

1. INTRODUZIONE

Il Calcare Oolitico di Loppio è una formazione di età sinemuriana (Giurassico Inferiore) facente parte del Gruppo dei Calcari Grigi, che sono noti in letteratura come la successione carbonatica liassica della Piattaforma di Trento, un'unità paleogeografica che si estende dal Lago di Garda fino al Monte Grappa.

Il Gruppo dei Calcari Grigi è suddiviso al suo interno in quattro Formazioni: Formazione di Monte Zugna, Calcare Oolitico di Loppio, Formazione di Rotzo e Oolite di Massone; tra queste il Calcare Oolitico di Loppio è probabilmente la Formazione meno studiata: non esiste tuttora un'interpretazione del suo ambiente deposizionale.

Il presente lavoro di tesi è stato sviluppato con lo scopo di approfondire la conoscenza di questo corpo oolitico, proporre un'interpretazione deposizionale e realizzarne un modello tridimensionale capace di mettere in luce le sue variazioni di spessore alla scala della Piattaforma di Trento.

Lo studio che ha permesso di raggiungere la realizzazione del modello tridimensionale è stato articolato in più fasi.

Per prima cosa abbiamo individuato una serie di sezioni distribuite su tutta la Piattaforma di Trento: Monte Gazza, Viote, Loppio, Rocca Pia, Bella Lasta, Valbona e Mezzaselva di Roana (vedi Fig.4). Abbiamo scelto queste sezioni perché in queste aree i Calcari Grigi affiorano con successioni tipiche e particolarmente ben esposte, che comprendono per intero l'intervallo di nostro interesse.

Le sette sezioni scelte sono state descritte in dettaglio; inoltre le ottime condizioni di affioramento dei Calcari Grigi in queste aree ci hanno permesso di misurare lo spessore del Calcare Oolitico di Loppio e prelevare campioni rappresentativi.

Dopo aver ultimato la fase del lavoro di campagna, abbiamo descritto ed interpretato le facies osservate.

A partire dall'interpretazione delle facies osservate abbiamo sviluppato un modello tridimensionale del Calcare Oolitico di Loppio nella Piattaforma di Trento.

Il modello tridimensionale è stato realizzato con il software GoCad, e si propone come scopo quello di evidenziare le variazioni di spessore del Calcere Oolitico di Loppio nella Piattaforma di Trento e descrivere l'alternanza di facies osservabile all'interno di questo corpo oolitico.

Il presente lavoro di tesi si chiude con una possibile interpretazione dell'ambiente deposizionale e della stratigrafia sequenziale della porzione superiore della Formazione di Monte Zugna e del Calcere Oolitico di Loppio.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOGRAFICO

2.1 Orogenesi Alpina

L'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea è stata caratterizzata sostanzialmente dall'interazione tra due placche, la placca africana e la placca europea. Quest'interazione è iniziata nel Mesozoico, ha portato al sollevamento delle catene Alpina e Appenninica ed è ancora oggi in atto.

Alla fine del Triassico, il megacontinente Pangea iniziò a lacerarsi a causa dell'apertura di una serie di *rift* che portarono alla separazione dell'Africa settentrionale dall'America settentrionale.

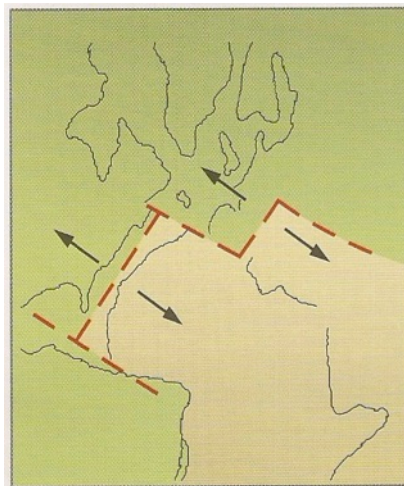


Fig.1: *Rifting* Triassico, separazione Africa-America. (Bosellini, 2005)

Il *rift*, a causa della trazione verso sudest dell'Africa, diventò sempre più largo fino a che, nel Giurassico Medio (180-160 milioni di anni fa), si ebbe la definitiva separazione fra America e Africa e la conseguente formazione dell'oceano Atlantico Centrale (*drifting*).

L'apertura dell'Atlantico Centrale comportò l'apertura di un analogo oceano nel tratto nord-sud dell'area mediterranea: quest'oceano prende il nome di oceano Ligure-Piemontese.

L'apertura dell'Atlantico Centrale ebbe come ulteriore conseguenza movimenti relativi tra Africa ed Europa di notevole portata, che si realizzarono lungo una grande zona di frattura in corrispondenza della quale i due continenti scivolavano lateralmente l'uno accanto all'altro: Africa si spostò verso est mentre l'Europa rimase relativamente ferma, attaccata al Nordamerica.

Questo grande sistema di trascorrenza doveva essere localizzato lungo le attuali catene montuose del Nordafrica e forse interessare la parte settentrionale della Sicilia. (Bosellini, 2005)

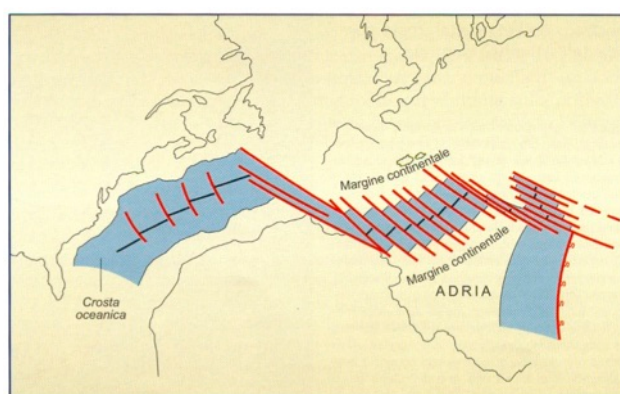


Fig.2: Collegamento Atlantico Centrale-Oceano Ligure Piemontese (Bosellini, 2005)

La rottura e la dispersione di Pangea, cominciata nel Giurassico Medio, continuò con le stesse modalità fino al Cretaceo Inferiore (130 milioni di anni fa): per circa 30-40 milioni di anni, quindi, l'Atlantico Centrale e l'Oceano Ligure-Piemontese continuarono ad allargarsi.

A questo punto si ebbe una variazione nei movimenti delle grandi placche: a sud l'Africa cominciò a separarsi dal Sudamerica mentre a nord il blocco iberico (Spagna e Portogallo) si staccò sia dall'America Settentrionale sia dalla Francia. Si formarono così l'Atlantico Meridionale (fra Africa e Sudamerica), l'Atlantico Centro-Settentrionale (tra Portogallo e Terranova in Canada) e il Golfo di Biscaglia (tra Spagna e Francia).

I movimenti di espansione del Triassico Superiore-Cretaceo Inferiore (da 230 a 60-70 milioni di anni) furono sostituiti da movimenti di convergenza e avvicinamento che portarono prima alla chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese,

poi alla collisione continentale vera e propria e infine al sollevamento della catena alpina. Nel dettaglio l’Africa, staccandosi dall’America del Sud, subì una rotazione antioraria che portò il suo promontorio (Adria) ad avvicinarsi sensibilmente all’Europa, mentre Iberia si spostava verso est. (Bosellini, 2005)

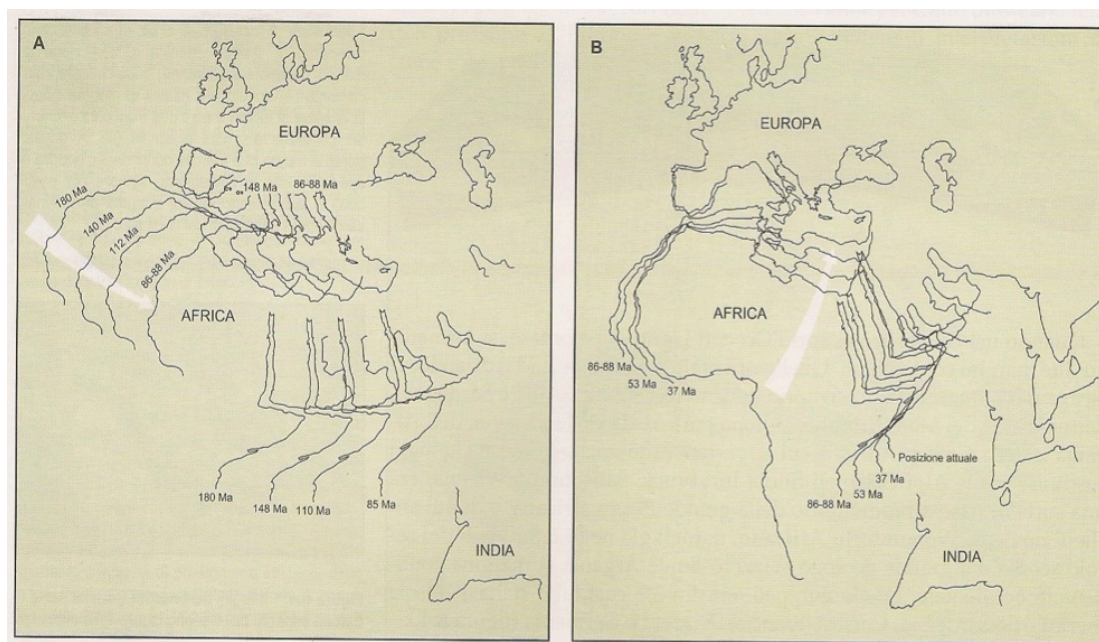


Fig.3: Distacco Africa-Sudamerica e traiettoria del progressivo avvicinamento africano all’Europa. (Bosellini, 2005)

L’oceano Ligure-Piemontese si chiuse progressivamente per subduzione sotto il margine africano e Adria finì per collidere con i margini europei (dalla Spagna fino alla Germania) generando la grande catena montuosa alpina ed il suo prolungamento sudoccidentale, la Cordigliera Betica.

La convergenza e la collisione che fecero nascere la catena alpina si svilupparono a partire dal Cretaceo medio-superiore. Sebbene questo processo fu continuo nel tempo, l’evoluzione della catena alpina è suddivisa in tre fasi, o eventi, principali: fase eoalpina (va dal Cretaceo al Paleocene, che corrisponde alla lunga evoluzione precollisionale del margine convergente), fase mesoalpina (va dall’Eocene all’Oligocene Inferiore ed è caratterizzata dalla chiusura dell’Oceano Ligure-Piemontese e dalla collisione del continente europeo con la microplacca adriatica)

e fase neoalpina (che va dal Miocene all'Attuale: è la fase in cui si sviluppa in modo evidente la struttura a doppia vergenza caratteristica delle Alpi). (Bosellini, 2005)

La piattaforma di Trento, che rappresenta il dominio su cui è stato svolto il presente lavoro di tesi, si estende nelle Alpi Sudorientali, ed è stata soggetta soprattutto a tettonica neoalpina.

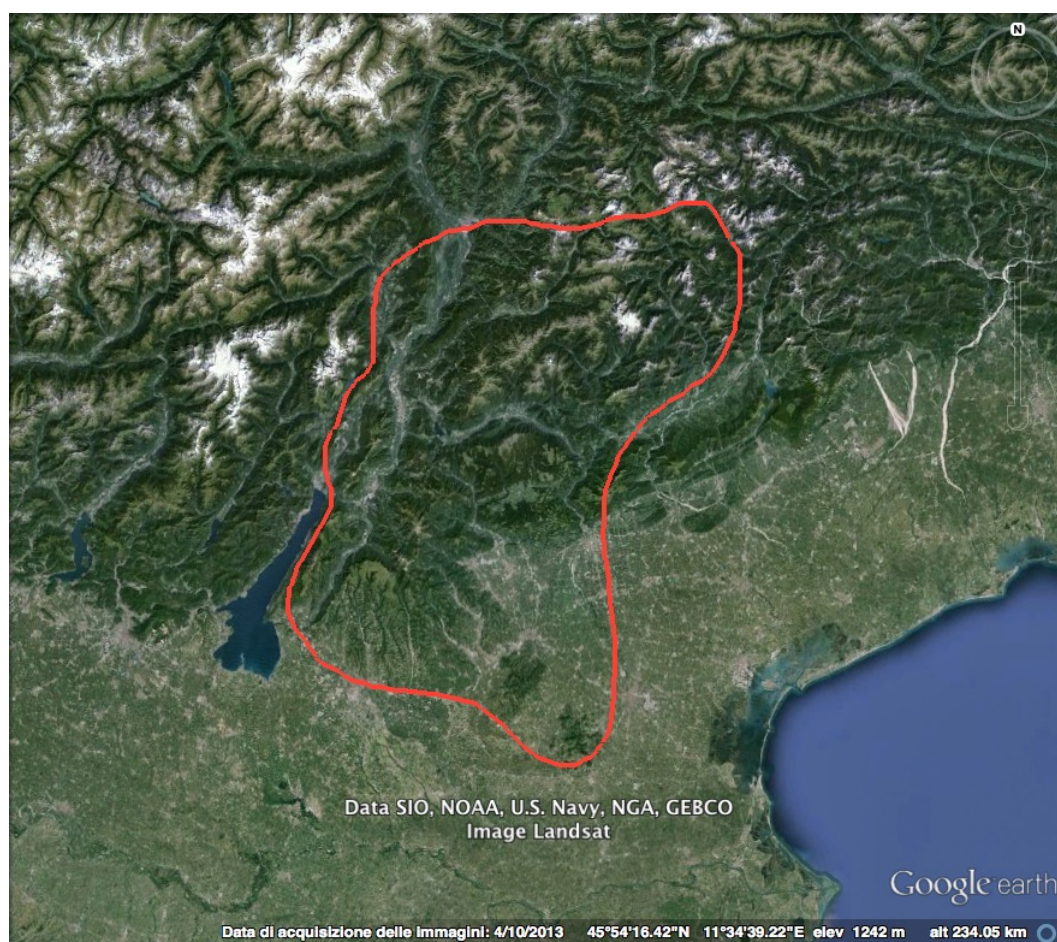


Fig.4: Estensione Piattaforma di Trento.

2.2 La Piattaforma di Trento

Il presente lavoro di tesi riguarda la Piattaforma di Trento, unità paleogeografica alla quale si associa la potente successione dei Calcari Grigi.

La piattaforma di Trento, che copre un'area molto estesa nel nord-est dell'Italia (vedi fig.4), è localizzata nelle Alpi Meridionali (anche dette Sudalpino): queste rappresentano la porzione di catena alpina che si estende a sud della Linea Insubrica, un fascio di lineamenti tettonici ad andamento sostanzialmente E-O che attraversa longitudinalmente l'intero arco alpino.

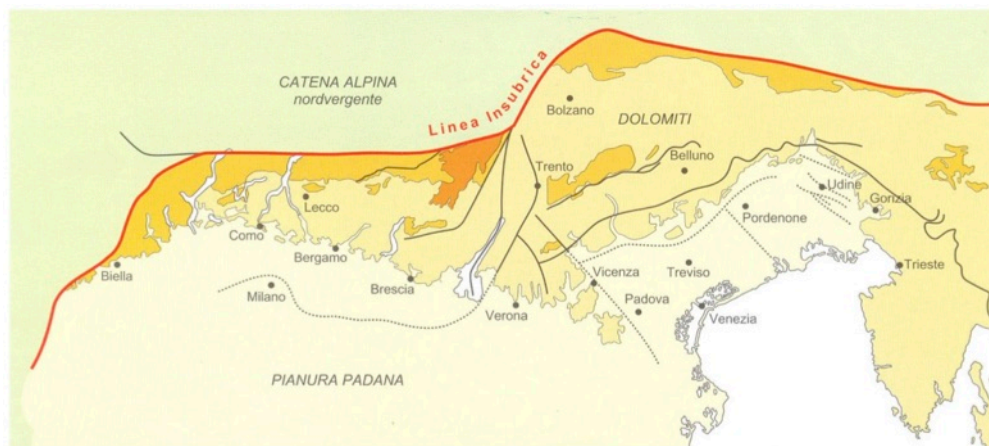


Fig.5: Carta geologica delle Alpi Meridionali e Linea Insubrica. (Bosellini, 2005)

Come possiamo vedere in fig.5 e fig.6, le Alpi Centro-Settentrionali sono nord-vergenti, le Alpi Meridionali, invece, sono sud-vergenti. (Bosellini, 2005)

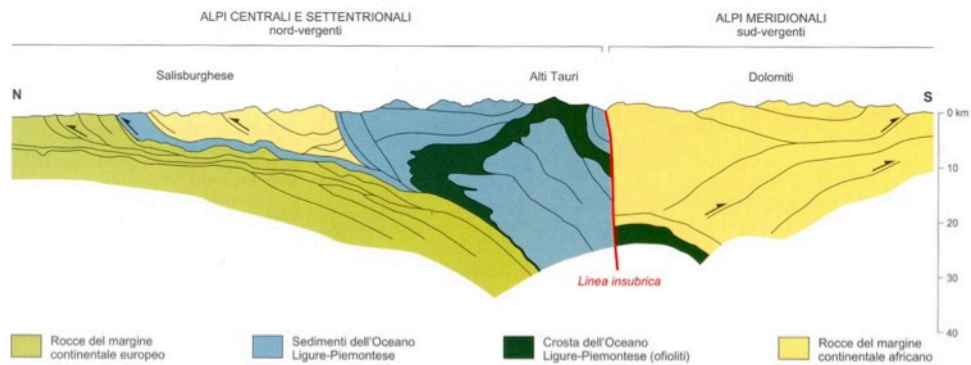


Fig.6: Sezione schematica della catena alpina. (Polino, 1990)

La Piattaforma di Trento fu sede, alla fine del Triassico, di una sedimentazione uniforme di cicli peritidali dolomitici, evolvendo, all'inizio del Giurassico, in uno stadio di piattaforma oceanica con un tipo di sedimentazione bahamiana. (Monaco P. e Giannetti A., 2001)

L'assetto strutturale che caratterizza la Piattaforma di Trento si è sviluppato a partire dal Lias, in cui si sviluppa la fase di *rifting* che porterà all'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese ed alla formazione di una struttura ad *horst and graben* associata all'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale.

Ci troviamo in una fase a carattere distensivo, in cui la Pangea inizia a disgregarsi a partire dal Triassico Superiore, grazie alla formazione di bacini di *rifting* tra il Nord Africa e il Nord America, che porteranno al lento distacco dei due continenti, attraverso la rotazione in senso antiorario dell'Africa lungo faglie trascorrenti.

Contemporaneamente a quanto accade su scala globale, in Trentino si assiste ad un'intensa tettonica distensiva a partire dal Triassico medio, portando alla formazione, nei dintorni di Trento, di bacini limitati da alti strutturali carbonatici. Questa tettonica distensiva lega gli eventi permiani ai successivi eventi norico-liassici, che rappresentano l'apice del regime distensivo.

Nel periodo compreso tra Norico e Giurassico Inferiore l'incremento del fenomeno di *rifting* ha portato ad un incremento dei tassi di subsidenza nelle zone esterne del bacino Bacino Vulcanico Atesino Meridionale, determinando la

formazione di un alto strutturale di età triassico-giurassica: la Piattaforma di Trento.

La Piattaforma di Trento, quindi, si configurò come un alto strutturale nel settore orientale del margine adriatico, bordata ad ovest dal Bacino Lombardo grazie al sistema di faglie della scarpata del Garda e ad est da quello di Belluno, ubicata attualmente tra il Lago di Garda ed il Monte Grappa.

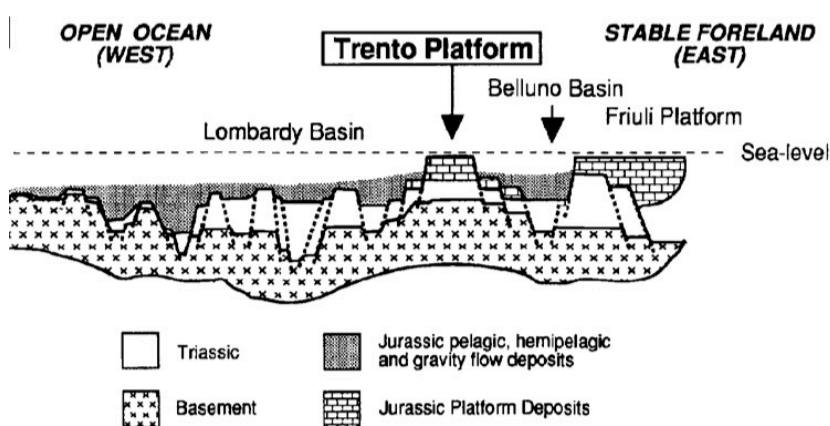


Fig.7: Sezione trasversale attraverso le Alpi Meridionali all'inizio del Giurassico Medio. La Piattaforma di Trento si configura come alto strutturale, limitata ad ovest dal Bacino Lombardo e ad est dal Bacino di Belluno (Masetti et al,1998).

La sequenza di piattaforma carbonatica del Giurassico Inferiore è in gran parte costituita dal potente (anche 400-500 m di spessore) Gruppo dei Calcari Grigi, da sempre identificati in letteratura come la successione carbonatica di mare sottile depositata durante il Lias inferiore e medio sulla Piattaforma di Trento. Questi Calcari Grigi si collocano sopra la Dolomia Principale (Norico-Retico), mentre il tetto, nella parte centro-orientale della Piattaforma di Trento, è caratterizzato da una superficie di discontinuità (corrispondente ad una lacuna stratigrafica) che elide un intervallo stratigrafico via via maggiore da ovest verso est. Nei settori occidentali sulla discontinuità si sovrappone il Gruppo di San Vigilio (Formazione di Tenno, Oolite di San Vigilio; Toarciano-Aaleniano), mentre nei settori centrali la porzione medio-liassica dei Calcari Grigi viene a contatto con il Rosso Ammonitico Inferiore. (Masetti et al., 1998)

2.3 Evoluzione Paleogeografico-Paleostrutturale ed Inquadramento Sequenziale della Piattaforma di Trento

Per quanto riguarda l'inquadramento sequenziale della Piattaforma di Trento, esistono due principali interpretazioni, riportate qui di seguito.

Nel capitolo finale dedicato alla discussione del presente lavoro di tesi proporrò poi un'interpretazione sequenziale ricavata dall'osservazione e dall'interpretazione del lavoro di campagna.

La prima delle due interpretazioni prevede un passaggio da ambienti subtidali chiusi e mediamente profondi nel quale si depositavano le alternanze calcareo marnose ad ambienti più superficiali ed ossigenati nei quali si sedimentavano le litofacies calcarenitiche.

Secondo questa interpretazione, l'evoluzione paleogeografica-paleostrutturale della Piattaforma di Trento è articolata principalmente in tre fasi.

La prima fase è riferibile con qualche approssimazione al periodo compreso tra l'Hettangiano e il Sinemuriano Inferiore e si riferisce alla deposizione della Corna e dell'unità subtidale della Formazione di Monte Zugna. Questa fase è caratterizzata da una grande uniformità di facies e di spessori, almeno nell'ambito della Piattaforma di Trento. La Formazione della Corna si deposita in tutta la Lombardia orientale e fa da passaggio laterale attraverso la soglia del Garda ai carbonati ciclici dell'Unità subtidale dei Calcari Grigi; le differenze di facies tra queste due unità permettono di ipotizzare la deposizione della Corna in fondali più aperti ed ossigenati rispetto a quelli in cui si è depositata la Formazione di Monte Zugna (Fig.8). (*Masetti et al., 1998*)

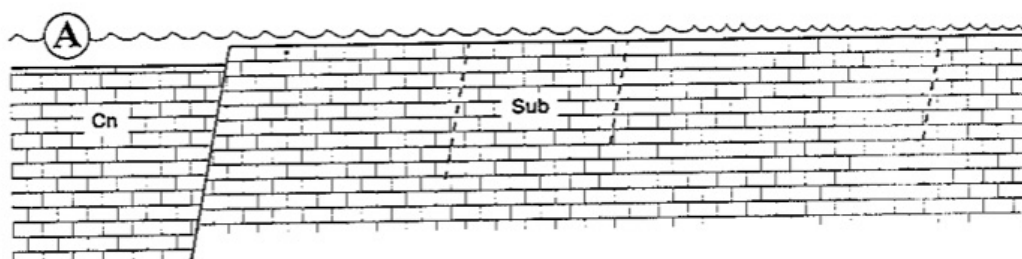


Fig.8: deposizione della Corna (Cn) e dell'Unità Subtidale (Sub). (Masetti et al., 1998). In figura è utilizzata la nomenclatura istituita da Bosellini e Sarti (Bosellini A. & Sarti M., 1978), in vigore prima del Progetto CARG. Unità Subtidale corrisponde a Formazione di Monte Zugna.

