

Indice

Introduzione

2. Inquadramento geologico

2a. Paleogeografia del Giurassico

2b. L'area di Mezzaselva di Roana

2c. Il gruppo dei Calcari Grigi

3. Metodi

3a. Analisi di campagna

3b. Analisi del rapporto isotopico del carbonio nel carbonato

4. Risultati

4a. Risultati dell'analisi del rapporto isotopico del carbonio

5. Discussione dei risultati

5a. Considerazioni sulla alterazione diagenetica

5b. interpretazione del $\delta^{13}\text{C}$ dei campioni non diagenizzati

6. Conclusione

Bibliografia

Introduzione

Il Calcare Oolitico di Loppio, unità giurassica inferiore facente parte del Gruppo dei Calcari Grigi assieme alla Formazione di Monte Zugna e alla Formazione di Rotzo, si estende, con spessori che vanno progressivamente a ridursi, da ovest a est in tutta la Piattaforma di Trento. In una piattaforma carbonatica orlata, i corpi oolitici di solito sono presenti ai margini, nel nostro caso invece sembrano estesi su tutta la piattaforma. Ci sono due scenari diversi che possono spiegarci il perché di questa presenza. La prima interpretazione è la seguente: il margine oolitico è in forte trasgressione, quindi questo margine si sposta molto rapidamente verso terra; il Calcare Oolitico di Loppio allora diventa man mano più giovane procedendo verso terra, ma appare stratiforme perché la trasgressione è molto rapida. La seconda interpretazione invece suggerisce che le ooliti non siano un margine, ma siano presenti come un corpo continuo su tutta la piattaforma quindi la loro età sarebbe la stessa ovunque. Non esiste un analogo attuale di piattaforma con quest'ultima distribuzione di facies. L'obiettivo di questa tesi è quello di capire attraverso una correlazione chemostratigrafica se il Calcare Oolitico di Loppio è un corpo tempo-trasgressivo oppure un corpo sincrono, cioè avente ovunque la stessa età in tutta la piattaforma di Trento.

2. Inquadramento geologico

2a. Paleogeografia del Giurassico

La configurazione continentale durante il Giurassico vede le terre emerse riunite a formare un unico super-continente chiamato Pangea, circondato soprattutto ad ovest da zone di subduzione. Verso la Tetide, un ampio golfo oceanico che si apriva a latitudini equatoriali sul lato est del Pangea, il supercontinente era bordato soprattutto da margini passivi. Inoltre lungo la Tetide era presente una dorsale oceanica che separava la Pangea in due mega blocchi continentali: Laurasia (formata dal Nord America, Groenlandia, e parte dell'Eurasia) e Gondwana (formata dal Sud America, Africa, India Australia ed Antartide). La Laurasia occupava l'emisfero Nord del pianeta e si fondeva con il Gondwana, locato nell'emisfero sud, in posizione equatoriale.

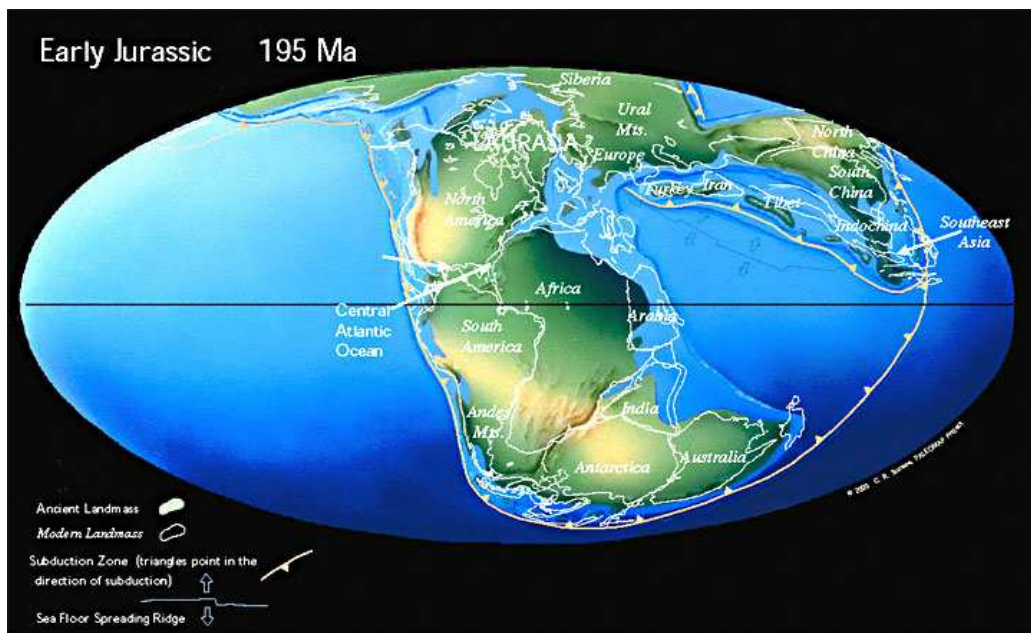


Fig. 1 Configurazione continentale delle terre nel Giurassico, i continenti erano tutti uniti a formare il super continente Pangea. La Tetide separava la Pangea in 2 blocchi continentali: Laurasia e Gondwana. Immagine da <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website).

Durante il Giurassico le terre emerse iniziarono a dividersi; la dorsale oceanica medio tetidea entrò in subduzione e tutta la litosfera del subcontinente Gondwana venne trascinata a Nord. Il blocco continentale iniziò a lacerarsi e si formarono fratture in particolare in Africa, che iniziò a muoversi verso Est trascinata dalla litosfera oceanica tetidea. La trazione verso Est dell'Africa portò alla nascita dell'Oceano Atlantico centrale e durante il Giurassico medio, 180-160 Ma, movimenti interdipendenti comportarono la contemporanea nascita dell'Oceano Ligure Piemontese.

L'Altopiano dei Sette Comuni si situa nel settore centro-orientale dell'unità paleogeografica della Piattaforma Veneta, o di Trento, un horst delimitato a ovest dal Bacino Lombardo ed a est del Bacino Bellunese. Questo alto strutturale è un elemento del margine continentale passivo rappresentato dalle Alpi Meridionali o Sudalpino (porzione sud vergente della catena alpina che non ha subito metamorfismo), prodotto dal rifting continentale associato allo sviluppo dell'apertura dell'Oceano Atlantico centrale. Quindi, è una porzione dei margini passivi della Pangea verso la Tetide. Dal tardo Triassico al Giurassico inferiore l'estensione e l'assottigliamento della litosfera interessò tutta la porzione crostale delle attuali Alpi Meridionali, compresa la Piattaforma di Trento. Durante il Giurassico medio si ebbe l'annegamento della Piattaforma che passò rapidamente a condizioni pelagiche diventando un plateau, Plateau di Trento, con la deposizione del Rosso Ammonico.

