



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO

DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE

Dottorato di ricerca in Scienze della Terra, indirizzo Geologia

EVOLUZIONE DIAGENETICA DELLE SUCCESSIONI
PANORMIDI DEL LIMITE TRIASSICO/GIURASSICO

SSD Geo/02

TESI DI
SIMONA TODARO

TUTOR
PROF. PIETRO DI STEFANO

COORDINATORE DEL DOTTORATO
PROF. FRANCESCO PARELLO

REFERENTE INDIRIZZO GEOLOGIA
PROF. ENRICO DI STEFANO

XXV CICLO - ANNO ACCADEMICO 2014/2015

DOTTORATO



1. Riassunto

Lo studio sedimentologico e stratigrafico di alcune sezioni del Triassico Superiore-Giurassico Inferiore del dominio Panormide (Sicilia), ha contribuito all'elaborazione di un dataset che consente di avanzare nuove considerazioni sulla complessa evoluzione di questo dominio paleogeografico in prossimità del limite T/J. Sono stati studiati in dettaglio tre principali settori lungo la porzione nord-occidentale della Sicilia, dai Monti di San Vito alle Madonie, attraverso i Monti di Palermo.

Nel settore più occidentale presso Monte Sparagio (penisola di Capo San Vito), l'analisi delle microfacies ha consentito di posizionare il limite T/J all'interno di una spessa successione di cicli peritidali del Triassico Superiore-Giurassico Inferiore, sulla base della scomparsa di *Triasina hantkeni* e della comparsa di associazioni oligotipiche a *Thaumapoporella parvovesiculifera* e *Aeolisaccus*. Il passaggio appare continuo, non si evidenziano infatti discontinuità legate alla tettonica o alle variazioni del livello del mare. Evidenze di un abbassamento del livello del mare lungo questa sezione, sono state riconosciute ben al di sotto del limite T/J, all'interno della biozona a *Triasina* del Retico. Questo evento è evidenziato dalla presenza di uno spesso paleosuolo che ricopre una superficie carsificata correlabile lateralmente con una struttura interpretabile come una paleodolina. Inoltre, al sotto di questa superficie, si sviluppa un ampio sistema di grandi cavità paleocarsiche. Le cavità sono colmate da breccie da collasso formando, in alcuni casi, delle strutture tipo "breccia pipes". Gli elementi della breccia derivano dall'host rock peritidale e sono circondate da una matrice siltosa policroma che rende questa breccia di particolare interesse ornamentale. L'emersione stimata della piattaforma è di circa 130 m, un valore che difficilmente può essere spiegato in termini di una variazione eustatica se si considera che il valore stimato da Hallam (2001) per la variazione Retica del l.m. è di circa 50 m. E' quindi da considerare una possibile componente tettonica connessa al contemporaneo rifting della adiacente Tetide Alpina. I cicli triassici presenti in quest'area mostrano estesi fenomeni di dissoluzione stratale che chiaramente predatano la porosità "cavernus" come indicato dalla presenza, fra le breccie da collasso, di clasti derivanti da questi orizzonti. Tre diversi tipi di dissoluzione stratale sono stati riconosciuti: vug, biomoldic e "spongy-like". Lo studio di questo tipo di dissoluzione risulta di particolare interesse per la formazione di porosità secondaria nei reservoirs carbonatici ed ha quindi costituito uno degli argomenti più approfonditi nello studio di dottorato. La comparazione morfologica delle cavità spongy-like con simili strutture da

dissoluzione presenti nelle piattaforme carbonatiche attuali, insieme ai dati geochimici, supporta l'influenza di una lente di acque di mixing per la formazione sia delle cavità spongy che della porosità vug e biomoldic.

Il modello messo a punto implica la presenza di un apporto di acque dolci e di un'interazione tra le variazioni ad alta frequenza del livello del mare, responsabili della ciclicità peritidale e la tessitura delle facies subtidali. Durante le fasi di lowstand (con la conseguente formazione dei paleosuoli) un apporto di acque dolci, da una terra emersa vicina o dalle precipitazioni, interagisce con la lente freatica marina creando una lente di acque di mixing che staziona nei membri subtidali dei cicli. Il forte controllo tessiturale, dettato dalla bioturbazione, dal contenuto fossilifero o dall'assenza di entrambi, nelle facies subtidali risulta fondamentale nella determinazione della porosità risultante. In altre parole, quando la lente di mixing staziona in corrispondenza delle facies bioturbate, nelle quali si è creata una disomogeneità tessiturale fra sedimento originario e il riempimento delle cavità da bioturbazione, la dissoluzione risultante assume l'aspetto del pattern spongy. Nel caso della presenza di abbondanti gusci di bivalvi, la dissoluzione ad opera di acque di mixing crea una porosità di tipo biomoldic, mentre in assenza di un controllo tessiturale si sviluppa una porosità vug.

Nelle aree di studio adiacenti (Monti di Palermo e Madonie) il limite tra i terreni triassici e giurassici è discontinuo. I depositi di scogliera del Norico-Retico presentano alcune cavità colmate da silt meteorici di età retica che indicano una breve fase di esposizione del margine di piattaforma seguita da un successivo annegamento. L'intensa frammentazione tettonica dimostrata da altri autori nel settore di Billiemi durante l'Hettangiano è responsabile della conversione del margine della piattaforma a scarpata. Si determina in questo modo una superficie di discontinuità che mette a contatto i depositi di scogliera con lembi discontinui di calcari bioclastici a brachiopodi del Pliensbachiano e/o con depositi pelagici ad ammoniti del Toarciano.

La presenza di grandi volumi di depositi di scarpata dolomitizzati (Fm. Fanusi e Quacella *Auct.*, nell'adiacente bacino Imerese, è qui interpretata come il risultato di ripetuti crolli da una scarpata a controllo tettonico impostasi lungo il margine della piattaforma durante l'Hettangiano ed il Sinemuriano. Questa ipotesi è anche supportata dalla presenza di sedimenti di differente facies ed età (tuttavia sempre del Giurassico Inferiore) che drappeggiano la scogliera come depositi di episcarpata.

1. Abstract

The stratigraphical and sedimentological study of uppermost Triassic-lowermost Jurassic sections belonging to the Panormide platform in Sicily, has provided an original dataset that allow to put forward some new considerations on the complex evolution of this paleogeographic domain across the T/J boundary. Three main sectors have been investigated in detail along a northern Sicily W-E transect from the San Vito Lo Capo Peninsula, via the Palermo Mountains, to the Madonie Mountains.

In the westernmost sector, at Monte Sparagio (San Vito Lo Capo Peninsula), the microfacies analysis has allowed to place the T/J boundary across a thick undifferentiated succession made of Upper Triassic-Lower Jurassic peritidal cycles, on the base of the last occurrence of *Triasina hantkeni* and the appearance of oligotypic facies with *Thaumatoporella parvovesiculifera* and *Aeolisaccus*. The transition appears fully conformable without any record of possible variations of the sedimentary regime (e.g. sea level fall, tectonic deformations) besides the faunal turnover.

In this section evidence of a sea-level lowering are recognized well below the T/J boundary, roughly in the middle part of the *Triasina* zone, thus of the Rhaetian. This event is suggested by the presence of a particularly thick red paleosol that covers a karstified surface, laterally correlated with a structure that is interpreted as a paleosinkhole. Moreover an huge system of paleokarstic caves develops downward from this surface. The caves are filled up by collapsed breccias to form, in some parts “breccia pipes”. The breccia elements clearly derive from the peritidal host rock and are surrounded by polychrome silty matrices that rendered this breccia of great interest for ornamental purposes. The uplift of the platform can be estimated at about 130 m, a value that is difficult to explain only in terms of eustatic variation if we consider the estimated values (about 50 m) provided by Hallam (2001). So a tectonic forcing has to be considered possibly induced by the adjacent rifting of the Alpine Tethys.

The Triassic cycles in this area show extensive phenomena of stratabound dissolution that clearly predate the cavern dissolution as indicated by the involvement of the latter in the collapse breccias that fills the paleocaves. Three main types of stratabound dissolution have been recognized: vug, moldic and “spongy-like”. The study of this type of dissolution is of particular interest for the diagenetic formation of the secondary porosity in carbonate reservoirs so it has been one of the main topic of the PhD.

The morphological comparisons of the spongy-like cavities with recent similar dissolution patterns in modern carbonate platforms, coupled to the geochemical data, supports the influence of a mixing water lens for the formation of the spongy-like cavities but also for the vug and moldic stratabound porosity.

The model put forward implies the presence of a fresh water supply in the area and an interaction between the high-frequency and low-amplitude sea-level fluctuations, responsible of the peritidal ciclicity, and the textural patterns of the subtidal facies. During the lowstand phases (and the subsequent formation of the Terra Rossa paleosols) a fresh-water supply, provided by adjacent exposed lands and/or by rainwaters, interacts with the phreatic marine lens giving rise to a thin mixing water lens floating on the phreatic marine zone and stationing in the subtidal member of the cycle. The strong textural control exerted by the bioturbation, by the fossil content or by the absence of both in a specific subtidal member is fundamental in determining the resulting solution patterns.

In other words, when the mixing zone was stationed on the bioturbated mud, where a differential porosity and permeability existed, than dissolution preferentially assumed the spongy shape. In the presence of abundant mollusc shells, the dissolution operated by the mixing waters preferentially created biomoldic porosity, whilst without a strong macrotextural control a vuggy porosity could develop.

In the adjacent study areas (Palermo and Madonie Mountains) the boundary between Triassic and Jurassic sediments is discontinuous. A drowning unconformity characterizes the marginal sector of the platform in which the reef complex is overlain by Pliensbachian pelagic limestones belonging to the “Rosso Ammonitico”.

These data are indicative of a short subaerial exposure of the platform, during Rhaetian, and of a tectonic activity, along the platform margin, during Hettangian-Sinemurian times. These type of deformations are related to the rifting stages in the adjacent Alpine Tethys. The presence of a huge volume of slope dolomitized deposits (Fanusi and Quacella Formations *Auct.*), in the adjacent Imerese Basin account for a conversion of the reef complex, edging the platform, to a slope zone repeatedly affected by submarine collapses. This is also supported by the presence of sediment pockets (patches) of different facies and ages (however Early Jurassic) that drapes the reefs as epi-escarpment deposits.

2. Introduzione

L'evoluzione diagenetica delle successioni carbonatiche riscuote un grande interesse anche per le ricadute economiche legate alla ricerca di idrocarburi. Queste successioni infatti possono costituire degli eccellenti *reservoir* grazie ad una elevata porosità spesso acquisita secondariamente per diagenesi (dissoluzione, dolomitizzazione) o per fratturazione. Per quanto riguarda la vasta gamma di strutture diagenetiche legate alla dissoluzione, esse sono il risultato dell'interazione di differenti fattori con il corpo carbonatico (James & Choquette, 1988). Fasi di esposizione subaerea (Esteban & Klappa, 1983) o la circolazione di acque sottosature in contesti meteorici o di mixing (Plummer 1975; James & Choquette 1990b; Tucker & Wright 1990) costituiscono i principali fattori di controllo per la determinazione di strutture da dissoluzione a partire dal microcarsismo fino alle grandi cavità (Esteban and Klappa, 1983; Mylroie & Carew, 1995; Whitaker & Smart, 1997; Smart et al., 2006). Tuttavia, da non sottovalutare sono l'influenza del clima, la tessitura dell'*host rock* carbonatico e la tettonica. I processi di dissoluzione sono stati descritti sia in contesti carbonatici attuali (Smart et al., 1988; Beach, 1995) che fossili (Choquette and Pray, 1970; James and Choquette, 1988; Christ et al., 2012; Baceta et al., 2007) con il riscontro di forti analogie nei meccanismi di controllo. Le successioni carbonatiche interessate da fenomeni di dissoluzione, registrano quindi informazioni di estremo interesse in termini di evoluzione del settore crostale (variazioni della subsidenza, del livello del mare e del regime climatico).

Prendendo spunto da tali considerazioni, lo studio di dottorato è stato focalizzato sull'evoluzione diagenetica delle successioni del limite Triassico/Giurassico della piattaforma Carbonatica Panormide (PCPA) affioranti in tre settori della Sicilia settentrionale (Monti di San Vito, Monti di Palermo e Monti delle Madonie) allo scopo di decodificare i complessi fattori di controllo che hanno portato alla genesi di estesi fenomeni di dissoluzione e di troncature erosive in un momento di profonde modificazioni indotte dalla crisi biotica e dalle fasi di *rifting* della Tetide Alpina.

Lo studio riveste carattere di originalità in quanto sulla diagenesi dei carbonati della PCPA ed, in particolare, di questo intervallo stratigrafico, è noto un solo contributo di Lo Cicero (1986) che, grazie allo studio della variazione dei rapporti isotopici del C e del O nelle successioni triassiche affioranti nei Monti di Palermo ha documentato un'interazione tra i carbonati della piattaforma e le acque meteoriche durante la loro diagenesi.

Più recentemente Dewever et al., (2010) ha studiato la circolazione dei fluidi in una successione cretacea del dominio Panormide nell'ambito della caratterizzazione di possibili *reservoir* di idrocarburi in settori della Catena Siciliana.

Lo studio di dottorato, sintetizzato nel presente volume, ha necessariamente comportato la caratterizzazione stratigrafica e sedimentologica delle successioni panormidi del limite T/J nel quadro delle variazioni globali che hanno condizionato questo passaggio.

Il limite T/J rappresenta infatti la 5° più grande estinzione di massa della storia del pianeta per la quale è stato stimato che circa l'50% delle specie marine e continentali si estinsero. Questo importante evento è stato ben registrato nei record stratigrafici continentali mentre scarse evidenze si riscontrano nei terreni marini in quanto è stato registrato un gap stratigrafico che copre, in alcuni casi, un intervallo temporale che va dal Retico fino a tutto l'Hettangiano. Questo gap stratigrafico sembra essere il risultato di una variazione negativa del livello del mare stimata all'incirca in 50 m (Hallam, 2001). Da un punto di vista geodinamico, se globalmente si stava verificando la frammentazione del Pangea con la creazione del CAMP *Central Atlantic Magmatic Province* (Golonka et al., 2007) anche l'apertura della Tetide Alpina ha influito sull'evoluzione dei domini di piattaforma e bacino che ne bordavano il margine. L'attività magmatica relativa al CAMP e la conseguente emissione di CO₂, sembra essere responsabile di importanti cambiamenti del chimismo delle acque, che hanno determinato una variazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$. Evidenze regionali di questo trend negativo sono state registrate in diverse successioni stratigrafiche affioranti in Ungheria, Inghilterra e Austria confermando che questa variazione è coeva in aree diverse (McRoberts et al., 1997; Hesselbo et al., 2004; Palfy et al., 2001). Le emissioni di CO₂ avrebbero provocato, inoltre, un aumento della temperatura di 3°- 4° (McElwain, 1999).

Nell'area tetidea le variazioni delle condizioni ambientali associate al *rifting* della Tetide Alpina, sono state registrate nelle successioni stratigrafiche marine che oggi affiorano nelle Alpi e negli Appennini. Per quanto riguarda i domini di piattaforma vengono descritte delle facies di emersione come paleosuoli rossi e breccie pedogenetiche nelle successioni delle Alpi Meridionali (Jadoul et al., 2005) e nelle Alpi Liguri (De Carlis & Lualdi, 2008). Facies anossiche nei bacini appenninici di La Spezia, Gran Sasso e Lagonegro sono state documentate da Ciarapica (2007).

In questo quadro di conoscenze, lo studio di dottorato, con l'analisi delle sequenze di facies e di una vasta gamma di strutture da dissoluzione, di orizzonti pedogenici, breccie da collasso e troncature erosive, presenti nelle successioni panormidi del passaggio T/J,

al di là delle interpretazioni e dei modelli ricavati, offre un ampio database per lo studio degli eventi del limite Triassico/Giurassico in Sicilia.

3. Metodi

Lo studio dell'evoluzione diagenetica delle successioni della PCPA al limite T/J è stato sviluppato con approccio multidisciplinare, integrando rilievi di terreno con osservazioni petrografiche ed analisi di laboratorio per definire nel dettaglio le microfacies e la paragenesi dell'*host rock* carbonatica.

In questo capitolo verranno accennate e brevemente discusse le metodologie di analisi che sono state utilizzate in questo studio.

3.1. Rilievi di terreno

I rilievi di campo sono stati condotti nell'area di Monte Sparagio (Monti di San Vito Lo Capo), di Punta Raisi e di Cozzo di Lupo (Monti di Palermo) e quelli di Monte Spina Puci e Pizzo Antenna (Madonie). Oltre al controllo della distribuzione delle successioni affioranti che hanno permesso la redazione di carte geologiche a grande scala, gli studi sul campo hanno riguardato l'individuazione di sezioni del passaggio Triassico/Giurassico, l'analisi stratigrafica di tali sezioni con particolare riguardo alla individuazione delle sequenze di facies e delle stutture diagenetiche ai fini della ricostruzione di una prima paragenesi da approfondire, successivamente, in laboratorio.

I campioni per le indagini di laboratorio sono stati prelevati sia mediante percussione che con l'ausilio di un *driller* costituito da un carotiere ad acqua, montato su di un trapano elettrico Bosch, alimentato da un generatore elettrico Honda (Fig. 3.1). L'apparecchio ha consentito il prelievo di carote del diametro di 1 pollice e della lunghezza di circa 4 cm.



Fig. 3.1-Carotatore utilizzato per la campionatura. La foto a destra mostra un dettaglio del carotiere dotato di corona diamantata dal diametro di 1 pollice.

3.2. Analisi diffrattometriche

La diffrattometria a raggi X è un metodo analitico utilizzato per determinare la composizione mineralogica di un campione litologico ridotto in una polvere fine. Lo strumento utilizzato è il diffrattometro il quale rileva i minerali presenti in un campione in relazione all'angolo di diffrazione che si crea quando un fascio di raggi X lo attraversa. Con questo strumento si possono determinare non solo quali specie mineralogiche costituiscono il campione (analisi qualitativa), ma anche le quantità delle singole fasi (analisi quantitativa). Nel caso dell'analisi qualitativa è sufficiente un campione ridotto ad una polvere fine di circa 20 mg di peso (metodo delle polveri). I risultati di una analisi diffrattometrica sono in seguito registrati in un diffrattogramma, ovvero un grafico costituito da una serie di picchi aventi differente intensità e posizione angolare e relativi alle diverse fasi mineralogiche presenti nel campione. L'interpretazione dei diversi picchi viene effettuata attraverso dei *software* di analisi in grado di conteggiare tutte le specie mineralogiche presenti nel campione. Le analisi effettuate per il presente studio sono state applicate allo studio della composizione mineralogica sia di campioni tal quali, sia dei residui insolubili. Queste ultime sono state effettuate al fine di conoscere le tipologie di minerali argillosi presenti nel residuo insolubile di alcuni paleosuoli. Lo studio a raggi X delle argille è stato eseguito tramite un diffrattometro Philips XPertPro Panalytical sia sulle polveri che sugli aggregati orientati. Per la preparazione degli aggregati orientati si procede con diverse fasi. La prima fase è stata quella di separare il CaCO_3 con attacco di HCl puro. Il residuo ottenuto è stato pesato ed analizzato. Gli aggregati orientati sono stati ottenuti separando dal residuo insolubile la frazione $<2 \mu\text{m}$ attraverso il metodo della sedimentazione frazionata (Fig. 3.2). Questa tecnica consiste nel miscelare insieme acqua distillata e il residuo insolubile. La sospensione così ottenuta si porta in un recipiente contenitore fino ad una altezza di 10 cm e la si lascia a riposo per i tempi prefissati ricavati dall'equazione di Stokes. Nel nostro caso, ad una temperatura ambiente di 20-25°C, ci vogliono 4h 16' per 20 g di campione diluito in 1L di acqua distillata. Alla scadenza del tempo i granuli con taglia $<2 \mu\text{m}$ rimangono in sospensione e tramite una pipetta si preleva una parte di campione e la si pone su dei vetrini precedentemente smerigliati (Procedure di analisi di minerali argillosi (Procedure di analisi di materiali argillosi, ENEA, 1987). Un vetrino verrà analizzato al diffrattometro tal quale. Un secondo viene saturato con il glicol

etilenico e poi analizzato ai raggi X. La saturazione con in glicol etilenico serve ad individuare la presenza di smectite che risulterà in una variazione del diffrattogramma rispetto a quello ottenuto dal campione tal quale. Un terzo campione, posto su un provino in ceramica, viene sottoposto ad un riscaldamento in muffola a 550°C per 1 ora per poi essere sottoposto ai raggi X. Il riscaldamento viene utilizzato per discriminare la presenza di caolinite o di clorite in quanto il riflesso diagnostico della caolinite a circa 7Å può trovarsi sovrapposto al riflesso (002) della clorite. Per cui se nel diffrattogramma relativo al campione riscaldato il picco a circa 7Å collassa, significherà che nel campione vi è caolinite. Le analisi diffrattometriche sui minerali argillosi sono state effettuate presso il laboratorio Geolab di Carini (PA) sotto la supervisione del Dott. Renato Giarrusso. La preparazione dei campioni è stata seguita dal Dott. Giarrusso e dal Perito chimico G. Cinà. Ulteriori analisi diffrattometriche sono state effettuate presso i laboratori della “School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences”, University of Manchester UK. I risultati delle analisi saranno presentati e discussi nei capitoli successivi.



Fig. 3.2-Uno dei passaggi del metodo della sedimentazione frazionata utilizzato per separare la frazione $<2 \mu\text{m}$ dal residuo insolubile.

3.3. Staining

La tecnica di colorazione delle sezioni sottili con alizarina rossa S (A.R.S.) e ferrocianuro di potassio (P.F.) viene utilizzata per distinguere i diversi minerali carbonatici che, con la semplice osservazione al microscopio, a volte sono indistinguibili. Inoltre questa tecnica ci permette di individuare la presenza del ferro ferroso Fe^{2+} in quanto i minerali carbonatici che lo contengono, una volta attaccati con questi acidi, assumono delle colorazioni che si discostano da quelle solite dei carbonati. Una volta creata la soluzione con 12 g di ferrocianuro di potassio in 150 ml di alizarina rossa, si procede con due fasi (Dickson, 1966):

- I FASE: consiste nell'immergere la sezione sottile in HCl diluito al 10%. Questa procedura serve a rendere distinguibile la calcite dalla dolomite in relazione alla differenza del rilievo che si crea per il fatto che la calcite reagendo con l'acido riduce il suo spessore fino a circa 10 micron, mentre la dolomite non reagendo rimane a 30 micron di spessore (Dickson, 1966). Il tempo di reazione deve essere tra i 15-20 secondi.
- II FASE: consiste nell'immergere la sezione sottile nella soluzione di A.R.S. e P.F. per 30 secondi. La reazione produrrà una colorazione in relazione al tipo di minerale carbonatico presente. Nella tabella 3.1 in basso sono riportati i risultati della colorazione in alcuni dei minerali carbonatici.

	CARBONATI	ALIZARINA ROSSA	FERROCIANURO DI POTASSIO	RISULTATI CON LA SOLUZIONE TRA A.R.S. E P.F.
TRIGONALI	RODOCROSITE $MnCO_3$		Marrone molto chiaro	Marrone molto chiaro
	MAGNESITE $MgCO_3$			
	SIDERITE $FeCO_3$			
	DOLOMITE FERROSA Ca (Mg, Fe) $(CO_3)_2$		Turchese	Turchese
	DOLOMITE $CaMg(CO_3)_2$			
	CALCITE FERROSA (Ca, Fe) CO_3	Rosa, Rosa chiaro	Turchese	Malva, Porpora, Blu intenso
	CALCITE $CaCO_3$	Rosa, Rosa chiaro		Rosa, Rosa chiaro
ORTOROMBICI	ARAGONITE $CaCO_3$	Rosa chiaro		Rosa chiaro
	WITHERITE $BaCO_3$	Rosso		Rosso
	CERUSSITE $PbCO_3$	Malva		Malva

Tab. 3.1-Risultati delle reazioni dei principali minerali carbonatici con la soluzione tra A.R.S. e P.F. (Dickson, 1966).

3.4. Catodoluminescenza

La catodoluminescenza sfrutta la luminescenza prodotta da un minerale in seguito al bombardamento di un fascio di elettroni. Le osservazioni della catodoluminescenza sono state effettuate attraverso il catodoluminoscopio OLYMPUS, CCL 8200 mk3, presso i laboratori della “School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences”, University of Manchester UK.

La catodoluminescenza consente di (Marshall, 1988):

- Visualizzare in modo rapido la distribuzione dei diversi minerali all'interno di un campione;
- Visualizzare in modo chiaro i minerali con grana fine o quelli che riempiono fratture e vene;
- Visualizzare variazioni nella luminescenza dello stesso minerale. Queste variazioni indicano diverse condizioni di formazione o diverse fonti di derivazione. Questo approccio è utile per l'osservazione dei cementi carbonatici o per distinguere, ad esempio, il quarzo autigeno da quello detritico;
- Distinguere i diversi colori della luminescenza che possono essere indice della presenza di elementi in tracce.

I minerali carbonatici mostrano una fluorescenza che varia dal giallo all'arancione al rosso. È noto che la luminescenza nei minerali carbonatici sia legata alla presenza di Mn^{2+} che spesso sostituisce il Ca^{2+} nel reticolo cristallino. Sono sufficienti da poche centinaia a poche migliaia di ppm di Mn^{2+} per avere luminescenza (Marshall, 1988). La presenza di Fe^{2+} , al contrario, funge da inibitore della luminescenza.

I fattori che influenzano il contenuto di Mn^{2+} e Fe^{2+} sono (Marshall, 1988):

- La composizione mineralogica originale del minerale;
- La concentrazione di Fe e Mn nelle soluzioni dalle quali il minerale precipita;
- Le condizioni di temperatura;
- Gli stadi di ossidazione della soluzione;
- La presenza di elementi in tracce.

Il fattore che maggiormente può influenzare il contenuto di Mn e Fe nei minerali carbonatici è la natura del fluido interstiziale ed in particolare le condizioni ossidanti o riducenti del fluido stesso al momento della precipitazione del minerale.

Carpenter e Oglesby (1976) hanno realizzato un modello che suggerisce come l'intensità della luminescenza riflette il pH, il potenziale redox e il contenuto di solfuri nel fluido.

Questo modello afferma che:

- a) Al alte condizioni ossidanti il Mn ha una valenza 3^+ o 4^+ mentre il Fe ha valenza 3^+ . Ciò comporta che questi ioni non possono essere inclusi nel reticolo cristallino dei minerali carbonatici e ne consegue che il minerale non produrrà luminescenza;
- b) A basse condizioni ossidanti il Mn ha valenza 2^+ mentre il Fe 3^+ . Ne consegue che il Mn potrà essere incorporato nel reticolo cristallino dei minerali carbonatici e, in quanto attivatore, donerà ai minerali una forte luminescenza (*bright luminescence*);
- c) In condizioni riducenti sia il Mn che il Fe hanno valenza 2^+ . Per cui entrambi possono occupare in posto nel reticolo cristallino e, poiché il Mn è un attivatore mentre il Fe un inibitore, il minerale presenterà una debole luminescenza (*dull luminescence*).

Questo modello spiega come l'osservazione di cementi che presentano una luminescenza costante indica che questi sono precipitati sotto condizioni che sono rimaste uniformi per un certo periodo di tempo. Trovare invece cementi che presentano zone con luminescenza diversa è indice che quei minerali si sono formati sotto condizioni che sono variate nel tempo. Alcuni autori (Meyers & Lohmann, 1985) sono riusciti a correlare diverse zone a diversa luminescenza con importanti stadi evolutivi a scala regionale.

3.5. Electron microprobe (EMP)

L'EMP è uno strumento che consente di determinare la composizione chimica di piccoli volumi di un materiale (Andersen, 1973). La tecnica di analisi consiste nel scansionare il campione attraverso un fascio di elettroni. Il risultato sarà l'emissione di raggi X a determinate lunghezze d'onda che saranno analizzate per stabilire la composizione chimica del campione in quel punto. L'EMP consiste quindi in tre principali componenti (Birks, 1963):

- Un sistema ottico che consente di puntare il fascio di elettroni sul campione. L'area indagata dal fascio di elettroni ha un diametro che varia da 0,1 a 3 μm mentre la profondità di indagine varia da 1 a 3 μm .
- Un rivelatore di raggi X che analizza i raggi emessi dal campione in seguito al bombardamento del fascio di elettroni. Il rivelatore di raggi X consentirà

un'analisi chimica sia qualitativa, che mira ad identificare particolari minerali o elementi, sia quantitativa, che fornisce una misura simultanea di tutti gli elementi presenti nel campione.

- Un microscopio per scegliere l'area da indagare.

La scansione della superficie del campione può avvenire sia in modo puntuale, sia lineare che areale. Il risultato sarà un'immagine che mostrerà la distribuzione e la densità di un preciso elemento nell'area scansionata (Fig. 3.3).

L'EMP viene utilizzato in diversi campi come l'ingegneria dei materiali, mineralogia e petrologia, paleontologia e analisi delle meteoriti.

Le analisi con il microprobe sono state effettuate presso i laboratori della "School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences", University of Manchester UK, attraverso l'ausilio di una microsonda a dispersione di lunghezza d'onda (WDS).

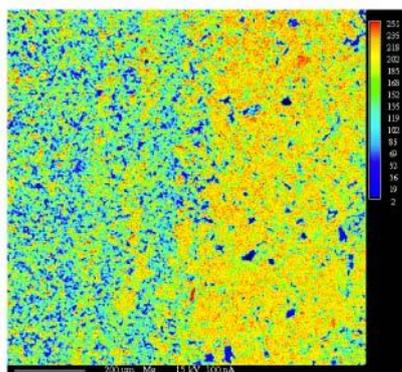


Fig. 3.3-Esempio di una immagine restituita dal microprobe che mostra la distribuzione del Mg in uno dei campioni prelevati.

3.6. Geochimica isotopica

La geochimica isotopica studia le variazioni temporali del rapporto tra gli isotopi stabili di alcuni elementi quali C, O, Sr.

Poiché le variazioni del rapporto isotopico variano in relazione a diversi fattori ambientali, l'abbondanza relativa dei vari isotopi in un campione costituisce un potente tracciante naturale capace di fornire numerose informazioni sull'origine delle acque, un eventuale loro mescolamento e il grado di interazione con le rocce.

Il calcolo del rapporto isotopico può essere effettuato sia sulla frazione biogenica isolata, sia sui cementi presenti in una cavità sia sull'*host rock*.

Le concentrazioni degli isotopi più pesanti è così bassa che non può essere misurata in termini di quantità assoluta con precisione. Quindi, anziché misurare le concentrazioni dei vari isotopi, viene fatto un confronto fra la concentrazione isotopica del campione in

esame e la concentrazione isotopica di un campione standard. Alcuni di questi standard sono:

- SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*), utilizzato per le misure del $\delta^{18}\text{O}$ nelle acque oceaniche;
- PDB (*Pee Dee Belemnite*), utilizzato per le misure del $\delta^{13}\text{C}$;
- SRM NIST 981, utilizzato per le misure del $\delta^{87}\text{Sr}$.

Il calcolo del rapporto isotopico viene effettuato attraverso lo spettrometro di massa e il suo valore viene espresso in termini di deviazione δ ($\delta\%$) rispetto ad uno standard definito.

3.6.1. Gli isotopi dell'Ossigeno

Già dal 1947 Urey affermò che il rapporto fra gli isotopi stabili dell'ossigeno nel carbonato di calcio dipende dalla temperatura della soluzione acquosa entro cui tale calcite precipita. Nel 1964 Dansgaard elaborò una relazione lineare che dimostra come il $\delta^{18}\text{O}$ fosse strettamente collegato alle variazioni di temperatura. Nel corso degli anni successivi sono state elaborate da svariati autori (Emiliani, 1955; Epstein et al., 1953; Imbrie et al., 1984; Shackleton & Opdyke, 1973; Craig, 1965) delle curve che indicano la variazione del $\delta^{18}\text{O}$ durante il Fanerozoico evidenziando quindi i cambiamenti climatici che si sono susseguiti (Fig. 3.4).

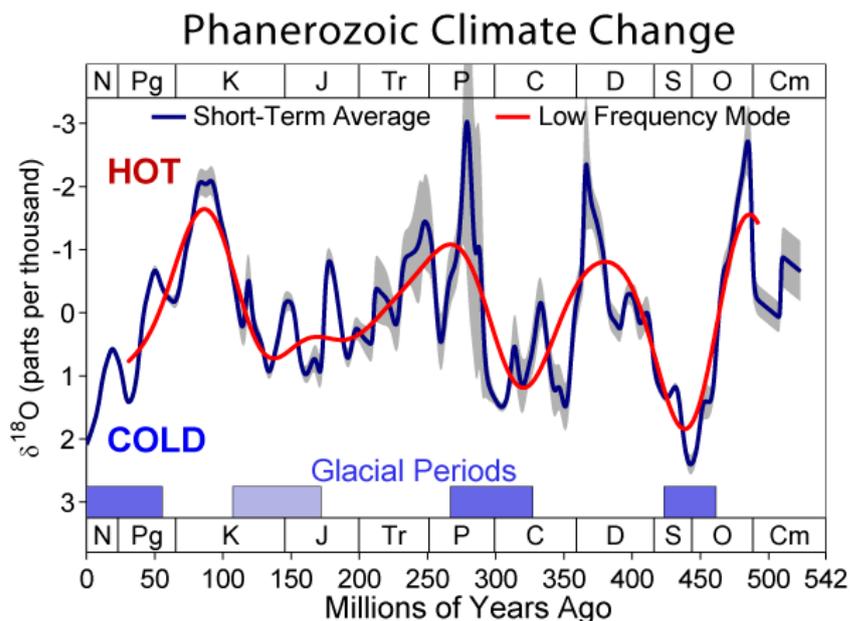


Fig. 3.4 - Curva di variazione del $\delta^{18}\text{O}$ che mostra i cambiamenti climatici durante il Fanerozoico (mod. da Veizer et al., 1999).

3.6.2. Gli isotopi del Carbonio

Le variazioni del rapporto isotopico del C non varia in modo significativo in base alle variazioni di temperatura, ma varia in relazione ad altri fattori quali (Renard et al., 1997):

- L'atmosfera, che presenta un $\delta^{13}\text{C}$ uguale a -7 ‰;
- La materia organica, che presenta un $\delta^{13}\text{C}$ uguale a -25 ‰ perché si arricchisce nell'isotopo leggero durante i processi fotosintetici;
- I carbonati, che presentano un $\delta^{13}\text{C}$ compreso tra 0-2 ‰;

3.6.3. Gli isotopi dello Stronzio

L'isotopo ^{87}Sr è l'unico radiogenico e deriva dal decadimento del ^{87}Rb , per cui l'abbondanza dello ^{87}Sr in natura dipende prevalentemente dalla presenza del Rb.

Poiché il Rb è solitamente vicariante del K mentre lo Sr è vicariante del Ca, ne consegue che

una roccia sedimentaria terrigena è generalmente contraddistinta da alti valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mentre, una roccia carbonatica, è generalmente contraddistinta da bassi valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Ma poiché il ^{87}Sr viene trasportato dai fluidi, se in una roccia carbonatica troviamo valori relativamente alti del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ potrebbe suggerire l'interazione di fluidi esterni con il sistema carbonatico.

Contrariamente agli isotopi del carbonio e dell'ossigeno, il frazionamento per gli isotopi dello stronzio è dell'ordine di 0,0115 ppm, quindi risulta trascurabile. Pertanto il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in una fase diagenetica può essere comparabile allo stesso rapporto che aveva il fluido originale.

Diversi autori (McArthur et al., 2001) hanno ricostruito una curva che mostra come il valore del rapporto isotopico dello stronzio sia variato, durante il Fanerozoico, tra 0,7068 a 0,7092 in particolare nell'intervallo Triassico Superiore-Giurassico Inferiore il rapporto isotopico dello Sr ha subito un aumento improvviso nel Triassico per poi diminuire fino al Giurassico Superiore.

Queste variazioni sono legate:

- a) ad attività magmatica sottomarina che avviene nelle dorsali oceaniche e contribuisce all'interazione acqua-roccia esponendo enormi volumi di basalti e gabbri, caratterizzati da basso rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (circa 0.703), a contatto con le acque oceaniche;

b) alterazione, erosione e smantellamento di rocce crostali i cui componenti geochimici caratterizzati da alti rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (> 0.71) vengono veicolati negli oceani attraverso le acque dei fiumi.

Le acque meteoriche che interagiscono con le rocce carbonatiche possono ereditare la composizione isotopica dello Sr che diventerà quindi diagnostica dell'età della roccia. Inoltre il valore del rapporto isotopico dello Sr preservato nell' *host rock* e nei cementi carbonatici fornisce importanti indizi sui fluidi che hanno interagito con il sistema carbonatico (Banner, 1995).

I campioni sottoposti alle analisi sono stati prelevati usando un *driller* dalla punta diamantata che ha consentito una maggiore precisione nel prelievo del campione.

I dati ottenuti dalle analisi isotopiche di O e C sono stati plottati in un diagramma cartesiano che presenta in ascissa i valori del $\delta^{18}\text{O}$ ed in ordinata quelli del $\delta^{13}\text{C}$. I risultati dei rapporti isotopici dello Sr sono stati invece confrontati con le curve di variazione prodotte per il Fanerozoico (Fig. 3.5).

Le analisi isotopiche sono state effettuate presso i laboratori dell' Institute for Geology, Mineralogy and Geophysics della Ruhr-Universität Bochum, Germania a cura del Prof. Adrian Immenhauser e della Dr. Andrea Niedermayr e presso l' Earth, Ocean and Ecological Sciences Department dell'Università di Liverpool a cura del Prof. Jim Marshall.

