

Indice

ABSTRACT	3
RIASSUNTO	4
1. Introduzione	6
2. Inquadramento geologico	9
2a. Paleogeografia del Triassico	9
2b. l'area di Dogna	10
3. Carnian pluvial event	17
4. Metodi e Materiali	21
4a. Analisi di campagna	21
4b. Analisi diffrattometrica	21
4c. Analisi del rapporto isotopico del carbonio organico	24
5. Risultati	25
5a. Risultati analisi diffrattometrica	25
5b. Risultati analisi del rapporto isotopico del carbonio organico	33
6. Discussione risultati	36
6a. Discussione risultati analisi diffrattometrica	36
6b. Discussione risultati analisi del rapporto isotopico del carbonio organico	39
7. Conclusione	42
Bibliografia	44

ABSTRACT

Often, major environmental climatic and biotic changes occur together with large anomalies of the isotopic composition of carbon in the ocean-atmosphere system. Moreover, these events show a relationship with the onset of large igneous provinces, (LIPs).

Although the Triassic climate was relatively stable and characterized by arid conditions, it was interrupted in the Carnian by an episode of increased rainfall, named Carnian Pluvial Event (CPE).

The CPE occurs at the end of the early Carnian, at the same time of the eruption of a LIP called Wrangellia. This LIP erupted a large quantity of flood basalt and probably emitted a large amount of greenhouse gases, such as CO₂. Unfortunately, there are still not enough data to establish a precise causal relationship between the eruption of Wrangellia and the onset of the CPE, except for the coincidence in timing and a carbon isotope excursion.

The aims of this study are to investigate the evidence and the effects of the CPE in the Carnian succession of Rio Pontuz (Dogna area), using isotopic analysis of the organic carbon and diffractometric analysis of clay minerals.

The organic matter records a sharp negative excursion of its $\delta^{13}\text{C}$ (around 3‰) that roughly coincides with the deposition of coarse siliciclastics, supposed to mark the CPE. We suggest that the carbon isotope excursion is related to the eruption of a LIP, and a relationship between the CPE and the Wrangellia LIP is thus confirmed. Moreover the occurrence of arenites corresponds with the negative carbon isotope shift, therefore we suggest that the arenites formed because of the increase of run-off on the continent, related to the CPE.

Riassunto

Spesso grandi variazioni ambientali, biologiche e climatiche, coincidono con anomalie degli isotopi stabili del carbonio nell'atmosfera e negli oceani, associate all'impostarsi di grandi province magmatiche (LIP).

Sebbene il Triassico fosse un periodo relativamente stabile e caratterizzato da clima arido, fu interrotto da un episodio di aumento delle precipitazioni: il Carnian Pluvial Event (CPE).

Il CPE si verificò alla fine del Carnico inferiore, in concomitanza con l'eruzione di una grande provincia magmatica chiamata Wrangellia. Essa produsse un grande volume di basalti e presumibilmente liberò grandi quantità di gas serra (CO₂). Al momento non si hanno dati sufficienti, a parte il parallelismo temporale e l'escursione isotopica del carbonio, per stabilire una relazione di causa-effetto fra l'eruzione della provincia magmatica del Wrangellia e il CPE.

Questo studio investiga la presenza e gli effetti del CPE in una sezione di età carnica affiorante a Rio Pontuz nell'area di Dogna, attraverso l'analisi del rapporto isotopico del carbonio organico e all'analisi diffrattometrica di alcuni livelli argillosi.

Il lavoro svolto mette in relazione la variazione verticale delle facies con gli stravolgimenti ambientali del Carnico superiore, in particolare ipotizzando un legame fra la comparsa di strati arenitici e l'aumento del dilavamento superficiale a seguito del CPE.

Gli isotopi del carbonio registrano una brusca escursione negativa di circa 3‰ nel $\delta^{13}\text{C}$, sostanzialmente in corrispondenza con la deposizione dei sedimenti terrigeni grossolani che marcano il CPE.

Questa tesi fornisce quindi una conferma alla teoria di Dal Corso et al. (2012) che

attribuisce la responsabilità dell'oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ all'emissione di carbonio leggero direttamente da parte della, o in relazione alla, eruzione della Wrangellia LIP.

Si è appurato che la comparsa delle areniti coincide in prima approssimazione con lo shift negativo del $\delta^{13}\text{C}$ riscontrato nel carbonio organico, dato da mettere in relazione con l'eruzione di una LIP.

Si attribuisce la comparsa degli starti arenitici all'aumento del dilavamento superficiale, causato dalla maggiore piovosità durante il Carnian Pluvial Event.

1. Introduzione

Il Triassico fu un periodo geologico relativamente stabile e caratterizzato da clima arido, tranne che per un episodio di forte aumento delle precipitazioni verificatosi nel Carnico superiore, denominato "**Carnian Pluvial Event**" (Simms e Ruffell 1989).

A seguito del cambiamento climatico cambiò la sedimentazione nella Tetide occidentale con incremento degli input di materiale silicoclastico e sospensione temporanea della crescita delle piattaforme carbonatiche (Rigo et al. 2007).

Sebbene i tassi di estinzione al CPE furono più bassi (Rohde and Muller, 2005) di quelli delle maggiori estinzioni di massa (Sepkoski, 1996), questo evento segna la scomparsa o la crisi di molti gruppi biologici: briozoi, ammonoidi, crinoidi, (Simms and Ruffell 1989) e conodonti (Rigo et al. 2007).

Altri organismi fecero invece la loro comparsa o subirono una forte spinta evolutiva, come dinosauri (Benton 2004), coralli dell'ordine scleractinia (Stanley 2003), e il nannoplackton calcareo (Erba 2006). Anche le moderne conifere si differenziarono durante il Triassico superiore (Taylor et al. 2009).

Le cause scatenanti di questo evento climatico e biologico sono ancora incerte ma più di un autore ha proposto delle possibili spiegazioni. Simms and Ruffell (1989) suggeriscono che il cambiamento climatico sia dovuto allo smembramento della Pangea mentre Hornou e Brandner (2005) propongono il sollevamento della catena cimmerica come causa dell'espansione del mega-monsone responsabile del clima durante il Triassico (Kutzbach & Gallimore 1989).

Un'altra possibilità è che il CPE sia stato scatenato dall'eruzione della Wrangellia data la concordanza temporale dei due eventi (Furin et al 2006).

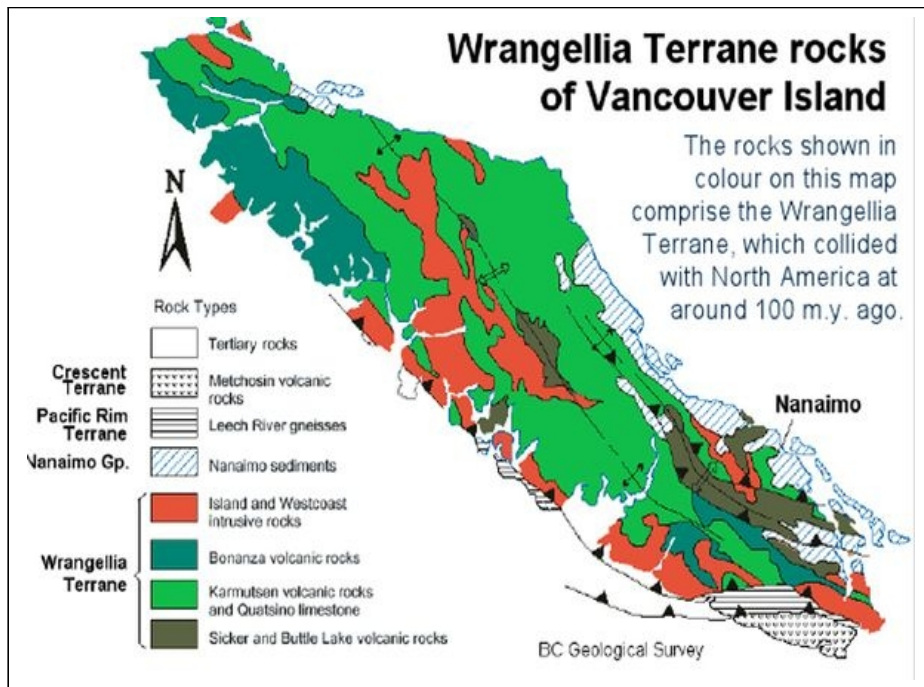


Fig 1: Isola di Vancouver, testimone del vulcanesimo Wrangelliano. Costituita quasi interamente da vulcaniti basiche di Wrangellia. Immagine da www.throughthesandglass.typepad.com

Il CPE si verificò in concomitanza con una perturbazione del $\delta^{13}\text{C}$, più precisamente con uno shift negativo del rapporto isotopico del carbonio organico (Dal Corso et al. 2012).

Dal Corso et al. (2012) hanno analizzato la composizione isotopica del carbonio in tre diversi substrati: alcani ($\delta^{13}\text{C}$ *n*-alkane), carbonio organico totale ($\delta^{13}\text{C}$ TOC) e frammenti di piante ($\delta^{13}\text{C}$ wood), prendendo i campioni da due sezioni diverse ma in continuità temporale, la prima di età carnica inferiore, Stuares Wiesen e la seconda di età carnica inferiore ma più recente, Milieres-Dibona.

L'oscillazione negativa registrata dagli *n*-alcani è particolarmente importante.

Dal Corso et al. (2012) hanno esaminato gli *n*-alcani ad alto peso molecolare (HMW) e numero dispari di atomi di carbonio (da *n*-C₂₅ a *n*-C₃₁), tipici di piante superiori terrestri (Eglinton and Hemilton 1967). Essendo questi lipidi necessariamente derivati da piante terrestri, la loro firma isotopica riflette quella atmosferica (Farquhar, 1989) ed essendo l'atmosfera un reservoir del carbonio con un tempo di rimescolamento breve, il dato

isotopico fornito dagli n-alcani è considerato globale (Dal Corso et al 2012).

Il trend isotopico registrato nelle due sezioni mostra una fase crescente nella prima parte del Carnico, seguita da una brusca escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ proprio alla base della sezione di Milieres-Dibona che coincide con la base del CPE. Questo dato isotopico è però al momento isolato.

Lo studio esposto in questa tesi prende in esame una serie stratigrafica locata nelle vicinanze di Dogna (Alpi Giulie, Italia settentrionale). La serie analizzata è di età Carnica (Jadoul et al., 1995; Preto et al, 2005; Meneguolo, 2009), si cercano quindi al suo interno evidenze della presenza del Carnian Pluvial Event.

La nostra analisi ha lo scopo di individuare nella sezione eventuali variazioni isotopiche, in modo da documentare la diffusione areale del CPE e correlare più precisamente le serie delle Alpi Carniche e Giulie con le successioni dolomitiche.

Le vie scelte per la nostra ricerca sono: l'analisi geochemica degli isotopi stabili del carbonio organico e l'analisi diffrattometrica, con particolare attenzione alla presenza di minerali argillosi.

Il riscontro di un'oscillazione negativa del rapporto isotopico del carbonio sarebbe una necessaria ulteriore conferma che il CPE non è stato un fenomeno locale, ma che esso si è verificato a scala maggiore del Bacino di Cortina.