La seconda fase si riferisce al momento cruciale dell'evoluzione del margine continentale tetideo, in cui si ha l'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale: la concomitanza di questa fase con l'annegamento della Corna permette la sua attribuzione al Sinemuriano Medio. La causa primaria di questa evoluzione è dovuta alla brusca ripresa dell'attività tettonica distensiva collegata al *rifting*, che induce una fase di retrogradazione della Piattaforma di Trento che si protrae fino alla deposizione della base del Membro di Rotzo. Come conseguenza dell'annegamento della Corna si individua, nell'area del Lago di Garda, il primo nucleo del Calcare Oolitico di Loppio. Nella parte interna di questo corpo marginale, lungo l'attuale Val d'Adige, si sviluppano strette fasce peritidali, che in figura 9 sono interposte tra il Calcare Oolitico di Loppio e la Formazione di monte Zugna, la cui deposizione proseguiva nel settore orientale della piattaforma.

Durante il Sinemuriano Superiore (Fig.9), si ha un sollevamento del livello marino: questo aumento spinge verso oriente, precedute dalla fascia peritidale, le barre oolitiche del Calcare Oolitico di Loppio. Questi corpi oolitici si attestano nel settore orientale dell'Altopiano di Asiago, senza superarlo. A seguito di questa tettonica distensiva sarebbe stata individuata la presenza di un pilastro tettonico nel settore orientale dell'Altopiano dei Sette Comuni: la presenza di questo è suggerita dalla chiusura laterale dei tre membri dei Calcari Grigi, sostituiti dalla successione indifferenziata originale. Sono possibili due interpretazioni per questo passaggio laterale: eteropia ed onlap; in entrambi i casi l'area in questione

rappresenta un alto topografico che può spiegare la locale persistenza fino alla base del Pliensbachiano dei complessi litorali del Calcarea Oolitico di Loppio là affioranti. Questi corpi oolitici si possono infatti supporre coevi della deposizione più occidentale dei sedimenti calcareo-marnosi della Formazione di Rotzo. (Masetti et al., 1998)

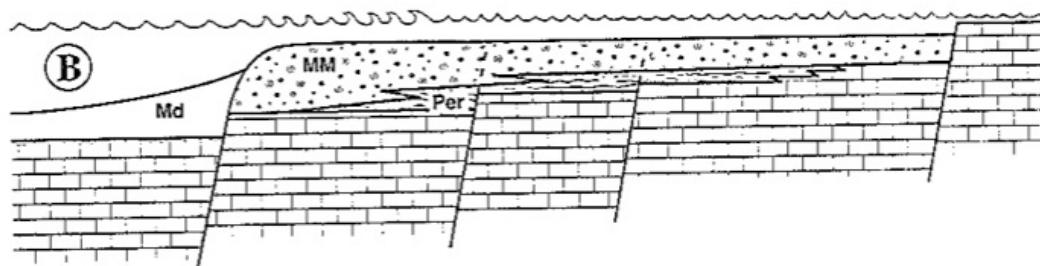


Fig.9: nel Bacino Lombardo, annegamento della Corna cui si sovrappone il Medolo (Md), nella Piattaforma di Trento trasgressione verso oriente dal Calcarea Oolitico di Loppio (MM). (Masetti et al., 1998)

La terza fase si riferisce ad un istante non ben definito del Pliensbachiano Superiore, corrispondente alla fine della deposizione della Formazione di Rotzo. La tendenza retrogradazionale che aveva caratterizzato le fasi 1 e 2 si inverte; ha quindi luogo il colmamento dello spazio deposizionale generato nella fase precedente. Le facies a *Lithiotis* della porzione superiore della Formazione di Rotzo progredano da est verso ovest, mentre i complessi oolitici marginali dell'Oolite di Massone progredano in senso contrario richiamati dai settori più profondi della rampa-laguna, collocati immediatamente ad oriente della Val D'Adige. La maggiore profondità deposizionale delle facies della Formazione di Rotzo e gli ingenti spessori della successione di quest'ultima area potrebbero essere la conseguenza di un *graben* medioliassico situato in corrispondenza degli altipiani trentini che si spingeva all'incirca fino alla Val d'Adige. Ulteriori conferme a favore di questa interpretazione sono fornite dalle brusche variazioni di *facies* della coeva successione in prossimità di questa valle che potrebbero essere spiegate attraverso soglie morfologiche impostate lungo faglie sinsedimentarie. Inoltre, gli altipiani trentini rappresentano anche l'area di

affioramento più orientale del Gruppo di San Vigilio: ciò suggerisce la possibilità che lo stesso *graben* abbia creato lo spazio deposizionale necessario alla deposizione di quest'unità durante il Lias Superiore. (Masetti et al., 1998)

In figura 10 sono evidenziati i rapporti stratigrafici tra Formazione di Monte Zugna, Calcarea Oolitica di Loppio, Formazione di Rotzo e Oolite di Massone nella Piattaforma di Trento.

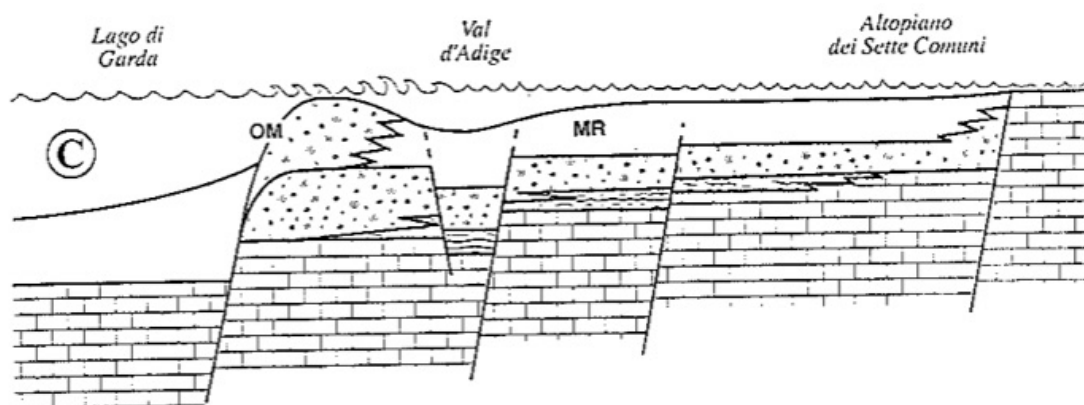


Fig.10: Rapporti stratigrafici tra le varie Formazioni nella Piattaforma di Trento dopo la deposizione di Formazione di Rotzo (MR) e Oolite di Massone (OM).

Per quanto riguarda l'evoluzione sequenziale della Piattaforma di Trento, possiamo considerare le singole sequenze di facies subtidali, peritidali o asimmetriche delle diverse unità stratigrafiche informali in cui sono stati suddivisi i Calcari Grigi come parasequenze che rappresentano le fasi di progradazione della piattaforma (che in fig.10 sono rappresentate come sottili lingue che da oriente si spingono verso occidente). Una dopo l'altra, le singole parasequenze della Formazione di Rotzo si spingono progressivamente più lontano come conseguenza della progradazione dell'intera rampa-laguna nella stessa direzione. Ciò comporta, alla scala dell'intera unità, una diminuzione della profondità media dell'intero sistema deposizionale e la conseguente espansione verso ovest dei settori meno profondi di questo. Le facies più superficiali (calcareniti in strati spessi e banchi a *Lithiotis*) sono quindi comuni nella parte alta dell'unità, mentre le alternanze calcareo-marnose prevalgono nella porzione basale della Formazione di Rotzo. (Masetti et al., 1998)

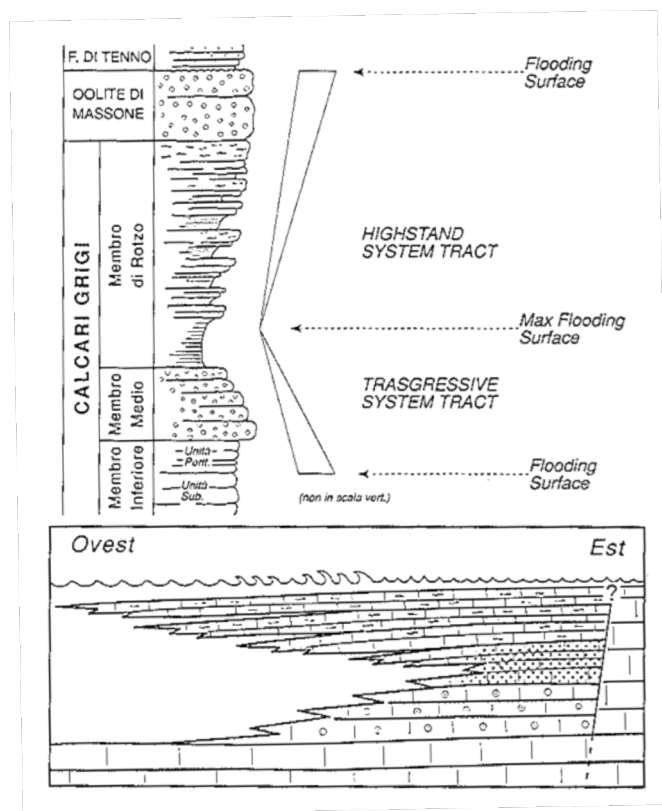


Fig.11: Inquadramento sequenziale del Gruppo dei Calcari Grigi. (Masetti et al., 1998)

Applicando i concetti della stratigrafia sequenziale, è possibile fornire la seguente interpretazione riguardo la successione liassica dei Calcari Grigi delle Prealpi Venete. Il tetto dell'unità subtidale della Formazione di Monte Zugna (Hettangiano-Sinemuriano Inferiore) rappresenterebbe la superficie di trasgressione (*flooding surface*) cui succede il sistema deposizionale trasgressivo (*trasgressive system tract*) costituito dall'unità peritidale della Formazione di Monte Zugna e del Calcare Oolitico di Loppio. La superficie di *maximum flooding* corrisponde approssimativamente alla porzione inferiore della Formazione di Rotzo. La parte medio-superiore della Formazione di Rotzo rappresenta invece l'*highstand system tract*. Infine, la sovrapposizione della Formazione di Tenno alla superficie di inconformità tardo pliensbachiana rappresenta l'esordio della sezione toarciaco-aaleniana del Gruppo di San Vigilio. (Masetti et al., 1998)

In termini sequenziali, quindi, Masetti et al. (1998) dividono la Formazione di Monte Zugna in due unità: un'unità subtidale, la cui deposizione avviene durante un progressivo approfondimento del livello marino, e un'unità peritidale, in cui si hanno ripetute fasi di progradazione di piane tidali che si erano sviluppate a tergo dei cordoni sabbiosi marginali del Calcare Oolitico di Loppio.

La sovrapposizione del Calcare Oolitico di Loppio alla Formazione di Monte Zugna rappresenta un evento di approfondimento del livello del mare (evidenze di ciò si avrebbero anche nel Bacino Lombardo, dove annega la Formazione della Corna, e nell'Appennino settentrionale, dove il Calcare Massiccio dell'area Toscana ed Umbro-Marchigiana sprofonda ed è ricoperto da calcari selciferi o dal Rosso Ammonitico).

Infine, per quanto riguarda la Formazione di Rotzo, la sovrapposizione delle litofacies di tetto ciclo alle alternanze di base ciclo permettono di ipotizzare una graduale diminuzione della profondità dell'ambiente deposizionale, che rimane tuttavia confinato alla fascia subtidale. (Masetti et al., 2008)

La seconda interpretazione prevede invece che ad un certo punto la Piattaforma di Trento raggiunga condizioni di emersione o comunque di bassissima profondità.

Secondo Avanzini (Avanzini & Tomasoni, 2001) la Formazione di Monte Zugna è al suo interno suddivisa in tre unità (un'unità subtidale alla base, una seconda unità peritidale ed una terza unità ancora subtidale, chiamata "unità nodulare"), che sono internamente organizzate secondo una tematica *shallowing upward*. "Il progressivo aumento della granulometria delle litofacies con il passaggio graduale al Calcare Oolitico di Loppio sembra suggerire l'ipotesi che tali cicli siano l'espressione di fasi periodiche di progradazione delle piane tidali sviluppate a tergo dei cordoni sabbiosi marginali del sovrastante Calcare Oolitico di Loppio" (Avanzini e Tomasoni, 2001). L'interpretazione che da Avanzini per la deposizione della Formazione di Monte Zugna è coerente con quanto riscontrato da Masetti.

Per quanto riguarda il Calcare Oolitico di Loppio, Avanzini invece sostiene che durante la deposizione di quest'ultimo, si siano venute a creare condizioni ambientali estremamente favorevoli al popolamento della Piattaforma di Trento

da parte di grandi vertebrati continentali (a ridosso del passaggio tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo): queste condizioni sarebbero state favorite da batimetrie del tutto irrisorie in vasti comparti della Piattaforma di Trento.

Per quanto riguarda la deposizione della Formazione di Rotzo, il modello elaborato da Masetti prevede “un passaggio ciclico da ambienti subtidali chiusi e mediamente profondi nel quale si depositavano le alternanze calcareo marnose ad ambienti più superficiali ed ossigenati nei quali si sedimentavano le litofacies calcarenitiche”. (*Avanzini e Tomasoni, 2001*)

Avanzini, invece, prevede un diverso ordine di sovrapposizione delle litofacies. “I banchi calcarenitici rappresenterebbero la base di parasequenze *fining upward* che si completerebbero con la sovrapposizione delle alternanze calcareo marnose ricche di sostanza organica e resti vegetali indicativi di condizioni di bassissima profondità.” Questa interpretazione, quindi, prevede una sequenza controllata da un ambiente chiuso ed il raggiungimento di condizioni ambientali (e batimetriche) non adatte alla precipitazione di carbonato. (*Avanzini e Tomasoni, 2001*)

Secondo Avanzini e Tomasoni (*2001*), l’intervallo tra il tetto del Calcere Oolitico di Loppio e la base della Formazione di Rotzo contiene una o più superfici di emersione significative e non può perciò corrispondere ad una *maximum flooding surface* (mfs), come invece suggerito da Masetti et al. (*1998*).

3. I CALCARI GRIGI

3.1 Cenni Storici

I Calcari Grigi sono noti fin dalla fine del 1700, soprattutto per l'abbondante fauna marina della “*facies a Lithiotis*” e per la macroflora terrestre.

Il termine Calcari Grigi è stato introdotto da Beneke (*Beneke, 1866*) ed è stato utilizzato per la prima volta per descrivere le successioni affioranti nei dintorni di Rovereto e in Val d'Adige.

I primi a cartografare i Calcari Grigi furono gli austriaci (*Vacek M., 1903*), che nei fogli “*Rovereto und Riva*”, “*Trient*” e “*Cles*” della *Geologische Spezialkarte* riconobbero la distribuzione di questi a livello del Sudalpino centro-orientale: in questi fogli la successione giurassica inferiore è denominata *Graue Kalke* ed è distinta cartograficamente in due unità: un'unità inferiore ed una superiore.

Nel 1920 Fabiani (*Fabiani R., 1925*) introduce la nomenclatura italiana alla precedente cartografia austriaca.

Nel 1923, invece, Pia (*Pia J., 1923*) introduce per la prima volta le tre classiche unità dei Calcari Grigi, che inizialmente prendevano i nomi di *Zugnakalk*, *Liasoolith* e *Noriglioschichten*.

Nei lavori eseguiti per la realizzazione dei fogli Feltre, Peschiera del Garda e Verona della Carta Geologica d'Italia è tenuto conto solo in parte di tale suddivisione, e i tre membri vengono cartografati con il nome generico di Calcari Grigi.

All'inizio degli anni settanta, Bosellini e Broglio Loriga (*Bosellini e Broglio Loriga, 1971*) effettuano il primo moderno inquadramento stratigrafico e paleogeografico dei Calcari Grigi: i tre membri definiti da Pia all'inizio degli anni 20 vengono informalmente ridefiniti Membro Inferiore, Membro Medio e Membro di Rotzo. Inoltre, il Membro Inferiore e il Membro Medio sono collocati in età liassica inferiore, il Membro di Rotzo viene collocato in età liassica media.

Nello stesso periodo, Castellarin e Sartori (*Castellarin e Sartori, 1973*) analizzano il Membro Inferiore nella Valle del Sarca e ne mettono in risalto il carattere deposizionale completamente diverso rispetto a quello dell'Unità Superiore.

Infine, nell'ambito del Progetto CARG (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000), avviato nel 1988, i Calcari Grigi sono stati utilizzati per la prima volta con il rango di gruppo e sono state definite quattro formazioni riconoscibili in tutta la Piattaforma di Trento: la Formazione di Monte Zugna (corrispondente al precedente Membro Inferiore), il Calcare Oolitico di Loppio (corrispondente al precedente Membro Medio), la Formazione di Rotzo (corrispondente al precedente Membro di Rotzo) e il Calcare Oolitico di Massone.

Sulla base del contenuto fossilifero presente in ciascuno dei quattro membri, è stata proposta per la Formazione di Monte Zugna un'età Hettangiano-Sinemuriano Inferiore, per il Calcare Oolitico di Loppio un'età Sinemuriano Medio-Superiore, un'età Pliensbachiana per la Formazione di Rotzo e per il Calcare Oolitico di Massone. (*Avanzini et al., 2007*)

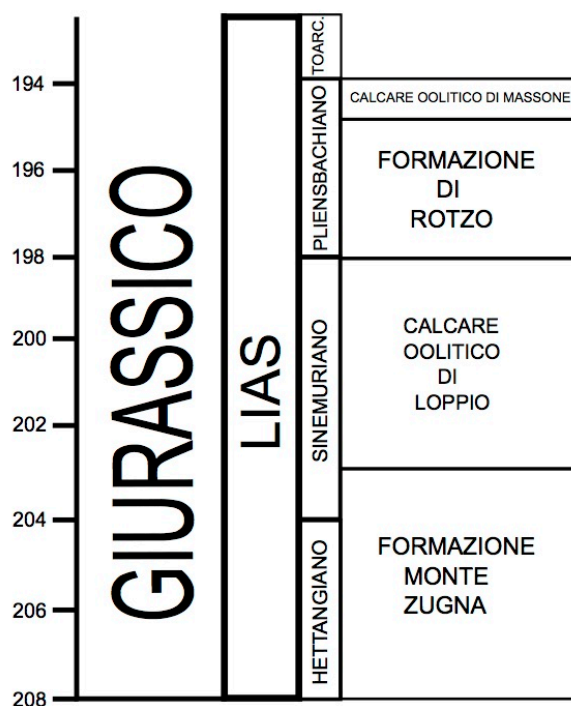


Fig.12: Colonna Stratigrafica Calcarei Grigi.

3.2 I Calcari Grigi

Come già detto in precedenza, i Calcari Grigi sono stati recentemente elevati al rango di Gruppo, hanno età Giurassica (Giurassico Inferiore, da Hettangiano a Pliensbachiano) e affiorano in Veneto, Trentino-Alto Adige e Friuli-Venezia Giulia. Il Gruppo dei Calcari Grigi è diviso in quattro formazioni: Formazione di Monte Zugna, Calcare Oolitico di Loppio, Formazione di Rotzo e Oolite di Massone (*Avanzini et al., 2010*). L'ambiente deposizionale dei Calcari Grigi è stato interpretato come una piattaforma carbonatica di mare basso.

I Calcari Grigi sono confinati al letto dalla Dolomia Principale (Trias Superiore, Norico-Retico), mentre al tetto sono delimitati da una superficie di *unconformity* a cui si sovrappone il Gruppo di San Vigilio o il Rosso Ammonitico Inferiore. (*Masetti et al., 1998*)

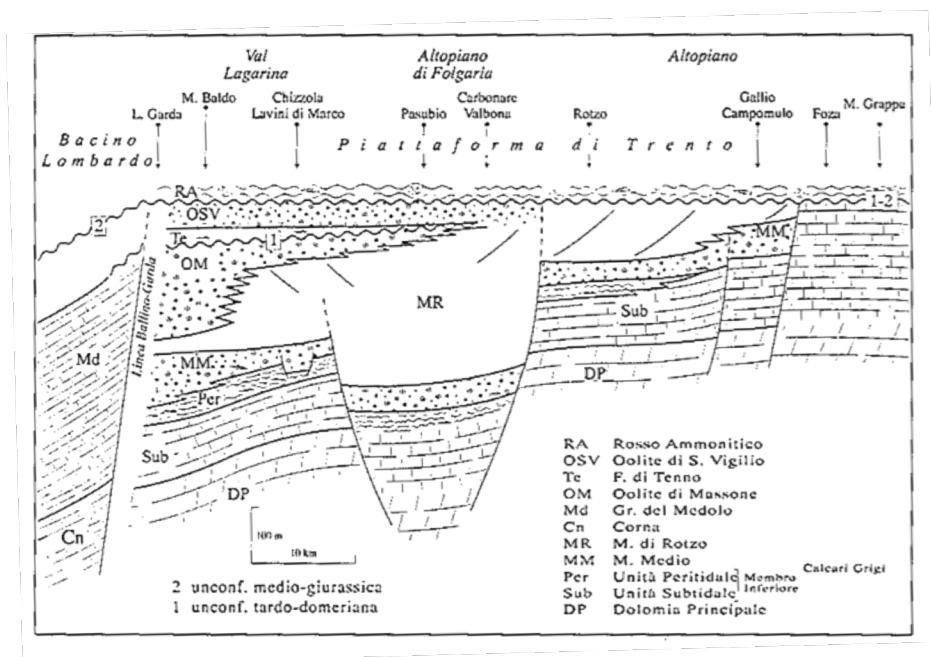


Fig.13: Schema rapporti stratigrafici litologie nella Piattaforma di Trento durante Giurassico Inferiore. (*Masetti et al., 1998*). In figura è utilizzata la nomenclatura istituita da Bosellini e Sarti (*Bosellini A. & Sarti M., 1978*), in vigore prima del Progetto CARG. Membro Inferiore (Unità Peritidale ed Unità Subtidale) corrisponde a Formazione di Monte Zugna, Membro Medio corrisponde a Calcare Oolitico di Loppio, Membro di Rotzo corrisponde a Formazione di Rotzo.

Il significato di questa *unconformity* rappresenta un problema estremamente dibattuto, che non ha ancora trovato soluzione, ma le cui spiegazioni possono essere ricondotte essenzialmente a due filoni di pensiero tra loro antitetici: o una prolungata emersione (*Sturani, 1971*), oppure un rapido collasso con conseguente trasformazione della Piattaforma di Trento in un altofondo in via di sprofondamento e la cui sommità era spazzata da forti correnti (*Winterer & Bosellini, 1981*).

Le Formazioni in cui è stato suddiviso il Gruppo dei Calcari Grigi hanno spessori notevoli, che possono anche superare abbondantemente i 200 m; la continuità laterale di questi non è da meno: essi infatti si possono seguire lateralmente per gran parte della Piattaforma di Trento.

Come possiamo vedere in figura 13, i Calcari Grigi aumentano di spessore andando da oriente verso occidente; questo aumento di spessore riguarda quasi esclusivamente la Formazione di Rotzo, che va dai 35 metri circa misurati nella sezione di Campomulo ai quasi 250 metri misurati a Carbonare. A fronte di questa significativa variazione della Formazione di Rotzo, le restanti formazioni dei Calcari Grigi attraversano la Piattaforma di Trento con variazioni di spessore poco significative o nulle. (*Masetti et al., 1998*)

Descriviamo ora nel dettaglio le quattro Formazioni che compongono il Gruppo dei Calcari Grigi.

3.2.1 Formazione di Monte Zugna

La Formazione di Monte Zugna rappresenta la base del Gruppo dei Calcari Grigi. Il limite inferiore con la sottostante Dolomia Principale è di difficile individuazione quando tra le due unità si interpone una fascia di dolomitizzazione, netto e paraconcordante quando la Formazione di Monte Zugna si appoggia sui livelli a *tepee* e paleosuoli che stanno al tetto della Dolomia Principale.

Lo spessore di questa formazione va da un massimo di 250-300 metri (Paganella) ad un minimo di 130-150 metri (settore nord-occidentale nei pressi di Andalo e Monte Calisio).

Nella Formazione di Monte Zugna sono riconoscibili tre associazioni di *facies* generalmente sovrapposte che non sono state distinte litostratigraficamente:

- a) calcari prevalentemente micritici od oolitico bioclastici in sequenze cicliche submetriche e metriche fortemente bioturbate (“unità subtidale”);
- b) calcari stromatolitici organizzati in una successione prevalentemente peritidale caratterizzata da cicli a scala metrica grosso modo bipartiti in una unità inferiore subtidale (potente tra 10 e 100 cm) ed una superiore di tipo inter-sopratidale (potente tra 2-3 e 60 cm) (“unità peritidale”);
- c) calcari micritici pseudonodulari e marne scure organizzati in una successione prevalentemente subtidale nella quale sono riconoscibili cicli con livelli carbonatici di base (potenti da 20 a 120 cm) cui seguono sottili livelli argillosi scuri, fino a nerastri (“unità nodulare”).