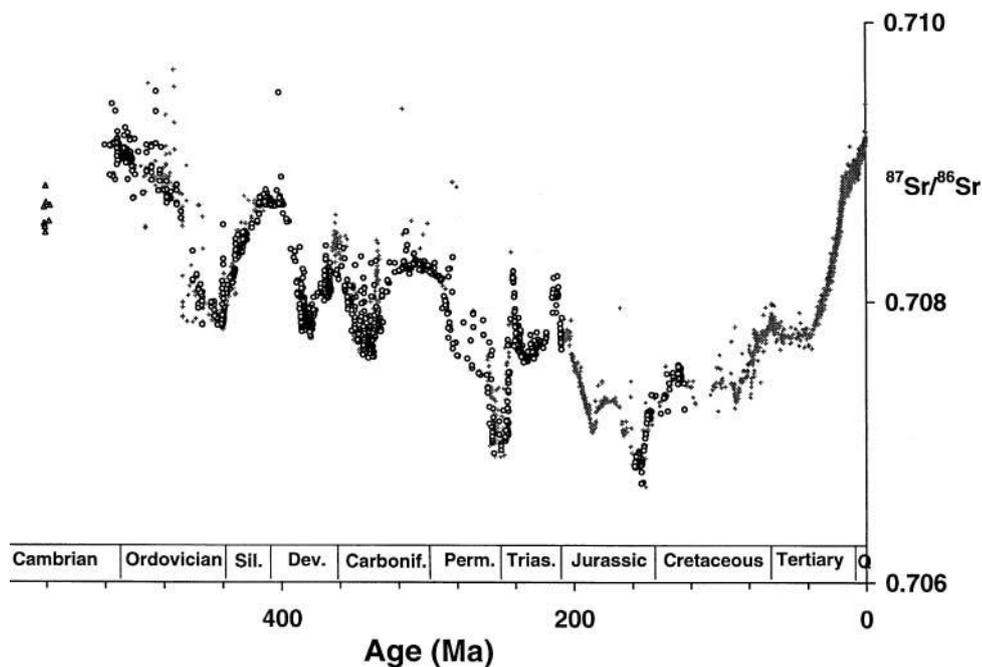


Fig.3.5 - Curva di variazione dei valori del $\delta^{87}\text{Sr}$ durante il Fanerozoico (mod. da Veizer, 1999).

4. Considerazioni preliminari

4.1 Il limite Triassico/Giurassico

La storia della Terra è stata segnata da diversi eventi a scala globale evidenziati da drastici cambiamenti nella distribuzione e nello sviluppo degli ambienti marini e continentali. Uno di questi eventi ricade nell'intervallo Triassico/Giurassico nel quale sono stati registrate profonde variazioni ambientali e biotiche visibili nei record stratigrafici (Hallam & Cohen, 1989; Hallam & Wingnall, 1999; Hesselbo et al., 2007; McRoberts et al., 1997; Hounslow et al., 2004; Jadoul et al., 2005; Galli et al., 2005; Ciarapica G. (2007); Decarlis, A., & Lualdi, A., (2008); Palfy et al., 2001, 2002, 2012). È stato stimato che circa l'50% tra le specie marine e continentali si estinsero, facendo di questo evento la 5° più grande estinzione di massa della storia del pianeta (Fig.4.1). Questo importante evento è ben apprezzabile nei depositi continentali dell'intervallo T/J mentre scarse evidenze ci sono nei depositi marini in quanto è stato registrato un gap stratigrafico che copre, in alcuni casi, un intervallo temporale che va dal Retico a tutto l'Hettangiano. Diversi lavori hanno proposto tra le cause di questa estinzione il vulcanismo (Palfy et al., 2002), l'impatto meteorico (Olsen et al., 1987; Ward et al 2001), e variazioni del livello del mare. In particolare Hallam (2001) ha stimato che il livello del mare, nell'intervallo T/J, sia sceso di circa 50 m globalmente. Nuovi dati sono stati prodotti per definire i cambiamenti registrati durante questo intervallo e tra questi rientrano i dati palinologici (Hesselbo et al. 2004) e magnetostratigrafici (Hounslow et al., 2004). Negli ultimi anni sono state sempre più appoggiate le ipotesi relative al vulcanesimo ed in particolare a quello relativo al CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*). La produzione di abbondanti masse basaltiche ed emissioni di gas vulcanici, relativi al *rifting* del Pangea, avrebbe provocato importanti cambiamenti nel chimismo delle acque oceaniche (Marzoli et al 1999). Le correlazioni stratigrafiche di diverse sezioni, sia marine che continentali, mostrano un analogo trend negativo nella curva del $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 4.2) (McRoberts et al.,1997; Ward et al., 2004; Palfy et al., 2001; Galli et al., 2005). Secondo gli autori sembra che l'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ sia legata alla CO_2 rilasciata durante l'attività vulcanica del CAMP iniziata proprio alla fine del Triassico. I diversi studi sul limite T/J sono stati incentrati in particolare sui settori del NW dell'Europa e sul settore NE del Nord America dove si risentivano maggiormente gli effetti della attività eruttiva del CAMP. Il trend negativo del $\delta^{13}\text{C}$ è stato registrato anche in resti di foglie fossili suggerendo un incremento della CO_2 anche nell'atmosfera con un

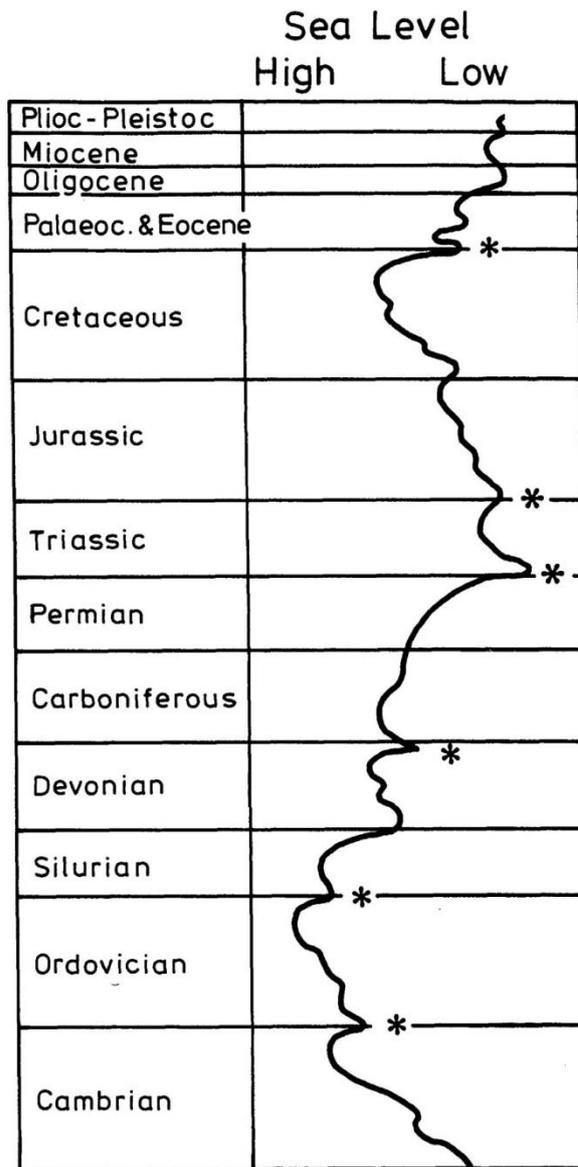
aumento della temperatura di 3°- 4° (McElwain et al.,1999). Diversi autori descrivono un trend di riscaldamento da *greenhouse* ad *hot-house* come una delle cause dell'estinzione di massa nel limite T/J (McElwain et al.,1999; Hesselbo et al., 2002, McElwain et a.,2007). Il trend negativo registrato nella curva isotopica del C evidenzia un apporto maggiore di acque meteoriche. È noto che il Triassico sia stato un periodo dettato da una forte aridità come testimoniato dalla presenza di sabbie eoliche ed evaporiti nelle successioni continentali. Tucker & Benton (1982) sulla base della distribuzione delle facies continentali e la loro associazione con resti fossili di rettili, distinguono per il Triassico tre principali fasce climatiche (Fig.4.3):

- Fascia temperata, che si estendeva al massimo fino a 70° di latitudine;
- Fascia sub-tropicale, caratterizzata da climi caldo aridi con scarse precipitazioni. Si estendeva tra i 15°-50° di latitudine. ,
- Fascia equatoriale, con alternanza di periodi umidi con modeste precipitazioni e periodi più aridi. Si estendeva tra 0°-15° di latitudine;

Le fasce climatiche polari non esistevano in quanto la presenza di una vasta massa oceanica, Pantalassa, favoriva una più efficiente distribuzione del calore dalle basse latitudini ai poli. Esisteva inoltre una forte asimmetria climatica sull'asse est-ovest del Pangea. In particolare le zone più ad est presentavano dei climi più caldi e umidi a causa della presenza della Tetide e dell'assenza di un oceano che favoriva la distribuzione del calore (Lucas & Orchard, 2004). E' stato registrato a partire da tardo Carnico un intervallo caratterizzato da un incremento della piovosità testimoniato non soltanto dai valori negativi del $\delta^{13}\text{C}$, ma anche dalla presenza di strutture carsiche e da un incremento del rapporto caolinite/illite negli orizzonti siltitici. Questo picco di piovosità è stato imputato al *rifting* del Pangea, relativo al CAMP, che ha provocato un drastico cambiamento nella circolazione oceanica ed atmosferica (Simms & Ruffel, 1990).

Anche nell'area tetidea le successioni al margine hanno registrato un gap tra il Triassico Superiore ed il Giurassico Inferiore. L'abbassamento globale del livello del mare, ampliato localmente dal *rifting* della Tetide Alpina, ha determinato un evidente cambiamento di facies sia nelle successioni di piattaforma che in quelle di bacino. Evidenze di un cambiamento ambientale generalizzato sono state riscontrate nei domini bacinali affioranti negli Appennini. Il bacino di La Spezia, quello del Gran Sasso ed infine il bacino di Lagonegro, mostrano nell'intervallo tra il Triassico Superiore ed il Giurassico Inferiore, delle spesse facies anossiche (Ciarapica 2007). Già a partire dal Norico si osserva un cambiamento delle facies in particolare la fine della sedimentazione

evaporitica nel bacino di La Spezia, indica un cambiamento del clima da arido ad umido. Di contro, l'istaurarsi di una sedimentazione radiolaritica, a partire dal Norico, nel bacino di Lagonegro suggerisce un possibile legame con la fase di estensione che precederà il rifting della Tetide Alpina. Dall'altra parte, nei settori di piattaforma la conseguente esposizione subaerea ha provocato la formazione di terre rosse e breccie pedogenetiche associate a carsismo. Questi depositi sono ben visibili nel dominio Brianzonese ligure dove le unità di piattaforma ladinica ed i sovrastanti calcari neritici del Batoniano sono separati da un deposito costituito da breccie carsiche e peliti rosse, denominato "Siderolitico Auct." (De Carlis & Lualdi, 2008). Secondo gli autori, in seguito ad un confronto con le successioni appartenenti al dominio Brianzonese classico e con altre località dell'arco alpino, il gap registrato corrisponderebbe ad un intervallo compreso tra il Triassico Superiore al Baiociano superiore per un periodo di circa 50 My. Anche nel settore delle Alpi Meridionali, in prossimità dei dintorni di Varese, il passaggio tra i calcari di Zu del Retico ed i carbonati dell'Alpe Perino del Giurassico Inferiore, è segnato da una discontinuità caratterizzata da paleosuoli e terre rosse associate a breccie carbonatiche pedogenetiche. La ricostruzione paleogeografica supportata da dati stratigrafici, suggerisce che l'evento emersivo si sia verificato tra l'Hettangiano ed il Sinemuriano basale in condizioni paleoclimatiche caldo umide (Jadoul et al., 2005). I dati registrati delle aree di piattaforma che bordavano la Tetide Triassica sembrano correlabili a quelli registrati nella piattaforma Panormide ed affioranti in particolare nel settore di San Vito, dove sono visibili orizzonti pedogenetici e breccie da dissoluzione carsica. Anomalie nel rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nei materiali organici ed inorganici sono stati comunemente associati ad eventi di estinzione (Hesselbo et al., 2002). Nel caso del limite T/J è stato registrato un trend negativo per il $\delta^{13}\text{C}$ in diverse successioni a scala globale. Da questi dati è possibile concludere che a partire da tardo Triassico si siano verificate delle variazioni ambientali generalizzate, con locali differenze, che sono state registrate nelle successioni stratigrafiche attraverso un cambiamento delle facies ed una crisi biotica. Questi drastici cambiamenti sembrano essere il risultato di un abbassamento globale del livello del mare associato ad una attività geodinamica legata principalmente al CAMP ma regionalmente associata al *rifting* della Tetide Alpina.



4.1-Curva delle variazioni eustatiche del livello del mare lungo tutto il Fanerozoico (Hallam, 1984). Gli asterischi indicano i 6 eventi di estinzione di massa riconosciuti da Newell (1967).

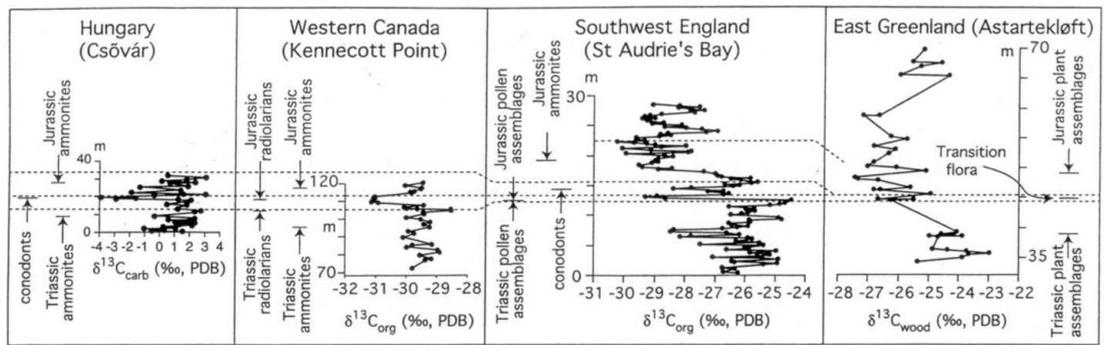


Fig. 4.2-Curve di variazione del $\delta^{13}\text{C}$ per quattro località in diverse parti del pianeta (da Hesselbo et al. 2002) che mostrano come il trend negativo per questo isotopo sia stato registrato a livello globale.

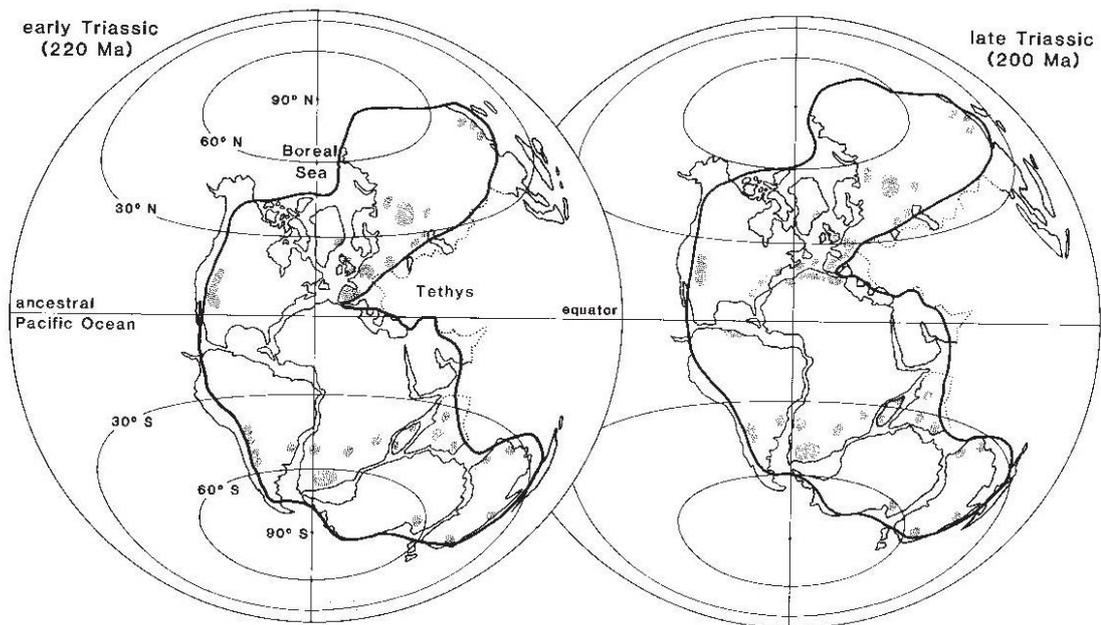


Fig. 4.3-Paleogeografia e paleolatitudini nel Triassico Inferiore e Superiore (Tucker & Benton, 1982).

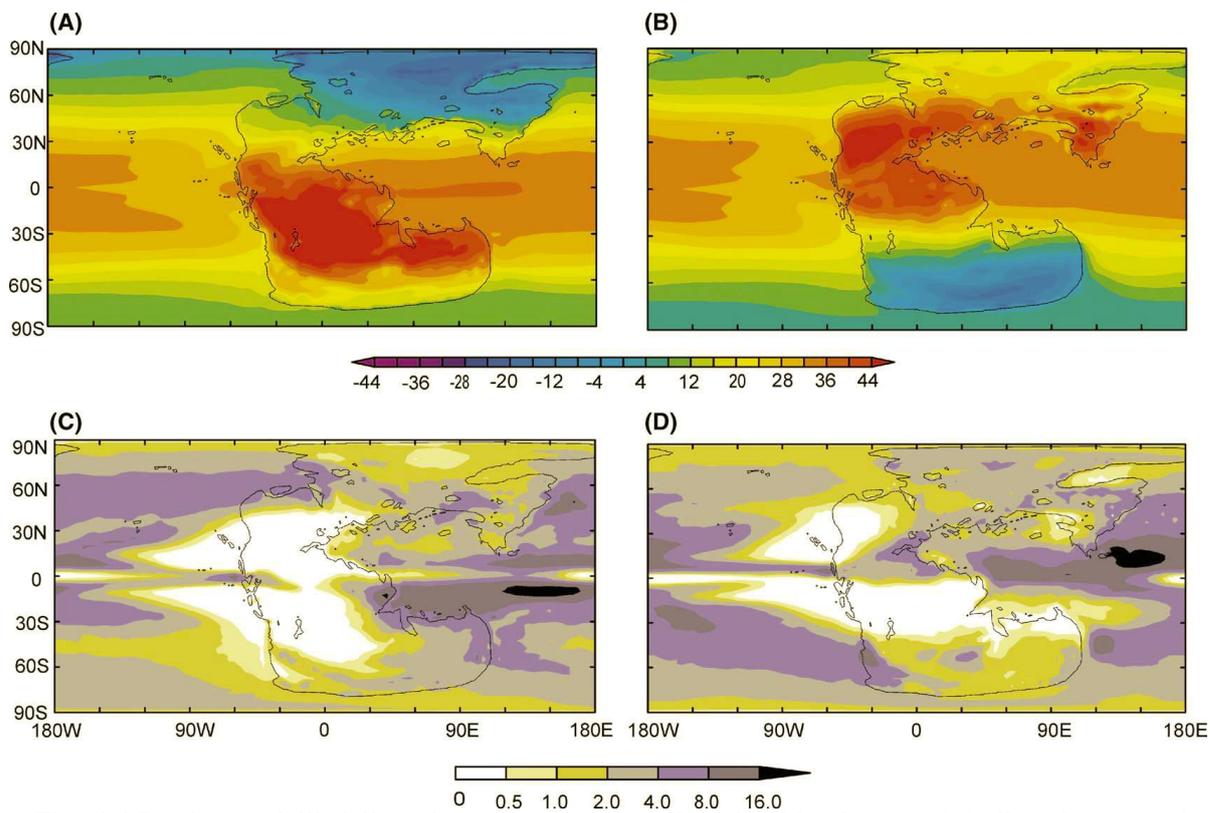


Fig. 4.4-In alto modelli delle paleotemperature per il tardo Triassico per (A) dicembre-gennaio-febbraio e (B) giugno-luglio-agosto. In basso i modelli dell piovosità sempre per il tardo Triassico per (C) dicembre-gennaio-febbraio e (D) giugno-luglio-agosto (Sellwood et al., 2006).

4.2 La piattaforma Panormide nel quadro dei sistemi piattaforma carbonatica-bacino della Tetide occidentale

Durante il Mesozoico, l'area oggi occupata dal Mar Mediterraneo, era costituita da una serie di domini di piattaforma e bacino che bordavano il margine occidentale dell'oceano Tetide.

I comparti paleogeografici che sono stati frammentati ed embriciati nel *Fold and thrust belt* siciliano sono stati storicamente differenziati, essenzialmente sulla base dei caratteri stratigrafici, in domini paleogeografici, noti come Panormide, Imerese, Sicano, Trapanese, Saccense e Ibleo (Ogniben, 1960; Giunta & Liguori, 1973; Catalano & D'Argenio, 1982).

La stratigrafia di questi (paleo) domini è caratterizzata da differenti successioni di facies carbonatiche (di piattaforma, piattaforma pelagica e bacino) dal Mesozoico al Paleogene, ricoperte in discordanza da sedimenti Neogenici sin e post-tettonici.

Sulla collocazione paleogeografica di questi comparti paleogeografici, durante il Mesozoico, nel contesto dell'area tetidea, sono state formulate due principali ipotesi.

La prima prevede che il micro continente Adria (sensu Suess, 1883-1909) fosse separato dal più grande continente Africa da un oceano chiamato Mesogea (tra 130 e 80 Ma) e che quindi Adria costituisse una placca a se stante che è stata poi coinvolta nelle deformazioni Neogeniche (Anderson, 1987; Dercourt et al. 1986).

La seconda ipotesi introdotta da Argand (1924), invece, considera Adria come un settore crostale legato all'Africa (Stampfli et al 2002; Stampfli & Borel, 2002; Rosembaum et al., 2004).

Quest'ultima sembrerebbe l'ipotesi più probabile alla luce di recenti ritrovamenti di resti di vertebrati terrestri nelle successioni cretache del dominio Panormide che testimonierebbero una possibile via di migrazione dei dinosauri fra Africa ed Apulia (Zarcone et al., 2010) (Fig. 4.5).

Rispetto agli adiacenti comparti paleogeografici, quello Panormide è il dominio di piattaforma che ha subito una complessa evoluzione come testimoniato dalle numerose discontinuità presenti lungo il *record* stratigrafico. Le difformità della sua storia evolutiva sono legate proprio alla posizione che questo dominio aveva nella Tetide occidentale.

Recenti contributi sull'evoluzione della PCPA mostrano come la curva della subsidenza presenti una anomalia rispetto i domini limitrofi (Zarcone et al. 2010) (Fig. 4.6).

Questa anomalia sembra essere legata all'apertura dell'adiacente *rifting* della Tetide Alpina che iniziò a partire dal tardo Triassico e del quale la PCPA occupava uno dei margini che subirono un *rebound* isostatico portando in emersione alcune porzioni della stessa PC Panormide. (Zarcone et al. 2010).

Le aree dove oggi affiorano i terreni appartenenti al dominio Panormide si collocano nella Sicilia nord-occidentale ed in particolare nei Monti di San Vito, nei Monti di Palermo e nelle Madonie.

Più nel dettaglio il dominio Panormide è costituito da (Abate et al. 1991, 1993):

- Calcari dolomitici, stromatolitici, depositi di scogliera ed avanscogliera del Triassico Superiore-Giurassico Inferiore;
- Calcari nodulari ad ammoniti, crinoidi, brachiopodi e lamellibranchi pelagici "Rosso Ammonitico" passanti lateralmente e verticalmente a calcilutiti rossastre silicizzate, argilliti silicee e radiolariti (Giurassico Medio-Superiore);
- Calcari dolomitici, depositi di scogliera e retroscogliera, calcareniti e breccie ad ellipsactinia del Giurassico Medio - Cretaceo Superiore;
- Calcilutiti, calcilutiti marnose e marne a foraminiferi planctonici (*Globotruncana* spp., *Globorotalia* spp., *Orbitoides* sp. e *Lenticulina* sp.) e radiolari "Scaglia Auct." (Cretaceo Superiore -Eocene).
- Argille marnose a foraminiferi e radiolari con intercalati calcari a nummuliti;
- Argilliti con intercalazioni di megabreccie carbonatiche.

Da un punto di vista tettonico questa successione è stata coinvolta, a partire dal Miocene, da fasi compressive che hanno portato all'orogenesi della catena Appenninico-Maghrebide.

I terreni sin e post orogeni sono costituiti da torbiditi silicoclastiche (Flysch Numidico).

In un quadro più ampio che vede come oggetto l'evoluzione paleotettonica della Sicilia settentrionale, Nigro e Renda (2002) riconoscono almeno 6 eventi deformativi che, a partire da quelli più antichi, sono espressi da (Fig. 4.7):

1. Faglie estensionali-transtensionali (Triassico Superiore-Giurassico Inferiore) che rappresentano le fasi di *rifting* della placca africana;
2. Faglie trascorrenti (Cretaceo Inferiore) connesse con l'inversione tettonica della Neotetide
3. Faglie estensionali (Cretaceo-Paleogene) che rappresentano lo sviluppo nell'inversione nel senso di *shear* tetideo e che coincide con l'apertura del bacino sicilide;

4. Pieghe e sovrascorrimenti (Miocene) espressione della tettonica compressiva del margine passivo;
5. Faglie estensionali listriche (Miocene superiore - Pliocene inferiore) che hanno accompagnato le prime fasi di apertura del Tirreno;
6. Faglie trascorrenti Plio-Pleistoceniche connesse allo sviluppo più recente del margine tirrenico meridionale.

Evidenze di queste fasi sono visibili nelle successioni del dominio Panormide le quali si trovano sovrapposte ai terreni del dominio Trapanese (Monti di San Vito) o a quelli del dominio Imerese (Madonie) (evento 4 da Nigro e Renda, 2002) con i fronti dei sovrascorrimenti che vergono verso sud (Abate et al 1991). I fronti dei sovrascorrimenti di trovano dislocati da una serie di faglie trascorrenti plio-pleistoceniche legate all'apertura del Tirreno (evento 5 e 6 da Nigro e Renda, 2002).

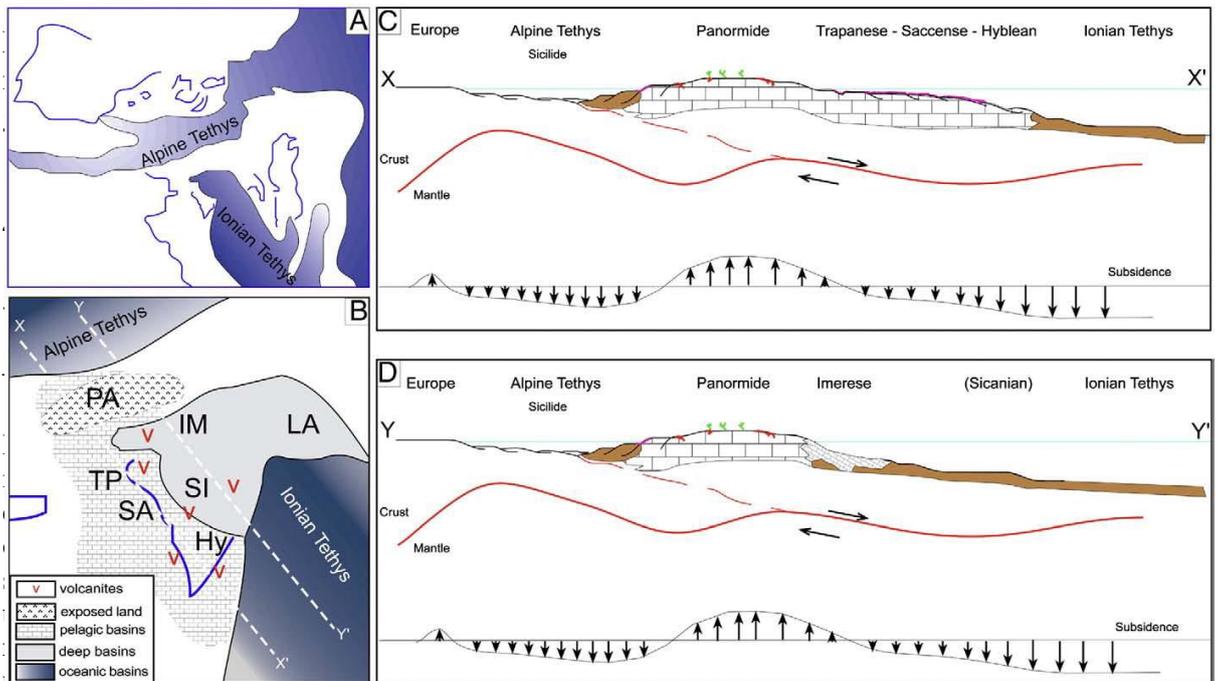


Fig. 4.5 - Ricostruzione paleogeografica dell'area centro mediterranea che enfatizza l'esistenza di un collegamento tra Adria ed Africa. PA piattaforma Panormide, TP piattaforma Trapanese, SA piattaforma Saccense, Hy piattaforma Hyblea, IM bacino Imerese, SI bacino Sicano, LA bacino di Lagonegro (Zarcone & Di Stefano, 2008).

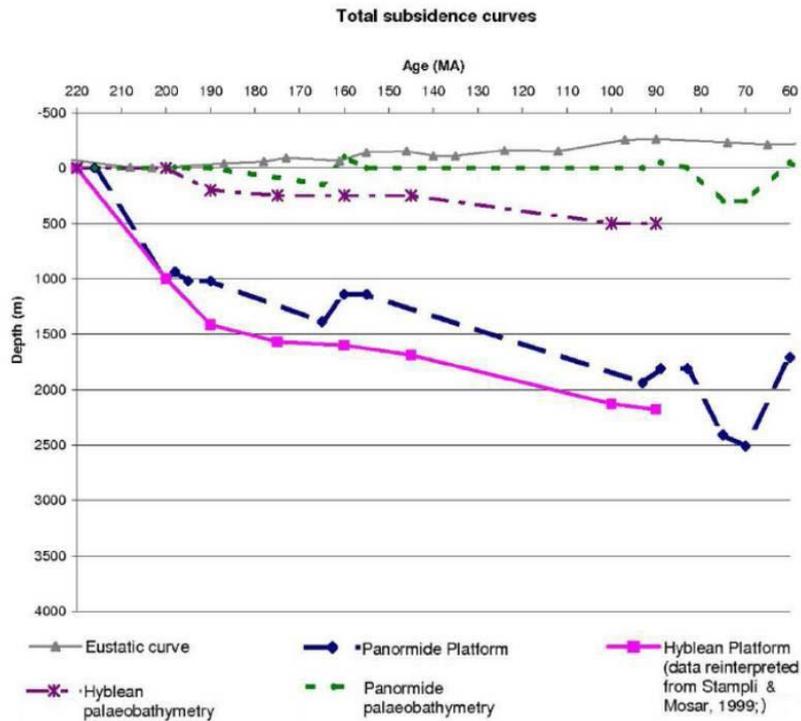


Fig. 4.6 - Confronto tra la curva della subsidenza della piattaforma Panormide e di quella Iblea. Si nota come la curva della piattaforma Panormide mostra due episodi di uplift al contrario del dominio Ibleo che, a partire dal Giurassico, rimarrà in continua subsidenza (Zarcone & Di Stefano, 2008).

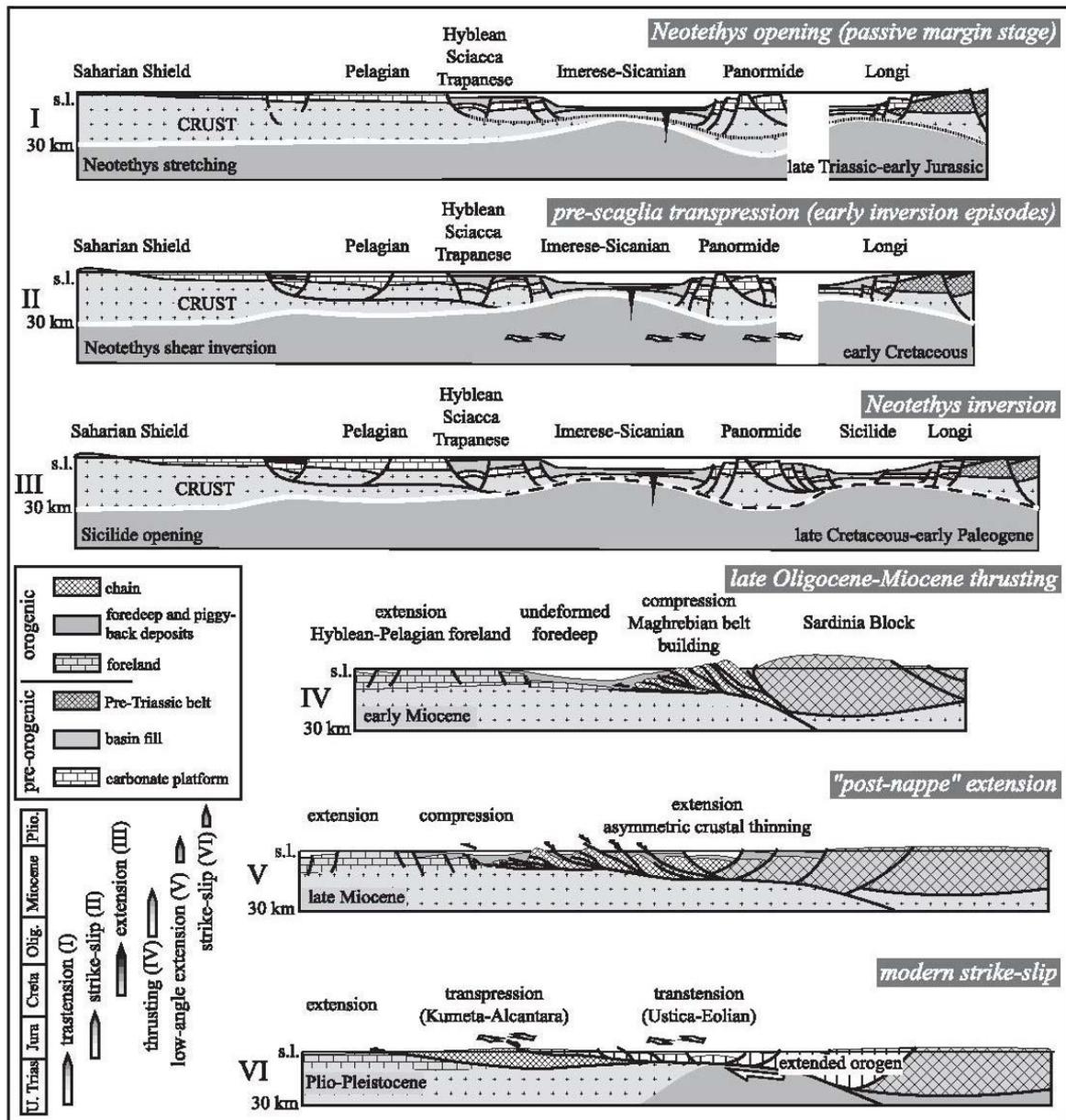


Fig. 4.7 - Evoluzione geologica dell'area siciliana a partire dal Mesozoico. Le sezioni corrispondono ai sette principali eventi tettonici (Nigro & Renda, 2002).

5. I Monti di San Vito Lo Capo

5.1 Inquadramento geologico

Le successioni sedimentarie affioranti nel settore dei Monti di San Vito sono attribuite a due diversi paleo-domini, quello della piattaforma carbonatica Trapanese e quello della piattaforma carbonatica Panormide. Le successioni appartenenti a questi domini sono state coinvolte, a partire dal Miocene, dalla tettonica compressiva che ha portato alla formazione del FTB siciliano. In particolare in questo settore si ha la sovrapposizione dei terreni del dominio Panormide su quelli del dominio Trapanese, con fronti dei sovrascorrimenti che vergono verso sud (Abate et al. 1991). La tettonica trascorrente Plio-Pleistocenica, legata all'apertura del Tirreno meridionale, ha generato delle faglie ad orientamento NW-SE e NE-SW che hanno dislocato i fronti dei sovrascorrimenti (Giunta et al., 2002).

Abate et al. (1991-1993) elaborano una dettagliata Carta Geologica dei Monti di Capo San Vito in scala 1:25000 nella quale differenziano, nella suddetta area, sei unità tettoniche (Fig. 5.1):

1. Unità Monte Ramalloro (Triassico Superiore – Miocene inferiore): è costituita da una successione terreni carbonatici, silicoclastici e terrigeni appartenenti al dominio Trapanese;
2. Unità Monte Monaco (Triassico Superiore – Miocene inferiore): costituita da terreni principalmente carbonatici indicativi di una piattaforma carbonatica che passano a terreni clastico carbonatici e calcareo marnosi che segnano l'evoluzione ad una piattaforma pelagica e quindi ad un bacino pelagico. Secondo Giunta e Liguori (1972-1973) questa unità apparterebbe alla "Piattaforma Intermedia" mentre secondo Catalano & D'Argenio (1982) alla piattaforma Panormide;
3. Unità Monte Acci-Pizzo di Sella (Triassico Superiore – Miocene inferiore): è costituita da terreni carbonatici, silico-carbonatici e silico-clastici riferibili ad una piattaforma carbonatica con evoluzione a bacino pelagico. Secondo Giunta e Liguori (1973) questa unità deriverebbe dal margine meridionale del bacino Imerese mentre secondo altri autori (Broquet & Mascle, 1972 e Catalano & D'Argenio, 1982) dalla piattaforma Panormide;
4. Unità Monte Speciale-Monte Palatimone (Triassico Superiore – Miocene superiore); costituita da terreni carbonatici e terrigeni che indicano un ambiente di piattaforma che evolve a scarpata. Secondo Giunta e Liguori (1972-1973) questa

unità deriverebbe dal margine meridionale della piattaforma Intermedia mentre secondo Broquet & Mascle (1972) e Catalano & D'Argenio (1982) apparterebbe al dominio Panormide;

5. Unità Monte Sparagio-Monte Cofano (Triassico Superiore – Miocene superiore) è costituita da terreni carbonatici, silico-carbonatici e silicoclastici indicativi di un ambiente di piattaforma che progredisce ad una scarpata. Questa unità è stata riferita al margine meridionale della piattaforma Intermedia secondo Giunta e Liguori (1972-1973) mentre Broquet & Mascle (1972) e Catalano & D'Argenio (1982) l'hanno riferita alla piattaforma Panormide;
6. Unità Monte le Curcie (Cretaceo Superiore – Miocene inferiore) è costituita da terreni carbonatici, silico-carbonatici e silicoclastici riferibili ad ambiente di scarpata e base di scarpata. Questa unità deriverebbe dalla deformazione del dominio Imerese (Giunta e Liguori, 1973; Catalano & D'Argenio, 1982) .

