente una copertura di circa 16 m, nei primi metri corrispondenti alla parte sommitale del Calcarea oolitico di Loppio, la distribuzione dei punti definisce un pronunciato *shift* negativo avente per picco il valore di $-4,33\text{‰}$ (0,30 m), il massimo negativo di tutta la curva.

Segue immediatamente, nella sovrastante Fm. di Rotzo, all'incirca tra quota 2 e 5 m, una escursione positiva che misura $+1,53\text{‰}$ a 2,68 m, il valore più alto tra tutti in assoluto. Il passaggio dal valore estremo negativo a quello estremo positivo corrisponde grossomodo con quello tra le due unità stratigrafiche appena sopra citate.

Fino a quota 15 m circa si individuano quindi (rispetto il valore indicativo di riferimento di $0,7\text{-}0,8\text{‰}$) una serie piuttosto ravvicinata di *shift* - rapide escursioni per lo più negative; nei successivi 11 metri le fluttuazioni divengono invece decisamente più gradualmente e relativamente meno pronunciate. Nel complesso, in questo intervallo di 20 m totali si osserva una generale e progressiva positivizzazione del profilo.

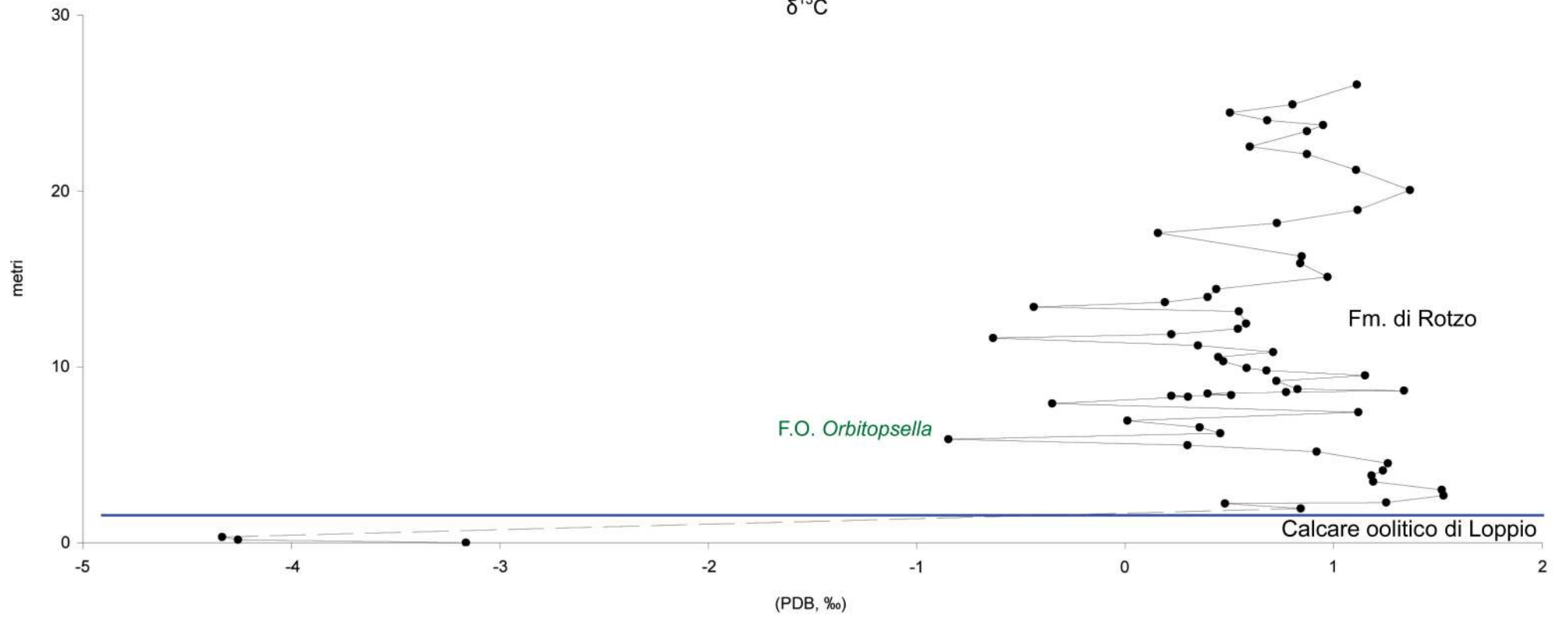
Curva dell'ossigeno

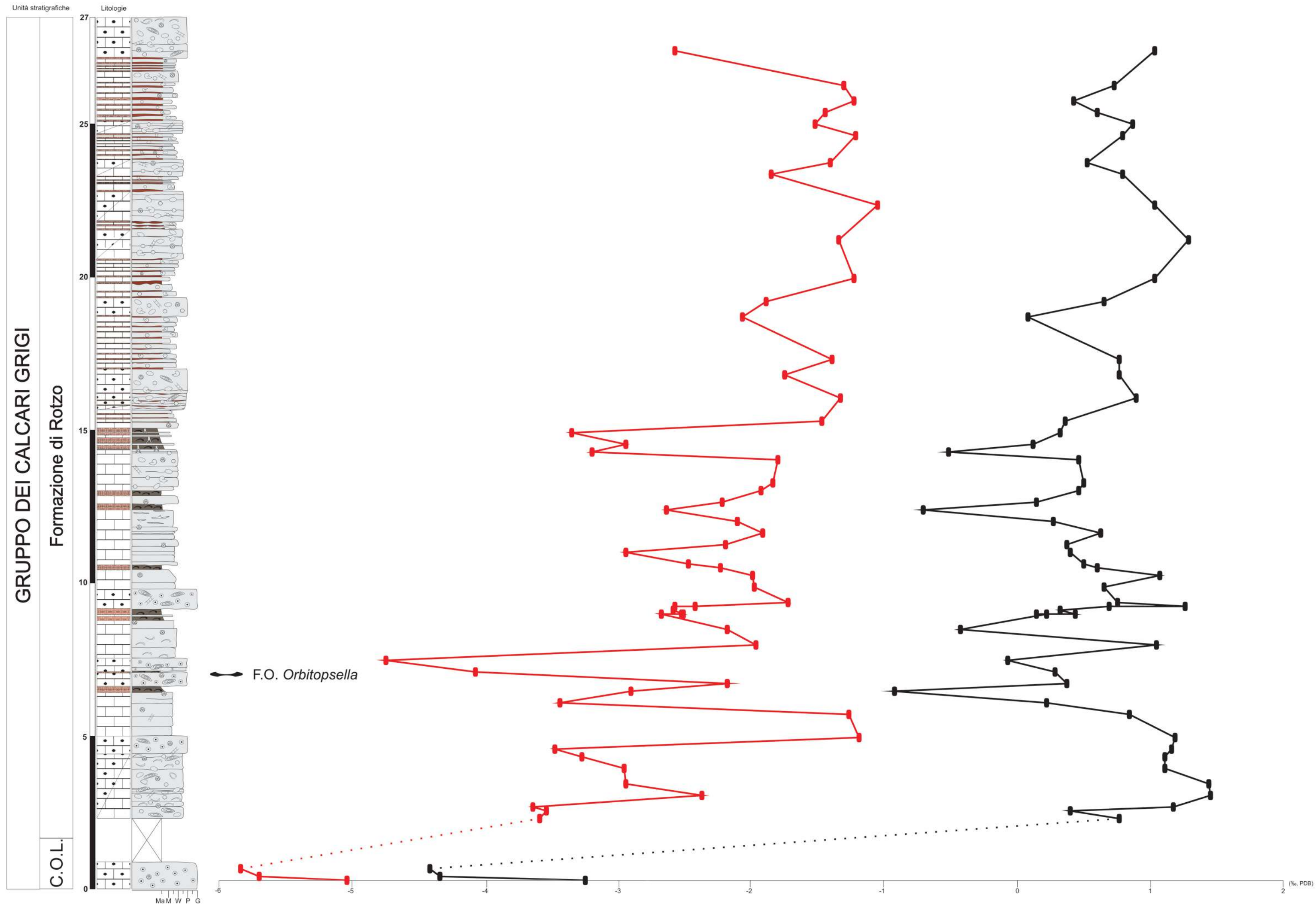
La curva ha valori compresi tra $-5,76\text{‰}$ (0,30 m) e $-0,97$ (21,2 m). Ad eccezione dei primi metri (Calcarea oolitico di Loppio – parte inferiore della Fm. di Rotzo), in cui tuttavia è presente una copertura che limita le osservazioni, la distribuzione dei singoli punti della curva dell'ossigeno appare in gran parte indipendente-sfasata rispetto quella dei corrispondenti punti della curva del carbonio, a favore della generale bontà del segnale isotopico. Gli *shift* negativi dell'ossigeno maggiormente pronunciati potrebbero comunque suggerire una più consistente (e localizzata) alterazione della firma originale. Nell'insieme si distingue un *trend* principale che si traduce nella progressiva e costante positivizzazione del profilo. A quota 24,4 m ($-1,15\text{‰}$) si può ipotizzare una possibile inversione del *trend*.



VAL GOLA

$\delta^{13}\text{C}$





9.7 - Chizzola

Sono stati analizzati 534 campioni di polvere distribuiti su una successione stratigrafica potente poco meno di 118 m; è stato adottato un passo di campionatura di 20 cm.

Curva del carbonio

La curva ha valori compresi tra -1,56‰ (4,53 m) e +2,40‰ (25,2 m). Tra 0 (+0,30‰) e 24 m (+2,21‰) si osservano una serie di rapidi e pronunciati *shift* negativi che nell'insieme definiscono un'ampia escursione dello stesso segno, culminante a 4,53 m con il valore di -1,56‰; l'escursione è compresa nella litofacies essenzialmente calcarenitica che caratterizza l'unità peritidale e i primi metri di quella subtidale della Fm. di M. Zugna.

Il profilo tende quindi a negativizzarsi progressivamente attraverso una sorta di pulsazioni rappresentate da una serie continua di modeste escursioni di segno sempre diverso; si raggiunge così quota 56,2 m, corrispondente alla base di un filone sedimentario che oblitera l'andamento di questa parte di curva.

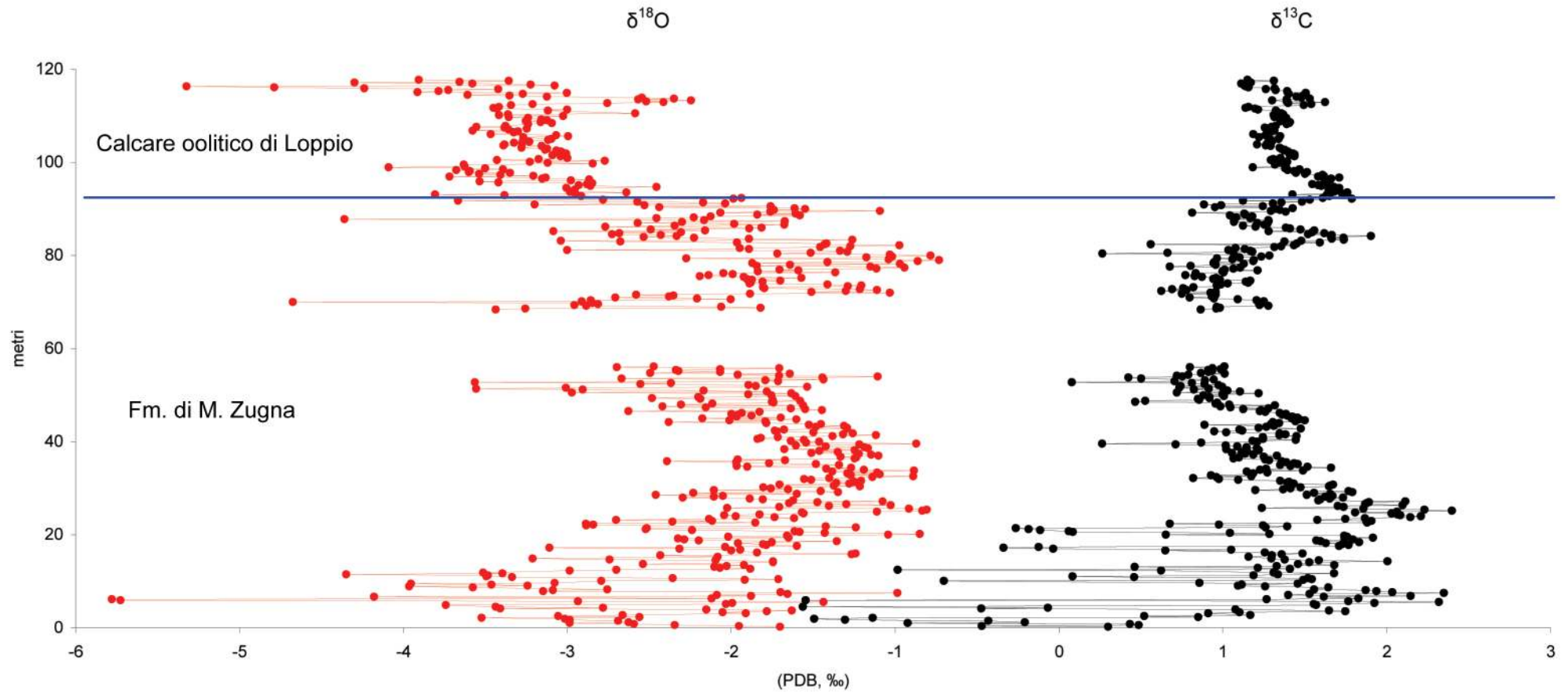
Alla sommità del filone (68,4 m) il *trend* della curva si inverte: i valori tendono positivizzarsi progressivamente, anche in questo caso attraverso una serie continua di (meglio definite) pulsazioni. Nello specifico si individua una prima escursione negativa grossomodo tra 70,2 m (+0,87‰) e 82,6 m (+1,45‰), seguita da un'escursione meno ampia di segno opposto che culmina a 84,2 m (+1,90‰). Immediatamente dopo i valori decrescono nuovamente fino a 89,2 m (+0,81‰) per poi incrementare, in modo relativamente più rapido, fino a 92 m definendo nel complesso una seconda escursione negativa. Segue anche in questo caso una escursione positiva, con punti che da quota 92,0 m fino a 97,3 m circa oscillano attorno al valore +1,7‰; lo stesso valore diminuisce progressivamente fino a 98,9 m (+1,18‰). Il passaggio tra queste due ultime escursioni descritte, corrisponde al limite tra l'unità subtidale nodulare della Fm. di M. Zugna e il sovrastante Calcarea oolitico di Loppio. Nei restanti 20 m di quest'ultima unità, la curva tende a fluttuare visibilmente, mantenendosi tuttavia stabile attorno il valore di +1,3‰.

Curva dell'ossigeno

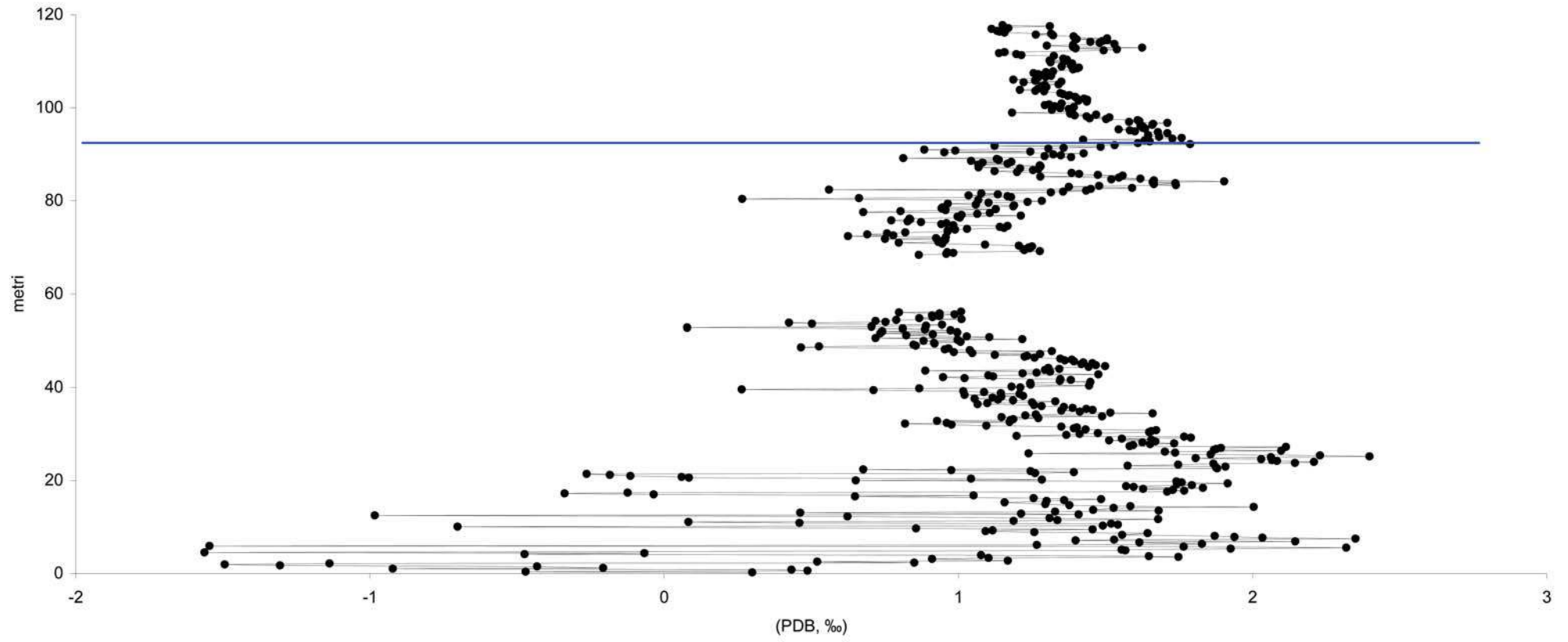
I valori della curva vanno da -5,78‰ di quota 6,1 m (sebbene si tratti quasi certamente di un segnale fortemente alterato) a -0,73‰ misurato a 79,0 m. Per quanto non ben visibile a causa dell'insistente e pronunciato *scattering*, nel tratto di curva compreso tra 0 e 48 m il *trend* del $\delta^{18}\text{O}$ è grossomodo opposto rispetto quello del $\delta^{13}\text{C}$; ciò è più chiaramente visibile nella porzione di curva compresa indicativamente tra 68,4 e 92 m,

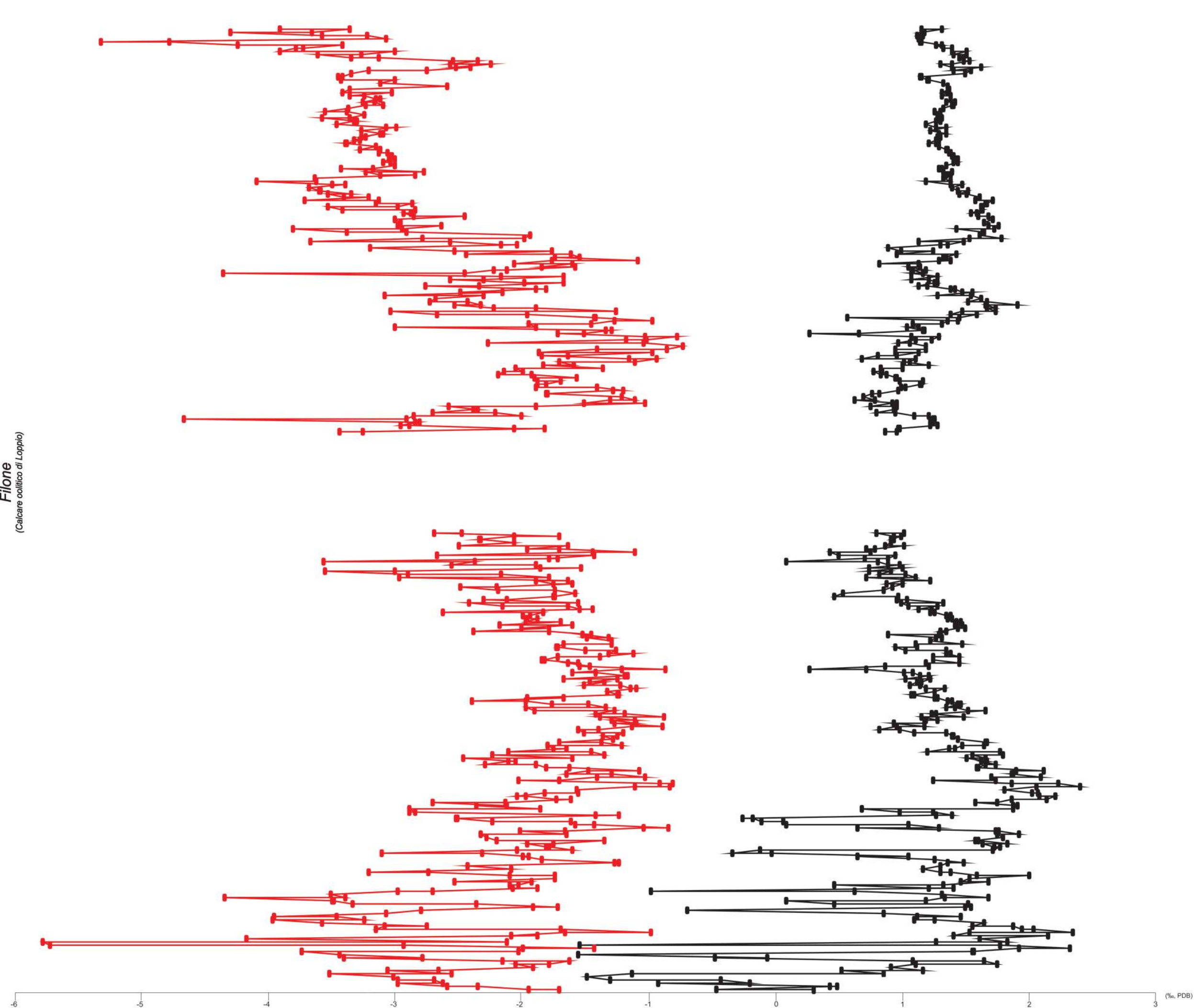
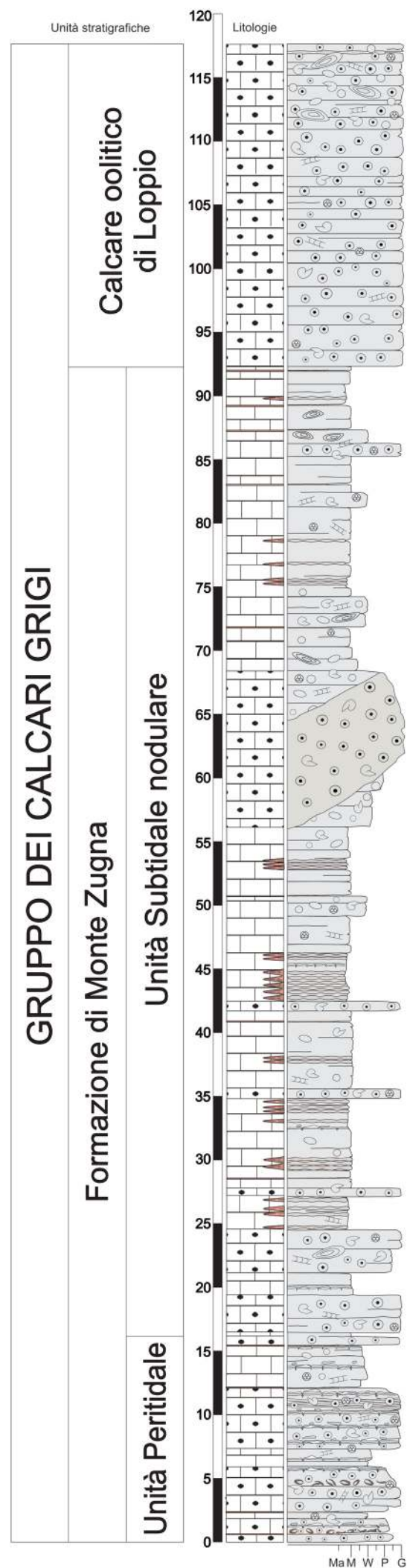
dove agli incrementi positivi di una curva corrispondono decrementi degli stessi nell'altra. Da 92 m fino alla sommità, la curva isotopica dell'ossigeno sembra invece ricalcare quella del carbonio, enfatizzandola. Analogο andamento sembra caratterizzare anche il tratto tra 48 e 56,2 m.