Le associazioni algali presenti sono quelle caratteristiche del Lias (*Heteroporella* cf. *elembergeri*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Paleodasycladus gracilis*, ecc.). In tutta la Formazione, ed in particolare nella sua porzione inferiore, sono presenti foraminiferi agglutinanti riconducibili a Textularidae ed Ataxofragmidae e rari esempi di Lituolidae (*Mayncina* cf. *termieri*), con rare Trocoline sporicamente presenti. Sono riconoscibili inoltre resti di alghe Selenoporacee, *Aeolisaccus dunningtoni*, ostracodi, piccoli gasteropodi e resti di echinodermi, bivalvi e coralli. (Avanzini et al., 2010)

L'età della Formazione di Monte Zugna è Hettangiano-Sinemuriano. (*Avanzini et al., 2010*)

3.2.2 Calcarea Oolitica di Loppio

Il Calcarea Oolitica di Loppio corrisponde al membro medio della precedente suddivisione dei Calcari Grigi. Il suo limite inferiore è considerato graduale sulla Formazione di Monte Zugna (*Avanzini et al., 2010*), il tetto invece è spesso caratterizzato da una *unconformity*. (*Avanzini et al., 2010*)

Questa formazione è costituita da una successione di calcari oolitici grossolani in prevalenza a cemento spatico (*grainstone*) e di colorazione bianchiccia o grigio chiara, con granuli in prevalenza formati da ooidi ed in parte anche da intraclasti e bioclasti. Sono accumuli per lo più mal stratificati o in spesse bancate da metriche a decametriche, talora a lamine trattive parallele od inclinate a basso angolo, più raramente a stratificazione incrociata.

Il suo spessore varia da 0 metri (in località Mez Pian e Laghi di Lamar) a 50-60 metri (Paganella).

Dal punto di vista paleontologico il Calcarea Oolitica di Loppio risulta meno ricco della sottostante Formazione di Monte Zugna ma si riescono a riconoscere le stesse forme di foraminiferi ed alghe precedentemente descritte. I microfossili sono estremamente rari (Nodosaridi e Textularidi). I gusci di Lituolidi (*Mancyna termieri*) diventano più abbondanti. Tra le alghe è stata riconosciuta *Solenopora cf. liasica*. (*Avanzini et al., 2010*)

I macrofossili sono rappresentati principalmente da grandi bivalvi indeterminati per lo più frammentati, rari gasteropodi, poriferi ed echinoidi.

L'età del Calcarea Oolitica di Loppio è Sinemuriana. (*Avanzini et al., 2010*)

3.2.3 Formazione di Rotzo

La Formazione di Rotzo è indubbiamente l'unità più rappresentativa del Gruppo dei Calcari Grigi.

Lo spessore di questa formazione è mediamente di 150 metri, con un limite inferiore paracordante o discordante con il Calcare Oolitico di Loppio (e, localmente, con la Formazione di Monte Zugna). (*Avanzini et al., 2010*) (*Barbieri et al., 2007*)

La Formazione di Rotzo si è depositata prevalentemente in ambiente subtidale e risulta internamente organizzata in sequenze asimmetriche *thickening* e *shallowing upward*, di spessore mediamente metrico. E' divisibile in due associazioni di facies sovrapposte (ma talvolta l'unità basale può essere ridotta o assente):

- a) *litofacies* inferiore, caratterizzata dal prevalere di *litofacies* calcareo marnose con strati metrici di *packstone* a peloidi bioturbati che si sovrappongono, a tetto ciclo, ad alternanze calcareo-marnose in strati decimetrici che possono contenere, localmente, selce nerastra in noduli;
- b) *litofacies* superiore, sovrapposta alla precedente, in cui il tetto dei cicli è frequentemente caratterizzato dalla presenza dei cosiddetti banchi a *Lithiotis* (a geometria sia tabulare che lenticolare, o *mound*) costituiti da bivalvi coloniali che si sovrappongono a tetto ciclo alle stesse alternanze calcareo-marnose sopra descritte. In questa porzione superiore della Formazione di Rotzo sono ben rappresentate anche biocalcareniti ruditiche e calcareniti oolitico-intraclastiche in strati e banchi di spessore superiore al metro la cui frequenza aumenta spostandosi verso oriente. Questi livelli sono spesso intercalati nella successione all'interno dei cicli tidali, registrando anche episodi di elevata energia (strati di tempesta).

I bivalvi più comuni sono rappresentati dai seguenti generi: *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperla*, *Mytiloperla*, *Gervilleioperla*, *Pseudopachymytilus*. Sono presenti inoltre gasteropodi, brachiopodi, echinodermi talora in accumuli tempestici. Sono abbondanti faune a macro- e micro-foraminiferi imperforati

(*Orbitopsella* spp., *Bosniella oenensis*, *Mayncina termieri*, *Amijiella amiji*, *Haurania deserta*, *Dautaxis metula*). (Avanzini et al., 2010)

La Formazione di Rotzo contiene alla base il limite Sinemuriano-Pliensbachiano, e la sua deposizione prosegue per quasi tutto il Pliensbachiano. (Avanzini et al., 2010)

3.2.4 Calcare Oolitico di Massone

Il Calcare Oolitico di Massone è stato solo recentemente collocato all'interno del Gruppo dei Calcari Grigi: inizialmente questa formazione era accorpata all'Oolite di San Vigilio (*litofacies* oolitico-bioclastica). Attualmente è considerato come quarta e ultima formazione costituente il Gruppo dei Calcari Grigi.

Il limite inferiore di questa formazione è netto sulla Formazione di Rotzo: dai *packstone* bioclastici della *litofacies a Lithiotis* si passa quasi immediatamente a *grainstone* oolitici.

Il Calcare Oolitico di Massone si presenta in strati da centimetrici a metrici di *grainstone* grigio chiaro-bianco. E' visibile talora una laminazione da stratificazione incrociata a piccola scala. Il *grainstone* è prevalentemente oolitico. Le ooliti presentano evidenti involuppi tangenziali e dimensioni talvolta considerevoli. Frequenti, oltre ad esse, sono bioclasti di varia natura (spesso molto rimaneggiati ed arrotondati) ed intraclasti di rocce carbonatiche. I bioclasti sono rappresentati da foraminiferi (tra cui *Meandrovoluta asiagoensis*) spesso biseriali, pochi gusci di bivalvi e resti di alghe calcaree del genere *Thaumatoporella* e dasicladali. Verso il tetto dell'unità le ooliti appaiono ancora più micritizzate; il loro nucleo è costituito prevalentemente da articoli di crinoidi; diventano più rare le alghe calcaree e i foraminiferi.

Questa formazione è costituita da un complesso di barre oolitiche che, rappresentate da spessori considerevoli nel settore occidentale della Piattaforma di Trento (oltre 100 metri lungo la dorsale del Monte Baldo), si riducono rapidamente verso oriente, scomparendo in corrispondenza del settore centrale degli altopiani di Folgaria-Lavarone, del Pasubio e dei Lessini centrali.

Il Calcare Oolitico di Massone è un'età collocabile alla parte alta del Pliensbachiano. (*Avanzini et al., 2010*)

3.3 Le Ooliti

La caratteristica principale del Calcare Oolitico di Loppio e del Calcare Oolitico di Massone è la presenza dominante degli ooidi.

Gli ooidi, sono particelle sferiche o ellissoidali di piccole dimensioni (solitamente meno di 2 mm), con lamine concentriche di carbonato di calcio che solitamente si formano attorno ad un frammento che funge da nucleo.

In un contesto di mare basso con disponibilità di carbonato la presenza di ooidi è generalmente ristretta ad ambienti caldi e di alta energia.

La genesi degli ooidi è ancora oggi in discussione, nonostante la loro importanza come indicatori paleoclimatici e paleoceanografici e il loro potenziale quali *reservoir* di idrocarburi.

Sono state proposte diverse teorie per spiegarne l'origine; le principali sono:

- Processi abiotici mediati da fattori chimico-fisici che ne favoriscono la formazione;
- Fattori biogenici mediati da biofilm di esopolisaccaridi di origine microbale (EPS) che innescano precipitazione di CaCO_3 ;
- Microbi che esercitano il controllo sul loro ambiente geochimico attraverso processi metabolici che inducono cambiamenti in alcalinità e disponibilità di calcio.

Mentre la teoria fisica suppone che gli ooidi si formino secondo un "meccanismo a palla di neve" che favorisce l'aggregazione fisica di particelle sedimentarie granulari, le altre due ipotizzano che gli ooidi siano precipitati inorganici che sono soggetti ad una serie di step che prevedono fasi turbolente e fasi di riposo che ne determinano la crescita corticale. (*Diaz et. al, 2015*)

Per quanto riguarda la struttura, esistono diverse tipologie di ooidi. Scudeler Baccelle (1976) ha descritto le tipologie di ooidi presenti all'interno del Gruppo dei Calcari Grigi.

Per prima cosa, gli ooidi possono avere una grande varietà di forme. Le principali sono: subsferica, lobata, deformata, sbucciata. Ciascuna di queste forme può avere diverse strutture interne. I tipi di struttura descritti sono lamine larghe spugnose, lamine fitte localmente micritizzate, micrite con laminazioni, micrite con *Nubecularia* e micrite.

La struttura a lamine larghe spugnose è caratterizzata da un numero ridotto di lamine, di colore chiaro, spesso separate da sottili discontinuità scure, concentriche, o con margini sfumati. La struttura a lamine fitte localmente micritizzate è caratterizzata da lamine chiare, fitte e molto esili, con partiture concentriche scure più sottili e nette, con poche discontinuità radiali, che possono attraversare sia poche lamine soltanto sia tutta la corteccia. Queste tipologie corrispondono ad ooidi aragonitici diagenizzati.

I due tipi di strutture appena descritti possono essere attraversati localmente da canalicoli scuri micritici a salbande parallele o convergenti verso il centro dell'ooide.

La struttura a micrite con laminazioni è caratterizzata da lamine micritiche relativamente chiare di spessore variabile, separate da lamine più scure e più sottili, di micrite più densa.

La struttura a micrite con *Nubecularia* è caratterizzata da una struttura micritica densa contenente logge di *Nubecularia* (un foraminifero incrostante) occupate da calcite secondaria a drusa.

Infine, la struttura a micrite è costituita da una struttura completamente micritica, senza alcuna traccia di organizzazione interna. Questo tipo di grani è solitamente organizzato in *slump*, una struttura costituita dalla fusione di più ooidi. (*Scudeler Bacelle, 1976*)

Le litologie incontrate in questo studio contengono tutte le tipologie descritte da Scudeler Bacelle (1976), con una netta prevalenza di ooidi micritici.

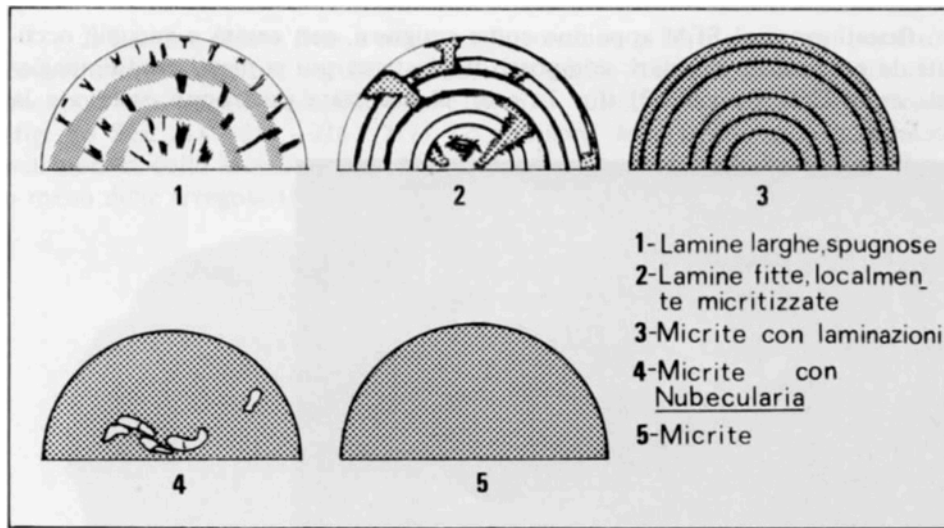


Fig.14: Tipi di struttura descritti da Scudeler Bacelle (1976).

4. DESCRIZIONE SEZIONI

Per questo studio, sono state considerate otto località, che sono, andando dal Bacino Lombardo verso l'Altopiano di Asiago: Monte Gazza, Viote, Passo San Giovanni di Loppio, Rocca Pia, Bella Lasta, Valbona, Mezzaselva di Roana.



Fig.15: Disposizione delle sezioni studiate all'interno della Piattaforma di Trento.

In ciascuna di queste località è stata misurata una successione con lo scopo di determinare lo spessore del Calcare Oolitico di Loppio e di descrivere le variazioni di *facies* osservabili all'interno del Gruppo dei Calcari Grigi in questo intervallo.

Le sezioni analizzate sono descritte di seguito.

4.1 Monte Gazza

La successione misurata sul Monte Gazza ha uno spessore di circa 110 metri.
La misura è stata effettuata sul versante sinistro della valle che dalla vetta del Monte Gazza scende verso Passo San Giacomo.



Fig.16: Panoramica della sezione misurata a Monte Gazza.

La base della sezione misurata è posta circa 45 metri al di sotto del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcarea Oolitico di Loppio.

In quest'area, la Formazione di Monte Zugna che abbiamo potuto osservare è costituita da un'alternanza ciclica in cui compaiono *mudstone/wackestone* con oncoidi e bioclasti (foraminiferi e bivalvi) intercalati a *grainstone* oolitici, con ooliti di taglia fine. Sono presenti inoltre rari livelli argillosi di spessore millimetrico.

Il limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcarea Oolitico di Loppio non è visibile in affioramento, a causa di fitta copertura che si estende per uno spessore di circa cinque metri.

Il Calcarea Oolitico di Loppio affiorante in quest'area è composto da due bancate massicce che raggiungono uno spessore di quasi 60 metri.

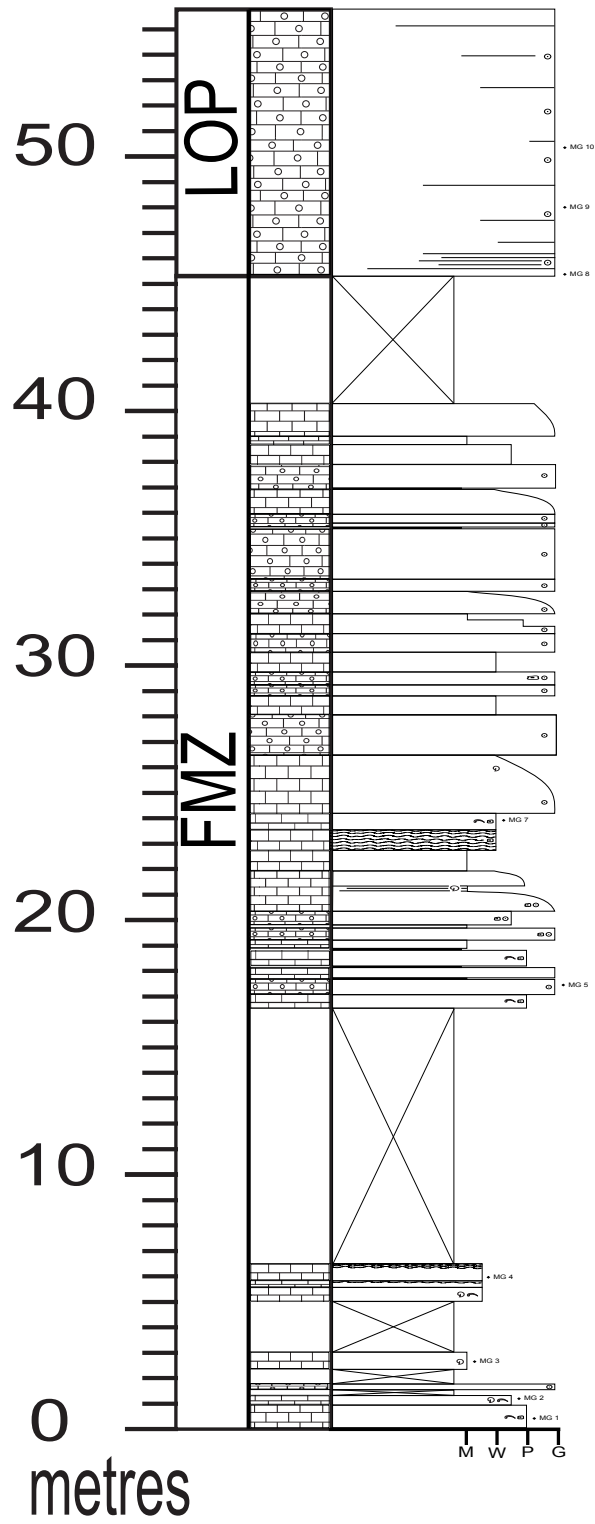
Queste bancate sono composte unicamente da *grainstone* oolitico, le cui ooliti hanno taglia millimetrica.

Nella parte inferiore della formazione affiora *grainstone* oolitico fortemente dolomitizzato, in cui a tratti le ooliti sono comunque riconoscibili. Lo spessore di questa *facies* dolomitizzata è di qualche metro.

A ridosso del limite tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo le ooliti tendono a rimpicciolirsi nettamente. Negli ultimi cinque metri circa, il *grainstone* oolitico del Calcere Oolitico di Loppio presenta una forte componente bioclastica e le facies sembrano quasi ruditiche. I bioclasti presenti sono spugne e bivalvi, le cui dimensioni vanno da qualche millimetro a quasi un centimetro. Inoltre è visibile laminazione incrociata a basso angolo.

Al di sopra del *grainstone* oolitico bioclastico sono visibili un paio di strati in cui non sono visibili ooliti e la granulometria è nettamente minore: alla base di questi strati abbiamo posto il limite tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo.

Un paio di metri al di sopra del limite tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo, abbiamo individuato una bancata a *Lithiotis*.



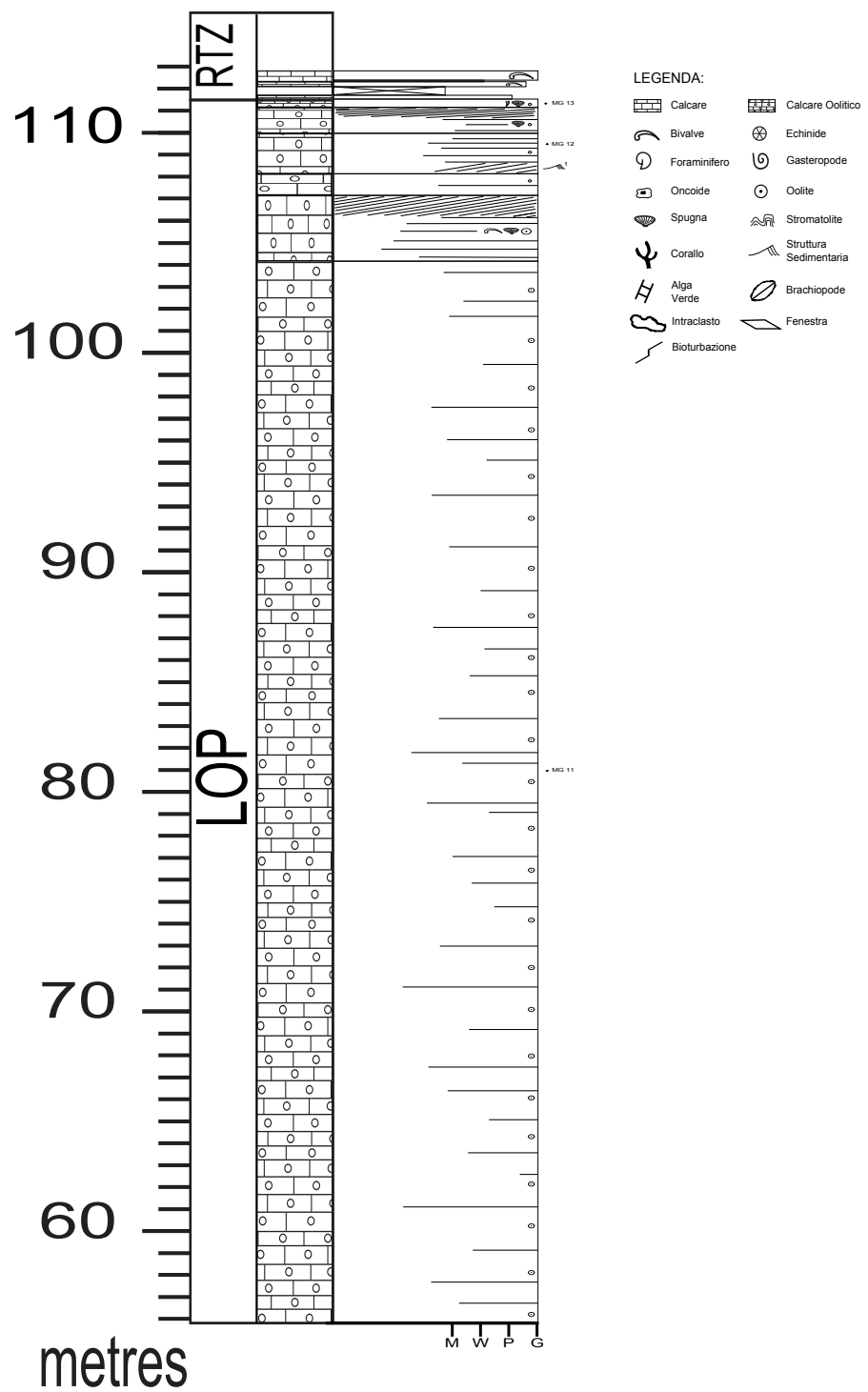


Fig.17: Sezione stratigrafica misurata a Monte Gazza.

4.2 Viote

La sezione misurata a Viote (*Franceschi et al.*, 2014) ha uno spessore di circa 28 metri.

Nei 28 metri di sezione sono stati prelevati 112 campioni, marcati con una sigla che va 120 a 232.

Alla base della sezione misurata abbiamo un pacchetto di strati dello spessore di circa 7,5 metri, corrispondente alla Formazione di Monte Zugna.

La granulometria della Formazione di Monte Zugna varia considerevolmente all'interno di questi primi 7,5 metri misurati: si va da *mudstone-wackestone* a *packstone* fino ad arrivare a *grainstone* a tessitura finissima.

All'interno di questo pacchetto di strati abbiamo osservato ooliti di piccole dimensioni. Abbiamo inoltre osservato la presenza di oncoidi e di bioclasti quali bivalvi, gasteropodi e rari coralli.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 7,5 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

Il Calcare Oolitico di Loppio misurato in quest'area è potente circa 10 metri.

Questo corpo oolitico può essere suddiviso ulteriormente in due porzioni: una porzione basale corrispondente ai primi 4,5 metri, che presenta bancate di spessore metrico, e una porzione superiore di spessore di circa 5 metri che presenta strati di spessore sempre inferiore al metro.

I primi 4,5 metri sono stati classificati come *grainstone* oolitico che presenta talvolta laminazione incrociata. Sono presenti inoltre rari bioclasti.

La porzione superiore di spessore di 5 metri è stata classificata come un *grainstone* oolitico con ooliti di piccole dimensioni, in cui sono presenti bioclasti (bivalvi, gasteropodi e rari coralli).

Il passo di campionamento utilizzato all'interno del Calcare Oolitico di Loppio è molto fitto: è stato prelevato un campione ogni 20 centimetri.

Il limite tra il Calcare Oolitico di Loppio e la sovrastante Formazione di Rotzo è stato posto al passaggio da un *grainstone* oolitico ad un *wackestone-packstone*, caratterizzato dalla presenza di grandi bivalvi a guscio spesso (*Gervillia*).

La granulometria della Formazione di Rotzo varia considerevolmente all'interno degli 11 metri misurati: gli strati osservati sono stati principalmente classificati come *grainstone*, ma sono presenti anche *mudstone*, *wackestone* e *packstone*. Sono frequenti ooliti, oncoidi, pisoliti e bioclasti quali bivalvi e gasteropodi. Sono inoltre frequenti interstrati argillosi di spessore sempre minore ai 5 centimetri.

Il passo di campionamento utilizzato è di 20 centimetri per i primi 7,5 metri e di 40 centimetri per i restanti 3,5 metri.