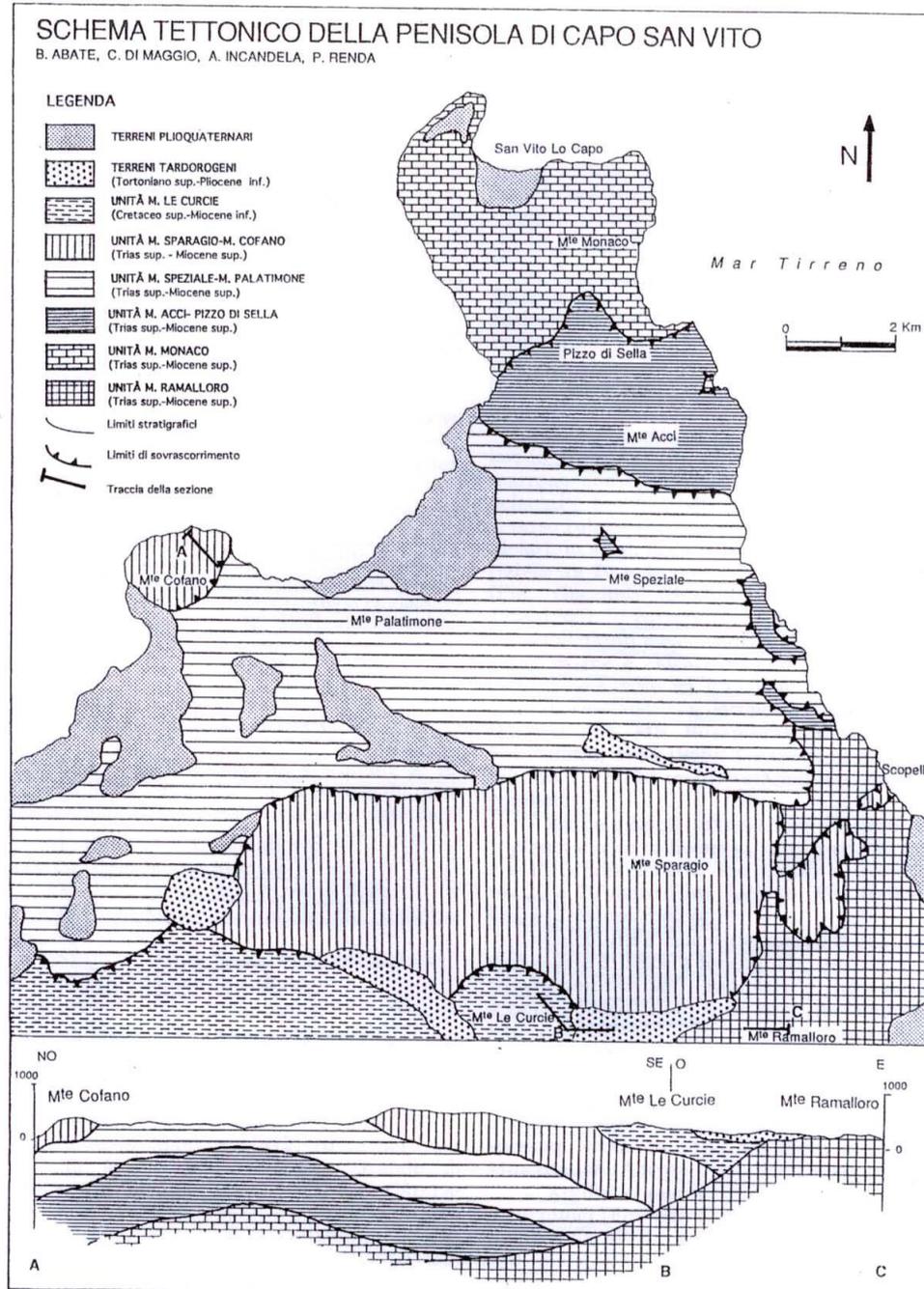


Fig.5.1-Schema strutturale dei Monti della penisola di Capo San Vito (Abate et al., 1991).

Le successioni analizzate nel presente studio sono pertinenti all'unità di Monte Sparagio-Monte Cofano ed affiorano lungo il versante settentrionale di Monte Sparagio, un E-W *striking ridge* che rappresenta la più grande unità strutturale dell'area. Secondo alcuni autori (Catalano & D'Argenio, 1982; Broquet & Mascle, 1972) l'unità di Monte Sparagio appartenerebbe al dominio Panormide mentre secondo altri autori (Nigro e Renda, 1999) tale unità sarebbe paleogeograficamente legata al dominio Ibleo-Pelagiano. La presenza,

lungo la successione di Monte Sparagio, di terreni di scarpata del Giurassico Superiore-Cretaceo Inferiore con abbondanti orbitoline e frammenti di rudiste farebbe propendere per l'ipotesi che l'unità di Monte Sparagio appartenga al dominio Panormide. È noto, infatti, che il dominio Panormide, durante il Cretacico, rappresentasse l'unica piattaforma carbonatica ancora produttiva al contrario degli altri domini adiacenti che si trovavano in condizioni di annegamento già a partite dal Pliensbachiano.

Abate et al., (1991-1993), distinguono nella successione di Monte Sparagio le seguenti unità litostatigrafiche:

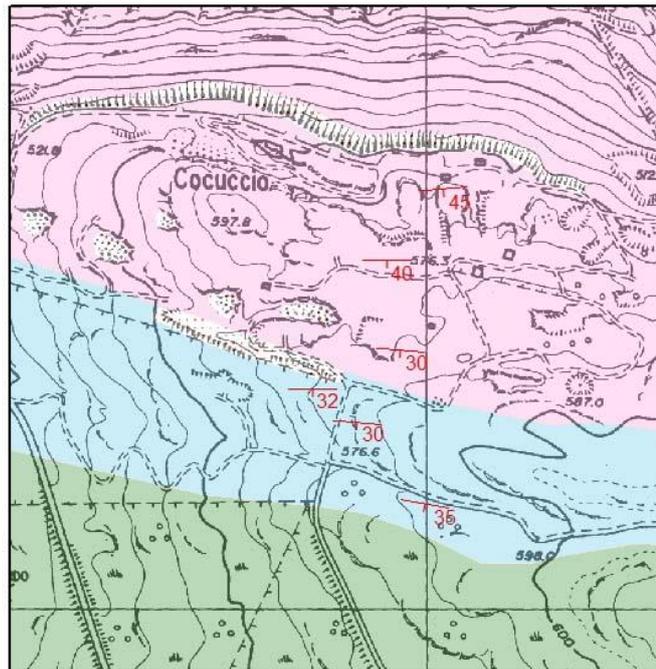
- Dolomie stromatolitiche e loferitiche ad intraclasti e bioclasti, calcareniti ad alghe e foraminiferi bentonici, calcari dolomitici a megalodontidi, breccie loferitiche e filoni sedimentari (Triassico Superiore-Giurassico Inferiore).
- Calcari nodulari ad ammoniti, crinoidi, brachiopodi e lamellibranchi pelagici “Rosso Ammonitico” passanti lateralmente e verticalmente a calcilutiti rossastre silicizzate, argilliti silicee e radiolariti (Giurassico Medio-Superiore).
- Calciruditi e breccie ad Ellipsactinia, calcari a crinoidi con liste e noduli di selce, calcilutiti a calpionelle (*Calpionella* sp., *Calpionella alpina*) e radiolari (Titonico-Cretacico Inferiore).
- Marne biancastre e calcilutiti marnose con foraminiferi planctonici, radiolari, belemniti, ammoniti e aptici (Cretacico).
- Calcilutiti e calcareniti a peloidi e intraclasti, calcareniti e calciruditi coralgali, biolititi algali, calcareniti oolitiche, calcari a orbitoline e rudiste. Questi depositi sono oggetto di una intensa attività estrattiva in tutto il territorio di Custonaci e San Vito lo Capo del materiale lapideo di pregio noto come Perlato. Intercalati si osservano livelli di lave basaltiche a pillow con spessori variabili (Cretacico Superiore).
- Calcilutiti, calcilutiti marnose e marne a foraminiferi planctonici (*Globotruncana* spp., *Globorotalia* spp., *Orbitoides* sp. e *Lenticulina* sp.) e radiolari “Scaglia Auct.” (Cretacico Superiore -Eocene).
- Biocalcareniti e biocalciruditi glauconitiche, a macroforaminiferi, frammenti di gusci di lamellibranchi, alghe, denti di pesce e foraminiferi arenacei “Mischio” (Miocene inferiore- medio).

- Peliti di colore bruno con sottili intercalazioni di sabbie e arenarie quarzose a foraminiferi planctonici e arenacei (Langhiano-Tortoniano medio).

Seguono in discordanza terreni sin-post-orogenici rappresentati da:

- Argille sabbiose, sabbie, arenarie e conglomerati, “Fm. Terravecchia” (Tortoniano-Messiniano inferiore).
- Marne e calcari marnosi a foraminiferi planctonici “Trubi” (Pliocene inferiore -medio).
- Calcareniti bioclastiche, conglomerati a prevalente matrice arenitica, passanti verso l’alto a limi, sabbie e ghiaie lacustri e a calcareniti eoliche (Pleistocene).
- Conglomerati e biocalcareniti a lamellibranchi, gasteropodi (*Strombus bubonius*), echinidi e coralli (Tirreniano).

Nel presente studio in base nuovi rilievi sul campo ed alla analisi delle microfacies, è stato possibile differenziare i terreni del Triassico Superiore da quelli del Giurassico Inferiore, che erano indifferenziati nelle precedenti cartografie (Abate et al., 1991; Catalano et al., 2012). In particolare i terreni del Triassico Superiore sono stati riferiti alla Fm. Sciacca mentre quelli del Giurassico Inferiore alla Fm. Inici. (Fig 5.2)



0 75 150 300 Metri



Legenda

-  *Detrito*
-  *Calciruditi e breccie ad Ellipsectinia
Cretaceo Inferiore-Titonico*
-  *Calcari di piattaforma con Thaumatoporella
parvovesciculifera (Fm. Inici)
Giurassico Inferiore*
-  *Calcari di piattaforma con megalodontidi e Triasina
hantkeni (Fm. Sciacca)
Triassico Superiore*
-  *Faglia*
-  *Giacitura degli strati*

Fig. 5.2- Carta geologica dell'area di monte Cocuccio nella quale vengono differenziati i terreni del Triassico Superiore da quelli del Giurassico Inferiore indifferenziati nelle cartografie precedenti. In rosa sono rappresentati i terreni del Triassico Superiore (Fm. Sciacca) mentre in azzurro i terreni del Giurassico Inferiore (Fm. Inici).

5.2 I livelli terminali della piattaforma triassica

L'analisi dei terreni del Triassico Superiore, nel settore settentrionale di Monte Sparagio, è stata sviluppata a partire dall'osservazione di diverse pareti di cave inattive che si estendono in direzione E-W rispetto alla dorsale. Si tratta di cave a gradoni multipli dalle quali si estraeva una pietra ornamentale di grande pregio nota come "Libeccio Antico", cavata intensamente durante l'epoca Barocca. La tecnica del filo diamantato, utilizzata nella maggior parte delle cave per l'estrazione dei blocchi, ha reso più semplice l'osservazione delle litologie. Lungo le pareti delle cave i terreni tardo triassici, attribuibili alla Formazione Sciacca, sono costituiti da una successione ciclica di facies di piana tidale che descrivono, dal basso verso l'alto, un progressivo abbassamento del livello del mare (Fig. 5.3).

Più nel dettaglio le facies riconosciute lungo la successione sono costituite da:

5.2.1 FACIES SUBTIDALI, nella successione di Contrada Cocuccio sono stati distinte diverse tipologie di facies subtidali in relazione ai caratteri tessiturali ed al loro contenuto fossilifero:

Calcari a megalodontidi: organizzati in banchi pianparalleli sono caratterizzati dalla presenza di grandi megalodontidi di dimensioni variabili tra 15 e 30 cm, spesso in posizione di crescita. L'analisi microscopica di questa facies mostra tessiture tipo *wackestone-packestone* con abbondanti gasteropodi e foraminiferi del genere *Triasina hantkeni* MAJZON (Fig 5.6 A)

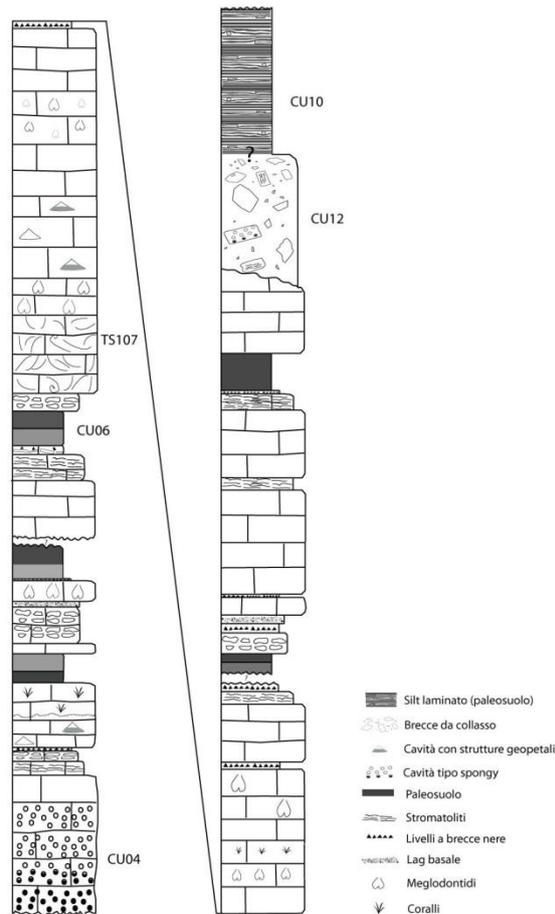


Fig. 5.3- Sezione colonnare dei cicli peritidali dell'area di Monte Cocuccio.

Calcari bioturbati: orizzonti caratterizzati da intensa bioturbazione. Si osservano cunicoli e tunnel colmati da un sedimento microcristallino che presenta una tessitura diversa rispetto l'*host rock* circostante. In particolare questo sedimento si presenta più grossolano, rispetto alla micrite circostante, con clasti equidimensionali dalle dimensioni medie di circa 150 μm . Nei cunicoli si osservano delle strutture riferibili a *trample* che indicano il pavimento del successivo cunicolo (Gingras et al., 2009) (Fig. 5.6 C). Il ritrovamento, in questi orizzonti, di microcoproliti confermerebbe la presenza di organismi bioturbatori. Senowbary et al. (1979) descrivono la presenza di microcoproliti nelle scogliere tardo triassiche siciliane. Sulla base della disposizione dei canali gli autori hanno creato una nuova specie chiamata *Helicerina siciliana* (Senowbari–Daryan et al., 1979). Nel nostro caso, dalla forma e dalla disposizione dei canali è possibile riferire le microcoproliti individuate al genere *Favreina* sp. (Brönnimann, 1955; Lehmann, 1975).

Tempestiti: lungo la successione si osservano degli orizzonti spessi circa 1,5 m caratterizzati dalla presenza di materiale bioclastico grossolano costituito prevalentemente da valve di megalodontidi disarticolate. Sono livelli noti come tempestiti (*storm layer*) attribuibili a condizioni di elevata dinamicità della laguna causata da onde generate da uragani o forti tempeste (Fig. 5.4).



Fig. 5.4-Livelli tempestitici caratterizzati dai gusci disarticolati dei megalodontidi.

Calcarei a coralli: lungo la successione è presente un livello costituito da banchi di coralli ermatipici dall'estensione laterale limitata. I cespi di questi coralli presentano una struttura dendroide e un'altezza di circa 60 cm. Poggiano su una superficie bioerosa, impostata su di un *packstone* con alghe dasycladali, characee, resti di bivalvi e gasteropodi (Fig. 5.5), che costituiva un substrato rigido all'interno della laguna e che ha permesso l'attecchimento delle larve dei coralli e lo sviluppo di questi *patch reef*. I calici dei coralli sono stati parzialmente e, in alcuni casi, del tutto disciolti e colmati da cementi calcitici. La loro morfologia potrebbe essere confrontabile con il genere *Rethiophillia* (Fig. 5.6 D).

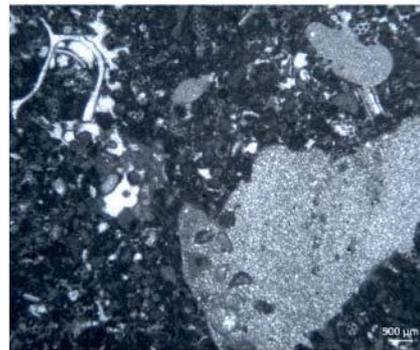
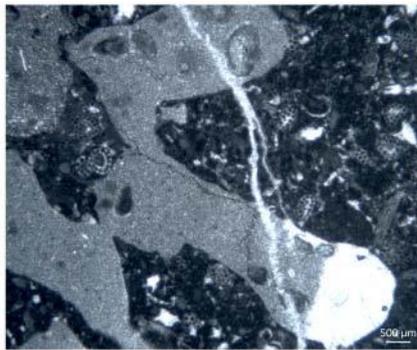


Fig. 5.5-Borings presenti lungo la superficie bioerosa.



Fig. 5.6.- Principali facies che costituiscono i cicli peritidali affioranti nell'area di Monte Cocuccio. A) Facies subtidale con bivalvi del genere *Megalodon* in posizione di crescita; B) Facies intertidale rappresentata da stromatoliti di tipo LLH; C) Calcari bioturbati con cunicoli ad andamento verticale rispetto alla superficie di strato; nel particolare C₁ si possono osservare delle strutture simili a “trample” che rappresentano il pavimento della precedente cavità (Gingras et al., 2009); D) Cespi di coralli riconducibili al genere *Rethiophillia*; E) Facies sopratidale rappresentata da paleosuoli giallo-rossi; F) Facies sopratidale rappresentata da orizzonti a clasti piatti e brecce nere.

5.2.2 FACIES INTERTIDALI, nei cicli peritidali osservati presso Contrada Cocuccio le facies intertidali sono rappresentate da **Calcarei stromatolitici** e **calcarei loferitici**. Queste facies sono costituite da laminiti di origine algale. Esse presentano spessori variabili che non superano in genere il metro. I livelli loferitici sono caratterizzati da una porosità fenestrata, prodotta da attività algale/ batterica e/o da fenomeni di contrazione. (Fig. 5.6 B)

5.2.3 FACIES SOPRATIDALI, caratterizzata da orizzonti che si formano in condizioni di esposizione subaerea e che possono essere sommersi solo in caso di tempeste o uragani. Nella successione studiata questa zona è rappresentata da:

Livelli a brecce nere: si tratta di livelli costituiti da clasti angolosi di colore nero di dimensioni tra i 2-3 cm (Fig. 5.6 F). Si formano in ambiente subaereo come risultato del rimaneggiamento degli intraclasti. La colorazione nera dei clasti si pensa sia dovuta a un'impregnazione di sostanza organica. In alcuni casi è stato mostrato da alcune analisi che questa sostanza organica derivi dalla combustione di

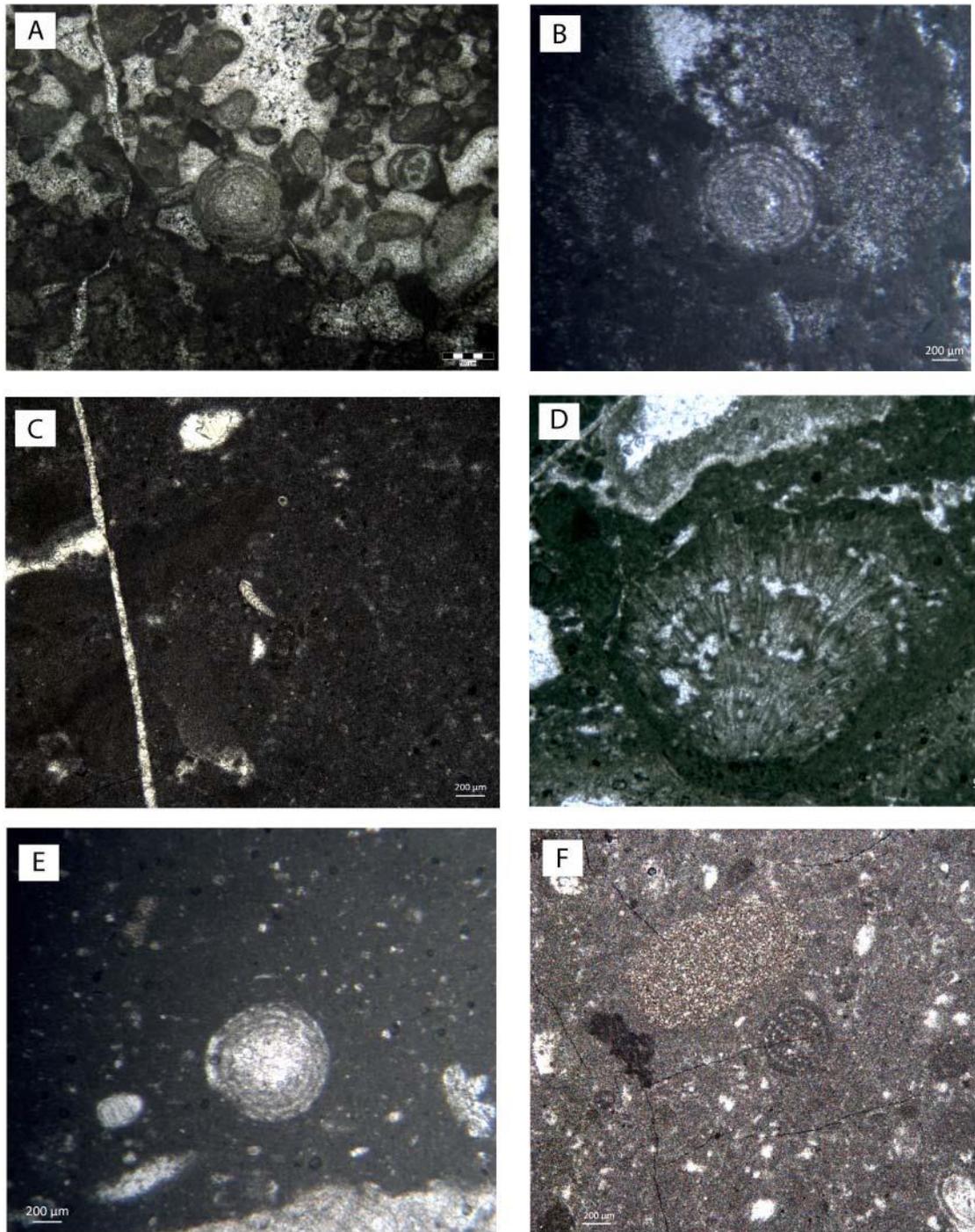


Fig. 5.7- Principali microfacies riconosciute lungo la successione dei cicli peritidali a Monte Sparagio: A) Grainstone bioclastico con foraminiferi bentonici ed alghe cianofeece; B) ed E) Wackestone- packstone con *Triasina hantkeni* Majzon (campioni CU 32 e CU 60A); C) *Frondicularia woodwardi* (Howchin, 1895) (campione CU36b); D) *Cayeuxia* sp.; F) Microcoprolite del genere *Favreina* (Brohnmimann, 1955).

sostanze vegetali, facendo pensare quindi a incendi di vegetazione sviluppatasi in momenti di esposizione subaerea della piattaforma (Strasser & Davaud, 1983). Da alcuni esperimenti prodotti in laboratorio su dei campioni di calcari Pleistocenici e Olocenici, è

stato dimostrato che sono necessarie circa 6h di combustione a temperature comprese tra 400° e 500° C per ottenere l'annerimento totale dei clasti (James & Choquette, 1988).

Breccie con clasti piatti (*flat pebble conglomerates*): si tratta di orizzonti dello spessore compreso tra 10 e 20 cm costituiti da intraclasti rimaneggiati in condizioni subaeree. Si trovano spesso associati ai livelli a breccie nere o possono colmare canali tidali. I clasti sono solitamente di natura stromatolitica (Fig. 5.6 F)

Paleosuoli: la successione è marcata da paleosuoli, costituiti da silt rossi-gialli a volte dall'aspetto nodulare (Fig. 5.6 E). Il loro spessore è variabile, possono essere seguiti lateralmente, anche se in alcuni casi tendono a rastremarsi.

Gli orizzonti principali che costituiscono il profilo di un suolo sono (Dazzi, 2013):

- O ed A: sono gli orizzonti più ricchi di materia organica dove la struttura originaria della roccia madre è stata completamente persa.
- B: indica l'orizzonte in cui la struttura della roccia originaria è parzialmente persa. Può presentarsi ricco in argilla (per illuviazione o alterazione), di ossidi di Fe ed Al (per illuviazione o accumulo residuale).
- C: indica l'orizzonte che costituisce il substrato incoerente, non duro e poco influenzato da processi pedogenetici.
- R: indica il substrato rigido non alterato.

Riguardo ai paleosuoli osservati è possibile dubitativamente attribuirli ad un livello intermedio tra B e C. Bisogna tenere conto che le successive fasi di trasgressione marina potrebbero aver cancellato gli orizzonti a componente organica (O ed A).

È stata scelta la sezione verticale di un paleosuolo particolarmente sviluppato come rappresentativa per le analisi di laboratorio. Questo paleosuolo, ben visibile in una delle pareti delle cave, presenta una granulometria siltitica. Sono ben distinguibili, in base al diverso colore, due suborizzonti; quello inferiore è colore grigio-verde, campione CU53, ed è sormontato da un orizzonte di colore rossastro, campione CU 54 (Fig. 5.8). Le analisi isotopiche relative ai campioni CU 53 E CU 54 presentano valori rispettivamente di $\delta^{18}\text{O}$ 1.05‰ e $\delta^{13}\text{C}$ 1.66‰ e $\delta^{18}\text{O}$ 0.67‰ e $\delta^{13}\text{C}$ 1.26‰. I diffrattogrammi effettuati sia sul *bulk* che sul residuo insolubile di questi campioni hanno mostrato la presenza di calcite, dolomite e minerali argillosi (Fig. 5.8). Dal residuo insolubile, secondo le tecniche analitiche (Cfr. cap. 3), sono stati discriminati i minerali argillosi. Il campione CU 53 contiene quarzo, caolinite ed interlaminazioni smectite-illite espressi da un *broadening* dei picchi della smectite e della illite che formano una specie di sella nel

diffratogramma. Il campione CU54 presenta la stessa composizione del CU53 a differenza del quarzo che è assente.

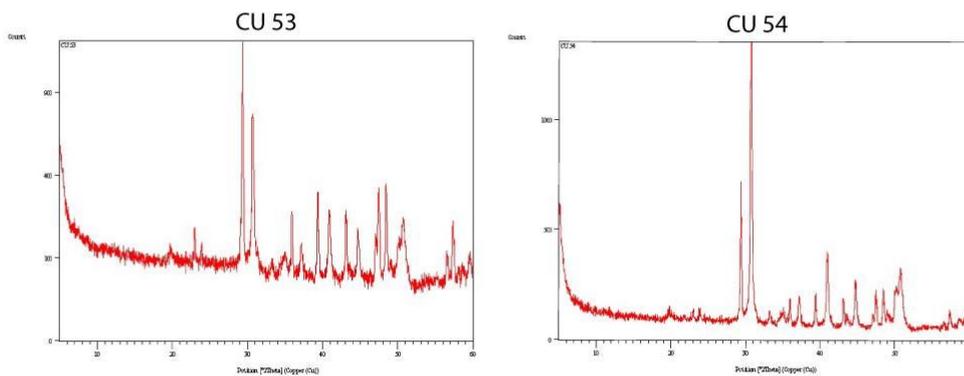


Fig. 5.8- Parete di cava dove sono visibili dei paleosuoli ben sviluppati dai quali sono stati prelevati i campioni CU 53 e CU 54. In basso i diffrattogrammi relativi ai campioni CU 53 e CU 54.

5.3 Organizzazione ciclica delle facies

Le facies triassiche sopra descritte sono organizzate in cicli peritidali di tipo *shallowing upward* (Fig. 5.8). In alcuni casi si rinvengono cicli completi in cui lo spessore complessivo delle tre facies raggiunge i 3 m circa. In altri casi si osservano cicli incompleti o irregolari costituiti da uno o due termini. In quest'ultimo caso la mancanza di una o più facies può essere determinata da erosione o non deposizione. In alcuni casi al tetto di un ciclo si osserva una *lag* basale costituito da una facies granulare che indica le fasi iniziali di ripristino dell'ambiente subtidale.

La ripetizione ciclica di facies subtidali, intertidali e sopratidali è stata descritta per la prima volta nei carbonati tardo triassici della Formazione Dachstein (Triassico Superiore) nelle Alpi Calcaree meridionali da Sander nel 1936 e più tardi da Shwarzacher (1954). Fisher (1964) descrive le facies rappresentative e la loro organizzazione ciclica pubblicando il primo studio sulla interpretazione delle sequenze cicliche nei carbonati di piattaforma coniando il termine "ciclotema loferitico". Simili cicli sono stati studiati da Bosellini & Hardie (1985) nelle Alpi Meridionali e nei calcari dolomitici triassici della piattaforma Panormide in Sicilia (Catalano et al., 1974). La ripetizione ciclica è stata interpretata da Fisher (1964) come il risultato delle variazioni ad alta frequenza del livello del mare che favorivano la formazione di cicli *shallowing upward* (regressivi) o *deepening upward* (trasgressivi). Le variazioni dei parametri orbitali terrestri descritte da Milankovitch nel 1941 sono la causa delle principali variazioni climatiche che si esprimono anche con le variazioni del livello del mare. La teoria di Milankovitch è stata accettata per spiegare la formazione dei cicli peritidali mettendo da parte il modello autociclico di Ginsburg (1971) che non prevedeva oscillazioni del livello del mare e quindi non spiegava la presenza di morfologie da dissoluzione carsica che spesso si trovano associate alle facies sopratidali dei cicli.

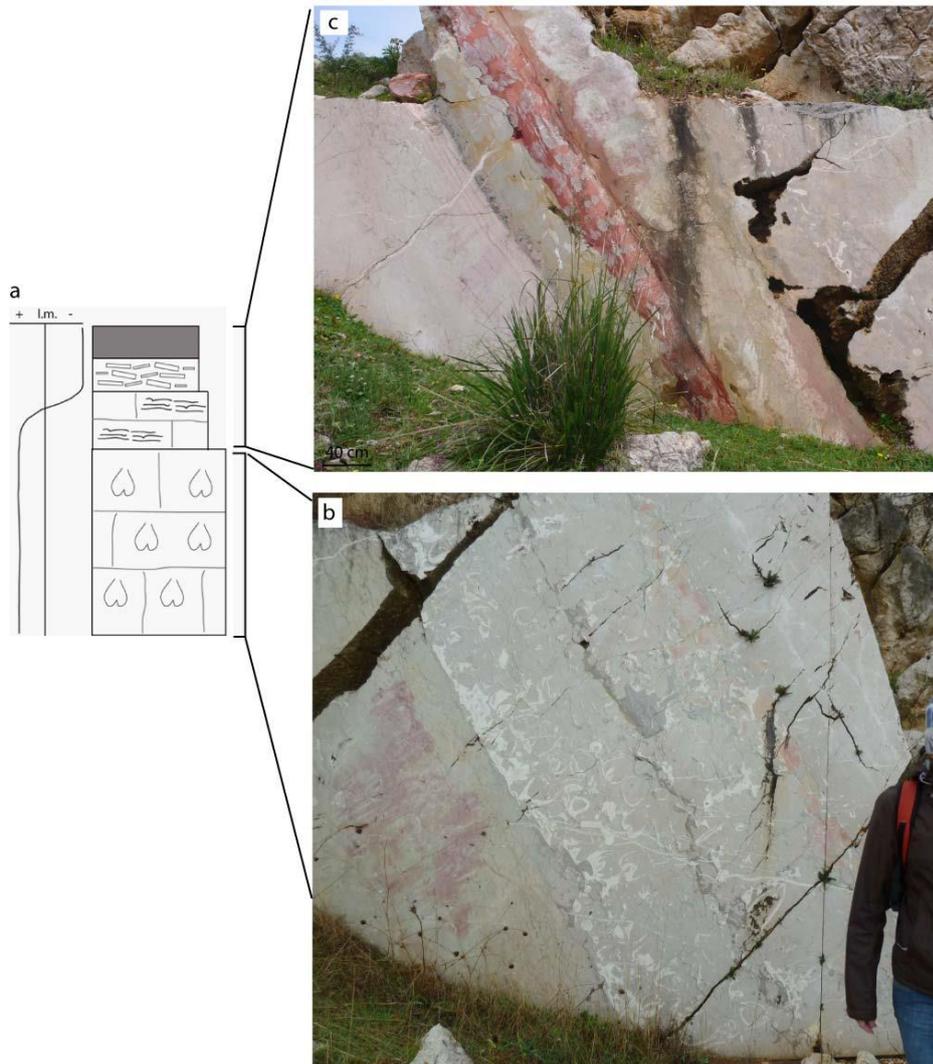


Fig. 5.9-a) Organizzazione tipica di un ciclo peritidale di tipo *shallowing upward* nel settore di Monte Cocuccio; b) Mudstone-wackestone con *Megalodontidi* in posizione di crescita (facies subtidale) che poggiano sul paleosuolo del ciclo sottostante; c) Laminiti criptalgali con fabric fenestratale (facies intertidale), livello a breccie nere che passa verso l'alto ad un paleosuolo.

5.4 L'età della successione peritidale

L'analisi delle macro e microfacies subtidali, condotta a partire dal settore delle cava QD, fino alle soprastanti Breccie ad *Ellipsactinia* (sezione S-S', Fig. 5.10) ha fornito alcune indicazioni sulla distribuzione biostratigrafica della successione di cicli peritidali.

La porzione inferiore della successione studiata mostra la comune presenza di grandi megalodontidi, associati a foraminiferi (*Triasina hantkeni*, *Aulotortus* sp., *Aulotortus tumidus*, oltre a rare alghe dasicladali (*Griphoporella curvata*) e cianofitee (*Cayeuxia* sp., *Orthonella* sp.) (CU 32, CU 50, CU 51, CU 59, CU 60, CU 63, CU 65, CU 68).

La presenza di *Triasina hantkeni* consente di individuare l'omonima biozona (Gazdzicki et al., 1979) e di attribuire questi livelli al Retico.

Dal campione CU 60 scompaiono i grandi megalodontidi, pur continuando ad essere presenti sporadicamente livelli con piccoli megalodon (Cava QH e QI) oltre a foraminiferi bentonici tipici della biozona a *Triasina hantkeni*. L'ultima comparsa di *Triasina hantkeni* si osserva nel campione CU 68. Al di sopra di questo livello compaiono facies subtidali dominate da associazioni oligotipiche con *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (campione CU69) associata a rari *Aeolisaccus*. (Fig. 5.11)

Questa brusca variazione è stata assunta come limite fra cicli peritidali triassici e giurassici.

In diverse successioni italiane (Prealpi Venete, Prealpi Bresciane, Appennino Centro-Meridionale Sicilia Nord-Occidentale) e della Grecia (Monte Messapion) le microfacies a *Thaumatoporella* ed *Aeolisaccus* documentano l'Hettangiano che si differenzia dalle microfacies sinemuriane per la mancanza di talli di alghe dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*) (Romano, 2003).