CHIZZOLA



$\delta^{13}\text{C}$





9.8 - Madonna della Corona

La curva si compone di 295 campioni prelevati ogni 20 cm lungo una successione potente poco meno di 100 m.

Curva del carbonio

La curva, in parte discontinua a causa di alcune coperture, ha valori compresi tra -2,29‰ (84,2 m) e +2,60‰ (95,8 m).

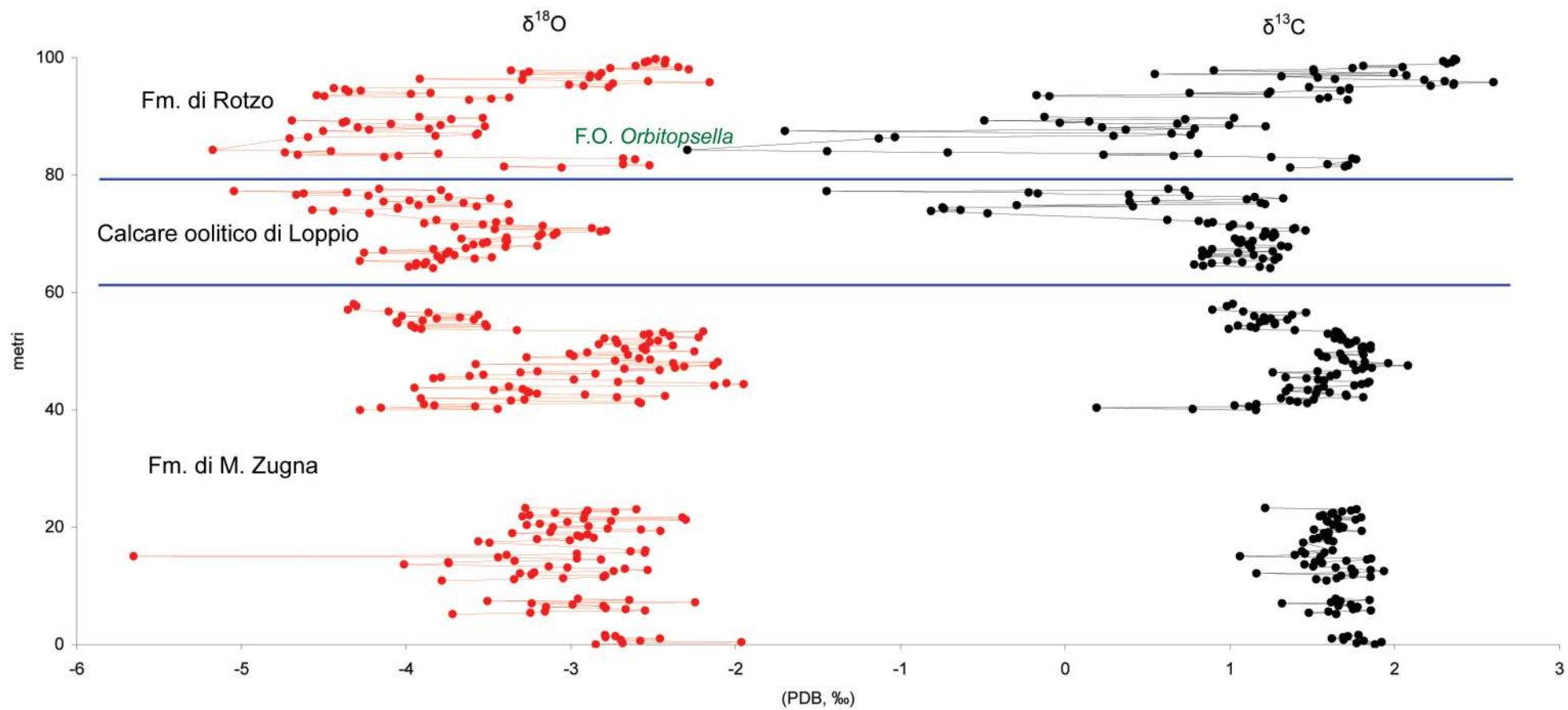
Tra 0 e 23 m, i punti si mantengono stabili attorno al valore approssimativo di +1,6‰, per quanto nei primi 15 m si possa osservare una lieve e lenta diminuzione dello stesso seguita da una sua altrettanto delicata crescita. Si incontra quindi una copertura di 16,7 m alla cui sommità si individua un rapido *shift* culminante con il valore di +0,19‰ collocato a 40,3 m dalla base. Segue un'escursione positiva i cui punti oscillano attorno a +1,5‰ nei primi 5 metri e successivamente, dopo una modesta doppia fluttuazione di segno opposto (+2,08‰ a 47,5 m e +1,53 a 49,7 m) raggiungono progressivamente il valore di +0,99 a quota 53,7 m, grossomodo in corrispondenza della quale l'escursione stessa si chiude.

I punti continuano quindi a oscillare attorno al valore di +1,2‰, fino a raggiungere una copertura di 6 m circa all'interno di cui si colloca il limite tra la Fm. di M. Zugna e il Calcare Oolitico di Loppio. Alla sommità della copertura, i punti passano rapidamente da +1,25‰ (64,1 m) a +0,78‰ (64,7 m), per poi gradualmente crescere fino a misurare +1,46‰ a 70,5 m. A partire da questa quota, si delinea nel complesso un pronunciato decremento dei valori, decisamente più negativi: inizialmente si osserva una lineare e graduale negativizzazione che conduce al picco di -0,81‰ (73,8 m), quindi si distinguono alcune repentine pulsazioni di segno opposto a cui segue un altrettanto veloce *shift* negativo che, a 77,2 m, misura -1,45‰; questo tratto di curva definisce nell'insieme un'escursione negativa ampia circa 7 m, contenuta totalmente nella parte più alta del Calcare oolitico di Loppio. Nella sovrastante Fm. di Rotzo segue immediatamente una escursione positiva (benché parzialmente obliterata da una copertura) avente ampiezza simile a quella precedente e picco pari a +1,77‰ (82,6 m). I punti slittano ancora velocemente verso sinistra a definire una seconda e ancora pronunciata escursione negativa che raggiunge il picco di -2,29‰ a 84,2 m. Segue la progressiva e graduale positivizzazione della curva, scandita da una serie di repentine pulsazioni che conducono a quota 99,8 m (+2,36‰).

Curva dell'ossigeno

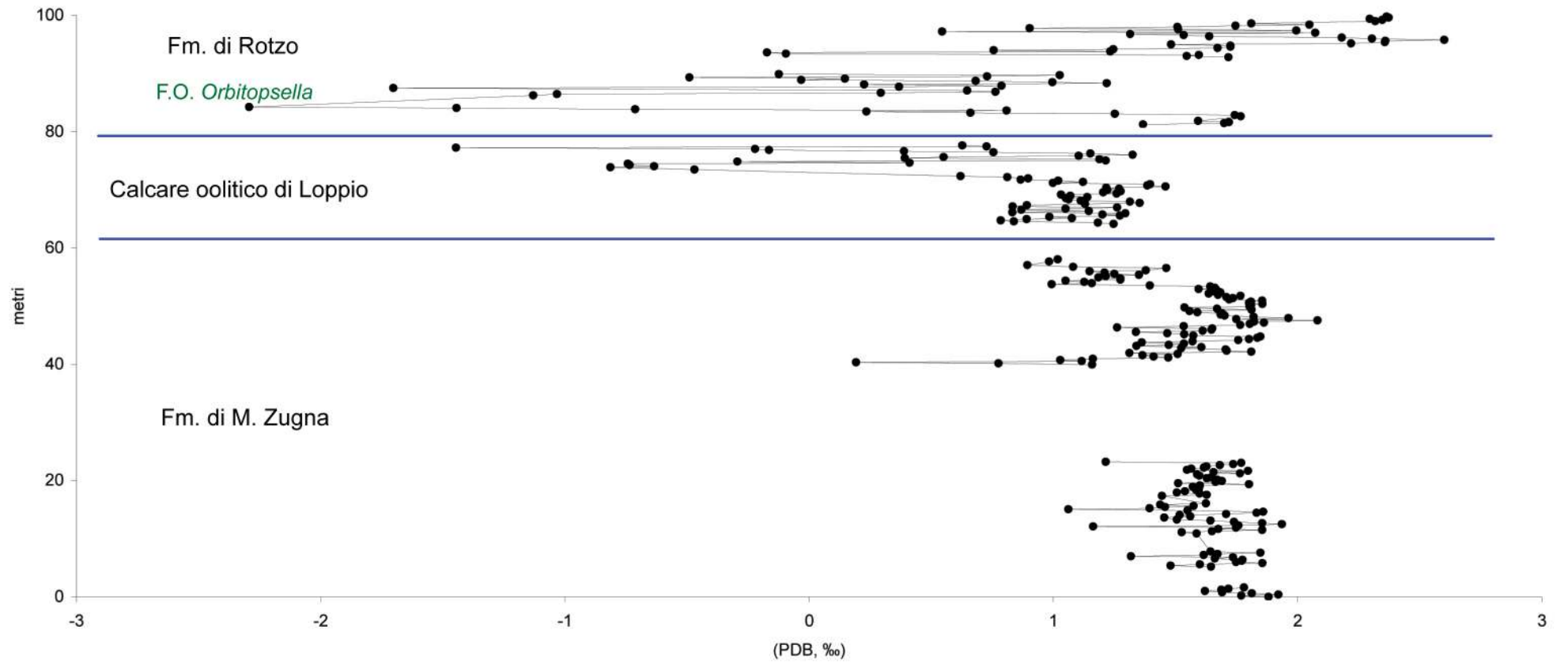
La curva ha valori compresi tra -5,65 (15,0 m) e -1,96‰ (0,40 m); seppur caratterizzata da un evidente *scattering* dei punti, si riconosce un *trend* principale che in linea generale sembra ricalcare quello del $\delta^{13}\text{C}$. In particolare, nella Fm. di M. Zugna e del Calcere oolitico di Loppio, il *trend* della curva isotopica dell'ossigeno enfatizza apparentemente quello del carbonio; viceversa avviene nella Fm. di Rotzo. Verosimilmente, ciò potrebbe esser interpretato come una diversa risposta delle litofacies ai processi post deposizionali e/o una diversa intensità di questi ultimi; in ogni caso denota la concreta possibilità che il segnale primario relativo al $\delta^{18}\text{O}$ sia stato sensibilmente alterato.

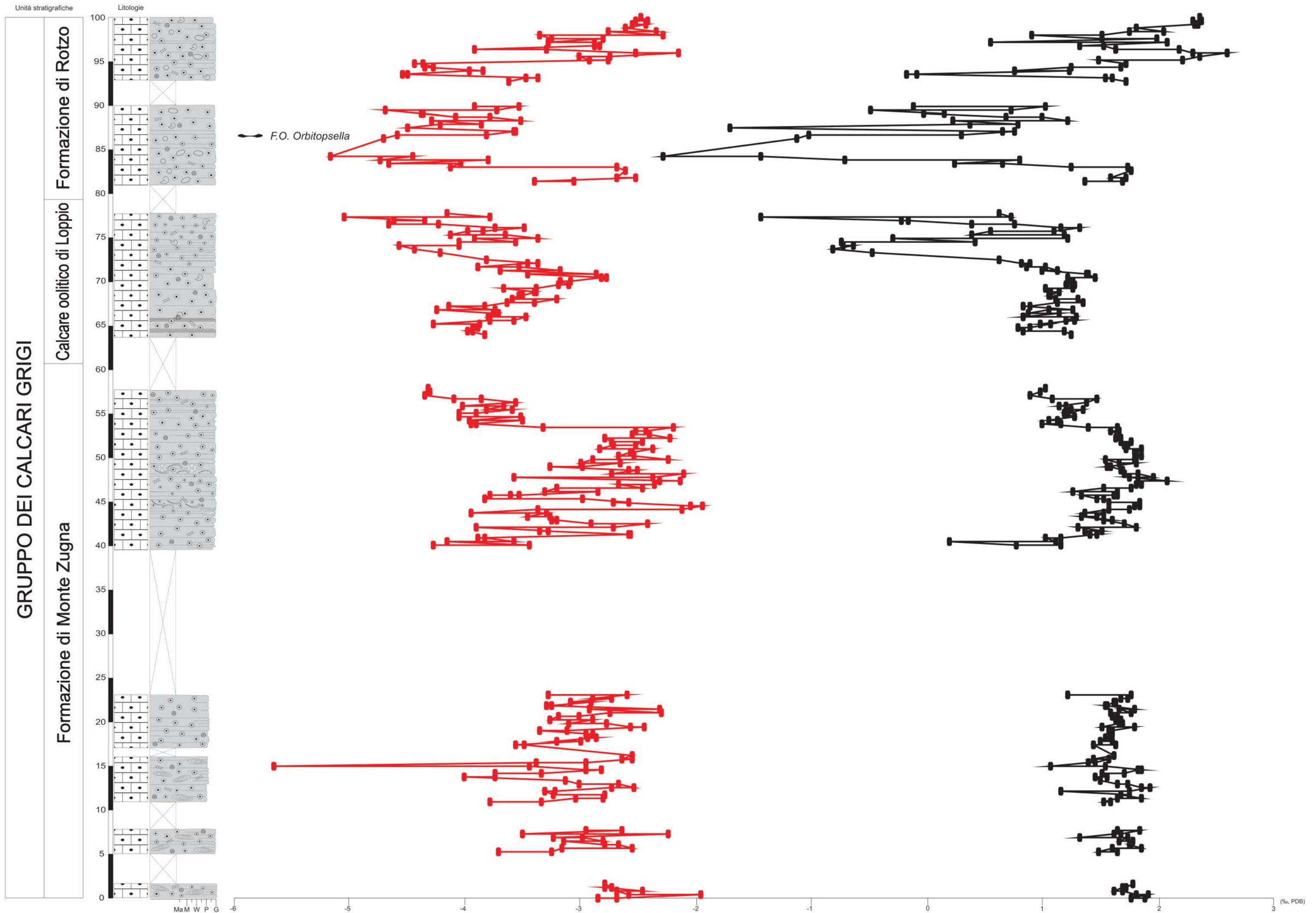
MADONNA DELLA CORONA



MADONNA DELLA CORONA

$\delta^{13}\text{C}$





9.9 - Valico di Chiunzi

Sono stati sottoposti ad analisi geochimiche 269 campioni distribuiti su 110 m di sezione stratigrafica. 248 campioni corrispondenti ai primi 54 m di successione sono stati ottenuti, nel limite del possibile, ogni 20 cm; i restanti 21 relativi ai successivi 56 m di sezione, sono stati raccolti in media ogni 2,5 m.

Curva del carbonio

La curva si sviluppa interamente nell'unità stratigrafica del Calcare a *Palaeodasycladus* ed ha valori compresi tra -2,40‰ (34,1 m) e + 1,52 (53,5 m). Nei primi 5,2 m si riconosce un primo *shift* negativo, culminante con il valore -0,55‰ (1,4 m); segue immediatamente una rapida escursione positiva che raggiunge il valore massimo di +1,54‰ (7,6 m). La curva tende quindi a svilupparsi prevalentemente in senso verticale, con punti che oscillano fino a 18,1 m attorno al valore +0,7‰ e successivamente, fino a 22,3 m attorno a +0,8‰. All'incirca da quota 25,3 m (+1,10‰) si sviluppa un'altra escursione negativa, la più ampia (circa 25 m) di tutta la curva, interamente contenuta nell'unità peritidale: i valori tendono dapprima a negativizzarsi in modo graduale e costante, raggiungendo il minimo di -2,40‰ a 34,1 m; la curva inverte quindi il *trend* e a circa 50 m (0,80‰) l'escursione si chiude.

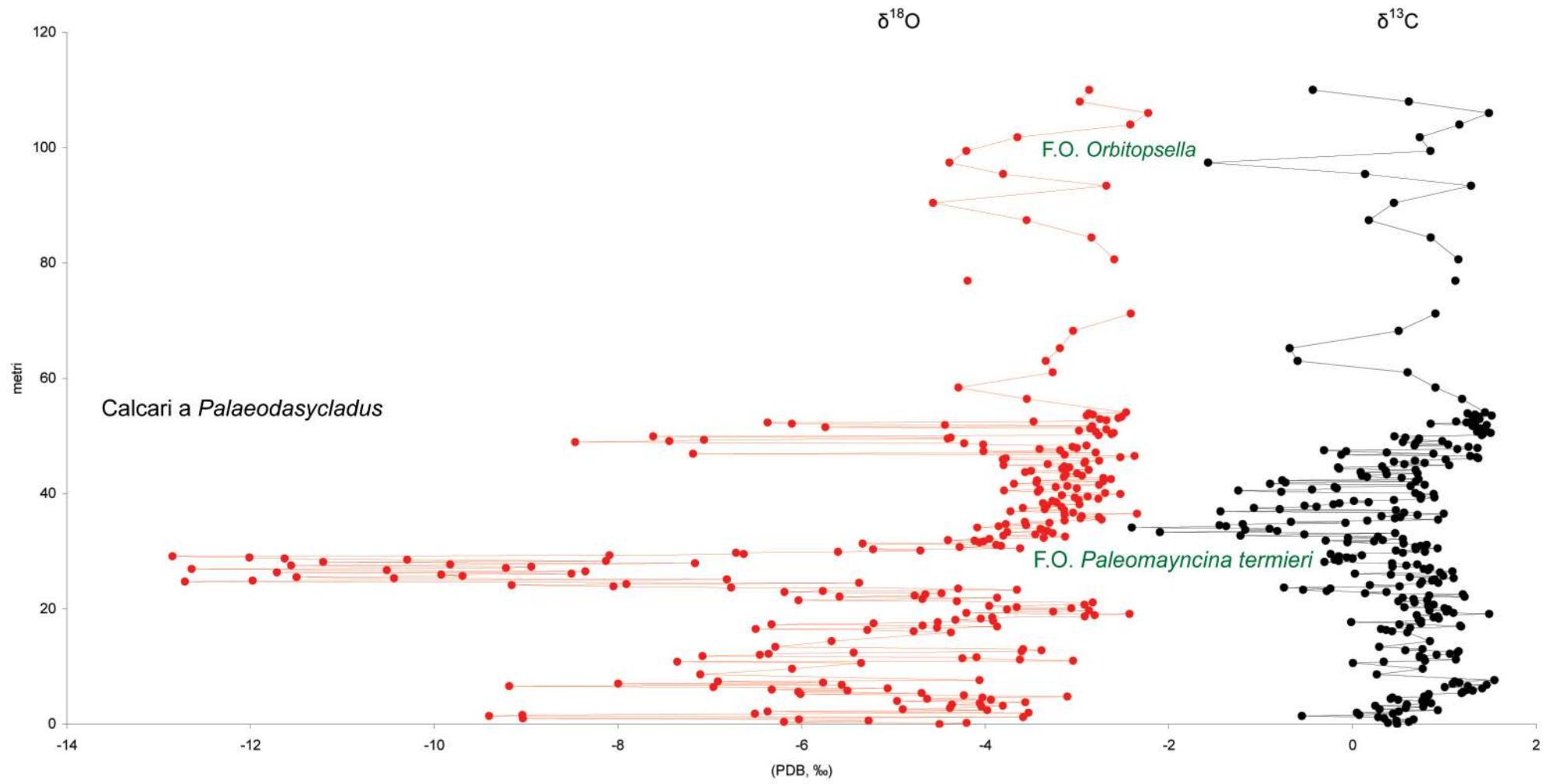
La curva diviene quindi di più semplice lettura; si distinguono sostanzialmente una serie di fluttuazioni negative e positive. Un'escursione negativa, la più ampia (circa 12 m) è associata al picco di -0,68‰ di quota 65,2 m; sebbene il tratto successivo di curva sia parzialmente discontinuo, segue verosimilmente una meno pronunciata ma pur sempre ampia fluttuazione di segno opposto. Si individua quindi un'ulteriore escursione negativa che raggiunge il valore minimo di 0,18‰ a 87,4 m. Dopo un rapido ritorno a valori relativamente più positivi (+1,29‰ a 93,4 m), si riconosce ancora una rapida e ben pronunciata fluttuazione negativa, marcata dal valore -1,57‰ (97,40 m). I valori tendono quindi a positivizzarsi fino a 106 m e quindi a negativizzarsi nuovamente.