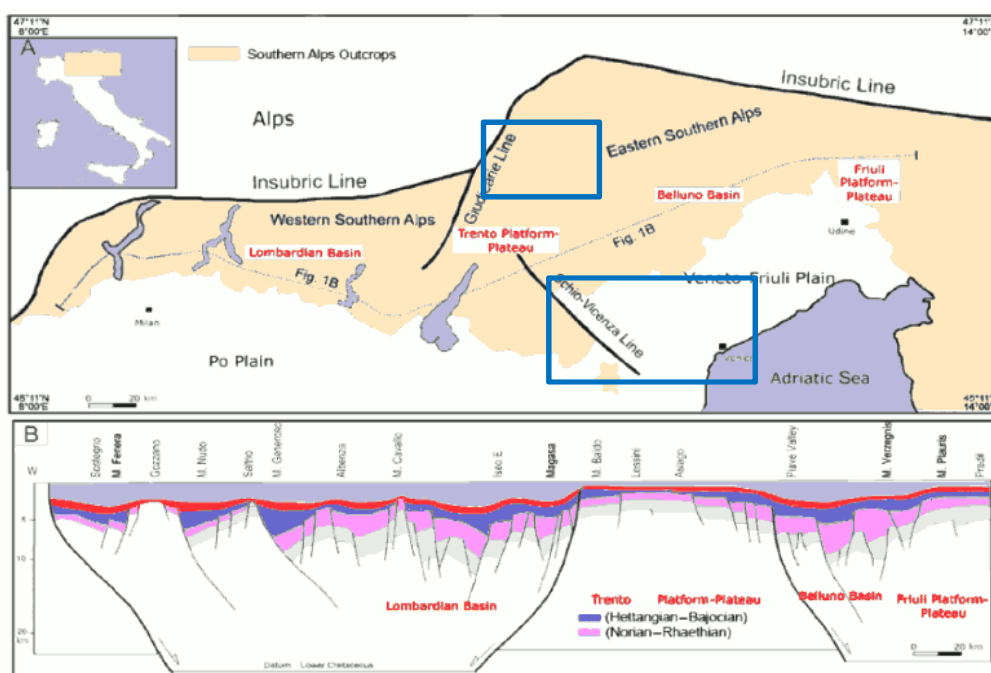


Fig.2 a) Ricostruzione paleogeografica del settore centro orientale delle Alpi Meridionali durante il Giurassico. La Piattaforma di Trento è compresa tra due bacini: il Bacino Lombardo e il Bacino di Belluno. b) Ricostruzione palinspastica attraverso il settore orientale del margine continentale sudalpino durante il Giurassico. Immagine modificata da Masetti et al. (2011)

2b. L'area di Mezzaselva di Roana

L'area in esame si trova nelle vicinanze del comune di Roana, più precisamente i campioni sono stati raccolti a Mezzaselva di Roana, frazione di Roana, localizzata sull'Altopiano dei Sette Comuni, in provincia di Vicenza, Veneto. Questo altopiano si situa in una posizione avanzata al limite tra le Prealpi e l'alta pianura vicentina. Questo tratto delle Alpi Meridionali si è sollevato soprattutto nel Neogene quando, per effetto della collisione tra Europa e Africa, il margine settentrionale della placca adriatica si è deformato raccorciandosi. Una sezione stratigrafica è stata individuata sulla strada che da Mezzaselva porta al Monte Erio, poco dopo il bivio per l'Istituto Elioterapico.

La sezione scelta è finalizzata allo studio degli isotopi del carbonio nel carbonato del Calcere Oolitico di Loppio, unità facente parte del Gruppo del Calcari Grigi.

2c. Il gruppo dei Calcari Grigi

Il gruppo dei Calcari Grigi è un'unità tipica della Piattaforma di Trento, compresa tra la Dolomia Principale e il Rosso Ammonico Veronese. Questa unità è costituita da più formazioni, che un tempo erano considerati membri: Formazione di Monta Zugna (ex membro inferiore) (Hettangiano-Sinemuriano), Calcare Oolitico di Loppio (ex membro medio) (Sinemuriano) e Formazione (ex membro) di Rotzo (Pliensbachiano). Il limite inferiore del gruppo corrisponde al contatto con la Dolomia Principale, mentre quello superiore con la base del Rosso Ammonitico Veronese. Nella parte occidentale tra la Formazione di Rotzo e il Rosso Ammonitico Veronese si interpone l'Oolite di San Virgilio. L'età del gruppo è compresa tra L'Hettangiano ed il Pliensbachiano superiore.

FORMAZIONI PRESENTI NELLA PIATTAFORMA DI TRENTO:

Le formazioni presenti nella piattaforma di Trento durante il Giurassico sono le seguenti:

- Rosso Ammonico Veronese (ARV)
 - Oolite di San Virgilio (OSV)
 - Oolite di Massone (OM)
 - **Formazione di Rotzo (FR)**
 - **Calcare Oolitico di Loppio (OL)**
 - **Formazione di Monte Zugna (ZG)**
 - Dolomia Principale (DP)
- } **CALCARI GRIGI**