L'assenza di qualsiasi indizio di discontinuità in questa porzione di successione propende per una continuità di sedimentazione e, quindi per un possibile limite Retico/Hettangiano

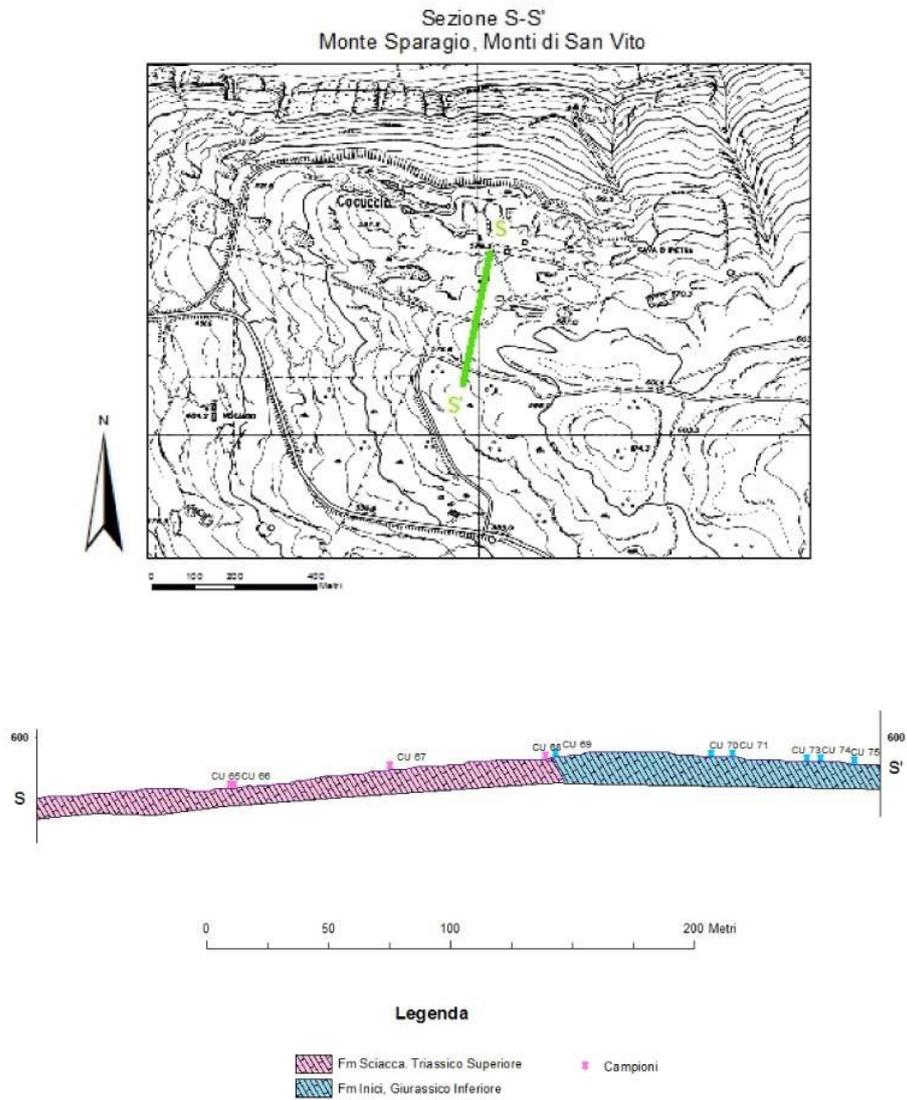


Fig 5.10-Sezione S-S' attraverso i carbonati di piattaforma del Triassico Superiore/Giurassico Inferiore di Monte Sparagio con indicazione del passaggio Triassico/Giurassico.

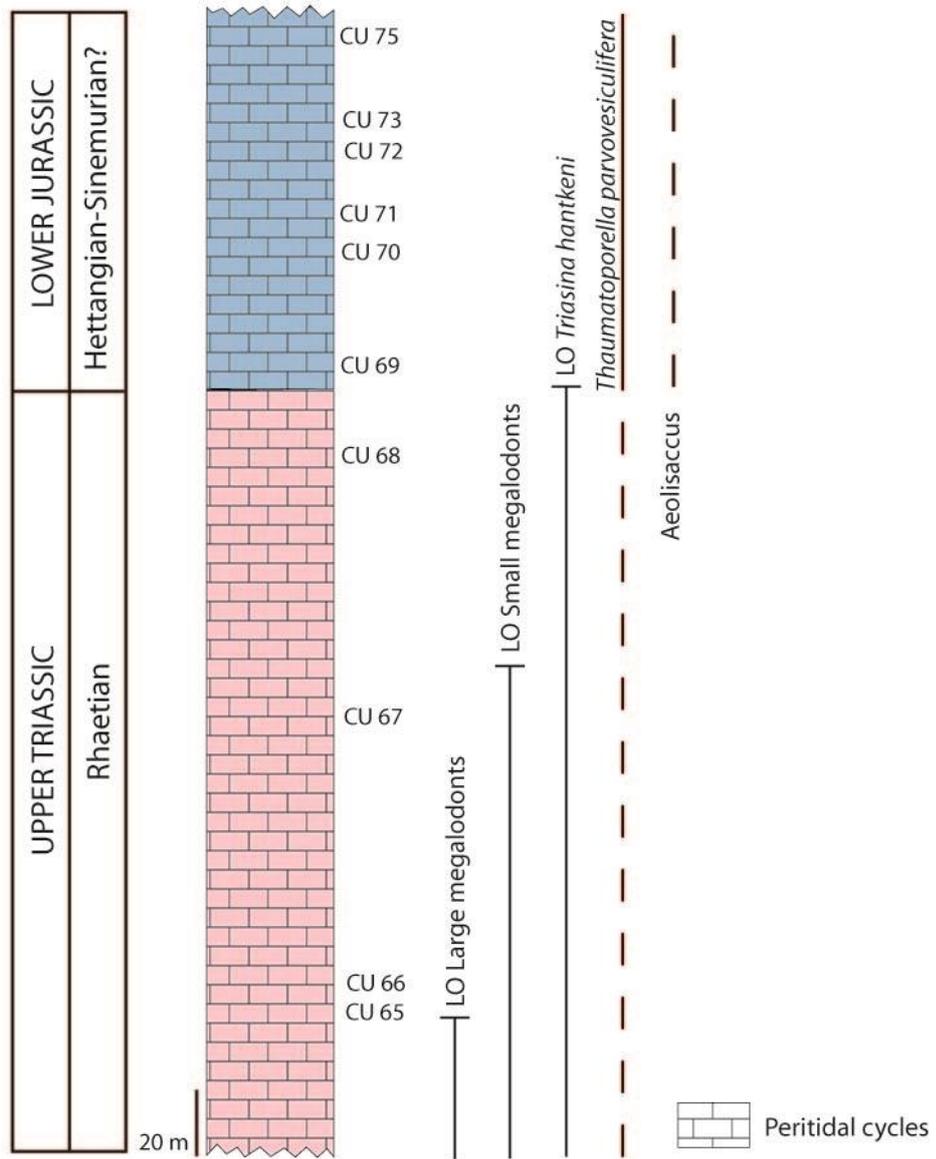


Fig. 5.11-Distribuzione dei principali marker biostratigrafici al passaggio Triassico/Giurassico nell'area di Monte Sparagio.

5.5 I livelli basali della piattaforma giurassica

I terreni del Giurassico Inferiore, attribuiti alla Formazione Inici (Schmidt Di Friedberg, 1964), affiorano, nel settore di Monte Sparagio, in continuità stratigrafica con i sottostanti terreni Triassici. La successione è caratterizzata anche in questo caso da carbonati di piattaforma organizzati in cicli di tipo *shallowing upward* nei quali si riconoscono le tre specifiche facies. Il passaggio dalle sottostanti facies peritidali triassiche è evidenziato dalla scomparsa dei megalodontidi e di *Triasina hantkeni* nelle facies subtidali (Cfr. cap. 5.5). Le facies subtidali raggiungono spessori modesti o in alcuni casi, non sono presenti e sono costituite da *mudstone-wackestone* con *Thaumatoporella parvovesiculifera* e rari *Aeolisaccus* sp. (Fig.5.13). Le facies intertidali, rappresentate da orizzonti stromatolitici, sono ben sviluppate con spessori che raggiungono anche il metro e mezzo. Infine le facies sopratidali sono costituite da orizzonti di marne verdastre prive di strutture legate a processi pedogenetici (Fig. 5.13 B). Queste sequenze cicliche sono indicative del progressivo instaurarsi, in questo settore della piattaforma, di ambienti relativamente più interni e ristretti. Lungo la successione si rinvenivano delle cavità centimetriche di tipo *vug*, colmate da cementi e silt. Queste strutture possono essere attribuite a processi di dissoluzione (microcarsismo) legati alla ciclicità peritidale ad alta frequenza.



Fig. 5.12-Cicli peritidali del Giurassico Inferiore caratterizzati da spessi orizzonti stromatolitici (A) e da orizzonti di marne verdastre che rappresentano la facies sopratidale (B).

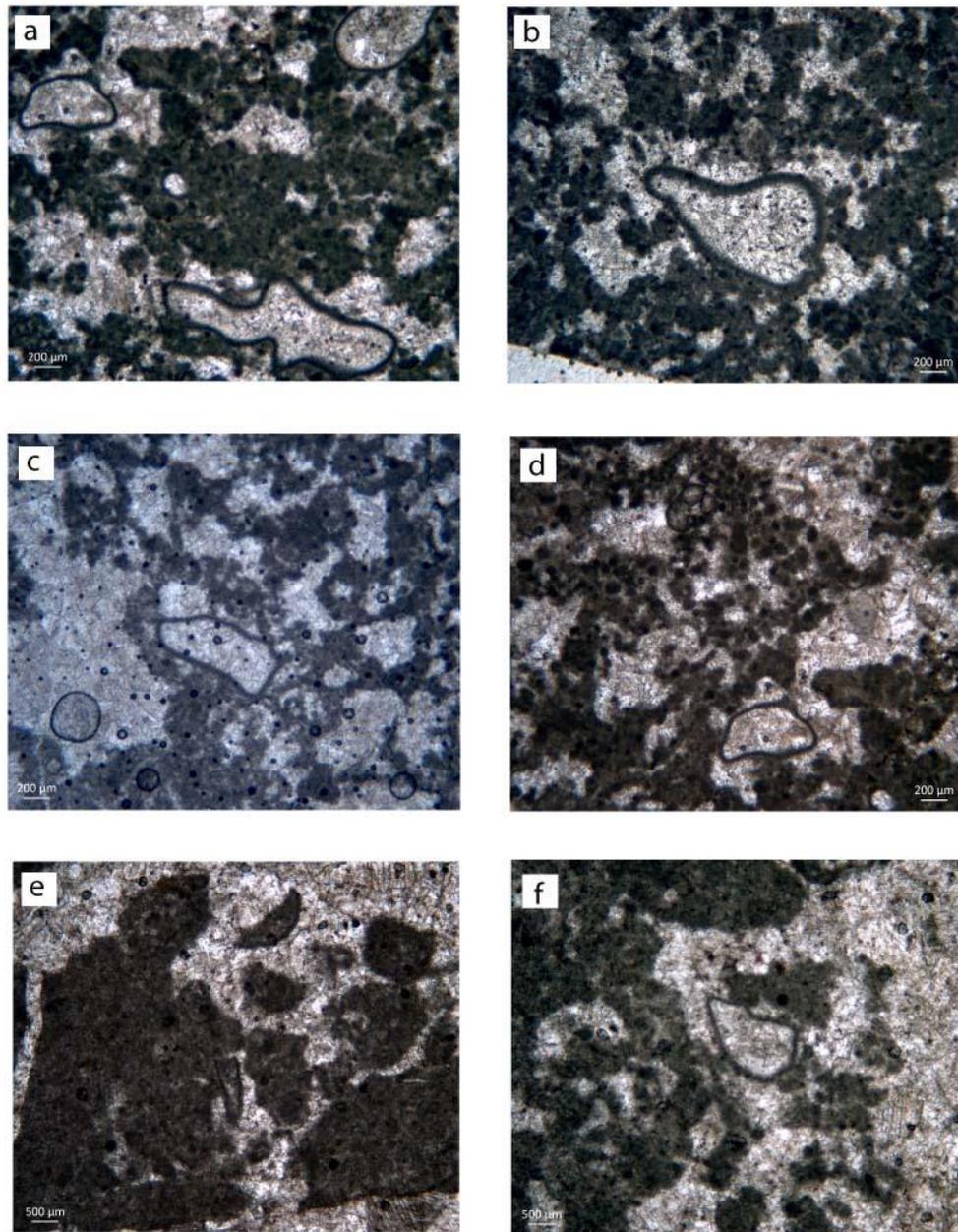


Fig. 5.13-Microfacies del Giurassico Inferiore nella successione di Monte Cocuccio. Grainstone- packstone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (a, b, c, d, f) con rari *Aeolisaccus* sp. (e).

5.6 Filoni sedimentari: Lungo la successione sono presenti numerosi filoni sedimentari che attraversano i cicli con giaciture da verticali ad oblique. Questi filoni hanno una larghezza che varia tra i 50-150 cm e sono colmati da brecce e da riempimenti di diversa natura. In alcuni casi si tratta di silt laminati varicolori che è possibile ricondurre a facies pelagiche tipo “Rosso Ammonitico” di età Giurassico Medio-Superiore, in altri casi di tratta di silt sterili (Fig. 5.14 e 5.15).



Fig. 5.14-Particolare di una parete della Cava QG nella quale è ben evidente un filone sedimentario che attraversa perpendicolarmente i cicli peritidali triassici.



Fig. 5.15-Filone sedimentario nei cicli peritidali triassici. Il riempimento è costituito da pelagiti di tipo “Rosso Ammonitico”. Si noti come la laminazione del riempimento (linea tratteggiata nera) sia leggermente inclinata rispetto all’originale stratificazione dei cicli triassici (linea tratteggiata blu). Questo dato indicherebbe un leggero tilting della piattaforma Panormide durante la deposizione del “Rosso Ammonitico”.

5.7 Analisi delle strutture diagenetiche

L’analisi diagenetica è stata focalizzata sui terreni del Triassico Superiore in quanto mostrano evidenze di fenomeni di dissoluzione rappresentati da una vasta gamma di strutture. Morfologie simili mancano invece nelle facies peritidali del Giurassico Inferiore, dove si riscontrano solo sporadiche strutture da dissoluzione di tipo vug generate durante le cicliche esposizioni della piattaforma. Tra le morfologie da dissoluzione individuate nella successione tardo triassica sono state riconosciute:

5.7.1 Microcarsismo: Morfologie da dissoluzione in ambienti di piana tidale sono stati descritti da D’Argenio et al. (1997) e da Buonocunto et al. (1994). Questi autori mostrano come, a causa di un abbassamento relativo del livello del mare, legato a una ciclicità ad alta frequenza, si possono originare morfologie da dissoluzione di tipo carsico. Esempi di queste morfologie sono cavità a scala millimetrica (microcarsismo, D’Argenio et al., 1997), orizzonti di calcrete, cavità carsiche più sviluppate che possono successivamente essere colmate da cementi e silt, orizzonti tipo paleosuoli.

La Fig. 5.16 rappresenta un esempio di microcarsismo ben visibile in una delle pareti di una cava. Le cavità, colmate in seguito da un silt verdastro, sembrano essere legate ad un

abbassamento relativo del livello del mare. Esse si sviluppano, infatti, nei livelli sottostanti la facies sopratidale rappresentata in questo caso da un livello a brecce nere e da un paleosuolo. Lo sviluppo di questo microcarsismo si riduce progressivamente verso il basso a partire dalla superficie S_0 indicando una possibile infiltrazione di acque meteoriche. Da questo livello è stato prelevato il campione CU 50 la cui analisi microscopica ha visto la presenza di un *packstone* con resti di alghe, foraminiferi e fantasmi di *Triasina*, pervaso da microcavità, dalla forma irregolare, colmate da cementi e silt che formano le tipiche strutture geopetali.

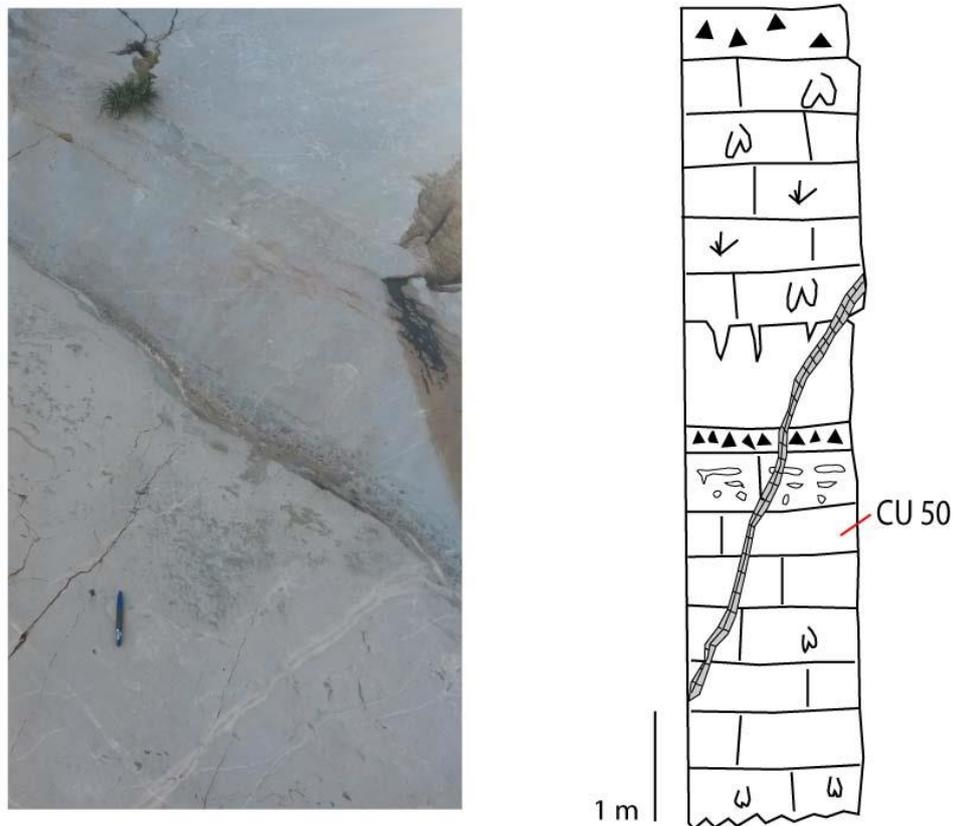


Fig. 5.16- Porzione di una parete di cava dove sono visibili microcavità legate alle oscillazioni a più alta frequenza del livello del mare. A destra la colonna stratigrafica rappresentativa di questa porzione di ciclo.

5.7.2 Porosità “biomoldic”: questo tipo di porosità è ben sviluppata in alcuni livelli delle facies lagunari a megalodontidi ed a coralli. I gusci dei megalodontidi, originariamente aragonitici, sono stati dissolti totalmente o parzialmente ed i pori sono stati occlusi da silt e cementi calcitici. (Fig 5.17). Anche i coralli sono stati dissolti e ricristallizzati cancellando la loro originaria struttura.

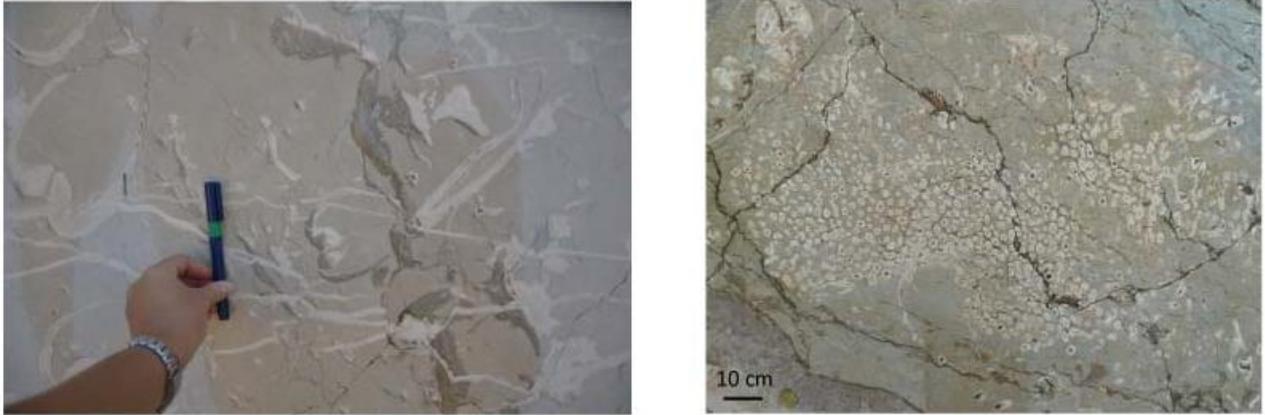


Fig. 5.17- Porosità di tipo biomoldic relative alla dissoluzione dei gusci aragonitici dei megalodontidi (a sinistra) e ai cespi di coralli (a destra).

5.7.3 Porosità “spongy-like”: lungo la successione sono stati individuati degli orizzonti stratali costituiti da una rete di cavità, in alcuni casi interconnesse tra loro, dalle dimensioni di 3-5 cm riempite da diverse generazioni di cementi e silt. L'*host rock* nella quale si impostano queste cavità è costituita dalla facies subtidale bioturbata (Fig. 5.18 f). Questo tipo di dissoluzione non si osserva in altre facies subtidali quali i calcari a megalodontidi o i livelli a coralli e la sua ricorrenza nella successione ciclica appare casuale. In relazione al tipo di riempimento che colma le cavità sono state distinte tre zone (Fig. 5.18 a):

Zona 1) rappresentata da cavità da bioturbazione che sono colmate da un sedimento microcristallino che presenta una tessitura diversa da quella dell'*host rock* (Fig. 5.18 e).

Zona 2) caratterizzata da una prima generazione di cementi fibroso radiassiali (Fig. 5.18 c) cui segue il silt rosso.

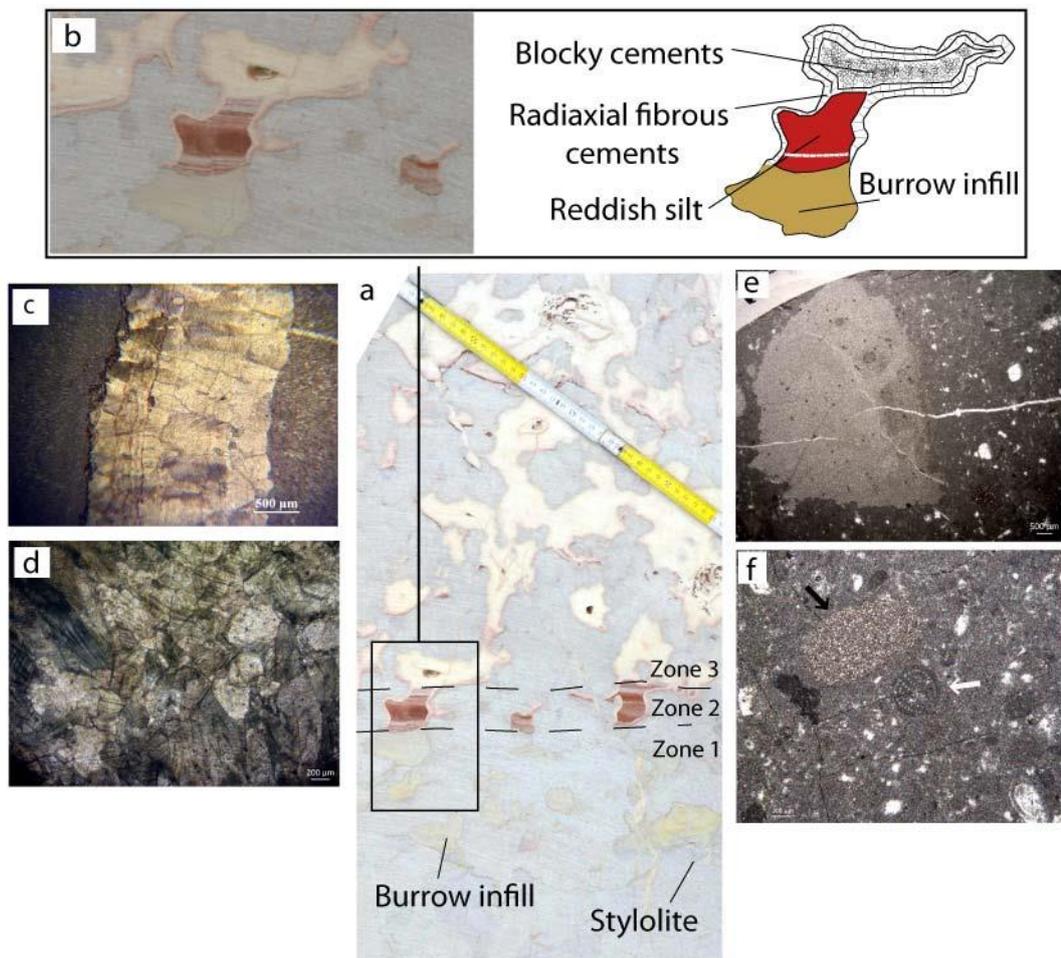


Fig. 5.18-Dettaglio delle cavità tipo spongy (a) che mostra un incremento verso l'alto della grandezza delle cavità e una diversa composizione dei riempimenti; b) particolare di una cavità con a destra un disegno schematico di essa; c) cementi fibrosi radiassiali; d) cementi tipo blocky; e) sedimento microcristallino che riempie le cavità da bioturbazione; f) *Favreina* sp. (freccia bianca). La freccia nera indica una cavità da bioturbazione riempita da sedimento microcristallino.

Il silt è costituito da lamine subparallele con differente tessitura, da fine a grossolana, ed in alcuni casi con gradazione inversa. Le lamine sono separate da un sottile livello di cemento (100-200 µm). Le analisi diffrattometriche effettuate sul silt mostrano una percentuale del 63,2% di calcite insieme al quarzo (0,64%), ematite (1,34%), siderite (0,54%) e portlandite (0,44%) (Fig. 5.19 A). In alcune lamine si rinvencono ostracodi e peloidi impregnati da ossidi di Fe. I dati isotopici rispettivamente per il carbonio (-1,13‰) e per l'ossigeno (-2,26‰) suggeriscono una precipitazione in ambiente marino (Fig. 5.19 B). La calcite fibrosa radiassiale è presente come una fascia che borda le pareti della cavità. Essa mostra tutte le caratteristiche descritte da Kendall (1973) ovvero: una

crescita dei cristalli che diverge a partire da substrato; una convergenza degli assi ottici che conferisce una estinzione ondulosa a polarizzatori incrociati; marcate tracce di sfaldatura dei cristalli (Fig. 5.20 A). In questi cementi fibrosi radiassiali sono state osservate delle inclusioni di silt residuale come ad indicare una stasi durante la crescita dei cristalli stessi. Questi cementi presentano una geminazione polisintetica (“*twin lamellae*”) che sono legate a processi di ricristallizzazione (Fig. 5.20 B). Secondo Railsback (1993) la presenza delle *twin lamellae* è legata ad una diagenesi da seppellimento. In catodoluminescenza questi cementi si presentano non luminescenti ed i risultati delle analisi isotopiche mostrano valori per il $\delta^{13}\text{C}=1,06\text{‰}$ e per il $\delta^{18}\text{O}= 1,27\text{‰}$ (Fig. 5.20 C).

Zona 3) costituita da cavità che risultano più allargate rispetto quelle sottostanti e che sono riempite da cementi fibrosi radiassiali e da cementi di tipo *blocky*. I cementi fibrosi radiassiali presentano le stesse caratteristiche descritte nella zona intermedia, mentre i cementi *blocky* sono costituiti da grandi cristalli (> 300 μm) che riempiono gli ultimi spazi rimasti vuoti (Fig. 5.18 d). La composizione isotopica del C e del O è rispettivamente di -3,65 ‰ e -4,04 ‰ suggerendo o una circolazione di fluidi di origine meteorica, o una genesi legata al seppellimento.

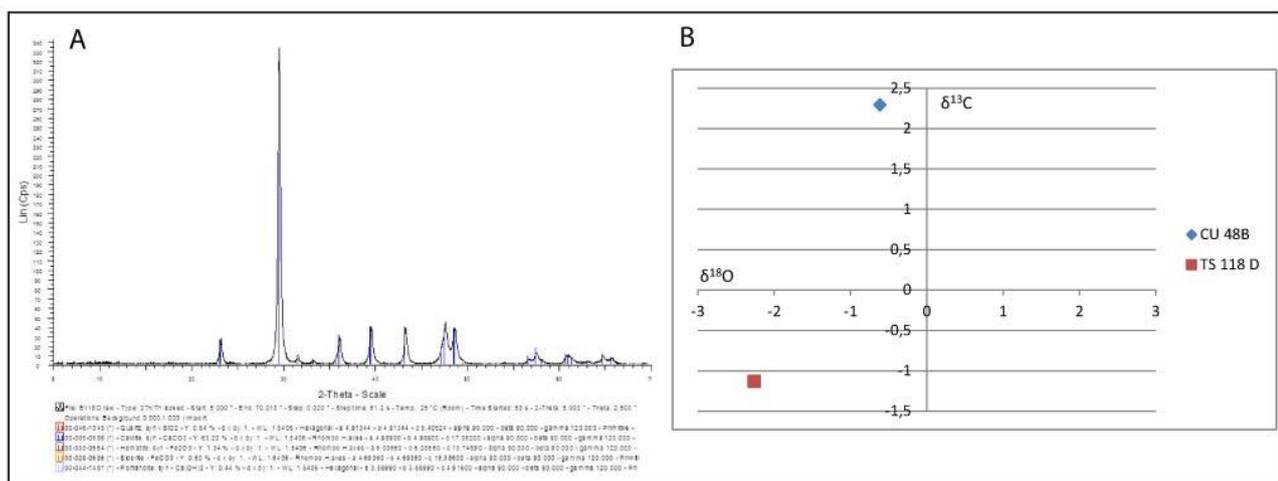


Fig. 5.19- A) Diffattogramma relativo ad un campione di silt rosso (TS 118 D) presente nelle cavità spongy; B) Dati isotopici relativi a due campioni di silt rosso presente nelle cavità spongy.

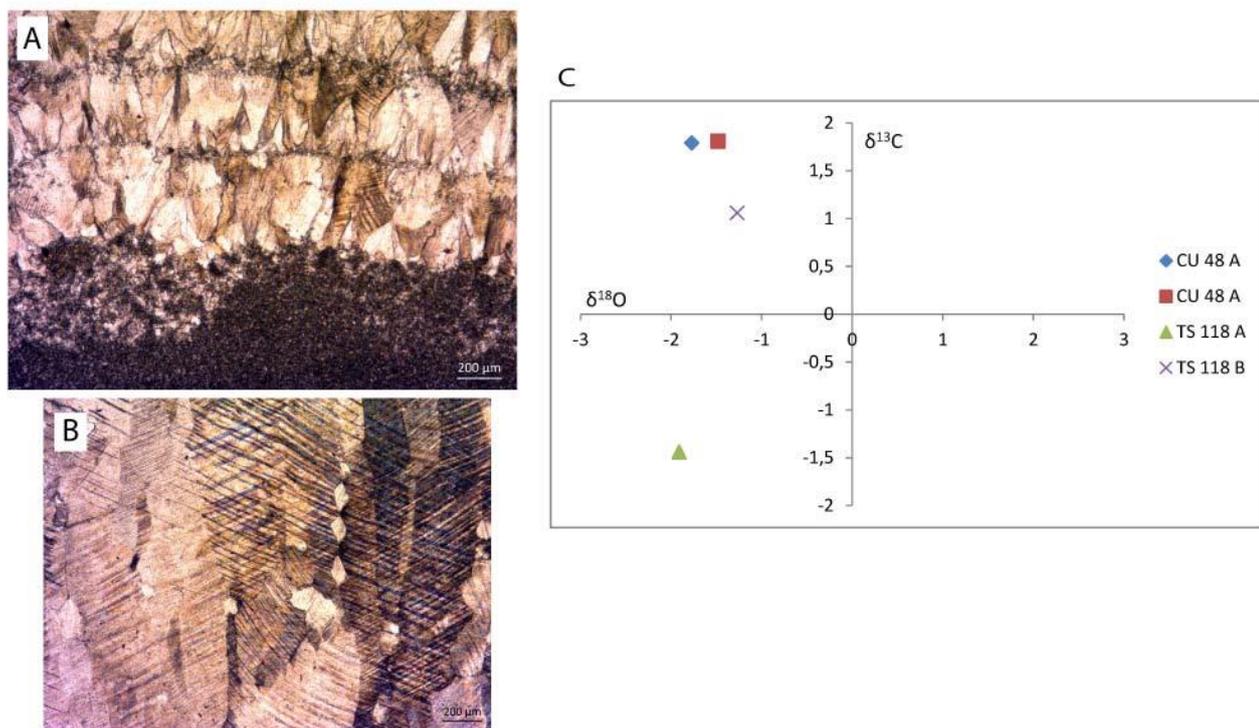


Fig. 5.20- A) Calcite fibrosa radiassiale che si accresce a partire dall'host rock triassica; B) Tracce di sfaldatura presenti nella calcite fibrosa radiassiale; C) Dati isotopici relativi ai cementi fibrosi radiassiali.

5.7.4 Porosità “cavern”: la successione di cicli peritidali retica è stata oggetto di prolungata attività estrattiva. Molte delle cave presenti in questi orizzonti sono ormai abbandonate e tuttavia è possibile facilmente riconoscere come l'oggetto della coltivazione sia stata una breccia policroma nota con il nome “Libeccio Antico”. Alcune di queste cave, che hanno offerto le migliori esposizioni, sono state indicate nel presente studio come QA, QB, QC e QD (per la loro ubicazione si rimanda alla Fig. 5.21).

L'analisi della distribuzione e della geometria complessiva delle breccie ha consentito di individuare come esse costituiscano il riempimento di cavità, di dimensioni decametriche, i cui bordi netti e irregolari sono indicati dal brusco contatto, sia laterale che verticale, tra breccie e cicli peritidali (Fig. 5.22). In tutte le cave è particolarmente evidente come l'attività estrattiva sia stata arrestata proprio al limite fra breccie e *host rock* essendo, quest'ultima, di scarso interesse commerciale.

I clasti di queste breccie, di forma angolosa e dimensioni variabili, in genere, tra 10-30 cm, sono costituiti da carbonati che mostrano facies analoghe a quelle della roccia incassante, quali calcari stromatolitici, calcari a megalodontidi, calcari a breccie nere ed a

clasti piatti, etc. Gli elementi sono immersi in matrici siltose varicolori (Fig. 5.23 da A ad F).

La presenza di clasti appartenenti agli orizzonti di tipo *spongy* ci testimoniano che la formazione delle cavità che ospitano le breccie è posteriore ai processi di dissoluzione stratale.

In catodoluminescenza gli elementi delle breccie da collasso non presentano luminescenza mentre la matrice che lega i clasti presenta una lieve (*dull*) luminescenza. Questi dati suggeriscono una possibile ricristallizzazione della matrice avvenuta durante il processo di compattazione, sono visibili, infatti, fenomeni di *squeezing* (Fig. 5.23 G e H). L'analisi composizionale effettuata su un campione di silt rosso che costituisce la matrice della breccia ha mostrato una composizione esclusivamente calcitica (Fig. 5.24 A). I risultati delle analisi isotopiche, effettuate su tre diversi campioni di matrice, mostrano dei segnali differenti. Il campione CU02 presenta valori del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ rispettivamente di 2,07‰ ; -1,56‰ e valori del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 0,7076. Il campione CU12a invece presenta valori del $\delta^{13}\text{C}$ e del $\delta^{18}\text{O}$ uguali a 1,89‰ e 0,39‰. Infine il CU12 presenta valori negativi sia per il C che per l'O (-3,82‰; -4,49‰). I primi due dati indicano una precipitazione in ambiente marino, l'ultimo dato invece mostra chiare evidenze di un'origine meteorica (Fig. 5.24 B).

Le breccie da collasso, sopra descritte, si formano in seguito al crollo della volta di grandi grotte carsiche. Secondo la classificazione di Loucks (1999) queste breccie potrebbero corrispondere alle "*matrix-rich clast-supported chaotic-breccias*" ovvero breccie i cui clasti disposti in modo caotico sono circondati da matrici siltitiche (Fig. 5.25).



Fig. 5.21- Panoramica del versante settentrionale di Monte Sparagio, Contrada Cocuccio. In rosa sono indicate le principali cavità paleocarsiche colmate da breccie da collasso.

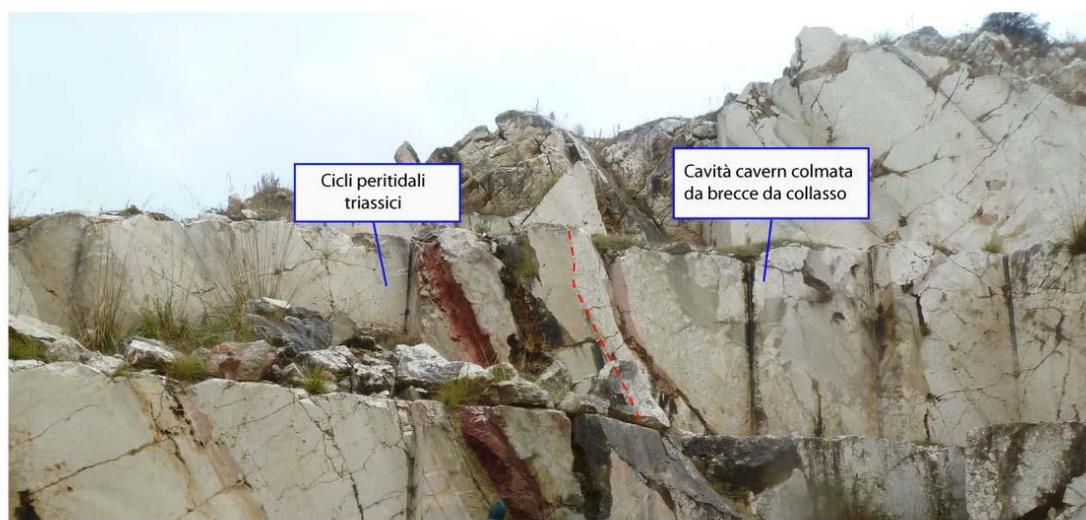


Fig. 5.22- Parete di una cava che mostra le breccie attraversare i cicli triassici.