Al di sopra di questi 11 metri, la Formazione di Rotzo è caratterizzata (*Franceschi et al., 2014*) dalla presenza massiccia di bioclasti quali bivalvi (anche *Lithiotis* a guscio spesso, caratteristici della Formazione di Rotzo), gasteropodi, brachiopodi e crinoidi. Sono presenti inoltre evidenze di stratificazione incrociata.

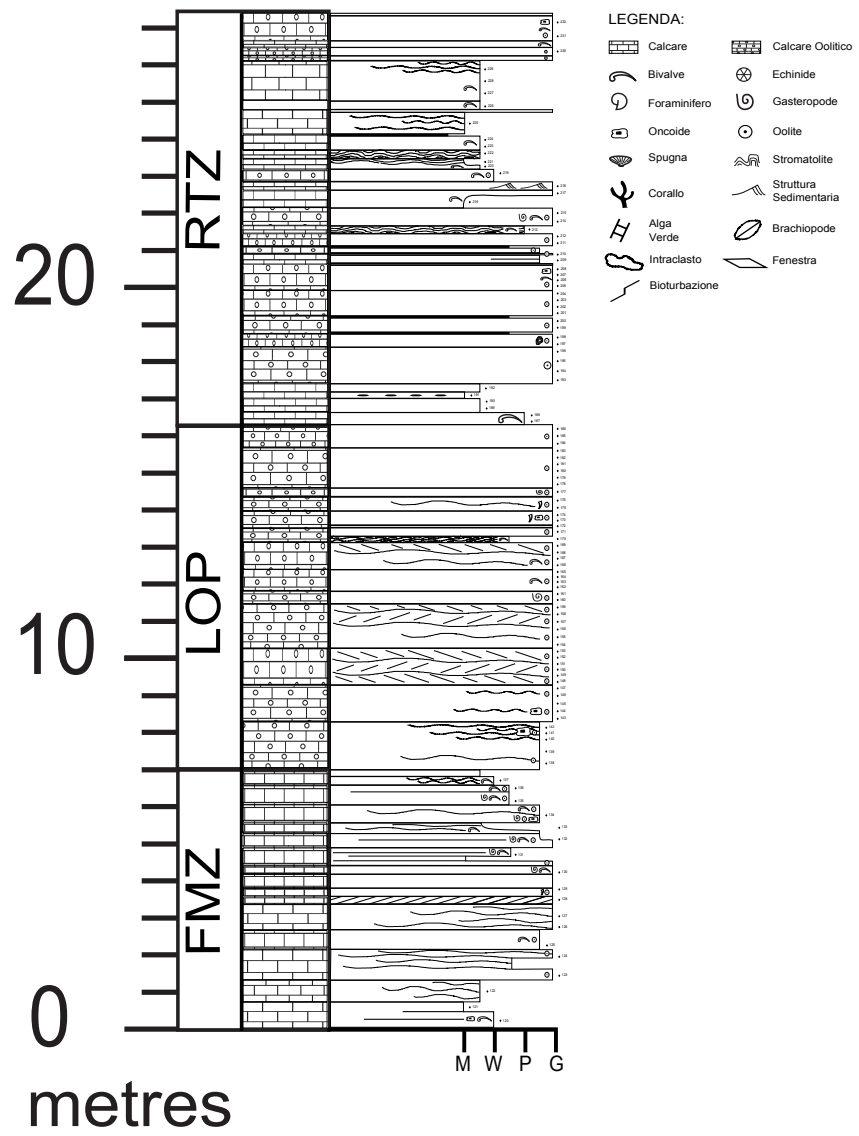


Fig. 18: Sezione stratigrafica misurata a Viote.

4.3 Passo San Giovanni di Loppio

La successione misurata a Passo San Giovanni di Loppio ha uno spessore di circa 55 metri.



Fig.19: Bancata di Calcarea Oolitica di Loppio in sezione misurata a Passo San Giovanni.

La giacitura degli strati è mediamente costante per tutta la sezione, il valore misurato è 285/40 N.

Nei 55 metri di sezione sono stati prelevati 63 campioni, marcati con una sigla che va da PSG1 a PSG63.

La successione è stata misurata lungo una parete affiorante a nord del lago di Loppio, e la base di questa è stata posta circa 7 metri al di sotto del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcarea Oolitica di Loppio.

La Formazione di Monte Zugna affiorante in quest'area è costituita da *mudstone* o *mudstone-wackestone* micritici, con strati che presentano talvolta giunti ondulati.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 7 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

Il limite tra la Formazione di Monte Zugna ed il Calcarea Oolitico di Loppio è caratterizzato dal passaggio di strati micritici a *grainstone* oolitico, seppur caratterizzato da ooliti di taglia finissima.

Il Calcarea Oolitico di Loppio in quest'area è costituito da un paio di strati alla base di spessori rispettivamente di 3,10 metri (PSG15, PSG16, PSG17, PSG18) e 1,40 metri (PSG19, PSG20, PSG21) che vengono poi sovrastati da una bancata massiva potente 37 metri circa, data da *grainstone* oolitico caratterizzato da ooliti di taglia centimetrica.

All'interno di questa bancata abbiamo campionato con passo di campionamento di un campione per metro.

Al tetto di questa bancata si ha una serie di strati di spessore di massimo un paio di metri, classificati come *packstone-grainstone*, in cui le ooliti diventano sensibilmente più fini (taglia millimetrica).

In questa sezione non è stato possibile osservare il limite tra il Calcarea Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo a causa all'inaccessibilità della sezione al di sopra degli strati campionati.

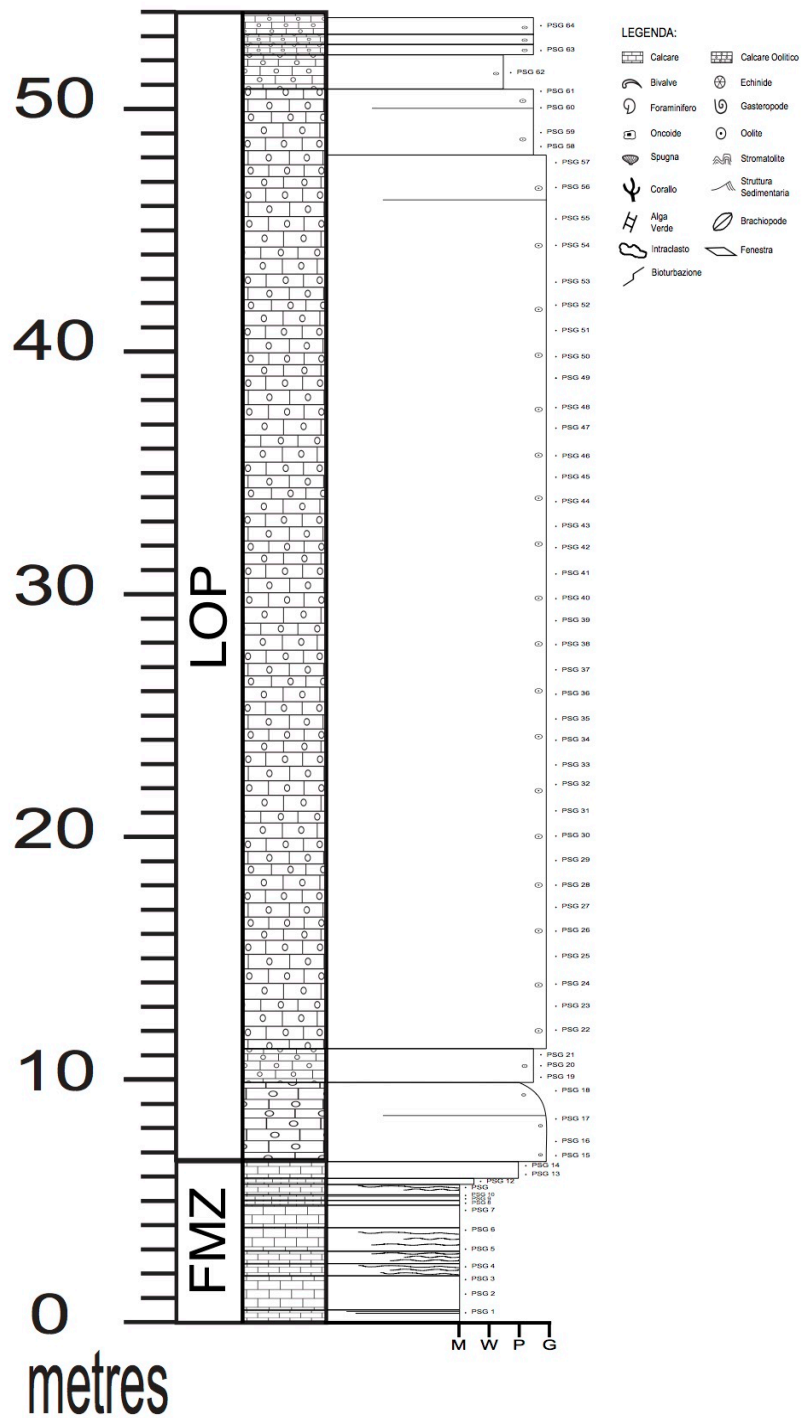


Fig.20: Sezione stratigrafica misurata a San Giovanni di Loppio.

4.4 Rocca Pia

La successione misurata a Rocca Pia ha uno spessore di circa 70 metri.

La giacitura degli strati è circa costante per tutta l'estensione della sezione, il valore misurato è mediamente 150/50 N.

Nei 70 metri di sezione sono stati prelevati 70 campioni, marcati con una sigla che va da PIA01 a PIA70.

La successione è stata misurata lungo una parete esposta sulla cima di Rocca Pia, la base è posta circa 20 metri al di sotto del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcare Oolitico di Loppio.

All'interno della Formazione di Monte Zugna è stato campionato un pacco di strati costituiti prevalentemente da *mudstone*, *packstone* o *grainstone* con ooliti e oncoidi di piccole dimensioni. All'interno di questi *mudstone* troviamo oncoidi e microncoidi (taglia sempre inferiore al centimetro) e ooliti di piccole dimensioni e ben classate.

Sono presenti rari orizzonti di stromatoliti.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 20 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

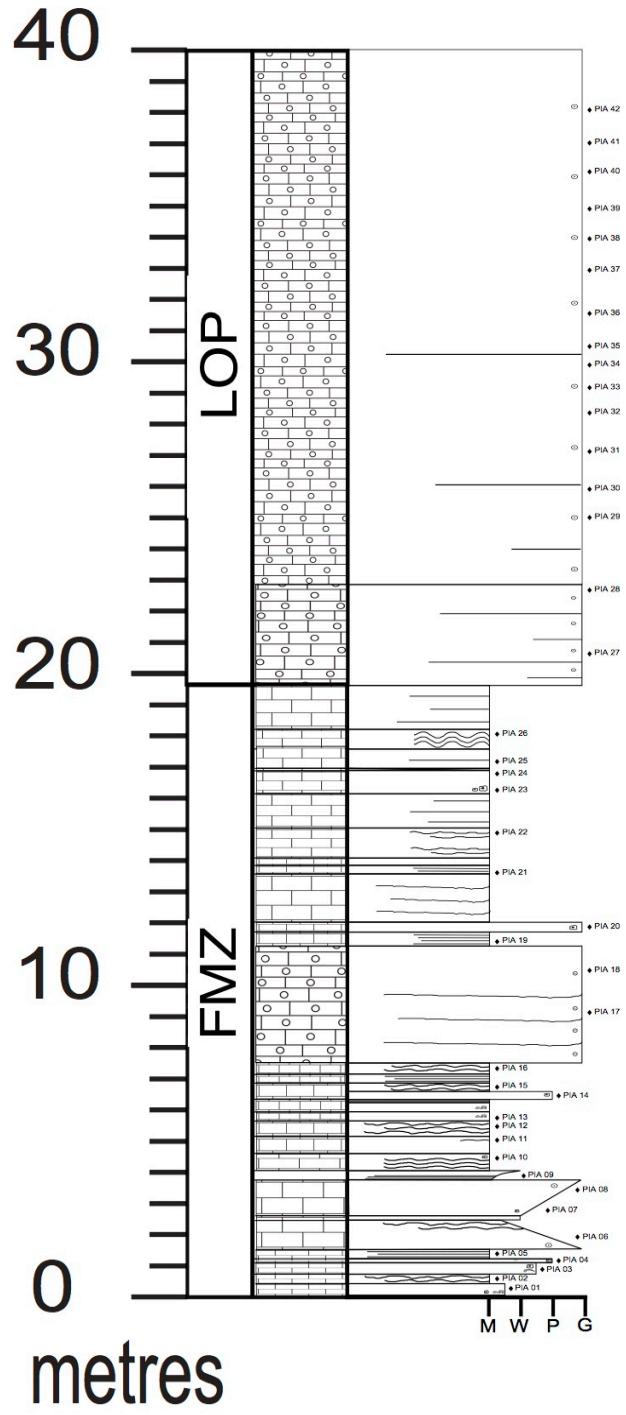
Il limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcare Oolitico di Loppio è stato collocato ad un evidente passaggio da *mudstone* a *grainstone* oolitico fine.

Nell'area di Rocca Pia il Calcare Oolitico di Loppio è costituito da uno strato iniziale che ha spessore di circa 3 metri e poi da una grande bancata potente circa 45 metri, interrotta solo saltuariamente da giunti di strato ben evidenti. Questa bancata è caratterizzata da ooliti di piccole dimensioni alla base e che crescono via via andando da PIA48 verso l'alto.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa bancata è di un campione per ogni metro.

Al top di questa bancata di spessore di circa 45 metri si ha una serie di strati di spessore metrico, classificati sempre come *grainstone* oolitici, ma con ooliti di taglia decisamente più piccola (minori di 1 mm). Abbiamo misurato solo il primo

di questi strati a causa della ridotta accessibilità dell'affioramento al di sopra di questi. In questa sezione, quindi, non è stato osservato il limite tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo.



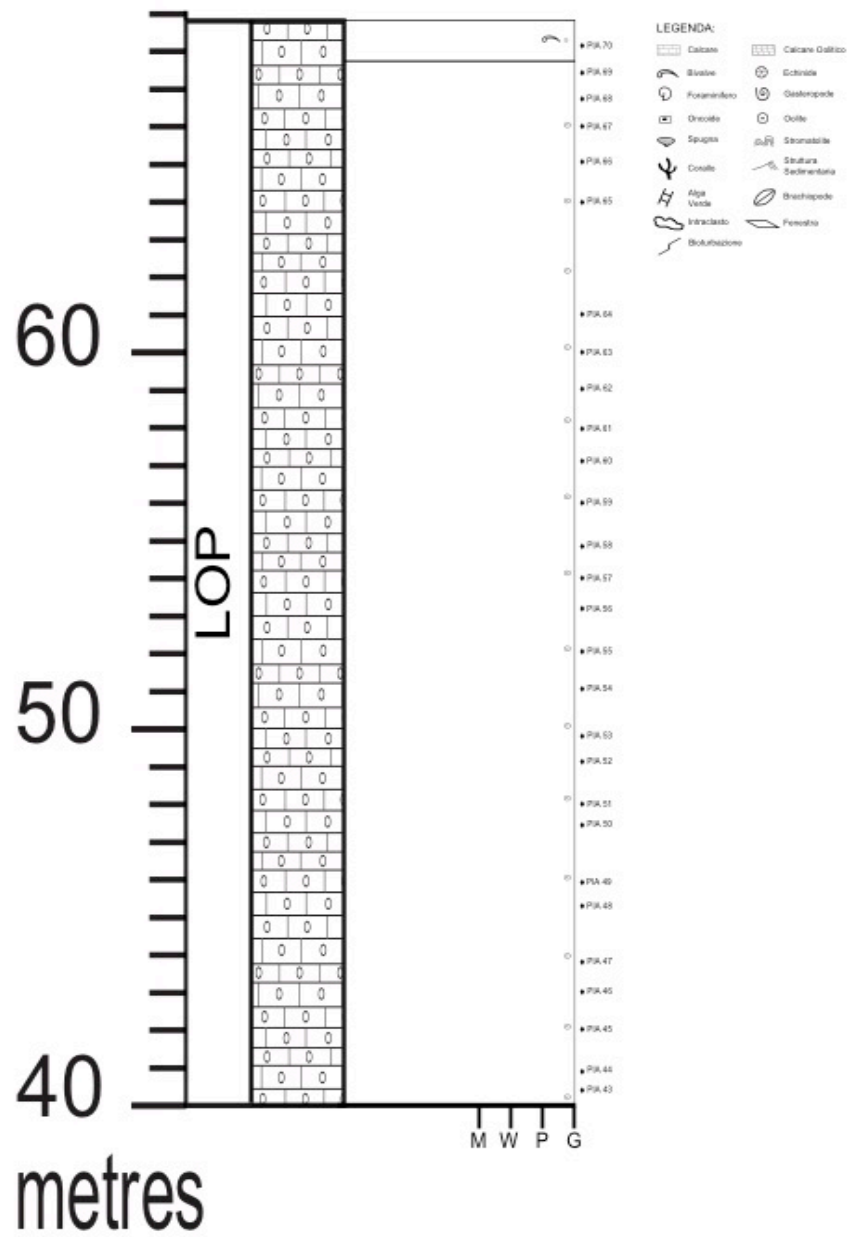


Fig.21: Sezione stratigrafica misurata a Rocca Pia.

4.5 Bella Lasta

La successione misurata sulla Bella Lasta ha uno spessore di circa 35 metri.



Fig.22: Calcare Oolitico di Loppio in sezione misurata a Bella Lasta.

La giacitura degli strati è circa costante in tutta la sezione, il valore misurato è 195/28 N.

Nei 35 metri di sezione sono stati prelevati 60 campioni, marcati da una sigla che va da BL1 a BL60.

Alla base della sezione abbiamo misurato un pacchetto di *mudstone/wackestone* di spessore di circa 6 metri corrispondente alla Formazione di Monte Zugna: questi strati hanno spessori sempre inferiori al metro, presentano giunti da tabulari ad ondulati e talvolta possono contenere bioclasti (per lo più bivalvi).

Appena prima del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcere Oolitico di Loppio è stato rinvenuto un sottile (5 cm) interstrato argilloso (BL13).

Al di sopra della Formazione di Monte Zugna troviamo un corpo oolitico che corrisponde al Calcare Oolitico di Loppio. Questo corpo oolitico è sostanzialmente bipartito ed è costituito da una bancata massiva, nella parte inferiore, e da un pacchetto di strati di spessore metrico nella parte superiore.

Lo spessore totale del Calcare Oolitico di Loppio nella sezione misurata è di 25 metri.

La bancata massiva basale ha uno spessore di 15 metri circa, è grano-sostenuta (*grainstone* oolitico) e può essere ulteriormente suddivisa in tre porzioni: una porzione inferiore caratterizzata da ooliti più piccole (inferiori ad 1 mm), una porzione centrale in cui le ooliti hanno dimensioni maggiori (circa 1 mm) e una porzione superiori in cui le dimensioni delle ooliti tendono nuovamente a diminuire (inferiori ad 1 mm).

All'interno di questa bancata è stato utilizzato un passo di campionamento di 60 cm (da BL16 a BL38).

Come già detto, sovrapposta a questa bancata massiva è stata riconosciuta una successione di strati, classificati come *grainstone* oolitici, che ha spessore di circa 10 metri e rappresenta la porzione superiore del Calcare Oolitico di Loppio: all'interno di questa successione troviamo strati costituiti da ooliti ben classate alternati a strati costituiti invece da ooliti mal classate.

In alcuni di questi strati, inoltre, risulta evidente la presenza di stratificazione incrociata (sia ad alto sia a basso angolo). Laddove questa stratificazione è stata riconosciuta siamo stati in grado di ricavare dati su strutture sedimentarie riportati in tabella:

Set N.	Tipo Struttura	Giacitura Piano	Giacitura Set
Set 1	Duna 3D	210/25 N	185/28 N
Set 2	Duna 3D	215/24 N	220/43 N
Set 3	Duna 2D	NM	195/26 N
Set 4	Duna 3D	193/26 N	190/34 N
Set 5	Duna 2D	195/28 N	205/27 N
Set 6	Duna 2D	205/25 N	200/27 N

Tab.1: Misure di strutture sedimentarie sulla sezione di Bella Lasta. NM= Non Misurata.

All'altezza del campione BL51 è stata rinvenuta un impronta tridattila; questa evidenza, associata a laminazione a basso angolo (BL51), ci permette di ipotizzare che questi strati si sono formati in ambiente deposizionale di bassa profondità, e nello specifico in un ambiente di battigia.

Inoltre, all'interno dello strato da 80 cm al top della successione (BL53 e BL54) abbiamo riconosciuto la presenza di stratificazione incrociata *hummocky*.

All'altezza di questo strato poniamo inoltre il limite tra il Calcere Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo: appare infatti evidente il passaggio da *grainstone* oolitici a *wackestone-packstone* in cui le ooliti sono più rare, disperse e intercalate ad oncoidi e gasteropodi.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 10 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

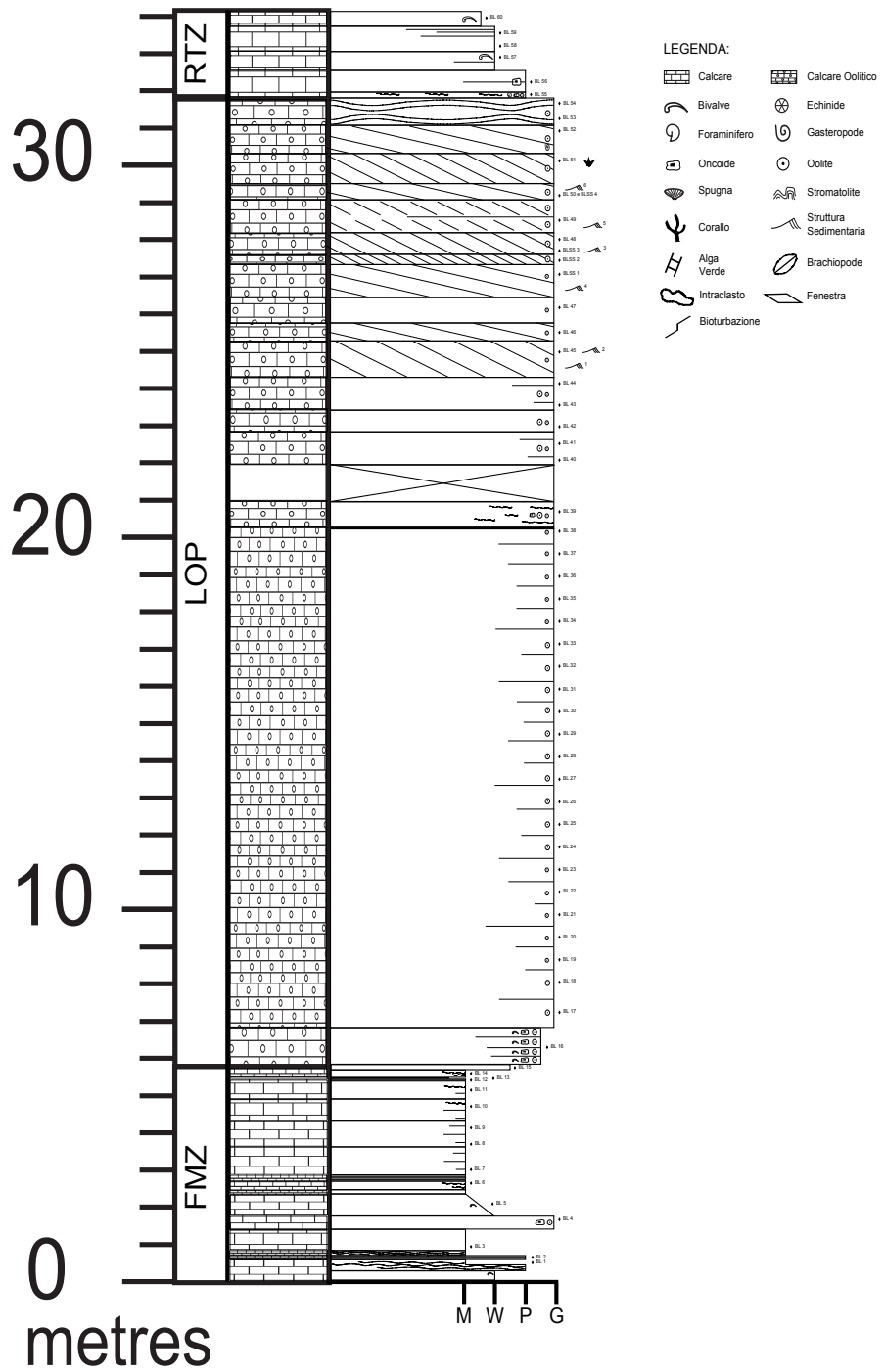


Fig.23: Sezione stratigrafica misurata a Bella Lasta.