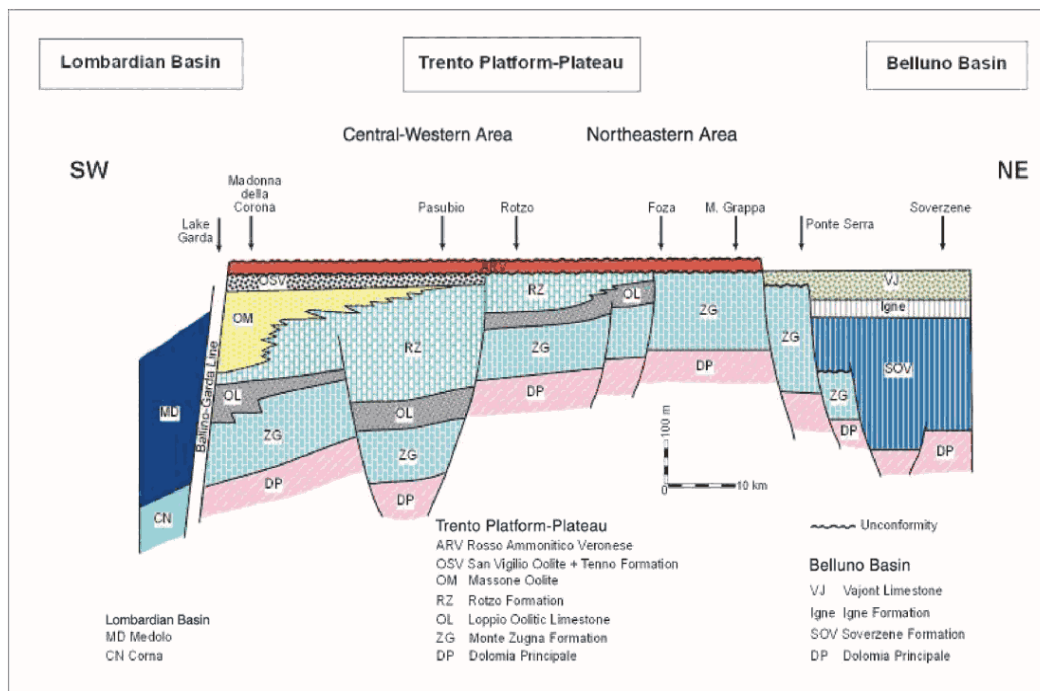


Fig. 3 Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni della Piattaforma di Trento durante il Giurassico inferiore caratterizzato da una evidente asimmetria di facies e spessori delle formazioni liassiche. Immagine tratta da Masetti et al (1998).

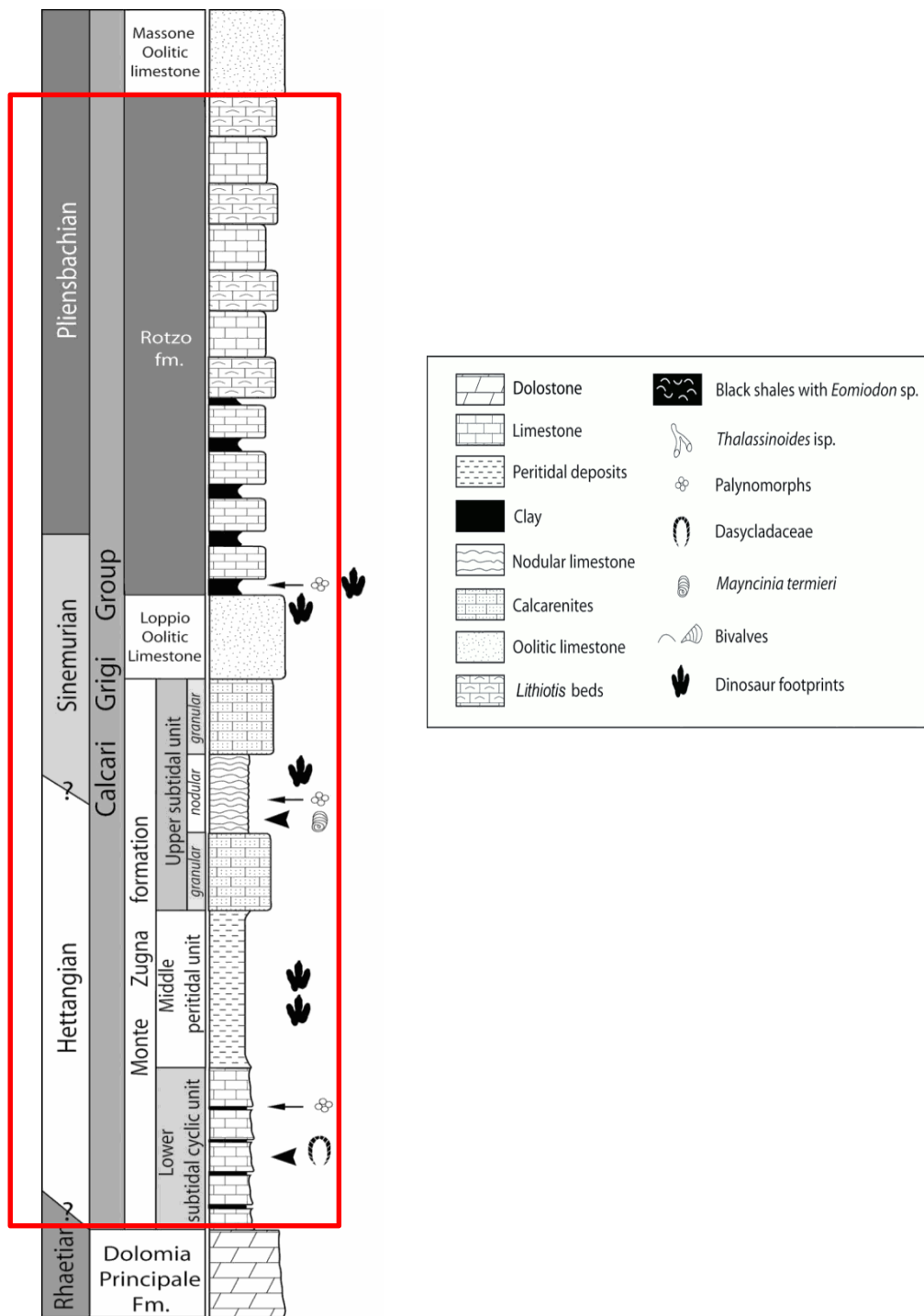


Fig.4 Colonna stratigrafica della Piattaforma di Trento, nel Giurassico. Nel riquadro rosso le Formazioni del Gruppo dei Calcarei Grigi. Immagine modificata da Petti et al. (2011)

FORMAZIONE DI MONTE ZUGNA

Il limite tra la Formazione di Monte Zugna e la sottostante Dolomia Principale è stato da sempre collocato su basi litologiche in corrispondenza della comparsa delle prime bancate calcaree. È l'Unità inferiore del gruppo dei Calcari Grigi ed ha spessori pressochè costanti, 300-350 metri. È costituita da sequenze cicliche di calcari micritici e oolitico-bioclastici biancastri in strati medi o in banchi, ad esse di sovrappone solo nel settore occidentale una successione di calcari micritici e bioclastici e strati stromatolitici. Si possono distinguere quindi due litofacies: una inferiore interpretata come subtidale, ed una superiore peritidale. Tale suddivisione è applicabile a quasi tutta la piattaforma di Trento, ad esclusione del settore orientale, dove la litofacies peritidale non è più riconoscibile. Nel settore più orientale la il gruppo dei Calcari Grigi è rappresentato unicamente da questa Formazione, alla quale si sovrappone in disconformità il Rosso Ammonico Veronese. Il contenuto paleontologico riconoscibile nella parte calcarea dell'unità è dato da piccoli gasteropodi, coralli e da concentrazione di bivalvi.