La sezione di Dogna presenta variabilità verticale delle facies con passaggio da alternanze di calcari e marne, a un intervallo con abbondanti areniti. Questo cambiamento litologico può essere stato causato dalla modificazione climatica in atto (CPE) che aumentò il dilavamento superficiale, cambiò le caratteristiche delle superfici in erosione (suoli) e incrementò il trasporto solido fluviale (Schlager, 1994).

La tesi quindi mira anche a verificare l'esistenza di una relazione fra il cambiamento litologico e l'oscillazione isotopica del carbonio.

2. Inquadramento geologico

2a. Paleogeografia del Triassico

La configurazione continentale durante il Triassico vede tutte le terre emerse riunite a formare un unico super-continente chiamato Pangea, circondato da un immenso oceano: la Panthalassa.

La Pangea era formata dall'unione di due super-continenti: Laurasia (formata dal Nord America, Groenlandia e gran parte dell'Eurasia) e Gondwana (formata da Sud America, Africa, India, Australia e Antartide). La Laurasia occupava l'emisfero nord del pianeta e si fondeva con il Gondwana, locato nell'emisfero sud, in posizione equatoriale.

A partire dal margine occidentale della Pangea e in direzione parallela all'equatore, l'oceano formava un lungo golfo chiamato Tetide, all'interno del quale si formarono i depositi delle moderne Alpi (Bosellini, 1968).

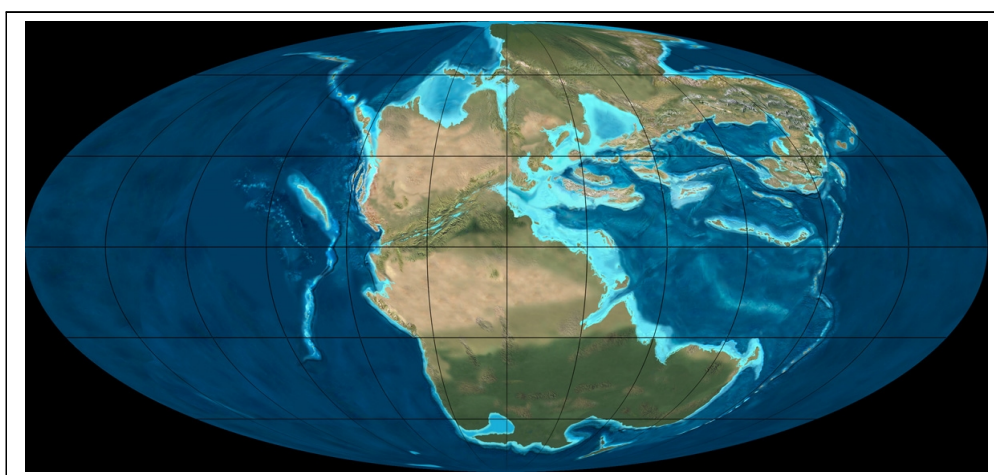


Fig 2: Configurazione continentale nel Triassico, i continenti erano tutti riuniti a formare il super continente Pangea circondato dall'oceano chiamato Panthalassa. Immagine da www.earthscienceworld.org.

Durante il Ladinico (Triassico superiore) cambiarono le condizioni di sedimentazione nel margine Est della Tetide e questo portò alla formazione di depositi differenti fra l'area delle Dolomiti e quella delle Alpi Giulie. Nelle prime infatti continuò a esserci una netta distinzione fra bacino e scarpata carbonatica, mentre nelle seconde si formò una rampa omogenea topograficamente che diede origine alle unità stratigrafiche dette Dolomia di Rio di Terrarossa e Formazione di Rio del Lago.

Il tasso di subsidenza subì poi un decremento all'inizio del Carnico favorendo la progradazione della linea costiera (Gianolla et al. 1998) e la deposizione di un' unità terrigeno-carbonatica chiamata informalmente "Formazione di Dogna".

Le successioni triassiche oggetto di questa tesi sono oggi impilate in una porzione sud-vergente della catena alpina che non ha subito metamorfismo, nota come Alpi Meridionali o Sudalpino.

2b. L'area di Dogna

L'area in esame si trova nelle vicinanze del comune di Dogna in provincia di Udine, Friuli Venezia Giulia. Ci troviamo molto vicini al confine fra Alpi Carniche e Alpi Giulie ma l'area studiata si colloca all'interno delle prime.

La sezione scelta per lo studio è collocata fra due zone importanti e molto studiate per la comprensione del Carnico, ad Est infatti troviamo Tarvisio e Cave del Predil, mentre a Ovest le Dolomiti.

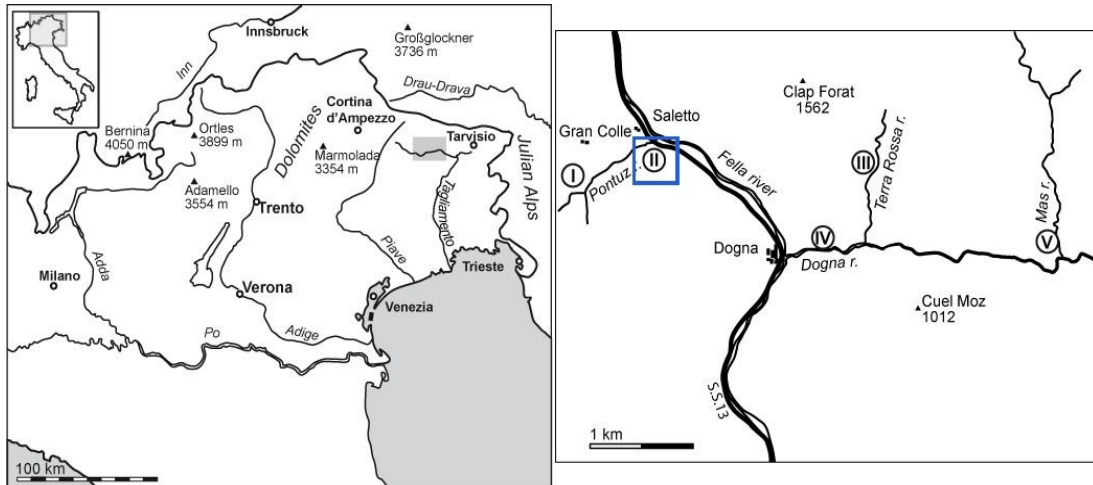


Fig 3: Area di Dogna, nel quadrato Blu la sezione analizzata, affiorante a Rio Pontuz. Immagine modificata da Meneguolo et al. (2009)

Nella zona in esame si possono riconoscere sei unità stratigrafiche collocate fra la Dolomia dello Sciliar o Schlern (Ladinico) e la base della Dolomia Principale (Carnico superiore):

- Dolomia del Rio di Terrarossa
- Formazione del Rio del Lago
- Formazione di Dogna
- Formazione di Tor
- Dolomia della Portella
- Formazione di Monticello

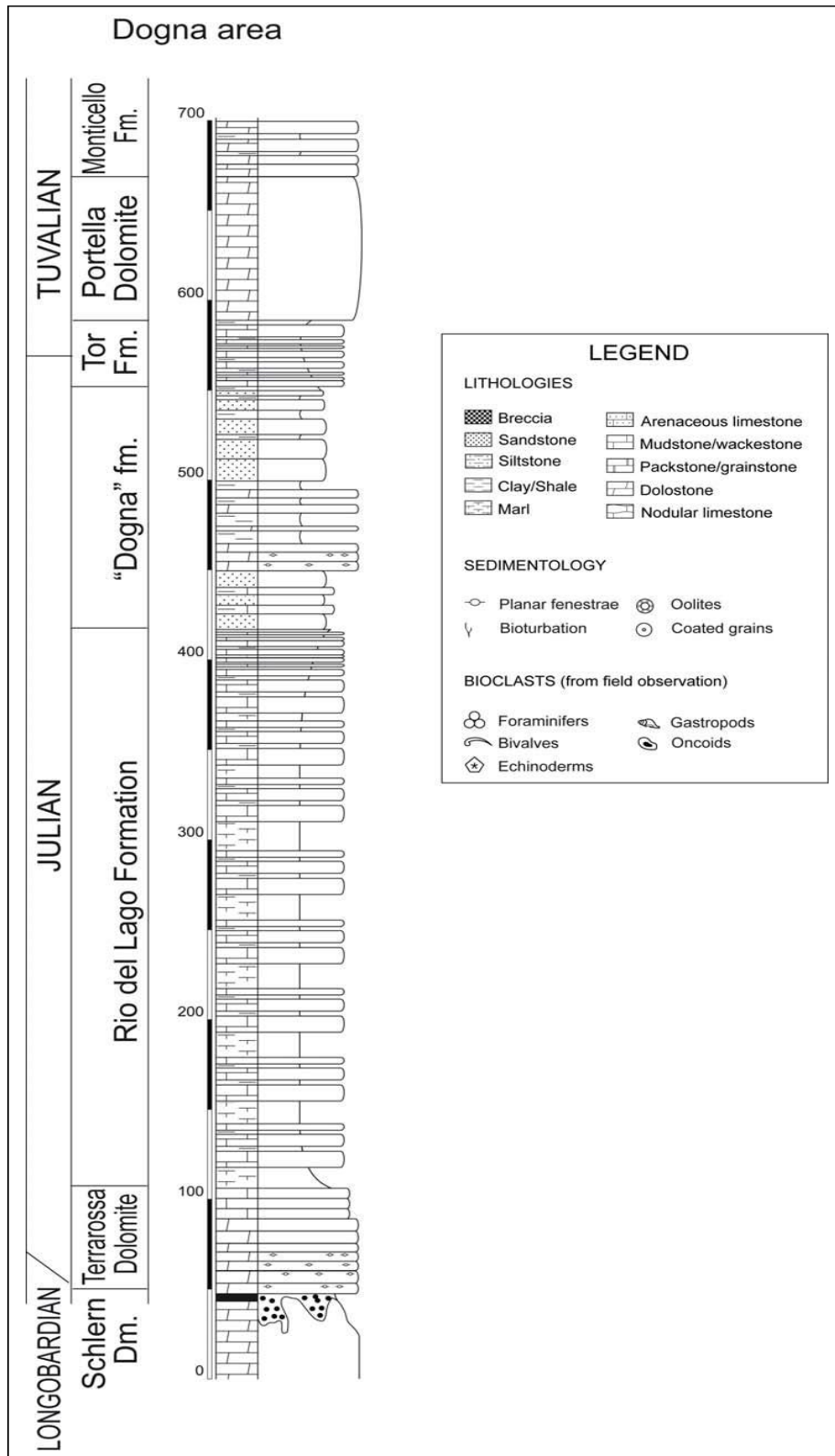


Fig 4: Stratigrafia del Carnico nell'area di Dogna. Immagine da Preto et al. (2005), con modifiche

Dolomia di Rio di Terrarossa

La Dolomia di Rio di Terrarossa si è deposta al di sopra della Dolomia dello Sciliar che nella sua parte sommitale presenta una superficie fortemente pedogenizzata e carsificata. Il termine “terrarossa” deriva dal fatto che localmente, alla base dell'unità, è presente una **bauxite** di colore rossastro.

La Dolomia di Rio di Terrarossa è formata da rocce dolomitiche ben stratificate e calcari dolomitici, alternati a marne scure subordinate. L'unità contiene anche frequenti superfici di **esposizione subaerea** e nella sua parte superiore dominano calcari nodulari, di origine subtidale (laguna aperta) con interstrati scuri. E' spesso circa 30 metri ed è presente anche a Rio Pontuz (Jadoul et al., 1995; Meneguolo, 2009).