Curva dell'ossigeno

La curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$ è caratterizzata nei primi 54 m da un più o meno marcato *scattering* dei punti. Senza addentrarci troppo nella descrizione della curva, non sempre di semplice lettura, se ne evidenzia l'andamento generalmente indipendente rispetto quello tenuto dalla corrispondente curva del $\delta^{13}\text{C}$; a tal proposito si vuol far notare i due *trend* in gran parte opposti che caratterizzano le due curve nel tratto compreso indicativamente tra i 23,5 e 50 m (escursione negativa principale del $\delta^{13}\text{C}$).

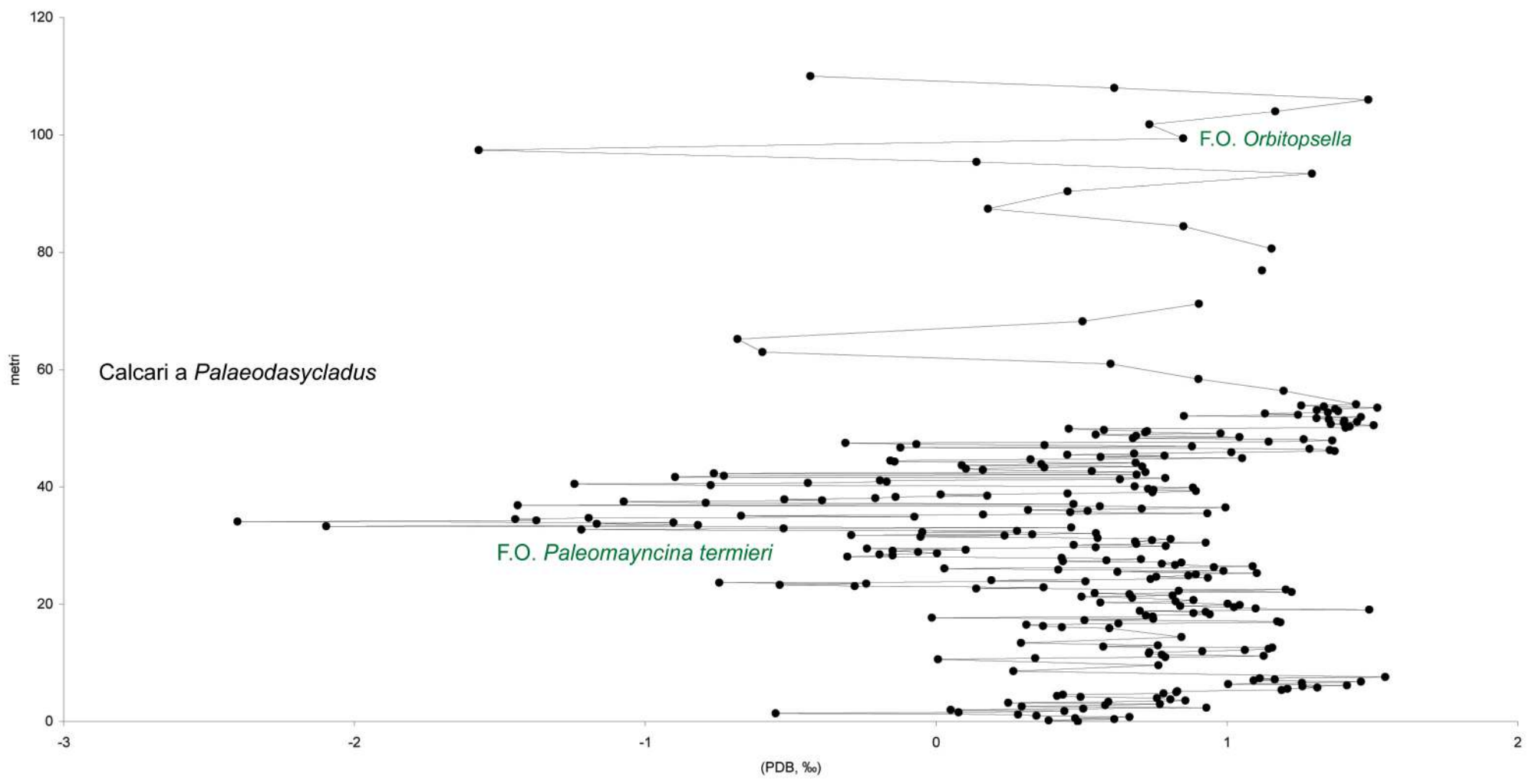
Come già detto, l'andamento parallelo tra le curve del $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ suggerisce che il segnale primario degli isotopi dell'ossigeno (più propensi rispetto a quelli del carbonio a venir alterati), sia stato modificato dai processi post deposizionali. Con particolare riferimento alla porzione inferiore, i *trend* delle due curve sono in gran parte indipendenti, conseguentemente si può supporre che il corrispondente profilo isotopico dell'ossigeno (e a maggior ragione del carbonio) rispecchi il segnale originale. Si desiderano tuttavia evidenziare i pronunciati *shift* negativi che caratterizzano la curva dell'ossigeno, verosimilmente riconducibili ad una sensibile alterazione diagenetica.

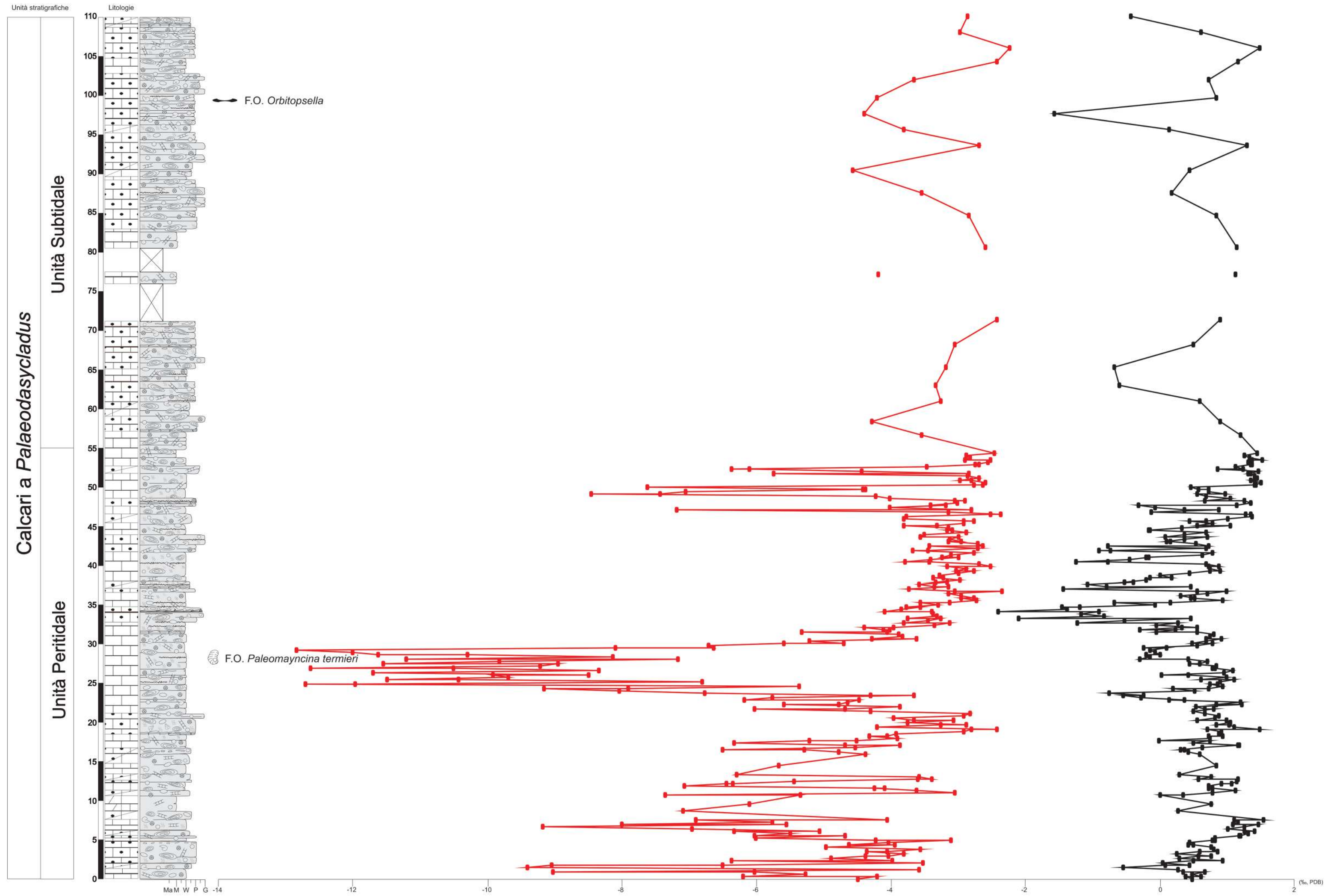
VALICO DI CHIUNZI



VALICO DI CHIUNZI

$\delta^{13}\text{C}$





10. CORRELAZIONE TRA LE CURVE ISOTOPICHE DEL CARBONIO

Le curve isotopiche del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) sono state utilizzate come strumento per correlare le sezioni stratigrafiche di piattaforma e di bacino oggetto di questa ricerca.

Nelle pagine che seguono si procede a descrivere la correlazione chemiostratigrafica, evidenziando i tratti delle curve (dettagliatamente delineate nel capitolo precedente) in base ai quali la stessa è stata realizzata ed i caratteri sedimentologici e biostratigrafici principali ad essi associati. Per una maggiore chiarezza espositiva, la descrizione avviene dal Bacino di Belluno verso la Piattaforma Friulana, procede quindi verso occidente nella Piattaforma di Trento ed infine verso Sud, nella Piattaforma Campano-Lucana. A fine capitolo viene allegato lo schema “*Correlazione chemiostratigrafica ($\delta^{13}\text{C}$) attraverso il Sudalpino orientale e nella Piattaforma Campano-Lucana*” che sintetizza quanto di seguito riportato e a cui si farà costante riferimento.

10.1 - Anomalie del $\delta^{13}\text{C}$ identificate in bacino e piattaforma

La successione bacinale del M. Verzegnis (Bacino di Belluno) è caratterizzata da una curva isotopica del $\delta^{13}\text{C}$ molto ben definita. Nella parte sommitale dell'unità micritico-selcifera della Fm. di Soverzene, si contraddistingue una chiara e marcata escursione isotopica del carbonio (CIE) negativa ampia all'incirca 60 m, compresa grossomodo tra quota 160 e 220 m. Il rinvenimento di un ammonite del genere *Arnioceras* nel detrito proveniente dalla corrispondente porzione di successione stratigrafica permette di attribuire l'anomalia geochimica alla parte alta del Sinemuriano inf. (zona a *Semicostatum* e zona *Turneri*) e quella bassa del Sinemuriano sup. (zona a *Obtusum*): in modo informale questo intervallo di tempo verrà di seguito indicato con il termine “zona ad *Arnioceras*”.

La distribuzione dei valori isotopici relativi alla sezione stratigrafica del M. Cumieli, nella Piattaforma Friulana, definisce un profilo in cui si distingue una evidente CIE negativa. Ampia circa 30 m ed interamente confinata nell'unità calcarenitica della Fm. di M. Zugna, tra i 90 e 120 m dalla base, l'escursione si chiude in corrispondenza del limite con la soprastante Encrinite di Fanes Piccola, corrispondente a una superficie di *unconformity*. Nella parte basale dell'unità calcarenitica si segnala la prima comparsa di *Paleomayncina termieri*, il primo foraminifero dotato di struttura relativamente più complessa; in associazione sono presenti foraminiferi semplici ed alghe dasicladali.

Le CIE del M. Verzegnis e del M. Cumieli presentano un profilo caratterizzato da una geometria alquanto simile. Le due anomalie negative, interpretate come l'espressione isotopica della medesima perturbazione del ciclo del carbonio, registrata rispettivamente

nel Bacino di Belluno e nella Piattaforma Friulana, sono state correlate tra loro. La correlazione ha conseguentemente permesso di tarare la prima comparsa di *Paleomayncina termieri* con la zona ad *Arnioceras*.

Per quanto concerne la Piattaforma di Trento, nel suo settore orientale affiora la sezione stratigrafica di Col Moschin, caratterizzata dall'assenza dei depositi pliensbachiani di mare sottile rappresentati dalla Fm. di Rotzo. La curva a bassa risoluzione del $\delta^{13}\text{C}$ interessa quasi esclusivamente la parte alta della Fm. di M. Zugna, in questa tesi distinta in unità peritidale e unità calcarenitica; sebbene il profilo isotopico si presenti discontinuo a causa del cattivo stato dell'affioramento, nei primi 24 metri circa si delinea una possibile (forse parziale) CIE negativa, suggerita dai pronunciati *shift* negativi presenti e dal restante profilo della curva che tende sostanzialmente ad appiattirsi e ad assumere gradualmente valori maggiormente positivi. Anticipando in parte quanto successivamente riportato, la CIE è verosimilmente comparabile a quella osservabile nella vicina sezione di Foza, attribuita alla zona ad *Arnioceras*. In particolare, la forma della possibile CIE di Col Moschin permette di ipotizzare che il corrispondente picco si collochi tra i 35 e 40 m sotto l'*unconformity* presente al tetto della Fm. di M. Zugna ovvero in posizione stratigrafica analoga a quella del picco associato alla CIE di Foza. Quanto riportato nonché la presenza al Col Moschin della *Paleomayncina termieri* in corrispondenza della CIE, permette di ipotizzare che la stessa coincida anch'essa con la zona ad *Arnioceras*. In corrispondenza dell'*unconformity* attraverso cui l'Encrinite di Fanes Piccola si sovrappone alla Fm. di M. Zugna, si osserva un rapido *shift* positivo a cui ne segue un altro altrettanto veloce di segno opposto.

A Nord-Ovest del Col Moschin affiora la sezione stratigrafica di Foza. Per quanto a bassa risoluzione, la curva isotopica del carbonio presenta una CIE negativa che si colloca nella parte sommitale della Fm. di M. Zugna, rappresentata da litofacies maggiormente calcarenitiche rispetto quelle presenti nella sottostante porzione non campionata. L'escursione è verosimilmente ampia non meno di 20 m, con *acme* posta a circa 35 metri dall'*unconformity* che separa la citata unità stratigrafica di Zugna dal soprastante Rosso Ammonitico Inferiore; l'escursione si chiude grossomodo in corrispondenza di alcuni livelli a bivalvi della specie *Gervilla buchi* nonché della prima comparsa di *Paleomayncina termieri*. L'ampiezza dell'anomalia, la sua collocazione stratigrafica, la tipologia di litofacies in cui è contenuta e la simultanea comparsa di *Paleomayncina termieri* costituiscono dei caratteri analoghi a quelli associati alla CIE del M. Cumieli: come quest'ultima (e quindi pure quella del M. Verzegnis) anche la CIE di Foza è stata riferita alla zona ad *Arnioceras*.

Più ad occidente, s'incontra la sezione stratigrafica di Rotzo, caratterizzata dalla presenza dell'omonima formazione di cui rappresenta anche lo stratotipo. La Fm. di M. Zugna, dislocata tettonicamente e fortemente dolomitizzata, non è stata campionata. Di conseguenza l'escursione negativa riferita alla zona ad *Arnioceras* non è visibile. La curva mostra invece un'altra CIE negativa che si sviluppa negli ultimi 7,5 metri circa del Calcarea oolitico di Loppio. In una prima fase della ricerca, questa escursione era stata considerata la registrazione isotopica dell'evento che si stava cercando; le evidenze emerse in una fase più avanzata della ricerca hanno suggerito la rinterpretazione della stessa CIE negativa che è stata perciò considerata più giovane, forse collocabile in prossimità del limite Sinemuriano – Pliensbachiano. Segue quindi una evidente CIE positiva ampia circa 6 m, corrispondente alla base della Fm. di Rotzo. Alla sommità di quest'ultima si sviluppa una escursione negativa associata alla prima comparsa del foraminifero *Orbitopsella*.

Anche per la sezione di Val Gola sono state campionate la sola parte sommitale del Calcarea oolitico di Loppio e quella inferiore della Fm. di Rotzo, per quanto concerne la CIE negativa riferita alla zona ad *Arnioceras*, valgono le medesime considerazioni fatte poc'anzi. Nella parte più alta del Calcarea oolitico di Loppio ovvero nei suoi ultimi due metri circa, si osserva una pronunciata fluttuazione negativa; per quanto definita da soli quattro valori, questa anomalia potrebbe essere equivalente alla CIE negativa riscontrata in analoga posizione stratigrafica nella sezione di Rotzo. Segue immediatamente una escursione positiva ampia grossomodo 3 m; quest'ultima è contenuta nella parte basale della Fm. di Rotzo, caratterizzata dalla presenza di *black shales* contenenti faune di acqua salmastra (orizzonti a *Eomiodon*, BASSI et al., 1999; POSENATO et al., 2013). Successivamente, il profilo della curva si negativizza per poi ritornare nel complesso su valori positivi.

La sezione stratigrafica di Chizzola si sviluppa nella parte alta della Fm. di M. Zugna e nel sovrastante Calcarea oolitico di Loppio. La corrispondente curva isotopica è caratterizzata da una evidente CIE negativa, ampia all'incirca 23 m, contenuta prevalentemente nell'unità peritidale e subordinatamente in quella subtidale nodulare della Fm. di M. Zugna, entrambe caratterizzate in questo intervallo da litofacies essenzialmente calcarenitiche. L'unità peritidale si contraddistingue per la presenza di cicli peritidali metrici, la cui porzione subtidale è costituita molto frequentemente da calcareniti oolitico-bioclastiche, talora a stratificazione incrociata. In accordo con MASETTI et al. (1998), i cicli possono essere interpretati come fasi progradazionali di piccole piane di marea impostate sul fianco interno di cordoni litorali. Come per Foza, anche in questo caso il profilo complessivo della

curva, l'ampiezza verticale della CIE, la sua collocazione stratigrafica e la litofacies calcarenitica in cui si sviluppa, permettono di ipotizzare che l'escursione in questione corrisponda alla zona ad *Arnioceras*. Nell'unità subtidale nodulare della Fm. di M. Zugna si osservano ulteriori fluttuazioni minori della curva; in particolare, nella parte sommitale è presente un'escursione negativa preceduta e seguita da (complessivamente) due escursioni positive: la prima contenuta nella medesima unità mentre la seconda nel sovrastante Calcarea oolitico di Loppio; il passaggio tra quest'ultima CIE positiva e quella sottostante negativa identifica il cambio formazionale. Nella restante porzione del Calcarea oolitico di Loppio la curva è scarsamente caratterizzata, si osserva sostanzialmente un profilo che oscilla attorno al valore 1,3‰. La vistosa escursione incontrata in altre sezioni poco al di sotto della Fm. di Rotzo sembra qui esser assente.

All'estremità occidentale della Piattaforma di Trento affiora infine la sezione stratigrafica di Madonna della Corona, che attraversa la porzione superiore della Fm. di M. Zugna, il Calcarea oolitico di Loppio e la porzione inferiore della Fm. di Rotzo. La curva isotopica associata è discontinua a causa della cattiva esposizione dell'affioramento; nella Fm. di M. Zugna si riscontra inizialmente una debole e graduale flessione verso valori relativamente più negativi, seguita da un analogo ritorno verso valori relativamente più positivi. Segue una copertura ampia poco meno di 17 m, alla sommità della quale è presente un *shift* negativo. Si distingue quindi una CIE positiva ampia all'incirca 12 m; segue una negativizzazione dei valori interrotta da una copertura di 6 m, al cui interno si colloca il limite tra la Fm. di M. Zugna e il Calcarea oolitico di Loppio. Il profilo della curva e il suo confronto con quella della vicina sezione di Chizzola, permette di ipotizzare che la copertura mascheri una probabile CIE negativa in prossimità della quale si individuerrebbe l'appena citato limite formazionale; così come a Chizzola, questa probabile escursione risulterebbe perciò preceduta (vedi sopra) e seguita da una chiara CIE positiva. Diversamente, nella parte sommitale del Calcarea oolitico di Loppio affiorante a Madonna della Corona, il profilo isotopico è poi caratterizzato da una escursione negativa ampia pressappoco 6 m: verosimilmente già osservata in altre delle sezioni indagate (Rotzo, Val Gola) questa anomalia isotopica negativa potrebbe esser riferita al limite Sinemuriano – Pliensbachiano. La curva, parzialmente discontinua a causa di una copertura, tende poi a spostarsi verso valori maggiormente positivi, definendo in corrispondenza della base della Fm. di Rotzo una probabile escursione positiva. Segue quindi una seconda escursione negativa piuttosto marcata ed associata alla comparsa dell'*Orbitopsella* ed infine la progressiva positivizzazione dei valori.

Nella Piattaforma Campano-Lucana, la sezione studiata affiorante al Valico di Chiunzi è interamente contenuta nei Calcari a *Palaeodasycladus*, unità stratigrafica tipica dell'Appennino Meridionale attribuita al Giurassico inferiore, interposta tra la Dolomia Superiore norico-retica ed i Calcari oolitici e oncolitici del Giurassico medio.

Nei Calcari a *Palaeodasycladus* le osservazioni originali condotte durante la campionatura della sezione hanno permesso di distinguere, dal basso verso l'alto, una unità peritidale frequentemente dolomitizzata, ed un'altra subtidale, in parte coincidente con quella denominata in letteratura Membro a *Lithiotis*. La prima, anche su base letteraria, è stata attribuita approssimativamente all'Hettangiano – Sinemuriano p.p. mentre la seconda al Sinemuriano p.p. – Toarciano. Considerati gli obiettivi di questa ricerca, la sezione campionata è stata ubicata a cavallo dell'unità peritidale e subtidale. La campionatura è iniziata una ventina di metri al di sotto della prima comparsa del foraminifero *Paleomayncina termieri* ed è stata interrotta una decina di metri al di sopra della prima comparsa dell'*Orbitopsella*.