CALCARE OOLITICO DI LOPPIO

Si tratta di una unità oolitica che ricopre gran parte della Piattaforma di Trento. Questa unità è rappresentata solo nel settore occidentale con spessori che vanno progressivamente riducendo da ovest a est, da 25-30 m a Cima Vezena ai 10 m circa di Castelletto di Rotzo. L'unità è meglio rappresentata, e ha talora spessori maggiori, nel settore trentino e gardesano. Il calcare oolitico di Loppio è costituito da una successione di calcareniti oolitiche, grainstone in prevalenza biancastri. I granuli sono rappresentati da ooidi e subordinatamente da oncoliti e bioclasti. Nella formazione sono state riconosciute litofacies rappresentative di un ambiente di un ambiente subtidale di elevata energia, con l'interfaccia deposizionale posta al di sopra del livello di base delle onde.

FORMAZIONE DI ROTZO

È l'unità più nota del gruppo dei Calcari Grigi. Nella formazione si distinguono tre litofacies: la litofacies calcareo-marnosa prevalente nella parte inferiore data da marne e calcareniti bioclastiche, la litofacies a *Lithiotis* soprastante alla precedente con caratteristici rudstone e mudstone a bivalvi, e la litofacies oolitica data da una successione di packstone-grainstone oolitico-micritici. Queste litofacies sono caratteristiche di un ambiente deposizionale subtidale di laguna o di rampa. La sedimentazione avveniva in un contesto tettonico distensivo che controllava la distribuzione delle facies e degli spessori secondo una geometria articolata in blocchi: l'alto strutturale di SE e i blocchi ribassati a NW e NE.

3. Metodi

3a. Analisi di campagna

I campioni raccolti per questa tesi provengono da strati a composizione carbonatica; sono stati prelevati in modo da escludere eventuali parti alterate. Durante la raccolta è stata misurata anche la sezione stratigrafica.

In sezione era presente una faglia che ripete la successione in un intervallo privo di marker litologici. Quindi sono stati misurati due tratti in sovrapposizione a destra e sinistra della per poi poterli ricomporre una volta ottenuti i dati isotopici. La sezione composita così risultante ha uno spessore di 42.55 metri, dai quali sono stati prelevati 99 campioni di roccia carbonatica.

3b. Analisi di laboratorio

99 campioni di carbonato sono stati analizzati per isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno. I campioni sono stati divisi per facies (mudstone, waickstone, packstone, grainstone e rudstone) e per parte di campione trapanata distinguendo: le vene di calcite secondaria, porzioni di roccia che apparivano porose (bulk poroso), porzioni di roccia ben cementata (bulk totale) ed infine gli oncoidi.

I campioni sono stati lavati, sciacquati con acqua deionizzata e messi successivamente ad asciugare in modo da eliminare tutta l'acqua sulla superficie. Sono state poi prodotte 112 polveri con un trapano da dentista da una o più parti del campione. Le polveri sono state riposte in capsule di polietilene. Per ogni campione sono stati pesati, dal Dr. Jacopo Dal Corso, 200-250 microgrammi di polvere in provette con tappo perforabile. I campioni sono poi stati analizzati con lo spettrometro di massa Thermo Scientific Delta V Advance del Dipartimento di Geoscienze, collegato alla periferica Gasbench II. Dalla polvere è stato sviluppato gas CO₂ tramite reazione con acido ortofosforico ultrapuro a 70°, di seguito inviato allo spettrometro di massa. I risultati sono stati calibrati con

ripetute misure di uno standard interno (marmo di Carrara, MAQ 1), calibrato periodicamente con lo standard internazionale NBS 19. Tutti i risultati sono espressi secondo la scala Vienna PDB, (Vpdb), nella quale allo standard NBS 19 viene assegnato il valore nominale di 1.95 ‰ per il $\delta^{13}\text{C}$ e -2.20 ‰ per il $\delta^{18}\text{O}$ (Coplen et al., 2006).

Sono state campionate porzioni ben cementate o porose della roccia totale; singoli granuli ben riconoscibili (oncoidi); vene di calcite secondaria. Un campione della superficie alterata ha dato risultati isotopici diversi dalla porzione fresca ed è stato escluso della discussione nel testo che segue.



Fig.5 A destra il trapano da dentista usato per produrre le polveri; a sinistra il bagno ad ultrasuoni.

4. Risultati

4a. Risultati dell' analisi rapporto isotopico del carbonio

È stata misurata una sezione di 42.55 metri di successione carbonatica. La sezione inizia con strati e banchi carbonatici fino a ultrametrici, separati da giunti incisi o sottili interstrati marnosi della Formazione di Monte Zugna. Si incontra poi un intervallo di grainstone oolitici bianchi o brunastri dello spessore di 20.75 metri (Calccare Oolitico di Loppio). I restanti 7.65 metri sono dati da un'alternanza di peliti male affioranti e carbonati di varia litologia e con abbondanti fossili che è stata attribuita alla Formazione di Rotzo. Gli spessori sono riferiti alla sezione composta e sono stati calcolati dopo la ricomposizione sulla base dei dati isotopici.

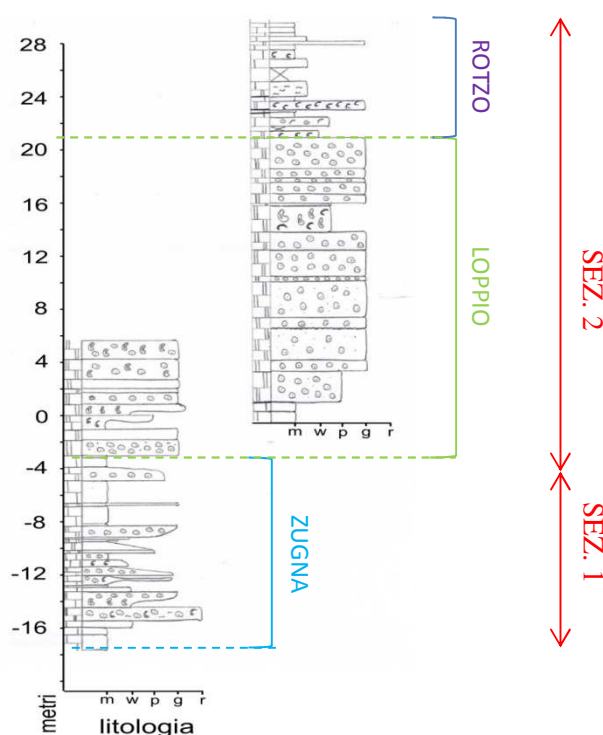


Fig. 6 Sezione stratigrafica, composta di una parte bassa (Sez. 1) e di una parte alta (Sez. 2). Accanto sono rappresentate le rispettive formazioni.