Formazione di Rio del Lago

La Formazione di Rio del Lago presenta spessori elevati ed è costituita principalmente da alternanze di marne, argille e **wackestone-packstones** nodulari e in qualche caso bioturbati contenenti anche molti foraminiferi e bivalvi.

Meneguolo (2009) documenta all'interno dell'unità la presenza di alghe verdi calcaree del genere *Collarecodium* (Brandner and Resch, 1980), della famiglia delle Halimedaceae (Kooistra et al. 2002).

L'unità giace sopra la Dolomia di Rio di Terrarossa, ed è ben esposta nella zona omonima dove ne è stata misurata una sezione stratigrafica spessa più di cento metri che rappresenta solo la parte bassa dell'intera formazione. Nella parte medio-bassa si può notare facilmente un grainstone oolitico-bioclastico seguito da calcari con alghe dasicladacee. La medesima formazione affiora anche a Rio Pontuz.

La parte alta dell'unità è anch'essa caratterizzata da un'alternanza di calcari e rocce

clastiche ma in questo caso le argilliti predominano sulle marne con qualche intercalazione di stati carbonatici nodulari di origine subtidale.

Lo spessore dell'unità è di difficile definizione tuttavia le stime finora eseguite forniscono un valore attorno ai 200 metri.

Nell'area di Dogna i primi veri accenni di sedimentazione sabbiosa si trovano nella Formazione di Rio del Lago, sia nella sezione di Rio Pontuz sia in quella di Rio Mas (Meneguolo 2009).

“Formazione” di Dogna

Sopra la Formazione di Rio del Lago troviamo la “formazione” di Dogna. Lo spessore di questa unità è stato stimato di una cinquantina di metri da Preto et al. (2005) e Meneguolo (2009), stima però non supportata da una successione completa. Essa è caratterizzata dalla presenza di areniti ben stratificate, con ripple e contenenti raramente fossili (bivalvi).

A Rio di Terrarossa sono state misurate due piccole sezioni che rappresentano la base e il tetto di questa unità arenitica a cui è stato informalmente attribuito il nome “Formazione di Dogna” (Preto et al 2005; Meneguolo 2009). La serie misurata a Rio Pontuz per questa tesi copre gran parte dell'unità e ne documenta in particolare la base.



Fig 5: Aspetto degli affioramenti nella sezione di Rio Pontuz. La foto ritrae il contatto fra le areniti di Dogna e la Formazione di Tor.

Formazione di Tor

La Formazione di Tor è un'unità mista terrigeno-carbonatica costituita, nell'area del Tarvisio, da un'alternanza di marne e siltiti con strati carbonatici ricchi di fossili (bivalvi, gasteropodi, foraminiferi, ostracodi). Essa è periodicamente interrotta da calcareniti bioclastiche gradate interpretate come strati di tempesta, inoltre la bioturbazione è abbondante e ben visibile. La formazione è interpretata come il risultato della sedimentazione su una rampa terrigeno-carbonatica di acqua bassa interessata spesso da eventi di tempesta (De Zanche et al. 2000).

L'unità affiora anche nell'area di Dogna con caratteristiche simili (Preto et al. 2005) e nello specifico si nota che nella parte più alta appaiono calcari laminati e superfici di esposizione subaerea.

Dolomia della Portella

Costituita da un singolo banco di **dolomia massiva** di colore bianco-grigiastro, la Dolomia della Portella giace sulla Formazione di Tor ed è stata descritta nell'area del tarvisiano. I limiti, superiore e inferiore dell'unità sono netti, essa è interpretata come deposta in un ambiente di banco carbonatico di acqua bassa.

La parte inferiore è caratterizzata da una stratificazione mal definita che diventa massiva nella parte centrale e poi evidente e ben definita nella parte superiore.

Quasi tutti i fossili e le strutture sedimentarie sono stati oblitterati dalla dolomitizzazione eccetto che per alcune intercalazioni scure a composizione dolomitica e ben stratificate e qualche strato stromatolitico (De Zanche et al. 2000).

Formazione di Monticello

La Formazione di Monticello è una successione di **rocce dolomitiche**, e argilliti scure (Carulli et al. 1987).

L'unità è il risultato della sedimentazione alle spalle di una scogliera biocostruita in ambiente di piattaforma interna (Gianolla et al. 2003).

Gli strati carbonatici della formazione presentano evidenze di esposizione subaerea, inclusi mud-crack e impronte di dinosauri.

La sezione è ben esposta nella valle di Dogna con uno spessore di circa 300 metri (Avanzini et al. 2007).

3. Carnian Pluvial Event

Il **Carnian Pluvial Event (CPE)** fu un episodio di forte incremento delle precipitazioni verificatosi durante il Carnico. Esso segna un momento importante di variazione climatica all'interno del Triassico, periodo di relativa stabilità e dominato da climi aridi (Simms e Ruffell, 1989).

Il CPE si nota nel record sedimentario perché, durante questo periodo, si fermò temporaneamente la produzione di carbonato di calcio da parte delle piattaforme carbonatiche ed aumentarono bruscamente gli input di materiale silicoclastico (es. Rigo et al., 2007; Preto et al., 2010; Dal Corso et al., 2012).

Esistono diverse spiegazioni per l'origine del il CPE: il rifting della Pangea, un cambiamento delle condizioni di circolazione atmosferica e oceanica, un cambiamento del livello eustatico oppure l'**impostazione di una grande provincia magmatica** (Preto et al. 2010).

L'ipotesi sostenuta da Simms e Ruffell (1989) attribuisce il del cambiamento climatico al rifting continentale verificatosi a seguito dello smembramento della Pangea.

Hornung e Brandner (2005) sostengono che l'aumento delle precipitazioni sia dovuto a una modificazione della circolazione atmosferica nella zona della Tetide, a seguito del sollevamento della catena orogenica Cimmerica.

Furin et al. (2006) e Dal Corso et al. (2012) propongono invece che il cambiamento climatico si sia verificato a seguito dell' impostazione di una grande provincia magmatica nel Nord America, chiamata **Wrangellia** (LIP, large igneous provinces) che può aver introdotto nel sistema terrestre abbastanza gas serra da innescare un cambiamento climatico a scala globale.

A sostegno di quest'ultima ipotesi, Dal Corso et al. (2012) hanno identificato uno shift

negativo del $\delta^{13}\text{C}$ alla base del CPE nella serie Milieres-Dibona.

I risultati dello studio di Dal Corso et al. (2012) mostrano infatti che grandi quantità di ^{12}C sono state introdotte nel ciclo del carbonio attraverso il rilascio nell'ambiente di CO_2 arricchita in isotopo leggero.

La Wrangellia LIP potrebbe essere stata l'unica sorgente di anidride carbonica, oppure essa potrebbe aver scatenato il rilascio di CO_2 da parte di altri reservoir del carbonio. Uno di questi potrebbe essere rappresentato dai giacimenti di gas idrato dei fondali marini.

Sebbene l'eruzione delle LIP rilasci grandi quantità di gas, la composizione isotopica della CO_2 vulcanica non è sufficientemente leggera ($\delta^{13}\text{C} = -7 \text{‰}$) (Deines 2002) per causare un'oscillazione come quella riscontrata da Dal Corso et al. (2012).


Sono state proposte due possibilità per spiegare la perturbazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$: la prima prevede che a seguito dell'impostazione della Wrangellia si sia innalzata la temperatura degli oceani destabilizzando i reservoir di metano idrato e causando il rilascio di metano il cui $\delta^{13}\text{C}$ è molto negativo, fino a -60‰ (Dickens et al., 1995) in atmosfera. La seconda invece si basa sul fatto che il valore del $\delta^{13}\text{C}$ dell'anidride carbonica mantellica può aggirarsi attorno a -22‰ e -26‰ (Deines 2002).

Se la composizione isotopica della CO_2 rilasciata dall'eruzione della Wrangellia fosse stata simile a quella delle xenoliti analizzate da Deines (2002) la quantità di gas introdotti nell'atmosfera dalla LIP sarebbe stata sufficiente a spiegare l'importante oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ riscontrata da Dal Corso et al. (2012) e da questo studio.

Ad oggi però non abbiamo dati sufficienti sui basalti della Wrangellia per far luce su queste ipotesi.

Il limite inferiore corrisponde con la brusca scomparsa di diverse specie di conodonti (*Gladigondolella spp.*, *Nicoraella postkockeli*, *Paragondolella inclinata*, *P. tadpole*) (Furin et al. 2006; Rigo et al. 2007) e si posiziona poco al di sotto del limite fra le biocronozone ad ammoniti a *Trachyceras aonoides* e *Austotrachyceras austriacum* (Hornung et al. 2007; Breda et al. 2009).

				Ammonoid zones	Conodont zones	
Triassic	Norian	Lacian	2	paulckeii	triangularis triangularis n. subsp.	
			1	jandianus	abneptis A communisti B	
		Carnian	Tuvalian	3	spinosus	communisti A nodosus
				2	subbullatus	carpathicus poly-gnathiformis
	1			dilleri	n. sp. 1	
	Julian		2	austriacum	tethydis carnicus	
				aonoides	auriformis	
		1	Cord. aon	mostleri		
	Ladinian	Longobardian	3	regoledanus	supra-longobardica	
			2	Protrachyceras	mungoensis	
			1		truempyi	



Carnian Pluvial Event

Fig 6: Posizionamento biostratigrafico del CPE. Immagine modificata da Hornung et al. (2007)

Sulla base della biostratigrafia di ammonoidi e conodonti è appurato che il CPE era già terminato alla base del Tuvalico (Carnico superiore) (De Zanche et al., 2000; Preto e Hinnov, 2003; Hornung e Brandner, 2005; Hornung et al, 2007; Rigo et al., 2007).

Il Carnian Pluvial Event presenta diverse analogie con gli **Oceanic Anoxic Events** (OAE) verificatisi durante Cretacico e Giurassico (Breda et al. 2009), eventi che presentano anch'essi oscillazioni globali del ciclo del carbonio. Esso, come gli OAE, è un episodio caratterizzato dalla morte di gran parte delle piattaforme carbonatiche orlate della Tetide occidentale, dalla formazione di suoli caratteristici di climi umidi, da un importante e improvviso incremento dell'apporto terrigeno e dalla diminuzione di profondità della CCD (Calcite Compensation Depth) (Rigo et al. 2007).

E' importante segnalare anche che durante il Carnico superiore comparvero o subirono una forte spinta evolutiva molti importanti gruppi biologici inclusi dinosauri (Benton 2004), coralli biocostruttori dell'ordine scleractinia (Stanley 2003), e il nannoplackton calcareo (Erba 2006). Altri gruppi invece entrarono in crisi, come conodonti, briozoi, crinoidi e ammoniti, (Rigo et al. 2007).