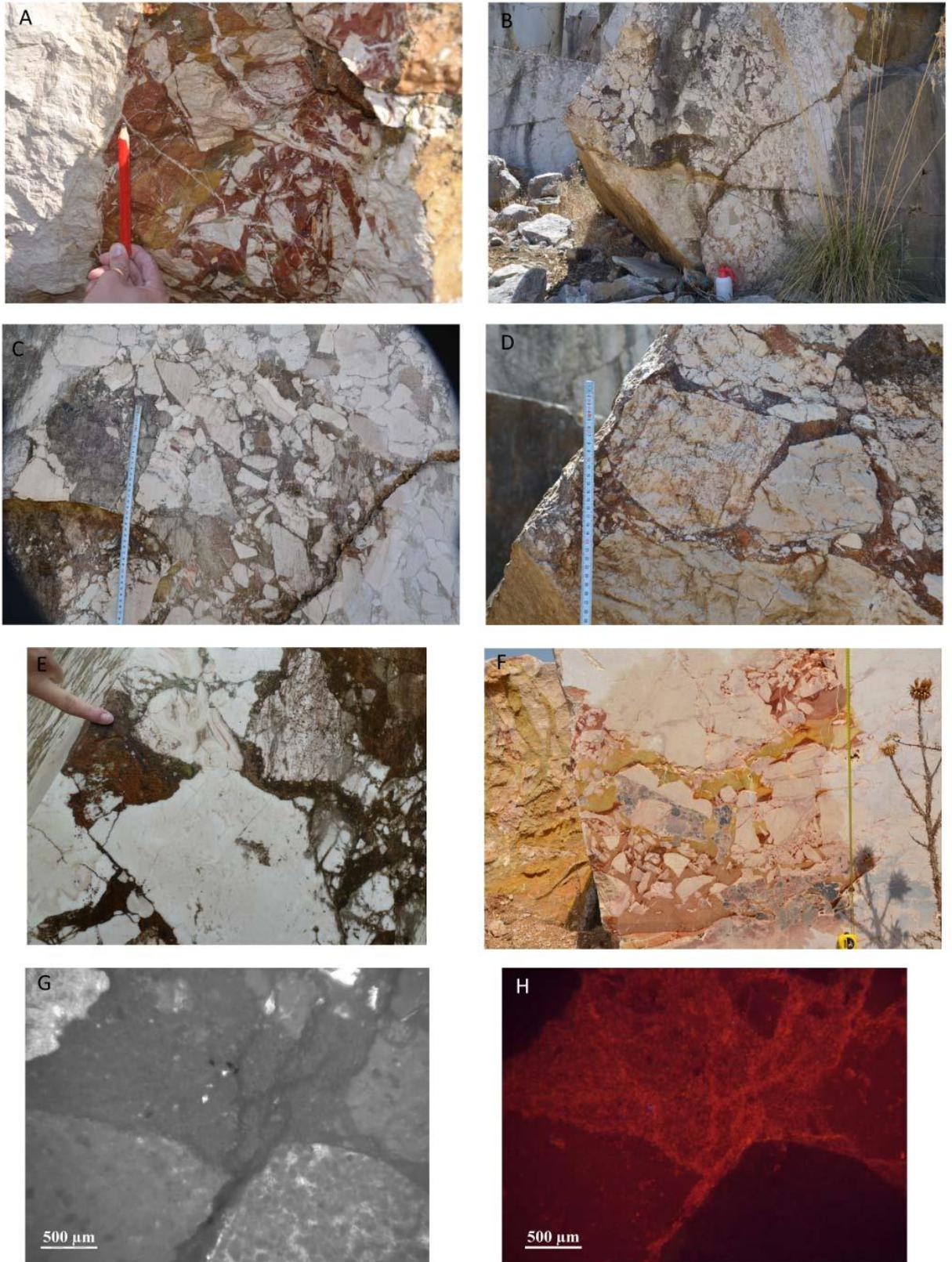


Fig. 5.23-(A, B, C, D, E ed F) Breccie da collasso. G) immagine al microscopio della tessitura di un campione di breccia; H) stessa immagine di G) in catodoluminescenza. Si nota la diversa luminescenza dei clasti e della matrice che risulta più luminescente a causa di processi di ricristallizzazione.

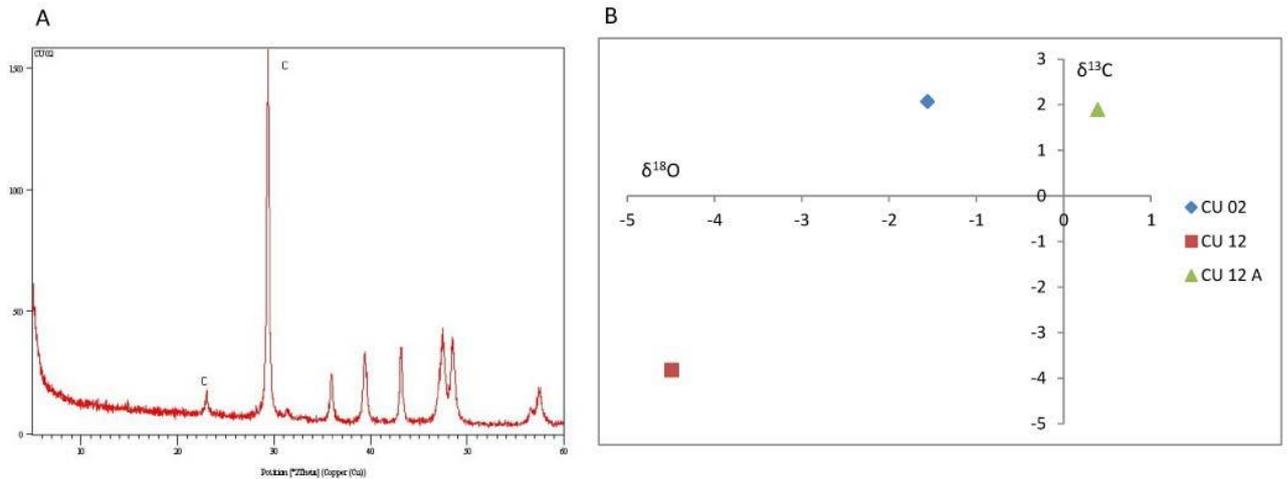


Fig. 5.24 -A) Diffratogramma relativo alla matrice rossa della breccia (CU 02); B) dati isotopici relativi a tre campioni di matrice della breccia.

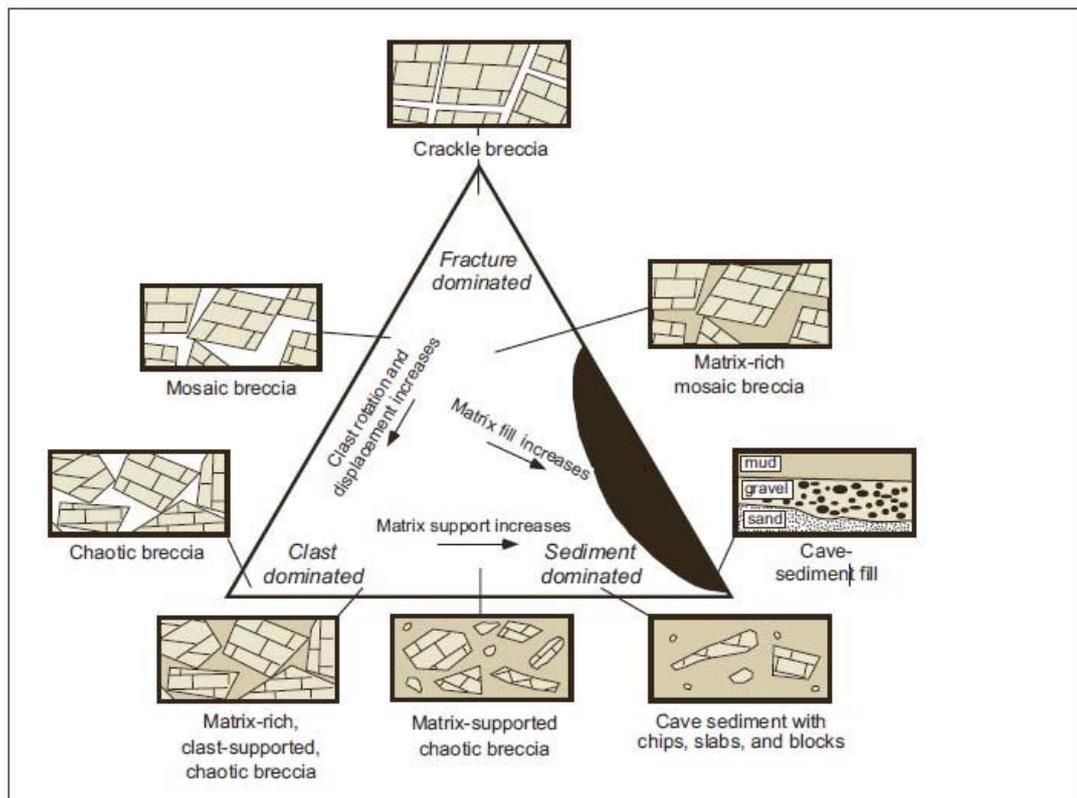


Fig. 5.25-Diagramma triangolare di classificazione delle breccie (mod. da Loucks, 1999).

5.7.5 Superfici di dissoluzione: all'interno della Cava QG è stata osservata una superficie da dissoluzione dalla forma irregolare sovrastata da un paleosuolo, spesso circa 1,5 m, di colore rosso e dall'aspetto nodulare (Fig. 5.26) . Questa morfologia così irregolare sembrerebbe rappresentare la sezione di una superficie di esposizione nella quale, per dissoluzione carsica, si sono originate delle strutture tipo “*rillen-karren*”. Questa superficie si è imposta sui terreni triassici come testimoniato dal campione CU 29 rappresentato da un grainstone a *Triasina*. Al di sopra di questa superficie si assiste alla ripresa della ciclicità peritidale triassica evidenziata dalla presenza di grandi megalodontidi ed orizzonti sopratidali con breccie nere.

Dal paleosuolo rosso è stato prelevato il campione CU 28 i cui dati composizionali mostrano la presenza di minerali argillosi, caolinite e illite, insieme ad ematite.

All'interno della Cava QD è stata individuata una struttura dalla forma concava colmata, per uno spessore di circa 4 m, da un silt laminato di colore rosso bruno. Raramente si trovano immersi in questo silt dei clasti spigolosi appartenenti all'host rock peritidale. Il silt laminato giace subito al di sopra di una delle grandi cavità riempita da breccie da collasso. Il silt laminato rosso-bruno e le breccie sottostanti disegnano, nell'insieme, una struttura del tutto comparabile alle “*breccia pipes*” o “*dolina da crollo*” descritte da James & Choquette (1988) (Fig. 5.27 D) . Da una prima analisi sul campo è stato evidenziato che le lamine che costituiscono il silt presentano un'alternanza di livelli chiari e scuri (Fig. 5.28 B). Quest'alternanza è ben visibile anche a scala microscopica, dove i livelli più scuri non presentano luminescenza e sono costituiti da ossidi di Fe, mentre i livelli più chiari sono costituiti da dolomite e presentano una luminescenza debole (Fig. 5.28 D, E). I cristalli di dolomite, da euedrali a subedrali, si presentano zonati con un'alternanza di zone luminescenti e non, in particolare nella parte centrale risultano non luminescenti mentre il bordo esterno presenta una luminescenza *bright*. Sono stati inoltre individuati dei grani di quarzo detritico dal caratteristico colore blu intenso.

La composizione del silt laminato rosso comprende una prevalenza di dolomite (69,45%), come confermato dalle osservazioni al microscopio, insieme ad ematite, che gli conferisce la colorazione rossastra, e minerali argillosi (Fig. 5.29 A). Le analisi effettuate sul residuo insolubile orientato hanno documentato la presenza di interlaminazioni illite/smectite.

La presenza del picco molto stretto della caolinite indica una buona cristallizzazione derivante probabilmente da processi pedogenetici che hanno agito per un lungo periodo. I risultati delle analisi isotopiche (3.12‰ $\delta^{13}\text{C}$ e 0.96‰ $\delta^{18}\text{O}$) mostrano un segnale positivo

per il $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.29 B). questo dato è conforme alla posizione più interna della piana tidale nella piattaforma triassica (Lo Cicero, 1986).

Nel silt laminato sono state condotte delle analisi con la microsonda al fine di conoscere la composizione delle singole lamine. I risultati hanno mostrato un'abbondanza di Fe ed una carenza di Mg nelle lamine più scure. Questi dati si invertono invece nelle lamine più chiare (Fig. 5.30). Un dato interessante deriva dal trend dell'Al che è carente nei livelli più scuri e va progressivamente crescendo nei livelli più chiari. La presenza di Al potrebbe essere legata alla caolinite.

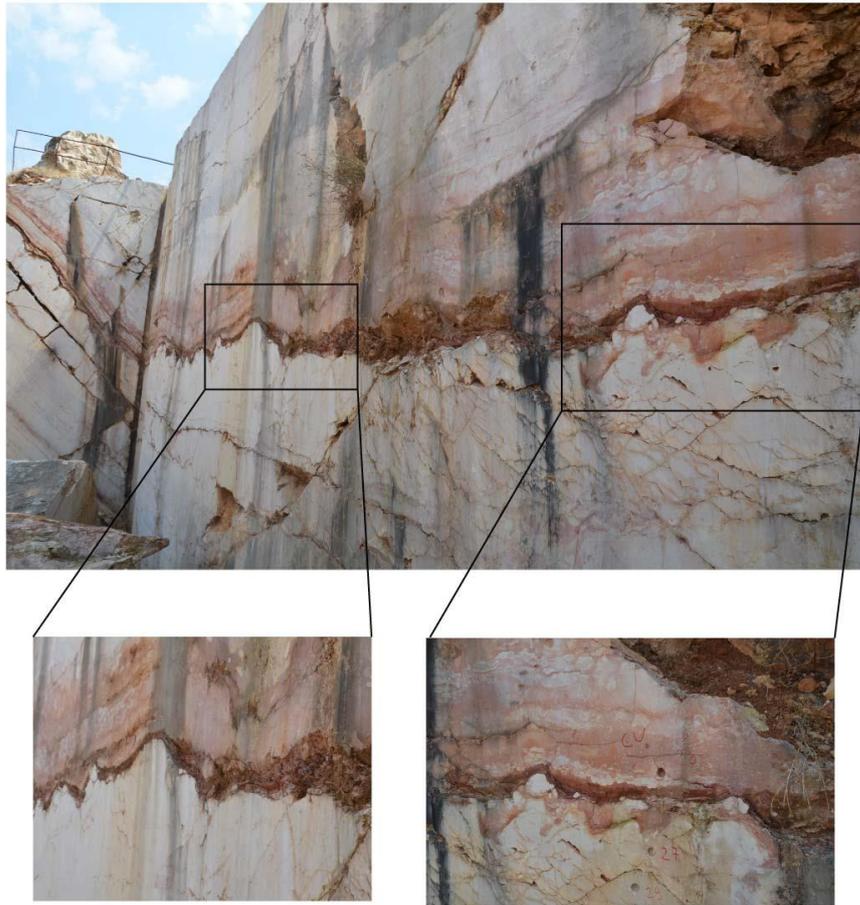


Fig. 5.26-Superficie da dissoluzione caratterizzata da strutture tipo “rillen-karren” sormontate da uno spesso paleosuolo visibile in una parete della Cava QG.

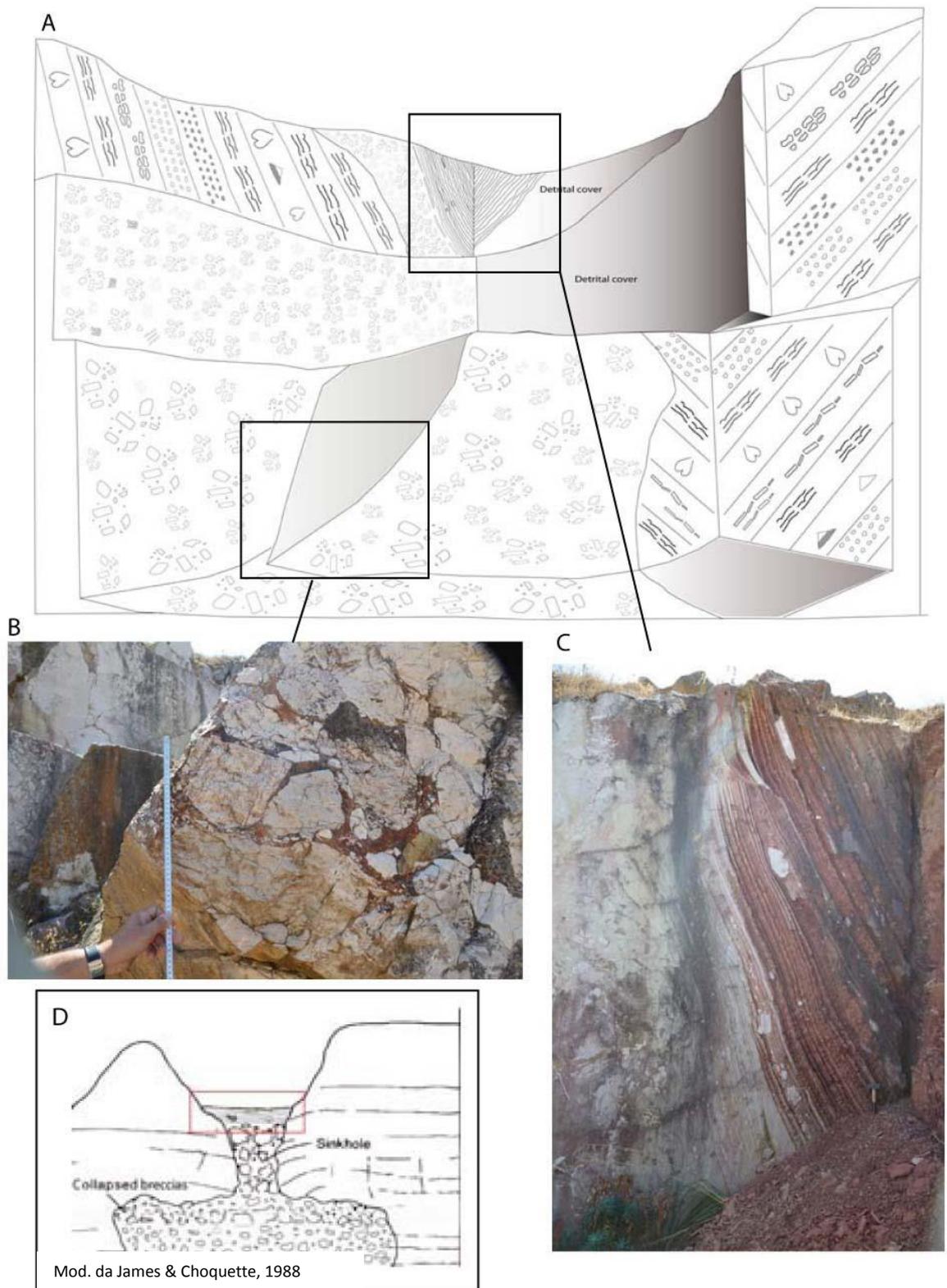


Fig. 5.27 - A) Disegno schematico di una delle cave principali dell'area di Monte Cocuccio che mostra le geometrie delle breccie (B) e del silt laminato rosso (C). Nel complesso si configura una struttura simile alle "breccia pipes" descritte da James & Choquette (1988) (D).

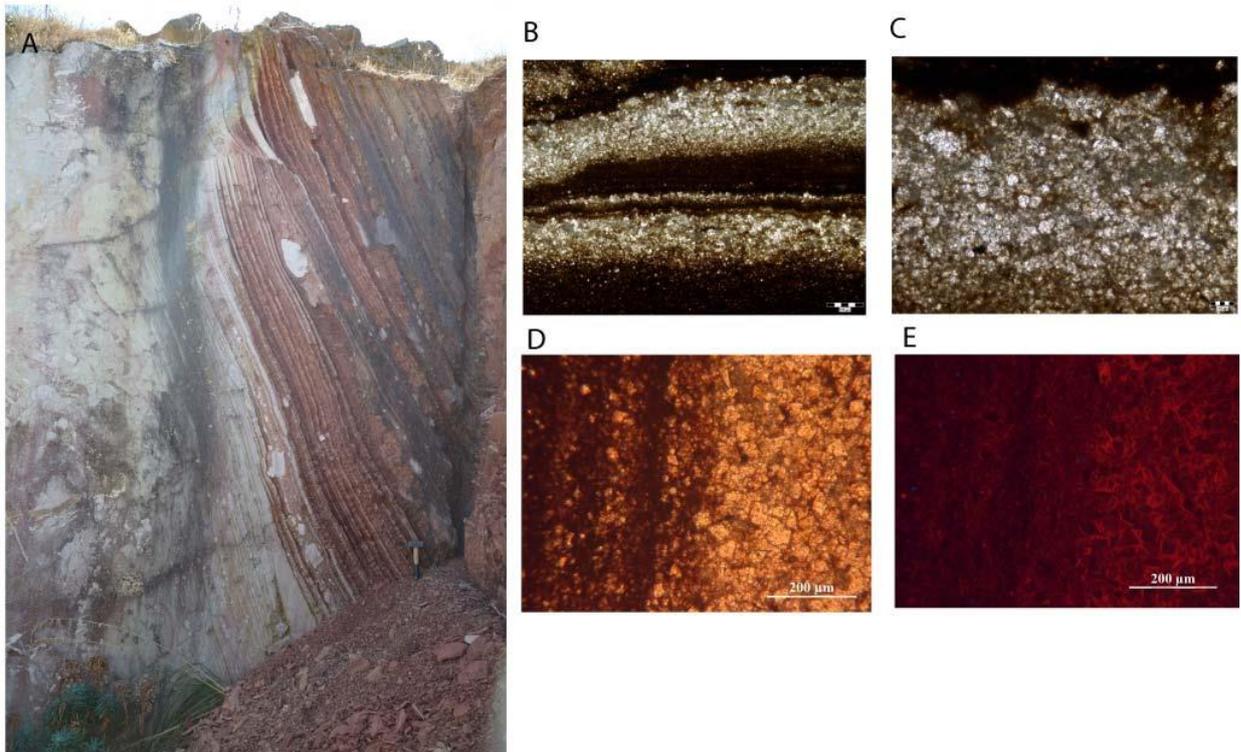


Fig. 5.28- A) Silt laminato rosso con clasti appartenenti all'host rock triassica; B) e C) immagini al microscopio che mostrano l'alternanza di livelli più chiari e più scuri caratterizzanti il silt; D) particolare del limite tra un livello chiaro ed uno scuro; E) stessa immagine di D in catodoluminescenza. Si noti come i livelli più chiari corrispondono ad una concentrazione di cristalli di dolomite zonati.

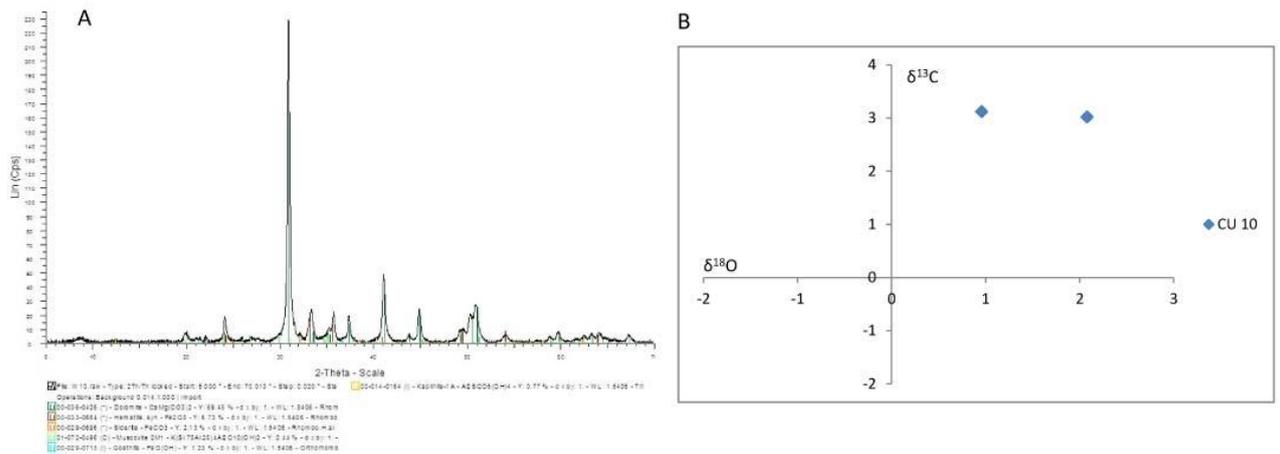


Fig. 5.29-A) Diffattogramma relativo ad un campione di silt rosso (CU 10) che mostra una prevalenza di dolomite (69,45%); B) dati isotopici relativi al campione CU 10.

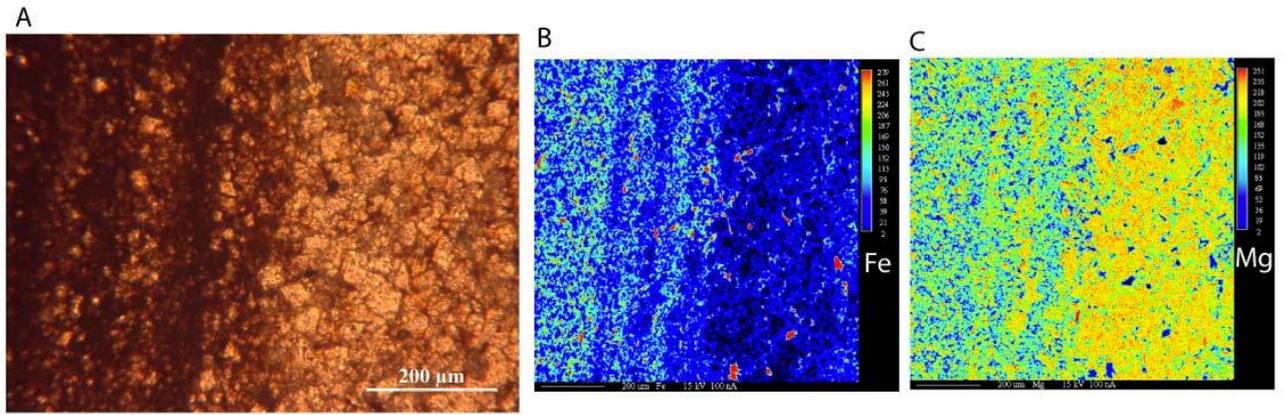


Fig. 5.30- A) immagine al microscopio del limite tra due lamine. B) stessa immagine di A) osservata attraverso la microsonda che mostra la diversa distribuzione del Fe nelle due lamine; C) stessa immagine di B) che mostra invece la distribuzione del Mg tra le due lamine.

6. I Monti di Palermo

Lo studio in quest'area ha riguardato l'analisi dei livelli sommitali triassici di alcune successioni panormidi pertinenti ai settori interni della piattaforma (Monte Pecoraro) e settori del margine della piattaforma (Cozzo di Lupo, Monte Gibilforni-Billiemi), allo scopo di verificare la presenza di possibili strutture da dissoluzione confrontabili con quelle osservate nei Monti di San Vito Lo Capo e, più in generale, acquisire ulteriori dati sul passaggio fra terreni triassici e giurassici.

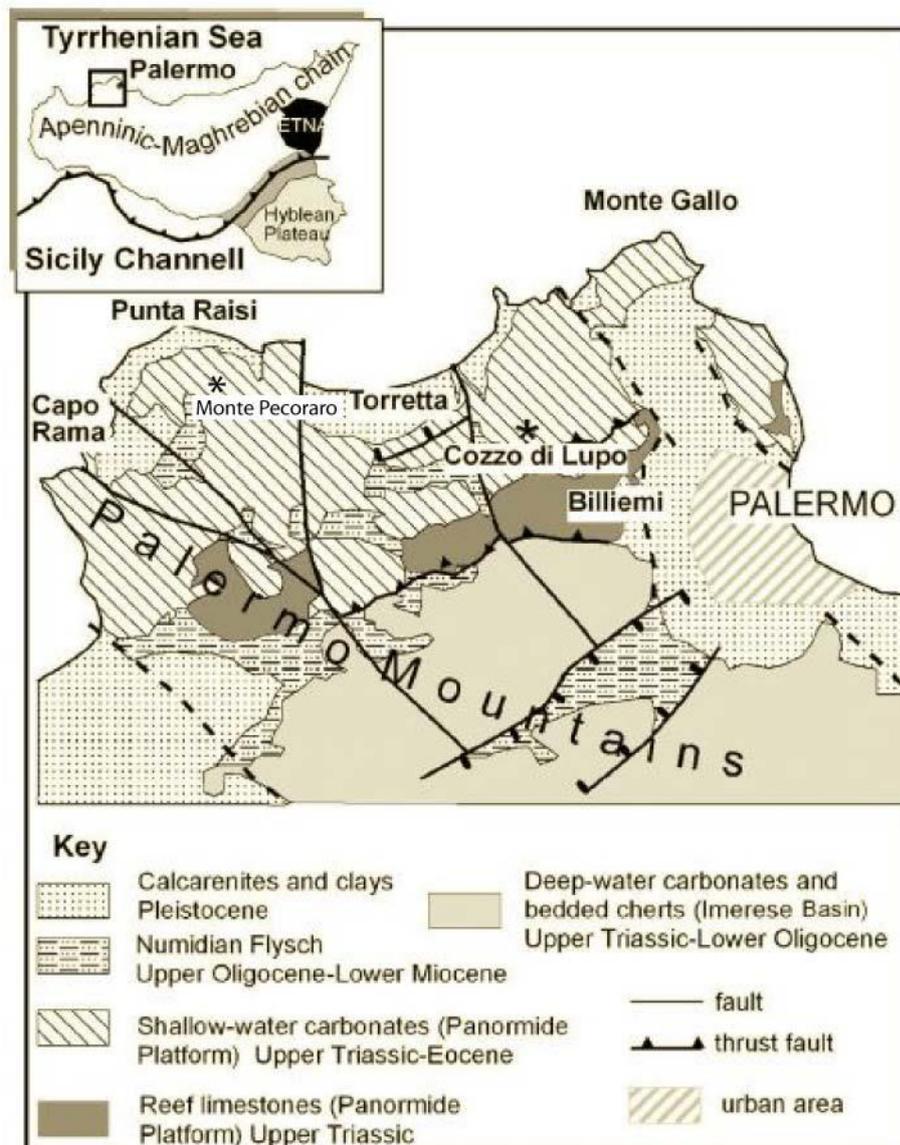


Fig. 6.1- Schema strutturale Monti di Palermo (Di Stefano et al., 2009) gli asterischi neri indicano le aree studiate.

6.1 Settore di Monte Pecoraro

L'unico settore dei Monti di Palermo dove è stato descritto un passaggio fra cicli peritidali del Triassico Superiore e analoghi depositi del Giurassico Inferiore è quello di Monte Pecoraro (Zarcone, 2008). La sezione affiora lungo il versante settentrionale del Monte, a sud dell'aeroporto di Punta Raisi. Lungo questa sezione, come osservato nei Monti di San Vito lo Capo, la transizione fra depositi triassici e giurassici è essenzialmente evidenziata dalla scomparsa, nelle facies subtidali, dei grandi megalodontidi e la comparsa di facies oligotipiche a *Thaumatoporella parvovesiculifera* con rari *Aeolisaccus* sp. e *Siphovalvulina* sp. (Fig. 6.2). Il contatto fra cicli triassici e giurassici è concordante ma l'assenza, nei livelli sommitali triassici di *Triasina hantkeni*, in facies lagunari che sembrano ecologicamente compatibili, suggerisce un rapporto di paraconcordanza.

Al tetto dei cicli del Giurassico Inferiore è presente una superficie di discontinuità marcata da pinnacoli, tipo *kamenitza* (Di Stefano & Mindszenty, 2000; Bertok & Martire, 2009) e da croste ferro-manganesifere drappeggiata da pelagiti del Giurassico Medio-Superiore.

Al di sopra ritornano facies bioclastico-oolitiche con *Kurnubia palastiniensis* (HENSON), che indicano il *recovery* della piattaforma durante il Kimmeridgiano.

Negli altri settori dei Monti di Palermo il tetto dei carbonati peritidali del Triassico Superiore è interessato da una profonda superficie di erosione subaerea spesso associata a bauxiti (es. Monte Gallo (Ferla e Bommarito, 1988; D'Argenio & Mindszenty, 1992; Zarcone e Di Stefano, 2010).

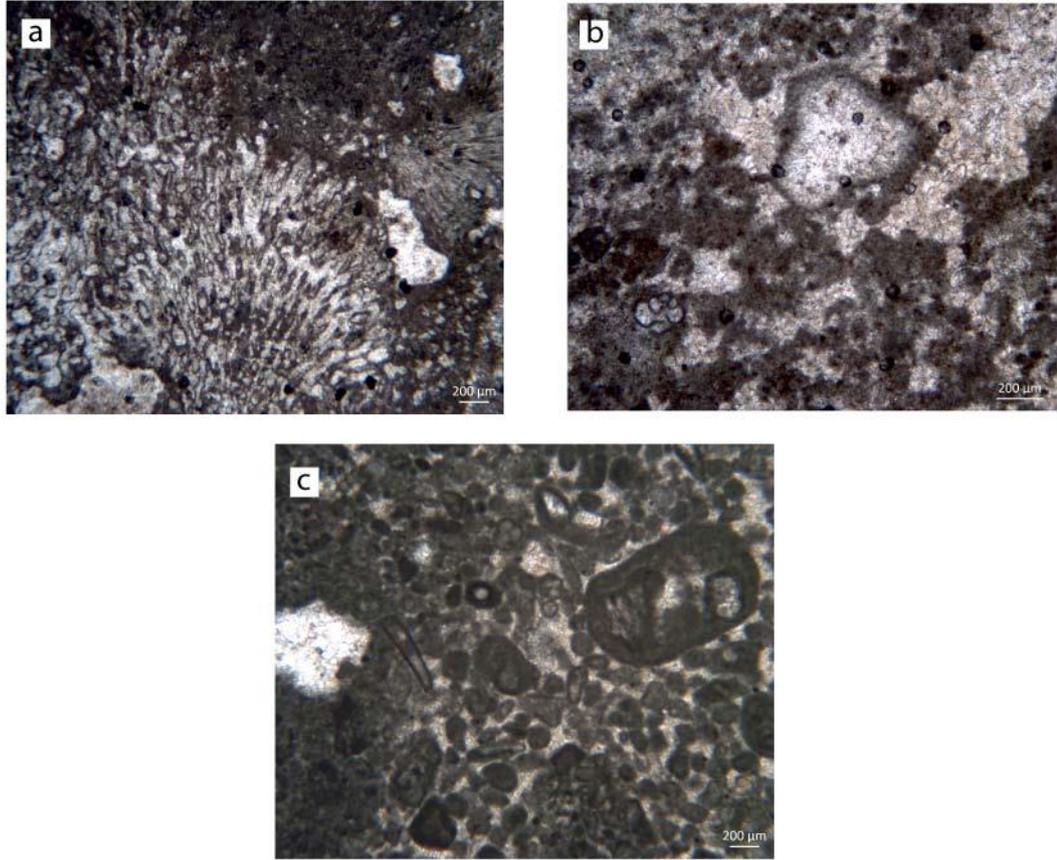


Fig. 6.2- Microfacies presenti lungo la successione di Monte Pecoraro: A) Packstone algali con *Cayeuxia* sp. presenti nei livelli lagunari a grandi megalodontidi, Triassico Superiore; B) Packstone a *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *Siphovalvulina* sp. (Giurassico Inferiore); C) Grainstone con lumps e *Aeolisaccus* sp. (Giurassico Inferiore).

6.2 Settore di Cozzo di Lupo, Cava Bordonaro

Le successioni del margine della piattaforma triassica sono state studiate da diversi autori a partire dagli anni '80 sia dal punto di vista delle associazioni presenti (Senowbari-Daryan et al., 1982; Di Stefano, 1981, 1985) che dal punto di vista diagenetico (Lo Cicero, 1986). La sezione ormai classica, nella quale è possibile osservare la transizione fra facies lagunari ad alta energia, del settore esterno della laguna di retroscogliera e le facies biocostruite a spugne coralline, è quella di Cozzo di Lupo, nei pressi di Torretta.

Nel presente studio è stata campionata una sezione (sezione P-P', Fig. 6.3, 6.4) che interessa il tetto dei depositi di scogliera ed il loro passaggio ai terreni soprastanti. La successione è stata studiata a partire da una strada che attraversa la vetta dell'omonimo monte e che collega il complesso boschivo di Monte Castellaccio. Le facies di scogliera analizzate sono caratterizzate da coralli (*Montlivaltia* sp., *Thamnasteria* sp.) e spugne coralline dei generi *Amblysiphonella* sp., *Paravesicocaulis* sp., *Cryptocoelia* sp., *Panormida* sp. ed abbondanti chetetidi (Senowbari-Daryan et al., , 1982). In alcuni casi, attorno ai biocostruttori primari si rinvengono diverse generazioni di altri organismi incrostanti, fra i quali spugne e foraminiferi, cui seguono laminiti microbialitiche. L'analisi delle microfacies ha consentito di individuare, fra il sedimento bioclastico interbiolititico, foraminiferi bentonici tipici dei margini biocostruiti norico-retici quali *Galeanella* sp., *Foliotortus spinosus*. Tutte le associazioni presenti sono indicative del Norico-Retico (Flügel, 1982).