I risultati dell'analisi sono mostrati nel grafico seguente:

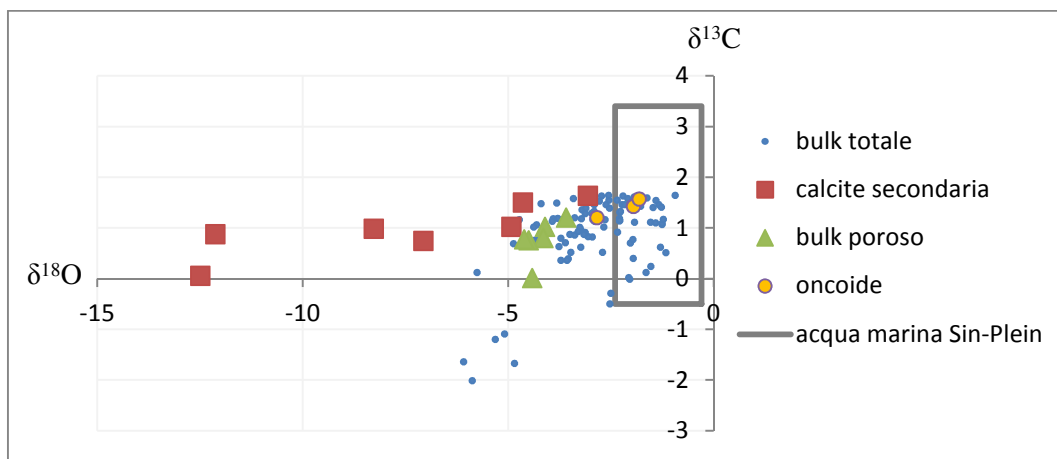


Fig.7 Cross plot contenente i valori isotopici delle vene di calcite, roccia totale, bulk poroso ed oncoide sovrapposti al valore isotopico dell'acqua marina sinemuriano-pliensbachiana.

I risultati delle analisi isotopiche sono stati riportati in forma di cross-plot (figura 6) dove sono sovrapposti al valore isotopico dell'acqua marina sinemuriana-pliensbachiana ricavato da Derà et al. (2011). Per ricavare il campo dell'acqua marina sinemuriano-pliensbachiana sono state considerate la bande di errore delle curve di interpolazione tra il Sinemuriano e il Pliensbachiano, in figura 6 di Derà et al. (2011).

Dai risultati è evidente che le vene di calcite hanno un valore del $\delta^{18}\text{O}$ più basso di tutti gli altri campioni. Il valore isotopico dei campioni che presentano a mano una certa porosità è mediamente più basso in $\delta^{18}\text{O}$ rispetto a quelli della roccia totale completamente cementata, mentre i valori isotopici degli oncoidi si sovrappongono a quelli della roccia completamente cementata. Gli oncoidi e molti campioni di roccia totale hanno valori compatibili con l'acqua marina Sinemuriana-Pliensbachiana e praticamente tutti i campioni hanno valori isotopici del carbonio $\delta^{13}\text{C}$ compatibili con quelli previsti per il Sinemuriano-Pliensbachiano. Ci sono cinque campioni di roccia totale che hanno un valore anomalo (negativo rispetto allo standard PDB) di $\delta^{13}\text{C}$. Il significato di questi valori sarà discusso in seguito.

5. Discussione

5a. Considerazioni sulla alterazione diagenetica

Si hanno tre gruppi di dati isotopici (Fig. 7). Le vene di calcite sono state considerate a priori un dato isotopico diageneticamente alterato, in particolare i campioni con $\delta^{18}\text{O}$ più bassi rappresentano probabilmente la composizione isotopica delle acque di poro di seppellimento.

Al contrario, il valore isotopico del carbonio degli oncoidi e della maggior parte dei campioni di roccia totale ben cementata stanno dentro l'intervallo dell'acqua marina Sinemuriano Pliensbachiana, ed hanno valori isotopici dell'ossigeno solo in parte più bassi di quelli attesi per un carbonato marino sinemuriano-pliensbachiano non diagenizzato. Questi campioni sono considerati rappresentativi dell'acqua marina giurassica rispetto al $\delta^{13}\text{C}$, ma non al $\delta^{18}\text{O}$.

Infine, alcuni campioni di roccia totale hanno valori isotopici sia del carbonio che dell'ossigeno inferiori dell'acqua marina sinemuriano-pliensbachiana. Per questi campioni, si ritiene che parte del carbonato non sia precipitato da un'acqua marina Giurassica. La nostra interpretazione è che parte della calcite di questi campioni sia precipitata da acqua meteorica, tipicamente bassa in ossigeno ma anche in carbonio perché contiene carbonio organico respirato. Riassumendo, si ritiene che una volta esclusi campioni la cui alterazione diagenetica può essere verificata, il segnale isotopico del carbonio non sia stato alterato significativamente dalla diagenesi, l'ossigeno invece lo è stato. Per costruire una curva isotopica del carbonio abbiamo selezionato solo i campioni di roccia totale e gli oncoidi scartando quindi le vene secondarie e la roccia totale porosa.

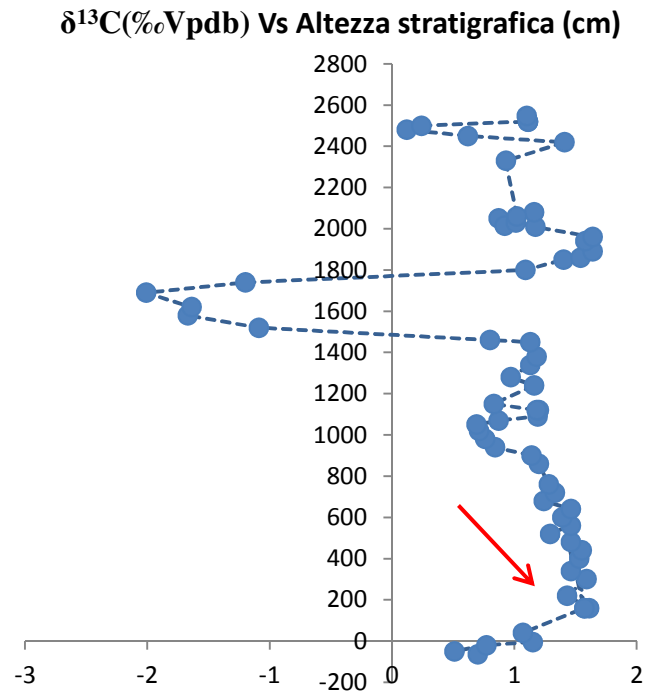


Fig. 8 Curva isotopica della parte alta (Sez. 2) della sezione stratigrafica. La freccia indica il punto del tratto in sovrapposizione con l'altra sezione.