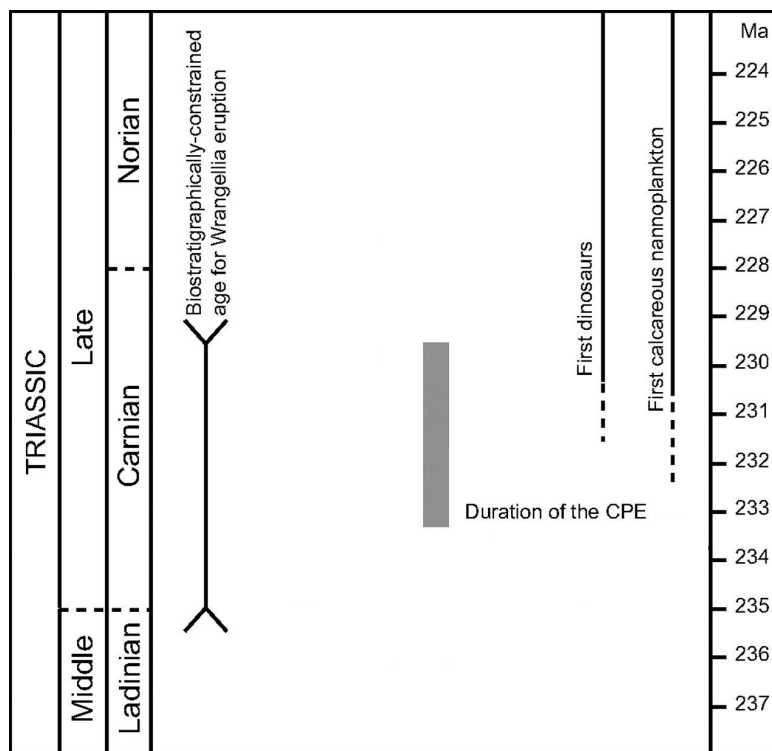


Fig 7: Correlazione fra il CPE e l'apparizione di dinosauri e nannoplankton calcareo. Scala temporale da Walker and Geissman (2009). Immagine modificata da Dal Corso et al. (2012)

4. Metodi e Materiali

4a. Analisi di campagna

I campioni raccolti per questa tesi provengono da strati a composizione prevalentemente argillosa, e sono stati prelevati in modo da escludere parti alterate, raccogliendo il campione in profondità dopo aver rimosso la porzione superficiale della roccia affiorante. Durante la raccolta dei campioni è stata misurata la sezione stratigrafica, in seguito digitalizzata in Adobe Illustrator.



Fig 8: Piegatura negli strati all'interno della "formazione" di Dogna

4b. Analisi diffrattometrica

L'analisi viene eseguita utilizzando un diffrattometro per polveri a geometria parafocalizzante Bragg-Brentano con goniometro verticale theta-theta, modello **Philips X'Pert Pro**. Lo strumento si trova presso i laboratori del CNR nel dipartimento di Geoscienze a Padova e l'analisi è stata eseguita in collaborazione con il Dr. Federico Zorzi.



Fig 9: Diffrattometro per polveri Philips X'Pert pro

Il campione da esaminare è stato macinato finemente con un mortaio di agata e pressato in un apposito porta campione metallico. Il preparato così ottenuto è idealmente costituito da numerosissimi granuli i cui piani cristallini sono orientati in modo casuale. Al momento dell'irradiazione con raggi X ce ne saranno stati comunque almeno alcuni con i piani orientati in modo da soddisfare le condizioni di diffrazione e direzionare i raggi verso il contatore. Attraverso la misura degli effetti di diffrazione è possibile risalire alle distanze interplanari delle particelle minerali che li hanno prodotti (Klein e

Dutrow 2001).

L'analisi è stata eseguita sia su roccia totale, sia sulla parte più fine, separata per decantazione. Dopo aver fatto decantare per circa mezza giornata il campione disgregato in acqua, si preleva il liquido soprastante al materiale precipitato. Esso conterrà principalmente **minerali delle argille**. Si posiziona poi la sospensione su un apposito porta campione e si attende che l'acqua evapori. Nel campione così ottenuto i fillosilicati saranno orientati ma è necessaria un'ulteriore operazione per essere nelle condizioni di effettuare tutte le analisi necessarie: la glicolazione. Questa procedura prevede che il campione sia essiccato a 60°C per otto ore circa, in un apposito essiccatoio la cui atmosfera è saturata in glicol-etilene. Il glicol-etilene si sostituisce all'acqua fra i piani 00l delle argille espandendoli di una misura nota (Plotze and Kahr, 2005). Dal campione così preparato è possibile estrarre importanti informazioni sui minerali della famiglia delle argille in esso contenuti (Emmerich and Wolters, 2005). Essendo la composizione mineralogica delle argille un indicatore paleoclimatico e/o di provenienza essa è di particolare interesse per il nostro studio.

E' stata eseguita l'analisi al diffrattometro per 4 campioni scelti in base alla loro posizione stratigrafica e alle loro caratteristiche fisiche, più precisamente:

-PNC 055

-PNC 111

-PNC 204

-PNC 252

4c. Analisi del rapporto isotopico del carbonio organico ($\delta^{13}\text{C}$)

I campioni di roccia sono stati finemente macinati e acidificati con **HCl** al 10 % lasciando reagire per almeno 24 ore, in modo da eliminare la parte carbonatica contenuta nel campione. Successivamente la soluzione è stata portata a neutralità mediante lavaggi con acqua deionizzata ed il residuo ottenuto è stato fatto seccare in forno a 40-50 °C.

5 mg della polvere prodotta sono stati pesati e chiusi all'interno di capsule di stagno (4 x 3,2 mm), compatibili con lo strumento.

L'indagine è stata effettuata attraverso l'utilizzo di un **EA-IRMS** (Elemental Analyzer – Isotope Ratio Mass Spectrometre) presso i laboratori della School of Earth and Environment dell'Università di Leeds, in collaborazione con il Dr. Robert Newton.

Per l'analisi spettrometrica il C viene convertito in **CO₂** attraverso combustione istantanea a 1020°C in presenza di ossigeno puro.

L'ossigeno in eccesso è rimosso tramite una reazione con filamenti di rame alla temperatura di 650°C, l'acqua viene separata attraverso una trappola al perclorato di magnesio e infine la CO₂ è isolata e purificata con passaggio attraverso una colonna cromatografica.

Il rapporto $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ è stato ricavato dai segnali di massa integrata 44, 45 e 46 estratte dai pulsanti di CO₂ del campione, confrontati con quelli del gas di riferimento.

Il dato è calibrato usando gli **standard internazionali** ANU-sucrose (-10,47 ‰) e IAEA-CH7 (polietilene film, -31,83 ‰).

5. Risultati

5a. Risultati analisi diffrattometrica

In questo capitolo vengono riportati i risultati delle analisi mineralogiche con diffrattometro delle polveri, eseguite su quattro campioni di marne e *shale* della successione di Dogna. La diffrattometria delle polveri ha permesso di identificare i minerali più abbondanti che costituiscono la componente detritica delle rocce analizzate, i principali minerali delle argille e alcuni minerali (carbonati e pirite) che hanno probabilmente, almeno in parte, origine diagenetica.

PNC 055

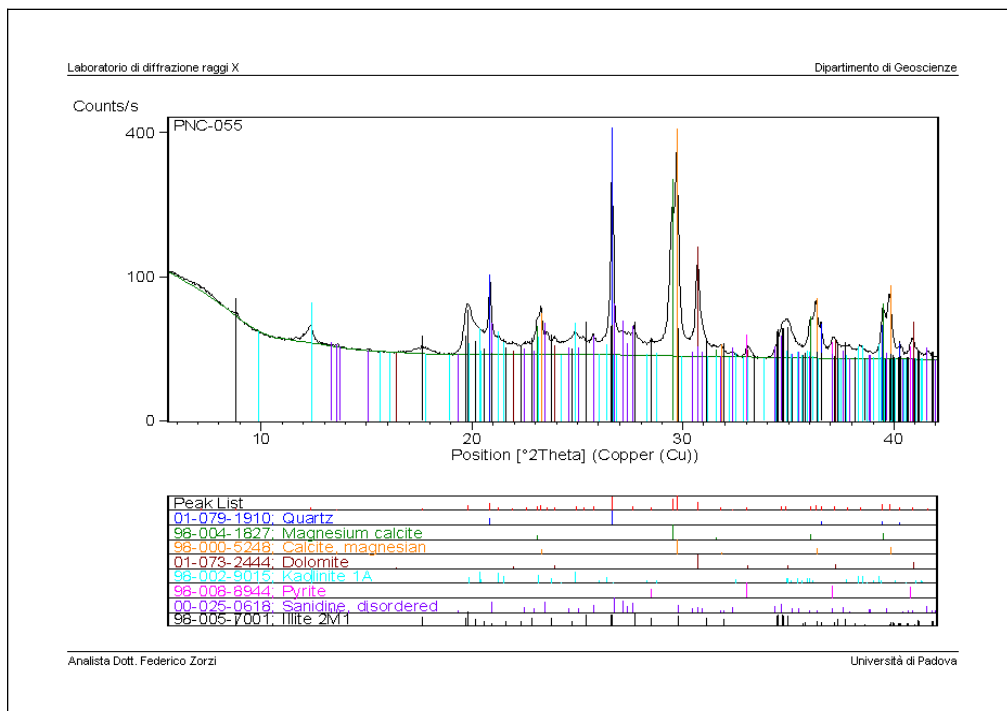


Fig 10: Diffrattogramma generato dall'analisi del campione PNC 055

Il campione più basso stratigraficamente è il **PNC 055**.

Contiene soprattutto quarzo, 2 fasi attribuibili a calcite (una con composizione chimica normale e una magnesiacca), dolomite, **caolinite**, un minerale delle argille interstratificato di tipo smectite-illite, feldspato potassico e pirite.

Nel diffrattogramma la presenza di due fasi di calcite si riconosce perché i picchi generati da questo minerale nelle posizioni a 23°, 30°, 36° e 40° sono doppi (Fig:11) .

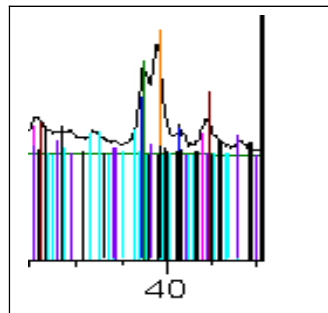


Fig 11: Ingrandimento del picco a 40° generato dalla calcite

PNC 111

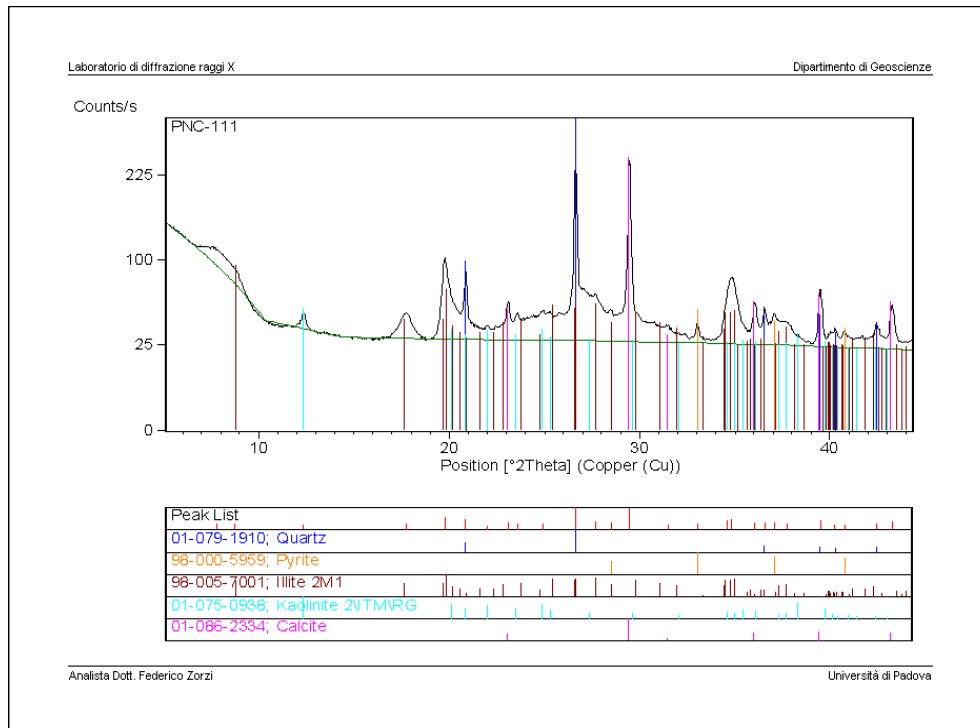


Fig 12: Diffratogramma generato dall'analisi del campione PNC 111

Il secondo campione è il **PNC 111** che contiene quarzo, calcite, pirite, interstratificato smectite-illite e caolinite. I picchi relativi ai minerali delle argille sono ben distinti, più intensi che nel campione PNC 055. Questo è il campione contenente la maggior quantità di fillosilicati fra i 4 analizzati, pertanto è stata eseguita anche l'analisi sul campione orientato e glicolato.