Il tetto dei depositi di scogliera è osservabile soltanto lungo un breve tratto che, tuttavia, risulta intensamente fratturato, ed è marcato da una superficie piuttosto irregolare sulla quale poggiano delle calcareniti grigie bioclastiche a brachiopodi e crinoidi per uno spessore di circa 8 m (campioni CZ5, CZ6, CZ8, CZ 11, CZ12). Le microfacies di questi depositi sono essenzialmente *packstone* e *grainstone* bioclastici ricchi in foraminiferi bentonici fra i quali *Lenticulina* sp., nodosaridi che si alternano a *grainstone* a *lumps* algali (Fig. 6.5). In questa facies è comune la presenza di un foraminifero bentonico (gen. e sp. indet.) con avvolgimento planispirale e guscio bicomposizionale costituito da un primo livello agglutinante ed un secondo livello calcitico (Fig. 6.5 B). Da livelli equivalenti, ribassati per faglia nella località di Cozzo Cugno, provengono le ricche associazioni a brachiopodi descritte da Tricomi (1939) ed attribuite al Pliensbachiano. Vörös et al. (1986) confermano l'età carixiana (Pliensbachiano inferiore) di questi depositi. I depositi pliensbachiani (ma anche i sottostanti depositi di scogliera) sono attraversati da breccie filoniane (campioni CZ4, CZ9) i cui elementi sono immersi in

matrici di tipo “Rosso Ammonitico”. Sulla base di associazioni ad ammoniti e brachiopodi presenti nelle matrici dei filoni sedimentari Vörös et al. (1986) hanno dimostrato diversi eventi tettonici sinsedimentari collocabili dal Pliensbachiano al Baiociano. Ai depositi pliensbachiani seguono le calcilutiti ad ammoniti e *Bositra* che, nella sezione di Cozzo San Calogero Vörös et al. (1986), riferiscono al Toarciano basale sulla base delle associazioni ad ammoniti (zona a *Tenuicostatum*)

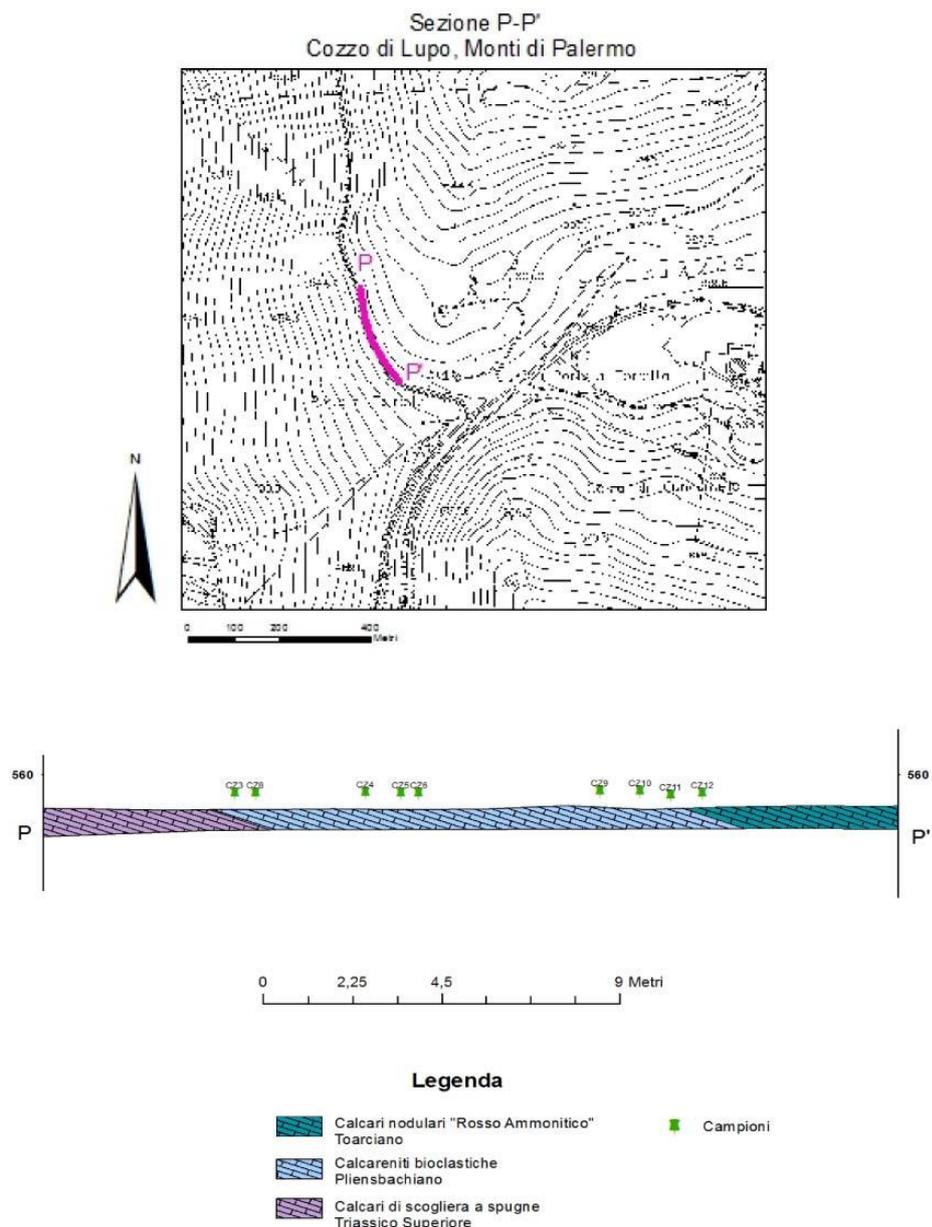


Fig. 6.3- Cozzo di Lupo - Sezione P-P' affiorante lungo la strada forestale.

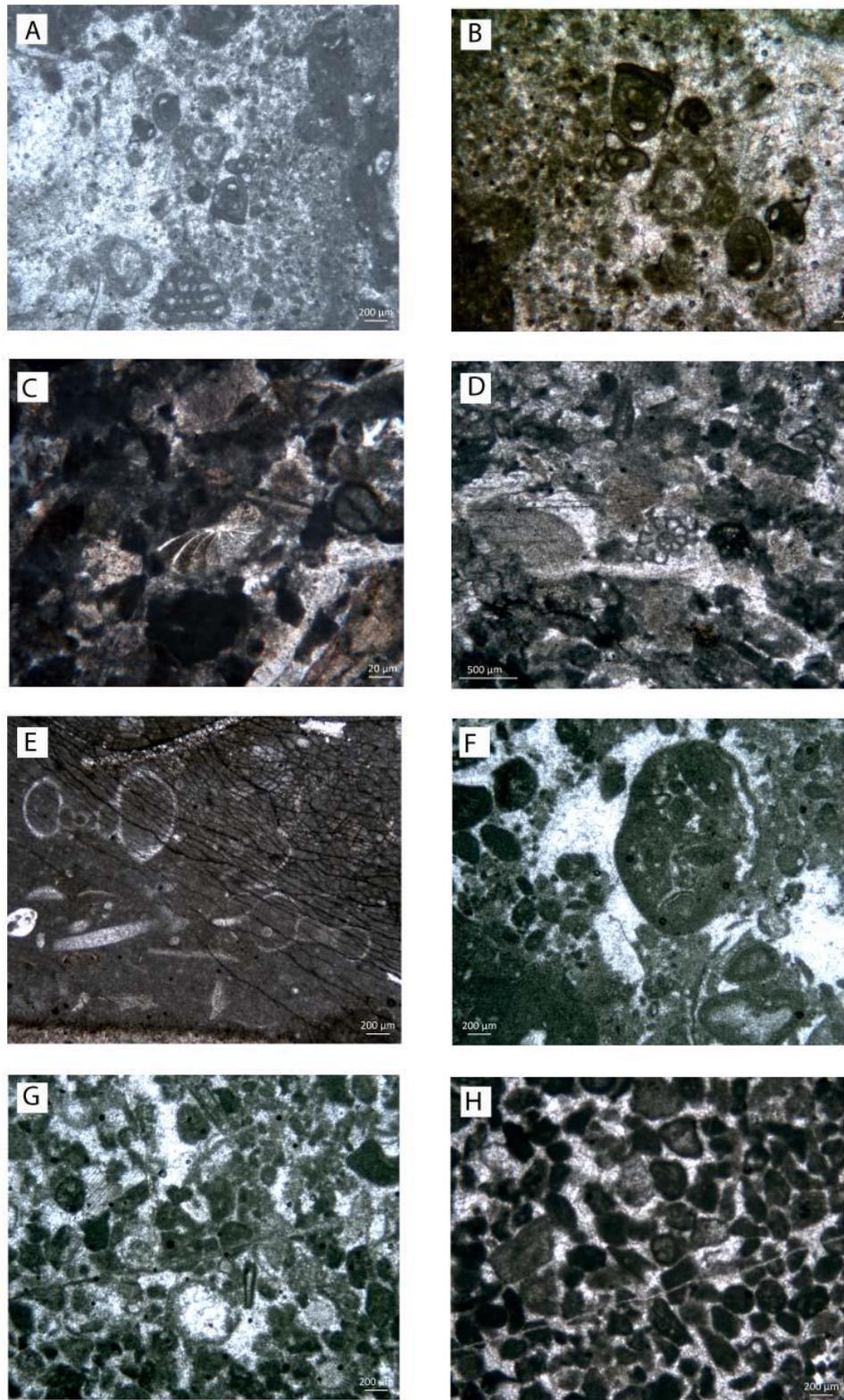


Fig. 6.5- Microfacies dei calcari di scogliera del Triassico Superiore (A, B) e dei calcari bioclastici del Giurassico Inferiore (B, C, D, E, F, G, H). Sezione P-P' (Cozzo di Lupo): A) Packstone con *Kaeveria* sp. e *Galeanella* sp. (CZ1); B) Particolare di *Galeanella* sp. (CZ1); C) Grainstone bioclastico con *Lenticulina* sp. (CZ8); D) Foraminifero bentonico gen. e sp. indet. (CZ8); E) Wackestone con piccole ammoniti e lenticulina presenti come matrice in

filoni sedimentari che attraversano i calcari bioclastici (CZ4); F) Grainstone bioclastico con grani aggregati (CZ6); G) Grainstone bioclastico con *Aeolisaccus* sp.? (CZ11); H) Graistone bioclastico (CZ12).

6.3 Evoluzione diagenetica

Tra le strutture diagenetiche osservate nei Monti di Palermo si individuano fenomeni di micritizzazione di intraclasti e bioclasti ed una porosità *moldic* che ha interessato i gusci dei megalodontidi delle facies lagunari, prevalente nei settori di Capo Rama e Monte Pecoraro.

In nessuna delle successioni studiate sono state riscontrati i vistosi fenomeni di dissoluzione stratali (in particolare la *spongy-like pattern*) o le grandi cavità decametriche colmate da breccie da collasso osservate nel settore dei Monti di San Vito.

Piccole cavità colmate da silt si osservano al tetto dei depositi di scogliera lungo la sezione di Cozzo di Lupo (Fig.6.6) ma anche a Cava Bordonaro, una cava che insiste nella stessa unità strutturale. Da questa cava vengono ricavate lastre ornamentali per rivestimenti ed è stato possibile, grazie alla disponibilità degli addetti all'attività estrattiva, osservare e campionare alcune di queste lastre che presentano delle cavità colmate da silt policromi (Fig. 6.7).

L'analisi di queste cavità mostra una prima generazione di cementi a frangia spessa circa mezzo centimetro che incrosta direttamente gli organismi biocostruttori (per lo più spugne calcaree coralline). Questi cementi sono tipici di depositi di scogliera del Fanerozoico, in particolare nei settori più esterni dei complessi biocostruiti. Ben noti sono quelli del Triassico Superiore descritti nei calcari del Dachstein in Austria come "*Grossoolith*" (German, 1971). Croste particolarmente spesse di questi cementi sono state descritte anche come "*Evinosponge*" (Frisia et al., 1989). In alcuni casi fra i cementi e gli organismi biocostruttori si interpongono lamine microbialitiche. Questi cementi sono costituiti da diverse generazioni di calcite fibrosa radiassiale che presenta un clivaggio marcato, delle dimensioni medie di 1000 μm e la presenza di *twin lamellae*. Il segnale isotopico è indicativo di una origine marina (Fig. 6.9 A).

Dopo i cementi radiassiali, le cavità possono essere colmate da cementi calcitici di tipo *blocky*, dalle dimensioni di circa 1000 μm o, in alcuni casi, da silt che sono stati differenziati in tre diverse tipologie:



Fig.6.6-Cozzo di Lupo: piccole cavità colmate da silt rossastri/arancio nei depositi di scogliera del Triassico Superiore.



Fig. 6.7-Sezione lucidata, proveniente da Cava Bordonaro, dei boundstone a spugne del Triassico Superiore che mostra diverse cavità interbiolititiche colmate da silt policromi.

- 1) silt arancio, di taglia fine, sterile. I dati isotopici del C e dell'O suggeriscono una sedimentazione in ambiente meteorico (campione 2C: $-2,27\text{‰ } \delta^{13}\text{C}/-4,58\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7081; campione 3E: $-3,98\text{‰ } \delta^{13}\text{C}/-4,75\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$; campione 5F: $-1,24\text{‰ } \delta^{13}\text{C}/-4,63\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$) (Fig. 6.9 B).
- 2) silt chiaro color crema (campioni 2D, 3D, 4C), di taglia fine, sterile. I dati relativi agli isotopi del C e dell'O suggeriscono una sedimentazione in ambiente marino

(Campione 2D: 1,18‰ $\delta^{13}\text{C}$ / -1,28‰ $\delta^{18}\text{O}$; campione 3D: 0,71‰ $\delta^{13}\text{C}$ / -1,73‰ $\delta^{18}\text{O}$; campione 4C: 1,16‰ $\delta^{13}\text{C}$ / -1,54‰ $\delta^{18}\text{O}$ (Fig.6.9 C).

- 3) silt marrone scuro, si presenta laminato con un'alternanza di livelli più chiari e più scuri. I livelli più chiari presentano una taglia più grossolana rispetto ai livelli scuri. Immersi in questo riempimento vi sono dei frammenti dei cementi fibrosi radiassiali che bordavano la cavità. Dai dati isotopici del C e dell'O possiamo affermare che si tratta di silt depositati in ambiente marino (Campione 3F: 2,41‰ $\delta^{13}\text{C}$ / 0,39‰ $\delta^{18}\text{O}$; campione 4D: 2,27‰ $\delta^{13}\text{C}$ / -0,35‰ $\delta^{18}\text{O}$). (Fig. 6.9 D).

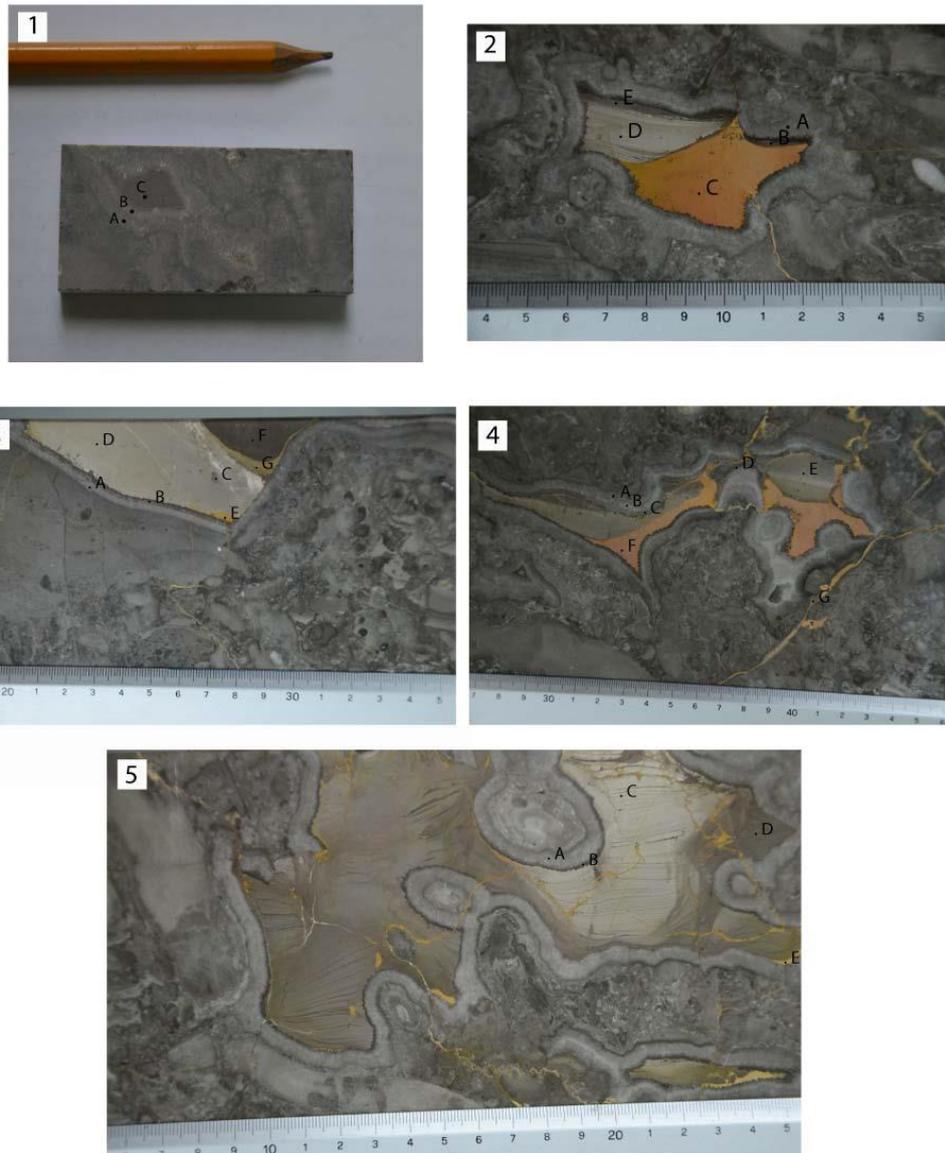


Fig. 6.8-Sezioni lucidate dei calcari di scogliera triassici provenienti dalla cava Bordonaro che mostrano una serie di cavità colmate da silt policromi dalle quali sono stati prelevati i campioni per le analisi isotopiche.

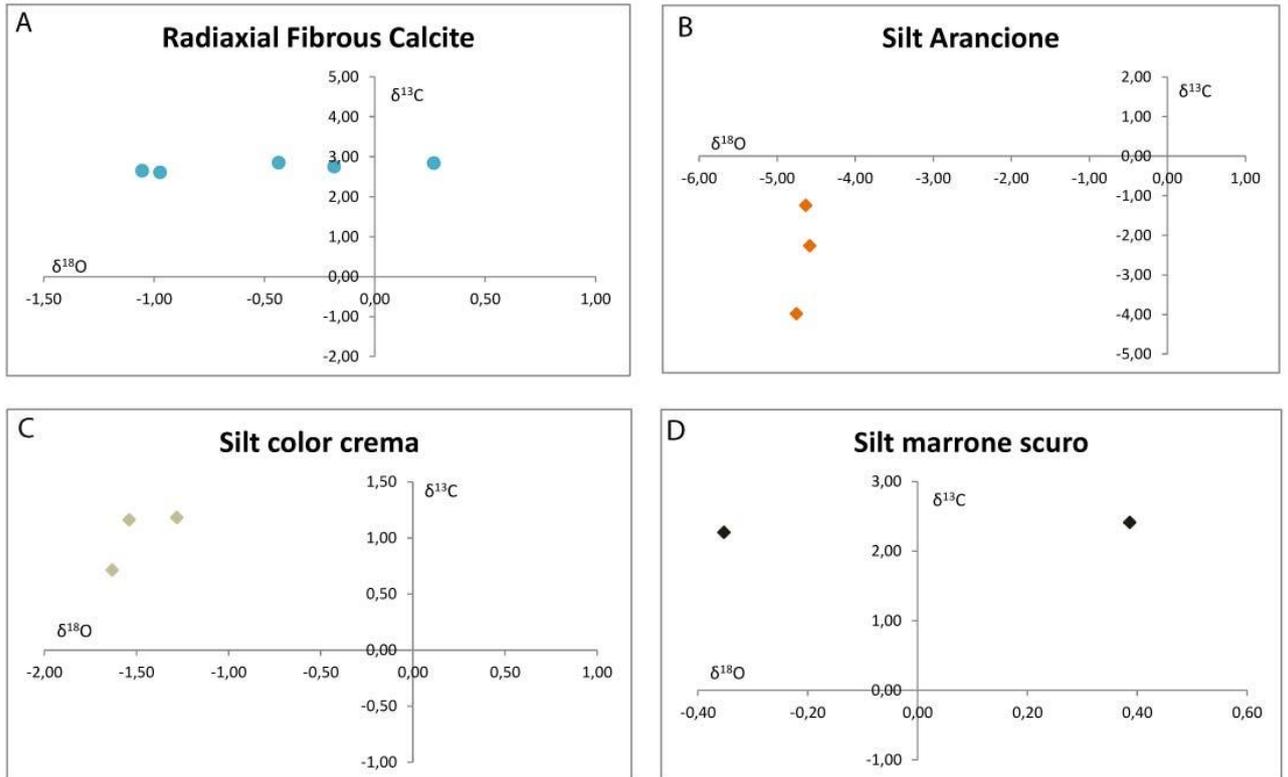


Fig. 6.9- Dati isotopici relative ai campioni di calcite fibrosa radiassiale (A) ed ai silt di riempimento (B, C e D).

7. I Monti delle Madonie

I terreni tardo-triassici che affiorano nel settore dei Monti delle Madonie sono ben esposti nel massiccio di Pizzo Carbonara e, più a nord, a Pizzo Dipilo. L'analisi delle facies di questi depositi è stata sviluppata negli anni '80 ed ha portato alla elaborazione di una carta delle facies in scala 1:50.000 (Abate et al., 1982). Nell'area di Pizzo Carbonara sono state distinte facies lagunari, nel settore nord del massiccio (Cozzo Trigna), mentre il settore centro meridionale è caratterizzato da uno spesso ed esteso complesso di scogliera. Questi terreni sono ricoperti in discordanza da livelli discontinui di calcari a brachiopodi e pelagiti medio-giurassiche che passano verso l'alto a depositi di piattaforma del Giurassico Superiore – Cretacico Inferiore.

Come per il settore dei Monti di Palermo, l'analisi delle successioni terminali triassiche nel settore dei Monti delle Madonie, non ha portato all'individuazione di strutture da dissoluzione comparabili con quelle descritte nel settore dei Monti di San Vito.

È stata in particolare studiata una sezione (sezione M-M', Fig. 7.1) che affiora nel versante sud-occidentale di quota 1839 m.s.l.m. posto tra Monte Ferro e Pizzo Antenna o della Principessa. Lungo la sezione sono stati prelevati diversi campioni, dal PB11 al PB18, al fine di definire attraverso l'analisi delle microfacies il passaggio T/J in questo settore.

La porzione inferiore della successione è costituita dai terreni triassici rappresentati da boundstone a spugne coralline e croste microbialitiche (PB11 e PB 12, Fig. 7.3). Come negli analoghi depositi dei Monti di Palermo, ai biocostruttori primari seguono diverse generazioni di organismi incrostanti e, in molti casi, croste microbialitiche. Nelle cavità si sviluppano poi spesse croste di cementi fibroso-radiassiali. Le cavità residue sono occluse da cementi calcitici di tipo *blocky*. In questo settore, diversamente dai Monti di Palermo, non si osservano cavità colmate da silt policromi.

La presenza di foraminiferi del genere *Kaeveria fluegeli* ZANINETTI e *Cucurbita* sp. JABLONSKY confermano un'età Norico-Retico per questi depositi di scogliera (Fig. 7.3 B).

Ai calcari di scogliera del Triassico Superiore segue un orizzonte costituito da grainstone oolitico (PB15). Seguono verso l'alto dei wackestone ad ostracodi e lamellibranchi a guscio sottile (facies tipo Rosso Ammonitico) (PB16). La presenza di *Agerina martana* (FARINACCI) consente di definire un'età non più tarda del Toarciano per queste litologie. Seguono ancora calcilutiti pelagiche con gasteropodi e frammenti di echinodermi (PB 17) passanti verso l'alto ad encriniti (PB18). Alle encriniti seguono

delle calcareniti oolitiche riferibili al Giurassico Superiore sulla base della presenza di *Salpingoporella enay* (BERNIER, 1984) che testimoniano, anche in questo settore, la ripresa di una sedimentazione carbonatica neritica che porterà all'instaurarsi delle scogliere a coralli del Titoniano, ben note nell'area di Piano Battaglia (Abate et al., 1982).

Lungo la sezione M-M', non ci sono chiare evidenze di morfologie legate a fenomeni di dissoluzione da esposizione subaerea. Sono infatti assenti porosità di tipo *vug* o *cavern*.

I depositi di scogliera triassica sono attraversati da alcuni filoni sedimentari polifasici, colmati da litoclasti derivanti dalla roccia incassante e da encriniti e calcilutiti pelagiche. In alcuni casi è possibile osservare frammenti di croste ferro-manganesifere fra gli elementi.

Uno di questi filoni è stato campionato lungo i tornanti della strada provinciale 54. I litoclasti (campione PB4) sono del tutto angolosi ed immersi in una matrice siltosa di colore rosso-bruno. I clasti derivano alla piattaforma triassica come testimoniato dalla presenza di *Galeanella* sp. La forte luminescenza sia della matrice che dei clasti indica condizioni diagenetiche riducenti (Fig. 7.5). I clasti sono stati interessati da una forte compattazione testimoniata dalla presenza di fratture interne. I dati isotopici calcolati sia nella matrice che nei clasti presentano valori rispettivamente di $\delta^{13}\text{C}$ -5,65‰; $\delta^{18}\text{O}$ -5,58‰.

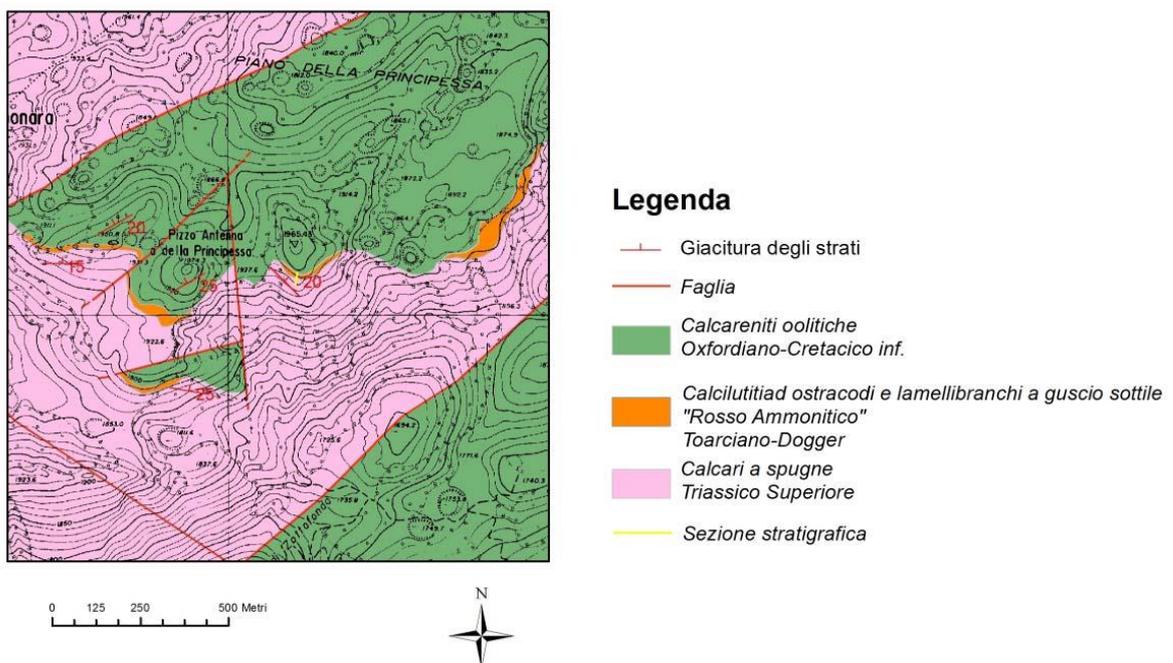


Fig. 7.1- Sezione M-M' che mostra il passaggio dalle scogliere a spugne del Triassico Superiore alle encriniti del Pliesbachiano.

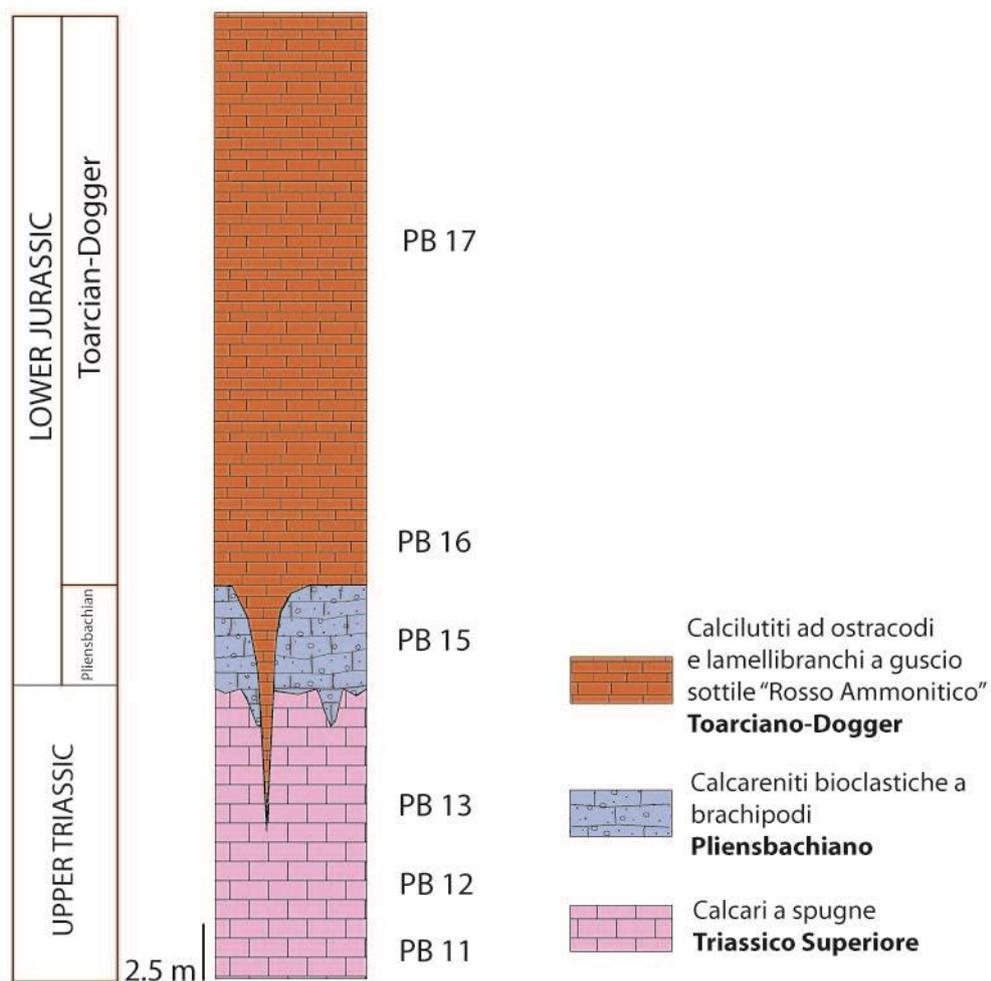


Fig. 7.2 - Colonna stratigrafica di riferimento della sezione M-M'.

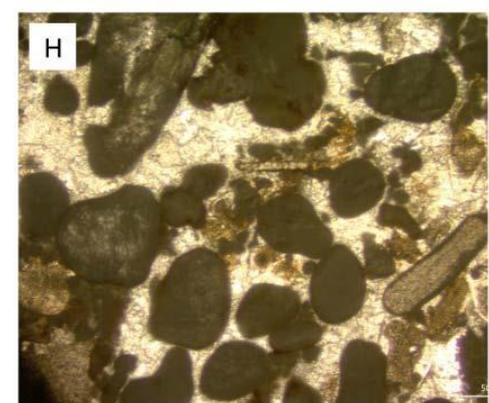
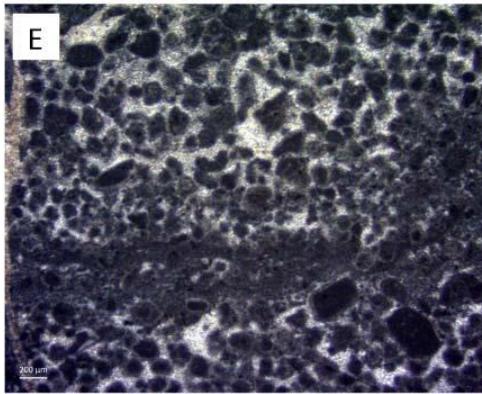
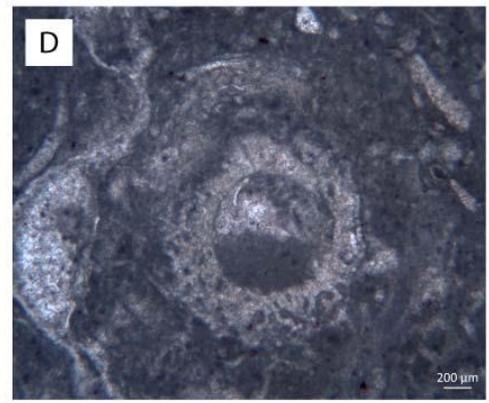
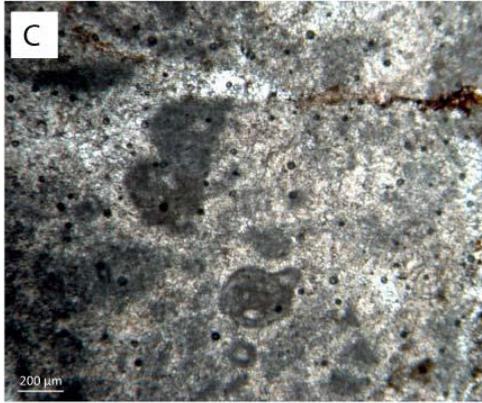
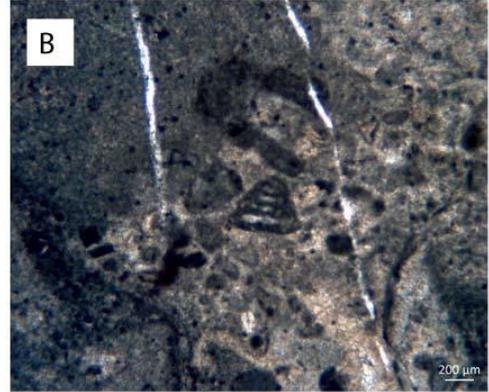
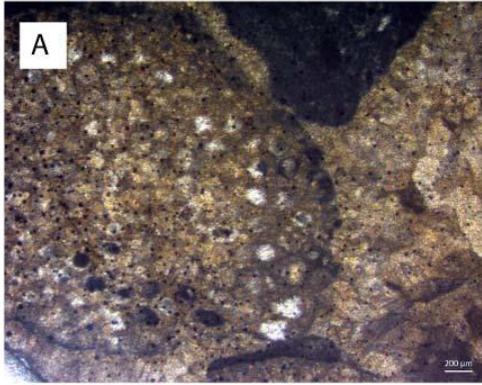


Fig. 7.3- Microfacies presenti lungo la successione M-M': A), B), C) e D) Depositi di scogliera Norico-Retici: A) Boundstone a spugne del Triassico Superiore, particolare di un Chetetide; B) e C) Foraminiferi tipici delle scogliere norico-retiche: B) *Kaeverina fluegeli*; C) *Galeanella* sp.; D) Particolare di una spugna;

E) Grainstone oolitico nei depositi del Giurassico Inferiore; F) e G) Depositi del "Rosso Ammonitico": F) Wackestone ad ostracodi e lamellibranchi a guscio sottile "Rosso Ammonitico"; G) Wackestone a gasteropodi e frammenti di echinodermi; H) Grainstone a crinoidi, nodosaridi, *Lenticulina* sp. ed alghe dasicladali del genere *Salpingoporella* presenti tra i depositi del Kimmeridgiano.



Fig. 7.4- Cementi calcitici radiassiali che circondano le biolititi a spugne nei depositi di scogliera norico-retici.

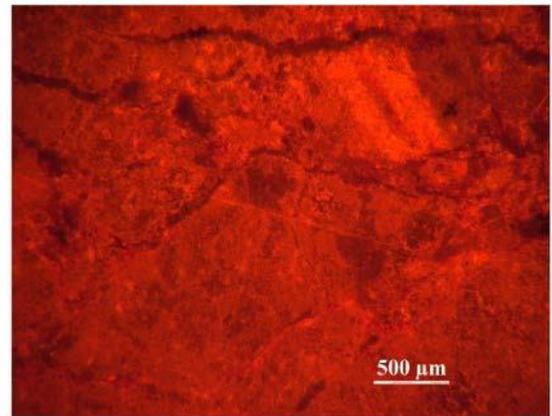
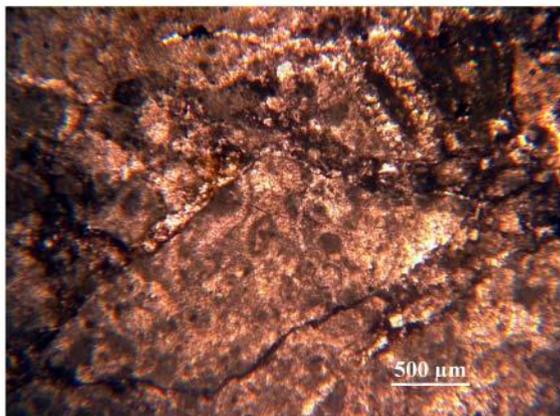


Fig.7.5 - Breccia con clasti derivanti dalla scogliera triassica, presenti in filoni sedimentari negli stessi depositi di scogliera. L'immagine a destra mostra la stessa breccia in catodoluminescenza. La forte luminescenza indica un ambiente riducente legato probabilmente al seppellimento.

8. Discussione dei dati

I dati raccolti nel corso dello studio di dottorato consentono di migliorare il quadro conoscitivo dell'organizzazione stratigrafica della piattaforma Panormide nell'intervallo Triassico Superiore – Giurassico Inferiore, sulla base del quale è possibile formulare un modello evolutivo di questo dominio paleogeografico in un intervallo temporale che vede, in settori adiacenti, la progressiva apertura della Tetide Alpina.

Le strutture diagenetiche, in particolare da dissoluzione, registrate da alcune delle successioni studiate, oltre a fornire preziose informazioni sulla dinamica di questi settori rappresentano degli straordinari casi di studio che, nel caso della dissoluzione stratabound, hanno permesso la elaborazione di un nuovo modello.

Qui di seguito vengono dapprima discussi separatamente i dati raccolti nelle tre diverse aree di studio e, successivamente, analizzato il modello derivante dalla correlazione degli eventi registrati in tali aree.