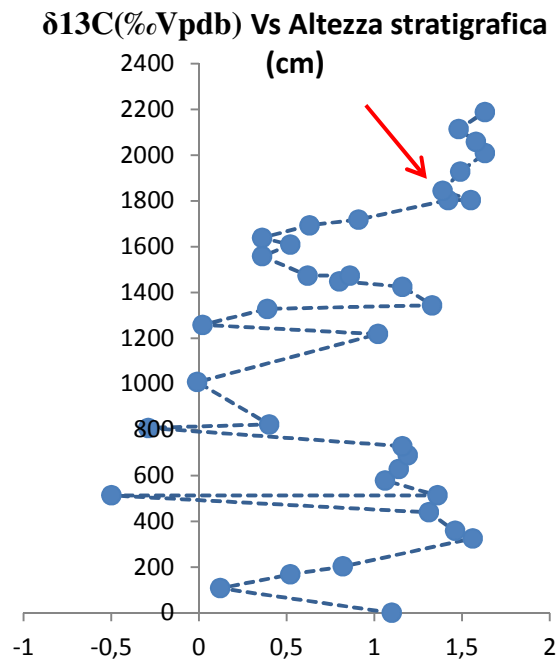


Fig.9 Curva isotopica della parte bassa (Sez. 1) della sezione stratigrafica. La freccia indica il punto del tratto in sovrapposizione con l'altra sezione.

5b. Interpretazione del $\delta^{13}\text{C}$ dei campioni non diagenizzati

Molti dati escono dal range dell'acqua marina Sinemuriana Pliensbachiana e sono spostati nella direzione delle vene di calcite secondaria, cioè hanno $\delta^{18}\text{O}$ più basso del range proposto da Derà et al. (2011). Questo significa che metà dei dati hanno un'influenza diagenetica e i valori isotopici sono stati alterati durante la diagenesi di seppellimento. La diagenesi però ha alterato significativamente il valore isotopico dell'ossigeno ma poco quello del carbonio.

I dati della roccia totale ricadono in parte nel range dell'acqua marina del Sinemuriano Pliensbachiano, quindi ritengo che il segnale del carbonio si sia conservato mentre il segnale dell'ossigeno sia stato modificato dalla diagenesi.

Ci sono cinque campioni che hanno un valore isotopico del carbonio diverso da quello dall'acqua marina Giurassica. Questi campioni sono stati alterati diageneticamente da un'acqua non marina, cioè parte della calcite presente nei campioni è precipitata da un'acqua che, per il valore isotopico del carbonio negativo rispetto allo standard Vpdb, è possibile che sia meteorica.

Anche i campioni di roccia totale con porosità visibile sono stati ritenuti alterati diageneticamente, perché il valore medio del $\delta^{18}\text{O}$ è inferiore a quello della roccia totale ben cementata. Di conseguenza nella discussione che segue questi campioni sono stati esclusi.

I campioni che restano, oncoidi e roccia totale ben cementata, sono stati plottati in ordine stratigrafico. (Fig.11)

$\delta^{13}\text{C}$ (‰Vpdb) vs Altezza stratigrafica

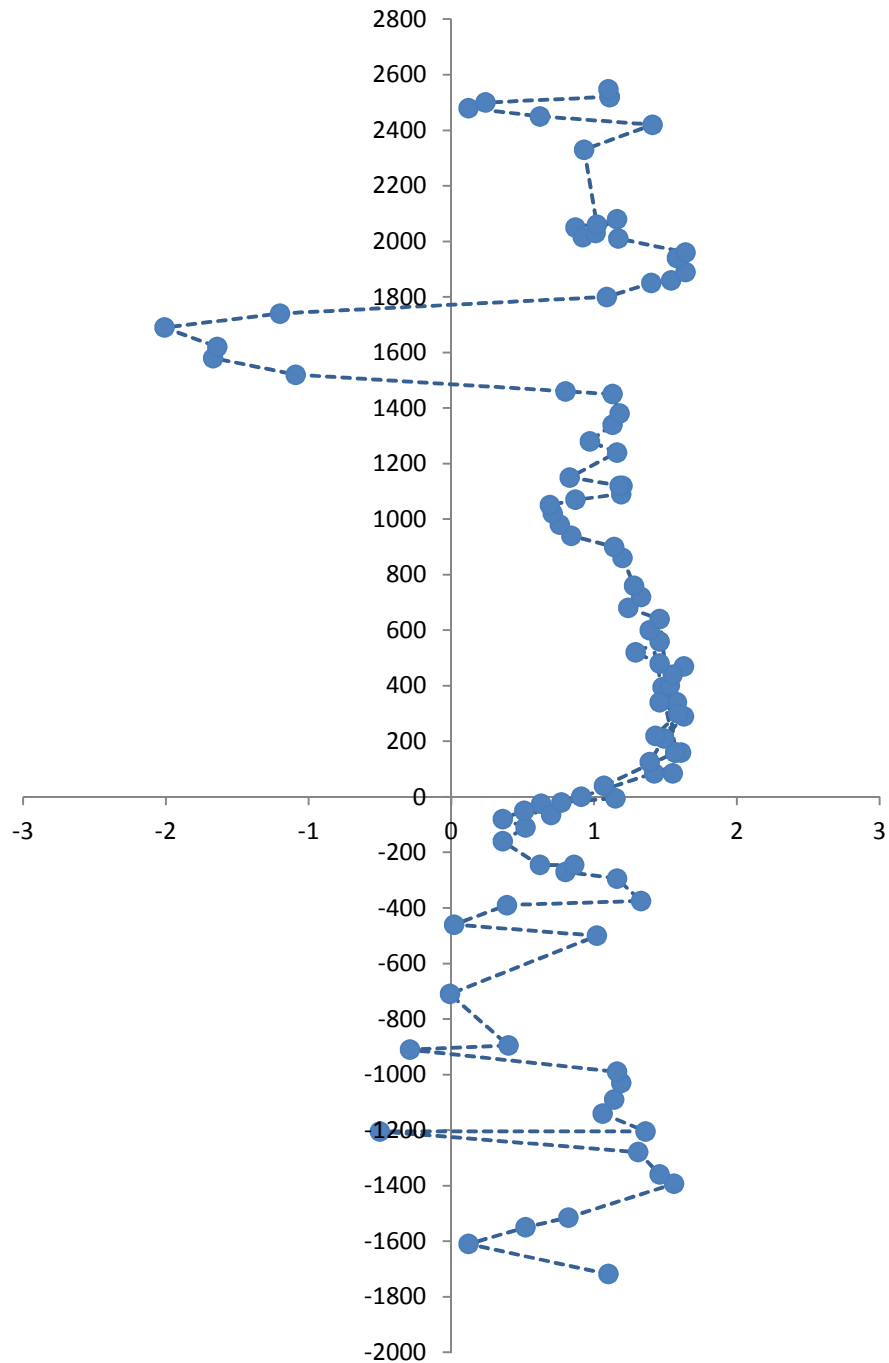


Fig. 10 Curva isotopica composta della sezione stratigrafica contenente in totale 99 campioni, e di 42.55 metri. È la risultante delle sue sezioni separate, Fig.8 e Fig.9, nelle quali le frecce rosse indicano i punti del tratto in sovrapposizione a causa della faglia.