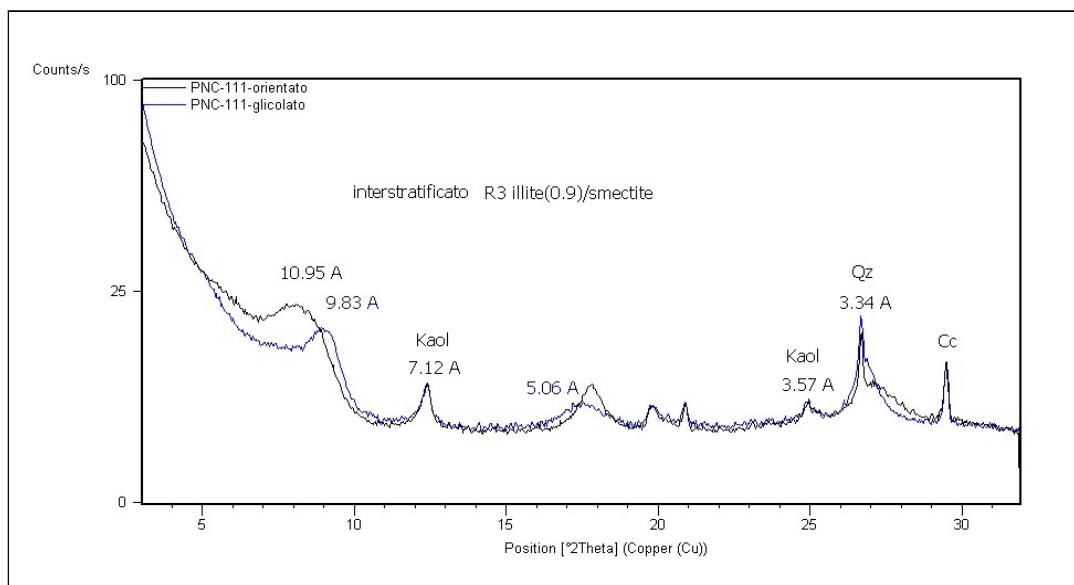


Fig 13: Diffattogramma generato dall'analisi del PNC 111 orientato e glicolato

Il diffattogramma riporta l'andamento dei picchi del campione solo orientato (nero) e orientato e glicolato (Blu). Il preparato orientato è stato essiccato in ambiente non controllato, quindi non c'è stato nessun monitoraggio sul tipo di molecole ospitate fra i livelli dei fillosilicati.

Moore and Reynolds, 1997 suggeriscono che un preparato non essiccato in opportune condizioni, debba essere evitato. Il campione essiccato all'aria è però una importante base per osservare i cambiamenti portati dalla glicolazione. Più precisamente se si nota una variazione fra le diffrazioni ottenute dal campione orientato e da quello glicolato, si può perciò affermare che nel campione è presente una componente smectitica (Moore and Reynolds, 1997).

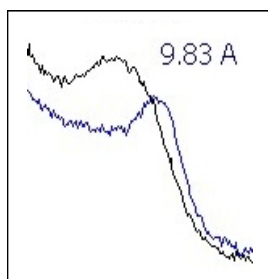


Fig 14: Spostamento del picco generato dall'interstratificato di tipo smectite-illite

Analizzando inoltre la differenza di ampiezza fra i due picchi originati dal minerale misto smectite-illite, si può stabilire il grado di ordine dell'interstratificato e classificarlo come R0 (ordine casuale), R1 (ordinato), R3 (struttura a pacchetti di 4 strati ordinati).

Il diffrattogramma generato dal PNC 111 mostra chiaramente una discordanza fra i picchi del campione solo orientato e quello glicolato, conferma della presenza di smectite (Fig 14). La differenza di ampiezza fra i due picchi (A e B) generati dal minerale smectitico contenuto nel PNC 111 suggerisce che l'interstratificato appartenga al gruppo R3.

% Illite	Reichweite	$d(\text{Å})$	$^{\circ} 2\theta$	$d(\text{Å})$	$^{\circ} 2\theta$	$^{\circ} \Delta 2\theta$
10	0	8.58	10.31	5.61	15.80	5.49
20	0	8.67	10.20	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.50	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.60	7.01
70	1	9.40	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.20	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.10	17.39	8.38

Fig 15: Tabella usata per la classificazione degli interstratificati smectite-illite. Immagine da Moore e Reynolds ()

PNC 204

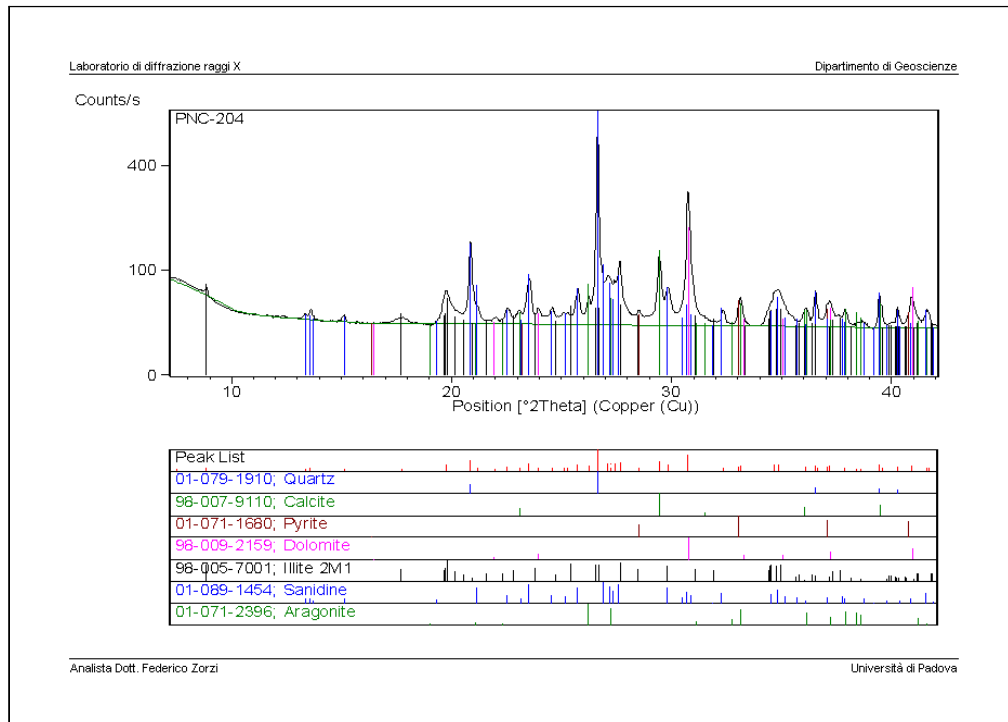


Fig 16: Diffratogramma generato dall'analisi del campione PNC 204

Il **PNC 204** contiene soprattutto quarzo, calcite, dolomite (più di un termine dolomitico), piccole quantità di pirite, feldspato potassico, aragonite, probabilmente muscovite che però è mascherata da un minerale dell'argille interstratificato di tipo illite-smectite.

Si nota bene la presenza di più di un termine dolomitico perché il picco della dolomite a 35° è molto largo (Fig 17).

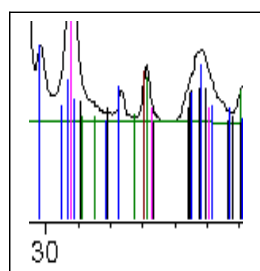


Fig 17: Picco generato dalla dolomite

Per il campione PNC 204 è stata effettuata l'analisi sul campione decantato, orientato e poi glicolato.

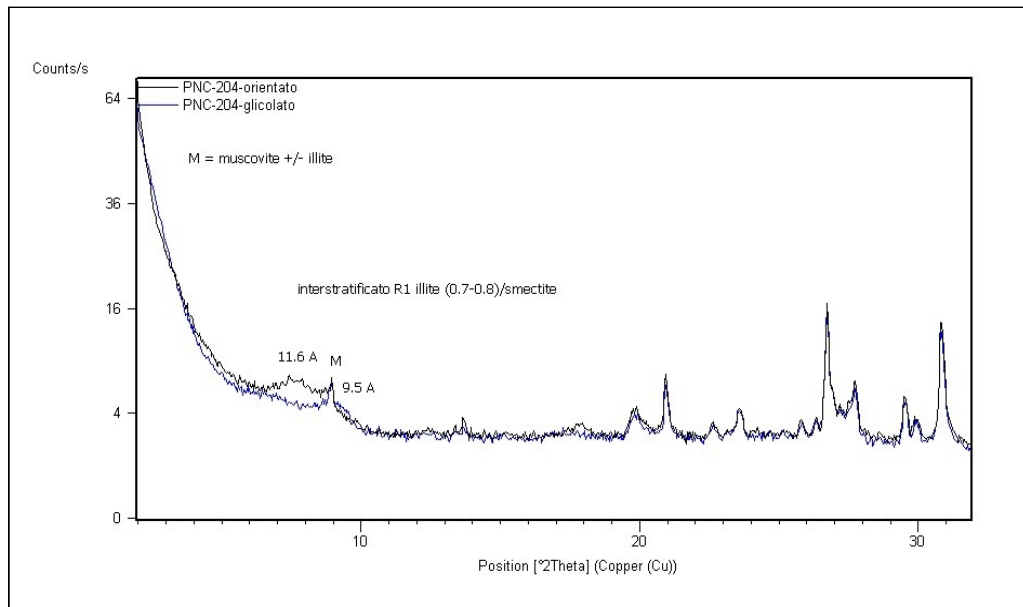


Fig 18: Diffrattogramma generato dall'analisi del PNC 204 orientato e glicolato

Anche in questo diffrattogramma a 8° si può notare la differenza fra i picchi del campione glicolato e quelli del campione orientato. Come nel caso del PNC 111 a generarli è un minerale misto di tipo smectite-illite. In questo caso essi sono preceduti da una fase decrescente della curva (anch'essa spostata) che corrisponde ai picchi generati dalla muscovite. In base alla differenza d'ampiezza dei picchi generati dall'interstratificato di tipo smectite-illite si può classificare quest'ultimo come di tipo R1.