La curva isotopica è caratterizzata da una marcata CIE negativa contenuta nella porzione peritidale. Il profilo e l'ampiezza di questa anomalia, pari a circa 25 m (collocata tra i 25 e i 50 m dalla base), nonché la litofacies associata che tende a divenire successivamente più calcarenitica e la comparsa nella parte inferiore di *Paleomayncina termieri*, permettono di compararla alle altre escursioni già descritte e riferite alla zona ad *Arnioceras*; in particolare, la CIE di Chiunzi appare molto simile alla coeva fluttuazione negativa individuata nella successione friulana del M. Cumieli. Al di sopra dell'anomalia, la curva a bassa risoluzione prosegue con ulteriori escursioni negative; l'ultima di queste, maggiormente pronunciata ed ampia poco meno di 5 m, è caratterizzata dalla prima comparsa dell'*Orbitopsella* in corrispondenza della sua chiusura superiore.

Sintesi e discussione

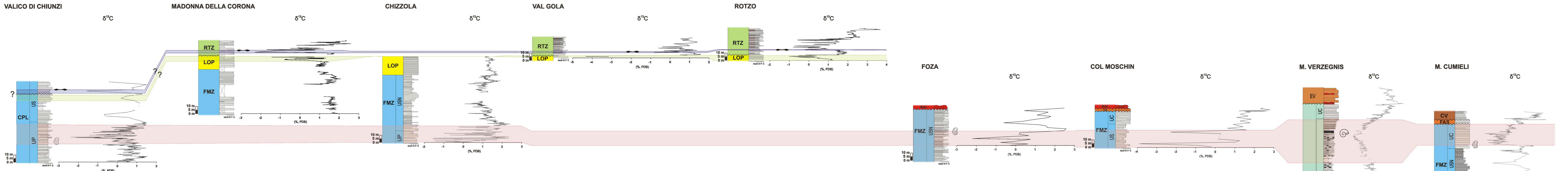
I profili isotopici del carbonio, ottenuti attraverso una campionatura ad alta risoluzione eseguita in massima parte con un passo di 20 cm, sono tutti ben definiti. Le porzioni superiori della Fm. di M. Zugna (Piattaforma di Trento e Piattaforma Friulana), dell'unità peritidale dei Calcari a *Palaeodasycladus* (Piattaforma Campano-Lucana) e della Fm. di Soverzene (settore carnico del Bacino di Belluno), sono caratterizzate dalla presenza di una evidente CIE negativa. In ambiente bacinale la CIE è associata alla zona ad *Arnioceras* mentre in quello di piattaforma alla F.O. di *Paleomayncina termieri*, eccezion fatta per la sezione di Col Moschin in cui non è stato possibile collocare la prima comparsa

di questa forma (fin da subito presente) e di Chizzola, in cui la campionatura eseguita non ha confermato la sua presenza (ma ciò non implica necessariamente la sua assenza). Lo spessore stratigrafico coinvolto, corrispondente all'ampiezza verticale della CIE, è simile per le diverse sezioni studiate. In piattaforma, va dai 20 m almeno di Foza ai quasi 30 m del M. Cumieli, mentre a Chizzola, al Col Moschin e al Valico di Chiunzi raggiunge i 25 m o poco meno (presso Madonna della Corona non è stato campionato l'intervallo contenente l'anomalia geochimica). In bacino, lo spessore coinvolto appare invece maggiore, pari a 60 m, ma ciò è compatibile con un maggior tasso di sedimentazione. Quanto appena detto esclude la possibilità che l'escursione isotopica possa rappresentare un artificio diagenetico, tanto più se si considera la distanza notevole che separa le diverse sezioni stratigrafiche, collocate lungo un transetto che attraversa tutto il Sudalpino orientale ma anche nell'Appennino Meridionale, quindi a centinaia di chilometri di distanza. L'escursione, così come la curva nel suo insieme, è stata conseguentemente considerata di natura primaria ed ha permesso di tracciare una linea tempo-*Arnioceras* a cui è stata agganciata la F.O. di *Paleomayncina termieri*. Questa linea tempo può essere seguita attraverso i domini di piattaforma e di bacino in tutto il Sudalpino orientale ed oltre.

Da quanto esposto e come osservabile nello schema "*Correlazione chemiostratigrafica*" emerge anche l'esistenza di un'ulteriore CIE negativa, collocata nella parte sommitale del Calcare oolitico di Loppio (Sinemuriano medio-sup.) affiorante nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento e in particolare nella sezione di Madonna della Corona, Rotzo e Val Gola. In tutte e tre le sezioni l'escursione appare piuttosto pronunciata. Nelle prime due l'anomalia isotopica coinvolge uno spessore stratigrafico compreso indicativamente tra i 6 e 7,5 m mentre nella terza lo stesso è pari ad almeno due metri: in Val Gola la porzione inferiore del Calcare oolitico di Loppio in cui l'escursione in questione ricade non è infatti raggiungibile e conseguentemente campionabile. Nella sezione di Chizzola, l'escursione negativa in questione sembra assente perché comperta dal detrito. L'anomalia isotopica era stata in origine considerata come la registrazione chemiostratigrafica dell'evento ricercato e fatta corrispondere grossomodo, come ipotesi iniziale di lavoro al limite Sinemuriano – Pliensbachiano. La prima ipotesi è ovviamente caduta una volta individuata la CIE negativa agganciata alla zona ad *Arnioceras*. Ancora valida rimane invece la seconda possibilità: verosimilmente potrebbe trattarsi della registrazione della stessa anomalia geochimica individuata al limite Sinemuriano – Pliensbachiano da KORTE & HESSELBO (2011), nella successione *shallow-water* del Cleveland Basin (Inghilterra nord-orientale).

Con riferimento alle stesse sezioni, segue dappertutto una fluttuazione positiva di ampiezza compresa tra i 3 e 6 m circa (a Madonna della Corona la curva è in realtà parzialmente discontinua ma il suo profilo generale ne suggerisce l'esistenza), corrispondente alla base della Fm. di Rotzo. Si individua quindi una terza escursione isotopica negativa, piuttosto pronunciata e meglio definita a Madonna della Corona, meno invece a Rotzo e in Val Gola; lo spessore stratigrafico coinvolto va da meno di un 1,5 m a poco più di 3,5 m. Alla CIE negativa corrisponde la F.O. di *Orbitopsella* recentemente riferita, così come tutta la Fm di Rotzo, al Pliensbachiano sup. (POSENATO & MASETTI 2012). A quest'ultimo piano potrebbe perciò esser attribuita anche l'anomalia in questione (nonché quella positiva che la precede), con la necessità di introdurre una lacuna stratigrafica tra il tetto del Calcare oolitico di Loppio e la Fm. di Rotzo.

Così come avviene per la CIE riferita alla zona *Arnioceras* – F.O. *Paleomayncina termieri*, nella Piattaforma Campano-Lucana si riconoscono anche le due escursioni negative poco sopra descritte, attribuite rispettivamente al limite Sinemuriano – Pliensbachiano e al Pliensbachiano sup. Per quanto il tratto di curva corrispondente sia a bassa risoluzione, si distingue in particolare l'escursione più recente che, pronunciata ed ampia quasi 5 m, caratterizza la parte alta della sezione del Valico di Chiunzi. Questa escursione, analogamente a quanto avviene nella Piattaforma di Trento, è associata alla F.O. di *Orbitopsella*.



CORRELAZIONE CHEMIOSTRATIGRAFICA ($\delta^{13}C$) ATTRAVERSO IL SUDALPINO ORIENTALE E NELLA PIATTAFORMA CAMPANO-LUCANA

PIATTAFORMA CAMPANO - LUCANA

- CPL Calcare a *Palaeodasycladus*
- UP Unità Peritidale
- US Unità Subtidale

PIATTAFORMA DI TRENTO

- FMZ Formazione di M. Zugna
- UP Unità Peritidale
- US Unità Subtidale
- USN Unità Subtidale Nodulare
- UC Unità Calcarenitica
- LOP Calcare oolitico di Loppio
- RTZ Formazione di Rotzo
- FAS Encrinite di Fanes Piccola
- RAI Rosso Ammonitico Inferiore

BACINO DI BELLUNO

- CD Calcare del Dachstein
- SOV Formazione di Soverzene
- UMS Unità Micritico-selcifera
- UC Unità Calcarenitica
- EV Encrinite del M. Verzegnis

PIATTAFORMA FRIULANA

- FMZ Formazione di M. Zugna
- UP Unità Peritidale
- USN Unità Subtidale Nodulare
- UC Unità Calcarenitica
- FAS Encrinite di Fanes Piccola
- CV Calcare del Vajont

- F.O. *Paleomayncina termieri*
- F.O. *Orbitopsella*
- Gen. *Arnioceras* (zona a *Semicostatum*, zona a *Turneri*, zona a *Obtusum*)
- Correlazione CIE "zona ad *Arnioceras* - F.O. *Paleomayncina termieri*"
- Correlazione CIE "limite ipotetico Sinemuriano - Pliensbachiano"
- Correlazione CIE "F.O. *Orbitopsella*"
- Unconformity

BACINO DI BELLUNO

- CD Calcare del Dachstein
- SOV Formazione di Soverzene
- UMS Unità Micritico-selcifera
- UC Unità Calcarenitica
- EV Encrinite del M. Verzegnis
- CV Calcare del Vajont
- FAS Encrinite di Fanes Piccola

11. RELAZIONI TRA LA CIE DELLA “ZONA AD *ARNIOCERAS*” E LA *CARBONATE FACTORY* NEL SUDALPINO ORIENTALE

Lo scopo di questo capitolo è quello di fornire un tentativo di interpretazione delle variazioni di facies che si riscontrano, nelle successioni carbonatiche indagate, in corrispondenza dell'escursione isotopica del carbonio (CIE) negativa riferita alla zona ad *Arnioceras*. È opportuno ricordare che la ricerca in oggetto è stata avviata a partire dalla constatazione contenuta in MASETTI et al. (2012) secondo la quale, in un momento non precisato dell'intervallo Sinemuriano – Pliensbachiano, nel Sudalpino si assiste ad una completa riorganizzazione ambientale ben evidenziata dalla comparazione tra il quadro paleogeografico hettangiano-sinemuriano e quello pliensbachiano (*fig. 11.1*).

La *figura 11.1a* mostra infatti un piatto scenario paleogeografico nel quale, fin dal Triassico superiore, una sterminata piana peritidale si estendeva su tutto l'Italia Nord-orientale, interrotta solamente dal Bacino di Belluno.

La *figura 11.1b* si riferisce invece ad una ben più articolata paleogeografia pliensbachiana, nella quale il vecchio dominio peritidale risulta smembrato in una serie di domini paleogeografici in cui si possono riconoscere: aree bacinali riempite da micriti selcifere e materiale risedimentato proveniente dalle vicine piattaforme carbonatiche (Bacino Nord Adriatico); piattaforme caratterizzate da sedimentazione prevalentemente subtidale, orlate da barre olitiche (Fm. di Rotzo); aree che non ricevono sedimentazione nel corso di tutto l'intervallo Pliensbachiano – Toarciano ed in cui il Rosso Ammonitico Inferiore si sovrappone direttamente alla Fm. di M. Zugna.

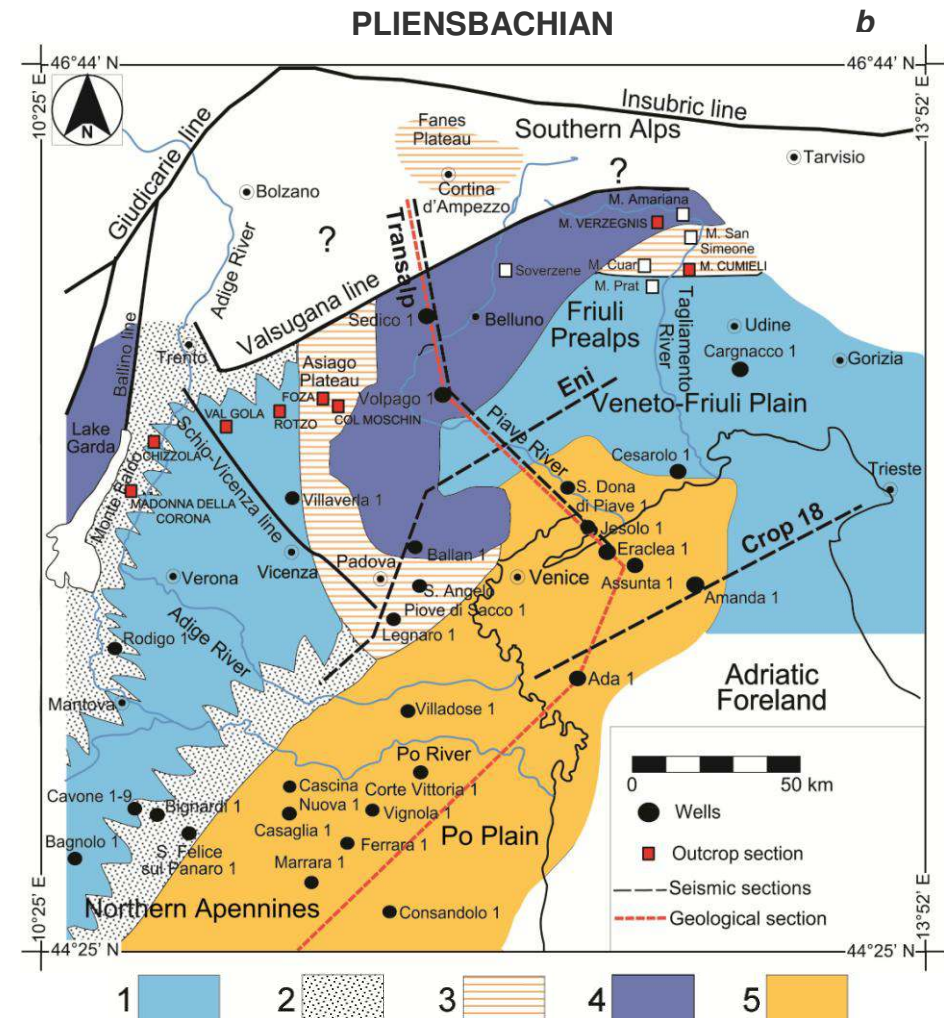
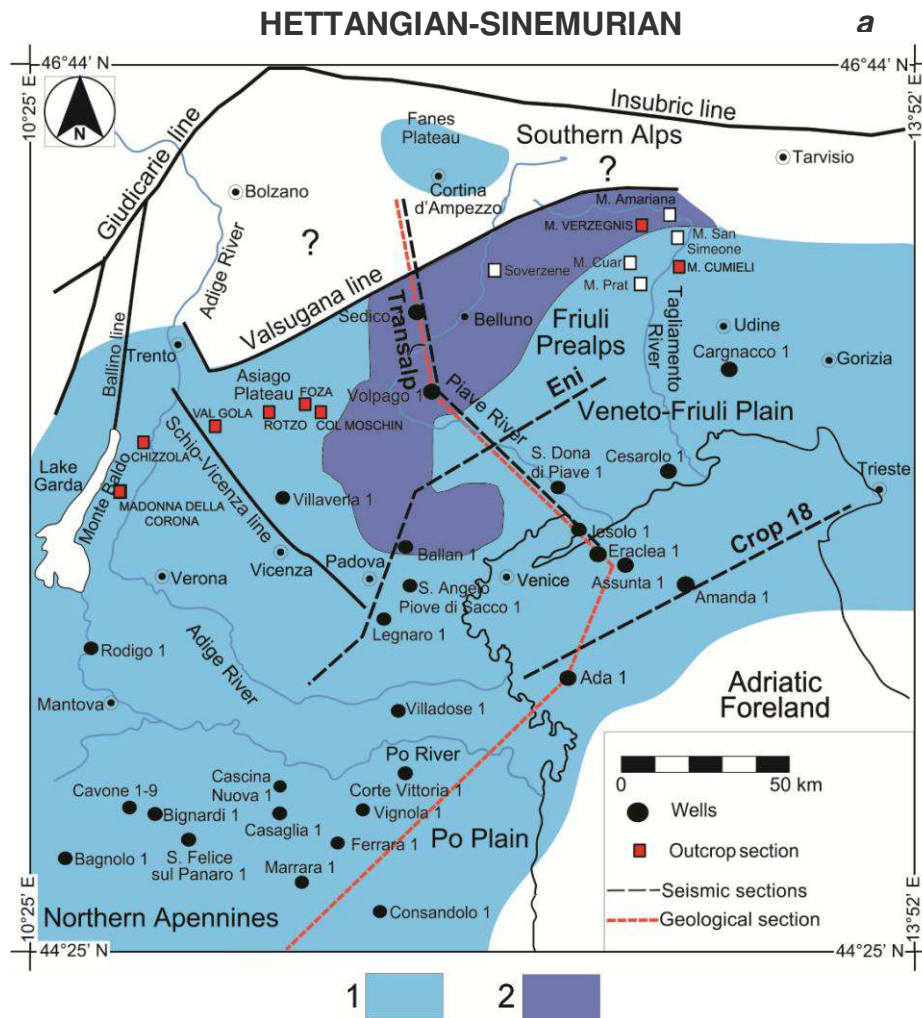


Fig. 11.1 - Quadro paleogeografico hettangiano-sinemuriano (a) e pliensbachiano (b) (da MASETTI et al., 2012 - modificata).

a. 1. Piattaforma peritidale corrispondente alla Corna nel territorio lombardo orientale e alla Fm. di M. Zugna (Gruppo dei Calcari Grigi), nella Piattaforma di Trento e nella Piattaforma Friulana; 2. Depositi di mare profondo (Fm. di Soverzene) del Bacino di Belluno.

b. 1. Piattaforme carbonatiche (Fm. di Rotzo nella Piattaforma di Trento); 2. Corpi calcarenitici marginali (Oolite di Massone nella Piattaforma di Trento e nella Pianura Padana); 3: depositi condensati (Encrinite di Fanes Piccola nei Plateau di Trento e Friulano) o settori di non deposizione; 4. Depositi bacinali del Bacino Lombardo (Gruppo del Medolo) e di Belluno (Fm. di Soverzene); 5. Depositi di mare profondo del Bacino Nord Adriatico.

La *figura 11.2* illustra una sezione che da Ovest verso Est attraversa l'intera Piattaforma di Trento; in questa unità paleogeografica si può osservare la distribuzione delle formazioni del Gruppo dei Calcari Grigi (MASETTI et al., 2012). La stessa illustrazione evidenzia una tettonica sin-sedimentaria che disloca la Fm. di M. Zugna e sembra ridursi all'interno della Fm. di Rotzo, condizionandone spessore e facies. Per contro, la Fm. di M. Zugna, sia pur dislocata, si estende su tutta la piattaforma senza alcuna apprezzabile variazione di facies e spessore.

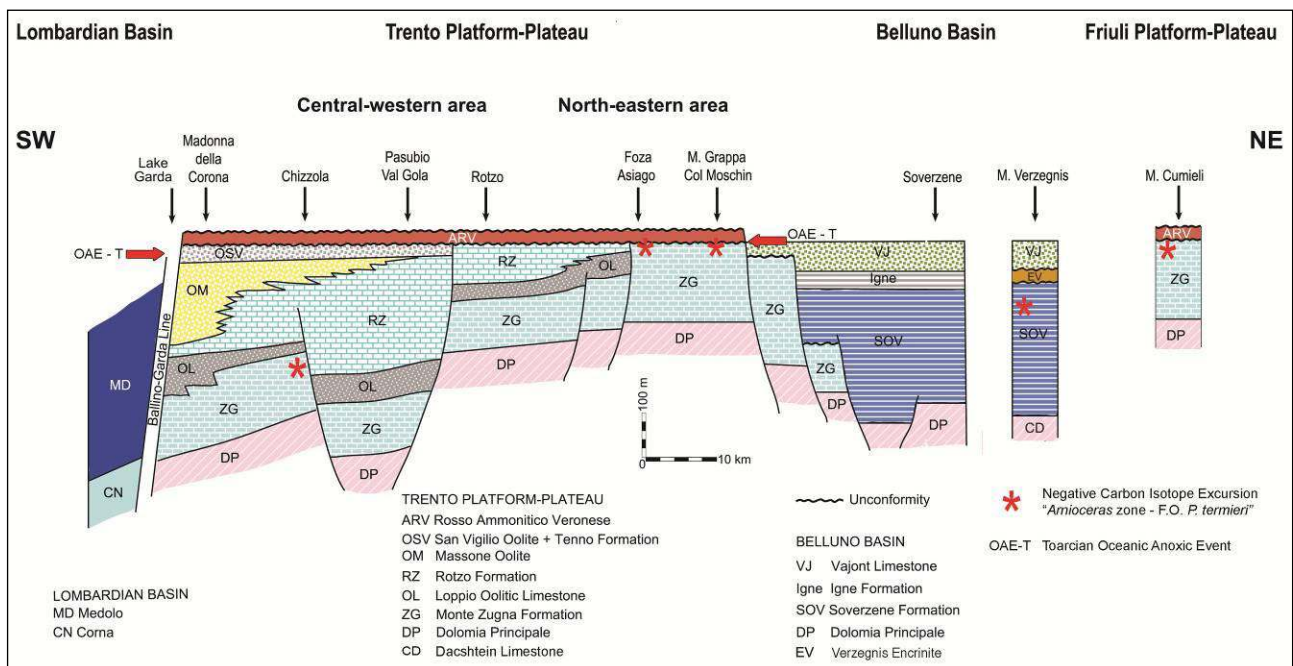


Fig. 11.2 - Rapporti litostratigrafici attraverso la Piattaforma-Plateau di Trento. La sezione del M. Verzegnis corrisponde al depocentro del Bacino di Belluno mentre quella del M. Cumieli alla porzione settentrionale della Piattaforma Friulana (da MASETTI et al., 2012 - modificata).

La Fm. di M. Zugna rappresenta una piattaforma carbonatica peritidale che si sovrappone in continuità di sedimentazione alle piattaforme del Triassico sup. del medesimo tipo corrispondenti alle unità stratigrafiche della Dolomia Principale e del Calcare del Dachstein. Queste pianie tidali erano caratterizzate da cicliche emersioni in clima arido che inducevano la penecontemporanea dolomitizzazione dei livelli peritidali. La *carbonate factory* della Fm. di M. Zugna era caratterizzata da grani scheletrici (soprattutto alghe calcaree, foraminiferi e gasteropodi) e corrispondeva a quella che SCHLAGER (2005) definisce *tropical factory (T-Factory)*, dominata da sedimentazione autotrofica, principalmente fotosintetica, tipica delle Alghe Verdi.