8.1 I Monti di San Vito Lo Capo

I dati biostratigrafici ricavati indicano che la successione triassica di cicli peritidali del settore dei Monti di San Vito, riconducibili alla piattaforma Panormide, è caratterizzata al tetto da una zona piuttosto spessa (circa 200 m) riferibile al Retico per la presenza di *Triasina hantkeni*, cui seguono, in apparente concordanza, cicli peritidali del Giurassico Inferiore. La successione triassica si distingue per un marcato *overprinting* di processi diagenetici che hanno portato alla formazione di paleosuoli e/o ad eventi multipli di dissoluzione che hanno prodotto una vastissima gamma di strutture a diversa scala, dal microcarsimo alla porosità biomoldica e *vuggy*, una porosità nota come “*spongy-like*” fino a grandi cavità a scala decametrica.

8.1.1 Paleosuoli

La presenza di spessi paleosuoli in diverse successioni di piattaforma è stata ben documentata da numerosi autori (Multer and Hoffmeister, 1968; James, 1972; Read, 1974; Ward, 1975; Knox, 1977; Harrison, 1977; Wright, 1994; Young, 1994;). Essa testimonia come le variazioni del livello del mare hanno da sempre influenzato la formazione delle facies cicliche al punto che questi paleosuoli sono stati sempre usati come indicatori di fasi di esposizione subaerea della piattaforma. Inoltre la presenza di un paleosuolo può dare importanti informazioni sulla ricostruzione della paleoclimatologia.

Wright (1994) ha mostrato come in condizioni di prevalente aridità si originano orizzonti induriti (caliche o calcrete) risultanti da fenomeni di alterazione e dissoluzione del carbonato. In questi orizzonti, a causa di fenomeni di precipitazione successivi, si originano strutture quali rizoliti, noduli, pisoliti, grani aggregati, brecce etc. In condizioni climatiche prevalentemente umide si originano, al contrario, orizzonti ricchi di minerali argillosi e ossidi di Fe. Questo tipo di suoli, denominati anche “terra rossa” sono spesso associati a fenomeni carsici. Sull’origine di queste terre rosse sono state avanzate due principali ipotesi indicate rispettivamente come ipotesi residuale ed ipotesi detritica. L’ipotesi residuale afferma che le terre rosse sono il residuo insolubile prodotto dalla lisciviazione del carbonato (De Lapparent 1930; Thornbury & Wayne, 1957; Dudal, 1966; Moresi e Mongelli, 1988). Questa teoria tuttavia non spiega l’abbondanza di minerali argillosi presenti nelle terre rosse, considerando che il loro contenuto nei carbonati è molto basso (Ruhe et al., 1961; Mee et al., 2004). L’ipotesi detritica sostiene, invece, che le terre rosse sono il risultato dell’accumulo di fango alluvionale, ceneri vulcaniche e polveri eoliche sopra un substrato carbonatico già carsificato (Yaalon & Ganor, 1973; Jackson et al., 1982; Muhs et al., 2010).

Riguardo ai paleosuoli dell’area di Monte Sparagio, risulta evidente che essi si sono formati in condizioni climatiche caldo-umide come supportato dalla presenza di minerali argillosi quali caolinite ed interlaminazioni illite-smectite. In alcuni casi strutture riconducibili a rizoliti (“*root related structures*”, Flügel, 2004) suggerisce come l’esposizione sia stata tale da consentire la formazione di vegetazione superficiale (Fig.8.1). In alcuni paleosuoli della successione sono individuabili, anche se dubitativamente, gli orizzonti R e C (Cfr. cap. 5) mentre non sono preservati gli orizzonti più organici che potrebbero essere stati erosi dalle successive fasi di trasgressione marina. La presenza di caolinite in un suolo è indice di condizioni ben drenate a pH compreso tra 6-7,4 (Boswell, 1951). La presenza di illite invece può essere spiegata attraverso l’alterazione della smectite durante il seppellimento (Retallack, 1991).

I paleosuoli a “Terra Rossa” presenti lungo la successione studiata, intercalati a depositi lagunari a Megalodontidi e *Triasina hantkeni*, suggeriscono quindi condizioni climatiche umide nel Retico almeno a latitudini di circa 20°N alle quali è stimato si trovasse la PC Panormide (Muttoni, 2001) confermando quanto osservato da altri autori (Preto et al., 2010; Sellwood & Valdes, 2006; Tucker & Benton, 1982; Mutti & Weissert, 1995). L’assenza di depositi simili in successioni Noriche della Panormide (es. Capo Rama, Catalano et al., 1974) è indicativa quindi di una variazione climatica alla fine del Norico

da condizioni aride e semi-aride a condizioni umide come osservato anche in successioni della Dolomia Principale/Hauptdolomit (Berra et al., 2010).

Le variazioni osservate sono spiegate con un raffreddamento globale che ha causato un rapido abbassamento del livello del mare ed ha modificato la distribuzione e la quantità di piogge causando, fra l'altro la deposizione di depositi argillosi lungo il margine occidentale della Tetide.



Fig.8.1- Strutture relative agli apparati radicali presenti nei paleosuoli dell'area di Monte Cocuccio.

8.1.2 Porosità “spongy-like”

Questa particolare morfologia di dissoluzione *stratabound* (Cfr. cap. 5.7.3) è del tutto confrontabile con esempi attuali riportati in letteratura da aree di piattaforma come lo Yucatan o le Bahamas (Beach, 1995; Back et al., 1986; Smart et al., 1988), ma anche da carbonati antichi (Baceta et al., 2001, 2007) (Fig. 8.2).

Secondo questi autori la genesi delle cavità “*spongy like*” (anche indicate come “*swiss cheese*”) è legata alla presenza di acque di mixing le quali, essendo sottosature rispetto alla calcite, tendono a dissolverla. L'intensa dissoluzione sembra essere amplificata anche dalla presenza in queste acque di CO² derivante da azione batterica o dalla presenza di vegetazione superficiale.

Nelle sezioni oggetto del presente studio, come già descritto nel cap. 5.6.3., gli orizzonti *spongy-like* ricorrono soltanto nelle facies subtidali prevalentemente fangose di alcuni cicli. La presenza, in queste facies, di *burrows* a diversa scala (da mm a cm) colmati da silt verdastri, associati a coproliti, dimostra l'intensa bioturbazione, esercitata probabilmente da decapodi, in questi livelli e suggerisce che il pattern di dissoluzione di tipo *spongy* è controllato principalmente dalla bioturbazione. Sono diversi gli autori che hanno descritto fenomeni di intensa bioturbazione attribuita a *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Spongeliomorpha* e *Gyrolithes* in depositi neritici del Triassico (Knaust 2002; Mayer 1981; Hary et al. 1981; Dahmer & Hilbrecht 1986). Fenomeni di intensa bioturbazione ad opera di *Thalassinoides* ed *Ophiomorpha* sono stati descritti anche nelle facies lagunari del Giurassico Inferiore dei Calcari Grigi della piattaforma di Trento (Monaco & Garassino, 2001).

Gli effetti della dissoluzione *spongy* non interessano tutto lo spessore degli orizzonti bioturbati ma appaiono concentrati nella porzione superiore. Infatti soltanto in questa zona si osservano cavità allargate da dissoluzione, colmate da calcite spatica, mentre nella porzione inferiore le cavità sono colmate soltanto da silt verdastri che rappresentano il normale riempimento dei *burrows*. Il livello di silt laminati rossastri che si segue attraverso cavità contigue e che marca il passaggio fra le due zone sembra essere indicativo della base dei fenomeni di dissoluzione e quindi della lente di mixing e consente di valutare lo spessore di questa lente in circa 30-50 cm.

Il progressivo rivestimento della cavità da parte di numerose generazioni di cementi fibrosi avviene in ambiente freatico marino, come confermato dalla morfologia dei cementi, dalle osservazioni in catodoluminescenza e dai dati isotopici. Ciò testimonia il ritorno di una zona freatica marina satura in calcite dopo gli eventi di dissoluzione.

I dati raccolti consentono di formulare un modello, altamente speculativo, che mette in relazione le oscillazioni del livello del mare ad alta frequenza che determinano la ciclicità peritidale con la formazione di questi particolari orizzonti.

In particolare nelle fasi di *lowstand*, contemporaneamente alla formazione dei suoli, avverrebbe nel sottosuolo la formazione della lente di mixing a causa dell'infiltrazione di acque di pioggia ed, eventualmente, richiamo di acque dolci da adiacenti acquiferi (la presenza di oogoni di characee nei livelli lagunari è indicativa di stagni dulcicoli costieri). La presenza di piccoli inghiottitoi ad andamento verticale nei paleosuoli è indicativa dei processi di infiltrazione.

Una volta creata la lente di mixing i conseguenti effetti di dissoluzione sono controllati dalla tessitura bioturbata che favorirebbe la dissoluzione dei riempimenti dei *burrows*, piuttosto che dell'*host rock*, meno poroso (Fig. 8.3).

La successiva risalita del livello del mare riporta in condizioni subtidali il settore, favorendo la ripresa della sedimentazione lagunare e, al contempo ristabilisce, condizioni freatiche marine nei sottostanti livelli che hanno subito la dissoluzione.

Nelle facies subtidali meno fangose e prive di bioturbazione, gli stessi meccanismi di dissoluzione controllati dalle oscillazioni del livello del mare ad alta frequenza sembrano responsabili di porosità stratale tipo *biomoldic* o *vugghy*.

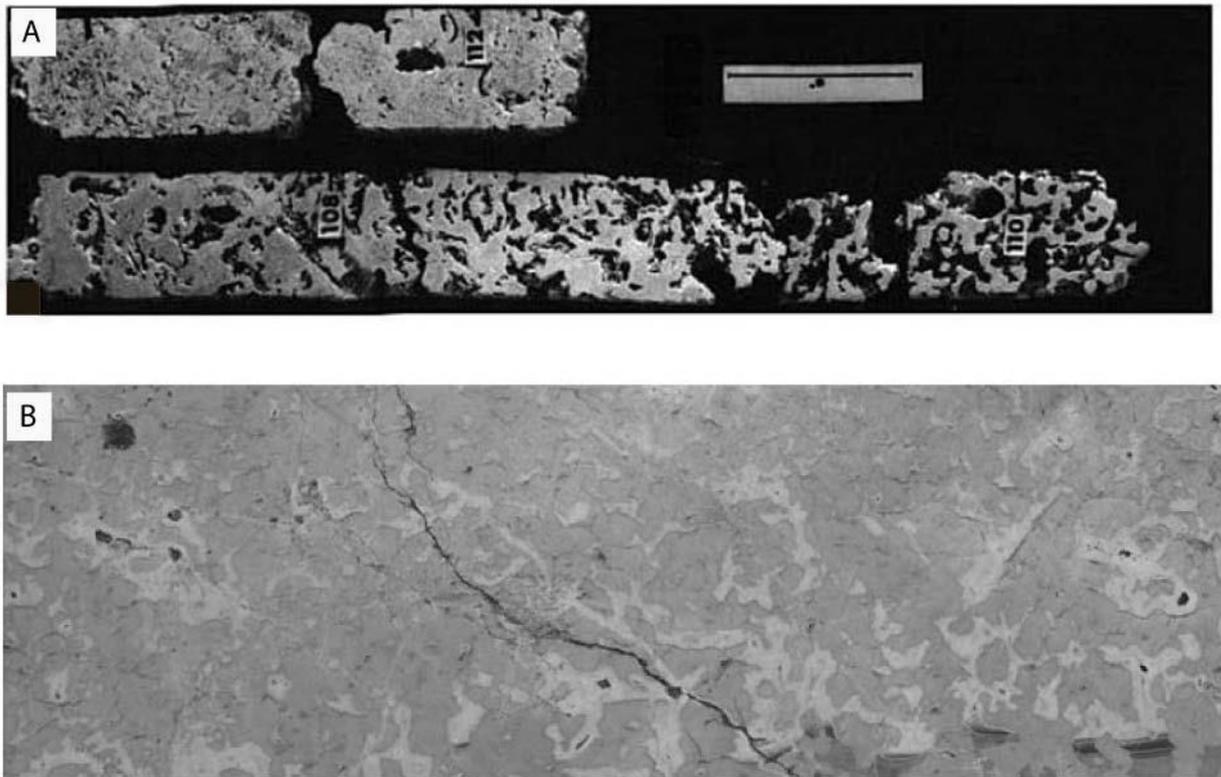


Fig. 8.2- Confronto tra A) “*Swiss cheese solution pattern*” descritto nella piattaforma delle Bahamas (Beach, 1995) e B) orizzonti spongy descritti nelle facies subtidali dei cicli tardo triassici presso Monte Cocuccio.

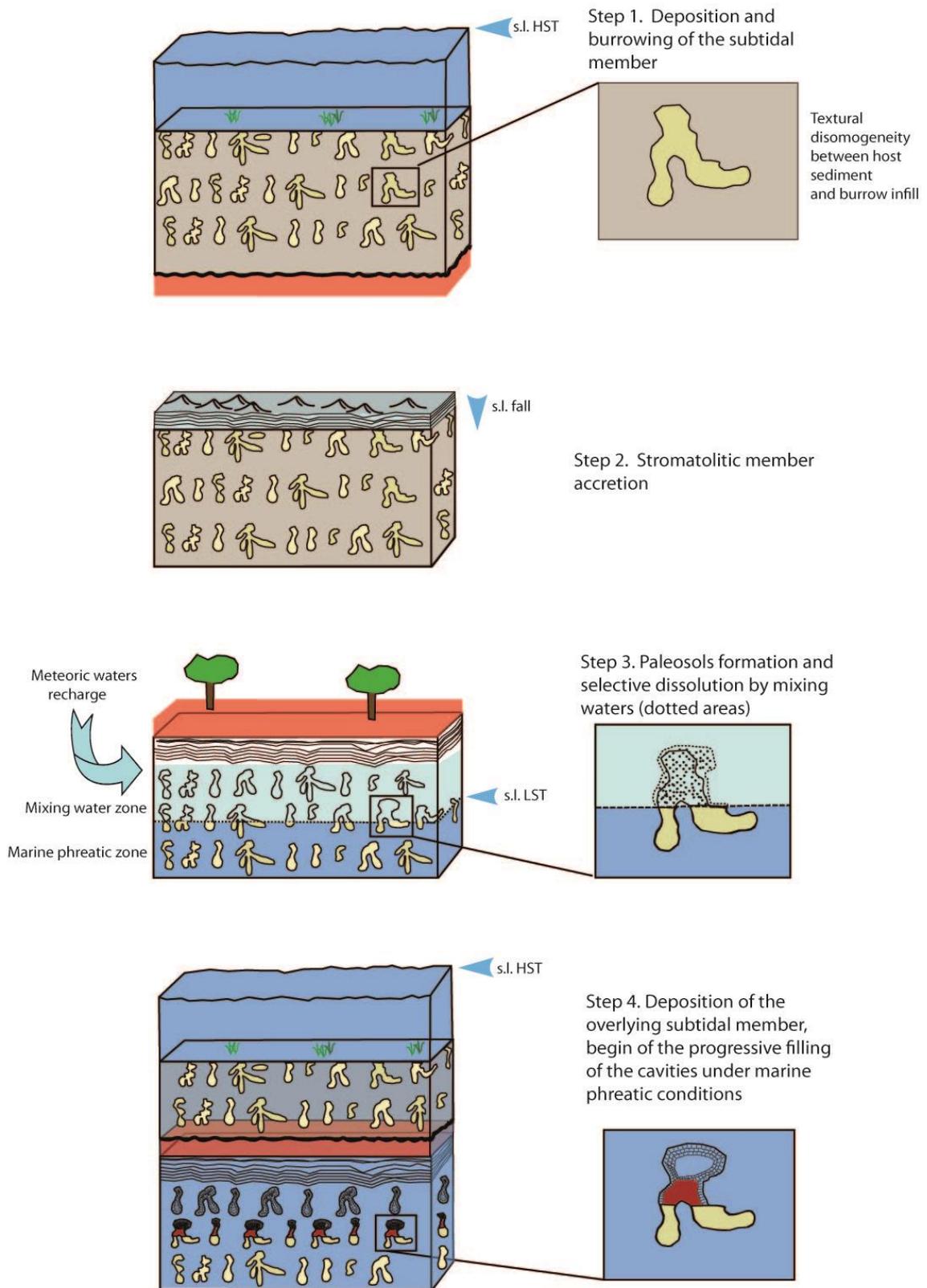


Fig. 8.3- Modello schematico sulla formazione della porosità di tipo spongy. Questo modello mette in relazione la formazione delle cavità di tipo spongy con le variazioni cicliche ad alta frequenza del livello del mare. La dissoluzione, che agisce in condizioni di sottosaturazione legate ad un ambiente di mixing, si concentra maggiormente negli orizzonti bioturbati che presentano un'alta porosità (Todaro et al. in prep.).

8.1.3 Porosità “cavern”

Le grandi cavità da dissoluzione associate a breccie da collasso ed a cavità metriche colmate da silt laminato rosso (Cfr. Cap. 5.6.4) sono indicative di fasi di esposizione subaerea di questo settore della PC Panormide che hanno controllato lo sviluppo di un sistema carsico.

Per quanto riguarda la datazione dell’evento di esposizione subaerea si può affermare con certezza che esso è successivo alla formazione della dissoluzione stratale di tipo *spongy* in quanto fra i clasti delle breccie da collasso si osservano comunemente elementi con strutture di questo tipo già colmate da cementi. Anche la presenza di condotti carsici di diametro decimetrico che attraversano i cicli peritidali con porosità “*spongy*” consentono di postdatare la dissoluzione “*cavern*” (Fig. 8.4).



Fig. 8.4 -Condotto carsico che attraversa una porzione di un orizzonte di tipo spongy.

In base ai dati biostratigrafici raccolti, trovandoci ben all’interno della zona a *Triasina hantkeni* è possibile affermare che l’evento è almeno successivo al Retico inferiore.

Mancano invece indizi certi su quando si sia verificata e quanto sia durata la fase di esposizione subaerea.

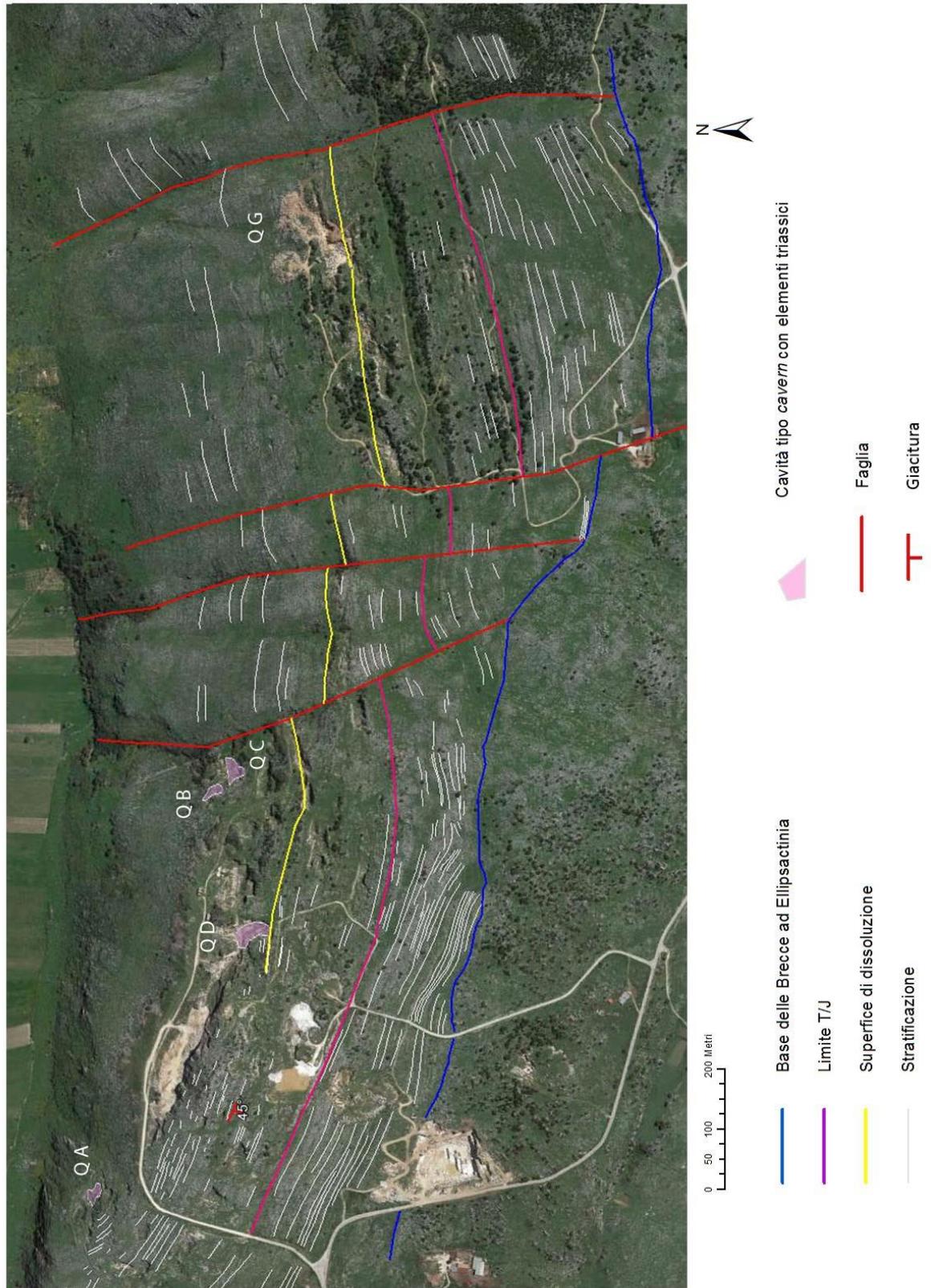


Fig.8.5-Veduta aerea del versante settentrionale di Monte Sparagio (Contrada Cocuccio) che mostra la successione dei cicli peritidali triassici e la distribuzione delle principali cavità paleocarsiche colmate da breccie da collasso (in rosa). La line rosa indica la posizione del limite Triassico-Giurassico, basato sulla scomparsa di *Triasina hantkeni*.

I campioni di silt che costituiscono la matrice della breccia da collasso che colmano le cavità della cava QD presentano un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ di 0,7076 che è conforme con il range calcolato per le acque del Retico (Korte et al., 2003; McArthur et al., 2001). Questi dati limitano il periodo di formazione della porosità “*cavern*” presente in questo orizzonte stratigrafico (Cave QA, QB, QC e QD) ad una parte del Retico e, possibilmente del Retico superiore, collocando l’evento emersivo in prossimità del limite T/J.

A corroborare questa ipotesi contribuisce la presenza del paleosuolo particolarmente spesso che ricopre la superficie carsificata di Cava QG (Cfr. Cap. 5. Sup dissoluzione). Questo orizzonte è correlabile, tenendo conto del rigetto delle faglie presenti fra il settore della cava QG e quello dove si trovano le breccie, con la depressione metrica colmata dal silt laminato rosso che si trova immediatamente al tetto della cavità da collasso di Cava QD (traccia di correlazione gialla in Fig. 8.5). La paleodepressione è interpretabile come una dolina da crollo e quindi la parte superiore di una *breccia pipes*. Le due strutture osservate sono interpretabili come l’originaria paleosuperficie carsificata esposta che è stata preservata soltanto in parte durante la successiva trasgressione marina.

L’esposizione subaerea può essere stimata in questo caso in circa 130 metri e potrebbe essere legato agli effetti combinati dell’abbassamento eustatico di fine Retico (Hallam, 2001) e del *rebound* isostatico prodottosi per il *rifting* dell’adiacente Tetide Alpina (Zarcone & Di Stefano, 2010).

L’incertezza sulla datazione degli eventi emersivi che hanno prodotto i depositi pedogenetici associati a morfologie carsiche è piuttosto diffusa nei domini di piattaforma mesozoici dell’area tetidea. I dati stratigrafici raccolti in diversi lavori consentono di definire in alcuni casi “periodi carsici” (“*karst period*”; Bosak et al., 1989). Alcuni di questi eventi di uplift sono stati attribuiti principalmente alle fasi di *rifting* associate all’apertura della Tetide Alpina come nel caso del Brianzonese (De Carlis & Lualdi, 2008) o nelle Alpi calcaree Meridionali (Jadoul et al., 2005).

8.2 I Monti di Palermo

Le sezioni studiate, relative al tetto della piattaforma triassica in questo settore non mostrano il vistoso *overprinting* da dissoluzione registrato nei Monti di San Vito Lo Capo. Nella sezione di Monte Pecoraro (cicli peritidali) i processi di dissoluzione si limitano a strutture microcarsiche e cavità decimetriche di tipo *vug*, colmate da silt rossi, strutture che possono essere attribuite alla normale dinamica delle fasi di esposizione subaerea dei cicli peritidali. I dati biostratigrafici ricavati non consentono di valutare la presenza di eventuali lacune stratigrafiche fra cicli triassici e del Giurassico Inferiore che, tuttavia, giacciono in rapporto di concordanza.

Nelle aree oggetto di studio, relative al margine biocostruito della piattaforma (Cozzo di Lupo, Cava Bordonaro), sono state individuate delle cavità colmate da silt policromi. Queste cavità non sono attribuibili a processi di dissoluzione, in quanto i silt drappeggiano direttamente i cementi radiassiali precipitati sugli organismi biocostruttori e comunemente interpretati come il prodotto della diagenesi precoce in ambiente freatico marino (Kendall & Tucker, 1973).

Sulla base dei dati isotopici la prima generazione di silt, di colore rossastro/arancione, è compatibile con un ambiente meteorico. Questi dati concordano con quelli di Lo Cicero (1986) per lo stesso settore (Fig. 8.6). Inoltre il dato isotopico dello Sr (0,7081), ricavato da un campione di questo silt (2c) è conforme con i valori delle acque del Retico (Korte et al., 2003; McArthur et al., 2001). Questo dato costituisce l'unica indicazione di una possibile fase di esposizione subaerea del tetto della scogliera durante il Retico.

Per quanto riguarda la loro estensione verticale, le cavità colmate da questo tipo di silt sono limitate al tetto della scogliera. Queste osservazioni supportano un'assenza di dissoluzione pervasiva in questo settore della piattaforma che è confermata anche nelle facies lagunari retrostanti dove non si osservano fenomeni di dissoluzione e conseguente riempimento da parte di silt.

Le successive generazioni di silt che occludono del tutto le cavità osservate sia a Cozzo di Lupo che a Cava Bordonaro (Fig. 6.7), sono di derivazione marina, sulla base dei dati isotopici, testimoniando un ritorno di condizioni marine, possibilmente alla fine del Retico. L'emersione del Retico potrebbe essere conseguenza di una variazione eustatica (Hallam, 2001). Un fenomeno simile è anche registrato nei depositi di scogliera nelle Alpi Calcaree Settentrionali, in particolare nel reef di Adnet (Salisburgo)(Reinhold & Kaufmann, 2010). Tale abbassamento, secondo gli autori di limitata ampiezza, è supportato dalla dissoluzione meteorica dei calici dei coralli *Retiophillia*.

Il record sedimentario al di sopra dei depositi di scogliera è alquanto discontinuo e rende piuttosto complessa la definizione degli eventi che hanno portato, nel Toarciano, alla deposizione del “Rosso Ammonitico” su questo settore del margine della piattaforma.

I dati biostratigrafici registrati lungo la sezione P-P', hanno consentito di riferire le litologie sovrastanti i calcari di scogliera triassici, al Pliensbachiano in base ad una correlazione con dei grainstone a brachiopodi già descritti nella sezione di Cozzo Cugno a NW di Cozzo di Lupo (Tricomi, 1939).

E' indubbio che il margine della piattaforma è stato interessato, nel Giurassico Inferiore, da un regime tettonico che, secondo diversi autori, è stato di tipo transtensivo (Catalano & D'Argenio, 1982; Catalano et al., 1996; Stampfli and Borel, 2002).

Le evidenze dell'attività tettonica sono facilmente osservabili nella vicina area di Billiemi dove è presente una estesa unità litodemica caratterizzata dagli stessi depositi di scogliera intensamente fratturati e ridotti a vere e proprie breccie (“marmo” di Billiemi), nelle quali sono presenti diverse generazioni di matrici (Scopelliti et al., 2009). Sulla base dei dati isotopici dello Sr gli autori hanno attribuito all'Hettangiano la prima generazione di matrice, di colore grigio-nerastro per presenza di sostanza organica e, quindi, il primo significativo evento di fratturazione. Il perdurare delle deformazioni tettoniche lungo il margine della piattaforma nel Giurassico Inferiore e Medio è supportato dalla datazione dei filoni sedimentari che attraversano i depositi di scogliera del Triassico Superiore (Vörös et al., 1986).

Poiché la dinamica dei settori marginali della piattaforma Panormide al passaggio Triassico/ Giurassico è registrata anche nell'adiacente comparto dei Monti delle Madonie, un tentativo di interpretazione dell'evoluzione di questo settore è riportato più avanti nel paragrafo 8.3.

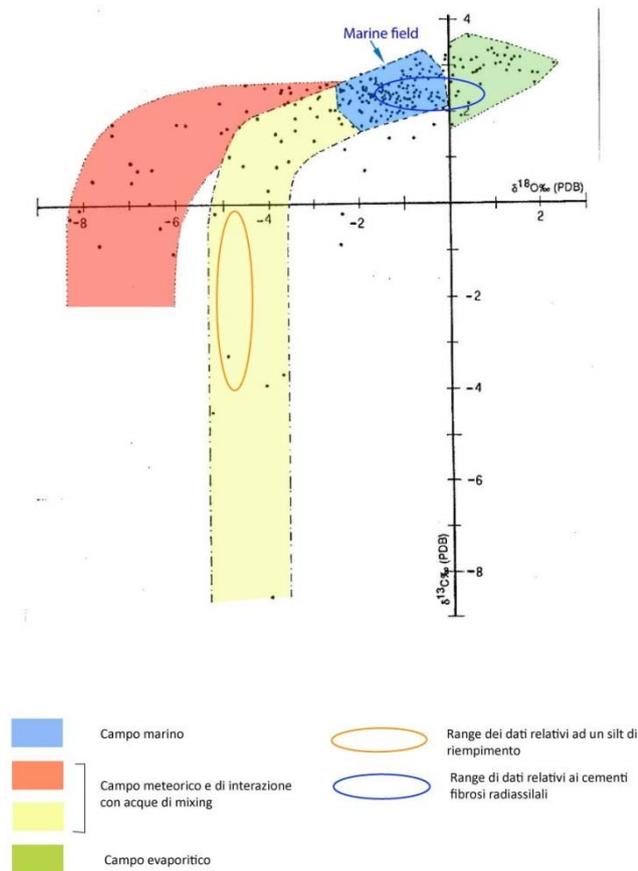


Fig. 8.6- Diagramma della distribuzione dei valori isotopici misurati in cementi e silt presenti nei depositi della scogliera triassica (ellissi), proiettati su un diagramma di Lo Cicero (1986) che compendia valori isotopici provenienti da diverse facies della piattaforma triassica (punti neri).

8.3 I Monti delle Madonie

L'osservazione dei rapporti fra i depositi triassici, principalmente quelli di scogliera, e le successioni del Giurassico in questo settore è ostacolata dalle complesse deformazioni tettoniche terziarie e dalle estese coperture detritiche e vegetali, tuttavia in diverse sezioni di Pizzo Carbonara, Monte Ferro, e Monte Spina Puci si osserva comunemente una brusca discontinuità fra *boundstone* a spugne norico-retici e depositi pelagici ad ammoniti genericamente attribuiti al Giurassico Medio-Superiore. In diverse zone, lungo questa discontinuità, sono presenti lumachelle a brachiopodi di età pliensbachiana (Abate et al., 1982).

L'analisi delle microfacies presenti lungo la sezione M-M' di Pizzo Antenna evidenziano la presenza di un sottile livello di *grainstone* oolitici (PB15) micritizzati interposti tra i depositi di scogliera e le soprastanti calcilutiti. Questa microfacies evidenzia la presenza di facies di margine sabbioso di una piattaforma neritica ancora produttiva. Tuttavia l'assenza di significativi *biomarkers* in tali depositi non consente di definire con precisione l'età di questo orizzonte, sebbene la presenza di *Agerina martana* (FARINACCI) nei livelli di calcilutiti pelagiche (PB16) immediatamente sovrastanti potrebbe essere indicativa delle fasi di annegamento pliensbachiane come osservato in altri comparti paleogeografici (es. dominio Trapanese, Di Stefano et al., 2002).

Il quadro evolutivo delineabile in questo settore del margine della piattaforma Panormide, al passaggio Triassico-Giurassico, è indicativo di un forte controllo tettonico che ha progressivamente convertito l'esteso complesso di scogliera Norico-Retico in una scarpata e, successivamente, in un ambiente pelagico.

L'appoggio discontinuo di plaghe di carbonati neritici Pliensbachiani, di calcareniti a brachiopodi e/o calcilutiti pelagiche toarciane, consente di delineare, durante il Giurassico Inferiore, un ambiente deposizionale di epi-scarpata tettonicamente instabile lungo il quale si sono verificati ripetuti crolli che hanno generato nicchie di distacco. Le breccie originatesi in seguito a tali processi sono state veicolate da flussi gravitativi nell'adiacente bacino Imerese originando enormi *apron* carbonatici di pendio (Formazioni Fanusi e Quacella *Auct.*).

Le profonde troncature erosive prodottesi non consentono probabilmente di osservare i depositi sommitali della scogliera e di evidenziare, quindi, in quest'area possibili segnali di un'esposizione subaerea durante il Retico.

8.4 Il limite Triassico/Giurassico nella piattaforma Panormide

La correlazione degli eventi registrati dai tre settori studiati consente di delineare una complessa dinamica evolutiva della piattaforma Panormide al passaggio Triassico-Giurassico.

Ben evidenti sono gli effetti del significativo *turnover* faunistico prodottosi in seguito alla crisi biotica. Nelle successioni peritidali gli effetti di questa crisi sembrano dapprima colpire i grandi bivalvi del genere *Megalodon* e solo in livelli stratigrafici superiori alcuni foraminiferi, fra i quali *Aulotortus* sp. e *Triasina hantkeni* (Fig. 8.7 e 8.8). Il limite T/J in queste successioni sembra corrispondere alla brusca sostituzione nei livelli lagunari di associazioni oligotipiche a *Taumatoporella parvovesiculifera* come evidenziato in diverse successioni italiane e greche da Romano (2003). Nelle successioni del margine della piattaforma, la crisi faunistica porta alla totale scomparsa dei biocostruttori primari (spugne coralline e chetetidi) oltre alle diversificate associazioni a foraminiferi miliolidi tipiche del Norico-Retico (*Galeanella*, *Foliotortus*, *Cucurbita*, etc.).

Per quanto riguarda evidenze di possibili variazioni del livello del mare, un significativo evento di esposizione subaerea, che ha prodotto le grandi cavità carsiche di Monte Sparagio, è collocabile all'interno del Retico mentre, in prossimità del limite, nelle successioni peritidali non si registrano i vistosi effetti che avrebbe prodotto l'abbassamento eustatico evidenziato da Hallam (2001). Nei settori del margine (Cozzo di Lupo) non è possibile inoltre dettagliare la collocazione cronostratigrafica della breve fase di esposizione subaerea supportata dalla presenza di silt meteorici al tetto della scogliera.

Questi dati quindi si discostano in parte da quelli ottenuti in altri settori di piattaforma della Tetide mesozoica, dove il limite T/J è caratterizzato non solo da una crisi biotica ma anche dalla presenza di facies legate ad una prolungata esposizione subaerea (es. Siderolitico Auct., De Carlis & Lualdi, 2008) e suggeriscono un dominante controllo tettonico del comparto paleogeografico Panormide legato all'apertura della Tetide Alpina.

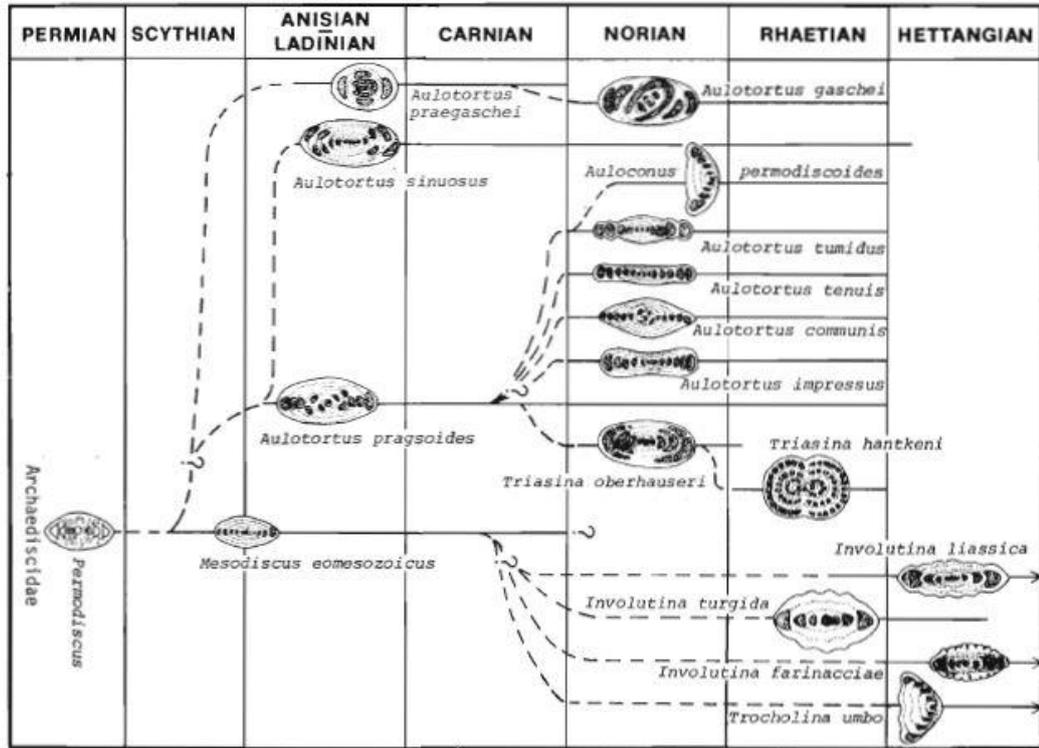


Fig. 8.7-Distribuzione dei principali *markers biostratigrafici* (foraminiferi bentonici) del limite Triassico/Giurassico (da Gazdzicki, 1983).