Dall'analisi del diagramma generato dal campione orientato e glicolato PNC 204, si nota anche l'assenza del picco corrispondente alla caolinite, invece presente nel diffrattogramma del PNC 111.

PNC 252

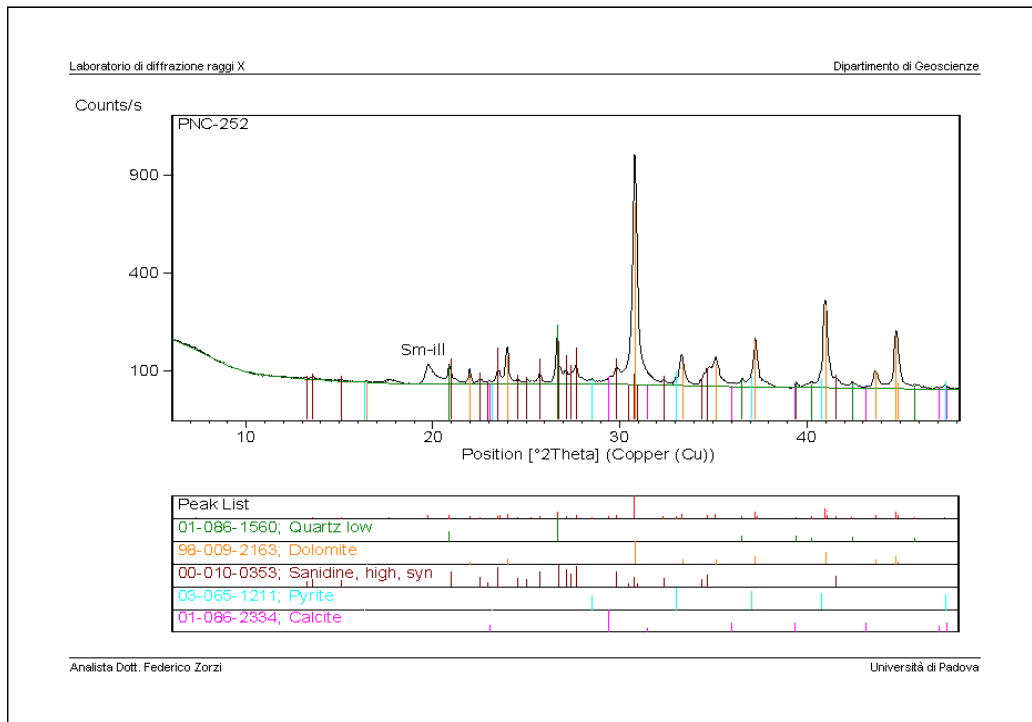


Fig 19: Diffrattogramma generato dall'analisi del campione PNC 252

L'ultimo campione analizzato è il PNC 252 che è quasi totalmente dolomitico (i picchi della dolomite sono dominanti nel diffrattogramma) ma sono presenti anche picchi meno intensi relativi a: feldspato potassico, pirite, calcite, quarzo e di un minerale delle argille interstratificato di tipo illite-smectite (in quantità minore rispetto agli altri).

In sintesi, nei campioni analizzati sono presenti minerali di chiara origine detritica (quarzo e feldspato potassico) associati a minerali delle argille (diversi minerali interstratificati di tipo illite-smectite, e caolinite). La caolinite è presente nei due campioni della parte bassa della serie all'interno della Formazione di Rio del Lago, mentre è assente nei due campioni raccolti nella parte alta, intercalati alle arenite della Unità di Dogna. Sono state riconosciute anche diverse specie carbonatiche: calcite, calcite magnesiacca, dolomite.

5b. Risultati analisi del rapporto isotopico del carbonio organico

Sample	Meters	$\delta^{13}C$
PNC 50	2	-25,2
PNC 51	3	-25,3
PNC 52	4	-24,5
PNC 54	12,2	-24,1
PNC 55	14,4	-24,9
PNC 56	19,5	-24,4
PNC 57	23	-23,5
PNC 58	26	-24,2
PNC 59	32	-22,9
PNC 100	38,8	-23,2
PNC 101	41	-27,5
PNC 102	42	-23,8
PNC 103	43	-24,8
PNC 104	43,5	-24,5
PNC 105	44	-24,4
PNC 109	48,8	-26,2
PNC 110	50	-24,7
PNC 111	50,7	-23,8
PNC 113	52,6	-23,7
PNC 205	70	-24,7
PNC 206	72	-24,2
PNC 250	74	-24,7
PNC 252	79	-25,4
PNC 258	114	-23,8
PNC 261	130,5	-23
PNC 265	146	-24,2
PNC 201	63	-25,4
PNC 202	63,6	-24,9
PNC 203	64,3	-24
PNC 253	85	-24,7
PNC 254	93	-25,5
PNC 255	94	-24,3
PNC 256	108,5	-24,2
PNC 260	124	-24,8
PNC 263	139	-24,6

Fig 20: Tabella dei risultati dell'analisi isotopica del carbonio organico. La parte superiore riporta i dati sicuri mentre quelli della parte inferiore hanno prodotto un picco troppo debole per poter essere considerati completamente attendibili.

Di seguito vengono descritte le variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ della materia organica ricavate dalle marne e argille della successione di Rio Pontuz. La curva del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ è presentata in figura 19.

I valori del $\delta^{13}\text{C}$ in un primo momento aumentano in modo progressivo, (da -25,2 ‰ fino a circa -22,9 ‰) nei primi 40 metri della serie, corrispondenti alla Formazione di Rio del Lago (calcari nodulari alternati ad argille e marne).

A seguire si osserva una brusca diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ fino a un valore minimo di -27,6 ‰. Successivamente esso torna a crescere, ma i valori isotopici del carbonio rimangono bassi per circa 40 metri per poi tornare ad aumentare solo al metro 80-90, dove nella sezione sono presenti spessi strati dolomitici.

Nel complesso, la caratteristica più evidente della curva del $\delta^{13}\text{C}$ della sezione di Rio Pontuz è la brusca escursione negativa che si osserva circa al metro 40, e che ha una ampiezza di circa il 3 ‰.

La base degli strati arenitici del "Membro di Dogna" si trova in sezione circa al metro 50, vale a dire 10 metri al di sopra della escursione isotopica negativa.

La densità dei dati è buona nella parte bassa della sezione infatti si nota chiaramente il comportamento del $\delta^{13}\text{C}$, mentre nella parte alta, a partire dal metro 65, i dati sono più distanziati. Questo è dovuto in parte alla scarsità di campioni presi, ma soprattutto al fatto che non conoscendo il contenuto in carbonio delle rocce analizzate non è stato possibile determinare il peso preciso della polvere da analizzare e quindi alcune investigazioni non sono andate a buon fine.

Molti campioni sono stati quindi ripesati, sicché lo studio potrà essere integrato con una maggiore quantità di dati.

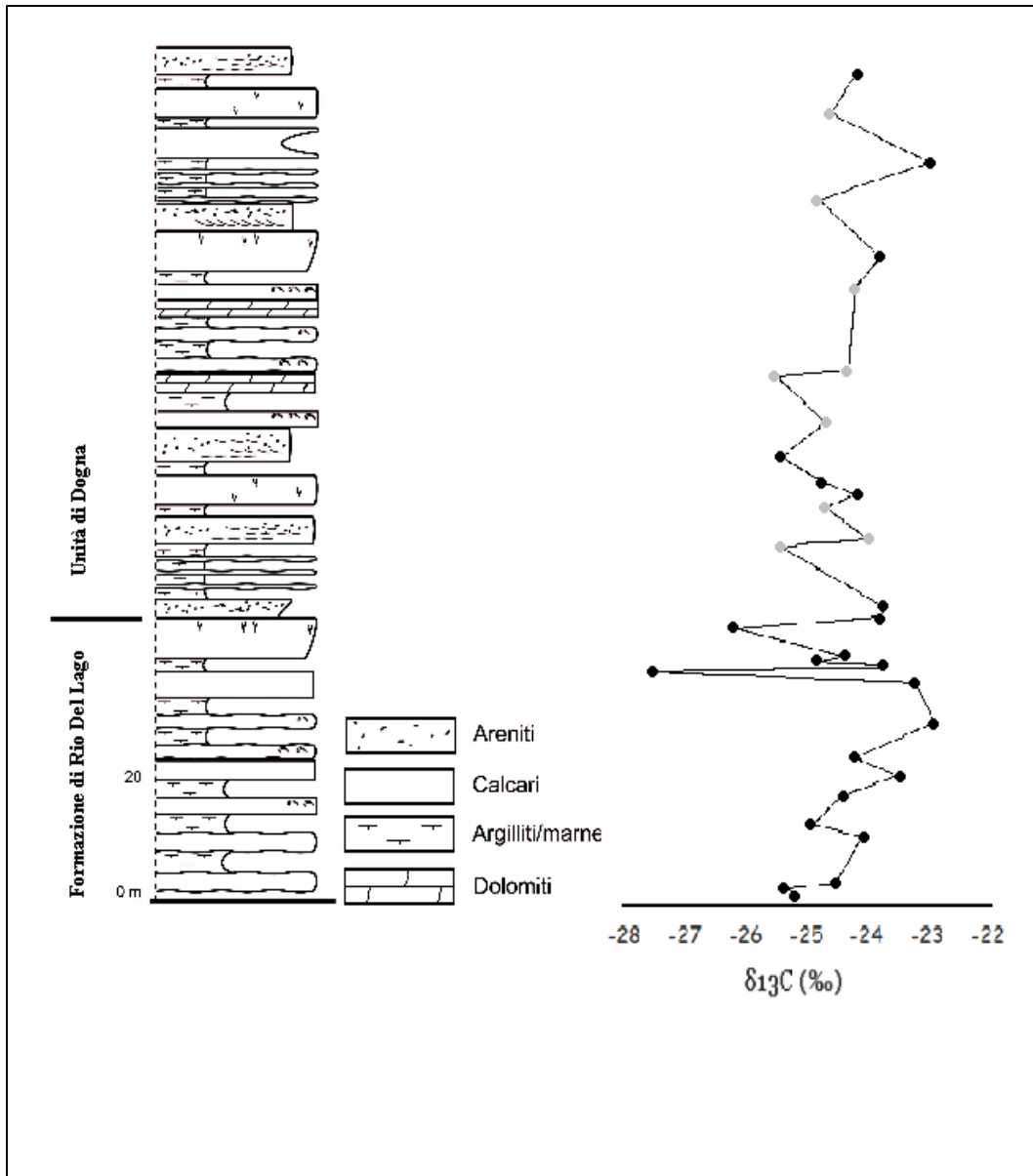


Fig 21: Andamento del rapporto isotopico del carbonio organico a confronto con un log semplificato dell'area in esame. I valori di $\delta^{13}\text{C}$ plottati in nero sono completamente attendibili mentre quelli plottati in grigio derivano da campioni contenenti basse concentrazioni di carbonio, la cui analisi ha generato picchi troppo deboli per essere considerati entro margini d'errore ragionevoli.

6. Discussione risultati

6a. Discussione risultati analisi diffrattometrica

I **cambiamenti climatici** possono interagire con la sedimentazione e i processi che la governano, l'evoluzione di una sequenza sedimentaria può essere fortemente influenzata da variazioni sedimentologiche guidate dal clima (Vail et al. 1991).