Nella medesima figura è altresì evidente l'*unconformity* al tetto del Gruppo dei Calcari Grigi, il cui corrispondente *hyatus* temporale si espande da occidente ad oriente: ad Ovest, il Gruppo dei Calcari Grigi è ricoperto dalle unità toarciano–aaleniane della Fm. di San Vigilio; nel settore centrale, il Rosso Ammonitico Inferiore si sovrappone direttamente alla formazione pliensbachiana di Rotzo, mentre ancora più ad Est, nell'Altopiano di Asiago, lo stesso Rosso Ammonitico giace direttamente sulla Fm. di M. Zugna. Inoltre, si osservano le successioni campionate ad oriente della Piattaforma di Trento, nel Bacino di Belluno e nella Piattaforma Friulana. L'asterisco rosso indica la posizione della CIE sinemuriana; nella Piattaforma di Trento e nella Piattaforma Friulana, essa si colloca nella parte sommitale della Fm. di M. Zugna, indicativamente tra i 20 e gli 80 m al di sotto del suo limite superiore.

In corrispondenza dell'anomalia isotopica si riscontra un deciso aumento del rapporto grani/micrite (prima decisamente a favore di quest'ultima) nonché una diminuzione, anch'essa piuttosto netta, degli episodi peritidali, virtualmente assenti alla sommità della dell'unità stratigrafica di Zugna. Tale variazione può essere interpretata come la retrogradazione di complessi granulari costieri che dai settori marginali della piattaforma migrano verso quelli centrali nel corso di una fase di risalita del livello del mare.

Nonostante la sua larghissima diffusione areale, tale risalita non avrebbe natura eustatica ma corrisponderebbe ad un minor apporto sedimentario generato da una diminuita efficienza della *carbonate factory*. Una fase trasgressiva (*fig. 11.3*) corrispondente alla zona ad *Arnioceras* è ben documentata dalla "*relative sea-level curve*" di HESSELBO (2008) e HESSELBO & JENKYNS (2008) nonché visibile, sia pure con minore dettaglio, nella classica curva delle oscillazioni eustatiche di HAQ et al. (1988). Nel Sudalpino orientale, la risalita del livello del mare in questione sembra inoltre contemporanea all'attivazione di una fase tettonica estensionale, responsabile dello smembramento della sottostante piattaforma peritidale in comparti paleogeografici nettamente differenziati tra loro (*fig. 11.1b*).

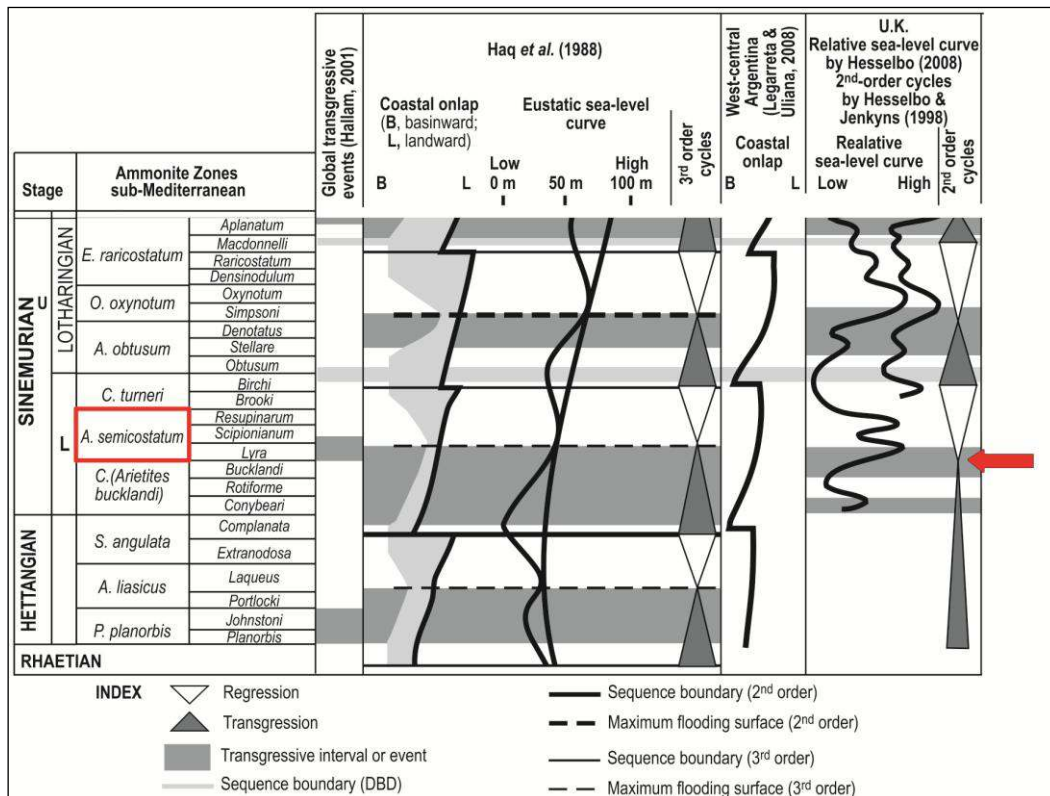


Fig. 11.3 - Diagramma cronostratigrafico (Hettangiano-Sinemuriano) e corrispondenti curve eustatiche e relative del livello del mare (da MERINO-TOMÉ et al., 2012 - modificato).

La fase tettonica, collegata al *rifting* che determina l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, controlla l'*accomodation* disponibile al tetto della Fm. di M. Zugna che in apparenza risulta completamente azzerata in tutto il settore nord-orientale della Piattaforma di Trento e in quello settentrionale della Piattaforma Friulana, esemplificato dalla sezione del M. Cumieli (fig. 11.2). In questi comparti la porzione peritidale hettangiano-sinemuriana è infatti direttamente ricoperta dal Rosso Ammonitico Inferiore del Giurassico medio. Nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento, alla Fm. di M. Zugna si sovrappone invece la Fm. di Rotzo che aggiunge spessori superiori ai 200 m in corrispondenza del suo depocentro (Altopiani trentini).

Mentre la fase trasgressiva al tetto della Fm. di M. Zugna è ubiquitaria in tutta la Piattaforma di Trento e in quella Friulana, differente è la risposta della *carbonate factory* in tempi successivi alla CIE negativa della zona ad *Arnioceras*. A tal proposito, con riferimento ai diversi settori delle unità paleogeografiche appena menzionate nonché al Bacino di Belluno tra loro interposto, vengono di seguito descritti i diversi effetti.

Settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento (sezioni di Madonna della Corona, Chizzola, Val Gola , Rotzo)

L'acme del *trend* trasgressivo più volte menzionato e già chiaramente evidenziato alla sommità della Fm. di M. Zugna, viene raggiunto attraverso la rapida progradazione del Calcarea oolitico di Loppio che, retrogradando dal suo margine occidentale ricopre l'intera Piattaforma di Trento, con l'unica eccezione del settore nord-orientale (MASETTI et al., 1998). La vigorosa riattivazione della tettonica estensionale genera nuovo spazio deposizionale permettendo così il *recovery* della *carbonate factory* nel corso del Sinemuriano p.p. – Pliensbachiano.

La conseguente ripresa della sedimentazione carbonatica è materializzata dalla Fm. di Rotzo. L'età pliensbachiana superiore dell'unità stratigrafica appena citata (POSENATO & MASETTI, 2012) nonchè evidenze sedimentologiche di interruzione della sedimentazione presenti alla sua base, suggeriscono che quest'ultima sia diacrona e si sovrapponga al sottostante Calcarea oolitico di Loppio (di cui non esistono dati precisi relativi alla sua attribuzione cronostratigrafica) attraverso uno *hyatus* deposizionale non trascurabile, forse riferibile all'intervallo Sinemuriano sup. p.p. – Pliensbachiano inf.

La Fm. di Rotzo si deposita al di sopra di un articolato substrato originato dalla fase tettonica sopra ricordata, responsabile della dislocazione del tetto del Calcarea oolitico di Loppio e della conseguente genesi di una serie di alti e bassi strutturali. Nelle aree depresse prevalgono condizioni anossiche e si depositano *black shales* ad alto contenuto di materia organica (fino al 3% di TOC); in quelle sopraelevate, le migliori condizioni ambientali, tuttavia ancora stressate, consentono invece un più rapido sviluppo, fin dalla base della formazione, dei banchi a *Lithiotis* (POSENATO & MASETTI, 2012).

In generale, la parte basale della Fm. di Rotzo è caratterizzata da condizioni ambientali eutrofiche corrispondenti all'instaurazione di una "*M-factory*" (SCHLAGER, 2005) e ad un chiaro *shift* positivo della curva del $\delta^{13}\text{C}$ (schema "*Correlazione chemiostratigrafica*"). Il progressivo aumento della biodiversità, registrato dalle associazioni a foraminiferi ed alghe, denota tuttavia un graduale miglioramento delle condizioni ambientali legato ad una diminuzione dei nutrienti disponibili (FUGAGNOLI, 2004).

In sintesi: la Fm. di Rotzo rappresenta l'insediamento di una nuova generazione di piattaforme dai caratteri esclusivamente subtidali che ricolonizzano i settori centro-occidentali della Piattaforma di Trento dopo la crisi di produttività associata alla CIE della zona ad *Arnioceras*. Molto probabilmente la ripresa della sedimentazione carbonatica avviene nel Pliensbachiano sup., al di sopra di una lacuna forse corrispondente al

Sinemurano sup. p.p. – Pliensbachiano inf. Questa nuova generazione di piattaforme è caratterizzata inizialmente da condizioni eutrofiche e fondali anossici in cui si accumulano *black shales* contenenti faune salmastre: nel corrispondente intervallo stratigrafico, rappresentato dalla parte inferiore della Fm. di Rotzo, si individua un chiaro *shift* positivo delle curve isotopiche del carbonio. La successiva evoluzione della piattaforma si traduce in un miglioramento ambientale, il quale determina lo stabilirsi di condizioni meso- e oligotrofiche e lo sviluppo, all'interno di lagune racchiuse da potenti corpi oolitico-oncolitici (Oolite di Massone), di accumuli conchigliari noti in letteratura come banchi a *Lithiotis*.

Settore nord-orientale della Piattaforma di Trento (sezioni di Col Moschin e Foza)

Il Gruppo dei Calcari Grigi è rappresentato dalla sola Fm. di M. Zugna; l'aumento verso l'alto dei depositi calcarenitici evidenzia l'ormai noto *trend* trasgressivo sinemuriano. Diversamente dal settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento, il tetto della formazione è marcato da una superficie di *unconformity* che tronca con precisione chirurgica le litofacies granulari sottostanti; a questa superficie si sovrappongono *sand waves* encrinitiche lateralmente discontinue (Encrinite di Fanes Piccola) oppure facies pelagiche (Rosso Ammonitico Inferiore). A seguito della nulla o ridotta *accomodation*, si assiste infatti al mancato recupero della fabbrica del carbonato, resa inefficiente dalla crisi sinemuriana, e alla conseguente genesi di uno *hyatus* deposizionale che si protrae per oltre 20 milioni d'anni, dal Pliensbachiano all'Aaleniano.

Un importante contributo all'entità di questa lacuna, oltre che dalla crisi della *carbonate factory* tempo *Arnioceras* appena sopra citata, potrebbe esser stato fornito dai ricorrenti eventi climatici succedutesi nel corso di quello stesso intervallo di tempo e già segnalati in letteratura, ovvero il *warming event* carixiano (MERINO-TOMÉ et al., 2012) ed il ben noto evento anossico toarciano (OAE-T). Ancora non è dato sapere perché una così lunga permanenza al livello del mare, o poco sotto, non abbia lasciato vistose evidenze paleocarsiche.

Piattaforma Friulana (sezione del M. Cumieli)

L'escursione isotopica sinemuriana si colloca nella parte alta della Fm. di M. Zugna, poco al di sotto di una superficie di *unconformity* corrispondente alla completa assenza di tutte le unità dell'intervallo pliensbachiano-aaleniano. Si tratta quindi di una situazione del tutto simile a quella descritta per il settore nord-orientale della Piattaforma di Trento.

Analogamente a quest'ultimo, la presenza al tetto della Fm. di M. Zugna di litofacies quasi esclusivamente calcarenitiche permettono di riconoscere la fase trasgressiva associata alla

zona ad *Arnioceras*. Inoltre, attraverso la già menzionata *unconformity* l'unità è a contatto diretto con le facies di annegamento rappresentate dell'Encrinite di Fanes Piccola, a cui seguono i depositi bacinali del Calcarea del Vajont (diversamente, nel settore nord-orientale della Piattaforma di Trento, quest'ultima unità stratigrafica è sostituita dal Rosso Ammonitico Inferiore). Anche nella Piattaforma Friulana infine, il ridotto o nullo spazio deposizionale e le ripetute crisi di produttività carbonatica (zona ad *Arnioceras*, *warming-event* carixiano; OAE-T) avrebbero concorso nel definire l'ampiezza temporale della lacuna stratigrafica.

Bacino di Belluno (M. Verzegnis)

L'escursione isotopica corrispondente alla zona ad *Arnioceras* si colloca circa una quarantina di metri al di sotto del tetto della Fm. di Soverzene. Questa unità rappresenta il riempimento del bacino ad opera di fanghi di peripiattaforma (MASETTI & BIANCHIN, 1987).

Alla Fm. di Soverzene si sovrappone, attraverso una evidente superficie di *unconformity*, una unità condensata, spesso fortemente mineralizzata da ossidi di ferro e manganese, indicata in letteratura con il nome Encrinite del M. Verzegnis. Si tratta di encriniti rosse a stratificazione incrociata bisensoriale, intercalata a micriti rosse nodulari che mostrano la tipica facies del Rosso Ammonitico Inferiore affiorante nell'Altopiano di Asiago (*Plateau* di Trento). Tra le più tipiche strutture presenti, sia al Verzegnis che nel classico Rosso Ammonitico, citiamo le tromboliti ed un livello stromatolitico riconosciuto da STURANI (1971) come *marker* regionale.

Il rinvenimento di ammoniti riferite al Bajociano inf. (G. PAVIA, com. pers.) permettono di stabilire che l'Encrinite del M. Verzegnis e il Rosso Ammonitico Inferiore presentano, oltre che affinità litostratigrafiche, anche una collocazione cronostratigrafica comparabile a quella del Calcarea di Campotorondo (paragrafi 3.6 - *Encrinite del M. Verzegnis*; 3.9 - *Rosso Ammonitico Veronese*). In base a queste osservazioni l'Encrinite del M. Verzegnis è stata riferita, come ipotesi di lavoro, all'intervallo Aaleniano inf. – Barthoniano inf.

Quanto sopra esposto permette di concludere che nella sezione del Verzegnis la Fm. di Soverzene è rappresentativa dell'Hettangiano e del Sinemuriano inf. La CIE negativa della zona ad *Arnioceras* corrispondente precede di poco una condensazione bacinale, corrispondente alla mancata deposizione della porzione pliensbachiana della Fm. di Soverzene nonché di tutto il Toarciano-Aaleniano?. Ricordando che l'appena citata unità stratigrafica è costituita da fanghi di peri-piattaforma provenienti dalle adiacenti piattaforme carbonatiche di Trento e del Friuli è ragionevole ipotizzare che la sottoalimentazione del Bacino di Belluno sia la conseguenza della crisi delle piattaforme alimentari.

Analogamente a quanto fatto per il settore Sudalpino orientale, vengono di seguito brevemente riportate le evidenze riscontrate nell'Appennino Meridionale, in cui la ricerca è stata allargata al fine di valutare l'estensione del segnale isotopico e realizzare in tal senso un confronto tra successioni di piattaforma carbonatica coeve appartenenti a comparti diversi.

Piattaforma Campano-Lucana (sezione del Valico di Chiunzi)

Nella successione carbonatica di piattaforma corrispondente al Calcarea a *Palaeodasycladus* si distingue una porzione inferiore peritidale nella quale, a seguito di una fase trasgressiva riferibile alla zona ad *Arnioceras*, si riscontra la progressiva diminuzione verso l'alto delle facies inter-sopratidali e il parallelo aumento di quelle calcarenitiche.

L'evoluzione ambientale appare perciò del tutto simile a quella descritta per Alpi Meridionali. La CIE della zona ad *Arnioceras* si colloca nella parte alta dell'unità peritidale, esattamente come avviene, con riferimento alla coeva Fm. di M. Zugna, nella Piattaforma di Trento e in quella Friulana. Verosimilmente, anche in questo settore dell'Appennino Meridionale l'anomalia isotopica conciderebbe con un evento responsabile della dismissione della piattaforma peritidale.

L'interpretazione del successivo ripristino della *carbonate factory* pliensbachiana necessita di una maggior quantità di dati ed esula dagli obiettivi di questo lavoro. Ci si limita ad ipotizzare una evoluzione simile a quella già descritta per le sezioni del comparto occidentale della Piattaforma di Trento, suggerita anche dalla comparsa nella parte alta della successione stratigrafica della facies a *Lithiotis*, simile a quella che caratterizza la formazione sudalpina di Rotzo. Il limitato spessore (circa 65 m) esistente tra la zona ad *Arnioceras* e la F.O. di *Orbitopsella*, permettono inoltre di ipotizzare l'esistenza di una lacuna di ampiezza paragonabile a quella postulata per il Sudalpino e da mettere in relazione con la dismissione della sottostante piattaforma peritidale.

12. CRISI DELLE PIATTAFORME CARBONATICHE NELLA “ZONA AD *ARNIOCERAS*”: EVIDENZE AL DI FUORI DEL SUDALPINO ORIENTALE

L'azione congiunta della fase trasgressiva e della tettonica distensiva determina la completa riorganizzazione della paleogeografia giurassica di tutto il Sudalpino e non solo. Mentre nei settori orientali si deposita la Fm. di M. Zugna, in quelli occidentali corrispondenti al territorio lombardo, i coevi sedimenti carbonatici di piattaforma peritidale sono rappresentati dalla formazione della Corna.

Nell'Hettangiano, il *rifting* giurassico determina l'annegamento precoce del settore occidentale della Piattaforma della Corna, come testimonia la diretta sovrapposizione su quest'ultima dei depositi bacinali del Gruppo del Medolo; nel settore orientale, corrispondente al territorio di Botticino (Prealpi Bresciane), permangono invece condizioni di alto strutturale e la piattaforma continua a svilupparsi fino al Sinemuriano inf.

Nell'alto strutturale di Botticino, le facies sono caratterizzate da ciclicità peritidale che si realizza attraverso i classici cicli peritidali *shallowing-upward* di scala metrica, all'interno dei quali si succedono unità sub-inter- e sopratidali per lo più di bassa energia quasi perfettamente corrispondenti alla Fm. di M. Zugna. Verso il tetto della Corna si riscontra un graduale aumento dell'energia idrodinamica, testimoniata da litofacies calcarenitiche a peloidi, ooidi, oncoidi e bioclasti, talora caratterizzate da laminazioni parallele ed incrociate bimodali riconducibili a corpi sabbiosi marginali (SCHIROLLI, 1997). Questa tendenza rispecchia verosimilmente quanto già descritto per la piattaforma peritidale di Trento e quella Friulana, ovvero un aumento verso l'alto del rapporto grani/micrite determinata dalla retrogradazione di cordoni sabbiosi costieri nel corso di una fase trasgressiva.

SCHIROLLI (1997) riconduce l'annegamento della Piattaforma della Corna (settore di Botticino) e il conseguente instaurarsi di condizioni di *plateau* pelagico alla riattivazione della tettonica connessa al *rifting* giurassico e ad una concomitante fase di trasgressione marina che interessa la regione tetidea. L'evento in questione corrisponde alla deposizione dell'Encrinite di Rezzato (Sinemuriano sup. – Carixiano), unità costituita da calcareniti contenenti prevalenti resti di crinoidi e caratterizzata, in corrispondenza del suo limite inferiore, dalla presenza di ammoniti de genere *Arnioceras* che permettono di attribuire l'annegamento ad un momento non precisato del Sinemuriano inf., probabilmente prossimo al limite con il Sinemuriano sup. (*fig. 12.1; SCHIROLLI, 1997 cum bibl.*).

É evidente come in corrispondenza della zona ad *Arnioceras* l'evoluzione paleogeografica di questo settore del territorio lombardo sia perfettamente comparabile con quella coeva del settore nord-orientale della Piattaforma di Trento e settentrionale della Piattaforma

Friulana, nei quali la sovrapposizione dell'Encrinite di Fanes Piccola al di sopra della Fm. di M. Zugna segna il passaggio a condizioni di *plateau* sommerso.

Ad oriente, nel corso del Pliensbachiano si assiste alla ripresa della produttività della piattaforma alimentare di Trento; ciò si riflette maggiormente nei successivi depositi di peri-piattaforma rappresentati dal Corso di Botticino e dal sovrastante Calcare del Domaro (Gruppo del Medolo), unità nelle quali l'aumentato apporto micritico di piattaforma si mescola con spicule di spugna e radiolari di origine bacinale. All'inizio del Toarciano, sull'intero alto di Botticino drappeggia la formazione marnosa di Concesio, particolarmente ricca in ammoniti (SCHIROLLI, 1997; MEISTER et al., 2009).