UNITA' CRONOSTRATIGRAFICHE			DE CASTRO, 1991 Piattaforma carbonatica Appennino Meridionale	CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977 Piattaforma carbonatica interna Monti Aurunci, Lazio Centro-Meridionale
JURASSIC	LOWER	TOARCIAN	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>	<i>Palaeodasycladus mediterraneus</i>
		PLIENSBACHIAN		
		SINEMURIAN		
		HETTANGIAN	<i>Taumatoporella parvovesiculifera</i>	<i>Taumatoporella parvovesiculifera</i>
TRIASSIC	UPPER	RHAETIAN		<i>Triasina hantkeni</i> <i>Dasycladacea "Tr"</i>

Fig. 8.8-Schemi biozonali del limite Triassico/Giurassico (mod. da De Castro, 1991; Chiocchini & Mancinelli, 1995).

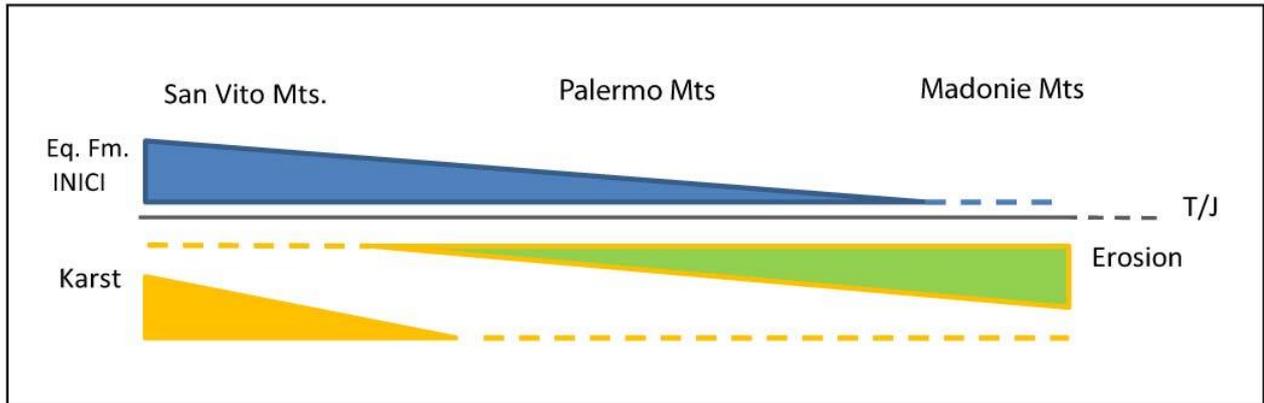


Fig. 8.9- Schema riassuntivo dei principali fenomeni riscontrati nelle successioni di passaggio Triassico/Giurassico nelle tre aree studiate. Si noti come gli effetti della dissoluzione carsica sono principalmente concentrati nei livelli triassici dei Monti di San Vito Lo Capo. I processi erosivi hanno interessato principalmente i settori marginali della piattaforma.

9. Conclusioni

Lo studio stratigrafico-sedimentologico dei livelli sommitali triassici della piattaforma Panormide ha consentito di definire alcuni aspetti relativi ai molteplici e complessi eventi registrati dalle successioni di questo settore crostale tetideo in prossimità della crisi globale del limite T/J.

Nel settore di Monte Sparagio è stato individuato, lungo la potente successione peritidale di età Triassico-Giurassico Inferiore, finora indifferenziata, il passaggio fra terreni triassici e giurassici. Questo passaggio è basato sulla scomparsa di *Triasina hantkeni* e sulla comparsa di facies oligotipiche a *Thaumatoporella* ed *Aeolisaccus* ed appare in piena continuità registrando quindi soltanto l'evento della crisi faunistica ma non le possibili perturbazioni segnalate a livello globale.

Un evento significativo in termini di abbassamento del livello del mare sembra verificarsi alquanto prima della scomparsa di *Triasina*, ma all'interno della omonima biozona e, quindi, durante il Retico. Questo evento è responsabile della formazione di un primo gruppo di grandi cavità carsiche, al di sotto di una superficie di esposizione subaerea marcata da uno spesso paleosuolo e da una paleodepressione riconducibile ad una dolina da crollo. Le cavità sono colmate da grandi volumi di breccie da collasso associate a silt policromi. L'ampiezza della zona carsificata, valutata in circa 130 m, suggerisce un controllo tettonico per il sollevamento della piattaforma, associato o no ad un abbassamento del livello del mare. Come per altri settori, questi eventi sono messi in relazione alle fasi di *rifting* nell'adiacente Tetide Alpina.

I cicli triassici di questo settore sono pervasi da intensi fenomeni di dissoluzione stratale che precedono l'evento che ha prodotto le grandi cavità carsiche. Il modello elaborato nello studio di dottorato prevede una relazione tra le oscillazioni cicliche del livello del mare, che determinano la ciclicità peritidale e la formazione della dissoluzione stratale. In particolare durante le fasi di *lowstand*, a causa dell'infiltrazione di acque meteoriche, si formerebbe una lente di acque di mixing, galleggiante sulla falda freatica marina, che aggredirebbe la roccia incassante carbonatica per via della sottosaturazione e per la presenza di CO₂ disciolta. La dissoluzione sarebbe controllata principalmente dalla tessitura delle facies subtidali che, nel caso di intensa bioturbazione, assumerebbe il pattern noto come *spongy-like*. I silt di riempimento dei *burrow* avendo maggiore porosità, costituirebbero elemento preferenziale per la dissoluzione al contrario dell'*host rock* subtidale che risulta più fangosa e parzialmente litificata (Hollis, 2001). Nelle facies

subtidali meno fangose e prive di bioturbazione, gli stessi meccanismi di dissoluzione sembrano essere responsabili di porosità tipo *biomoldic* o *vugghy*.

Negli altri settori studiati (Monti di Palermo e Madonie) il passaggio fra depositi di piattaforma triassici e giurassici è discontinuo e, spesso, discordante. Una vistosa lacuna è presente nei settori marginali biocostruiti della piattaforma triassica, sulla quale poggiano modesti spessori di carbonati neritici plienschbachiani sormontati dalle pelagiti del “Rosso Ammonitico” attraverso una *drowning unconformity*.

I dati ricavati sono indicativi di una breve fase di esposizione subaerea della piattaforma, durante il Retico (evidenziata soltanto nei Monti di Palermo), di una intensa fase tettonica, particolarmente concentrata lungo il margine della piattaforma stessa, durante l’Hettangiano e, probabilmente, il Sinemuriano. Anche in questo caso il campo di stress responsabile delle deformazioni è, con tutta probabilità, indotto dal rifting della Tetide Alpina.

L’appoggio discontinuo di plaghe di carbonati neritici plienschbachiani, di calcareniti a brachiopodi e/o calcilutii pelagiche del Toarciano, consente di delineare un ambiente deposizionale di epi-scarpata tettonicamente instabile lungo il quale si sono verificati ripetuti crolli che hanno generato nicchie di distacco. Ingenti volumi di carbonati triassici, per lo più recifali, sono stati veicolati da flussi gravitativi nell’adiacente bacino Imerese originando enormi apron carbonatici di pendio (Formazioni Fanusi e Quacella *Auct.*).

Dopo l’annegamento della piattaforma, testimoniato in tutte le successioni studiate, dalla presenza di calcilutiti pelagiche medio giurassiche si produce un nuovo sollevamento che porterà alla formazione della troncatura erosiva associata a bauxiti ben evidente nei monti di Palermo.

Ringraziamenti

Sono molte le persone che devo ringraziare e che hanno reso questo mio percorso stimolante e pieno di bellissime esperienze.

Innanzitutto vorrei ringraziare il Dr. Giuseppe Zarcone per i numerosi suggerimenti e consigli che sono stati utili nel corso di tutto il lavoro di dottorato.

Un affettuoso ringraziamento va ad Andrea Mindszenty. Nel corso dei sei mesi che ho trascorso presso l'Università Eötvös Loránd di Budapest la sua vicinanza ed i suoi consigli mi hanno permesso di ampliare le mie conoscenze sulla sedimentologia dei carbonati e di conoscere nuove metodologie di analisi che ho potuto impiegare nello studio di dottorato. Ringrazio anche la mia amica Orsi (PhD, Budapest) guida preziosa non solo per gli aspetti geologici dell'Ungheria ma anche naturalistici e culturali.

Un particolare ringraziamento va alla Prof. Cathy Hollis dalla quale ho ricevuto numerose indicazioni su come procedere nelle fasi analitiche del mio lavoro. Grazie alla sua disponibilità ho potuto usufruire dei laboratori dell'Università di Manchester durante i tre mesi che ho trascorso in questa città.

Al Dr. Renato Giarrusso, del laboratorio Geolab di Palermo, un particolare ringraziamento per aver dedicato parte del suo tempo per l'analisi diffrattometrica dei paleosuoli.

Infine, ma non perché meno importanti, vorrei ringraziare la mia famiglia ed i miei amici che hanno alleviato i momenti più difficili di questo cammino nel quale non soltanto ho acquisito una maggiore maturità lavorativa ma è stato anche un percorso di vita che mi ha donato delle esperienze e dei momenti che ricorderò per sempre. Ai miei Genitori, che hanno sempre creduto in me, va il ringraziamento più grande.

10. Bibliografia

- Abate B., Catalano R., D'argenio B., Di Stefano E., Di Stefano P., Renda P. (1982) – *Facies Sedimentarie E Lineamenti Strutturali Delle Madonie Orientali*.
- Abate B., Di Maggio C. , Incandela A. & Renda P. (1991) - *Nuovi Dati Sulla Geologia Della Penisola Di Capo San Vito (Sicilia Nord-Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 15-25.
- Abate B., Di Maggio C., Incandela A. & Renda P. (1993) - *Carta Geologica Dei Monti Di Capo San Vito*. Scala 1:25.000. Stabilimento Salomone, Roma.
- Andersen C.A. (1973) – *Microprobe Analysis*.
- Anderson, H., (1987) – *Is the Adriatic an African promontory?*. *Geology*, **15**, 212-215
- Argand, E. (1924) – *La tectonique de l'Asie*. Proceeding International Geologic Congress. **13**, 171-374
- Baceta J.I., Wright V.P., Pujalte V. (2001) – *Paleo-Mixing Zone Karst Features From Paleocene Carbonates Of North Spain: Criteria For Recognizing A Potentially Widespread But Rarely Documented Diagenetic System*. *Sedimentary Geology*, **139**, 205-216.
- Baceta, J. I., Wright, P. V., Beavington-Penney, S. J., Pujalte, V. (2007) - *Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa–Andia plateau, Navarra, North Spain*. *Sedimentary Geology* **199**,141–169
- Back W., Hanshaw B.B., Herman J.S. Van Driel J.N. (1986) – *Differential Dissolution Of A Pleistocene Reef In The Ground Water Mixing Zone Of Coastal Yucatan, Mexico*. *Geology*, **14**, 137-140

- Banner J.L. (1995) – *Application Of Trace Element And Isotope Geochemistry Of Strontium To Studies Of Carbonate Diagenesis*. *Sedimentology*, **42**, 805-824.
- Beach, D.K., (1995) *Controls and effects of subaerial exposure on cementation and development of secondary porosity in the subsurface of Great Bahama Bank*. In: Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (Eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., vol. 63, pp. 1–33.
- Bernier, P., 1984 – *Les formations carbonate du Kimmeridgienet du Portlandien dans le Jura Meridional, Stratigraphie, micropaleontologie, sedimentology*. Doc. Lab. Geo. Lyon. **92**, 1-108
- Berra, F., Jadoul, F., Anelli, A., (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: Coupling sealevel and climate changes*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **290**, 138–150
- Bertok C. & Martire L. (2009) - *Sedimentation, fracturing, and sliding on a pelagic plateau margin: the Middle Jurassic-Lower Cretaceous succession of Rocca Busambra (Western Sicily, Italy)*. *Sedimentology*, **56**, 1016-1040.
- Birks L.S. (1963) – *Electron Probe Microanalysis*. Interscience Publishers Volume Xvii
- Bosak, P., Ford, D. C., Glazek, J. & Horacek, I. (1989) - *Paleokarst*. A systematic and regional review. Elsevier, 1–725.
- Bosellini A, Hardie LA. (1985) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem Soc Geol Ital, **30**, 245 – 66.
- Boswell, P. G. H., (1951) - *The contribution of clay mineralogy to the study of the diagenesis of sediments*. *Clay mineralogy and diagenesis of sediments*. 246-251
- Bronnimann, P., (1955) - *Microfossils Incertae Sedis From The Upper Jurassic And Lower Cretaceous Of Cuba*. *Micropaleontology*, **1**, 28-51.

Broquet, P., & Mascle, G.H., (1972) – *Les grands traits stratigraphique et structuraux de la partie septentrionales des Monts de Trapani (Sicile occidentale)*. Ann. Soc. Geol. Nord, **3**, 139-146

Buonocunto F.P., D'argenio B., Ferreri V., Raspini A. (1994) – *Microstratigraphy Of Highly Organized Carbonate Platform Deposits Of Cretaceous Age. The Case Of Serra Sbragavitelli (Matese, Central Appennines)*. Giornale Di Geologia, **56**, N. 2, 179-192.

Carpenter, A. B., Oglesby, T. W., (1976) – *A model for the formation of luminescently-zoned calcite cements and its implications*. Geol. Soc. Am. Abstr. **8**, 469-470

Catalano R., D'argenio B. & Lo Cicero G. (1974) A - *Ritmi Deposizionali E Processi Diagenetici Nella Successione Triassica Di Piattaforma Carbonatica Dei Monti Di Palermo*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 1029-1041.

Catalano R., D'argenio B. (1982) - *Schema Geologico della Sicilia*. In: Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A; **24**, 9-41

Catalano R., Di Stefano P., Sulli A. & Vitale F.P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.

Catalano, R., Agate, M., Basilone, L., Di Maggio, C., Mancuso, M., Sulli, A. (2012) – Foglio 593 “Castellamare del Golfo”. Scala 1:50.000. Note illustrative, ISPRA Regione Siciliana, SystemCart, Roma

Chiocchini, M., Farinacci, A., Mancinelli, A., Molinari, V., Potetti, M., (1995) – *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Strudi. Geol. Camerti, vol. special. 1994 “Biostratigrafia dell'Italia Centrale. 9-29

- Choquette P.W., Pray L.C. (1970) – *Geologic Nomenclature And Classification Of Porosity In Sedimentary Carbonates*. American Association Of Petroleum Geologists, **54**, 207-250.
- Christ N., Immenhauser A., Amour F., Mutti M., Preston R., Whitaker F., Peterhansel A., Egenhoff S.O., Dunn P.A., Agar S.M. (2012) – *Triassic Latemar Cycles Tops – Subaerial Exposure Of Platform Carbonates Under Tropical Arid Climate*. *Sedimentary Geology*, **265-266**, 1-29.
- Ciarapica G. (2007) – *Regional And Global Changes Around The Triassic-Jurassic Boundary Reflected In The Late Norian-Hettangian History Of Appenine Basins*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **244**, 39-51.
- Craig H., (1965) - Measurement Of Oxygen Isotope Paleotemperatures, In *Stable Isotopes In Oceanographic Studies And Paleotemperatures*, Edited By E. Tongiorgi, 161-182, CNR Lab. Geol. Nucl.
- D'argenio, B., Amodio, S., Ferreri, F., & Pelosi, N., (1997) - *Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata*. *Sedimentary Geology*, **113**, 169–193.
- D'argenio, B. & Mindszenty, A., (1992) - *Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites*, *Giornale di geologia*, **54**(1), 207-218
- Dahmer, D.D. & Hilbrecht, H. (1986) - *Facies dynamics of the lower Muschelkalk (Middle Triassic) near Bad Hersfeld (northern Hesse) with comments on the origin of the micrites*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* **9**, 513–528.
- Dansgaard, W. (1964) – *Stable isotopes in precipitation*. *Tellus XVI*, **4**, 436-468
- Dazzi, C. (2013) - *Fondamenti Di Pedologia*. Edizioni Le Pensur.

- Decarlis, A., & Lualdi, A., (2008) - *Late Triassic-Early Jurassic Paleokarst from the Ligurian Alps and its geological significance (Siderolitico Auct., Ligurian Briançonnais domain)*. Swiss J. Geosci. **101**, 579–593
- Decourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., (1986) – Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, **123**, 241-315
- De Lapparent J., (1930) - *Les Bauxites De La France Méridonale*. Mém. Expl. Carte Geol. France
- Deweever B., Berwouts B., Swennen R., Breesch L., Hellam R.M. (2010) – *Fluid Flow Reconstruction In Karstified Panormide Platform Limestone (North-Central Sicily): Implications For Hydrocarbon Prospectivity In The Sicilian Fold And Thrust Belt*. Marine And Petroleum Geology, **27**, 939-958.
- De Castro, P., (1991) – Mesozoic In. Barattolo, F., De Catro, P., Parente, M. (Eds) Field trip guide book, 5th International Symposium on fossil algae. Capri, 7-12 April, 21-44, Napoli
- Di Stefano, P., & Senowbari-Daryan, B. (1985) – *Upper Triassic dasycladales (green algae) from the Palermo Mountains (Sicily, Italy)*. Geologica Romana, **24**, 189-220
- Di Stefano, P. (1981) – *Cozzo di Lupo reef: late triassic depositional model and role of algal communities*. In: Catalano R. & D'Argenio B. (Eds): Paleogeographic evolution of a continental margin in Sicily. Penrose Conference on Controls of Carbonate Platform Evolution. Guide book on the field trip in western Sicily. 70-76,

- Di Stefano, P., Mindszenty, A. (2000) - Fe–Mn-encrusted “Kamenitza” and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution? *Sedimentary Geology* **132**, 37–68
- Di Stefano P. (2002) – *An outline of the Jurassic stratigraphy and paleogeography of Western Sicily*. In: Santantonio M. (Ed.) General Field Trip Guidebook, VI International Symposium on Jurassic System. Palermo, Italy 21-27
- Di Stefano, P., Cacciatore, M. S., Zarcone, G. (2009) - *Upper Triassic-Jurassic carbonate Platform-Pelagic Plateau Systems From Western Sicily*. In IAS 2009 - Field trips Guide Book 185-220
- Dickson J. A. D. (1966) - *Carbonate Identification And Genesis As Revealed By Staining*. *Journal Of Sedimentary Petrology*, **36**, 491-505.
- Dudal, R., Tavernier, R., Osmond, D., (1966) - *Soil Map of Europe (1: 2,500,000), with explanatory text (120 pp)*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome
- Emiliani C., (1955) - Pleistocene Temperatures, *J. Geol.*, **63**, 538-578
- Epstein S., Buchbaum H. A. & Lowenstam H. A. (1953) - Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **64**, 1315-1326
- Esteban, M. C. & Klappa, C. F., (1983) – Subaerial exposure environments. Carbonate depositional environments (Eds. By P. A. Scholle, D. G. Bebuot ve, C. H. Moore). AAPG Mem., **33**, 2-54
- Ferla P. & Bommarito S. (1988) - *Bauxiti lateritiche medio-giurassiche nei calcari della piattaforma carbonatica Panormide di Monte Gallo (Palermo)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **107**, 579 591.
- Fischer, a. G. (1964)- *Lofer cyclothems of the Alpine Trias*. Kansas Geological Survey Bulletin, **169**, 107–148.

- Flügel, E. (1982) - Evolution of Triassic reefs: current concepts and problems. *Facies* **6**, 297–328
- Flügel E. (2004) - *Microfacies Of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation And Application*. Springer
- Frisia Bruni, S., Jadoul, F., Weissert, H., (1989) - *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. *Sedimentology* **36**, 685–699
- Galli, M.T., Jadoul, F., Bernasconi, S., Weissert, H., (2005) - *Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **216**, 203–214.
- Gazdzicki, A., Kuzur, H., & Mock, R., (1979)- *The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data*. *Geologija*, **22**, 71-112.
- German, K., (1971) – Calcite and dolomite fibrous cements (Grossoolith) in the reef rocks of the Wettersteinkalk (Ladinian, Middle Trias), northern limestone Alps, Bavaria and Tyrol. In: Bricker, O. P., (ed): Carbonate cements. 185-188
- Gingras, M. K., Bann, K. L., MacEachern, J. A., Waldron, J., Pemberton, S. G. (2009) - A conceptual framework for the application of trace fossils. Special publications of SEPM
- Ginsburg, R. N. (1971) - *Landward movement of carbonate mud: A new model for regressive cycles in carbonates*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **55**, 340.
- Giunta G. & Liguori V. (1972) - *Geologia Dell'estremità Nord-Occidentale Della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, N. 136-138.
- Giunta G.& Liguori V. (1973) - *Evoluzione Paleotettonica Della Sicilia Nord-Occidentale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**, 903-924.

- Giunta G., Nigro F., Renda P., Andaloro F., Giorgianni A. & Sparacino V. (2002)-
The Structural And Morphotectonic Framework Of The Nw Sicilian Maghrebides,
In A Seismotectonic Perspective. 103-117.
- Golonka, J., (2007) - *Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world.* Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. **244**, 297–307.
- Hallam, A. (2001) - *A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **167**, 23-37
- Hallam, A., Wignall, P.B., (1999) - *Mass extinctions and sea-level changes.* Earth-Sci. Rev. **48**, 217– 250.
- Hallam A., & Cohen (1989) – *The Case For Sea Level Change As A Dominant Causal Factor In Mass Extinction Of Marine Invertebrates.* Phil. Trans. R. Soc. Lond., **325**, 437-455.
- Hallam, A., (1984) - *Pre-Quaternary sea-level changes.* A. Rev. Earth planet. Sci. **12**, 205-243
- Hary, A., Hendriks, F. & Muller, A. (1981) - *Lithofaciès, stratofaciès et ichnofaciès du Rhétien grésopélimitique de la carrière d'Aboncourt (NE de la Lorraine).* Publications du Service Geologique du Luxembourg **9**, 1–35
- Harrison, R. S., (1977) – *Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies.* Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, **25**, 123-173
- 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**, 251–254.

- Hesselbo, S. P., Robinson, S. A., & Surlyk, S. (2004) – *Sea level change and facies development across potential Triassic-Jurassic boundary horizon SW Britain*. Journal of the Geological Society of London, **161**, 365-379
- Hesselbo S. P., Mc Roberts C. A., J Pálffy (2007) - *Triassic–Jurassic Boundary Events: Problems, Progress, Possibilities*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **244**, 1-10.
- Hollis, C., (2011) - Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. Petroleum Geosciences, **17**, 223-241
- Hounslow, M.W., Posen, P.E., Warrington, G., (2004) - *Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Triassic and lowermost Jurassic succession, St. Audrie's Bay, U.K.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **213**, 331–358.
- Imbrie J., Hayes J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. (1984) - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, in Milankovitch and Climate, Part 1, edited by A. L. Berger, J. Imbrie, J. Hayes, G. Kukla and B. Saltzman, D. Reidel Dordrecht, 269-305.
- Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M., Vonhof, H.B., (2000)- *Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shuaiba, Nahr Umr and Natih Formations of northern Oman*. GeoArabia **5**, 299–322.
- Jackson, M.L., Clayton, R.N., Violante, E., Violante, P., (1982) - *Eolian influence on Terra Rossa soils of Italy traced by quartz oxygen isotope ratio*. In: van Olphen, H., Veniale, F. (Eds.), Proceedings of the Seventh International Clay Conference. Elsevier, Amsterdam, 293-301.

- Jadoul, F., Galli, M. T., Calabrese, L., Gnaccolini, M., (2005) – *Stratigraphy of Rhaetian to lower Sinemurian carbonate platforms in western Lombardy (southern Alps, Italy): paleogeographic implications*. **111**, 285-303
- James, N. P. (1972) – *Holocene and Pleistocene calcareous crusts (caliche) profile: criteria for subaerial exposure*. *Journ. Sedim. Petrol.* **42**, 817-836
- James N.P. & Choquette P.W. (1988) – *Paleokarst*. 58-77.
- James, N.P., Choquette, P.W., (1990b) - *Diagenesis: Limestones: the meteoric diagenetic environment*. In: McIlreath, I.A., Morrow, D.W. (Eds.), *Diagenesis*. Ottawa, Canada. *Geosci. Can. Reprint Ser.* **4**, 35-73.
- Kendall, A. C. & Tucker, M. E. (1973) - *Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate*. *Sedimentology* **20**, 365-389
- Knaust, D. (2002) - *Ichnogenus Pholeus Fiege, 1944, revisited*. *Journal of Paleontology* **76**, 882–891
- Knox, G. J. (1977) – *Caliche profile formation, Saldanha Bay (South Africa)* . *Sedimentology* **24**, 657-674
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P., and Veizer, J., (2003) - *Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 47–62
- Lehmann, R. (1975) - *Crustacean coproliths from topmost Jurassic or basal Cretaceous deposits of the northwestern Pacific*. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **32**, 827–833.
- Lo Cicero, G. (1986) – *Carbon and oxygen isotopic composition of Norian sediments. Panormide Carbonate Platform, Palermo Mountains, Sicily*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, 209-218
- Loucks, R. G., (1999) - *Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications*,

- spatial complexity, and reservoir implications*. AAPG Bulletin, **83**, 1795–1834.
- Lucas, S. G., & Orchard, M. J. (2004) - *Triassic*. In R. C. Selley, L. M. R. Cocks, and I. R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, 344–351, Elsevier
- Mayer, G. (1981) - *Spongeliomorphe Gebilde aus dem Unteren Muschelkalk von Bad Kissingen und Bad Driburg*. [Spongeliomorph material from the lower Muschelkalk of Bad Kissingen and Bad Driburg]. *Der Aufschluss* **32**, 505–508.
- Marshall J.D. (1988) – *Cathodoluminescence Of Geological Material*.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, 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**, 616–618.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J., Bailey, T. R. (2001) - *Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying*
- Look-up Table for Deriving Numerical Age*. *The Journal of Geology*, **109**, 155–170
- McElwain, J.C., Beerling, D.J., Woodward, F.I., (1999) - *Fossil plants and global warming at the Triassic–Jurassic Boundary*. *Science* **285**, 1386–1390.
- McElwain, J.C., Punyasena, S.W., (2007) - *Mass extinction events and the plant fossil record*. *Trends Ecol. Evol.* **22**, 548–557.
- 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*. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol* **136**, 79–95.
- Mee, A. C., Bestland, E. A. and Spooner, N. A. (2004) - *Age and origin of terra rossa soils in the Coonawarra area of South Australia*. *Geomorphology* **58**, 1–25.
- Meyers, w. J., & Lohmann, k. C., (1985) - *Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones*,

- New Mexico*. In: Schneiderman, N., and Hams, P.M., Carbonate Cements: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. **36**, 223-239.
- Milankovitch, M. (1941) - *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitproblem*. Akademie Royal Serbe, **133**, 1–633.
- Monaco P. & Garassino A., (2001) – *Burrows and body fossil of decapod crustaceans in the Calcarei Grigi, Lower Jurassic, Trento platform (Italy)*. Geobios, Lyon, **34** (3), 291-301.
- Moresi, M., Mongelli, G., (1988) - *The relation between the terra rossa and the carbonate-free residue of the underlying limestones and dolostones in Apulia, Italy*. Clay Minerals **23**, 439-446.
- Muhs D. R., Budahn J., Avila A., Skipp G., Freeman J., Patterson D. (2010) - *The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils*. Quaternary Science Reviews, **29**, 2518-2543.
- Multer, J. E. & Hoffmeister, H. G. (1968) - *Geology and Origin of the Florida Keys*. GSA Bulletin, **79**
- Mutti, M., Weissert, H., (1995) - *Triassic Monsoonal Climate and its signature in Ladinian–Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy)*. Journal of Sedimentary Research **B65**, 357–367.
- Muttoni, G., Kentb, D.V., Di Stefano, P., Gullo, M., Nicora, A., Taitf, J., Lowrie, W. (2001) - *Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Carnian/Norian boundary interval from the Pizzo Mondello section (Sicani Mountains, Sicily)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **166**, 383-399
- Myroie, J.E., Carew, J.L., (1995) *Karst development on carbonate islands*. In: Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (Eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., vol. 63, pp. 55–76.

- Newell, N.D., (1967) - *Paraconformities*. In: Teichert, C., Yochelson, E.L. (Eds.), *Essays in Paleontology and Stratigraphy*, R.C. Moore Commemorative Volume. Univ. Kansas Press, Lawrence, KS, 349– 367.
- Nigro F., Renda P. (1999) – *Evoluzione Geologica Ed Assetto Strutturale Della Sicilia Centro-Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 375-388.
- Nigro, F., & Renda, P., (2002) - *From Mesozoic extension to Tertiary collision: deformation patterns in the units of the North-western Sicilian chain*. Boll. Soc. Geol. It., **121**, 87-97
- Ogniben, L. (1960-1963) – *Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile*. Livre mém, **2**, 203-216
- Olsen, P.E., Shubin, N.H., Anders, M.H., (1987) - *New Early Jurassic tetrapod assemblages constrain Triassic –Jurassic tetrapod extinction event*. Science **237**, 1025– 1029.
- Palfy, J., Demeny, A., Haas ,J., Hetenyi, M., Orchard, M., Veto, I., (2001) - *Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic–Jurassic boundary from a marine section in Hungary*. Geology **29**, 1047–1050.
- Palfy, J., Smith, P.C., Mortensen, J.K., (2002) - *Dating the end-Triassic and Early Jurassic mass extinctions, correlating large igneous provinces, and isotopic events*. In: Koeberl, C., MacLeod, K. (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **356**, 523– 532
- Palfy J., Zajzon N. (2012) – *Environmental Changes Across The Triassic-Jurassic Boundary And Coeval Volcanism Inferred From Elemental Geochemistry And Mineralogy In The Kendlbachgraben Section (Northern Calcareous Alps, Austria)*. Earth And Planetary Sciences Letters, **335-336**, 121-134.
- Plummer, L.N., (1975) *Mixing of seawater with calcium carbonate groundwater*. Geol. Soc. Am. Mem. 142, 219–236.

Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P. B. (2010) - *Triassic climates — State of the art and perspectives*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **290**,1–10

Procedure di analisi di materiali argillosi. Collana di studi ambientali, ENEA, 1987, 215-234

Railsback, L. B. (1993) - *Control Of Crystal Shape And Size On Formation Of Twin Lamellae In Calcite: Implications For Deep Burial Diagenetic Fabrics In Limestones*. *Carbonates And Evaporites*, **8**, 156-162.

Read, J. F. (1974) – *Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel province, Shark bay*. In: Logan, B. W., Read, J. F., Hagan, G. M., Hoffman, P., Brown, R. G., & Gebelein, C. D. *Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequence, Shark Bay, Western Australia*: AAPG, **22**, 250-281

Reinhold, C., & Kaufmann, B. (2010) – *Sea-level change as controlling factor of early diagenesis: the reefal limestone of Adnet (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria)*. *Facies*, **56**, 231-248

Renard, M., Daux, V., Corbin, J.-C., Emmanuel, L. & Baudin, F. (1997) - *La chimiostratigraphie*. In: Rey J. (Coord.), Baudin F., Belkaaloul N.K., Campy M., Capdevila R., Clauer N., Corbin J.-C., Cotillon P., Courel L., Daux V., Dumay J., Emmanuel, Galbrun B., De Goer De Hervé A., Isambert M., Lautridou J.-P., Lebreton P., Macaire J.-J., Marioud P., Menillet F., Meyer M., Rabiller P., Raynoud J.-F., Renard M., Thierry J.: *Stratigraphie Terminologie Française*. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, **19**, 37-50.

Retallack, G.J., (1991) - *Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **19**,183–206.

- Romano, R., (2003) – Caratterizzazione micropaleontologica e deposizionale delle successioni di piattaforma carbonatica dell'intervallo Triassico Superiore- Lias Medio. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli, Federico II, 97 pag.
- Rosenbaum G., Lister G. S. & Duboz C. (2004) – *The Mesozoic and Cenozoic motion of Adria (central Mediterranean): a review of constraints and limitations*. Geodinamica Acta, **17** (2), 125–139.
- Ruhe, R.V., Cady, J.G., Gomez, R.S., (1961) - *Paleosols of Bermuda*. Geological Society of America Bulletin **72**, 1121-1142.
- Sander, b. (1936) - *Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge*. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **48**, 27–139.
- Schwarzacher, W., (1954) - *Über die Grossrhythmic des Dachstein Kalkes von Lofer*. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt. **4**, 44–54.
- Scopelliti, G., Neri, R., Bellanca, A., Di Stefano, P., Barbieri, M. (2009) – *Sedimentology, petrography and geochemistry of a limestone breccia (Pietra di Billiemi) from north-west Sicily, Italy: implications for evolution of the Tethyan basins around the Triassic/Jurassic boundary*. Sedimentology, **56**, 591-607
- Sellwood, B. W., Valdes, P. J. (2006) - *Mesozoic climates: General circulation models and the rock record*. Sedimentary Geology **190**, 269–287
- Senowbari-Daryan, B., Schäfer, P. & Catalano, R. (1979) - *Helicerina siciliana n. sp., a new anomuran coprolite from Upper Triassic reef limestone near Palermo (Sicily)*.- Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **18** (2), 315-319
- Senowbari-Daryan, B., Schkfer, P., Abate, B. (1982) – *Obertriadische rifte und rifforganismen in Sizilien*. Facies, **6**, 165-184
- Shackleton N. J. & Opdyke N. D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of an equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year timescale, Quat. Res., **3**, 39-55.

- Simms, M.J., Ruffell, A.H., (1990) - *Climatic and biotic change in the Late Triassic*. J. Geol. Soc. (Lond.) **147**, 321–327.
- Smart P.L., Dawans J.M., Whitaker F. (1988) – *Carbonate Dissolution In A Modern Mixing Zone*. Nature, **335**, 811-813.
- Smart, P.L., Beddows, P.A., Coke, J., Doerr, S., Smith, S., Whitaker, F., (2006) *Cave Development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 404, 105–128.
- Schmidt Di Friedberg P. (1964) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Siciliana, **88-90**, 198- Carta Geologica D’Italia 1:50.000 - Catalogo Delle Formazioni 263217, Palermo.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F. & Borel, G.D., (2002) - *Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision*. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper **364**, pp. 263–280.
- Stampfli, G.M. And Borel, G.D., (2002) - *A Plate Tectonic Model For The Paleozoic And Mesozoic Constrained By Dynamic Plate Boundaries And Restored Synthetic Oceanic Isochrons*. Earth And Planetary Science Letters, **196**: 17-33.
- Strasser, A. & Davaud, E. (1983)- *Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin*. Eclogae geol. Helv. **76**, 551-580.
- Suess, E., (1883-1909) *The face of the Earth*.
- Thornbury, W.D., & Wayne, W.J., (1957) - *Kansan, Illinoian, and early Tazewell tills, loesses, and associated faunas in south-central Indiana: Friends of the Pleistocene, Midwest Section, 8th Annual Field Conference, Guidebook, 27*

- Tricomi, G. (1939) – *Brachipodi liassici del Cozzo di Cugno presso Torretta (Palermo)*. Bollettino della Società di Scienze Naturali ed Economiche di Palermo, **21**, 2-13
- Tucker, M., Wright, V.P., (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford. 482 pp.
- Tucker M.E., Benton M.J., (1982) - *Triassic Environments, Climates And Reptile Evolution*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **40**, 361-379.
- Urey, H. C., (1947) - *The thermodynamics of isotopic substances*, J. Chem. Soc., 562-581.
- Ward, W.C., (1975) - *Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of northwestern Yucatan Peninsula, Mexico*. In: Wantland, K.F., and Pusey, W.C., III., eds., *Belize Shelf Carbonate Sediments, Clastic Sediments and Ecology*: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology **2**, 500–571.
- Ward, P.D., Haggart, J.W., Carter, E.S., Wilbur, D., Tipper, H.W., Evans, T., (2001) - *Sudden productivity collapse associated with the Triassic – Jurassic boundary mass extinction*. Science **292**, 1148–1151.
- Whitaker F., Smart P.L. (1997) – *Groundwater Circulation And Geochemistry Of A Karstified Bank-Marginal Fracture System, South Andros Island, Bahamas*. Journal Of Hydrology, **197**, 293-315.
- Wright, V.P., (1994) - *Paleosols in shallow marine carbonate sequences*. Earth-Science Reviews, **35**, 367–395.
- Yaalon, D.H., Ganor, E., (1973) - *The influence of dust on soils during the Quaternary*. Soil Science **116**, 146-155.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.

- and Strauss, H. (1999) - " *$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater*". *Chemical Geology* **161**, 59-88.
- Vörös, A., Galàcz, A., Catalano, R., (1987) – *Stratigraphic data to the Jurassic development of the Panormide zone (Western Sicily)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9**, 243-248
- Young, L. M. (1994) – *Paleokarst, paleosols, cave filling and breccias at the Fusselmann Dolomite Percha-Shale unconformity, Silver City area, New Mexico*. *New Mexico Geology*, 7-13
- Zarcone G., Di Stefano P. (2008) – *Mesozoic Discontinuities In The Panormide Carbonate Platform : Constraints On The Palaeogeography Of The Central Mediterranean*. *Rendiconti On Line Della Società Geologica Italiana*, **2**, 191-194.
- Zarcone G., Di Stefano P. (2010) – *La Piattaforma Carbonatica Panormide: Un Caso Anomalo Nell'evoluzione Dei Bacini Della Tetide Giurassica*. *Ital. J. Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.)*, **129**, No. 2, 188-194.
- Zarcone G., Petti F.M., Cillari A., Di Stefano P., Guzzetta D., Nicosia U. (2010) – *A Possible Bridge Between Adria And Africa : New Palaeobiogeographic And Stratigraphic Constrains On The Mesozoic Palaeogeography Of The Central Mediterranean Area*. *Earth Science Reviews*, **103**, 154-162.