4.6 Valbona

La successione misurata presso il valico di Valbona ha uno spessore di circa una sessantina di metri.

Il lavoro di campagna che abbiamo svolto alla sezione di Valbona è stato sviluppato in due step differenti: l'idea iniziale era quella di misurare solamente lo spessore del Calcare Oolitico di Loppio. Successivamente, l'ottima esposizione e la facile accessibilità all'affioramento ci hanno convinto ad estendere la sezione per una quarantina di metri verso il basso, all'interno della Formazione di Monte Zugna, con lo scopo di osservare il passaggio dall'unità peritidale a quella nodulare.

La successione è stata misurata lungo strada, nel tratto che va da poco sotto al rifugio Rumor fino al tetto del Calcare Oolitico di Loppio.



Fig.24: Panoramica di un tratto di sezione misurata a Valbona. In figura la parte alta massiva corrisponde al Calcarea Oolitico di Loppio, mentre la parte inferiore, stratificata, alla Formazione di Monte Zugna.

Nei 60 metri di sezione misurata sono stati prelevati 99 campioni: i campioni prelevati all'interno della Formazione di Monte Zugna sono stati marcati con una sigla che va da VVB100 a VVB175, quelli prelevati a ridosso del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcarea Oolitico di Loppio e all'interno del Calcarea Oolitico di Loppio stesso sono stati marcati con una sigla che va da VVB1 a VVB24.

La base della sezione misurata è stata posta circa 40 metri al di sotto del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcarea Oolitico di Loppio.

La Formazione di Monte Zugna affiorante in quest'area presenta un'importante varietà di facies. Secondo la nostra interpretazione, di cui discuteremo nel dettaglio nel capitolo dedicato all'analisi di facies, la parte alta della Formazione di Monte Zugna è divisa in due unità: una unità peritidale ed una unità nodulare.

La base dell'unità peritidale sta al di sotto della sezione che abbiamo misurato a Valbona. Quest'unità è caratterizzata dalla ricorrenza ciclica di tre facies: *mudstone* a bioclasti, *grainstone/rudstone* oolitico bioclastici e calcari stromatolitici. I bioclasti presenti in *mudstone* e *grainstone/rudstone* sono alghe dasicladacee, rari coralli, bivalvi, brachiopodi, gasteropodi, oncoidi e spugne.

L'unità nodulare, invece, sovrasta l'unità peritidale e si estende fino al limite tra il Calcarea Oolitico di Loppio e la Formazione di Monte Zugna. Questa unità è composta principalmente da *mudstone* nodulari, che troviamo talvolta intercalati a strati più grossolani di *grainstone/rudstone* oolitico bioclastici. I bioclasti che caratterizzano questi *grainstone/rudstone* sono alghe dasicladacee, bivalvi, rari crinoidi, gasteropodi, oncoidi e peloidi.

Abbiamo inoltre effettuato misure di paleocorrenti nei *grainstone* oolitici che compaiono al tetto dell'unità peritidale della Formazione di Monte Zugna. I dati ottenuti sono riportati in tabella:

Struttura N.	Tipo Struttura	Dimensioni Struttura	Giacitura Struttura
1	Duna 3D	5 cm	245 N
2	Duna 3D	10 cm	45 N
3	Duna 3D	5 cm	30 N
4	Duna 3D	7 cm	65 N
5	Duna 3D	6 cm	235 N

Tab.2: Misure di strutture sedimentarie sulla sezione di Valbona.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 40 metri circa non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

Al di sopra della Formazione di Monte Zugna si estende un serie di strati con *facies* a *grainstone* oolitico, corrispondenti al Calcarea Oolitico di Loppio.

Questi strati sono caratterizzati dalla presenza di ooidi di taglia millimetrica.

Il Calcare Oolitico di Loppio misurato presso il valico di Valbona ha uno spessore di circa 10 metri.

Il limite superiore che divide il Calcare Oolitico di Loppio dalla Formazione di Rotzo non è visibile in affioramento, a causa della copertura erbosa. In sezione, l'abbiamo tracciato con l'ausilio della giacitura degli strati del Calcare Oolitico di Loppio. La media della giacitura misurata in campagna è di 330/10 N.

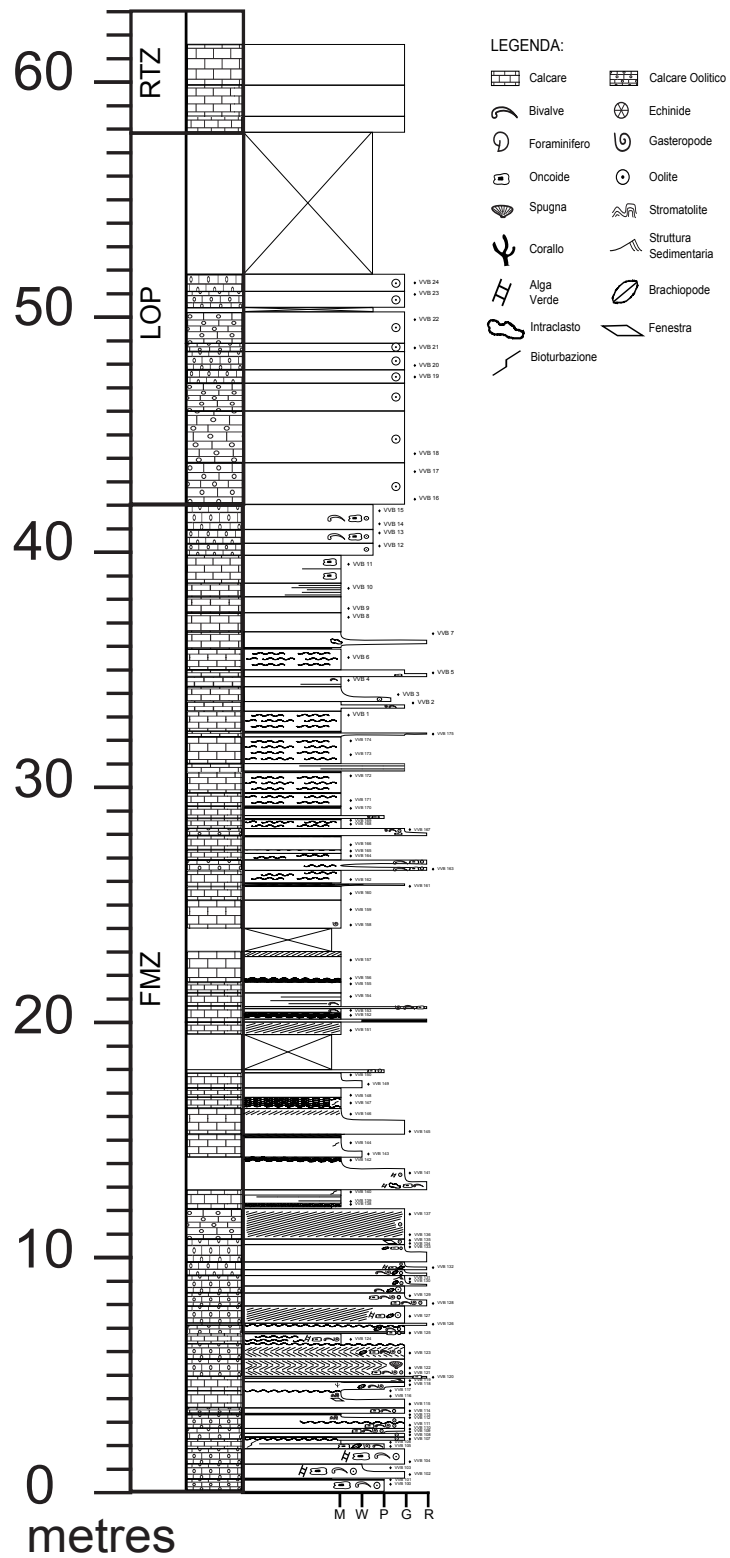


Fig. 25: Sezione stratigrafica misurata a Valbona.

4.7 Mezzaselva di Roana

La successione misurata a Mezzaselva di Roana ha uno spessore di circa 43 metri. Nell'area di studio è presente una faglia che ripete la successione in un intervallo privo di marker litologici. Sono stati quindi misurati due tratti in sovrapposizione, a destra e a sinistra della faglia, che sono stati poi ricomposti dopo aver ottenuto i dati isotopici.

Nei 43 metri di sezione sono stati prelevati 99 campioni, marcati da una sigla che va da MS200 a MS248 da una parte della faglia, e da MS0 a MS58 dall'altra.

La base della sezione misurata è posta circa 13 metri al di sotto del limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcare Oolitico di Loppio.

La Formazione di Monte Zugna affiorante in quest'area è rappresentata da strati con granulometria molto varia, con facies che variano da *mudstone* a *rudstone*, passando anche per *wackestone* e *packstone*.

Gli strati hanno spessori che vanno da qualche centimetro a più di un metro e sono separati da giunti incisi o sottili interstrati marnosi.

All'interno di questo pacchetto di strati troviamo ooliti di piccole dimensioni, oncoidi e bioclasti quali foraminiferi e rari echinodermi.

All'altezza del campione MS200, gli ultimi 20 centimetri dello strato appaiono come stromatolitici.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 13 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.

Il limite tra la Formazione di Monte Zugna e il Calcare Oolitico di Loppio è stato posto tra i campioni MS226 e MS227, in cui si ha un chiaro passaggio a facies classificate come *grainstone* oolitici.

Il Calcare Oolitico di Loppio a Mezzaselva di Roana ha uno spessore di circa 21 metri, che affiora in bancate bianche o brunastre che hanno spessori di ordine metrico.

All'interno di questo *grainstone* oolitico sono presenti oncoidi e bivalvi.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 21 metri non è costante; è stato comunque prelevato almeno un campione ogni mezzo metro.

Il limite tra Il Calcare Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo è posto tra i campioni MS38 e MS39: la presenza di questo limite è evidenziata dal passaggio di facies di *grainstone* oolitico a facies a *wackestone-packstone* in cui le ooliti hanno dimensioni più piccole o sono completamente assenti.

La Formazione di Rotzo occupa i restanti 8 metri circa della nostra sezione ed è caratterizzata da un'alternanza di peliti male affioranti e carbonati di varia litologia. I fossili presenti sono quasi esclusivamente bivalvi.

Tra i campioni MS52 e MS53 è intruso anche un sottile filone di basalto alterato.

Il passo di campionamento utilizzato all'interno di questa successione di strati di spessore di 8 metri non è costante; è stato prelevato un campione ogniqualvolta appariva evidente una variazione litologica all'interno del pacchetto di strati.
(Penon, 2014, tesi di laurea inedita)

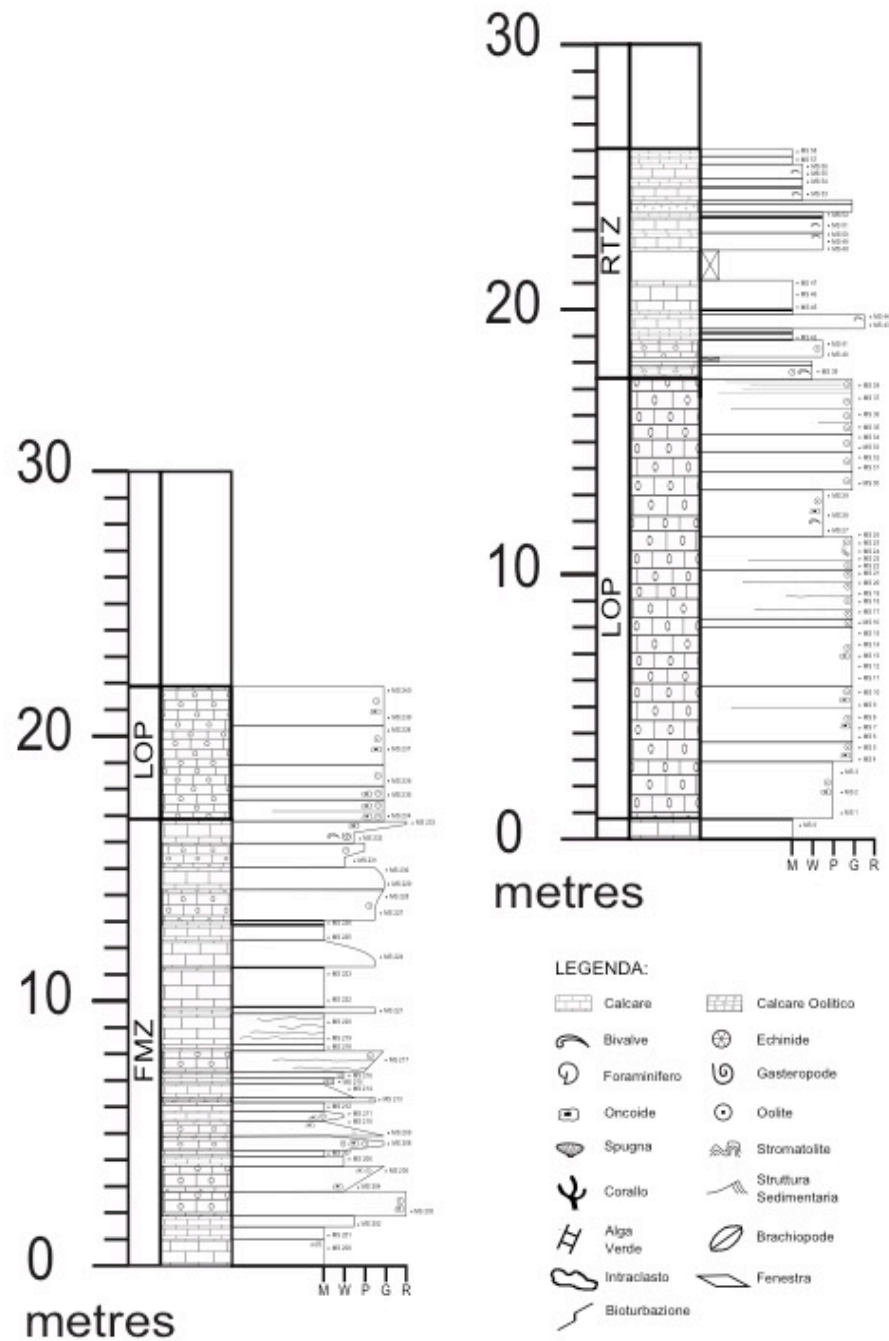


Fig. 26: Sezione stratigrafica misurata a Mezzaselva di Roana.

5. ANALISI DI FACIES

In questo capitolo saranno descritte in dettaglio le facies osservate in campagna.

Nel corso di questo studio, la nostra attenzione si è focalizzata principalmente sulla parte alta della Formazione di Monte Zugna e sul Calcare Oolitico di Loppio.

L'alternanza di facies che ne è emersa ci permette di descrivere l'organizzazione interna del Gruppo dei Calcari Grigi: oltre all'impostazione classica del Gruppo, ampiamente descritta in letteratura (Formazione di Monte Zugna alla base, Calcare Oolitico di Loppio e Formazione di Rotzo al tetto), le evidenze osservate sono principalmente due.

La prima evidenza riguarda la Formazione di Monte Zugna: la parte alta di questa formazione, infatti, è internamente suddivisa in una unità peritidale ed in una unità nodulare, che si frappone tra i sottostanti depositi peritidali e il Calcare Oolitico di Loppio. Questa unità corrisponde al "membro nodulare" di Avanzini et al. (2006).

La seconda evidenza riguarda invece il Calcare Oolitico di Loppio: questa formazione, infatti, è internamente bipartita, e può essere suddivisa in una porzione inferiore massiva ed in una porzione superiore stratificata, con strati che presentano evidente laminazione incrociata.

5.1 Analisi di Facies

Nell'intervallo stratigrafico analizzato, sono state identificate dieci facies sedimentarie, la cui descrizione sedimentologica ed interpretazione sono riassunte in Tab.3 e Tab.4:

NOME	SIGLA	DESCRIZIONE	STRUTTURE SEDIMENTARIE	FOSSILI	SPESSORE STRATI
<i>Mudstone</i> Bioclastici	MB	Presenza di bioclasti ed oncoidi. Bioturbazione. Colore scuro. Talvolta nodulari.	Spesso giunti ondulati.	Frequenti gasteropodi, alghe dasicladacee, bivalvi.	Da qualche cm a qualche decina di cm.
<i>Grainstone-Rudstone</i> Oolitico-Bioclastici	GROB	Presenza di ooliti, oncoidi, bioclasti ed intraclasti. (dimensioni millimetriche). Bioturbazione. Colore chiaro.	Laminazione incrociata. Rara laminazione piano-parallela (scala di qualche mm). Talvolta base erosiva.	Frequenti bivalvi, brachipodi, gasteropodi, alghe dasiclad., spugne, rari coralli, rari crinoidi.	Da qualche cm a più di mezzo metro.
Calcari Stromatolitici	CS	Stromatoliti. Granulometria fine. Alternanza strati ricristallizzati (colore scuro) e fango carbonatico (colore chiaro).	Laminazione crenulata.	Rari: bivalvi, gasteropodi.	10-50 cm.
<i>Mudstone</i> e Argille con <i>Flaser Bedding</i>	MFB	Tasche riempite da sabbie ed argille scure (marme). Colore scuro.	Assenti.	Nessuno.	Da qualche mm a qualche decina di mm.
<i>Mudstone</i> Nodulari	MN	Rara presenza di bioclasti. Bioturbazione. Nodulari. Colore scuro.	Giunti interni molto ondulati.	Rari: gasteropodi, bivalvi, alghe dasicladacee.	Da qualche cm a qualche decina di cm.

Tab.3: Riassunto classificazione Facies.

NOME	SIGLA	DESCRIZIONE	STRUTTURE SEDIMENTARIE	FOSSILI	SPESSORE STRATI
<i>Mudstone</i> Laminati	ML	Bioturbazione. Bioclasti molto rari. Frequenti giunti argillosi. Colore grigio scuro.	Laminazione piano-parallela o incrociata a basso angolo. <i>Ripple</i> , Dune 3D.	Molto rari: gasteropodi, bivalvi.	Da qualche cm fino a un metro.
Argilla	A	Argille in interstrati. Colore molto scuro.	Assenti.	Nessuno.	Pochi millimetri.
<i>Grainstone</i> Oolitici Massivi	GO1	Ooliti. Colore chiaro.	Massivo.	Nessuno.	Da un m a decine di m.
<i>Grainstone</i> Oolitici Laminati	GO2	Ooliti. Colore chiaro. Laminato.	Laminato. <i>Ripple</i> , Dune 2D, Dune 3D.	Nessuno.	Da decine di cm a metrico.
<i>Grainstone</i> Oolitici con Biocostruttori	GO3	Ooliti. Presenza di bioclasti. Colore chiaro. Laminato.	Laminato. <i>Ripple</i> , Dune 2D, Dune 3D.	Gasteropodi, bivalvi, coralli.	Da decine di cm a metrico.

Tab.3: Riassunto classificazione Facies.

ASSOCIAZIONE FACIES	FACIES COINVOLTE	INTERPRETAZIONE
A1: Unità Peritidale	GRO1 MB CS MFB	Associazione di facies organizzate in cicli regressivi. La granulometria diminuisce progressivamente con il diminuire del livello del mare (da <i>grainstone-rudstone</i> a <i>mudstone</i>), fino ad arrivare ad evidenze di esposizione subaerea (stromatoliti).
A2: Unità Nodulare	MN ML GROB A	Approfondimento della piattaforma carbonatica nel passaggio dall'unità peritidale all'unità nodulare.
A3: Loppio Massivo	GO1	Ambiente di mare poco profondo, ad alta energia.
A4: Loppio Stratificato	GO2 GO3	Progressiva diminuzione del livello del mare, evidenze di esposizione subaerea al tetto della formazione. Al tetto dell'Oolite Stratificata la piattaforma carbonatica torna al di sotto del livello del mare.

Tab.4: Associazione di Facies ed interpretazione.

5.2 Descrizione Facies

5.2.1 Formazione di Monte Zugna

In questa sezione descriviamo in dettaglio le facies distinte in Tab.3.

La parte alta della Formazione di Monte Zugna è stata studiata presso il Valico di Valbona: l'ottima esposizione degli affioramenti in quest'area ci ha permesso di descriverla accuratamente.

Le facies che abbiamo riconosciuto e descritto all'interno della parte alta della Formazione di Monte Zugna sono organizzate ciclicamente e ci permettono di dividere quest'ultima in due unità differenti: un unità peritidale ed un unità nodulare.

L'Unità Peritidale

L'unità peritidale (associazione A1) rappresenta la porzione inferiore della parte alta della Formazione di Monte Zugna ed è caratterizzata dall'alternanza tra facies inter-sopratidali e facies subtidali. La caratteristica principale di quest'unità è la ripetizione ciclica delle facies che la compongono; queste ultime sono quattro e sono *grainstone-rudstone* oolitico bioclastici (facies GROB), *mudstone* bioclastici (facies MB), calcari stromatolitici (facies CS) e *mudstone* e argille con *flaser bedding* (facies MFB).

Alla base dei cicli che caratterizzano l'unità peritidale è possibile collocare i *grainstone* o *rudstone* oolitico bioclastici (GROB). Le ooliti che caratterizzano questi strati hanno dimensione millimetrica.

I bioclasti presenti hanno dimensione da millimetrica a centimetrica; sono frequenti bivalvi, brachiopodi, gasteropodi e alghe dasicladacee; talvolta sono presenti anche spugne e rari coralli. Sono presenti anche oncoidi e rari intraclasti o clasti piatti. Inoltre, sono spesso evidenti gallerie di bioturbazione.



Fig.27: *Grainstone-Rudstone* oolitico bioclastico. Sezione di Valbona, campione 126.

Al tetto di questi strati possono essere presenti grosse tasche con *flaser* (MFB) riempiti di sabbia ed argilla scura (marne), che presentano spessore variabile (da qualche millimetro a qualche decina di millimetri).

I *mudstone* e argille con *flaser bedding* (MFB) sono indicativi di un ambiente di piana tidale, e si formano in presenza di correnti oscillatorie. Indicano ambienti di medio-bassa energia e sono sintomatici di una ridotta profondità.

Infine, i livelli a *grainstone-rudstone* (GROB) presentano spesso laminazione incrociata, con set di spessore che va da qualche millimetro a qualche decina di millimetri.

Al di sopra dei *grainstone-rudstone* oolitico bioclastici (GROB) troviamo i *mudstone* bioclastici (MB). I bioclasti presenti sono principalmente gasteropodi e alghe dasicladacee, mentre rari sono i bivalvi. La dimensione dei bioclasti va da millimetrica a subcentimetrica. Sono presenti oncoidi, con taglia simile a quella dei bioclasti.

Questi strati presentano al loro interno evidenti tracce di bioturbazione e talvolta presentano alla base giunti ondulati. Hanno colore scuro.

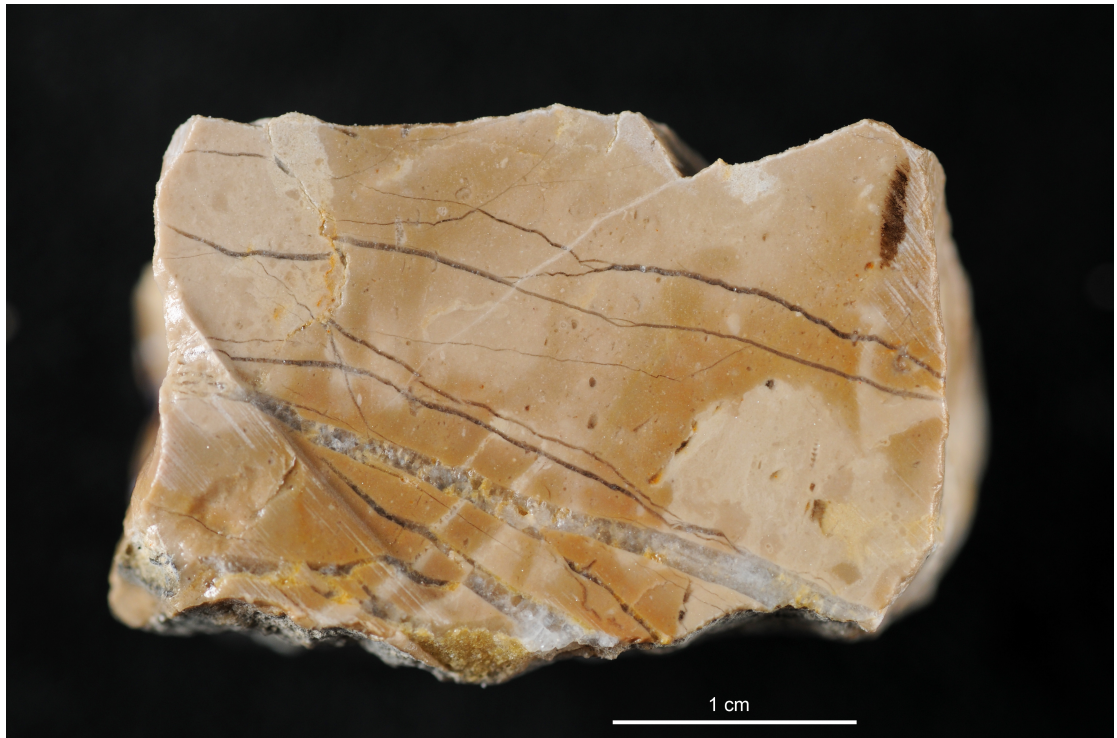


Fig.28: *Mudstone* Bioclastico. Sezione di Valbona, campione 124.