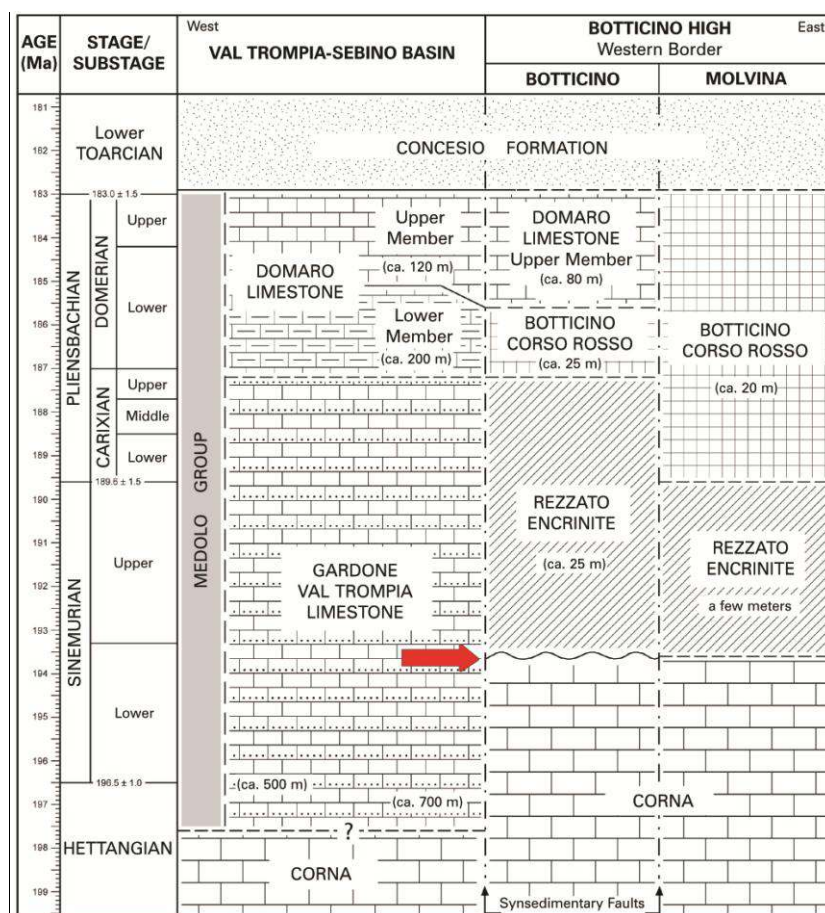


Fig. 12.1 - Stratigrafia del Giurassico inferiore relativa alle Prealpi Bresciane. In evidenza (freccia) l'annegamento della Piattaforma della Corna nel settore di Botticino (da MEISTER et al., 2009 - modificata).

Nelle Alpi occidentali e più precisamente in quelle liguri, è documentato invece l'annegamento delle facies di piattaforma rappresentate dai Calcari di Rocca Livernà, tempo-equivalenti a quelle della Fm. di M. Zugna (fig. 12.2; DECARLIS & LUALDI, 2010).

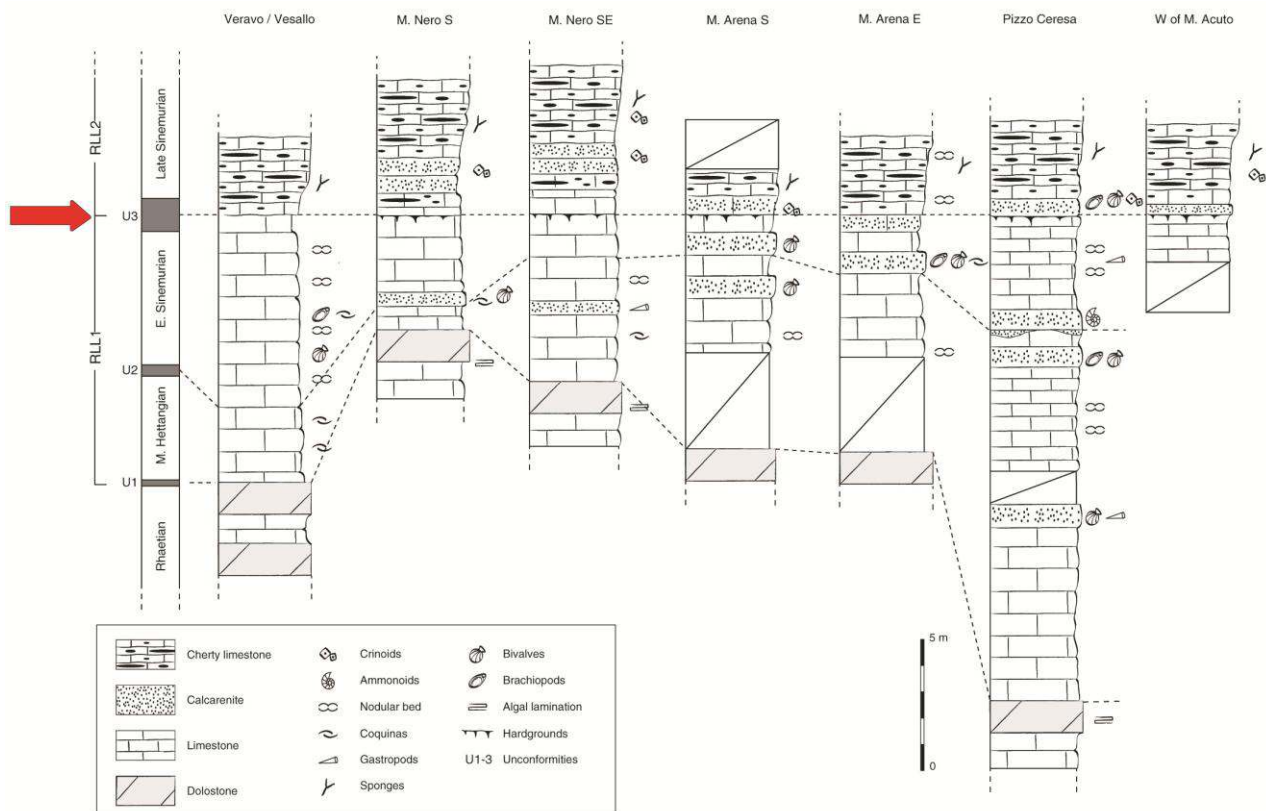


Fig. 12.2 - Sezione stratigrafica di Rocca Livernà (Alpi Liguri): in evidenza (freccia) l'annegamento delle facies di piattaforma dell'omonima formazione. RLL1, RLL2: membro inferiore e superiore (da DECARLIS & LUALDI, 2010).

Nell'Appennino umbro-marchigiano-sabino la zona ad *Amioceras* corrisponde perfettamente al passaggio, negli alti strutturali, tra il Calcare Massiccio in facies "A", ovvero peritidale, e il Calcare Massiccio in facies "B" (MARINO & SANTANTONIO, 2010). Quest'ultima unità consiste in *packstone/wackestone* a micro-oncoidi, alghe verdi, spicule di spugne, ammoniti e radiolari ed è considerata dagli AUTORI citati come una successione di annegamento. Successivamente, nel Pliensbachiano inf. (zona ad *Ibex*), il Calcare Massiccio "B" passa ai calcari bacinali della Corniola in facies condensata.

La correlazione tra quanto sopra descritto e quel che avviene nel Sudalpino orientale appare piuttosto semplice: la dismissione della piattaforma peritidale del Calcare Massiccio "A" coincide con l'*unconformity* posta alla sommità della Fm. di M. Zugna nei settori nord-orientali della Piattaforma di Trento, nonché di quella coeva presente al tetto della Corna nel settore orientale dell'area lombarda (Botticino). L'abbondanza di spugne ed altri organismi filtratori nel Calcare Massiccio "B" testimonia l'instaurazione di condizioni eutrofiche avvenuta nel Sinemuriano sup. - Pliensbachiano inf. (MARINO & SANTANTONIO, 2010), a seguito della crisi climatica registrata dalla CIE negativa al limite Sinemuriano inf. - Sinemuriano sup. Questa eutrofizzazione si riscontra anche alla base della Fm. di Rotzo

ed è omessa per lacuna in tutto il settore nord-orientale della Piattaforma di Trento nonché in quello affiorante della Piattaforma Friulana.

Anche le variazioni delle curve isotopiche del $\delta^{13}\text{C}$ confermano la stretta corrispondenza tra l'evoluzione della piattaforme sudalpine e quelle dell'Appennino centro-settentrionale. MARINO & SANTANTONIO (2010) documentano infatti una escursione negativa alla sommità del Calcare Massiccio "A", seguita da un rapido ritorno a valori positivi in corrispondenza del Calcare Massiccio "B".

Nella Sicilia orientale, la successione giurassica del *Plateau Ibleo* è caratterizzata da un sistema deposizionale nel quale una piattaforma carbonatica peritidale, corrispondente alla Fm. Inici, si affaccia su di un profondo bacino sede di una sedimentazione nota in letteratura come Fm. Modica. L'Hettangiano – Sinemuriano inf. corrispondono ad una fase di rapido sviluppo, prevalentemente aggradazionale, della piattaforma peritidale della Fm. Inici, la cui tematica deposizionale mostra sorprendenti analogie con la coeva formazione della Corna dell'area di Botticino (GIACOMETTI, 1998) e del Calcare Massiccio (RONCHI et al., 2000).

Al limite Sinemuriano inf. – Sinemuriano sup. il *trend* aggradazionale-progradazionale della Piattaforma di Inici si inverte, lasciando posto ad una retrogradazione che determina l'annegamento della piattaforma durante il Sinemuriano sup. (RONCHI et al., 2000). Dopo una consistente lacuna, del tutto comparabile come durata (Pliensbachiano – Bajociano inf.) a quella presente alla sommità della Fm. di M. Zugna (settore nord-orientale della Piattaforma di Trento e settentrionale di quella Friulana), nel corso del Bajociano sup. la sedimentazione riprende al di sopra della piattaforma annegata con i depositi nodulari del Rosso Ammonitico. Va sottolineato che la retrogradazione della Fm. Inici è accompagnata da una fase tettonica distensiva responsabile della creazione di filoni sedimentari che, riempiti da sedimenti pelagici, tagliano in profondità il tetto della piattaforma.

Le analogie esistenti tra alcuni settori delle piattaforme del Sudalpino orientale e il *Plateau Ibleo* nel corso dell'intervallo Hettangiano – Sinemuriano sono alquanto evidenti e riguardano la tipologia della piattaforma e il *trend* evolutivo, inclusa l'attivazione di una tettonica estensionale.

Nell'Alto Atlante marocchino, tra l'Hettangiano e il Pliensbachiano si estende invece la piattaforma carbonatica di Djebel Bou Dahar (DBD). L'interazione tra processi tettonici sin-sedimentari, l'aumento relativo del livello del mare e di nutrienti e la conseguente perturbazione ambientale ne condiziona l'evoluzione e determina l'annegamento nel Toarciano inf.

Nel corso dell'Hettangiano – Sinemuriano inf., la piattaforma di DBD è caratterizzata da una sedimentazione sostanzialmente analoga a quella delle coeve piattaforme peritidali di M. Zugna, nel Sudalpino orientale. Nello specifico, sono presenti depositi di tipo peritidale e lagunare di acqua bassa, rappresentati da prevalenti peloidi, subordinati ooidi, bioclasti, stromatoliti e strutture da disseccamento.

In un momento non ben definito corrispondente ad una lacuna stratigrafica collocata a cavallo tra il Sinemuriano inf. e il Sinemuriano sup. e che MERINO-TOMÉ et al. (2012) identifica alla base di quest'ultimo, la riattivazione della tettonica estensionale determina la frammentazione della piattaforma in una serie di blocchi che vengono dislocati con movimento rotazionale. La conseguente esposizione del *footwall* e il simultaneo approfondimento dell'*hanginwall*, causano la sensibile diminuzione delle aree di mare basso e l'aumento dell'*accomodation*. La fabbrica del carbonato subisce una sensibile modificazione che si traduce nello sviluppo di una piattaforma caratterizzata da una sedimentazione di profondità relativamente maggiore, in cui si sviluppano *mound* microbialitici-spongolitici e depositano prevalenti calcareniti costituite da grani scheletrici rivestiti (MERINO-TOMÉ et al., 2012). Fino alla fine del Pliensbachiano (ad eccezione di una fase progradazionale domeriana inferiore) la piattaforma cresce in senso verticale mentre i suoi margini retrogradano progressivamente, determinando la graduale modificazione della sua stessa geometria che si esplica in un graduale aumento del dislivello con la zona bacinale. Nel Pliensbachiano inf., nei settori marginali della piattaforma si stabiliscono comunità di *reef* (coralli, spugne e stromatopori) mentre bivalvi lithiotidi, analoghi a quelli della Fm. di Rotzo (Piattaforma di Trento) si diffondono in quelli subtidali-lagunari. Nel Toarciano inf. si assiste all'annegamento della piattaforma, marcato dalla deposizione di livelli condensati.

Così come in Marocco, anche nel Sudalpino orientale una fase tettonica estensionale determina, nel corso del Sinemuriano, lo smembramento della piattaforma rappresentata dalla Fm. di M. Zugna. Analogamente, si assiste ad un cambiamento della produttività carbonatica che si esprime attraverso la progressiva diminuzione dei depositi peritidali e l'aumento di quelli calcarenitici; la modificazione denota un aumento relativo della profondità, verosimilmente associato ad una fase trasgressiva di carattere regionale culminante nella zona ad *Arnioceras* e registrata anche nella Piattaforma di DBD (MERINO-TOMÉ et al., 2012).

13. POSSIBILI CAUSE DELLA CIE DELLA “ZONA AD ARNIOCERAS”

Come ormai ben documentato dalla recente letteratura, anomalie negative della curva del carbonio sono ricondotte all'introduzione nel sistema oceano-atmosfera dell'isotopo leggero ^{12}C . Alcuni dei numerosi lavori inerenti questa tematica sono riportati nella parte iniziale del capitolo “6 – *Chemostratigrafia*”. Nel modello proposto da JENKYN (1999; 2003; 2010) descritto in quelle stesse pagine, la provenienza iniziale di ^{12}C è associata ad una intensa fase vulcanica. Ad oggi non è tuttavia documentata una significativa attività di questo tipo nel corso del Sinemuriano. La maggior manifestazione vulcanica prossima a questo piano è quella rappresentata dalla *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP). Gran parte dei ricercatori che si sono occupati del CAMP ritiene che la maggior parte dell'attività magmatica ad essa collegata si sia concentrata attorno ai 200 milioni d'anni fa ed esaurita nel corso dell'Hettangiano (MARZOLI et al. 1999).

La CIE sinemuriana (zona ad *Arnioceras*) individuata in questa ricerca deve necessariamente avere un'altra origine. Quella più ovvia è rappresentata dalla consistente destabilizzazione dei gas idrati (clatrati) contenuti nei prismi sedimentari che bordavano i margini continentali e alla conseguente introduzione nel sistema di metano isotopicamente leggero ($^{12}\text{CH}_4$). Una fase di questo tipo è stata recentemente presa in considerazione da RIDING et al. (2012) per spiegare una anomalia negativa del carbonio collocata nel tardo Sinemuriano dell'Inghilterra (essenzialmente nella zona a *Oxynotum*), successiva alla CIE della zona ad *Arnioceras*. L'anomalia inglese sarebbe associata all'*acme*, in termini di abbondanza, della specie pollinica *Classopollis classoides*, considerata un affidabile indicatore di condizioni calde, e del dinoflagellato *Liasidium variabile* che oltre ad essere termofilo come il primo suggerisce anche condizioni eutrofiche.

Tutto ciò risulterebbe coerente con la massiccia introduzione dell'isotopo leggero ^{12}C nel sistema oceano-atmosfera, abbinata ad una fase di riscaldamento e ad un incremento dei nutrienti in corrispondenza delle zone marine marginali; quest'ultimo sarebbe determinato dall'aumento delle precipitazioni indotto dall'accelerazione del ciclo idrologico. Secondo RIDING et al. (2012), l'evento caldo in questione potrebbe essere associato all'innalzamento del livello del mare, di carattere almeno regionale, riscontrato in altri *record* geologici in corrispondenza dell'*acme* del *Liasidium variabile*.

La successione sedimentaria corrispondente alla CIE tempo *Arnioceras*, non contiene indicatori di condizioni calde o eutrofiche, si colloca inoltre in posizione stratigrafica più antica rispetto all'escursione negativa inglese, ovvero tra la zona a *Semicostatum* e quella

a *Obtsum*. Proponiamo quindi che la CIE sinemuriana possa essere stata indotta da una evoluzione climatica del Sudalpino sostanzialmente simile a quella dell'Inghilterra ma che, rispetto quest'ultima, gli effetti sulla *carbonate factory* siano stati diversi e registrati dalla diminuzione del tasso di sedimentazione nell'ambito di una sedimentazione carbonatica di mare basso.

Un deterioramento delle condizioni ambientali simile a quello descritto da RIDING et al. (2012) si riscontra, nel Pliensbachiano superiore, anche in alcuni settori del Sudalpino orientale. Nello specifico si osserva l'eutrofizzazione della parte inferiore della successiva piattaforma subtidale rappresentata dalla Fm. di Rotzo (FUGAGNOLI, 2004), in cui si riscontra frequentemente la presenza di livelli a bivalvi di ambiente salmastro del genere *Eomiodon* (Val Gola; BASSI et al., 1999). L'eutrofizzazione implica un maggior approvvigionamento di nutrienti, collegato verosimilmente ad una accelerazione del ciclo idrogeologico; a quest'ultimo potrebbe essere ricondotto, in termini di maggior apporto di materiale terrigeno, il cospicuo aumento del contenuto di argilla dell'unità di Rotzo rispetto a quella sottostante di M. Zugna.

Una evoluzione simile si riscontra anche nell'Appennino umbro-marchigiano-sabino, in cui il deterioramento della *carbonate factory* della piattaforma peritidale corrispondente al Calcare Massiccio "A", associata alla crisi sinemuriana, è seguita dal proliferare di spugne e di altri organismi filtratori che testimoniano l'instaurarsi di condizioni eutrofiche (MARINO & SANTANTONIO, 2010).

Particolare attenzione merita anche la valutazione del ruolo giocato dalla tettonica nella destabilizzazione dei gas idrati, esemplificata dalla rottura meccanica dei serbatoi profondi che li conteneva. È alquanto evidente la coincidenza tra la CIE tempo *Arnioceras* e l'attivazione di una tettonica sin-sedimentaria che nel corso del Giurassico inferiore interessava larghi settori dell'area tetidea, dalle Alpi meridionali all'Appennino centrale, alla Sicilia orientale fino all'Alto Atlante marocchino. Tale coincidenza ha fatto sì che la maggioranza degli autori imputasse il generalizzato annegamento delle piattaforme carbonatiche a cause tettoniche, trascurando invece la causa climatica.

JENKYN (2003 *cum bibl.*) evidenzia che allo stato attuale delle conoscenze non è tuttavia possibile dimostrare se una destabilizzazione di origine tettonica possa da sola liberare un'ingente quantità di metano, simile a quella che avrebbe determinato l'escursione isotopica sinemuriana rilevata in questa ricerca. Attualmente, in accordo con l'AUTORE poc'anzi citato, si ritiene che la causa più accreditata della dissociazione dei gas idrati sia il riscaldamento delle acque dei fondali marini, a sua volta indotto dalla variazione nella circolazione oceanica.

14. SOMMARIO E CONCLUSIONI

Attraverso un approccio multidisciplinare (analisi di facies, chemiostratigrafia, biostratigrafia) sono state campionate otto sezioni stratigrafiche del giurassico inferiore che da occidente verso oriente, attraversano la Piattaforma di Trento (Madonna della Corona, Chizzola, Val Gola, Rotzo, Foza, Col Moschin), il Bacino di Belluno (M. Verzegnis) e il settore settentrionale della Piattaforma Friulana (M. Cumieli); a queste si aggiunge la sezione del Valico di Chiunzi, appartenente alla coeva Piattaforma Campano-Lucana. Di seguito si riportano sinteticamente i risultati raggiunti.

- Nell'intervallo stratigrafico studiato (M. Cumieli, M. Verzegnis, Col Moschin, Foza, Chizzola, Valico di Chiunzi) è stata individuata un'ampia escursione isotopica del carbonio (CIE) negativa di natura primaria. L'anomalia isotopica ha un'ampiezza verticale che, compatibilmente con tassi di sedimentazione diversi, può essere considerata sostanzialmente simile in tutte le sezioni in cui è stata osservata.
- La taratura biostratigrafica di tale CIE è stata garantita dal ritrovamento nella sezione bacinale del M. Verzegnis, alla sommità della Fm. di Soverzene, di una ammonite del genere *Arnioceras*; la distribuzione di questa forma permette di riferire l'anomalia isotopica in oggetto al passaggio tra il Sinemuriano inf. (zona a *Semicostatum* e zona *Turneri*) e il Sinemuriano sup. (zona a *Obtusum*).
- Nelle successioni di piattaforma carbonatica, la CIE tempo *Arnioceras* corrisponde alla prima comparsa del foraminifero *Paleomayncina termieri*. La presenza di *P. termieri* è stata verificata nella maggior parte delle sezioni, sia nelle Alpi Meridionali che in Appennino. La taratura con ammoniti di questo foraminifero ha permesso di definire meglio la sua distribuzione stratigrafica.
- Nelle successioni di mare sottile la CIE si colloca nella porzione superiore della Fm. di M. Zugna (Piattaforma di Trento e Piattaforma Friulana) e nella facies peritidale dei Calcari a *Palaeodasycladus* (Piattaforma Campano-Lucana); nelle successioni di mare profondo la stessa anomalia è presente circa 40 m sotto la sommità della Fm. di Soverzene (Bacino di Belluno).
- Nelle successioni di mare sottile, in corrispondenza della CIE negativa riferita alla zona ad *Arnioceras* si riscontra una fase trasgressiva, registrata da una retrogradazione delle barre sabbiose marginali verso i settori più interni della piattaforma carbonatica peritidale rappresentata dalla Fm. di M. Zugna. La

trasgressione è indotta dalla crisi della *carbonate factory*, non più in grado di mantenere il tetto della piattaforma al livello del mare. Nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento, l'*acme* della trasgressione viene raggiunta attraverso la rapida progradazione del Calcarea oolitico di Loppio.

La fase trasgressiva menzionata è coerente con quanto già previsto dalle curve di variazione del livello del mare, comprese quelle del settore nord europeo occidentale (HESSELBO & JENKYN, 1998; HESSELBO, 2008).

- All'intervallo trasgressivo segue:

nel settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento, il recupero della sedimentazione carbonatica e la conseguente genesi di una nuova tipologia di piattaforma subtidale, caratterizzata da abbondanti apporti terrigeni fini e dallo sviluppo dei "banchi a *Lithotia*". Questa nuova generazione di piattaforme è materializzata dalla Fm. di Rotzo e fa il suo esordio con una porzione eutrofica inferiore, talora contenente livelli di *black shales* ad alto contenuto di TOC, corrispondente ad una escursione isotopica positiva. In accordo con POSENATO & MASETTI (2012) che collocano la base dell'unità di Rotzo nel Pliensbachiano sup., si ritiene che quest'ultima si sovrapponga alla precedente Fm. di M. Zugna attraverso una lacuna riferibile forse all'intervallo Sinemuriano sup. p.p. – Pliensbachiano inf.;

nel settore nord-orientale della Piattaforma di Trento e in quello settentrionale della Piattaforma Friulana, alla sommità della Fm. di M. Zugna si sovrappone una superficie di *unconformity* corrispondente ad un *hyatus* temporale di tutto il Pliensbachiano, Toarciano e Aaleniano (circa 20 MA), interrotta solamente dalla sporadica messa in posto delle *sand waves* encriniche rappresentate dall'Encrinite di Fanes Piccola.