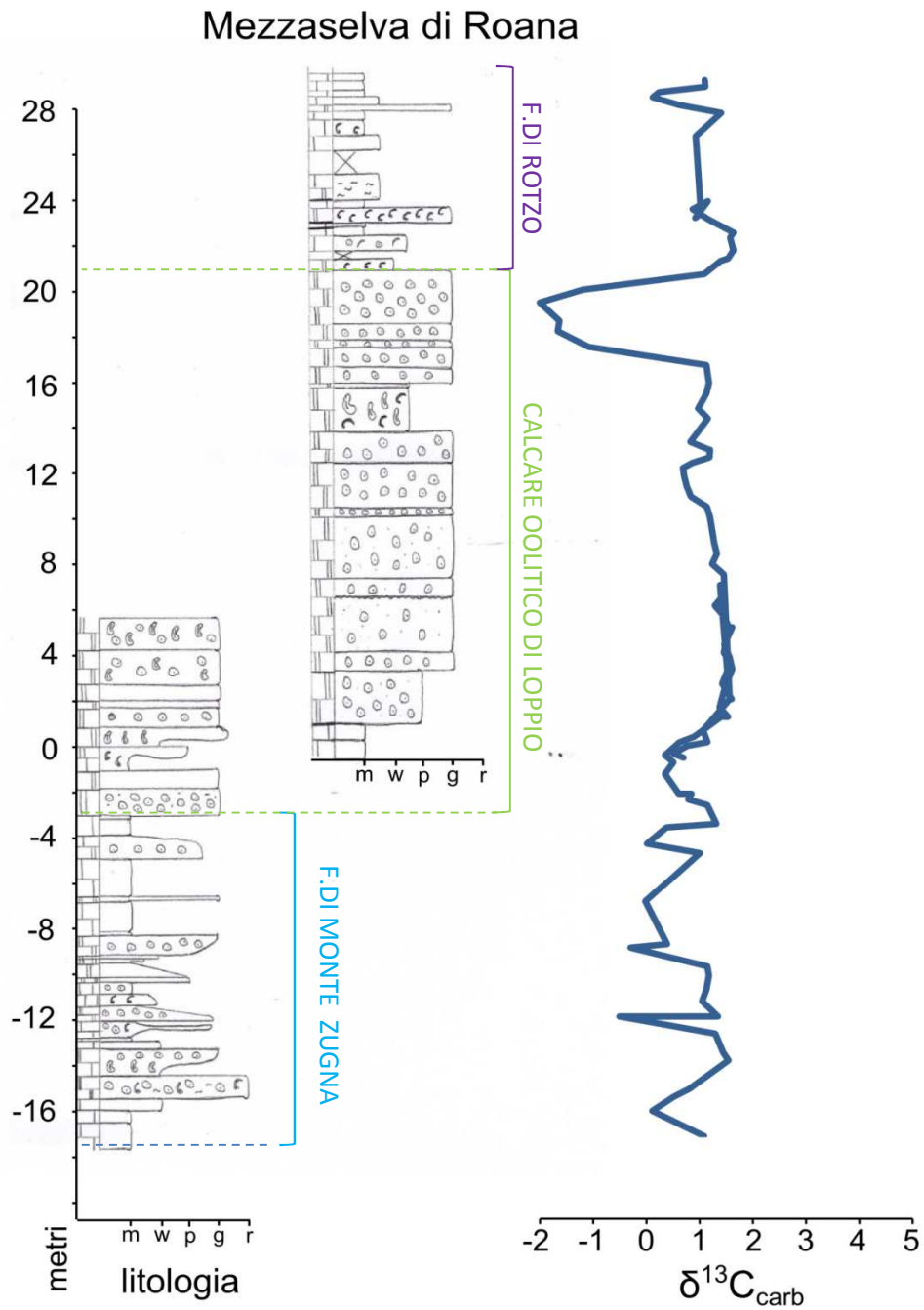


Fig. 11 Curva isotopica composta avente in ascissa il $\delta^{13}C$ ‰ Vpdb, in ordinata l'altezza stratigrafica. A fianco la sezione stratigrafica composta di due spezzoni rispettivamente la sua parte alta e la sua parte bassa.

Come spiegato in precedenza, la sezione è una composta ripetuta da una faglia. Alla base di una sezione e al tetto dell'altra c'è uno stesso trend isotopico in litologie simili (grainstone oolitico-bioclastici con oncoidi) che è stato correlato. Ne è risultata una sezione composta per la cui curva isotopica del carbonio sono stati esclusi i dati alterati per diagenesi di seppellimento. Nella curva isotopica della sezione composta i dati alterati per diagenesi meteorica, sono tutti vicini tra loro. C'è quindi un orizzonte che potrebbe essere interpretato come affetto da diagenesi meteorica perché è andato in emersione. Questo orizzonte corrisponde al tetto della formazione di Loppio. Sappiamo dalla letteratura che il tetto della formazione di Loppio è probabilmente andato in emersione, come dimostrato dalla presenza di orizzonti di radici e impronte di dinosauro.

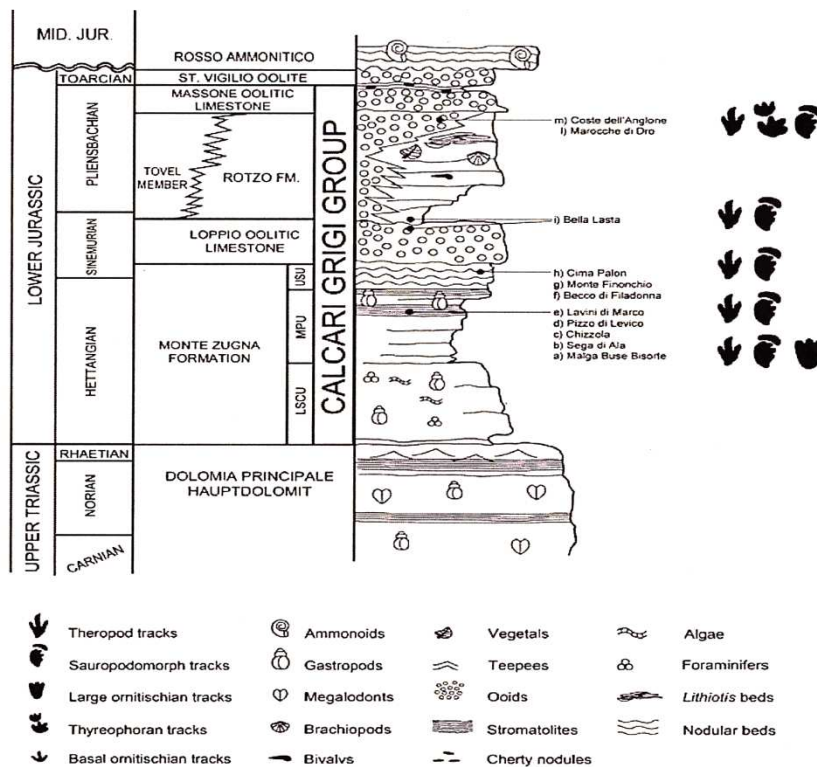


Fig. 12 Successione litostratigrafica del Gruppo dei Calcari Grigi con la posizione stratigrafica dei siti con orme di dinosauro. Avanzini e Petti (2008)