Al tetto del ciclo abbiamo infine i calcari stromatolitici. Questi calcari sono *mudstone* con lamine planari di spessore millimetrico, che possono apparire anche come strutture lievemente cupoliformi.



Fig.29: Calcare stromatolitico. Le lamine stromatolitiche appaiono particolarmente evidenti in sezione sottile.

Interpretazione

Le litofacies descritte sono internamente organizzate a formare cicli *shallowing upward*; le loro caratteristiche e la loro organizzazione interna suggeriscono una situazione di mare sottile alla base del ciclo (le strutture a *flaser bedding* all'interno dei *grainstone-rudstone* oolitico bioclastici sono indicativi di profondità ridotta), con una progressiva diminuzione del livello del mare (*mudstone* bioclastici, la diminuzione della granulometria coincide con una diminuzione dell'energia dell'ambiente deposizionale e quindi ad una diminuzione della profondità) fino ad arrivare ad evidenze di esposizione subaerea al tetto del ciclo (stromatoliti).

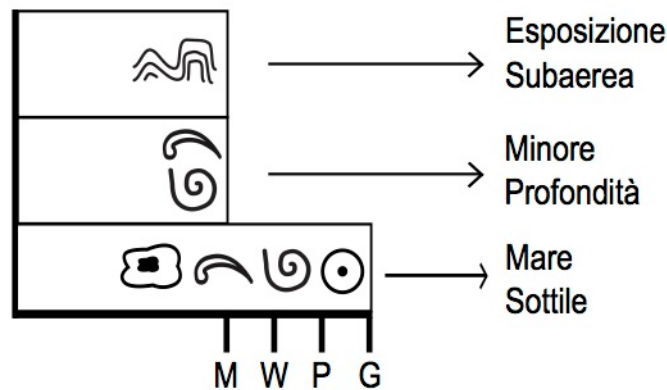


Fig.30: Ciclo *shallowing-upward* nell'unità peritidale.

L'Unità Nodulare

L'unità nodulare (associazione A2) rappresenta la porzione sommitale della Formazione di Monte Zugna, e sta tra l'unità peritidale e il Calcarea Oolitico di Loppio.

L'unità nodulare della formazione di Monte Zugna è data dall'alternarsi di quattro facies: *grainstone-rudstone* oolitico bioclastici (facies GROB), *mudstone* nodulari (facies MN), *mudstone* laminati (facies ML) e argille (facies A).

Come l'unità peritidale, anche l'unità nodulare è caratterizzata dalla ripetizione ciclica delle facies che la compongono, sebbene i cicli siano spesso incompleti.

La facies a *grainstone-rudstone* oolitico bioclastici (GROB) è presente sia in lenti contenute all'interno dei *mudstone* nodulari (MN) sia come rari e sottili strati intercalati a questi ultimi. Le ooliti sono di taglia millimetrica, i bioclasti invece sono costituiti da gasteropodi, bivalvi ed alghe dasicladacee e possono raggiungere dimensioni centimetriche (vedi Fig.29). Sono presenti anche oncoidi. La matrice che li contiene è fangosa.

I *mudstone* che compongono l'unità nodulare sono divisi in due facies differenti.

I *mudstone* nodulari (MN) sono fortemente nodulari. Hanno colore scuro e sono caratterizzati dalla quasi totale assenza di bioclasti (se non rari gasteropodi, bivalvi o alghe dasicladacee).

La bioturbazione è presente nella forma di gallerie o *firmground* color nocciola.



Fig.31: *Mudstone* nodulare. Sezione di Valbona, campione 147.

I *mudstone* laminati (ML), analogamente ai *mudstone* nodulari (MN) appena descritti, hanno colore molto scuro e sono caratterizzati dalla quasi totale assenza di bioclasti. La loro caratteristica più evidente è la presenza di laminazione, piano parallela o incrociata. Sono visibili strutture quali *ripple* e dune 3D.



Fig.32: *Mudstone* laminato. Sezione di Valbona.

I *mudstone* vengono solitamente considerati come depositi di bassa energia e di mare profondo, in cui non si possono formare strutture sedimentarie.

Schieber et al. (2013) hanno dimostrato come particelle carbonatiche fini possono flocculare, formando flocculi di dimensioni più grandi. Questi flocculi si comportano esattamente come grani di sabbia: formano depositi laminati, con lamine solitamente a basso angolo, che possono depositarsi anche in ambienti ad alta energia. Una volta depositati, i flocculi perdono di coesione: il risultato di questo processo sono *mudstone* laminati. Il processo di flocculazione del fango carbonatico può spiegare la presenza di laminazioni trattive in facies carbonatiche fangose (facies ML).

Intercalati ai *mudstone* dell'unità nodulare sono presenti frequentemente interstrati argillosi (A) in strati di spessore di pochi millimetri, a granulometria finissima e di colore molto scuro.

All'interno dell'unità nodulare si osservano dei trend: i *mudstone* laminati (ML) sono più frequenti nella porzione inferiore dell'unità nodulare ed in alcune sezioni (Monte Gazza, Rocca Pia), nella parte alta dell'unità nodulare sono frequenti intercalazioni oolitiche.

Interpretazione

Le litofacies descritte (associazione A2) sono organizzate internamente a formare cicli *shallowing upward*, le loro caratteristiche e la loro organizzazione interna suggeriscono un approfondimento della piattaforma carbonatica nel passaggio dall'unità peritidale all'unità nodulare.

Alla base del ciclo possiamo ipotizzare un ambiente più aperto (*grainstone-rudstone* oolitico bioclastici con fauna marina), si ha poi il passaggio ad un ambiente più ristretto e a bassa energia (*mudstone* nodulari con fauna oligotipica) fino ad arrivare ad un ambiente intertidale superiore/sopratidale a tetto ciclo (*mudstone* laminati, le lamine si conservano poichè in ambiente intertidale superiore o sopratidale non si ha bioturbazione). Come già detto, i cicli possono talvolta essere incompleti. Nella parte alta dell'unità nodulare i *mudstone* laminati (ML) diminuiscono fino a scomparire: questo suggerisce un progressivo approfondimento dell'ambiente deposizionale.

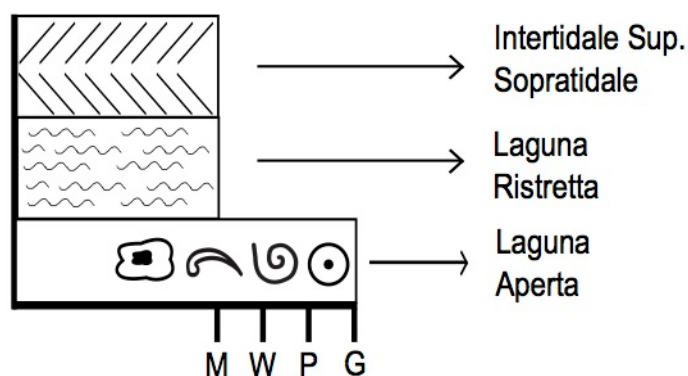


Fig.33: Ciclo *shallowing-upward* nell'unità nodulare.

5.2.2 Calcare Oolitico di Loppio

Il passaggio dalla Formazione di Monte Zugna al Calcare Oolitico di Loppio è netto: la transizione da *mudstone* nodulare a *grainstone* oolitico è ben evidente in affioramento.

Nella letteratura esistente il Calcare Oolitico di Loppio è descritto come una successione di bancate caratterizzate unicamente dalla presenza di ooliti e rare strutture trattive.

Le evidenze osservate nel corso del lavoro di campagna ci permettono invece di proporre una diversa organizzazione per questa formazione, che noi proponiamo come bipartita.

Il Calcare Oolitico di Loppio, infatti, è diviso in una porzione basale, massiva e priva di strutture trattive, e una porzione superiore, stratificata e caratterizzata da strutture sedimentarie.

Loppio Massivo

La porzione basale, o Loppio Massivo (associazione A3, facies GO1) è composta da una o più bancate di *grainstone* oolitico. Queste bancate hanno spessore che va da qualche metro a qualche decina di metri, e in affioramento sono facilmente riconoscibili per il loro aspetto massivo e il loro colore chiaro.

Le ooliti che costituiscono il Calcare Oolitico di Loppio sono sempre visibili ad occhio nudo, con dimensioni che raggiungono un paio di millimetri circa. Generalmente, comunque, si ha un aumento della dimensione delle ooliti andando dalla base verso la sommità del Loppio massivo.

Queste bancate massive sono caratterizzate dalla totale assenza di strutture trattive.

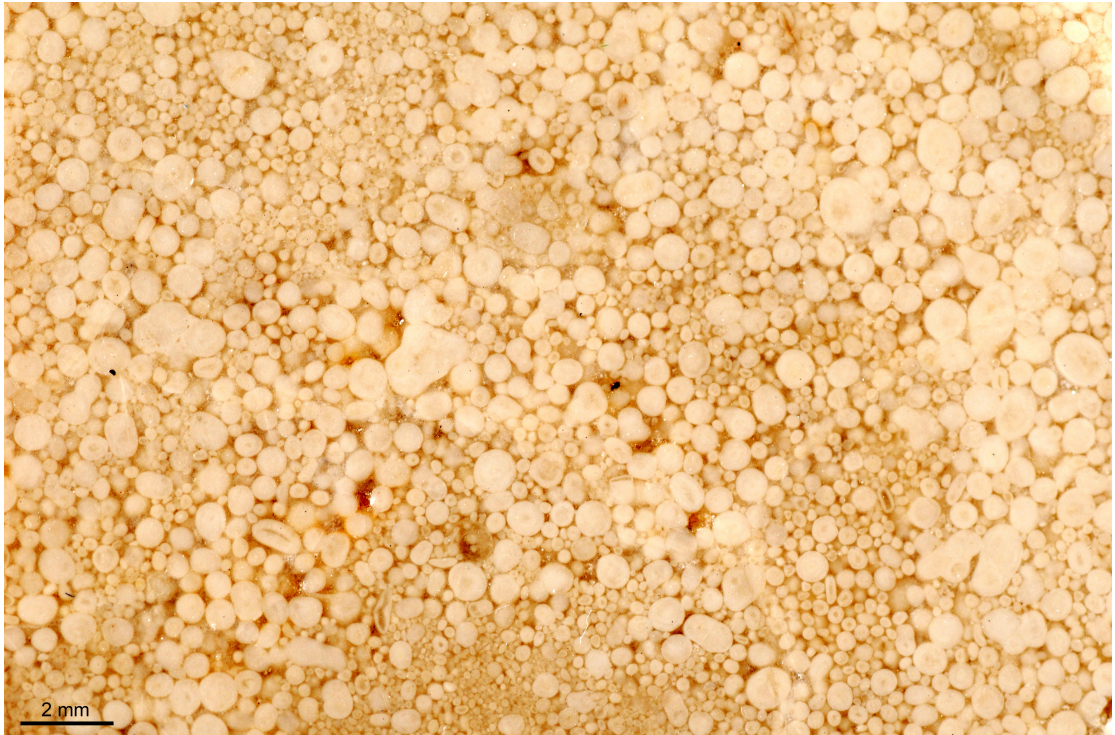


Fig.34: *Grainstone* oolitico. Sezione di Bella Lasta, campione 24.

Interpretazione

Le caratteristiche della litofacies appena descritta, ed in particolare la presenza di ooliti, permettono di ipotizzare un ambiente di mare poco profondo, almeno episodicamente di alta energia. La totale assenza di strutture sedimentarie non permette ulteriori interpretazioni.

Loppio Stratificato

La porzione superiore del Calcarea Oolitico di Loppio è, come già detto, ben stratificata (associazione A4, facies GO2 e GO3) e caratterizzata da strutture sedimentarie: questa associazione di facies è stata studiata con particolare attenzione alla sezione della Bella Lasta.

Il Loppio della parte alta della formazione è costituito da strati di *grainstone* oolitici che a differenza di quelli che caratterizzano la porzione massiva sono

anche laminati. Inoltre la dimensione delle ooliti solitamente va diminuendo via via che ci avviciniamo al limite tra il Calcare Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo. Gli strati che caratterizzano questa porzione superiore hanno generalmente spessore che va da qualche decina di centimetri ad un metro circa. La caratteristica che differenzia questa porzione del Calcare Oolitico di Loppio da quello basale è la laminazione che ne contraddistingue gli strati: si tratta di laminazione incrociata sia a basso sia ad alto angolo. Inoltre, sono abbondanti le strutture sedimentarie: in affioramento sono evidenti *ripple*, dune 2D e dune 3D.



Fig.35: Laminazione a basso angolo in *grainstone* oolitico sulla sezione di Bella Lasta.

Oltre alle caratteristiche appena descritte, le sezioni a ridosso del margine occidentale della Piattaforma di Trento (Monte Gazza, Viote e Loppio) sono caratterizzate dalla presenza di bioclasti quali gasteropodi, coralli e bivalvi (facies GO3). Alcuni di questi bioclasti sono stati interpretati come organismi biocostruttori che vivevano a ridosso del margine della piattaforma.

La particolarità della sezione studiata sulla Bella Lasta è la presenza di un'impronta di dinosauro circa due metri al di sotto del limite tra il Calcarea Oolitico di Loppio e la Formazione di Rotzo (*Avanzini et al., 2006*).

Quest'impronta, oltre alle caratteristiche appena descritte della porzione superiore del Calcarea Oolitico di Loppio, "indica l'emersione di un settore della piattaforma carbonatica" (*Petti et al., 2011*).

La sezione della Bella Lasta presenta inoltre strutture sedimentarie ben evidenti, fondamentali per l'interpretazione dell'Oolite stratificata (associazione A4).

Al di sotto dell'impronta di dinosauro, abbiamo osservato in sezione dune 2D e dune 3D, che indicano depositi di alta energia, tipicamente di *shoreface* superiore.

In particolare, abbiamo misurato in campagna sei set di dune. I set 1, 2 e 4 sono stati interpretati come dune 3D, e si collocano rispettivamente 6, 5 e 4 metri al di sotto dell'impronta di dinosauro. I set 3, 5 e 6 sono stati interpretati come dune 2D, e si collocano rispettivamente 3,2 e 1 metri al di sotto dell'impronta di dinosauro. Queste evidenze ci permettono di ipotizzare una progressiva diminuzione dell'energia dell'ambiente deposizionale con la diminuzione della profondità della piattaforma carbonatica.

Il set numero 6 (duna 2D, appena un metro al di sotto dell'impronta di dinosauro) presenta granulometria più grossolana e un'aspetto più sciacquato (meglio classato) rispetto ai set di dune sottostanti. Queste condizioni, unite alla stratificazione a basso angolo che caratterizzano il set 6, sono caratteristiche di un ambiente di battigia, e quindi prossimo all'emersione.

Al di sopra dell'impronta di dinosauro, invece, è presente uno strato caratterizzato da stratificazione incrociata *hummocky* ben evidente.

La stratificazione *hummocky* (Fig.36) è caratteristica di depositi di tempesta ed è una struttura che si forma per rielaborazione del moto ondoso durante l'evento di tempesta. E' indicativa di un ambiente a profondità più elevata di quelli in cui si sono formate le strutture sedimentarie sottostanti.



Fig.36: Stratificazione *hummocky* sulla sezione di Bella Lasta. Le dune rimodellate dalla corrente assumono un caratteristico profilo *mounded*, in cui la stratificazione interna presenta differenti direzioni di immersione (vedi frecce in figura).

Interpretazione

Nel passaggio dalla porzione massiva del Calcare Oolitico di Loppio a quella stratificata si può supporre una progressiva diminuzione del livello del mare (ma un aumento dell'energia dell'ambiente deposizionale), fino ad arrivare a condizioni di esposizione subaerea ed emersione (impronta di dinosauro). Dopo aver raggiunto condizioni di emersione, la piattaforma carbonatica torna al di sotto del livello del mare (stratificazione incrociata *hummocky*).

6. MODELLO TRIDIMENSIONALE DEL CALCARE OOLITICO DI LOPPIO

Lo scopo finale del presente lavoro di tesi era quello di realizzare un modello tridimensionale del Calcarea Oolitico di Loppio sulla scala della Piattaforma di Trento. In questo capitolo descriviamo i passaggi che hanno reso possibile la realizzazione di questo modello tridimensionale.

6.1 Realizzazione del Modello Tridimensionale

Il modello tridimensionale è stato realizzato utilizzando il software SKUA-GOCAD – *Paradigm* 14.1 ed è stato costruito con lo scopo di rappresentare le variazioni di spessore e di facies del Calcarea Oolitico di Loppio alla scala della Piattaforma di Trento. Si è scelto di modellare il Calcarea Oolitico di Loppio e il sottostante Membro Nodulare della Formazione di Monte Zugna.

Il primo passo per la realizzazione del modello tridimensionale è quello di creare delle superfici, sulla base delle quali costruiremo il solido da modellare. Queste superfici sono la base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna, la base del Calcarea Oolitico di Loppio e il tetto del Calcarea Oolitico di Loppio.

Le tre superfici sono state generate a partire da un set di punti: ciascun punto ha un valore numerico, che corrisponde al valore di spessore dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna o del Calcarea Oolitico di Loppio nell'intorno di quel punto. Per meglio *fittare* i punti che le hanno generate, le superfici sono state interpolate.

La superficie di tetto del Calcarea Oolitico di Loppio è stata generata a partire da un set di punti a quota zero: quindi è una superficie piana, che rappresenta il limite superiore del solido che costruiremo.

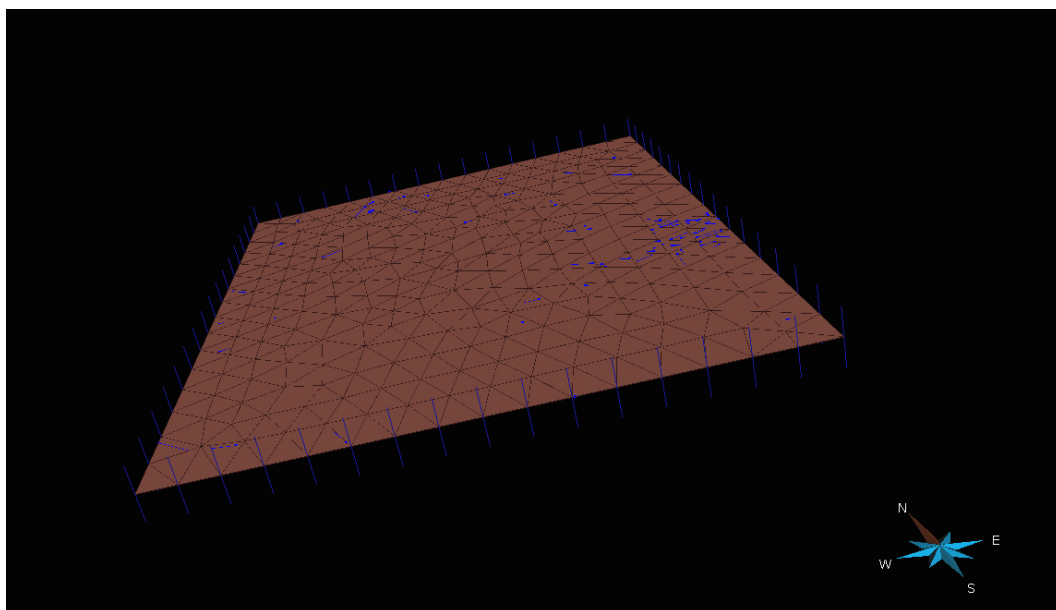


Fig.37: Superficie di tetto del Calcarea Oolitico di Loppio.

La superficie di base del Calcarea Oolitico di Loppio ha andamento variabile lungo tutta la Piattaforma di Trento. Per costruire questa superficie abbiamo utilizzato spessori misurati in campagna e spessori ricavati dai Fogli Trento (*Avanzini et al., 2010*) e Asiago (*Barbieri et al., 2007*).

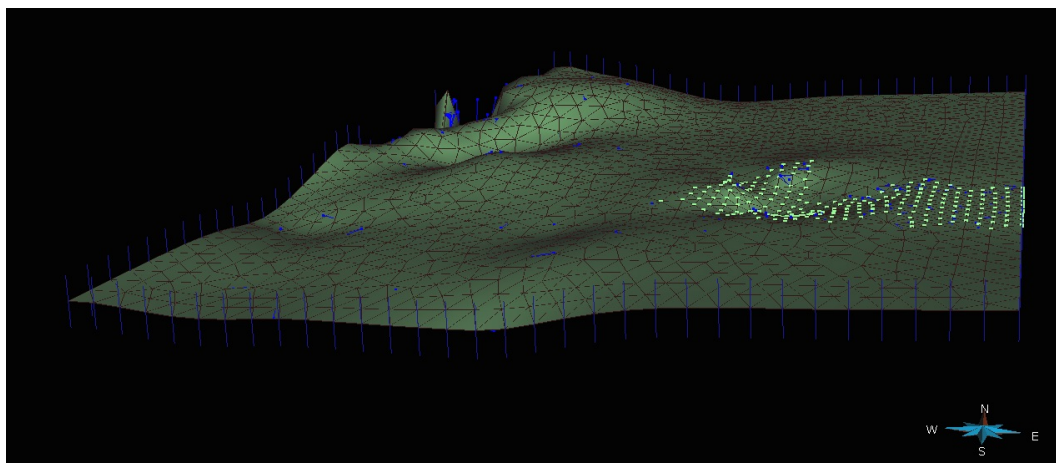


Fig.38: Superficie di base del Calcarea Oolitico di Loppio.

Gli spessori assegnati ai punti che generano la superficie di base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna sono stati ricavati da Avanzini et al. (2006).

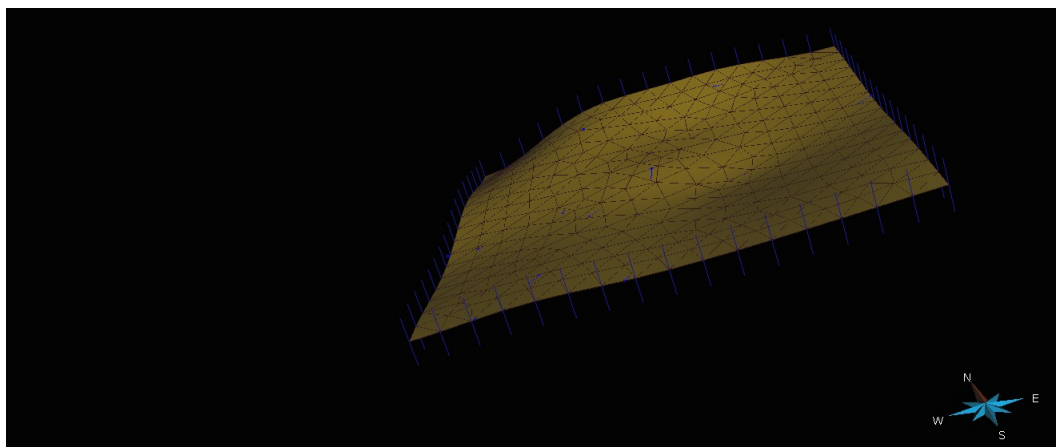


Fig.39: Superficie di base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna.

A causa della grande estensione della Piattaforma di Trento e dello spessore ridotto dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna e del Calcarea Oolitico di Loppio, realizzare il modello tridimensionale utilizzando valori di spessori reali avrebbe prodotto un modello poco leggibile. Per ovviare a questo problema, abbiamo assegnato ai punti con cui abbiamo generato le superfici valori di spessore dieci volte maggiori dei valori reali. La scala del modello tridimensionale lungo l'asse z, quindi, sarà dieci volte maggiore della scala lungo l'asse x e lungo l'asse y.

La realizzazione delle superfici rappresenta la fase preliminare del processo di costruzione del modello tridimensionale.

Per generare il solido vero e proprio che poi andremo a modellare ci spostiamo nel *workflow*. Il *workflow* è una *plugin* che permette di svolgere diverse operazioni, tra cui la modellazione tridimensionale.

All'interno del *workflow*, selezioniamo il modulo *Structure and Stratigraphy*.