Cambiamenti del livello di base e modificazioni del clima possono verificarsi parallelamente e andare entrambi a influenzare i processi sedimentari (Nichols 2009, Bosellini et al. 1989).

L'analisi diffrattometrica eseguita aiuta a far luce sui cambiamenti climatici e sulle modificazioni dei processi sedimentari avvenuti nell'area in esame.

In particolare lo studio dei minerali delle argille fornisce importanti indicazioni paleoclimatiche e ambientali. Essi si formano nei suoli a seguito di processi di alterazione che dipendono anche dal clima, di conseguenza lo stesso substrato può alterare in maniera diversa e contenere quindi argille differenti (Retallack, 2001).

L'analisi diffrattometrica ha avuto lo scopo di individuare quali minerali delle argille

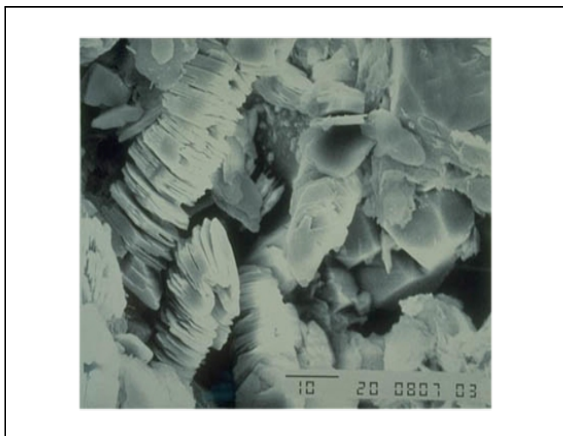


Fig 22: Fotografia al SEM di cristalli di caolinitici.
Immagine da: www.sciencelearn.org.nz

sono presenti nei campioni studiati, in particolare è interessante la presenza di caolinite e di un minerale interstratificato misto di tipo smectite-illite. La **caolinite** si forma in suoli che ricevono fra i 1000 e i 2000 mm di precipitazioni annue, pertanto domina le parti argillose dei

suoli tropicali umidi. Essa richiede tempi di formazione molto lunghi, può essere quindi usata per stimare la maturazione dei suoli in cui è presente (Retallack, 2001). La presenza di caolinite in sedimenti depositi in ambiente marino è un indicatore della maturazione dei suoli da cui essi derivano. Un dilavamento superficiale ridotto dà il tempo ai suoli in erosione di evolvere e alla caolinite di formarsi in quantità significative. Al contrario se l'erosione è molto veloce, i sedimenti saranno originati da suoli poco sviluppati (immaturi) e quindi poveri di questo minerale.

I campioni contenenti caolinite sono il PNC 55 e il PNC 111 che si trovano al di sotto dei primi strati arenacei. Questo fa pensare che la comparsa delle areniti nella sezione in esame, possa essere attribuita a un aumento del dilavamento superficiale in conseguenza di un aumento della piovosità. Un tasso di dilavamento accelerato potrebbe aver impedito lo sviluppo di suoli maturi e quindi la formazione di minerali delle argille evoluti quali la caolinite.

Si può ipotizzare anche uno scenario alternativo che prende in esame le variazioni relative del livello del mare.

La spiegazione potrebbe essere un abbassamento relativo del livello del mare che porta in emersione il top della piattaforma, diminuendo la produzione di carbonato di calcio (Schlager 1994).

La provenienza del materiale terrigeno è da attribuire allo sviluppo di sistemi fluviali su superfici precedentemente in equilibrio con il livello di base e al conseguente incremento del dilavamento superficiale (Schlager 1994; Bosellini et al. 1989).

L'aumento dell'apporto sedimentario può quindi essere visto sia come il risultato di un cambiamento climatico sia come la conseguenza di un abbassamento del livello del mare (Wortmann et al. 2004).

Anche secondo la seconda ipotesi, la comparsa delle areniti segna un cambio delle condizioni sedimentarie, verso un periodo dominato da alti tassi di erosione superficiale.

L'assenza della caolinite negli strati successivi ai depositi sabbiosi si accorda con questa interpretazione, infatti anche un abbassamento del livello del mare può far crescere il tasso di dilavamento superficiale, abbastanza da impedire la maturazione di suoli.

Come nel caso descritto precedentemente, suoli poco maturi avranno un contenuto di caolinite molto basso o essa sarà completamente assente (Retallack, 2001). Sedimenti generati da suoli relativamente giovani non conterranno quindi caolinite.

L'ipotesi più probabile prevede che l'abbassamento del livello del mare e i cambiamenti climatici siano avvenuti quasi simultaneamente ma i dati raccolti fin ora non permettono di affermarlo con certezza.

Le rocce affioranti a Rio Pontuz, in particolare le areniti, sono costituite principalmente da quarzo e granuli di origine vulcanica (Meneguolo 2009).

La composizione dei clasti è principalmente acida (predominano feldspati alcalini e plagioclasti), anche se sono presenti specie basiche. Alcune specie mostrano alterazione (Meneguolo 2009).

L'alterazione di rocce vulcaniche di questo tipo da tipicamente origine ad un altro minerale delle argille la cui presenza è confermata dall'analisi diffrattometrica: la **smectite** (Masuda et al. 1996).

Più precisamente nei campioni analizzati è presente un minerale interstratificato di tipo smectite illite. Presumibilmente l'origine dell'illite è da attribuire all'alterazione di un'argilla, in un primo momento, totalmente smectitica. Questo processo prende il nome di illitizzazione e può essere avvenuto in superficie oppure a seguito del seppellimento e dell'aumento della temperatura (Essene and Peacor 1995).

Purtroppo non abbiamo dati sufficienti per fare supposizioni sulle profondità raggiunte dalle rocce analizzate, ma il riscontro della smectite e il processo dell'illitizzazione possono essere utili per ricostruire la storia della nostra sezione in particolare da un punto di vista termico (Essene and Peacor, 1995).

6b. Discussione analisi del rapporto isotopico del carbonio organico

I risultati ottenuti dall'analisi isotopica del carbonio organico mostrano chiaramente un aumento del $\delta^{13}\text{C}$ nella prima parte della sezione analizzata, comportamento simile a quello riscontrato da Dal Corso et al. (2012) nelle successioni dolomitiche (Dal Corso et al. 2011, 2012). Il trend positivo del $\delta^{13}\text{C}$ suggerisce un incremento progressivo del seppellimento di carbonio organico come osservato su sedimenti carbonatici marini da Korte et al. (2005) e su resti di piante fossili da Dal Corso et al. (2011).

L'isotopo ^{12}C viene scambiato più facilmente nelle reazioni chimico-biologiche rispetto al ^{13}C perché ha una reattività maggiore (O'Leary 1980). La sostanza organica prodotta attraverso il ciclo di reazioni chimico-biologiche che costituiscono la fotosintesi clorofilliana quindi è arricchita in ^{12}C rispetto al reservoir da cui gli organismi autotrofi fissano la CO_2 (O'Leary, 1980). Pertanto, il seppellimento di resti di piante e/o di altri organismi sottrae ^{12}C dal carbonio contenuto nel reservoir atmosfera-oceano. La formazione di depositi di carbone e torbiere potrebbe quindi essere la causa dell'arricchimento ambientale di ^{13}C durante il Carnico inferiore. Infatti, dopo un periodo di assenza a seguito dell'estinzione di massa al limite Permiano/Triassico, il carbone riappare nel record geologico poco prima della fine del Ladinico (Korte et al. 2005).

In corrispondenza dell'inizio del Carnian Pluvial Event e della comparsa delle areniti nella sezione di Rio Pontuz, il trend positivo del $\delta^{13}\text{C}$ si interrompe bruscamente e si nota un'oscillazione negativa ampia circa 3 ‰.

Il trend del carbonio nell'area studiata è simile a quello riscontrato in Dolomiti da Dal Corso et al. (2012), infatti anche la serie composita di età carnica, comprendente le successioni di Stuoeres Wiesen e Milieres-Dibona, mostra un'escursione negativo del $\delta^{13}\text{C}$ dopo un periodo di crescita del rapporto isotopico.

Il picco negativo nel record isotopico del carbonio prova che all'impostarsi del CPE ci fu un forte rilascio di CO₂ arricchita in isotopo leggero ¹²C.

L'anidride carbonica emessa dalla Wrangellia può essere direttamente la fonte di ¹²C responsabile dell'oscillazione isotopica, oppure può aver causato un aumento della temperatura destabilizzando altri reservoir del carbonio.

Datazioni biostratigrafiche e radiometriche posizionano la Wrangellia LIP fra la fine del Ladinico e la base del Carnico superiore, attribuendole un'attività che potrebbe essere stata più breve di 2 milioni di anni, nonostante il grande volume di magma prodotto (Greene et al. 2010; Furin et al. 2006).

Nel record geologico sono registrati altri eventi di perturbazione climatica e crisi biologica coincidenti con perturbazioni negative del rapporto isotopico del carbonio e, spesso, la diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ è spiegata con l'iniezione di CO₂ a seguito di un'eruzione vulcanica (Wignall 2001). In effetti le LIP emettono grandi quantità di gas serra ma la provenienza dell'anidride carbonica responsabile della perturbazione del $\delta^{13}\text{C}$ può essere difficilmente attribuita alla sola eruzione vulcanica, perché la CO₂ vulcanica è troppo pesante ($\delta^{13}\text{C} = -7 \text{ ‰}$) (Deines 2002) per causare uno shift negativo dell'entità di quello da noi riscontrato, considerati i volumi di gas che avrebbero potuto essere ragionevolmente immessi in atmosfera dall'eruzione del Wrangellia. Si presuppone quindi il coinvolgimento di altri grandi reservoir del carbonio (Dal Corso et al. 2012).

La Wrangellia LIP potrebbe aver liberato abbastanza gas serra da provocare un aumento della temperatura e aver così destabilizzato i giacimenti di gas idrato (clatrati) presenti sulle scarpate continentali e le piattaforme neritiche più profonde degli oceani.

I clatrati, a seguito del riscaldamento globale, potrebbero quindi aver liberato metano che, una volta nell'atmosfera, si ossida trasformandosi in anidride carbonica.

I gas idrati accumulati sui fondali oceanici hanno un $\delta^{13}\text{C}$ molto più leggero di quello

mantellico (-60 ‰) (Dickens et al 1995), potrebbero perciò essere la fonte di CO₂ responsabile dello picco isotopico negativo alla base del CPE.

Esistono però evidenze di CO₂, proveniente dal mantello, il cui valore di $\delta^{13}\text{C}$ è molto più basso di quello generalmente assunto ($\delta^{13}\text{C} = -7$ ‰). Lo studio di Deines (2002) su xenoliti del mantello suggerisce l'esistenza di CO₂ vulcanica con $\delta^{13}\text{C}$ intorno a -24 ‰.

Non ci sono dati sui rapporti isotopici del magmatismo della Wrangellia, ma se la CO₂ emessa da questa LIP fosse stata arricchita in ¹²C dei tenori suggeriti da Deines (2002), allora la CO₂ vulcanica potrebbe essere sufficiente a spiegare l'oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ da noi registrata a Rio Pontuz.

L'inizio del CPE corrisponde con un aumento dell'apporto silicoclastico nel bacino della Tetide ed è segnato, nella sezione di Rio Pontuz, dalla comparsa di depositi arenacei.