Con questo lavoro è stata quindi trovata una conferma geochimica di un orizzonte di emersione al tetto del Calcare Oolitico di Loppio.

Togliendo i pochi punti che rappresentano diagenesi meteorica, tutti gli altri possono essere considerati rappresentativi dell'evoluzione della composizione isotopica dell'acqua marina e possono essere usati per correlazione con altre serie isotopiche del carbonio della Piattaforma di Trento.

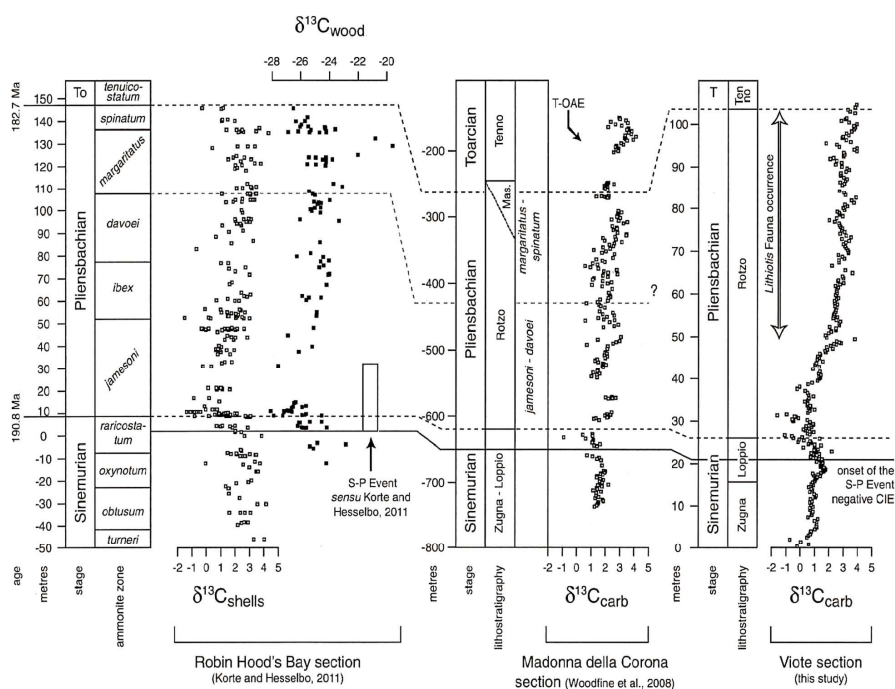


Fig.13 Curva isotopica della sezione di Viote, prossima ai margini della piattaforma di Trento e correlazione con altre località europee. Immagine ricavata da Franceschi et al.(2014)

Abbiamo correlato la serie isotopica di Viote, vicina al margine della piattaforma di Trento, con la sezione stratigrafica e relativa curva isotopica di Mezzaselva di Roana ottenute precedentemente. A Viote identifichiamo il massimo della curva isotopica. A Mezzaselva come a Viote questa linea tempo cade all'interno del Calcare Oolitico di Loppio. Quindi il Loppio è un corpo sincrono nell'intorno della linea tempo. (Fig.14).

6. Conclusioni

Tutti i valori isotopici rientrano nel range dell'acqua marina sinemuriana-pliensbachiana.

Cinque campioni hanno un valore isotopico del carbonio negativo rispetto allo standard PDB, si ritiene che questi campioni sono stati alterati diageneticamente da un'acqua meteorica.

E' stato quindi riconosciuto con criteri geochimici un orizzonte di emersione. Questo orizzonte corrisponde al tetto della formazione di Loppio.

La serie di Mezzaselva è stata correlata tramite chemostratigrafia alla serie di Viote, prossima al margine della piattaforma.

Nel momento della linea tempo chemostratigrafica scelta per la correlazione erano presenti ooiliti in tutta la piattaforma. Questo suggerisce che il Loppio almeno in parte è un corpo sincrono.

Bibliografia

Avanzini M., Petti F.M., 2008. Updating the dinosaur tracksites from the Lower Jurassic Calcarei Grigi Group (Southern Alps, Northern Italy). *Studi Trentini di Scienze naturali, Acta Geologica.*, 83:289-301.

Avanzini M., Masetti D., Romano R., Podda F., Ponton M., Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Catalogo delle formazioni, foglio 059-080.

Bosellini A., Masetti D., Sarti M., 1981. A Jurassic “Tongue of the Ocean” infilled with oolitic sands: The Belluno Through, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, 44:59-95.

Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Pucèat E., Deconinck J.F., Pellenard P., Joachimski M.M. and Durllet C., 2011. Climatic ups downs in a disturbed Jurassic world. *Geology*, 39:215-218.

Franceschi M., Dal Corso J., Posenato R., Roghi G., Masetti D., Jenkyns H., 2014. Early Pliensbachian (Early Jurassic) C-isotope perturbation and the diffusion of the Lithiotis Fauna: Insights from the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410:255–263.

Masetti D., Claps M., Giacometti A., Lodi P. e Pignatti P., 1998. I calcari grigi della piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete). *Atti Ticinesi di Scienze della Terra* 40:139-183.

Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D., e Trevisani E., 2012. Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basin of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *AAPG Bulletin*, 96:2065-2089.

Petti F.M., Bernardi M., Todesco R., e Avanzini M., 2011. Dinosaur footprints as ultimate evidence for a terrestrial environment in the late Sinemurian Trento Carbonate platform. *Palois*, 26:601-606.

Scotese C., C.R., 2002, <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website)

Woodfine R.G., Jenkyns H., Sarti M., Baroncini F., Crescenzo V., 2008. The response of two Tethyan carbonate platforms to the early Torcian (Jurassic) oceanic anoxic event: environmental change and differential subsidence. *Sedimentology* 55:1011–1028