Structure and Stratigraphy è un modulo che permette di costruire un volume partendo dalle superfici precedentemente generate.

Nel nostro caso, il limite inferiore del volume di interesse è rappresentato dalla superficie di base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna, mentre il limite superiore corrisponde alla superficie di tetto del Calcarea Oolitico di Loppio.

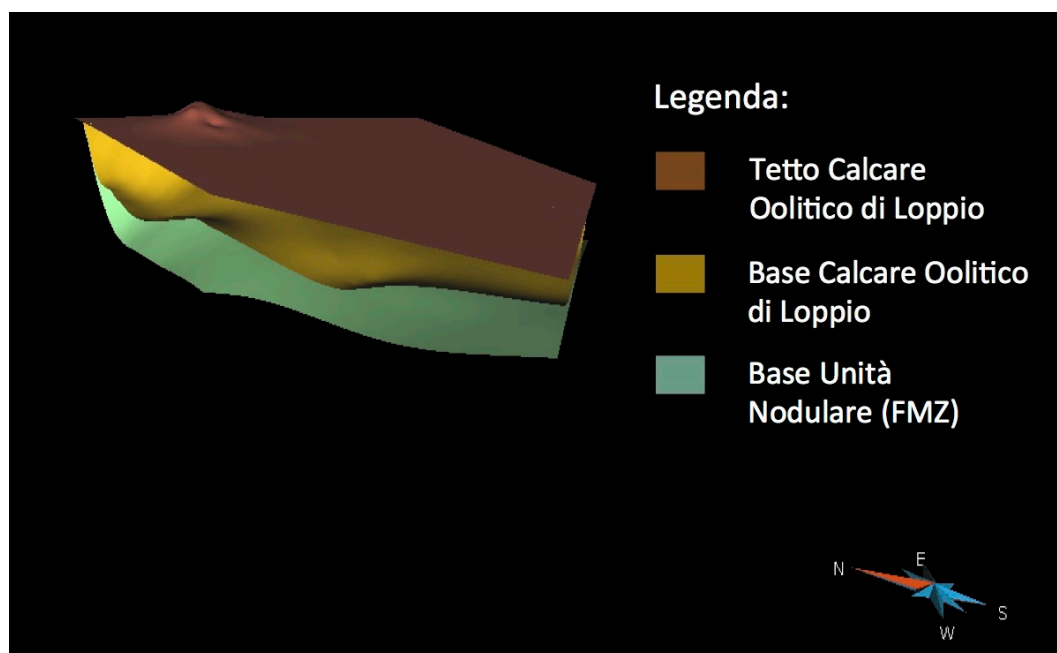


Fig.40: Superfici da cui viene generato il modello tridimensionale. Il limite inferiore del modello corrisponde alla base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna, il limite superiore corrisponde al tetto del Calcarea Oolitico di Loppio.

Per quanto riguarda l'estensione orizzontale, invece, abbiamo deciso di non considerare l'intera Piattaforma di Trento nella sua estensione, ma di limitarci a considerare l'area in cui abbiamo maggiore densità di spessori.

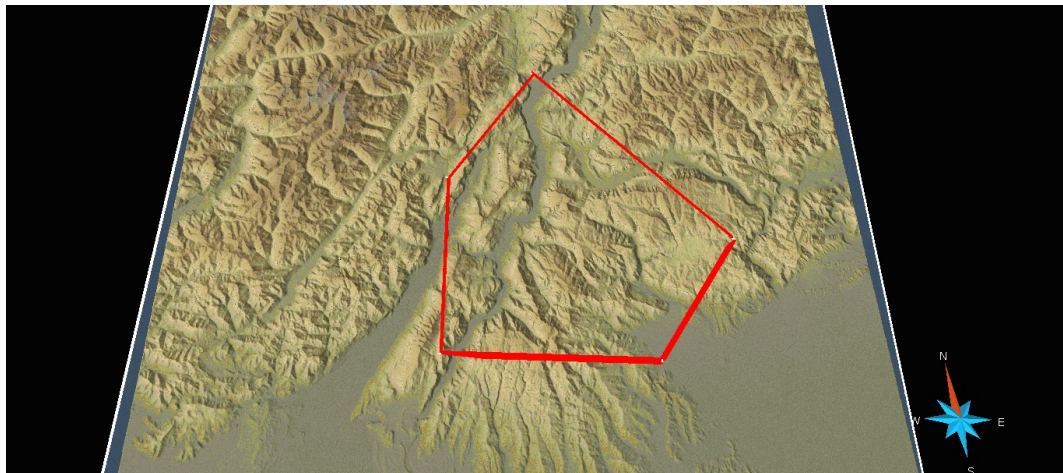


Fig.41: Area che delimita il modello tridimensionale.

Il processo di *Structure and Stratigraphy* permette anche di dividere in aree diverse il volume appena generato. Il prodotto finale di questa operazione prende il nome di *Geological Grid*. Nel nostro caso il *Geological Grid* è diviso in due aree distinte: una è l'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna, l'altra è il Calcare Oolitico di Loppio.

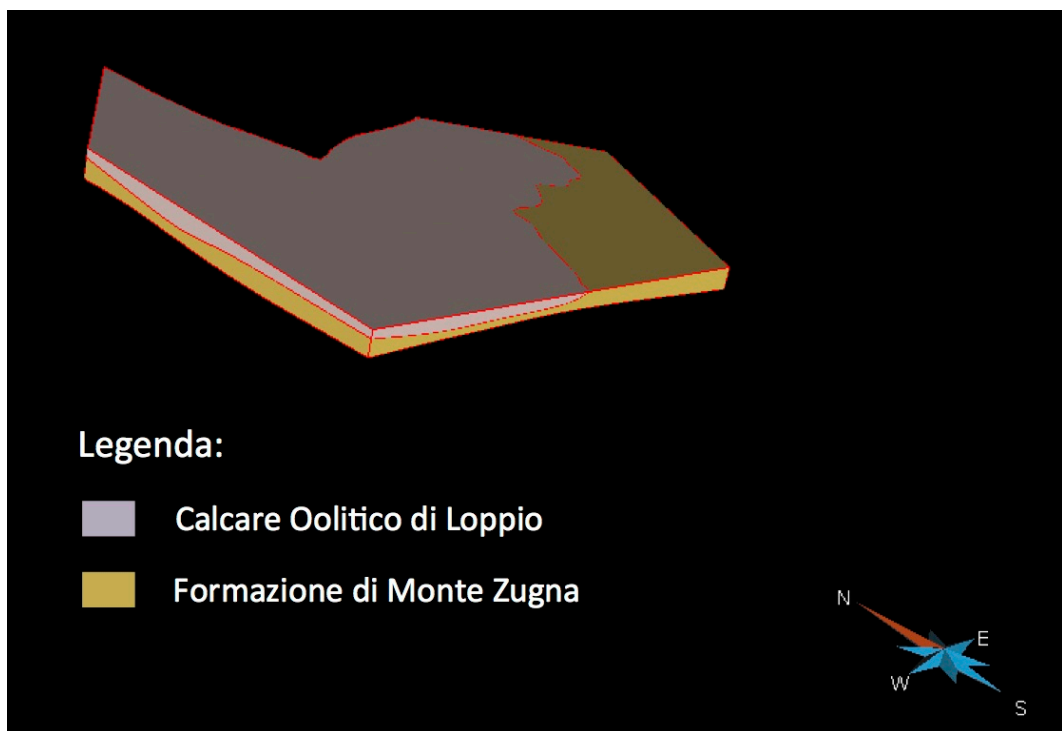


Fig.42: *Geological Grid*.

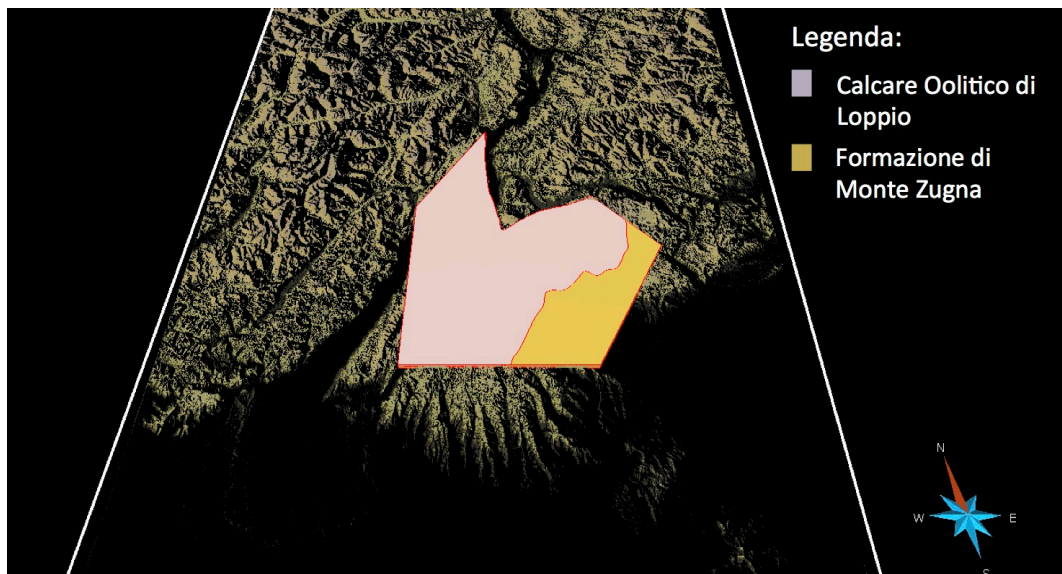


Fig.43: *Geological Grid* su dataset SRTM.

Il prossimo passo da compiere per l'elaborazione del modello tridimensionale è quello di dividere in regioni il *Geological Grid*. A ciascuna regione verrà poi assegnata la corrispondente proprietà. Ad ogni proprietà corrisponde una facies stratigrafica. Questa operazione ci permette di visualizzare la variazione di facies all'interno del modello tridimensionale della Piattaforma di Trento.

Per svolgere questa operazione è necessario creare dei *wells* in corrispondenza di ognuna delle sezioni misurate in campagna (Monte Gazza, Viote, Loppio, Rocca Pia, Bella Lasta, Valbona, Mezzaselva).

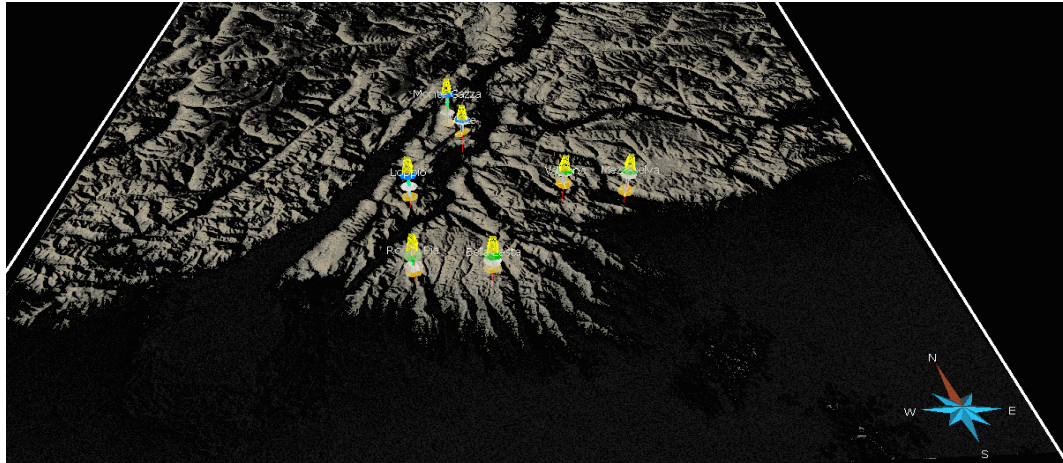


Fig.44: Distribuzione dei *wells* sulla Piattaforma di Trento. Base SRTM.

Ciascun *well* è internamente suddiviso in tre regioni, limitate da *markers*. I *markers* sono assegnati a ciascun pozzo, con un valore di profondità coerente con le osservazioni fatte in campagna nella sezione corrispondente al determinato *well*. A ciascuna di queste regioni viene assegnata una proprietà di facies.

Le proprietà di facies da distribuire tra le varie regioni sono quattro e sono:

- Unita Nodulare (associazione di facies A2 in Tab.4, capitolo 5);
- Loppio A (corrispondente al Loppio Massivo, facies G01 in Tab.3, capitolo 5);
- Loppio B (corrispondente al Loppio Stratificato senza biocostruttori, facies G02 in Tab.3, cap.5);
- Loppio C (corrispondente al Loppio Massivo con biocostruttori, facies G03 in Tab.3, cap.5)

Dopo aver ultimato la distribuzione delle proprietà, è possibile visualizzare l'alternanza di facies in ciascuno dei sette *wells*.

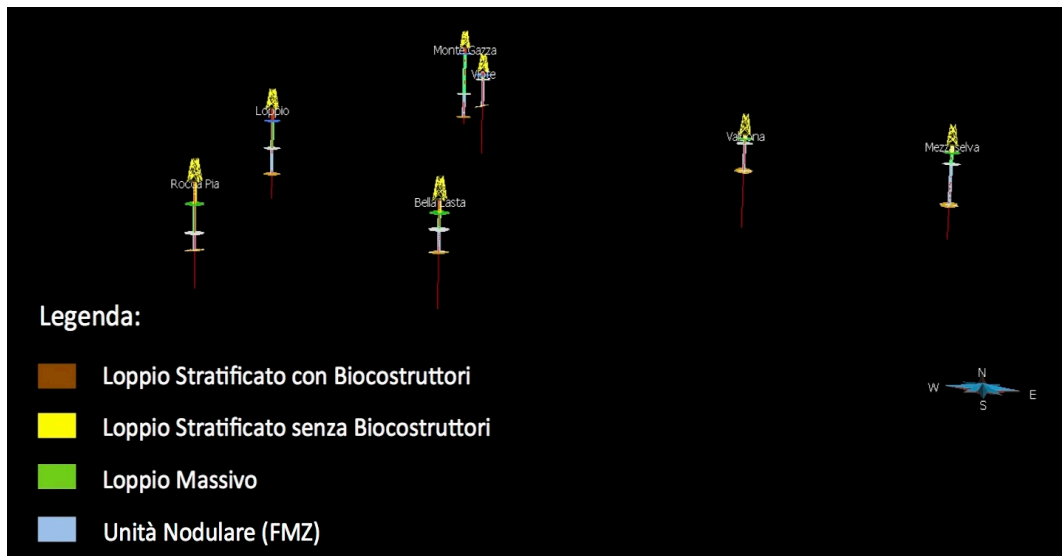


Fig.45: I *markers* dividono in *wells* in diverse regioni. I *markers* hanno un colore coerente con la regione che delimitano.

Le facies però sono limitate solamente nell'intorno dei *wells*. Per completare il modello tridimensionale, invece, dobbiamo estendere la distribuzione delle proprietà non solo nell'intorno dei *wells*, ma a tutto il *Geological Grid*. Questa operazione può essere realizzata utilizzando il modulo presente nel *workflow* che prende il nome di *Reservoir Properties*.

Reservoir Properties è un modulo che, attraverso l'utilizzo di algoritmi geostatistici, permette di distribuire le proprietà all'interno del *Grid*.

Nel nostro caso, *Reservoir Properties* distribuisce le proprietà di facies in modo coerente all'interno del *Grid* utilizzando il metodo geostatistico del *kriging*.

Dopo aver distribuito le proprietà all'interno del *Grid*, il processo di modellazione può ritenersi concluso: abbiamo ottenuto un modello tridimensionale in cui sono rappresentati variazioni di spessore e alternanza di facies all'interno del Calcarea Oolitico di Loppio.

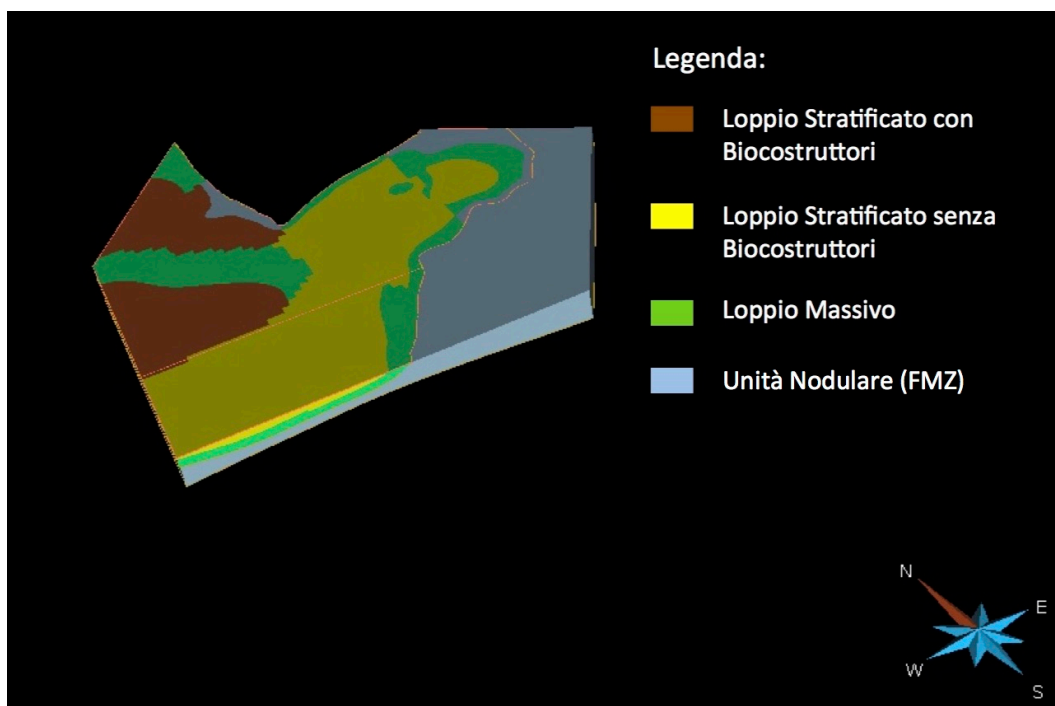


Fig.46: *Geological Grid* che descrive le variazioni di facies del Calcere Oolitico di Loppio all'interno della Piattaforma di Trento.

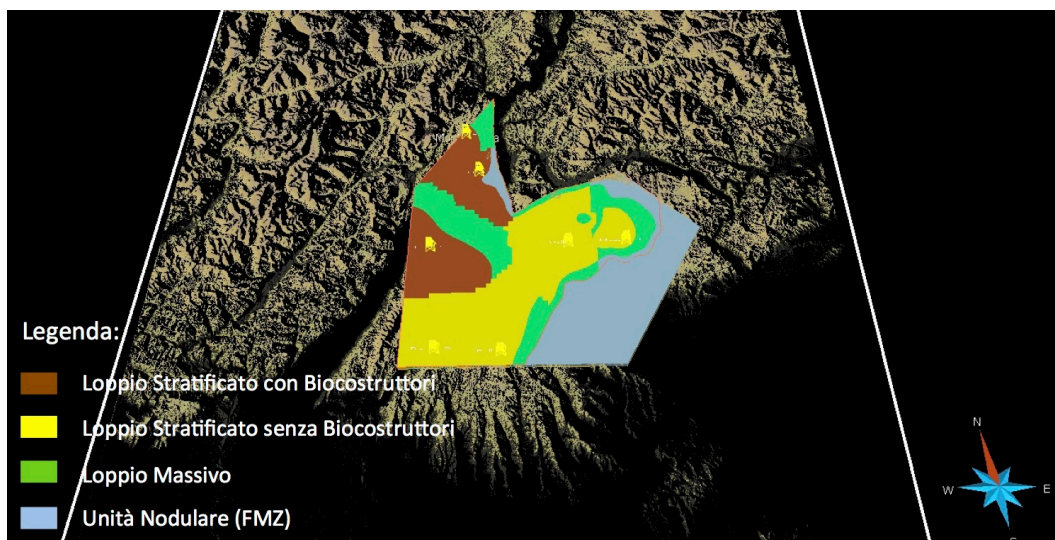


Fig.47: *Geological Grid* che descrive le variazioni di facies del Calcere Oolitico di Loppio all'interno della Piattaforma di Trento. Base SRTM.

6.2 Discussione dei Risultati Ottenuti

Lo scopo che ha portato alla realizzazione del modello tridimensionale era quello di proporre una possibile geometria del Calcare Oolitico di Loppio sulla scala della Piattaforma di Trento e di provare ad interpretare la distribuzione di facies all'interno di questo corpo oolitico.

La distribuzione delle facies sulla scala della Piattaforma che è stata ottenuta è realistica, sebbene presenti andamento scarsamente coerente nelle porzioni di modello in cui si ha totale assenza di dato. Queste aree sono sostanzialmente la fascia che dal Pasubio si estende fino a Rovereto e si chiude sopra il Lago di Garda (in cui si ha la facies massiva del Loppio, GO1, al di sopra del Loppio Stratificato con Biocostruttori, facies GO3) e l'area a nord di Monte Gazza (in cui c'è lo stesso problema). Inoltre, anche l'area dell'Altopiano di Asiago presenta una zona in cui si ha ridotta coerenza, nell'area compresa tra le sezioni di Valbona e Mezzaselva di Roana.

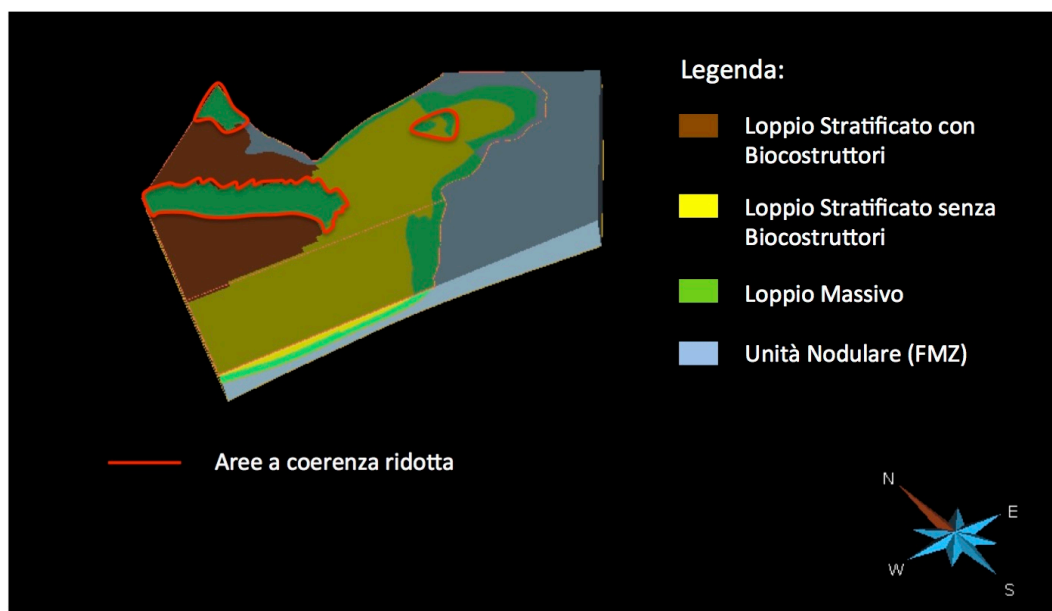


Fig.48: *Geological Grid* in cui sono evidenziate le aree a coerenza ridotta.

Questi problemi sono dovuti all'assenza di dato: sette sezioni sono troppo poche per ottenere un modello perfettamente coerente sulla scala di tutta la Piattaforma.

Tuttavia, nelle aree in cui i dati a nostra disposizione sono più fitti, la coerenza del modello è ottima. Inoltre, il modello che abbiamo realizzato va interpretato come un mezzo utile per descrivere l'andamento generale del Calcarea Oolitico di Loppio nell'area considerata, e non come uno studio di dettaglio su piccola scala. Il risultato ottenuto è quindi da considerarsi soddisfacente.

A prima vista il modello tridimensionale permette di fare qualche considerazione. Lo spessore massimo del Calcarea Oolitico di Loppio si ha nelle sezioni occidentali. In queste sezioni, che erano collocate a margine della Piattaforma di Trento, si ha la presenza delle facies GO1 e GO3 del Calcarea Oolitico di Loppio. La facies GO1 (Loppio Massivo) sta alla base del corpo oolitico ed è sovrastata dalla facies GO3 (Loppio Stratificato con biocostruttori). Spostandosi verso l'interno della Piattaforma lo spessore della facies GO3 diminuisce progressivamente, fino a scomparire. La facies a biocostruttori è sostituita dalla facies GO2 (Loppio Stratificato senza biocostruttori). Il Calcarea Oolitico di Loppio si chiude poi sull'Altopiano di Asiago: ad Est di Gallio e a Sud di Mezzaselva di Roana la Formazione di Monte Zugna è a contatto diretto con il sovrastante Rosso Ammonitico. A Nord della Valsugana, invece, non affiorano Formazione di Monte Zugna e Calcarea Oolitico di Loppio.