- Nella successione bacinale del M. Verzegnis, la CIE tempo *Arnioceras* è seguita a breve da una superficie di *unconformity* alla quale si sovrappone direttamente una unità nodulare in facies di Rosso Ammonitico Inferiore. Come ipotesi di lavoro, l'unità è stata considerata tempo-equivalente del Calcarea di Campotorondo, riferito all'intervallo Aaleniano inf. – Bathoniano inf. L'*unconformity* e l'unità nodulare sovrastante dimostrano indiscutibilmente una fase di condensazione collegata al mancato rifornimento al bacino di sedimento carbonatico di peri-piattaforma, proveniente dalle piattaforme alimentatrici adiacenti non più attive in tutti i settori a partire dalla zona ad *Arnioceras* (passaggio trail Sinemuriano sup. e il Sinemuriano inf.).

- Nelle sezioni di Rotzo, Val Gola e Madonna della Corona (settore centro-occidentale della Piattaforma di Trento) è stata individuata una fluttuazione negativa in corrispondenza della sommità del Calcarea oolitico di Loppio. In assenza di *marker* biostratigrafici affidabili, si propone di considerare tale fluttuazione come l'espressione nel sudalpino dell'anomalia isotopica negativa del carbonio riscontrata nell'Inghilterra occidentale da KORTE & HESSELBO (2011) e dagli stessi AUTORI riferita al limite Sinemuriano – Pliensbachiano.

Nelle medesime sezioni è stato rinvenuto un ulteriore *shift* negativo in corrispondenza della prima comparsa del foraminifero *Orbitopsella*. Questa anomalia è contenuta all'interno di un più generale *trend* positivo corrispondente alla Fm. di Rotzo e come quest'ultima è stata perciò riferita al Pliensbachiano sup. (POSENATO & MASETTI, 2012)

Le due anomalie appena menzionate sono state estrapolate, come ipotesi di lavoro, anche per la sezione del Valico di Chiunzi (Piattaforma Campano-Lucana).

- Per quanto concerne le cause della trasgressione/dismissione della piattaforma peritidale rappresentata dalla Fm. di M Zugna, questa ricerca permette di avanzare, per la prima volta, l'ipotesi che essa sia la registrazione sedimentaria dell'immissione nel sistema oceano-atmosfera di una ingente quantità dell'isotopo leggero del carbonio (^{12}C). La conseguente crisi climatica/evento di riscaldamento avrebbe causato una drastica diminuzione della produttività carbonatica.

Considerata l'assenza di prove sicure di una consistente attività vulcanica nel corso del Sinemuriano, si ritiene probabile che l'introduzione nel sistema di ^{12}C sia avvenuta a seguito del rilascio di metano dovuto al collasso della struttura dei gas idrati. La causa più accreditata della loro dissociazione è verosimilmente riconducibile al riscaldamento delle acque dei fondali marini, a sua volta indotto da variazioni nella circolazione oceanica (JENKYN, 2003 *cum bibl.*). Un contributo, difficilmente quantificabile, nella destabilizzazione dei gas idrati potrebbe essere stato fornito dalla tettonica sin-sedimentaria che interessava in quel periodo il margine continentale giurassico.

- Un ruolo determinante nella crisi della "piattaforma peritidale di M. Zugna" è stato ricoperto dall'attivazione di una fase distensiva ovviamente collegata al sopra menzionato *rifting* del margine continentale giurassico. La tettonica avrebbe determinato lo smembramento della vecchia piattaforma in blocchi tiltati nei quali le

aree produttive di carbonato erano drasticamente ridotte a causa dell'esposizione subaerea del *footwall* e dell'annegamento, al di sotto della zona eufotica, dell'*hanging wall*.

- I dati raccolti in questo lavoro dimostrano il carattere almeno sovraregionale della crisi delle piattaforme carbonatiche corrispondente alla CIE negativa della zona ad *Arnioceras*. Molti sono infatti gli annegamenti di coeve piattaforme carbonatiche citati in letteratura; a tal proposito si ricordano l'annegamento della piattaforma della Corna nelle Prealpi Bresciane (SCHIROLLI et al., 1997); dei Calcari di Rocca Livernà nelle Alpi Liguri (DECARLIS & LUALDI, 2012); del Calcare Massiccio nell'Appennino umbro-marchigiano-sabino (MARINO & SANTANTONIO, 2010); della Fm. Inici in Sicilia orientale (RONCHI et al., 2000) ed infine della piattaforma di Djebel Bou Dahar nell'Atlante marocchino (MERINO-TOMÈ et al., 2012).

15. BIBLIOGRAFIA

- Accordi, G., & Carbone, F. (1988). *Note illustrative alla carte delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Quaderni della Ricerca Scientifica, 114(5).
- Allan, J. R., & Matthews, R. K. (1982). *Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis*. Sedimentology, 26(6), 797–817.
- Amadesi, E., Borsetti, A. M., & Ceretti, E. (1973). *La sezione di S. Agnese (Gemona del Friuli)*. Giornale di Geologia, 39(1), 75-100.
- Avanzini, M., Masetti, D., Romano, R., Podda, F., & Ponton, M. (2007). *Calcari Grigi*. In Cita, M. B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M. A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti P., & Petti, F. M. (eds.), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, 7(VII), 125-135.
- Bacon, K. L., Belcher, C. M., Hesselbo, S. P., & McElwain, J. C. (2011). *The Triassic–Jurassic boundary carbon-isotope excursions expressed in taxonomically identified leaf cuticles*. Palaios, 26(8), 461-469.
- Bailey, T. R., Rosenthal, Y., McArthur, J. M., van de Schootbrugge, B., & Thirlwall, M. F. (2003). *Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event*. Earth and Planetary Science Letters, 212(3-4), 307-320.
- Barattolo, F., & Romano, R. (2005). *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 124(1), 123-142.
- Barbieri, G., & Grandesso, P. (2007). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 082 "Asiago"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.
- Bassi, D., Boomer, I., Fugagnoli, A., Loriga, C., Posenato, R., & Whatley, R. C. (1999). *Faunal assemblages and palaeoenvironment of shallow water black shales in the Tonezza area (Calcari Grigi, Early Jurassic, Southern Alps)*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Sezione di Scienze della Terra, 8(1-16).
- Bassoulet, J. P., Bernier, P., Conrad, M.-A., Deloffre, R., & Jaffrezo, M. (1978). *Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé*. Geobios, Mém. Spéc., 2, 1-330.
- Beccarelli-Bauck, L. (1988). *Unter-bis mitteljurassische Karbonatformationen am Westrand der Trento-Plattform (Südalpen, Norditalien)*. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlung, 13, 1-86.
- Benigni, C. (1978). *Revisione tassonomica dei Rhyconellida liassici di Ra Stua (Belluno) e Fanes (Bolzano)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 84(1), 121-168.
- Berner, R. A. (1999). *A new look at the long-term carbon cycle*. Gsa Today, 9(11), 1-6.
- Berra, F., & Jadoul, F. (1996). *Norian serpulid and microbial bioconstructions: implications for the platform evolution in the Lombardy Basin*. Facies, 35, 143-162.
- Berra, F., Delfrati, L., & Ponton, M. (2007). *Dolomia Principale*. In: Cita, M. B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M. A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., & Petti, F. M. (eds.), Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, 7(VI), 63-72.
- Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., & Castellarin, A. (1993). *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. Sedimentary Geology, 86(1-2), 53-76.
- Bonardi, G., D'Argenio, B., & Perrone V. (1988). *Carta Geologica dell'Appennino meridionale*. SELCA, Firenze.

- Bosellini, A. (1965). *Analisi petrografica della "Dolomia Principale" nel Gruppo di Sella (Regione Dolomitica)*. Memorie Geopaleontologiche dell'Università di Ferrara, 65(1), 49-109.
- Bosellini, A. (1967). *La tematica deposizionale della Dolomia principale (Dolomiti e Prealpi venete)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 86, 133-169.
- Bosellini, A., & Broglio Loriga, C. (1971). *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettonico-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Museologia Scientifica e Naturalistica, V(1), 1-61.
- Bosellini, A., & Broglio Loriga, C. (1972). *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettonico-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Museologia Scientifica e Naturalistica, V(1), 1-61.
- Bosellini, A., & Collaboratori. (1973). *Modelli di sedimentazione carbonatica nel Mesozoico delle Alpi Venete*. AGIP Mineraria, impegno 5852, rapporto interno, 1-41.
- Bosellini, A., & Dal Cin, R. (1968). *Il Giurassico medio-superiore di Fonzaso (Feltrino occidentale)*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Museologia Scientifica e Naturalistica, 4(15), 237-247.
- Bosellini, A., & Hardie, L. A. (1988). *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Memorie della Società Geologica Italiana, 30, 245-266.
- Bosellini, A., & Masetti, D. (1972). *Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico Medio, Prealpi Bellunesi e Friulane)*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Museologia Scientifica e Naturalistica, 5, 87-100.
- Bosellini, A., & Sarti, M. (1978). *Geologia del M. Cuar - M. Covria (Prealpi Carniche)*. Giornale di Geologia, 43, 47-88.
- Bosellini, A., Masetti, D., & Sarti, M. (1981a). *A Jurassic "Tongue of the Ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy*. Marine Geology, 44(1-2), 59-95.
- Bosellini, A., Masetti, D., & Sarti, M. (1981b). *The Vajont Limestone: an oolitic deep sea fan, middle Jurassic, Venetian Alps*. In: Ricci Lucchi, F. (ed.), Excursion guidebook, 8, 2nd European Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists. Bologna.
- Broglio Loriga, C., & Neri, C. (1976). *Aspetti paleobiologici e paleogeografici della facies a "Lithiotis" (Giurese inf.)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 82(4), 651-706.
- Burelli, G. (2003). *Analisi di facies dei Calcari Grigi e biostratigrafia del settore orientale della Piattaforma di Trento (Giurassico inferiore - Prealpi Venete)*. Tesi di Laurea inedita in Geologia Stratigrafica. Università di Trieste.
- Buser, S. (1989). *Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 40, 313-320.
- Carminati, E., Cavazza, D., Scrocca, D., Fantoni, R., Scotti, P., & Doglioni, C. (2010). *Thermal and tectonic evolution of the southern Alps (northern Italy) rifting: Coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling*. AAPG Bulletin, 94(3), 369-397.
- Carulli, G. B., Cozzi, A., Salvador, L. G., Pernarcic, E., Podda, F., & Ponton, M. (2000). *Geologia delle Prealpi Friulane*. Museo Friulano di Storia Naturale, 44, 1-47.
- Carulli, G. B., Fantoni, R., Masetti, D., & Ponton, M. (1998). *Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico superiore del Sudalpino orientale*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 7(serie speciale), 159-183.
- Cassinis, G., & Schirolli, P. (1994). *Sommario dell'evoluzione sedimentaria, tettonica e paleogeografica del margine occidentale dell'alto strutturale giurassico di Botticino (Brescia), nel quadro di una recente ricerca*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 37, 1-6.

- Castellarin, A. (1982). *La scarpata tettonica mesozoica Ballino-Garda (fra Riva e il Gruppo di Brenta)*. Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale: Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana, 79-95.
- Castellarin, A., V., P., Cantelli, L., Claps, M., Trombetta, L., Selli, L., Carton, A., Borsato, A., Daminato, F., Nardin, M., Santuliana, E., Veronese, L., & Bollettinari, G. (2005b). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 080 "Riva del Garda"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.
- Castellarin, A., Dal Piaz, G. V., Picotti, V., Selli, L., Cantanelli, L., Martin, S., Montresor, L., Rigatti, G., Prosser, G., Bollettinari, G., Pellegrini, G. B., Carton, A., & Nardin M.. (2005a). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 059 "Tione di Trento"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.
- Castellarin, A., & Picotti, V. (1990). *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83, 683-700.
- Castellarin, A., & Sartori, R. (1973). *I ciclotemi carbonatici infraliassici di S. Massenza (Trento)*. *Giornale di Geologia*, 39, 221-248.
- Catenacci, E., De Castro, P., & Sgroso, I. (1964). *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 4, 837-856.
- Centamore, E., & Dramis, F. (2010). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 358 "Pescorocchiano"*. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Centamore, E., & Dramis, F. (in stampa). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 402 "Ceccano"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Chiocchini, M., Chiocchini, R. A., Didaskalou, P., & Potetti, M. (2008). *Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia centrale)*. In: Chiocchini, M. (Ed.), *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, LXXXIV*, 1-65.
- Chiocchini, M., Farninacci, A., Mancinelli, A., Molinari, V., & Potetti, M. (1994). *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. In: Mancinelli, A. (ed.), *Biostratigrafia dell'Italia centrale. Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1994), 9-128.
- Chiocchini, M., & Mancinelli, A. (1977). *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di Piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. *Studi Geologici Camerti*, III, 109-152.
- Chiocchini, M., & Mancinelli, A. (1978). *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e del Cretacico inferiore*. *Studi Geologici Camerti*, III(4), 19-36.
- Ciarapica, G., Cirilli, S., D'Argenio, B., Marsella, E., Passeri, L., & Zaninetti, L. (1987). *Late Triassic open and euxinic basins in Italy*. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, 9, 157-166.
- Ciarapica, G., & Passeri, L. (1990). *The Dachstein limestone of the Mt. Canin (Julian Alps) and its paleogeographic meaning*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 109(1), 239-247.
- Ciarapica, G., & Passeri, L. (1998). *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 40, 233-290.
- Cita, B.M. (1959). *Osservazioni stratigrafiche sul Lias del Monte Baldo*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 65, 359-365.
- Claps, M. (1993). *Ciclicità ad alta frequenza nella piattaforma carbonatica dei Calcarei Grigi (Prelapi Venete, Giurassico inferiore): evidenze di controllo eustatico*. Tesi inedita di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, V ciclo. Università degli Studi di Ferrara.

- Cobianchi, M. (2002). *I nanofossili calcarei del Giurassico medio-superiore del Bacino di Belluno (Alpi Calcaree Meridionali)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 43, 3-24.
- Cobianchi, M., & Picotti, V. (2001). *Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 169(3-4), 219-244.
- Cousin, M. (1981). *Les rapports Alps-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. Société Géologique du Nord, 2(5).
- Cousin, M., & Newmann, M. (1971). *Microfaciés du Lias dans les Préalps juliennes occidentales (Frioul, Italie)*. Revue de Micropaléontologie, 14(1), 35-49.
- Cozzi (2000). *3.1.3 - La successione norico-retica*. In: Carulli, G.B. (ed.), Guida alla Escursioni, 80a Riunione Estiva S.G.I., 6-8 September, Trieste, Italy, 76-82.
- Cozzi, A., Hinnov, L. A., & Hardie, L. A. (2005). *Orbitally forced Lofer cycles in the Dachstein Limestone of the Julian Alps (northeastern Italy)*. Geology, 33(10), 789-792.
- Cozzi, A., & Podda, F. (1998). *A platform to basin transition in the Dolomia Principale of the Monte Pramaggiore area, Carnian Prealps, Northern Italy*. Memorie della Società Geologica Italiana, 53, 387-402.
- Craig, H. (1957). *Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 12(1-2), 133-149.
- Crescenti, U. (1969). *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geologia Romana, 8, 15-40.
- D'Argenio, B. (1988). *L'Appennino campano-lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 3-15.
- D'Argenio, B., Pescatore, T., & Scandone, P. (1973). *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Accademia Nazionale dei Lincei, Convegno sul tema: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino, Quad. 183, 49-82.
- Dal Piaz, G. (1956). *Voce "Rosso Ammonitico di Verona"*. In: Lexique Stratigraphique International, 1 Europe, (11 Italie), 87, Congr. Geol. Int. Mexico.
- Davey, S. D., & Jenkyns, H. C. (1999). *Carbon-isotope stratigraphy of shallow-water limestones and implications for the timing of Late Cretaceous sea-level rise and anoxic events (Cenomanian-Turonian of the peri-Adriatic carbonate platform, Croatia)*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 92, 163-170.
- Decarlis, A., & Lualdi, A. (2010). *Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepedmont domain, Italy)*. International Journal of Earth Sciences, 100, 1589-1604.
- De Castro, P. (1962). *Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 71, 21-52.
- De Castro, P. (1990). *Thaumatoporelle: conoscenze attuali e approccio all'interpretazione*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 29(2), 176-206.
- De Castro, P. (1991). *Mesozoic*. In: Barattolo, F., De Castro, P., & Parente, M. (eds.), Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on fossil algae: Capri, 7-12 april 1991, 21-44.
- Delfrati, L., Falorni, P., Groppelli, G., & Pampaloni, R. (2000). *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni - Fascicolo I - Unità validate*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, 7.

- Della Bruna, G., & Martire, L. (1985). *La successione giurassica (Pliensbachiano - Kimmeridgiano) delle Alpi Feltrine (Belluno)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 91(1), 15-62.
- Demicco, R. V., & Hardie, L. A. (1994). *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. SEPM - Society of Sedimentary Geology, 1, 265.
- De Zigno, A. (1885). *Flora fossilis formationis oolithicae*. Tip. Del Seminario, 1, 203. Padova.
- De Zigno, A. (1856). *Flora fossilis formationis oolithicae*. Tip. Del Seminario, 1, 225. Padova.
- Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. C., & Owen R.M. (1995). *Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene*. Palaeoceanography, 10, 965-971.
- Dommergues, J. L., Ferretti, A., & Meister, C. (1994). *Les faunes d'ammonites du Sinémurien de l'Apennin Central (Marches et Toscane, Italie)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 33(1), 13-42.
- Emrich, K., Ehhalt, D. H., & Vogel, J. C. (1970). *Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate*. Earth and Planetary Science Letters, 8(5), 363-371.
- Fantoni, R., Salvador, L. G., Podda, F., Ponton, M., & Scotti, P. (1998). *L'unità a laminiti organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Prealpi Giulie)*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 7(Serie speciale), 109-123.
- Fantoni, R., & Scotti, P. (2003). *Thermal record of the Mesozoic extensional tectonics in the Southern Alps*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 9, 96-101.
- Farinacci, A., & Radoicic, R. (1964). *Correlazioni tra facies giuresi e cretache dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne*. La Ricerca Scientifica, 34(II-A), 269-300.
- Fisher, A. G. (1964). *The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic*. Kansas State Geological Survey
- Friedman, I., & O'Neil, J. R. (1977). *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. In Data of geochemistry 6th ed.: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 4440-KK.
- Fugagnoli, A. (1998). *Le associazioni a foraminiferi bentonici del Giurassico inferiore della Piattaforma di Trento (Calcari Grigi-Liassico). Sistematica, biostratigrafia e paleoecologia*. Tesi inedita di dottorato di ricerca in Scienze della Terra. Università degli Studi di Ferrara.
- Fugagnoli, A. (2004). *Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcari Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 205(1-2), 111-130.
- Fugagnoli, A., & Broglio Loriga, C. (1998). *Revised biostratigraphy of Lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Prealps (Calcari Grigi, Trento Platform, Northern Italy)*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, 73, 35-73.
- Gaetani, M. (1975). *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps*. In: Squyres, C. (ed.), Geology of Italy. The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, Tripoli, 377-402.
- Galli, M. T., Jadoul, F., Bernasconi, S. M., & Weissert, H. (2005). *Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216(3-4), 203-214.
- Giacometti, A., (1998). *Analisi di facies del Calcare Massiccio Umbro-Marchigiano e della falda Toscana. Confronto con la coeva successione della Corna-Bacinio Lombardo*. Tesi inedita di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, X ciclo. Università degli Studi di Parma, Ferrara e Firenze.
- Gnaccolini, M. (1968). *Sedimentologia del calcare di Soccher nella regione compresa tra la Valle del T.Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 74(3), 829-864.

- Gnaccolini, M., & Martinis, B. (1974). *Nuove ricerche sulle formazioni calcaree giurassico-cretaciche della regione compresa tra le valli del Natisone e del Piave*. Memorie della Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 14, 5-109.
- Grossman, E. L., Bruckschen, P., Mii, H.-sheng, Chuvashov, B. I., Yancey, T. E., & Veizer, J. (2002). *Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform*. Carboniferous Stratigraphy and Paleogeography in Eurasia, 61-71.
- Hallam, A., & Goodfellow, W. D. (1990). *Facies and geochemical evidence bearing on the end-Triassic disappearance of the alpine reef ecosystem*. Historical Biology, 4, 131-138.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. L. (1988). *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentir, H. W., A. Ron C. , & van Wageningen, J. C. (eds.), *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42, 71–108.
- Hardie, L. A., Bosellini, A., & Goldhammer, R. K. (1986). *Repeated Subaerial Exposure of Subtidal Carbonate Platforms, Triassic, Northern Italy: Evidence for High Frequency Sea Level Oscillations on a 104 Year Scale*. Paleoceanography, 1(4), 447-457.
- Hesselbo, S. P. (2008). *Sequence stratigraphy and inferred relative sea-level change from the onshore British Jurassic*. Proceedings of the Geologists' Association, 119(1), 19-34. The Geologists' Association.
- Hesselbo, S. P., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., Bjerrum, C. J., Farrimond, P., Morgans-Bell, H. S., & Green, O. R. (2000). *Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event*. Nature, 406(6794), 392-395.
- Hesselbo, S. B. & Jenkyns, H. C. (1998). *British Lower Jurassic sequence stratigraphy*. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J. Jaquinand, T. & Vail, P. R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ., 60, 561–581.
- Hesselbo, S. P., & Pieńkowski, G. (2011). *Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin)*. Earth and Planetary Science Letters, 301(1-2), 365-372.
- Hesselbo, S. P., Robinson, S. A., Surlyk, F., & Piasecki, S. (2002). *Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism?* Geology, 30(3), 251-254.
- Iannace, A., Capuano, M., & Galluccio, L. (2011). *"Dolomites and dolomites" in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310(3–4), 324-339.
- Immenhauser, A., Della Porta, G., Kenter, J. A. M., & Bahamonde, J. R. (2003). *An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$* . Sedimentology, 50(5), 953-959.
- Jadoul, F., Masetti, D., Cirilli, S., Berra, F., Claps, M., & Frisia, S. (1994). *Norian-Rhaetian stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. Excursion B1 - 15 th IAS Regional Meeting, 5-38.
- Jahren, A. H., Arens, N. C., Sarmiento, G., Guerrero, J., & Amundson, R. (2001). *Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous*. Geology, 29(2), 159.
- Jenkyns, H. C. (1988). *The Early Toarcian (Jurassic) anoxis events: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence*. American Journal of Science, 288, 101-151.
- Jenkyns, H. C. (1995). *Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, mid-Pacific Mountains*. In: Winterer, E. L., Sager, W. W., Firth, J. V. & Sinton, J. M. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results College Station, Texas (Ocean Drilling Program)*, 143, 99- 104.