Coma già descritto in precedenza il Carnian Pluvial Event è un momento di profondi cambiamenti ambientali, climatici e biologici. Esso segna l'inizio di un periodo in cui il clima arido del Triassico si sposta verso condizioni climatiche più umide.

L'oscillazione isotopica riscontrata da questo studio inizia al metro 42 - 45 e le arenarie compaiono al metro 47. La prima arenite è uno strato decimetrico e gradato ed è seguito da strati arenitici con spessori fino a qualche metro e contenenti molte strutture sedimentarie (ripple, dune). Le arenarie compaiono in corrispondenza del campione PNC 109 ($\delta^{13}\text{C} = -26,2$ ‰) mentre l'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ non è ancora riassorbita. Si può ipotizzare quindi che siano il risultato di un brusco incremento del dilavamento superficiale dovuto all'aumento della piovosità a seguito dell'impostarsi del CPE, come osservato in altre località della Tetide e globalmente (Simms e Ruffell, 1990; Prochnow et al., 2006; Preto et al., 2010). Nella sezione di Rio Pontuz è testimoniato come l'incremento di apporti silicoclastici segua immediatamente l'escursione isotopica che probabilmente coincide nel tempo con il fattore scatenante dei cambiamenti climatici (incluso l'aumento di piovosità) associati al CPE.

7. Conclusioni

I dati raccolti in questa tesi aiutano a far luce sulla natura e sulle origini del CPE, confermando l'esistenza di una sua relazione con una perturbazione negativa del rapporto isotopico del carbonio organico.

Tale oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ è stata rilevata nella sezione di Rio Pontuz, grazie all'analisi geochimica svolta per questa tesi. Come sulle Dolomiti (Dal Corso et al. 2012) anche qui lo shift negativo si verifica dopo un periodo caratterizzato da un trend positivo del $\delta^{13}\text{C}$ e coincide con la base del CPE.

La tesi suggerisce che la brusca diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ nel sistema oceano-atmosfera, sia collegata all'emissione di grandi quantità di CO_2 , arricchita in isotopo leggero, da parte di una grande provincia magmatica (LIP) chiamata Wrangellia.

Il Carnian Pluvial Event sarebbe così un altro esempio di concomitanza fra un'oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ e un grande evento vulcanico, parallelamente a variazioni climatiche e biologiche importanti (Dal Corso et al. 2012).

L'aumento del dilavamento superficiale e del *run-off* dal continente è segnato sulla sezione dalla comparsa di depositi arenitici che si posizionano in corrispondenza della brusca diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$. Il fatto che le areniti compaiano alla base del CPE è la prova che la sedimentazione ha reagito ai cambiamenti climatici in atto ed è un ulteriore indizio a conferma dell'esistenza di un legame fra le modificazioni del clima e l'eruzione della Wrangellia.

Un'altra possibile ricostruzione degli eventi avvenuti durante il Carnico prevede che le areniti si siano deposte a seguito di un abbassamento relativo del livello del mare. In questo caso l'aumento dell'erosione continentale sarebbe dovuto all'emersione di aree prima sommerse e all'approfondimento del profilo di equilibrio dei sistemi fluviali che

consegue ad un abbassamento del livello di base.

Ambedue le ipotesi concordano con i risultati dell'analisi diffrattometrica, che riporta la presenza della caolinite solo al di sotto delle areniti, che indica la presenza di suoli maturi; un tasso elevato del dilavamento superficiale non permetterebbe a questo minerale di formarsi perché il suolo verrebbe eroso prima.

Tuttavia con i dati a disposizione è difficile stabilire precisamente se l'aumento del tasso erosivo sia dovuto alla variazione del livello del mare o a un aumento di piovosità.

Bibliografia

Benton, M.J. (2004), Origin and relationships of Dinosauria, in Weishampel, D.B., et al., eds., *The Dinosauria*: Berkeley, California, University of California Press, p. 7–19.

Bosellini, A. (1968), Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro settentrionali, *Atti Accademia Nazionale dei Lincei, rendiconti Cl. Sc. Fiss. Mat. Nat.*, ser. 8, v.9 n.1, pp. 3-33, Roma.

Bosellini, A. (X), Mutti, E., Ricci Lucchi, F., *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET Torino p.395

Brandner, R. (1984). Meeresspiegelschwankung und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 126, 435–475.

Breda, A., Preto, N., Roghi, G., Furin, S., Meneguolo, R., Ragazzi, E., Fedele, P., Gianolla, P. (2009) The carnian pluvial event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, dolomites, Italy). *Geo.Alp*, Vol. 6, S. 80–115

Carulli, G.B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Eianchin G., Mantovani F. & Mezzacasa G. (1987) - La geologia della zona tra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, 49, 1-32.

Cornelis K., Philpotts A. (2013) *Earth and Minerals*, Cambridge University Press New York, p. 533

Dal Corso, J., Preto, N., Kustatscher, E., Mietto, P., Roghi, G., and Jenkyns, H.C., (2011), Carbon isotope variability of Triassic amber, as compared with wood and leaves (Southern Alps, Italy): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 302, p. 187–193, doi:10.1016/j.palaeo.2011.01.007.

Deines, P. (2002), The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths: *Earth-Science Reviews*, v. 58, p. 247–278, doi:10.1016/S0012-8252(02)00064-8.

De Zanche, V., V., Gianolla, P., Roghi, G., (2000). Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy). *Eclogae Geol. Helv.* 93, 331–347.

Dickens, G.R., Neil, O., Jr., Rea, D.K., and Owen, R.M., (1995), Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene: *Paleoceanography*, v. 10, p. 965–971, doi:10.1029/95PA02087.

Dickins J.M., (1993). Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 89–94.

Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassel, S.C., and Eglinton, G., (1978), Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation: *Nature*, v. 272, p. 216–222, doi:10.1038/272216a0.

Eglinton G., and Hamilton, R.J., (1967), Leaf epicuticular waxes: *Science*, v. 156, p.1322–1335, doi:10.1126/science.156.3780.1322.

Erba E., (2006), The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: Biosphere/geosphere interactions: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 232, p. 237–250, doi: 10.1016/j.palaeo.2005.09.013.

Essene, E.J. and Peacor, D.R. (1995) Clay mineral thermometry a critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, 43, 540-553.

Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., Hubick, K.T., (1989). Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* 40, 503–538.

Furin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Gianolla, P., Crowley, J.L., and Bowring, S.A., (2006), High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and dinosaurs: *Geology*, v. 34, p. 1009–1012, doi:10.1130/G22967A.1.

Gianolla, P., De Zanche, V. and Mietto, P. (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (northern Italy): definition of sequences and basin evolution. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM . Spec. Publ., 60: 719-747.

Greene, A.R., Scoates, J.S., Weis, D., Katvala, E.C., Israel, S., and Nixon, G.T., (2010), The architecture of oceanic plateaus revealed by the volcanic stratigraphy of the accreted Wrangellia oceanic plateau: *Geosphere*, v. 6, p. 47–73, doi:10.1130/ges00212.1.

Hornung, T., Brandner, R.,(2005). Biostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): local black shale events controlled by the regional tectonics, climatic change and plate tectonics. *Facies* 51, 460–479.

Hornung, T., Brandner, R., Krystyn, L., Joachimski, M., Keim, L., (2007). Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan “Carnian crisis”. In: Lucas, S.G., Spielmann, J.A.(Eds.), *The Global Triassic: New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 41, pp. 59–67.

Jadoul F., Nicora A. & Ortenzi A. (1995), Il Ladinico superiore-Carnico in Val D’Aupa e Alpi Giulie: prospettive di studio per il limite Ladinico-Carnico, *Ann. Univ. Ferrara*, v. 5 (suppl.), pp 85-90.

Kooistra W.H.C.F., Coppejans E.G.G. & Payri C. (2002). Molecular systematics, historical ecology, and phylogeography of *Halimeda*. (Bryopsidales) *Molecular Phylogenetics and Evolution* 24: 121–138.

Korte, C., Kozur, H., Veizer, J., (2005). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 226, 287–306.

Kutzbach, J.E., and Gallimore, R.G., (1989), Pangaeon climates: Megamonsoons of the megacontinent: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 3341–3357, doi:10.1029/JD094iD03p03341.

Masuda, H., O'Neil, J.R., Jiang, W.-T., and Peacor, D.R. (1996) Relation between interlayer composition of authigenic smectite, mineral assemblages, I/S reaction rate, and fluid composition in silicic ash of the Nankai Trough. *Clays and Clay Minerals*, 44, 443–459.

Moore D., Reynolds RC. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford: Oxford Univ. Press. 378 pp.

Nichols G. (1999) *Sedimentology & Stratigraphy*, Blackwell Science Ltd, Oxford (UK) p. 355

Plotze, M. and Kahr, G. (2005) Diagnostic intercalation in clay minerals. *Berichte der Deutschen Tonund Tonmineralgruppe*, 11, 51–55.

Preto, N. & Hinnov, L.A. (2003): Unravelling the origin of shallow-water cyclothems in the Upper Triassic Dürrenstein Fm. (Dolomites, Italy). - *Journal of Sedimentary Research*, 73: 774-789.

Preto, N., Roghi, G., Gianolla, P., (2005). Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 124, 269–279.

Prochnow, S.J., Nordt, L.C., Atchley, S.C., and Hudec, M.R., (2006), Multi-proxy paleosol evidence for Middle and Late Triassic climate trends in eastern Utah: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 232, p. 53–72, doi: 10.1016/j.palaeo.2005.08.011.

Retallack, G.J. (2001): Soils of the past: an introduction to paleopedology (2nd edition). - Unwin-Hyman Ltd, London, 404 pp.

Simms MJ., Ruffel AH. (1989) Synchronicity of climate change and extinctions in the Late Triassic. *Geology* 17:265–268 .

Roghi, G., Ragazzi, E., Gianolla, P., (2006). Triassic amber of the Southern Alps. *Palaios* 21, 143–154.

Rigo, M., Preto, N., Roghi, G., Tateo, F., and Mietto, P., (2007), A rise in the carbonate compensation depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deepwater evidence for the Carnian Pluvial Event: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 246, p. 188–205, doi:10.1016/j.palaeo.2006.09.013.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G., and Droxler, A., (1994), Highstand shedding of carbonate platforms: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 270-281

Sepkoski, J.J., 1996, Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases, in Walliser, O.H., ed., *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*: Berlin, Springer, p. 35–51.

Simms, M.J., Ruffell, A.H., (1990). Climatic and biotic change in the late Triassic. *J.Geol. Soc. (Lond.)* 147, 321–327.

Stanley, G.D., (2003), The evolution of modern corals and their early history: *Earth Science Reviews*, v. 60, p. 195–225, doi: 10.1016/S00128252(02)00104-6.

Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lécuyer, C., Suchéras-Marx, B., Duarte, L.V., Philippe, M., Reggiani, L., and Martineau, F., (2010), Secular environmental precursors to early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 290, p. 448–458, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.047.

Taylor, T.N., Taylor, E.L., and Krings, M.,(2009), *Paleobotany. The biology and evolution of fossil plants (second edition)*: New York, Academic Press, 1230 p.

Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C., (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. In: Einsele G., Ricken W., Seilacher, A. (Eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 617-659.

Walker, J.D., Geissman, J.W., compilers,(2009), *Geologic Time Scale: Geological Society of America*, doi:10.1130/2009.CTS004R2C.