6.2.1 Sezioni Geologiche

Per comprendere meglio come variano le facies all'interno dell'area considerata, possiamo tagliare il *Grid* lungo sezioni. Il *Grid* può essere tagliato da un grande numero di sezioni; ne abbiamo selezionate due, che tagliano le aree in cui la coerenza del dato è ottimale.

Entrambe queste sezioni hanno orientamento circa Est-Ovest.

Sezione n.1

La sezione n.1 ha orientamento Nord-Ovest – Sud-Est, e attraversa il Calcere Oolitico di Loppio per tutta la sua estensione.

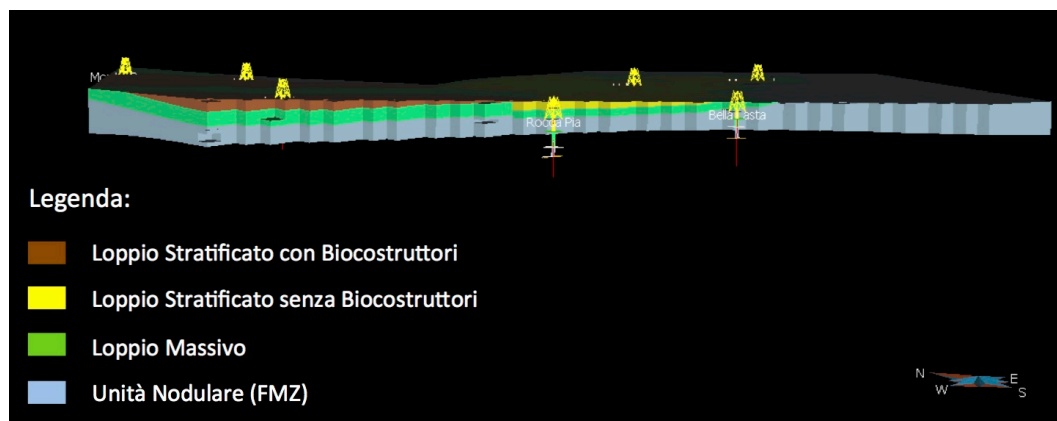


Fig.49: Sezione n.1.

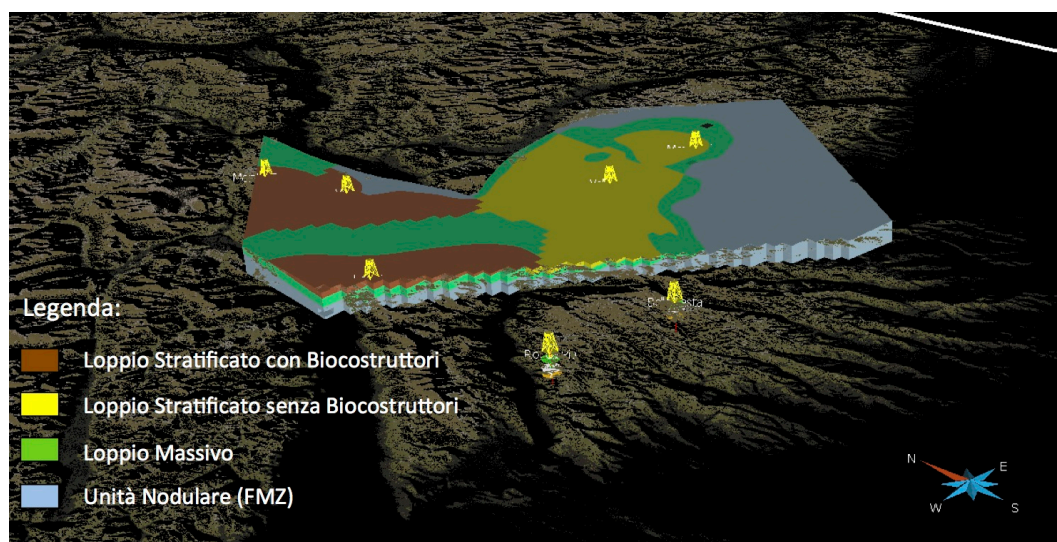


Fig.50: Sezione n.1 con base SRTM.

In Fig.49 possiamo vedere come allontanandosi dal margine della Piattaforma il Loppio con biocostruttori diminuisca progressivamente di spessore fino a scomparire, lasciando il posto al Loppio Stratificato senza biocostruttori.

Il Calcere Oolitico di Loppio si chiude poi a ridosso dell'Altopiano di Asiago.

Sezione n.2

La sezione n.2 ha orientamento Est – Ovest, e anche in questo caso attraversa il Calcarea Oolitica di Loppio per tutta la sua estensione.

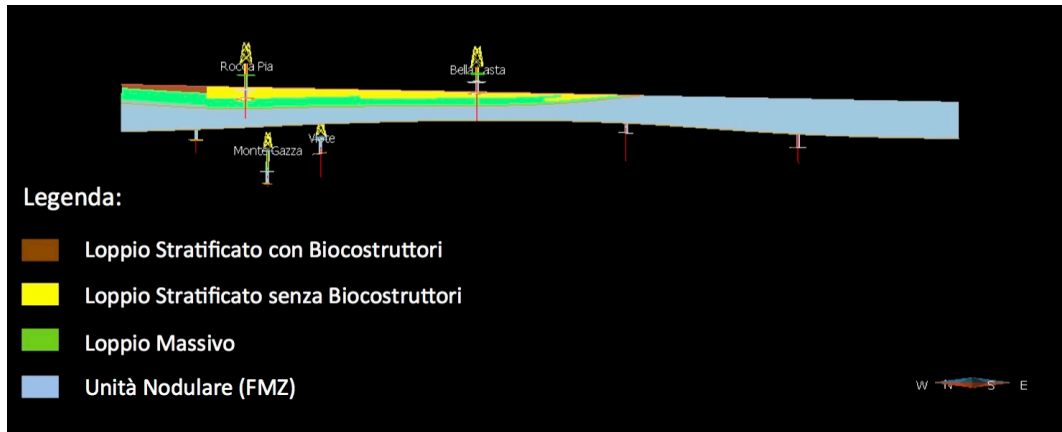


Fig.51: Sezione n.2

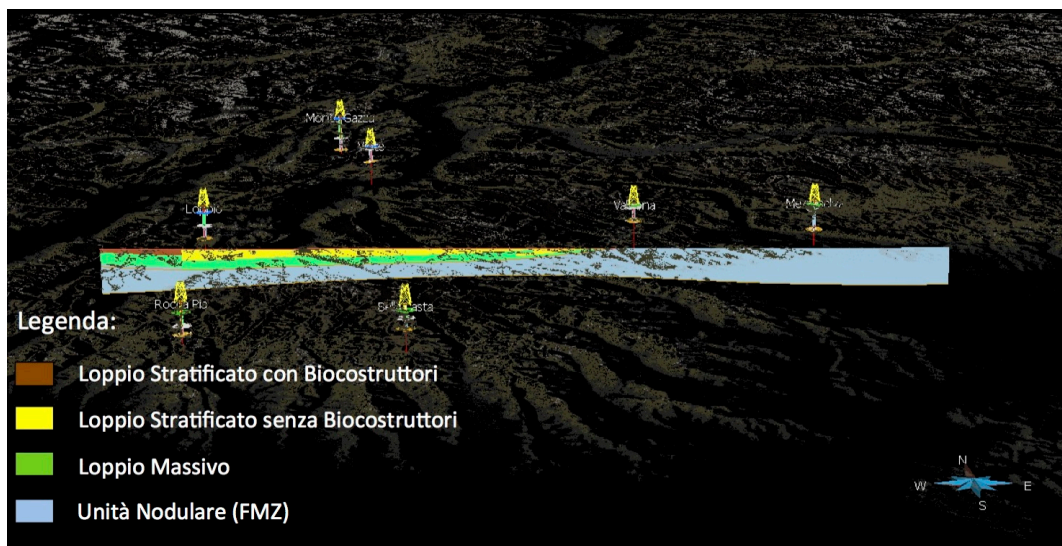


Fig.52: Sezione n.2 con base SRTM.

Anche in questo caso è ben chiara l'alternanza tra Loppio con biocostruttori, nelle sezioni di margine, e Loppio senza biocostruttori, nelle sezioni più orientali.

7. DISCUSSIONE

In questo capitolo proporremo una correlazione delle sezioni osservate in campagna e discuteremo l'interpretazione che abbiamo dato alla porzione superiore della Formazione di Monte Zugna e al Calcere Oolitico di Loppio.

7.1 Correlazione Sezioni

In fig.53 sono rappresentate le sezioni studiate e la loro correlazione.

Nel corso del lavoro di campagna abbiamo osservato la base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna nelle sezioni di Rocca Pia, Monte Gazza, Valbona e Mezzaselva. In ciascuna di queste sezioni è ben evidente in campagna il passaggio da ambiente peritidale ad ambiente subtidale (vedi capitolo Analisi di Facies). La base dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna che abbiamo proposto per correlare le sezioni studiate si basa quindi su evidenze litologiche; laddove non abbiamo osservato la base dell'unità nodulare (Loppio, Viote, Bella Lasta), questa passa al di sotto della base delle sezioni interessate.

Abbiamo scelto la base del Calcere Oolitico di Loppio come linea guida per allineare le sette sezioni studiate: questa scelta è dettata dal fatto che possiamo considerarla come una superficie isocrona. Possiamo fare questa considerazione grazie alla correlazione di serie isotopiche esistenti in letteratura.

La serie isotopica di Viote (*Franceschi et al., 2014*), vicino al margine della Piattaforma di Trento, è stata correlata con la serie isotopica di Mezzaselva di Roana (*Penon, 2014, tesi di laurea inedita*), situata in una posizione decisamente più interna (prossimale) della Piattaforma di Trento rispetto a Viote. In base a questa correlazione chemostratigrafica, la base del Calcere Oolitico di Loppio è considerata una linea tempo.

Il tetto del Calcere Oolitico di Loppio è stato osservato in molte delle sezioni analizzate. In ciascuna di queste sezioni, il tetto del Calcere Oolitico di Loppio rappresenta l'apice di un trend regressivo. Nella sezione di Bella Lasta, inoltre, c'è evidenza sedimentologica di emersione subaerea (l'impronta di dinosauro indica emersione della piattaforma). La linea che abbiamo tracciato per correlare il tetto del Loppio nelle varie sezioni è quindi il risultato di evidenze litologiche osservate nel corso del lavoro di campagna. Questa interpretazione, inoltre, è coerente con quanto affermato da Avanzini et al. (2001).

In fig.53 appare evidente una notevole differenza di spessore al tetto del Calcere Oolitico di Loppio tra le varie sezioni. Questa differenza di spessore può essere attribuita principalmente a due fattori.

Il primo di questi fattori è da attribuire al fatto che il tetto del Calcere Oolitico di Loppio può essere interpretato come una superficie erosiva.

Il secondo di questi fattori va ricercato nell'estensione della Piattaforma di Trento. Questa presenta un'estensione molto ampia, e al suo interno sono presenti tassi di subsidenza molto diversi, dovuti alla presenza di faglie sinsedimentarie. Questi diversi tassi di subsidenza contribuiscono a spiegare la notevole differenza di spessore che interessa il Calcare Oolitico di Loppio.

7.2 Interpretazione

In questa sezione proponiamo l'interpretazione dell'ambiente deposizionale della porzione superiore della Formazione di Monte Zugna e del Calcare Oolitico di Loppio.

Per quanto riguarda la Formazione di Monte Zugna, abbiamo già evidenziato la sua divisione in unità peritidale ed unità nodulare.

I cicli deposizionali che compongono l'unità peritidale, laddove osservati, sono sempre evidenti e non presentano alcun dubbio interpretativo: il livello del mare diminuisce progressivamente fino a raggiungere esposizione subaerea.

I cicli deposizionali che compongono l'unità nodulare, invece, sono di difficile interpretazione, poiché nella parte bassa dell'unità le evidenze osservate in campagna non fanno pensare ad un ambiente deposizionale esclusivamente subtidale, ma piuttosto ad un ambiente prevalentemente subtidale che solo raramente raggiunge condizioni intertidali o sopratidali.

Questa interpretazione è suggerita dalla presenza di fanghi laminati al top dei cicli deposizionali che compongono l'unità nodulare. La presenza di laminazione, infatti, implica assenza di bioturbazione. L'assenza di bioturbazione permette di ipotizzare che al momento della deposizione dei fanghi laminati la piattaforma si trovasse in condizioni di emersione.

A Monte Gazza, Viote, Loppio, Rocca Pia e nella parte alta dell'unità nodulare di Valbona invece, non sembrano esserci facies interpretabili come sopratidali.

Evidenze peritidali, quindi, sembrano essere esclusive delle sezioni più orientali.

Lo studio dell'unità nodulare, inoltre, evidenzia un'ulteriore differenza tra le sezioni occidentali, che stanno verso il margine della Piattaforma di Trento

(Monte Gazza, Viote, Loppio), e le sezioni orientali, che stanno verso l'interno della Piattaforma di Trento (Rocca Pia, Bella Lasta, Valbona, Mezzaselva): nelle sezioni orientali la percentuale di fango dell'unità nodulare è molto più elevata rispetto alle sezioni occidentali, in cui la componente granulare sembra prevalere su quella fangosa. Questa evidenza ci permette di ipotizzare un ambiente deposizionale più aperto (distale) per le sezioni occidentali, e più ristretto (prossimale) per le sezioni orientali.

L'abbondanza di facies di bassa energia suggerisce la presenza di un margine in posizione occidentale. Con il passaggio dalla Formazione di Monte Zugna al Calcare Oolitico di Loppio si ha un improvviso aumento dell'energia, che secondo la nostra interpretazione testimonia la rottura del margine.

Il Calcare Oolitico di Loppio presenta nel suo insieme una tendenza *shallowing upward*. Ma, mentre nella porzione superiore del Calcare Oolitico di Loppio (Loppio Stratificato) è presente ovunque l'evidenza di una diminuzione di profondità, fino ad arrivare ad emersione al tetto della formazione, la porzione inferiore del Calcare Oolitico di Loppio (Loppio Massivo) rimane tuttora di difficile interpretazione.

L'assenza di strutture sedimentarie permetterebbe di ipotizzare un ambiente deposizionale ad energia più bassa rispetto al Loppio Stratificato, ma non permette di affermare nient'altro.

Una possibile interpretazione per la deposizione della facies massiva del Calcare Oolitico di Loppio potrebbe essere quella di un *infralittoral prograding wedge* (Hernandez-Molina et al., 2000; Pomar et al., 2015), un corpo sedimentario progradante che si forma tra il livello di base dell'onda di bel tempo ed il livello di base dell'onda di tempesta. L'*infralittoral prograding wedge* nuclea nella porzione più interna della piattaforma, divenuta interamente ad alta energia dopo che si è aperto il margine per progressivo approfondimento. Questa interpretazione implicherebbe che alla base della formazione del Calcare Oolitico di Loppio praticamente tutta la piattaforma si trovava al di sotto della base d'onda di bel tempo.

Nella porzione di piattaforma che sta al di sopra della base d'onda le condizioni sono quelle di un ambiente di alta energia. In queste condizioni ooliti e sedimento grossolano sono continuamente rimaneggiati. Durante gli eventi di tempesta, si generano correnti che inducono il trasporto verso mare del sedimento grossolano rimaneggiato, che viene depositato al di sotto della base d'onda, e lì rimane. Con il ripetersi degli eventi di tempesta, si forma un cuneo di sedimento grossolano che si accumula al di sotto della base d'onda. Lo spazio di accomodamento, definito come lo spazio disponibile per la sedimentazione, è controllato in questo caso dal livello della base d'onda durante gli eventi di tempesta. Infatti, il sedimento trasportato al di sotto della base d'onda di tempesta è preservato come deposito stabile. Nel caso del Calcere Oolitico di Loppio, una volta riempito lo spazio di accomodamento vengono a mancare le condizioni che portano alla formazione dell'*infralittoral prograding wedge*: in questa condizione si ha il passaggio dalla facies di Loppio Massivo alla facies di Loppio Stratificato. La teoria dell'*infralittoral prograding wedge*, tuttavia, non trova riscontro in letteratura e si configura solamente come possibile interpretazione per spiegare la deposizione della porzione massiva del Calcere Oolitico di Loppio.

7.3 Stratigrafia Sequenziale

In questa sezione proponiamo una possibile stratigrafia sequenziale per l'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna e per il Calcere Oolitico di Loppio, che possono essere interpretati nella seguente sequenza deposizionale (fig.54).

La base dell'intervallo nodulare dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna rappresenterebbe la superficie di trasgressione (*transgressive surface*), cui succede il sistema deposizionale trasgressivo (*transgressive system tract*).

La superficie di *maximum flooding* è da posizionare alla base del Calcere Oolitico di Loppio, quando la piattaforma si trova interamente al di sotto della base d'onda. Il Calcere Oolitico di Loppio quindi si deposita per la sua interezza in un sistema progradante (*highstand system tract*).

Infine, abbiamo un *sequence boundary* al tetto del Calcarea Oolitico di Loppio, testimoniato ad esempio dalle impronte di tetrapodi (sezione di Bella Lasta).
 (Avanzini et al., 2006)

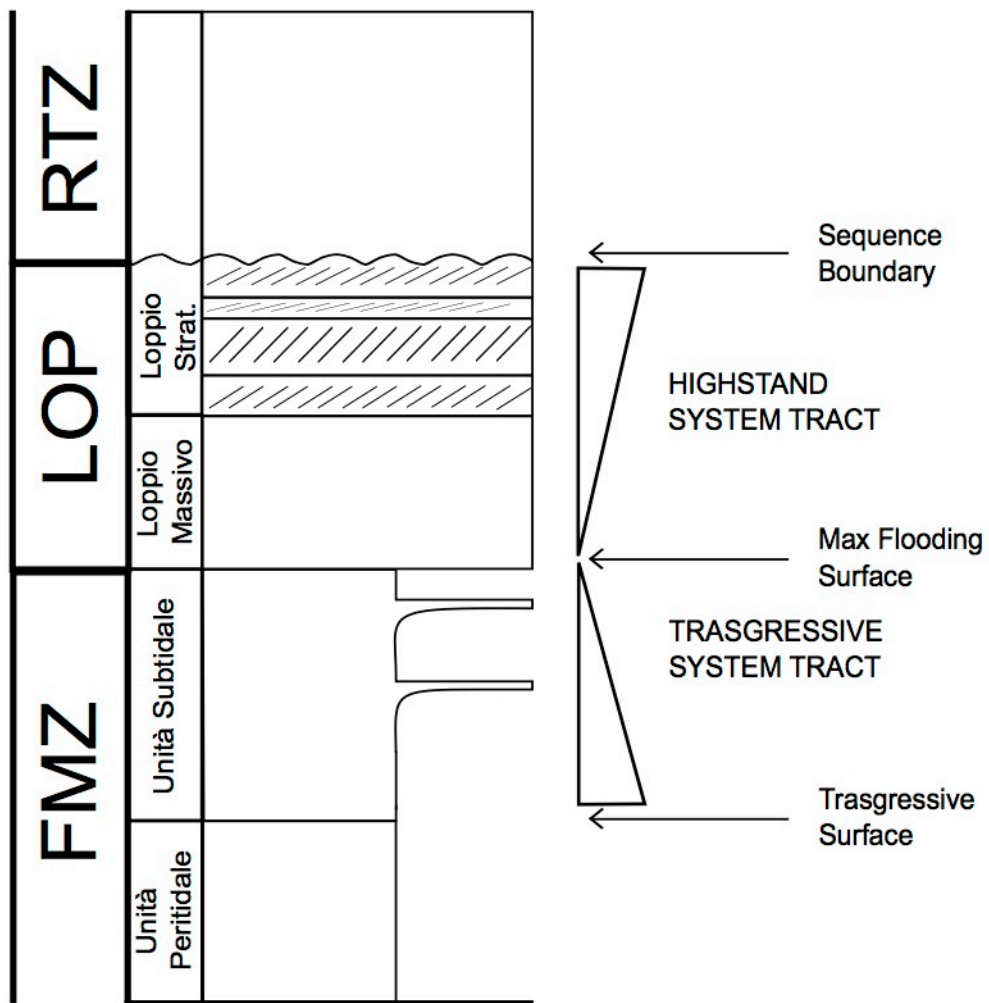


Fig.54: Stratigrafia sequenziale dell'unità nodulare della Formazione di Monte Zugna e del Calcarea Oolitico di Loppio.

8. BIBLIOGRAFIA

- Avanzini, M., Bargossi, G.M., Borsato, A., Selli, L., 2010, Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 060, Trento, Servizio Geologico d'Italia, Provincia Autonoma di Trento, p. 95-101.
- Avanzini, M., Masetti, D., Romano, R., Podda, F., e Ponton, M., 2007, Calcari Grigi, *in* Cita Sironi, M.B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., e Petti, F.M., eds., Carta Geologica d'Italia: 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali: APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia: Quaderni serie III, v.7, n. VII, p. 125-135.
- Avanzini, M., Piubelli, D., Mietto, P., Roghi, G., Romano, R., Masetti, D., 2006, Lower Jurassic (Hettangian-Sinemurian) dinosaur track megasites, Southern Alps, Northern Italy. *In* Harris, J.D., Lucas, S.G., Spielmann, J.A., Lockley, M.G., Milner, A.R.C., and Kirkland, J.I. (eds.). The Triassic-Jurassic Terrestrial Transition. New Mexico Museum Natural History and Scienze Bulletin, 37, p. 207-216.
- Avanzini, M., e Tomasoni, R., 2001, I Calcari Grigi di Cima di Vezzena-Pizzo di Levico (Trentino-Italia nord orientale): Studi trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, v.77, p. 245-267.
- Barbieri, G., Grandesso, P., 2007, Foglio Geologico 082 "Asiago" e Note Illustrative: Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000.
- Bosellini, A., 2005, Storia Geologica d'Italia: gli ultimi 200 milioni di anni, Zanichelli, p. 50-55, p. 88-89.
- Diaz, M.R., Swart, P.K., Eberli, G.P., Oehlert, A.M., Devlin, Q., Saeid, A., Altabet, M.A., 2015, Geochemical evidence of microbial activity within ooids: Sedimentology, Published Online con DOI: 10.1111/sed.12218
- Francheschi, M., Dal Corso, J., Posenato, R., Roghi, G., Masetti, D., Jenkyns, H.C., 2014, Early Pliensbachian (Early Jurassic) C-isotope

perturbation and the diffusion of the *Lithiotis* fauna: Insights from the western Tethys: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.410, p. 255-263.

- Hernandez-Molina, F.J., Fernandez-Salas, L.M., Lobo, F., Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., Alveirinho Dias, J.M., 2000, The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments: *Geo-Marine Letters* v.20, p.109-117.
- Masetti, D., Claps, M., Giacometti, A., Lodi, P., e Pignatti, P., 1998, I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias Inferiore e Medio, Prealpi Venete): *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v.40, p.139-183.
- Monaco, P., Giannetti, A., 2001, Stratigrafia tafonomica nel Giurassico Inferiore dei Calcari Grigi della Piattaforma di Trento; *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, v.42, p.175-178.
- Petti, F.M., Bernardi, M., Todesco, R., Avanzini, M., 2011, Dinosaur footprints as ultimate evidence for a terrestrial environment in the Late Sinemurian Trento Carbonate Platform: *Palaios*, v.26, p. 601-606.
- Penon, S., La stratigrafia isotopica del carbonio nel Calcare Oolitico di Loppio a Mezzaselva di Roana (Giurassico Inferiore, Altopiano di Asiago), Tesi di laurea triennale in geologia.
- Pomar, L., Aurell, M., Badenas, B., Morsilli, M., Al-Awwad, S.F., 2015, Depositional Model for a prograding oolitic wedge, Upper Jurassic, Iberian Basin: *Marine and Petroleum Geology* v.67, p.556-582.
- Schieber, J., Southard, J.B., Kissling, P., Rossman, B., Ginsburg, R., 2013, Experimental deposition of carbonate mud from moving suspensions: importance of flocculation and implications for modern and ancient carbonate mud deposition: *Journal of Sedimentary Research*, v.83, p.1026-1032.
- Scudeler Baccelle, L., 1976, Ovoidi carbonatici della Piattaforma Liassica Veneta: *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v.95, p.101-131.

- Sturani C., 1971, Ammonites and stratigraphy of the Posidonia alpina beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Baiocian), *Men. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXVIII, p.190.
- Winterer, E.L., Bosellini, A., 1981, Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps Italy, *American Ass. of Petroleum Geologist Bulletin*.