- Jenkyns, H. C. (1999). *Mesozoic anoxic events and palaeoclimate*. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (7-9), 943-949.
- Jenkyns, H. C. (2003). *Evidence for rapide climate change in the Mesozoic-Paleogene greenhouse world*. Philosophical Transactions of the Royal Society, 361 (Serie A), 1885-1916.
- Jenkyns, H. C. (2010). *Geochemistry of oceanic anoxic even*. Geochemistry, Geophysic, Geosystem, 11(3), 1-30.
- Jenkyns, H. C., & Clayton, C. J. (1986). *Black shale and carbon isotopes in pelagic sediments from Thetyan Lower Jurassic*. Sedimentology, 33(1), 87-106.
- Jenkyns, H. C., & Clayton, C. J. (1997). *Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event*. Sedimentology, 44(4), 687-706.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P., & Parkinson, D. N. (2002). *Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography*. Journal of the Geological Society, 159(9), 351-378.
- Jenkyns, H. C., Sarti, M., Masetti, D., & Howarth, M. K. (1985). *Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from the Belluno trough, Southern Alps, Italy*. Eclogae Geologica Helvetica, 78(2), 299-311.
- Kaminski, M. A. (2001). *The new and reinstated genera of agglutinated foraminifera published between 1986 and 1996*. In: Hart, M., Kaminski, M. A. & Smart, C. (eds.). Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera (Plymouth, U.K., September 6-16, 1997), 185-219. Grzybowski Foundation: London, UK.
- Kemp, D. B., Coe, A. L., Cohen, A. S., & Schwark, L. (2005). *Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period*. Nature, 437(7057), 396-399.
- Korte, C., & Hesselbo, S. P. (2011). *Shallow-marine carbon- and oxygen-isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic*. Palaeoceanography, 26(PA4219), 1-18.
- Korte, C., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Rickaby, R. E. M., & Spotl, C. (2009). *Palaeoenvironmental significance of carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic–Jurassic boundary sections in SW Britain*. Journal of the Geological Society, 166(3), 431-445.
- Korte, C., Pande, P., Kalia, P., Kozur, H. W., Joachimski, M. M., & Oberhänsli, H. (2010). *Massive volcanism at the Permian–Triassic boundary and its impact on the isotopic composition of the ocean and atmosphere*. Journal of Asian Earth Sciences, 37(4), 293-311.
- Kuroda, J., Ogawa, N. O., Tanimizu, M., Coffin, M. F., Tokuyama, H., Kitazato, H., & Ohkouchi, N. (2007). *Contemporaneous massive subaerial volcanism and Late Cretaceous oceanic anoxic event 2*. Earth and Planetary Science Letters, 256(1-2), 211–223.
- Lhomann, K. C. (1988). *Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst*. In: James, N. P., & Choquette, P. W. (eds.), Paleokarst, 58-80. New York: Springer-Verlag.
- Lodi, P. (1994). *Analisi di facies e stratigrafia del Membro Inferiore dei Caclari Grigi (Lias inferiore), Prealpi Venete*. Tesi di Laurea inedita in Geologia Stratigrafica. Università di Ferrara.
- Manfredini, M. (1963). *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. Bollettino della Società Geologica italiana, 84, 959-975.

- Marino, M., & Santantonio, M. (2010). *Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy)*. *Sedimentary Geology*, 225(3-4), 116-137.
- Marshall, J. D. (1992). *Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation*. *Geological Magazine*, 129(2), 143-160.
- Martinis, B., & Fontana, M. (1968). *Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 4(74), 1177-1230.
- Martire, L. (2007). *Rosso Ammonitico Veronese*. In: Cita, M. B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M. A., Falorni, P., Germani, D., Gropelli, G., Manetti, P., & Petti, F. M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, 7 (VI), 98-100.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Picirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & De Min, A. (1999). *Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province*. *Science*, 284(5414), 616-618.
- Masetti, D., & Bottoni, A. (1978). *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia giurassica delle Dolomiti centro-occidentali*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 84(1).
- Masetti, D., & Bianchin, G. (1987). *Geologia del Gruppo dello Schiara (Dolomiti Bellunesi). Suo inquadramento nella evoluzione giurassica del margine orientale della Piattaforma di Trento*. *Memorie di Scienze Geologiche*, già *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 39, 187-212.
- Masetti, D., Claps, M., Avanzini, M., Giacometti, A., & Pignatti, P. (1996). *Geologia delle Dolomiti. I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Guida alla 78a Riunione Estiva della S.G.I., 1-48. San Cassiano (Bz).
- Masetti, D., Claps, M., Giacometti, A., Lodi, P., & Pignatti, P. (1998). *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 40, 139-183.
- Masetti, D., Fantoni, R., Romano, R., Sartorio, D., & Trevisani, E. (2012). *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern Southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1-25.
- Masetti, D., Neri, C., Stefani, M., & Zanella, R. (1985). *Cicli e tempesti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 30, 267-283.
- Masetti, D., Podda, F., Poli, M. E., Romano, R., & Zanferrari, A. (in stampa a). *Successione giurassico-cretacica del Bacino carnico-sloveno*. In: Zanferrari, A., Monegato G., Poli M.E., Masetti D. (eds). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000; Foglio 049 "Gemona del Friuli"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia.
- Masetti, D., Ponton, M., & Zanferrari, A. (in stampa b). *La successione triassica*. In: Zanferrari A., Monegato G., Poli M.E., Masetti D. (eds). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000; Foglio 049 "Gemona del Friuli"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia.
- Mattioli, E., & Erba, E. (1999). *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105(3), 343-376.
- McElwain, J. C., Wade-Murphy, J., & Hesselbo, S. P. (2005). *Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals*. *Nature*, 435(7041), 479-82.
- McRoberts, C. A., Furrer, H., & Jones, D. S. (1997). *Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic-Jurassic boundary section from Western Austria based on palaeoecological and geochemical data*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136(1-4).

- Méhay, S., Keller, C. E., Bernasconi, S. M., Weissert, H., Erba, E., Bottini, C., & Hochuli, P. A. (2009). *A volcanic CO₂ pulse triggered the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1a and a biocalcification crisis*. *Geology*, 37, 819–822.
- Meister, C., Schirolli, P., & Dommergues, J.-L. (2009). *Sinemurian to lowermost Toarcian ammonites of the Brescian Prealps (Southern Alps, Italy): preliminary biostratigraphical framework and correlations*. *Volumina Jurassica*, 7, 9-18.
- Merino-Tomé, O., Della Porta, G., Kenter, J. A. M., Verwerf, K., Harris, P. M., Adams, E. W., Playton, T., & Corrochano, D. (2012). *Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustasy and carbonate production*. *Sedimentology*, 59, 118-155.
- Monaco, C., Tortorici, L., & Paltrinieri, W. (1998). *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. *Journal of Structural Geology*, 20(5), 617-638.
- Morettini, E., & Bartolini, A. (1999). *Stable carbon isotope stratigraphy in the Umbria–Marche and Sabina realm*. *Bioevents and Integrate Stratigraphy of the Triassic and Jurassic in Italy*. Special Publication Palaeopelagos, 3, 131-135.
- Morettini, E., Santantonio, M., Bartolini, A., Cecca, F., Baumgartner, P. O., & Hunziger, J. C. (2002). *Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184, 251-273.
- Mostardini, F., & Merlini, S. (1986). *Appennino centro-meridionale*. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35(1), 177-202.
- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R., & Bosellini, A. (2007). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo"*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.
- Nikler, L., & Sokač, B. (1968). *Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit (Croatia)*. *Geološki Vjesnik*, 21, 161-176.
- Noguera, A. M., & Rea, G. (2000). *Deep structure of the Campanian–Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. *Tectonophysics*, 324(4), 239-265.
- Ogg, J. (1981). *Middle and Upper Jurassic s sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy)*. In A. Farninacci & S. Elmi (eds.), *Rosso Ammonitico Symposium*, 479-503, Roma.
- Ogniben, L. (1969). *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Società Geologica Italiana.
- Padden, M., Helmut, W., & de Rafelis, M. (2001). *Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate*. *Geology*, 29(3), 223-226.
- Pálffy, J., Demény, A., Haas, J., Hetényi, M., Orchard, M. J., & Veto, I. (2001). *Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary*. *Geology*, 29 (11), 1047-1050.
- Pálffy, J., & Smith, P. L. (2000). *Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism*. *Geology*, 28(8), 747-750.
- Pappone, G., Casciello, E., Cesarano, M., & D'Argenio, B., Conforti, A. (2009). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 467 "Salerno"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Patacca & Scandone (2007). *Geology of the Southern Apennines*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*. Vol. spec. (7), 75-119.

- Pernarcic, E. (2000). *Evoluzione giurassica del margine settentrionale della Piattaforma del Friuli*. Tesi inedita di dottorato di Ricerca in Geofisica e Geodinamica della litosfera – XIII ciclo. Università degli Studi di Trieste.
- Pernarcic, E. (2002). *La successione giurassico-cretacica del M. Cumieli*. In: Carulli, G. B. & Ponton, M. (eds.), *Tra Alpi, Dinaridi e Adriatico: Atti dell'80^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana*, Memorie della Società Geologica Italiana, LVII: 76-82.
- Perrone, V. (in stampa). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 466 "Sorrento"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Petti, F. M. (2007). *Calcarei a Palaeodasycladus*. In: Cita, M. B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M. A., Falorni, P., Germani, D., Gropelli, G., Manetti, P., & Petti, F. M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, 7(VII), 237-246.
- Picotti, V., & Cobianchi, M. (1996). *Jurassic periplatform sequences of the eastern Lombardy basin (Southern Alps). The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Memorie di Scienze Geologiche dell'Università di Padova, 48, 171-219.
- Piano, C. (1997). *Analisi di facies giurassiche delle Prealpi Carniche nord-orientali*. Tesi di Laurea inedita. Università degli Studi di Trieste.
- Piano, C., & Carulli, G. B. (2002). *Sedimentazione e tettonica giurassica nella successione del gruppo del Monte Verzegnis (Prealpi Carniche nord-orientali)*. In: Carulli, G. B. & Ponton, M. (eds.), *Atti dell'80^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana*, Memorie della Società Geologica Italiana, LVII, 115-122.
- Pieri, M. (1966). *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. *Geologica Romana*, 5, 407-424.
- Podda, F., & Ponton, M. (1997). *Evoluzione paleogeografica e paleostrutturale delle Prealpi Carniche settentrionali al passaggio Trias-Giura*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 39, 269-280.
- Poli, M., & E. (1995). *Evidenze di tettonica a thrust dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia Nord-orientale)*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, ser. spec. 3, 99-114.
- Ponton, M., (2000). *La successione ladinico-retica*. In: Carulli, G.B. (ed.), *Guida alla Escursioni, 80^a Riunione Estiva S.G.I., 6-8 September, Trieste, Italy*, 18-19.
- Posenato, R., Bassi, D., & Avanzini, M. (2013). *Bivalve pavements from shallow-water black-shales in the Early Jurassic of northern Italy: A record of salinity- and oxygen-depleted environmental dynamics*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 262-271.
- Posenato, R., & Masetti, D. (2012). *Environmental control and dynamics of Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 361–362, 1-13.
- Riding, J. B., Leng, M. J., Kender, S., Hesselbo, S. P., & Feist-Burkhardt, S. (2012). *Isotopic and palynological evidence for a new Early Jurassic environmental perturbation*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, in press.
- Rigo, M., Ponton, M., & Roghi, G. (2007). *The coeval anoxic basins with the Dolomia Principale in the eastern Southern Alps: what conodonts tells us about paleogeography*. *Geitalia 2007, Rimini*, 12-14 settembre 2007, *Epitome*, 2: 168-169.
- Roghi, G., & Dalla Vecchia, F. M. (1997). *The Palynology and Palaeoenvironment of the Upper Triassic Dolomitic-Marly Sequence of Dogna Valley (Udine, Friuli-Venezia Giulia, NE Italy)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 103(2), 183-192.

- Romano, R., Barattolo, F., & Masetti, D. (2005). *Biostratigraphic evidence of the middle Liassic hiatus in the Foza Section. (Eastern sector of the Trento Platform, Calcarei Grigi Formation, Venetian Prealps)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 124(1), 301-312.
- Ronchi, P., Lottaroli, F., & Ricchiuto, T. (2000). *Sedimentary and diagenetic aspects of the Liassic Inici Fm and its stratigraphic context (Sicily Channel, Italy) (Taormina, Sicily)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 55, 261-269.
- Santantonio, M., & Carminati, E. (2011). *Jurassic rifting evolution of the Apennines and Southern Alps (Italy): parallels and differences*. Geological Society of America Bulletin, 123(3-4), 468-484.
- Santacroce, R., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Perrone, V., & Bravi, S. (in stampa). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 448 "Ercolano"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Sarti, C. (1981). *Segnalazione di ammonite nella Formazione dei Calcarei Grigi dell'Altopiano di Lavarone (Trentino)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 20, 49-51.
- Sarti, M. (1982). *Evoluzione strutturale del M. Cuar-M.Covria e rilievi circostanti (Prealpi Carniche meridionali)*. In: Castellarin A., & Vai, G. B. (eds.), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, 321-328.
- Sarti, M., Bosellini, M. & Winterer, E. L. (1992). *Basin geometry and architecture of Tethyan passive margin, Southern Alps, Italy. Implications for Rifting Mechanisms*. In: Watkins, J. S., Zhiqiang, F., & McMillen, F. (eds.), Geology and geophysics of continental margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 53, 241-258.
- Sarti, C., & Ferrari, G. (1999). *The first record of an in situ ammonite from the upper part of the Calcarei Grigi di Noriglio Formation of the Monte Baldo (Trentino, Northern Italy)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlung 213(3), 313-334.
- Sartoni, S., & Crescenti, U. (1962). *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*. Giornale di Geologia, 29(II), 162-302.
- Scarsella, F. (1961). *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri*. Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche della Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli, 28(4), 391-394.
- Schirolli. (1997). *La successione liassica nelle Prealpi Bresciane, Centro-Occidentali (Alpi Meridionali, Italia): stratigrafia, evoluzione paleogeografico-strutturale ed eventi connessi al rifting*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 6, 5-137.
- Schlager, W. (2005). *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy (vol. 8)*. SEPM, Society for Sedimentary Geology.
- Schmidt, F., & Schweigert, G. (1991). *Die San Vigilio-Gruppe (Toarcium/Aalenium) in den Monti Lessini (Südalpen, Prov. Verona)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 7, 409-426.
- Scholle, P., & Arthur, Michael, A. (1980). *Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64(1), 67-87.
- Septfontaine, M. (1980). *Les Foraminifères imperforés des milieux de plateforme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique*. Revue de Micropaléontologie, 23(3-4), 169-203.
- Septfontaine, M. (1984). *Biozonation (à l'aide des foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liassique du Haut-Atlas (Maroc)*. Revue de Micropaléontologie, 27(3), 209-229.
- Septfontaine, M. (1985). *Milieux de dépôts et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc*. Revue de Micropaléontologie, 28, 265-289.

- Septfontaine, M., Arnaud-Vanneau, A., Bassoullet, J. P., Gusic, I., Ramalho, M., & Velic, I. (1991). *Les foraminifères imperforés des plates-formes carbonatées jurassiques état des connaissances et perspectives d'avenir*. Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles, 80(3), 255-277.
- Sgrosso, I. (1988). *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 225-242.
- Sturani, C. (1971). *Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic). (Middle Jurassic, mainly Bajocian)*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 28, 61.
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthé-Sørensen, A., Corfu, F., & Jamtveit, B. (2007). *Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming*. Earth and Planetary Science Letters, 256(3-4), 554-566.
- Swart, P. K., & Eberli, G. P. (2005). *The nature of the $\delta^{13}C$ of periplatform sediments: Implications for stratigraphy and the global carbon cycle*. Sedimentary Geology, 175, 115-129.
- Trecalli, A., Spangenberg, J., Adatte, T., Follmi, K. B., & Parente, M. (2012). *Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the early Toarcian oceanic anoxic event*. Earth and Planetary Science Letters, 357-358.
- Trevisani, E. (1991). *Il Toarciano-Aaleniano nei settori centro orientali della Piattaforma di Trento (Prealpi Venete)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 97, 99-124.
- Vahrenkamp, V. C. (1994). *Improved age correlations in shallow water carbonate sequences with carbon isotope stratigraphy: The Aptian Shu'aiba Formation, Oman and United Arab Emirates*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 78, 274-274.
- Vahrenkamp, V. C. (1996). *Carbon isotope stratigraphy of the Upper Kharaiib and Shu'aiba formations: Implication for the Early Cretaceous Evolution of the Arabian Gulf region*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 80(5), 647-662.
- Velić, I. (1977). *Jurassic and Lower Cretaceous Assemblage-zones in Mt. Velika Kapela, central Croatia*. Acta Geologica, 9(2), 15-37.
- Velić, I. (2007). *Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe)*. Geologia Croatica, 60, 1-113.
- Venturini, S. (2002). *Il pozzo Cargnacco 1: un punto di taratura stratigrafica nella pianura friulana*. In: Carulli, G. B. & Ponton, M. (eds.), Atti dell'80^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana, Memorie della Società Geologica Italiana, LVII, 11-18.
- Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., & Zaghoul, M. N. (2011). *Tectonic evolution of the "Liguride" accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: a record of early Apennine geodynamics*. Journal of Geodynamics, 51(1), 25-36.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., & Khun, O. (1998). *Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?*. Changes, 137(3-4), 189-203.
- Weissert, H., & Joachimski, Michael Sarnthein, M. (2008). *Chemostratigraphy*. Newsletters on Stratigraphy, 42(3), 145-179.
- Williford, K. H., Ward, P. D., Garrison, G. H., & Buick, R. (2007). *An extended organic carbon-isotope record across the Triassic-Jurassic boundary in the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244(1-4), 290-296.
- Winterer, E. L., & Bosellini, A. (1981). *Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65(3), 394-421.

- Winterer, E. L., Metzler, C. V., & Sarti, M. (1991). *Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems*. *Sedimentology*, 38(3), 381-404.
- Woodfine, R. G. (2002). *Chemostratigraphy of Jurassic and Cretaceous Italian Carbonate Platform*. Unpublished PhD Thesis in Earth Sciences. University of Oxford.
- Woodfine, R. G., Jenkyns, H. C., Sarti, M., Baroncini, F., & Violante, C. (2008). *The response of two Tethyan carbonate platforms to the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event: environmental change and differential subsidence*. *Sedimentology*, 55(4), 1011-1028.
- Zanferrari A., Monegato G., Poli M. E., Masetti D. (in stampa). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000; Foglio 049 "Gemona del Friuli"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia.
- Zempolich, W. G. (1993). *The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: a record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments*. In F. J. Louks, R. G.; Sarg (ed.), *Carbonate sequence stratigraphy: recent developments and applications*. 63-105. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 57.

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare innanzitutto il mio tutore, prof. Daniele Masetti, per avermi dato l'opportunità di partecipare attraverso questo dottorato di ricerca al progetto "PRIN 2008 - *La crisi delle Piattaforme carbonatiche al limite Sinemuriano – Pliensbachiano: un nuovo evento globale?*", da lui stesso coordinato a livello nazionale. Lo ringrazio, oltre che per avermi seguito scientificamente in questi tre anni, anche per il supporto concreto, non indifferente, offertomi sul terreno nel corso delle diverse campagne di campionatura. Esprimo inoltre la mia più sincera gratitudine per la sua (e della sua famiglia) generosa ospitalità.

Ringrazio il prof. Filippo Barattolo (Università degli Studi di Napoli) per il suo prezioso contributo nella campionatura mirata a fini biostratigrafici e il riconoscimento dei microfossili, nonché per la sua disarmante accoglienza nella città partenopea; il prof. Renato Posenato (Università degli Studi di Ferrara) per la sua silenziosa ma costante disponibilità, i suoi consigli e l'aiuto materiale prestatomi nel corso di alcune campionature e sopralluoghi.

Per quanto concerne le analisi degli isotopi stabili, l'interpretazione delle curve isotopiche, nonché il supporto logistico offertomi durante la mia permanenza in Inghilterra, non posso non ringraziare il prof. Hugh Jenkyns (Department of Earth Sciences - University of Oxford).

Ringrazio anche il prof. Federico Venturi (Università degli Studi di Perugia) e il prof. Giulio Pavia (Università degli Studi di Torino) per il loro fondamentale contributo nella determinazione dei generi delle ammoniti rinvenute nel corso della ricerca. Desidero ricordare inoltre la prof.ssa Elisabetta Erba (Università degli Studi di Milano) per aver dedicato una parte del suo tempo allo studio delle sezioni sottili bacinali.

Un grazie lo rivolgo anche ai dottori Jacopo Dal Corso, Guido Roghi (Università degli Studi di Padova) e Marco Franceschi (Museo Tridentino di Scienze Naturali) per aver contribuito alla campionatura parziale della sezione di Chizzola.

Esprimo particolare gratitudine al dott. Marcello Caggiati (Università degli Studi di Ferrara) per il tempo generosamente prestatomi in fase di stampa su plotter e per la sua amicizia.

Ringrazio tutte le altre persone che ho incontrato e conosciuto durante questa esperienza.

Il mio grazie più grande lo rivolgo a mia moglie Stella e mia figlia Rachele. Gioia e motivo della mia vita. Per il loro amore, la pazienza e il costante sostegno che non mi hanno mai fatto mancare nel corso di tutto il dottorato di ricerca, soprattutto nei momenti più difficili e faticosi.